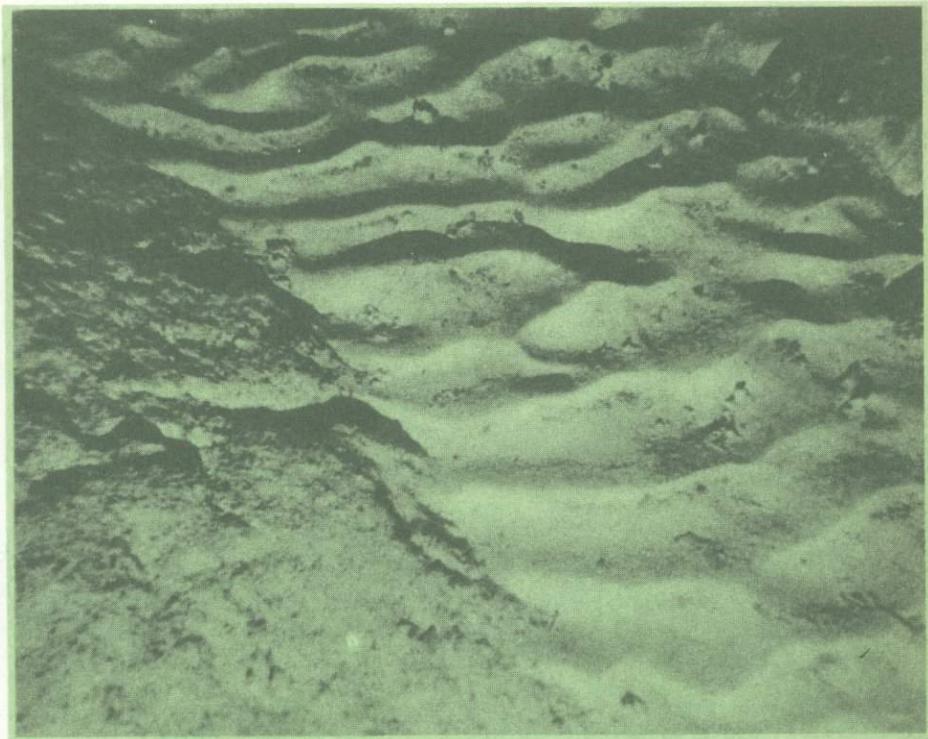


В.Н.СВАЛЬНОВ



Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА

В.Н.СВАЛЬНОВ

Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



С в а л ь н о в В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983.

В монографии обобщены оригинальные данные по составу и процессам формирования глубоководных осадков. Выявлены закономерности распределения обломочных и глинистых минералов. По комплексу признаков выделены седиментационные провинции, характерные для них типы разрезов и минералы-индикаторы. Определены скорости седиментации за последние 0,7 млн. лет. Показано влияние наземного вулканизма, эдафогенного материала и процессов переотложения на осадконакопление. Проанализированы микротекстуры глубоководных осадков. Выполнены палеогеографические реконструкции для двух временных срезов четвертичного периода, выявившие расширение пояса биогенного кремненакопления.

Табл. 20. Ил. 87. Библиогр.: с. 187–191 (190 назв.)

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук
И.О. МУРДМАА

Вячеслав Николаевич С в а л ь н о в
ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ
В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Утверждено к печати Институтом океанологии
им. П.П. Ширшова АН СССР

Редактор издательства Л.П. Ладычук
Художник Н.Н. Якубовская. Художественный редактор М.В. Версоцкая
Технический редактор Г.П. Каренина. Корректор В.Н. Пчелкина

ИБ № 27156

Подписано к печати 12.07.83. Т-09393. Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печл. 15,6 + 2,0 вкл. Усл. кр.-отт. 17,9. Уч.-издл. 20,7
Тираж 600 экз. Тип. зак. 491. Цена 3 р. 20 к.

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

С 1903030100-411
042 (02)-83 181-83-III

© Издательство "Наука",
1983 г.

Посвящается памяти
Пантелеимона Леонидовича
Безрукова

ВВЕДЕНИЕ

Тропическая часть Индийского океана, расположенная к востоку от 80° в.д., является интересным объектом для исследования глубоководного океанского осадкообразования. Здесь в четвертичное время с большой контрастностью протекали такие основные его процессы, как накопление терригенных выносов крупнейших рек – Ганга и Брахмапутры, биогенное карбонато- и кремненакопление, образование пелагических глин. На их фоне различимы вулканогенно-осадочные процессы, связанные с вулканизмом Зондских островов, влияние золового материала, перемещение осадков супензионными потоками, накопление эдафогенных отложений за счет разрушения горных пород дна. Разнообразие форм рельефа (котловины и хребты ложа океана, континентальные склоны, глубоководный Зондский желоб) позволяет проследить влияние их на осадкообразование в различных режимах питания осадочным материалом. Здесь можно выяснить пути разноса аллюхтонных компонентов в условиях обширного океанского бассейна, выявить закономерности биогенного осадкообразования, а также сочетания его с абиогенным пелагическим седиментогенезом.

На протяжении последних 20 лет Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР проводились в восточной части Индийского океана комплексные океанографические и морские геологические исследования, результаты которых отражены в ряде обобщающих работ [Лисицын, 1974, 1978; Геолого-геофизический атлас Индийского океана, 1975; Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана, 1979; Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана, 1981], а также в многочисленных публикациях П.Л. Безрукова. Вместе с тем было сделано очень мало в направлении расчленения колонок, изучения минерального состава четвертичных осадков, их структурных и текстурных особенностей, взаимоотношений в разрезах и на площади; слабо освещены вопросы переотложения осадочного материала и влияния наземного вулканизма на седиментогенез. Отмеченные пробелы автор предлагает монографии и пытался восполнить.

В результате комплексного изучения осадков и обобщения материалов глубоководного бурения удалось выявить, что четвертичные отложения покрывают океанское дно прерывистым слоем мощностью от нескольких сантиметров до первых сотен метров. Ведущими факторами седиментации здесь являются терригенный и биогенный процессы. Обломочные и глинистые минералы поступают из трех основных питающих провинций: Южной Азии (терригенный материал речных выносов), Австралии (преимущественно золовый материал) и Зондских островов (вулканогенный материал). В приэкваториальной зоне существенная роль в осадконакоплении принадлежит кремнистому планктону – радиоляриям и диатomeям. По направлению от берегов в пелагиаль скорость седиментации уменьшается примерно на два порядка. Как по периферии океана, так и в пелагической области широко проявлены процессы перераспределения осадочного материала на дне, что приводит к формированию турбидитов и эдафогенных наложений. По комплексу признаков в восточной части Индийского океана выделены седиментационные провинции, характерные для них типы разрезов и минералы-индикаторы.

Материалом для настоящего исследования послужили образцы глубоководных осадков из восточной части Индийского океана, собранные грунтовыми трубками и дночертальными в рейсах 31, 33, 35, 36, 54 и 58 нис "Витязь" [Безруков, 1973а; Геолого-геофизический атлас..., 1975; Свальнов и др., 1978] сотрудниками ИОАН (в двух последних рейсах с участием автора). При изучении осадков были использованы стандартные методики: макроскопическое описание колонок и дночертательных проб, просмотр шлифов и мазков, гранулометрический, иммерсионный, химический, дифрактометрический анализы (выполнены в лабораториях ИОАН). Палеомагнитные исследования проведены Е.Л. Демиденко и Т.И. Линьковой, микропалеонтологические — В.В. Мухиной и Г.Х. Казариной (диатомеи, силикофлагелляты), О.Б. Дмитренко и М.Г. Ушаковой (кокколитофориды), Н.В. Беляевой (планктонные фораминиферы), И.И. Бурмистровой (бентосные фораминиферы). Подводные фотографии, полученные в 54-м рейсе "Витязя", любезно предоставлены П.Н. Фоминых. Большую помощь в графическом оформлении работы оказала К.К. Васильева. Были учтены критические замечания И.О. Мурдмаа и Н.С. Скорняковой.

Всем перечисленным выше товарищам, а также А.Е. Рубцовой, З.И. Виневской, А.Я. Шевченко, М.С. Поповой, А.Н. Рудаковой, В.П. Казаковой и Н.П. Толмачевой, выполнившим различные анализы, автор выражает искреннюю признательность.

Всегда плодотворными были консультации и советы П.Л. Безрукова, светлой памяти которого автор и посвящает свой скромный труд.

Глава I

СОВРЕМЕННЫЕ УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Район исследований находится в тропической зоне Индийского океана к востоку от 80° в.д. (рис. 1) и включает восточную часть Центральной котловины, Бенгальский залив, Кокосовую, Западно-Австралийскую и Северо-Австралийскую котловины, Восточно-Индийский и Западно-Австралийский хребты, Кокосовое поднятие, Зондский желоб и желоб Оби. Он ограничен побережьями Австралии, Зондских, Андаманских и Никобарских островов, п-ова Индостан, а на юге доходит примерно до 35° ю.ш. [Геолого-геофизический атлас..., 1975].

§ 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАМЛЕНИЯ

Водосборная площадь восточной части Индийского океана расположена асимметрично относительно его акватории, что отражается на масштабах поступления и характере осадочного материала. Наиболее разветвленная речная сеть и основная часть водосборной площади находятся на севере района — в пределах Южной Азии. Развитые здесь докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, кислые и основные интрузии, верхнепалеозойские—кайнозойские осадочные образования [Кришнан, 1954] размываются реками Ганг, Брахмапутра, Иравади, Маханади, Годавари, Кришина, Каувери и др. Годовой твердый сток основных рек, по данным Холемана [Holeman, 1968] в пересчете А.П. Лисицына [1974], составляет следующие величины (в млн. т): Ганга — 1451, Брахмапутры — 725,7, Иравади — 299.

Водосборная площадь в северо-западной части Австралии ограничена довольно узкой полосой, в пределах которой распространены магматические, метаморфические и осадочные породы — от докембрийских до четвертичных [Браун и др., 1970]. Эта территория дrenируется реками Фишрой, Де-Грей, Фортесью, Гаскойн, Мерчисон и другими, имеющими неравномерный режим стока: летом они пересыхают и мелеют. В таких условиях трудно ожидать выноса реками значительных масс терригенного материала. Ведущая роль здесь принадлежит, видимо, золовому разносу из внутренних районов материка. Это подтверждается расположением пустынных песчаных гряд в Австралии [Браун и др., 1970] и северо-западным направлением ветров, обусловивших их образование (рис. 2). По данным В.Н. Живаго [1975], средняя величина суточного поступления золового материала составляет в Бенгальском заливе $4,5 \text{ мг}/\text{м}^2$, у берегов Австралии — $5,7$, над акваторией Зондского архипелага — $6,1 \text{ мг}/\text{м}^2$. В последнем случае в составе золовой взвеси присутствует, возможно, материал из Юго-Восточной Азии и Северной Австралии. Масса золовой взвеси распределена довольно равномерно над всей акваторией района, однако доля ее в осадочном материале несомненно выше к западу от Австралии, куда почти не поступает материал речного стока. В среднем на поверхность Индийского океана в сутки выпадает 738,7 тыс. т золового материала, что составляет 3,3% поставки его реками.

На водосборной площади Зондских островов развиты мезозойские филлиты, кайнозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, а также продукты современного вулканизма [Ван Беммелен, 1957]. Размыв этих образований осуществляют довольно многочисленные полноводные реки, но малая площадь водосбора ограничи-

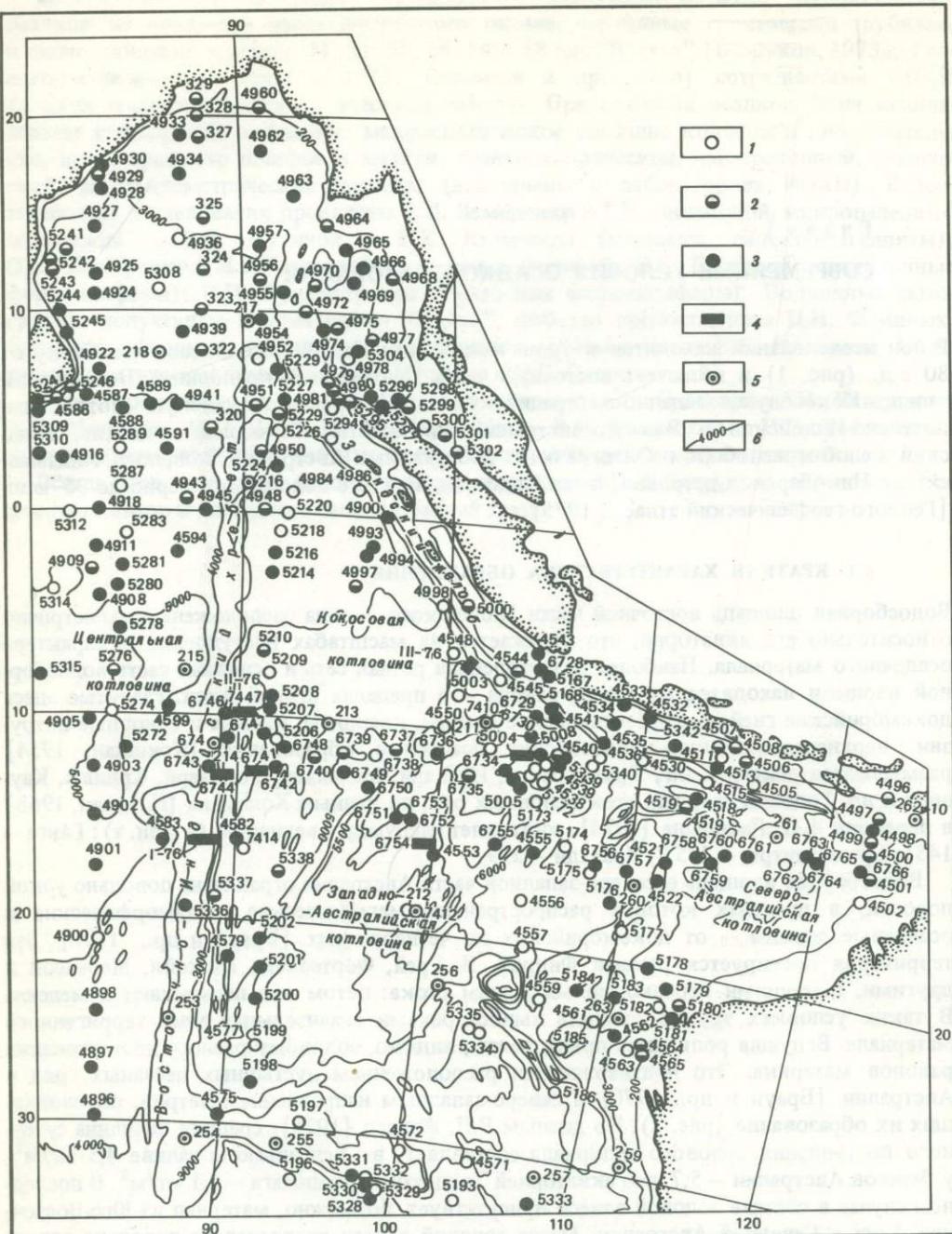


Рис. 1. Расположение станций нис "Витязь"

1–3 – орудия сбора осадков: 1 – грунтовая трубка; 2 – дночерпатель; 3 – грунтовая трубка и дночерпатель; 4 – геологические полигоны; 5 – скважины глубоководного бурения; 6 – изобаты, м

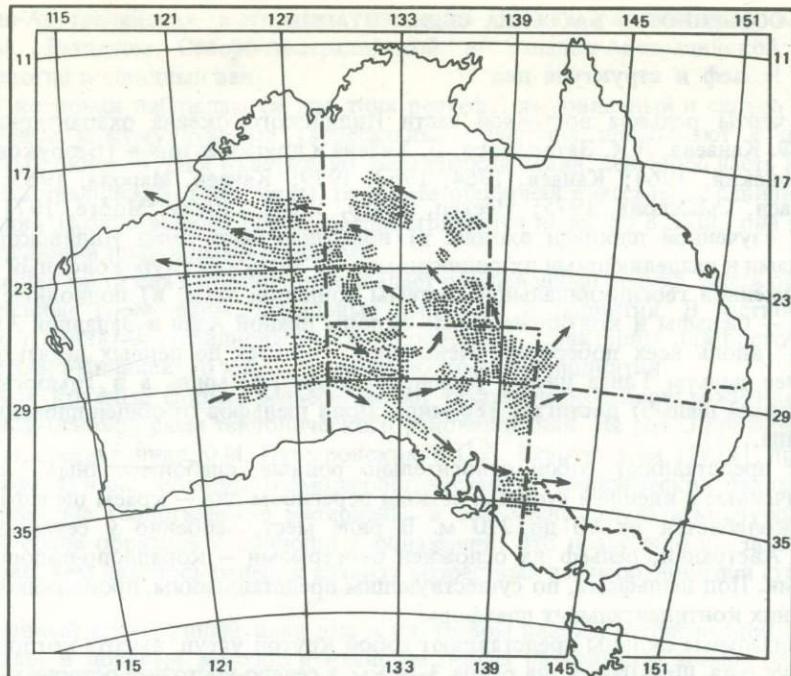


Рис. 2. Схема пустынных песчаных гряд Австралии [Браун и др., 1970]

Стрелками показаны преобладающие направления ветров, обусловивших возникновение гряд

вает возможности выноса взвешенного материала в прилегающую часть Индийского океана. Более значительна здесь роль вулканов. О масштабах вулканической деятельности Зондских островов дает некоторое представление табл. 1. Для примера укажем, что только при извержении вулкана Тамбора в 1815 г. было вынесено (по оценкам разных исследователей) 180 км³ силикатного вещества, а при извержении вулкана Krakatau в 1883 г. — 10 км³ [Геология океана. Осадкообразование..., 1979].

Сведения о количестве всего осадочного материала, поступающего в восточную часть Индийского океана с суши, пока отсутствуют, а опубликованные данные относятся к океану в целом [Лисицын, 1974]. В указанной работе отмечается, в частности, подчиненная роль терригенного материала абразии берегов в питании океанов по сравнению с другими источниками осадочного вещества. Кроме взвешенного материала, реки несут в океан растворенные вещества, минеральные коллоиды, часть из которых поступает в донные осадки в процессе жизнедеятельности планктонных и бентосных организмов.

Таблица 1. Действующие вулканы, сольфатарные и фумарольные поля Зондского архипелага [Van Bemmelen, 1957]

Группа*	Суматра	Ява	Малые Зондские острова	Андаманские острова
A	10	17	19	1
B	11	16	6	—
C	10	20	4	—
Всего	31	53	29	1

* А — вулканы, извергавшиеся в историческое время; В — вулканы в сольфатарной и фумарольной стадии; С — сольфатарные и фумарольные поля.

§ 2. ОСОБЕННОСТИ БАССЕЙНА СЕДИМЕНТАЦИИ

2.1. Рельеф и структура дна

Основные черты рельефа восточной части Индийского океана охарактеризованы в работах В.Ф. Канаева, Л.К. Затонского, Б. Хизена и других авторов [Безруков, Канаев, 1963; Затонский, 1964; Канаев, 1964, 1967, 1979; Канаев, Марова, 1965; Марова, 1966; Канаев, Смылова, 1975; Heezen, Tharp, 1964; Curragy, Moore, 1971; и др.]. В пределы изученной площади входят: а) восточная часть ложа Индийского океана с котловинами и разделяющими их поднятиями; б) Зондский глубоководный желоб — часть современной геосинклинальной системы Зондской дуги; в) подводные окраины материков — шельфы и континентальные склоны Южной Азии и Западной Австралии.

Шельфы¹ вдоль всех побережий очень узкие (от трех до первых десятков миль). Лишь южнее дельты Ганга шельф расширяется до 140 миль, а в Тиморском море (Австралийский шельф) достигает 180 миль. Доля шельфов от общей площади акватории ничтожна.

Шельфы представляют собой относительно ровные, слабонаклонные поверхности, ограниченные с внешней стороны четким перегибом дна — краем шельфа, глубина которого колеблется от 60 до 270 м. В ряде мест, особенно у северо-западного побережья Австралии, рельеф их осложнен биогермами — коралловово-водорослевыми постройками. Под шельфами, по существующим представлениям, продолжаются структуры соседних континентальных платформ.

Континентальные склоны представляют собой крутой уступ, высота которого варьирует. Вокруг о-ва Шри-Ланка она равна 3—4 км, а северо-восточнее острова уменьшается до 1 км. Характерно сильное расчленение склона подводными долинами и каньонами. Наиболее крупный каньон Тринкомали находится у восточного берега Шри-Ланки. Длина его 60 км, относительная глубина достигает 1,5 км. В северной части Бенгальского залива склон образует уступ высотой 1 км, который прорезан каньоном Ганга длиной 80 миль, шириной до 8 миль и относительной глубиной до 1,3 км. На севере Австралии уступ континентального склона имеет высоту 1—3,5 км. На северо-западе он становится выше (до 4,5 км) и приобретает ступенчатый профиль; западный склон имеет выпукло-вогнутый профиль, местами расчлененный подводными каньонами и долинами.

Зондский глубоководный желоб протягивается вдоль Зондских, Андаманских и Никобарских островов. Он имеет крутой северо-восточный склон и более пологий юго-западный, максимальная глубина достигает 7450 м. По внешнюю сторону желоба прослежен вал, переходящий в горный хребет.

Ложе восточной части Индийского океана характеризуется разнообразными формами рельефа. Вдоль 88—90° в.д. протягивается Восточно-Индийский хребет. Он прослеживается от 10° с.ш. до 34° ю.ш. (более 2600 миль) и представляет узкое (90—120 миль) горное сооружение с относительной высотой от 2 до 3,5 км. Гребень хребта обладает слегка выпуклой поверхностью, расположенной в среднем на глубине 2000—2500 м. Хребет осложнен многочисленными поперечными депрессиями. На юге к нему под прямым углом примыкает Западно-Австралийский хребет широтного простирания. Гребень последнего расположен на глубине 1,5—2,0 км и представляет широкую волнистую поверхность. Для большей части хребта характерны слабая расчлененность, пологий северный и очень крутой южный склоны. Вдоль южного склона Западно-Австралийского хребта протягивается желоб Оби с крутыми склонами и плоским дном.

К западу от Восточно-Индийского хребта расположена обширная Центральная котловина, включающая на севере Бенгальский залив. Дно котловины находится на глубине 4—5 км. К востоку от хребта расположены Кокосовая, Западно-Австралийская и Северо-Австралийская котловины с преобладающими глубинами 5—6 км. Кокосовая

¹ Характеристика рельефа дна дается по В.Ф. Канаеву [1979].

и Западно-Австралийская котловины отделены сложно расчлененным Кокосовым поднятием. Разделом Северо-Австралийской и Западно-Австралийской котловин служит пологий подводный вал.

На дне котловин наблюдаются два типа рельефа: выровненный и сильно расчлененный. Плоские аккумулятивные (абиссальные) равнины примыкают к подножиям материковых склонов. Они охватывают Бенгальский залив, северную часть Кокосовой и Северо-Австралийскую котловины. Наиболее обширная абиссальная равнина Бенгальского залива (конус выноса Ганга) распространяется на юг до 8° ю.ш., она расчленена многочисленными подводными долинами.

На большей части дна котловин преобладает расчлененный рельеф. Здесь обнаружены многочисленные горы, валы, локальные депрессии и поднятия. В частности, узкие депрессии и поднятия меридионального простирания характерны для восточных предгорий Восточно-Индийского хребта и района Кокосового поднятия.

Основные крупные формы рельефа имеют тектоническое происхождение и служат фактической основой схем тектонического районирования. На рис. 3 приведена одна из таких схем, составленная Ю.М. Пущаровским и П.Л. Безруковым [1973], при построении которой авторы, помимо геоморфологических и геофизических данных, использовали новейшие геологические материалы, в том числе результаты глубоководного бурения и сбора образцов с подводных обнажений. Это позволило им подойти более обоснованно, чем делалось ранее, к анализу возрастных взаимоотношений структурных элементов.

Современный структурный план дна в изученном районе, согласно этой схеме, был сформирован в позднем мезозое и кайнозое, когда развивались четыре разнородные категории тектонических образований: 1) Австрало-Антарктическое поднятие, относящееся к системе Индоокеанского подвижного пояса; 2) сложный комплекс Индо-Австралийского талассогена; 3) структурные элементы Зондской современной геосинклинальной системы; 4) плитовые по своей тектонической природе структуры, сформировавшиеся в шельфовых зонах на погруженных материковых окраинах.

Австрало-Антарктическое поднятие лишь частично входит в пределы рассматриваемой схемы. О нем можно сказать, что оно активно развивалось в кайнозое. Характерно, что при значительной расчлененности поверхности поднятия на ней не обнаружено сколько-нибудь четко выраженного рифтового ущелья.

Индо-Австралийский талассоген распадается на ряд тектонических впадин, разделенных более или менее значительными поднятиями. Впадины можно разделить на две группы: а) прогибающиеся в позднем мезозое и кайнозое и, по-видимому, наследующие более ранние прогибы океанского дна — впадины Центрально-Индийская, Кокосовая и Западно-Австралийская с глубинами океана 5–6 км; б) новообразованные позднемезозойско-кайнозойские впадины, сформировавшиеся в начале мела в областях мелководий и даже суши. Последние четко обособляются в периферической приавстралийской части океана и включают три впадины: Северо-Австралийскую, Кюве и Пертскую. Центральные части этих впадин находятся на глубинах более 5,5 км и мало нарушены, окраинные же части лежат на меньших глубинах и могут быть нарушены локальными поднятиями и разломами.

В пределах Центрально-Индийской впадины четко выделяются валообразное поднятие Ланка и высоко поднятый массив горы Афанасия Никитина, имеющие, вероятно, вулканическое происхождение.

Поднятые структурные формы Индо-Австралийского талассогена разделяются на две группы: а) горстовидные поднятия с базальтовым цоколем, поднявшиеся в конце мела — начале палеогена до поверхности океана, а затем значительно опустившиеся Восточно-Индоокеанское поднятие и поднятие Кокосовых островов; б) горстообразные поднятия, не являющиеся по своей природе океанскими, а представляющие собой, вероятно, фрагменты континентальных структур. К последним отнесены поднятия, расположенные к западу от Австралии: Западно-Австралийское, Натуралистов, Зенит и Кюве.

В пределах Кокосового и Восточно-Индоокеанского поднятий широко проявляются разрывные нарушения (сбросы, взбросы) преимущественно меридионального направления, хотя есть и широтные. Вертикальное смещение по некоторым крупным разломам достигает нескольких километров.

Кроме рассмотренных структур талассогена, авторы указанной выше работы выделяют кайнозойские приразломные гребневидные поднятия и щелевидные прогибы (см. рис. 3). К числу последних, в частности, отнесены прогибы Оби и Диамантина, обычно называемые желобами [Безруков, Канаев, 1963].

Зондская современная геосинклинальная система состоит из четырех тектонических зон: а) Яванского геосинклинального желоба; б) геоантеклинальной гряды, несущей Андаманские, Никобарские и Ментавайские острова; в) зоны внутренних геосинклинальных трогов; г) зоны краевых поднятий приокеанических частей Суматры и Явы с ее мощным новейшим и современным вулканизмом и активными структурообразовательными процессами. На севере система осложнена тыловой Андаманской геосинклинальной котловиной, на южном продолжении системы находится Тиморский геосинклинальный трог.

Формирование Зондской геосинклинальной системы, по мнению Ю.М. Пущаровского и П.Л. Безрукова [1973], происходило синхронно с развитием тыловых приматериковых геосинклинальных прогибов, охватывающих удаленные от океана части Суматры и Явы, т.е. имело место в кайнозое, в особенности в позднем кайнозое.

В областях, где материковые структуры затоплены окраинными частями океана, авторы тектонической схемы выделяют *структурные формы типа плит*, образованные кайнозойскими или мезокайнозойскими отложениями. От океанских структур эти плиты отделяются крупными разломами.

2.2. Циркуляция вод

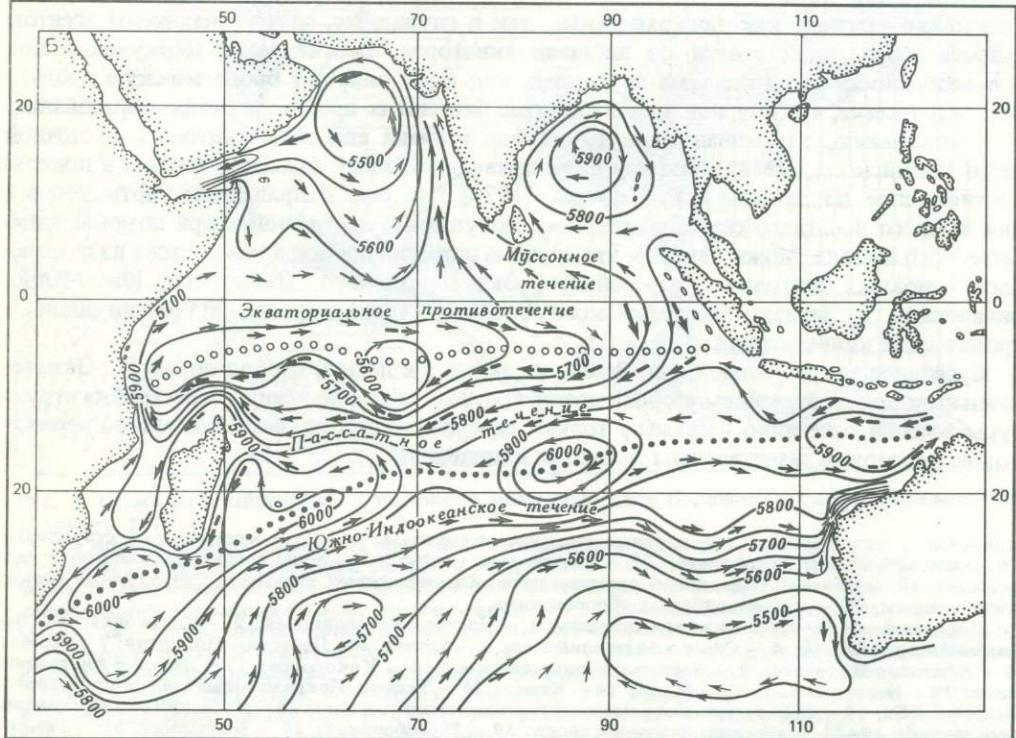
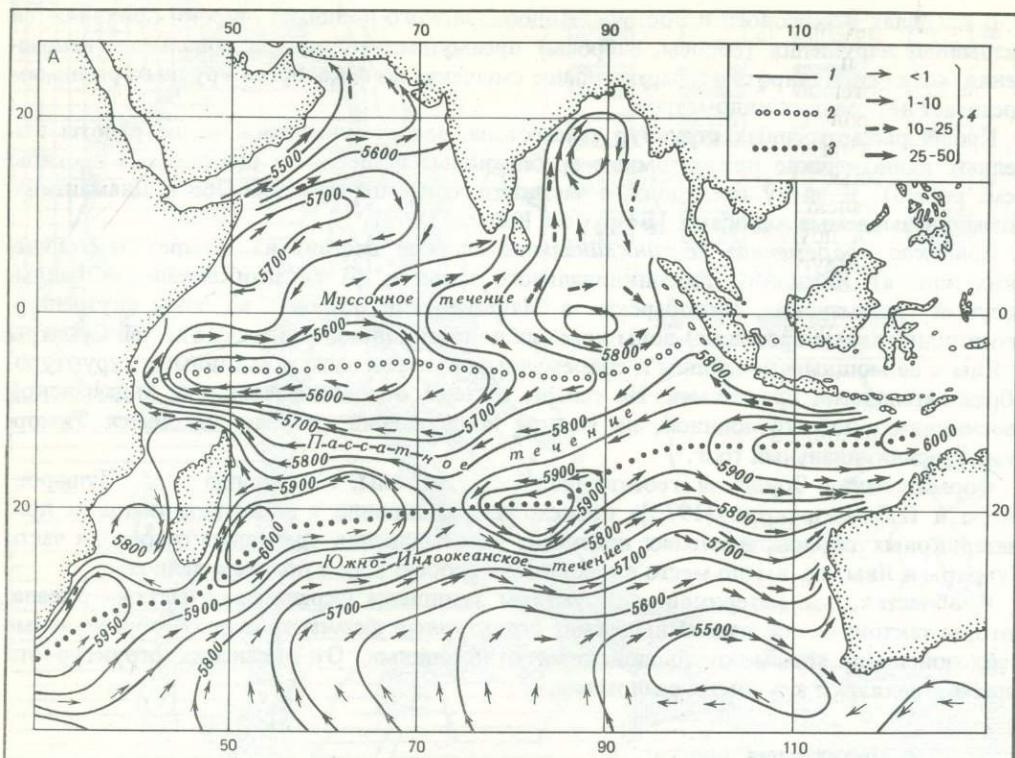
Океанские течения, как поверхностные, так и глубинные, служат основным агентом разноса терригенной взвеси по площади акватории. Вертикальная циркуляция вод и в особенности зоны подъема глубинных вод контролируют биологическую продуктивность океана, что обуславливает развитие биогенных процессов осадкообразования.

К сожалению, глубинная циркуляция вод изучена еще недостаточно в восточной части Индийского океана, поэтому ниже приведено только описание течений в поверхностном слое по данным В.Г. Неймана [1970]. На рис. 4 приведены карты течений для зимнего и летнего сезонов северного полушария, построенные при помощи динамического метода. Можно видеть, что система циркуляции вод здесь состоит из следующих основных элементов: Муссонного, Экваториального, Пассатного, Южно-Индоокеанского и Западно-Австралийского течений, субэкваториальной дивергенции и тропической конвергенции.

Муссонное течение зимой направлено на запад, а в летний период образует с Экваториальным противотечением единый поток восточного направления. Перестройка структуры течений отчетливо выражена только севернее экватора, южнее экватора перенос вод не подвержен значительным сезонным изменениям.

клинальные котловины; 15 – краевые складчатые системы. 16–19 – материковые структуры: 16 – докембрийские платформы; 17 – ранние мезоиды; 18 – зоны позднемезозойской складчатости; 19 – области подводного распространения материковых структур. Структурные знаки: 20 – разломы; 21 – сбросы, взбросы, сбрососдвиги.

Цифровые обозначения на карте. Впадины: 1 – Центрально-Индийская; 2 – Кокосовая; 3 – Западно-Австралийская; 4 – Северо-Австралийская; 5 – Кювье; 6 – Пертская. Поднятия: 7 – Ланка; 8 – Афанасия Никитина; 9 – Восточно-Индоокеанское; 10 – Кокосовое; 11 – Западно-Австралийское; 12 – Натуралистов; 13 – Зенит; 14 – Кювье; 15 – Эксмут. Приразломные щелевидные прогибы: 16 – Оби; 17 – Диамантина. Современный геосинклинальный пояс: 18 – Яванский геосинклинальный желоб; 19–21 – геосинклинальные троги: 19 – Никобарский; 20 – Балийский, 21 – Тиморский; 22 – Андаманская геосинклинальная котловина; 23 – Австралио-Антарктический подвижный пояс



Пассатное течение имеет западное направление. На северной периферии его (при мерно 5° ю.ш.) проходит зона субэкваториальной дивергенции, на южной – зона тропической конвергенции, пересекающая океан от южного побережья Африки до Малых Зондских островов. Южнее тропической конвергенции проходит Южно-Индоокеанское течение, имеющее восточное направление. Оно прослеживается вплоть до 30° ю.ш. и является ветвью Антарктического кругового течения. У берегов Австралии одна ветвь Южно-Индоокеанского течения поворачивает на север и дает начало Западно-Австралийскому течению, другая же ветвь отклоняется к югу и вовлекается в региональный циклонический круговорот, имеющий широтное направление.

2.3. Поступление биогенного материала

Растворенные в воде вещества идут на постройку скелетов и мягких тканей планктонных и бентосных организмов. Проходя через сложные пищевые цепи, эти вещества либо снова переходят в раствор, либо частично оседают на дно.

В Мировом океане главная часть биомассы бентоса (около 83%) приходится на глубины до 200 м (шельф), на материковом склоне (200–3000 м) биомасса составляет менее 17%, а на огромной площади абиссальных глубин сосредоточено менее 1% бентоса [Зенкевич и др., 1960]. Таким образом, значительная осадкообразующая роль бентосных организмов отмечается только на шельфе, в пелагических же областях в биогенном осадкообразовании абсолютно господствуют планктонные организмы.

Первичное органическое вещество синтезируется (фотосинтез) фитопланктоном, распространенным в слое воды 0–100 м. Наиболее представительными в современных океанских водах являются диатомовые водоросли – планктонные организмы с кремниевой функцией. Зоопланктон в осадках представлен скелетами фораминифер и радиолярий, обитающих главным образом в верхних 200–500 м воды.

Известно, что в зоне фотосинтеза биогенные элементы (фосфор, азот, кремний и др.) быстро исчерпываются растениями, поэтому пышный расцвет фитопланктона наблюдается там, где глубинные воды постоянно выносят к поверхности питательные соли, т.е. в зонах подъема вод – дивергенциях. С продуктивностью фитопланктона тесно связано развитие всех планктонных и бентосных организмов, для которых первичное органическое вещество фотосинтеза является основой жизнедеятельности. Распределение первичной продукции фитопланктона в водах восточной части Индийского океана [Кобленц-Мишке и др., 1971] крайне неравномерно. На большей части района первичная продукция составляет менее 100 С mg/m^2 в день. Локальные участки высокой первичной продукции (более 500 С mg/m^2 в день) выявлены в Бенгальском заливе, северо-западнее Австралии и южнее Явы, что обусловлено отчасти выносом питательных солей реками, но главным образом подъемом глубинных вод. Несколько повышенные величины первичной продукции (100 – 150 mg/m^2 в день) характерны для широтной полосы (10 – 15° ю.ш.), смешенной к югу относительно зоны субэкваториальной дивергенции.

2.4. Распределение взвеси

Изучение взвеси в восточной части Индийского океана проводилось в рейсах 31, 33, 35, 36 "Витязя" и во 2-м рейсе "Оби". По материалам, полученным в 33-м рейсе [Гордеев, 1964], который проходил осенью, зимой и весной, содержание взвеси в поверхностных водах колеблется от 0,2 до $1,5 \text{ g/m}^3$, но чаще составляет $0,5$ – $1,0 \text{ g/m}^3$. Повышенное

Рис. 4. Карты геострофических течений на поверхности Индийского океана летом (A) и зимой (B) северного полушария [Нейман, 1970]

1 – динамические горизontали, дин. мм; 2 – дивергенции; 3 – конвергенции; 4 – скорость течения, см/с

количество взвеси (более $0,5 \text{ г}/\text{м}^3$) характерно для большей части Бенгальского залива и районов, прилегающих к Зондским островам.

Распределение взвеси в толще вод неравномерно [Гордеев, 1970; Лисицын, 1974]. Воды большей части района характеризуются значениями $0,5\text{--}1,0 \text{ г}/\text{м}^3$. Минимальная концентрация взвеси (менее $0,5 \text{ г}/\text{м}^3$) приурочена к самому верхнему слою воды (до $25\text{--}50 \text{ м}$), глубже (до $200\text{--}300 \text{ м}$) картина распределения ее наиболее пестрая. Устойчивое облако взвеси (концентрация $1,0\text{--}2,5 \text{ г}/\text{м}^3$) отмечается в Бенгальском заливе, что связано с выносами Ганга. Мутные воды Ганга в поверхностном слое океана распространяются на незначительные расстояния, а на глубинных горизонтах прослеживаются на 1000 миль .

Общая тенденция в распределении взвеси заключается в уменьшении количества ее по направлению от берегов в пелагические области. В зонах поднятия вод картина усложняется за счет интенсивного развития планктона. Анализ разрезов водной толщи показывает, что поверхностные течения не являются решающим фактором в распределении взвешенного материала. По мере удаления от источника взвеси несомненно растет влияние глубинной циркуляции вод, которая, в свою очередь, подчинена крупным формам рельефа дна. Эффект глубинной циркуляции вод четко отразился на формировании минерального комплекса осадков Зондского желоба [Свальнов, Рудакова, 1976]. Свообразным барьером для взвеси, поступающей из Бенгальского залива, служит Восточно-Индийский хребет, что сказалось на характере распределения глинистых минералов [Venkataram, Biscaye, 1973].

Г л а в а II

ТИПЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ, ИХ СОСТАВ И СОВРЕМЕННОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В формировании глубоководных осадков участвуют терригенные, биогенные, вулканогенные, аутигенные и другие компоненты, соотношения которых в конкретных условиях седиментации сильно варьируют. Макро- и микроскопическое изучение донных отложений позволяет количественно оценить содержание различных компонентов и проследить изменения условий седиментации как в пространстве, так и во времени. Описание собранных образцов проводилось с учетом существующих классификаций океанских осадков.

§ 1. К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДКОВ

Впервые океанские осадки были разделены Дж. Мерреем и А. Ренаром [Murray, Renard, 1891] на глубоководные, мелководные и литоральные, а также на пелагические и терригенные. В пределах указанных групп эти исследователи выделили типы осадков с учетом содержания CaCO_3 , размера зерен, цвета, преобладающих биогенных остатков. Некоторые из предложенных ими названий осадков используются в научной литературе до настоящего времени (радиоляриевый ил, диатомовый ил, красная глина).

Ряд дополнений в классификацию Дж. Меррея и А. Ренара внес О. Крюммел [Krümmel, 1907], который разделил осадки по фациальным признакам на гемипелагические и эпипелагические, батиальные и абиссальные и т.д. Р. Ревелл [Revelle, 1944] выделил среди пелагических биогенных илов карбонатные (более 30% CaCO_3) и кремнистые (более 30% остатков кремнистых организмов). Терригенные илы, содержащие больше 30% биогенных остатков, были отнесены к органическим, а менее 30% – к неорганическим осадкам. Позднее эта классификация была детализирована К. Аррениусом и Е. Олауссоном [Arrhenius, 1952; Olausson, 1960].

Широкое распространение получила классификация осадков современных морей

и озер малой минерализации, предложенная Н.М. Страховым [1953], в которой осадки подразделены по гранулометрическому и вещественному составу. Для разделения осадков по гранулометрическому составу принят средний диаметр частиц – Md (с учетом коэффициента сортировки), а по вещественному составу – содержание, генезис и минералогическая принадлежность карбонатов, аутогенного кремнезема, железа и органического вещества.

Дальнейшее развитие идея Н.М. Страхова получила в комплексной классификации осадков морей и океанов, разработанной в Институте океанологии [Безруков, Лисицын, 1960]. Последняя используется в этом институте при составлении карт осадков океанов и морей. В качестве основного показателя гранулометрического состава осадков в этой классификации принято содержание преобладающей фракции с градациями по десятичной шкале (песок – 1,0–0,1 мм; алеврит – 0,1–0,01 мм; пелит – менее 0,01 мм). По химическому составу осадки разделены на карбонатные и слабо-карбонатные, содержащие CaCO_3 более 50%, 50–30 и менее 30%, а также кремнистые и слабокремнистые (SiO_2 аморфн более 50%, 50–30, 30–10 и менее 10%).

Расчленение пелагических глин впервые было предпринято американскими учеными, выделившими в центральных районах Тихого океана цеолитовые глины [Arrhenius, 1963; Shepard, 1963]. На карте осадков Мирового океана Г.Аррениус [Arrhenius, 1963] разделил пелагические глины на хтонические и гальванические осадки. К первым он отнес осадки, образованные за счет минералов, принесенных с суши, ко вторым – осадки, главным компонентом которых являются аутогенные минералы.

Н.С. Скорнякова и И.О. Мурдмаа [1968] среди глубоководных глин выделили эпелагические, цеолитовые и пелагические глины переходного типа, позднее названные миопелагическими [Скорнякова и др., 1971].

Давно назрела необходимость выделения среди океанских осадков генетической группы эдафогенных образований, возникающих при разрушении твердых пород дна [Петелин, 1971], и неконсолидированных древних осадков. Как будет показано ниже, роль эдафогенного материала в формировании осадков наиболее заметна в глубоководных желобах, на склонах и у подножий подводных поднятий, в зонах разломов. Выявление эдафогенных образований способствует правильной оценке скоростей седиментации и палеогеографических обстановок.

В настоящей работе за основу принята вещественно-генетическая классификация осадков П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына [1960] с некоторыми изменениями [Геология океана. Осадкообразование..., 1979; Свальнов, Демиденко, 1981]. Главным критерием при выделении генетических групп и типов осадков являлся преобладающий компонент. При микроскопическом изучении осадков количественное определение преобладающего компонента проводилось методом визуальной оценки содержания всех компонентов в поле зрения шлифов. Результаты подсчета сравнивались затем с данными химического и водного механического анализов контрольных образцов. Сопоставление показало хорошую сходимость содержания различных фракций, подсчитанных в шлифах и полученных при механическом анализе. Разница подсчета биогенных карбонатных остатков и содержания CaCO_3 , определенного химическим путем, обычно не превышала 5%, т.е. лежала в пределах ошибки визуальной оценки. Наиболее достоверные результаты получены при анализе "чистых" карбонатных илов, сочетание же глинистых минералов и кокколитов снижало качество подсчетов, поэтому решающими становились данные химического анализа. Что касается кремнистых илов, то отсутствие надежного химического метода для определения аморфного кремнезема вынуждает прибегать к визуальной оценке его содержания под микроскопом. Сознавая значительную условность подсчетов (трудно оценить объем ажурных скелетов), мы склонны все же считать полученные при этом результаты наиболее пригодными для выявления типов биогенных кремнистых илов. Учитывая простоту метода визуальной оценки и вполне удовлетворительные результаты, можно рекомендовать его при массовой обработке образцов.

В принятой классификации название типа осадка определяют компонент, составляю-

щий более 70% площади шлифа (радиоляриевый ил, кокколитовый ил и т.д.). При содержании 50–70% компонент оставался ведущим, но к названию осадка добавлялось название компонентов-примесей, слагающих более 30% объема осадка (глинисто-радиоляриевый ил, фораминиферово-кокколитовый ил и др.). Компоненты, составлявшие менее 30%, отмечались при описании соответствующих осадков как "обогащение" (кокколитовый ил, обогащенный радиоляриями, и т.д.).

Принцип выделения типов осадков по преобладающему компоненту признается многими литологами и, в частности, был использован при составлении Геологической карты Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана [1970], которая захватывает и восточные районы Индийского океана.

В восточной части Индийского океана выделены следующие основные группы и типы четвертичных осадков.

I. Обломочные осадки:

терригенные,
вулканокластические и вулканотерригенные,
эдафогенные.

II. Глинистые осадки:

гемипелагические,
миопелагические,
эвпелагические.

III. Известковые осадки:

1) планктоногенные:

фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые,
кокколитовые и фораминиферово-кокколитовые,
глинисто-известковые;

2) бентогенные:

смешанно-детритовые,
ракушечные,
кораллово-водорослевые.

IV. Кремнистые осадки:

1) планктоногенные:

радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые,
этмодискусовые (диатомовые) и глинисто-этмодискусовые,
этмодискусово-радиоляриевые и радиоляриево-этмодискусовые;

2) бентогенные – кремнево-губковые (спикулевые).

V. Известковисто-глинистые осадки.

VI. Кремнисто-глинистые осадки:

радиоляриево-глинистые,
этмодискусово-глинистые.

VII. Осадки, обогащенные аутигенными образованиями.

Кроме перечисленных основных типов осадков, существует множество переходных разновидностей, которые будут отмечены при дальнейшем описании.

§ 2. ЛИТОЛОГИЯ И СОВРЕМЕННОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ОСАДКОВ

Ниже приведены общая характеристика и современное распространение на дне основных типов осадков. Следует отметить, что мы располагали образцами преимущественно пелагических осадков, поэтому при описании прибрежных образований использованы и литературные данные.

Основой для составления схематических карт осадков поверхностного слоя (рис. 5) и их гранулометрических типов (рис. 6) послужили верхние (0–5 см) горизонты около 230 колонок и более 200 дночерпательных проб, собранных в экспедициях на "Витязь".

2.1. Обломочные осадки

К обломочным отнесены терригенные, вулканокластические и вулканотерригенные осадки песчаной и алевритовой структуры, образованные продуктами разрушения суши или кластическим материалом, поставляемым в океан при извержениях наземных вулканов. Включены в эту группу и эдафогенные образования (от глыбовых осыпей до алевритов), сформированные продуктами разрушения пород дна.

2.1.1. Терригенные осадки

Терригенные обломочные осадки приурочены к окраинам восточной части Индийского океана, располагаясь в пределах шельфов и верхних частей континентальных и островных склонов, а также в Зондском глубоководном желобе. Маломощные прослои терригенных алевритов и песков, образованных мутьевыми (сuspensionными) потоками, нередки в пелагической области.

Современные терригенные обломочные осадки широко развиты в северной части Бенгальского залива (выносы Ганга), на шельфе Зондских островов и в Зондском желобе (см. рис. 5). Узкой полосой они обрамляют восточную часть п-ова Индостан и о-ва Шри-Ланка, распространены локально у берегов Австралии.

По гранулометрическому составу эти осадки разделяются на разнозернистые пески (преобладают мелкозернистые), крупные и мелкие алевриты (табл. I, 1)*, алевритистые пески, алеврито-пески и песчанистые алевриты. Они представлены полимиктовыми разностями, имеют серый и зеленовато-серый цвет, а в пределах маломощного (0,1–5 см) окисленного слоя окрашены в серовато-коричневые тона.

В составе прибрежных обломочных осадков Бенгальского залива и турбидитных прослоев Зондского желоба преобладают полевые шпаты, кварц, биотит, гидрослюды, нередко встречаются моноклинные пироксены, мусковит, циркон, гранаты и др. В районе Зондских островов терригенные обломочные осадки существенно обогащены пирокластическим материалом (пироксены, вулканическое стекло, непрозрачные пепловые частицы).

Весьма характерно наличие в терригенных песках и алевритах растительных остатков (табл. I, 2), наиболее обильных (до 5%) в осадках Бенгальского залива. Растильный детрит представлен черными и бурьими обломками удлиненной формы, с занозистыми краями, иногда видно волокнистое и ячеистое строение тканей. Захоронение таких обломков в осадках, видимо, отражает специфику тропиков с их обильной флорой и повышенной влажностью.

Крупные алевриты и пески местами содержат зерна глауконита и пирита, нередко выполняющих камеры фораминифер (табл. I, 3, 4). В слабоизвестковистых (10–30% CaCO_3) разностях указанных осадков содержание глауконита достигает 10%, а пирита – 5%. В таких осадках, помимо фораминифер, присутствуют иглы морских ежей, обломки раковин моллюсков и других бентосных организмов, а также спикулы кремневых губок.

В поверхностных слоях осадков западнее Зондских островов нередко встречаются туффитовые мелкие алевриты. Они отличаются высоким содержанием бесцветного вулканического стекла (10–50%) и примесью вулканогенных плагиоклазов, реже пироксенов. Сведения о химическом составе терригенных алевритов приведены в табл. 2.

Формирование рассмотренных осадков обусловлено преимущественно выносами рек и абразией берегов. Наибольшее количество материала выносится реками Ганг и Брахмапутра. Транспортировка частиц песчано-алевритовой размерности в пределах узкой прибрежной полосы осуществляется волнами и течениями как волочением по дну, так и во взвеси. В центральные районы Бенгальского залива, а также в Зондский

* Табл. I–XXIV см. на вклейках, между стр. 160–161.

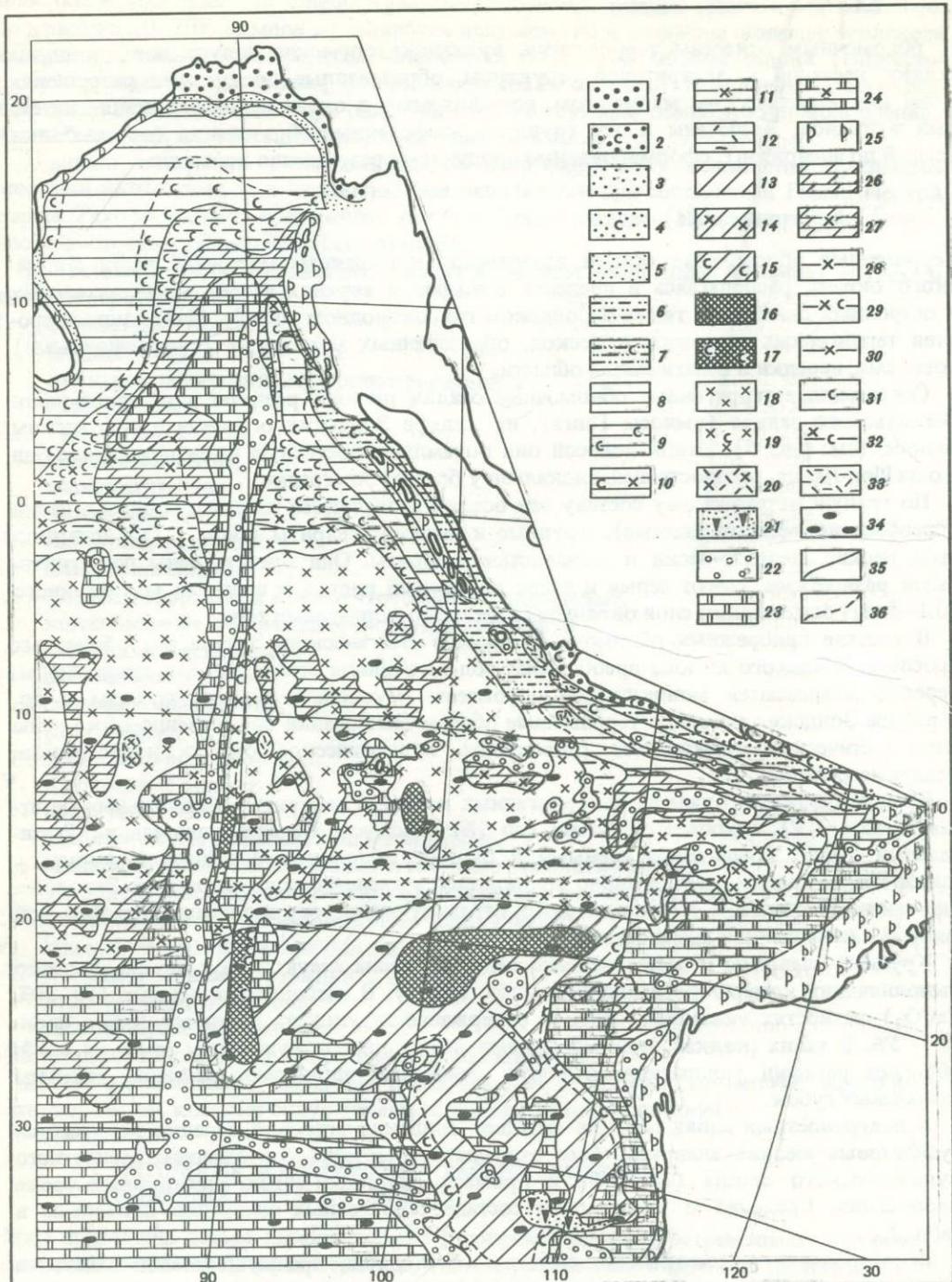


Рис. 5. Карта осадков поверхности слоя (0-5 см)

1 – пески терригенные; 2 – то же, слабоизвестковистые; 3 – алевриты терригенные крупные; 4 – то же, слабоизвестковистые; 5 – алевриты терригенные мелкие; 6 – алевритово-глинистые илы; 7 – то же, слабоизвестковистые; 8 – гемипелагические глины; 9 – то же, слабоизвестковистые; 10 – то же, обогащенные радиоляриями, слабоизвестковистые; 11 – то же, обогащенные радиоляриями; 12 – то же, туффитовые; 13 – миопелагические глины; 14 – то же, обогащенные радиоляриями; 15 – то же, слабоизвестковистые; 16 – эвпелагические глины; 17 – то же, слабоизвестковистые; 18 – радиоляриевые илы; 19 – то же, слабоизвестковистые; 20 – то же, туффи-

желоб обломочный материал поставляют, вероятно, суспензионные потоки, которые зарождаются в пределах континентальных и островных склонов, а затем приводят к образованию турбидитов с характерной градационной текстурой. Турбидиты часто залегают в подповерхностных слоях. Их площадное распространение и взаимоотношения с вмещающими осадками будут рассмотрены ниже. Северо-западнее Австралии обломочный материал поступает главным образом золовым путем [Браун и др., 1970].

2.1.2. Вулканокластические и вулканотерригенные образования

Вулканокластические осадки на поверхности дна обнаружены только на ст. 6747 (с шельфа Зондских островов проб нет). В колонках они встречаются в широтной полосе между 5° с.ш. и 18° ю.ш., образуя на разных глубинах прослои тефры мощностью 0,1–29 см и туффитовых осадков мощностью 2–71 см. По преобладающему размеру частиц вулканокластические осадки разделены на алевриты и пески; для них характерна белая и светло-серая окраска.

Основу тефры (70–90%) составляет бесцветное вулканическое стекло (табл. II, 1, 2), поэтому ее можно назвать витрокластической. Вместе с неокатанным стеклом присутствуют вулканогенные плагиоклазы и моноклинные пироксены, слагающие иногда до 20% осадка, а также примесь биогенных остатков (до 10%). В туффитовых осадках (10–90% вулканокластики) количество последних колеблется в широких пределах, что приводит к образованию слабоизвестковистых разновидностей (10–30% остатков фораминифер и кокколитофорид) и туффитовых осадков (табл. II, 3), обогащенных радиоляриями или диатомеями – этмодискусами (10–30% соответствующего компонента). Иногда содержание радиолярий и карбонатного детрита составляет в сумме 50%, что соответствует слабоизвестковистому туффитовому осадку, обогащенному радиоляриями. Некоторые сведения о химическом составе тефры и туффитовых осадков приведены в табл. 2

Основным источником вулканокластического материала служат вулканы Зондских островов, пепел которых может разноситься ветрами и течениями на огромные расстояния от места извержения. Кроме пепла, вулканы поставляют пемзу, способную длительное время переноситься течениями. В процессе истирания пемзы в осадки поступают стекло, плагиоклазы, пироксены, магнетит и другие минералы песчано-алевритовой размерности.

Подтипом вулканокластических образований являются вулканотерригенные осадки, сложенные продуктами размыва выпавшей на сушу тефры и субаэральных вулканогенных пород, в геологическом смысле синхронных осадконакоплению.

Вулканотерригенные осадки встречены на внутреннем валу Зондского желоба (ст. 6728), где они представлены темно-серыми крупнозернистыми песками. В составе песков преобладают (более 70%) пироксены, плагиоклазы, пепловые частицы, магнетит, обломки эфузивных пород (табл. II, 4). Минералы отличаются хорошей огранкой, отдельные зерна слабо окатаны, иногда сохраняется оболочка из вулканического стекла. Пелитовая составляющая не превышает 5%. Состав алевритовой примеси аналогичен составу песка. По облику минералов, их набору и соотношению рассмотренные осадки во многом сходны с вулканотерригенными образованиями района Курильских островов [Мурдмаа, Петелин, Скорнякова, 1970]. Вероятно, вулканотерригенные осадки широко распространены на склонах островов с молодым вулканизмом.

товые; 21 – кремнево-губковые осадки; 22 – фораминиферовые осадки; 23 – кокколитовые илы; 24 – то же, обогащенные радиоляриями; 25 – кораллово-водорослевые, ракушечные и смешанно-детритовые осадки; 26 – глинисто-известковые илы; 27 – то же, обогащенные радиоляриями; 28 – радиоляриево-глинистые илы; 29 – то же, слабоизвестковистые; 30 – то же, туффитовые; 31 – известковисто-глинистые илы; 32 – то же, обогащенные радиоляриями; 33 – тефра; 34 – железо-марганцевые конкреции; 35 – границы распространения основных типов осадков; 36 – то же, подтипов осадков

90

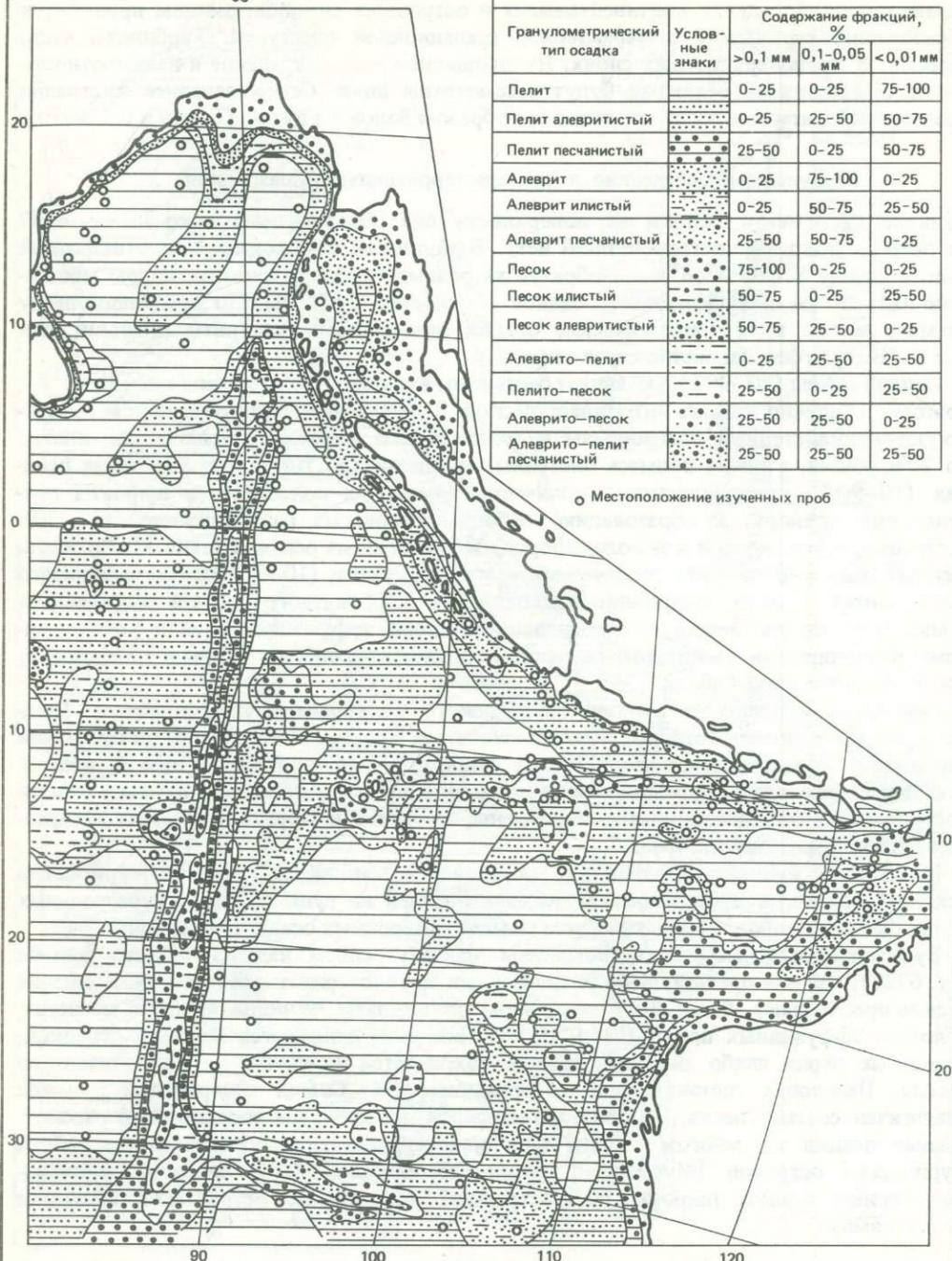


Рис. 6. Схема гранулометрических типов осадков поверхностного слоя

Таблица 2. Содержание основных компонентов в обломочных, вулканокластических и глинистых осадках, % от сухого вещества*

Осадки	Fe	Ti	Mn	CaCO ₃	C _{org}	SiO ₂ аморфн	SiO ₂ вал
Алевриты крупные	<u>2**</u> 2,81–3,07	<u>2</u> 0,29–0,30	<u>2</u> 0,06–0,07	<u>6</u> 3,81–11,36	<u>6</u> 0,28–0,75	<u>1</u> 3,26	Не опр.
Алевриты мелкие	<u>3</u> 2,26–4,24	<u>3</u> 0,26–0,43	<u>3</u> 0,07–0,10	<u>11</u> 1,63–15,36	<u>11</u> 0,18–0,56	<u>1</u> 3,15	<u>1</u> 56,84
Тефра и туффитовые осадки	<u>2</u> 1,81–2,88	<u>2</u> 0,11–0,29	<u>2</u> 0,09–0,21	<u>7</u> 0,11–10,00	<u>7</u> 0,04–0,61	<u>3</u> 2,32–3,65	<u>6</u> 42,30–70,20
Алевритово-глинистые илы	<u>6</u> 2,39–4,32	<u>3</u> 0,26–0,41	<u>6</u> 0,06–0,51	<u>13</u> 0,45–20,16	<u>13</u> 0,15–0,96	<u>6</u> Сл.–6,90	Не опр.
Гемипелагические глины	<u>38</u> 2,09–13,50	<u>35</u> 0,14–0,45	<u>38</u> Сл.–2,23	<u>44</u> 0,16–22,70	<u>44</u> 0,16–1,82	<u>34</u> Сл.–10,30	<u>13</u> 42,60–63,08
Миопелагические глины	<u>36</u> 2,75–7,50	<u>31</u> 0,18–0,48	<u>36</u> 0,13–1,34	<u>63</u> Сл.–10,42	<u>63</u> Сл.–1,70	<u>43</u> Сл.–13,72	<u>9</u> 42,12–67,36
Эвпелагические глины	<u>34</u> 4,70–8,06	<u>34</u> 0,28–0,48	<u>34</u> 0,66–2,57	<u>39</u> Сл.–6,81	<u>39</u> 0,04–0,25	<u>20</u> 0,66–4,71	<u>13</u> 38,36–44,92

* Аналитик Н.К. Вознесенская.

** В числителе – количество анализов, в знаменателе – пределы содержаний.

2.1.3. Эдафогенные образования

К эдафогенным компонентам осадков отнесены продукты разрушения осадочных, магматических и метаморфических пород дна [Петелин, 1971], а также неконсолидированных древних осадков. Ниже под эдафогенными понимаются такие образования, в которых эдафогенный материал составляет более 70%; меньшее содержание последнего отмечается как примесь или обогащение соответствующих осадков. Основным критерием выделения эдафогенных осадков, образованных при разрушении неконсолидированных отложений, является наличие в них переотложенной древней фауны и флоры.

Разрушение пород и неконсолидированных осадков дна происходит в результате подводного выветривания, размыва придонными течениями и суспензионными потоками, а также путем тектонического дробления в зонах разломов. Максимальный эффект разрушения дает совокупность перечисленных факторов. Перемещение продуктов разрушения осуществляется оползнями, придонными течениями и суспензионными (турбидными) потоками.

Среди эдафогенных отложений различаются все переходы от глыбовых накоплений до алевритов. Обломки пород обычно угловатые и полуокатанные, нередко со следами вторичных изменений. Обломочная часть таких образований представлена базальтами, серпентинитами, пироксенитами, амфиболитами, долеритами, габбро, диоритами, гранат-актинолит-хлорит-эпидотовыми сланцами [Кашинцев, 1973], туфобрекчиями, туфопесчаниками, цеолитовыми глинами, гравелитами, песчаниками, разновозрастными кокколитовыми и фораминиферовыми осадками. Наряду с обломками пород в составе эдафогенных отложений присутствуют серпентин, хлорит, тальк, шпинель, tremolit-актинолит, палагонит и другие минералы перечисленных выше пород.

Наиболее часто эдафогенные отложения встречаются южнее экватора на глубинах более 4500 м, где они приурочены к зонам расчлененного рельефа дна. Грубообломочные эдафогенные образования подняты с поверхности дна дночерпательями, трапами и драгами; они хорошо видны и на подводных фотографиях (табл. III, IV). Что касается песков и алевритов, то они нередко приурочены к эвпелагическим глинам, образуя маломощные прослои и линзочки в подповерхностных горизонтах. В их составе преобладают серпентинизированные, хлоритизированные и оталькованные обломки основных и ультраосновных пород, основная масса базальтов, плагиоклазы, моноклийные пироксены, тальк, магнетит и др. Наряду с перечисленными компонентами обычно присутствует и глинисто-биогенная примесь.

Местами, обычно на глубинах более 4700 м, эдафогенные осадки представлены кокколитовыми илами, реже кокколитово-фораминиферовыми и фораминиферовыми осадками (Северо-Австралийская и Западно-Австралийская котловины). В их составе наряду с четвертичными большой объем занимают неогеновые, палеогеновые, реже меловые формы кокколитофорид и фораминифер. Ниже критической глубины карбонатонакопления фораминиферы часто корродированы. Особенностью эдафогенных карбонатных осадков является обогащение их терригенными минералами (10–30%), высвобождающимися при растворении кальцита биогенных остатков на больших глубинах. Последнее обстоятельство может привести к тому, что первично карбонатные осадки превратятся в слабоизвестковистые глинистые илы.

Нередко эдафогенные компоненты составляют менее 70% объема осадков, расположенных у подножий подводных гор. К числу таких компонентов относятся скелетные остатки фораминифер, радиолярий и диатомей, а также окатыши глинистых и других осадков размером от 0,01 мм до 5–7 см и более. Эдафогенный материал обычно сконцентрирован в основании прослоев биогенных турбидитов и может служить диагностическим признаком при их выявлении. В колонках можно наблюдать как рассеянные, так и сконцентрированные дресвяно-щебнистые эдафогенные обломки. Накопление их обусловлено, видимо, оползнями и осаждением на крутых склонах.

В первом случае образуются осадочные брекчии и конглобрекчии, во втором – беспорядочное захоронение отдельных обломков в толще пелагических осадков.

Наши материалы не позволяют очертить ареалы распространения всех разновидностей эдафогенных образований. Отметим только, что они тяготеют к зонам разломов, крутым уступам подводных гор и склонам глубоководных желобов, где наиболее вероятны обнажения коренных пород и существуют благоприятные условия для их разрушения. Как показали минералогические исследования на полигонах (ст. 6742, 6744, 6754), большая часть эдафогенного материала, разносимого придонными течениями, оседает в непосредственной близости от выходов коренных пород, деятельность же супензионных потоков резко увеличивает ареалы разноса.

2.2. Глинистые осадки

В группе глинистых осадков по гранулометрическому составу выделяются пелитовые и алевритово-пелитовые илы, содержащие соответственно более 70 и 50–70% фракции менее 0,01 мм. Они состоят из глинистых минералов разного генезиса и тонкообломочного материала.

Глинистые осадки отлагаются на любых глубинах океана, но с удалением от берегов состав их существенно изменяется. Выделяются следующие литолого-фациальные типы глинистых осадков: 1) гемипелагические глины, 2) миопелагические глины, 3) эвпелагические глины. Сведения об их химическом составе приведены в табл. 2.

2.2.1. Гемипелагические глины

Гемипелагические глины широко распространены у подножия континентального склона в северо-западной части Бенгальского залива (на глубинах до 5000 м) и в пределах Зондского желоба (см. рис. 5). Они представлены зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми однородными илами, плотность которых постепенно возрастает вниз по разрезу. На поверхности имеется окисленный слой мощностью от 0,1 до 10–50 см, в пределах которого глины окрашены в бурьи тона. Иногда в колонках наблюдается послойное обогащение гидроокислами железа, что характерно для глинистых илов Бенгальского залива. По гранулометрическому составу гемипелагические глины соответствуют пелиту и алевритистому пелиту (см. рис. 6).

Пелитовая составляющая гемипелагических глин представлена терригенными гидрослюдами, биотитом, мусковитом, каолинитом, хлоритом, монтмориллонитом и тонкообломочными минералами. В алевритовой фракции встречаются кварц, полевые шпаты, вулканическое стекло, нередки растительные остатки – до 5% объема осадка (табл. V, 1). В нижних горизонтах отдельных колонок в осадках проявляется слабое сероводородное заражение. Такие илы обычно окрашены в черный или синевато-черный цвет и нередко содержат скопления гидротроилита, а также микроконкремции пирита (табл. V, 2–4).

Гемипелагические глины отличаются многообразием подтипов, знаменующих собой переходы к другим осадкам. На глубинах меньше компенсационной глубины карбонатакопления они становятся слабоизвестковистыми, а на больших глубинах нередко обогащаются скелетами радиолярий и фрагментами створок этмодискусов. В районах, прилегающих к Зондским островам, встречается туффитовая разновидность глин. Примесь пирокластического материала достигает местами 30% также и в слабоизвестковистых глинах, обогащенных кремнистыми биогенными остатками. Карбонатные обломки представлены детритом фораминифер и кокколитофорид, реже моллюсков.

Характерным подтипов гемипелагических глин являются алевритово-глинистые илы, которые отражают постепенный переход к терригенным обломочным осадкам (табл. VI, 1, 2). Наиболее широко эти илы распространены в Зондском глубоководном желобе, а в подповерхностных слоях часто встречаются в Бенгальском заливе.

Состав фракций крупнее 0,01 мм алевритово-глинистых илов сходен с составом

песчано-алевритовых терригенных осадков (преобладают полевые шпаты, кварц, биотит, мусковит, гидрослюды, встречаются циркон, гранаты, растительные остатки и т.д.).

При переходе к другим типам осадков алевритово-глинистые илы становятся слабоизвестковистыми (10–30% карбонатного биогенного детрита и соответственно CaCO_3) и туффитовыми (10–50% вулканического стекла). Последняя разновидность иногда обогащена радиоляриями или эмодискусами (10–30% одного из компонентов), при этом содержание вулканического стекла обычно составляет 10–20%. Подобные илы встречены только в подповерхностных слоях колонок.

Одличительной чертой гемипелагических глин являются диагенетические преобразования, результаты которых выражаются в малой мощности окисленного слоя, сероводородном заражении, образовании аутигенных гидротроилита и пирита, а также в перераспределении железа и марганца. Последнее приводит иногда к обособлению корок цементации с концентрацией железа до 13,50% (см. табл. 2). Присущие гемипелагическим глинам диагенетические преобразования во многом обусловлены спецификой их формирования. Эти глины занимают промежуточное положение между терригенными обломочными и пелагическими осадками. Являясь по своей природе терригенными, гемипелагические глины накапливаются довольно быстро в условиях сравнительно интенсивной поставки терригенной и вулканогенной взвеси, а также органического вещества. Содержание C_{org} в них местами достигает 1,82%. В отличие от терригенных песков и алевритов перенос пелитового материала осуществляется преимущественно во взвешенном состоянии – в виде водной и воздушной взвеси [Goldberg, Griffin, 1970; Venkatarathnam, Biscaye, 1973].

2.2.2. Миопелагические глины

Миопелагические глины являются разновидностью пелагических (красных) глин. Они соответствуют переходу от эвпелагических к терригенным гемипелагическим глинам и биогенным пелагическим илам, распространены обычно на глубинах более 5000 м в зонах пониженной биологической продуктивности.

Современные миопелагические глины широко развиты в Западно-Австралийской котловине (южнее 12° ю.ш.), отдельные участки их обнаружены на широте Кокосовых островов; в подповерхностных слоях глины выявлены и в Центральной котловине.

Миопелагические глины по гранулометрическому составу представляют собой пелитовые илы, имеют светло-коричневый и коричневый цвет, нередко пятнистую окраску, при высыхании иногда крошатся. Пелитовая часть глины (более 70% осадка) сложена терригенными, гидрослюдами, каолинитом, тонкообломочным материалом, а также монтмориллонитом (табл. VI, 3). Алевритовая примесь состоит из полевых шпатов, кварца, нередки хлоритизированные обломки эфузивных пород и глинистые комочки (табл. VI, 4), встречаются палагонит, бесцветное стекло, цеолиты и костный детрит. В миопелагических глинах присутствуют железо-марганцевые микро- и макроконкремции (табл. VII, 1), а также сгустки гидроокислов железа и марганца.

Подтипами миопелагической глины являются глины слабоизвестковистые, туффитовые, обогащенные радиоляриями, эмодискусами и спикулами кремневых губок (табл. VII, 2). Последняя разновидность выявлена только к западу от Австралии. Биогенные остатки и вулканогенный материал нередко слагают до 50% объема осадка, т.е. глины имеют сложный состав (слабоизвестковистые миопелагические глины туффитовые, миопелагические глины туффитовые, обогащенные радиоляриями, и др.). Обычно в колонках наблюдается постепенное увеличение количества биогенных остатков вверх по разрезу миопелагических глин (от единичных скелетов до 10–30% объема осадка), обогащение же вулканокластическим материалом носит спорадический характер.

Как отмечалось выше, миопелагические глины распространены главным образом в Западно-Австралийской котловине, в значительном удалении от основных источников сноса. Последним обстоятельством, вероятно, объясняются низкие скорости их

накопления, что, в свою очередь, ведет к образованию мощного окисленного слоя и диагенетическому перераспределению железа и марганца. В отличие от гемипелагических в составе миопелагических глин становится заметным влияние продуктов изменения вулканогенного материала базальтового состава (палагонит, цеолиты, монтмориллонит), несколько возрастает концентрация костного дегрита. Роль терригенных компонентов с удалением от берегов падает, и на фоне низких скоростей седиментации начинает проявляться материал иного генезиса.

Таким образом, миопелагические глины являются в основе своей терригенными и отражают фациальный переход к существенно аутигенным эвпелагическим глинам.

2.2.3. Эвпелагические глины

Эвпелагические глины на поверхности дна восточной части Индийского океана выявлены на небольших участках к юго-востоку от Кокосовых островов и в Западно-Австралийской котловине, где они залегают на глубинах, превышающих 5000 м. В подповерхностных слоях эти глины распространены гораздо шире, подстилая миопелагические глины и глинисто-биогенные илы. Часто они постепенно или с отчетливым перерывом сменяются миопелагическими глинами, которые, в свою очередь, перекрываются глинисто-биогенными и биогенными илами. Отсутствие миопелагических глин в разрезе, лежащем выше эвпелагических глин, обычно фиксируется железо-марганцевыми корками, резким изменением плотности осадков, неровными границами раздела. Приведенные данные позволяют предполагать, что эвпелагические глины являются в основном несовременными образованиями. Выходы же их на поверхности дна фиксируют, видимо, локальные участки "неотложения", довольно обычные в океанах [Безруков, 1962].

Глубоководным бурением на судне "Гломар Челленджер" в Центральной, Кокосовой и Западно-Австралийской котловинах Индийского океана в пяти скважинах вскрыты разновозрастные глины с цеолитами. Наиболее молодые из них залегают под верхнемиоценовыми радиоляриево-диатомовыми илами [Initial Reports..., vol. 22, 1974]. Можно предположить, что в интервале времени между поздним (или средним) миоценом и плейстоценом существовали условия, более благоприятные для накопления эвпелагических и цеолитовых глин, — слабое поступление терригенного материала и низкая биологическая продуктивность.

Гранулометрический состав эвпелагических глин соответствует пелиту, алевритистому пелиту и алеврито-пелиту. Обычно это темно-коричневые и желтовато-коричневые плотные, вязкие илы, нередко комковатые, почти лишенные кремнистых биогенных остатков. Пелитовая часть осадка состоит из предположительно аутигенного смешанослойного иллит-монтмориллонита, встречаются гидрослюды, каолинит. Алевритовая составляющая представлена многочисленными кристаллами и сферолитами филлипсита, костным дегритом, железо-марганцевыми микроконкрециями, плагиоклазами, моноклинными пироксенами, бесцветным стеклом, палагонитом, измененными обломками эфузивных пород (табл. VII, 3, 4). В колонках эвпелагических глин часто встречаются железо-марганцевые конкреции.

Количество аутигенных цеолитов колеблется от 5 до 30%; при содержании цеолитов 30–50% глина может быть названа цеолитовой. Сферолиты филлипсита (табл. VIII) обычно встречаются в ассоциации с вулкано-эдафогенным материалом и в некоторых случаях имеют железо-марганцевую оторочку. Последняя может возникать в результате сорбции из морской воды гидроокислов железа и марганца поверхностью цеолитового агрегата, который становится ядром будущей железо-марганцевой конкреции. Дальнейший рост конкреции прекращается вследствие захоронения ее осадками. Такие сферолиты филлипсита попадали в эвпелагические глины, по-видимому, в результате переотложения продуктов разрушения пород дна придонными течениями и супензионными потоками.

Подтипами эвпелагических глин являются туффитовые глины (10–30% бесцвет-

ного вулканического стекла) и глины, обогащенные эдафогенным материалом (хлоритизированные обломки базальтов, вулканогенные плагиоклазы и пироксены, а также глинистые комочки в сумме составляют 10–30%). Вблизи контакта с переотложенными кокколитовыми илами глины содержат до 5–10% кокколитов. Среди пелагических осадков эвпелагические глины выделяются наиболее постоянным химическим составом (см. табл. 2).

Вопрос о происхождении глубоководных пелагических глин, определяемых понятиями "красные глины", "коричневые глины", "гальмиеческие и хтонические глины", "миопелагические, эвпелагические и цеолитовые глины", неоднократно обсуждался в литературе. Всеми исследователями признается образование их на глубинах, превышающих критическую глубину карбонатонакопления, в условиях низких скоростей седиментации. Что касается исходного материала, то здесь существует несколько вариантов. Так, Дж. Меррей и А. Ренар [Murgatroyd, Renard, 1891] предполагали, что красные глины возникли за счет выветривания вулканических пород и пирокластического материала. Однако отсутствие прогрессивных изменений вниз по колонкам, вызванных выветриванием, ставило под сомнение выдвинутое предположение.

Позднее допускалось [Goldberg, Arrhenius, 1958], что в Тихом океане глины возникли частично за счет пыли, принесенной из пустыни Гоби ветрами и течениями. Другим их источником считали вулканический пепел, преобразованный в палагонит и, возможно, филлипсит [Revelle et al., 1955]. Некоторая роль в образовании пелагических глин принадлежит метеоритной пыли [Petterson, 1960].

А.П. Лисицын, относя пелагические глины к полигенным осадкам, считает, что образование подобных глин связано с растворением карбонатного материала: в их составе значительное участие принимает нерастворимый остаток фораминиферовых илов. Появление же цеолитовых разностей глин он связывает с отложением вулканогенного материала в условиях низких скоростей седиментации [Лисицын, 1974]. Отмечена также важная роль в составе глин пирокластического материала дальнего разноса и аутигенных образований (палагонит, филлипсит, железо-марганцевые микроконкремции).

Исследования 70-х годов [Bonatti, 1963; Скорнякова, Петелин, 1967; и др.] показали, что в эвпелагических глинах, а особенно в цеолитовых существенную роль играют продукты подводного базальтового вулканизма, подвергшиеся палагонитизации, пелитизации и цеолитизации. Продукты же наземного андезитового вулканизма, почти не подвергшиеся вторичным изменениям, особенно характерны для миопелагических глин, хотя в мелких фракциях встречаются и в эвпелагических глинах [Скорнякова, Мурдмаа, 1968]. В последней работе отмечается, в частности, что при понижении скоростей накопления пелагических осадков в Тихом океане возрастает относительная роль в их составе вулканогенного материала из местных источников (подводных вулканов), а медленные темпы захоронения создают благоприятные условия для глубоководного гальмировитического преобразования первичного вулканогенного материала и формирования аутигенных минералов (палагонит, цеолиты, монтмориллонит и др.).

Суммируя изложенные выше точки зрения на происхождение глубоководных пелагических глин и опираясь на собственные наблюдения, мы приходим к следующему заключению. Эвпелагические глины восточной части Индийского океана являются существенно аутигенными. В их составе преобладают аутигенные филлипсит и смешанослойный иллит-монтмориллонит, образованные в результате изменения продуктов базальтового вулканизма. В меньшем количестве присутствуют палагонит, железо-марганцевые микроконкремции и конкреции. Вместе с тем следует подчеркнуть, что проявления молодого (позднекайнозойского) подводного вулканизма в восточной части Индийского океана пока не известны, поэтому исходный материал эвпелагических глин мог образоваться, вероятно, при гальмировании относительно древних базальтоидов дна.

Этот материал несомненно перемещался придонными течениями и вследствие медленных темпов накопления обогащался костным детритом и аллохтонными компонентами

(кварц, полевые шпаты). В транспортировке последних основная роль принадлежит золовому разносу [Goldberg, Griffin, 1970]. Отмеченные местами высокие концентрации моноклинных пироксенов в эвпелагических глинах обусловлены, вероятно, разрушением пород дна.

Цеолитовые глины являются разновидностью эвпелагических глин и фиксируют участки, где продукты разрушения основных вулканических пород изменены наиболее глубоко, а поступление компонентов иного генезиса сведено до минимума. Миопелагические глины характеризуют многообразие перехода от эвпелагических глин к пелагическим глинисто-биогенным илам и гемипелагическим глинам, поэтому отличаются наиболее гетерогенным составом. Образование эвпелагических глин, по-видимому, следовало за периодами активизации подводного базальтового вулканизма или разрушения вулканических пород дна. Данные глубоководного бурения в восточной части Индийского океана показывают наличие по крайней мере четырех уровней отложения эвпелагических глин, которые примерно соответствовали: 1) раннему—позднему мелу; 2) палеоцену—раннему эоцену; 3) позднему эоцену—олигоцену; 4) миоцену—среднему плейстоцену. Наиболее широко распространены, видимо, глины, соответствующие позднему эоцену—олигоцену, прослеженные в скв. 212, 213, 215 [Initial Reports..., vol. 22, 1974] и в колонке 4599 (см. рис. 1).

Появление миопелагических глин в разрезах означает подавление подводного выветривания вулканогенного материала основного состава, что может быть следствием усиливающегося развития планктонных организмов и терригенного выноса. Так, расширение пояса биогенного кремненакопления [Демиденко, Свальнов, 1974; Свальнов, Демиденко, 1982] явилось одной из причин затухания процессов образования эвпелагических глин в плейстоцене.

2.3. Известковые осадки

Распространение карбонатных осадков в восточной части океана четко контролируется положением критической (компенсационной) глубины карбонатонакопления (4500–4700 м). Ниже указанных глубин карбонатные скелеты интенсивно растворяются, а содержание CaCO_3 составляет не более 10% от веса осадка. Выше критической глубины скелеты отличаются хорошей сохранностью и нередко слагают почти мономинеральные осадки.

Среди известковых осадков в изученном районе океана присутствуют планктонногенные (фораминиферовые, кокколитово-фораминиферовые, кокколитовые, фораминиферово-кокколитовые, глинисто-известковые) и бентогенные (смешанно-детритовые, кораллово-водорослевые, ракушечные и др.). Особенности химического состава их отражены в табл. 3.

Современные фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые осадки распространены на поверхности Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов, на вершинах отдельных гор Кокосового поднятия и к северо-западу от Австралии. В их гранулометрическом спектре различаются все переходы от пелито- песков до разнозернистых песков. Наиболее распространены именно крайние члены этого ряда. Степень сохранности скелетов позволяет разделять фораминиферовые осадки по структуре на цельнораковинные и детритовые.

Фораминиферовые осадки имеют желтовато-серую окраску, рассыпаются после высыхания. В их составе преобладают (более 70%) раковины планктонных фораминифер, а содержание кокколитов достигает 10–30%. Примесь аллохтонных компонентов обычно незначительна и представлена плагиоклазами, вулканическим стеклом,рудными и глинистыми минералами. В прибрежных районах фораминиферовые осадки местами содержат до 5% глауконита и столько же пирита, иногда выполняющих створки раковин, а также 10–20% терригенных минералов. Обогащение фораминиферовых осадков вулканокластикой (10–20% стекла, 5–10% вулканогенных плагиоклазов, пироксенов и пр.) приводит к образованию их туффитовых разновидностей.

Таблица 3. Содержание основных компонентов в известковых, кремнистых, известковисто- и кремнисто-глинистых осадках, % от сухого вещества*

Осадки	Fe	Ti	Mn	CaCO ₃	C орг	SiO ₂ аморфн	SiO ₂ вал
Фораминиферовые осадки	15** 0,14–1,72	11 Сл.–0,12	15 Сл.–0,29	31 59,35–95,20	31 0,10–0,91	7 Сл.–5,92	1 0,16
Кокколитовые илы	21 0,19–2,42	16 Сл.–0,23	21 Сл.–0,60	43 57,50–95,27	43 0,10–0,64	10 Сл.–2,90	5 3,54–15,80
Глинисто-известковые илы	9 2,95–3,13	8 0,09–0,22	9 0,09–0,91	8 39,86–68,20	8 0,10–0,54	5 0,51–5,26	1 17,08
Смешанно-детритовые осадки	7 1,37–2,96	5 0,13–0,16	7 Сл.–0,01	7 63,75–72,63	7 0,55–1,29	1 Сл.	3 14,54–15,28
Радиоляриевые илы	7 2,21–3,13	4 0,20–0,25	7 0,25–0,77	7 0,09–9,08	7 0,20–1,16	7 9,96–33,47	2 53,76–56,20
Этмодискусовые илы	6 1,98–2,14	6 0,15–0,28	6 0,06–0,15	8 0,23–26,35	8 0,23–1,20	14 15,45–49,75	5 55,76–69,82
Глинисто-радиоляриевые илы	21 2,31–5,94	11 0,18–0,36	21 0,18–0,78	38 0,11–19,95	38 0,12–0,65	42 4,13–28,20	3 49,72–55,06
Глинисто-этмодискусовые илы	4 2,43–4,41	4 0,16–0,34	4 0,10–0,26	6 0,14–0,52	6 0,22–1,04	11 7,64–28,54	1 51,92
Кремнево-губковые осадки	1 3,55	1 0,33	1 0,19	1 3,17	1 0,17	1 2,32	1 62,24
Известковисто-глинистые илы	6 2,83–5,08	6 0,21–0,34	6 0,06–1,51	8 25,78–33,60	8 0,12–1,88	3 0,77–3,15	2 30,12–30,64
Радиоляриево-глинистые илы	34 2,56–4,72	24 0,20–0,44	34 0,32–1,02	69 0,18–16,87	69 0,08–1,05	46 3,06–20,30	Не опр.
Этмодискусово-глинистые илы	6 1,21–4,14	4 0,11–0,34	6 0,14–0,40	9 0,18–25,30	9 0,10–0,90	9 6,11–23,90	1 53,04

* Аналитик Н.К. Вознесенская.

** В числителе – количество анализов, в знаменателе – пределы содержаний.

Как уже было отмечено, фораминиферовые осадки обычно содержат значительную примесь кокколитов. Если количество кокколитов достигает 30–50%, а содержание раковин фораминифер падает до 50–70%, то осадок называется кокколитово-фораминиферовым. Различаются кокколитово-фораминиферовые осадки, обогащенные эвтодискусами, радиоляриями, и туффитовые, обогащенные радиоляриями. Увеличение содержания кремнистых остатков наблюдается обычно при переходе к глинисто-кремнистым илам на глубинах, близких к критической, либо в прослоях биогенных турбидитов на разных глубинах.

Кокколитовые и фораминиферово-кокколитовые илы распространены на поверхности дна в тех же районах, что и фораминиферовые осадки, располагаясь обычно на несколько больших глубинах (см. рис. 5). Это обусловлено, вероятно, сносом кокколитов с вершин подводных гор и отложением в понижениях дна. По гранулометрическому составу кокколитовые и фораминиферо-кокколитовые илы соответствуют пелиту, алевритистому пелиту и песчанистому пелиту.

В разрезах колонок указанные илы нередко находятся в переотложенном состоянии (залегают на глубинах более 4700 м и отличаются совместным нахождением кокколитов разного возраста). Процессы переотложения карбонатных илов широко проявлены у подножия материкового склона Австралии и в желобе Оби.

Кокколитовые илы представлены белыми, светло-желтыми, светло-коричневыми осадками, которые после высыхания мало уменьшаются в объеме и сохраняют монолитное строение. Для них характерно наличие ходов илоедов и зарывающихся организмов, что придает осадкам пятнистость. Кокколитовые илы обычно состоят из фрагментов кокколитофорид (более 70%) и планктонных фораминифер (10–30%); примесь аллохтонных минералов не превышает 10%. На границе с эвпелагическими глинами они содержат иногда до 5% аутогенного филлипсита (табл. IX, 3, 4). На глубинах, близких к критической, кокколитовые илы местами обогащены радиоляриями (10–20% скелетов). Разновидностью кокколитовых илов являются фораминиферово-кокколитовые осадки, содержащие 30–50% фораминифер и 50–70% кокколитов.

Глинисто-известковые илы пространственно тяготеют к областям распространения кокколитовых и фораминиферовых осадков (см. рис. 5). Они встречаются на глубинах менее 4500 м, и в формировании их оказывается заметное влияние аллохтонных минералов. Обычно это светло-серые и коричневато-серые илы, иногда нарушенные детritoедами и зарывающимися организмами. По гранулометрическому составу среди глинисто-известковых илов различаются пелиты и алевритистые пелиты. Что касается вещественного состава, то основной объем в них занимают раковины фораминифер и кокколитов (в сумме 50–70%); содержание глинистого и тонкообломочного материала составляет 30–50%; иногда встречаются растительные остатки. Переотложенные глинисто-известковые илы нередко обогащены аллохтонным материалом алевритовой размерности (10–20%) за счет растворения в них карбонатных компонентов на глубинах больше критической. В таких случаях содержание фрагментов фораминифер и кокколитов уменьшается до 40–60%, а количество глинистого и тонкообломочного материала составляет 30–40%. Аллохтонные минералы представлены плагиоклазами, редко кварцем, вулканическим стеклом и пироксенами.

Разновидностью глинисто-известковых илов являются осадки, обогащенные скелетами радиолярий. Количество последних достигает 10–20%. Обогащение радиоляриями, как правило, наблюдается на глубинах, близких к критической, в зонах перехода к глинисто-радиоляриевым илам.

Смешанно-детritовые осадки широко распространены на шельфе северо-западной части Австралии; узкой полосой они окаймляют на глубинах до 200–500 м восточное побережье п-ова Индостан, а также острова Шри-Ланка, Андаманские, Никобарские, Кокосовые, Рождества, Тимор и мелкие острова, расположенные к западу от Суматры. По гранулометрическому составу среди этих осадков различаются разнозернистые пески, алевриты, реже пелиты.

Смешанно-детritовые осадки имеют белый и желтоватый цвет, легко рассыпаются

после высыхания. Они отличаются сложным набором карбонатных остатков планктонных и бентосных организмов (пелеципод, гастропод, остракод, птеропод, мшанок, кораллов, серпулид, морских ежей, карбонатных губок, известковых водорослей, фораминифер, кокколитофорид и др.). В осадках псаммитовой структуры преобладают обломки скелетов бентосных организмов (более 70%), планктонные же фораминиферы и кокколиты составляют 10–30% (табл. X, 1, 2). В алевритах фораминиферы слагают 10–30% объема осадка, кокколиты – 30–40%, а бентогенный дегрит – 30–50%. Нередко смешанно-детритовые осадки содержат 5–10% глауконита и до 5% наземных растительных остатков. Обломочные компоненты представлены полевыми шпатами, кварцем, пироксенами, магнетитом и другими минералами, составляющими 5–10% объема; содержание глинистых минералов не превышает 10%. Часто отмечается примесь микросклер и спикул кремневых губок.

Образование смешанно-детритовых осадков связано с перемывом кораллового-водорослевых, ракушечных и некоторых других бентогенных осадков, широко распространенных на шельфе Австралии [van Andel, Veevers, 1967], вокруг островов Ментавай, Андаманских, Никобарских, Кокосовых и других тропической зоны Индийского океана. По направлению к пелагическим областям смешанно-детритовые осадки постепенно сменяются кокколитовыми и фораминиферовыми. Для них характерны заметно повышенные содержания органического вещества (см. табл. 3).

