А. П. ЛИСИЦЫН

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ОКЕАНАХ

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1974

УДК 55 1.35

Лисицын А. П. «Осадкообразование в океанах». М., «Наука», 1974.

Монография по осадкообразованию в океанах основана на новейших материалах, включая данные глубоководного бурения. Рассмотрены особенности питания океанов осадочным материалом, приведены оригинальные данные, многочисленные карты по количественному распределению взвешенного осадочного материала и разрезы распределения взвеси, первые карты скоростей седиментации для всех океанов, карты абсолютных масс осадочного материала. На основе анализа материалов океанского бурения определены скорости седиментации для мезозоя и кайнозоя, а также абсолютные массы осадков. Выяснены закономерности количественного распределения осадочного материала в современных и древних водоемах и его тесная связь с природной зональностью.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, литологов, геохимиков, океанологов и географов.

Табл. 27. Иллюстр. 191. Библ. назв. 1094.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
П. Л. БЕЗРУКОВ

Л $\frac{20806-0121}{042(01)-74}$ 681—73

© Издательство «Наука», 1974 г.

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы теория седиментогенеза быстро развивалась, особенно в связи с широким использованием сравнительно-литологического метода. В многочисленных работах Н. М. Страхова было убедительно показано, что для познания осадочного процесса необходимо всестороннее изучение осадочного вещества от его зарождения в водосборных бассейнах (а при биогенных процессах и в водной среде) до отложения на дне конечных водоемов стока с последующими сложными превращениями осадков в осадочные породы.

Существенные успехи достигнуты в изучении подготовки осадочного материала на суше, в корах выветривания. Здесь, наряду с выявлением качественной стороны процесса, сделаны успешные попытки определения количественных показателей с использованием метода абсолютных масс.

Получены важные результаты при исследовании процессов седиментации в морских водоемах: здесь также положено начало применению количественных методов.

Хуже до недавнего времени обстояло дело с изучением процессов осадкообразования в океанах.

Между тем Мировой океан занимает бо́льшую часть поверхности нашей планеты (361 059 млн. $км^2$), он в 2,5 раза больше суши. В южном полушарии около 81% поверхности занято океаном. На долю морей приходится всего около 10% площади поверхности Мирового океана. Материки являются как бы огромными островами в океане. В связи с этим процессы трансформации вещества и энергии, происходящие в океане, имеют значение глобальных.

До недавнего времени закономерности распределения и состав донных осадков океанов были изучены крайне слабо. Это связано с недостатком фактического материала по донным осадкам, их распределению и составу в толще вод. Малая изученность океанов связана с размерами и с тем, что многие их части труднодоступны (Арктика, Антарктика) или находятся на огромных удалениях от стран, ведущих океанографические исследования.

До настоящего времени неясна роль океанских осадков в геологической истории Земли. Большинство исследователей, однако, считает, что формирование геосинклиналей идет в краевых частях океанов, и, таким образом, накопление геосинклинальных отложений происходит в значительной мере за счет осадочного материала океанов.

За последние десятилетия были получены новые материалы, требующие оценки, критического сопоставления и синтеза. Среди них наиболее важными представляются следующие.

1. Данные по распределению и составу донных осадков Мирового океана, которые были обобщены на картах типов осадков Тихого, Индийско-

го, Атлантического океанов, а также на серии карт типов осадков Южного океана и многочисленных морей, расположенных в различных климатических зонах.

2. Данные по распределению и качественному составу осадочного материала, взвешенного в толще вод морей и океанов (взвесь), а также в воздухе над океаном. Надежные данные получены почти из всех районов Мирового океана от поверхности до придонных слоев.

3. Разработка учения о типах литогенеза и широкое применение сравнительно-литологического метода для познания современных и древних осадков (Страхов и др., 1954; Страхов, 1960—1962, 1963), а также разработка учения о климатической и вертикальной зональности современного осадкообразования. Получение принципиально новых данных по механизму седиментации не только в водной, но и в воздушной среде. Последнее дает возможность изучить закономерности глобального распределения эолового, вулканогенного и космического материала и сопоставить его роль с терригенным и биогенным осадконакоплением. Для изучения этого механизма особенно важны исследования, связанные с атомными испытаниями, а также с освоением космоса.

4. Данные по стратиграфическому расчленению донных осадков, полученные с помощью методов абсолютной геохронологии, определения палеотемператур, палеомагнетизма. Разработка новых методов биостратиграфии (диатомовый, споро-пыльцевой, кокколитовый, птероподовый и ряд других видов анализа) и широкое применение уже испытанных. Эти данные могут служить основой для литологического анализа скоростей современного осадкообразования, а также и для выяснения его закономерностей с применением метода абсолютных масс. Последний метод дает возможность выражать общее количество осадочного материала в целом или его отдельных компонентов не в процентах, а в единицах открытой системы (граммы на 1 $см^2$ за 1000 лет). Огромный размах получили геофизические исследования, также весьма существенные для познания осадконакопления. Они, в частности, позволяют оценить общую массу рыхлых осадков на дне океанов.

5. Методы химического, изотопного, минералогического анализов: атомно-абсорбционный в пламенном и дуговом вариантах, нейтронно-активационный, рентгеновское количественное изучение минералов в порошках с получением данных не только по глинистым, но и по обломочным тонкодисперсным минералам. Полный силикатный анализ донных осадков спектральным и рентгено-флюоресцентным методом. Пламенная фотометрия. Анализ донных осадков с помощью сканирующего микроскопа. Минералогические исследования с применением инфракрасной спектроскопии. Изотопные анализы кислорода в карбонатных и кремнистых образованиях, изотопные анализы серы, стронция, свинца, углерода, газовая хроматография и др. Впервые с применением этих методов удалось изучить состав ничтожных количеств взвеси и выполнить многочисленные определения донных осадков и кернов бурения.

За последние годы в морской геологии произошла подлинная революция в связи с началом глубоководного бурения дна океана (с августа 1968 г., на судне «Гломар Челленджер», США). Удалось к декабрю 1972 г. пробурить более 263 скважин в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, а также в Средиземном и Беринговом морях с проникновением в толщу осадочных пород (до 1300 *м*) до базальтов. В 1973 г. начато бурение в Антарктике, намечаются работы в Арктике. В итоге представления о геологии океанов коренным образом изменились, поток информации возрос в сотни раз.

Таким образом, впервые в истории океанологии и геологии появилась возможность собрать воедино, обработать одинаковыми методами данные по взвешенному осадочному материалу и донным осадкам всех океанов, сопоставить их с огромным материалом по древним океанам (данные буре-

ния). Это открыло перспективы для сопоставления литологических данных в пространстве — практически всего Мирового океана — и во времени до 160 млн. лет. Задача автора состояла в том, чтобы выяснить главное в процессах седиментации сегодняшнего дня — изучение взвешенного осадочного материала недавнего геологического прошлого (до 1 млн. лет) и всего третичного, а также значительной части мезозойского времени.

В самом общем виде образование осадочных пород может быть сведено к известной схеме. Мобилизация веществ выветриванием на суше (для терригенного материала) или образованием панцирей, раковин и тканей (при биогенном процессе), перенос осадочного материала от мест его зарождения в конечные водоемы стока, частичное отложение и дифференциация на путях переноса; отложение осадочного материала в конечных водоемах стока в соответствии с физико-географическими условиями и физико-химическими особенностями водной толщи и преобразование отложившихся осадков в осадочные породы.

При изучении подготовки осадочного материала в корах выветривания на суше удалось установить климатическую зональность выветривания. Ею определяется как общее количество, так и гранулометрический, минералогический и химический состав материала, поставляемого в водоемы с суши. Закономерности дальнейшего распределения этого материала, а также биогенного, зародившегося в толще вод (планктон) или на дне (бентос) океана, были изучены очень слабо. Стадия существования осадочного материала во взвеси практически полностью выпадала из поля зрения геологов. Между тем, как мы увидим далее, это — важное звено процесса, связывающее процессы подготовки осадочного материала на суше и в океане, его трансформацию в толще вод по мере осаждения на дно и преобразования в поверхностном слое осадков.

Под взвешенным осадочным материалом, или взвесью, понимаются все частицы, имеющие размеры от 1 *мм* до 0,1—0,01 *мк*. Более крупный материал обычно представлен в океанах зоопланктоном или нектоном и не имеет интереса для литолога. Извлечение частиц размером менее 0,01 *мк* методически очень сложно, и в весовом выражении они составляют лишь незначительную часть взвеси. Этот тонкий материал, переходный к истинно-растворенному, при мембранной ультрафильтрации обычно задерживается на ультрафильтрах в связи с явлением кольматажа (Лисицын, 1960в, 1961е).

Термин «взвесь» в нашем понимании соответствует определению «сестон» Крея (Krey, 1949), или определению «лептопель», применяемому некоторыми американскими авторами (Fox, Jsaacs, Corcoran, 1952). Ряд других исследователей использует термин «Suspended matter» (взвешенное вещество).

С. А. Зернов (1948) подразделил понятие «сестон» на разнообразный «детрит» (минеральный и органический), или «трипton», и на живую, планктонную часть. Дальнейшее подразделение планктонной части ведется по крупности основных организмов: наннопланктон (менее 50 *мк*), микропланктон (50—1000 *мк*) и более крупные планктонные организмы (мезо-, макро- и мегапланктон). На роль детрита в морской воде впервые указал Ломан (Lohman, 1908), который выделял его из глубинных вод с помощью небольшой центрифуги. Им было показано, что в определенные периоды года основным источником питания зоопланктона является органическая часть детрита. Источником питания бентических организмов и субстратом для развития бактерий также служит детрит.

Попытки получения взвешенного осадочного материала из океанских и морских вод предпринимались неоднократно. Первые пробы были получены еще Мерреем во время экспедиции на «Челленджере» (Murray, Renard, 1891). Однако эта работа надолго была забыта. Большая часть последующих попыток оканчивалась неудачей, поскольку для получения одного грамма взвеси необходимо отобрать и переработать, с полным вы-

делением тончайших частиц (главным образом менее 0,001 *мм*) и с предохранением их от засорения, от 1 до 50 *т* океанской воды. Лишь отдельным исследователям удавалось получать немного взвеси для сравнительно небольших участков морей. Только с разработкой новых приемов мембранной ультрафильтрации и применением мощных промышленных сепараторов были получены многочисленные пробы взвеси методами, принятыми для анализа донных осадков, в количествах, достаточных для их всестороннего иссследования. Особенно интересный материал из различных районов океана был получен во время экспедиций на «Витязе» и «Оби».

На основе всех этих материалов удалось показать, что анализ взвеси дает возможность изучения процессов, определяющих формирование мощности донных осадков, их гранулометрический и минералогический состав, геохимию. Правильное выявление этих процессов, выяснение их взаимосвязи, количественная оценка важны для развития литологии, а также многих смежных наук. В связи с этим при анализе современного осадкообразования автор особое внимание уделяет новым данным исследований взвеси.

В истории многих химических элементов и соединений в океане взвесь играет исключительно важную роль. Группа элементов и соединений, связанных с процессами жизни в море, захватывается организмами и концентрируется ими во взвеси в поверхностном его слое в процессе развития фито- и зоопланктона. Поскольку количественное распределение и качественный состав этих организмов подчинены климатической зональности, распределение концентрируемых ими химических элементов во взвеси и в донных осадках зависят также от климатической зональности.

Наряду с биогенным материалом важную роль в истории многих элементов играет также терригенный, взвешенный в океанской воде. Этот материал поставляется в океан с суши главным образом береговым стоком и процессами абразии. Скорость процесса размыва суши, т. е. количество осадочного материала, а также качественный состав выносимого в море материала зависят от коры выветривания материков, т. е. в конечном счете также находятся под климатическим контролем.

Наконец, большая группа химических элементов сорбирована на поверхности тонких глинистых частиц. Как известно, емкость поглощения глинистых минералов в большой степени зависит от их минералогического состава, который в свою очередь определяется процессами выветривания на суше, т. е. также климатическими факторами.

Особняком стоят химические элементы взвеси, связанные с вулканической деятельностью, а также с поступлением осадочного материала из космоса; они не подчиняются климатическому контролю.

С каждым годом все больше расширяется список элементов, необходимых для живых организмов. В настоящее время довольно трудно разделить многочисленные элементы, находящиеся во взвеси в море, на отдельные генетические группировки. Большая часть элементов связана одновременно с терригенным стоком и с биологическими и химическими процессами. Например, железо поступает в море в виде растворенного материала, а также в виде железистых минералов или обломков пород, обогащенных железом. В морских условиях растворенное железо образует мельчайшие сгустки, которые используются морскими организмами. Часть железа в отдельных местах поступает из вулканических очагов. На всю поверхность океана с суши постоянно опускаются метеоритная пыль и более крупные железистые магнитные шарики. Имеются указания на сорбцию значительных количеств железа на поверхности тонкодисперсных глинистых минералов.

Большое количество элементов и соединений (в частности, основные количества аморфного кремнезема, фосфора, карбоната кальция и др.) поступает в океан в виде растворов, которые дальше концентрируются организмами планктона, переводятся во взвешенное состояние и накапли-

ваются после отмирания этих организмов в донных осадках. Таким образом, история каждого элемента в воде весьма многогранна, и его путь от поверхности океана до донных осадков часто весьма сложен.

Изучением распределения многих химических элементов в океане, в особенности группы элементов и соединений, необходимых для развития фитопланктона (биогенные элементы), с давних пор занимаются гидрохимики. Объект их исследований — растворенные в воде элементы и соединения.

Химия донных осадков также развивается уже на протяжении ста лет, и по этому разделу океанологии получены многочисленные данные. Ранее химический состав взвеси, распределенной во всей толще вод от поверхности океана и до его дна, если и изучали, то только в отдельных точках и по разрозненным элементам. Между тем, как мы увидим далее, форма существования многих элементов во взвеси — поворотный момент в их истории; именно во взвеси закладываются основные особенности химизма донных осадков.

Общеизвестно значение взвешенных частиц для оптики морской воды. Это основной фактор, определяющий прозрачность вод.

Недостаточно пока изучено влияние взвеси на плотность морской воды. Из материалов, полученных во время длительных наблюдений, особенно в искусственных водохранилищах, стало известно, что от устьев рек, впадающих в водохранилища, в ряде мест протягиваются зоны очень быстрого перемещения тонкого взвешенного материала. Крупный осадочный материал накапливается близ устья, более тонкий уносится на значительные расстояния: максимально зарегистрированное расстояние в водохранилищах составляет около 170 *км*. Это происходит за счет значительного увеличения плотности воды, обогащенной взвесью. При этом отдельные частицы взвеси как бы сливаются в единую массу, движущееся облако.

Такое явление (турбидные потоки) отмечалось и в морских, и в океанских водоемах. Однако закономерности возникновения этих потоков, дальность распространения и ряд других важнейших показателей не могут быть установлены без длительных исследований взвеси.

Вместе со взвешенным материалом перемещается и водная масса, насыщенная взвесью; происходит как бы интрузия чужеродных (часто поверхностных и даже распресненных) вод в стратифицированную водную толщу.

Сходные явления должны иметь место и для «жидкого дна» (слой скачка) [1]. По слою скачка утяжеленные взвесью речные воды распространяются на большие расстояния от устьев рек. При очень большой плотности, превышающей плотность слоя скачка, эти воды прорывают его и попадают в придонный слой; в ряде случаев не все взвесевое облако имеет такую высокую плотность, а только его часть (пятна, особенно обогащенные взвесью). В таких случаях именно эти отдельные пятна прорываются через слой скачка, происходит как бы разделение по плотности единого взвесевого облака с сепарацией участков высоких плотностей. Более легкий материал остается на слое скачка.

Весьма важной особенностью взвеси является ее большая инерционность. Взвесь из глубинных слоев океана по своему составу и количественному распределению отвечает не только процессам сегодняшнего дня, но и процессам, проходившим месяцы, годы и столетия назад. Эти процессы при детальном изучении взвеси по вертикали могут быть прослежены без перерывов.

Говоря «физическим» языком, для основных процессов, связанных со взвешенным веществом (развитие планктона, выпадение хемогенного или

[1] Слой с очень резкими изменениями по вертикали температуры вод (термоклин), солености (халоклин) или плотности (пикноклин).

пирокластического тонкого материала и др.), анализ взвеси позволяет получить очень длительную «развертку во времени». Экспедиционные исследования обычно бывают кратковременными, охватывают один сезон или даже часть сезона; даже повторные наблюдения не позволяют надежно судить о ходе процессов на протяжении длительного времени — года или нескольких лет.

Сейчас «развертка во времени» уже стала использоваться при микропалеонтологических исследованиях. Так, изучение во взвеси видового состава и возрастных изменений радиолярий позволило, например, установить все сложные взаимопереходы возрастных форм, устранить путаницу, десятки лет существовавшую в синонимике радиолярий, когда один и те же виды в зависимости от возраста получали разное название (Петрушевская, 1966).

Еще большая «развертка во времени» — сотни и тысячи лет — может быть получена при использовании вместе со взвесью для этих целей поверхностного слоя донных осадков.

Использование взвеси для изучения круглогодичных и долговременных процессов, протекающих в океане, сулит очень большие перспективы. Существенно оно и для понимания осадочного процесса, характеризующегося во времени то высокой скоростью, то, наоборот, замедленностью. Таким образом, история осадочного материала, происходящая в толще вод морей и океанов, не может быть познана без изучения взвешенного осадочного материала. Анализ взвеси дает возможность установить, как разнообразный осадочный материал, поступающий с суши, из вулканических источников, за счет жизнедеятельности организмов и из космоса, связывается в единый осадок.

Эта страница в литологических исследованиях пока еще только начинается, и данных здесь получено далеко недостаточно. Однако это направление быстро развивается, и отсюда возникают не только новые понятия, но и значительные изменения в содержании самих литологических исследований. Можно говорить о том, что раздел об изучении взвеси должен занять определенное место в общей системе геолого-географических наук, поскольку состав и распределение взвеси в морях и океанах тесно связано с биологией, геохимией, гидрологией, климатологией, общими закономерностями циркуляции водной и воздушной оболочек Земли.

Фактический материал, полученный за последние 10 лет по взвеси, охватывает все основные части Мирового океана — от Арктики до Антарктики, а также важнейшие морские водоемы. Появились многочисленные работы, в которых рассматриваются состав и распределение взвеси в разных водоемах, однако весь этот материал требует обобщения под единым углом зрения.

Частично исследования взвешенного осадочного материала развивались также и в связи с потребностями других отраслей знания, а также практики: изучение питания глубоководных организмов планктона и бентоса, изучение взвеси в береговой зоне в связи с перемещением наносов, изучение биофильтрации, использование морской и пресной воды для промышленных установок, для получения питьевой воды.

Изучение взвеси потребовало заимствования многих методов из микробиологии, промышленного разделения и очистки суспензий, промышленной сепарации и ультрацентрифугирования. Однако эти методы в приложении к новому объекту приобретают новое значение и содержание, а в ряде случаев и коренным образом отличаются от исходных методов и принципов.

Понятно, что изучение связи количественного распределения и качественного состава взвеси и донных осадков в морях и океанах и вытекающих отсюда закономерностей седиментации может быть выполнено только путем сопоставления различных районов морей и океанов, которые отличаются по тем или иным условиям. Поэтому анализируются данные о взве-

си и донных осадках в масштабе всего Мирового океана, с упором на ключевые районы, в которых с большой четкостью могут быть прослежены те или иные процессы.

Сравнительно-литологический метод, развитый Н. М. Страховым, следует понимать не только в историческом аспекте, т. е. в смысле сравнения осадков разного геологического возраста с современными. Это — лишь одна сторона метода. Вторая, не менее важная и широко примененная самим автором метода, состоит в том, что для выяснения закономерностей осадочного процесса сопоставляются водоемы, расположенные в разных условиях, т. е. сравнение ведется в пространстве.

Одна из важнейших особенностей океанов состоит в том, что они охватывают все или почти все основные климатические зоны нашей планеты. Зональные сопоставления могли бы быть сделаны и в пределах одного океана, например Тихого. Однако отличия в геологической истории океанов, в строении их дна и берегов, в поставке, распределении и составе осадочного материала столь велики, что сопоставления между разными океанами так же необходимы, как и сопоставления между частями океана, расположенными в разных климатических зонах или физико-географических условиях.

Указанными обстоятельствами и был очерчен круг вопросов и объем фактического материала, которые рассматриваются в настоящей работе.

Естественно, что при рассмотрении только наиболее существенных черт осадконакопления многие детали должны быть опущены. Этот пробел восполняется тем, что по осадконакоплению в отдельных океанских водоемах подготовлены или подготавливаются обстоятельные монографии.

К настоящему времени по единой классификации (Безруков, Лисицын, 1960) составлены карты разного масштаба на все основные области Мирового океана. Эти карты изданы, или находятся в печати или подготавливаются к изданию. Автором подготовлены карты донных осадков и взвеси (всего 42 карты) Южного океана, которые опубликованы в Атласе Антарктики (1966). Коллективом Отдела морской геологии Института океанологии Академии наук СССР (ИОАН) опубликованы две книги «Осадкообразование в Тихом океане» (кн. 1, 2), где имеются карты донных осадков в масштабе 1 : 25 млн. и серия карт различных компонентов донных осадков и взвеси. Для Атлантического океана издана серия карт донных осадков и компонентов донных осадков в масштабе 1 : 20 млн. В этой работе участвовали коллектив Калининградского отделения ИОАН и группа сотрудников других институтов под руководством автора. Наконец, для Индийского океана П. Л. Безруковым и автором составлены карты типов осадков и компонентов в масштабе 1 : 15 млн.

Таким образом, если учесть составленные ранее в Институте океанологии карты донных осадков и компонентов осадков дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана, а также Средиземного и Черного морей, то в настоящее время можно говорить о завершении основных работ по составлению единой карты типов донных осадков и их компонентов почти для всего Мирового океана. Это важный этап в развитии морской геологии.

Уверенное картирование типов осадков и многих их наиболее важных компонентов ($CaCO_3$, $SiO_{2\ аморфн}$, P, Fe, Mn, $C_{орг}$ и др.) стало возможным не только в результате сбора большого числа проб донных осадков и их всестороннего исследования, но также и благодаря использованию новых, современных карт рельефа дна. Серия карт Атлантического, Тихого и Индийского океанов, а также различных их частей, составленная в разных масштабах в Кабинете геоморфологии дна Института океанологии под руководством Г. Б. Удинцева и изданная Главным управлением геодезии и картографии легла в основу наших карт донных осадков и их компонентов, а также карт взвеси.

Значительные успехи достигнуты за последнее десятилетие в абсолютном датировании осадков ядерными (радиоуглеродный, иониевый, ионий-ториевый, ионий-протактиниевый и протактиниевый, бериллиевый) и биостратиграфическими методами (фораминиферовый, диатомовый, спорово-пыльцевой анализы). Это также открывает большие возможности для выражения основных показателей осадочного процесса в «открытой системе», где содержание одних компонентов не находится в зависимости от содержания других (метод абсолютных масс и скоростей).

На протяжении последних 15 лет автору посчастливилось принимать участие в крупнейших исследованиях, связанных как со сбором новых материалов в малоизученных районах (экспедиции на э/с «Витязь» и д/э «Обь», океанское бурение на «Гломар Челленджере»), так и с разработкой новых приборов и методов для изучения взвешенного материала и донных осадков, а также новых приемов интерпретации полученных результатов.

Автор принимал участие в сборе и обработке взвешенного осадочного материала из Индийского, Тихого и Атлантического океанов, а также ряда морей, в изучении осадконакопления и составлении карт типов донных осадков Тихого, Атлантического, Индийского и Южного океанов и ряда морей (Берингово, Охотское, Тасманово, Дейвиса, Росса).

В своей работе автор имел возможность пользоваться ценными советами академика Н. М. Страхова, академика А. Л. Яншина, чл.-корр. П. Л. Безрукова, старших научных сотрудников В. П. Петелина, Г. Б. Удинцева, А. В. Живаго.

Значительную часть работ по сбору и обработке материалов по взвеси выполнили научные сотрудники Ю. А. Богданов, Е. И. Гордеев, В. В. Серова, С. Е. Алферов, В. В. Басов, лаборанты В. В. Шипорин, П. Н. Фоминых.

Начало работ автора над вопросами изучения взвеси связано с именем покойного проф. П. И. Усачева, который пробудил интерес к этой проблеме и оказал очень большую помощь в постановке первых работ и обсуждении результатов. В разработке сложных технических вопросов, связанных с созданием новых приборов и методов получения взвеси, автор постоянно пользовался поддержкой и советами покойного Н. Н. Сысоева. Без многолетней их постоянной поддержки и помощи работа по взвеси была бы невозможной.

Важным этапом в развитии техники и методики работ по изучению не только водной, но и воздушной взвеси, а также донных осадков была Антарктическая экспедиция на д/э «Обь» в 1955—1959 гг.

Большую помощь и постоянную поддержку в постановке этих сложных работ оказали В. Ф. Бурханов, В. Г. Корт, капитан д/э «Обь» И. А. Ман, старший механик И. П. Белов, старший электромеханик Б. И. Чирков. Только с их помощью впервые в практике экспедиционных работ на море удалось создать и уверенно эксплуатировать сложные многотонные сепарационные установки, провести эксперименты с погружными насосами и др.

При разработке теоретических вопросов использования сепараторов и ультрацентрифуг для извлечения взвеси автор пользовался консультацией и помощью Г. И. Бремера, Г. П. Чеснокова, А. В. Желиговского.

Изучение биогенной части взвеси стало особенно эффективным после вовлечения в эту работу крупных специалистов. Значительные исследования были выполнены А. П. Жузе, О. Г. Козловой, Т. В. Беляевой, В. В. Мухиной, Н. Г. Петрушевской, В. М. Колтуном и др.

Автору посчастливилось начать свои морские работы под руководством выдающихся океанологов академика Л. А. Зенкевича и чл.-корр. АН СССР В. Г. Богорова. С их именами связаны более чем двадцатилетние исследования в разных частях Мирового океана.

Полученные материалы постоянно обсуждались вместе с чл.-корр. АН СССР П. Л. Безруковым, научными сотрудниками Института океанологии В. П. Петелиным, А. Н. Богоявленским, Ю. А. Богдановым, М. Е. Виноградовым, К. В. Беклемишевым, А. И. Савиловым, Г. М. Беляевым и многими другими.

Сложные радиохимические исследования взвеси и донных осадков, а также разработка и применение новых методов определения абсолютного возраста донных отложений были выполнены в Радиевом институте АН СССР под руководством покойного члена-корреспондента АН СССР И. Е. Старика (Ю. В. Кузнецов, А. Я. Крылов, В. К. Легин, А. Н. Елизарова, М. С. Френклих, З. Н. Симоняк, А. П. Жарков и др.), а также в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (В. И. Баранов, Л. А. Христианова).

Эти ученые впервые в СССР применили к донным осадкам и взвеси радиоизотопные методы определения абсолютного возраста по C^{14} ионию, радию, ионий-протактинию и протактинию, калию и аргону и др., а также провели фундаментальные исследования по обоснованию этих методов.

Новые методы применительно к донным осадкам и обширные исследования с помощью квантометра были разработаны в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР Ю. И. Беляевым.

К аналитической обработке материалов по донным осадкам и взвеси были привлечены коллективы нескольких лабораторий. Особенно большие работы провели лаборатории Союзморниипроекта под руководством М. П. Нестеровой (группы О. И. Зеленской, З. А. Глаголевой, А. П. Морозовой), Черноморской экспериментальной станции ИОАН под руководством Н. Г. Прокопцева, В. С. Соколова и др.

Значительная работа по статистической обработке, а также по графическому оформлению выполнена А. Г. Баршай, В. В. Буреминым, А. Ф. Анищенко, Т. Н. Волковой, Е. В. Троепольской, Т. А. Игонькиной.

Всем перечисленным лицам, а также большому коллективу судов «Витязя» и «Оби», участникам геологических отрядов, сотрудникам аналитических лабораторий и Отдела морской геологии ИОАН автор приносит свою искреннюю благодарность.

Многочисленные пробы и материалы по аналитическим исследованиям осадков и взвеси были представлены в распоряжение автора рядом зарубежных исследователей. В частности, необходимо отметить большое количество проб из юго-восточной части Тихого океана, переданных У. Риделом (Скриппсовский океанографический институт, США), из южной части Атлантического океана, переданных Б. Хизеном (Ламонтская геологическая обсерватория, США). Геологические результаты тринадцати рейсов э/с «Элтанин», полученные в южных частях Атлантического и Тихого океанов, предоставил Г. Гуделл (Университет штата Флорида, Талахасси, США), результаты стратиграфических исследований проб из этих районов дал Блайр (Университет штата Флорида, Талахасси, США), данные по химии вод и донных осадков предоставили Турекьян и Шутц (Йельский университет, США).

Автор пользуется случаем выразить им признательность за предоставление этих ценных материалов.

Тема разделяется на две основных части, которым посвящаются отдельные монографии.

В первой части (настоящая книга) рассматриваются закономерности количественного распределения осадочного материала во взвеси, в верхнем слое осадков и в пределах всей осадочной толщи океанов с использованием данных глубоководного бурения. При этом выясняются основные закономерности количественного распределения осадков на разных этапах геологической истории Земли.

Вторая часть будет издана отдельной книгой «Процессы осадкообразования в океанах. (Литология и геохимия)». Она посвящена изучению качественного состава терригенного, биогенного, вулканогенного и хемогенного материала. На основе закономерностей, диктующих распределение этих главных компонентов донных осадков, устанавливается, как при сложении действия разных факторов происходит формирование осадков на современном этапе: в пространстве — в пределах всего Мирового океана и во времени — вплоть до верхнего мела, а местами до юры.

Настоящая работа основана на оригинальных и опубликованных материалах с привлечением отечественной и зарубежной литературы по состоянию на 1972 г. Значительная часть приведенных в монографии данных публикуется впервые.

Автор понимает всю сложность поставленной задачи и полностью берет на себя ответственность за неизбежные пробелы в надежде устранить их в будущем.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

УСЛОВИЯ ОКЕАНСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

МОРФОЛОГИЯ ДНА ОКЕАНОВ

Совокупность водных пространств морей и океанов получила наименование Мирового океана (Шокальский, 1917). Особенностью его является единство и взаимосвязь между отдельными частями — морями и океанами. В настоящее время выделяется четыре океана: Тихий, Индийский, Атлантический и Северный Ледовитый. Исследования последних лет приводят к выводу, что Северный Ледовитый океан является по существу средиземным морем в северной части Атлантического океана. Для всех океанов характерны общие черты структуры вод, зональность природных условий, при этом зоны имеют широтное простирание и зоны северного полушария закономерно повторяются в южном, т. е. биполярны.

Общие черты строения Земли и морфометрии океанов по Полдерварту (1957), Кюнену (Kuenen, 1950) и др. приведены ниже:

Суша и воды

Площадь поверхности	510×10^6 км²
Площадь суши	149×10^6 км²
Площадь Мирового океана	361×10^6 км²
Площадь суши : площадь океана	1 : 2,42
Объем океанов	1370×10^6 км³
Площадь ледников на суше (совр.)	$15{,}5\times10^6$ км² (11% суши)
Объем льдов (ледники) на суше	$22{,}6\times10^6$ км³ *
Площадь озер	$2{,}68\times10^6$ км²
Объем озерных и речных вод	$0{,}5\times10^6$ км³ (озера) $0{,}25\times10^6$ км³

Площадь активного вмешательства человека в природные процессы (города, сельскохозяйственные угодья, вырубки, дороги) около 15% от поверхности суши

Мировой океан

Шельф	
Средняя ширина	70 км
Средняя глубина (до бровки)	130 м
Средний наклон	1 : 540
Площадь (до 200 м)	$27{,}5\times10^6$ км²
Материковый склон	
Средняя ширина	75 км
Средний наклон	1 : 15
Площадь (в интервале глубин 200—3000 м)	55×10^6 км²
Ложе океанов	
Площадь (глубина более 3000 м)	$277{,}1\times10^6$ км²

Основные черты водного баланса

Объем атмосферных осадков в год (континенты и океаны)	580 000 *км*³
Объем речного стока с суши в год	35 550 *км*³
Поступление вод за счет таяния ледников и айсбергов	1750 *км*³
Сток в океаны	35 550 *км*³ (97,5% стока)
Сток в бессточные области	1000 *км*³ (2,5% стока)
Всего пресный сток (без подводных источников)	37 300 ** км³
Общий объем гидросферы	1460 млн. *км*³
Воды суши	90 млн. *км*³ (6,1%)
Воды атмосферы	0,0130015 млн. *км*³ (0,1%)
Время возобновления речных вод	12 суток
Одновременные запасы воды в гидросфере Земли	1460 000 тыс. *км*³
Мировой океан	1 370 323 „ „
Подземные воды	60 000 „ „
Ледники	22 000* „ „
Озера	750 „ „
Почвенная влага	75 „ „
Пары атмосферы	14 „ „
Речные воды	1,2 „ „

* По определениям С. В. Калесника (1947)—27×10^6 км³; по Тейлю (Thiel, 1962)—$26{,}66\times10^6$ км³, что эквивалентно объему воды 24×10^6 км³ (при таянии ледников уровень океана поднимется на 66,3 м); по данным И. А. Суетовой (1968) объем льда $26{,}35\times10^6$ км³.

** По определениям М. И. Львовича (1973), полный речной сток составляет 38 830 км³: из них поверхностный — 26 945 км³, подземный 11 885 км³ (31% от полного стока).

Площадь Мирового океана составляет 361 059 тыс. *км*², по определениям Коссина (Kossina, 1933) — 361 160 тыс. *км*², при этом на долю морей приходится 34 893 тыс. *км*². Объем Мирового океана, по данным В. М. Степанова (табл. 1), равен 1 370 323 тыс. *км*³, наибольшая глубина, открытая экспедицией на «Витязе»,— 11 034 *м* находится в Марианском желобе, в западной части Тихого океана. Средняя глубина Мирового океана 3795 *м*.

Для сравнения можно указать, что площадь суши равна 148,9 млн. *км*², что составляет 29,2% поверхности Земли, на долю Мирового океана приходится 70,8%. Таким образом, в среднем для нашей планеты на 1 *км*² площади дна Мирового океана поступает осадочный материал с 0,4 *км*² водосбора (включая и бессточные области). Отсюда средний темп седиментации в океане в два с лишним раза медленнее среднего темпа денудации суши.

Главный водораздел делит сушу на два океанских склона: Атлантико-Антарктический (53% площади суши) и Тихоокеанско-Индийский (47% площади суши). На долю Атлантического и Северного Ледовитого океанов приходится только около 30% поверхности Мирового океана, и, таким образом, площадь водосбора, приходящаяся на единицу площади дна, здесь приблизительно в два раза больше, чем в Тихом и Индийском океанах. Макрорельеф суши предопределяет более обильное питание терригенным материалом Северного Ледовитого и Атлантического океанов.

Отношение между площадью водосборов и площадью океанов приведено в табл. 2.

Соотношения между площадью суши и океана существенно меняются в разных частях земного шара, что дает возможность выделять северное материковое и южное океаническое полушария. К югу от 62° с. ш. вплоть до 62° ю. ш. площадь суши уменьшается, а на большом протяжении к югу от 62° ю. ш. вплоть до Антарктиды суша вообще отсутствует (рис. 1). На этих широтах океаны не получают терригенного питания осадочным материалом.

Таблица 1

Размеры Мирового океана (Степанов, 1961)

Макроструктуры	Интервал глубин, м	Весь океан		Океан без морей		Моря	
		тыс. км²	%	тыс. км²	%	тыс. км²	%
Мировой океан							
Шельф	0—200	27491	7,6	9851	3,0	17640	50,6
Материковый склон	200—3000	54968	15,2	43227	13,3	8681	33,7
Ложе	>3000	277128	77,1	272616	83,6	5511	15,7
Тихий океан (49,8% площади Мирового океана)							
Шельф	0—200	10208	5,7	2889	1,7	7319	50,7
Материковый склон	200—3000	22029	12,2	17347	10,6	4682	32,5
Ложе	>3000	147008	82,1	144577	87,4	2431	16,8
Атлантический океан (25,9% площади Мирового океана)							
Шельф	0—200	9213	9,9	4591	5,6	4622	29,0
Материковый склон	200—3000	16093	17,3	12538	15,2	3555	32,6
Ложе	>3000	68024	72,8	65279	79,2	2744	25,1
Индийский океан (20,7% площади Мирового океана)							
Шельф	0—200	3171	4,2	2371	3,2	800	54,2
Материковый склон	200—3000	10410	13,9	9764	13,2	646	43,2
Ложе	>3000	61333	81,9	61304	83,6	29	1,9
Северный Ледовитый океан (3,6% площади Мирового океана)							
Шельф	0—200	4900	37,4	—	—	4900	60,7
Материковый склон	200—3000	6436	49,1	3578	71,0	2858	35,5
Ложе	>3000	1764	13,5	1457	29,0	307	3,8

Наиболее распространены в Мировом океане глубины от 4000 до 5000 *м*. Распределение площадей по основным батиметрическим зонам (шельф, склон, ложе склона) показано в табл. 1. Из нее видно, что 77,1% площади дна Мирового океана имеют глубины более 3000 *м*. Глубины более 6000 *м* занимают менее 1% площади дна.

Средняя глубина Тихого океана 4280 *м*, Атлантического 3940 *м*, Индийского 3960 *м*, Северного Ледовитого 1200 *м* (Панов, 1966). Наибольшие площади шельф и склон занимают в Северном Ледовитом океане, самый узкий шельф — в Индийском океане.

Океанские бассейны в грубом приближении представляют собой глубокие (в среднем 3795 *м*) понижения, окруженные со стороны суши крутым, местами обрывистым материковым склоном и шельфом. Ширина склона и шельфа обычно очень мала по сравнению с размерами огромных пространств океанов — чаще всего меньше 150 *км*. На переходе от суши к океану образуются как бы два этажа, один из них соответствует узкому шельфу и имеет глубины 100—200 (в среднем 130) *м*, второй — ложу океана.

Шельф и материковый склон образуют континентальную террасу (подводную окраину материка, или предконтинент), для них характерна земная кора континентального типа. Бурение, проведенное на материковом склоне, а также в ряде мест на шельфе, близ Калифорнии, наряду с данными геофизики, позволяет установить нормальное залегание на шельфе

и склоне основных структур и пород континентов. Для коренного ложа шельфа, скрытого толщей рыхлых морских осадков, типичен унаследованный рельеф. Шельф представляет собой как бы притопленную окраину материков, он подстилается корой континентального типа.

Строение континентального склона очень сложное. Здесь большое значение приобретает тектоническое расчленение (продольное и поперечное) с последующими изменениями первичных форм процессами седиментации, суспензионными потоками, оползнями. Для склонов характерны подводные долины и каньоны, а также многочисленные уступы, в ряде мест видны и проявления вулканизма. Так же как и на шельфе, на склоне протягиваются структуры материков.

В пределах ложа океанов господствует кора океанского типа, хотя в ряде мест встречаются области с корой переходной или континентальной. Структуры материков на ложе океанов нигде не прослеживаются, они обрываются на склоне.

На ложе океанов выделяются крупные формы рельефа: абиссальные равнины, океанские плато, океанские хребты, глубоководные желоба.

Аккумулятивные равнины образованы длительными процессами выравнивания. Американские авторы (Менард, 1966, Хпзен, 1966, и др.) связывают их образование с деятельностью мутьевых потоков. Как мы увидим далее, это совершенно не обязательное условие: аккумулятивные равнины — результат длительной седиментации даже при сравнительно небольшой скорости осадконакопления. Существенное влияние может иметь и рельеф подстилающей поверхности коренного ложа, который сейчас начинает вырисовываться с помощью сейсмических данных.

По Менарду (1966), известные и гипотетические абиссальные равнины занимают около 21,8 млн. $км^2$, из них в Тихом океане 4,0, в Атлантическом 12,1 и в Индийском 5,7 млн. $км^2$. Обращает на себя внимание большое распространение этих форм в Атлантическом океане, который получал намного больше осадочного материала, чем другие океаны.

Кроме аккумулятивных равнин, для которых типично почти идеальное выравнивание, широким развитием пользуются также и расчлененные

Таблица 2

Отношение площади водосборов (B) к площади акваторий (L) для основных типов водоемов

Водоем	B, тыс. $км^2$ (с Антарктидой) по автору	L, тыс. $км^2$ (% от Мирового океана) по В. Н. Степанову, 1961	B/L	
			по подсчетам автора	по Н. М. Страхову и др., 1954
Океаны (с морями):				
Тихий	22790	179679 (50)	0,13	0,04
Индийский	21870	74917 (21)	0,29	0,09
Атлантический	72020 *	93363 (25)	0,67	0,30
Северный Ледовитый		13100 (4)		0,92
Итого:	116680	361059 (100)		
Внутренние моря:				
Балтийское	1566 **	386	4,1	1,45
Средиземное	3060	2505	1,2	1,33
Черное	1864	423	4,4	3,7
Каспийское	1829	3370	4,9	4,3
Озера	—	—	—	7—211

* Площадь водосбора для Атлантического и Северного Ледовитого океанов вместе.

** Площадь водосбора с озерами по А. И. Блажчишину (1972).

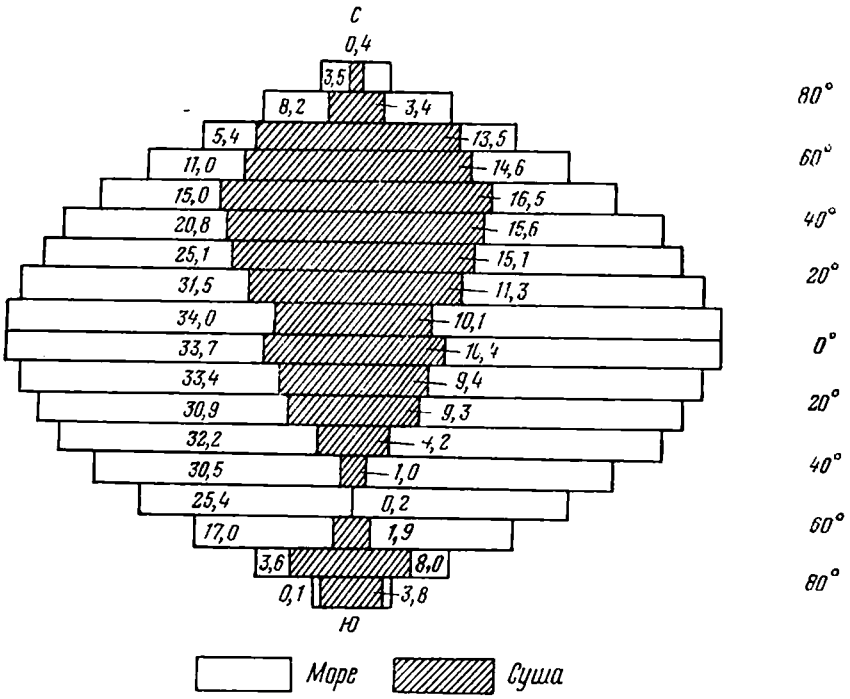


Рис. 1. Асимметрия распределения суши (заштриховано) и моря на поверхности Земли по поясам через 10°. Составил Л. П. Шубин, 1956, см. также Каттерфельд, 1962

Цифры — площадь суши и моря, млн. $км^2$

абиссальные равнины. Они то холмисты, когда осадки скрывают неровности коренного ложа, то довольно резко расчленены. Очень обычным типом скульптуры равнин являются вулканические конусы, нередко со срезанными вершинами (гайоты), а также сбросово-глыбовые поднятия.

Океанские плато обычно имеют глубины от 2500 до 3000 *м*, с равнинным рельефом, нередко нарушенным тектоническими уступами, их края обрываются по тектоническим швам (плато Альбатрос в Тихом океане и др.).

Океанские хребты образуют единую планетарную цепь, создавая интересную особенность каждого из океанов (срединные хребты). Для них характерно наличие в гребневой части продольной (или косой к простиранию хребта) рифтовой долины грабена с глубинами 1300—4000 *м* и шириной 10—14 *км*. К срединным хребтам подходят боковые хребты. Здесь распространены также широкие и пологие океанские валы, нередко увенчанные вулканами.

Глубоководные океанские желоба представляют собой макроструктуру, типичную в основном для периферических частей океанов; их глубина намного больше глубин океанского ложа. Глубоководные желоба обычно связаны с островными дугами, для которых характерны проявления активной вулканической деятельности и сейсмичность.

Огромные пространства ложа океана асейсмичны, только по подводным хребтам отмечаются сгущения точек на сейсмических картах. Особенно четко видно совпадение эпицентров землетрясений с рифтовой зоной срединных хребтов Атлантического и Тихого океанов, сгущаются эпицентры также и близ Антильской, Курило-Камчатской и других островных дуг.

Довольно широко распространены также и асейсмические подводные хребты (в частности, хребты Кергелен, Китовый и др.), что свидетельствует об их древности.

По геоморфологии и тектонике дна океанов существует обширная литература, в которой читатель может найти необходимые сведения (Менард, 1966; Хизен, 1966; Хизен, Тарп, Юинг, 1962; Удинцев, 1955, 1964; Живаго, 1960, 1965; Живаго, Удинцев, 1960; Леонтьев, 1963; Попов, 1966; Пущаровский, Афремова, 1967; Рельеф земли, 1967).

Моря Мирового океана подразделяют обычно по степени их изолированности. Выделяют: моря — заливы океана (Аравийское, Росса, Уэдделла и др.), окраинные (Берингово, Охотское, Японское и др.), внутриматериковые (Желтое, Черное, Балтийское), моря-озера (Каспийское, Аральское).

ВОДНЫЕ МАССЫ ОКЕАНОВ, ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЦИРКУЛЯЦИИ

Химические и физические свойства водной среды влияют как на скорость современной седиментации, так и на вещественный и гранулометрический состав осадков. Гидрологическая и гидрохимическая обстановки воздействуют на все стороны механического, биогенного и хемогенного осадкообразования. Такие физические свойства, как температура и соленость, определяют плотность морской воды и, следовательно, влияют на скорость осаждения частиц, а также контролируют распространение организмов планктона и бентоса. Температура глубинных вод является одним из основных физико-химических факторов; в частности, она ограничивает возможность карбонатного осадконакопления. Динамика вод, скорость и направление течений, повторяемость волнений и годовая равнодействующая волнового поля — основные факторы механической дифференциации осадочного материала в водоеме. Они определяют и поступление питательных веществ к поверхности, оказывая существенное влияние на развитие организмов планктона и бентоса, а следовательно, и на биогенное осадконакопление.

Ледовый режим, являющийся одним из важных компонентов гидрологической обстановки, диктует процессы механической седиментации (главным образом путем «гашения» волнений в осенне-зимнее время), разноса грубого каменного материала от берегов в глубоководные части моря. Наконец, льды лимитируют возможность развития жизни в верхних слоях воды (ледовый «занавес» в осенне-зимнее время), а у берегов и в бухтах — на дне. Все факторы гидрологического режима связаны с седиментацией не только прямыми, но также и множеством не менее важных косвенных зависимостей.

Многие из этих связей достаточно хорошо изучены на примере других водоемов и известны широким кругам геологов-осадочников, иные же, более сложные, в настоящее время еще только начинают выясняться (Лисицын, 1966а, б, в).

В океанах встречается большое разнообразие условий. Наряду с этим отмечается и исключительная выдержанность температурных и соленостных характеристик в пределах определенных слоев. Для вод Мирового океана показательным является распределение их наиболее консервативных свойств (признаков) солености, а также температуры. Третий важный показатель — плотность — зависит от первых двух, при этом, как правило, изменения плотности по вертикали бывают однообразными: до глубин 500—1000 *м* плотность увеличивается и почти до дна остается практически постоянной.

На приведенных разрезах (рис. 2, 3) видно, что распределение солености в океанах тесно связано с климатической зональностью, хотя и находится также в зависимости от течений и подъемов вод. Максимальные значения солености в поверхностных водах открытых частей океанов достигают 37—37,5‰ и имеют место в аридных (антициклональных) зонах. В Красном море соленость поверхностных вод достигает даже 41‰.

В гумидных зонах соленость поверхностных вод снижается за счет выпадения атмосферных осадков, здесь она нередко меньше 33‰. Соленость часто снижается также близ берегов в связи с речным стоком, а также при таянии льдов.

При сопоставлении карт солености поверхностных вод с картами «осадки минус испарение» (см. рис. 11) наблюдается много общего, основные изолинии почти совпадают, простирание их повторяется.

Распределение температуры поверхностных вод также тесно связано с климатической зональностью, изотермы протягиваются по параллелям, отвечая широтной зональности климата. В высоких широтах на поверхности круглый год господствуют отрицательные температуры, максимальные значения — до + 31° С — встречаются близ термического экватора.

Из сравнения этих разрезов (см. рис. 2, 3) следует вывод:

1. Изменения, связанные с климатической зональностью, сказываются

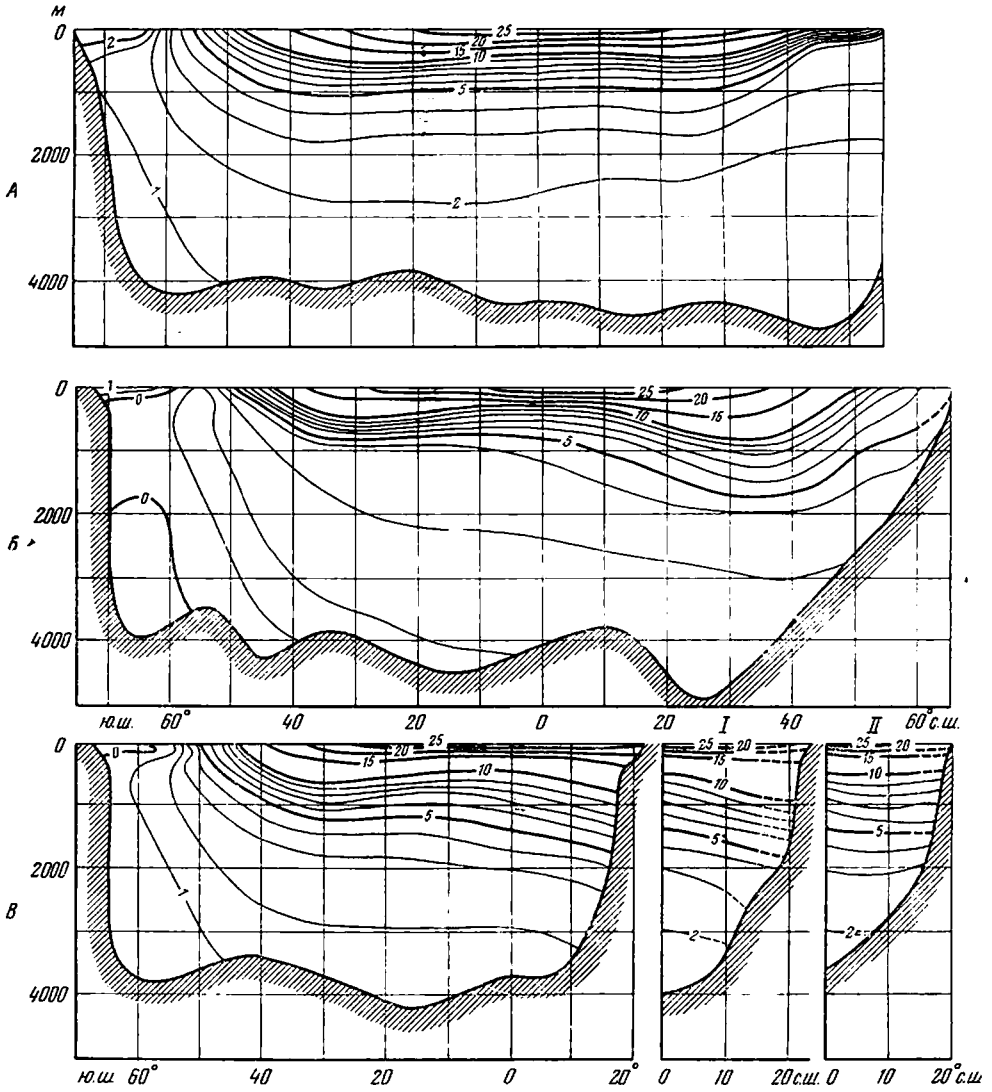


Рис. 2. Температура вод (в °С) на меридиональных разрезах через океаны (Степанов, 1962)

А — Тихий. *Б* — Антлантический. *В* — Индийский, справа отдельно для северо-западной (I) и северо-восточной (II) частей

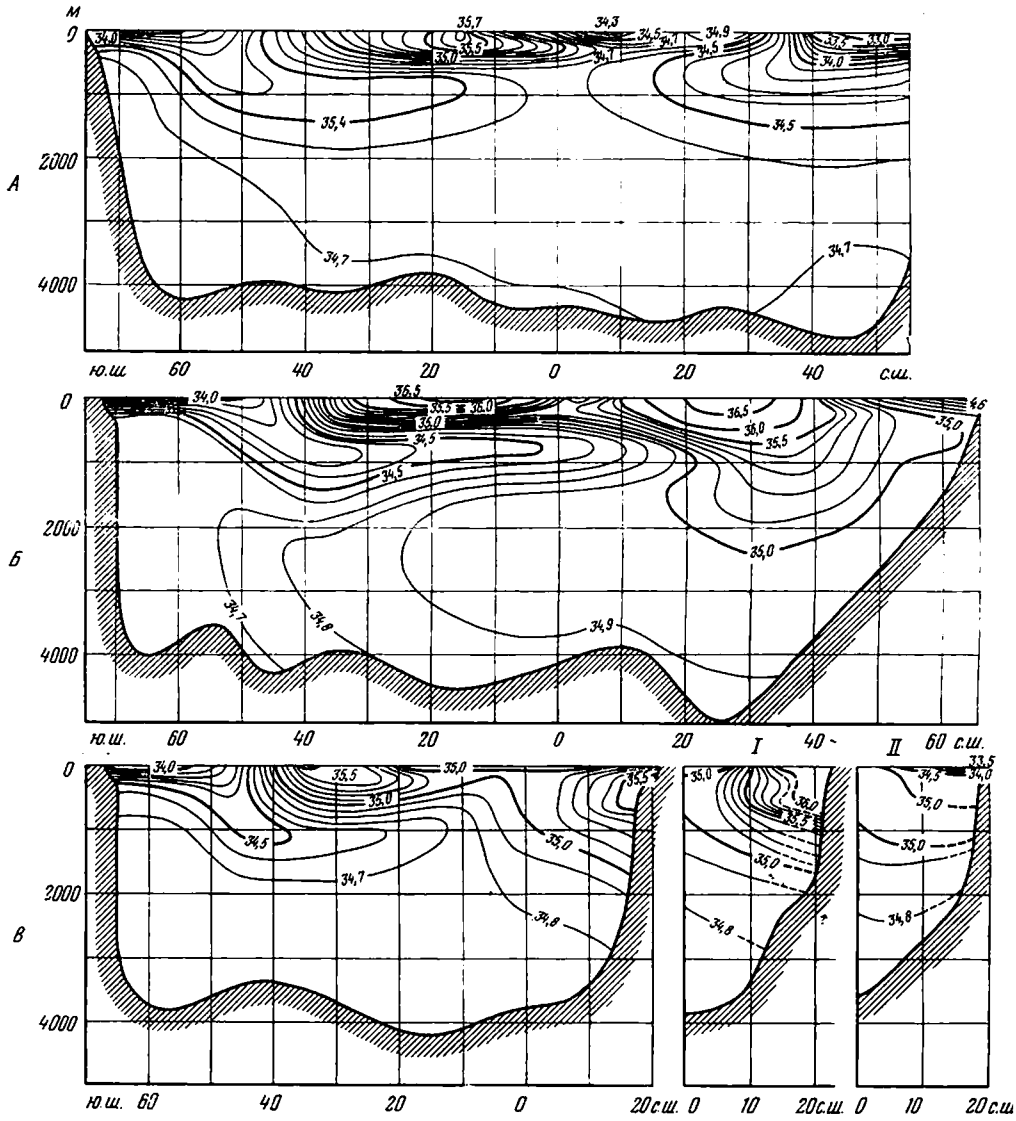


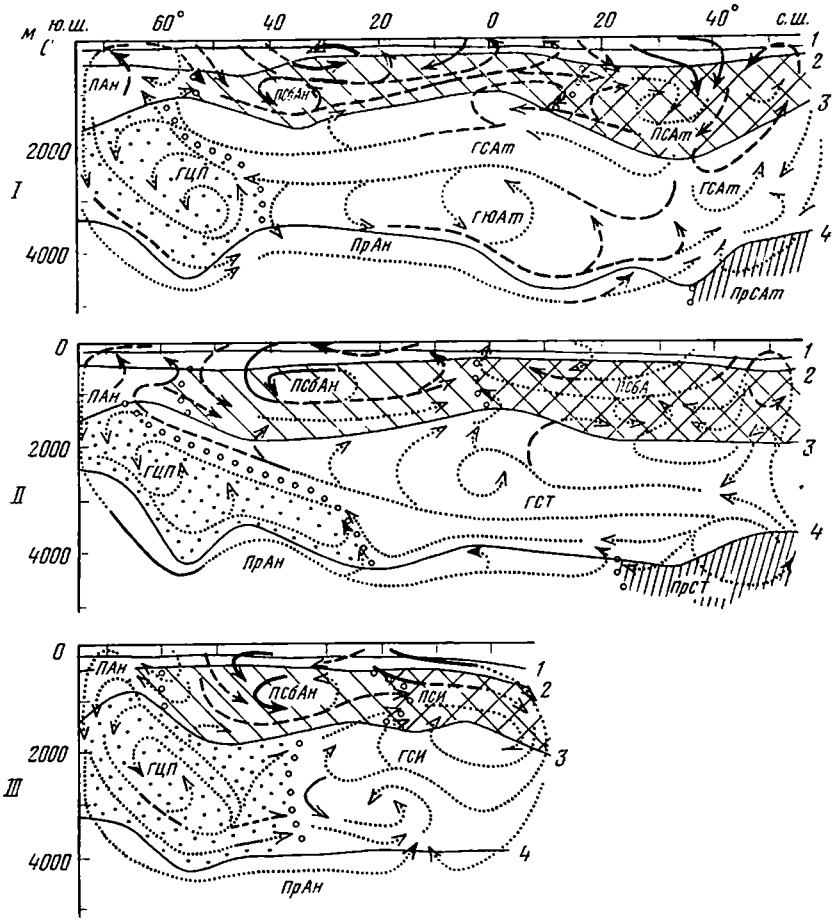
Рис. 3. Соленость вод (в промиллях) на меридиональных разрезах через океаны (Степанов, 1962)

А — Тихий. *Б* — Атлантический. *В* — Индийский, справа отдельно для северо-западной (I) и северо-восточной (II) частей

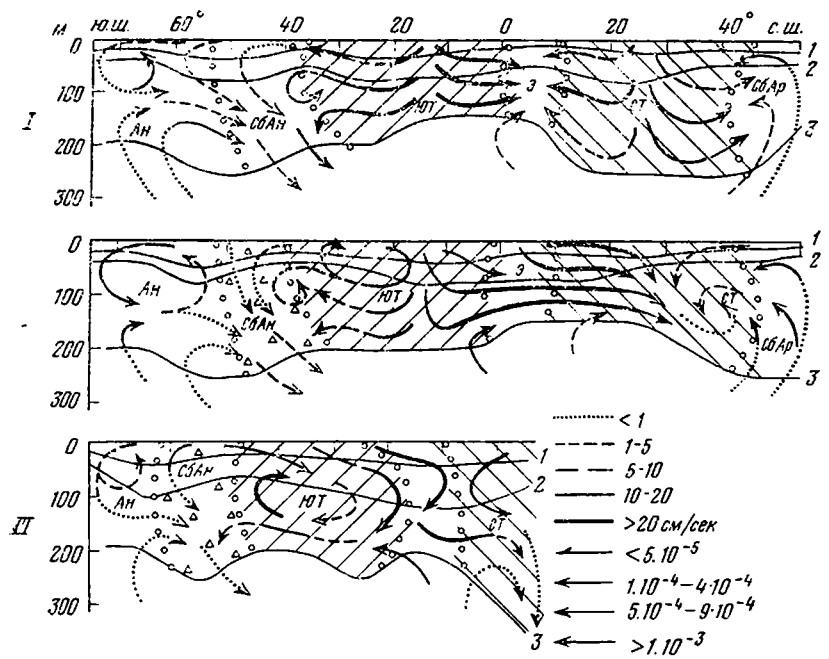
Рис. 4. Структура водных масс и пути их переноса на разрезах в меридиональной плоскости через Атлантический (I), Тихий (II) и Индийский (III) океаны (Степанов, 1969)

А — от поверхности до дна. *Б* — для верхнего деятельного слоя.
Границы структурных зон: *1* — поверхностной, *2* — переходной, *3* — промежуточной, *4* — глубинной. Вертикальные границы между водными массами даны кружками. Водные массы: *П* — промежуточные, Г — глубинные, Пр — придонные, СбАр — субарктические, ТС — северотропические, Э — экваториальные, ЮТ — южнотропические, СбАн — субантарктические, Ан — антарктические, Ар — арктические, Т — тихоокеанские, И — индийские, Ц — циркумполярные. Скорости вертикального и горизонтального переноса показаны стрелками разной формы для разных величин. Основные водные массы выделены штриховками

А


м
ю.ш. 60° 40 20 0 20 40° с.ш.
I
II
III
2000
4000
ПАн
ПСбАн
ГЦП
ГСАт
ГЮАт
ПрАн
ПСАт
ПрСАт
ПСбА
ГСТ
ПрСТ
ПСИ
ГСИ
1
2
3
4

Б


м
ю.ш. 60° 40 20 0 20 40° с.ш.
I
II
III
0
100
200
300
АН
СбАН
ЮТ
СТ
СбАр
1
2
3
< 1
1-5
5-10
10-20
>20 см/сек
<5.10⁻⁵
1.10⁻⁴–4·10⁻⁴
5.10⁻⁴–9·10⁻⁴
>1.10⁻³

только в пределах верхнего слоя мощностью 100 — 200 *м*, где идет развитие фитопланктона. Ниже располагаются азональные воды.

2. Соленость придонных вод остается на всем громадном протяжении океанов практически постоянной, она колеблется в пределах 34,7—34,9‰. Также постоянна и температура придонных вод, она меняется от 0 до 3° С. Плотность вод у дна находится в пределах 27,80—27,85, т. е. постоянна.

Таким образом, на дне океанов на всем их протяжении температура и соленость одинаковы; практически нигде в открытом океане климатические изменения не достигают дна.

Для характеристики вод весьма важным показателем является также распределение кислорода. Его количество сильно меняется в поверхностном слое: характерна зональность распределения кислорода — максимальные содержания в высоких широтах и минимальные в низких. В промежуточных водах содержание кислорода снижается, а в придонном слое — вновь возрастает, при этом очень четко видно поступление холодных и богатых кислородом антарктических вод и вод из Арктики, которые заполняют придонный слой.

В. Н. Степанов (1967) показал, что в Мировом океане может быть установлено как бы четырехэтажное строение, и в пределах каждого этажа (водной массы) идет своя горизонтальная и вертикальная циркуляция. Это — поверхностная, промежуточная, глубинная и придонная водные массы. Они отличаются специфическими свойствами, которые воды приобретают в районах формирования и сохраняют при перемещении за их пределы, вертикальные границы между ними устанавливаются на основе всех известных в настоящее время гидрологических данных (Добровольский, 1961; Радзиховская, 1965; Степанов, 1967). Глубинное положение этих масс на меридиональных разрезах показано на рис. 4.

Поверхностные водные массы имеют мощность всего 200—250 *м*. Именно здесь наиболее интенсивно идет обмен энергией и веществами с атмосферой, в поверхностном слое идет формирование и глубинных вод. В пределах этого слоя наиболее четко прослеживается климатическая зональность природных процессов. Устанавливаются следующие поверхностные водные массы: экваториальные (Э), совпадающие с выделенной нами экваториальной гумидной зоной, тропические с подразделениями на южнотропические (ЮТ), северотропические (СТ), отвечающие северной и южной аридным зонам, субарктические (СбАр) и субантарктические (СбАн), отвечающие умеренным и холодным частям северной и южной гумидной зон, и, наконец, антарктические (Ан) и арктические (Ар), соответствующие ледовым зонам.

На разрезах (см. рис. 4), в частности, хорошо видно, что аридным (СТ и ЮТ) зонам отвечает нисходящее движение, которое вызвано очень большим испарением и увеличением плотности вод, а также опусканием вод в центральных частях антициклонических круговоротов. Видно, что эти воды растекаются и в сторону экватора, и в направлении полюсов.

Для поверхностных вод Мирового океана может быть установлена общая схема циркуляции вод (Степанов, 1969), которая отлична от схем циркуляции Крюммеля (Krummel, 1907; рис. 5).

Основные круговороты поверхностных вод отличаются большой устойчивостью. Они постоянно существуют в одних и тех же местах, что связано со стационарностью (квазистационарностью) центров действия атмосферы, вызывающих эти круговороты. Океанские круговороты по своим размерам и положению в пространстве соответствуют барическим системам атмосферы, т. е. здесь очень четко видна тесная взаимосвязь атмосферы и гидросферы. Отсюда в тропических (аридных) и в полярных (ледовых) областях преобладают антициклонические системы циркуляции вод, в умеренных (гумидных) и экваториальных — циклонические. Для антициклонических систем характерно опускание вод в центральных их

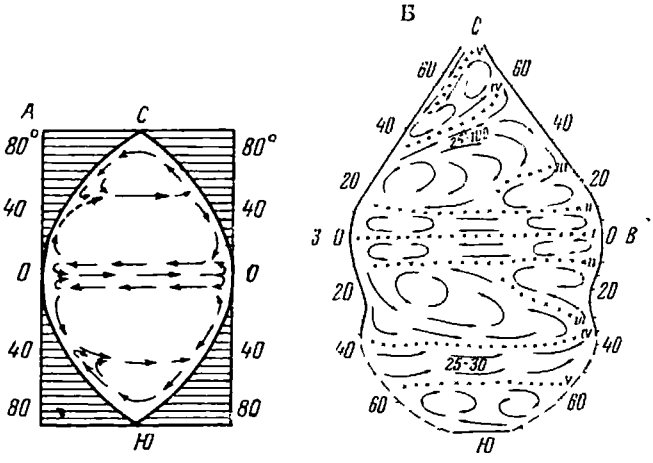


Рис. 5. Принципиальная схема циркуляции вод в поверхностном слое океанов

А — по Крюммелю (Krummel, 1907). *Б* — по Степанову (1969): форма гипотетического океана соответствует площади, занимаемой Мировым океаном по широтным поясам. Стрелками показаны основные направления переноса вод, крестиками главные гидрологические фронты: I — экваториальный, II — тропические, III — субтропические, IV — субполярные, V — полярные. Скорости основных течений (в *см/сек*) показаны цифрами около стрелок

частях. Этим, а также опусканием вод с высокой соленостью и вызывается появление здесь океанских пустынь, соответствующих пустыням суши. Как видно из рис. 5, системы циркуляций соприкасаются, тесно взаимодействуют одна с другой и воды, а также взвешенный и растворенный в них материал при этом могут частично переходить из одной циркуляции в другую.

Особенно большой устойчивостью и мощностью отличаются антициклонические круговороты аридных зон (табл. 3, 4). Они складываются из следующих основных течений: 1) экваториальных (пассатных) со скоростями 15—50 *см/сек*, а по мере приближения к экватору до 150—200 *см/сек;* 2) теплых сточных (Гольфстрим, Куросио) со скоростями 70—250 *см/сек;* 3) основных течений умеренных широт, к которым относятся соединительное (Западных Ветров) со скоростями 20—30 *см/сек*, являющееся самым мощным в Мировом океане, и североокеанские (Североатлантическое, Северотихоокеанское) со скоростями 25—75 *см/сек;* 4) холодных тропических компенсационных (Канарское, Бенгельское, Калифорнийское, Перуанское) со скоростями 25—100 *см/сек*.

Циклонические системы течений непосредственно связаны с антициклоническими, поскольку в умеренной области североокеанские и соединительное течения являются составными частями обеих систем.

Мощные циркуляционные системы на поверхности океана оказывают существенное влияние и на перемещение глубинных вод. Это обусловлено прежде всего возникновением в пределах антициклонических круговоротов областей опусканий — конвергенций, а в пределах циклонических — областей подъема вод, т. е. дивергенций (перенос поверхностных вод от центра к периферии, понижение уровня и гидростатического давления, что компенсируется подъемом глубинных вод). Такие же явления имеют место и за счет схождений или расхождений отдельных течений (Бурков, 1963, 1966; Иванов, Нейман, 1965). Наконец, есть еще и третья причина дивергенций, которая приводит к местным подъемам или опусканиям вод,— отклонение водного потока между побережьем и течением в результате отклонения водного потока силой вращения Земли: при относе от берега — дивергенция, при нагоне — конвергенция (Степанов, 1960б).

Гидрологическими методами особенно четко различаются конвергенции течений, которые именуются также гидрологическими фронтами. Области подъема вод устанавливаются главным образом по распределению биогенных элементов, а также по первичной продукции или биомассе фитопланктона и зоопланктона, понижению температуры вод.

В пределах верхнего слоя (океанской тропосферы) большое значение имеет также волновое воздействие. Оно ограничивается областями шельфа, где взмучивание осадков отмечается на глубинах до 90—100 *м* (Лисп-

Таблица 3

Характеристика важнейших поверхностных течений Мирового океана (по Корту, 1971)

Показатель	Западных Ветров	Гольфстрим **	Куросио ***	Перуанское	Бенгельское
Скорость, *см/сек*	20—30	до 250	70—170	100	25—30
Ширина, *км*	до 1000	100	170	300	500
Глубина проникновения, *м*	1000—1300	1000—1300	500—700	300—1000	1000—2000
Длина, *км*	Огибает Земной шар	>5000	>5000	4500	3500
Перенос вод, $\times 10^6$ *м³/сек* *	100	82 ****	50—65	15—20	15

* Средний водный сток всех рек Земли около $1{,}2 \times 10^6$ *м³/сек*.

** Глубинное противотечение Гольфстрима на глубинах более 2000 *м* направлено на юг, средняя скорость 7—21 *см/сек*.

*** Глубинное противотечение Куросио на глубинах более 1000 *м*, скорость около 10—30 *см/сек*, временами до 50 *см/сек*.

**** По данным «Encyclopedia of Oceanography», 1966, 100×10^6 *м³/сек*.

Таблица 4

Характеристика важнейших глубинных экваториальных противотечений (по Корту, 1971)

Показатель	Кромвелла, Тихий океан	Ломоносова, Атлантический океан	Индийский океан (северо-восточное муссонное)
Скорость в ядре, *см/сек*	100—150	115—120	50—60
Ширина, *км*	до 500	300—350	до 1000
Вертикальная мощность, *м*	200	200—250	—
Глубина, *м*	40 на востоке 100 на западе	25 на востоке 125 на западе	—

Примечание. Все эти противотечения пересекают океаны; перенос вод противотечением Ломоносова 37×10^6 *м³/сек*.

цын, 1966в). Таким образом, изобата 100 *м* может быть принята для Мирового океана как предельная глубина влияния волн на донные осадки. В морских водоемах с ограниченным разгоном волн эта глубина может быть меньше. В ледовых зонах, а также в местах, где на поверхности океана периодически появляются льды, волнения гасятся ледовым покровом и волновая экспозиция сокращается.

Новые данные, полученные при стереофотосъемке волн, показывают, что волны высотой до 10 *м* в океане — явление довольно распространенное, при этом в Южном океане они наблюдаются на протяжении 10—12 суток подряд. В районе о-вов Маккуори в Южном океане стереофотограмметрически зарегистрированы волны высотой в 25 *м*, чаще же до 18 *м* (Ржеплинский, 1964).

Наибольшая частота волнений и высота волн — в циклонических, гумидных зонах северного и южного полушарий. Ближе к полюсам волновое воздействие гасится льдом, в аридных зонах и экваториальной гумидной (зона экваториальных штилей) оно намного ниже, чем в умеренных гумидных.

Промежуточные водные массы занимают слой мощностью от 600—800 до 1200—1400 *м*. Таким образом, нижняя граница слоя зале-

гает на глубинах от 1000 до 2000 *м*. Наиболее опущена нижняя граница в местах антициклонических круговоротов (аридные зоны), где преобладает опускание вод, и, наоборот, поднимается в местах циклонических круговоротов. В этом слое скорости течений намного ниже, чем на поверхности, в среднем 2—8 *см/сек* (Степанов, 1969). Здесь выделяются субантарктические (ПСбАн) и субарктические (ПСбАр), а также промежуточные антарктические водные массы (ПАп). Полярные и субполярные воды формируются за счет опускания поверхностных вод в высоких широтах. Антарктические воды прослеживаются в океанах приблизительно до экватора. Направление результирующего переноса — от высоких широт к экватору.

Глубинные водные массы формируются главным образом в высоких широтах океана в результате смешения холодных поверхностных и промежуточных вод в циклонических круговоротах. Мощность этих вод находится в пределах 1200—2500 *м*, нижняя их граница проходит на

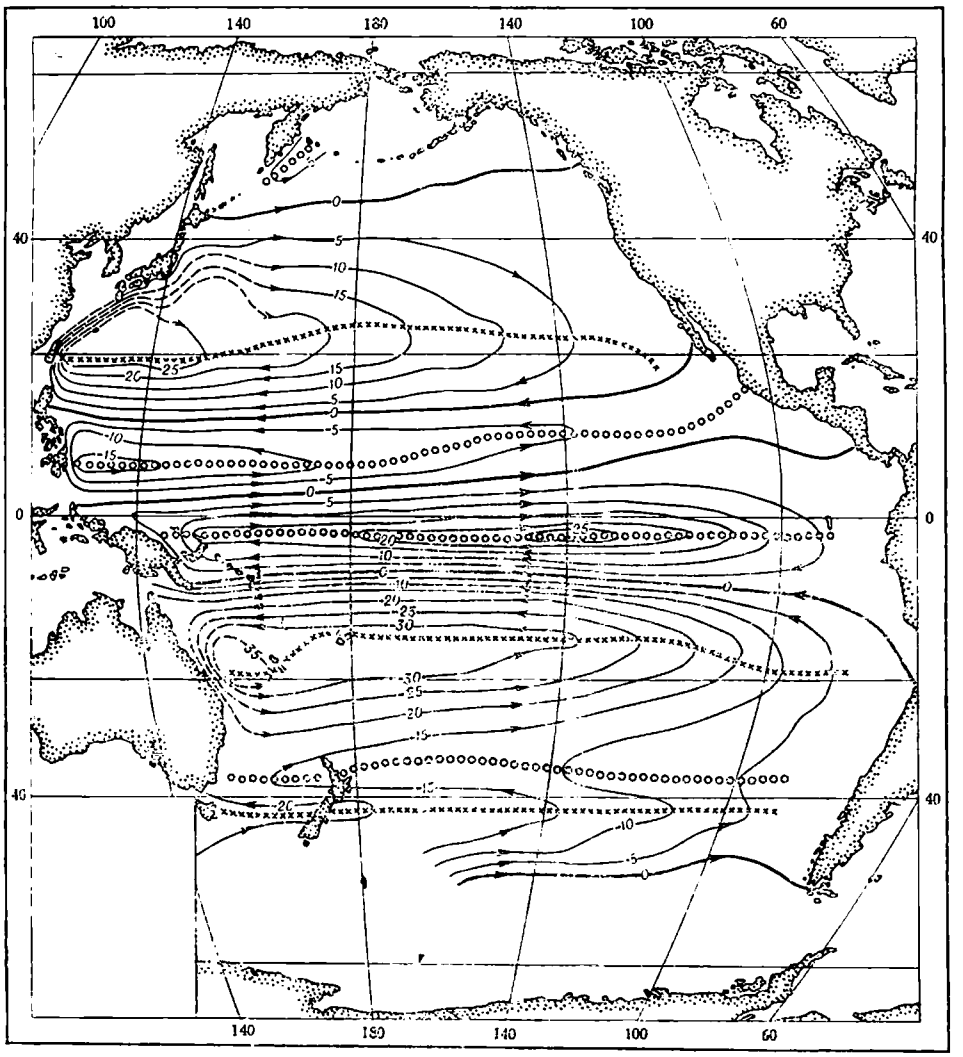


Рис. 6. Средний многолетний результирующий перепос водных масс в Тихом океане по модели Свердрупа (между соседними изолиниями переноса перемещается 5×10^6 *т/сек* воды)

Кружками показаны оси циклонических круговоротов, крестиками — антициклонических (Бурков, 1963)

глубине в среднем 4000 *м*. Скорости здесь еще ниже, чем в промежуточных водных массах, обычно они составляют 0,2—0,8 *см/сек*. Однако огромная мощность этого слоя обеспечивает значительный перенос взвешенных, растворенных и газообразных веществ, и именно этот слой играет основную роль в межширотном обмене. В северных частях океанов развита глубинная циркумполярная водная масса (ГЦП).

Придонные водные массы образуются за счет опускания вышележащих вод, они формируются в основном в высоких широтах. Их нижняя граница определяется дном океана. По данным расчетов их скорость ниже средней скорости глубинных вод и чаще всего равна 0,1—0,2 *см/сек*. Инструментальные наблюдения, а также анализ подводных фо-

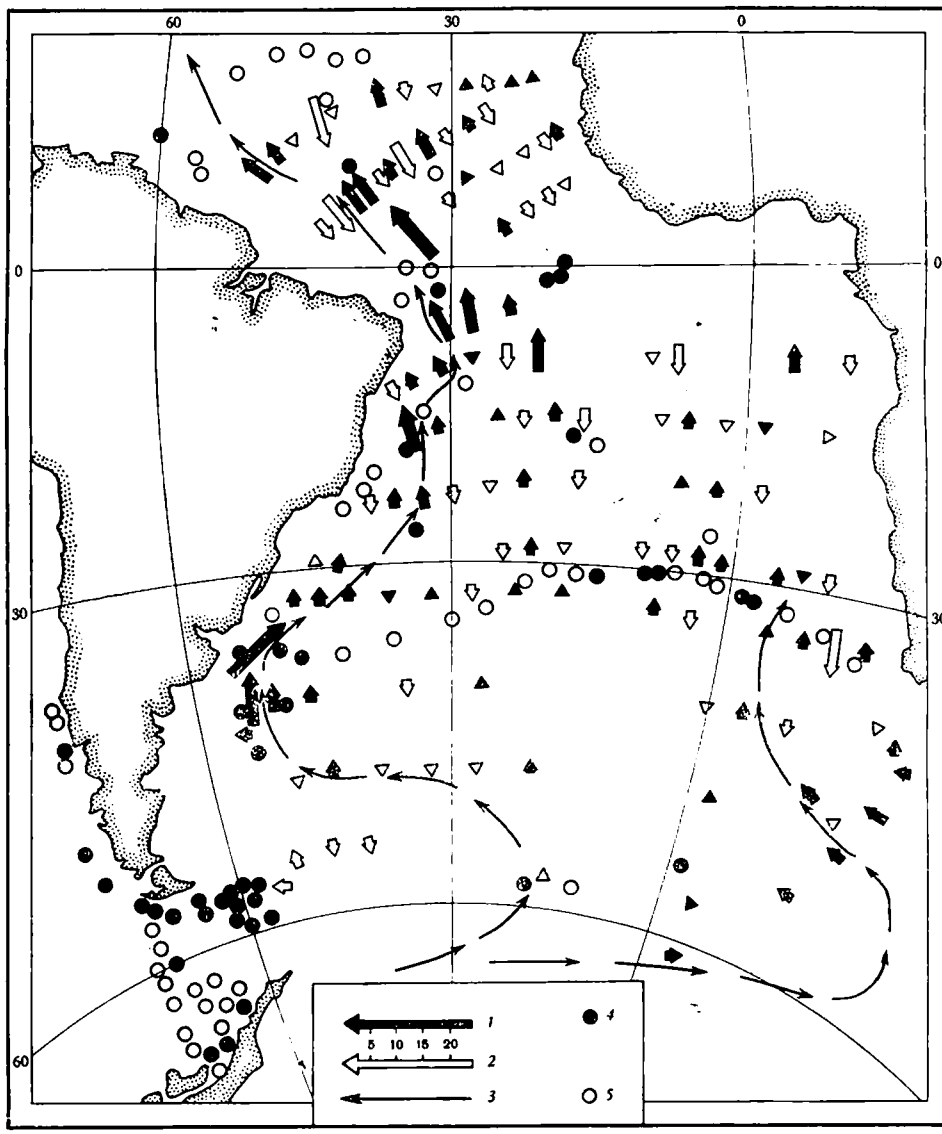


Рис. 7. Придонные течения Атлантического океана, определенные гидрологическими методами и анализом подводных фотографий (рифели, валы и другие признаки течений) (Encyclopedia of Oceanography, 1966)

1 — течения, направленные к северу, *см/сек*; *2* — течения, направленные к югу; *3* — направления течений на основе подсчетов гидрологическими методами (антарктические придонные воды); *4* — пункты фотографирования дна, без признаков течений; *5* — пункты фотографирования дна с четкими признаками течений

тографий показывают, что в ряде мест скорости придонных течений значительно выше.

Наибольшим распространением в Мировом океане пользуются придонные антарктические воды (ПрАн). В северных частях океанов выделяется особая категория северо-океанских вод. Антарктические воды в придонном слое прослежены: в Тихом океане до экватора, местами до 10—12° с. ш.; в Индийском — до материкового склона Аравийского моря и о. Ява на востоке, в Атлантическом — примерно до 40° с. ш. Структуры — сочетание различных водных масс по вертикали в разных районах Мирового океана — оказываются различными. На этом основании удается выделить несколько таких характерных сочетаний, которые тесно связаны с природной зональностью. Таким образом, не только свойства поверхностных вод, но и всей сложно устроенной толщи вод океана вплоть до его дна связаны с климатом.

Определяющую роль для всего процесса седиментации имеет то, что для поверхностных самых подвижных и тесно связанных с климатом вод наибольшее значение имеет не меридиональная составляющая переноса, а широтная. Для нижележащих слоев вод все более существенной становится меридиональная составляющая. Суммарный перенос вод во всей толще океана, однако, в основном идет в широтном направлении (рис. 6). Сложность циркуляционной системы в океанах очевидна также и из рис. 7, 8.

Из всего сказанного следует, что распространенное среди литологов убеждение в том, что распределение осадочного материала определяется направлением поверхностных течений, далеко от действительности. На современном уровне развития гидрологии для каждой частицы известного размера могут быть определены направления переноса. Составление карт для частиц различных размеров — дело ближайшего будущего.

Работы, выполненные в период МГГ, показали, что в океане на глубине 1000—3000 *м* и более воды находятся в непрерывном движении, и скорость течения на этих глубинах часто достигает 25—35 *см/сек*. Наблюдения на якорных буйковых станциях в северной части Тихого океана, проведенные с «Витязя», выявили на глубине 1000 *м* течения со скоростями в пределах 27—38 *см/сек* (по результатам определений на пяти станциях), а на глубине 2800 *м* — около 26 *см/сек*.

Исключительно интересные данные, имеющие важное значение и для морской геологии, были получены при измерении глубинных течений новым методическим приемом — поплавками нейтральной плавучести, находящимися на большой глубине и связанными с кораблем акустическим каналом. Наблюдения с поплавками Сваллоу, проведенные в Атлантическом океане, в районе Бермудских островов, показали существование течений со средней скоростью 12 *см/сек* на глубине 4000 *м*. Интересно отметить, что скорость течения на глубине 4000 *м* оказалась в два раза больше, чем на глубине 2000 *м*, а направление течения, по данным длительных наблюдений, более постоянным. Тесная связь Берингова моря с Тихим океаном через широкие и глубоководные проливы допускает существование сильных течений, аналогичных океанским, с вероятными скоростями 10—25 *см/сек* на глубинах 2000—3000 *м*.

Насколько мы можем судить, глубинные течения, так же как и поверхностные, могут быть постоянными, периодическими и временными. Важную роль наряду с постоянными играют также и приливо-отливные течения. В прибрежных зонах шельфа, а также в бухтах и проливах приливо-отливные течения зависят от ряда местных условий и часто не связаны с направлением постоянных течений.

Стабильность направлений, точнее хода изменчивости векторов приливо-отливных течений на протяжении года, вместе с высокой скоростью их, заставляет считать этот фактор одним из важнейших при изучении динамических условий осадкообразования. В шельфовых областях, в верхней части материкового склона и вершинах подводных хребтов, а также в

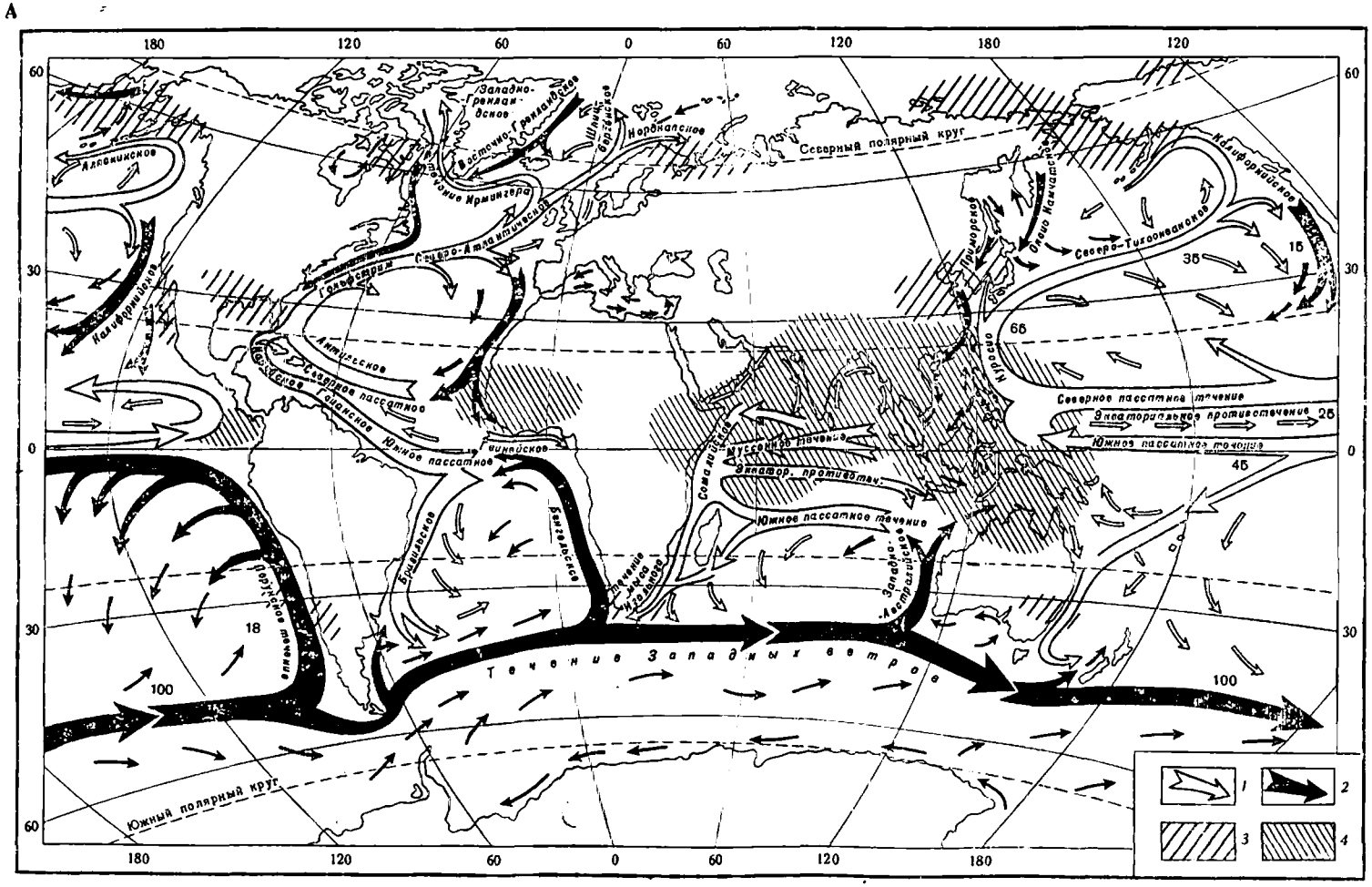
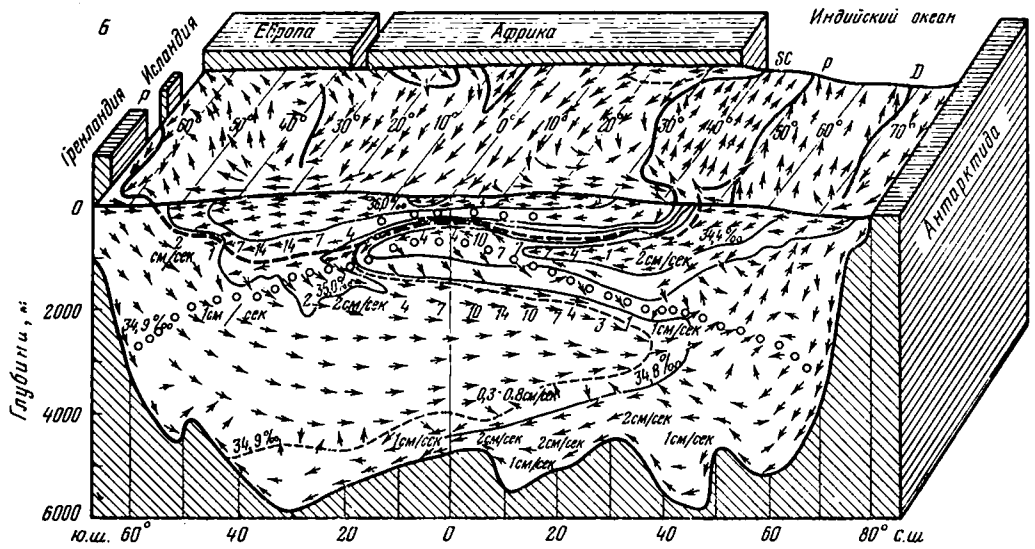


Рис. 8. Динамика вод океанов

А — поверхностные течения (зима северного полушария): *1* — теплые, *2* — холодные; *3* — области развития шестропических муссонов; *4* — области развития тропических муссонов.



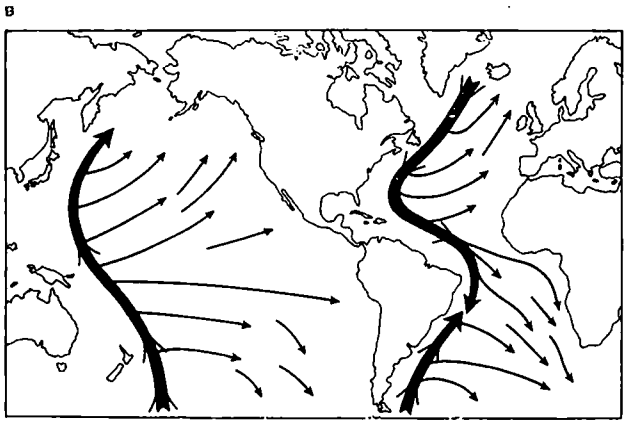


Рис. 8 (окончание)

Б — глубинная циклуляция вод в Атлантическом океане на меридиональном разрезе (Wüst, 1949): *P* — полярный фронт (антарктическая конвергенция); *D* — подъем вод (антарктическая дивергенция); *SC* — субтропическая конвергенция (экваториальная дивергенция на этой схеме не показана).

В — схема циркуляции придонных вод Мирового океана (основная часть придонных и холодных вод перемещается из Антарктики и Арктики в западных частях океанов). Детали циркуляции почти неизвестны и стрелками показаны ее предполагаемые направления (Стюарт, 1971)

проливах и части бухт приливо-отливные течения являются, наряду с волновым воздействием, основным динамическим фактором; постоянные течения обычно играют несравненно меньшую роль. Повышение скорости приливо-отливных течений при переходе от глубоководных областей моря к шельфу обусловлено резким уменьшением живого сечения потока, а также существованием «экранного» эффекта — отражения вод от материкового склона, что приводит к подъему вод вверх по склону. На бровке шельфа сила воздействия приливо-отливных течений достигает максимума. Такого же рода явления наблюдаются и в других местах, где живое сечение потока изменяется: над подводными поднятиями, над неровностями шельфа, в узких проливах и устьевых частях бухт.

В открытом океане, в отличие от ветровых волн, скорости приливных волновых движений почти не меняются с глубиной. Это делает приливные течения одним из главных динамических факторов глубоководного осадкообразования. Большинство наблюдений за придонными течениями на буйковых станциях показывает закономерный суточный ход скоростей и направлений течений, что можно связать с приливо-отливными явлениями.

Другим важным для открытого океана фактором динамического воздействия являются гигантские волны — цунами, порождаемые подводными землетрясениями. Наиболее часты они в Тихом океане. Длина таких волн достигает 100—300 *км*, а скорость распространения 500—700 *км/час*. Особенно сильно их воздействие на дно в пределах шельфа, где вследствие торможения высота волны резко возрастает.

Как показывают наблюдения Службы предупреждения цунами в Тихом океане, волны пересекают весь океан от южной оконечности Америки до Алеутских островов. Динамическое воздействие цунами на дно весьма значительно, хотя встречаются они обычно редко (один раз в несколько лет, более мелкие — несколько раз в год). Тем не менее в пределах геологического времени это воздействие может быть очень заметным.

После цунами 4—5 ноября 1952 г. глубинные воды Курило-Камчатского глубоководного желоба содержали аномально высокие количества взвешенного материала, что можно объяснить подводными оползнями и взмучиванием осадков (Лисицын, 1955). Очень крупные подводные оползни в свою очередь могут порождать явления цунами. По современным представлениям, наиболее очевидным источником цунами являются землетрясения, связанные со сбросами и сдвигами на дне океанов, в особенности в глубоководных желобах.

Катастрофическими были цунами 1896 г., когда на побережье Японии обрушилось подряд семь волн высотой до 30 *м*, сходный характер в тех же районах имели цунами 1933 и 1946 гг. Цунами, возникшее при извержении Кракатау в 1883 г., имело высоту волн до 36 *м*.

Таким образом, в отличие от верхних этажей океанской структуры, в придонных слоях главными динамическими факторами являются уже не постоянные течения и не воздействие ветровых волн, а приливные течения и волны цунами. Весьма вероятно также воздействие на дно и долгопериодных изменений уровня, в ряде мест к ним добавляются еще и внутренние волны (в особенности близ подводных поднятий). Под поверхностными течениями, как уже указывалось, обычно находятся противотечения, а также нередко и элементы третьей (по вертикали) системы течений.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ. ЛИТОЛОГИЯ И БИОГЕОЦЕНОЛОГИЯ

Одним из крупнейших достижений географической науки является разработка учения о зональности. Смысл его состоит в том, что все географические компоненты и ландшафты закономерно изменяются при дви-

жения от экватора к полюсам. Причина этого — в круглой форме Земли и в неравномерности распределения тепла на ее поверхности. Эта космическая причина не единственная. На распределение тепла влияет также его перенос морскими и воздушными течениями, альбедо поверхности и др.

Неравномерность распределения тепла приводит к неравномерности распределения влаги, к движениям атмосферы и гидросферы. Это как бы служит исходным звеном для целого ряда последующих связей и вызывает неравномерность распределения растительности, процессов почвообразования, смыва взвешенного и растворенного материала, кор выветривания и других явлений, существенных для понимания осадочного процесса.

Природные зоны, обусловленные многочисленными факторами, прямо или косвенно связанными между собой, обычно не имеют вида ровных полос, простирающихся параллельно экватору. Как указывает С. В. Калесник (1970), «зоны не образуют непрерывных полос, и простирание их вдоль параллелей скорее частный случай, чем общий закон» (стр. 91). В океанах природные зоны протягиваются почти по параллелям. Явление зональности основных показателей среды было известно в примитивном виде еще с глубокой древности, однако в применении к растительности его сформулировал А. Гумбольдт (1866), а в качестве универсального мирового закона В. В. Докучаев (1948). Было показано, что на суше исходная неравномерность распределения тепла обусловливает зональное распределение температуры воздуха, воды, почвы, атмосферных осадков, испарения и облачности, барического рельефа, системы ветров в тропосфере и стратосфере, воздушных масс, климатов, водного стока и гидрографической сети, смыва твердого и растворенного осадочного материала, процессов подготовки осадочного материала (таких, как выветривание, почвообразование и др.), областей современного оледенения суши, растительности и животного мира, скульптурных форм рельефа, а также географических ландшафтов, объединяемых в ландшафтные зоны.

Существует разное понимание климатической зональности в разных разделах наук о Земле, однако в настоящее время зональность процессов на суше ни у кого не вызывает сомнений. Очень четко была показана зональность седиментогенеза на континентальном блоке земной коры Н. М. Страховым в ряде его фундаментальных работ (1960—1962, 1963). Плодотворность идеи зональности природных процессов была осознана почти во всех отраслях наук геолого-географического цикла. В настоящее время стало возможным построить теоретическую модель ландшафтных зон на суше на примере «идеального материка» (рис. 9). По площади он равен приблизительно половине земного шара, его поверхность соответствует невысокой равнине, а ширина — общему распределению воды и суши.

Для Земли выделяют следующие тепловые пояса: холодные, где средняя температура самого теплого месяца ниже +10°С, включая сюда и области вечного мороза со средней температурой самого теплого месяца ниже 0°С (обычно выше 60° с. ш.); умеренные,— лежащие между годовой изотермой +20°С и холодными поясами, теплые (жаркие) — между средними годовыми изотермами +20°С.

Сочетание тепла и влаги позволяет выделить климатические и географические пояса Земли (см. рис. 9), которые почти совпадают. Именно эти факторы в основном обусловливают все сложное разнообразие природных ландшафтов. Обращает на себя внимание, что географические пояса, показанные по Физико-географическому атласу мира (ФГАМ, карта 75, 1964), выделяются Е. Н. Лукашовой и Г. М. Игнатьевым одинаково как для суши, так и для океанов. Еще несколько лет назад такого рода карта вызвала бы резкие возражения. Главной причиной отрицания наличия ландшафтных зон в океане является постоянство фактора влаги. Как указывает в своей интересной книге С. В. Калесник (1970), «принципи-

альная основа отрицания океанических ландшафтных зон (постоянство в океане фактора влаги) также не убедительна; ландшафтную зону можно характеризовать и как результат сочетания двух переменных параметров — тепла и влаги (суша) и как результат сочетания одного переменного с одним постоянным (океан). Но последнее даже не нужно, так как в характеристике океанической ландшафтной зоны параметр влажности уже издавна заменяется параметром солености воды» (стр. 154).

Первые попытки географического районирования океанов были сделаны К. Валло (1948), они многократно предпринимались морскими биогеографами, планктонологами, специалистами по бентосу, нектону, альгологами, гидрологами и морскими метеорологами. Критерии для выделения географических зон были разные, чаще всего не основные (сочетание тепла и влаги), а косвенные. Следует отметить, что идеи зональности проник-

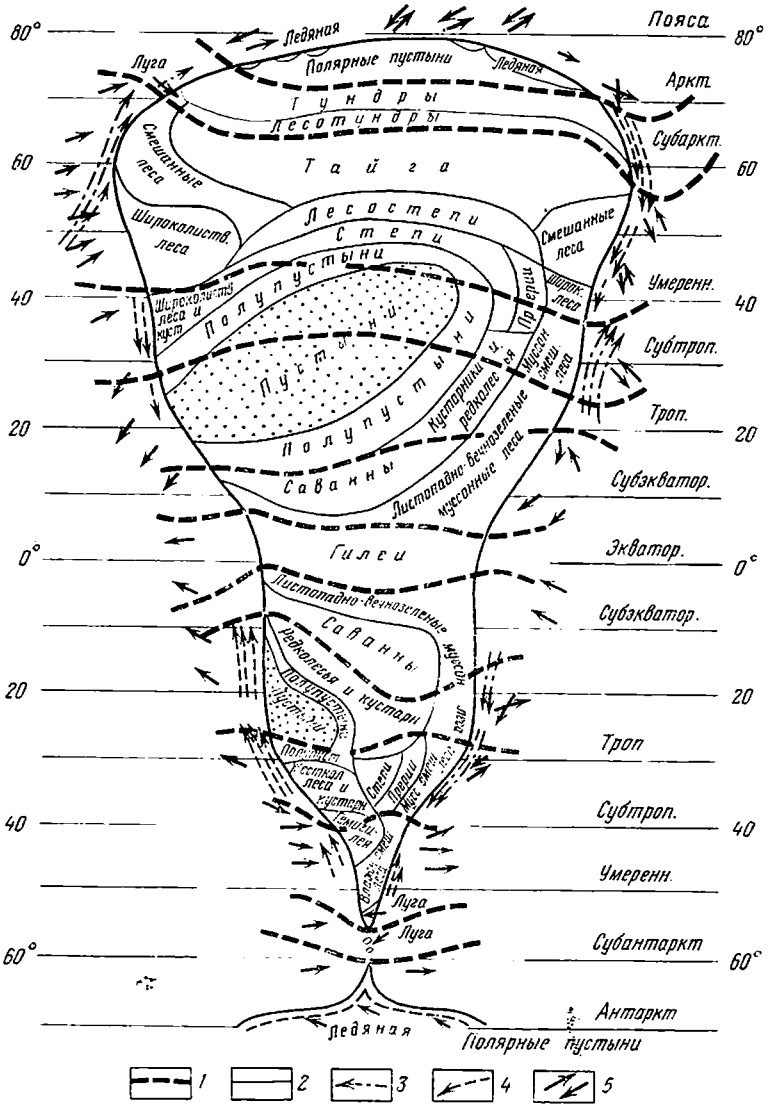


Рис. 9. Схема поясов и ланфшадтных зон сушн на примере гипотетического материка (А. М. Рябчиков. Введение к кн.: «Физическая география». См. Н. В. Александровская и др., 1963)

1 — границы поясов на суше и в океане; *2* — границы ландшафтных зон; *3* — теплые течения; *4* — холодные течения; *5* — господствующие ветры

ли в науки океанологического комплекса значительно позднее, чем их приняли специалисты, изучавшие сушу. Долгое время считалось, что твердая почва и растительный покров на ней являются обязательными элементами ландшафта и их отсутствие в океанах, казалось бы, снимало вопрос о природной зональности основной части Земли.

Данные, полученные за последние 20 лет, не только обогатили науку новыми фактами, но и позволили произвести систематизацию, сделать обобщения и выводы. Этот процесс выявления общих закономерностей в океанологии еще не завершен, однако уже сейчас можно со всей уверенностью сказать, что все основные параметры среды в океане зональны. Это распределение тепла и влаги, испарение, соленость и температура океанской воды; положение слоя скачка солености и галоклина; водные массы; направления и скорости течений; положение и интенсивность зон опусканий и подъема глубинных вод к поверхности в конвергенциях и дивергенциях; первичная продукция фитопланктона (диатомовые) и связанные с ней пищевыми цепями продукция зоопланктона (фораминиферы, радиолярии и другие осадкообразующие организмы), а также бентоса; области распространения льдов и айсбергов; области пассатных ветров, переносящих эоловый материал; процессы преобразования первичного рельефа на дне и, наконец, процессы океанского осадкообразования. Сразу же отметим, что осадкообразование зависит от сочетания множества факторов, из которых при изучении континентального блока Н. М. Страховым (1960—1962) было убедительно показано ведущее значение климатического фактора (сочетание тепла и влаги). На суше были выделены четыре типа литогенеза — ледовый (области распространения современных ледников на суше), гумидный, аридный и вулканогенно-осадочный.

Как указывает Н. М. Страхов (1963), в океанских водоемах существуют только два типа литогенеза — гумидный и эффузивно-осадочный. Такое заключение противоречит общей идее о связи седиментации с природными зонами. На суше такая связь прослеживается, в океане она почему-то исчезает, хотя природные зоны здесь выделяются столь же четко, как и на суше. В частности, С. В. Калесник (1970) приводит обстоятельное описание условий в природных зонах Мирового океана. Для их выделения были приняты следующие исходные положения: «*1* — деление на крупные географические пояса остается без изменений, так как (при сохранении тех же изотерм-критериев) обособление поясов по температуре воздуха или по температуре воды дает практически почти одинаковые результаты; *2* — океанические воды выделяются по свойствам водных масс (температура, соленость, плотность, следовательно, и динамика), от которых зависит также и облик их органического мира; *3* — птицы, живущие дарами моря, причисляются к морской фауне; *4* — острова включаются в океанические зоны, подобно тому, как озера — в ландшафтные суши; *5* — границы океанических зон в буквальном смысле зыбкие, а потому приблизительные» (стр. 154).

Им выделяются с севера на юг зоны: северных ледовитых морей, северная умеренная, северных пассатных течений, коралловых морей (от 8° до 6° ю. ш.), южных пассатных течений, морских прерий, средняя зона южного океана, южных ледовитых морей.

Д. В. Богданов (1961) показал следующее соответствие зон суши и океана:

Зона суши	Зона океана
Арктических пустынь	Полярная
Тундра	Субполярная
Лес, лесостепь, степь	Умеренная
Средиземноморская	Субтропическая
Тропических пустынь и саванн	Тропическая
Гилейных лесов	Экваториальная

Наиболее существенно в этих классификациях то, что зоны океанов под разными названиями являются продолжением зон суши на океанские пространства. Вполне естественно, что реакция океана на неравномерность распределения тепла и влаги иная, чем суши, но вызывается она одними и теми же причинами. Вот почему еще в 1966 г. мною предложено проводить выделение климатических зон океана по тем же принципам, по которым они выделяются литологами на суше, т. е. по сочетанию тепла и влаги. На первый взгляд может показаться странным использование показателя влаги, так как влаги в океанах всегда достаточно, а дно океана от поверхности отделено многокилометровой толщей воды. Однако такой подход неверен. Баланс влаги в поверхностных слоях океана (испарение, выпадение атмосферных осадков) определяет распределение солености. В свою очередь в сочетании с температурой соленость определяет плотность и динамику вод (геострофические течения). На динамику вод воздействуют также и ветры, возникающие как следствие барической неоднородности т. е. в конечном счете неравномерного распределения тепла и влаги. Динамикой вод определяется возникновение зон дивергенции. От плотности (определяемой температурой и соленостью) зависит положение скачка плотности, регулирующего поступление питательных элементов в слой фотосинтеза вне зон дивергенции.

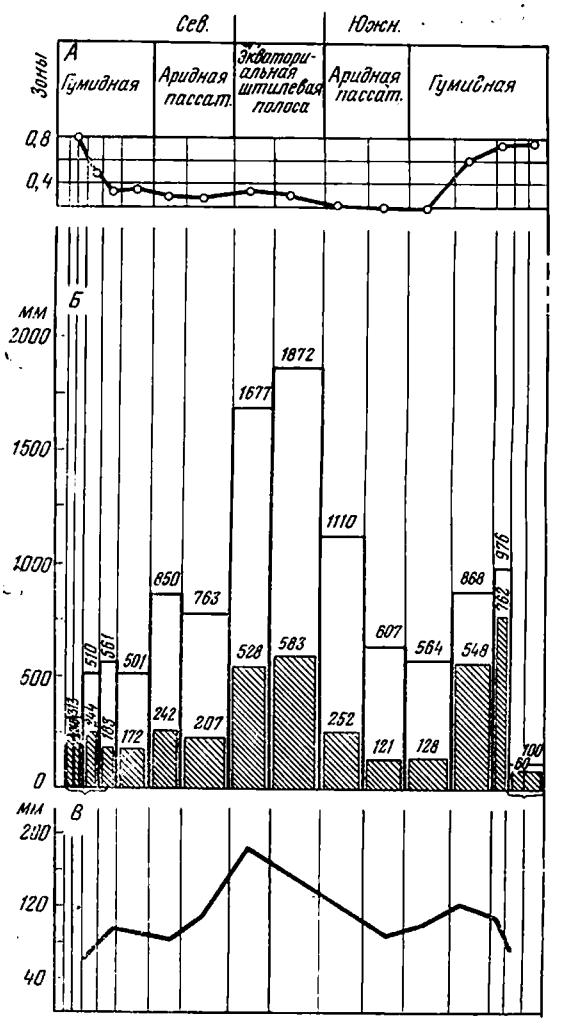


Рис. 10. Распределение основных показателей природной среды по обобщенном меридиональном разрезе от Северного до Южного полюса

С у ш а: *А* — коэффициент стока. *Б* — распределение атмосферных осадков и стока (заштриховано) по широтным зонам суши (Физико-географический атлас мира, 1964). С у ш а и о к е а н ы: *В* — распределение атмосферных осадков по широтным зонам. О к е а н ы: *Г* — соотношение атмосферных осадков (утолщенная линия) и испарения (тонкая линия) по пятиградусным широтным зонам. Заштрихованы области резкого превышения испарения над осадками (аридные зоны). *Д* — соленость, плотность, температура воды и воздуха (данные Шокальского, 1917; Калесника, 1947). *Е* — изменение содержания биогенных элементов, планктона и рыб для Тихого океана. Биомасса планктона (заштриховано) в сопоставлении с распределением фосфатов, внизу — первичная продукция фитопланктона (кривая) в сопоставлении с биомассой рыб (по Богорову, 1959, с изменениями автора)

Таким образом, в конечном счете первичная продукция и количество биогенного материала в океане — через сложную систему промежуточных звеньев — определяются сочетанием температуры и влаги.

Особенностью динамики водных масс является их расчленение на несколько уровней, где движение идет в разных направлениях с разными скоростями. Положение суммарной составляющей этой сложной системы показывает, что широтный перенос приблизительно в 10 раз сильнее меридионального, структуры вод близки к географическим зонам.

Существование этого переноса и обеспечивает то, что терригенный материал, попадающий в океан с суши, и биогенный, возникающий в океане, распространяются в основной своей массе в тех же климатических зонах океана, в которых они возникли. В тех же климатических зонах

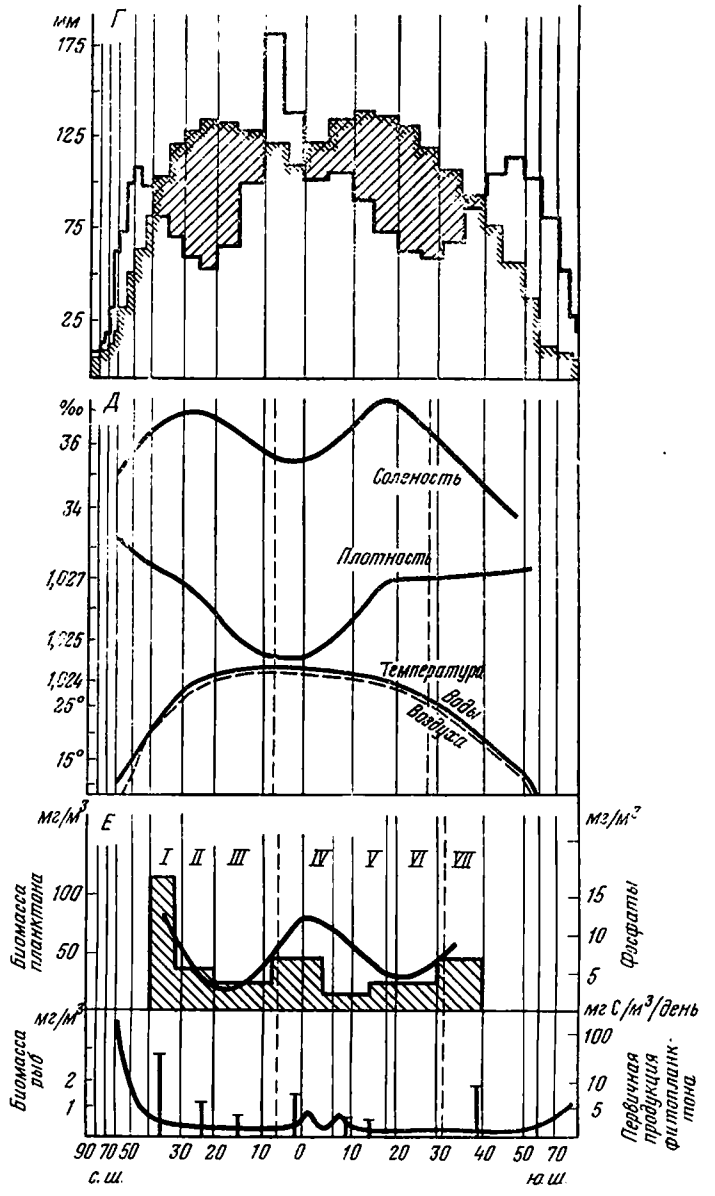


Рис. 10. (окончание)

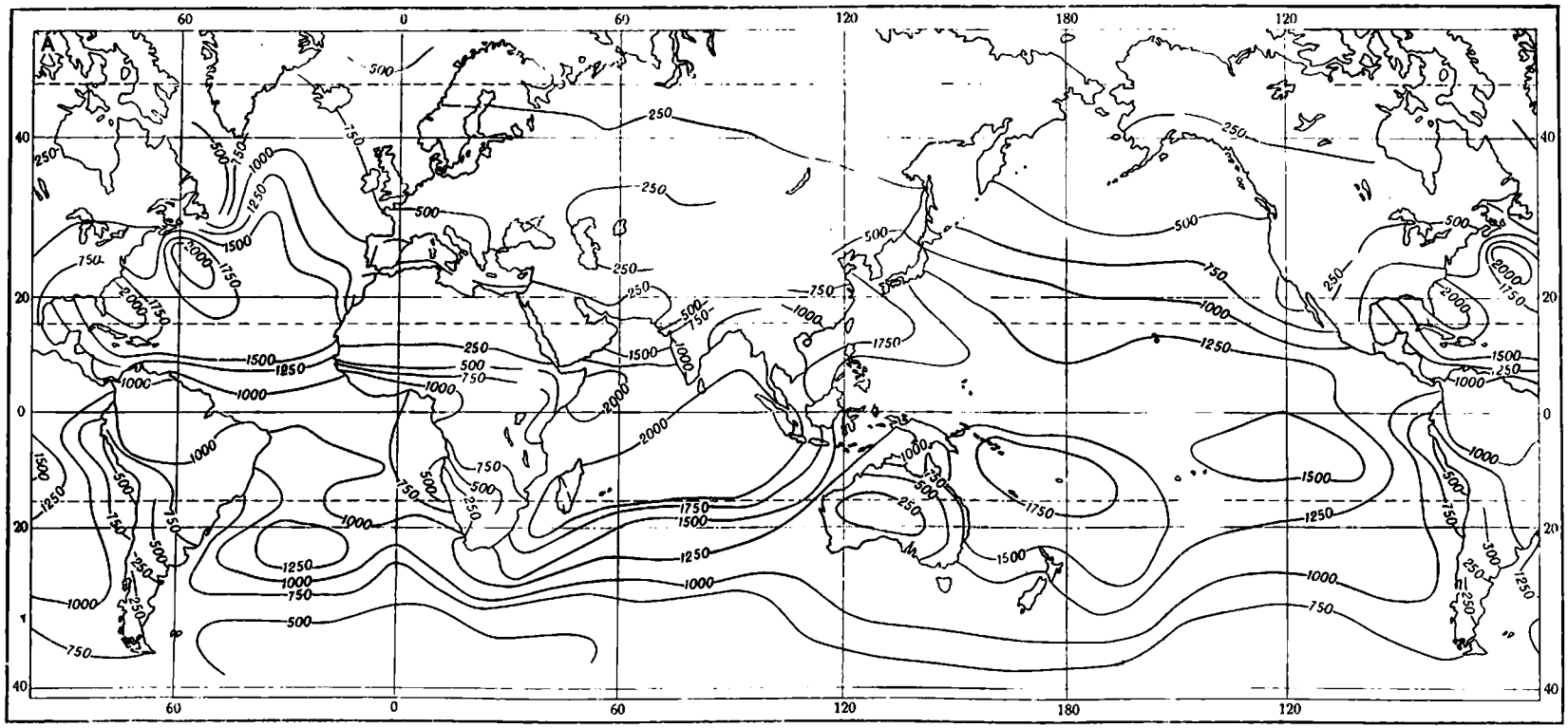


Рис. 11. Схематические карты климатических условий на поверхности Земли

А — среднее годовое испарение в *мм* (по данным Морского атласа, 1953).

Б — разность осадков и испарения (в *мм*) для поверхности Земли; области с превышением осадков над испарением — г у м и д н ы е з о н ы: *1* — от 0 до 500; *2* — от 500 до 1000; *3* — более 1000; с превышением испарения над осадками — а р и д н ы е зоны: *4* — от 0 до 500; *5* — от 500 до 1000; *6* — более 1000. Зубчатая линия — границы льдов.

В — к л и м а т и ч е с к и е з о н ы Земли: *1* — полярная; *2* — умеренная и субполярная; *3* — тропическая и субтропическая; *4* — экваториальная и субэкваториальная (Физико-географический атлас мира, 1964, упрощено)

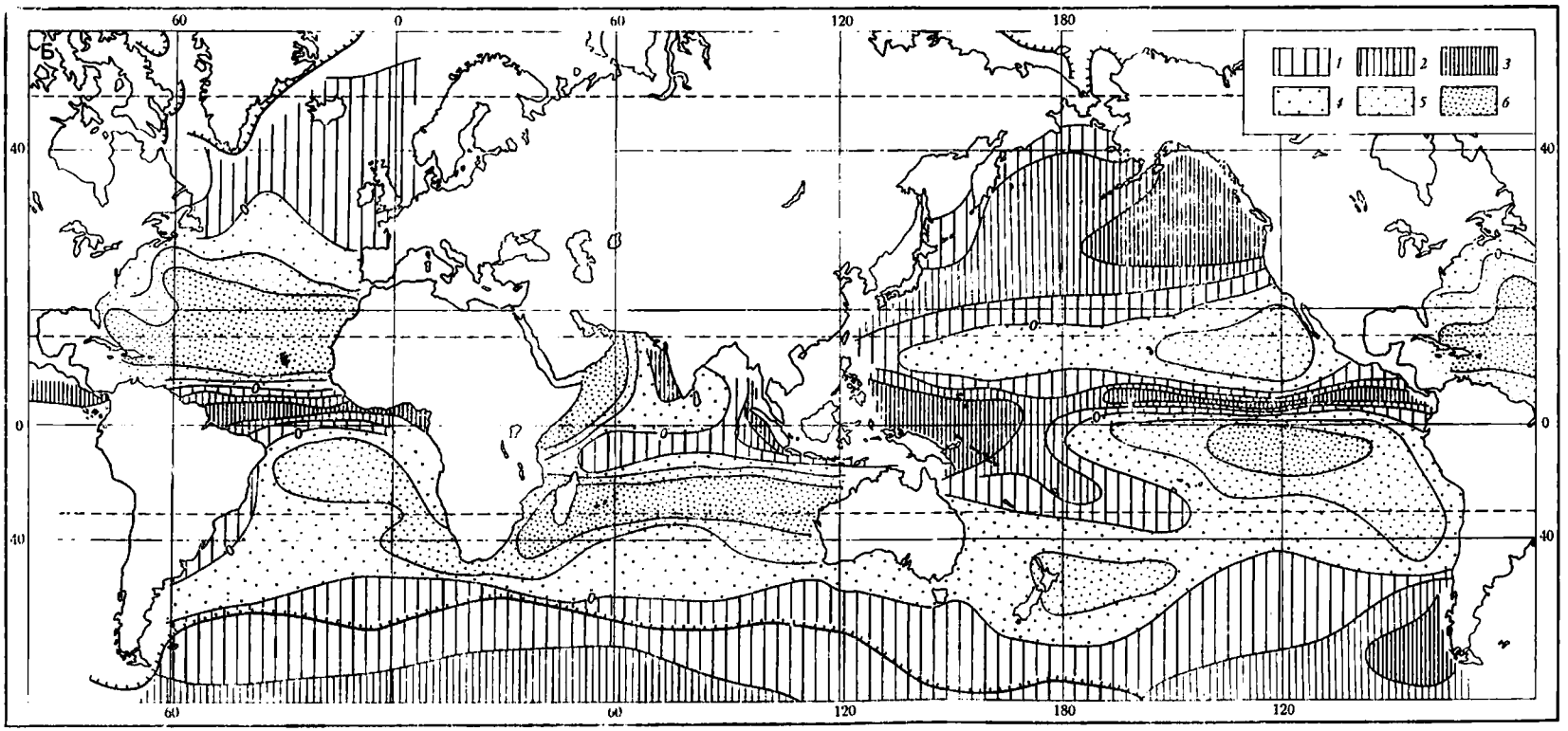


Рис. 11 (продолжение)

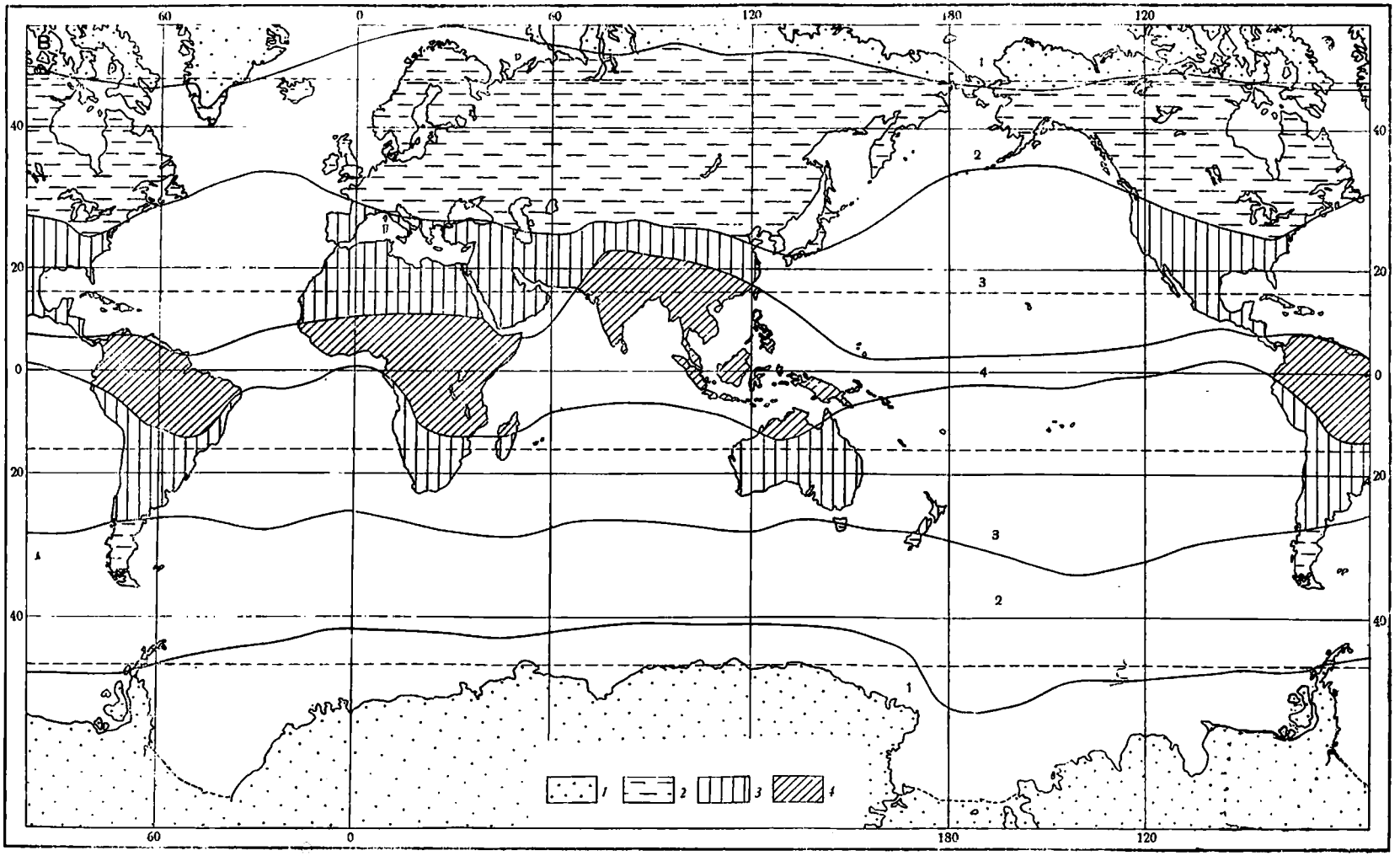


Рис. 11 (окончание)

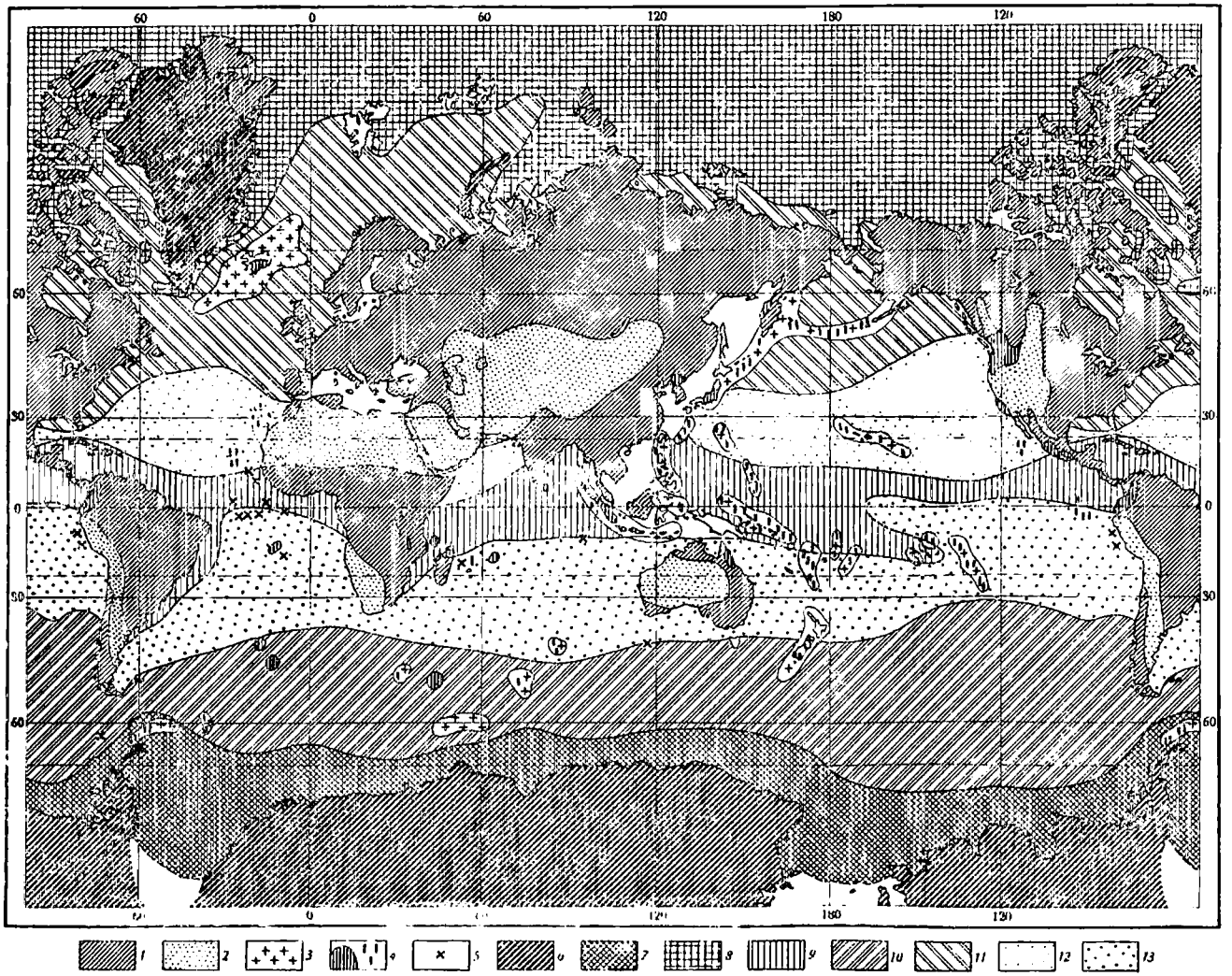


Рис. 12. Схема литогенеза на суше, в морях и океанах

Типы литогенеза на суше и некоторых морях (Страхов, 1963): *1* — гумидный, *2* — аридный, *3* — аффузивно-осадочный (на суше и в океане); *4* — вулканы и вулканические области; *5* — единичные извержения; *6* — области современного оледенения суши (ледовый литогенез). Зоны литогенеза в океанах и морях (по автору). *7* — ледовая (южная айсберговая), *8* — ледовая северного полушария, *9* — гумидная экваториальная, *10* — гумидная южного полушария, *11* — гумидная северного полушария, *12* — аридная северного полушария, *13* — аридная южного полушария

распространяются эоловый материал, захваченный из пустынь, ледовый перенесенный айсбергами или морскими льдами, диатомовые и радиоляриевые илы в поясах кремненакопления.

Далее будут показаны очень сложные и разнообразные, правда косвенные, пути взаимодействия климата и осадочного материала во взвеси и в донных осадках. Это взаимодействие проявляется как в количественном распределении осадочного вещества, так и в его составе.

Итак, из общих теоретических представлений вытекает, что зоны литогенеза, выделенные на суше, должны продолжаться в океан, что здесь могут быть встречены зональные черты распределения донных осадков, отвечающие общей природной зональности.

Развитие Н. М. Страховым (1960—1962) учения о типах литогенеза на континентальном блоке позволило вскрыть многие закономерности, которые до этого не отмечались, что имело революционное значение для всей науки об осадочных породах. Выделение зон литогенеза на суше производится по соотношению тепла и влаги.

Ландшафтные зоны океанов часто более дробные, чем выделяются при изучении осадков, их трудно проследить с такой степенью детальности. Поэтому, чтобы легче уловить главное, мне представляется более целесообразным выделять климатические зоны океанов на основании учета термических поясов (распределение температуры) и разницы между выпадающими осадками и испарением (учет влажности). Следует указать, что использование в качестве индикатора годовой суммы осадков без испарения также возможно, однако показатель «осадки минус испарение» связан и с температурным фактором. Этот признак используется гидрологами для выделения поверхностных водных масс. Он тесно связан с соотношением температуры и солености, которое в свою очередь определяет плотность и динамику вод. Это главное звено. На рис. 10—12 показано распределение основных показателей природной среды, климатические зоны, находящие отражение в донных осадках. Климатические зоны использованы для выделения зон седиментогенеза на суше, опираясь на них, можно увязать зоны суши и океана. Нужно сказать, что использование других, вторичных, признаков приводит к сходным результатам, поскольку природная зональность океанов, как и природная зональность суши, находит выражение в целом комплексе факторов.

Выделенные мною зоны седиментогенеза в океане тесно связаны с зонами седиментогенеза на континентальных блоках, установленными Н. М. Страховым. Они являются как бы их продолжением по широте. Донные осадки — зеркало океанских ландшафтов. Вполне естественно, что так же, как и между ландшафтами суши и океана, несмотря на их совпадение в широтном плане, существует разница, так существует она и между океанским седиментогенезом и седиментогенезом на континентальном блоке.

Природные (климатические) зоны автором выделяются следующие.

Южная ледовая зона. Главным агентом подготовки и переноса осадочного материала являются ледники Антарктиды. Основной тип осадочного материала моренный, другие типы отсутствуют, или встречаются в резко подчиненных количествах. Фотосинтез подавлен ледовым покровом и недостатком солнечной радиации (полярная ночь или сумерки). Волновое воздействие на берега отсутствует из-за гасящего воздействия ледового покрова. Карбонатонакопление исключено, кроме отдельных небольших пятен; кремненакопление незначительно; встречаются небольшие пятна спикулевых осадков или мелководных диатомовых. Господствуют обломочные осадки; из глинистых минералов наиболее обычны гидрослюды; преобладает перенос осадочного материала с запада на восток системой Восточных Ветров.

Южная умеренная зона. Роль терригенного материала здесь ослаблена, поскольку материки в широкой полосе южной части океана

вообще не встречаются, наблюдается смешение ледового материала и материала аридной зоны. Преобладают гидрослюды и хлорит.

Огромное значение имеет биогенная кремневая седиментация. Здесь располагается южный кремневый пояс — главная область современного кремненакопления Земли. Он ограничен с юга областью дивергенции, с севера — антарктической конвергенцией. Подъем вод усиливается циклонами. Воды богаты питательными элементами, царствуют диатомовые водоросли южного океанского комплекса. Характерна высокая первичная продукция: близ зоны конвергенции наблюдаются резкое повышение продукции фораминифер, возникновение широкой полосы смешанных фораминиферово-диатомовых осадков. Волны достигают огромных размеров. Разрушение берегов островов и континентов абразией происходит здесь с максимально возможной на Земле силой. Очень разнообразное терригенное и биогенное осадкообразование. Особый характер на осадкообразование накладывает соседство южной ледовой зоны: здесь обычен рассеянный грубо-обломочный материал среди тонких диатомовых илов. Около субантарктических островов — массовое развитие крупных водорослей, которые, отрываясь от мест обитания, переносят в ризоидах разный каменный материал. К северу от зоны конвергенции содержание питательных солей очень быстро падает до следов, резко снижается первичная продукция. Главный перенос в южной умеренной зоне — с запада на восток системой Западных Ветров.

Южная аридная зона. Сильное испарение с поверхности океана приводит к возникновению устойчивого галоклина, поступление питательных солей в слой фотосинтеза не происходит. Первичная продукция очень низкая (меньше 100 *мг/м²/день*). Главная роль в фотосинтезе переходит от диатомей к перидиниям, которые не сохраняются в осадках. Поступление терригенного материала с прилегающей суши ничтожно. Основную роль играет перенос его ветром, в особенности из пустынь Австралии, Южной Америки, Южной Африки. Площадь пустынь в южном полушарии намного меньше, чем в северном, поэтому модуль эоловой аккумуляции здесь очень незначителен. Воздействие ветровых волн и зыби на берега резко ослаблено, преобладает слабая зыбь. Появляются коралловые постройки, в том числе крупнейший из существующих Большой Барьерный риф (Австралия); в лагунах и заливах — химико-биологическое осадкообразование (арагонит), в прибрежных зонах — карбонатные осадки, оолиты, карбонатные литификаты. Среди пелагических осадков господствуют карбонатные, а на глубинах более критических развиты красные глубоководные глины. На глубинах до 2000 *м* — господство арагонита, глубже — кальцита. Именно в этой зоне обнаружены самые низкие скорости седиментации, известные на нашей планете (менее 1 *мм* в 1000 лет.) В отличие от двух предыдущих эта зона разбита материками на отдельные части, наиболее резко выражены условия аридной седиментации в южной части Тихого океана. В южную часть этой зоны изредка проникают айсберги из южной ледовой зоны. Перенос антициклонический.

Экваториальная гумидная зона. Основная часть (больше 50%) всего взвешенного материала с суши сгружается реками в экваториальную зону или близ ее границ. Поставка терригенного материала достигает максимума и сочетается с высокой продукцией биогенного осадочного материала (фораминиферы, кокколитофориды, радиолярии, диатомеи экваториального типа). Скорости седиментации повышаются по сравнению с соседними аридными зонами в 3—10 раз. Быстрое развитие процессов химического выветривания в экваториальной зоне суши приводит к поставке в океан почти исключительно пелитового материала. Даже на шельфе в этой зоне — царство пелитового материала с преобладанием каолинита и монтмориллонита.

Возникновение пелитовых отложений на шельфе становится возможным благодаря слабому воздействию океана на берега, поскольку в этой

зоне преобладает штилевая погода или очень слабая зыбь. Незначительный размах динамического воздействия океана обусловливает минимальные темпы абразии. Экваториальная дивергенция обеспечивает приток биогенных элементов и высокую для открытых частей океана первичную продукцию. Характерно накопление разнообразных терригенных и биогенных осадков: отложения мангровых зарослей и болот, пелитовые отложения на шельфе, коралловые рифы, в пелагических частях — фораминиферо-кокколитовые, радиоляриево-диатомовые осадки (экваториальный пояс кремненакопления), глубоководные глины переходного типа, в ряде мест возникают восстановительные условия, возможно перемещение ряда элементов при диагенезе. Перенос широтный, с востока на запад.

Северная аридная зона. Условия здесь близки к южной, однако темпы поступления эолового материала, особенно в Атлантическом океане, намного выше. Эоловый материал пересекает океан вплоть до Центральной Америки и определяет терригенную часть донных осадков. Широко распространено химико-биологическое осадконакопление (Багамская отмель, Флорида). Биогенная седиментация замедленная, но карбонатные, в основном биогенные отложения, господствуют в связи с ничтожным поступлением терригенного материала; кремнистые, как и в южной зоне, не встречаются. На глубинах больше критических развиты красные глубоководные глины. Перенос антициклонический.

Северная умеренная зона. Для нее характерно поступление большого количества речных вод, а местами также и льдов, однако содержание взвеси в них намного ниже, чем в экваториальной зоне. Северный пояс кремненакопления выражен не повсеместно: ярче всего в Тихом океане, в Атлантическом в виде пятен, обогащенных кремнеземом диатомовых водорослей. Скорости седиментации в этой зоне повышены. Для осадочного материала, поступающего с суши, характерна значительная роль алеврита, резкое возрастание содержания обломочного материала, преобладание гидрослюд и хлорита. Перенос с запада на восток.

Северная ледовая зона. В отличие от южной, здесь почти нет континентального оледенения, оно сменяется морским. Только Гренландия, Новая Земля, Северная Земля и о-ва Канадского архипелага дают ледниковый материал (айсберги). Основное значение имеют морские льды, а у берегов Сибири также и речные льды. Значительная часть осадочного материала подготавливается в умеренной зоне. Поэтому седиментация в северной ледовой зоне сочетает черты, присущие ледовым зонам, и черты, обычные для умеренных. Материал умеренной зоны захватывается льдами и переносится через весь океан от берегов Сибири через Северный полюс к Гренландии. Наблюдается возникновение седиментационных поднятий в местах массового таяния льдов. Биогенная седиментация подавлена, как и в южной ледовой зоне, ледовым покровом и слабой солнечной радиацией. У берегов Гренландии условия сходны с южной ледовой зоной, но дальность распространения айсбергов невелика из-за меньшего запаса холода в них. Перенос антициклонический, по часовой стрелке.

Далее будут приведены конкретные факты, касающиеся количественного распространения осадочного материала в разных зонах, а также вещественного состава его терригенной и биогенной частей. Пока же важно иметь общее представление о принципах выделения зон.

Естественно, что по мере углубления исследований океанских осадков можно будет устанавливать все новые и новые связи с зональностью. Например, широкое использование методов определения палеотемператур дает возможность уже сейчас детально разделить осадки в соответствии с термической зональностью поверхностных вод.

Впервые идея о связи осадкообразования в океанах с климатической, а также с вертикальной и циркумконтинентальной зональностями была в общем виде высказана П. Л. Безруковым (1959, 1962а), а на конкретном

примере Индийского океана реализована А. П. Лисицыным (1961 г). Зональность распределения кремнистого и карбонатного биогенного материала была рассмотрена в ряде работ (Лисицын, 1966а, б, в; 1969а, б; 1970 а, б; Лисицын и др., 1966). В географии открытие закона зональности привело к сдвигам в содержании и границах приложения географической науки, к синтезу и обобщению знаний. В литологии закон зональности открывает такие же, если не большие перспективы.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ (ПОЯСНОСТЬ) ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

На суше вертикальная поясность проявляется в закономерной смене высотных зон, или поясов, что имеет в своей основе изменения температуры и влажности. По вертикали может идти закономерная смена поясов от обычного для данной широтной зоны до пояса вечных льдов. Более широкий интервал глубин в океане (от 0 до 11 *км*) против интервала от 0 до 9 *км* на суше обеспечивает в принципе значительный размах вертикальной поясности.

Из рассмотрения климатической зональности образования, перемещения и отложения осадочного материала ясно видно, что главная его часть связана с поверхностью суши (терригенный материал) или с поверхностью океана (до 100—200 *м*), где сосредоточен планктон и бентос. Эти слои отделены от донных осадков толщей вод мощностью в среднем в 5 *км*. Мы уже знаем, что отложение осадочного материала здесь идет с преобладающим его переносом в широтном направлении. Поэтому в процессе отложения происходит не простое проектирование на дно, а вытягивание в виде широтных полос.

Вместе с тем при осаждении происходят и значительные изменения вещественного состава осадочного материала, о которых до самого последнего времени литологам почти ничего не было известно. Лишь с постановкой широких исследований взвеси, собранной с разных глубин океана, понимание осадконакопления перешло на новый этап. Установлено, что при осаждении осадочного материала происходят его сложная трансформация и растворение. Эти процессы по-разному идут для терригенного и биогенного материала. Терригенный материал является наиболее стойким, и его изменения связаны с сорбционными процессами, а также с биофильтрацией. Для биогенного материала характерен быстрый распад протоплазмы в пределах верхних 100—200 *м*, с возвратом основных ее составляющих в круговорот слоя фотосинтеза. Более стойкие к растворению панцири, а также часть органического вещества достигают слоя скачка. Здесь возникает важный природный барьер плотности.

Планктонные организмы имеют объемный вес, близкий к объемному весу воды. Поэтому все организмы, которые не изменили своего объемного веса, сохранили протоплазму и задерживаются в этом слое. Здесь идет распад протоплазмы, растворение части панцирей, возникает слой минимума кислорода. Слой скачка, таким образом, не только отсекает запасы глубинных солей от зоны фотосинтеза, он помогает сохранить в пределах зоны фотосинтеза то небольшое количество минеральных солей, которое здесь имеется. Его присутствие обеспечивает существование многократного круговорота вещества. Слой скачка можно уподобить «тяжелой жидкости», в которой происходит деление всего осадочного материала, поступающего с поверхности.

Процессы растворения кремневого и карбонатного детрита продолжаются и ниже слоя скачка, вплоть до верхнего слоя осадков. Целые панцири, устойчивые к растворению, достигают поверхности дна, причем для фораминифер и радиолярий характерна хорошая сохранность. На поверхности дна происходит еще один этап селекции осадочного материала —

растворение карбонатных частиц и остатков на глубинах больше критических, что приводит к накоплению красных глубоководных глин.

Другое проявление вертикальной зональности — связь вещественного и гранулометрического состава осадков с рельефом дна. Вершины подводных гор и хребтов, как и снежные вершины на суше, оказываются увенчанными фораминиферовыми осадками, здесь идет погрубение материала в соответствии с динамическими условиями.

Как увидим далее, проявления вертикальной поясности многообразны, что выявляется при детальном изучении количественного распределения и особенно при анализе качественного состава взвеси и осадков. Также разнообразны изменения по вертикальным природным поясам суши.

ЦИРКУМКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Последний вид зональности, имеющий широкое распространение в океанах и выявляющийся при изучении взвеси и осадков,— циркумконтинентальная зональность. Мы уже видели, что главным источником осадочного материала в океанах служат континенты. Естественно, что по мере приближения к континентам количество осадочного материала, поступающего на единицу поверхности дна, резко возрастает, особенно в гумидных зонах, где осадочного материала поставляется очень много. Влияние биогенных факторов, господствующих в пелагических частях океанов, уступает терригенному сносу. Особенно ярко это видно при изучении количественного распределения взвеси на разрезах по нормали к суше, на схемах распределения мощности осадочного слоя, картах типов донных осадков, схемах абсолютных масс и др. В аридных зонах, где осадочного материала мало, циркумконтинентальная зональность выражена значительно слабее.

Сочетанием трех видов природной зональности — климатической, вертикальной и циркумконтинентальной, как было впервые показано П. Л. Безруковым (1959, 1962а),— и определяется тип осадка, особенности его гранулометрического и вещественного состава.

Далее мы увидим, что все три типа зональности океанского осадконакопления сложно сочетаются в пространстве и времени.

Новым, более высоким этапом в развитии учения о природной зональности суши и океана явилось учение о биогеоценозах (БГЦ), сформулированное В. Н. Сукачевым (1964). Биогеоценоз — это совокупность на известном протяжении земной поверхности однородных природных явлений (атмосферы, горной породы, растительности, животного мира, мира микроорганизмов, почвы и геологических условий), имеющая свою особую специфику взаимодействий этих слагающих ее компонентов и определенный тип обмена веществом и энергией их между собой и другими явлениями природы и представляющая собой внутренне противоречивое диалектическое единство, находящееся в постоянном движении и развитии. Таким образом, биогеоценозы рассматриваются как многокомпонентная, многомерная биокосная открытая система. Природные БГЦ являются самоорганизующимися и информационными (отвечают перестройками на изменения среды). Особенность этого подхода — в количественном учете взаимодействия различных факторов живой и неживой материи, что дает возможность прогноза всей цепи последующих сложных и часто неожиданных изменений, которые происходят при изменении одного или нескольких явлений (факторов).

Рассмотрение донного осадка как части сложной природной системы, все компоненты которой количественно связаны друг с другом и имеют множество косвенных зависимостей, определит, по-видимому, основное направление развития учения о морских и океанских осадках на десятки лет вперед, так же, как оно определило направление биологических дисциплин. Ясно, что рассмотрение одного какого-либо компонента без учета

других, например химических элементов без связи с осадками (что обычно среди морских геохимиков), уходит в прошлое.

Для широкого понимания осадочного процесса необходимо изучение взаимодействия явлений и факторов в их количественном и качественном выражении, в пространстве и времени, которое приводит к образованию того или иного типа взвеси, донного осадка, осадочной породы. Примат — за количественными методами, необходимыми при анализе всякой системы. Методы исследования — это изучение явлений и факторов природной среды в их взаимодействии, в количественном выражении, лабораторный эксперимент, моделирование. При развитии этих исследований системы могут быть найдены ее узловые точки, знание которых, вероятно, избавит от целого ряда промежуточных работ.

Применительно к донным осадкам и породам такого рода исследование должно показать, в каких условиях, какими факторами и при каких именно количественных их сочетаниях образуется та или иная порода, обладающая определенным комплексом свойств, что произойдет с осадками при количественном изменении одного или нескольких условий. Интуитивно в таком направлении исследования проводятся многими литологами, однако установление широких количественных взаимосвязей природной системы взвесь — осадок — порода обычно опускается.

Настоящая работа и представляет собой попытку понимания осадочного процесса на количественном уровне во взаимосвязи разнообразных факторов живой и неживой среды.

РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В СОВРЕМЕННОМ ОСАДКООБРАЗОВАНИИ. ЛИТОЛОГИЯ И ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

К числу эндогенных факторов относят тектонические движения, приводящие к формированию наиболее крупных форм земной поверхности, а также медленные вертикальные движения суши и дна, землетрясения, вулканизм.

Источником энергии этих процессов является гравитационная сила, распад радиоактивных элементов, а также, по мнению ряда ученых, общие процессы сжатия (а местами и растяжения) Земли, процессы, связанные с взаимодействием Земли и других планет.

Осадкообразование идет в водоемах, само происхождение которых определено тектоническими силами. На протяжении истории Земли размеры и положение основных водоемов претерпели значительные изменения. В пределах отдельных водоемов строение их дна, в особенности дна коренного ложа, в основном определяется тектоническими силами. Именно ими в большой мере определяется ширина шельфа и его наклон, строение материкового склона, такие крупные формы ложа океана, как подводные хребты, глубоководные впадины, океанские валы, а также отдельно стоящие горы и подводные вулканы.

Существенную роль для седиментации играет строение не только конечных водоемов стока, но также и водосборных бассейнов. Наличие здесь горного рельефа приводит к явлениям вертикальной поясности, к слабому выражению климатической зональности.

Сейсмические явления в океанах приводят не только к резким изменениям глубин в отдельных частях дна (например, во время землетрясения 1923 г. в Японии, в бухте Сагами, более чем на 200 *м*), их энергия переносится на огромные расстояния волнами цунами и вызывает значительные преобразования в осадочных толщах на дне и в прибрежных частях океанов.

За последние 10—15 лет изучения дна океанов появилось столь много новых фактов, имеющих принципиальное значение, что для сведения их

в единую систему потребовался пересмотр основных положений теоретической геологии. Этот разрыв между новыми данными, полученными геологами, геофизиками и геохимиками по составу и развитию земной коры в океане, и классическими гипотезами существует и сейчас. Новые факты, полученные на большей части земной поверхности, ранее совершенно неизвестной геологам, привели к отходу многих исследователей от распространенной контракционной гипотезы, а также гипотезы, основанной на признании ведущей роли вертикальных движений и связи тектоники с магматизмом. Появился новый раздел тектоники, который называют тектоникой плит или глобальной тектоникой. Его корни уходят к гипотезе Вегенера, появившейся в 20-х годах, затем долгое время подвергавшейся суровой критике. Основой этой новой гипотезы были представления о подвижности (мобилизме, дрейфе) крупных блоков земной коры, включающей материки и океаны. В настоящее время мобилистские теории получают все больше подтверждений из самых разных областей наук о Земле, они существуют в значительном количестве вариантов. Полученные новые факты имеют прямое отношение к осадкообразованию в океанах и потому требуют их краткого рассмотрения.

Установлено коренное отличие в строении земной коры под континентами и под океанами. Для океанской коры характерны отсутствие «гранитного» слоя и меньшая мощность. Существуют, по-видимому, отличия и в составе пород верхней мантии. Здесь распространен специфический вулканизм океанского типа. Очень своеобразным оказалось также магнитное поле. Параллельно срединным хребтам во всех океанах протягиваются линейные, повторяющие все изгибы хребтов, магнитные аномалии.

По геофизическим данным в верхней мантии существует слой пониженных скоростей распространения звука (волновод, астеносфера, слой Гутенберга), (Магницкий, 1968). В этом слое резко снижена вязкость, вещество находится в близком к расплавленному стекловатом состоянии, а возможно, и плавится, давая начало магматическим очагам. Жесткие глыбы литосферы как бы плавают в вязкой астеносфере, они могут перемещаться и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях, при изменяющейся нагрузке, подчиняясь законам изостазии. Таким образом, астеносфера по своим свойствам соответствует «слою» в ранних построениях Вегенера. Астеносфера существует и под материками, и под океанами.

При геолого-геофизических исследованиях в океанах была открыта глобальная система срединных хребтов (рис. 13). По своим свойствам они коренным образом отличаются от складчато-глыбовых или вулканических хребтов. Для них характерны высокая сейсмичность, наличие в гребневой части рифтовой зоны (грабена), резкое повышение теплового потока по мере приближения к оси хребта (рис. 14), отсутствие современных осадков в гребневой части и наличие «карманов», заполненных своеобразными осадками, широкое развитие выходов основных и ультраосновных пород, а также подводный и надводный вулканизм, выходы гидротерм и гидротермальные изменения коренных пород. Первоначально срединные хребты считали областями сжатия, но затем стало накапливаться все больше морфологических и геофизических данных в пользу гипотезы расширения (Хизен, 1966). В настоящее время срединные хребты объединяют в глобальную систему общей протяженностью около 60 000 *км*. Они частью непрерывны, частью эшелонированы, разбиты многочисленными разломами. Дальнейшие исследования показали, что это особое, ранее неизвестное геологам образование, хотя рифтовые зоны на суше были достаточно изучены. Оказалось, что в областях срединных хребтов шло и идет сейчас образование земной коры, это — область генерации земной коры и расширения. Первоначально считалось, что срединные хребты и сопряженные с ними рифты типичны только для океанов и тесно связаны с океанской корой. Далее, однако, было выяснено, что они в ряде мест

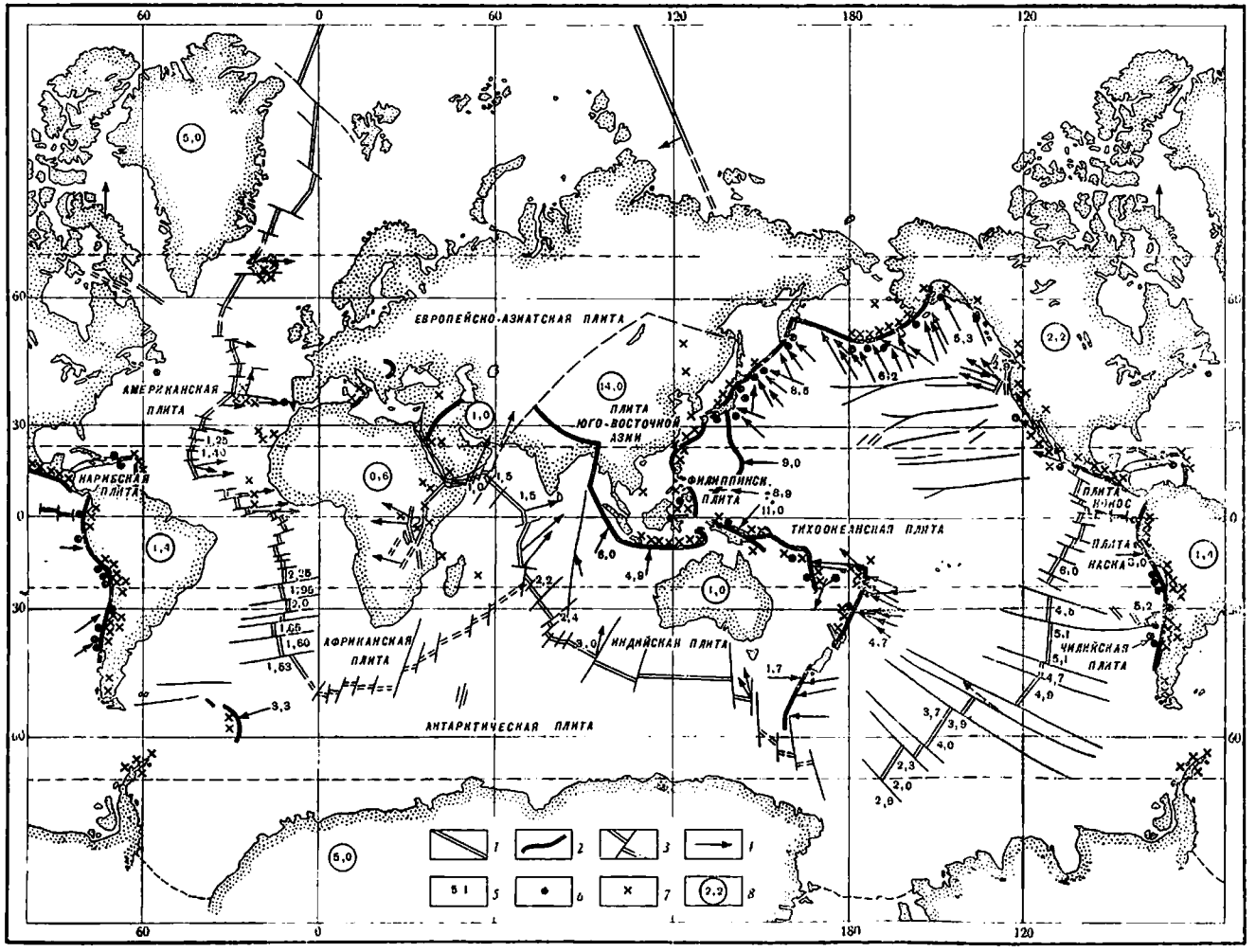


Рис. 13. Строение Земли с позиций глобальной тектоники. Составлено автором по данным Исаакса и др. (Isaacks and oth., 1968), Булларда (Bullard, 1969), Дейви и Берд (Dewey, Bird, 1970) и др.

Показаны основные плиты земной коры, разделенные срединными хребтами, разломами, области складчатости с глубоководными впадинами.

1 — области нарастания плит (срединные океанические хребты); *2* — области поглощения плит (глубоководные впадины, третичная и мезозойская складчатости); *3* — трансформные разломы; *4* — основные направления расширения дна океанов (близ хребтов) и сжатия (в краевых частях плит); *5* — скорость расширения — сжатия, *см/год*; *6* — центры цунами, распространявшихся более чем на 1000 *км*; *7* — исторически активные вулканы; *8* — средняя скорость денудации континентов, *мм*//1000 лет

выходят на сушу и здесь прослеживаются на многие тысячи километров, а затем нередко снова уходят в океан (Восточно-Тихоокеанское поднятие — разлом Сан-Андреас — подводный хребет Хуан-де-Фука).

Многие приверженцы глобальной тектоники (Dewey, Bird, 1970) считают, что образование рифтовой зоны может идти и в области материковой коры с дальнейшим превращением ее пририфтовой части по мере расширения в океанскую (рис. 15—17).

Эмбриональными стадиями будущего океана считают современное Красное море, а также озеро Байкал и сопряженные с ним рифты, находящиеся в центральной части континента, а возможно, также и рифты Африки.

Существует много доказательств расширения дна океанов в области срединных хребтов. Среди них — определения возраста океанских островов, расположенных на равных удалениях от хребтов, данные сейсмофизики, магнитометрии, вулканологии, наконец, изучение кернов, полученных при глубоководном бурении.

Возраст вулканических островов закономерно меняется по мере удаления от срединных хребтов (схема I). Например, в Атлантическом океане возраст островов, расположенных близко к оси хребта, очень молод (Ян-Майен — 10 млн. лет, Исландия — 10, Азорские — 20, Св. Елены — 20, Буве — 1 млн. лет) (Wilson, 1963). Все эти определения сделаны

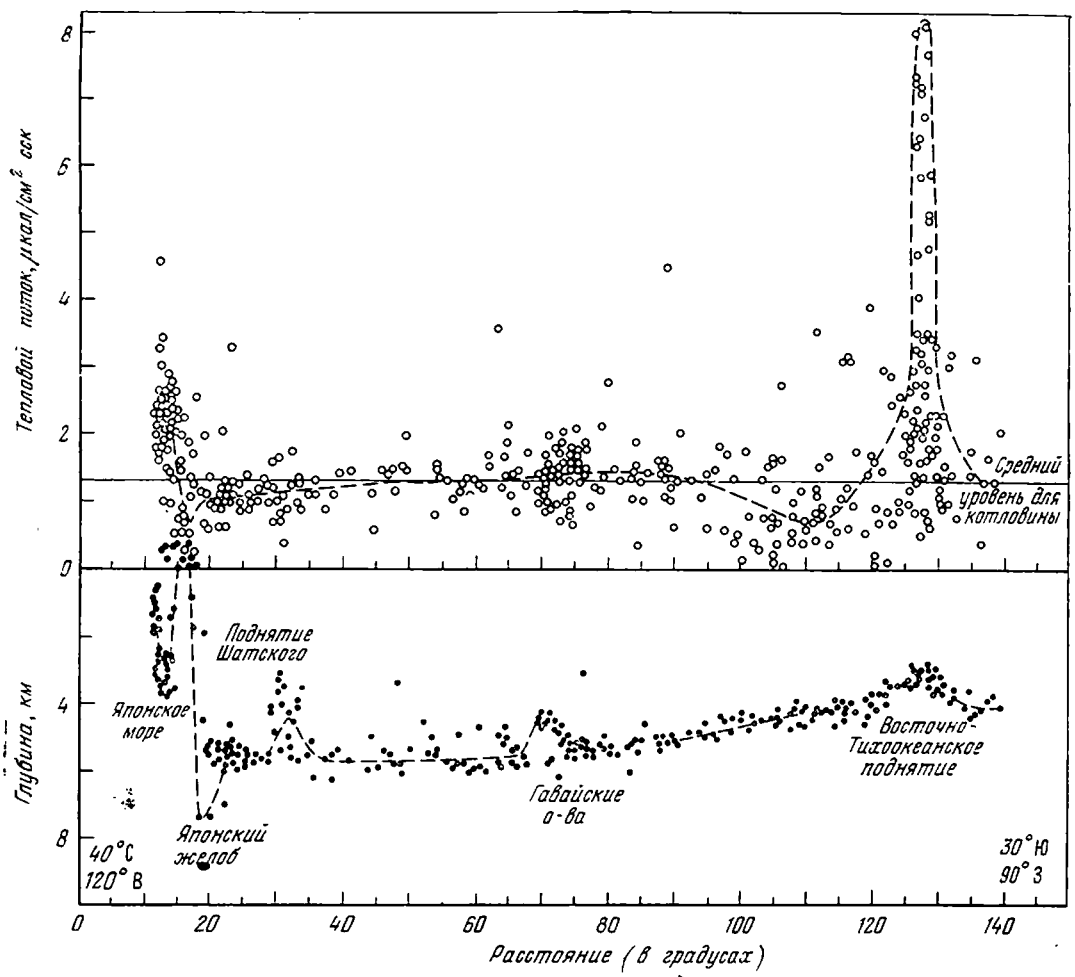


Рис. 14. Тепловой поток на дне Тихого океана на разрезе от Японского моря до Восточно-Тихоокеанского поднятия (вверху) и профиль дна (внизу)

методом ядерной геохронологии, нередко они подтверждаются также данными палеомагнетизма. Острова, удаленные от гребня хребта, имеют обычно намного больший возраст, который хорошо увязывается с возрастом линейных магнитных аномалий: Фарерские — 50 млн. лет, Бермудские — 36, Багамские — 120, о. Мадейра — 90 (?), Канарские — 32, о. Фернандо-По, Сан-Томе и другие острова этой группы — 120, о. Фернанду-ди-Норонья — 120, Фолклендские — более 1000 млн. лет. Сходные цифры получены также и для островов Индийского и Тихого океанов.

Линейные аномалии протягиваются параллельно срединным хребтам. В эмбриональном виде они были обнаружены и в Красном море. При пересечении хребта или части океанского дна разломом смещается также и пучок аномалий. Замечательно также и то, что эти аномалии расположены симметрично, парно относительно гребня хребта. Соответствующие пары аномалий по обе стороны от хребта имеют одинаковую намагниченность — прямую, отвечающую современной, или обратную — когда намагниченность полюсов менялась. Так, по обе стороны от Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также от Срединно-Атлантического хребта удалось закартировать на большом протяжении с помощью протонных магнитометров до 32 аномалий. Они протягивались на большом расстоянии (до 4000 *км*) и прослеживались нередко из одного океана в другой.

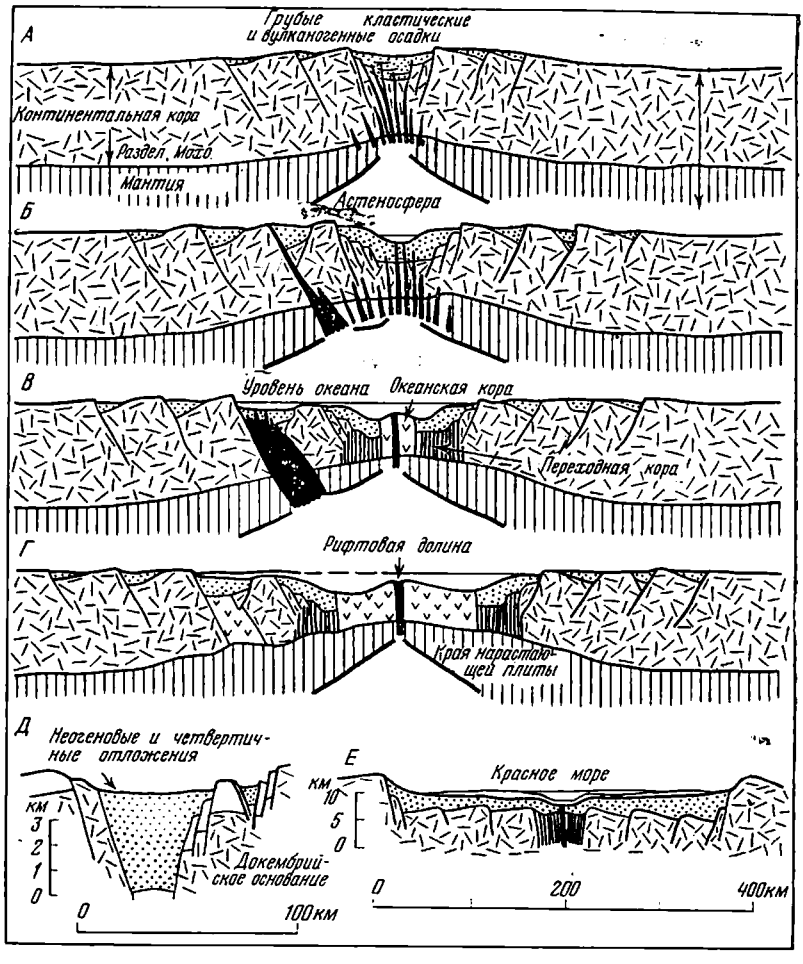


Рис. 15. Серия разрезов, иллюстрирующих последовательность разрыва континентального блока и начало раздвижения океана (*А* —*Г*). Разрез через Суэцкий залив (*Д*) и через рифтовую зону Красного моря (*Е*) (Dewey, Bird, 1970)

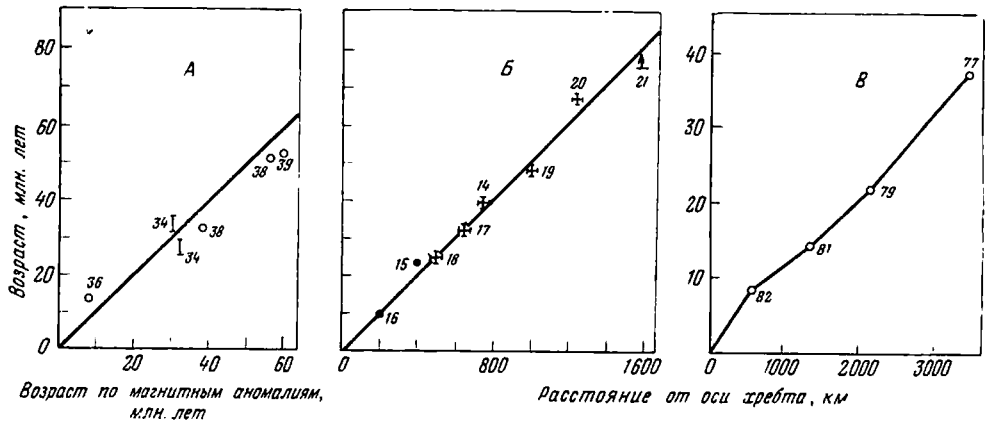
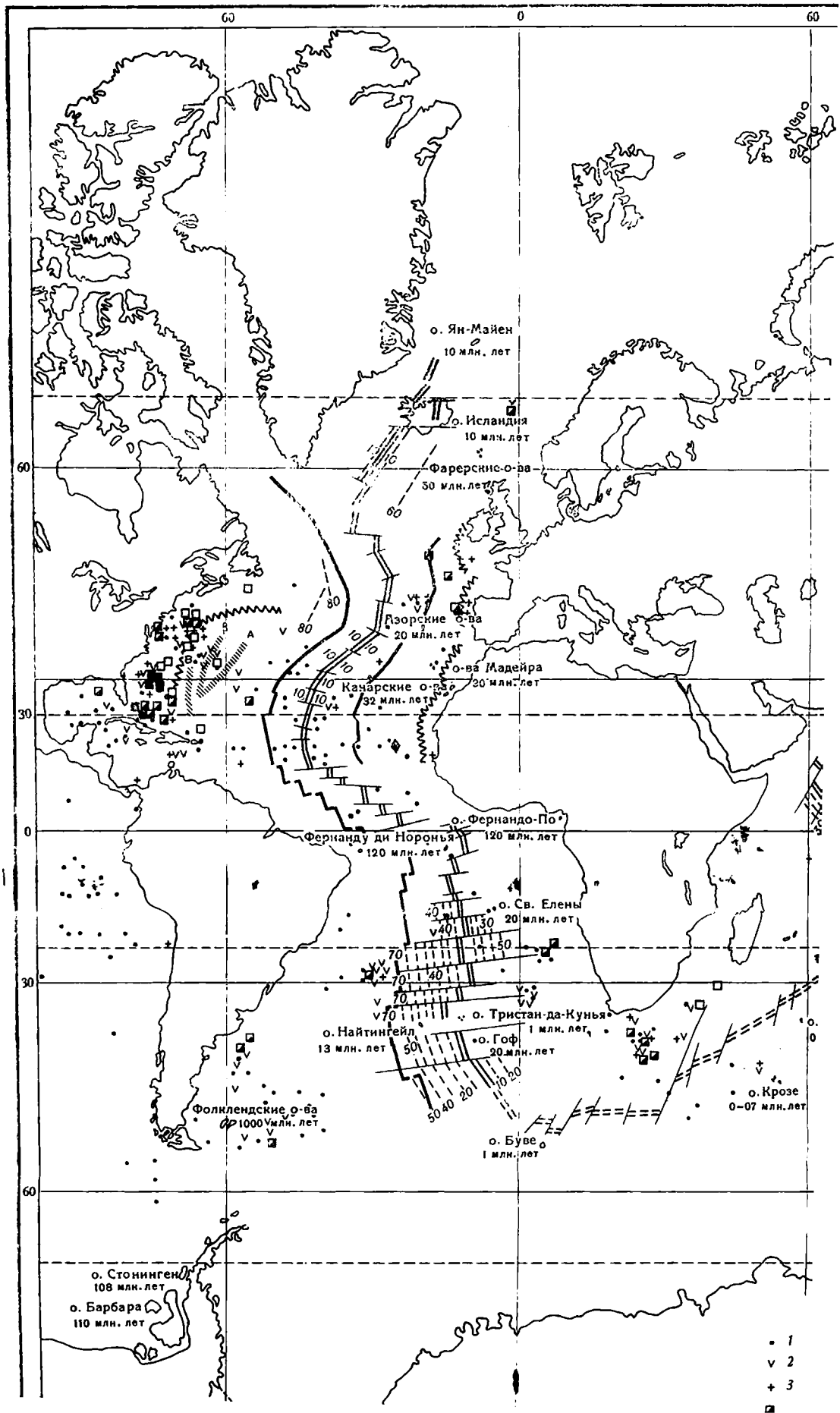


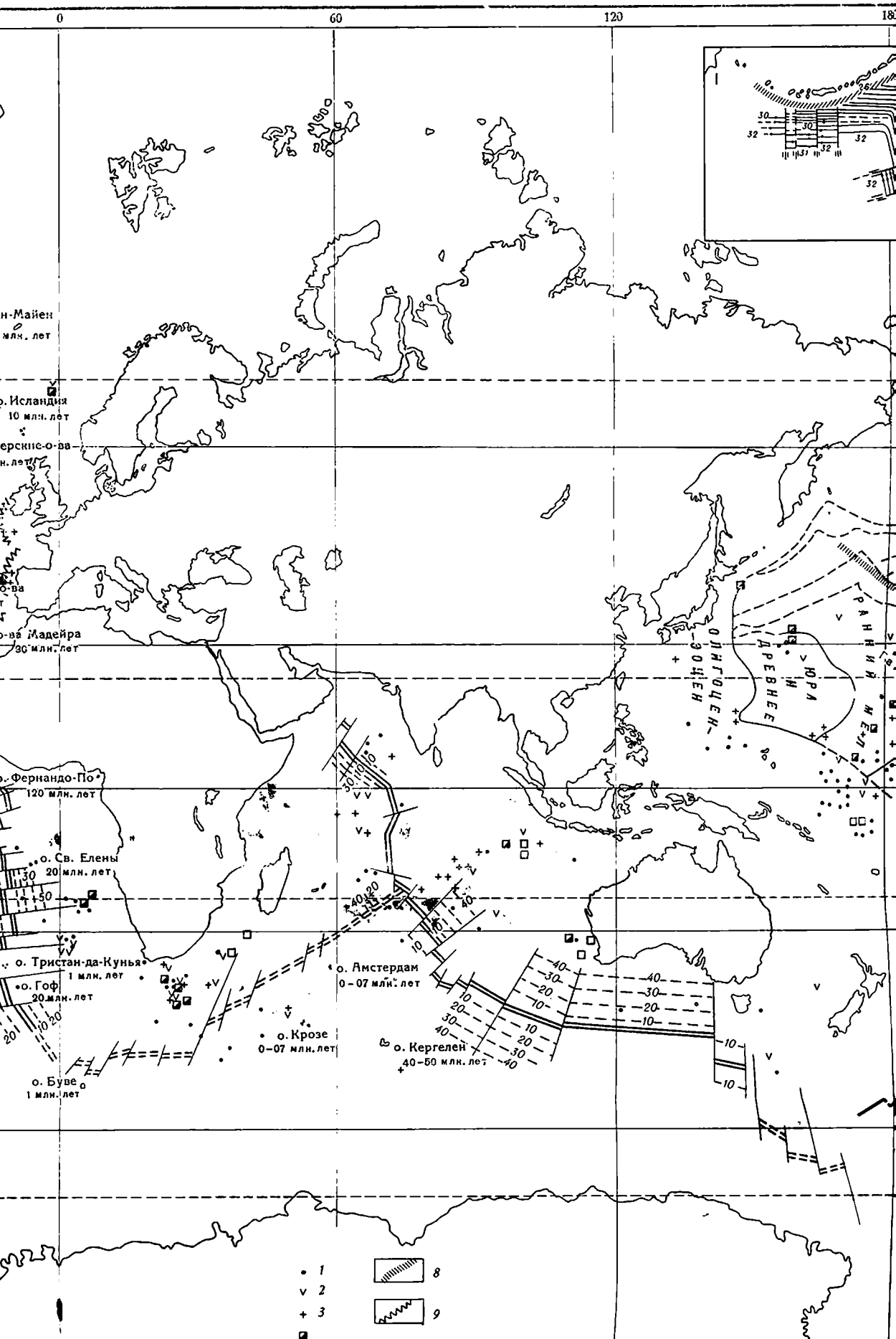
Рис. 16. Изменение возраста ложа океана по мере удаления от срединных хребтов по данным изучения линейных магнитных аномалий и палеонтологии. Данные океанского бурения (рейсы III, V, IX «Гломар Челленджера»)

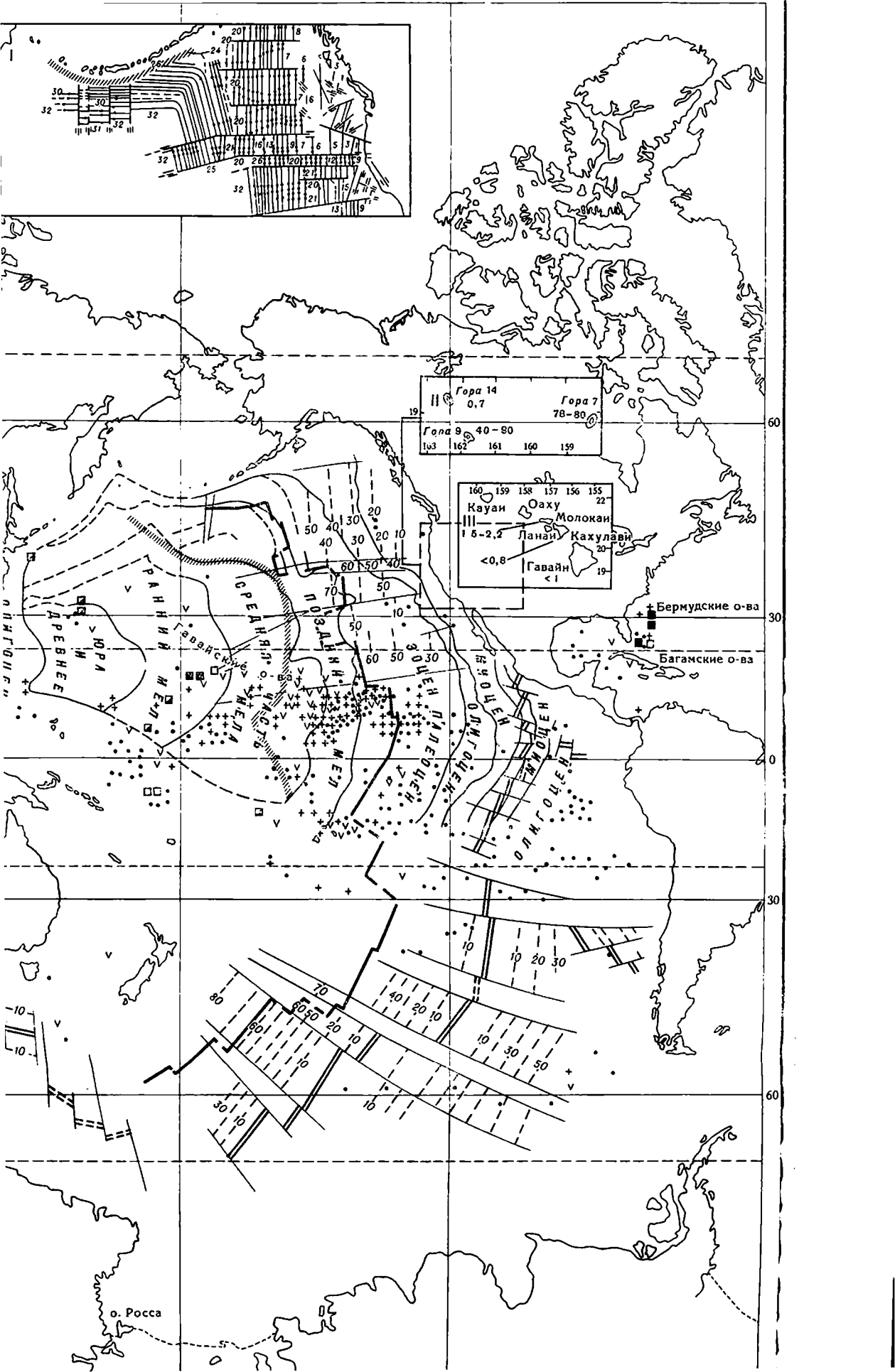
Сопоставление возраста ложа северо-восточной (*А*) и экваториальной (*В*) частей Тихого океана; *Б* — сопоставление возраста ложа южной части Атлантического океана с расстоянием от оси Срединно-Атлантического хребта (разрез по 30° ю. ш.). Цифрами обозначены станции бурения (Initial Reports..., 1969—1973, v. III, V, IX)

связываясь в глобальную систему линейных аномалий. Таких аномалий на суше обнаружить не удалось. Приблизительно в это же время магнитологи и палеомагнитологи, работавшие на суше с лавовыми потоками разного возраста, собрали новые замечательные данные. Оказалось, что лавы при застывании, проходя через точку Кюри, «запоминают» существовавшее в момент их застывания положение магнитного поля. Анализ записей этого природного самописца из самых различных частей нашей планеты позволил установить историю смен магнитных полюсов Земли на протяжении последних 4—5 млн. лет. Применив прецезионный вариант калий-аргонового метода, удалось точно датировать основные эпохи и более кратковременные события палеомагнитной шкалы (Cox and oth., 1963а, б, 1964а, б, 1965, 1966, 1967, 1968; Cox, 1968, 1969).

Вайн и Мэтьюз (Vine, Matthews, 1963) выдвинули смелую гипотезу о том, что линейные аномалии отвечают раздвижению дна океанов по обе стороны от срединных хребтов. При таком раздвижении генерированные в рифтовой зоне базальты застывают, записывая намагниченность земного поля того времени. Неодинаковые расстояния между аномалиями могут быть связаны с их возрастом. Линейные аномалии на дне океанов стали датировать, пользуясь палеомагнитной шкалой, разработанной для суши. Оказалось, что количество аномалий на дне значительно больше магнитных эпох, наблюдавшихся на суше. Это потребовало проведения новых работ по палеомагнитным датировкам древних лавовых потоков, а также кернов буровых скважин. В итоге, палеомагнитная шкала была продолжена до 80 млн. лет, т. е. до мелового времени (Heitzler and oth., 1968). При этом постоянно коррелировались данные дискретных определений на суше с расположением линейных аномалий на дне океанов (см. схему I). Впервые появилась возможность с помощью палеомагнитных исследований датировать возраст коренного (базальтового) ложа океанов, которое подстилает осадочную толщу (рис. 18). Новые данные позволили заключить, что дно океана становится все более молодым при движении от берегов океана к срединным хребтам, а гребневая часть хребтов — это область современного образования ложа. Вполне естественно эти непривычные представления вызывали скептическое отношение большинства геологов. Они же во многом способствовали и постановке океанского бурения. С помощью бурения с прохождением всей


60
0
60
о. Ян-Майен
10 млн. лет
о. Исландия
10 млн. лет
Фарерские о-ва
30 млн. лет
Азорские о-ва
20 млн. лет
о-ва Мадейра
20 млн. лет
Канарские о-ва
32 млн. лет
о. Фернандо-По
120 млн. лет
Фернанду ди Норонья
120 млн. лет
о. Св. Елены
20 млн. лет
о. Тристан-да-Кунья
1 млн. лет
о. Найтингейл
13 млн. лет
о. Гоф
20 млн. лет
о. Крозе
0-07 млн. лет
Фолклендские о-ва
1000 млн. лет
о. Буве
1 млн. лет
о. Стонинген
108 млн. лет
о. Барбара
110 млн. лет
60
30
0
30
60
1
2
3


0
60
120
180
Ян-Майен
млн. лет
о. Исландия
10 млн. лет
ерские-о-ва
н. лет
о-ва
о-ва Мадейра
30 млн. лет
о. Фернандо-По
120 млн. лет
о. Св. Елены
20 млн. лет
о. Тристан-да-Кунья
1 млн. лет
о. Гоф
20 млн. лет
о. Буве
1 млн. лет
о. Крозе
0-07 млн. лет
о. Амстердам
0-07 млн. лет
о. Кергелен
40-50 млн. лет
ОЛИГОЦЕН-ЭОЦЕН
ДРЕВНЕЕ
ЮРА
ГРАНИЦЫ
1
2
3
8
9


Гора 14
0,7
Гора 7
78–80
Гора 9
40–80
163 162 161 160 159
160 159 158 157 156 155
Кауаи
Оаху
Молокаи
5–2,2
Ланаи
Кахулави
<0,8
Гавайн
<1
Бермудские о-ва
Багамские о-ва
Гавайский о-в
ПОЗДНИЙ МЕЛ
СРЕДНИЙ МЕЛ
РАННИЙ МЕЛ
ЮРА
ДРЕВНЕЕ
ЭОЦЕН ПАЛЕОЦЕН
МИОЦЕН
ОЛИГОЦЕН
о. Росса

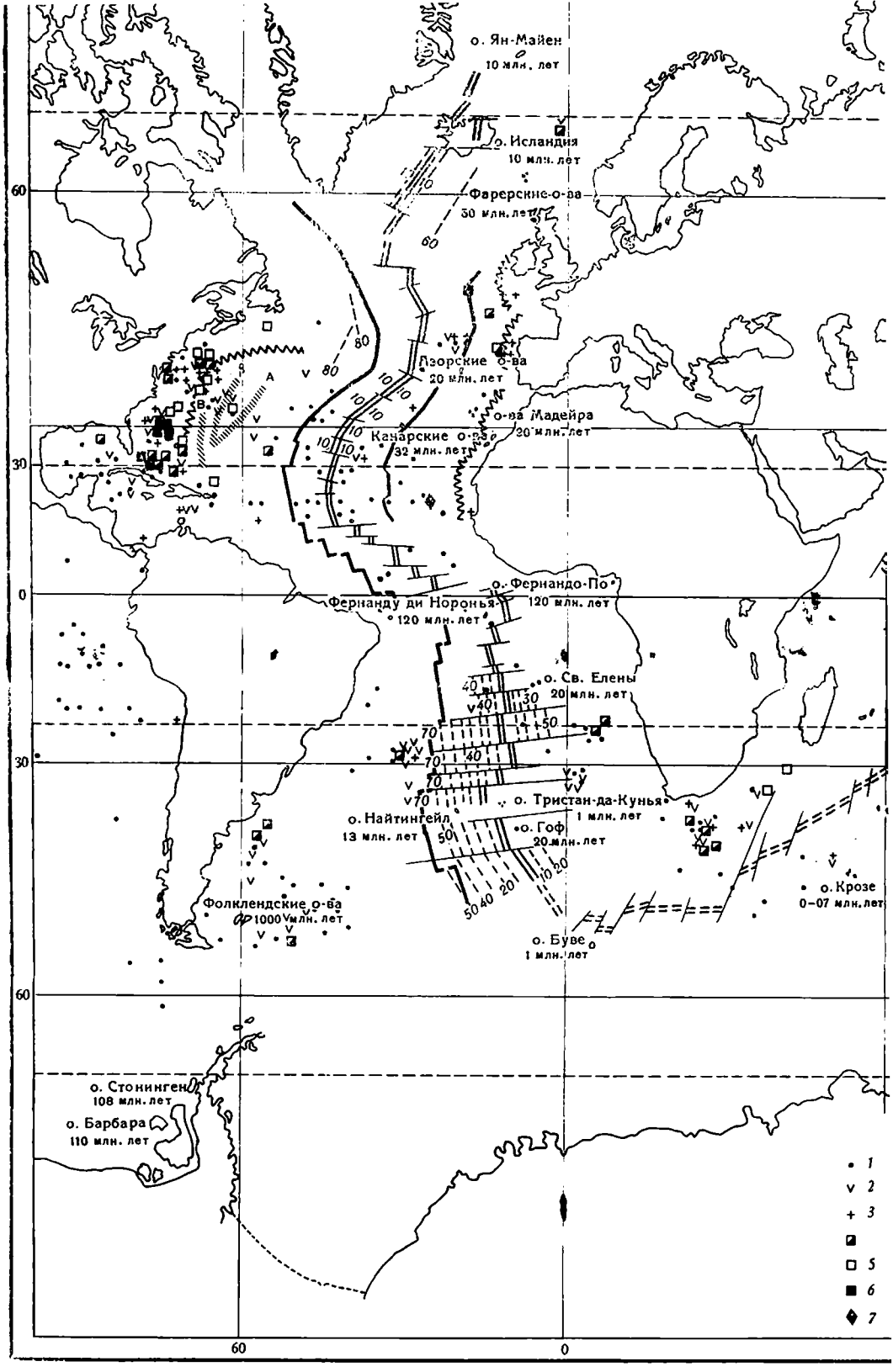
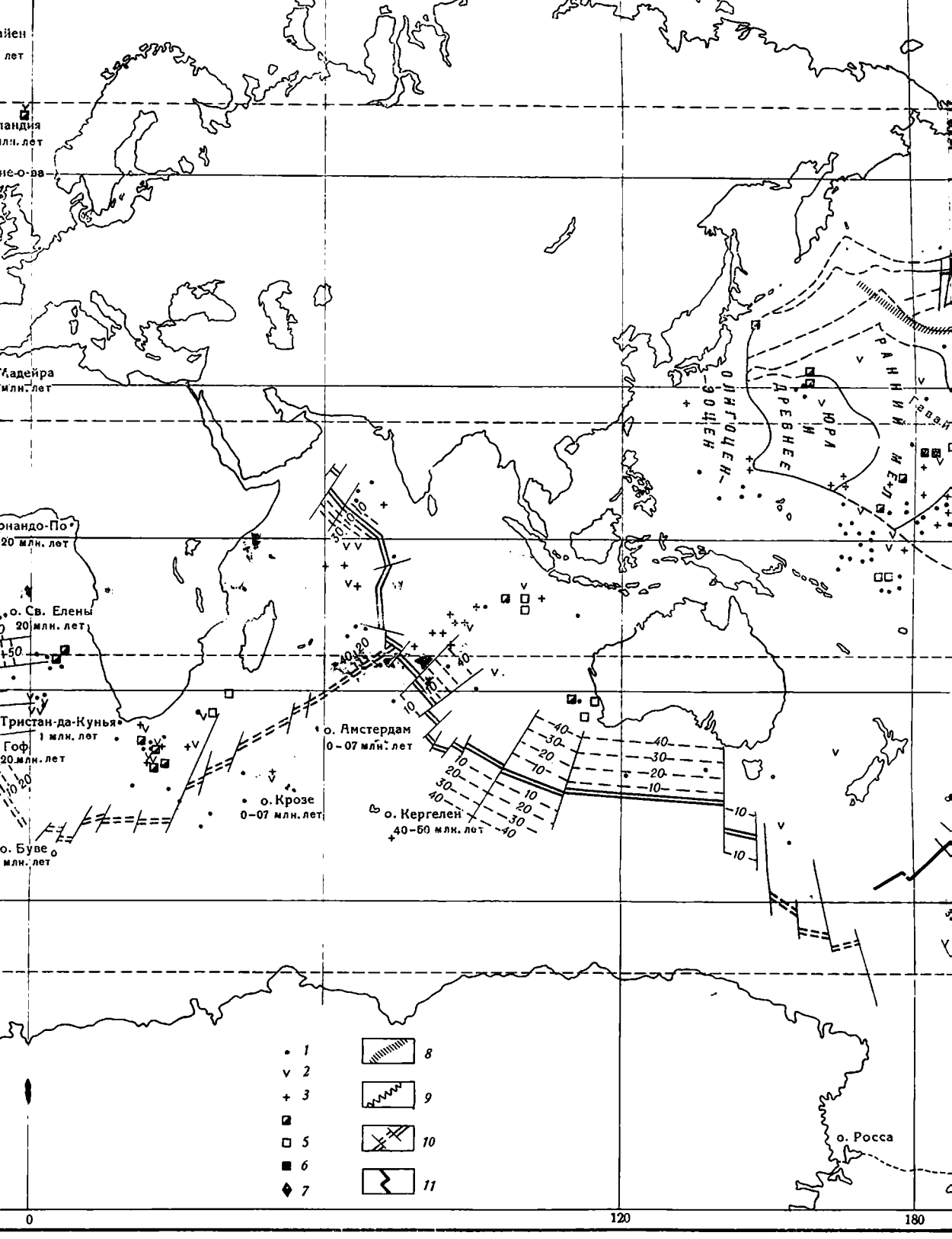


Схема I. Выходы древних пород на дне океанов, возраст островов, подводных гор, вулканов (в млн. лет, данные калий-аргонового метода) и ложа Мирового океана. Составлено с использованием материалов Булларда, Фаннелла, Саито и др. (Bullard, 1969; Funnell, 1971; Saito, Funnell, 1970)

Возраст древних пород, обнажающихся на дне океанов или полученных с помощью грунтовых трубок (длина до 10—20 *м*): *1* — миоцен; *2* — олигоцен и эоцен; *3* — палеоцен; *4* — мел без подразделений; *5* — верхний мел; *6* — нижний мел; *7* — юра; *8* — крайние границы распространения отражающих сейсмических слоев в толще осадков (в западной части Атлантического океана слои A, β, B, в

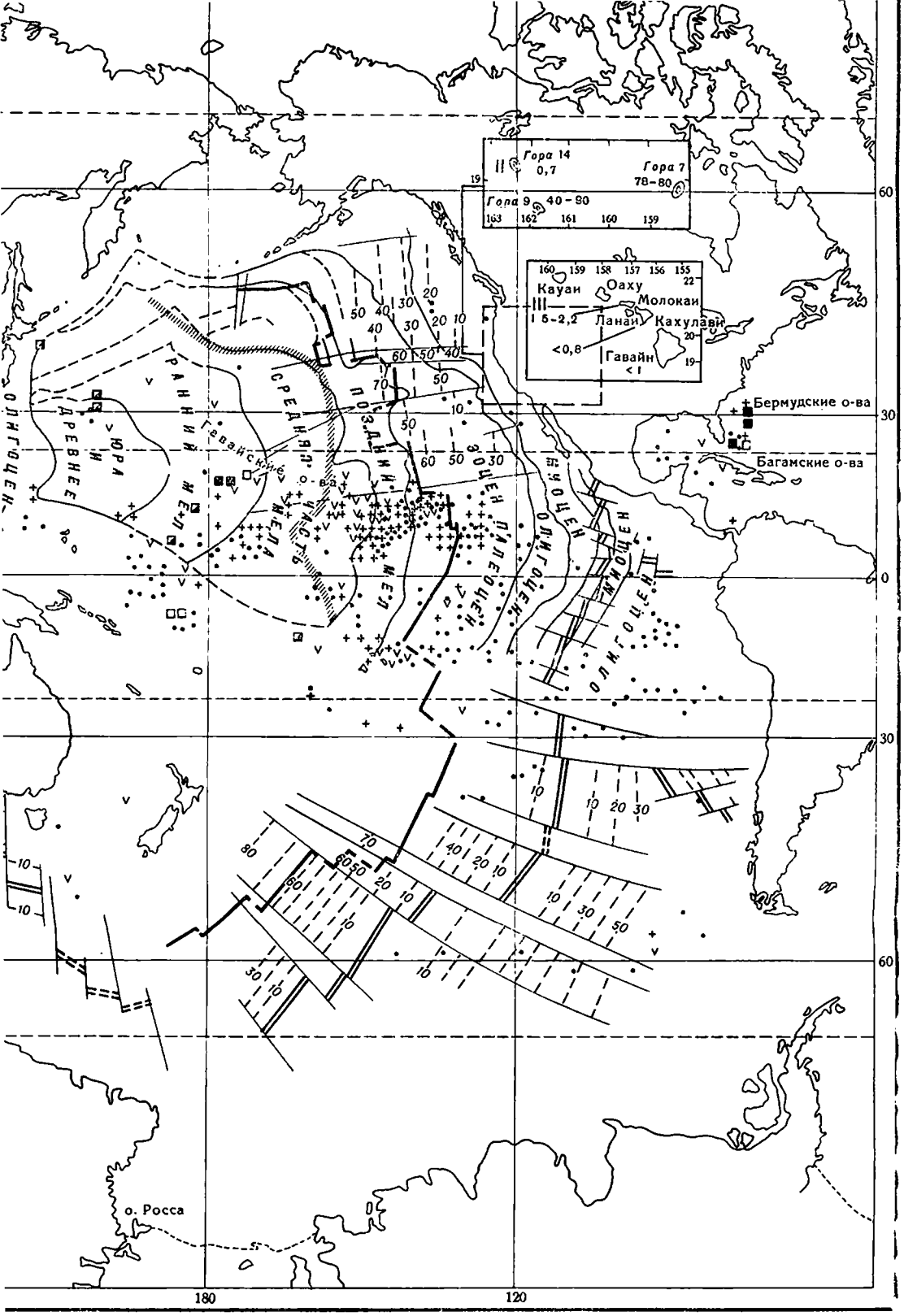
А. П. Лисицын



аст островов, подводных гор, и ложа Мирового океана. Со-инелла, Саито и др. (Bullard,

ченных с помощью грунтовых тру- — палеоцен; *4* — мел без подразде- ие границы распространения отра- ги Атлантического океана слои A, β, B, в западной части Тихого океана — слой A′); *9* — границы «магнитной спокойной зоны» падной и восточной частях Атлантического океана; *10* — простирание срединных хребтов, сеченных многочисленными разломами (цифрами показан возраст линейных магнитных ано млн. лет); *11* — границы распространения мезозойских отложений и мезозойского ложа в Атлантическом и Тихом океанах (данные бурения).

На врезках: I — магнитные аномалии в северо-западной части Тихого океана; II — в вулканических пород Гавайских островов; III — возраст подводных гор, расположенны западнее Гавайских островов



ницы «магнитной спокойной зоны» в за-
ростирание срединных хребтов, пере-
зраст линейных магнитных аномалий,
ожений и мезозойского ложа океана

ой части Тихого океана; II — возраст
подводных гор, расположенных юго-

осадочной толщи и получением керна коренных базальтов, подстилающих осадки, можно было надеяться проверить смелые построения магнитологов. Если действительна гипотеза Вайна и Мэтьюза, то по мере удаления от хребтов возраст базальтов, подстилающих осадочную толщу, должен увеличиваться, при этом совершенно закономерно, в соответствии с возрастом аномалий.

Данные бурения дна Атлантического и Тихого океанов, которые были получены, начиная с августа 1968 г., дали замечательные подтверждения этой гипотезе (см. рис. 16). Возраст базальтов ложа в кернах определялся двояко: биостратиграфическими методами, поскольку было установлено, что между временем образования базальтов и накоплением осадков нет больших перерывов, и методами ядерной геохронологии. Возраст пород ложа, полученный при бурении более чем 263 скважин в океане, позволил перейти от этапа проверки гипотезы к этапу картирования. Такая карта составлена автором на основе данных магнитометрии, определения возраста островов и океанского бурения по состоянию на 1970 г. (см. схему I).

Возраст пород ложа северо-западной части океана закартирован по данным бурения в VI рейсе «Гломар Челленджер» с участием автора (Fischer and oth., 1970).

Микропалеонтологическое исследование древних пород дна (дочетвертичных пород). Такие выходы удается обнаруживать с помощью прецизионного сейсмопрофилирования на склонах и уступах подводных возвышенностей, в зонах разломов и других местах образования естественных подводных обнажений. Пробы осадков

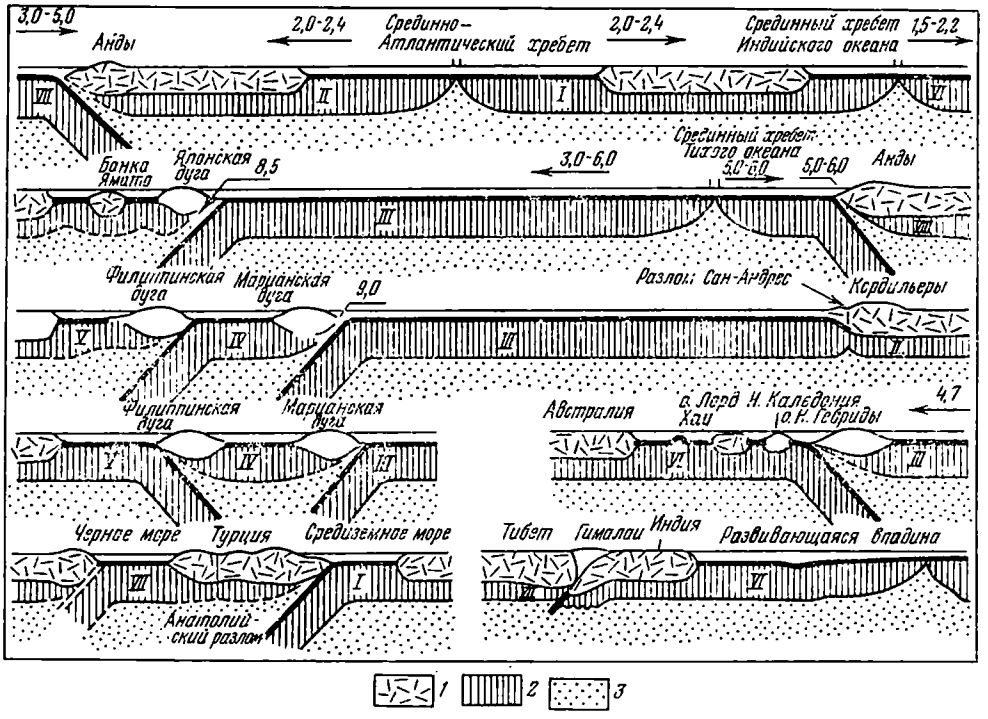


Рис. 17. Разрезы, показывающие сопряжение основных плит континентов и океанов с позиций глобальной тектоники

Основные плиты (положение см. на рис. 13): I — Африканская, II — Американская, III — Тихоокеанская, IV — Филиппинская, V — Юго-Восточной Азии, VI — Индийская, VII — Европейско-Азиатская, VIII — Восточно-Тихоокеанская. Типы коры: *1* — континентальная, *2* — океаническая, *3* — астеносфера. Цифры у стрелок показывают полускорости (в *см/год*) расширения дна океанов, а также погружения во впадинах и сжатия в хребтах (Dewey, Bird, 1970)

и пород отбирают с помощью тяжелых трубок и дночерпателей, а также драгирования. Этим методом к началу бурения уже удалось установить распространение древних пород — вплоть до меловых — на дне океанов (см. схему I).

Сводка данных по микропалеонтологическому исследованию в общем подтверждает представления о неодинаковом возрасте пород ложа океанов: о максимальных возрастах в периферических частях океанов на наибольшем удалении от срединных хребтов и минимальных — близ хребтов. Универсальность этого явления во всех океанах дает возможность говорить о раздвижении океанов.

Таким образом, новые данные, полученные независимыми методами, в достоверности которых сомневаться не приходится, убеждают в том, что ложе океанов не является одновозрастным, осадкообразование в разных частях океана характеризуется разной продолжительностью, а сами океаны непрерывно меняют свои размеры и конфигурацию во времени. Морские и озерные водоемы также испытывают превращения в ходе геологической истории, но процессы раздвижения присущи только океанам. В этом — коренное отличие океанской седиментации от морской, оно определяется особой тектонической позицией океанов.

Бурение дна океанов показало, что возраст котловин намного меньше, чем возраст заполняющей их воды, а также части флоры и фауны, и в десятки раз меньше, чем возраст древнейших пород континентов (около 3,5 млрд. лет).

На основе материалов, полученных разными методами,— интерпретации данных палеонтологических определений возраста осадочных пород со дна океана, возраста островов и магнитных аномалий, отвечающих возрасту пород ложа, непосредственных определений возраста пород ложа с помощью бурения, изучение палеомагнетизма подводных гор и островов, а также тектонофизических данных — удалось определить скорость и направление смещений дна океана. При движении ложа океана происходит перемещение и вулканических очагов, что подтверждается двумя независимыми методами: изучением толщи вулканогенно-осадочных и нормальных осадочных отложений близ вулканов и изучением палеонамагниченности подводных гор и вулканических островов. Последний метод, особенно развитый Вакье, Тальвани и группой японских исследователей, позволяет установить намагниченность подводных сооружений, которая отвечает времени застывания их лавы. Это дает возможность определять магнитные координаты, а калий-аргоновыми и иными ядерными методами и возраст подводных вулканов. Сопоставляя современные и палеомагнитные координаты, можно определить направление и расстояние смещения подводной горы за время, прошедшее с момента ее образования. Исследования, выполненные для 50 подводных гор Тихого океана, подтвердили гипотезу раздвижения дна океана и соответствуют данным, основанным на изучении линейных аномалий и бурения (Francheteau and oth., 1970).

Эти работы связаны с исследованиями по палеомагнетизму древних пород суши (Храмов, Шолопо, 1967). Положения полюсов по палеомагнитным определениям, установленные в пределах одного и того же континента для разных геологических эпох, оказались очень близкими. Однако определения, сделанные для одних и тех же эпох, но для разных континентов, показали существенные расхождения, которые исчезают только при перемещениях материков на значительные расстояния.

Эти данные важны не только как еще одно подтверждение гипотезы мобилизма, полученное независимым методом, но и с точки зрения анализа вулканогенно-осадочного процесса. Можно ожидать в будущем накопления материалов об изменении океанского вулканизма от рифтовых зон через открытые участки океанских плит до зон сжатия в глубоководных впадинах.

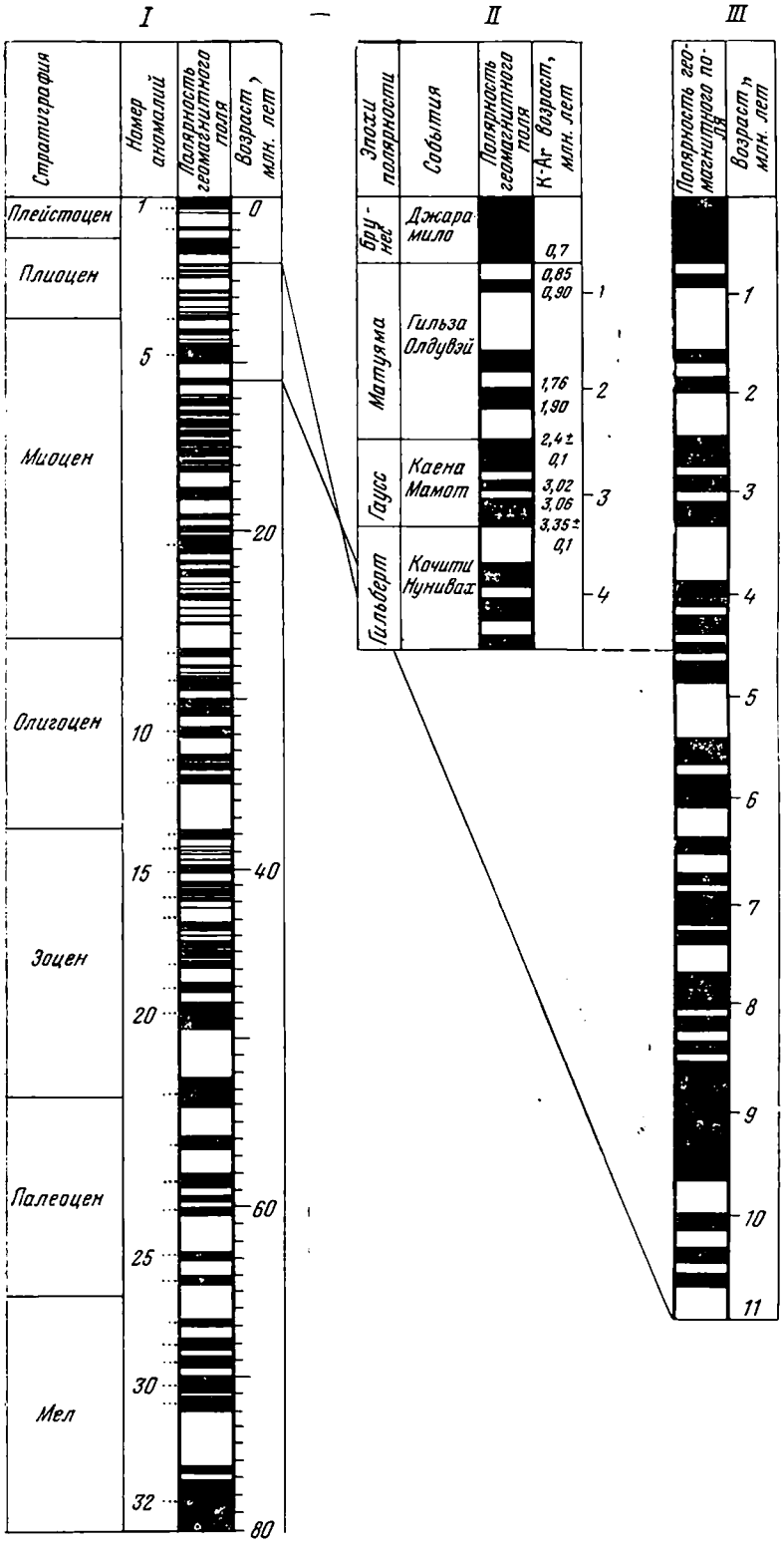


Рис. 18. Современные палеомагнитные шкалы Земли

I — хронология для последних 80 млн. лет на основе изучения линейных аномалий на дне океанов и частично определений возраста вулканических пород. Черные отрезки соответствуют эпохам прямой (современной) намагниченности (Heitzler and oth., 1968). II — хронология обращений магнитного поля на протяжении последних 4,5 млн. лет (Cox, Dalrimple, 1967). III — хронология обращений магнитного поля для последних 11 млн. лет (Cox, 1968)

Прослеживая закономерные изменения возраста пород ложа на разрезах вкрест простиранию хребтов и сопоставляя их с удалением от оси хребта, можно определить скорость раздвижения дна океанов.

Такие данные получены на основе материалов бурения дна Тихого и Атлантического океанов (см. рис. 16). Поскольку возраст коренных пород ложа совпадает с возрастом магнитных аномалий (см. схему I), то для участков дна океанов, еще не охваченных бурением, с большей степенью надежности могут быть установлены скорости раздвижения с помощью анализа линейных аномалий (возраст — расстояние от оси хребта). Характерные примеры сведены на рис. 16 и в табл. 5.

Таблица 5

Скорости раздвижения океанов

Район	Полускорость, * см/год	Литературный источник
Атлантический океан		
о. Исландия	0,7	Торариннсон, 1970
хр. Рейкьянес	1,0	Drake, Girdler, 1964; Vine, 1966
Северная Атлантика 30—40° с. ш.	1,0	Ewing, Ewing, 1959; Phillips, 1967
Северная Атлантика (бурение)	1,2	Init. Reports ..., v. 2, 1970
Южная Атлантика	1,5	Vacquier, Herzen, 1964
Южная Атлантика (бурение)	2,0	Init. Reports, v. 3, 1970
Индийский океан		
Красное море	1,0	Drake, Girdler, 1964; Vine, 1966
хр. Карлсберг	1,5	Pitman, Heirtzler, 1966
Тихий океан		
Поднятие Горда	1,0—3,0	Menard, 1967
хр. Хуан-де-Фука	2,9	Vine, 1966
Восточно-Тихоокеанское поднятие:		
15° ю. ш.	6,0	Heirtzler and oth., 1968
40° ю. ш.	5,1	Pitman, Heirtzler, 1966
50° ю. ш.	4,5	Menard, 1967
32—58° ю. ш.	4,7—5,1	Heirtzler and oth., 1968; Pitman and oth., 1968
Калифорнийский залив		
Южная часть, Чилийское поднятие	3,0	Larson, Menard, Smith, 1968
	2,7	Morgan, Vogt, Falls, 1969
Экваториальная часть	12,0	Menard, 1961, 1967

* Полускорость — скорость раздвижения океана в одну сторону от гребня хребта, полная скорость равна двум полускоростям.

Дно океана можно уподобить ленте конвеера, которая движется по обе стороны от срединных хребтов к периферии океанов. Накопление осадков идет, таким образом, на динамически подвижном (в геологическом смысле) ложе. По сдвигам линейных аномалий видно также, что эти «ленты» многочисленными разломами разбиты на блоки. Строение ложа океанов, на котором идет накопление осадков, представляется очень сложным. Его поверхность, как это будет показано дальше, сильно расчленена.

Рассмотрение схемы I приводит к выводу, что очаги землетрясений на дне океанов и на суше расположены в виде закономерных сгущений в одних местах и разряжений в других, тектонически более спокойных. Сгущения точек — это «горячие точки» нашей планеты, где тектонические процессы продолжаются и сейчас. Обращает на себя внимание приуро-

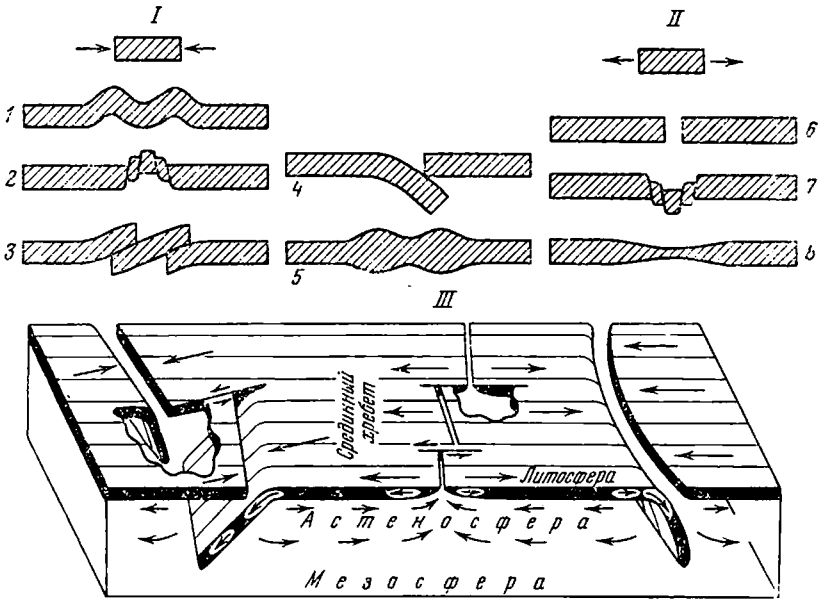


Рис. 19. Основные типы деформаций коры под действием сжатия (I) и растяжения (II) и их сочетание при раздвижении океанских плит с образованием трансформных разломов (III). Составлено автором по данным Исаакса и др. (Jsaaks and oth., 1968)

1 — складки; *2* — горст; *3* — шарьяжи; *4* — глубоководная впадина; *5* — увеличение мощности коры; *6* — рифт; *7* — грабен; *8* — уменьшение мощности коры.

ченность очагов землетрясений в океане главным образом к осевым частям подводных хребтов. Успехи сейсмофизики, сделанные за последние годы, позволили не только констатировать положение очага землетрясения и определять его силу и глубину, но также и определять направления смещений блоков земной коры. Сводка данных по направлениям смещений плит ложа океана приведена на рис. 18. Эти сведения, независимо от приведенных выше, показывают, что близ осей мировых рифтовых систем происходят растяжение, генерация океанской коры, а по периферии океанов — сжатие, исчезновение океанской коры, что особенно четко видно в западной части Тихого океана. Островные дуги этого района с сопряженными глубоководными впадинами являются областями сжатия, т. е. это вторая подвижная область океанского дна с высокой тектонической подвижностью, но уже с иным — противоположным — направлением основных действующих сил. Здесь мы вправе ожидать и иных проявлений вулканизма и других процессов, находящих отражение в осадконакоплении.

В целом поверхность нашей планеты разбивается на ряд плит, смещающихся одна относительно другой. Контакты между этими плитами — подвижные пояса — проходят не только на дне океана, но и на суше в виде областей складчатости.

Первоначально считали, что такое строение типично только для ложа океана и что границами океанских плит являются области смены коры океанского типа на континентальную кору. В этом случае «избыток» коры, генерирующейся в срединных хребтах океана, должен компенсироваться ее уходом на глубины или сжатием в виде хребтов в периферических частях плит. Однако данные, полученные глобальной тектоникой, привели к выводу, что краевые части океанов нередко движутся вместе и синхронно с прилегающими к ним частями материков, в виде единой плиты.

Так, переход от океанской коры к континентальной в западной части Атлантического океана оказался очень спокойным — здесь почти нет зем-

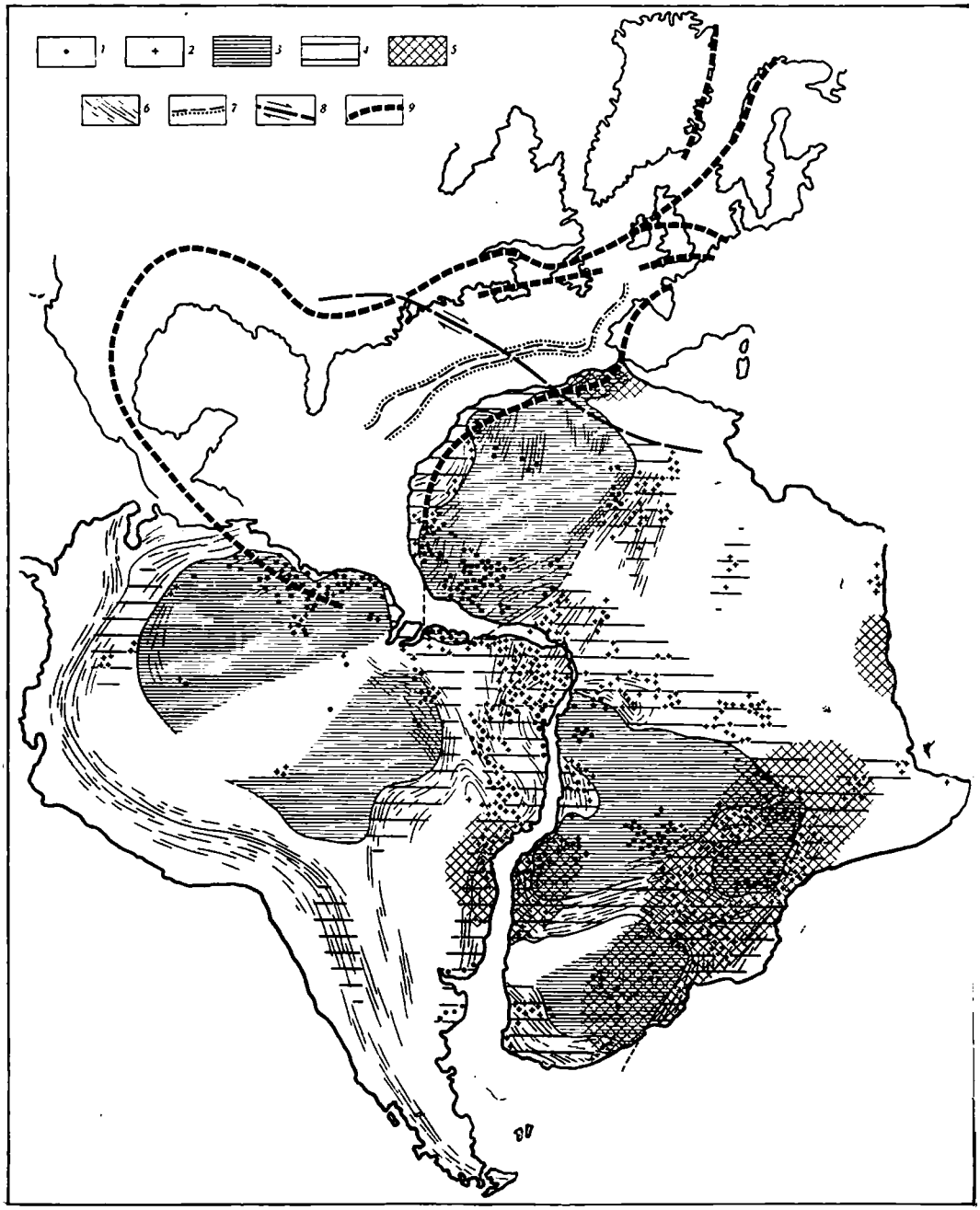


Рис. 20. Начальная стадия образования Атлантического океана около 180 млн. лет. Материки совмещены по изобате 2000 *м*, реконструкция Булларда (Bullard, 1969)

На суше показаны абсолютные возрасты пород фундамента (Hurley, Rand, 1970): *1* — более 2 млрд. лет; *2* — менее 2 млрд. лет; *3* — области развития древних щитов (более 2 млрд. лет); *4* — области, сформировавшиеся 0,45—1 млрд. лет. Прочие обозначения: *5* — основные провинции щелочных пород; *6* — простирание складчатости; *7* — границы «спокойной магнитной зоны» (см. схему I); *8* — поперечный сдвиг; *9* — палеозойский орогенический пояс

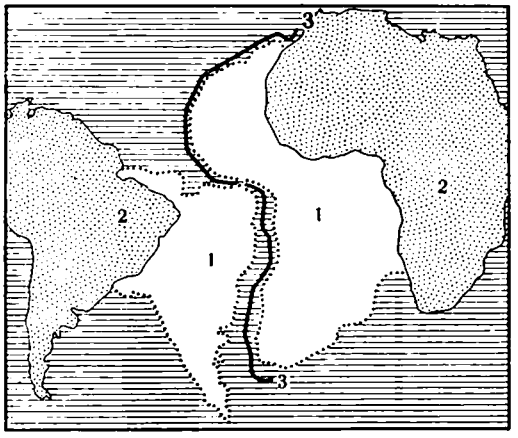


Рис. 21. Стадии образования Атлантического океана

1 — около 160 млн. лет — стадия «Красного моря»; *2* — современное положение материков Африки и Южной Америки; *3* — срединный хребет

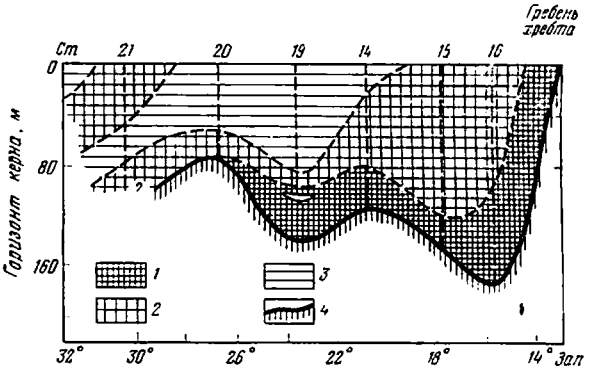


Рис. 22. Разрез осадочной толщи в южной части Атлантического океана по 30° ю. ш. к западу от Срединно-Атлантического хребта по данным глубоководного бурения океанов, рейс III «Гломер Челленджера» (Bostrem, 1970)

Отношение Al/(Al + Fe): *1* — менее 20; *2* — от 40 до 55; *3* — более 55; *4* — базальты ложа океана

летрясений, почти отсутствуют островные дуги. Данные тектонофизики показывают, что прилежащая к западной области океана часть материков Северной и Южной Америки включается в единую плиту, которая названа американской.

Африканская плита включает весь материк, а также прилежащую часть Атлантического и Индийского океанов (см. рис. 18).

Контакты между плитами, где идет компенсация расширения в областях срединных хребтов, могут быть разнообразными (рис. 19).

Первый тип контакта — это островные дуги и сопряженные с ними глубоководные впадины. В области островных дуг океанская кора уходит под континенты под углом около 45°. Движение по этой поверхности регистрируется среднеглубинными и глубокофокусными землетрясениями и прекращается на глубинах размягчения пород (около 700 *км*). Переплавленный материал частично выходит на поверхность в виде многочисленных вулканов андезитовой зоны. Сжатия осадков на дне глубоководных желобов не происходит, поскольку они залегают относительно тонким слоем на поверхности жестких глыб.

Другой тип контакта — через области горообразования, через альпийскую зону (андийский или кордильерский). Таким образом, возможны контакты океанской коры с океанской, океанской коры с континентальной и континентальной коры с континентальной. При этом возникает все разнообразие горообразовательных процессов, тектонически подвижных поясов и многих других особенностей строения Земли (Dewey, Bird, 1970). Часто наблюдаются тектонические покровы или шарьяжи с амплитудой до 100 *км* и более.

Глобальная тектоника, или тектоника плит, является лишь одним из направлений мобилизма. Сами представления о мобильности земной коры подвергаются критике (Белоусов, 1970; Meyerhoff, 1970) и признаются далеко не всеми исследователями. Многие из фактов, приводимых в пользу поддержки мобилистской теории, истолковываются «фиксистами» иначе или ставятся под сомнение.

Совершенно очевидно, что далеко не все представления о глобальной тектонике могут претендовать в настоящее время на законченность и ясность, эта область наук о Земле находится в стадии становления и быстрого изменения точек зрения в свете новых фактов. Тем не менее основные из выводов уже определились, и они имеют непосредственное отношение к вопросам осадкообразования.

А. Возраст океанов оказывается различным. Так, раскрытие Атлантического океана, по современным данным, произошло 180—200 млн. лет назад, его южной части — около 150 млн. лет (рис. 20, 21).

По другим данным, Кингом оно определялось на основе гипотезы расширяющейся Земли в 120 млн. лет, а по представлениям Юинга, который долгое время отрицал гипотезу расширения океанов, до 260 млн. лет. Образование Тихого океана произошло более чем 160 млн. лет назад на основе данных бурения на возвышенности Шатского (Fischer and oth., 1970). Однако значительная толща пород, обнаруженная при сейсмопрофилировании под отложениями верхней юры, не могла быть пройдена из-за очень твердых прослоев кремней в верхнеюрских отложениях. Возможно, здесь будут получены и палеозойские отложения. Возраст древнейших частей Индийского океана определяется как верхнеюрский — нижнемеловой. Возраст рифтового Красного моря около 25 млн. лет (Degens, Ross, 1969).

Б. В ходе геологического развития все океаны проходят последовательно и закономерно разные стадии от узкого моря-океана, сходного с Красным морем, до максимальных размеров. В соответствии с этим существенно и очень закономерно меняются условия соотношений площади океана и водосборного бассейна, условия поставки осадочного материала в океан и его состав. Такие изменения в ходе геологического времени очевидны при любой гипотезе. В данном случае определяется их направленность, дается количественное выражение этих изменений. Океаны представляют собой бассейны седиментации постоянно и закономерно изменяющихся размеров.

В. С тектонической обстановкой сопряжен вулканизм (поставка осадочного материала, усложнение рельефа дна), а также сейсмичность и тепловой поток на дне океанов. Все эти явления тесно связаны с накоплением и дальнейшим преобразованием осадков.

Г. Резкое отличие в тектонических обстановках двух подвижных поясов океанов — срединных хребтов и областей островных дуг — ведет к возникновению особых условий, сильно влияющих на осадконакопление и находящих отражение в толще осадков.

Для рифтовых зон, как показывают исследования последних лет, в особенности данные бурения, имеет место специфическая обстановка. Здесь своеобразный комплекс молодых коренных пород с выходами ультраосновных, широко распространены разнообразные базальты. Высокая сейсмическая активность проявляется не только в крупных землетрясениях, но и в почти непрерывных подвижках, вызывающих раздробление пород, возникновение зеркал скольжения, милонитов. Для этой же зоны типичны высокие значения теплового потока с максимумом на гребне хребта.

Для рифтовых зон и срединных хребтов характерен вулканизм, продукты вулканической деятельности сходны и своеобразны. Это дериваты базальтовой океанической магмы — толеитовые базальты, а на островах нередко и щелочные базальты, обычные на глубинах меньше 2000 *м* (A. Engel, C. Engel, 1963, 1970). Базальтовым составом определяется спокойный характер извержений с образованием шаровых и подушечных лав, а также

с широким распространением палагонитовых туфов, которые частично переходят в цеолиты. Образуется и обломочный материал, состоящий преимущественно из стекловатой лавы (гиалокластика).

Области с активным вулканизмом, сказывающимся на донных осадках, разобщены в пространстве и времени. Отдельные вулканы, а также цепочки и эшелоны вулканов нередко встречаются и на ложе океанов. Часто они приурочены к трансформным разломам, образовались, очевидно, вдали от срединных хребтов. Этот вулканизм открытых частей океана, или вулканизм талассократона коренным образом, как увидим дальше, отличается от вулканизма островных дуг.

Особенно большое значение имеют открытые в последние годы явления выходов подводных гидротерм на дне рифтовых зон. Размах этого явления резко неоднороден, встречаются области без выходов гидротерм и области, где такие выходы определяют условия седиментации. К числу последних примеров, конечно, прежде всего относится рифтовая долина Красного моря, являющаяся продолжением глобальной рифтовой системы. Здесь на глубинах более 2000 *м* были обнаружены в 1964—1965 гг. осадки, обогащенные железом, марганцем, полиметаллами (Батурин и др., 1969; Miller and oth., 1966). Здесь же найдены и обломки стекол, а затем базальта океанского типа. Глубоководное полиметаллическое месторождение Красного моря имеет не только минералогический или литологический интерес; стоимость его руд в пределах верхней 10-метровой толщи, по последним оценкам, превышает 2 млрд. долларов. В ближайшие годы намечается начать разработку этого первого глубоководного месторождения, площадью около 100 *км*^{2}. Детальному исследованию Красного моря посвящена интересная работа (Degens, Ross, 1969).

Явления глубоководных рудопроявлений в рифтах Красного моря не единичны.

Рудопроявления в рифтовой зоне были открыты в 1965 г. в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, в области с высокими значениями теплового потока. Осадки, полученные в этой части хребта, оказались обогащенными железом, а также полиметаллами. По своему составу они сходны с осадками Красного моря. Детальному описанию гидротермальных проявлений в этом районе посвящены работы ряда американских исследователей (Bonatti, Joensuu, 1966; Bostrom, 1970 a; Bostrom, Peterson, 1969; Bostrom and oth., 1969; Bostrom, Fisher, 1971).

Рудопроявления небольших масштабов в рифтовых зонах были описаны Л. В. Дмитриевым и др. (1970). Сходные рудопроявления были обнаружены и при анализе кернов океанского бурения, именно в тех частях кернов, где их можно было ожидать. Исходя из гипотезы раздвижения океанов, слой осадков, залегающий непосредственно на базальтах, должен отвечать осадкам рифтовых зон. Именно здесь — хотя и дискретно в пространстве — мы вправе были ожидать рудопроявлений, которые и были обнаружены в южной части Атлантики, при этом не непрерывно, а также дискретно, т. е. по протяжению рифтовых зон. Удается выявить слой, залегающий на базальтах и обогащенный в отдельных местах железом, марганцем, полиметаллами (рис. 22). Мощность его достигает 5—10 *м*, в северо-западной Атлантике была обнаружена мощность около 50 *м*. Интересно отметить, что среди минералов таких рудопроявлений наиболее распространены аморфный гетит, который в кернах частично превращен в гематит, окислы марганца, монтмориллонит, а также своеобразный комплекс малых элементов с широким развитием полиметаллов, нарушением типичного железо-марганцевого отношения и отношения Al/Al + Fe, которое снижается до 10 и менее (Bostrom, 1970).

Итак, в рифтовых зонах существует особый тип вулканогенно-осадочного, а местами и гидротермального процесса со специфическими чертами, отражающимися в составе и распределении осадков, в их геохимии, петрографии, минеральных парагенезах и т. д. Условимся называть этот

тип океанского вулканогенно-осадочного процесса рифтовым. Рифтовый вулканогенно-осадочный процесс дискретен в пространстве.

Существование общего механизма раздвижения океанов с зарождением пород ложа океана в срединных хребтах, где часто (но не всегда) встречается рифтовый вулканогенно-осадочный процесс, приводит к тому, что слой донных осадков, залегающий на базальтовом ложе, обычно бывает обогащен продуктами гидротермальной деятельности рифтовых зон. Поскольку термы дискретны в пространстве и времени, по простиранию этого слоя они встречаются также дискретно и с разной четкостью проявлений — от отдельных минералов или тонких примазок железистого или марганцовистого вещества и сопряженных с ними малых элементов и, вероятно, до рудных толщ. Рудные толщи большой мощности, правда, еще не вскрыты бурением.

Для островных дуг и сопряженных с ними глубоководных впадин типичны андезитовый вулканизм (в отличие от толеитового, присущего центральным частям океанов), высокая сейсмичность с наличием глубокофокусных землетрясений, уходящих под континенты. Сильные землетрясения на океанском дне бывают причиной возникновения цунами, распространяющихся на расстояние более 2000 *км*, а часто пересекающих и весь Тихий океан от берегов Чили до Аляски и Камчатки. Здесь находится область широкого распространения вулканогенно-осадочного осадкообразования, также дискретного в пространстве и времени. Главную роль, в отличие от рифтовых зон, играют не гидротермы лавы, палагонитовые туфы и гиалокласты, а пепловый материал, продукты размыва вулканических сооружений. По условиям залегания, по петрографическому составу, геохимии, минеральным парагенезам этот тип вулканогенно-осадочных отложений резко отличается от рифтового и вулканогенно-осадочных образований талассократона.

Особенно четкие и многочисленные примеры вулканогенно-осадочных пород, связанных с островными дугами, могут быть найдены в западной части Тихого океана. Отношение объема выбросов пирокластического материала к объему лавы названо Ритманом (1964) коэффициентом эксплозивности. Для вулканов андезитовой зоны Тихого океана он обычно составляет 90—95%, а местами и 100%, т. е. лава отсутствует. Высокая эксплозивность приводит к дальнему рассеиванию пеплового материала (до 1000—1200 *км*), имеющего состав от риолитов до оливиновых базальтов с преобладанием андезитов и андезито-базальтов. На островах и континентах нередки термальные источники, обогащенные железом и малыми элементами, но их роль в осадконакоплении, по-видимому, незначительна. В центральных частях океанов эксплозивность менее 10%.

Краткий обзор данных глобальной тектоники и геофизики показывает, что влияние тектоники на седиментацию сказывается на всех этапах осадочного процесса — от подготовки осадочного материала до его переноса, отложения и преобразований на дне.

Само образование океанского водоема и закономерное изменение его геометрии в связи с расширением дна, соотношение между размерами водосбора и бассейна осадконакопления, как мы видели, в значительной мере и, главное, направленно изменяются в связи с процессами расширения. Важно при этом отметить, что, поскольку дрейф континентов и океанов идет в основном в широтном направлении и поскольку нередко дно океана и питающий бассейн бывают связаны в одну плиту (американская, африканская и др.), состав осадочного материала, поступающего с суши, определяемый во многом зональностью, не претерпевает существенных и закономерных изменений.

Чем выше скорости движения отдельных плит, тем быстрее и значительнее процессы горообразования в подвижных поясах между плитами, тем больше поставка терригенного материала из таких областей. Эти скорости, как мы видели, определяются и регулируются в срединных хреб-

тах, в значительной мере они зависят от направлений перемещений соседних плит и бывают максимальными при встречном движении плит (например американской и тихоокеанской).

Для поставки осадочного материала важным является также и многообразие вулканогенно-осадочного процесса, связанного с областями раздвижения и сжатия. Процессы транспортировки и осаждения осадочного материала выявляют общий процесс тектонического перемещения уже отложившегося материала от срединных хребтов к периферии океанов. Это явление незаметно при исследовании современных и четвертичных осадков, но оно очень четко проявляется при изучении кернов бурения и древних осадочных толщ, которые нередко смещаются на тысячи километров от мест своего первичного отложения.

Из сказанного очевидно, как разнообразно и изменчиво в пространстве и времени связаны между собой осадконакопление и тектоника: возникновение ложа океана и его разновозрастность, типы вулканизма и гидротермальных проявлений, зависимость от тектонического режима, сейсмические явления и цунами, изменения рельефа дна и др. Наличие общих закономерностей и направленности позволяет говорить о тектонической зональности, связанной с внутренними силами Земли. Ее сочетание с климатической циркумконтинентальной и вертикальной зональностью и приводит, как будет показано далее, к возникновению очень большого разнообразия осадков современных и древних океанов.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ПИТАНИЕ ОКЕАНОВ ОСАДОЧНЫМ МАТЕРИАЛОМ

Материки являются областью преимущественной денудации, океаны — областью преимущественной аккумуляции веществ, снесенных с суши. Из водосборных бассейнов в океаны поставляются с суши с речным стоком растворенные, взвешенные и коллоидные вещества. Кроме того, поступление материала с суши идет и эоловым путем, что имеет особенно важное значение в пределах аридных и прилежащих к ним частях гумидных зон. Наконец, разрушение суши происходит также и в результате абразии берегов. Небольшое количество материала поступает в океан и извне, из космоса. Как мы увидим далее, оно намного меньше, чем поступление терригенного материала. Существенную роль может играть также и вулканогенный материал, поступающий в океаны из глубин Земли, его количественная оценка пока невозможна.

Биогенный материал, играющий важную роль в сложении донных осадков, зарождается в океанах, однако для построения раковинок, панцирей и органического вещества организмы планктона и бентоса используют главным образом элементы и соединения, поступающие в океан с суши с речным стоком (растворы и коллоиды). Между деятельностью организмов по извлечению этих элементов из воды и их поступлением с речным стоком существует длительное динамическое равновесие. Если бы осаждение одного из элементов речного стока вышло из равновесия, то это постепенно привело бы к изменению состава морской воды. Имеется целый ряд доказательств (распространение флоры и фауны, чувствительной к изменениям солевого состава, геохимические и литологические показатели и др.), что солевой состав океанов существенно не менялся очень длительное время (Виноградов, 1967). Исходя из этого равновесия, по поступлению растворимых солей и коллоидов в океан в грубом приближении может быть определен средний темп биогенной седиментации.

ПОСТУПЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

ТВЕРДЫЙ СТОК РЕК

Для характеристики интенсивности питания водоема осадочным материалом могут быть предложены разные показатели. Н. М. Страхов (Страхов и др., 1954) широко использует отношение площади водосбора к площади океана (B/L). Это отношение для морей составляет 1,2—4,9; для озер от 7 до 211 и более, а для океанов снижается до 0,13—0,67. При использовании этого показателя следует иметь в виду, что он может характеризовать интенсивность питания водоемов и служит мерой сравнения интенсивности питания только для водоемов, расположенных в одинаковых климатических условиях, с одинаковым модулем сму-

ва осадочного материала. Водосборы океанов охватывают, однако, практически все климатические зоны от полюса до полюса или по крайней мере несколько климатических зон. Если обратимся к схеме механической денудации суши (Страхов, 1960, т. 1, стр. 16), то можем видеть, что каждый квадратный километр водосбора дает разные количества осадочного материала — от менее 4—5 до более 1000 *т*, т. е. его количество зависит от климатической зональности и меняется в десятки и сотни раз. Как будет показано далее, отношение *B/L* очень ненадежный индикатор и при оценке интенсивности питания океанов осадочным материалом от него следует отказаться (Лисицын, 1966в).

Правильнее другой путь — прямой оценки поставки осадочного материала в акваторию океана и вычисление его количества, приходящегося на единицу площади дна. Последний показатель мною назван модулем терригенной седиментации. На пути решения указанной задачи стоят значительные трудности, связанные как с недостатком данных, так и с большой путаницей в основных представлениях, которая, к сожалению, переходит из работы в работу. Даже площади водосборных бассейнов океанов разными авторами определяются существенно различно (табл. 6). Мною приводятся данные Лаймана (Lyman, 1958), принятые в качестве международных, а также данные П. А. Моисеева (1969).

Таблица 6

Характеристика водосборов океанов по данным разных авторов

Океан	Площади водосборов океанов, млн. км²				
	по Лайману, (Lyman), 1958	по П. А. Моисееву (1969)	по А. П. Виноградову (1967)	по Н. М. Страхову (1954)	по Л. П. Шубаеву (1969)
Атлантический и Северный Ледовитый	67,00	67,36	67,00	28,002 ** 12,003 ***	64,62
Индийский	17,00	17,21	17,00	7,463	52,90
Тихий	18,00	18,13	18,00	6,925	
Южный (приантарктические воды)	14,00	14,16	14,00 *	—	
Бессточные районы	Не учтены	Не учтены	—	—	31,12
Итого:	116,00	116,86	116,00	54,393	148,64 ****

* Указано ошибочно для Северного Ледовитого океана, у Лаймана это приантарктические воды.

** Для Атлантического океана.

*** Для Северного Ледовитого океана; по данным Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной (1961), только Евроазиатская часть водосбора Ледовитого океана составляет 12,5 млн. км².

**** Без учета бессточных областей — 117,52 млн. км².

Если просуммировать площади водосборов всех океанов, то получится 116,86 млн. км², в то время как общая площадь суши равна 149 млн. км² (схема II). Разница относится к областям бессточным и внутреннего стока. Их площадь, по данным Л. П. Шубаева (1969), составляет 31,12 млн. км², а по более старым данным Ю. М. Шокальского (1917) — 42 млн. км², (около 28% поверхности суши).

Поступление терригенного материала со взвешенным и влекомым стоком рек в океан также казалось бы является величиной достаточно известной. Еще в 1950 г. Г. В. Лопатин привел подсчеты на основе изучения стока 67 больших рек, впадающих в моря и океаны и дренирующих 51,8 млн. км², т. е. 39,6% от всей поверхности суши, за исключением Ан-

тарктиды, Гренландии и Канадского архипелага. Эти учтенные реки составляли около 42% от речного стока с суши. Смыв осадочного материала с суши в целом в год составил 12 695 млн. *т*, что в среднем дает с 1 *км*² суши 134 *т* (средняя мутность рек Мира 360 *мг/л*) и снижает поверхность на 0,09 *мм*. Приведенные подсчеты были использованы в работах Н. М. Страхова (1960—1962, 1963) и являются наиболее известными в нашей стране.

Кюнен (Kuenen, 1950) определил твердый сток с суши в 12 *км*³ в год. Эту же цифру принимает и Полдерварт (1957), однако оба автора допускают значительную ошибку, поскольку вместо объемного веса для пересчета на сухое вещество ими принят удельный вес, равный 2,7. Это привело к завышенным значениям твердого стока — 32 500 млн. *т* в год (из них 5300 млн. *т* или 2 *км*³ приходится на долю кварца). Более правильные определения сделаны Гиллали (Gilluly, 1955), который на основе исходного объема твердого стока, данного Кюненом (12 *км*³), принял его объемный вес равным 1,5 *г/см*³, что и дало вес твердого вещества, поставляемого реками в океан с суши, около 18000 млн. *т* в год.

Данные о твердом стоке рек за последние 10 лет претерпели существенные изменения. Это связано как с получением новых материалов по рекам, ранее не изученным или мало изученным, так и с воздействием человека на твердый сток (создание водохранилищ, являющихся отстойниками осадочного материала, разбор воды на орошение, загрязнение речных вод и др.).

Обширные новые данные опубликованы в серии материалов Организации Объединенных Наций (United Nations, 1953, 1965), Международной ассоциации научной гидрологии (International..., 1967), в сборниках американской геологической службы и других работах, основная часть которых приведена в табл. 7.

В результате подсчеты твердого стока рек, ранее сделанные Г. В. Лопатиным (1950, 1952), сейчас можно уточнить. Существенно изменились и показатели по основным рекам Мира и СССР, приведенные в работе Н. М. Страхова (1960). Это вполне естественно, поскольку за последние 25 лет было выполнено много новых исследований.

По твердому стоку на первом месте (см. табл. 7) стоят Ганг и Брахмапутра, дающие 2177 млн. *т* осадочного материала в год. За ними в порядке убывания следуют Хуанхэ (1887 млн.), Янцзы (500,8 млн.), Миссисипи (500 млн.), Амазонка (498,5 млн.), Инд (435 млн.), Иравади (299 млн.), Меконг (170 млн), Оранжевая (153 млн.), Красная (130 млн.). Эти десять крупных рек мира, дающие более 130 млн. *т* взвешенного материала в год каждая, поставляют вместе около 7млрд. *т*. Примечательно, что большая их часть приходится на влажную тропическую зону. Таким образом, если принять цифру твердого стока, приведенную Г. В. Лопатиным, то около половины всего взвешенного терригенного материала продуцируется и поступает в океаны в экваториальной и влажной тропической зонах. На огромные пространства остальной части водосбора приходится менее половины.

За последние годы получены разноречивые оценки количества осадочного материала, поступающего в океан с суши:

	Осадочный материал, млрд. *т*	Модуль денудации, *т/км*²
Кюнен (Kuenen 1950)	32,50	320
Лопатин (1952)	12,69	134
Гиллали (Gilluly, 1955)	18,00	313
Фурнье (Fournier, 1960)	51,10	570
Шумм (Schumm, 1963)	—	201
Холеман (Holeman, 1968)	18,29	182
Лисицын (1971)	18,53	

Таблица 7

Поставка осадочного материала в океаны основными реками (в год)

Река	Твердый сток, млн. *т*	Площадь водосбора, $\times 10^3$ км^2	Водный сток, км^3	Смыв осадочного материала, *т*/км^2	Средняя мутность рек, *г*/м^3	Литературный источник
Бассейн Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Площадь водосбора с Антарктидой 72,08 млн. км^2, без Антарктиды 67,36 млн. км^2						
Миссисипи	500	3248	600	153,9	833,3	Holeman, 1968
Амазонка	498	7180	3187,5	69,4	156,2	Gibbs, 1967
Оранжевая	153	1020	91	150,0	1681,3	Страхов, 1960—1962
Парана и Уругвай (Лаплата)	129	3170	600	40,7	215,0	Depetris and Griffin, 1968
Нил	110,5	2978	70	37,10	1842,8	Holeman, 1968
Ориноко	86,5	949,7	442	91,08	195,7	Holeman, 1968; Andel, 1967
Дунай	67,5	817	199	82,6	339,2	Залогин, Родионов, 1969; Шубаев, 1969
Нигер	67	2092	293	32,0	228,7	Страхов, 1960—1962; Allen, 1964; Denker, 1961
Конго	64,7	3690	1350	17,5	47,9	Depetris, Griffin, 1968; Шубаев, 1969; Moore, 1969
Гудзон	36	35	—	1028,6	—	БСЭ, т. 13
Бразос	31,6	90,1	—	350,7	—	Holeman, 1968
Рона	31,5	99	52,7	318,2	597,72	Страхов, 1960—1962
По	18	75	48,7	240,0	369,6	Страхов, 1960—1962
Обь	15,8	2975	400	5,31	39,50	ФГАМ (Физико-географический атлас мира, 1964)-228 (№ карты); Шубаев, 1969
Лена	15,4	2490	511	6,18	301,4	ФГАМ-228; Залогин, Родионов, 1969; Шубаев, 1969
Макензи	15	1750	440	8,57	34,09	Moore, 1969; Шубаев, 1969
Индигирка	13,7	360	59	38,06	232,2	Залогин, Родионов, 1969; Шубаев, 1996
Енисей	13,2	2580	610	5,12	21,63	ФГАМ-228; Шубаев, 1969
Рио-Гранде	8,5	69,3	—	122,65	—	Holeman, 1968
Рион	8,3	13,4	13,5	619,40	614,8	ФГАМ-228
Кубань	7,7	58	12,9	132,7	596,9	ФГАМ-228; Залогин, Родионов, 1969
Печора	7,2	322	126	22,36	571,4	ФГАМ-228; Залогин, Родионов, 1969; Шубаев, 1969
Колорадо	6,9	23,3	—	296,1	—	Holeman, 1968
Колыма	6,0	644	132	9,32	45,45	ФГАМ-228; Шубаев, 1969
Гаронна	5,8	85	21,6	68,2	268,5	Страхов, 1960—1962
Дон	5,7	422	28	13,51	203,6	ФГАМ-228; Шубаев, 1969
Днестр	5,0	72	—	69,44	—	ФГАМ-228
Сев. Двина	4,5	360	109	12,50	41,3	Залогин, Родионов, 1969; Шубаев, 1969
Св. Лаврентия	3,6	1289	304	2,79	11,84	Holeman, 1968
Яна	3,1	318	32	9,75	96,9	ФГАМ-228; Залогин, Родионов, 1969
Висла	2,5	199	32	12,56	78,1	Страхов, 1960—1962; Шубаев, 1969
Хатанга	1,4	346	100	40,46	14,0	БСЭ (изд. 2-е); ФГАМ-228; Залогин, Родионов, 1969
Южн. Буг	1,2	53,9	—	22,26	—	БСЭ, т. 6; ФГАМ-228
Днепр	1,1	504	54	2,18	20,37	ФГАМ-228; Шубаев, 1969; Залогин, Родионов, 1969
Неман	0,8	98,1	—	8,16	—	ФГАМ-228; БСЭ, т. 29
Мезень	0,8	79,7	26	10,03	30,76	Залогин, Родионов, 1969; БСЭ, т. 27
Нева	0,4	282	80	1,42	5,0	ФГАМ-228; Залогин, Родионов, 1969

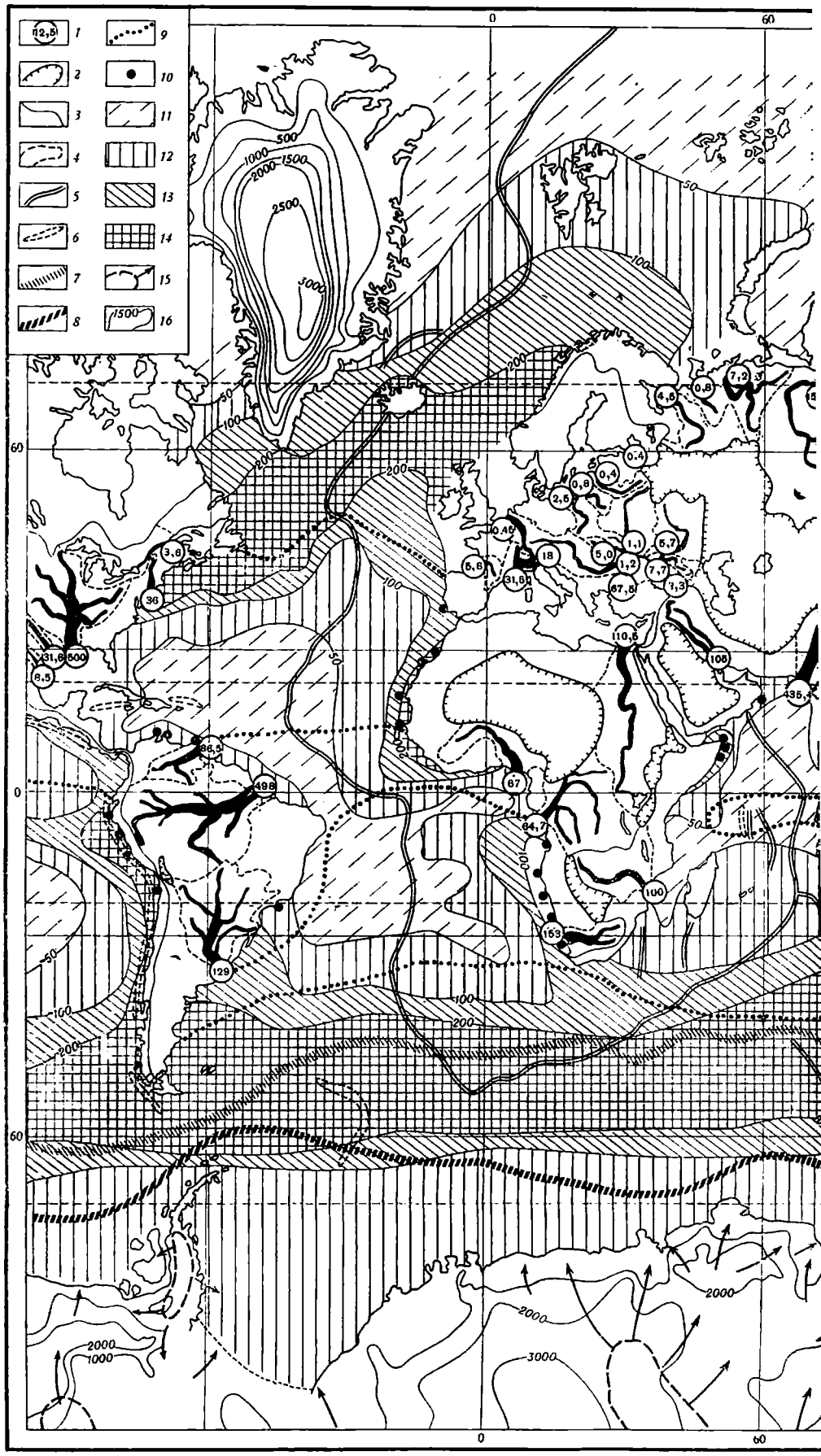
Таблица 7 (окончание)

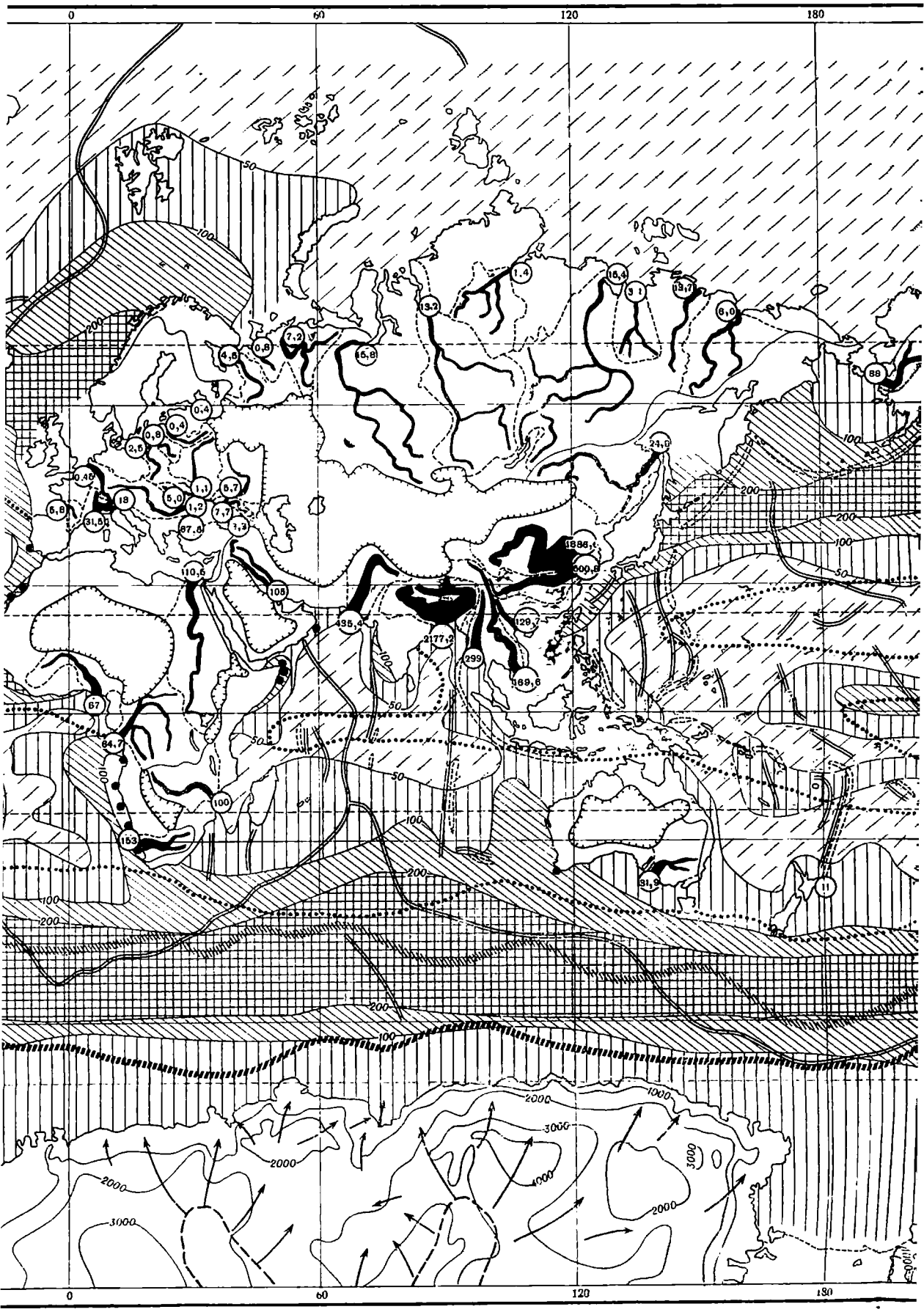
Река	Твердый сток, млн $т$	Площадь водосбора, $\times 10^3 км^2$	Водный сток, $км^3$	Смыв осадочного материала, $т/км^2$	Средняя мутность рек, $г/м^3$	Литературный источник
Рейн *	0,45	252	68,5	1,79	6,56	Holeman, 1968; Corbel, 1959
Зап. Двина	0,4	85,1	19	4,70	21,05	ФГАМ-228; Залогин, Родионов, 1969
Итого:	1947,75	41174,6	10142,4	106,3 (среднее)	306,9 (среднее)	
Бассейн Индийского океана. Площадь водосбора с Антарктидой 21,93 млн. $км^2$, без Антарктиды 17,21 млн. $км^2$						
Ганг	1451,5	1059,8	1210	1369,5	1199,58	Holeman, 1968: United...,
Брахмапутра	725,7	665,3		1090,78	599,75	1953, United..., 1965
Тигр и Евфрат	105	1048	210	100,19	500,00	Holeman, 1968; Гуру, 1956
Инд	435,4	968,7	175	449,4	2448,00	Holeman, 1968; United..., 1965; Шубаев, 1969
Иравади	299	429	428	696,9	698,59	Holeman, 1968; Moore, 1969
Замбези	100	1330	500	75,18	200,00	Moore, 1969; Шубаев, 1969
Муррей	31,9	1072	—	29,76	—	Holeman, 1968
Итого:	3148,5	6772,8	2523,0	544,53 (среднее)	940,98 (среднее)	
Бассейн Тихого океана. Площадь водосбора с Антарктидой 22,85 млн. $км^2$, без Антарктиды 18,13 млн. $км^2$						
Хуанхэ (Желтая)	1886,9	745	126	2532,4	14975,39	Holeman, 1968; Mooge, 1969
Янцзы	500,8	1830	690	273,5	273,66	Holeman, 1968; БСЭ, т. 49
Меконг	169,6	810	387	209,3	438,24	Holeman, 1968; Шубаев, 1969; United..., 1965
Колорадо	135,2	637,1	20,3	212,2	6660,09	Holeman, 1968; Шубаев, 1969
Красная	129,7	119,9	—	1082	—	Durum and oth., 1960; Holeman, 1968
Юкон	88	855	185	103	475,67	Шубаев, 1969
Колумбия	36	772	174	46,6	206,89	Mooge, 1969; Страхов, 1960—1962
Амур	24,9	1843	350	135,1	71,14	ФГАМ-228; Залогин, Родионов, 1969
Вайпаоа (Новая Зеландия)	11,03	1,6	—	6893,7	—	Holeman, 1968
Итого:	2982,13	7613,6	1932,3	1276,4 (среднее)	3300 (среднее)	

* Для рек бассейна Северного моря Веенстра (Veenstra, 1971) приводит следующие значения твердого стока, млн. $т$ в год: Рейн — 4; Маас — 1; Шельда — 0,1; Темза — 0,2; Хамбер — 0,1; Эмс—0,1; Везер — 0,6; Эльба — 0,7. Итого около 7 млн. $т$ в год.

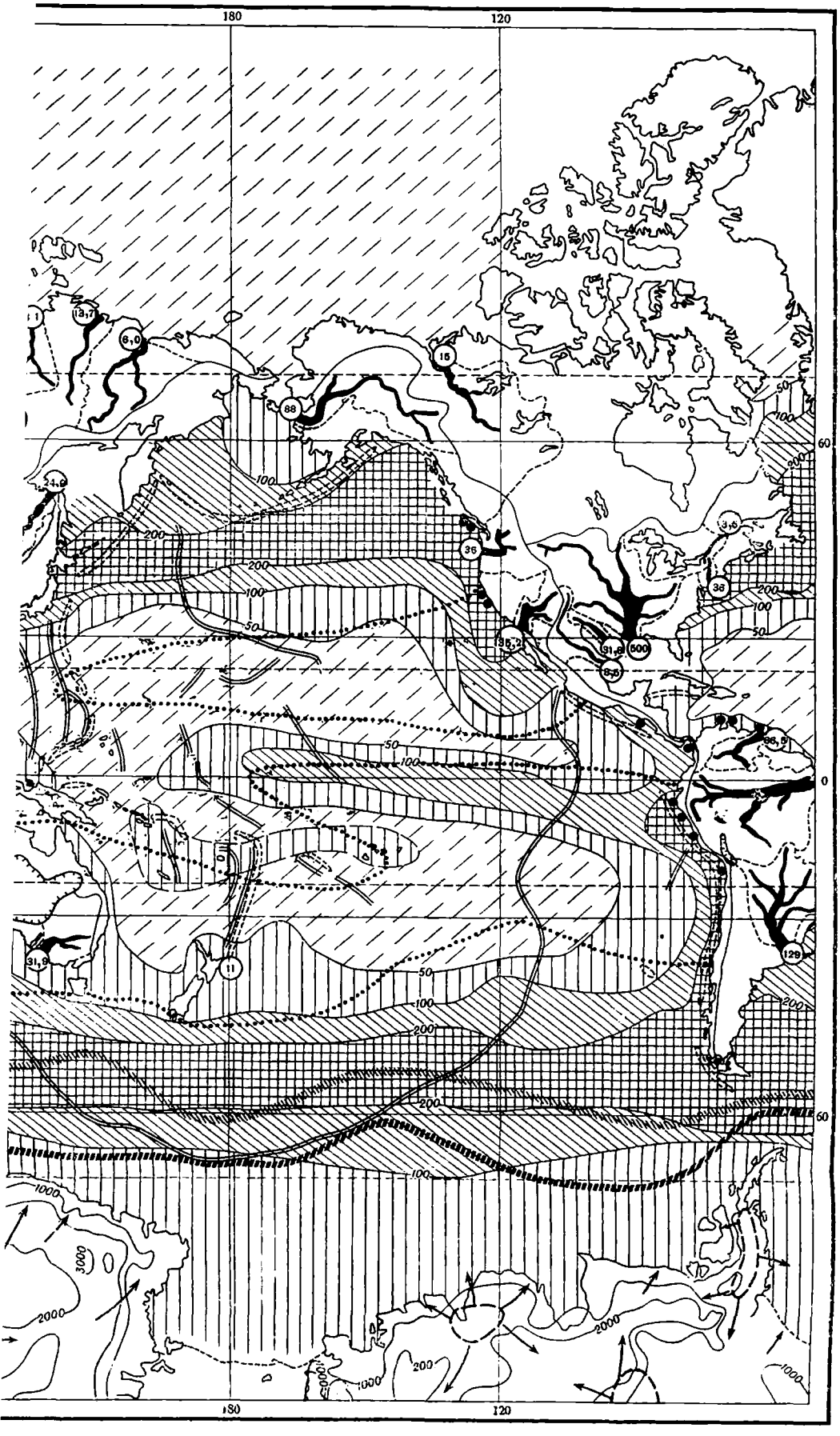
Как видно, оценки колеблются от 12,69 (Лопатин, 1950) до максимальных значений в 51,1 млрд. $т$ (Fournier, 1960). Соответственно этому и средний смыв с каждого квадратного километра суши колеблется от 134 до 570,5 $т$.

Наиболее надежными представляются подсчеты Холемана (Holeman, 1968). Мною они пересчитаны в метрическую систему. По Холеману, суммарный сток рек мира равен 18 283 млн. $т$ против 12 695 млн. $т$ по Г. В. Лопатину. Из этого количества 75% приходится на долю рек Азии (14 430 млн. $т$), для которой средний смыв с 1 $км^2$ водосбора в 6—20 раз больше, чем для других материков. Особенно велик смыв в юго-восточной


12,5
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
1500
16
500
1000
1500
2000
2500
3000
50
100
200
0
60
3,8
36
31,6
500
8,5
86,5
498
129
0,4
0,8
2,5
0,46
18
5,6
31,6
5,0
1,1
1,2
5,7
7,7
7,3
67,8
7,2
4,6
0,8
110,5
108
135
67
84,7
100
169
2000
3000



2 — границы основных климатических зон в океане (см. рис. 12); *10* — изобары


180
120
60
0
1
13,7
6,0
16
88
24,0
36
3,5
38
135,2
91,2
500
830
95,8
129
31,9
11
100
200
50
1000
3000
2000

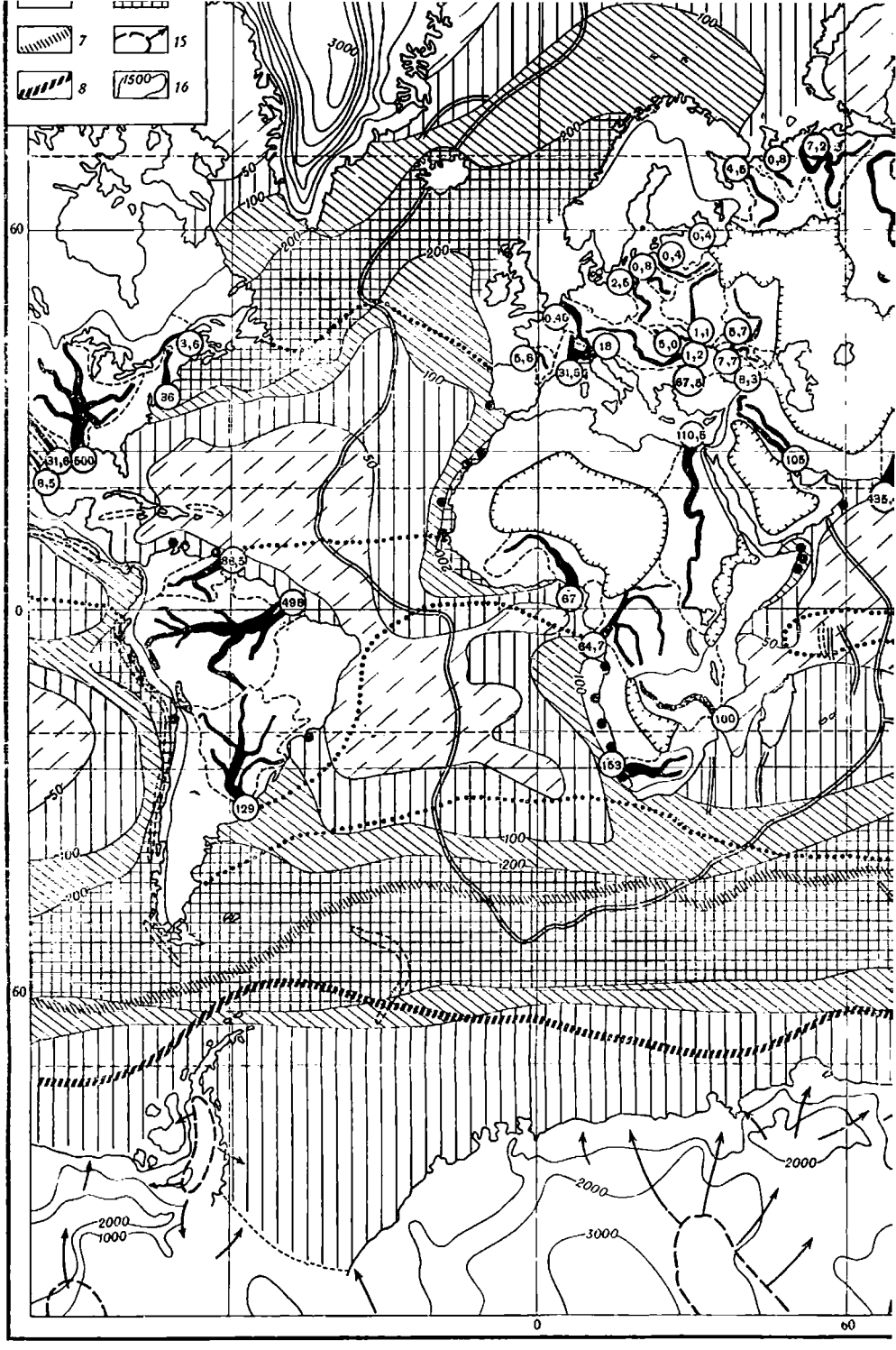
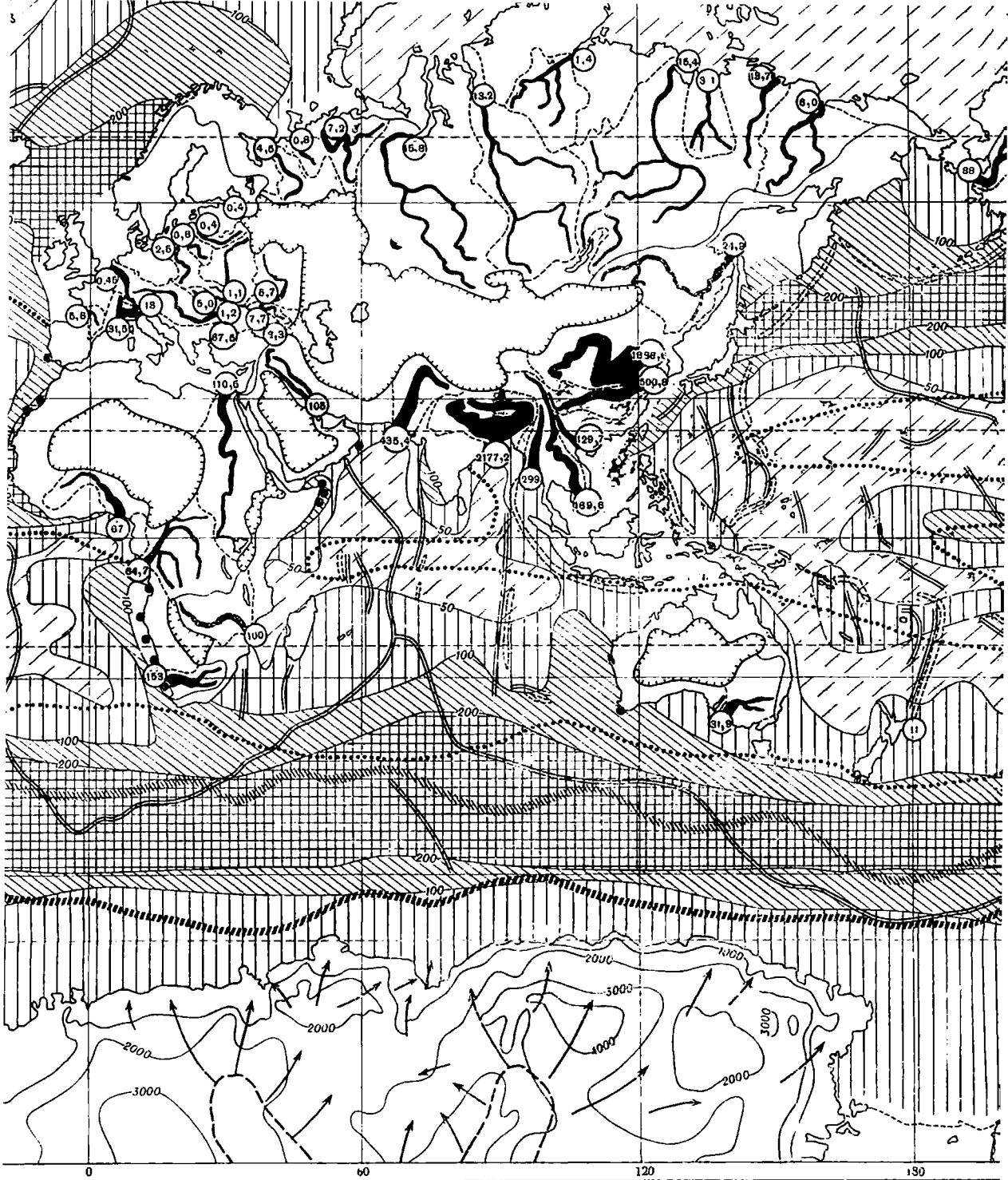


Схема II. Питание океанов терригенным и биогенным осадочным материалом

Терригенный материал: *1* — взвешенный сток основных рек, млн. *т* в год (толщина контура реки пропорциональна стоку); *2* — границы бессточных областей и областей внутреннего стока; *3* — границы водосборов океанов; *4* — границы водосборов основных рек; *5* — важнейшие океанские хребты; *6* — глубоководные впадины; *7* — антарктическая конвергенция; *8* — антарктическая дивергенция (глобальная область подъема глубинных вод к поверхности);

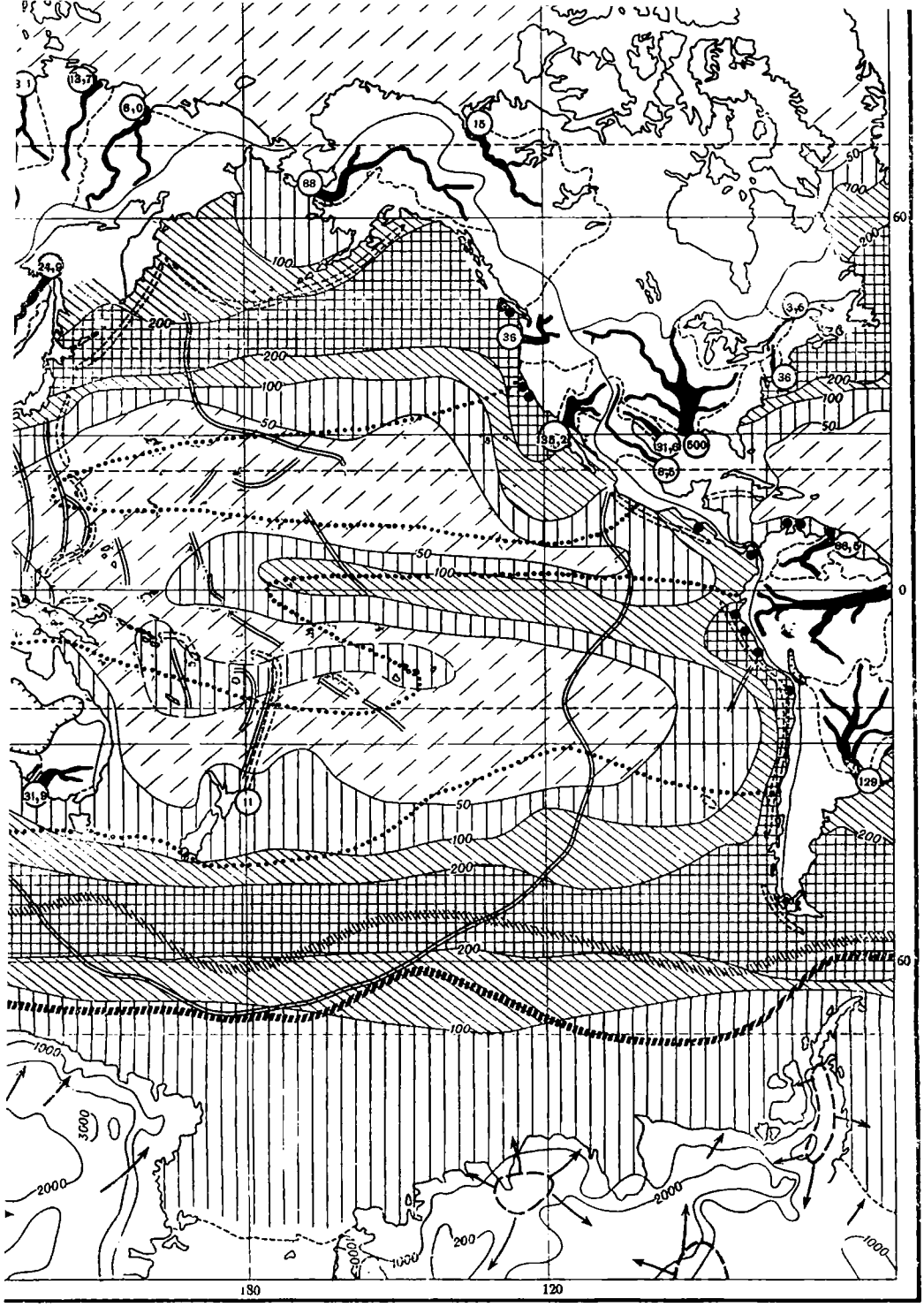
А. П.Лисицын



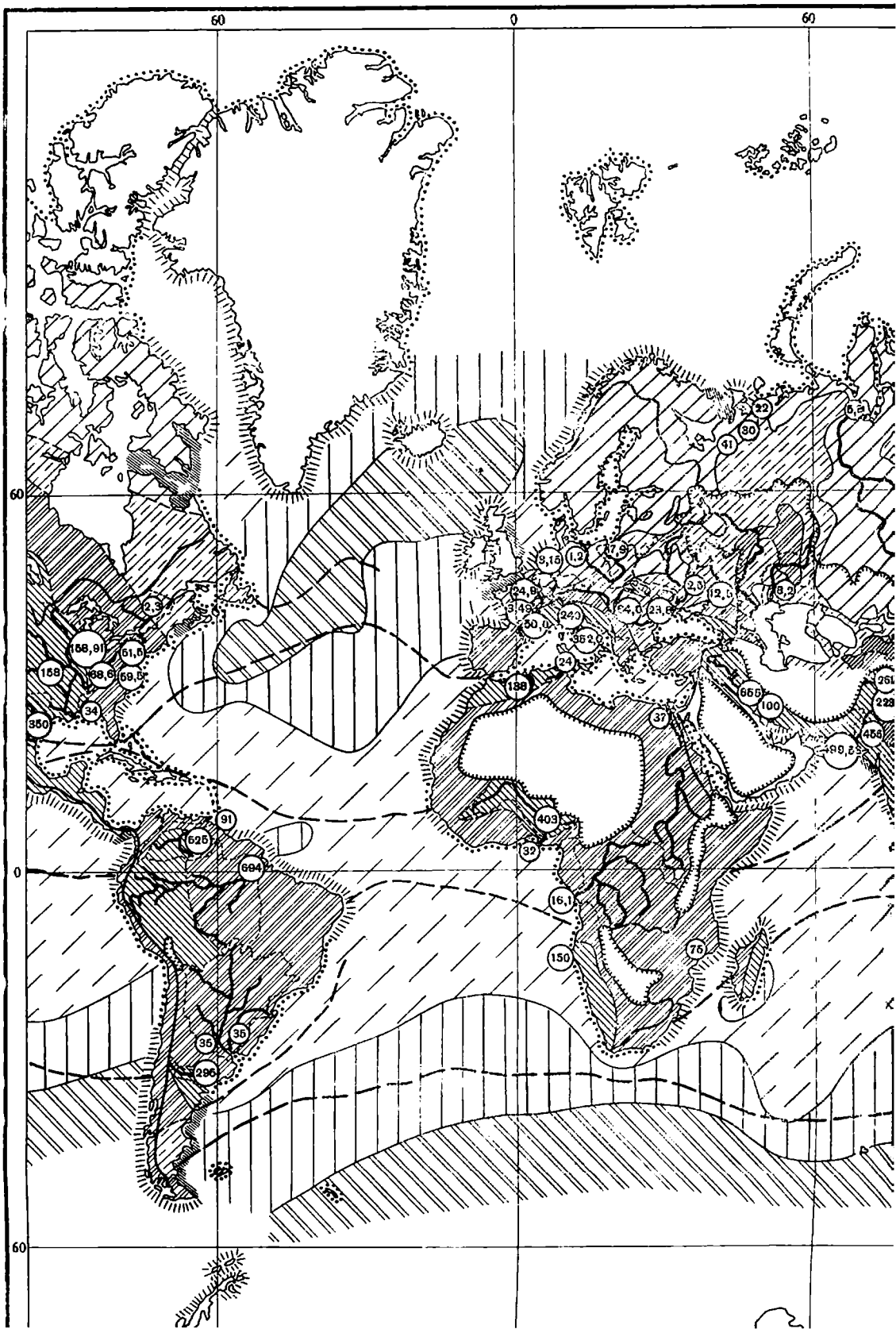
[биогенным осадочным материалом

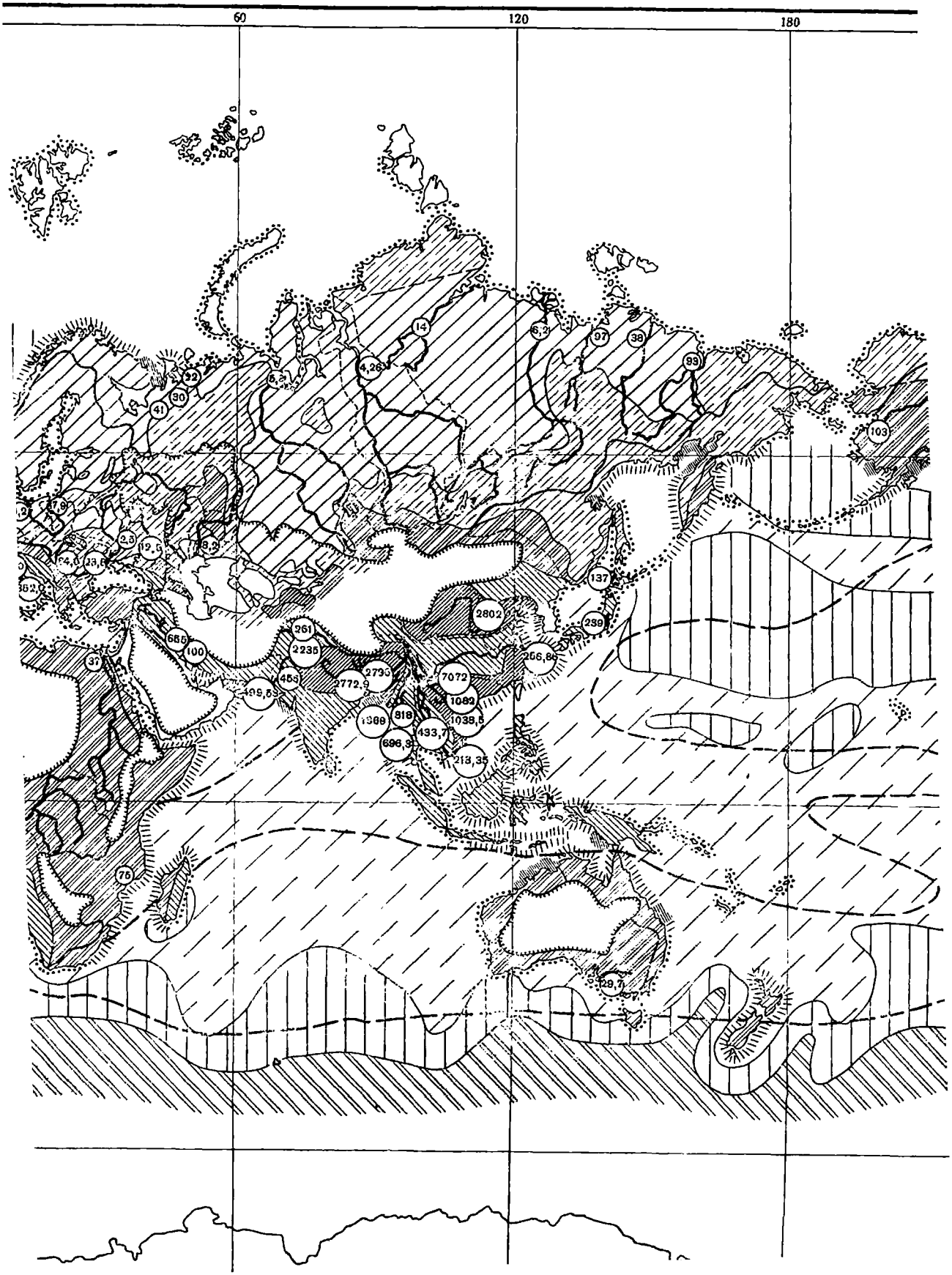
енный сток основных рек, млн. *т* в год (тол- — границы бесстоячных областей и областей впу- ов; *4* — границы водосборов основных рек; *5* — ые впадины; *7* — антарктическая конвергенция; бласть подъема глубинных вод к поверхности); *9* — границы основных климатических зон в океане (см. рис. 12); *10* — лока глубинных вод у берегов континентов (апвеллинги).

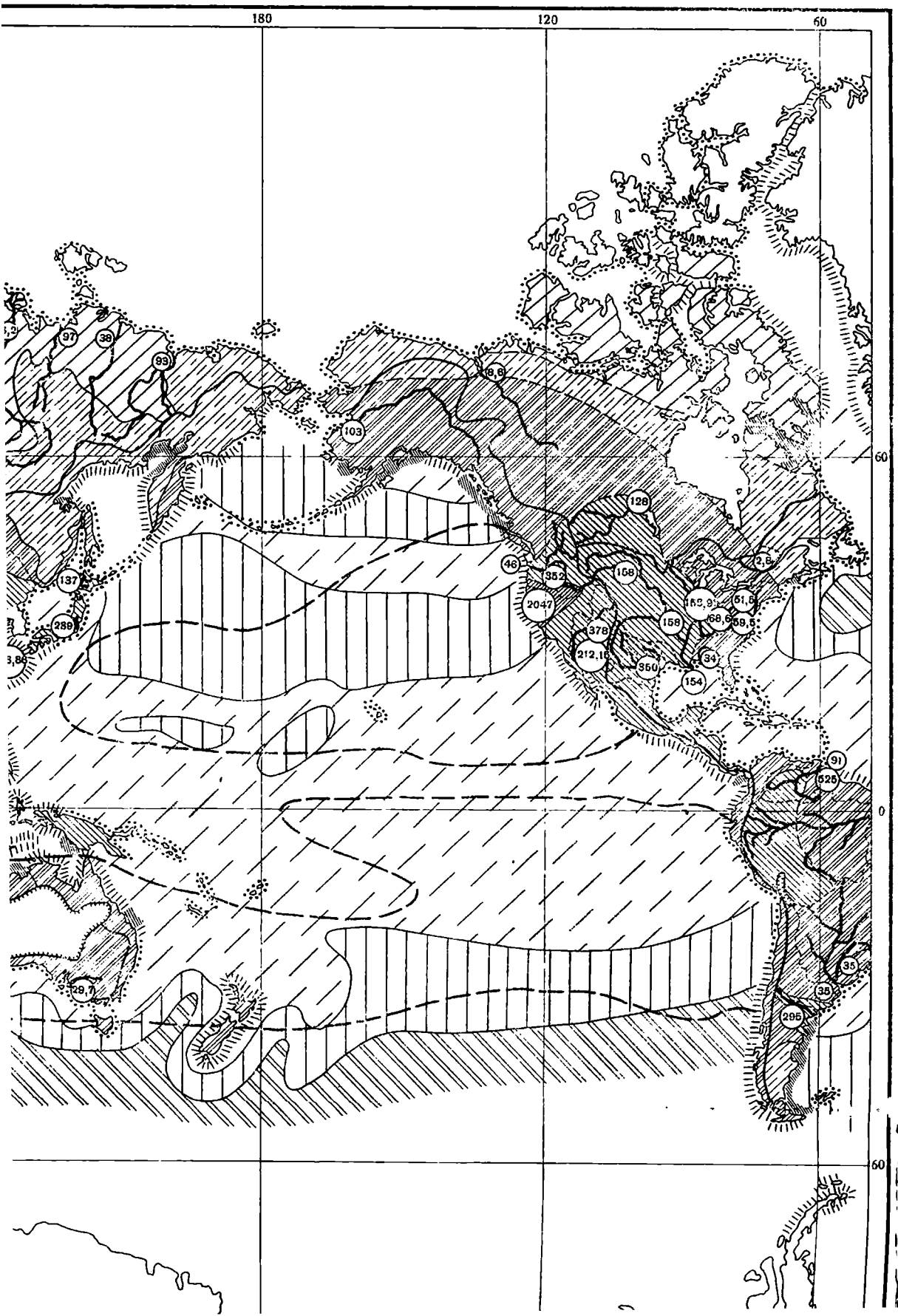
Биогенный материал — первичная продукция фитопланктона в *г С/м² год*; *11* — менее 50; *12* — от 50 до 100; *13* — от 100 до 200; *1* Области современного оледенения (Антарктида, Гр оледенения (показаны пунктиром) и основные направлени растекания л *16* — изолинии мощностей ледникового покров



их зон в океане (см. рис. 12); *10* — локальные области подъема
ентов (апвеллинги).
- первичная продукция фитопланктона, определенная по C^{14}
- от 50 до 100; *13* — от 100 до 200; *14* — более 200.
) о л е д е н е н и я (Антарктида, Гренландия): *15* — центры
и основные направления растекания льдов («ледовые реки»);
вого покрова


60
0
60
60
0
60
22
30
41
2,3
158,91
61,6
158
38,6
59,5
34
350
91
625
694
35
36
286
403
32
16,1
150
76
24
188
37
100
458


60
120
180
14
4,26
97
38
93
103
32
30
41
137
2802
239
261
2235
100
455
2772,9
7072
1082
818
1038,5
433,7
696,3
213,35
75
129,7


180
120
60
60
0
60
97
38
93
103
128
46
137
352
158
2047
289
378
212,16
350
154
91
525
35
35
295
29,7

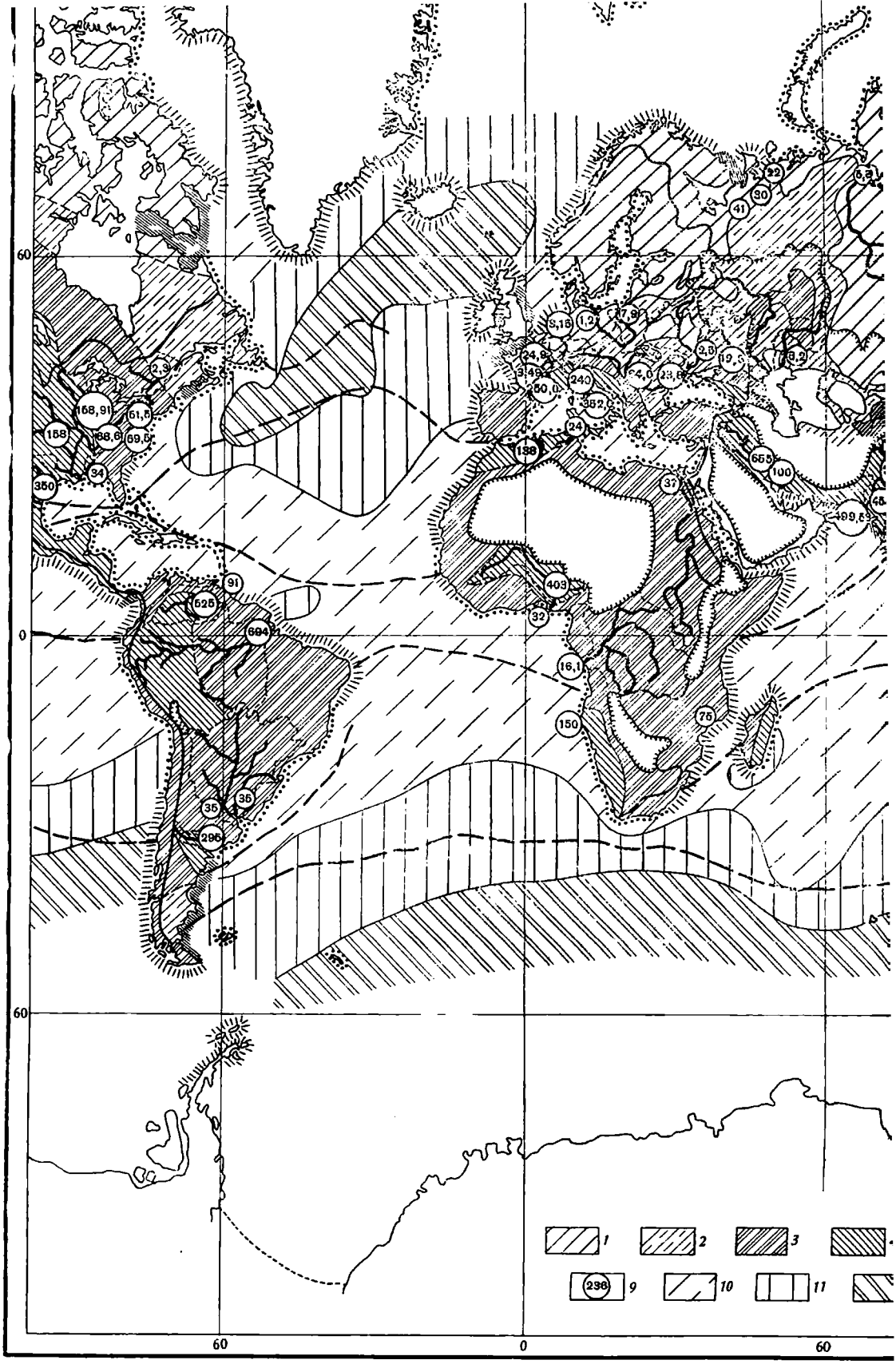
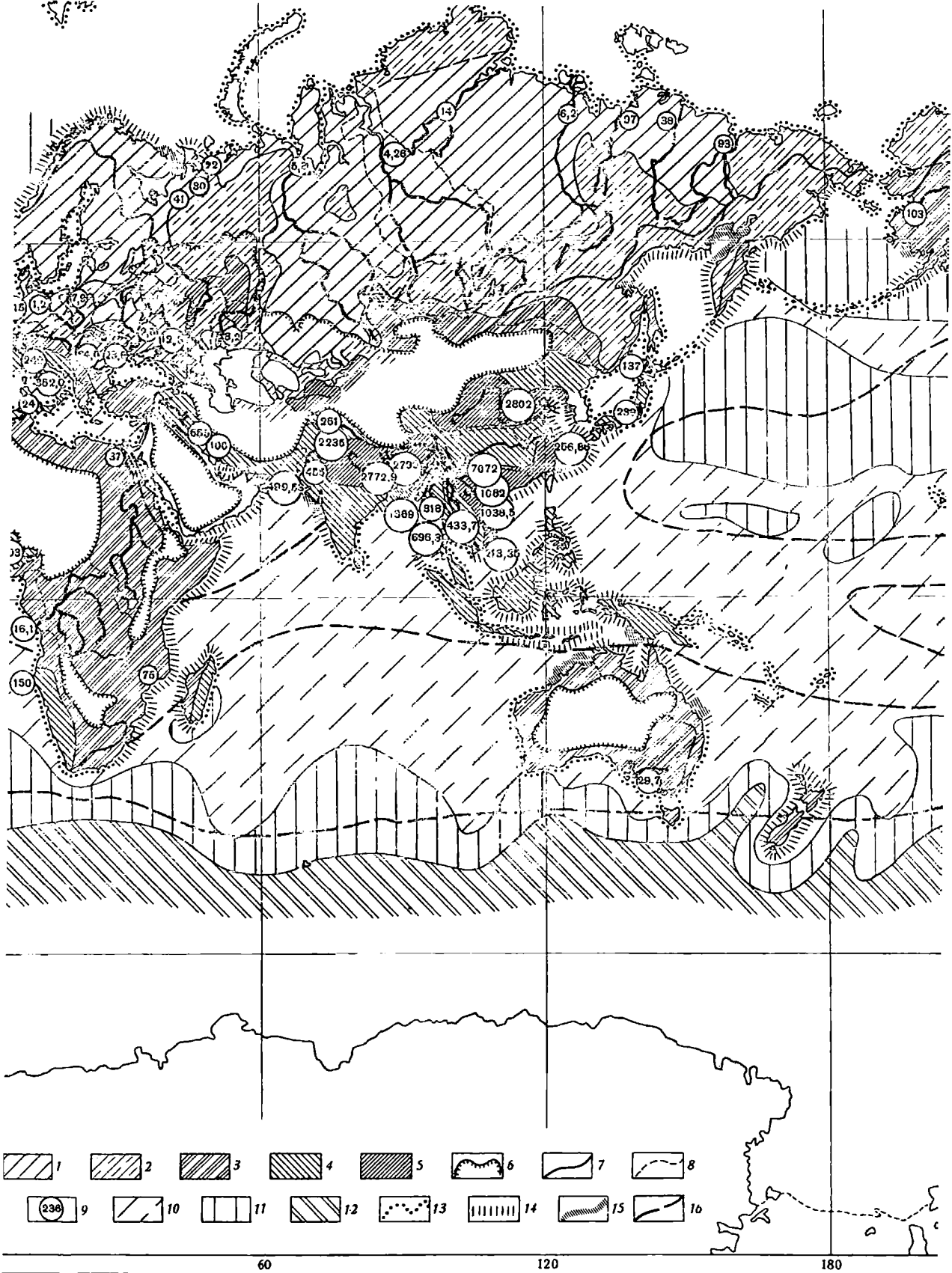


Схема III. Поставка терригенного материала в океаны

Модуль смыва осадочного материала[1] с суши, *т/км²·год*: *1* — менее 5; *2* — от 5 до 20; *3* — от 20 до 100; *4* — от 100 до 1000; *5* — более 1000.

Прочие обозначения: *6* — бессточные области и области внутреннего стока; *7* — водо-

разделы оке
модулей тве
ка осад
волнений и
прилив



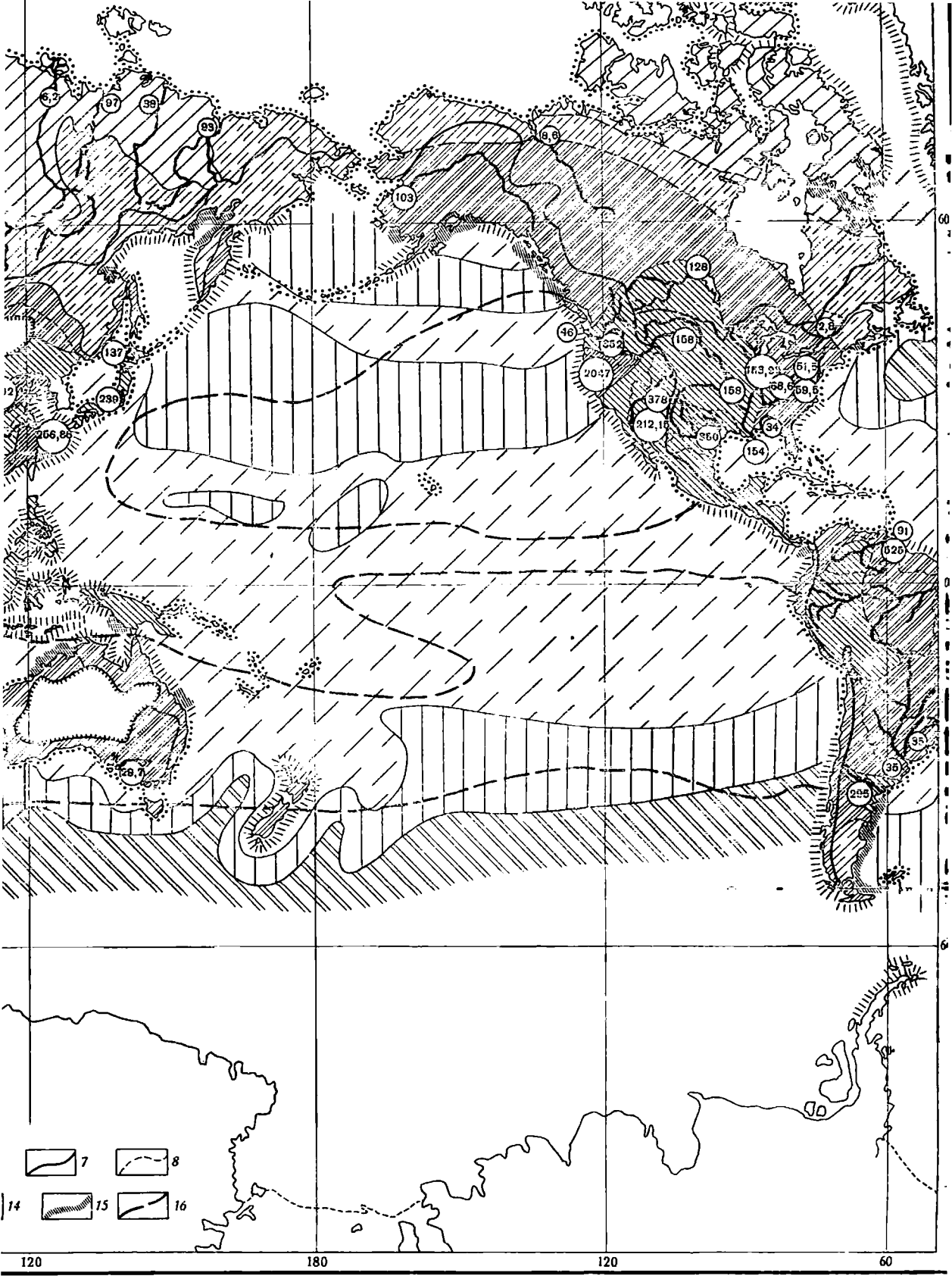
1 2 3 4 5 6 7 8

236 9 10 11 12 13 14 15 16

ш и, *т/км²·год*: *1* — менее 5; *2* —

и внутреннего стока; *7* — водо-

разделы океанов; *8* — границы водосборных бассейнов крупнейших рек; *9* — фактические значен модулей твердого стока для важнейших рек, расположенных около пунктов определений. П о с т а ка осадочного материала за счет абразии берегов. Повторяемо волнений и зыби более 5 баллов: *10* — менее 20%; *11*— от 20 до 40%; *12*— более 40%. В ы с о п р и л и в о в, *м*: *13* — менее 2; *14* — от 2 до 6; *15* — более 6; *16* — границы климатических зон



орных бассейнов крупнейших рек; *9* — фактические значения
х рек, расположенных около пунктов определений. П о с т а в-
л а з а с ч е т а б р а з и и б е р е г о в. Повторяемость
— менее 20%; *11*— от 20 до 40%; *12*— более 40%. В ы с о т а
от 2 до 6; *15* — более 6; *16* — границы климатических зон

Азии. По данным Деви и Бирда (Dewey, Bird, 1970), понижение поверхности юго-восточной Азии идет в 23 раза быстрее, чем поверхности Европы и составляет огромную величину — 1,4 *мм* в год. Как можно видеть из табл. 8, средняя мутность рек Азии достигает очень высоких значений, каких не встречается в других реках мира.

Это обусловлено тем, что высота материка Азии составляет 960 *м*, т. е. максимальна для материков (кроме Антарктиды), на долю горных областей здесь приходится 57% площади (табл. 9). Нужно учесть также и то, что в водосборах многих рек Азии широко распространены лёссы и другие рыхлые отложения, легко поддающиеся размыву. Все эти факторы говорят о том, что материк Азии, в особенности его юго-восточная часть, является мировым полюсом твердого стока. Поставка терригенного материала из этого района и предопределяет количественное распределение терригенного материала в Мировом океане.

Для целей нашего исследования важно знать, какое количество терригенного осадочного материала поставляется в каждый из океанов, сколько его приходится на поверхность дна.

В табл. 10 приведены подсчеты, выполненные мною на основании новых данных. В таблице приведены поставка осадочного материала реками и отдельно — ледникового материала из Антарктиды, Гренландии и с Канадского архипелага.

В графе «учтенные данные» приводится площадь водосборов по 55 главнейшим рекам и цифрам о твердом стоке (см. табл. 7) по надежным определениям речных постов.

Полный взвешенный сток рек определяется исходя из всей площади водосбора и площади учтенной части водосбора. Отношение этих площадей, умноженное на учтенный твердый сток, и дает цифру полного стока. Этот прием использован Холеманом (Holeman, 1968) и другими авторами (Лопатин, 1950), проводившими подсчеты твердого стока.

В итоге количество осадочного материала, выносимого реками в океан, по моим подсчетам, составляет 18 529 млн. *т*. Эта цифра получена с учетом новых данных и по рекам СССР, которые не использованы Холеманом. Если сравнить полученное мною суммарное значение твердого стока с цифрой Холемана (см. табл. 7), то они по существу одинаковы, что говорит о близости их порядка к истинному.

Для суждения о количестве и составе осадочного материала, поставляемого реками с суши, при недостатке прямых наблюдений большое значение имеет составление карт механической денудации. Известно, что интенсивность эрозии определяется как климатическими компонентами географического ландшафта, так и прочими физико-географическими факторами, в частности характером коры выветривания, почв, растительного покрова, рельефа, составом пород водосбора.

Климатические условия, а именно соотношение тепла и влаги, предопределяют подготовку земной поверхности к размыву. Вместе с тем в значительной мере они предопределяют и характер растительности, развивающейся на почве, а тем самым и возможности этого смыва. Известно, что растительность, особенно лесная, закрепляет поверхность почвы, делает ее устойчивой к эрозии. Например, по данным Придеснянской опытной станции, смыв с 1 *га* пахотных земель составляет 11—13 *т* в год, а смыв с тех же почв, покрытых лесом, практически равен нулю (Соколовский, 1959).

Чем слабее поверхность почвы закреплена растительностью, тем больше денудация. Это особенно четко видно на хорошо изученных территориях СССР и США (схема III, рис. 23).

Г. И. Шамовым (1948) на территории СССР выделено 7 зон мутности рек, которые тесно связаны с природной зональностью и в первую очередь с зональностью растительности. Реки с мутностью менее 50 *г/м*^{3} характерны для зон тундры и тайги, от 50 до 150 — обширных лесостеп-

Части света	Площадь водосбора, млн. км²		Жидкий сток рек, км³	
	(Лопатин, 1950)	(Holeman, 1968) ***	(Лопатин, 1950)	(ФГАМ, 1964, карта 61)
Европа	9,67	9,32	2 577	2 844
Азия	44,89 *	25,90	11 464	12 850
Африка	29,81	19,94	6 052	4 657
Северная Америка и Центральная Америка	20,44	20,72	6 440	6 087
Южная Америка	17,98	19,43	8 080	7 904
Австралия	7,96	5,18	610	1 919
Вся суша	130,75 **	100,49	35 223	36 261

* У Г. В. Лопатина с Малайским архипелагом, Японией и Филиппинами. ** У Г. В. Лопатина без Антарктиды, Гренландии и Канадского архипелага. *** Данные Холемана охватывают в среднем 39,33% поверхности водосбора рек (Европа 37,7%, **** Для Юго-Восточной Азии.

ных зон, 150—500 — степных и полустепных; остальные зоны с мутностью 500 *г/м*³ (до значений более 4000) приходятся на горные районы.

Точно такие же закономерности отмечаются для распределения модулей стока взвешенных наносов.

На территории СССР интенсивность эрозии в общем возрастает с севера на юг, т. е. обнаруживаются те же связи с климатической зональностью, что и для прочих показателей стока.

Наряду с зональными (климатическая зональность и вертикальная поясность) факторами, большое значение имеют и азональные — в частности, геологическое строение водосборов, устойчивость слагающих их пород к выветриванию и размыву. Особенно быстро размываются лёссы в областях их широкого распространения в Китае, Средней Азии, США. Наличие легко размываемых пород в пределах водосбора намного увеличивает твердый сток рек сравнительно с обычными зональными значениями (см. рис. 23).

Из равнинных рек СССР наибольшую мутность имеет р. Калаус, которая дренирует рыхлые отложения — ее мутность 48000 *г/м*³. Из горных рек Кавказа наибольшую мутность имеют р. Гудермес — 22 300 *г/м*³ и Асай — 11 700 *г/м*³ в среднем (35 000 *г/м*³ в паводок). Мутность рек Средней Азии составляет 3400—3600 *г/м*³ (Соколовский, 1959).

Модули терригенной аккумуляции для Атлантического, Индийского и Тихого океанов (табл. 11) колеблются в широких пределах от 33 до 114 *т* на 1 *км*² дна океана (с учетом поставки осадочного материала из Антарктиды). Сопоставление модулей и отношений B/L дает очень противоречивые результаты. По данным отношения B/L, поступление терригенного осадочного материала в Атлантический и Северный Ледовитый океаны намного больше (на единицу площади дна), чем для Индийского. Реальные значения модуля терригенной седиментации дают обратное соотношение: интенсивность поступления осадочного материала в северную часть Индийского океана почти в 4 раза выше, чем в Атлантический, что и следовало ожидать по цифрам твердого стока (см. табл. 7).

Таблица 8

с материков (в год)

Сток взвешенных наносов, млн. *т*		Смыв с поверхности суши, *т/км²*		Понижение поверхности суши в год, *мм*		Средняя мутность рек, *г/м³*
(Лопатин, 1950)	(Holeman, 1968)	(Лопатин, 1950)	(Holeman, 1968)	(Лопатин, 1950)	(Dewey, Bird, 1970)	Лопатин, 1950)
420	290	75,0	30,0	0,050	0,061	163
7 445	14 430	208,0	533,0	0,139	1,40 ****	649
1 395	489	72,2	24,0	0,048	0,063	291
1 503	1 778	113,0	85,8	0,075	0,22	233
1 676	1 088	148,0	56,0	0,099	0,14	208
257	208	43,4	40,0	0,029	0,10	421
12 696	18 283	134 (среднее)	182 (среднее)	0,090	—	360 (среднее)

Азии 40,51%, Африка 40,8%, Северная Америка 30,8%, Южная Америка 50,9%, Австралия 20,7%). Им почти не использованы данные по СССР, не включена также Антарктида.

Водосборы Атлантического океана, хотя и обширны, но почти не дают взвешенного материала. Количество осадочного материала, приходящееся на 1 *км²* дна Тихого океана, близко к Атлантическому и почти в 3 раза ниже, чем в Индийском!

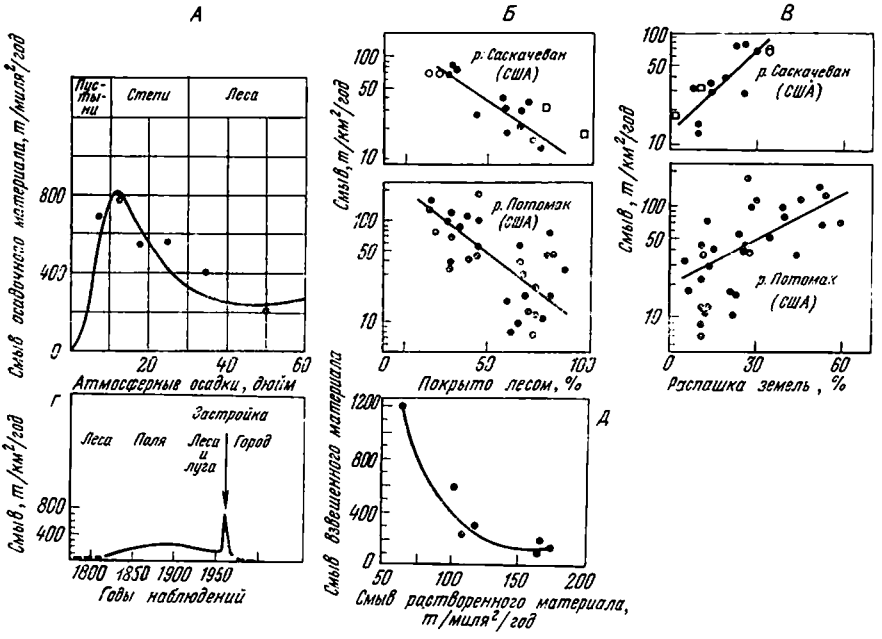


Рис. 23. Зависимость смыва осадочного материала от типа растительного покрова водосбора (Gilluly and oth., 1968; Meade, 1969)

А — для земного шара. *Б* — покрытие поверхности водосбора летом. *В* — распашка земель. *Г* — урбанизация (штат Мериленд). *Д* — соотношение между смывом взвешенного и растворенного материала на примере территории США. Точки, кружки, квадраты — фактические наблюдения

Площади и средние высоты распространения равнин, горных и бессточных областей материков Таблица 9

Материки и части света	Площадь, млн. км²	Высота, м	Равнинно-платформенные области		Горные области (Рельеф Земли, 1967)		Бессточные области *	
	по К. К. Маркову и др. (1968)		млн. км²	% от общей поверхности	млн. км²	% от общей поверхности	млн. км²	% от общей поверхности
Поверхность суши	148,704	860	85,060	64	47,771	36	27,991	
Азия	44,134	960	18,703	43	24,772	57	9,935	24
Африка	29,834	750	25,343	84	4,789	16	11,771	40
Северная Америка	24,063	720	13,457	61	8,594	39	1,070	5
Южная Америка	17,788	590	13,583	77	4,168	23	1,454	8
Антарктида ледяная	13,975	2040	—	—	—	—	—	—
Антарктида каменная, выше уровня океана	8,276	860	—	—	—	—	—	—
Европа	10,009	340	7,340	70	3,104	30	0,452	5
Австралия с островами	8,901	340	6,662	74	2,344	26	3,309	43

* Включая области внутреннего стока — 31 124 тыс. км², А. П. Шубаев (1969).

Интенсивность питания океанов терригенным осадочным материалом Таблица 10

Океан	Площадь водосбора без Антарктиды, млн. км² (B)	Площадь океана млн. км² (L)	Учтенные данные		Полный твердый сток рек, млрд. m в год	Вклад ледового стока Антарктиды, млрд. m в год	Суммарный терригенный сток (реки и ледники) млрд. m в год	Модуль терригенной аккумуляции, m/км²	B/L
			площадь водосбора рек, млн. км²	твердый сток рек, млрд. m					
Атлантический и Северный Ледовитый	67,36	106,463	41,17	1,95	3,191	0,35	3,541	33,4	0,63(0,67) **
Тихий	18,13	179,679	7,61	2,98	7,152	0,35	7,502	41,6	0,10 (0,13)
Индийский	17,21	74,917	6,77	3,15	8,186	0,35	8,536	114	0,23 (0,29)
Итого:	102,70 *		55,55	8,08	18,529	1,05	19,579		

* Площадь Антарктиды 13,975 млн. км², бессточных областей и областей внутреннего стока 31,124 млн. км, в сумме с площадью водосборов рек это дает 147,8 км², что близко к поверхности суши 148,7 млн. км² (с учетом островов).

** Первая величина — без Антарктиды, вторая (в скобках) — с учетом ледового стока Антарктиды.

Таблица 11

Интенсивность питания океанов осадочным материалом

Показатель	Индийский	Атлантический	Тихий
Модуль терригенной аккумуляции, $т/км^2$ в год	114	33,4 **	42
Первичная продукция, $т/км^2$ в год *			
в сыром весе	1620	1388	928
в сухом весе	334	278	186
Отношение B/L (по Н. М. Страхову и др., 1954)	0,09	0,30	0,04
Отношение B/L (данные автора)	0,29	0,67 **	0,13

* Фактор пересчета от углерода на сырой вес фитопланктона, считая среднее содержание воды—80%; $C_{орг} \times 20$ (Моисеев, 1969).

** Для Атлантического и Северного Ледовитого океанов вместе.

СТОК РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

В сток растворенных веществ, по О. А. Алекину (1966), входят: 1) растворенные соли, или ионные, включающие главные ионы; 2) биогенные элементы (соединения N, P, Si); 3) микроэлементы; 4) органические вещества; 5) минеральные коллоиды. Существенную роль могут играть и растворенные в воде газы.

Абсолютная величина ионного стока выражается в тоннах солей, выносимых с данного водосбора. Относительной характеристикой является показатель ионного стока Pu, который выражается в тоннах на квадратный километр в год и колеблется от 18,6 $т/км^2$ для аридной области Австралии до 40 $т/км^2$ для Малайского архипелага.

Величина ионного стока в океан с суши равна, по О. А. Алекину (1966), 2316 млн. $т/км^2$ (или 3174 млн. $т/км^2$, считая CO_3 через HCO_3). К этому нужно прибавить еще сток биогенных элементов (18 млн. $т$), микроэлементов (7 млп. $т$) и минеральных коллоидов (175 млн. $т$). Общее количество растворимых веществ, выносимых в год в океан (включая сюда и коллоиды), составляет, таким образом, 2516 млн. $т/км^2$. Если добавить ежегодный сток органических веществ, то общий сток растворенных веществ в год составляет 3200 млп. $т$. По определениям Гиллали (Gilluly, 1955), он равен 2250 млн. $т$, Полдерварт (1957) дает значение 5402 млн. $т/км^2$.

Представление об основных элементах ионного стока показывают таблицы 12, 13, по данным таблиц выявляется преобладание элементов карбонатной системы, на долю которой приходится около 60% ионного стока в год (1236 млн. $т$ $CaCO_3$ п 125 млп. $т$ $MgCO_3$; Алекин, 1957). Из табл. 12 видно, что время пребывания основных компонентов ионного стока составляет 10^6—10^8 лет, хотя для большинства элементов, находящихся во взвеси, оно составляет 10^3—10^4 лет.

ПОСТАВКА ЛЕДНИКАМИ

Наряду с водой, находящейся в жидкой фазе и образующей гидросферу, большое значение в поставке минерального материала в океаны имеет вода, заключеппая в твердой фазе в виде льда, который образует криосферу. Льды играют главную роль в поставке и транспортировке осадочного материала в зонах ледового седиментогенеза, проникают далеко в соседние гумидные, а в отдельных случаях — даже в аридные зоны.

Таблица 11

Интенсивность питания океанов осадочным материалом

Показатель	Индийский	Атлантический	Тихий
Модуль терригенной аккумуляции, $т/км^2$ в год	114	33,4 **	42
Первичная продукция, $т/км^2$ в год *			
в сыром весе	1620	1388	928
в сухом весе	334	278	186
Отношение B/L (по Н. М. Страхову и др., 1954)	0,09	0,30	0,04
Отношение B/L (данные автора)	0,29	0,67 **	0,13

* Фактор пересчета от углерода на сырой вес фитопланктона, считая среднее содержание воды—80%; $C_{орг} \times 20$ (Моисеев, 1969).

** Для Атлантического и Северного Ледовитого океанов вместе.

СТОК РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

В сток растворенных веществ, по О. А. Алекину (1966), входят: 1) растворенные соли, или ионные, включающие главные ионы; 2) биогенные элементы (соединения N, P, Si); 3) микроэлементы; 4) органические вещества; 5) минеральные коллоиды. Существенную роль могут играть и растворенные в воде газы.

Абсолютная величина ионного стока выражается в тоннах солей, выносимых с данного водосбора. Относительной характеристикой является показатель ионного стока Pu, который выражается в тоннах на квадратный километр в год и колеблется от 18,6 $т/км^2$ для аридной области Австралии до 40 $т/км^2$ для Малайского архипелага.

Величина ионного стока в океан с суши равна, по О. А. Алекину (1966), 2316 млн. $т/км^2$ (или 3174 млн. $т/км^2$, считая CO_3 через HCO_3). К этому нужно прибавить еще сток биогенных элементов (18 млн. $т$), микроэлементов (7 млн. $т$) и минеральных коллоидов (175 млн. $т$). Общее количество растворимых веществ, выносимых в год в океан (включая сюда и коллоиды), составляет, таким образом, 2516 млн. $т/км^2$. Если добавить ежегодный сток органических веществ, то общий сток растворенных веществ в год составляет 3200 млн. $т$. По определениям Гиллали (Gilluly, 1955), он равен 2250 млн. $т$, Полдерварт (1957) дает значение 5402 млн. $т/км^2$.

Представление об основных элементах ионного стока показывают таблицы 12, 13, по данным таблиц выявляется преобладание элементов карбонатной системы, на долю которой приходится около 60% ионного стока в год (1236 млн. $т$ $CaCO_3$ и 125 млн. $т$ $MgCO_3$; Алекин, 1957). Из табл. 12 видно, что время пребывания основных компонентов ионного стока составляет 10^6—10^8 лет, хотя для большинства элементов, находящихся во взвеси, оно составляет 10^3—10^4 лет.

ПОСТАВКА ЛЕДНИКАМИ

Наряду с водой, находящейся в жидкой фазе и образующей гидросферу, большое значение в поставке минерального материала в океаны имеет вода, заключенная в твердой фазе в виде льда, который образует криосферу. Льды играют главную роль в поставке и транспортировке осадочного материала в зонах ледового седиментогенеза, проникают далеко в соседние гумидные, а в отдельных случаях — даже в аридные зоны.

Таблица 12

Важнейшие вещества океанской и речной воды

Ионы	Воды океанов	Речные воды *			Отношение концентраций в океанской и речной воде	Время пребывания в океане, годы
	концентрация, г/т (Lyman, Fleming, 1940)	% весов (Livingstone, 1963)	концентрация, г/т (Livingstone, 1963)	вынос в океан, млн. т в год (Алекин, 1966, 1967)		
Cl^{1-}	19 353	7,2	7,8	228	2490	$1{,}2\times10^{8}$
Na^{1+}	10 764	6,2 (Na + K)	6,3	217 (Na + K)	1709	1×10^{8}
So_4^{2-}	2 701	13,3	11,2	423	241	$8{,}8\times10^{6}$
Mg^{2+}	1 297	3,7	4,1	117	316	$1{,}55\times10^{7}$
Ca^{2+}	408	15,6	15	494	27	$1{,}2\times10^{8}$
K^{1+}	388	6,8 (Na + K)	2,3	217 (Na + K)	169	1×10^{7}
HCO_3^{1-}	143	53,4	58,4	1692 **	2,4	—
Br^{1-}	66	—	0,67	—	—	$1{,}3\times10^{8}$
H_3BO_3	27	—	13,1	—	—	—
Sr^{2+}	14	—	—	—	—	$3{,}1\times10^{6}$
F^{1-}	1	—	—	—	—	1×10^{6}
Сумма	35 160	100	120	3171 ***		

* Объем воды принят 1370×10^{15} *т*.
** При пересчете на CO_3^{2-}—831 млн. *т*.
*** Если выразить HCO_3^{1-} через CO_3^{2-}, то ионный сток составит 2310 млн. *т*.

Таблица 13

Характеристика стока в океан и денудации суши по частям света в год (Алекин, 1966; Лопатин, 1950, с дополнениями автора)

Материки и части света	Площадь, млн. км²	Водный сток, км³ (% от мирового объема)	Ионный сток (в млн. т)	Сток взвешенных веществ (в млн. т)	Средняя интенсивность денудации материков, т/км²	
					механический	химический
Азия	42,28	12850 (35)	583	7445	176,0	13,7
Африка	29,80	5390 (15)	425	1395	46,5	14,1
Северная Америка	20,40	4655 (13)	421	1503	73,7	20,6
Южная Америка	18,00	7450 (20)	442	1676	93,1	24,5
Европа	11,32	2845 (8)	222	420	37,1	19,6
Австралия	7,9	350 (4)	79	257	32,1	9,8
Малайский архипелаг	3,20	?	144	—	?	45,0
Итого суша (без Антарктиды)	132,90	33540	2316	12636	96,2	17,4
Антарктида	14,00	—	—	1050	(среднее)	(среднее)

Примечание. Средняя интенсивность денудации материков подсчитана автором путем деления ионного стока и стока взвешенных веществ на площадь водосбора.

По приблизительным подсчетам, в настоящее время льды в море занимают около 80 млн. $км^2$, т. е. около $^1/_4$ площади Мирового океана. На долю материковых льдов сейчас приходится 16,7 млн. $км^2$, а всего, таким образом, льды занимают более 96 млн. $км^2$, или около $^1/_5$ поверхности Земли. Намного больше были эти площади в ледниковое время.

В зависимости от плотности морской воды и льда каждый кубический метр льда может поднять и перенести на значительное расстояние от 100 до 300 *кг* осадочного материала. Конечно, загрузка льдов осадочным материалом далеко не полна, она редко достигает 1% от объема, хотя для антарктических ледников приводятся значения 1,6% (Лисицын, 1961ж; Евтеев, 1962, 1964).

Показательны процессы поставки и транспортировки осадочного материала в южной ледовой зоне Земли — в Антарктике, а также в северной части Тихого океана (Лисицын, 1951б, 1961а, 1962ж, 1966в; Лисицын, Чернышева, 1971). Площадь Антарктиды составляет 14 млн. $км^2$, из них только 1,4% занято выходами коренных пород (Шумский, 1967), остальная поверхность покрыта льдами, мощность которых в ряде мест превышает 4000 *м*. Льды не лежат неподвижно, происходит их постепенное растекание от центров льдообразования к периферии континентов.

Сток льдов с материка идет в соответствии с ледосборными бассейнами, которые почти так же, как и для рек, определяются главным образом рельефом коренного ложа. В отличие от рек льды могут преодолевать довольно значительные поднятия и неровности ложа. В конечном счете из ледосборных бассейнов льды стекают в пределах обычно сравнительно невысоких русел, как бы ледовых рек, называемых выводными ледниками.

При средней скорости растекания льдов в 20—45 *м* в год в Антарктиде выводные ледники движутся со скоростью 500—1000 *м* в год (Долгушин и др., 1958; Евтеев, 1962, 1964).

При движении льды с огромной силой давят на породы ложа, донной мореной срезают материал ложа и при переносе дробят его. От момента подготовки каменного материала к переносу и до его разгрузки из льдов при таянии айсбергов или ледников химическое выветривание отсутствует, поскольку вода — один из главнейших агентов выветривания — находится в твердом виде и не активна, другой агент — температура, обычно отрицательная.

Большинство авторов не учитывает поставки осадочного материала из современной ледовой зоны — Антарктиды, Гренландии, о-ов Канадского архипелага и других областей современного оледенения. Сводка данных о площадях современного и четвертичного оледенения, а также о мощности и объеме ледникового покрова дана в табл. 14.

Если у рек скорость эрозии определяется прежде всего скоростью течения воды, то в ледниках — главным образом мощностью льдов. Эта зависимость нашла численное выражение в ряде формул, которые проверялись экспериментально. Широко используется формула Коттона $E = H^3 \cdot \cos \alpha$, где E — ледниковая эрозия, H — мощность ледника, α — угол наклона ледниковой поверхности. Таким образом, с максимальной силой ледник воздействует на подстилающие части ложа в центральных частях купола, где мощность наибольшая; в периферических частях с меньшей мощностью льда скорость эрозии заметно снижается.

В численном выражении скорость ледниковой эрозии оказывается близкой к скорости речной эрозии: для Антарктиды она составляет около 0,05 *мм* в год (Евтеев, 1964), для четвертичного скандинавского ледника 0,05 *мм*. Эти значения сопоставимы с данными по речной эрозии Русской платформы (0,03 *мм*), и поверхности США — 0,04 *мм* (Волин, 1946).

Эти ориентировочные данные могут быть использованы для приблизительного подсчета количества осадочного материала, ежегодно сносимого в прилежащие океаны с материка Антарктиды. Оно равно 1050 млн. *т* и распределяется, грубо приближенно, в равных долях между Атлантиче-

Таблица 14

Современные и древние ледниковые покровы и горно-долинные ледниковые комплексы (Суетова, 1968, с изменениями автора)

Ледниковые покровы и комплексы	Объем льда, тыс. км³	Объем льда в тыс. км³ воды	Площадь, тыс. км²	Средняя мощность, м
Современные ледниковые покровы			16 199 (11% от суши)	
Антарктида	24 031	22 108	13 975	2300
Гренландия	2 700	2 480	1 803	
Новая Земля, Северная Земля Земля Франца-Иосифа и другие ледники Арктики	?	?	279	—
Прочие горные ледники вне Арктики и Антарктики	?	?	217	—
Древние ледниковые покровы			45 016 (30% от суши)	
Европейский ледниковый щит	7 640	7 028	5 764	2500
Лаврентьевский ледниковый щит	21 175	19 480	13 135	3500
Урало-Сибирский ледниковый покров	975	897	2707—4300	700
Горно-долинные ледниковые комплексы				
Северо-Восточной Сибири	707	650	—	—
Юга Евразии	1 548	1 424	2 255	—
Кордильерский	2 600	2 390	2 600	—
Андийский	940	865		—
Африки	0,5	0,46	700	
Австралии с островами	66,5	61	—	—
Сумма	62 383	57 383		

Примечание. Для древних ледниковых покровов площадь на время максимального оледенения, для Антарктиды и Гренландии — современная. Максимальный из известных древних ледников Лаврентьевский по площади и объему был равен Антарктиде (Марков и др., 1968б). В плейстоцене 60% льдов было сосредоточено в северном полушарии, в настоящее время 92% в южном и только 8% в северном полушарии. В плейстоцене площадь льдов Гренландии 2160 тыс. км².

ским, Тихим и Индийским океанами (около 350 млн. *т* в каждом). Дополнительное количество осадочного материала, поступающее в Атлантический океан из Гренландии, составляет около 136 млн. *т*.

В настоящее время ледники занимают около $^1/_{10}$ части поверхности суши, это области ледового седиментогенеза на суше. Поставка ими терригенного ледового осадочного материала составляет $^1/_{15}$ от общего количества терригенного осадочного материала. Таким образом, в целом этот материал имеет подчиненное значение, но, как увидим далее, он безраздельно господствует в соответствующих климатических зонах.

Во время четвертичного оледенения центр концентрации ледников перемещался из южного полушария, где в настоящее время имеется 92% ледников, в северное, где было около 60% всех ледников. Площадь ледников максимального четвертичного оледенения составляла $^1/_3$ поверхности суши (водосбора океанов), т. е. более чем в 3 раза превышала современную.

Терригенный материал речного сноса господствовал в океане и в это время. Однако ледниковый осадочный материал составлял до $^1/_5$ терриген-

ного и был сосредоточен не только в южном, но в большем количестве в северном полушарии, у берегов Европы и Америки. Ледовый седиментогенез, сосредоточенный сейчас в Антарктике, был распространен, таким образом, на суше и в океанах значительно шире, на площадях по крайней мере в 3 раза больших, чем на современном этапе.

Сравнение значений понижения уровня материков под влиянием речного сноса и ледниковой деятельности показывает, что для северной Европы при оледенениях поставка осадочного материала с 1 $км^2$ водосбора повышалась приблизительно в 2 раза, а для Северной Америки сохранялась примерно той же (учитывая мощность ледниковых покровов).

Общая площадь развития айсбергов в современных океанах составляет 65—70 млн. $км^2$, т. е. $^1/_5$ площади Мирового океана. Таким образом, осадочный материал, захваченный ледниками в ледовых зонах (около 1,5 млрд. $т$ в год) на этой площади дает в среднем 20—25 $т/км^2$ в год.

Айсберги Антарктики распространены на 60 млн. $км^2$, что при поставке 1,05 млрд. $т$ в год осадочного материала дает около 18 $т/км^2$. Цифры говорят о значительной роли поставки ледового материала в океаны в областях распространения айсбергов. По мере приближения к континенту эта роль очень быстро возрастает, и ледовый материал становится здесь главным, практически единственным.

ПОСТАВКА ВЕТРОМ

Много осадочного материала выносится ветрами из пустынных и полупустынных районов суши. Уже более 100 лет известны факты особенно значительного выноса тонкой взвеси из Сахары. Прилежащая к Сахаре часть Атлантического океана носит название «море мрака», поскольку здесь обычна пыльная дымка, а в периоды выноса очень большого количества эолового материала наступает мрак, палуба кораблей покрывается слоем серой пыли.

Общие закономерности распределения и состава эолового материала будут изложены дальше. Здесь же отметим, что в настоящее время удается отличить локальный тропосферный и стратосферный перенос. При локальном переносе распределение частиц идет по типу дымовых выбросов из заводских труб, т. е. в направлении господствующего ветра, нередко под влиянием температурной инверсии. Дальность распространения осадочного материала составляет десятки и первые сотни километров. При тропосферном переносе, о котором мы можем судить по детальным исследованиям в океанах, на островах, ледниках, по выпадению радиоактивных трассеров, вулканического пепла, препаратов ДДТ и др., этот перенос происходит в пределах той же зоны, где материал был захвачен, т. е. при основном захвате в аридных зонах суши перенос и выпадение идут также в аридных частях океанов. Перенос идет от поверхности океана до высот в 6—8 тыс. $м$, что было установлено при наблюдениях с самолетов, а также со спутников. Дальность переноса составляет до 6 тыс. $км$ и более; время пребывания частиц в атмосфере достигает 1—2 месяца, их основная часть вымывается осадками (до 90%), около 10% приходится на долю сухих выпадений.

Стратосферный перенос имеет место при попадании осадочного материала в стратосферный резервуар, т. е. на высоте более 11 $км$, где господствуют ветры исключительной силы и постоянства, нет облаков и осадков. Среднее время пребывания частиц в стратосфере составляет, по данным ядерных испытаний, около 7 лет. За это время осадочный материал успевает многие десятки и сотни раз обогнуть земной шар. Важной особенностью этого процесса является то, что выпадение идет независимо от места попадания частиц в стратосферу, главным образом в двух симметричных к экватору зонах опускания в пределах 25—45° широты, т. е. на границах северной и южной аридной и гумидной зон.

Наибольшее количество данных имеется по тропосферному переносу. Он прослежен в северной Атлантике на протяжении более 6 тыс. *км* и идет со скоростью 25—30 *км/час*. Средняя концентрация пыли в воздухе на о. Барбадос, удаленном на 6 тыс. км от Сахары, составляет 5×10^{-12} *см*^{3} в каждом кубическом сантиметре воздуха при среднем размере частиц около 10 *мк*. Подсчеты, выполненные Делани и др. (Delany and oth., 1967), определяют скорость седиментации на дне океана только за счет эолового материала на максимальном удалении от Сахары в 0,6 *мм* за 1000 лет.

Того же порядка величину дает Виндом (Windom, 1969 г.), который определял содержание эолового материала в ледниках разных частей мира (Антарктида, Гренландия, пять ледников на промежуточных широтах). Его измерения, основанные на применении изотопа свинца Pb — 210, дали среднее значение скорости накопления эолового материала только для стратосферной составляющей от 1 до 0,1 *мм* в 1000 лет.

Если учесть тропосферный и локальный перенос, то в аридных зонах Атлантического океана обломочный и пелитовый материал в донных осадках на 25—75% (в среднем на половину) состоит из эолового материала. Сходные значения приводятся для района, прилежащего к Австралии и Южной Африке. Все эти данные убеждают в том, что в аридных зонах океанов, а также в прилежащих к ним областям гумидных, эоловый материал имеет очень важное, часто определяющее значение.

Имеется и другой путь приблизительного подсчета. Если принять средний диаметр пылинок 10 *мк* (0,01 *мм*), то их вес будет равен приблизительно 10^{-10} *г*. Скорость выпадения частиц такого размера около 0,7 *см/сек*, т. е. за сутки должна выпасть пыль из столба высотой около 600 *м*, что дает на 1 *м*^{2} около 6 *г* пыли. При общей площади выпадения 175,0 млн. *км*^{2} это дает 1,0—1,1 млрд. *т* пыли в год. Если принять, что еще 100—200 млн. *т* осаждается в внутриматериковых водоемах, а также в районах Австралии и др., где встречаются сухие туманы, то получим среднюю цифру поступления терригенного материала эоловым путем в 1600 млн. *т* в год (по сравнению с данными Виндома несколько занижено).

Приведенные подсчеты пока только приблизительные. Тем не менее в сопоставлении с данными о минералогическом, химическом и изотопном составе эолового материала в сравнении с донными осадками эти подсчеты совершенно однозначно показывают, что роль эолового материала в океанском осадконакоплении до настоящего времени недооценивалась, по значению эоловый материал стоит за терригенным материалом, поставляемым реками. Важным заключением является также и то, что основная часть этого материала (%) осаждается не в пределах аридных зон, а на границах с прилежащими гумидными — умеренными и экваториальной. Таким образом, аридная зона вносит некоторый вклад в осадконакопление в гумидных зонах.

ПОСТАВКА ЗА СЧЕТ АБРАЗИИ

Длина береговой линии Мирового океана составляет около 400 тыс. *км*. В ледовых зонах волновое воздействие на берега сменяется ледовым, поскольку волнения гасятся льдом. Максимальная повторяемость волнений и зыби отмечается в умеренных гумидных зонах, она снижается в аридных, почти достигает минимума в экваториальной штилевой зоне. Таким образом, в распространении процессов абразии, а также в ее силе имеется зональность, связанная с общей природной зональностью. Максимальная повторяемость ветрового волнения и зыби наблюдается в умеренных гумидных зонах. Здесь волны более 5 баллов имеют повторяемость, по данным Морского атласа, до 40—50%. В аридных и в особенности штилевой экваториальной зонах сила воздействия океана на берега резко сни-

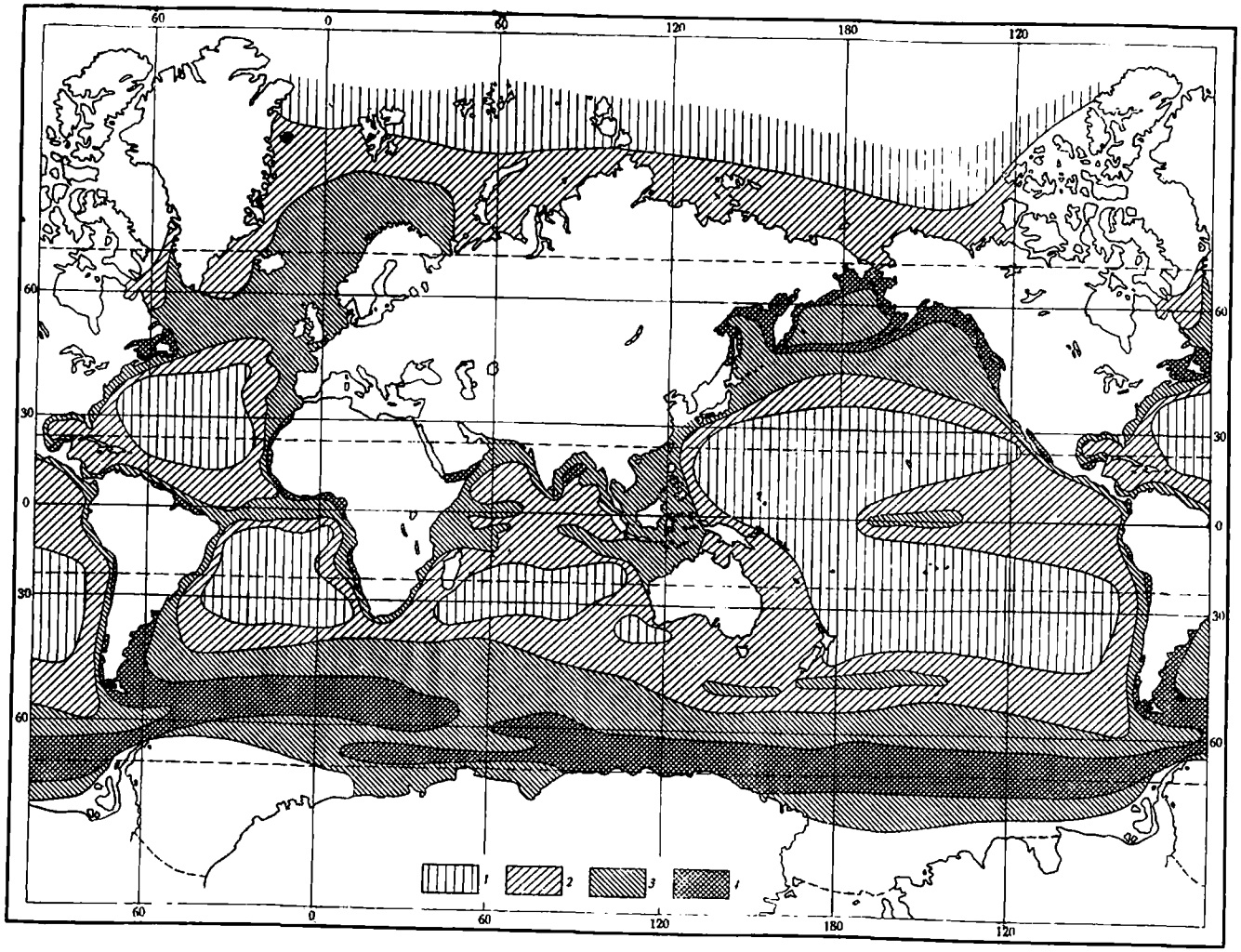


Рис. 24. Количественное распределение клеток фитопланктона в поверхностных водах Мирового океана (среднее для слоя 0—100 *м*) (Кобленц-Мишке и др., 1971)

Количество клеток в 1 *л* воды: *1* — менее 10^2; *2* — от 10^2 до 10^3; *3* — от 10^3 до 10^4; *4* — более 10^4

жается: повторяемость ветровых волн и зыби силой более 5 баллов здесь менее 10%. Следовательно, основным источником терригенного материала, связанного с абразией, оказываются умеренные гумидные зоны. Определение даже порядка величин для поставки такого рода материала представляет большие трудности. Известный специалист по динамике берегов О. К. Леонтьев (1963) оценивает его в 0,3 млрд. *т*; по определениям Гиллали (Gilluly, 1955), абразия поставляет около 0,15 млрд. *т* осадочного материала в год. Очевидно, что по сравнению с другими источниками осадочного вещества терригенный материал абразии играет подчиненную роль.

ПОСТУПЛЕНИЕ БИОГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Роль организмов планктона и бентоса в осадконакоплении определяется тем, что они связывают в виде панцирей или других скелетных образований, а также мягких тканей многие элементы и соединения, которые обычно встречаются в океане в растворенном виде. Далее организмы переводят их в донные осадки или перемещают с поверхности в глубинные слои океана.

Главным строительным материалом являются растворенные вещества речного стока, реже используется терригенная часть стока. Этим и объясняется то, что солевой сток с суши определяет верхний предел биогенного осадконакопления. В частности, ежегодное накопление биогенного материала в виде карбонатов не может превышать 1361 млн. *т*, а в виде кремнезема 452 млн. *т*. Солевой сток, таким образом, как бы предопределяет соотношение карбонато- и кремненакопления, в частности, карбонатонакопление идет в 3 раза быстрее, чем кремненакопление. Такие же соотношения должны были существовать и в геологическом прошлом, пока солевой состав воды сохранялся.

Для распределения бентоса в океане характерна резко выраженная вертикальная поясность. По определениям Л. А. Зенкевича и др. (1960), на глубине до 200 *м* (шельф) биомасса бентоса составляет в среднем 200 *г/м*^{2}, и таким образом, на шельф Мирового океана приходится около 83% от всей биомассы бентоса. На материковом склоне (200—3000 *м*) средняя биомасса всего около 20 *г/м*^{2}, здесь сосредоточено менее 17% бентоса. Наконец, на ложе океана средняя биомасса ничтожна — меньше 0,2 *г/м*^{2}, т. е. в 1000 раз меньше, чем на шельфе; на всю громадную площадь абиссальных глубин приходится меньше 1% от всей биомассы.

Таким образом, главная зона осадкообразующей роли бентоса ограничена шельфом, на бóльших глубинах его роль отходит на второй план по сравнению с организмами планктона. Среди планктонных организмов выделяют фитопланктон, продуцирующий первичное органическое вещество (фотосинтез) и распространенный только в верхних 100 *м* толщи вод океана, и зоопланктон — наиболее многочисленный в пределах верхних 200—500 *м* и редкий на бóльших глубинах. К первому относятся, в частности, главные организмы с кремневой функцией — диатомовые водоросли, к зоопланктону — фораминиферы, радиолярии, силикофлагелляты.

В отличие от растений суши, у которых продуктивность определяется главным образом почвой, влагой и солнечной радиацией, растительные организмы моря зависят от солнечной радиации и поступления питательных солей. Для обеспечения прироста 1 *т* растительного вещества необходимо около 50 *кг* солей. Запасы биогенных солей в поверхностных водах, где идет фотосинтез, быстро исчерпываются растениями, и потому первичная их продукция зависит преимущественно от притока питательных солей. Основные массы солей сосредоточены в глубинных водах. Итак, механизм этой «природной гидропоники» определяется главным образом подъемом глубинных вод, обогащенных питательными элементами, первичная продукция больше всего там, где этот подъем идет постоянно, т. е. в зонах подъема вод — дивергенциях. Только в ледовых зонах,

где поверхность покрыта толстым слоем льдов (рис. 24—26), задерживающих фотосинтез, длительное время существуют условия полярной ночи или сумерек, лимитирующим фактором становится солнечная радиация.

Масштабы деятельности фитопланктона океана, как звена природной биоценологической системы, строго ограничены. Он не может потреблять больше или существенно меньше солей, чем их поступает с речным стоком с суши. При нарушении этого равновесия немедленно начнется изменение солевого состава вод, которое может привести к гибели организмов. Детали работы этой динамической природной системы еще во многом не ясны, однако на протяжении значительной части геологической истории она действует с удивительной точностью, выдерживая состав океанской воды в очень узких пределах.

Питание организмов планктона и бентоса определяется первичной продукцией фитопланктона, так как все другие организмы моря только преобразуют это первичное вещество.

Поскольку развитие фитопланктона лимитируется стоком биогенных элементов с суши, то все остальные организмы как бы подстраиваются под фитопланктон. Фитопланктоном определяется не только общий запас питательных веществ, которые используются для питания другими организмами, но также и те солевые остатки, которые им не потребляются или используются в слабой мере. К числу таких остатков солевого стока относятся прежде всего карбонаты, которые практически не потребляют-

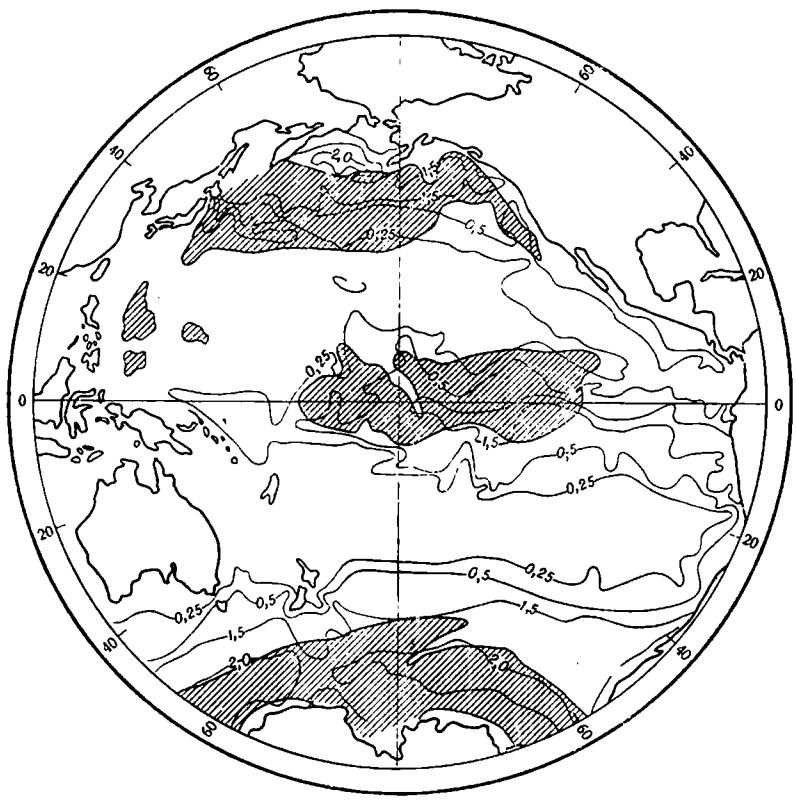
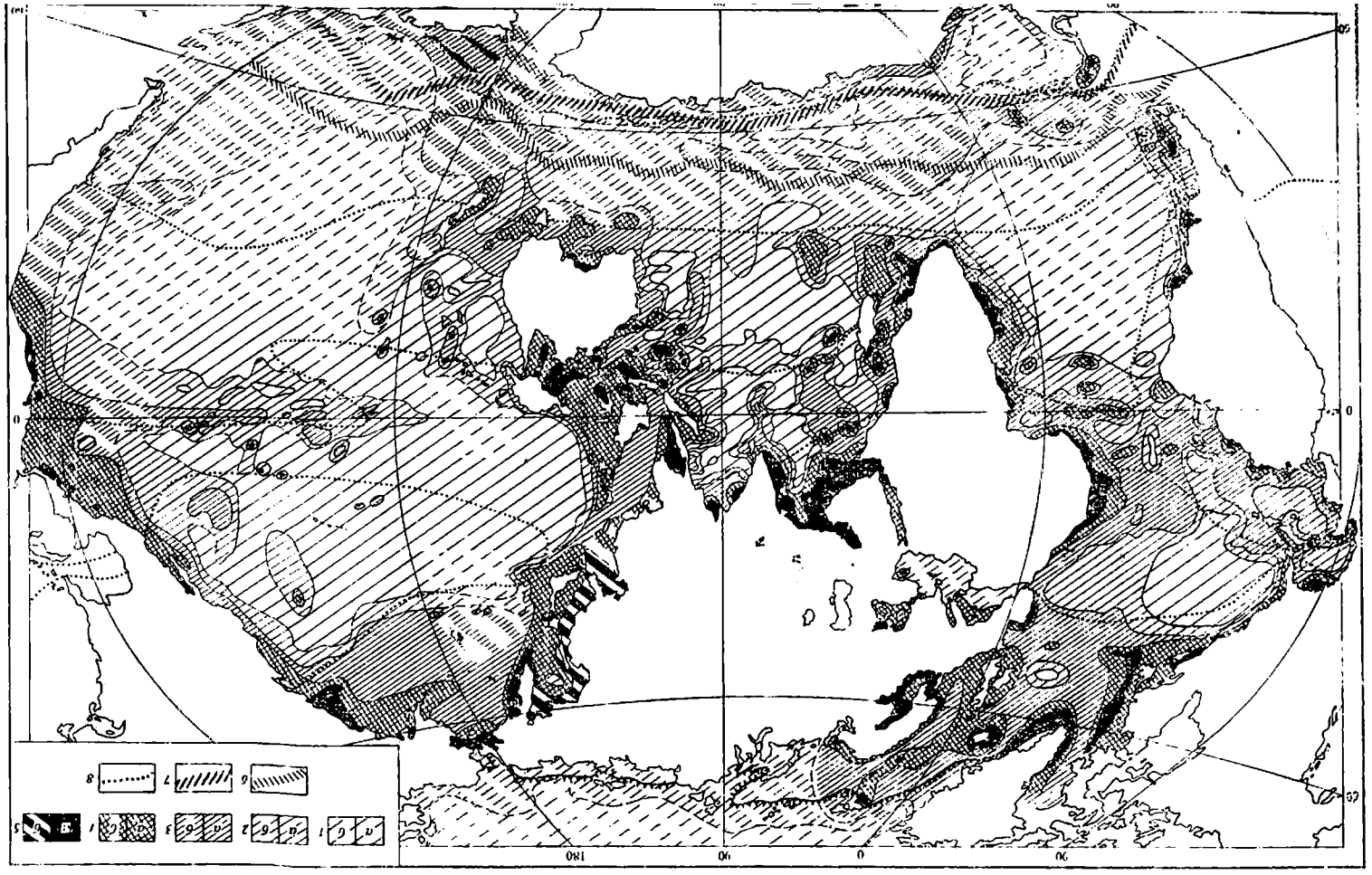


Рис. 25. Сопоставление распределения биогенов в поверхностных водах (PO_4 — P) и содержание биогенного кремнезема в донных осадках Тихого океана. Составлена автором с использованием данных Рейда (Reid, 1962)

Содержание фосфора в водах дано изолиниями, *мкг-ат/л*. Области концентрации аморфного кремнезема в осадках более 5% заштрихованы


8
7
6
5
4
3
2
1
180
90
0
90

ся фитопланктоном. Не удивительно поэтому преобладание среди организмов зоопланктона и зообентоса карбонатных скелетов.

Новые данные о количестве растительного и животного населения Мирового океана сведены в табл. 15.

Солнечная радиация используется фитопланктоном и бентосом неполно — в среднем на 0,04%. Только в высокопродуктивных районах океана эта цифра повышается до 0,33%, указывая, что главной причиной низкого использования энергии Солнца является недостаток питательных солей (это было доказано и экспериментально).

Продукция зоопланктона примерно в 10 раз ниже продукции фитопланктона, т. е. только $^1/_{10}$ часть фитопланктона используется для питания зоопланктона, остальное уходит из пищевых цепей. Продукция зообентоса меньше первичной продукции фитопланктона в 180 раз и в 10 раз меньше продукции зоопланктона. Следовательно, чем короче пищевая цепь, тем больше использование первичной продукции фитопланктона. Эти цифры указывают на низкий коэффициент полезного действия природных энергетических систем. Еще более резкие отличия получаются при сравнении первичной продукции в энергетическом выражении (Виноградов, 1971).

Поскольку первичной продукцией определяются возможности биогенной седиментации в целом, то важно определить ежегодное потребление основных элементов и соединений, необходимое для обеспечения такой продукции. Исходными цифрами для подсчетов, сделанных мною ранее (Лисицын, 1964), были определения первичной продукции, опубликованные Г. Р. Винбергом (1960). По его оценке, первичная продукция Мирового океана определяется в $37—75 \times 10^9$ *т* $C_{орг}$, а по Райли (Riley, 1944), она составляет $126 — 82 \times 10^9$ *т* $C_{орг}$.

Как видно из табл. 15, первичная продукция фитопланктона (в сыром весе) составляет 550 млрд. *т* в год, ранние определения Стиман-Нильсена (Steeman-Nilsen. Jensen, 1957) дали 445—555 млрд. *т* в год. На основе данных О. Г. Кобленц-Мишке и др. (1971) П. А. Моисеев (1969) определил первичную продукцию фитопланктона в 400 млрд. *т* в год. Коэффициент перехода от первичной продукции в сыром веществе к продукции в единицах $C_{орг}$ колеблется от 20 до 37.

Таким образом, цифры первичной продукции в общем колеблются около среднего значения, данного Г. Р. Винбергом (1960). По определениям Свердрупа (Sverdrup and oth., 1942), первичная продукция фитопланктона составляет $13—50 \times 10^9$ *т* $C_{орг}$ в год; Стиман-Нильсена и Енсона (Steeman-Nielsen, Jensen, 1957) — $20—25 \times 10^9$, Б. А. Скопинцева (1971),— 38×10^9 *т* $C_{орг}$ в год.

Если сопоставить первичную продукцию углерода с количеством ежегодно поступающего с суши в океан вещества (растворенного и взвешенного), то оказывается, что только органического углерода на поверхности океана производится ежегодно в весовом выражении в 3—6 раз больше, чем поступает осадочного материала с суши.

Для обеспечения продукции фитопланктона в 550 млрд. *т* сырого или 110 млрд. *т* сухого необходимо около 100 млрд. *т* питательных солей в год

Рис. 26. Распределение первичной продукции фитопланктона по акватории Мирового океана (С мг/м² день) (Кобленц-Мишке и др., 1971, с изменениями автора)

Продукция фитопланктона: *1* — менее 100; *2* — от 100 до 150; *3* — от 150 до 250; *4* — от 250 до 500: *5* — более 500 (*а* — величины, полученные прямым методом, *б* — на основании косвенных данных). Прочие обозначения: *6* — антарктическая конвергенция; *7* — антарктическая дивергенция; *8* — границы климатических зон. Зубчатая линия — граница льдов в Арктике

Таблица 15

Биомасса, первичная продукция и количество энергии в организмах планктона и бентоса в Мировом океане (в год) (Богоров, 1967, 1971)

Группа организмов	Биомасса (Б)	Продукция (П)	П/Б	Состав, % от сырого веса			Содержание в годовой продукции, млн. *т*		Среднее количество, *ккал* в 1 *г* сырого веса	Количество энергии в продукции, 10^{18} *ккал*
	сырой вес (млрд. *т*)			Вода	Органика	Зола	Органика	Зола		
Продуценты										
фитопланктон	1,5	550	366	80	11	9	60,50	49,50	0,35	192500
фитобентос	0,2	0,2	1	80	15	5	0,03	0,01	0,40	80
Итого:	1,7	550,2					60,53	49,51		192580
Консументы (потребители)										
зоопланктон	21,5	53	2,5	80	18	2	9,54	1,06	0,50	26500
зообентос	10	3	0,3	63	14	23	0,42	0,69	0,45	1350
нектон	1	0,2	0,2	73	24	3	0,048	0,006	1,10	220
Итого:	32,5	56,2					10,008	1,756		28070

(Богоров, 1971)[1]. Это во много раз больше, чем их ежегодный сток с суши, и в 5 раз больше, чем весь терригенный сток. В среднем на 1 $м^2$ океана в год продуцируется 195 *г* органического вещества и 142 *г* минеральных (зольных) веществ, т. е. всего 337 $г/м^2$. Уже одно это сопоставление указывает на колоссальную роль биогенной седиментации в океанах, которая раньше, по-видимому, недооценивалась.

Органический углерод, получаемый растениями за счет фотосинтеза, является энергетической пружиной всех дальнейших преобразований, которые производят планктонные организмы по отношению к осадочному материалу во взвеси. Прежде всего это колоссальная концентрация растворимых и ненасыщенных в океанской воде элементов и соединений и доведение их до состояния насыщения (амофный кремнезем, карбонат кальция). Одновременно с этим идет перевод ряда нерастворимых или слаборастворимых элементов и соединений, находящихся в дисперсном состоянии, в растворимые органо-минеральные соединения протоплазмы, необходимые для жизнедеятельности растений и животных (железо, марганец, титан, по-видимому, редкоземельные элементы, стронций, барий, бериллий и др.).

Исходя из ежегодной продукции $C_{орг}$, можно определить и продукцию других биогенных компонентов взвеси, связанных с ним характерными отношениями. При получении этих данных нельзя было учесть процесса карбонатообразования, который в огромных масштабах протекает в низких широтах Мирового океана; здесь выявлено лишь поступление биогенных компонентов, связанных с диатомовым планктоном умеренных и высоких широт. Диатомовые водоросли дают около 70% продукции Мирового океана. Как видно из табл. 16, ежегодно только диатомовый фито-

[1] Первичная продукция растительности суши, по данным Н. И. Базилевич, Л. Е. Родина и Н. Н. Розова (1972), составляет 172,5 млрд *т* (в сухом веществе). По их данным, продукция океанского планктона в сухом веществе 60 млрд. *т* (т. е. $^1/_3$ от продукции суши), что в целом для Земли составляет 232,5 млрд. *т*.

планктон образует за счет фотосинтеза ($C_{орг}$), перевода растворимых форм в панцири (амофный кремнезем) и извлечения из разбавленных растворов со связыванием в виде концентрированных растворов в протоплазме 120—240 млрд. *т* вещества. Это в 10 раз больше, чем суммарный материковый сток растворенных и взвешенных веществ! Следует добавить еще громадное количество веществ, потребляемых последующими звеньями биологических пищевых цепей (организмы-консументы). Понятно, что основная часть осадочного материала в океане должна пройти (и часто неоднократно) через биологические цепи и тем или иным путем быть затронутой жизненными процессами. Более 75% веществ, связанных с планктоном, распадается в верхнем 100-метровом слое воды, на глубину проникает приблизительно $^1/_4$ часть, что также составляет громадную величину (30—60 млрд. *т* в год).

Если бы органическое вещество и связанные с ним биогенные элементы не распадались при оседании в толще вод и не вступали бы вновь в процессы жизни в деятельном слое (0—200 *м*), то для получения всей взвеси, находящейся сейчас в Мировом океане, исключительно за счет фотосинтеза и сопряженных с ним процессов потребовалось бы всего около 5 лет!

Понятно и то, что при огромных в общем масштабах растворенного и взвешенного стока с суши в океане постоянно ощущается недостаток многих элементов, которые лимитируют развитие фитопланктона; жизненными процессами используется почти весь поступающий с суши материал.

Для развития жизни только в самом поверхностном слое океана постоянно не хватает минерального материала, поступающего с суши. По оценке С. В. Бруевича (1953), ежегодный сток растворенного кремнезема с суши в океан составляет около 342 млн. *т*. Как видно из табл. 16, для развития диатомового фитопланктона ежегодно необходимо кремнезема по крайней мере в 250 раз больше, следовательно, развитие фитопланктона с кремнистыми панцирями в ряде мест невозможно из-за дефицита кремнезема, что и происходит в действительности. Отсюда вытекает и другой вывод: для развития диатомового фитопланктона в масштабах, показанных в табл. 15—16, кремнезем должен использоваться неоднократно, по крайней мере десятки и сотни раз в год. Это и наблюдается при растворении кремневых панцирей диатомовых водорослей, из которых дна достигает лишь крайне незначительная часть (не более $^1/_{10}$; Лисицын, 1964). Основная же часть кремнезема растворяется и вновь поступает

Таблица 16

Показатель продукции основных биогенных компонентов Мирового океана (Лисицын, 1964)

Компонент	Первичная продукция, млрд. *т* в год	Метод определения
$C_{орг}$	35—70	Первичная продукция по C^{14} (Винберг, 1960)
$SiO_{2аморфн}$	80,5—161,0	Характерное отношение SiO_2/C для диатомового планктона
P	1,5—3,0	Характерное отношение P/C для диатомового планктона
Fe	3,85—7,7	Характерное отношение Fe/C, Mn/C для диатомового планктона
Mn	0,01—0,02	
TiO_2	0,05—0,1	Характерное отношение TiO_2/C для диатомового планктона

Примечание. Ежегодное образование основных биогенных компонентов (извлечение из растворенной фазы и перевод во взвесь) 120—240 млрд. *т* в год. Ежегодный материковый сток (твердый и растворенный) 25,3 млрд. *т*.

в поверхностные слои океана вместе с фосфором и, вероятно, также частично с железом и рядом других элементов, совершая как бы холостой ход.

Для условий Антарктики, где господствуют диатомовые водоросли, на основе всестороннего изучения взвеси, мне удалось определить, что количество кремнезема, которое захороняется в осадках, в 50—250 раз меньше, чем его связывается водорослями на поверхности за год (Лисицын, 1964). Для железа эти значения колеблются в пределах 128—256, для $C_{орг}$ — в 3750—5000, для P — в 970—1450 раз и т. п. В среднем дна достигает только 0,4% от исходного количества диатомовой взвеси, ежегодно продуцируемой на поверхности; более 99% не достигает дна!

Если десятки и даже сотни раз в год планктоном используется кремнезем, то значит десятки и сотни генераций диатомовых на протяжении года уносят в глубины с поверхности океана те элементы и соединения, которые они переводят в растворимое состояние в протоплазме и которые после распада протоплазмы на глубине вновь превращаются в слаборастворимые или вообще нерастворимые соединения.

Таким образом, в общей цепи биологического транспорта существует большая группа легкорастворимых, «подвижных» элементов и соединений, которые после отмирания планктонных организмов переходят в воду и, растворяясь, вновь поступают в поверхностные слои, в цепь фотосинтеза (SiO_2, $CaCO_3$, часть Fe).

Вторая, очень большая и почти совершенно не изученная группа «малоподвижных» элементов и соединений из-за образования слаборастворимых или нерастворимых соединений не может вновь использоваться, в окислительной среде она образует коллоидные сгустки (марганец и частично железо) и осаждается, захватывая при этом большое количество микрокомпонентов. Как показало микроскопическое изучение взвеси, этот процесс идет в основном в поверхностном слое осадков. Одновременно отмечается и повышение концентрации многих элементов в глубинных слоях океана в растворенных формах.

Если поверхностные воды — арена фотосинтеза, концентрации и захвата элементов и соединений, то глубинные — область распада протоплазмы и панцирей, область растворения элементов и соединений и концентрации слаборастворимых и нерастворимых соединений.

Эволюция органической жизни определила, какое количество и каких именно соединений может выводиться из общего фонда, что должно точно соответствовать поступлению в него в виде речного и (ледового) стока. Эта система саморегулируется в пространстве и времени: стоит допустить перерасход из фонда, как нарушится солевой состав, и продукция данной группы (или близкой к ней) должна снизиться. В процессе эволюции организмов нередко возникают новые адаптации, что приводит к гибели менее приспособленных организмов, захват фондов одними идет за счет исключения других.

Как видно из карты первичной продукции, составленной на основе более 7 тыс. определений (см. рис. 26), совершенно отчетливо выделяются две группы закономерностей.

Первая из них — широтная зональность, связанная не с распределением тепла и влаги, а с выражением тех же процессов неравномерности распределения тепла через динамику вод (вертикальная циркуляция). Природная зональность проявляется здесь путем повышения первичной продукции в зонах глобального подъема глубинных вод — дивергенций. Видны широкие области обогащения в северных и южных частях океана, связанные с полярными фронтами — дивергенциями, а также экваториальная дивергенция, особенно ясно выраженная в Тихом океане и более сложно устроенная в Атлантическом и Индийском. В Индийском океане сильное воздействие оказывает муссонный режим, господствующий в его северной части.

Для понимания осадконакопления важно то, что максимумы первичной продукции в пространстве совпадают с гумидными зонами, минимумы — с аридными. Таким образом, области минимального и максимального поступления биогенного материала в общих чертах оказываются теми же, что и для терригенного. В конечном счете они определяются теми же факторами, тесно связаны с природной зональностью, в том числе с климатической, как с одним из ее индикаторов.

Вторая закономерность — циркумконтинентальная зональность, возникновение локальных участков высоких первичных продукций в местах впадения крупных рек, выносящих достаточно питательных солей, а также в местах возникновения локальных подъемов вод. Такие апвеллинги существуют и в аридных зонах, они подобны оазисам в пустыне.

Ранее мы подсчитали модуль терригенной аккумуляции для каждого из океанов — количество осадочного материала, приходящееся на 1 $м^2$ его дна. На основе подсчетов О. И. Кобленц-Мишке и др. (1971) могут быть определены средние количества биогенного материала; в Тихом океане 46,4; в Атлантическом 69,6; в Индийском 81,0 $г\ C_{орг}/м^2$ в год; наибольшее количество биогенного, так же, как и терригенного материала, приходится на единицу площади дна в Индийском океане, а не в Атлантическом, как принято считать.

Рассмотрение карты первичной продукции (см. рис. 26; схему II) убеждает в том, что, так же, как и терригенный материал, биогенная составляющая седиментации (через первичную продукцию) наиболее сконцентрирована в северной части Индийского океана.

Итак, главная роль биогенного процесса — это преобразование и транспортировка вещества, в меньших масштабах — поставка своеобразного осадочного материала. Как и речные воды, многократно сменяясь на протяжении года, переносят за цикл сравнительно небольшое количество осадочного материала, так и организмы в основном участвуют в переносе вещества, почти не отражающемся на осадках, и лишь ничтожная часть этого материала достигает дна. Биос также практически полностью контролирует современное карбонатонакопление и кремненакопление.