2.4. Кремнистые осадки

В формировании современных кремнистых (вернее, глинисто-кремнистых) илов восточной части Индийского океана ведущая роль принадлежит радиоляриям. Среди диатомовых водорослей осадкообразующими являются только этмодискуссы, крупные створки которых слагают местами прослои в подповерхностных горизонтах колонок. К западу от Австралии встречаются илы, почти нацело состоящие из микросклер и спикул кремневых губок, однако в настоящее время этот район изучен недостаточно. Химический состав кремнистых осадков приведен в табл. 3.

По преобладанию кремневых скелетов планктонных организмов выделены следующие основные типы кремнистых осадков: радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые, этмодискуссовые (диатомовые) и глинисто-этмодискуссовые, этмодискуссово-радиоляриевые и радиоляриево-этмодискуссовые, а также бентогенные – кремнево-губковые (спикулевые) алевритистые.

Радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые илы распространены в широтной полосе примерно между 3 и 17° ю.ш. на глубинах более 4700 м. Характерно, что встречены они и в непосредственной близости от Австралии (см. рис. 5). Гранулометрический состав илов зависит от размеров скелетов радиолярий и их обломков, соответствующая алевритистому пелиту.

Радиоляриевые илы – это мягкие осадки, часто пятнистые, светло-желтого, желтовато-серого и желтовато-коричневого цвета, с высокой пористостью, после высыхания становятся очень легкими. В их составе (табл. X, 3) преобладают скелеты радиолярий (более 70%), диатомеи; глинистые и тонкообломочные минералы составляют 10–30%. Аллохтонные минералы алевритовой размерности представлены обычно плагиоклазами, бесцветным вулканическим стеклом, пироксенами. Переотложенные радиоляриевые илы подповерхностных горизонтов нередко содержат примесь эдафогенного материала (измененные обломки основных эфузивных пород и глинистые комочки), а также фрагменты раковин фораминифер (табл. X, 4; XI, 1). Илы, содержащие 10–20% вулканокластического материала (бесцветное стекло, плагиоклазы, пироксены, магнетит и др.), названы туффитовыми (табл. XI, 2).

Подтипом радиоляриевых илов являются глинисто-радиоляриевые, в которых тонкообломочный и глинистый материал составляет 30–50%, а количество радиолярий соответственно уменьшается до 50–70%. На глубинах, близких к критической, они могут быть слабоизвестковистными (10–30% фрагментов раковин фораминифер и кокко-

литов). Глинисто-радиоляриевые илы обычно выделяются более интенсивной желтовато-коричневой окраской и повышенной плотностью, нередко обогащены гидроокисями железа и марганца, а также створками мелких диатомей и этмодискусов (10–20%).

В радиоляриевых и глинисто-радиоляриевых илах иногда встречаются аутигенные железо-марганцевые микроконкремции (табл. XI, 3) и конкреции. Для них характерны значительные изменения в содержании основных компонентов (см. табл. 3).

Современные этмодискусовые и глинисто-этмодискусовые илы в восточной части Индийского океана не обнаружены. В подповерхностных горизонтах колонок, взятых в понижениях дна на глубинах 3785–5830 м, они слагают маломощные линзочки и прослои. Места находок этмодискусовых илов сосредоточены вдоль внешнего вала Зондского глубоководного желоба, в Северо-Австралийской котловине и в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта [Свальнов, 1974]. Маломощный прослой их встречен на ст. 5244 (Бенгальский залив).

Впервые этмодискусовые илы из Индийского океана были описаны Р. Колбе [Kolbe, 1957], позднее присутствие их в восточной части океана отмечено П.Л. Безруковым [1964а, б]. Основным компонентом осадков являются фрагменты современной диатомеи рода *Ethmodiscus*. Р. Колбе обнаружил, что в тропической зоне Индийского океана преобладают фрагменты *Ethmodiscus rex* и очень редки *Ethmodiscus gazellae* [Kolbe, 1957].

Этмодискусовые и глинисто-этмодискусовые илы окрашены в светло-коричневый, желтовато-серый и серый цвета. Они отличаются повышенной влажностью, высокой пористостью, характерной упругой ("твороожистой") консистенцией и горизонтальной слойчатостью, иногда образуют желеобразную растекающуюся массу. После высушивания осадки превращаются в очень легкий, слабо связанный порошок.

Гранулометрический состав рассматриваемых осадков обычно не удается точно определить. Известно [Жузе и др., 1959; Семина, 1959; Беляева, 1968; Козлова, 1969], что диаметр створок *Ethmodiscus rex* (Wall.) колеблется от 0,2 до 1,8 мм, высота панциря равна диаметру или несколько превышает его. Однако при водном механическом анализе этмодискусы образуют желеобразную суспензию и, оседая с большим трудом, обогащают беспорядочно все фракции. В шлифах же обычно видны "пакеты" створок этмодискусов и глинистых минералов (табл. XI, 4; XII, 1, 2), что затрудняет расшифровку гранулометрического состава.

Этмодискусовые илы содержат более 70% фрагментов створок *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendey, нередко присутствуют створки более мелких диатомей, скелеты радиолярий, кокколиты, фораминиферы, глинистые минералы, плагиоклазы, бесцветное вулканическое стекло, иногда — продукты размытия древних осадков и эфузивных пород основного состава. Различаются этмодискусовые илы слабоизвестковистые (10–30% фораминифер и кокколитов) и туффитовые (10–20% пирокластики).

Подтипом этмодискусовых илов являются глинисто-этмодискусовые осадки. Последние отличаются высоким содержанием тонкообломочного и глинистого материала (30–50%). Количество этмодискусов в них убывает до 50–70%, а пространственно они тяготеют к внешнему валу Зондского желоба. Иногда такие илы обогащены радиоляриями (10–20%).

Первые находки этмодискусовых илов в океане известны со времени экспедиции на "Челленджере" в 1872–1876 гг., однако вопрос об их происхождении не решен окончательно и в наши дни. Суть проблемы заключается в том, что современная диатомовая водоросль *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendey встречается в тропическом планктоне океанов в малых количествах [Karsten, 1906; Семина, 1959; Беляева, 1968], но после захоронения фрагменты ее иногда образуют прослои этмодискусовых илов местами мощностью до 5–7 м [Kolbe, 1957].

Малочисленность находления этмодискусов в планктоне Г. Карстен [Karsten, 1906] объяснял тем, что *Ethmodiscus rex* развивается в слое 150–200 м ("теневая флора"), который при сборе планктона не облавливается. Однако исследования в Тихом океане

[Семина, 1959] опровергли данное предположение. Выяснилось, что этмодискусы встречаются по крайней мере до глубины 500 м, а резкое сокращение их численности наблюдается глубже 100 м.

По мнению Н. Хенди [Wiseman, Hendey, 1953; Hendey, 1958], скопление *Ethmodiscus* тех в осадках можно объяснить кратковременными вспышками бурного развития этого вида в планктоне. При этом Н. Хенди ссылается на Валлиха [Hendey, 1958], который наблюдал большое количество этмодискусов в Бенгальском заливе в 1851–1857 гг. У. Ридель полагает, что этмодискусовые илы являются переотложенными, а образование их происходило в третичное время [Жузе и др., 1959].

Исследование колонок из Индийского океана позволило Р. Колбе [Kolbe, 1957] сделать предположение, что скопление этмодискусов в осадках обусловлено устойчивостью к растворению в толще воды створок *Ethmodiscus* тех. При этом он указывает на сложную связь между течениями, рельефом дна, размерами и формой частиц, в результате чего накопление частиц с определенными свойствами может происходить на ограниченных площадях.

Вполне удовлетворительное объяснение происхождения этмодискусовых илов в Тихом океане приведено в работе А.П. Жузе, В.П. Петелина, Г.Б. Удинцева [1959]. Авторы связывают образование их со стеканием или сползанием супензии из створок этмодискусов и их обломков, медленно осаждающихся из поверхностных вод, в глубинные понижения дна. Указано, что этмодискусовые илы образуются в современных условиях, а неравномерное распределение *Ethmodiscus* тех на дне океана объясняется тем, что крупные панцири этмодискусов, обладая большой способностью к парению в толще воды, опускаются медленно и под действием придонных течений стекают с возвышенностей дна, накапливаясь у их подножий. Отмечены признаки переотложения диатомовых илов, выраженные в вертикальной сортировке зерен по механическому составу.

На возможную связь локального распределения этмодискусовых илов с придонными течениями, супензионными потоками и рельефом дна указывает и Г.И. Семина [1959], которая допускает кратковременное (и не каждый год) бурное развитие *Ethmodiscus* в планктоне на ограниченных пространствах, однако полагает, что это не может оказывать влияния на формирование илов.

Интересные выводы сделаны Т.В. Беляевой [1968] при изучении материалов из Тихого океана. Автором, в частности, замечено, что этмодискусы по каким-то причинам избегают вод, богатых биогенными элементами, в противоположность другим видам диатомей. Объяснение же генезиса этмодискусовых илов, по мнению Т.В. Беляевой, следует искать не в современном развитии *Ethmodiscus* тех, а в особенностях его распространения в прошлом [Беляева, 1970].

Исходя из собственных наблюдений [Свальнов, 1974], а также изложенного выше, механизм образования этмодискусовых илов представляется в следующем виде. Створки *Ethmodiscus* тех обладают большой "парусностью", поэтому могут принудительно концентрироваться круговоротами течений и в локальных зонах опускания вод как бы засасываться на глубины, ниже которых возможно их осаждение без широкого разноса. Косвенным подтверждением вынужденной концентрации этмодискусов в зонах опускания вод могут служить данные, полученные в Тихом океане, где в водах, обедненных биогенными элементами, относительная концентрация *Ethmodiscus* тех в составе фитопланктона достигает максимума, а на дне обычны этмодискусовые илы [Беляева, 1968].

По данным О.Г. Козловой [1969], максимальное содержание этмодискусов в поверхностном слое осадков восточной части Индийского океана характерно для района 8–15° ю.ш. Участки же распространения прослоев этмодискусовых илов в колонках лишь частично совпадают с этим максимумом [Свальнов, 1974]. Для образования прослоев, таким образом, необходимо допустить вторичную концентрацию створок диатомей. На первом этапе осаждения этмодискусы образуют, по-видимому, вблизи дна желеобразную супензию, способную перемещаться даже слабыми придонными

течениями. Дальнейшее перераспределение суспензии завершается в затишных условиях в понижениях дна. При этом образуются слои значительной протяженности. Этмодискусово-радиоляриевые и радиоляриево-этмодискусовые илы встречены только в подповерхностных слоях и приурочены к районам распространения этмодискусовых илов. Особенностью этих осадков является примерно одинаковое содержание фрагментов радиолярий и диатомей (этмодискусов), в сумме составляющих более 70%. По преобладающему размеру частиц они соответствуют алевритистому пелиту. В этмодискусово-радиоляриевых илах больше скелетов радиолярий (40–50%), а в радиоляриево-этмодискусовых илах соотношение компонентов обратное. Помимо кремнистых остатков, рассматриваемые илы обогащены тонкообломочным и глинистым материалом (10–30%), содержат незначительную примесь аллохтонных и эдафогенных минералов алевритовой размерности (табл. XII, 3).

По внешнему виду радиоляриево-этмодискусовые и этмодискусово-радиоляриевые илы трудно отличить от близких им по составу этмодискусовых и радиоляриевых илов; основным методом их распознавания служит изучение в шлифах.

Кремнево-губковые (спикулевые) алевритистые осадки обнаружены только на ст. 5333, к западу от Австралии (см. рис. 1). Представлены они алеврито-пелитами темно-коричневого цвета, плотными, содержащими 50–70% микросклер и кремневых спикул различной формы (табл. XII, 4), а также песчано-алевритовый обломочный материал (30–50%), в составе которого определены полевые шпаты, кварц и глауконит. Учитывая совместное нахождение кокколитовых и кремнево-губковых осадков в указанной колонке, поднятой с глубины 5436 м, мы допускаем, что все осадки колонки переотложены суспензионными потоками, один из которых вынес за пределы шельфа Австралии обломочный материал и спикулы, по-видимому, распространенные на нем довольно широко.

2.5. Известковисто-глинистые осадки

Известковисто-глинистые илы распространены в Бенгальском заливе и в предгорьях Восточно-Индийского хребта на глубинах до 4700 м. Они окрашены в серовато-коричневый, светло-серый и светло-коричневый цвет. По гранулометрическому составу эти осадки соответствуют пелиту и алевритистому пелиту. Химический состав их приведен в табл. 3.

Известковисто-глинистые илы состоят из тонкообломочного и глинистого материала (50–70%), а также содержат 30–50% фрагментов раковин планктонных фораминифер и кокколитов. Кроме основных компонентов, в них есть незначительная примесь радиолярий, диатомей и аллохтонных минералов алевритовой размерности (плагиоклазы, слюда и др.). В зоне перехода к радиоляриевым илам эти осадки могут содержать 10–20% скелетов радиолярий.

2.6. Кремнисто-глинистые осадки

Илы, содержащие до 50% кремневых скелетных остатков, можно разделить на радиоляриево-глинистые и этмодискусово-глинистые. Особенности их химического состава отражены в табл. 3.

Радиоляриево-глинистые илы распространены к северу и к югу от пояса радиоляриевых осадков (см. рис. 5). По гранулометрическому составу они соответствуют пелиту и алевритистому пелиту. Обычно это коричневые и светло-коричневые, нередко пятнистые осадки. В составе радиоляриево-глинистых илов преобладают глинистые и тонкообломочные минералы (50–70%), а также скелеты радиолярий (30–50%). Незначительный объем осадка занимают плагиоклазы, бесцветное стекло, железо-марганцевые стяжения (табл. XI, 3) и микроконкреции, этмодискусы, мелкие диатомеи. В переотложенном залегании встречаются слабоизвестковистые радиоляриево-глинистые илы (10–20% фораминифер и кокколитов). На юге изученного района эти осадки

Таблица 4. Среднее содержание основных компонентов в типичных осадках восточной части Индийского океана, % от сухого вещества*

Осадки	Fe	Ti	Mn	CaCO ₃	C _{орг}	SiO ₂ аморфн	SiO ₂ вал
Алевриты крупные терригенные	2,94 (2) **	0,29 (2)	0,06 (2)	6,00 (4)	0,43 (4)	3,26 (1)	Не опр.
Алевриты мелкие терригенные	3,17 (3)	0,34 (3)	0,08 (3)	3,85 (10)	0,39 (10)	3,15 (1)	56,84 (1)
Алевритово-глинистые илы	3,15 (6)	0,34 (3)	0,14 (6)	4,45 (11)	0,52 (11)	3,03 (5)	Не опр.
Гемипелагические глины	5,57 (12)	0,40 (12)	0,31 (12)	3,76 (15)	0,66 (15)	1,31 (6)	52,10 (4)
Миопелагические глины	4,52 (16)	0,36 (12)	0,64 (16)	0,99 (17)	0,16 (17)	1,30 (16)	45,60 (4)
Эвпелагические глины	5,76 (34)	0,38 (34)	1,28 (34)	0,75 (39)	0,13 (39)	1,64 (20)	42,60 (13)
Глинисто-радиоляриевые илы	3,49 (21)	0,27 (11)	0,38 (21)	1,52 (37)	0,36 (37)	13,50 (41)	51,80 (3)
Глинисто-этмодискусовые илы	3,31 (4)	0,24 (4)	0,13 (4)	0,43 (5)	0,72 (5)	21,62 (10)	51,92 (1)
Радиоляриевые илы	2,91 (3)	0,21 (3)	0,57 (3)	2,54 (5)	0,64 (5)	13,60 (5)	53,76 (1)
Этмодискусовые илы	2,74 (6)	0,21 (6)	0,10 (6)	0,87 (7)	0,80 (7)	28,10 (12)	61,90 (5)
Кремнево-губковые осадки	3,55 (1)	0,33 (1)	0,19 (1)	3,17 (1)	0,17 (1)	2,32 (1)	62,24 (1)
Тефра	2,35 (2)	0,20 (2)	0,14 (2)	1,41 (5)	0,18 (5)	3,16 (3)	68,80 (4)
Фораминиферовые осадки	0,49 (10)	0,02 (8)	0,06 (10)	83,30 (24)	0,33 (24)	0,17 (6)	0,16 (1)
Кокколитово-фораминиферовые осадки	0,70 (4)	0,04 (2)	0,04 (4)	82,1 (6)	0,42 (6)	0,33 (3)	Не опр.
Фораминиферово-кокколитовые илы	0,97 (13)	0,06 (11)	0,10 (13)	79,4 (14)	0,36 (14)	1,34 (7)	5,70 (4)
Кокколитовые илы	1,60 (8)	0,15 (6)	0,16 (8)	71,5 (29)	0,25 (29)	1,83 (3)	15,80 (1)
Смешанно-детритовые пески	2,30 (2)	0,13 (1)	0,01 (2)	70,60 (2)	0,58 (2)	Не опр.	Не опр.
Смешанно-детритовые алевриты	1,90 (5)	0,14 (4)	Сл. (5)	66,20 (5)	1,23 (5)	Сл. (1)	14,80 (3)
Глинисто-известковые илы	1,91 (9)	0,17 (8)	0,34 (9)	51,40 (8)	0,31 (8)	2,32 (5)	17,08 (1)

* Аналитик Н.К. Вознесенская.

** В скобках – количество анализов.

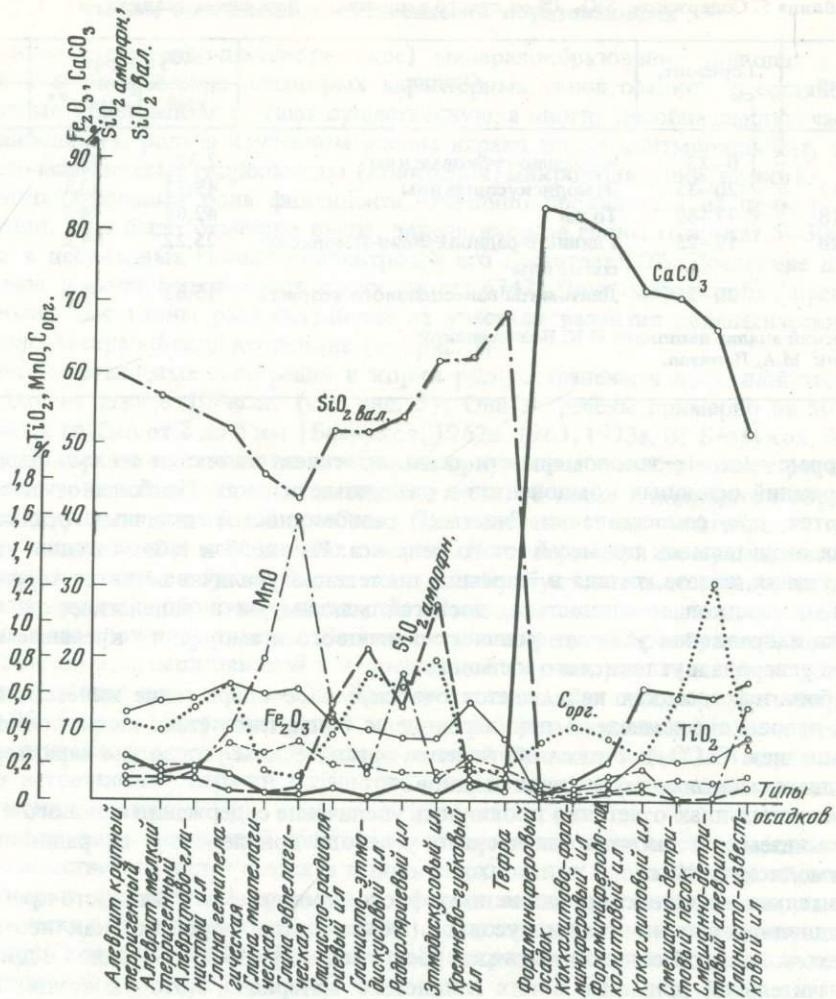


Рис. 7. Средние содержания характерных компонентов в основных типах осадков

связаны постепенными переходами с миопелагическими глинами, в которых содержание кремнистых остатков не превышает 30%.

Этмодискусово-глинистые илы встречены в подповерхностных слоях в районах развития этмодискусовых илов. Они представлены мягкими серовато-коричневыми и желтовато-коричневыми осадками. По гранулометрическому составу илы соответствуют пелиту и алевритистому пелиту. Содержание глинистых и тонкообломочных минералов в них достигает 50–70%, а створок этмодискусов – 30–50%; обычно присутствует незначительная примесь радиолярий, мелких диатомей и аллохтонных минералов алевритовой размерности. Разновидностями этмодискусово-глинистых илов являются осадки туффитовые, слабоизвестковистые и обогащенные радиоляриями.

Заканчивая описание основных типов отложений восточной части Индийского океана, отметим, что распределение их и осадкообразование в целом здесь осложнены процессами наземного вулканизма, поступлением эдафогенного материала, а также деятельностью суспензионных потоков, проявление которых подробнее рассматривается ниже.

Таблица 5. Содержание SiO_2 (%) от сухого вещества в биогенных осадках

Станция	Горизонт, см	Осадки	SiO_2 аморфн		Kварц
			x/a*	ИКС**	ИКС
5333	0–23	Кремнево-губковые илы	2,32	0,0	16,7
6742-12	20–35	Этмодискусовые илы	49,75	53,1	
6742-18	77–80	То же	42,68	74,7	
6742-20	19–25	Глинисто-радиоляриево-этмодискусовые илы	25,22	34,2	3,3
6744-40	20–25	Диатомиты палеоценового возраста	15,83	90,0	

* Химический анализ выполнен Н.К. Вознесенской.

** Аналитик М.А. Левитан.

Некоторые частные закономерности седиментогенеза вытекают из сравнения средних содержаний основных компонентов в различных осадках. Наиболее отчетливо они проявляются при сопоставлении "чистых" разновидностей типичных осадков, т.е. лишенных значительных примесей иного генезиса. Из рис. 7 и табл. 4 видно, что средние содержания железа, титана и марганца постепенно увеличиваются от терригенных обломочных осадков к глинистым, достигая максимума в эвпелагических глинах. В этом же направлении убывает количество валового и аморфного кремнезема, органического углерода и углекислого кальция.

В карбонатных осадках наблюдается относительное возрастание железа, марганца, титана и валового кремнезема при переходе к более глинистым их разновидностям (с уменьшением CaCO_3). Резкое обогащение органическим углеродом характерно для мелководных смешанно-детритовых осадков.

В кремнистых илах отчетливо проявилось увеличение содержания валового и аморфного кремнезема, а также органического углерода при переходе от радиоляриевых илов к этмодискусовым.

Сравнительно низкие содержания аморфного кремнезема в глинисто-кремнистых илах (радиоляриевых и этмодискусовых) объясняются, вероятно, как несовершенством метода двойной содовой вытяжки [Безруков и др., 1970; Богданов и др., 1974], так и значительной примесью в них глинистого материала, которую трудно оценить при микроскопических исследованиях из-за сложной скульптуры биогенных остатков. В табл. 5 приведены результаты определения кремнезема в биогенных осадках методами инфракрасной спектроскопии (ИКС) и химии. Сравнение показывает, что оба метода правильно отражают тенденцию в изменении состава кремнистых илов, однако данные ИКС представляются более достоверными. В течение кайнозоя аморфный кремнезем диатомовых осадков не претерпел раскристаллизации.

Формирование гранулометрического состава осадков поверхностного слоя (см. рис. 6) подчинено циркумконтинентальной зональности седиментации [Безруков, 1959, 1962а, 1964в], наиболее отчетливо проявленной в распределении терригенных компонентов: по направлению от берегов в пелагиаль размер частиц постепенно уменьшается. Каждущееся незакономерное погружение осадков в пелагической области отражает вертикальную и климатическую зональности седиментации, когда на поднятиях накапливаются относительно грубозернистые фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые осадки, а в пределах распространения кремнистых илов алевритовая фракция формируется преимущественно за счет радиолярий. Локальное погружение осадков может быть вызвано также деятельностью мутевых потоков и накоплением эдафогенного материала (конус выноса Ганга, предгорья и склоны Восточно-Индийского хребта, Зондский желоб).

2.7. Осадки, обогащенные аутигенными образованиями

Аутигенное (хемогенно-диагенетическое) минералообразование приводит в условиях океана к формированию некоторых характерных типов осадков, в составе которых аутигенные компоненты слагают существенную, а иногда преобладающую часть. Среди них наибольшую роль в изученном районе играют иллит-монтмориллонит, филлипсит и железо-марганцевые гидроокислы (конкремции, микроконкремции, корки).

Осадкообразующая роль филлипсита отчетливо проявляется на примере пелагических глин. Как было отмечено выше, эвпелагические глины содержат 5–30% филлипсита, а в цеолитовых глинах концентрация его достигает 50%. Последние достоверно выявлены в подповерхностных слоях на ст. 6747. Пока можно лишь предполагать, что цеолитовые глины распространены на участках развития эвпелагических глин – в Западно-Австралийской котловине (см. рис. 5).

Железо-марганцевые конкреции и корки распространены в восточной части Индийского океана южнее 10° ю.ш. (см. рис. 5). Они встречены примерно на 50 станциях в пределах глубин от 2 до 6 км [Безруков, 1962в, 1963, 1973а, б; Безруков, Андрушенко, 1972]. Железо-марганцевые конкреции приурочены к котловинам с расчлененным рельефом и низкими скоростями седиментации, а также к подводным горам и подножиям крупных подводных хребтов. Они залегают среди пелагических глин, биогенных кремнистых и карбонатных осадков. На поверхности же вулканических пород встречаются рудные корки. Форма конкреций обусловлена конфигурацией ядра и толщиной рудной оболочки, имеющей обычно тонкое концентрически-слоистое и склеруповато-слоистое строение. Встречаются конкреции шарообразной, полусферической, плитчатой, лепешковидной и неправильной формы, различных размеров (от 1 до 10 см в диаметре, иногда более 20 см). Нередко в осадках присутствуют микроконкремции (0,05–3 мм). Микроконкремции алевритовой размерности выявлены нами в ходе минералогического изучения крупноалевритовой фракции осадков. В ядрах конкреций обычно встречаются обломки базальтов, уплотненных осадков, зубы акул и другие органические остатки.

Основная часть конкреций залегает на поверхности пелагических осадков, в меньшем количестве они встречаются и в подповерхностных слоях. Иногда железо-марганцевые корки фиксируют перерывы в осадконакоплении (в частности, на контакте эвпелагических и миопелагических глин). Изучение железо-марганцевых конкреций не входило в задачи данной работы, поэтому вопросы их состава и происхождения здесь не обсуждаются.

Осадки, главным компонентом которых является смешанослойный иллит-монтмориллонит, по крайней мере частично аутигенный (эвпелагические глины), были рассмотрены выше. Отметим, что образование аутигенного монтмориллонита на дне океанов многие исследователи связывают с изменением продуктов базальтового подводного вулканизма [Murray, Renard, 1891; Revelle et al., 1955; Bonatti, 1963; Скорнякова, Петелин, 1967; Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Кашинцев и др., 1974; и др.]. В последней работе указано, что промежуточным звеном преобразования вулканогенного материала в аутигенные глинистые минералы и цеолиты является палагонитизация (гидратация) вулканического стекла базальтовых вулканитов подводных извержений. Авторы выделяют четыре стадии изменения базальтового стекла: 1) быстрая сингенетическая палагонитизация; 2) медленная диффузная палагонитизация; 3) гидротермальное выщелачивание; 4) подводное выветривание (гальмировлиз). Наибольшие изменения состава пород связывают с первой стадией – сингенетической палагонитизацией. При этом степень преобразования палагонита в аутигенные глины и цеолиты зависит от характера исходного материала, длительности соприкосновения его с морской водой и гидротермами.

Таким образом, аутигенные образования играют заметную роль только в областях низких скоростей седиментации.

§ 3. СТРУКТУРНЫЕ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

Ниже приведено описание некоторых структур и текстур, основанное на макро- и микроскопическом изучении глубоководных, главным образом пелагических, осадков восточной части Индийского океана.

3.1. Структуры

Известно, что структуры осадков определяются формой и размерами частиц. При описании различных типов отложений мы уже рассматривали гранулометрический состав как один из аспектов структуры, поэтому здесь основное внимание уделено форме зерен.

В восточной части Индийского океана широко распространены осадки, состоящие из целых раковин фораминифер, скелетов радиолярий, а иногда и створок диатомей. Они характеризуются биоморфными структурами, среди которых выделяются следующие разновидности: фораминиферовая (табл. IX, 2), радиоляриевая (табл. X, 3), диатомово-этмодискусовая (табл. XI, 4). Радиоляриевые и диатомовые илы отличаются равномерной зернистостью, фораминиферовые же осадки часто неравномернозернистые (табл. XIII, 1). Особенностью биогенных илов являются дегритовые биоморфные структуры, которые наблюдаются у осадков, состоящих преимущественно из обломков скелетов. Здесь можно обособить дегритовую фораминиферовую, смешанно-биогенную (табл. X, 2), дегритовую этмодискусовую (табл. XII, 1, 2) и спикулевую (табл. XII, 4) структуры, а также кокколитовую микроструктуру, видимую в электронном микроскопе. В оптическом микроскопе видно, что структура кокколитовых илов соответствует пелитоморфной (табл. IX, 3, 4).

Обломочные терригенные, вулканокластические и эдафогенные осадки обычно имеют обломочную структуру. Для терригенных отложений характерны алевро-псаммитовая, алевритовая (табл. I, 1) и алевро-пелитовая (табл. VI, 1) структуры. В изученных пробах они неравномернозернистые (табл. XIII, 2), а в прослоях турбидитов могут иметь среднюю и хорошую сортировку. В обоих случаях резко преобладают неокатанные зерна.

В вулканокластических осадках наблюдается своеобразная витрокластическая алевритовая структура (табл. XIII, 3), обусловленная оскольчатыми и удлиненными пузырчатыми зернами вулканического стекла. Эти осадки, как правило, отличаются хорошей сортировкой.

Эдафогенные образования обладают псаммитовой, алевритовой или псефитовой структурой. В последнем случае они сложены щебнем подводно-вулканических пород и полуокатанными обломками осадочных пород, а рыхлый матрикс отвечает составу вмещающих осадков.

Гемипелагические и пелагические глины отличаются пелитоморфной структурой. Для них характерна чешуйчатая микроструктура, обусловленная гидрослюдами в гемипелагических (табл. V, 1) и миопелагических глинах, а также аутигенным смешано-слойным иллит-монтмориллонитом – в эвпелагических глинах. Последние могут иметь своеобразную микроструктуру – порфиробластовую, связанную с неравномерным распределением кристаллов аутигенного филлипсита (с включениями глинистых частиц) в пелитоморфной основной массе глины (табл. XIII, 4). С увеличением количества [1971]. В цеолитовых глинах наблюдается характерная сферолитовая структура (табл. VIII, 1), когда в составе их преобладают сферолиты аутигенного филлипсита.

В цеолитовых глинах наблюдается характерная сферолитовая структура (табл. VIII, 1), когда в составе их преобладают сферолиты аутигенного филлипсита.

Все рассмотренные выше структуры характеризуют "чистые" разновидности океанических осадков. В зонах же перехода abiогенных илов в биогенные существенно изменяются и структуры: на фоне обломочных и пелитоморфных могут пропасть биоморфные структуры (табл. XIV, 1) и наоборот.

3.2. Текстуры

Изучение текстур осадочных образований позволяет восстанавливать обстановки седиментации, коррелировать разрезы и т.д. Интересный материал для интерпретации текстур прошлого дают океанские осадки. Под текстурой понимается совокупность признаков строения осадка, связанная с относительным расположением и распределением его компонентов. В колонках из восточной части Индийского океана выявлены как слоистые, так и неслоистые текстуры. Образование слоистых текстур связывают [Ботвинкина, 1962] с изменением общих условий осаждения (слоистость) либо с "пульсацией" осадкообразующих процессов внутри одной фациальной обстановки (слойчатость).

В изученных колонках слоистость вызвана сменой условий седиментации, а также эпизодическим поступлением материала, обычно инородного для данных условий [Свальнов, 1975а]. Примером изменения условий осадконакопления является смена по резкой, часто неровной границе эвпелагических глин биогенными илами или миопелагическими глинами, что отражает, вероятно, перерыв в отложении эвпелагических глин перед расширением экваториального пояса кремненакопления (рис. 8). Переход же карбонатных илов в кремнистые и глинистые илы в карбонатные всегда носит постепенный характер, хотя слоистость и здесь проявляется отчетливо.

Слоистость, образованную в результате отложения материала, инородного по отношению к пелагической седиментации того или иного района, можно проследить на примере прослоев витрокластической тифры, туффитовых осадков (см. рис. 8, Г, И), а также терригенных, биогенных, вулканокластических и эдафогенных песчано-алевритовых турбидитов (см. рис. 8, А–Г, Ж–И), мощность которых колеблется от 0,1 до 300 см [Свальнов и др., 1978]. В таких случаях подошва инородного слоя всюду резкая, отчетливая, кровля – неотчетливая, постепенная. Внутри указанных прослоев наблюдается градационная текстура (graded bedding), выраженная в сортировке материала от грубого внизу слоя до более тонкого вверху. Местами такие прослои содержат переотложенные биогенные остатки. Возникновение градационных текстур обычно связывают с деятельностью супензионных (мутьевых) потоков [Kuenen, Menard, 1952; Kuenen, 1953; и др.].

В толще глубоководных осадков иногда встречаются прослои мощностью 1–5 см, сложенные крупными (0,5–3,0 см) обломками эдафогенного материала (см. рис. 8, Ж) и имеющие резкие границы с вмещающими осадками. Учитывая угловатость обломков и отсутствие сортировки, представляется вероятным отложение их из густой супензии на ранних стадиях движения мутьевого потока, хотя возможен и другой механизм накопления эдафогенных обломков – гравитационное осыпание, сползание на склонах при участии придонных течений. Слабо выраженную градационную текстуру переотложения иногда можно наблюдать и в толще эвпелагических глин (см. рис. 8, Е).

В шлифах часто видны микроградационные текстуры, когда более крупные скелеты фораминифер, радиолярий, диатомей и обломки пород дна приурочены к основанию слойков, а выше размер частиц постепенно уменьшается (табл. XV–XXII).

Своеобразно проявлена микроградационная текстура в диатомовых (этмодискусовых) илах (табл. XVIII, 1, 2; XIX, 2). Ориентировка чешуйковидных фрагментов этмодискусов бывает либо упорядоченной, либо беспорядочной. Последнее, вероятно, указывает на быструю разгрузку густой супензии из створок диатомей, тогда как ориентировка по слоистости соответствует постепенной садке. Неупорядоченная ориентировка чаще наблюдается ближе к основанию слойков, а упорядоченная – в их кровле.

В глинисто-кремнистых и карбонатных илах часто наблюдается ритмическая горизонтальная слойчатость разного масштаба (первые миллиметры – десятки сантиметров), обусловленная неравномерным поступлением биогенного или глинистого материала. Границы раздела здесь обычно неотчетливые (табл. XIX, XX, 1), но иногда подчеркнуты диагенетическим перераспределением гидроокислов железа и марганца.

Разновидностью слоистых текстур является неправильно-линзовидная слойчатость,

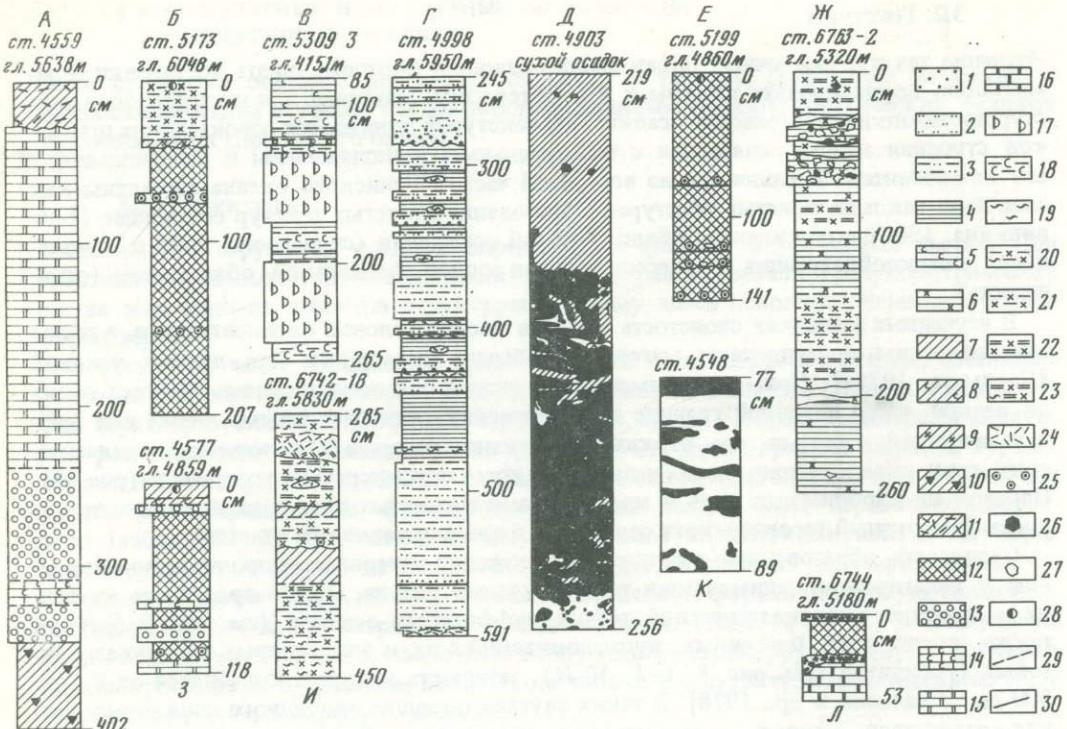


Рис. 8. Характерные текстуры глубоководных осадков

A-G, E-I, П – слоистые текстуры; *Д* – неслоистые текстуры, обусловленные жизнедеятельностью дентриоидов и диагенетическим перераспределением гидроокислов железа и марганца; *К* – неправильно-линзовидная слойчатость в глинисто-этмодискусовых илах; 1–2 – терригенные алевриты; 1 – крупные; 2 – мелкие; 3 – алевритово-глинистые илы; 4 – гемипелагические глины; 5 – то же, слабоизвестковистые; 6 – то же, обогащенные радиоляриями; 7 – миопелагические глины; 8 – то же, слабоизвестковистые; 9 – то же, обогащенные радиоляриями; 10 – то же, обогащенные кремневыми спикулами; 11 – то же, туффитовые; 12 – эвпелагические глины; 13 – фораминиферовые осадки; 14 – кокколитово-фораминиферовые осадки; 15 – кокколитовые илы; 16 – то же, уплотненные; 17 – смешанно-дентриевые осадки; 18 – известковисто-глинистые илы; 19 – этмодискусовые илы; 20 – глинисто-радиоляриево-этмодискусовые илы; 21 – глинисто-радиоляриевые илы; 22 – радиоляриево-глинистые илы; 23 – радиоляриево-этмодискусово-глинистые илы; 24 – тифра; 25 – эдафогенные пески и алевриты; 26 – обломки базальтов; 27 – комки уплотненных глин; 28 – железо-марганцевые конкреции; 29, 30 – границы раздела; 29 – постепенные, 30 – резкие. Максимальной шириной колонок здесь и ниже показаны турбидиты разного состава

встреченная в глинисто-этмодискусовых илах (см. рис. 8, К), в которых скопления створок диатомей образуют линзочки и пятна неправильной формы. Специфика этмодискусовых илов позволяет допустить, что подобная текстура возникает при "растаскивании" придонными течениями густой суспензии из створок диатомей и не связана с жизнедеятельностью бентосных организмов.

Среди неслоистых текстур широко проявлены пятнистые, обусловленные диагенетическим распределением гидроокислов железа и марганца, а также деятельностью зарывающихся организмов и илоедов (см. рис. 8, Д; табл. XXIII, 1, 2). Характерно, что ходы илоедов обычно заполнены материалом, резко отличным по цвету, но сходным по составу с вмещающим осадком. Иногда это связано с заносом материала из вышележащего слоя, чаще же, вероятно, с диагенетическим перераспределением гидроокислов железа и марганца за счет локального обогащения органическим веществом осадка, прошедшего через пищевые тракты организмов. Диагенетическая пятнистость встречается во всех типах осадков, нарушение же осадков бентосными организмами не обнаружено в эвпелагических глинах, для которых характерны массивная и комко-

ватая текстуры. Последняя обусловлена резким обогащением отдельных слойков глины комочками округло-угловатой формы. Размер комочек колеблется от 0,5 до 3,0 см, по составу же они не отличаются от вмещающих глин, что позволяет отнести их условно к диагенетическим образованиям.

Часто осадки изученных колонок не имеют признаков слоистости (известковые илы, эвпелагические глины и др.), что указывает на постоянство условий седиментации.

Таким образом, макроскопические наблюдения и петрографическое изучение глубоководных осадков позволило выявить интересные детали строения толщи четвертичных отложений. В частности, обнаружено широкое проявление текстур, связанных с перераспределением осадочного материала, т.е. с образованием турбидитов разного состава. Многочисленные микроградационные текстуры свидетельствуют о мобильности самого верхнего слоя осадков. Накопившись "частица за частицей", этот слой нередко перерабатывается дегритоедами, разрушается и перемещается суспензионными потоками и придонными течениями.

Г л а в а III

РАЗРЕЗЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

§ 1. РАСЧЛЕНЕНИЕ ОСАДКОВ

Четвертичные осадки выстилают ложе океанов прерывистым чехлом, перемежаясь с обнажениями древних осадков и пород [Безруков, 1962б, 1964в; Свальнов, Демиденко, 1981]. В изученном районе они встречены на большинстве станций. Мощность четвертичных отложений колеблется от нескольких сантиметров до 20–30 м, достигая местами 205–338 м (табл. 6).

Рассматриваемый участок Индийского океана находится в тропической зоне, где организмы планктона и бентоса не претерпели значительной эволюции в четвертичное время. Выделение стратиграфических горизонтов здесь, особенно в осадках последних 0,5–1,0 млн. лет, затруднено, поэтому при расчленении четвертичных осадков мы опирались на данные палеомагнитных исследований, выполненных Е.Л. Демиденко и Т.И. Линьковой; учитывались также результаты биостратиграфических методов [Свальнов, Демиденко, Мухина, 1976; Свальнов, Демиденко, 1981].

Для интерпретации палеомагнитных данных была использована магнитохронологическая шкала инверсий, предложенная А. Коксом [Cox, 1969]. Эта шкала составлена для последних 4,5 млн. лет по палеомагнитным и радиоизотопным (калий-argonовый метод) данным, полученным на одних и тех же образцах лав, излившихся в разное время и в разных частях Земли [Cox et al. 1963, 1968; и др.]. По терминологии А. Кокса [Cox, 1969], выделяют палеомагнитные эпохи длительностью около 1 млн. лет и палеомагнитные события продолжительностью порядка 0,1 млн. лет. Современное геомагнитное поле имеет нормальную намагниченность и отвечает концу эпохи Брюнес, которая началась 0,69 млн. лет назад. Длительность эпохи обратной полярности Матуяма – от 0,69 до 2,43 млн. лет назад. Внутри этой эпохи выделяются события Харамильо (интервал 0,89–0,95 млн. лет назад), Гилза (интервал 1,61–1,79 млн. лет назад) и Олдувей (интервал 1,95–2,13 млн. лет назад). Практика палеомагнитных исследований показывает, что в колонках не всегда удается разделить осадки, отвечающие событиям Гилза и Олдувей, особенно в случае низких скоростей седиментации. Поэтому наиболее достоверно расчленение колонок при сочетании палеомагнитных данных и результатов биостратиграфических, литологических и других методов исследования.

В предлагаемой работе граница плиоцена и плейстоцена принята на уровне 1,8 млн. лет [Hays et al., 1969], т.е. в конце события Олдувей – начале события Гилза, в понимании А. Кокса [Cox, 1969]. К этому времени приурочено вымирание вида диатомей *Rhizosolenia paebergonii*, характерного для позднего плиоцена [Мухина, 1969]. Несколько

Таблица 6. Характеристика четвертичных осадков скважин глубоководного бурения [Initial Reports..., vol. 22, 26, 27, 1974]

Скважина	Координаты		Глубина океана, м	Вскрытая мощность разреза, м	Осадки
	широта	в.д.			
211	09° 46,53' ю.ш.	102° 41,95'	5535	18	Радиоляриево-диатомовые илы, обогащенные глинистым материалом, с прослойями тифры
212	19° 11,34' ю.ш.	99° 17,84'	6243	0	Разрез завершается средним плиоценом
213, 213А	10° 12,71' ю.ш.	93° 53,77'	5611	13,5	Радиоляриево-диатомовые илы
214	11° 20,21' ю.ш.	88° 43,08'	1665	21	Фораминиферово-кокколитовые илы
215	08° 07,30' ю.ш.	86° 47,50'	5319	6	Радиоляриево-диатомовые илы
216, 216А	01° 27,73' с.ш.	90° 12,48'	2247	9,5	Кокколитово-фораминиферовые и фораминиферово-кокколитовые илы
217, 217А	08° 55,57' с.ш.	90° 32,33'	3020	22	Глинисто-кокколитовые илы, обогащенные фораминиферами
218	08° 00,42' с.ш.	86° 16,97'	3759	205	Кокколитовые илы, алевритистые глины, алевриты, пески
253	24° 52,65' ю.ш.	87° 21,97'	1962	9	Кокколитово-фораминиферовые илы
254	30° 58,15' ю.ш.	87° 53,72'	1253	5,5	То же
256	23° 27,35' ю.ш.	100° 46,46'	5361	3,5	Детритовые глины (эвпелагические?)
257	30° 59,16' ю.ш.	108° 20,99'	5278	?	Детритовые глины
255	31° 07,87' ю.ш.	93° 43,72'	1144	13,5	Кокколитово-фораминиферовые илы
259	29° 37' ю.ш.	112° 42'	4712	8	Кокколитовые илы, обогащенные фораминиферами, спикулами, микарбовым материалом
260	16° 09' ю.ш.	110° 18'	5709	6	Радиоляриевые и кокколитовые илы, глины, обогащенные радиоляриями
261	12° 57' ю.ш.	117° 54'	5687	19	Гемипелагические (?) глины, обогащенные диатомиями и радиоляриями
262	10° 52' ю.ш.	123° 51'	2315	337,5	Кокколитовые илы, обогащенные радиоляриями, глинистым материалом и микарбовым карбонатом
263	23° 20' ю.ш.	110° 58'	5065	90	Фораминиферово-кокколитовые илы детритовые, обогащенные микарбовым материалом

выше плиоцен-плейстоценовой границы заканчивается радиоляриевая зона *Pteroscanium prismatum* [Riedel, Sanfilippo, 1970]. С палеомагнитным событием Харамилью в тропической зоне океанов совпадает максимум встречаемости силикофлагелляты *Mesocena elliptica*. Этот вид в современном планктоне неизвестен и характеризует осадки ранне- и частично среднеплейстоценового времени [Мухина, 1969].

Первоначально В.В. Мухина [1969] относила плейстоцен к одной зоне диатомей

Pseudoeunotia doliolus. В настоящее время Г.Х. Казарина [1978] выделяет в тропико-экваториальном поясе Индийского океана самостоятельную подзону *Nitzschia fossilis*, которая соответствует нижнему плейстоцену и совпадает с диапазоном распространения *Mesocena elliptica*. Нижняя граница подзоны не определена. Вымирание *Nitzschia fossilis* совпадает с границей палеомагнитных эпох Брюнес–Матуяма.

При расчленении колонок учитывались также данные по кокколитам и фораминиферам.

§ 2. ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

В осадках восточной части Индийского океана присутствует терригенный, вулканогенный, биогенный, эдафогенный и аутогенный материал. Доля указанных компонентов в разных фациальных областях сильно варьирует. Совокупность условий и особенностей поступления осадочного материала позволяет наметить здесь следующие фациальные области (седиментационные провинции): шельфы, континентальные склоны, приконтинентальные аккумулятивные равнины, подводные хребты и поднятия, Зондский глубоководный желоб, океанские котловины. Каждая из фациальных областей характеризуется, как показало исследование осадков колонок и керна скважин, определенным типом разреза – набором разновидностей глубоководных осадков, их обликом и количественными соотношениями. В генетическом смысле тип разреза отвечает устойчивым или закономерно изменяющимся условиям седиментации. Наибольшая изменчивость разрезов наблюдается в зонах перехода от одной фациальной области к другой.

В изученном районе выделены следующие основные типы разрезов: карбонатный, кремнистый, глинистый, терригенный обломочный. В конкретных условиях каждый тип разреза характеризуется специфическим набором признаков, т.е. распадается на несколько разновидностей. Более информативными при выявлении типов разрезов оказались в ряде случаев колонки осадков, поднятые грунтовыми трубками, так как при забуривании глубоководных скважин четвертичные осадки зачастую перемещиваются, размываются, отбор керна производится выборочно. Кроме того, именно интересующая нас часть разреза скважин нередко страдает фрагментарностью описания.

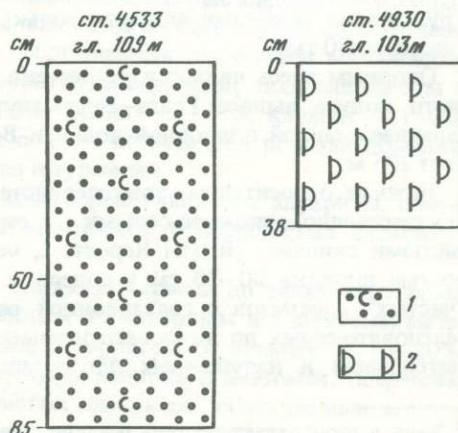
2.1. Шельфы

В пределах шельфов (глубины 60–270 м) разрез океанских осадков отличается большой изменчивостью, которую трудно проследить в деталях из-за малого числа образцов, собранных в прибрежных районах в экспедициях на "Витязе". Отметим, что на шельфе Австралии, у восточного побережья п-ова Индостан, вокруг островов Рождества, Андаманских, Никобарских и мелких островов, расположенных к юго-западу от Суматры и Явы, развиты коралловово-водорослевые и смешанно-детритовые карбонатные осадки псаммитовой и алевритовой структур (рис. 9). Вскрытая мощность разреза не превышает 4 м, а осадки эпохи Брюнес нигде не пройдены полностью из-за высоких скоростей седиментации – 10–30 мм/1000 лет [Свальнов, Демиденко, Мухина, 1976].

Южнее дельты Ганга – Брахмапутры наблюдается терригенный обломочный тип раз-

Рис. 9. Терригенный и карбонатный типы разрезов осадков шельфов

1 – пески терригенные, слабоизвестковистые;
2 – смешанно-детритовые карбонатные осадки псаммитовой структуры



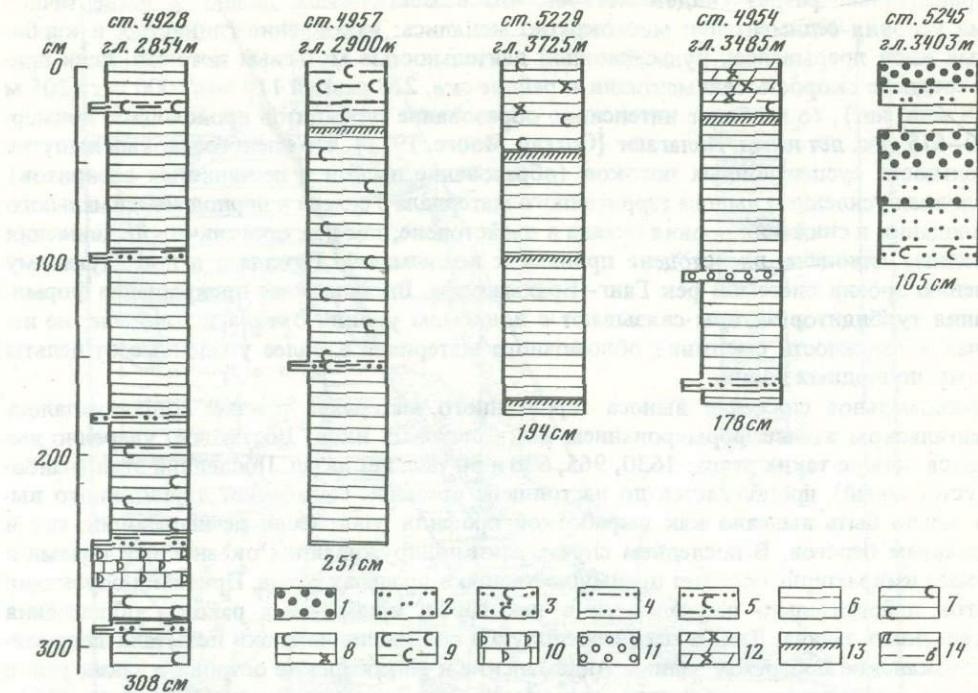


Рис. 10. Гемипелагический тип глинистого разреза (Бенгальский залив)

1–3 – алевриты терригенные: 1 – крупные; 2 – мелкие; 3 – то же, слабоизвестковистые; 4 – алевритово-глинистые илы; 5 – то же, слабоизвестковистые; 6 – гемипелагические глины; 7 – то же, слабоизвестковистые; 8 – то же, обогащенные радиоляриями, слабоизвестковистые; 9 – известковисто-глинистые илы; 10 – смешанно-детритовые осадки; 11 – фораминиферовые осадки; 12 – глинисто-известковые илы, обогащенные радиоляриями; 13 – корки цементации гидроокислями железа и марганца (захороненные горизонты окисленных осадков); 14 – границы раздела (здесь и на всех подобных рисунках): а – резкие, б – постепенные

10–50% глинистых минералов, 2–7% радиолярий, 1–5% фораминифер, до 3% диатомей, 1–5% терригенного алевритового материала.

В интервале бурения 184–193,5 м обнаружен маломощный прослой серой тефры, в составе которой преобладает кислое–среднее вулканическое стекло (60%) и полевые шпаты (31%), присутствуют кальцит (3%), тяжелые минералы (4%), слюда (1%).

Выше по разрезу (9–70 м) залегает относительно грубозернистая толща алевритов и алевритистых песков. В нижней части преобладают темно-серые алевриты с тонкими прослойками песчанистых алевритов. Внутри слоя алевритов мощностью 70 см встречены обломки (?) пятнистых кокколитовых илов, обогащенных глинистым материалом. Средний состав алевритов и песчанистых алевритов следующий: полевые шпаты и кварц – 50–75%, глинистые минералы – 10–25%, слюда – 5–15%, кальцит – 1–3%, тяжелые минералы – 1–5%. Среди последних обычно встречаются роговая обманка, эпидот, непрозрачные минералы, гранат, пироксен и турмалин.

Для верхней части толщи характерны оливково-серые глинистые алевриты, обогащенные кокколитами, с прослойками алевритистых песков и песчанистых алевритов с градационной текстурой.

Завершается четвертичный разрез (0–9 м) оливково-серыми до зеленовато-серыми кокколитовыми илами, обогащенными терригенным алевритовым и глинистым материалом. Кокколиты составляют 40–70% осадка, а терригенная примесь – 10–20%. Другими компонентами являются фораминиферы, радиолярии и диатомеи. Встречены также прослои (до 1 м) оливково-серых глинистых алевритов, обогащенных кокколитами.

Приведенный разрез свидетельствует, что в Бенгальском заливе в четвертичное время условия седиментации многократно менялись: накопление глинистых и карбонатных илов прерывалось пульсационной деятельностью мутьевых потоков. Если принять среднюю скорость седиментаций в районе скв. 218 равной 114 мм/1000 лет (205 м за 1,8 млн. лет), то наиболее интенсивно образование турбидитов происходило примерно 80–615 тыс. лет назад. Полагают [Curry, Moore, 1971], что плейстоценовый импульс деятельности супензационных потоков (образование песков и песчанистых алевритов) обусловлен усилением выноса терригенного материала с севера в период максимального похолодания и снижения уровня океана в плейстоцене, так как орогенические движения в позднем шлиоцене–шлейстоцене привели к вздыманию Гималаев и последующему усилению эрозии системой рек Ганг–Брахмапутра. Внезапное же прекращение формирования турбидитов авторы связывают с подъемом уровня океана в голоцене, не исключая возможности смещения обломочного материала в более удаленные от дельты системы подводных долин.

Максимальное снижение выноса терригенного материала реками сопровождалось в Бенгальском заливе формированием кокколитовых илов. Достаточно уверенно выделяются четыре таких этапа: 1630, 965, 690 и 80 тыс. лет назад. Последний этап (наиболее устойчивый) продолжается до настоящего времени. Ослабление терригенного выноса могло быть вызвано как выработкой профиля равновесия речных долин, так и опусканием берегов. В последнем случае реки подпруживаются океанскими водами и несомый ими материал оседает преимущественно в пределах русла. Признаки опускания берегов действительно наблюдаются в некоторых прибрежных районах обрамления Бенгальского залива. Так, в плейстоценовую и современную эпохи испытали погружение Араканская побережье залива, Андаманские и Никобарские острова, а также район Мадраса; устойчивое погружение характерно для долины Ганга [Кришнан, 1954; Чистайков, 1969]. Вполне вероятно, что в настоящее время наблюдается подпруживание Ганга. Такой режим стока прослеживается на протяжении последних 80 тыс. лет, когда площади накопления гемипелагических глин постепенно сокращались и увеличивалась биологическая продуктивность.

Фациальный переход к пелагическим осадкам в гемипелагическом типе разреза Бенгальского залива и северной части Кокосовой котловины отмечен обогащением осадков фораминиферами, кокколитами, радиоляриями, переслаивающимися гемипелагическими и миопелагическими глинами [Беляева и др., 1981]. Причина этого заключается, видимо, в расширении на север пояса биогенного кремненакопления и ослаблении терригенного выноса рек.

При переходе к осадкам шельфов и континентальных склонов в гемипелагическом разрезе увеличивается содержание остатков мелководных бентосных организмов и терригенного песчано-алевритового материала.

Изучение колонок с глубин до 5 км показывает, что гемипелагические глины в недалеком геологическом прошлом отлагались на гораздо большей площади: южная граница их распространения проходила по 3–5° ю.ш. (рис. 11).

Северо-Австралийская котловина, дно которой представляет собой приконтинентальную аккумулятивную равнину, характеризуется гемипелагическим типом кремнисто-глинистого разреза, заметно отличным от описанного в Бенгальском заливе. Особенность этого разреза заключается в том, что гемипелагические глины здесь в разной степени обогащены диатомеями и радиоляриями, отражающими расширение пояса кремненакопления на восток в позднем шлейстоцене–голоцене. В колонках, длина которых не превышает 278 см, нередки карбонатные турбидиты; встречаются оползневые накопления псевдитовой структуры (рис. 12).

Мощность четвертичных отложений, вскрытая скв. 261 (см. табл. 6), составляет 19 м. Этот опорный разрез представлен зеленовато-серыми гемипелагическими глинами, содержащими 20% радиолярий, 15% диатомей, 1–15% вулканического стекла, 2–3% спикул кремневых губок и силикофлагеллят. Обнаружены также следы кокколитов, кварца, полевых шпатов, окислов железа и микарбовых фрагментов. Скорость осадко-

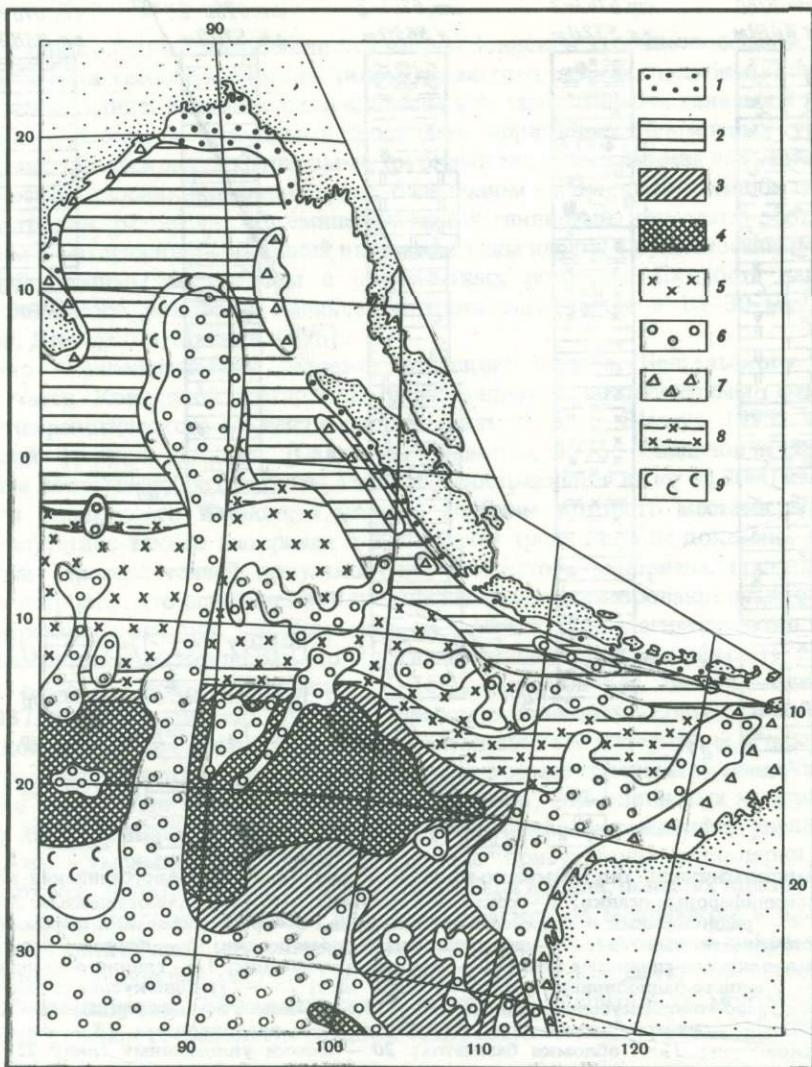


Рис. 11. Карта осадков начала плейстоцена (0,7–1,8 млн. лет)

1 – пески и алевриты терригенные; 2 – гемипелагические глины и алевритово-глинистые илы, местами слабоизвестковистые, туффитовые, обогащенные радиоляриями; 3 – миопелагические глины, иногда обогащенные радиоляриями, слабоизвестковистые; 4 – эвпелагические глины; 5 – радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые илы, местами слабоизвестковистые, туффитовые; 6 – фораминиферовые, кокколитовые и глинисто-известковые осадки, иногда обогащенные радиоляриями, туффитовые; 7 – смешанно-депрессивные осадки, 8 – радиоляриево-глинистые илы, включая слабоизвестковистые и туффитовые их разновидности; 9 – известковисто-глинистые илы, местами обогащенные радиоляриями, туффитовые

накопления в данном типе гемипелагического разреза составляет 10,5 мм/1000 лет.

Впадина Кювье (восточная часть Западно-Австралийской котловины) характеризуется гемипелагическим типом карбонатного разреза. В скв. 263 (см. табл. 6) четвертичные осадки имеют мощность около 90 м (биостратиграфическая граница шлифена и плейстоцена не однозначна), средняя скорость седиментации не менее 50 мм/1000 лет. Разрез представлен зеленовато-серыми дегритовыми фораминиферово-кокколитовыми илами, небольшим количеством кокколитовых илов и единичным слойком фораминиферовых осадков, обогащенных кварцем. Всюду преобладают

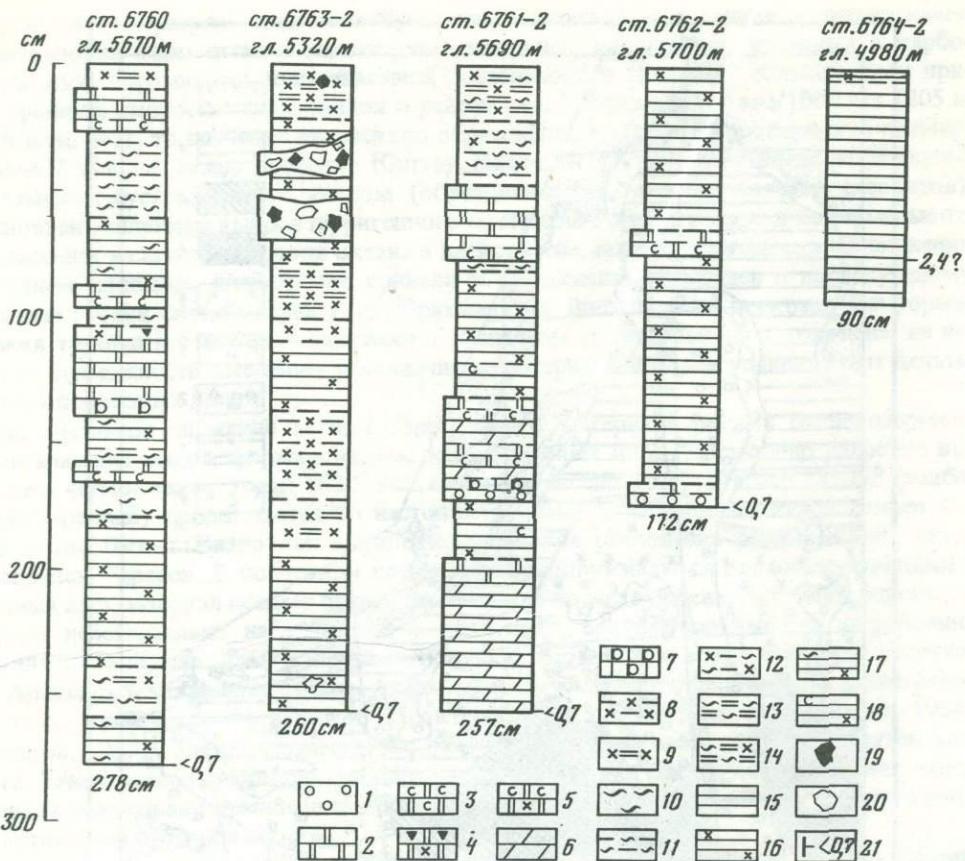


Рис. 12. Гемипелагический тип кремнисто-глинистого разреза (Северо-Австралийская котловина)

1 – фораминиферовые осадки; 2 – кокколитовые илы; 3–5 – то же, обогащенные: 3 – форамиферами, 4 – радиоляриями и кремневыми спикулами, 5 – радиоляриями фораминиферами; 6 – глинисто-известковые илы; 7 – смешанно-дитритовые осадки; 8 – глинисто-радиоляриевые илы; 9 – радиоляриево-глинистые илы; 10 – этмодискусовые илы; 11 – глинисто-этмодискусовые илы; 12 – глинисто-радиоляриево-этмодискусовые илы; 13 – этмодискусово-глинистые илы; 14 – радиоляриево-этмодискусово-глинистые илы; 15 – гемипелагические глины; 16–18 – то же, обогащенные: 16 – радиоляриями, 17 – этмодискусами и радиоляриями, 18 – радиоляриями, слабоизвестковистые; 19 – обломки базальтов; 20 – комки уплотненных глин; 21 – возраст осадков по палеомагнитным данным (млн. лет)

кокколиты, составляя 45% осадка. Содержание фораминифер (преимущественно пелагических) изменяется от 35% в кокколитовых илах до 45% в фораминиферовых осадках. Микарб (известковый материал неизвестного происхождения, в скв. 263 предположительно биогенный) составляет 15–25%. Структура осадков от пелитово-псаммитовой до псаммитово-алевритово-пелитовой и пелитовой. По всему разрезу отмечены глинистые минералы, небольшое количество кварца, следы полевых шпатов, тяжелых минералов, глауконита, доломита, костей рыбы. Грубые фракции представлены раковинами фораминифер и небольшим количеством остатков остракод (?), моллюсков, спикул губок, обломков кварца, полевых шпатов, тяжелых минералов и аутигенных минералов (глауконит (?), пирит, гидроокислы железа). Наличие градационных текстур в разрезе свидетельствует о том, что с континентального склона Австралии эпизодически происходил вынос биогенного материала супензионными потоками, и это привело к формированию карбонатных турбидитов в пределах впадины Кювье.

2.4. Желоба и троги

Зондский глубоководный желоб является частью Зондской геосинклинальной системы и характеризуется гемипелагическим типом глинистого разреза, подобным описанному в Бенгальском заливе. Колонки здесь сложены восстановленными глинами и алевритово-глинистыми илами, маломощными прослойками терригенных обломочных турбидитов и тефры (рис. 13). Вскрытая грунтовыми трубками мощность разреза не превышает 6 м.

В Балийском геосинклинальном троге, отделенном от Зондского желоба гирляндой мелких островов, разрез также гемипелагический глинистый, несколько обогащенный карбонатным материалом. Последний выносится сюда наряду с вулканогенным и терригенным обломочным материалом с прилегающих островов. Скорость накопления осадков Зондского желоба и Балийского трога оценивается в 10–30 мм/1000 лет [Свальнов, Демиденко, Мухина, 1976].

Сходство гемипелагических разрезов Зондского желоба, Бенгальского залива и северной части Кокосовой котловины представляется закономерным, если учесть данные минералогического изучения глин [Venkataram, Biscaye, 1973] и крупно-алевритовой фракции осадков [Свальнов, Рудакова, 1976; Свальнов и др., 1980]. Эти данные показывают, что выносы Ганга распространяются на юг на 3000 км, а также разносятся вдоль всего Яванского желоба, глубины которого местами превышают 7 км. Присутствие такого материала в Балийском троге пока не доказано. Вероятно, трог служит промежуточной ловушкой для глинистого материала, поступающего с Зондских островов, что ослабляет влияние последних на формирование осадков желоба.

В Тиморском троге скв. 262 (см. табл. 6) вскрыт гемипелагический тип глинисто-карбонатного разреза. Мощность его (по планктонным фораминиферам) составляет 337,5 м, скорость осадконакопления – 187,5 мм/1000 лет. Нижняя часть разреза (261,5–337,5 м) представлена главным образом серовато-оливковыми и палево-оливковыми кокколитовыми илами, обогащенными глинистым материалом, и подчиненным количеством кокколитовых илов, обогащенных фораминиферами и микарбом. Средний состав этой толщи следующий: 60% кокколитов, 20% глинистых минералов, 10% микарба, 5% фораминифер. Вниз по разрезу количество фораминифер увеличивается, а кокколитов – уменьшается. В небольшом объеме присутствуют радиолярии, спикулы губок, диатомеи, пирит, доломит; обнаружены следы кварца, полевых шпатов, тяжелых минералов, вулканического стекла, цеолитов, фрагментов моллюсков, морских ежей, костей рыб, силикофлагеллят, глауконита. По данным рентгеновской дифрактометрии, осадки имеют следующий состав: 55% кальцита, 2% Ca-доломита, 16% арагонита, 10% кварца, 1% плагиоклаза, 2% каолинита, 7% слюды, 1% хлорита и 5% монтмориллонита. Суммарный углерод составляет в среднем 7,2%, органический углерод – 0,8%, CaCO_3 – 53,9%.

В рассматриваемой части разреза обнаружены три прослоя серовато-белых пеплов. Они содержат преимущественно вулканическое стекло и подчиненное количество глинистых минералов, а также кристаллы роговой обманки, гиперстена, непрозрачных минералов и полевых шпатов. В интервале 299,5–309 м встречен обломок пемзы диаметром 1,5 см.

Верхняя часть скв. 262 (0–261,5 м) представлена в основном серовато-оливковыми и палево-оливковыми кокколитовыми илами, обогащенными радиоляриями и глинистым материалом. В подчиненном количестве встречены кокколитовые илы, обогащенные фораминиферами и микарбом, а также дегритовые фораминиферовые осадки псаммитовой структуры.

Кокколитовые илы с высоким содержанием радиолярий составляют 51% всей толщи. Их средний состав следующий: 50% кокколитов, 20% радиолярий, 15% глинистых минералов, 10% микарбовых фрагментов. Оставшийся объем осадков занимают фораминиферы, диатомеи, спикулы губок, обрывки растений, ромбы доломита; встречены следы кварца, тяжелых минералов, вулканического стекла, окислов железа, глауконита, остракод, силикофлагеллят, остатки морских ежей и моллюсков. Структура 4. Зак. 491

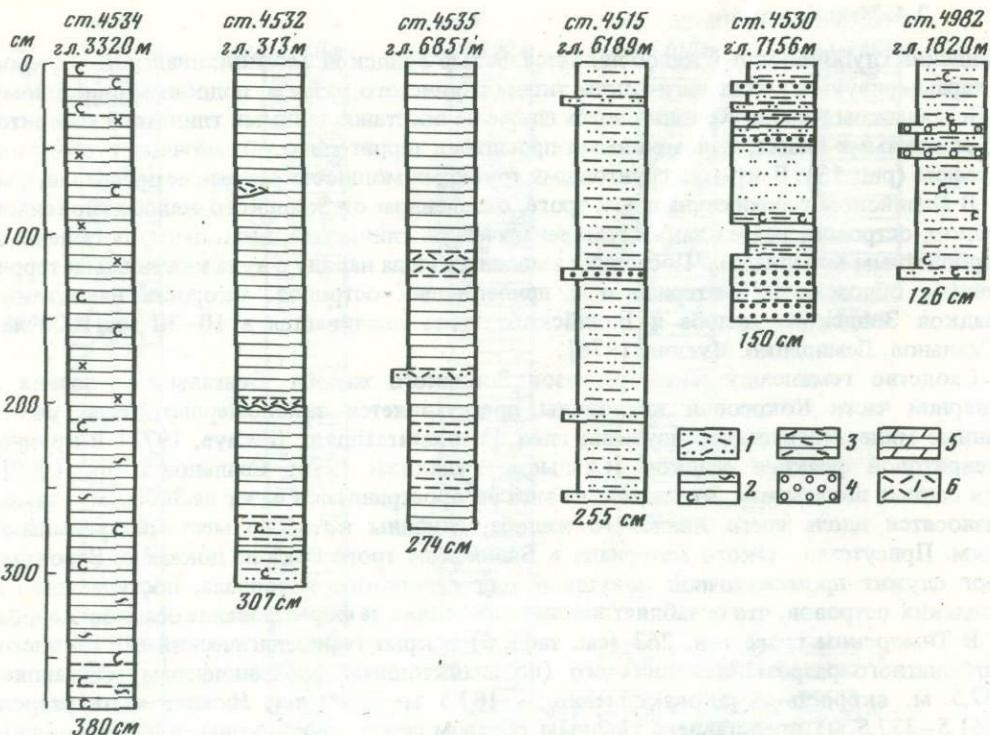


Рис. 13. Гемипелагический тип глинистого разреза (Зондский желоб)

1 - алевролиты терригенные мелкие, туффитовые; 2, 3 - гемипелагические глины: 2 - слабоизвестковистые, обогащенные этмодискусами, 3 - туффитовые; 4 - фораминиферовые осадки; 5 - глинисто-известковые илы; 6 - тифра. Остальные условные обозначения см. на рис. 10

осадков алевритово-пелитовая. По данным рентгеновской дифрактометрии, состав их следующий: 42% кальцита, 20% кварца, 10% монтмориллонита, 10% слюды, 8% арагонита, 3% магнезиального кальцита, 3% каолинита, 3% плагиоклаза, 1% хлорита.

Кокколитовые илы, обогащенные глинистым материалом, слагают 30% толщи и литологически сходны с описанными выше илами, отличаясь от них высоким содержанием глинистых минералов. Средний состав осадков следующий (данные дифрактометрии): 44% кальцита, 19% кварца, 10% слюды, 8% монтмориллонита, 8% арагонита, 4% каолинита, по 2% магнезиального кальцита, плагиоклаза, хлорита и 1% пирита. Структура осадков алевритово-пелитовая.

Алевритово-пелитовые кокколитовые илы, обогащенные микарбом, составляют 15% от верхней толщи. Они содержат в среднем 43% кальцита, 20% кварца, 10% слюды, 8% монтмориллонита, 7% арагонита, 6% каолинита, 3% плагиоклаза, по 1% магнезиального кальцита, хлорита и пирита.

Кокколитовые илы, обогащенные фораминиферами, составляют 3% от всей толщи, а детритовые фораминиферовые осадки - 1%. Первые отличаются от илов, обогащенных радиоляриями, только процентным содержанием фораминифер.

Большая часть кокколитовых илов содержит темно-серые слойки, пятна и линзы мощностью до 5 мм, в которых отмечается относительно повышенное количество глинистого материала, пирита и обрывков растений.

Детритовые фораминиферовые осадки обычно состоят из 85% разрушенных или целых раковин фораминифер и 10% карбонатных обломков. Примесь в них представлена кварцем, тяжелыми минералами, остатками растений, кокколитами и пиритом.

В целом осадки верхней толщи содержат 5% суммарного углерода, 33,9% CaCO_3 и 4% $\text{C}_{\text{ орг}}$.

2.5. Подводные хребты и поднятия

На подводных хребтах и поднятиях с глубинами океана менее 4700 м развит пелагический тип карбонатного разреза. Колонки здесь сложены фораминиферовыми осадками, глинисто-известковыми и кокколитовыми илами (рис. 14), редкими прослоями тифры и турбидитов. Такой разрез наблюдается на Восточно-Индийском и Западно-Австралийском хребтах, в пределах Кокосового поднятия, в приподнятых частях Центральной и Западно-Австралийской котловин, а также на многочисленных подводных горах (см. 5).

На вершинах поднятий разрез обычно слагают раковины планктонных фораминифер, а на склонах и у подножий накапливаются более тонкоэзернистые глинисто-известковые, фораминиферово-кокколитовые и кокколитовые илы. Это отражает, видимо, вынос с поднятий кокколитов и других тонких частиц придонными течениями. Нахождение карбонатных осадков на глубинах, превышающих 4700 м, как правило, указывает на деятельность супензионных потоков. Образованные в результате турбидиты довольно характерны для пелагической области океана.

При переходе к радиоляриевым илам карбонатные осадки обогащены кремнистыми биогенными остатками. Фациальный переход к глинистому типу разреза характеризуется появлением в колонках прослоев соответствующих глин (геми-, мио- и эвпелатических).

Приведенное описание карбонатного пелагического разреза относится к верхним 3–5 м осадочного покрова, вскрытого грунтовыми трубками. Накопление этих осадков происходило в палеомагнитную эпоху Брюнес со средними скоростями 3–10 (до 30) мм/1000 лет. Полностью четвертичный карбонатный разрез вскрыт в ряде скважин глубоководного бурения.

В качестве опорного можно считать разрез скв. 214 (см. табл. 6), пробуренной на Восточно-Индийском хребте. Мощность четвертичных осадков здесь 21 м. Они представлены белыми и желтовато-серыми фораминиферово-кокколитовыми илами, содержащими 40–75% кокколитов и 20–55% фораминифер, а также примесь радиолярий, диатомей, силикофлагеллят, спикул губок, вулканического стекла, глинистых минералов. Скорость осадконакопления в районе скв. 214 составляет в среднем 11,7 мм/1000 лет.

Скв. 216 (см. табл. 6) в северной части Восточно-Индийского хребта вскрыт четвертичный разрез мощностью 9,5 м. Осадки представлены белыми, желтовато-серыми и оливково-серыми фораминиферово-кокколитовыми илами (60–70% кокколитов, 25–40% фораминифер) со следами радиолярий, диатомей, спикул губок, силикофлагеллят и глинистого материала. Количество фораминифер достигает в верхней части разреза 55%, глинистых минералов – 10%. В интервале 6–9 м встречены два маломощных прослоя риолитовых пеплов. В их составе преобладает вулканическое стекло (90–95%), обнаружены полевые шпаты – 3–7%, роговая обманка – 1%, кокколиты – 2%, следы фораминифер.

В целом описанный разрез следует, вероятно, отнести к гемипелагическому карбонатному типу. Средняя скорость накопления осадков в районе скв. 216 достигает 5,3 мм/1000 лет.

На северном фланге Восточно-Индийского хребта мощность разреза составляет 22 м, скорость седиментации – 12,2 мм/1000 лет. Эта часть хребта находится в гемипелагической области, что отразилось на составе осадков. В скв. 217 (см. табл. 6) разрез уже гемипелагический глинисто-карбонатный и представлен глинисто-кокколитовыми илами оливково-серого цвета. Вверх по разрезу наблюдается обогащение фораминиферами. Колебания в содержании компонентов следующие: 41–44% кокколитов, 30–36% глинистых минералов, до 15% фораминифер, 2–3% радиолярий, 5% карбонатных обломков, по 1% спикул губок, диатомей, силикофлагеллят, следы основного стекла, роговой обманки, полевых шпатов, непрозрачных минералов.

В южной части Восточно-Индийского хребта мощность четвертичного пелагического

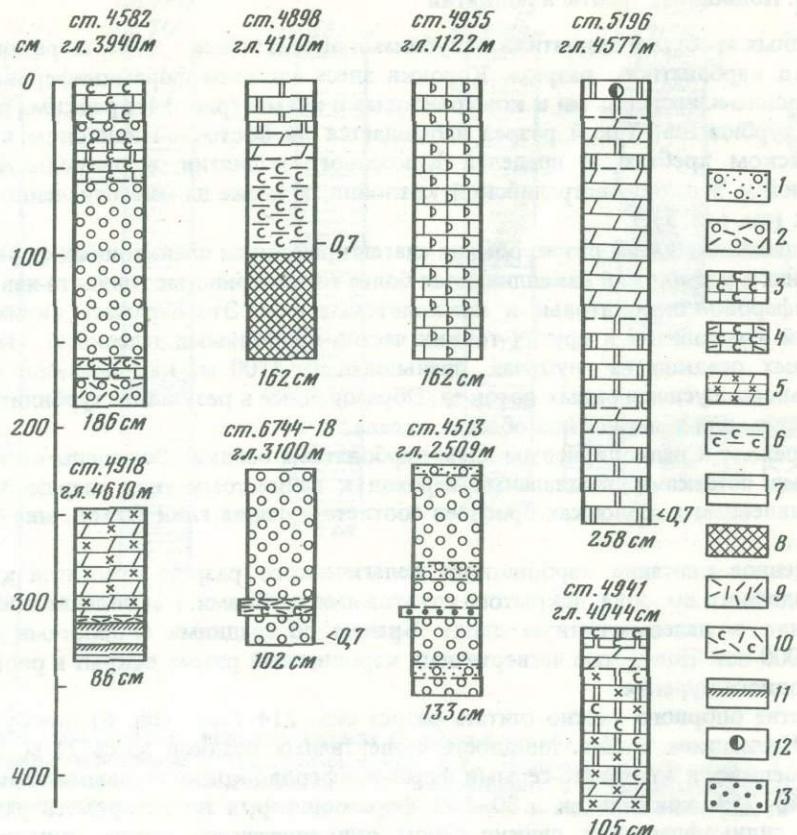


Рис. 14. Пелагический тип карбонатного разреза

1, 2 — фораминиферовые осадки: 1 — обогащенные терригенным материалом, 2 — туффитовые; 3 — кокколитово-фораминиферовые осадки; 4 — то же, туффитовые; 5 — глинисто-известковые илы, обогащенные радиоляриями; 6 — известковисто-глинистые илы; 7 — гемипелагические глины; 8 — эвпелагические глины; 9 — тифра; 10 — то же, слабоизвестковистая; 11 — корки цементации гидроокислами железа и марганца; 12 — железо-марганцевые конкреции; 13 — алевриты терригенные крупные. Остальные условные обозначения см. на рис. 12

карбонатного разреза, вскрытого скв. 253 (см. табл. 6), составляет 9 м, средняя скорость седиментации — 5 мм/1000 лет. Осадки представлены кокколитово-фораминиферовыми илами палево-оранжевого цвета. В их составе преобладают фораминиферы (52–56%) и кокколиты (43–48%), встречены железистые аморфные агрегаты, аутигенный кальцит, следы глинистых и обломочных минералов, клиноптилолита, гипса и барита.

На южном фланге Восточно-Индийского хребта пробурена скв. 254 (см. табл. 6). Мощность пелагического карбонатного разреза здесь составляет 5,5 м, средняя скорость седиментации за четвертичное время — 3,1 мм/1000 лет. Разрез представлен кокколитово-фораминиферовыми осадками палево-оранжевого цвета, содержащими следы терригенных кварца и слюды, а также глинистых минералов. В типичном осадке фораминиферы составляют 65%, кокколиты — 35%. Количество фораминифер вниз по разрезу уменьшается.

Таким образом, в пределах Восточно-Индийского хребта наблюдается постепенная смена (с юга на север) пелагического карбонатного типа разреза гемипелагическим глинисто-карбонатным. В этом же направлении возрастает скорость осадконакопления. Гемипелагические условия прослеживаются примерно до широты скв. 216.

Типично пелагический карбонатный тип разреза вскрыт скв. 255 (см. табл. 6) в центральной части Западно-Австралийского хребта. Мощность разреза, представленного палево-бронзовыми белыми кокколитово-фораминиферовыми осадками, составляет 13,5 м, средняя скорость седиментации – 7,5 мм/1000 лет. Состав осадков: 70% фораминифер, 30% кокколитов, следы глинистых минералов.

2.6. Глубоководные котловины

На дне океанских котловин, где влияние терригенного материала постепенно ослабевает, отчетливо проявляются биогенные, аутигенные и эдафогенные компоненты осадков.

Кремнистый тип разреза характеризует экваториальный пояс кремненакопления, расположенный между 2–3 и 18–22° ю.ш. на глубинах, превышающих 4700 м. Обычно четвертичные осадки здесь представлены радиоляриевыми илами с различным содержанием глинистого материала (рис. 15). Нередки в разрезе прослои этмодискусовых илов, тефры, туффитовых осадков, биогенных, эдафогенных, реже терригенных турбидитов. Для радиоляриевых и этмодискусовых илов характерно переотложение придонными течениями и мутьевыми потоками, что приводит к быстрому накоплению их в понижениях дна; на поднятиях они накапливаются гораздо медленнее. Скорость седиментации радиоляриевых илов колеблется от 1 до 3–10 мм/1000 лет.

Вниз по разрезу (в зонах фациальных переходов) радиоляриевые илы нередко сменяются гемипелагическими и миопелагическими глинами. Вблизи критической глубины карбонатонакопления описанный тип разреза включает прослои известковых осадков. Мощность четвертичного кремнистого разреза, вскрытого грунтовой трубкой на ст. 4905 (см. рис. 1), составляет 8,5 м. По направлению к северным и южным границам распространения радиоляриевых илов наблюдается постепенное уменьшение мощности кремнистого разреза, а также количества радиолярий и диатомей в осадках, что является свидетельством расширения экваториального пояса кремненакопления в плейстоцене [Демиденко, Свальнов, 1974; Свальнов, Демиденко, 1982].

Опорный пелагический кремнистый разрез вскрыт скв. 213 (см. табл. 6) в южной части Кокосовой котловины. Четвертичные осадки мощностью 13,5 м представлены здесь коричневыми и красновато-желтыми радиоляриево-диатомовыми илами (радиолярий – 12–40%, диатомей – 50–75%) с примесью глинистого материала (в среднем 7%). Количество глинистых минералов достигает 35% в верхней части разреза. Обломочные минералы представлены полевыми шпатами, вулканическим стеклом, вероятно, риолитового состава, кварцем, слюдой; встречаются микроконкреции гидроокислов железа и марганца. Скорость осадконакопления в районе скв. 213 составляет 7,5 мм/1000 лет.

В юго-восточной части Кокосовой котловины плиоцен-плейстоценовая граница буением не выявлена из-за выборочного отбора керна. Вскрытая скв. 211 (см. табл. 6) мощность кремнистого разреза составляет 18 м, скорость седиментации – не менее 10 мм/1000 лет. Осадки здесь представлены диатомовыми и радиоляриево-диатомовыми илами, в разной степени обогащенными глинистым материалом. Цвет их серовато-коричневый, оливково-серый, оливковый, темно-серый, что характеризует гемипелагический тип кремнистого разреза. Количество диатомей составляет 40–85%, радиолярий – 10–35%. Местами илы обогащены вулканическим стеклом и включают два пепловых прослоя мощностью около 1,5 см. В верхней части разреза встречены глины, обогащенные радиоляриями и диатомеями (сумма кремнистых остатков 25%). Кроме основных компонентов, в кремнистых илах присутствуют глинистые минералы, спикулы губок, силикофлагелляты, полевые шпаты, кварц. Пепловые прослои состоят из свежего риолитового стекла (50–90%) алевритово-песчаного размера, глинистых минералов, кварца, полевых шпатов и тяжелых минералов.

Пелагический тип кремнистого разреза вскрыт скв. 215 (см. табл. 6) в Центральной котловине. Мощность четвертичных осадков составляет 6 м, скорость седиментации –

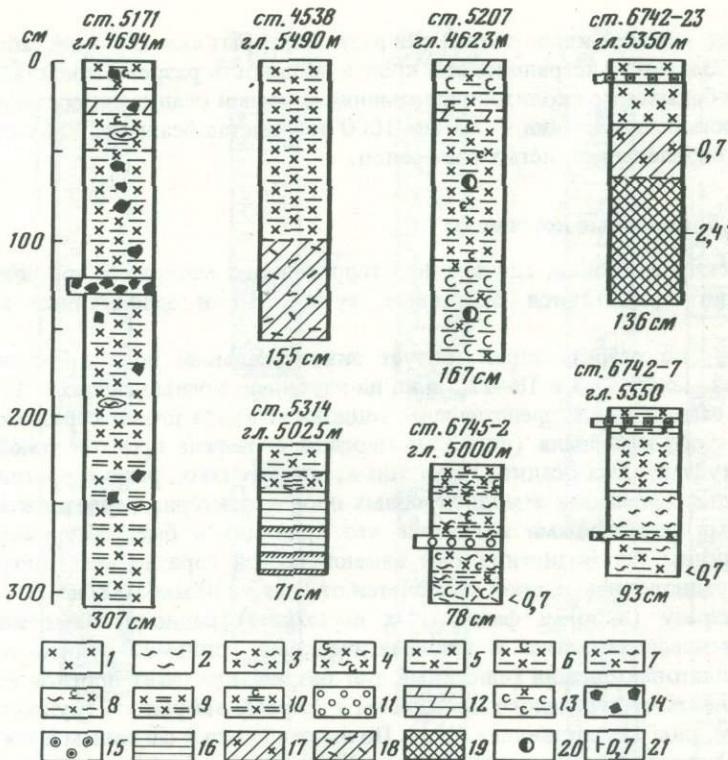


Рис. 15. Пелагический тип кремнистого разреза

1 – радиоляриевые илы; 2 – этмодискусовые илы; 3 – радиоляриево-этмодискусовые илы; 4 – то же, слабоизвестковистые; 5 – глинисто-радиоляриевые илы; 6 – то же, слабоизвестковистые; 7 – глинисто-этмодискусовые илы; 8 – то же, слабоизвестковистые; 9 – радиоляриево-глинистые илы; 10 – то же, слабоизвестковистые; 11 – фораминиферовы осадки; 12 – глинисто-известковые илы; 13 – известковисто-глинистые илы, обогащенные радиоляриями; 14 – обломки базальтов; 15 – пески эдафогенные; 16 – гемипелагические глины; 17, 18 – миопелагические глины; 17 – обогащенные радиоляриями; 18 – туффитовые; 19 – эвпелагические глины; 20 – железо-марганцевые конкреции; 21 – возраст осадков по палеомагнитным данным (млн. лет)

3,7 мм/1000 лет. Разрез представлен радиоляриево-диатомовыми илами желтовато-коричневого цвета. В их составе преобладают диатомеи (50%) и радиолярии (25–30%), присутствуют глинистые минералы (до 15%), спикулы (10%), силикофлагелляты, кварц, непрозрачные минералы, гидроокислы железа.

В восточной части Западно-Австралийской котловины (впадина Гаскойн) мощность пелагического кремнистого разреза составляет 6 м, средняя скорость седиментации за четвертичное время – 3,7 мм/1000 лет. В скв. 260 (см. табл. 6) основание разреза представлено коричневыми глинами, обогащенными радиоляриями (60–77% глинистых минералов, 20–27% радиолярий, 2–5% цеолитов, 0–10% кварца, 0–5% гидроокислов железа, 0–5% кокколитов). Выше залегают коричневые, оранжево-розовые, серовато-коричневые радиоляриевые илы с прослойками, видимо, переотложенных кокколитовых илов. Средний состав радиоляриевых илов следующий: 70–93% радиолярий, 2–5% глинистых минералов, 0–5% фораминифер, 1–12% кварца, 0–10% кокколитов, 0–5% цеолитов. Вблизи южной границы современного пояса кремненакопления пробурена скв. 212 (см. табл. 6). Четвертичные осадки в ней не обнаружены.

Миопелагический тип глинистого разреза отчетливо проявлен в пределах Западно-Австралийской котловины. Для этого района характерны пониженная биологическая продуктивность и слабое поступление материала с суши. Разрез представлен миопела-

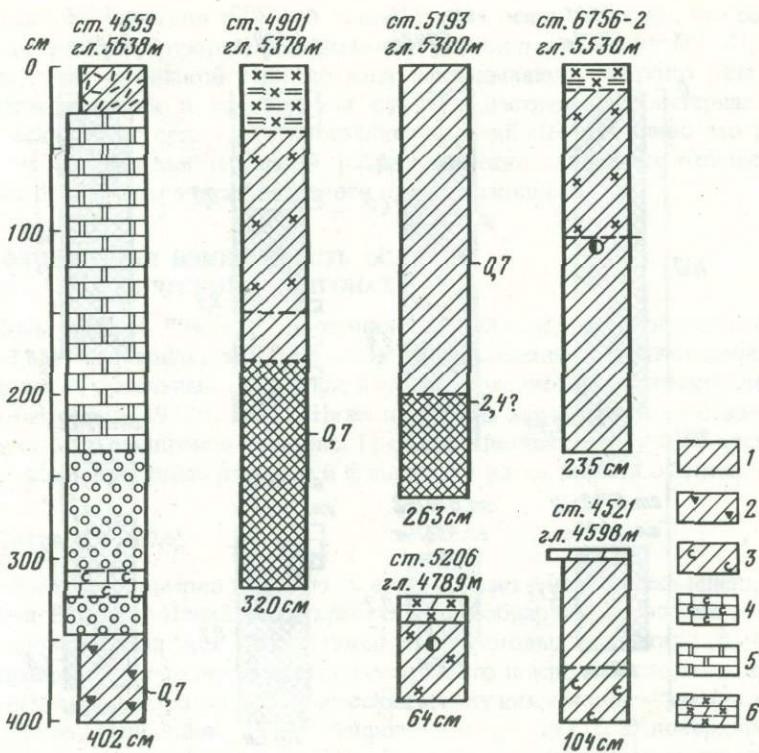


Рис. 16. Миопелагический тип глинистого разреза

1 — миопелагические глины; 2 — то же, обогащенные спикулами кремневых губок, 3 — то же, слабоизвестковистые; 4 — кокколито-фораминиферовые осадки; 5 — кокколитовые илы; 6 — глинисто-известковые илы, обогащенные радиоляриями. Остальные условные обозначения см. на рис. 15

гическими окисленными глинами (рис. 16), которые нередко подстилаются эвпелагическими глинами примерно на уровне границы палеомагнитных эпох Брюнес—Матуяма (0,7 млн. лет). Обычно переход миопелагических глин в эвпелагические резкий, отчетливый, иногда видны следы размыва (скопление комочеков глины) и неотложения (железо-марганцевые корки на контакте), реже этот переход постепенный. Местами миопелагические глины перекрываются радиоляриевыми и глинисто-радиоляриевыми илами, обогащенными вулканокластикой, включают прослои биогенных и эдафогенных турбидитов. Вскрытая грунтовыми трубками мощность миопелагических глин не превышает 4 м; накопление их происходило со скоростью 1—3 мм/1000 лет.

Современная площадь распространения миопелагических глин гораздо меньше площади, которую они занимали в начале эпохи Брюнес (см. рис. 11), когда северная граница накопления миопелагических глин проходила по 10° ю.ш. Это обусловлено, видимо, расширением пояса кремненакопления и ослаблением поступления терригенного материала с севера.

В юго-восточной части Западно-Австралийской котловины скв. 257 (см. табл. 6) вскрыты темно-коричневые дегритовые глины неизвестного возраста, условно отнесенные к миопелагическим. Средний состав этих глин следующий: 85—94% глинистых компонентов, 1—5% аморфного железистого материала, 1—10% цеолитов, 2—10% фрагментов диатомей, радиолярий, спикул губок, до 5% костей рыб, до 2% кварца и полевых шпатов, следы глауконита, слюды, аутигенных карбонатов, кокколитов.

Эвпелагический тип глинистого разреза характеризует центральную часть Западно-Австралийской котловины. Он представлен эвпелагическими глинами, которые резко

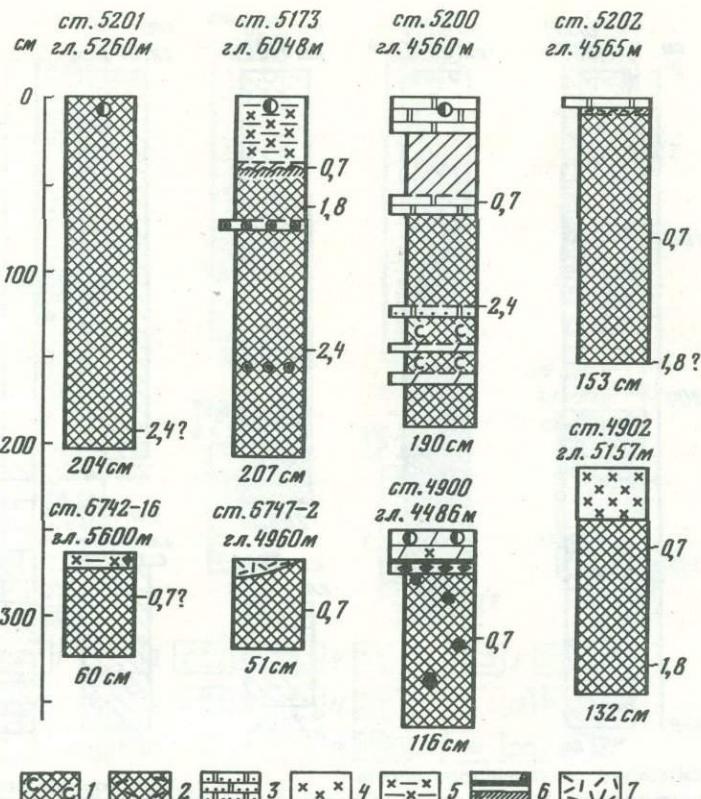


Рис. 17. Эвпелагический тип глинистого разреза

1, 2 – эвпелагические глины: 1 – слабоизвестковистые, 2 – туффитовые; 3 – кокколитовые илы, обогащенные терригенным материалом; 4 – радиоляриевые илы; 5 – глинисто-радиоляриевые илы; 6 – железо-марганцевые корки; 6б – корки цементации гидроокислами железа и марганца; 7 – тифра. Остальные условные обозначения см. на рис. 15, 16

сменяются в переходных фациальных областях кремнистыми, карбонатными и глинистыми осадками, как правило, на уровне 0,7–1,0 млн. лет (рис. 17). Эвпелагические глины местами содержат прослой эдафогенных и биогенных турбидитов (см. рис. 8). Нижняя возрастная граница эвпелагического разреза, вскрытого колонками, практически всегда неопределенна из-за отсутствия в глинах биогенных остатков хорошей сохранности. Иногда эвпелагические глины залегают на поверхности дна. В таких случаях возраст глин трудно определить и палеомагнитным методом, однако, учитывая взаимоотношения их с другими осадками в пределах региона, можно предположить, что обнаружены они в силу условий "неотложения" и не являются современными. Мощность вскрытого грунтовыми трубками эвпелагического разреза обычно не превышает 3 м. Накопление эвпелагических глин происходило со скоростью менее 1 мм/1000 лет. Площадь распространения их в начале эпохи Брюнес была значительно шире современной (см. рис. 11).

К эвпелагическому типу разреза условно отнесены коричневые детритовые ожелезненные глины, вскрытые скв. 256 в Западно-Австралийской котловине (см. табл. 6). Мощность четвертичных отложений здесь около 3,5 м, скорость седиментации – 1,9 мм/1000 лет. Основными компонентами осадков являются глинистые минералы (73–78%) и непрозрачные железистые зерна и агрегаты (20–25%). В примеси обнаружены кварц (3%), сплюда (3%), кости рыб (4%), единичные зерна амфибола и глауконита.

Из приведенного описания разрезов четвертичных осадков видно, что состав и распределение их контролируются фациальными условиями накопления. При этом на закономерный ход океанской седиментации накладываются широко развитые здесь процессы переотложения и поступления вулканокластического материала. Условия накопления осадков не оставались постоянными. Наиболее отчетливо это проявилось в постепенном сокращении площадей распространения глинистых отложений и расширении экваториального пояса биогенного кремненакопления.

§ 3. ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОСАДКОВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

В 54-м и 58-м рейсах "Витязя" проводились комплексные геолого-геофизические исследования на полигонах, включая сбор и расчленение глубоководных осадков. На важность таких детальных работ при изучении дна океана неоднократно указывал П.Л. Безруков [1962б, 1973б, 1977]. Ниже приведена характеристика осадкообразования в пределах семи полигонов (см. рис. 1) с целью детализации представлений о выделенных выше основных типах разрезов и фациальной изменчивости осадков.

3.1. Полигон ст. 6742

Полигон расположен примерно на 13° ю.ш. и охватывает сложно расчлененные восточные предгорья Восточно-Индийского хребта. Здесь обнаружена система меридиональных и субширотных разломов. Выделяются два горстовых поднятия субмеридионального простирания, которые почти лишены осадочного покрова и сложены преимущественно вулканическими породами. В депрессиях между ними мощность осадков достигает 400 м [Безруков, Непрочнов, 1974; Непрочнов и др., 1975]. В поверхностном слое осадки представлены радиоляриевыми и глинисто-радиоляриевыми илами, которые на поднятиях выше критической глубины карбонатонакопления (4700 м) постепенно переходят в глинисто-известковые и кокколитово-фораминиферовые осадки (рис. 18). Практически повсеместно встречаются обломки магматических пород, железо-марганцевые конкреции и корки (на крутых склонах), которые хорошо видны на подводных фотографиях. Тралами и драгами собраны обломки серпентинитов, оливиновых вебстеритов, амфиболитов, долеритов, габбро, базальтов, диоритов, андезитов, гранат-хлорит-эпидотовых, tremolit-хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцев [Кашинцев, 1973; Кашинцев, Рудник, 1975], свидетельствующих о широком распространении пород фундамента на круtyх склонах горстовых поднятий.

В осевой части субмеридиональной депрессии колонки сложены главным образом радиоляриевыми и этмодискусовыми илами, в разной степени обогащенными глинистым материалом. Пелагический кремнистый разрез максимально вскрыт на глубину 755 см (колонка 6742-18). Осадки соответствуют палеомагнитной эпохе Брюнес, начало которой зафиксировано только в колонках 6742-3 и 6742-23. В точке 6742-23 весь четвертичный разрез составляет 80 см, а колонка 6742-24, отобранная из зоны дробления, сложена древними перетертыми милонитизированными образованиями тальк-тремолит-хлоритового состава. Верхний слой (0–5 см) этой колонки представлен обломками диабаза и tremolit-тальковой породы, погруженными в тальк-тремолит-хлоритовую буровато-желтую цементирующую массу, вероятно, продукт тектонического дробления и вторичного изменения тех же пород. Материал совершенно не отсортирован, на обломках видны зеркала скольжения. Ниже (5–50 см) залегает нечетко слоистая комковатая масса желтовато-коричневого цвета, сходная по составу с матриксом слоя 0–5 см и представляющая собой, видимо, несколько переотложенный материал из зоны милонитизации. В основном этот материал мягкий, мыльный на ощупь, тонкосернистый, обогащенный гидроокислами железа, состоящий из тонко раздробленных актинолит-тремолита, хлорита, возможно, талька и пироксенов. Более грубые окристые участки представлены в основном зернами и агрегатами волокнистых мине-

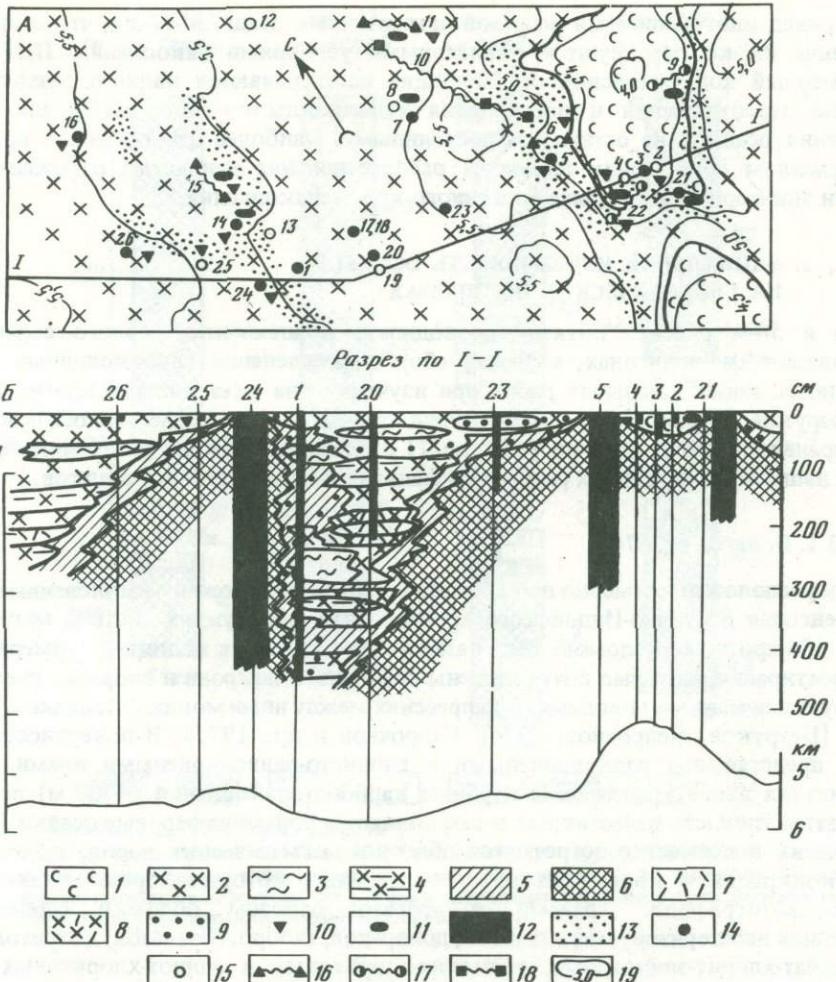


Рис. 18. Полигон ст. 6742

А — карта осадков поверхного слоя; Б — геологический разрез и рельеф дна; 1 — кокколитово-фораминиферовые осадки; 2 — радиоляриевые, этмодискусово-радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые илы; 3 — этмодискусовые и глинисто-этмодискусовые илы; 4 — радиоляриево-этмодискусово-глинистые илы; 5 — миопелагические глины, обогащенные радиоляриями; 6 — эвпелагические глины; 7 — тиффа; 8 — туффитовые осадки; 9 — эдафогенный материал песчано-алевритового размера; 10 — щебенка магматических и метаморфических пород; 11 — железо-марганцевые корки и конкреции; 12 — породы фундамента; 13 — вероятные коренные выходы пород фундамента; 14 — орудия сбора образцов: 14 — грунтовая трубка, 15 — дночерпатель, 16 — трап, 17 — драга; 18 — фоторазрез; 19 — изобаты, км

ролов из группы tremolite-актинолита, хлорита и талька, размер которых колеблется от песчаного до гравийного.

Эдафогенный переотложенный материал обнаружен в других колонках в пределах полигона. Обычно это маломощные прослои и линзы песка, состоящего из палагонитизированного стекла, пироксенов, талька, амфиболов, непрозрачных обломков, агрегатов гидроокислов железа и марганца, примеси биогенных остатков. Иногда встречается щебенка магматических пород. Количество эдафогенного материала возрастает с приближением к поднятым участкам дна.

В ряде колонок обнаружены прослои тифры мощностью в несколько сантиметров и туффитовых осадков. Главным вулканокластическим компонентом в них является

кислое вулканическое стекло, примесь составляют плагиоклазы, пироксены, черные рудные минералы.

Полигон ст. 6742 в целом характеризуется пелагическим типом кремнистого разреза. Радиоляриевые и этмодискусовые илы обычно сменяются вниз по колонкам миопелагическими глинами, обогащенными радиоляриями, и эвпелагическими глинами с цеолитами. Такая же закономерность в основном наблюдается и по латерали — от осевых частей депрессий к горстовым поднятиям. В ряде мест миопелагические глины в разрезе отсутствуют, т.е. кремнистые и карбонатные осадки залегают непосредственно на эвпелагических глинах. Этот факт свидетельствует об интенсивном образовании продуктов изменения пород фундамента, за счет переотложения которых, вероятно, преимущественно и формируются эвпелагические глины. С другой стороны, миопелагические глины, а отчасти и кремнистые илы могли размываться при блоковых подвижках в пределах полигона. Таким образом, на поверхность дна были выведены эвпелагические глины, впоследствии перекрыты биогенными осадками. В колонках 6742-3 и 6742-14, поднятых со склонов поднятий, смена эвпелагических глин биогенными илами произошла (по палеомагнитным данным) 0,7 млн. лет назад. На этом основании можно предположить, что отдельные горстовые поднятия в предгорьях Восточно-Индийского хребта сформировались примерно в раннем плейстоцене.

Изучение осадков на полигоне ст. 6742 свидетельствует о сложном сочетании в пелагической области океана биологических, тектонических и батиметрических факторов седиментации. Подтверждением этому служит выявленная сильная фациальная изменчивость осадков.

3.2. Полигон ст. 6744

Полигон расположен примерно на 13° ю.ш. и охватывает вершинную поверхность, восточный склон и предгорье Восточно-Индийского хребта (рис. 19). Вершинная поверхность хребта представляет собой пологонаклонную равнину, распространяющуюся до глубин около 2600 м [Непрочнов и др., 1976]. Гребень хребта, расположенный в западной части полигона, имеет минимальную отметку глубины 2030 м. Общий наклон поверхности гребня в сторону больших глубин составляет $2-3^{\circ}$.

Склон хребта находится на глубинах 2600–5100 м и осложнен несколькими ступенями и уступами. Наиболее значительным является средний уступ, расположенный на глубинах 3100–4400 м и имеющий крутизну свыше 10° . Участки наибольшей крутизны ($15-40^{\circ}$) наблюдаются на глубинах 3400–4400 м. Поверхность уступа относительно равная. В пределах уступа имеется четко выраженный выступ склона, ориентированный вкrest его общего простирания.

Область подножия представлена волнистой равниной, расположенной на глубинах свыше 5100 м. В ее пределах есть холмы и гряды, ориентированные параллельно простиранию хребта.

Рассматриваемый участок Восточно-Индийского хребта характеризуется сложной системой меридиональных и субширотных разломов (бросов, взбросов, сдвигов), с которыми в рельефе связаны крутые уступы. По данным непрерывного сейсмического профилирования (НСП) [Непрочнов и др., 1975], в осадочной толще вершинной поверхности хребта выделяются три несогласно залегающих слоя, которые обнажаются на восточном склоне. Верхний уступ этого склона, вероятно, сформирован сравнительно молодым сбросом, по которому опущена краевая часть вершинной поверхности. На втором и третьем крутых уступах склона осадки либо отсутствуют, либо их мощность невелика [Непрочнов и др., 1976]. Нижняя почти горизонтальная ступень по рельефу, мощности и строению осадков сходна с областью подножия, что может свидетельствовать о сбросовой природе разделения их уступов. На одном из профилей НСП вблизи подножия обнаружено молодое тектоническое погружение — сброс амплитудой около 100 м, а в северо-западном углу полигона пересечена долина, образованная сбросом (грабеном) амплитудой около 700 м.

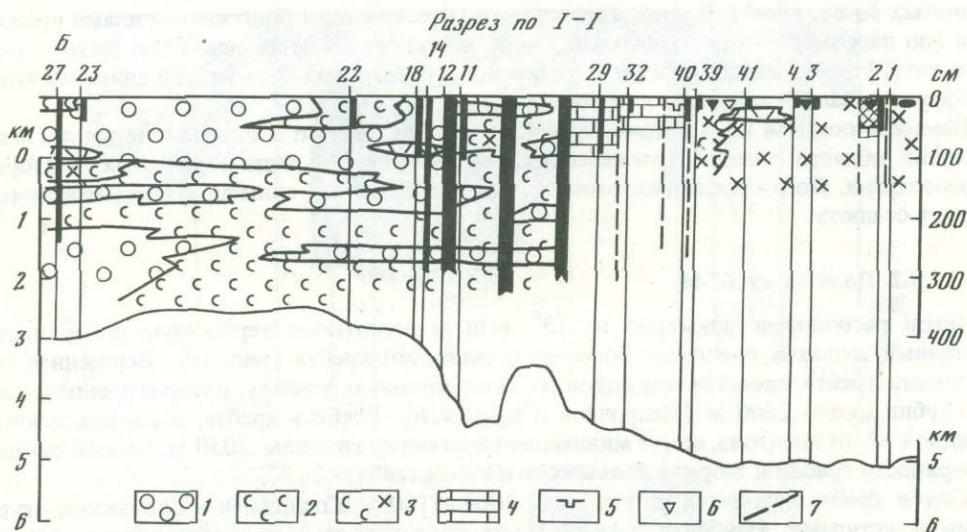
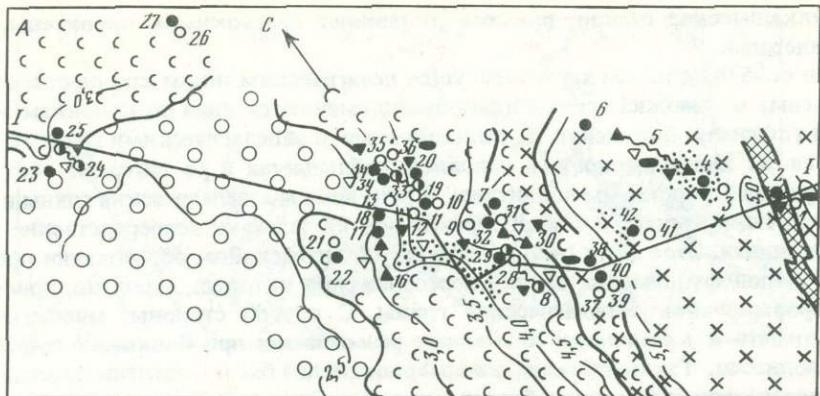


Рис. 19. Полигон ст. 6744

1 — фораминиферовые осадки, местами туффитовые; 2 — кокколитово-фораминиферовые и глинисто-известковые осадки, иногда туффитовые; 3 — то же, обогащенные радиоляриями; 4 — кокколитовые илы уплотненные; 5 — диатомиты; 6 — обломки осадочных пород; 7 — тектонические нарушения. Остальные условные обозначения см. на рис. 18.

Суммарная мощность осадочного чехла на вершинной поверхности хребта составляет около 1000 м, на склоне — 50–470 м и в пределах подножия — 50–240 м [Непрочнов и др., 1976].

В поверхностном склоне осадков предгорья распространены глинисто-радиоляриевые илы, местами туффитовые, которые на склоне хребта постепенно сменяются (через слабокремнистые разновидности) фораминиферовыми и кокколитово-фораминиферовыми илами. Смена эта завершается выше критической глубины карбонатонакопления. На вершинной поверхности хребта встречаются только карбонатные осадки пелитово-псаммитовой структуры. Осадки склона и предгорья обычно включают обломки магматических и осадочных пород, железо-марганцевых корок, а радиоляриевые илы, кроме того, — редкие железо-марганцевые конкреции. В узкой депрессии на востоке района обнаружены эвпелагические глины. Тралами и драгами были подняты обломки базальтов, долеритов, алевролитов и гравелитов, окремнелых пород [Кашинцев, Рудник, 1975].

В пределах полигона удалось выявить существенную изменчивость осадков в колонках. На вершинной поверхности и верхней части склона грунтовыми трубками вскрыты

переслаивающиеся фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые осадки мощностью до 290 см, соответствующие концу палеомагнитной эпохи Брюнес. Встречены туффитовые разновидности этих осадков и единичные моломощные прослои тифры. Фораминиферовые осадки иногда переотложены.

Блоковое строение склона и предгорий подтверждено находками дочетвертичных образований [Мухина и др., 1978], перекрытых в ряде мест тонким слоем четвертичных осадков. Так, колонка 6744-2, отобранная в узкой субмеридиональной депрессии, сложена эвпелагическими глинями с двумя горизонтами, обогащенными угловатыми обломками магматических пород (оползневая брекчия). В интервале 0–3 см глины содержат единичные створки плейстоценовых диатомей. Ниже 35 см эвпелагические глины с обломками резко сменяются уплотненными кокколитовыми илами эоценового возраста (от верхов раннего эоцена до низов среднего эоцена). Таким образом, в резко сокращенном разрезе отсутствуют осадки позднего эоцена – плиоцена.

В колонке 6744-29 четвертичные фораминиферово-кокколитовые илы слагают только верхний 1 см. Ниже (1–19 см) залегают уплотненные кокколитовые илы раннего эоцена, содержащие шлаки сепиолита. В основании разреза (19–86 см) обнаружены кокколитовые уплотненные илы раннего палеоцена, т.е. фиксируется перерыв в осадконакоплении, начиная с раннего эоцена и кончая плиоценом.

Кокколитовые илы раннеэоценового возраста встречены и в колонке 6744-32, верхние 10 мм которой сложены четвертичными кокколитово-фораминиферовыми осадками.

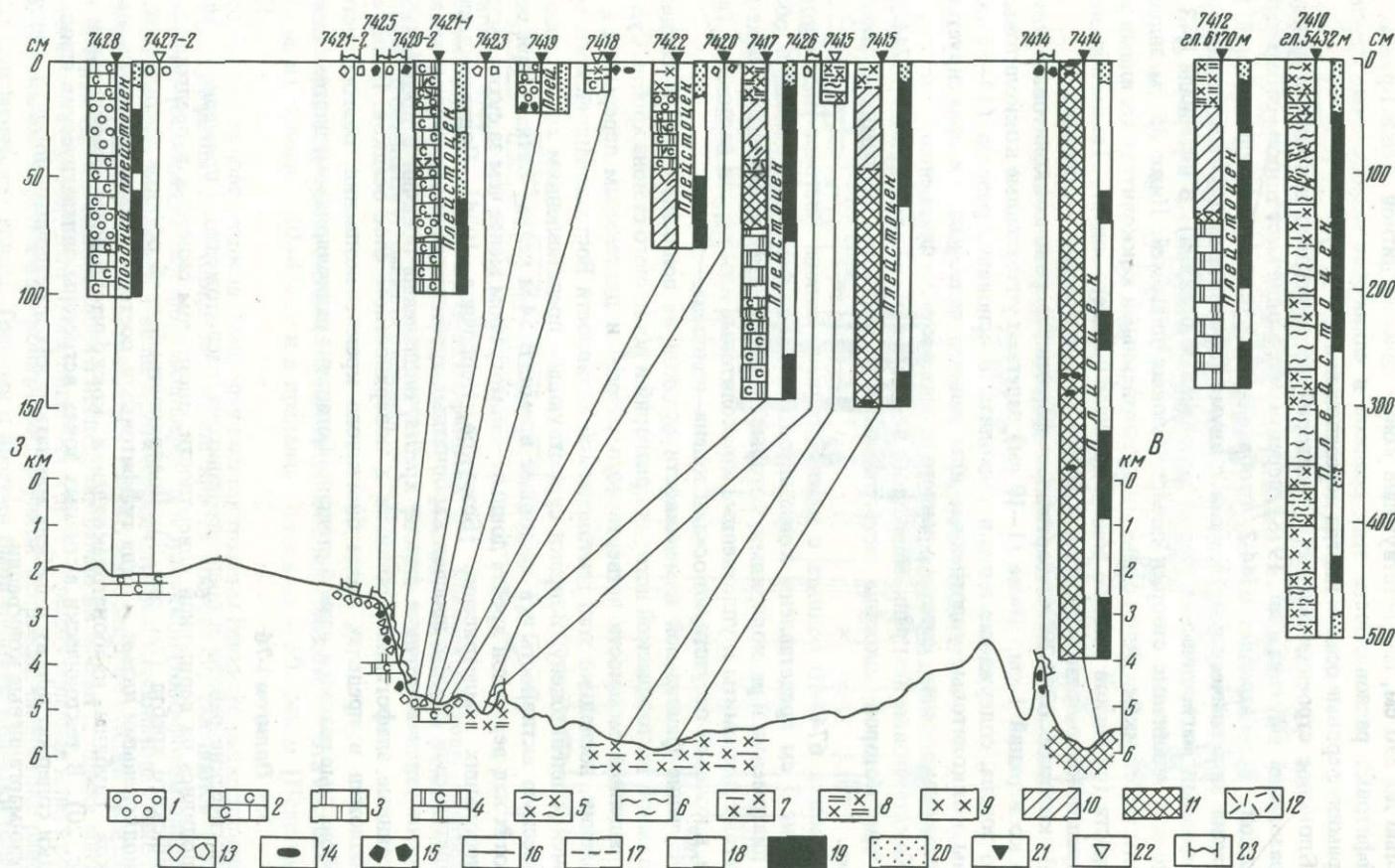
Колонка 6744-40 поднята с нижней ступени склона Восточно-Индийского хребта. Верхние 3 см представлены кокколитово-фораминиферовыми осадками, обогащенными диатомеями и радиоляриями, которые отвечают низам плейстоцена. Ниже (3–43 см) залегают диатомиты и уплотненные кокколитовые илы верхов палеоцена. Таким образом, в колонке отсутствуют осадки эоцена – плиоцена.

Изучение фациальной изменчивости осадков на полигоне ст. 6744 свидетельствует о сложной тектонической истории предгорий и восточного склона хребта. Судя по резко сокращенной мощности четвертичного разреза и длительным перерывам в осадконакоплении, последний этап тектонической активности Восточно-Индийского хребта приурочен к плейстоцену. Вопреки существующим представлениям хребет проявляет сейсмическую активность и в настоящее время. В 54-м рейсе "Витязь" при полигонных работах над вершиной хребта донным сейсмографом менее чем за сутки было записано 9 небольших землетрясений [Безруков, Непрочнов, 1974]. Подтверждением таких землетрясений служат прослои карбонатных турбидитов, обнаруженных на вершинной поверхности и восточном склоне хребта, оползневые брекции в предгорьях, а также рассеянные эдафогенные обломки в поверхностном слое осадков. Полигон ст. 6744 расположен в пределах пояса биогенного кремненакопления, поэтому четвертичные карбонатные осадки в разной степени обогащены радиоляриями и диатомеями.

3.3. Полигон I-76

Геологические работы в пределах полигона, расположенного примерно на $16^{\circ}35'$ ю.ш., проводились на вершинной поверхности, восточном склоне и в предгорьях Восточно-Индийского хребта (см. рис. 1). Поверхностный слой осадков представлен глинисторадиоляриевыми илами, иногда туффитовыми, постепенно сменяющимися выше критической глубины карбонатонакопления кокколитово-фораминиферовыми осадками (рис. 20). В тектонически активных зонах встречены эвпелагические глины. Нередко осадки содержат дресву и щебень магматических и осадочных пород, а в предгорьях – железо-марганцевые конкреции.

В подповерхностных слоях состав осадков существенно изменяется, что отражает, вероятно, сложное тектоническое развитие Восточно-Индийского хребта и его предгорий. Основой расчленения разрезов послужили литологические, палеомагнитные и биостратиграфические данные [Свальнов и др., 1978].



Колонка ст. 7414 получена со склона небольшой депрессии, образованной, по-видимому, на месте разлома. Осадки (258 см) представлены однородными эвпелагическими глинами, включающими на пяти горизонтах железо-марганцевые конкреции, что свидетельствует о низких темпах седиментации в районе взятия колонки. Не исключены здесь и перерывы в осадконакоплении. С учетом скорости накопления эвпелагических глин в Индийском океане [Свальнов, Демиденко, Мухина, 1976] сопоставление палеомагнитного разреза колонки с геохронологической шкалой проведено следующим образом: 10–160 см – осадки эпохи Гильберт (более 3,32 млн. лет) с двумя событиями, вероятно, Кочити и Нунивак; 160–258 см – палеомагнитная эпоха № 5. В этом случае на ст. 7414 вскрыты осадки с возрастом более 5 млн. лет, т.е. плиоценовые, а осадки последних 3 млн. лет здесь отсутствуют. Скорость накопления эвпелагических глин в эпохи Гильберт и № 5 составляет около 1 мм/1000 лет.

При драгировании на ст. 7414 собраны образцы ультрабазитов, пироксенитов, габброноритов, долеритов, базальтов, диоритов, андезитов, гранулитов [Кашинцев, Рудник, 1977].

На ст. 7415 вскрыт непрерывный разрез (сверху вниз) от глинисто-радиоляриевых илов к мио- и эвпелагическим глинам. В последних встречена железо-марганцевая конкреция. Палеомагнитный разрез колонки представлен тремя магнитозонами, которые соответствуют эпохе Брюнес (10–60 см) и эпохе Матуяма (60–147 см) с прямонамагниченными осадками события Олдувой (135–147 см), т.е. абсолютный возраст осадков около 2 млн. лет. Средняя скорость седиментации для эвпелагических глин составляет 0,6 мм/1000 лет, а для миопелагических глин – 1,0 мм/1000 лет; смена эвпелагических глин миопелагическими произошла около 440 тыс. лет назад.

Последовательность смены разных типов осадков (снизу вверх): эвпелагические глины → миопелагические глины → кремнисто-глинистые илы, отмеченная в колонке ст. 7415, весьма характерна для южной периферии экваториального пояса биогенного кремненакопления [Демиденко, Свальнов, 1974]. Подтверждением такого вывода является и колонка ст. 7417, взятая в предгорной ложбине. Здесь вскрыты кокколитовые илы, мио- и эвпелагические глины, радиоляриево-глинистые илы. В кокколитовых илах (70–145 см) выявлен раннеплейстоценовый комплекс кокколитов зоны *Cocco-lithus doronicoides*. Большая часть (60–72%) кокколитов представлена переотложенными неогеновыми и палеогеновыми видами, что объясняет нахождение известкового материала на современной глубине (5220 м), превышающей критическую глубину карбонатонакопления.

Осадки колонки ст. 7417 отнесены к трем магнитозонам: 10–75 см – эпоха Брюнес, 75–145 см – эпоха Матуяма с палеомагнитным событием Харамильо (125–145 см). Палеомагнитные данные вполне согласуются с результатами кокколитового анализа. Средняя скорость седиментации в эпоху Брюнес составляет 1,2 мм/1000 лет. Миопелагические глины сменили эвпелагические около 200 тыс. лет назад.

На ст. 7422 (ложбина в предгорье Восточно-Индийского хребта) поднята колонка длиной 78 см, которая вскрыла (снизу вверх) миопелагические глины, фораминиферовые осадки и глинисто-радиоляриевые илы. В интервале 0–65 см выявлен плейстоценовый комплекс диатомовой зоны *Pseudoeunotia doliolus* и единичные створки более древних переотложенных диатомей. Состав кокколитов позволяет выделить осадки голоценового возраста (0–44 см) – зона *Emiliania huxleyi*, а также позднеплейстоцено-

Рис. 20. Литолого-стратиграфическая характеристика осадков полигона I-76

1 – фораминиферовые осадки; 2 – кокколитово-фораминиферовые осадки; 3–9 – илы: 3 – кокколитовые; 4 – фораминиферово-кокколитовые; 5 – радиоляриево-этмодисковые; 6 – этмодисковые; 7 – глинисто-радиоляриевые; 8 – радиоляриево-глинистые; 9 – радиоляриевые; 10 – миопелагические глины; 11 – эвпелагические глины; 12 – тефра и туффитовые осадки; 13 – обломки осадочных пород; 14 – железо-марганцевые конкреции; 15 – обломки магматических пород; 16, 17 – переходы: 16 – резкие; 17 – постепенные; 18 – обратная полярность; 19 – прямая полярность; 20 – данные о полярности отсутствуют; 21–23 – орудия сбора осадков: 21 – прямоточная трубка; 22 – дночерпатель; 23 – трап или драга

вые осадки зоны *Gephyrocapsa oceanica* (44–78 см). Среди переотложенных кокколитофид (1–22%) встречены палеогеновые и плиоценовые виды. Планктонные фораминиферы представлены бесцветными сферами, нередко с явными следами растворения. Преобладание вида *Globorotalia truncatulinoides* над *G. tosaensis* свидетельствует о плейстоценовом возрасте осадков колонки, а хорошая сохранность мелких форм (гор. 76–78 см) ниже критической глубины карбонатонакопления указывает на быстрое переотложение их мутьевыми потоками. Последнее обстоятельство подтверждается и наличием резких границ внутри пачки карбонатных осадков.

Предгорная ложбина и склон Восточно-Индийского хребта (ст. 7418–7425), судя по сборам проб драгами, дночертателями и грунтовыми трубками, сложена эдафогенным материалом оползней, представленным крупными обломками базальтов, долеритов, известняков, уплотненных глин, диатомитов, окремнелых пород, туфов и туффитов. Возраст основной массы осадочных пород, по данным кокколитового анализа, верхнеплейстоценовый. Обнаружены также единичные образцы пород среднего палеоцена, нижнего и среднего эоцена и плиоцен-плейстоценового возраста. Эти породы нередко содержат аутигенные сепиолиты и пальыгорскиты – свидетелей гидротермальной деятельности [Скорнякова и др., 1978]. Признаки такой деятельности в четвертичное время выявить в пределах хребта не удалось [Пилипчук и др., 1977]. Участками грубообломочные образования перекрыты маломощным слоем нередко переотложенных карбонатных, а ниже критической глубины – глинисто-радиоляриевых (ст. 7418) илов. Так, на ст. 7419 фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые плейстоценовые илы содержат до 82% переотложенных доплейстоценовых кокколитофид.

Карбонатные осадки ст. 7421-1 (склон хребта), по данным кокколитового анализа (гор. 0–45 см), отнесены к голоцену (зона *Emiliania huxleyi*), низы разреза – к позднему плейстоцену (зона *Gephyrocapsa oceanica*) с переотложенным нанопланктоном неогенового и палеогенового возраста. Состав планктонных фораминифер (современный и позднеплейстоценовый комплексы) полностью подтверждает результаты кокколитового анализа. Описанные выше колонки нередко содержат маломощные прослои тектиты и туффитовых осадков (см. рис. 20).

Колонка ст. 7428 (на вершине хребта) сложена чередующимися кокколитово-фораминиферовыми и фораминиферовыми осадками. Последние всегда имеют резкую нижнюю границу, что может указывать на их переотложение. В колонке определен комплекс кокколитов голоценового возраста (зона *Emiliania huxleyi*), подобный ст. 7421-1. Планктонные фораминиферы представлены верхнеплейстоценовыми формами хорошей сохранности. Среди мелких особей преобладают прозрачные и розовые *Globigerinita glutinata*, *Globigerina rubescens*, *Globigerinoides ruber*. Такие формы сохраняются при больших скоростях осадконакопления [Orr, 1969]. Средняя скорость накопления карбонатных отложений здесь не менее 2 мм/1000 лет.

Таким образом, в пределах полигона I-76 вскрыт классический набор пелагических отложений – эвпелагические и миопелагические глины, глинисто-радиоляриевые илы и карбонатные осадки. С востока на запад постепенно сокращается мощность пелагических глин и увеличивается роль биогенного материала в седиментации. На полигоне отмечены низкие темпы накопления всех типов осадков (первые мм/1000 лет). Здесь широко развито переотложение осадочного материала придонными течениями, суспензионными потоками и оползнями, что свидетельствует о тектонической активности Восточно-Индийского хребта (особенно его предгорий и склона) в плейстоцене. Это подтверждается выведенными на поверхность дна в зонах разломов эвпелагическими глинами, обнажениями дочетвертичных магматических, метаморфических и осадочных пород, а также отсутствием железо-марганцевых корок и даже пленок гидроокислов на поверхности обломков пород, что вообще характерно для крутых, тектонически активных склонов хребтов.

3.4. Полигон II-76

Полигон расположен примерно на 10° ю.ш. и охватывает склоны и вершинную поверхность Восточно-Индийского хребта, а также одноименный желоб и небольшие депрессии к востоку от него (см. рис. 1).

В поверхностном слое на вершине хребта развиты фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые осадки (рис. 21). При переходе на склоны хребта они все более обогащаются биогенным кремнеземом, а ниже критической глубины карбонатонакопления образуются только глинисто-радиоляриевые илы.

Драгами были собраны эдафогенные обломки базальтов, ультрабазитов, габброноритов, амфиболовых и зеленых сланцев, карбонатных пород, брекчий, конгломератов, туфов, уплотненных глин [Кашинцев, Рудник, 1977]. Возраст осадочных пород, по данным кокколитового анализа, позднепалеоценовый-раннеоценовый. Иногда уплотненные глины содержат аутигенный палыгорскит [Скорнякова и др., 1978].

Колонками (максимальная длина 463 см) вскрыты осадки эпохи Брюнес, начало которой нигде достоверно не зафиксировано. На вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта разрез представлен фораминиферовыми и кокколитово-фораминиферовыми осадками. Последние иногда обогащены радиоляриями в нижней части вскрытого разреза (ст. 7438).

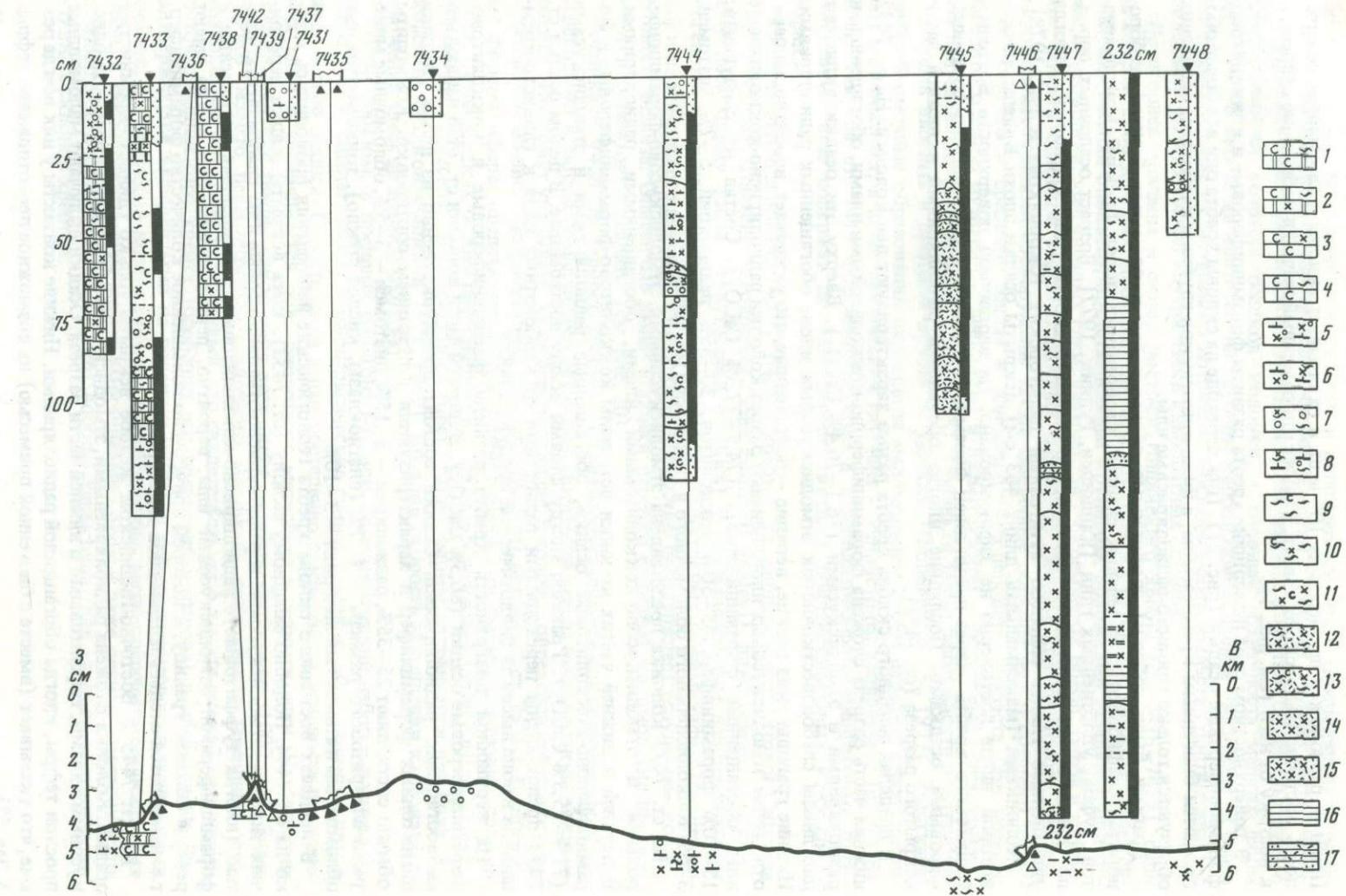
В пределах западного склона хребта разрез характеризуют две колонки. На ст. 7432 нижняя часть разреза сложена фораминиферово-кокколитовыми илами, обогащенными радиоляриями и этмодискусами (56,1–76,4% CaCO₃). Вверху эти осадки включают две линзы слабоизвестковистых этмодискусовых илов, обогащенных радиоляриями. Нижние границы линз резкие, верхние – постепенные, что указывает, вероятно, на переотложение этмодискусовых илов. Венчают разрез колонки радиоляриево-кокколитовые илы, обогащенные фораминиферами (74,5–77,3% CaCO₃). Состав их следующий: 15–20% фораминифер, 45–50% кокколитов, 30–35% радиолярий, 5–7% диатомей, 3–5% тонкодисперсного обломочного и глинистого материала.

На ст. 7433 колонка представлена этмодискусовыми, этмодискусово-фораминиферовыми и этмодискусово-кокколитовыми илами, обогащенными радиоляриями. В верхней и нижней частях колонки встречены кокколитово-фораминиферовые и фораминиферово-кокколитовые осадки, обогащенные радиоляриями и этмодискусами (71,9–75,5% CaCO₃). Границы между слоями всюду постепенные. В целом осадки ст. 7433 представлены переходными разностями от карбонатных илов к глинисто-кремнистым в зоне высокой биологической продуктивности.

На вершинной поверхности хребта развиты фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые осадки (86,5% CaCO₃). В нижней части колонки ст. 7438 наблюдается обогащение радиоляриями. Осадки состоят преимущественно из целых раковин планктонных фораминифер и характеризуются отсутствием сортировки. Кокколиты обычно составляют 25–35%, радиолярии – 3–15%, диатомеи – 3–5%, обломочные минералы алевритового размера – 1–7% (пластиоклазы, кислое стекло), тонкодисперсный обломочный и глинистый материал – 3–10%.

В пределах восточного склона хребта геологические наблюдения проводились только на ст. 7444. Подобно западному склону (ст. 7433), здесь вскрыты осадки переходных типов – этмодискусовые и радиоляриево-этмодискусовые илы слабоизвестковистые (иногда туффитовые), радиоляриево-кокколитовые, обогащенные диатомеями и фораминиферами. Этмодискусовые илы, вероятно, переотложены. Они всегда имеют резкую нижнюю границу, к которой приурочено повышенное количество фораминифер, т.е. намечаются следы градационной текстуры.

На ст. 7445 в Восточно-Индийском желобе вскрыты только глинисто-кремнистые осадки. Колонка сложена радиоляриевыми, этмодискусовыми и радиоляриево-этмодискусовыми илами, туффитовыми в нижней части разреза. Осадки включают маломощные прослои тефры, иногда обогащенной радиоляриями. Нижние контакты у них всегда резкие, что указывает (вместе с биогенной примесью) на возможное переотложение тефры.



Интересный разрез вскрыт на ст. 7447, расположенной в узкой депрессии восточнее внешнего вала Восточно-Индийского желоба. Колонка представлена этмодискусово-радиоляриевыми, этмодискусовыми и радиоляриевыми илами. Судя по резким границам, отдельные прослои кремнистых осадков следует, по-видимому, отнести к биогенным турбидитам, что наиболее вероятно для этмодискусовых илов. В нижней части колонки выявлены два горизонта терригенных турбидитов мощностью 26 и 50 см. Это гемипелагические глины коричневато-серого цвета, вязкие, слюдистые, псевдослойчатые вследствие диагенетического перераспределения гидроокислов железа. В основании прослоев наблюдается погребение материала до алевритово-глинистого и крупноалевритового за счет вулканогенных компонентов, т.е. проявлена градационная текстура. Нижние границы слоев резкие. Появление гемипелагических глин среди пелагических осадков прямо указывает на деятельность мощных супензионных потоков, которые эпизодически выносили осадочный материал, вероятно, из Бенгальского залива на расстояние около 3 тыс. км. Уникальность колонки ст. 7447 состоит и в том, что в ней впервые зафиксирована самая удаленная южная граница ($9^{\circ}40'$ ю.ш.) распространения выносов Ганга. Предположение об источнике описанных терригенных турбидитов базируется на удивительном сходстве состава гемипелагических глин Бенгальского залива и глин, вскрытых на ст. 7447 [Свальнов и др., 1980].

Восточнее ст. 7447 расположена еще одна небольшая депрессия, со дна которой поднята колонка ст. 7448. Осадки представлены радиоляриево-этмодискусовыми и этмодискусовыми илами. Последние местами слабоизвестковистые (12,3% CaCO_3) или обогащены радиоляриями. Встречен также прослой фораминиферовых осадков, вероятно, переотложенных. Судя по резким границам раздела и наличию карбонатного материала на большой глубине (5280 м), в районе ст. 7448 распространены биогенные (известковые и кремнистые) турбидиты.

Таким образом, в пределах полигона II-76 развиты пелагические карбонатный и кремнистый типы разреза; наглядно прослеживается постепенный характер фациального перехода между ними. Как и на рассмотренных выше полигонах, здесь часто наблюдается переотложение карбонатного, кремнистого и эдафогенного материала, свидетельствующее о сейсмической активности Восточно-Индийского хребта в четвертичное время. Отличительной чертой полигона является накопление в его пределах материала сверхдальнего разноса — терригенных турбидитов.

3.5. Полигон III-76

На полигоне, охватывающем осевую часть и восточный склон Зондского желоба (см. рис. 1), геологические работы проведены на четырех станциях. В поверхностном слое распространены гемипелагические глины, местами алевритистые или обогащенные радиоляриями, кокколитовые илы и туффитовые фораминиферовые осадки. Полученные колонки (максимальная длина 203 см) отвечают концу палеомагнитной эпохи Брюнес и характеризуют гемипелагический тип глинистого и карбонатного разрезов. Мощность окисленного слоя здесь составляет 4–7 см.

На ст. 7455 (глубина 6160 м) отложения осевой части желоба представлены алеври-

Рис. 21. Литолого-стратиграфическая характеристика осадков полигона II-76.

1, 2 — фораминиферо-кокколитовые илы: 1 — обогащенные этмодискусами; 2 — то же, радиоляриями и этмодискусами; 3, 4 — кокколитово-фораминиферовые осадки: 3 — обогащенные радиоляриями; 4 — то же, этмодискусами; 5, 6 — радиоляриево-кокколитовые илы: 5 — обогащенные фораминиферами; 6 — то же, этмодискусами и фораминиферами; 7 — этмодискусово-фораминиферовые осадки, обогащенные радиоляриями; 8 — этмодискусово-кокколитовые илы, обогащенные радиоляриями и фораминиферами; 9, 10 — этмодискусовые илы: 9 — слабоизвестковистые; 10 — то же, обогащенные радиоляриями; 11—13 — этмодискусово-радиоляриевые илы: 11 — слабоизвестковистые; 12 — туффитовые; 13 — слабоизвестковистые, туффитовые; 14, 15 — радиоляриевые илы: 14 — туффитовые; 15 — обогащенные этмодискусами, туффитовые; 16 — гемипелагические глины; 17 — то же, туффитовые, обогащенные терригенным алевритовым материалом. Возраст осадков всех колонок не древнее плейстоценового. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

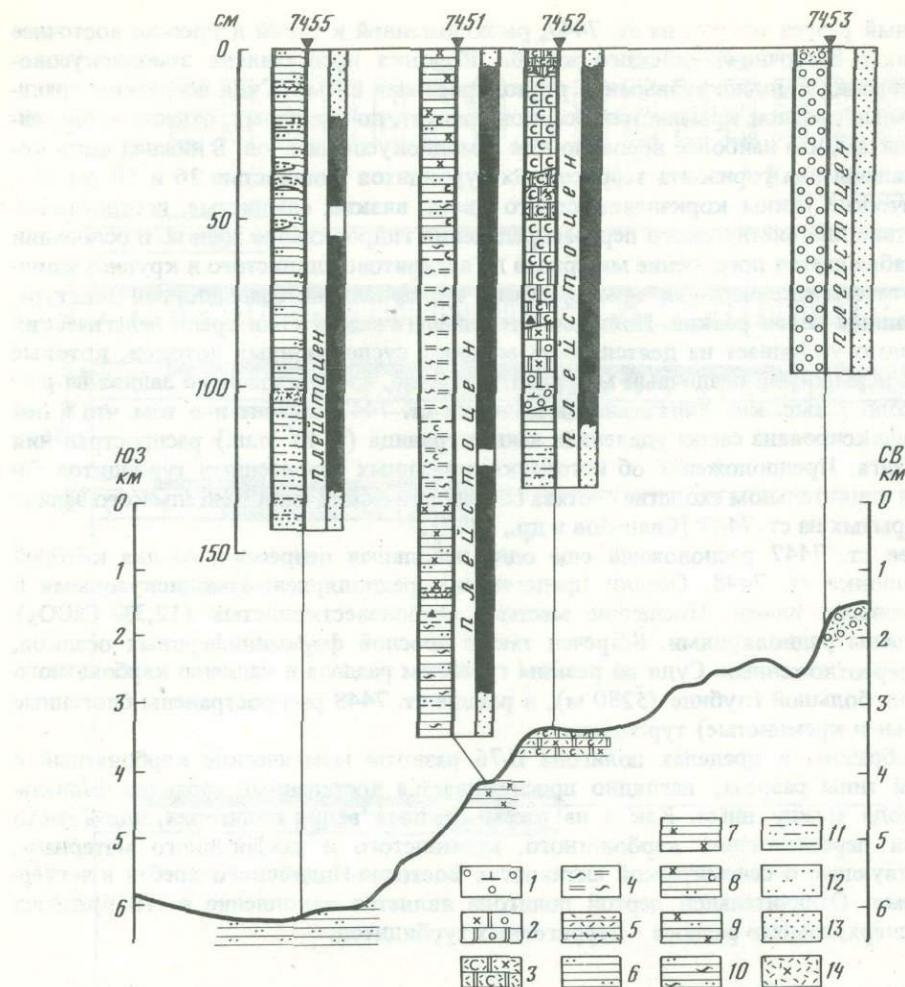


Рис. 22. Литолого-стратиграфическая характеристика осадков полигона III-76

1 – фораминиферовые осадки, обогащенные кокколитами; 2 – кокколитовые илы, обогащенные фораминиферами и радиоляриями; 3 – фораминиферово-кокколитовые илы туффитовые, обогащенные радиоляриями; 4 – этмодискусово-глинистые илы; 5–10 – гемипелагические глины: 5 – туффитовые; 6 – обогащенные терригенным алевритовым материалом; 7 – обогащенные радиоляриями; 8 – слабоизвестковистые, обогащенные радиоляриями и алевритовым материалом; 9 – обогащенные радиоляриями и алевритовым материалом; 10 – обогащенные диатомеями и алевритовым материалом; 11 – алевритово-глинистые илы; 12 – мелкие алевриты терригенные; 13 – крупные алевриты терригенные; 14 – тефра с примесью радиолярий. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

тистыми гемипелагическими глинами (рис. 22), иногда туффитовыми, включающими линзы и прослои терригенных обломочных мелких алевритов. В основании колонки залегают крупные алевриты, постепенно переходящие в мелкие алевриты и алевритово-глинистые илы. Прослой обломочного материала имеют резкие нижние границы и могут быть отнесены к терригенным турбидитам. В составе обломков выявлены плагиоклазы, биотит, мусковит, кислое стекло, роговая обманка и др.

Гемипелагические глины характеризуются хорошей сортировкой. Они мягкие, вязкие, иногда комковатые, имеют запах сероводорода и примазки гидроилита. Доля вулканогенных компонентов в них ниже, чем в осадках прилегающих к желобу районов. Осевую часть желоба заполняет терригенный материал, поступающий главным образом из Бенгальского залива [Свальнов, Рудакова, 1976, 1978].

Осадки ст. 7451, расположенной в средней части восточного склона желоба (глубина 4260 м), представлены глинисто-радиоляриево-диатомовыми илами, местами слабоизвестковистыми, а также гемипелагическими глинами, обогащенными радиоляриями и эмодискусами, местами туффитовыми. По всей колонке чувствуется запах сероводорода, осадки обогащены терригенным материалом алевритового размера и содержат примазки гидротроилита. Выявленные на ст. 7451 глинисто-кремнистые илы ранее в Зондском желобе не отмечались.

Вверх по склону желоба осадки постепенно становятся все более карбонатными и на ст. 7452 (глубина 3390 м) представлены восстановленными фораминиферово-кокколитовыми, фораминиферовыми и кокколитовыми илами, местами обогащенными радиоляриями и терригенным материалом. В основании колонки встречены терригенные осадки — мелкие алевриты, постепенно переходящие в алевритово-глинистые илы и алевритистые гемипелагические глины. Резкие границы раздела свидетельствуют о наличии в колонке биогенных и терригенных турбидитов.

На ст. 7453 (глубина 1660 м) колонка сложена однородными фораминиферовыми осадками, обогащенными кокколитами и глинистым материалом. Раковины фораминифер иногда заполнены глауконитом.

Таким образом, на полигоне III-76 получены восстановленные отложения от глубоководных гемипелагических глин до относительно мелководных фораминиферовых осадков с глауконитом. На общем фоне осаждения материала "частица за частицей" местами здесь встречаются терригенные турбидиты, образованные в результате деятельности суспензионных потоков. Доля вулканогенных компонентов в осадках желоба незначительна, что связано, вероятно, с преимущественным выносом продуктов наземного вулканизма в пелагические области (за пределы желоба) золовым путем и поверхностными течениями, а также подавлением вулканогенного материала терригенным, поступающим из Бенгальского залива и с прилегающих островов.

3.6. Полигон ст. 6731

Геологические работы проводились на горе Щербакова, расположенной к юго-западу от о-ва Рождества (примерно 11° ю.ш.). Судя по фотографиям дна и собранным пробам, на вершине горы (глубина 1435 м) лишь местами распространены фораминиферовые осадки, вниз по склонам сменяющиеся кокколитово-фораминиферовыми илами. У подножий склонов (глубина 4940 м) обнаружены слабоизвестковистые глинисто-радиоляриевые илы, перекрывающие рыхлые железо-марганцевые корки.

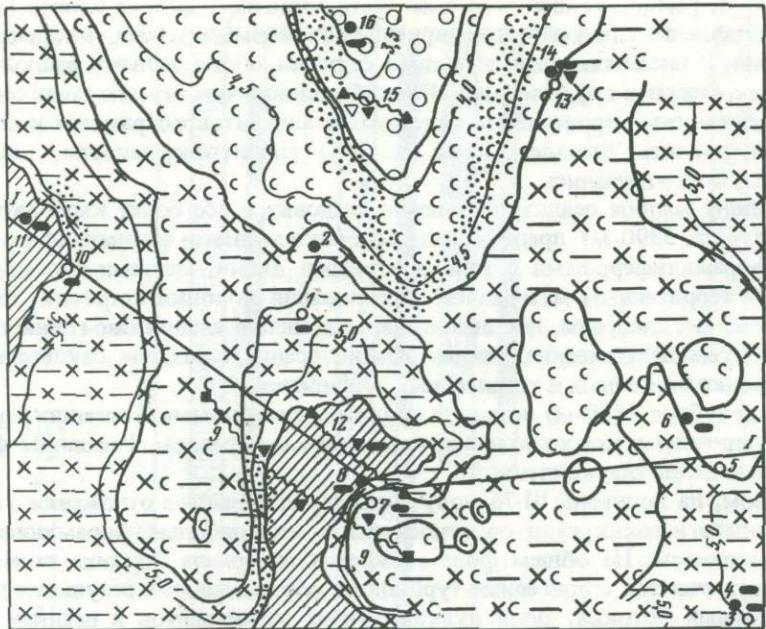
С вершины и склонов горы подняты дночерпателем, трапом и драгой глыбы и щебенка гравелитов, песчаников, туфобрекций, туфопесчаников, мелководных органогенно-обломочных известняков и глубоководных фораминиферово-кокколитовых известняков с линзами фосфатов. Возраст глубоководных отложений колеблется от среднего эоценена до нижнего олигоцена [Мухина и др., 1978].

Таким образом, в пределах полигона небольшие поля развития четвертичных осадков перемежаются с выходами палеогеновых образований.

Район полигона испытал сложную геологическую историю, которая завершилась погружением горы Щербакова [Безруков, 1973б].

3.7. Полигон ст. 6754

Полигон расположен (см. рис. 1) на одном из горных массивов внутри Западно-Австралийской котловины (примерные координаты: 16° с.ш., 100° в.д.). Здесь наблюдается сложно расчлененный рельеф с колебаниями глубин от 3383 до 5700 м. В северной части полигона выделяется горстовое поднятие (рис. 23), а в южной части — несколько гряд, разделенных депрессиями [Безруков, 1973б]. На вершинах и склонах поднятых участков дна неуплотненные осадки отсутствуют или распределены неравномерно, а их мощность не превышает 50 м; в понижениях дна она увеличивается до



Разрез по I-I

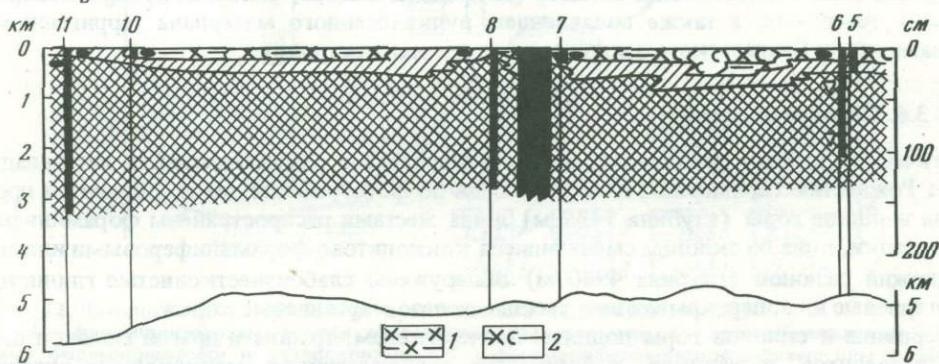


Рис. 23. Полигон ст. 6754

1 — радиоляриево-глинистые илы; 2 — то же, слабоизвестковистые. Остальные условные обозначения см. на рис. 18, 19

нескольких сот метров [Безруков, Непрочнов, 1974]. Тралением на сбросовых уступах обнаружены выходы базальтов, долеритов, диабазов, габбро, которые хорошо видны на подводных фотографиях. Подняты также обломки гиалокластитов, уплотненных фосфатизированных глин, известковых осадков. Вероятный возраст последних [Мухина и др., 1973] — верхний мел (маастрихт). Широко распространены здесь железомарганцевые корки и конкреции, ядрами которых служат обычно базальты или брекчии из обломков базальтов, сцементированных глинистым материалом.

Район полигона находится в зоне низкой биологической продуктивности, что отразилось на составе осадков. Здесь выклиниваются кремнисто-глинистые илы, сокращена мощность миопелагических глин, близко от поверхности дна расположены эвпелагические глины. В поверхностном слое на поднятиях с глубинами менее 4700 м развиты фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые осадки. Вниз по склонам и в депрессиях с постепенными фациальными переходами залегают кремнисто-глинистые илы и миопелагические глины, обогащенные радиоляриями, иногда слабоизвестковистые.

Колонками повсеместно вскрыт эвпелагический тип глинистого разреза. Обычно эвпелагические глины перекрыты маломощным (5–20 см) слоем миопелагических глин, обогащенных радиоляриями, которые местами постепенно сменяются (вверх по разрезу) радиоляриево-глинистыми илами мощностью до 20 см. В верхней части колонки 6754-2 обнаружена слабоизвестковистая, туффитовая разновидность таких илов. Иногда эвпелагические глины включают комки уплотненного осадка, близкого им по составу (колонка 6754-6). Возраст вскрытого разреза (по палеомагнитным данным) достигает 3,5 млн. лет. Мощность четвертичных отложений составляет 80–110 см, т.е. средняя скорость седиментации не превышает 0,6 мм/1000 лет. Смена эвпелагических глин миопелагическими произошла на границе палеомагнитных эпох Матуяма – Брюнес.

Выявленная на полигоне ст. 6754 фациальная изменчивость осадков контролируется низкой биологической продуктивностью, удаленностью от источников терригенного материала, сложной тектонической обстановкой. Преобладание в разрезе эвпелагических глин обусловлено, вероятно, широким распространением вблизи поверхности измененных магматических пород, послуживших основным источником для их формирования.

Проведенные на полигонах геологические исследования убедительно свидетельствуют о прерывистости осадочного чехла (включая четвертичные осадки) в пелагической области океана. Нормальный ход седиментации здесь многократно нарушается эрозионно-аккумулятивной деятельностью супензионных потоков, тектоническими подвижками, глобальными и локальными придонными течениями. Однако какой бы сложной ни была обстановка седиментации, латеральная изменчивость четвертичных пелагических осадков, как правило, постепенная.

Г л а в а IV

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

Формирование минерального состава океанских осадков обусловлено многими факторами, ведущими из которых являются петрографический состав пород, рельеф и климат водосборной площади, циркуляция вод и рельеф дна бассейна седиментации.

Специфика восточной части Индийского океана – асимметрия в поставке аллохтонного материала и сложный комплекс разновозрастных магматических, метаморфических и осадочных пород, развитых в пределах его обрамления (см. гл. I). К настоящему времени накоплен довольно обширный материал по составу и распределению в современных осадках рассматриваемого района глинистых минералов [Горбунова, 1960а, б, 1962, 1966; Ротеев и др., 1966; Kuenen, 1942; Siddiquie, 1967; Goldberg, Griffin, 1970; Venkatarathnam, Biscaye, 1973], состав же песчано-алевритовых фракций осадков исследован очень слабо. Имеются сведения о распределении минералов в верхнем слое осадков Бенгальского залива [Siddiquie, 1967], в Тиморском море [Van Andel, Veevers, 1967], в осадках четырех колонок южнее о-ва Шри-Ланка [Дворецкая, 1971] и в нескольких пробах вблизи Зондских островов [Neeb, 1943].

Цель наших исследований – освещение минерального состава четвертичных осадков обширного района Индийского океана, выявление питающих провинций и проведение минералогического районирования.

§ 1. СОСТАВ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ

Для качественной характеристики минерального состава осадков за основу была принята крупноалевритовая фракция (0,1–0,05 мм), которая характеризуется максимально возможным набором минеральных видов и позволяет определять наиболее далекие границы влияния береговых питающих провинций. Обоснование для такого выбора продиктовано практикой минералогических исследований в Охотском море и Тихом океане.

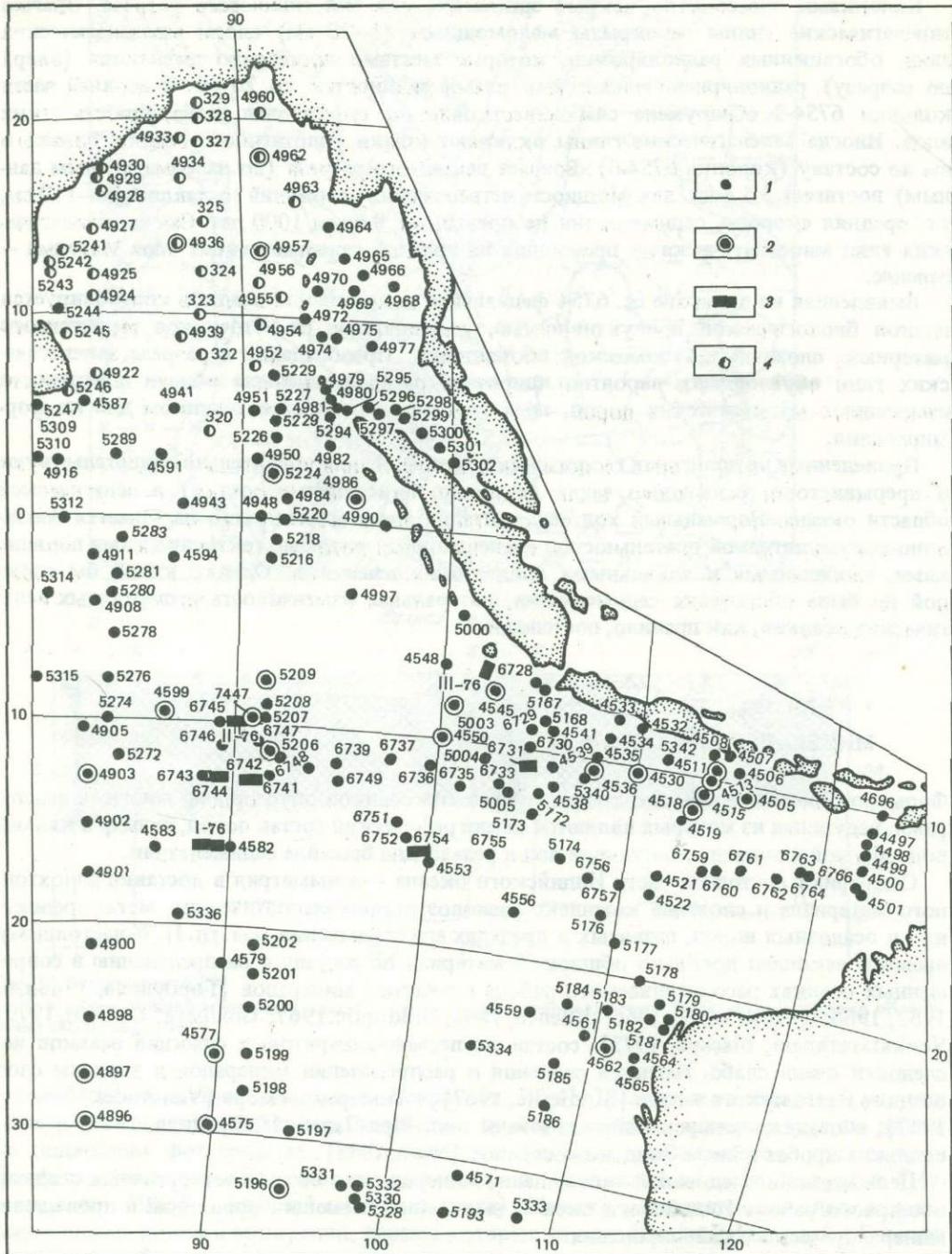


Рис. 24. Расположение изученных проб песчано-алевритовых фракций осадков

1 — пробы осадков поверхностного слоя; 2 — колонки осадков; 3 — геологические полигоны;
4 — данные X. Сиддикки [Siddiquie, 1967]

не [Петелин, 1961; Петелин, Алексина, 1970]. При этом обнаружено, что "количество минеральных видов устойчиво возрастает в направлении от крупного песка к крупному алевриту, в котором достигает максимума. При переходе к мелкому алевриту оно резко снижается, а содержание тяжелых минералов значительно уменьшается. В мелкоалевритовой фракции терригенных и вулканогенных осадков преобладают плагиоклазы, вулканические стекла и реже непрозрачные пепловые частицы. В органогенных и хемогенных осадках роль упомянутых компонентов в мелкоалевритовой фракции в сильной степени подавляется аутигенными минералами" [Петелин, Алексина, 1970, с. 327–328]. Изучение крупноалевритовой фракции в иммерсионных жидкостях, а мелкоалевритовой и песчаных – в шлифах показало, что упомянутые выше закономерности прослеживаются и в осадках Индийского океана.

Ниже рассматриваются состав и распространение минералов крупноалевритовой фракции в врхнем слое (0–5 см) осадков около 200 станций, а также в отдельных колонках (рис. 24). Данные по Андоманскому морю любезно предоставлены автору И.О.Мурдмаа.

Минералогическому анализу подверглись легкая и тяжелая подфракции, полученные после деления в бромоформе (уд. вес 2,9). В каждой подфракции определялось не менее 300 зерен. Некоторые пробы предварительно обрабатывались 5%-ной HCl.

Выявленные генетические группы компонентов осадков приведены в табл. 7, где минеральные зерна расположены примерно в порядке убывания их встречаемости в крупноалевритовой фракции. Наиболее часто в глубоководных осадках встречаются трудноопределимые зерна, магнетит, бесцветное вулканическое стекло, обыкновенная роговая обманка.

Таблица 7. Минеральный состав крупноалевритовой фракции осадков

Минеральные зерна	Генетические группы					
	терри- генные	наземно- вулкано- генные	эдафоген- ные	подводно- вулкано- генные	аутиген- ные	биоген- ные
1	2	3	4	5	6	7
Роговая обманка обыкновенная	+	+	+			
Магнетит, титано- магнетит	+	+	+	+		
Опал						+
Диопсид	+					
Стекло кислое		+				
Кальцит	+		+			
Биотит	+	+				
Гиперстен	+	+				
Авгит	+	+	+	+		
Трудноопределимые зерна	+	+	+			
Коллофан						+
Эпидот	+		+			
Плагиоклазы кислые	+	+				
" основные	+	+	+	+	+	
Клиноцизит	+			+		
Циркон	+	+	+			
Апатит	+	+	+			
Кварц	+		+			
Цоизит	+		+			
Гроссуляр	+		+			

Встречается очень часто
(более 75% проб)

Встречается часто
(50–75% проб)

Таблица 7 (окончание)

	1	2	3	4	5	6	7
Встречаются редко (25–50% проб)							
Гидроокислы железа	+	+					+
Железо-марганцевые микроконкремции			+				+
Оливин		+	+	+	+		
Сфен	+		+				
Альмандин	+		+				
Тремолит	+		+				
Актинолит	+		+				
Роговая обманка базальтическая			+				
Роговая обманка сине-зеленая	+						
Ортоклаз	+			+			
Микроклин	+			+			
Ильменит	+		+				
Филлипсит				+			
Арагонит				+			+
Палагонит				+	+		
Хлорит	+			+			
Санидин	+			+			
Турмалин	+						
Дистен	+			+			
Лейкоксен	+			+			
Мусковит	+						
Рутил	+		+				
Корунд	+						
Целестобарит							+
Пирит-марказит							+
Стекло основное			+		+		
Ставролит	+			+			
Анатаз	+						
Глауконит	+						+
Силлиманит	+						
Андалузит	+						
Пьемонтит	+			+			
Андрадит	+			+			
Ортит	+			+			
Сerpентин				+			
Антофиллит	+						
Хлоритоид	+						
Глаукофан	+						
Шпинель	+			+			
Эгирин	+						
Энстатит-бронзит	+		+				
Тальк					+		
Флюорит	+						
Монацит	+						
Палыгорскит				+			+
Сепиолит				+			+
Встречаются очень редко (менее 25% проб)							

Примечание. Космогенные компоненты представлены единичными магнитными шариками.

вая обманка, моноклинные пироксены, плагиоклазы, органогенные кальцит и опал, а в области развития эвпелагических глин – филлосит и костный детрит. Общее число минералов довольно резко уменьшается по направлению от берегов к пелагической области, что косвенно отражено в концентрации тяжелой подфракции (рис. 25, А).

Все компоненты осадков можно разделить на следующие генетические группы: 1) аллохтонные – терригенные, наземно-вулканогенные, космогенные; 2) автохтонные – биогенные, аутигенные, эдафогенные, подводно-вулканогенные.

Для более четкого обособления вулканогенных и терригенных минеральных комплексов производился пересчет анализов на соотношение прозрачных аллотигенных минералов, т.е. были исключены биогенные и некоторые аутигенные минералы, а также трудноопределимые агрегатные зерна, цепловые частицы и непрозрачные рудные минералы, в сумме составляющие 10–80% тяжелой и 2–90% легкой подфракции. По данным первичных и пересчитанных анализов, включая результаты Х.Сиддики [Siddique, 1967], были построены карты распределения минералов крупноалевритовой фракции, послужившие основой для выявления минералогических провинций.

1.1. Аллохтонные минералы

Аллохтонные минералы представлены терригенными, наземно-вулканогенными и космогенными компонентами осадков, поступающими в бассейн седиментации извне. Последние встречаются в исчезающе малых количествах.

A. Терригенные и вулканогенные компоненты

Особенностью терригенных и вулканогенных минералов крупноалевритовой фракции является отсутствие следов истирания, которые наблюдались только у отдельных зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород. Вулканогенные минералы отличаются от терригенных своей свежестью, хорошей огранкой кристаллов и часто наличием "рубашек" из бесцветного вулканического стекла. Эти различия отчетливо проявлены вблизи Зондских островов и постепенно исчезают по направлению к пелагической области, где происходит смешение минеральных комплексов.

При этом не всегда можно решить однозначно вопрос о вулканогенной природе для таких минералов, как плагиоклазы, пироксены и некоторые другие. Изложенные соображения не позволяют всюду проводить резкую грань между терригенными и вулканогенными минералами, поэтому в дальнейшем они рассматриваются совместно.

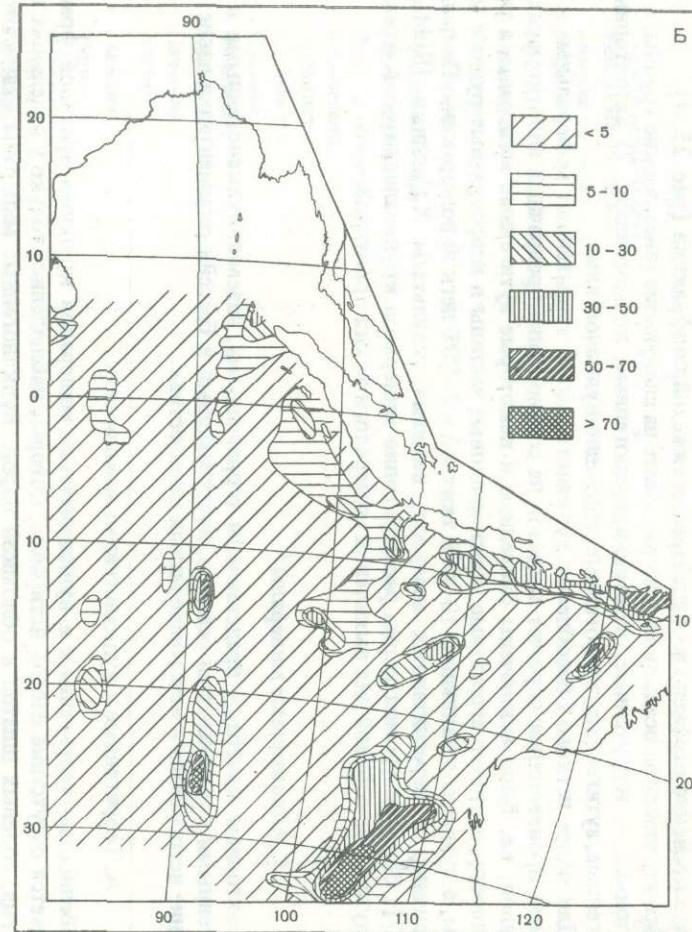
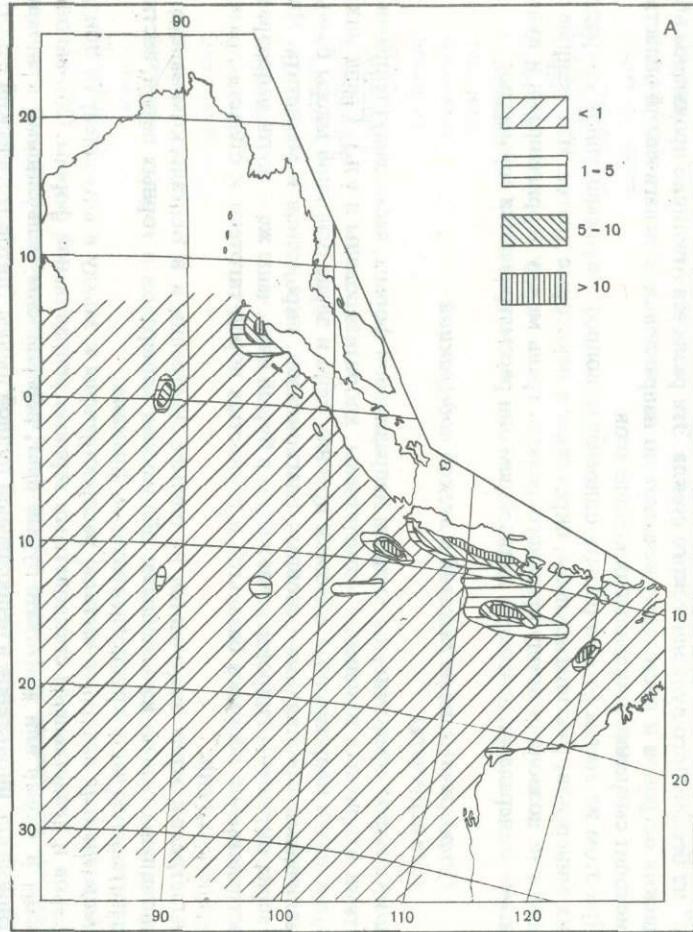
Непрозрачные зерна тяжелой и легкой подфракций (без пересчета)

Обломки пород представлены зернами неправильной формы, часто замутненными продуктами вторичных изменений (ожелезнены, хлоритизированы и т.д.). Среди них опознаются почти непрозрачные обломки древних глин и зерна основной массы базальтов с различными кристаллами основных плагиоклазов, пироксенов и магнетита. Иногда эти зерна окрашены гидрокислами железа в бурый цвет, чаще же – почти непрозрачные. Пространственно обломки базальтов и глинистых пород тяготеют к областям развития пелагических глин.

Выветрелые зерна встречаются на шельфе Австралии и в Бенгальском заливе. Они представлены сильно измененными обломками минералов и горных пород, составляя незначительную часть крупноалевритовой фракции.

Непрозрачные цепловые частицы распространены к западу и юго-западу от Зондских островов и представлены стекловатыми зернами неправильной формы. Обычно они окрашены в бурый или желтовато-бурый цвет, переполнены мельчайшими кристаллами плагиоклазов, пироксенов и непрозрачной рудной пылью (литокластический пепел).

Гидроокислы железа представляют собой неправильные обломки темно-бурового и



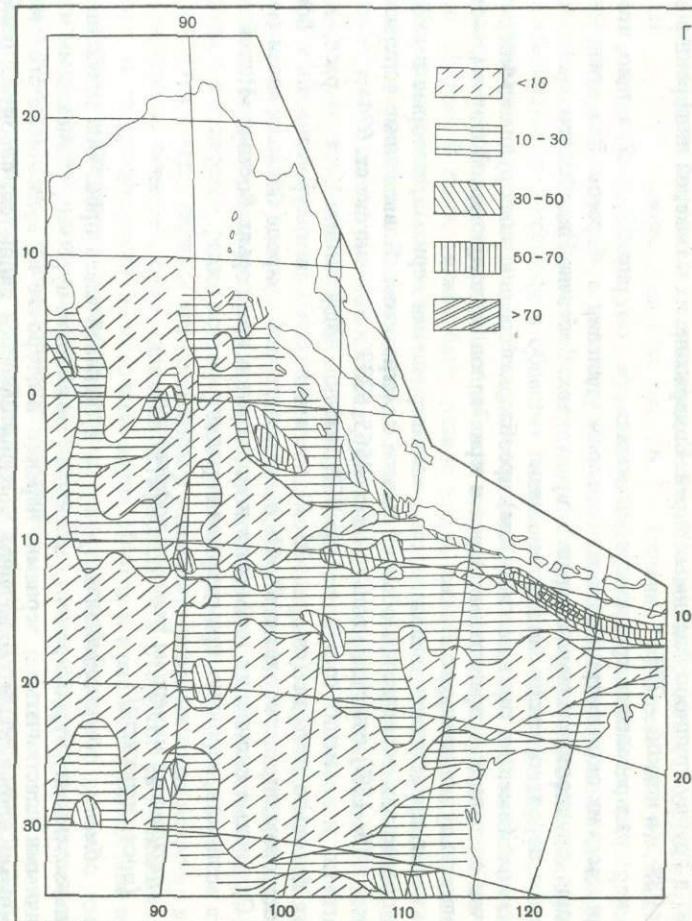
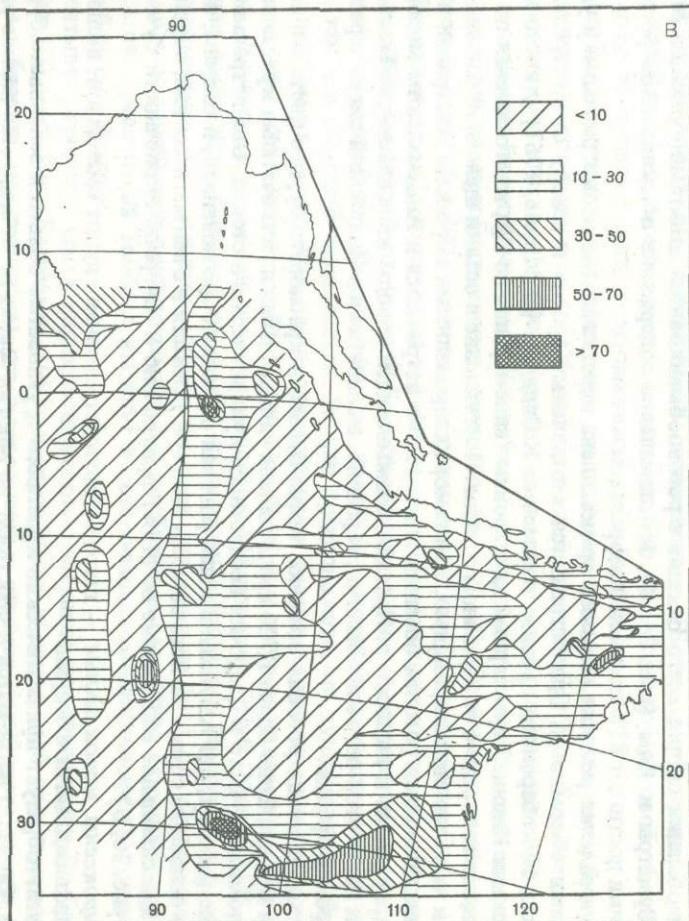


Рис. 25. Распространение (в %) минералов тяжелой подфракции (A), трудноопределенных зерен легкой (Б) и тяжелой (Г) подфракций, магнетита + титаномагнетита + ильменита

красно-бурового цвета, иногда просвечивающие по краям. Закономерности в их распределении не выявлены.

Обломки пород, выветрелые зерна, пепловые частицы и гидроокислы железа обединены в группу трудноопределимых зерен. Содержание их в тяжелой подфракции достигает 93%, а в легкой — 77%.

Из карт распределения трудноопределимых зерен (см. рис. 25, Б, В) видно, что основная масса их сконцентрирована в некотором удалении от берегов. Повышенные содержания трудноопределимых зерен в предгорьях Восточно-Индийского хребта обусловлены, вероятно, местными источниками.

Магнетит (вместе с титаномагнетитом) преобладает среди черных рудных минералов. Встречен он в виде неправильных зерен и кристаллов октаэдрической формы, часто в оболочке из вулканического стекла.

Ильменит представлен пластинчатыми изометрическими зернами, которые в небольших количествах встречаются обычно вместе с магнетитом. Повышенные содержания ильменита (5–15%) отмечены только на ст. 4565, 5333 и на полигоне ст. 6744.

Магнетит и ильменит составляют до 86% тяжелой подфракции. Картина распределения их довольно пестрая (см. рис. 25, Г), хотя видна четкая приуроченность к Зондским островам, что позволяет говорить о вулканогенной природе большей части магнетита. Отдельные скопления ильменита и магнетита в предгорьях Восточно-Индийского хребта возникли, вероятно, при размыве пород дна.

Прозрачные минералы тяжелой подфракции (после пересчета)

Роговая обманка обыкновенная встречается в большей части проб. Она представлена травяно-зелеными, бурыми, темно-зелеными, зеленовато-бурыми удлиненными и изометрическими пластинчатыми зернами, нередко в оторочке из вулканического стекла. Основными источниками терригенной роговой обманки являются, вероятно, докембрийские породы п-ова Индостан и о-ва Шри-Ланка [Siddiquie, 1967]. Вулканогенная роговая обманка скорее всего связана с роговообманковыми дацитами вулканов северной Суматры и Явы (рис. 26, А). Максимальное содержание обыкновенной роговой обманки достигает 83% тяжелой подфракции.

Сине-зеленая роговая обманка представлена пластинчатыми изометрическими и удлиненными обломками. Она встречается в отдельных пробах к северу от Австралии, в осадках Никобарского пролива и отмечена Х. Сиддики [Siddiquie, 1967] у восточного побережья Индии. Характерный шеохроизм (сине-зереная по №_g, желто-зеленая по №_r) позволяет говорить о ее щелочном составе. Поступление в осадки щелочной роговой обманки частично связано, видимо, с метаморфизованными породами Австралии и Индостана. Щелочная роговая обманка повсеместно встречается в Андаманском море, где она приурочена к выносам р. Иравади, размывающей породы зоны альпийской складчатости. Часть этой роговой обманки, вероятно, выносится в Индийский океан через Никобарский пролив.

Базальтическая роговая обманка темно-бурового и красновато-бурового цвета с показателем преломления более 1,700 представлена удлиненными пластинчатыми кристаллами и обломками, часто в оторочке бесцветного вулканического стекла. Она встречается в тех же районах, что и вулканогенная роговая обманка обыкновенная, и связана, видимо, в основном с теми же источниками питания, а отчасти и с магматическими породами дна. Максимальное содержание ее (15%) приурочено к северной оконечности Суматры (см. рис. 26, Б).

Пироксены моноклинные — широко распространенная группа минералов, включающая диопсид, авгит и эгирин.

Аугит образует призматические кристаллы и угловатые обломки зеленовато-бурового цвета. Он часто встречается в сростках; во многих зернах не наблюдается полное угасание, иногда видно зональное строение. Зерна аугита нередко сохраняют оболочку из бесцветного вулканического стекла.

Диопсид в виде призматических кристаллов и неправильных угловатых обломков светло-зеленого цвета встречается в некоторых пробах вместе с авгитом. Для него характерно отсутствие "рубашек" из вулканического стекла.

Моноклиновые пироксены четко прослеживаются вдоль Зондских островов, образуя максимум (91%) южнее Явы (см. рис. 26, В). Наличие "рубашек" из вулканического стекла у авгита свидетельствует о вулканогенной природе основной его части здесь. Ряд максимумов, выявленных в различных частях района, обусловлен, по-видимому, подводными источниками, а также пассивным обогащением крупноалевритовой фракции моноклиновыми пироксенами в областях низких скоростей седиментации, куда другие минералы просто не поступают. Заслуживает внимания минимум пироксенов в осадках Зондского желоба, расположенного вблизи источников наземно-вулканогенного материала. Причиной этого может быть разнос вдоль желоба терригенных компонентов, поступающих с севера и количественно подавляющих вулканогенные пироксены.

Эгирин встречен в отдельных пробах южнее Явы в виде удлиненных тонких призм темно-зеленого цвета, угасание прямое, удлиненное отрицательное, сильный плеохроизм (*Ng* – зеленовато-желтый, *Np* – темно-зеленый).

Пироксены ромбические обнаружены повсеместно вдоль Зондских островов и образуют максимум (50%) южнее Явы (см. рис. 26, Г). Площадь их распространения здесь несколько меньше, чем у моноклиновых пироксенов. Среди ромбических пироксенов преобладает гиперстен, редко встречается энстатит-бронзит.

Гиперстен с характерным плеохроизмом в зеленовато-розовых тонах встречен в виде короткопризматических, реже удлиненных кристаллов в оторочке из вулканического стекла, часто присутствуют обломочные зерна. Иногда в кристаллах гиперстена видны зерна рудных минералов и бесцветные включения овальной формы.

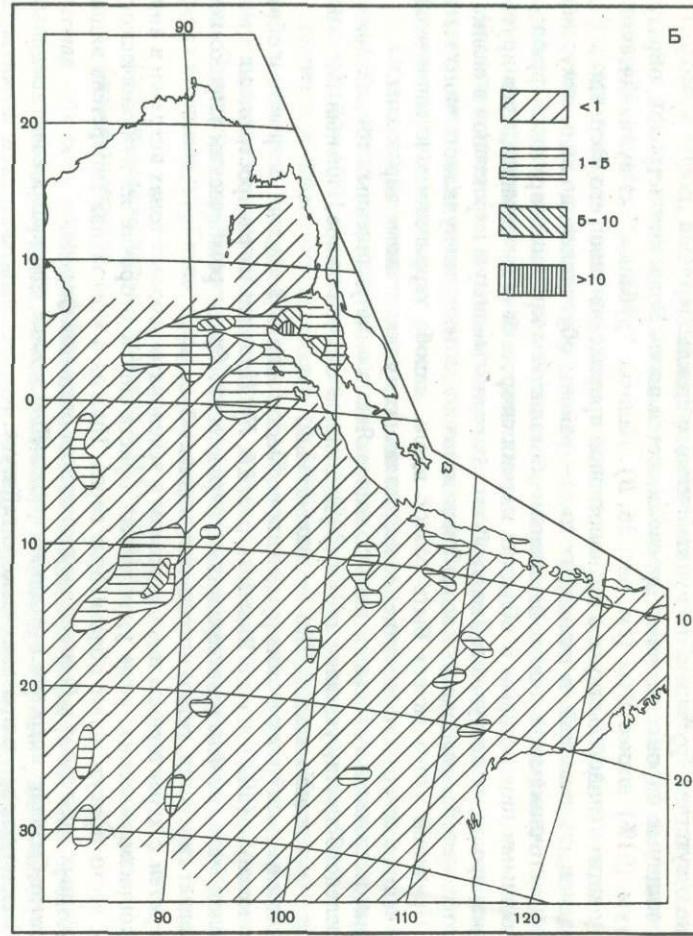
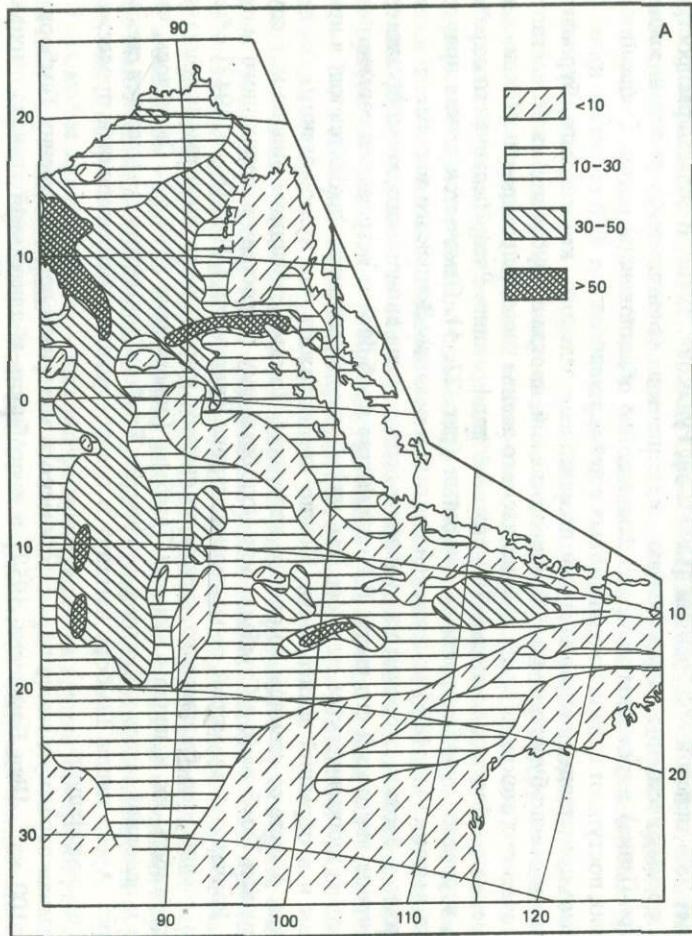
Энстатит-бронзит встречен в осадках южнее Явы в виде единичных светло-зеленых, почти бесцветных зерен призматического габитуса.

Содержание моноклиновых и ромбических широксенов в районе Зондских островов достигает 95% тяжелой подфракции [Свальнов, Рудакова, 1976]. В области распространения преимущественно терригенных компонентов (Бенгальский залив и южнее о-ва Шри-Ланка) пироксены распределены подобно обыкновенной роговой обманке и, вероятно, поступают с суши из одинаковых с ней источников.

Биотит представлен неправильными пластинками зеленого, коричневого, буровато-розового и светло-бурового цвета. Обычно он свежий, иногда в "рубашке" из бесцветного вулканического стекла, в осадках Бенгальского залива часто гидратирован. Максимальное содержание биотита достигает 78% тяжелой подфракции. Распределение его определяется, вероятно, преобладающими течениями (рис. 27, А). Отмечается четкая приуроченность высоких (до 48%) содержаний биотита к осадкам Зондского желоба.

Наличие у биотита оторочек из вулканического стекла свидетельствует о вулканогенной природе некоторой его части. В большинстве проб биотит встречается совместно с бесцветным вулканическим стеклом (см. ниже), а содержания их находятся как в прямой, так и в обратной зависимости. Можно предположить, что вулканогенный биотит поступает вместе со стеклом из одного источника. Таким источником вполне мог служить вулкан Тамбора (о-в Сумбава) или подобный ему по составу изверженного материала. Изучая осадки морей, омывающих острова Индонезии, Г. Неб [Neib, 1943] обнаружила ассоциацию бесцветного стекла со свежим коричневым биотитом и доказала принадлежность их к пеплом вулкана Тамбора (извержение 1815 г.). Оказалось, что только в основной массе лейцитовых тифритов Тамбора совместно встречаются стекло и биотит. Ареал пепла Тамбора вытянут в северо-западном направлении и прослежен Г. Неб до о-ва Мадура.

Учитывая огромную массу пирокластического материала при извержении Тамбора – около 100 км³ [Ван Беммелен, 1957] и способность к длительной транспортировке стекла и биотита, мы допускаем, что в современных осадках Индийского океана (южнее 5° ю.ш.) рассеян пепел вулкана Тамбора.