ПОСТУПЛЕНИЕ КОСМОГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Оценки поступления на поверхность Земли вещества из космоса крайне противоречивы. Так, Арреннус (Arrhenius, 1961) считает, что на поверхность нашей планеты поступает 5000 *т* космогенного вещества в год. По определениям Ходга и Вилдта (Hodge, Wildt, 1958), выпадение метеоритного материала составляет 500 тыс *т* в год. Уипплей (Whipple, 1961), по данным наблюдений на спутниках приводит цифру 700 тыс. *т* в год. Выпадение магнитных сферул определяется в 30 *т* в год. Интересные данные приводит И. С. Астапович (1958), по подсчетам которого на Землю выпадает около 16 тыс. *т* метеоритного вещества. По подсчетам В. В. Федынского (1964 г.), в год поступает 10 млн. *т* космического материала. Максимальные цифры достигают 10—80 млн. *т*. Таким образом, в первом приближении поступление вещества в океаны из космоса может быть определено в десятки миллионов тонн в год, что на 3—5 порядков ниже, чем поступление вещества с суши. Этим и определяется незначительная роль космогенного материала в питании океанов.

ПОСТУПЛЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Особый тип осадконакопления — вулканогенный или эффузивно-осадочный — имеет место близ вулканических сооружений и в прилегающих к ним частях океанского дна, находящихся под влиянием вулканизма. Влияние вулканизма на седиментацию весьма своеобразно. В процессе извержений возникают жидкие, твердые и газообразные продукты. Коли-

чественных оценок роли жидких и газообразных выделений нет, можно с уверенностью сказать лишь, что они намного ниже, чем выбросы твердого материала.

По подсчетам разных авторов, общее количество действующих вулканов (начиная с 1500 года), составляет около 450. За время, доступное наблюдениям, они выбросили около 330 $км^3$ пирокластического материала и 50 $км^3$ лавы, что составляет около 1—1,5 $км^3$ в год (Butze, 1955). Ранние подсчеты Саппера (Sapper, 1927) дали сходные цифры. Рыхлые продукты являются основной частью вулканитов — на их долю приходится около 84% общей массы.

Действующие вулканы связаны с тектоникой, их основная часть приходится на бассейн Тихого океана (64%), где они сконцентрированы в основном в западной его половине (45%). На центральную часть океана (таллассократон) приходится всего 3% действующих вулканов.

Второй глобальный центр вулканизма — северо-восточная часть Индийского океана, район Индонезии, где сконцентрировано 14%. На остальные части планеты за пределами этих двух центров приходится всего 21%, при этом 13% приходится на острова Атлантического океана и всего 7% на континенты и Средиземное море. Таким образом, более $^9/_{10}$ вулканов сконцентрировано в обрамлении океанов.

Все эти данные касаются надводного вулканизма. Сведения о подводных извержениях сейчас могут быть получены на основе наблюдений подводной гидроакустической службы «Сонар», которая охватывает все океаны. За 20 лет работ отмечено лишь несколько случаев извержений.

Для вулканов островных дуг Тихого и Индийского океанов характерна также высокая эксплозивность — пирокластический материал составляет здесь от 90 до 99%, высота выбросов доходит до 15—50 *км*, что обеспечивает тропосферный и стратосферный перенос пеплов.

Из общего количества пирокластики в 330 $км^3$ на долю островных дуг и кайнозойского обрамления океанов приходится около 310 $км^3$, 19 $км^3$ — на центральные части океанов, из них 10 $км^3$ на Исландию (все цифры с 1500 года), т. е. более $^9/_{10}$ вулканического материала приходится на островные дуги и периферию океанов. Именно здесь влияние вулканогенного фактора наибольшее.

Дальность распространения определяется высотой выброса материала, его гранулометрическим составом, гидрометеорологическими условиями и рядом других факторов. При извержениях вулканов Камчатки давление достигает 1—3 тыс. *атм*, начальная скорость частиц 300—500 *м/сек*, высота выброса до 37 *км*. Фактические данные, полученные за последние годы, показывают, что часть пеплового материала таких выбросов многократно огибает земной шар. Она осаждается также, как эоловый материал стратосферного переноса: только в определенных зонах планеты — на границах аридных и гумидных зон.

Если принять количество вулканитов, поступающих на поверхность планеты от 1 до 1,5 $км^3$, то при среднем объемном весе 2 это дает 2—3 млрд. *т* в год. Сопоставление этой цифры с объемом терригенного и биогенного материала убеждает в подчиненном значении вулканизма в современной седиментации.

Следует отметить, что при балансных подсчетах вулканического материала много неясного, и значения могут колебаться в огромных пределах. Наиболее убедительные и объективные представления могут быть получены на основе непосредственного исследования донных осадков. Как будет показано дальше, и эти исследования совершенно однозначно указывают на второстепенную роль вулканизма в современной седиментации, которая не может идти ни в какое сравнение с ролью биоса или терригенного материала. Тем не менее близ вулканических очагов образуются особые типы осадков, идет вулканогенно-осадочный седиментогенез.

ЭЛЕМЕНТЫ БАЛАНСА ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ОКЕАНАХ

Сопоставление вклада разных факторов в поставку материала в океаны дано в табл. 17. Совершенно очевидно, что главную роль играет терригенный материал, особенно его часть, поступающая с речным стоком. Итоговая структура терригенного материала характеризуется следующими данными:

	Млрд. *т* в год
Взвешенный сток рек	18,53
Ледниковый сток в океан	1,5
Сток растворенных веществ	3,2
Эоловый материал	около 1,6
Абразия берегов и дна	около 0,5
Итого:	25,33

Таким образом, в приблизительно равных количествах поступают ледовый и эоловый материал. Интересно, что их доля больше, чем поступление в осадки карбонатного материала, и близка к вкладу вулканогенного материала.

Пай биогенного материала определен только по основным его компонентам, накапливающимся в наибольших количествах в донных осадках — $CaCO_3$ и $SiO_{2аморфн}$. Совершенно не учтен биологический транспорт, а также поступление $C_{орг}$ (см. табл. 17). Определение аморфного кремнезема проведено на основе новых определений химического состава вод рек Мира, сделанных Левингстоном (Livingstone, 1963), который дает цифру 462 млн. *т*, против 324 млн. *т* по ранним определениям С. В. Бруевича (1953).

Таблица 17

Питание океанов осадочным материалом

Тип осадочного материала	Поставка, млрд. *т* в год	%	Модуль аккумуляции	
			т/км² в год	*г*/см² в 1000 лет
Терригенный обломочный и глинистый	22,6	77,2	35,6	3,6
Вулканогенный	2—3	8,8—10,3	5—6	0,6—0,8
Биогенный планктона (сухой)	110	—	—	—
в том числе:				
карбонатный	1,36	4,7	3,7	0,4
кремнистый	0,46	1,6	1,2	0,1
Космогенный	0,01—0,08	0,03	—	—
Итого (без сухого вещества планктона):	26,43—27,50	100,03	45—46	3,7—4,0

В первом приближении можно ожидать, что и площади, занимаемые этими видами осадочного материала на дне, должны соответствовать его поступлению в океан. Интенсивность поступления осадочного материала разного состава в каждый водоем сильно меняется в пространстве (главным образом, в связи с его положением в той или иной климатической зоне) и во времени, существенно отличаясь от средних значений.

Баланс осадочного материала, приведенный выше, несмотря на условный и ориентировочный характер многих подсчетов, определяет естественные границы осадочного процесса. Следующие ступени на пути приближения к познанию количественных закономерностей седиментации — выяснение количества осадочного материала в водной толще океанов, а затем и в поверхностном слое донных осадков и в осадочной толще океанов в целом.

При осаждении разнообразного по генезису осадочного материала на дно океана получается широкая гамма современных осадков. Поэтому выделение различных вещественно-генетических типов осадков (терригенных, биогенных, вулканогенных и др.), определение сочетаний количества материала разного генезиса, составляющего реальный осадок,— актуальная задача и с точки зрения анализа количественной стороны осадочного процесса.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОКЕАНОВ

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ И СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ

При изучении донных осадков морей и океанов приходится сталкиваться с необходимостью выбора правильных названий разных осадков (с номенклатурой осадков), а также с их объединением в естественные группировки, сходные по тем или иным признакам. Вопросы номенклатуры и классификации имеют крайне важное значение не только для морской геологии, но и для литологии вообще. Уже с самого начала работ по изучению донных осадков появились попытки их объединения в определенные группы.

Классификация донных осадков должна давать объективную количественную характеристику основных их свойств — таких, которые определяют их физическую, химическую, минералогическую природу. Очень важно, чтобы классификация базировалась на количественной основе, а не только на чисто качественной, как это было во многих старых классификациях.

Классификацию морских осадков нельзя подменять классификацией морских осадочных фаций. Такая оговорка необходима потому, что во многих зарубежных классификациях на первый план выступают не вещественный состав и структурные признаки осадков, а физико-географические (фациальные) условия их образования. Таковы известные классификации Меррея и Ренара (Murray, Renard, 1891), Крюммеля (Krummel, 1907), Андре (Andrée, 1925), Ревелла (Revelle, 1944) и некоторых других ученых, выделявших прежде всего осадки пелагические и терригенные, глубоководные, мелководные и литоральные и т. д. При этом некоторые осадки близкого или одинакового состава нередко попадали в самые различные рубрики классификационных схем. Не подлежит сомнению, что хотя подобного рода схемы и имеют значение (Наливкин, 1956), они не могут, однако, полностью удовлетворить требованиям изучения осадков как таковых, со всеми их химико-минералогическими и структурными особенностями, т. е. с петрографической точки зрения. Это, конечно, не значит, что классификация морских осадков не должна быть генетической.

Рациональная классификация морских осадков должна обеспечить возможность ее использования для картирования осадков. Картирование является неотъемлемой частью изучения генезиса осадков, и кроме того, имеет большое практическое значение. На суше литологическое картирование не получило столь широкого применения и обычно ведется на базе геологической карты, т. е. представляет частный случай геологического картирования. На морском же дне, являющемся ареной аккумуляции, выходы древних пород сравнительно редки, и поэтому верхний слой осадочной толщи, отраженный на картах, почти всегда имеет один возраст.

Вместе с тем не следует думать, что классификация может быть использована непосредственно в качестве легенды к картам осадков.

Наконец, классификация морских осадков должна быть «всеобъемлющей», т. е. включать не только все основные типы осадков, но и так называемые смешанные осадки (переходные их типы). В этом ее неизбежная сложность и отличие от частных классификационных схем, включающих отдельные группы осадочных пород. Все эти обстоятельства, а также пока относительно меньшую изученность осадков современных водоемов по сравнению с осадочными породами следует иметь в виду (Безруков, Лисицын, 1960).

До недавнего времени в советских океанографических организациях пользовалась распространением так называемая динамическая классификация морских осадков, предложенная М. В. Кленовой (1931, 1948) и применяемая ею на карте «Грунты Мирового океана» (Морской атлас, 1953). В настоящее время она почти не используется для литологических исследований в силу ряда крупных недостатков, которые рассмотрены многими авторами (Страхов, 1953; Страхов и др., 1954; Безруков, 1955б; Лисицын, 1956а, 1958б, 1959а, 1966в; Рухин, 1961).

Существенным шагом вперед явилась классификация осадков морей и озер малой минерализации, предложенная Н. М. Страховым (1953; Страхов и др., 1954). Для подразделения осадков по гранулометрическому составу Н. М. Страхов в качестве дифференцирующего признака принял средний диаметр частиц Md (с учетом коэффициента сортировки), а для подразделения по вещественному составу — количественное содержание и минералогическую принадлежность таких важных компонентов осадков, как карбонаты, аутигенный кремнезем, железо, марганец, органическое вещество. Построенная на этих принципах классификация оказалась хорошо сопоставимой с принятыми в литологии классификационными схемами древних осадочных пород.

Комплексная классификация осадков современных морских водоемов Института океанологии построена на тех же принципах, что и классификация Н. М. Страхова, и является попыткой ее дальнейшего развития (Безруков, Лисицын, 1960). Классификация эта уже нашла применение при составлении в Институте океанологии карт осадков океанов, а также дальневосточных морей, морей Антарктики и др. Классификация составлена только для осадков морских водоемов нормальной солености; поэтому галогенные и некоторые типичные пресноводные осадки в нее не включены.

При составлении карт типов осадков был использован метод преобладающих фракций, которые и определяют наименование осадков. Его преимущество состоит прежде всего в том, что он давно уже практикуется в петрографии осадочных пород, где наименование кластических пород дается по преобладающей фракции (Швецов, 1958). При использовании метода преобладающей фракции значительно легче сравнивать современные и древние осадки, что особенно важно в настоящее время в результате получения кернов глубоководного бурения, нижние части которых представлены древними осадками. Кроме того, использование метода преобладающей фракции совместно с применением детального гранулометрического картирования дает возможность выявить наиболее достоверную и детальную картину распределения осадков по размерам их зерен. Карты медианных диаметров, вследствие самого принципа, положенного в основу их составления, в ряде мест схематичны и не выявляют многих важных черт гранулометрии. Наконец, целый ряд факторов, таких как вулканизм, морские льды и водоросли, цунами, флотация и др., обусловливают поступление в осадки крупных частиц, которые искажают значения средних диаметров и коэффициентов сортировки. Нами была сделана попытка составления карт и по статистическим показателям, и по методу преобладающей фракции: все преимущества — на стороне последнего способа.

Числовые границы между отдельными типами осадков приняты по

наиболее распространенной десятичной системе (например, размерность зерен песка от 1,0 до 0,1 *мм*, алеврита от 0,1 до 0,01 *мм*, пелита меньше 0,01 *мм*).

Для осадков, в которых резко преобладает одна из фракций, определение наименования обычно не представляет затруднений: если преобладают крупноалевритовые зерна, осадок называют крупным алевритом, и т. д. В тех же случаях, когда в осадке несколько фракций содержится приблизительно в равных количествах, для определения наименования необходимо прежде всего выяснить, к какой из основных групп — гальки, гравия, песка, алеврита или пелита, принадлежит осадок. Для этого нужно суммировать соответствующие значения фракций. После того, как выяснится групповая принадлежность осадка по преобладающей фракции, можно в пределах группы дать ему более детальное наименование (крупный, средний, мелкий), а также учесть и другие фракции, присутствующие в заметных количествах, которые указывают в качестве примесей.

Американские авторы используют иные номенклатуру и классификацию донных осадков. Наиболее распространена номенклатура осадков Крумбейна (Krumbein, 1946), которая является развитием номенклатур Уэнтворта (Wentworth, 1922) и Уддена (Udden, 1914). Наряду с этим многие авторы для описания и классификации используют номенклатуру и классификацию частиц по гранулометрическому составу, предложенную Бюро почвенных исследований США.

Следует иметь в виду, что размеры частиц большинством американских морских геологов выражаются не в миллиметрах или в микронах, а в системе фи (φ). Число фи равняется минус логарифму (с основанием два) диаметра частиц в миллиметрах. Для перехода от системы фи к метрической шкале имеются номограммы (Inman, 1952), а также детальные таблицы (Page, 1955). Система фи удобна для получения статистических характеристик, хотя при использовании некоторых графических приемов и метрическая система оказывается столь же пригодной (Лисицын, 1956а).

Наиболее существенные отличия американской классификации по гранулометрическому составу состоят в том, что к пескам относятся зерна диаметром от 2 до 0,05 *мм*, т. е. мелкий гравий, песок и крупный алеврит десятичной классификации. К силту (который нередко неправильно переводится на русский язык как «алеврит») относятся частицы от 0,05 до 0,005 *мм*, т. е. мелкие алевриты и крупные пелиты. Также отличается и понимание коллоидного материала: по десятичной классификации это частицы размером менее 0,001 *мм* (субколлоидная фракция) и мельче 0,0001 *мм* (собственно коллоидная фракция) (Фигуровский, 1948). По шкале, принятой в США, коллоидные частицы мельче 0,0002 *мм*. Эти отличия должны постоянно учитываться при сопоставлении отечественных и зарубежных данных.

Также отлично и понимание ряда статистических показателей гранулометрического состава. Для сопоставления этих разнообразных шкал и приведения их к метрической мною был предложен ряд графических и числовых методов (Лисицын, 1956а). Немецкие авторы размеры частиц часто обозначают не через диаметр, а через радиус (Correns, 1937), что нередко приводит к путанице.

В предложенной классификации донных осадков по гранулометрическому составу принято двучленное название (например, алевритово-пелитовые, песчано-алевритовые и др.). Обычно осадок состоит из двух основных групп материала по крупности; эти группы практически всегда соседние по размерам (алевриты и пелиты, алевриты и пески, гравий и пески и т. п.). Двучленные названия обломочных осадков показывают содержание в них материала разной крупности и характеризуют преобладание той или иной размерной фракции (основная фракция в названии ставится второй, например, алевритово-пелитовые илы состоят в основном из пелитовых частиц — их больше 50%). Если в осадке присутствуют час-

тицы других размеров, то они обычно характеризуются как примеси. Для отсортированных осадков, чаще всего встречающихся на дне морей и океанов, эта классификация представляется простой и удобной.

Американские авторы используют классификационный треугольник, на одной из вершин которого отмечается содержание пелита, на другой — силта, на третьей — песка. Отсюда трехчленное название осадка, что создает известные трудности. Для детальных гранулометрических исследований обломочных осадков такие названия в ряде случаев оказываются более точными, но при использовании комплексной классификации, отражающей не только гранулометрический, но и вещественно-генетический состав, как будет показано дальше, трехчленное название оказывается весьма громоздким.

Таким образом, принципиально новым в классификации Института океанологии является учет как гранулометрического, так и вещественного состава донных осадков. Многочисленные исследования подтверждают, что именно эти два основных показателя определяют многие физико-технические и в том числе акустические свойства разнообразных морских осадков. Как свойства морской воды определяются в основном ее температурой и соленостью, так и свойства осадков определяются их вещественным и гранулометрическим составом.

Выше указывалось, что принципы разделения осадков по гранулометрическому составу совершенно иные, чем в классификации, принятой М. В. Кленовой. Это — точный учет содержания различных фракций донных осадков, а не произвольное сведение всех свойств осадка к содержанию одной только фракции менее 0,01 *мм*. Песок называется песком потому, что он состоит главным образом из частиц песчаной размерности, а не потому, что в нем содержится менее 5% материала пелитовой фракции, как это следует из классификации М. В. Кленовой.

В осадке, отнесенном по старой классификации к «песчанистому илу», очень часто совершенно не содержится или почти не содержится песчаных и илистых частиц, а осадок состоит главным образом из зерен алевритовой размерности (0,01—0,1 *мм*). Это приводит не только к ошибкам в названиях (номенклатуре), но и к искажению представлений о физико-технических и других важных свойствах осадков. Градации в новой классификации приняты постепенными, при этом включена фракция алеврита 0,1—0,01 *мм*.

Второй принципиально важной особенностью новой классификации является разделение осадков по вещественному составу. Так же как и при подразделениях по гранулометрическому составу, в основу положен количественный принцип, т. е. осадки разделяются на основе аналитического определения количественных содержаний главных компонентов, обусловливающих свойства осадков.

Методы быстрого и точного анализа вещественного состава проверены на массовом материале практически из всего Мирового океана.

Главными компонентами, определяющими свойства осадков, являются карбонат кальция, аморфный кремнезем, в ряде случаев железо и марганец, а также органическое вещество. Классификационные схемы, основанные на учете содержания этих компонентов, опубликованы ранее (Безруков, Лисицын, 1960).

Таким образом, вся новая классификация (ее гранулометрические и вещественные разделы) базируется на количественном принципе. Следовательно, эта классификация отвечает современным требованиям физического исследования. Все показатели классификации устанавливаются не путем визуального исследования или косвенных определений содержания одной какой-либо фракции, как это делалось раньше, а путем прямых точных аналитических исследований осадка в целом.

Пространственное распределение основных типов современных осадков было показано ранее на серии карт. После известных карт Меррея и

Ренара (Murray, Renard, 1891) и более поздних карт Меррея, составленных для Атлантического (Murray, Chumley, 1924) и Тихого океанов (Murray, Lee, 1909), неоднократно предпринимались попытки построения новых карт, которые смогли бы отразить новую информацию о донных осадках. Так появились карты донных осадков Тихого, Индийского и Атлантического океанов в масштабе 1 : 60 и 1 : 90 млн. в двух монографиях Шотта (Schott, 1935б, 1942), а также схематическая карта «Распределение различных типов донных осадков», которая включена в монографию Свердрупа, Джонсона и Флеминга (Sverdrup, Johnston, Fleming, 1942). Эта карта многократно использовалась и в ряде более поздних монографий по морской геологии (Shepard, 1948; Kuenen, 1950; Shepard, 1964).

В 1961 г. Аррениус опубликовал мелкомасштабную схему основных генетических типов донных осадков (Arrhenius, 1961).

Новые принципы классификации и анализа, разработанные в последние годы и с успехом использующиеся сейчас морскими геологами Советского Союза, потребовали в свою очередь создания новых принципов отображения результатов исследования на картах.

По методу Института океанологии АН СССР на карты донных осадков наносятся все основные характеристики, определяющие их свойства, существенные для понимания процесса осадконакопления. При этом вещественный состав показывается цветом разной густоты и оттенка (в зависимости от количественного содержания того или иного компонента), а гранулометрический — штриховкой.

Важно правильно отразить на карте не только свойства донных осадков, взятых в отдельных точках, но и взаимосвязи между ними, а также связи с основными факторами осадкообразования: рельефом дна, гидродинамической обстановкой, характером поставляемого осадочного материала, особенностями биогенных процессов, вулканизма и др. Задача состоит в том, чтобы связать воедино и показать наиболее объективно и полно весь сложный и многообразный процесс современного осадконакопления. В этом отношении морской геолог стоит в выигрышных условиях по сравнению с геологом, изучающим древние осадочные толщи. К сожалению, до самого последнего времени это преимущество почти не реализовалось. Карты были настолько бедны фактическим материалом, в особенности данными о вещественном составе, что нередко литологи теряли к ним интерес (например, многочисленные карты, составленные по так называемой динамической классификации). Карта донных осадков важна не только с теоретической точки зрения, т. е. для познания осадочного процесса и использования некоторых его важнейших закономерностей при изучении древних толщ, она должна также обеспечить потребности практики. До недавнего времени эти потребности были очень малы (обеспечение постановок на якорь судов, картирование донных осадков для целей рыболовства).

Качественные поверхностные характеристики для таких карт были вполне достаточны. Например, можно привести американские карты грунтов или типов донных отложений, которые составлены для нужд военно-морских сил, службы связи и других военных организаций. Многие из них основаны на огромном фактическом материале. Так, например, для составления карты зал. Сан-Диего использовано около 1600 станций (Emery, Butcher, Guld, Shepard, 1952). Весьма показательна также серия американских карт шельфов Восточной Азии, опубликованных Шепардом и др. (Shepard and oth., Emery, Guld, 1949). На всех этих картах осадки расположены нередко на основе формального статистического подхода, без показа постепенных переходов между разными их типами.

Немецкие карты и атласы донных отложений (Atlas der Bodenbeschaffenheit des Meeres, 1942), составлявшиеся для нужд подводного флота, также пестрят беспорядочными пятнами. Очень похожи на них и японские карты донных отложений, примером которых может быть хотя бы

карта зал. Вакаса, составленная Ниино (Niino, 1950) на основе большого фактического материала (623 образца).

Наряду с этим следует указать и карты, на которых совершенно правильно изображен ход осадочного процесса. Во многих случаях они дополняются серией карт содержания отдельных компонентов донных осадков, как это принято сейчас и в нашей стране. Сходны с нашими по принципам построения карты донных осадков Чукотского моря (Greager, Mc Manus, 1961), составленные в США, а также серия детальных карт осадков устья р. Ориноко и зал. Пария (Andel, Postma, 1954; Koldewijn, 1958; Nota, 1958, и др.) в районе Калифорнии (Emery, 1960; Andel, 1964).

Основой для составления карт донных осадков являются детальные карты распределения отдельных фракций осадков, а также карты важнейших химических компонентов. Все они составляются на батиметрической основе, с максимальным привлечением данных о рельефе дна, в том числе профилей, а также с учетом пространственного и временного распространения главных факторов, влияющих на распределение той или иной фракции или компонента осадка.

Сопоставляя детальные карты распределения гранулометрического состава, исследователь получает возможность всестороннего анализа процесса механической седиментации. Синтезом этих данных служит изображение гранулометрического состава на карте типов донных отложений. Детальное гранулометрическое картирование позволяет найти и ряд важных генетических особенностей, которые затем проверяют и уточняют при изучении минералогического и химического состава остатков микрофлоры и микрофауны.

Вторым этапом составления карты типов донных осадков является детальное картирование главных показателей вещественного состава осадков, которое имеет большое генетическое значение. При составлении карт распределения того или иного компонента постоянно используются карты распределения фракций гранулометрического состава, а также сводная карта типов гранулометрического состава, карты рельефа дна, профили, данные о прочих основных факторах, существенных для седиментации. Составление карты компонентов, равно как и карты типов донных осадков в целом, немыслимо без тщательного изучения проб на судне под поляризационным микроскопом, в «мазках», а также в отмывках более крупных фракций осадков (песчано-алевритовых) под бинокуляром. В лабораторных условиях предварительные микроскопические исследования уточняются: изучается отдельно качественный состав и количественное распределение основных минералов, а также микрофлоры и микрофауны.

Все полученные показатели наносят на карту. С использованием результатов такой всесторонней обработки генетические данные, полученные при составлении карт распределения отдельных фракций, пополняются материалами, полученными при микроскопическом изучении. Карты взаимно дополняют одна другую, появляется возможность по распределению одного компонента объяснять и корректировать распределение другого. Результаты покомпонентного всестороннего анализа, выраженные в карте распределения, синтезируются затем на карте типов осадков по вещественно-генетическому составу. Единая карта осадков составляется при наложении карты типов донных осадков по гранулометрическому составу на карту вещественно-генетических типов. Поскольку гранулометрический состав показывается штриховкой, а вещественный цветом, сочетание этих карт дает возможность с максимальной подробностью охарактеризовать осадок в любом месте; карты достаточно легко читаются и интерпретируются.

Этот метод составления карт, а также классификация были разработаны первоначально для Берингова, Охотского и Японского морей (Лисицын, 1959а, 1966б; Безруков, 1960а; Скорнякова, 1961б). Затем — для северо-

западной части Тихого океана (Безруков, Лисицын, Романкевич, Скорнякова, 1961). В настоящее время они проверены при составлении карт донных осадков практически для всего Мирового океана.

Уже указывалось, что для составления этих карт были использованы результаты многочисленных анализов, выполненных в Институте океанологии АН СССР при обработке материалов «Витязя» (1949—1967 гг.), «Оби» (1955—1959 гг.), а также ряда других экспедиций. Были привлечены все доступные материалы зарубежных экспедиций, а в ряде случаев и результаты анализов проб этих экспедиций, полученных по обмену. Учитывались также и все карты и описания осадков, составленные ранее.

Исходя из имеющихся материалов, проводилась оптимизация масштабов и выбор проекций. Для составления карт донных осадков наиболее показательными являются равноплощадные проекции, хотя на стороне проекции Меркатора — простота картографических работ.

В итоге этой напряженной работы, которая продолжалась более 15 лет и в которой принимал участие большой коллектив исследователей (П. Л. Безруков, А. П. Лисицын, В. П. Петелин, Н. С. Скорнякова, И. О. Мурдмаа, Е. А. Романкевич, Е. М. Емельянов, К. М. Шимкус, Э. Тримонис и др.), были составлены новые карты донных осадков Тихого, Индийского и Атлантического океанов, а также большая серия карт донных осадков Антарктики, Средиземного, Черного и других морей.

Таким образом, к настоящему времени по единой методике закончены карты по существу для всего Мирового океана. Схематическая карта донных осадков Мирового океана была опубликована в 1964 г. в Физико-географическом атласе мира, а ее краткое описание — в пояснительной статье в том же атласе, а также в отдельной работе (Безруков, Лисицын, Петелин, Скорнякова, 1961). Совмещение гранулометрического состава и вещественно-генетических типов было сделано на карте осадков северо-западной части Тихого океана (Безруков, Лисицын, Романкевич, Скорнякова, 1961), однако по техническим причинам здесь не удалось дать батиметрии — необходимого элемента каждой карты донных осадков. Эта карта оставляет желать много лучшего и в картографическом исполнении.

Сочетание всех элементов карты донных осадков, о которых говорилось выше, а также новые приемы картографического исполнения, удалось впервые реализовать в серии карт донных осадков Антарктики, опубликованных в Атласе Антарктики (1966). Здесь даны карты донных осадков Южного океана, Индийского, Тихоокеанского, Атлантического секторов, а также крупномасштабные карты морей Дейвиса и Росса (Лисицын, 1961г, д, 1966в, 1969а).

Такие же принципы были положены в основу карт донных осадков Тихого (масштаб 1 : 25 млн.), Индийского (масштаб 1 : 20 млн.) и Атлантического (масштаб 1 : 20 млн.) океанов, которые демонстрировались на Втором международном океанографическом конгрессе в Москве в 1966 г. (Безруков, Лисицын, Скорнякова, Петелин, 1966; Безруков, Лисицын, 1966; Безруков и др., 1966; Емельянов и др., 1966). Для составления карты Атлантики использовано 2700 проб советских экспедиций и более 7000 зарубежных определений осадков. Эти карты являются частью крупных обобщающих работ по осадкообразованию в Тихом океане (монография «Тихий океан», 1970), а также по Атлантическому океану.

Карты донных осадков, а также распределения основных компонентов вещественного и гранулометрического состава донных осадков публикуются также в атласах Тихого, Индийского и Атлантического океанов.

Монография по геологии дна Атлантического океана сопровождается серией из 13 цветных карт, в числе которых карты количественного распространения основных компонентов вещественного и гранулометрического состава осадков, геоморфологии, батиметрии, тектоники, сводная карта типов донных осадков (Атлантический океан, 1968).

Аналогичная серия карт подготовлена и для атласа Международной индоокеанской экспедиции, а также для монографии по осадкам Индийского океана.

Создание столь обширной коллекции карт донных осадков, составленных по единому принципу и охватывающих весь Мировой океан, а также серии монографий дает исключительно ценный материал для обобщений. Автор, начиная с 1949 г., принимал непосредственное участие как в разработке принципов картирования донных осадков и создания номенклатуры и классификации, так и в работе по созданию этих карт, что даст возможность при описании типов донных осадков и процессов их образования опираться на этот колоссальный материал.

ТИПЫ ДОННЫХ ОСАДКОВ

В этом разделе нет возможности детально описать основные типы донных осадков, распространенных в разных частях дна океанов и морей. Здесь приводится лишь краткий их обзор в объеме, необходимом для понимания осадочного процесса. Читатель может получить все дополнительные данные в многочисленных обобщающих работах по типам донных осадков морей и океанов, которые были опубликованы за последние годы. Для Берингова моря — А. П. Лисицын (1958, 1959, 1966в), Охотского моря — П. Л. Безруков (1960в), Японского — И. С. Скорнякова (1961б), Тихого океана в целом, включая и его антарктическую часть,— в монографии «Тихий океан», т. VI, кн. 1, 2 (1970), Атлантического океана, включая его антарктическую часть,— в монографии «Геология Атлантического океана», т. 1—4, Антарктики — А. П. Лисицын (Атлас Антарктики, т. 1, 1966; т. II, 1969; Лисицын, 1961а, б; 1963а), Индийского океана — А. П. Лисицын (1961 г.), П. Л. Безруков, А. П. Лисицын (1966), Средиземного моря — Е. М. Емельянов (1965), Черного моря — К. М. Шимкус (1972), Северного Ледовитого океана — Н. А. Белов, Н. И. Лапина (1958, 1961) и многие другие.

Наиболее отчетливое отражение зональность осадкообразования и фациальные условия находят в вещественно-генетических типах донных осадков. Для каждого из этих типов характерен обычно свой собственный сравнительно узкий набор групп осадков по гранулометрическому составу. В связи с этим при характеристике типов осадков дна океанов и морей обычно достаточно пользоваться наименованиями вещественно-генетических типов с дополнительным описанием, если это представляется необходимым, деталей их гранулометрического состава.

Вещественный состав донных осадков тесно связан с их генезисом. В соответствии с этим удобно пользоваться упрощенной классификацией, которая широко применялась при изучении осадков Антарктики (Лисицын, 1960б, 1961г, 1969а). Приняты следующие вещественно-генетические типы осадков, которые выделяются на основе аналитического исследования:

I. Терригенные
   Айсберговые (ледниковые)
   Осадки вне айсберговой зоны

II. Биогенные (органогенные)
   Карбонатные
      Планктогенные
         Фораминиферовые
         Кокколитофоридовые и кокколитово-фораминиферовые
         Птероподовые и птероподово-фораминиферовые
      Бентогенные

Коралловые (кораллово-водорослевые)
Фораминиферовые
Ракушечниковые
Мшанковые
Балянусовые и сложенные остатками известковых червей
Сложенные остатками иглокожих

Химико-биогенные

Кремнистые
Диатомовые
Радиоляриевые и радиолярпево-диатомовые
Кремнпево-губковые (спикулевые)

III. Аутигенные (диагенетические, хемогенные)

IV. Вулканогенные, вулкано-кластические и обогащенные пирокластическим материалом

V. Полигенные (красная глубоководная глина)

При всей условности некоторых наименований эта классификация удобна еще и потому, что в ней учитываются основные подразделения классификации Меррея и Ренара, которая до настоящего времени пользуется широким распространением (красная глубоководная глина, диатомовые, фораминиферовые и некоторые другие осадки).

На классификационных схемах необходимо менять детальность подразделений в зависимости от целей работы и ее масштаба. Так, при изучении сравнительно небольших участков дна, нахоящихся в сходных климатических, батиметрических и иных условиях, для разделения осадков с нужной подробностью необходимо применить классификационную схему, отражающую максимум подробностей. Следовательно, детальность схемы или ее «разрешающая способность» не могут быть во всех случаях одинаковыми. Так же как увеличение микроскопа приспосабливают к целям исследования, так и классификационную схему нужно приспосабливать к задачам, которые ставятся в работе. Нам представляется, что общие наиболее крупные подразделения должны при этом сохраняться и ими являются вещественно-генетические типы. В пределах этих типов выделяются более мелкие подтипы. Например, среди фораминиферовых осадков можно выделять разновидности по преобладанию раковин планктонных или бентических форм или того или иного вида, по особенностям минералогического или химического состава, или тонким различиям в гранулометрии. Важное место имеет учет фациальной, а также и тектопической обстановки (осадки рифтовых зон, глубоководных впадин, геосинклинальных и платформенных областей).

Описания типов донных осадков даются очень кратко, поскольку вторая часть настоящей работы будет посвящена детальному рассмотрению качественного состава и генезиса разнообразных осадочных образований. Биогенному осадкообразованию посвящены сборники «Геохимия кремнезема» (1966); «Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях» (1969), «Micropaleontology of Oceans» (1971).

Задача настоящего исследования — показать механизм образования осадков того или иного типа в общем виде.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОСАДКИ

Терригенные отложения сложены в основном обломочным или пелитовым (глинистым) материалом и состоят из продуктов денудации суши (схема IV—V).

Исходя из принципа преобладающих фракций, терригенными мы должны называть осадки, состоящие более чем на 50% из обломочного и глинистого материала — продуктов размыва суши. Соответственно биогенными будут осадки, содержащие более 50% биогенного (карбонатного и кремнистого) материала. Однако для более детального выявления механизма биогенной седиментации в океанах, которому до последнего времени уделялось совершенно недостаточно внимания, в соответствии с классификацией осадки, содержащие от 10 до 30% карбонатного или кремнистого материала, относятся к переходным (слабокарбонатным и слабокремнистым), а содержащие 30—50% — уже полностью к биогенным. Градация в 30% принята также и большинством зарубежных исследователей (Olausson, 1959). По существу все осадки с содержанием биогенного материала в 10—30 и 30—50% следует считать переходными (биогенно-терригенными) и только при содержании более 50% — собственно биогенными. Это необходимо иметь в виду при рассмотрении карт донных осадков и описаний типов осадков.

Такая известная дискриминация терригенных осадков не случайна, она связана со стремлением наиболее полно разделить донные осадки, исходя из их вещественного состава. В настоящее время одним из наиболее четких и легко определимых количественных индикаторов карбонатонакопления является содержание в осадках $CaCO_3$, а кремненакопления — аморфного кремнезема. Таким образом, биогенность осадков может быть надежно выражена количественно, в то время как для определения терригенности такого количественного критерия пока не существует. Величина 100% за вычетом $CaCO_3 + SiO_{2аморфн}$ часто включает как терригенный, так и вулканогенный материал.

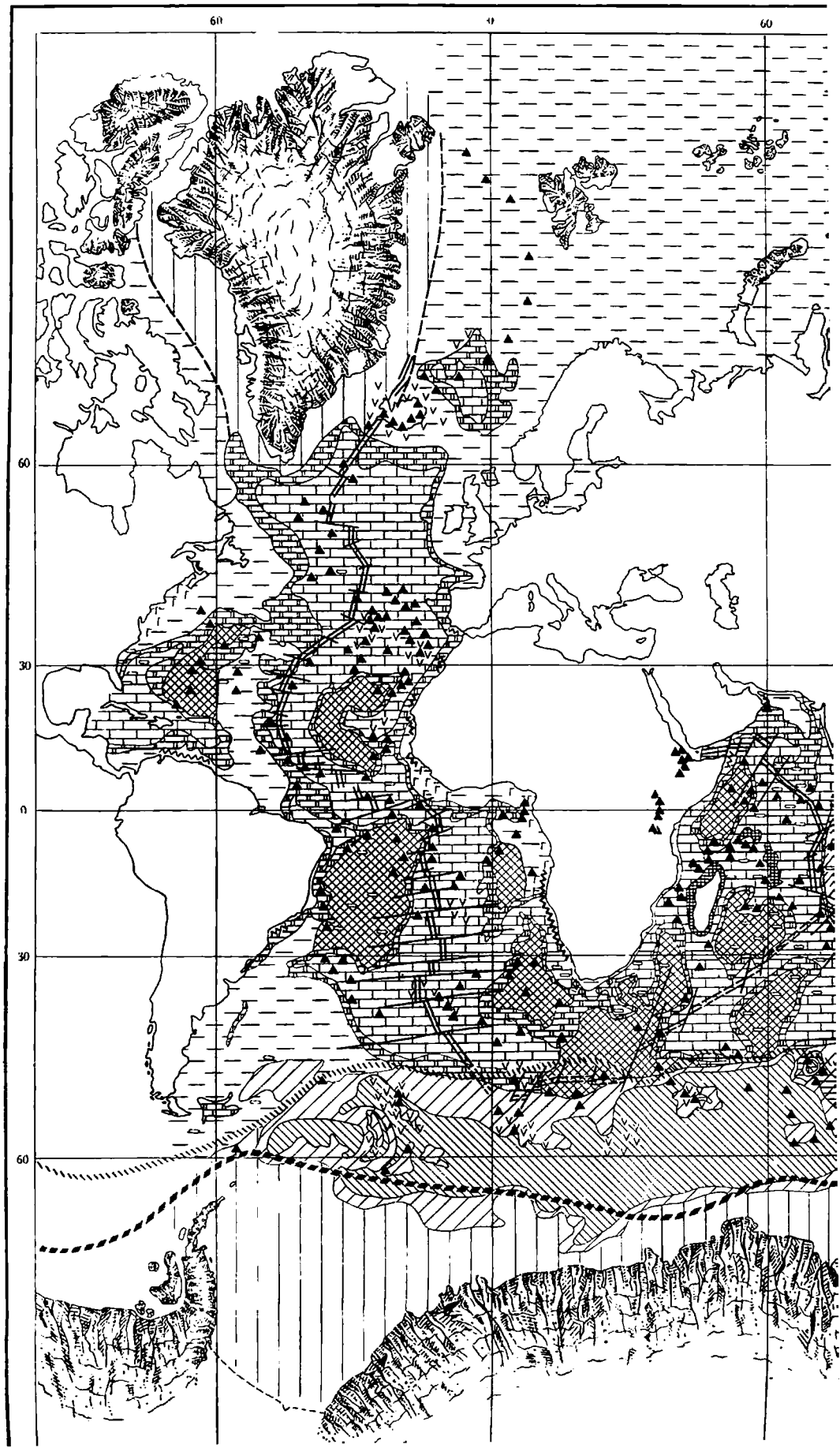
До недавнего времени области распространения терригенных осадков океанов представлялись как бесконечные поля однообразных илов, сменяющихся у берегов алевритовыми и песчаными отложениями. В настоящее время техника исследования донных осадков продвинулась далеко вперед, разработаны новые принципы их исследования и картирования. В результате среди терригенных пелитовых осадков выделяются различные петрографические типы по преобладающим глинистым или иным тонкодисперсным минералам, также очень дробно подразделены алевритовые и песчаные осадки.

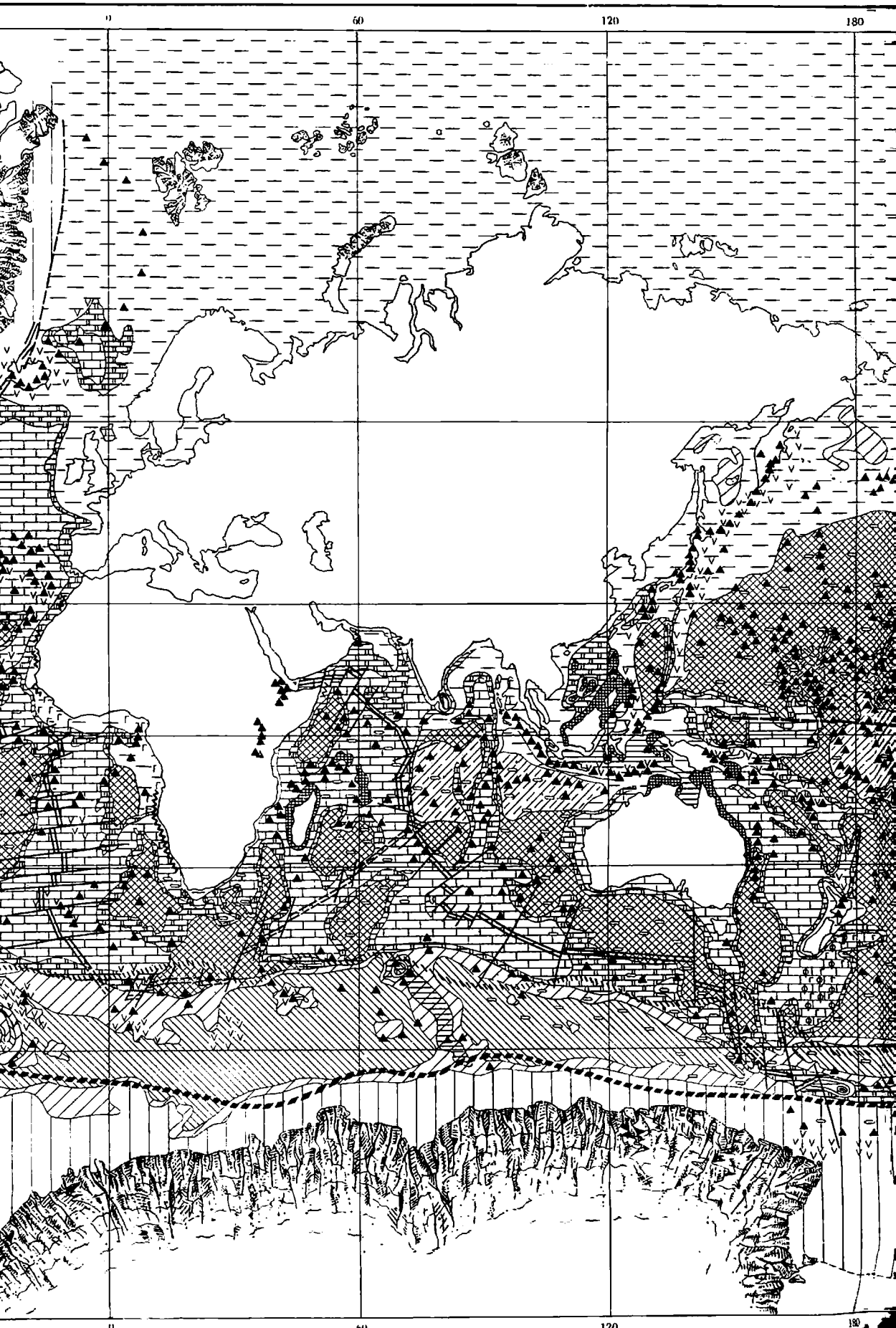
Вполне естественно, что для подразделений обширных полей терригенных осадков в основу должен быть положен минералого-петрографический принцип, наиболее четко отражающий вещественный состав отложений и связанные с этим их особенности. В ряде случаев его приходится дополнять фациальными особенностями.

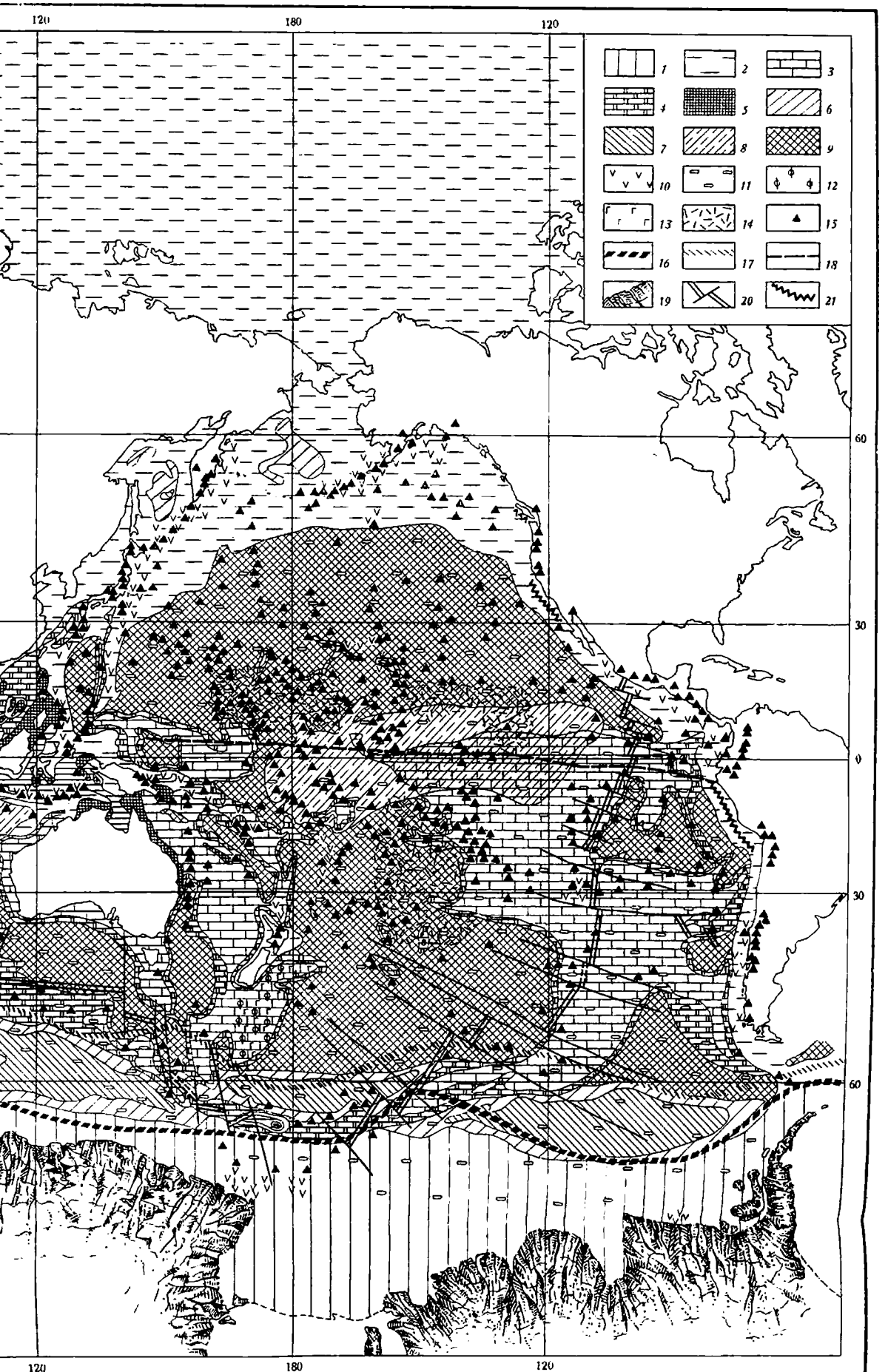
Вторым принципом является использование геохимических данных для подразделений терригенных осадков. Этот принцип новый и проверен пока только на части океанов. В его основу положены результаты определения полного силикатного состава донных осадков. По ним можно судить о генезисе терригенного материала, в особенности, если применить дополнительные более углубленные исследования с использованием соотношений между элементами гидролизатами.

Наконец, третий принцип основан на использовании метода естественных радиоактивных трассеров, которые дают возможность определить происхождение основной части частиц в донных осадках. Использование возраста, определенного калий-аргоновым методом (Крылов, Лисицын, Сплин, 1961),— наиболее яркий пример. Для выяснения генезиса кварца используется соотношение изотопов кислорода (O^{18}/O^{16}) в молекуле SiO_2 (Rex, Goldberg, 1962).

Эти и другие новые методы картирования и расчленения монотонных толщ терригенных отложений на дне океана стали возможны только благодаря внедрению новых приемов исследования (количественной рентгеновской дифрактометрии, количественного спектрального анализа, опре-


60
0
60
60
30
0
30
60


0
60
120
180


120
180
120
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
60
30
0
30
60
120
180
120

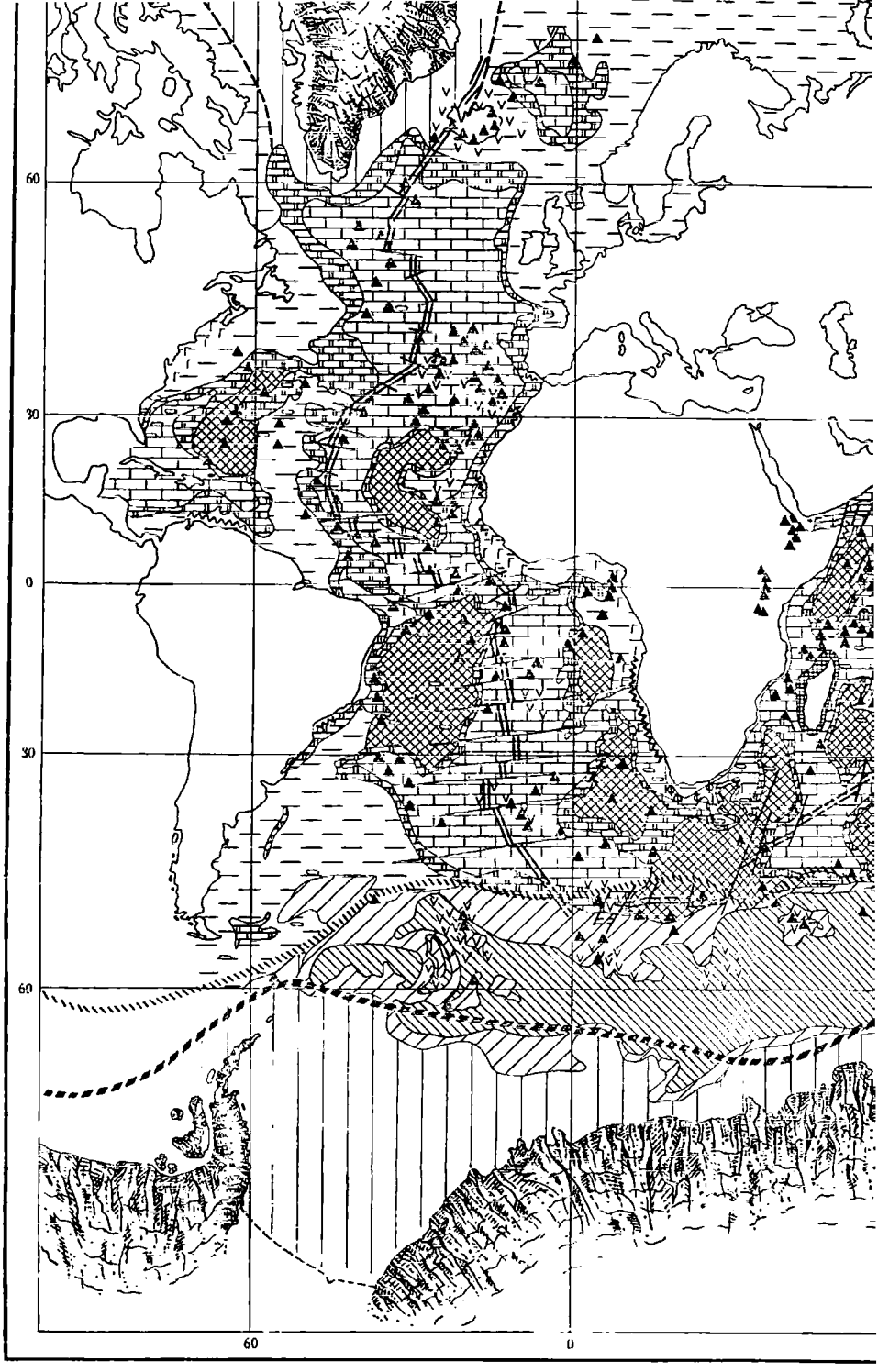
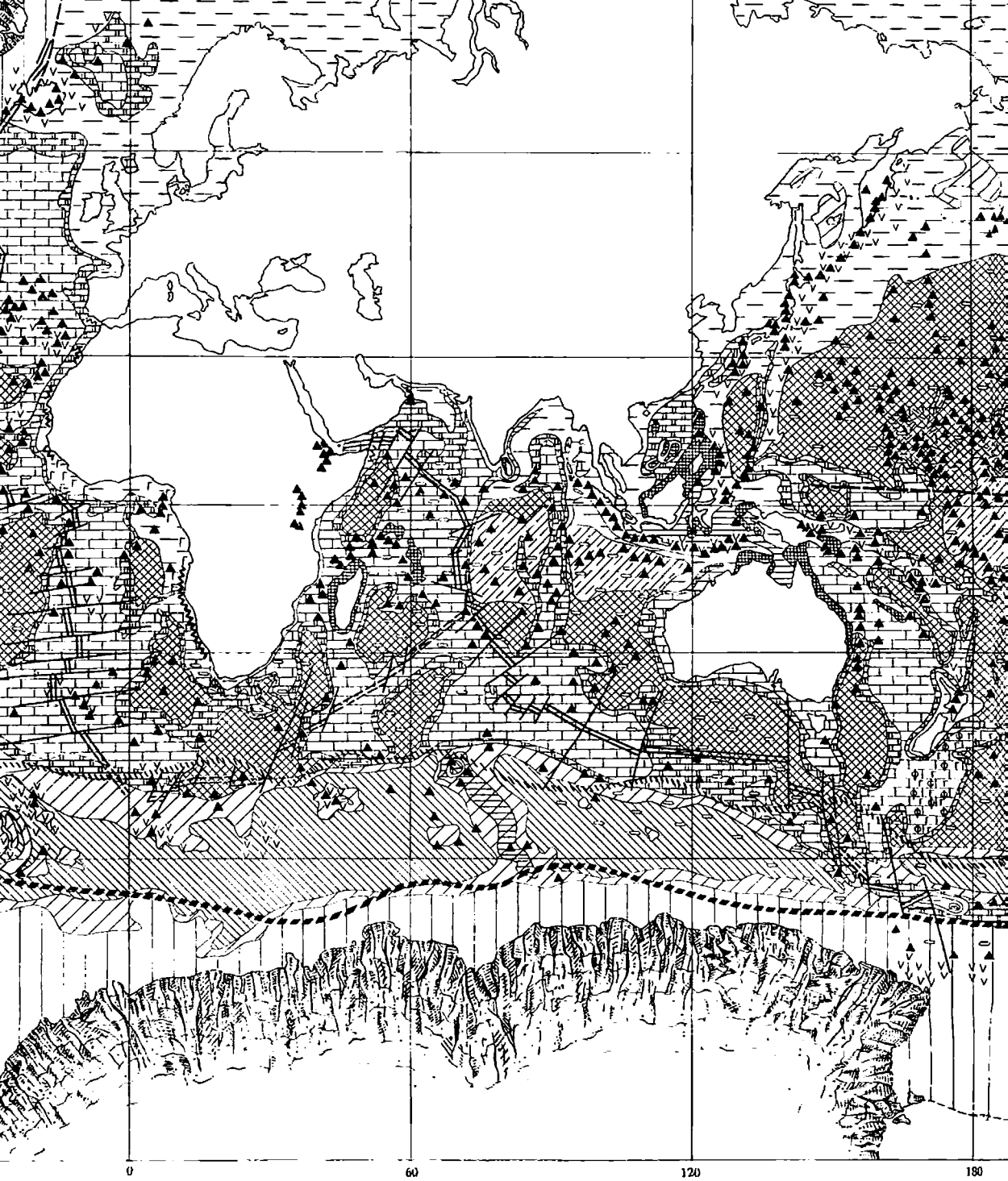


Схема IV. Вещественно-генетический состав донных осадков Мирового океана

Терригенные осадки, обломочные и глинистые (силикатные, менее 30% $CaCO_3$ и SiO_2 аморфн): *1* — айсберговые, *2* — вне айсберговой зоны.

Биогенные осадки (более 30% $CaCO_3$ и SiO_2 аморфн). Карбонатные (более 30% $CaCO_3$) — известковистые и известковые фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые, редко птеро подово-фораминиферовые, у берегов ракушечниковые: *3* — известковистые (30—50% $CaCO_3$); *4* — известковые (более 50% $CaCO_3$), *5* — известковые кораллово-водорослевые (более 50% $CaCO_3$) Кремнистые (более 30% SiO_2 аморфн) — диатомовые, радиоляриево-диатомовые, редко спикулевые; *6* — диатомовые илы (30—50% SiO_2 аморфн), *7* — сильнодиатомовые илы (более 50% SiO_2 аморфн), *8* — радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы.

А. П. Лисицын



остав донных осадков Мирового океана

(силикатные, менее 30% $CaCO_3$ и SiO_2 аморфн): *1* —

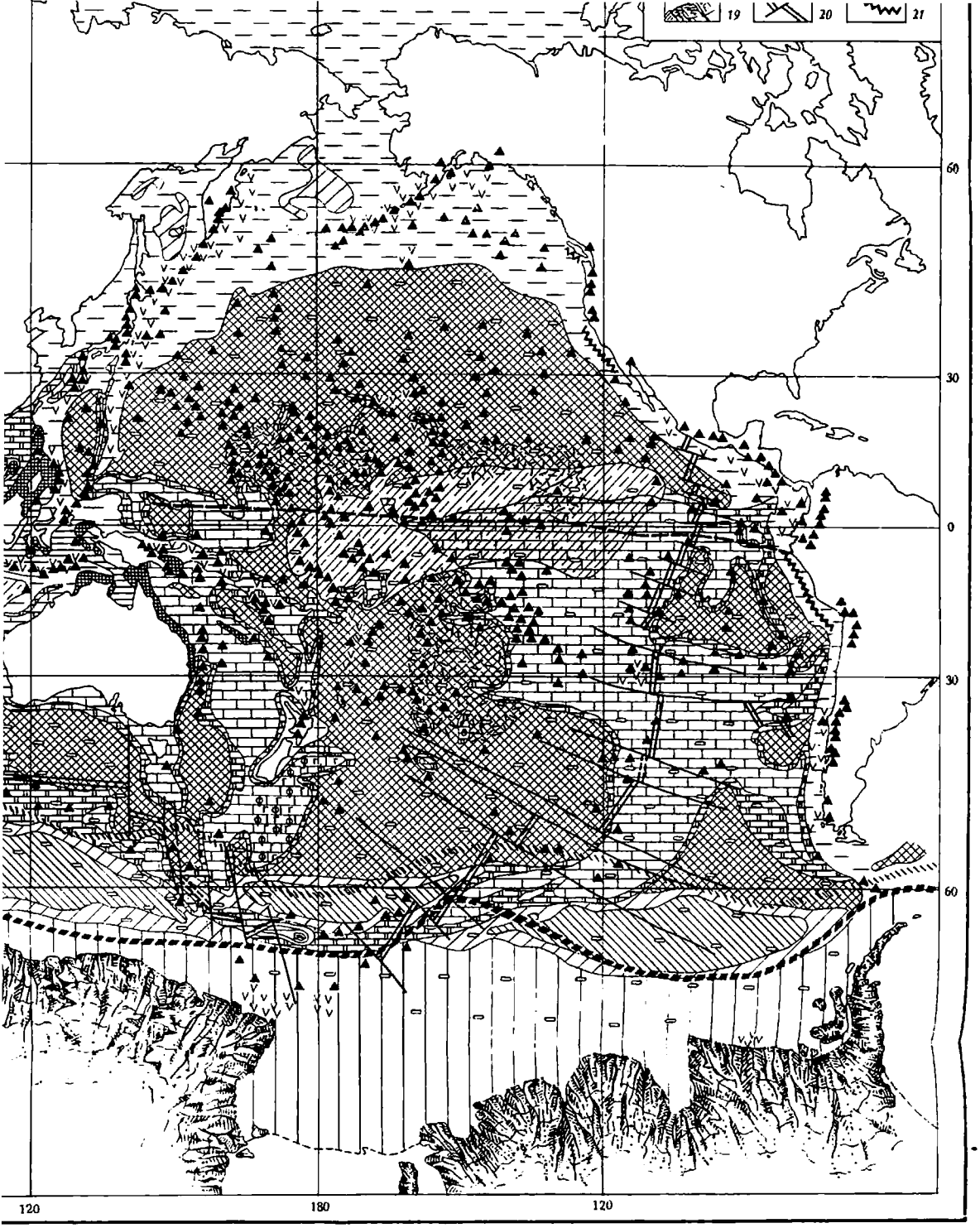
морфн). Карбонатные (более 30% $CaCO_3$) —
ные и кокколитово-фораминиферовые, редко птеро-
ляковые: *3* — известковистые (30—50% $CaCO_3$); *4* —
ковые кораллово-водорослевые (более 50% $CaCO_3$).
- диатомовые, радиоляриево-диатомовые, редко спи-
аморфн), *7* — сильнодиатомовые илы (более 50%
ово-радиоляриевые илы.

Полигенные осадки (силикатные, менее 30% $CaCO_3$ и SiO_2 аморфн) — кр
ны, слабожелезистые красные глубоководные глины, цеолитовые глин
водные глины всех типов.

Вулкано-кластические и обогащенные пирокластическим материалом (сил
и SiO_2 аморфн): *10* — осадки вулканокластические и обогащенные вул

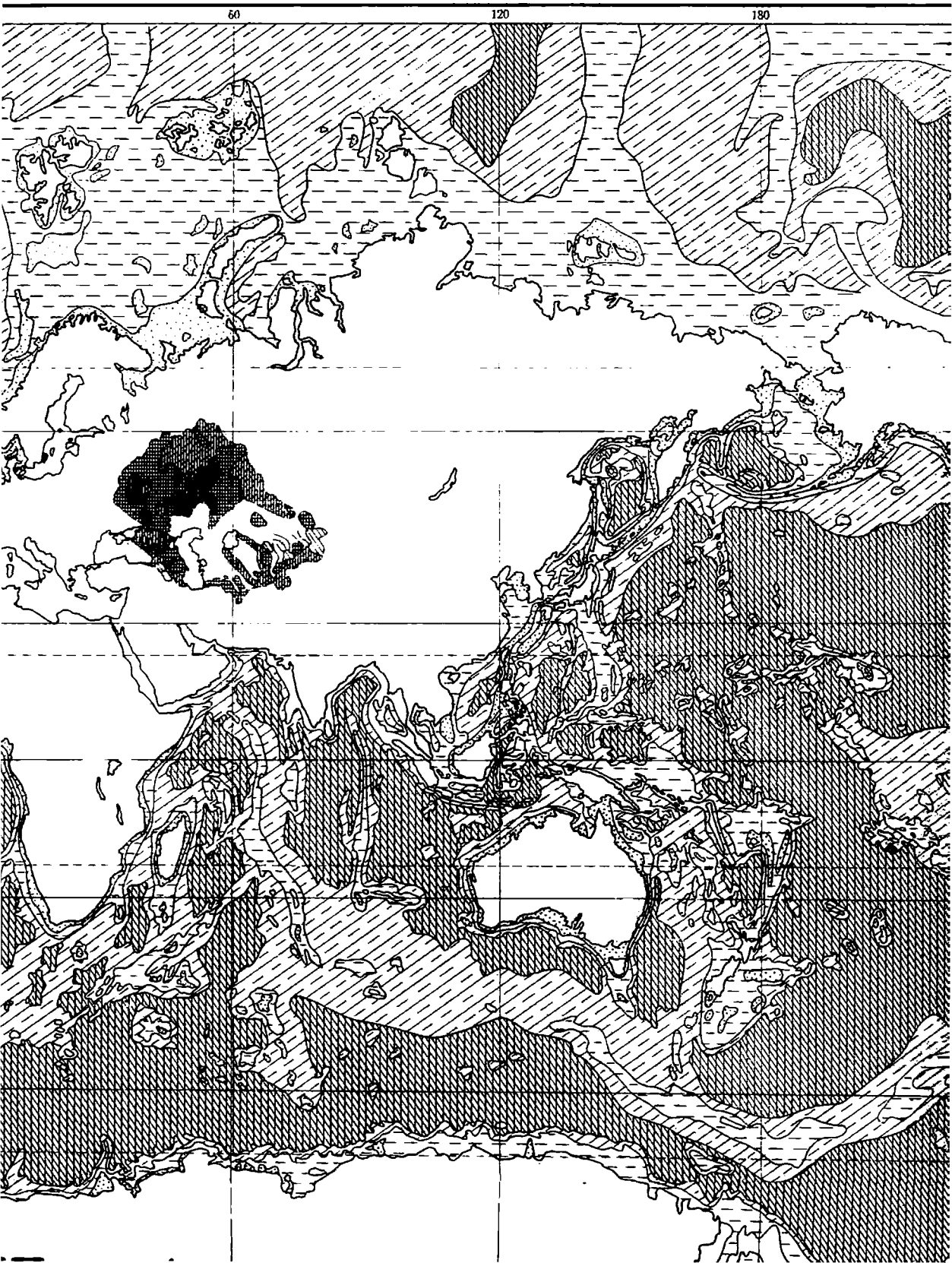
Аутигенные образования и включения в осадках: *11* — железо-марган
концентрации и рассеянные), *12* — фосфориты, *13* — глауконит, *14* — це

Значения: *15* — действующие и четвертичные вулканы; *16* — ант
17 — антарктическая конвергенция; *18* — экваториальная дивергенция
ного оледенения суши; *20* — рифтовые долины и вулканические гряды с
тов с характерными осадками; тонкие секущие линии — важнейшие раз
ма глубинных вод (апвеллинги) и накопления аномальных осадков



ные, менее 30% $CaCO_3$ и SiO_2 аморфн)— красные глубоководные гли-
ые глубоководные глины, цеолитовые глины: *9* — красные глубоко-
в.
щенные пирокластическим материалом (силикатные менее 30% $CaCO_3$
вулканокластические и обогащенные вулканокластикой.
ключения в осадках: *11* — железо-марганцевые конкреции (высокие
13 — фосфориты, *13* — глауконит, *14* — цеолиты. Прочие обо-
ующие и четвертичные вулканы; *16* — антарктическая дивергенция;
ргенция; *18* — экваториальная дивергенция; *19* — области современ-
рифтовые долины и вулканические гряды срединных океанских хреб-
и; тонкие секущие линии — важнейшие разломы; *21* — области подъе-
инги) и накопления аномальных осадков

1
2
3
4
5
6
7
8
60
0
60
120
180
240
300
360


60
120
180

180
120
60
30
0
30
60

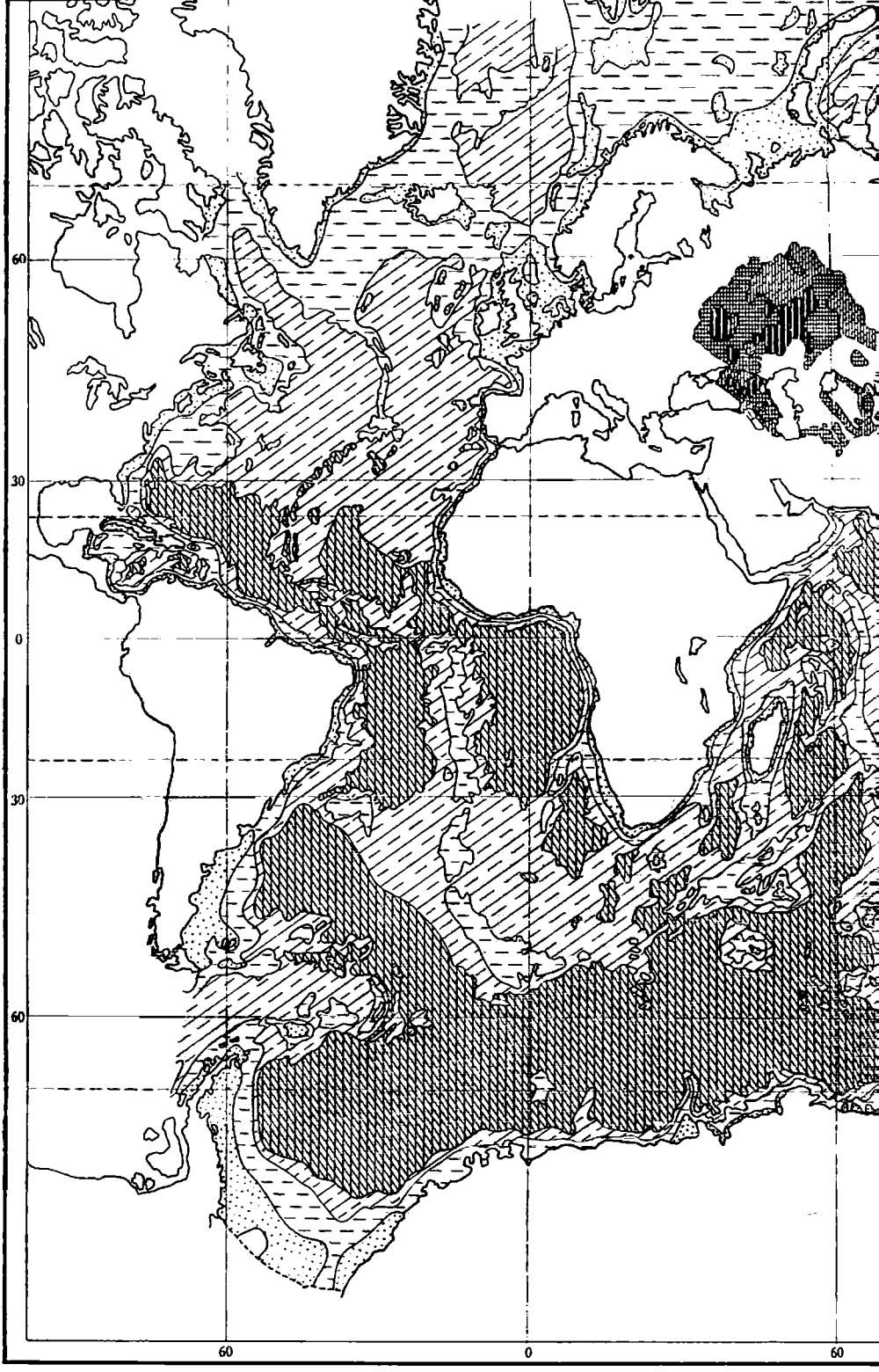
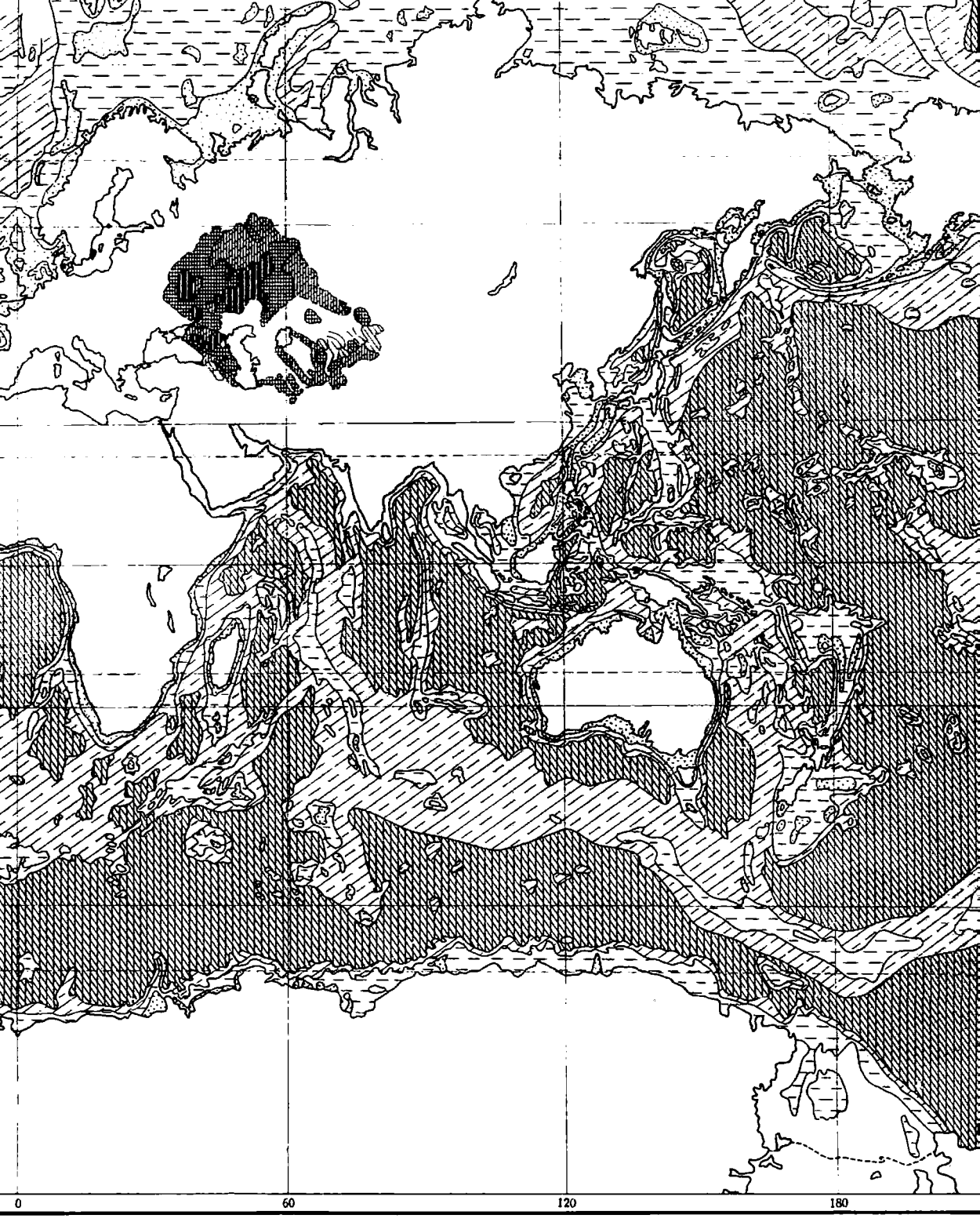


Схема V. Гранулометрический состав донных осадков Мирового океана и речной взвеси

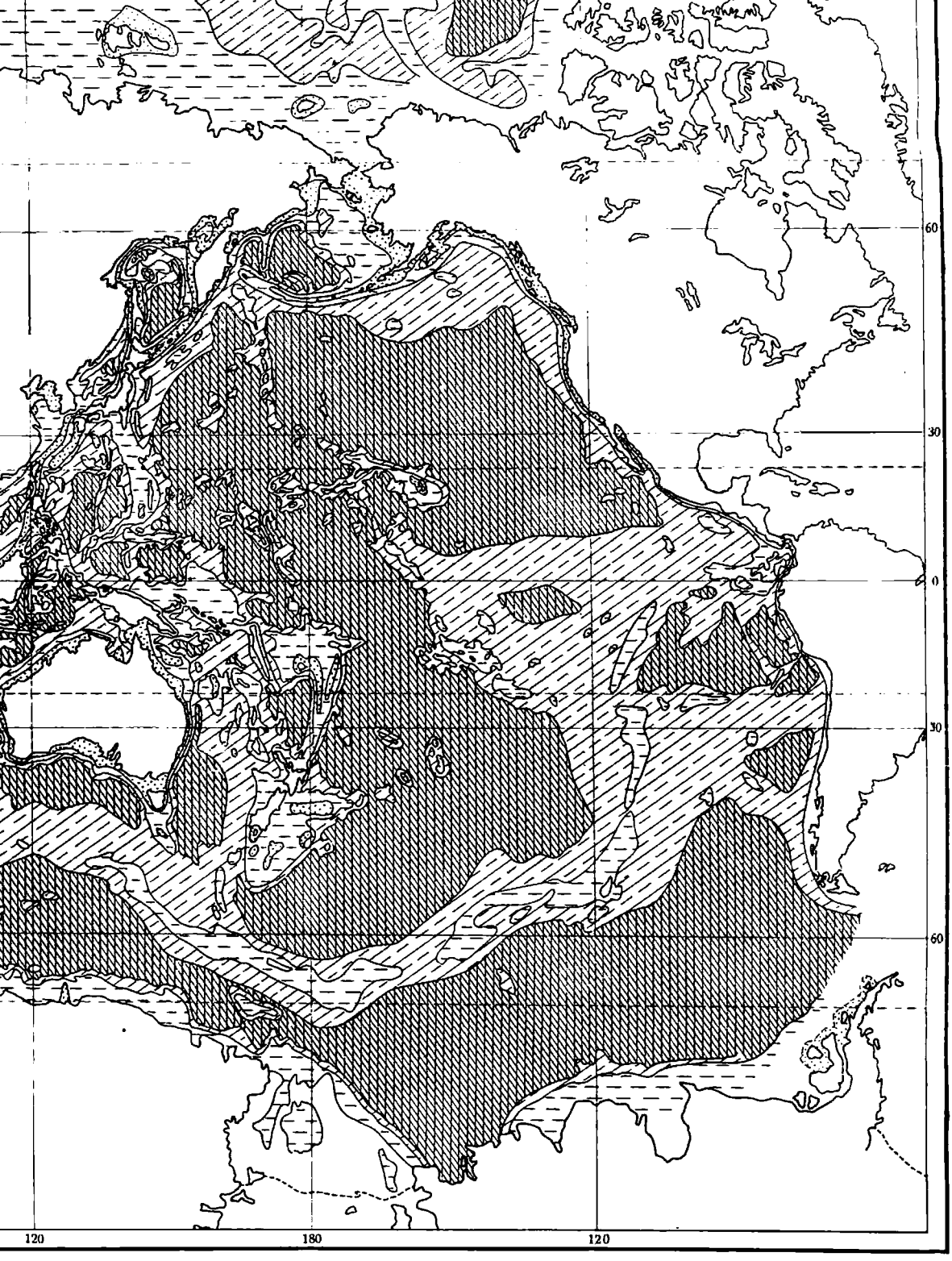
Для Мирового океана: *1* — гравийно-галечные осадки и пески; *2* — крупные алевриты и мелко-



адков Мирового океана и речной

лески; *2* — крупные алевриты и мелко-

алевритовые илы; *3* — алевритово-пелитовые илы; *4* — пелитовые илы.
Для речной взвеси южной части территории СССР. Содержание фракции мене-
взвеси, %: *5* — менее 50; *6* — от 50 до 75; *7* — от 75 до 90; *8* — более 90 (Шамов



евритово-пелитовые илы; *4* — пелитовые илы.
южной части территории СССР. Содержание фракции менее 0,05 мм во
6 — от 50 до 75; *7* — от 75 до 90; *8* — более 90 (Шамов, 1951)

деления абсолютного возраста частиц и др.). Внешне однообразные терригенные отложения благодаря этим методам удалось разделить на многочисленные их типы, связанные с природной зональностью. Морская вода очень слабо воздействует на терригенный материал, поэтому в отличие от материала биогенного практически все важнейшие особенности его вещества определяются в процессах подготовки осадочного материала на суше. Природная зональность процессов подготовки вещества на суше была обстоятельно рассмотрена в ряде работ Н. М. Страхова (1960—1962, 1963). Новые данные позволяют расширить и уточнить основные представления, изложенные Н. М. Страховым, на конкретных примерах отдельных материков и океанов.

На основе балансовых подсчетов, приведенных выше (см. табл. 17), можно было бы ожидать, что соотношение площадей терригенных и биогенных осадков будет близко к соотношению поставок терригенного и биогенного материала.

Однако при рассмотрении карт видно, что терригенные осадки (более 30% терригенного материала) занимают меньшие площади, чем этого можно было бы ожидать. Так, в Тихом океане они занимают 26,84%, а вместе с красными глубоководными глинами 62%. Если считать терригенными осадки, содержащие менее 50% биогенного материала, то их площадь в Тихом океане около 35%, а вместе с красными глинами около 70%. Некоторый дефицит обусловлен тем, что терригенная примесь распространена по существу во всех видах осадков в качестве постоянной, то более важной, то второстепенной их части. Например, она всегда присутствует даже в самых чистых биогенных осадках, составляет существенную часть красной глубоководной глины. Терригенный материал создает таким образом как бы постоянный фон в океанском и морском осадконакоплении, он проникает практически во все уголки океанов и морей и встречается во всех осадках, хотя в некоторых случаях и в виде очень малых примесей.

Наибольшие площади терригенные осадки занимают в гумидных зонах — северной и южной умеренных и в экваториальной. По поставкам осадочного материала особое место занимает юго-восточная Азия, где сбрасывают в океан свои воды реки — гиганты.

По вещественному (минеральному и химическому), а также по гранулометрическому составу в пределах обширной группы терригенных осадков удается выделить несколько подтипов: осадки вне айсберговой зоны, айсберговые, морские ледовые, обогащенные морскими ледовыми отложениями, подводные морены. Среди этих подтипов могут быть сделаны и более детальные подразделения.

Обломочный и глинистый материал очень стоек в морской воде. Поэтому вертикальная зональность терригенного осадконакопления, которая для осадков других типов определяется стойкостью слагающего их материала к растворению (карбонатные осадки) или малыми скоростями седиментации (образование конкреции железо-марганцевых, филлипсита), здесь выражена иначе. Терригенные осадки могут встречаться на любых глубинах океанов. Исследования последних 10—15 лет показывают, что даже грубые терригенные осадки (пески, галечники) нередко встречаются на глубинах в многие тысячи метров.

Пояс терригенных осадков охватывает все материки и многие острова. Его ширина, как можно видеть на картах, очень сильно меняется, что связано с темпами поступления терригенного материала с суши и темпами его разбавления биогенным материалом.

В трех районах развитие полей терригенных осадков достигает максимума: 1) в северной гумидной и ледовой зонах Атлантического и Северного Ледовитого океанов; 2) в дальневосточных морях; 3) в экваториальной гумидной зоне — в северной части Индийского океана и в морях юго-восточной Азии. В аридных зонах терригенные осадки в ряде мест почти

не встречаются, прямо от берегов и до критических глубин протягиваются разнообразные по составу и крупности карбонатные осадки. Таким образом, в аридных зонах пояс терригенных осадков резко сужается, а местами и прерывается. В южном океаническом полушарии пояс терригенных осадков расширяется близ Антарктиды и исчезает на большом протяжении в Индийском и Тихом океанах.

АЙСБЕРГОВЫЕ (ЛЕДОВЫЕ) ОСАДКИ

Донные осадки, находящиеся под определяющим воздействием ледяных гор (айсбергов), занимают в настоящее время площадь более 65 млн. *км*^{2} (из них Антарктика около 62 млн. *км*^{2}). Намного увеличивалась эта площадь во время четвертичных оледенений, когда айсберговые осадки в изобилии накапливались у берегов Европы и Северной Америки.

В северном полушарии современные айсберговые осадки сейчас встречаются близ Гренландии вплоть до Ньюфаундленда, а также в ряде мест в Северном Ледовитом океане. В северной части Тихого океана современные айсберговые осадки не встречаются, но они обнаружены в нижних горизонтах колонок в зал. Аляска и в северо-восточной части океана. Четвертичные айсберговые осадки найдены и в колонках и кернах из северо-западной Атлантики (Bramlette, Brabley, 1942; Initial reports..., 1969—1973).

Лучше всего в настоящее время изучены айсберговые осадки Антарктиды (Лисицын, 1958а, 1960а, б, 1961а, г, ж; Лисицын, Живаго, 1958а, в). Они окаймляют берега континента почти сплошным поясом шириной от 300 до 1200 *км* при средней ширине 500—750 *км*. В Тихоокеанском секторе их площадь около 9 млн. *км*^{2}.

Айсберговые осадки состоят в основном из моренного материала, заключенного в айсбергах (оторвавшихся частях ледников), и рассеянного на дне при постепенном перемещении и таянии айсбергов. Отсюда вполне естественная особенность этих осадков — широкое распространение в них неокатанного валунно-щебнистого материала и дресвы.

Повсеместно развиты также и более тонкие осадки, в которых то в больших, то в меньших количествах постоянно содержится грубообломочный материал. В пределах пояса айсберговых осадков могут быть и топкодисперсные отложения вплоть до алевритово-пелитовых и пелитовых илов. При выпадении осадочного материала из тающих айсбергов его дальнейшее распределение в воде идет по законам механической дифференциации. В отличие от всех других видов терригенных образований, для которых поступление осадочного материала идет с берегов, а более всего с отдельных участков берегов (устья рек и др.), для айсберговых осадков характерны блуждающие источники терригенного материала (айсберги). Как было показано ранее (Лисицын, 1961ж), пути, проходимые айсбергами по данным наблюдений, составляют по прямой до 1000—1200 *км*, а если учесть зигзагообразные траектории, то нередко они превышали 10 тыс. *км*.

Айсберговые осадки поэтому покрывают не только шельф и материковый склон Антарктиды, но и прилежащие части ложа океана. Детали их распространения по площади и особенности вещественного и гранулометрического состава можно уяснить из серии карт Атласа Антарктики (1966).

По мере продвижения к северу айсберговые осадки Антарктики постепенно переходят в слабокремнистые (10—30% $SiO_{2_{аморф}}$), а затем на 60—65° ю. ш.— в кремнистые диатомовые илы.

Для айсберговых осадков характерна слабощелочная среда (pH около 7,4), они обычно окислены (pH около +60 *мв*). Осадки окрашены в серый, оливково-серый или зеленовато-серый цвета со слабым буроватым оттенком. Их влажность зависит от гранулометрического состава и соответствует влажности терригенных осадков такой же крупности. Объемный вес сухих айсберговых осадков колеблется в пределах 1—1,8 *г/см*^{3}.

Сортировка айсбергового материала обычно очень низкая. Коэффициент сортировки (So) колеблется от 3 до 15—20 и даже выше, а если исключить грубообломочный материал, то в пределах 1,2—9,2.

Для песчано-алевритового и более грубого материала этих отложений весьма характерна исключительная свежесть всех зерен минералов, включая даже наиболее нестойкие (оливин, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы), поэтому эти фракции напоминают продукты искусственного дробления. Именно в ледовой зоне комплексы горных пород и минералов питающих провинций достигают донных осадков практически без всяких потерь, которые неизбежно возникают во время выветривания и переноса материала с суши в других зонах.

Наибольшим распространением среди минералов песчано-алевритовой фракции пользуются гранат, роговая обманка, рудные минералы. По минеральному комплексу в пределах айсберговых осадков удается выделить целый ряд терригенно-минералогических провинций (Лисицын, 1960а, б, 1961г, 1963а, 1969а).

Айсберговые осадки практически бескарбонатны. Весьма характерным для них является небольшая примесь диатомовых водорослей, которые устанавливаются как при микроскопическом исследовании, так и химическим анализом — по содержанию аморфного кремнезема. Для шельфа и материкового склона типичен особый неритический (или смешанный) комплекс диатомовых, для осадков периферии океанов — океанский комплекс (Козлова, 1964). В ряде мест на шельфе важным источником кремнистого материала являются также кремневые губки (Лисицын, 1966а, Колтун, 1966). Осадки переходного типа — слабокремнистые — содержат до 30% аморфного кремнезема.

Характерной оказалась также постоянная примесь спор и пыльцы древних растений, а также третичных диатомовых, что связано с разрушением соответствующих пород в ледосборах. Ширина зоны распространения переотложенных спор, пыльцы и древних диатомовых водорослей достигает 600—800 *км* от суши (Лисицын, 1961 г).

Ранее уже указывалось, что постоянной примесью в айсберговых осадках является валунно-щебнистый и дресвяный материал, именно эта фракция осадков дает возможность изучить пути движения айсбергов. В данном случае каменный материал, заключенный в айсбергах, является как бы маркером, или трассером, поскольку при таянии ледяных гор он попадает на дно и год от года записывает пути движения айсбергов (Лисицын, 1961ж). Для айсбергового каменного материала типична очень низкая окатанность, равная 2,2, чем он отличается от каменного материала, перенесенного однолетними или многолетними морскими льдами. Также шире и диапазон крупности. Наиболее обычны обломки от 50 до 25 *мм*, т. е. средний щебень. Коэффициент сортировки в 70% случаев колеблется от 2 до 4 (Лисицын,1961ж), т. е. сортировка этого материала намного хуже, чем каменных обломков, перенесенных льдом.

Более детальная характеристика айсберговых осадков дается в ряде работ (Лисицын, 1951б, 1958, 1959а, 1961а, г, ж, 1963а, 1966в, 1969а).

ОСАДКИ ВНЕ АЙСБЕРГОВОЙ ЗОНЫ

Среди терригенных осадков, расположенных за пределами айсберговой зоны, может быть выделено несколько разновидностей. Одна из них — осадки северной ледовой зоны (Северный Ледовитый океан, северная часть Берингова и Охотского морей, северная часть Атлантического океана). Здесь для осадков характерным является другой индикатор ледовых зон океанов — рассеянный грубообломочный материал.

Как было показано ранее (Лисицын, 1958б, 1960а, 1961а д), для этого материала характерны особенности, позволяющие уверенно отличать его от айсбергового. Ледовый материал захватывается главным образом из

прибрежной зоны — с галечных берегов и отмелей, а также с мелководий. Для него характерны столь же высокая окатанность, сортировка и преобладание полированных и гладких поверхностей, как и у типичных галечников с морских пляжей. Детальное изучение количественного распространения этого материала, а также его гранулометрического и петрографического состава было проведено автором в осадках Берингова, Охотского морей и северо-западной части Тихого океана (Лисицын, 1961а, д; Лисицын, Чернышева, 1971).

Общая площадь, занимаемая морскими льдами, составляет в Мировом океане сейчас около 40 млн. *км*^{2}, частично она перекрывается с областями распространения айсбергов. Важно подчеркнуть, что ледовый материал — это характерный индикатор терригенных (а также и кремнистых) осад-

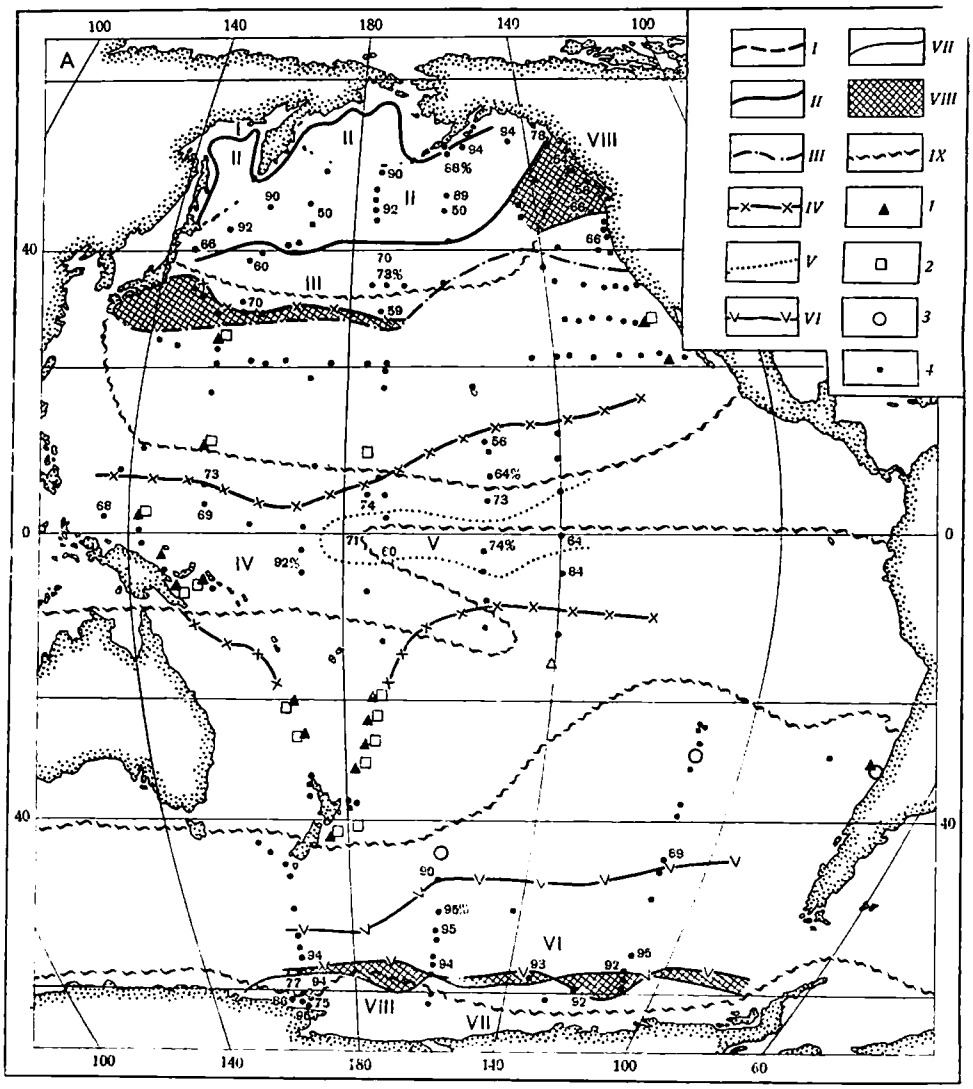
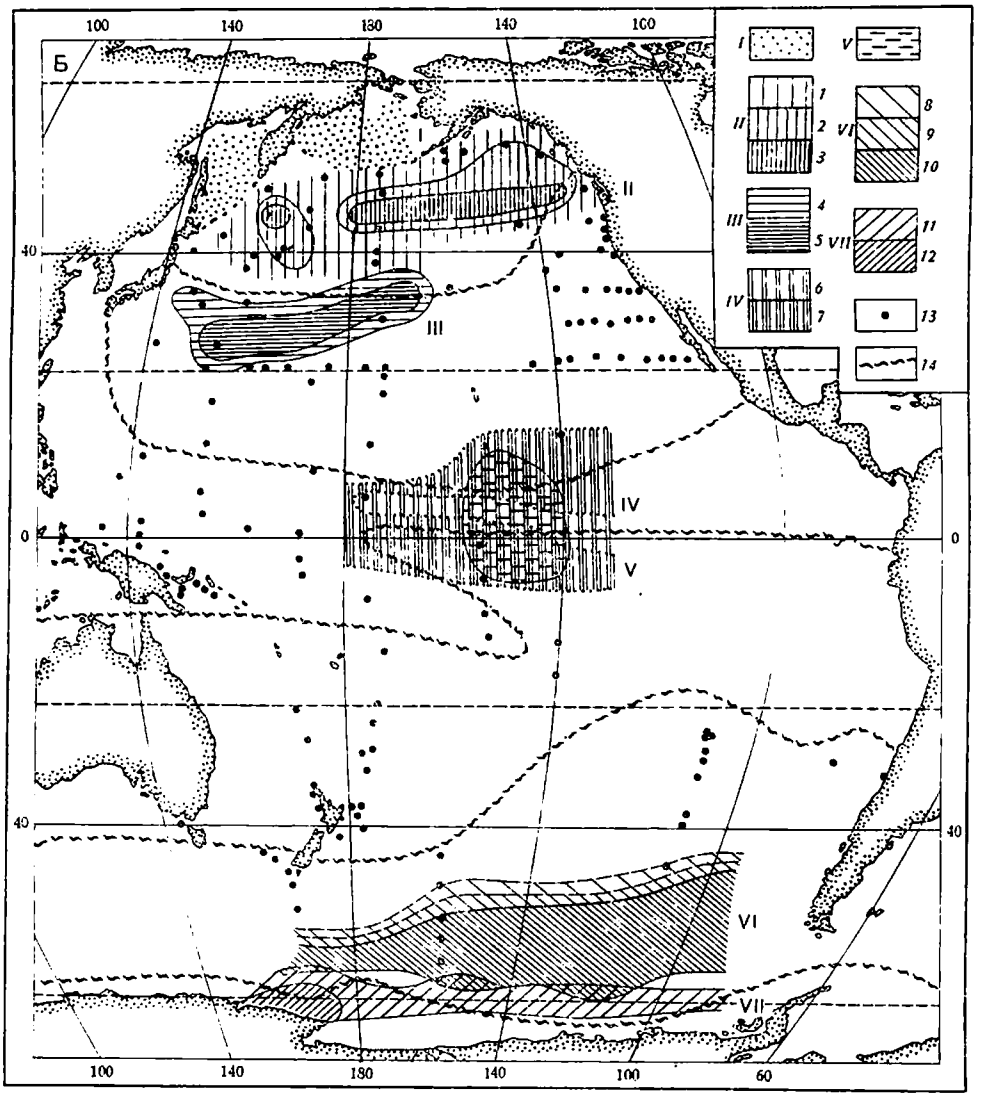


Рис. 27. Комплексы и характерные виды диатомовых в поверхностном слое осадков Тихого океана (Жузе и др., 1969)

А — комплексы: I — арктo-бореальный, II — бореальный, III — субтропический, IV — тропический, V — экваториальный, VI — субантарктический, VII — антарктический, VIII — переходного типа; IX — границы климатических зон. Единичные находки видов: *1* — субтропических; *2* — тропических, *3* — субантарктических; *4* — исследованные станции,

ков ледовых и холодных частей гумидных зон. Практически повсюду, где на поверхности морей и океанов появляются льды, они находят отражение и в донных осадках (грубообломочный материал ледового разноса). Это, таким образом, один из важнейших показателей зональности терригенных осадков, а также индикаторов климата.

Другое проявление зональности связано с гранулометрическим составом терригенных осадков. При всех отличиях в гранулометрическом составе, которые встречаются практически повсеместно и связаны с процессами механической дифференциации, при рассмотрении карт осадков океанов бросаются в глаза некоторые общие закономерности. В условиях ледовых зон, а также поблизости от водосборов, в которых распространена многолетняя мерзлота, реки подают с суши в основном алевритовый мате-



Б — характерные виды диатомей (районы обилия): I — Thalassiosira gravida Cl.; II — Coscinodiscus marginatus (% от общего количества, экз.): *1* — менее 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 25; III — Mitzschia sp. (компл): *4* — менее 10; *5* — от 10 до 20; IV — Hemidiscus cuneiformis Wall.; *6* — менее 1; *7* — от 1 до 3; V — Asteromphalus imbricatus Wall.; VI — Fragilariopsis antarctica Hust.; *8* — от 1 до 30; *9* — от 30 до 50; *10* — от 50 до 80; VII — Fragilariopsis curta Hust.; *11* — менее 10; *12* — от 10 до 70. Прочие обозначения: *13* — станции; *14* — границы климатических зон (по автору)

рнал (0,1—0,01 *мм*), что хорошо видно и по механическим анализам взвеси (Шамов, 1948, 1951), и по картам типов донных осадков. Особенно ясно это проявляется в Беринговом море (Лисицын, 1966в), а также в северной части Атлантического океана, где на дне распространены огромные площади песчано-алевритовых осадков.

Иное дело в экваториальной гумидной зоне. Здесь реки выносят тончайшие продукты глубокого химического выветривания, речная взвесь более чем на 90% состит из пелитового материала.

Особенно отчетливо это видно на примере Амазонки, Демерара и Ориноко (Южная Америка), а также на примере Ганга, Брахмапутры, Меконга и других рек юго-восточной Азии, рек Сенегал, Жеба, Нигер и Конго в Африке. Реки поставляют здесь так много пелитового материала, что океан не успевает его переработать, и близ берегов от устья рек протягиваются зоны пелитовых осадков, которые никогда не встречаются на шельфах умеренной зоны. Необходимо подчеркнуть зональный характер изменения гранулометрического состава терригенного материала, поставляемого с суши (Лисицын, 1966в).

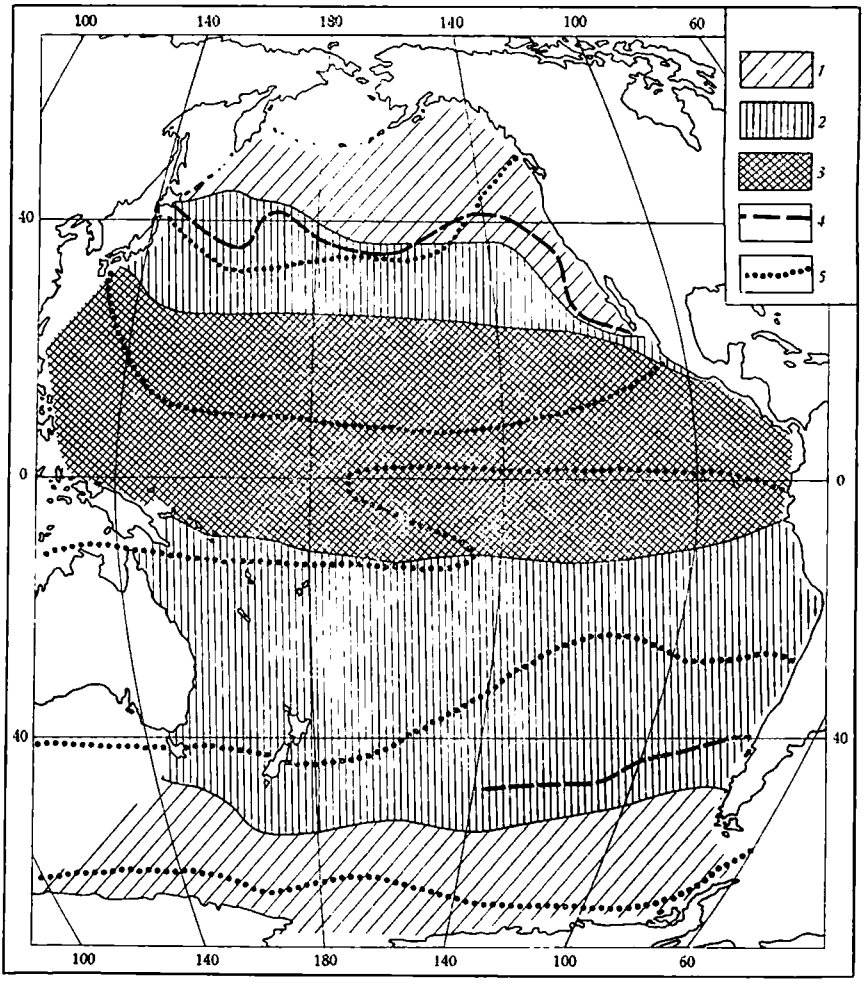


Рис. 28. Процентное соотношение основных семейств планктонных фораминифер в осадках Тихого океана (Беляева, 1969)

	Globigerinidae, %	Globorotaliadae, %
1	100	0
2	от 50 до 100	от 50 до 100
3	менее 50	более 50

4 — границы распространения планктонных фораминифер в воде; *5* — разницы климатических зон даны автором

Еще более тонкие связи с климатической зональностью отмечаются при изучении минерального состава песчано-алевритовых и пелитовых фракций терригенных осадков. В условиях ледовой зоны минеральные комплексы донных осадков наиболее полно отвечают набору минералов и количественным их соотношениям в исходных породах. Несколько слабее эти связи в зонах многолетней мерзлоты; ряд существенных отличий возникает в умеренных гумидных зонах северного и южного полушарий. Однако наиболее разительные отличия имеют место в экваториальной гумидной зоне, где процессы выветривания достигают максимального возможного развития. Здесь большинство обломочных минералов вообще исчезает из комплекса, они при выветривании переходят в глинистые. Набор глинистых минералов также соответствует максимальному развитию выветривания с преобладанием каолинита; в ряде случаев широко развиты монтмориллонит и гиббсит.

Для экваториального терригенного осадконакопления характерно также широкое развитие особой разновидности терригенных осадков — мангровых отложений, которые встречаются близ берегов почти повсеместно в пределах, ограниченных изотермами 18° С (самого холодного месяца). Для мангровых зарослей характерны многие особенности, которые не встречаются в других типах терригенных осадков (Наливкин, 1956).

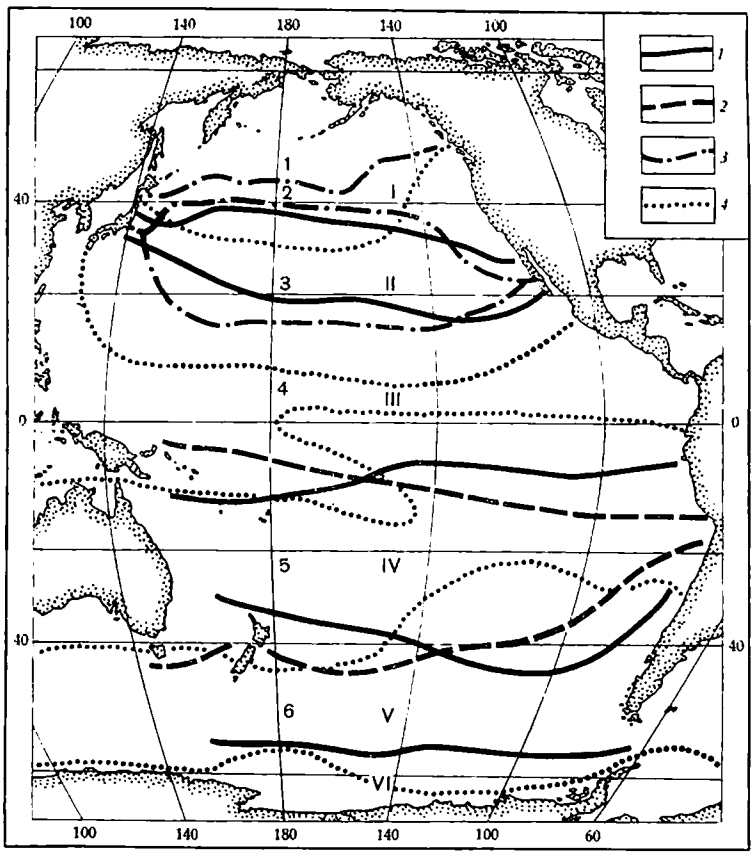


Рис. 29. Распределение танатоценозов и биоценозов планктонных фораминифер в Тихом океане

Танатоценозы: I — северный бореальный, II — северный субтропический, III — тропический, IV — южный субтропический, V — субантарктический, VI — антарктический.

Биоценозы: 1 — субарктический, 2 — переходный, 3 — центральный, 4 — экваториальный, 5 — южно-центральный, 6 — субантарктический

1 — границы танатоценозов по Н. В. Беляевой (1969); *2* — биоценозов по Брэдшоу (Bradshow, 1959); *3* — то же, но Паркер (Parker, 1959); *4* — границы климатических зон по автору

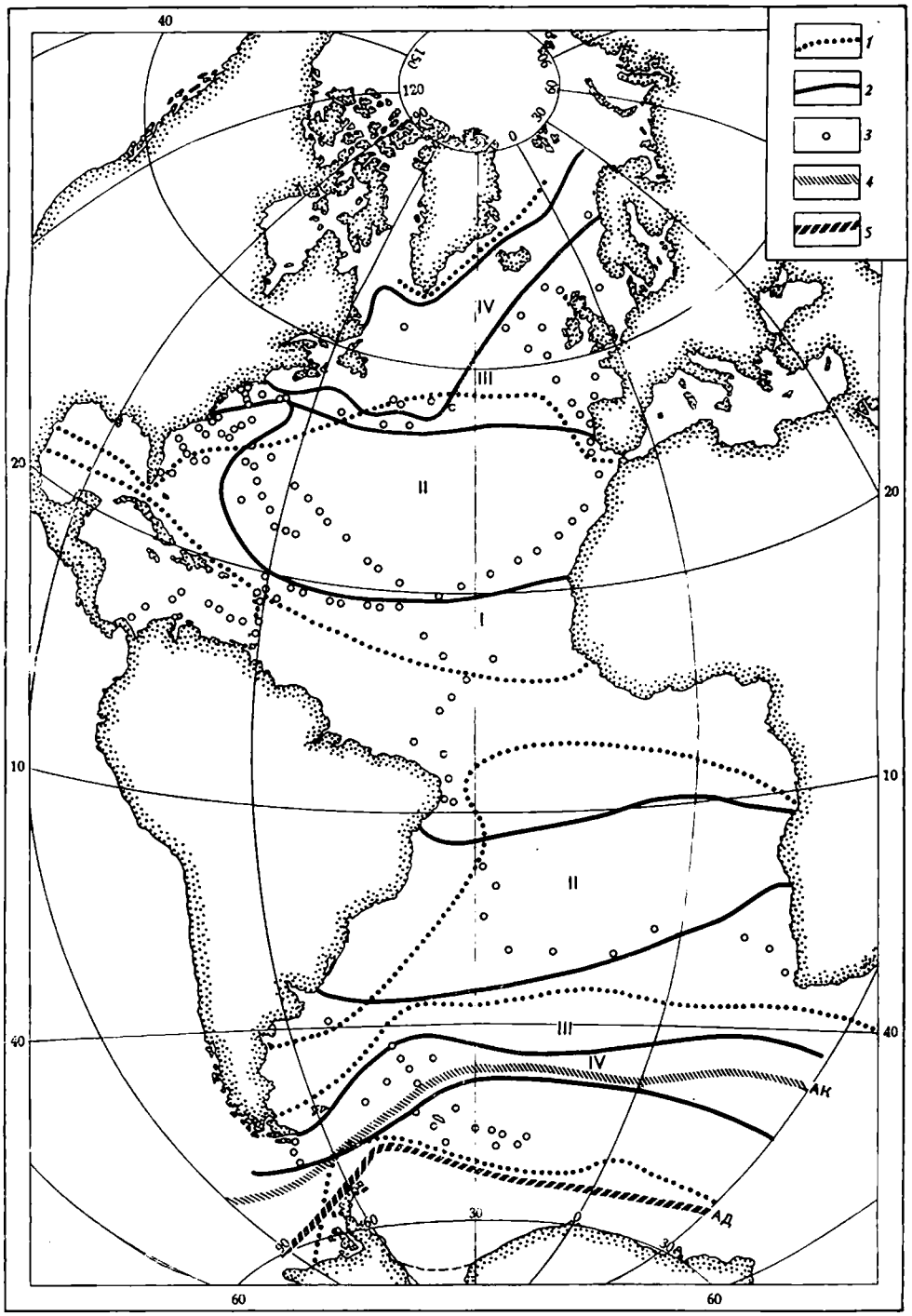


Рис. 30. Комплексы кокколитофорид (I—IV) в донных осадках Атлантического океана в зависимости от климатической зональности (Mc Intre, 1967)

1 — границы климатических зон; *2* — границы комплексов кокколитофорид; *3* — станции; *4* — антарктическая конвергенция; *5* — антарктическая дивергенция

Терригенному осадконакоплению было посвящено множество книг. Вопросы прибрежного терригенного осадкообразования рассмотрены в работе Е. Н. Невесского (1967), терригенные осадки Тихого океана — в монографии «Тихий океан» (т. VI, 1970), Индийского — в работах А. П. Лисицына (1961г, 1969а), П. Л. Безрукова (1964), П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1962, 1966), Северного Ледовитого океана — в работе Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной (1958, 1961), Н. Н. Лапиной и Н. А. Белова (1961) и др.

БИОГЕННЫЕ (ОРГАНОГЕННЫЕ) ОСАДКИ

Столь же однообразными, как и терригенные отложения, долгое время казались огромные пространства океанского дна, покрытые биогенными (форминиферовыми и кремнистыми) осадками. Только после обширных исследований форминифер, кокколитов, диатомовых водорослей и радиолярий стало ясно, насколько разнообразны и в то же время закономерны комплексы микроорганизмов, которые слагают эти внешние монотонные отложения. Оказалось, что для каждой климатической зоны присущи только строго определенные комплексы организмов, которые не повторяются в других зонах (рис. 27—30). Выяснилось, что связь с природной зональностью у биогенных осадков даже намного более тесная, чем у терригенных, поскольку донные отложения представляют собой по существу часть природной биогеоценотической системы, в определенном смысле их можно уподобить растительному отпаду в условиях леса.

Разные виды и комплексы организмов отличаются разными размерами панцирей, неодинаковым их строением, составом и устойчивостью к растворению. Отсюда донные осадки, формирующиеся при отложении тех или иных группировок организмов также приобретают разные свойства, эти свойства известным образом унаследованы.

Для океанской седиментации главную роль играют планктоногенные организмы, а на мелководьях и бентические (коралловые рифы, раковинный материал и др.). Для планктонологов уже давно представляется совершенно очевидной тесная связь комплексов планктонных организмов с системой природной зональности. Эти вопросы рассмотрены неоднократно, особенно в сводных работах (Зенкевич, 1947, 1951, 1963, 1965, 1970; Богоров, 1959, 1960, 1967, 1970, 1971; Беклемишев, 1957, 1967; Виноградов, 1971). Тесно связана с природной зональностью и первичная продукция фитопланктона, которая определяет продукцию всех последующих звеньев пищевых цепей. Это представляется сейчас настолько очевидным, что не требует специального рассмотрения. Вполне очевидна потому и тесная связь с природной зональностью остатков этих организмов, осевших на дно.

Биогенные отложения состоят более чем на 30% из $CaCO_3$ (карбонатные осадки) или более чем на 30% из аморфного кремнезема (кремнистые осадки). Существуют также переходные кремнисто-карбонатные осадки, развитые, в частности, в антарктической области.

Состав растворенного стока с суши предопределяет более широкое распространение карбонатных биогенных осадков сравнительно с кремнистыми. В единицу времени должно откладываться на дне океанов приблизительно в 3 раза больше карбонатного материала, чем кремнистого.

Сравнение площадей, занятых карбонатными и кремнистыми осадками, показывает, что на долю карбонатных осадков приходится 36% в Тихом, 54% в Индийском и 67% в Атлантическом океанах. На долю кремнистых осадков приходится соответственно 15, 20 и 6,7%, т. е. исключая Атлантический океан, для которого данные, по-видимому, несколько занижены, порядок цифр соотношений площадей оказывается близким к ожидаемому (Sverdrup and oth., 1942).

В Тихом океане карбонатные осадки занимают, по новым подсчетам, 35,02%, а кремнистые 3,34% (Тихий океан, т. VI, кн. 1, стр. 181). К кар-

бонатным мною отнесены фораминиферовые, кокколитово-фораминиферовые, диатомово-фораминиферовые и птероподово-фораминиферовые, а также кораллово-водорослевые. Таким образом, площади, занятые карбонатными осадками, в 9 раз превышают площадь распространения кремнистых осадков в Тихом океане.

КАРБОНАТНЫЕ ОСАДКИ

Современное карбонатонакопление в пределах Мирового океана есть карбонатонакопление биогенное. Поступление обломочного карбонатного материала с суши (перенесенного водами и эолового), а также хемогенного материала может иметь только местное значение и в пелагических осадках обычно не прослеживается.

По преобладающим остаткам карбонатных организмов донные осадки могут быть разделены на несколько генетических типов. Понятно, что распространение каждого генетического типа определяется ареалом прижизненного распространения организмов, поставляющих карбонаты, т. е. в значительной мере связано с экологическими особенностями организмов. Этот фактор является важным, но не единственным.

В пределах каждого генетического типа осадков, например фораминиферовых или ракушечных, могут быть выделены многочисленные более мелкие подразделения и ареалы карбонатных осадков, связанные с развитием определенных комплексов фораминифер или моллюсков, отличающиеся по набору видов или по их количественным взаимоотношениям. Наконец, в карбонатных осадках, даже в случае преобладания остатков каких-либо организмов, обычно встречаются и другие карбонатные образования.

Например, в фораминиферовых илах почти всегда можно обнаружить кокколитофорид, иногда остракод, а на мелководьях — также и птеропод. Особенно сложным составом характеризуются отложения, связанные с биоценозами коралловых рифов: здесь можно встретить остатки почти всех бентических организмов, обладающих карбонатной функцией.

Планктогенные осадки

Эта группа осадков имеет наиболее широкое распространение среди карбонатных осадков океанов. После нее на втором месте стоят коралловые осадки. Все остальные генетические типы карбонатных осадков играют по сравнению с этими двумя основными группами резко подчиненное значение, распространены локально.

Фораминиферовые осадки, состоящие из целых раковинок или обломков планктонных фораминифер,— это основной вид карбонатных осадков Мирового океана. Они широко распространены в пределах зоны современного карбонатонакопления и тесно связаны с вертикальной, климатической и циркумконтинентальной зональностью.

В Тихом океане фораминиферовые илы особенно широко распространены в южном полушарии, а в северном встречены главным образом к югу от тропика. Они занимают 34,35% от общей площади дна Тихого океана (для осадков, содержащих более 30% $CaCO_3$) или 28,18% (содержащих более 50% $CaCO_3$). Севернее тропика в области больших глубин эти осадки встречены преимущественно на вершинах подводных гор и хребтов. Большую площадь эти осадки занимают в средней части Атлантического океана, а также в Индийском океане. Раковинки фораминифер определяют не только вещественный состав осадка (его карбонатность), но и присутствие в нем ряда малых элементов, которые захватываются при образовании раковин, а также и его гранулометрический состав.

Размер раковин фораминифер от 50 до 1000 *мк*, обитают они в верхних слоях воды, на глубине 100—300 *м*, с максимумом распространения

на глубине около 50 *м*. Среди фораминифер для процессов осадкообразования наибольшее значение имеют планктонные, хотя их насчитывается всего 30—50 видов. Для донных осадков особенно существенны глобигерины и глобороталии. Планктонные фораминиферы играли роль осадкообразующих организмов и в далеком геологическом прошлом, по крайней мере начиная с мела.

Бентические фораминиферы играют намного более скромную роль, чем планктонные; на их долю приходится не более 10% карбонатных осадков. Соотношение планктонных и бентических фораминифер и их роль в карбонатонакоплении по вертикали меняется. На глубинах шельфа до 200 *м*, за исключением отдельных мест, преобладают бентические фораминиферы; в интервале глубин от 200 до 4500 *м*, т. е. до критической глубины, господствуют планктонные и глубже 4500 *м* — снова бентические, но уже не известковые, а агглютинирующие, содержание $CaCO_3$ в которых ничтожно.

Таким образом, для осадков Мирового океана характерно существование как бы двух батиметрических этажей распространения карбонатных фораминиферовых осадков: верхнего (до 200 *м*) с преобладанием бентических и нижнего (от 200 *м* и до критической глубины) для планктонных фораминифер. В некоторых участках в связи с местными условиями эти этажи смещаются.

В приантарктических областях фораминиферовые осадки встречаются в заметных количествах только в интервале глубин от 1000 до 2000 *м*, в пределах теплых промежуточных вод. Глубже 2000 *м* их количество резко сокращается (Лисицын, 1960а, 1961г, 1969а, б; Лисицын, Петелин, 1970а). В северной части океана широкое распространение планктонных фораминифер отмечается до глубин 4800 *м*.

В умеренных и холодных водах преобладает сем. Globigerinidae, в теплых — Globorotalliidae.

На картах (см. рис. 28—29) ясно виден широтный характер как качественного, так и количественного распределения планктонных фораминифер. Местами эта четкая картина нарушается областями больших глубин, где фораминиферы растворяются. Если мысленно соединить границы основных зон, вырисовывающиеся за пределами глубоководных частей, занятых бескарбонатными красными глинами, то соответствие с картиной распространения планктонных фораминифер оказывается очень четким. Это и не удивительно, учитывая значительные размеры раковинок, а также их относительную устойчивость в толще вод.

Раковинки планктонных фораминифер кальцитовые, что обеспечивает лучшую их сохранность по сравнению с более растворимыми арагонитовыми раковинками птеропод.

Целые раковинки планктонных фораминифер по их размерам могут накапливаться как на вершинах подводных поднятий, где существуют запретные по гидродинамике условия для отложения более тонкого материала, так и в котловинах. В условиях котловин, особенно на глубинах, близких к критическим, и при малой скорости седиментации, раковинки фораминифер в самом поверхностном слое осадков растворяются, распадаются на отдельные части и в конечном счете на мельчайшие кристаллиты. При этом образуется очень тонкий карбонатный (фораминиферовый) пелитовый ил. Образование его связано не с динамическими условиями, как для терригенных осадков, а главным образом с физико-химическими и с особенностями строения стенки раковинок.

Формирование гранулометрического спектра фораминиферовых осадков идет, таким образом, в океанских условиях иначе, чем формирование гранулометрии осадков других типов, например, терригенных. В разделе о биогенной седиментации можно найти многочисленные примеры того, как остатки фораминифер одних и тех же видов в зависимости от физико-химических условий придонного слоя образуют то песчаные или крупно-

алевритовые осадки (хорошая сохранность), то тонкодисперсные пелитовые и алевритово-пелитовые илы (плохая сохранность).

Чаще всего растворение раковинок не идет до конца. Наряду с полностью распавшимися на кристаллиты, а также раковинками на разных стадиях распада встречаются также целые раковинки. Уноса тонких продуктов распада из осадка чаще всего не происходит и в конечном счете это приводит к тому, что почти для всех фораминиферовых осадков характерна очень низкая сортировка. Только крайние типы осадков, состоящие из цельных раковинок и тончайших кристаллитов, на которые распались раковинки, отличаются хорошей сортировкой. Процесс сортировки у фораминиферовых осадков не связан с воздействием гидродинамики, а зависит главным образом от физико-химических условий придонного слоя и осадков, а также строения и состава раковинок (Лисицын, Мурдмаа и др., 1966).

Типичные фораминиферовые осадки океанов обычно окрашены в белый цвет, но нередки также и разные оттенки кремового, постепенно переходящего в шоколадный (при приближении к критической глубине). В переходной зоне от фораминиферовых осадков к красным глубоководным глинам можно видеть остатки раковин с яркими следами растворения.

Уже указывалось, что гранулометрический состав фораминиферовых осадков — в отличие от осадков других типов — зависит не только от исходных размеров их раковинок, гидродинамической обстановки водной толщи и рельефа дна, но также и от условий сохранности раковинок в верхнем слое осадков. При сочетании благоприятных условий донные осадки по гранулометрическому спектру оказываются очень близкими к исходным размерам раковинок в планктоне, т. е. это пески с содержанием фракции крупнее 0,1 *мм* более 50—80%. При разрушении панцирей образуются тонкие фораминиферовые илы, в ряде случаев в них почти не сохраняется целых раковинок, резко преобладает пелитовая фракция.

Кроме фораминифер, в илах обычно встречаются также редкие обломки гастропод или пелеципод, кокколитофориды, иглы ежей, остатки мшанок, иногда остракоды. Панцири диатомовых в типичных фораминиферовых илах не встречаются, редки и спикулы губок.

Содержание обломочных минералов настолько мало (наиболее чистые фораминиферовые илы развиты в аридных зонах, куда поступает очень мало обломочного материала), что до настоящего времени в литературе нет данных об их комплексах. Для выявления минерального состава обломочных частиц, содержащихся в этих осадках в виде отдельных зерен, мы производили удаление разбавляющего карбонатного материала слабой соляной кислотой (декарбонатизация). В ряде случаев для получения навесок, достаточных для анализа, приходилось использовать очень большое количество фораминиферового осадка.

Выяснилось, что содержание обломочных минералов колеблется в очень широких пределах, среди них тяжелая фракция составляет от 0,2 до 73% от бескарбонатного остатка (Лисицын, 1961 г.). При этом в составе тяжелых минералов резко преобладал глауконит, основная часть которого имела размерность 0,25—0,1 *мм* и по форме соответствовала внутренним слепкам фораминифер. В крупноалевритовой фракции глауконит встречается уже в виде отдельных зерен. Следовательно, глауконитообразование является весьма характерным процессом для фораминиферовых океанских осадков. Другая особенность минерального комплекса обломочной части этих осадков — широкое распространение в легкой фракции кварца при сравнительно скромной роли полевых шпатов. Здесь сами фораминиферы и их раковинки не играют роли в формировании комплекса (в отличие от глауконита). Следует подчеркнуть, что в диатомовой зоне и в зоне айсберговых осадков Индийского и Тихого океанов резко увеличивается роль полевых шпатов, в ряде мест их количество оказывается большим, чем кварца (в легкой фракции). Преобладающее распространение кварца

отражает влияние экваториальной и тропической обстановки выветривания, когда основная часть полевых шпатов коренных пород почти полностью переходит в глинистые минералы.

Довольно, широко развиты среди обломочных минералов черные рудные, лимонит, амфиболы и пироксены, а в осадках южной части Индийского океана — гранат, которые разносятся от берегов Антарктиды в фораминиферовые осадки, т. е. преодолевают расстояние в несколько тысяч километров. Часты также и вулканогенные минералы (вулканические стекла, пироксен и др.). В минеральном комплексе чувствуется влияние аридных зон, для которых характерно широкое развитие эолового переноса минерального материала, а также эоловой пирокластики нередко очень дальнего разноса.

Объемный вес фораминиферовых осадков 1,0—1,5 *г/см*^{3}, среда — окислительная. Содержание $CaCO_3$ в характерных фораминиферовых осадках достигает 98%; аморфного кремнезема обычно не более 3—4% и только в зоне перехода к диатомовым осадкам до 10—30%. Для большинства фораминиферовых осадков характерно также низкое содержание железа (около 1%) и лишь в области перехода к красным глубоководным глинам или близ очагов вулканизма оно повышается до 3%, редко до 5%. В юго-восточной части Тихого океана встречена разность этих осадков с содержанием железа более 5% (занимает 0,26% площади дна).

Постепенными переходами фораминиферовые осадки связаны с терригенными, а также коралловыми, диатомовыми и красными глубоководными глинами. Переходы ко всем этим типам осадков, исключая глубоководные глины, связаны с влиянием климатической зональности, определяющей поставку иного, некарбонатного, материала. Переход к красным глинам — одно из ярчайших проявлений вертикальной поясности. Основные закономерности, присущие этой зоне, будут рассмотрены в разделе по биогенному осадкообразованию.

Наиболее чистые фораминиферовые осадки (аналоги писчего мела), в которых содержание некарбонатного материала часто меньше 1%, встречаются именно в аридных зонах океанов, куда обломочный и глинистый материал попадает в крайне малых количествах. Так же как и раковинные отложения аридных зон, чистые фораминиферовые осадки связаны не с богатым развитием здесь фораминифер в планктоне, а с исключительно низкими темпами поступления иного, не фораминиферового материала. Таким образом, снижение терригенного фона в этих частях океанов и приводит к выходу на первый план крайне ослабленного в этих пустынных зонах биогенного процесса. Комплексы планктонных фораминифер тесно связаны с климатической зональностью (Be, 1959а, б, 1960; Parker, 1971, и др.). Фораминиферовые осадки аридных зон резко отличны от экваториальных или умеренных.

Кокколитофоридовые и кокколитово-фораминиферовые осадки. Чистые кокколитофоридовые современные осадки встречаются редко, но они были широко распространены, по Аррениусу (Arrhenius, 1963), в периоды оледенений в экваториальной зоне Тихого океана. Высокое содержание кокколитов обнаружено в кернах бурения. Чаще встречаются смешанные фораминиферово-кокколитовые или кокколитово-фораминиферовые осадки, на долю кокколитов в них приходится 10—70% осадка.

Кокколитофориды — известковые или гетеротрофные водоросли микроскопических размеров. Они имеют протопласт сферической или вытянутой формы диаметром 5—50 *мк*. Протопласт окружен карбонатными пластинками или кружочками, звездочками или угловатыми пластинками (коккосферы, рабдосферы, пентасферы и др.). В осадках чаще всего встречаются такие пластинки, являющиеся «деталями» целых кокколитофорид.

По определениям Брамлетта (Bramlette, 1958), в тропической части Тихого океана кокколитовый материал составляет в карбонатных осадках

10—15%, а во многих третичных отложениях они составляют от 50 до 99% карбонатного материала.

Среди кокколитофорид и сходных с ними микроскопических образований за последние годы выделена группа дискоастеров — звездчатых карбонатных остатков, которые часто встречаются в отложениях, начиная с конца третичного времени. Установлено, что комплексы кокколитофорид в осадках океанов теснейшим образом связаны с климатической зональностью. Это видно из сравнения рисунков 30 и 11, 12. Комплексы кокколитов аридных зон резко отличаются от гумидных умеренных или экваториальных. Нередко кокколиты встречаются в красных глинах, где весь другой карбонатный материал растворяется. Есть основания считать, что они более стойки, чем планктонные фораминиферы. Кокколиты сохраняются даже в древних осадках, проходя стадию диагенеза без существенных изменений.

Птероподовые и птероподово-фораминиферовые осадки. Птероподы и сходные с ними гетероподы — это пелагические планктонные моллюски с раковинками размером до нескольких миллиметров. Главная область их распространения — теплые тропические и экваториальные воды. Известны птероподы и в умеренных водах, но они здесь очень малочисленны. Основная часть птеропод обитает в верхних сотнях метров, правда некоторые виды известны с глубин до 500—1000 *м* и более. Раковинки состоят из арагонита и потому очень нестойки в холодных водах и на больших глубинах. Птероподовые осадки встречаются крайне редко, и занимаемые ими площади очень незначительны — лишь в редких случаях могут быть показаны в масштабе карт.

Все известные нахождения птероподовых осадков относятся к тропической зоне океана. Здесь птероподовые осадки распространены на отдельных подводных поднятиях. Птероподы постоянно встречаются совместно с форампиферами (планктонными и бентическими), и по существу все осадки, называемые птероподовыми, являются птероподово-фораминиферовыми. В Тихом океане плохо отсортированные пески и алевриты, содержащие более 50% $CaCO_3$, состоят в основном из детрита разнообразных карбонатных организмов с преобладанием птеропод и фораминифер. Более широко распространены птероподовые отложения в Индийском и в Атлантическом океанах. Особенно часто птероподово-фораминиферовые осадки встречаются в Средиземном и Красном морях, а также в Аденском заливе. Преобладают представители родов Clio, Limacina, Cuvicrina, Cavolinia.

На карте Шотта (Schott, 1935a) показано небольшое пятно птероподовых осадков в Тихом океане в районе островов Фиджи и Лау. Однако пробы, полученные из этого района экспедицией на «Карнеги» (Revelle, 1944), показали преобладающее распространение здесь фораминиферовых осадков. Материалами 34-го рейса «Витязя» также подтверждено преобладающее распространение фораминиферовых осадков. Птероподы составляют 25—40% осадка близ Каролинских и Марианских островов.

По данным Нииб (Neeb, 1943), птероподы встречены в ¼ от общего числа карбонатных проб морей Индонезии, но они составляют в них незначительную примесь. Только в одной пробе с глубины 350 *м* птероподы слагали около 16% осадка. В редких случаях птероподы составляют более 3% осадков. Таким образом, в пределах морей Индонезии нет карбонатных осадков, которые можно было бы назвать типичными птероподовыми илами.

Бентогенные осадки

Коралловые (кораллово-водорослевые) осадки. Коралловые постройки распространены в настоящее время в Мировом океане на площади свыше 190 млн. *км*^{2}. В пределах ареала они распространены пятнисто (рис. 31), их зона развития тесно связана с климатической зональностью. Наилучшие условия для развития биоценоза коралловых ри-

фов — при среднегодовой температуре воды 23—25° С. Они не встречаются в водах, где температура хотя бы на непродолжительное время падает ниже 18° С. Коралловые рифы не развиваются и при высокой температуре: при среднегодовой температуре 25—30° С их рост замедляется, а при 34—35° С кораллы обычно погибают. Они более всего развиты в западных частях тропической зоны океана и всегда слабо в восточных частях океанов, где идет подъем глубинных вод, прибрежная дивергенция (апвеллинг).

Температурная граница 18° С является очень резкой и прослеживается четко, так же как и критическая глубина распространения фораминиферовых осадков. Это как бы две планетарных границы, определяющих развитие двух основных типов карбонатных осадков.

Второй фактор, обусловливающий распространение кораллов,— свет, необходимый для развития водорослей, входящих в биоценоз: его количество падает с глубиной и при увеличении содержания в воде взвеси. В исключительно чистых водах немногие организмы, образующие биоценозы кораллов, живут до глубины 100 *м*, но для большинства рифообразователей нижний предел 70—80 *м*. При нормальной же прозрачности воды, существующей вокруг коралловых рифов, предел составляет 50—60 *м*, а при более мутных водах и меньше. Для рифов Австралии эта глубина составляет 50 *м*. Максимальная годовая продукция кораллов обнаружена в зоне, расположенной всего на несколько метров ниже поверхности океана (5—10 *м*).

Заиление не оказывает обычно губительного влияния на колонии, так как они активно удаляют со своей поверхности слой ила. Они могут также возникать на илистом дне, как это имеет место, например в зал. Батавия.

Диапазон солености вод, пригодных для развития коралловых рифов, находится в пределах 2,7—3,8‰. Уменьшение солености в 2 раза, сравнительно с обычной для океана, не является гибельным для кораллов. Только близ устьев крупных рек тропиков коралловые постройки исчезают, но это связано, по-видимому, не со снижением солености, а в первую очередь с поступлением большого количества взвеси, органического вещества и снижением прозрачности вод. Последнее в свою очередь обусловливает ослабление или даже полное прекращение фотосинтеза зооксантелл, что и приводит в конечном счете к гибели кораллов от недостатка кислорода.

Рассмотрение влияния температуры, солености и прозрачности вод показывает, что наибольшее значение имеют температура и прозрачность. Именно они лимитируют географическое и вертикальное распространение биоценоза кораллового рифа в намного более узких границах, чем отдельных организмов этого биоценоза. Данное обстоятельство не учитывалось многими исследователями и давало им повод по глубинному распространению отдельных организмов, входящих в биоценоз (кораллы, водоросли и др.), выдвигать необоснованные суждения о географическом и вертикальном распространении биоценозов коралловых рифов в геологическом прошлом.

Роль различных организмов биоценоза коралловых рифов в накоплении карбонатного материала весьма различна. На первом месте стоят известковые водоросли, которые поставляют 30—50% $CaCO_3$, на втором — рифовые кораллы (10—30%), на третьем — различные моллюски (10—20%) и на четвертом — фораминиферы (1—10%). Наибольшее значение среди известковых водорослей имеют красные (багряные) водоросли литотамнии и зеленые водоросли — халимеда. Водоросли для фотосинтеза требуют много света, поэтому массовое их развитие приурочено к поверхностному слою воды до 10 *м* с максимумом в интервале от 0 до 6—7 *м*, и лишь в некоторых случаях литотамниевые водоросли в небольших количествах встречены на глубинах до 50—60 *м*.

Отечественной литературы по коралловым рифам и осадкообразованию очень мало. Сводка данных по Тихому океану приведена в работе

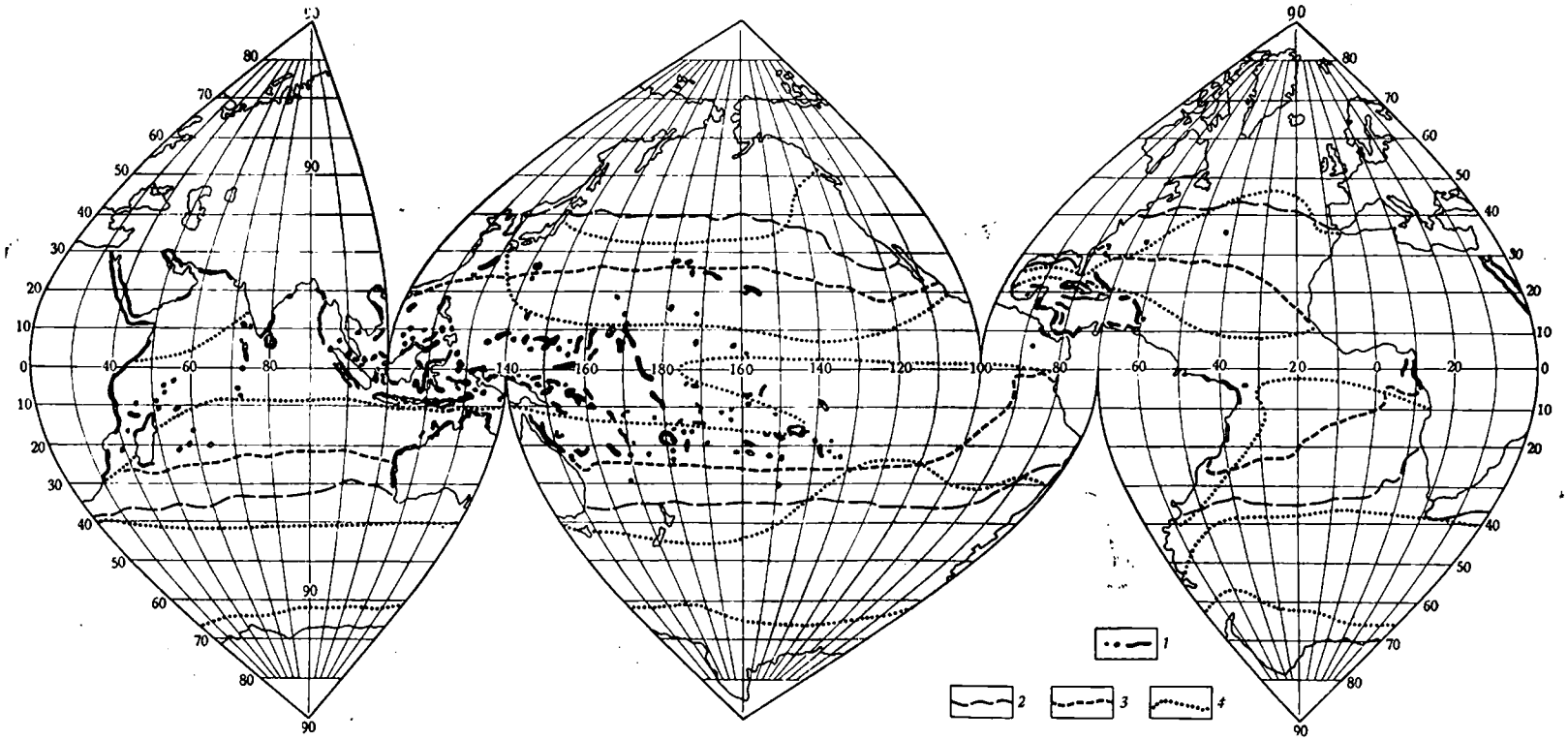


Рис. 31. Распространение коралловых рифов в связи с температурой поверхностных слоев морской воды (Wells, 1957)

1 — область коралловых построек; *2* — положение изотермы 18° С летом; *3* — положение изотермы 18° зимой; *4* — границы климатических зон

А. П. Лисицына и В. П. Петелина (1970б). Площади, занятые кораллово-водорослевыми осадками, невелики, в Тихом океане — 0,67%. Коралловые постройки Индийского океана описаны в ряде работ для Индонезийского архипелага (Umbgrove, 1931, 1939, 1947; Molengraaf, 1916, 1930; Kuenen, 1947), для берегов Аравии и Индии (Sewell, 1932, 1935, 1936), для севера Австралии (Fairbridge, 1950; Teichert, Fairbridge, 1948, и др.). Описание Большого Барьерного рифа можно найти в трудах крупной экспедиции (Reports of Great Barrier Reef Expedit, 1925—1942) и более поздних работах (Maxwell, Day, Fleming, 1961, и др.).

Данные о рифах Атлантического океана имеются в сводных работах по коралловым рифам (Wood-Jones, 1910; Yonge, 1963; Vaughan, 1916, 1918, 1919; Wells, 1954; 1957; Wiens, 1962), а также у Гинсбурга и др. (Ginsburg et al., 1963). Так же, как и на Багамской банке, в Атлантическом океане, в отдельных местах в лагунах накапливаются иголочки арагонита.

Одним из важных факторов осадкообразования в лагунах является ветер. Под действием ветра и волн идет измельчение кораллово-водорослевых массивных построек, перемещение и сортировка тонкого карбонатного материала в пределах лагуны. Ветер влияет также и на форму рифов, возникновение ряда вторичных образований типа островов. В частности, на примере Кокосовых островов (Килинг) в Индийском океане Вуд-Джонсом (Wood-Jones, 1910) показано преобладающее влияние ветра на образование атолла. Воздействие волн и течений обычно идет в одном направлении и потому разделить их довольно трудно. При очень сильных течениях между небольшими островами или атоллами их очертания вытягиваются в соответствии с направлением господствующих течений. Такие вытянутые коралловые рифы известны около о. Явы.

Интересные наблюдения над скоростью осадконакопления в пределах лагуны, были выполнены Маршаллом и Орром (Marshall, Orr, 1931). Они работали в лагуне о. Лоу (Большой Барьерный риф). Определение скорости отложения осадков производились путем установки на дне лагуны на заданное время (в данном случае на 11 суток) специальных банок-отстойников, в которые собирался осадочный материал. Разрез был выполнен через всю лагуну и продолжался за пределами рифа.

Наиболее высокие скорости наблюдаются в пределах лагуны, которые довольно резко меняются (в 10 раз и более) от места к месту; в значительной мере эти изменения связаны с ветровым режимом. По составу осадочный материал, который улавливался в склянки, установленные на дне, был на $^1/_3$ из кораллового материала, на $^1/_3$ из фораминиферового и на $^1/_3$ из обломков водорослей, раковинного материала и др.

Растворимая в соляной кислоте часть составляет обычно 50—90% осадочного материала, при этом наблюдались изменения в содержании растворимой части в зависимости от сезона, а также от силы ветра. При сильном ветре и во время зимних штормов тонкий наплок, содержащий много нерастворимого в кислоте материала, уносится с мелководий и накапливается в самых глубоких частях лагуны.

В лагунах нередко развиваются мангровые заросли, особенно обычные в районе Большого Барьерного рифа. Области распространения кораллов и мангровых зарослей совпадают.

Донные осадки лагун формируются в особых, резко отличающихся от океанских, условиях. Здесь преобладают малые глубины (чаще всего в пределах до 20—30, очень редко до 100 *м*), затишные условия, особая циркуляция вод и ярко выраженный суточный ход основных гидрохимических компонентов, в частности углекислоты и кислорода. Лагуны представляют собой как бы мелководные озера в океане, которые в одних случаях связаны с водами океана проливами, в других сообщаются через полости и каверны в теле рифа, а иногда и почти полностью изолируются от окружающих вод. Наибольшее значение для осадкообразования имеют

здесь зеленые известковые водоросли халимеда, а также фораминиферы.

Лагуны барьерных рифов, наряду с карбонатными осадками, в ряде случаев заполняются и терригенным материалом, что, в частности, имеет место в лагунах Большого Барьерного рифа. Существенную роль терригенный, а иногда также и вулканогенный материал играет в составе донных осадков лагун, развивающихся вокруг вулканических конусов.

В лагунах атоллов Тихого океана идет накопление исключительно карбонатного материала, состав которого очень непостоянен. В разных частях лагун преобладают обломки и тонкий детрит различных карбонатных организмов. В пределах лагуны идет в зачаточной стадии механическая дифференциация исходного биогенного карбонатного материала, а также его измельчение организмами и процессами растворения. В отчлененных и полуотчлененных от океана лагунах аридной зоны Тихого океана наиболее четко выражаются зональные особенности, в отдельных случаях здесь наблюдается в небольших масштабах хемогенное карбонатонакопление. Основная часть лагун до настоящего времени не исследована. Имеются, однако, и детально изученные лагуны атоллов Бикини, Эниветок, Джонстон, Гилберт, Сайпан и Капингамаранги (Emery, 1948, 1956; Cloud, 1952, 1953; Mc Kee, 1953, 1958; Mc Kee and oth., 1959).

Главным компонентом осадков в лагуне о. Джонстон являются красные кораллиновые водоросли (до 50%), измельченные до песка (Emery, 1956). Второе место по количеству занимают обломки скелетов кораллов. В целом осадки лагуны о. Джонстон сходны с осадками лагуны Бикини и южной оконечности о. Гуам.

В средней пробе осадков из лагуны о. Сайпан (Марианские острова) преобладают обломки кораллов, известковых водорослей и кораллово-водорослевых пород (Cloud, 1952). В меньшем количестве в них находятся раковины фораминифер и обломки скелетов моллюсков. Совсем мало в осадках игл и обломков панцирей ежей, хотя распространены они очень широко. Среди обломков скелетов водорослей преобладают целые и раздробленные членики зеленой водоросли халимеда.

Склоны атоллов и большинства коралловых рифов, обращенные в сторону океана, обычно очень крутые. Здесь нередко отмечаются углы наклона более 20°, а верхняя часть атоллов представляет собой вертикальные обрывы. Только в нижней части коралловых островов, а также у основания материковых склонов, прилегающих к областям широкого распространения коралловых построек (например, у берегов восточной Австралии), углы наклона выполаживаются, образуется своеобразная «отсыпка» («апрон», по терминологии американских авторов) из тонкого карбонатного материала.

В зависимости от соотношения различных организмов биоценоза кораллового рифа, а также от сохранности различных карбонатных остатков по глубине состав карбонатного материала меняется. Немалую роль играет и исходная крупность биогенных обломков, так как их распределение на склонах коралловой постройки идет в соответствии с законами механической дифференциации.

Близ поверхности осадки состоят в основном из грубых обломков кораллов, литотамниев и халимед (Emery, 1948; Wiens, 1962). По крупности эти отложения соответствуют гравийно-галечному и крупнопесчаному материалу. Вниз по склону крупность осадков быстро уменьшается и на глубинах 900—1000 *м* преобладают биогенные карбонатные частицы размерностью мелкого песка и алеврита. Среди этих хорошо отсортированных осадков склонов иногда встречаются очень крупные обломки массивных кораллов, которые попали на большие глубины в результате обвалов и оползней. На ложе океана близ коралловых построек образуются широкие ареалы рассеяния карбонатного (в основном арагонитового) кораллово-водорослевого материала. В соответствии с системами течений ареалы при-

обретают вытянутые очертания. На глубинах меньше критической карбонатный материал рифогенного происхождения смешивается с карбонатным фораминиферовым материалом, характерным для тропической зоны. По мере удаления от рифа все большее значение начинает приобретать фораминиферовый (кальцитовый) материал обычного океанского комплекса.

Фораминиферовые (бентогенные) осадки. Бентические карбонатные фораминиферы имеют в целом для Мирового океана намного меньшее значение, чем планктонные. Они господствуют на глубинах до 200 *м*, т. е. участвуют в карбонатонакоплении в основном на шельфе и на вершинах подводных поднятий, а также на островных цоколях. В чистом виде бентические фораминиферы встречаются в осадках редко, чаще они образуют биоценозы с другими карбонатными организмами, например, с мшанками, моллюсками и т. д.

Ракушечниковые осадки широко распространены на шельфах почти во всех частях Мирового океана. Крайней северной точкой их обнаружения в бассейне Тихого океана является район Чукотского полуострова в Беринговом море, крайней южной — некоторые участки шельфа Антарктиды. Здесь они встречаются отдельными пятнами, обычно небольшой протяженности. В Атлантическом океане они проникают до 60° с. ш. а иногда и севернее. Положение таких пятен соответствует местам с наибольшими биомассами моллюсков. Чем ниже температура вод, тем большая часть раковин растворяется при попадании в верхний слой осадков. Сохраняются самые массивные раковины, а также такие, у которых имеются защитные покровы или особое строение стенок, препятствующие их быстрому растворению (Boggild, 1930; Wilbur, 1960). Наибольшего развития карбонатные раковинные отложения достигают в тропической части океана.

Ревелл и Фрейрбридж (Revelle, Fairbridge, 1957) приводят данные о скорости карбонатонакопления у моллюсков. У устриц она составляет 0,75 *г* $CaCO_3$ на 1 *г* веса моллюска (в год), у мидий и литорин — около 1 *г*. Таким образом, скорость накопления $CaCO_3$ у моллюсков приближается к данным, приведенным для кораллов.

Например, для Берингова моря, по данным З. А. Филатовой и Н. Г. Барсановой (1964), средняя биомасса моллюсков составляет 57,69 *г*/*м*^{2} в год.

Если принять за среднюю скорость карбонатонакопления 1 *г* $CaCO_3$ на 1 *г* веса моллюска, то в среднем для Берингова моря моллюски накапливают 57,7 *г* $CaCO_3$ на 1 *м*^{2} в год, что является очень высоким показателем. Несмотря на большие темпы накопления $CaCO_3$ моллюсками, реальная скорость карбонатонакопления в осадках этого водоема очень низкая, так как основная часть карбонатного материала растворяется и поступает в геохимический круговорот $CaCO_3$ в морской воде. В тропических зонах биомасса моллюсков ниже, но их сохранность в осадках лучше, и потому конечные абсолютные массы накопления $CaCO_3$ в осадках выше, чем в холодных водах.

Сводки по количественному распределению и группировкам бентоса для дальневосточных морей даны А. И. Савиловым (1961), Н. Г. Виноградовой (1954), З. А. Филатовой и А. А. Нейман (1963), Г. М. Беляевым (1960, 1962), Л. А. Зенкевичем (1947, 1951, 1963), В. Я. Лус и А. П. Кузнецовым (1961), А. П. Кузнецовым (1961а, б) и др. В глубоководных океанских осадках раковинный материал почти не встречается, биомасса моллюсков здесь ничтожна. Раковинные карбонатные осадки — это широко распространенный тип шельфовых осадков, местами они встречаются и в верхней части материкового склона. Лишь в редких случаях раковинный материал встречают близ материкового склона, что обычно объясняется оползневыми процессами или развитием суспензионных потоков, переносящих на глубины материал с шельфа. Можно сказать, что обычные глубины распространения ракушечных осадков не превышают 1000—2000 *м*, чаще же всего они встречаются в пределах 0—200 *м*.

Наиболее обширные и разнообразные по составу скопления ракушечников распространены на шельфах аридных зон Мирового океана. У берегов Африки, Северной Америки ракушечники являются одним из наиболее характерных и распространенных видов осадков. Биомасса моллюсков здесь невелика, и образование донных отложений связано отнюдь не с высокими темпами концентрации извести в этих местах, а главным образом — с отсутствием разбавляющего материала и физико-химическими условиями, способствующими длительному сохранению обломков раковин (Сенин, 1971). Биомассы моллюсков намного выше в морях гумидных северной и южной зон, в особенности в их холодных частях (Лисицын, Петелин, 1953), однако агрессивность вод по отношению к карбонату кальция приводит к эфемерности раковинного материала, к быстрой его коррозии и разрушению отмерших раковин (Лисицын, 1966в).

Описание карбонатных раковинных осадков мелководий здесь не приводится. Читатель может воспользоваться интересными работами Эмери (Emery, 1960), Ван Анделя, Куррай и Виверса (Andel and oth., 1961), Шотта (Schott, 1935б), а для дальневосточных морей СССР П. Л. Безрукова (1960а, б), А. П. Лисицына и В. П. Петелина (1953), А. П. Лисицына (1959а, 1966в), для Восточно-Китайского моря П. Л. Безрукова, И. О. Мурдмаа, Х. М. Саидовой и З. А. Филатовой (1958), а также многими другими.

Общие закономерности распределения карбонатных осадков на мелководьях даны в работе Гинсбурга и др. (Ginsburg and oth., 1963). Интересно отметить, что даже в местах своего наибольшего распространения в тропической зоне ракушечники нигде не дают сплошных полей значительной протяженности. Чаще всего это пятна бóльших или меньших размеров, разделенные осадками других типов. Особенно яркий пример тому — шельфовая область Сахол между северной Австралией и о. Тимор (Teichert, Fairbridge, 1948; Andel, Curray, Veevers, 1961).

Мшанковые осадки встречаются отдельными пятнами, особенно часто на шельфе и склоне Антарктиды (Лисицын, 1969а).

Балянусовые грубозернистые осадки обычно располагаются близ поселений балянусов, нередко образуют своеобразные щетки на поверхности валунов (Лисицын, 1966в).

В местах массовых поселений червей, строящих известковые трубки, накапливаются своеобразные карбонатные осадки.

Осадки, сложенные остатками иглокожих, чаще всего встречаются в местах массовых скоплений неправильных ежей (Echinorachnius parma) в водах умеренного типа, а также в тропических водах (береговые пески о-вов Галапагос и др.).

Химико-биогенные осадки.
(Арагонитовые пески и иглы, оолитовые образования)

За последние годы проведены физико-химические исследования, которые позволяют понять многие особенности хемогенного карбонатонакопления, в частности, закономерности карбонатного минералообразования.

Китано и Худ (Kitano, Hood, 1962) экспериментально установили, что из морской воды выпадает в основном арагонит, это подтверждается и изучением природных осадков Багамской отмели. Если в воде содержатся ионы магния, то во всех случаях идет осаждение арагонита; в воде без магния выпадает кальцит. Интересно отметить, что арагонит, выпадающий в осадок в присутствии солей магния, примеси ионов этого элемента не содержит.

То обстоятельство, что из морской воды, которая всегда содержит соли магния, выпадает арагонит, а не кальцит, обычно не учитывалось при геологических и геохимических построениях, а именно это весьма существенно.

Прежде всего растворимость арагонита в морской воде выше, чем растворимость кальцита. Когда говорят о перепасыщении морской воды карбонатом кальция, то обычно имеют в виду именно кальцит, для которого существует большое количество физико-химических определений. Исследование прибрежных вод Бермудских островов показало, что пересыщение их карбонатов кальция является кажущимся в связи со значительно большей растворимостью арагонита, чем кальцита (Schmalz, Chave, 1963).

Второе важное обстоятельство связано с намного меньшей стойкостью арагонита к растворению сравнительно с кальцитом. Это приводит к тому, что арагонитовый материал, как правило, не проникает в океане глубже 1800—2000 *м*. Как исключение можно указать на находки арагонита на глубинах до 2800 *м* и близ островных шельфов (Thorp, 1936). Критическая глубина распространения арагонита около 2000 *м*, в то время как для кальцита 4500—5500 *м*. Эти два обстоятельства и приводят к тому, что при хемогенном карбонатонакоплении на шельфах, островных шельфах и в лагунных атоллах всегда выпадает в первую очередь арагонит. На большие глубины океанов он не проникает, они для него являются запретными, и поэтому хемогенное карбонатонакопление не проникает в области распространения пелагических осадков морей и океанов.

Классическим примером неорганического (хемогенного?) накопления современных карбонатов является Багамская банка, в западной части Атлантического океана.

Большая Багамская банка занимает площадь около 40 тыс. кв. миль к западу и к югу от о. Андрос. На большей части площади глубины меньше 5 *м*. Внутренняя часть этой мелководной плоской равнины покрыта мелкозернистым карбонатным илом (дрюитом). Он состоит из тонких частиц и игл арагонита в несколько микронов длиной (рис. 32) и маленьких арагонитовых оолитов (Revelle, Fairbridge, 1957). Присутствуют также некоторое количество раковинного материала и обломки фораминифер. Во внешней части банки содержатся карбонатный песок, в котором отдельные зерна окатаны и частично состоят из перекристаллизованных агрегатов арагонита (Newell, 1955, 1958, 1959; Newell, Rigby, 1957; Illing, 1954; Cloud, 1952, 1962). Содержание $MgCO_3$ в этих осадках меньше 3%, $Sr\ CO_3$ в оолитах около 2,4%, а в тонких илах еще выше, отношение Sr/Ca почти в два раза выше, чем в морской воде.

Происхождение оолитов привлекало внимание многих геологов, оолиты получали и искусственно, в лабораторных условиях. Осаждение из морской воды производилось путем выпаривания, а также в результате деятельности сульфат-редуцирующих бактерий, хотя благоприятные условия для этого очень ограничены.

Согласно Дрю (Drew, 1914), образование дрюита идет за счет деятельности бактерий. По данным Блейка (Black, 1933), большую роль играют водоросли. Другие исследователи (Vaughan, 1919; Thorp, 1936; Smith, 1940; Illing, 1954) считают, что эти широко распространенные отложения накопились неорганическим путем.

По Смиту (Smith, 1940), глубинные воды, пересыщенные $CaCO_3$, поступают непрерывно на поверхность банки. При этом в области банки происходит не только их сильный нагрев, но и испарение, вследствие чего хлорность повышается с 20 до 24%; понижается растворимость углекислого газа и повышается содержание Ca и карбонат-иона.

Под действием ветра происходит взмучивание тонких илов на банке, иголочки поднимаются в толщу вод и играют роль ядер конденсации для осаждения карбонатов. По Смиту, из каждого литра воды, протекающей через банку, осаждается 0,059 *г* $CaCO_3$ (определено на основании изучения изменения карбонатной щелочности). Скорость карбонатонакопления определяется в 3,6 *см*/1000 лет (Newell, 1955).

По новым данным Клауда (Cloud, 1962), важную роль в карбонатонакоплении играет образование динамического подпора вод. Поверхностные

Рис. 32. Арагонитовые иглы из карбонатных осадков Багамской отмели (микрофотография)

течения, выходящие из зал. Флорида, затрудняют обмен водами между банкой и океаном. Таким образом, в аридной зоне создается как бы динамически изолированный резервуар, в котором воды быстро испаряются. По мере испарения происходит добавка все новых порций глубинных вод. Все это и приводит к необычайно высокой концентрации карбонатного материала в водах.

Тонкие арагонитовые иглы, сходные с найденными на Багамских островах, встречены также и близ о. Тортугас (Vaughan, 1919), о. Майао, на о-вах Общества (Williams, 1933), во внешней части барьерного рифа Флорида-Кис (Ginsburg, 1957; Ginsburg et al., 1963), в лагунах Бермудских островов и во внутренней части окаймляющего рифа о. Ямайка в Красном море, в лагуне Аброльос в западной Австралии (Fairbridge, 1950), а также в Тихом океане (о-ва Джонстон, Эниветок, Бикини, Гуам и др.).

Экспериментальные подтверждения гипотезы неорганического осаждения были получены Ревеллом и Флемингом (Revelle, Fleming, 1933). Арагонитовые иглы и сферулы получались при пропускании воздуха, свободного от углекислоты, через фильтрованную морскую воду. Иглы были сходны с накапливающимися на Багамской отмели, хотя немного мельче.

Наряду с этим Лауэнстам и Эпштейн (Lowenstam, Epstein, 1957) нашли, что несколько видов зеленых, бурых и красных водорослей содержат агре-

гаты из легко различимых арагонитовых игл. При фотосинтезе водорослей происходит тот же процесс, что и при лабораторных экспериментах,— водоросли удаляют углекислоту из воды и тем самым наращивают пересыщение вод карбонатами. И по размерам, и другим признакам эти иглы очень близки к накапливающимся на Багамской отмели. В связи с тем, что такие водоросли широко распространены, Лауэнстам считает иглы арагонита органогенными.

И арагонитовые иглы, полученные экспериментально Ревеллом и Флемингом, и иглы, образованные водорослями (по Лауэнстаму), имеют содержание стронция почти в два раза выше, чем в морской воде, и такое же, как в багамских оолитах.

Чтобы выяснить генезис арагонитовых игл, необходимы изотопные определения кислорода и углерода, которые и были сделаны Лауэнстамом и Эпштейном (Lowenstam, Epstein, 1957) для материала игл, известковых водорослей и оолитов. Изотопные отношения O^{18}/O^{16}; C^{13}/C^{12} у арагонитовых игл оказались теми же, что и у известковых водорослей, и резко отличными от отношений этих изотопов в оолитах. Это привело авторов к убеждению, что образование игл связано с жизнедеятельностью водорослей.

К такому выводу приводит и совпадение распространения известковых водорослей и игл арагонита только в водах, пересыщенных карбонатом кальция; за пределами этой зоны водоросли и иглы очень редки. Как указывают Ревелл и Фейрбридж (Revelle, Fairbridge, 1957), на каждый 1 *г* CO_2, образующегося при фотосинтезе водорослей, должно откладываться около 2 *г* $CaCO_3$, а отношение $CaCO_3$ к $C_{орг}$ равно 8 : 1.

Сопоставление огромного количества работ (сводка дана по Клауду — Cloud, 1962), посвященных генезису арагонитовых игл в осадках, показывает, что их образование связано чаще всего с одновременным воздействием значительного испарения воды (под влиянием высокой температуры и низкой влажности воздуха), повышением ее температуры, переходом углекислоты из воды в атмосферу и использованием ее для фотосинтеза водорослями. Таким образом, одна группа факторов приводит к росту концентрации солей в воде, вторая — к уменьшению содержания CO_2 и, следовательно, значительному пересыщению воды карбонатом кальция. В зависимости от местных условий сочетания этих факторов изменяются и ведущим становится то один, то другой из них; часто ведущие факторы меняются в зависимости от сезонов. Таким образом, как и для других случаев карбонатонакопления, в случае выпадения арагонитовых игл основную роль играет сочетание климатических и биологических факторов.

Многие исследователи отмечали в лагунах коралловых рифов (Agassiz, 1888, 1890, 1894; Fairbridge, 1950) явление «молочных потоков». Так, Фейрбридж в водах лагуны о. Аброльос при спокойной погоде при прозрачности вод более 18 *м* наблюдал, как воды вдруг стали молочными и опалесцирующими. Под влиянием бриза и прилива осаждение мути произошло за 12 часов. Сходные явления были описаны для Персидского залива. Выпадение карбонатов может быть связано с поглощением углекислоты водорослями при вспышках цветения фитопланктона. Присутствие арагонита в иглах было проверено микроскопически и рентгенографически.

Особые условия образуются в тропических морях в приливо-отливной зоне. Здесь карбонатные береговые пески очень быстро цементируются. Частицы песков и карбонатных галек обычно бывают сцементированы арагонитом, который затем превращается в кальцитовый цемент (Ginsburg, 1957; Merrill and oth., 1965; Nesteroff, 1955). Скорость образования таких литифицированных может быть определена, так как у южных берегов Индии они используются в качестве строительного материала. Природа цементации отложений обсуждалась Гинсбургом (Ginsburg and oth., 1963). Несомненно, нагревание и испарение под действием солнечных лучей играет

основную роль в этой зоне поочередного смачивания и высушивания. Образование таких литификатов является почти универсальным для аридной зоны, при микроскопическом исследовании видно, что зерна не растворены и не корродированы. Более редко они встречаются и на средних широтах, где развиваются только в особых условиях. Например, они описаны в Новой Зеландии и на севере Англии; в СССР — на Каспийском и Черном морях (Невесский, 1949).

Сходные процессы имеют место и при проникновении морских вод в поры известняков и других пород. После цементации пор происходит уплотнение пород, их карбонатизация, причем эти процессы также преобладают в аридных зонах.

В ряде мест образуются на береговых породах и корки так называемого пелагозита, в котором, кроме $CaCO_3$, присутствует большое количество $MgCO_3$, $SrCO_3$, $CaSO_4$, H_2O и SiO_2. Название этого материала дано по о-вам Пелагоза в Адриатическом море, где такой минерал был впервые встречен. Он наблюдается в береговой полосе всей тепловодной зоны (Revelle, Fairbridge, 1957).

Присутствие ромбоэдров кальцита было обнаружено в терригенных осадках Бассова пролива. Здесь происходит смешение холодных вод из Южного океана с теплыми водами Восточно-Австралийского течения, которые движутся от экватора и содержат карбонаты в состоянии насыщения или пересыщения. При смешении этих вод происходит сильный фотосинтез с удалением углекислоты. При низкой температуре вод Южного океана здесь идет осаждение не арагонита, как в других местах, а кальцита.

Все случаи образования арагонитовых игл, песков и оолитов имеют место только в сравнительно узких полосах Мирового океана, которые принадлежат к аридным зонам. Именно здесь благоприятно для карбонатонакопления сочетаются:

1. Малая поставка разбавляющего терригенного или кремнистого материала.

2. Высокая температура и сухость воздуха, чем обеспечивается быстрое прогревание глубинных вод, их испарение. Это приводит к резкому пересыщению $CaCO_3$ глубинных вод, поднимающихся к поверхности. Пересыщение усиливается потерей углекислоты за счет прогрева вод, а также энергичного фотосинтеза. В итоге происходят выпадение арагонитовых игл, образование оолитов, карбонатизация и цементация отложений прибрежной зоны.

Для Багамской банки, по данным Ньюэлла (Newell, 1957, 1959), неизменные условия аридной зоны сохранились на протяжении почти 130 млн. лет. Это определено не только длительным сохранением здесь аридных условий, но и тем, что в связи с высокой скоростью накопления карбонатных отложений происходила изостатическая компенсация. Толща карбонатных отложений банки превышает 4000 *м*. По определениям Клауда (Cloud, 1962), скорость карбонатонакопления на банке достигает 80 *см*/1000 лет (800Б).

Подводя итог сказанному о распространении и типах карбонатных осадков, можно заключить, что современное карбонатонакопление идет в основном на двух уровнях: на глубинах до 200 *м* (включая шельф, а также коралловые рифы и атоллы) и на глубинах ложа океана более 3000 *м*.

Для верхней ступени карбонатонакопления наряду с преобладающим биогенным процессом в ряде мест (исключительно в пределах аридных зон) характерно также химико-биологическое и даже химическое карбонатонакопление. В общем балансе $CaCO_3$ в океане этот процесс сейчас имеет ничтожное значение. Для нижней батиметрической ступени характерно исключительно биогенное карбонатонакопление, причем из всех организмов роль здесь играют только планктонные фораминиферы и кокколитофориды. В пределах верхней ступени обычно преобладают карбо-

натные образования из арагонита, на нижней ступени господствует кальцит.

Для верхней ступени характерно участие в карбонатонакоплении большого количества различных организмов (кораллов, водорослей, мшанок, моллюсков, усоногих раков, морских ежей и др.). От места к месту соотношения между этими организмами быстро меняются. Отсюда возникает исключительная пестрота в составе этих осадков на шельфах и близ коралловых построек. Для нижней ступени карбонатообразования типично однообразие. Видовые соотношения в пространстве меняются постепенно, отражая общие закономерности зональности природы океана.

Нижняя граница шельфовой ступени определяется в основном расселением организмов с карбонатной функцией, а также поступлением разбавляющего материала и процессами сортировки. Нижняя граница пелагических фораминиферовых илов определяется физико-химическими условиями (критической глубиной), которые приводят к растворению $CaCO_3$.

КРЕМНИСТЫЕ ОСАДКИ

В современном кремненакоплении основные организмы можно расположить в следующем порядке по убыванию значения: диатомовые водоросли, радиолярии, кремневые губки, силикофлагелляты.

Определяющее значение в образовании осадков имеют только первые три группы, силикофлагелляты встречаются лишь в небольших количествах, в качестве примеси.

Генетические типы современных кремнистых осадков создаются, таким образом, сочетанием различных организмов, накапливающих кремнезем. В пределах этих типов могут быть уверенно выделены подтипы, отличающиеся по комплексам видов осадкообразующих организмов. Например, среди диатомовых осадков выделяются диатомовые северного, экваториального и южного поясов кремненакопления, отличающиеся по видовому составу микрофлоры. Могут быть сделаны и более дробные подразделения (неритические переходные и океанские комплексы Южного океана).

Диатомовые осадки. В современную геологическую эпоху диатомовые водоросли без сомнения являются наиболее важными из организмов, концентрирующих кремнезем; на их долю приходится больше 70—75% современных (а также четвертичных и третичных) кремнистых осадков.

В соответствии с прижизненными размерами панцирей диатомей наиболее крупными осадками, которые образуются при отмирании водорослей могут быть мелкоалевритовые илы. Однако, как было отмечено рядом исследователей (Лисицын, Беляев, Богданов, Богоявленский, 1966; Лисицын, 1966а, б; Козлова, 1964, 1968, 1970а), уже во взвеси (даже из поверхностного слоя) значительная часть панцирей оказывается разрушенной. В конечном счете это и приводит к тому, что главная часть современных кремнистых (диатомовых) осадков относится к алевритово-глинистым и глинистым илам.

Изучение комплексов диатомовых водорослей во взвеси и в донных осадках Антарктики (подтип Южного пояса кремненакопления) позволило выделить две основные их группы; неритическую и океанскую (Козлова, 1964; Жузе, Королева, Нагаева, 1963).

Разница в видовом составе диатомей определяет и степень их сохранности при осаждении в толще вод, а также сказывается на гранулометрическом составе осадков, на их физических свойствах и др. Известно, в частности, что диатомовые неритического комплекса растворяются в толще вод намного быстрее, чем океанские, они отличаются более мелкими размерами и тонкостью панциря.

В комплексе диатомей шельфов преобладает один вид (Schimperiella antarctica Karst.) и потому их можно было бы назвать шимперпелловыми. Во взвеси с шельфа было обнаружено 43 вида диатомей, но часть из них не достигает дна и не накапливается в донных осадках (Козлова, 1964). Шельфовые илы содержат до 44% аморфного кремнезема и особенно ярко представлены в зал. Олаф Прюдс, где они распространены на глубинах 150—700 *м*.

Самыми яркими представителями современных кремнистых осадков несомненно являются антарктические океанские диатомовые илы. Максимальное содержание кремнезема в них достигает 72%, к северу они сменяются фораминиферовыми отложениями.

Ширина пояса океанских диатомовых илов составляет 900—1200 *км*, он концентрически охватывает весь земной шар. Крайняя северная граница диатомовых илов достигает 40° ю. ш. и совпадает с конвергенцией, крайней северной границей распространения айсбергов и средней годовой изотермой воздуха +10° С.

Диатомовые илы встречаются на различных глубинах вплоть до максимальных.

Комплекс руководящих видов в океанских диатомовых илах резко отличается от неритического. Обращает на себя внимание бо́льшая толщина стенок панцирей океанских диатомовых, а также их хорошая сохранность в осадках. От неритической зоны океанская отделена зоной смешения, где встречаются элементы обеих флор. Океанские диатомовые илы обычно бескарбонатные (меньше 10% $CaCO_3$), и только близ зоны конвергенции они становятся сначала слабокарбонатными, а затем сменяются фораминиферовыми карбонатными илами.

Во влажном виде это зеленовато-серые или кремовые осадки с типичной творожистой волокнистой текстурой, упруги во влажном виде, при разрезании ножом сжимаются, обладают резко выраженной тиксотропией. В сухом виде это белый или кремовый, очень легкий осадок, легко растирающийся пальцами. Объемный вес сухих диатомовых илов — чаще всего в пределах от 0,4 до 0,9 *г/см*^{3}, с уменьшением в отдельных пробах до 0,2 *г/см*^{3}. Влажность диатомовых илов зависит от гранулометрического состава и обычно находится в пределах 50—80%. Для диатомовых осадков обычна нейтральная, слабощелочная или слабокислая активная реакция (pH от 6,8 до 7,5) и высокий окислительно-восстановительный потенциал, значения которого достигают +175 *мв*.

По гранулометрическому составу это обычно алевритово-глинистые и глинистые илы с содержанием пелитового материала (менее 0,01 *мм*) от 60 до 85%. Алевритовый материал в основном сложен панцирями разнообразных диатомей.

Минеральный состав диатомовых илов формируется в связи с прилежащими с юга айсберговыми осадками, так как айсберги являются единственным источником обломочного материала алевритовой размерности в этой части океана. Отсюда в области распространения океанских диатомовых илов мы находим продолжение минералогических провинций зоны айсберговых осадков. Характерно, что содержание обломочных частиц размерности алеврита из-за разбавления диатомовым материалом уменьшается в 5—10 раз и более. Лишь в отдельных местах, кроме айсбергового материала, в комплексе обломочных материалов существенное значение играет также современный пирокластический материал. Вещественный состав и габитус минералов в осадках позволяют четко разделять как отдельные области влияния айсбергов, так и районы вулканической деятельности.

Гранулометрический состав диатомовых осадков, так же как и всех других донных отложений, тесно связан со строением подводного рельефа: на подводных возвышенностях диатомовые осадки грубеют, переходя в мелкоалевритовые илы и крупные алевриты, а местами и пески. При этом

содержание аморфного кремнезема в них быстро уменьшается. В этих местах они, как правило, обогащены валунно-щебнистым материалом, а также крупными фораминиферами.

Диатомовые осадки экваториального пояса образуют особый подтип, отличный от северного и южного. Наиболее распространены здесь этмодискусовые илы, а также радиоляриево-диатомовые осадки. Этмодискусовые илы встречаются не сплошными поясами, а отдельными пятнами, в понижениях подводного рельефа. Они представляют собой очень обводненные, киселевидные осадки, что связано с гидравлическими свойствами слагающих их гигантских панцирей этмодискусов (Ethmodiscus rex). Наибольшим распространением илы пользуются в западной части экваториальной зоны Тихого океана. Здесь же встречаются и слабодиатомовые илы без этмодискусов, чаще всего слабокремнистые радиоляриево-диатомовые илы. Этмодискусовые осадки не встречены в Атлантическом и в Индийском океанах.

Этмодискусовый ил очень мягкий, полужидкий, похожий на пульпу, растекающийся, лишенный пластичности. Окраска ила может быть различной: от коричневой или светло-коричневой в окислительных условиях до белой, сероватой или зеленой в восстановительной обстановке котловин и впадин, в которых обычно и накапливаются такие осадки. В сухом виде это очень легкие, мягкие светло-коричневые, кремовые, белые или зеленовато-серые осадки. Они легко рассыпаются, связаны слабо, на изломах видны блестки-панцири, напоминающие слюду.

Тропические этмодискусовые илы обычно чередуются с красной глубоководной глиной, т. е. встречаются только на глубине больше критической. Для смены этих осадков достаточно перепада глубин в 200—300 *м*. Наибольшим распространением они пользуются в осадках западной тропической части Тихого океана; обнаружены здесь в виде отдельных пятен, залегающих в понижениях дна. В частности, этмодискусовые илы найдены в Восточно-Марианской, Западно-Марианской котловинах, желобах Марианском, Каролинском и Палау. Вертикальный диапазон их распространения от 4600—4700 *м* (критическая глубина) до максимальных глубин. Практически пробы были получены с глубины 10505 *м* экспедицией на «Челленджере-2» (1951—1952 гг.) в Марианской глубоководной впадине.

Причины массовых скоплений этмодискусов в донных осадках только в западной части Тихого океана и их отсутствие в восточной его части пока не ясны. В восточной части экваториальной зоны Тихого океана, как показали исследования Т. В. Беляевой (1963), в пределах узкой полосы донные осадки также обогащены диатомовыми, но без этмодискусов.

Диатомовые осадки северного пояса кремненакопления не образуют непрерывного кольца, они развиты только в Тихом океане. В Атлантике содержание аморфного кремнезема нигде не доходит до 10%. Эти осадки широко распространены в Охотском и Беринговом морях, а также в северной части Тихого океана. В северном поясе диатомовых и слабодиатомовых илов также могут быть выделены подтипы неретических и океанских илов, последние широко распространены в пелагических частях морей (Охотское, Берингово). В Тихом океане — в северном поясе — встречены только слабодиатомовые илы. Наибольшие концентрации кремнезема в пределах северного пояса отмечены в Охотском море.

В ряде мест обнаруживаются и мелководные, шельфовые отложения, обогащенные диатомовыми водорослями неритического комплекса. Чаще всего ими бывают обогащены тонкие алевритово-глинистые или глинистые илы широких шельфов (восточное мелководье и Анадырский залив Берингова моря, западный шельф Охотского моря). В некоторых случаях от 10 до 30% аморфного кремнезема, связанного с остатками панцирей диатомей, содержат и мелкоалевритовые илы, еще реже (в Охотском море) крупные алевриты. В одном случае близ о. Ионы (Охотское море) были

обнаружены уникальные слабокремнистые диатомовые мелкие пески с содержанием аморфного кремнезема 10,48% (Безруков, 1960в). Нигде в других водоемах пески не содержат более 2—5% аморфного кремнезема, и участки их обогащения этим компонентом обычно бывают связаны со спикулами губок.

В северной части Тихого океана, на шельфах Северной Америки, Азии и островных дуг, диатомовые и слабодиатомовые осадки не встречены. Они обнаружены только на самых широких участках шельфов Охотского и Берингова морей.

На шельфе Берингова моря встречаются только слабодиатомовые осадки (10—30% $SiO_{2_{аморфн}}$), а в Охотском море — также и диатомовые (30—50% $SiO_{2_{аморфн}}$). В слабодиатомовых илах шельфа Берингова моря развиты сублиторальные биоценозы и группировки с преобладанием Macoma calcarea.

В Охотском, Беринговом и Японском морях, наряду с описанным выше комплексом планктонных диатомовых водорослей неритического типа, широко развит также и океанский комплекс. Он сменяет неритический в сторону открытых частей морей через довольно широкую зону смешения, которая приходится на материковый склон и периферические части котловин морей.

В северной части Тихого океана, близ берегов, в планктоне развит неритический комплекс, но он не дает кремнистых осадков на узких океанских шельфах. Отложения котловин дальневосточных морей и Тихого океана отличаются друг от друга по комплексам руководящих диатомей. В донных осадках Берингова моря преобладают (всего 24 вида) океанские диатомовые водоросли (Жузе, 1962). Слабодиатомовые и диатомовые илы широко распространены в Алеутской и Командорской котловинах Берингова моря.

В связи со значительным содержанием в этих осадках панцирей крупных диатомей океанского комплекса (алевритовой размерности) сортировка алевритово-пелитовых и пелитовых илов котловин низкая, в них сравнительно много органического вещества и очень мало $CaCO_3$. Во влажном виде слабодиатомовые и диатомовые осадки котловин Берингова моря обычно мягкие, расплывающиеся в верхнем слое. При значительном содержании диатомей илы приобретают волокнистую «творожистую» текстуру. По цвету выделяются две разновидности этих осадков: светло-коричневые и шоколадные — окисленные илы и светлые зеленовато-серые — восстановленные. В окисленных илах обычно происходит обогащение верхнего слоя марганцем в процессе его диагенетического перераспределения в верхней толще осадков. В результате этого часть диатомовых и слабодиатомовых илов Берингова моря является одновременно и слабомарганцовистыми.

Для кремнистых осадков южных частей котловин Берингова моря характерно заметное обогащение их пирокластическим материалом. Содержание тяжелых минералов здесь очень высокое, широко распространено вулканическое стекло. Возникают местами осадки, сходные с диатомово-пирокластическими осадками южного пояса осадконакопления.

Комплекс океанских диатомовых водорослей Японского моря очень резко отличается от Берингова и Охотского морей присутствием большого количества тепловодных и тропических видов. Это наиболее тепловодный из комплексов кремнистых осадков дальневосточных морей и северной части Тихого океана.

Так же как и в Беринговом море, песчаные и крупноалевритовые осадки Японского моря содержат очень мало кремнезема. Только с мелких алевритов начинаются слабодиатомовые осадки с содержанием аморфного кремнезема 10—20%. В еще более тонких алеврито-пелитовых и пелитовых илах содержание кремнезема достигает 23%.

В распределении кремнистых осадков в Японском море имеется весьма

важная деталь: они встречаются только в северной части моря, при этом основная масса слабокремнистых образований распространена здесь до 44° с. ш., и только близ берегов Приморья на юг протягивается узкая зона, соответствующая холодному течению. В центральной и южной частях моря распространены бескремнистые терригенные осадки, слегка обогащенные марганцем (окислительная фация) и потому относящиеся к слабомарганцовистым.

Сопоставляя отложения Берингова, Охотского и Японского морей, можно проследить распространение и состав диатомовых осадков как неритического, так и океанского комплексов от крайней северной границы диатомового пояса северного полушария в Беринговом море (Анадырский залив) до крайней южной — в Японском море.

С севера на юг закономерно меняются комплексы диатомовых от холодноводных до тепловодных и тропических, меняется также и обогащение ими осадков. По периферии — на севере и юге зоны — обычно развиты слабокремнистые осадки, а в осевой части зоны — в Охотском море и в южной части Берингова моря — также и кремнистые. Полюс кремненакопления для северного пояса находится в Охотском море (56% $SiO_{2аморфн}$).

Наряду с этим, в наиболее насыщенной кремнеземом осевой части зоны расширяется также и гранулометрический диапазон слабокремнистых и кремнистых осадков — от алевритово-пелитовых и пелитовых в краевых частях пояса до крупноалевритовых и даже в отдельных случаях мелкопесчаных в его центральной части. Таким образом, в средней части зоны одновременно растет содержание кремнезема, и расширяется гранулометрический диапазон кремнистых осадков.

Южной границей этого ареала диатомовых осадков является линия, проведенная от 40° с.ш. у берегов Японии до 48—50° с.ш. у берегов Северной Америки, т. е. полностью охватывает область распространения слабодиатомовых илов в северной части Тихого океана. К югу от этой естественной границы диатомовые водоросли почти постоянно встречаются в донных осадках, но только в виде единичных экземпляров. На ряде станций тщательное изучение проб показало даже полное отсутствие панцирей в осадках. Все эти станции приходятся на северную аридную зону, которая четко выражена как в комплексе диатомей, так и в количественном их распределении к югу от 30° с. ш.

Радиоляриевые и радиолярниево-диатомовые осадки. Эти илы встречаются в пределах зоны современного карбонатонакопления только на глубинах больше критических. На меньших глубинах темп поступления карбонатного материала намного выше, чем кремнистого, и радиолярии образуют лишь незначительную примесь в карбонатных осадках. Максимальное количество радиолярий встречается в пределах экваториальной зоны (15° с. ш.— 15° ю. ш.), хотя радиолярии встречаются и в других зонах вплоть до ледовой (Петрушевская, 1966). Особенно характерны радиоляриевые и радиолярниево-диатомовые илы в Индийском океане (экваториальная зона), слабее они выражены в Тихом и не встречаются в Атлантическом океанах. Области распространения радиоляриевых илов приурочены к зоне экваториальной дивергенции, а также к северной и южной дивергенциям. Радиоляриевые осадки в Индийском океане занимают довольно большие площади, но содержание аморфного кремнезема в них невелико, оно редко превышает 10—30%.

Пояс радиоляриевых илов (на глубинах более 4700 *м*) протягивается в Индийском океане в области Экваториального противотечения и Южного Экваториального течения от экватора до 15—16° ю. ш. В соответствии с рельефом дна в пределах этой полосы образуются два раздельных пятна. Из них восточное, наиболее обширное, протягивается от 75° до 120° в. д. и разделено на две части узким Восточно-Индийским хребтом. Небольшое пятно в Сомалийской котловине изучено недостаточно. К северу и к югу

от радиоляриевой зоны осадки на сверхкритических глубинах почти не содержат радиолярий — это типичные красные глубоководные глины. В пределах радиоляриевой зоны радиоляриевые илы в ряде мест чередуются с красными глубоководными глинами.

Радиоляриевые илы это обычно коричневые легкие пористые бескарбонатные окисленные осадки. В сухом виде их объемный вес колеблется от 0,4 до 0,8 *г/см*^{3}. Наряду с радиоляриями они обычно содержат и панцири диатомей экваториального комплекса. По гранулометрическому составу, в зависимости от соотношения целых панцирей и их обломков в осадке, это алевритово-пелитовые или пелитовые илы (содержание фракции менее 0,01 *мм* соответственно 50—70% и более 70%) (Безруков, 1964).

Гораздо реже встречается разность радиоляриевых илов, образовавшихся в восстановительной среде. Во влажном состоянии это черные, темно-серые или зеленовато-серые осадки с таким же низким объемным весом и тем же гранулометрическим составом, что и окисленная разновидность илов. Восстановленные радиоляриевые илы чаще всего встречаются в колонках донных осадков.

Содержание аморфного кремнезема в радиоляриевых илах не столь значительно, как в диатомовых. Анализы проб из Индийского океана дали значения от 5 до 15%. Частично это связано с тем, что панцири радиолярий более стойки по отношению к содовой вытяжке по сравнению с диатомовыми водорослями. Содержание $C_{орг}$ в радиоляриевых илах в пределах 0,20—0,59%, а $CaCO_3$ — от 0,1 до 10% (Лисицын, 1961 г, 1966а).

В Тихом океане закономерности распределения радиоляриевых илов те же, что и в Индийском: они приурочены к экваториальной зоне высоких биомасс фито- и зоопланктона, т. е. к зоне экваториальной дивергенции. Встречаются диатомовые и радиоляриевые осадки в пределах этой полосы только на дне котловин, за пределами критических глубин. Поэтому очертания пятен радиоляриевых осадков на картах довольно прихотливы. В западной части океана в составе радиоляриевых илов появляется все больше экваториальных диатомей, илы сменяются диатомово-радиоляриевыми, а затем и диатомовыми илами экваториального типа. Таким образом, радиоляриевые илы наибольшего развития достигают в восточной части экваториальной зоны Тихого океана. Экваториальная зона высокой продуктивности планктона и повышенного содержания кремнезема, а также панцирей диатомовых отмечалась нами при описании распределения кремнезема во взвеси, она совпадает с зоной экваториальных течений и простирается от 15° с. ш. до 15° ю. ш.

Кремнево-губковые (спикулевые) осадки. Кремнево-губковые осадки встречаются только в виде пятен небольшой протяженности в местах массовых поселений кремнистых губок. Чаще всего в Антарктике они развиты на шельфе и бровке материкового склона, а также на отдельных подводных поднятиях. Развиты они и в северном поясе кремненакопления — в Охотском, Беринговом и Баренцевом морях. В экваториальной зоне почти не встречаются.

Во время плаваний советских антарктических экспедиций взяты многочисленные пробы спикулевых осадков, в которых оказались экземпляры живых губок. На многих станциях губки составляли от 29 до 89% от биомассы бентических организмов шельфа. Они были обычно представлены 10—15 видами. Высокая продуктивность планктона вместе с подвижностью вод обеспечивает поставку неподвижным фильтратором достаточного количества питательного материала, и губки расселяются именно в тех местах, где, по данным изучения взвеси, осуществляется наибольший перенос обогащенной органикой взвеси — на путях ее транзита.

Для поселений губок характерно линейное или пятнистое размещение; они обычно не образуют больших непрерывных ареалов. В Индийском секторе Антарктики, где шельф в настоящее время наиболее изучен,

осадки, содержащие огромное количество спикул (более 50%), встречены в четырех местах (Лисицын, 1966 а).

В основном кремнево-губковые осадки бывают обогащены, по сравнению с развитыми на шельфе айсберговыми осадками, $CaCO_3$ (чаще всего в виде обломков мшанок или фораминифер) и, таким образом, становятся карбонатно-кремнистыми.

Интересный обзор кремнево-губковых осадков, современных аналогов спонголитов, сделан для северного полушария В. П. Петелиным (1954). Он показал, что и в северном полушарии, где кремнево-губковые осадки развиты несравненно слабее, чем в Антарктике, они все же встречаются довольно часто. Таким образом, утверждения ряда геологов об отсутствии таких современных аналогов спонголитов неверно.

В северном полушарии географическое распространение кремнево-губковых осадков также совпадает с поясом кремненакопления, а в Баренцевом море они развиты там, где никаких других кремнистых осадков не образуется.

Отметим общие черты, характерные для распространения и состава кремнистых осадков. Прежде всего все разновидности современных кремнистых донных осадков, так же как и кремнистой взвеси, исключительно биогенные. Накопления криптогенных или вулканогенных кремнистых осадков сейчас в морях и океанах в сколько-нибудь ощутимых масштабах не происходит. По существу почти все типы кремнистых осадков это осадки пелагические, лишь в редких местах в пределах холодных частей гумидных и в ледовых зонах они выходят на шельф (Антарктида, Охотское море).

Главную роль в современном кремненакоплении играют диатомовые водоросли, сохраняя свое значение в этом процессе, начиная с конца мезозоя. Существенную роль играют также радиолярии, все остальные организмы имеют резко подчиненное значение.

Распределение диатомовых и радиоляриево-диатомовых кремнистых осадков тесно связано с климатической зональностью, а точнее с зональностью поступления питательных веществ с глубин к поверхности океана. В отличие от карбонатных для распределения кремневых осадков не имеет места явление критической глубины, хотя растворение панцирей и раковинок с ростом глубин постепенно увеличивается. Нижняя батиметрическая граница распространения кремнистых осадков, таким образом, не предопределена.

АУТИГЕННЫЕ (ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ХЕМОГЕННЫЕ) ОБРАЗОВАНИЯ

Пелагические донные осадки, связанные с химическим выведением веществ из воды, не встречаются. К группе аутигенных относят обычно железо-марганцевые конкреции, глауконит, сульфиды, фосфоритовые конкреции, а также филлипсит, палагонит, целесто-барит и ряд других минералов. Это не осадки, а их составные и очень характерные примеси, лишь в редких случаях они становятся преобладающими. Все эти образования возникают не в водной толще (в чем убеждает изучение взвеси из глубоких слоев океана), а в самом верхнем слое осадка. Исключение представляет только глауконит, образование которого идет при осаждении раковинок планктонных фораминифер уже в толще вод, оно продолжается в ряде мест и в верхнем слое осадков. Вместе с тем широко распространен и терригенный глауконит, который приносится с осадочным материалом с суши.

Такого же двоякого происхождения и фосфоритовые конкреции, которые встречаются в ряде мест на шельфе и на материковом склоне, в пелагических осадках они не обнаружены. В особенно значительных количествах фосфоритовые конкреции найдены на банке Агульяс у южного окончания Африки, а также близ Калифорнии. Встречены в рассеянном

виде фосфориты также и на шельфе Атлантического побережья США, на шельфе Африки близ Марокко, а также на шельфе юго-западной Африки близ г. Людериц и устья р. Кунене (Сенин, 1970, 1971; Батурин, Кочешов, Петелин, 1970; Батурин, 1971).

Железо-марганцевые конкреции являются одним из самых замечательных образований современных осадков, часто они могут считаться океанскими рудами. Эти образования распространены в глубоководных частях океанов, при этом их концентрации отличаются как в разных океанах, так и в пределах одного океана. Железо-марганцевые конкреции встречаются также и в морях — Черном, Баренцевом и др. Чаще всего их находят в красных глубоководных глинах, но встречаются они и в фораминиферовых осадках, изредка в диатомовых илах, а в отдельных местах и в области терригенных осадков.

Железо-марганцевые конкреции представляют собой черные, буровато-черные или фиолетово-черные округлые, желвакообразные, пластинчатые или неправильной формы стяжения размером от микроскопических зерен (микроконкреции) до 5—10 *см* в поперечнике. Чаще всего их размеры находятся в пределах 2—5 *см*. Наряду с конкрециями встречаются и железо-марганцевые корки, а также плиты. Они покрывают выходы коренных и древних пород, а также, по-видимому, в некоторых местах развиты и по рыхлым четвертичным породам, поскольку такие корки удается пробивать тяжелыми трубками. Чаще всего конкреции встречаются в верхнем слое осадков, но не редки находки этих образований и в нижних горизонтах (Лисицын, 1961 г.).

Наибольшие скопления конкреций приурочены к Тихому океану, где встречаются участки дна, на 30—50% покрытые конкрециями (по подводным фотографиям). Такие скопления напоминают собой булыжные мостовые. Размер, физические свойства конкреций, их концентрация в осадках, а также химический состав резко изменяются в разных местах. Вопросам о происхождении и распространении и составе конкреций посвящена многочисленная литература (Dietz, 1955; Скорнякова, 1961 а, б, 1964; Скорнякова и Зенкевич, 1961; Скорнякова и Андрущенко, 1964; Безруков, 1960 б; Безруков и др., 1961 а, б; Мего, 1965). Новые данные показывают, что может быть выделено два основных механизма их образования: 1) диагенетическое перемещение элементов из восстановленного слоя в верхний окисленный и их связывание в слое вода — грунт в виде конкреций (диагенетический тип) и 2) образование конкреции за счет железо-марганцевого материала, выпадающего из взвеси, а также преобразований только что осевшего материала в самом верхнем слое осадков (седиментационный тип).

Среди прочих фактов, подтверждающих развитие последнего типа, следует указать на обнаружение отмерших кораллов, покрытых коркой железо-марганцевых образований, а также образование железо-марганцевых корок. В ряде случаев имеет место еще и подводный гальмиролиз — явление сходное с выветриванием, которое ведет к миграции марганца в поверхностные части обломков коренных пород.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ, ВУЛКАНО-КЛАСТИЧЕСКИЕ И ОБОГАЩЕННЫЕ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛОМ ОСАДКИ

К вулканогенным относят морские осадки, в которых преобладают продукты современного или четвертичного вулканизма. Такие осадки встречаются близ надводных и подводных вулканов, образуя более или менее широкий ореол вокруг эруптивных очагов. В масштабе карт осадков океанов такие области показать обычно не удается. Значительно дальше распространяется рассеянный вулканогенный материал — рыхлые продукты вулканической деятельности («тефра», по терминологии исландских авторов). В ряде мест важное значение в образовании этих осадков име-

ют термальные воды, как это было показано, в частности, для кальдеры Санторин в Средиземном море (Бутузова, 1967, 1968, 1969). Широко развиты гидротермальные процессы в рифтовых зонах срединных хребтов (Bostrom, 1970 а, б; Bostrom, Peterson, 1966; Bostrom, Fisher,1971; Bostrom and oth., 1969).

Рассеянный пирокластический материал легко определяется в донных осадках. Растворенные же продукты вулканизма, которые высачиваются на дне, выявить очень трудно, так как бо́льшая их часть поступает в солевой баланс океана и обезличивается. Только в некоторых местах этот процесс удается проследить, и полученные (например, для о. Санторин, Восточно-Тихоокеанского поднятия) данные позволяют считать, что влияние этого фактора может быть очень большим.

Важные данные для понимания роли этих факторов были получены в Красном море, где обнаружены выходы термальных вод (рассолов) с температурой до 56° С, соленостью 35% (т. е. в 100 раз выше нормальной), высокими содержаниями железа и полиметаллов (Hot brines..., 1969). Близ выходов этих подводных источников (их обнаружено два) развиваются в котловинах железистые осадки с очень высоким содержанием свинца. Часть исследователей связывает эти горячие источники с вулканической деятельностью, однако не менее правдоподобна гипотеза о связи их с пластовыми водами. Многочисленные выходы соленых источников имеют место и на дне Мертвого моря (Neev, Emery, 1967).

Распределение очагов надводного и подводного вулканизма контролируется тектонической обстановкой, они располагаются обычно по тектоническим линиям. Наглядным примером линейного расположения вулканов может служить и «огненное кольцо», окружающее Тихий океан, так называемая андезитовая линия. Очень четко линейное расположение вулканов видно и во всех островных дугах. Наряду с этим имеет место и площадной план расположения, характерный, в частности, для подводных вулканов океанского кратона.

Роль подводного вулканизма в процессах рельефообразования и осадкообразования ранее обычно недооценивалась. Работы Морской антарктической экспедиции АН СССР показали, что вулканизм субантарктических островов лишь в очень малой мере дает представление об истинных масштабах вулканической деятельности в этом районе. На огромном протяжении эхолотированием на д/э «Обь» в Южном океане установлено распространение большого числа вулканических конусов, которые поднимаются над уровнем ложа на 1000—2000 *м*, а иногда и более (Лисицын, Живаго, 1958 а, б, в; Лисицын, 1961 г).

Основная часть вулканического пояса Южного океана приходится на зону распространения диатомовых илов, и поэтому здесь наиболее характерны диатомовые илы с заметной, а близ вулканических очагов и преобладающей примесью пирокластического материала (пепла, лапиллей, пемзы, обломков пористой лавы). На некоторых станциях дно полностью покрыто продуктами вулканизма и проб получить не удается (песчано-алевритовый материал пеплов на дне образует исключительно плотные скопления). В ряде случаев пепловые прослои обнаруживаются в колонках и они соответствуют четвертичному, а иногда и третичному вулканизму.

Пирокластический материал в современных осадках чаще всего имеет песчано-алевритовую размерность, но несомненно его присутствие также и в пелитовой фракции. Близ очагов вулканизма крупность и количественное содержание пирокластики в осадках заметно возрастает. Имеет место дальнее распространение пемзы и пористой лавы.

Наиболее распространены вулканогенные осадки в западной части Тихого и в северо-восточной Индийского океанов. Они протягиваются в пределах «огненного кольца» Тихого океана от Алеутских островов через Камчатку, Курильские острова и далее до Новой Зеландии и Антаркти-

ды. Части этого пояса встречаются в Южной Америке и Северной Америке. В районе Филиппинских островов тихоокеанский вулканический пояс смыкается с индонезийским (моря Малайского архипелага). Развиты вулканогенные осадки, а также осадки с большим количеством вулканического материала и в центральной части Тихого океана, в частности близ Гавайских островов.

Особенно много пирокластического материала встречено на разрезе Антарктида — Африка и к западу от хребта Кергелен.

В северной половине Индийского океана также отмечается большое скопление вулканов, часть из них тяготеет к восточной половине (Индонезия), а другая — связана с Сейшельскими, Маскаренскими и Коморскими островами. В южной половине океана вулканогенные осадки развиты не только близ кольца субантарктических островов-вулканов, но занимают также заметные площади около подводных вулканов (Лисицын, Живаго, 1958 а, в).

В Атлантическом океане центры вулканизма тяготеют к его северной части. Крупнейший из них — о. Исландия, около которого развито большое поле вулканогенных осадков. Действующие вулканы и осадки, обогащенные пирокластическим материалом, имеются также и близ Азорских, Канарских островов, о. Ян-Майен, о-вов Зеленого мыса, Южных Сандвичевых островов (Ninkovich and oth., 1964, 1967). Также, как и в других океанах, помимо этих источников вулканогенного материала, нередки и подводные очаги вулканизма, особенно они развиты на окончании Южно-Атлантического хребта, переходящего в срединный хребет Индийского океана.

Распространение пирокластического материала в донных осадках довольно подробно изучено для Берингова моря (Лисицын, 1966 в), Охотского моря (Петелин, 1957), северо-западной части Тихого океана (Алексина, 1962; Петелин, Алексина, 1965) и Тихого океана в целом (Тихий океан, т. VI, 1970).

ПОЛИГЕННЫЕ (КРАСНАЯ ГЛУБОКОВОДНАЯ ГЛИНА) ОСАДКИ

Красные глубоководные глины занимают 35,11% площади дна в Тихом океане и приблизительно по 25% — в Атлантическом и Индийском. Этот тип пелагических осадков был выделен еще Мерреем и Ренаром (Murray, Renard, 1891), однако с тех пор понимание этого термина значительно изменилось.

Красными глубоководными глинами принято теперь считать осадки с содержанием $CaCO_3$ и аморфного кремнезема менее 10%, обычно слабожелезистые (более 5% Fe) и слабомарганцовистые (более 0,2% Mn).

Во влажном виде это коричневые шоколадно-коричневые, иногда с фиолетовым оттенком глинистые илы, которые при высыхании становятся очень плотными, с трудом размокают в воде.

Весьма характерен ареал распространения осадков этого типа: они встречаются только в пределах зоны карбонатных осадков и сменяют их на глубинах более критических. В зонах развития диатомовых илов, а также терригенных осадков, которые ограничивают область карбонатонакопления с севера и юга, красные глубоководные глины никогда не встречаются. Это наводит на мысль, что образование глин такого типа связано с карбонатонакоплением, а то, что они находятся за критическими для карбонатонакопления глубинами, позволяет предполагать значительное участие в их составе нерастворимого материала фораминиферовых илов. В лабораторных условиях можно получить красные глубоководные глины, растворяя фораминиферовый ил в слабой соляной кислоте.

Остаточный минеральный материал фораминиферовых илов (по существу терригенный) это только одна составная часть красных глубоко-

водных глин. В их сложении важную роль играет и вулканогенный материал дальнего разноса, а также аутигенные образования (палагонит, филлипсит, железо-марганцевые конкреции и микроконкреции), биогенный материал — мельчайшие обломки зубов рыб, более крупные зубы акул, клювы кальмаров (Беляев, 1962), ушные кисточки китов.

По гранулометрическому составу красные глубоководные глины являются одним из наиболее тонких осадков: содержание пелитовой фракции в них нередко достигает 95—98%, причем на долю самой тонкой субколлоидной фракции приходится до 70—75%, т. е. больше, чем в каких-либо других донных осадках. Медианный диаметр красных глин в пределах 0,001—0,008 *мм*, сортировка — хорошая и средняя, что связано с примесями.

Содержание $CaCO_3$ в типичных красных глубоководных глинах обычно меньше 1%, редко до 3%, и только при переходе к фораминиферовым осадкам в связи с вертикальной поясностью карбонатонакопления оно резко возрастает до 10%. Красные глубоководные глины обычно содержат также мало и кремнистых остатков — диатомовых водорослей, спикул губок. Только в экваториальной гумидной зоне в виде отдельных пятен или слитных полос большой протяженности отмечается значительное обогащение красных глубоководных глин кремнеземом, с переходом к радиоляриево-диатомовым осадкам экваториальной зоны.

Очень характерен химический состав красных глин. Уже давно подмечено, что он весьма близок к среднему химическому составу кристаллических пород. Так, по определениям Кларка (Clarke, 1924), кристаллические породы содержат в среднем 55,14% SiO_2 и 15,3% Al_2O_3; красные же глубоководные глины (среднее из 51 анализа) содержат 54,48% SiO_2 и 15,94% Al_2O_3. Очень близким оказывается также и содержание другого кластофильного элемента — титана (в кристаллических породах 1,05%, в глинах 0,98% TiO_2).

В отношении минерального состава красные глины оказываются, по моим данным, очень близкими к фораминиферовым илам: те же комплексы минералов песчано-алевритовой фракции, те же комплексы глинистых минералов.

Образование филлипсита как бы маркирует те места, где скорость седиментации особенно незначительна. Он наиболее широко распространен в осадках Тихого океана, намного реже — в Индийском океане. Почти никогда не встречается в красных глубоководных глинах Атлантического океана. Распространение филлипсита в красных глинах также весьма закономерно, он встречается только в разновидностях этих глин, приуроченных к аридным зонам. Крайне редки находки филлипсита в экваториальной зоне, где скорости седиментации повышаются. На связь филлипсита с малыми скоростями седиментации указывает и коррелятивная его зависимость от распространения космических шариков (криоконит), являющихся другой особенностью минерального состава красных глин Тихого океана. Космические шарики выпадают на всю земную поверхность с приблизительно одинаковой скоростью и естественно их концентрация оказывается больше всего там, где меньше разбавление другим осадочным материалом, т. е. в местах с минимальной скоростью седиментации.

Присутствие больших количеств филлипсита в красных глубоководных глинах аридных зон Тихого океана позволяет выделить особую их разновидность — цеолитовые глубоководные глины.

Для красных глубоководных глин типично также присутствие железо-марганцевых конкреций, причем их содержание на единице площади дна особенно велико в Тихом океане, промежуточное положение занимает Индийский океан. В Атлантическом океане железо-марганцевые конкреции встречаются не во всех зонах развития красных глин, их концентрация намного ниже, чем в Тихом океане. В некоторых местах и в Индийском океане красные глины почти не содержат конкреций. Так, на ст. 307 д/э

«Обь» в северо-восточной части океана при промывке 50 *л* осадков не удалось получить ни одной конкреции (Лисицын, 1961 г).

Переход красных глубоководных глин в диатомовые илы и в терригенные осадки сопровождается обычно увеличением содержания органического вещества, что приводит к уменьшению мощности верхней окисленной зоны осадков. В областях развития красных глин вся их толща имеет резко выраженные окислительные условия, которые определяются большой глубиной и малым поступлением реакционноспособной органики (менее 0,25% $C_{орг}$). По мере перехода к терригенным осадкам мощность окисленного слоя уменьшается, и поэтому по мощности этого слоя условно производится разделение типичных красных глин и окисленных терригенных осадков. В терригенных осадках мощность окисленного слоя меньше 1 *м*. Выделяют глины переходного типа, эвпелагические и цеолитовые (Скорнякова, Мурдмаа, 1968).

В пределах Северного Ледовитого океана красные глубоководные глины не встречаются; здесь наиболее развиты пелитовые терригенные илы с верхним окисленным слоем.

Таким образом, красные глубоководные глины, так же как и осадки других генетических типов, подчиняются в своем распространении как климатической и циркумконтинентальной зональностям, так и вертикальной поясности. Появление цеолитовых их разностей связано с влиянием вулканогенного материала в условиях крайне низких скоростей седиментации.

ВЫВОДЫ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Исходя из общих связей типов донных осадков и составляющих их компонентов с природной средой, может быть составлена схема распространения осадков в «идеальном океане» (рис. 33). Эта схема показывает, что в определенных природных (климатических) зонах возникают только строго определенные осадки, включающие компоненты живой (биогенные) и неживой (терригенные и вулканогенные) среды. Далее будет показано, какие именно сочетания обломочных и глинистых минералов возникают в разных зонах при поступлении терригенного материала, как эти естественные сочетания накладываются на ассоциации биогенных компонентов, также определяемые природной средой, и какие типы и разновидности осадков при этом могут возникать.

Ледовые зоны — царство обломочных (от грубых до илов) осадков, распространенных на шельфе и в пелагических частях океанов, очень редко на шельфах — спикулевые осадки; на поднятиях обычно грубообломочный материал, волновое воздействие близко к нулю. Поэтому абразия берегов и волновая переработка осадочного материала на шельфе минимальны.

В умеренных зонах северного и южного полушарий на шельфе распространены разнообразные обломочные и глинистые осадки, к ним часто примешиваются ракушечные, реже другие биогенные карбонатные отложения. Для пелагической седиментации типично кремненакопление (северный и южный пояса), особенно в южном полушарии, широко распространены также все разновидности терригенных осадков; красные глубоководные глины — только в теплых частях зон. На глубинах, больше критических, развиты кремнистые или терригенные осадки; на подводных поднятиях — грубообломочный материал, проникающей из ледовых зон, а также фораминиферовые осадки. Береговая абразия достигает максимума, средняя интенсивность волнений и зыби более 5 баллов. Наибольшего для океана размаха достигает здесь процесс волновой переработки (сортировка, перемещение, истирание) осадочного материала на шельфе.

Аридные зоны — царство карбонатных (фораминиферовых,

форампиферово-кокколитовых, кораллово-водорослевых, а на мелководьях также ракушечных) осадков и красных глубоководных глин. Биогенные осадки накапливаются крайне медленно, как бы заполняя дефицит терригенного материала. Поступление терригенного материала незначительно, в основной части это эоловый материал тропосферного переноса, обогащающий пелагические осадки. Средняя интенсивность волнения и зыби 3—5 баллов, абразия берегов и переработка материала на шельфе ослаблены. На шельфе преобладают карбонатные ракушечные осадки и коралловые рифы, часты также фосфоритовые стяжения, глауконит, в лагунах биогенно-хемогенные отложения (арагонит, доломит).

Близ материкового склона, в особенности у западных берегов континентов, часты апвеллинги с образованием аномальных для этой зоны кремнистых осадков, обогащенных органическим веществом, ураном и другими элементами. В пелагических частях на подводных поднятиях — коралловые рифы, во впадинах на глубинах больше критической — красные глубоководные глины, чаще всего цеолитовые или эвпелагические. Широко распространены железо-марганцевые конкреции.

В экваториальной зоне сила воздействия океана на берега минимальна — преобладает штиль или волнение менее 3 баллов. Абразия

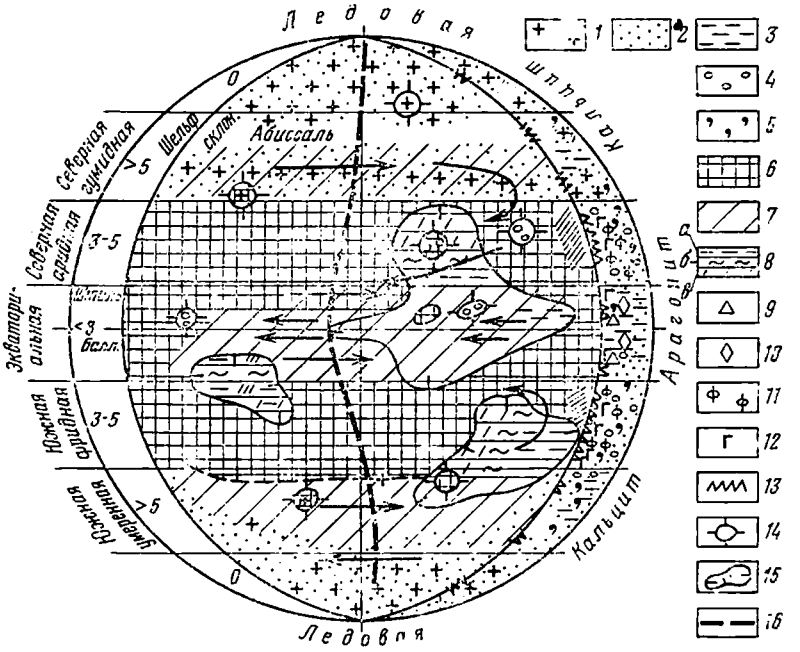


Рис. 23. Схема типов донных осадков шельфа, склона и абиссали в «идеальном океане»

Слева — средняя сила волнений в баллах, справа — типы отложений шельфа. Обломочные и глинистые терригенные осадки: *1* — грубообломочные валунно-щебнистые; *2* — песчано-алевритовые; *3* — пелитовые. Биогенные карбонатные осадки: *4* — кораллово-водорослевые; *5* — ракушечниковые; *6* — форампиферовые, кокколитово-форампиферовые, птероподово-форампиферовые. Биогенные кремнистые осадки: *7* — кремнистые диатомовые южного и северного поясов, диатомово-радиоляриевые и диатомовые экваториального пояса, спикулевые — на шельфе, диатомовые — в зонах апвеллинга (частая штриховка) аридных зон. Красные глубоководные глины: *8* — переходные (*а*), эвпелагические (*б*), цеолитовые (*в*). Аутигенные образования в осадках: *9* — шамозит; *10* — гидробиотит — вермикулит; *11* — фосфорит; *12* — глауконит. Прочие обозначения: *13* — выходы древних пород на бровке шельфа; *14* — подводные горы; *15* — впадины, расположенные ниже критической глубины; *16* — области срединных хребтов с азональными комплексами осадков рифтовых зон. Азональные вулканогенные отложения возможны во всех зонах. Стрелками даны основные направления переноса вод (см. рис. 5)

берегов и волновая переработка материала на шельфе также минимальны. Огромное количество пелитового материала, поставляемого с суши, откладывается на шельфе, образуя мангровые болота, а также илистые отмели и илистые шельфовые отложения. Характерны аутигенные минералы шельфа — шамозит, гидробиотит, из обломочных тонкодисперсных — гиббсит. Илистый материал каолинит-монтмориллонитового состава проникает и в пелагические части океана по системе экваториальных течений. Здесь же широко развиты диатомово-радиоляриевые осадки, а также экваториальные диатомовые. На подводных горах близ поверхности развиты коралловые рифы, глубже — фораминиферовые осадки и железомарганцевые конкреции, на глубинах больше критической — красные глубоководные глины гемипелагические, ближе к суше переходящие в терригенные осадки, обогащенные кремнистым материалом.

В отличие от аридных зон широкое распространение разнообразных биогенных осадков связано здесь не с недостатком терригенного материала, а с системой экваториальных дивергенций, с высокой продуктивностью вод этой зоны. Таким образом, в экваториальной зоне, так же как и в умеренных, причина возникновения широкого разнообразия биогенных отложений едина: это глобальные подъемы богатых биогенами вод. В то же время причины их возникновения резко отличны от аридных зон: в гумидных они совпадают с избытком, в аридных — с недостатком терригенного материала.

При дальнейшем описании эта самая грубая схема распределения основных типов осадков дополнится конкретным содержанием как по количественному распределению осадочного материала, так и по его качественному составу (минералогия, геохимия, гранулометрический состав).

Существенно меняется по природным зонам не только количественное поступление осадочного материала, но и направление его переноса, а также состав и самый механизм седиментации. Все особенности в сложных сочетаниях фиксируются в осадках и для расшифровки этого процесса необходимо детальное изучение взвешенного материала. Только после такого всестороннего анализа становится ясно, почему именно и при каком конкретном сочетании факторов возникают осадки того или иного типа, что произойдет при изменениях условий среды в пространстве и времени.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕШЕННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ВОДАХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Содержание взвешенного осадочного материала в природных водах колеблется в очень широких пределах. Наибольшие концентрации отмечаются в реках и небольших ручьях, где количество взвешенных частиц нередко столь значительно (сотни, тысячи и более граммов на 1 $м^3$), что потоки приобретают особые свойства и приближаются к селям. Минимальные значения встречаются в аридных зонах океанов на большом удалении от берегов. По нашим наблюдениям, они составляют от 0,1 до 0,01 $г/м^3$ (Лисицын, 1961в, ж). В других местах морей и океанов содержание взвеси поднимается до 10—20 $г/м^3$ и более; в небольших морских водоемах, а также озерах и водохранилищах концентрация взвеси измеряется десятками и сотнями граммов в кубическом метре воды (или *мг/л*).

Как будет показано дальше, часть этого взвешенного материала опускается на дно, давая начало донным осадкам. Познание количественного распределения взвешенного осадочного материала, выяснение основных закономерностей, которым оно подчиняется, представляет поэтому большой интерес для изучения процесса седиментации.

Если по мутности рек имеется очень много данных, которые накапливаются систематически, главным образом в связи с практическими целями (водоочистка для получения промышленных и питьевых вод, заиление каналов и водохранилищ и др.) или благодаря большому количеству специальных работ (Страхов, 1960—1962; Кленова, Николаева, 1961; Лопатин, 1950, 1952; Ратеев, Виталь, 1959; Шамов, 1948, 1951, 1952, и др.), то по содержанию взвеси во льдах и айсбергах, т. е. в материале ледового стока, данных почти нет. Крайне мало сведений также и о выносе осадочного материала потоками, образующимися при таянии современных ледников. В литературе имеются данные по содержанию взвеси в потоках, стекающих с ледников Норвегии и Исландии. Содержание взвешенного материала в ручье, стекающем с ледника Стиггедальсбре (Норвегия), в 100 *м* от ледника оказалось равным 117 *мг/л*, а в маленькой речке, вытекающей из-под ледника Лангиокулл (Исландия), в нескольких метрах от фронта ледника,— 1237 *мг/л* (Horner, 1951). Эти значения очень высокие и не характеризуют среднее содержание взвеси в глетчерных льдах или айсбергах, а отражают ее концентрацию лишь в наиболее насыщенной осадочным материалом моренной части. В аридных зонах много осадочного материала переносится ветром. Кроме терригенного материала, большую роль в сложении взвеси играет биогенный, а в ряде мест также и вулканогенный материал.

Первые определения количества взвешенного материала в водах морей проводились главным образом для практических целей в связи с влиянием частиц взвеси на прозрачность и цвет морской воды. Они были на-

чаты с определений прозрачности, которые впервые были выполнены О. Е. Коцебу в 1815—1818 гг. во время плавания на шлюпке «Рюрик». Затем исследованиями прозрачности занимались Секки, Бугер, Де-Местрем и др. Было установлено, что максимальная прозрачность вод, по диску Секки, составляет в Индийском океане 50 *м*, в центральной части Тихого — 59 *м*, в центральной части Атлантического (Саргассово море) — 66 *м*. В морях прозрачность вод оказалась намного ниже: в Балтийском и Белом 5—10 *м*, в Черном — 25 *м*.

Позже оптические методы были значительно усовершенствованы и наблюдения по диску Секки заменены точными инструментальными определениями не только для поверхностных, но и для глубинных вод (Козлянинов, 1959, 1961; Лисицын, 1956; Иванов, 1948; Скопинцев, Иванов, 1952).

Оптические методы исследования взвеси основаны на определении различных свойств морской воды (прозрачность, индикатриса рассеяния и др.). Эти свойства зависят от целого ряда причин и в первую очередь от концентрации в ней твердых частиц, рассеивающих и поглощающих свет, от их размеров и характера поверхности.

Недостатком всех оптических методов является то, что они не дают возможности точного количественного определения концентрации взвеси в воде. Необходимы пересчеты, при которых делается целый ряд допущений. Эти методы не определяют и вещества взвеси, поэтому при литологических исследованиях взвеси оптические методы могут быть только вспомогательными.

Впервые взвешенные вещества были выделены из морской воды в связи с плаванием «Челленджера» и обработкой материалов по донным осадкам и геохимии. Меррей и Ирвин (Murray, Irvine, 1892) описывают следующий способ извлечения взвеси из морской воды. Пробы морской воды объемом около 14 *л* отбирались и хранились в глиняных кувшинах. Для отделения взвеси вода пропускалась через двойной плотный беззольный фильтр. С целью изучения химического состава фильтры отмывали от солей и сжигали, затем выполнялись определения кремнезема, железа и алюминия принятыми в то время химическими методами. Таким образом были получены пробы взвеси из поверхностных вод Атлантического и Индийского океанов, Красного, Средиземного, Северного и Балтийского морей. Содержание взвеси оказалось следующим:

	мг/л
У берегов Англии (район Ферт-оф-Форт)	1,8
Атлантический океан (51° с. ш.)	0,37
Индийский океан (15° 46′ с. ш., 58° 51′ в. д.)	0,04
Красное море (близ о. Бразерс)	0,04
Средиземное море (центр. часть Восточной котловины)	0,45
Балтийское море	0,75

При этих исследованиях было также установлено, что содержание глинистого материала в пробах очень значительно, причем оно возрастает по мере приближения к суше.

Исследования, проведенные Мерреем и Ирвином, к сожалению, были на многие годы забыты. Долгое время после них выполнялись лишь оптические определения взвеси в поверхностных и глубинных водах (Jerlov, 1951, 1953, 1959, 1964).

Новый этап в изучении веществ, рассеянных в водах, с точки зрения количественного распространения и качественного их состава начался через много лет после замечательных исследований Меррея и Ирвина. Он был связан главным образом с внедрением в практику лабораторных работ мембранных ультрафильтров, которые улавливают частицы взвеси размером до 0,1 *мк*, а в ряде случаев более тонкий материал. Это особенно важно, так как более ранними исследованиями было показано, что бумаж-

ные фильтры пропускают значительное количество взвешенного материала, и результаты получаются сильно заниженными, а для центральных частей океанов, где взвеси особенно мало, эти данные вообще не могут быть использованы. Не эффективны здесь и методы осаждения, поскольку взвеси получается очень мало (Лисицын, 1955, 1956б).

Лишь с внедрением мембранных фильтров (приблизительно с 1950 г.) стали появляться первые количественные определения содержания взвеси в глубинных водах. Сначала исследовались морские водоемы; в частности, были получены данные по взвеси из Каспийского моря (Иванов, 1948; Скопинцев, Иванов, 1952), Ла-Манша (Armstrong, Atkins, 1950), Баренцова моря (Кленова, 1952), Северного моря (Krey, 1949), Берингова и Охотского морей (Лисицын, 1955, 1959в, 1966в).

Быстрое усовершенствование приборов для получения проб незагрязненной воды (Лисицын, Глазунов, 1960; Лисицын, 1962а; Лисицын, Живаго, 1958б), а также новых полуавтоматических высокопроизводительных установок для ультрафильтрации позволило с 1952 г. получить автору первые данные о распределении взвеси и в глубинах океанов. Эти определения были еще отрывочными, но уже к 1955 г. удалось составить первые карты, а затем и разрезы количественного распределения взвеси в Беринговом море, а также в северной части Тихого океана, в районе Курило-Камчатской глубоководной впадины (Лисицын, 1955).

Наиболее ценный материал по количественному распределению взвеси был получен лишь за последние годы, начиная с 1955 г. В это время начались работы антарктической экспедиции на д/э «Обь» и исследования по программе Международного геофизического года, когда сборы взвеси близкими методами были проведены с нескольких кораблей. При этом широко использовался метод сепарации, позволивший получить большие объемы взвеси для ее всестороннего исследования (Лисицын, Живаго, 1958б, в).

В 1955—1956 гг. автору на основе собственных материалов удалось построить первые трансокеанские разрезы количественного распределения взвеси, а также большое количество разрезов в морях и отдельных частях океанов. Стадия накопления фактического материала до настоящего времени не закончилась, но полученный цифровой материал уже сейчас позволяет судить об основных закономерностях распределения взвешенного вещества, существенных для понимания осадочного процесса. Одновременно с изучением взвеси собран значительный материал по оптическим характеристикам океанских вод, которые определяются в основном содержанием и составом взвеси (Козлянинов, Овчинников, 1961; Павлов, 1964; Козляшинов, 1965; Очаковский, 1965; Войтов, Копелевич, 1970; Войтов, Дементьева, 1970; Козлянинов и др., 1971; Копелевич, 1971).

Изучение взвешенного осадочного материала за рубежом до самого последнего времени выполнялось в недостаточном объеме. Определения количества взвеси проводилось лишь на отдельных станциях или на небольших площадях. Они были сосредоточены главным образом в Северном море (Krey, 1949, 1950, 1961; Krey and oth., 1961; Wirtki, 1950), в Ла-Манше (Armstrong, Atkins, 1950), у берегов США (Dolan, 1954; Fox et al., 1952; Groot, Ewing, 1963; Emery, 1960; Manheim and oth., 1966, 1970; Rodolfo, 1970), в Восточно-Китайском море (Wageman and oth., 1970) и др.

Особый интерес представляют исследования Крея (Krey, 1961), которым изучены разрезы от Гренландии до Ньюфаундлендской банки. Лишь в самые последние годы исследования взвеси, с точки зрения осадконакопления, начали быстро развиваться в США, но они еще не вышли из стадии экспедиционных работ.

В связи с тем, что в настоящее время накоплен очень большой материал по распределению взвеси из самых различных частей Мирового океана — от Арктики до Антарктики, насчитывающий более 20 тыс. проб, все

последующее изложение ведется главным образом на основе обработки материалов автора с привлечением данных других исследователей по отдельным районам (схемы VI—VII). Все определения концентрации взвеси сделаны на мембранных фильтрах № 3 с диаметром пор 0,7 *мк* по методике, описанной ранее (Лисицын, 1956б). Дополнительные материалы по распределению взвеси сведены автором в ряде работ (Лисицын, 1956б; 1959б; 1960в; 1961б, в, е; 1962б, в; 1964; 1966в; 1969а).

БАССЕЙН ТИХОГО ОКЕАНА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ НА ПОВЕРХНОСТИ

СОБСТВЕННО ТИХИЙ ОКЕАН

Основные данные о количественном распределении взвеси в водах Тихого океана изложены в монографии «Тихий океан. Осадконакопление в Тихом океане» (Лисицын, Богданов, 1970), в работах А. П. Лисицына (1955, 1956б, 1961е), Ю. А. Богданова (1965, 1968), А. П. Лисицына и Ю. А. Богданова (1958а, б), Ю. А. Богданова и А. П. Лисицына (1968), Ю. А. Богданова, А. П. Лисицына и Е. А. Романкевича (1971), а также в отчетах по рейсам «Витязя» и «Оби».

С 1951 по 1966 г. в экспедициях на «Витязе» (с 8 по 34-й рейсы) были получены пробы взвеси с 834 станций из поверхностного слоя вод, с 305 станций до глубины 500 *м*, с 231 станции до 1000 *м*, с 163 станций до 2000 *м* и с 86 станций — до дна. Стандартными горизонтами для отбора проб во всех рейсах «Витязя» и «Оби» были 0,25, 50, 75, 100, 300, 500, 1000, 2000 *м*, глубже через 1000 *м* и проба из придонного слоя. Во многих рейсах «Витязя» и «Оби» регулярно отбирались пробы поверхностной воды для изучения взвеси на переходах судна из Владивостока в район работ в Тихом и Индийском океанах.

В южном полушарии исследований проводились в первом и третьем рейсах Морской антарктической экспедиции на д/э «Оби» (Лисицын, 1969а). За время первого рейса «Оби» исследования выполнялись только методом мембранной ультрафильтрации на разрезах от Антарктиды до Новой Зеландии, а также в Тасмановом море от прол. Кука до Бассова пролива. За время третьего рейса «Оби» работы выполнялись по сетке галсов, расположенных в южной части океана; здесь, наряду с мембранной ультрафильтрацией, проведены сборы взвеси и методом сепарации. При этом было получено 3095 проб взвеси на ультрафильтрах и 111 проб сепарационным методом (из 8500 *т* морской воды). Расположение проб, полученных в экспедициях на «Витязе» и «Оби», можно видеть на схеме VI.

В больших масштабах сбор взвешенного осадочного материала выполнен в Беринговом море (Лисицын, 1966в). Особенно важно отметить, что исследования в западной половине моря выполнены повторно, в разные сезоны. Дополнительные данные о распределении взвеси в придонных слоях вод северной мелководной части Берингова моря опубликованы А. А. Нейман (1961) по сборам на судах «Первенец» и «Жемчуг».

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ

Многочисленные сведения о концентрации взвеси в поверхностном слое вод Тихого океана обобщены на схеме VII. Схема составлена для лета — осени северного и южного полушарий. Содержание взвеси в 1 $м^3$ поверхностных вод колеблется от менее 0,25 *г* до более 5 *г*. Огромные пространства центральной части Тихого океана заняты водами, содержащими от 0,25 до 0,5 $г/м^3$, а в западной части экваториальной зоны и в

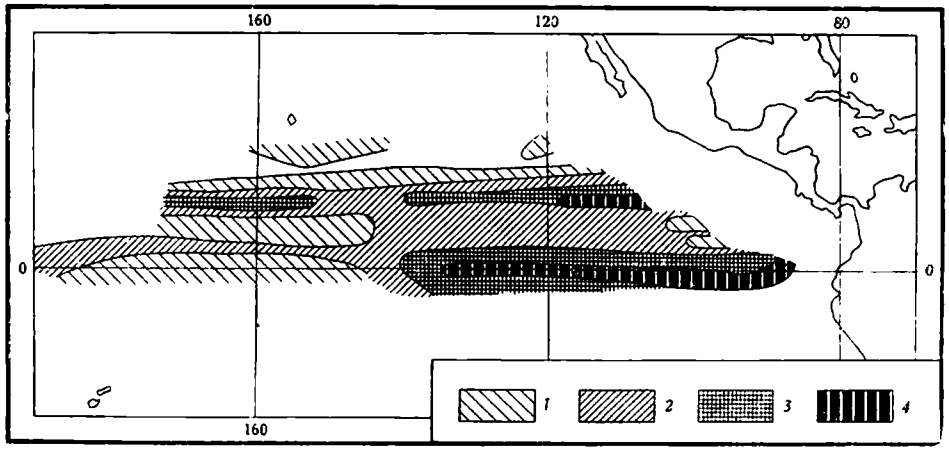


Рис. 34. Концентрация взвеси в экваториальной части Тихого океана (в условных единицах) по данным оптических определений (Jerlov, 1953)

1 — от 50 до 60; *2* — от 60 до 70; *3* — от 70 до 80; *4* — более 80

северной аридной зоне Тихого океана концентрации взвеси меньше 0,25 *мг/л*. В восточной части океана воды с содержанием взвеси 0,25—0,5 *мг/л* разделяются длинным языком повышенных концентраций, протягивающимися от берегов Америки по экватору далеко на запад.

Здесь концентрация взвеси на поверхности возрастает до 0,5—1,0, а местами и более 1 *мг/л*. Следует заметить, что прямых весовых определений концентрации взвеси в восточной части этого района пока мало и выделение его сделано на основании гидрооптических наблюдений Ерлова (Jerlov, 1951, 1959). Поэтому контуры языка показаны пунктиром. Более детально, по данным Ерлова (Jerlov, 1953), этот район показан на рис. 34. Появление области относительного повышения концентрации взвеси вдоль экватора связано с возникновением здесь дивергенции (подъема к поверхности океана глубинных вод), повышением биомассы фитопланктона и концентраций в единой узкой зоне осадочного материала, переносимого вдоль берегов Южной Америки и Северной Америки Перуанским и Калифорнийским течениями (Лисицын, 1961).[1]

В пределах областей минимальных концентраций взвеси, которые лежат в северной и южной аридных зонах океана и оконтурены изолинией 0,25 *мг/л*, содержание взвеси в ряде мест падает до 0,01 *мг/л* и даже меньше.

О чистоте океанских вод можно судить хотя бы по тому, что содержание взвеси в водопроводной питьевой воде допускается в 2 *мг/л*, т. е. значительно больше, чем ее содержат глубинные воды океанов (согласно ГОСТ 2874-54).

Здесь встречены наиболее прозрачные воды не только для Тихого, но и для всего Мирового океана. Два основных ареала прозрачных вод разделены между собой зоной с содержанием взвеси 0,25—0,5 *мг/л*, которая приурочена к северной тропической дивергенции.

Обращает на себя внимание то, что максимальные содержания взвеси приходятся на северную и южную части океана, а в тропической и западной части экваториальной зоны содержание взвеси минимальное.

В северной части океана концентрация взвеси нередко достигает 5 *г/м*^{3}, а в Камчатском и Кроноцком заливах даже 7 *г/м*^{3}. Еще больше концентрация взвеси в водах Берингова моря: здесь в Анадырском заливе она составляет 13—15 *г/м*^{3} (Лисицын, 1961д, е; 1966в).

[1] Эти предположения подтверждены в 8-м рейсе «Дмитрий Менделеев» в 1972 г., и к западу от 150° з. д.— в 34-м рейсе «Витязя».

Область высоких концентраций взвеси протягивается в северной части Тихого океана на значительном удалении от берегов. Наши более ранние исследования показали, что южная граница зоны обогащения совпадает с южной границей вод течения Куросио и Северо-Тихоокеанского течения.

Еще дальше от берегов находится область обогащения взвесью в южной части Тихого океана. Правда, максимальные содержания взвеси здесь не превышают 2,5—5 *г/м*^{3}, но и эти значения очень высокие, если учесть, что они встречены на расстоянии многих сотен километров от суши.

Для восточной части Тихого океана данных очень мало. Для американского побережья Тихого океана имеются определения содержания взвеси, выполненные Фоксом и др. (Fox et al., 1952) у пирса Скриппсовского института, на удалении 300 *м* от берега. Здесь содержание взвеси оказалось равным 3,8—10,5 *г/м*^{3} [сравни Родольфо (Rodolfo, 1970)].

Довольно многочисленные определения выполнены в восточной части Тихого океана, а также в северо-западной части океана с помощью диска Секки. Имеется несколько вариантов перехода от мутности, определенной с помощью диска Секки, к весовому содержанию взвеси в воде. Эти данные приведены в работе А. П. Лисицына (1956б), Д. Г. Панова и М. К. Спичака (1961), а для различных типов взвеси Северного моря связи были изучены Постма (Postma, 1961).

Данные о мутности, определенной по диску Секки для прибрежных районов Калифорнии, сведены в работе Эмери (Emery, 1960). Самая низкая прозрачность по диску Секки у берегов Калифорнии была обнаружена в заливах Сан-Педро (3 *м*) и Сан-Диего (2 *м*), в шельфовой зоне океана она возрастает до 10—15 *м*, а иногда и больше. Заметное уменьшение прозрачности отмечается только в непосредственной близости к берегу. На удалении от берега главной причиной изменения цвета и прозрачности вод является развитие фитопланктона, которое в свою очередь определяется поступлением к поверхности океана глубинных вод.

Очень большая мутность обнаружена в заливах Британской Колумбии, где после обработки данных графическим методом, содержание взвешенных веществ колеблется от нескольких граммов до сотен граммов на 1 *м*^{3}.

Распределение взвеси в районе Курило-Камчатской глубоководной впадины довольно детально изучены в 14 и 19-м рейсах «Витязя» (Лисицын, 1955). Оказалось, что прямого увеличения количества взвеси по мере приближения к берегам островной гряды не отмечается; наоборот, наибольшие содержания взвеси установлены на некотором удалении от островов, в местах встречи холодных вод течения Оясио с теплыми водами течения Куросио. Здесь максимальные содержания взвеси (по определениям в 14-м рейсе) оказались равными 4—5 *г/м*^{3}. От этой полосы в сторону открытого океана и в направлении к Курильской гряде концентрация взвеси на поверхности падает, составляя 1,3—2,5 *г/м*^{3}. Даже у самых берегов и в проливах Курильских островов содержание взвеси находится в пределах 1,4—4 *г/м*^{3}. Зона максимальных содержаний взвеси проходит здесь приблизительно по оси Курило-Камчатского глубоководного желоба, на удалении 100—500 *км* к востоку от островной гряды. В северном направлении, после перерыва в 500 *км*, где наблюдения в этом рейсе отсутствовали, она снова прослеживается вплоть до Командорских островов и далее уходит в Берингово море.

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ

Данные о содержании взвеси в южной части Тихого океана получены в двух рейсах д/э «Обь», что дает возможность, по крайней мере для юго-восточной его части (районы Новозеландского подводного хребта, Тасманово море), сделать некоторые выводы о сезонных изменениях содер-

жания взвеси. Работы в первом рейсе «Оби» проводились здесь в марте — апреле (осень южного полушария) 1956 г. В третьем рейсе было выполнено два разреза по маршруту Антарктида — Новая Зеландия (в феврале и марте — лето и осень южного полушария), а затем серия галсов до Дейвисова пролива.

Основная часть материалов из южной части Тихого океана получена, таким образом, с марта по июнь, что отвечает осеннему времени (начало зимы в Антарктике относят к 1 июня). Крайние южные части океана в это время были покрыты мощным ледовым покровом, недоступным даже для «Оби».

По данным, полученным в первом рейсе «Оби» (осень), на разрезе от о-вов Балленн до Новой Зеландии содержание взвеси в поверхностных водах было в пределах 1—2 *мг/л* в южной части разреза, со снижением до 0,5—1 *мг/л* — в его центральной части и новым повышением до 1—2 *мг/л* у берегов Новой Зеландии. На разрезе от Новой Зеландии до Австралии через Тасманово море наблюдается сходная картина распределения взвеси: 1—2 *мг/л* берегов Австралии и Новой Зеландии и 0,5—1 *мг/л* в открытых частях Тасманова моря с небольшой областью повышенных концентраций в его центральной части (1—2 *мг/л*).

Пробы, полученные на том же разрезе во время третьего рейса «Оби» (с марта по июнь 1958 г.), характеризуют конец лета — осень. Естественно поэтому, что концентрация взвеси на поверхности здесь значительно ниже, чем в Индийском секторе, где работы «Оби» проходили в основном в летнее время.

Чаще всего поверхностные воды Тихоокеанского сектора Южного океана содержали в это время от 1 до 2 *мг* взвеси на 1 *л* воды. Только в двух местах близ кромки плавучих льдов концентрация взвеси оказалась в пределах от 2 до 4 *мг/л*.

К северу от 40° ю. ш. в Тасмановом море и на значительном протяжении к югу от Новой Зеландии содержание взвеси оказалось равным 0,5—1 *мг/л*. В проливе Дрейка, южнее зоны конвергенции, концентрация взвеси составляет 1—2 *мг/л*, а севернее конвергенции 0,5—1 *мг/л*.

Интересные дополнительные данные, с применением методики сбора, аналогичной нашей, были получены японской антарктической экспедицией в 1964—1965 гг. (Oshite, 1968). Работы были выполнены летом южного полушария (ноябрь — февраль) южнее Новой Зеландии и Австралии, вплоть до 150° з. д. Оказалось, что обычно в это время концентрации 0,5—1 мг/л с увеличением по мере приближения к суше, а также в зоне конвергенции до более 1 *мг/л* (максимально 2,2—2,3 *мг/л*). В Тасмановом море, а также близ зоны антарктической дивергенции, где динамический подъем глубинных вод приводит к уносу планктона и минеральных частиц, концентрация взвеси менее 0,5 *мг/л* (до 0,2—0,3 *мг/л*). Величины концентрации взвеси в общем очень близки к данным, полученным на «Оби», близка и картина пространственного распределения взвеси. В частности, на протяжении всего года выделяются прозрачными водами Тасманово море, а также обширное пятно, связанное с сильной дивергенцией близ о-вов Балленн.

МОРЯ БАССЕЙНА ТИХОГО ОКЕАНА

Берингово море. Количественное распределение взвеси в Беринговом море изучено для разных сезонов в трех рейсах «Вптязя»: в самом начале весны, когда северная часть моря была покрыта льдами (май, июнь, 1952 г., 10-й рейс), в конце лета — начале осени (сентябрь — октябрь, 1951 г., 8-й рейс) и поздней осенью — в начале зимы, когда в северной части моря появились льды (октябрь — декабрь 1953 г., 16-й рейс). Таким образом, пробы осадочного материала отбирались в Беринговом море почти на протяжении всего года — с начала мая и до декабря; из цикла па-

блюдений выпадает только четыре зимних месяца, когда море в значительной части покрыто льдом.

Важно также и то, что сборы взвеси совпадают с основными периодами вегетации фитопланктона в этой климатической зоне — наиболее интенсивным весенним цветением и более слабым — осенним; охвачено наблюдениями также и время летнего и зимнего спада вегетации. Основные данные изложены в отдельной работе (Лисицын, 1966в), здесь приводится лишь резюме.

Максимальное количество осадочного материала содержалось на поверхности Берингова моря во время весеннего цветения фитопланктона (май), особенно обильного в непосредственной близости к кромке льдов (рис. 35, *А*). Здесь концентрация взвеси достигала 10—13 *мг/л* (или *г/м*^{3}). Помимо цветения фитопланктона (диатомового), важную роль в повышении мутности вод весной в этой части моря несомненно играет и поступление паводковых вод, в особенности из р. Анадырь. В открытых частях Берингова моря концентрация взвеси в это время 1—3 *мг/л*.

В осеннее время (сентябрь — октябрь) (рис. 35, *Б*) картина распределения концентраций взвеси на поверхности резко меняется; содержание взвеси в прибрежных районах моря снижается. Анадырский залив, правда, остается областью повышенных содержаний взвеси и в это время, хотя ее концентрация намного ниже, чем весной. Поступление мутных вод из р. Анадырь отмечается по языку мутных вод (более 5 *мг/л*) в западной части залива, за кромкой льдов. На значительной части площади залива концентрация взвеси составляет 3—5 *мг/л*. Воды северной части залива,

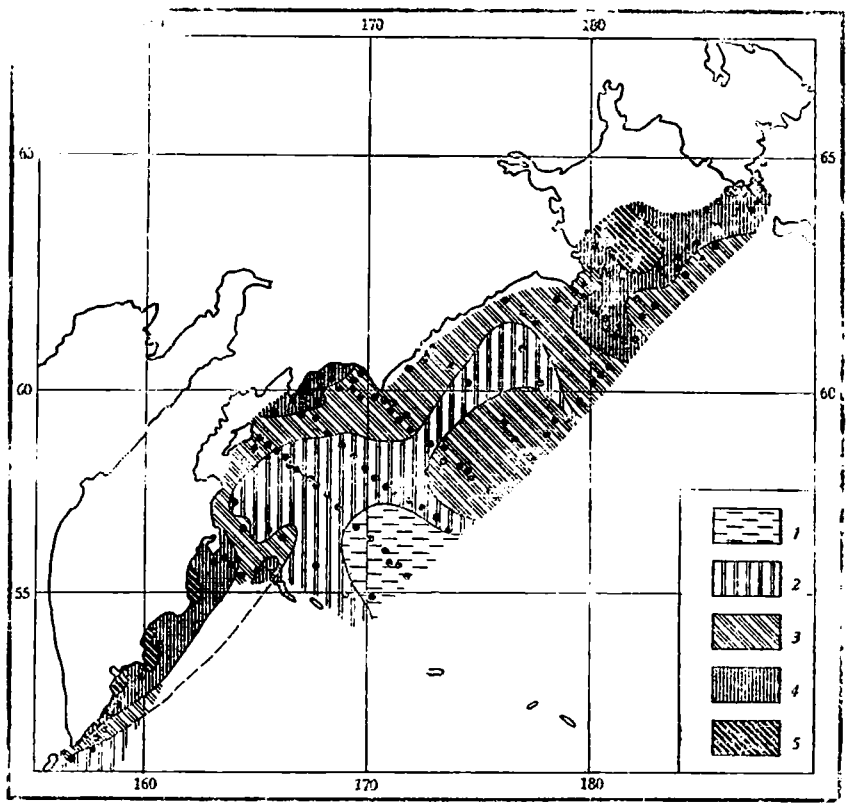
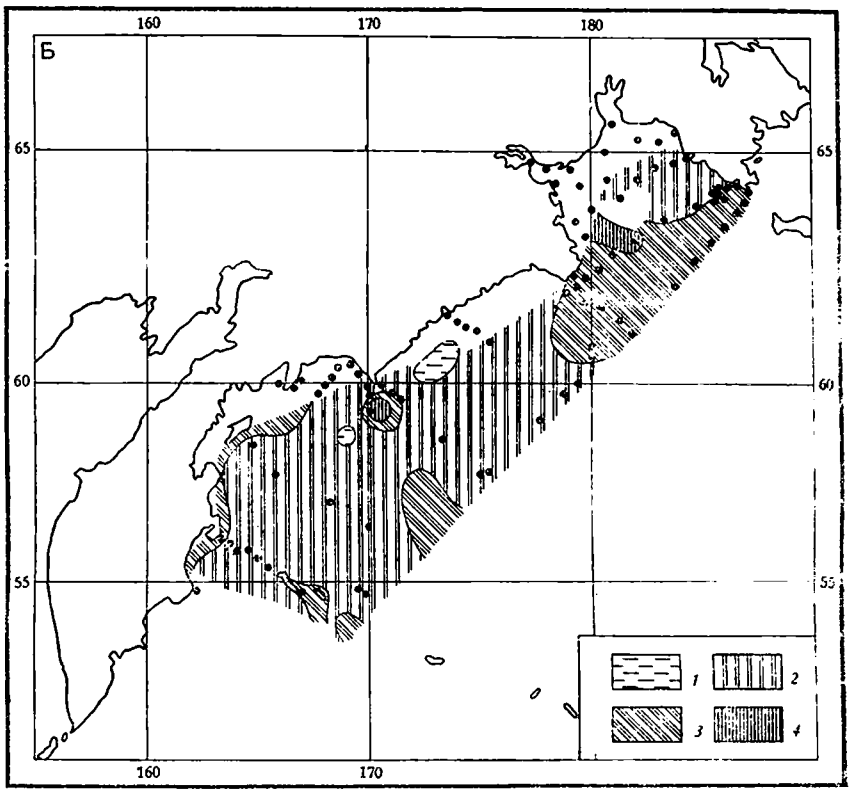
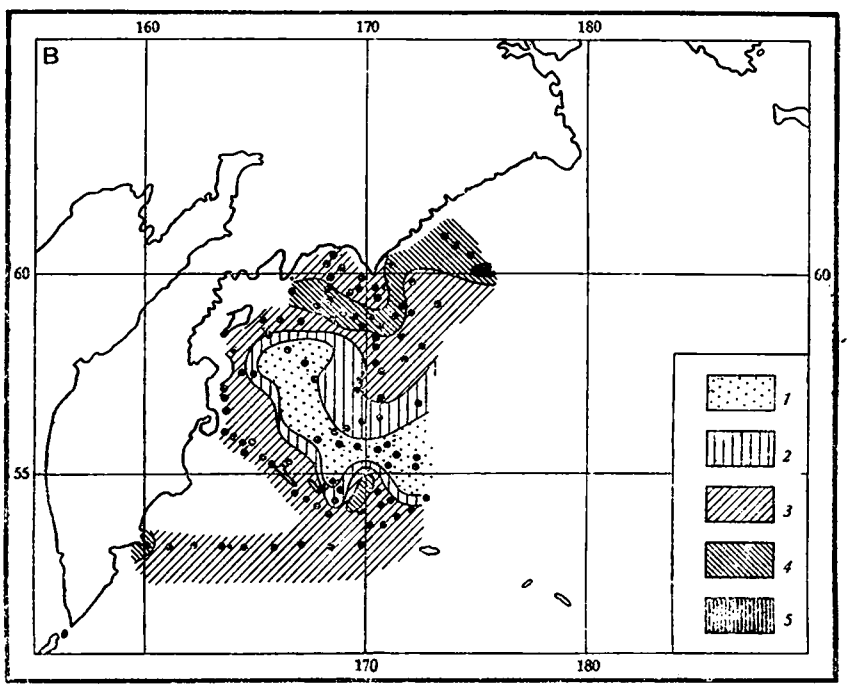


Рис. 35. Сезонные изменения количества взвеси в поверхностных водах Берингова моря (мембранная фильтрация, мг/л) (Лисицын, 1966 в)

А — весна: *1* — менее 2; *2* — от 2 до 3; *3* — от 3 до 5; *4* — от 5 до 7; *5* — более 7. *Б* — осень: *1* — менее 2; *2* — от 2 до 3; *3* — от 3 до 5; *4* — более 5. *В* — начало зимы: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1; *3* — от 1 до 2; *4* — от 2 до 4, *5* — более 4. Точками обозначены станции


Б
160
170
180
65
60
55
1
2
3
4


В
160
170
180
60
55
1
2
3
4
5

а также над глубоководными котловинами моря содержат в это время 2—3 *мг/л* взвеси.

Наконец, в начале зимы, когда кромка льдов смещается до средней части Корякского побережья и вся северная часть моря покрыта льдами (октябрь — декабрь), картина распределения взвеси снова меняется (рис. 35, *В*). Максимальные ее концентрации смещаются вместе с кромкой льдов на юг (2—4 *мг/л*). В водах северной части моря подо льдом содержание взвеси в это время в пределах 1—2 *мг/л*. В водах над глубоководными котловинами зимой содержится взвеси 1—3 *мг/л*, а местами даже менее 0,5 *мг/л*.

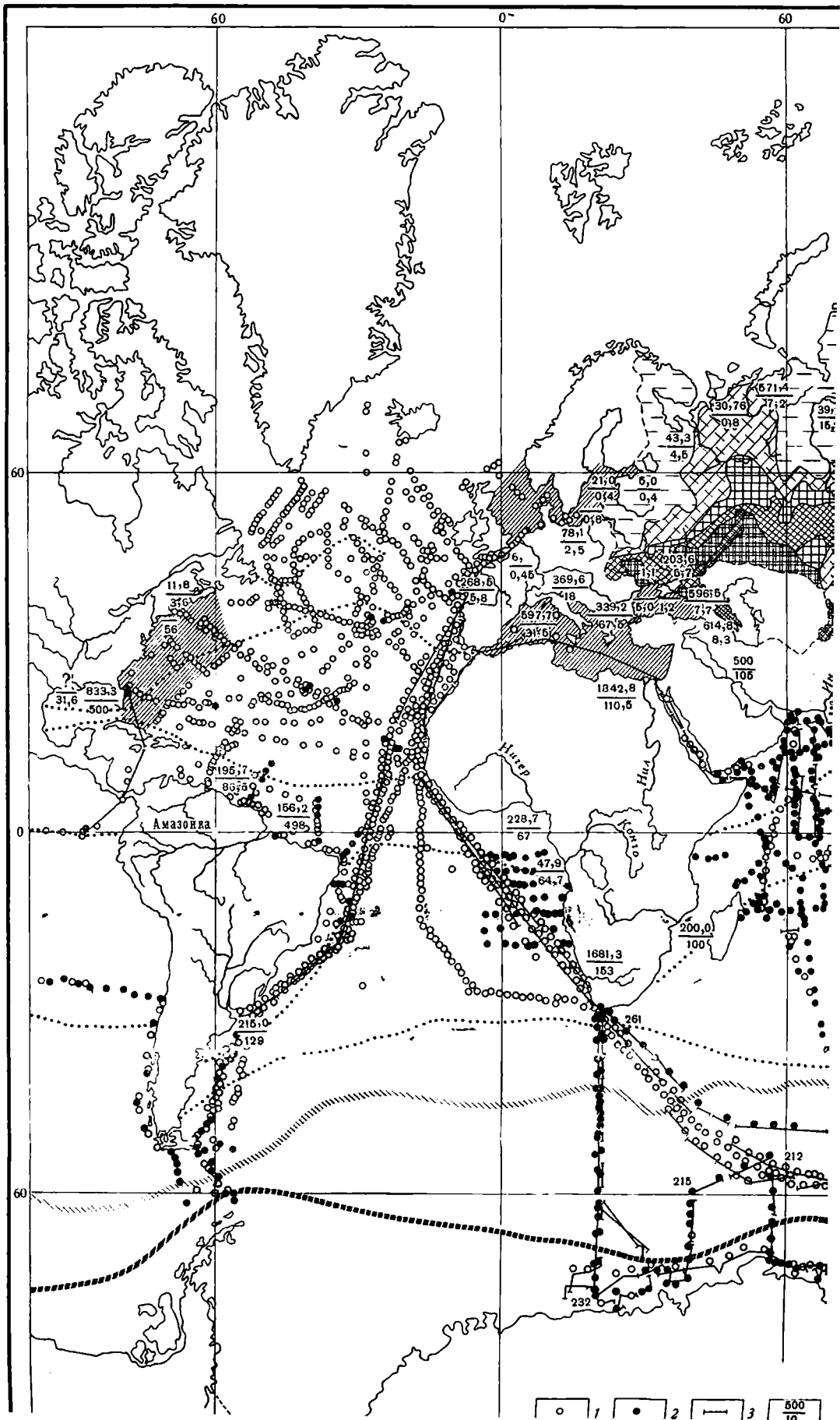
Таким образом, весной и осенью максимальные концентрации взвеси отмечаются в северной части моря, в Анадырском заливе, а также у берегов Камчатки. Здесь поступление терригенного осадочного материала из рек (Анадырь, Камчатка и др.) сочетается с весенним и осенним цветением диатомового планктона. Поздней осенью и в начале зимы концентрация взвеси резко снижается, поскольку уменьшается ее поступление и из береговых источников (замерзание рек), и вследствие слабого развития фитопланктона, в особенности в районах, покрытых льдом. Сокращается также и поступление терригенного материала за счет береговой абразии, поскольку льды гасят волны во всей северной, а также прибрежной западной частях моря. Содержание взвеси над глубоководными котловинами моря колеблется не столь резко, как на шельфе: от 0,5 до 3 *мг/л*.

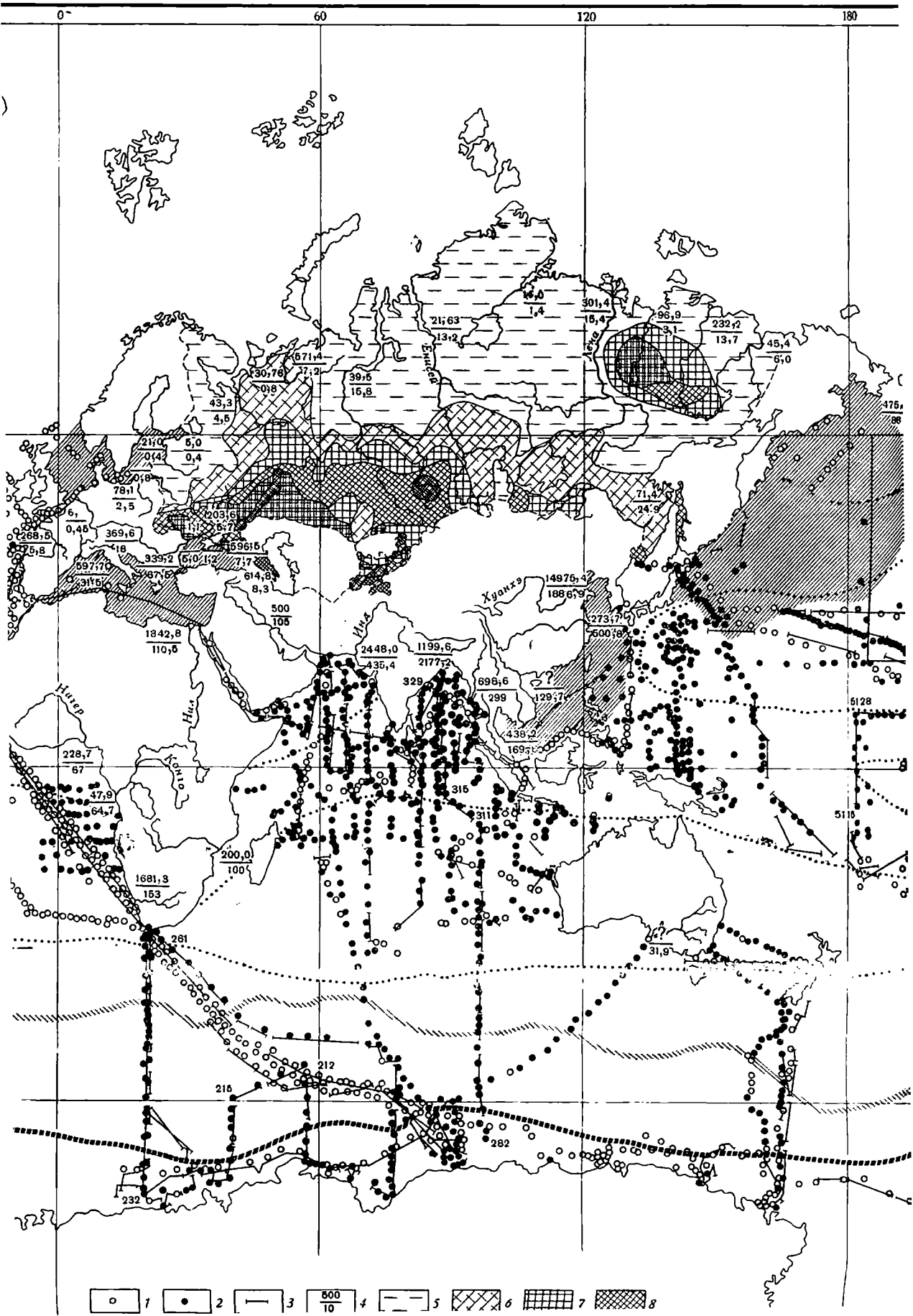
Таким образом, для количественного распределения взвеси в поверхностных водах Берингова моря типична резко выраженная сезонность. Сезонный ход концентрации взвеси вообще характерен для умеренной и холодной части гумидных зон, поскольку именно в этих зонах имеет место наиболее четко выраженный сезонный контроль всех основных источников поставки осадочного материала в море (терригенный материал, поступающий с суши и за счет абразии берегов, биогенный материал).

Восточно-Китайское и Желтое моря. Детальные работы по изучению взвеси в этом районе были выполнены в октябре — ноябре 1968 г. (Wageman and oth., 1970). Для мембранной ультрафильтрации использованы фильтры с отверстиями 0,45 *мк* (диаметр пор отечественных фильтров 0,70 *мк*). Распределение взвеси в этих морях определяется поступлением огромных количеств ее из рек Янцзы и Хуанхэ, а также множества мелких рек Корейского полуострова и Китая. Взвесь имеет размеры алеврита (размыв лёссовых толщ). Вторым важным обстоятельством является поступление в северо-восточную часть моря прозрачных вод течения Куросио. Транспортировка речной взвеси в южном и юго-западном направлении идет под влиянием холодных вод, идущих из северной части Желтого моря. Под влиянием этих факторов максимальные концентрации взвеси на поверхности (более 4 *мг/л*), отмечаются в западной части моря, а также близ берегов островов (рис. 36). Восточная часть моря, находящаяся под влиянием вод Куросио, характеризуется преобладанием прозрачных вод (менее 0,25 *мг/л*). Дополнительные исследования показали, что для западной части моря типично низкое содержание органических веществ, сгорающих при 500° С,— менее 50%, для центральной и восточной от 50 до 75%. Таким образом, преимущественно алевритовой и алевритово-пелитовый материал взвеси великих рек Китая концентрируется близ окраины материка Азии, образуя пояс шириной до 500 *км* и более. Миграция осадочного материала здесь идет в южном направлении.

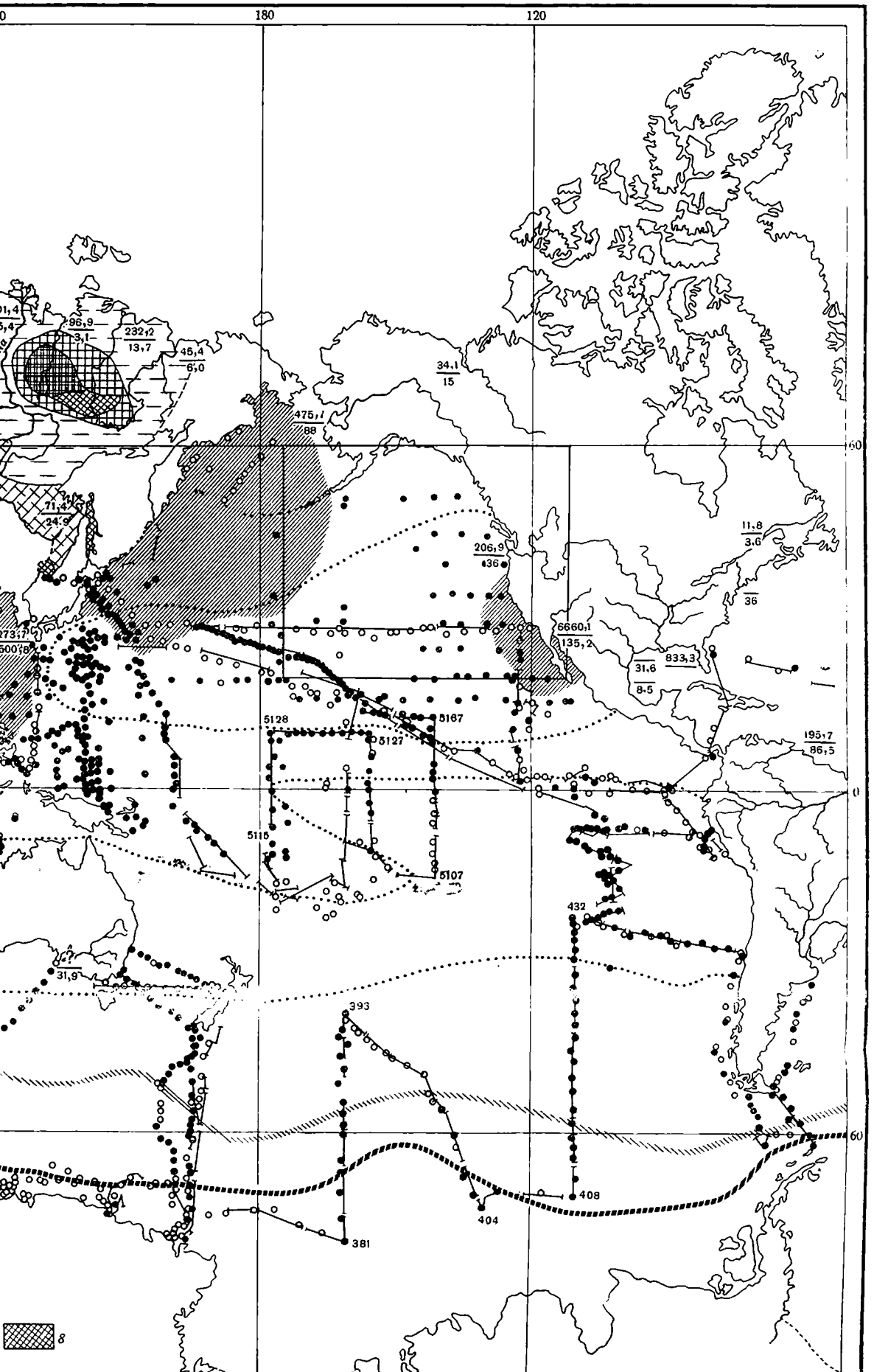
Прибрежные участки океана. Сходные значения концентраций взвеси, а также зависимость от сезонных явлений отмечены нами для Охотского моря, расположенного в условиях, близких к Берингову.

Для прибрежных районов Японии Ханаока (Hanaoka, 1958) дает следующие содержания взвеси (в поверхностном слое вод): в районе пролива Канава 0,75—3,7 *мг/л*, в районе Коноура 0,7—1,5 *мг/л*, в зал. Касаока 1,1—1,9 *мг/л*, в зал. Кайда 0,7—3,4 *мг/л*. Область высоких содержаний


60
0
60
60
0
60
Амазонка
Нигер
Нил
Конго
11,8
376
56
31,6
833,3
500
5196,7
86,8
156,2
498
215,0
5129
268,6
25,8
6,
0,45
369,6
18
597,10
31,6
21,0
0,14
0,18
78,1
2,5
6,0
0,4
43,3
4,6
571,4
7,2
30,76
0,8
203,6
339,2
5,0
1,2
596,5
7,7
614,8
8,3
167,6
1342,8
110,5
500
105
228,7
67
47,9
64,7
1681,3
153
200,0
100
261
212
215
232
1
2
3
500
10



1 2 3 500/10 4 5 6 7 8


180
120
60
0
60
475,1
88
34,1
15
45,4
6,0
232,2
13,7
96,9
3,1
71,4
24,9
206,9
436
11,8
3,6
36
6660,1
135,2
31,6
8,5
833,3
195,7
86,5
5128
5127
5167
5116
5107
432
393
408
404
381
31,9
8

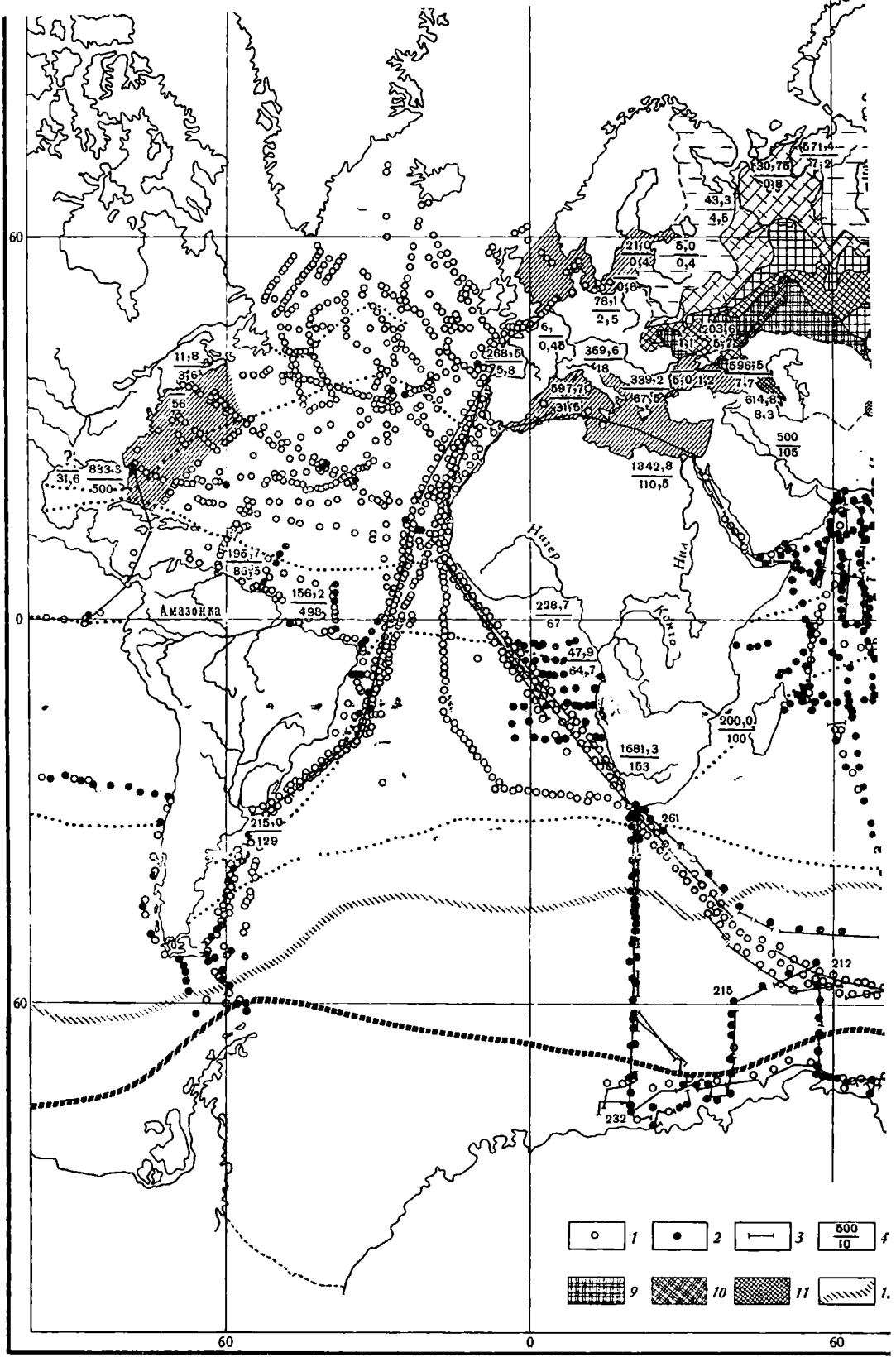
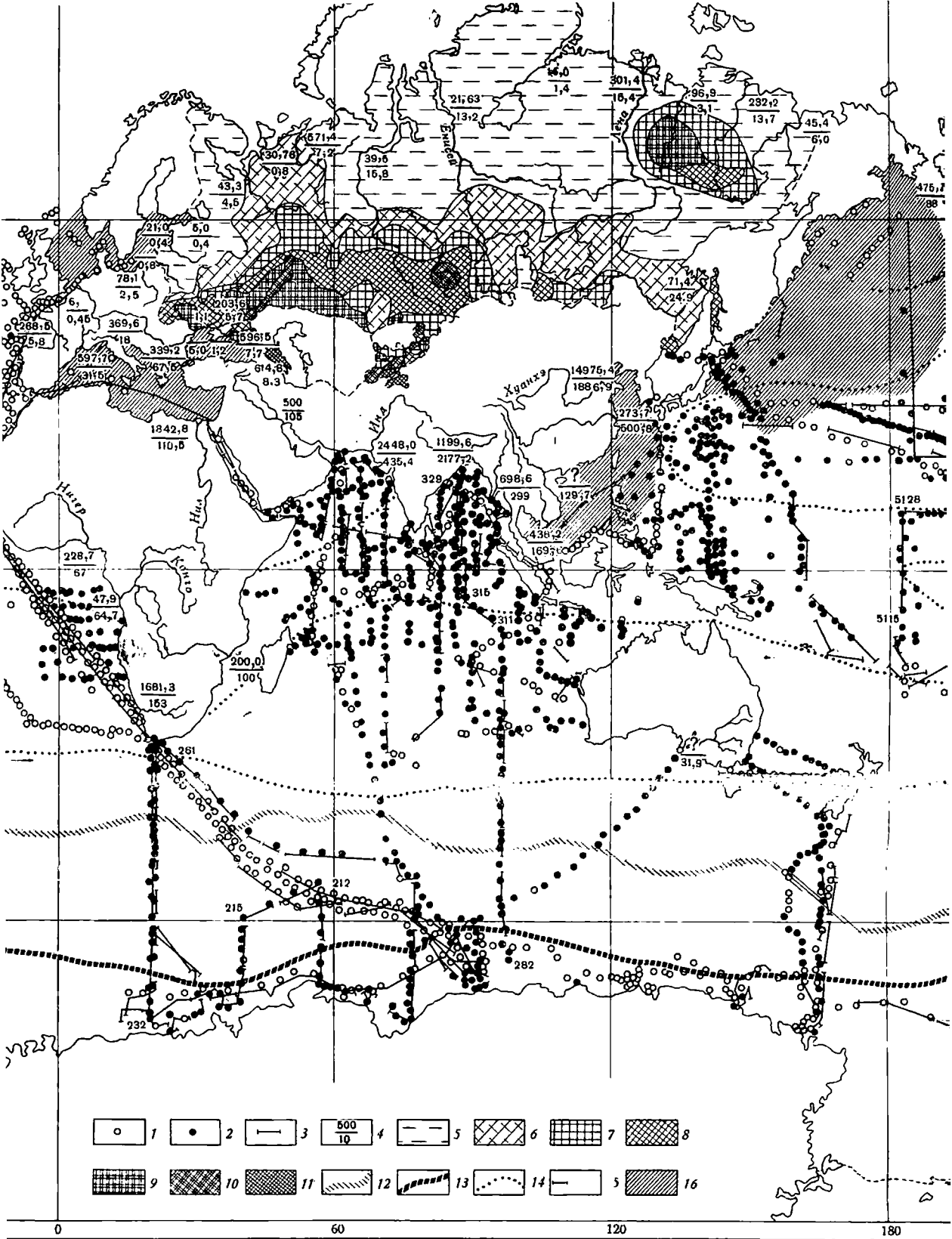


Схема VI. Карта изученности взвеси в океанах и мутности рек СССР на 1972 г.

Метод мембранной ультрафильтрации: *1* — пробы поверхностного слоя, *2* — пробы на вертикальных разрезах. Метод сепарации: *3* — участки сбора проб. Сток крупнейших рек: *4* — жидкий (числитель, *км³/год*) и взвешенный (знаменатель, млн. *т/год*)

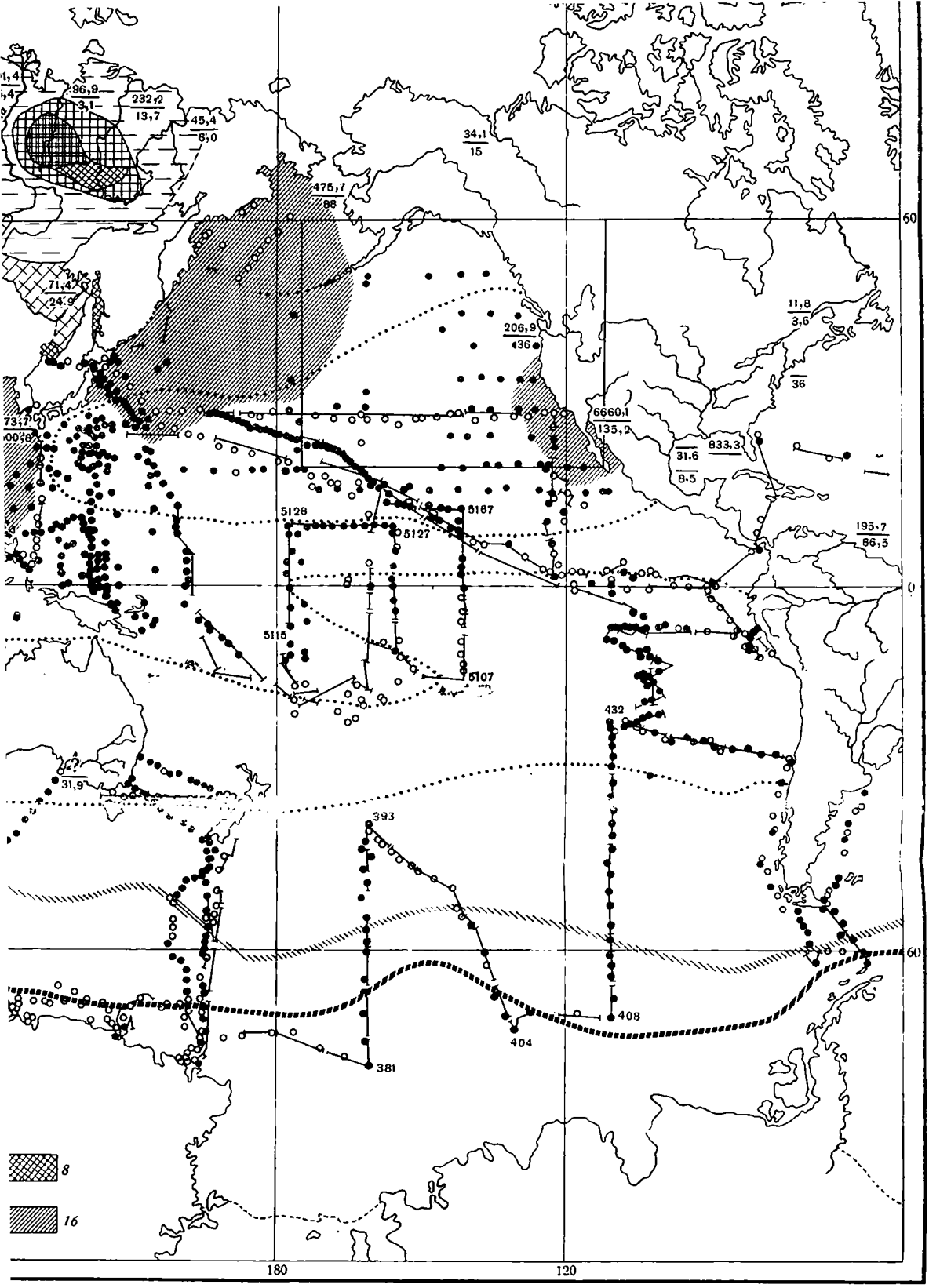
А. П. Лисицын



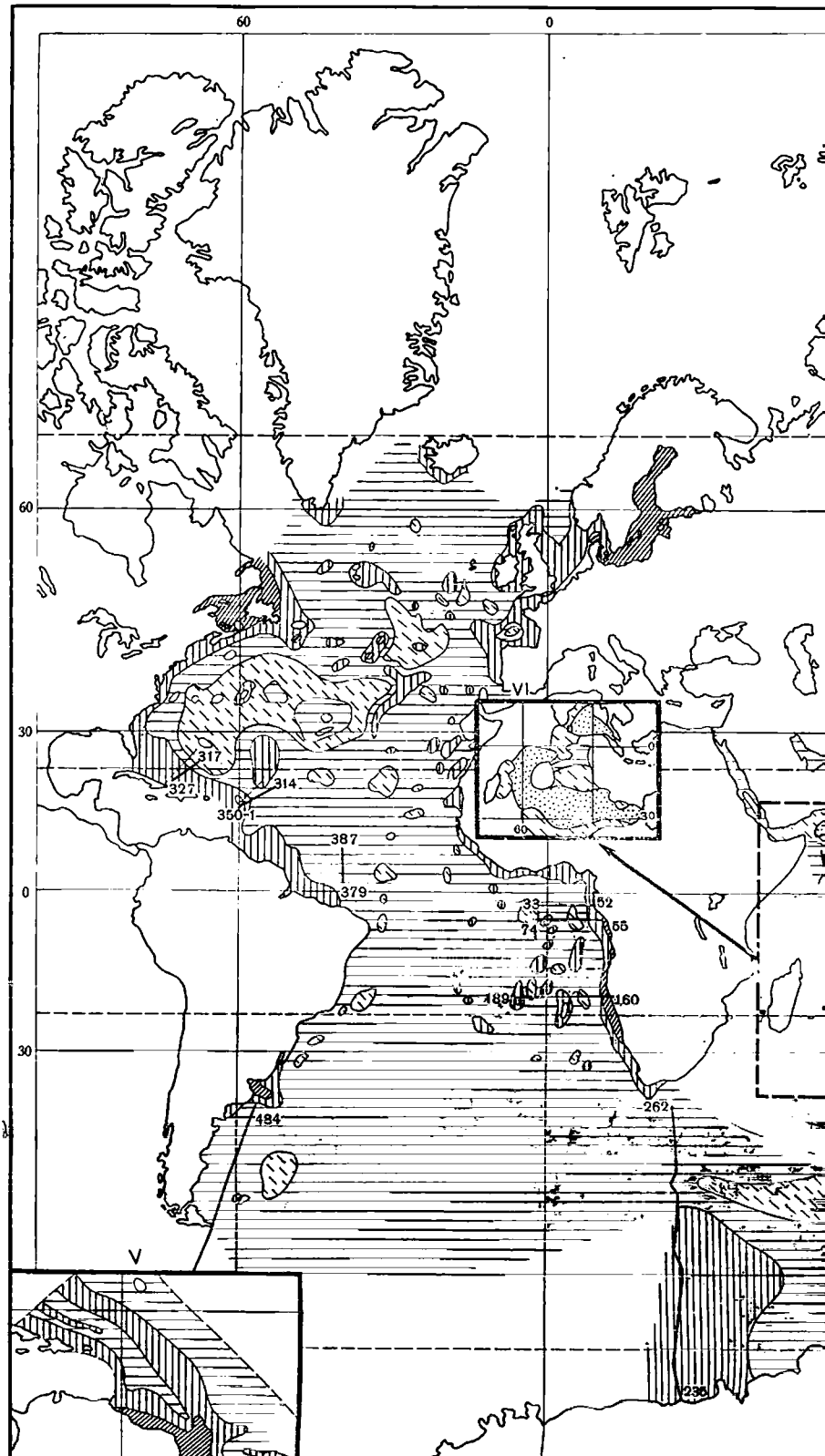
мутности рек СССР на 1972 г.

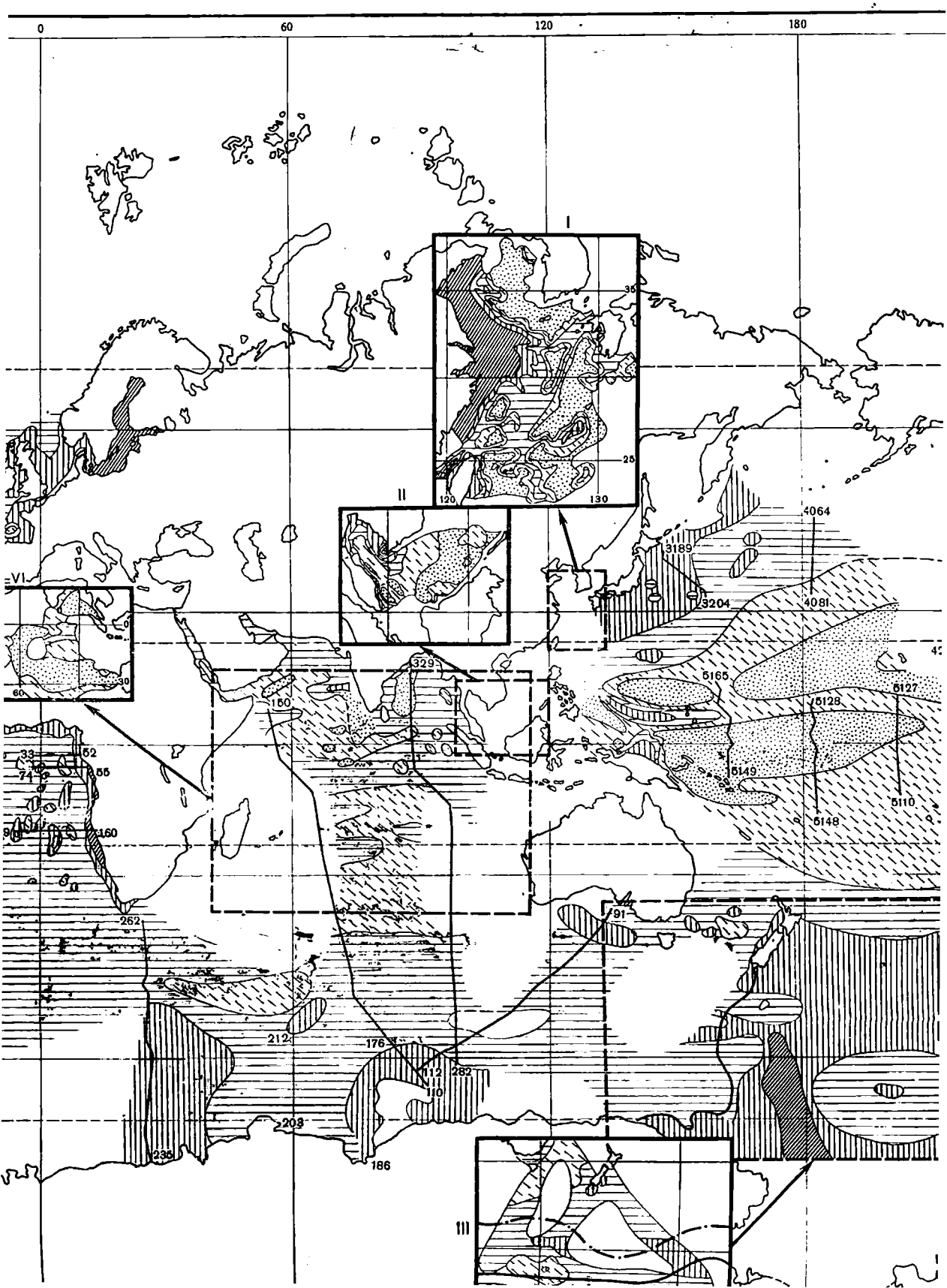
ции: *1* — пробы поверхностного слоя, рации: *3* — участки сбора проб. Сток км³/год) и взвешенный (знаменатель,

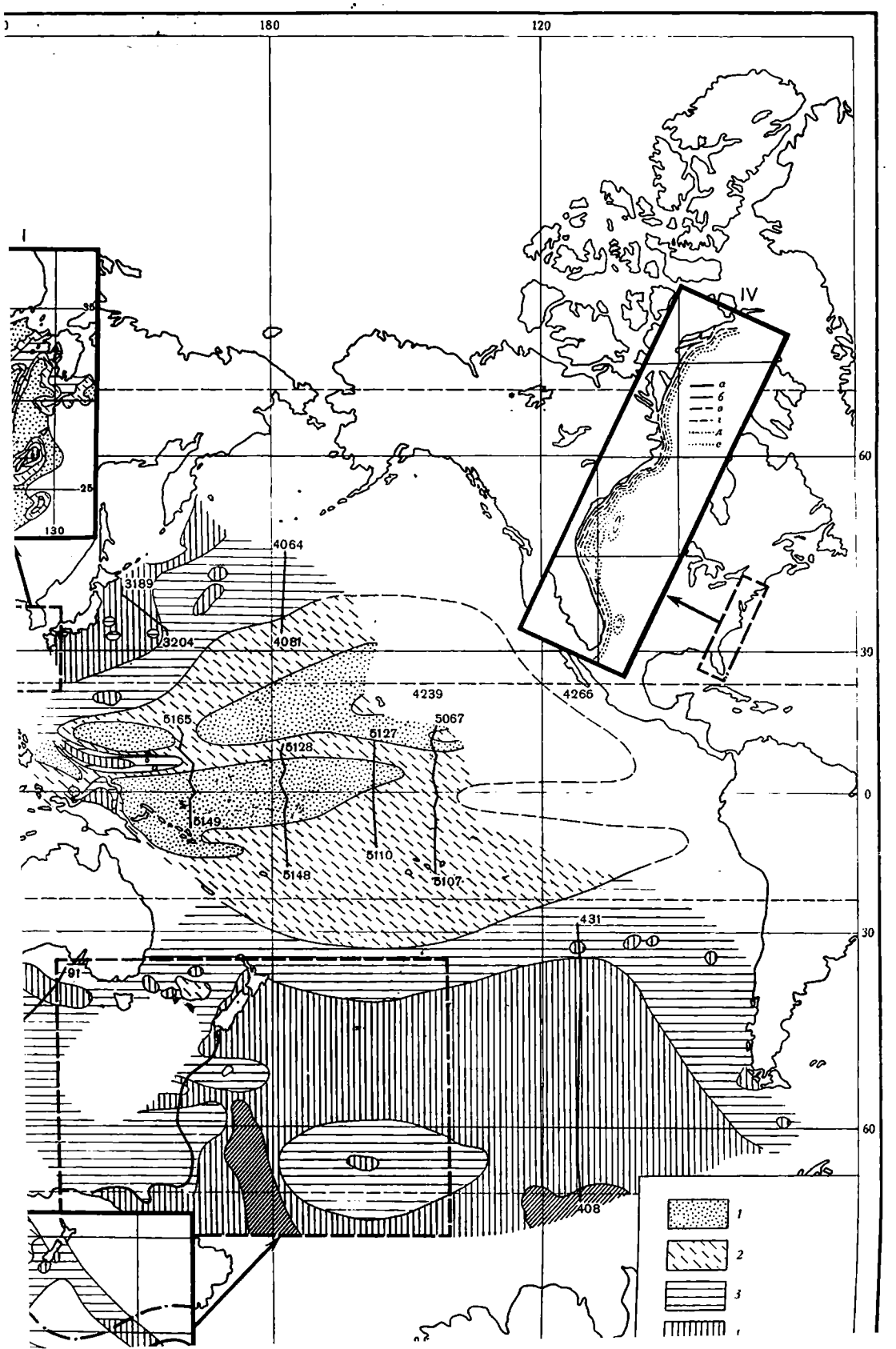
Зоны мутности рек СССР (по Шамову, 1948), *мг/л*: *5* — менее 25; *7* — от 50 до 100; *8* — от 100 до 250; *9* — от 250 до 500; *10* — от 500 до 1000; Прочие обозначения: *12* — зона антарктической конвергенции; *13* ческой дивергенции; *14* — границы основных климатических зон; *15* — линии с номерами конечных станций; *16* — районы детальных исследований



; P (по Шамову, 1948), *мэ/л*: *5* — менее 25; *6* — от 25 до 50;
); *9* — от 250 до 500; *10* — от 500 до 1000; *11* — более 1000.
— зона антарктической конвергенции; *13* — зона антаркти-
основных климатических зон; *15* — линии основных разрезов
— районы детальных исследований


60
0
60
30
0
30
VI
317
327
314
350-1
387
379
33
52
74
55
189
160
484
262
V
236


0
60
120
180
I
II
III
VI
35
25
120
130
60
30
4064
3189
3204
4081
329
150
5165
5128
5127
5149
5110
5148
33
62
74
55
160
262
91
212
176
112
282
110
203
238
186


180
120
I
IV
60
30
0
30
60
4064
3189
3204
4081
4239
4266
5165
5067
5127
5128
5149
5110
5148
5107
431
91
408
1
2
3
4

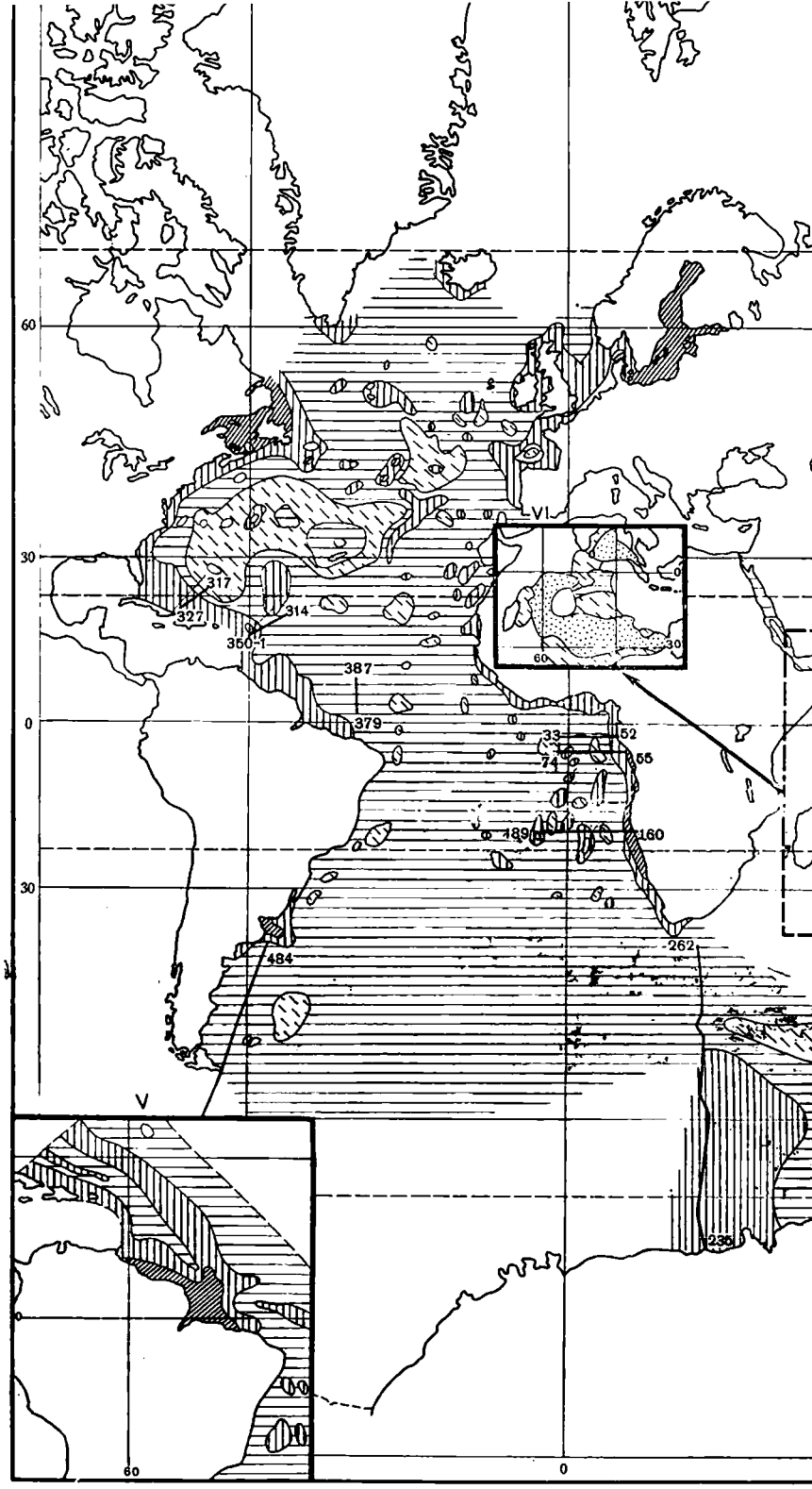
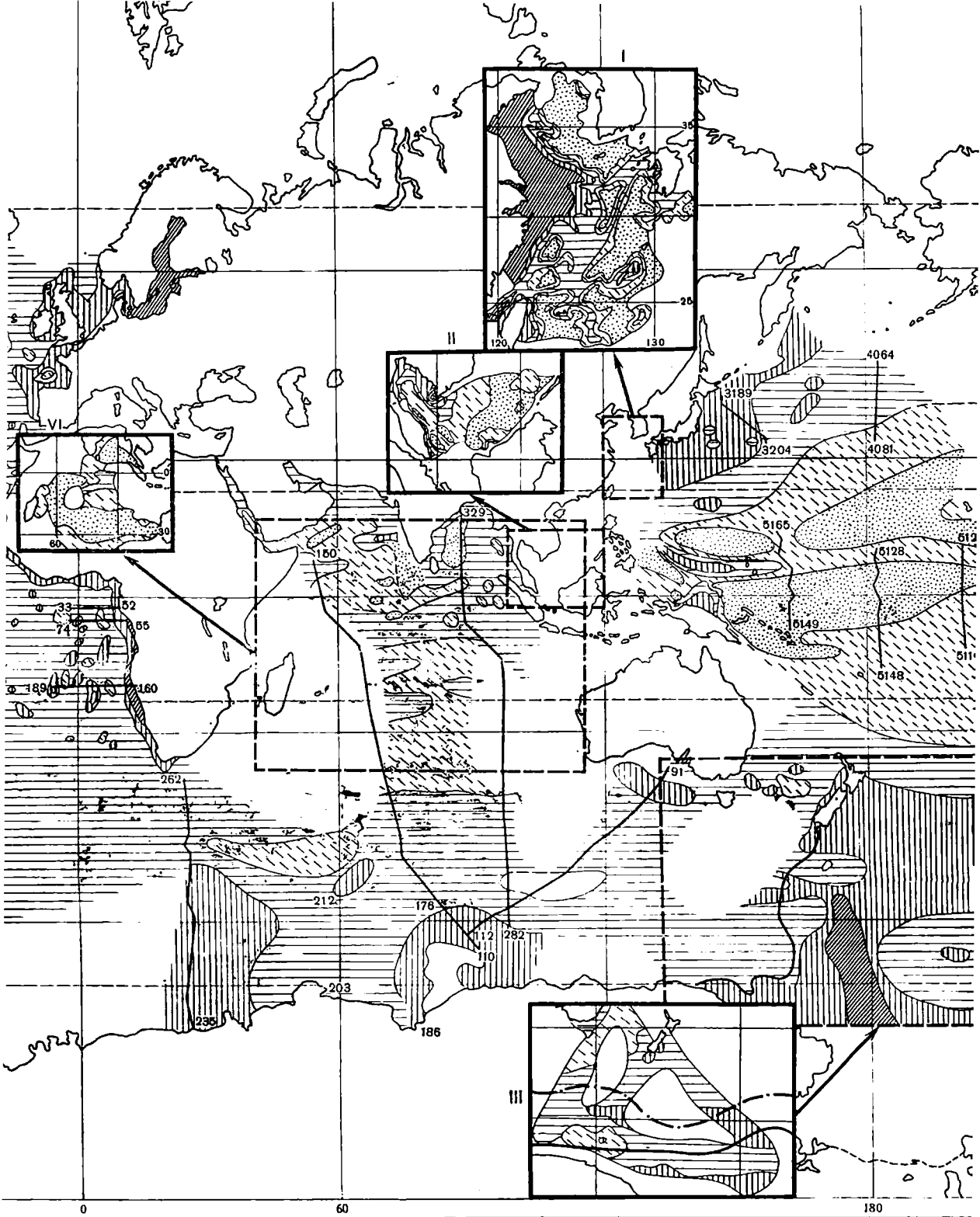


Схема VII. Количественное распределение взвеси в поверхностных водах М океана по данным мембранной ультрафильтрации

Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,25; *2* — от 0,25 до 0,5; *3* — от 0 *4* — от 1,0 до 2,0; *5* — более 2,0. Линиями показаны основные разрезы с номерами конеч ций.

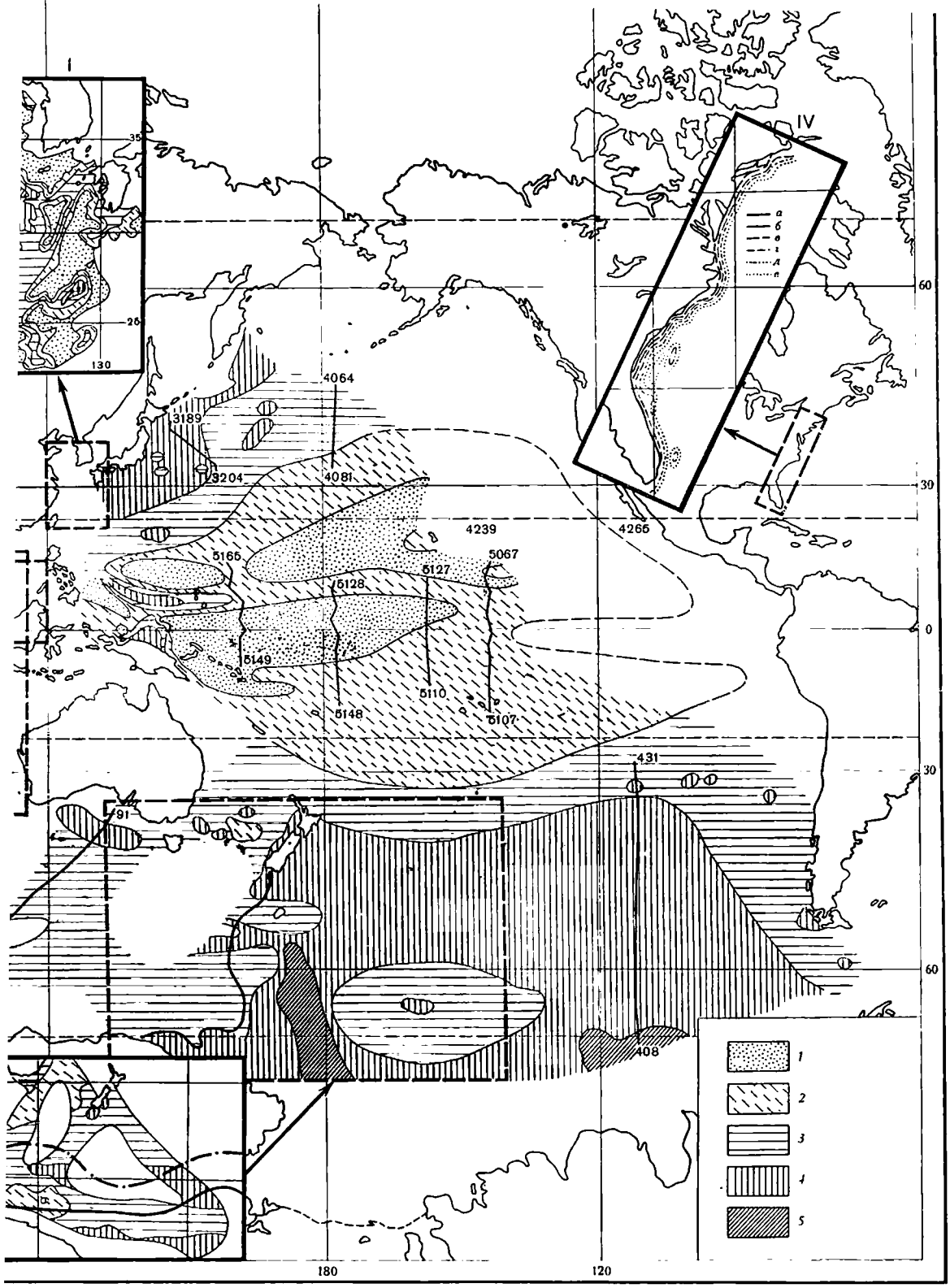
Врезки: I — Восточно-Китайское и Желтое моря, октябрь — ноябрь 1968 г. (Wageman



е взвеси в поверхностных водах Мирового
ьтрации

снее 0,25; *2* — от 0,25 до 0,5; *3* — от 0,5 до 1,0;
заны основные разрезы с номерами конечных стан-

ря, октябрь — ноябрь 1968 г. (Wageman and oth., 1970); II — Южно-Китайское море (Parke and oth., 1971); III — Южная час
кабрь 1967 — февраль 1908 г. (Oschite, 1968); IV — Атлантическое побереж
1965 г. (Manheim and oth., 1970). Концентрация взвеси, *мг/л*: *а* -
1,0; *г* — 0,5; *д* — 0,25; *е* — 0,125; V — западная часть Атлантического ок
1973); VI — северная часть Индийского океана.



тайское море (Parke and oth., 1971); III — Южная часть Тих ого океана, де-
ь 1968 г. (Oschite, 1968); IV — Атлантическое побережье, США, май — июнь
and oth., 1970). Концентрация взвеси, *мг/л*: *а* — 4,0; *б* — 2,0; *в* —
25; *е* — 0,125; V — западная часть Атлантического океана (Лисицын и др.,
часть Индийского океана.

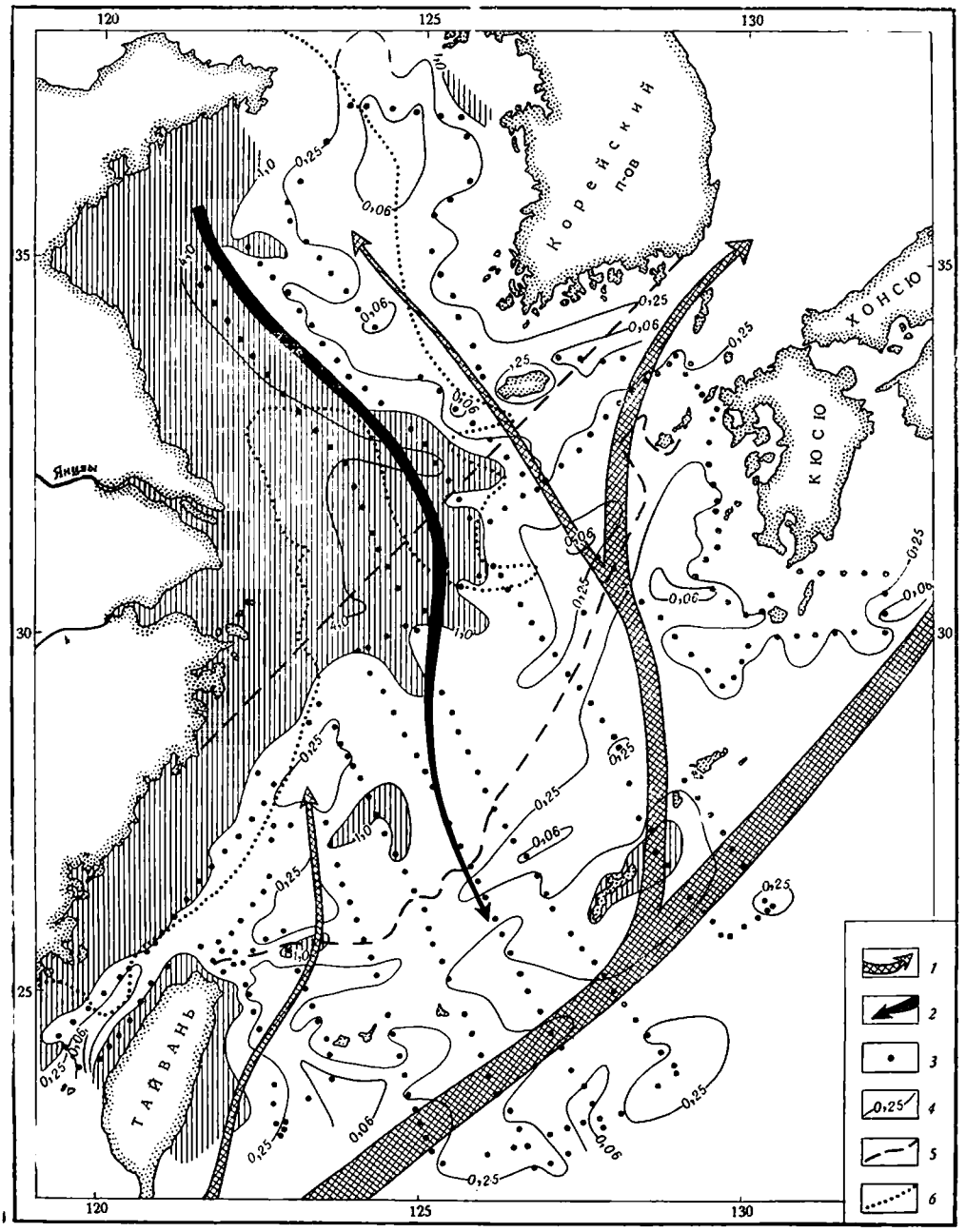


Рис. 36. Количественное распределение взвеси (в *мг/л*) в поверхностных водах Восточно-Китайского и Желтого морей (октябрь — ноябрь 1968 г.). Составлено автором по данным Вагемана и др. (Wageman and oth., 1970)

1 — поступление прозрачных вод Куросио; *2* — поступление холодных вод из Желтого моря; *3* — станции; *4* — изолинии концентрации взвеси; *5* — край шельфа; *6* — граница распространения алевритовых осадков

взвеси проходит намного восточнее Японии (концентрация 1—2,5 *мг/л*), что связано с распространением вод теплого течения Куросио и возникновением дивергенции. Здесь же отмечаются и высокие биомассы фитопланктона, что обеспечивает поступление во взвесь значительного количества биогенного материала.

Значительный выступ мутных вод отмечается к востоку от Филиппинских островов; он связан с областью возникновения экваториального противоречия и сопряженной с ним дивергенцией, сюда же заходят ветви южного и северного пассатных течений.

На фоне пониженных содержаний взвеси в западной части Тихого океана отмечается еще один язык высоких концентраций, протягивающийся к северу от о. Новая Гвинея. Его возникновение связано с наличием в этом районе очень сильных течений, которые идут в западном и северо-западном направлении из Кораллового моря и из центральных частей океана (Южное Пассатное течение). Наряду с увеличением биологической продуктивности вод в этом районе отмечается вынос мутных прибрежных вод на значительные расстояния от о. Новая Гвинея.

* * *

Если оставить детали, то из рассмотрения карты количественного распределения взвеси в поверхностных водах Тихого океана вытекают интересные закономерности. Основных областей максимальных концентраций взвешенного вещества в этом океане три; две из них приходятся на его северную и южную части. Третья зона повышенных концентраций располагается вдоль экватора, однако она выражена не на всем его протяжении, а только в восточной части.

Отмечается также и вторая закономерность — повышение концентрации взвеси по мере приближения к берегам. При этом оказывается, что разные берега по-разному влияют на концентрацию взвеси: в аридных зонах их влияние минимально, что хорошо видно на примерах Австралии и Южной Америки, где концентрация взвеси 0,5—1 *мг/л*, типичная для открытых частей океана, обнаруживается у самых берегов. Наоборот, приближение к берегам гумидных зон вызывает резкое возрастание концентрации взвеси, что хорошо видно в западной части океана (от Камчатки до Японии) и особенно в Беринговом и Охотском морях.

Рассматривая наиболее крупные области высоких концентраций взвеси в Тихом океане,— две периферических и одну экваториальную,— можно заметить, что они разделены обширным пространством, где содержание взвеси в водах от 0,25 до 0,5 *мг/л*, а местами и ниже 0,05 *мг/л*. Этих зон минимальных концентраций, две, их крайние границы 30—40° с. ш. и ю. ш. Можно заметить, что протяженность зон высоких и низких концентраций широтная и что они тесно связаны с основными климатическими зонами Тихого океана. Эти зоны по классификации, принятой в литологии,— гумидные (северная, южная и экваториальная), для которых типичны высокие концентрации взвеси, и аридные (северная и южная), в которых концентрация взвеси минимальна. Таким образом, на примере Тихого океана может быть подмечена тесная связь концентрации взвешенного осадочного материала с климатической зональностью. Как будет показано ниже, эти связи не прямые, а косвенные.

Вывод о связи количественного распределения осадочного материала в Тихом океане с климатической зональностью чрезвычайно важен для понимания закономерностей перемещения и накопления осадочного материала на нашей планете. Такой вывод трудно сделать при изучении отдельных морских водоемов, поскольку эти водоемы по своим размерам обычно приходятся на одну, редко на две климатические зоны. Крупнейший же из водоемов нашей планеты, Тихий океан, охватывает почти все климатические зоны.

Можно заметить также и то, что границы между областями различ-

ных содержаний взвеси в поверхностных водах океана не идут строго широтно, в ряде мест они более или менее отклоняются от генерального простирания, что можно видеть, в частности, в северо-западной части океана, в зоне течений Куросио и Оясио. Эти отклонения связаны с положением основных течений и фронтальных зон и также закономерны.

Целый ряд интересных особенностей количественного распределения взвеси более детально описан ранее (Лисицын, 1955, 1958а, в; 1959б, 1960в, 1961а, в, с, 1962б, в, 1964, 1966в; Лисицын и др., 1966, и др.), здесь же существенно резюмировать то, что количественное распределение взвеси в поверхностном слое вод Тихого океана подчиняется климатической и циркумконтинентальной зональностям. Далее мы увидим, что эти закономерности не являются особыми чертами Пацифики, они прослеживаются во всех океанах, а также и в морях. Если их сопоставить по зонам, они отражают специфику глобальных природных зон.

Интересно далее проследить, сохраняются ли отмеченные для поверхностных вод океана закономерности количественного распределения взвеси в связи с климатической и циркумконтинентальной зональностью также и в глубинных водах.

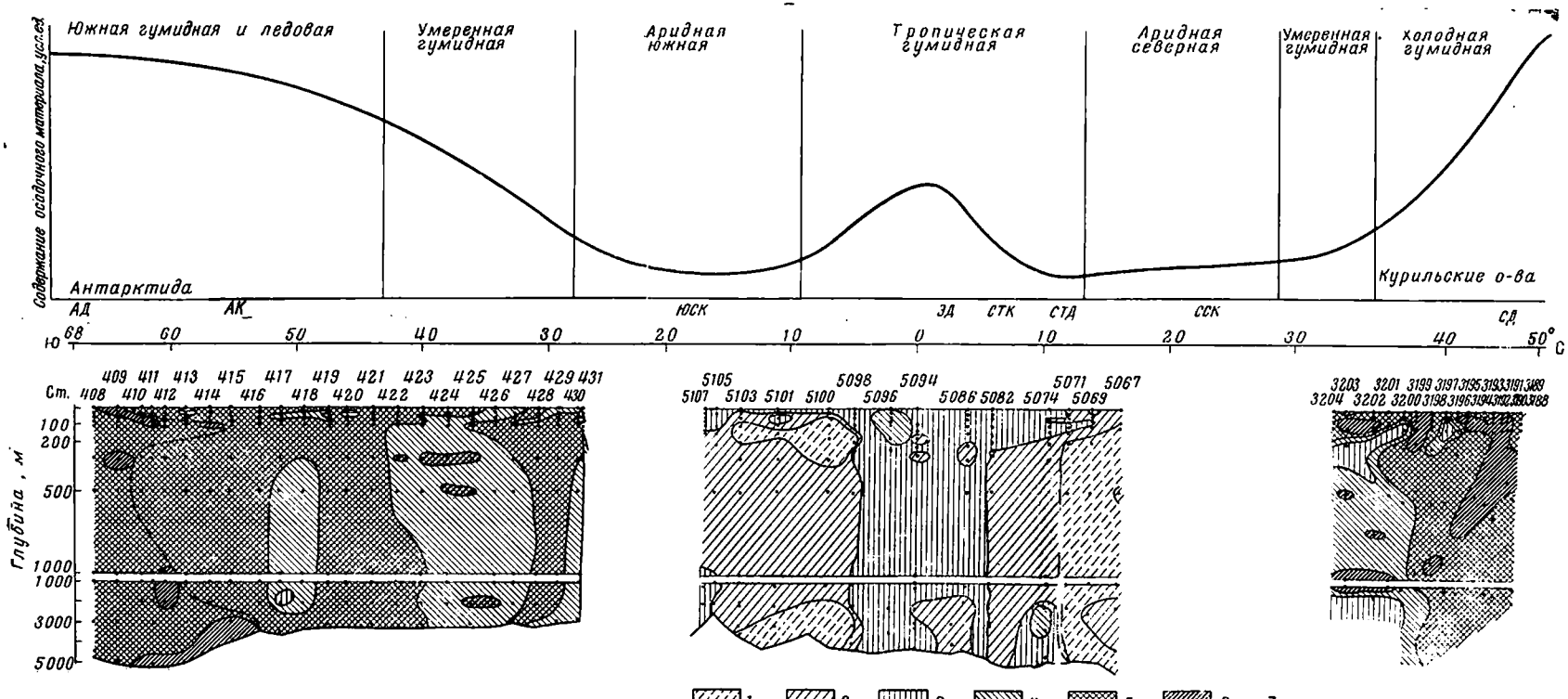
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ ПО ВЕРТИКАЛИ

СОБСТВЕННО ТИХИЙ ОКЕАН

Количественное распределение взвеси по вертикали в Тихом океане отличается еще большей сложностью, чем на поверхности. Это связано с пространственной и временной (сезонной) неравномерностью поступления взвеси в поверхностный слой вод океана. В ряде случаев имеет место поступление мутных или, наоборот, прозрачных вод в глубинные слои океана (сброс тонкого осадочного материала с шельфа, обмен между морями и океанами, глубинная циркуляция вод, приводящая к перемещению слоев прозрачных и мутных вод и др.). Важнейшую роль играют и свойства самой водной среды, особенно четко они отражены в явлении слоя скачка.

Неравномерность поступления в поверхностные слои воды имеет место как для терригенного осадочного материала (сезонный ход паводков, темп береговой абразии в связи с изменениями волнового режима на протяжении года, поступление эолового материала), так и для биогенного (сезонность вегетации). Неравномерность распределения материала во времени приводит к тому, что при осаждении на дно более крупные частицы успевают опуститься глубже, чем образованные одновременно с ними тонкие частицы. На вертикальных разрезах можно нередко видеть несколько слоев с повышенной мутностью, отвечающих весенним максимумам поступления осадочного материала за несколько лет. Как будет показано, осадочный материал, находящийся во взвеси, не является неизменным. В его составе имеются как стойкие, так и растворимые или гидролизующиеся компоненты. В особенности быстро идет распад органического вещества, а также другого биогенного материала — тонких панцирей диатомей и форминифер (Лисицын, 1955, 1961с, 1964; 1966а, б, 1969; Lisitzin, 1971а, в, 1972). Терригенный материал обычно наиболее устойчив к растворению.

Широко распространенным, повсеместным процессом, по нашим наблюдениям, является сброс тонкого осадочного материала с шельфа в область материкового склона и в периферические части котловин. Это явление было впервые замечено при изучении взвеси в Беринговом море, а также в Курило-Камчатской глубоководной впадине (Лисицын, 1955, 1959б, 1966б). Чем продуктивнее шельф с точки зрения поступления на него осадочного материала (терригенного или биогенного), тем, при прочих равных факторах, больше сброс его в область материкового склона.


Содержание осадочного материала, усл.ед.
Южная гумидная и ледовая
Умеренная гумидная
Аридная южная
Тропическая гумидная
Аридная северная
Умеренная гумидная
Холодная гумидная
Антарктида
Курильские о-ва
АД
АК
ЮСК
ЗД
СТК
СТД
ССК
СД
Ю 68 60 50 40 30 20 10 0 10 20 30 40 50° С
Ст. 408 409 410 411 412 413 414 415 416 417 418 419 420 421 422 423 424 425 426 427 428 429 430 431
Глубина, м
100
200
500
1000
1000
3000
5000
5107 5105 5103 5101 5100 5098 5096 5094 5086 5082 5074 5071 5069 5067
3204 3203 3202 3201 3200 3199 3198 3197 3196 3195 3194 3193 3192 3191 3189 3188
1 2 3 4 5 6

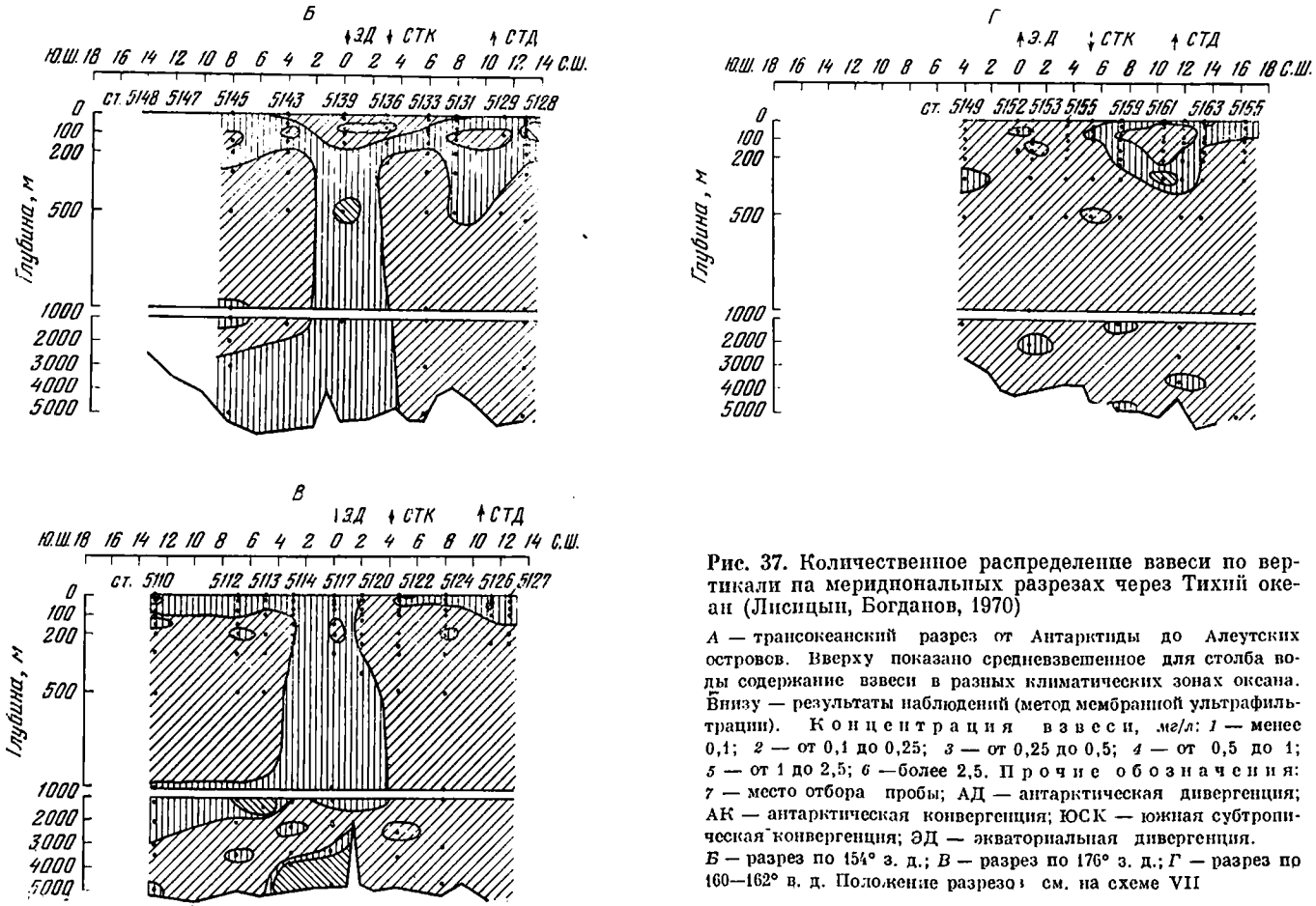


Рис. 37. Количественное распределение взвеси по вертикали на меридиональных разрезах через Тихий океан (Лисицын, Богданов, 1970)

А — трансокеанский разрез от Антарктиды до Алеутских островов. Вверху показано средневзвешенное для столба воды содержание взвеси в разных климатических зонах океана. Внизу — результаты наблюдений (метод мембранной ультрафильтрации). Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 0,25; *3* — от 0,25 до 0,5; *4* — от 0,5 до 1; *5* — от 1 до 2,5; *6* — более 2,5. Прочие обозначения: *7* — место отбора пробы; АД — антарктическая дивергенция; АК — антарктическая конвергенция; ЮСК — южная субтропическая конвергенция; ЭД — экваториальная дивергенция.
Б — разрез по 154° з. д.; *В* — разрез по 176° з. д.; *Г* — разрез по 160—162° в. д. Положение разрезов см. на схеме VII

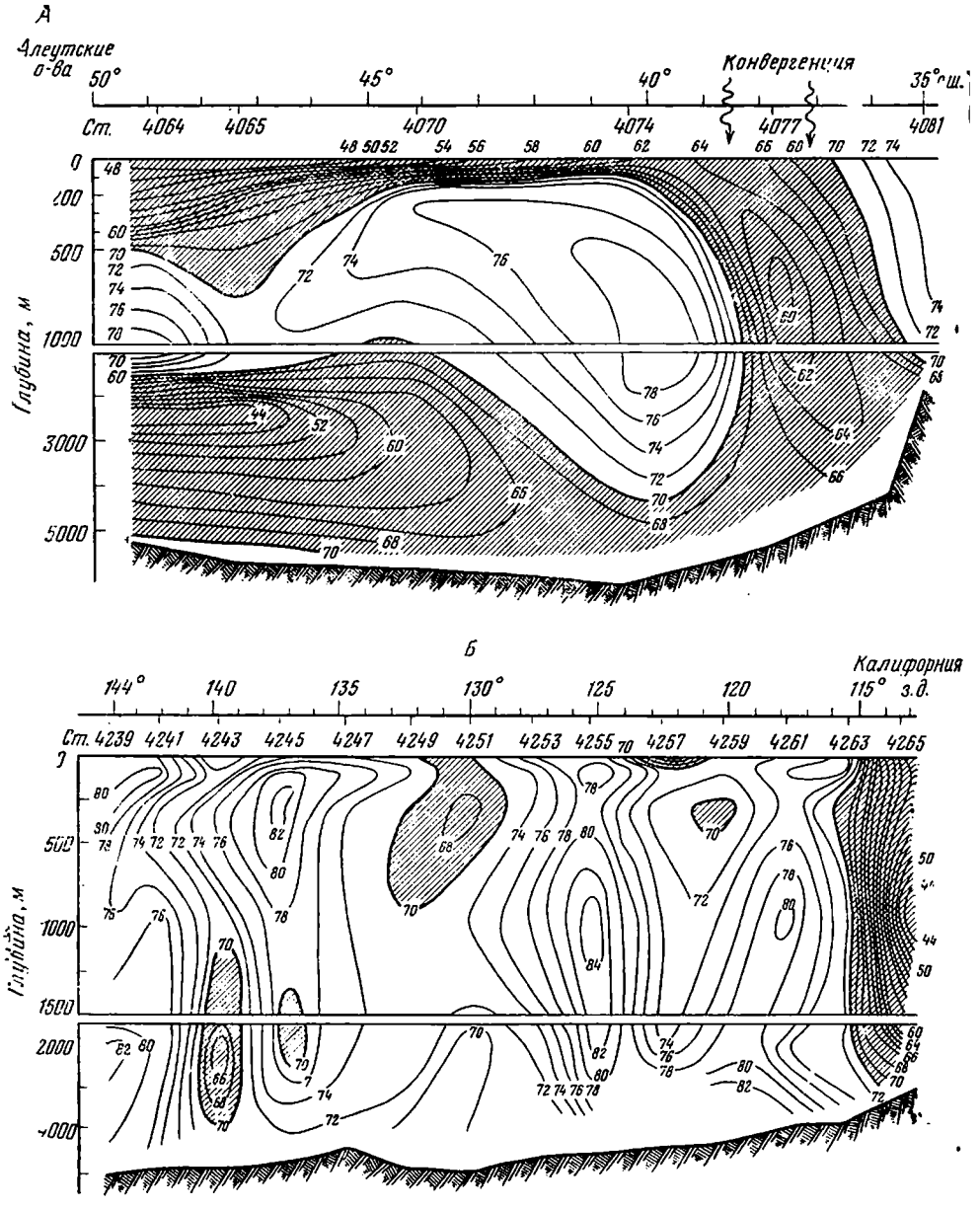
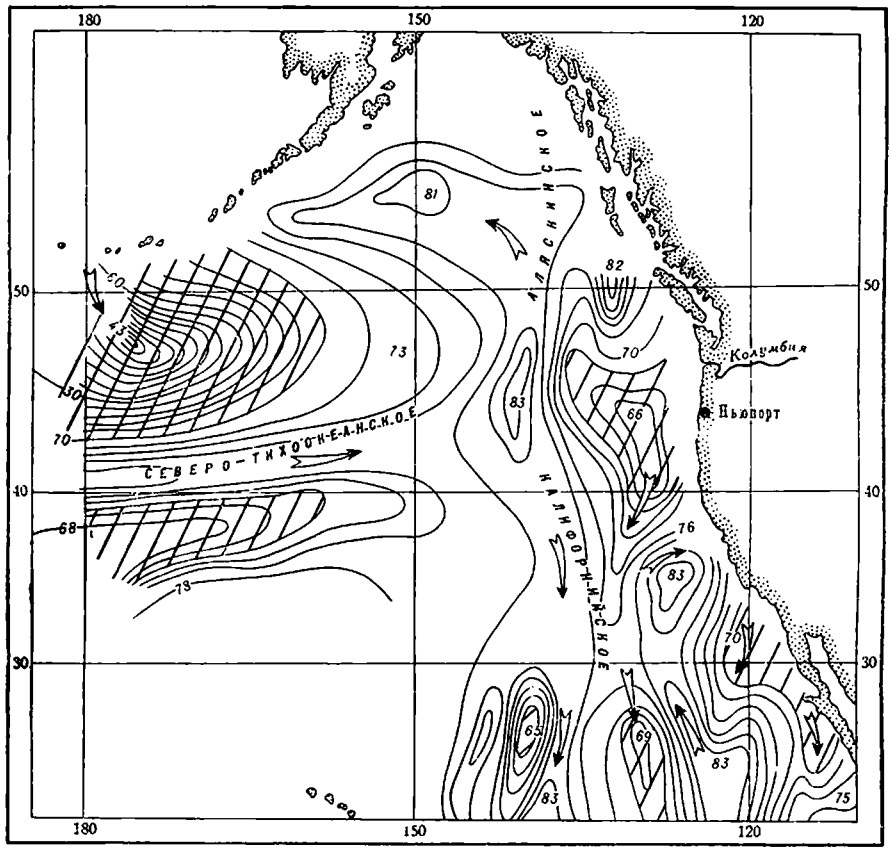


Рис. 38. Распределение взвеси в северо-восточной части Тихого океана по данным гидрооптических наблюдений (Козлянинов, Овчинников, 1961). Район работ см. на схеме VI

Прозрачность вод на разрезах: *А* — на меридиональном разрезе по 176° з. д.; *Б* — на разрезе по параллели 25° с. ш. Высокие значения соответствуют малому содержанию взвеси. Заштрихованы участки с пониженной прозрачностью (ниже 70%)

Карты прозрачности вод: *В* — на гор. 300 *м*; *Г* — на 2000 *м*. *1* — пониженная прозрачность (менее 70%); *2* — положение фронта; *3* — направление течений на буйковых станциях; *4* — предполагаемые потоки вод и перемещения осадочного материала по данным изучения прозрачности

В



Г

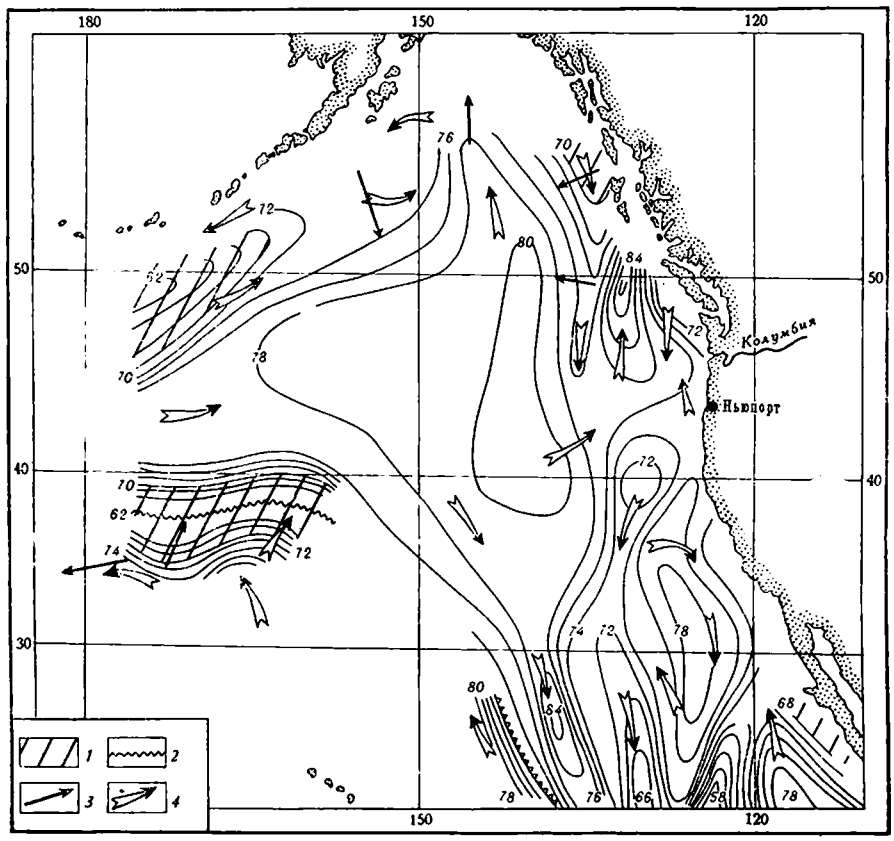


Рис. 38 (окончание)

Важное значение имеет также и вертикальное распределение фитопланктона. Главная его часть находится в верхней 100-метровой толще вод, зоне фотосинтеза, хотя отдельные живые клетки диатомей встречаются и на несколько больших глубинах, поэтому верхние 200 *м* водной толщи называют деятельным слоем. Как мы увидим, именно в этом слое картина вертикального распределения взвеси отличается особенной сложностью.

Существенным моментом является также наличие значительных неравномерностей в плотности водной толщи, особенно в пределах этого верхнего слоя. Почти повсюду в океанах и морях существует так называемый слой скачка плотности, в пределах которого происходит резкое ее возрастание. Это приводит к тому, что в океанах в колоссальных масштабах идет разделение материала взвеси, как в тяжелых жидкостях при минералогическом анализе на тяжелую и легкую фракции. Сочетание этих факторов в пространстве и времени может быть очень сложным, и ведущие из них могут меняться, что будет показано на ряде конкретных примеров.

Рассмотрение количественного распределения взвеси на трансокеанском меридиональном разрезе от Антарктиды до гумидной зоны северного полушария через все основные климатические зоны Земли показывает, что наиболее существенную роль играют климатические факторы. Именно ими и целым рядом сопряженных с ними факторов и определяется в своих главных чертах картина вертикального распределения концентраций взвеси в пелагической части океана (рис. 37).

В зонах наибольшего поступления терригенного и биогенного материала — северной, южной и экваториальной гумидных — отмечаются максимальные концентрации взвеси, причем не только на поверхности, но и во всем многокилометровом столбе воды вплоть до дна океана. В областях аридного климата концентрация взвеси во всем столбе воды сохраняется очень малой. Зона высокого содержания взвеси, которая отмечалась условно по даннным тиндалиметрических наблюдений в восточной части океана вдоль экватора, еще более четко прослеживается во всей толще вод. В области экватора здесь прослеживается как бы столб вод с высоким содержанием взвеси, которые к северу и к югу сменяются водами с очень низкими содержаниями взвеси. Приблизительно на 10° с. ш. отмечается повышение концентрации, связанное с другим подъемом вод — северной, тропической дивергенцией. На ряде меридиональных разрезов, выполненных через экваториальную зону в 34-м рейсе «Витязя», видно, что ширина экваториального столба мутных вод при движении с востока на запад вдоль экватора сокращается: на разрезе по 140° з. д. она равна 600 *км*, по 154° з. д.— 450 *км*, по 176° з. д.— 300 *км*, а на разрезе по 160—162° в. д. столб мутных вод вообще не был обнаружен. Это связано как с уменьшением с востока на запад интенсивности дивергенции и сопряженной с ней биологической продуктивности вод, так и со снижением поставки тонкого терригенного материала по мере удаления от материка. Наиболее характерны для вертикального распределения взвеси в северной части Тихого океана разрезы, сделанные в Беринговом море, а в западной части океана — в районе Курило-Камчатской впадины и Японии (14 и 19-й рейсы «Витязя»; Лисицын, 1955).

Несколько интересных разрезов прозрачности глубинных вод северовосточной части Тихого океана приводят М. В. Козлянинов и И. В. Овчинников (1961). Из них мы даем два наиболее показательных: меридиональный разрез в северной гумидной зоне — от Алеутских островов на юг (до 176° з. д.) и широтный разрез в аридной зоне от Калифорнии на запад (по 25° с. ш.) (рис. 38).

На разрезе от Алеутских островов видны два слоя пониженной прозрачности: поверхностный, связанный с развитием фитопланктона, и придонный. В нижнем слое прозрачность снижается особенно резко, что, по-

видимому, сопряжено с поступлением вод из Берингова моря. На других разрезах столь значительного понижения прозрачности на глубине не отмечалось. Снижение прозрачности (до 60%) в правой части разреза авторы объясняют возникновением местной конвергенции.

На широтном разрезе, в его левой части, от 140° до 127° з. д., располагаются воды Северо-Тихоокеанского течения (с высокой прозрачностью до 80—83%) и Калифорнийского течения (с более низкой прозрачностью 69—72%). В правой (восточной) части четко видно резкое снижение прозрачности (до 44%) в связи с приближением к берегам Калифорнии. Под действием Калифорнийского течения, направленного здесь вдоль берега, обычный язык повышенной мутности оказывается деформированным, прижатым к берегу, он превращается в почти вертикальную зону высокой мутности.

На основе изучения прозрачности вод по вертикали и сопоставления их с динамическими картами была предпринята попытка построения карты прозрачности по горизонтам с нанесением на нее данных по динамике перемещения вод и связанного с ними осадочного материала. Эти карты могут рассматриваться как схемы динамики взвешенного осадочного материала. Карты были составлены М. В. Козлянинovым и И. В. Овчинниковым (1961) для северо-восточной части Тихого океана (см. рис. 38) для горизонтов 300 и 2000 *м*.

Сопоставление карт показывает, что ряд направлений перемещения взвеси выдерживается на всех глубинах, это как бы генеральные направления переноса, они имеют региональное значение. Другие же направления резко меняются и характерны только для отдельных горизонтов.

Сходная картина миграции осадочного материала у тихоокеанских берегов США на юг была установлена много лет позже при гидрооптических исследованиях близ устья Колумбии (рис. 39). Взвешенный сток этой реки (36 млн. *т* в год) сносится от устья в южном направлении, что устанавливается комплексом гидрологических и гидрооптических исследований. Особенно четко миграция взвеси прослеживается на расстоянии 250 *км* от устья. Приведенные на рис. 39 показатели рассеяния β (45) $\times$ $\times 10^{-2}$ $(m = str)^{-1}$ прямо пропорциональны концентрации взвеси в воде. Несмотря на спорность некоторых положений, приведенные схемы могут быть использованы для изучения динамики перемещения взвешенного осадочного материала на глубинах. Сходные построения могут быть сделаны и при анализе материалов ультрафильтрации.

Чаще всего для индикации океанских вод и течений приводили данные об их прозрачности. Однако за последние годы все более широко применяется анализ рассеяния света морской водой с изучением индикатрисс рассеяния. Как было показано О. В. Капелевичем (1971), абсолютное значение рассеяния является характеристикой количественного содержания взвеси в воде, а форма индикатриссы рассеяния определяет гранулометрический состав взвеси.

Показатель рассеяния света в реальной пробе воды из океана складывается из трех основных показателей: молекулярного рассеяния водой, связанного с наличием в ней растворенных солей, рассеяния крупной взвесью и рассеяния мелкой взвесью. Было установлено, что молекулярное рассеяние составляет не более 7% от общего и может быть учтено. Оставшаяся часть рассеяния целиком определяется взвесью. При этом оказалось, что крупная взвесь (более 1—2 *мк*) определяет рассеяние под малыми углами (0—10°), мелкая — под большими углами (15—135°).

Изучение индикатрисс рассеяния показало, что в открытых частях океанов распределение крупной взвеси идет независимо от мелкой, поскольку бо́льшая часть крупной взвеси биогенная, а мелкой — терригенная. Количество частиц мелкой взвеси (менее 1 *мк*) составляет, по оптическим данным, 10^8—10^{10} в 1 *л* воды, а по данным прямых микроскопических подсчетов, которые не дают возможность учесть наиболее тонкие

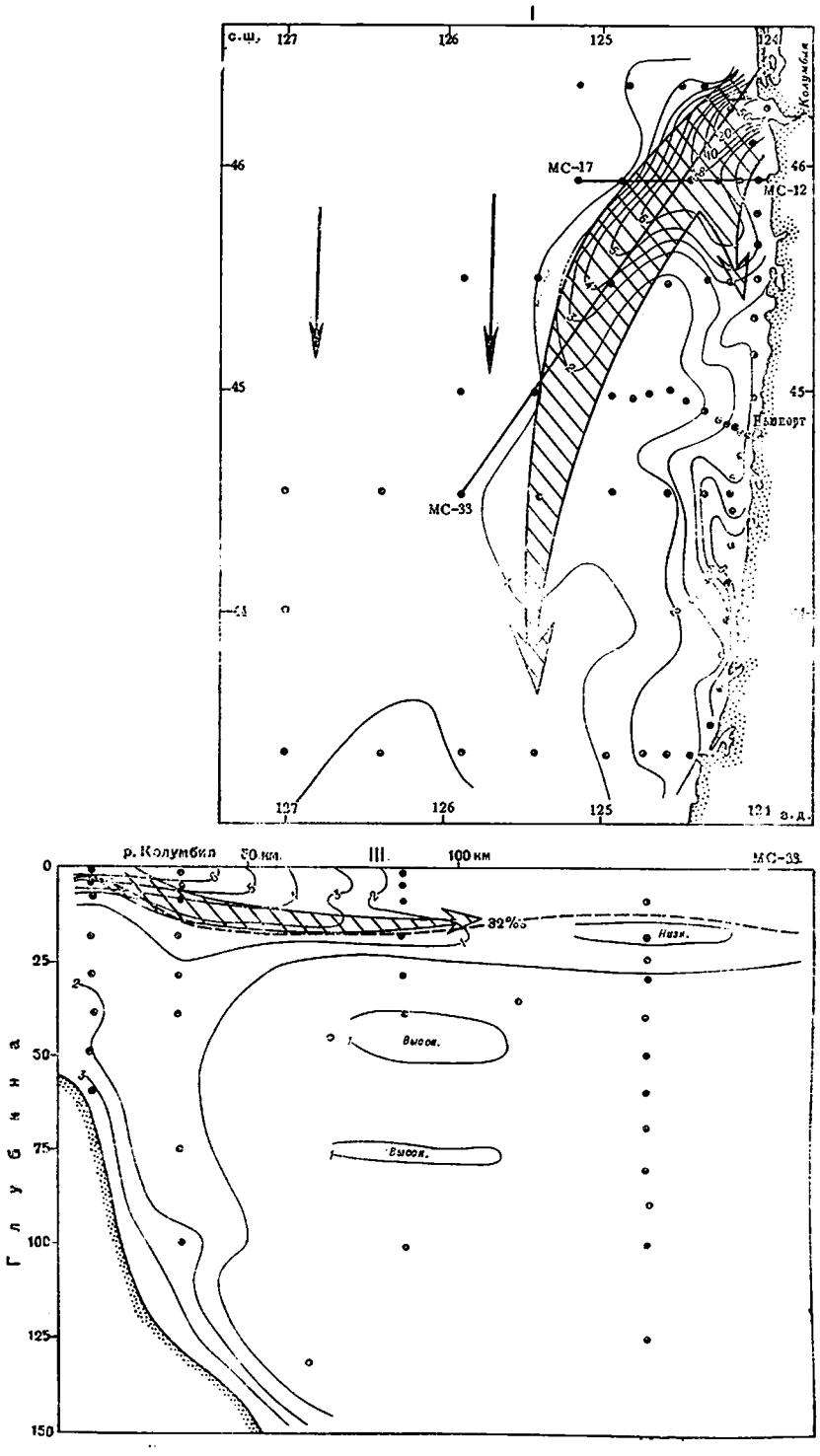
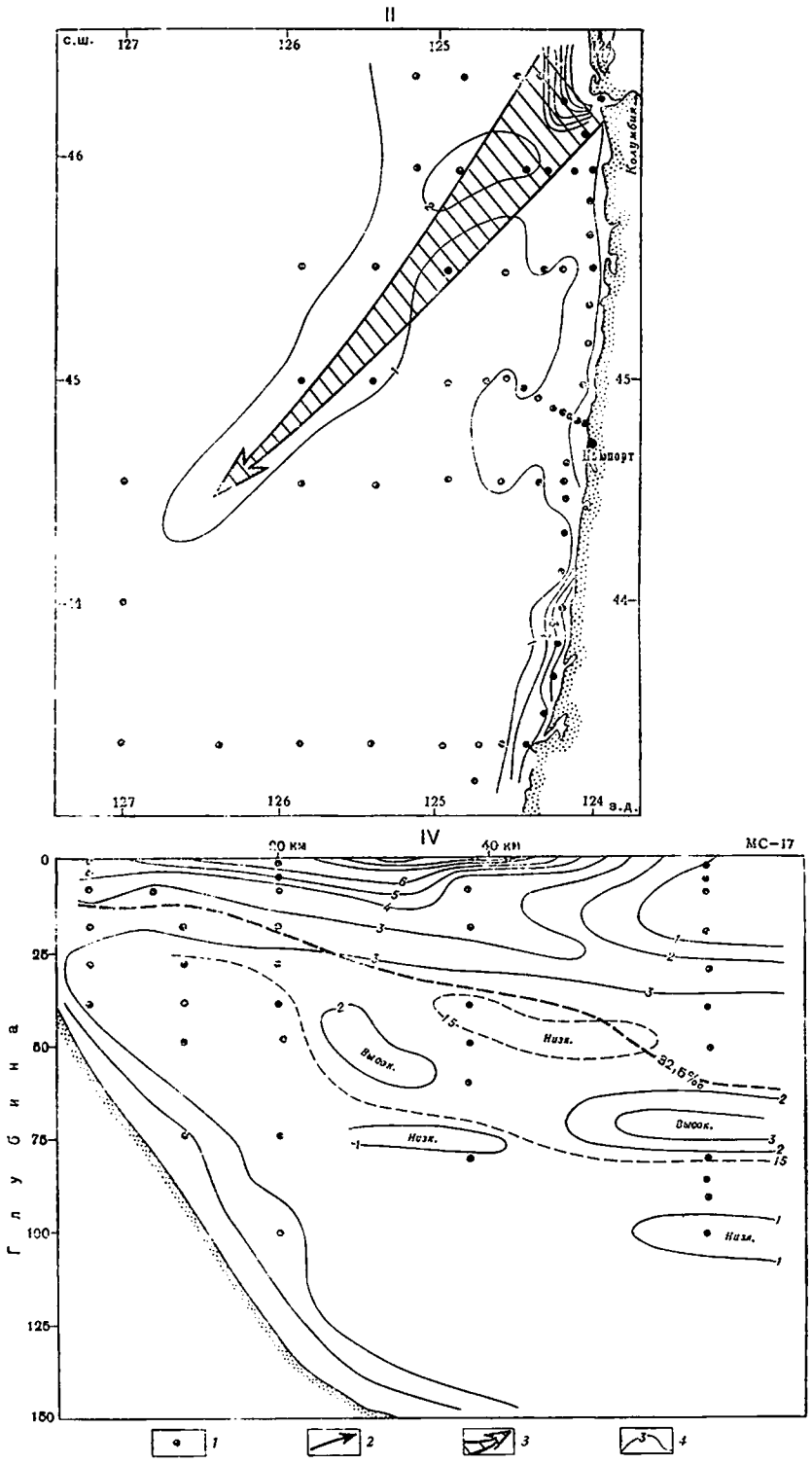


Рис. 39. Распределение взвеси из Колумбии при впадении в Тихий океан по данным гидрооптических и гидрологических наблюдений (с 20 июня по 3 июля 1968 г.) (Pak and oth., 1969, с изменениями автора)



I — поверхностный слой воды; II — глубина 30 *м*; III — разрез от устья Колумбии до ст. МС-33 (положение на I). Нанесена изогалина 32‰, типичная для границ речных вод; IV — разрез от ст. МС-12 до ст. МС-17 (положение на I). *1* — станции; *2* — направление поверхностных течений; *3* — направление переноса взвеси в поверхностном слое вод; *4* — изолинии показателей рассеяния

частицы, 10^4—10^6. Оптическими методами удалось установить весовой вклад частиц мельче 0,4 *мк*, т. е. субмикроскопических. В общем количестве взвеси трех океанов этот материал составляет более половины всей взвеси. Эти работы открывают новые перспективы в применении оптических методов для геологического изучения взвеси.

МОРЯ И ПРИБРЕЖНЫЕ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Берингово море (северная гумидная зона). Многочисленные разрезы, выполненные через Берингово море в разные сезоны, показывают, что распределение взвеси по вертикали в этом водоеме неоднородно как в пространстве, так и во времени (по сезонам) (Лисицын, 1966в). Особенно сильные и быстрые количественные изменения отмечаются здесь в пределах верхнего деятельного слоя, что связано с сезонностью развития фитопланктона, а также поступлением больших количеств взвеси в верхний слой вод во время паводков или осенних штормов (усиление абразии). Огромную роль в поставке и распределении осадочного материала здесь играют также льды. В зимнее время они покрывают северную часть моря, создавая здесь как бы заслонку, препятствующую развитию фотосинтеза, а также и развитию береговой абразии. В периоды развития ледового покрова большинство рек водосборного бассейна моря промерзает до дна, процессы перераспределения осадков на мелководьях под действием волн также резко ослабевают, поскольку льды гасят волны.

На разрезе, идущем от берегов Северной Камчатки к центральным частям Командорской котловины Берингова моря (от ст. 1399 до ст. 1410), виден сброс осадочного материала с шельфа Камчатки — здесь на значительном протяжении от шельфа отмечаются огромные концентрации взвеси от 5 до 15 *г/м*^{3}.

Обращает на себя внимание низкая концентрация взвеси в пределах деятельного слоя; это обусловлено тем, что разрез выполнен весной, когда цветение фитопланктона в этой части моря еще не началось.

Сброс значительного количества осадочного материала с шельфа виден также и на серии других разрезов, направленных по нормали к берегу. Концентрация взвеси здесь ниже, чем на первом разрезе, но в ряде мест близ внешней части шельфа она достигает 3—5 *мг/л*. Разрезы выполнены ранней весной, и потому концентрация взвеси в деятельном слое здесь составляет всего 1—3 *мг/л*; с повторением их летом концентрация взвеси на материковом склоне в языке в это время увеличилась на глубинах менее 1500 *м*, а глубже оказалась той же, что и весной. Это говорит о начале летнего максимума сброса осадочного материала в данном районе. В южной части моря сезонные изменения в глубинном распределении взвеси, как и следовало ожидать, не так велики, как в северной. Языки повышенного содержания взвеси, обрамляющие шельфовые области, сохраняются здесь круглый год, и лишь в периоды особенно обильной поставки осадочного материала (весной и осенью) у края материкового склона появляется дополнительная полоса особенно высоких содержаний взвеси.

В северной части моря (Анадырский залив) одновременно с таянием льдов идет цветение фитопланктона и поступление большого количества паводковых вод с суши. Вместе с тем весенние штормы начинают активную абразию берегов и истирание осадочного материала в береговой зоне, волны производят взмучивание и тонкого ила, отложившегося на мелководьях за зиму, когда волны гасятся здесь ледовым покровом. В Анадырском заливе процессы взмучивания наблюдались нами по распределению взвеси на глубинах до 90 *м*.

Таким образом, все основные источники поставки осадочного материала достигают максимальной силы и как бы накладываются в весеннее время, что в конечном счете и приводит к высоким концентрациям взве-

си на шельфе и к усилению ее сброса в прилежащие части котловин.

В летнее время все эти процессы постепенно затухают и вновь усиливаются лишь осенью перед становлением льдов, но их интенсивность намного ниже, чем весной. Зимой с появлением ледового покрова на поверхности (только у берегов и в заливах лед неподвижен, в других местах в Беринговом море существуют дрейфующие льды) поступление взвеси из всех источников становится минимальным, резко сокращается ее сброс с шельфа. Значительная часть взвеси осаждается на шельфе, образуя до весны тонкий наилок, который уносится под влиянием волн после таяния льдов.

Зимой от шельфа в сторону глубоководных котловин протягивается широкий пояс с значительной концентрацией взвеси (3—5 *мг/л*). Цветения планктона в деятельном слое еще нет, поступление паводковых вод также незначительно — концентрация взвеси в пределах 1—3 *мг/л*, а на некоторых станциях даже менее 1 *мг/л*.

В начале весны распределение взвеси по вертикали резко меняется: с шельфа Анадырского залива протягивается язык с концентрацией взвеси до 5—7 *мг/л*, а местами и более 10 *мг/л*. Прихотливые пятна высоких концентраций в пределах деятельного слоя связаны с цветением фитопланктона и поступлением паводковых вод.

Переходные условия между северной ледовой и южной безледной частями моря характеризуют разрезы, проведенные на восток от м. Олюторского. Один из них выполнен ранней весной, когда цветение еще не началось. Поэтому в пределах деятельного слоя концентрация взвеси ниже, чем на глубине, где удалось проследить лишь часть круглогодичного языка высокого содержания взвеси (концентрация 3—5 *мг/л*), который мы проследили ранее на других разрезах.

На разрезе, выполненном в начале лета, хорошо видно облако с концентрацией взвеси 5—7 *мг/л*, которое отделилось от бровки шельфа и смещается в сторону открытого моря, в зону круглогодичной концентрации взвеси (3—5 *мг/л*), которая опоясывает периферические части котловин.

Максимальный сброс осадочного материала с шельфа наблюдался поздней осенью 1951 г. после очень сильных и продолжительных штормов. На ряде станций близ средней части материкового склона, прилегающего к Анадырскому заливу, отмечались концентрации до 10—17 *мг/л* на глубинах 200—300 *м*, а на глубинах 400—500 *м* до 7—12 *мг/л*.

Приведенные данные показывают, что в Беринговом море близ внешней части шельфа и в верхней части материкового склона круглый год сохраняется зона высокого содержания взвеси (3—5 *мг/л*). Более высокие значения концентраций сезонны. Возможно, только в конце зимы в северной части моря подо льдами зона высокого содержания взвеси сокращается или разделяется на отдельные облака, затем она быстро восстанавливается после таяния льдов.

Явление увеличения концентрации взвеси по вертикали по мере приближения к материкам, в особенности в верхней части материкового склона связано с циркумконтинентальной зональностью.

Разрезы, выполненные с применением оптических методов, показывают принципиально ту же картину распределения взвеси, которую мы отмечали по результатам мембранной ультрафильтрации: значительные изменения и высокие концентрации в пределах деятельного слоя, сброс взвеси с шельфа Анадырского залива и цоколя Командорских островов, образование на материковом склоне облаков и языков повышенного содержания взвеси.

Разрез, выполненный в Анадырском заливе, показывает, что одна часть взвешенного материала из устья р. Анадырь выносится в придонных слоях, другая — по поверхности, при этом высокие концентрации взвеси

сохраняются на более значительном удалении от устья в придонном слое реки. По мере удаления от устья реки все большая часть взвеси переходит в придонный слой.

Количественное распределение взвеси в придонном слое вод Берингова моря (северная ледовая часть) показано на рис. 40. Обстановка соответствует осеннему сезону (август — сентябрь). Обращают на себя внимание очень высокие значения концентрации взвеси, что связано, по-видимому, с взмучиванием осадков после длительных штормов. Это отмечалось нами в осеннее время в западной части Анадырского залива.

Северо-западная часть Тихого океана (район Курило-Камчатской впадины). Количественное распределение взвеси в районе Курило-Камчатской глубоководной впадины было изучено в 12 и 19-м рейсах «Витязя». Фактический материал по количественному распределению осадочного материала сведен нами на серии карт для горизонтов 25, 50, 100, 200 *м*, а также на нескольких разрезах, проведенных от Курильских островов (по нормали к ним) в сторону открытого океана (рис. 41).

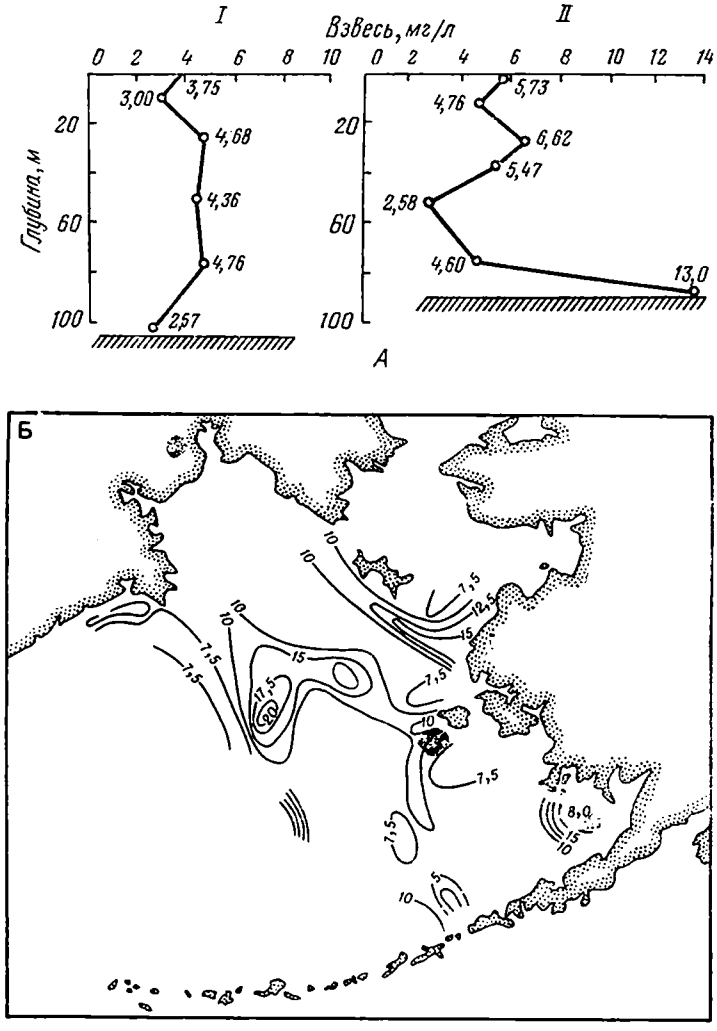


Рис. 40. Взмучивание донных осадков Анадырского залива Берингова моря после сильных штормов по наблюдениям методом мембранной ультрафильтрации

А — вертикальное распределение взвеси Анадырского залива, *мг/л*: I — до шторма, II — после шторма (Лисицын, 1966е); *Б* — количественное распределение взвеси в придонном слое шельфа северной части Берингова моря (Нейман, 1961)

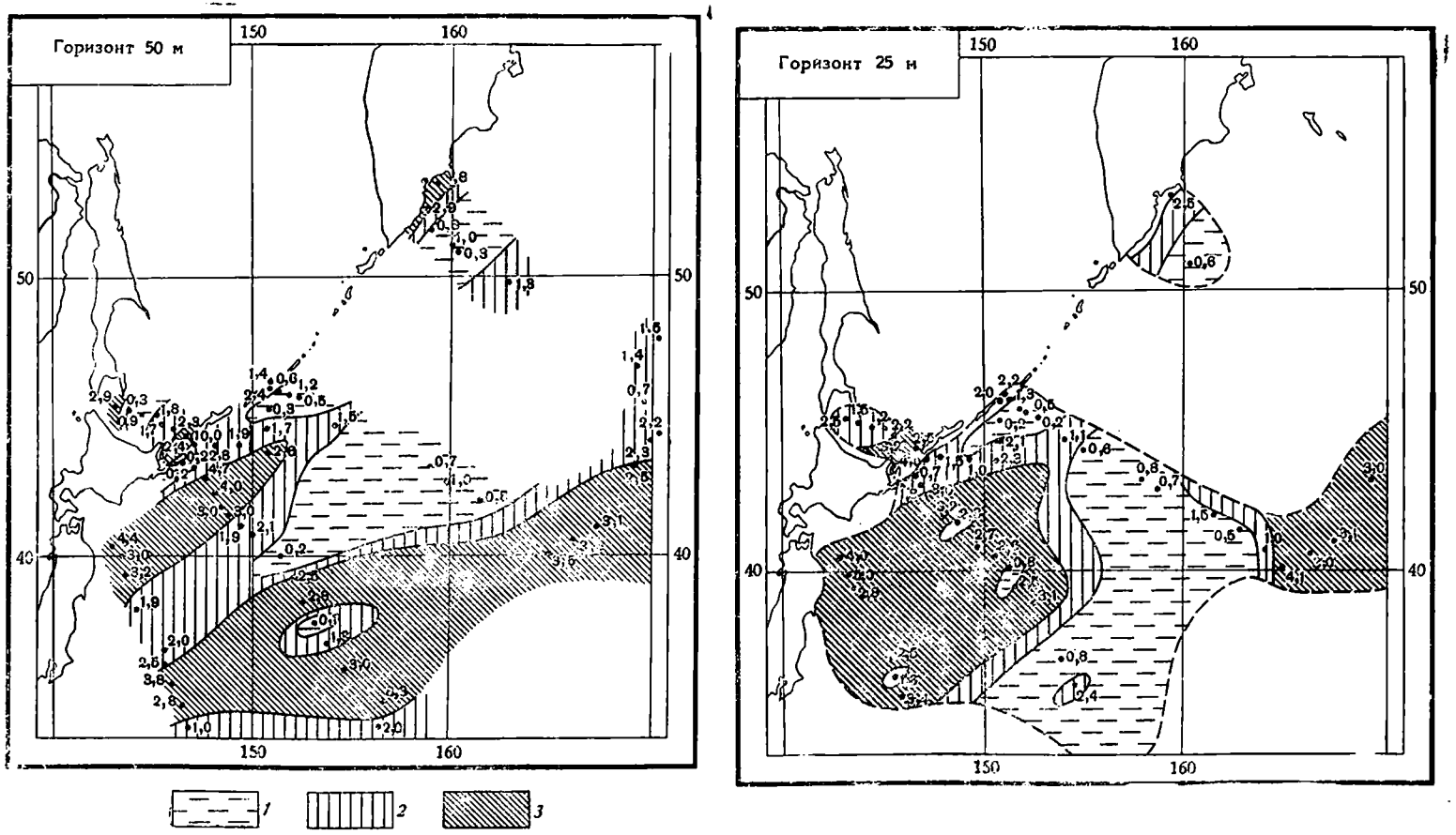


Рис. 41. Количественное распределение взвеси в северо-западной части Тихого океана

А — схемы горизонтов. Концентрация взвеси *мг/л*: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 2,5; *3* — более 5.

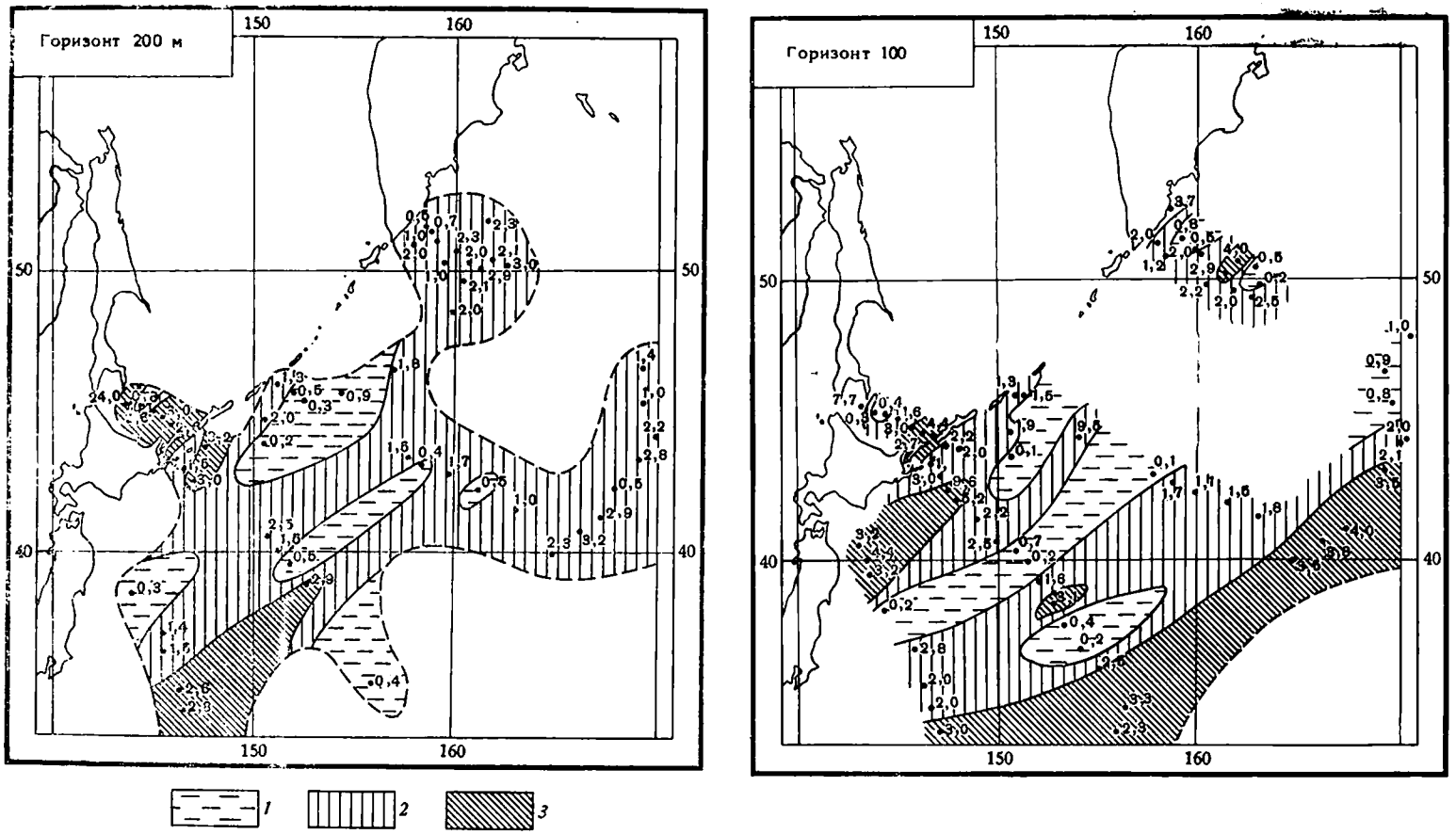


Рис. 41. (продолжение)

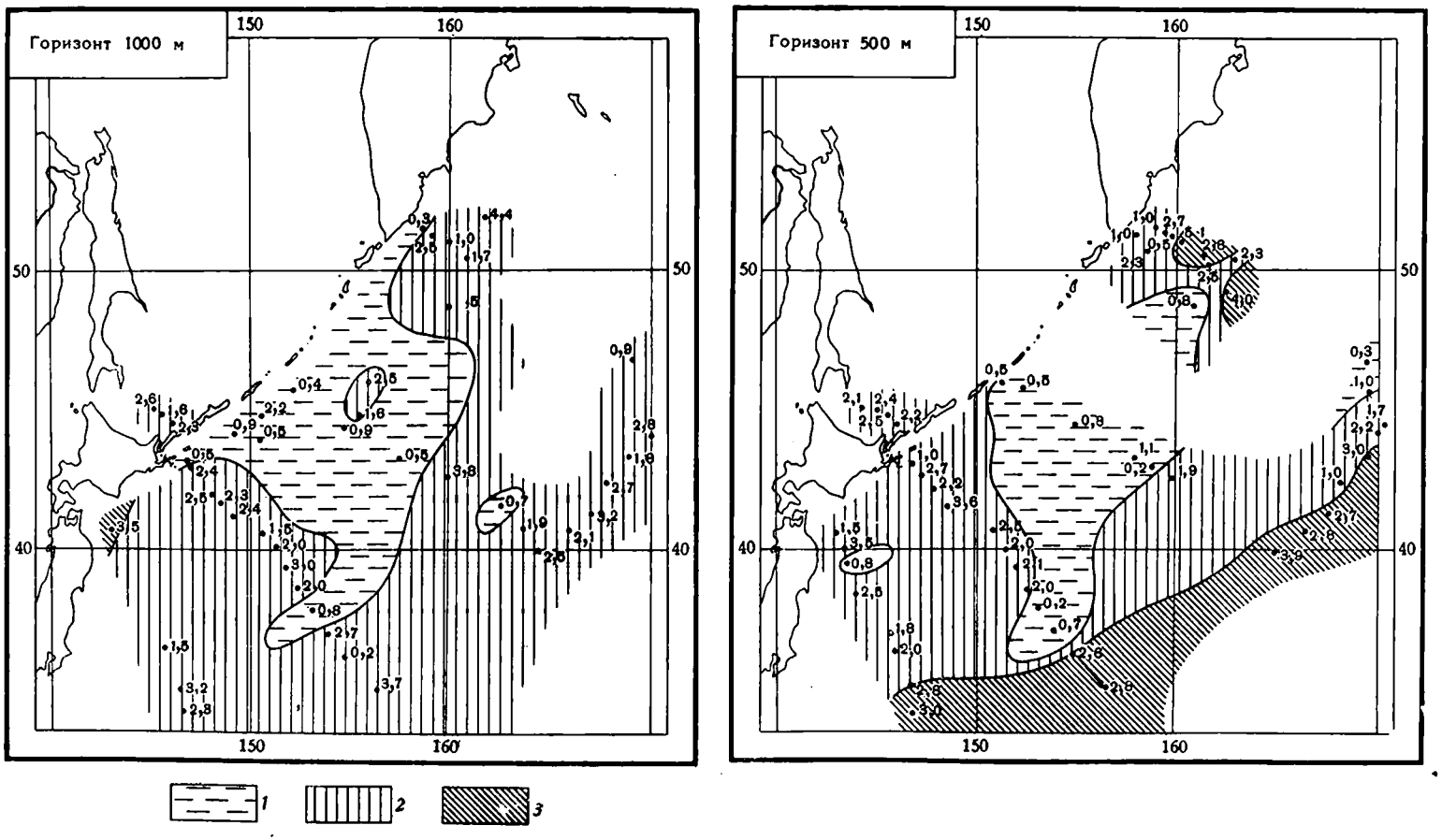


Рис. 41. (продолжение)

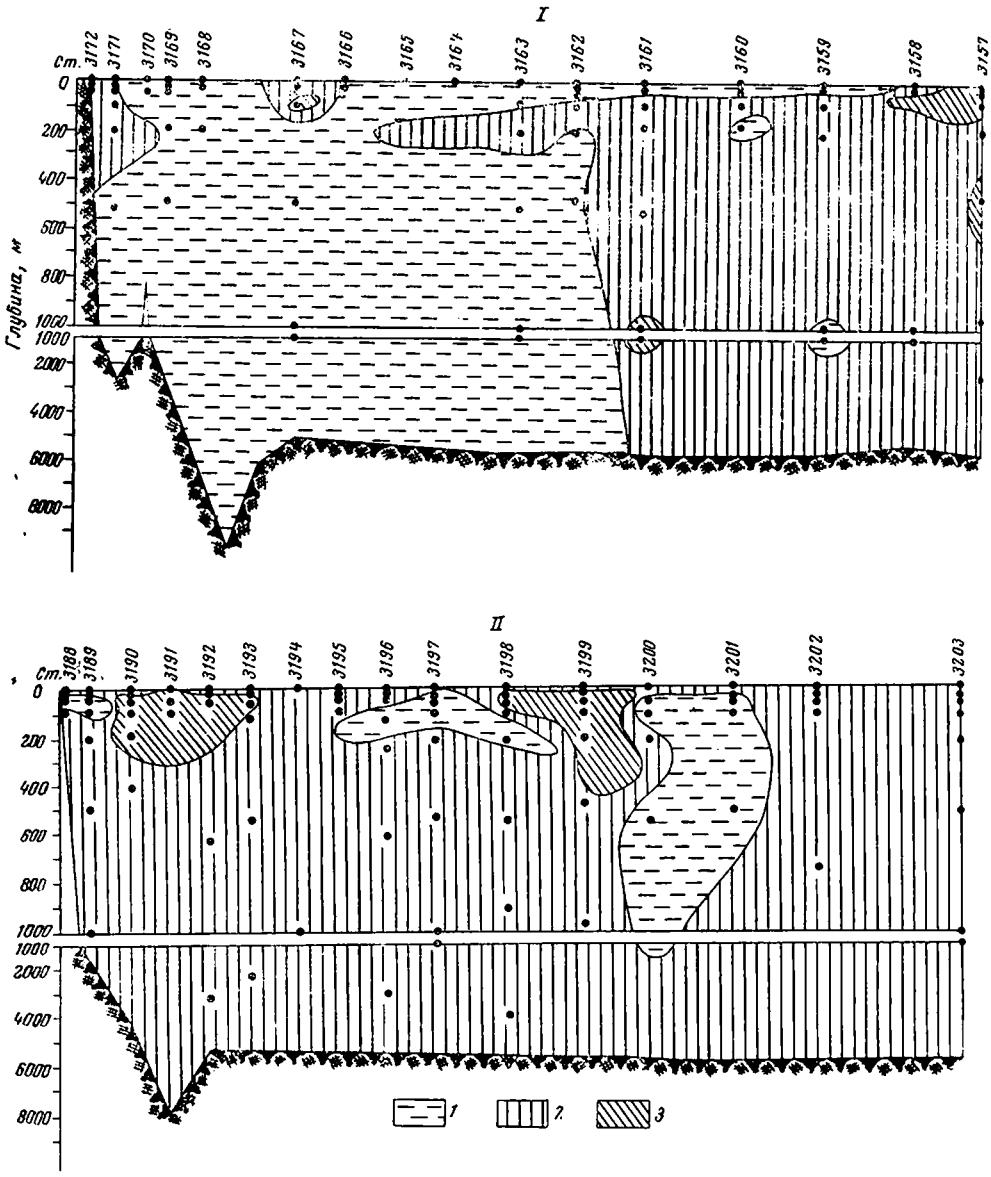


Рис. 41. (окончание)

Б — разрезы (*I*, *II*) по нормали к Курильской гряде. Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 2,5; *3* — более 2,5. Положение разрезов дано на схеме горизонта 500 *м*; точками показаны места отбора проб, цифрами около них — количество взвеси, *мг/л*

Восточная часть Тихого океана (прибрежные воды Калифорнии). Интересные результаты по сезонному распределению взвеси близ материкового склона Калифорнии были опубликованы Гуннерсоном и Эмери (Gunnerson, Emery, 1962). Наблюдения выполнялись с интервалом 2—5 месяцев на серии близко расположенных галсов, направленных по нормали к склону (рис. 42). Концентрация взвеси, к сожалению, не определялась, выполнялся только подсчет частиц с медианным диаметром 0,03 *мм*. Переход от этих данных к весовым невозможен. Тем не менее и эти относительные данные позволяют установить, что в области склона бордерленда Калифорнии, в верхней его части, отмечаются высокие концентрации взвеси, ниже по склону можно видеть лишь отдельные пятна и облака с высокими содержаниями взвеси. Концентрация взвеси как на поверхности, так и по глубине резко меняется в зависимости от сезона. Качественный состав взвешенного материала может быть установлен при рассмотрении рис. 42, *В*, где показано количественное распределение основных биогенных остатков — диатомей, динофлагеллят и фораминифер. Важную роль играет также и терригенный материал, в особенности зерна кварца, полевого шпата, биотита и в меньших количествах роговой обманки, мусковита и непрозрачных минералов.