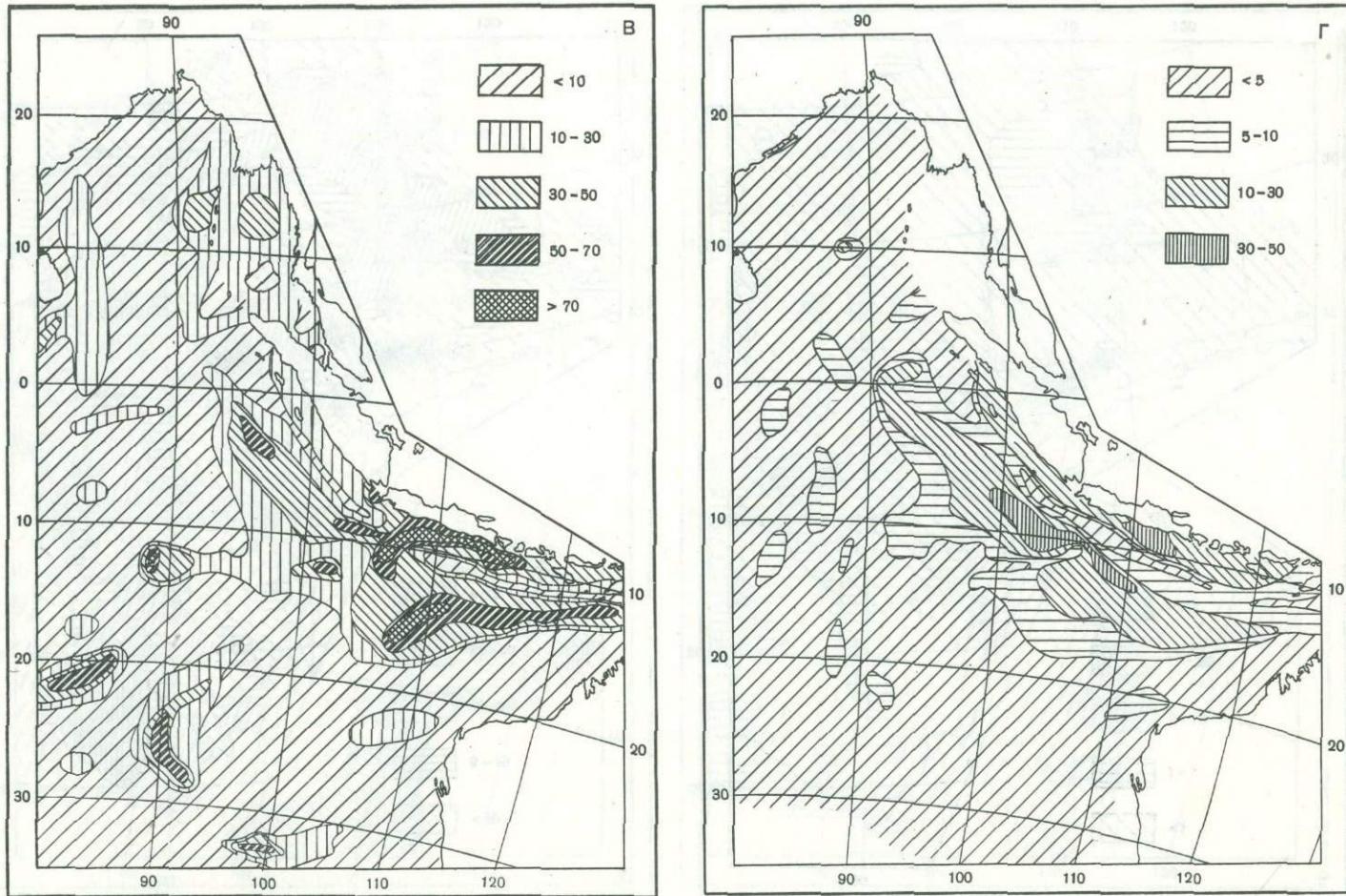
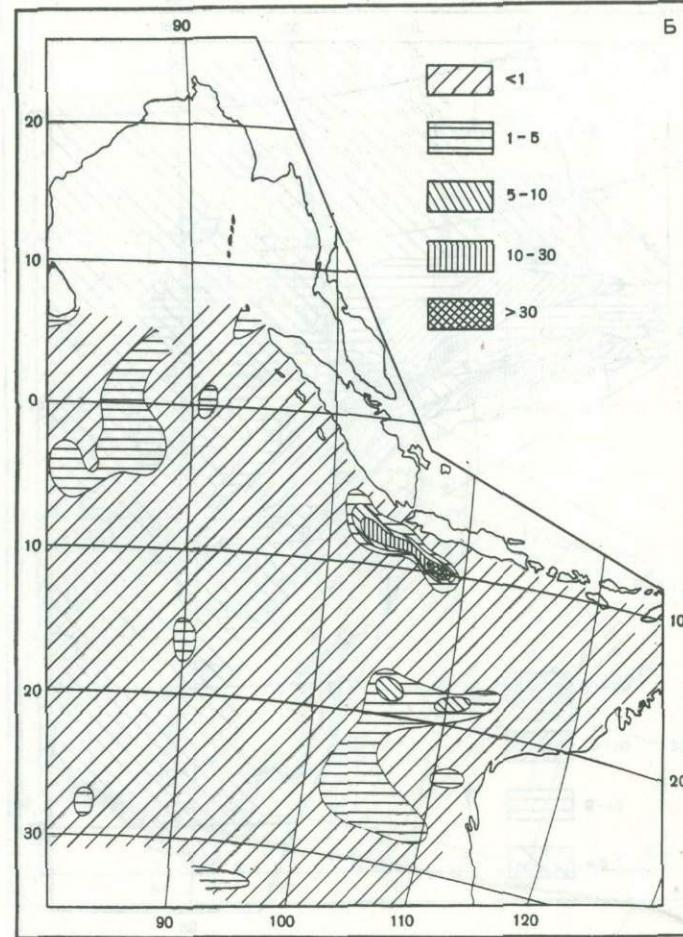
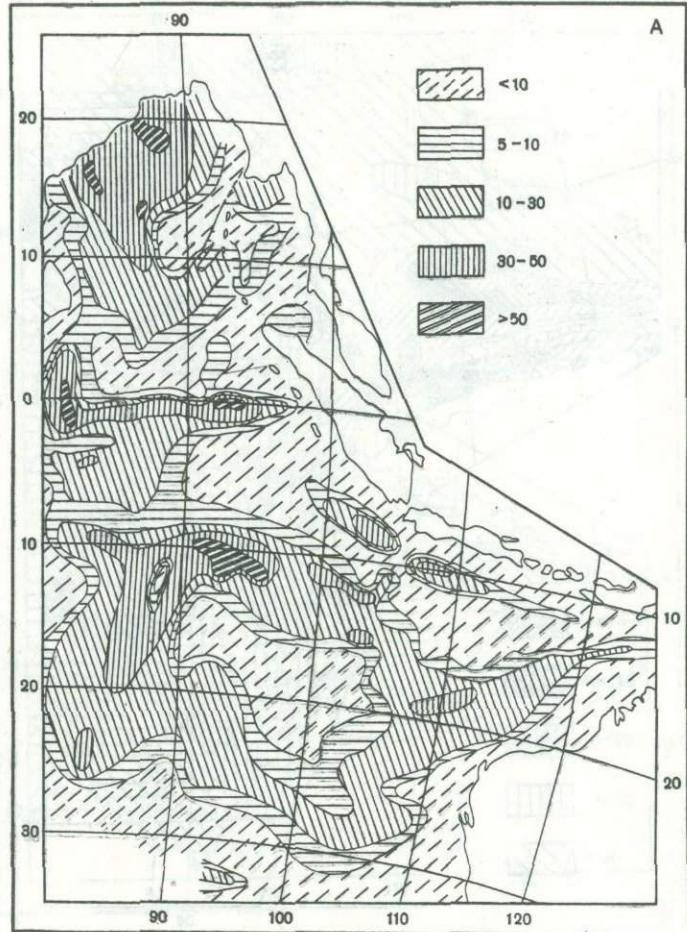


Рис. 26. Распространение (в %) обычновенной (А) и базальтической (Б) роговой обманки, моноклинных (В) и ромбических (Г) пироксенов



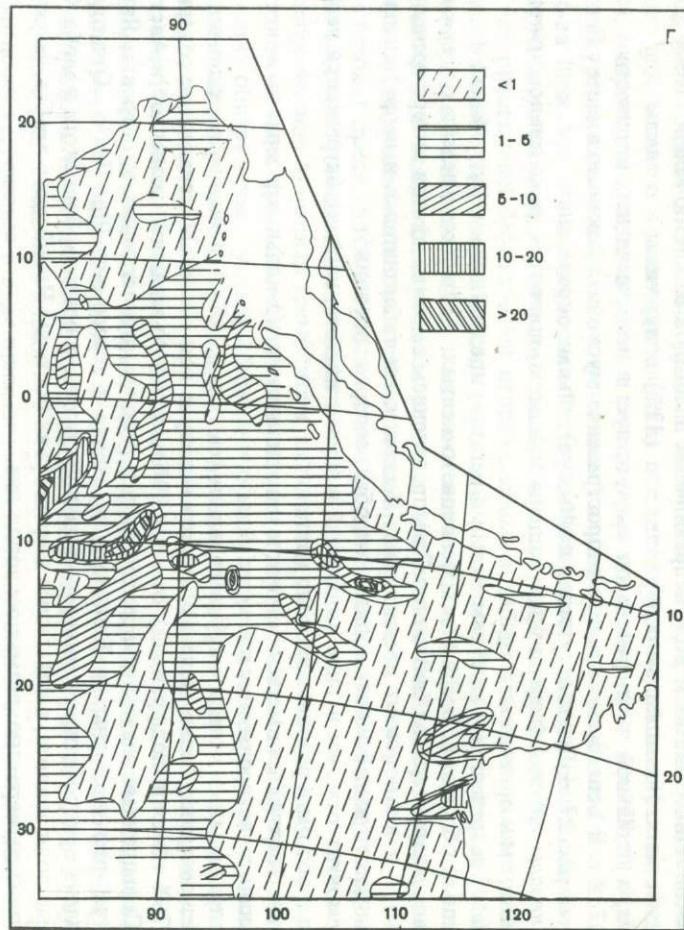
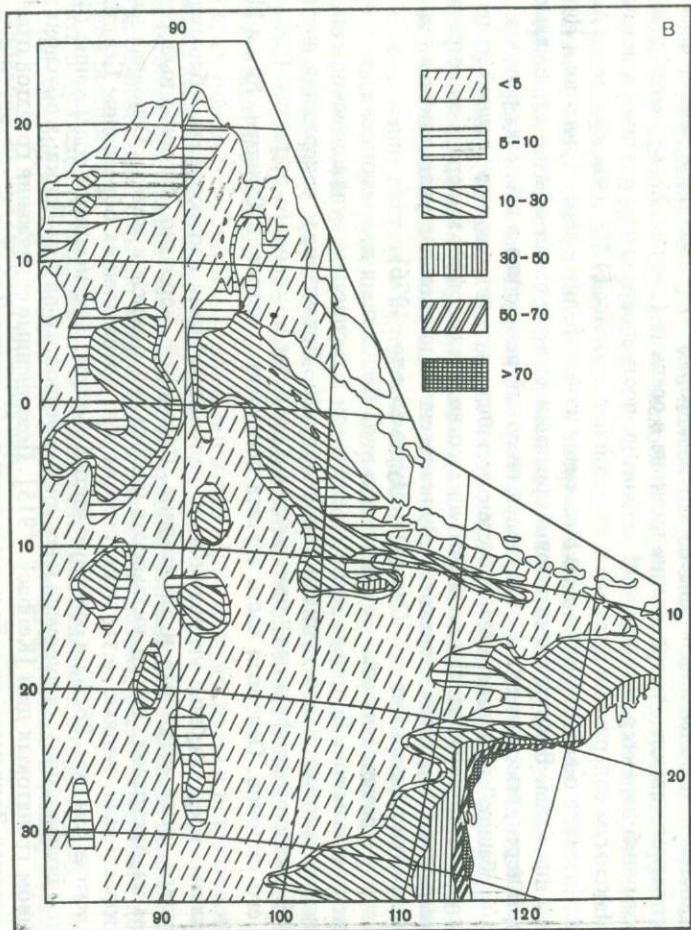


Рис. 27. Распространение (в %) биотита (А), мусковита (Б), минералов группы эпидота (В), циркона (Г)

Основным источником терригенного биотита являются, видимо, гранитоиды и кристаллические сланцы обрамления Бенгальского залива.

Мусковит встречается в виде неправильных пластинок от светло-зеленовато-желтых до бесцветных. Повышенные содержания его (32%) приурочены к осадкам Зондского желоба, в остальной части района он присутствует в незначительных количествах (см. рис. 27, Б). В Бенгальском заливе распространение мусковита показано вместе с биотитом (см. рис. 27, А) из-за отсутствия данных раздельных определений.

Минералы группы эпидота представлены эпидотом, цоизитом, реже клиноциозитом, пемонтитом и орбитом.

Эпидот встречается в виде землистых агрегатов, призматических, угловатых и полуокатанных обломков, бесцветных, зеленовато-желтых, фисташково-зеленых и грязно-зеленых, с характерным "пятнистым" распределением высоких цветов интерференции.

Цоизит и клиноциозит представлены бесцветными таблитчатыми и неправильными зернами, которые обычно находятся в пробах, содержащих эпидот.

Пемонтит отмечен в виде включений в зернах эпидота, изредка встречаются неправильные обломки розовато-желтого цвета.

Орбит встречается вместе с эпидотом и представлен неправильными зернами желтовато-красного цвета, с резким плеохроизмом.

Распределение минералов группы эпидота (см. рис. 27, В) в общих чертах напоминает распределение калиевых полевых шпатов и кварца (см. ниже). Максимальное содержание (76% тяжелой подфракции) отмечено вблизи северо-западной оконечности Австралии. Повышенные значения характерны для районов, прилегающих к островам Ява и Суматра, расположенных в Бенгальском заливе и южнее о-ва Шри-Ланка. Отчетливо проявлена приуроченность минералов данной группы к осадкам Зондского желоба. Отдельные поля эпидота, выявленные в предгорьях Восточно-Индийского хребта, частично обусловлены, вероятно, размывом пород дна.

Циркон представлен бесцветными тонкими призматическими кристаллами и мелкими обломками, довольно часто имеет округлую форму. Изредка он заключен в оболочку бесцветного стекла. Распределение циркона в осадках (см. рис. 27, Г) имеет довольно мозаичный характер, что отражает, вероятно, поступление его из различных источников. Максимум содержания циркона в тяжелой подфракции (40%) и выдержаные поля отмечены южнее о-ва Шри-Ланка; он выносится из Австралии и через Зондский и Никобарский проливы. В крупноалевритовой фракции циркон имеет обычно минимальные размеры зерен, чем, видимо, и обусловлен широкий разнос его в пределах региона. Наличие "рубашек" из вулканического стекла свидетельствует о вулканогенной природе некоторой части циркона. Известно, что в качестве акцессорного минерала он встречается в липаритах, андезитах и трахитах. Вулканогенный циркон поступает также в осадки при истирании пемзы на плаву [Свальнов, Мурдма и др., 1976].

Апатит встречается на многих станциях в виде бесцветных призматических кристаллов, реже обломков. Довольно часто он заключен в бесцветное вулканическое стекло, что свидетельствует о его вулканогенной природе. Повышенные содержания апатита (до 66% тяжелой подфракции) приурочены к осадкам Кокосового поднятия (рис. 28, А) и его склонов. Основная часть апатита поступает с островов Суматра, Ява и Шри-Ланка.

Гранаты представлены угловатыми и полуокатанными изотропными обломками грессуляра, реже андрадита и альмандин. Последний, вероятно, частично выносится ветром из Австралии, на что указывают пленки гидроокислов железа. Основная часть гранатов связана, видимо, с твердым стоком рек, дренирующих обрамление Бенгальского залива (см. рис. 28, Б) и северную часть Суматры. Максимальное содержание (40% тяжелой подфракции) приурочено к южной оконечности о-ва Шри-Ланка; и обусловлено размывом гранатовых дюн [Keilhack, 1915]. Повышенные содержания гранатов отмечены в осадках Зондского желоба и в предгорьях Восточно-Индийского хребта. В последнем случае накопление их связано, по-видимому, с размывом гранатодержащих пород дна [Кашинцев, Рудник, 1975].

Оливин представлен обычно свежими зернами изометричной формы с характерной ребристой поверхностью, нередко в оболочке из основного вулканического стекла. Иногда он содержит включения рудных минералов, некоторые обломки изменены до грязно-бурового цвета. Количество оливина достигает 8% тяжелой подфракции. В осадках он встречается довольно редко и распространен локально (см. рис. 28, *B*). Намечается приуроченность повышенных содержаний оливина к осадкам вблизи о-ва Ява, южнее о-ва Шри-Ланка и в предгорьях Восточно-Индийского хребта. Происхождение его, вероятно, вулканогенное, а отчасти подводно-вулканогенное и эдафогенное.

Сфен представлен бесцветными неправильными и таблитчатыми зернами, составляя до 6% тяжелой подфракции. В осадки он, видимо, поступает преимущественно с Зондских островов и с обрамления Бенгальского залива (см. рис. 28, *F*).

Тремолит в осадках встречается редко и представлен бесцветными, желтоватыми длиннопризматическими волокнистыми зернами и агрегатами.

Актинолит представлен светло-зелеными волокнистыми зернами и агрегатами, встречается обычно в ассоциации с tremolитом.

Распределение в осадках tremolита и актинолита, объединенных в одну группу, довольно мозаичное (рис. 29, *A*). Максимальные содержания их (до 15% тяжелой подфракции) обнаружены у северной оконечности Суматры и в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта. Tremolит и актинолит преимущественно терригенные, но, вероятно, поступают в осадки и при размыве измененных основных и ультраосновных пород дна [Свальинов, Рудакова, Казакова, 1978].

Хлорит составляет до 7% тяжелой подфракции. Обычно он представлен зелеными радиально-лучистыми, чешуйчатыми и землистыми агрегатами неправильной формы. Хлорит распределен в осадках подобно tremolit-актинолиту (см. рис. 29, *B*) и поступает, по-видимому, из тех же источников.

Турмалин встречается в виде призматических и неправильных зерен зеленого и желтовато-коричневого цвета, с резким плеохроизмом. В заметных количествах (до 5% тяжелой подфракции) он обнаружен вблизи северо-западной оконечности Австралии, в Никобарском проливе и Зондском желобе (см. рис. 29, *B*). Поступление турмалина в осадки связано, видимо, с размывом гранитоидов Суматры, а также интрузивных и метаморфических пород Австралии.

Дистен представлен удлиненными и неправильными бесцветными зернами, иногда с совершенной спайностью. Распространен он локально к западу от Суматры и в восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта (см. рис. 29, *F*), составляя до 60% тяжелой подфракции [Свальинов, Рудакова, Казакова, 1978]. Максимальное содержание дистена обнаружено на ст. 4582, расположенной на склоне подводного поднятия и удаленной от возможных источников сноса на огромные расстояния. Учитывая аномально высокое содержание дистена и положение станции, можно предположить, что он накапливается здесь при разрушении дистенсодержащих пород, обнажающихся, вероятно, на склоне поднятия. Не исключено, что самый южный ареал дистена имеет самостоятельный источник на стыке Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов.

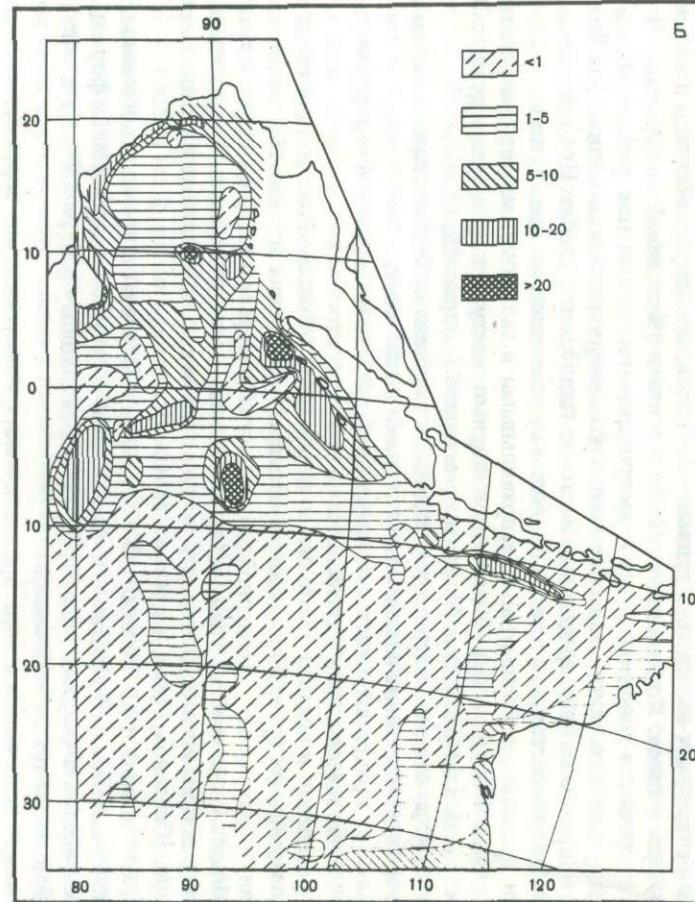
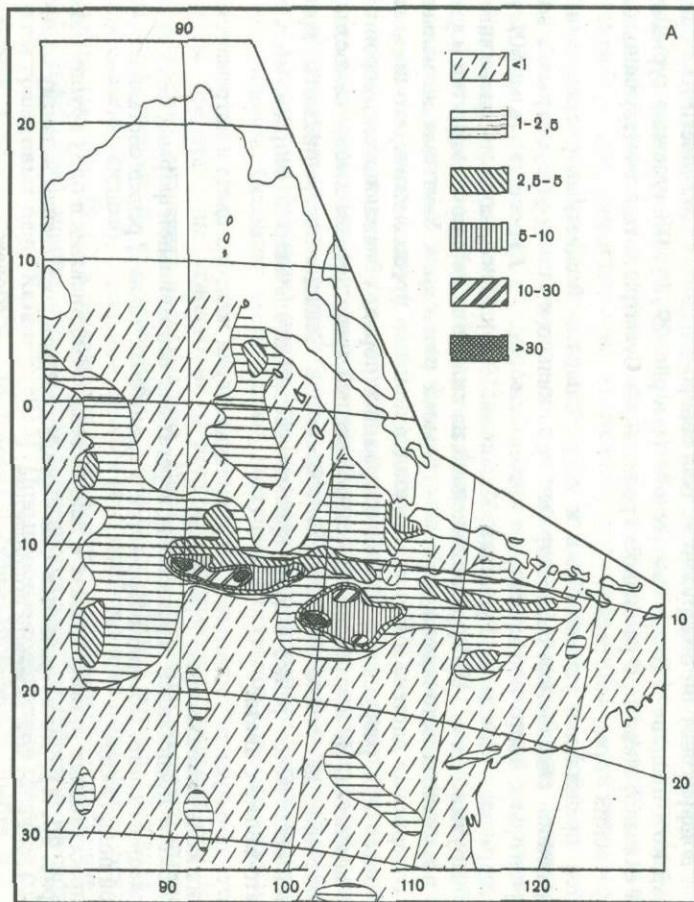
Рутил встречается редко в виде призматических игольчатых и неправильных зерен бурого-желтого цвета.

Anataz образует таблитчатые и неправильные зерна желтого цвета и встречается в небольших количествах вместе с рутилом.

Лейкоксен представлен землистыми агрегатами неправильной формы, белесоватыми в отраженном свете. Обычно встречается в единичных зернах, редко составляет до 30% тяжелой подфракции.

Распространение рутила, анатаза и лейкоксена, объединенных в одну группу, показывает (рис. 30, *A*), что встречаются они в осадках преимущественно к западу от Австралии, составляя до 56% тяжелой подфракции.

Корунд присутствует в осадках редко и обычно представлен неправильными бесцветными, синими и желтовато-розовыми зернами. Для него характерно пятнистое распределение с максимумом (13% тяжелой подфракции) к югу от о-ва Ява (см. рис. 30, *B*).



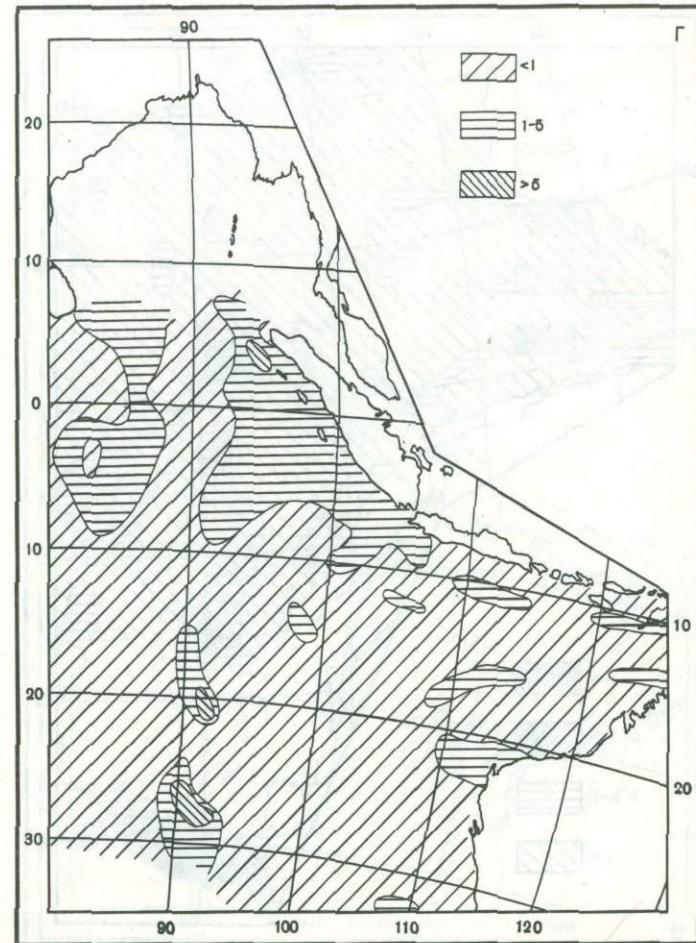
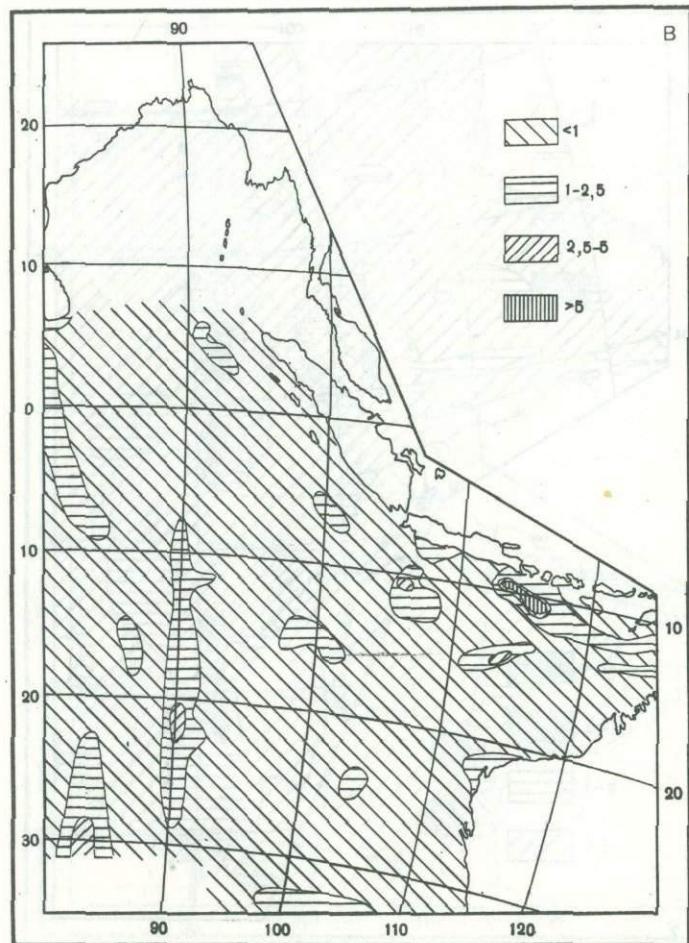
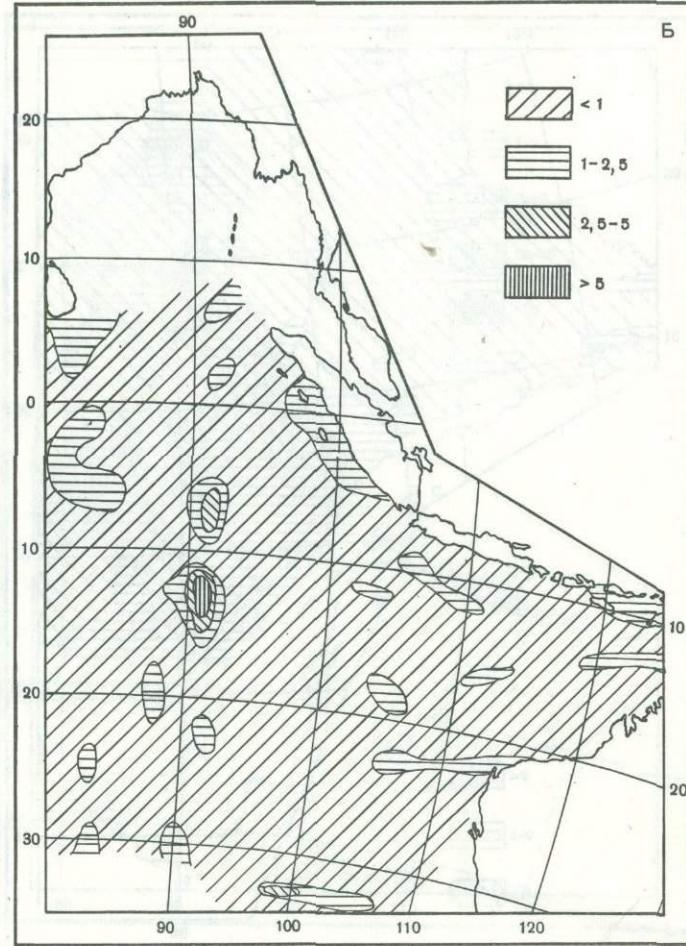
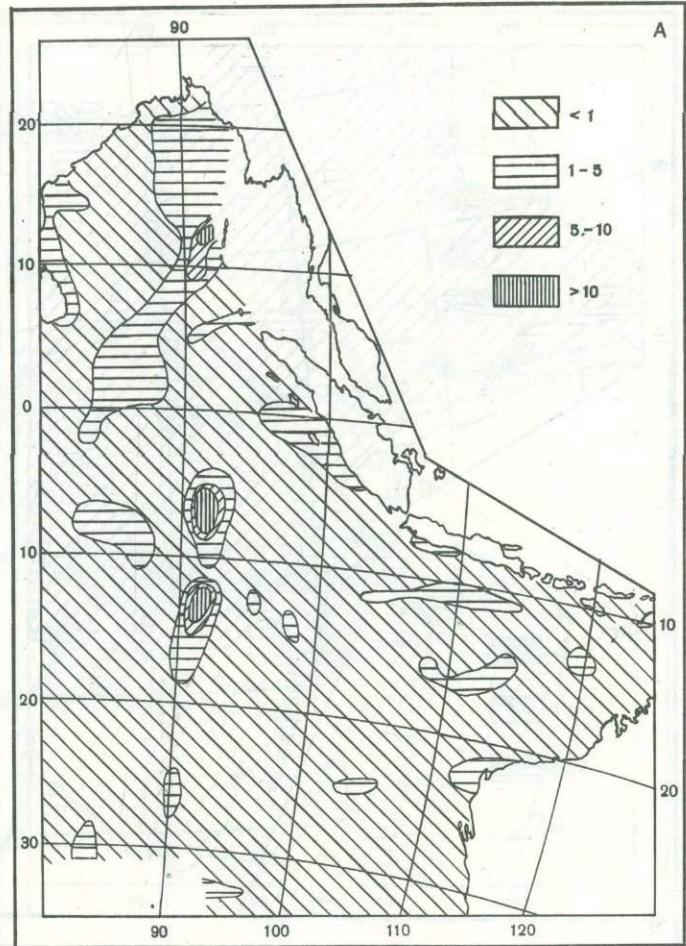


Рис. 28. Распространение (в %) апатита (A), гранатов (B), оливина (B), сфена (Г)



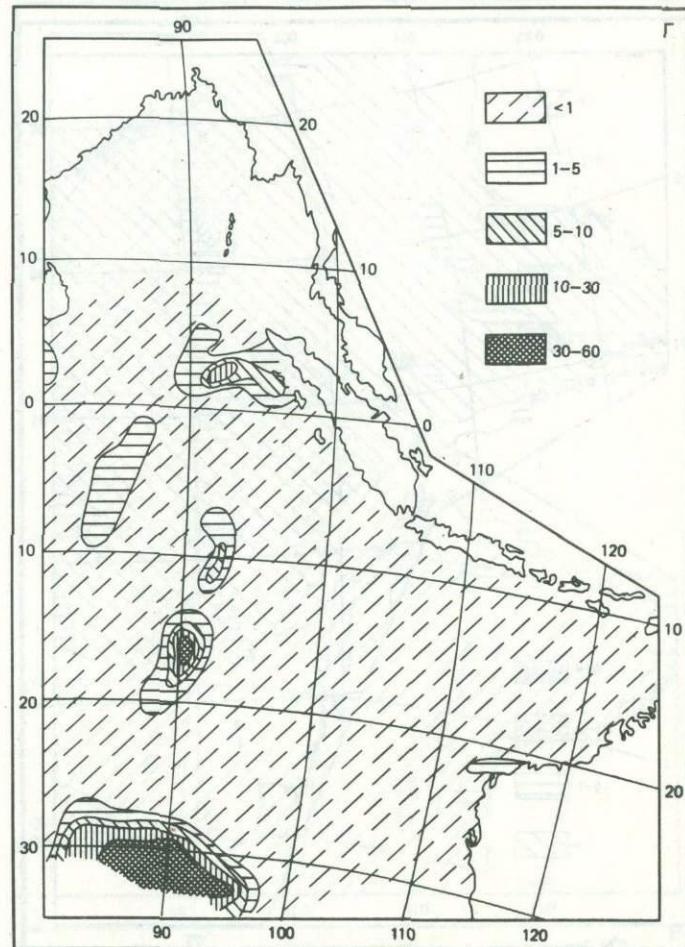
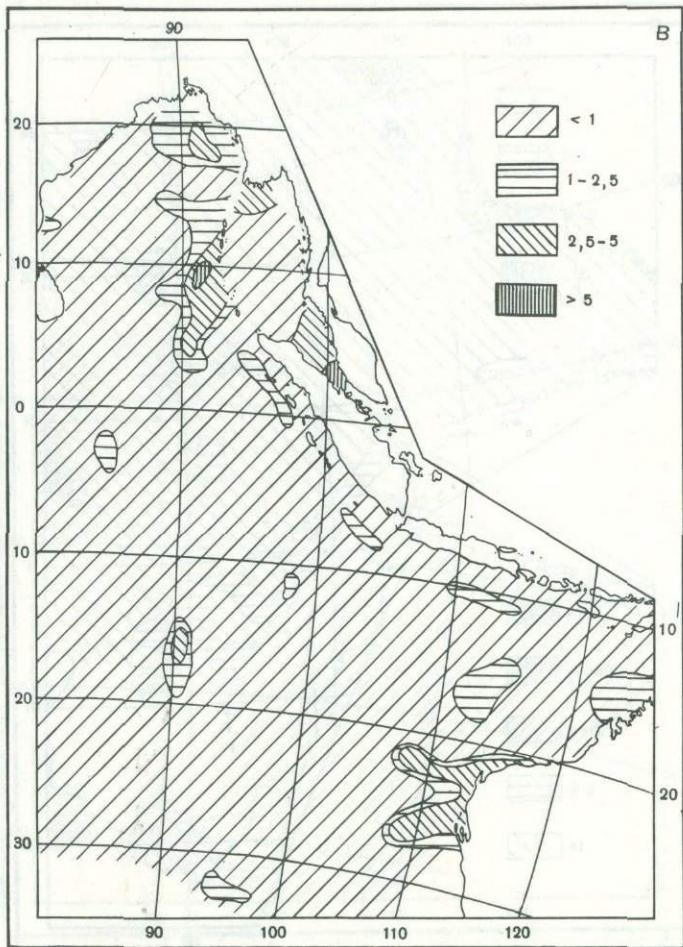
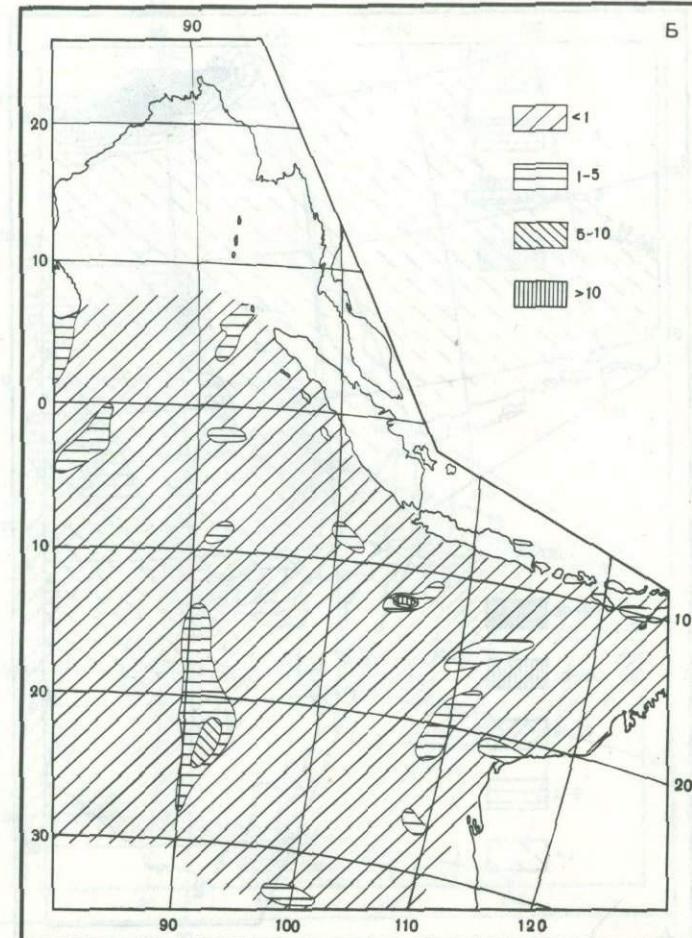
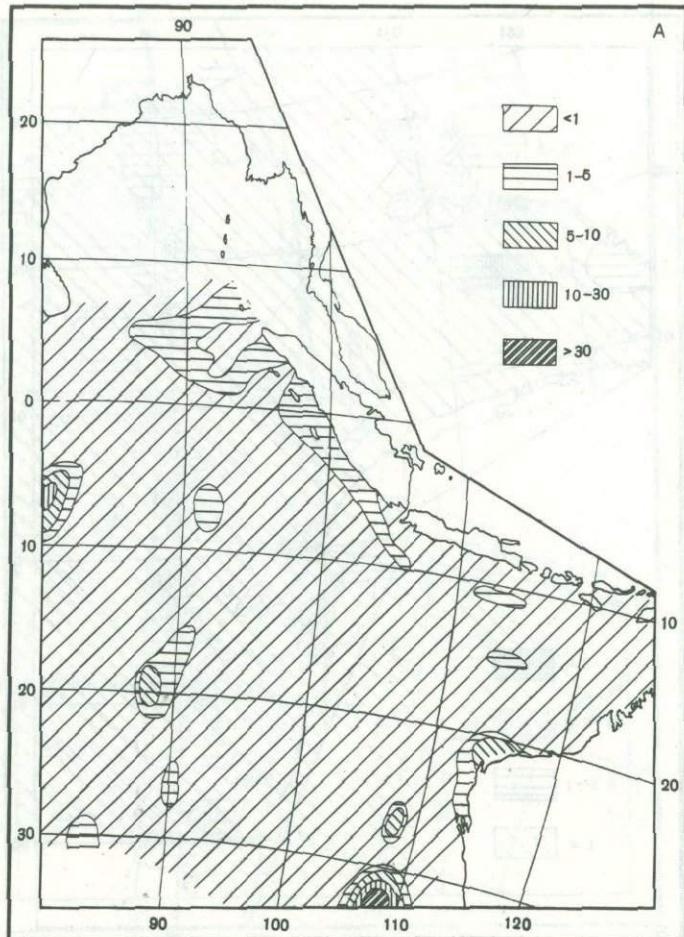


Рис. 29. Распространение (в %) тремолит-актинолита (A), хлорита (B), турмалина (В), дистена (Г)



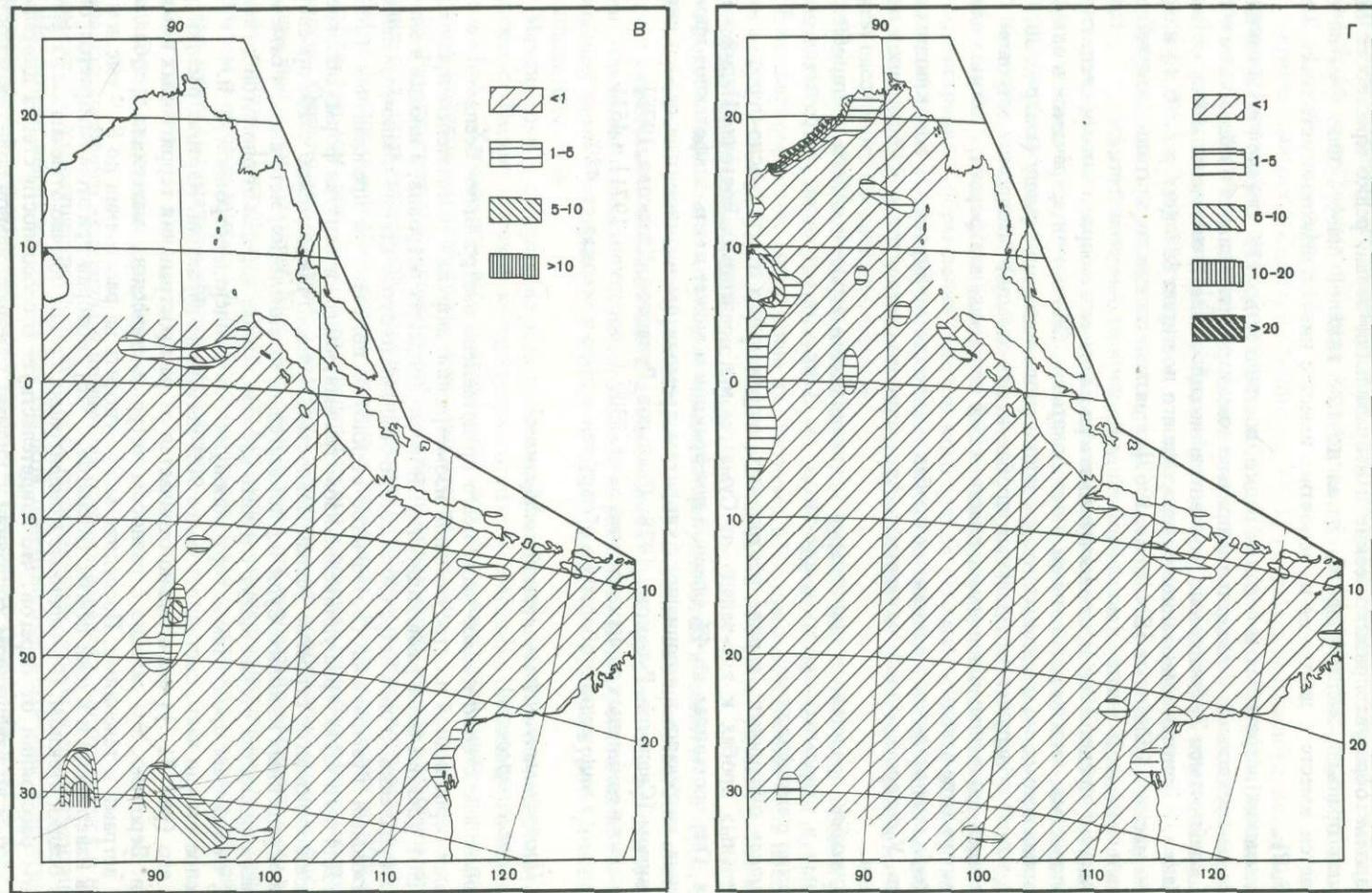


Рис. 30. Распространение (в %) рутила + анатаза + лейкоксена (Б), корунда (Г), ставролита (В), силиманданита + андалузита (Г')

Обогащение корундом пелагических глин, наблюдаемое в центральной части района, возможно, связано с местными источниками.

Ставролит образует призматические и неправильные зерна, редко крестообразные двойники оранжево-желтого цвета, слагая до 12% тяжелой подфракции. Обычно он встречается вместе с дистеном и, вероятно, имеет с ним одинаковые источники (см. рис. 30, В).

Силлиманин встречается в осадках редко, составляет до 11% тяжелой подфракции. Обычно он представлен бесцветными призматическими кристаллами и обломками с хорошей спайностью. Значительные концентрации силлиманиита отмечены к югу от о-ва Шри-Ланка. В Бенгальском заливе содержание его достигает 33% (см. рис. 30, Г) и связано, по мнению Х. Сиддики [Siddiquie, 1967], с размытым силлиманитовых кварцитов, гнейсов и сланцев, развитых в восточной части Индии и на о-ве Шри-Ланка.

Андалузит представлен призматическими кристаллами и неправильными бесцветными обломками, иногда розоватыми и зеленоватыми. Обычно он встречается в единичных зернах совместно с силлиманином и составляет с ним одну группу (см. рис. 30, Г).

Хлоритоид обнаружен в отдельных пробах к юго-западу от Зондских островов. Он представлен единичными зелеными пластинками неправильной формы, с четким плеохроизмом в сине-зеленых тонах.

Антофиллит встречен в единичных пробах в виде светло-буроватых волокнистых агрегатов. У северо-западной оконечности Австралии он составляет до 11% тяжелой подфракции.

Глаукофан представлен единичными неправильными зернами синего цвета, обнаруженными в отдельных пробах к юго-западу от Зондских островов; встречается он и совместно с антофиллитом.

Шпинель обнаружена в виде изотропных неправильных зерен красно-бурого цвета в отдельных пробах к юго-западу от Суматры и в предгорьях Восточно-Индийского хребта. Она составляет до 4% тяжелой подфракции и может иметь эдафогенное происхождение, встречаясь в ассоциации с хлоритом, tremолитом, актинолитом, серпентином и оливином [Свальнов, Рудакова, 1978; Свальнов, Рудакова, Казакова, 1978].

Монацит в единичных зернах встречен на ст. 5309 [Дворецкая, 1971] и 4515.

Флюорит в виде редких обломков обнаружен только в осадках ст. 4896.

Прозрачные минералы легкой подфракции (после пересчета)

Вулканическое стекло кислое чаще всего представлено изотропными бесцветными обломками серповидной и остроугольной изометричной формы с показателем преломления 1,501 (оскольчатая разновидность). Вблизи Зондских островов, а иногда в значительном удалении от них встречается светло-зеленовато-буровое стекло с многочисленными газовыми пузырьками (пузырчатое стекло) и показателем преломления 1,513–1,522. Для него характерна удлиненно-изометричная, иногда изогнутая форма обломков и псевдоволокнистое строение (флюидалность). Нередко такое стекло слабо просвечивает в скрещенных николях. Судя по показателям преломления, источником отмеченных разновидностей стекла могут служить вулканогенные породы от риолитов до андезитов, что отвечает продуктам извержения вулканов Зондской островной дуги.

Кислое стекло часто составляет более 90% легкой подфракции. Картина распространения его (рис. 31, А) значительно отличается от распространения терригенных компонентов. Вероятно, это связано с разносом витрокластического материала преобладающими ветрами и течениями. Последние могут уносить на расстояния до 8–9 тыс. км от центра извержения и куски пемзы [Richards, 1958], которая при этом истирается, обогащая осадки стеклом. Повышенные концентрации стекла обычно отмечаются на значительном расстоянии от берегов, что свидетельствует о способности стекла длительно переноситься во взвешенном состоянии и, видимо, о незначительной роли рек в поставке пирокластического материала.

Вулканическое стекло основное (от андезитового до базальтового) встречается в виде бурых изотропных зерен остроугольной формы, иногда палагонитизированных. Показатель преломления его изменяется от 1,540 до 1,580. Основное стекло отмечено южнее о-ва Ява и на отдельных станциях в пелагической области (см. рис. 31, Б), где составляет до 2,5% легкой подфракции.

Пересчет данных Х.Сиддики [Siddique, 1967] на прозрачные аллотигенные минералы указывает на значительные концентрации (до 7%) основного стекла в Бенгальском заливе, что может быть связано с размывом деканских траппов. Пятнистое же распределение стекла в остальной части района обусловлено, по-видимому, незначительным поступлением его с Зондских островов, а также разрушением базальтов дна.

Плагиоклазы представлены угловатыми, изометричными и таблитчатыми зернами, часто с полисинтетическими двойниками и зональным строением. Довольно обычными являются обломки в оболочке из бесцветного вулканического стекла (вулканогенные плагиоклазы). В крупноалевритовой фракции встречены как кислые, так средние и основные плагиоклазы; разделение их проводилось с учетом показателя преломления.

Кислые плагиоклазы (альбит, олигоклаз, андезин) составляют до 68% легкой подфракции (в Бенгальском заливе до 85%). Они поступают, видимо, с Зондских островов, Австралии и обрамления Бенгальского залива (см. рис. 31, В), т.е. имеют как терригенное, так и вулканогенное происхождение. Повышенные концентрации кислых плагиоклазов иногда приурочены к пелагическим глинам и, возможно, являются следствием пассивного обогащения осадков.

Средние и основные плагиоклазы, ближе не определенные, тяготеют в своем распространении к Зондским островам (см. рис. 31, Г), составляя до 96% легкой подфракции. В Бенгальском заливе содержание их достигает 83%, причем основная часть плагиоклазов приурочена к осадкам центрального района залива. Местами удается различать плагиоклазы терригенные и вулканогенные.

Калиевые полевые шпаты встречаются в виде угловатых и таблитчатых зерен, составляющих до 36% легкой подфракции (рис. 32, А). Обычно они представлены микроклином с решетчатым двойникование, менее достоверно определяются ортоклаз и санидин. Калиевые полевые шпаты тяготеют к обрамлению Бенгальского залива и северо-западной части Суматры, повышенные концентрации (до 13%) приурочены к осадкам Зондского желоба.

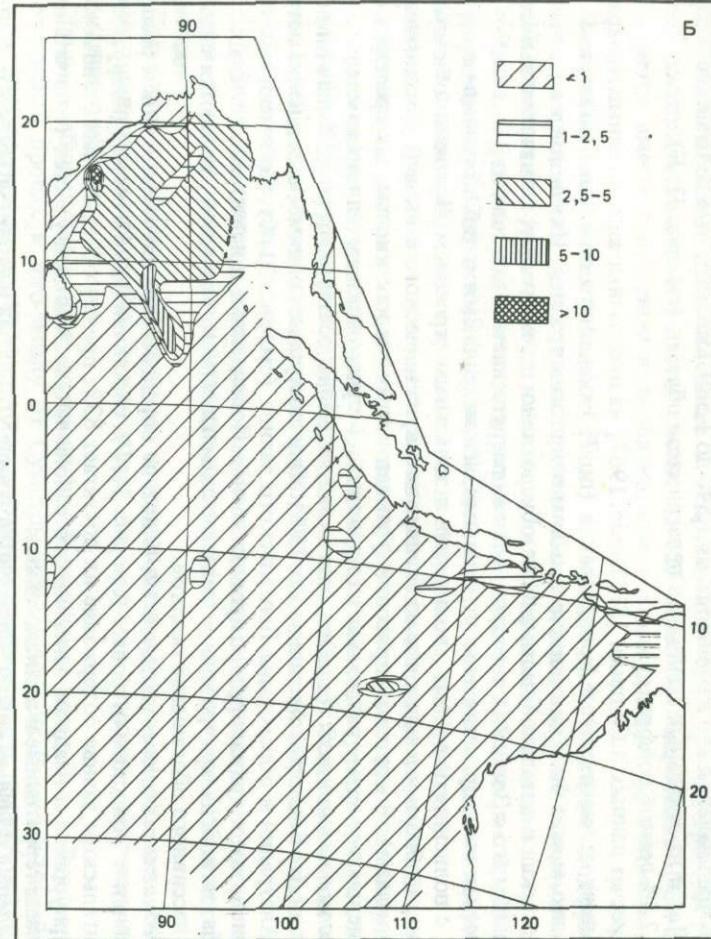
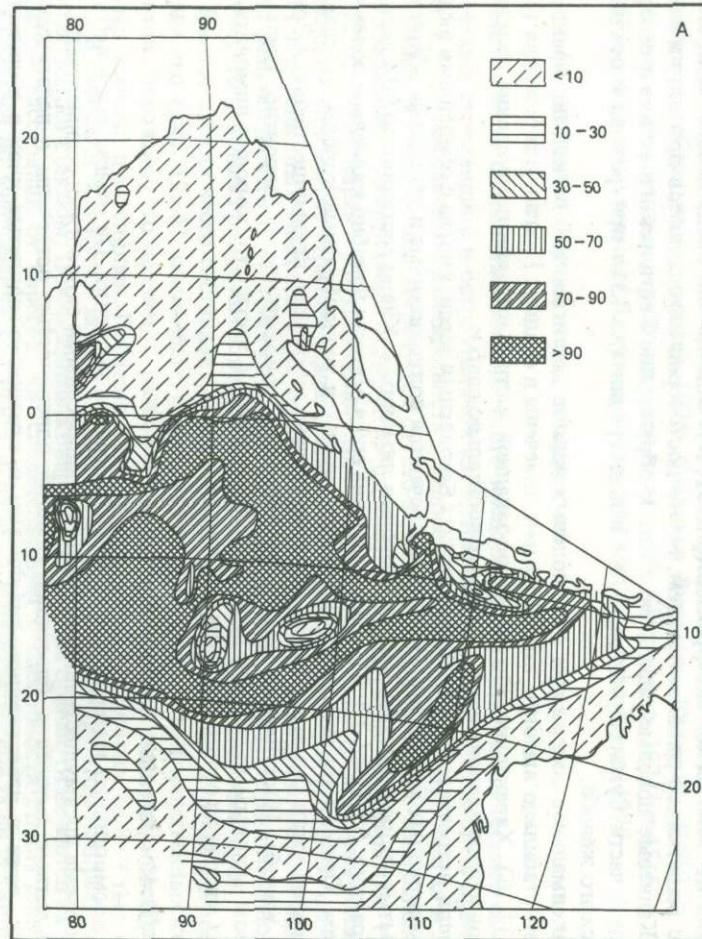
Максимальное содержание всех полевых шпатов достигает 96% легкой подфракции, причем стабильно высокие концентрации отмечены в осадках Бенгальского залива (см. рис. 32, Б). Характерно, что из северо-западной части Австралии поступление полевых шпатов крупноалевритового размера относительно слабое.

Кварц встречается в виде неправильных бесцветных зерен, иногда с обильными включениями рудных минералов. Нередко встречаются полуокатанные и угловатые обломки, покрытые гидроокислами железа (корочки лимонита). Кварц составляют до 90% легкой подфракции (см. рис. 32, В); распределение его в осадках подобно калиевым полевым шпатам. Основными источниками кварца являются разнообразные породы Австралии и северной части Суматры. Как и полевые шпаты, он оседает преимущественно в Зондском желобе. Поступление кварца из Австралии осуществляется, вероятно, главным образом золовым путем. Об этом свидетельствуют, в частности, корочки лимонита на зернах кварца из осадков вблизи Австралии.

Б. Космогенные компоненты

Роль космогенного материала в изученных осадках невелика. Он отмечается в небольшом объеме преимущественно в областях с пониженными скоростями седиментации.

Магнитные шарики с блестящей гладкой поверхностью встречены в пелагических глинах, реже в известковисто-гилинистых и кремнисто-гилинистых илах в количестве от 1–2 штук на препарат до 8% от всей тяжелой подфракции. Повышенные содержания характерны для эвпелагических глин Западно-Австралийской котловины.



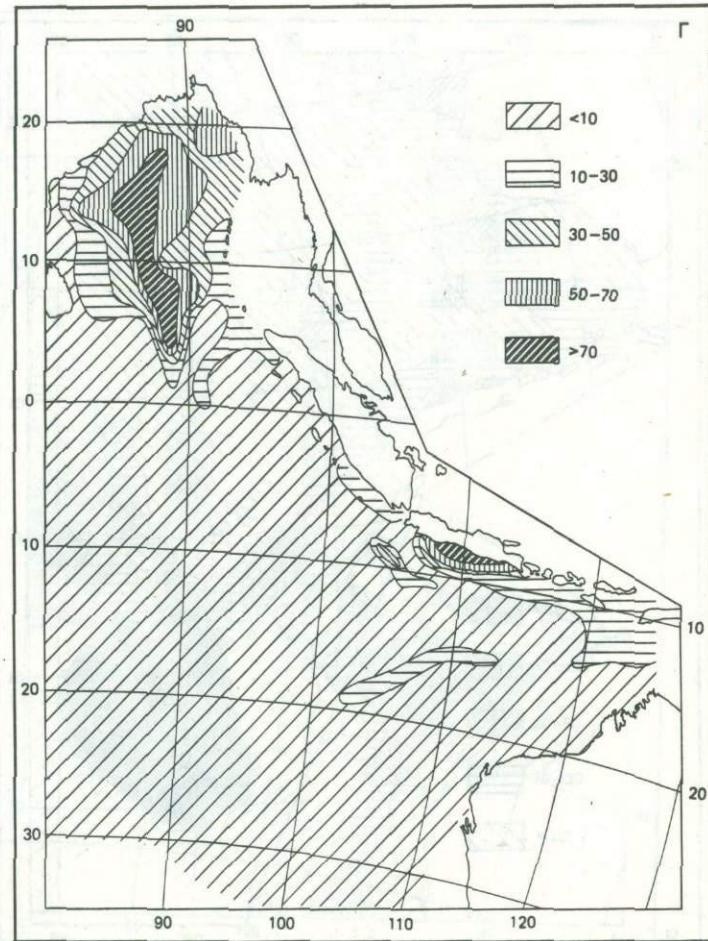
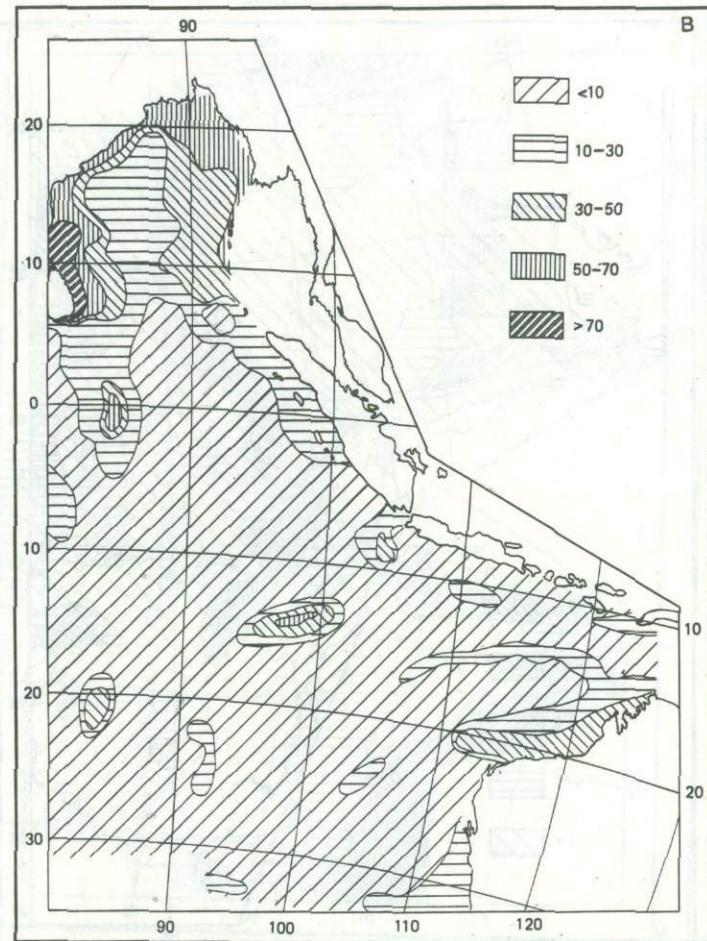
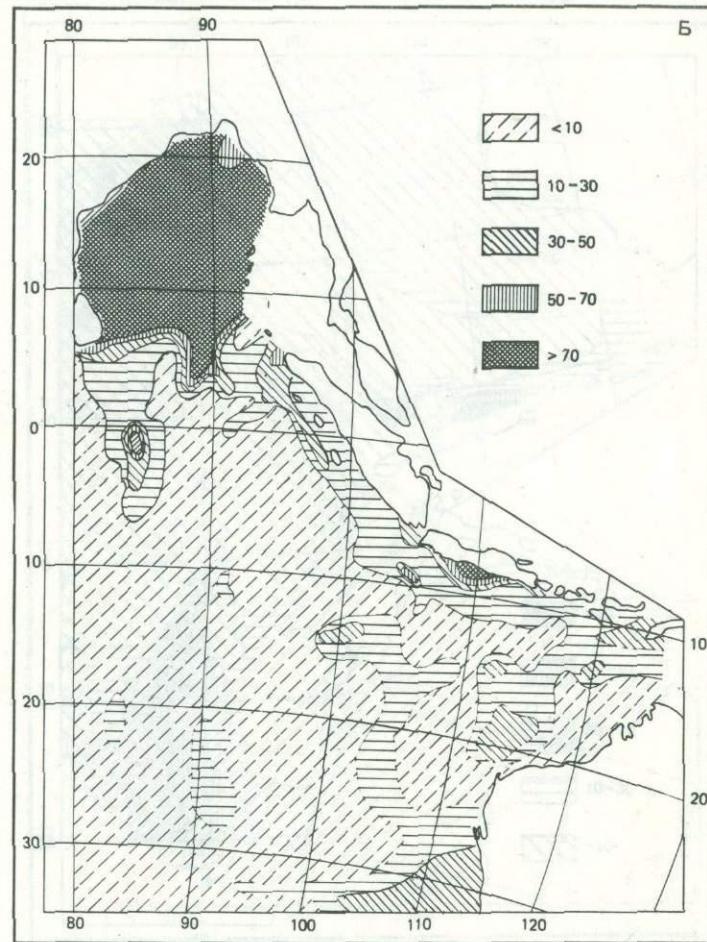
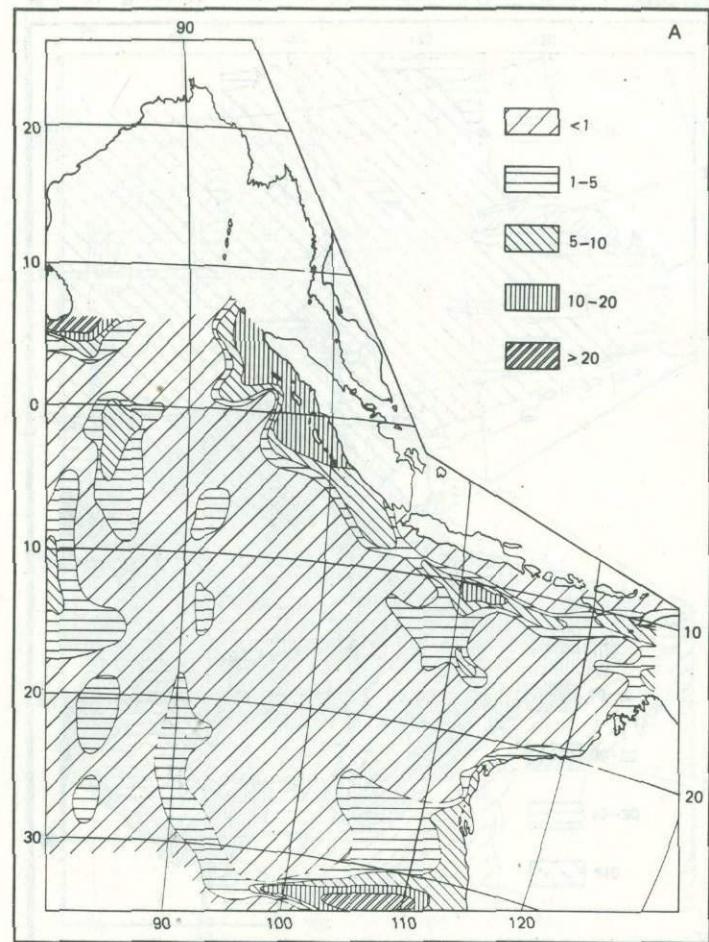


Рис. 31. Распространение (в %) кислого (A) и основного (B) вулканического стекла, кислых (B), средних и основных (Γ) плагиоклазов



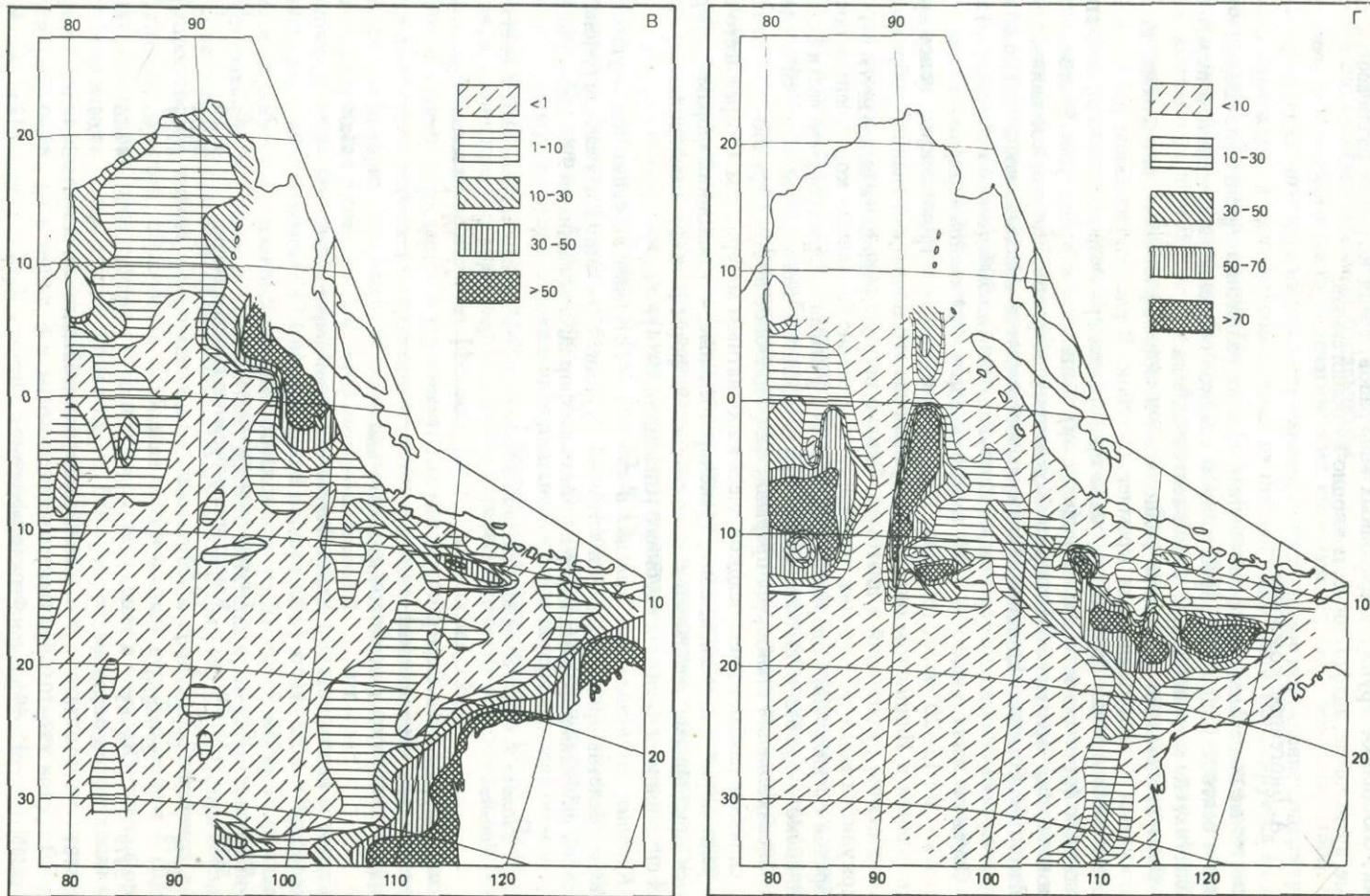


Рис. 32. Распространение (в %) калиевых полевых шпатов (A), суммы полевых шпатов (B), кварца (B), биогенного опала (Г)

1.2. Автохтонные минералы

Компоненты осадков, образованные тем или иным путем в самом бассейне седиментации, составляют группу автохтонных минералов, среди которых различаются биогенные, аутигенные, эдафогенные, подводно-вулканогенные.

А. Биогенные компоненты

Биогенные минералы слагают скелетные остатки различных организмов планктона, нектона и бентоса. Роль их в формировании осадков особенно значительна в пелагических областях, где влияние других компонентов ослаблено.

Опал представлен скелетами радиолярий и силикофлагеллят, панцирями диатомей, спикулами и микросклерами кремневых губок. В рассматриваемом районе ведущая роль в мобилизации биогенного опала принадлежит радиоляриям. Скопления створок диатомей (преимущественно этмодискусов) выявлены к востоку от Восточно-Индийского хребта примерно на широте Кокосовых островов, где они составляют до 50% легкой подфракции. Единичные спикулы встречаются повсеместно, и только к западу от Австралии они становятся осадкообразующими (до 50% легкой подфракции).

Основная часть опала (50–99% легкой подфракции) сконцентрирована к югу от экватора – до 15–20° ю.ш. (см. рис. 32, Г) и приурочена к тропическому поясу кремненакопления в Индийском океане. Распределение его подчинено главным образом ареалам обитания радиолярий и диатомей. Однако видную роль при этом играют, вероятно, циркуляция вод и рельеф дна, т.е. перераспределение биогенных компонентов после отмирания организмов. Содержание опала резко уменьшается в северной части Восточно-Индийского хребта и сильно колеблется в пределах Кокосового поднятия, где пояс кремненакопления становится прерывистым. Подобное явление трудно объяснить только сильным разбавлением осадков здесь карбонатным материалом. Скорее всего скелеты радиолярий и диатомей, более транспортабельные, чем раковины фораминифер, сносятся придонными течениями с положительных форм рельефа, накапливаясь в западных склонов и на больших глубинах [Свальнов, 1974].

Кальцит, магнезиальный кальцит и арагонит поступают в осадки преимущественно в виде скелетов организмов с известковой функцией. Кальцит в изученном районе представлен скелетами фораминифер и кокколитофорид, слагающих до 99% легкой подфрак-

Таблица 8. Содержание карбонатных кальция и магния в известковых илах, % от сухого вещества*

Станция	Горизонт, см	Осадки	CaO	MgO
4559	180–190	Кокколитовые илы	45,40	0,45
	340–350	Кокколитово-фораминиферовые осадки	43,04	0,64
4599	711–713	Кокколитовые илы уплотненные	49,20	0,99
	715–718	То же	50,78	0,67
5005	750–757	"	46,26	0,86
	10–15	Глинсто-известковые илы	31,40	0,40
5177	15–20	Кокколитово-фораминиферовые осадки	45,00	0,30
	315–325	То же	46,74	0,27
5178	20–25	"	49,54	0,43
	290–300	"	46,94	0,26
5179	36–45	"	47,26	0,73
	222–230	"	49,64	0,29
5181	10–15	Фораминиферово-кокколитовые илы	36,40	2,37
	297–303	То же	35,40	2,42
5336	35–40	Фораминиферовые осадки	53,12	0,18

* Аналитик Н.К. Вознесенская.

ции, а отчасти имеет терригенное происхождение. На шельфе и материковом склоне Австралии, а также в прибрежной зоне о-ва Шри-Ланка и Зондских островов (глубины менее 2000 м) встречены арагонитовые раковины птеропод, гастропод, иглы морских ежей. Скелеты некоторых донных фораминифер и кораллических водорослей у берегов Австралии сложены магнезиальным кальцитом.

Изучение химического состава пелагических известковых илов показало (табл. 8), что они отличаются низким содержанием магния, относительное повышение содержания которого отмечается в кокколитовых илах на шельфе Австралии (фиксируется на дифрактограммах). Распространение биогенных карбонатов (рис. 33, А) четко контролируется критической глубиной карбонатнакопления (4500–4700 м), а низкие содержания их южнее о-ва Шри-Ланка и в прибрежных районах Зондских островов обусловлены, вероятно, интенсивным поступлением обломочного материала в указанные районы.

Коллофан является составной частью костного детрита (зубы, кости рыб и морских млекопитающих, слуховые косточки китообразных). Обычно костный детрит представлен бесцветными и желтоватыми обломками изометричной формы, изотропными или слабо поляризующими свет. Распространение таких обломков (см. рис. 33, Б) подобно железо-марганцевым микроконкрециям. Намечается четкая приуроченность повышенных скоплений костей (28% легкой подфракции) к пелагическим глинам, что обусловлено низкими скоростями накопления последних.

Б. Аутигенные компоненты

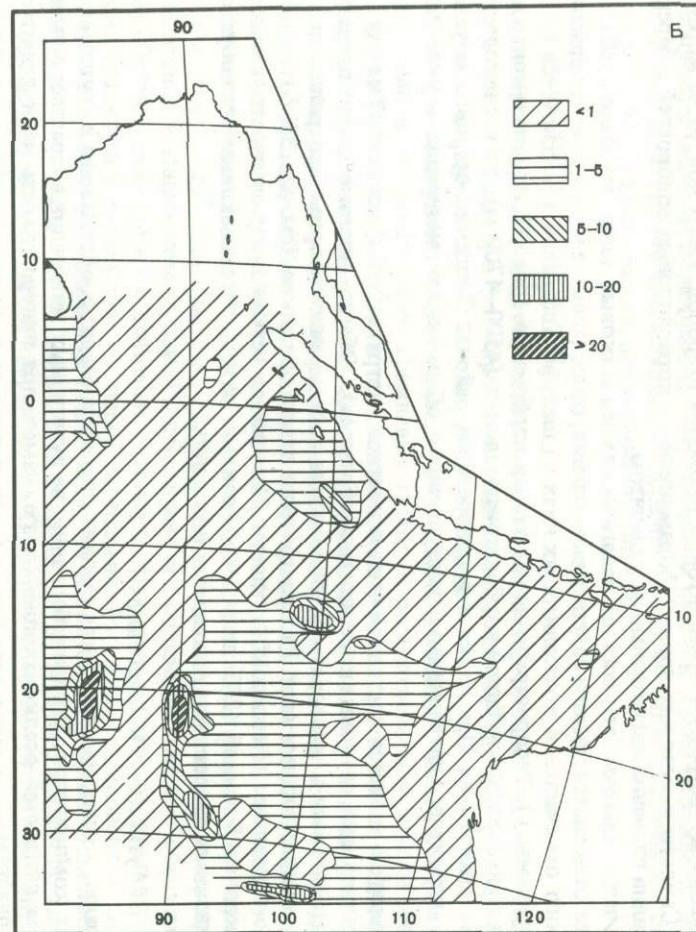
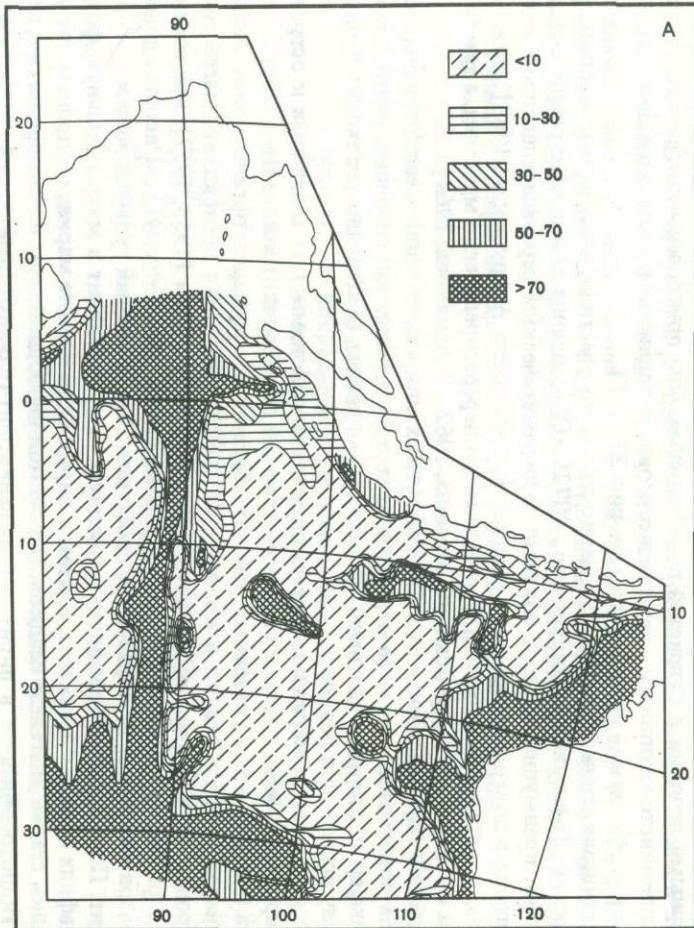
Минералы, возникшие на ранних стадиях диагенеза осадков, объединены в группу аутигенных компонентов. Значение большинства аутигенных минералов возрастает с уменьшением скоростей осадконакопления, т.е. намечается приуроченность их к пелагическим областям.

Железо-марганцевые микроконкреции представлены округлыми, реже неправильными черными зернами с бугристой поверхностью. Они приурочены к пелагическим глинам, кремнисто-глинистым, реже известковисто-глинистым илам, составляя до 85% тяжелой и 24% легкой подфракций (см. рис. 33, В, Г).

Микроконкреции выявлены примерно на тех же участках, что и железо-марганцевые конкреции [Безруков, Андрушенко, 1972]. Образование микроконкреций связано, вероятно, преимущественно с локальным диагенетическим перераспределением железа и марганца в поверхностном слое осадков [Скорнякова, Андрушенко, 1968]. Ниже этого слоя, в толще красных глин, вертикального перераспределения марганца, а тем более железа практически не происходит [Фомина, 1962; Скорнякова, 1964].

Марказит-пирит встречается в виде округлых микроконкреций и тонкозернистых агрегатов золотистого цвета (в отраженном свете), нередко заполняющих раковины фораминифер и створки диатомей. В осадках марказит постепенно переходит в пирит, поэтому встречается редко.

Распространение марказита-пирита ограничено районами, прилегающими к островам и материкам, с максимумом (13% всей тяжелой подфракции) южнее Явы. Образование пирита и марказита в указанных районах обусловлено распадом органического вещества, поступающего в осадки в количествах, достаточных для протекания диагенетических процессов. Как отмечено, в частности, Э.А. Остроумовым [1953, 1957], при соединении гидроокислов железа с сероводородом, являющимся продуктом восстановления сульфатов бактериями, образуются свободная сера и водный сульфид железа — гидротроилит. Последний, присоединяя свободную серу, переходит в метастабильную форму дисульфида железа — марказит, а затем в пирит. Образование марказита происходит уже на ранней стадии диагенеза осадков. Недостаток свободной серы может привести к переходу гидротроилита не в пирит, а в мельниковит-гель, который, теряя воду, образует конкреции, состоящие из смеси кристаллических моно- и дисульфида железа [Волков, 1961].



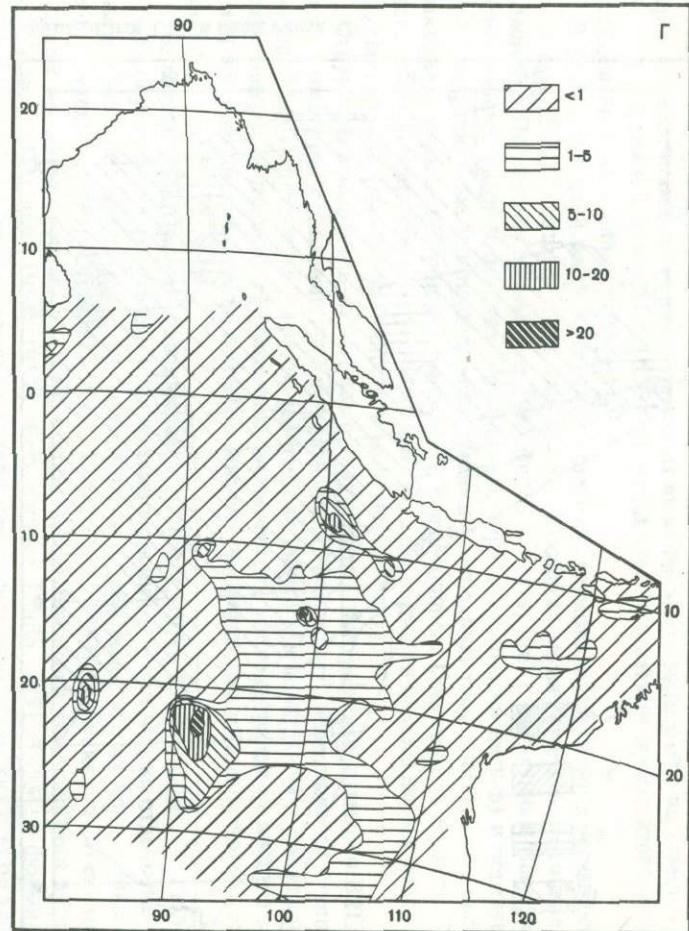
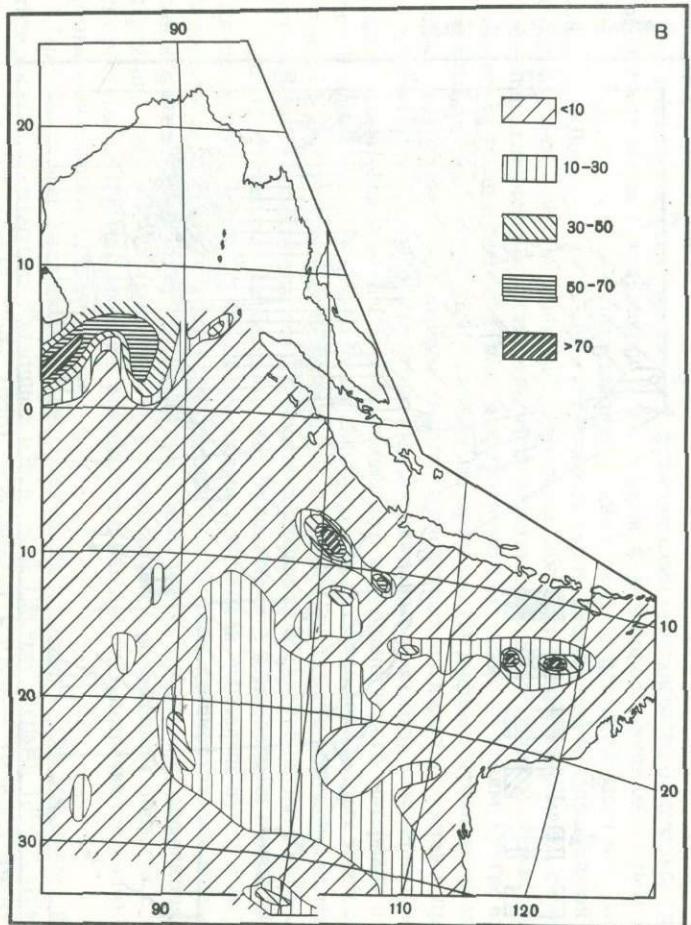


Рис. 33. Распространение (в %) биогенных карбонатных обломков (A), костного детрита (Б), железо-марганцевых образований тяжелой (Г) и легкой (Г') подфракций

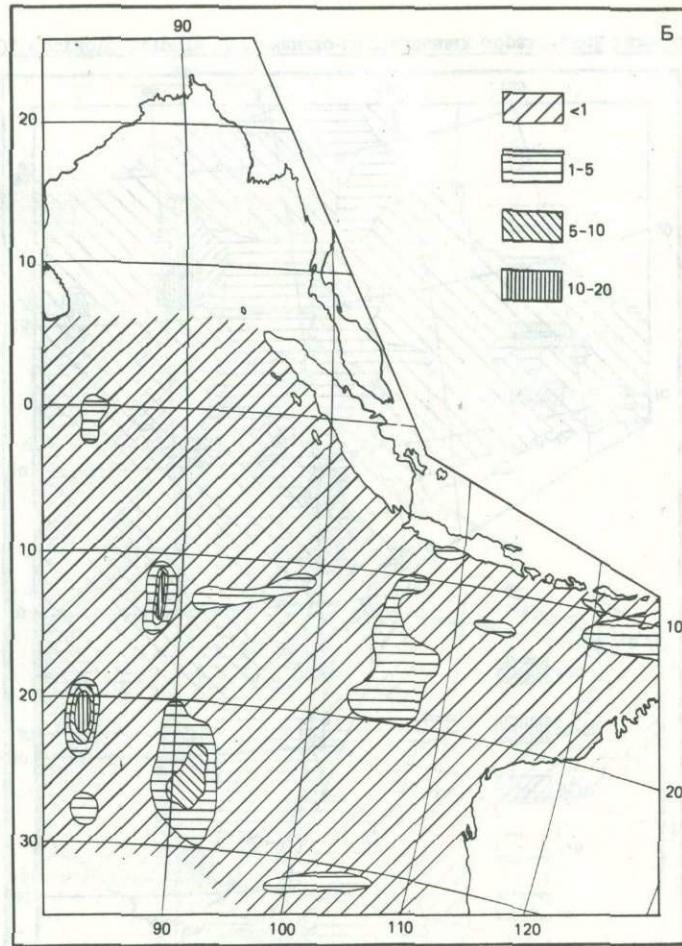
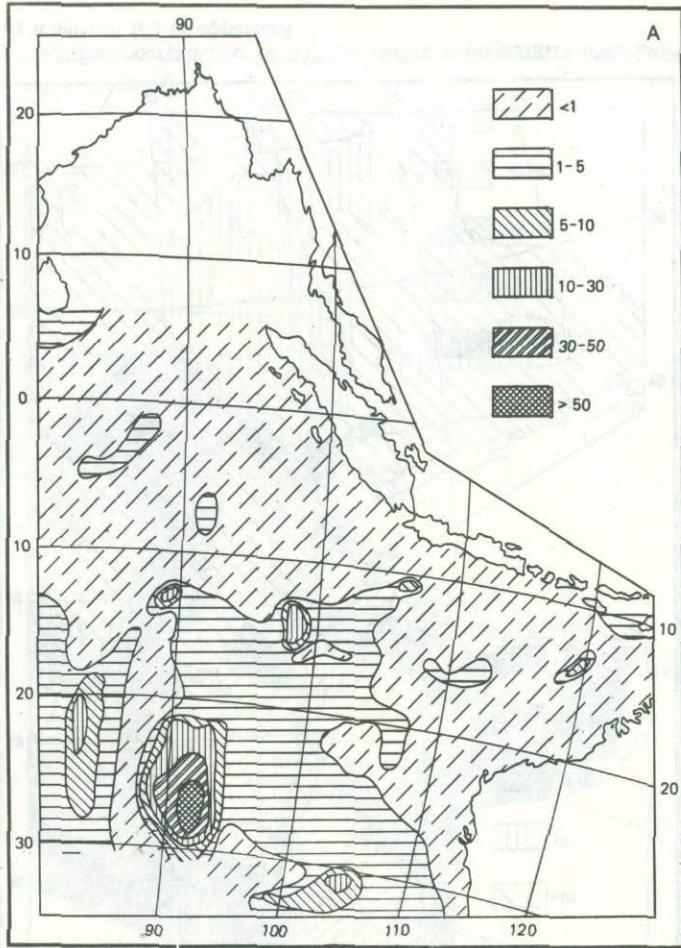


Рис. 34. Распространение (в %) филлипсита (A) и палагонита (Б)

Глауконит представлен зернами желтовато-зеленого цвета, нередко выполняющими раковинки фораминифер. Для него характерна "мозговидная", реже овальная форма зерен с трещинками по краям. Глауконит выявлен к юго-западу от о-ва Тимор и к западу от Австралии. Только на ст. 5333 он составляет 11% легкой подфракции, а в других местах встречены единичные зерна.

В северо-западной части Австралии известны глауконитовые пески и песчаники [Бранд и др., 1970], поэтому часть глауконита в осадках может иметь терригенное происхождение. По данным ван Андела [van Andel, Veevers, 1967], аутигенный глауконит широко распространен в осадках Тиморского моря (Сахульский шельф) и образует здесь либо неправильные эллипсоидальные шарики (свободный глауконит), либо выполняет раковины мелких гастропод и бентосных фораминифер. Глаукониты осадков Сахульского шельфа представлены упорядоченным глауконитом и смесью двух и более глинистых минералов (железистый хлорит и монтмориллонит).

Структурное сходство аутигенного глауконита с нонtronитом отмечено В.П.Петелиным, пришедшим к выводу, что под названием "глауконит" объединяется группа минералов ряда гидрослюды — группа монтмориллонита [Петелин, 1954]. Сложный состав современных и древних глауконитов, включающих ряд минералов от чистого монтмориллонита до чистой слюды, выявлен рентгенографическими и химическими исследованиями [Burst, 1958; и др.].

По мнению некоторых исследователей [Galliher, 1935, 1955; Takahashi, 1955], глауконит образуется в результате воздействия морских иловых вод на отдельные минералы и обломки пород, другие же указывают на образование его из коллоидных растворов [Петелин, 1954; Takahashi, Yagi, 1929; Pratt, 1963], допуская, что некоторые исходные вещества поступают в море в процессе химического выветривания вулканических пород [Петелин, 1954, 1957]. Есть данные [Sudo, 1951, 1953] о формировании глауконита в море за счет преобразования некоторых вулканических стекол третичных пемзовых туфов Японии.

При изучении крупноалевритовой фракции нами неоднократно отмечались глауконитоподобные зерна в ассоциации с обломками фораминифер и вулканогенным материалом, которые тяготеют к осадкам прибрежных районов западной части Австралии, островов Шри-Ланка и Ява. Обычно встречаются зерна яйцевидной и неправильной формы, нередко с гладкой поверхностью. Отдельные обломки хлоритизированы, ожелезнены, загрязнены глинистыми частицами, часто агрегатно погасают. В проходящем свете одни зерна почти темные, непрозрачные или просвечивают только по краям, другие имеют зеленовато-желтый, буроватый оттенок, прозрачные. На дифрактограммах проявляется только слабый пик гидрослюды. В свете изложенных взглядов на состав и происхождение глауконита можно, вероятно, классифицировать рассмотренные зерна как разные стадии преобразования известково-глинистого и вулканогенного материала в глауконит. В одних случаях на это указывают находки глауконитоподобных зерен среди обломков и внутри раковин фораминифер, в других — близость источника андезитового вулканизма — возможного поставщика материала для образования глауконита.

Филлипсит представлен бесцветными, буроватыми и желтоватыми призматическими кристаллами, крестообразными сростками кристаллов, радиально-лучистыми и сферолитовыми агрегатами, нередко замутненными примесью глинистого материала. Обычно они входят в состав эвпелагических глин, составляя до 70% легкой подфракции. Распространение филлипсита (рис. 34, А) контролируется положением областей с низкими скоростями седиментации, где в ассоциации с ним нередко встречаются железо-марганцевые микроконкремции.

Происхождение филлипсита обычно связывают с изменением на дне океана палагонитизированного материала подводных извержений [Murray, Renard, 1891; Caspari, 1909, Bonatti, 1963; Sheppard, Gude, 1970]. В частности, Е.Бонатти [Bonatti, 1963] обнаружил в осадках из южной части Тихого океана различные стадии кристаллизации филлипсита в зернах палагонита. Позднее это явление наблюдалось Н.С.Скорняковой и В.П.Петелиным [Скорнякова, Петелин, 1967; Петелин, Алексина, 1970], а также нами.

Е.Бонатти пришел к выводу, что кристаллы филлипсита хорошо развиваются лишь при условии длительного контакта с морской водой — на разделе вода—осадок. Отсюда вытекает приуроченность филлипсита к областям низких скоростей седиментации — к эвпелагическим глинам. При высоких скоростях осадконакопления филлипсит встречается редко или совсем отсутствует, что обусловлено быстрым захоронением палагонита. По мнению других исследователей [Czyscinski, 1963], филлипсит образуется и в толще осадков.

В ряде работ [Goldberg, 1961; Bonatti, 1963; Arrhenius, 1963; и др.] отмечается способность филлипсита к катионному обмену и адсорбции из воды некоторых химических элементов (торий, барий и др.). В результате поглощения из воды бария могут иногда образоваться цеолиты филлипсит-гартомового ряда [Arrhenius, 1963].

Летальные исследования образцов из Индийского и Тихого океанов [Sheppard, Gude, 1970], в частности, показали, что морские филлипситы являются щелочными (натриевыми), а показатель преломления их изменяется от 1,477 до 1,486 и обнаруживает прямую зависимость от содержания BaO и обратную — от содержания Na_2O .

Целестобарит встречается в виде таблитчатых, призматических и неправильных бесцветных зерен с прямым угасанием. Нередко они замутнены глинистыми агрегатами, гидроокислами железа и просвечиваются только по краям. Единичные зерна целестобарита встречаются довольно часто и тяготеют к известковым илам. Максимальное содержание его (85% пересчитанной тяжелой подфракции) отмечено на ст. 4497, расположенной к юго-западу от о-ва Тимор. Поднятый здесь с глубины 463 м фораминиферовый осадок содержит большое количество раковин птеропод.

По данным Г.Аррениуса [Arrhenius, 1963], целестобарит представляет собой твердый раствор, состоящий из 94,6 мол. % барита, 5,4 мол. % целестина и 0,046 мол. % англезита. Барий накапливается в воде в результате катионного обмена и гидратации подводных вулканитов кислого и среднего состава, а также выносится к поверхности осадков гидротермами или поступает с суши. В зонах высокой биологической продуктивности он концентрируется различными организмами с образованием кристаллитов барита. Отдельные же виды фораминифер, радиолярий, птеропод накапливают целестин и англезит, которые после отмирания организмов взаимодействуют с баритом в растворенном виде с образованием целестобарита. Замечено, что целестобарит образуется вблизи критической глубины, где карбонат раковин интенсивно растворяется [Петелин, Алексина, 1970]. Наши наблюдения показывают, что данное условие не является универсальным и становится эффективным, вероятно, при благоприятном наложении всех перечисленных выше факторов.

В. Подводно-вулканогенные компоненты

К подводно-вулканогенным компонентам отнесены минералы, поступление в осадки которых обусловлено, вероятно, деятельностью подводных вулканов. Мы не располагаем данными об очагах современных подводных извержений, однако продукты вулканической деятельности на дне восточной части Индийского океана встречаются (скопления пемзы, близкой по химическому составу гиалобазальтам, веретенообразные и лепешковидные зерна основного вулканического стекла, цеолитизированные туфы и др.). Поэтому к подводно-вулканогенным минералам отнесены магнетит и титаномагнетит, авгит, основные плагиоклазы, оливин и основное вулканическое стекло, которые встречаются и в других генетических группах минералов, а также палагонит — типично подводно-вулканогенное образование.

Палагонит встречается в виде неправильных зерен буровато-желтого и красновато-бурового цвета, изотропных или слабо поляризующих свет. Обычно он развивается по основному вулканическому стеклу, составляя до 20% легкой подфракции. В порах палагонитизированного стекла иногда видны мелкие кристаллы филлипсита. В значительных количествах палагонит выявлен только в предгорьях Восточно-Индийского хребта (см. рис. 34, Б).