Сопоставляя рассмотренные выше примеры количественного распределения осадочного материала (взвеси) в водах Тихого океана по вертикали, можно сделать ряд выводов.

1. В вертикальном распределении взвеси Тихого океана и его морей четко прослеживается связь с климатической зональностью. Достаточно ясно выделяются зоны с повышенным содержанием взвеси (соответствуют гумидным зонам) и зоны с крайне незначительным содержанием взвеси (соответствуют аридным зонам).

2. Связь с циркумконтинентальной зональностью, т. е. увеличение концентрации взвеси по мере приближения к суше, прослеживается на вертикальных разрезах еще более четко, чем это отмечалось для поверхно-

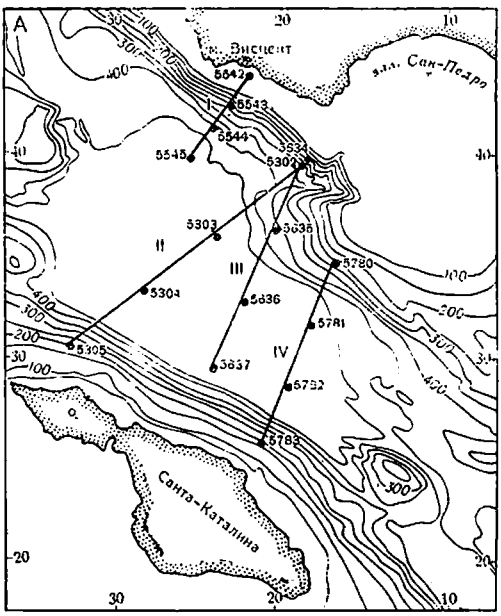


Рис. 42. Распределение взвеси у берегов Калифорнии (Gunnerson, Emery, 1962)

А — положение и номера разрезов и станций. *Б* — вертикальное распределение взвеси по данным подсчета под микроскопом. Области содержания более 100 *зерен/мл* заштрихованы. Точками показаны места отбора проб, крупными точками — пробы, которые содержат много мелких частиц (2—3 *мк*). Пробы взяты в разное время: I — 5 октября 1957 г., II — 27 декабря 1957 г., III — 1 марта 1958 г.

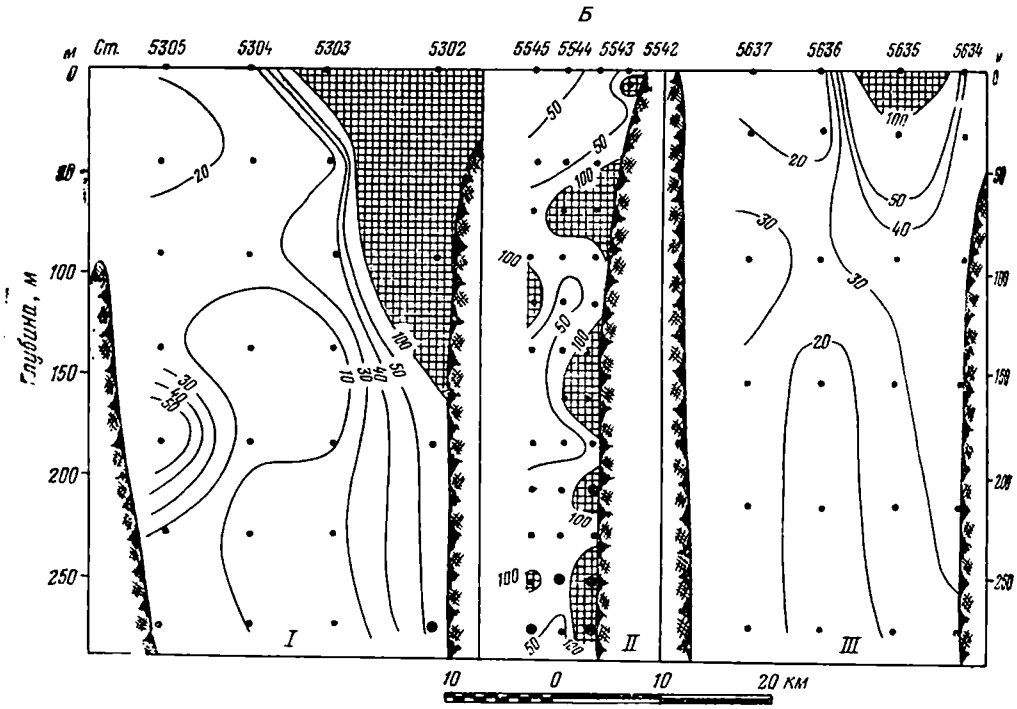
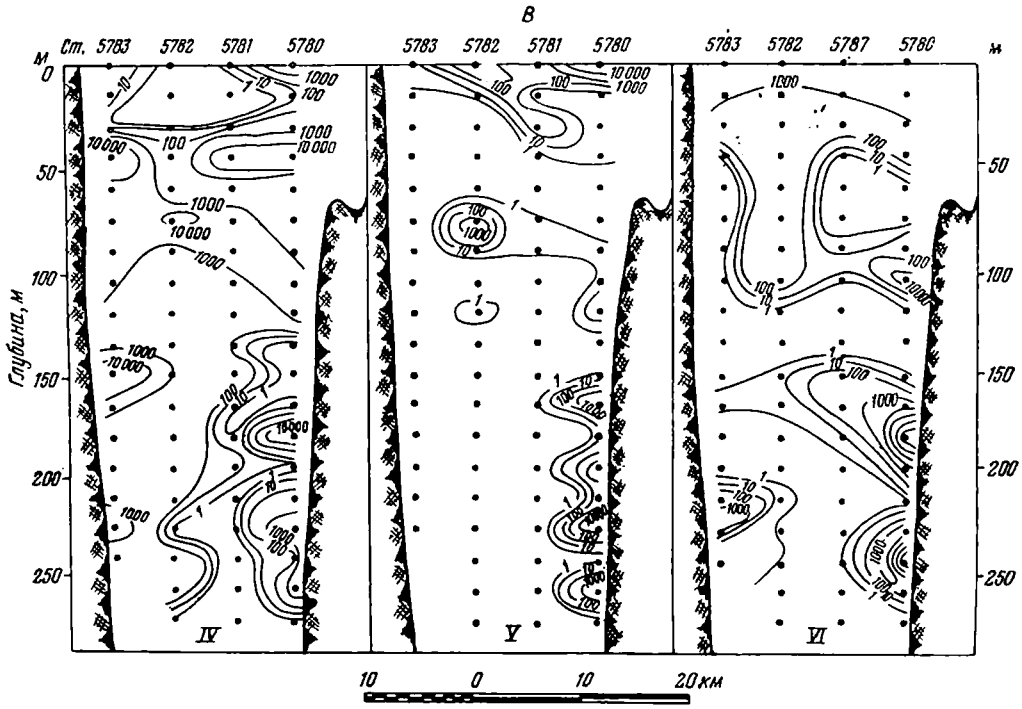


Рис. 42. (окончание)

сти. Почти повсеместно с шельфов вниз по материковому склону сползают языки с повышенными концентрациями взвеси, в ряде мест они пережимаются и даже теряют связь со склонами, давая отдельные облака. Можно заметить также, что влияние разных материков и разных частей материков на повышение концентрации взвеси неодинаково. Больше всего сказывается на распределении взвеси влияние материков в зонах повышенного поступления осадочного материала на шельфе (как терригенного за счет усиленной денудации, так и биогенного). Именно такое сочетание имеет место на шельфах гумидных зон. Наоборот, в местах с крайне незначительным поступлением осадочного материала — в аридных зонах — циркумконтинентальная зональность выражена очень слабо, а чаще даже вообще отсутствует.

Таким образом, помимо других факторов, которые еще будут рассмотрены, циркумконтинентальная зональность распределения осадочного материала в морях и океанах в значительной мере предопределяется климатической зональностью.

3. Почти на всех разрезах количественного содержания взвеси можно видеть постепенное убывание ее с возрастанием глубины. Особенно быстро уменьшение количества взвеси идет в верхних сотнях метров, что связано с распадом органического вещества (протоплазмы), а также с растворением наиболее тонких и малоустойчивых кремнистых и хитиновых панцирей диатомовых и перидиниевых водорослей и др.; на глубинах более 4000 *м* (особенно с критической глубины 4500—5500 *м*) начинается быстрое растворение также карбонатного материала. Закономерные изменения количества взвешенного осадочного материала по вертикали укладываются в понятие вертикальной зональности. Если на разрезах количественного содержания взвеси проводить линию дна последовательно на глубинах 1000, 2000 *м* и глубже, то можно видеть, что количество



В — состав органогенной части взвеси на разрезе у берегов Калифорнии, взятой 6 августа 1958 г.: IV — диатомовые (*клеток/л*); V — динофлагелляты (*клеток/л*); VI — фораминиферы (*раковин/л*)

осадочного материала, которое достигало бы дна, в этих случаях в одних и тех же условиях (климатических зонах) резко меняется.

На примерах из других океанов мы можем проверить, являются ли эти закономерности специфическими для Тихого океана или они прослеживаются повсеместно, т. е. являются общими для всего Мирового океана.

БАССЕЙН ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ НА ПОВЕРХНОСТИ

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ (МОРЕ МУССОНОВ)

В северной части Индийского океана выполнялись исследования в 31, 33, 35, 36-м рейсах «Витязя». В 31-м рейсе специальных работ по сбору проб взвеси не велось, однако выполнены гидрооптические наблюдения на нескольких разрезах, которые дают важную информацию об относительном распределении взвеси на глубинах.

В 33-м рейсе было получено 3300 проб взвеси мембранной ультрафильтрацией и 66 сепарационных проб из 5500 *т* воды (Гордеев, 1964). На рис. 43, *А* показано количественное распределение взвеси в северной части Индийского океана по данным фильтрации и сепарации, а на рис. 43, *Б* — концентрация взвеси на основных разрезах (в поверхностном слое) по данным мембранной фильтрации и сепарации в сопоставлении с содержанием фитопланктона в верхнем слое вод. Рейс 33-й проходил осенью, зимой и весной. В это время в поверхностных водах содержание взвеси оказалось в пределах 0,2—1,5, чаще всего 0,5—1 *мг/л*, т. е. того же порядка, что и по определениям в северных частях разрезов, выполненных в первом и втором рейсах «Оби».

Из сопоставления карт концентрации взвеси по ультрафильтрации и по сепарации можно видеть, что и основные контуры областей высоких и низких концентраций сохраняются, хотя имеются отличия в деталях. Картина распределения взвеси в этой части океана довольно сложная. В первом приближении можно выделить две области, отличающиеся по концентрации взвеси,— западную, где обычна концентрация меньше 0,5 *мг/л*, и восточную, где концентрация взвеси больше 0,5 *мг/л*. Граница между ними проходит по меридиану п-ова Индостан. Максимальная концентрация взвеси была обнаружена у западных берегов п-ова Индостан (1,6 *мг/л*).

ЮЖНАЯ (АНТАРКТИЧЕСКАЯ) ЧАСТЬ

Данных о распределении взвеси в поверхностных слоях и на вертикальных разрезах для Индийского океана значительно больше, чем для Тихого. Это связано с тем, что для его южной части, где расположена антарктическая база СССР «Мирный», имеются многочисленные определения, выполненные в 1—4-х рейсах «Оби», а для северной части — в нескольких рейсах (31, 33, 35, 36-й) «Витязя». Многочисленные пробы были получены также и во время рейса «Оби» от Кейптауна до Мирного. Пробы взвеси здесь собраны как методом мембранной ультрафильтрации, так и методом сепарации в одних и тех же районах. Основные данные о распределении взвеси сведены в работах А. П. Лисицына (1959б, 1960в, 1961б, г, 1962б, в, 1964) и Е. Н. Гордеева (1963, 1964, 1970).

По данным первого рейса «Оби» (1955—1956 гг.), концентрация взвеси в поверхностных водах южной и западной частей Индийского океана колеблется обычно в пределах 0,5—1 *мг/л*. У берегов Антарктиды, Новой Зеландии и Австралии в отдельных местах концентрация возрастает до 1—2 *мг/л*. У берегов Антарктиды содержание взвеси в поверхностных водах достигает 2,2 *мг/л* (станция 41 у берега Банзарэ). Низкие содержания взвеси, обнаруженные во время первого рейса «Оби», связаны в значительной мере с тем, что рейс проходил в осенне-зимнее время (март — май), когда содержание биогенного материала во взвеси резко понижено.

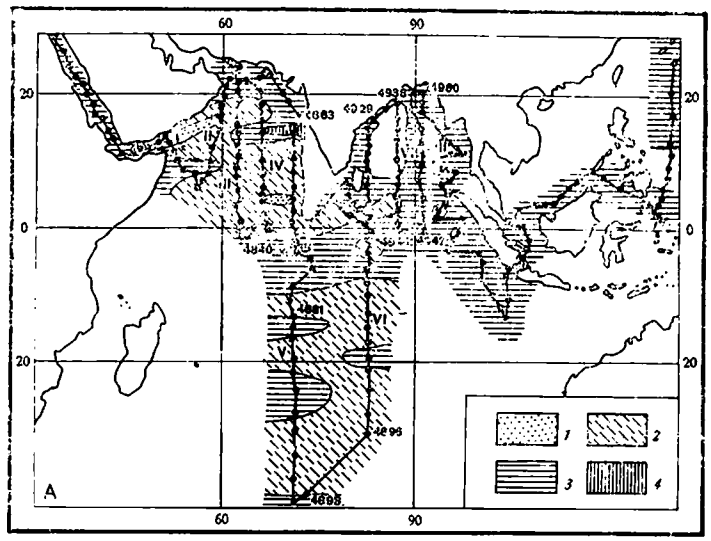
Второй рейс «Оби» проходил у берегов Антарктиды в условиях полярного лета и осени (середина января — середина апреля), а разрез через Индийский океан от Антарктиды до Бенгальского залива выполнен с 11 апреля по 14 мая, т. е. приходится на осень южного полушария. Только за время второго рейса было получено в Индийском океане 2679 проб взвеси с 168 океанографических станций, а также на переходах между станциями в районы работ. Наряду с этим удалось получить 85 проб взвеси методом сепарации (было переработано около 10 тыс. *т* воды). Это впервые позволило собрать около 10 *кг* взвеси, чем и была обеспечена возможность ее дальнейших всесторонних исследований.

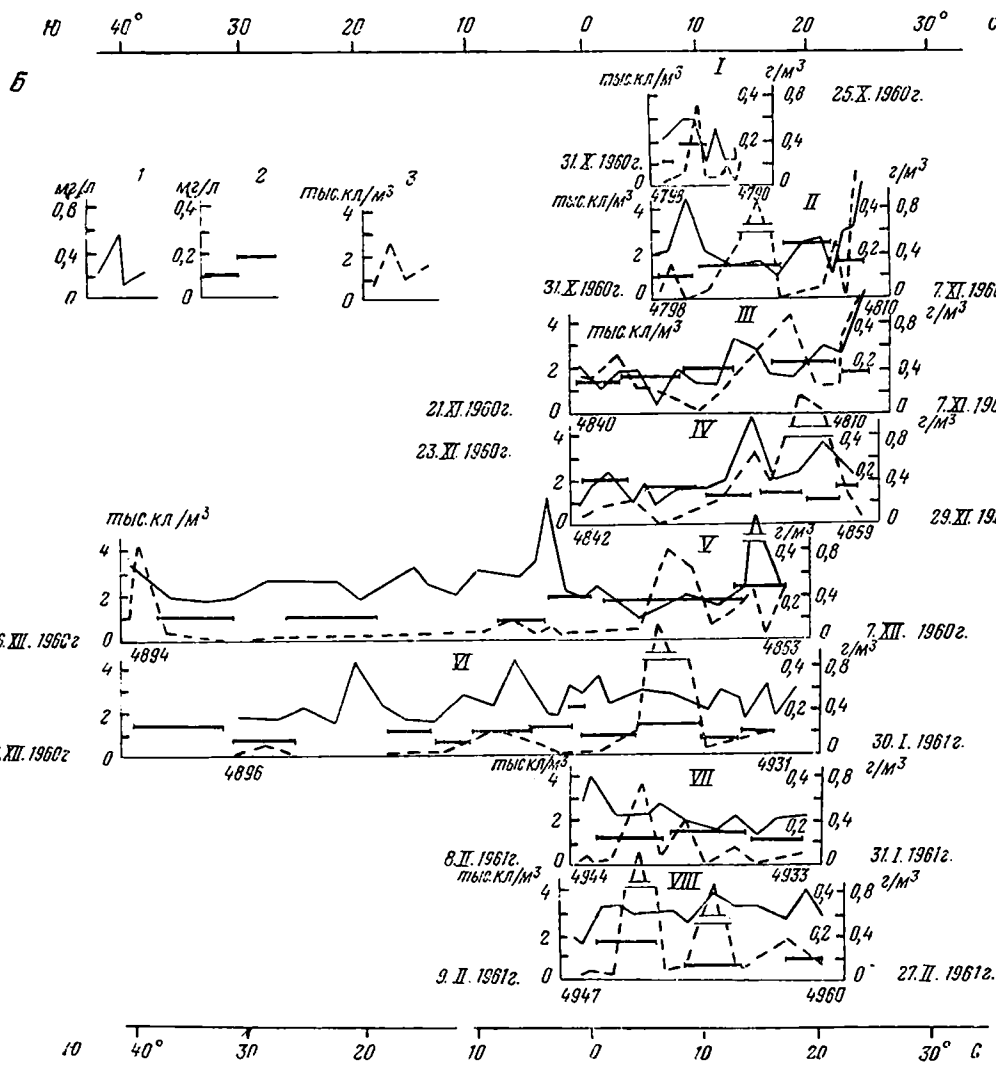
Количественное распределение взвеси летом, установленное во время второго рейса, существенно отличалось от того, что наблюдалось в первом рейсе поздней осенью. В южной части Индийского океана, у берегов Антарктиды, содержание взвеси в это время на участках довольно значительной протяженности составляло 1—2, а местами даже 2—4 *мг/л*. Севернее 50—55° ю. ш. концентрации взвеси находятся обычно в преде-

Рис. 43. Количественное распределение взвеси в поверхностных водах северной части Индийского океана (33-й рейс «Витязя» (Гордеев, 1963)

А — схема концентрации взвеси по данным мембранной ультрафильтрации, *мг/л*: *1* — менее 0,25; *2* — от 0,25 до 0,5; *3* — от 0,5 до 1; *4* — более 1; I—VIII — разрезы и их положение

Б — количественное распределение взвеси по данным мембранной ультрафильтрации и сепарации по разрезам I—VIII и содержание фитопланктона: *1* — концентрация взвеси по данным мембранной фильтрации, *мг/л*; *2* — концентрация взвеси по данным сепарации, *мг/л*; *3* — концентрация фитопланктона (тыс. клеток на 1 $м^3$ в слое 0—25 *м*). На оси абсцисс даны номера станций, даты начала и окончания отбора проб; разрезы совмещены по широтам


60
90
20
0
20
4936
4920
4880
4881
4895
4898
A
1
2
3
4


Ю
40°
30
20
10
0
10
20
30°
С
Б
мг/л
1
мг/л
2
тыс.кл/м³
3
тыс.кл/м³
г/м³
I
25.X. 1960г.
31.X. 1960г.
4796
4790
II
7.XI. 1960г.
4798
4810
III
21.XI. 1960г.
4840
IV
23.XI. 1960г.
4842
4859
29.XI. 1960г.
тыс.кл/м³
V
26.XII. 1960г
4894
4853
7.XII. 1960г.
VI
4896
4931
30.I. 1961г.
VII
8.II. 1961г.
4944
4933
31.I. 1961г.
VIII
9.II. 1961г.
4947
4960
27.II. 1961г.

лах 0,5—1 *мг/л*, а в отдельных местах ниже 0,5 *мг/л*. Максимальное содержание взвеси у берегов Антарктиды, по данным этого рейса, составляет 2,5—3 *мг/л*, что значительно меньше, чем в морях северного полушария (Берингово море, Балтийское море и др.).

Данные о количественном распределении взвеси получены ранее из того же района океана методом сепарации (Лисицын, 1960а, в, 1961б, в).

При некоторых отличиях в деталях оба метода дают сходную в главных своих чертах картину концентраций взвеси. Совпадают области повышенных содержаний взвеси у берегов Антарктиды (район моря Дейвиса, Западного ледника и зал. Прюдс), а также на разрезе по 20° в. д. Максимальная концентрация взвеси была обнаружена в море Дейвиса, близ кромки льдов (3,92 и 3,71 *мг/л* для проб 12 и 16). На протяжении трансокеанского разреза нигде концентрация взвеси в поверхностных водах не превышала, по данным сепарационного метода, 1 *мг/л*, чаще они менее 0,5 *мг/л*, а в некоторых случаях, как и в Тихом океане,— менее 0,1 *мг/л*.

МОРЯ БАССЕЙНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Красное море. Это море представляет собой один из самых типичных водоемов аридной зоны. В ряде мелководных участков этого моря могут идти процессы биологического или химического осаждения карбоната кальция (арагонит). Характерно малое поступление взвешенного материала с речным стоком и за счет береговой абразии (часть берегов блокирована коралловыми рифами). Основная часть терригенного материала поступает здесь при выпадении его из воздуха, концентрация пылевого материала в этой области, по данным ряда авторов и по наблюдениям, проводившимся с «Витязя» и «Оби», резко повышена.

Фитопланктон Красного моря также отличается от других рассмотренных нами водоемов: здесь преобладают синезеленые водоросли; диатомовые и перидиниевые водоросли имеют подчиненное значение.

Количественное содержание взвеси изучено в Красном море в нескольких рейсах «Оби», «Витязя» и «Академика Вавилова», однако данные по ее вертикальному распределению пока отсутствуют.

В октябре в центральной части моря содержание взвеси на поверхности 0,35—0,5 *г/м*^{3}, в части моря, прилегающей к Баб-эль-Мандебскому проливу, количество взвеси возрастает до 0,8 *г/м*^{3} (Гордеев, 1964).

Весной 1956 и 1957 гг. концентрация взвеси в Красном море возрастала почти в 2 раза, составляя в среднем более 1 *г/м*^{3} (Лисицын, 1961е). Таким образом, сезонные изменения количества взвеси в Красном море очень невелики (всего в 2—3 раза), в то время как в умеренной или холодной зонах они возрастают в десятки и сотни раз. Это и естественно, поскольку количество терригенного материала, поступающего в Красное море с суши, меняется на протяжении года незначительно, так же как и количество биогенного материала в тропических зонах. Это и приводит к очень малым изменениям концентрации взвеси на протяжении года.

По данным, полученным в экспедициях Англии и ФРГ, на больших глубинах Красного моря можно ожидать существенных аномалий в количественном распределении взвеси, поскольку содержание солей в воде достигает здесь 350‰, а температура до +50° С; основной солевой состав воды отличается от океанского и соответствует составу пластовых вод нефтяных месторождений. Содержание взвеси в поверхностных водах Аденского залива, прилегающего к Красному морю, еще ниже — в пределах 0,2—0,5 *г/м*^{3}, а иногда и меньше, что типично для аридной зоны.

Подробнее распределение взвеси в этой части океана разобраны в работах А. П. Лисицына (1960а, 1961е, 1962б, в) и Е. Н. Гордеева (1964). Здесь же попытаемся сравнить концентрацию взвеси на поверхности южной части Индийского и Тихого океанов (см. схему VII). Обращает на себя внимание очень низкое содержание взвеси в водах южных аридных

зон Индийского и Тихого океанов (0,25—0,5 и менее 0,5 *мг/л*). Таким образом, широтная зональность в распределении осадочного материала на поверхности Индийского океана выдерживается так же четко, как и в Тихом океане.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ ПО ВЕРТИКАЛИ

Большое количество разрезов, изученных в южной и северной частях Индийского океана, дает возможность особенно детально исследовать распределение концентраций осадочного материала в разных климатических зонах, в разные сезоны на различных глубинах и удалениях от материков.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ

Для понимания закономерностей вертикального распространения взвеси большой интерес представляет рассмотрение серии разрезов, выполненных в северной части Индийского океана во время 33-го рейса «Витязя» (Гордеев, 1970).

Основная часть этих разрезов протягивается в меридиональном направлении с одновременным пересечением нескольких климатических зон (рис. 44). Особенностью северной части Индийского океана является то, что при движении по параллели с запада на восток мы переходим от условий ярко выраженного аридного климата (Аденский залив, Аравийское море, северо-западная часть океана) к условиям тропического гумидного климата (Бенгальский залив и район Индонезии). Это одна из важнейших черт Индийского океана. Западные разрезы характеризуют аридные условия, восточные — типично гумидные. Все эти разрезы проходят в основном от экватора на север до 20—23° с. ш. Два самых крупных меридиональных разреза (V и VI) исключительно интересны, так как проходят через обе аридные зоны Индийского океана — северную (от 0 до 25° с.ш.) и южную (от 10° до 40° ю. ш.) и достигают периферии южной гумидной зоны. Разрезы I, II, III, IV целиком и северная часть разреза V приходятся на северную аридную зону Индийского океана. Воды здесь характеризуются очень низким содержанием взвеси — чаще всего на вертикальных разрезах концентрация взвеси составляет 0,1—1 *мг/л*, т. е. того же порядка, что в аридных зонах Тихого океана. В пределах деятельного слоя (0—200 *м*) пятна более высоких концентраций редки. Для всех этих (I—IV) разрезов характерно появление на глубинах многочисленных языков и облаков с повышенным содержанием взвеси около материков, островных цоколей и подводных поднятий, что мы видели и на примерах для Тихого океана и южной части Индийского. Циркумконтинентальные шлейфы в аридной зоне обычно имеют сравнительно небольшую протяженность, и возрастание концентраций, по отношению к открытым частям океана, в них невелико — чаще всего на 0,5—1, редко 1—2,5 *мг/л*.

Разрез I, выполненный на «Витязе» в конце осени (сентябрь 1960 г.), повторяет разрез III (от Антарктиды до Аденского залива), выполненный на «Оби» в начале лета северного полушария (июнь 1956 г.). Обращает на себя внимание замечательное совпадение концентраций взвеси и распределения максимумов на этих вертикальных разрезах. Таким образом, картина низких содержаний взвеси в водах аридной зоны северной части Индийского океана выдерживается как в осеннее, так и в летнее время. Разрезы, выполненные в других рейсах «Витязя» в иные сезоны, позволяют утверждать, что низкие концентрации взвеси в аридной зоне Индийского океана выдерживаются на протяжении всего года. Это справедливо и по отношению к аридным зонам других океанов.

В северной части разреза IV видно поступление мутных вод из р. Инд, твердый сток которой составляет около 400 млн. *т* в год. Эти мутные воды проникают далеко на юг, по крайней мере на 12° ю.ш., т. е.

на расстоянии более 1000 *км*, что соответствует дальности распространения мутных вод от устья другой крупнейшей реки этой части океана — Ганга (см. рис. 44, разрез VII).

На разрезе V распределение взвеси по вертикали очень сложно, что связано с особенностями гидрологических условий в этой части океана. Тем не менее ясно выделяются две зоны с пониженным содержанием взвеси по вертикали: одна из них в северной части разреза — от экватора до 12° с. ш. Вторая, выраженная менее четко,— от 20° до 35° ю. ш.— соответствует южной аридной зоне. Они разделены широкой и сложноустроенной областью высоких содержаний взвеси (0,5—1 и даже 1—2,5 *мг/л*), которая соответствует экваториальной области Тихого океана. В Индийском океане эта зона в соответствии с гидрометеорологической обстановкой смещена немного к югу от экватора.

На разрезе VI северная аридная зона не захватывается. Северная часть разреза приходится здесь на гумидную зону — западную часть Бенгальского залива, район о. Цейлон. Содержание взвеси в водной толще на этом разрезе (в северной части) значительно — чаще всего в пределах 1—2,5, местами до 2,5—5 и даже более (максимально до 7 *мг/л*). Интересно и то, что высокое содержание осадочного материала здесь прослеживается вплоть до дна от станции 4918 до 4929, т. е. на расстоянии почти 1000 *км*. Осадочный материал здесь, таким образом, не растворяется на глубинах, что типично для терригенной взвеси. Южная аридная зона видна на этом разрезе по снижению концентрации взвеси до менее 0,5 *мг/л* на участке от 8° до 16° ю.ш.

На меридиональных разрезах через Бенгальский залив облако высокой концентрации взвеси в глубинных водах этого залива (1—2,5 *мг/л*) не является цельным, а состоит из двух частей: западной, прослеженной на разрезе VI, и восточной, которая хорошо видна на разрезе VIII. Эти части разделены водами центральной части залива с низкой концентрацией взвеси во всей толще (0,5—1 *мг/л* на разрезе VII).

Судя по распределению потоков выносов Ганга, который ежегодно сбрасывает в Бенгальский залив 1800 млн. *т* взвеси, можно считать, что западная часть облака высокой концентрации взвеси состоит в основном из выносов р. Ганг, а восточная — из выносов рек, впадающих в Андаманское море, а также Иравади, и, вероятно, рек п-ова Малакка. Разрез VIII повторяет часть трансокеанского разреза III (Антарктида — Индия), выполненного в антарктической экспедиции в мае 1957 г. Разрез, выполненный на «Витязе», отвечает зимнему состоянию взвеси (февраль 1961 г.), а разрез на «Оби» — весеннему (май 1957 г.). Мутные воды, содержащие 2—4 *мг/л* взвеси в мае, прослежены здесь вторично на расстоянии почти 1000 *км* на юг от Калькутты, а зимой — почти на расстоянии 1800 *км*. Таким образом, положение этого максимума взвеси в Бенгальском заливе устойчивое. Северо-восточная часть Индийского океана и моря Индонезии это как бы «полюс» поступления терригенного материала. Ежегодно сюда поставляется более 3,5 млрд. *т* терригенной взвеси, что в 3,5 раза превышает твердый сток Амазонки. Не удивительно поэтому, что разрезы из этой части океана показывают столь высокие концентрации взвешенного материала.

Интересные разрезы через северную часть Индийского океана были получены в 31-м рейсе «Витязя». Они расположены меридионально и пересекают основные структуры вод северной половины океана (Павлов, 1964). Гидрооптическими методами (по прозрачности вод) здесь четко выделяются четыре водные массы. Границы между ними определяются по помутнению вод, что связано обычно с дивергенциями и повышенным содержанием биогенной взвеси в водах, а также с местными плотностными границами, на которых и происходит накопление взвеси (рис. 45).

На восточном разрезе по 90° в.д., в его южной части (18—30° ю.ш.), в верхних слоях (до 300—400 *м*) располагаются прозрачные индийские

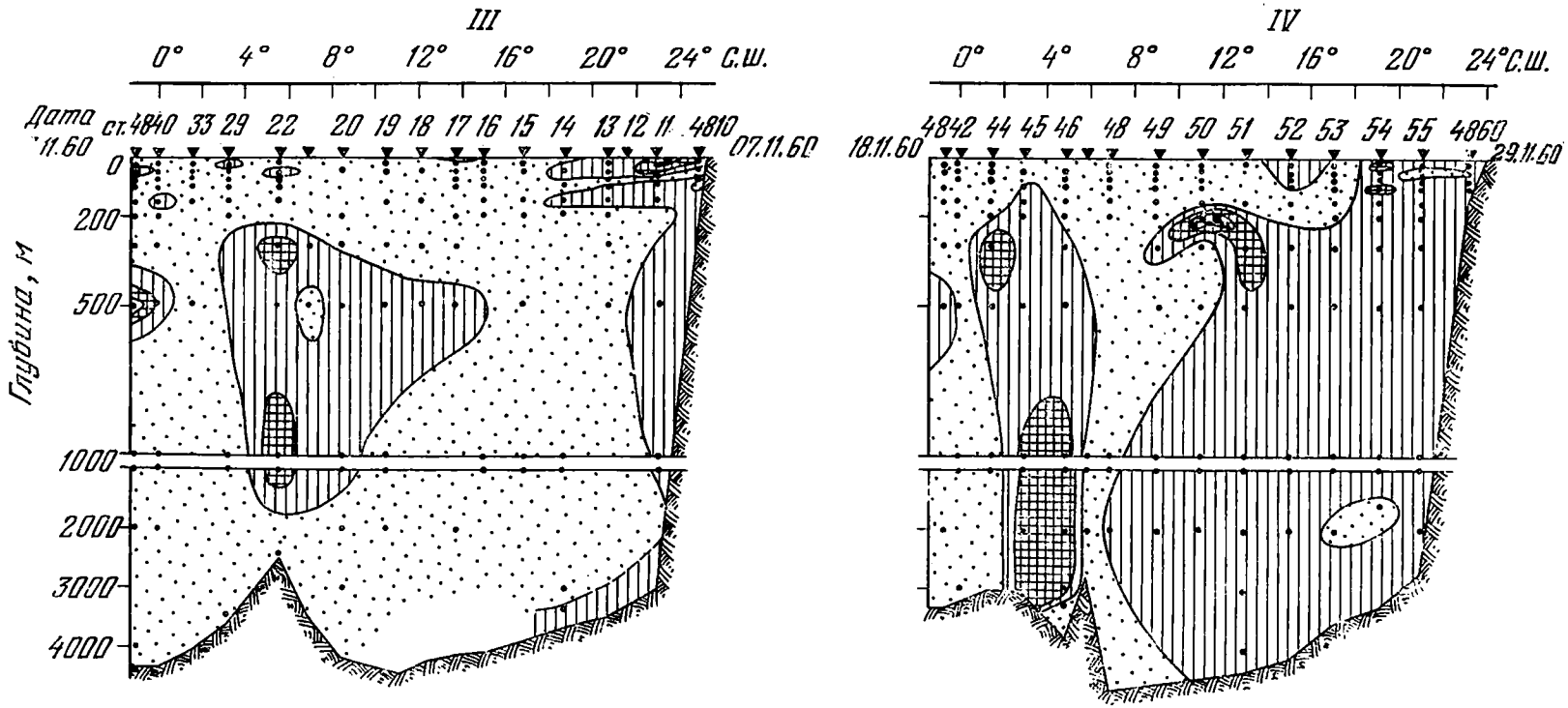


Рис. 44. Количественное распределение взвеси на вертикальных разрезах III—VIII; (положение см. рис. 43, *А*) в северной части Индийского океана по данным мембранной ультрафильтрации (Гордеев, 1970)

Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1; *3* — от 1 до 2,5; *4* — от 2,5 до 5; *5* — более 5. Над разрезами даны номера станций «Витязя», точками показаны места отбора проб

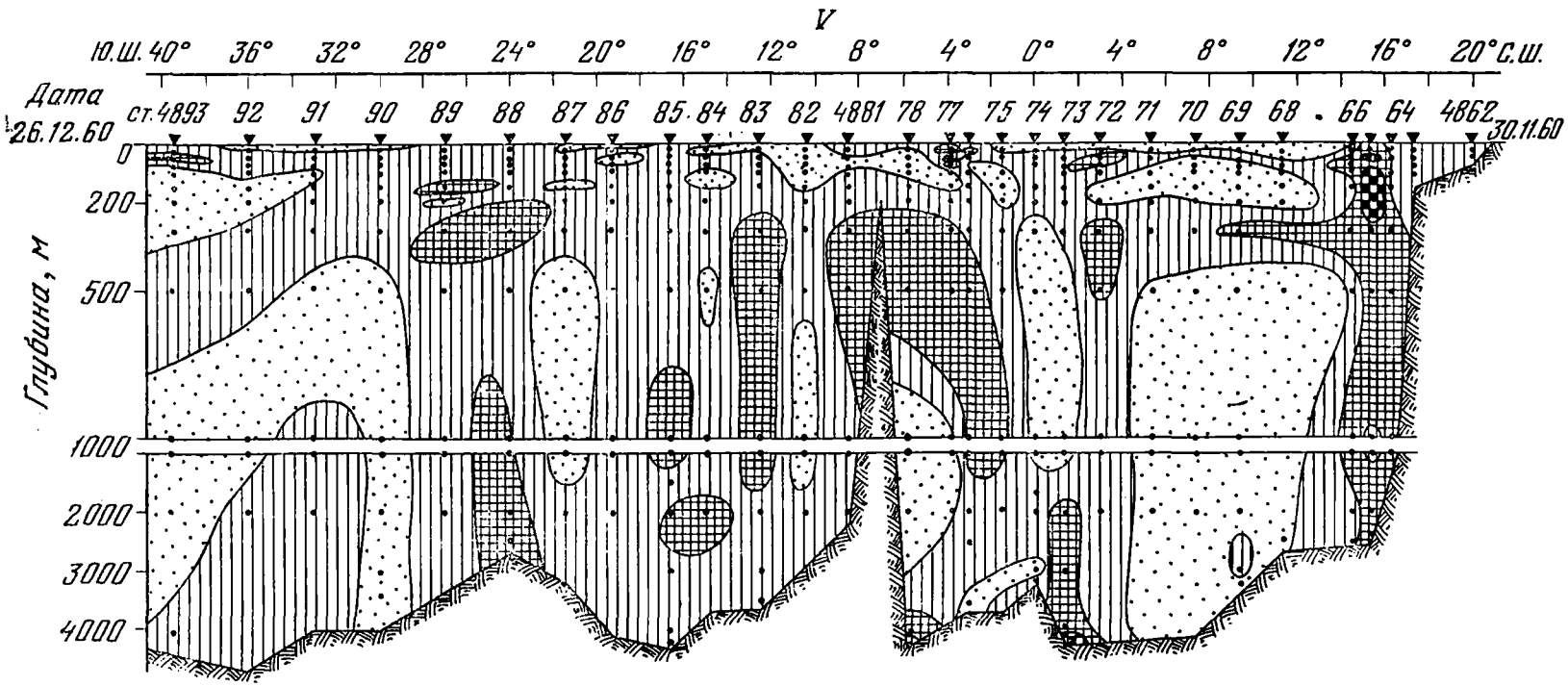


Рис. 44 (продолжение)

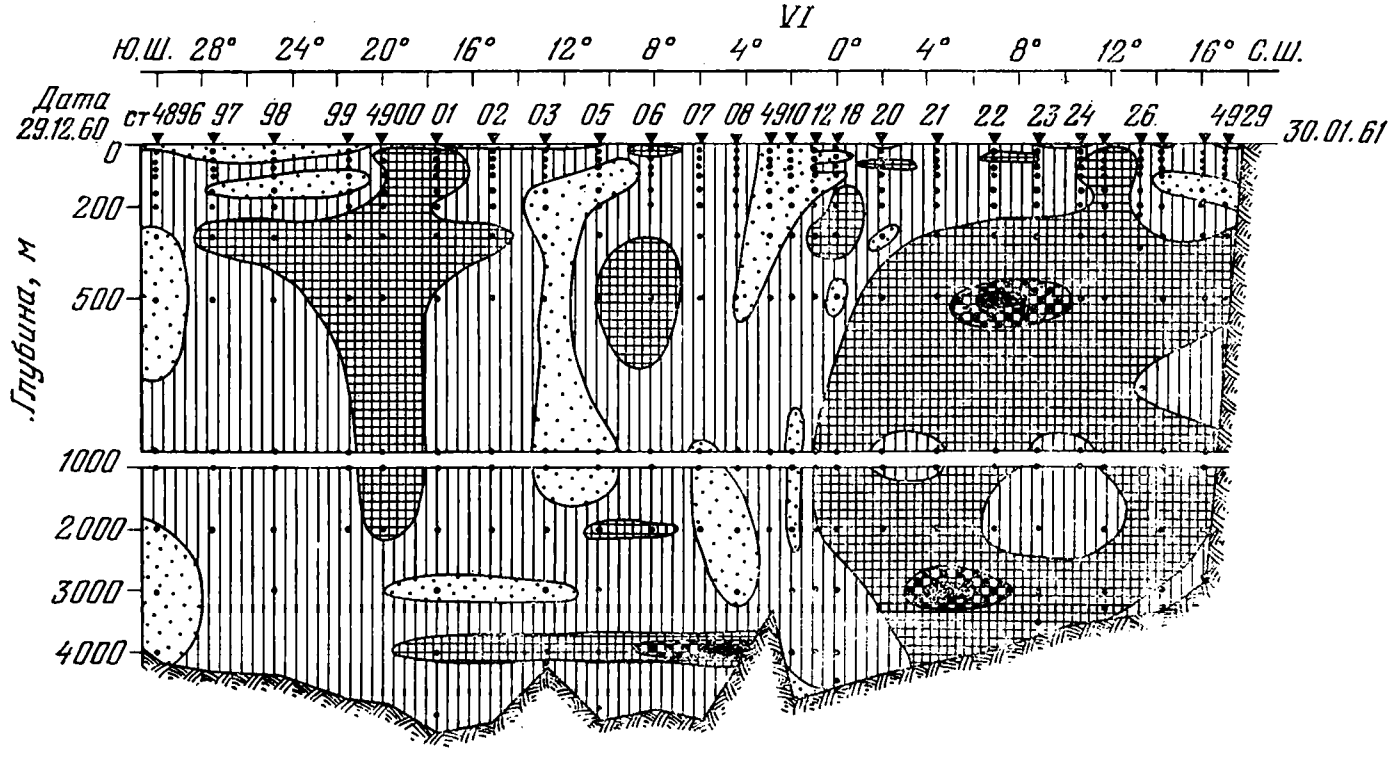


Рис. 44 (продолжение)

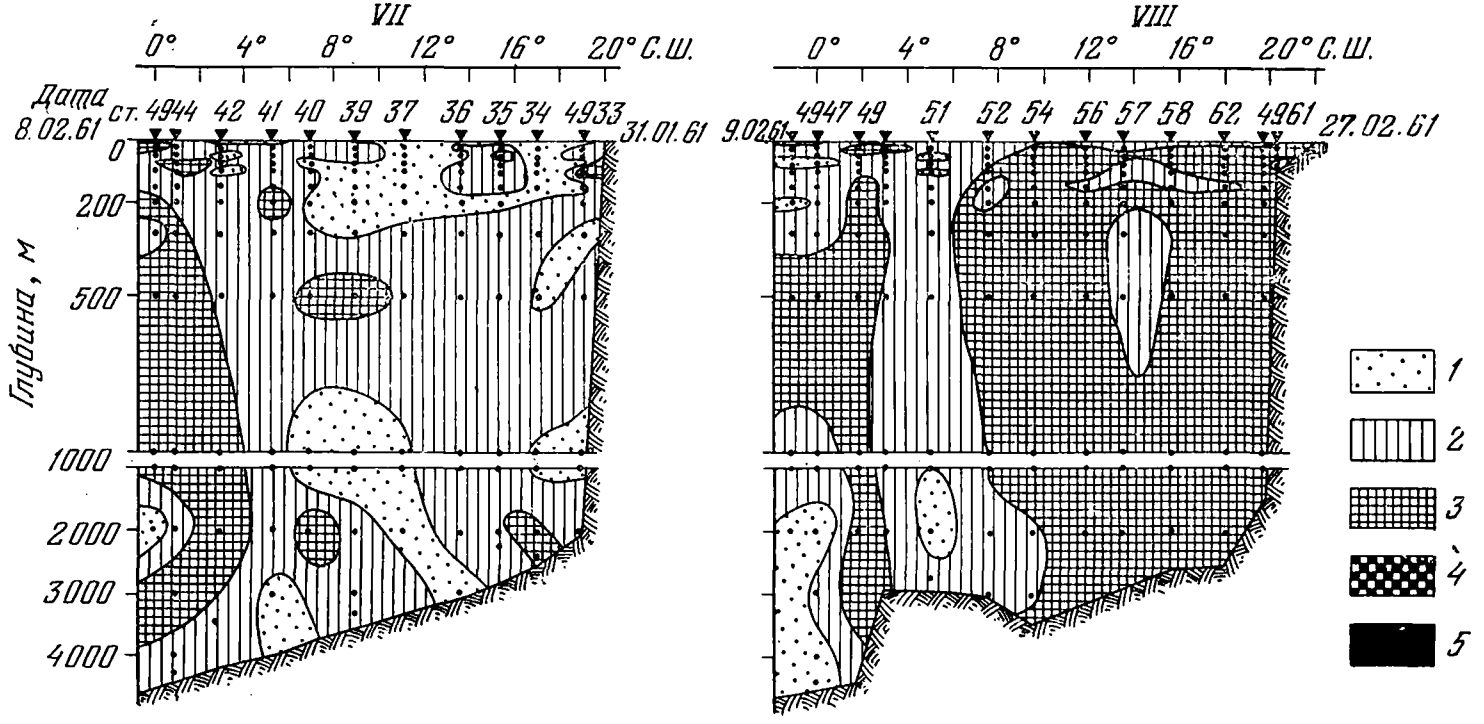


Рис. 44 (окончание)

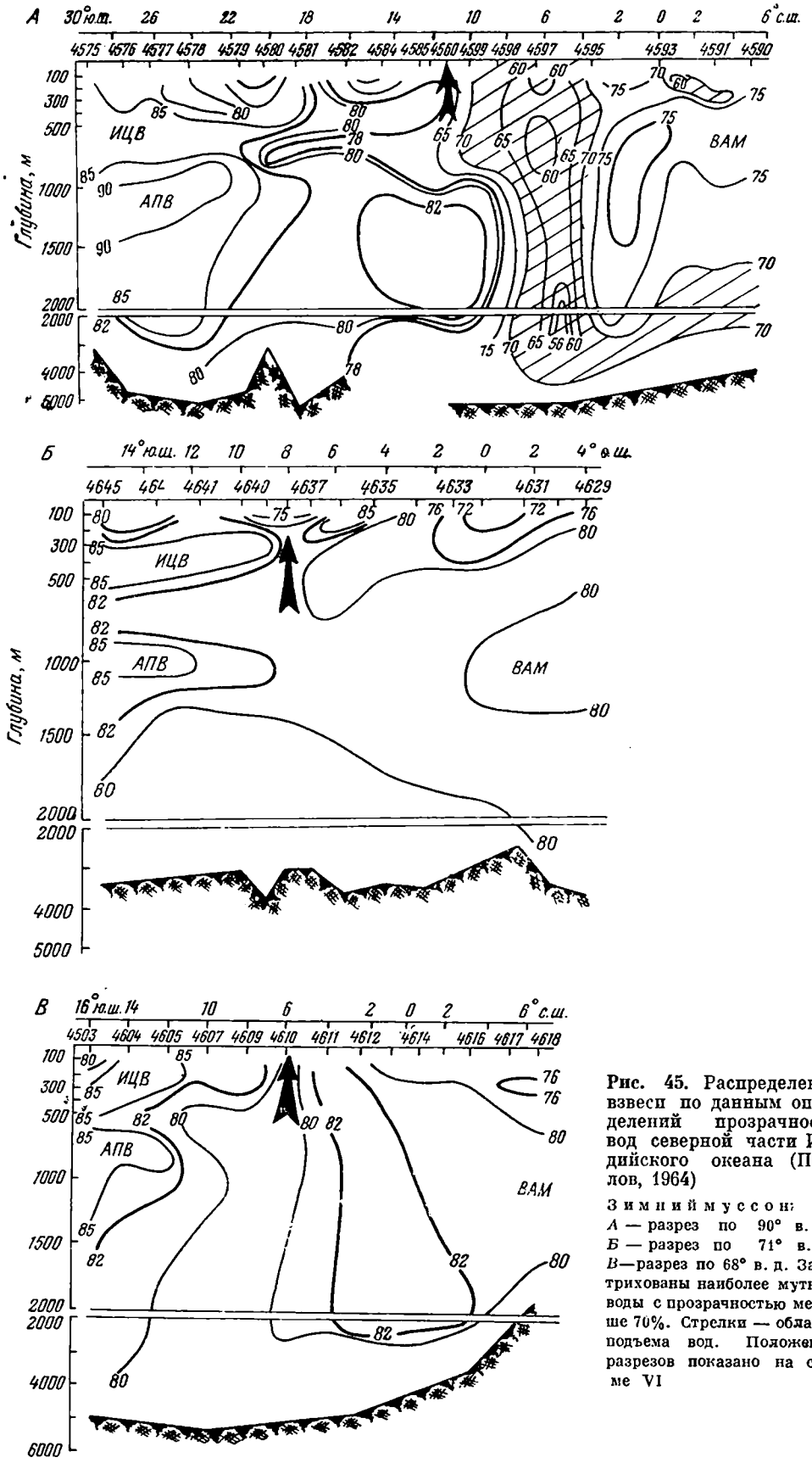


Рис. 45. Распределение взвеси по данным определений прозрачности вод северной части Индийского океана (Павлов, 1964)

Зимний муссон:
А — разрез по 90° в. д.; *Б* — разрез по 71° в. д.; *В* — разрез по 68° в. д. Заштрихованы наиболее мутные воды с прозрачностью меньше 70%. Стрелки — области подъема вод. Положение разрезов показано на схеме VI

центральные воды (ИЦВ). Эта зона соответствует аридной зоне южного полушария. Опускание прозрачной воды идет в полосе между 25° и 30°ю. ш., а продвижение на север ограничено зоной дивергенции между Южным Экваториальным течением и Экваториальным противотечением (7—8° ю. ш. в западной части океана и 10—12° ю. ш. в его восточной части). Это хорошо видно и на других разрезах.

Вторая область повышенной прозрачности, хорошо выраженная на всех трех разрезах (см. рис. 45), располагается на глубинах 800—1000 *м*, также в южной их части. Сопоставление ее характеристик с гидрологическими данными показывает, что это антарктические промежуточные воды (АПВ). При своем движении на север эти воды встречаются с глубинной водой Аравийского моря (ВАМ), которая несколько менее прозрачна, чем антарктические промежуточные воды.

Аравийские воды располагаются в северных частях разрезов от 200—300 *м* до значительных глубин. Граница между этими водными массами особенно хорошо видна на разрезе по 90° в. д., где на 4—8° ю. ш. четко обрисовываются помутнение, связанное с дивергенцией, а также мутные придонные воды, поставляемые Гангом и прослеженные ранее по мембранной фильтрации (см. рис. 44).

Экваториальные воды, располагающиеся на поверхности, как видно из всех трех разрезов, отличаются пониженной прозрачностью, связанной с высокой биологической продуктивностью.

В Персидском заливе периодически отмечается побеление поверхностных вод, связанное с очень быстрым и бурным образованием большого количества арагонитовых игл (Wells, Illing, 1964; Kinsman, 1964; Evans, Kinsman, Sherman, 1964). Такие явления идут на площади, измеряемой десятками и тысячами квадратных километров. Сходные случаи отмечались и близ Багамских островов начиная с 1836 г., когда они впервые были замечены экспедицией Британского Адмиралтейства. Новые данные по этому вопросу для Багамской отмели были недавно опубликованы Клаудом (Cloud, 1962).

Облака белой взвеси, возникающей на поверхности Персидского залива, имеют обычно протяженность около 1 *км* и неправильную форму, в отдельных случаях они достигают в длину 10 *км*. Обычно известковые облака существуют недолго (несколько часов) и за это время успевают сместиться на значительное расстояние под действием течений. Средняя концентрация карбонатного взвешенного материала в них составляет 1 *г* в 100 *л* воды, или 10 *г/м*^{3}, что в 10—20 раз выше установленных нами средних содержаний взвеси для аридных водоемов (Красное море, Аденский залив). Основная часть карбонатных облаков образуется в поверхностном слое вод, чаще всего на глубинах меньше 10 *м*, намного реже около 30 *м*, в более глубоких горизонтах обычны прозрачные воды.

Изучение карбонатного материала из взвеси под микроскопом и рентгеновскими методами показало, что это микрокристаллы арагонита, нередко к ним примешано небольшое количество панцирей планктонных организмов и другого карбонатного материала, обычного для взвеси.

Арагонитовые кристаллы в облаках быстро флоккулируют в крупные агрегаты, которые через несколько часов достигают дна залива. Анализ донных отложений показывает парадоксальные результаты: арагонит в донных осадках не накапливается, главной их составной частью является кальцит, преимущественно остатки бентических организмов. По-видимому, основная часть арагонита эфемерна — она растворяется спустя некоторое время после выпадения кристалликов и флоккул.

Процесс образования карбонатной (арагонитовой) взвеси не является чисто химическим, типичным для полузамкнутого залива аридной зоны. По-видимому, большую роль здесь играет фитопланктон. В частности, зоны выпадения кристалликов арагонита определенно связываются с вспышками развития фитопланктона, который может в короткое время

локально, в пределах очень тонкого, почти горизонтального слоя, удалить огромное количество углекислоты из воды. Это и приводит к местному пересыщению ее по отношению к карбонату кальция (арагониту) и немедленному массовому образованию кристалликов, которые по мере осаждения на дно, а затем и в донных осадках оказываются в условиях вод, недопасыщенных по отношению к арагониту. В результате арагонитовая часть взвеси снова быстро растворяется.

Сходные условия наблюдаются и на Багамской отмели, где основную роль играет уже не фитопланктон, а заросли бентической водоросли халимеда, местами черепашьей травы (Cloud, 1962). Наиболее распространенным в Персидском заливе являются карбонатные (кальцитовые) осадки, а также оолитовые, псевдоолитовые и коралловые, только близ устья рек Тигра и Евфрата они сменяются терригенными.

ЮЖНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТИ

Мы приводим несколько наиболее характерных разрезов (рис. 46).

В первом рейсе «Оби» были выполнены: разрез I, от о-вов Баллени до Новой Зеландии (станции 54—77), с 27 марта по 7 апреля 1956 г.; разрез II — Австралия — Антарктида (станции 91—112), с 1 по 14 мая 1956 г. и основной трансокеанский разрез III через Индийский океан от Антарктиды до Аденского залива (станции 111—150), с 12 мая по 8 июня 1956 г. Поскольку работы проводились в осенне-зимнее время, на некоторых разрезах из-за сильных штормов, когда нельзя было получить пробы, имеются пробелы, поскольку подходы к берегам Антарктиды были ограничены кромкой сплоченных льдов.

Из разрезов I—III видно, что распределение осадочного материала по вертикали весьма сложно: содержание взвеси колеблется в разных местах в очень широких пределах (от 0,3—0,5 до 5—10 *мг/л*). Нижний предел содержания взвеси на вертикальных разрезах близок к минимальному ее содержанию в поверхностных слоях воды, а максимальное количество часто значительно превышает наблюденное на поверхности.

Существенно отметить пестроту картины распределения взвеси в так называемом деятельном слое океана (горизонт 0—200 *м*). Глубже распределение взвеси становится более равномерным, размеры ареалов значительно возрастают, а их контрастность, как правило, уменьшается. Значительные изменения концентрации взвеси в пределах верхнего слоя до глубин 200 *м* связаны как с развитием разнообразных планктонных организмов (для антарктических вод в основном диатомовых водорослей), так и с гидрологическими условиями, в частности с положением слоя скачка плотности. В антарктических водах слой скачка расположен обычно на глубинах 100—200 *м*. Для шельфа Антарктиды типично перемешивание вод, связанное с опусканием холодных антарктических и подходом теплых промежуточных вод, что приводит к исчезновению слоя скачка в пределах материковой отмели этого континента.

Ниже деятельного слоя воды Индийского океана чаще всего содержат от 1 до 1,5—2 *мг/л* взвешенных веществ. Как правило, по мере приближения к берегам концентрация взвеси в глубинных слоях океанских вод возрастает до 2—4 *мг/л*, т. е. до максимальных значений, отмеченных для поверхностного слоя, а в отдельных случаях достигает 5—10 *мг/л*, т. е. выше, чем на поверхности. При рассмотрении разрезов видно, что от областей склона материков, а также подводных поднятий и цоколей островов в толще вод протягиваются в пелагическом направлении обычно довольно длинные — иногда до нескольких сотен километров — языки повышенных концентраций взвеси. Они располагаются на разных глубинах, от поверхности (редко) до 2000—4000 *м*, чаще всего в интервале 200—2000 *м*, их форма бывает весьма сложной, что обусловлено как особенностями поступления осадочного материала, так и гидрологической

обстановкой, в частности течениями и распределением плотности. По мере удаления от материкового склона или подводного поднятия мощность языка, как правило, уменьшается, часто на нем появляются «пережимы», которые при дальнейшем развитии отчленяют отдельные части языка, давая начало подводным облакам и пятнам с повышенным содержанием взвеси. Облака и пятна прослеживаются на значительных расстояниях от берегов, достигая иногда центральных районов океана.

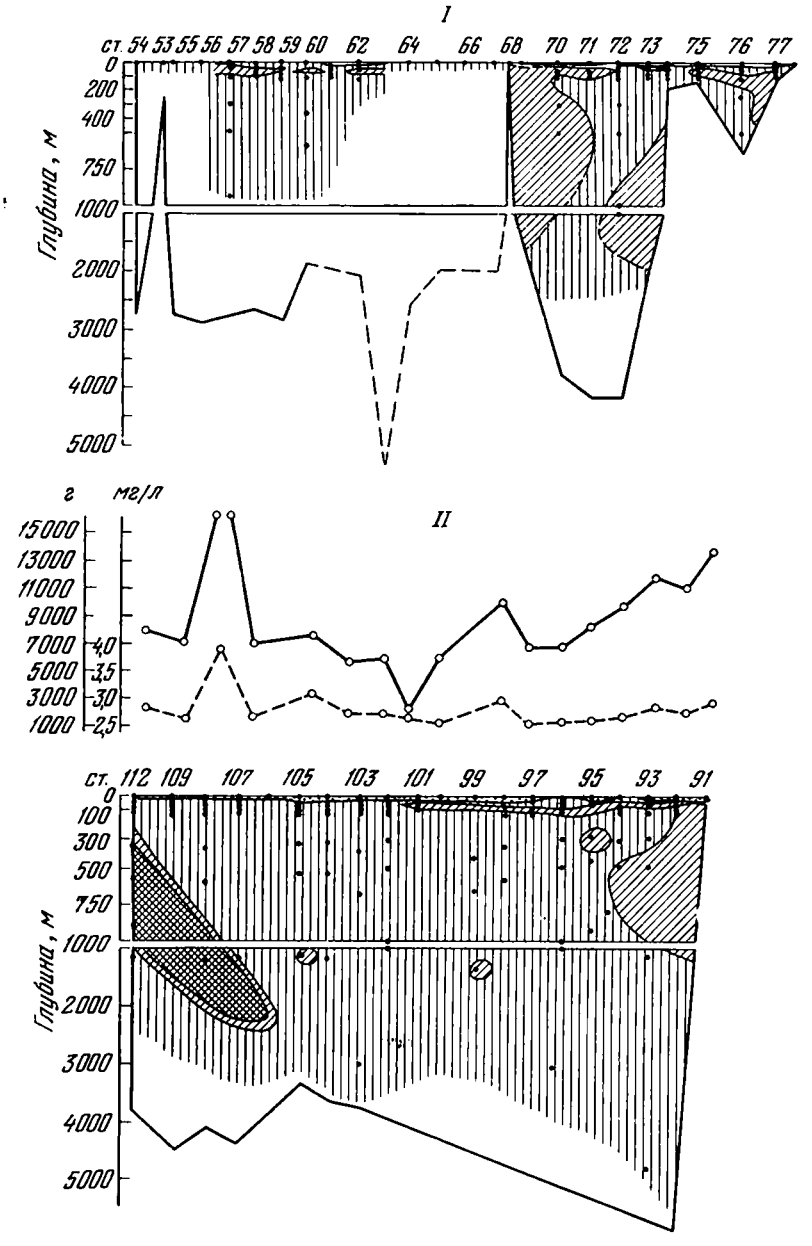


Рис. 46. Количественное распределение взвеси на разрезах I—VII через Индийский и южную часть Тихого океана по данным мембранной ультрафильтрации (Лисицын, 1960в)

Концентрация взвеси, *мг/л*: *1*—менее 0,5; *2* —от 0,5 до 1; *3* — от 1 до 2; *4* — от 2 до 4; *5* — более 4. Точки — места отбора проб. На графиках: пунктир — средние взвешенные содержания взвеси, *мг/л*, сплошная линия — абсолютные количества взвеси от поверхности до дна, *г*; над разрезами номера станций. Положение разрезов показано на схеме VI

Разрезы, составленные во втором рейсе «Оби» в 1957 г., существенно дополняют наши представления о распределении взвеси в Индийском океане. Разрез IV выполнен с 23 по 28 января (станции 176—189) к северу от Берега Ингрид Кристенсен; разрез V был проведен с 2 по 7 февраля к северу от Земли Эндерби (станции 203—212); разрез VI выполнен с 21 февраля по 12 марта (станции 235—262) от берегов Антарктиды до Южной Африки (банка Агульяс); разрез VII был выполнен с 9 апреля по 14 мая (станции 282—329) через весь Индийский океан от Антарктиды до Индии (в районе Калькутты).

На разрезах IV—V видно поступление с севера очень прозрачных океанских глубинных вод, содержащих 0,5—1 *мг/л* взвешенного вещества, а в некоторых случаях менее 0,5 *мг/л*. В деятельном слое, так же как и на ранее описанных разрезах, имеют место резкие изменения содержания взвеси. На V разрезе слой скачка плотности хорошо просле-

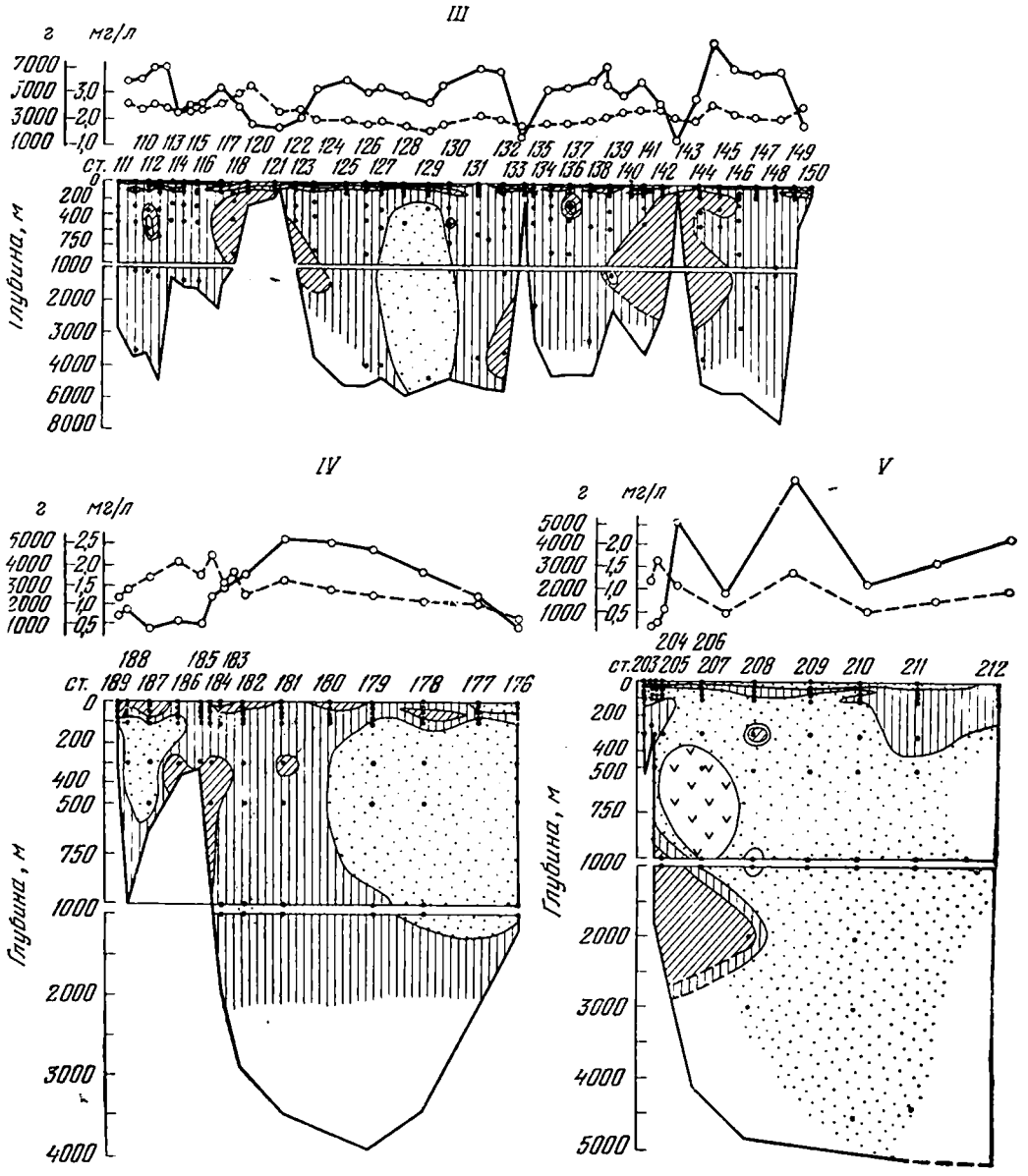


Рис. 46 (продолжение)

живается на большом протяжении по повышенной концентрации взвеси (1—2 *мг/л*).

Картина распределения взвеси на разрезе VI очень сложная, что зависит от общей сложности гидрологической и гидрохимической обстановки в этом районе. Прозрачные глубинные воды Индийского океана близко подходят к Антарктиде, причем на некоторых участках содержание взвеси в них снижается до 0,1—0,2 *мг/л*, а чаще составляет около 0,5 *мг/л*. Интересно отметить на этом разрезе появление пятна очень прозрачных вод, содержащих менее 0,5 *г/м*^{3} взвеси, непосредственно у берегов Африки, в нижней части материкового склона, где имеются все основания ожидать повышения концентрации взвеси. Возможно, что это исключение из общего правила обусловлено поступлением в район банки Агульяс чистых глубинных вод с юга и с востока, которые оттесняют мутные

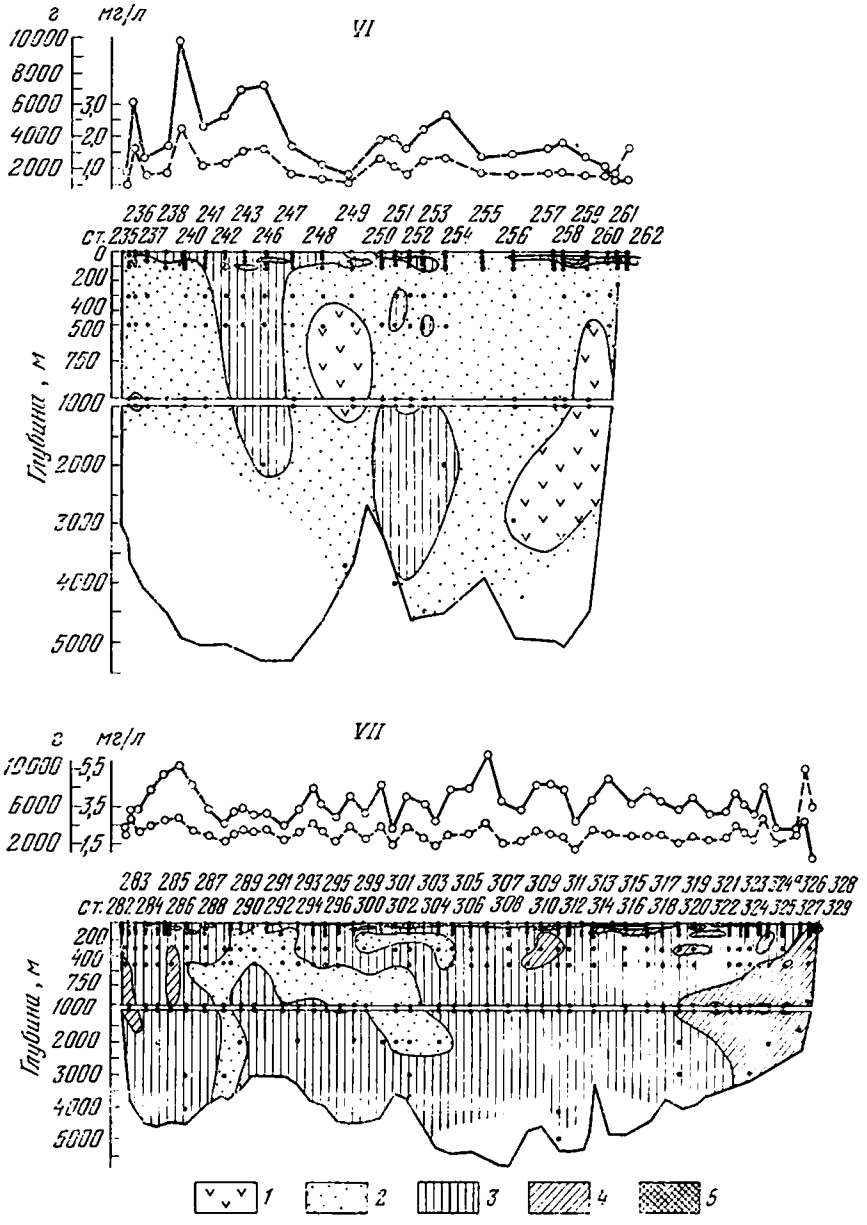


Рис. 46 (окончание)

воды шельфа к западу от банки. Весьма необычна на этом разрезе также область высокой концентрации взвеси (1—2 *мг/л*), расположенная в верхней части разреза. По-видимому, это остатки языка, опустившегося в нижней части до 4000 *м* и перемещающегося к северу. В верхней части этот язык слился с поверхностной областью высокой концентрации взвеси (влияние фитопланктона). Остатки такого пятна повышенного содержания фитопланктона имеются в слое 0—200 *м* в районе станций 250—254, а на горизонте 200—500 *м* они прослеживаются в виде небольших пятен. Весьма показательно на этом разрезе облако высокого содержания взвеси (1—2 *мг/л*), расположенное в районе станций 250—255 на глубинах от 1000 до 4000 *м*. По-видимому, это облако оторвалось ранее от материкового склона и смещается, медленно опускаясь к северу.

Наконец, на разрезе VII также можно выделить область прозрачных глубинных вод, прослеженную на ранее описанных разрезах, при этом обрисовываются ее северная и южная границы. Эта область протягивается на глубине от 0 до 4000 *м*, в центральной части океана от ст. 287 до ст. 307, имея протяженность около 2500 *км*. Огромные пространства Индийского океана заняты водами, содержащими от 1 до 2 *мг/л* взвешенного материала. С шельфа Антарктиды протягивается на глубины до 1800 *м* небольшой язык повышенной концентрации взвеси. Очень мощный язык прослеживается в Бенгальском заливе в толще вод на расстояние более 1000 *км* от устья Ганга. У берегов Антарктиды на этом же разрезе также можно видеть «пятно» повышенного содержания взвеси, потерявшее связь с материковым склоном и смещающееся, вероятно, к северу.

Из сопоставления приведенных, а также ряда промежуточных разрезов может быть сделано несколько важных выводов.

Прежде всего в южной части Индийского океана в глубинных слоях воды западных районов океана значительно более прозрачны, чем воды восточных районов. Это хорошо видно по разрезам IV — VI. На IV разрезе воды, содержащие 0,5—1 *мг/л* взвеси, довольно далеко отстоят от подводного склона материка, на V и VI — они уже достигают материкового склона. На разрезах III и VII через Индийский океан также можно встретить эти прозрачные воды: на разрезе III на еще большем удалении от материка, чем на разрезе IV (станции 127—131), а на разрезе VII — снова несколько южнее (станции 287—306). На разрезе II от Австралии до Антарктиды, как и на разрезе I через Новозеландский порог, прозрачных глубинных вод уже нет. По-видимому, в Индийский океан поступает значительная масса прозрачных атлантических вод через огромный пролив между Антарктидой и Африкой шириной более 2500 *км*. По мере продвижения на восток область распространения этих вод смещается несколько к северу и уменьшается. Так, на 65—70° в. д. она сужается приблизительно до 1100 *км*. На разрезе VII (Антарктида — Индия) прозрачные воды уходят еще дальше к северу, достигая южного тропика, и приподнимаются, отрываясь от дна.

Поступление большого количества взвешенного материала, сбрасываемого с шельфа и материкового склона, в глубинах океана прослеживается четко на разрезе II у берегов Антарктиды и Австралии, на разрезе IV на склонах подводного поднятия, на разрезе V у берегов Антарктиды, а также на разрезах III и VII на склонах подводных поднятий близ материков.

На основании изложенного становится ясно, что в западную часть Индийского сектора Антарктики поступает меньше осадочного материала, чем в восточную. По мере удаления от Антарктиды к северу количество осадочного материала также значительно снижается, вновь возрастая только в Бенгальском заливе. Естественно ожидать соответствующих изменений и скорости современного осадкообразования.

БАССЕЙН АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ НА ПОВЕРХНОСТИ

Интересные данные о количественном распределении взвеси методом мембранной ультрафильтрации были получены в западной и южной частях Атлантического океана во время нескольких плаваний «Оби» в Антарктику и обратно. Исследования взвеси проводились также и при работах на судах «Михаил Ломоносов», «Академик Ковалевский», «Профессор Добрынин», «Батайск», «Полюс», «Белогорск», «Академик Курчатов», «Академик Вавилов», «Дмитрий Менделеев». Для северной части Атлантического океана уже опубликованы довольно многочисленные цифровые материалы. Для всех этих исследований важным обстоятельством является то, что они проведены по единой методике (Лисицын, 1956б). Пробы собраны более чем на двух тысячах станций. Для южной части Атлантического океана данных пока недостаточно. Данные о количественном распределении основаны на исследованиях 3070 проб с 2150 станций. В ряде мест у берегов США, а также близ Бермудских островов в Саргассовом море проводилось изучение взвеси американскими исследователями (Manheim, Meade, Trumbull, 1966; Degens and oth., 1964; Riley and oth., 1965).

Весьма важный материал, охватывающий различные сезоны года, собран в Северном, Балтийском и Средиземном морях и в мелководных частях океана (Kalle, 1937, 1939; Krey, 1949, 1950, 1952, 1961; Krey and oth., 1961; Banse, 1956; Joseph, 1949, 1953, 1955; Armstrong, Atkins, 1950; Atkins and oth., 1954; Jerlov, 1951, и др.), а также в северной пелагической части Атлантического океана (Krey, 1961; Hagmeier, 1959), в заливах и близ устьев рек (Andel, Postma, 1954; Postma, 1961).

СОБСТВЕННО АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Содержание взвешенного осадочного материала в поверхностных водах Атлантического океана колеблется в широких пределах — от менее 0,5 и даже 0,25 до 40—47 *мг/л*. Наиболее высокие концентрации были обнаружены близ устьев Амазонки, Ла-Платы, Рейна, Нила, Ориноко и других рек, а также в морях, особенно Балтийском и Северном. Обычное содержание взвеси в пелагических частях океана 0,5—1 *мг/л*. В Саргассовом море, а также в течение Гольфстрим содержание взвеси снижается до менее 0,5 *мг/л* и следов.

В поверхностных водах циклонических областей (умеренных гумидных зон) часто выделяются пятна и полосы с содержанием взвеси 1—2 и более 2 *мг/л*, нередко быстро меняющие свою конфигурацию и связанные главным образом с развитием фитопланктона. Особенно характерны глобальная зона высоких концентраций взвеси в южной части океана, связанная с антарктической конвергенцией, и экваториальная зона, связанная с дивергенциями. Эти зоны четко выделяются также и в Тихом и в Индийском океанах (Лисицын, 1966а). Очень высокие концентрации взвеси обнаружены в верхней части материкового склона юго-западной Африки. Здесь они связаны с подъемами вод (апвеллингами) в пределах аридной зоны, которые приводят к появлению аномальных осадков близ бухты Людериц и Кунене (Сенин, 1971). Как будет показано далее, анализ вещественного состава взвеси отчетливо показывает, что в размещении ее концентраций главную роль играет наложение терригенного и биогенного процессов. Их сложное сочетание и определяет обычно размещение концентраций взвеси в пространстве — на поверхности океана и во времени — в разные сезоны года. Уже было показано, что для разных природных зон океана сезонные изменения имеют различный ход и направленность. Они прослеживаются повсеместно — от полюса до экватора, но имеют резко отличный размах. Максимальны они в умеренных

гумидных зонах (поставка терригенного материала во время паводков, цветение фитопланктона весной и осенью), намного слабее они в ледовой, аридной и экваториальной гумидной зонах. Большой интерес представляют многократные разрезы от Ла-Манша до берегов Антарктиды, выполненные в разные сезоны во время работы Антарктической экспедиции на «Оби» одновременно с определениями первичной продукции (Лисицын, 1969а). Дополнительные данные были получены по сезонам также во время рейсов судов «Академик Курчатов» и «Дмитрий Менделеев».

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ

Данные о количественном распределении взвеси в поверхностных водах северной части Атлантического океана (в пределах северной гумидной и аридной зон) для двух сезонов — весеннего и осеннего — опубликованы Н. М. Вихренко и В. К. Николаевой (1962). Во время весеннего рейса (март — июнь 1958 г.) взвесь собрана на 136 станциях (из них по вертикали на 36 станциях), а осенью (октябрь — декабрь 1958 г.) на 104 станциях (по вертикали 18 станций) (рис. 47).

Количественное содержание взвеси в северной части океана весной изменяется в пределах от 0,3 до 4,2 *мг/л*, составляя чаще всего 0,5—1 *мг/л*, т. е. несколько выше, чем в северной аридной зоне Тихого океана. Над Европейской котловиной количество взвеси низкое 0,5—1 *мг/л*, а в ее центральной части даже менее 0,5 *мг/л*. К берегам Испании и Англии содержание взвеси растет до 1,0—1,5 *мг/л* и более. Высокие содержания взвеси отмечаются также в зоне полярного фронта (субарктического) и близ Азорских островов. В последнем случае можно было бы предположить наличие связи современного вулканизма Азорских островов с повышенным содержанием осадочного материала в водах. Однако микроскопический анализ взвеси показал, что вулканогенный материал во взвеси из этого района не играет сколько-нибудь заметной роли; взвесь состоит в основном из биогенных частиц, с повышенным содержанием кокколитов.

В мае — июле 1955 г. с судна «Антон Дорн» здесь проводились гидрооптические наблюдения с определением ослабления света. Значения экстинкции были переведены мною приблизительно в концентрации взвеси с использованием формулы Ю. Е. Очаковского (1965). Такой перевод достаточно условен. Распределение взвеси по гидрооптическим данным оказалось в принципе тем же, что и по материалам фильтрации. Максимальные содержания взвеси (более 1,5, местами до 4 *мг/л*) — у берегов Европы и Англии, минимальные — в центральной части моря Ирмингера (воды Гольфстрима); у берегов Гренландии близ кромки дрейфующих льдов отмечается снова рост концентрации взвеси, связанный главным образом с высокой продукцией фитопланктона (Joseph, 1955).

В осеннее время, как и в северной части Тихого океана и в Беринговом море, содержание взвеси заметно ниже, чем весной, когда идет цветение фитопланктона. Биомасса фитопланктона осенью составляет 1—45 против 1—320 *мг/м*^{3} весной (Мовчан, 1965). Если содержание взвеси весной соответствует годовому максимуму и отвечает наибольшей роли биогенных факторов, то в осеннее время содержание взвеси близко к минимальному, роль биогенного материала снижается в это время, особенно поздней осенью, достигая в начале зимы минимума.

Как видно из карты (см. рис. 47), осенью обширные площади занимают воды с содержанием взвеси менее 0,5 *мг/л*, области с более высокой концентрацией взвеси имеют вид отдельных пятен или полос.

В северо-западной части океана эти полосы отвечают полярному фронту (субарктический фронт), в центральной части — вторичному фронту, выделенному А. П. Гамутиловым и Ю. В. Истошиным. По мере приближения к берегам Англии и Испании содержание взвеси возрастет, что

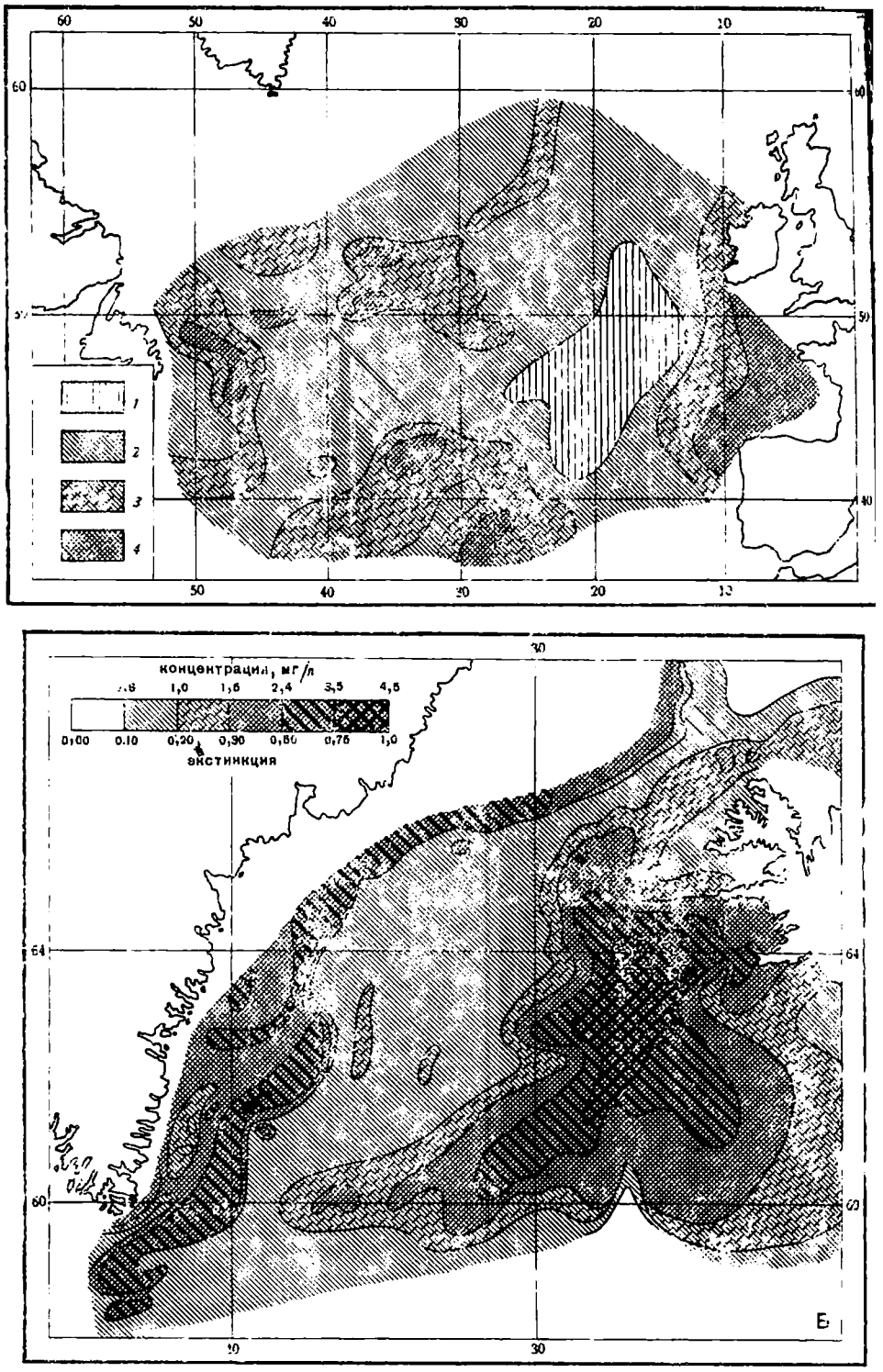
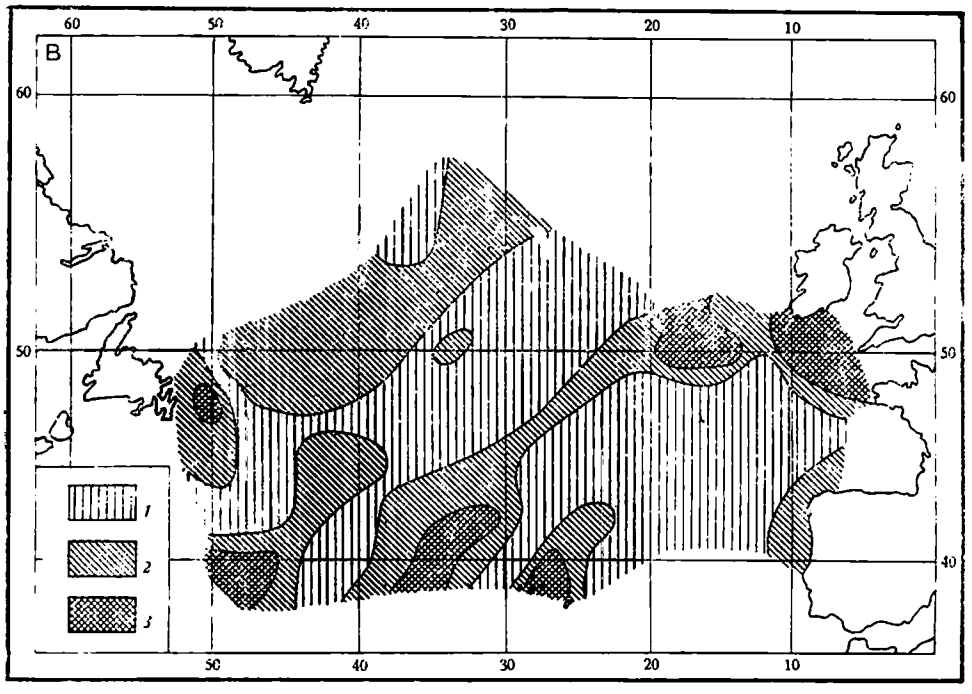


Рис. 47. Количественное распределение взвеси в поверхностных водах северной части Атлантического океана по данным мембранной ультрафильтрации и оптических исследований по сезонам

А. Весна — мембранная ультрафильтрация, март — июнь 1958 г. Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1,0; *3* — от 1 до 1,5; *4* — более 1,5 (Вихренко, Николаева, 1962). *Б*. Лето — показатель ослабления (экстинкция), май — июль 1955 г. (Joseph, 1955). Перевод ослабления в концентрацию приблизительный, сделан на основании формулы Очаковского (1965).



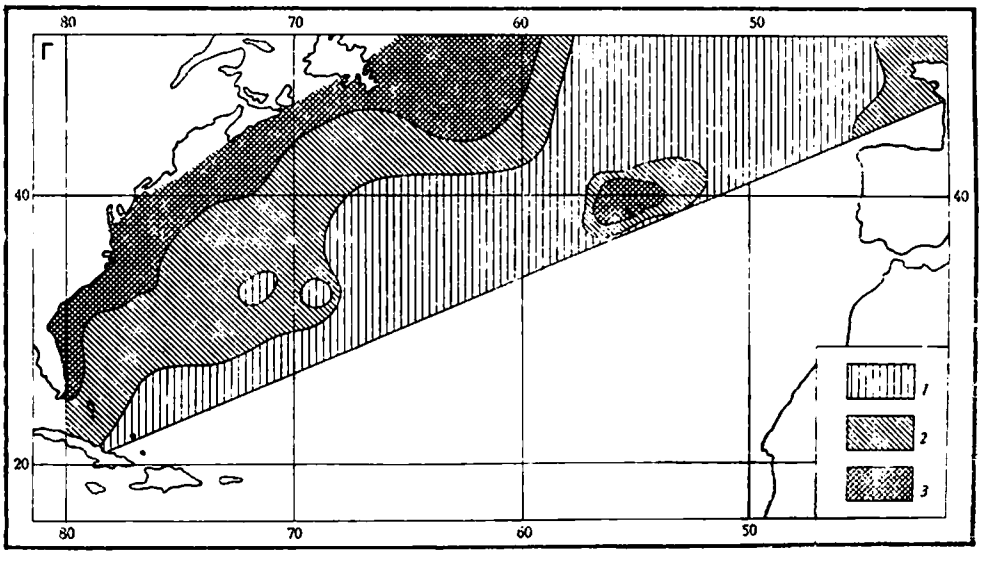


Рис. 47 (окончание)

В. Осень — мембранная ультрафильтрация, октябрь — декабрь 1958 г. Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1; *3* — более 1 (Вихренко, Николаева, 1962).
Г. Зима — мембранная ультрафильтрация, январь—март 1950 г. Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1,0; *3* — более 1,0 (Вихренко, 1964)

имело место и весной. Таким образом, близ берегов Европы на протяжении всего года поддерживаются высокие концентрации взвеси. Содержание взвеси в поверхностных водах открытых частей северной половины Индийского океана определяется, как видим, в основном положением и активностью фронтов (арктический, субарктический, вторичный). Биогенные компоненты в составе взвеси, как показывает ее микроскопическое исследование, проведенное Н. М. Вихренко и В. К. Николаевой (1962), осенью играют значительно меньшую роль, чем весной, что соответствует сезонному ходу развития фитопланктона.

Среди органического материала в области полярного фронта и к северу от него весной основное значение имеют диатомовые водоросли, осенью их цветение прекращается, и взвесь на поверхности в тех же районах океана детритно-минеральная.

В области вторичного фронта и южнее его наибольшее значение в биогенной части имеют известковые планктонные организмы — фораминиферы и кокколиты.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ

Карта количественного распределения взвеси в водах северо-западной части океана для января — марта (зимы) 1960 г. составлена Н. М. Вихренко (1964). Методика определений была принята стандартной, фильтрация проводилась через ультрафильтры № 3. Оказалось, что содержание взвеси в водах океана зимой изменяется в широких пределах от 0,2 до 3,5 *мг/л* (см. рис. 47); в открытых частях океана обычно содержится намного меньше взвеси (менее 0,5 *мг/л*), чем у берегов. По мере приближения к берегам Северной Америки концентрация взвеси закономерно возрастает сначала до 0,5—1 *мг/л*, а затем даже до более высоких значений. Такое же явление отмечается и при приближении к берегам Европы, а также к Азорским островам (небольшое пятно повышенных содержаний в открытой части океана).

На примере этой карты можно видеть влияние материков и островов на концентрацию взвеси, поскольку биогенные процессы в это время снижены до минимума. Это явление циркумконтинентального распределения взвеси прослеживалось и на других картах, но там картина обычно бывает более или менее затушевана влиянием биогенных процессов, льдов и др. В зимнее время содержание здесь минеральной части во взвеси оказывается максимальным, и поэтому именно в данное время, так же как и для зимы в Беринговом море, наиболее ясно могут быть установлены закономерности рассеяния терригенного осадочного материала.

Имеются данные о содержании взвеси в поверхностных водах Атлантического океана у берегов США в районе п-ова Кейп-Код (Manheim, Meade, Trumbull, 1966) (см. схему VII). Работы здесь проводились в мае-июне 1965 г. С шельфа, прибрежных районов и из устьев рек было получено около 600 проб, которые фильтровались через мембранный фильтр с порами 0,4 *мк*. Содержание взвеси в открытом океане в этом районе оказалось очень низким — около 0,125 *мг/л*, лишь в отдельных местах оно доходит до 0,5 *мг/л* (на расстоянии до 40 *км* от берега). Как показало исследование под микроскопом, взвесь из поверхностных вод содержит много карбонатных организмов и их остатков (кокколиты и фораминиферы в пробах из зоны Гольфстрима).

Прибрежные области этой части Атлантического океана в зависимости от влияния речного стока могут быть разделены по концентрации взвеси на три района.

1. Районы, не испытывающие непосредственного влияния речного стока; концентрация взвеси в поверхностных водах 0,25—1 *мг/л*.

2. Крупные речные эстуарии (заливы Лонг-Айленд, Чесапикский (Bond, Meade, 1966), лагуна Томлико-Саунд); содержание взвеси в их

водах 1—5, местами до 20 *мг/л*. Изолиния 1 *мг/л* проходит почти параллельно берегу на расстоянии 3—20 *км* от него, а изолиния 0,2 *мг/л* — на расстоянии 10—50 *км*.

3. Участки близ крупных рек, впадающих непосредственно в океан (без крупных заливов типа эстуариев). Концентрация взвеси близ мест впадения четырех крупнейших рек этого района возрастает особенно сильно, изолиния 1 *мг/л* проходит на расстоянии 8—30 *км* от берега (в среднем 15 *км*), а 0,25 *мг/л* — на расстоянии 30—70 *км*.

Установлено также, что ураганы, часто проходящие в этом районе, сильно влияют на концентрацию взвеси. Так, после прохождения урагана Бетси (сентябрь 1965 г.) на расстоянии 25 *км* от берега содержание взвеси через двое суток после окончания шторма оказалось равным 7 *мг/л*, против обычных значений для этого района 0,25 *мг/л*. Большое влияние на концентрацию взвесей оказывают приливно-отливные и сезонные явления, а также штормы.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ

Данные о количественном распределении взвеси в поверхностном слое вод восточной части океана на участке от Ла-Манша до Кейптауна получены во время нескольких переходов «Оби» в Антарктику (рис. 48). Маршрут повторялся по линии Калининград — Ла-Манш — Западное побережье Африки — Кейптаун — по 20° в. д. до Антарктиды (см. схему VI). Второй рейс «Оби» проходил над впадиной Романш и далее почти в меридиональном направлении к о. Тристан-да-Кунья. Эти галсы оказались очень показательными с точки зрения сезонных изменений взвеси. В юго-восточной части Атлантического океана, по его границе с Индийским океаном, выполнены работы во втором и четвертом рейсах «Оби». Количественное распределение взвеси также будет рассмотрено в разделе о сезонных изменениях.

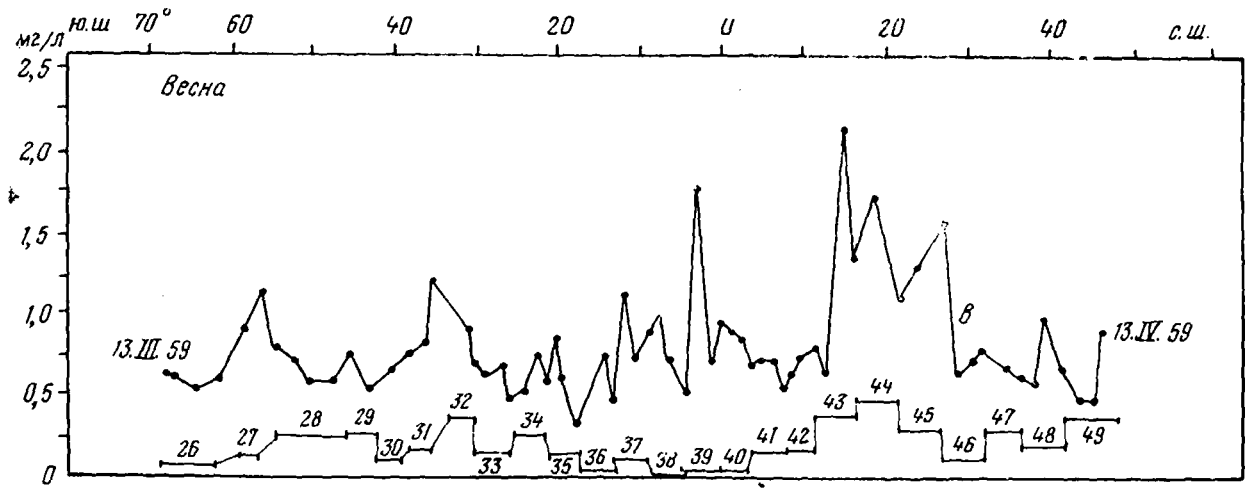
По данным рейса судна «Белогорск», зимой и весной 1966 г. воды аридной зоны этой части океана содержали около 1 *мг/л* с увеличением близ Канарских островов и о-вов Зеленого мыса, что может быть связано с поступлением эолового материала из Африки. Весной 1968 и 1969 гг. во время рейсов на судне «Академик Курчатов» в прибрежной зоне Европы и Африки было найдено 1—1,9 *мг/л* взвеси, с увеличением до 5,6 *мг/л* близ Канарских островов и м. Кап-Блан.

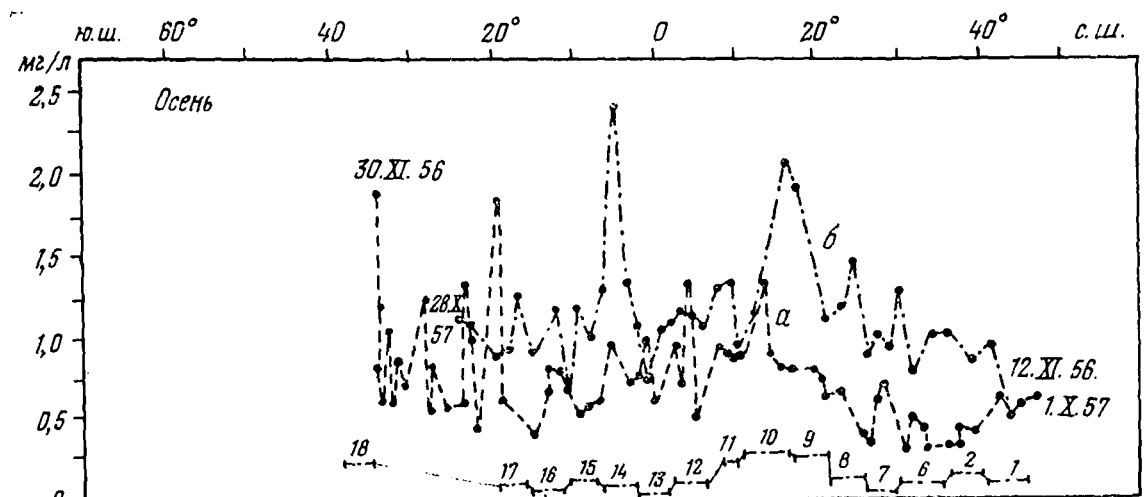
ЮЖНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТИ

О количественном распределении в южной и центральной частях Атлантического океана можно судить на основании данных, полученных во время третьего рейса «Оби» в проливе Дрейка, на Патагонском шельфе и на пути от Монтевидео до Ла-Манша. Разрезы от Антарктиды до Африки рассмотрены при описании Индийского океана.

Разрез от пролива Дрейка до Ла-Манша выполнялся в июне-июле 1958 г. в пределах ледовой зоны южной части Атлантического океана. По данным экспедиций на «Оби», концентрация взвеси на поверхности довольно высокая — в пределах 0,9—1,1 *мг/л*. От пролива Дрейка судно шло вдоль берегов Южной Америки, над Патагонским шельфом.

Можно было бы ожидать заметного повышения содержания взвеси, аналогичного хотя бы тому, что отмечалось в северной части Атлантики. Однако значения здесь не превышают 1 *мг/л*, т. е. в несколько раз ниже, чем в других местах. Это, несомненно, связано с тем, что разрез проходил близ берегов южной аридной зоны, откуда осадочного материала в океан поступает крайне мало. Именно здесь циркумконтинентальная зональность выражена очень слабо; наиболее четко она проявляется в местах с высоким темпом денудации суши, т. е. в гумидных зонах.


мг/л
ю.ш 70° 60 40 20 0 20 40 с.ш.
2,5
2,0
1,5
1,0
0,5
0
Весна
13.III. 59
в
13.IV. 59
26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49


мг/л
ю.ш. 60° 40 20° 0 20° 40° с.ш.
2,5
2,0
1,5
1,0
0,5
0
Осень
30.XI. 56
б
28.X
57
а
12.XI. 56.
1.X.57
18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 2 1

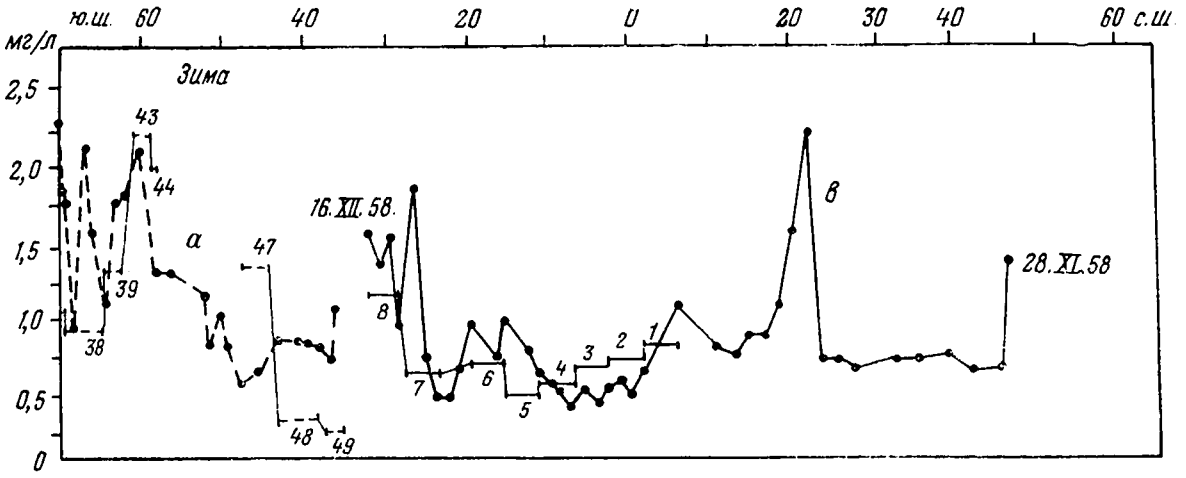


Рис. 48. Сезонные изменения содержания взвеси в поверхностных водах Атлантического океана (для северного полушария) по маршруту Калининград – Антарктида

Кривые — содержание взвеси (в *мг/л*) по данным ультрафильтрации; ступенчатая кривая — по данным сепарации. Рейсы «Оби»: *а* — 2-й, *б* — 3-й, *в* — 4-й

Только в районе устья Параны, близ Монтевидео, концентрация взвеси возрастает до 2,0—2,6 *мг/л*. Язык высокой концентрации взвеси на поверхности прослежен на расстоянии 400—500 *км* от устья реки. В южной части разреза — от Монтевидео к Ла-Маншу — судно двигалось на некотором удалении от берегов Южной Америки. В отличие от южной части разреза суша здесь интенсивно размывается (20—100 *т/км*^{2}, см. схему III). Содержание взвеси в поверхностных водах здесь возрастает до 1 *мг/л* и более, а в зоне дивергенции, соответствующей местам расхождения Южного Пассатного и Бразильского течений, до 1,6 *мг/л*.

Далее на север, вплоть до 20° с. ш., содержание взвеси заметно снижается (0,5—0,6 мг/*л*), что отвечает уже известным нам концентрациям взвеси в аридных зонах океанов. Местное увеличение содержания взвешенного материала связано с дивергенциями.

К северу от о-вов Зеленого мыса содержание взвеси довольно быстро меняется, что связано с влиянием эолового материала, поступающего из пустынь Африки, а также со сложностью распределения фитопланктона в этой части океана. Приближение к Канарским островам определяется по увеличению концентрации взвеси. Невысокие значения установлены в северной части разреза от Канарских островов до Ла-Манша. Напомним, что работы здесь выполнялись в конце июля — начале августа 1958 г., т. е. в сезон с минимальными биомассой и материковым стоком. Естественно поэтому, что и концентрации взвеси в поверхностном слое воды близки к минимальным, наблюдающимся в этой части океана. Только близ Ла-Манша цифры содержания взвеси возрастают, этот рост оказывается стойким с дальнейшим увеличением значений в Северном море.

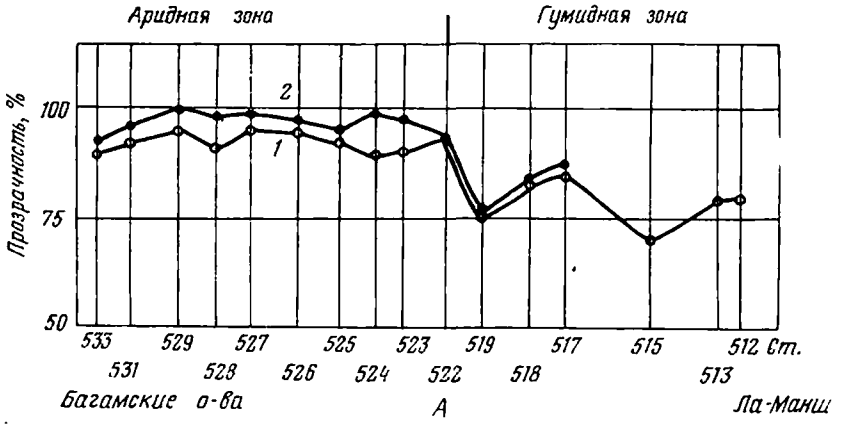
Разрез через центральную и северную части океана был выполнен в пятом рейсе э/с «Михаил Ломоносов». Он проходит по 30° з. д. от Северного Полярного круга до 10° ю. ш. Из этого разреза, так же как и из других приведенных выше материалов, видна климатическая зональность распределения взвеси: больше всего ее содержание и наибольшие контрасты в распределении отмечаются в северной гумидной зоне (севернее 40° с. ш.). Минимальные значения и минимальные контрасты — в северной аридной зоне Атлантики (от 40° до 10° с. ш.). Наконец, в экваториальной гумидной зоне содержания вновь возрастают. Главное здесь не в влиянии подводного рельефа, как считают М. В. Кленова, В. М. Лавров и В. К. Николаева (1962), а в климатической зональности, хотя рельеф и может играть определенную роль в качестве фактора второго порядка.

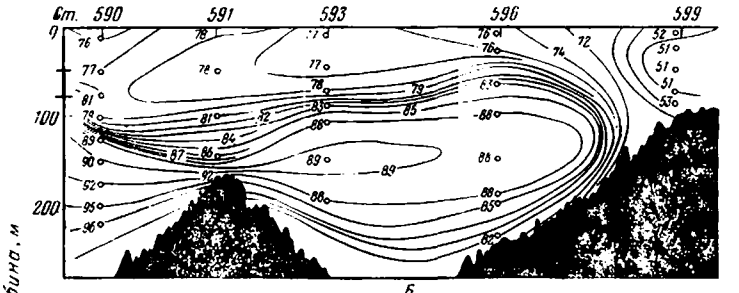
Еще один разрез был изучен в седьмом рейсе э/с «Михаил Ломоносов» от Ла-Манша до Багамских островов, проходящем из гумидной в аридную зону северного полушария. Можно было бы ожидать на этом разрезе значительных изменений концентрации взвеси.

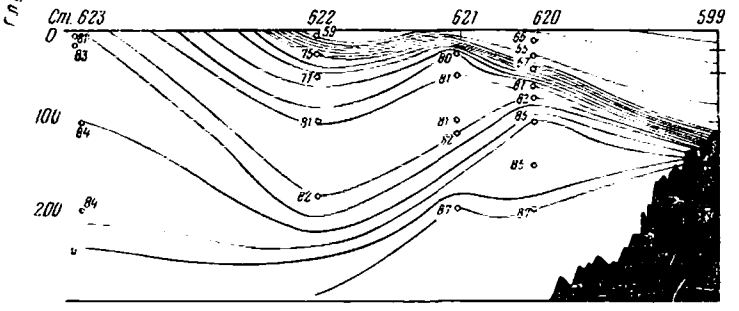
Г. Г. Неуймин, Н. А. Сорокина, А. И. Парамонов и В. Н. Прошин (1963) провели на этом разрезе определения прозрачности (для синей части спектра). Из разрезов (рис. 49) ясно видно, что в его правой (аридной) части (Саргассово море, Багамские острова) прозрачность вод очень значительна, близка к максимальной, а на глубине 250 *м* даже

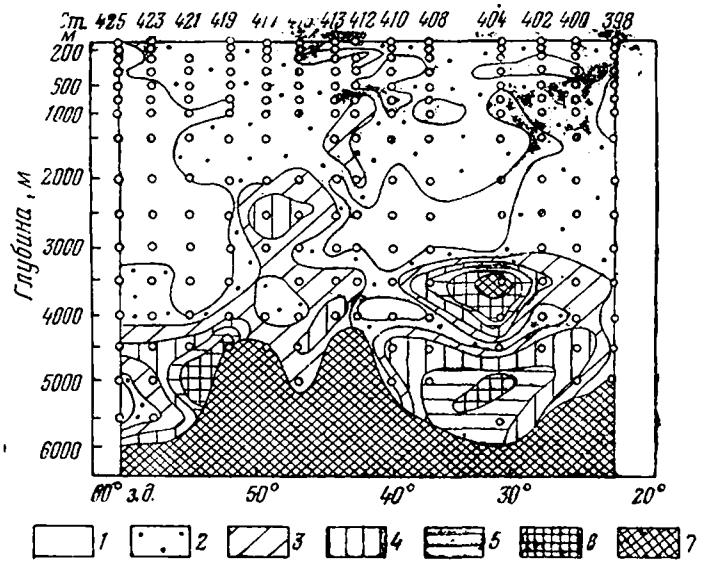
Рис. 49. Распределение взвеси в водах Атлантического океана по данным гидрооптических наблюдений

Прозрачность вод (Неуймин и др., 1963): *А* — на разрезе Ла-Манш — Багамские острова: *1* — поверхностный слой (10 *м*); *2* — глубинный слой (250 *м*). *Б* — на разрезе Флемиш-Кап (ст. 590)— Ньюфаундлендская банка (ст. 599). *В* — на разрезе Ньюфаундлендская банка (ст. 599) — ст. 623. Мутность вод (Kalle, 1939): *Г* — на разрезе 21 «Метеора» (субтропическая северная Атлантика). Над разрезом номера станций. Мутность вод, единицы *к*: *1* — от 0 до 2,5; *2* — от 2,5 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 20; *5* — от 20 до 30; *6* — от 30 до 50; *7* — более 50. Кружки — места отбора проб


Аридная зона
Гумидная зона
Прозрачность, %
100
75
50
2
1
535 529 527 525 523 519 517 515 512 Ст.
531 528 526 524 522 518 513
Багамские о-ва
Ла-Манш
А


Ст. 590 591 593 596 599
0
100
200
Глубина, м
Б


Ст. 623 622 621 620 599
0
100
200
В


Г
Ст. 425 423 421 419 413 412 410 408 404 402 400 398
м
200
500
1000
2000
3000
4000
5000
6000
Глубина, м
60° з.д. 50° 40° 30° 20°
1 2 3 4 5 6 7

составляет в ряде мест 100%. Восточнее ст. 522 прозрачность вод резко снижается, она равна здесь 75—80% и сохраняется такой же не только на поверхности, но и на глубинах 250 *м*.

МОРЯ БАССЕЙНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Балтийское море. Интересные данные о количественном распределении взвеси в Балтийском море в районе побережья Самбийского полуострова (р-н Калининграда) приводит Е. М. Емельянов (1968). Оказалось, что в поверхностных водах Балтийского моря в этом районе в апреле-мае содержание взвеси обычно не превышает 1 *мг/л*. По мере приближения к берегам количество взвеси заметно увеличивается. Особенно резко это сказывается в районах поставки осадочного материала в море: по мере приближения к устьям рек, Куршскому заливу, абразионными берегам, а также местам искусственной поставки взвешенного осадочного материала — участкам работы драг, промывающих янтарь и сбрасывающих пульпу в море.

Влияние берегов прослеживается по взвеси на расстоянии 20—30 *км*; дальше от берега воды с повышенным содержанием взвеси распространяются в придонном слое. Разные в морфологическом отношении берега (аккумулятивные и абразионные) также могут быть прослежены по изменению концентрации взвеси, что четко обнаруживается на расстоянии до 10—20 *км* от берега.

Содержание взвешенного осадочного материала в открытых частях Балтийского моря определялось мною в июне 1956 г. в рейсе д/э «Обь». Концентрация взвеси в пяти точках по маршруту судна оказалась в пределах от 1,55 до 5,16 *мг/л* при среднем значении 2,33 *мг/л*. По данным Крея (Krey, 1952), содержание взвеси в водах Балтийского моря в марте месяце колеблется от 0,4 до 3,1 *мг/л*. Разрез, выполненный Банзе (Banse, 1956) от Киля до Хельсинки, показал среднее содержание взвеси около 0,5 *мг/л;* более высокие значения были встречены в прибрежных частях моря. В июне — сентябре 1967 г. содержание взвеси в водах северной и центральной частей Балтийского моря оказалось в пределах от 1,4 до 12,4 *мг/л* (обычны для открытого моря значения 2,2—3,1 *мг/л*). Ранней весной (март) на разрезе Клайпеда — Киль концентрация взвеси составляла от 1,9 до 9,2 *мг/л*, а летом снизилась до 1,9—3,9 *мг/л*. В рейсе судна «Белогорск» в 1966 г. средняя концентрация взвеси была определена в 3,9 *мг/л* (Свиренко, 1970).

Сопоставление этих пока еще очень неполных данных показывает, что концентрация взвеси в Балтийском море в периоды наименьшего поступления терригенного и биогенного материала снижается до океанских значений — около 0,5 *мг/л*, а в периоды паводков и цветения фитопланктона она возрастает до 5 *мг/л*, иногда и более. В целом же поступление осадочного материала в этот водоем невелико.

Северное море. О взвеси Северного моря имеются данные как отечественные, полученные в основном во время плавания «Оби», так и зарубежные.

По поступлению осадочного материала с суши Северное море резко делится на две части: южную, куда впадают многочисленные реки, и северную — с очень слабым питанием терригенным материалом. В южную часть моря впадают Эльба, Везер, Рейн, Маас, а также небольшие реки восточного побережья Англии. Из числа перечисленных рек детальные исследования взвеси на протяжении многих лет выполнены для устьевой и предустьевой частей Эльбы и Рейна.

Содержание взвеси в водах Эльбы определено от маяка Эльба-2 до 635 *км* (считая от истока реки). Оказалось, что содержание взвеси находится в пределах от 8,9 до 55 *мг/л*. В речной воде обычно содержится

15—40 *мг/л* взвеси, а при впадении в море, за счет смешения с морской водой, концентрация падает до 10—16 *мг/л* (близ маяков Эльба-2 и 3). По данным Крея (Krey, 1952), на разрезе от устья Эльбы в сторону открытого моря содержание взвеси на протяжении нескольких миль падает в 5 раз.

В 1—3-м рейсах «Оби» в 1956—1958 гг. в июне-июле из вод Северного моря было получено 17 проб взвеси. Содержание взвеси оказалось в пределах 1,2—6,9 *мг/л*. При этом установлено, что наибольшие концентрации взвеси тяготеют к юго-восточной части моря, особенно к Кильской бухте, устью р. Эльбы. Здесь они находятся в пределах 2—4 *мг/л*, а в устье Эльбы, близ г. Гамбург, 4—6,9 *мг/л*. В юго-западной части моря концентрация взвеси не превышает в это время 1—1,6 *мг/л* (Лисицын, 1961е). Такая картина распределения взвеси в Северном море подтверждается и данными Крея (Krey, 1961), который установил, что у западных берегов п-ова Ютландия в августе 1954 г. содержание взвеси часто превышало 5 *мг/л*, в сторону открытого моря снижалось до 0,5 *мг/л*. В рейсе судна «Белогорск» в июне 1966 г. у берегов Голландии И. П. Свиренко (1970) обнаружила содержание взвеси от 2,0 до 4,6 *мг/л*.

Для южной части моря во время рейсов «Академик Курчатов» были получены следующие данные по концентрации взвеси: весна 1968 г. (март) — 1,6—2,3 *мг/л*; лето 1968 г. (июнь) — 4,0 *мг/л*, осень 1969 г. (октябрь) — 2,6—4,4 *мг/л*. Летом 1966 г. содержание взвеси здесь было от 1,8 до 3,6 *мг/л*. При этом в устье р. Эльбы в марте 1968 г. обнаружено 12,3—18,0 *мг/л*, а в июле 1969 г. 18,7 *мг/л*.

По Банзе (Banse, 1956), концентрация взвеси в прибрежных и мелководных участках Северного моря 10—15 *мг/л*, с постепенным снижением в сторону открытого моря до 1—0,5 *мг/л*. Близ устья Рейна содержание взвеси резко повышается. Особенно хорошо это видно в Ваддей-Зее (Postma, 1961), где концентрация взвеси снижается от кутовой части залива к проливам от 60—70 до 7—9 *мг/л*. Среднее содержание взвеси в заливах этой системы 23 *мг/л*, а за ограждающими барами и островами (в прилежащих частях моря) около 6 *мг/л*. Таким образом, в этой части залива идет быстрое осаждение речной взвеси.

В пресноводном оз. Изель, образовавшемся после постройки дамбы в 1932 г., содержание взвеси колеблется. В разных его частях и в разные сезоны минимальные значения 5—20 *мг/л* находятся близ дамбы, а максимальные — до 35—70 *мг/л* близ устья одного из рукавов Рейна (Postma, 1961).

Таким образом, Северное море в южной части получает много терригенного осадочного материала. Именно эта, терригенная, часть взвеси, как показывают анализы, господствует в водоеме повсеместно. Терригенный взвешенный материал, как можно видеть из приведенных данных, быстро осаждается близ устьев рек. Это зависит от наличия здесь системы естественных отстойников (Ваддей-Зее, Кильская бухта), а также от крупности речной взвеси. Во взвеси Рейна и Эльбы очень большая роль принадлежит материалу алевритовой размерности.

Белое море подробно изучено на 109 станциях (Медведев, Кривоносова, 1968) по стандартной методике, принятой в СССР. Содержание взвеси в этом мелководном водоеме даже на поверхности в значительной мере определяется приливами. В Онежском заливе и Двинской губе минимальное содержание взвеси 0,5—0,25 *мг/л*, а близ устьев рек и у берегов оно возрастает до 3—5 *мг/л* и более. Особенно значительные концентрации взвеси были обнаружены в Мезенской губе и в Воронке — 10—20 *мг/л*, иногда более 100 *мг/л*.

Норвежское море. По условиям питания осадочным материалом Норвежское море близко к океану. Это находит отражение и в содержании взвешенного осадочного материала в его водах. На участке между Исландией и Оркнейскими островами по 32 пробам была установлена

средняя концентрация взвеси 0,45 *мг/л*, т. е. такая же, как в открытых частях северной половины Атлантического океана (Krey, 1961). Близ Исландии средняя концентрация взвеси в мае-июне 1953 г. оказалась много выше — около 1,5 *мг/л* (Hagmeier, 1959).

Средиземное море. По географическому положению Средиземное море резко отличается от рассмотренных выше морей северной гумидной зоны. Южная часть его располагается в аридной зоне, а северная — в субтропической гумидной. Исходя из сказанного о зональном характере распределения взвеси в других водоемах, можно ожидать, что в Средиземном море концентрация взвешенного материала будет незначительной. Это находит подтверждение и в ярко-голубой окраске вод моря. Количественные определения показали, что содержание взвеси в водах этого водоема действительно очень незначительно, оно приближается к величинам, характерным для океанов.

В первом рейсе «Оби» (июнь 1956 г.) пробы были отобраны на разрезе от Порт-Саида до Гибралтара, во втором рейсе (июнь 1957 г.) по тому же маршруту (с небольшим смещением) из 38 точек, кроме того, были взяты четыре больших пробы методом сепарации. В третьем рейсе «Оби» (октябрь 1957 г.) работами была охвачена западная часть моря от Гибралтара до Генуи и обратно. Кроме значительного числа проб на мембранных фильтрах, в этом рейсе было получено три больших сепарационных пробы. Данные наблюдений в этих рейсах опубликованы частично. Содержание взвеси в поверхностных водах Средиземного моря в июне, по данным мембранной ультрафильтрации, колеблется в центральных его частях от 0,5 до 0,9 *мг/л*, т. е. близко к аридным зонам океанов. По мере приближения к берегам, особенно в северной гумидной половине моря, а также к устью Нила содержание взвеси быстро возрастает до 1—1,5 *мг/л* (близ устья р. Тахо 1,2, а близ устья р. Нил 2—3 *мг/л*). В осеннее время (октябрь) концентрация взвеси в поверхностных водах моря оказалась еще ниже — 0,4—0,8 *мг/л*, с возрастанием в отдельных местах до 1—1,5 *мг/л*.

Исследования, проведенные на э/с «Академик Вавилов» (около 286 проб; Емельянов, 1962), приходятся на зимний сезон, когда цветение фитопланктона не идет. Содержание взвеси в водах поверхностного слоя моря очень низкое, близкое к определенному нами в аридной зоне океанов: 0,25—0,5 *мг/л*.

Второй сезон, охваченный наблюдениями с э/с «Академик Вавилов»,— осенний (сентябрь), когда содержание взвеси в поверхностных водах несколько возрастает в связи с цветением планктона. Оно достигает 0,5—0,8 *мг/л*, т. е. остается очень небольшим, сравнительно с типичными водоемами гумидной зоны. Как и в других водоемах, по мере приближения к берегам в связи с поступлением взвеси с речным стоком и в результате абразии берегов количество взвеси возрастает до 1—2 *мг/л*, а близ устьев крупных рек даже больше. Так, на ст. 402, расположенной в 20 *км* от устья Нила, содержание взвеси составило 4,6 *мг/л*; по количественному распределению взвеси четко виден упос основной части мутных вод Нила на северо-запад от устья реки.

Южная часть Средиземного моря входит в аридную зону северного полушария, и количественное распределение осадочного материала здесь четко отражает особенности его географического положения. В северной части моря, которая относится к зоне субтропического климата и является переходной от аридной к гумидной, содержание взвеси повышается и достигает 1—1,5 *мг/л*.

Черное море. Данные о количественном распределении взвеси в Черном море пока ограничены в основном верхним 200-метровым слоем, лежащим над слоем сероводородного заражения. Выяснение количества взвеси в более глубоких слоях затруднено выпадением твердого материала из сероводородной воды при подъеме ее на поверхность.

Взвесь из вод Черного моря (155 проб) была получена с э/с «Академик Вавилов» методом мембранной ультрафильтрации в августе и в феврале, т. е. в летний и зимний периоды, когда цветение фитопланктона в поверхностном слое не идет (Емельянов, 1962). Летом среднее содержание взвеси в водах открытых частей Черного моря составляет 0,9—1,5 *мг/л*, а по мере приближения к устьям рек и к берегам возрастает до 1,7—1,9 *мг/л*. В частности, в 50 *км* от устья Дуная отмечено увеличение содержания взвеси до 1,96 *мг/л*.

Распределение взвеси в верхнем деятельном слое в период между весенней и осенней вспышками фитопланктона контролируется в основном положением слоя скачка плотности. Обычно от поверхности до слоя скачка (50—75 *м*) идет постепенное или скачкообразное увеличение содержания взвеси, глубже количество взвеси уменьшается обычно до 0,5—1 *мг/л* и сохраняется таким до верхней границы сероводородного слоя.

В весовом отношении органогенный материал (фитопланктон) составляет между периодами цветения всего 15—20% от общего содержания взвеси; из них около половины приходится на динофлагелляты, не дающие скелетных остатков, другая часть — главным образом на диатомовые водоросли.

Для характеристики распределения взвеси в глубинных слоях Черного моря, зараженных сероводородом, большой интерес представляют данные, полученные с помощью фотометра-прозрачномера с бескабельной связью. Этот прибор не требует подъема пробы воды на палубу, и, таким образом, выпадение серы из сероводорода не мешает его работе. Однако данные по относительной оптической плотности не всегда могут быть надежно переведены в весовые величины содержания взвеси (зависимость оптических свойств от гранулометрического и вещественного состава взвеси и др.).

Графики вертикального распределения оптической плотности (Парамонов, 1965) показывают, что по вертикали толща вод Черного моря делится на два основных слоя — верхний и нижний. Верхний — деятельный слой, в котором отмечаются очень значительные изменения количества взвеси по вертикали и от станции к станции. Нижний слой — глубинные воды с сероводородным заражением. На всех станциях типично постепенное увеличение содержания взвеси с глубиной. Очевидно, это явление отражает только местные особенности — станции взяты недалеко от берегов Крыма и, по-видимому, в области сброса материала с шельфа.

В центральных частях водоема, так же как и в других морях и океанах, по вертикали должно происходить общее уменьшение содержания взвеси, что отмечается и при микроскопическом ее анализе. Дополнительные данные по Черному морю можно найти в работе Б. А. Скопинцева (1958).

Определения содержания взвеси, выполненные в 49-м рейсе американского судна «Атлантис II» в марте-апреле 1969 г., показали концентрации, близкие к приведенным выше. Воды поверхностного слоя в это время содержали от 0,1 до 1 *мг/л*, глубинные воды (сероводородная зона) 0,05—0,1 *мг/л*. Повышенные концентрации взвеси отмечены в водах северо-западной части моря (Spencer and oth., 1972).

Азовское море. В водах Азовского моря содержание взвеси почти на протяжении всего года очень значительно, оно резко снижается только зимой, когда море замерзает. Средняя концентрация взвеси во всей толще вод здесь 10—15 *мг/л*, что является рекордным для морских водоемов (Федосов, 1958). После штормов, паводков и в периоды цветения планктона концентрация возрастает в 2—5 раз. В придонных водах концентрация взвеси резко растет, и переход к поверхностному слою осадков в ряде случаев, особенно после сильных штормов, постепенный. Многие исследователи Азовского моря (Федосов, 1958, 1961; Горшкова, 1961; Александров, 1965; Панов, Спичак, 1961) считают, что поверхностный слой осадков этого водоема неоднократно взмучивается.

Из-за мелководности Азовского моря процессы дифференциации материала не прекращаются и после его отложения на дне, они продолжаются, захватывая и верхний слой осадков. По определениям Т. И. Горшковой (1961), взвесь в этом водоеме минеральная — терригенные частицы составляют около 97%, органическое вещество около 3%. Очевидно, эти данные относятся к сезону спада цветения фитопланктона. Судя по другим данным, содержание $C_{орг}$ во взвеси должно быть значительно выше. Гидрооптические наблюдения над взвесью выполнялись Б. А. Скопинцевым (1958).

Реки Кубань и Дон ежегодно доносят до своего устья 11×10^6 *т* взвешенного материала; из этого количества в Азовское море попадает только 8×10^6 *т*, остальное осаждается в дельтах и авандельтовых участках этих рек (Самойлов, 1952). Данные величины обычны для дельт. Например, в дельте Волги осаждается около 40% взвешенного материала (Бруевич, 1949), вследствие чего ежегодный прирост по площади составляет около 1%.

Очень важную роль в формировании взвеси и донных осадках этого водоема играют абразия берегов и поступление эолового материала. Его количество оценивается в $6—7 \times 10^6$ *т*, т. е. равно терригенному стоку, на долю фитопланктона приходится еще около 3×10^6 *т*. Всего, таким

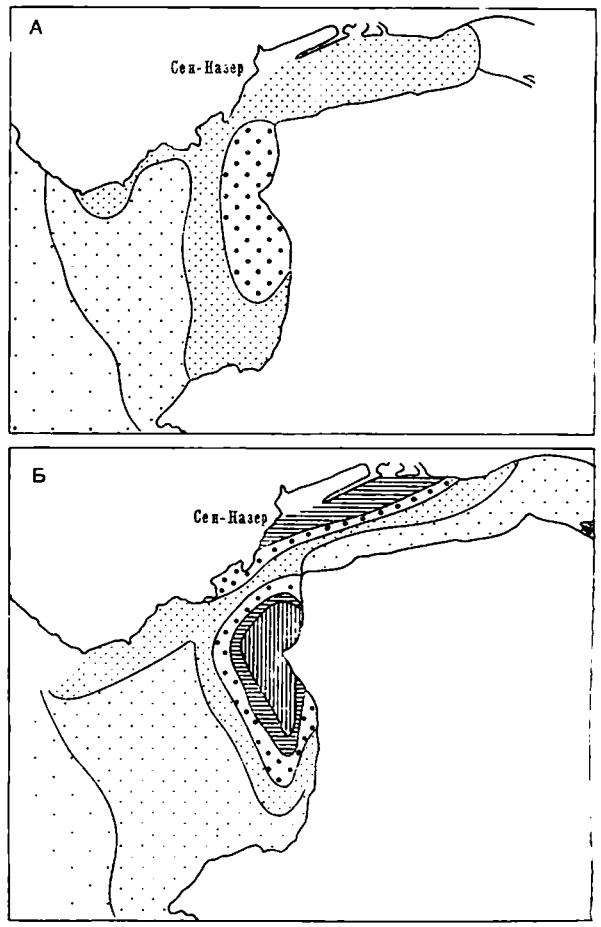


Рис. 50. Количественное распределение взвеси в эстуарии р. Луары в январе-феврале 1955 г. (Berthois, 1955)

А — отлив, поверхностный слой; *Б* — отлив, в 1 *м* от дна; *В* — прилив, поверхностный слой; *Г* — прилив, в 1 *м* от дна. Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — от 25 до 50; *2* — от 50 до 100; *3* — от 100 до 200; *4* — от 200 до 500; *5* — от 500 до 1000; *6* — от 1000 до 5000; *7* — более 5000

образом, в водах Азовского моря на протяжении года содержится во взвеси около 18×10^6 *т* осадочного материала (Федосов, 1961).

Прибрежные части океана. Дополнительно к сказанному выше о распределении взвеси близ побережий приведем еще два характерных примера. Первый из них типичен для северной гумидной зоны и относится к приустьевой части р. Луары (Франция). Как видно из рис. 50, в январе-феврале 1955 г. максимальные содержания взвеси (более 500 *мг/л*) отмечались во время отлива, причем большая часть взвеси идет у дна. Во время прилива поверхностные воды содержат сравнительно мало взвеси (обычно менее 200 *мг/л*), но у дна ее содержание оказывается очень значительным (до 5000—15 000 *мг/л*), что связано с взмучиванием донных осадков. Как видно из рис. 50, основная часть взвеси распространяется к югу от устья Луары, где особенно мутные воды (более 200 *мг/л*) прослеживаются на расстоянии 50—70 *км*. Далее содержание взвеси и в открытом океане остается очень высоким (25—50 *мг/л*), так что влияние Луары улавливается даже на удалении более 100 *км* от устья. По данным 1957—1959 гг., взвешенный сток Луары колебался от 642 до 1548 тыс. *т*.

Для распространения взвеси в поверхностных водах близ крупных дельт типичен рис. 51. Картирование содержания взвеси и цветности вод сделано с самолета в мае 1952 г. Видно, что распределение взвеси в общем повторяет контуры «птичьей лапы» дельты Миссисипи. В некоторых направлениях мутные поверхностные воды прослеживаются на расстоянии

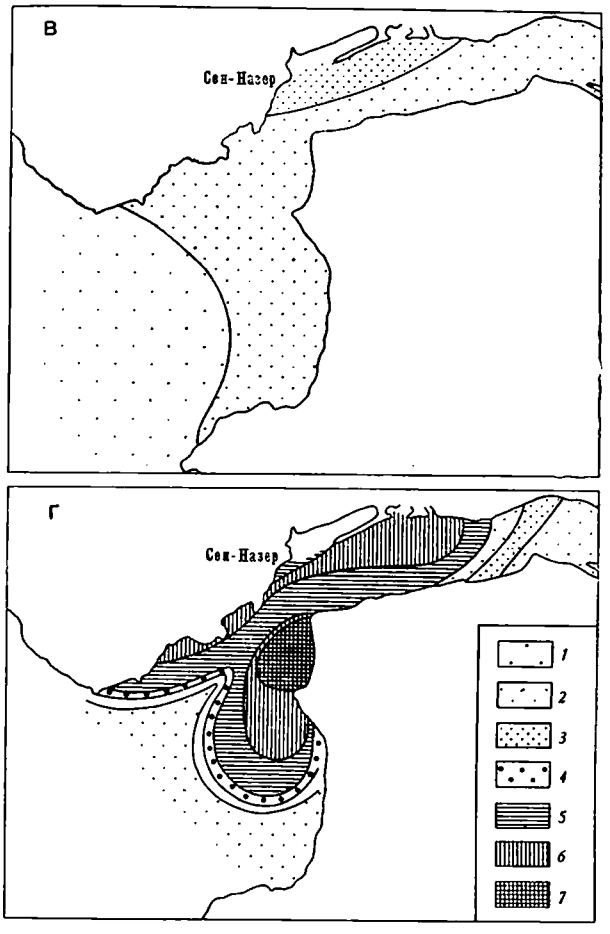


Рис. 50 (окончание)

до 70—100 *км* от устья. Далее языки теряют цельность и дают начало отдельным облакам.

Из приведенного фактического материала вытекают следующие выводы.

1. Поверхностные воды Атлантического океана обычно содержат от 0,5 до 1 *мг/л* взвешенного осадочного материала. Минимальные его содержания (меньше 0,5 *мг/л*), так же как и в Тихом и Индийском океанах, обнаружены в аридных зонах (Саргассово море); максимальные — около устьев крупных рек (Амазонка, Парана, Ориноко), где концентрация взвеси превосходит 100 *мг/л*, а также в областях подъема глубинных вод у берегов юго-западной Африки и в открытых частях океана (особенно в южной гумидной зоне близ антарктической дивергенции).

2. В морях бассейна Атлантического океана концентрация взвеси на поверхности значительно выше, чем в океане, и тесно связана с климатической принадлежностью водоемов. Так, в аридной части Средиземного моря (у берегов Африки) она крайне низка, в гумидных же водоемах — Азовском, Черном, Балтийском и Северном морях — составляет обычно 1—2 *мг/л*, нередко достигая 10—20 *мг/л* и более. Таким образом, содержание осадочного материала в этих водоемах находится в явной зависимости от климатической зональности.

3. При рассмотрении распределения взвеси в поверхностных водах океана в целом обращает на себя внимание более низкое содержание взвеси в его южной части по сравнению с северной. Это обусловлено характером поставки терригенного материала с суши: в северную часть океана поступает очень много, в южную терригенный материал почти не попадает, водосбор здесь крайне мал и главным компонентом взвеси является биогенный и глинистый материал.

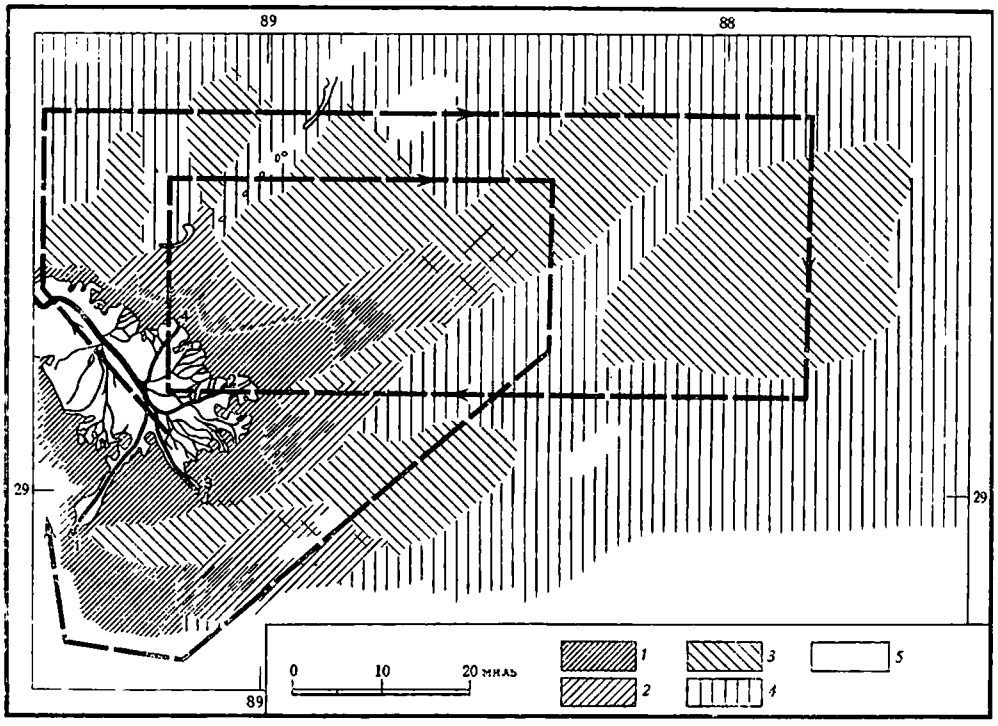


Рис. 51. Распределение взвеси и цвет поверхностных вод близ дельты р. Миссисипи (Scruton, Mocre, 1953)

Содержание взвеси и цвет вод: *1* — очень много, коричневые; *2* — много, зеленовато-коричневые; *3* — среднее количество, коричневато-зеленые; *4* — мало, зеленые; *5* — прозрачные голубые воды залива. Линией со стрелками показан маршрут самолета

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ ПО ВЕРТИКАЛИ

СОБСТВЕННО АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Данных по количественному распределению взвеси по вертикальным разрезам в бассейне Атлантического океана намного меньше, чем по поверхности.

Наибольший интерес представляет распределение взвеси на вертикальных разрезах, полученным советскими экспедициями на судах «Обь», «Академик Курчатов» и др. Распределение взвешенного осадочного материала в южной гумидной и ледовой зонах Атлантического океана изучено на разрезе по 20° в. д. в конце лета — начале осени южного полушария. Разрезы здесь получены дважды: в феврале — марте 1957 г. и марте 1959 г. (рис. 52). Полученные результаты показывают, что содержание взвеси здесь колеблется от 0,11 до 5,25 *мг/л*, с наиболее значительными изменениями в верхнем деятельном слое (0—200 *м*). Интересно появление пятна прозрачных вод (менее 0,5 *мг/л*), обнаруженного близ южного окончания Африки, где имеются основания ожидать повышенное содержание взвеси. Появление пятна связано с мощными глубинными течениями, поступлением в район банки Агульяс прозрачных вод из Индийского океана. В глубинных водах гумидной и ледовой зон концентрации взвеси 0,5—1,0 *мг/л*. На втором разрезе прозрачные воды у берегов Африки сменяются типичными для материкового склона повышенными концентрациями. Шлейф высоких содержаний взвеси отмечается также у берегов Антарктиды (ранее он был выражен только в виде отдельных пятен).

Другой разрез в южной части океана (рис. 53) был выполнен через пролив Дрейка, характеризующийся очень сильными течениями (июнь 1958 г.). Напряженный динамический режим приводит к повышению концентрации взвеси во всем столбе воды, осаждения взвеси здесь почти не происходит, это область продуцирования и транзита взвеси. Особенно повышено содержание осадочного материала близ берегов Антарктиды (2,5 *мг/л*). На продолжении разреза по шельфу Патагонии до Montevideo наиболее примечательно повышение концентрации взвеси в придонных, а не в поверхностных слоях. Это связано с сбросом тонкого осадочного материала с шельфа в Аргентинскую котловину. Таким образом, сюда поступает осадочный материал с широкого Патагонского шельфа, а также большое количество осадочного материала из пролива Дрейка, что должно приводить к высоким скоростям осадкообразования. Эти условия являются исключительными для всей антарктической зоны.

Примечательны разрезы (рис. 54), которые удалось получить при работах с того же судна близ устьев крупнейших рек Ориноко и Амазонки, поставляющих много осадочного материала. Здесь отмечается два максимума в распределении взвеси по вертикали — поверхностный и придонный. Придонный максимум образуется при перемещении наиболее тяжелых частиц взвеси и дополняется периодическим взмучиванием, поверхностный максимум связан с речными водами, которые нередко образуют линзы большой протяженности, уходящие в открытый океан и теряющие связь с устьем (Gibbs, 1967). В мае-апреле 1969 г. близ устья Амазонки и Ориноко были выполнены дополнительные разрезы. Распределение взвеси оказалось очень неравномерным, что связано с деятельностью недавно открытой сложной системы течений в этом районе (Корт и др., 1969). Типично и то, что часть речных вод распространяется в виде линз на поверхности на большом удалении от рек; это устанавливается по их термохалинным показателям, а также по зоопланктону (Ryther and oth., 1967).

Приведенные в Гвианской котловине детальные исследования исключительно важны для познания распределения осадочного материала. Они показали, в частности, что в водах Гвианского и Антильского течений

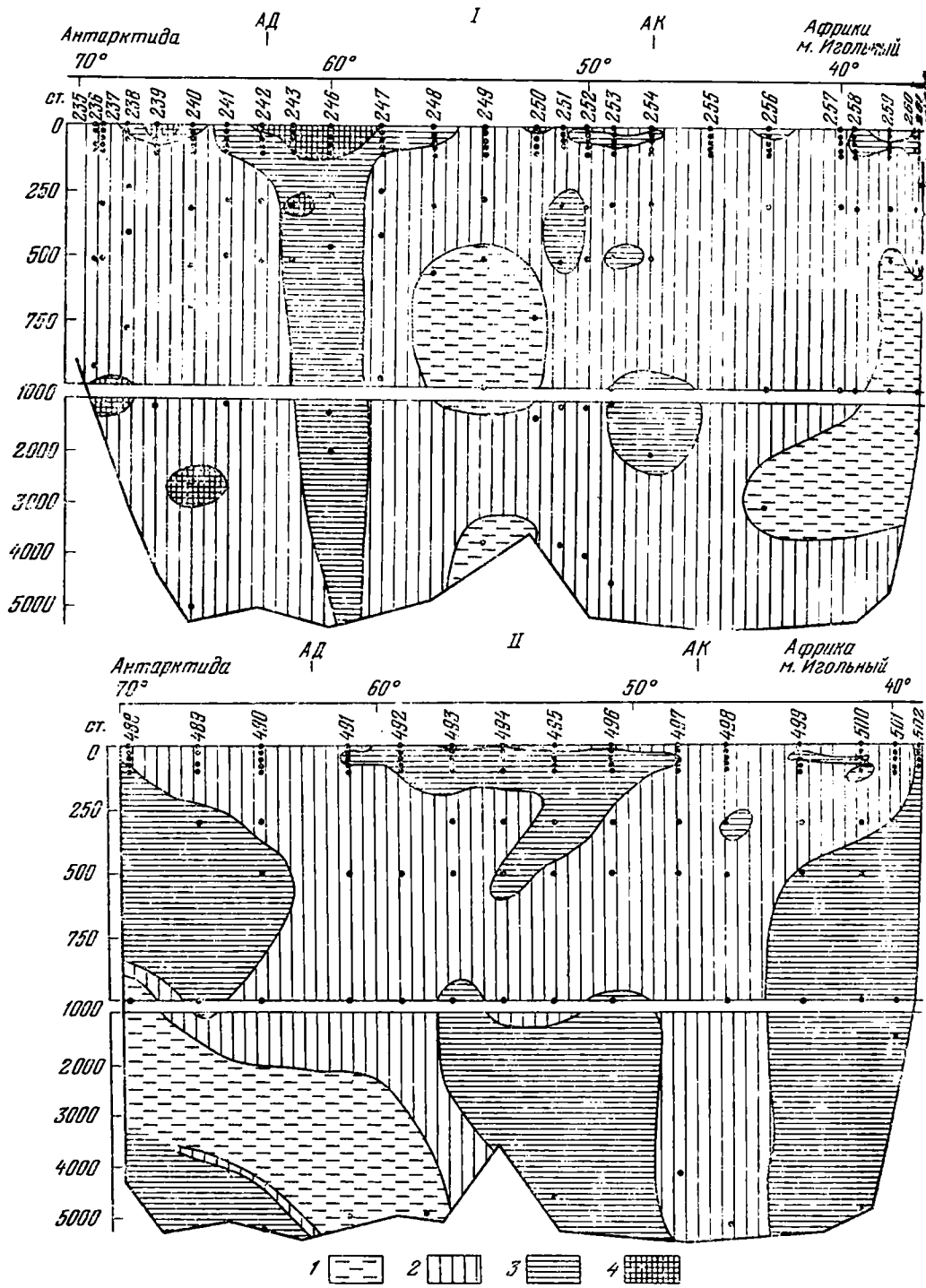


Рис. 52. Количественное распределение взвеси на повторных разрезах от Антарктиды до Южной Африки, выполненных в 1957 г. (*I*) и 1959 г. (*II*)

Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1; *3* — от 1 до 2; *4* — более 2. Над разрезами — номера станций. Точки — места отбора проб. АД — антарктическая дивергенция; АК — антарктическая конвергенция. Положение разреза показано на схеме VI. Вертикальная школа разрезов—глубина, *м*.

взвеси значительно больше, чем в водах Гвинано-Антильского противотечения. На этих разрезах видно взаимодействие мощных источников осадочного материала с сильными и сложными системами его переноса течениями.

Важнейшим источником осадочного материала в восточной части океана является Конго. Изученные здесь разрезы количественного распределения взвеси также показали наличие двух максимумов, разобщенных по вертикали: поверхностного и придонного, которые на глубине 30—75 *м* разделены прозрачными водами. Поверхностный язык постепенно, на удалении 120—150 *км* от устья, исчезает, в то время как придонный прослеживается на удалении до 400 *км*. На разрезах (выполнены в апреле-июне 1968 г.), которые пересекают Ангольскую и Капскую котловины, особенно ясно выявляется концентрация взвеси по мере приближения к материкам. Проникновение осадочного материала р. Конго наблюдается на юг до 8—9° ю. ш., где эти воды сливаются с мутными водами апвеллинга. В зоне подъема вод (апвеллинга) у юго-запада Африки высокие концентрации взвеси прослеживаются на удалении до 150—180 *км* от берега и во всей толще вод от поверхности и до дна.

В открытых частях Гвинейского залива распределение взвеси пятнисто, от низких значений до более 1 *мг/л*, это, по-видимому, связано с недавно изученной сложной системой локальных вихрей внутри циклонического круговорота, что и приводит к прорыву на поверхность пятен глубинных вод (Морошкин и др., 1969).

В западной части океана исследования начаты близ материкового склона Северной Америки. Согласно планам исследований, проводимых в Ламонтской геологической обсерватории, были получены многочисленные данные о распределении этого взвешенного вещества, часть которого была выделена центрифугированием. Исследователи из Ламонтской геологической обсерватории США считают, что наиболее пригодным прибором для «инситных» быстрых наблюдений является нефелометр, который

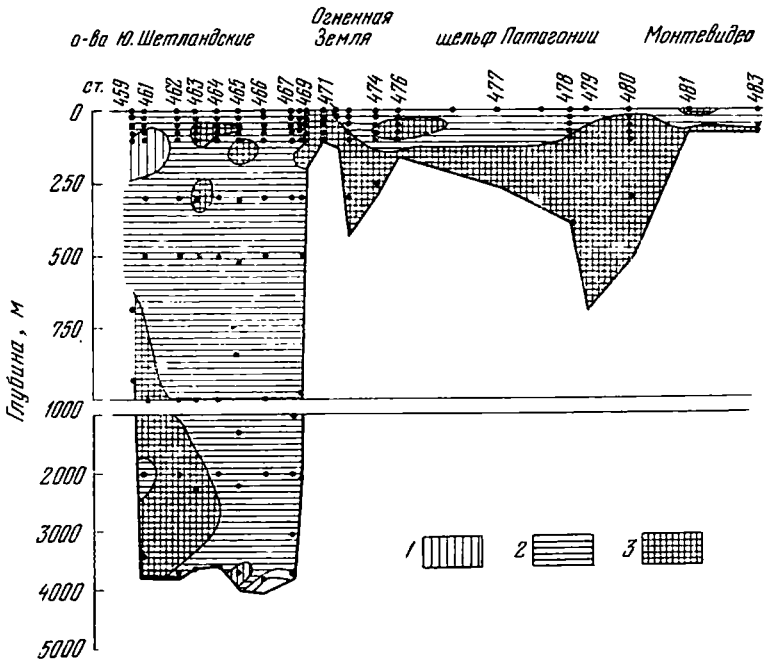


Рис. 53. Количественное распределение взвеси на разрезе от Южно-Шетландских островов до Монтевидео, через район Огненной Земли и шельф Патагонии

Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 2; *3* — более 2. Над разрезом — номера станций. Точки — места отбора проб. Положение разреза показано на схеме VII

измеряет рассеяние света и дает возможность выделить горизонты с повышенной мутностью, откуда дальше следует отбирать пробы для их более глубокого исследования. Этот прибор представляет собой обычный блок от подводной фотокамеры, где электронная вспышка дает проблеск через 10 *сек*, т. е. при нормальной скорости подъема или спуска в интервалах около 10 *м* (Ewing, Thorndike, 1965).

На ст. 7 судна «Конрад» из рассеивающего слоя, выявленного нефелометром, было получено около 200 *л* воды, которая центрифугировалась, при этом получено 0,5 *г* взвеси. На ст. 8 «Конрад», расположенной на расстоянии 560 *км* от склона в области абиссальной равнины, показано, что слой повышенной мутности протягивался около дна. Слои бывают очень резкими; в частности, они здесь обнаружены на глубинах 2 290 и 1 060 *м*. Целый ряд станций показал, что слой повышенной мутности является широко распространенным и не связан с разовым явлением типа землетрясения или близостью подводного каньона. При спусках батискафа «Триест» в том же районе в 7,5 *м* от дна обнаружен слой высокой мутности, как бы облако, состоящее из тонкого органогенного материала. Возможно, это артифакт или местное донное течение, но приведенные выше данные позволяют считать его частью более широкого распространенного процесса.

Американские исследователи предполагают два объяснения этого явления: 1) возникновение облаков связано с особыми водными массами, в которых постоянно содержится много взвеси, и является, таким образом, индикатором этих водных масс; 2) это результат взмучивания донных осадков или части турбулентных потоков, обусловленных увеличением плотности в связи с присутствием взвеси или под влиянием других факторов (в частности, температуры и солености вод).

Рост мутности в зоне разного изменения плотности хорошо выражен в Северном море (рис. 55, *А*).

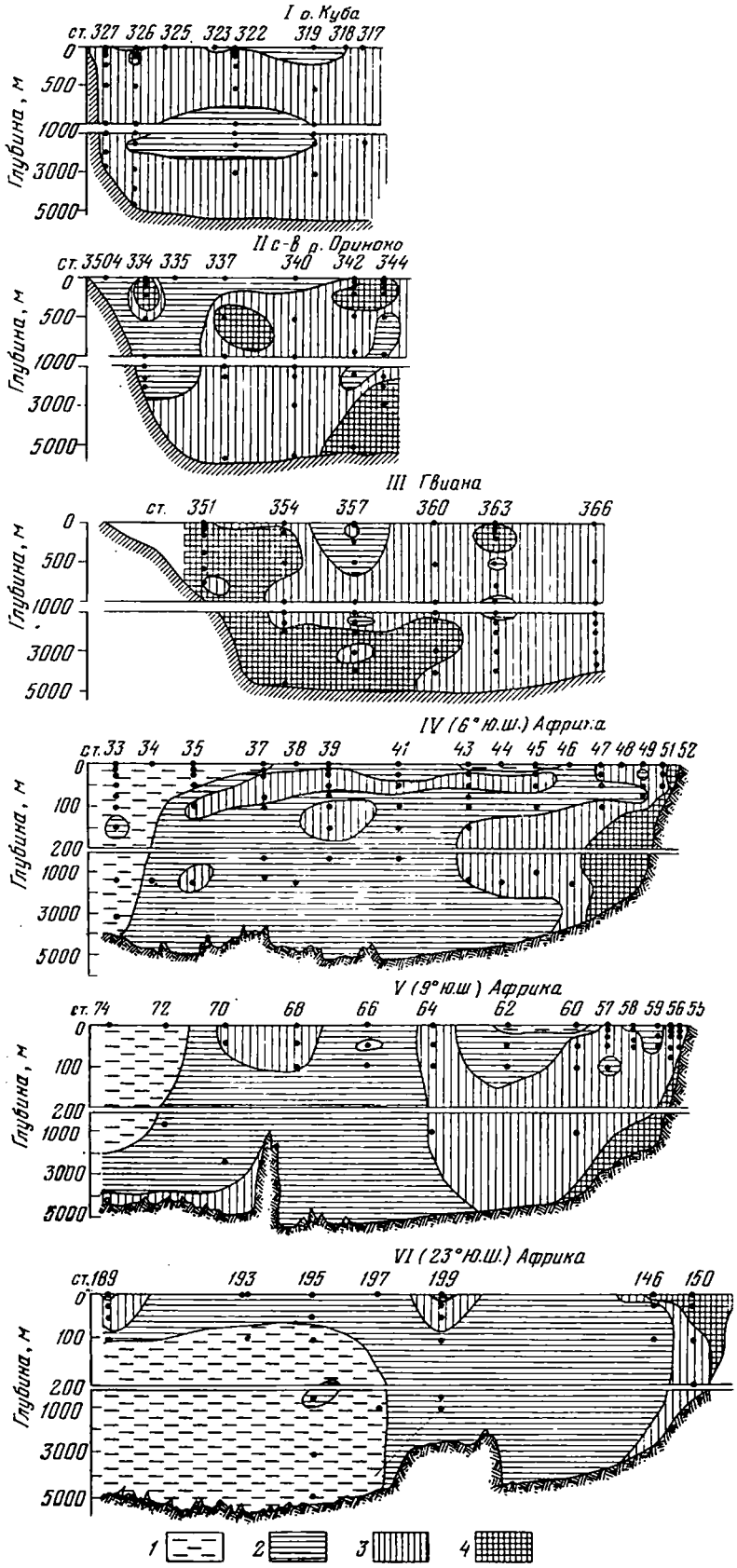
Если принять первую точку зрения, то мутный слой воды должен быть почти горизонтальным и коррелироваться с температурой и соленостью. Подводные холмы и горы тогда могут проникать в зону высокого содержания взвеси или даже протыкать ее. Как мы видели раньше, этого не отмечается. Согласно второй точке зрения, мутная зона должна следовать дну, а в отдельных местах отрывается от дна (в местах с более плотными водами).

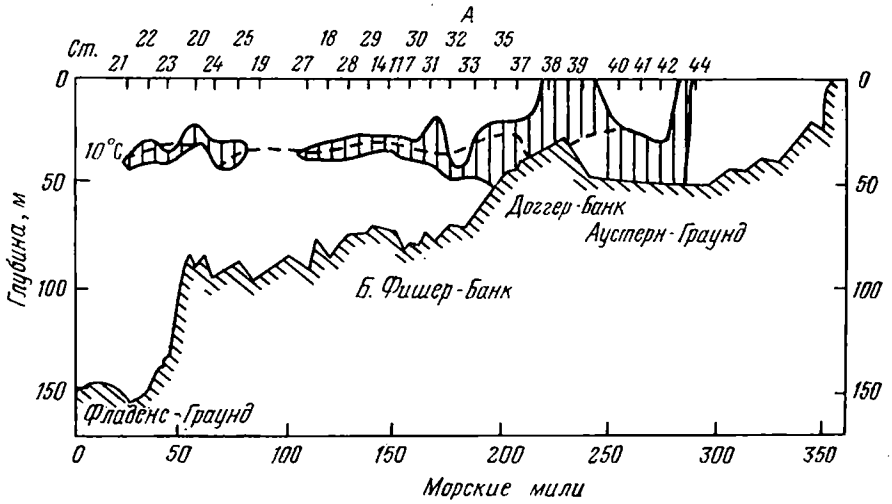
На ст. РС-7-I из 200 *л* воды, взятой в 160 *м* от дна, была выделена взвесь. Ее удельный вес 2,2 *г/см*^{3}. Присутствие взвеси увеличило исходную плотность воды на 2×10^{-6}. Кривые на трех станциях показывают экспоненциальное увеличение мутности по мере приближения ко дну с почти десятикратным увеличением в пределах придонного слоя (в несколько сотен метров). Увеличение плотности у самого дна может быть значительно больше, чем на ст. РС-7-I. Отсюда следует, что влияние увеличения плотности за счет взвеси не может исключаться ни для одного из наблюдавшихся случаев.

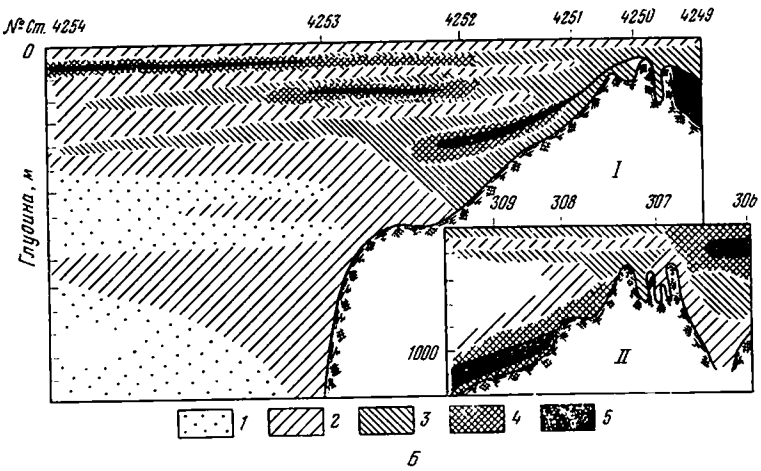
Во время плавания исследовательского судна «Конрад» в 1963 г. от Нью-Йорка до о. Мартиника были получены первые пробы взвеси методом центрифугирования (через 7 лет после работ на «Оби»); собрано 15 проб по 3 *т* воды каждая. Предварительный анализ этих проб, взятых

Рис. 54. Количественное распределение взвеси на характерных разрезах через шельф и склон Атлантического океана

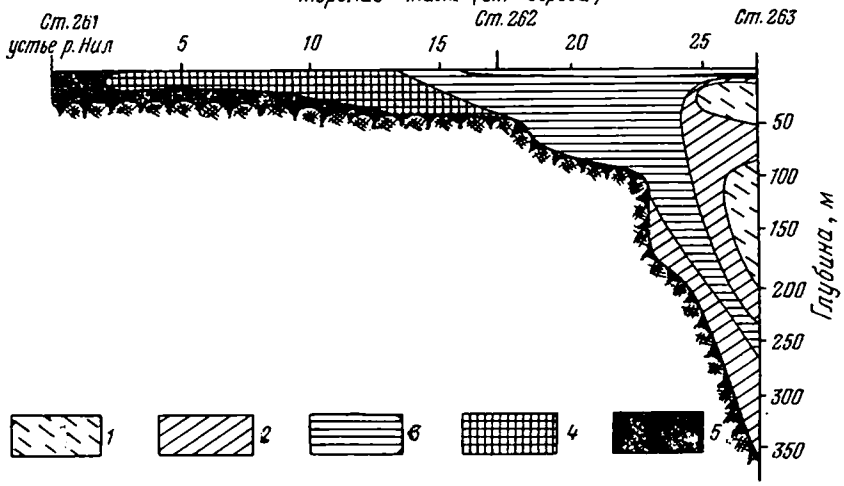
I—III — разрезы в западной части океана, по нормали к берегам Кубы и Южной Америки; *IV — VI* — в восточной части, по нормали к берегам Южной Африки (по 6°, 9° и 23° ю. ш.). Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1; *3* — от 1 до 2; *4* — более 2. Над разрезами — номера станций. Точки — места отбора проб. Положение разрезов показано на схеме VII (Данные Е. М. Емельянова и .


I о. Куба
ст. 327 326 325 323 322 319 318 317
II с-В р. Ориноко
ст. 3504 334 335 337 340 342 344
III Гвиана
ст. 351 354 357 360 363 366
IV (6° ю.ш.) Африка
ст. 33 34 35 37 38 39 41 43 44 45 46 47 48 49 51 52
V (9° ю.ш.) Африка
ст. 74 72 70 68 66 64 62 60 57 58 59 56 55
VI (23° ю.ш.) Африка
ст. 189 193 195 197 199 146 150
Глубина, м
0
100
200
500
1000
3000
5000
1
2
3
4


А
Ст.
22 20 25 18 29 30 32 35
21 23 24 19 27 28 14 17 31 33 37 38 39 40 41 42 44
0
50
100
150
10°C
Доггер-банк
Аустерн-Граунд
Б. Фишер-банк
Фладенс-Граунд
Глубина, м
0 50 100 150 200 250 300 350
Морские мили


№ Ст. 4254
4253
4252
4251
4250
4249
0
Глубина, м
I
309
308
307
306
1000
II
1
2
3
4
5

Б


В
Морские мили (от берега)
Ст. 261
устье р. Нил
Ст. 262
Ст. 263
5
10
15
20
25
50
100
150
200
250
300
350
Глубина, м
1
2
3
4
5

из поверхностного слоя, а также глубинной пробы (200 *л* воды с глубины 4000 *м*) показал, что взвешенный материал содержит органическую и минеральную части и что в минеральной части обнаруживаются глинистые минералы (Groot, Ewing, 1963). Для выяснения влияния взвешенного вещества на оптимальные условия придонного слоя с целью фотографирования дна Доланом (Dolan, 1954) было проведено детальное изучение нескольких проб, взятых на шельфе из Мексиканского залива с глубины 15—20 *м*.

Довольно многочисленные определения вертикального распределения взвеси на отдельных станциях выполнены в Саргассовом море близ Бермудских островов. К сожалению, эти станции не сведены в разрезы, и картина распределения взвеси на них мало что добавляет к уже сказанному о закономерностях вертикального распределения осадочного материала; поэтому они здесь не приводятся.

Очень интересны разрезы, построенные по данным гидрооптических наблюдений через западную часть Средиземного моря — Гибралтар — восточную часть Атлантического океана (рис. 55, *Б*). Здесь определения сходными методами были проведены дважды с интервалом в 12 лет. Один из разрезов выполнен в 1948 г. шведской глубоководной экспедицией на судне «Альбатрос», второй — в 1960 г. английской экспедицией на судне «Дискавери II».

На обоих разрезах видно, как воды, обогащенные взвесью, выходят из Средиземного моря и проникают в Атлантический океан, образуя так называемую промежуточную водную массу. В одном случае язык с высокими содержаниями взвеси уходит от Гибралтара на запад, достигая глубин около 1000 *м*. В другом — концентрация взвеси более значительная, язык достигает дна, однако общая картина очень похожа.

На разрезе, выполненном на судне «Дискавери II», хорошо видны и промежуточные облака с высоким содержанием взвеси, а также усложнение распределения в верхнем деятельном слое, уменьшение концентрации по вертикали и упрощение картины в том же направлении. Таким образом, схемы распределения по гидрооптическим наблюдениям с помощью тиндалиметра оказываются очень близкими к картине, нарисованной по методу ультрафильтрации. Важно также и то, что процесс распределения осадочного материала, выявленный здесь по взвеси, не эфемерен — он сохранил свои главные черты на протяжении 12 лет.

МОРЯ БАССЕЙНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Белое море. Распределение взвеси в придонном слое и в толще вод Белого моря в значительной степени определяется приливами. Как показали исследования В. С. Медведева и Н. М. Крыновосовой (1968), концентрация взвеси у дна близ устьев рек в прилив меньше, чем в отлив, когда языки высокого содержания взвеси на большие расстояния протягиваются от устьев Онеги, Мезени и других рек. Воды придонного слоя по сравнению с поверхностными содержат больше взвешенного материала: в открытых частях моря 1—3 *мг/л*, а близ размывающихся берегов и близ устьев рек чаще всего 3—5 *мг/л* и более. Придонные воды восточной части

Рис. 55. Распределение взвеси по данным гидрооптических наблюдений в Северном море, Атлантическом океане и Средиземное море

А — зона мутности (заштрихована) на разрезе через Северное море, связанная со слоем скачка плотности (по изотерме 10° С показана пунктиром) (Krey, 1952).

Б — повторные разрезы, выполненные западнее Гибралтара (Jerlov, 1953): I — сентябрь 1960 г., II — 1948 г. Оптические показатели, в условных единицах: *1* — менее 40; *2* — от 40 до 55; *3* — от 55 до 70; *4* — от 70 до 90; *5* — более 90.

В — разрез от устья Нила в открытую часть Средиземного моря (Jerlov, 1951). Оптические показатели, в условных единицах: *1* — от 25 до 50; *2* — от 50 до 75; *3* — от 75 до 100; *4* — от 100 до 250; *5* — более 250. Над разрезами — номера станций

Мезенского залива, где идет размыв берегов, содержат 5—10, а местами до 100 *мг/л* и более. Близ берегов Кольского полуострова, сложенного очень прочными докембрийскими породами, концентрация взвеси не превосходит 3—5 *мг/л* и только в отдельных местах достигает 5—10 *мг/л*. В отлив зоны повышенного содержания взвеси расширяются, они как бы стягиваются отливом в открытые части моря. На примере Белого моря особенно четко видно большое влияние на содержание осадочного материала размыва берегов. Сходные явления наблюдаются и в Азовском море и во многих частях Черного моря. Влияние береговой абразии, как можно судить по этим данным, обычно недооценивается. Дальнейшее распределение взвеси в Белом море диктуется приливо-отливными течениями.

Средиземное море. В глубинных слоях Средиземного моря среднее содержание взвеси колеблется от 0,25 до 0,5 *мг/л*, а в пределах деятельного слоя количественное содержание тесно связано с сезонными явлениями. Колебания в концентрациях здесь намного меньше, чем, например, в Беринговом море или в Антарктике, они не превышают 0,5—1 *мг/л*, более высокие значения очень редки. Во время осеннего цветения фитопланктона цифры содержания взвеси в пределах деятельного слоя уменьшаются от поверхности к нижним горизонтам от 0,5—0,8 до 0,1—0,3 *мг/л*. Зимой, когда цветение фитопланктона прекращается и его остатки осаждаются на глубину, минимальная концентрация взвеси отмечается не на поверхности, а в интервале глубины 50—200 *м*, где ее количество достигает максимальных значений 0,5—1 *мг/л* (Емельянов, 1962). Нужно отметить, что так же, как и в других аридных областях, органогенный материал в составе взвеси играет здесь очень небольшую роль — обычно 5—25% от взвеси.

Характер распределения взвеси в предустьевом участке р. Нил, по данным гидрооптических наблюдений, показан на рис. 55, *В*. Из него хорошо видно, что основная часть мутных вод распространяется в придонном слое, достигает материкового склона и сползает по нему вниз, образуя язык, оторванный от поверхности склона, который как бы свисает над склоном. Такого же рода явления мы уже отмечали в ряде мест ранее. Высокие концентрации взвеси здесь сохраняются на расстоянии до 15 миль от устья Нила, затем они заметно снижаются за счет разбавления. Если в непосредственной близости к устью слой мутных вод как бы разделялся на две части — поверхностную (с пресными водами) и придонную (что в особенности хорошо видно на удалении 3—5 миль от устья), то на расстоянии более 15 миль это единый глубинный слой повышенной концентрации взвеси, который сползает с шельфа вниз по материковому склону.

На примере Средиземного моря может быть особенно четко подмечена и другая зависимость. При приближении к берегам обнаруживается далеко не одинаковое возрастание количества взвеси: в аридной зоне оно минимально, а в гумидной — наиболее значительно. Это и естественно, так как с суши в аридных областях подается очень мало материала, что отмечалось и в аридной области северо-западной части Индийского океана. Поступление большого количества взвеси в море с водами Нила в данном случае явление не характерное для аридной части Средиземного моря, поскольку питание Нила идет из тропической гумидной области; в аридную он приходит как бы транзитом. На всем протяжении берега моря от устья Нила до Туниса в море не впадает ни одной реки.

Интересно сопоставить средние значения содержания взвеси в пределах деятельного слоя двух смежных водоемов, расположенных в разных климатических зонах,— Средиземного, находящегося своей южной частью в аридной зоне, и Черного, принадлежащего к гумидной. При довольно значительном разбросе значений в Средиземном море в верхнем деятельном слое в среднем в 2—4 раза меньше взвешенного материала, чем в пределах того же слоя в Черном море, и в десятки раз ниже — в Азовском

море. Из рассмотрения графиков вертикального распределения взвеси в Атлантике следует несколько выводов:

1. В пределах верхнего деятельного слоя (0—200 *м*) содержание взвеси обычно максимально для всего столба воды, именно в этом слое отмечаются наиболее резкие изменения концентрации взвеси.

2. В пределах деятельного слоя концентрация взвеси осенью обычно намного ниже, чем во время весеннего цветения фитопланктона и весенних паводков.

3. На горизонте около 100 *м* отмечается почти на всех графиках резкое повышение концентрации взвеси, связанное с явлением слоя скачка плотности или «жидкого дна».

4. На глубинах более 100 *м* обычно концентрация взвеси постепенно уменьшается, хотя наблюдаются и резкие скачки концентрации, связанные с влиянием местных условий, в частности со сбросом осадочного материала с шельфа, а также с невозможностью осаждения тонких частиц на подводных хребтах и горах, что и приводит к повышению ее содержания в их периферических частях.

5. В глубинных водах Атлантического океана содержание взвеси обычно менее 1 *мг/л* и только в отдельных местах оно возрастает до 2 *мг/л*.

6. Представляет интерес аномальное повышение концентрации взвеси на глубине около 500 *м* близ подводного вулкана о. Файал (Азорские острова, ст. 263). Н. И. Вихренко и В. К. Николаева (1962) высказывают предположение о возможной связи высокой концентрации взвеси с деятельностью вулкана Файал, образование которого началось на дне океана. К сожалению, в пользу этого довода не приведено никаких дополнительных аргументов. Возможно, это обычное явление сброса тонкого осадочного материала за пределы площадей, запретных для осаждения, в данном случае за пределы подводного цоколя Азорских островов.

СЕЗОННЫЕ И МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ВЗВЕСИ

Основные источники поставки взвешенного осадочного материала в моря и океаны, как правило, испытывают изменения в количественном и качественном составе поставляемой ими взвеси в связи с сезонными изменениями. Так, поступление терригенного материала с суши определяется сезонным ходом жидкого и твердого стока; максимальных значений оно достигает во время паводков. Четкая сезонность отмечается и для развития фитопланктона — основного источника биогенного осадочного материала, как и сопряженного с ним зоопланктона.

Менее четко сезонные изменения наблюдаются и для части терригенного материала, поступающей за счет абразии берегов. Максимумы поставки такого материала бывают связаны с осенними и весенними штормами. Огромную роль играют в зонах замерзания вод ледовые покровы, которые прекращают фотосинтез, блокируют ветровые волны, вызывают промерзание многих рек до дна, блокируют водосбор в зимние месяцы. Сезонный ход отмечается и для поступления эолового материала.

В развитии фито- и зоопланктона также имеет место ясно выраженный сезонный ход, который меняется в зависимости от широтной зональности. Как было показано В. Г. Богоровым (1941), фитопланктон в высоких широтах Арктического бассейна имеет один максимум развития на протяжении года (моноцикличность). Этот максимум связан с арктическим летом, когда условия для развития фитопланктона наиболее благоприятны (рис. 56). Осенью и зимой в связи с увеличением мощности льдов, затягиванием полыней и разводий, с выпадением на поверхности льда толстого слоя снега и наступлением полярных сумерек и ночи усло-

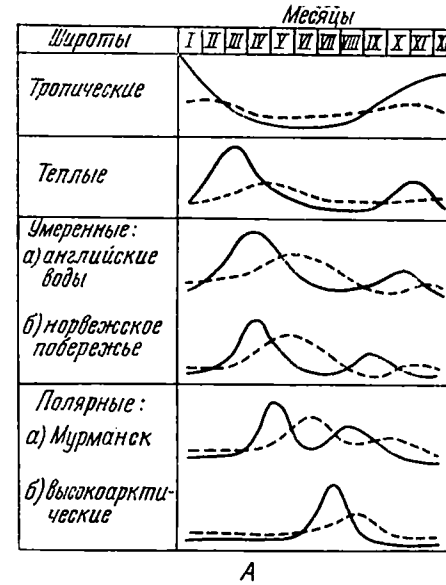
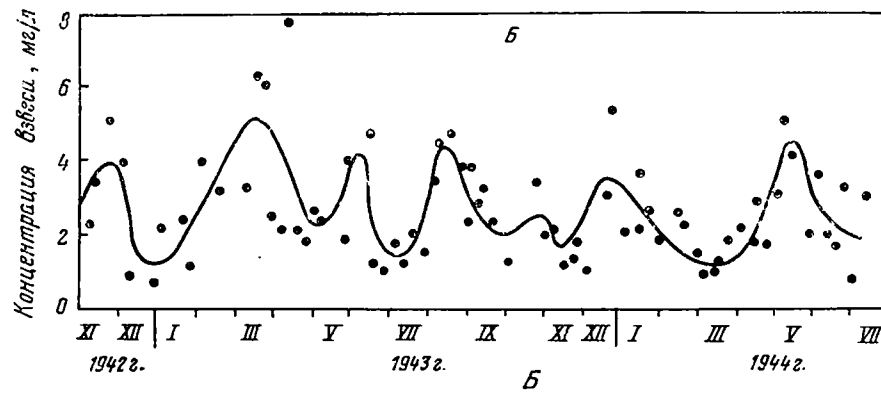


Рис. 56. Сезонный ход развития планктона и количество взвеси на разных широтах Мирового океана

А — сезонный ход развития планктона (Богоров, 1941): сплошная линия — фитопланктон, пунктир — зоопланктон.

Б — сезонные изменения количества взвеси в 1942—1944 гг. в поверхностных водах Кильской бухты (Krey, 1949). Точками показаны фактические значения концентрации



вня освещенности исключают возможность сколько-нибудь значительного фотосинтеза.

С увеличением продолжительности светлого времени (южная часть полярной области) единый летний максимум разделяется на два: более резко выраженный весенний, со спадом в середине лета, менее выраженный, осенний — перед становлением льдов. Эти максимумы все более раздвигаются во времени по мере продвижения на юг, в зону умеренных вод, но бициклический тип годового распределения планктона сохраняется и в теплых водах. В тропической зоне период усиленного развития фитопланктона один, т. е. так же, как и в высоких широтах, моноциклический, но он очень растянут во времени и приходится на зимние месяцы.

Указанная схема сезонного распределения фитопланктона биполярна, т. е. соответствующие зоны повторяются и в южном полушарии, но со сдвигом на полгода, поскольку лето северного полушария соответствует зиме южного.

Схема В. Г. Богорова передает основные закономерности сезонных изменений количества планктонных организмов, продуцируемых в зоне фотосинтеза, отражая годовой ход поступления биогенного (планктоногенного) осадочного материала на разных широтах.

Важным выводом, который может быть сделан из рассмотрения этой схемы с точки зрения литологии, является то, что широтной зональностью

в океанах определяется не только общее количество биогенного материала (годовая продукция), но и его распределение на протяжении года; одна- или двухразовая концентрация бывает выражена часто настолько ярко, что ее называют «цветением», «вспышками» или даже «взрывами» фитопланктона.

Годовой ход продукции зоопланктона сходен (на образование осадков влияют фораминиферы и радиолярии). Его развитие на протяжении года повторяет ход кривой фитопланктона, но с некоторым запозданием во времени.

Данные о сезонных изменениях содержания во взвеси биогенного (диатомового) материала в водах Южного океана приведены на основе изучения мембранных фильтров и сепарационных проб О. Г. Козловой (1964).

Интересные наблюдения (1942—1944 гг.) были проведены Креем (Krey, 1949) во внешней части Кильской бухты (см. рис. 56). Они показали, что циклический ход развития фитопланктона, типичный для этой климатической зоны (весенний и осенний максимумы), осложняется здесь еще промежуточными максимумами, связанными с поступлением мутных вод из Эльбы. В ряде случаев может иметь место и взмучивание донных осадков приливо-отливными течениями, на что указывалось Иозефом (Joseph, 1955). Если проводить подобные длительные наблюдения в удаленных от суши частях морей и океанов, то сезонные изменения содержания взвеси также постоянно обнаруживаются, причем характер кривой концентрации взвеси в ряде случаев может быть еще сложнее, чем это показано Креем.

Сезонный ход поставки в водоемы терригенного материала также общеизвестен. О нем можно судить на примере стока Волги. Распределение твердого стока этой реки по сезонам таково: зима 2%, весна 70%, лето 22%, осень 6% (от годового стока). Такой режим характерен для рек снегового питания.

В зонах холодного и умеренного гумидного климата, где реки имеют снеговое питание, максимум стока (паводок) приходится на весну или начало лета (в зависимости от широты). Реки теплых гумидных и аридных зон имеют дождевое или ледниковое питание — здесь максимум стока приходится, в зависимости от местных климатических условий, на летнее, осеннее или зимнее время. Что касается ледовых зон, то ледниковый сток идет здесь непрерывно на протяжении года, но вынос айсбергов в открытые части океана происходит главным образом весной, когда вскрываются льды прибрежного пояса. В конечном счете это и приводит к неравномерности поступления айсбергового материала в океаны на протяжении года, т. е. также к определенной сезонности. В ледовых зонах сезонность выражена наименее отчетливо, так как таяние и разгрузка айсбергов от осадочного материала происходят очень медленно и затушевывают сезонный ход поставки обломочного материала в океан.

Наряду с паводками, во время которых сбрасывается подавляющая часть осадочного материала, сезонному ходу подчиняются штормы (их частота и сила), а также льды, покрывающие панцирем поверхность моря на определенное время и блокирующие распространение штормовых волн на очень больших площадях. Это приводит к тому, что, например, в северной части Берингова моря за зимние месяцы, когда ветровые волны не проникают в северную часть моря (они гасятся льдами), на шельфе откладывается тонкий слой наилка. После таяния льдов штормы проникают в северную часть моря, наилок взмучивается сильными весенними штормами и сбрасывается за пределы шельфа (Лисицын, 1966в). Льды здесь играют важную роль и в распределении биогенного материала, поскольку, так же как и в Арктике и Антарктике (в зонах ледового седиментогенеза), они закрывают на зиму поверхность моря, прекращая фотосинтез. По мере таяния льдов по их кромке идет цветение фитопланктона. Таким образом, весеннее взмучивание осадочного мате-

риала, отложившегося за зиму на мелководьях, в местах, «запретных» для его накопления, идет одновременно с цветением фитопланктона, что и приводит к очень резкому повышению суммарного содержания взвеси в водах (до 13 *мг/л* в Беринговом море), несколько позже, по мере вскрытия рек, в северную часть Берингова моря начинает поступать и большое количество паводкового материала.

Из карты типов водного режима рек (Физико-географический атлас мира, 1964, карта 59) можно видеть, что годовой жидкий, а следовательно и твердый, сток рек подчиняется климатической зональности.

Тесная связь концентрации взвеси с сезонным ходом первичной продукции фитопланктона в зависимости от широты показана для Атлантического океана Е. Н. Гордеевым (1963). С увеличением суточной продукции фитопланктона растет и содержание взвеси. Несмотря на отличия в отдельных случаях, во всех климатических зонах эта связь постоянно прослеживается.

Данные об изменениях концентрации взвеси в поверхностных водах Атлантического и Индийского океанов в разные сезоны и в одни и те же сезоны, но в разные годы, по материалам плаваний «Оби» в Антарктиду во 2—4 м рейсах, сведены на схеме VII, рис. 48, 52.

Как видно, наибольшие изменения концентрации имеют место в весенние и осенние месяцы. Летом почти повсеместно в Атлантическом океане концентрация взвеси незначительна и мало меняется. Естественно, что наряду с зональными и сезонными явлениями на концентрацию взвеси на разрезах большое влияние оказывают и местные условия.

Очень четко сезонный характер изменения концентрации взвеси в поверхностных водах виден на примерах, приведенных ранее для Берингова моря (см. рис. 35). Сезонный характер имеет и выпадение из толщи вод кристалликов карбоната кальция («беляки»), которое описано выше для Персидского залива и связано с ходом развития фитопланктона в аридных зонах. То же можно сказать и об отложении биолого-хемогенным путем арагонитовых игл на Багамской отмели. В последнем случае связь более сложная — здесь накладываются сезонный характер поступления глубинных вод к поверхности, интенсивность испарения, фотосинтез водорослей халимеда и черепашьей травы.

Из рассмотрения всех этих материалов возникает вопрос, влияют ли сезонные изменения в поставке и распределении осадочного материала на его размещение по вертикали и достигают ли эти изменения дна, т. е. существенны ли они для осадкообразования?

Для решения этого вопроса достаточно обратиться к приведенным выше разрезам содержания взвеси в Беринговом море, выполненным в разное время года. Эти разрезы характеризуют условия холодной и умеренной частей гумидной зоны.

Для характеристики многолетних изменений содержание взвеси в умеренных широтах (50 с. ш.) северной гумидной зоны Тихого океана большой интерес представляют наблюдения в открытом океане, выполненные на канадской станции Папа, где в 1957—1958 гг. были проведены в одной и той же точке многочисленные определения прозрачности вод по диску Секки. Прозрачность менялась от 23 *м* зимой до 10—12 *м* летом и осенью, т. е. во время цветения планктона.

Очень интересные данные по сезонным изменениям взвеси на вертикальном разрезе длиной 1500 *км* приведены Креем (Krey, 1961) для северной части Атлантического океана (рис. 57). Разрез составлен от южной оконечности Гренландии (м. Фарвель) по меридиану на юг до банки Флемиш-Кап, лежащей на восточном окончании Ньюфаундлендской банки. Этот разрез был повторен немецкой экспедицией на судне «Гаусс» дважды — в апреле и сентябре 1958 г., т. е. отражает весеннее и осеннее состояние взвеси. Определение концентрации взвеси по этому разрезу проводились методом фильтрации, несколько отличающимся от принятого

нами (фильтрация через плотные бумажные фильтры), однако полученные цифровые значения могут все же использоваться как относительные.

На разрезах картина распределения взвеси по вертикали сходна с основными закономерностями, установленными нами для количественного распределения взвеси в других частях Мирового океана; наибольшей сложностью и временной изменчивостью отличается распределение взвеси в верхнем деятельном слое. По вертикали общее содержание взвеси в районах, удаленных от суши, заметно снижается. По мере приближения к Гренландии количество взвеси даже в глубинных водах значительно возра-

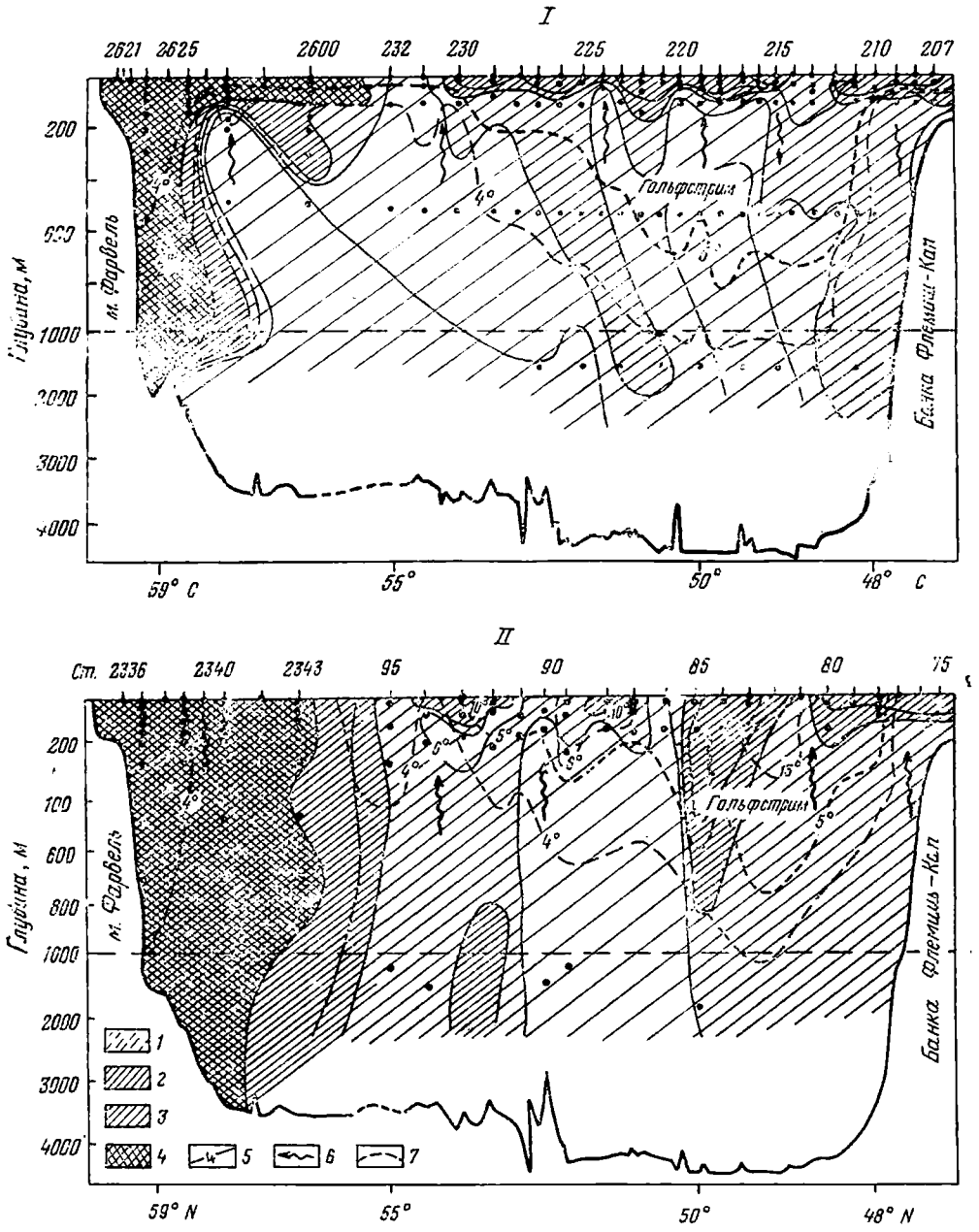


Рис. 57. Сезонные изменения содержания взвеси на разрезе в северной части Атлантического океана от м. Фарвель (Гренландия) до банки Флемиш-Кап (Krey, 1961)

I — весна, апрель 1958 г., II — осень, сентябрь 1958 г.

Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,06; *2* — от 0,06 до 0,1; *3* — от 0,1 до 0,3; *4* — более 0,3. Прочие обозначения: *5* — изотермы; *6* — местные дивергенции и конвергенции; *7* — воды Гольфстрима. Точки — места отбора проб

стает, видно сползание вод, обогащенных взвесью с материкового склона Гренландии (проявление циркумконтинентальной зональности).

Для интерпретации сезонных изменений необходимо иметь в виду, что взвесь из северной части океана, по определениям Крея, состоит главным образом из неживой материи, на долю планктонных организмов приходится всего от 14 до 60% взвеси.

Весной (апрель) общее содержание взвеси намного выше, чем осенью. Это связано с цветением фитопланктона, а также с поступлением терригенного материала. Значительно расширяется область высокого содержания взвеси у берегов Гренландии, выходя за пределы материкового склона в периферические части ложа океана. Естественно также и возрастание содержания взвеси в верхних слоях водной толщи (деятельный слой) главным образом за счет организмов фитопланктона, в особенности в областях подъема вод, связанных с Гольфстримом (его границы определяются изотермой 5° С, ядро имеет 13° С). В глубинных слоях количество взвеси весной заметно выше, чем осенью. Приблизительно в том же районе распределение прозрачности вод по вертикали было изучено Г. Г. Неуймипым, Н. А. Сорокиным, А. И. Парамоновым, В. И. Прошиным (1963) (см. рис. 49). Из рисунков следует, что над Ньюфаундлендской банкой прозрачность снижается за счет развития здесь фитопланктона; прозрачность возрастает в понижении между банками Ньюфаундлендской и Флемиш-Кап. Обращает на себя внимание также сгущение изолиний прозрачности на глубине около 100 *м*, что связано с явлением слоя скачка. Разрез от Ньюфаундлендской банки до ст. 623 (на юг) показывает, что зона повышенной замутненности вод с глубины около 100 *м* (над поверхностью банки) поднимается к югу к поверхности моря. Это может иметь место только в связи с развитием фитопланктона за счет местной дивергенции, а отнюдь не за счет взмучивания материала банки. В последнем случае этот материал давал бы облако на глубинах.

В Атлантическом океане влияние материкового стока, как известно, проявляется по сравнению с другими океанами с наибольшей силой. Сезонность поступления осадочного материала, связанная со стоком с суши и поступлением биогенного материала, находит поэтому здесь особенно четкое отражение.

Результаты многолетних изменений концентраций взвеси приведены Креем (Krey, 1961) для района станции Бокинг Эк в Кильской бухте. В 1958 г. среднее содержание (для года) взвеси оказалось здесь равным 1,013 *мг/л*; в 1959 г.— 1,271 *мг/л* и в 1960 г.— 1,840 *мг/л*. Таким образом, не только сезонные, но и годичные, а также многолетние изменения стока и других показателей приводят к тому, что концентрация взвеси от года к году меняется здесь почти в два раза.

Другим крайним выражением сезонных изменений взвеси на разрезах в умеренной и холодной частях гумидной зоны является разрез от Антарктиды до Африки, составленный по 20° в. д. экспедициями на «Оби». Здесь влияние материкового стока сводится к минимуму, поскольку в южном полушарии вообще влияние суши резко ослаблено. В этой части Мирового океана суша отсутствует на расстоянии многих тысяч километров в обе стороны от разреза. Сезонные изменения в содержании взвеси по вертикали естественно много меньше, чем на разрезе в Атлантическом океане. Недостатком этих разрезов является слабый сдвиг во времени, они характеризуют состояние взвеси в феврале-марте, т. е. приходятся на конец лета — осени южного полушария.

Вместе с тем мы уже видели, что сезонные изменения в аридной зоне Индийского океана (его северо-западная часть) очень несущественны и картина распределения взвеси, полученная в первом рейсе «Оби» в 1956 г., почти полностью повторилось при исследованиях на «Витязе» в 1960 г. Мало изменений и на границе Средиземное море — Атлантический океан, где наблюдения повторены с интервалом в 12 лет (см. рис. 44, 46, 55). Не-

значительны изменения также и в Бенгальском заливе, где интервал наблюдений составил 4 года.

Получается, таким образом, парадоксальная картина: в одних случаях сезонные изменения очень резки и захватывают почти всю толщу воды, что особенно ярко видно на меридиональных разрезах к югу от Гренландии и Африки, в других же случаях — почти не имеют места, распределение взвеси по вертикали остается более или менее равномерным на протяжении нескольких и даже более десятка лет.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что все области с особенно резкими изменениями концентрации взвеси — северная Атлантика, Северное, Балтийское, Норвежское, Берингово и Охотское моря — сводятся в единый климатический пояс, представляя собой фрагменты северной гумидной зоны. С другой стороны, все участки с незначительными изменениями распределения взвеси по вертикали — Средиземное море, восточная Атлантика, северо-западная часть Индийского океана — сводятся в аридные зоны северного и южного полушарий. Что касается экваториальной гумидной зоны, то она занимает промежуточное положение — сезонность поставки биогенного материала здесь незначительна, хотя и несомненно имеется (Гейнрих, 1961). Сезонность поступления терригенного материала более резкая, но сам материал очень тонкодисперсный, он не успевает осаждаться на протяжении длительного времени, поэтому сезонные изменения нивелируются. Этот вывод важен потому, что для характеристики гумидных (северной и южной) зон требуется охват наблюдениями основных сезонов, для аридных и в меньшей мере для экваториальных зон достаточно убедительны разрезы, относящиеся к одному сезону.

Еще один пример многолетних изменений в количественном распределении и составе взвеси относится к области Перуанского течения. Это течение идет из Антарктики вдоль берегов Южной Америки на протяжении более 4700 *км* вплоть до м. Бьянко (4° ю. ш.). Воды Перуанского течения, обогащенные биогенными элементами и богатые планктоном, окрашены в зеленый или оливково-зеленый цвет. По наблюдениям со спутников Земли, они резко отличаются от обычных вод аридной зоны океана, имеющих цвет индиго. Перуанский поток взвеси имеет в ширину всего 200—350 *км* и движется на север со средней скоростью около 10 *км* в сутки. В конце декабря навстречу Перуанскому течению из района Панамского перешейка направляется теплое течение Эль-Ниньо, которое обычно достигает м. Бьянко, а иногда проникает на 10—14° южнее. В отдельные годы вторжение течения Эль-Ниньо приводит к катастрофическим результатам. Под воздействием теплых вод происходит массовая гибель планктона, а отсюда и морских организмов, связанных с планктоном пищевыми цепями — рыб, беспозвоночных, морских млекопитающих, птиц. Огромные участки побережья Перу покрываются отмершими планктоном и рыбой. В водах в колоссальных количествах развивается сероводород, который не только убивает организмы бентоса, но и покрывает черным налетом сернистых соединений береговые пляжи и корпуса кораблей (так называемые краски Кальяо). На суше в это время возникают сильнейшие ливни, которые смывают в океан огромное количество осадочного материала. Такие катастрофические явления наблюдались близ г. Кальяо (Перу) в 1891, 1925 и 1941 гг. Они находят отражение в необычном составе донных осадков, прослоях сапропелитов, осадках с сероводородным заражением и костями рыб, диатомовых осадках на шельфе и на склоне и др. Такие «ливневые» выпадения взвеси вне обычного механизма приводят к очень резким увеличениям скорости седиментации.

Итак, приведенный материал позволяет сделать следующие выводы по изменению концентрации взвеси:

1. Количество взвешенного в водах морей и океанов осадочного мате-

риала тесно связано с сезонными изменениями. Амплитуда этих изменений больше всего в умеренной и холодной частях гумидной зоны (резко выраженный бициклический сезонный ход поступления терригенного и биогенного материала с высокими значениями максимумов), меньше всего — в аридных областях (слабо выраженный моноциклический ход биогенной составляющей, невысокие значения максимумов). Слабо выражена сезонность поставки материала и в ледовых зонах.

2. Сезонные изменения концентрации взвеси захватывают не только поверхностные воды, но и проникают на значительные глубины. Это связано с быстрым опусканием наиболее крупного биогенного и терригенного материала. Этот материал как бы накладывается на среднее годовое распределение взвеси, что приводит к возникновению кратковременных максимумов взвеси на глубинах.

3. Сезонный ход поступления биогенного и терригенного материала обычно совпадает, иногда немного смещаясь во времени.

4. Чем больше глубина, тем, при прочих равных условиях, меньше амплитуды сезонных изменений взвеси на глубинах. В мелководных водоемах картина распределения взвеси от их поверхности и до дна почти целиком определяется сезонами, что необходимо учитывать при интерпретации данных, приводимых обычно только для одного времени года.

5. Изучение взвеси на вертикальных разрезах в океанах показало, что обычно характеристика закономерностей распределения осадочного материала может быть сделана по наблюдениям для одного-двух сезонов, исключением являются отдельные участки с особенно сложным годовым ходом поставки осадочного материала (например, северная часть Атлантики, северная часть Берингова моря, прилегающая к Анадырскому заливу). Даже в местах с контрастным сезонным ходом закономерности (связанные с влиянием климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностей) в основных своих чертах сохраняются на протяжении всего года.

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ВЗВЕСИ ПО ВЕРТИКАЛИ

Из рассмотрения ряда разрезов количественного распределения взвеси можно видеть, что значения ее концентрации на глубинах меняются в очень широких пределах. Для оценки средних содержаний целесообразно определить наиболее обычные количества взвеси, характерные для всего столба воды от поверхности и до дна. Естественно, что в разных местах эти средние содержания будут разными, поскольку они зависят от слагающих их концентраций по разным горизонтам, которые подвержены значительным изменениям.

Можно было бы вычислить среднее арифметическое из всех значений концентрации взвеси, определенных на данной станции, но этот показатель будет недостаточно надежным в связи с тем, что интервалы отбора проб по вертикали неравномерны (0,25; 75; 100; 300; 500; 1000, а глубже через 1000 *м*). Можно отбирать пробы взвеси через равномерные интервалы, но тогда будет потеряна детальность разрезов, поскольку наибольшей сложностью отличается распределение взвеси именно в верхнем деятельном слое (0—100, в некоторых местах 0—200 *м*). На глубинах до 1000 *м* часто обнаруживаются языки и облака взвеси, протягивающиеся от края шельфа вниз по материковому склону. Таким образом, отбор проб должен быть учащен в деятельном слое, а также на глубинах до 1000 *м*, хотя интервалы здесь значительно большие, чем в пределах деятельного слоя. Итак, выбор неравномерных по вертикали интервалов не случаен, он сделан на основании опыта работы по выявлению закономерностей вертикального распределения взвеси.

При таких условиях средние значения содержания взвеси по вертикали наиболее рационально определять методом среднего взвешенного по

следующей формуле:

$$P_{ср} = \frac{h_1 P_1 + h_2 P_2 + \cdots h_n P_n}{h_1 + h_2 + \cdots h_n},$$

где $P_{ср}$ — среднее взвешенное содержание осадочного материала (взвесь в данной точке от поверхности и до дна, *мг/л*, или *г/м*^{3}); h — мощность отдельных слоев воды, для которых определены содержания осадочного материала, *м*; P — среднее арифметическое содержание осадочного материала в пределах этих слоев, *г/м*^{3}. Например, если в поверхностном слое воды определена концентрация взвеси в 3 *мг/л*, а на горизонте 25 *м* в 1 *мг/л*, то среднее арифметическое для слоя 25 *м* составляет 2 *мг/л*.

При использовании метода среднего взвешенного высокие содержания взвеси, которые отмечаются в пределах деятельного слоя, оказываются отнесенными к сравнительно малым интервалам, а небольшие концентрации, обычные для глубинных вод океанов,— к значительным интервалам, т. е. именно они оказываются наиболее существенными при выведении среднего. Этим методом удается получить среднее значение концентрации взвеси, наиболее приближающееся к реальному.

Для каждой станции на основных разрезах через Индийский океан были рассчитаны значения среднего взвешенного, которые затем были нанесены над разрезами вертикального распределения взвеси в виде точек, соединенных пунктирной линией, которая показывает изменение этих значений в зависимости от условий (см. рис. 46).

Если не касаться деталей, то можно установить наиболее существенные черты:

1. Среднее содержание взвеси для всего столба воды обычно больше у берегов, в пределах шельфа и материкового склона, чем в открытом океане. При средних взвешенных для пелагических частей Индийского океана концентрациях взвеси 0,5—1,0 *мг/л*, на шельфе и материковом склоне среднее взвешенное достигает 2—3 *мг/л*, местами даже больше. Близ устья р. Ганг оно равно 4—6 *мг/л*. В открытом океане значения низкие (от менее 0,5 до 1 *мг/л*) и меняются мало.

2. В пелагических частях океанов отмечается возрастание средних взвешенных содержаний взвеси при приближении к подводным поднятиям и хребтам. Так, например, на разрезе III (от Антарктиды до Аденского залива) в правой его части (над подводным хребтом Кергелен), на разрезе VI от ст. 235 до ст. 262, на разрезе IV — всюду над хребтами прослеживаются «двугорбые» профили средних взвешенных, причем впадина между горбами соответствует обычно вершине поднятия (см. рис. 44). В одних случаях это устанавливается более четко, в других слабо, что объясняется гидрологическими условиями разных районов, высотой хребтов и подачей осадочного материала. Такой характер распределения средних взвешенных говорит о том, что средняя концентрация взвеси по периферии хребтов заметно выше, чем над глубоководными котловинами. Это отмечалось и по шлейфам повышенных содержаний взвеси, которые протягиваются от хребтов в их периферических частях. Картина здесь как бы повторяет в малых масштабах схему распределения взвеси близ края шельфа на материковом склоне. Эти явления связаны с одной и той же причиной — невозможностью отложения тонкой взвеси в динамических условиях шельфа, гребня хребта или подводной горы.

Чем шире шельф или поднятие, тем больше область, запретная для осаждения, и потому тем шире ореол сбрасываемого осадочного материала по ее периферии и выше концентрации взвеси в нем. В некоторых случаях при очень широких шельфах (восточный шельф Берингова моря, шельф северной части Охотского моря и др.) часть материала все-таки успевает осесть. Сброс тонкой взвеси при увеличении ширины шельфа достигает некоторого максимума, а при дальнейшем его расширении

«коэффициент полезного действия» этого процесса несколько снижается. Имеют значение также количество и крупность осадочного материала, поступающего на шельф.

АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ ВЗВЕШЕННОГО МАТЕРИАЛА

Если известна средняя для всей толщи воды концентрация взвеси ($P_{ср}$), то нетрудно установить, сколько вещества содержится во всем столбе воды от поверхности и до дна. Эта величина, отнесенная к 1 $м^2$ поверхности океана, названа нами абсолютной массой взвеси и выражается в граммах.

Для определения абсолютной массы средняя взвешенная концентрация взвеси в граммах на кубический метр умножается на глубину в метрах. Для каждой станции по основным разрезам нами были определены абсолютные содержания взвеси, которые приведены на разрезах через Индийский океан (см. рис. 46). Точки между отдельными станциями соединены прямой, в целом по разрезам мы получаем графическое изображение изменения абсолютных содержаний взвеси в толще вод.

Как видно из рис. 46, на шельфе абсолютные содержания обычно меньше 1000 *г*, в области материкового склона они возрастают до 4000—7000 *г*, а в отдельных местах даже превышают 10 000 *г*, в открытом океане они составляют 3000—6000 *г*. Таким образом, под каждым квадратным метром океана от его поверхности до дна содержится в настоящее время от 1 до 10 *кг* взвеси.

Максимальные абсолютные содержания взвеси отмечаются в области материкового склона, так как именно здесь наиболее высокие значения средних взвешенных сочетаются с большими глубинами. В области шельфа абсолютные содержания взвеси невелики в связи с малой высотой водного столба.

Среднее содержание взвеси в открытом океане чаще всего составляет около 4000—5000 *г*. Поскольку, как было показано выше, среднее взвешенное в пелагических частях океана меняется в небольших пределах, изменения абсолютного содержания здесь зависят главным образом от второго сомножителя — глубины океана. В связи с этим в открытом океане устанавливается обратная зависимость между абсолютным содержанием и рельефом дна — над подводными поднятиями массы меньше, чем над большими глубинами. В распределении абсолютных масс взвеси около подводных хребтов наблюдается та же закономерность, которая была отмечена при рассмотрении средних взвешенных концентраций взвеси: появление «двугорбых» графиков при пересечении подводных поднятий и хребтов.

Таким образом, наибольшие количества взвешенного осадочного материала оказываются в ряде случаев связанными с макрорельефом дна: они отмечаются в области материкового склона и по периферии подводных поднятий и хребтов. Именно в этих местах в одних и тех же климатических зонах мы вправе ожидать для пелагических частей морей и океанов наиболее высоких значений скорости современной седиментации.

Понятно, что и ширина этих максимумов, и абсолютные значения концентраций взвеси в них могут, в зависимости от поставки осадочного материала, его крупности, условий сохранности в толще вод, воздействия динамических и других факторов, меняться в очень широких пределах. В некоторых случаях происходят под действием течений унос языков взвеси от мест ее поступления и значительная диффузия материала при его осаждении на дно.

Выделяются также и менее контрастные и потому не так резко бросающиеся в глаза закономерности еще более крупного масштаба: уменьшение абсолютных содержаний взвеси в аридных зонах океанов и увеличение их в гумидных. Уменьшение этих величин в аридных зонах прослеживается ясно и почти повсеместно; что касается возрастания значений

в гумидных зонах, то здесь очень велик разброс величин в связи с большой неравномерностью поступления материала в пространстве и времени, характерной для этих зон. В одних местах поступает много терригенного материала, в южном полушарии для гумидных зон главную роль играет поступление биогенного (диатомового и частично форминиферового) материала. Здесь зоны повышенных абсолютных содержаний более широкие, поскольку они связаны не с точечными источниками (устья рек — для терригенного материала), а с широкими зонами высокой первичной продукции, протягивающимися на сотни и тысячи километров.

Данные по абсолютным содержаниям взвеси позволяют определить места наибольших содержаний осадочного материала в столбе воды, однако они не могут давать прямого ответа на вопросы относительно скоростей современной седиментации. Для перехода к познанию процесса осадкообразования необходимо определить, с какой скоростью будет опускаться на дно вся масса осадочного материала, находящаяся в столбе воды. Для этого прежде всего нужно знать гранулометрический и вещественный состав взвешенного материала. Дело в том, что, как мы покажем дальше, значительная часть взвеси, находящейся в воде (в особенности в верхних ее слоях), является эфемерной, при больших глубинах она не достигает дна и не попадает в донные осадки. Это касается главным образом биогенной взвеси: заметной части кремнистого и карбонатного материала и почти всего органического вещества.

ТИПЫ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕСИ

На основе разрезов вертикального распределения осадочного материала в морях и океанах можно выделить три типа вертикального распределения взвеси в соответствии с характером и размерами водоемов (рис. 58): 1) мелководных водоемов и морских заливов, 2) шельфов и шельфовых морей, 3) глубоких морей и океанов.

Для мелководных водоемов и заливов типично периодическое взмучивание донных осадков волнами и приливами. Осадконакопление идет в области высоких энергий. В связи с этим в вертикальном распределении взвеси имеют место обычно два максимума: один из них почти постоянный в верхнем деятельном слое, связанный с развитием планктонных организмов, другой — менее постоянный — в придонном слое, связанный с взмучиванием осадков. Как было показано выше, в связи с приливами и штормами придонный слой периодически меняет свою мощность. В отдельные периоды он может сливаться с верхним слоем и даже перекрывать его, что отмечено при детальных исследованиях в Северном море Иозефом (Joseph, 1955). Глубина зоны взмучивания находится в зависимости от скорости приливо-отливных течений, а также от длины ветровых волн и от продолжительности волнений.

Непосредственные наблюдения за распределением взвеси показали, что в Каспийском море зона взмучивания находится на глубине 5—6 *м* (Иванов, 1948), что, по-видимому, является очень заниженной величиной. Исследованиями в Беринговом море было установлено, что донные осадки (алевритово-глинистые и глинистые илы) при шторме в 9 баллов в Анадырском заливе взмучиваются на глубине до 90 *м* (см. рис. 40). Кроме определений концентрации взвеси, факт взмучивания донных осадков на таких глубинах был подтвержден также и гидрооптическими наблюдениями.

На океанских шельфах и в шельфовых морях прибрежных районов вертикальное распределение взвеси сходно с только что описанным для мелководных водоемов; и здесь происходят взмучивание и переотложение донных осадков во время штормов, а также под действием приливов. Вне зоны взмучивания вертикальное распределение взвеси зависит уже от иных гидрологических условий, в частности от положения слоя скачка

плотности. Обычно в верхнем деятельном слое шельфовых вод наблюдаются резкие изменения концентрации взвеси с постоянным возрастанием в слое скачка плотности, где происходит как бы промежуточная аккумуляция осадочного материала с образованием своеобразного «жидкого дна». Второй максимум, так же как и в мелководных водоемах, имеет место у дна. Однако придонный максимум связан главным образом не с взмучиванием донных осадков, а с выносом с шельфа из области высоких энергий наиболее тонкого осадочного материала, который, в связи с гидродинамической обстановкой, здесь не откладывается или осаждается

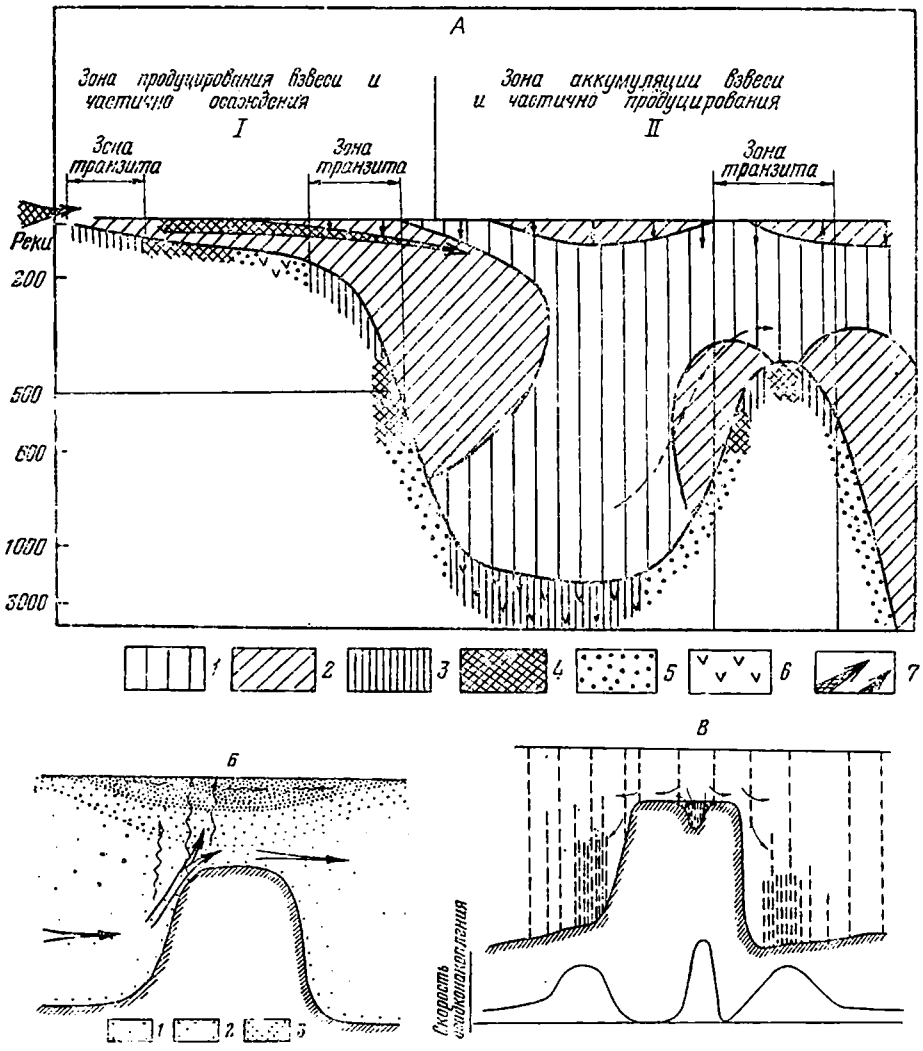


Рис. 58. Типы вертикального распределения взвеси в связи с рельефом дна и зависимость трофических группировок бентоса от распределения взвеси (Лисицын, 1966в)

А — зависимость трофических группировок бентоса от распределения взвеси. Концентрация взвеси, *мг/л*: *1* — от 1 до 3; *2* — от 3 до 5 и более. Трофические группировки бентоса: *3* — неподвижные фильтраторы; *4* — подвижные фильтраторы; *5* — собирающие детрит с поверхности осадка; *6* — илоеды; *7* — главные и второстепенные пути миграции взвеси. (дальневосточные моря).

Б — возникновение местных подъемов вод над подводной возвышенностью (локальная дивергенция показана стрелками разной формы) и сгущение планктона близ нее. Содержание планктона: *1* — малое, *2* — среднее, *3* — значительное.

В — схема образования шлейфов высокого содержания взвеси по периферии подводных поднятий. Приведен случай заполнения депрессии на вершине поднятия. Стрелки — пути перемещения осадочного материала, области его концентрации — сгущение пунктира

лишь в незначительной своей части в пределах шельфа (в депрессиях). Это — область транзита осадочного материала с шельфа в прилегающие части океанских котловин или в глубоководные части морей.

Для глубоких морей и океанов, где движения поверхностного слоя вод не достигают дна, а течения ослаблены, т. е. в области малых энергий закономерности распределения взвеси по вертикали существенно иные. В периферических частях океанских котловин или глубоководных частей морей, в области материкового склона мы почти постоянно видим то более мощные, то небольшие языки и облака высоких содержаний транзитной взвеси. Высокая концентрация взвеси почти постоянно отмечается в верхнем деятельном слое. Таким образом, в периферических частях океанов можно наблюдать как бы дальнейшее развитие шельфового типа распределения взвеси; только поверхностный слой высокой концентрации здесь не сливается с придонным, как это имеет место на шельфе, а отделен от него мощной толщей промежуточных вод.

В придонном слое в области материковых склонов, так же как и на шельфе, наблюдается транзит осадочного материала от материков в сторону открытого океана. На разрезах через океаны можно видеть, что эта зона транзита достигает по нормали к материкам 300—500 *км*, а в отдельных случаях более 1000 *км*. Она соответствует зонам распространения терригенных осадков на дне и маркирует области наибольшего поступления осадочного материала с суши, а также продуцируемого на шельфе биогенного материала.

В центральных частях океанов и крупных морей верхний деятельный слой с высокой и крайне неравномерной концентрацией взвеси отмечается почти повсеместно, особенно большое содержание осадочного материала наблюдается в слое скачка плотности, где происходит промежуточная аккумуляция биогенного и в меньшей мере терригенного материала из деятельного слоя. На глубинах распределение взвеси становится более равномерным, происходит постепенное, с отдельными отклонениями, уменьшение ее концентрации с глубиной.

В разных климатических зонах содержание осадочного материала на поверхности и по вертикали весьма различна: от минимальных значений в аридных зонах до максимальных в гумидных, однако указанные закономерности вертикального распределения почти всюду выдерживаются. Уже говорилось, что на эти закономерности накладываются сезонные, а также многолетние или катастрофические изменения.

ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО ВЗВЕШЕННОГО МАТЕРИАЛА В МИРОВОМ ОКЕАНЕ И ОБМЕН ВЗВЕСЬЮ МЕЖДУ ОКЕАНАМИ

В настоящее время сделано очень много (более 20 000) определений концентрации взвеси в толще океанских вод по методу мембранной ультрафильтрации. При использовании современной вычислительной техники это позволяет точно определить общее количество взвешенного материала, находящегося в морских и океанских водоемах.

Для наших целей достаточна, однако, и приблизительная оценка, которая может быть сделана на основе средней концентрации взвеси в толще вод Мирового океана, равной приблизительно 1 *мг/л*. Исходя из этой средней величины и зная объем различных морей и океанов, можно сделать оценку общего количества взвеси, находящейся в толще вод (табл. 18). Всего, по моим подсчетам, в водах Мирового океана в виде взвеси находится 1 370 323 млн. *т* осадочного материала, при этом более половины этого количества приходится на Тихий океан (Лисицын, 1964).

Интересно сопоставить количество взвеси в Мировом океане с ежегодным стоком взвешенных и растворенных веществ в океан с суши (см.

табл. 7—10). Сток растворенных веществ в океан, по данным О. А. Алекина и Л. В. Бражниковой (1961), равен 3300 млн. *т*, т. е. немногим отличается от более ранних определений Г. В. Лопатина (1950), которые дали величину 3600 млн. *т*. Ежегодный сток взвешенного материала с суши составляет, по подсчетам Г. В. Лопатина (1950), 12 696 млн. *т*. (см. табл. 8), по моим подсчетам, 18 529 млн. *т*. Всего, таким образом, ежегодно с суши сбрасывается в океан около 16—22 млрд. *т* растворенного и взвешенного материала.

Таблица 18

Содержание взвеси в Мировом океане

Части Мирового океана	Площадь *		Содержание взвеси	
	тыс. км²	%	млн. *т*	%
Тихий океан				
с морями	179679	49,8	723699	52,8
без морей	165246	45,8	707555	51,6
Атлантический океан				
с морями	93363	25,9	337699	24,7
без морей	82442	22,8	323613	23,6
Индийский океан				
с морями	74917	20,7	291945	21,3
без морей	73443	20,3	291030	21,3
Северный Ледовитый океан				
с морями	13100	3,6	16980	1,2
без морей	5035	1,4	10970	0,8
Все моря Мирового океана	34893	9,7	37155	2,7
Мировой океан	361059	100	1370323	100

* Площади океанов приведены по вычислениям В. Н. Степанова (1961).

Для образования всего запаса взвеси в бассейне Мирового океана (1370 млрд. *т*) при условии, что вся растворенная часть речного стока будет переведена организмами во взвесь, необходимо 80—100 лет.

Современное содержание взвеси в Мировом океане является результатом динамического геохимического равновесия, при котором количество взвешенных и растворенных веществ, поступающих ежегодно с речным стоком, должно быть приблизительно равным веществу, оседающему на дно океана.

Нельзя, однако, рассматривать океаны как огромные «отстойники» нашей планеты. В них в колоссальных масштабах происходит перемещение осадочного материала. Основная его часть перемещается в виде взвеси или растворов, которые затем переводятся организмами во взвесь (SiO_2, карбонаты и др.). Таким образом, очень велика роль биологической транспортировки осадочного вещества (Зенкевич, 1965).

Можно попытаться приблизительно оценить обмен взвешенным материалом между океанами, используя данные о суммарном переносе вод на граничных разрезах через океаны (табл. 19). Обменная часть взвеси составляет 16 792 млн. *т* в год, или 1,2% от общего количества взвеси, находящейся в Мировом океане. Отметим, что имеется в виду часть взвеси, переходящая из одного океана в другой. Общее же количество взвеси, перемещаемой течениями или находящейся в цепи биологического транспорта в пределах каждого океана, во много раз больше.

Таблица 19

Обмен осадочным материалом между океанами

Направление переноса (по разрезам)	Обмен взвешенным материалом, млн. *т* в год	Литературный источник *
Из Атлантического океана в Индийский (Антарктида — Африка)	6205	Корт, 1959
Из Индийского океана в Тихий (Антарктида—Новая Зеландия)	5950	Корт, 1959
Из Тихого океана в Атлантический (через пролив Дрейка)	4433	Ескин, 1959
Из Атлантического оксана в Северный Ледовитый (через Гренландское море)	104	Тимофеев, 1961, 1962; Collin, 1960
Из Северного Ледовитого океана в Атлантический (через Датский и Дейвисов проливы)	100	Тимофеев, 1961, 1962
Итого:	16792	

* Использованы данные о суммарном переносе вод, среднее содержание взвеси в воде принято 1 *г/м*³.

Если сопоставить определенную таким образом обменную часть взвеси с ежегодным материковым стоком (твердым и растворенным) в Мировой океан, то полученные величины совпадут. Это показывает, насколько велики масштабы перемещения осадочного материала в океане: только в обменной части между океанами находится во взвеси столько же осадочного материала, сколько его смывается со всей поверхности суши за год.

ВЫВОДЫ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЗВЕШЕННОГО МАТЕРИАЛА

1. Количественное распределение взвеси в современных морских и океанских водоемах крайне неравномерно, концентрация взвеси меняется от тысяч и даже десятков и сотен тысяч граммов в 1 *м*³ воды до 0,05—0,01 *г/м*³, т. е. в природных условиях колебания концентраций осадочного материала в водоемах составляют тысячи и даже миллионы раз.

2. При всех многообразных изменениях концентрации взвеси можно выделить несколько факторов, имеющих наиболее общее значение. Среди них основными являются группы факторов, связанных с климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностями. Несомненно, действуют также и другие факторы второго и третьего порядка, но наиболее крупными и универсальными являются три указанных выше группы факторов (рис. 59).

3. Влияние климатической зональности на концентрацию взвешенного осадочного материала проявляется не в прямом увеличении или уменьшении содержания взвеси в соответствии с распределением основных климатических факторов — тепла и влаги — над океаном, а косвенно — в особенностях поступления терригенного и биогенного материала. Максимальное количество взвеси с суши поставляется в тех местах, где интенсивность размыва суши (определяемая в свою очередь характером и мощностью коры выветривания и рядом других факторов) наибольшая. Такими местами являются гумидные зоны суши — северная и южная, а также экваториальная. В отличие от этого поступление терригенного материала с засушли-

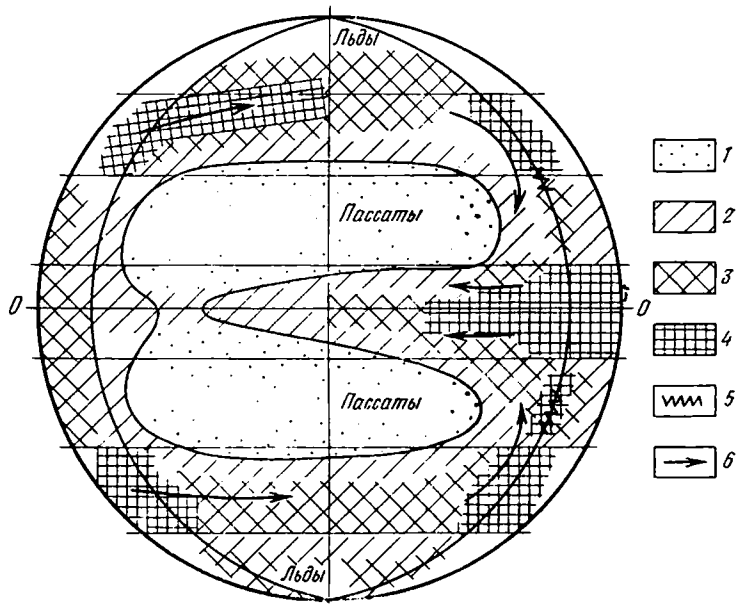


Рис. 59. Количественное распределение осадочного материала во взвеси на поверхности в «идеальном океане»

1 — мало; *2* — средне; *3* — много; *4* — очень много; *5* — апвеллинги; *6* — направление основного переноса

вых, аридных площадей северного и южного полушарий крайне незначительно, биогенная взвесь встречается здесь у самых берегов, терригенного взвешенного материала содержится мало.

Еще резче проявляется влияние климатической зональности на распределение биогенного материала взвеси. Максимальная продукция биогенного осадочного материала (планктонных организмов) приходится на определенные, узкие и опоясывающие по широте почти весь земной шар, зоны. Таких основных зон в Мировом океане, как можно видеть из приведенных карт и разрезов, три: северная, южная и экваториальная. Эти зоны соответствуют по положению северной и южной, а также экваториальной гумидным зонам. Именно здесь происходит подъем к поверхности глубинных вод — процесс, имеющий поистине глобальное значение: в колоссальных масштабах идет биосинтез и связывание растворенных солей в нерастворимые панцири и органическое вещество планктона. Области подъема глубинных вод (дивергенции) разделены обширными пространствами безжизненных вод тропической и субтропической зон океана, где содержания взвеси во всем столбе воды от поверхности и до дна минимальны (Саргассово море, тропическая и субтропическая части южной и северной половины Тихого океана). Это в полном смысле слова пустыни в океане, редкими оазисами в них возвышаются коралловые рифы и атоллы, а также разрозненные апвеллинги. Возникновение крупных зон подъема глубинных вод и плодородия в океанах и морях связано с климатической зональностью, с общими особенностями циркуляции атмосферы и сопряженной с ними циркуляции гидросферы.

Области минимального содержания взвеси в тропических и субтропических частях океанов соответствуют зоны опускания поверхностных вод на глубины (конвергенция) и аридным зонам на суше. Пустыни на суше, таким образом, получают как бы продолжение в океане.

Если сопоставить распределение терригенной и биогенной частей осадочного материала, то оказывается, что в их поступлении имеется много

общего: максимальные концентрации их отмечаются в северной и южной гумидных зонах, а также в узкой экваториальной гумидной зоне, минимальные — в аридных зонах северного и южного полушарий.

4. Количественное распределение взвеси по вертикали также очень неравномерно. Может быть выделено несколько типов вертикального распределения взвеси в соответствии с типами водоемов (см. рис. 58).

Для мелководных заливов и водоемов типично периодическое взмучивание донных осадков, что приводит к резкому возрастанию содержания взвеси во всей толще вод (например, в Азовском море, в Анадырском заливе Берингова моря и др.). В связи с этим в таких водоемах в вертикальном распределении взвеси образуются два максимума: один — в верхнем деятельном слое в связи с развитием планктонных организмов и другой — в придонном слое в связи с взмучиванием осадков. Глубина зоны взмучивания находится в зависимости от длины волн и продолжительности волнений, а также от скорости приливо-отливных течений. Она меняется в разных водоемах от 5—6 до 90 *м* (Анадырский залив).

На океанских шельфах и в шельфовых морях в прибрежных районах вертикальное распределение взвеси сходно с только что описанным для мелководных водоемов, в периферических частях здесь происходит взмучивание осадков во время штормов и приливов. Вне зоны взмучивания распределение взвеси зависит уже от иных условий, в частности от биомассы фитопланктона на поверхности и от наличия и интенсивности скачка плотности воды.

В таких местах обычно по вертикали удается наблюдать до трех максимумов взвеси. Верхний, связанный с цветением фитопланктона, меняется в зависимости от сезона (кроме тропической и ледовой зон). Второй максимум связан со слоем скачка («жидкого дна»). Третий, так же как и на мелководьях, имеет место у дна и частично связан с взмучиванием, главным образом приливо-отливными течениями, а в основном с выносом («сбросом») тонкого осадочного материала с шельфа, где эти частицы не могут отложиться, по гидродинамическим условиям, в глубоководные части водоема. Это область транзита тонкой взвеси.

Для глубоких морей и океанов характерно сложное распределение взвеси. Четко, почти повсеместно выделяется верхний слой, связанный с фотосинтезом, и второй слой — с высоким содержанием взвеси, обусловленный скачком плотности воды. С глубиной обычно содержание взвеси уменьшается, что связано с ее растворением и гидролизом. В периферических частях морских и океанских водоемов близ материкового склона обычно прослеживаются еще вторичные максимумы, облака и языки взвеси, протягивающиеся в пелагическом направлении от шельфа и связанные со сбросом тонкого осадочного материала с мелководий. Такие же шлейфы отмечаются и близ подводных хребтов и поднятий, они являются следствием повышения гидродинамической активности над поднятиями, возникновения там запретных условий для осаждения тонкого материала взвеси. Та часть осадочного материала, которая без динамического воздействия должна была бы осесть на поднятии или хребте, оказывается как бы сметенной с него к его периферии. Это очень существенное для понимания осадконакопления обстоятельство, установленное на основе изучения взвеси, находит подтверждение и при изучении стратиграфии осадков, а также абсолютных масс осадочного материала. На образование повышенных концентраций взвеси над поднятиями влияют также местные дивергенции, связанные с экранным эффектом, и сопряженные с ним факторы.

Общий смысл вертикальной зональности взвеси состоит в постепенном уменьшении содержания взвешенного материала с глубиной: чем глубина больше, тем, при прочих равных условиях, содержание взвеси у дна становится меньше. Если в каком-либо районе океана условно можно было бы перемещать дно от максимальных глубин до минимальных, то количество осадочного материала, поступающего на единицу поверхности

дна, менялось бы в широких пределах — от максимальных значений при глубинах в десятки и сотни метров до минимальных при глубинах больше 5 *км*, где взвесь «очищается» от нестойкого материала.

Как мы увидим дальше, глубина оказывает большое влияние не только на общее количество осадочного материала, но и на его состав, в особенности на содержание биогенного материала ($CaCO_3$, $C_{орг}$, P и др.).

5. Циркумконтинентальная зональность в распределении взвеси, как мы уже видели, проявляется в том, что по мере приближения к материкам происходит общее увеличение количества взвешенного осадочного материала, приближение суши по взвеси можно определить на расстоянии до 500 *км*, а местами до 1500 *км*. При этом увеличивается как количество терригенного материала, что естественно с приближением к его источнику, так и количество биогенного.

Увеличение содержания биогенного материала связано с возникновением местных, прибрежных дивергенций в верхней части материкового склона. В особенности мощны такие дивергенции в восточных частях океанов (например, Тихого и Атлантического).

Сочетание большого количества терригенного и биогенного материала близ суши приводит к резкому возрастанию общего содержания осадочного материала в воде, к сбросу части его с шельфов в прилежащие глубоководные части водоемов, образованию обширных языков и шлейфов, протягивающихся на глубины от материкового склона.

6. Обычно все три вида зональности — климатическая, вертикальная и циркумконтинентальная — действуют одновременно, и конкретные количества взвешенного материала в своих наиболее общих чертах возникают как результат деятельности этих трех основных факторов. Эти факторы являются наиболее важными, но не единственными, к ним прибавляется еще множество факторов местного или регионального значения, которые рассматривались при описании конкретных разрезов и карт.

7. Точные количественные характеристики взвешенного осадочного материала, полученные в результате многолетнего его изучения во всех основных зонах Мирового океана, позволяют выявить области с максимальным содержанием осадочного материала в водной толще, которым должны соответствовать области максимальных скоростей седиментации на дне. Как будет показано, эти количественные характеристики взвешенного материала могут быть в ряде мест дополнены количественными характеристиками накопления осадков на дне (абсолютными массами).

8. Наряду с чертами, общими для всех океанов и морей, в распределении осадочного материала отмечается и определенная разница. Больше всего отличий в северной части Атлантического океана. Установленные здесь по вертикали концентрации взвеси, в особенности близ берегов Европы и Северной Америки, очень значительны, до 3 *мг/л*, а местами и больше. Даже в зимнее время, когда роль биогенного фактора снижается до годового минимума, концентрация взвеси остается высокой, циркумконтинентальная зональность здесь выражена особенно четко. Северная часть Атлантического океана, так же как северо-восточная часть Индийского океана, могут служить примерами поставки большого количества терригенного материала. Интересно также и то, что этот материал осаждается довольно быстро, в ряде случаев за полгода картина вертикального распределения взвеси коренным образом меняется. Это возможно только в том случае, когда терригенный материал достаточно крупный (в северной Атлантике) и когда в его составе большую роль играют мелкоалевритовые и грубопелитовые частицы. В Индийском океане терригенный материал, поступающий с суши, очень тонкий, картина его распределения меняется медленно.

В том, что в материковом стоке с территории Европы большую роль играют фракции алеврита, убеждает детальный анализ взвеси и донных осадков в устье Рейна, Эльбы, Роны и многих других рек.

Другим примером значительного влияния терригенного материала и одновременно с этим быстрой перестройки картины вертикального распределения взвеси, в связи с ее крупностью, является Берингово море, здесь эти контрасты особенно резки. Берингово море и Северная Атлантика лежат в одной и той же климатической зоне — в холодной и умеренной частях гумидного пояса северного полушария. Смыв осадочного материала с 1 $км^2$ суши невелик — от 10 до 50 $т$, а в некоторых местах даже меньше 10 $т$, однако в связи со значительной площадью водосборов на 1 $км^2$ дна океанов и морей в этой зоне поставка терригенного материала становится очень заметной.

Надежные материалы по количественному распределению взвеси на протяжении нескольких сезонов получены и из областей океанов, прилежащих к участкам с максимальным смывом с суши (больше 240 $т/км^2$) (Бенгальский залив и район Индонезии). Концентрация взвеси на вертикальных разрезах оказывается здесь очень высокой; языки с повышенными концентрациями протягиваются от устьев Ганга и Инда на расстояние 1000—1500 $км$, т. е. намного дальше, чем в северных частях Атлантического или Тихого океанов. Характерно еще и то, что на протяжении года зоны повышенной мутности вод в глубинных слоях северной части Индийского океана выдерживаются без заметных изменений. Очевидно, взвешенный осадочный материал здесь значительно более тонкий и переносится потому на большие расстояния без осаждения, характерного для северной гумидной зоны. Таким образом, в качестве рабочей гипотезы можно высказать предположение, что в экваториальной гумидной зоне высокие темпы поставки терригенного материала сочетаются с его дальним разносом, а это обусловлено тонкостью частиц взвеси, приносимых тропическими реками. Изучение гранулометрического состава взвеси и донных осадков дает также ряд убедительных аргументов в пользу гипотезы.

9. Контрасты в распределении концентраций взвеси (сезонные и многолетние) достигают максимального размаха в гумидных зонах и слабее всего в аридных. Экваториальная зона занимает промежуточное положение. В гумидных зонах сезонные изменения концентрации достигают дна океана. Для полной количественной характеристики осадочного материала в гумидных зонах поэтому необходимы данные, отражающие основные сезоны. Сезонный ход концентрации терригенного и биогенного материала почти совпадает.

10. Значения абсолютной массы взвешенного осадочного материала оказываются наибольшими над материковым склоном; в области шельфа они невелики, что связано с малыми глубинами; над ложем океана показатели колеблются незначительно, за исключением районов подводных поднятий (см. рис. 44). По периферии подводных поднятий, так же как и в области материкового склона, значения абсолютных масс взвеси резко возрастают.

11. Подавляющая часть осадочного материала в океане возникает и перемещается в виде взвеси. Поэтому можно сказать, что динамика осадочного материала есть динамика взвеси. Такое положение существовало и на протяжении обозримых частей геологической истории Земли.

ГЛАВА ПЯТАЯ

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ДНЕ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ (0—0,7 млн. лет)

Для характеристики количества осадочного материала, осевшего на дне океана, могут быть использованы разные показатели.

Наиболее широко применяется скорость седиментации — высота столбика осадка, отложившегося на дне в единицу времени, чаще всего в 1000 лет. При выражении скорости разные авторы используют или высоту столбика естественной влажности, или сухого осадка. Нами всюду используется расчет по осадку естественной влажности.

Сходным показателем является мощность осадков, отложившихся за голоцен, четвертичное и третичное время. Для этих методов выражения количества осадочного материала необходимо иметь датировку возраста кровли и подошвы слоя, а также данные о его мощности. Отсюда решение проблемы о скорости седиментации тесно связано с проблемами определения возраста.

Другая группа методов определения количества осадочного материала, осевшего на дне океана, предусматривает определение веса твердой фазы осадка, накопившегося на единице поверхности дна в единицу времени или на протяжении какого-либо длительного отрезка времени (плейстоцен, третичное время и др.).

Метод абсолютных масс, примененный Н. М. Страховым (1947), является способом выражения полученных значений в «открытой системе», т. е. в таком виде, когда интенсивность поставки одних компонентов не влияет на содержание других. При использовании процентного метода этого избежать не удается.

При изучении процентного распределения различных компонентов в донных осадках, например кремнезема, нередко считают, что повышение процента его содержания означает увеличение интенсивности поставки. В ряде случаев это несомненно так, но чаще процентное содержание пассивно отражает процессы усиления или ослабления разбавления кремнезема терригенным или карбонатным материалом.

Недостаток процентной методики заключается в том, что отличить случаи реальной интенсивности осаждения от кажущегося усиления этих процессов часто невозможно. Тем самым в познание процессов распределения компонентов вносится неопределенность, затрудняющая объективное их исследование (Страхов и др., 1954).

Данные скорости седиментации, необходимые для установления абсолютных масс, могут быть получены из определений абсолютных возрастов, а также на основе биостратиграфических и литологических исследований осадков и взвеси. Чем надежнее и чаще горизонты датированы, тем более точны значения скоростей в интервалах между ними. При стратиграфических исследованиях методами микропалеонтологии изменения скоростей осадкообразования в пределах небольших горизонтов обычно

не могут быть выполнены и потому приходится ограничиваться выделением слоев значительной временной протяженности.

Сравнительно с методом выражения количественного распределения осадочного материала по скорости седиментации метод абсолютных масс имеет дополнительные осложнения, связанные с необходимостью точного учета физических свойств осадков. Эти свойства меняются в зависимости от вещественного и гранулометрического состава, а также от скорости седиментации и возраста, т. е. в пространстве и времени. Сведения о физических свойствах осадков пока очень немногочисленны и разрозненны, еще мало попыток установить общие закономерности их зависимости от вещественного и гранулометрического состава. Все это приводит к тому, что, после успешного использования метода абсолютных масс применительно к Черному и Каспийскому морям, экваториальной части Атлантического океана и прибрежным районам, попыток дальнейшего его использования на протяжении более 15 лет очень мало, хотя это наиболее надежный и объективный метод изучения количественной стороны процесса седиментации.

Может вызвать удивление факт отсутствия карт скоростей седиментации для крупных водоемов и океанов. Все имеющиеся сейчас определения — это точечные определения, которые не увязываются в единую схему. Такое положение не случайно, оно связано с огромными трудностями, из-за недостаточной разработки и ограниченного применения методов биостратиграфии и абсолютного возраста. Только с применением ряда новых методов и приемов удалось преодолеть эти трудности и создать первые карты скоростей седиментации осадков Тихого, Индийского и Атлантического океанов, которые и являются предметом обсуждения.

Слабое развитие многих коренных вопросов четвертичной истории Земли также затрудняет исследование в этой области. Ведь до настоящего времени не ясна даже общая продолжительность четвертичного времени, разными авторами она оценивается от 600 тыс. до 1,7—1,9 млн. лет, а время начала оледенения Северной Америки, по данным глубинного бурения, определяется в 3 млн. лет, Антарктиды, по данным длинных колонок, около 4,5 млн. лет, а по новейшим данным бурения даже больше. Не установлено и число оледенений, не ясно, являются ли они одновременными в северном и южном полушарии и др. Многие из этих вопросов не могут быть уверенно решены путем применения методов традиционной четвертичной геологии, изучающей отложения на континентальных блоках. Большие преспективы открывает геологическое исследование морских и океанских отложений.

Совершенно неправильно считать континентальные отложения, доступные для изучения на суше, основным генетическим типом отложений этого времени, как это делает, например, Лукашев (1960). Около 71% поверхности нашей планеты покрыто морями и океанами, на дне которых и сосредоточена основная часть четвертичных отложений. На долю морских фаций приходится более 90% всех четвертичных отложений!

На дне морей и океанов хранится непрерывная запись истории планеты на протяжении четвертичного и более ранних этапов. Континентальные отложения, находящиеся в сфере деятельности геологов-четвертичников, обычно трудно коррелировать, поскольку эти отложения отличаются большой фациальной изменчивостью, разнообразием генетических типов, очень тесно связаны с влиянием местных факторов. Отсюда трудности сопоставлений разрезов для континентов и между континентами.

Для четвертичного времени, в отличие от более ранних этапов геологической истории, необходимы особые методы, обеспечивающие высокую разрешающую способность, поскольку продолжительность четвертичного периода во многие десятки и сотни раз меньше, чем для более древних периодов истории Земли.

Четвертичные отложения на суше часто подвергаются переотложению, размыву, глубоким химическим превращениям в корах выветривания. Широко известно, что в области тропического влажного климата даже террасовые отложения и частично береговой аллювий захвачены процессами выветривания. От полюсов к экватору резко меняются масштабы изменений природы в четвертичное время: максимальные — в умеренных зонах, минимальные — в ледовых, где они сохраняются во времени постоянно, хотя и варьирует мощность ледового покрова, и в экваториальной зоне с постоянным теплым влажным климатом. Вместе с тем меняется и сама возможность сохранения четвертичных отложений: она максимальна в холодных частях умеренной зоны с низкими скоростями выветривания и смыва и минимальна во влажных тропических районах с развитием мощной (до 100 *м* и более) коры выветривания и огромными скоростями смыва. Отсюда главное, что сейчас известно для четвертичной истории, приходится на умеренную зону, где максимален и масштаб изменений природы, и лучше всего сохранились следы этих изменений.

Как увидим дальше, умеренные гумидные зоны являются «чувствительными поясами» нашей планеты также и в донных отложениях.

Наиболее обычны два явления, в результате развития которых может нарушиться первичное наслоение осадка: 1) суспензионные потоки на дне, нередко приводящие к переотложению даже глубоководных и удаленных от берегов осадков, и 2) переотложение осадка разнообразными илоедами.

До исследований Международного геофизического года существовало представление об исключительно широком распространении суспензионных потоков на дне морей и океанов. Интересно отметить, что и до геофизического года при интенсивных исследованиях колонок методами биостратиграфии и литологии обычно устанавливалось напластование без следов суспензионных потоков. И, наоборот, в большом изобилии суспензионные потоки обнаруживались там, где изучение осадков ограничивалось полевым описанием без применения микроскопа. Исследования, проведенные в период Международного геофизического года, позволили значительно сузить области действия мутьевых потоков (турбидитов).

Детальные работы советских геологов, проведенные в Охотском, Беринговом и Японском морях, а также в Тихом, Индийском океанах и в Антарктике, показывают, что мутьевые потоки — обычно явление локальное. Так, изучение стратиграфии донных осадков Охотского моря по 183 станциям, расположенным равномерно по всей площади моря, с привлечением колонок длиной до 27 *м*, показало четкую стратификацию этих осадков по диатомовым водорослям, фораминиферам, спорам и пыльце. В западной части Берингова моря стратиграфические исследования теми же методами были выполнены на 150 станциях, в том числе в колонках длиной до 16,5—33,5 *м* (Жузе, 1962; 1969; Мухина, 1963, 1966; Козлова, 1970б, Сандова, 1961; Коренева, 1957, 1961, 1969).

Очень большое количество колонок из Тихого океана и северной части Индийского изучено теми же методами, нередко с определением абсолютного возраста (Тихий океан, т. V, 1970). Почти во всех случаях, за очень редкими исключениями, которые составляют, по-видимому, немногим более 1% от общего числа изученных проб, отмечалось хорошее сопоставление близлежащих колонок, отражающих закономерное осадкообразование «частица за частицей».

Присутствие в осадках третичных диатомовых водорослей и фораминифер, которое рассматривалось некоторыми авторами как доказательство деятельности мутьевых потоков (Жузе, 1954), показало, что древние переотложенные диатомовые водоросли поступают с терригенным материалом при размыве суши.

Интересно отметить, что к таким же выводам пришли при проведении детальных стратиграфических исследований и зарубежные исследователи,

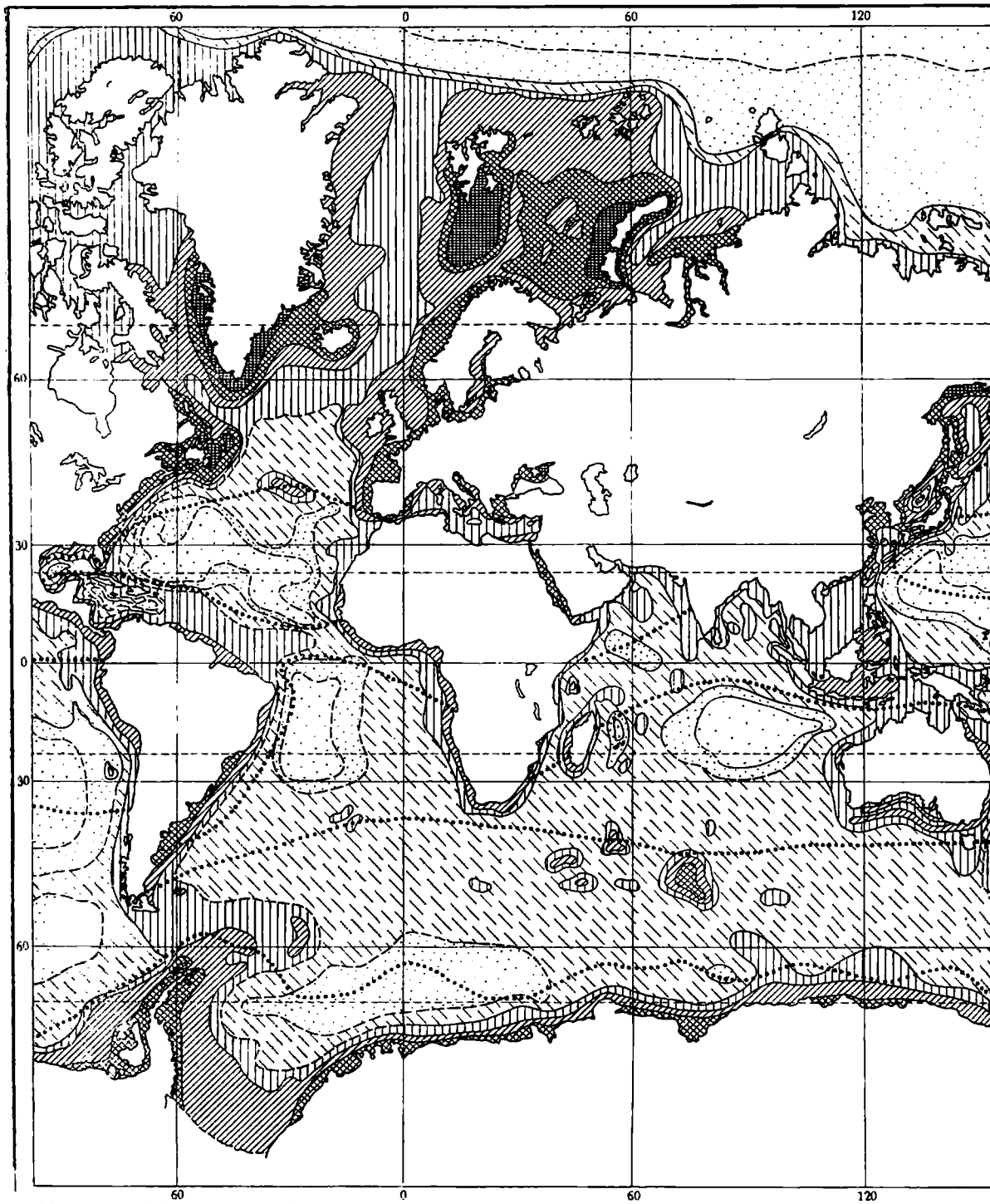
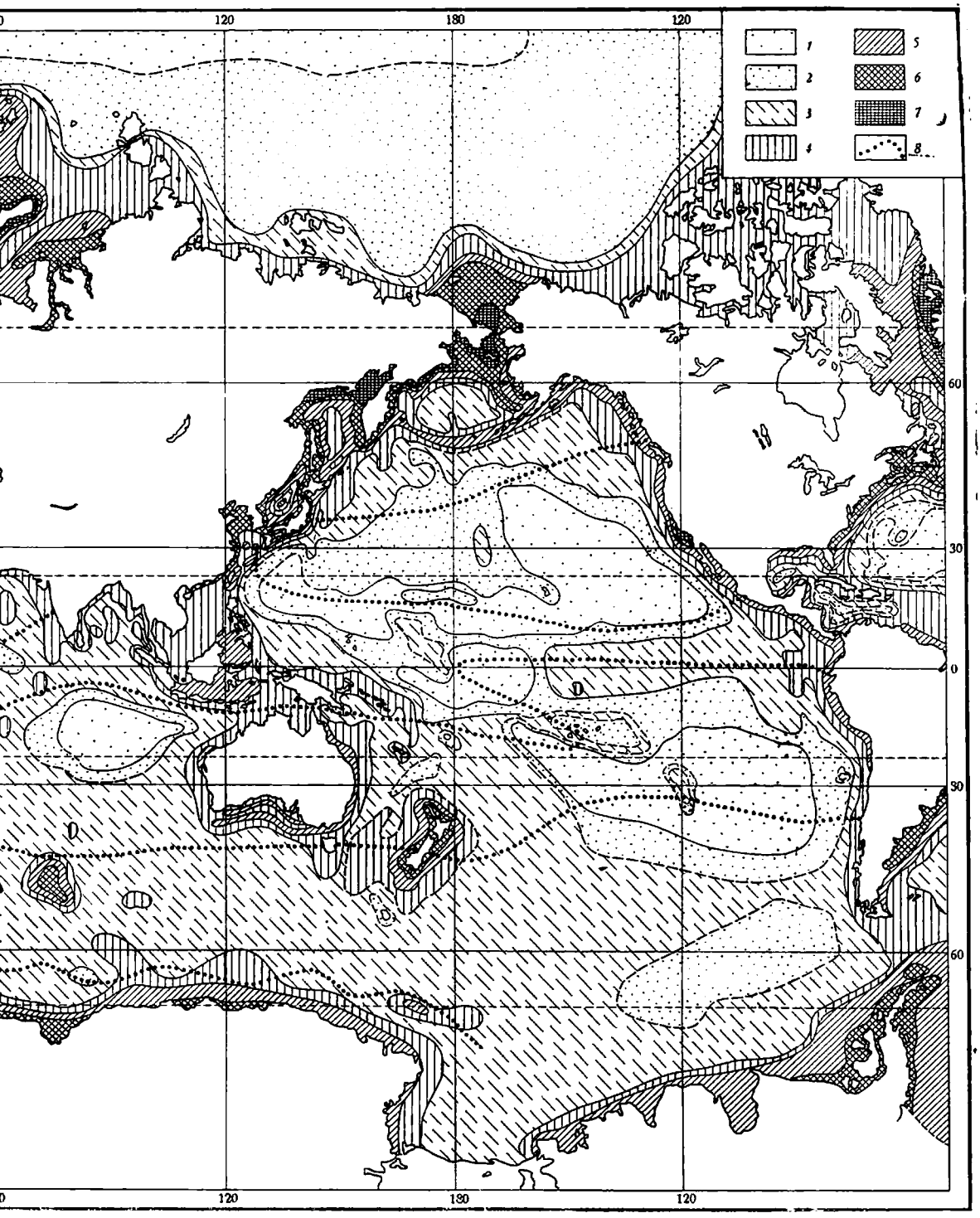


Схема VIII. Распределение биомассы бентоса Мирового океана (Зенкевич и др., 1971)

Биомасса, *г/м²*: *1* — менее 0,05; *2* — от 0,05 до 0,1; *3* — от 0,1 до 1,0; *4* — от 1,0 до 10; *5* — от 10 до 50; *6* — от 50 до 300; *7* — более 300; *8* — границы климатических зон нанесены автором

А. П. Лисицын



никевич и др., 1971)

,0; *1* — от 1.0 до 10;

зон нанесены автором

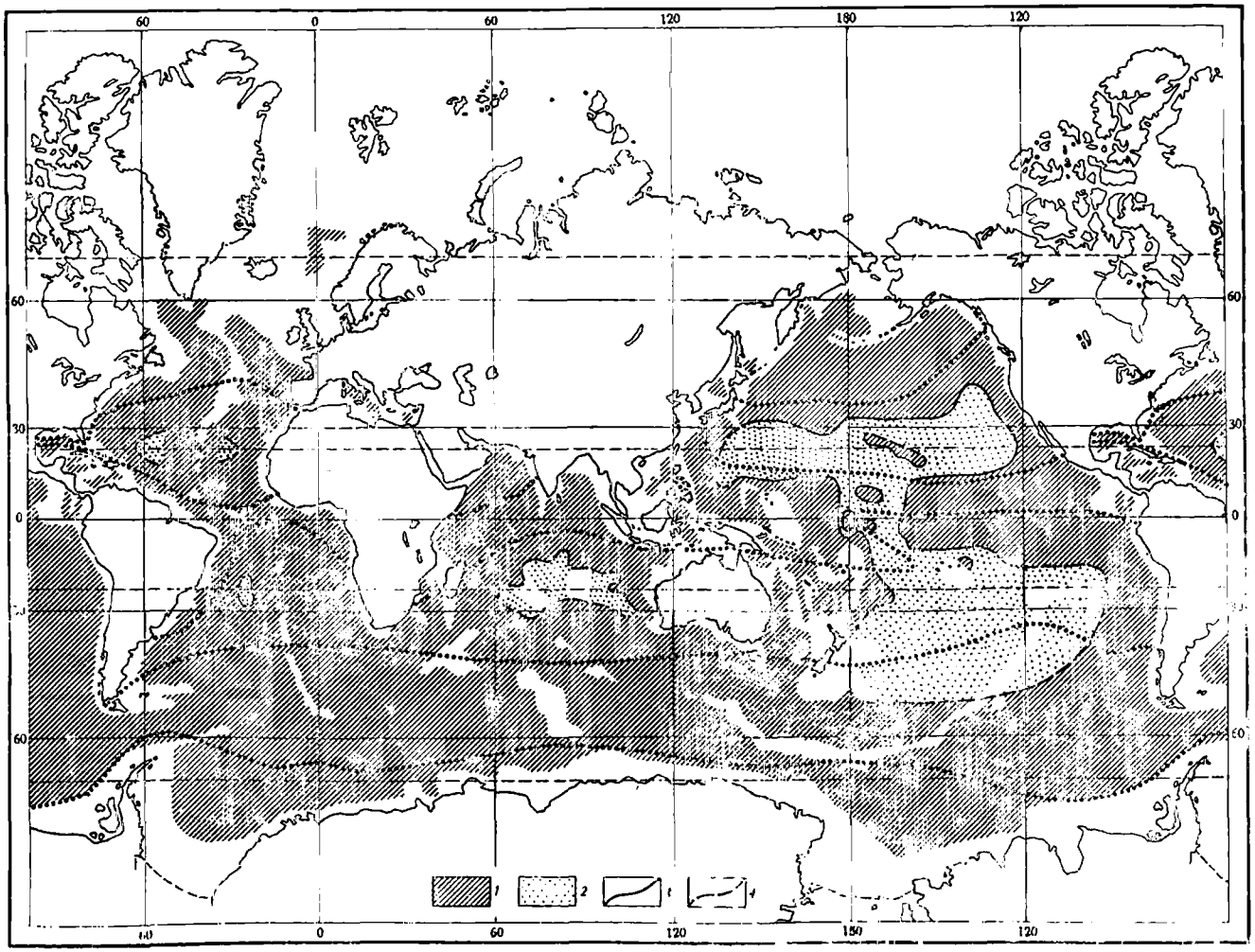


Рис. 60. Трофические группировки бентоса Мирового океана (Соколова, 1972)

Глубоководные трофические области: *1* — эвтрофные; *2* — олиготрофные; *3* — граница преобладания детритоедов и сестоноедов; *4* — граница систематических групп детритоедов и условий поставки на дно органического вещества. Границы (линии точек) климатических зон показаны автором

в том числе американские, которые особенно подчеркивали важную роль этого фактора. Так, при полевом изучении осадков Средиземного моря были установлены в них многочисленные признаки мутьевых потоков, а также пепловые прослои, которые не дали возможности провести удовлетворительную стратификацию. Более детальные исследования тех же проб позволили, однако, по фауне фораминифер удовлетворительно коррелировать между собой колонки и установить, таким образом, что на большей части дна этого водоема идет нормальное осадкообразование!

К близким выводам привело также геохимическое и литологическое исследование огромного числа колонок, полученных в недавнее время в разных морях и океанах, а также кернов океанского бурения (Initial reports... 1969—1973).

Мутьевые потоки действительно развиты в ряде мест в периферических частях океанов, однако это явление далеко не универсальное. Чаще всего области распространения суспензионных потоков тяготеют к берегам с высоким модулем твердого стока, в особенности к гумидной тропической зоне, а также к устьям крупных рек (Конго, Амазонка, Ганг, Миссисипи и др.), т. е. к областям с большим приносом осадочного материала. Дальность переноса осадочного материала мутьевыми потоками обычно не превышает нескольких сотен миль и лишь в отдельных случаях более.

О возможности изменения первичной стратификации осадков при их переработке голотуриями, полихетами и другими глубоководными илоедами лучше всего говорят карты количественного распределения донной фауны (схема VIII) и трофических группировок бентоса (рис. 60). Видно, что донная фауна абиссали вдали от берегов характеризуется в северо-западной части Тихого океана в антарктических и субантарктических водах малыми биомассами, порядка 0,5—0,8 *г/м*^{2}. Еще меньше биомасса бентоса в тропической части океана. Так, в Индийском океане, в тропиках, она составляет обычно менее 0,5 *г/м*^{2}, а в его восточной части и на огромных пространствах Тихого океана менее 0,1 *г/м*^{2} с уменьшением в некоторых районах до ничтожных значений — от единиц до нескольких десятков миллиграмм на 1 *м*^{2} дна. Близ берегов, где поступление питательных веществ значительно выше, чем в открытом океане, биомасса быстро возрастает, и материки оказываются окаймленными областями с высокими значениями биомасс. Эти районы должны быть исключены из числа перспективных для построения стратиграфической шкалы четвертичного времени по двум причинам: из-за возможности развития здесь суспензионных потоков и оползней и возможности нарушения первичной стратификации илоедами. Кроме того, нужно учитывать возможность возникновения перерывов в осадконакоплении, обусловленных сильными течениями, периодически возникающими на больших глубинах (цунами, внутренние волны, порожденные извержением подводных вулканов и др.). Они возникают также и при особых сочетаниях синоптической и гидрологической ситуаций (прохождение тайфунов и тропических циклонов).

Кроме этих общих явлений, затрудняющих разработку стратиграфии донных осадков любыми способами, имеют место причины, связанные с конкретными методами: биостратиграфическими (отсутствие остатков организмов), абсолютного возраста (миграция элементов), палеомагнитными (нахождение около магнитного экватора) и др.

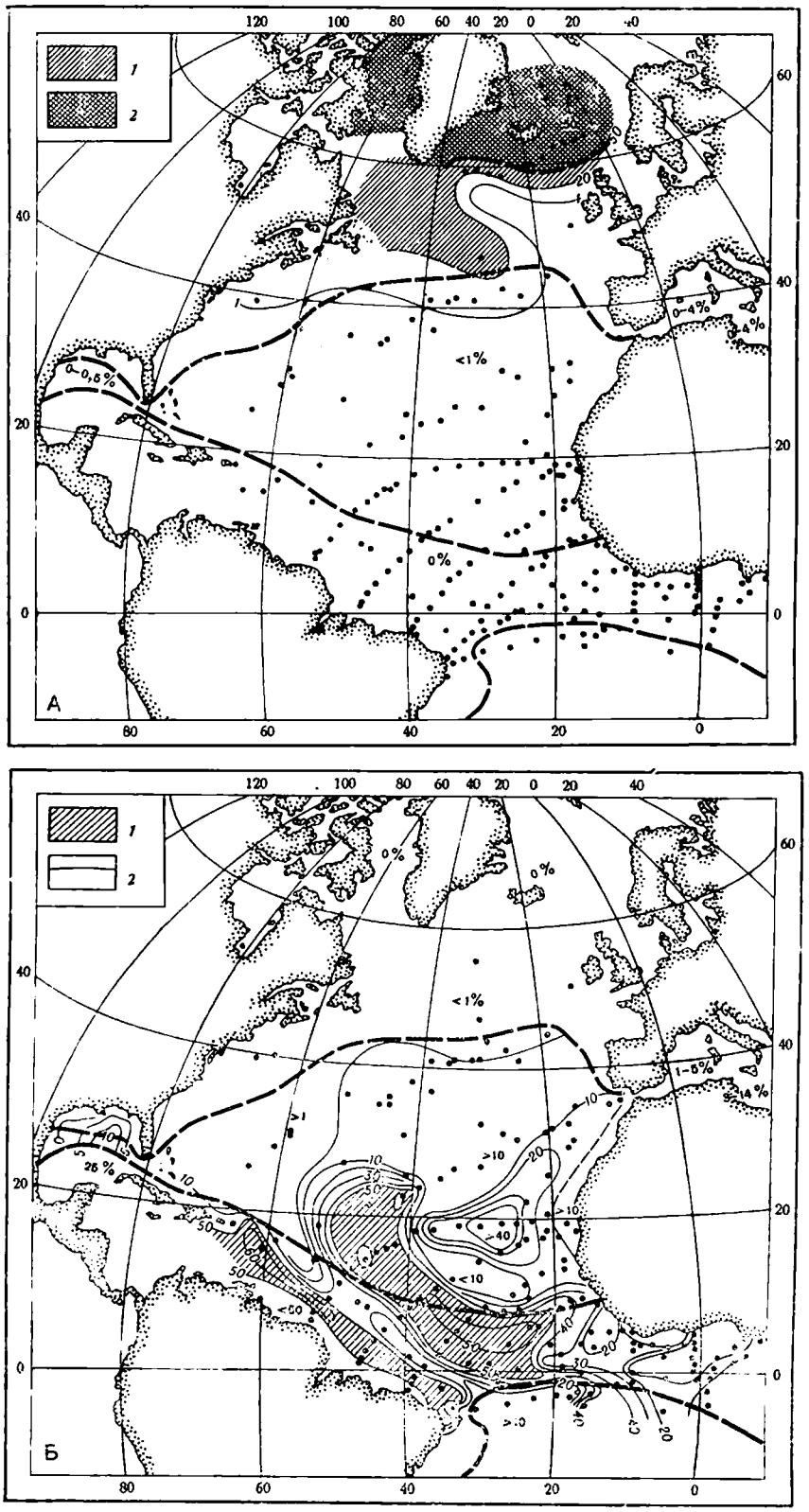


Рис. 61. Распределение глобигерин, характерных для холодных (*А*) и теплых (*Б*) вод Атлантического океана в поверхностном слое донных осадков (Schott, 1959)

Холодноводный комплекс: *1* — от 20 до 50; *2* — более 50. Тепловодный комплекс: *1* — более 50; *2* — изолинии фактического содержания, %. Точки — станции. Границы климатических зон показаны автором

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Отсутствие универсальных методов определения возраста различных горизонтов донных осадков до сих пор тормозит разработку их стратиграфии. Издавна для этих целей применяются биостратиграфические методы, из которых традиционным является фораминиферовый (рис. 61—63). За последние годы сделаны большие успехи в развитии фораминиферового анализа с использованием раковинок не только планктонных, но и бентических фораминифер. Появились и новые эффективные методы анализа, в частности кокколитовый, радиолярневый, некоторые успехи сделаны в области развития диатомового анализа. При сопоставлении этих методов даже применительно к единичной колонке обычно возникают значительные расхождения в датировках, которые возрастают при попытках сопоставления серии колонок, в особенности из удаленных один от другого районов океана или из разных океанов. К сожалению, эта работа еще далека от завершения, поэтому многие сотни определений при составлении карт скоростей седиментации пришлось забраковать.

Методы расчленения колонок на основе микропалеонтологических исследований детально разработаны для многих микроскопических форм и проверены на обширном материале из океанов. Большие работы выполнены на океанских колонках средней длины с применением диатомового анализа (Bramlette, Bradley, 1940, 1942), фораминиферового анализа с раздельным изучением бентических и планктонных фораминифер (Schott, 1935a, 1939, 1952, 1959; Herman, 1963, 1964, 1965, 1971; Сидова, 1961, 1969; Bolli 1966; Bolli and oth., 1968; Kennett, 1969). Определенные достижения имеются также и в изучении спорово-пыльцевых комплексов донных осадков из отдельных районов океана (Коренева, 1957, 1961, 1969; Muller, 1959; Manten, 1966; Groot I., Groot C., 1966a, б; Botema, Straaten, 1966; Zagwijin, Veenstra, 1966; Groot and oth., 1967).

Успешно развиваются радиолярневый анализ в применении к четвертичным океанским осадкам (Riedel, 1957, 1959; Hays, 1965, 1967; Hays, Opdyke, 1967; Hays and oth., 1969; Riedel, Bramlette, 1959; Riedel, Funnell, 1964; Opdyke, Glass, Hays, Foster, 1966), а также спикулевый анализ (Колтун, 1966). В США широко применяется кокколитовый анализ четвертичных и третичных океанских осадков (McIntyre, 1967; McIntyre,

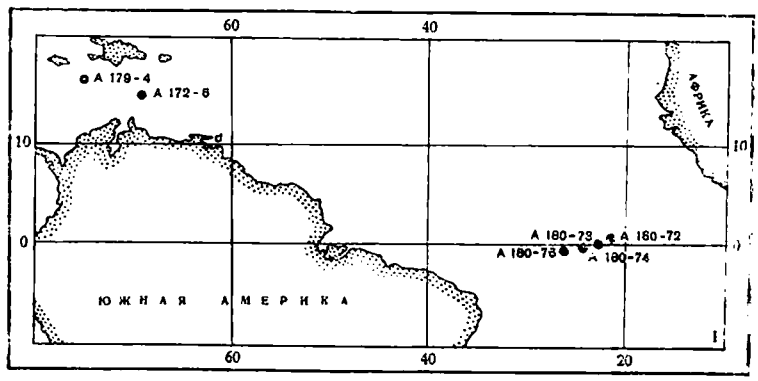


Рис. 62. Корреляция нескольких колонок из экваториальной и тропической части Атлантического океана

I — расположение и номера станций; II — соотношение между холодноводными (C) и тепловодными (W) фораминиферами, справа показан абсолютный возраст по C^{14}. Палеотемпература (по O^{18}/O^{16}) для трех колонок (A-172-Б; A-179-4; A-180-73) показаны жирным пунктиром (Emiliani, 1955). III — содержание фракции крупнее 0,07 *мм* (в основном раковинки фораминифер). IV — изменение направления навивания раковинок Globorotalia trunkatulinoides; R — правые; L — левые (Ericson and oth., 1955, 1956, 1961; Schott, 1959; Broecker and oth., 1960)

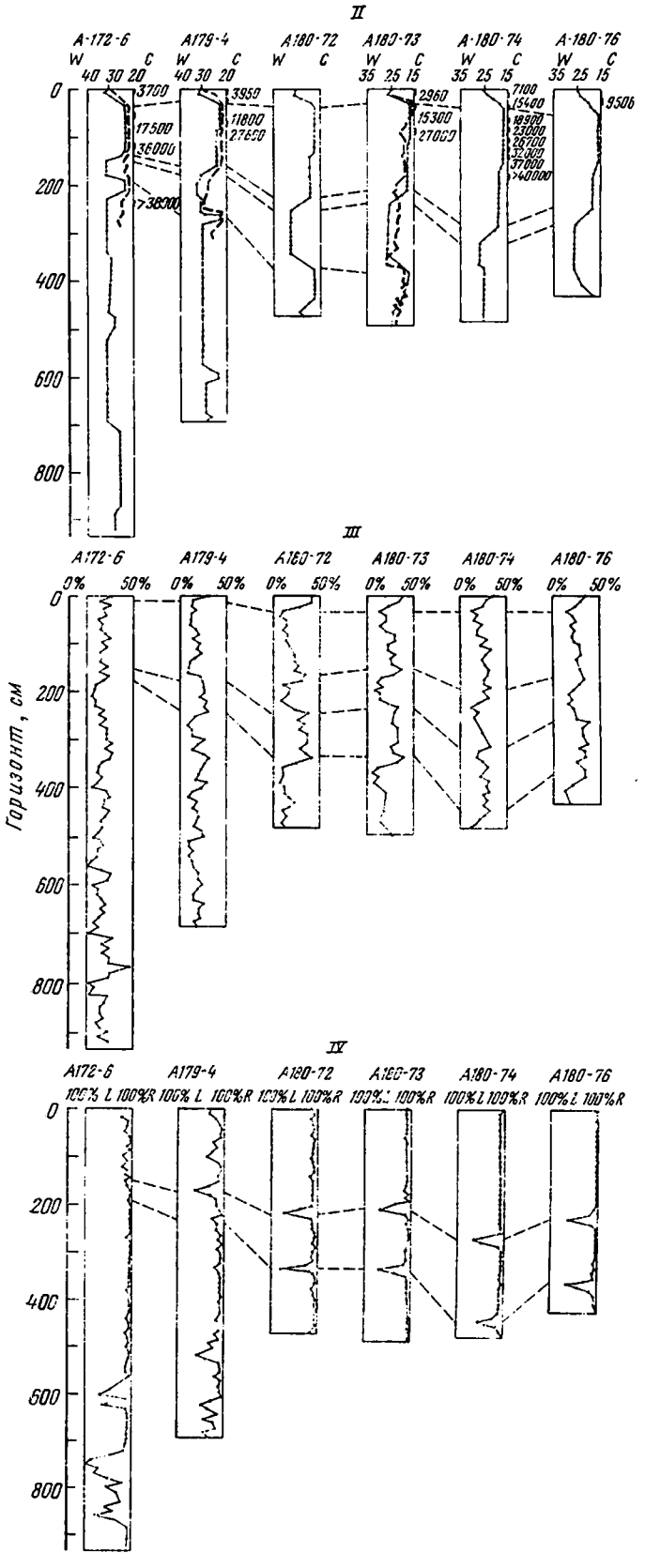


Рис. 62 (окончание)

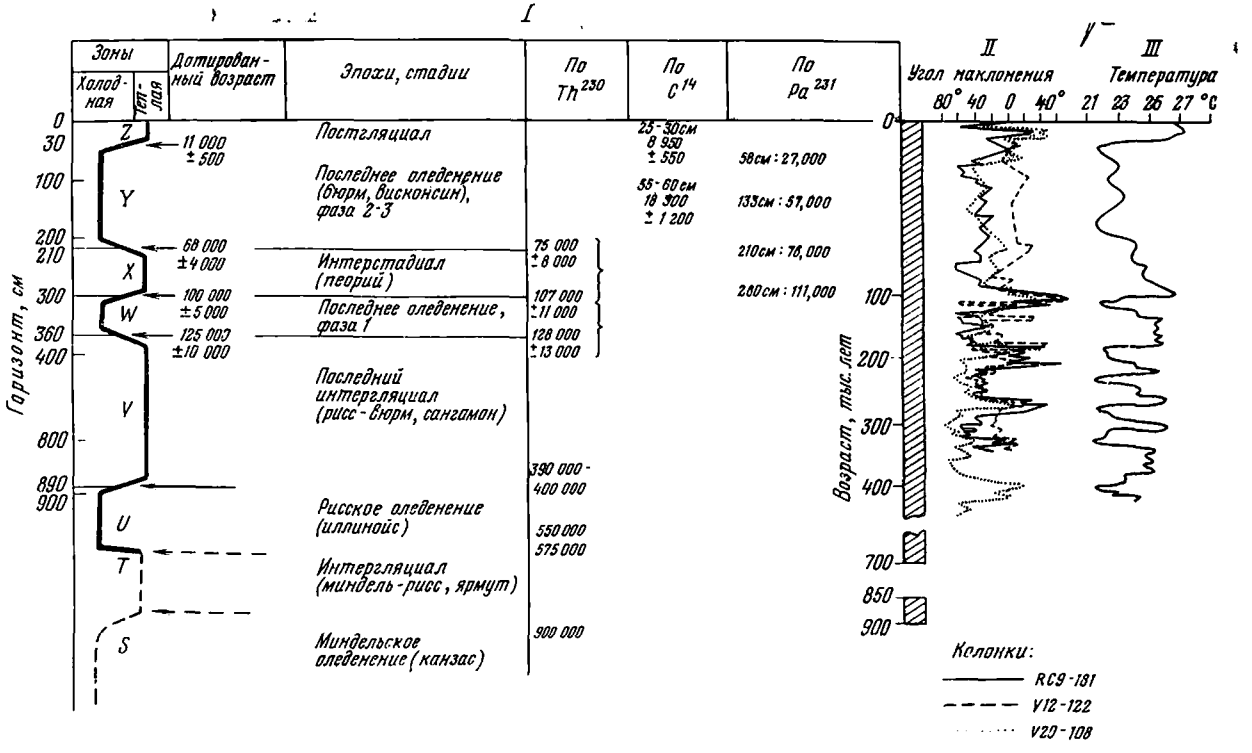


Рис. 63. Сопоставление фаунистических зон Эриксона и Воллин по фораминиферам с событиями четвертичного времени (I), палеомагнитной шкалой и углом наклонения (II), а также с палеотемпературными изменениями (III)

Датировка возраста для зон Z, Y, X, W, V — по C^{14}, Th^{230}, Pa^{231} (Ku, Broecker, 1966); для зон U, T, S — по палеомагнитным данным (Ericson, Wollin, 1970). Место взятия колонок: RC-9-181 Средиземное море; V-12-122 Карибское море; V-20-108 Тихий океан (Wollin and oth., 1971). Палеотемпературная кривая по Эмилиани (Emiliani, 1970)

Ве, 1967; Bramlette, Riedel, 1959), а в Новой Зеландии и США — остракодовый (Bramlette, 1958), птероподовый (Herman, 1965, 1971), силикофлагеллятовый (Mandra, 1969). Сделаны первые попытки использовать для стратиграфических целей также кремнистые остатки силикофлагеллят и перидиней.

Таким образом, методы биостратиграфических исследований океанских осадков четвертичного возраста с использованием микрофлоры и микрофауны в настоящее время всесторонне развиваются.

Целесообразность привлечения для этой цели не одной отдельной группы микрофлоры или фауны, а всего биостратиграфического комплекса диктуется не только необходимостью более полного и надежного исследования, но и тем, что ни один из макропалеонтологических методов не является универсальным, применимым для всех типов осадков и всех климатических зон, а также возрастов.

Для каждой группы организмов есть определенная зона прижизненного расселения, которой соответствует зона в донных осадках. За пределами этих зон организмы,— а в донных остатках их скелеты,— встречаются крайне редко.

Возможность встречи остатков организмов в донных осадках определяется, однако, не только климатической зональностью, особенностями их прижизненного расселения, но и условиями сохранности. Так, на глубинах более 4700 *м* очень редко можно встретить пригодные для определения остатки организмов с карбонатным скелетом — известковых фораминифер, кокколитофорид или остракод. Эта глубина является критической для распространения карбонатного материала и соответственно для применения методов, связанных с изучением известковистых раковин или панцирей.

Диатомовый анализ с успехом может быть применен в холодной и умеренной зонах; его возможности резко снижаются в тропических районах океана, в особенности в глубоководных районах тропической зоны. Однако здесь в качестве важных осадкообразующих организмов выступают другие кремневые организмы — радиолярии.

Области применения спорово-пыльцевого анализа ограничиваются периферическими частями океанов, тяготеющими к берегам. Надежные спорово-пыльцевые комплексы удается обнаруживать на расстоянии не больше чем в несколько сотен миль от берегов и крупных островов (Groot and oth., 1967).

Возможности, заложенные в разных методах биостратиграфии, также весьма различны. Например, изучение планктонных организмов — диатомей, радиолярий, кокколитофорид, планктонных фораминифер — позволяет реконструировать условия, существовавшие в верхней толще океанских вод (0—200 *м*), т. е. в слое, наиболее тонко реагирующем на климатические изменения четвертичного времени. Изучение донных организмов позволяет отмечать лишь крупнейшие климатические изменения, которые вызвали изменение экологических условий на дне, а также в ряде случаев регистрировать вертикальные колебания океанского дна, связанные с тектоническими процессами.

Спорово-пыльцевой анализ становится незаменимым при связывании трансокеанских разрезов с сухопутными. Это пока единственный метод биостратиграфии, который с успехом может применяться как для океанских, так и для континентальных осадочных толщ. Таким образом, только комплексное микропалеонтологическое исследование может дать надежное расчленение колонок и кернов со дна океанов.

ЯДЕРНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Успехи в развитии определений абсолютного возраста с применением ядерных методов также велики, однако и здесь пока еще нет универсальных методов и способов, которые с достаточной надежностью и высокой

разрешающей способностью позволили бы охватить все четвертичное время. Радиоуглеродный метод имеет предел определения возраста всего 50—60 тыс. лет, и для его применения необходимы карбонатные отложения или осадки с высоким содержанием органического вещества. Кроме того, самый верхний слой осадков оказывается в большинстве случаев не «нулевым», а его возраст соответствует 1,5—3 тыс. лет. Для установления возраста по скорости распада изотопа C^{14} необходимо иметь не менее

Таблица 20

Характеристика методов измерения абсолютного возраста донных осадков

Изотоп	Период полураспада, лет	Максимальный возраст для датировки, лет	Навеска, необходимая для выполнения одного анализа, *г* сухого осадка
C^{14}	5,57 тыс.	45—50 тыс.	10 углерода (из $CaCO_3$)
Io	83,5 »	400 »	40
Be^{10}	2,7 млн.	10 млн.	200
Al^{26}	0,8 »	3 »	1000—2000
Si^{32}	0,7 тыс.	4 тыс.	200—400
Pa^{231}	34,3 »	175—200 тыс.	20—50

трех датировок, что позволяет построить кумулятивную кривую скорости.

Методы определения абсолютного возраста и палеотемператур, так же как и биостратиграфии, имеют многочисленные ограничения и разную точность. Разрешающая способность их колеблется в очень широких пределах, от ± 50 лет для радиоуглеродного метода до сотен тысяч лет для бериллиевого. Возрастные возможности изотопных методов определяются периодами полураспада элементов, они показаны в табл. 20.

Необходимая навеска зависит от концентрации данного изотопа в донных осадках, она меняется от 10 *г* для определений карбонатных осадков радиоуглеродным методом до 1—2 *кг* при исследованиях по алюминиевому методу.

Каждый из этих методов может быть использован, к сожалению, только для определенных типов донных осадков: радиоуглеродный — для карбонатных и богатых $C_{орг}$, кремниевый — для диатомовых и радиоляриевых, бериллиевый — для красных глубоководных глин. Более универсальны иониевый и протактиниевый методы, которые могут использоваться при анализе красных глубоководных глин, карбонатных и кремнистых осадков. Для их успешного применения необходима, однако, однородность осадка по всей длине колонки (табл. 21). При переслаивании осадков разного состава результативность этих методов резко снижается.

Радиоуглеродный метод в настоящее время широко используется для определения абсолютного возраста континентальных и морских осадков, а также древесины, костей и других углеродсодержащих объектов. Он был разработан около 15 лет назад американским исследователем Либби, однако получил теоретическое обоснование и был экспериментально проверен лишь в самые последние годы (Radiocarbon variations and absolute chronology, 1970). Этот метод имеет наибольшую разрешающую способность, он дает возможность определять абсолютный возраст с точностью ±50 лет, однако максимальный возраст невелик, всего 45—50 тыс. лет. В настоящее время проводятся работы по увеличению возрастного диапазона и, в частности, в приложении к океанским осадкам.

Углеродный метод был успешно применен американскими исследователями при изучении колонок из экваториальной части Атлантического океана (Broecker and. oth., 1958, 1959, 1960), позже были сделаны определения абсолютного возраста на материале из других водоемов. В СССР

Таблица 21

Возможность применения различных методов стратиграфического расчленения для разных типов океанских осадков

Осадки	Изотопные методы	Микропалеонтологические методы	Метод космических сферул
Красные глубоководные глины (и глинисто-радиоляриевые)	Io, Be^{10}, Al^{26}, Pa^{231}	Радиоляриевый, фораминиферовый (агглютинированные)	Применим
Известковые (фораминиферовые и кокколитовые)	C^{14}, O^{18}, Io, K/Ar (глауконит)	Фораминиферовый, кокколитофоридовый, радиоляриевый, реже птероподовый, остракодовый	Применим
Кремнистые, диатомовые	Si^{32}, C^{14}, O^{18} (в карбонатных разностях)	Диатомовый, радиоляриевый, спикулевый, фораминиферовый	Применим
Терригенные	C^{14}, O^{18} (бентос), K/Ar (глауконит)	Спорово-пыльцевой, диатомовый, фораминиферовый, спикулевый	Не применим

углеродный метод особенно успешно стал применяться Х. А. Арслановым и А. П. Жарковым после разработки в Радиевом институте АН СССР методики синтеза бензола и сцинтилляционного метода счета. Он был проверен А. П. Жарковым на наших пробах из Индийского и Тихого океанов (Старик, 1961; Старик, Жарков, 1961; Старик, Жарков, Лисицын, 1961), для отдельных станций сделаны сопоставления результатов с ониевым методом.

Как указывает Л. Р. Серебряный (1965), обобщение данных радиоуглеродных определений позволяет доказать, что продолжительность послеледникового времени (голоцен) от 10 до 11 тыс. лет. Последнее оледенение имело два максимума: 18—20 и 30—50 тыс. лет. Промежуточный интерстадиал продолжался от 29—30 до 24—25 тыс. лет (паудроф, гета-эльвский, брянский, каргинский, палм-пойнт). В целом вюрмское оледенение длилось около 54 тыс. лет (с 64 до 10—11 тыс. лет).

Замечательное совпадение ледниковых датировок из разных районов подтверждает представление о синхронности крупных климатических изменений не только в послеледниковое время, но и во время последнего оледенения. Радиоуглеродные определения также подтвердили представления о сопряженности ледниковых стадий с периодами увлажнения в низких широтах.

Важные усовершенствования ониевого метода определения абсолютного возраста океанских осадков были сделаны в нашей стране И. Е. Стариком, Ю. В. Кузнецовым, В. И. Барановым и Л. А. Христиановой (Старик, 1961, Старик и др., 1959а, б, 1960, 1961; Баранов, Кузьмина, 1957, 1958, 1960, 1965; Христианова, 1958; Кузнецов, 1958; Кузнецов и др., 1963, 1964).

Авторы ониевого метода в его первоначальном варианте — американские исследователи Урри и Пиггот (Urry, 1949) — считали, что вертикальное распределение радия в колонках донных осадков является индикатором вертикального распространения ония, продукта радиоактивного равновесия с радием. Поэтому прямое определение содержания ония в донных осадках не производилось, выполнялись только определения радия. Затем была разработана методика анализа ультрамалых количеств ония в природных образованиях, что дало возможность сделать прямые определения содержания радия и ония на одних и тех же горизонтах колонок и тем самым выяснить справедливость допу-

щения, сделанного Урри и Пигготом. Были получены данные о скорости осадкообразования для значительного числа колонок из Индийского и Тихого океанов, а также из Антарктики. Но ониевый метод, в отличие от радиокарбонового, не дает датировки возраста горизонтов, а позволяет лишь оценить в пределах до 400 тыс. лет среднюю скорость осадкообразования. Затем уже, исходя из средней скорости и мощности отдельных горизонтов, определяется их абсолютный возраст. Известно, что в четвертичное время скорость накопления океанских осадков изменялась в несколько раз, что было показано как на карбонатных фораминиферовых осадках, так и на слабокарбонатных отложениях. Таким образом, полученные ониевым методом средние значения могут рассматриваться лишь как первое приближение. Минимальные ошибки этот метод дает в областях распространения красных глубоководных глин, где осадки по длине колонок отличаются большим однообразием.

Идеальное распределение иония в колонках, имеющее вид экспоненты, отвечающей уменьшению содержания иония вплоть до достижения равновесия с присутствующим в осадках ураном, практически никогда не встречается. Обычно ониевая кривая имеет сложный характер с многочисленными минимумами и максимумами, происхождение которых часто выяснить не удается. Естественно, что с использованием только ониевой кривой установление возраста бывает невозможным или неуверенным. Крайне важно для суждения о возрастных отношениях в колонках использовать вертикальное распределение не одного какого-либо элемента (например, радия или иония), а трех основных элементов — радия, урана, иония. Это дает возможность находить положение равновесного горизонта даже при сложной форме ионневых кривых. Методы выяснения скорости седиментации, основанные на распределении одного только радия или одного только иония, а также методы, использующие и распад «неподдержанного» иония, связаны обычно с серьезными ошибками.

В качестве примера можно привести случай определения абсолютного возраста осадков Арктического бассейна радиево-ониевым методом (Белов, Лапина, 1958). Момент достижения равновесия радия и иония устанавливается не прямым методом, а по максимуму на кривой распределения радия. Появления этого максимума может быть связано с рядом вторичных явлений и не обязательно соответствует достижению равновесия. Даже при одновременном определении в колонках всех четырех радиоактивных элементов (радия, урана, иония, тория) далеко не во всех случаях удается однозначно интерпретировать результаты и получить надежные возрастные определения.

Установлено также, что предпосылки, лежащие в основе ионий-ториевого метода определения абсолютного возраста (метод Гольдберга — Коиде), недостаточно обоснованы. Анализ большого природного и экспериментального материала показывает, что механизм поступления в осадки иония и тория совершенно различен (Легин, 1964). Оценивая надежность ионий-ториевого метода в модификации Пиччиотто и Гольберга — Коиде, Сакетт (Sackett, 1964, 1965) указывает, что для подвижных форм иония, которые извлекаются из осадка выщелачиванием, особое значение приобретает миграция вверх по колонке. Это явление установлено для марганца, железа и целого ряда других элементов.

Сопоставление скоростей седиментации для одних и тех же колонок, установленных ионий-ториевым, радиоуглеродным и протактиниевым методами, показало, что в ряде случаев данные, полученные вариантом ионий-ториевого метода, в несколько раз, иногда на порядок, отличаются от данных, полученных радиоуглеродным и протактиниевым методами. В других случаях получено хорошее совпадение. По-видимому, ионий-ториевый метод требует тщательной проверки, и, если будет установлена подвижность иония, данные, полученные этим методом, должны быть взяты под сомнение (Легин, 1964). Детали, касающиеся приме-

нения разных вариантов иониевого метода, могут быть найдены в перечисленных выше работах. Данные, полученные иониевым методом в варианте Пиччиотто и Гольберга — Коиде, рассматриваются мною как сомнительные.

В последнее время появились сообщения об успешном применении так называемого висмутового метода (или гамма-метода) определения абсолютного возраста донных осадков (Pollard, 1967; Попов, Греков, 1971).

Висмут-214 является одним из продуктов распада в ряду урана. Одновременно определяют Tl^{208} из ряда тория. Определение висмута и таллия производится в пробе осадка весом 35—200 *г* без предварительного радиохимического разделения пробы с использованием 400-канального гамма-спектрометра. Этим методом определения возраста могут производиться максимально до 300 тыс. лет. По такой методике в США и СССР уже сделано много определений скорости седиментации для антарктических осадков до 300 тыс. лет с контролем другими методами. Висмутовый метод является по существу одной из разновидностей ионий-ториевого метода. Определяя Bi^{214}, можно установить содержание иония, а определяя Tl^{208}, найти содержание тория. Отношение висмута и талия должно соответствовать отношению иония и тория.

Преимущество висмутового, или гамма-метода, в быстроте и простоте определений, недостаток (в сравнении с ионий-ториевым) — опасность диагенетической миграции Ra^{226}, который является материнским для висмута, и пока невысокая точность определений.

Гамма-метод широко применен в Институте океанологии АН СССР в качестве рекогносцировочного для ориентировочных оценок скорости седиментации с последующим контролем радиохимическим анализом не только в лаборатории, но и на кораблях. Еще одна модификация ионий-ториевого метода — так называемый альфа-метод. Как известно, одним из главных источников ошибок в ионий-ториевом методе бывает обломочный торий, количество которого в осадках может меняться в пространстве и времени и не может быть учтено с достаточной точностью.

Для ионий-ториевого альфа-метода используется только часть донных осадков, а именно раковинки фораминифер, отделенные от глинистых и обломочных составляющих осадка. Правда, даже и при хорошей обработке с применением диспергаторов и ультразвуковой очистки раковин не исключено, что внутри некоторых из них сохранится небольшое количество глинистого материала. Фораминиферы используют для построения своих раковин растворенные формы иония и тория и сами производят отделение от обломочных (по крайней мере крупных частиц), содержащих торий в кристаллических решетках. Раковинный материал, отобранный из разных горизонтов колонок, подвергается затем обычному анализу по ионий-ториевому методу. Возможности ионий-ториевого альфа-метода и висмутового метода были рассмотрены в специальных работах (Holmes, 1965; Holmes, Goodell, Osmond, 1967).

За последние годы в Институте фундаментальных исследований Тата в Бомбее в группе геофизических исследований получены весьма перспективные результаты с помощью новых трех радиоизотопов, связанных своим происхождением с космическим излучением: Be^{10}, Al^{26} и Si^{32} (Kharkar and oth., 1963, 1969).

Период полураспада Be^{10} составляет 2,7 млн. лет, что дает возможность вести определения абсолютного возраста в пределах 10—15 млн. лет. В связи с малой продуктивностью этого изотопа для его определения необходимы навески 100—200 *г* сухого осадка. Метод пригоден главным образом для датировки возраста красных глубоководных глин со скоростью накопления порядка 1 *мм* в 1000 лет (Легпи, Кузнецов, 1963); пм уже были проанализированы некоторые пробы шведской глубоководной экспедиции, а также Скриппсовского океанографического института. Однако дальнейшему применению метода препятствует то обстоятельство, что

диаметр и длина изучаемых колонок недостаточны. Для работы желательно иметь колонки большого диаметра, длиной 20—50 *м*.

Изотоп Al^{26} образуется при взаимодействии космического излучения с ядрами атмосферного аргона. Продуктивность этого изотопа, по подсчетам, на 2 порядка ниже, чем Be^{10}; обнаружение его требует усовершенствования техники счета. Период полураспада Al^{26} 0,8 млн. лет. После усовершенствования техники счета метод может быть использован для датировки морских осадков возрастом до 3—4 млн. лет.

По данным Каркара, Лала и Самайаджула (Kharkar and oth., 1963), для одного определения необходимо около 1 *кг* сухого осадка; определения Al^{26} производятся в тех же пробах, в которых изучается Be^{10}. Это весьма важно, так как нет уверенности в постоянстве интенсивности космического излучения на протяжении последних миллионов лет. Наоборот, можно считать, что излучение должно изменяться в связи с изменением солнечной активности в целом, которое, по-видимому, и приводило к оледенениям. При использовании не одного изотопа, а соотношения между двумя изотопами, имеющими различные периоды полураспада, эта пропорция может служить мерой времени, а абсолютные их концентрации дадут возможность определить время и интенсивность изменений космического излучения, если они имели место в прошлом.

Для исследований осадков морей и океанов метод Be^{10} и Al^{26} имеет чрезвычайно большое значение, так как его возрастной диапазон дает возможность датировать весь четвертичный, а также и значительную часть третичного периода.

За последние годы для датировки океанских осадков с успехом начали использовать протактиниевый метод, в основу которого положено соотношение между двумя изотопами Pa^{231} и Th^{230}. Это соотношение, насколько можно судить по имеющимся данным, зависит только от времени (Rosholt et oth., 1961, 1962; Елизарова, Кузнецов, 1963; Кузнецов, 1971).

Метод дает возможность датировать океанские осадки возрастом до 200 тыс. лет. Он с успехом был использован для осадков из Карибского моря и Атлантического океана. Сопоставления определений, сделанных в верхних слоях осадков по радиокарбонатному методу, подтверждают определения, сделанные протактиниевым методом. В СССР впервые по Pa^{231} установлен возраст осадков Тихого и Индийского океанов. Получены хорошие результаты для красных глубоководных глин. Американскими учеными сделаны многочисленные анализы главным образом карбонатных (фораминиферовых) осадков. Хорошие результаты были получены этим методом также и для кремнистых (диатомовых, радиоляриевых) океанских осадков. Теоретические обоснования метода длительное время проверялись на природных объектах и моделях (Кузнецов, 1971). Это в настоящее время наиболее надежный метод датировки, его недостатком остается очень большая трудность химической подготовки.

Широко применяемый для датировки древних пород калий-аргоновый метод в настоящее время получает новые возможности в связи с разработкой очень точных методов определения аргона масс-спектрометрией и активационным методом. Предполагается, что калий-аргоновым методом в его активационном варианте с окончательным анализом на масс-спектрометре можно будет устанавливать возраст очень молодых образований с 10 тыс. до 100 тыс. лет.

Он применяется для датировки пепловых прослоев, глауконитов, а также для обломочного материала осадков (Dymond, 1966, 1969; Крылов, Лисицын, Силин, 1961).

В самые последние годы с успехом начинает применяться трековый метод. Треки радиоактивных элементов изучаются под микроскопом в зернах вулканических стекол, кварца или полевых шпатов. Этот метод не требует сложной предварительной химической подготовки.

Большие возможности сулит также использование новых вариантов

альфа- и гамма-спектроскопии с применением методов совпадений, что позволяет вести количественное определение естественных радиоактивных элементов в осадках без их химической подготовки или с минимальной подготовкой.

Из вышеизложенного следует, что только после устранения сложной и тонкой химической подготовки проб методы определения абсолютного возраста станут действительно массовыми, в настоящее же время набор достаточно надежных методов абсолютной геохронологии ограничен; большое количество имеющихся данных приходится забраковать в связи с их недостаточной надежностью.

Очень часто наиболее широко применяемые в настоящее время радиокарбоновый и иониевый методы не охватывают всей длины колонки, и ее нижние горизонты оказываются неохарактеризованными с точки зрения возраста. В связи с этим появились многочисленные попытки растянуть возможности абсолютной датировки в пространстве (на бо́льших площадях) и времени (на всю длину колонок). Так, например, пытаются «растянуть» возможности определения возраста по C^{14} и другим методам на более длительный период, используя целый ряд элементов — индикаторов определенных условий осадкообразования (Ti, Zr и др.).

Методы определения абсолютного возраста весьма трудоемки и дороги, поэтому их применение пока ограничено опорными станциями. Установленные по биостратиграфии горизонты обычно с помощью литологии и минералогии протягиваются затем на большие площади. В ряде мест удается выделить маркирующие горизонты по микрофлоре или микрофауне, по гранулометрическому и минеральному составу, содержанию различных химических элементов и т. д., например, слой с высоким содержанием органики, прослеженный в северо-западной части Тихого океана (Романкевич и др., 1966), в Средиземном и Черном морях (Шимкус, 1972).

При использовании вспомогательных методов исходят из общих условий осадкообразования в данном районе. Например, для глубоководных осадков вне области вулканизма и химического осаждения основными компонентами являются обломочный материал пелитовой фракции, поставляемый с суши, и органогенный материал, образовавшийся главным образом из организмов планктона. В первом приближении можно принять, что количество обломочного материала, приносимого в центральные части океана с суши (от одной станции до другой в пределах района, принадлежащего к одной климатической зоне, с равнинным рельефом дна), довольно постоянно. Тогда основным фактором, определяющим изменение скорости осадкообразования от места к месту, может считаться биогенный материал. Если найти удобные индикаторы обломочного и биогенного материала, то по их соотношению можно установить относительное изменение скорости осадкообразования на разных станциях, а затем, сравнивая значения с точками прямых датировок, перевести их в абсолютные.

В настоящее время можно указать несколько геохимических индикаторов обломочного материала, которые в крайне малых количествах встречаются в остатках организмов, не переходят в иловые растворы и не мигрируют в толще осадков(?). Это титан, цирконий, алюминий и торий, а также хром, галлий, SiO_2 силикатный и кварцевый. Эти элементы, как показали наши исследования для взвеси, все-таки содержатся в небольших количествах в органических остатках, и на их содержание в организмах должна быть сделана поправка. Существует также ряд элементов и соединений, которые встречаются главным образом в биогенном материале и могут считаться его индикаторами. К их числу относятся барий, аморфный кремнезем, карбонат кальция и некоторые другие. Отношение BaO к TiO_2 было использовано Аррениусом для расширения возможностей методов определения абсолютного возраста осадков Тихого океана.

Важные сопоставления могут быть сделаны и при использовании отношения обломочной и биогенной частей осадка. Биогенная часть определяется по сумме $CaCO_3 + SiO_{2\ аморфн} + C_{орг} + P$; обломочная — по разности. В качестве индикаторов обломочной (и глинистой) части могут быть использованы также и минералы заведомо обломочного происхождения, например тонкодисперсный кварц, а также терригенные глинистые минералы. Их количественные определения в пелитовой фракции и в осадке в целом делаются в настоящее время методом рентгеновской дифрактометрии.

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Среди других методов расчленения четвертичных отложений особое место принадлежит методу определения палеотемператур кислородно-изотопным термометром. В 1951 г. Урри с сотрудниками было установлено, что соотношение между изотопами кислорода O^{18}/O^{16} зависит от температуры, благодаря чему можно определить палеотемпературы с точностью до 1°. Однако есть ряд условий и ограничений: изотопный состав океанской воды на протяжении геологического времени должен быть постоянным, неизменной должна быть и соленость, так как при изменении солености от 1 до 35% ошибка в определении температуры может достигать 0,5—1° С (Боуэн, 1969). Несмотря на эти ограничения, метод может с успехом использоваться для определения палеотемператур по океанским осадкам.

В последние годы широко применяются прямые определения палеотемператур поверхностных вод по фораминиферам и другим карбонатным организмам по соотношению изотопов кислорода O^{18}/O^{16}. Основы этого метода были разработаны Урри (Epstein, Buchsbaum, Lowenstam, Urrey, 1953), Эпштейном и др. (Degenes, Epstein, 1962). В дальнейшем он широко применялся Эмилиани для разных районов Атлантического океана и Средиземного моря (Emiliani, 1955а, б, 1956, 1957, 1958, 1959, 1961, 1966, 1967, 1970).

Применение кислородно-изотопного термометра для расчленения четвертичного времени возможно в двух направлениях.

Первое направление — это выяснение температур, существовавших в периоды отложения определенных горизонтов. При привязке их к абсолютной шкале или к биостратиграфическим горизонтам могут быть сделаны важные выводы. В связи с тем, что вся стратиграфия четвертичного времени зиждется, как правило, на климатических изменениях, палеотемпературный анализ может иметь важное стратиграфическое значение (рис. 64, 65).

Второе направление базируется на сопоставлении кривых изменения палеотемператур в колонках, для которых нет возрастных датировок. Можно, исходя из общности климатических изменений на Земле, использовать эти кривые для корреляции горизонтов на разрезах морских отложений, а также для выяснения соотношений между континентальными и морскими отложениями. Многочисленные примеры использования палеотемпературных кривых для исследования океанских осадков даны Эмилиани и др. (Emiliani, 1955а, б, 1956, 1957, 1958, 1961, 1966, 1967). К сожалению, в этих кривых датированы только верхние 40 тыс. лет, а по последним работам они интерполированы до 100—400 тыс. лет. Для более древних отрезков четвертичного периода сопоставления в значительной степени предположительны (Rosholt and oth., 1961).

Метод определения палеотемператур по изотопам кислорода применим только для карбонатных и кремнистых осадков, имеются первые попытки его использования для фосфатов. В ряде случаев могут быть определены температуры поверхностных вод океана (по планктонным формам) и температуры придонных вод (по бентическим формам). Подготовка проб достаточно кропотлива, но главный тормоз заключается

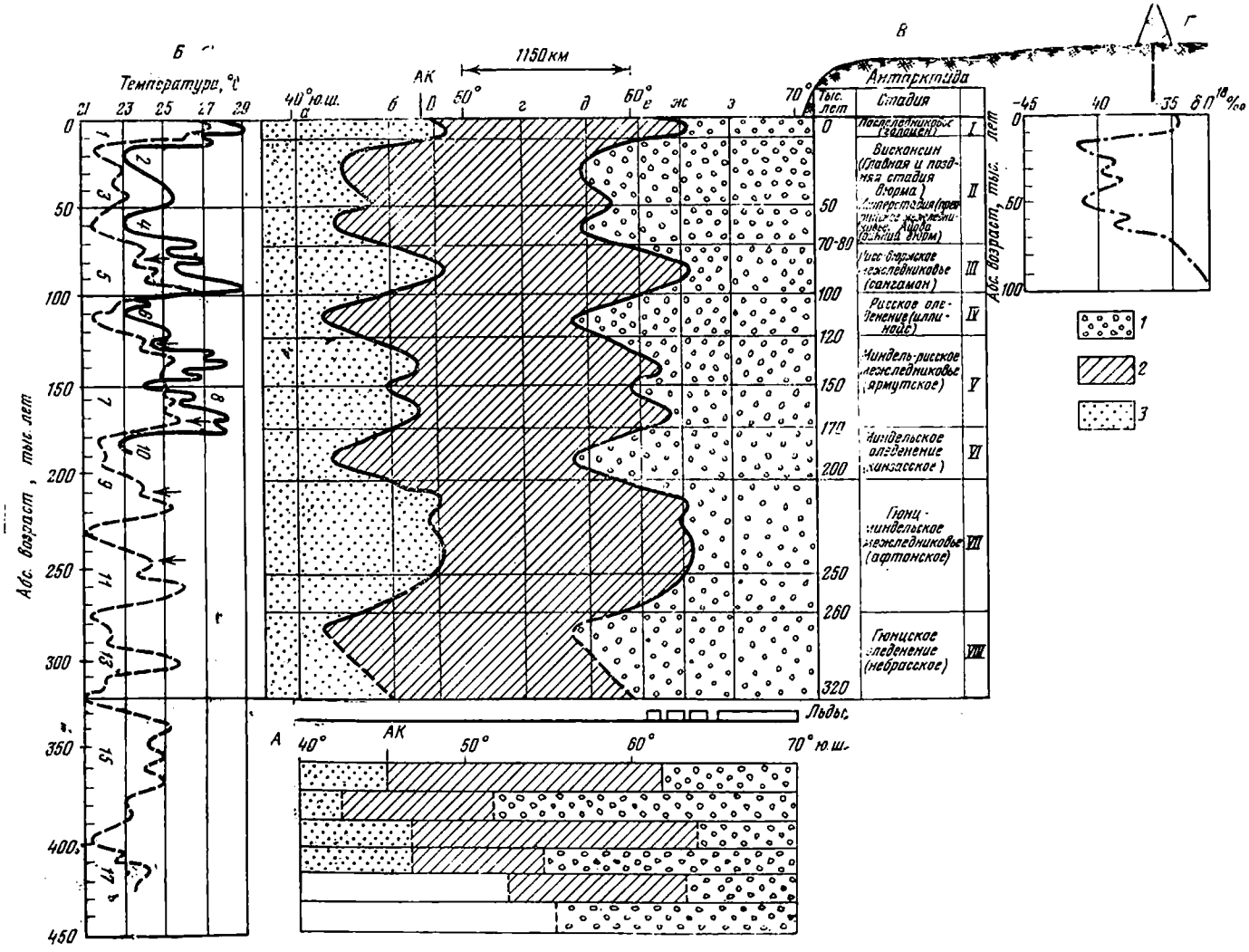


Рис. 64. Изменение границ основных типов осадков в Антарктике на меридиональном разрезе в сопоставлении с палеотемпературами для Атлантического и Тихого океанов, а также с определениями в кернах бурения антарктических льдов

А — широтная климатическая зональность морских осадков (внизу) в четвертичное время, «литологический термометр» (схематизировано); вверху — то же, на реальных разрезах: *а* — *з* — типы разрезов. Осадки: *1* — айсберговые; *2* — диатомовые; *3* — фораминиферовые. *АК* — современное положение антарктической конвергенции.

Б — палеотемпературы Атлантического и Тихого океанов по O^{18}/O^{16} для последних 425 тыс. лет (Emiliani, 1966, 1970). Стрелки — повышения уровня моря в межледниковье. Цифры — стадии потепления (нечетные) и похолодания (четные).

В — основные события четвертичного времени.

Г — изменения δO^{18} ‰ в толще антарктических льдов, мощность керна 2200 м; ст. Бэрд (Epstein and th., 1971)

в отставании разработок методики масс-спектрометрических исследований изотопов кислорода. Возрастных ограничений метод кислородного термометра не имеет, им определялись температуры мезозойских и палеозойских и даже протерозойских отложений. Именно палеотемпературным методом можно, по-видимому, надежно определить нижнюю границу четвертичного времени, которая, как сейчас думает большинство исследователей, должна проводиться по времени начала сильного похолодания на грани четвертичного и третичного времени. Климат третичного времени, насколько мы можем судить по палеонтологическим и палеотемпературным определениям (по O^{18}), был очень ровным и теплым, он характеризуется известной кривой Вольштедта. Палеотемпературная

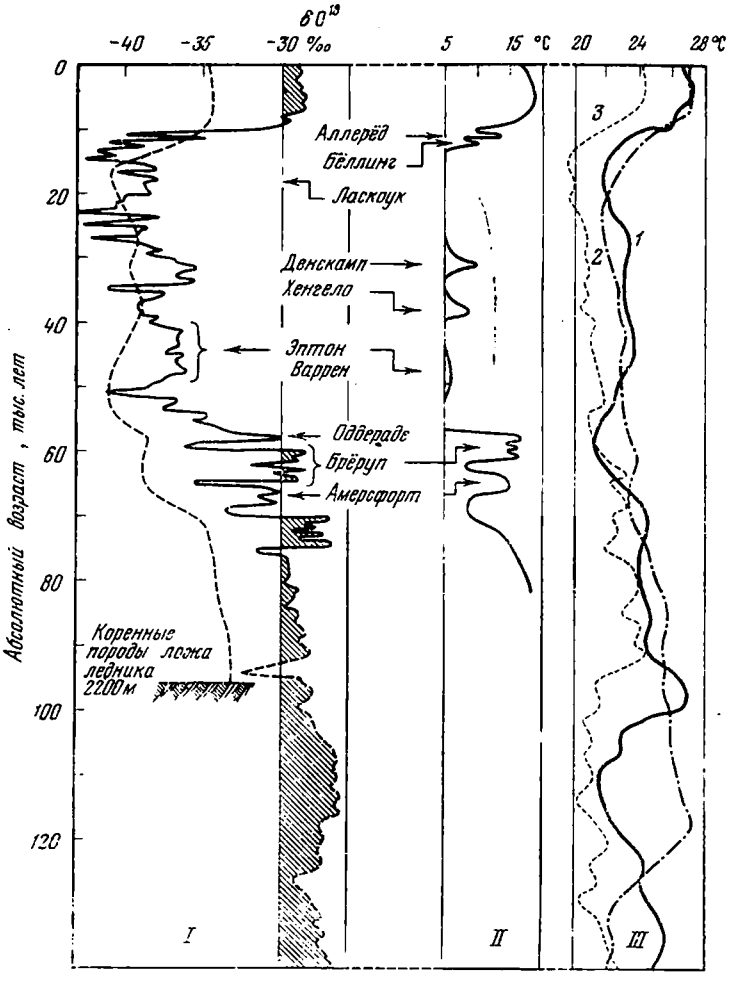


Рис. 65. Климатические изменения и основные события конца четвертичного времени (последние 130 тыс. лет) для северного полушария по данным анализа независимыми методами

I — изменения δO^{18} ‰ в керне льда длиной 1390 *м* в Гренландии (Кэмп Сенчери, в 225 *км* восточнее Туле) — сплошная линия (Dansgaard and oth., 1970) и в Антарктиде (ст. Бэрд) — пунктирная линия (Epstein and oth., 1971)

II — палеотемпературная кривая для Нидерландов и Дании. Спорово-пыльцевой анализ, датировка по C^{14} (Hammen and oth., 1967; Andersen, 1960)

III — палеотемпературные кривые для поверхностных вод Карибского моря и Атлантики. *1* — Карибское море по Эмилиани (Emiliani, 1966, 1970); *2* — то же, с датировкой по Брокеру и Ку (Broicker, Ku, 1969). Датировка отвергается Эмилиани; *3* — экваториальная Атлантика (Emiliani, 1970)

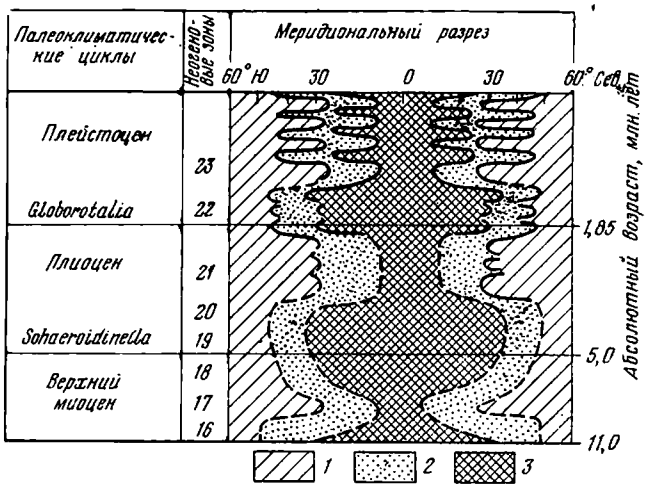


Рис. 66. Сопоставление палеоклиматических циклов конца третичного – начала четвертичного времени, смещения фаун планктонных фораминифер на меридиональном разрезе через океан и неогеновых зон Баннера и Блоу (Banner, Blow, 1965)

Распространение фораминифер: *1* — Globorotalia pachyderma с левым навиванием (соответствует температурам поверхностных вод ниже 8° С); *2* — Glob. pachyderma с правым навиванием (от 9 до 15° С и выше); *3* — тропическая группировка с Glob. menardii температура вод выше 18,5° С, чаще 23—27° С (Be, 1960, 1969; Bandy, Casey, 1970; Banner, Blow, 1965)

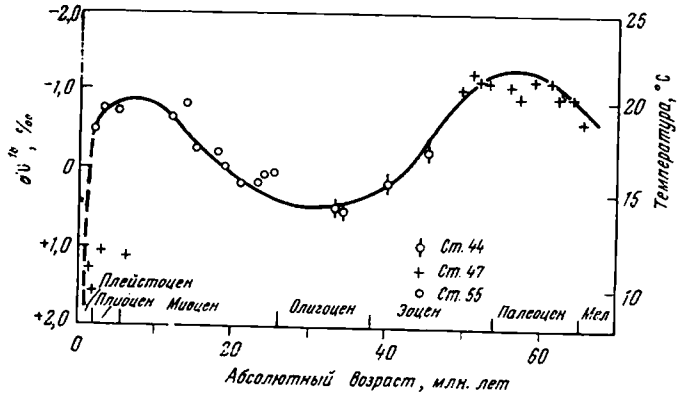


Рис. 67. Палеотемпературные кривые мезокайнозойских отложений северо-западной части Тихого океана. По данным проекта океанского бурения, рейс VI (Initial Reports..., 1969–1973, v. VI)

линия Эмилиани (Emiliani, 1955в, 1961, 1967, 1970) имеет характер неправильной синусоиды. Если продолжить ее вниз до границы третичной системы, то она должна превратиться в очень плавную кривую с ростом температуры вниз по разрезу (рис. 66—67).

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ И КОСМИЧЕСКИЙ МЕТОДЫ

Одним из важнейших достижений в области четвертичной стратиграфии является внедрение в практику работ палеомагнитного метода.

Сущность этого метода состоит в том, что на протяжении четвертичного и позднетретичного времени обнаружены многократные смены (реверсии) магнитного поля Земли. Эти смены были одновременными для всей нашей планеты, и поэтому, определяя их в разрезах осадочных или

магматических пород, можно производить их корреляцию. Было показано, что при осаждении частиц в толще вод происходит их ориентировка в соответствии с существующим в этот момент магнитным полем. Каждая частица ведет себя как маленькая магнитная стрелка. Крупные частицы (более 0,05 *мм*) ориентируются не полностью, и их появление в колонках или разрезах осложняет возможность применения палеомагнитного метода. После отложения ориентировка и намагниченность частиц сохраняются на всех стадиях литификации на протяжении многих десятков и сотен миллионов лет.

При остывании изверженных пород, когда лавовый материал проходит через точку Кюри (обычно в пределах 200—700° С), происходят ориентировка и намагничивание магнитных минералов в породе в соответствии с магнитным полем Земли. Таким образом, и осадочные, и изверженные породы имеют магнитную память, которая сохраняется очень долго. Для датировки основных событий магнитной истории четвертичного времени были использованы определения намагниченности лав, извергавшихся в разное время и в разных частях Земли. Датировка времени извержения производилась с применением прецизионного калий-аргонового метода (Cox and oth., 1963а, б; 1964а, б; 1965, 1966, 1967, 1968; Chamalau, McDonald, 1966). Удалось установить основные этапы нормальной (соответствующей современной) и обратной (реверсивной) намагниченности. В настоящее время этот подготовительный этап работ закончен, палеомагнитная шкала четвертичного и верхов третичного времени в основном составлена. Для их составления использованы данные по определению возраста лавовых потоков и их намагниченности в северном и южном полушариях.

Лавовые потоки охватывают только короткие отрезки времени, и поэтому разрез континентальных отложений получается дискретным. В дальнейшем для получения непрерывных разрезов, отвечающих всей шкале четвертичного времени, были привлечены и океанские осадки (Opdyke, Glass, Hays, Foster, 1966; Opdyke, Foster, 1970; Линькова, 1965, 1970; Линькова, Лисицын, 1971а, б).

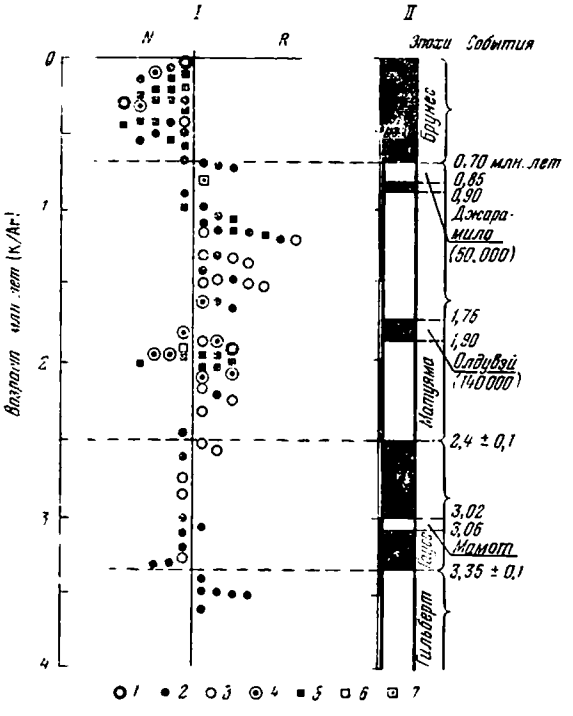


Рис. 68. Палеомагнитная шкала четвертичного и верхнетретичного времени

I — абсолютный возраст и намагниченность (N — прямая, R — обратная) лав: *1* — о-ва Галапагос; *2* — западное побережье США; *3* — Гавайские о-ва; *4* — о-ва Прибылова (Берингово море); *5* — о. Реюньон (Индийский океан); *6* — Африка; *7* — Европа.

II — сводная шкала основных событий и эпох, черные интервалы — нормальная намагниченность (Cox and oth., 1968)

Для палеомагнитных исследований океанских осадков не всегда обязательна ориентировка колонок по странам света. В колонках исследуется главным образом вертикальная компонента магнитного поля. Только близ магнитного экватора нужно определение горизонтальных составляющих.

Детритовая, или осадочная, остаточная намагниченность обусловлена статистическим ориентированием частиц ферромагнитных минералов (магнетит, титаномагнетит, маггемит, титаномаггемит, гематит, ильменит) по направлению воздействующего на них магнитного поля Земли в процессе их осаждения. Величина остаточной намагниченности пропорциональна содержанию в осадке или породе ферромагнитных минералов. Для океанских и морских осадков намагниченность значительно ниже, чем в изверженных горных породах.

Проводились многочисленные опыты с осаждением суспензий осадков в стоячей воде и в потоках. Оказалось, что в неподвижной воде частицы при осаждении ориентируются в соответствии с горизонтальной составляющей магнитного поля. Что касается наклонения (вертикальной составляющей), то оно в ряде случаев оказывается меньше, чем наклонение существующего поля на 10—20° (Нагата, 1965). Это связано со стремлением плоских и вытянутых частиц располагаться в осадке горизонтально. Кроме того, мелкие частицы при осаждении собираются в цепочки, образующие подобие магнитной стрелки, и эти цепочки также стремятся занять горизонтальное положение на поверхности осадка.

Чтобы установить влияние турбулентных потоков на магнитную ориентировку частиц при их осаждении, были проведены опыты с суспензиями в лотках. Опыты Кинга, а затем Гриффитса показали, что частицы от 0,03 до 0,009 *мм* ориентируются в текущей воде даже точнее, чем в стоячей, ошибка в фиксации снижается до 10°. Таким образом, лабораторные эксперименты показывают, что при отложении взвеси на дно океанов ошибка в наклонении магнитного поля может достигать 20°. Эти многочисленные лабораторные эксперименты были проверены затем в природных условиях на ленточных глинах.

Установлено также, что для последних 30 млн. лет истории нашей планеты изменений в географическом положении полюсов не происходило, имело место только их перемагничивание. Для более древних эпох доказаны смещения в географическом положении полюсов (Храмов, Шолопо, 1967).

Первые работы по палеомагнитологии, имеющие практический интерес, были начаты всего 15 лет назад (в 1955—1958 гг.), хотя еще в 1906 г. Брунесом была доказана обратная намагниченность некоторых лавовых потоков. В применении к морским осадкам палеомагнитология начала развиваться только в 1962—1964 гг., т. е. это одни из самых новых методов стратиграфии.

Сравнение результатов палеомагнитных определений для океанов и континентов показывает очень хорошее совпадение (рис. 68, 69). Таким образом, этот метод дает возможность коррелировать морские осадки как из близких, так и из наиболее удаленных районов Земли (например, из Арктики и из Антарктики), сопоставлять разрезы континентальных и морских отложений, а также увязывать их с изверженными породами. В связи с этим палеомагнитный метод быстро стал одним из наиболее эффективных приемов корреляции; для ряда районов имеются его сопоставления с абсолютным возрастом донных осадков, с биостратиграфией по радиоляриям, фораминиферам, диатомеям (рис. 70).

В период смены полярности Земля оказывалась не защищенной магнитным полем от космических излучений или эти излучения ослаблялись лишь в незначительной степени. Это могло привести к гибели ряда организмов одновременно на всей планете или к появлению мутаций. Если эта гипотеза получит дальнейшее подтверждение, то можно ожидать совпадения основных биостратиграфических и палеомагнитных горизонтов.

На основе всех имеющихся данных, для континентальных морских и океанских отложений была составлена палеомагнитная шкала четвертичного времени (см. рис. 68). Она разделяется на эпохи прямой или нормальной и обратной намагниченности. Кокс, Доэлл и Далримпл (Cox, 1968, 1969; Cox and oth., 1963a, б, 1964a, б, 1965, 1966, 1967, 1968) назвали эти эпохи именами крупных исследователей-магнитологов: эпохи Брунеса (французский магнитолог), Матуяма (Мотонори Матуяма — японский магнитолог), Гаусса и Гилберта. Более мелкие подразделения называют событиями и определяют по местам, где они были впервые обнаружены (Олдувэй в Танзании, Джарамило в США штат Нью-Мексико, Мамот — Калифорния). По данным Костера (Koster, 1966), а также Диксона и Фостера (Dikson, Foster, 1966), шкала доведена до возраста 4,5 млн. лет. Здесь же приведены основные датировки эпох и событий, выбранные с учетом наибольшей надежности. В последние годы она продолжена при анализе колонок длиной 26—28 *м* до 5—9 млн. лет. (Foster, Opdyke, 1970) и как рабочая шкала до 75 млн. лет (Heirzler and oth., 1968; рис. 69). Последнее обращение магнитного поля имело место 0,69 млн. лет. Несмотря на сравнительно короткий срок, прошедший со времени разработки этого метода, выполнены сотни надежных определений колонок из всех океанов и морей. Сделаны успешные попытки сопоставления палеомагнитной и стратиграфических шкал по радиолариям, форминиферам, кокколитофоридам, спорам и пыльце (рис. 70, 71), а также для определения скорости осадконакопления (рис. 72).

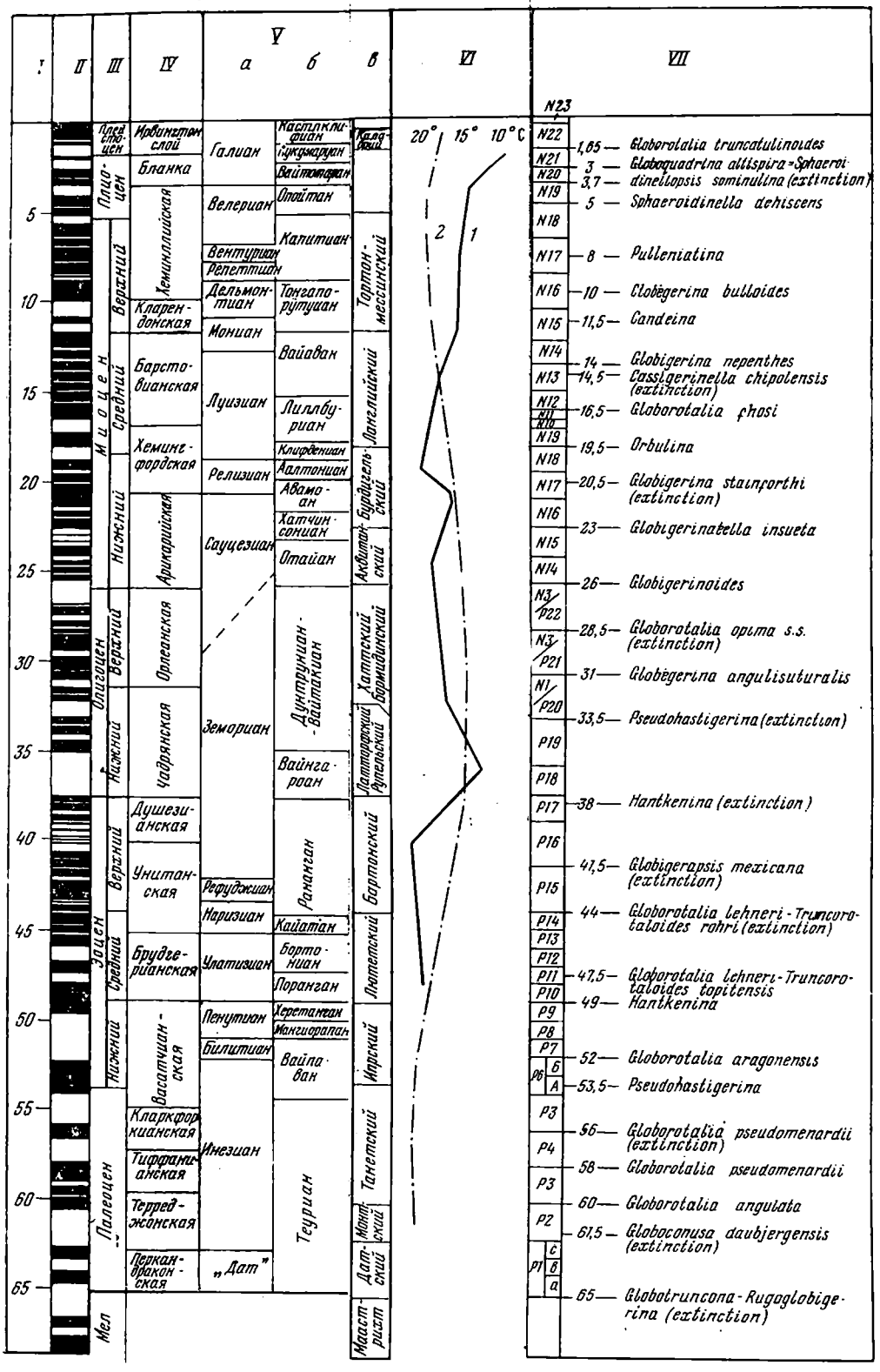
Высокая надежность и возможность сопоставлений разрезов для самых удаленных частей океанов, а также между океанами (и даже с континентальными отложениями) делают палеомагнитный метод особенно перспективным. В настоящей работе он был избран в качестве опорного.

Ошибки палеомагнитных методов связаны с: 1) магнитной нестабильностью образцов, 2) нарушением первичного наслоения осадков при получении колонки или при ее выталкивании; 3) оползневыми явлениями, суспензионными потоками, деятельностью илоедов, нарушающих первичное залегание осадков, 4) ошибочной ориентировкой отрезков колонки или отдельных проб. Наиболее существенное значение имеет магнитная нестабильность, поэтому при современных исследованиях широко используют «чистки» — временную, в переменном магнитном поле, или, реже, термическую. Это дает возможность выявить образцы с «вязкой» намагниченностью и отделить их от проб со стабильной намагниченностью. «Вязкие» пробы исключаются из рассмотрения. При соблюдении соответствующих предосторожностей палеомагнитный метод дает исключительно важные результаты. Он дал возможность сопоставлений колонок и кернов осадков с отложениями суши и изверженными породами.

Космический метод основан на выпадении на поверхность нашей планеты некоторого количества метеоритного материала в виде сферул микроскопических размеров, содержащих большое количество железа, кобальта и никеля. Эти сферулы обнаруживаются в океанских осадках в количестве иногда до нескольких тысяч на 1 *кг* донных осадков. Сферулы легко выделяются магнитом и могут быть подсчитаны под микроскопом. Насколько можно судить, темп выпадения метеоритного материала на протяжении четвертичной эпохи весьма равномерен, так как он связан с неизменностью атмосферы Земли и с тем, что метеоритный материал движется

Рис. 69. Сопоставление палеомагнитной шкалы для последних 70 млн. лет с палеотемпературными кривыми и стратиграфией по Берггрену (Berggren, 1970)

I — абсолютный возраст, млн. лет. II — палеомагнитная шкала (черные интервалы — нормальная намагниченность, белые — обратная). III — стратиграфическая шкала. IV — фауна млекопитающих (Северная Америка). V — морские стадии: *а* — Калифорния, *б* — Новая Зеландия, *в* — Европа.



VI — палеотемпературные кривые: *1* — для Новой Зеландии (Devereux and oth., 1970), *2* — для северной части Тихого океана (станции бурения 44, 47, 55). VII — неогеновые и палеогеновые зоны по планктонным фораминиферам и возраст основных границ, млн. лет (Banner, Blow, 1965)

по орбитам столь же постоянным, как и орбита Земли. Происходит этот материал из Солнечной системы и поэтому имеет сходный состав. Возможно, при детальном изучении распространения космических сферул удастся определить периоды значительного выпадения метеоритных частиц на нашу планету, связанные с пересечением наиболее протяженных орбит. В таком случае эти периоды также могут иметь значение для корреляции.

Космический метод в приложении к современной эпохе требует отделения действительно космического материала от сферул, связанных с вулканизмом или с деятельностью человека.

В разработке этого метода сделаны пока лишь самые первые шаги.

В донных осадках недавно обнаружены также тектиты — мелкие оплавленные стекловатые образования, которые иногда относят к особому классу метеоритов. В наибольших концентрациях на суше они обнаружены в Центральной Европе (Чехословакия), Ливии, Северной Америке, Австралии и на Индо-Китайском полуострове (Тектиты, 1966).

В донных осадках южнее Австралии и Суматры, а также к северу от Филиппинских островов в глубоких горизонтах колонок были обнаружены

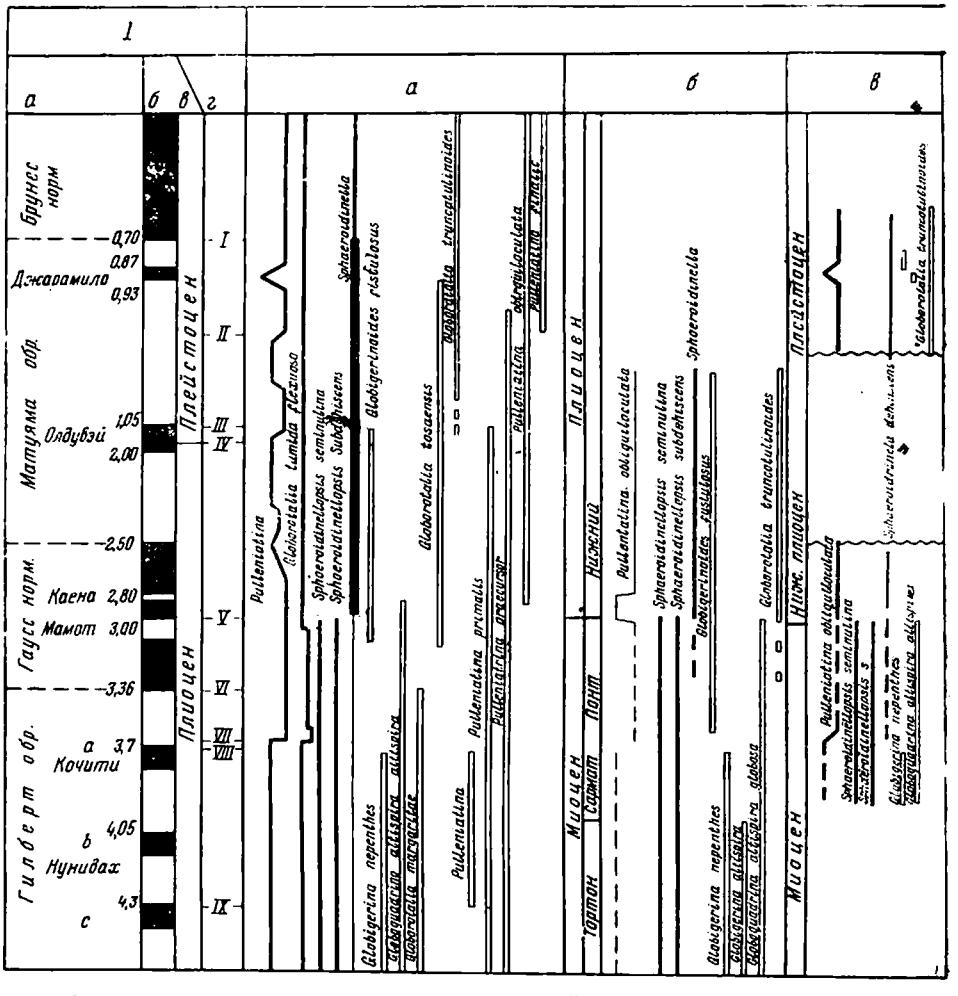


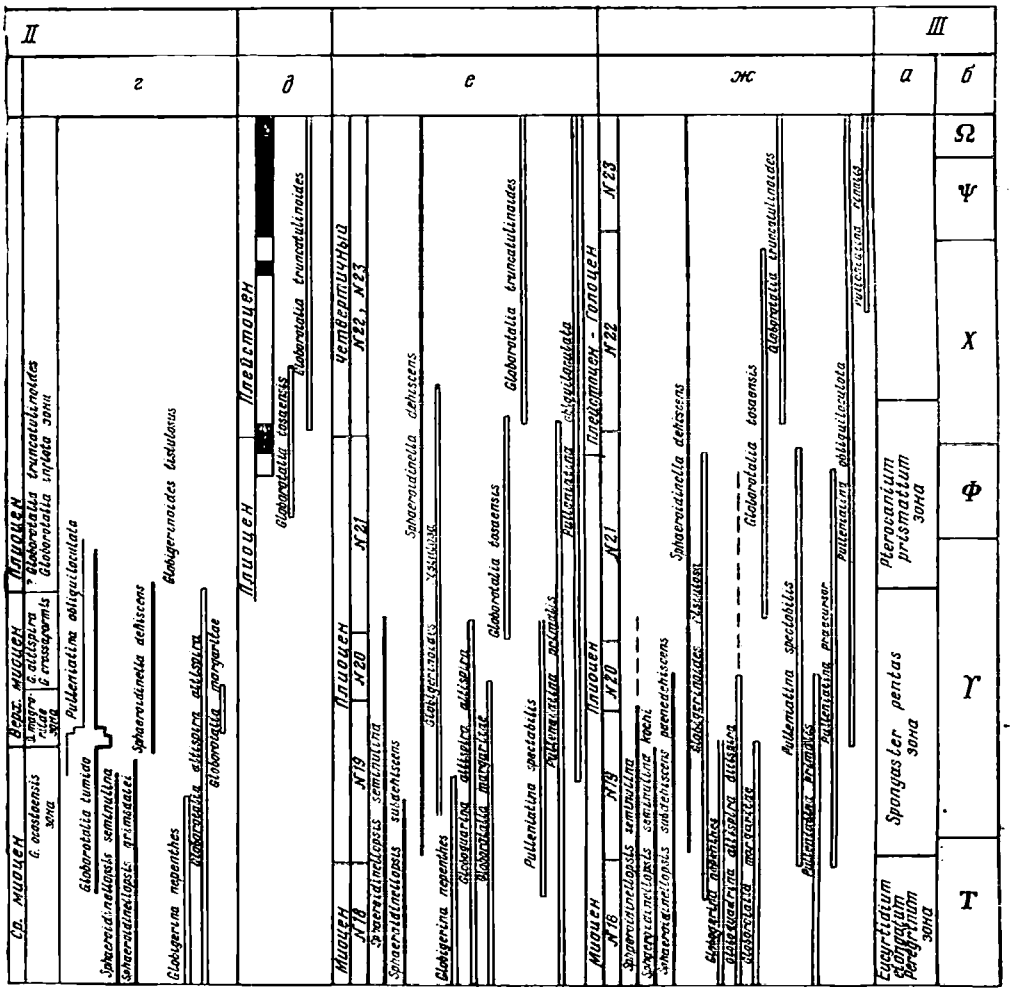
Рис. 70. Сопоставление палеомагнитной стратиграфии для последних 4,5 млн. лет с зонами по фораминиферовым и радиоляриевым анализам осадков из колонок донных осадков и буровых скважин на суше (Saito, Funnell, 1970, с изменениями автора)

I — палеомагнитная стратиграфия: *а* — эпохи и события (возраст, млн. лет), *б* — намагниченность (черные интервалы — нормальная, белые — обратная), *в* — биостратиграфическая шкала, *г* — ос-

мелкие (менее 1 *мм*) стекловатые оплавленные образования, имеющие форму капель, дисков или пуговиц. Определение возраста этого прослоя палеомагнитным методом показало, что он залегает во всех случаях непосредственно над горизонтом последнего обращения магнитного поля (0,7 млн. лет). Таким образом, время выпадения тектитов оценивается в 0,65—0,70 млн. лет. (Glass, Heezen, 1967). Еще не ясно, является ли выпадение тектитов на поверхность нашей планеты одновременным для всех тектитовых полей, однако, вероятно, в будущем можно ожидать использования прослоев тектитов для стратиграфических целей в пределах хотя бы одного тектитового поля.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для стратиграфических целей весьма важную роль могут играть также и литологические методы, в особенности при использовании их на больших площадях. Известно, что распределение донных осадков в океанах подчинено четкой климатической зональности: в высоких широтах рас-


II
III
г
д
е
ж
а
б
Ω
Ψ
X
Φ
Y
T
Pterocanium prismatium зона
Sponguster pentas зона
Cyrtitium compactum Peregrinum зона
Globorotalia truncatulinoides
Globorotalia inflata зона
Globorotalia tumida
Globigerina nepenthes
Sphaeroidinellopsis seminulina
Sphaeroidinellopsis subdehiscens
Sphaeroidinella dehiscens
Globigerinoides bisbulous
Globorotalia obliqualoculata
Globorotalia tosaensis
Pulleniatina spectabilis
Pulleniatina primalis
Pulleniatina obliquiloculata
Globorotalia crassaformis
Globorotalia menardii
Globorotalia margaritae
Globorotalia merotumida
Globorotalia mayeri
Globorotalia multicamerata
Globorotalia pseudomiocenica
Globorotalia conomiozea
Globorotalia plesiotumida
Globorotalia miotumida
Globorotalia conoidea
Globorotalia acostaensis
Globorotalia humerosa
Globorotalia siakensis
Globorotalia peripheroronda
Globorotalia peripheroacuta
Globorotalia cibaoensis
Globorotalia praemenardii
Globorotalia menardii
Globorotalia tumida
Globorotalia flexuosa
Globorotalia crassula
Globorotalia crassaformis
Globorotalia cavernula

пространены айсберговые и ледовые обломочные осадки, которые затем сменяются кремнистыми, а в тропической области — карбонатными. Выше уже говорилось, что граница диатомовых и фораминиферовых осадков в Южном океане приблизительно совпадает со средней годовой температурой воздуха +10° С. При значительных климатических изменениях в четвертичное время границы этих основных типов донных осадков должны смещаться: при потеплении — в направлении полюсов, при похолодании — к экватору. Эти смещения хорошо прослеживаются на меридиональных разрезах в длинных колонках (см. рис. 64).

Колонки, полученные в 1—4-м рейсах Морской антарктической экспедиции АН СССР, имели очень сложное чередование айсберговых, диатомовых и фораминиферовых осадков, а также осадков переходных типов на протяжении до 16 *м* от поверхности дна. Литологический анализ всех собранных материалов показал, что эти изменения совершенно закономерны, что тесная связь между распределением кремнистых осадков и положением зоны конвергенции сохранялась и на протяжении большей части четвертичного времени.

Климатический контроль осадконакопления в Южном океане определяется тем, что увеличение ледовитости океана при похолоданиях вызывает целый ряд последующих изменений и в том числе усиление стока холодных вод с шельфа. Одновременно с этим идет усиление притока теплых глубинных вод в зоны дивергенции, которые компенсируют отток вод, охлажденных на шельфе. Резкое увеличение темпа подъема глубинных вод должно вызывать одновременно смещение зоны конвергенции к

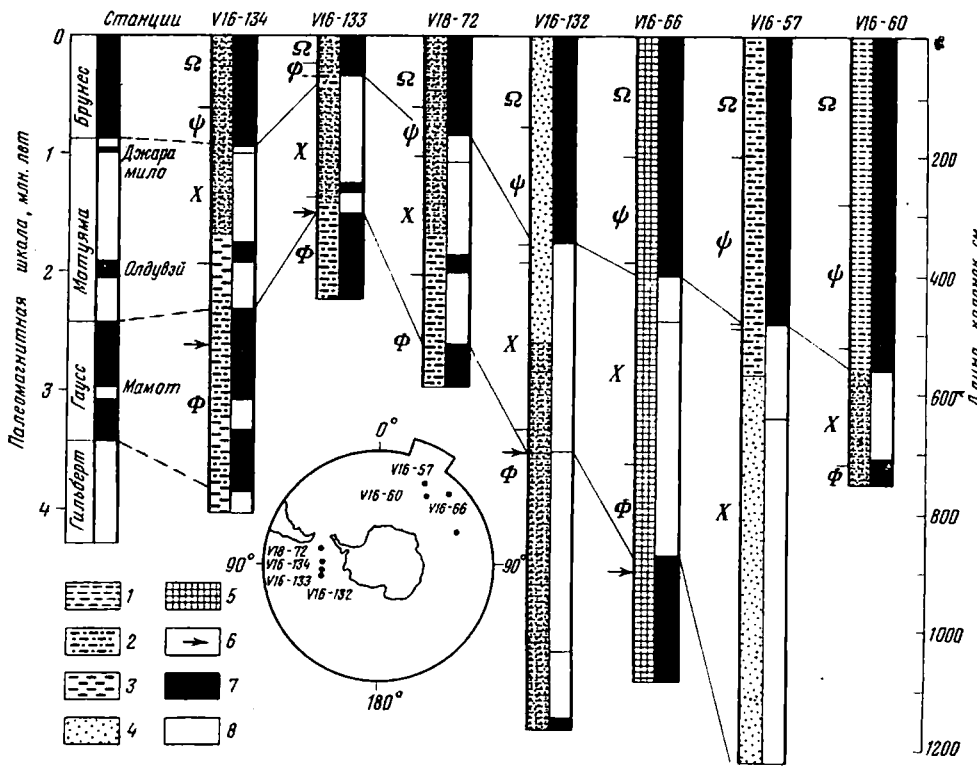


Рис. 71. Сопоставление данных радиоляриевого анализа и палеомагнитной стратиграфии для Антарктики (Opdyke, Glass, Hays, Foster, 1966)

Типы донных осадков в колонках: *1* — глинистый ил; *2* — алевритово-глинистый ил; *3*—глинисто-диатомовый ил; *4* — диатомовый ил; *5*— карбонатный ил; *6*— нижняя граница распространения айсбергового материала — вероятное начало оледенения Антарктиды. Намагниченность: *7* — прямая, *8* — обратная. Греческие индексы — подразделения радиоляриевой шкалы. На врезке показано положение и номера станций

северу, в сторону экватора. Подъем вод в антарктической зоне дивергенции усиливается еще прохождением через эту зону циклонов, которые движутся вокруг антарктического купола высокого давления и как бы подтягивают вверх глубинные воды в зонах низкого давления. При похолодании купол высокого давления Антарктиды расширяется, траектории циклонов смещаются в сторону экватора, вместе с тем зона дивергенции также смещается на север. Резкое усиление циркуляции в антарктической зоне приводит к усилению циркуляции во всем океане и в особенности в его южной части, вплоть до экватора. На экваторе при этом должно происходить усиление экваториальной дивергенции, более интенсивный подъем глубинных вод, богатых биогенными элементами, что и создает благоприятные условия для развития здесь фитопланктона, в первую очередь кремнистого.

Таким образом, при похолоданиях следует ожидать перестройки работы всего динамического резервуара океана, перемещения основных планетарных зон жизни, возникновения бо́льших возможностей для использования планктоном потенциальных запасов питательных солей из глубинных вод.

При потеплениях циркуляция воздушных и водных масс, определяемая главным образом термическими факторами, становится более вялой, поставка питательного материала в планетарные зоны жизни ослабевает, происходит их перемещение в сторону полюсов. На этом этапе идет накопление биогенных элементов в глубинах океана, подготовка их к мобилизации при последующих оледенениях. Таким образом, можно говорить о неравномерности мобилизации запасов питательных солей океана — и в том числе кремнезема — не только в пространстве (мобилизация только в определенных климатических зонах), но и во времени (мобилизация в основном в периоды оледенений).

Главную роль играют не простое понижение температуры и появление ледников в определенных районах суши, а перемещение важнейших гидрологических фронтов, изменение поставки питательных солей — продукции фитопланктона и, следовательно, темпа поступления биогенного (кремнистого и карбонатного) материала в осадки.

Как уже указывалось, в южном полушарии исключительно большое значение для распределения осадков имеет зона конвергенции; именно она является важнейшим рубежом, северной границей кремненакопления. Здесь происходит очень резкая смена кремнистых осадков карбонатными. Эта граница очень четкая, постоянная на протяжении года (смещение на протяжении года менее чем на 100 *км* по широте). Зона конвергенции протягивается почти по параллели и опоясывает весь земной шар, но особенно детально она изучена и четко прослеживается в Индийском океане.

Резкая смена кремнистых осадков на карбонатные в зоне конвергенции имеет большое значение для палеогеографии: это своеобразный природный кремне-карбонатный термометр, который отмечает положение конвергенции во времени. При похолоданиях «столбик» этого термометра опускается на юг, при потеплениях поднимается в сторону экватора.

Смещение зоны конвергенции должно отвечать важнейшим изменениям климата на протяжении четвертичного времени.

Для голоценовых и современных отложений выделяются три основных зоны (с юга на север): айсберговые у берегов Антарктиды, диатомовые в субантарктической зоне и карбонатные — к северу от зоны конвергенции, в умеренных и теплых водах (см. рис. 64).

Непосредственно под верхним слоем залегает толща осадков с аналогичной широтной сменой типов осадков, однако все границы этих осадков оказываются смещенными в сторону экватора (горизонт II). Смещение границы осадков: айсберговые — кремнистые и кремнистые — фораминиферовые идет синхронно и связано с похолоданием, вызвавшим расширение зоны айсберговых осадков и смещение зоны конвергенции к северу.

Ниже залегает слой (III горизонт), в эпоху накопления которого условия были даже несколько более теплыми, чем в настоящее время. Все основные границы осадков сдвинуты по сравнению с горизонтом II на юг. к берегам континента.

Еще глубже колонками вскрыт IV горизонт, также отвечавший похолоданию, но с меньшей амплитудой смещения границ, чем в эпоху последнего оледенения (II горизонт).

Рассмотрение генеральной схемы четвертичного осадкообразования в Южном океане показывает, что в колонках, полученных на разных широтах, можно ожидать очень разнообразного чередования осадков. Так, к югу от 65° ю. ш. колонки целиком должны проходить только в айсберговых осадках и никакого чередования осадков здесь ожидать не приходится (разрез типа *з* на рис. 64). Накопление айсберговых осадков не прекращалось здесь на протяжении всего четвертичного времени. Антарктида не освобождалась ото льда и в эпохи межледниковья (Лисицын, 1960б); ледниковый покров существует по крайней мере 3,5—4,5 млн. лет.

Колонки, взятые на 60° ю. ш., в соответствии со схемой, сначала должны пройти через слой диатомовых илов в толщу айсберговых осадков (II горизонт), затем через диатомовые осадки (III горизонт) и опять в айсберговые (IV горизонт). Самые длинные колонки, очевидно, пройдут еще в диатомовые илы V горизонта и айсберговые VI горизонта.

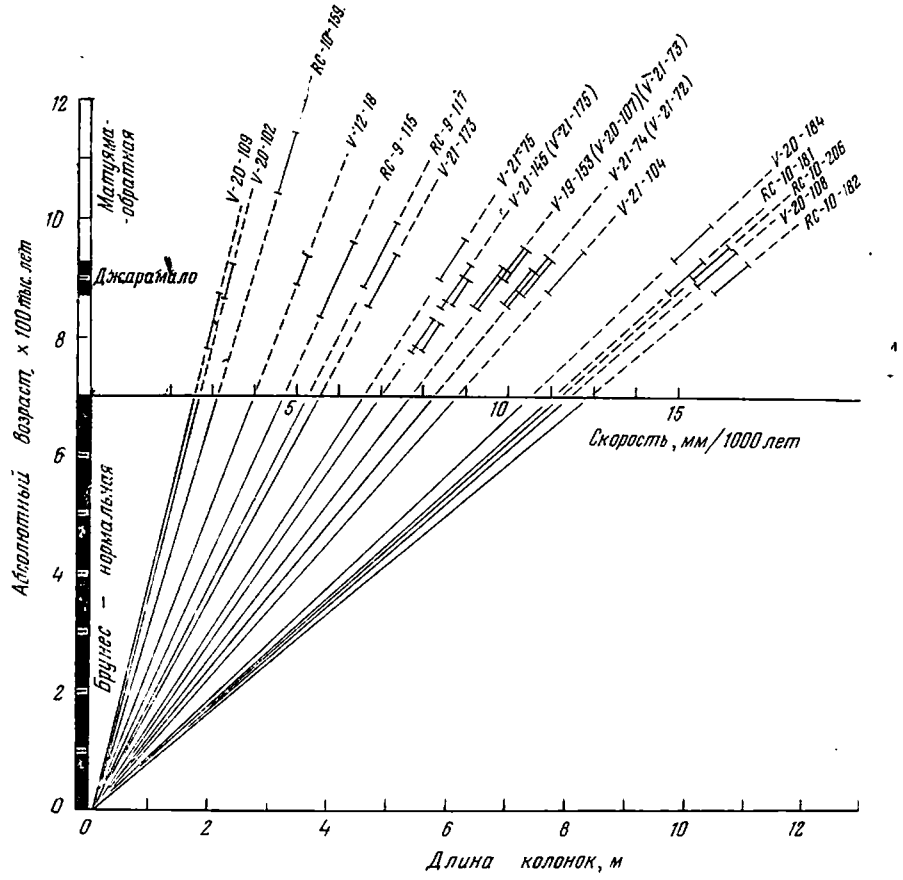


Рис. 72. Скорость осадконакопления на дне океанов в третичное и четвертичное время по положению границы Брунес — Матуяма и события Олдувэй (Opdyke, 1970)

Палеомагнитная шкала слева. Составлено на основе анализа 21 колонки из разных частей Мирового океана

Колонки, взятые на 50° ю. ш., целиком будут находиться в зоне кремнистых осадков (разрез типа *г*), а на 45° ю. ш. пройдут только толщу кремнистых осадков, чередующихся с карбонатными; на 40° ю. ш. и севернее полностью будут сложены карбонатными осадками (разрез типа *а*). Эта принципиальная схема была построена мною на основании изучения всего литологического материала и подтверждена более поздними стратиграфическими определениями (Лисицын, 1960б). Она показывает смещения границ пояса кремненакопления и южных границ зоны карбонатонакопления в южном полушарии в антропогене до 1000 *км* по сравнению с современным ее положением.

Естественно, границы в толще донных осадков не могут быть столь прямолинейными, как они показаны на упрощенной схеме. Здесь же приведена и сводная датировка основных горизонтов (абсолютный возраст), их сопоставление с европейской и американской шкалами четвертичного времени. Эти сопоставления подтверждаются схемой смены фауны фораминифер (см. рис. 70, 73).

Интересно отметить, что климатические изменения, которые устанавливаются при анализе этого сводного разреза осадков Южного океана, соответствуют климатическим изменениям в экваториальной зоне Атлантического океана и в Средиземном море (Emiliani, 1955а, б, 1958, 1959, 1961; Rosholt and oth., 1961). Таким образом, имеются основания говорить о синхронности ледниковой истории южного и северного полушарий.

Весьма характерное переслаивание кремнистых осадков, отвечающих голоцену и межледниковью, с бескремнистыми (ледовыми и айсберговыми), соответствующих оледенениям, отмечаются также и в дальневосточных морях СССР — Беринговом, Охотском, Японском (Безруков, Лисицын, 1957).

Литологическими методами датировки являются и широко распространенные в четвертичной геологии так называемые варвометрические методы (определение возраста по ленточным глинам, начатое Де Геером). В последнее время обнаружены ленточные глины и на дне морей — озер четвертичного времени (Белое и Балтийское), а также в некоторых прибрежных районах океанов (у берегов Британской Колумбии, в Калифорнийском заливе, в апвеллингах Перу и др. местах).

Практически для каждого водоема в отдельности обычно можно установить целый ряд литологических признаков, которые имеют местный или более широкий характер; такие признаки постоянно используются для корреляции. Важно заметить, что привлечение только литологических признаков без надежной абсолютной или стратиграфической их привязки часто бывает недостаточно надежным.

В последние годы (с 1960 г.) с развитием непрерывного сейсмического зондирования («Эр-ган», «Стратиграф», «Бумер», «Спаркер», «Аркер» и др.) появилась возможность очень дальнего, трансокеанского прослеживания основных слоев (отражающих горизонтов) в толще осадков. Отражающие слои связаны с резкими скоростными, чаще всего литологическими отличиями в толще рыхлых отложений.

Широко используется также тефрохронология. Под этим новым термином понимают использование прослоев вулканогенного материала для датировки или корреляции различных горизонтов колонок донных осадков. Термин «тефра» был введен еще Аристотелем, но только в 1954 г. при изучении вулканов Исландии С. Тораринссон (1970) вновь предложил называть им все материалы, оторванные или выброшенные извергающимися газами в твердом или жидком состоянии.

Пирокластический материал понятие более широкое, чем тефра, поскольку к нему относятся как рыхлые продукты (собственно тефра), так и уже затвердевшие — туфы (Ритман, 1964).

В донных осадках чаще всего тефра представлена прослоями пеплового материала. Он состоит обычно из вулканического стекла, незначитель-

ного количества полевых шпатов и тяжелых минералов. Для корреляции чаще всего используют различные данные о вулканических стеклах — их химический состав или показатели преломления (Mellis, 1954, Norin, 1953; Bramlette, Bradley, 1942; Ninkovich, 1968; Ninkovich and oth., 1964; Ninkovich, Heezen, 1965, 1967).

Реже изучается минеральный состав пеплов, и по установленным особенностям — нередко также с привлечением данных о гранулометрии — проводят корреляцию колонок, удаленных одна от другой на десятки, а иногда и многие сотни километров. В западной части Тихого океана от Калифорнии до Панамы встречены прослои пеплового материала в осадках, которые прослеживаются на расстоянии в тысячи километров (Worzel, 1959; Ewing, Ericson, Heezen, 1958). Здесь же широко развиты и прослои эолового материала, которые также хорошо коррелируются на большом протяжении. Близ Южно-Сандвичевой дуги пепловые прослои коррелировались на расстоянии около 700 *км* (Ninkovich and oth., 1964), в Беринговом море — около 500 *км* (Лисицын, 1966в).

Пожалуй, наиболее эффективным приемом тефрохронологии является определение абсолютного возраста пепловых прослоев в колонках калий-аргоновым методом, что дает не относительную, а абсолютную привязку их горизонтов. Этот способ был впервые применен Даймондом (Dymond, 1966, 1969) для осадков западной части Тихого океана, а также отдельных пепловых прослоев из экспериментальной скважины Мохол около о. Гваделупа.

Даймонд указывает два основных условия применения этого метода: 1) пепловый материал распространяется на обширной территории почти мгновенно (в геологическом смысле); 2) в пепловых прослоях в колонках нет разбавления терригенным или биогенным материалом. Для устранения возможного засорения пеплов терригенными и биогенными частицами использовалась только крупная фракция пепла из прослоев в колонках (более 0,04 *мм*, т. е. крупный алеврит и песчаный материал). Отсутствие частиц биогенного и терригенного материала во фракциях пеплов контролировалось просмотром фракции под микроскопом.

Из пепловых прослоев обычно удавалось выделить путем просеивания всего несколько десятков миллиграммов крупного пеплового материала. Масс-спектрометрические определения аргона на таком количестве вещества обычно невозможны. Поэтому был применен новый тип масс-спектрометра — высокочувствительный омегатрон. Определение калия велось пламенно-фотометрическим методом. Точность повторных определений оказалась очень высокой, однако в этом варианте метода трудно уверенно датировать прослои возрастом менее 100 тыс. лет, а чаще — менее 1 млн. лет.

Для контроля метода используется способ кумулятивных кривых. Возрастные определения для нескольких горизонтов, нанесенные на график, должны ложиться на прямую линию, соответствующую средней скорости седиментации в данной колонке.

Широко используются литологические методы также и в качестве вспомогательных при картировании скоростей седиментации. В частности, граница между карбонатными осадками и красными глубоководными глинами является важной границей снижения скоростей седиментации (по крайней мере в 5—10 раз). В современных кремневых поясах к терригенному материалу, являющемуся фоном осадка, прибавляется значительное (до 50—70%) количество биогенного материала, что приводит к повышению скорости в 2—3 раза сравнительно с соседними участками, не обогащенными кремнеземом. Учет карты донных осадков обязателен при составлении карты скоростей седиментации.

Итак, литологические (и геохимические) методы существенны для успешного применения и правильной интерпретации биостратиграфических и абсолютных методов, без них результаты датировок не могут быть

надежными. В ряде случаев они могут использоваться и как самостоятельные, например при изучении смещения границ айсберговых, диатомовых и фораминиферовых осадков в Антарктике при похолоданиях и потеплениях в прошлом. Этими методами в монотонных толщах осадков удается выделять прослои, горизонты и пачки, которые прослеживаются на значительном расстоянии.

Отдельные границы в осадочной толще прослеживаются с помощью сейсмопрофилографов на расстояниях в сотни и тысячи километров. Их литологический состав и стратиграфическая принадлежность в настоящее время выясняются с помощью океанского бурения.

МЕТОД СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СОСУДОВ

Метод изучения скорости осадкообразования путем выяснения количества материала, осаждающегося за определенное время на дне сосудов известного диаметра, устанавливаемых в толще вод или в придонном слое, издавна применяется в лимнологии (Семенович, 1966), а также при изучении мелководных морских заливов и лагун. Коротко рассмотрим основные материалы, полученные этим методом при изучении морской седиментации.

В значительных масштабах метод седиментационных сосудов был использован Муром (Moore, 1931) при изучении современного осадкообразования в Ирландском море. Оказалось, что количество осадочного материала, накапливающегося в сосуде, установленном на дне залива, за неделю колеблется от 0,27 до 33,4 *мг/см*^{2} (14,05—1736,8 *мг/см*^{2} за год) в зависимости от сезона. Максимальные цифры были получены для весеннего цветения фитопланктона (середина марта — начало апреля). Кроме большого количества диатомовых, в пробах из седиментационных сосудов присутствовало много фекальных комков калянусов. Вместе с биогенным материалом в виде различимых остатков и неопределимого органогенного детрита в пробах постоянно обнаруживали также кварц (зерна менее 0,2 *мм*). На станциях, расположенных ближе к берегу, терригенная составляющая резко возрастала. На нескольких других станциях недельное осаждение осадочного материала находилось в пределах от 3,42 до 20,3 *мг/см*^{2}. Петерсен (Petersen, Boysen, Jensen, 1911) для Терстед Бердниг нашел среднюю скорость седиментации 6 *мг/см*^{2} в неделю, в зависимости от сезона цифры колебались от 0,49 до 15,68 *мг/см*^{2}.

Мур (Moore, 1931) для определения скорости седиментации использовал также другой оригинальный метод: «проявления» годичных слоев после длительного пребывания колонок в стеклянных трубках на свету (вариант варвометрического метода). Годичные слои после такого выдерживания начинали резко отличаться по цвету от промежуточных слоев, что дало возможность установить скорость седиментации. Она оказалась равной 400 *см* в 1000 лет (Ирландское море).

Метод седиментационных сосудов был использован для определения скорости седиментации и накопления органического вещества близ порта Саутхемптон, Южная Англия (Trevellion, 1967). Для сбора взвеси на дне в трех точках (близ Саутхемптона, около мели Нетлей и около косы Калшот) были установлены сборники взвеси. Количество осаждающейся на дно взвеси здесь колебалось от 4 до 980 *мг/см*^{2} в месяц, причем сезонного хода осаждения взвеси здесь не отмечалось, ясно фиксировалось периодическое взмучивание и переотложение осадков.

Методом седиментационных сосудов была определена скорость осадконакопления в периферических частях кораллового рифа. Оказалось, что после шторма в сосуд диаметром около 60 *см* попадало 8,5 *кг* осадочного материала, который сбрасывался с рифа (Mayor, 1924). Имеются также многочисленные наблюдения над скоростью седиментации в лагунах коралловых островов и рифов. В частности, большая серия стационарных

наблюдений выполнена в лагуне Большого Барьерного рифа (лагуна о. Лоу), где сосуды находились на дне длительное время по профилям (Marshall, Orr, 1931).

Совершенно естественно, что метод седиментационных сосудов может применяться только на небольших глубинах, не превышающих 100 *м*. В частности, он очень эффективен при водолазных работах и при стационарных исследованиях в подводных поселках типа «Преконтинент» или на океанских установках типа плавучих труб («Флип» и др.), на искусственных островах типа «Техасских башен», буровых и др. В пелагических частях морей и океанов его применение ограничено не только в связи с глубиной, но и крайне низкими темпами седиментации. Не исключена возможность, что метод седиментационных сосудов будет применен при постановке длительных буйковых станций в океане.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ВЗВЕСИ

Зная количество и гранулометрический состав взвешенного материала, можно попытаться найти скорость его осаждения в толще воды за известный период времени, например за год.

Этот простой в принципе метод выяснения скорости накопления осадков «сегодняшнего дня» при его практическом использовании требует довольно разнообразных данных, расчетов и допущений. Метод применим далеко не для всех районов, а только для тех мест, где по геологической обстановке и по распределению современных осадков можно считать осаждение взвеси наиболее полным. Подводные поднятия, хребты и крутые переломы в рельефе для расчетов скорости по взвеси непригодны. Применение метода в аномальных районах, связанных с особенностями гидрологической обстановки (например, зоны конвергенции и дивергенции), также малоэффективно.

Из сказанного ясно, что выбор участков для определения скорости современного осадкообразования должен производиться на основании всестороннего учета данных о горизонтальном и вертикальном распределении взвеси, о рельефе дна и гидрологической обстановки. Поскольку все эти факторы в конечном счете находят отражение в гранулометрическом и вещественном составе донных осадков, следует для подсчетов брать участки, покрытые на большой площади осадками, однородными как по крупности частиц, так и по вещественному составу.