Палагонитизация — широко развитый процесс изменения базальтовых вулканитов подводных извержений на дне современных океанов [Murray, Renard, 1981; Caspary, 1909; Bonatti, 1963, 1965; Скорнякова, Петелин, 1967; и др.]. Выделяют четыре стадии изменения базальтового стекла, а наиболее глубокие изменения связывают с первой стадией — сингенетической палагонитизацией [Кашинцев и др., 1974].

Конечными продуктами изменения вулканогенного материала являются глинистые минералы и цеолиты. Палагонит в этом ряду занимает промежуточное положение, хотя некоторые исследователи и помещают его в группу аутигенных минералов [Петелин, Алексина, 1970; Лисицын, 1974]. В рассматриваемом районе часть палагонита связана, вероятно, с разрушением древних базальтоидов дна.

Г. Эдафогенные компоненты

К эдафогенным минералам отнесены продукты разрушения твердых пород дна, попадающие в осадки [Петелин, 1971]. Разрушение пород дна обусловлено подводным выветриванием, размывом придонными течениями и мутьевыми потоками, а также тектоническим дроблением в активных разломах. Перенос продуктов разрушения осуществляется как сползанием их на крутых склонах, так и придонными течениями, суспензионными потоками.

Выше неоднократно отмечались отдельные участки в предгорьях Восточно-Индийского хребта, в Западно-Австралийской и Центральной котловинах, где концентрацию минералов трудно объяснить закономерностями распределения аллохтонных минералов (см. рис. 29, А, Б, Г, 30, Б, В и др.). При выявлении эдафогенных компонентов основное внимание уделялось этим локальным концентрациям специфических минеральных комплексов (тальк, хлорит, серпентин, tremolit-актинолит, дистен, моноклинные пироксены и др.), для расшифровки которых проведено сравнение набора минералов осадков и пород, собранных здесь же во время немногочисленных трапелей и драгировок, а также дночерпательями и прямоточными трубками. Результаты сопоставления приведены в табл. 9. Нетрудно убедиться в том, что продукты разрушения пород дна (эдафогенные компоненты) непосредственно участвуют в формировании минерального состава осадков. Помимо перечисленных в табл. 9 эдафогенных минералов, осадки нередко содержат филлипсит как продукт изменения стекловатых корок базальтов.

Интересным представляется факт отсутствия основного вулканического стекла в осадках рассмотренных станций. Кажется вероятным, что в субаквальных условиях первичное стекло довольно быстро палагонитизируется с последующим переходом в филлипсит, монтмориллонит и гидрослюды. Неизмененное же стекло поставляют, видимо, наземные вулканы и эксплозивные подводные извержения на малых глубинах.

Из табл. 9 следует, что эдафогенные минералы отличаются большим разнообразием; основная часть их описана выше и здесь не рассматривается.

Серпентин представлен волокнистыми удлиненными и неправильными обломками, бесцветными и желтовато-зелеными, с прямым угасанием и слабым плеохроизмом. В значительных количествах (до 73% пересчитанной легкой подфракции) он встречается на полигоне ст. 6742, редкие зерна обнаружены на ст. 4900, 6764 и полигоне ст. 6754. Характерно, что серпентин присутствует и в гравийно-песчаных фракциях осадков указанных станций. Он отличается округлыми формами зерен. В шлифах можно наблюдать серпентин, развивающийся по пироксенам и оливину в обломках основных и ультраосновных пород.

Тальк встречен в виде бесцветных микрочешуйчатых и спутанно-волокнистых агрегатов удлиненно-округлой формы на полигоне ст. 6742. Он образует гравийно-песчаные, реже алевритовые зерна, нередко развивается по серпентину, оливину, tremolиту и другим минералам основных и ультраосновных пород.

Палыгорский и сепиолит обнаружены на ст. 6753 и полигоне ст. 6742, где представлены округлыми бесцветными и желтоватыми зернами. Иногда они образуют здесь тонкие пленки вокруг измененных обломков основных изверженных пород. Аутигенные сепио-

Таблица 9. Сопоставление минерального состава пород дна и крупноалевритовой фракции осадков

Станция, источник	Породы	Минеральный состав	Эдафогенные минералы, встречающиеся в осадках (+)
4577, 4896, 4900, 5201, 5208 [Безруков и др., 1966]	Базальты	Стекло основное Палагонит Лабрадор-битовнит Оlivин Авгит Иддингсит Халцедон Рудные минералы	- + + + + - - +
Полигон ст. 6742, ст. 6753 [Кашин- цев, 1973]	Серпентинит, гарбургит, лерцо- лит, оливиновый пироксенит, амфиболит, габбро-норит, габ- бро, диорит, долерит, габбро- долерит, базальт, андезито- базальт, андезит, цеолитизи- рованная брекчия с эпидотом и хлоритом, гранат-хлорит- актинолит-эпидотовые и тре- молит-хлоритовые сланцы с прожилками кальцита, ско- лецит-нонтронита и кварца	Стекло основное Палагонит Серпентин Тальк Хлорит Тремолит Актинолит Эпидот Гранат Циркон Апатит Сфен Лейкоксен Андрезин Олигоклаз Лабрадор-битовнит КПШ (редко) Кварц Пироксены ромбические " моноклинные Оlivин Антигорит Железистый паргасит Роговая обманка Сколецит-нонтронит Рудные минералы	- +
Полигон ст. 6754 [Кашинцев, 1973]	Форелленштейн	Плагиоклаз основной Оlivин	+ +
V-16-97-желоб Оби [Hekinian, 1970]	Габбро, пироксенит, амфи- бол-пироксеновые породы, серпентинит	Пироксен моноклинный Лабрадор Шпинель Серпентин Тремолит Тальк Роговая обманка Сфен Магнетит	Минералогия осадка (крас- ная глина) идентична составу об- ломков пород

литы и палыгорскиты, вероятно, послужившие источником их эдафогенных разновидностей в ряде других мест Индийского океана, подробно описаны Н.С.Скорняковой с соавторами [Скорнякова и др., 1978].

Весьма показательно распространение эдафогенных минералов на геологических полигонах. В пределах полигона ст. 6742 (рис. 35, А), расположенного в предгорьях Восточно-Индийского хребта, собраны наиболее обильные и разнообразные породы (см. 106

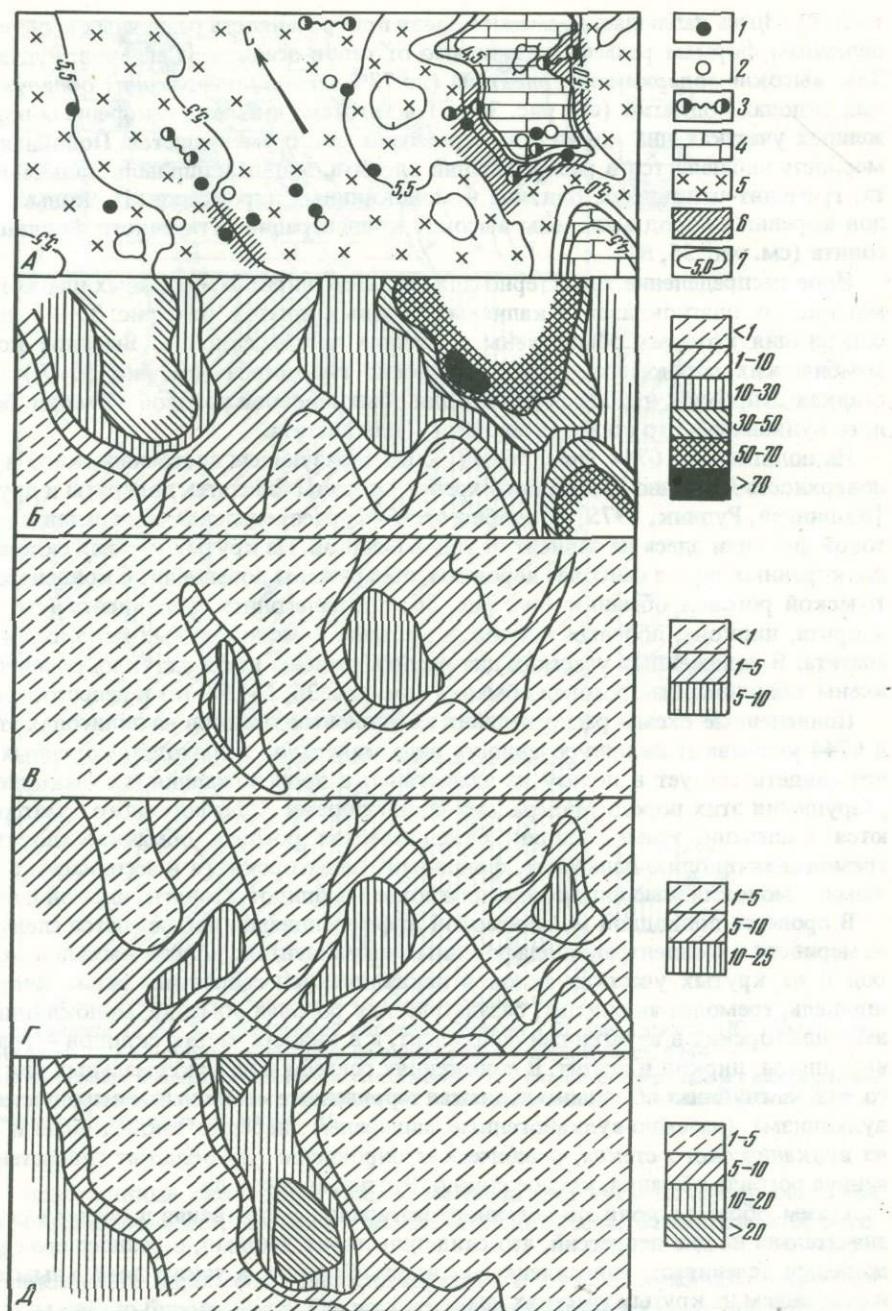


Рис. 35. Распространение (в %) серпентина (Б), палагонита (В), суммы кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов (Г), ромбических пироксенов (Д) в осадках полигона ст. 6742

А – участок детальных минералогических исследований; 1–3 – орудия сбора образцов: 1 – грунтовая трубка; 2 – дночерпатель; 3 – трал, драга; 4 – кокколитово-фораминиферовые и глинисто-известковые осадки; 5 – радиоляриевые и глинисто-радиоляриевые илы; 6 – обнажения магматических и метаморфических пород; 7 – изобаты, км

табл. 9). Здесь наблюдается закономерная приуроченность различных минералов к определенным формам рельефа независимо от типов осадков [Свальнов, Рудакова, 1978]. Так, высокие содержания серпентина (до 73% легкой подфракции) обнаружены на крутых склонах поднятий (см. рис. 35, Б) и тяготеют к выходам коренных пород. В пониженных участках дна количество серпентина резко уменьшается. Подобная же закономерность наблюдается в распределении хлорита, эпидота, шпинели, талька, палыгорскита, tremolит-актинолита, оливина и моноклинных пироксенов. Несколько ниже выходов коренных пород выявлены высокие концентрации аутигенного филлипсита и палагонита (см. рис. 35, В).

Иное распределение характерно для гранатов, циркона, основных плагиоклазов, суммы кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов (см. рис. 35, Г), повышенные содержания которых обнаружены в нижних частях склонов. Высокие концентрации ромбических пироксенов, преимущественно гиперстена (см. рис. 35, Д), отмечены в осадках депрессий, что характерно и для обыкновенной роговой обманки, биотита, кислого вулканического стекла, а местами — для апатита.

На полигоне ст. 6744 (рис. 36, А), характеризующем восточный склон и вершинную поверхность Восточно-Индийского хребта, собраны базальты, долериты и другие породы [Кашинцев, Рудник, 1975]. Подобно ст. 6742, распределение минералов крупноалевритовой фракции здесь не зависит от типов осадков. На крутых уступах склона, где выходы коренных пород наиболее вероятны, обнаружены повышенные концентрации базальтической роговой обманки (см. рис. 36, Б), палагонита, филлипсита (см. рис. 36, В), хлорита, циркона, полевых шпатов, а местами — моноклинных пироксенов, эпидота и апатита. В пониженных участках дна распространены кислое стекло, ромбические пироксены, обыкновенная роговая обманка (см. рис. 36, Г), биотит и целестобарит.

Приведенные схемы распределения компонентов осадков на полигонах станции 6742 и 6744 указывают на приуроченность ряда минералов к выходам коренных пород дна, что свидетельствует в пользу их эдафогенного происхождения, т.е. накопления за счет разрушения этих пород. Минералами-индикаторами эдафогенного материала являются серпентин, тальк, оливин, базальтическая роговая обманка, хлорит, шпинель, tremolит-актинолит, палагонит, филлипсит, палыгорскит, а в ассоциации с перечисленными — моноклинные пироксены, плагиоклазы, эпидот, гранаты, циркон и апатит.

В процессе подводной механической дифференциации наблюдаются следующие закономерности в концентрации эдафогенных компонентов: вблизи выходов коренных пород и на крутых участках склонов накапливаются серпентин, тальк, хлорит, эпидот, шпинель, tremolит-актинолит, базальтическая роговая обманка, моноклинные пироксены, палыгорскит и аутигенный филлипсит, а в нижних частях склонов — гранаты, полевые шпаты, циркон и апатит. В понижениях рельефа и на максимальных для конкретного района глубинах обычными являются терригенные компоненты и продукты наземного вулканизма (наземно-вулканогенные минералы), нередко заключенные в "рубашки" из вулканического стекла, ромбические пироксены (преобладает гиперстен), обыкновенная роговая обманка, кислое стекло, биотит, апатит и др.

Таким образом, доля эдафогенного материала существенна в осадках склонов и незначительна на дне депрессий, что свидетельствует, видимо, о разносе его слабыми придонными течениями, направленными вдоль склонов, а также локальным оползанием и осыпанием на крутых участках дна.

В пределах Восточно-Индийского хребта и его восточных предгорий минералогические исследования проведены также на полигонах I-76 и II-76 (см. рис. 1). Результаты анализов были пересчитаны на прозрачные минералы.

Особенности минералогического состава крупноалевритовой фракции осадков на полигоне I-76 во многом обусловлены составом коренных пород дна (базальты, диабазы, долериты, габброиды, гранулиты, серпентиниты, пироксениты) [Кашинцев, Рудник, 1977]. Это подтверждается наличием в легкой подфракции эдафогенных компонентов (табл. 10) — обломков эфузивных пород, зерен серпентина, хлорита, измененного вулканического стекла, нередко цеолитизированного; в тяжелой подфракции

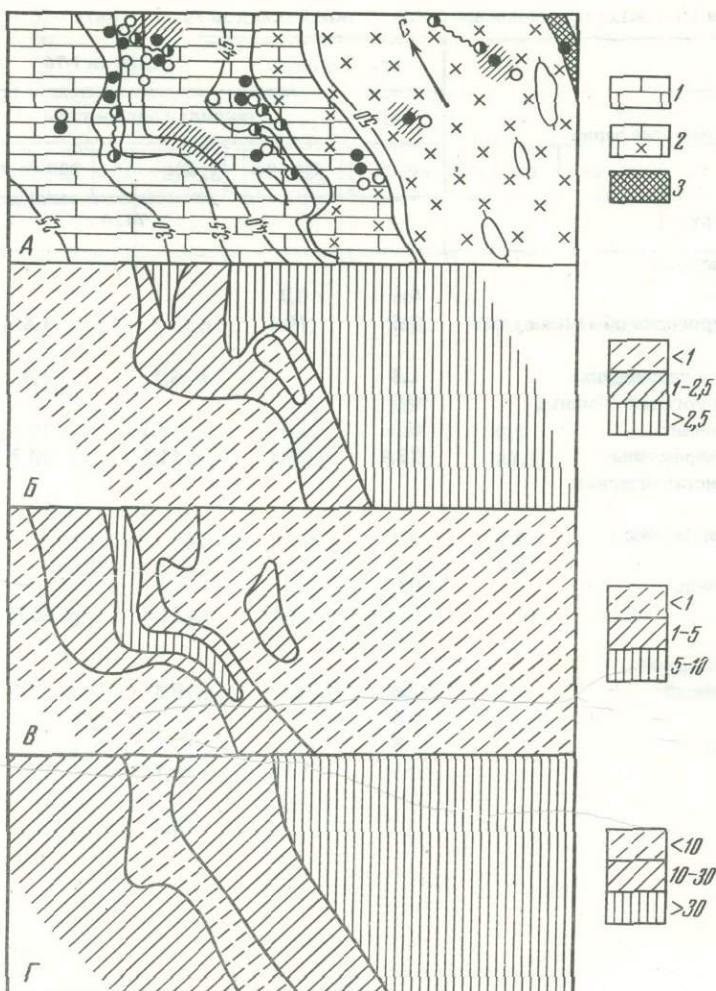


Рис. 36. Распространение (в %) базальтической роговой обманки (Б), филлипита (В), обыкновенной роговой обманки (Г) в крупноалевритовой фракции осадков полигона ст. 6744

А – участок детальных минералогических исследований; 1 – фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые осадки; 2 – то же, обогащенные радиоляриями; 3 – эвпелагические глины. Остальные условные обозначения см. на рис. 35

преобладают моноклинные пироксены, эпидот, магнетит, встречаются единичные зерна оливина, tremolit-актинолита, хромовой шпинели, лейкоксена, базальтической роговой обманки.

Среди моноклинных пироксенов диопсид-авгитового ряда заслуживают внимания сферокристаллы светло-бурового цвета. Обычно эти пироксены имеют неполное погасание и, судя по показателю преломления ($N = 1,765$), могут быть отнесены к титанодержащим авгитам. Сферокристаллические пироксены составляют до 82% тяжелой подфракции (ст. 7428). Подобные пироксены были обнаружены в обломках базальтов Восточно-Индийского хребта, поэтому в дальнейшем их можно рассматривать как индикатор эдафогенного материала.

Наряду с эдафогенными минералами в осадках полигона I-76 довольно широко распространены наземно-вулканогенные компоненты – роговая обманка и биотит (с редкими включениями кристалликсов апатита). Повышенные содержания этих минералов выявлены на станциях 7415 и 7417.

Таблица 10. Состав крупнобалевритовой фракции осадков на полигонах I-76 – III-76, %

Минеральные зерна	Полигон I-76				
	Станция; горизонт, см				
	0-7	70-80	100-110	200-210	250-258
7414					
Тяжелая подфракция					
Гранаты	0,6	0,7			
Обыкновенная роговая обманка вулканогенная	8,8	10,1	0,7	1,8	4,1
Роговая обманка терригенная	1,8		6,1	8,9	8,3
Базальтическая роговая обманка	0,6				
Тремолит-актинолит	6,0	1,4	19,3	10,7	12,0
Моноклинные пироксены	25,4	18,1	51,5	10,8	15,6
Авгит сферокристаллический					
Эгирин					
Ромбические пироксены					1,0
Оlivин					
Хромовая шпинель	0,6				
Эпидот	52,6	67,6	21,5	66,0	57,0
Пьемонтит	0,6				
Биотит вулканогенный					
Биотит терригенный	1,2	0,7	0,3		1,0
Апатит	0,6				
Циркон	0,6				0,5
Сфен	0,6	1,4	0,3	1,8	
Рутил					
Лейкоксен			0,3		
Ставролит					
Корунд					0,5
Дистен					
Силлиманит					
Турмалин					
Хлоритоид					
Целестобарит					
Карбонатные минералы					
Легкая подфракция					
Кварц					1,2
Калиевые полевые шпаты					
Кислые плагиоклазы	6,5	3,4	5,0		2,4
Основные плагиоклазы	2,8	5,3	1,6	8,7	4,7
Халцедоновые обломки				13,0	
Цеолиты	12,0	28,2	46,0	26,0	48,6
Палагонит	8,3	5,3	11,5		
Серпентин	17,5	22,8	29,3	8,7	9,5
Биотит вулканогенный					
Биотит терригенный	0,9				
Мусковит					
Карбонатные минералы					
Кислоское стекло	49,2	19,3	6,6	4,3	3,6
Основное стекло		1,7			
Измененное стекло	2,8	14,0		39,3	30,0
Стекло с $N = 1,54$					
Хлорит					
Раскристаллизованные радиолярии с цеолитами					

Таблица 10 (окончание)

Минеральные зерна	Полигон II-76						
	Станция; горизонт, см						
	7432		7433		7438	7444	7445
	0-7	0-7	53-60	0-7	0-5	0-5	92-100
<i>Тяжелая подфракция.</i>							
Гранаты							
Обыкновенная роговая обманка	13,3		10,9	3,8		12,2	21,0
вулканогенная							
Роговая обманка терригенная							
Базальтическая роговая обманка							
Тремолит-актинолит							
Моноклинные пироксены	53,2		8,7				
Авгит сферокристаллический	20,2	42,8	32,6				
Эгирин							
Ромбические пироксены			6,5	3,8			
Оlivин				84,7			
Хромовая шпинель							
Эпидот	14,3		21,7				
Пьемонтит							
Биотит вулканогенный	28,6	16,9	7,7		87,8	75,0	
Биотит терригенный							
Апатит	13,3	4,3					
Циркон		2,2					
Сфен							
Рутил							
Лейкоксен							
Ставролит							
Корунд	14,3	2,2					
Дистен							
Силиманит							
Турмалин							
Хлоритоид							
Целестобарит							
Карбонатные минералы							
<i>Легкая подфракция.</i>							
Кварц							
Калиевые полевые шпаты							
Кислые плагиоклазы							
Основные плагиоклазы							
Халцедоновые обломки		0,7					
Цеолиты	0,4	7,4	4,4	1,8			
Палагонит		1,2	0,8	12,4			
Сerpентин	0,4		1,7				
Биотит вулканогенный	0,4	0,7		1,1	8,3	1,4	0,9
Биотит терригенный							
Мусковит							
Карбонатные минералы							
Кислое стекло	88,7	69,0	81,0	44,5	85,1	94,5	94,0
Основное стекло	0,4	1,8	2,6	32,6			
Измененное стекло	5,9	11,8	2,6				
Стекло с $N = 1,54$							
Хлорит							
Раскристаллизованные радиоактивные минералы с цеолитами							

Полигон III-76

Станция; горизонт, см

7451		7453				7455	
125-130	0-6	6-10	75-80	5-9	70-75	137-143	
3,5	2,7 4,0	2,0 9,4	0,9 6,2		4,0	1,6 1,2	
42,3	9,0 0,4	3,7 0,4	0,9 0,4		4,0	15,8	
1,2						0,6	
5,3	31,8	17,5	20,8			4,5	
1,8	0,4	0,8	1,7		9,1	2,6	
	0,4						
1,2	35,9 0,4	44,0	38,7		4,0		
31,0 0,6	6,8	11,0	10,2		13,6	7,4	
	3,1	0,4	0,9		58,5	60,8	
4,7		0,4	3,1				
0,6	0,4	1,6	0,9				
0,6	0,4	0,4	0,9			0,9	
0,3	1,3 0,4	0,4	0,4			0,6	
0,6			0,4			0,3	
	0,4						
0,6	0,4					0,6	
1,8	0,9	0,8	0,4			0,3	
0,6	0,9	0,4	0,4			0,9	
0,6		6,8	12,4		6,8	1,9	
9,9	3,7	7,0	5,0 5,1	1,6 2,7	1,7 3,6	4,0 3,2	
55,2	36,3	57,7	49,4	5,5	13,5	16,8	
	0,7		0,5				
	0,3						
	1,0	0,3	1,5				
12,8	1,1	0,3	0,5			46,3	
16,0	0,3	6,5 2,9	3,0 0,5	62,1 23,8	50,5 27,7	27,3	
0,9		0,3				0,4	
4,6	52,2	23,3	35,0	3,8	3,0	2,0	
	1,5						
0,6	2,2	0,7					
	0,3						

В небольшом количестве встречаются циркон и апатит, заключенные обычно в "рубашки" из кислого стекла ($N=1,489$). В поверхностном слое осадков всех станций легкая подфракция сложена преимущественно вулканическим стеклом кислого состава ($N=1,489$). Таким образом, стекло "рубашек" и обломки вулканического стекла имеют одинаковый состав и, по-видимому, один источник поставки — Зондские острова. Оторочка из кислого стекла иногда сохраняется и на зернах кислых и средних плагиоклазов, что свидетельствует о вулканогенной природе некоторых из них.

В составе минералов терригенного комплекса на полигоне I-76 отмечены редкие зерна гранатов, сфена, корунда, кварца, калиевых полевых шпатов, мусковита, биотита, Аутигенные образования представлены железо-марганцевыми микроконкремциями, целестобаритом, филлипситом, палагонитом. Повышенные содержания цеолитов характерны для осадков ст. 7414.

Выявленный в поверхностном слое осадков состав курноалевритовой фракции обычно сохраняется и в нижележащих горизонтах. Здесь может быть отмечено лишь некоторое изменение соотношения основных компонентов. Так, на ст. 7414 гор. 100—110 см отличается пониженным содержанием вулканогенной роговой обманки, эпидота и основных плагиоклазов, но количество цеолитов и костного дегрита в нем выше среднего.

Несколько уменьшается содержание моноклинных пироксенов и растет количество кислых плагиоклазов вниз по колонке ст. 7415. Закономерно повышенное содержание биотита и вулканогенной роговой обманки выявлено в прослое тефры (гор. 43—45 см) на ст. 7417, здесь же резко снизилась концентрация моноклинных пироксенов.

Выявленные в колонках вариации минерального состава отражают специфику условий седиментации в конкретных точках дна и не влияют, вероятно, на общие закономерности.

Таким образом, основными компонентами крупноалевритовой фракции осадков полигона I-76 являются эдафогенные и наземно-вулканогенные минералы. Следует отметить устойчивое соотношение концентраций в осадках вулканогенных биотита, роговой обманки и кислого стекла, отражающее, видимо, единственный источник поставки и сходные пути переноса указанных минералов.

В пределах полигона II-76 развиты карбонатные и глинисто-радиоляриевые осадки. Выход тяжелой подфракции в большинстве проб незначительный, однако выявленные на полигоне I-76 закономерности проявляются и здесь. Среди эдафогенных компонентов присутствуют магнетит, моноклинные пироксены, оливин, эпидот, серпентин, основное стекло, отвечающие составу поднятых здесь пород — миндалекаменных и оливиновых базальтов, диабазов, андезитов, ультрабазитов, метаморфических сланцев и др. [Кашинцев, Рудник, 1977].

Повышенные содержания моноклинных пироксенов, включая сферокристаллические авгиты, отмечены на станциях 7432 и 7433 (см. табл. 10). Оливин обнаружен только на ст. 7438, но количество его (84,7%) свидетельствует о близком источнике сноса, а неизмененный облик — о недавних (плейстоценовых?) излияниях основной магмы.

Наземно-вулканогенный комплекс представлен роговой обманкой, моноклинными и ромбическими пироксенами, апатитом, кислыми плагиоклазами, биотитом, кислым стеклом. Среди терригенных минералов встречены гранаты и корунд. Аутигенный комплекс слагают железо-марганцевые микроконкремции, филлипсит, палагонит.

Таким образом, в составе крупноалевритовой фракции осадков полигона II-76 преобладают вулканогенные и эдафогенные минералы. Содержания кислого стекла, вулканогенных биотита и роговой обманки, как и на полигоне I-76, находятся в устойчивых соотношениях.

Полигон III-76 охватывает восточный склон и осевую часть Зондского желоба. Колонки здесь сложены гемипелагическими глинами, фораминиферовыми и кокколитово-фораминиферовыми осадками. На дне желоба (ст. 7455) и в нижней части склона (ст. 7451) преобладают минералы терригенного комплекса (см. табл. 10): гранаты, голубовато-зеленая роговая обманка, tremolit-актинолит, щелочная роговоая об-

манка, орбит, циркон, сферен, ставролит, силлиманит, турмалин, биотит, хлоритоид, кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит. Вулканогенные минералы (пироксен, плагиоклазы, стекло и др.) находятся здесь в резко подчиненном количестве. Выше по склону (ст. 7453) соотношение минералов совершенно обратное — преобладают ромбические и моноклинные пироксены (в том числе сферокристаллические), кислые и средние плагиоклазы, а в подчиненном количестве встречены биотит, мусковит и другие терригенные минералы.

Среди аутогенных компонентов осадков можно отметить значительные скопления пирита-марказита, целестобарита, встречаются цеолиты и палагонит. Эдафогенные минералы на полигоне выявить не удалось. Интересным представляется здесь соотношение терригенных и наземно-вулканогенных компонентов, свидетельствующее о подавляющем влиянии на осадконакопление в осевой части желоба терригенного материала, поступающего из Бенгальского залива [Свальнов, Рудакова, 1976].

Как уже отмечалось выше, некоторые минералы имеют тенденцию накапливаться на локальных участках дна, удаленных на огромные расстояния от возможных источников сноса. Было высказано предположение об эдафогенной природе таких минералов [Свальнов, Рудакова, 1976], которое впоследствии подтвердилось [Свальнов, Рудакова, Казакова, 1978]. Ареалы распространения дистена, ставролита, силлиманита, корунда, хлорита, турмалина, гранатов, tremolit-актинолита и мусковита свидетельствуют о том, что повышенные концентрации их в поверхностном слое осадков образуются в различных зонах седиментации, разделенных несколькими тысячами километров, как вблизи наземных источников сноса, так и в пелагической области. Например, дистен распространен западнее Австралии, вблизи Явы, Суматры и южнее о-ва Шри-Ланка (рис. 37). Локализация его на этих участках дна вполне естественна и объясняется составом пород прилегающей суши [Кришнан, 1954; Van Беммелен, 1957; Браун и др., 1970]. Более высокие концентрации дистена выявлены в осадках предгорий Восточно-Индийского хребта и на сочленении последнего с Западно-Австралийским хребтом. Накопление дистена здесь противоречит закономерностям механической дифференциации терригенного обломочного материала и заставляет искать подводные источники сноса.

Отмеченные особенности в распределении дистена характерны и для других минералов метаморфических пород — ставролита, турмалина, tremolit-актинолита, корунда, кварца, мусковита, эпидота, хлорита, граната и силлиманита (см. рис. 26, Б, В, 28, Б, 29, А, Б, В, 30, Б, В, Г, 32 В). Высокие содержания последнего (20%) отмечены только у юго-восточного побережья Индии [Siddique, 1967], поэтому появление силлиманита в пелагической области свидетельствует о местном источнике этого минерала.

В восточных предгорьях Восточно-Индийского хребта известны выходы зеленокаменно-измененных пород — гранат-хлорит-актинолит-эпидотовых и tremolit-хлоритовых сланцев [Кашинцев, 1973], что подтверждает эдафогенную природу и объясняет повышенные содержания здесь компонентов указанных пород. Что касается дистена, ставролита, силлиманита, корунда и мусковита — породообразующих минералов кристаллических сланцев, то обнаружение в пелагической части океана исходных пород для накопления в осадках таких минералов представляется делом последующих исследований.

Ареалы распространения минералов метаморфического комплекса пород, выявленные в поверхностном слое осадков, согласуются с результатами исследования колонок, наиболее характерные из которых приведены на рис. 38. Остановимся подробнее на распределении дистена в колонках осадков.

На ст. 4562 (юго-западнее Австралии, см. рис. 37) небольшое количество дистена (1,1%) в ассоциации с гранатом, турмалином и tremolit-актинолитом обнаружено только в горизонте 132–133 см.

Вблизи о-ва Ява дистен отсутствует на станциях 4505, 4511, 4513, 4550, 7410. Довольно равномерно (при низких содержаниях) он распределен в колонках станций

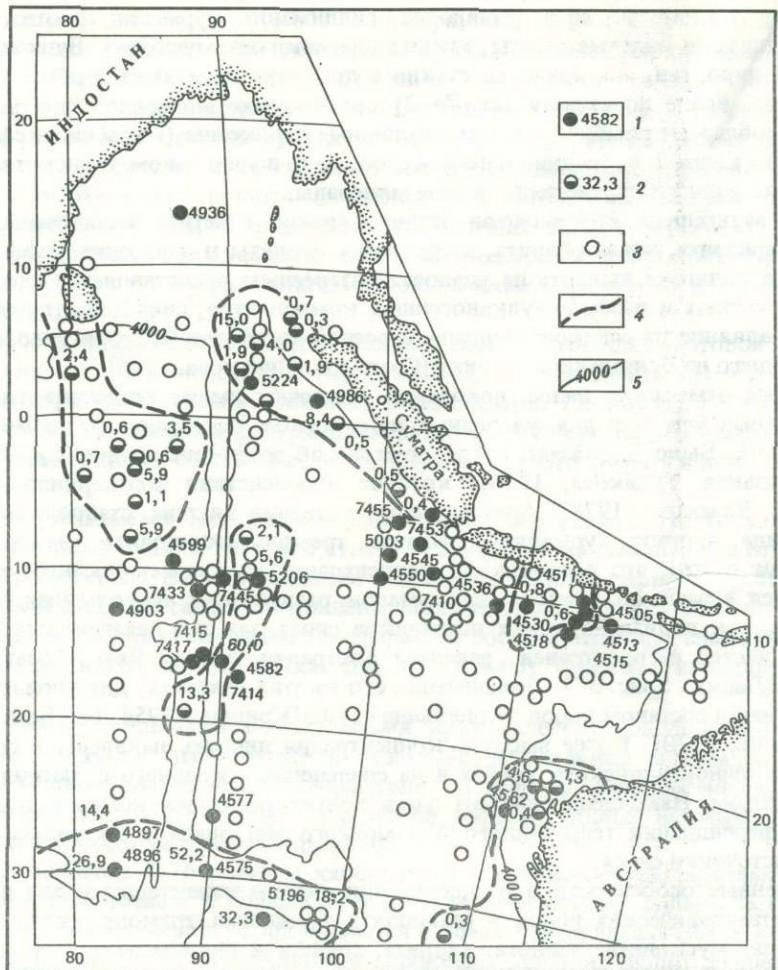


Рис. 37. Распространение дистенита в крупноалевритовой фракции осадков

1 – исследованные колонки; 2 – поверхностные пробы и содержание дистенита, %; 3 – поверхностные пробы, не содержащие дистенит; 4 – ареалы дистенита в осадках поверхностного слоя; 5 – изобаты, м

4515 (см. рис. 38), 4518, 4530, 4536, 4545, 5003, где наблюдается устойчивая ассоциация его со ставролитом, силлиманитом, хлоритом, гранатом, мусковитом.

Западнее о-ва Суматра небольшое количество дистенита характерно для колонки ст. 7453; не обнаружен он на ст. 7455 и в подповерхностных горизонтах станций 4986 и 5224, несмотря на высокое содержание дистенита в поверхностном слое осадков двух последних колонок (соответственно 8,4 и 27,0%). Ассоциация дистенита с другими минералами метаморфических пород здесь не всегда отчетливая.

В Бенгальском заливе на ст. 4936 низкие содержания дистенита (до 1%) выявлены только в подповерхностных слоях. Вместе с ним встречены силлиманит, хлорит, турмалин, гранат, треполит-актинолит.

В колонках из центральной котловины дистен либо отсутствует (станции 4599, 7433), либо встречен в единичных зернах (ст. 4903), ассоциируясь с хлоритом, треполит-актинолитом, мусковитом. Не обнаружен дистен и в колонках станций 4577, 4897, 7414, 7415, 7417, 7445.

Иное распределение дистенита характерно для локальных участков пелагиали восточ-

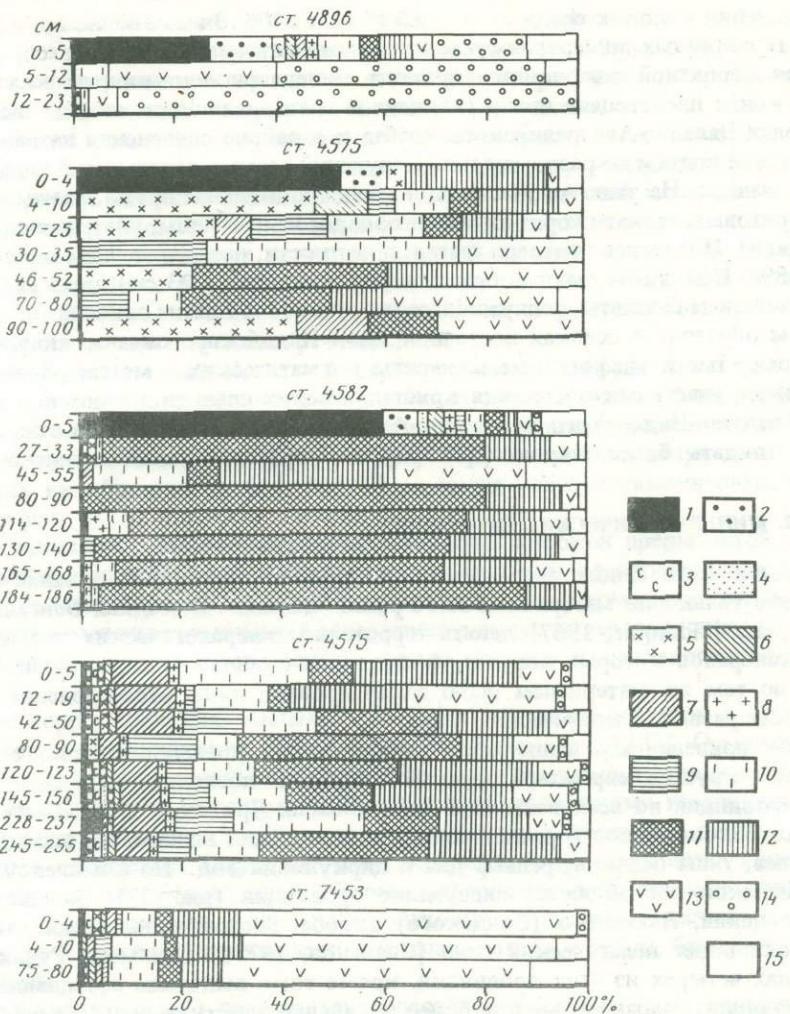


Рис. 38. Распределение минералов тяжелой подфракции в колонках (см. рис. 37)

1 – дистен; 2 – ставролит; 3 – силиманин; 4 – корунд; 5 – хлорит; 6 – турмалин; 7 – гранаты; 8 – tremolit-актинолит; 9 – мусковит; 10 – эпидот; 11 – биотит; 12 – роговая обманка; 13 – пироксены; 14 – оливин; 15 – прочие минералы: апатит, циркон, сфен, рутил, лейкоксен, хлоритоид

ной части Индийского океана (станции 4575, 4582, 4896, 5196, 5206). Здесь дистен встречен только в поверхностном слое осадков, исключая ст. 4582. Содержание его достигает в одной из колонок 60% тяжелой подфракции, и всюду прослеживается устойчивая ассоциация дистена со ставролитом, а нередко и с гранатом, турмалином, силиманином, хлоритом, tremolit-актинолитом, иногда с мусковитом и корундом. С учетом скоростей седиментации (от 3 до 10 мм в 1000 лет) [Свальнов, Демиденко, Мухина, 1976] возраст осадков слоя 0–5 см, содержащих дистен, колеблется, по-видимому, в пределах 5–15 тыс. лет.

Приведенный фактический материал указывает на относительно низкие содержания дистена и других компонентов метаморфических пород в колонках осадков вблизи суши. В осадках же локальных участков дна пелагической области концентрация этих минералов резко возрастает в поверхностном слое. Тенденция закономерного изменения минерального состава от прибрежных районов в пелагиаль намечается лишь

при сравнении колонок осадков станций 5224 и 5206. Здесь вполне возможен дальний разнос терригенных минералов суспензионными потоками. В других случаях остается наиболее вероятной эдафогенная природа минералов метаморфических пород. При этом в конце плейстоцена или в голоцене в предгорьях Восточно-Индийского хребта, в пределах Западно-Австралийского хребта и в районе сочленения названных хребтов происходили подъем по разломам и последующий размыв отдельных блоков кристаллических сланцев. На этих же участках, но более длительное время, размывались тремолит-хлоритовые, гранат-хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы, ультраосновные и основные породы. Последнее подтверждается, в частности, распределением оливина в колонке ст. 4896. Под слоем рыхлых осадков (ниже горизонта 23 см) здесь вскрыты пористые оливиновые базальты, послужившие местным источником оливина.

Таким образом, в осадках восточной части Индийского океана накапливаются как терригенные, так и эдафогенные минералы магматических и метаморфических пород. Вероятными участками обнажения кристаллических сланцев являются склоны и предгорья Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов. На этих же участках можно ожидать более широкое распространение зеленокаменно-измененных пород.

§ 2. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

В восточной части Индийского океана минералогическое районирование было проведено ранее только по материалам 33-го района "Витязь". В осадках Бенгальского залива выделено [Siddiquie, 1967] девять терригенно-минералогических провинций, комплексы минералов которых хорошо увязываются с составом пород суши. В открытом океане по тем же материалам было закартировано лишь распределение филлипсита (в областях развития пелагических глин).

Анализ приведенных выше карт распределения преимущественно аллотигенных минералов крупноалевритовой фракции осадков позволил выделить минералогические провинции во всей восточной части океана. При этом учитывались средние содержания, закономерности распределения и ассоциации минералов, возможные источники сноса, типы осадков, рельеф дна и циркуляция вод. По комплексу перечисленных признаков обособляются следующие провинции (рис. 39): Западно-Австралийская, Зондская, Яванского (Зондского) желоба, Восточно-Индоокеанская, Центральная и провинция пелагических глин [Свальнов, 1975б; Свальнов, Рудакова, 1976]. В пределах четырех из этих провинций, кроме того, выделены ассоциации минералов (подпровинции), характерные для более локальных участков дна. Минеральный состав выделенных провинций показан в табл. 11.

Сразу отметим, что провинции, выделенные в Бенгальском заливе [Siddiquie, 1967], находят свое продолжение в провинциях Центральной, Восточно-Индоокеанской и Зондского желoba (см. рис. 39).

Западно-Австралийская провинция (кварц-эпидотовая)¹ окаймляет довольно узкой полосой северо-западную часть Австралии. Для нее характерно повышенное содержание антофилита, глаукофана, минералов группы эпидота, хлоритоида, рутила, анатаза, лейкоксена, силлиманита, андалузита, корунда, турмалина, кварца, сильно измененных обломков пород и минералов (рис. 40).

Очевидно, что основные компоненты крупноалевритовой фракции осадков Западно-Австралийской провинции — это наиболее устойчивые к выветриванию терригенные минералы, преимущественно образованные при разрушении метаморфических пород.

Формирование Западно-Австралийской провинции обусловлено размывом докембрийского кристаллического фундамента и платформенного чехла (см. рис. 39) северо-западной части Австралии. Широко развитые здесь докембрийские образования представлены [Браун и др., 1970] гранито-гнейсами, гранитами, чарнокитовыми гранулитами, метаморфизованными (зеленокаменными) основными изверженными породами,

¹ Здесь и ниже в скобках указано название провинции по наиболее характерным для нее минералам.

мигматитами, долеритами, дацитами, основными подушечными лавами и пирокластами, кварцитами, джаспилитами, яшмами, сильно метаморфизованными глинистыми сланцами, рассланцованными аргиллитами и песчаниками, доломитами, известняками, кремнистыми сланцами, кварцевыми песчаниками, аркозами, субаркозами, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, брекчиями, тиллитами и т.д.

Платформенный чехол сложен преимущественно морскими неметаморфизованными образованиями верхнего палеозоя и мезозоя—кайнозоя; континентальные и ледниковые отложения наиболее характерны для перми. Осадочный комплекс представлен песчаниками (кварцевые, слюдистые, железистые, известковистые), алевролитами, глинистыми сланцами, тиллитами, флювиогляциальными конгломератами, глауконитовыми песками, пластами угля и гипса, калькаренитами, доломитами, известняками (оолитовые, дегритовые, глауконитовые, коралловые и ракушняковые), аллювием и золовыми отложениями в пределах речных систем.

Речная сеть в северо-западной части Австралии развита слабо, поэтому значительная роль в поставке осадочного материала в прилегающую часть океана принадлежит, вероятно, золовому выносу. Об этом свидетельствуют, в частности, расположение пустынных песчаных гряд в Австралии [Браун и др., 1970] и западные направления ветров, обусловивших их образование (см. рис. 2), а также наличие лимонитовых корочек на зернах кварца.

Зондская провинция (двутироксеновая) вытянута широкой прерывистой полосой вдоль Зондских островов и четко очерчивается ареалами распространения наземно-вулканогенных моноклинных и ромбических пироксенов. Кроме пироксенов, в осадках провинции отмечены повышенные содержания рудных минералов, пепловых частиц, основных плагиоклазов, вулканического стекла кислого и основного состава (см. рис. 40).

Комплекс пород Зондских, Андаманских и Никобарских островов включает как осадочные, так и магматические образования [Ван Беммелен, 1957]. Осадочные породы представлены разновозрастными кристаллическими сланцами, мезозойскими филилами и преимущественно морскими кайнозойскими отложениями геосинклинального характера. Среди кайнозойских образований различаются глинистые сланцы, песчаники (глинистые, слюдистые, кварцевые, известковистые и др.), кварциты, яшмы, конгломераты, известняки (коралловые, фораминиферовые, водорослевые, оолитовые, криноидные и т.д.), мергели, глины, глауконитовые мергелистые песчаники, угленосные отложения. Осадочные породы часто переслаиваются с туфами, брекчиями и лавовыми потоками.

Магматический комплекс представлен палеозойскими базальтами, андезитами, дацитами и риолитами, миоценовыми гранитами и особенно широко — продуктами кайнозойского и современного вулканизма (базальты, трахиты, андезиты, дациты, риолиты и их туфы).

Немногочисленные реки, дренирующие Зондские острова, выносят, вероятно, обильный и разнообразный материал в прилегающую часть Индийского океана, однако большая доля его оседает, видимо, в прибрежных котловинах, Балийском троге и Зондском желобе, поэтому не может сильно влиять на формирование Зондской минералогической провинции. Главным фактором, определившим состав крупноалевритовой фракции осадков данной провинции, следует признать непосредственное выпадение в воду, а также разнос ветром и течениями продуктов наземного вулканизма, что находит свое подтверждение как в вулканогенном облике характерных минералов, так и в закономерностях их распределения.

В пределах Зондской вулканической провинции выделены две подпровинции, вытянутые в субширотном направлении (см. рис. 39).

Подпровинция Ia приурочена к осадкам относительно повышенных участков дна к западу от о-ва Рождества. Для нее характерны высокие содержания циркона, апатита, корунда и эпидота.

Подпровинция Ib обособляется в осадках южного склона Кокосового под-

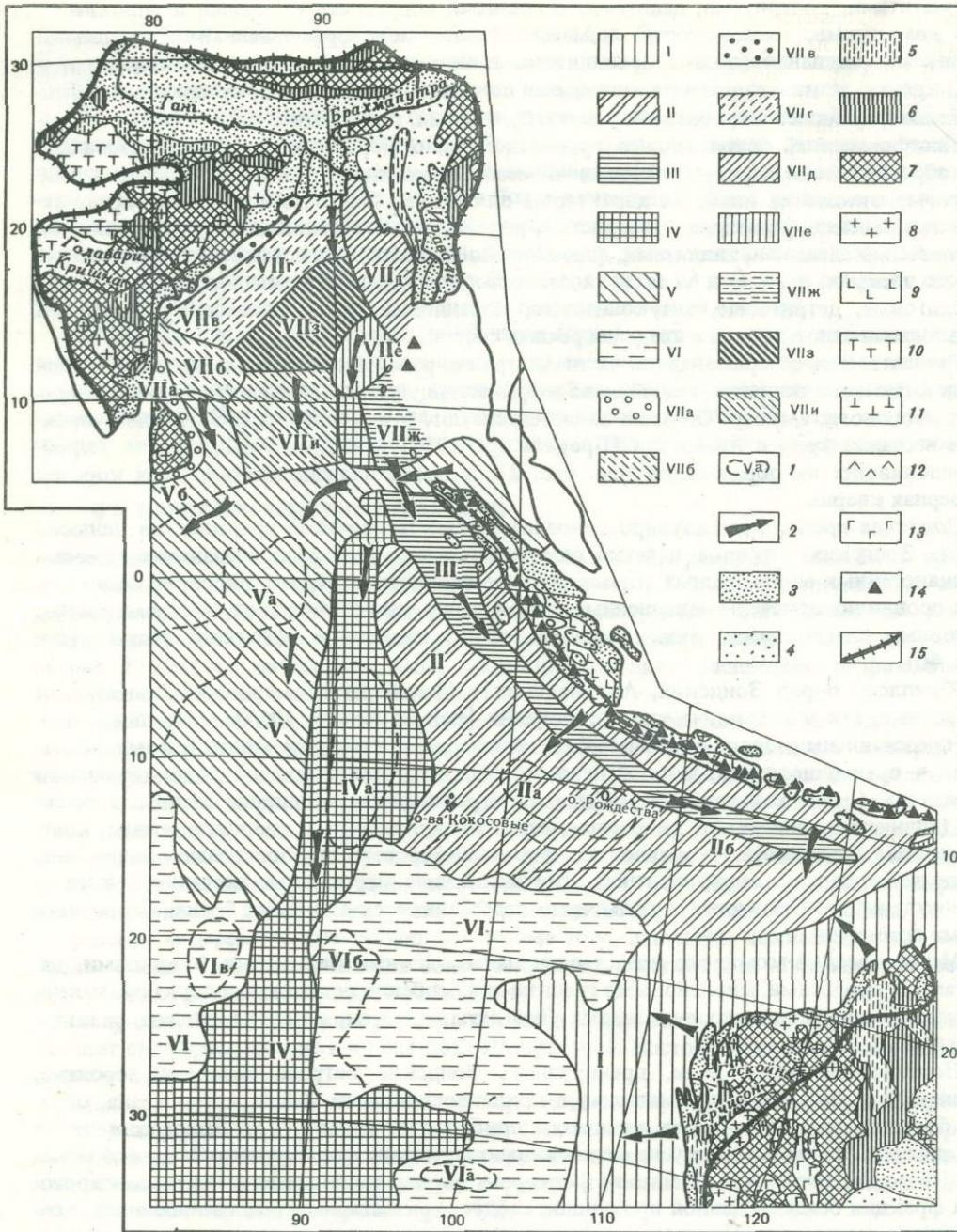


Рис. 39. Минералогические провинции восточной части Индийского океана

I – Западно-Австралийская; II – Зондская; III – Яванского (Зондского) желоба; IV – Восточно-Индоокеанская; V – Центральная; VI – провинция пелагических глин; VII – минералогические провинции Бенгальского залива [Siddique, 1967]: VIIa – Цейлон-Карамандельская прибрежная; VIIб – Цейлон-Карамандельская глубоководная; VIIв – Восточно-Гатская мелководная; VIIг – Восточно-Гатская глубоководная; VIIд – Араканская; VIIе – Северная Андаман-Никобарская; VIIж – Южная Андаман-Никобарская; VIIз – Северная Центрально-Бенгальская; VIIи – Южная Центрально-Бенгальская

1 – границы подпровинций и их номера; 2 – пути разноса осадочного материала. Геология обрамления [Браун, и др., 1970; Кришнан, 1954; и др.]: 3 – плейстоценовые и современные пески, алевриты, глины, почвы; 4 – палеоген-неогеновые известняки, мергели, конгломераты, глинистые

нятия и характеризуется повышенным содержанием апатита, роговой обманки, кислых плагиоклазов.

В формировании указанных подпровинций проявился, вероятно, эффект пассивного обогащения, когда легкие компоненты вымываются придонными течениями из осадков приподнятых участков дна, а тяжелые минералы поступают в ограниченном наборе и количестве. Определенную роль сыграл здесь, видимо, Зондский желоб — промежуточная "ловушка" для терригенных минералов.

Провинция Яванского желoba (биотит-кварцевая) довольно резко отличается от Зондской провинции, в окружении которой находится. Преобладающими минералами здесь являются гранаты, роговая обманка (обыкновенная и щелочная), биотит, мусковит, хлоритоид, сфен, пепловые частицы, кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы (см. рис. 40). Специфический набор преимущественно терригенных минералов и местоположение провинции позволяют говорить о разносе осадочного материала вдоль Зондского желоба. При этом вулканогенный материал практически не концентрируется здесь, а выносится ветрами и течениями мористее. Питание провинции желоба осуществляется, вероятно, за счет разрушения пород одноименных островов и обрамления Бенгальского залива.

Восточно-Индоокеанская провинция (дистен-ставролитовая) занимает восточные предгорья и южную часть Восточно-Индийского хребта. Характерными минералами осадков провинции являются дистен, ставролит, биотит, циркон, гидроокислы железа, апатит, кислое вулканическое стекло (см. рис. 40). Перечисленные минералы не всегда дают высокие концентрации, однако встречаются в осадках большинства станций.

Особенностью Восточно-Индоокеанской провинции является наличие значительных концентраций эдафогенных минералов, что позволило обособить здесь подпривинцию IVa. Для этой подпровинции характерен следующий набор минералов: хлорит, tremolit, актинолит, серпентин, шпинель, тальк, гранаты, оливин, пальгортскит и сепиолит. Связь этих минералов с составом пород дна показана выше. Эдафогенное происхождение вероятно и для части дистена, концентрация которого на ст. 4582 достигает 60% пересчитанной тяжелой подфракции, хотя дистенсодержащие породы на дне океана еще не выявлены.

В формировании Восточно-Индоокеанской провинции участвуют, видимо, продукты разрушения пород восточной части обрамления Бенгальского залива, а также северной оконечности Суматры.

Центральная провинция (биотит-рогообманковая) выделена в пределах восточной части Центральной котловины и западного склона Восточно-Индийского хребта. Она очерчивается ареалом распространения обыкновенной роговой обманки и отличается значительными концентрациями в осадках биотита, базальтической роговой обманки и кислых плагиоклазов (см. рис. 40). В пределах Центральной провинции выделены две подпровинции (см. рис. 39).

Подпривинция Va занимает довольно расчлененный участок дна. Здесь обнаружена следующая ассоциация минералов: апатит, гранаты, кварц, силлиманит, циркон.

Подпривинция Vb окаймляет о-в Шри-Ланка и характеризуется повышенными содержаниями моноклинных пироксенов, калиевых полевых шпатов, кварца и гранатов.

сланцы, песчаники, гравелиты, пески, глины; 5 — мезозойские известняки, кварцевые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, конгломераты, глауконитовые пески; 6 — верхнемеловые известняки, доломиты, кварцевые песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы; 7 — докембрийские метаморфические породы: гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты, конгломераты, кварциты, яшмы, известняки; 8 — разновозрастные гранитоиды; 9 — четвертичные лавы, туфы основного и среднего состава; 10 — позднемеловые-раннекайнозойские деканские трапы: базальты, долериты, габбро, андезиты, сиениты, гранофир; 11 — юрские базальты; 12 — палеозойские эфузивы основного и среднего состава; 13 — докембрийские эфузивы разного состава; 14 — вулканы, извергавшиеся после 1600 г.; 15 — граница водосбора

Таблица 11. Средний состав крупноалевритовой фракции осадков различных минералогических провинций

Минеральные зерна	Восточная часть Индийского океана в целом	Провинции					
		Западно-Австра- лийская	Зондская	Яванского же- лоба	Восточно-Индо- океанская	Центральная	Пелагических глин
1	2	3	4	5	6	7	8
Тяжелая подфракция							
<i>После пересчета</i>							
Гранаты	2,6 49,7	3,7 50,0	1,0 37,0	7,3 70,0	1,8 37,1	4,1 73,1	1,3 45,0
Роговая обманка обыкновенная и сине-зеленая	19,5 92,8	13,2 88,8	13,4 94,5	20,8 100,0	17,4 96,3	32,0 94,7	19,8 80,0
Роговая обманка базальтическая	0,6 29,9	0,2 11,1	0,4 35,2	0,5 20,0	0,5 29,6	1,5 39,5	0,5 20,0
Тремолит-актинолит	0,7 29,9	0,4 27,8	0,4 24,1	1,0 60,0	1,4 25,9	1,0 42,2	0,2 15,0
Антофиллит + глаукофан	Сл. 5,4	0,3 16,7	—	0,2 30,0	—	Сл. 7,9	—
Моноклинные пироксены	21,8 88,0	5,1 50,0	41,7 98,2	12,2 90,0	7,6 81,5	10,5 92,2	26,7 95,0
Ромбические пироксены	8,1 79,0	3,9 55,6	15,6 94,5	6,6 100,0	5,5 74,7	4,6 82,2	2,5 45,0
Оlivин	0,9 32,9	0,4 27,8	0,9 35,2	1,0 40,0	1,2 25,9	0,7 28,9	1,1 45,0
Шпинель	0,1 3,6	Сл. 5,6	Сл. 1,9	—	0,1 3,7	0,1 7,9	—
Группа эпидота	9,4 75,5	22,0 77,8	5,8 66,7	14,9 90,0	7,9 70,3	10,0 86,8	5,4 75,0
Биотит	13,3 83,3	8,5 61,2	7,4 83,3	16,9 80,0	26,5 96,3	15,4 89,5	9,5 75,0
Мусковит	0,8 18,6	0,8 22,2	0,2 3,7	6,7 50,0	0,4 14,8	0,7 34,3	0,5 15,0
Хлоритоид	0,1 5,4	0,2 11,1	Сл. 1,9	0,2 30,0	0,1 3,7	Сл. 5,3	—
Хлорит	0,6 25,7	0,3 22,2	0,6 12,9	0,5 60,0	1,3 40,7	0,5 23,7	0,4 30,0

Апатит	2,7 57,4	0,5 22,2	3,6 76,0	2,1 70,0	5,5 55,6	1,2 55,3	0,9 40,0
Циркон	3,2 57,4	2,9 44,4	1,8 46,3	2,3 70,0	5,1 77,8	5,0 73,7	1,5 35,0
Сфен	0,9 32,2	1,3 44,4	0,5 22,2	2,7 90,0	0,6 25,9	1,1 34,3	1,1 25,0
Рутил + анатаз + лейкоксен	0,9 19,2	5,1 33,3	0,2 5,6	1,1 60,0	0,8 18,5	0,5 26,3	0,1 10,0
Дистен	1,7 20,9	0,4 22,2	Сл. 3,7	1,4 60,0	8,1 29,6	1,1 34,3	0,2 10,0
Силлиманит + андалузит	0,2 10,2	0,4 22,2	0,1 1,9	0,3 30,0	0,1 3,7	0,4 15,8	0,2 10,0
Ставролит	0,4 12,0	0,3 16,7	Сл. 1,9	0,3 30,0	1,9 25,9	0,2 13,2	0,4 5,0
Корунд	0,9 17,4	1,0 22,2	0,5 14,8	—	0,9 18,5	0,7 13,2	2,5 35,0
Турмалин	0,4 12,5	1,6 44,4	0,2 12,9	0,6 50,0	0,5 14,8	0,5 31,6	—
Целестобарит	0,8 15,6	0,3 11,1	2,0 24,1	—	0,2 11,1	0,3 10,5	0,2 20,0
<i>Без пересчета</i>							
Рудные минералы	18,3 92,2	12,7 72,2	25,1 92,6	20,9 100,0	13,9 96,3	15,6 94,7	14,5 85,0
Железо-марганцевые микроконкремции	6,9 34,7	2,8 11,1	10,0 38,9	0,8 20,0	3,2 40,7	8,3 36,9	6,9 40,0
Гидроокислы железа	12,5 84,8	15,5 77,8	6,9 76,0	6,2 90,0	19,6 89,0	12,8 89,5	18,4 90,0
Пирит-марказит	0,4 14,4	1,1 11,1	0,3 16,7	0,9 40,0	0,3 11,1	0,1 10,5	0,2 10,0
Пепловые частицы	1,2 18,6	0,1 5,6	2,2 33,4	3,2 10,0	0,3 14,8	0,7 7,9	1,0 20,0
Обломки измененных пород и минералов	3,6 44,9	6,1 44,4	3,2 48,2	2,8 60,0	3,3 40,7	1,3 36,9	7,1 50,0

Легкая подфракция	—	—	—	—	—	—	—
<i>После пересчета</i>							
Кварц	8,4 51,0	28,6 72,2	2,4 44,5	28,2 80,0	4,2 25,9	8,1 59,5	3,1 85,0
Калиевые полевые шапты	2,2 29,9	3,2 33,3	0,7 27,8	7,6 70,0	0,3 11,1	3,5 47,4	2,9 55,0

Таблица 11 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Плагиоклазы кислые	5,9 61,1	5,1 33,3	5,3 64,8	8,0 80,0	2,5 44,4	9,3 73,7	5,1 65,0
" основные	5,9 59,3	2,0 27,8	12,2 79,7	2,3 80,0	1,8 37,1	2,8 47,4	3,6 75,0
Филлипсит	3,1 29,3	0,4 16,7	1,2 29,6	0,1 10,0	0,8 18,5	0,6 23,7	19,7 75,0
Палагонит	0,8 27,3	Сл. 5,6	0,7 46,3	0,1 10,0	0,2 14,8	0,6 10,5	3,4 55,0
Серпентин	0,9 4,8	—	—	—	5,9 22,2	—	0,2 10,0
Вулканическое стекло кислое	56,2 87,5	17,6 44,4	71,7 100,0	43,7 80,0	66,0 92,6	54,7 86,6	44,8 90,0
Вулканическое стекло основное	0,2 14,4	0,1 5,6	0,4 27,8	0,1 30,0	0,1 7,4	Сл. 2,6	0,1 10,0
<i>Без пересчета</i>							
Железо-марганцевые микроконкремции	1,3 48,5	0,3 16,7	1,6 57,5	0,3 30,0	0,5 51,8	0,4 42,2	4,4 70,0
Пепловые частицы	2,7 44,2	Сл. 5,6	7,0 77,8	1,6 60,0	0,1 11,1	0,3 36,8	1,7 35,0
Скелетные остатки рыб	1,4 78,2	0,5 77,8	0,9 66,7	0,4 40,0	0,4 77,8	0,9 89,5	6,4 100,0
Глауконит	0,1 11,4	0,8 38,9	0,1 11,1	0,1 30,0	—	Сл. 2,6	0,1 10,0
Биогенный кальцит	37,2 86,2	67,6 100,0	23,9 74,1	13,9 90,0	45,0 92,6	40,8 86,8	40,4 95,0
Опал: скелеты радиолярий	21,5 89,8	13,8 88,8	29,3 94,4	4,9 90,0	28,5 89,0	24,7 94,7	1,3 70,0
створки диатомей	1,8 28,7	0,3 27,8	0,9 25,9	0,4 30,0	8,4 48,2	0,3 34,3	—
спикулы	0,8 57,4	4,6 50,0	0,3 68,5	0,2 50,0	0,2 51,8	0,3 52,6	0,7 65,0
Обломки измененных пород и минералов	6,5 71,5	4,9 55,6	5,3 70,4	4,4 80,0	3,4 66,7	4,6 78,5	19,9 85,0

Примечание. В числителе – среднее содержание зерен, %, в знаменателе – встречаемость, %. Штриховой линией подчеркнуты характерные данные.

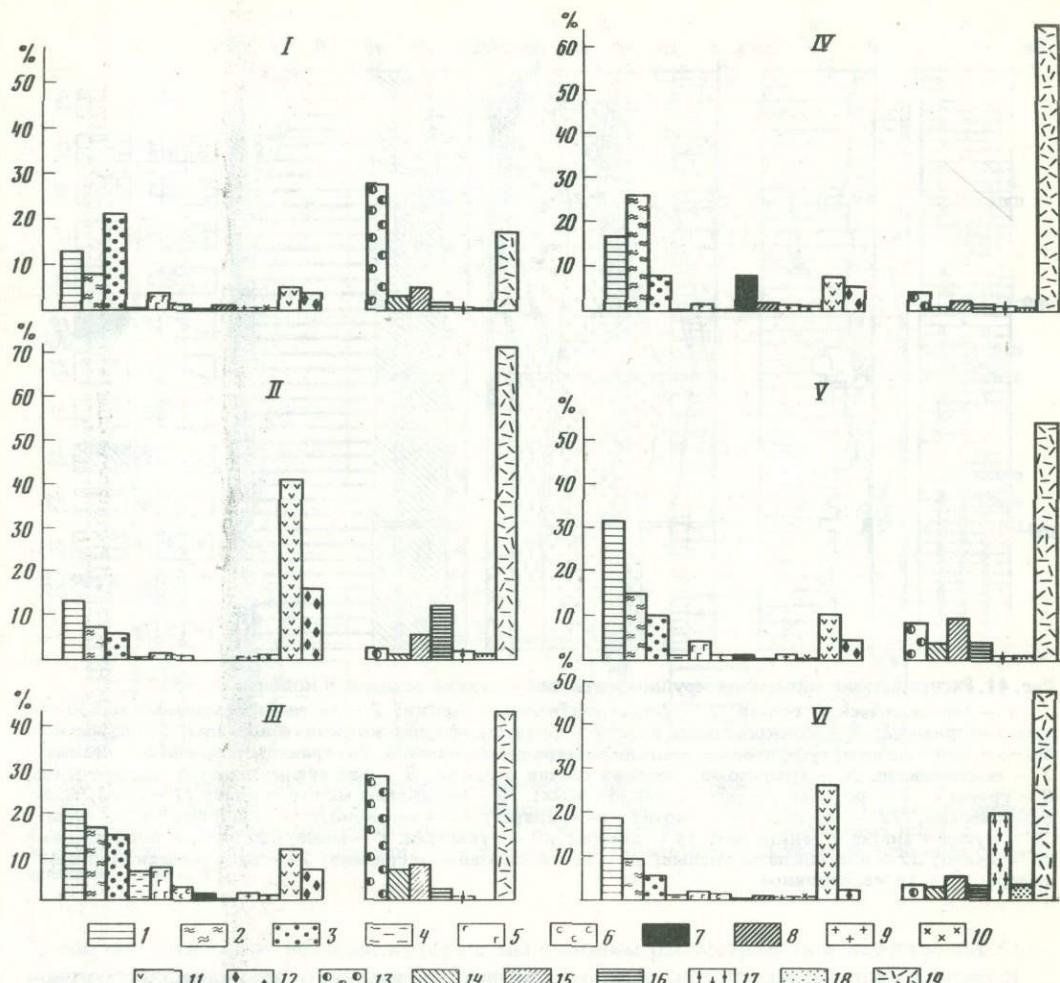


Рис. 40. Средние содержания (в %) типоморфных минералов во фракции 0,1–0,05 мм осадков различных минералогических провинций

Провинции: I – Западно-Австралийская; II – Зондская; III – Зондского желоба; IV – Восточно-Индоокеанская; V – Центральная; VI – пелагических глин

Минералы тяжелой подфракции: 1 – роговая обманка обыкновенная; 2 – биотит; 3 – эпидот; 4 – мусковит; 5 – гранаты; 6 – сфен; 7 – дистен; 8 – апатит; 9 – tremolit-актинолит; 10 – хлорит; 11 – пироксены моноклинные; 12 – пироксены ромбические; минералы легкой подфракции: 13 – кварц; 14 – калиевые полевые шпаты; 15 – кислые плагиоклазы; 16 – основные и средние плагиоклазы; 17 – филлипсит; 18 – палагонит; 19 – кислое вулканическое стекло

На водосборных площадях рек, впадающих в Бенгальский залив (Ганг, Брахмапутра, Годавари, Маханди, Кришна, Каувери и др.), широко развиты докембрийские гнейсы, граниты, чарнокиты, метаморфические сланцы (гранатсодержащие, силлиманитовые, кианитовые, слюдистые, хлоритовые и т.д.), интрузии основного состава, железистые кварциты, известняки, песчаники, мраморы, яшмы и т.д. [Кришнан, 1954].

Верхнепалеозойские и мезозойско-кайнозойские отложения представлены главным образом морскими песчаниками, известняками, кварцитами, глинистыми сланцами. Гондванская и Сиваликская континентальные серии сложены глинистыми сланцами, ледниковым валунным материалом, песчаниками, гравелитами, глинами, прослойями углей. Магматические породы представлены траппами Декана (поздний мел-ранний эоцен) и юрскими базальтами.

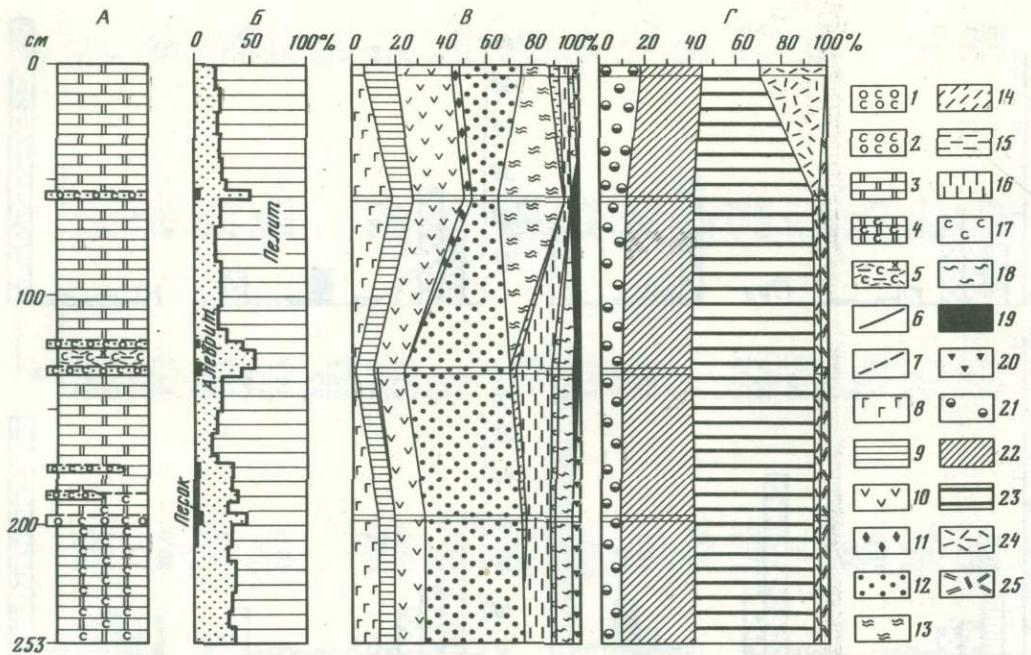


Рис. 41. Распределение минералов крупноалевритовой фракции осадков в колонке ст. 4562

A – литологический состав: 1 – фораминиферовые осадки; 2 – то же, обогащенные терригенным материалом; 3 – кокколитовые илы; 4 – фораминиферово-кокколитовые илы; 5 – известковисто-глинистые илы, туффитовые, обогащенные радиоляриями; 6, 7 – границы раздела: 6 – резкие; 7 – постепенные. *B* – гранулометрический состав осадков. *В* – минералы тяжелой подфракции: 8 – гранаты; 9 – роговая обманка обыкновенная; 10 – пироксены моноклинные; 11 – пироксены ромбические; 12 – эпидот; 13 – биотит; 14 – апатит; 15 – мусковит; 16 – циркон; 17 – сфен; 18 – рутил + анатаз + лейкоксен; 19 – дистен; 20 – турмалин. *Г* – минералы легкой подфракции: 21 – кварц; 22 – плагиоклазы кислые; 23 – то же, основные и средние; 24 – вулканическое стекло кислое; 25 – то же, основное

В долине Ганга–Брахмапутры и по периферии Бенгальского залива развиты аллювиальные четвертичные пески, глины, галечники, местами прослои торфяников и золо- вые образования.

Разнообразный петрографический состав пород северного обрамления восточной части Индийского океана находит свое отражение в минеральных комплексах не только Центральной провинции, но и Восточно-Индоокеанской и Зондского желоба. При этом набор минералов постепенно сокращается по мере продвижения в пелагическую область.

Провинция пелагических глин (филиппитовая) пространственно связана с зоной минимальных скоростей осадконакопления; это обстоятельство и определило минеральный комплекс провинции. В значительных количествах здесь присутствуют гидроокислы железа, обломки измененных пород и минералов, эдафогенные моноклинные пироксены, филиппит, палагонит, железо-марганцевые микроконкремции, скелетные остатки рыб (см. рис. 40). Таким образом, в формировании провинции пелагических глин заметная роль принадлежит специфическим аутигенным и биогенным компонентам, что сразу выделяет ее из ряда провинций, охарактеризованных выше. В составе данной провинции выделены подпровинции (см. рис. 39), которые отличаются повышенным содержанием моноклинных пироксенов. Кроме того, для подпровинции VIa характерны высокие концентрации хлорита, для подпровинции VIb – корунда и оливина, а для подпровинции VIb – кислых плагиоклазов. Выделенные подпровинции расположены в пределах участков дна, где в разное время были со-

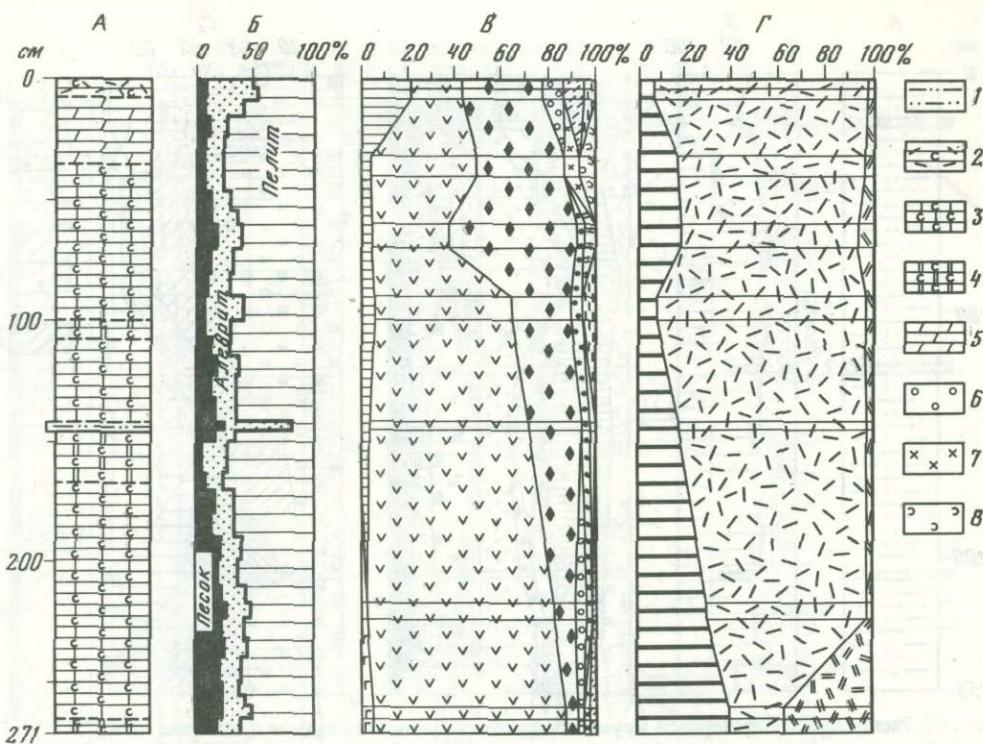


Рис. 42. Распределение минералов крупноалевритовой фракции осадков в колонке ст. 4505

1 – алевритово-глинистые илы; 2 – гемипелагические глины туффитовые, слабоизвестковистые; 3 – кокколитово-фораминиферовые осадки; 4 – фораминиферово-кокколитовые илы; 5 – глинисто-известковые илы; 6 – оливин; 7 – хлорит; 8 – целестобарит. Остальные условные обозначения см. на рис. 41

браны магматические породы, которые мы склонны рассматривать в качестве источников необходимых эдафогенных минералов.

В пределах изученной площади выявлены некоторые закономерности формирования минерального состава осадков. При удалении об берегов индивидуальные черты питающих провинций постепенно теряются, а количество минеральных видов крупноалевритовой фракции в осадках обычно уменьшается. Картина распределения терригенных минералов нередко осложняется биогенными компонентами, вулканической деятельностью, поставкой эдафогенного материала и наличием крупных форм рельефа. Так, высокие концентрации мусковита, кварца, биотита и гранатов четко приурочены к Зондскому желобу, что указывает на перенос вдоль желоба терригенного материала, поступающего с севера. Естественной границей между Восточно-Индоокеанской и Центральной провинциями служит Восточно-Индийский хребет. Имеющиеся материалы не позволяют выделить провинцию самого хребта, хотя состав характерных для нее минералов может быть также специфичным. Напомним, что именно в его пределах нередки выходы коренных пород, разрушение которых приводит к формированию комплексов эдафогенных минералов.

Минеральный состав осадков является надежным индикатором пространственно-временных вариаций седиментации. Для выявления изменчивости состава разновозрастных отложений было изучено распределение минералов крупноалевритовой фракции в 16 колонках из различных провинций. Основная часть колонок представлена осадками не древнее 0,8 млн. лет. Более полный разрез вскрыт на ст. 4599 (поздний эоцен–современные) и ст. 4550 (пилюцен–современные). Ниже дана минералогическая характеристика наиболее представительных колонок.

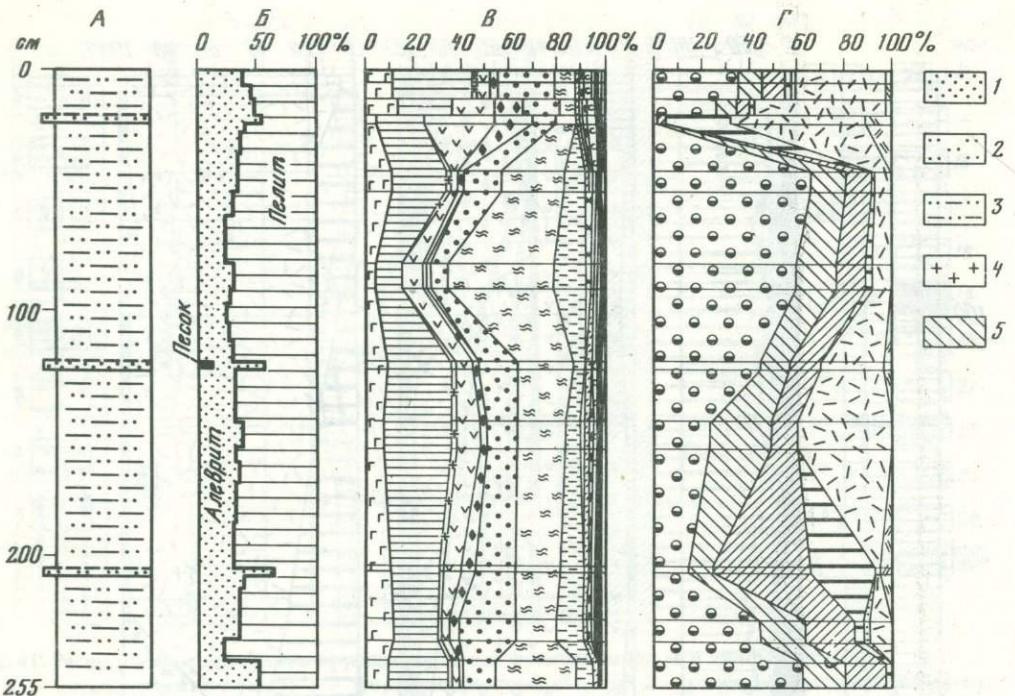


Рис. 43. Распределение минералов крупноалевритовой фракции осадков в колонке ст. 4515

1, 2 – алевриты терригенные: 1 – крупные, 2 – мелкие; 3 – алевритово-глинистые илы; 4 – треполит-актинолит; 5 – калиевые полевые шпаты. Остальные условные обозначения см. на рис. 41

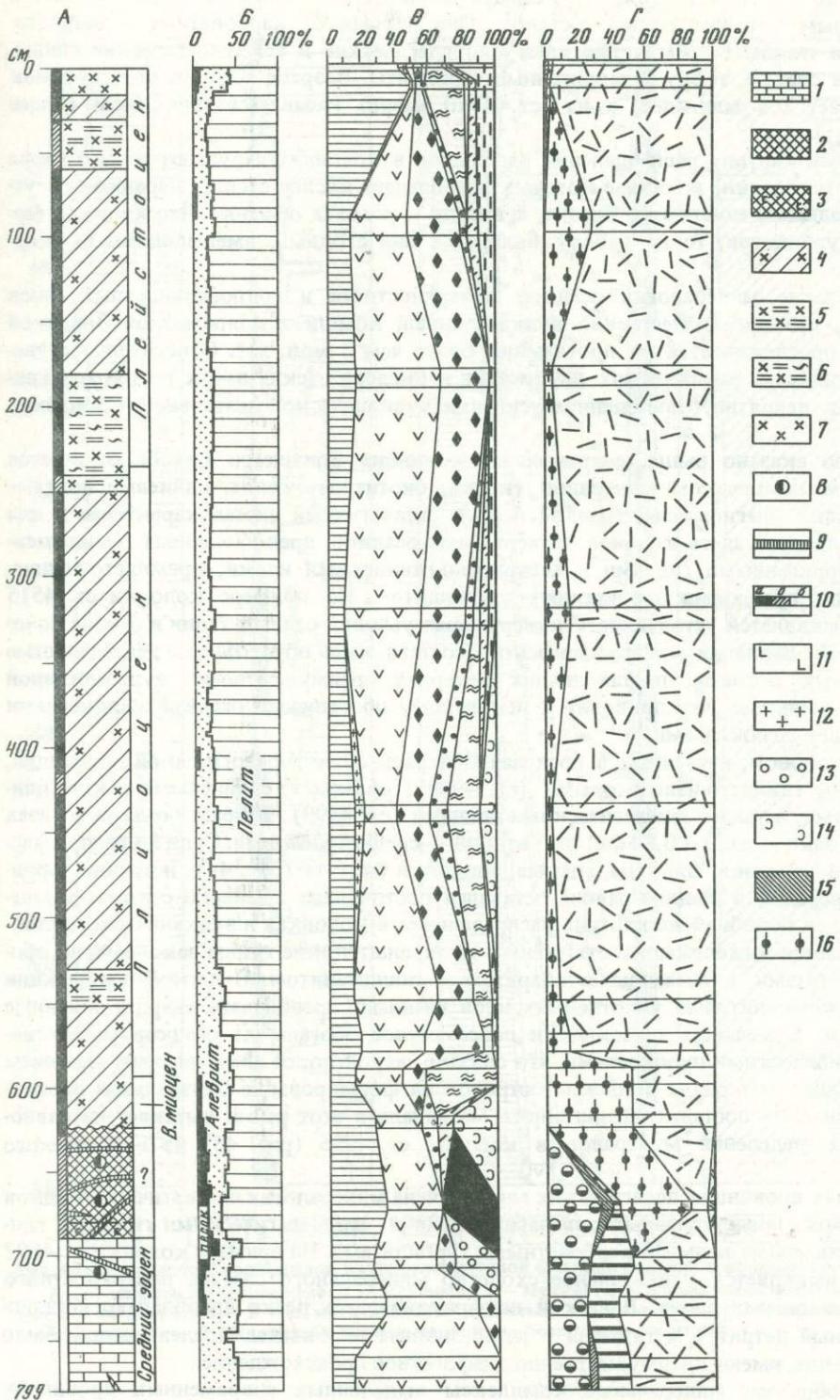
Ст. 4562 расположена в пределах Западно-Австралийской минералогической провинции (см. рис. 24). Собранные здесь осадки представлены четвертичными кокколитовыми и фораминиферово-кокколитовыми илами с прослойями фораминиферовых турбидитов, обогащенных терригенным материалом. Колонка отличается однообразным набором минералов по всей длине (рис. 41). В легкой подфракции преобладают кислые и основные плагиоклазы, кварц, биогенный кальцит; для поверхностного горизонта характерно повышенное содержание кислого вулканического стекла. В минеральном комплексе тяжелой подфракции преобладают эпидот, измененные обломки пород и минералов, постоянно встречаются пирит, рутил, турмалин, ставролит, гранаты, сфен и др.

Таким образом, существенных различий в минералогическом составе современных и более древних осадков не наблюдается, что позволяет допустить стабильность четвертичных условий поступления крупноалевритовых минералов в данный район.

В пределах Зондской провинции изучена минералогия осадков шести колонок, особенностью которых является устойчивое преобладание в легкой подфракции кислого вулканического стекла и основных плагиоклазов, а в тяжелой подфракции – моноклинных и ромбических пироксенов, пепловых частиц. Это отчетливо видно на

Рис. 44. Распределение минералов крупноалевритовой фракции осадков в колонке ст. 4599

1 – кокколитовые илы уплотненные; 2 – эвпелагические глины; 3 – то же, слабоизвестковистые; 4 – миопелагические глины, обогащенные радиоляриями; 5 – радиоляриево-глинистые илы; 6 – радиоляриево-этмодискусово-глинистые илы; 7 – радиоляриевые илы; 8 – железо-марганцевые конкреции; 9 – прожилки пальгорскита (вне масштаба); 10 – цвет осадков: а – коричневый; б – желтовато-коричневый; в – белый; 11 – роговая обманка базальтическая; 12 – треполит-актинолит; 13 – оливин; 14 – целестобарит; 15 – калиевые полевые шпаты; 16 – филипсит. Остальные условные обозначения см. на рис. 41



примере колонки ст. 4505 (рис. 42). Следует отметить, что колонки здесь отличаются разнообразным литологическим составом. Они вскрывают карбонатные, кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые ильи, миопелагические и гемипелагические глины, туффитовые осадки, тефру и терригенные турбидиты. Возраст осадков пяти колонок не превышает 0,8 млн. лет, а на ст. 4550 разрез начинается плиоценом (более 3,32 млн. лет).

Устойчивую картину распределения минералов в колонках нарушают только тефра и туффитовые осадки, в составе которых преобладает кислое стекло, нередко присутствуют в большом количестве биотит, а иногда — роговая обманка. Что касается терригенных турбидитов, то по набору минералов они сходны с вмещающими их осадками.

Сопоставление минералогии осадков поверхностного и подповерхностных слоев показывает, что преимущественно вулканогенный комплекс современной Зондской провинции прослеживается на протяжении более чем 3 млн. лет. Относительное увеличение количества ромбических пироксенов и кислого стекла вверх по разрезу свидетельствует, вероятно, о постепенном усилении вулканической деятельности Зондских островов.

Как было сказано выше, современная провинция Зондского желоба отличается терригенным комплексом минералов (кварц, биотит, мусковит, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, гранаты и др.). Аналогичный состав характерен и для четырех изученных здесь колонок четвертичных осадков, представленных гемипелагическими терригенными глинами и алевритово-глинистыми илами, кремнисто-глинистыми илами, прослойками терригенных турбидитов. На примере колонки ст. 4515 (рис. 43) выявляется устойчивость четвертичных условий седиментации в районе Зондского желоба. Вариации минералогического состава здесь обусловлены деятельностью суспензионных потоков, поставляющих материал преимущественно вулканогенной Зондской провинции, что приводит к локальному обогащению осадков пироксенами и основными плагиоклазами.

Осадки колонок, изученных в пределах Центральной минералогической провинции, представлены глинисто-известковыми (ст. 4903), кремнисто-глинистыми и кокколитовыми илами, а также эвпелагическими глинами (ст. 4599). Возраст осадков в низах первой колонки — около 0,8 млн. лет, второй — среднезооценовый. Судя по распределению роговой обманки, циркона, апатита, эпидота и биотита (рис. 44), источник терригенных минералов в данном районе оставался постоянным примерно с конца миоцена. Отмечается подобная же картина распределения в колонках и вулканического стекла. Что касается нижележащих отложений, то эвпелагические глины закономерно обогащены цеолитами, а также целестобаритом и силлimanитом. В легкой подфракции зооценовых кокколитовых уплотненных илов начинают преобладать кварц и основные плагиоклазы. Отмечается практически повсеместное обогащение осадков моноклинными и ромбическими пироксенами, что связано, вероятно, со значительным влиянием вулканогенного материала Зондских островов на формирование Центральной провинции. Стабильность поставки терригенного материала в этот район вытекает из равномерного распределения минералов в колонке ст. 4936 (рис. 45) из Бенгальского залива.

В пределах провинции пелагических глин изучена минералогия четвертичных осадков двух колонок, представленных эвпелагическими и миопелагическими глинами, глинисто-известковыми илами и карбонатными турбидитами. На примере колонки ст. 4897 (рис. 46) выявляется удивительное сходство минерального состава поверхностного и подповерхностных слоев. В легкой подфракции здесь резко преобладают филлипсит и костный детрит, а в тяжелой — моноклинные пироксены. Последние, как было показано выше, имеют преимущественно эдафогенное происхождение.

Таким образом, минеральные комплексы выделенных современных провинций уверенно прослеживаются на протяжении последних 0,7 млн. лет. Заметные изменения состава крупноалевритовой фракции выявлены ниже границы зооцен-олигоцена. В не-

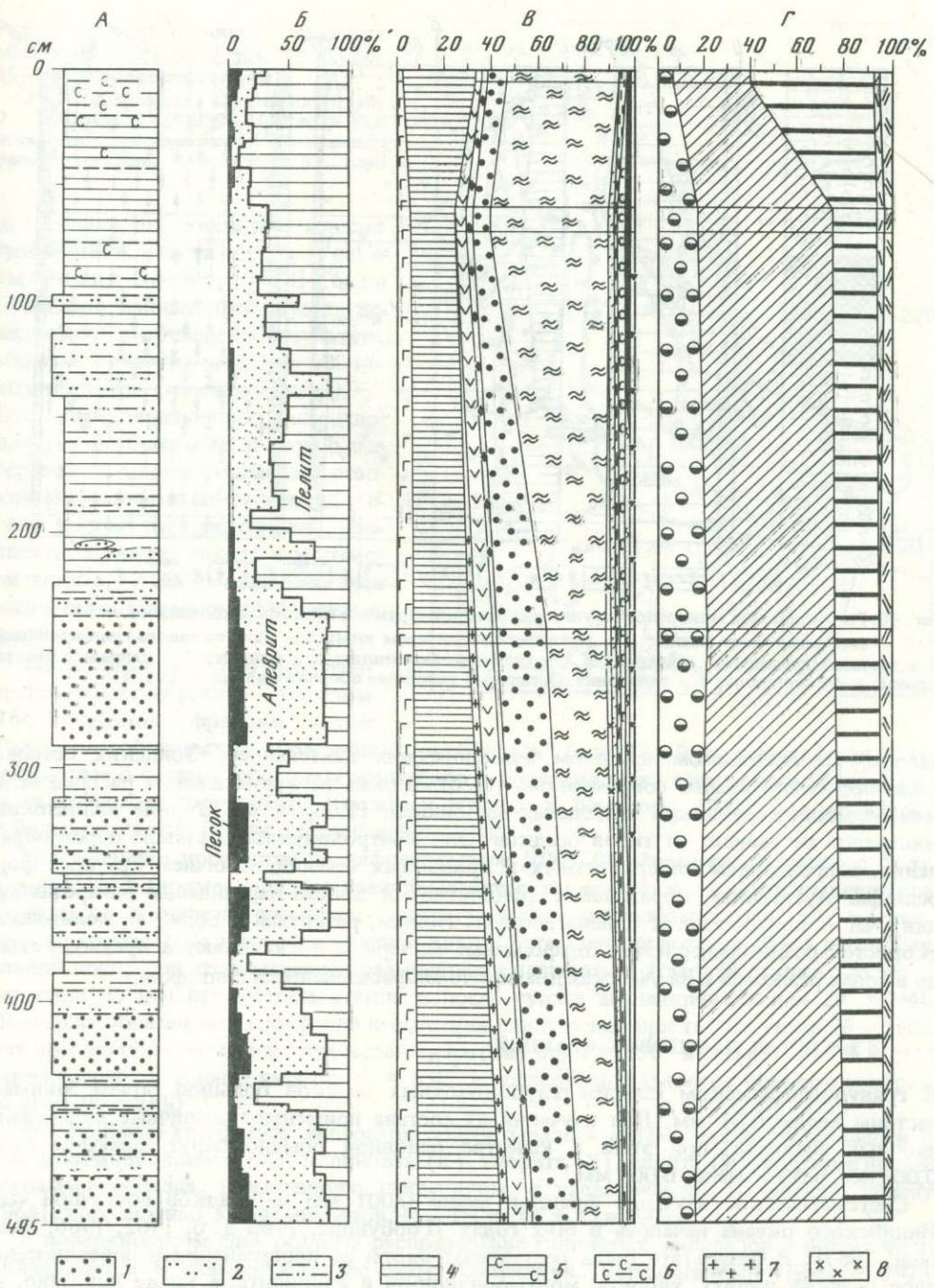


Рис. 45. Распределение минералов крупноалевритовой фракции осадков в колонке ст. 4936

1, 2 – алевриты терригенные: 1 – крупные; 2 – мелкие; 3 – алевритово-глинистые илы; 4 – гемипелагические глины; 5 – то же, слабоизвестковистые; 6 – известковисто-глинистые илы; 7 – треполит-актинолит; 8 – хлорит. Остальные условные обозначения см. на рис. 41

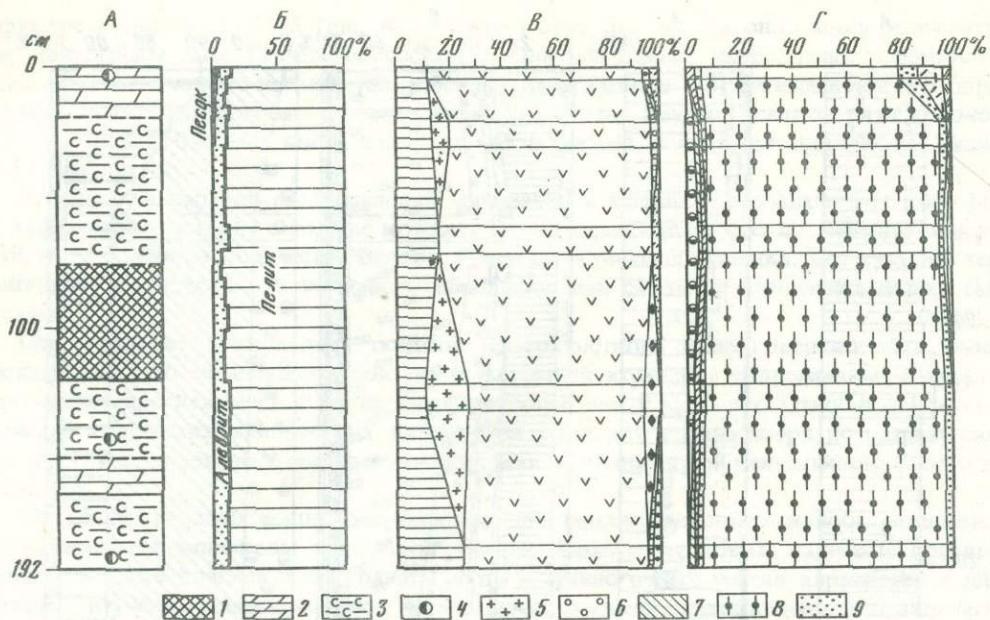


Рис. 46. Распределение минералов крупноалевритовой фракции осадков в колонке ст. 4897

1 – эвпелагические глины; 2 – глинисто-известковые илы; 3 – известковисто-глинистые илы; 4 – железо-марганцевые конкреции; 5 – тремолит-актинолит; 6 – оливин; 7 – калиевые полевые шпаты; 8 – филипсит; 9 – палагонит. Остальные условные обозначения см. на рис. 41

далеком геологическом прошлом вулканическая деятельность Зондских островов была несколько слабее современной, что отразилось на вертикальном распределении минеральных комплексов отдельных провинций. Набор и содержание аллохтонных минералов не зависят от типов осадков. Они контролируются составом пород обрамления, направлением поверхностных и придонных течений, наличием крупных форм рельефа. Аутигенные образования (филипсит и железо-марганцевые микроконкремции) часто приурочены к эвпелагическим глинам, развитым в областях пониженных скоростей осадконакопления. Эдафогенные минералы накапливаются преимущественно в зонах разломов и на участках дна со сложнорасчлененным рельефом.

§ 3. СОСТАВ ПЕЛИТОВЫХ ФРАКЦИЙ

В гранулометрическом спектре глубоководных осадков большой объем занимают частицы менее 0,01 мм. Для изучения их состава применяют различные виды прецизионных анализов, при этом в качестве основной обычно берут фракцию менее 0,001 мм, реже – менее 0,002 мм.

Систематическое изучение фракции менее 0,001 мм из осадков восточной части Индийского океана началось в 60-х годах [Горбунова, 1960 а, б, 1962, 1966; Siddique, 1967]. В результате были составлены карты распространения в поверхностном слое осадков иллита, хлорита, монтмориллонита и каолинита, а также показано, что прямая связь между минеральным составом глин и типом осадка отсутствует. Ведущую роль играет механический привнос глинистых минералов в результате размыва пород суши [Горбунова, 1960 а].

В дальнейшем был предложен другой вариант карт распределения тех же минералов на основе изучения фракции менее 0,002 мм [Goldberg, Griffin, 1970] и высказано предположение, что значительная часть глинистых минералов поставляется золовым путем с Аравийского полуострова, а также из северо-западной части Индии. В послед-

Рис. 47. Схема провинций глинистых минералов [Venkataraman, Biscaye, 1973; с дополнениями автора]

1 — положение изученных проб; 2 — границы провинций; 3 — пути разноса глинистых минералов; 4 — границы распространения эвпелагических глин

ней сводке по глинистым минералам восточной части океана [Venkataraman, Biscaye, 1973] были обобщены данные предыдущих исследований и приведены результаты минералогических анализов 100 новых образцов фракции менее 0,002 мм, характеризующих голоценовые, плейстоценовые и отдельные горизонты доплейстоценовых осадков. Указанными авторами составлены карты распространения каолинита, хлорита, иллита и монтмориллонита, а также выделено пять четвертичных провинций глинистых минералов.

Нами было изучено рентгено-дифрактометрическим методом 166 образцов фракции менее 0,001 мм, собранных на 106 станциях нис "Витязь" (рис. 47). В результате были получены данные о составе глинистых минералов в поверхностном слое осадков всех станций и на отдельных горизонтах 32 колонок [Свальнов, Шевченко, 1977], возраст которых в большинстве случаев не древнее плейстоцена.

Исследования проводили на дифрактометре ДРОН-05. Фракции, очищенные от триполифосфата (применялся при гранулометрическом анализе в качестве диспергатора), карбонатов и железа, насыщали однонормальным раствором хлористого магния и промывали три раза дистиллированной водой. Затем готовили суспензию в дистиллированной воде; при этом материал размешивали пестиком в агатовой ступке. Суспензию наносили на два предметных стекла и после сушки анализировали при $2\theta = 2-40^\circ$. Повторно образец снимали после насыщения глицерином при тех же углах 2θ . Дубликат препарата подвергался двухчасовому нагреву при $t = 350^\circ$ и съемке при $2\theta = 2-10^\circ$, затем нагреву в течение часа при $t = 550^\circ$ и последующей съемке с поворотом образца на угол $2\theta = 2-30^\circ$.

Соотношение глинистых минералов подсчитывалось путем сравнения площадей пиков монтмориллонита (M), каолинита (K), хлорита (X), иллита (I), снятых с дифрактограммы образца, насыщенного глицерином, с введением, по П. Бискаю [Biscaye, 1964], поправочных коэффициентов: $M + 4I + 2(K + X) = 100\%$.

В поверхностном слое осадков распределение глинистых минералов в общих чертах укладывается в указанную выше схему провинций [Venkataraman, Biscaye, 1973]. Изучение же минералов в колонках показало в ряде мест значительные отклонения от этой схемы, что отчетливо проявляется на примере монтмориллонита. Усредненные данные по провинциям сведены в табл. 12.

Деканская провинция выделена в западной части Бенгальского залива и протягивается на юг до экватора. Для провинции характерно высокое содержание монтмориллонита — 42–70% (до 85%), иллит составляет 14–40%, а каолинит и хлорит — 10% каждый. Поступление монтмориллонита в осадки обусловлено здесь выносами рек Кришна и Годавари, размывающих деканские траппы [Rao, 1963; Naidu, 1966; Goldberg,

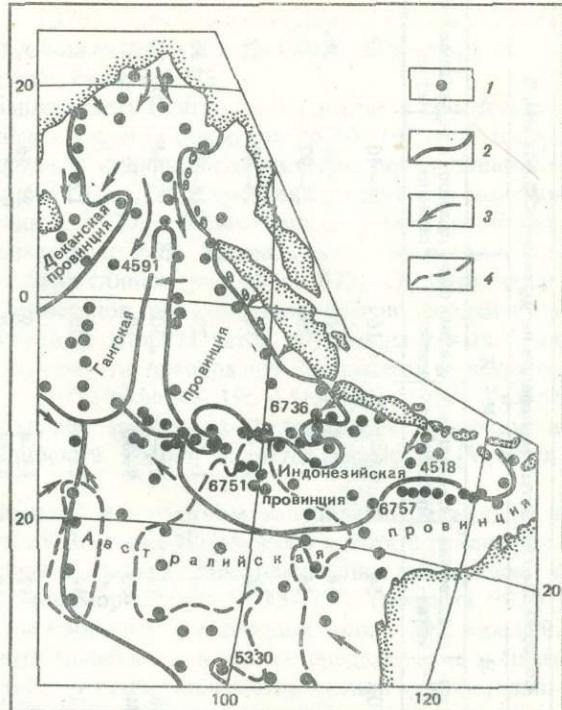


Таблица 12. Характеристика провинций глинистых минералов четвертичных осадков восточной части Индийского океана

Провинция	Типы осадков	Число проб	Содержание глинистых минералов по фракции < 0,001 мм, %					
			М		К + Х		И	
			пределы колебаний	среднее значение	пределы колебаний	среднее значение	пределы колебаний	среднее значение
Деканская	Гемипелагические глины	3	42–70	54	15–18	16	14–40	29
	Гемипелагические глины и алевриты	24	1–46	16	12–57	288	21–84	56
Гангская	Известковые и известковисто-глинистые илы	15	3–42	16	1–55	28	23–97	56
	Глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые илы	13	3–41	16	15–62	31	18–82	53
	Осадки в целом	52	1–46	16	1–62	29	18–97	55
	Гемипелагические глины и алевриты	12	34–68	47	15–45	30	10–34	23
Индонезийская	Известковые и известковисто-глинистые илы	10	41–84	60	9–30	19	7–36	21
	Глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые илы	17	36–71	44	15–50	33	12–37	23
	Миопелагические глины	3	34–41	37	33–43	39	21–36	24
	Осадки в целом	42	33–84	48	9–50	30	7–37	22
Австралийская	Гемипелагические глины и алевриты	3	14–34	22	23–46	31	40–59	47
	Известковые и известковисто-глинистые илы	25	2–39	15	23–78	55	17–55	30
	Глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые илы	20	3–31	19	23–53	36	12–59	45
	Миопелагические глины	8	19–32	25	30–57	51	14–43	24
Восточная часть Индийского океана	Осадки в целом	56	2–39	18	23–78	46	14–59	35
	Гемипелагические глины	42	1–68	28	12–57	28	10–84	44
	Известковые и известковисто-глинистые илы	50	2–84	24	1–78	39	7–97	37
	Глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые илы	50	3–71	26	15–62	35	12–82	39
	Миопелагические глины	11	19–41	28	30–57	48	14–43	24
	Эвпелагические глины	13	37–81	52	9–49	28	5–31	21
	Осадки в целом	166	1–84	29	1–78	34	7–97	37

Griffin, 1970; Swamy, Rao D.P., Rao M.R., 1976]. Взвешенный материал рек разносится вплоть до экватора мутьевыми потоками по каньонам и подводным долинам, а также поверхностными течениями [Venkatarathnam, Biscaye, 1973].

Гангская провинция охватывает большую часть Бенгальского залива и прослеживается по обеим сторонам Восточно-Индийского хребта примерно до 10–14° ю.ш., включая на востоке Зондский желоб. Для осадков провинции характерны повышенные содержания иллита (в среднем 57%) и хлорита (до 25%); среднее значение для монтмориллонита достигает 16%, а для каолинита – 20%. В юго-западной части провинции наблюдается обогащение монтмориллонитом до 60%. Максимальное содержание последнего (до 80%) выявлено в эвпелагических глинах (рис. 48, ст. 6736-2). В других типах осадков соотношение глинистых минералов по колонкам обычно сохраняется (ст. 4591). Высокие концентрации иллита и хлорита здесь обусловлены выносами Ганга и Брахмапутры, дренирующих Гималаи, где преобладает физическое выветривание пород [Sen, Chatterjee, 1960; Gupta, 1967; Mukherjee, 1964; Siddique, 1967]. Разнос материала осуществляется преимущественно мутьевыми потоками и придонными течениями, для которых Восточно-Индийский хребет является барьером [Venkatarathnam, Biscaye, 1973].

Индонезийская провинция протягивается в широтном направлении между 10 и 20° ю.ш., а также включает северную часть Восточно-Индийского хребта и районы, непосредственно прилегающие к Зондским островам.. Преобладающим минералом в поверхностном слое осадков является монтмориллонит – 33–85% (местами 90%); хлорит составляет менее 10%, а иллит и каолинит – в среднем около 20% каждый. В колонках содержание монтмориллонита колеблется в тех же пределах и не зависит от типов осадков (ст. 4518). Однако наиболее стабильные концентрации монтмориллонита отмечены в эвпелагических глинах (ст. 6751-2).

Предполагается [Venkatarathnam, Biscaye, 1973], что обогащение осадков Индонезийской провинции монтмориллонитом связано с его золовым разносом вместе с вулканогенным материалом с Зондской островной дуги. Кроме того, допускается, что в западной части Кокосового поднятия монтмориллонит мог образоваться *in situ* за счет вулканогенного материала. Представляется вероятным, что в условиях тропиков монтмориллонит выносится также реками, дрениирующими Зондские острова.

Вблизи Австралийской провинции в колонках наблюдается иногда изменчивое соотношение глинистых минералов, что обусловлено, вероятно, деятельностью мутьевых потоков дальнего разноса. Так, на ст. 6757-2 переотложенные кокколитовые илы отличаются низким содержанием монтмориллонита, не характерным для Индонезийской провинции.

Австралийская провинция охватывает субширотную полосу к западу от Австралии. Для осадков провинции характерно повышенное содержание каолинита (20–60%). В среднем монтмориллонит составляет 18%, иллит – 35%, хлорит – менее 10%. Обогащение здесь осадков каолинитом связывают [Venkatarathnam, Biscaye, 1973] с золовым выносом его с континента.

В пределах провинции выявлены высокие концентрации монтмориллонита (до 70%), приуроченные к эвпелагическим глинам. Последние в желобе Оби содержат прослои карбонатных турбидитов с резко пониженным содержанием монтмориллонита (ст. 5330-3).

Таким образом, осадки четырех провинций заметно различаются соотношением глинистых минералов, что подтверждается сравнением средних значений компонентов каждой провинции и восточной части Индийского океана в целом (см. табл. 12). При этом отчетливо пропадает отсутствие связи между типами осадков и соотношением глинистых минералов в них: каждый тип характеризуется большим разбросом значений всех компонентов фракции менее 0,001 мм. Исключение представляют только эвпелагические глины (в табл. 12 приведена суммарная выборка), соотношение компонентов в которых практически не зависит от принадлежности к той или иной провинции глинистых минералов (станции 5330-3, 6736-2, 6751-2). Эти глины повсеместно

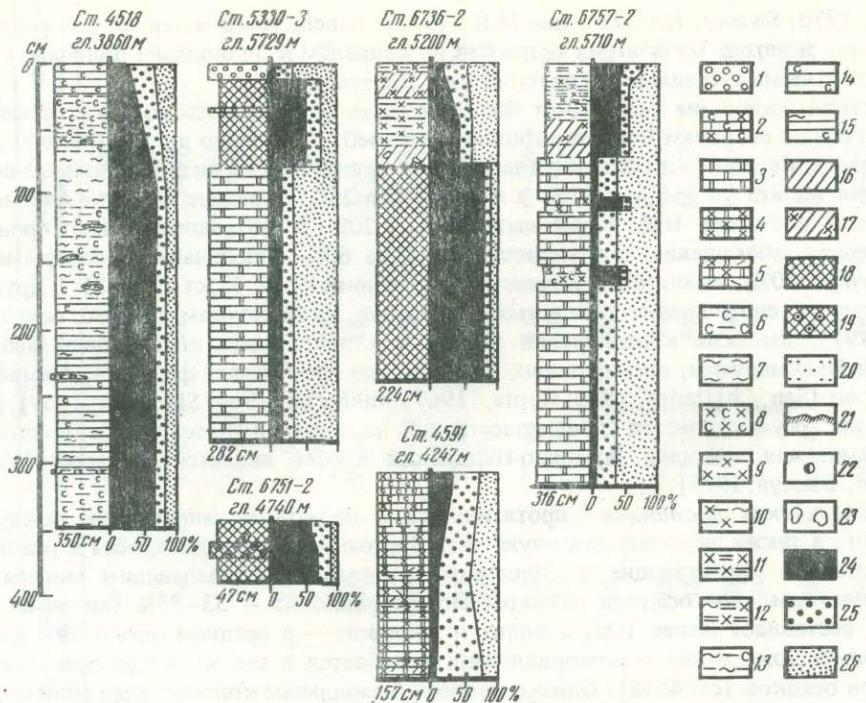


Рис. 48. Распределение глинистых минералов в колонках (см. рис. 47)

1 – фораминиферовые осадки; 2 – кокколитово-фораминиферовые осадки, обогащенные радиоляриями; 3 – кокколитовые илы; 4 – то же, обогащенные радиоляриями; 5 – то же, туффитовые; 6 – известковисто-глинистые илы; 7 – этмодискусовые илы; 8 – радиоляриевые илы слабоизвестковистые; 9 – глинисто-радиоляриевые илы; 10 – глинисто-этмодискусово-радиоляриевые илы; 11 – радиоляриево-глинистые илы; 12 – радиоляриево-этмодискусово-глинистые илы; 13 – глинисто-этмодискусовые илы слабоизвестковистые; 14 – гемипелагические глины слабоизвестковистые; 15 – то же, обогащенные этмодискусами; 16 – миопелагические глины; 17 – то же, обогащенные радиоляриями; 18 – эвпелагические глины; 19 – то же, обогащенные эдафогенным материалом; 20 – алевриты терригенные мелкие; 21 – железо-марганцевые корки; 22 – железо-марганцевые конкреции; 23 – комки уплотненных глин; 24 – монтмориллонит; 25 – иллит; 26 – каолинит + хлорит

отличаются высоким содержанием монтмориллонита (обычно более 50%). Характерно, что такие значения сохраняются в разрезе колонок, т.е. глины имеют наиболее стабильный состав глинистых минералов среди всех типов океанских осадков. При смене эвпелагических глин другими осадками, как правило, изменяется соотношение глинистых минералов в сторону уменьшения содержания монтмориллонита.

Эвпелагические глины распространены на дне Западно-Австралийской котловины, в подповерхностных слоях Центральной котловины, в желобе Оби (см. рис. 47). Обычно они залегают на глубинах, превышающих 5000 м, и обладают минимальными скоростями накопления (около 1 мм/1000 лет), при этом возраст их, по имеющимся палеомагнитным данным, не менее 200 тыс. лет. Пелитовая часть глин состоит из смешано-слойного иллит-монтмориллонита; присутствуют гидрослюды, каолинит, гидроокислы железа и марганца. Алевритовая составляющая представлена многочисленными (до 50% осадка) кристаллами аутигенного филлипсита, железо-марганцевыми микроконкрециями, палагонитом, обломками измененных базальтов, плагиоклазами, моноклинными пироксенами, титаномагнетитом, бесцветными стеклом, костным детритом.

Специфическое соотношение глинистых минералов эвпелагических глин может быть вызвано поступлением терригенной взвеси из разных источников сноса, а также образованием глинистых минералов при гальмировании стекловатых корок подводных базальтов в условиях минимальных скоростей седиментации.

Если обратиться к составу эвпелагических глин Индийского океана, то представляется вероятной генетическая связь этих глин и продуктов изменения магматических пород дна, включая аутигенный монтмориллонит. Приуроченность такого монтмориллонита к эвпелагическим глинам допускается и в Тихом океане [Хворова и др., 1974; Курносов, Мардмаа, 1976].

Приведенные выше данные о минеральном составе и условиях накопления эвпелагических глин позволяют предполагать наличие в них аутигенного монтмориллонита, перемещенного позднее мутьевыми потоками и придонными течениями. Основным источником алевритовой составляющей таких глин являлись измененные базальты дна, а их стекловатые раздробленные палагонитизированные корки могли служить исходным материалом для аутигенного монтмориллонита. Доля последнего в эвпелагических глинах сопоставима с терригенными глинистыми минералами, роль которых закономерно возрастает с приближением к наземным источникам сноса.

Полученные материалы подтверждают и расширяют существующие представления о сложной картине распределения глинистых минералов в восточной части Индийского океана. Наряду с ветрами, поверхностными и придонными течениями значительная роль в транспортировке глинистых минералов здесь принадлежит мутьевым потокам. На участках с низкими темпами седиментации при наличии обнажений магматических пород происходит образование аутигенного монтмориллонита за счет гальмирования гиалокластического материала основного состава. Границы провинций глинистых минералов контролируются крупными формами рельефа (хребты, желоба). Подобное явление наблюдается и при разносе минералов песчано-алевритовых фракций [Свальнов, Рудакова, 1976].

Соотношение глинистых минералов в колонках океанских осадков может служить одним из критериев выявления турбидитов.

Изучение крупноалевритовой и субколлоидной фракций осадков свидетельствует об относительном постоянстве условий седиментации в четвертичное время. Пути разноса терригенных обломочных и глинистых минералов в общих чертах совпадают, что выявляется при сравнении Деканской и Гангской провинций с провинциями Центральной и Зондского желоба, а также Австралийской провинции с Западно-Австралийской (см. рис. 39, 47). В последнем случае ареал разноса глинистых минералов гораздо шире, чем минералов крупноалевритовой фракции, что является, вероятно, следствием механической дифференциации. В район, прилегающий к Зондским островам, взвешенные в воде глинистые минералы выносятся с севера и востока, а минералы крупноалевритовой размерности поставляются преимущественно ветром с указанных островов. Результатом такого наложения здесь является лишь частичное совпадение границ Индонезийской и Зондской провинций. В Зондском желобе крупноалевритовые терригенные минералы преобладают над вулканогенными.

Глава V

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Накопление четвертичных осадков в восточной части Индийского океана контролировали три ведущих процесса: терригенный, биогенный и вулканогенный. Каждый из этих процессов своеобразно проявляется в конкретных фациальных условиях, а сочетание их находит отражение в многообразии типов разрезов глубоководных осадков. Основным источником терригенного обломочного и глинистого материала в данном районе являются выносы рек, впадающих в Бенгальский залив. Из Австралии такой материал выносится преимущественно ветрами. Поступившая в океан терригенная взвесь претерпевает механическую дифференциацию, а после осаждения нередко переносится, участвуя в формировании турбидитов.

Доля терригенного материала значительно падает южнее $1-2^{\circ}$ с.ш., где постепенно возрастает влияние биогенного процесса — наиболее мощного фактора осадкообразования в Индийском океане. Высокая первичная продукция фитопланктона обеспечивает бурное развитие планктонных организмов в районах, прилегающих к зоне субэкваториальной дивергенции, и бентосных организмов на шельфах. В широтной полосе между $2-3$ и $18-22^{\circ}$ ю.ш. обособляется современный пояс биогенного кремненакопления, имеющий длительную историю формирования. Роль биогенного фактора не ограничивается только преобразованием элементов в скелетные остатки. Многие организмы способствуют переводу тонких взвесей в осадок (агрегирование при биофильтрации), а после отмирания на их скелеты сорбируются микроэлементы, оседают глинистые частицы.

Южнее 18° ю.ш. распространяется педагическая область низкой биологической продуктивности и слабого поступления терригенного материала. Существенная роль в составе развитых здесь миопедагических и особенно эвпедагических глин принадлежит продуктам разрушения базальтоидных пород дна, т.е. проявляется подводно-вулканогенный процесс. Именно с этим процессом в основном связано образование эдафогенных турбидитов.

Наземно-вулканогенный процесс накладывался на терригенный и биогенный эпизодически на протяжении четвертичного периода. В результате выносимый преимущественно ветрами пирокластический материал формировал прослои тефры и туффитовых осадков, нередко переотлагавшиеся.

Ниже рассмотрены изменчивость во времени скоростей седиментации, переотложение осадочного материала, условий биогенного кремненакопления, влияние вулканизма на осадконакопление. Эти явления прослежены в конкретных седиментационных провинциях с учетом реальефа, глубины, течений, климатических флуктуаций.

§ 1. СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Скорость осадконакопления — важный количественный показатель океанского седиментогенеза, один из характерных признаков крупных фациальных областей океана. Первые карты скоростей седиментации в Индийском океане для интервала времени 0–0,7 млн. лет были составлены А.П. Лисицыным [1971, 1972, 1974], который обобщил все имевшиеся данные, полученные палеомагнитным и другими методами. Им показано, что темпы осадконакопления обусловлены природной зональностью (максимальные скорости совпадают с гумидными зонами, минимальные — с аридными), интенсивностью поставки терригенного материала, положением критической глубины карбонатонакопления.

Предлагаемый вариант карты скоростей седиментации основан на изучении 130 колонок глубоководных осадков, собранных в рейсах "Витязь" (рис. 49). Расчет скоростей производился с учетом палеомагнитных данных; широко использовались результаты биостратиграфического и литологического расчленения колонок [Свальнов, Демиденко, Мухина, 1976; Свальнов, Скорнякова и др., 1978], а также выполненные ранее определения возраста осадков иониевым, протактиниевым методами и по C^{14} [Лисицын, 1974], данные глубоководного бурения. Из разрезов колонок осадков исключались прослои турбидитов, которые отлагаются мгновенно в геологическом масштабе времени. Полученные скорости седиментации характеризуют преимущественно осадки палеомагнитной эпохи Брюнес (0–0,7 млн. лет). Карта скоростей (рис. 50) существенно отличается от опубликованных ранее, так как при ее составлении нашли отражение материалы последних лет.

Средняя за эпоху Брюнес скорость осадконакопления в восточной части Индийского океана, исключая прибрежные районы, колеблется в широких пределах — от долей до более 100 мм за 1000 лет. Терригенные пески и алевриты шельфов отлагаются со скоростью 10–30 мм, а южнее дельты Ганга — более 100 мм за 1000 лет.

Для континентальных склонов здесь характерны крутые уступы, высота которых

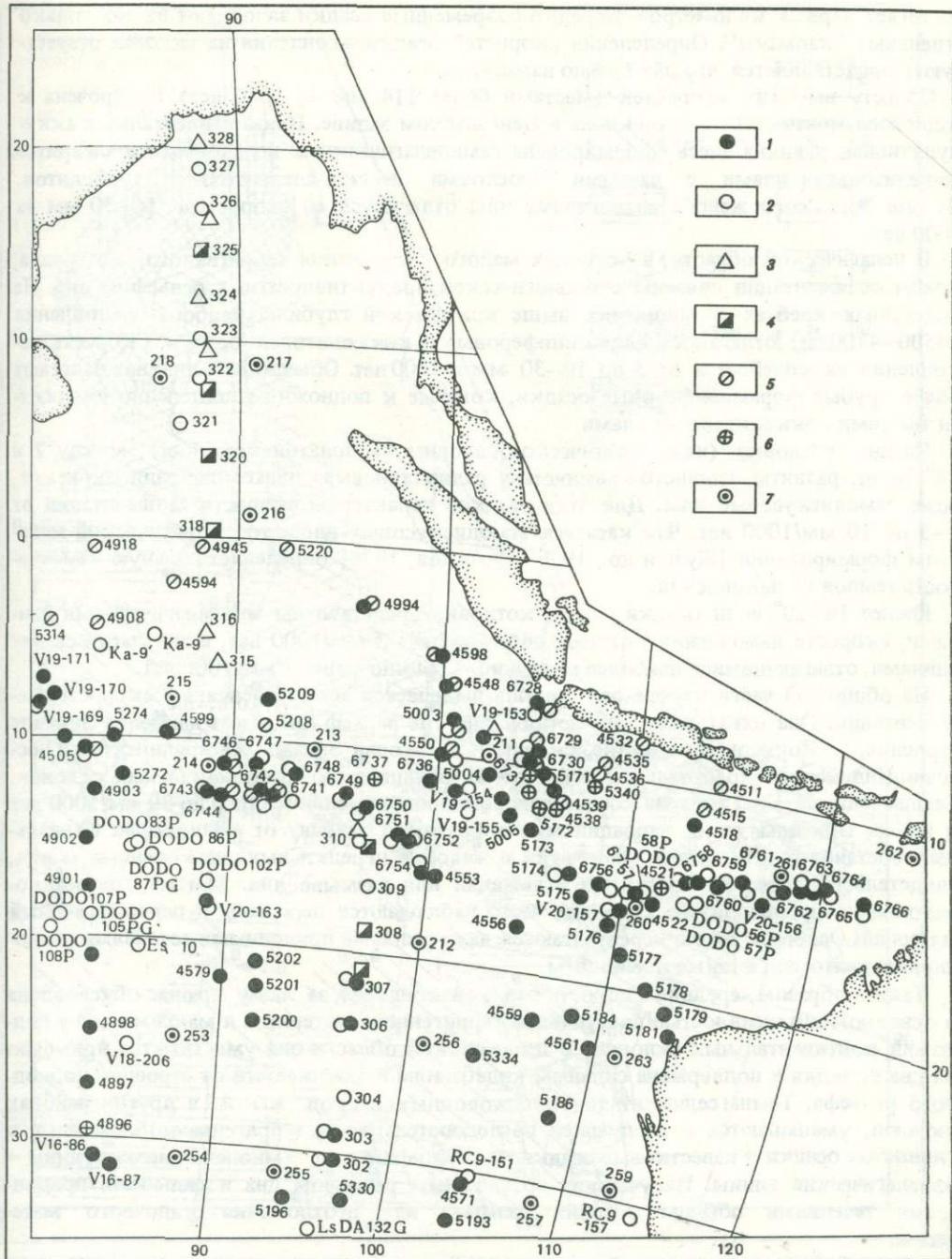


Рис. 49. Схема размещения станций с определениями скоростей осадконакопления

Методы определения: 1 – палеомагнитный; 2 – биостратиграфические (диатомовый, радиоляриевый, кокколитовый, фораминиферовый); 3 – ионий-ториевый; 4 – по C^{14} ; 5 – турбинохронологический; 6 – по литологическим данным; 7 – скважины глубоководного бурения с определениями возраста различными биостратиграфическими методами

достигает первых километров. Нередко современные осадки заполняют на них только отдельные "карманы". Определения скоростей осадконакопления на склонах отсутствуют; представляется, что они сильно изменчивы.

Область высоких скоростей (местами более 114 мм за 1000 лет) приурочена к подножию континентального склона в Бенгальском заливе. Приконтинентальная аккумулятивная равнина здесь сформирована гемипелагическими пелитовыми и алевритово-пелитовыми илами с частыми прослойками песчано-алевритовых турбидитов. На дне Зондского желоба аналогичные илы отлагаются со скоростью 10–30 мм за 1000 лет.

В пелагической области, в условиях малого поступления терригенного материала, темпы седиментации связаны с биологической продуктивностью и рельефом дна. На подводных хребтах и поднятиях выше критической глубины карбонатонакопления (4500–4700 м) отлагаются фораминиферовые и кокколитовые осадки. Скорость накопления их колеблется от 3 до 10–30 мм за 1000 лет. Обычно на вершинах залегают более грубые фораминиферовые осадки, которые к подножиям постепенно сменяются тонкими кокколитовыми илами.

На дне котловин (ниже критической глубины карбонатонакопления) между 2 и 18° ю. ш. развиты глинисто-кремнистые радиоляриевые, диатомово-радиоляриевые, реже этмодискусовые илы. Для этих осадков характерны скорости седиментации от 1–3 до 10 мм/1000 лет. Что касается этмодискусовых илов, то специфический механизм формирования [Жузе и др., 1959; Свальнов, 1974] определяет сильную измеччивость темпов их накопления.

Южнее 18–20° ю. ш. осадки на дне котловин представлены миопелагическими глинами, скорость накопления которых составляет 1–3 мм/1000 лет, и эвпелагическими глинами, отлагающимися медленно – обычно менее 1 мм/1000 лет.

На обширной части изученного района выделяется зона изменчивых скоростей седиментации. Она охватывает ту часть океана, где рельеф дна имеет наиболее сложное строение, – Кокосовое поднятие, склоны и предгорья Западно-Австралийского и Восточно-Индийского хребтов, Зондский желоб, большинство континентальных склонов. Темпы седиментации здесь на коротких расстояниях изменяются от 0 до 20 мм/1000 лет и более. Причины таких вариаций многообразны и зависят от конкретных фациальных обстановок. На склонах поднятий и желобов нередки выходы коренных пород, свидетельствующие об отсутствии отложения или размытие дна. Там же, где осадконакопление происходит, в колонках часто наблюдаются перерывы и переотложенный материал. Особенно легко переотлагаются даже слабыми придонными течениями радиолярии и диатомеи, а также кокколиты.

Таким образом, средняя скорость осадконакопления за эпоху Брюнес обусловлена в основном интенсивностью поступления терригенного материала и максимальна у подножий континентальных склонов. В пелагической области она уменьшается примерно на два порядка и подвержена сильным колебаниям в зависимости от строения подводного рельефа. Темпы седиментации глубоководных осадков, как и в других районах океанов, уменьшаются в следующей последовательности: терригенные обломочные и глинистые осадки → известковые осадки → кремнистые илы → миопелагические глины → эвпелагические глины. На участках со сложным рельефом дна и сильными придонными течениями обычны условия размыва или неотложения осадочного материала.

Анализ изменений скоростей осадконакопления (v_0) во времени показал, что v_0 были выше и более изменчивы в эпоху Брюнес и, наоборот, ниже и менее изменчивы в предшествующие эпохи (Гильберт–Матюма). Увеличение v_0 за последние 0,7–1,0 млн. лет особенно проявилось в широтной полосе между 10 и 20° ю.ш. Здесь в это время они возросли от 1–3 до 3–10 мм/1000 лет и выше. Южнее 20° ю.ш. сохранились низкие значения v_0 (1–3 мм/1000 лет), но выше, чем прежде (1 мм/1000 лет и менее).

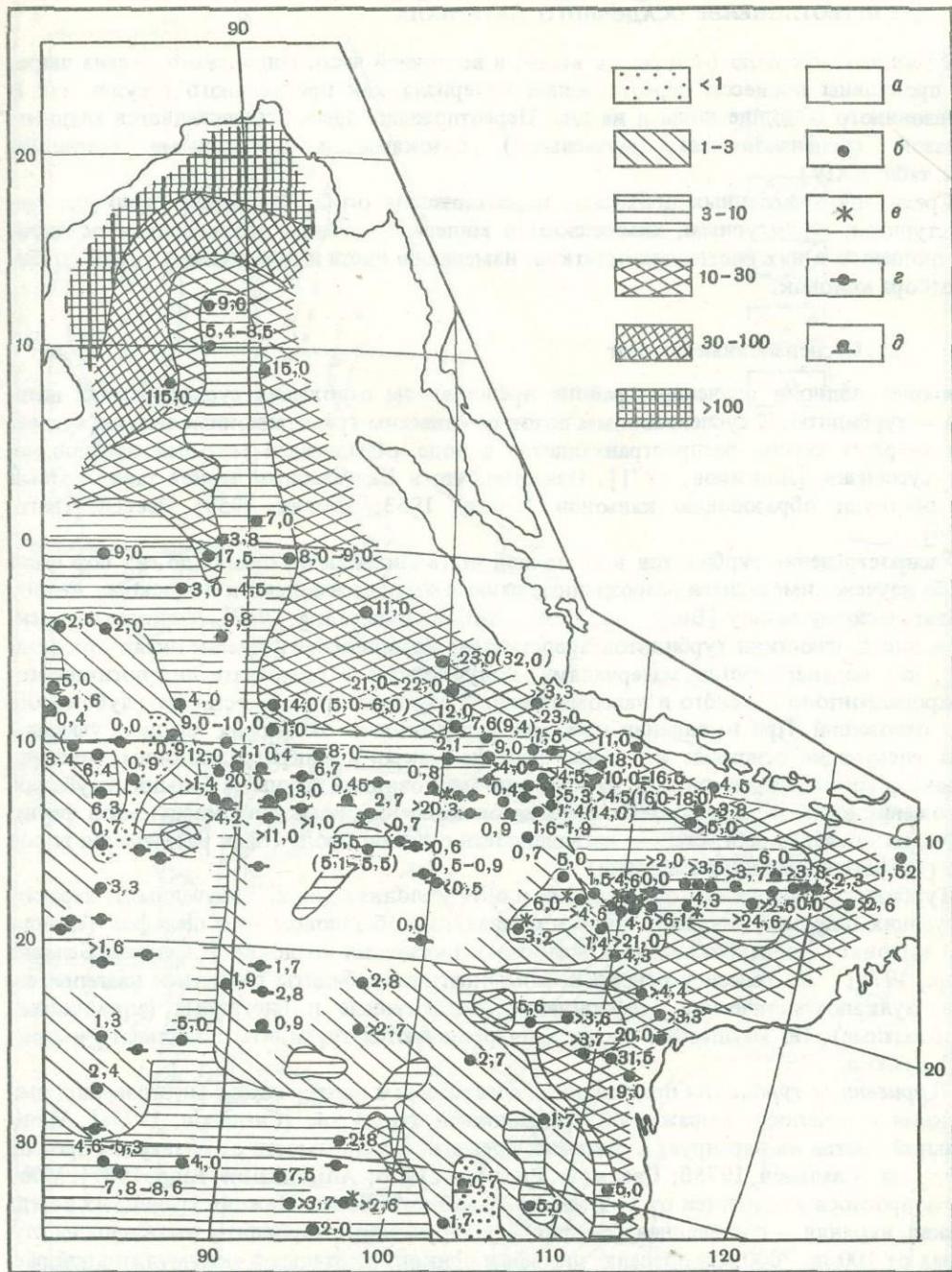


Рис. 50. Карта скоростей осадконакопления, мм/1000 лет

a – область изменчивых скоростей осадконакопления или отсутствия данных; *b* – станции, на которых определены скорости седиментации; *c* – станции с переотложенными осадками; *d* – то же, с отсутствием современных осадков; *e* – то же, с перерывами в колонках. Цифры у точек на карте – подсчитанные величины

§ 2. ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ ОСАДЧНОГО МАТЕРИАЛА

Как уже неоднократно отмечалось выше, в восточной части Индийского океана широко проявлены процессы переотложения материала, как принесенного с суши, так и образованного в толще воды и на дне. Переотложение здесь осуществляется главным образом супензионными (мутьевыми) потоками и придонными течениями (см. табл. XXIV).

Среди многочисленных признаков переотложения особое внимание было уделено текстурным, структурным, химическим и минералогическим особенностям осадков, соотношению в них биогенных остатков, изменению цвета и плотности, а также глубине отбора колонок.

2.1. Супензионные потоки

Наиболее полно в изученном районе представлены отложения супензионных потоков — турбидиты. К супензионным потокам отнесены гравитационные течения супензии твердых частиц, распространяющиеся в воде, обладающей меньшей плотностью, чем супензия [Лонгинов, 1971]. Известно, что в Бенгальском заливе такие потоки способствуют образованию каньонов [Dietz 1953; Heezen, 1959; Heezen, Tharp, 1964].

Распространение турбидитов в восточной части Индийского океана до сих пор было слабо изучено: имеющиеся разрозненные данные относятся только к Зондскому желобу и Бенгальскому заливу [Безруков, 1964а; Anikouchine, Ling, 1967]. Широкие перспективы для диагностики турбидитов представляет комплексное изучение океанских осадков, что подтверждается материалами, полученными в результате литологического, микропалеонтологического и палеомагнитного изучения преимущественно глубоководных отложений. При выявлении прослоев турбидитов в океанских осадках учитывались следующие основные критерии: наличие макро- и микроградационных текстур, характер границ напластования, присутствие мелководной фауны на больших глубинах, положение критической глубины карбонатонакопления, изменение комплексов фауны и флоры по вертикали, степень насыщенности осадков продуктами разрушения пород дна (эдафогенными компонентами).

Турбидиты обнаружены в скважинах и в 89 колонках (из 227 изученных), характеризующих широкий диапазон типов и фациальных обстановок — от шельфов (единичные колонки) до глубоководных желобов и океанских котловин [Свальнов, Беляева и др., 1978]. По генезису основных компонентов турбидиты разделены на терригенные, вулканокластические (тефроидные), эдафогенные и биогенные (кремнистые, карбонатные). По масштабам проявления различаются турбидиты локального и дальнего разноса.

Терригенные турбидиты представлены алевритами и очень редко — мелкозернистыми песками с отчетливо выраженной градационной текстурой [Свальнов, 1975а]. Минеральный состав их варьирует в широких пределах в зависимости от питающих провинций суши [Свальнов, 1975б; Свальнов, Рудакова, 1976; Anikouchine, Ling, 1967]. Мощность прослоев колеблется от 1—2 мм до 40—60 см и более. Нижняя граница их всегда резкая, верхняя — постепенная (см. рис. 8). Терригенные турбидиты выявлены на глубинах от 100 до 7000 м в пределах шельфа и приконтинентальной аккумулятивной равнины Бенгальского залива, в Кокосовой котловине, Зондском глубоководном желобе, Андаманском море и юго-восточнее о-ва Шри-Ланка (рис. 51). В указанных районах в четвертичное время накапливались преимущественно гемипелагические глины. Исходя из средних скоростей накопления конкретных осадков в Индийском океане [Лисицын, 1974; Свальнов, Демиденко, Мухина, 1976], изученные колонки вскрыли турбидиты, примерный возраст которых не превышает 140 тыс. лет. Максимальное число прослоев (около 60) обнаружено в Бенгальском заливе. Наиболее интенсивное переотложение здесь происходило 30—40 тыс. лет назад.

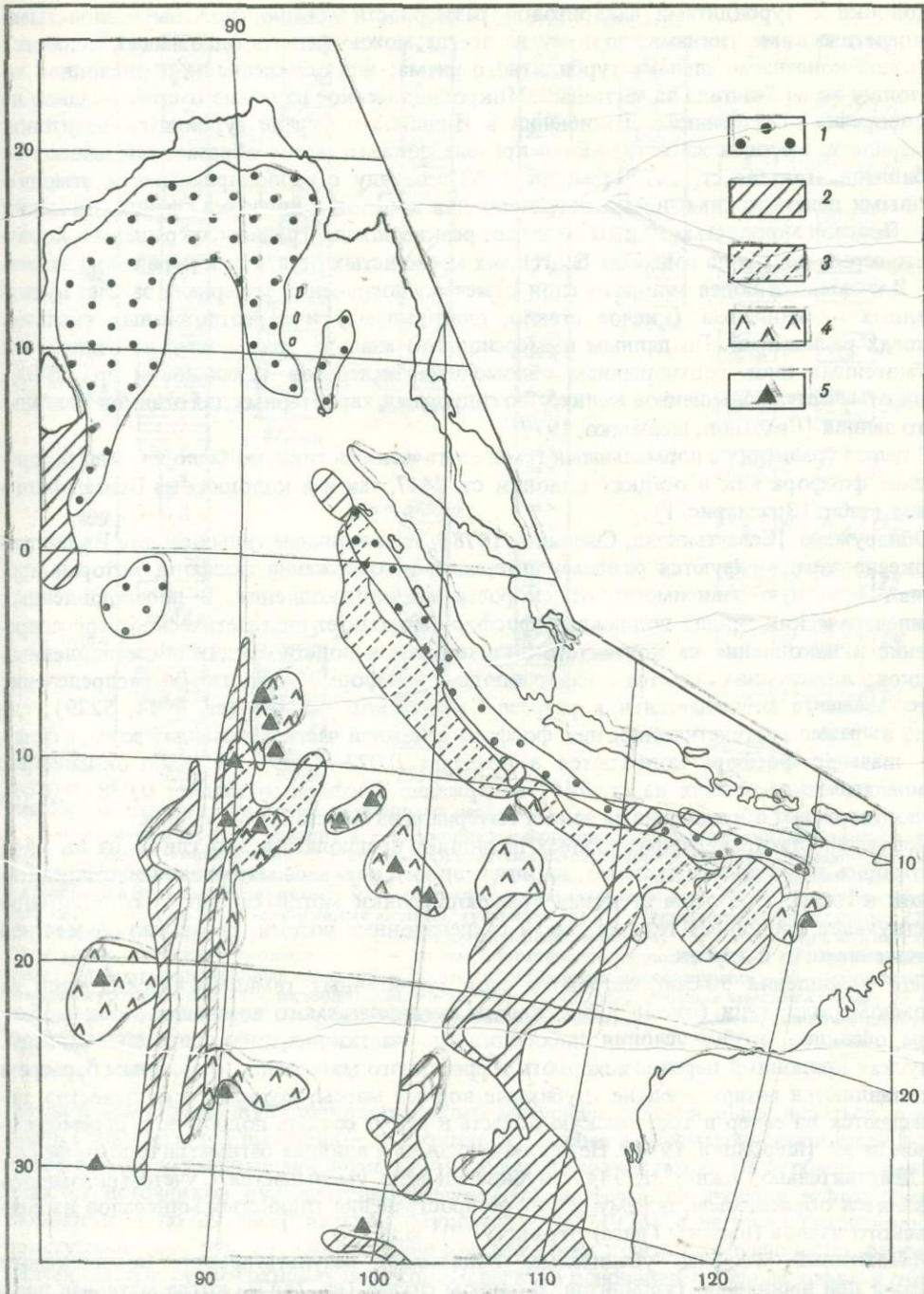


Рис. 51. Схема распространения переотложенных осадков

Турбидиты: 1 – терригенные; 2 – биогенные карбонатные (кокколитовые, фораминиферовые, смешанно-детритовые); 3 – биогенные кремнистые (преимущественно этмодискусовые); 4 – эндогенные; 5 – места сбора магматических и метаморфических пород дна

Колонки с турбидитами алевритовой размерности обычно сложены неслоистыми гемипелагическими глинами, поэтому не всегда можно решить однозначно, являются ли глины конечными членами турбидитного ритма; или осаждение их происходило через толщу воды "частица за частицей". Микроскопическое изучение состава осадков не противоречит допущению о накоплении в Индийском океане турбидитов пелитовой размерности, местами же встречаются прямые доказательства образования глинистых турбидитов. Так, на ст. 7447 (см. рис. 1, 52) наряду с радиоляриевыми и этмодискусовыми пелагическими илами встречаются два прослоя и линзочки гемипелагических глии. Прослои мощностью 50 и 10 см имеют резкие нижние границы, окрашены в коричневато-серый цвет и не содержат биогенных кремнистых остатков в первичном залегании. В основании более мощного слоя отмечено погружение материала за счет вулканических компонентов (кислое стекло, плагиоклазы) и переотложенных скелетов крупных радиолярий. По данным иммерсионного анализа, глины заметно отличаются от биогенных илов соотношением обломочных минералов [Свальнов и др., 1980]. В них отмечается повышенное количество гидрослюд, характерных для осадков Бенгальского залива [Свальнов, Шевченко, 1977].

С целью сравнения с нормальными гемипелагическими глинами было изучено распределение фосфора как в осадках колонки ст. 7447, так и в колонках из Бенгальского залива (табл. 13; см. рис. 1).

Обнаружено [Севастьянова, Свальнов, 1978], что различные типы осадков Индийского океана характеризуются разными интервалами содержаний фосфора, которые проявляют обратную зависимость от скорости осадконакопления. В восстановленных гемипелагических глинах подвижный фосфор испытывает диагенетическое перераспределение и накопление на контакте окислительных и подстилающих восстановленных осадков; в последних остается фосфор в подвижной форме. Аналогичное распределение этого элемента наблюдается и в разрезе Бенгальского залива (ст. 4954, 5229), где четко выражен диагенетический пик фосфора в нижней части окисленной зоны, а фоновые значения фосфора колеблются в пределах 0,022–0,049%. В слабо окисленных гемипелагических глинах на ст. 7447 содержание фосфора составляет 0,038–0,050%, что подтверждает образование их за счет материала из Бенгальского залива.

Совокупность приведенных данных позволяет предполагать, что глины на ст. 7447 отложились в результате дальнего, но интенсивного переноса материала из гемипелагической области. При этом агентами транспортировки могли служить как постоянно действующие придонные течения, так и суспензионные потоки. Возможно совместное проявление и тех и других.

Для накопления 50-сантиметрового слоя терригенных гемипелагических глин на огромном расстоянии (около 3 тыс. км) от предполагаемого источника сноса необходимы, очевидно, особые условия: либо затишные участки дна, либо природные барьеры. Допускается придонный перенос исходного терригенного материала, возможным барьером представляются антарктические глубинные водные массы, которые, как известно, перемещаются на север в тропическую область и могут создать подпор вод, перемещающихся на юг [Щербинин, 1971]. Не исключено здесь и влияние батиметрического фактора. Действительно, южнее ст. 7447 глубина заметно уменьшается. С учетом сказанного становится объяснимым, почему фронт распространения глинистых минералов из Бенгальского залива (выносы Ганга) ограничен 10° ю.ш.

Изложенный материал убедительно показывает результативность комплексного подхода при выявлении турбидитов. В данном случае (ст. 7447), когда материал переносился на огромные расстояния, оказалось полезным минералогическое, литологическое и геохимическое изучение осадков.

Вулканокластические турбидиты выявлены в значительной мере условно, так как градационные текстуры тафроидных осадков могут иметь двоякую природу. Вблизи Зондских островов продукты наземных извержений, выпадающие непосредственно в воду, испытывают механическую дифференциацию в процессе оседания, что приводит к образованию градационных текстур. По мере удаления от островов грануло-

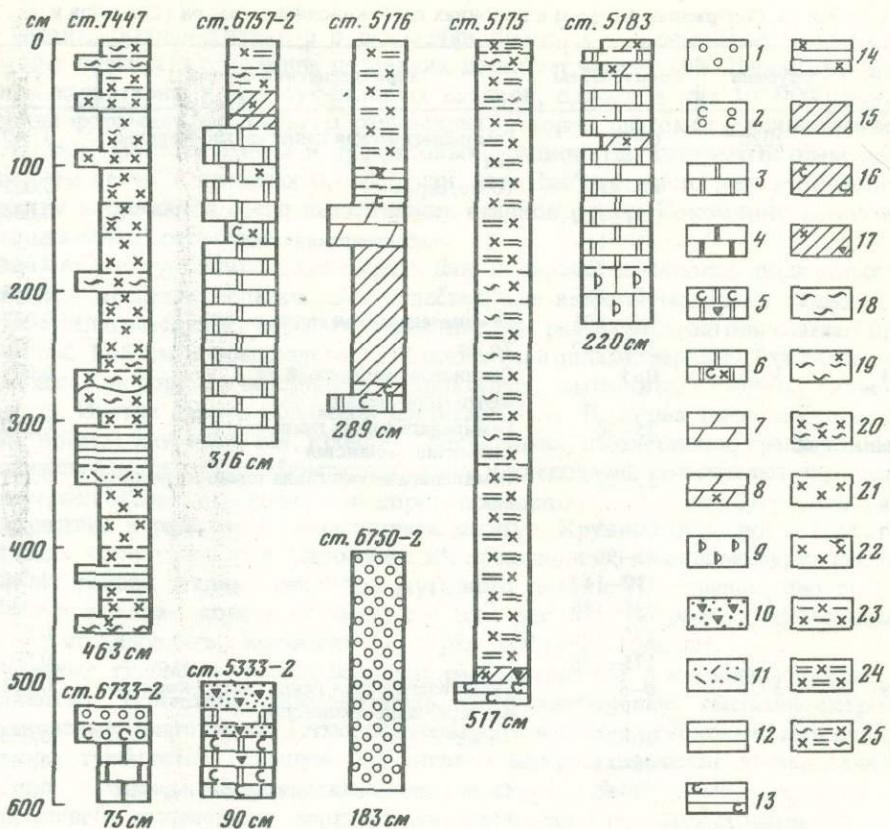


Рис. 52. Типовые колонки с переотложенными осадками

1 – фораминиферовые осадки; 2 – кокколитово-фораминиферовые осадки; 3 – кокколитовые илы; 4 – то же, уплотненные; 5 – то же, обогащенные фораминиферами и кремневыми спикулами; 6 – то же, обогащенные радиоляриями и фораминиферами; 7 – глинисто-известковые илы; 8 – то же, обогащенные радиоляриями; 9 – смешанно-детритовые осадки; 10 – кремнево-губковые осадки; 11 – алевриты терригенных мелких, туффитовые; 12 – гемipelагические глины; 13 – то же, слабоизвестковистые; 14 – то же, обогащенные радиоляриями; 15 – миопелагические глины; 16 – то же, слабоизвестковистые; 17 – то же, обогащенные радиоляриями и кремневыми спикулами; 18 – этмодискусовые илы; 19 – то же, обогащенные радиоляриями; 20 – радиоляриево-этмодискусовые илы; 21 – радиоляриевые илы; 22 – то же, обогащенные этмодискусами; 23 – глинисто-радиоляриевые илы; 24 – радиоляриево-глинистые илы; 25 – радиоляриево-этмодискусово-глинистые илы

метрический состав вулканоцластического материала должен выравниваться, а мощность образующихся прослоев – сокращаться. Однако в рассматриваемой части Индийского океана указанные закономерности не всегда сохраняются. На огромных расстояниях от источников вулканогенного материала встречаются прослои тефры большой мощности – до 29 см [Свальнов, Мурдмаа и др., 1976] с четкими градационными текстурами (см. рис. 8). Образование именно таких прослоев обусловлено, вероятно, деятельностью супензионных потоков. Нередко в основании прослоев тефры и особенно туффитовых осадков наблюдаются скопления раковин фораминифер. Количество последних и размеров их обломков постепенно уменьшаются к кровле слоя, что также является, на наш взгляд, свидетельством переотложения.

Тефроидный материал обнаружен во многих колонках в широтной полосе между 5° с.ш. и 15–18° ю.ш., где он слагает прослои тефры и туффитовых осадков. Размерность вулканогенных частиц обычно алевритовая. В составе тефры преобладает бесцветное стекло кислого состава, присутствуют пироксены, шлагиоклазы, апатит, цир-

Таблица 13. Содержание фосфора в колонках глубоководных осадков [Свальнов и др., 1980]

Станция	Глубина	Горизонт, см	Характеристика осадка	P, %
4933	2020	0—5	Гемипелагическая глина светло-коричневая	0,040
		40—48	То же, серая	0,035
		101—110	" "	0,036
		150—155	" слабоизвестковистая	0,040
		205—210	" "	0,044
		250—255	" "	0,045
		300—308	Гемипелагическая глина серая	0,032
		337—342	То же	0,030
		0—5	Глинисто-известковый ил	0,049
		25—30	желто-коричневый	
4954	3485	30—33	Гемипелагическая глина серая	0,073
		60—63	слабоизвестковистая	
		85—90	Гемипелагическая глина темно-коричневая	0,099
		112—117	То же, серая	0,028
		135—140	" "	0,044
		155—160	" "	0,048
		175—178	" "	0,032
		0—5	" "	0,039
		20—25	Гемипелагическая глина светло-коричневая	0,031
		45—48	слабоизвестковистая	
5229	3725	48—50	То же	0,045
		70—75	"	0,066
		95—100	Гемипелагическая глина темно-коричневая	0,121
		100—105	То же, серая	0,049
		105—110	" "	0,024
		125—130	коричневая	0,022
		145—150	" серая	0,037
		0—5	" "	0,031
		160—165	" "	0,044
		258—263	Глинисто-радиоляриевый ил	0,055
7447	5250	292—297	Радиоляриевый ил	0,063
		311—316	" "	0,062
		330—335	Гемипелагическая глина коричневато-серая	0,083
		360—365	То же	0,040
		390—395	Радиоляриевый ил	0,038
		405—410	" "	0,073
		420—425	Радиоляриево-глинистый ил	0,081
		430—435	Гемипелагическая глина коричневато-серая	0,074
		455—460	Глинисто-радиоляриевый ил	0,050
			Радиоляриевый ил	0,073

кон, биотит, титаномагнетит, а в основании прослоев — кремнистые и карбонатные биогенные остатки. Содержание последних достигает иногда 10%. Перечисленные компоненты характерны и для туффитовых осадков, однако в них 10–90% составляют раковины фораминифер, скелеты радиолярий, створки диатомей и глинистые минералы. Возраст прослобов тефры и туффитовых осадков (по палеомагнитным данным) в основном лежит в пределах 0,1–0,7 млн. лет. Наиболее часто вулканокластические турбидиты встречаются среди пелагических осадков района Кокосового поднятия, где рельеф дна сильно расчленен.

Эдафогенные турбидиты характерны для подножий и склонов подводных гор и поднятий в пределах пелагических областей, где встречаются среди радиоляриевых илов, миопелагических и эвпелагических глин (см. рис. 8). Обычно они слагают прослои мощностью 1–5 см и представлены песчано-алевритовыми зернами базальтов, сильно измененных пород, моноклиновых пироксенов, магнетита, хлорита, комочками глин и др. Иногда размер обломков достигает 3 см. Подошва таких прослоев всегда резкая, прямая или неровная, кровля — постепенная, неотчетливая, градационные текстуры наблюдаются редко. Минералогические исследования показывают, что эдафогенный материал обычно переносится на короткие расстояния. Этим и обусловлено, вероятно, отсутствие в ряде мест градационных текстур. Крупные обломки в эдафогенных турбидитах часто угловатые. Отложение их происходило, по-видимому, из густой суспензии на ранних стадиях движения мутевого потока. Пространственно турбидиты тяготеют к выходам коренных пород дна (см. рис. 51). Возраст их (палеомагнитные данные) в исследованных колонках составляет от 0 до 2,6 млн. лет.

Биогенные турбидиты имеют широкое распространение в изученном районе. Здесь выделяются турбидиты кокколитовые, фораминиферовые, смешанно-детритовые, радиоляриевые, диатомовые (этмодискусовые) и кремнево-губковые. Для выявления биогенных турбидитов большую роль играют микроскопические исследования, позволяющие находить микроградационные текстуры. Необходимо учитывать также состав, степень сохранности, вертикальное и латеральное распространение биогенных компонентов, характер границ напластования.

Биогенные турбидиты развиты у подножия материкового склона Австралии, южнее о-ва Шри-Ланка, на склонах Восточно-Индийского хребта, вдоль юго-западного склона внешнего вала Зондского желоба и вокруг отдельных поднятий. Масштаб предлагаемой схемы (см. рис. 51) не позволяет, однако, показать все места находок турбидитов. Частично этот недостаток восполнен ниже детальным описанием ряда колонок.

Кремнево-губковые (*спикулевые*) турбидиты обнаружены только на ст. 5333-2, к западу от Австралии, на глубине 5436 м (см. рис. 1, 52).

Они представлены алевритово-пелитовыми илами темно-коричневого цвета, плотными, содержащими 50–70% опаловых микросклер и спикул различной формы, а также песчано-алевритовый терригенный материал (30–50%). В составе последнего определены полевые шпаты, кварц и глауконит. Мощность прослоя достигает 25 см.

Вниз по разрезу описанные отложения постепенно сменяются кокколитовыми илами. В пользу вторичного залегания всех осадков колонки свидетельствуют слишком большая глубина их нахождения, не свойственная для нормального осаждения карбонатного материала и накопления современных кремнево-губковых отложений. О первично мелководном накоплении спикул свидетельствует и ассоциация их с глауконитом. Представляется, что весь материал колонки был переотложен суспензионными потоками, один из которых вынес за пределы шельфа Австралии и спикулы.

Этмодискусовые турбидиты распространены в восточной части экваториального пояса биогенного кремненакопления (см. рис. 8, 51, 52). Они представлены этмодискусовыми и глинисто-этмодискусовыми илами, обычно приуроченными к подножиям склонов и котловинам с глубинами 3785–5830 м [Свальнов, 1974]. Мощность прослоев этмодискусовых турбидитов достигает 55 см. Основным компонентом осадков являются фрагменты современной крупной диатомеи рода *Ethmodiscus*. В примеси встречаются створки более мелких диатомей, скелеты радиолярий, кокколиты, фор-

миниферы, глинистые минералы, шлагиоклазы, бесцветное стекло, продукты размыва древних осадков и магматических пород основного состава. Для таких отложений характерны микроградационные текстуры [Свальнов, 1975а].

Образование этмодискусовых турбидитов связано с деятельностью специфических суспензионных потоков, содержащих в изобилии створки диатомей *Ethmodiscus rex*. Возраст таких турбидитов, по палеомагнитным данным, не превышает 0,7 млн. лет; не встречены они и в современных условиях (рис. 53).

Радиоляриевые турбидиты пространственно приурочены к областям распространения этмодискусовых илов. Они встречены в подповерхностных слоях колонок четвертичных осадков и представлены радиоляриевыми и глинисто-радиоляриевыми илами. Мощность прослоев радиоляриевых турбидитов не превышает первых сантиметров (см. рис. 8, 52). Для них характерны микроградационные текстуры, выраженные в постепенной смене крупных скелетов радиолярий более мелкими. Основание сортированных слойков нередко обогащено эдафогенным материалом алевритового размера (измененные обломки магматических пород и глинистые комочки), а также фрагментами раковин фораминифер. При совместном переотложении этмодискусовых и радиоляриевых илов последние лежат обычно в основании слоев, постепенно разбавляясь створками диатомей к кровле слоев. Радиоляриевые турбидиты, как и этмодискусовые, являются типично пелагическими образованиями.

Биогенные карбонатные турбидиты представлены главным образом кокколитовыми илами, смешанно-детритовыми и фораминиферовыми осадками. Они весьма характерны для пелагических областей; возраст их превышает местами 2,7 млн. лет.

Смешанно-детритовые турбидиты (см. рис. 8, 52) встречены у подножия континентального склона Австралии, южнее о-ва Шри-Ланка и вокруг ряда мелких островов (см. рис. 51). По гранулометрическому составу они соответствуют пескам, алевритам, реже — пелитам. Вещественный состав их отличается сложным набором остатков бентосных и планктонных организмов — пелеципод, остракод, гастропод, птеропод, мишанок, кораллов, серпулид, морских ежей, карбонатных губок, фораминифер, кокколитофид и др. Обломки скелетов бентосных организмов обычно составляют более 70%, планктонные же фораминиферы и кокколиты — 10—30%. Нередко смешанно-детритовые турбидиты содержат глауконит, спикулы кремневых губок, остатки наземных растений. Мощность прослоев этих турбидитов достигает 0,5—0,8 м.

Смешанно-детритовые турбидиты всегда граничат по резкому контакту с нижележащими глубоководными отложениями. Образование их связано, вероятно, с переотложением кораллово-водорослевых, ракушечных и некоторых других бентогенных осадков, широко распространенных на шельфе Австралии, вокруг Ментавайских, Андаманских, Никобарских, Кокосовых и других островов тропической зоны Индийского океана.

Фораминиферовые турбидиты (см. рис. 8, 52) тяготеют к подножию континентального склона Австралии, а также к подножиям Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов, подводных гор и поднятий (см. рис. 51). Они представлены цельнораковинными и детритовыми фораминиферовыми осадками, нередко залегающими ниже критической глубины карбонатонакопления. Мощность прослоев колеблется в широких пределах и может достигать 0,5—1,0 м.

Фораминиферовые турбидиты легко опознаются по градационным и микроградационным текстурам. В последнем случае обычно наблюдается (снизу вверх) хорошо выраженный переход от целых фораминифер ко все более мелким их обломкам. Фораминиферы являются надежным индикатором переотложения, обогащая основание слоев тифроидных, терригенных, глинисто-кремнистых и других типов осадков.

Обнаружение фораминиферовых осадков среди эпипелагических глин обычно свидетельствует о переотложении карбонатного материала, хотя современные глубины (менее 4700 м) могут указывать на нормальную седиментацию. Проиллюстрируем это распределением планктонных фораминифер в колонке ст. 4577 (см. рис. 1,8), сложенной

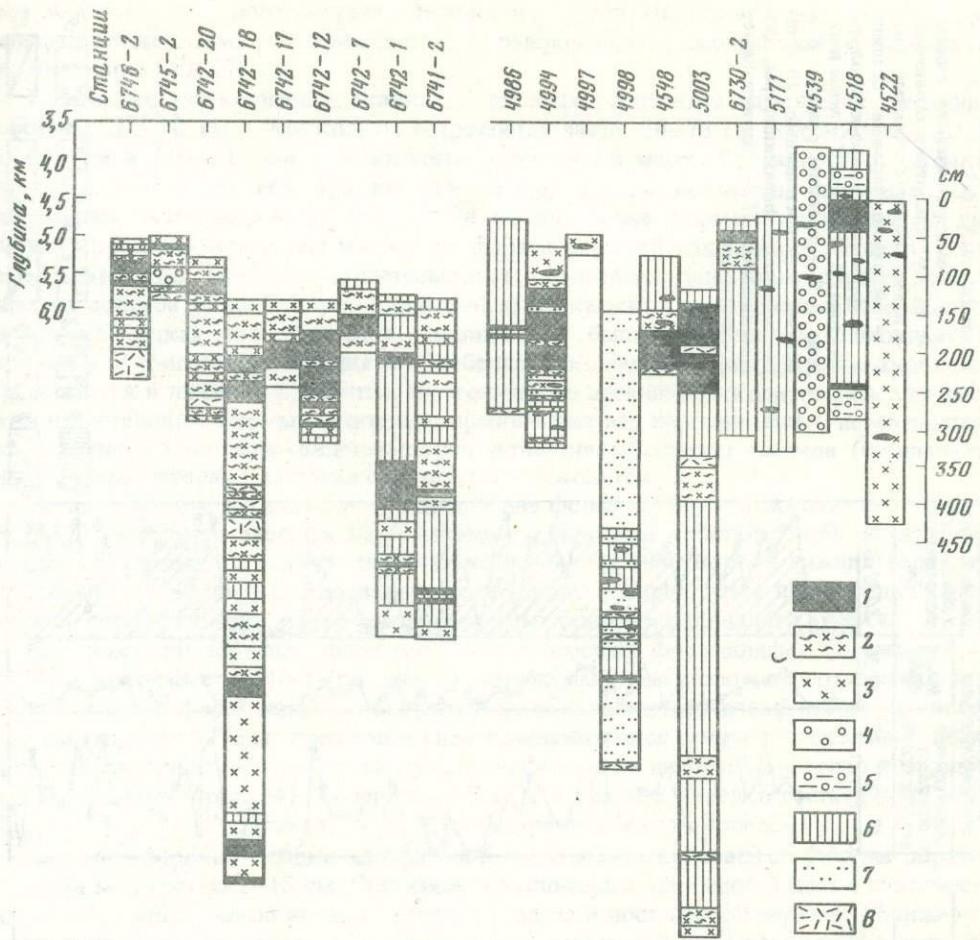


Рис. 53. Положение этмодискусовых илов в колонках

Осадки: 1 — этмодискусовые; 2 — этмодискусово-радиоляриевые; 3 — радиоляриевые; 4 — кокколитово-фораминиферовые; 5 — глинисто-известковые; 6 — глинистые; 7 — алевритовые и алевритово-глинистые терригенные; 8 — тephра

четвертичными эвпелагическими и миопелагическими глинами с прослойями кокколитовых илов и фораминиферовых осадков.

Фораминиферы встречены во всех пробах [Свальнов, Беляева и др., 1978]. Численность их изменяется очень резко от 35 000 до 2 экз. в 1 г осадка. Наибольшее число видов (10–16) и максимальные концентрации приурочены к горизонтам 14–18, 74–78 и 91–99 см, представленным фораминиферовыми осадками. Для двух верхних прослоев характерны мелкие формы (менее 0,01 мм), составляющие до 89% всей фауны планктонных фораминифер.

Меньшее число видов и низкие концентрации выявлены в глинах и кокколитовых илах. При этом ни один из видов не дает высоких содержаний, нет здесь и видов, характерных только для этих типов осадков.

Часть видов из прослоев фораминиферовых осадков не встречена в водах и современных осадках района ст. 4577, что свидетельствует об интенсивном привносе карбонатного материала. Высокая численность, большое количество видов, обилие мелких форм, наименее устойчивых к растворению, резкие границы раздела слоев — все это позволяет говорить об отложении горизонтов 14–18, 74–78, 91–99 см супензионными потоками, которые выносили карбонатный материал с более поднятых участков дна (глубины ме-

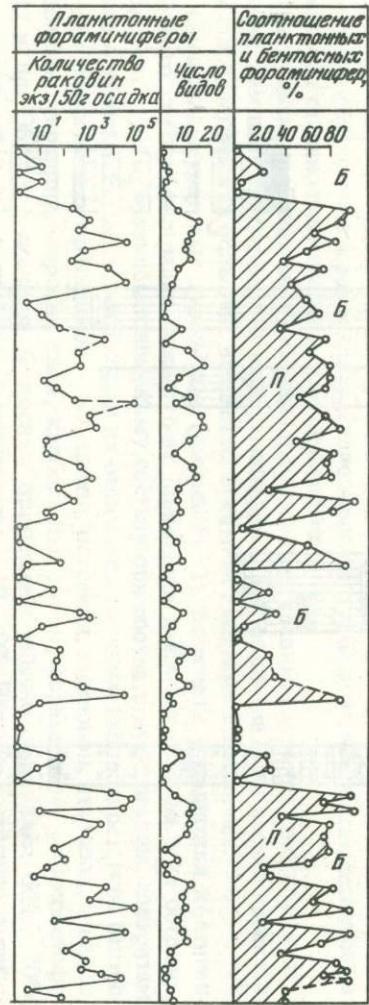
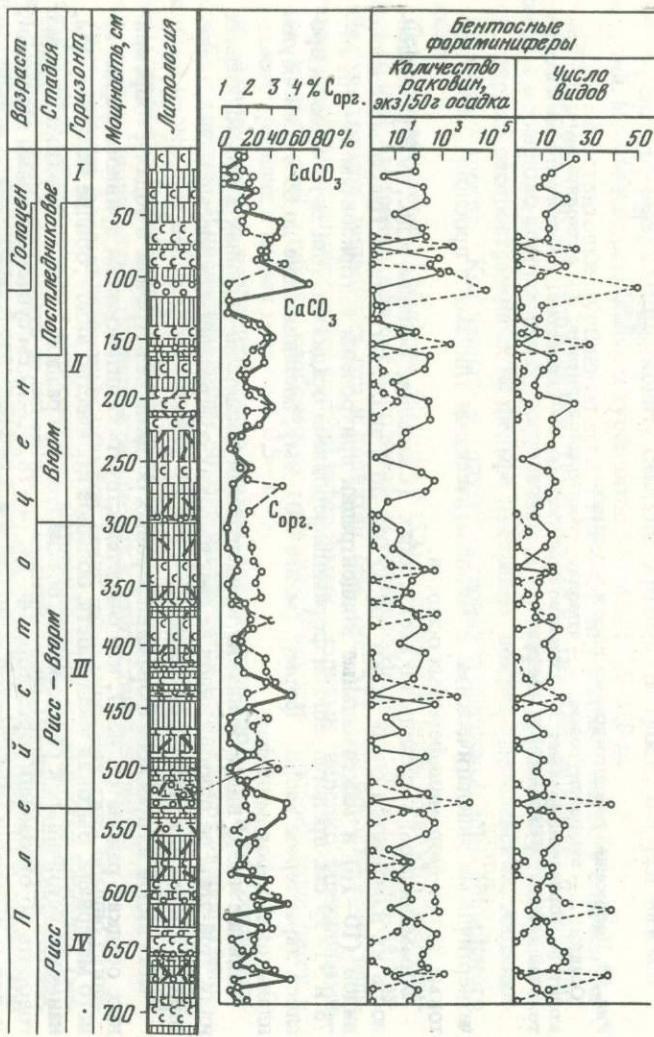


Рис. 54. Состав и возраст осадков колонки ст. 5310-3

- 1 - гемипелагические глины;
- 2 - то же, слабоизвестковистые;
- 3 - известковисто-глинистые илы;
- 4 - фораминиферовые осадки;
- 5 - фораминиферово-кокколитовые илы;
- 6 - тефра;
- 7 - ходы илопедов;
- 8 - резкие;
- 9 - постепенные;
- 10 - переотложенные фораминиферы;

нее 3000 м) – из района Восточно-Индийского хребта. Иногда этот материал был представлен кокколитами, что приводило к формированию кокколитовых турбидитов, подобных слою 110–118 см.

Количество кокколитов в осадках указанных горизонтов изменяется следующим образом: 14–18 см – кокколиты встречаются часто, 74–78 см – кокколиты редки, 91–99 см и 110–118 см – кокколиты встречены в массе. Сохранность кокколитов неоднородная: в верхнем прослое (14–18 см) формы нежные, не оплавившие, много сломанных экземпляров, в гор. 74–78 см оплавившие формы преобладают. В двух нижних прослоях встречены массивные формы хорошей сохранности. Видовой состав кокколитов гор. 14–18 см свидетельствует о раннеплейстоценовом возрасте вмещающих их осадков (зона *Gephyrocapsa oceanica*). Кокколиты неогенового и палеогенового возраста в осадках этого горизонта, по-видимому, были принесены супензионными потоками или придонными течениями. Особенно четко наличие кокколитовых турбидитов проявляется в нижних горизонтах, где количество древних кокколитов резко возрастает и палеогеновые формы значительно преобладают над неогеновыми. О переотложении карбонатного материала свидетельствуют четвертичный возраст осадков (по планктонным фораминиферам) и плохая сохранность кокколитов.

Таким образом, параллельное исследование фораминифер и кокколитов в колонке ст. 4577 позволило выявить карбонатные турбидиты и констатировать четвертичный возраст отложений, а наличие палеоген-неогеновых кокколитов в нижних горизонтах объясняется деятельностью супензионных потоков, которые здесь проявлялись много-кратно, поставляя материал из разновозрастных областей подводного выноса.

Как показало изучение планктонных и бентосных фораминифер [Беляева и др., 1981] в колонке ст. 5310-3 (см. рис. 1), надежным индикатором переотложения являются бентосные фораминиферы. Вскрытый здесь позднечетвертичный разрез мощностью 717 см (глубина 4376 м) представлен переслаивающимися гемипелагическими глинами, в разной степени известковистыми, фораминферовыми и фораминферово-кокколитовыми осадками (рис. 54). Содержание CaCO_3 в осадках нередко составляет 30–60%, SiO_2 – 0,5–0,7% [Дворецкая, 1971]. Часто встречаются ходы илоедов.

Фораминферовые осадки алевритовой и песчано-алевритовой структуры образуют прослои мощностью 2–15 см. Они имеют светло-серый (до белого) цвет и повсеместно характеризуются резкой нижней границей раздела и постепенной верхней, а также незакономерным чередованием с другими типами отложений. В составе этих осадков преобладают целые раковины и детрит фораминифер (до 85%). Среди других компонентов (около 15%) обнаружены кварц, полевые шпаты, слюды, карбонатные обломки скелетов мелководных организмов. Незначительную примесь составляют спикулы губок, обрывки растений, глинистые минералы. Иногда полости раковин выполнены пиритом.

Фораминферово-кокколитовые илы алевритовой и пелитово-алевритовой структуры окрашены в светло-серый цвет. Они образуют прослои мощностью до 3–17 см и либо постепенно сменяют вверх по разрезу фораминферовые осадки, либо по резкой границе залегают на подстилающих отложениях. В составе этих илов преобладают кокколиты (40–45%) и фораминиферы (20–25%), глинистые минералы составляют 35–40%. Незначительная примесь представлена полевыми шпатами, слюдами, в раковинах фораминифер встречается пирит.

В большей части колонки ст. 5310-3 распространены комплексы фораминифер, очень сходные с комплексами современных глубоководных осадков и захоронявшиеся на месте обитания. Иные ассоциации встречены в известковых (преимущественно фораминферовых) осадках – горизонтах 676–665, 615–609, 533–516, 445–438, 212–205, 158–150, 117–93, 80–72 см. В их составе преобладают (более 70%) планктонные формы, численность которых превышает 20 000 экз./50 г осадка, достигая 92 000 экз. в слое 212–205 см. Число планктонных видов небольшое – 2–5. Все они представлены чрезвычайно мелкими экземплярами (не более 0,03 мм в диаметре).

Видовую принадлежность многих форм часто невозможно установить. Почти полное отсутствие детрита раковин отличает эти ассоциации от типично глубоководных.

Численность бентосных фораминыфер в указанных выше слоях осадков составляет 3000–5000 экз., возрастая в горизонтах 524–516 и 103–117 см до 17000 и 60 000 экз. соответственно. Такие высокие значения не свойственны глубоководным осадкам. Отличным от глубоководных ассоциаций оказался и таксономический состав фауны, представленной в основном многочисленными видами родов *Bolivina*, *Brizalina*, *Bulimina*, *Buliminella*, *Bozalina*, *Patellina*, *Nonionella*, *Hanzawaia*, *Cassidulina*, характерными для верхней части материкового склона с глубинами менее 1000 м [Сайдова, 1976; Freerichs, 1968]. Число видов в пробе превышает 50. Все они представлены только мелкими, обычно тонкостенными, часто прозрачными, очень хрупкими раковинами прекрасной сохранности.

Нахождение такой ассоциации фораминифер в удаленном на 1900 км от континента участке дна, несомненно, связано с деятельностью супензионных потоков и придонных течений, выносящих осадочный материал, включая и фораминиферы, с мелководья.

В небольшом количестве переотложенные мелководные фораминиферы встречаются и в слоях 685–676, 630–635, 577–573, 430–419, 380–371, 362–350, 340–324, 140–117 см с низким содержанием CaCO_3 . Образование этих осадков в основном связано с отложением тонкого терригенного материала инесенных придонными течениями мелких раковин фораминифер. Накопление их происходило сравнительно медленно, о чем свидетельствует присутствие бентосных глубоководных фораминифер, захоронявшихся на месте обитания. Численность бентосных фораминифер обычно невысокая – менее 50 экз., преобладают крупные формы. Только в слое 630–635 см число их возрастает до 51 400 экз. за счет обилия переотложенных мелких раковин.

Кокколитовые турбидиты (см. рис. 8,52) обнаружены в тех же районах, что и фораминиферовые, но распространены гораздо шире. Они представлены главным образом кокколитовыми и фораминиферово-кокколитовыми илами. Мощность прослоев переотложенного материала превышает 2 м. Решающее значение при выявлении кокколитовых турбидитов имеет соотношение четвертичных и более древних кокколитов. Представляется, что в турбидитах количество особей дочетвертичных видов должно резко возрастать по сравнению с фоновым содержанием их в осадках. К турбидитам были отнесены также кокколитовые илы четвертичного возраста, не содержащие значительной примеси древних кокколитов, но залегающие ниже критической глубины карбонатонакопления (глубже 4700 м). Во всех случаях учитывались литологические данные. Ниже приведено описание нескольких характерных колонок с кокколитовыми турбидитами [Свальнов, Беляева и др., 1978].

Колонка ст. 5330-3 поднята с глубины 5729 м (желоб Оби). Кокколитовые илы мощностью 200 см залегают здесь под эвпелагическими глинами (см. рис. 48), которые, в свою очередь, заключают прослой фораминиферовых осадков и перекрыты этими же осадками. Смена эвпелагических глин фораминиферовыми отложениями происходит резко. Среди кокколитов выявлено 28 четвертичных и неоген-четвертичных видов и 20 палеоген-неогеновых. Пример подсчета соотношений кокколитов в разрезе приведен в табл. 14.

Возраст осадков колонки четвертичный, зона *Gephygoscapsa oceanica*. Количество особей древних видов часто превышает 30%, достигая максимума (48,4%) в интервале 157–158 см. На контакте с эвпелагическими глинами соотношение видов кокколитов резко меняется [Дмитренко, 1978]. Это является, вероятно, следствием избирательного растворения кокколитов при погружении их ниже критической глубины карбонатонакопления. Учитывая большую глубину залегания карбонатных осадков колонки, значительную примесь в них древних кокколитов, характер границ напластования, а также нахождение в разрезе эвпелагических глин совместно с кокколитовыми и фораминиферовыми осадками, не свойственное нормальной пелагической седиментации, можно допустить, что карбонатные осадки были принесены в желоб Оби супензионными потоками с Западно-Австралийского хребта и прилегающих к желобу подводных гор.

Таблица 14. Соотношение четвертичных и древних видов кокколитов в осадках колонки ст. 5330-3 [Свальнов, Беляева и др., 1978]

Горизонт, см	Количество видов		Количество особей, %	
	четвертичные	древние	четвертичные	древние
0–5	9	9	69,2	29,8
5–10	8	12	68,6	31,4
10–11	11	22	85,1	14,9
32–37	3	14	62,1	37,9
77–78	8	10	52,1	47,9
87–88	9	8	55,6	44,4
97–98	7	6	56,6	43,4
107–108	9	6	65,9	34,1
117–118	9	6	52,8	47,2
127–128	8	6	58,0	42,0
137–138	8	7	64,0	36,0
147–148	9	7	68,4	31,6
157–158	9	9	51,6	48,4
167–168	8	7	77,6	22,4
177–178	9	6	82,0	18,0
187–188	9	7	62,5	37,5
197–198	9	6	66,4	33,6
207–208	9	9	71,0	29,0
217–218	8	10	74,4	25,6
227–228	7	9	61,9	38,2
237–238	8	8	65,2	34,8
247–248	9	9	77,0	23,0
257–258	8	10	62,2	37,8
267–268	9	7	62,8	37,2
277–278	8	6	62,4	37,6
281–282	8	6	63,0	37,0

Эвпелагические же глины образовались, вероятно, "in situ". Дочетвертичные виды кокколитов попадали в карбонатные осадки, по-видимому, еще до их переотложения. При этом наиболее интенсивно придонные течения размывали неогеновые отложения. Свидетельством переотложения карбонатных осадков колонки является и резкое изменение соотношения в них глинистых минералов (см. рис. 48) по сравнению с эвпелагическими глинами.

Не менее отчетливо деятельность суспензионных потоков проявилась на станциях 5175, 5176, 5183 (см. рис. 1, 52). Так, на ст. 5175 в основании колонки, поднятой с глубины 5747 м, слабоизвестковистые гемипелагические глины перекрыты миопелагическими глинами. Выше по разрезу залегают кремнисто-глинистые илы. Кокколиты были определены в двух образцах слабоизвестковистых глин: гор. 500–510 см содержит единичные экземпляры *Discoaster pentaradiatus*, *D. intercalaris*; второй образец (гор. 513–517 см) характеризуется богатым и разнообразным комплексом кокколитов, включающим 10 четвертичных и 18 палеоген-неогеновых видов. Таким образом, возраст глин четвертичный, а разнообразный комплекс кокколитов, большая глубина накопления позволяют отнести эти осадки к переотложенным.

На ст. 5176 колонка поднята с глубины 5653 м. Разрез представлен радиоляриево-глинистыми илами с двумя прослоями карбонатных осадков (см. рис. 52), имеющими резкие нижние границы и постепенные – верхние. Количество фораминифер возрастает к основанию прослоев, т.е. намечается градационная текстура. Среди кокколитов определено 62 вида, из них четвертичных – 12, дочетвертичных – 50. По массе древние виды составляют 40–53%, среди них преобладают неогеновые формы. Характер границ

напластования, условия накопления, высокое содержание дочетвертичных видов кокколитов свидетельствуют о вероятном отложении карбонатных илов супензионными потоками.

На ст. 5183 колонка поднята с глубины 5084 м и представлена глинисто-известковистыми, кокколитовыми и смешанно-детритовыми илами без видимых признаков переотложения. Осадки содержат богатый комплекс кокколитов, включающий 74 вида, из них 12 четвертичных и неоген-четвертичных, 62 палеоген-неогеновых. В количественном отношении древние виды составляют незначительный процент от общей массы кокколитов (1–15%), достигая максимума в интервалах 0–4 и 74–80 см (соответственно 40,6 и 32,9%). Среди них стабильнее всего представлены неогеновые дискоастеры.

Возраст осадков колонки определен как четвертичный, зона *Gephyrocapsa oceanica*. Достоверными турбидитами представляются горизонты 2–4 и 74–80 см, наличие же примеси древних кокколитов в других частях колонки обусловлено главным образом деятельностью придонных течений.

Ст. 5330-1 расположена в желобе Оби, в непосредственной близости от рассмотренной выше ст. 5330-3. Поднятая с глубины 5695 м колонка представлена кокколитовыми илами с прослоями эвпелагических глин. Подошва прослоев кокколитовых илов резкая, кровля – постепенная. В отличие от колонки ст. 5330-3 переотложенные кокколитовые илы здесь сложены преимущественно четвертичными видами. Максимальное количество (19%) древних кокколитов отмечено только в основании колонки.

Ст. 5333-2, как отмечалось выше, расположена к западу от Австралии на глубине 5436 м. Наряду с переотложенными кремнево-губковыми осадками (см. рис. 52) здесь встречены кокколитовые илы, в составе которых выявлено 8 четвертичных и 21 древний вид кокколитов. Среди последних на уровне 59 и 85 см отмечены экземпляры неретического вида – *Braarudosphaera bigelowi* (Gran, Braarud) Defl. Максимум дочетвертичных кокколитов (40%) обнаружен на уровне 40 см. Совместное нахождение мелководных кремнистых осадков и кокколитовых илов гораздо ниже критической глубины карбонатонакопления и присутствие неретического вида кокколитов свидетельствуют об интенсивном переотложении осадочного материала западнее континентального склона Австралии.

Ст. 6733-2 (глубина 3700 м) расположена в пределах крутого склона подводной горы (см. рис. 1). Поднятая здесь колонка представлена уплотненными кокколитовыми илами (см. рис. 52), которые по резкой границе перекрываются фораминиферовыми осадками. Кокколитовые илы имеют верхнемиоценовый возраст [Мухина и др., 1978].

Фораминиферовые осадки содержат преимущественно четвертичные виды кокколитов, присутствуют здесь и диатомеи того же возраста. Количество древних кокколитов вверх по колонке резко сокращается. С учетом рельефа, характера границ раздела и соотношения кокколитов представляется вероятным переотложением фораминиферовых осадков супензионным потоком, а отсутствие плиоценовых осадков в разрезе колонки подтверждает эрозионную деятельность таких потоков.

Интенсивное переотложение карбонатного материала наблюдается и в пределах Северо-Австралийской котловины. Так, на ст. 6757-2 (глубина 5710 м), расположенной на абиссальной равнине (см. рис. 1, 52), колонка представлена кремнисто-глинистыми илами и миопелагическими глинами, подстилаемыми кокколитовыми переотложенными илами. Последние включают прослои кремнисто-карбонатных осадков нормального залегания. Среди кокколитов обычно преобладают четвертичные виды, а количество древних кокколитов колеблется в пределах 10–70%, достигая 100% в слоях 68 и 161 см при единичной встречаемости кокколитов в осадках этих слоев.

Таким образом, деятельность супензионных потоков в рассматриваемой части Индийского океана выявлена в широком временном интервале и в различных фациальных условиях. Накопление турбидитов происходит мгновенно в геологическом масштабе времени. Для гипопелагических областей характерны терригенные турбидиты, а для пелагических – биогенные, вулканокластические и эдафогенные.

2.2. Придонные течения

Осадкообразующая роль придонных течений в настоящее время изучена недостаточно. Известно, что такие течения существуют и участвуют в переносе и переотложении осадочного материала. До сих пор нет достоверных сведений о направлениях и скоростях придонных течений, об их масштабах и длительности проявления. Все это затрудняет интерпретацию результатов биостратиграфических, литологических и минералогических исследований. Некоторое представление о деятельности придонных течений дают материалы, полученные автором. Так, на ст. 6750-2 (см. рис. 1, 52) колонка фораминиферовых осадков поднята с глубины 3090 м. Осадки содержат 56 видов кокколитов, в том числе 43 четвертичных и неоген-четвертичных [Свальнов, Беляева и др., 1978]. В количественном отношении всюду резко преобладают четвертичные виды (обычно более 70% всей массы). Содержание особей древних кокколитов колеблется в пределах 0–32,5%, среди них ведущее место принадлежит неогеновым и палеогеновым видам. Практически по всему разрезу наблюдается привнос дочетвертичных кокколитов придонными течениями. Интенсивность переотложения менялась во времени, достигая максимума в верхней части колонки. Деятельность супензионных потоков в данном случае, вероятно, исключается, так как нет прямых литологических указаний, а примесь древних кокколитов не имеет ярко выраженных максимумов и поддерживается на уровне 12,4–32,5% достаточно длительное время (гор. 0–97 см).

Из приведенного выше описания карбонатных турбидитов следует, что придонные течения участвуют в накоплении биогенного материала, который в дальнейшем может быть переотложен супензионными потоками. Не исключено, что такие течения являются одним из факторов зарождения мутьевых потоков, вынося исходный материал на верхние части склонов и мобилизуя его для последующего переотложения вследствие периодического взмучивания. На основании изложенного и с учетом прямых наблюдений можно заключить, что деятельность придонных течений проявлена в тех же местах, где есть турбидиты, или даже шире.

В настоящее время, пожалуй, не вызывает сомнений разнос эдафогенного материала придонными течениями. Это особенно справедливо для частиц песчано-алевритовой разнотипности, представленных основной массой базальтов, моноклинными пироксенами, палагонитизированными стеклами, сильно измененными обломками, хлоритом, серпентином, тремолит-актинолитом и др. Значительные концентрации перечисленных компонентов, выявленные при полигонных исследованиях, встречаются также в биогенных илах, эвпелагических и миопелагических глинах (см. рис. 8).

Кроме придонных течений, перемещение эдафогенного материала осуществляется вследствие оползней и обрушений на крутых склонах. В таких случаях в осадках наблюдаются беспорядочно рассеянные обломки магматических и осадочных пород (см. рис. 8). Размер обломков колеблется в широких пределах – от гравия до глыб. Иногда в щебнисто-глыбовых образованиях матрикс либо отсутствует, либо имеется в незначительном количестве. Пока рано говорить о масштабах подводных обрушений, и можно лишь отметить приуроченность грубообломочного материала к склонам и подножиям глубоководных желобов, сильно расчлененных поднятий, а также к зонам разломов.

Трудно переоценить роль придонных течений в разносе пирокластического материала. В большинстве исследованных колонок по всему разрезу встречается примесь кислого вулканического стекла (до 10%), моноклинных и ромбических пироксенов, плагиоклазов и других минералов вулканогенного происхождения. Перечисленные компоненты поступают в океанские осадки в результате наземных извержений, при истирании пемзы на плаву и размыве тефры, выпавшей на сушу. В периоды между извержениями осадкообразующая роль указанных факторов постепенно уменьшается, а осевший вулканокластический материал подвергается перераспределению на дне. При этом супензионные потоки формируют турбидиты, а многократная деятельность придонных течений обеспечивает фоновые содержания вулканогенных минералов во всей толще осадков.

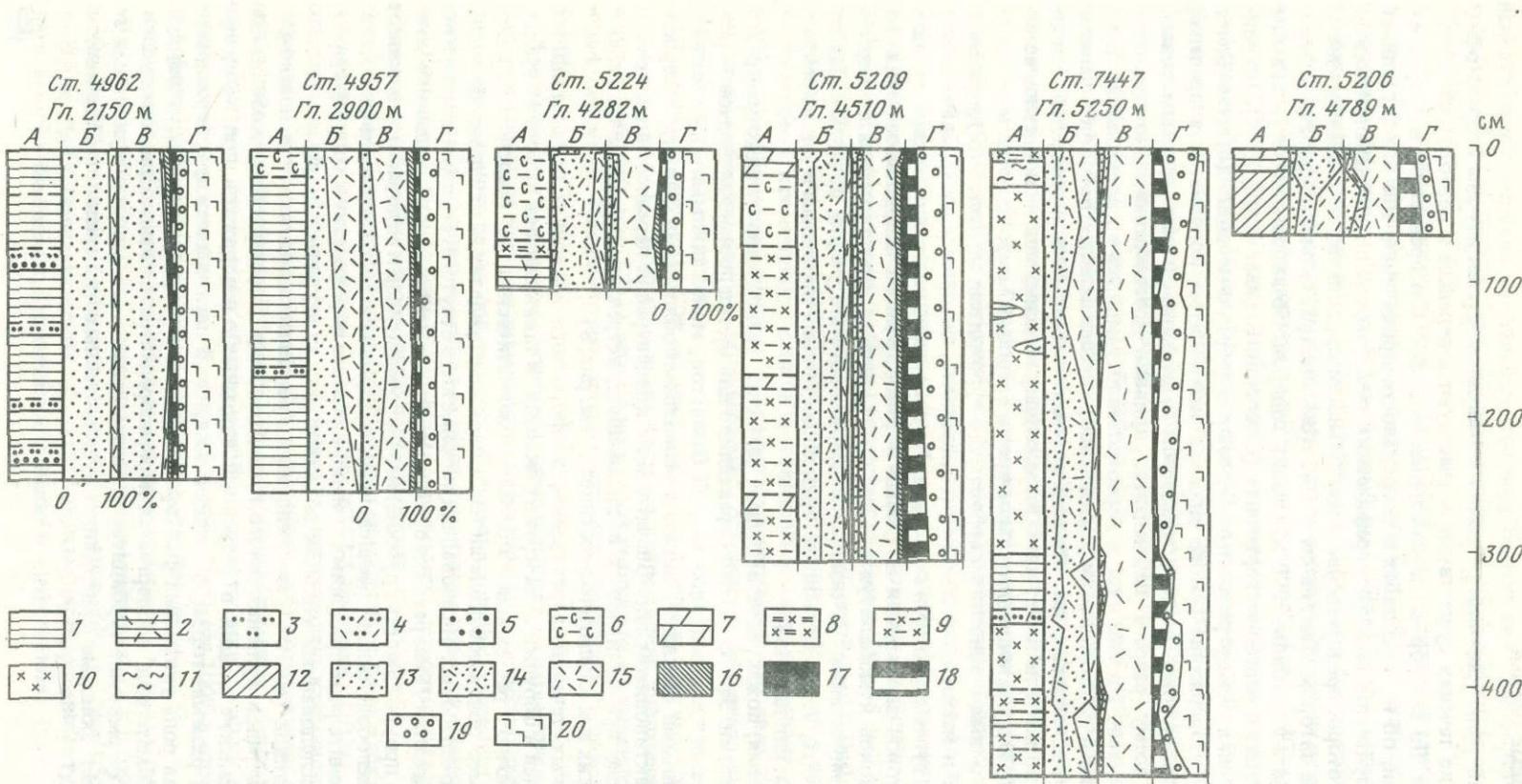


Рис. 55. Характеристика минерального состава колонок глубоководных осадков

А – литологический состав осадков; Б – тяжелая подфракция 0,1–0,05 мм; В – легкая подфракция 0,1–0,05 мм; Г – фракция менее 0,001 мм

1 – гемипелагические глины; 2 – то же, туффитовые; 3 – мелкие алевриты терригенные; 4 – то же, туффитовые; 5 – крупные алевриты терригенные; 6 – известковисто-глинистые илы; 7 – глинисто-известковые илы; 8 – радиоляриево-глинистые илы; 9 – глинисто-радиоляриевые илы; 10 – радиоляриевые илы; 11 – этмодискусовые илы; 12 – миопелагические глины; 13–17 – комплексы минералов фракции 0,1–0,05 мм: 13 – терригенный; 14 – смешанный (вулканогенно-терригенный); 15 – вулканогенный; 16 – аутигенный; 17 – эдафогенетический; 18 – монтмориллонит; 19 – каолинит + хлорит; 20 – иллит

Дальность разноса обломочных и глинистых минералов в океане контролируется (наряду с направлением преобладающих ветров и поверхностных течений, габитусом и удельным весом зерен, крупными формами рельефа) придонными течениями и супензионными потоками. Роль каждого из перечисленных факторов различна, а совместное проявление их приводит к образованию четких ареалов. Если в разносе легких зерен кислого стекла и листоватых обломков биотита основная роль принадлежит ветрам и поверхностным течениям, то более тяжелые минералы и зерна иного габитуса с удалением от источников сноса быстрее опускаются в толще воды и достигают уровня действия придонных течений, направления которых зависят от простирания крупных форм рельефа дна. Так, встречающаяся в большинстве проб тяжелой фракции роговая обманка (терригенная и вулканогенная) образует хорошо выраженное меридиональное поле высоких концентраций к западу от Восточно-Индийского хребта. Схема современных минералогических провинций крупноалевритовой фракции осадков свидетельствует о том, что этот хребет служит естественной границей между меридионально вытянутыми Центральной и Восточно-Индоокеанской провинциями.

Весьма специфичен набор минералов в осадках Зондского желоба. Здесь преобладают терригенные минералы, которые разносятся вдоль желоба. Провинция желоба сходна с типично терригенной Западно-Австралийской провинцией. Характерными минералами для них являются эпидот, биотит, гранат, роговая обманка, мусковит, кварц, полевые шпаты; резко сокращено количество вулканогенных пироксенов [Свальнов, Рудакова, 1976].

Придонный перенос осадочного материала супензионными потоками уверенно выявляется при анализе схемы распространения плейстоценовых турбидитов [Свальнов, Беляева и др., 1978]. Терригенные турбидиты окаймляют Восточно-Индийский хребет и проникают из Бенгальского залива в Зондский глубоководный желоб. Биогенные карбонатные турбидиты приурочены к подножию континентального склона Австралии и склонов Восточно-Индийского хребта. Кремнистые биогенные турбидиты тяготеют к внешнему валу Зондского желоба и к локальным депрессиям в пелагической области. В местах выхода на поверхность дна коренных пород встречаются эдафогенные турбидиты. Для перечисленных районов характерно и широкое распространение компонентов, переотложенных придонными течениями. Существование последних подтверждается многочисленными подводными фотографиями знаков ряби.

О придонном переносе осадочного материала свидетельствует и распределение терригенных глинистых минералов в поверхностном слое осадков восточной части Индийского океана. Существенно хлоритово-гидрослюдистая Гангская провинция окаймляет северную часть Восточно-Индийского хребта, захватывая на востоке Зондский желоб. На хребте же, как и в целом в осадках Индонезийской провинции, преобладает монтмориллонит поверхностного разноса. Дифференциация глинистых минералов, по-видимому, связана с влиянием на их распределение придонных течений и супензионных потоков [Свальнов, Шевченко, 1977; Venkataraman, Biscaye, 1973]. При этом положительные формы рельефа дна служат барьерами для движущихся взвешенных частиц, а отрицательные – подводными руслами. В рассматриваемой части Индийского океана влияние придонного разноса прослеживается до 10° ю.ш., т.е. на расстоянии около 3,5 тыс. км от основного (северного) источника.

Была сделана попытка проследить распространение обломочных и глинистых минералов в колонках осадков, возраст которых достигает 500 тыс. лет, собранных в зоне действия придонных течений, к востоку от Восточно-Индийского хребта [Свальнов и др., 1980]. Для этой цели выбраны станции (рис. 55), расположенные примерно вдоль субмеридиональной депрессии, параллельной указанному хребту. Профиль протягивается от 18° с.ш. до 11° ю.ш. (см. рис. 1).

В иммерсии были подсчитаны легкие и тяжелые минералы крупноалевритовой фракции осадков. Изучение глинистых минералов во фракции менее 0,001 мм проводилось на дифрактометре ДРОН-0,5. Минералы крупноалевритовой размерности разделены с некоторой долей условности на пять комплексов: терригенный, вулканогенный, сме-

шанный (вулканогенно-терригенный), эдафогенный, аутигенный. В зависимости от местоположения станций набор минералов первых четырех комплексов изменяется.