Понятно также, что даже после выбора такого однородного, в отношении условий, участка нельзя пользоваться данными одной океанографической станции. Ведь и в наиболее затишных частях океана в процессе длительного осаждения взвеси происходит ее горизонтальный относ, и взвесь, образовавшаяся в верхних слоях водной толщи, например в результате развития диатомовых водорослей, проектируется на дне с некоторым смещением. Поэтому для обширного района, охарактеризованного «кустом», необходимо использовать средние станции. При подборе отдельных станций в «куст» следует руководствоваться сходством в распределении взвеси в толще вод, а также сходством в составе донных осадков. После выбора необходимого числа станций в пределах «куста» определяют среднее содержание взвеси от поверхности и до дна, а также ее гранулометрический состав. При выполнении этих расчетов можно было бы принимать во внимание только взвесь, полученную из придонных слоев океана, как наиболее близкую к осадкам, но здесь возникает опасность, что участки повышенных содержаний взвеси (облака, пятна), которые не достигли придонных слоев воды, при этом не будут учтены. И, наоборот, в определенных условиях такие облака могут оказаться у самого дна. Наконец, при использовании цифровых данных для всей водной толщи имеется больше шансов учесть быстро оседающие на дно крупные частицы,

которые при учете небольшого числа горизонтов неизбежно будут упущены.

При определении среднего содержания взвешенного материала по станциям и по «кусту» в целом может быть предложено несколько математических методов. Мне кажется один из наиболее рациональных — метод среднего взвешенного, дающий возможность учитывать не только количество взвеси, но и интервал глубин, в пределах которого такие количества взвеси обнаружены. Высокие концентрации взвеси, встречающиеся в пределах деятельного слоя в верхних 200 *м* толщи океанских вод, при использовании среднего взвешенного не влияют сколько-нибудь существенно на конечный результат, так как глубже, на протяжении многих тысяч метров, содержание взвеси ниже, чем на поверхности. Полученное значение среднего взвешенного близко к среднему для глубинных слоев водной толщи [1].

После определения среднего взвешенного значения для отдельных станций «куста» выясняют по методу среднего арифметического среднюю концентрацию взвеси для всего «куста» в целом. В итоге для достаточно обширного участка, характеризующегося общностью условий осадконакопления, может быть получено надежное среднее значение концентрации взвеси.

Для определения второй необходимой исходной величины — гранулометрического состава — можно было бы также использовать отдельные значения медианного диаметра взвеси для разных горизонтов водной толщи, а затем средние взвешенные для отдельных станций и среднее арифметическое для «куста» станций. Однако до настоящего времени очень мало надежных данных по гранулометрическому составу взвеси на глубинах. В дальнейшем, при развитии методики, этот прием, возможно, получит распространение, пока же приходится прибегать к косвенным данным. В частности, для участков с полным осаждением взвеси гранулометрический состав взвешенного материала и осадков из верхних горизонтов донных отложений очень сходен. Поэтому с достаточным основанием в качестве показателя гранулометрического состава взвешенного материала могут быть использованы данные о механическом составе донных осадков, в частности их медианный диаметр. Определение среднего значения медианного диаметра для всех станций «куста» может быть сделано по методу среднего арифметического.

Наконец, чтобы перейти от полученного среднего значения размеров частиц взвеси к скорости их осаждения в водной толще, необходимо знать среднюю температуру. Так же как и при определении средней концентрации, при определении температуры гидрологические данные осредняются методом среднего взвешенного для отдельных станций, а затем методом среднего арифметического в пределах «куста» станций.

Таким образом, после несложных преобразований мы получаем все необходимые для подсчетов средние величины — концентрацию, медианный диаметр и температуру. На основании закона Стокса с соответствующими поправками для фракций теперь нетрудно определить среднюю скорость осаждения частиц во взвеси на дно. Зная величину средней скорости оседания из столба воды и среднюю концентрацию взвеси, можно вычислить, какой толщины слой взвешенных частиц на протяжении одного года осядет на дно. Переходя от веса к мощности донных отложений (через объемный вес), получим данные о накоплении осадочного материала на дне за один год, т. е. скорость современного осадкообразования в данном районе.

Поясним сказанное примером для южной части Индийского океана. В области накопления диатомовых илов для участка с ровным дном были

[1] Данные о среднем взвешенном количестве взвеси по основным разрезам 1-го и 2-го рейсов «Оби» приведены ранее (Лисицын, 1960в, 1961б).

Таблица 22

Концентрация взвеси по вертикали (в $г/м^3$) для «куста» станций в южной части Индийского океана

Горизонт, м	Номера станций					
	209	210	211	215	216	217
0	0,72	0,57	0,61	1,50	1,48	0,68
25	1,11	1,33	1,11	0,89	1,56	0,56
50	0,22	0,89	1,22	1,11	3,00	0,89
75	0,11	1,33	—	2,00	1,11	—
100	1,00	0,89	1,22	3,44	1,22	1,00
300	0,56	0,56	1,22	0,60	0,56	1,11
500	0,89	1,00	0,67	1,22	1,00	0,89
1000	0,44	0,67	0,89	0,22	1,22	1,22
2000	—	1,11	—	0,67	—	—
3000	—	0,22	—	—	—	—
4000	—	0,22	—	—	—	—
5000	—	—	—	—	—	0,78
6000	—	—	—	—	—	—
Средние взвешенные по станциям	0,41	0,56	0,78	0,71	1,40	1,00

отобраны пробы со станций 209—211 и 215—217 Морской антарктической экспедиции во 2-м рейсе «Оби». Положение этих станций указано на рис. 44, содержание взвеси на вертикальных разрезах по отдельным станциям приведено в табл. 22. Здесь же даны рассчитанные по методу среднего взвешенного величины концентраций взвеси для каждой из станций.

Определение средней взвешенной концентрации производилось по формуле:

$$P_{ср} = \frac{P_1h_1 + P_2h_2 + \cdots P_nh_n}{h_1 + h_2 + \cdots h_n},$$

где $P_{ср}$ — средняя взвешенная концентрация взвеси от поверхности до дна, $г/м^3$; $P_{1, 2...}$ — концентрация взвеси на отдельных горизонтах вертикального разреза; h — мощность слоя воды, в пределах которого имеет место данная концентрация взвеси, $м$.

Среднее арифметическое для «куста» из шести станций равняется 0, 81 $г/м^3$. Для взвеси и донных осадков из этого района среднее значение медианного диаметра составляет около 0,001 $мм$, что при температуре вод от +1 до +5° соответствует скорости опускания частиц на 1 $м$ за 25 суток, т. е. за один год оседают взвешенные в толще воды частицы высотой 14 $м$, или 14 000 $м$ для периода 1000 лет. Это соответствует скорости осаждения 1,1 $г/см^2$/1000 лет, т. е. 5—7 $мм$ в 1000 лет.

Конечно, могут быть и другие, более тонкие с математической точки зрения решения, однако в настоящее время важна не техническая, а принципиальная сторона вопроса.

Ранее мною были предприняты попытки выяснить по взвеси скорости современного осадкообразования в Беринговом море и в Курило-Камчатской впадине (Лисицын, 1955, 1966в); полученные величины близки к установленным другими методами.

Наряду с несомненными достоинствами, метод непосредственного определения скорости накопления современных осадков по взвеси имеет и не-

достатки: невозможность применения в районах со сложными гидрологическими условиями, сложным рельефом, разнообразными осадками. Некоторые ограничения в его применении могут быть преодолены в дальнейшем при постановке специальных исследований. Однако уже сейчас ясно, что при получении достаточно надежных данных и обработке их современными математическими приемами могут быть получены значения скорости накопления самого верхнего слоя современных осадков, не менее точные, чем при использовании других методов. Главное же, этот метод дает возможность выявлять районы с разными скоростями осадконакопления, что оказывает большую помощь при обобщении данных по разрозненным колонкам осадков.

Как будет показано ниже, значительно шире применяется упрощенный вариант этого метода. Разрезы количественного распределения взвеси в толще вод сопоставляются с картами, на которых нанесены цифры скоростей накопления донных осадков. На основе такого сравнения можно установить области с высоким содержанием осадочного материала и ареалы его распространения в океане. Так, например, при картировании скоростей седиментации в Индийском океане имелась возможность использовать большое количество разрезов взвеси, выполненных в ключевых районах океана — близ устьев главных рек (Ганг, Инд и др.) и на границах различных климатических зон. Эти разрезы характеризуют все основные сезоны года, что, наряду с другими приемами, дает возможность от дискретных определений скоростей седиментации переходить к выяснению общих закономерностей количественного распределения осадочного материала в водоеме, т. е. открывает принципиально новые возможности.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ

До недавнего времени при работах по стратиграфическому расчленению геологи использовали свои национальные стратиграфические шкалы, затем составлялись шкалы более или менее общие для континентов Европы и Северной Америки. Несмотря на многочисленные попытки сопоставления различных шкал между континентами, долгое время положительных результатов было недостаточно. Только с началом океанского бурения эта работа стала одной из важнейших.

Вместе с тем представляют большое значение корреляция между разными методами биостратиграфии, датировка основных событий биостратиграфической шкалы, сопоставление ее с эпохами и событиями палеомагнитной шкалы. Эта работа в настоящее время успешно осуществляется, но во многом далека от завершения. Тем не менее можно думать, что одним из результатов океанского бурения будет выработка единой для всей планеты шкалы для четвертичного, третичного и мезозойского времени. Сейчас эта работа ведется для всех океанов. Почву для оптимистических прогнозов дает широкое применение независимых методов датировок (палеомагнитный, абсолютный возраст, палеотемпературный) наряду с широким комплексом биостратиграфических методов (фораминиферы, кокколитофориды, радиолярии, диатомовые) на надежной литолого-геохимической основе.

Выше приводились наиболее распространенные и применяющиеся в настоящее время корреляционные шкалы. Для сопоставления абсолютных возрастов и палеомагнитных данных для последних 70 млн. лет со стратиграфической шкалой и стадиями, выделяемыми в США по млекопитающим и морским отложениям (Калифорния), с морскими стадиями, выделяемыми в Новой Зеландии, с европейскими стадиями, с зональными шкалами Баннера и Блоу, а также и Берггрена, может быть использован рис. 69. Заметим, что далеко не всеми исследователями принимается такая корреляция шкал.

На рис. 70 и 73 приведены коррелятивные связи для последних 4,5 млн. лет для сопоставления единой палеомагнитной шкалы и местных шкал фораминиферового анализа (Филиппины, южная и северная части Атлантического океана, о. Ява, тропические части Тихого и Индийского океанов). Там же приведены зональная шкала Баннера и Блоу, а также зон, выделенных по радиоляриям Риделем и Хейсом (Riedel, 1957; Hays, 1967; Hays, Opdyke, 1967; Hays and oth., 1969).

Во время бурения в IV рейсе «Гломар Челленджер» проведено сопоставление зональной шкалы для фораминифер, принятой в СССР, с зональными шкалами американских, итальянских и швейцарских исследователей (Initial Reports..., 1969—1973).

Для стратиграфического расчленения осадков Атлантического океана широко применяется шкала Эриксона и др. (Ericson, 1967; Ericson, Wollin G., 1954; Wollin I., 1954; Ericson and oth., 1955, 1956, 1961; Ericson, Wollin G., 1956, 1958, 1970), которая датирована с использованием

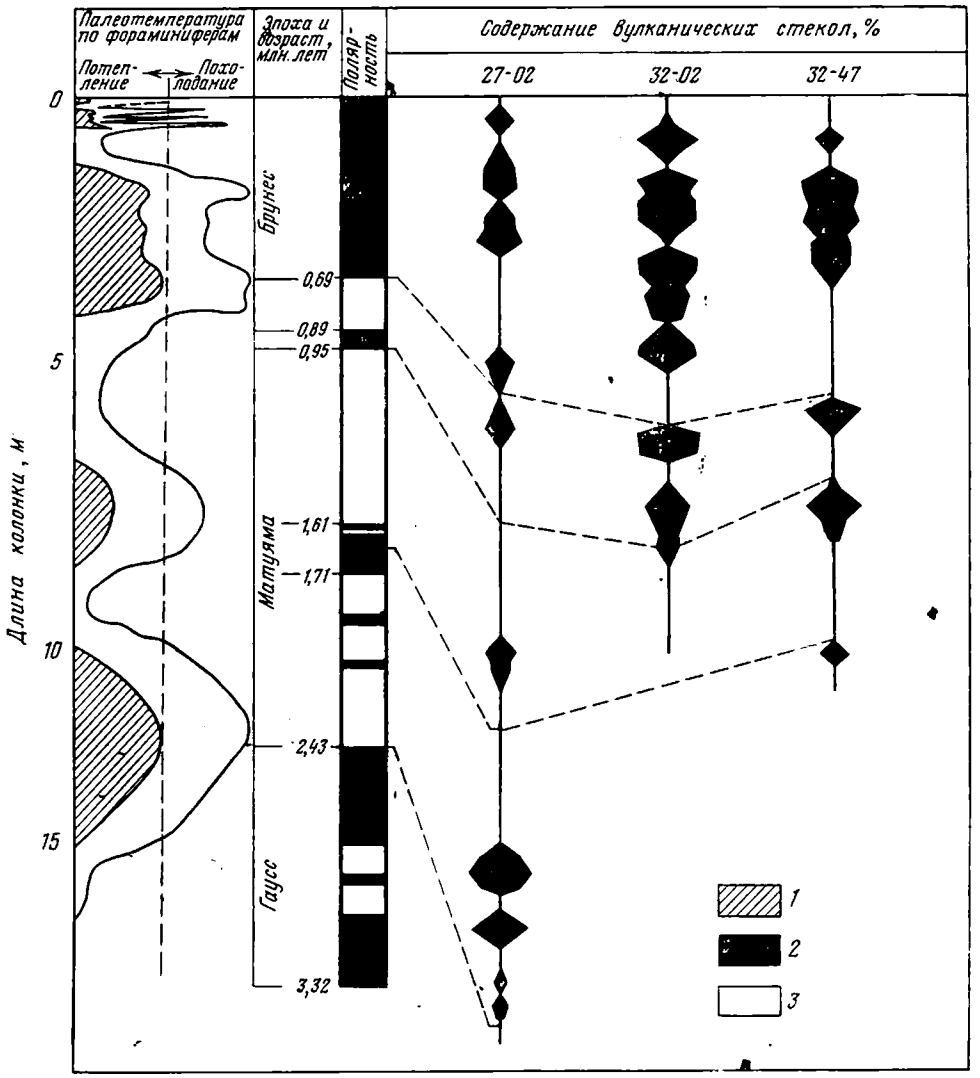


Рис. 73. Корреляция палеотемпературных изменений (по фораминиферам) с палеомагнитной шкалой и распространением вулканических стекол в нескольких колонках из Антарктики, по данным экспедиции э/с «Элтанин» (Watkins, Kennett, 1970)

1 — максимальные оледенения; *2* — прямая намагниченность; *3* — обратная намагниченность

нескольких методов (см. рис. 63). Для антарктических и экваториальных частей океанов важное значение приобрел метод радиоляриевого анализа, развитый Риделем и Хейсом, а затем М. Г. Петрушевской (1972). Сопоставление основных зон Риделя и Хейса с данными палеомагнитной шкалы и абсолютного возраста дано на рис. 70, 71.

Изменение границ распространения различных фаун планктонных форминифер, в зависимости от климатических изменений в меридиональном направлении от современного этапа до верхнего миоцена дали Бенди, Касей и Райт (см. рис. 66), а аналогичные изменения границ южного кремневого тела на меридиональном разрезе показаны мною на рис. 64. Варианты палеотемпературных кривых приведены на рис. 64, 65, 69. Палеотемпературные кривые, полученные при обработке кернов глубоководного бурения в северо-западной части Тихого океана, а также длинного (1390 *м*) керна льда из Гренландии, Антарктиды и опорных палеоклиматических определений по данным спорово-пыльцевого анализа, показаны на рис. 65.

Приведенные выше важнейшие сопоставления дают в настоящее время достаточно надежную основу для биостратиграфического разделения океанских толщ в широких возрастных пределах — от современных и голоценовых отложений до юры.

Они явились опорными при последующем изложении материалов, касающихся отложений геологического прошлого океанов.

СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Схемы, составленные для различных частей океанов или морей, ранее обычно строились с нарушением основных принципов литологии и геохимии, и потому практически могут быть использованы лишь точечные определения на станциях.

Ниже приводятся первые карты скоростей седиментации, построенные мною с применением новых принципов. Несмотря на неодинаковую изученность разных океанов и разных частей океанов, а также на использование различных методов стратиграфического расчленения и ядерной геохронологии, составление таких карт становится возможным уже сейчас. Как мы увидим, это очень сложная работа.

Первый этап работы — получение надежных определений возраста в отдельных точках дна,— колонках или кернах буровых скважин. Второй этап — сопоставление данных, полученных разными методами, разными исследователями и в разных частях океанов с использованием корреляционных шкал, а иногда и с построением специальных шкал. После приведения к единому знаменателю всех точечных данных начинается третий этап увязки отдельных значений в ареалы со сходными скоростями, интерполирование и экстраполирование данных. Таким образом от этапа получения точечных, дискретных значений переходят к этапу картирования.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ СКОРОСТЕЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

При составлении карт скоростей седиментации автором использовались определения палеомагнитные, ионий-протактиниевые, изотопные по C^{14}, иониевые в модификации Старика-Кузнецова, калий-аргоновые, радиоляриевые, фораминиферовые, кокколитовые, реже спорово-пыльцевые, а также сопоставления с данными литолого-геохимических исследований осадков и анализов взвеси. Опорным является палеомагнитный метод.

Определение наиболее вероятной скорости седиментации на основе сопоставления разных методов анализа для каждой отдельной колонки достаточно сложно. Приходится исключать из рассмотрения многие данные как недостаточно надежные. Первая задача состоит в том, чтобы вы-

брать наиболее достоверные и типичные для данного участка дна определения, проконтролировать их всеми доступными методами, отбраковать ошибочные или малонадежные определения.

Вторая задача состоит в том, чтобы объединить разрозненные, точечные определения в области со сходными скоростями седиментации. На первый взгляд этот этап работы представляется несложным. В литературе уже имеются примеры формальной, численной интерполяции полученных цифровых значений. Изолинии скоростей на таких схемах пересекают поднятия и понижения рельефа, разные типы осадков. Пути преодоления этой трудности не удавалось найти долгие годы. Поэтому и представления о скоростях седиментации до настоящего времени были ограничены отдельными, не увязанными между собой данными.

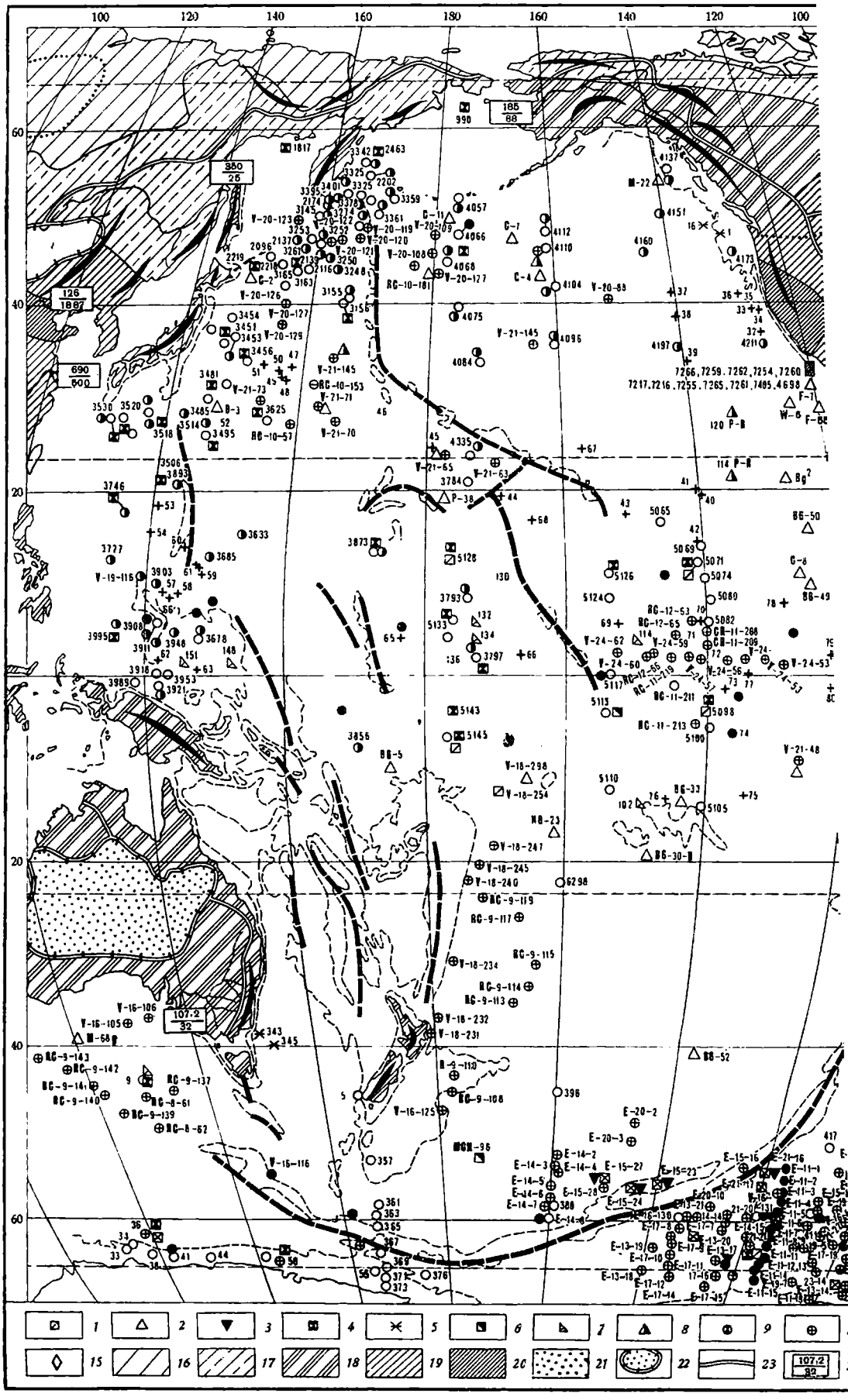
Одна из трудностей определения скоростей седиментации это — неравномерность распределения донных осадков на дне океанов, в особенности в областях подводных поднятий (Безруков, 1961, 1962б). Такие области вообще исключены нами из рассмотрения, поскольку здесь участки с нулевой или отрицательной (размыв) седиментацией чередуются с «карманами», где скорость осадконакопления очень велика. Даже на сравнительно ровных участках обычны небольшие поднятия с резко пониженной скоростью, а также депрессии, где темп седиментации возрастает. Такие участки значительной протяженности получают отражение на детальных картах типов донных осадков, а также рельефа дна, которые удалось составить за последние годы. Можно уверенно сказать, что без этих карт, а также без карт и разрезов распределения и состава взвеси надежное картирование скоростей седиментации было бы невозможным.

Для выявления самых представительных величин особенно большое значение имеет сопоставление концентрации, а также вещественного и гранулометрического состава взвеси и донных осадков. Такая кропотливая работа дает достаточно полное представление о ходе современной седиментации и в частности о ее скорости. Широкое использование метода взвесь — осадок и было положено в основу картирования скоростей седиментации. Общие и частные приемы картирования скоростей будут рассмотрены отдельно.

Переход от дискретных определений к полям распределения скоростей является, таким образом, очень сложным и ответственным. В особенности он осложняется в тех случаях, когда количество точек определений скорости невелико, тогда обоснованность карты становится несомненно намного ниже. Поэтому для всех океанов были составлены подробные карты размещения фактического материала (схемы IX, XI, XIII).

Ряд участков, слабо обеспеченных фактическим материалом, и сейчас приходится оставлять как белые пятна. Для других участков, где имеются определения осадков и взвеси, а также сгущения определений скоростей, использовался метод зональной интерполяции. Сущность его состоит в том, что в районе с достаточным количеством определений проводится детальное картирование с выявлением связей скоростей с концентрацией взвеси, с типами донных осадков, рельефом дна и составом взвеси, типичными для данной климатической зоны. Зная особенности седиментации в основных климатических зонах (две ледовые, две умеренные гумидные, две аридные и одна экваториальная гумидная), можно с определенной степенью достоверности распространять их на всю зону. Бесспорно, такой метод намного менее надежен, чем точные фактические значения, но это максимальное научное приближение, которое может быть дано на настоящем этапе. По мере появления новых данных можно будет контролировать и дополнять карты.

Карты скоростей седиментации составлены в масштабе 1 : 25 млн. для Тихого, 1 : 20 млн. для Атлантического и 1 : 15 млн. для Индийского океанов. Для составления карт было использовано около 1500 надежных определений скорости седиментации из литературных источников и при-


100
120
140
160
180
160
140
120
100
60
40
20
20
40
60
185
88
990
350
26
126
1887
690
600
107.2
32
1817
3342
2463
3325
3401
3325
2202
3359
4057
4066
4068
4075
4096
4084
4104
4112
4110
4160
4151
4137
4173
4211
4197
3155
3156
3163
3165
3218
3248
3261
3253
3252
2137
2096
2219
2116
3454
3451
3453
3456
3481
3530
3520
3485
3514
3518
3495
3625
3506
3893
3746
3777
3633
3685
3903
3908
3995
3911
3948
3678
3918
3953
3921
3985
3873
3784
5128
5126
5124
5133
3793
3797
5117
5113
5143
5145
5098
5100
5110
5105
5065
5069
5071
5074
5080
5082
3856
6298
343
345
357
361
363
365
367
369
371
373
376
396
417
7266,7259,7262,7254,7260
7217,7216,7255,7265,7261,7405,4698
V-20-123
V-20-122
V-20-119
V-20-120
V-20-121
V-20-108
V-20-127
V-20-126
V-20-129
V-21-145
V-21-73
V-21-71
V-21-70
V-21-65
V-21-63
V-19-116
V-24-62
V-24-59
V-24-60
V-24-56
V-24-53
V-18-298
V-18-254
V-18-247
V-18-245
V-18-240
V-18-234
V-18-232
V-18-231
V-16-106
V-16-105
V-16-125
V-15-116
RC-10-181
RC-10-153
RC-10-57
RC-12-53
RC-12-65
RC-11-219
RC-11-211
RC-11-213
RC-9-119
RC-9-117
RC-9-115
RC-9-114
RC-9-113
RC-9-110
RC-9-108
RC-9-143
RC-9-142
RC-9-141
RC-9-140
RC-9-137
RC-8-61
RC-9-139
RC-8-62
MGK-96
E-20-2
E-20-3
E-14-2
E-14-4
E-15-27
E-14-3
E-14-5
E-15-28
E-14-6
E-14-7
E-15-24
E-16-13
E-17-10
E-17-11
E-17-12
E-17-44
E-17-35
E-13-19
E-13-20
E-13-18
B-3
P-38
P-B
P-R
W-6
F-7
F-8
B6-50
B6-49
B6-5
B6-33
B6-30-B
B6-52
M-22
M-68
C-11
C-7
C-4
C-2
C-8
CB-11-288
CB-11-209
CB-11-211
NB-23
1
2
3
4
5
6
7
8
9
15
16
17
18
19
20
21
22
23

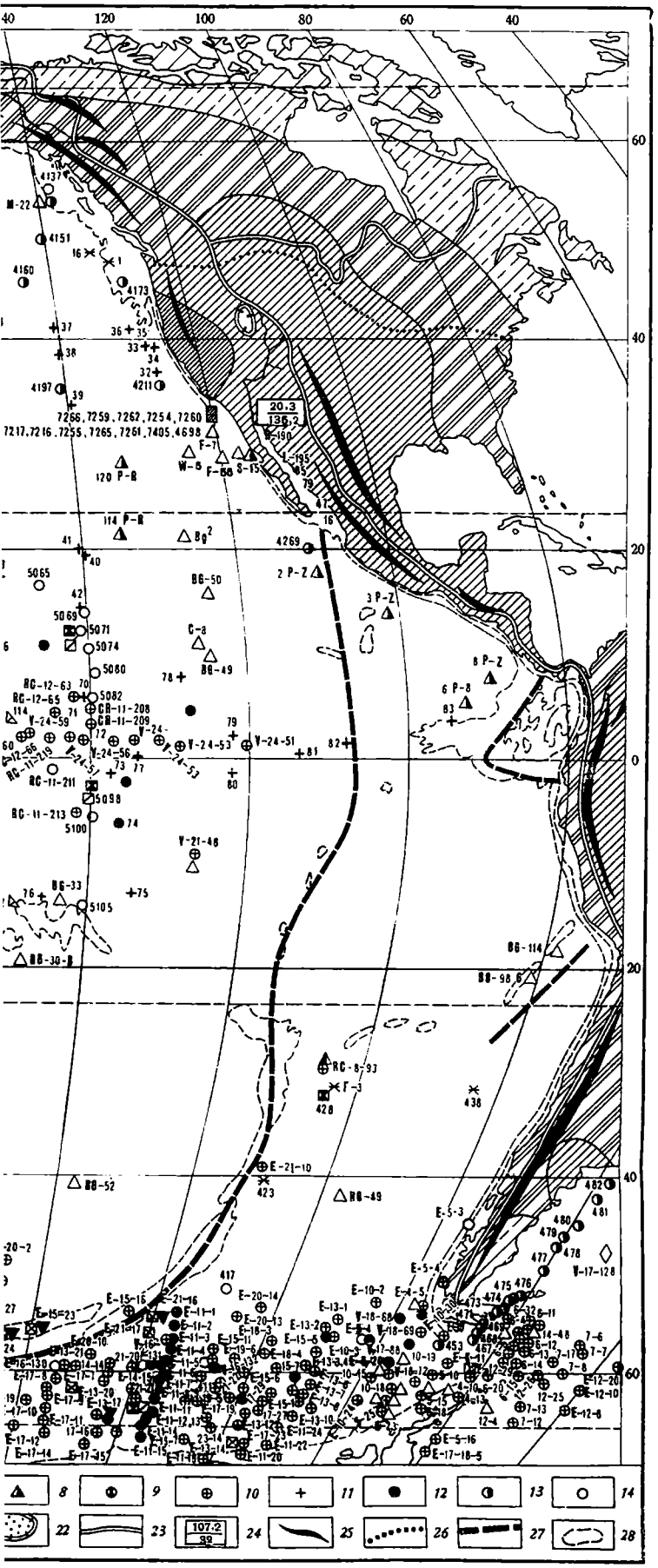
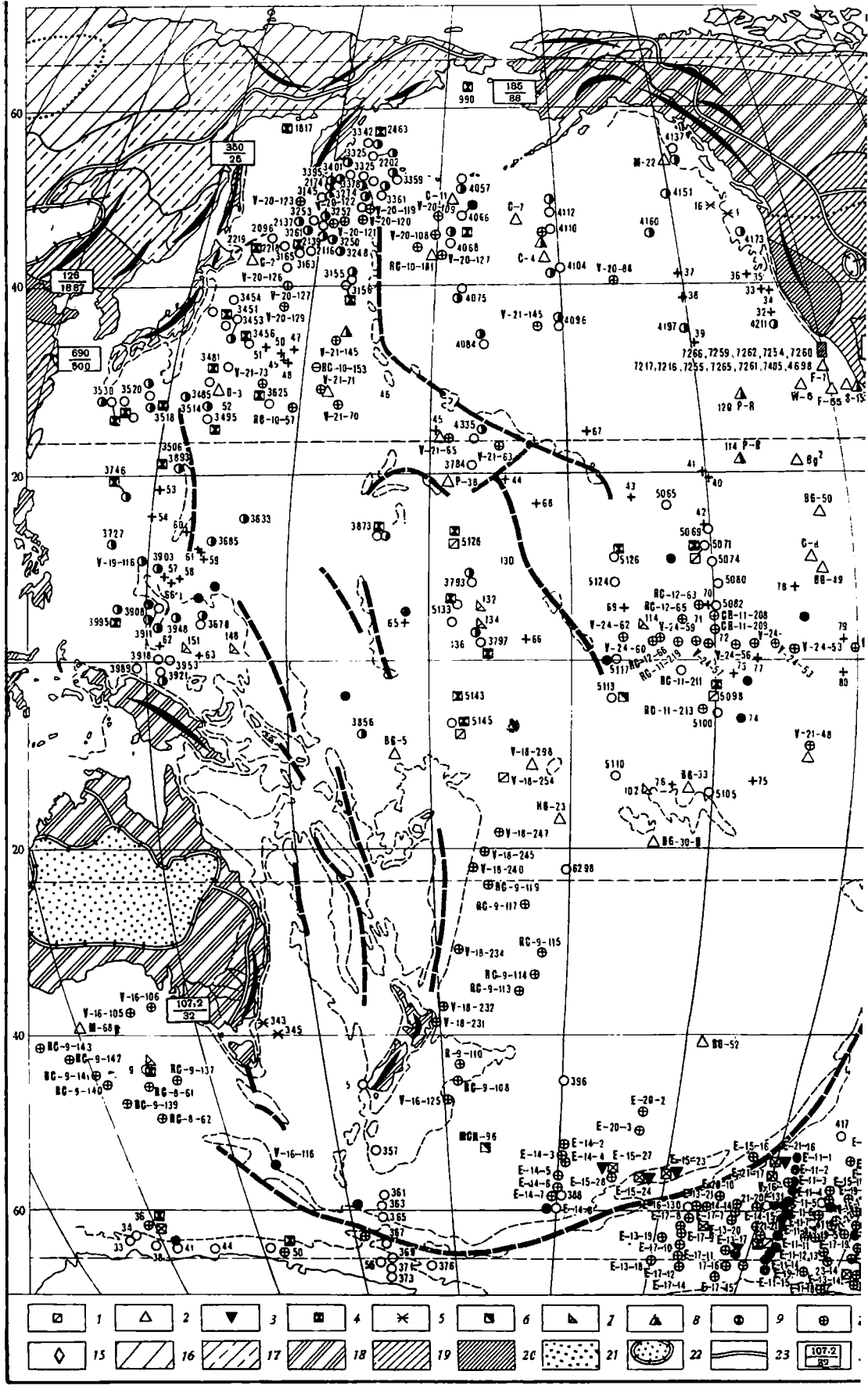


Схема IX. Карта размещения станций с определениями абсолютного возраста и скоростей седиментации осадков Тихого океана

Методы определения: *1* — ионий-протактиниевый и протактиниевый; *2* — ионий-ториевый; *3* — гамма-метод; *4* — иониевый; *5* — по C^{14}; *6* — бериллиевый; *7* — радиевый; *8* — калий-аргоновый; *9* — палеотемпературный; *10* — палеомагнитный; *11* — станции океанского бурения с многочисленными определениями комплексом методов; *12* — радиоляриевый; *13* — фораминиферовый; *14* — диатомовый; *15* — спорово-пыльцевой. Смыв осадочного материала с суши, *т/км²*: *16* — менее 5; *17* — от 5 до 20; *18* — от 20 до 100; *19* — от 100 до 1000; *20* — более 1000. Прочие обозначения: *21* — аридные области; *22* — границы областей внутреннего стока и бессточных; *23* — граница водосбора океана; *24* — сток крупнейших рек: жидкий (числитель, *км³/год*) и взвешенный сток (знаменатель, млн. *т/год*); *25* — основные хребты и горные системы суши; *26* — области четвертичного оледенения на суше; *27* — основные хребты и горные системы дна; *28* — изобата 3000 *м*


60
40
20
20
40
60
990
186
88
350
26
126
1867
690
800
107.2
32
1817
3342
2463
3325
2202
3359
4057
4137
4151
4160
4173
4066
4112
4110
4068
4104
4075
4096
4197
4211
4084
4335
3784
3873
5126
5124
5133
3793
3797
5117
5113
5143
5145
3856
5098
5100
5110
5105
6298
396
388
357
361
363
365
367
369
373
376
3746
3727
3633
3685
3903
3908
3995
3948
3678
3911
3918
3989
3953
3921
3530
3520
3518
3514
3485
3481
3495
3625
3506
3893
3454
3451
3453
3456
3155
3158
3163
3165
3216
3219
3137
3261
3250
3248
2219
2096
3753
3752
3401
3395
3378
3361
3342
3325
3145
3215
2174
2137
2202
3359
4057
4066
4068
4104
4110
4112
4151
4160
4173
4137
4211
4197
4096
4084
4075

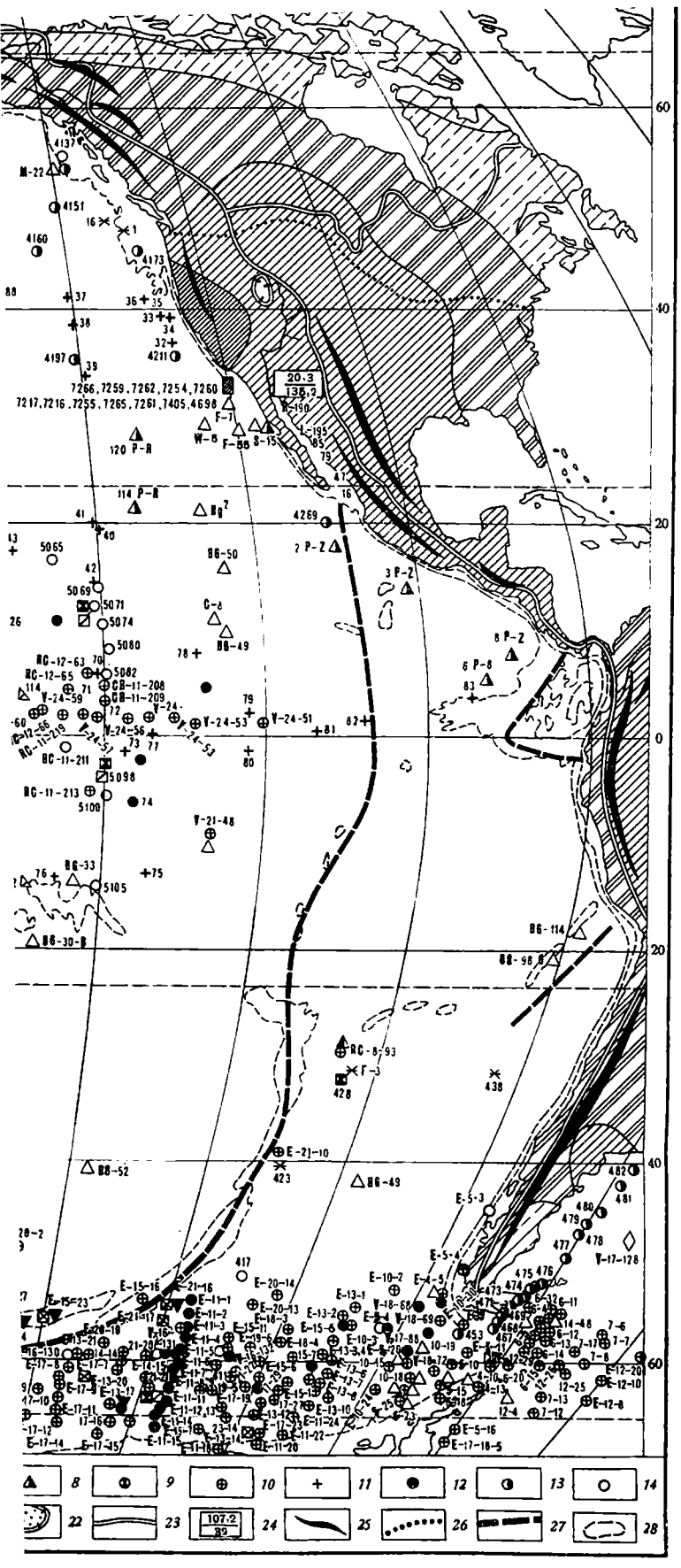
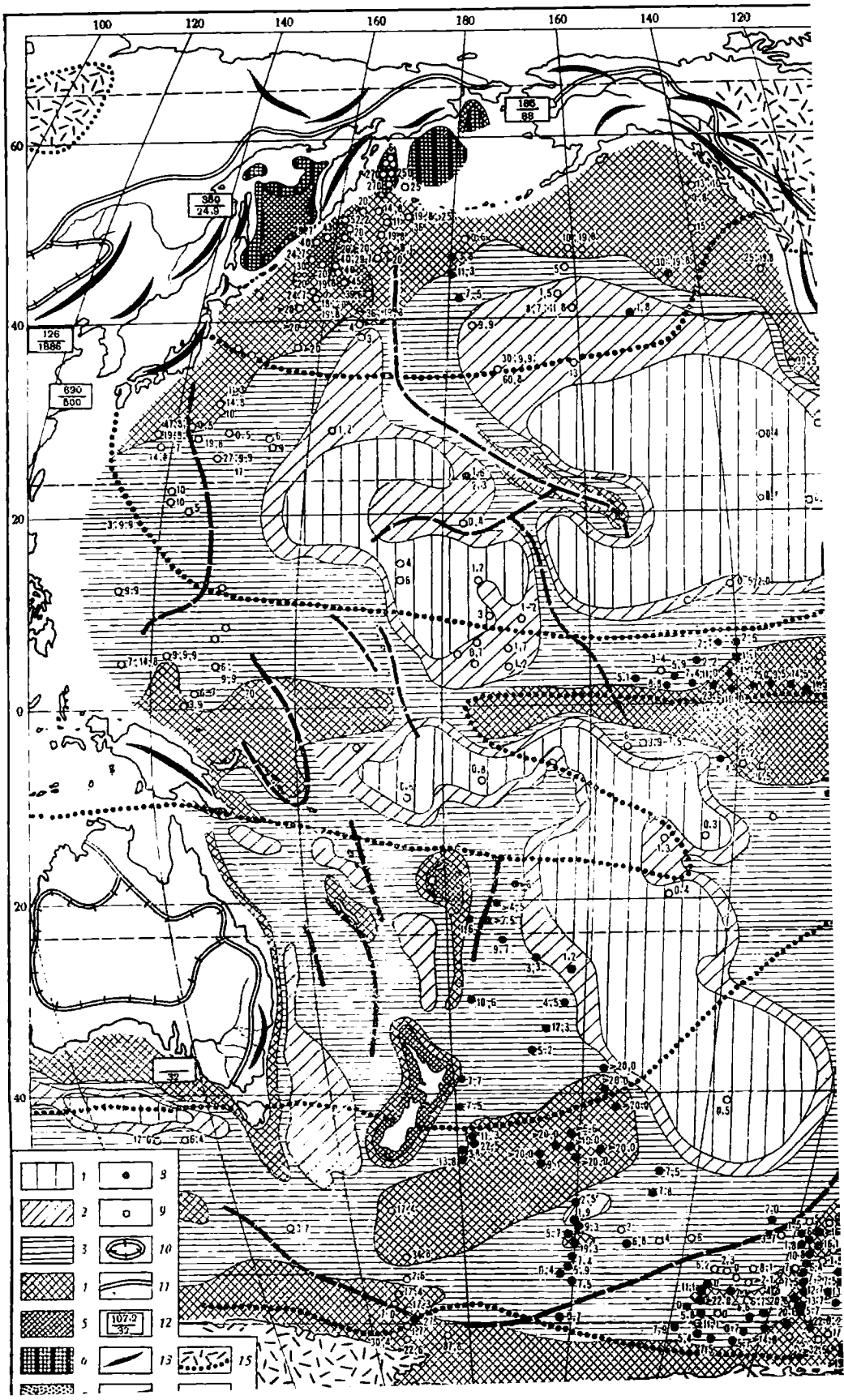


Схема IX. Карта размещения станций с определениями абсолютного возраста и скоростей седиментации осадков Тихого океана

Методы определения: *1* — ионий-протактиниевый и протактиниевый; *2* — ионий-ториевый; *3* — гамма-метод: *4* — иониевый; *5* — по C^{14}; *6* — бериллиевый; *7* — радиевый; *8* — калий-аргоновый; *9* — палеотемпературный; *10* — палеомагнитный; *11* — станции океанского бурения с многочисленными определениями комплексом методов; *12* — радиоляриевый; *13* — фораминиферовый; *14* — диатомовый; *15* — спорово-пыльцевой. Смыв осадочного материала с суши, *т/км²*: *16* — менее 5; *17* — от 5 до 20; *18* — от 20 до 100; *19* — от 100 до 1000; *20* — более 1000. Прочие обозначения: *21* — аридные области; *22* — границы областей внутреннего стока и бессточных; *23* — граница водосбора океана; *24* — сток крупнейших рек: жидкий (числитель, *км³/год*) и взвешенный сток (знаменатель, млн. *т/год*); *25* — основные хребты и горные системы суши; *26* — области четвертичного оледенения на суше; *27* — основные хребты и горные системы дна; *28* — изобата 3000 *м*


100
120
140
160
180
160
140
120
60
40
20
0
20
40
1
2
3
4
5
6
8
9
10
11
12
13
15

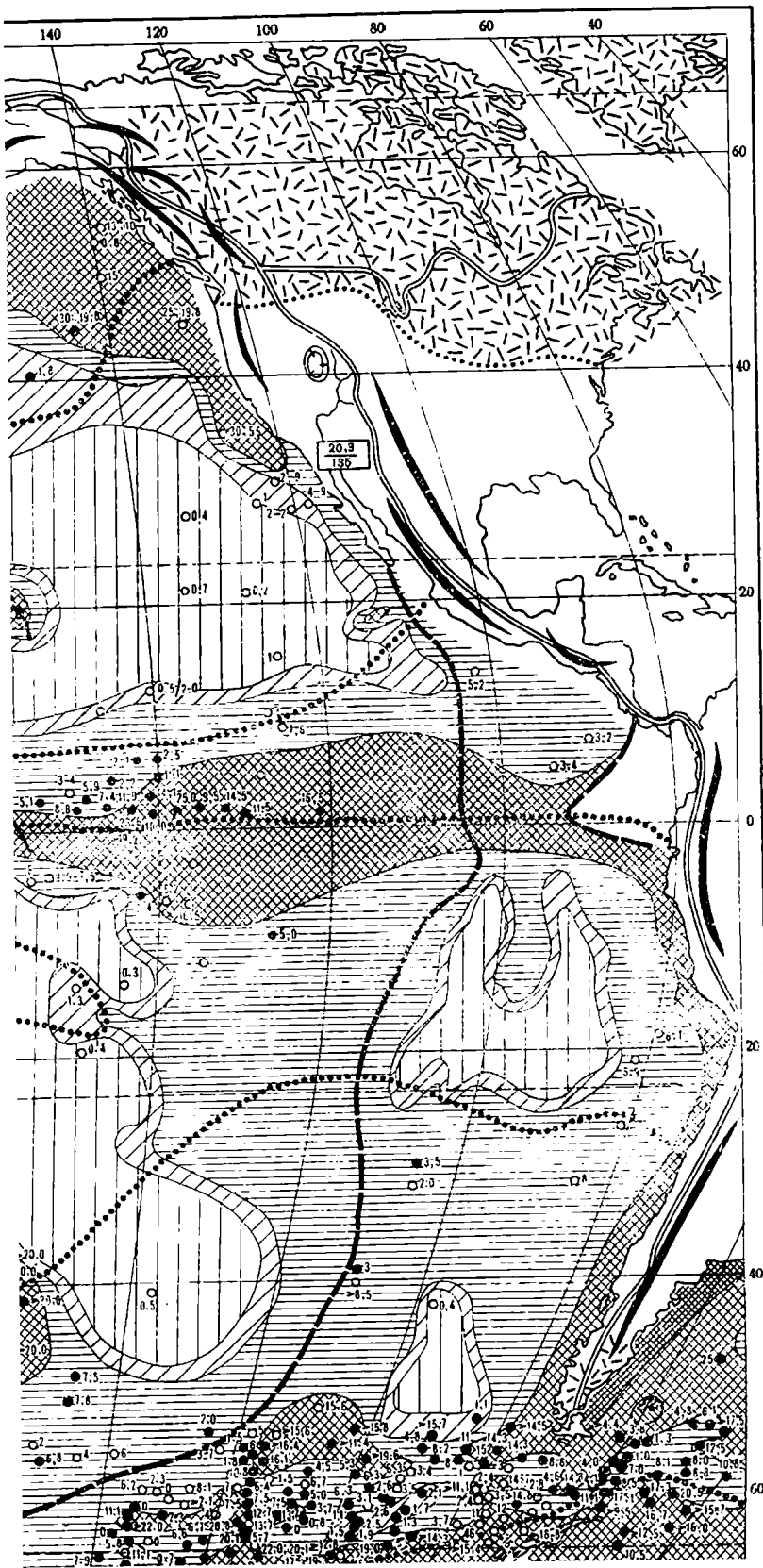
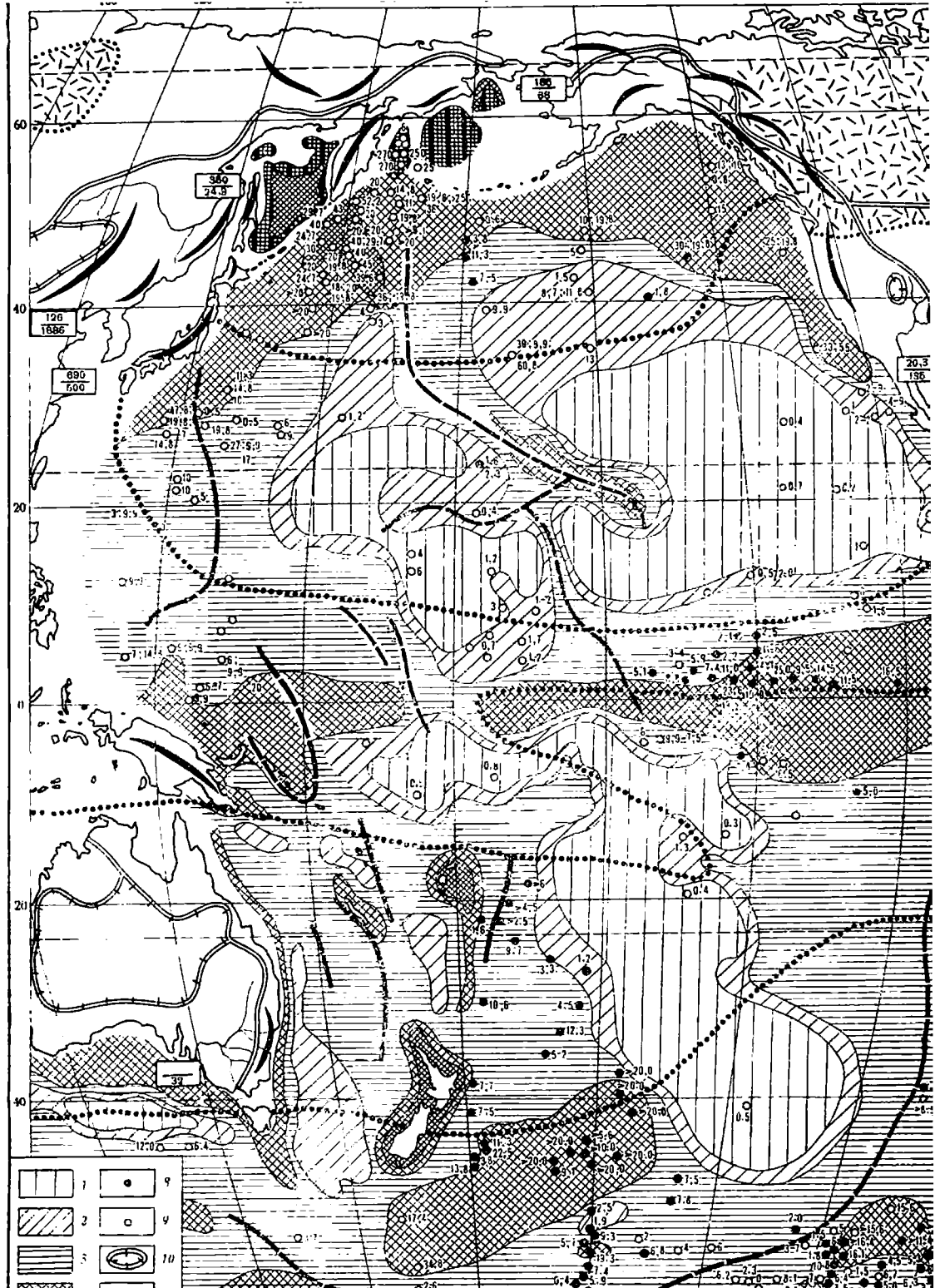


Схема X. Карта скоростей и условий осадкообразования в Тихом океане

Скорости осадконакопления, *мм*/1000 лет: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 10; *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 100; *6* — более 100. Прочие обозначения: *7* — области отсутствия современных осадков; *8* — определения палеомагнитными методами; цифры около точек — фактические значения скоростей; *9* — определения прочими методами; *10* — границы областей внутреннего стока и бессточных; *11* — границы водосбора; *12* — сток крупнейших рек: жидкий (числитель, *км*³/*год*), взвешенный (знаменатель, млн. *т*/*год*); *13*—основные хребты и горные системы суши; *14* — основные хребты и горные системы


60
40
20
0
20
40
140
160
180
160
140
120
100
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

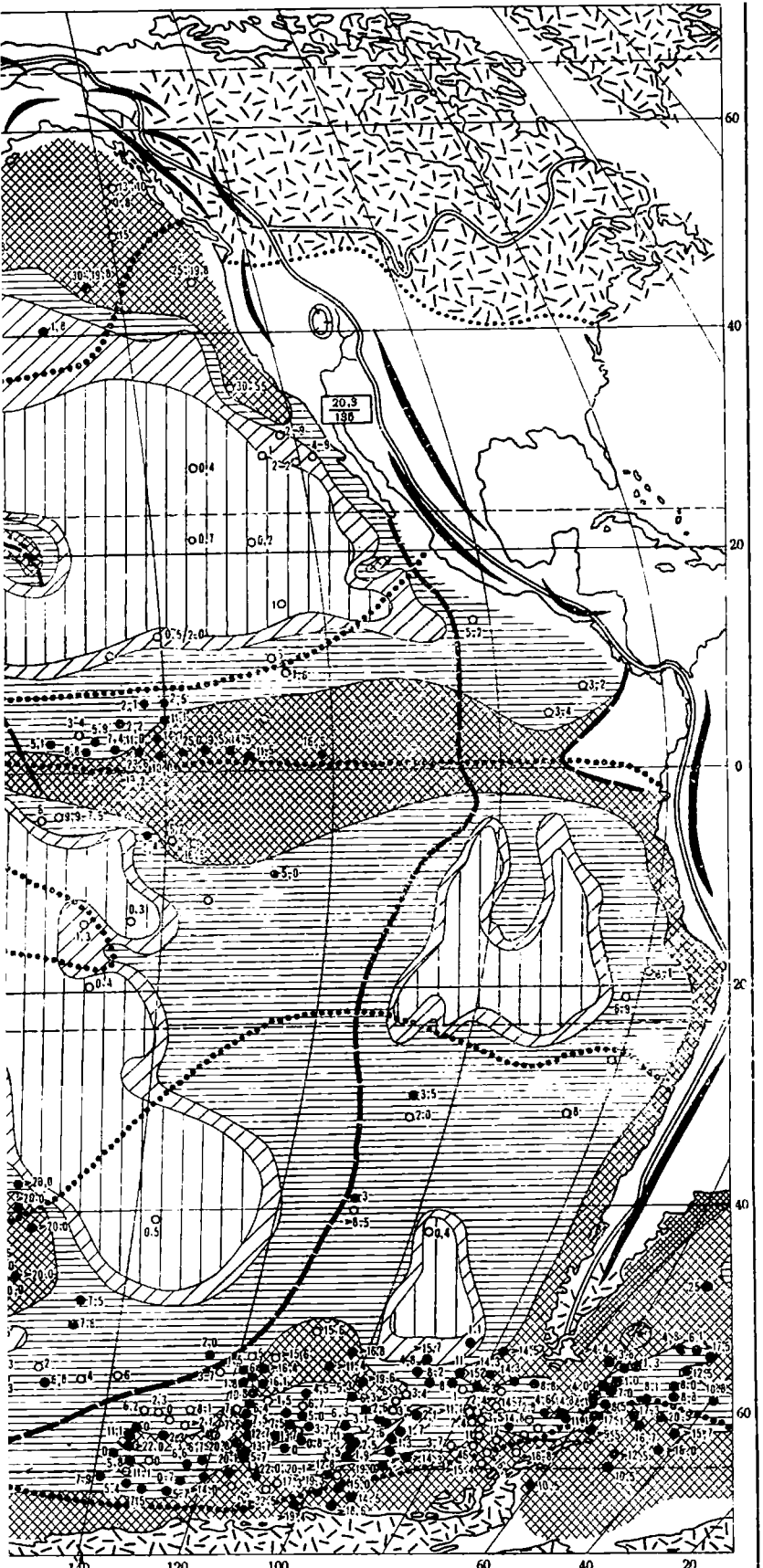


Схема X. Карта скоростей и условий осадкообразования в Тихом океане

Скорость осадконакопления, *мм*/1000 лет: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 10; *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 100; *6* — более 100. Прочие обозначения: *7* — области отсутствия современных осадков; *8* — определения палеомагнитными методами; цифры около точек — фактические значения скоростей; *9* — определения прочими методами; *10* — границы областей внутреннего стока и бессточных; *11* — границы водосбора; *12* — сток крупнейших рек: жидкий (числитель, *км*³/*год*), взвешенный (знаменатель, млн. *т*/*год*); *13*—основные хребты и горные системы суши; *14* — основные хребты и горные системы дна; *15* — области четвертичного оледенения (сток, млн. *т*/*год*); *16* — границы основных климатических зон

близительно такое же количество менее достоверных определений. Более 500 определений, опубликованных в литературе, было забраковано при критическом отборе данных. В качестве опорных использованы многочисленные определения палеомагнитными и ионий-протактиниевым методами, выполненные по материалам Института океанологии АН СССР за последние 20 лет. В качестве единицы скорости была избрана единица Бубнова (Б), которая соответствует 1 *мм* в 1000 лет (1 *мк* в год), или 1 *м* в миллион лет (Fischer, 1969). Использование этой единицы в качестве международной позволит ликвидировать разнобой в результатах определений скоростей (Лисицын, 1971).

Поскольку в качестве основных методов были избраны палеомагнитный и ионий-протактиниевый, интервал времени, к которому относится определение скоростей, составляет 300—700 тыс. лет. При использовании нескольких определений, сделанных для данной станции разными методами в разных временных интервалах, вычислялось среднее взвешенное для 0,7 млн. лет.

Использование достаточно длительного интервала следует считать рациональным на первом этапе картирования скоростей седиментации, поскольку при этом сглаживаются местные неоднородности в распределении осадочного материала, обусловленные событиями четвертичного времени. Избранный интервал соответствует приблизительно половине четвертичного времени. На основе общих закономерностей количественного распределения осадочного материала могут быть в дальнейшем составлены карты скоростей седиментации в голоцене, во время отдельных этапов оледенений или в межледниковое время.

Достоверные определения скорости седиментации в океанах геологического прошлого получены только с августа 1968 г., когда было начато бурение дна океанов. На март 1973 г. скважины пробурены в 269 точках дна Атлантического, Индийского и Тихого океанов, Антарктики и ряда морей. Максимальное проникновение в толщу океанских осадков достигает 1300 *м*, максимальный возраст около 160 млн. лет. Донные осадки юрского возраста были получены в периферических частях Атлантического и Тихого океанов, нижнемеловые — в северо-восточной части Индийского. Таким образом, уже сейчас можно говорить об основных закономерностях скоростей седиментации в океанах не только на современном этапе, но и в далеком геологическом прошлом.

БАССЕЙН ТИХОГО ОКЕАНА

Палеомагнитным методом для бассейна Тихого океана выполнено около 200 определений, см. схему IX.

К числу опорных отнесены также станции глубоководного бурения (с № 32 до № 202 включительно), для которых выполнены детальнейшие исследования комплексом методов. Точки бурения дна океана сосредоточены в основном в северной его части.

Надежных ионий-протактиниевых определений имеется около 10. Радиолярии одновременно с палеомагнитными определениями изучены в южной части океана в 27 колонках (Hays, 1965, 1967), в экваториальной части в 15 длинных (до 12—14 *м*) колонках. Радиоляриевый анализ в колонках из экваториальной части океана выполнялся одновременно с определением диатомовых водорослей, силикофлагеллят, форминифер и палеомагнитных характеристик (Hays and oth., 1969).

Данные по изотопу C^{14} получены более чем по 50 станциям, большая часть которых сосредоточена у берегов Калифорнии. Здесь имеются детально изученные участки, где выполнены многие десятки определений. В нескольких колонках сделаны палеотемпературные анализы (Emiliani, 1967; Olausson, 1967).

Около 40 станций было изучено поппевым методом в модификации Старика — Кузнецова и Барапова — Кузьминой. Часть колонок была детально

изучена в сравнении с литолого-геохимическими определениями и данными диатомового и фораминиферового анализов (Романкевич и др., 1964, 1966; Безруков, Романкевич, 1960).

Калий-аргоновые датировки пепловых прослоев сделаны для 7 колонок из восточной части океана; определения возраста с использованием висмутового метода (гамма-метод) проведены в южной части океана для 7 колонок; здесь же — более 10 анализов альфа-методом (вариант иониевого с использованием фораминиферового материала из осадков).

Для северной части Тихого океана использовано также 76 колонок с анализом бентических фораминифер (Сандова, 1969), 26 колонок из Охотского моря и 12 колонок из Берингова моря, данные по которым были опубликованы ранее (Сандова, 1961). Всего для Тихого океана изучено 133 колонки с общим числом надежных определений — более 500.

Кроме того, имеется значительное количество датировок, сделанных ионий-ториевым методом в варианте Пиччиотто — Вильгена и Гольдберга — Конде, данных абсолютного возраста по радию и несколько определений бериллиевым методом. Проведены также спорово-пыльцевые анализы для Охотского и Берингова морей и для прибрежных частей океана, большое количество (около 200) диатомовых анализов. Всего определений, требующих особой осторожности при интерпретации, сделано около 450—500.

В северной части Тихого океана и в дальневосточных морях (Охотское, Берингово, Японское) широко распространены диатомовые и слабодиатомовые осадки, что делает весьма эффективным метод диатомового анализа. Именно здесь и было положено начало широкому применению этого метода для морских и океанских осадков (Жузе, 1954, 1961, 1962, 1963, 1969; Жузе и Семина, 1955; Жузе и др., 1969; Мухина, 1963, 1966, 1969).

Существенным является также и то, что литологическое строение толщи осадков дальневосточных морей тесно связано с основными событиями четвертичного времени, осадки этих водоемов очень чувствительны к климатическим изменениям. При похолоданиях, когда поверхность этих морей покрывалась толщей дрейфующих льдов и айсбергов, содержание диатомовых в осадках резко снижалось (резкое сокращение фотосинтеза, условия напоминают Арктику), происходило сильнейшее разбавление панцирей терригенным материалом, увеличение грубообломочного материала в глубоководных осадках, что связано с ледовым разносом. В связи с этим в холодноводных осадках растет содержание пирокластического материала (Лисицын, 1958б, 1961д, 1966в; Безруков, Лисицын, 1955, 1957) одновременно с уменьшением содержания аморфного кремнезема и карбоната кальция. На основе изучения литологических индикаторов для Берингова моря была дана первая схема расчленения толщи донных осадков, связанная с оледенением и межледниковьями, которая затем была сопоставлена со схемой Охотского моря (Безруков, Лисицын, 1957; Безруков, 1955а, б, 1960в). Эта схема в дальнейшем подтвердилась при изучении диатомовых, спор и пыльцы, а также бентических фораминифер.

Для теоретического обоснования методики диатомового анализа было проведено изучение количественного распространения и видового состава диатомовых водорослей в поверхностных слоях воды, в донных отложениях и в планктоне (Семина, 1957, 1963, 1967; Жузе, 1962; Жузе, Семина, 1955; Жузе и др., 1959, 1969; Беляева, 1970а, б, 1971), а также во взвеси из Берингова моря и на двух трансокеанских разрезах через Тихий океан и в Антарктике (Козлова, 1964, 1968, 1970а; Козлова, Мухина, 1966).

Одновременно с диатомовым анализом в дальневосточных морях — Охотском и Беринговом — был применен для расчленения четвертичных морских осадков метод фораминиферового анализа с использованием бентических, а не планктонных форм. Преимущество этого метода состоит в том, что, в отличие от планктонных фораминифер, которые исчезают на

глубинах больше критических, бентические, в особенности агглютинирующие, встречаются на всех глубинах и практически во всех климатических зонах (Сандова, 1961, 1969; Беляева и Сандова, 1965). Изучены также планктонные фораминиферы (Hays and oth., 1965; Ericson, Wollin, 1970. и др.).

Наконец, в Охотском, Беринговом и Японском морях впервые для больших морских водоемов был применен метод спорово-пыльцевого анализа (Коренева, 1957, 1961). Для центральной части Тихого океана и его северной периферии проведено изучение распространения радиолярий в верхнем слое осадков (Riedel, 1957, 1959; Кругликова, 1966, 1969а, б, 1970). На основе анализа радиолярий и фораминифер Ридель и Брамлетт (Reidel, Bramlette, 1959), а затем Ридель и Фаннелл (Reidel, Funnell, 1964), а также Хейс и др. (Hays and oth., 1969; Moore, 1968; Saito and Funnell, 1970) установили, что на ряде участков дна Тихого океана имеются выходы третичных пород, не прикрытых четвертичными осадками или прикрытых лишь их тонким слоем.

К настоящему времени осадки дальневосточных морей и северной части Тихого океана достаточно надежно расчленены методами биостратиграфии. Естественно, далеко не во всех случаях горизонты, выделенные диатомовым, спорово-пыльцевым и фораминиферовым анализами, совпадают. Это связано как с разной реакцией различных организмов на климатические изменения, так и с различной их инерционностью и целым рядом других обстоятельств.

Что касается определений абсолютного возраста, то для Берингова и Охотского морей имеются пока лишь отдельные анализы, выполненные иониевым методом в модификации Старика — Кузнецова (Кузнецов, 1958). В северной части Тихого океана определения более многочисленны: в основном, здесь были сделаны анализы иониевым методом в модификации Баранова — Христиановой (Баранов, Кузьмина, 1957, 1958, 1960, 1965), которые частично были затем сопоставлены с результатами диатомового анализа и литологического исследования колонок (Романкевич, Баранов, Христианова, 1964; Романкевич, Безруков, Баранов, Христианова, 1966; Безруков, Романкевич, 1970).

Для северо-восточной части Тихого океана, а также для его тропических зон и в небольшой мере для южной половины имеются определения абсолютных скоростей седиментации ионий-ториевым методом в модификации Гольдберга — Коиде (Goldberg, Koide, 1958, 1962). Колонка (№ 38) Скриппсовского института из северо-восточной части океана была изучена одним из вариантов иониевого метода Алмодоваром и Комаром (Almodovar, Kohman, 1959). Эти данные не сопоставлены с определениями других авторов и потому их пока трудно использовать, поскольку сам метод вызывает критику.

Для южной части океана имеются определения возраста иониевым методом, приведенные Хью (Hough, 1953). Этот же автор, на основе определений абсолютного возраста, выполненных Урри, приводит расчленение толщи айсберговых отложений в море Росса (Антарктика) и сопоставление их с основными этапами оледенений Северной Америки (Hough, 1950). В настоящее время большинство исследователей считает эти определения неверными. Также сомнительной представляется схема расчленения осадков моря Росса, предложенная Томасом (Thomas, 1959).

Колонки шведской глубоководной экспедиции исследованы ядерными методами (Kroll, 1954, 1955), одновременно в них были сделаны определения диатомовой флоры (Kolbe, 1954), в частности, было установлено стратиграфическое значение изменения размеров одной из форм Coscinodiscus nodulifer (Arrhenius, 1965). Надежность использования радий-иониевого метода неоднократно оспаривалась в связи с возможностью миграции радия (Isaak, Picciotto, 1953; Koczy, 1954; 1961, 1963, 1965). Правильность такого предположения была установлена впоследствии при более деталь-

ном исследовании диатомовых из колонок экваториальной зоны Тихого океана (Мухина, 1963).

В северо-западной части Тихого океана было выполнено несколько определений абсолютной скорости седиментации иониевым методом в модификации Старика — Кузнецова (Кузнецов, 1958). Число радиокарбоновых определений в колонках из Тихого океана невелико. Для осадков из южной части океана, в районе работ советской антарктической экспедиции, возрастные определения по C^{14} были выполнены на пяти станциях (Старик, Жарков, Лисицын, 1961).

В южной части Тихого океана, где распространены осадки со значительным содержанием диатомовых водорослей, расчленение толщи донных отложений выполнено методами диатомового анализа, однако эти исследования пока еще не завершены. Опубликованы данные по анализу диатомовых в 10 колонках экспедиций США (Donahue, 1967). Для расчленения толщи донных осадков южной части Тихого океана широко использовались литологические методы.

Большую ценность представляют определения абсолютного возраста колонок, полученных в экваториальной и южной частях Тихого океана протактиниевым и ионий-протактиниевым методами (Sackett, 1964, 1965; Елизарова, 1966; Елизарова, Кузнецов, 1963, и др.). Некоторые из них могут быть привязаны к стратиграфическим определениям по данным диатомового, радиоляриевого и фораминиферового анализов (бентические фораминиферы).

Несколькими исследователями проведены одиночные определения возраста или скорости седиментации осадков в Тихом океане в связи с разработкой методов ядерной геохронологии. Так, Волчек и Калп (Volchok, Kulp, 1957) выполнили определение скорости седиментации в одной из колонок из южной части Тихого океана.

Для разработки бериллиевого метода датировки была использована колонка шведской глубоководной экспедиции из экваториальной части Тихого океана (Peters, 1957), а кремниевого — серия колонок из Калифорнийского залива и Тихого океана (Kharkar et oth., 1963; Lal et oth., 1960).

Возможность расширения временного диапазона радиоуглеродного метода путем его использования совместно с данными о распространении в колонках титана рассмотрена на примере карбонатных илов экваториальной части Тихого океана Аррениусом, Кьелбергом и Либби (Arrhenius, Kjellberg, Libby, 1951). Эти данные были подвергнуты критике Кулленбергом (Kullenberg, 1953). Следует заметить, что Кулленберг, указывая на изменчивость скоростей седиментации в океане даже в пределах ограниченного района, пользуется ненадежной аргументацией, в частности данными о прозрачности вод, полученными с помощью тинделеметрических определений Ерлова. Сам переход от тинделеметрических определений к абсолютным содержаниям взвеси очень ненадежен, прямой зависимости здесь не существует, и наряду с количеством взвеси огромное значение имеет ее гранулометрический и вещественный состав.

Некоторые попытки подкрепить определения Аррениуса и др. данными по фауне фораминифер были сделаны Бротценом и Денисеном (Brotzen, Dineson, 1959). К сожалению, фораминиферы ими изучались главным образом с количественной стороны; только для одной колонки выполнен анализ видового состава. При таком использовании фораминиферовый анализ дает очень мало.

Возможности калий-аргонового метода определения абсолютного возраста для расчленения колонок донных осадков были затронуты в работах А. Я. Крылова, А. П. Лисицына, Ю. И. Силина (1961) и П. Харлея (Hurley, 1958; Hurley and oth., 1961, 1970). Для южной части Тихого океана, а также для его экваториальной зоны имеются определения возраста обломочной (полевошпатовой и гидрослюдистой) части донных осадков, как в поверхностном слое, так и в колонках. Возраст пепловых прослоев

из колонок западной части океана определен калий-аргоновым методом Даймондом (Dymond, 1966).

Три колонки из северо-западной части Тихого океана, полученные японской глубоководной экспедицией с глубин от 6000 до 8500 *м*, были изучены торий-иониевым методом в модификации Гольдберга-Конде (Miyake, Sugimura, 1961). Теми же авторами было проведено изучение распределения урана и радия в водах. Для южной части океана Холмс (Holmes, 1965; Holmes and oth., 1967) применил более совершенную методику анализа с растворением фораминифер (альфа-метод).

Большое количество данных по абсолютным возрастам, а также по стратиграфическому расчленению толщи донных осадков получено при детальных исследованиях шельфа и материкового склона западного побережья США. В особенности детально изучено побережье Калифорнии и Калифорнийский залив. Сводка данных по стратиграфии и абсолютным возрастам осадков южной Калифорнии дана К. Эмери (Emery, 1960).

Данные по определению абсолютного возраста осадков Калифорнийского залива по C^{14} приведены Ван Анделем (Andel, 1964).

Выявление скорости седиментации и стратиграфического анализа (планктонные формы по методике Эриксона) и определений C^{14} сделано Учапи и Эмери (Uchupi, Emery, 1963) для материкового склона на участке от Сан-Франциско до о. Цедрос. Данные о скорости седиментации в Калифорнийском заливе на основании балансных подсчетов приведены Бирном и Эмери (Byrne, Emery, 1960), а по микрослоистости — Калвертом (Calvert, 1964).

Большое количество данных по скорости седиментации и стратиграфическому расчленению осадков района Калифорнии весьма существенно для построения общей картины распределения абсолютных масс осадочного материала, поскольку это одно из редких мест в пределах аридной зоны, где проведены столь детальные исследования.

Для последующих построений в качестве опорных приняты результаты палеомагнитных определений, которые получены за последнее время для значительного количества колонок из всех частей Тихого океана, а также из многих его морей (Opdyke, Foster, 1970; Opdyke and oth., 1966; Watkins, 1968; Watkins, Goodell, 1967; Hays, Opdyke, 1967; Goodell, Watkins, 1968; Ku, Broecker, Opdyke, 1968).

Обычно палеомагнитные определения сопровождаются изучением микрофлоры и микрофауны в тех же колонках, датировками абсолютного возраста разными методами, а также изучением литологии и состава пепловых прослоев (Olausson, 1971; Goldberg, 1968; Watkins, Kennett, 1970; Holmes and oth., 1968; Ninkovich and oth., 1966; Ninkovich, 1968). В работе Эмилиани (Emiliani, 1967) проводится сопоставление палеотемпературных определений с органическими остатками и геохимией (ст. 58—62, шведская глубоководная экспедиция), а также со стадиями оледенения Аляски.

Таким образом, общее число надежных определений в пелагической области Тихого океана составляет 500, сомнительных 450—500, что в целом дает около 1000 определений. Конечно, такого количества точек недостаточно для уверенного картирования скоростей седиментации. Поэтому схема, составленная для этого водоема, должна рассматриваться как первая попытка.

СОБСТВЕННО ТИХИЙ ОКЕАН

Приведенные выше материалы, использование новых карт для типов донных осадков и их компонентов (Тихий океан, 1970) позволили составить карты скоростей седиментации (схема X). Ее рассмотрение показывает, сколь сложна картина количественного распределения осадочного материала в этом крупнейшем водоеме Земли.

С полной очевидностью выделяются две биполярно расположенные зоны с минимальными скоростями седиментации. Здесь на обширных площадях

дна океана накопление осадочного материала идет с наименьшей возможной в пределах нашей планеты скоростью — меньше 1 *мм* в 1000 лет, а на значительных площадях со скоростью 1—3 и 3—5 *мм* в 1000 лет.

Самые низкие скорости седиментации 0,1—0,2 Б, а в ряде случаев дно практически не покрыто осадками. Можно заметить, что минимальные скорости седиментации имеют место в областях распространения красных глубоководных глин. На глубинах меньше критической, в области господства карбонатных осадков, чаще всего отмечаются скорости, равные 3—10 Б, т. е. они возрастают от 3 до 50 раз по сравнению с красными глинами. Сопоставление содержания нерастворимого остатка в карбонатных осадках с красными глинами, а также использование метода элементов-гидролизатов дает те же результаты. Соотношения элементов-гидролизатов в красных глубоководных глинах и в прилежащих к ним фораминиферовых осадках практически те же, тот же состав нерастворимой в соляной кислоте части осадка. Это убеждает в том, что красные глубоководные глины являются как бы «окнами», через которые можно видеть терригенный фон в областях карбонатонакопления.

Обращает на себя внимание, что обе области минимальных скоростей седиментации соответствуют положению северной и южной аридных зон, т. е. областям антициклонической циркуляции вод.

Области с минимальными скоростями разделены узкой полосой, вытянутой по экватору, которая с небольшим перерывом пересекает по широте весь Тихий океан. Это — экваториальная гумидная зона, где поступление значительного количества осадочного материала с суши сочетается с высокой первичной продукцией фито- и зоопланктона, обусловленной дивергенциями, расположенными здесь по экватору и около 7—10° с. ш. Данные из этой зоны очень надежны: многочисленные колонки были получены во время 34-го рейса «Витязя», в 1961 г., когда было сделано несколько пересечений экваториальной части зоны с проникновением в центральные области смежных аридных зон. Здесь же позже проведены работы Ламонтской геологической обсерваторией США. Скорости седиментации в экваториальной зоне возрастают до 10—30 Б, т. е. в десятки раз выше, чем в смежных аридных зонах. В данном случае нет никаких барьеров, которые препятствовали бы свободному обмену осадочным материалом между соседними зонами. Картина расположения изотах (изолиний равных скоростей) соответствует природной зональности, обусловленной биогеоценологическими особенностями Тихого океана.

Две другие области с высокими скоростями седиментации (10—30 Б и более) прилегают к аридным зонам также с севера и с юга. Это умеренные гумидные зоны, а в крайней южной части океана — также и айсберговая зона. Северная область высоких скоростей разделяется как бы на два крыла: восточное — начинается у берегов Америки приблизительно до 40° с. ш., а западное — протягивается несколько дальше на юг, до окончания Японии. В центральной же своей части область высоких скоростей седиментации уходит далеко на север относительно восточного и западного крыльев, приближаясь к Алеутской островной гряде.

Такое положение границы связано с особенностями поступления терригенного и биогенного материала. Восточное и западное крылья соответствуют местам максимальной поставки терригенного материала с суши (Камчатка и Аляска), центральная отвечает Берингову морю, которое улавливает большую часть материала, поступающего с северной половины водосбора.

Для проливов Алеутской гряды характерна относительная мелководность; кроме того, через восточные и центральные проливы воды в море входят из Тихого океана, а через западные и в особенности Камчатский пролив — выходят из него (Лисицын, 1966в). К востоку от берегов Камчатки и Курильской гряды, за областью впадин, в месте выхода основной части вод с течением Ойсио, скорость седиментации возрастает, достигая

30—100 Б. Во впадине она колеблется в пределах 5—200 Б (Безруков, 1955б).

Существенную роль, помимо осадочного материала, поступающего из Берингова моря, здесь играет осадочный материал с Курильской гряды и из Охотского моря, а также биогенный материал, возникающий на стыке холодного и теплого течений (Куросио и Оясио), что устанавливается анализом взвеси (Лисицын, 1955).

Для южной умеренной зоны характерна фрагментарность — она состоит из отдельных пятен, разобщенных срединным хребтом. Здесь на протяжении нескольких лет проходили работы американской антарктической экспедиции на э/с «Элтанин». Полученные длинные (до 20 *м*) колонки были изучены методами палеомагнетизма, в ряде случаев — радиоляриевого и фораминиферового анализа. Данные по скоростям седиментации были сведены мною и опубликованы ранее (Lisitzin, 1970; Лисицын, 1971).

Самая южная часть, прилежащая к Антарктиде, входящая в ледовую зону Тихого океана, исследована слабее, поскольку она доступна только для ледоколов. По имеющимся данным, скорость седиментации здесь вдали от материкового склона того же порядка, что и в умеренной гумидной, т. е. 10—30 Б.

Таким образом, первый вывод, который может быть сделан из краткого рассмотрения количественного распределения осадочного материала на дне Тихого океана, касается общих связей с природной зональностью океана. Второй вывод также следует из сказанного выше — на глубинах больше критических скорость седиментации резко снижается, в этом проявление батиметрической зональности в пределах области карбонатонакопления. Другие проявления этого вида зональности связаны с распределением осадков на подводных возвышенностях, с уменьшением их мощности на вершинах возвышенностей. Третий вывод касается зависимостей скоростей седиментации от удаления от материков. В этом направлении скорости, как правило, падают, и резче всего такое уменьшение прослеживается в гумидных зонах, где осадочного материала больше. Прослеживается оно и в аридных зонах. Снижение скорости с удалением от суши — проявление циркумконтинентальной зональности. Наконец, четвертый вывод: в областях расширяющихся сейсмически активных срединных хребтов осадки обычно или отсутствуют, или залегают в виде «карманов». Поэтому широкая полоса, приблизительно по 200 *км* по обе стороны от осевой части хребтов, нами из рассмотрения исключается.

Более детальное рассмотрение закономерностей распределения скоростей осадконакопления сделано отдельно (Лисицын, 1971).

МОРЯ БАССЕЙНА ТИХОГО ОКЕАНА

Охотское море. Первая схема скоростей (в оригинале мощностей) верхнего горизонта донных осадков Охотского моря на основе данных литологического анализа составлена П. Л. Безруковым (1960). Им было показано, что слой осадков, соответствующий голоцену (около 11 тыс. лет), имеет мощность от 20 до 450—550 *см* и более. Судя по записям на эхограммах, в котловине ТИНРО мощность голоценовых осадков намного больше. Полную мощность голоцена грунтовыми трубками здесь определить не удалось.

Нами была составлена на основании данных о мощностях голоцена по материалам диатомового анализа (Жузе, 1962) и продолжительности голоцена новая схема скоростей седиментации (рис. 74). Как видно из схемы, минимальные значения мощности менее 25 *см* (скорость менее 25 Б) отмечаются в центральной части водоема, на возвышенности Института океанологии. Довольно большую площадь в центральной части моря занимают осадки со скоростью накопления 25—50 Б, т. е. такой же, как и в северо-западной части Тихого океана. Еще ближе к берегам концентри-

чески залегают осадки со скоростью седиментации от 50 до 100 Б. Наконец, у основания материкового склона, а также на больших площадях глубоководных котловин моря скорость достигает 100—500 Б.

В северо-восточной части моря, на дне котловины ТИНРО, скорость для слоя I превышает 500 Б и, судя по эхолотным записям, она может достигать 1500—2000 Б. Это связано с поступлением осадочного материала сюда с юга и запада, с широких шельфов западной Камчатки и северной части моря. По условиям седиментации эта часть моря напоминает геосинклиналь.

На примере Охотского моря видно, что зона высоких скоростей седиментации и большой мощности голоцена (слой I) как бы опоясывает всю центральную глубоководную область моря. Она приурочена к основанию материкового склона и в верхней своей части переходит в зону аномальных скоростей бровки склона.

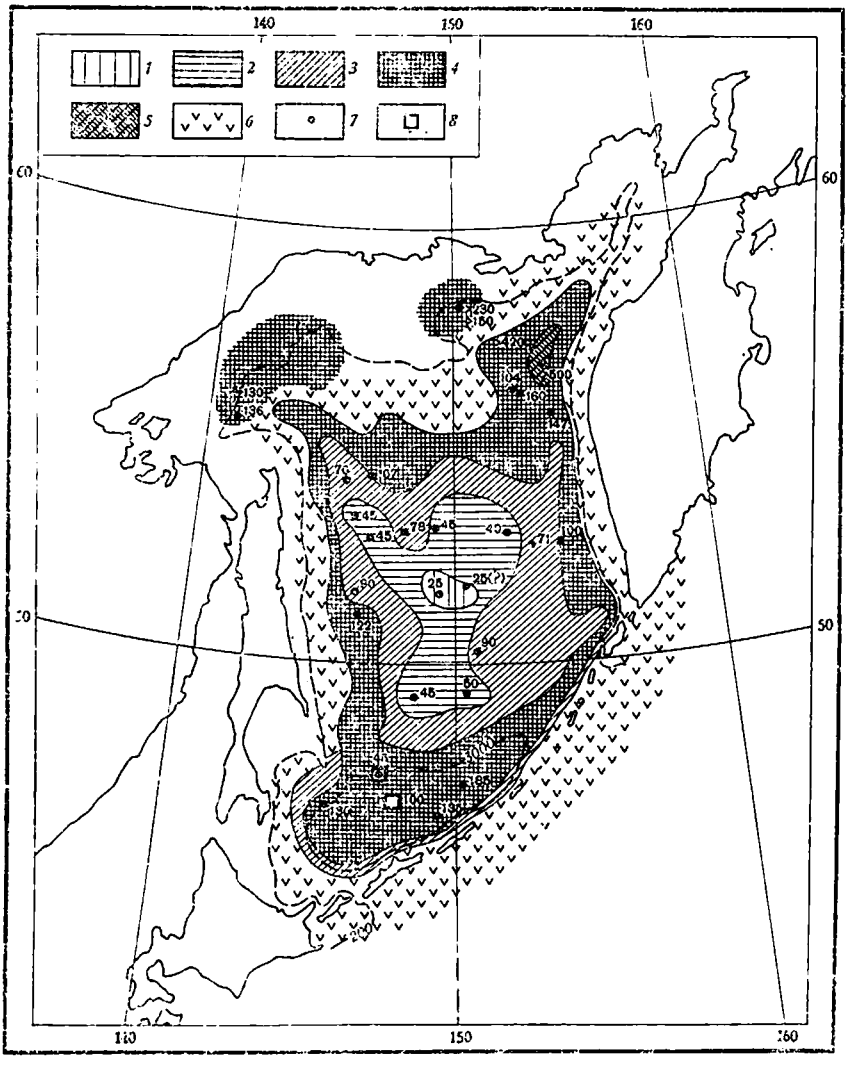


Рис. 74. Схема скоростей осадконакопления в Охотском море (для I горизонта)

Скорости, *мм*/1000 лет: *1* — менее 25; *2* — от 25 до 50; *3* — от 50 до 100; *4* — от 100 до 500; *5* — более 500. Прочие обозначения: *6* — аномальные скорости седиментации (материковый и островной склоны); *7* — данные диатомового анализа; *8* — данные анализа бентических фораминифер. Цифры на схеме — скорость на отдельных станциях

На шельфе Охотского моря, наряду с грубыми, песчано-алевритовыми осадками, накапливаются также и тонкие — алевритово-глинистые, а местами также и глинистые илы (Безруков, 1960в). Для понимания седиментации в этой части моря существенным является также и то, что осадки слабокремнистые, а для пелитовых разностей — кремнистые диатомовые. На шельфе этой части Охотского моря наряду с терригенным идет также и биогенное осадкообразование. Учитывая большую подвижность панцирей диатомовых, есть все основания ожидать, что мощности тонкозернистых осадков в депрессиях шельфа окажутся очень значительными. В самом деле, в большинстве случаев колонки не прошли полной мощности I слоя. В нескольких других колонках она была определена в 1,3—1,5 *м* (скорость 130—150 Б), имеются цифры, превышающие 1,8 и даже 2,1 *м*. Очевидно, в депрессиях шельфа мощность может превышать 2,7 *м* (270 Б). Что касается областей распространения песчано-алевритовых осадков, то здесь мощности невелики, но точно их установить трудно в связи с уплотненностью осадков.

Таким образом, в Охотском море имеются две основных области с максимальными скоростями осадконакопления: 1) в отдельных депрессиях — на шельфе, а также в заливах и бухтах и 2) на больших площадях — у основания материкового склона. Максимальные значения скоростей возникают там, где два склона как бы смыкаются, обрамляя долину или впадину типа ТИНРО в северной части моря. Скорость седиментации и мощность в центральных частях моря в 10—20 и более раз меньше, чем в этих зонах максимальных скоростей, она близка к значениям, установленным для гумидных зон северного полушария (в пределах 10—50 *см* за время голоцена), т. е. 10—50 Б.

Берингово море. На основании литологического изучения колонок, собранных в пяти рейсах «Витязя» в Беринговом море, а также результатов диатомового анализа (Жузе, 1962) и спорово-пыльцевых данных удалось составить схему скоростей накопления голоценовых осадков Берингова моря (рис. 75).

Так же, как и в Охотском море, здесь выделяются две главных области высоких скоростей для I горизонта: 1) у оснований материкового склона и склонов подводных хребтов, 2) на участках распространения тонких алевритово-глинистых плов на северном шельфе и в Анадырском заливе. Здесь мощность голоценовых отложений 200—500 *см*, т. е. скорость 200—500 Б. Высокие скорости отмечаются также и в фиордах корякского побережья и Чукотки. Так, в бухте Провидения трубка длиной 350 *см* не прошла I горизонта. Очень высокая мощность голоценовых осадков отмечается и в Командорской и Алеутской котловинах Берингова моря. Она здесь обычно находится в пределах 100—200 Б, что соответствует значениям скорости в южной котловине Охотского моря.

Несколько колонок, полученных в области распространения мелкоалевритовых илов Анадырского залива, показали мощность 40—50 *см*, т. е. в области более грубых осадков шельфа и в Беринговом море скорости заметно сокращаются. В южной части море обрамляется полосой резко переменных скоростей седиментации, прилегающей к Командорской и Алеутской островным грядам. В центральной части моря глубоководная равнина разделяется подводными хребтами Ширшова и Боуэрс, где значения скорости заметно снижаются.

Котловины Берингова моря представляют особый интерес для изучения скорости седиментации в связи с тем, что это идеальные равнины, даже в океанах не удается находить столь выровненных участков дна на таком значительном протяжении. Мощности здесь также хорошо выдерживаются. При более детальном исследовании, вероятно, языки мощностей 200—500 *см* (скорость 200—500 Б), обрамляющие подводный хребет Ширшова, протянутся и дальше к югу, так как условия седиментации здесь близки к нижней части материковых склонов.

Д. Е. Гершановичем (1965) была составлена схема мощностей современных осадков для всего Берингова моря. Как указывает автор, им использовались главным образом литологические признаки, даны также два примера расчленения толщи по диатомовым водорослям (они нанесены на рис. 75 к северу и к югу от хребта Боуэрс). Интерпретация данных, на мой взгляд, дискуссионна, поскольку при построении схемы Д. Е. Гершановичем, к сожалению, не учтено влияние рельефа дна, типов осадков, а также других факторов.

На основании изучения количественного распределения и гранулометрического состава взвеси в Беринговом море мною в 1955 г. были сделаны первые попытки выяснить скорость седиментации. Для глубоководных котловин моря мощность голоценовых осадков, подсчитанная по взвеси (Лисицын, 1955, 1966б, в), колеблется от 80—90 до 200—400 *см*, т. е. близка к значениям, установленным прямым изучением осадков и диатомовых водорослей. При этом указывалось, что скорость седиментации в центральной части Командорской котловины составляет 80—90 Б (т. е. мощность 80—90 см). Стратиграфические определения дают мощность в 100—200 *см*. Скорости у основания материковых склонов котловин 300—400 Б (300—400 *см* для голоцена). Мощность голоцена, по данным стратиграфии, 200—500 *см*.

Таким образом, при длительных исследованиях взвеси (охвачены основные сезоны) удается для глубоководных частей моря приблизительно определить скорость седиментации. В мелководных условиях, где имеет место транзит осадочного материала, такие определения пока невозможны.

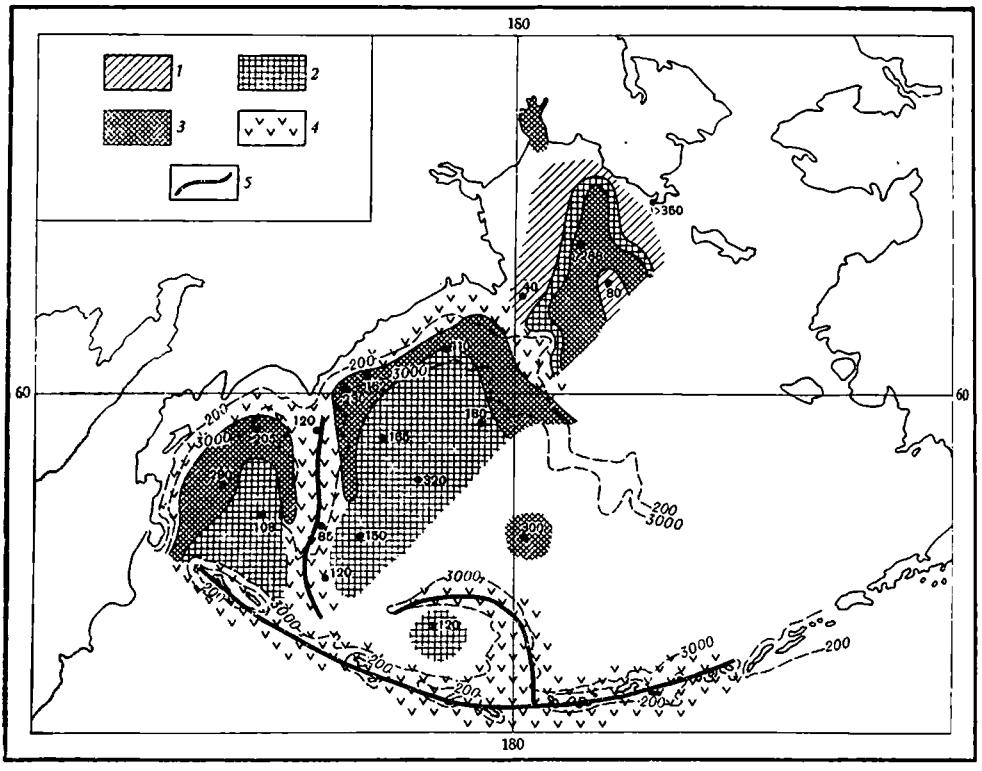


Рис. 75. Схема скоростей осадконакопления в Беринговом море для I горизонта

Скорости, *мм*/100 лет: *1* — от 50 до 100; *2* — от 100 до 200; *3* — от 200 до 500 и более. Прочие обозначения: *4* — аномальные скорости седиментации; *5* — простирание основных хребтов. Цифры на схеме — скорости на отдельных станциях

Для Курило-Камчатской впадины ориентировочная скорость седиментации, выявленная по взвеси, составляет 20—30 *см*/1000 лет (мощность голоценовых осадков 200—300 *см*). Мощности в связи со сложным строением рельефа дна здесь меняются так же быстро, как и на поднятиях.

Шельфы и бордерленд аридной зоны Тихого океана. Очень интересные и надежные определения скорости седиментации осадков области бордерленда близ Калифорнии были получены по C^{14} Эмери и Браем (рис. 76). Для обширной области котловин, располагающихся на бордерленде и являющихся ловушками осадочного материала, поступающего с суши, было выполнено около 180 определений возраста проб. Часть проб была получена поршневой трубкой, поэтому сжатия колонки не происходило, другая же часть взята ударной трубкой, в которой колонка сильно деформируется. Как показали исследования Эмери и Дитца (Emery, Dietz, 1941), а также сопоставления, проведенные ими на материале, полученном близ берегов Калифорнии, сжатие колонок ударных трубок составляет в среднем около 50%. Это важно подчеркнуть, поскольку данные, полученные Эмери и Браем, исправлены ими на сжатие колонок, другие авторы такого исправления обычно не делают.

Эти исследования показали, что скорость седиментации на шельфе Калифорнии очень неравномерна: на выровненных участках бордерленда

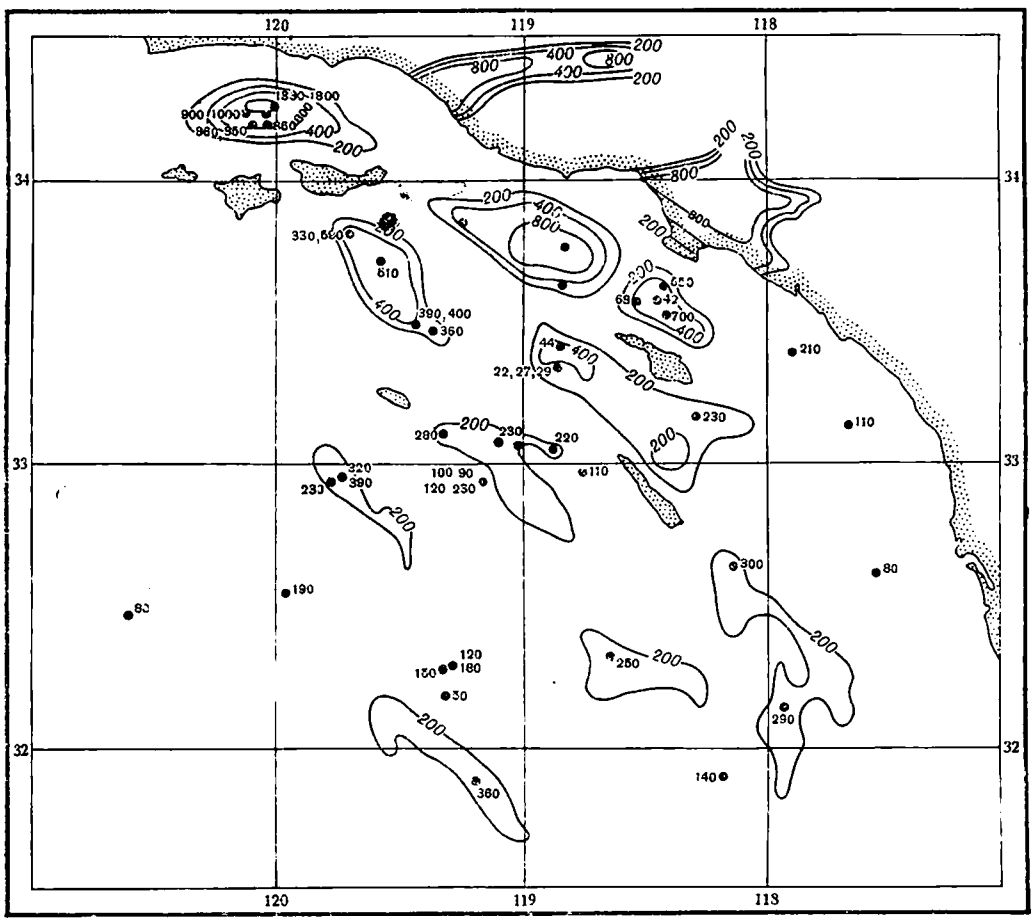


Рис. 76. Скорость осадконакопления на бордерленде Калифорнии, определения по C^{14} (обработка кумулятивным методом) (Emery, Bray, 1962)

Точками показаны станции, цифрами у изолиний — скорости седиментации, мм/1000 лет. Области вне контуров имеют скорость менее 200 мм/1000 лет

она обычно меньше 200 Б, а в котловинах намного больше — до 1800 Б. Мощность I слоя составляет, таким образом, от менее 200 до 1800 *см*. Максимальная скорость седиментации оказалась в центральных частях котловин (по сравнению с их периферическими частями к центру она возрастает в 2—10 раз). Интересно также и то, что по мере удаления от берега скорость седиментации в котловинах уменьшается: в прибрежных котловинах она достигает 1800 Б, а в наиболее удаленных от берега 200—400 Б.

Скорость седиментации на подводных поднятиях, расположенных на бордерленде, значительно ниже, чем на прилежащих к ним ровных участках или в котловинах, здесь нередки выходы древних пород, а также места с очень малыми темпами седиментации (50 Б и менее). Глубоководные осадки близ склона Калифорнии накапливаются со скоростью 80 Б (мощность голоценового слоя 80 *см*).

Скорость седиментации на склонах котловин является промежуточной между скоростями осадконакопления на их дне (очень высокими) и скоростями на ровных участках бордерленда (относительно малыми). Для двух депрессий, заполненных плиоценовыми отложениями, на суше были определены скорости седиментации, они оказались в пределах 200—800 Б, т. е. сопоставимы со скоростями седиментации в котловинах и намного больше, чем скорости седиментации на открытом шельфе.

В ходе этих и более ранних исследований современных осадков радиокарбоновым методом было обнаружено трудно объяснимое явление: во всех изученных пробах возраст осадков самого поверхностного слоя донных отложений колеблется от 1000 до 6000 лет, в среднем для 26 колонок около 2500 лет. Это явление обнаружено как в шельфовых, так и в глубоководных осадках (Rubin and Suess, 1955, 1956; Emery, 1960).

В некоторых случаях верхний слой осадков не захватывается грунтовыми трубками и определения соответствуют некоторому слою, расположенному ниже естественной поверхности дна. Однако, анализы проб, полученных дночерпателями и даже собранных с самой поверхности дна водолазами, показали такое же несовпадение. По-видимому, это может быть обусловлено поступлением древнего углерода или карбонатного материала за счет размыва суши, причем в особенности важно это близ нефтеносных областей, какой является Калифорния (здесь, в частности, в осадках нередки мелкие кусочки асфальта).

При достаточно многочисленных определениях точное установление скорости седиментации в каждой колонке может быть тем не менее выполнено путем применения метода кумулятивных кривых скоростей. Сопоставление кумулятивных кривых показало, что скорость седиментации во времени меняется здесь очень мало (для интервала времени до 30 тыс. лет) и это дает возможность устанавливать скорость седиментации не по точечным определениям возраста поверхностного слоя осадков, а по среднему наклону кумулятивной кривой.

Еще более высокие значения скорости седиментации были обнаружены Анделем (Andel, 1964) для Калифорнийского залива. Это вполне естественно, так как в этот узкий залив впадают многочисленные реки (Колорадо, Консепсьон, Сонора, Яки), что и обеспечивает значительную поставку в залив терригенного материала. Местные мощные поднятия глубинных вод у западного и восточного берегов залива (апвеллинги) приводят к локальному расцвету здесь диатомовых водорослей и радиолярий, что влечет появление необычных в этой зоне кремнистых биогенных осадков на дне центральной части залива. Карбонатные организмы в осадконакоплении играют незначительную роль.

Сочетание обильного поступления как биогенного, так и терригенного материала приводит к тому, что на дне этого залива на глубинах 1000—1700 *м* идет очень быстрое осадконакопление, которое, по подсчетам, вызовет его заполнение приблизительно через 1,6 млн. лет (если не будет изостатического прогибания дна).

Для нескольких станций, расположенных главным образом в осевой части Калифорнийского залива, было сделано определение скоростей седиментации по C^{14} (Andel, 1964). Основная часть проб была получена ударными трубками, что потребовало ввода поправки на сжатие колонки (около 50%).

Сопоставление данных, обработанных кумулятивным методом, так же как и у Эмери и Брая (Emery, Bray, 1962), показало, что максимальная скорость седиментации отмечается в северной кутовой части залива, куда впадает р. Колорадо (твердый сток 160 млн. *т* в год), здесь скорости до 3160 Б; по мере продвижения к выходу из залива они снижаются до 2730, затем до 1000, далее до 460 и на выходе из Залива до 120 Б, что соответствует мощности голоцена 31,6; 27,3; 4,6; 10 и минимально 1,2 *м*.

В связи с местными условиями скорость седиментации в заливе намного выше, чем в котловинах бордерленда Калифорнии, а на выходе из залива между м. Сан-Лукас и о-вами Лас-Трес-Марнас она того же порядка, что и на ровных участках бордерленда, т. е. 100—200 Б. Три колонки, полученные на разрезе через центральную часть залива, показывают, что скорость седиментации близ берегов здесь ниже (600 и 800 Б), чем в осевой его части (около 1000 Б). Это объясняется поступлением сюда дополнительных порций диатомового и радиоляриевого биогенного материала, составляющего до 50% осадка, что и приводит к удвоению скорости седиментации сравнительно с участками с преимущественно терригенным осадконакоплением.

Интересные детальные определения скорости седиментации сделаны для подводной котловины Таннер, расположенной на бордерленде Калифорнии. Здесь было получено около 20 колонок поршневой трубкой. Они стратифицированы по смене направления навивания планктонных форминифер (метод Эриксона, широко распространенный для стратификации осадков Атлантики) и датированы контрольными определениями по радиокарбону. Составленная Горслайном (Gorsline, 1966) карта изопахит для голоцена (11 тыс. лет) показала, что темпы осадконакопления в этой котловине контролируются в основном рельефом дна. В самых глубоких частях котловины мощность осадков, отложившихся за 11 тыс. лет, достигает 2—3 *м*, а в более мелководных и выровненных ее частях — около 1 *м*. Это составляет, соответственно, 180—270 и 90 Б. Содержание $CaCO_3$ в этих осадках около 40%, что дает возможность определить абсолютные массы карбонатного материала.

Коралловое море изучено на участке к югу от Новой Гвинеи (Cardner, 1970). Геофизические методы показали, что эта впадина образовалась очень недавно, в позднем эоцене — раннем олигоцене. Начиная с раннемиоценового времени, скорость опускания дна составляет от 17 до 24 *см* в 1000 лет и намного превышает скорость осадконакопления. При опускании образовались огромные разломы, которые расчленили дно водоема, отграничив четыре платообразных возвышенности. Скорость накопления голоценовых пелагических осадков (карбонатные отложения) составляет 36 Б, а скорость накопления отложений ледникового времени (плейстоцен) приблизительно в 4 раза выше. Это связано с оледенением о. Новая Гвинея и поступлением большого количества обломочного материала с горных ледников. Мощная толща терригенных отложений прослеживается под карбонатными осадками с помощью сейсмопрофилографов.

БАССЕЙН ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Стратиграфия и абсолютный возраст осадков Индийского океана изучены значительно слабее, чем Тихого. Только в период МГГ и в последующие годы, в связи с организацией Международной индоокеанской экспедиции, было получено значительное число проб из разных частей океана, причем только часть из них в настоящее время обработана (схема XI).

Первые попытки стратиграфического разделения толщи осадков южной части Индийского океана были сделаны еще Мерреем и Репаром (Murray, Renard, 1891), а затем Филиппи (Philippi, 1908, 1910), которые отметили, что в ряде мест фораминиферовые осадки залегают на диатомовых, а диатомовые — на мариногляциальных и что эта граница может соответствовать переходу от голоцена ко времени последнего оледенения. Позже Браун (Braun, 1913) вычислил скорости седиментации осадков в южной части Индийского океана, используя определения Филиппи. Они оказались в пределах 4—8 *мм* в 1000 лет.

Таблица 23

Мощности голоценовых осадков и скорость их седиментации (по Шотту, 1939, с исправлениями автора)

Показатель	Глобигериновый ил		Диатомовый ил		Голубой ил Атлантического океана
	Атлантический океан	Индийский океан	Атлантический океан	Индийский океан	
Мощность, *см*					
средняя	24,06	11,71	17,14	10,75	35,5
максимальная	42,5	20,0	26,5	14,0	66,0
минимальная	10,5	5,0	10,0	5,0	18,0
Скорость, *см*/1000 *лет*					
средняя	2,4 (1,2)	1,18 (0,59)	1,72 (0,86)	1,08 (0,54)	3,56 (1,78)
максимальная	4,26 (2,13)	2,0 (1,0)	2,66 (1,33)	1,4 (0,7)	6,6 (3.3)
минимальная	1,06 (0,53)	0,5 (0,25)	1,0 (0,5)	0,5 (0,25)	1,8 (0,9)
Изучено колонок	48	7		4	6

Примечание. Скорости по новым данным (10 тыс. лет) приведены без скобок. Оригинальные значения из работ Шотта, соответствующие старым представлениям о продолжительности голоцена (20 тыс. лет), даны в скобках.

Попытки расчленения толщи осадков на основе анализа планктонных фораминифер были сделаны Шоттом (Schott, 1939), к сожалению им не приводятся данные для отдельных станций, а даются в среднем для серии станций из разных зон океана. Они сведены в таблицу (табл. 23), в которой приведены для сопоставления также соответствующие величины для Атлантического океана. Мощность послеледниковых (голоценовых) осадков определена Шоттом правильно, однако его значения скоростей седиментации занижены в два раза, так как продолжительность голоцена принималась Шоттом в 20 тыс. лет, а не 10—11 тыс., как установлено сейчас. На это обстоятельство многие авторы не обращают внимания и сопоставляют скорости осадконакопления, установленные Шоттом, с более поздними определениями.

Обращает на себя внимание то, что обычно скорость седиментации осадков в Атлантике почти в два раза больше, чем для осадков тех же типов в Индийском океане, что в первую очередь связано с более высокими темпами поступления терригенного обломочного материала.

В южной части Индийского океана широко распространены диатомовые осадки, для которых может быть применен диатомовый анализ, подготовленный обстоятельным исследованием закономерностей количественного распространения и качественного состава флоры во взвеси, а также закономерностей ее трансформации при осаждении на дно и распространении в поверхностном слое донных осадков (Козлова, 1964, 1970).

Изучение диатомей в поверхностном слое осадков Индийского океана проведено А. П. Жузе, Г. С. Королевой и Г. А. Нагаевой (1963). При выполнении диатомового анализа донных осадков постоянно учитывалось количество и видовой состав силикофлагеллят, а также количество радиолярий, спикул, губок и других органических остатков. Район, охваченный этими исследованиями, начинается непосредственно от берегов Антарктиды и ограничен с севера зоной карбонатных осадков, в которых содержание диатомовых ничтожно. До настоящего времени в южной части Индийского океана изучено более 90 колонок длиной до 14,5 *м*.

Немногочисленные определения абсолютного возраста, выполненные по северной периферии диатомовой зоны южного полушария радиоуглеродным методом (Старик, Жарков, 1961; Старик, Жарков, Лисицын, 1961), показывают, что скорости седиментации в ледниковое и межледниковое время здесь изменялись в несколько раз.

Для экваториальной и северной частей Индийского океана применение методов диатомового анализа осложняется малым количеством и плохой сохранностью диатомей в распространенных здесь карбонатных осадках. Значительно больше их в красных глубоководных глинах и особенно в радиоляриевых осадках экваториальной зоны, что позволяет в ряде случаев производить расчленение колонок методом диатомового анализа. Попытки в этом направлении были предприняты по колонкам шведской глубоководной экспедиции еще Р. Кольбе (Kolbe, 1960), а затем В. В. Мухиной (1969) и О. Г. Козловой (1970б).

Особенно большой интерес представляют данные по определению абсолютного возраста осадков станции 310 Морской антарктической экспедиции (14°41′ ю. ш., 97°03′ в. д., глубина 4470 *м*, красная глубоководная глина) ионий-протактиниевым методом. Получена абсолютная датировка возраста до 400 тыс. лет (горизонт 97—103 *см*). Для той же пробы (верхняя часть колонки) было проведено определение абсолютного возраста по C^{14} (Старик, Жарков, 1961). Оказалось, что скорость седиментации, установленная для верхнего слоя в 6 *см* ионий-протактиниевым методом, составляет 3 Б, а по C^{14} для верхнего слоя в 3 *см*—1,5 Б. Для слоя в интервале 10—15 *см* — около 7 Б, т. е. сходимость в пределах верхнего слоя (0—6 *см*) является хорошей.

Наконец, для той же станции был применен и иониевый метод в модификации Старика — Кузнецова. Ранее в Индийском океане (южная его аридная зона) было выполнено еще одно возрастное определение протактиниевым методом (Sackett, 1965). Для 13 колонок датировки сделаны в 1969—1972 гг. в Институте океанологии АН СССР.

Общее количество точек с анализами методами ядерной геохронологии, палеомагнитных исследований и биостратиграфии для Индийского океана превышает 300 (см. схему XI).

Для построения карты в качестве опорных приняты палеомагнитные определения, а также данные иониевого, протактиниевого методов и C^{14}. Палеомагнитных определений использовано 85, из них 44 по данным экспедиций США (Goodell, Watkins, 1968; Opdyke, 1970; Opdyke, Glass, 1969; Watkins, Goodell, 1967; Hays, Opdyke, 1967) и 41 по нашим определениям (Линькова, 1970; Линькова, Лисицын, 1971а, б; Лисицын и Линькова, 1972). Все анализы сопоставлены со шкалой Кокса и др. (Cox et oth., 1963б).

Наиболее надежных определений ионий-протактиниевым методом имеется 15, из них одно выполнено в США и 14 в отечественных институтах. По C^{14} сделано 12 определений (Старик, Жарков, 1961; Старик, Жарков, Лисицын, 1961), разными вариантами иониевого метода — 34 колонки (Баранов и Кузьмина, 1960; Христанова, 1958; Старик и др., 1959, 1963). Надежные определения дает радиоляриевый анализ, который выполнен вначале по 6 станциям (Hays, 1965, 1967), а затем еще по 30 станциям «Оби» и «Витязя» (Петрушевская, 1972).

Всего, таким образом, в качестве опорных использовано 182 станции. Вторая группа анализов требует проверки и корректировки, она использовалась лишь с оговорками. Среди них данные диатомового анализа проб антарктической экспедиции по 95 станциям (по 11 станциям опубликованы А. П. Жузе и др., 1963) и по нескольким станциям в тропической части океана (Мухина, 1969; Козлова, 1970, б). Около 50 станций изучено разными вариантами радиевого метода (Кузнецов, 1969), они могут использоваться условно, так как метод имеет ряд ограничений. Всего таких определений, требующих осторожности, оказалось 135. Забракованы 9 точек, выполненных ионий-торневым методом в модификации Гольдберга (Goldberg, Koide, 1962, 1963), поскольку сам метод поставлен под сомнение, не использовались также определения скоростей и по типам осадков без привязки к конкретным точкам (Schott, 1939).

Для картирования скоростей были использованы также обширные данные по количеству взвешенного в воде осадочного материала — более 15 тыс. определений (Лисицын, 1961б, г, в, 1960в, 1962б, в, 1964; Гордеев, 1964, 1968а, б, 1970). По этому признаку удается выделять и картировать области с разной концентрацией взвеси. Поскольку часть взвеси при осаждении растворяется, необходим учет ее вещественного состава. Простейшие гидрооптические определения с выявлением «нефелоидов», выполненные американскими исследователями, не могут учитывать эфемерных компонентов вещества взвесей, поэтому они мною не использовались.

Облако взвеси, связанное с устьем Ганга, многократно наблюдалось на удалении до 20 тыс. *км* на юг от устья, т. е. до 5—7° с. ш. Разрезы по количественному распределению взвеси позволяют проследить путь осадочного материала, поставляемого р. Инд, и выявить места его осаждения, т. е. области высоких скоростей, связанных с этим источником. Метод сопоставления взвесь — осадок был одним из основных при выделении полей близких скоростей, т. е. переход от точечных определений к областям с разной скоростью.

Широко использовались также литолого-геохимические методы, которые позволили распространить данные опорных определений на значительные площади. Смещение границ айсберговых, диатомовых и фораминиферовых осадков во времени имеет стратиграфическое значение. В дополнение к известному титановому методу был применен анализ всего комплекса элементов-гидролизатов (Al, Ga, Cr, Zr, V), что дало возможность проследить терригенный фон, установить его региональные соотношения с биогенным и маркировать появление примесей вулканогенного материала. Постоянное согласование значений с рельефом дна производилось по батиметрической карте Индийского океана в масштабе 1 : 15 млн. (изд. ГУГК).

Учет влияния вещественного и гранулометрического состава осадков стал возможен с использованием коллекции карт осадков Индийского океана, в масштабе 1 : 15 млн. (Безруков, Лисицын, 1966). Для южной части Индийского океана использовались также карты типов осадков и распределения компонентов и в особенности скоростей осадконакопления, опубликованные в Атласе Антарктики (1966, 1969).

По-видимому, впервые открылась возможность столь детального учета самых различных факторов природной среды, что позволило определить не только, сколько осадочного материала осаждается в данном районе, но и откуда происходит этот материал, каким закономерностям подчиняется его пространственное размещение.

Для распределения карбонатного материала осадков одним из решающих факторов является глубина. На глубинах больше критических карбонатный материал растворяется и его накопление не идет (Лисицын, 1969б). Большое значение имеет глубина для поступления в осадки $C_{орг}$, намного меньшее — для кремнистого материала. Растворение терригенного материала не идет даже на максимальных глубинах океана.

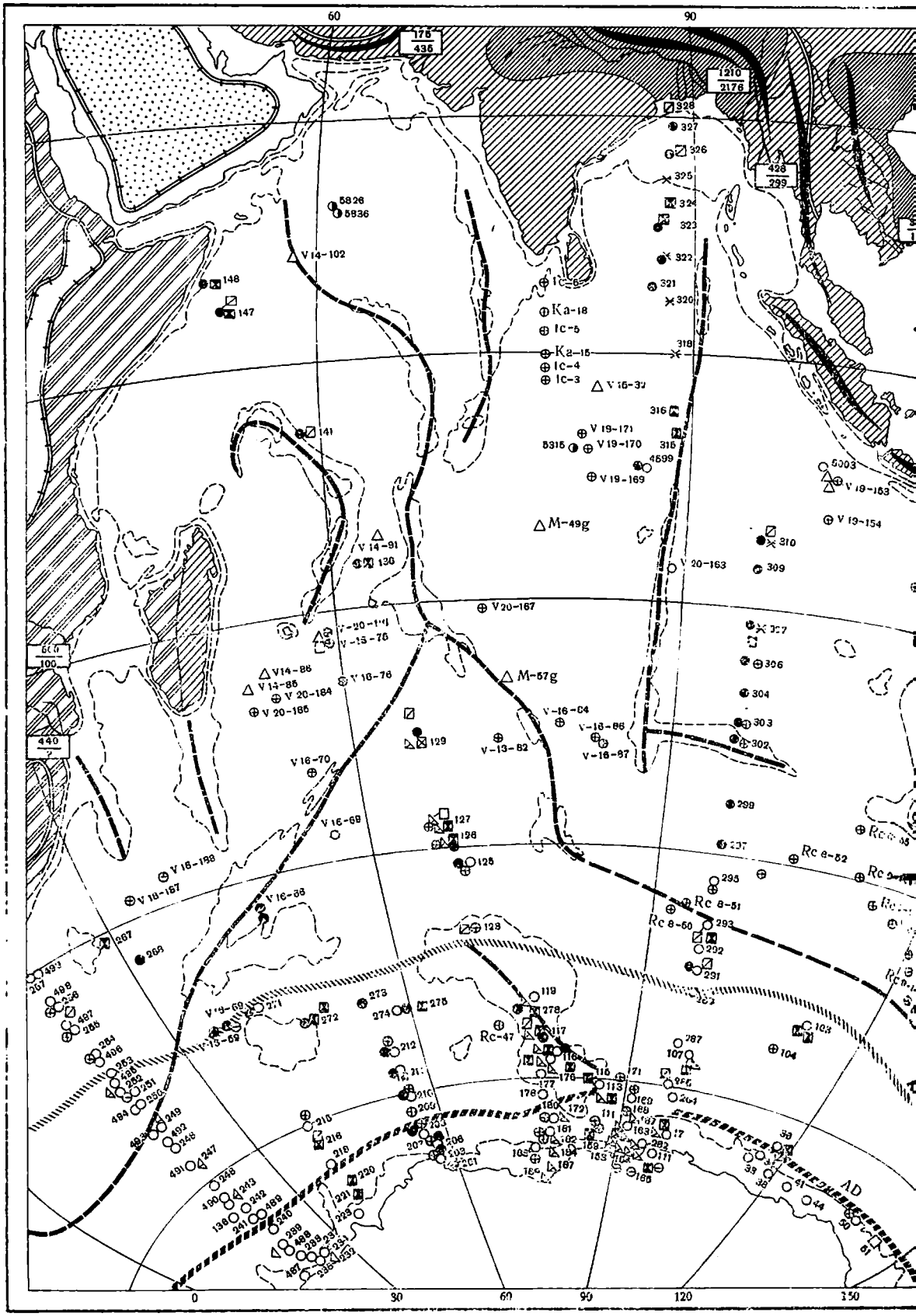
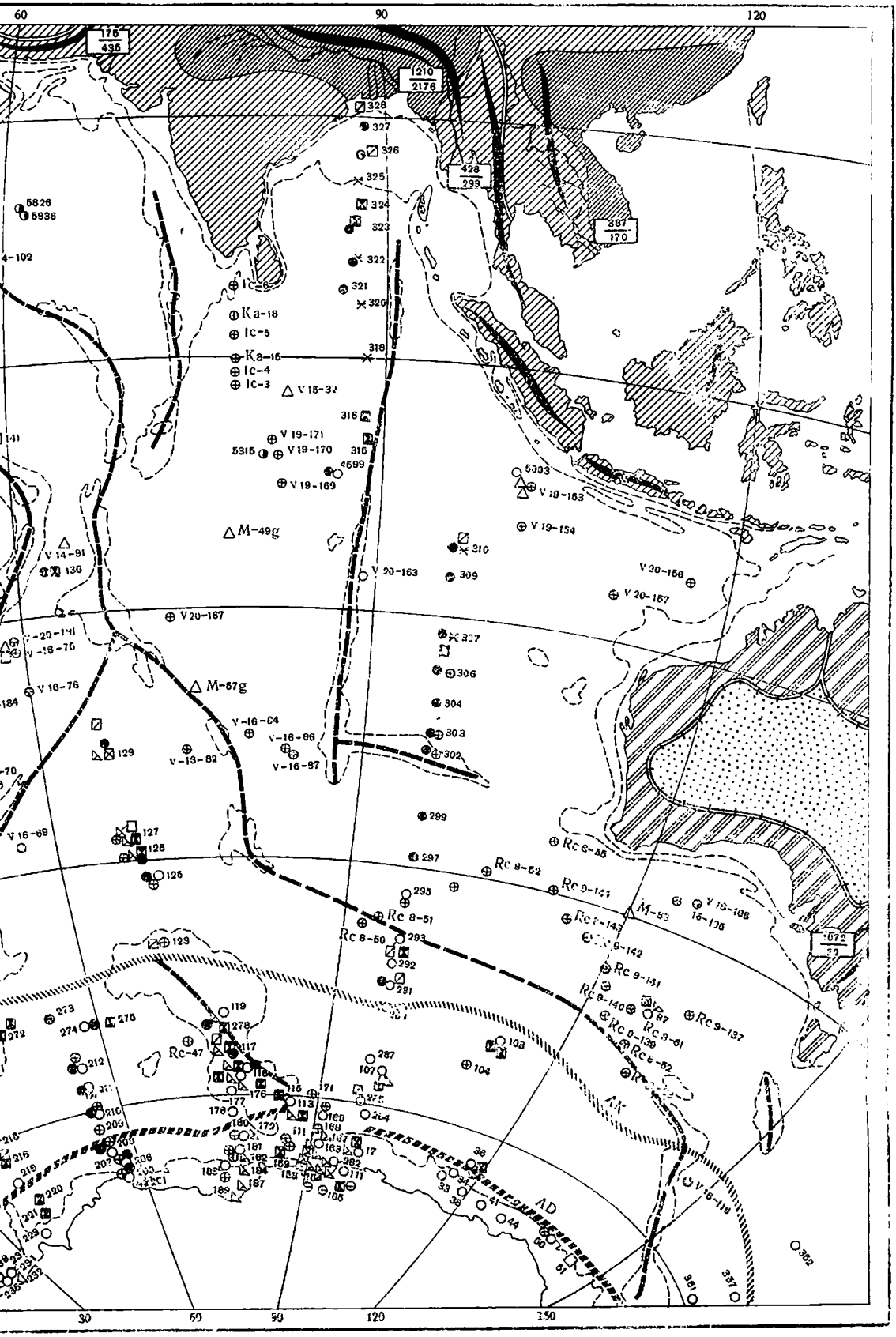


Схема XI. Карта размещения станций с определениями скоростей седиментации осадков в Индийс

Условные обозначения те же, что на схеме IX; АК — антарктическая конвергенция, АД — антарктическая дивергенция



нций с определениями скоростей седиментации осадков в Индийском океане

ме IX; АК — антарктическая конвергенция, АД — антарктическая дивергенция

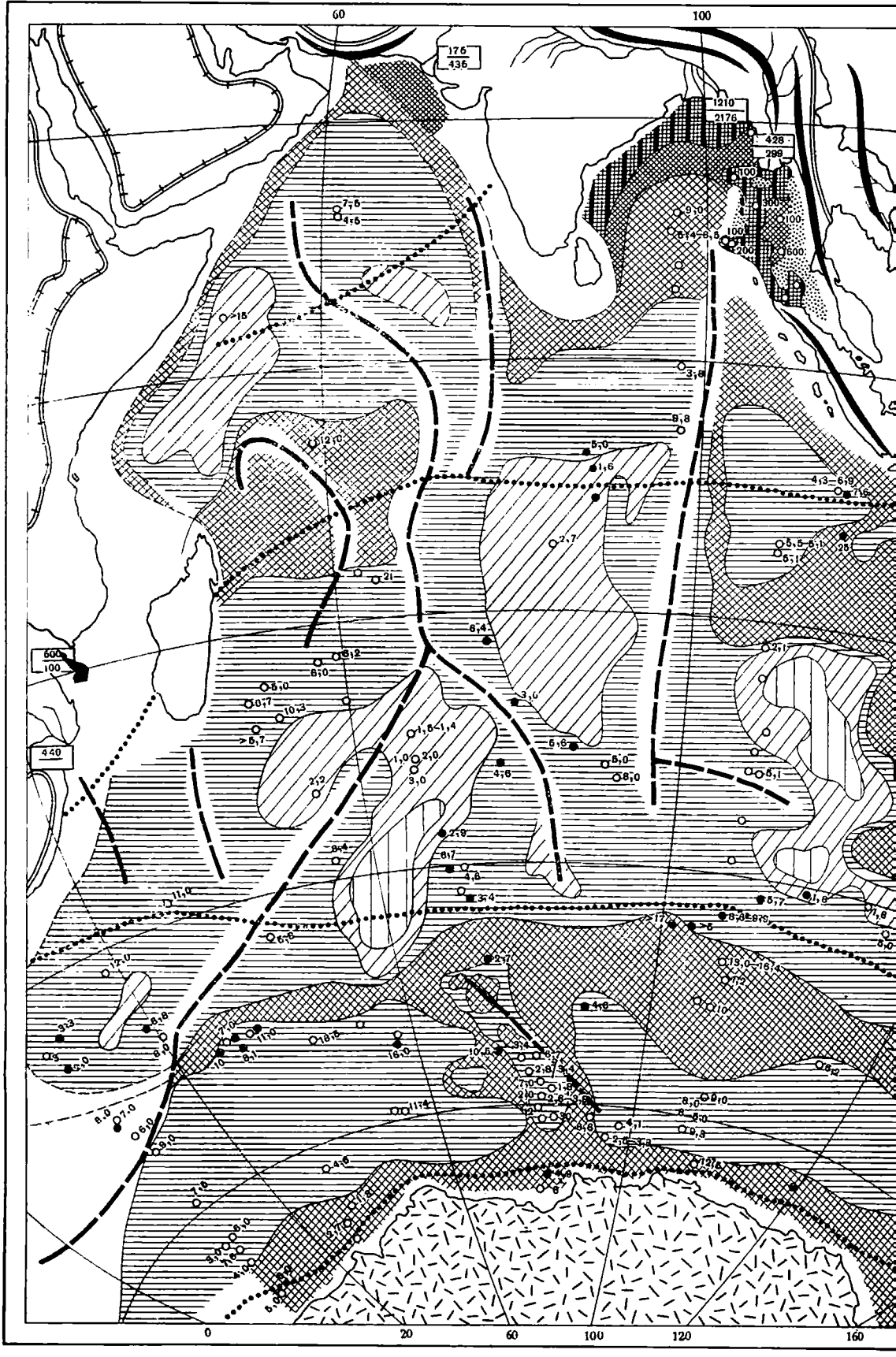
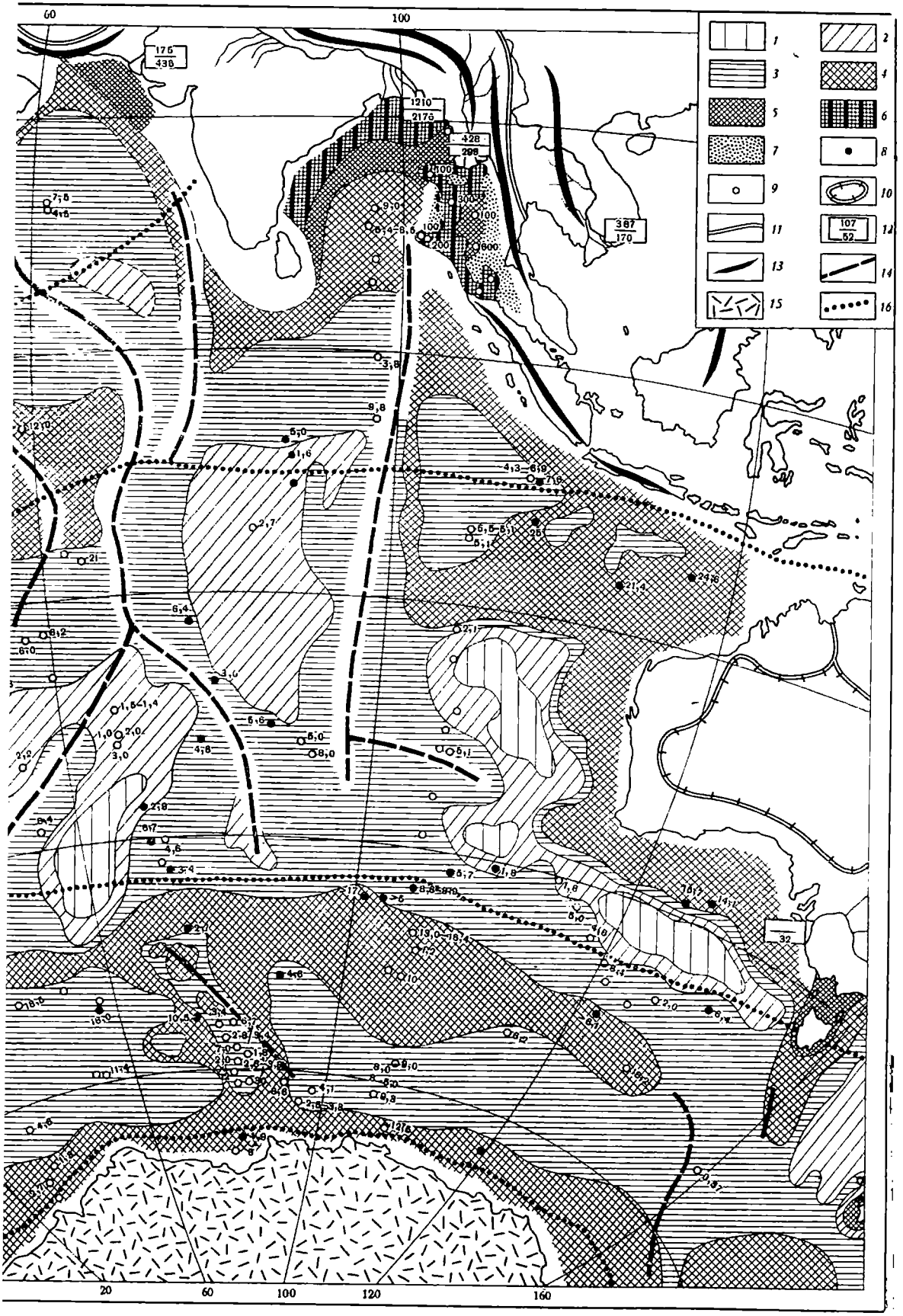


Схема XII. Карта скоростей и условий осадкообразования в Индийском океане

Условные обозначения те же, что на схеме X



условий осадкообразования в Индийском океане

на схеме X

Рассмотрение карты скоростей осадконакопления (схема XII) показывает, что участки с высокими скоростями седиментации чередуются с выходами древних пород, где накопления осадков почти не идет. Пределы колебаний скоростей седиментации очень велики — от менее 1 Б до значений, намного превышающих 100 Б, а близ устьев рек Ганг, Инд и Иравади — многие тысячи Б.

При внимательном рассмотрении карты можно заметить, что иногда фактические значения выходят за пределы интервалов, типичных для данной области. Они намеренно оставлены на карте, чтобы читатель мог судить о ее достоверности в разных частях. В некоторых случаях отклонения могут быть связаны с ошибками определений или с местными условиями (рельеф, течения и др.). Наконец, они могут быть обусловлены ошибками интерпретации. Вызывает сомнение, в частности, значение скорости седиментации 1—3 Б в Сомалийской котловине, поскольку данные по взвеси и мощности рыхлых осадков противоречат здесь результатам прямых определений. Возможно, это связано с изменениями скоростей седиментации во времени.

Несмотря на кажущуюся пестроту карты, по ней могут быть установлены общие закономерности распределения осадочного материала. Обращает на себя внимание прежде всего то, что области с минимальными скоростями седиментации (менее 1 Б) приходятся на полосу океана, связанную с антициклональной циркуляцией, т. е. на его южную аридную зону. Выражены они и в северо-западной аридной зоне океана (здесь скорости 1—3 Б). В аридных зонах темпы седиментации обычно не более 3—10 Б и только у основания материкового склона, т. е. близ континентов, они превышают 10Б.

Характерно также положение зон с максимальными скоростями в пелагических частях океана. Их прослеживается две, причем в пространстве они совпадают с южной и экваториальной гумидными зонами. Здесь скорости обычно больше 10, в ряде мест 10—30 и даже более 30 Б. Обращает на себя внимание, что так же, как и в аридных зонах, имеется явное увеличение скоростей по мере приближения к материкам. Южная полоса видна отчетливее, чем экваториальная, которая разорвана здесь на две части. Области больших глубин (больше критической глубины карбонатонакопления) усложняют картину, они как бы создают «дырки» в сплошных областях с высокими скоростями.

В строении южной полосы выявляются очень интересные черты. Она разделена на две части, разобщенные средней полосой со скоростью осадконакопления всего 3—10, в то время как севернее и южнее обычны значения 10—30 Б, а иногда и более.

Изучение взвеси и донных осадков позволило установить, что часть, прилегающая к Антарктиде, имеет терригенный характер, здесь преобладают обломочные и глинистые минералы. Северный пелагический максимум почти целиком биогенный; терригенный материал имеет резко подчиненное значение. Главная часть осадочного материала состоит из панцирей диатомовых водорослей, а также из фораминифер. Северная граница пояса отчетливо совпадает с антарктической конвергенцией, где первичная продукция, а также продукция фораминифер особенно значительны. Полоса, разделяющая эти два максимума, отвечает поясу кремненакопления, первичная продукция здесь не столь значительна, как близ конвергенции, добавочное количество биогенного карбонатного материала сюда не проникает.

Две полосы высоких скоростей седиментации в южной гумидной и ледовой зонах оказываются связанными между собой в районе подводного поднятия Кергелен. Установленное здесь распределение осадочного материала характерно также и для других подводных поднятий. В верхней ча-

сти подводного поднятия материал, принесенный с суши (терригенный), а также продуцированный на поверхности океана (биогенный), в основной своей части не осаждается. Связано это с воздействием местных подъемов вод, усилением течений (экранный эффект), возникновением внутренних волн. Тонкий осадочный материал в виде взвеси, а частично влекомый, перемещается от гребня (с „запретными" для седиментации условиями) к периферическим частям, где динамическая обстановка разрешает осаждение. При этом подводные поднятия оказываются окруженными кольцевыми полосами высоких скоростей седиментации, которые как бы компенсируют отсутствие или недостаток осадочного материала на их вершинах и крутых участках (см. рис. 58).

Мощность осадочной толщи у основания поднятий нередко увеличивается еще и за счет местных суспензионных потоков, участвующих в перераспределении материала. Такой характер распределения осадочного материала прослеживается практически близ всех положительных форм рельефа — от холмов до крупных хребтов, при этом окаймляющие их полосы высоких скоростей меняют форму согласно (конформно) поднятиям и только в некоторых местах деформируются течениями. Эта особенность распределения осадочного материала прослеживается при изучении взвеси и осадков, она была названа мной «эффект крыши», поскольку имеется сходство с распределением влаги, попадающей при дожде на крышу и скапливающейся у основания ее скатов. Понятно, что ярче всего этот эффект проявляется там, где осадочного материала больше, т. е. в гумидных зонах океана, слабее — в аридных.

Первой общей закономерностью, которая следует из рассмотрения карты, является тесная связь распределения темпов седиментации с природной зональностью. Максимальное количество осадочного материала во взвеси, максимальные скорости седиментации и мощности рыхлых осадков совпадают с гумидными зонами (южной и экваторпальной), минимальные — с аридными (антициклоническими).

Вторая отчетливая закономерность связана с влиянием глубины карбонатонакопления: на глубинах больше критической даже в гумидных зонах скорости обычно оказываются ничтожными, поскольку карбонатный материал растворяется на дне. Здесь изотахи идут параллельно границе распространения красных глин и изолиниям $CaCO_3$. В областях с резким изменением рельефа дна картирование скоростей пока невозможно.

Третья общая закономерность — постоянное возрастание скорости седиментации по мере приближения к суше. Материки как бы опоясаны бордюром высоких скоростей седиментации, что соответствует представлениям о ведущей роли терригенного фактора в осадкообразовании.

Краткое рассмотрение приведенных данных показывает, что наблюдающаяся сложная картина распределения скоростей седиментации вполне закономерна. Она определяется сочетанием климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностей, а также тектоникой. На эти основные закономерности накладывается влияние факторов второго и третьего порядков.

Совпадение областей высокой концентрации взвеси, высоких скоростей и мощностей рыхлых осадков показывает также, что перенос осадочного материала в форме взвеси является основным для пелагической седиментации. Суспензионные потоки, роль которых нередко гипертрофируется, обычно имеют для пелагической седиментации подчиненное значение по сравнению с нормальным осадконакоплением «частица за частицей». В этом же убеждают и данные по литолого-стратиграфическому исследованию многочисленных колонок, использованных для составления карт скоростей осадконакопления.

Есть данные о скоростях седиментации в Андаманском, Красном и Аравийском морях, отдельные определения для южной части океана.

Скорости седиментации в Андаманском море определяются прежде всего поступлением огромных масс осадочного материала из р. Иравади, а также наличием гряд Андаманских и Никобарских островов, которые отделяют море от Бенгальского залива. Восточная часть моря мелководная. Область наибольших глубин (более 3000 *м*) прижата к островной гряде. На огромных протяжениях восточного шельфа моря образование современных осадков, по данным К. Родольфо, не идет (Rodolfo, 1969). Только близ устья р. Иравади скорости седиментации оказываются очень высокими — более 2000 Б. В западной глубоководной части моря имеется более 20 определений скоростей, выполненных разными методами. Средние величины здесь высокие, обычно они находятся в пределах 100—200 Б, а местами даже превышают 250 Б. Наибольшие значения тяготеют к северным частям котловины, наиболее близким к р. Иравади. Главенствующую роль в седиментации здесь имеет конечно поступление терригенного материала из р. Иравади. Из биогенного материала встречается только карбонат кальция, но его содержание в осадках обычно невелико — 10—30% и только на небольших участках близ коралловых островов — больше 50% $CaCO_3$. Минимальное значение скорости в этом море оказалось равным 50 Б, а в прилежащей части Бенгальского залива 100 Б. Как и следовало ожидать, для этих районов характерны очень высокие скорости осадкообразования.

Скорости седиментации осадков Красного моря определяются в первую очередь биогенными процессами, так как терригенного (в основном эолового) материала в этот аридный водоем поступает очень мало. Наиболее распространенные величины 1—3 Б. В областях выхода гидротерм на дне моря скорости седиментации оказываются очень изменчивыми, их определение связано с трудностями (Hot brines.., 1969).

Для Аравийского моря характерны невысокие значения скоростей — в пределах 1—5 Б с увеличением близ основания материкового склона. Огромное значение для седиментации в западной части моря, резко отличной от восточной, имеет поступление осадочного материала из р. Инд, а также из более мелких рек Индии. Скорости седиментации приближаются здесь к определенным в Андаманском море.

БАССЕЙН АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Первые надежные стратиграфические определения на значительном числе колонок донных осадков из Атлантического океана были выполнены Шоттом (Schott, 1935). Им обработаны пробы, собранные немецкой экспедицией на «Метеоре» (в экваториальной зоне Атлантического океана). На основе изучения фауны планктонных фораминифер Шотт выделил три стратиграфических горизонта, из которых верхний соответствует голоцену, средний — последнему оледенению с пптерстадиалом, и нижний — последнему межледниковью. Результаты анализов Шотта длительное время проверялись разными методами, в том числе и радиокарбоновым. Н. М. Страхов (1954) использовал данные Шотта для подсчета абсолютных масс осадочного материала и карбонатного материала.

Интересные данные для развития фораминиферового метода стратиграфического расчленения колонок Атлантического океана были получены Шоттом (Schott, 1959), который провел анализ видового состава планктонных фораминифер на большом числе проб донных осадков. Они почти равномерно покрывают всю северную часть Атлантического океана от экваториальной зоны и до северной оконечности Гренландии. Были выделены основные формы-индикаторы холодных, умеренных и теплых вод.

Как было показано Бе (Be, 1959 а, б, 1960; Be, Hamlin, 1967; Be, Tolderlund, 1971), видовой состав форминифер в планктоне в разных частях океана, например около Бермудских островов, меняется в зависимости от сезона. В зимнее время проявляются более холодолюбивые формы, однако это не меняет общей картины зонального распределения основных видов планктонных форминифер, которое наблюдается в осадках.

Огромный фактический материал (схема XIII), пригодный для определения окорости в колонках из северной части Атлантического океана (221 колонка), сведен в работе Эриксона, Юинга, Волин и Хизена (Ericson and oth., 1961). Для этих колонок были выполнены стратиграфические и литологические исследования. Применялся как метод Шотта — соотношение между холодноводными и тепловодными форминиферами, так и соотношения между распределением лево- и правозакручивающихся раковинок форминифер вида Globorotalia truncatulinoides, а также определения абсолютного возраста по C^{14}.

Среди литологических методов в этой части океана особенно эффективным оказался метод сопоставления органогенной и неорганогенной частей осадка. Эриксон и др. (Ericson and oth., 1961) считают, что чем больше раковинок в пределах слоя, тем условия для их развития были более благоприятны. Несмотря на очевидную условность и неоднозначность такого толкования, установлено, что на расстояниях до 500 *км* этот метод в экваториальной зоне океана дает возможность корреляции колонок.

В пределах Карибского моря такие сопоставления затруднены; а для колонок, расположенных на меридиональных разрезах, т. е. в условиях изменяющихся, он малоэффективен.

Стратиграфическое значение изменения направления навивания раковинок было установлено Эриксоном с соавторами (Ericson, Wollin G., Wollin I., 1954; Ericson, Wollin, 1956). Выполнены определения палеотемператур по соотношению изотопов кислорода O^{16}/O^{18} (Emiliany, 1955 а, б, 1957, 1958, 1961, 1966, 1967, 1970). Эти анализы также подтвердили правильность стратиграфических подразделений в колонках.

В северной части океана теми же методами проведено стратиграфическое изучение ряда колонок, собранных в советских экспедициях на судне «Михаил Ломоносов» (Бараш, 1962, 1970, 1971; Бараш, Громова, 1969). Колонки изучались по двум меридиональным разрезам: по 30° западной долготы (от 44° с. ш. до 64° с. ш.) и по линии Фарерско-Исландский порог — Европейская котловина. Для выделения стратиграфических горизонтов использовались метод анализа планктонных форминифер (соотношение видов), а также палеотемпературы по кислороду и литологические признаки. Удалось выделить горизонты, обогащенные тепловодными или холодноводными форминиферами, которые коррелируются с основными этапами ледниковой истории Европы и Северной Америки.

Определений абсолютного возраста, которые подкрепили бы стратиграфические выводы по этим колонкам, к сожалению, не сделано. В колонках уверенно выделяются верхний горизонт, отвечающий голоцену (слой I), и далее слои последнего оледенения, разделенного интерстадиалом, и слои, соответствующие рисс-вюрмскому межледниковью (65—95 тыс. лет назад), а в некоторых колонках и рисскому оледенению (95—120 тыс. лет.).

В северной части Атлантического океана (Норвежское море) значительное число колонок было изучено методами форминиферового и литологического анализов с выделением слоя марино-гляциальных осадков и прослоев, обогащенных грубообломочным материалом, перенесенным льдами (Holtedahl, 1955). Возрастную привязку для этих материалов сделать трудно, так как определений возраста здесь не производилось.

Распределение планктонных форминифер в целях стратиграфии было изучено рядом исследователей, среди которых необходимо отметить Брамлетта и Бредли (Bramlette, Bradley, 1940, 1942), Кешмена и Хенбеста (Cushman, Henbest, 1940), Кешмена (Cushman, 1941), Пледжера (Phleger,

1947, 1948), Пледжера, Гамилтона (Phleger, Hamilton, 1946), Пледжера, Паркера и Пейрсона (Phleger, Parker, Peirson, 1953), Шотта (Schott, 1952).

Для серии колонок из северной части океана, которые были получены трубкой-пушкой Пиггота, сделаны определения абсолютного возраста иониевым методом (Urry, 1949; Piggot, Urry, 1941, 1942 а, б). К сожалению эти определения трудно сопоставить с биостратиграфическими подразделениями, и их использование в настоящее время, как говорилось выше, представляется сомнительным.

Для введения поправки на переменную скорость поступления терригенных компонентов Пиччиотто и Вильген (Picciotto, Wilgain, 1954) использовали отношение тория и иония, поскольку торий связан почти исключительно с обломочным материалом осадков и не мигрирует в их толще. Баранов и Кузьмина использовали отношение избыточного иония к окислам железа и марганца, что недопустимо, поскольку именно эти компоненты осадка в морских отложениях сильно мигрируют в связи с процессами диагенеза (Страхов, 1954). Такая же миграция имеет место в ряде мест в осадках краевых частей океанов. Гольдберг, Коиде и Гриффин (Goldberg, Koide, 1962; Goldberg, Griffin, 1964), также используют отношение тория и иония, но берут для этого их содержание в растворимом, выщелачиваемом материале осадка.

Для тропической части океана опубликованы результаты серии определений абсолютного возраста для колонок, полученных американской экспедицией «Зефир» (1962 г.) на разрезе от Венесуэлы до Гибралтара (Goldberg, Koide, Griffin, Peterson, 1964). Определения возраста были сделаны торий-иониевым методом в модификации Гольдберга и Коиде. Полученные данные о скорости седиментации сопоставлены с четырьмя колонками Ламонтской геологической обсерватории из этого же района, из коллекции колонок, всесторонне изученных Эриксоном и др. (Ericson and oth., 1961). Для группы колонок из восточной части разреза (близ берегов Африки, к юго-западу от Канарских островов) совпадение скоростей седиментации оказалось удовлетворительным (для трех колонок). Скорости осадконакопления в районе Срединно-Атлантического хребта и его склонов, а также западнее хребта, полученные ионий-ториевым методом, сильно отличаются от установленных ранее. Причины этого расхождения пока неясны, а сами эти данные, видимо, ненадежны.

Еще одна проверка этого метода сделана в Карибском море. В колонке донных осадков A-254-RC (хребет Беата) были одновременно сделаны определения возраста ионий-протактиниевым методом и ионий-ториевым в модификации Гольдберга и Коиде, определения палеотемператур по изотопам кислорода O^{16}/O^{18} (Goldberg, Koide, Griffin, 1964; Rosholt and oth., 1961, 1962; Emiliani, 1961). Колонка сложена фораминиферовым осадком (30—50% $CaCO_3$). Ионий-торпевые определения выполнялись одновременно в Скриппсовском институте (с выщелачиванием соляной кислотой) и в океанографическом институте в Майами (без выщелачивания). При интерпретации данных, полученных с выщелачиванием, Гольдберг и Коиде нашли, что кривая отношения близка к теоретической и соответствует скорости седиментации 33 Б. Кривая, полученная без выщелачивания, дает очень сильные отклонения от теоретической, что связано с тем, что около 30% от общего тория находится в виде обломочных минералов и не выщелачивается при обработке кислотой (турмалин, пирофиллит, рутил, анатаз, циркон и др.). Результаты сопоставлений приведены в табл. 24.

Для данных условий оба метода дают приблизительно сходные возрасты (кроме первого горизонта). Скорость седиментации для верхнего слоя (0—35 *см*) по протактинию составляет 18 Б, глубже — от 32 до 58 Б.

Пять определений скорости седиментации ионий-ториевым методом было выполнено в южной части Атлантического океана от экватора до

Таблица 24

Сравнение возрастных определений в колонке А-254-RC

Горизонт, см	Возраст по протактиниевому методу (Rosholt and oth., 1962)	Возраст по ионий-ториевому методу (Goldberg, Koide, Griffin, 1964)	Горизонт, см	Возраст по протактиниевому методу (Rosholt and oth., 1962)	Возраст по ионий-ториевому методу (Goldberg, Koide, Griffin, 1964)
31—40	19 000±4000	11 000	401—410	116 000±8000	123 000
161—170	60 000±7000	50 000	511—520	143 000±20 000	156 000
311—320	98 000±8000	95 000			

пролива Дрейка (Goldberg, Koide, 1962) на меридиональном разрезе от 30° до 40° з. д. Эти результаты требуют проверки биостратиграфическими и радиокарбоновыми анализами. Ионий-ториевым методом изучались осадки в северной части океана (Rona, Akers, 1959, 1962), Мексиканском заливе (Rona and oth., 1965), Карибском море (Rona and Emiliani, 1969).

Как отмечают Росхолт и др. (Rosholt and oth., 1961), самое удивительное в применении этих вариантов ионий-ториевого метода то, что с его помощью, несмотря на целый ряд ошибок и допущений, все же удалось получить удовлетворительные результаты, разработать шкалу четвертичного времени до 110 тыс. лет, которая затем подтвердилась данными как радиоуглеродного метода (до 60 тыс. лет), так и последними определениями протактиниевым и ионий-протактиниевым методами. Данные ионий-ториевого метода учитывались только условно.

Ионий-протактиниевым методом в Атлантическом океане датировано семь колонок, из которых для трех (А-240-М1; А-179-4 и 280) одновременно проведено определение палеотемператур по изотопам кислорода. Датировка верхних отрезков колонок проверялась по радиоуглероду; выполнены также параллельные анализы ионневым методом (отношение тория к ионию). Еще несколько колонок изучено этим методом на разрезе Антарктида — Африка по 20° в. д.

В западной части океана и Мексиканском заливе имеется много датировок возраста и стратиграфического расчленения осадков. Это вызвано бурением на нефть в разных частях Мексиканского залива. Большая их часть получена частными фирмами и не опубликована.

По материалам Морской антарктической экспедиции СССР на разрезе по 20° в. д., т. е. вдоль восточной границы Атлантического океана, были выполнены многочисленные определения методами диатомового анализа, литологического исследования, а также датировки по C^{14}, ионневому методу в модификации Старика и Кузнецова и радиевому методу (Старик, 1961). Почти все колонки изучены палеомагнитными, а также ионий-протактиниевым методами.

Для южной части океана выполнено большое количество палеомагнитных определений по материалам экспедиции на судне «Элтанин». Их основная часть приходится на пролив Дрейка и море Скотиа. Несколько палеомагнитных определений имеется также и в северной части океана.

Важные данные по стратиграфии осадков из поршневых трубок с шельфа Аргентины приведены Фреем и Юингом (Fray, Ewing, 1963). Во время плавания судна «Вима» в 1957—1960 гг. из этого района получено около 100 колонок с участка шельфа протяженностью около 1600 *км* (от 35° до 50° ю. ш.). Здесь обнаружено несколько прослоев ракушечника, имеющих стратиграфическое значение (пелециподы и гастроподы) (Richards, Craig, 1963). Для тех же колонок выполнены фораминиферовый анализ и радиокарбоновые определения, которые дали возможность датировать возраст прослоев ракушечников от 11 до 18 тыс. лет. Эти данные не только позволяют определить темпы накопления осадочного ма-

териала (главным образом песков), по и указывают на опускание уровня моря па 110 *м* приблизительно 11—12 тыс. лет и на 120—150 *м* около 35 тыс. лет.

В Аргентинской котловине изучено 23 колонки длиной до 12 *м* (спорово-пыльцевые комплексы, а также диатомовые водоросли). Скорость седиментации в разных колонках для голоцена колебалась в пределах от 0 до 58 Б (Groot and oth., 1967). Эти определения являются основными для стратиграфического расчленения осадков этой котловины, в последние годы они дополнены палеомагнитными исследованиями.

Весьма подробные исследования шельфовых осадков Южной Америки были проведены также па участке от Антильской дуги до устья р. Эссекибо (г. Джорджтаун). Особенно детальные исследования были выполнены в зал. Пария и в районе о. Табаго, а также близ устья р. Ориноко (Andel, Postma, 1954; Koldewijn, 1958; Nota, 1958; Andel, Sachs, 1964). Здесь проведены разнообразные литологические исследования, а также определения микрофлоры и микрофауны, включая и спорово-пыльцевой анализ (Muller, 1959). Данные о строении мощной толщи осадков в ряде мест были дополнены также результатами бурения с кораблей, поскольку этот район является перспективным на нефть. По детальности исследований этот участок шельфа Южной Америки является, пожалуй, уникальным, и данные для определения темпов современной седиментации в шельфовой области экваториальной зоны будут использованы нами как опорные.

Очень важные результаты по строению материкового склона были получены при бурении на шельфе и склоне Атлантического океана в районе плато Блейк. Бурение проводилось с судна «Колдрилл-I» с 17 апреля по 17 мая 1965 г. При этом удалось пробурить 6 скважин на глубинах от 25 до 1032 *м* с проникновением в толщу рыхлых осадков на 120—320 *м* (Joides..., 1965).

Скорость седиментации на шельфе, по данным бурения, оказалась для интервала в 9 млн. лет (с верхнего эоцена до современных) около 16 Б, а на плато Блейк — 3 Б. Распределение скоростей седиментации в этом районе связывается не только с рельефом дна и поставкой осадочного материала, но также и с изменчивостью системы Гольфстрима. Есть основания считать установленным наличие этого течения около 50—70 млн. лет назад (т. е. с палеоцена). Бурение рыхлой осадочной толщи показало, что на материковом склоне выходят те же породы, которые обнажаются на континенте.

Переломным этапом в развитии представлений о стратиграфии и строении рыхлой осадочной толщи на дне Атлантического океана было проведение глубоководного бурения, которое началось в августе 1968 г. в Мексиканском заливе. С тех пор в центральной части океана от широты Гренландии до 30° ю. ш. пробурены скважины 1—31 по первому проекту бурения и 85—150 — по второму. Часть скважин (120—131) пройдена в Средиземном море. Всего, таким образом, в Атлантическом океане к июлю 1971 г. пробурено около 100 скважин.

Некоторое количество проб было проанализировано разными методами и из Арктического бассейна. Результаты работ отечественных исследователей изложены Н. Н. Лапиной и Н. А. Беловым (1961). Колонки из Арктического бассейна были изучены с помощью фораминиферового анализа, литологических методов, а для ряда колонок абсолютный возраст определялся по ионию. К сожалению, эти построения вызывают много критических замечаний, по-видимому, требуется их проверка. Фораминиферовый анализ пяти колонок из Арктики был выполнен Херманом (Herman, 1964).

Некоторое число проб донных осадков, собранных американской дрейфующей станцией на ледяном острове, было изучено в Ламонтской геологической обсерватории США (Ericson and oth., 1964).

Скорость седиментации на подводном хребте Альфа была определена в 1,5—3 Б (Hunkins, Kutschale, 1967), а для проб, определенных по C^{14},

ионий-протактиниевым и иониевым методами — около 2 Б (Ku, Broecker, 1967). Значительное количество палеомагнитных определений опубликовано Кларком, Стауервальдом и др. (Clark, 1970; Steuerwald and oth., 1968). Первый автор исследовал более 100 колонок, причем для 25 из них приведены значения скорости, основанные на положении границы Брунес — Матуяма (0,69 млн. лет). Оказалось, что разброс значений для 25 колонок очень невелик, в пределах от 1 до 3,2 Б. Таким образом, большая часть определений показывает низкие значения скоростей седиментации в Арктике — от меньше 1 до 3 Б[1]. Для примера приведем средние скорости седиментации для подводных хребтов: Ломоносова — 1,5 Б (для 5 колонок; Линькова, 1965); Менделеева — 2,1 Б (для 9 колонок; Steuerwald and oth., 1968; Hankins and oth., 1971); Альфа — 2,1 Б (1 колонка; Hankins and oth., 1971).

Стратиграфия осадков Средиземного моря разработана на основе изучения фораминифер (Todd, 1958; Parker, 1955, 1958), а также литологических исследований осадков, полученных шведской глубоководной экспедицией (Olausson, 1959) и экспедициями США (Ericsson, 1967), Италии (Cita, D'Onofrio, 1967), датировок по C^{14} (Olausson, 1965), определений палеотемператур.

Многочисленные колонки, полученные в Средиземном море в советских экспедициях, были детально изучены с литолого-геохимической и стратиграфической точек зрения К. М. Шимкусом (1972); им же совместно с лабораторией физико-геологических исследований Института океанологии выполнены определения абсолютного возраста опорных колонок по C^{14}. Данные о распределении спор и пыльцы наземных растений в 12 колонках опубликованы Е. В. Кореневой (1969), а результаты изучения фораминифер в 4 колонках из восточной части моря — Ф. Р. Корневой и Х. М. Саидовой (1969).

Можно было бы назвать еще значительное количество работ, выполненных для отдельных небольших районов (Балтийское, Белое, Северное моря, заливы и др.), при этом в ряде случаев пробы донных осадков, полученные с помощью бурения, были подвергнуты детальным стратиграфическим исследованиям, которые нередко подкреплялись определениями абсолютного возраста. Кроме Балтийского и Северного морей, бурение проводится также на шельфах северной и южной Франции. Рассмотрение полученных результатов для решения поставленной нами задачи дает мало, поскольку охваченные ими районы не позволяют охарактеризовать определенные климатические зоны океана в целом, это лишь детали, из которых трудно создать цельную картину.

Имеется также много старых работ по стратиграфии осадков, которые в значительной мере требуют пересмотра и критической проверки новыми методами (Курбатов, 1963; Сакс, 1950, и др.).

Если проанализировать накопленные в настоящее время данные для Атлантики в целом, то можно прийти к заключению, что достаточно надежные материалы (около 800 станций) для суждения о скорости седиментации и об абсолютных массах осадочного материала получены для всех зон, кроме южных.

СОБСТВЕННО АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН (ПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ)

Как видно из схемы XIV, для Атлантического океана весьма характерны более высокие скорости седиментации, чем в соответствующих природных зонах Тихого и Индийского океанов. Даже в аридных областях здесь не встречаются участки со скоростью седиментации меньше 1 Б. Только в Бразильской котловине имеется надежное определение 0,8 Б. Как правило, скорости здесь порядка 1—3 и 3—10 Б, в прилежащих гумидных зонах намного выше, чаще всего от 3 до 100 Б, а на

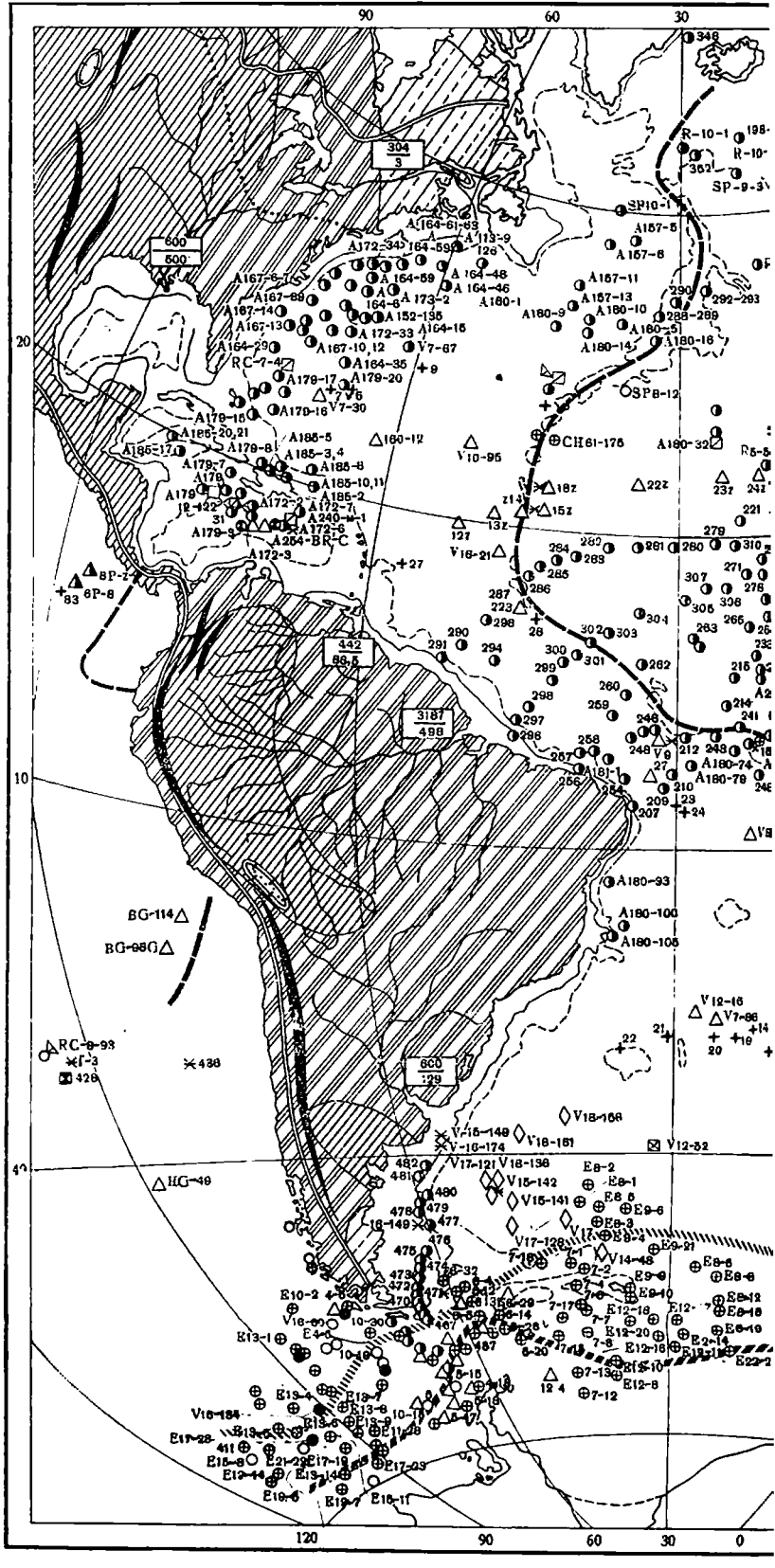
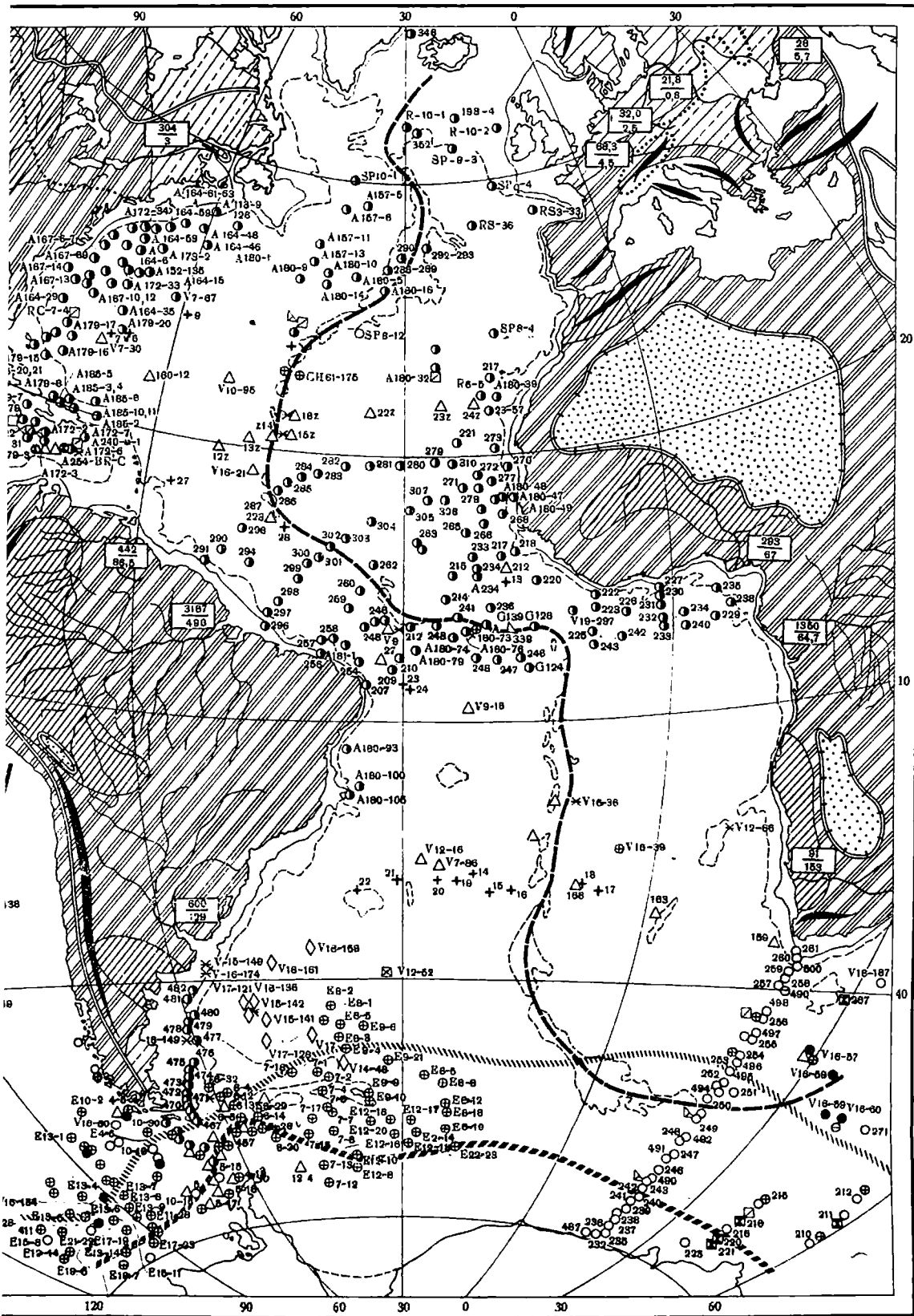


Схема XIII. Карта размещения станций с определениями скоростей се

Условные обозначения те же, что на схеме IX

А. П. Лисицын



. размещения станций с определениями скоростей седиментации осадков Атлантического океана

ия те же, что на схеме IX

50
80
80
60
20
10
40
600
500
442
45
3187
1000
600
97

50
80
80
50
60
30
20
10
40
109
0.44
9.1
3.3
18
0.44
256
23
28
5.7
21.8
0.8
32.0
2.5
68.6
4.6
442
46
3187
1000
293
97
1350
68
600
97

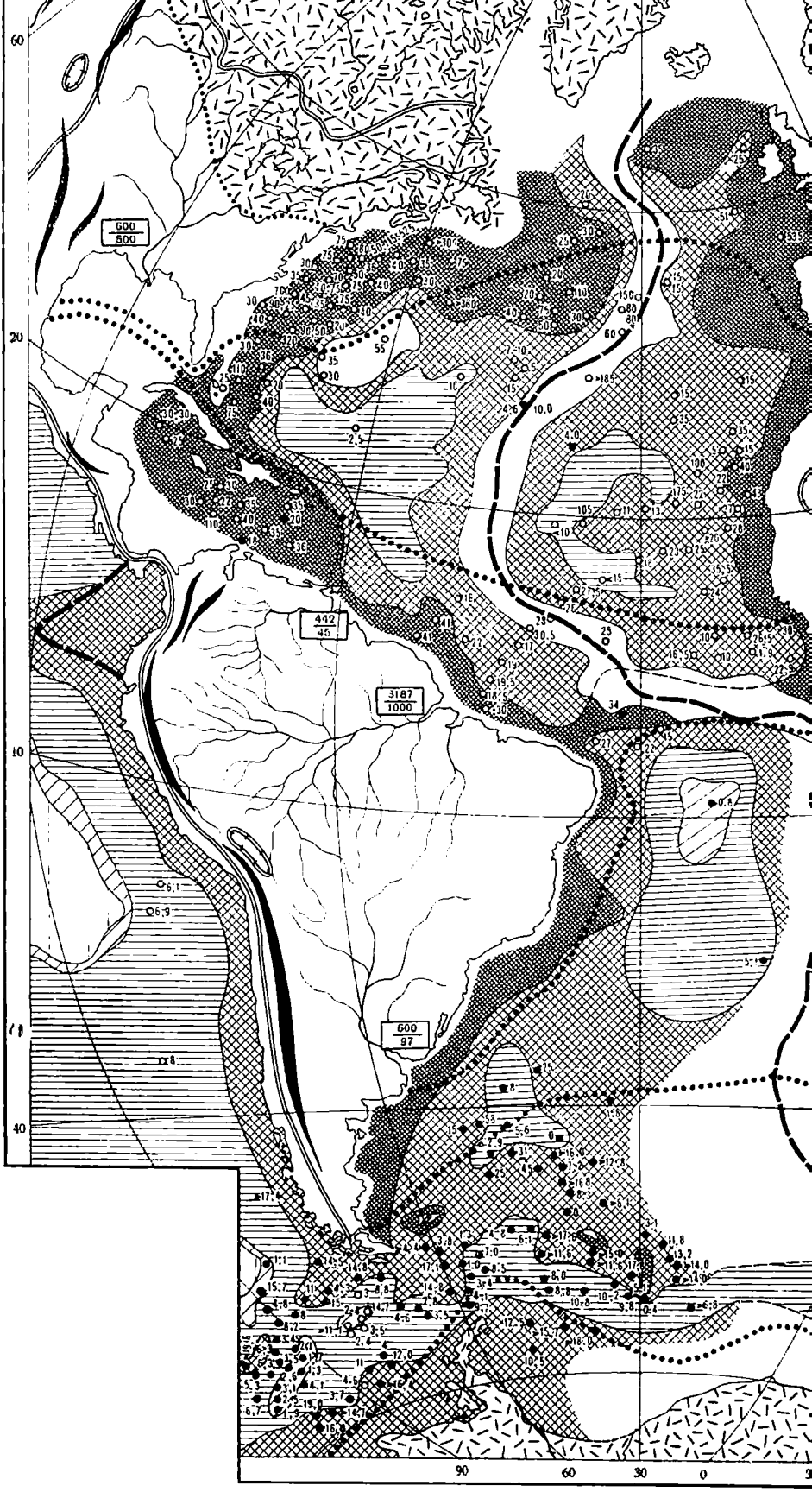


Схема XIV. Карта скоростей и условий осадкообразования в

Условные обозначения те же, что на схеме X

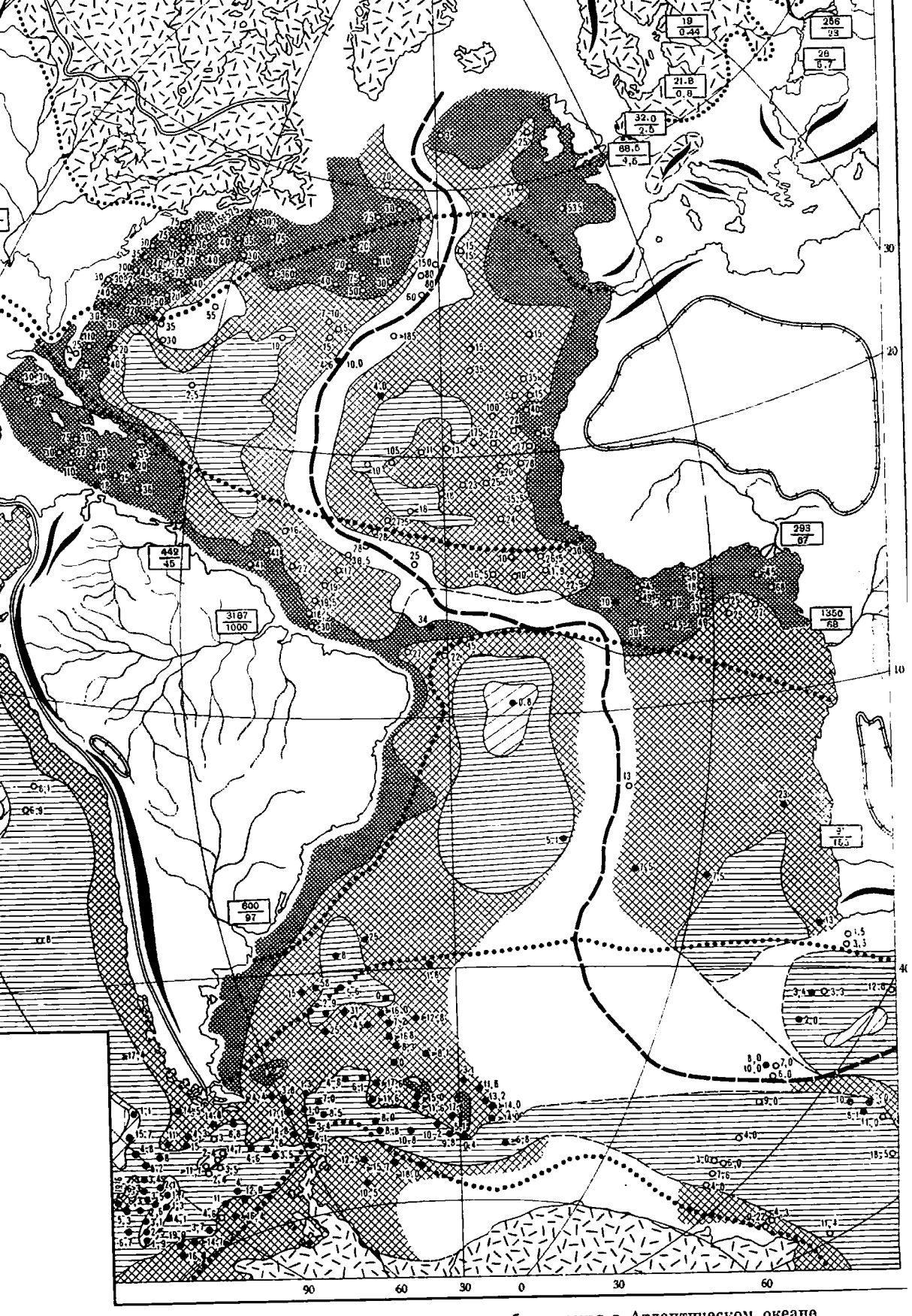


Схема XIV. Карта скоростей и условий осадкообразования в Атлантическом океане

Условные обозначения те же, что на схеме X

больших площадях и более 100 Б. Здесь встречаются и очень высокие значения — до 400—600 Б, а в западной части моря близ берегов Северной Америки — даже более 700 Б.

Несмотря на общий более высокий темп седиментации, основные зоны и в этом океане отчетливо прослеживаются.

Еще одна особенность распределения скоростей на дне Атлантического океана связана с тем, что в его средней части с севера на юг протягивается хребет. Он затрудняет обмен осадочным материалом между западной и восточной частями океана, усиливает, таким образом, влияние местных факторов, усложняя картину распределения скоростей. Вместе с тем это область расширения дна, минимальных мощностей осадков, высокой сейсмической активности, современного вулканизма.

Так же как в Индийском и Тихом океанах, реки-гиганты сосредоточены в экваториальной полосе, только Миссисипи дренирует северную гумидную зону Северной Америки и впадает в Мексиканский залив, на границе с аридной зоной, внося существенные усложнения в общую схему распределения осадочного материала.

Очень сложными условиями седиментации отличается Карибское море. Здесь идет быстрое накопление карбонатных осадков, в ряде мест коралловых, существенное значение имеет также и поступление тонкого пелитового материала, перемещающегося вдоль берегов от устья рек Амазонки, Ориноко, Магдалены. Обычные значения скоростей здесь 30—100 Б с минимальными значениями около 20 Б на подводных поднятиях.

Данные о скоростях седиментации в Средиземном море приведены на рис. 77.

Основные закономерности распределения осадочного материала очевидны из схемы XIV, ограничимся краткими комментариями и выводами.

Скорость седиментации в центральной части Атлантического океана в 3—10 раз выше, чем в центральных частях других океанов, что соответствует высокому темпу поступления осадочного материала особенно во время оледенений, а также и значительному содержанию взвеси в его водах.

Здесь, однако, нет таких огромных скоростей как в северной части Индийского океана и у берегов юго-восточной Азии.

Климатическая зональность проявляется в распределении осадочного материала на дне в виде полос, соответствующих природным зонам. Две аридных области выделяются по минимальным скоростям седиментации. Срединным хребтом каждая из них разделяется на отдельные котловины, расположенные по обе стороны от хребта. В них скорости осадкообразования составляют 3—10 и 1—3 Б. У берегов юго-западной Африки в пределах аридной зоны скорости выше — 10—30 Б, что связано с поступлением сюда осадочного материала из транзитных рек Оранжевая, Конго и Нигер. Отметим, что в этой части океана данных по скоростям седиментации мало. Возможно, и здесь удастся выделить область пониженных скоростей (в первую очередь, в области красных глубоководных глин Ангольской котловины). В виде отдельного пятна она выделяется к западу от южной Африки.

Экваториальная гумидная зона также разделена хребтом на две части, она прослеживается по скоростям седиментации 30—100 Б. В области хребта разобщенные части зоны на схеме соединены пунктиром, поскольку значения скоростей даже в полосе хребта сохраняются очень высокими. Хорошо видна (также в виде двух частей, разобщенных хребтом) северная гумидная зона со скоростями 30—100 Б, а у основания материкового склона — нередко более 500 Б. Такие же значения здесь характерны и для депрессий шельфа.

Южная аридная зона выражена не так отчетливо, как северная. Это связано прежде всего с общим высоким темпом седиментации в Аргентинской котловине. Поступление сюда антарктических вод и стока Ла-

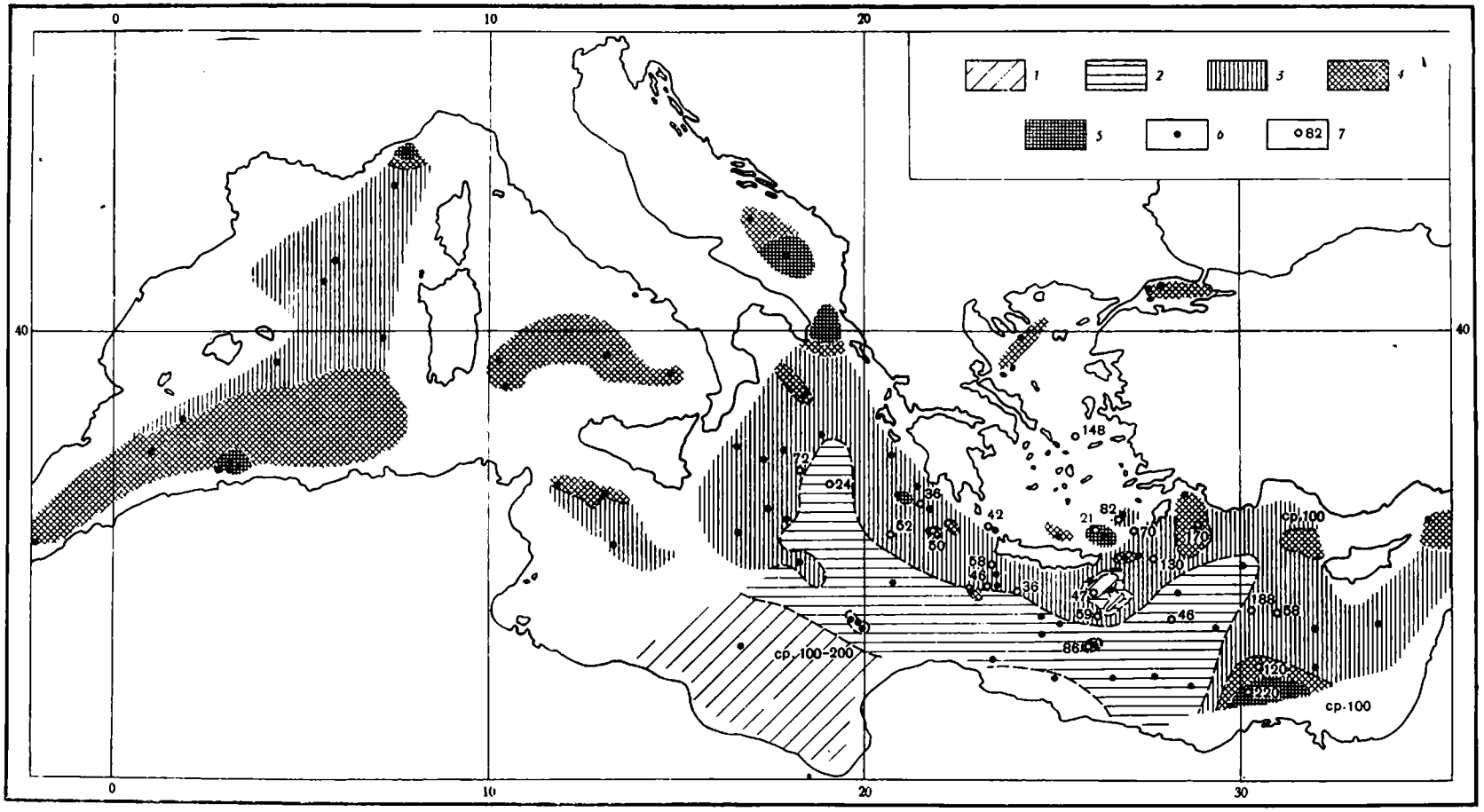


Рис. 77. Схема скоростей осадконакопления в Средиземном море. Составлено по данным В. Н. Москаленко и К. М. Шимкуса (1971), Вонга и Зарудского (Wong, Zarudzki, 1965), Паркер (Parker, 1958), Нинковича и Хизена (Ninkovich, Heezen, 1965)

Скорости: мм/1000 лет: *1* — менее 30; *2* — от 30 до 40; *3* — от 40 до 100; *4* — от 100 до 200; *5* — более 200. Прочие обозначения: *6* — точки определений по данным советских экспедиций; *7* — значения скорости по определениям зарубежных экспедиций

Платы и их перемещение вдоль основания материкового склона Южной Америки к северу приводит к тому, что здесь установлены редкие для пелагических аридных зон скорости седиментации — 10—30 Б.

В южной гумидной зоне такие же значения скоростей, а местами они снижаются даже до 3—10 Б, т. е. до значений, типичных для южного кремневого пояса Индийского и Тихого океанов. Южная часть умеренной зоны и прилежащая часть ледовой имеют скорости осадкообразования порядка 10—30 Б. Таким образом, климатическая зональность распределения скоростей седиментации в южной части океана оказывается сильно измененной под влиянием местных условий.