К терригенным минералам отнесены мусковит, tremolit-актинолит, турмалин, хлорит, гранат, хлоритоид, эпидот, сфен, рутил, антаз, лейкоксен, дистен, ставролит, корунд, апатит, циркон, биотит, обыкновенная роговая обманка, калиевые полевые шпаты, кварц, основные и кислые плагиоклазы, серпентин. Вулканогенный комплекс объединяет базальтическую роговую обманку, оливин, моноклинные и ромбические пироксены, основное и кислое стекло. К минералам смешанного комплекса отнесены биотит, циркон, апатит, обыкновенная роговая обманка, кислые и основные плагиоклазы. Среди аутигенных минералов присутствуют целестобарит, филлипсит, палагонит. К эдафогенным отнесен в ряде мест серпентин.

Поскольку станции расположены не строго по оси депрессии, нельзя было ожидать проявления четких закономерностей в распределении минералов крупноалевритовой фракции. В целом можно отметить, что по направлению в пелагиаль терригенный комплекс постепенно вытесняется вулканогенным и менее отчетливо – пелагическим аутигенным; появляются эдафогенные минералы. Сумма тяжелых минералов терригенного и смешанного комплексов сохраняется на высоком уровне, как правило, превышающем 50%, а набор минеральных видов существенно не меняется, т.е. заметной дифференциации вещества не происходит. Представляется вероятным, что, достигая дна, тяжелые минералы испытывают перемещение придонными течениями.

Среди легких минералов вулканогенный комплекс в южном направлении довольно быстро подавляет терригенный, а сумма минералов терригенного и смешанного комплексов сохраняется низкой. Причина этого лежит, вероятно, в самой природе легких минералов, способных переноситься поверхностными течениями на гораздо большие расстояния по сравнению с тяжелыми. Дальше они уносятся и придонными течениями. С другой стороны, по-видимому, сказывается интенсивная поставка легких вулканогенных минералов с Зондских островов.

Соотношение глинистых минералов в осадках рассматриваемого профиля обусловлено принадлежностью колонок к одной провинции – Гангской [Свальнов, Шевченко, 1977]. Этим объясняются повсеместно низкие (до 36%) содержания монтмориллонита и высокие (до 85%) – гидрослюд, а местами и хлорита. По направлению к южной границе провинции (ст. 5206, 5209) содержание монтмориллонита несколько возрастает, а гидрослюд уменьшается. Исключение представляет колонка ст. 7447, особенности накопления которой описаны выше.

Помимо протяженных зон действия придонных течений (Зондский желоб, части Центральной и Кокосовой котловин, примыкающие к Восточно-Индийскому хребту), придонный перенос осадочного материала наблюдается и на локальных участках дна. Примером может служить полигон ст. 6742 [Свальнов, Рудакова, 1978].

Таким образом, на перенос в восточной части Индийского океана осадочного материала существенное влияние оказывают крупные формы рельефа дна и подчиненные их ориентировке придонные течения. Последние определяют осаждение на дне как алевритового, так и пелитового материала. Для прослеживания придонного переноса ценную информацию дает состав глинистых минералов.

Комплексное исследование глубоководных осадков показало, что суспензионные потоки действуют как на континентальных склонах, так и в пелагических областях. У подножий континентальных склонов накапливаются преимущественно терригенные и биогенные (карбонатные бентогенные) турбидиты; в пелагических областях, где рельеф дна наиболее расчленен, идет образование эдафогенных, вулканокластических и биогенных (планктоногенных кремнистых, карбонатных) турбидитов. Дальность разноса материала разного генезиса суспензионными потоками можно оценить лишь при последующих детальных геолого-гидрологических исследованиях. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что терригенный материал может переноситься на расстояние около 3 тыс. км. Возраст описанных турбидитов колеблется в пределах 0–2,7 млн. лет.

В большинстве случаев биогенные турбидиты легко опознаются по микроградацион-

ным текстурам. Наличие градационных текстур, однако, не всегда является обязательным условием для выделения турбидитов. Так, в кокколитовых илах, имеющих стабильный гранулометрический состав, решающую роль играет соотношение первичных и переотложенных форм кокколитов, а также характер границ напластования. Последний фактор важен и при выявлении эдафогенных и вулканокластических турбидитов. Градационные текстуры могут отсутствовать в эдафогенных турбидитах из-за переноса материала на короткие расстояния, а в вулканокластических — из-за первично хорошей сортировки переотлагающихся частиц.

Отсутствие диатомовых (не эмодискусовых) турбидитов обусловлено, вероятно, относительно низкой биологической продуктивностью диатомей в тропической зоне Индийского океана, не обеспечивающей образование "чистых" диатомовых илов.

Обычно турбидиты приурочены к склонам и подножиям поднятий, а для образования эдафогенных турбидитов необходимы выходы коренных пород дна.

Большая роль в переносе и перераспределении осадочного материала на дне принадлежит придонным течениям. Последние действуют в тех же районах, что и суспензионные потоки, или гораздо шире. Масштабы такой деятельности пока трудно оценить из-за отсутствия результатов детальных глубоководных гидродинамических исследований.

В рассмотренной части Индийского океана имеют место оползни и обрушения грубообломочного материала, приуроченные к зонам разломов, склонам крупных поднятий и глубоководных желобов.

§ 3. ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

В восточной части Индийского океана довольно часто встречаются продукты наземного и подводного вулканизма, осадкообразующая роль которых до сих пор не оценена. Современные проявления подводного вулканизма здесь не обнаружены, поэтому ниже пойдет речь только о продуктах относительно древних, преимущественно базальтовых излияний. В крупноалевритовой фракции осадков эти продукты представлены основной массой базальтов, пироксенами, плагиоклазами, палагонитизированным стеклом и развитыми по нему цеолитами, агрегатами гидроокислов железа. Иногда перечисленные компоненты слагают маломощные прослои эдафогенных турбидитов вблизи выходов базальтов.

Обычными для областей сильно расчлененного рельефа (склоны крупных поднятий, желобов, зоны разломов) являются скопления дресвяно-глыбового материала, как мономиктового, так и полимиктового, с примесью материала глубинных слоев Земли. Формирование таких накоплений в основном обусловлено сейсмической активностью дна, обнаруженной, в частности, в пределах Восточно-Индийского хребта. В перспективе можно ожидать преобразования грубообломочных отложений в осадочные и тектонические брекчии. Сейсмическая активность способствует также формированию разнообразных турбидитов.

Несомненно значительна роль магматических пород дна в формировании глинистых отложений в условиях низкой биологической продуктивности и слабой поставки терригенного материала. Формирующиеся при этом существенно аутигенные эвпелагические глины состоят из продуктов разрушения базальтов, включая смешанослойный иллит-монтморилонит, образованный при гальмиролизе и гидротермальной переработке стекловатых корок лавовых потоков. Продуктами таких преобразований являются и цеолиты, и железо-марганцевые микроконкремции. В недалеком геологическом прошлом условия накопления эвпелагических глин были наиболее благоприятными в Западно-Австралийской котловине, что подтверждается залеганием их в подповерхностных слоях четвертичных осадков.

Таким образом, продукты подводного вулканизма являются довольно обычными компонентами пелагических осадков. Глубинные же процессы, протекающие в земной коре и проявляющиеся в виде сейсмических колебаний, способствуют формированию турбидитов и грубообломочных накоплений.

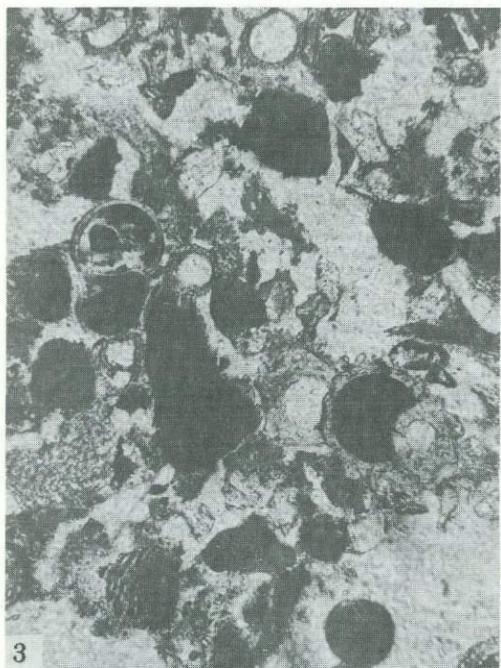
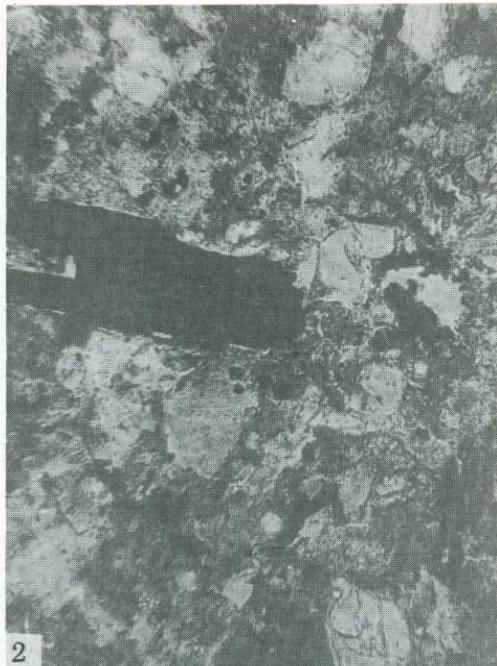
В результате работ многих экспедиций выявлено широкое распространение в глубоководных и биогенных осадках Индийского океана вулканокластического материала, основным источником которого является наземный эксплозивный вулканизм Зондской островной дуги [Свальнов, Мурдмаа и др., 1976]. В этой связи представляет интерес оценка влияния вулканизма на глубоководное осадкообразование в данном регионе. Автор предпринял попытку такой оценки на основе статистической обработки материалов изучения 227 колонок осадков [Свальнов, 1981]. Возраст отложений определялся палеомагнитным и биостратиграфическими методами, а в ряде мест был вычислен по средней скорости седиментации, полученной ранее для разных типов глубоководных осадков [Свальнов, Демиденко, Мухина, 1976].

В восточной части Индийского океана прослеживается как непосредственное, так и опосредованное влияние наземного вулканизма на седиментогенез. Непосредственный вклад вулканов Зондских островов проявляется в виде прослоев тефры и туффитовых осадков (смесь вулканокластического и пелагического осадочного материала), обломков пемзы, примеси тефрогенного материала алевритового размера. Кроме того, на подводных склонах Большых Зондских островов распространены продукты размыва молодых вулканитов — вулканотерригенные пески и алевриты. В прилегающую к островам часть океана поступает, вероятно, вулканогенный материал и в виде растворов, но оценить влияние их на осадконакопление в настоящее время не представляется возможным.

Нанесение на карту (рис. 56) всех точек находок в разрезах глубоководных четвертичных осадков заметных количеств вулканокластического материала, а также точек, где этот материал отсутствует или встречен в ничтожном количестве, выявило определенные закономерности. Удалось оконтурить поля распространения осадков с высоким содержанием вулканокластического материала — тефровых и туффитовых прослоев, а также пемзы. За пределами показанных на рис. 56 ареалов они не встречены. Поле пемзы вписывается внутрь поля тефры и туффитовых осадков, а контуры обоих полей хорошо согласуются, и это наводит на мысль о единстве источника и путей разноса обоих видов вулканокластики. Поля распространения вулканокластического материала примыкают к поясу действующих (извергавшихся после 1600 г.) вулканов Зондской дуги. Исключение составляют лишь три изолированные станции к северо-западу от Австралии, на которых были обнаружены маломощные туффитовые прослои.

При этом отсутствуют сколько-нибудь отчетливые закономерности в распределении мощностей верхнего слоя по площади. Наиболее мощные прослой (более 10 см) вскрыты колонками у подножия Восточно-Индийского хребта (на меридиане 90°), в большом удалении от Зондских островов, в пелагической области океана. Нет определенной связи между распространением вулканокластических компонентов и типами глубоководных осадков. Тефровые и туффитовые прослои, как и пемза, встречены во всех основных типах осадков данного района — в гемипелагических и пелагических глинах, среди диатомово-радиоляриевых и этмодискусовых илов, а также, хотя и реже, в известковых кокколитово-фораминиферовых осадках.

Тефра (более 90% вулканокластики) представлена светло-серым рыхлым витроклассическим материалом алевритовой размерности (преобладает мелкоалевритовый — 0,01–0,05 мм). Она слагает в изученных колонках от 1 до 6 прослоев суммарной мощностью от нескольких миллиметров до 29 см и составляет 0,3–12% от длины колонок (табл. 15). Прослои обладают в одних случаях ясно выраженной градационной текстурой, в других гранулометрически однородны. Градационная текстура (рис. 57) — постепенное уменьшение размера зерен от подошвы слоя к кровле (при сравнительно хорошей сортировке материала на каждом горизонте) — часто сопровождается появлением заметной осадочной примеси к чистой тефре. Так, наиболее грубые нижние части слоя (с повышенным содержанием песчаной и крупноалевритовой фракций) содержат раковины крупных планктонных фораминифер, а в верхних тонкозернистых частях отмечается примесь радиолярий, диатомей (этмодискусов) и глинистого вещества. В кровле слоя тефры появляются туффитовые осадки с примерно равным количеством



Структуры океанских осадков

1 – алеврит крупнозернистый, слюдистый, шлиф 4911/1-40-43, ник. +, $\times 160$; 2 – обрывки растений (черные) в мелкозернистом алеврите, шлиф 5244-140-141, ник. //, $\times 160$; 3 – глауконит (черные ядра фораминифер и угловатые зерна) в мелкозернистом терригенном песке, шлиф 4533-8-10, ник. //, $\times 65$; 4 – то же, ник. +



1



2



3

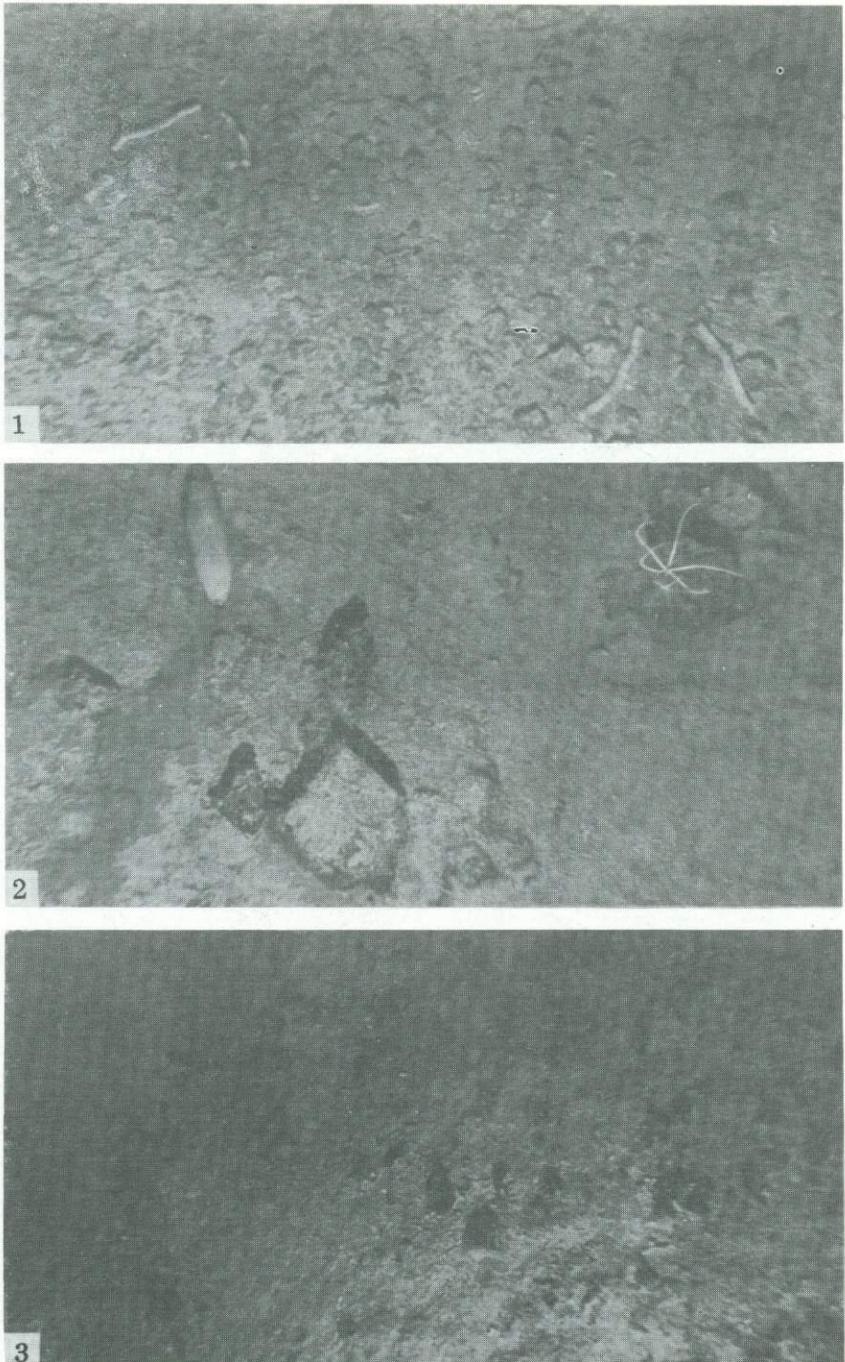


4

Структуры океанских осадков

1 – тэфра, шлиф 7410-46-48, ник. ||, х 800; 2 – тэфра с примесью радиолярий, шлиф 4594-47-48, ник. ||, х 160; 3 – этмодискусово-радиоляриевый ил туффитовый, шлиф 7445-53-55, ник. ||, х 550; 4 – песок вулканогенергенный, шлиф 6728/1-6-8, ник. +, х 20

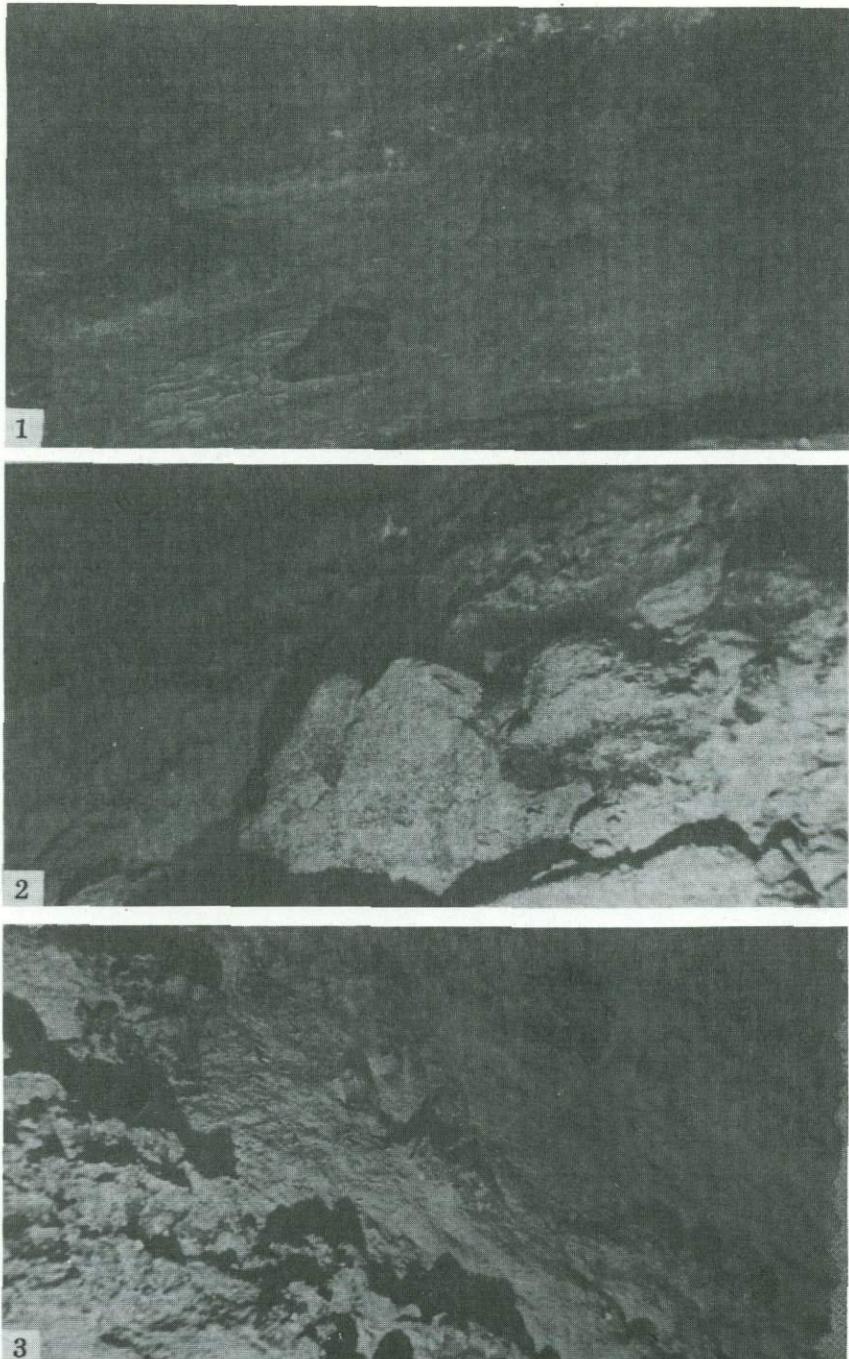
Таблица III



Эдафогенный материал (фото П.Н.Фоминых)

1 – мелкие обломки базальтов и железо-марганцевые конкреции, ст. 6754-9, глубина 4700–4800 м;
2 – обломки базальтов в глинистых илах, ст. 6754-9, глубина 4700–4800 м; 3 – обломки базальтов в радиоляриевых илах, ст. 6742-10, глубина 5000–5700 м

Таблица IV



Источники эдафогенного материала (фото П.Н. Фоминых)

1 – коренные выходы и обломки базальтов, присыпанные фораминиферовыми осадками, ст. 6744-43, глубина 2960–3080 м; 2 – коренные выходы трещиноватых базальтов, ст. 6754-9, глубина 4700–4800 м; 3 – коренные выходы базальтов, ст. 6754-9, глубина 4700–4800 м



1



2



3

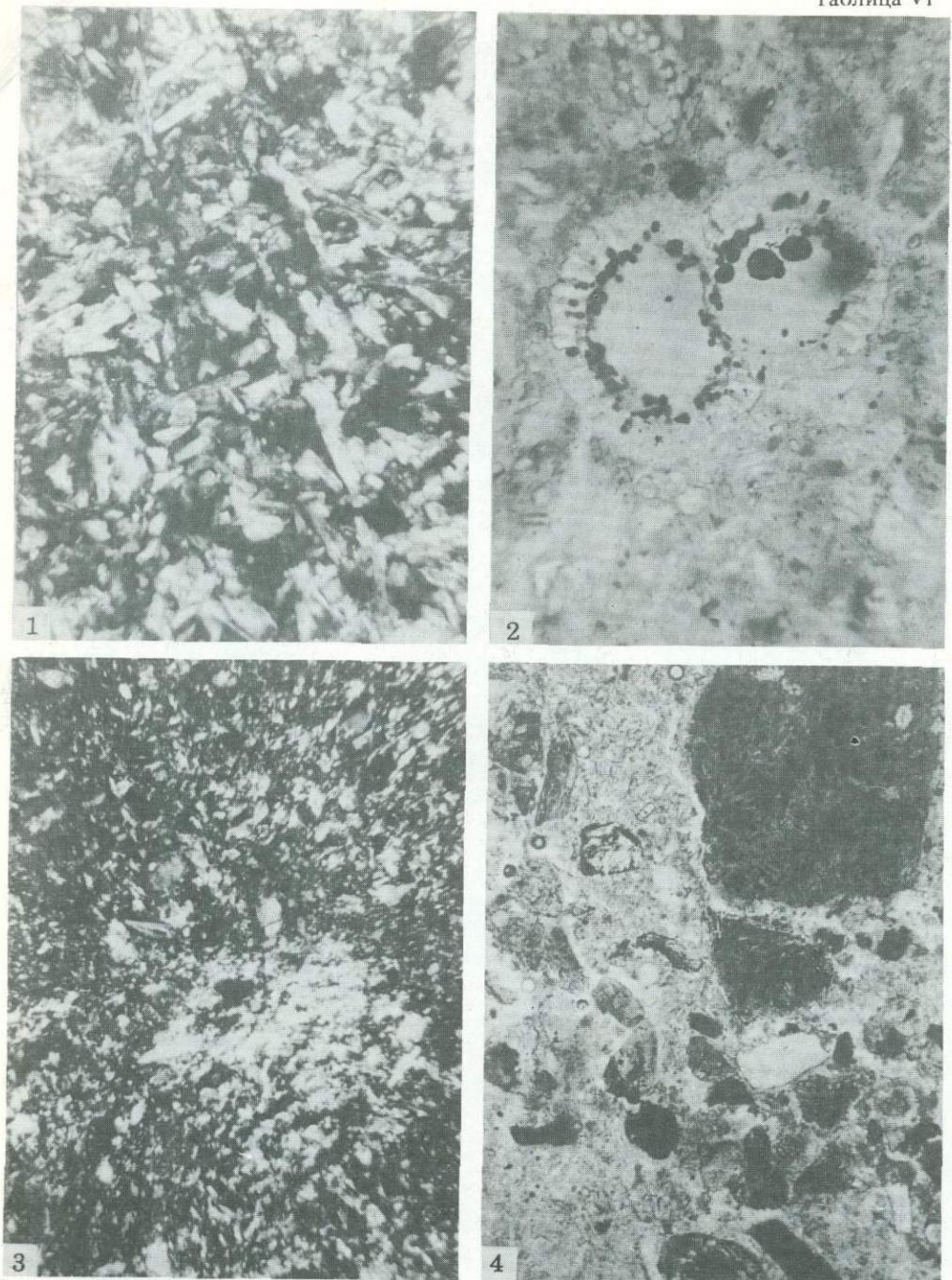


4

Структуры океанских осадков

1 – гемипелагическая глина слюдистая, шлиф 4936-67-69, ник. +, х 160; 2 – микроконкремции
пирита в гемипелагической глине, обогащенной радиоляриями и диатомеями, шлиф 4518-263-265,
ник. ||, х 160; 3 – пирит в створках диатомей гемипелагических глин, шлиф 7451-175-177, ник. ||,
х 300; 4 – то же, шлиф 7451-145-147, ник. ||, х 800

Таблица VI



Структуры океанских осадков

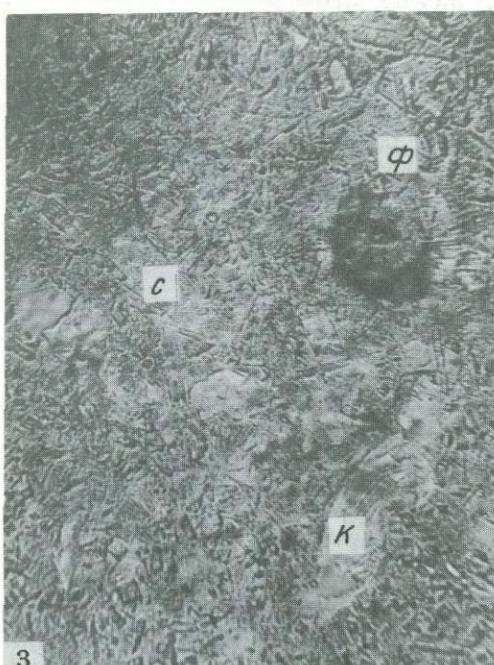
1 – алевритово-пелитовый ил слюдистый, шлиф 4587-282-283, ник. +, $\times 160$; 2 – микроконкремции пирита в раковине фораминиферы, шлиф 4532-304-307, ник. //, $\times 160$; 3 – миопелагическая глина, шлиф 5186-53-56, ник. +, $\times 160$; 4 – эдафогенный материал (пироксены, плагиоклазы, обломки базальтов и др.) в миопелагической глине, обогащенной радиоляриями, шлиф 6742/7-5-7, ник. //, $\times 20$



1



2



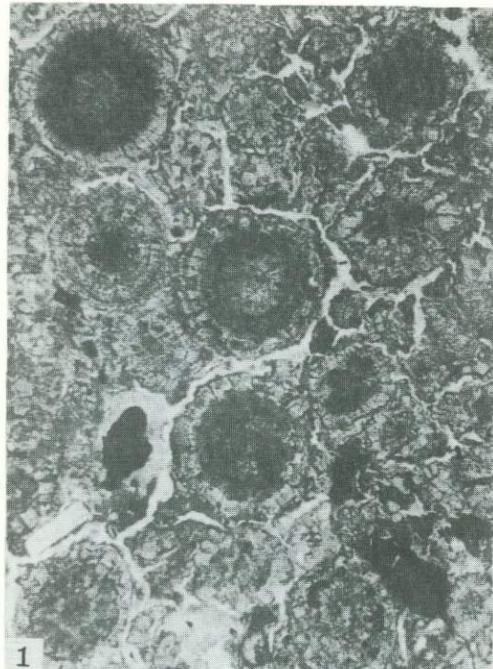
3



4

Структуры океанских осадков

1 – железо-марганцевая микроконкремция в миопелагической глине, шлиф 4553-4-8, ник. //, х 160; 2 – миопелагическая глина, обогащенная спикулами кремневых губок, шлиф 4559-368-370, ник. //, х 160; 3 – эвпелагическая глина с филлипситом (Ф), костным дегритом (К) и бесцветным стеклом (С), шлиф 6747/2-6-9, ник. //, х 160; 4 – то же, ник. +



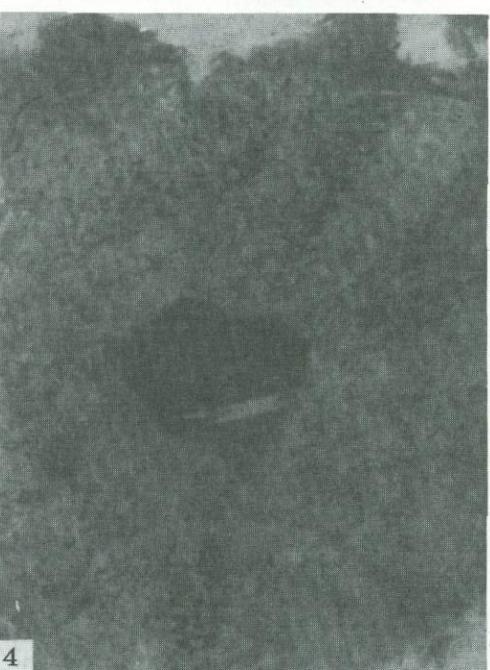
1



2



3



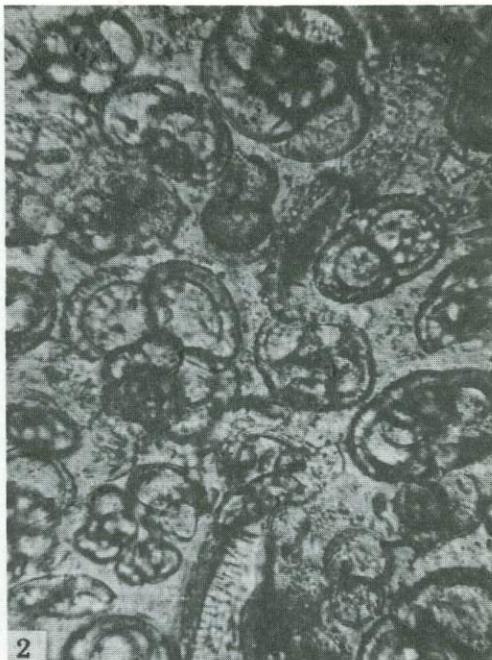
4

Структуры океанских осадков

1 – цеолитит, шлиф 6753-1/64, ник. ||, $\times 24$; 2 – сферолит филлипсита с железо-марганцевой корочкой, шлиф 6751/2, ник. ||, $\times 65$; 3 – сферолиты филлипсита, шлиф 6753-1/64, ник. +, $\times 120$; 4 – обломок базальта в ядре сферолита, шлиф 6753-1/64, ник. ||, $\times 300$



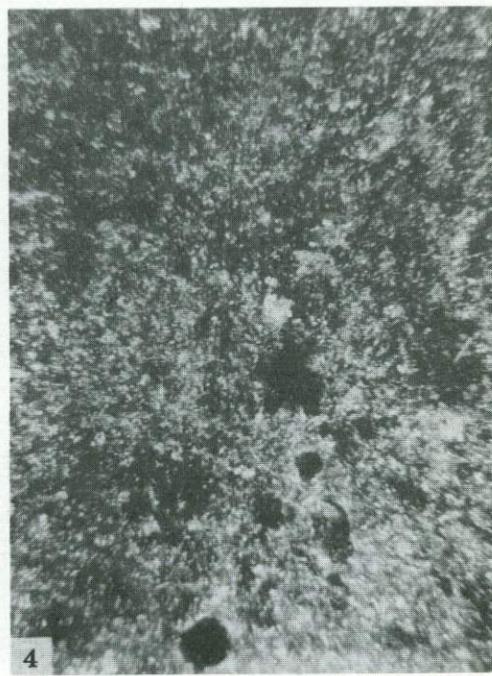
1



2



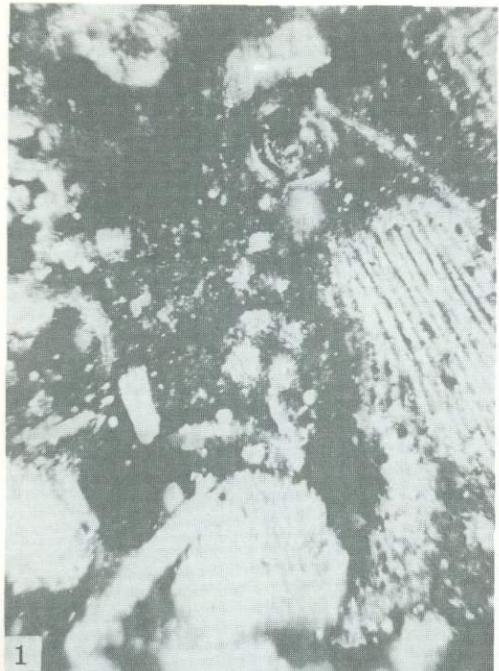
3



4

Структуры океанских осадков

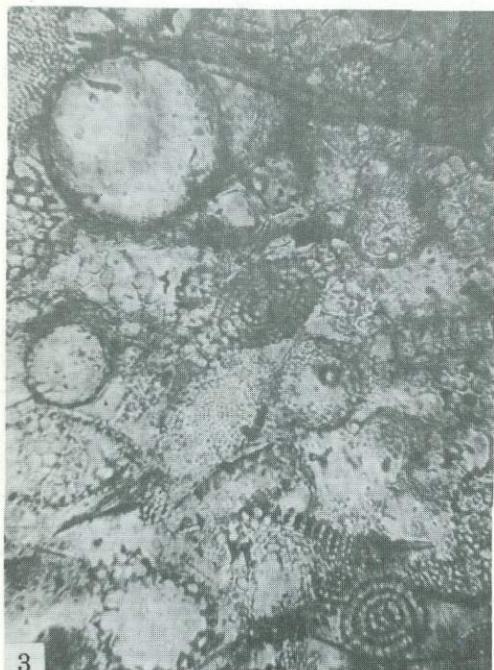
1 – фораминиферовый осадок туффитовый, шлиф 4582-184-186, ник. II, x 65; 2 – фораминиферовый осадок цельнораковинный, шлиф 5278-0-3, ник. II, x 160; 3 – кокколитовый ил с филлипситом, шлиф 4897-13-15, ник. II, x 160; 4 – то же, ник. +



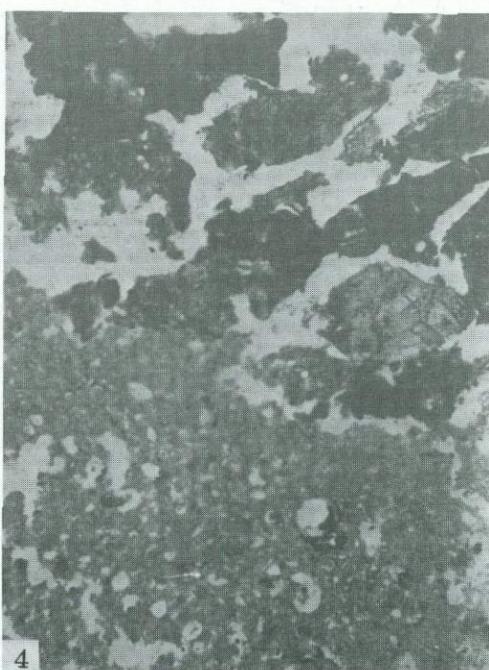
1



2



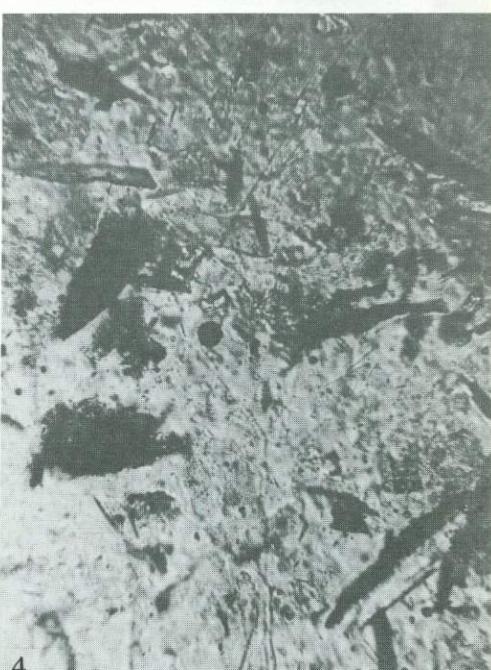
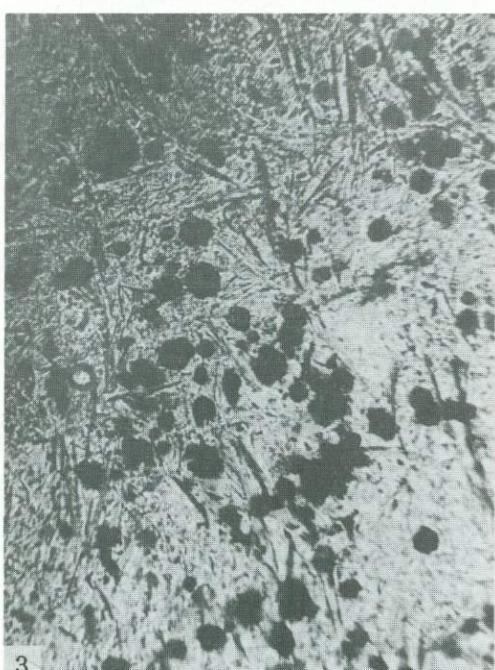
3



4

Структуры океанских осадков

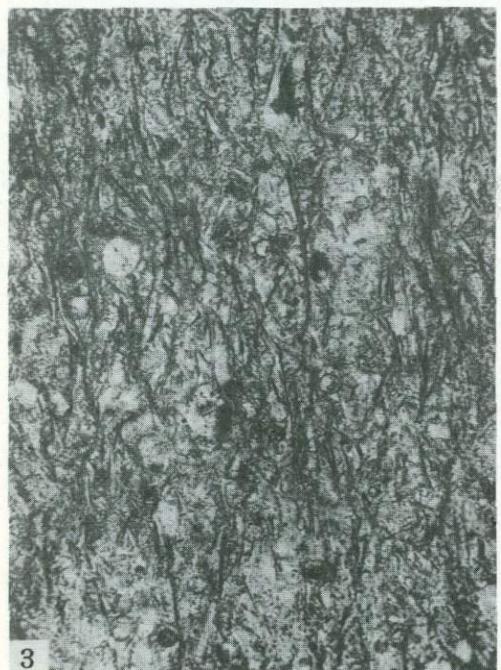
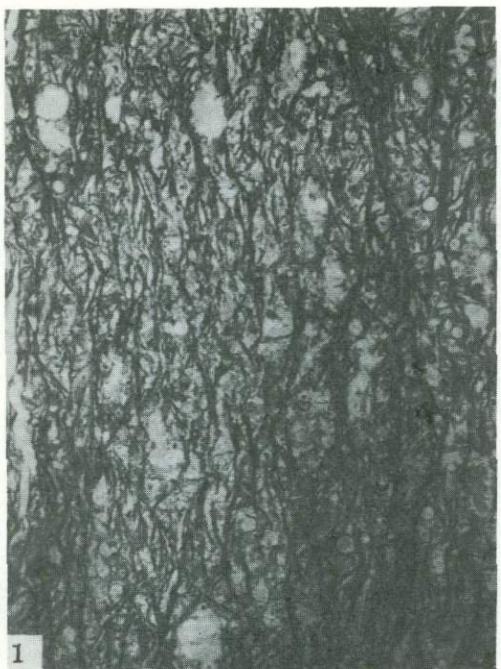
1 – смешанно-детритовый осадок, шлиф 5309-304-306, ник. +, х 160; 2 – смешанно-детритовый осадок, шлиф 4930-0-3, ник. +, х 20; 3 – радиоляриевый ил, шлиф 5340-57-59, ник. ||, х 160; 4 – радиоляриевый ил с эдафогенными обломками (пироксены, магнетит и др.), шлиф 6742-8-11, ник. ||, х 20



Структуры и текстуры океанских осадков

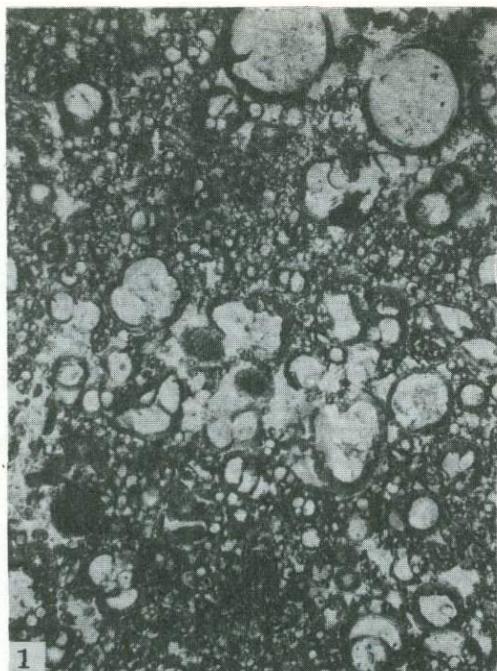
1 – радиоляриевый ил с линзой (низ справа) детритового фораминиферового осадка, шлиф 6746/2-100-103, ник. +, $\times 20$; 2 – радиоляриевый ил туффитовый, шлиф 6742/12-157-160, ник. +, $\times 20$; 3 – кремнисто-глинистый ил с микростяжениями гидроокислов железа и марганца, шлиф 6742/20-162-165, ник. //, $\times 160$; 4 – этмодискусовый ил (срез по напластованию), шлиф 5244-249-250, ник. //, $\times 160$

Таблица XII

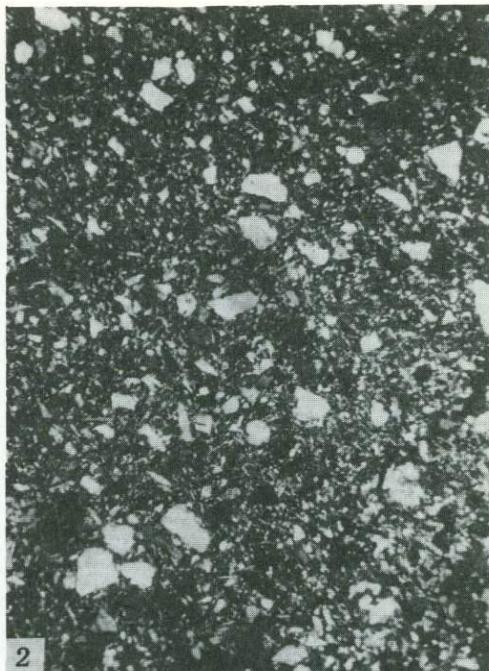


Структуры и текстуры океанских осадков

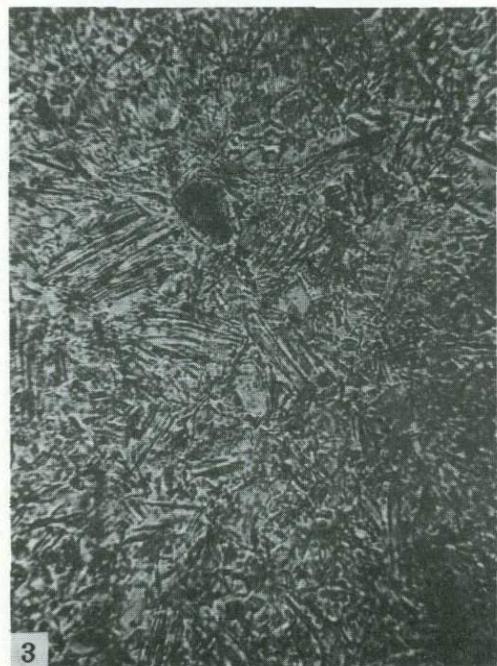
1 – этмодискусовый ил (срез поперек напластования), шлиф 6742-18-707-711, ник. ||, x 20; 2 – то же, ник. +; 3 – радиоляриево-этнодискусовый ил туффитовый со слабо выраженной горизонтальной микрослоистостью, шлиф 6742/12-71-74, ник. ||, x 40; 4 – кремнево-губковый (спикулевый) осадок с зернами глауконита (черные), шлиф 5333-0-2, ник. ||, x 160



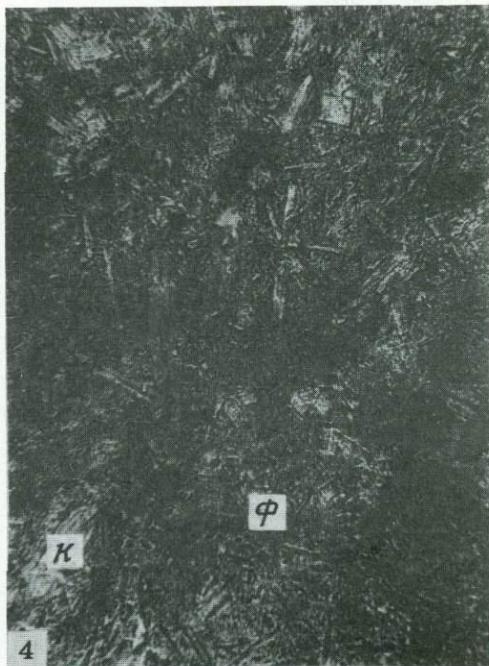
1



2



3

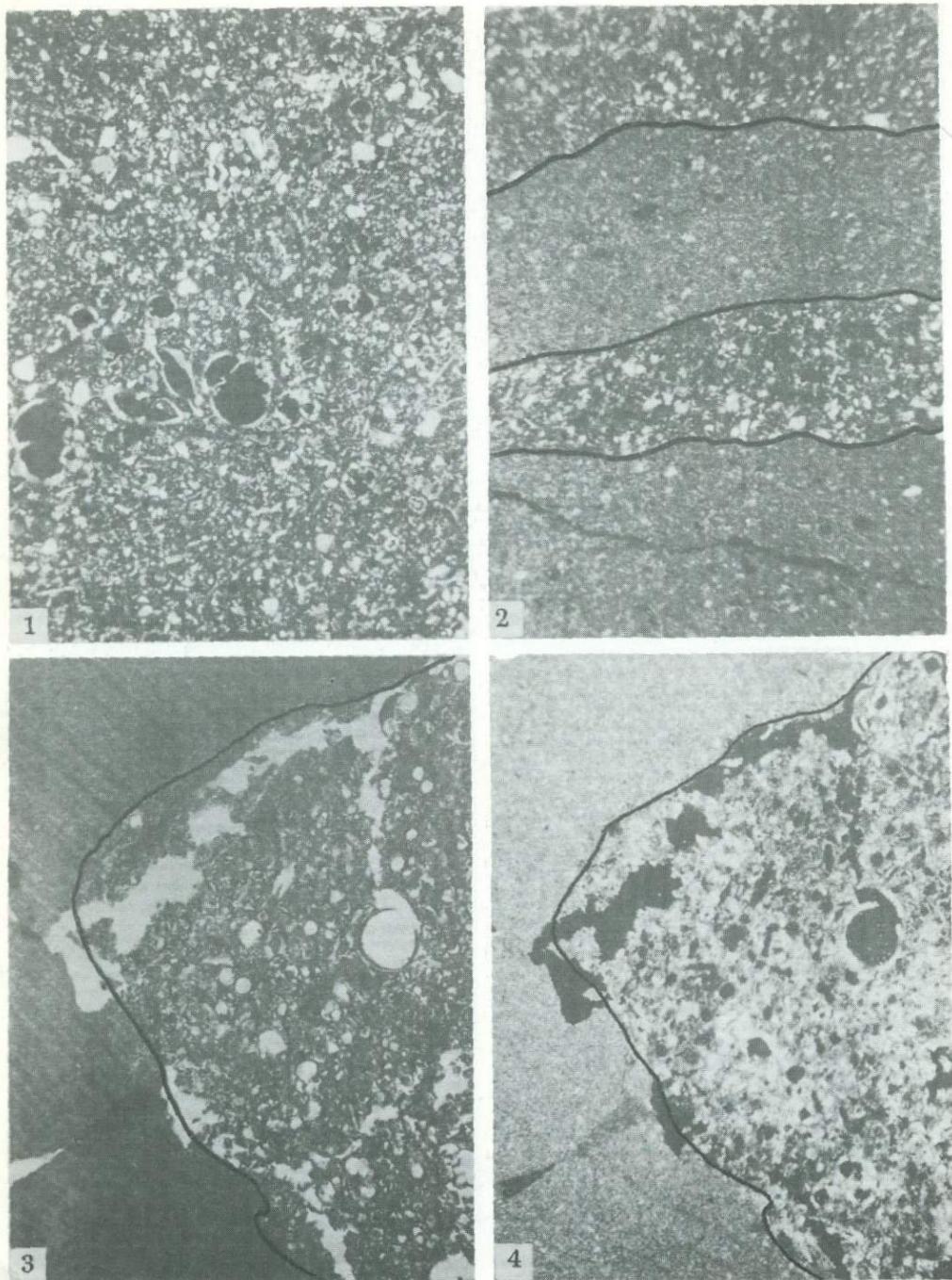


4

Структуры океанских осадков

1 – фораминиферовый осадок разнозернистый, шлиф 6744/18-15-17, ник. ||, x 20; 2 – алеврит разнозернистый, шлиф 4925-217-220, ник. +, x 20; 3 – тифра, шлиф 4998-590-491, ник. ||, x 160; 4 – эвпелагическая глина с кристаллами филлипсита (Ф) и костным детритом (К), шлиф 4902-80-82, ник. ||, x 160

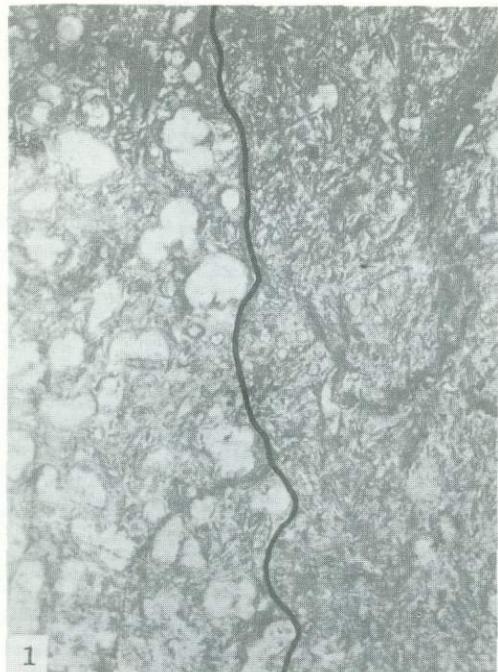
Таблица XIV



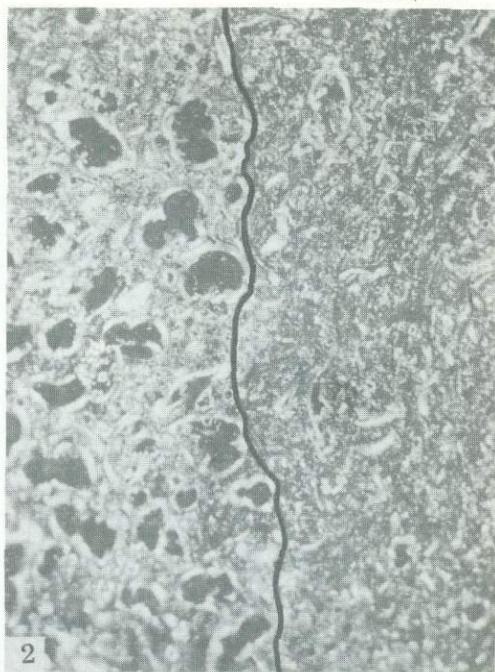
Структуры и текстуры океанских осадков

1 – крупнозернистый алеврит с фораминиферами, шлиф 4982-124-126, ник. +, $\times 20$; 2 – переход от известковисто-глинистого ила к мелкозернистому алевриту через линзочки алеврита, шлиф 4530-90-92, ник. +, $\times 30$; 3 – резкая смена (низ слева) кокколитового ила фораминиферовым осадком, обогащенным радиоляриями, шлиф 6762/2-170-172, ник. //, $\times 20$; 4 – то же, ник. +

Таблица XV



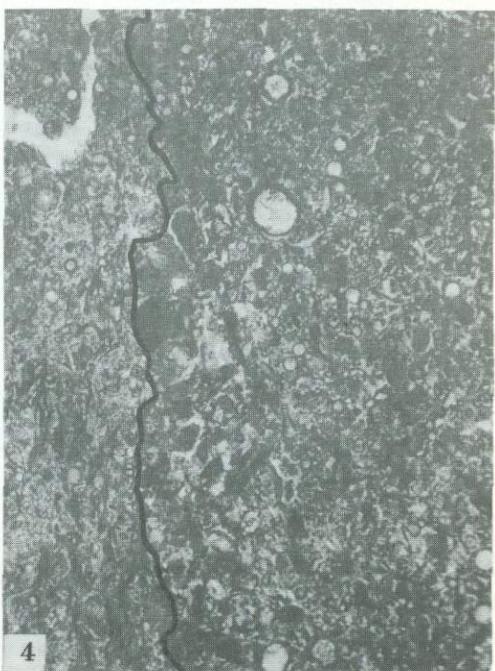
1



2



3

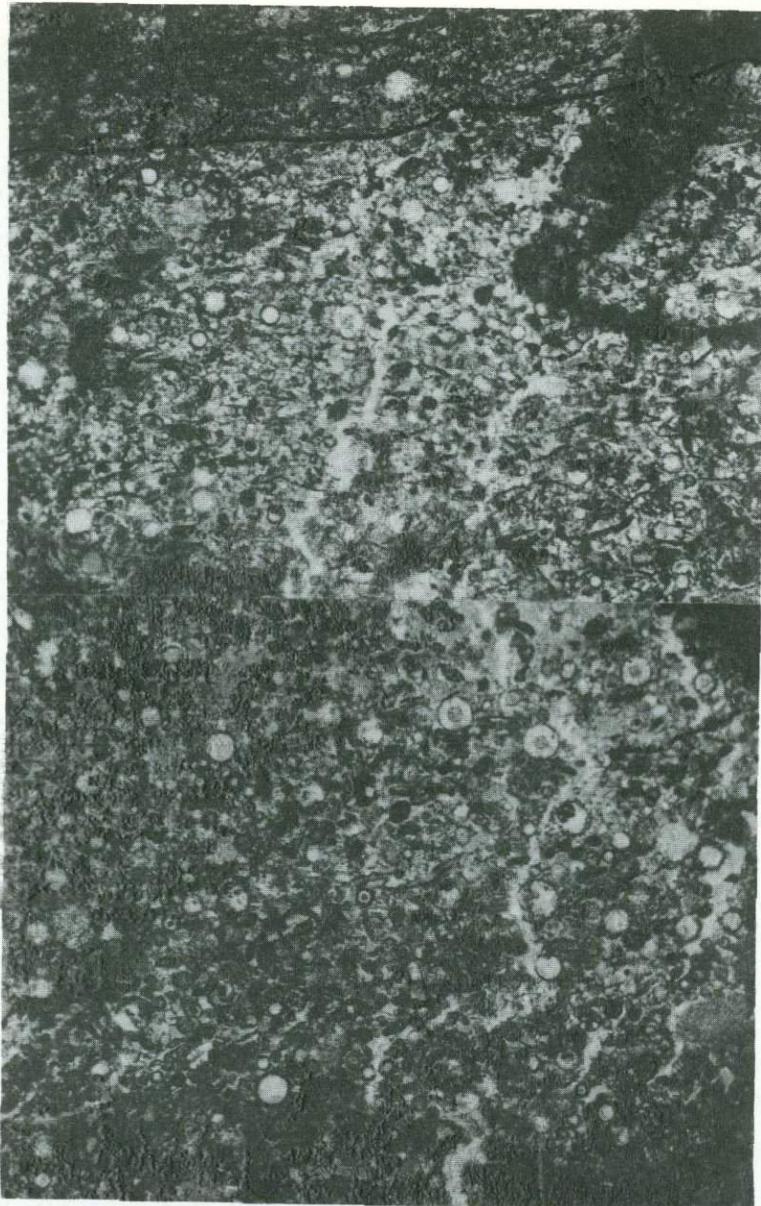


4

Текстуры океанских осадков

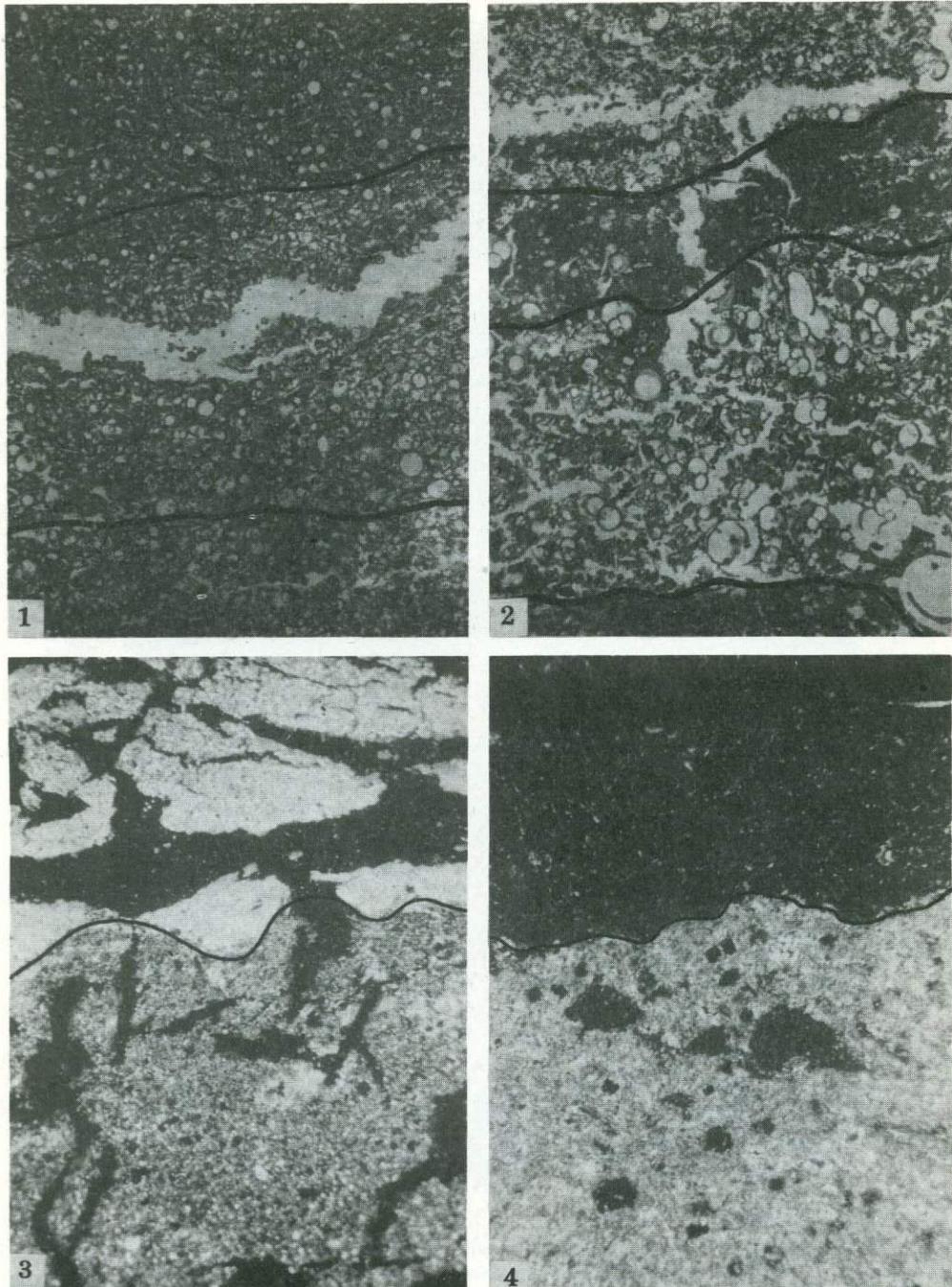
1 — микроградационная текстура (низ слева), подчеркнутая распределением фораминифер и радиолариев (слабоизвестковистый, шлиф 6744/11-35-38, ник. ||, $\times 20$; 2 — то же, ник. +; 3 — турбидит радиоляриевый (низ слева), слабоизвестковистый, в основании обогащенный фораминиферами, крупными радиоляриями и эдафогенными обломками, шлиф 6742/12-14-16, ник. +, $\times 20$; 4 — то же, ник. ||

Таблица XVI



Текстуры океанских осадков

Микроградационная текстура — радиоляриевый ил с эдафогенными обломками постепенно становящимся более токсиферистым, переходя в этмодискусовый ил, шлиф 6742/17-38-42, ник. II, $\times 20$



Текстуры океанских осадков

Микроградационные текстуры: 1 – радиоляриевый ил, в разной степени обогащенный этмодискусами, шлиф 5309-198-200, ник. //, $\times 20$; 2 – фораминиферовый осадок, шлиф 5309-198-200, ник. //, $\times 20$; 3 – резкая смена глинистого ила кокколитовым (белый), шлиф 6757/2-162-165, ник. +, $\times 20$; 4 – резкая смена фораминиферово-кокколитового ила (светлый) глинистым, обогащенным радиоляриями, шлиф 4583-9-11, ник. +, $\times 65$

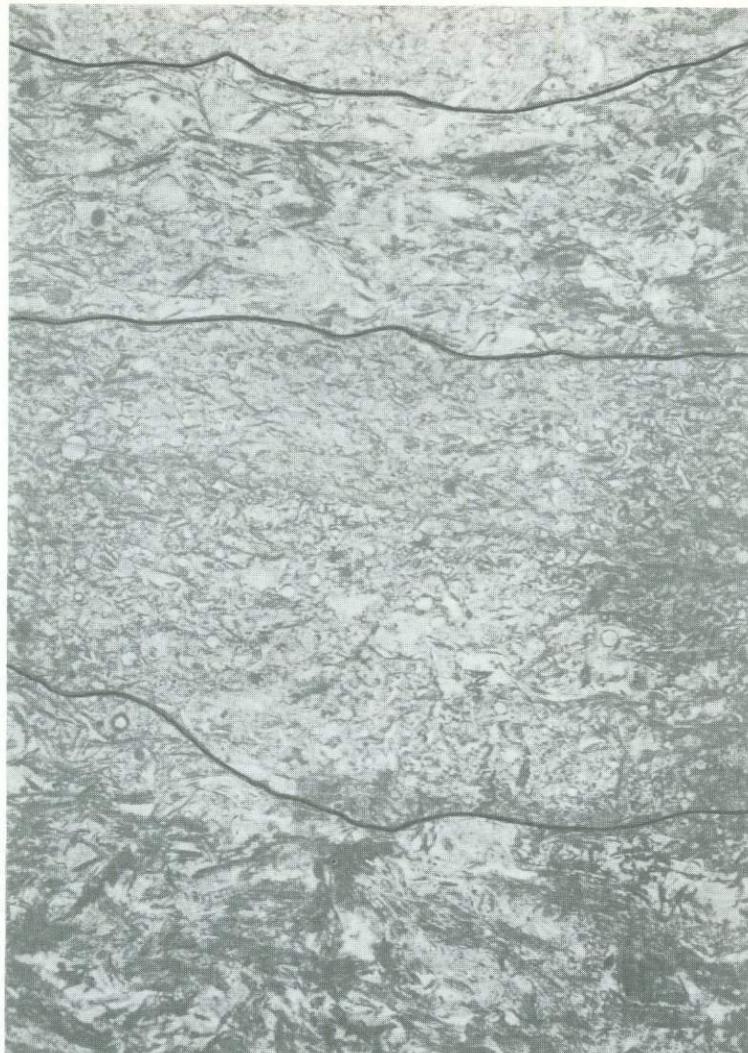
Таблица XVIII



Текстуры океанских осадков

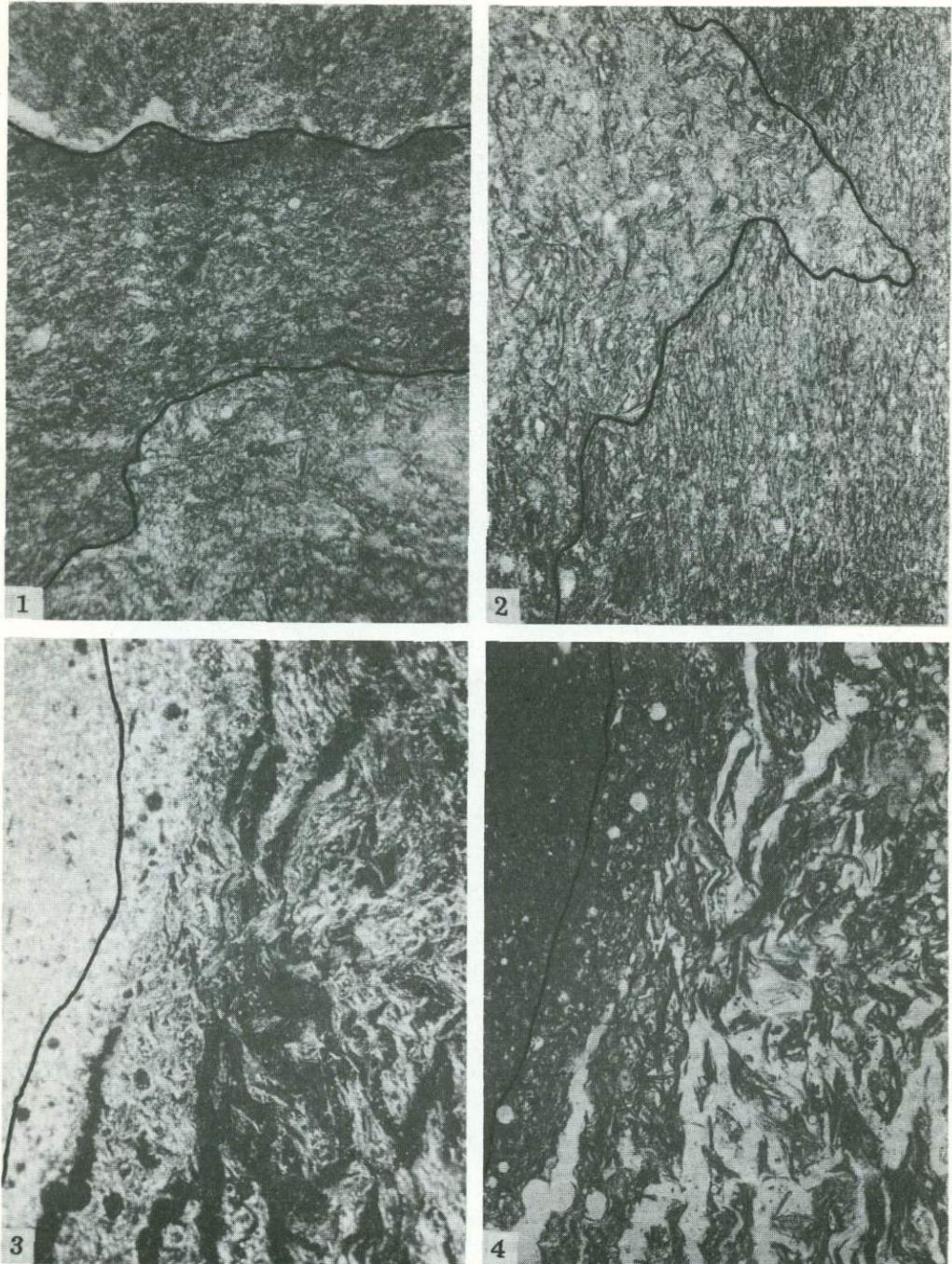
1 – этмодискусовый ил с упорядоченной ориентировкой створок, шлиф 6742-1-233-235, ник. //, x 20; 2 – этмодискусовый ил с беспорядочной ориентировкой створок, шлиф 6730/2-21-23, ник. //, x 20

Таблица XIX



Текстуры океанских осадков

Переслаивающиеся этмодискусовые и радиоляриевые илы, границы раздела постепенные, шлиф
6742/7-68-72, ник. II, x 20



Текстуры океанских осадков

1 – туффитовый осадок с прослойем глинисто-этмодискусового ила, с постепенной нижней границей и резкой – верхней, шлиф 4548-148-151, ник. I, $\times 30$; 2 – микроградационная текстура (низ слева) этмодискусового ила, обусловленная сменой беспорядочно ориентированных створок на упорядоченные, шлиф 6742/12-127-130, ник. I, $\times 20$; 3 – этмодискусовый турбидит (створки ориентированы беспорядочно), в основании обогащенный фораминиферами (низ слева), шлиф 6761/2-75-77, ник. +, $\times 20$; 4 – то же, ник. I.

Таблица XXI



Текстуры океанских осадков

Микроградационная текстура, обусловленная постепенным переходом этмодискусового или с неупорядоченной ориентировкой створок к более упорядоченной, шлиф 6742/47-90-94, ник. II, х 20

Таблица XXII



1

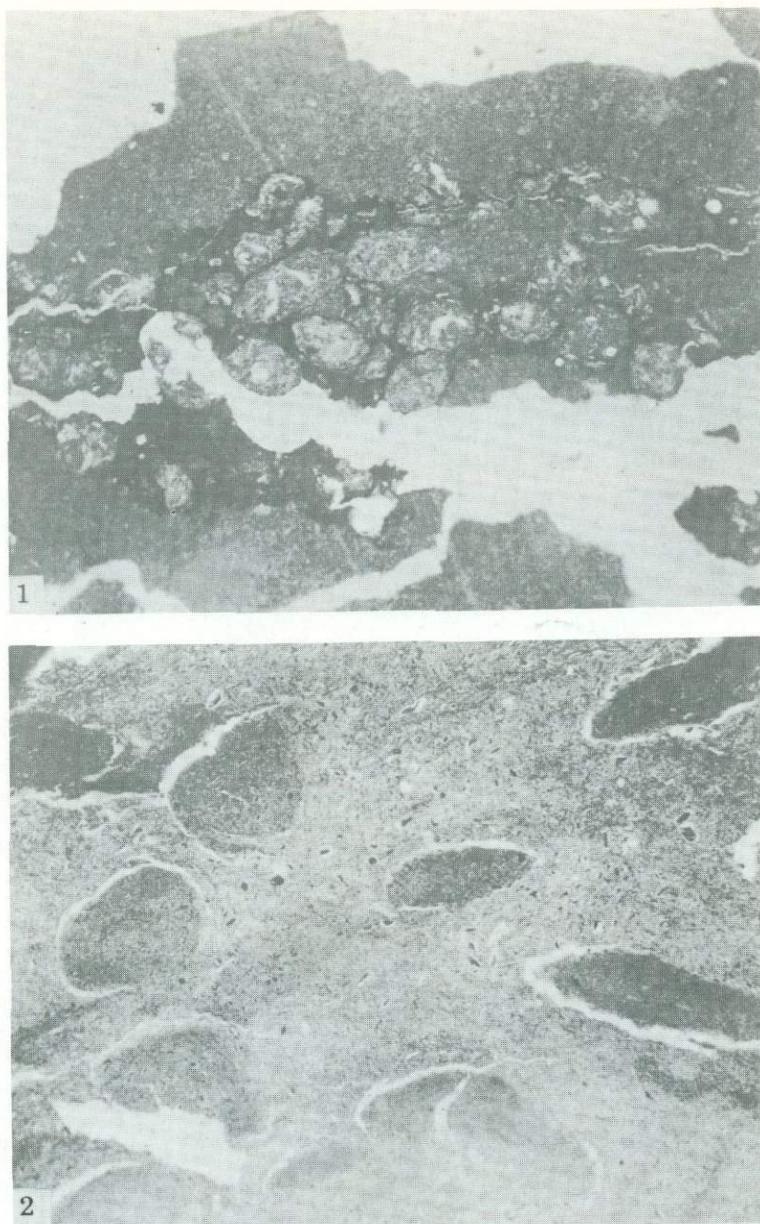


2

Текстуры океанских осадков

1 – этмодискусовый турбидит, в основании обогащенный детритом фораминифер и радиоляриями, шлиф 6760-92-95, ник. ||, х 40; 2 – то же, ник. +

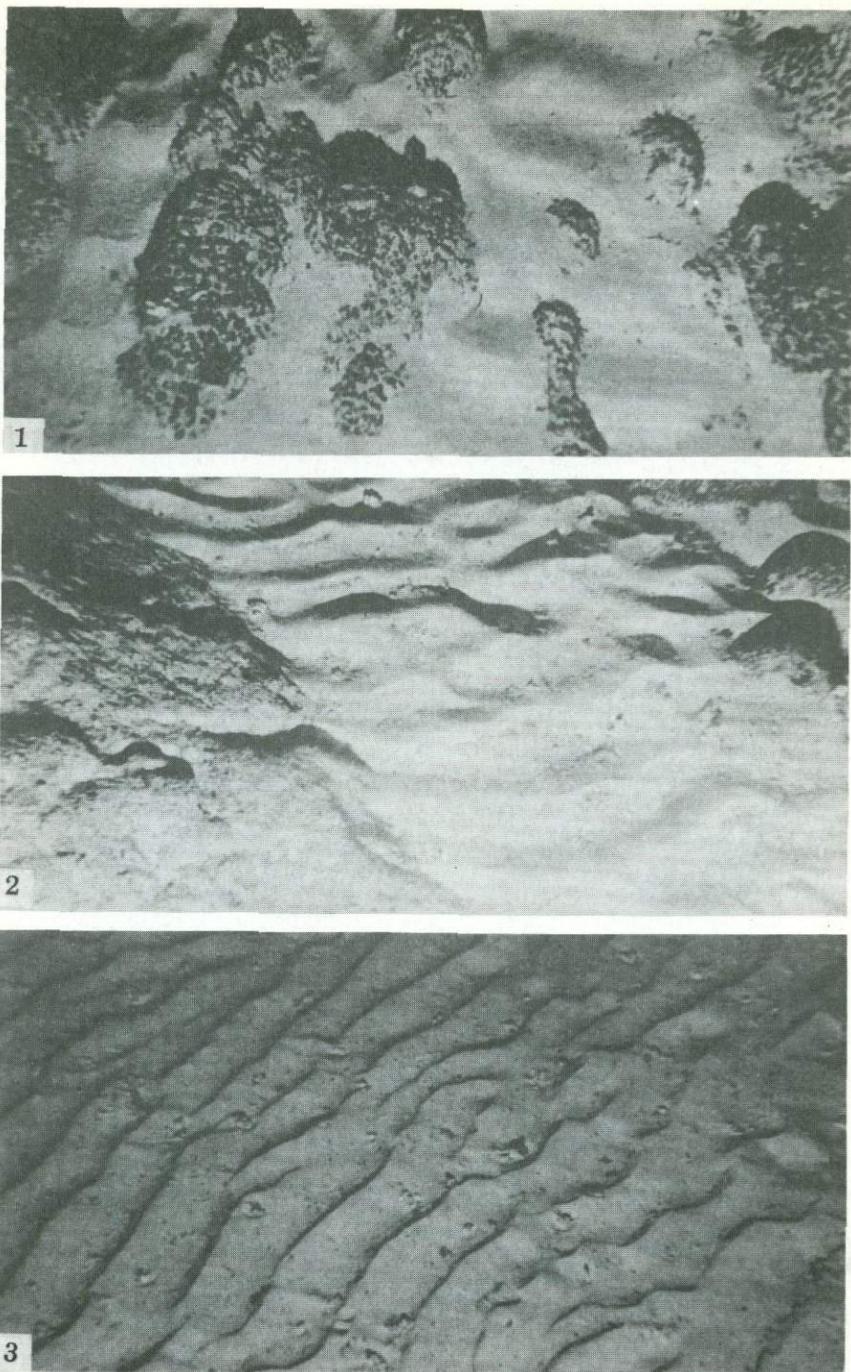
Таблица XXIII



Текстуры океанских осадков

1 – кокколитовый ил, нарушенный дитритоедами, шлиф 6760-92-95, ник. //, $\times 20$; 2 – гемипелагическая глина с обрывками растений (черные), нарушенная дитритоедами, шлиф 4916-96-98, ник. //, $\times 20$

Таблица XXIV



Перемещение материала придонными течениями (фото П.Н.Фоминых)

1 – знаки ряби в фораминиферовых осадках, ст. 6731/1, глубина 1480–1580 м; 2 – знаки ряби в фораминиферовых осадках, видны мелкие обломки и коренные выходы базальтов, ст. 6731/1, глубина 1480–1580 м; 3 – знаки ряби в фораминиферовых осадках, содержащих мелкие обломки пород, ст. 6731/4, глубина 1640–2400 м

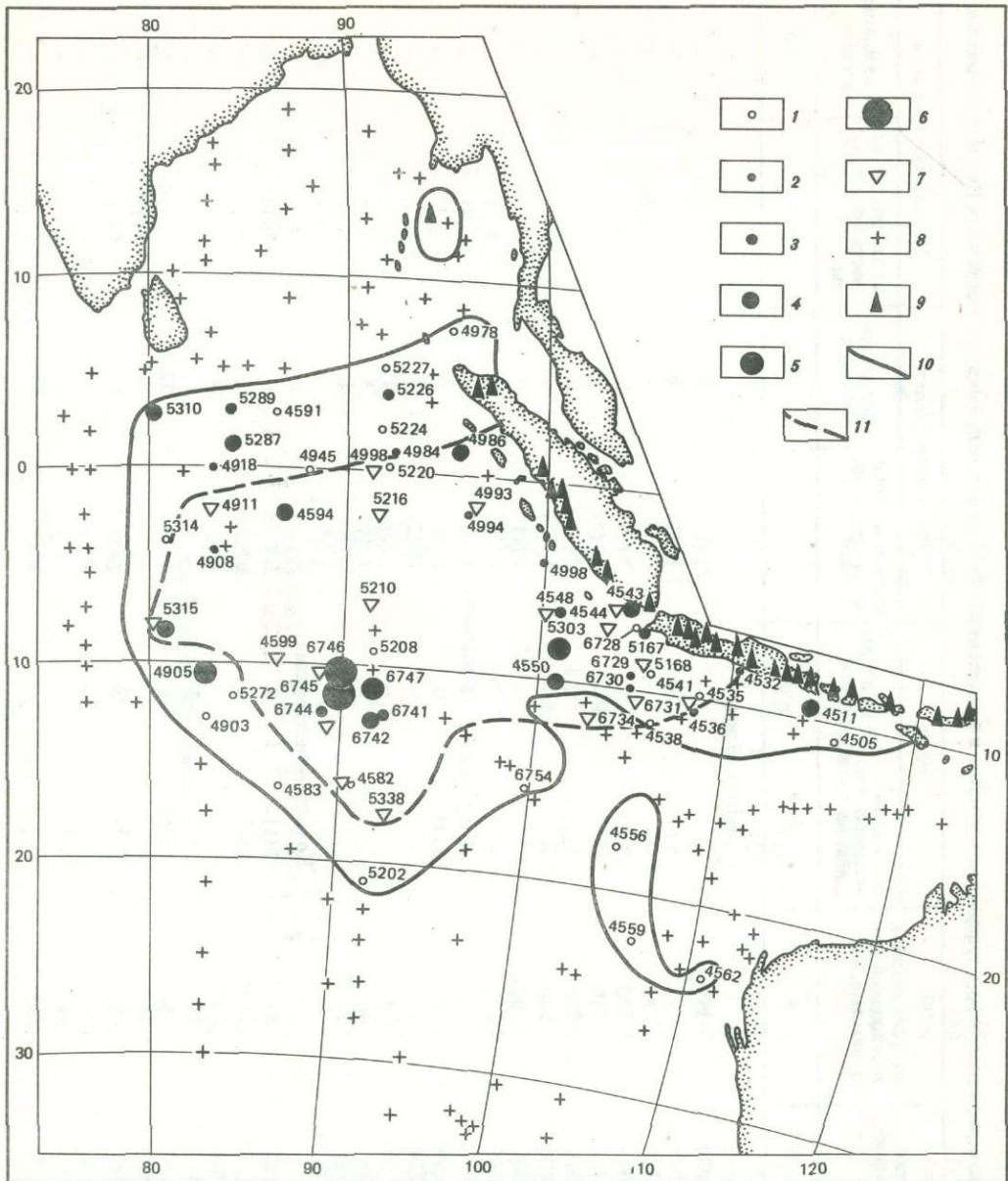


Рис. 56. Распространение вулканокластического материала в четвертичных отложениях восточной части Индийского океана

1 — туффитовые осадки; мощность верхнего слоя тефры, 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, извергавшиеся после 1600 г. [Ван Беммелен, 1957]; границы распространения: 10 — туффитовых осадков и тефры; 11 — пемзы. Цифрами показаны номера станций, где обнаружен вулканокластический материал

Таблица 15. Относительные содержания тифры, туффитовых осадков и этмодискусовых илов в колонках из восточной части Индийского океана

Станция	Глубина, м	Длина колонки, см	Возраст осадков в основании колонки, тыс. лет	Тифра		Туффитовые осадки		Этмодискусовые илы	
				суммарная мощность прослоев, см	% от длины колонки	суммарная мощность прослоев, см	% от длины колонки	суммарная мощность прослоев, см	% от длины колонки
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Зондский желоб									
4505	3196	270	150	—	—	7 (1)	3	—	—
4511	3897	128	50	5 (1)	4	10 (1)	8	—	—
4518	3866	350	180	—	—	—	—	43 (3)	12
4532	313	310	120	2 (1)	1	2 (1)	1	—	—
4535	6851	174	120	—	—	12 (2)	7	—	—
4536	5853	310	270	1 (1)	0,3	2 (1)	1	—	—
4541	6487	290	200	—	—	17 (1)	6	—	—
4543	626	200	100	—	—	5 (1)	3	—	—
4986	6744	245	122	5 (1)	2	—	—	3 (2)	1
4998	5950	591	295	10 (6)	2	11 (2)	2	5 (4)	2
5167	2206	149	70	5 (2)	3	3 (2)	2	—	—
6728-2	1960	224	100	—	—	10 (2)	4	—	—
7452	3390	130	70	—	—	17 (2)	13	—	—
7453	1660	98	40	—	—	5 (1)	5	—	—
7455	6160	142	70	—	—	7 (2)	5	—	—
Кокосовая котловина									
4548	5240	152	50	2 (1)	1	—	—	70 (3)	46
4550	5209	365	3400	5 (2)	1	61 (2)	17	—	—
4978	2370	285	140	—	—	12 (1)	4	—	—
4984	4447	47	23	1 (2)	2	—	—	—	—
4994	5103	252	154	11 (6)	4	55 (3)	22	102 (8)	40
4997	4943	26	26	—	—	—	—	2 (2)	8
5003	5675	745	694	29 (3)	4	28 (4)	4	55 (1)	7
5208	5165	54	52	—	—	2 (1)	4	—	—
5220	4534	60	60	—	—	3 (1)	5	—	—
5224	4282	105	105	—	—	3 (1)	3	—	—
Северо-Восточный хребет									
5226	4403	202	202	2 (2)	1	—	—	—	—
5227	3587	212	211	—	—	21 (1)	10	—	—
6729-2	5210	394	100	1 (1)	0,3	—	—	—	—
6730-2	4750	282	250	3 (2)	1	—	—	—	—
6747-2	4960	50	900	6 (1)	12	2 (1)	4	—	—
7410	5432	498	1000	10 (2)	2	—	—	223 (9)	45
Центральная котловина									
4583	5167	38	30	—	—	10 (1)	26	—	—
4591	4247	157	78	—	—	38 (2)	24	—	—
4594	4722	78	40	7 (2)	9	—	—	—	—
4903	4502	450	700	—	—	7 (1)	2	—	—
4905	5186	1195	2400	6 (1)	0,5	—	—	—	—
4908	4253	182	100	2 (1)	1	—	—	—	—
4918	4610	86	42	2 (1)	2	—	—	—	—
4945	4523	135	68	—	—	14 (1)	10	—	—
5272	5581	242	2160	—	—	30 (1)	12	—	—
5287	4495	90	50	5 (1)	6	—	—	—	—
5289	4295	54	30	2 (1)	4	3 (1)	6	—	—
5310-3	4376	716	150	6 (1)	0,8	—	—	—	—
5314	5025	72	70	—	—	8 (1)	11	—	—
Западно-Австралийская котловина									
4522	4995	424	600	—	—	—	—	2 (2)	0,5
4538	5490	155	310	—	—	55 (1)	36	—	—
4556	5790	337	1000	—	—	15 (1)	5	—	—
4559	5640	400	695	—	—	28 (1)	7	—	—
4562	4666	254	65	—	—	8 (1)	3	—	—

Таблица 15 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
4582	3940	186	63	—	—	26 (1)	14	—	—
5171	4694	307	250	—	—	—	—	4 (4)	1
6741-2	5780	445	600	2 (1)	0,4	13, (1)	3	84 (5)	19
6742-7	5550	93	90	—	—	—	—	25 (1)	27
6742-12	5820	171	130	6 (3)	4	24 (4)	14	93,4	54
6742-17	5830	108	93	—	—	4 (1)	4	40 (1)	37
6742-18	5830	756	692	18 (5)	2	57 (6)	8	69 (4)	9
6742-20	5820	212	106	2 (1)	1	38 (2)	18	18 (1)	9
6754-2	4780	138	1200	—	—	5 (1)	4	—	—
6760	5670	277	180	—	—	—	—	27 (1)	10
7412	6150	282	950	—	—	—	—	2 (2)	1
7415	5720	147	950	—	—	—	—	4 (1)	3
7417	5220	145	950	4 (3)	3	15 (1)	10	—	—
7444	4692	126	70	—	—	5 (1)	4	41 (3)	33
7445	5854	105	84	2 (2)	2	71 (3)	68	—	—
7447	5250	463	500	—	—	4 (2)	1	15 (3)	3
7448	5218	50	33	—	—	—	—	25 (2)	50
Бенгальский залив									
5244	3600	320	70	—	—	—	—	1 (1)	0,3

Примечание. В скобках — количество прослоев в колонке.

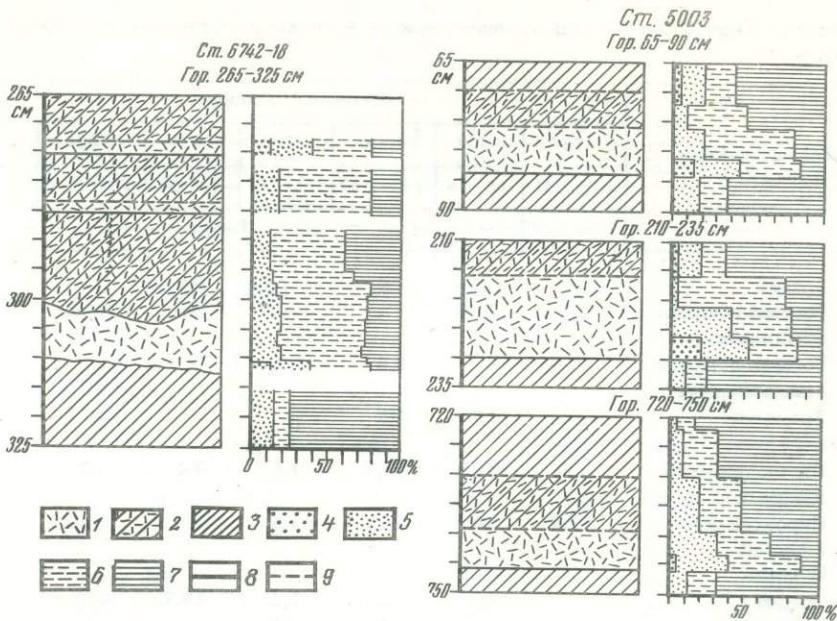


Рис. 57. Гранулометрический состав тифры и туффитовых прослоев в глубоководных осадках (примеры)

1 — витрокластическая тифра; 2 — туффитовые осадки глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые, содержащие 10–90% вулканокластического материала; 3 — глубоководные осадки (глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые диатомово-радиоляриевые), содержащие < 10% вулканокластического материала; гранулометрические фракции, мм: 4 — 0,1–1; 5 — 0,5–0,1; 6 — 0,01–0,05; 7 — < 0,01; границы раздела: 8 — резкие; 9 — постепенные

тифровой и осадочной составляющих. Намечается постепенное увеличение доли последней кверху, до перехода в нормально-осадочные слои с незначительной примесью вулканического стекла. Нижний контакт слоев тифры чаще всего резкий.

Минеральный состав тифры (табл. 16) отличается постоянством в пределах всего ареала распространения и не зависит от стратиграфического положения или мощности прослоев. В тяжелой подфракции (0,05–0,1 мм) всех образцов примерно половину составляют черные рудные минералы (титаномагнетит?). После пересчета данных (с исключением непрозрачных зерен) преобладают моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка, апатит, биотит, циркон. Содержание остальных прозрачных минералов тяжелой подфракции не превышает 36%. Как биотит, так и циркон имеют в данном случае вулканогенное происхождение; они встречаются внутри зерен бесцветного стекла, нередко несут стеклянные "рубашки".

Количественно резко преобладающая легкая подфракция сложена почти нацело (93–97%) бесцветным кислым вулканическим стеклом с показателем преломления 1,501. Вблизи Зондских островов, реже в удалении от них встречено зеленовато-бурое пузырчатое стекло (показатель преломления 1,513–1,522). В незначительных количествах присутствуют полевые шпаты, иногда кристаллы филлипсита.

Химический состав тифры (табл. 17, 18) во всех проанализированных прослоях весьма сходен, соответствует липариту и близок по составу желтовато-серой разновидности пемзы (обр. III).

В одновозрастных осадках количество тифры с удалением от Зондских островов не уменьшается, как можно было бы ожидать (см. табл. 15). Возраст осадков в основании изученных колонок отвечает позднему плейстоцену, а в некоторых из них превышает 3 млн. лет.

Прослои тифры группируются в основном в три временных интервала (0,07–0,12;

Таблица 16. Минеральный состав крупноалевритовой фракции тефры, пемзы и туффитовых осадков, %*

Минералы фракции 0,1–0,05 мм	Станция; горизонт, см						
	6744	4511	4536	4550	5003	5003	5003
	обр. 1П	20–25	125–127	21–25	81–84	226–230	743–746
	Пемза **	Тефра					
Тяжелая подфракция	Гранат	—	—	2,4	—	0,9	—
	Роговая обманка обыкновенная	3,2	21,0	17,4	49,2	36,1	30,8
	Роговая обманка базальтическая	—	—	0,6	0,8	0,9	—
	Тремолит-актинолит	—	1,3	0,6	—	—	—
	Пироксен моноклинный	6,5	35,5	34,7	1,6	9,4	0,2
	Пироксен ромбический	12,9	34,2	10,8	3,5	9,4	1,2
	Оливин	—	4,0	—	—	—	—
	Эпидот	—	1,3	15,6	1,2	19,7	0,4
	Мусковит	—	—	1,8	0,4	—	—
	Биотит	3,2	—	11,4	34,6	18,8	63,0
	Хлорит	—	—	0,6	—	—	—
	Апатит	6,4	2,6	—	1,2	3,3	1,9
	Циркон	67,8	—	—	7,5	2,3	2,4
	Сфен	—	—	0,6	—	—	—
	Дистен	—	—	1,2	—	—	—
	Силлиманит	—	—	0,6	—	—	—
	Турмалин	—	—	1,8	—	—	—
	Кварц	—	—	1,4	—	0,3	—
Легкая подфракция	Калиевый полевой шпат	—	—	0,3	2,5	—	—
	Плагиоклаз кислый	2,0	—	1,1	7,4	2,7	3,1
	Плагиоклаз основной	1,0	4,5	0,5	—	0,3	6,7
	Филипсит	—	—	—	—	—	1,0
	Стекло кислое	97,0	95,5	96,0	91,1	96,7	90,2
	Стекло основное	—	—	0,8	—	—	96,7

* Данные минералогического анализа пересчитаны на прозрачные abiогенные минералы (исключены биогенные компоненты и непрозрачные зерна, в том числе рудные).

** Минеральный состав пемзы изучен в протолочке.

0,18–0,20; 0,61–0,65 млн. лет), которые можно интерпретировать как этапы усиления поставки вулканокластического материала [Свальнов, Мурдмаа и др., 1976]. Периоды активизации вулканизма Зондских островов характеризовались множеством извержений, однако одновозрастные прослои тефры встречаются крайне редко и на ограниченных площадях. Отсутствие корреляции между прослойками в колонках, разобщенных большими расстояниями, обусловлено, вероятно, обилием вулканов, которые могли извергаться в разное время, действием придонных течений, приближенной оценкой в ряде колонок возраста вулканокластического материала и редкой сетью опробования донных осадков.

Тефра накапливается обычно в понижениях рельефа – в западинах склонов, в седловинах возвышенностей, у подножий склонов и на дне депрессий. Причина такого рас-

Станция; горизонт, см

4594	4905	4994	5287	5310	6742-18	6745-2	4505	4536	4903
25-30	45-47	213-215	63-65	362-368	305-310	66-74	3,5-8	280-287	63-70
Тефра							Туффитовые осадки		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10,7	11,1	3,9	30,0	37,1	35,2	32,5	21,7	9,0	50,8
—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,7
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,4	—	33,8	0,7	4,9	3,4	6,5	21,7	30,1	1,2
3,6	—	18,2	1,5	7,4	2,3	2,6	34,8	17,4	3,1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,2	—	3,9	—	2,1	—	—	—	1,9	—
—	5,5	—	—	—	—	—	—	2,6	—
72,4	22,2	33,8	60,0	22,6	37,5	48,1	—	37,2	32,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,2	22,2	1,3	2,2	4,9	1,1	1,3	8,7	0,6	0,6
8,4	38,9	5,2	5,6	21,0	21,6	9,1	4,4	1,3	9,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4
—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—
13,3	15,8	0,3	7,0	5,2	5,1	5,7	—	1,3	0,5
—	—	—	—	—	—	—	6,5	1,0	0,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
85,6	84,2	99,7	93,0	94,8	94,9	94,3	93,2	97,2	97,2
—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—

пределения заключается в том, что основной компонент тефры — легкое кислое вулканическое стекло — смывается придонными течениями с положительных форм рельефа, над которыми скорость течений всегда несколько возрастает. Разнос вулканического стекла по дну приводит либо к образованию туффитовых осаков, либо к накоплению в осадках рассеянной вулканокластики. Весьма показательно, что продукты известного гигантского извержения Кракатау в 1883 г. не обнаружены в современных осадках в сколько-нибудь заметных количествах. Иногда тефра перемывается супензионными потоками, не испытывая значительного разбавления материалом другого генезиса. В случае однородного гранулометрического состава переотложенную тефру трудно отличить от первичной, что может привести к ошибкам в подсчете числа извержений за какой-то промежуток времени по количеству тефровых прослоев.

Таблица 17. Химический состав прослоев тефры и обломков пемзы

№ п.п.	Станция	Горизонт, см	Характер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
1	5310-3	362–368	Легкая подфракция тефры	75,61	0,09	12,91
2	6745-2	66–74		75,14	0,09	12,71
3	6742-18	310–312		74,90	0,10	12,84
4	5003	226–230		74,12	0,08	12,82
5	5003	81–84		74,11	0,21	13,17
6	4994	213–215		74,70	0,20	13,48
7	6744	Обр. 16П	Легкая подфракция	69,19	0,55	15,42
8	6744	Обр. 1П	пемзы	76,24	0,12	12,68
9	6742-18	297–299	Фракция 0,05–0,01 мм теф- ры	75,06	0,07	14,37
10	6742-18	310–311		73,85	0,21	14,67
11	6746-2	143–147		74,06	0,09	13,19
12	6741-2	91–100		74,43	0,43	14,52

П р и м е ч а н и е. Образцы 1–8 проанализированы В.А. Классен, анализ щелочей в них методом пламенной фотометрии провели Н.С. Бахметьев, Н.В. Лобовкина. Анализы образцов 9–12 выполнены в Тихоокеанском океанологическом институте ДВНЦ.

Таблица 18. Микроэлементы в прослоях тефры и в обломках пемзы, $n \cdot 10^{-4} \%$

Элементы	Легкая подфракция тефры						Легкая подфракция пемзы	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Sr	30	30	30	30	30	50	30	100
Ba	200	100	100	100	100	200	200	200
Cr	3	—	—	3	5	5	—	—
V	5	4	3	5	10	10	3	30
Ni	1	1	2	1	2	2	1	1
Co	1	1	3	1	1	1	0,5	0,5
Cu	10	10	10	10	10	20	10	10
Ag	0,05	0,08	—	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07
Zn	10	10	10	10	10	10	10	30
Pb	30	35	30	30	20	20	20	20
Sn	2	2	1	1	1	1	3	1
Mo	2	3	2	3	3	3	2	2,5
W	3	—	3	3	3	3	3	3
Sc	1	1	1	1	2	2	1	5
Y	10	10	10	10	10	10	10	20
Yb	3	2	3	3	2	2	2	5
La	30	—	30	30	30	30	30	30
Ce	40	50	40	40	50	50	40	100
Nb	10	10	10	10	3	3	5	5
B	20	20	20	20	40	30	35	15

П р и м е ч а н и е. Номера образцов 1–8 соответствуют приведенным в табл. 17.

Таким образом, выпавшая на дно тефра обычно сохраняет первичное залегание только в понижениях рельефа, т.е. распространена пятнисто, что затрудняет количественную оценку объема кластического материала конкретного извержения. Если же иметь в виду большое количество вулканов, изменчивость направлений выбросов и течений в момент экспозиций, то возможность такой оценки становится еще менее вероятной.

Косвенно изменение интенсивности вулканизма можно выразить через встречаемость прослоев тефры, полученную делением количества колонок осадков, содержащих

Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Сумма
0,97	0,46	0,06	0,42	1,17	3,15	5,16	0,01	100,01
0,79	0,63	0,07	0,50	0,93	3,60	5,56	0,01	100,03
1,50	0,30	0,06	0,51	0,94	3,12	5,71	0,03	100,01
1,10	0,65	0,07	0,43	1,17	3,63	5,91	0,03	100,01
1,26	0,65	0,08	0,80	1,17	3,83	4,76	0,06	100,10
0,59	1,09	0,02	0,60	1,66	3,68	3,89	0,08	99,99
1,30	1,63	0,10	1,08	2,86	5,31	2,45	0,12	100,01
0,73	0,82	0,05	0,50	1,04	2,98	4,83	0,02	100,01
0,54	1,01	0,07	0,42	0,86	2,87	4,69	0,04	100,00
0,30	1,07	0,07	0,34	1,23	3,16	5,04	0,05	99,99
0,39	0,88	0,17	0,34	3,35	2,75	4,72	0,07	100,01
0,26	1,17	0,08	0,32	0,97	3,35	4,45	0,04	100,02

одновозрастную тефру, на общее число колонок того же возраста в данном районе. Автором за шаг усреднения условно принят интервал в 10 тыс. лет. Полученные данные обобщены на рис. 58, где отчетливо выступает тенденция к увеличению встречаемости тефры за последние 300 тыс. лет (максимум в интервале 50–150 тыс. лет), что можно интерпретировать как активизацию вулканической деятельности Зондских островов в это время. Указанная тенденция находится в соответствии с данными глубоководного бурения, свидетельствующими о глобальном усилении вулканизма в плейстоцене [Kepennett, Thunell, 1975].

Как часто происходили извержения в недалеком геологическом прошлом? Анализ распределения тефры в разрезе позволяет выделить следующие интервалы между извержениями: 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 14, 15, 20, 25 тыс. лет (рис. 59). Чаще встречаются интервалы продолжительностью от 2 до 7 тыс. лет, т.е. в геологическом масштабе времени эксплозии происходили почти непрерывно.

Туффитовые осадки сложены на 10–90% вулканокластическими зернами, а остальная часть представлена материалом, по составу, как правило, соответствующим вмещающим прослои глубоководным осадкам. Выделяются туффитовые гемипелагические глины, глинисто-радиоляриевые и кокколитово-фораминиферовые илы, а также пелагические глины. Они образуют либо самостоятельные прослои в колонках, либо связаны с тефровыми прослойями, сменяя последние вверх по разрезу. По гранулометрическому составу туффитовые осадки чаще всего алевритово-пелитовые или пелитовые, реже встречаются алевритовые и псамmitовые разности. Градационная текстура встречается, но она обычно слабее выражена, чем в тефровых прослоях.

Минеральный состав abiогенной части крупноалевритовой фракции (см. табл. 16) туффитовых осадков сходен с описанным для тефры: в тяжелой подфракции из прозрачных минералов господствуют роговая обманка, пироксены, апатит, циркон, биотит; в легкой подфракции резко преобладает бесцветное кислое вулканическое стекло. В виде незначительной примеси присутствуют терригенные минералы (эпидот, мусковит).

В разрезах изученных колонок туффитовые осадки образуют до шести прослоев мощностью от 2 до 71 см и составляют 1–68% от вскрытой мощности разреза (см. табл. 15). По периферии области распространения вулканокластического материала (см. рис. 56) прослои чистой тефры почти не встречаются, а их стратиграфическое положение в колонках занимают туффитовые осадки. Сходство состава, пространственные и возрастные связи не оставляют сомнений в едином источнике вулканокластического материала тефровых и туффитовых осадков.

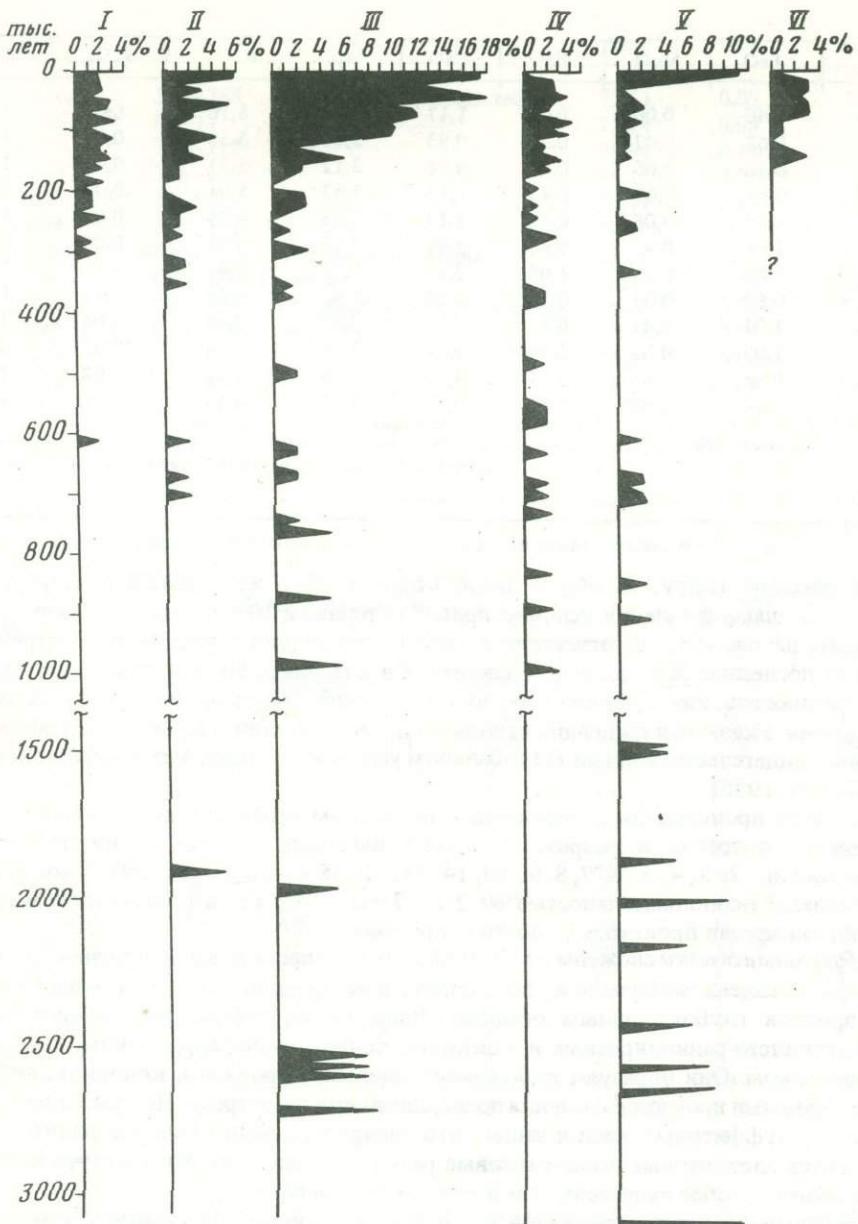


Рис. 58. Вертикальное распределение и встречаемость прослоев тефры (I), туффитовых осадков (II), турбидитов (III), этмодискусовых илов (IV), конкреций (V) и горизонтов окисленных осадков (VI) в восточной части Индийского океана, %

Туффитовые осадки небольшой мощности (первые сантиметры) обычно залегают непосредственно выше тефры. Нередко тефра и туффитовые осадки разобщены в пределах одной колонки или прослой тефры отсутствует. В таких случаях туффитовые осадки имеют значительную мощность (первые десятки сантиметров); образование их протекало длительное время, а источником вулканокластического материала могла служить медленно размываемая тефра.

Распределение туффитовых осадков по вертикали (см. рис. 58) сходно с распределением тефры, но тенденция к увеличению встречаемости по мере приближения к сов-

Рис. 59. Цикличность седиментации в восточной части Индийского океана

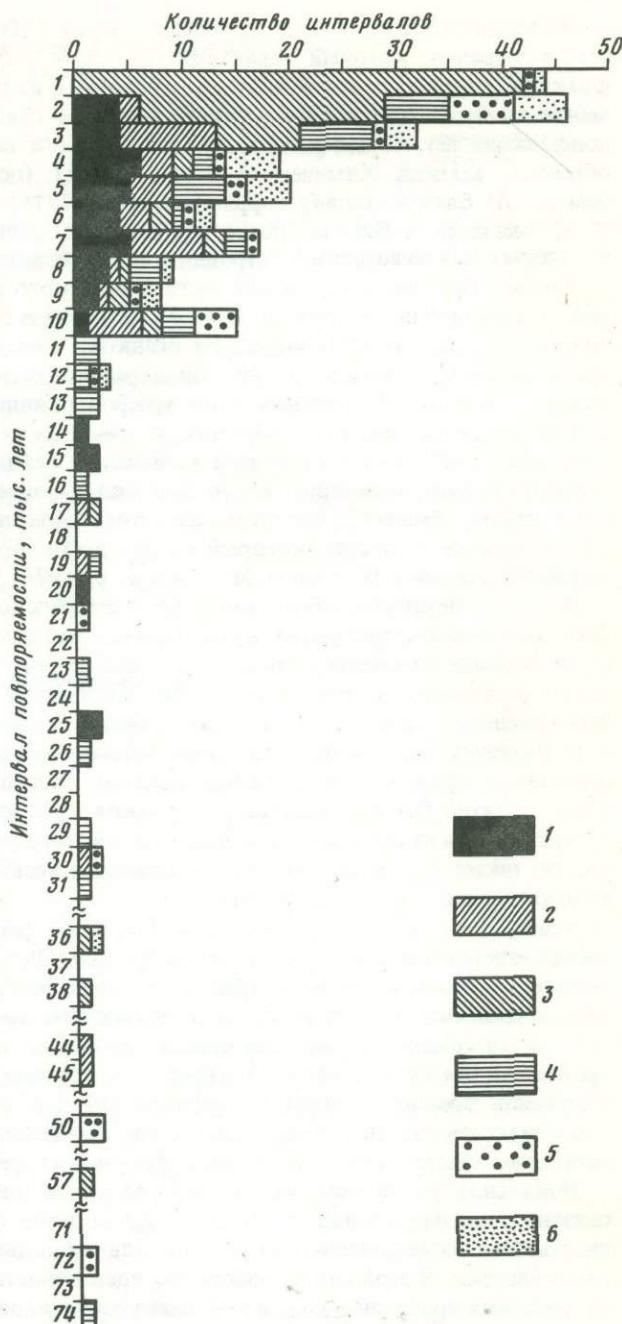
1 — тефра; 2 — туффитовые осадки; 3 — турбидиты разного состава; 4 — этмодискусовые илы; 5 — железо-марганцевые конкреции; 6 — горизонты окисленных осадков

ременной эпохе у них выражена отчетливее. Отразить закономерно более молодой возраст туффитовых осадков относительно подстилающей их тефры не позволяет масштаб графика. Туффитовые осадки имеют и сходные с тефрай интервалы повторяемости (см. рис. 59). Наиболее часты здесь промежутки в 3, 7 и 10 тыс. лет.

Рассеянный вулканокластический материал (до 10% объема осадков) в рассматриваемой части Индийского океана распространен гораздо шире, чем прослои с высокой его концентрацией, но характер распределения по площади имеет общие черты. Наиболее надежным индикатором вулканокластической примеси может служить бесцветное стекло в крупноалевритовой фракции, по свойствам аналогичное описанному выше. Распределение его в поверхностном слое осадков характеризуется тем же широтным ареалом между экватором и 20° ю.ш., примыкающим к Зондской дуге, который выделяется на рис. 56.

Рассеянная вулканоклассика накапливается в результате перемыва тефры, выпавшей на дно океана и острова, а также за счет плавучей пемзы.

Пемза встречается в разных типах глубоководных осадков в виде белых и светло-серых окатанных обломков размером от долей миллиметра до 15–20 см. Встречаются как микропористые, так и крупнопористые разновидности, нередко наблюдается "псевдоволокнистость" стекла. В строении пемзы легко угадывается структура обломков стекла песчано-алевритовой размерности, слагающих тефру и туффиты. Наиболее обильные скопления пемзы встречены в районе ст. 6744 (см. рис. 56), вблизи точек с максимальными мощностями прослоев тефры.



Минералогический анализ протолочек пемзы обнаружил тот же набор вулканогенных минералов, который характеризует тефру и туффиты. До 40–60% тяжелой подфракции составляет титаномагнетит (исключен из подсчета в табл. 16). Обращает внимание высокое содержание циркона (до 68%) среди прозрачных минералов тяжелой подфракции некоторых разновидностей пемзы, а также присутствие биотита, роговой обманки, апатита. Химический состав пемзы (особенно образца желтовато-серой пемзы 1П) близок составу тефры (см. табл. 17, 18). Образец серой пемзы (16П, анализ № 8) оказался несколько более основным и отличается повышенным содержанием некоторых микроэлементов (стронция, скандия, цинка, иттрия, церия).

Таким образом, в восточной части Индийского океана вулканокластический материал составляет небольшую по объему, но важную с фациальной-генетической точки зрения составляющую глубоководных осадков. Сосредоточиваясь в обширной области, примыкающей к Зондской дуге, он характеризует определенную седиментационную макропровинцию. В пределах этой макропровинции вулканокластический материал сходен по составу независимо от того, встречается ли он в виде тефровых ("пепловых") прослоев, смешанных с осадочным материалом туффитовых слоев, или рассеян в массе осадков. Всюду доминирует бесцветное липаритовое стекло в ассоциации с пироксенами, роговой обманкой, биотитом, апатитом, цирконом. Это приводит к выводу о едином источнике вещества, который скорее всего следует искать в вулканической зоне Зондских островов [Свальнов, Мурдмаа и др., 1976].

Вопрос о механизме образования значительных по мощности прослоев довольно грубого (песчано-алевритового) вулканокластического материала в большом удалении от ближайших наземных вулканов до конца не решен. Отсутствие зависимости мощностей от расстояния до предполагаемого источника, а также локализация наиболее мощных прослоев в некоторых удаленных районах открытого океана могут навести на мысль о возможных локальных подводных вулканических очагах или "очагах" подводного размыва обнажающихся вулканокластитов. В данном случае такое предположение мало вероятно. Оно опровергается не только отсутствием каких-либо признаков молодого вулканизма на дне восточной части Индийского океана, тем более кислого вулканизма, но также обширностью ареалов рассеяния весьма сходного по составу материала, явно тяготеющих к Зондской дуге.

Важным представляется совпадение ареалов распространения и сходство состава песчано-алевритовой вулканокластики и пемзы. Возможно, что именно плавучая пемза является основной формой транспортировки вулканокластики в открытый океан. Образовавшаяся в огромных количествах при гигантских плейстоценовых эксплозивных извержениях, она разносилась течениями в западном направлении, давая при дроблении массу песчано-алевритового кластического материала, достаточную для отложения прослоев тефры и туффитов. По сравнению со скоростями пелагического осадконакопления осаждение гродуктов дробления пемзы должно было протекать достаточно быстро, чтобы обеспечить образование практически чистой тефры.

Локальное увеличение мощностей тефровых прослоев (до 10–30 см), вероятно, связано с динамикой вод. В центрах круговоротов течений плавучая пемза может скапливаться на более длительное время, поставляя на дно сравнительно больше мелкой вулканокластики. В этой связи любопытна идентичность некоторых ареалов распространения мощных прослоев тефры и этмодискусовых илов [Свальнов, 1974].

Другое возможное объяснение локального *увеличения* мощностей прослоев — *переотложение рассеянной в осадках тефры супензионными потоками*, на что указывают градационные текстуры, приуроченность биогенных остатков к основанию прослоев, а также всегда резкий контакт с нижележащими отложениями. Кроме того, мощность слоев обычно возрастает в понижениях дна.

В областях с низкими темпами седиментации обломки пемзы обычно служат ядрами железо-марганцевых конкреций. Данные о нахождении в колонках конкреций, а также слойков (несколько миллиметров) окисленных осадков в гемипелагических (восстановленных) глинах сведены в табл. 19. Обращает на себя внимание некоторое сходство

Таблица 19. Распространение железо-марганцевых конкреций и захороненных горизонтов окисленных осадков в колонках из восточной части Индийского океана

Станция	Глубина, м	Длина колонки, см	Возраст осадков в основании колонки, тыс. лет	Количество горизонтов	
				конкремций	окисленных осадков
1	2	3	4	5	6
Зондский желоб					
4505	3196	270	150	—	1
4998	5950	591	295	—	1
Кокосовая котловина					
4550	5209	365	3400	5	—
5004	4600	126	350	2	—
5206	4789	64	100	1	—
5207	4623	167	150	2	—
5208	5165	52	52	3	—
5226	4403	202	202	—	2
5227	3857	212	211	—	3
5229	3725	194	100	—	3
6729-2	5210	394	100	3	—
6736-2	5200	224	3000	1	—
Центральная котловина					
4594	4722	78	40	—	3
4896	3805	30	15	1	—
4897	4244	192	710	3	—
4911	4809	54	26	—	1
4916	4432	106	40	—	1
4918	4610	86	42	—	2
5272	5581	243	2160	2	—
5280	4910	55	28	—	3
5281	4810	139	140	—	3
5283	4709	147	147	—	4
5314	5025	72	70	—	5
Западно-Австралийская котловина					
4553	5675	157	157	2	—
4577	4859	118	1000	2	—
5005	4570	187	1900	3	—
5173	6048	207	3400	2	—
5196	4577	258	130	1	—
5199	4860	141	1410	1	—
5200	4560	190	3000	1	—
5201	5260	204	695	1	—
5328-3	4571	595	280	1	—
6734-2	5130	14	120	1	—
6742-14	5400	103	1500	1	—
6751-2	4740	47	470	1	—
6754-6	4840	104	1000	1	—
6754-8	5140	135	1350	1	—
6754-11	5720	166	1660	2	—
6755	5800	18	18	1	—
6756-2	5530	235	1600	1	—
7414	5670	258	3920	5	—
7418	4870	10	10	1	—

Таблица 19 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Бенгальский залив					
4587	4115	340	150	—	1
4588	4053	36	20	—	1
4589	4043	29	15	—	1
4922	3980	223	100	—	1
4934	2610	171	80	—	1
4954	3485	178	80	—	1
4956	3198	190	85	—	1
4957	2900	251	100	—	1
5308-4	3409	95	90	—	1

в распределении по вертикали и в интервалах повторяемости конкреций и тефры (см. рис. 58, 59).

Однако влияние андезитового вулканизма на образование конкреций не ограничивается только поставкой ядер. В результате денудации вулканогенных образований Зондских островов и гидротермальной деятельности в океан выносятся растворенные железо, марганец и другие элементы, которые затем обезличиваются в общем балансе вещества, но при благоприятных условиях миграции могут, вероятно, участвовать в построении рудных оболочек конкреций.

Среди аспектов опосредованного влияния островного вулканизма на осадкообразование представляют интерес причины возникновения супензионных потоков и климатических изменений. Следствием последних может быть перестройка циркуляции вод и системы питания планктона, т.е. изменение условий седиментации.

Существуют представления [Kennett, Thunell, 1975; Ninkovich, Donn, 1976], что интенсивный эксплозивный вулканизм может вызвать похолодание климата. Известно также [Gardner, Burckle, 1975] о приуроченности расцвета этмодискусов (крупные диатомеи) к фазам похолодания в приэкваториальной области Атлантического океана. Поэтому на первый взгляд кажется привлекательной возможность объединить отмеченные явления в схему, которая в идеализированном виде представляется следующим образом: усиление вулканизма → похолодание → изменение циркуляции вод → расцвет этмодискусов. Возможны и другие последствия климатических изменений.

Рассмотрение вертикального распределения этмодискусовых илов, турбидитов разного состава, а также упомянутых выше железо-марганцевых конкреций и захороненных горизонтов окисленных осадков (см. рис. 58) показывает, что эти образования имеют сходную с тефрай и туффитовыми осадками тенденцию изменения встречаемости во времени, особенно за последние 300 тыс. лет. Сходными оказались у них и многие интервалы повторяемости (см. рис. 59).

Каковы же причины таких совпадений? Попытка выяснить связь этапов интенсивного вулканизма и расцвета этмодискусов с фазами похолодания не увенчалась успехом из-за отсутствия надежных палеотемпературных кривых. Сходство же тенденций вертикального распределения тефры, туффитовых осадков, этмодискусовых илов и турбидитов логичнее объяснить единством главной причины их накопления — синхронным переотложением.

Действительно, в восточной части Индийского океана наблюдается четкая пространственная ассоциация продуктов наземного вулканизма и глинисто-кремнистых осадков. Как первые, так и вторые распространены в широтной полосе дна океана к западу от Зондских островов. Более того, некоторые ареалы распространения мощных прослоев тефры и этмодискусовых илов практически совпадают.

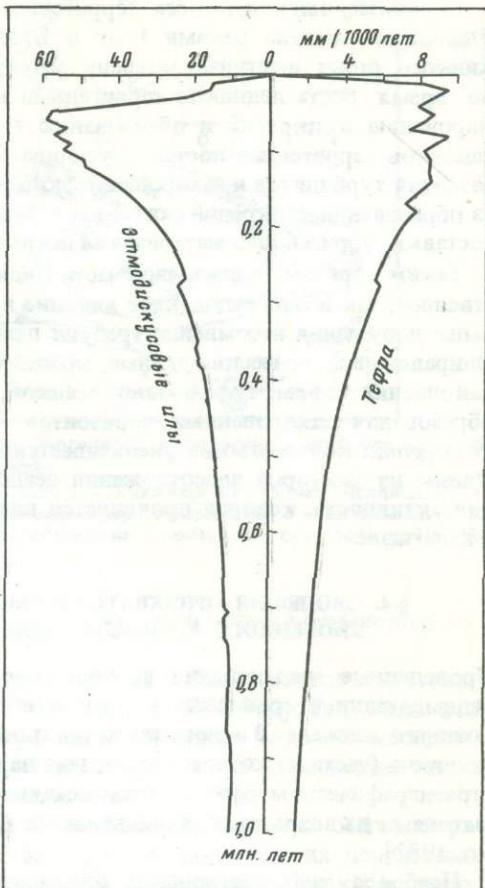
Рис. 60. Куммулятивные кривые интенсивности накопления тафры и этмодискусовых илов в восточной части Индийского океана

Подобно тафре, этмодискусовые илы легко переотлагаются и приурочены к понижениям рельефа дна. Косвенно о сходстве причин образования свидетельствует изменение за последний миллион лет условной средней скорости (реальная много выше) накопления тафры и этмодискусовых илов (рис. 60). Усреднение скорости проводилось через 10 тыс. лет, т.е. за последние 10, 20, 30 тыс. лет и т.д., при этом мощность соответствующих осадков последовательно наращивалась вниз по разрезу за счет прослоев, возраст которых укладывался в рамки заданного интервала, но не повторялся. В случае попадания в интервал нескольких одновозрастных прослоев выбирался самый мощный из них.

Стекание по склонам суспензии из стволов этмодискусов может возникать в связи с эпизодическим встряхиванием дна при усилении сейсмической активности. В результате перемещается разжиженная масса и других типов осадков, что, в свою очередь, приводит к накоплению разновозрастных турбидитов. Если предположить, что общая активизация вулканизма сопровождается усиливением сейсмичности или, по крайней мере, что эти явления имеют некие общие тенденции изменения во времени, то таким образом можно объяснить черты сходства встречаемости этмодискусовых илов, турбидитов, тафры и туффитовых осадков, не прибегая к гипотезам о прямой генетической связи этих разнородных явлений. Следовательно, здесь уместно говорить только об опосредованном влиянии на осадкообразование сейсмичности и вулканизма.

Интересно отметить совпадение глобальных похолоданий с интервалами высокой встречаемости в колонках конкреций и захороненных горизонтов окисленных осадков. Действительно, позднеплиоценовый максимум встречаемости конкреций (см. рис. 58) можно сопоставить с глобальным похолоданием, начавшимся в конце миоцена. Появление конкреций в осадках, отвечающих интервалу времени 1,0–0,6 млн. лет назад, приблизительно совпадает с наступлением "ледникового" плейстоцена и усилением горно-долинного оледенения в Гималаях [Алексеев, 1978]. С вюрмским оледенением как будто согласуется частая встречаемость конкреций в осадках конца позднего плейстоцена, включая частично конкреции на современной поверхности дна. Примерно на время позднеплейстоценового похолодания приходится максимум встречаемости захороненных окисленных осадков.

Для образования конкреций и горизонтов окисленных осадков необходимо замедление темпов седиментации, которое реализуется через уменьшение терригенной поставки и усиление размыва осадочного материала придонными течениями. Приуроченность частой встречаемости конкреций к fazам похолодания свидетельствует о том, что на образование конкреций положительно влияло изменение циркуляции вод (снижение темпов седиментации за счет размыва, а также растворения местами карбонатов).



Поскольку основная масса терригенного материала выносится в восточную часть Индийского океана реками Ганг и Брахмапутра, то здесь регулятором твердого и жидкого стока выступает степень развития горно-долинных ледников в Гималаях. Во время роста ледников терригенный вынос уменьшался, что способствовало формированию конкреций и образованию горизонтов окисленных осадков. При таянии ледников терригенная поставка усиливалась, создавались благоприятные условия для развития турбидитов и захоронения окисленных осадков. В конце позднего плейстоцена на образование конкреций сказалось, по-видимому, и закономерное снижение темпов поставки терригенного материала за последние 80–85 тыс. лет.

Таким образом, в восточной части Индийского океана прослеживается как непосредственное, так и опосредованное влияние вулканизма на осадкообразование. Сделанные выше допущения несомненно требуют дальнейшей проверки на количественной основе. Опираясь на фактические данные, можно уверенно говорить лишь о сходной тенденции накопления тефры, туффитовых осадков, этмодискусовых илов, турбидитов, а также образования захороненных горизонтов окисленных осадков и железо-марганцевых конкреций: количество их увеличивается вверх по разрезу плейстоценовых отложений. Одним из факторов переотложения осадочного материала здесь выступает сейсмическая активность, которая проявляется как вблизи Зондских островов, так и местами в пелагиали.

§ 4. ЭВОЛЮЦИЯ ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОГО ПОЯСА БИОГЕННОГО КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Проведенные исследования позволяют восстановить палеогеографические обстановки седimentации в тропической области восточной части Индийского океана, начиная с позднего миоцена. В основе таких построений лежит детальное литологическое изучение колонок (часть из которых приведена на рис. 61), дополненное палеомагнитным и биостратиграфическим расчленением осадков, опубликованными определениями разными методами их возраста, а также данными глубоководного бурения [Свальнов, Демиденко, 1982].

Наиболее информативными для палеогеографических реконструкций оказались пелагические глины, радиоляриевые, диатомовые (этмодискусовые) илы (глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые), ниже для краткости называемые кремнистыми осадками. Палеогеографическая значимость радиоляриевых илов состоит в том, что они указывают на положение приэкваториальной циклонической системы циркуляции вод и связанной с ней зоны дивергенции. Прослеживание этих илов в разрезе осадочной толщи и на площади позволяет судить о положении зоны дивергенции в пространстве и времени.

Эвпелагические глины отвечают условиям низкой биологической продуктивности вод и малому поступлению терригенного материала. Они отражают существование антициклонической системы круговорота вод и зоны конвергенции, которая является южной границей приэкваториального пояса кремненакопления в восточной части Индийского океана. Переход эвпелагических глин в миопелагические отражает постепенное увеличение биологической продуктивности вод и поступления терригенного материала.

По существующим представлениям, современный пояс биогенного кремненакопления на дне восточной части Индийского океана прослеживается обычно ниже критической глубины карбонатонакопления (4700 м) в области Экваториального противотечения и Южного Пассатного течения от 2–3 до 15–16° ю.ш. [Безруков, 1964б]. В результате работ последующих лет южная граница пояса прослежена до 18–22° ю.ш. В соответствии с рельефом дна в пределах этой широтной полосы обособляются несколько разделенных ареалов. На меньших глубинах диатомеи и радиолярии образуют лишь примесь в карбонатных осадках. Наиболее богатые биогенным кремнеземом разновидности кремнистых илов тяготеют к зоне приэкваториальной дивергенции.

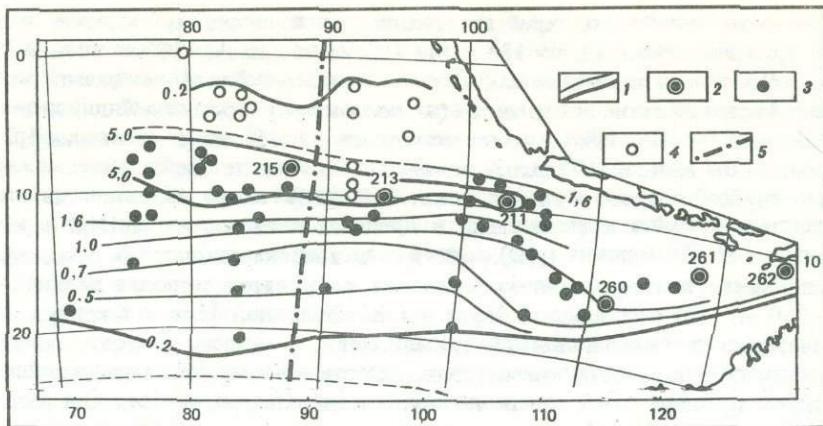


Рис. 61. Схема развития приэкваториального пояса биогенного кремненакопления в восточной части Индийского океана в позднем миоцене—плейстоцене

1 — изохроны подошвы кремнистых осадков, млн. лет; 2 — скважины б/с "Гломар Челленджер"; 3, 4 — колонки, вскрывшие подошву кремнистых осадков; возраст определен: 3 — по палеомагнитным данным, 4 — по микропалеонтологическим и литологическим данным; 5 — ось Восточно-Индийского хребта

К северу и югу от этой зоны постепенно уменьшается количество кремнистого материала в осадках и возрастает роль глинистого.

Данные бурения (скв. 215, 213, 211) свидетельствуют о смене пелагических глин кремнистыми осадками в позднем миоцене [Initial Reports..., 22. 1974]. Так, в скв. 215 (Центральная котловина, см. рис. 61) ниже кремнистых осадков верхнего миоцена—плейстоцена, имеющих мощность 64,5 м, залегают пелагические коричневые глины верхнего миоцена, а под ними — карбонатные осадки нижнего эоцена.

В скв. 213 (юго-западная часть Кокосовой котловины) кремнистые осадки верхнего миоцена—плейстоцена мощностью 70 м залегают на пелагических цеолитовых глинах верхнего и среднего миоцена. Ниже вскрыты карбонатные осадки верхнего палеоцена — нижнего эоцена.

В скв. 211 (юго-восточная часть Кокосовой котловины) верхняя часть разреза сложена кремнистыми илами позднеплиоценового—плейстоценового возраста, включающими прослой вулканического пепла. Ниже залегают радиоляриевые илы и терригенные турбидиты верхнего миоцена—плиоцена. Мощность всей этой пачки достигает 200 м. В основании разреза лежат карбонатные и глинистые пелагические осадки, самые древние из которых относятся к кампану.

В колонках из Центральной, Кокосовой, Западно-Австралийской и Северо-Австралийской котловин в пределах современного пояса кремненакопления непосредственно под кремнистыми осадками залегают пелагические глины (часто эвпелагические). По направлению к югу и северу мощность кремнистых осадков постепенно сокращается. На севере кремнистые скелеты присутствуют в значительном количестве и в составе гемипелагических осадков.

По палеомагнитным данным, смена пелагических глин кремнистыми илами происходила не одновременно по всей площади, т.е. пояс кремненакопления расширялся в плейстоцене [Демиденко, Свальнов, 1974]. Между 10 и 7° ю.ш. (см. рис. 61) в изученных колонках кремнистые осадки сменяют пелагические глины на уровне палеомагнитной эпохи № 5 [Сох, 1969] или начала эпохи Гильберт (около 5 млн. лет назад), что согласуется с палеомагнитными данными Н. Опдейка и Б. Гласса [Opdyke, Glass, 1969] для трех колонок из Центральной котловины.

В широтных полосах 10–22 и 2–7° ю.ш. фациальная смена пелагических глин кремнистыми осадками происходила в течение палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес, в возрастном интервале от 1,7 до 0,2 млн. лет. Так, в Центральной котловине (к запа-

ду от Восточно-Индийского хребта) накопление кремнистых осадков началось на 12° ю.ш. 1,6 млн. лет назад, на 13° ю.ш. – 1,0 млн., на 14 – 16° ю.ш. – 0,7 млн., на 17° ю.ш. – 0,5 млн., а примерно на 22° ю.ш. – около 0,2 млн. лет назад (см. рис. 61), в Западно-Австралийской котловине (к востоку от Восточно-Индийского хребта) на 11 – 12° ю.ш. – 1,6–1,8 млн. лет назад, на 13 – 15° ю.ш. – около 1,0 млн., на 15 – 18° ю.ш. – 0,7 млн., на 19° ю.ш. – примерно 0,2 млн. лет назад.

Данные глубоководного бурения (скв. 260–262) также свидетельствуют о смене бескремнистых осадков кремнистыми в пределах плейстоцена [Initial Reports..., 27, 1974]. В скв. 262 (Тиморский трог) осадки представлены глинисто-фораминиферовыми илами с примесью диатомей, силикофлагеллят, радиолярий только в верхней части разреза (0–250 м). По мнению А.П. Жузе и Г.Х. Казариной [Jouse, Kazarina, 1974], эта часть разреза отвечает последним 0,7–1,0 млн. лет.

Материалы по накоплению кремнистых осадков в восточной части Индийского океана в позднем миоцене–плейстоцене позволяют сделать три важных для рассматриваемой акватории палеогеографических вывода.

1. В конце миоцена между 7 и 10° ю.ш. произошло становление приэкваториального пояса биогенного кремненакопления.

2. В позднем плиоцене–плейстоцене пояс кремненакопления расширился на юг до 18 – 22° ю.ш. и на север – до 2 – 3° ю.ш.

3. Расширение пояса происходило постепенно в интервале времени от 1,6 до 0,2 млн. лет назад, причем преобладало расширение на юг.

Анализ рис. 61 позволяет отметить две особенности становления и развития биогенного кремненакопления в восточной части Индийского океана в течение позднего миоцена–плейстоцена. Первая особенность проявляется в пространственно-временном развитии этого процесса. Наиболее интенсивно расширился пояс кремненакопления последние 0,7–1,0 млн. лет.

Вторая особенность заключается в направленности усиления биогенного кремненакопления с позднего миоцена к современной эпохе. Свидетельством этого является закономерная последовательность смены кремнисто-глинистых осадков глинисто-кремнистыми во многих колонках, полученных в значительном удалении друг от друга (снизу вверх): миопелагические глины, обогащенные радиоляриями, → радиоляриево-глинистые илы → глинисто-радиоляриевые илы → радиоляриевые илы → этмодискусовые илы. К границам пояса количество кремнистых остатков уменьшается.

Одной из характерных черт биогенного кремненакопления плейстоценового этапа является расцвет во время палеомагнитной эпохи Брюнес крупных диатомей – этмодискусов, что привело к накоплению в ряде мест Индийского океана этмодискусовых илов [Свальнов, 1974]. Наиболее интенсивно эти илы отлагались в интервале времени 10–400 тыс. лет назад. Распределение их более прихотливо, чем радиоляриевые илов, и обусловлено спецификой накопления.

Формирование приэкваториального пояса кремненакопления сопровождалось постепенным сокращением в позднем миоцене–плейстоцене площадей распространения пелагических глин. Наибольшие площади эвпелагические глины занимали до середины позднего миоцена – более 5 млн. лет назад. Северная граница их прослежена до 8° ю.ш.

По палеомагнитным данным, накопление эвпелагических глин на большей части Западно-Австралийской котловины прекратилось в конце эпохи Матяума, между палеомагнитными событиями Харамилью и Гилза (1,0–1,2 млн. лет назад). В Центральной котловине эти глины не отлагаются последние 0,7–1,0 млн. лет.

Из сорока колонок, содержащих эвпелагические глины, только в семи они слагают и поверхность слой, а в остальных колонках эвпелагические глины располагаются ниже миопелагических, переходящих выше в кремнисто-глинистые и глинисто-кремнистые илы. Иногда в разрезах миопелагические глины отсутствуют, и на соответствующем уровне встречаются железо-марганцевые корки, отмечаются резкие изменения плотности осадков, неровные границы раздела, т.е. признаки "неотложения" и размытия осадков. Можно предположить, что появление выходов эвпелагических глин на

поверхности дна местами обусловлено тектоническими причинами и связано с неотложением осадков. Такие выходы отмечены внутри пояса кремненакопления и южнее, в полосе распространения миопелагических глин в западной части Западно-Австралийской котловины. Выявленные здесь эвпелагические глины относятся, по-видимому, к более ранней эпохе прямой полярности, чем эпоха Брюнес. Подтверждением тому служит нахождение обратноНамагниченных глин в верхних частях колонок на ряде станций в предгорьях Восточно-Индийского хребта. Кроме того, в большинстве колонок переход эвпелагических глин в миопелагические происходит в пределах зоны обратной полярности палеомагнитной эпохи Матуяма или совпадает с границей эпох Матуяма–Брюнес. В последнем случае этот переход всегда резкий, со следами переотложения (прослои биогенных и эдафогенных турбидитов).

Накопление миопелагических глин в Западно-Австралийской котловине (южнее 20° ю.ш.) происходило с конца эпохи Матуяма (около 1,0 млн. лет назад) до настоящего времени. Севернее (10 – 20° ю.ш.) образование их прекратилось на большей площади котловины на границе эпох Матуяма–Брюнес (примерно 0,7 млн. лет назад).

По северо-восточной периферии Западно-Австралийской котловины, т.е. ближе к источникам терригенного материала, накопление миопелагических глин происходило на протяжении эпох Гаусс и Матуяма, включая начало эпохи Брюнес. В Центральной котловине образование миопелагических глин прекратилось в конце палеомагнитной эпохи Матуяма и в начале эпохи Брюнес (0,7–0,9 млн. лет назад).

Резкое уменьшение, а местами и прекращение накопления пелагических глин сопровождалось бурным развитием кремнистого планктона и расширением пояса кремненакопления, заложившегося в позднем миоцене. Расцвет планктона отразил, вероятно, существенные перестройки палеогеографических условий седimentации. Имеющиеся палеомагнитные, биостратиграфические и литологические данные позволяют восстановить эти условия начиная с позднего миоцена (рис. 62), когда в приэкваториальном районе не было зоны высокой биопродуктивности [Pimm, 1974].

В начале позднего миоцена кремнистые осадки не накапливались. Наиболее широко были распространены эвпелагические глины, которые по направлению к сушке сменились миопелагическими глинами и терригенными илами. Выше критической глубины отлагались карбонатные осадки (фораминиферово-кокколитовые). В конце позднего миоцена в узкой приэкваториальной полосе (7 – 10° ю.ш.) на дне котловин началось формирование пояса биогенного кремненакопления. Площади распространения других осадков существенно не изменились.

В конце раннего–начале позднего плиоцена (граница палеомагнитных эпох Гильберт–Гаусс, 3,3 млн. лет назад) были распространены более широко миопелагические глины и терригенные илы, эвпелагические же глины отлагались на меньших участках дна. Пояс кремненакопления сохранялся в прежних границах. В это время, по-видимому, изменился тектонический режим в пределах обрамления, что привело к усилению терригенного выноса. В раннем плейстоцене (1,8–1,6 млн. лет назад) пояс кремненакопления несколько расширился, уменьшилась площадь накопления миопелагических глин. Ареалы распространения других типов осадков не претерпели существенных изменений.

На рубеже палеомагнитных эпох Матуяма–Брюнес (0,7 млн. лет назад) площадь пояса кремненакопления значительно увеличилась как в меридиональном, так и в широтном направлении. На этом фоне заметно усилилась поставка терригенного материала, что вызвало повышение интенсивности накопления миопелагических глин и соответствующее сокращение площадей распространения эвпелагических глин. В дальнейшем пояс продолжал расширяться до современных границ. Ареалы распространения миопелагических глин резко сократились, несколько усилился процесс биогенного карбонатонакопления (скв. 218). Суммарный эффект усиления биогенного осадконакопления вызвал постепенное сокращение, а затем и прекращение накопления эвпелагических глин. Такое соотношение типов осадков и характерно для современного этапа (см. рис. 62).

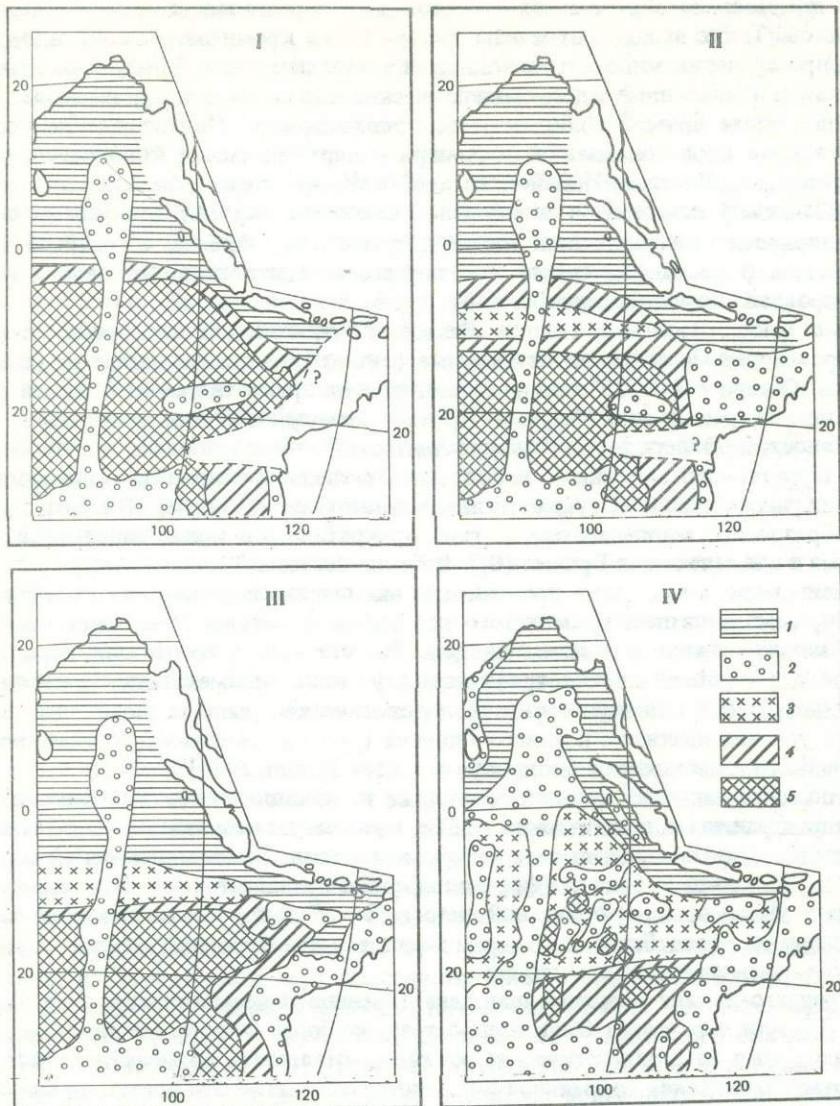


Рис. 62. Схемы распространения миоценовых и четвертичных отложений в восточной части Индийского океана

I – начало позднего миоцена; II – конец позднего миоцена; III – начало плейстоцена; IV – осадки поверхностного слоя (0–5 см)

1 – терригенные осадки (пески, алевриты, гемипелагические глины); 2 – биогенные карбонатные осадки; 3 – биогенные кремнистые осадки; 4 – миопелагические глины; 5 – эвпелагические глины

Пространственно-временные соотношения кремнистых осадков и пелагических глин позволяют предполагать, что отсутствие приэкваториального пояса кремненакопления и слабая поставка терригенного материала в пелагические области восточной части океана до середины позднего миоцена свидетельствуют об иной циркуляции водных масс, чем плиоценовая и плейстоценовая. Примерно на 10° севернее современного положения [Степанов, 1969] находился южный тропический гидрологический фронт (зона, разделяющая циклоническую тропическую и антициклическую субтропическую макроциркуляционные системы), тропическая дивергенция, вероятно, отсутствовала. В конце палеомагнитной эпохи № 5 (около 5 млн. лет назад) в широт-

ной полосе к северу от 10° ю.ш. возникла циклоническая тропическая циркуляция вод. Она обусловила перемещение глубинных вод и появление области их подъема, т.е. дивергенции. Зона конвергенции, которая является южной границей приэкваториального пояса кремненакопления, в это время находилась к югу от 10 – 11° ю.ш. Южнее условия антициклической циркуляции вод и конвергенции продолжали существовать до конца палеомагнитной эпохи Матуяма, что приводило к дефициту питательных солей и резкому ограничению возможности развития фитопланктона.

Становление приэкваториального пояса кремненакопления и смещение зоны конвергенции в конце позднего миоцена отвечают изменениям климата в это время. В высоких широтах земного шара во многих районах отмечается похолодание.

В позднем миоцене признаки похолодания стали наиболее заметны и в южном полушарии. В Новой Зеландии в конце миоцена—начале плиоцена произошли существенные изменения в составе флористических и особенно фаунистических комплексов в морских отложениях. В это же время формировались мелководные комплексы, свидетельствующие о гляциально-эвстатическом изменении уровня океана, и появились отчетливые признаки ледового разноса [Kennett, 1967, 1968; Kennett et al., 1971]. В позднем миоцене резко усилилось оледенение Антарктического континента, начавшееся в олигоцене [Margolis, Kennett, 1971; Hayes et al., 1973].

Планетарное похолодание в позднем миоцене и расширение ледникового покрова Антарктиды, по-видимому, сопровождались изменением циркуляции не только в антарктической зоне, но и во всем Индийском океане. В приэкваториальной полосе (севернее 10° ю.ш.) в восточной части Индийского океана в это время усилился подъем глубинных вод, богатых питательными солями, что создало благоприятные условия для развития здесь кремнистого планктона. Возникновение приэкваториальной дивергенции вызвало одновременно смещение зоны конвергенции и последующее расширение пояса кремненакопления к югу.

Примерно 0,7–1,0 млн. лет назад заметно усилилась поставка терригенного материала, расширялся пояс кремненакопления, что привело к прекращению накопления эвпелагических глин в конце палеомагнитной эпохи Матуяма, к некоторому увеличению, а затем уменьшению ареала миопелагических глин.

Усиление приэкваториальной дивергенции, вызвавшее смещение на юг пояса биогенного кремненакопления 0,7–1,0 млн. лет назад, должно отвечать, по-видимому, планетарному изменению климата и циркуляции вод. По времени расширение пояса кремненакопления совпадает с повсеместным похолоданием поверхностных вод океана — наступлением "ледникового" плейстоцена [Жузе, 1969; Berggren et al., 1967; Donahue, 1967; Hays et al., 1969; Bandy, 1970; Kent et al., 1971].

Таким образом, палеомагнитные, литологические и биостратиграфические данные позволили получить пространственно-временную характеристику распространения кремнистых осадков и пелагических глин на дне котловин восточной части Индийского океана, что дает возможность говорить о двух главных перестройках палеогеографических условий осадконакопления с позднего миоцена. В основе этих перестроек лежат два взаимосвязанных природных процесса — изменение климата и циркуляции водных масс. Первая перестройка отвечала, вероятно, позднемиоценовому похолоданию климата и увеличению ледникового покрова в Антарктиде, что привело к формированию в приэкваториальной полосе дивергенции и создало благоприятные условия для развития здесь кремнистого планктона.

Вторая перестройка совпадает с планетарным похолоданием поверхностных вод океана в плейстоцене (0,7–1,0 млн. лет назад). В это время стабилизировалась зона тропической дивергенции вод и пояс кремненакопления расширялся на юг. За последние 0,2 млн. лет этот пояс заметно расширился и на север, несколько усилилось биогенное карбонатонакопление.

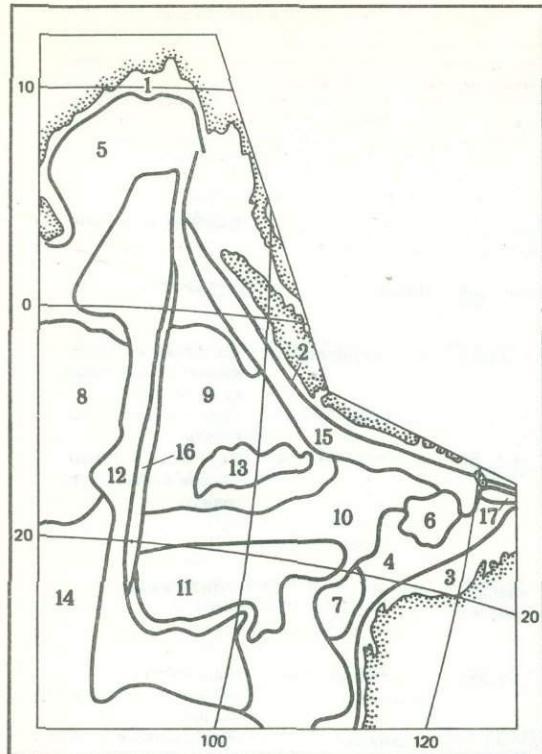
В восточной части Индийского океана четко проявилась направленность изменений условий осадконакопления от позднего миоцена до современной эпохи, которая выражалась в изменении циркуляции водных масс, постепенном усилении биогенного кар-

Таблица 20. Характеристика основных седиментационных провинций

Номер провинции на рис. 63	Провинция	Тип четвертичного разреза	Мощность разреза, м	Скорость седиментации, мм/1000 лет
I. Шельфы и континентальные склоны				
1	Шельф и склон Индостана: а) юго-восточный	Карбонатный смешанно-детритовый	?	10–30
	б) южный	Терригенный обломочный	?	> 100
2	Шельф и склон Зондских островов	Вулкано-терригенный обломочный	?	10–30
3	Шельф Северо-Западной Австралии	Карбонатный смешанно-детритовый	?	10–30
4	Склон Северо-Западной Австралии	Карбонатный гемипелагический	8	4,5
II. Приконтинентальные аккумулятивные равнины				
5	Бенгальский залив, северные части Центральной и Кокосовой котловин	Глинистый гемипелагический	До 205	До 115
6	Северо-Австралийская котловина	Кремнисто-глинистый гемипелагический	19	10,5
7	Впадина Кюве	Карбонатный гемипелагический	90	50
III. Миопелагические области котловин				
8	Центральная часть Центральной котловины	Кремнистый пелагический	8,5	2–5
9	Юг Кокосовой котловины	То же	18	5–10
10	Периферия Западно-Австралийской котловины	Глинистый миопелагический	6	1–3
IV. Эвпелагические области котловин				
11	Центральная часть Западно-Австралийской котловины	Глинистый эвпелагический	До 3,5	До 1,5
V. Пассивные хребты и поднятия				
12	Восточно-Индийский и Западно-Австралийский хребты	Карбонатный пелагический	До 22	3–15
13	Кокосовое поднятие	То же	?	10–15
14	Фланги Австро-Антарктического поднятия и южная часть Центральной котловины	”	?	10–15
VI. Желоба и троги				
15	Зондский желоб и Балийский трог	Глинистый гемипелагический	?	10–30
16	Восточно-Индийский желоб	Кремнистый и глинистый пелагические	?	3–10
17	Тиморский трог	Глинисто-карбонатный гемипелагический	337,5	187,5

Ведущий процесс	Минералы-индикаторы		Турбидиты
	обломочные и аутигенные	глинистые	
Биогенный	Силлиманит, турмалин, циркон, tremolит-актинолит, кварц, полевые шпаты	Иллит, монтмориллонит	Карбонатные бентогенные
Терригенный	Кварц, полевые шпаты, биотит, турмалин, циркон	Иллит	Терригенные
Вулканогенный и терригенный	Пироксены, мусковит, кислое стекло, кварц, полевые шпаты	Монтмориллонит	Терригенные, карбонатные бентогенные, вулканогенные
Биогенный	Турмалин, корунд, эпидот, кварц, глауконит	Каолинит	Карбонатные бентогенные
”	Кварц, корунд, полевые шпаты, рутил, турмалин, глауконит	”	Карбонатные бентогенные и планктоногенные
Терригенный	Биотит, роговая обманка, кварц, полевые шпаты, корунд, турмалин, пирит	Иллит	Терригенные
Биогенный и терригенный	Турмалин, корунд, рутил, силлиманит, кварц, пирит	Монтмориллонит, каолинит	Карбонатные и кремнистые планктоногенные
Биогенный	Кварц, полевые шпаты, корунд, турмалин, эпидот	Каолинит	Карбонатные планктоногенные
Биогенный	Роговая обманка, биотит, плагиоклазы, кислое стекло	Иллит, монтмориллонит	Кремнистые и карбонатные планктоногенные
”	Моноклинные и ромбические пироксены, кислое стекло	То же	То же
Терригенный и биогенный	Плагиоклазы, пироксены, филлипсит	Монтмориллонит, каолинит	”
Аутигенный	Филлипсит, гидроокислы железа и марганца, моноклинные пироксены	Монтмориллонит	Карбонатные планктоногенные, эдафогенные
Биогенный	Роговая обманка, биотит, моноклинные пироксены, хлорит	Монтмориллонит, каолинит	То же
”	Апатит, моноклинные и ромбические пироксены	Монтмориллонит	”
”	Моноклинные пироксены, плагиоклазы, филлипсит	”	”
Терригенный	Гранаты, биотит, мусковит, сфен, кварц, полевые шпаты, пирит	Иллит, монтмориллонит	Терригенные, вулканогенные, карбонатные планктоногенные
Биогенный и терригенный	Турмалин, оливин, корунд, хлорит, сфен, tremolит-актинолит, дистен	То же	Карбонатные и кремнистые планктоногенные, эдафогенные
Биогенный и терригенный	Пироксены, кислое стекло, плагиоклазы	Монтмориллонит	Карбонатные планктоногенные и бентогенные

Рис. 63. Седиментационные провинции восточной части Индийского океана (см. табл. 20)



бонато- и кремненакопления. Рубежами наиболее значительных региональных перестроек были поздний миоцен и граница палеомагнитных эпох Матуяма—Брюнес. Место заложения пояса кремненакопления сохраняет свое положение с позднего миоцена до настоящего времени.

§ 5. СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОВИНЦИИ

Реально существующие в восточной части Индийского океана седиментационные провинции, упомянутые в главе III, подтверждаются комплексом всех проведенных исследований. Основными признаками провинций являются батиметрические, морфологические параметры структур дна, специфические процессы накопления и перераспределения осадочного материала, климатическая зональность, типы

разрезов, скорости седimentации, минералы-индикаторы обломочных и глинистых минералов, разновидности турбидитов [Попов, Свальнов, 1981]. Выделенные седиментационные макропровинции, характеризующие четвертичные отложения, приведены на рис. 63, а их основные параметры — в табл. 20. Отметим, что границы провинций не оставались постоянными во времени. Главные изменения их были связаны с эволюцией пояса биогенного кремненакопления. На схеме показано современное положение границ. К сожалению, еще недостаточно сведений для выделения самостоятельных провинций ряда поднятий (Натуралистов, Кювье, Зенит, Эксмут, Ланка) и более мелких форм рельефа дна (шельфы и склоны небольших островов, желоб Оби и др.). Известно пока, что в пределах названных поднятий развит пелагический тип карбонатного разреза, подобно пассивным хребтам. Не все признаки выделенных провинций одинаково показательны, но в сумме они безусловно дают представление о специфике осадконакопления в пределах крупных элементов рельефа дна восточной части Индийского океана.

Такая гигантская структура, как Восточно-Индийский хребет, характеризуется двумя типами карбонатного разреза — пелагическим и гемипелагическим, а в пределах одноименного желоба распространены кремнистые, глинистые и эдафогенные пелагические отложения. Северная приконтинентальная равнина сформирована гемипелагическими осадками, однако мощность глинистого разреза и скорости седиментации с севера на юг закономерно уменьшаются (в направлении зоны фациального перехода к миопелагическим образованиям). В то же время очевидна приуроченность к одной структуре (например, к Западно-Австралийской котловине) нескольких седиментационных провинций.

Таким образом, следует признать, что основными критериями выделения седиментационных провинций служат формы рельефа дна и связанные с ними типы разрезов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования свидетельствуют о довольно сложной картине четвертичной седиментации в восточной части Индийского океана. Этот открытый бассейн осадконакопления проявляется как сильно изменчивая, подвижная система, в которой многообразие условий приводит к формированию осадков, характерных для конкретных участков дна.

Четвертичные отложения покрывают океанское дно прерывистым слоем мощностью от десятков сантиметров до первых сотен метров. Ведущими факторами седиментации здесь являются терригенный и биогенный процессы, поэтому наиболее широким распространением пользуются терригенные (обломочные, глинистые), пелагические биогенные (известковые, кремнистые) и глинистые (миопелагические и существенно аутигенные эвпелагические) осадки. В подчиненном количестве встречаются вулканогенные, вулканогенно-осадочные (туффитовые) и эдафогенные образования. Средняя за эпоху Брюнес скорость седиментации уменьшается по направлению в пелагиаль примерно на два порядка.

Обломочные минералы поступают в восточную часть океана из трех главных питающих провинций: Южной Азии (терригенный материал речных выносов), Австралии (преимущественно золовый материал) и Зондских островов (вулканогенный материал); те же области суши поставляют основную массу глинистых минералов. Дополнительным источником монтмориллонита служат продукты изменения магматических пород дна.

Терригенный материал (глинистый и алевритовый) разносится с севера главным образом в глубинных водах, в обход крупных поднятий дна. Главная масса взвешенных и растворенных веществ приносится системой рек Ганг—Брахмапутра. В результате механической дифференциации зерна песчано-алевритовой размерности оседают в узкой прибрежной полосе после длительного взмучивания и перемещения приливно-отливными волнами и вдольбереговыми течениями. Обширные поля песчано-алевритовых осадков наблюдаются только против дельты Ганга. Взвешенный материал пелитовой, алевритово-пелитовой, реже алевритовой размерности выносится в открытый океан, формируя гемипелагические глины. В то же время к подножию континентального склона супензионные потоки несут более грубый материал из пределов шельфа. Расстояния переноса таких супензий по каньонам и подводным долинам исчисляются первыми тысячами километров.

На дне Бенгальского залива преимущественно глинистый материал слагает огромную аккумулятивную равнину, а мощность плейстоценовых осадков достигает 205 м.

Огибаю Восточно-Индийский хребет, терригенный материал из Бенгальского залива устремляется двумя языками в пелагические области. Одна часть его уходит в Центральную котловину, другая — в Зондский глубоководный желоб. Отчасти желоб питают терригенным материалом и реки Зондских островов, однако главная часть их выносов оседает в Балийском троге. Предлагаемая схема разноса терригенного материала из Бенгальского залива подтверждается данными минералогического изучения субколлоидной и крупноалевритовой фракций осадков, а также закономерностями распределения взвеси в поверхностных и глубинных водах.

Вулканогенный материал Зондской провинции переносится в западном направлении преимущественно поверхностными течениями и ветром. Наиболее интенсивно он по-

ступал в палеомагнитную эпоху Брюнес. Эоловый материал из Австралии распространяется в направлении господствующих ветров — на северо-запад. Этот материал не играет, видимо, решающей роли в формировании осадков прилегающих частей океана, в которых преобладают биогенные компоненты. Последние довольно характерны и для осадков Центральной котловины, распространенных южнее $1-2^{\circ}$ с.ш.

Выделенные в восточной части океана минералогические провинции сохраняли свое положение и основные характеристики в течение всего четвертичного периода, однако отмечается увеличение количества вулканогенных компонентов вверх по разрезу осадков.

Мощным фактором осадконакопления в Индийском океане являются биогенные процессы. Высокая первичная продукция фитопланктона обеспечивает бурное развитие планктонных организмов в районах, прилегающих к зоне субэкваториальной дивергенции, и бентосных организмов на шельфах. В результате на положительных формах рельефа и в котловинах, выше критической глубины карбонатонакопления, идет современное образование пелагических фораминиферовых, кокколитовых и глинисто-известковых илов. На шельфе Австралии, а также в прибрежных районах Индостана и островов осадкообразующими являются бентосные организмы. Ниже критической глубины формируются глинисто-кремнистые осадки в пределах пояса биогенного кремненакопления.

Минералами-индикаторами эдафогенного материала являются серпентин, тальк, tremolit-актинолит, хлорит, шпинель и другие минералы, местами дистен, ставролит, что подтверждается находками обломков коренных пород, состоящих из большинства названных минералов. Эдафогенные минералы характеризуются резкой изменчивостью состава на небольших расстояниях, узкой локализацией ареалов рассеяния. На отдельных участках ложа океана с расчлененным рельефом и низкими темпами пелагической седиментации эдафогенные компоненты становятся осадкообразующими, слагая особый генетический тип эдафогенных отложений широкого гранулометрического спектра. Здесь же нередко проявляются и аутигенные минералы, особенно в эвпелагических глинах.

Многочисленные градационные текстуры в биогенных и терригенных осадках свидетельствуют о том, что наряду с накоплением их "частица за частицей" повсеместно проявляется более сложный механизм осаждения — переотложение придонными течениями, суспензионными потоками и оползнями. Формированию эдафогенных накоплений способствуют обрушения обломков коренных пород на крутых склонах. Переотложение материала наблюдается в различных фациальных областях — от шельфов до пелагиали. Намечается увеличение количества турбидитов вверх по разрезу четвертичных осадков.

В целом осадкообразование протекало в строго определенных седиментационных провинциях, границы которых испытывали изменения главным образом за счет биогенных процессов. Так, в конце позднего миоцена в восточной части Индийского океана севернее 10° ю.ш. начал формироваться пояс биогенного кремненакопления, который постепенно расширился до $2-3^{\circ}$ ю.ш. на севере и до $18-22^{\circ}$ ю.ш. на юге. Наиболее интенсивное расширение приходится на последние $0,7-1,0$ млн. лет. Следствием эволюции пояса кремненакопления явилось сокращение площадей распространения геми- и миопелагических глин, прекращение накопления эвпелагических глин. В позднем миоцене и на границе палеомагнитных эпох Матуяма—Брюнес произошли существенные перестройки палеогеографических условий осадконакопления, в основе которых лежат изменения климата (похолодания) и циркуляции вод.

На этом фоне четко проявилась направленность изменений миоцен-плейстоценовых условий седиментации, которая отразилась в постепенном усилии биогенного карбонато-кремненакопления, в активизации вулканической деятельности Зондских островов, изменениях циркуляции водных масс, усиливших деятельность суспензионных потоков, росте скоростей седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М.Н.** Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978. 207 с.
- Атлас осадочных пород нефтегазоносных отложений Азербайджана.** М.: Недра, 1971. 416 с.
- Безруков П.Л.** Некоторые проблемы зональности осадконакопления в Мировом океане. — In: Preprints Intern. Oceanogr. Congr. Washington, 1959, p. 449—451.
- Безруков П.Л.** Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. — Tr. Okeanogr. komis., 1962a, t. 10, вып. 3, с. 3—8.
- Безруков П.Л.** О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. — Океанология, 1962b, t. 2, вып. 1, с. 9—15.
- Безруков П.Л.** Распределение железо-магнезиевых конкреций на дне Индийского океана. — Океанология, 1962b, t. 2, вып. 6, с. 1014—1019.
- Безруков П.Л.** Исследование Индийского океана в 35-м рейсе э/с "Витязь". — Океанология, 1963, t. 3, вып. 3, с. 540—550.
- Безруков П.Л.** Осадки северной и центральной частей Индийского океана. — Tr. Ин-та океанологии АН СССР, 1964a, t. 64, с. 182—201.
- Безруков П.Л.** Осадкообразование в северной и центральной частях Индийского океана. — В кн.: Геология дна океанов и морей: Междунар. конгр. XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964b, с. 41—50.
- Безруков П.Л.** Зональность и неравномерность осадконакопления в океанах. — В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964b, с. 249—253.
- Безруков П.Л.** Основные научные результаты 54-го рейса э/с "Витязь" в Индийском и Тихом океанах (февраль—май 1973 г.). — Океанология, 1973a, t. 13, вып. 5, с. 921—925.
- Безруков П.Л.** Геологические полигоны и их значение для исследования геологического строения дна океана. — Океанология, 1973b, t. 13, вып. 2, с. 280—283.
- Безруков П.Л.** Исследования глубоководных осадков на геологических полигонах в Тихом и Индийском океанах. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 13—18.
- Безруков П.Л., Андрушенко П.Ф.** Железо-магнезиевые конкреции Индийского океана. — Izv. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 3—20.
- Безруков П.Л., Канаев В.Ф.** Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4, с. 926—929.
- Безруков П.Л., Крылов А.Я., Чернышева В.И.** Петрография и абсолютный возраст базальтов со дна Индийского океана. — Океанология, 1966, т. 6, вып. 2, с. 261—266.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.** Классификация осадков современных морских водоемов. — Tr. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32, с. 3—14.
- Безруков П.Л., Непрочнов Ю.П.** Геологическое строение восточной части Индийского океана и австралио-азиатских морей. — Вестн. АН СССР, 1974, № 1, с. 38—43.
- Безруков П.Л., Петелин В.П., Алексина И.А.** Типы осадков, их распространение и состав. — В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, т. 6, кн. 1, с. 170—237 (Тихий океан).
- Беляева Н.В., Бурмистрова И.И., Свальнов В.Н.** Особенности позднеплейстоценового осадконакопления в Центральной котловине Индийского океана. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 6, с. 13—24.
- Беляева Т.В.** Распределение и численность диатомей рода *Ethmodiscus Castr.* в planktonе и в осадках Тихого океана. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 1, с. 102—110.
- Беляева Т.В.** Численность *Ethmodiscus* в planktonе Тихого океана. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 5, с. 847—851.
- Богданов Ю.А., Левитян М.А., Плюснина И.И.** Количественный анализ кварца и опала в океанских осадках. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 5, с. 925—929.
- Ботвинкина Л.Н.** Слоистость осадочных пород. М.: 1962. 542 с. (Труды ГИИ СССР; Вып. 59).
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.** Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 348 с.
- Ван Беммелен Р.В.** Геология Индонезии. М.: ИЛ, 1957. 394 с.
- Волков И.И.** Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря. — Tr. Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 50, с. 68—92.
- Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаб 1 : 10 000 000. Л., 1970.
- Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.
- Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с. (Океанология).
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. 151 с.
- Горбунова З.Н.** Высокодисперсные минералы в осадках Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1960a, т. 134, № 4, с. 935—938.
- Горбунова З.Н. Состав глинистых минералов в разных горизонтах осадков Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1960b, т. 134, № 5, с. 1201—1203.
- Горбунова З.Н. Глинистые и сопутствующие им минералы в донных осадках Индийского океана. — Tr. Ин-та океанологии АН СССР, 1962, т. 61, с. 93—103.
- Горбунова З.Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана. — Океанология, 1966, т. 6, вып. 2, с. 267—276.
- Гордеев Е.И. Количественное распределение взвеси в поверхностных водах северной части Индийского океана. — Tr. Ин-та океанологии АН СССР, 1964, т. 64, с. 201—213.
- Гордеев Е.И. Количественное распределение взвеси в толще вод северной и центральной частей Индийского океана. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 1, с. 76—86.
- Дворецкая О.А.** Осадки Индийского океана южнее о-ва Цейлон. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 4, с. 16—33.
- Демиденко Е.Л., Свальнов В.Н.** Новые данные о плейстоценовой истории глубоководного осадконакопления в южном тропическом поясе Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 6, с. 1412—1415.
- Дмитренко О.Б.** О переотложении кокколитов

тов в донных осадках Индийского океана. – В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 206–210.

Живаго В.Н. Распределение золовой взвеси над центральными районами Индийского океана. – В кн.: Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. М.: Наука, 1975, с. 200–213.

Жузе А.П. Диатомей в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана. – В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 5–27.

Жузе А.П., Петелин В.П., Удинцев Г.Б. К вопросу о происхождении диатомовых илов с Ethmodiscus rex (Wall.) Hendey. – Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 6, с. 1301–1304.

Затонский Л.К. Новые данные о рельефе dna Индийского океана. – Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1964, т. 64, с. 158–181.

Зенкевич Л.А., Баранова Н.Г., Беляев Г.М. Количественное распределение донной фауны в абиотисах Мирового океана. – Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 1, с. 183–186.

Казарина Г.Х. Диатомей в верхнемиоценовых–плейстоценовых отложениях восточной части тропической области Индийского океана. – В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 5–18.

Канаев В.Ф. Геоморфология dna северо-восточной части Индийского океана. – В кн.: Геология dna океанов и морей: Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964, с. 16–29.

Канаев В.Ф. Рельеф dna Индийского океана. – В кн.: Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М.: Наука, 1967, с. 276–286.

Канаев В.Ф. Рельеф dna Индийского океана. М.: Наука, 1979, 267 с.

Канаев В.Ф., Марова Н.А. Батиметрическая карта северной части Индийского океана. – В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1965, № 13, с. 157–162.

Канаев В.Ф., Смысловы Н.Д. Рельеф dna Индийского океана. – В кн.: Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975, с. 6–7.

Кашиццев Г.Л. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана. – Океанология, 1973, т. 13, вып. 5, с. 848–851.

Кашиццев Г.Л. Петрохимические особенности изменения палагонитизированных базальтов на dna океана как фактор глубоководного осадко- и рудообразования. – В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 205–206.

Кашиццев Г.Л., Мурдмаа И.О., Рудник Г.Б., Скорнякова Н.С. Палагонитизация базальтов на dna океана как фактор глубоководного осадко- и рудообразования. – В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 205–206.

Кашиццев Г.Л., Рудник Г.Б. Новые данные о базальтах Восточно-Индоокеанского хребта. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 5–12.

Кашиццев Г.Л., Рудник Г.Б. Магматические породы восточной части Индийского океана (по материалам 58-го рейса нис "Витязь"). – Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 653–657.

Кобленц-Мишке О.И., Волковинский В.В., Кабанова Ю.Г. Первичная продукция планктона Мирового океана. – В кн.: Программа и мето-

дика изучения биоценозов водной среды. М.: Наука, 1971, с. 66–84.

Козлов О.Г. Количественное распределение и видовой состав диатомей и силикофлагеллят в поверхностном слое осадков Индийского океана. – В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 28–51.

Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М.: ИЛ, 1954. 424 с.

Курносов В.Б., Мурдмаа И.О. Глинистые минералы в современных осадках окраинных морей. – Литология и полез. ископаемые, 1976, № 5, с. 22–34.

Лисицын А.П. Скорость современного осадконакопления в океанах. – Океанология, 1971, т. 11, вып. 6, с. 957–968.

Лисицын А.П. Карта скоростей накопления осадков Индийского океана. – В кн.: Геология и геофизика моря: Геофизические исследования земной коры. М.: Наука, 1972, с. 93–103.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974, 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лонгинов В.В. Проблема суспензионных потоков в литодинамике океана. – Океанология, 1971, т. 11, вып. 3, с. 363–373.

Марова Н.А. Рельеф dna Индийского океана в районе Яванского желоба. – Океанология, 1966, т. 6, № 3, с. 466–475.

Мурдмаа И.О., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. – В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 31–56.

Мухина В.В. Биостратиграфия осадков и некоторые вопросы палеогеографии тропической области Тихого и Индийского океанов. – В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969, с. 52–84.

Мухина В.В., Свальнов В.Н., Ушакова М.Г. К стратиграфии дочетвертичных отложений восточной части Индийского океана. – В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 91–98.

Нейман В.Г. Новые карты течений Индийского океана. – Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 4, с. 948–952.

Непрочнов Ю.П., Евсюков Ю.Д., Затонский Л.К., Москаленко В.Н., Семенов Г.А. Строение центральной части Восточно-Индоокеанского хребта по данным детальных исследований в 54-м рейсе нис "Витязь". – Геотектоника, 1976, № 1, с. 17–29.

Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н., Семенов Г.А., Евсюков Ю.Д., Ткачук А.Н. Новые данные о строении dna восточной части Индийского океана. – Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 5, с. 1190–1193.

Остроумов Э.А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. – Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1953, т. 17, с. 70–90.

Остроумов Э.А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. – Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, т. 22, с. 139–157.

Петелин В.П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. – Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1954, т. 8, с. 220–228.

Петелин В.П. Минералогия песчано-алевритовой фракции осадков Охотского моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1957, т. 22, с. 77—138.

Петелин В.П. О выборе методики минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 50, с. 170—180.

Петелин В.П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 207—219.

Петелин В.П., Алексина И.А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. — В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, т. 6, кн. 1, с. 324—373. (Тихий океан).

Пилипчук М.Ф., Шишкова О.В., Свальнов В.Н., Севастьянова Е.С. Геохимические исследования донных отложений восточной части Индийского океана. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 658—665.

Попов В.П., Свальнов В.Н. Минералы—индикаторы седиментационных провинций северной части Индийского океана. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 12, с. 48—57.

Пущаровский Ю.М., Безруков П.Л. О текtonике восточной части Индийского океана. — Геотектоника, 1973, № 6, с. 3—19.

Ратеев М.А., Горбунова З.Н., Лисицын А.П., Носов Г.И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 3, с. 3—22.

Сайдова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука, 1976. 160 с.

Свальнов В.Н. Этмодискусовые илы восточной части Индийского океана. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 5, с. 859—863.

Свальнов В.Н. Некоторые текстурные особенности глубоководных осадков. — В кн.: Комплексные исследования в Мировом океане. М.: ВИНИТИ, 1975а, с. 225—229.

Свальнов В.Н. Современные минералогические провинции восточной части Индийского океана. — В кн.: Комплексные исследования в Мировом океане. М.: Изд-во ВИНИТИ, 1975б, с. 220—224.

Свальнов В.Н. Влияние островного вулканизма на осадкообразование в Индийском океане. — Океанология, 1981, т. 21, вып. 5, с. 855—864.

Свальнов В.Н., Беляева Н.В., Демиденко Е.Л., Дмитренко О.Б., Ушакова М.Г. Комплексное исследование турбидитов в восточной части Индийского океана. — В кн.: Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978, с. 100—126.

Свальнов В.Н., Демиденко Е.Л. Основные закономерности четвертичной седиментации в восточной части Индийского океана. — В кн.: Климатическая зональность и осадкообразование. М.: Наука, 1981, с. 139—150.

Свальнов В.Н., Демиденко Е.Л. Эволюция приэкваториального пояса биогенного кремненакопления в Индийском океане. — Океанология, 1982, т. 21, вып. 1, с. 80—86.

Свальнов В.Н., Демиденко Е.Л., Мухина В.В. Скорости осадконакопления в восточной части Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 465—468.

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, вып. 2, с. 479—487.

Свальнов В.Н., Рудакова А.Н. Состав крупноалевритовой фракции современных осадков восточной части Индийского океана. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 2, с. 35—46.

Свальнов В.Н., Рудакова А.Н. Минералогические исследования на полигонах в Индийском океане. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 4, с. 660—670.

Свальнов В.Н., Рудакова А.Н., Казакова В.П. Минералы метаморфических пород в осадках Индийского океана. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 2, с. 263—267.

Свальнов В.Н., Рудакова А.Н., Севастьянова Е.С., Шевченко А.Я. Глубинный разнос обломочных и глинистых минералов в восточной части Индийского океана. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 3, с. 500—506.

Свальнов В.Н., Скорнякова Н.С., Пинько-ва Т.И. и др. Литолого-стратиграфическое расчленение осадков на профиле от Зондского архипелага до Восточно-Индийского хребта. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 5, с. 871—879.

Свальнов В.Н., Шевченко А.Я. К вопросу о распространении глинистых минералов в осадках восточной части Индийского океана. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 5, с. 855—861.

Севастьянова Е.С., Свальнов В.Н. Содержание фосфора в глубоководных осадках восточной части Индийского океана. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 6, с. 1042—1048.

Семина Г.И. Распределение диатомовой водоросли *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendey в планктоне. — Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 6, с. 1309—1313.

Скорнякова Н.С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1964, № 5, с. 3—20.

Скорнякова Н.С., Андрющенко П.Ф. Железомарганцевые конкреции в Тихом океане. — В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970, т. 6, кн. 2, с. 865—877 (Тихий океан).

Скорнякова Н.С., Курносов В.Б., Свальнов В.Н. и др. Сепиолиты и пальыгорскиты Индийского океана. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 6, с. 29—45.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациональные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1968, № 6, с. 17—37.

Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Горбунова З.Н., Зенкевич Н.Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 148—173.

Скорнякова Н.С., Петелин В.П. Осадки центрального района южной части Тихого океана. — Океанология, 1967, т. 7, вып. 6, с. 1005—1019.

Степанов В.Н. Общая классификация водных масс Мирового океана, формирование и перенос. — Океанология, 1969, т. 9, вып. 5, с. 755—767.

Страхов Н.М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 3, с. 59—65.

Фомина Л.С. Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях юго-западной части Тихого океана. — Тр. Ин-та океаноло-

- гии АН СССР, 1962, т. 54, с. 158–169.
- Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н.* Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 3, с. 130–143.
- Чистяков А.А.* Новейшая тектоника восточной части Предгималайского прогиба, Бенгальской впадины и окаймляющих их горных сооружений. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и для океанов. М.: Наука, 1969, с. 212–218.
- Мербинин А.Л.* О взаимосвязи циркуляции и структуры вод Индийского океана. — Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 6, с. 1413–1416.
- Anikouchine W.A., Ling H.Y.* Evidence for turbidite accumulation in trenches in the Indo-Pacific region. — Mar. Geol., 1967, vol. 5, N 2, p. 141–154.
- Arrhenius G.* Sediment cores from the East Pacific. — In: Reports of the Swedish deep-sea expedition, 1947–1948. Göteborg, 1952, vol. 5, fasc. 1, p. 227.
- Arrhenius G.* Pelagic sediments. — In: The sea. Intersci. Publ., 1963, vol. 3, p. 655–727.
- Bandy O.L.* Quaternary Paleoclimatic variations. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, vol. 54, N 9, p. 1755–1760.
- Berggren W.A., Phillips I.D., Bertels A., Wall D.* Late Pliocene–Pleistocene stratigraphy in deep-sea cores from the south-central North Atlantic. — Nature, 1967, vol. 216, N 5112, p. 253–254.
- Biscay P.E.* Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediments fine fraction in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. — Geochim. Techn. Rep., 1964, vol. 8, p. 120–135.
- Boltovskoy E.* Neogene planktonic foraminifera of the Indian ocean (DSDP, Leg 26). — In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 26, p. 675–744.
- Bonatti E.* Zeolites in Pacific pelagic sediments. — N.Y. Acad. Sci. Trans. Ser. II, 1963, vol. 25, N 8, p. 938–948.
- Bonatti E.* Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean. — Bull. Volcanol., 1965, vol. 28, p. 230–242.
- Burckle L.H.* Late Cenozoic planktonic diatom zones from Eastern Equatorial Pacific. — Nova Hedwigia, 1972, Beih. 39, S. 217–246.
- Burst J.F.* Mineral heterogeneity of "glaucocrite" pebbles. — Amer. Miner., 1958, vol. 43, p. 481–497.
- Caspari W.A.* Notes of materials from station 2 (1899–1900 cruise) and station 4719 (1904–1905 cruise). — Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard College, 1909, vol. 38, N 1, p. 83–90.
- Cox A.* Geomagnetic reversals. — Science, 1969, vol. 163, N 3864, p. 237–245.
- Cox A., Doell R., Dalrymple G.* Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. — Nature, 1963, vol. 198, N 4885, p. 1049–1051.
- Cox A., Doell R., Dalrymple G.B.* Radiometric time-scale for geomagnetic reversals. — Geol. Soc., 1968, vol. 124, pt 1, p. 22–31.
- Curry J.R., Moore D.G.* Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 3, p. 563–572.
- Czyscinski K.* Authigenic phillipsite formation rates in the central Indian ocean and the Equatorial Pacific ocean. — Deep-Sea Res., 1973, vol. 20, N 6, p. 555–559.
- Dietz R.S.* Possible deep-sea turbidity-current channels in the Indian ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, N 3, p. 375–377.
- Donahue J.G.* Diatoms as indicators of pleistocene climatic fluctuations in the Pacific sector of the Southern ocean. — In: Progress in oceanography. Oxford, 1967, vol. 4, p. 133–140.
- Feriches W.E.* Pleistocene-recent boundary and Wisconsin glacial biostratigraphy in the Northern ocean. — Science, 1968, vol. 159, N 3822, p. 1456–1458.
- Gallagher E.W.* Glauconite genesis. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1935, vol. 46, N 1, p. 109–110.
- Gallagher E.W.* Biotite–glauconite transformation and associated minerals. — In: Recent marine sediments/Ed. P.D. Trask. Tulsa, 1955, p. 513–515.
- Gardner J.V., Burckle L.H.* Upper Pleistocene Ethmodiscus rex oozes from Eastern Equatorial Atlantic. — Micropaleontology, 1975, vol. 21, N 2, p. 236–246.
- Goldberg E.D.* Chemical and mineralogical aspects of deep-sea sediments. — In: Physics and chemistry of the Earth. Pergamon press, 1961, vol. 4, p. 281–302.
- Goldberg E.D., Arrhenius G.* Chemistry of the Pacific pelagic sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1958, vol. 13, N 2/3, p. 152–212.
- Goldberg E.D., Griffin J.J.* The sediments of the northern Indian ocean. — Deep-Sea Res., 1970, vol. 17, N 3, p. 513–537.
- Gupta P.N.* Clay minerals in soils of the lower Gangetic basin of Uttar Pradesh. — J. Ind. Soc. Soil Sci., 1961, vol. 9, p. 141–149.
- Hayes D.E., Frakes L.A., Barrett P. et al.* Leg 28 deep-sea drilling in the Southern ocean. — Geotimes, 1973, vol. 18, N 6, p. 19–24.
- Hayes J.D., Saito T., Opdyke N.D., Burckle L.H.* Pliocene–Pleistocene sediments of the Equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 8, p. 1481–1514.
- Heezen B.C.* Dynamic processes of abyssal sedimentation: erosion, transportation and redeposition on the deep-sea floor. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1959, vol. 2, N 2, p. 173–182.
- Heezen B.C., Tharp M.* Descriptive sheet to accompany physiographic diagram of the Indian ocean. Publ. Geol. Soc. Amer., 1964.
- Hekinian R.* Gabbro and pyroxenite from a deep-sea core in the Indian ocean. — Mar. Geol., 1970, vol. 9, N 4, p. 287–294.
- Hendey N.J.* Diatoms from equatorial Indian ocean cores. — Nature, 1958, vol. 181, N 4614, p. 953–954.
- Holeman J.H.* The sediment yield of the major rivers of the world. — Water Resour. Res., 1968, vol. 4, p. 737–747.
- Initial reports of the deep sea drilling project. Vol. 22. 890 p.; Vol. 26. 1129 p.; Vol. 27. 1060 p. Wash., 1974.
- Jouse A., Kazarina G.* Pleistocene diatoms from site 262, leg 27, DSDP. — In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 27, p. 925–930.
- Karsten G.* Das Phytoplankton des Atlantischen Oceans nach dem material der deutschen Tiefsee-Expedition 1898–1899. Jena, 1906, Bd. 2, T. 2, Fig. 2. 220 S.
- Keilhack K.* Granatsand-Dünen auf Ceylon. — Ztschr. Dt. Geol. Ges., 1915, Bd. 67, S. 60–73.
- Kennett J.P.* Recognition and correlation of the Kapitean Stage (Upper Miocene, New Zealand). — N.Z.J. Geol. and Geoph., 1967, vol. 10, N 4, p. 1051–1063.
- Kennett J.P.* Palaeo-oceanographic aspects of

- the foraminiferal zonation in the Upper Miocene-Lower Pliocene. — N.Z. Gior. Geol., 1968, vol. 35, p. 143-156.
- Kennett J.P., Thunell R. Global increase in quaternary explosive volcanism. — Science, 1975, vol. 187, N 4176, p. 497-503.
- Kennett J.P., Watkins N.D., Vella P. Paleomagnetic chronology of Pliocene-Early Pleistocene climates and Plio-Pleistocene boundary in New Zealand. — Science, 1971, vol. 171, N 3968, p. 276-279.
- Kent D., Opdyke N.D., Ewing M. Climate change in the North Pacific using ierrafted detritus as a climatic indicator. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 10, p. 2741-2754.
- Kolbe R.W. Diatoms from equatorial Indian ocean cores. — In: Report 1 of the Swedish deep-sea expedition, 1947-1948. Göteborg, 1957, vol. 9, fasc. 1, p. 50.
- Krämmel O. Handbuch der Ozeanographic. Stuttgart, 1907, Bd. 1. 526 S.
- Kuenen Ph.H. Collecting of the samples and some general aspects. — In: Scientific results of the Snellius-expedition in the eastern part of the Indian Archipelago 1929-1930. Utrecht, 1942, vol. 5, pt 3, sect. 1, p. 46.
- Kuenen Ph.H. Significant features of gradded bedding. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, vol. 37, N 5, p. 725-740.
- Kuenen Ph.H., Menard H.W. Turbidity currents, graded and nongraded deposits. — J. Sediment. Petrol., 1952, vol. 22, N 2, p. 83-96.
- Margolis S.V., Kennett J.P. Paleoglacial history of Antarctica recorded in deep-sea cores. — Antarct. Journal US, 1971, vol. 6, N 5, p. 175.
- Mukherjee B. Clay minerals in argilaceous sediments of the Himalayan zone. — Clay Miner. Bull., 1965, vol. 5, p. 363-371.
- Murray J., Renard A.F. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. Edinburgh, 1891. 525 p.
- Naidu A.S. Litological and chemical facies changes in the Recent deltaic sediments of the Godavari River, India. — In: Deltas in their geological framework/Ed. M.L. Shirley. Houston: Geol. Soc., 1966, p. 125-157.
- Neef G.A. The composition and distribution of the samples. — In: Scientific results of the Shellijs-expedition in the eastern part of the Indian Archipelago 1929-1930. Utrecht, 1943, vol. 5, pt 3, sect. II, p. 55-268.
- Ninkovich D., Donn W.L. Explosive Cenozoic volcanism and climatic implications. — Science, 1976, vol. 194, N 4268, p. 899-906.
- Olausson E. Sediment cores from the West Pacific. — In: Reports of the Swedish deep-sea expedition, 1947-1948. Göteborg, 1960, vol. 6, fasc. 5, p. 163-214.
- Opdyke N.D., Glass B.T. The paleomagnetism of sediments cores from the Indean ocean. — Deep-Sea Res., 1969, vol. 16, N 3, p. 249-262.
- Orr W.N. Variation and distribution of Globigerinoides ruber in the Gulf of Mexica. — Micropaleontology, 1969, vol. 15, N 3, p. 373-379.
- Petterson H. Cosmic spherules and meteoritic dust. — Sci. Amer., 1960, vol. 202, N 2, p. 123-132.
- Pimm A.C. Sedimentology and history of the northeastern Indian ocean from Late Cretaceous to Recent. — In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1974, vol. 22, p. 717-773.
- Pratt W.L. Glauconite from the sea floor of Southern California. — In: Essaeas in marine geology in honour of K.O. Emery. Los Angeles: Univ. South. California press, 1963, p. 97-117.
- Rao M.S. Clay mineral composition of shelf sediments of the east coast of India. — Proc. Ind. Acad. Sci. A, 1963, vol. 58, p. 6-15.
- Revelle R.R. Marine bottom samples collected in the Pacific ocean by the "Carnegie" on its seventh cruise. — Carnegie Inst. Publ., Wash., 1944, N 556, p. 1-183.
- Revelle R.R., Bramlette M., Arrhenius G., Goldberg E.D. Pelagic sediments of the Pacific. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, N 62, p. 221-236.
- Richards A.F. Transpacific distribution of floating pumice from Isla San Benedicto, Mexico. — Deep-Sea Res., 1958, vol. 5, N 1, p. 29-35.
- Riedel W.R., Sanfilippo A. Radiolaria, leg 4, DSDP. — In: Initial reports of the DSDP. Wash., 1970, vol. 4, p. 503-575.
- Sen R.K., Chatterjee R. Properties of Ganges silt. — J. Ind. Soc. Soil. Sci., 1960, vol. 8, p. 139-142.
- Shepard F.P. Submarine geology. L., 1963. 557 p.
- Sheppard R.A., Gude A.J. Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian oceans. — Amer. Miner., 1970, vol. 55, N 11/12, p. 2053-2062.
- Siddique H.N. Recent sediments of the Bay of Bengal. — Mar. Geol., 1967, vol. 5, p. 249-291.
- Sudo T. Minerals from pumiceous tuffs in Japan. — Science, 1951, vol. 113, N 2932, p. 357-369.
- Sudo T. Mineralogical studies of green vitric tuff of Japan. — In: Proc. of the 7th Pacif. Sci. Congr. of the Pacific Sci. Assoc. Vol. 2. Geology. Wellington, 1953, p. 249-255.
- Swamy A.C.R., Rao D.P., Rao M.R. Clay minerals modern deltaic sediments of Krishna River, east coast of India. — J. Mar. Biol. Assoc. India, 1976, vol. 15, N 2, p. 625-631.
- Takahashi J.I. Synopsis of a glauconitization. — In: Recent marine sediments/Ed. P.D. Trask. Tulsa, 1955, p. 503-512.
- Takahashi J.I., Yagi T. The peculiar mud-grains in the recent litoral and estuarine deposits, with special reference of the origin glauconite. — Econ. Geol., 1929, vol. 24, N 5, p. 838-852.
- Van Andel T.H., Vevers J.J. Morphology and sediments of the Timor sea. — Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys., Austral., 1967, N 83, p. 173.
- Venkatarathnam K., Biscaye P.E. Clay mineralogy and sedimentation in the eastern Indian ocean. — Deep-Sea Res., 1973, vol. 20, p. 727-738.
- Wiseman J.D.H., Hendey N.I. The significance and diatom content of deep-sea floor sample from the neighbourhood of the greatest oceanic depth. — Deep-Sea Res., 1953, vol. 1, N 1, p. 47-59.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Г л а в а I	
Современные условия осадкообразования	5
§ 1. Краткая характеристика обрамления	5
§ 2. Особенности бассейна седиментации	8
2.1. Рельеф и структура дна	8
2.2. Циркуляция вод	11
2.3. Поступление биогенного материала	13
2.4. Распределение взвеси	13
Г л а в а II	
Типы глубоководных осадков, их состав и современное распространение	14
§ 1. К вопросу о классификации осадков	14
§ 2. Литология и современное распространение основных типов осадков	16
2.1. Обломочные осадки	17
2.2. Глинистые осадки	23
2.3. Известковые осадки	27
2.4. Кремнистые осадки	30
2.5. Известковисто-глинистые осадки	33
2.6. Кремнисто-глинистые осадки	33
2.7. Осадки, обогащенные аутогенными образованиями	37
§ 3. Структурные и текстурные особенности четвертичных осадков	38
3.1. Структуры	38
3.2. Текстуры	39
Г л а в а III	
Разрезы четвертичных осадков	41
§ 1. Расчленение осадков	41
§ 2. Типы разрезов	43
2.1. Шельфы	43
2.2. Материковые склоны	44
2.3. Приконтинентальные аккумулятивные равнины	44
2.4. Желоба и троги	49
2.5. Подводные хребты и поднятия	51
2.6. Глубоководные котловины	53
§ 3. Фациальная изменчивость осадков на геологических полигонах	57
3.1. Полигон ст. 6742	57
3.2. Полигон ст. 6744	59
3.3. Полигон I-76	61
3.4. Полигон II-76	65
3.5. Полигон III-76	67
3.6. Полигон ст. 6731	69
3.7. Полигон ст. 6754	69
Г л а в а IV	
Минеральный состав осадков	71
§ 1. Состав песчано-алевритовых фракций	71
1.1. Аллюхтонные минералы	75
1.2. Автохтонные минералы	98
§ 2. Минералогические провинции	118
§ 3. Состав пелитовых фракций	132
Г л а в а V	
Основные закономерности четвертичной седиментации	137
§ 1. Скорости осадконакопления	138
§ 2. Переотложение осадочного материала	142
2.1. Суспензионные потоки	142
2.2. Придонные течения	155
§ 3. Влияние вулканизма на осадкообразование	159
§ 4. Эволюция приэкваториального пояса биогенного кремненакопления	176
§ 5. Седиментационные провинции	184
Заключение	185
Литература	187

3 р. 20 к.

3984