Циркумконтинентальная зональность проявляется четко во всех климатических зонах и в особенности в гумидных.

В Атлантическом океане в пределах пояса карбонатонакопления можно найти множество примеров определяющего влияния батиметрической зональности на положение границы между карбонатными осадками и красной глубоководной глиной. Все области красных глубоководных глин в этом океане выделяются на карте скоростей по пониженным значениям. Темпы накопления красных глубоководных глин здесь в 3—10 раз выше, чем в Тихом и в 3 раза ниже, чем в Индийском океанах. Для красных глубоководных глин Атлантического океана наиболее обычны значения 3—10 Б и лишь в отдельных местах 1—3 Б.

Тектоническая зональность в первую очередь выявляется в области сейсмически активного Срединно-Атлантического хребта, где идет раздвижение океана, образование его ложа. Донные осадки здесь обычно или отсутствуют или встречаются в виде своеобразных формаций рифтовых отложений, нередко обогащенных железом и марганцем, либо накапливаются с большой скоростью в понижениях, «карманах».

ШЕЛЬФЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Шельфы гумидных зон. Для ряда участков шельфа океана за последние годы выполнены определения мощности и скорости осадконакопления, которые интересно сопоставить по климатическим зонам. В отдельных районах имеются и определения взвеси.

Шельфы северной гумидной зоны. Очень интересные и надежные данные о мощности и скорости современного осадконакопления были получены для дельты р. Роны, впадающей в Лионский залив Средиземного моря (Kruit, 1955). Годовой жидкий сток этой реки 52,7 *км*^{3}, твердый сток 31,5 млн. *т* (твердый сток Волги 25,7 млн. *т*). Детальные исследования толщи дельтовых и авандельтовых осадков с применением бурения показали, что голоценовые дельтовые осадки отделены от плейстоценовых слоем базальных конгломератов (рис. 78, *А*), что позволило надежно определить мощность постплейстоценовых отложений как на суше (наземная часть дельты), так и в море. Это дает возможность переходить от значений мощностей к скоростям.

Мощность этих осадков, как видно из карты изопахит и разрезов, очень неравномерна: она оказывается максимальной близ внешнего края дельты и уменьшается и в сторону суши, и в сторону моря. Интересно заметить, что на бровке шельфа в этой части Средиземного моря современные осадки вообще не накапливаются и на поверхность дна выходят плейстоценовые пески, т. е. скорость седиментации снижается до нуля. Основная часть осадочного материала, сбрасываемого в море этой крупной рекой, накапливается в очень узкой полосе Лионского залива шириной всего 70 *км*. В сторону открытой части залива мощности падают также быстро, как в сторону реки.

Исходя из приведенной карты, скорость осадконакопления в дельте Роны максимально составляет 5000—6000 Б, в сторону моря она быстро снижается до 1000 Б, а на бровке шельфа — в голоценовое время осадки

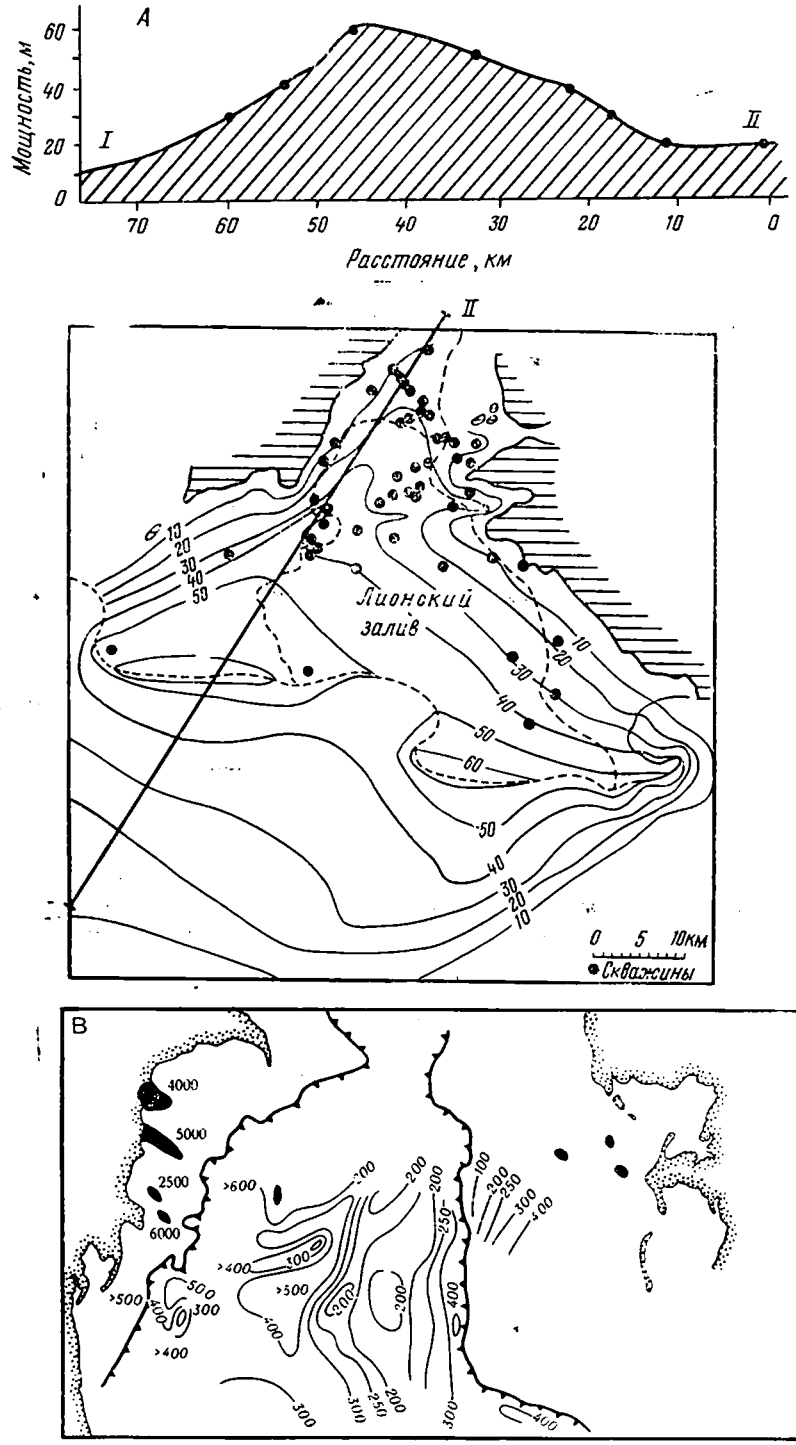


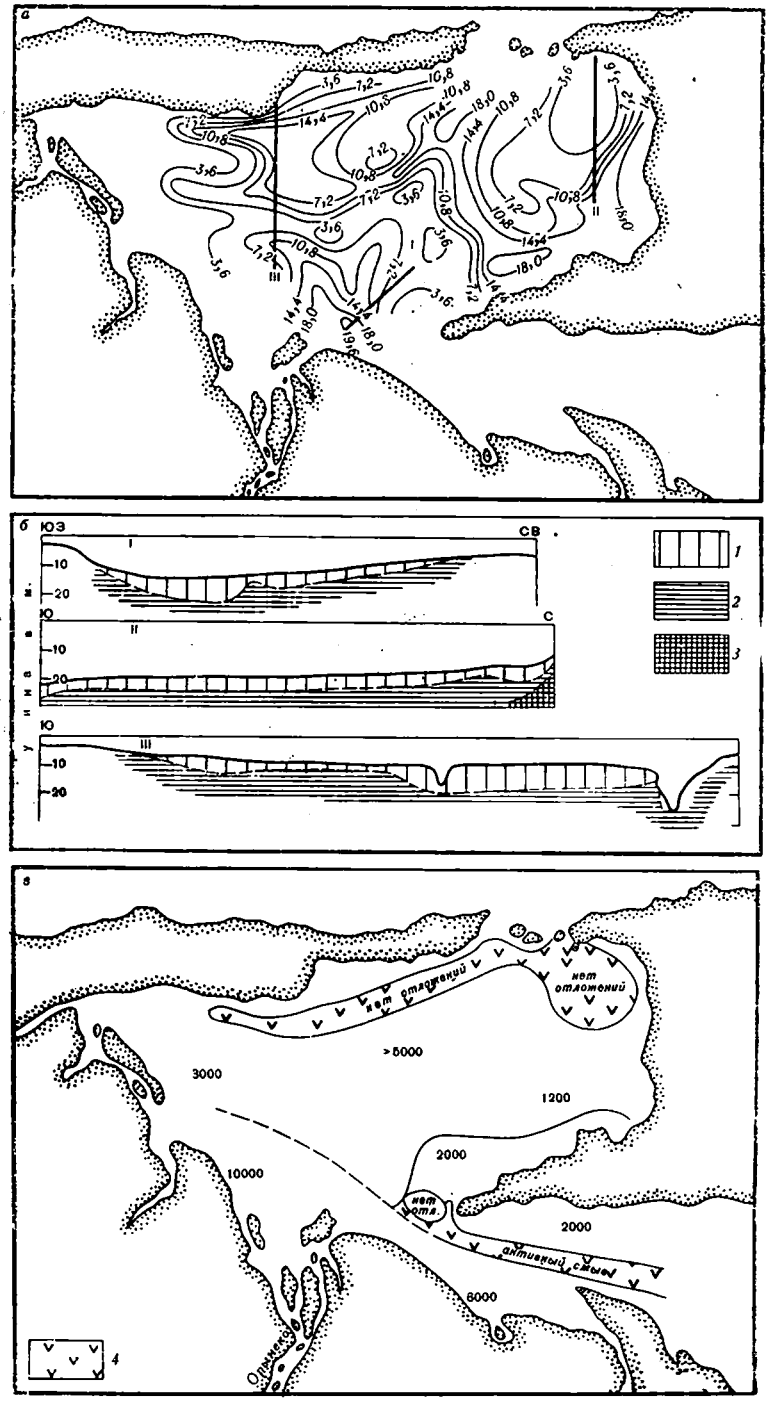
Рис. 78. Мощность осадков близ дельт, на шельфах и в морях

А — схема изопахит голоценовых осадков близ дельты р. Рона (в *м*) и разрез по нормали к дельте по линии I—II. Точками показаны станции бурения (Kruit, 1955, с сокращениями). *Б* — *а*) схема изопахит современных осадков зал. Париа (в *м*), *б*) разрезы (I—III) толщи осадков и *в*) схема скоростей седиментации (в *мм*/1000 лет) для современного этапа (Andel, Postma, 1954, с сокращениями). Возраст осадков: *1* — современные, *2* — плейстоцен, *3* — третичные, *4* — области нулевой седиментации и размыв.

В — схема скоростей осадконакопления (в *мм*/1000 лет) в центральной части Каспийского моря для новокаспийского времени, 7 тыс. лет (Маев, 1961)

не накапливались. В дельте Роны скорость седиментации в 2,5 раза выше, чем в эстуарии р. Ориноко. Что касается дельты р. Ориноко, то и здесь скорости седиментации также составляют 5000—6000 Б и меньше, чем в дельте Миссисипи (10 000 Б), т. е. одного порядка с р. Роной.

Сухопутная часть дельты нарастает во время паводков, которые в связи с ледниковым и снеговым питанием Роны имеют место в мае — пю-



Б

Рис. 78 (окончание)

не. Для дельты Роны имеются интересные данные по накоплению осадков и изменению ее конфигурации и размеров на протяжении около 3500 лет, т. е. почти половины голоцена. Основная часть осадочного материала, выносимого Роной, идет на построение ее дельты, чему способствуют многочисленные рукава, где скорость течения и несущая сила потока резко падают, происходит осаждение взвешенного материала. Материал, «проскочивший» дельту, распределяется на относительно небольшом расстоянии от устья этой реки. В соответствии с общим направлением потока наносов значительная его часть смещается к западу от устья, что подтверждается и минералогическими исследованиями (Andel, 1955).

Шельфы южной гумидной зоны. Данные о распределении мощностей получены для участка шельфа Аргентины от устья Параны на юг до Фолклендских островов. Здесь, в связи с местными особенностями распределения влаги и тепла вдоль берегов, захватывая шельф, протягивается гумидная зона (см. рис. 12).

Большое количество колонок из этого района было получено поршневыми трубками во время плавания «Вимы» (Fray, Ewing, 1963). Часть колонок была обработана с определением возраста по C^{14}, которое велось главным образом для горизонта погребенных ракушечников, залегающих под толщей осадков на глубине 1—4 *м* от поверхности дна.

Сходный горизонт был обнаружен и на шельфе Северной Америки на участке от м. Код до м. Гатерас (Атлантическое побережье США) (Merrill, Emery, 1965). В ряде мест он выходит на поверхность дна, маркируя места с «нулевым» осадконакоплением. Возраст раковинного материала в последнем случае определен в 8—10 тыс. лет. Устричный материал здесь образовался во время более низкого (на 80—110 *м*) стояния уровня моря в ледниковое время.

Определение абсолютного возраста раковинного материала из колонок с аргентинского шельфа дало возможность установить (по среднему отрезку изученных колонок) скорость седиментации и мощность голоценовых осадков. Скорость оказалась в пределах 56—220 Б.

Средние значения для шельфа северной части гумидной зоны Атлантического океана — порядка десятков Б с увеличением до нескольких сотен Б в депрессиях — обнаружены и на шельфах южной гумидной зоны.

Шельфы экваториальной гумидной зоны. Обстоятельное исследование распределения взвеси и осадков у берегов Венесуэлы было проведено близ дельты реки Ориноко, в заливе Пария (Andel, Postma, 1954). Выше дельты (г. Сьюдад-Боливар) Ориноко ежесуточно переносит в сезон дождей около 351 тыс. *т*, а в засушливый период 123 тыс. *т* взвешенного материала. Ежегодный твердый сток этой реки оценивается в 86,5 млн. *т*, а водный сток в 442 $км^3$. Бассейн реки расположен в области тропического климата. Летом (апрель — октябрь) здесь идут дожди, и уровень реки поднимается на 10—15 *м*, зима засушливая, расход воды снижается в 3—4 раза. Приливо-отливные колебания уровня в зал. Пария достигают 1,5 *м*.

Количественное распределение взвеси в засушливый период изучено только в восточной части зал. Парня, где концентрация взвеси обычно минимальна. На поверхности содержание взвеси в это время оказалось в пределах 3—5 *мг/л* с быстрым возрастанием до 10 *мг/л* и более по мере приближения к западной части залива. В придонном слое концентрация много выше, обычно в пределах 5—10 *мг/л* и также быстро возрастает в западной части залива. Серия разрезов показывает закономерности распределения взвеси в этот сезон по вертикали. Постоянно самые мутные воды распространены в придонном слое — они содержат часто больше 10 *мг* взвеси на 1 *л* воды.

Иная картина наблюдается в начале дождливого периода. Концентрация взвеси и в поверхностном слое, и в особенности близ дна резко возрастает (работами был охвачен только начальный период сезона дождей,

в его конце содержание взвеси в водах становится еще больше). В период дождей содержание взвеси на поверхности возрастает до 10—100 *мг/л*. Характерно, что у выхода из залива в океан (пр. Бокас-дель-Драгон) содержание взвеси в поверхностных водах снижается по сравнению с засушливым сезоном. Это связано с поступлением сюда океанских вод с содержанием взвеси 0,5—1,5 *мг/л*. В придонном слое концентрация взвеси находится в пределах 10—100 *мг/л* и к выходу в океан снижается до 2—5 *мг/л*.

Концентрация взвеси на разрезах обычно возрастает в нижних слоях. На разрезах, выполненных в западной части залива, концентрация взвеси намного больше, чем в восточной, что связано с общим направлением переноса осадочного материала из устья Ориноко. Анализ карт и разрезов распределения взвеси дает возможность установить для зал. Парня главные направления переноса осадочного материала.

Для иллюстрации влияния на осадочный материал сильных приливо-отливных течений типичны данные наблюдений на 18 часов в пр. Бокас-дель-Драгон и за сутки — в авандельте (Бока-Вагре). Наибольшее влияние приливо-отливные течения и волны оказывают на содержание взвеси в придонных слоях воды: здесь ее концентрация возрастает с 10—25 до 200 *мг/л* и более. По скорости осаждения волн взмученного со дна осадка можно судить и о размерах частиц — они должны быть около 0,016 *мм*, в поверхностных же водах залива преобладает более тонкая взвесь с медианным диаметром 0,006—0,008 *мм*. Детальное изучение количественного распределения взвеси, мощности донных осадков, накапливающихся в заливе, и скорости седиментации показывает, что в пределах эстуария Ориноко остается около 70% всего осадочного материала (на примере эстуария Бока-Вагре), а в океан сбрасывается около 30%. В период дождей вынос взвеси в океан составляет около 70%.

Обращает на себя внимание очень малая мощность дельтовых осадков. Это говорит о том, что дельта переместилась сюда совсем недавно. Для самого верхнего слоя осадков залива, которые начали накапливаться после перемещения дельты Ориноко, скорости седиментации уже иные и их расположение соответствует наблюдаемой сейчас картине распределения взвеси.

В придельтовой части залива скорость седиментации составляет 10000 Б, в других местах около 6000 Б, в восточной части залива 1200—2000 Б. Близ выхода в океан отмечается зона отсутствия современных осадков, здесь осадочный материал смывается сильными приливными течениями (рис. 78, *Б*).

Для зал. Парня средняя скорость седиментации определяется в 5000 Б. Скорость седиментации в авандельте Ориноко соответствует скорости накопления осадков в авандельте Миссисипи (около 10000 Б; Shepard, Moore, 1955).

По шельфу к северу от зал. Парня и о. Тринидад скорости седиментации по радиокарбоновым определениям Кольдевина (Koldewijn, 1958) составляют около 800 Б, а по данным изучения рыхлой осадочной толщи ультразвуковой установкой «Стратиграф» — от 800 до 1600 Б, т. е. намного ниже, чем в зал. Парня. Этот участок шельфа Южной Америки несомненно находится под влиянием стока р. Ориноко. Часть шельфа, расположенная несколько восточнее (от р. Эссекибо до Ориноко), была изучена Нота (Nota, 1958).

Шельфы ледовых зон (Северный Ледовитый океан и море Уэдделла). Выше вы указывали, что, по гидрологическим данным, большинство исследователей в настоящее время считает Северный Ледовитый океан заливом Атлантического и не рассматривает его в виде отдельного океана. На примерах изучения скоростей седиментации и закономерностей их размещения в этом океане посмотрим, насколько оправдано такое утверждение.

Как указывалось, для Северного Ледовитого океана намного меньше надежных данных по определениям скоростей, чем для большинства других водоемов. Имеющиеся значения для центральной части океана позволяют говорить только о порядке скоростей осадконакопления, но не позволяют пока составить схему. Наиболее обычны скорости в областях развития терригенных глинистых осадков — порядка 1—3 Б, максимальные значения для пелагических осадков не превышают 5—10 Б, чаще всего они находятся в пределах 1—5 Б. Таким образом, скорости накопления осадков в этом океане невелики, они сопоставимы со значениями, обычными для аридных зон Атлантического океана, и ниже, чем в гумидных (рис. 79). Это связано с тем, что питание осадочным материалом Северного Ледовитого океана очень необычно, отлично от других океанов. По типу питания он ближе к морским водоемам или крупным заливам.

Весь Северный Ледовитый океан находится практически в одной климатической ледовой зоне, но получает питание только с периферии, в основном из гумидной зоны. Источники терригенного материала в центральной части океана отсутствуют, биогенный материал из-за мощного ледового покрова сюда почти не поступает (кроме небольших количеств карбонатного материала, связанного с фораминиферами и повышающего содержание $CaCO_3$ в осадках до 10—30%). Потому главный тип зональности в этом океане циркумконтинентальный, как в большинстве водоемов, принадлежащих к одной климатической зоне.

Поскольку исследования последних лет установили простирание Срединно-Атлантического хребта в Северный Ледовитый океан с дальнейшим выходом его на материк близ устья Лены, то и тектоническая зональность характерна и для Северного Ледовитого океана. Вертикальная зональность здесь очень нечеткая, поскольку вся площадь дна этого водоема находится за пределами пояса карбонатонакопления. Таким образом, в распределении скоростей седиментации в Арктике определяющее значение имеют циркумконтинентальная зональность, а также проявления тектоники близ сейсмически активных хребтов.

Питание Северного Ледовитого океана в подавляющей части идет за счет осадочного материала умеренной гумидной зоны, в чем существенное его отличие от седиментации в Антарктике (см. рис. 79). Наряду с этим здесь множество черт, характерных для ледовой зоны: дальний транзит осадочного материала льдами, захват грубообломочного материала с берегов, подавленная биологическая активность фитопланктона из-за ледового покрова и недостаточной солнечной радиации и др. С точки зрения размещения скоростей седиментации важно подчеркнуть одну особенность, которая не встречается в других климатических зонах вне ледовых. Это возникновение областей повышенных скоростей седиментации близ ледовых кромок, где происходит массовое таяние льдов.

Как известно, основная часть льдов из Арктики выносится в Атлантический океан вдоль берегов западной Гренландии. Здесь же идет массовое таяние льдов, разгрузка их от осадочного материала. Ежегодный вынос льдов из Северного Ледовитого океана достигает 20 000 $км^3$, что составляет более половины жидкого стока рек мира. Весь этот лед тает в Гренландском море в Датском проливе, в Дейвисовом проливе (5000 $км^3$) и между Шпицбергеном и Новой Землей (2000 $км^3$). Здесь на дне должны образовываться седиментационные поднятия, возникать области с повышенными скоростями седиментации и мощностями осадочной толщи. Еще ярче эта особенность распределения осадочного материала, со сгруживанием его в местах близ границы с умеренной гумидной зоной, проявлялась во время оледенений четвертичного времени. Седиментационные подводные поднятия, возможность обнаружения которых указывалась мною еще в 1956—1961 гг. (Лисицын, 1961ж), были найдены в северной части Атлантического океана с помощью непрерывного сейсмического профилирования (Vogt, Schneider, Johnson, 1969).

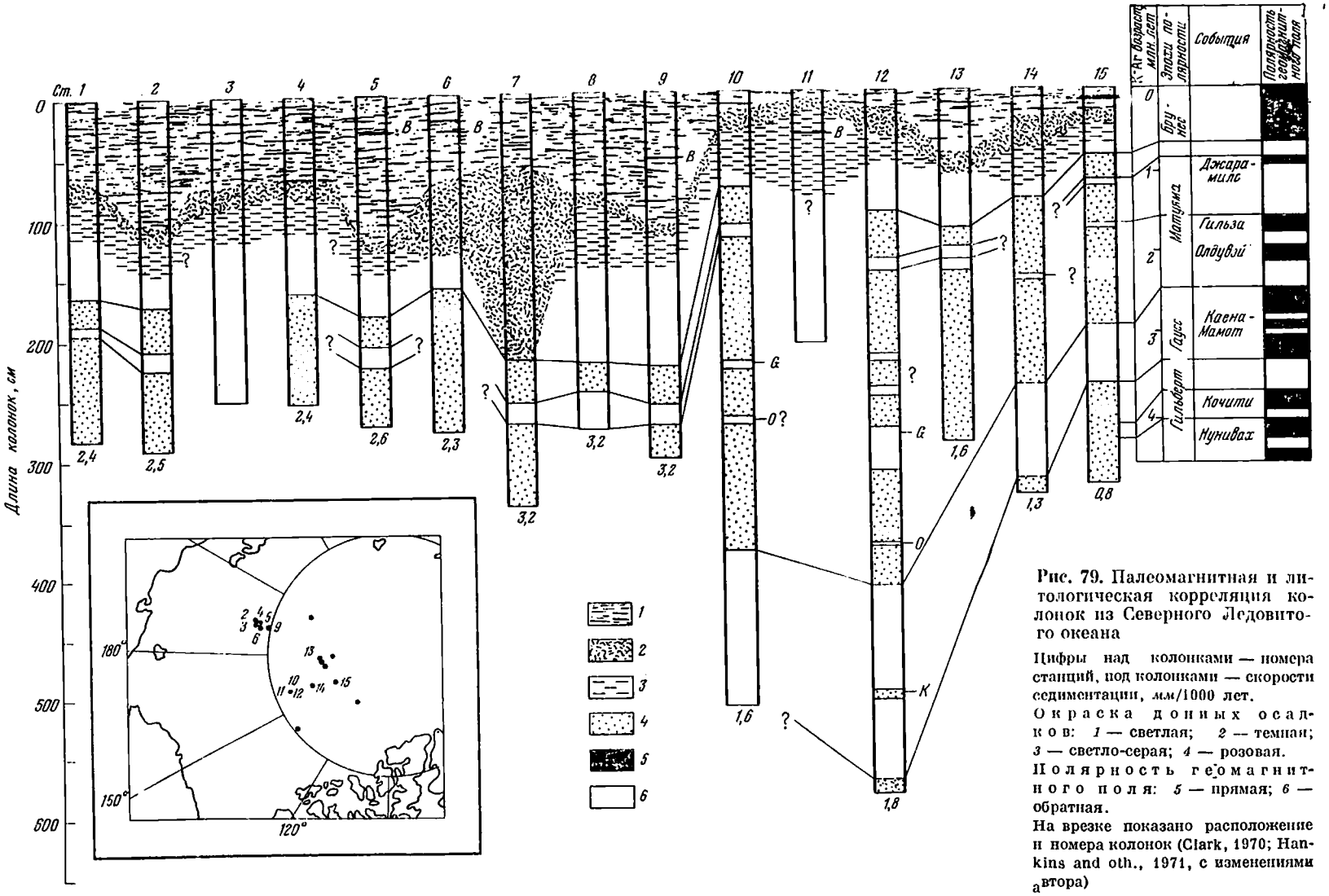


Рис. 79. Палеомагнитная и литологическая корреляция колонок из Северного Ледовитого океана

Цифры над колонками — номера станций, под колонками — скорости седиментации, *мм*/1000 лет.

Окраска донных осадков: *1* — светлая; *2* — темная; *3* — светло-серая; *4* — розовая.

Полярность геомагнитного поля: *5* — прямая; *6* — обратная.

На врезке показано расположение и номера колонок (Clark, 1970; Hankins and oth., 1971, с изменениями автора)

Такие же особенности распределения осадочного материала отмечаются и для Антарктики (Лисицын, 1961г, ж), но они не встречаются в других климатических зонах. Итак, для льдов также выделяется зона захвата, транспортировки и разгрузки осадочного материала, и, хотя разгрузка частично идет по всему пути от мест захвата, наибольшая его часть откладывается на дне в местах массового таяния льдов.

В Антарктике таким центром сосредоточения и таяния льдов является море Уэдделла и прилегающие к нему части Атлантического океана. Здесь дополнительно к материалу, переносимому обычным путем (в толще вод), а также к биогенному, прибавляются еще значительные порции твердого материала, освобождающиеся от льдов и айсбергов. Особенностью переноса айсбергов и льдов в Антарктиде является наличие двух систем переноса противоположных направлений. Вдоль берегов континента идет перенос льдов с востока на запад (Восточный дрейф), за зоной дивергенции он сменяется Западным дрейфом.

Льды и айсберги, перемещаясь вдоль берегов на запад, попадают в ловушку моря Уэдделла, где вытянутый Антарктический полуостров и острова образуют подобие мешка. В нем задерживается и тает значительная часть ледового материала Антарктиды. Можно не сомневаться, что и тут будут обнаружены скорости седиментации, намного более высокие, чем в других частях ледовой зоны, седиментационные поднятия и участки с большой мощностью рыхлых осадков. В более слабом виде этот «граничный эффект» прослеживается и в других частях ледовых и прилежащих к ним умеренных гумидных зон.

МОРЯ БАССЕЙНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Черное море. Скорости осадконакопления в Черном море были определены А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938). На примере этого водоема Н. М. Страховым впервые был разработан метод абсолютных масс (Страхов, 1947), который затем вошел в практику литологических исследований.

По современным оценкам скорость седиментации в Черном море составляет близ гористых побережий около 400 Б, в центральных частях моря 12—40 Б, между Крымом и Малой Азией — 110—380 Б (Страхов, 1960—1962). Для этого водоема сделаны также отдельные радиоуглеродные определения возраста, которые требуют уточнения (Виноградов, Девриц, Маркова, 1963). Карты абсолютных масс терригенного и органогенного материала для Черного моря составлены и детально обсуждены в работах Н. М. Страхова (1947, 1960, 1962, 1963). Приведенные материалы показывают, что в центральных частях Черного моря для голоценовых осадков скорость осадконакопления приближается к океанской (т. е. 12—40 Б). Изучение прибрежного осадкообразования в Черном море с анализом мощностей и абсолютных масс дано Е. Н. Невесским (1964, 1967).

Детальными исследованиями на шельфе Черного моря было установлено, что повышенные мощности осадков встречаются в депрессиях шельфа; на поднятиях шельфа мощности снижены, здесь откладываются грубозернистые осадки. Таким образом, между гранулометрическим составом осадков шельфа и мощностью отложений имеется определенная зависимость — накопление тонкодисперсных осадков обычно сопряжено с образованием больших мощностей осадков. Только в самых мелководных, прибрежных, частях шельфа картина меняется, здесь под действием динамических факторов береговой зоны часто накапливаются мощные толщи грубозернистых отложений (подводные валы и др.).

Азовское море. Среди морей СССР Азовское море отличается особенно высокими скоростями современного осадкообразования, вместе с тем это и одно из самых мелководных континентальных морей (ежегодное замерзание по всей поверхности, особенности климата).

По данным М. В. Федосова (1958), скорость современной седиментации в Азовском море составляет 0,9 *мм* в год, или 900 Б. По более поздним определениям Д. Г. Панова и М. К. Спичака (1961) скорость седиментации равна 2,4 *мм* в год, или 2400 Б.

Для этого водоема имеются определения баланса осадочного материала. Особенно большой интерес вызывает определение количества осадочного материала, поставляемого в море за счет абразии берегов (Аксенов, 1955, 1965). Оказалось, что продукты абразии в формировании донных осадков этого моря имеют бóльшее значение, чем речная взвесь: они составляют 34,3% от общего количества осадочного материала, в то время как речная взвесь 28,3%! На долю биогенного осадочного материала приходится 32,7%, хемогенного 0,2% (Александров, 1965).

Каспийское море. Для Каспийского моря приводились довольно многочисленные значения скоростей седиментации и мощностей разных слоев.

По В. Н. Саксу (1950), скорость седиментации осадков в северном Каспии составляет около 1000 Б на протяжении голоцена. В западной части южной котловины — также около 1000 Б, в ее центральной части — 450—600 Б и в восточной — около 300 Б. В настоящее время для этого водоема составлены первые карты изотах (скоростей седиментации).

Е. Г. Маев (1961) приводит данные по определению скорости седиментации в центральной части Южного Каспия для новокаспийского времени (в среднем до 7 тыс. лет) (см. рис. 78, *В*).

Максимальные скорости обнаружены на шельфе западной части моря. Здесь близ устья р. Куры они достигают 6000 Б, т. е. близки к дельтовым участкам Ориноко и Миссисипи, довольно обычны на шельфе скорости 3000—4000 Б. На восточном шельфе скорости намного ниже, поскольку поставка осадочного материала сюда крайне мала: чаще всего встречаются скорости 200—400 Б, а близ бровки шельфа они снижаются до 100 Б и менее. Скорость седиментации в глубоководной части Каспия составляет 200—600 Б, а местами и более (см. рис. 78, *В*).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что более высокие скорости имеют место в западной половине глубоководной части моря, которая тяготеет к зоне максимальной поставки осадочного материала.

Вторая существенная особенность, которая прослеживается здесь довольно четко, это увеличение скорости седиментации у основания материкового склона. В восточной части моря скорости у основания склона достигают 400 Б, т. е. больше чем обычно на шельфе этой части моря. Для западной части моря данных меньше, но и здесь у основания склона следует ожидать скоростей до 1000 Б.

УЧАСТКИ БЛИЗ УСТЬЕВ РЕК ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ И ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОН

С ростом выноса рек процессы седиментации близ их устьев и на шельфе постепенно меняются, а с определенного момента происходит качественный скачок; появляются зоны аномальных осадков, которые могут наблюдаться только близ крупнейших рек с колоссальным твердым стоком. Мангровые заросли, полоса илистых осадков на шельфе вдоль берегов, потоки илистых наносов на шельфе — все это явления, связанные с зональностью, поставкой с суши в моря и океаны огромных количеств тонкого, главным образом пелитового осадочного материала, а также слабым волновым воздействием. Поступление большого количества терригенного материала с суши находит отражение не только в особенностях состава и распределения осадков шельфа, но также и в распределении, составе и скорости накопления глубоководных осадков на участках, нередко удаленных от континентов.

Известно, что наиболее высокий темп смыва (более 240 *т* с каждого квадратного километра суши) отмечается для Индо-Китая, южного Китая и Кореи, а также водосборов Ганга и Брахмапутры. Именно в этой области в соответствии с выпадением атмосферных осадков находится наибольшее сосредоточение рек-гигантов, которые выносят в год в океан огромные количества взвешенного материала (Ганг — 2177 млн. *т*, Меконг — 170 млн. *т*, Хуанхэ — 1887 млн. *т*, Янцзы — 501 млн. *т*, Иравади — 299 млн. *т*).

Поступление в океан столь значительного количества терригенного осадочного материала находит отражение даже на картах рельефа дна (например, физиографическая карта Индийского океана, составленная Хизеном и Тарп (Heezen, Thorp, 1964). Дно морей и заливов, прилежащих к областям с максимальным смывом, отличается выровненностью, наличием многочисленных подводных каньонов и долин, протягивающихся от устьев и своеобразных подводных конусов выноса, сходных с конусами выноса рек пустынь. Здесь же отмечаются и очень высокие скорости седиментации, необычные, например, в аридной зоне. Полоса карбонатных осадков отступает далеко от берега, что связано с сильнейшим разбавлением их терригенным материалом.

Взвесь, поступающая из рек в океан, распределяется сложным путем, имеющим мало общего с обычными представлениями о простой миграции осадочного материала по нормали к берегу. Частицы взвеси многократно осаждаются и вновь взмучиваются, переносятся с места на место, и путь каждой частицы взвеси от устья реки и до донных осадков крайне сложен. Представление об ареалах рассеяния терригенной взвеси мы можем получить как на основе прямого исследования взвешенного материала, так и анализируя уже отложившиеся на дне осадки.

Особенно большой интерес представляют открытые недавно на шельфах экваториальных гумидных зон потоки илистых наносов (осадков). В дополнение к ранее известным потокам галечных наносов (их мощность исчисляется десятками тысяч тонн в год) и песчаных наносов (сотни тысяч — миллионы тонн) потоки глинистых наносов имеют мощность в десятки и сотни миллионов тонн в год.

Близ устьев крупных рек и в прибрежных районах шельфа концентрация взвеси бывает в ряде случаев столь значительной, что трудно разделить взвесь и донный осадок. В частности, близ берегов Гвианы (Южная Америка) воды постоянно имеют кофейный цвет от большого количества взвеси. Максимальное содержание взвеси в них достигает 2% (весовых), т. е. 20 000 *мг/л*.

Напомним, что твердая фаза в илистых осадках составляет от 10 до 30%. В придонных слоях концентрация взвеси достигает 15% и взвесь скачкообразно меняет свои свойства, превращаясь в осадок.

Вязкость такого осадка повышается по сравнению со взвесью почти в 100 раз, он приобретает свойство тиксотропии (Зенкович, 1963). Столь значительная концентрация тонкой пелитовой взвеси у берегов — явление необычное для холодной и умеренной гумидной зон. Реки Амазонка, Ориноко и Демерара, поставляющие материал к берегам Гвианы, выносят почти исключительно пелитовый материал, причем в количествах столь значительных, что море не успевает его перерабатывать. В экваториальной зоне преобладает штилевая погода, повторяемость волнения и зыби более 5 баллов не более 10%, в то время как в умеренной зоне она доходит до 40—50%. Динамическое воздействие океана на осадки в этой зоне, таким образом, много слабее, чем в других природных зонах.

Эти реки резко изменяют ландшафт всей прибрежной области морей и океанов. Вокруг их устьев создаются обширные мелководья, сложенные илистым материалом; этот материал распространяется вдоль берегов на расстоянии в сотни и тысячи километров, что хорошо видно на примерах Южной Америки (Амазонка, Демерара, Ориноко) или западной Африки (Нигер, Конго и др.), а также в Желтом море (Янцзы и Хуанхэ). Шторм-

мовые волны, проходя над илистыми мелководьями, теряют свою силу и уже не могут полностью рассортировать осадочный материал, вынести его в глубинные части бассейна. В таких местах реки оказываются сильнее и оттесняют морские и океанские процессы на второй план.

Вполне естественно, что наибольшие скорости седиментации имеют место там, где особенно велика концентрация взвеси, или там, где вследствие сочетания условий поставки взвешенного материала реками и его дальнейшей переработки в море, образуются потоки илистых наносов с очень высокой концентрацией взвеси. Имеются, в частности, сведения, что в зал. Бохай (Желтое море) средняя мутность у берегов 0,2—0,3% (2000—3000 *мг/л*), при волнении она возрастает в 20 раз, а в придонных слоях в определенные периоды достигает 10—15% (Зенкович, 1962). Это уже не вода, а сметанообразная масса, переходная к осадку.

На пути илистых наносов скорости осадконакопления оказываются феноменально высокими. Так, в Корее, в порту Нампхо за четыре года толщина слоя ила увеличилась на 6 *м*, т. е. скорость нарастания его достигла 1,5 *м* в год, или 1,5 млн. Б, что в 150 раз выше, чем максимальные скорости седиментации, отмечаемые в дельтах Миссисипи, Ориноко и других крупных рек.

Река Меконг по твердому стоку — одна из крупнейших рек Мира. Для нее характерен высокий темп механической денудации. При впадении в море Меконг образует огромную дельту площадью 70 тыс. *км*^{2}, ежегодно дельта продвигается на 80—100 *м*. Так же как и Ганг, Меконг имеет преимущественно летний сток.

Две крупнейших реки Восточной Азии — Янцзы (твердый сток 50 млн. *т*) и Хуанхэ (твердый сток 1887 млн. *т*) известны своими катастрофическими летними разливами. Хуанхэ ежегодно выносит в море огромное количество лёсса, который слагает ее дельтово-аллювиальную равнину общей площадью около 250 тыс. *км*^{2}. Смыв осадочного материала с суши достигает здесь 2532 *т/км*^{2}. Современная дельта Хуанхэ занимает площадь около 2 тыс. *км*^{2}, скорость ее роста в сторону моря достигает 200 *м* в год. Взвесь, поступающая из этой реки, не только слагает ее огромную дельту, но и заполняет все побережье зал. Бохай, по крайней мере на 200 км от устья (Niino, Emery, 1961).

Большой поток илистого материала идет вдоль берегов и от устья р. Красной (твердый сток 130 млн. *т*) в Тонкинском заливе (Зенкович, 1963). Огромное количество речной взвеси, выносимой в Сиамский залив реками Меконг, Менам и Меклонг, приводит к быстрому росту их дельт (дельта р. Менам нарастает ежегодно на 4—5 *м* (Emery, Niino, 1963), а также к наращиванию огромных мощностей осадков в заливе и в прилегающей части Южно-Китайского моря.

По данным бурения в районе Бангкока, толща четвертичных отложений составляет около 3000 *м*, эти данные были подтверждены результатами геофизических исследований и в Сиамском заливе. Если учесть, что максимальные глубины в заливе около 80 *м* и при понижениях уровня океана во время оледенений дно его представляло собой сушу, то основная часть этой толщи должна была отложиться в послеледниковое время (около 10 тыс. лет), что дает значение скорости 30 000 Б. Под действием веса осадков здесь происходит изостатическое прогибание дна залива, его глубина остается приблизительно постоянной. Такого же рода изостатическая компенсация накопления огромных толщ осадков установлена в дельте Миссисипи (твердый сток 500 млн. *т*), она имеет место, очевидно, и в других местах, где накапливается огромное количество осадочного материала. Отмечается в частности и компенсационное оседание ложа океана близ материковых склонов, где сброс осадочного материала особенно велик.

Система течений в юго-западной части Южно-Китайского моря такова, что основная часть взвеси от берегов Индокитая распространяется

в юго-западном направлении (Физико-географический атлас мира, 1964, карты 50, 51). Вся эта часть моря представляет собой мелководную равнину с очень высокими скоростями седиментации, это современная геосинклиналь, с изостатической компенсацией. Вероятно, в таких местах седиментация в значительной мере предопределяет и тектонический режим (прогибание), т. е. скорость прогибания регулируется в основном весом поступающих осадков.

Амазонка ежегодно сбрасывает в океан около 500 млн. *т* взвешенного осадочного материала. В 1300 *км* к северо-западу от устья Амазонки, у берегов Южной Америки, в створе р. Демерара, были проведены детальные исследования потока илистых наносов, идущих вдоль берега. Оказалось, что от уреза воды и до глубин 40 *м* здесь ежегодно перемещается вдоль берега около 150—200 млн. *т* илистого материала, т. е. около 20% от стока Амазонки!

Это связано с направлением Южного Пассатного течения, которое, подходя к берегам Южной Америки в районе м. Кабу-Бранку, поворачивает на север, образуя Гвианское течение. Кроме постоянного сильного течения (скорость 2—3 *км/час*), перенос илистого материала во взвеси связан здесь еще и с действием приливо-отливных течений, а также с воздействием ветровых волн, взмучивающих осевший материал.

Поток наносов не является непрерывной илистой рекой, текущей вдоль берегов: он то возникает, то вновь исчезает, и илистый материал образует при этом на дне многочисленные банки, которые периодически перемещаются в генеральном направлении на запад со скоростью 1,2—1,5 *км* в год. Перемещение илистого материала от устья р. Амазонки на расстояние 1300 *км* до г. Джорджтауна — процесс очень длительный, он занимает около 1000 лет, а общее количество осадочного материала, переносимого в этом районе, исчисляется десятками и сотнями миллиардов тонн, т. е. это процесс перемещения вещества глобальных масштабов.

Исключительный интерес представляет разрез количественного распределения взвеси в эстуарии Демерара (Южная Америка, близ Джорджтауна) и на траверзе этой реки через шельф, т. е. поперек потока наносов Амазонки (Зенкович, 1963). Этот разрез был выполнен всего за 12 часов с двух судов, т. е. определения концентрации взвеси являются почти синхронными. Оказалось, что в эстуарии на расстоянии 20—30 *км* от устья ярко выражена «иловая пробка», характерная и для эстуариев других рек. Здесь отмечаются особенно высокие концентрации взвеси, достигающие 3000—10 000 *мг/л*, т. е. в десятки раз больше, чем на прилегающих участках.

На детальном разрезе через шельф видно, что концентрация взвеси по мере удаления от устья падает с 400—500 до 3—10 *мг/л* на расстоянии 50—70 *км*. Обращает на себя внимание, что наибольшие концентрации взвеси приурочены к придонному слою. Это связано как с постепенным осаждением взвеси, так и главным образом с постоянным ее взмучиванием приливо-отливными течениями и волнами. Максимальная мутность на одной из станций отмечалась у дна в период времени от 9 до 12 час от начала прилива; она достигла 19 200 *мг/л*. В поверхностных водах обычная концентрация взвеси составляла 40—50 *мг/л*, а в период самого низкого уровня вод до 500—1000 *мг/л*.

Таким образом, на шельфах близ р. Демерара отмечаются резко повышенные мутности вод, в особенности они возрастают после штормов и под действием приливов. Высоким мутностям отвечают значительные скорости седиментации и транзита осадочного материала.

Распространение топких илов близ берегов, которое наблюдается около устья Амазонки, Демерара, Ориноко и других рек экваториальной зоны Южной Америки, а также Южной Азии, не является аномалией или местным явлением. Наоборот, это весьма характерное образование всей прибрежной зоны экваториального пояса.

На противоположном берегу Атлантического океана — у берегов Гвинеи (5—10° с. ш.; по данным П. В. Ушакова, 1965) также характерно широкое распространение мягких жидких глинистых осадков, протягивающихся от самых берегов до глубины 10—15 *м*, где они сменяются песками с примесью битой ракуши. Воды в этой части океана у берегов чрезвычайно мутны, их прозрачность не превышает 1 *м*. Большое количество минеральной взвеси, сносимой с берегов Гвинеи, соединяется здесь с цветением фитопланктона (в некоторые периоды), что еще больше снижает прозрачность вод.

Благодаря большому количеству рек, впадающих в море, район побережья Гвинеи по сути дела представляет собой единый огромный эстуарий (это отчетливо видно, когда смотришь на побережье из окна самолета) (Ушаков, 1965).

Зона особенно мутных вод простирается до глубин около 20 *м*, а иногда и намного шире. Указанная особенность в распределении взвеси влияет и на облик фауны, которая приспособилась к существованию в условиях исключительно мутных вод.

Сходные условия обнаружены и близ устья р. Нигер, твердый сток которого составляет 67 млн. *т* в год (Allen, 1964). У самых берегов здесь, так же как и в других местах тропической гумидной зоны, развиты мангровые заросли с характерными биотопами. Мангровые заросли гасят действие волн и течений и тем самым сохраняют илистые образования мелководий от размыва. Интересно отметить, что мангровые заросли встречаются только в пределах зон с высоким смывом осадочного материала с континентов, т. е. совпадают с областью усиленной механической денудации, они крайне редки в местах, где смыв с суши меньше 50 *т/км*.

Биоценозы мангровых зарослей могут использоваться для палеогеографических реконструкций тропических гумидных зон, наряду с биоценозами коралловых рифов. В отличие от коралловых рифов биоценозы мангров отвечают местам с наиболее высоким поступлением осадочного материала с суши, они почти всегда встречаются в дельтах экваториальных и тропических рек. Эти места в связи с малой прозрачностью вод являются запретными для развития коралловых рифов (невозможность фотосинтеза зооксантелл, обеспечивающих дыхание и поглощение продуктов выделений коралловых колоний). От мангров в сторону моря протягивается обычно довольно широкая полоса илистых осадков, за которой и располагается нормальная серия обломочных и органогенно-обломочных осадков шельфа — кораллы, пески, алевриты и илы.

Пояса илистых прибрежных осадков, потоки илистых наносов в экваториальной зоне являются как бы затянувшейся стадией переработки громадных количеств взвеси, поступающей с суши в океан. Часть ее успевает осесть и закрепиться в полосе мангровых зарослей, но основная ее часть перемещается по сложным путям, многократно взмучивается и движется по равнодействующей течений, постепенно смещаясь на большие глубины. Если бы поставка осадочного материала с суши прекратилась, то потоки илистых наносов, потеряв питание, вскоре исчезли бы и к берегам подошли отсортированные пески, т. е. аномальная область тропической зоны сменилась бы нормальной серией шельфовых осадков. Огромные значения модуля смыва, поставка больших количеств осадочного материала реками экваториальной зоны тесно связаны с климатической зональностью. Очень слабое динамическое воздействие океана на поступающий осадочный материал (преобладание штилевой погоды, редкая повторяемость штормов) — также есть проявление климатической зональности.

Таким образом, широкое распространение илистых осадков и потоков илистых наносов на шельфах экваториальной зоны и в прилежащих частях тропических областей — еще одно из выражений климатической зональности осадконакопления.

АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Мощность слоя донных отложений, накопившихся за определенный отрезок времени, не является точным эквивалентом веса материала, осевшего за то же время на дне. Это связано главным образом с тем, что объемный вес осадков разного вещественного и гранулометрического состава колеблется в довольно широких пределах и потому количество сухого материала даже при одинаковой мощности влажного слоя может сильно меняться. Достаточно сказать, что содержание воды в осадке натуральной влажности может колебаться от 20 до 90%, т. е. в 3—4 раза, соответственно этому будет меняться и вес твердой фазы.

На начальных этапах развития метода абсолютных масс использовались средние (достаточно приблизительные) значения объемного веса, определенные для терригенных и карбонатных осадков. Из-за недостатка данных учет многообразных изменений вещественного и гранулометрического состава, которые существенно влияют на объемный вес, не проводился. Обычно по тем же причинам было невозможно учесть и изменения объемного веса осадков вниз по колонкам и определить среднее значение объемного веса для изучаемого горизонта.

Анализ изменений влажности и объемного веса, выполненный за последнее время, показал, что отклонения от средних величин могут быть очень значительными и потому необходим учет всех многообразных факторов, влияющих на объемный вес.

При попытке реализации этих рекомендаций возникает ряд трудностей:

1) недостаток прямых определений влажности и объемного веса глубоководных океанских осадков, что потребовало проведения большого количества собственных определений;

2) значительные колебания этих свойств в колонках и керпах в связи с процессами уплотнения и диагенетических преобразований осадков, а также с изменениями их гранулометрического и вещественного состава. По этим вопросам надежных данных имеется еще меньше;

3) отсутствие методов, позволивших бы с достаточной степенью надежности распространить сравнительно немногочисленные определения объемного веса и влажности на большие площади дна океанов, т. е. методов прогнозирования физических свойств осадков, а также усреднения данных для колонок.

Для перехода от мощности слоя натурального осадка, отложившегося за определенное время, к массе осадочного материала необходимо исключить из осадка воду, которая составляет очень значительную его часть. Количество воды в осадке меняется как по площади, т. е. в пространстве, так и по длине колонки, т. е. во времени. Нужно определить, сколькими граммами твердой фазы осадка соответствует 1 $см^3$ осадка натуральной влажности. Эта величина (σ) носит название объемного веса твердой фазы (Васильев, 1953).

Как правило, объемный вес твердой фазы не определяется; обычно дается объемный вес влажного осадка (Δ) или сухого осадка (σ_0). По формуле $\sigma = \frac{\Delta}{1+0{,}01\,W}$ $г/см^3$ можно определить связь между объемным весом твердой фазы и влажностью, где W — влажность, % к весу сухого осадка. Определение мощности слоев ведется для осадков натуральной влажности.

Величины Δ и W непостоянны, они меняются даже в осадочном слое сходного состава и небольшой мощности в процессе уплотнения. Особенно велики эти изменения в самом верхнем слое (0—50 $см$). При реальных подсчетах абсолютных масс приходится иметь дело со всеми сложными и многообразными изменениями вещественного и гранулометрического со-

става осадков. Поэтому есть только одна возможность преодоления этих трудностей, это выявление общих закономерностей изменения влажности и объемного веса в зависимости от состава и возраста осадков.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ И ИХ СВЯЗЬ С ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИМ И ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ

ВЛАЖНОСТЬ

Должна быть полная уверенность в том, что образцы не изменили исходного содержания влаги до момента производства анализов, т. е. влажность соответствует естественному ее значению. К сожалению, это часто нарушается. Например, при работах экспедиции на «Спеллиусе» пробы осадков пересылались в виде влажных колонок из Индонезии в Голландию морем, а анализы влажности проводились спустя длительное время после получения осадков. Колонки шведской глубоководной экспедиции хранились во время рейса и позже в Океанографическом институте в Гётеборге в рефрижераторе, нет никаких указаний на контрольные определения их влажности.

В связи с этим Шоллом (Sholl, 1956) был разработан метод определения исходной влажности проб, частично или полностью подсушенных при хранении или перевозке. Предусматривается определение хлорности воды, полученной при промывании пробы осадка. Поскольку хлорность поровых вод в верхнем слое осадков относительно постоянна в условиях одного водоема или зоны океана, то по хлорности появляется возможность установить исходное содержание воды в растворе, заполнявшем осадок. Точность метода 10—11%.

Нами была принята стандартная методика анализа влажности (Васильев, 1953). Навеска влажного осадка взвешивалась и высушивалась при 110°, после чего сухая проба снова взвешивалась. Влажность определялась в процентах потери веса к первоначальному весу осадка естественной влажности.

Вес твердой части осадка зависит от удельного веса слагающего его материала, в частности, карбонатные и особенно диатомовые и другие кремнистые осадки в общем значительно легче, чем терригенные. В терригенных осадках повышение содержания тяжелых минералов также в ряде случаев сказывается на увеличении веса твердой фазы. При высоком содержании органического вещества (в лагунных, мангровых и болотных осадках) вес твердой фазы оказывается ниже, чем у осадков обломочных. Объем пор (пористость), которые заполняются водой, зависит главным образом от гранулометрического состава осадков: чем мельче частицы, слагающие осадок, тем больше объем пор. Отсюда естественно ожидать, что влажность пелитовых осадков должна быть значительно выше, чем алевритово-песчаных.

Рядом работ (Бруевич, 1956; Бруевич и Зайцева, 1958; Лисицын, 1956в; Sutton, Berchemer, Haff, 1957, и др.) было показано, что влажность зависит от многих факторов: гранулометрического и вещественного состава (в частности, от содержания таких компонентов, как $CaCO_3$, $SiO_{2аморфн.}$, $C_{орг}$, а также тяжелых минералов), скорости седиментации, состава глинистых минералов, возраста осадка (положение в колонке донных отложений) и др. Влияние этих факторов в разных местах и на разных осадках проявляется по-разному.

Число определений влажности осадков в настоящее время довольно значительно, но ни для одного из океанов, а также крупных морских водоемов карт распределения влажности пока нет. Исключениями могут быть только дальневосточные моря, изученные экспедициями Института океанологии АН СССР. Для выявления закономерностей изменения влаж-

ности осадков разного типа приводим материалы Института океанологии по Южному океану, а также по всему Тихому океану, включая дальневосточные моря; дополнительно — по тропической и экваториальной зонам Индийского океана. Это составляет в общем более 5000 определений влажности в поверхностном слое осадков разного состава, а с учетом зарубежных определений дает достаточно надежный материал для статистических сопоставлений.

При изучении влажности, так же как и гранулометрического и вещественного состава осадков, весьма эффективным оказывается картографический метод.

Первый круг вопросов, таким образом, связан с выяснением закономерностей, определяющих влажность осадков в самом поверхностном их слое. Знание этих закономерностей должно позволить даже при отсутствии непосредственных определений использовать метод аналогий.

Зависимость влажности от гранулометрического состава осадков

Терригенные осадки (<30% $CaCO_3$ и $SiO_{2аморфн.}$). Четко прослеживается влияние механического состава на содержание влаги для терригенных осадков Каспийского моря (Бруевич, Виноградова, 1949). Весьма ярко видна такая зависимость и для осадков Берингова моря. Эта связь представлена двояко: в зависимости от медианного диаметра (на логарифмической основе) и в зависимости от содержания пелитовой фракции (Лисицын, 1966в). Несмотря на отдельные отклонения, для терригенных осадков Берингова моря такая связь несомненно существует и она может быть выражена в виде усредненной кривой или математической формулой. Большинство точек ложится в пределах неширокой полосы, где может быть проведена кривая, отражающая среднюю статистическую зависимость.

Для терригенных осадков с известным медианным диаметром график дает возможность с точностью ±10% определить влажность. При всех отдельных отклонениях такая возможность представляет большой интерес для решения поставленной перед нами задачи.

Интересные данные о соотношении жидкой и твердой фазы осадков с их медианным диаметром приводит Мид (Mead, 1966). Им использованы материалы по терригенным осадкам (менее 30% $CaCO_3$ и менее 30% $SiO_{2аморфн}$) как морей и океанов, так рек и озер. С увеличением медианного диаметра от тонких глин до песков и гравийно-галечного материала содержание воды в осадке естественной влажности закономерно снижается. Это снижение особенно значительно в тонких плистых осадках. При переходе от осадков с Md < 0,01 *мм* к пескам с Md = 0,1—1 *мм* содержание воды в осадке снижается от 80—90 до 40—50%, а при дальнейшем увеличении Md от 0,1 до 100 *мм* — снижается до 30%. Итак, влажность терригенных осадков в значительной мере определяется гранулометрией. Резче всего это сказывается в области пелитовых и алевритово-пелитовых осадков, что и естественно, учитывая мелкие размеры частиц, пластинчатый габитус, большую площадь поверхности и сорбционные свойства глинистых минералов.

Нередко при характеристике осадка дается только содержание пелитовой фракции в нем. Устанавливается линейная зависимость влажности от содержания пелита, существующая для терригенных осадков Берингова моря (Лисицын, 1966в). Большинство точек также укладывается в пределах неширокой полосы, расширяющейся в сторону уменьшения влажности и сокращения содержания пелита. Средняя линия дает возможность перехода от содержания пелитовой фракции (мельче 0,01 *мм*) к влажности с точностью ±5% для глинистых илов и ±10% для более крупнозернистых осадков. Разброс точек показывает, что, наряду с гранулометриче-

ским составом, на содержание воды в осадке влияют и многие другие факторы (в частности, изменение скорости седиментации осадка, колебания в его вещественном составе и др.).

Графики зависимости влажности от содержания пелитовой фракции были построены мною для терригенных осадков Тихого и Индийского океанов (для Индийского исключительно по анализам антарктической экспедиции) (рис. 80). Океанские терригенные осадки весьма разнообразны как по удельному весу обломочной части (в ряде мест обогащение тяжелыми минералами), так и по его происхождению (айсберговые и терригенные осадки вне айсберговой зоны).

В отличие от терригенных осадков вне айсберговой зоны пелитовый материал айсберговых образований возник не за счет химического выветривания, а главным образом в результате механической дезинтеграции обломков коренных пород до размерности пелита.

Пелитовый материал из этой зоны преимущественно гидрослюдистый (иллитовый) с хлоритом. В других зонах состав глинистых минералов закономерно меняется, в экваториальной он каолинит-монтмориллонитовый (Ратеев и др., 1968).

Сопоставление материалов дает возможность выделить зону, соответствующую максимальной частоте встречаемости значений. Правее и ниже этой зоны лежат точки осадков, в которых содержание влаги меньше обычного, частично сюда попадают пробы, снизившие влажность при неудачном хранении.

Для небольшого числа точек влажность выше обычной, это связано с особенностями их вещественного состава, а также аномально высокими скоростями седиментации; чаще всего это осадки, содержащие немногим меньше 30% диатомового кремнезема (слабокремнистые). Для этих осадков может быть проведена средняя линия связи влажности с содержанием пелита. Таким образом, зависимости, полученные нами для обоих океанов — Индийского и Тихого, очень близки между собой и отличаются от зависимостей для Берингова и других морей, что связано с отличием в скорости седиментации терригенных осадков, «усадкой» их верхнего слоя, а также другими факторами.

Кремнистые осадки (>30% $SiO_{2аморфн}$). Среди кремнистых осадков не рассматривается группа слабокремнистых, которая отнесена к терригенным осадкам (10—30% $SiO_{2аморфн}$), так как влияние небольших содержаний кремнезема на влажность прослеживается не очень резко. Для осадков с большими содержаниями кремнезема построены отдельные графики (см. рис. 80). Точки на этих графиках даны разными знаками в зависимости от концентрации аморфного кремнезема. Все кремнистые (30—50% $SiO_{2аморфн}$) и сильнокремнистые (более 50% $SiO_{2аморфн}$) осадки, рассматриваемые на графиках, относятся к диатомовым, содержание аморфного кремнезема в отдельных пробах больше 70%. Для Индийского и Тихого океанов использованы наиболее надежные материалы.

Все полученные точки укладываются в полосы, для которых может быть установлено среднее значение влажности. Графики зависимости влажности от гранулометрического состава для кремнистых осадков Тихого и Индийского океанов очень близки, что показывает, что, так же как и для терригенного материала, установленные связи имеют характер общей закономерности.

Сопоставление линий зависимости для терригенных и кремнистых океанских осадков показывает, что кремнистые имеют намного большую влажность при равном содержании пелитовой фракции, а также при одинаковом медианном диаметре.

Карбонатные осадки (>30% $CaCO_3$). Представления о влиянии карбонатов на влажность донных осадков весьма противоречивы. Так, Зейбольд (Seibold, 1959), изучая карбонатные осадки Адриатического моря и Боденского озера, пришел к выводу, что присутствие карбонатов

в осадках не оказывает прямого влияния на их влажность, гораздо большее значение имеет крупность карбонатного материала. Если карбонатный материал тонкий, то влажность осадков повышена; при крупных зернах карбоната, слагающих осадок, влажность снижается.

Зависимость влажности от содержания пелитовой фракции у карбонатных осадков изучена нами также на примере Индийского и Тихого океанов (см. рис. 80). Основным типом карбонатных осадков здесь явля-

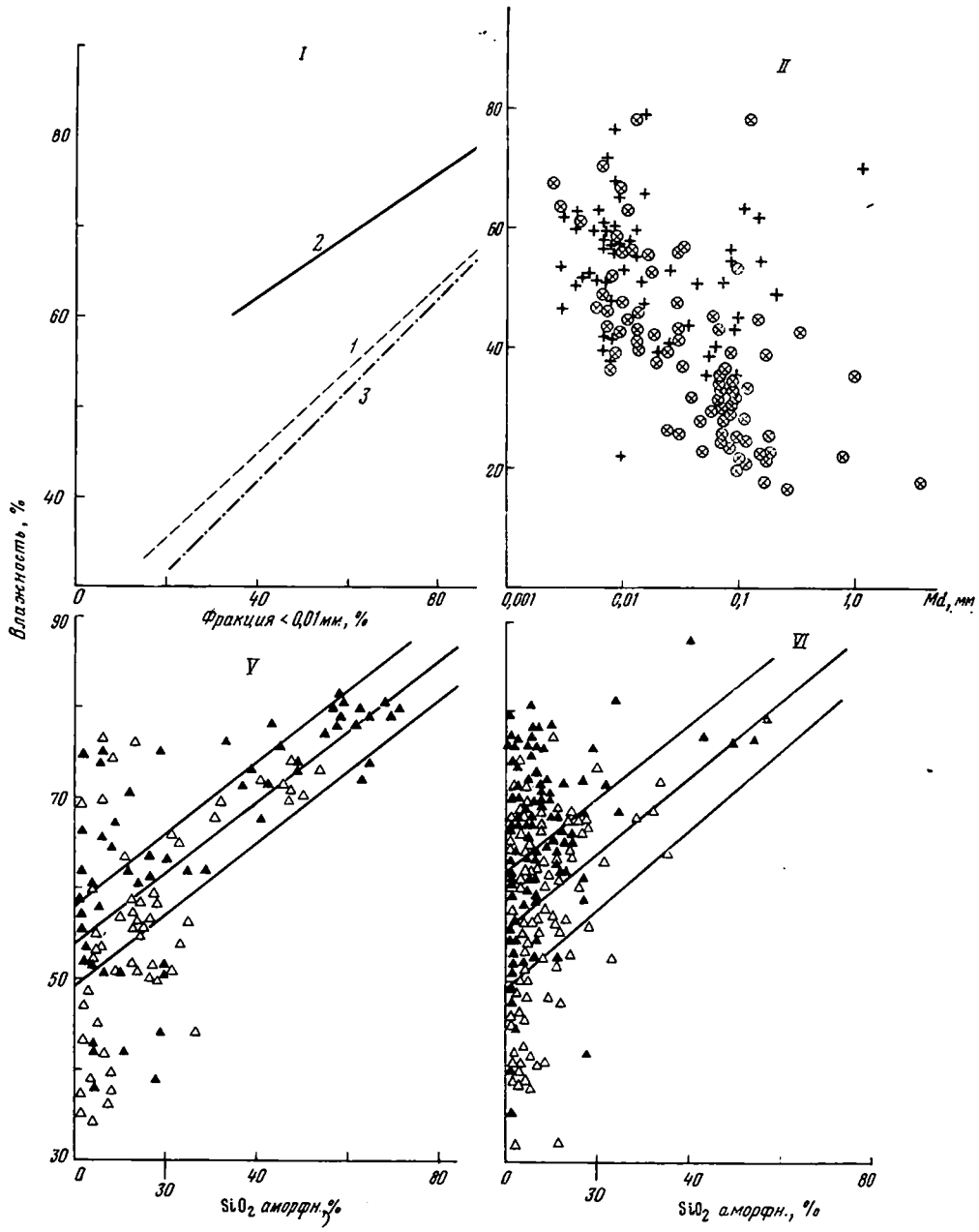


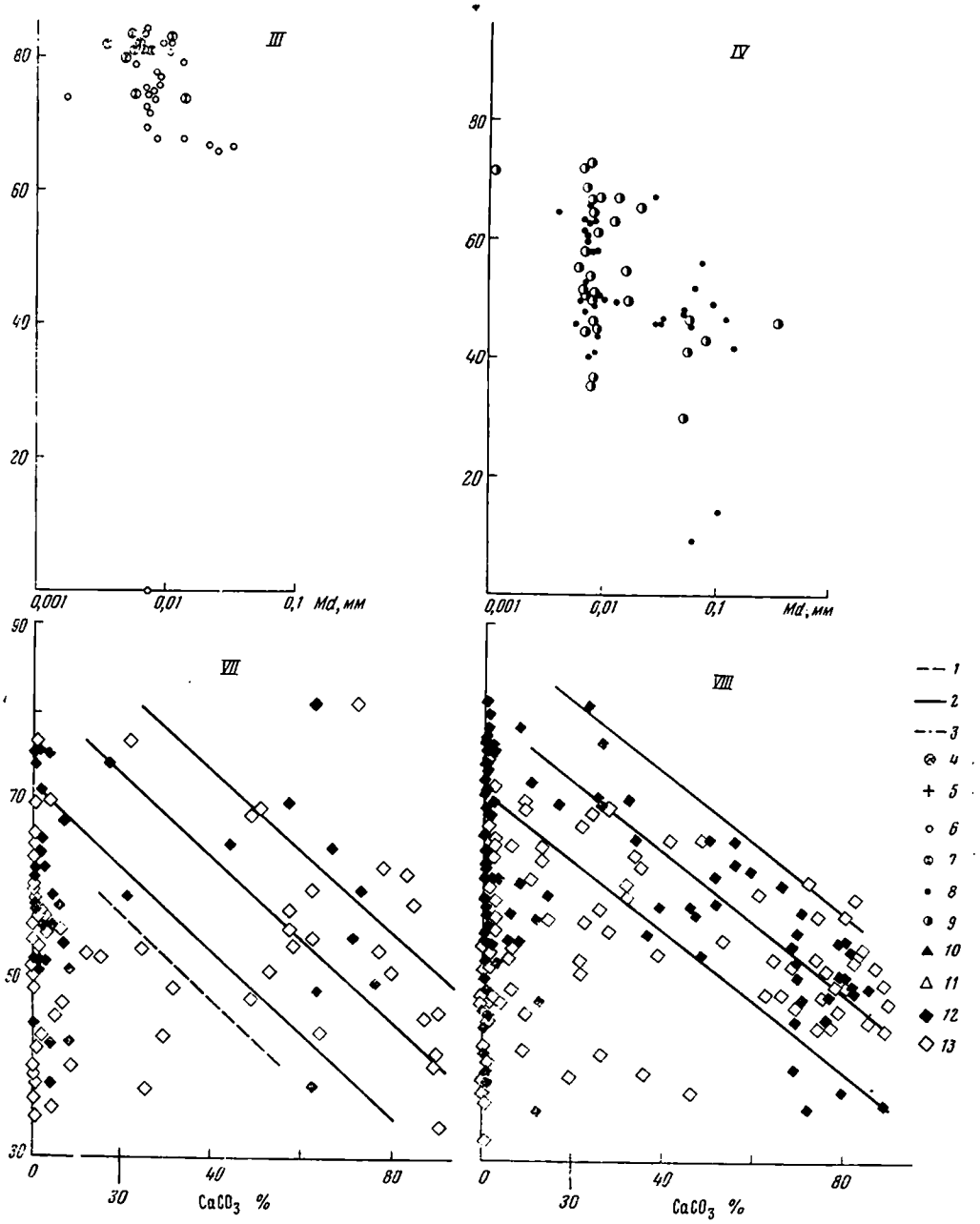
Рис. 80. Графики зависимости влажности осадков поверхностного слоя от гранулометрического и вещественного состава (содержание $CaCO_3$ и $SiO_{2аморфн}$)

— Влажность — содержание пелитовой фракции в терригенных (*1*), кремнистых (*2*) и карбонатных (*3*) осадках Тихого и Индийского океанов.

II—IV — влажность — медианный диаметр (Md) для айсберговых (II), кремнистых диатомовых III) и карбонатных фораминиферсвых (IV) осадков Индийского и Тихого океанов: *4* — менее 10%

ются фораминиферовые и кокколитово-фораминиферовые, реже ракушечные и птероподовые, иногда коралловые.

Разброс точек очень велик, полоса максимальной их встречаемости поэтому расширяется. Интересно отметить, что ни в Тихом океане, ни в Индийском ни одна из проб карбонатных осадков не имеет влажности выше 72—73%, в то время как для кремнистых осадков максимальное значение влажности достигало 83—89%, а для терригенных — 78%. По



$SiO_{2аморфн}$ и $CaCO_3$; *5* — 10—30% $SiO_{2аморфн}$ и $CaCO_3$; *6* — 30—50% $SiO_{2аморфн}$; *7* — более 50% $SiO_{2аморфн}$; *8* — 30—50% $CaCO_3$; *9* — более 50% $CaCO_3$.

Влажность — содержание $SiO_{2аморфн}$ в осадках Индийского (V) и Тихого (VI) океанов: *10* — пелитовый ил, *11* — алевритово-пелитовый ил.

Влажность — содержание $CaCO_3$ в осадках Индийского (VII) и Тихого (VIII) океанов: *12* — пелитовый ил; *13* — алевритово-пелитовый ил

максимальным значениям влажности пелитовые осадки можно расположить в ряд с постепенным увеличением содержания влаги: карбонатные, терригенные, кремнистые. С ростом содержания пелитовой фракции во всех осадках возрастает влажность, но это возрастание, как можно заметить, идет неравномерно, наклон прямой тесно связан с вещественным составом.

Красные глубоководные глины. Для полигенных осадков характерны крайне низкие скорости седиментации: от менее 1 Б до 1—3 Б. Можно найти разновидности красных глубоководных глин, переходных к терригенным осадкам (в особенности в Атлантике), с намного более высокими скоростями седиментации.

Большие колебания скоростей седиментации, а в ряде случаев примесь (до 30%) кремнистого (диатомового и радиоляриевого) и карбонатного материала, а также аутигенных минералов (филлипсит, микроконкреции) приводят к тому, что для красных глубоководных глин разброс точек влажности достигает максимальных значений. Построение графика затрудняется еще тем, что содержание фракции менее 0,01 *мм* во всех красных глинах, чаще всего больше 70%, все точки сбиваются в один участок.

Подводя итог зависимости влажности от гранулометрического состава, можно установить несколько существенных зависимостей:

1. При наблюдающемся разбросе данных для всех типов осадков удается проследить прямую связь между содержанием пелитовой фракции и влажностью осадков. В одних случаях сила связи больше и ширина полосы разброса уменьшается (кремнистые осадки), в других — связь слабее и полоса сильно расширяется (особенно ясно это видно для красных глубоководных глин).

2. В осадках всех генетических типов с увеличением содержания пелитовой фракции растет и содержание влаги. Обычно средние линии графиков, отражающие статистические зависимости для осадков сходного состава, для разных океанов совпадают или проходят очень близко, показывая, что это не региональные, а общие для всех океанов закономерности.

3. При равном содержании пелитовой фракции больше всего влаги содержат (в порядке убывания) кремнистые осадки, терригенные, карбонатные и красные глубоководные глины.

4. Влажность морских осадков обычно выше, чем океанских, наклон линий связи более крутой, что определяется более высокими скоростями седиментации, содержанием органического вещества и др. Характерны связи, установленные для Берингова моря.

5. Зная содержание пелитовой фракции или медианный диаметр и вещественный состав осадка, можно по предложенным графикам с достаточной для практических целей точностью определить влажность. Таким образом, в первом приближении решается задача установления общих зависимостей влажности донных осадков от их гранулометрического состава.

Зависимость влажности от вещественного состава осадков

Зависимость влажности от вещественного состава осадков достаточно четко демонстрируется рассмотренными выше графиками. При одинаковом содержании пелитовой фракции выше всего влажность кремнистых осадков. Попытаемся найти количественные связи, рассматривая осадки одинакового гранулометрического состава, но с разным содержанием $CaCO_3$, $SiO_{2\ аморфн}$, $C_{орг}$.

Чтобы при этом свести к фоновому минимуму влияние гранулометрического состава, для построения графиков используются только пробы с содержанием пелита 50—70% (алевритово-пелитовые) и более 70% (пе-

литовые илы). Из рассмотрения мы старались исключить осадки переходного типа, например кремнисто-карбонатные.

Связь с содержанием аморфного кремнезема. Мы уже имели возможность заметить, что влажность осадков зависит от содержания в них кремнистых остатков, в частности диатомовых водорослей: средняя линия связи влажность — пелит для кремнистых осадков проходит выше всех других. Это естественно, поскольку подавляющая часть аморфного кремнезема в донных осадках связана с остатками кремнистых организмов (Лисицын, 1966а). Дырчатые пористые панцири диатомовых водорослей — идеальный сорбент для влаги. Характер связи показан на графике (см. рис. 80). В пределах южной части Индийского океана кремневый материал в них представлен в основном диатомовыми водорослями (до 72% $SiO_{2\ аморфн}$), небольшое количество точек относится к радиоляриево-диатомовым (10%, редко до 20% $SiO_{2\ аморфн}$), а также к спикулевым осадкам (обычно 10—30% $SiO_{2аморфн}$).

Чем меньше содержание аморфного кремнезема, тем разброс точек шире, т. е. сила связи влажности с аморфным кремнеземом ослабевает. Особенно велик разброс при содержании кремнезема менее 10%, т. е. в чисто терригенных осадках. Здесь кремнезем в пелитовых илах уже не доминирует, он уступает место целому ряду других более существенных факторов.

В поле точек можно выделить среднюю полосу, где почти все точки укладываются в ее пределы. Может быть проведена также и средняя линия, отвечающая статистической зависимости влажности алевритово-пелитовых и пелитовых осадков от содержания, $SiO_{2\ аморфн}$.

Для Тихого океана картина близка к рассмотренной для Индийского, максимальные содержания $SiO_{2\ аморфн}$ в осадках этого водоема намного ниже (около 55—58%, против 72% для Индийского океана), поэтому крайняя правая часть графика обеспечена слабее.

При сопоставлении средних линий связи влажности с содержанием аморфного кремнезема в пелитовых осадках Тихого и Индийского океанов наблюдается их близость: линия для Тихого океана лежит параллельно и немного выше линии Индийского океана. Большинство современных кремнистых осадков океанов относится именно к алевритово-пелитовым и пелитовым илам (Лисицын, 1966а).

Связь с содержанием $CaCO_3$. При рассмотрении зависимости влажности от содержания $CaCO_3$ (также только для алевритово-пелитовых и пелитовых океанских осадков) мы впервые сталкиваемся не с прямой, а с обратной связью. На графиках, составленных для Тихого и Индийского океанов, ясно видно, что с ростом содержания $CaCO_3$ в осадках их влажность заметно уменьшается (см. рис. 80). В пределах собственно карбонатных осадков (более 30% $CaCO_3$) точки ложатся в полосу наиболее кучно. В области слабокарбонатных (10—30% $CaCO_3$) и бескарбонатных (менее 10% $CaCO_3$) пелитовых осадков разброс точек резко возрастает. Доминирующее значение здесь имеет уже не вещественный состав, а другие факторы.

Такая же зависимость установлена для осадков Средиземного моря (Емельянов, 1965). Алевритово-пелитовые осадки в Средиземном море содержат меньше влаги, чем осадки с таким же содержанием $CaCO_3$ в Тихом или Индийском океанах, что связано в основном с гранулометрией и генезисом средиземноморских осадков. Градиент уменьшения влажности с ростом $CaCO_3$ одинаков в океанах и в Средиземном море — при увеличении содержания $CaCO_3$ в пелитовых осадках на каждые 20% их влажность уменьшается на 11—12%.

Связь с содержанием $C_{орг.}$. Влияние органического вещества на влажность проявляется двояко. Во-первых, в составе органического вещества много воды. В среднем протоплазма содержит около 80% воды, в тканях растений около 50%, в животных тканях около 66%. Эта вода

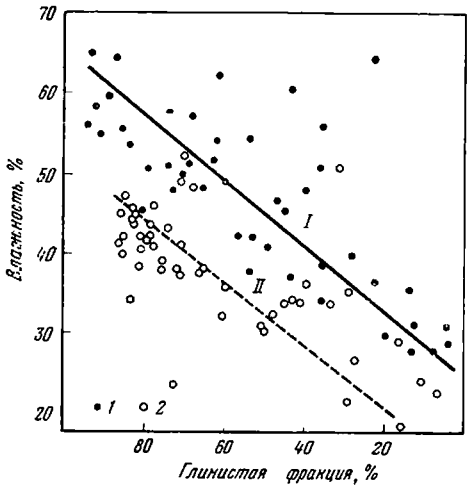


Рис. 81. Изменение влажности осадков с одинаковым содержанием органического углерода (от 0,9 до 2%) по мере их уплотнения (Вебер, 1956)

1 — пробы из поверхностного слоя (средняя линия I); *2* — пробы из колонок с горизонта 0,5 — 2 *м* (средняя линия II)

является дополнительной к поровым водам. Естественно, что чем больше в осадках органического вещества, тем больше общее содержание воды в них. Во-вторых, удельный вес влажного органического вещества почти в 2,5 раза ниже удельного веса обломочного или глинистого материала, составляющих основу терригенных осадков, и почти в 2 раза ниже удельного веса карбонатного и кремнистого материала.

Мертвое органическое вещество, по-видимому, сорбирует много влаги. На это указывает, в частности, то, что рост содержания влаги обычно намного обгоняет рост содержания органики. Это видно из сопоставления данных по гранулометрии и влажности осадков Азово-Черноморского бассейна с учетом содержания в них органического вещества (Вебер, 1956).

Ведущая роль гранулометрии в содержании влаги в терригенных осадках нарушается при концентрации $C_{орг}$ более 30%, здесь содержание органики становится определяющим. Поверхностные осадки лиманов содержат до 4,4% $C_{орг}$ (Тагеева, Тихомирова, 1962), в осадках Черного моря до 4,7% $C_{орг}$ (Страхов и др., 1954).

Для океанских осадков влияние $C_{орг}$ на влажность невелико, поскольку обычное содержание $C_{орг}$ в них менее 0,25% и лишь в редких местах достигает 0,25—1%, т. е. его можно отнести к второстепенным факторам (рис. 81).

У терригенных осадков влияние гранулометрии особенно ясно прослеживается в тонкодисперсных (алевритово-пелитовых и пелитовых) отложениях. Изучение глинистых минералов показывает, что их поверхность, приходящаяся на единицу веса (удельная поверхность) уменьшается в ряду монтмориллонит — иллит—каолинит. Чем больше удельная поверхность, тем более рыхло укладываются частицы глинистых минералов, тем больше содержание воды в глинах. Интересные данные приводит Мид (Mead, 1966), сравнивая содержание воды в монтмориллонитовых, иллитовых и каолинитовых глинах в интервале давлений от 0,1 до 1000 *кг/см*^{2}, что отвечает глубинам залегания осадков в керпах от 0,5 до 5000 *м*. С ростом уплотнения кривые монтмориллонита, иллита и каолинита, разобщенные в части графика, отвечающей поверхностным слоям осадка, сходятся, что говорит об уменьшении влияния состава тонкодисперсных минералов на влажность.

Чем выше скорость седиментации, тем для осадков равной крупности и вещественного состава выше содержание в них воды, как на поверхности дна, так и в колонках и керпах. Это особенно хорошо видно при сравнении осадков океанских с осадками водоемов с очень высокими скоростями седиментации — заливами, фиордами, озерами.

В лабораторных условиях было показано также влияние на влажность таких факторов, как содержание слюдистых минералов, Ph, минерализации поровых вод и др. Эти факторы влияют на поверхностные свойства частиц, т. е. во многом определяют сорбционные свойства глинистых минералов. По сравнению с решающим влиянием гранулометрического и вещественного состава осадков роль минерального состава пелитов, pH имеет подчиненное значение.

Из сказанного о зависимости влажности от гранулометрического и вещественного состава можно сделать следующие выводы.

1. Между содержанием $CaCO_3$, $SiO_{2\text{аморфн.}}$ и $C_{орг}$ и влажностью донных осадков существует тесная связь: прямая для $SiO_{2\ аморфн}$ и $C_{орг}$ и обратная для $CaCO_3$. Средние линии связи, выведенные на основе сопоставления всех полученных данных, близки для Тихого и Индийского океанов, что указывает на общность этой связи.

2. Связь между влажностью и $SiO_{2\ аморфн}$ и $CaCO_3$ очень четкая, точки укладываются в узкую полосу, особенно в области биогенных осадков (более 30% $SiO_{2\ аморфн}$ или $CaCO_3$). Для осадков, содержащих менее 30% этих компонентов, разброс точек очень значителен, ведущие факторы здесь меняются, и среди них важнейшим становится гранулометрический состав.

Таким образом, граница 30% $SiO_{2\ аморфн}$ и $CaCO_3$ является довольно хорошо выраженным природным рубежом, отделяющим терригенные осадки от биогенных.

3. Резкие изменения в скорости седиментации осадков одинакового вещественного и гранулометрического состава вызывают заметные изменения влажности. Для океанской седиментации с низкими скоростями этот фактор должен учитываться, но обычно он не является контролирующим.

4. Минеральный состав тонкодисперсной фракции, содержание слюдистых минералов и ряд других факторов также влияют на влажность, но при рассмотрении океанской седиментации они должны быть оценены как второстепенные.

5. Влажность океанских осадков в поверхностном их слое контролируется двумя основными факторами: гранулометрическим и вещественным составом. Установлена количественная зависимость влажности от этих факторов, что позволяет определять ее косвенно по приведенным графикам, а также использовать эти связи для картирования.

Картирование влажности для поверхностного слоя осадков

Полученные закономерности могут быть синтезированы и проверены путем картирования влажности — выявления реальных зависимостей для осадков с изменяющимся гранулометрическим и вещественным составом.

Карты влажности составлены для наиболее изученных частей Мирового океана: Индийского и Тихоокеанского секторов Южного океана, а также для Тихого океана в целом, для Берингова моря, северной Атлантики и др. Эти карты дают возможность, дополнительно к аналитическим графикам, установить средние значения влажности в поверхностном слое осадков того или иного типа с учетом климатической и вертикальной зональностей. Общие для Индийского и Тихого океанов закономерности могут быть, естественно, распространены и на Атлантический океан, а также на все части Мирового океана, не обеспеченные прямыми определениями влажности.

Например, схематическая карта влажности осадков Берингова моря (рис. 82) очень близка по контурам к карте типов донных отложений (Лисицын, 1956, 1959а, 1966в), местами она является как бы оттиском с этой карты. Есть и отличия, особенно существенные для тонкодисперс-

ных осадков. Влажность далеко не полно отражает все нюансы изменения гранулометрического состава. В ряде случаев алевритово-пелитовые илы не выявляются по влажности. Естественно, накладывает свой отпечаток и разница вещественного состава осадков, местами и скорость их отложения.

Влияние вещественного состава на содержание влаги в поверхностном слое донных осадков Берингова моря несущественно в связи с тем, что и диапазон изменения вещественного состава здесь невелик: от типичных терригенных осадков до слабокремнистых терригенных осадков, карбонатные отложения встречены лишь в нескольких точках.

Схема распределения влажности в осадках Берингова моря, составленная С. В. Бруевичем и Е. Д. Зайцевой (1958) для западной части водоема, отличается, к сожалению, рядом крупных неточностей. При обобщении определений влажности в отдельных точках авторы не использовали данных о вещественном и гранулометрическом составе осадков. В итоге, несмотря на указание о тесной связи влажности с гранулометрическим составом, можно видеть, что в большинстве мест изолинии влажности пересекают границы гранулометрических типов осадков. Пески, алевриты и пелиты оказываются в областях с одинаковой влажностью. На примере этой карты можно убедиться в неприемлемости «экспрессного» метода составления таких карт, без учета литологии. То же относится и к карте влажности осадков Охотского моря (Бруевич, 1956).

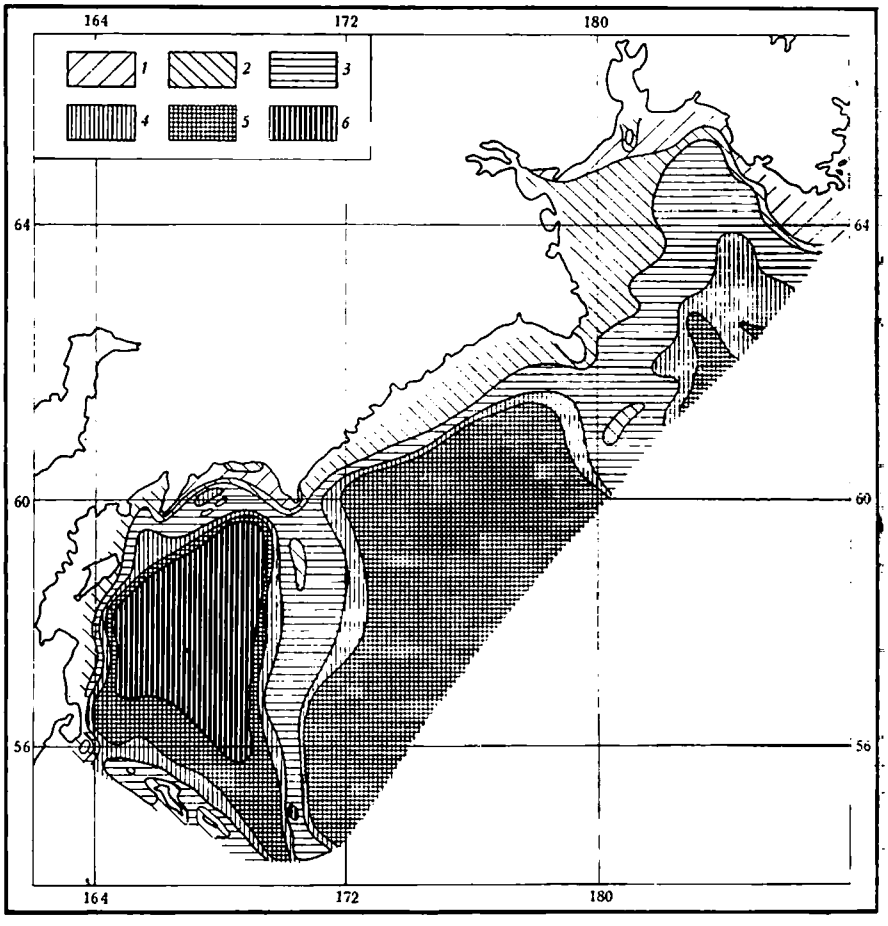


Рис. 82. Карта влажности (в %) осадков Берингова моря (Лисицын, 1959)

1 — менее 20; *2* — от 20 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 60; *5* — от 60 до 70; *6* — более 70

Серия приведенных здесь графиков и карт дает возможность вскрыть основные зависимости влажности от осадков, что позволяет вести картирование влажности отложений поверхностного слоя.

Таким образом, удается преодолеть трудности вычисления абсолютных масс, связанные с отсутствием достаточного числа прямых определений влажности. Для подсчета абсолютных масс необходимо установить влажность не только самого верхнего слоя осадков, а всего горизонта, отвечающего голоцену, а в случае обработки данных бурения — и более древних возрастов (до юры). Мощность голоцена составляет часто несколько десятков сантиметров, а местами — несколько метров. Это требует данных об изменении влажности в колонках по вертикали.

Изменение влажности в колонках по вертикали

По этому вопросу существуют весьма разноречивые мнения. При исследовании колонок осадков, собранных в морях Индонезии во время экспедиции на «Снеллиусе», было установлено, что в колонках длиной до 184 *см* не отмечается закономерного уменьшения влажности, которое можно было бы ожидать в связи с естественным уплотнением («усадкой») донных осадков (Kuenen, 1942).

При изучении содержания влаги в осадках Охотского моря С. В. Бруевич (1956) отмечал, что изменения влажности с глубиной незначительны (при однородном гранулометрическом составе). Очень малые изменения влажности в длинных колонках с глубиной отмечались для океанских осадков Аррениусом (Arrhenius, 1952); намного большее влияние на влажность оказывают содержание $CaCO_3$ и гранулометрический состав. К тому же заключению пришли Шепард и Мур (Shepard, Moore, 1955), изучавшие колонки из Мексиканского залива.

Эти выводы находятся в противоречии с многочисленными указаниями на то, что влажность древних осадков, обнажающихся на дне морей и океанов, намного ниже, чем современных. Так, на дне Каспийского моря В. П. Батуриным, а позже С. В. Бруевичем (1945) найдены осадки с очень низкой влажностью, которые относятся к плиоцену. Т. И. Горшкова (1956) при изучении осадков Балтийского моря нашла осадки с аномально низкой влажностью, которые являются выходами древних отложений на дне. При изучении зал. Пария (Andel, Postma, 1954) были закартированы осадки с необычно низкой влажностью, которые относились к плиоцену.

В тех случаях, когда исследования велись в местах с однородным на протяжении длительного времени составом и крупностью осадков, постоянно отмечалось закономерное уменьшение влажности вниз по колонкам. К такому выводу пришли многие исследователи (Бруевич, 1945; Emery, Rittenberg, 1952; Kullenberg, 1952; Andel, Postma, 1954; Stetson, Trask, 1953; Seibold, 1959; Горшкова, 1956).

Детальные исследования влажности для терригенных и слабокремнистых осадков в колонках выполнены в Беринговом море экспедицией Института океанологии АН СССР на «Витязе» в 1950—1954 гг. В западной части Берингова моря было получено большое число колонок осадков длиной от 4—6 до 34 *м*. Систематические определения влажности в этих колонках с интервалом 0,2—0,5 *м* позволили судить о ее изменениях в процессе литификации донных осадков.

Всего было сделано более 1000 определений влажности по вертикальным разрезам (Лисицын, 1956в).

Гранулометрический и вещественный состав осадков, контролирующий влажность, подвержен в колонках довольно заметным изменениям по вертикали. Есть основания считать, что в прошлом имели место также значительные изменения и в скорости осадконакопления. При учете гранулометрического состава путем сопоставления осадков с одинаковой

крупностью зерен все отклонения оказываются связанными с вещественным составом, скоростью осадконакопления и возрастом осадков.

Для анализа общего хода изменения влажности по вертикали были отобраны значения, относящиеся только к алевритово-глинистым илам, содержащим соответственно более 50 и более 70% пелитового материала. При таком подборе основным фактором изменения содержания влаги в колонках по вертикали оказывается возраст осадков.

Данные об изменении влажности осадков Берингова моря по вертикальному разрезу от 0 до 33,5 *м* сведены на рис. 83, *А*.

Очень резкое падение влажности на осредненном графике, а также по отдельным станциям прослеживается в верхних двух метрах колонок, особенно в верхних 30 *см*. На протяжении первого метра влажность снижается в среднем на 10%, а на протяжении второго — на 5%. Далее вниз по колонке падение влажности замедляется. Если верхние 2 *м* дают уменьшение на 15%, то на протяжении остальных 32 *м* изученного разреза — всего на 10—12%. Амплитуда колебаний вниз по колонке убывает одновременно с общим уменьшением влажности. Если нанести на график данные для всех прослоев в осадках, включая и песчаные, а также крупноалевритовые, то окажется, что и для них амплитуда колебаний по вертикали убывает. Это связано с общим уменьшением количества воды за счет уплотнения осадка вниз по колонкам.

К настоящему времени автором собраны более 10 000 значений влажности, выполненных одновременно с определениями гранулометрического и вещественного состава осадков из колонок, а также огромный материал по влажности кернов длиной до 1200 *м* глубоководного бурения со дна океанов (Initial Reports..., 1969—1973). Исследованиями захвачены практически все типы донных осадков морей и океанов в пределах от четвертичных до верхнеюрских — нижнемеловых отложений (до 100—150 млн. лет).

Не вдаваясь в детали, отметим, что и по вертикали сохраняются те же связи влажности с гранулометрическим и вещественным составом, кото-

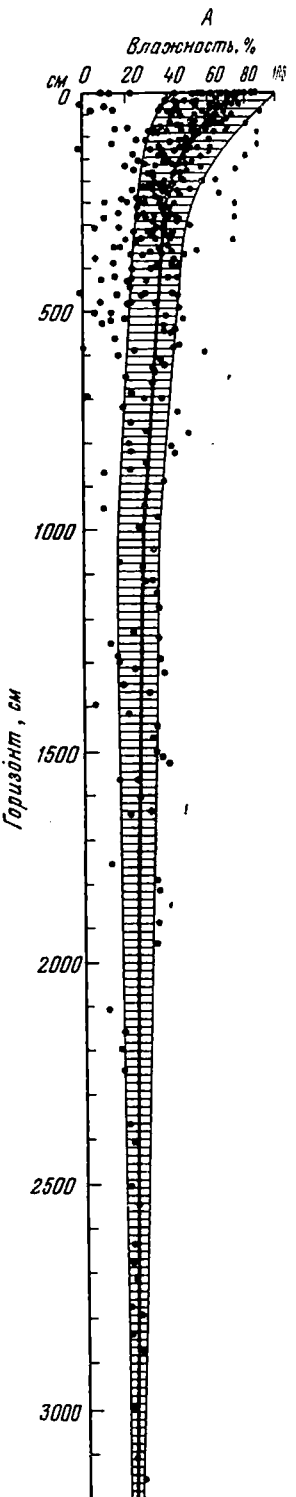
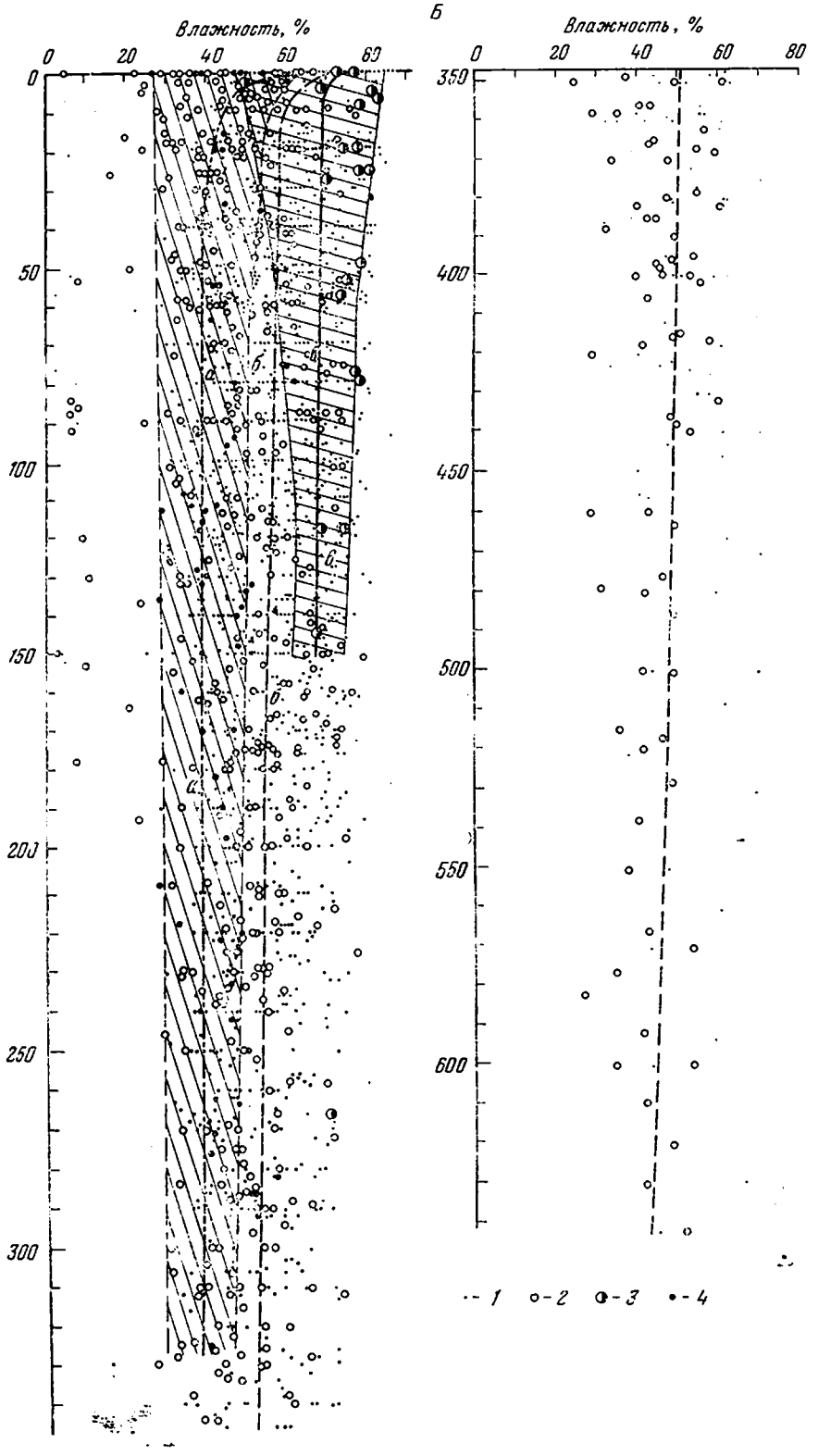


Рис. 83. Изменение влажности донных осадков в колонках по вертикали

А — Берингово море. Колонки длиной до 34 *м*, терригенные и слабокремнистые терригенные осадки (менее 30% SiO_2аморфн).

Б — Индийский и Тихий океаны. Колонки длиной до 7 *м*.

1 — терригенные и слабокремнистые терригенные осадки (айсберговые); *2* — терригенные осадки вне айсберговой зоны; *3* — кремнистые (более 30% SiO_2 аморфн.); *4* — карбонатные (более 30% $CaCO_3$) осадки. Заштрихованы области наибольшей встречаемости значений, в пределах которых проведены средние линии для карбонатных (*а*), терригенных (*б*) и кремнистых (*в*) осадков


Влажность, %
0
20
40
60
80
0
50
100
150
200
250
300
Б
Влажность, %
0
20
40
60
80
350
400
450
500
550
600
1
2
3
4

рые установлены для поверхностного слоя, только амплитуда колебаний вниз по колонке постепенно снижается; одновременно с этим идет и снижение среднего значения влажности.

Связь между влажностью и возрастом осадков в колонках для терригенных айсберговых и терригенных океанских отложений вне айсберговой зоны, кремнистых (диатомовых) и карбонатных показана на рис. 83, *Б*. Для составления графиков пробы подобраны так, чтобы исключить одновременное влияние нескольких факторов. Осадки разделены по вещественному составу, на графики нанесены пробы с одинаковым гранулометрическим составом (алевритово-пелитовые и пелитовые илы). При таком подборе данных вниз по колонкам на влажность влияют в основном возраст осадков и степень их уплотнения. Для графика отобраны пробы с содержанием пелитовой фракции 50—70 и более 70% (в нашей классификации алевритово-глинистые и глинистые илы). Органическое вещество может не учитываться, поскольку все изученные пробы содержат его меньше 1%.

Точки значений влажности по вертикали для терригенных, сильнокарбонатных и сильнокремнистых алевритово-глинистых и глинистых илов дают большой разброс, особенно значительный в верхней части графика. Тем не менее они укладываются в полосы, сужающиеся к нижней части. Во всех случаях низ полос отклоняется влево относительно их верхней части, свидетельствуя о закономерном уменьшении влажности, связанном с процессами уплотнения осадков.

Для каждой полосы можно провести среднюю линию, которая отражает статистическую зависимость изменений влажности с глубиной для осадков разного вещественного состава. Сопоставляя положение зон разброса и средних линий для карбонатных, терригенных и кремнистых осадков, можно видеть, что они смещены относительно друг друга: слева лежат полоса карбонатных осадков и средняя линия изменения влажности для этих осадков, правее — терригенных осадков, еще правее — сильнокремнистых. Это и естественно, так как влажность карбонатных, терригенных и кремнистых осадков одинакового гранулометрического состава и в поверхностном слое возрастает в том же порядке.

Осадки, которые первоначально содержали меньше влаги (карбонатные), обладают и меньшим градиентом ее уменьшения [падение влажности (в %) при погружении в толщу осадков на каждый метр], чем осадки с максимальным исходным содержанием влаги (кремнистые).

При рассмотрении графика вызывает недоумение разброс точек значений влажности терригенных осадков, заметно более широкий, чем для осадков Берингова моря (см. рис. 83, *А*).

Это связано с тем, что в группу «терригенных» здесь включены осадки слабокарбонатные и даже карбонатные, т. е. содержащие от 10 до 50% $CaCO_3$ или $SiO_{2\ аморфн.}$ Это сделано намеренно, чтобы более четко выделить закономерность распределения значений для сильнокарбонатных и сильнокремнистых осадков. При более детальных построениях устанавливаются в пределах веера точек «терригенных» осадков дополнительные зоны и средние линии для карбонатных, слабокарбонатных, кремнистых и слабокремнистых и, наконец, для собственно терригенных осадков. Средняя линия на графике относится к собственно терригенным осадкам, линии для переходных по составу осадков для простоты не даются, они могут быть получены экстраполяцией.

Еще ярче процессы уплотнения и дегидратации донных осадков устанавливаются в кернах буровых скважин, пройденных на море. Уменьшение влажности под влиянием синерезиса четко прослеживается на южном Каспии до глубин 8 *м* от поверхности, глубже процесс несколько замедляется, главным фактором становится гравитационное давление (Пушкина, 1964). К тем же выводам пришли и Эмери и Риттенберг, изучавшие керны из скважин на бордерленде Южной Калифорнии (Emery,

Rittenberg, 1952), а также осадки из скважины по проекту «Мохо» и из скважин на плато Блейк в Атлантическом океане (совместный проект океанографических институтов США).

Изменение содержания воды вниз по колонкам и в буровых кернах в связи с уплотнением осадков происходит под давлением вышележащих отложений. Довольно широкий разброс кривых, связанный с влиянием вещественного и гранулометрического состава осадков, имеет место в пределах верхней (10 *м*) толщи осадков. Глубже под влиянием уплотнения разброс становится меньше.

Приведенные данные показывают, что для верхних частей колонок донных осадков, в пределах нескольких метров, так же как и для поверхностных слоев, основное влияние на влажность оказывает вещественный и гранулометрический состав.

При определении средней для слоя влажности, для подсчета абсолютных масс, необходимо вести усреднение значений, полученных в пределах слоя. Наиболее эффективным, по-видимому, является метод среднего взвешенного, когда результат анализа относится к интервалу, в пределах которого он наблюдается.

В случаях, когда непосредственные определения влажности отсутствуют, зная вещественный и гранулометрический состав осадка и ход средней кривой его уплотнения, можно, пользуясь установленными выше связями, определить гипотетическую кривую влажности и по ней вывести расчетную влажность для всего слоя. Контрольные подсчеты, сделанные для колонок с непосредственными определениями влажности, показали, что такой путь является достаточно надежным.

ОБЪЕМНЫЙ ВЕС ОСАДКОВ

Данные по определению влажности получаются обычно попутно при проведении гранулометрического анализа, поэтому их накоплено очень много. Несмотря на то, что определений объемного веса крайне недостаточно, попытаемся установить закономерности его изменений в связи с вещественным и гранулометрическим составом, как это было сделано для влажности.

Чем больше пор в осадке и чем легче его твердая фаза, тем меньше будет объемный вес. Поскольку средний удельный вес большинства породообразующих минералов составляет 2,5 *г/см*^{3} и более (для магнетита около 5 *г/см*^{3}), то чем тяжелее минералы твердой фазы осадка, тем больше его удельный вес и тем больше (при равном гранулометрическом составе) его объемный вес. Для осадков сходной крупности, состоящих из терригенного материала (кварц, полевые шпаты, глинистые минералы), удельный (а следовательно, и объемный) вес больше, чем для карбонатных или кремнистых осадков.

Вторая группа факторов, влияющих на объемный вес, связана с гранулометрическим составом. Для осадков одного и того же вещественного состава (терригенных, карбонатных или кремнистых) с переходом от песчано-алевритовых осадков к пелитовым влажность возрастает, а объемный вес уменьшается.

В естественных условиях поверхностного слоя осадков приходится сталкиваться с одновременным влиянием и гранулометрического, и вещественного состава, а также ряда менее значительных факторов. В колонках к этому еще прибавляется уплотнение осадка под действием веса частиц, слагающих осадок, а также процессов старения коллоидов и других диагенетических изменений. Это и приводит к тому, что основные зависимости, определенные для поверхностного слоя осадков, в толще отложений направленно меняются. Дело особенно усложняется тем, что в колонках эти изменения осадков бывают очень неравномерными, поскольку их литологические показатели часто резко меняются.

Приведенные ниже анализы объемного веса осадков естественной влажности по методике А. М. Васильева (1953) были выполнены в основном в лаборатории Союзморниипроекта под руководством З. А. Глаголевой.

Зависимости объемного веса от гранулометрического состава осадков

Терригенные осадки. Так же как и при изучении влажности, к терригенным осадкам отнесены все осадки, содержащие менее 30% $CaCO_3$ и SiO_2 аморфн.

Для терригенных осадков умеренной зоны северного полушария (Берингово море) определения объемного веса (38 анализов) выполнены А. П. Лисицыным и А. В. Фотиевым (1956). Методика определения объемного веса была принята стандартная, с парафинированием образцов (Васильев, 1953). Исследованиями охвачены терригенные осадки от тонких глинистых илов до гравия. Все определения относятся к поверхностному слою осадков (0—3 *см*).

Значения объемного веса сухих и влажных проб осадков испытывают колебания в широких пределах, для влажных осадков от 1,20 до 2,10 *г/см*³. Для сравнения укажем, что объемный вес осадков Черного моря колеблется от 1,28 до 1,78 *г/см*³. Как экстремальные, так и средние значения объемного веса показывают закономерное увеличение с ростом крупности частиц, слагающих осадок.

Средние значения объемного веса проб закономерно возрастают от 1,30 до 1,99 *г/см*³ с увеличением крупности частиц (рис. 84). Наряду с четкой зависимостью объемного веса влажных осадков от гранулометрического состава прослеживается также и довольно широкий разброс значений для осадков с одинаковой крупностью зерен. Так, для 19 проб крупных алевритов наблюдались колебания объемного веса от 1,39 до 2,15 *г/см*³. Исследование этих осадков показывает, что изменения связаны с особенностями их минералогического и химического состава. На ряде участков близ берегов, а также во внешних частях материкового склона крупные алевриты содержат до 30—40% тяжелой фракции (удельный вес более 2,70), состоящей в основном из магнетита с удельным весом 5,20.

Более 100 анализов объемного веса терригенных осадков из южной части Индийского и Тихого океанов нанесены нами на графики зависимости этой величины от содержания пелитовой фракции (менее 0,01 *мм*) и от медианного диаметра (рис. 85). Точки укладываются в довольно четкую полосу, для которой может быть выделена средняя линия, отвечающая статистической связи между объемным весом и содержанием пелита. Зависимость объемного веса от медианного диаметра для терригенных осадков из тех же районов океана показана также на рис. 85. Разброс значений здесь несколько шире, поскольку сортировка айсберговых осад-

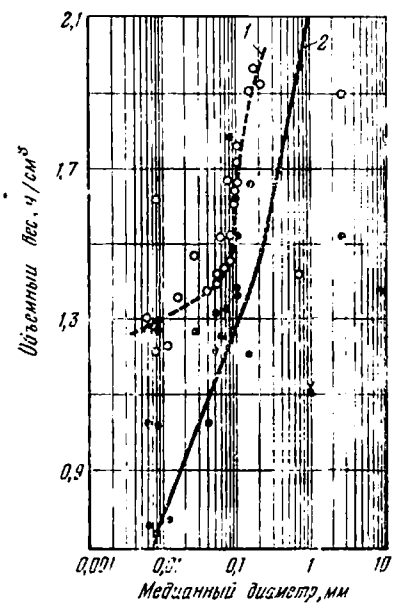


Рис. 84. Зависимость объемного веса осадков от медианного диаметра: сухие (*1*) и естественной влажности (*2*). Берингово море, поверхностный слой (Лисицын, Фотиев, 1956)

Кружки с заливкой — фактические значения объемного веса влажных проб, без заливки — сухих.

ков очень низкая и медианный диаметр является ненадежным показателем гранулометрического состава. Ход кривой связи для осадков Южного океана несколько отличается от хода кривой для Берингова моря, что определяется спецификой осадков; методика анализа в обоих случаях была одинаковой.

Кремнистые осадки (>30% $SiO_{2\ аморфн}$). Первые определения объемного веса типичных океанских диатомовых осадков сведены на рис. 85.

График зависимости объемного веса от медианного диаметра для кремнистых осадков мало выразителен, поскольку почти все точки определений укладываются в одно небольшое пятно, так как медианный диаметр большей части кремнистых (диатомовых) осадков Антарктики находится в пределах 0,01—0,003 *мм*, а их объемный вес в пределах 1,15—1,30 *г/см*^{3} (в среднем около 1,20 *г/см*^{3}).

Карбонатные осадки (> 30% $CaCO_3$). Для карбонатных осадков также отмечается зависимость объемного веса от содержания пелита, причем она выдерживается только при содержании пелитовой фракции более 30%. При меньших ее содержаниях влияние других факторов оказывается сильнее.

Зависимость объемного веса от медианного диаметра (см. рис. 85) характеризуется широким разбросом значений. Чаще всего медианный диаметр фораминиферовых осадков находится в пределах 0,1—0,007 *мм*; линия связи поэтому проведена приблизительно.

Так же как и для айсберговых и кремнистых осадков, медианный диаметр ненадежный показатель гранулометрического состава фораминиферовых отложений, поскольку сортировка их обычно очень низкая. Естественно поэтому, что и разброс точек возрастает.

Красные глубоководные глины. Объемный вес красной глубоководной глины, по нашим определениям, оказался довольно постоянным — 1,25—1,30 *г/см*^{3} при обычном содержании пелитовой фракции 60—85%, т. е. того же порядка, что и терригенных осадков сходного гранулометрического состава. На объемный вес красной глубоководной глины оказывают заметное влияние часто присутствующие в них биогенные остатки — зубы рыб, радиолярии и диатомовые водоросли, а также пирокластический материал и новообразования, в особенности филлипсит. Красные глубоководные глины экваториальной части Индийского и Тихого океанов содержат особенно много радиолярий и обычно имеют объемный вес меньший, чем терригенные осадки, в частности, илы Бенгальского залива (их объемный вес 1,30—1,65 *г/см*^{3}).

Сравнение графиков (см. рис. 84, 85) дает возможность установить определенные закономерности:

1. Для осадков всех генетических типов отмечается сходная зависимость объемного веса от содержания фракции менее 0,01 *мм*. Средние линии связи, проведенные для осадков из разных частей Мирового океана, показывают одну и ту же тенденцию к уменьшению объемного веса с ростом содержания пелитовой фракции в осадке. Для осадков одного и того же генетического состава, полученных из удаленных друг от друга частей Мирового океана, из разных полушарий, отмечаются довольно близкие связи, т. е. закономерности имеют не региональный, а общий характер.

2. В осадках разного генетического состава при одном и том же содержании пелитовой фракции больше всего объемный вес у терригенных образований и красных глубоководных глин и ниже — у кремнистых. Например, при содержании пелитовой фракции 50% объемный вес терригенных осадков в среднем равен 1,59 *г/см*^{3}; карбонатных (фораминиферовых) — 1,42 *г/см*^{3}, кремнистых (диатомовых) — 1,25 *г/см*^{3}. Сопоставление морских отложений и в особенности осадков заливов с океанскими того же состава показывает, что объемный вес влажных океанских осадков постоянно несколько выше, что связано с малыми скоростями седимента-

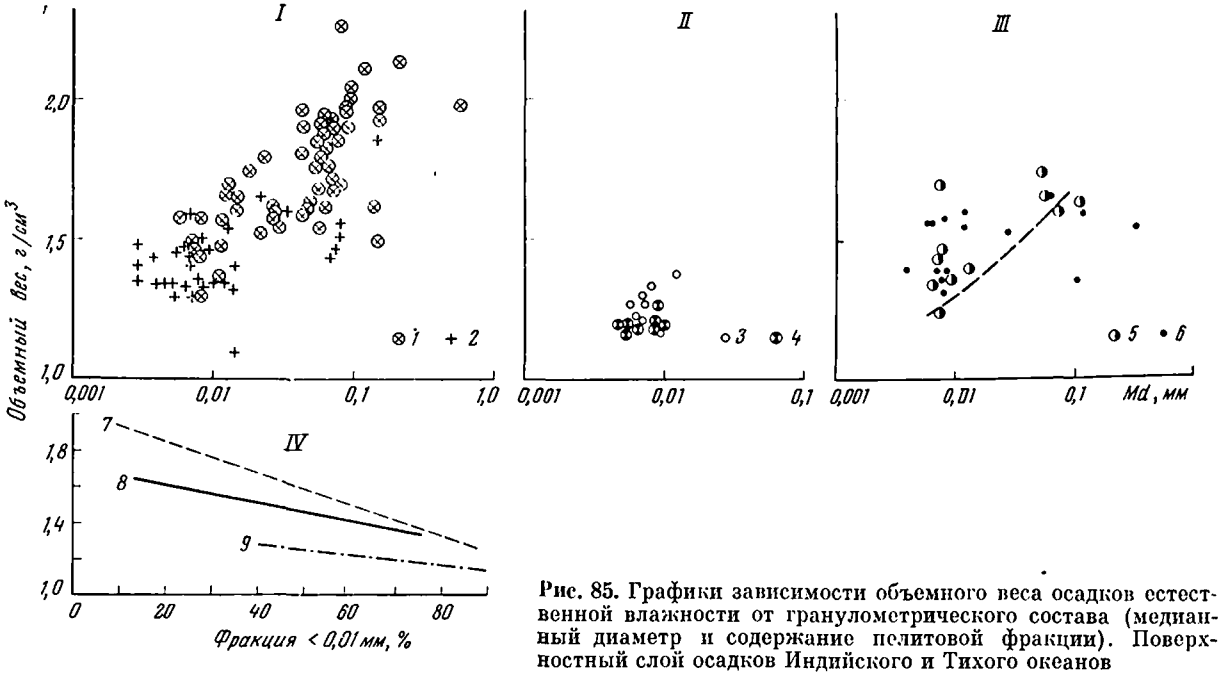


Рис. 85. Графики зависимости объемного веса осадков естественной влажности от гранулометрического состава (медианный диаметр и содержание пелитовой фракции). Поверхностный слой осадков Индийского и Тихого океанов

I—III — объемный вес — медианный диаметр: I — терригенные айсберговые (*1* — менее 10%; *2* — от 10 до 30% SiO_2аморфн.); II — кремнистые диатомовые (*3* — от 30 до 50%; *4* — более 50% SiO_2аморфн.); III — карбонатные фораминиферовые (*5* — от 30 до 50%; *6* — более 50% $CaCO_3$). IV — объемный вес — содержание пелитовой фракции (менее 0,01 *мм*); *7* — терригенные; *8* — карбонатные; *9* — кремнистые

ции и большей уплотненностью океанских отложений по сравнению с морскими.

3. Если известен гранулометрический состав осадка из любой зоны Мирового океана, то по предложенным графикам с достаточной точностью можно определить объемный вес и использовать затем эти данные для пересчетов по методу абсолютных масс.

4. Если осадки содержат более 30% $CaCO_3$ или $SiO_{2\ аморфн}$, то учета их гранулометрии недостаточно, нужно принимать во внимание изменения вещественного состава.

Зависимость объемного веса от вещественного состава осадков

Для построения графиков использованы только пробы с содержанием пелита 50—70% и более 70%, т. е. алевритово-пелитовые и пелитовые илы; это позволило свести к минимуму влияние гранулометрического состава. Из рассмотрения исключались пробы осадков переходного типа, например кремнисто-карбонатные.

Связь с содержанием аморфного кремнезема. Естественно ожидать, что с увеличением содержания легких кремнистых панцирей объемный вес осадков будет снижаться.

Фактические данные объемного веса (около 100 определений) для кремнистых осадков Южного и Индийского океанов, а также Берингова моря, сведены на рис. 86. Пределы изменений содержания $SiO_{2\ аморфн}$ — от 0 до 72%, что является крайними значениями для всего Мирового океана. Видно, что чем больше в осадках аморфного кремнезема, тем меньше объемный вес,— минимальные значения составляют 1,1 $г/см^3$, т. е. осадок по объемному весу тяжелее на 0,1 $г$ пресной воды и на 0,07 $г$ морской воды.

Обращает на себя внимание и то, что разброс точек значений объемного веса максимальный в левой части графика, где содержания аморфного кремнезема минимальные, и максимальны в правой, где точки укладываются в довольно узкую полосу. В нескольких пробах, взятых около субарктических вулканических островов, объемный вес оказался аномально высоким, что обусловлено примесью тяжелого пеплового материала.

Зависимость объемного веса осадков от содержания аморфного кремнезема может быть показана средней линией. Поскольку большая часть современных кремнистых осадков по гранулометрическому составу относится к алевритово-глинистым и глинистым илам, то график может быть применен для косвенного установления объемного веса практически для всех пелагических кремнистых осадков.

Связь с содержанием $CaCO_3$ и $C_{орг}$. При рассмотрении связи объемного веса осадков с содержанием $CaCO_3$ мы сталкиваемся не с обратной зависимостью, как для кремнезема, а с прямой, т. е. с ростом содержания $CaCO_3$ объемный вес увеличивается. Для построения графика использованы только пробы алевритово-глинистых и глинистых осадков, что дает возможность свести к минимуму влияние гранулометрического состава. Содержание $CaCO_3$ в осадках находится в пределах от 0 до 95%. На рис. 86 четко выделяются две части: левая, где разброс точек значений очень широкий и незакономерный, и правая, где цифры укладываются в довольно широкую, но ясную полосу. Граница между этими частями проходит приблизительно по 30% $CaCO_3$.

При рассмотрении связи влажности с содержанием в осадках $SiO_{2\ аморфн}$ и $CaCO_3$ отмечалось обратное влияние этих компонентов: с ростом содержания аморфного кремнезема влажность возрастала, а с увеличением содержания $CaCO_3$ падала. Естественно, что для объемного веса наблюдается реверсивная картина — с ростом содержания $CaCO_3$ растет объемный вес, поскольку уменьшается вода и возрастает количество более тя-

желой карбонатной фазы. Увеличение содержания терригенного материала, обычно более тяжелого, чем карбонатный, также приводит к росту объемного веса осадков.

Таким образом, связь объемного веса с терригенным и карбонатным материалом прямая (рост с увеличением содержания компонента), а с аморфным кремнеземом обратная (падение с увеличением содержания компонента).

Аналогично аморфному кремнезему на объемный вес осадков влияет также $C_{орг}$, поскольку протоплазма содержит около 80% воды, а удельный вес твердой фазы органического вещества меньше удельного веса воды. Влияние органического вещества на объемный вес осадков пелагических частей морей и океанов совершенно незначительно. Только в осадках мангровых зарослей, маршей, озер и лагун, т. е. в прибрежных осадках в местах подъема вод (апвеллинга), этот компонент начинает играть существенную роль.

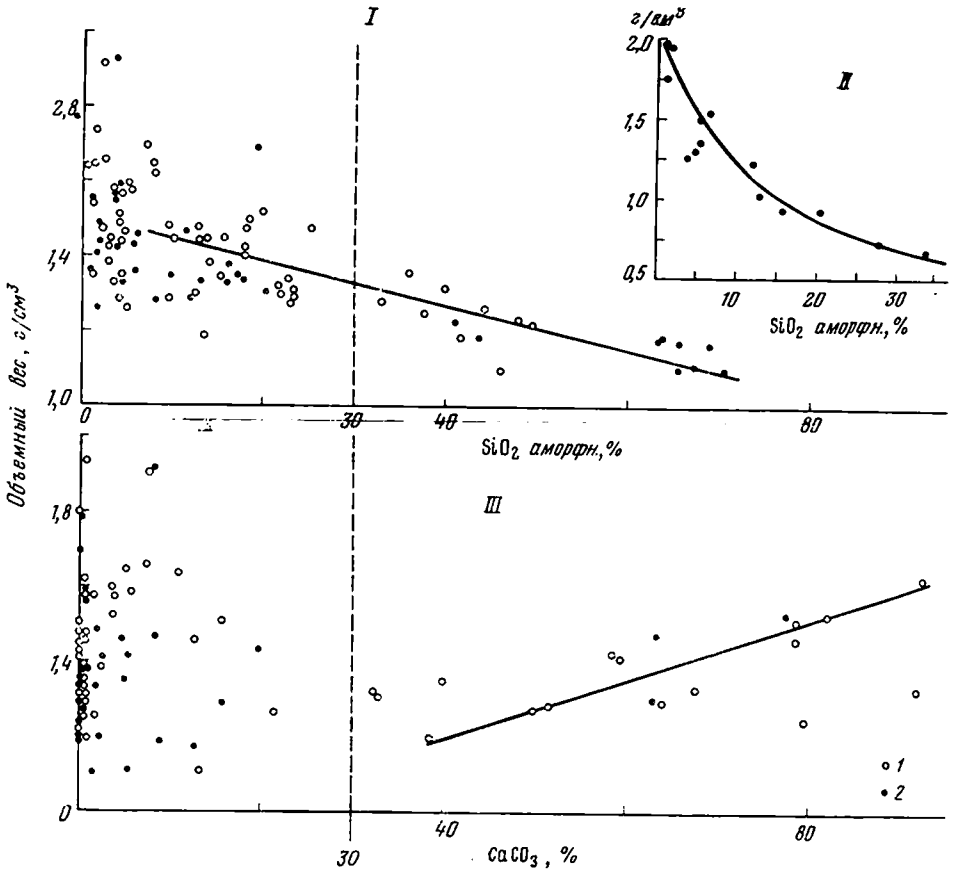


Рис. 86. Графики зависимости объемного веса осадков от вещественного состава

I — объемный вес осадков — содержание SiO_2аморфн для Индийского и Тихого океанов. Осадки естественной влажности: *1* — от 50 до 70%; *2* — более 70% пелитовой фракции. Пунктирная линия разделяет слабокремнистые и кремнистые осадки.

II — то же, для Берингова моря. Сухие осадки (Лисицын, Фотиев, 1956).

III — объемный вес — содержание $CaCO_3$ для Индийского и Тихого океанов. Обозначения те же, что и на I

Картирование объемного веса осадков для поверхностного слоя

Полученные графо-аналитическим методом зависимости могут быть синтезированы и проверены картографическим методом, поскольку при такой работе приходится сталкиваться со всем природным разнообразием гранулометрического и вещественного состава осадков.

Одна из первых карт объемного веса была составлена для западной части Берингова моря (Лисицын, Фотиев, 1956), позже такая же карта выполнена для южной части Индийского океана.

Общая картина распределения объемного веса осадков естественной влажности соответствует схеме распределения типов донных осадков. Так, в Беринговом море большая часть шельфа (терригенные пески и алевриты) занята осадками с объемным весом 1,4—1,8 *г/см*^{3}, а в отдельных местах с особенно грубыми осадками — до 2 *г/см*^{3}. В глубоководных котловинах Берингова моря (слабокремнистые и кремнистые илы) объемный вес обычно находится в пределах 1,2—1,4 *г/см*^{3}, такой же объемный вес имеют и илистые осадки Анадырского залива.

Проведенное в порядке эксперимента сопоставление схем, построенных методом экстраполяции и по аналитическим данным для ледовой, умеренной и тропической зон, показало, что расхождение в величинах объемных весов и в положении основных контуров обычно незначительно. Это дает возможность распространить полученные закономерности изменений объемного веса, так же как и влажности, практически на все основные типы осадков Мирового океана.

Изменение объемного веса в колонках по вертикали

Об изменениях объемного веса осадков в колонках существуют весьма противоречивые мнения. Вполне естественно ожидать, что с уплотнением осадков в колонках возрастает и их объемный вес. Однако значительные изменения гранулометрического и вещественного состава, обычные в колонках, могут влиять на объемный вес сильнее, чем уплотнение. Это и приводит к тому, что ожидаемых закономерностей часто не отмечается; в ряде случаев, например при переслаивании терригенных и кремнистых осадков, объемный вес нижних горизонтов колонок оказывается меньше, чем объемный вес осадков поверхностного слоя.

Значительные изменения объемного веса отмечены, в частности, в четырех колонках, полученные в Атлантическом океане американскими исследователями (Ericson, Ewing, Wollin, Heezen, 1961). В большинстве случаев вниз по колонкам отмечается более или менее закономерное увеличение объемного веса осадков натуральной влажности от 1,61 на поверхности до 1,8—1,95 *г/см*^{3} на глубине 2,5—3 *м* ниже уровня дна. Вместе с тем в ряде случаев и в нижних горизонтах колонок отмечены прослои, имеющие объемный вес меньше, чем у осадков из поверхностного слоя.

Конкретные данные о распределении объемного веса по глубине, полученные для многочисленных колонок из южной части Индийского океана, показывают, что кривая объемного веса очень незакономерна, чаще всего она имеет зигзагообразный характер.

Чтобы разобраться в изменениях объемного веса в колонках, был построен сводный график (рис. 87), на котором показаны только осадки, содержащие 50—70% и более 70% пелитовой фракции. Влияние вещественного состава отражено с помощью разных знаков. Осадки, содержащие менее 50% $CaCO_3$ и $SiO_{2\,аморфн}$ отнесены к терригенным. Среди карбонатных осадков выделены сильнокарбонатные (более 50% $CaCO_3$), аналогичные подразделения сделаны для кремнистых осадков.

При указанном отборе проб на объемный вес в колонках влияют в основном состав и возраст осадков, степень уплотнения их материала.

Можно заметить, что разброс точек, отвечающих терригенным, кремнистым и карбонатным осадкам, по вертикали неоднороден, удается прослеживать как бы полосы наибольшей встречаемости значений объемного веса. Ближе всего к оси ординат располагаются точки, отвечающие кремнистым и сильнокремнистым осадкам, правее — точки, соответствующие карбонатным, еще правее — терригенным осадкам. В пределах каждой полосы заметно довольно закономерное, хотя и слабое, уменьшение объемного веса по вертикали в связи с уплотнением осадков. Эти изменения неоднородны для осадков разного вещественного состава: по имеющимся данным, они минимальны для кремнистых и максимальны для терригенных осадков.

Каркас, образованный панцирями диатомовых и радиолярий, оказывается очень прочным и стойким к уплотнению, что подтверждается и при микроскопическом изучении осадков. Необходимо отметить, что уплотнение осадков вниз по колонкам неравномерно, оно отвечает их возрасту, и часто медленно накапливающиеся осадки из областей с быстрой седиментацией имеют даже в верхних слоях бо́льший объемный вес, чем в глубоких.

При сравнении кривых распределения влажности по вертикали и кривых распределения объемного веса обращает на себя внимание, что они не повторяют друг друга, а имеют совершенно определенные отличия. Такие же отличия имеют место и при сопоставлении зависимости влажности и объемного веса от содержания пелитовой фракции: линия зависимости для карбонатных осадков проходит ниже линии зависимости для терригенных осадков, а для объемного веса она лежит выше.

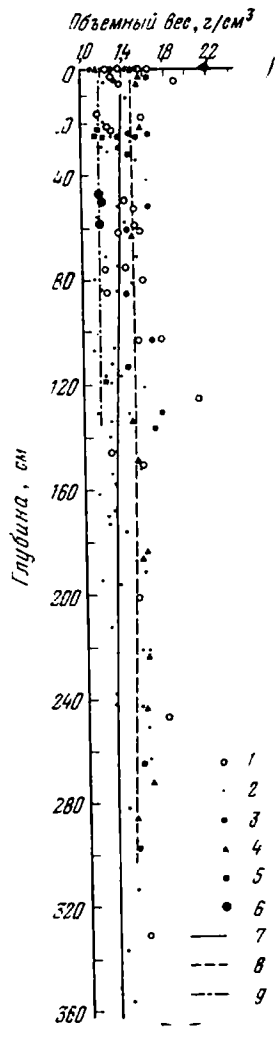


Рис. 87. Сводный график изменения объемного веса отложений естественной влажности по вертикали: Индийский и Тихий океаны

Терригенные отложения с содержанием $CaCO_3$ и SiO_2аморфн менее 50%: *1* — алевритово-пелитовые; *2* — пелитовые. Карбонатные отложения (более 50% $CaCO_3$): *3* — алевритово-пелитовые; *4* — пелитовые. Кремнистые отложения (более 50% SiO_2аморфн.): *5* — алевритово-пелитовые; *6* — пелитовые. Линии среднего значения объемного веса отложений: *7* — терригенных; *8* — карбонатных; *9* — кремнистых

Следует отметить также, что приведенные материалы показывают изменения объемного веса только верхнего слоя осадочной толщи в пределах 4,8 *м*, но и этих данных достаточно для определения абсолютных масс. Изменения объемного веса в глубоких горизонтах колонок более отчетливы. Огромный фактический материал имеется в отчетах по глубоководному бурению (Initial Reports... 1969—1973).

Сопоставляя данные по закономерностям изменений влажности и объемного веса в зависимости от гранулометрического и вещественного состава, а также и от возраста (степени уплотнения) осадков, можно прийти к следующим выводам.

1. Все выявленные связи дают возможность надежно — с допустимой для практических целей ошибкой — определить показатели объемного веса для тех случаев, когда данных прямых аналитических опре-

делений нет или они вызывают сомнение (подсушенные пробы, аналитические ошибки).

2. Для тех областей Мирового океана, где имеются анализы влажности и объемного веса, вычисляют среднее взвешенное значение влажности и объемного веса в пределах слоя (для данного случая голоцен). Полученные средние взвешенные значения влажности и объемного веса позволяют определить среднее взвешенное содержание твердой фазы.

3. Когда аналитические данные отсутствуют, в частности для большей части Атлантического и северной половины Тихого океанов, определение объемного веса и влажности для расчетов абсолютных масс ведут иначе. Зная вещественный и гранулометрический состав осадков, устанавливают их вероятную влажность и вероятный объемный вес, используя графики зависимости. Например, для фораминиферовых осадков, содержащих 50% фракции менее 0,01 *мм*, влажность будет равняться в среднем 47—48%, а объемный вес 1,45—1,50 *г/см*^{3}. Если толща осадков, соответствующая голоцену, однородна, то определение среднего значения объемного веса можно произвести по средней линии. Если же в пределах этой толщи отмечены значительные изменения вещественного и гранулометрического состава, то следует построить теоретическую кривую изменений влажности и объемного веса и по ней определить вероятное среднее взвешенное.

4. Для осадков, содержащих менее 30% $CaCO_3$ и $SiO_{2\text{аморфн}}$, главную роль играет гранулометрический состав, для карбонатных и кремнистых — содержание $CaCO_3$ и $SiO_{2\text{ аморфн}}$. Для определения используют соответствующий график.

5. Установленные закономерности вместе с картами скоростей осадкообразований открывают возможности картирования абсолютных масс с достаточной для практических целей точностью.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНЫХ МАСС

Из сказанного выше ясен принцип определения абсолютных масс: зная мощность слоя, отложившегося на протяжении какого-то отрезка времени, например голоцена, и физические свойства донных осадков (влажность и объемный вес влажного осадка), можно перейти и к весовому выражению количества осадочного материала в целом или его отдельных компонентов. Эта задача, простая в своих общих чертах, при ее конкретном решении встречает много трудностей. Дело в том, что в пределах слоя достаточной мощности состав и показатели физических свойств осадка — и влажность, и объемный вес — испытывают колебания в широких пределах, в связи с чем возникает необходимость выбора метода усреднения. После критической оценки разных методов мы остановились на методе среднего взвешенного, который дает возможность учитывать не только изменение величины, но и тот интервал, в пределах которого это изменение имеет место.

Если в пределах толщи выделяются отдельно резко отличные от соседних и достаточно мощные слои, то подсчеты приходится вести для них отдельно.

В первую очередь производился подсчет средних взвешенных значений влажности, затем объемного веса. На основании этих данных устанавливался вес влажного осадка, отложившегося на 1 *см*^{2} дна на протяжении голоцена. Далее, вычитая из 100% среднее взвешенное значение влажности для слоя, установим содержание твердой фазы в осадке (также среднее взвешенное). Вес твердой фазы и есть искомая абсолютная масса осадочного материала, отложившегося на дне за время голоцена. Вместе с тем это исходная величина и для дальнейших подсчетов абсолютных масс различных компонентов, входящих в состав осадка ($CaCO_3$, $SiO_{2\text{аморфн}}$, $C_{\text{орг}}$ и др.), а также фракций гранулометрического состава.

Гораздо быстрее, но менее точен другой путь вычислений, который используется большинством авторов. Для подсчетов берут данные о скорости седиментации, переведенные из единиц Б (*мм*/1000 лет) в *см*/1000 лет. Далее подсчитывают объем влажного осадка, накопившегося на 1 *см*² дна в 1000 лет и, имея данные о влажности и объемном весе, переводят объем в вес твердой фазы осадка. Понятно, что при этом не могут быть учтены изменения, происходящие в пределах слоя, для которого делается подсчет. Чем больше изменений в пределах слоя и больше его мощность, тем больше ошибка определений по этому методу.

Для сравнения абсолютных масс осадков из разных слоев, которые отложились за разные отрезки времени, значения, отнесенные ко всей продолжительности накопления данного слоя, мало показательны. Например, нельзя сопоставлять абсолютные массы осадков, отложившихся за четвертичное время (около 2 млн. лет) или за третичное время (70 млн. лет). Рациональнее использовать значения абсолютных масс, отнесенные к одинаковому отрезку времени — 1000 лет, 1 млн. лет, 10 млн. лет и т. д. Эта величина мною названа скоростью накопления абсолютной массы или, проще,— абсолютной скоростью.

В честь крупнейшего советского литолога академика Н. М. Страхова, много сделавшего для разработки метода абсолютных масс и его внедрения, единицу накопления абсолютной массы 1 *г* на 1 *см*² дна в 1000 лет предлагаю назвать единицей Страхова (С; для международного обозначения — S); 1 *г*/*см*²/1000 лет (1 С) соответствует 1 *мг*/*см*²/год, или 1 *кг*/*см*²/млн. лет.

Приведенные ниже данные были получены на основе карт скоростей седиментации, а также анализов влажности и объемного веса натуральных осадков. Если непосредственные определения отсутствовали, использовались графики. Основные подсчеты сделаны для голоцена (11 тыс. лет).

Учитывая сказанное, можно понять, что обеспеченность карт абсолютных масс фактическим материалом та же, что и карт скоростей седиментации. Необходимые, для получения сведений об объемном весе и влажности отправные данные (гранулометрический и вещественный состав осадка) получались или непосредственно из результатам анализов из работ, или снимались с карт типов осадков Тихого океана (масштаб 1 : 25 млн.), Индийского океана (масштаб 1 : 15 млн.) и Атлантического океана (масштаб 1 : 20 млн.), а также с карт распределения соответствующих компонентов, составленных в Институте океанологии АН СССР.

Естественно, точность карт абсолютных масс ниже, чем точность карт скоростей, поскольку в процессе их составления приходится допускать некоторые усреднения. Тем не менее статистическая оценка показывает, что обычно ошибки, возникающие при использовании графиков определений влажности и объемного веса, невелики. Главным источником ошибок являются неточные определения мощностей горизонтов (скоростей седиментации).

БАССЕЙН ТИХОГО ОКЕАНА

Составленная впервые схема абсолютных масс твердой фазы осадков Тихого океана (рис. 88) показывает очень широкий разброс значений. В пелагической части океана (в северной гумидной зоне) обнаружены максимальные величины абсолютных масс в 1,0—2,0, а местами 2,0—5,0 и более 5,0 *г*/*см*² в 1000 лет (голоцен). В областях аридной седиментации к северу и к югу от экватора обычны значения менее 0,1 *г*/*см*², а местами 0,1—0,5 *г*/*см*² с ростом по мере приближения к материкам; в красных глинах меньше 0,05 С. Экваториальная гумидная зона выделяется значениями 0,1—0,5 и 0,5—1,0 *г*/*см*², в отдельных местах значения абсолютных масс для голоцена превышают здесь 1,0 *г*/*см*².

Намного выше абсолютные массы в южной и северной гумидных зонах — здесь встречены максимальные значения абсолютных масс, порядка

3,0—5,0 и 5,0—7,0, а чаще 0,5—2,0 С. На Южно-Тихоокеанском поднятии абсолютные массы очень низкие, что соответствует распределению скоростей седиментации, частым выходам здесь древних пород, не прикрытых осадками. Южная часть океана (особенно море Беллинсгаузена) обеспечена большим количеством палеомагнитных определений, выполненных в антарктических экспедициях США, поэтому для этого района нами были построены более детальные карты (Lisitzin, 1970).

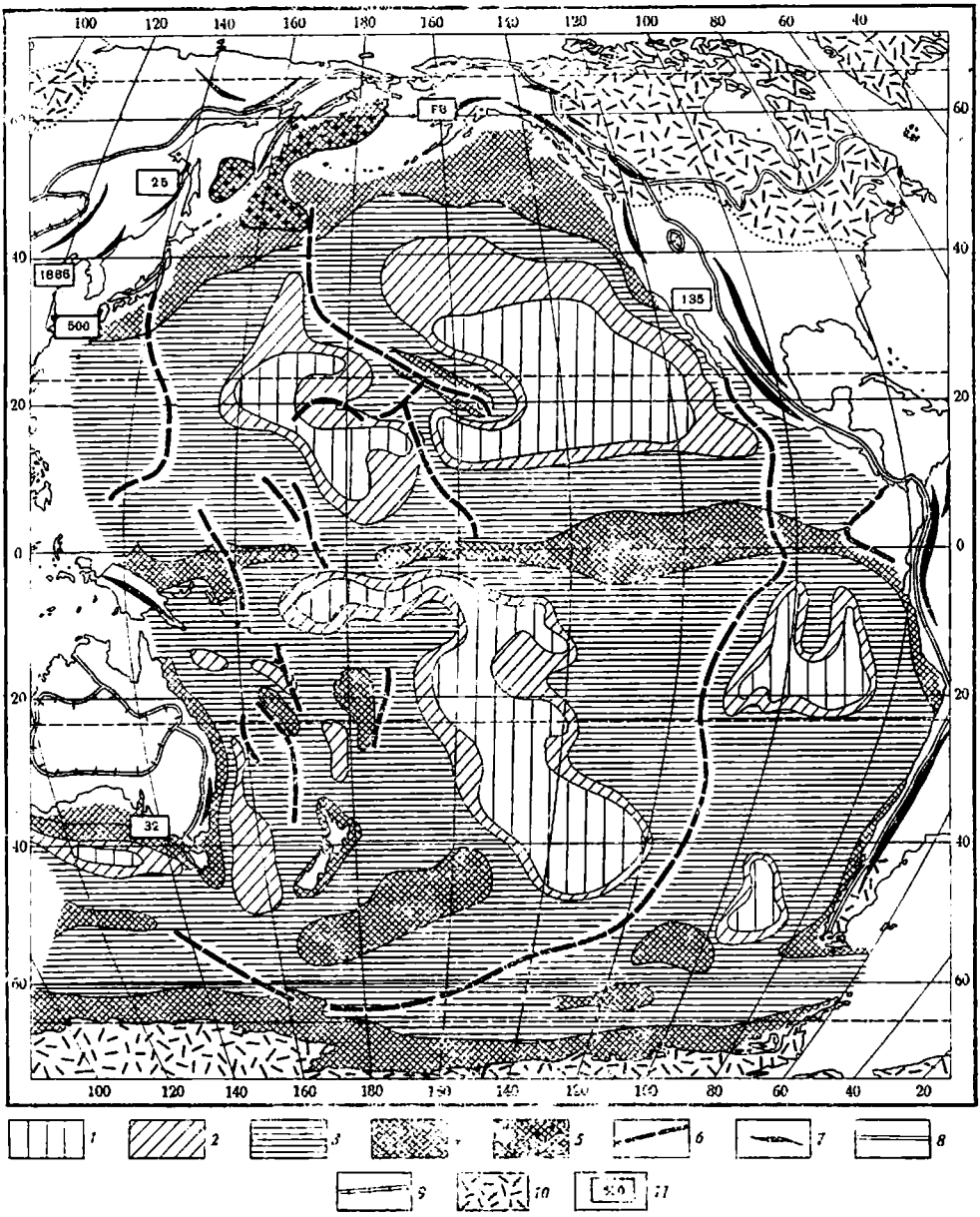


Рис. 88. Схема распределения абсолютных масс осадочного материала в Тихом океане для голоцена

Абсолютные массы, С—г/см²/1000 лет: *1* —менее 0,05; *2* —от 0,05 до 0,2; *3* —от 0,2 до 0,5; *4* — от 0,5 до 2,0; *5* — более 2,0. Прочие обозначения: *6* — полосы аномального осадконакопления близ хребтов; *7* — простирание основных хребтов на суше; *8* — границы водосбора океана; *9* — границы областей бессточных и внутреннего стока; *10* — области четвертичного оледенения; *11* — твердый сток рек, млн. *т*

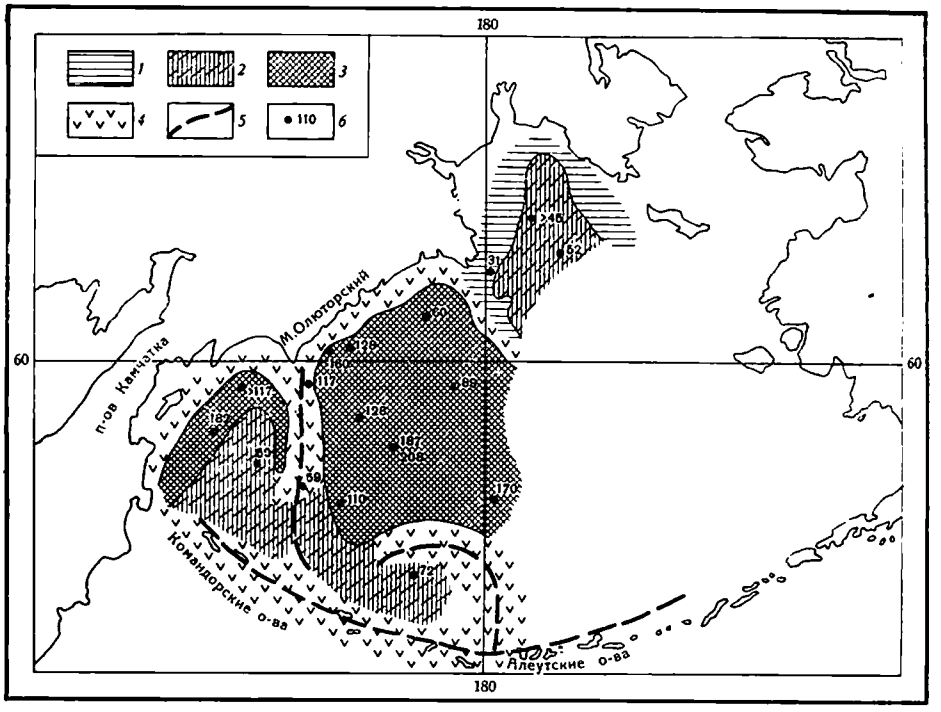


Рис. 89. Схема распределения абсолютных масс осадочного материала в Беринговом море для голоцена

Абсолютные массы, *г/см²*/1000 лет: *1* — менее 5,0; *2* — от 5,0 до 10,0; *3* — от 10,0 до 20,0. Прочие обозначения: *4* — полосы аномального осадконакопления; *5* — простирание основных хребтов; *6* — фактические значения (даны для голоцена, что соответствует 10 С)

Общие контуры карты распределения абсолютных масс очень близки к контурам карты скоростей осадкообразования: то же простирание основных изолиний, те же области концентрации и малого поступления осадочного материала.

Берингово и Охотское моря. Абсолютные массы осадочного материала, накапливающегося за время голоцена, на дне Берингова и Охотского морей намного выше, чем в северной части Тихого океана. Здесь наиболее распространенные значения 5,0—10,0 и даже 10,0—20,0 *г/см²* — против 5,0—1,0 и 1,0—2,0 *г/см²* в северной части океана. Только близ берегов Камчатки, где влияние выносов из Берингова моря огромно, значения абсолютных масс оказываются близкими 5,0—10,0 *г/см²*.

При рассмотрении карты распределения абсолютных масс в осадках Берингова моря (рис. 89) обращает на себя внимание, что на шельфе северной части водоема абсолютные массы меньше 5,0 *г/см²*, а в центральной части залива 5,0—10,0 *г/см²*, в то время как в Алеутской котловине они составляют 10,0—20,0 *г/см²* (по многочисленным определениям). Это связано с тем, что существенная часть тонкого осадочного материала сбрасывается с шельфа, что мы видели и при изучении взвеси. Только в депрессиях шельфа, которые являются как бы ловушками осадочного материала, происходит очень быстрая седиментация. В Командорской котловине, где шельф намного уже, абсолютные массы меньше — 5,0—10,0 *г/см²* и только у основания материкового склона значения их возрастают до 10,0—20,0 *г/см²*. Сходная картина распределения абсолютных масс наблюдается и для Охотского моря.

БАССЕЙН ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В Индийском океане резко выделяется высокими абсолютными массами северная часть океана, прилежащая к устьям Ганга, Инда и Правади (рис. 90). Здесь значения абсолютных масс превышают 10,0 *г/см*²/1000 лет, а близ устьев рек еще выше.

Так же, как и на карте скоростей седиментации, экваториальная зона Индийского океана выделяется фрагментарно, что связано с особенностями гидрологических условий (муссонный режим) и сложным расчленением дна в этой зоне.

Отчетливо выделяются малыми абсолютными массами, близкими к тихоокеанским, аридные зоны. Здесь чаще всего встречаются участки, где на протяжении голоцена накопилось от 0,1 до 0,5 *г/см*²/1000 лет осадочного материала, а в областях развития красных глин нередко и еще меньше. Ближе всего к Тихому океану южная аридная зона. Северная, нахо-

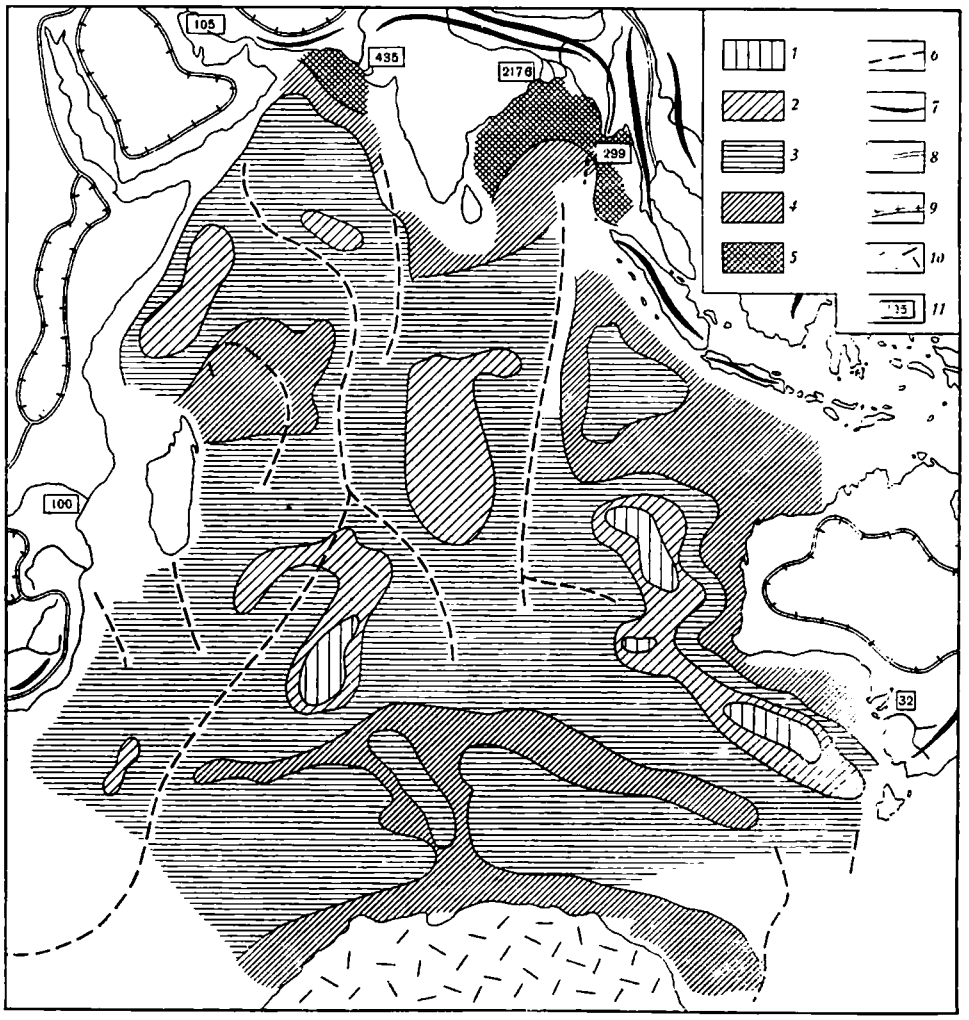


Рис. 90. Схема распределения абсолютных масс осадочного материала в Индийском океане для голоцена

Абсолютные массы, *г/см*²/1000 лет: *1* — менее 0,05; *2* — от 0,05 до 0,2; *3* — от 0,2 до 0,5; *4* — от 0,5 до 2,0; *5* — более 2,0. Прочие обозначения: *6* — полосы аномального осадконакопления близ хребтов; *7* — простирание основных хребтов на суше; *8* — границы океана; *9* — границы областей бессточных и внутреннего стока; *10* — области четвертичного оледенения; *11* — твердый сток рек, млн. *т*

дящаяся под влиянием муссонов и стока крупных рек Азии, отличается бо́льшими абсолютными массами.

Ясно выделяются южная гумидная и ледовая зоны. Здесь обычны значения абсолютных масс больше 0,2, местами до 5,0, а у основания материкового склона даже больше 5,0 *г/см²*/1000 *лет*. В ледовой зоне абсолютные массы очень разнообразные. На шельфе они чаще всего в пределах 1,0—2,0 *г/см²*, а в депрессиях, заполненных пелитовыми осадками, достигают 50 *г/см²*/1000 *лет* и более.

В области диатомовых илов южного пояса кремненакопления значения абсолютных масс чаще всего 0,5—1,0 *г/см²*. По мере приближения к антарктической конвергенции значения абсолютных масс, несмотря на удаление от материка, возрастают в 2—4 раза, достигая 1,0—2,0 *г/см²*/1000 *лет*, что связано с высокой первичной продукцией фитопланктона (диатомей), а также и зоопланктона (фораминиферы, радиолярии, силикофлагелляты и др.). В этой полосе происходит как бы перекрытие зон карбонатонакопления и кремненакопления при более или менее постоянном терригенном фоне. В итоге значения абсолютных масс заметно повышаются.

На примере скоростей седиментации южной части Индийского океана мы рассмотрели выше влияние «эффекта ската» на осадкообразование в зоне подводных поднятий. Отчетливо этот эффект устанавливается и по абсолютным массам: подводные плато и поднятия по периферии оказываются окруженными неширокими областями высоких абсолютных масс. Они возникли за счет материала, который не мог осесть на вершинах поднятия и его склонах и сместился к периферии.

Значения абсолютных масс в основных зонах Индийского океана близки к Тихому, однако несколько выше их, что соответствует распределению взвешенного осадочного материала, а также скоростей седиментации. В северной муссонной части океана абсолютные массы намного выше, чем в Тихом океане.

БАССЕЙН АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

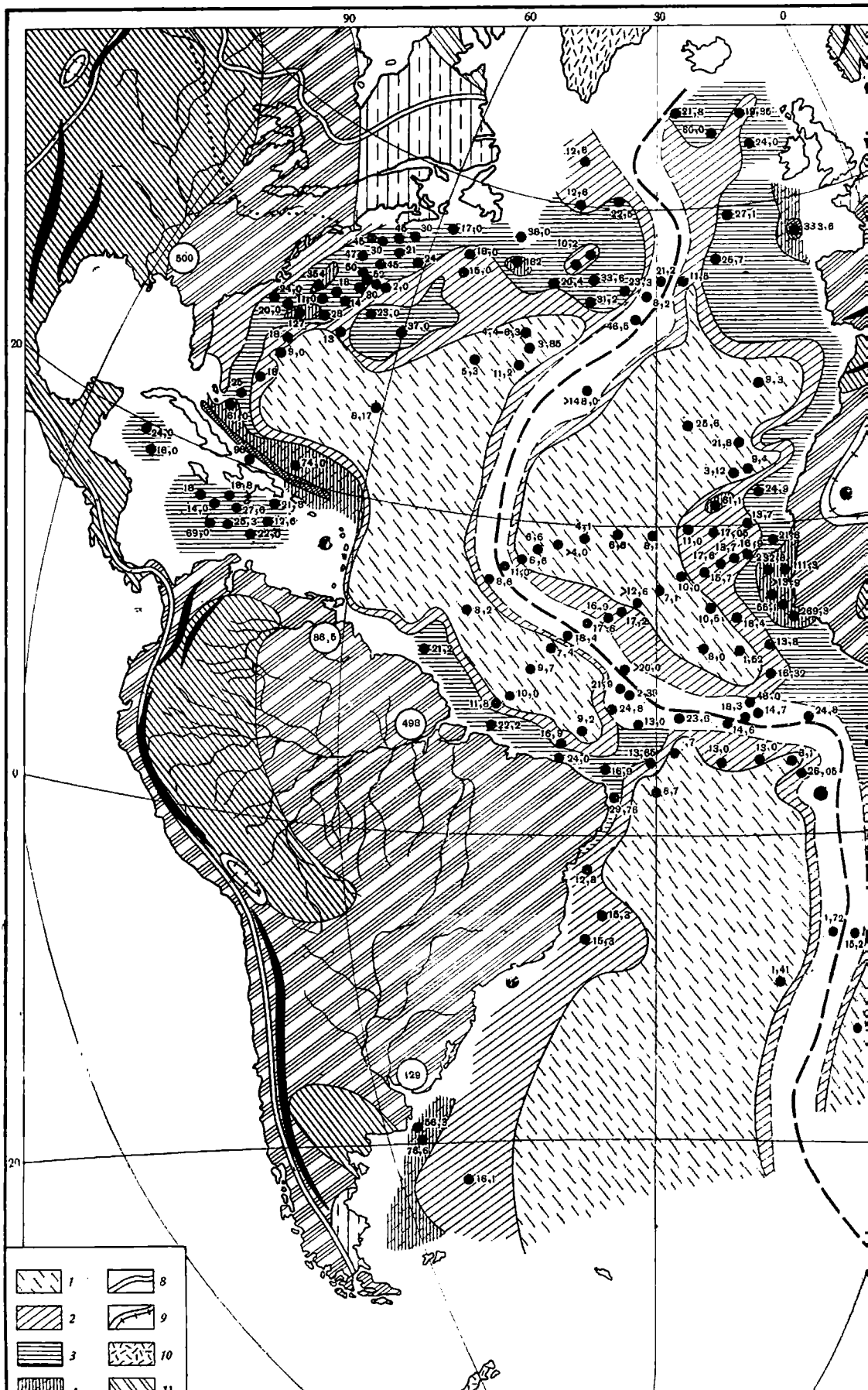
Распределение абсолютных масс осадков в Атлантическом океане, так же, как и в других местах, в общем напоминает картину распределения скоростей седиментации и мощностей голоценовых осадков: те же области максимальных значений, то же простирание основных зон.

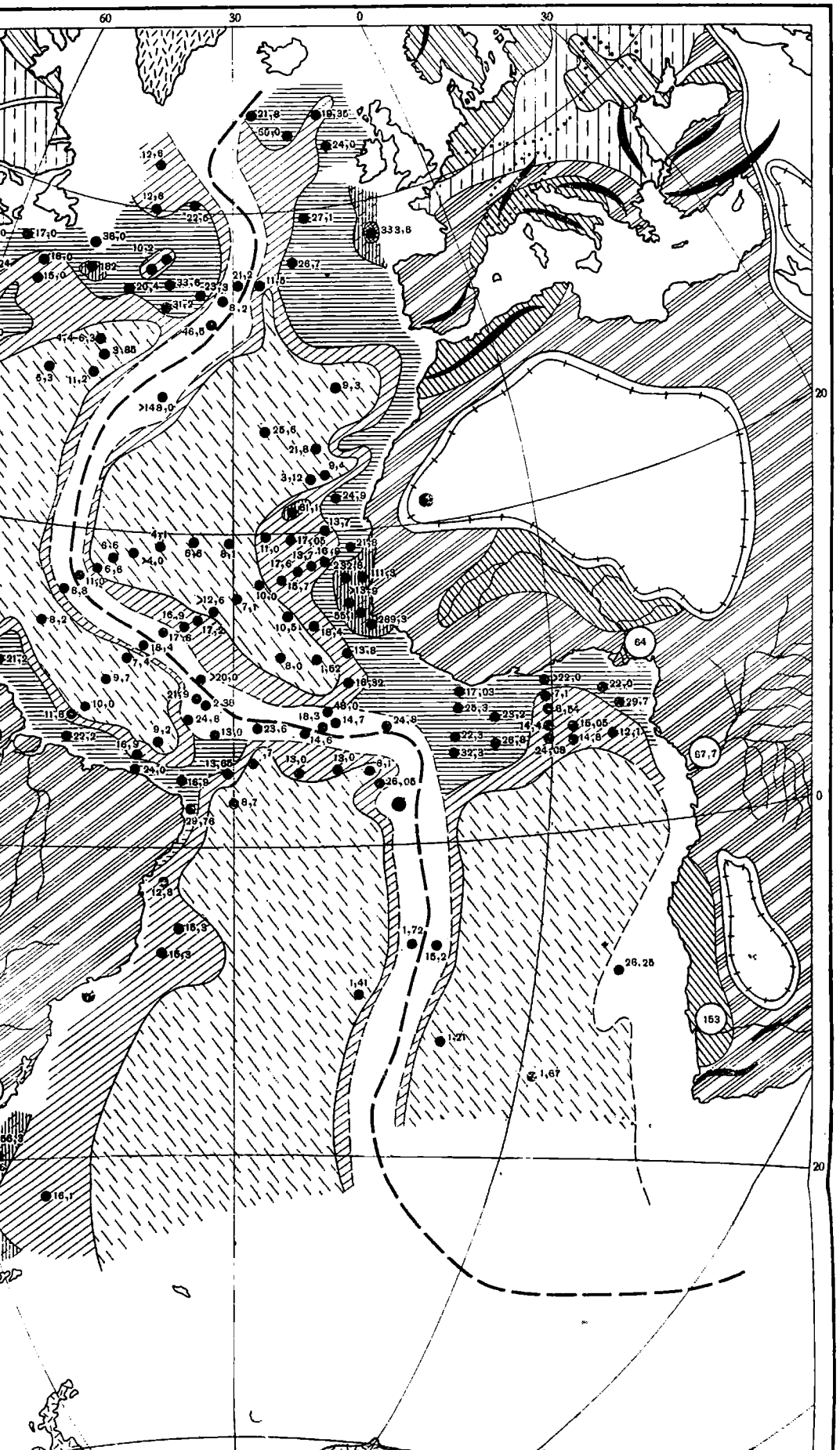
Из рассмотрения схемы XV видно, что наиболее высокие значения абсолютных масс имеют место в северной части океана, наименьшие — в областях, соответствующих северной и южной аридным зонам. В экваториальной зоне четко выделяется полоса высоких абсолютных масс, разделенная Срединно-Атлантическим хребтом. В северной части океана абсолютные массы составляют до 2,0—5,0 *г/см²*, а в Европейской котловине, у основания материкового склона, они даже немного более 5,0 *г/см²* и достигают 33,3 *г/см²*/1000 *лет*.

Близ Северной Америки абсолютные массы довольно четко выдерживаются в пределах 2,0—5,0 С. В аридной зоне они приурочены к узкой полосе близ основания материкового склона, а в пелагических частях океана составляют 0,5—1,0 *г/см²*/1000 *лет*.

Минимальные значения абсолютных масс в аридных зонах Атлантического океана составляют 0,1—0,4 *г/см²*/1000 *лет*, однако здесь нигде не отмечены величины менее 0,1, столь обычные для аридных областей Тихого и Индийского океанов.

Резко выделяется высокими значениями абсолютных масс Карибское море; в области распространения его пелагических карбонатных осадков они составляют 2,0—5,0, а в глубоководных желобах 5,0—10,0 и даже до 15,0—18,0 *г/см²*/1000 *лет*. Эти цифры достаточно надежны и показывают, что глубоководные желоба действительно представляют собой области исключительно высокого накопления осадочного материала. Справедливо


90
60
30
0
20
0
20
500
88,6
498
129
1
2
3
8
9
10
11


60
30
0
30
20
0
20
64
67,7
153

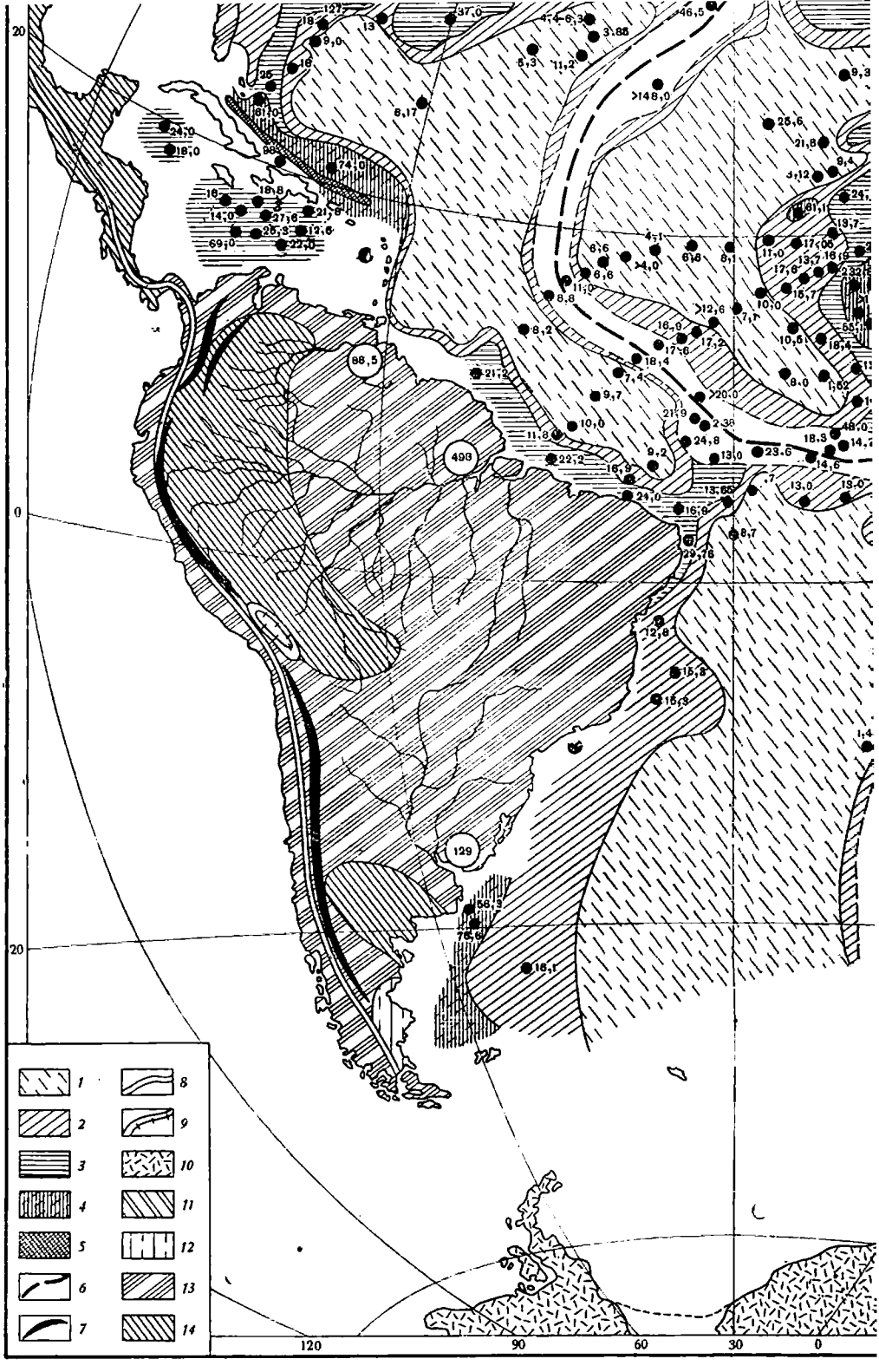
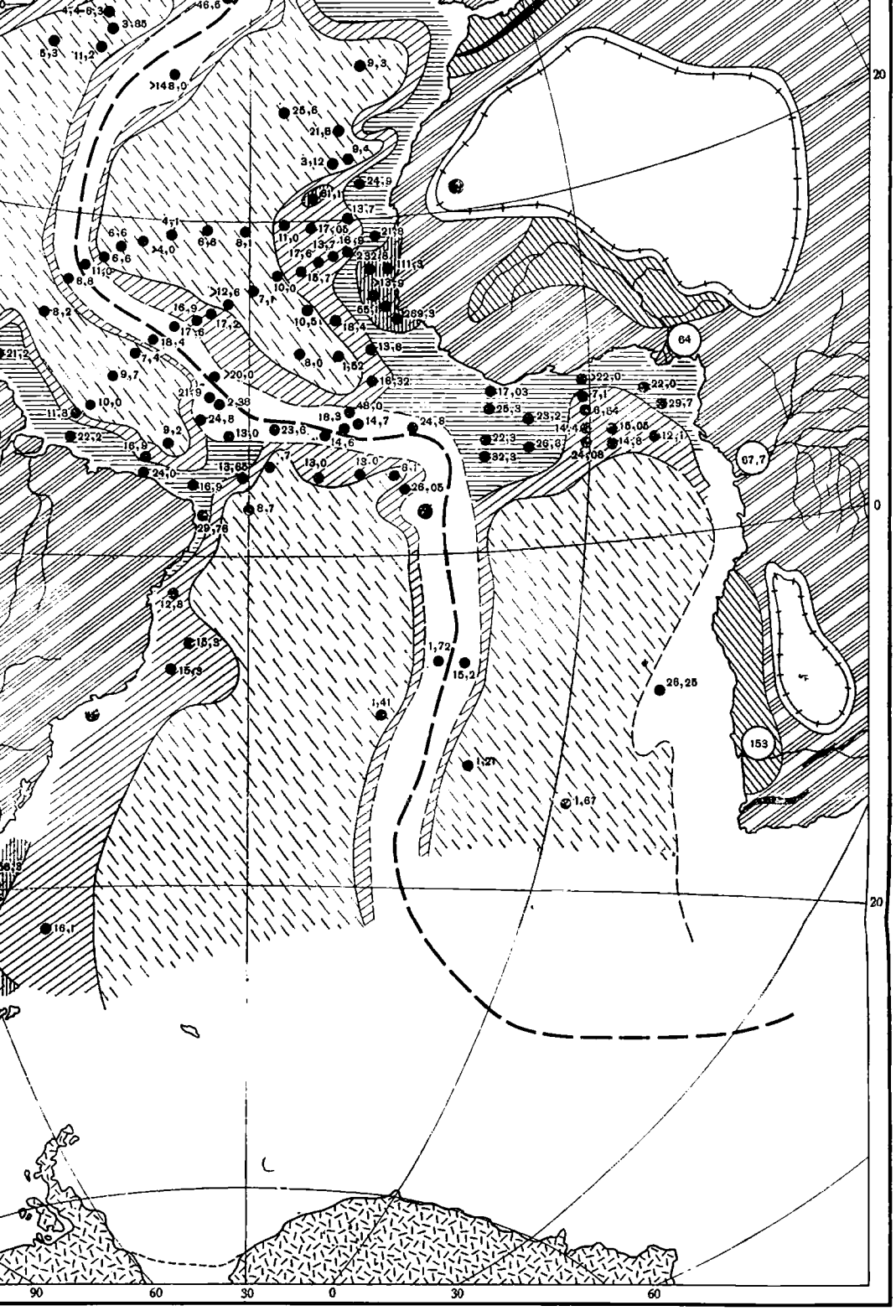


Схема XV. Карта распределения абсолютных масс осадочного материала в Атлантическом океане для голоцена

Абсолютные массы, *г/см²*/1000 лет: *1* — менее 1,0; *2* — от 1,0 до 2,0; *3* — от 2,0 до 5,0; *4* — от 5,0 до 10,0; *5* — более 10,0. Прочие обозначения: *6* — полосы аномального осадконакопления близ хребтов; *7* — простирание основных хребтов на суше; *8* — границы водосбора океана; *9* — границы областей бессточных и внутреннего стока; *10* — области четвертичного оледенения (для северного полушария граница дана точками). Цифрами около станций даны фактические значения для голоцена, что соответствует 10 С. Смыв осадочного материала с суши, *т/км²*: *11* — менее 5; *12* — от 5 до 20; *13* — от 20 до 100; *14* — от 100 до 1000

А. П. Лисицын



сс осадочного материала в Атланти-

ее 1,0; *2* — от 1,0 до 2,0; *3* — от 2,0 до
о з н а ч е н и я: *6* — полосы аномального
ных хребтов на суше; *8* — границы водо-
утреннего стока; *10* — области четвертич-
на точками). Цифрами около станций даны
10 С. С м ы в о с а д о ч н о г о м а т е-
5 до 20; *13* — от 20 до 100; *14* — от 100

поэтому их выделение в качестве современных аналогов геосинклиналей.

В экваториальной зоне абсолютные массы пелагических осадков находятся в пределах 2,0—5,0 *г/см²/1000 лет*, а близ устья р. Сенегал на довольно большой площади дна возрастают до 5,0—10,0, 10,0—20,0, а в отдельных местах и более 20,0 *г/см²/1000 лет*.

Южная аридная область, так же как и северная, характеризуется минимальными значениями абсолютных масс и только в области влияния твердого стока р. Параны они возрастают вместо обычных, от 0,5—1,0 до 5,0—10,0 *г/см²/1000 лет*.

Для Средиземного моря, по данным К. М. Шимкуса (1973), абсолютные массы терригенного материала в голоцене находятся в пределах 0,3—30 *г/см²/1000 лет*, чаще в пределах 1—3 *г/см²/1000 лет*. Для карбонатного материала от 0,3 до 11,8, чаще 1—5 *г/см²/1000 лет*, т. е. близки к величинам для Карибского моря.

ВЫВОДЫ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Сопоставляя между собой скорости и абсолютные массы осадочного материала, накопившегося за одно и то же время, в одних и тех же климатических зонах разных океанов (рис. 91, 92), можно сделать следующие выводы.

1. Наиболее высокие значения абсолютных масс тяготеют к трем основным зонам океанов, имеющим широтное простирание и соответствующим гумидным зонам на суше (северная и южная, а также экваториальная).

2. Самые низкие абсолютные массы осадочного материала отмечаются в областях, соответствующих аридным зонам суши. Особенно низкие значения отмечаются там, где на климатическую зональность накладывается еще батиметрический контроль. Это имеет место в областях распространения красных глубоководных глин, связанных с растворением карбонатного материала.

3. В одних и тех же климатических зонах океанов скорости отличаются, что связано с особенностями поступления как терригенного, так и биогенного осадочного материала. Например, во всех климатических зонах Атлантического океана значения абсолютных масс заметно выше (в 2—5, иногда и в 10 раз), чем в Тихом океане. Это особенно четко видно при сопоставлении северных частей океанов. Скорость накопления осадочного материала красных глубоководных глин Атлантического океана в 2—5 раз (а местами и более) выше, чем красных глубоководных глин Тихого океана. Повышение абсолютных масс осадков Атлантического океана сравнительно с данными по отношению B/L и модулю аккумуляции связано с таянием ледников в северной и южной гумидных зонах в голоцене, выносом огромных количеств дополнительного осадочного материала, повышением уровня океана (см. рис. 108).

4. В морях (Охотское, Берингово, Карибское) значение абсолютных масс осадочного материала выше, чем в прилежащих частях океанов.

5. Особенно высокие значения абсолютных масс отмечаются в глубоководных впадинах Карибского моря, Тихого океана.

6. Абсолютные массы осадочного материала на шельфе, в пределах распространения грубых песчано-алевритовых осадков ниже, чем у основания материкового склона, где накапливается значительная часть тонкого материала, снесенного с шельфа. В случае, если шельф широкий, как, например, в Анадырском заливе, то часть тонкого материала удерживается в его наиболее затишных местах, однако абсолютные массы здесь меньше, чем у основания склона. В отдельных депрессиях шельфа, являющихся ло-

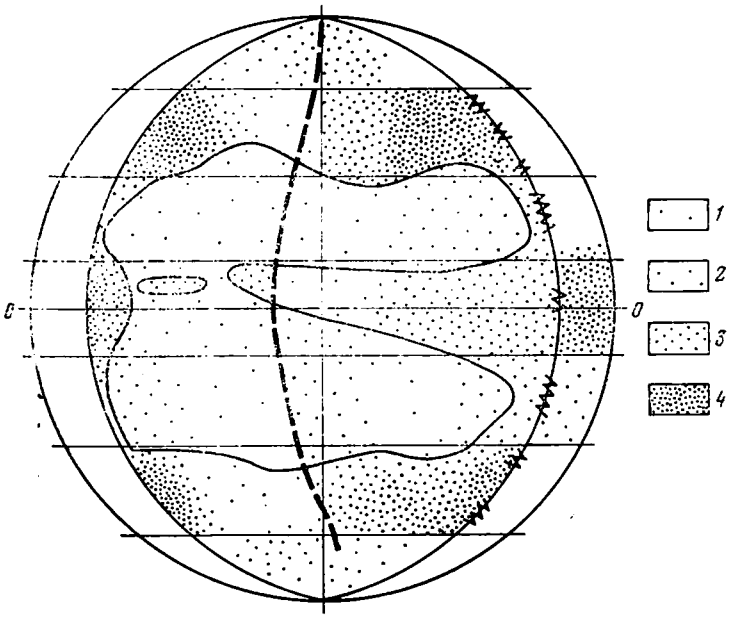


Рис. 91. Схема распределения скоростей осадконакопления в «идеальном океане»

Скорости: *1* — низкие; *2* — средние; *3* — высокие; *4* — очень высокие. Пунктир — срединный хребет

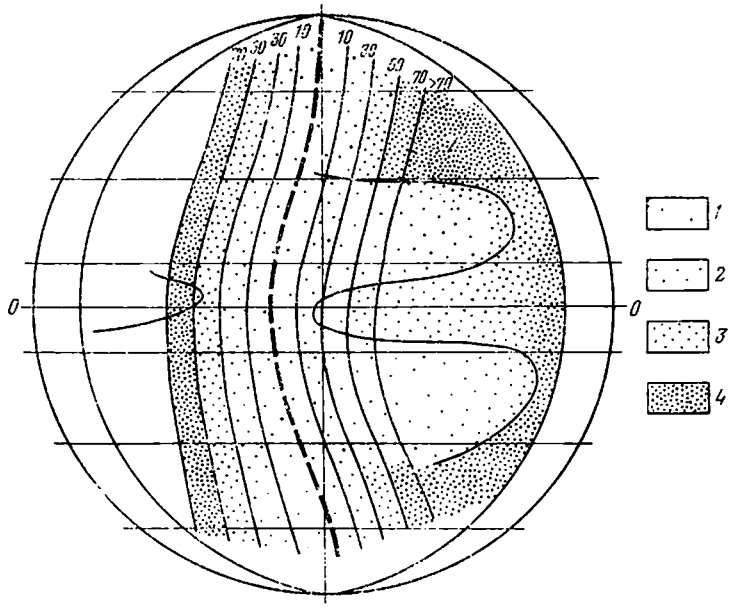


Рис. 92. Схема распределения абсолютных масс в «идеальном океане»

Абсолютные массы: *1* — малые; *2* — средние; *3* — высокие; *4* — очень высокие. Пунктир — срединный хребет; справа и слева от него — изохроны возраста ложа, млн. лет

вушками осадочного материала, абсолютные массы могут быть значительными. Данные, полученные по этим депрессиям, нельзя распространять на всю поверхность шельфа, как часто делают многие авторы. Вывод о максимальных скоростях и о наибольших темпах накопления осадочного материала на шельфе, сделанный по отдельным депрессиям, в свете изложенных данных о распределении взвеси, мощностях и абсолютных массах осадочного материала, не находит подтверждения. Максимальные значения абсолютных масс приходятся во всех климатических зонах не на шельфы, а на нижнюю часть материковых склонов, а также на отдельные депрессии шельфов. Высокие абсолютные массы имеют место у оснований подводных поднятий и хребтов. Таким образом, распределение абсолютных масс, как и концентрация взвеси и скорости седиментации, в главных своих чертах определяется сочетанием природной (климатической) зональности с циркумконтинентальной и вертикальной.

7. Существуют противоречия между различными показателями количественного выражения осадочного процесса. По отношению B/L океаны располагаются в ряд по росту значений Тихий < Индийский < Атлантический, по модулю терригенной аккумуляции Атлантический < Тихий < < Индийский, по скорости седиментации и абсолютным массам Тихий < < Индийский < Атлантический. Это связано с условностью двух первых показателей. Данные по количественному распределению взвеси обычно совпадают со скоростями осадконакопления. Однако чем большие берутся временные интервалы для определения скорости или абсолютной массы, тем больше отличий современности от геологического прошлого. В частности, концентрация взвеси в районах, прилежащих к областям покровного оледенения с высокими абсолютными массами, обычно очень незначительна.

8. Связь между распределением взвеси и скоростями седиментации не так проста, как это может показаться на первый взгляд. Значительные количества взвеси не достигают дна, растворяются или мигрируют, пересекая океаны. Для определения части взвеси, достигающей дна, необходимы специальные исследования взвеси и осадков.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ДНЕ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ В КАЙНОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

МОЩНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ

Представления о мощности и строении осадочной толщи на дне морей и океанов долгие годы были основаны главным образом на косвенных данных, полученных геофизическими методами. Только в самое последнее время в связи с бурением на нефть на шельфе, а затем бурением на дне океана получены и непосредственные данные о донных осадках и осадочных породах, залегающих на больших океанских глубинах. Особенно много кернов было получено в Северном море, а также на шельфах США, в Мексиканском и Персидском заливах, в Каспийском море и ряде других мест (Нефть и море, 1968).

В 1961 г. по проекту «Мохол» (США) в Тихом океане в районе о. Гваделупа была пройдена скважина, которая достигла базальтов. Далее проект «Мохол» был заменен более простым проектом бурения дна с судна «Гломар Челленджер» (проект «Джоидес»).

На первом этапе работ по проекту «Джоидес» (США) было проведено удачное экспериментальное бурение на материковом склоне Атлантического океана в 1966 г. (Joides..., 1965). Большие работы по бурению на склоне Атлантического океана и Мексиканского залива выполнены нефтяными фирмами США. Начиная с августа 1968 г. на судне «Гломар Челленджер» начато систематическое бурение рыхлой осадочной толщи на дне Атлантического и Тихого океанов. К моменту сдачи книги в печать было пройдено более 269 скважин в Атлантическом и Тихом океанах (Initial Reports..., 1969—1973). В 1972 г. начато бурение в Индийском океане, а затем в Антарктике и Арктике.

Бурение рыхлой осадочной толщи в океанах привело к революции в наших представлениях о строении и истории океанов. Как мы увидим далее, при истолковании геофизических данных возникшие неясности и противоречия могут быть решены только путем бурения.

По сейсмическим данным, на дне океанов в настоящее время выделяют четыре слоя, которые резко отличаются по скорости распространения продольных волн (рис. 93, 94).

Верхний I слой осадочной толщи — рыхлый — характеризуется скоростями распространения продольных волн от 2 до 4 *км/сек* (табл. 25). Ниже залегает II слой (вулканогенный, надбазальтовый) со значениями скоростей в пределах 4—6 *км/сек*, в среднем 5 *км/сек*. Бурением было установлено, что этот слой во всех скважинах сложен базальтами, являющимися как бы фундаментом для осадочной толщи (рыхлых осадков), при сейсмопрофилировании его называют слоем В. Наблюдаемые здесь скорости могут быть в одинаковой мере отнесены к уплотненным осадочным, метаморфическим породам или гранитам, а также лавам (Белоусов, 1966,

Таблица 25

Схема строения дна океана по данным разных исследователей

Показатель	Географические слои					Литературный источник
	Вода	I	II	III	IV *	
Скорость продольных сейсмических волн, *км/сек*	1,5	2,0	5,0	6,7	8,09	Hill, 1957
	—	1,45—2,00	5,07±0,63	6,69±0,26	8,13±0,24	Raitt, 1963
	—	1,6—3,0	4,0—6,0	6,4—7,6	Более 7,8	Гурарий, Соловьева, 1963
	—	2,10	5,15	6,82	8,15	Shor, Menard, Raitt, 1970
Средняя мощность, *км*	4,5	0,45	1,75	4,70	—	Hill, 1957
	—	—	1,71±0,75	4,86±1,42	—	Raitt, 1963
	—	1	1	5	—	Гурарий, Соловьева, 1963
	—	0,34	1,21	4,57	—	Shor, Menard, Raitt 1970

* Средняя глубина залегания мантии ниже поверхности дна океана 6,26 *км* (6,64±2,07 км).

1968). К сожалению, удалось пройти пока верхние десятки метров этого слоя; во всех случаях керн был сложен базальтами [1].

Точка зрения Гамильтона (Hamilton, 1959) о том, что граница между рыхлыми осадками I слоя и породами II слоя может быть объяснена скачкообразным изменением физических свойств осадков при их уплотнении, не получила подтверждения при бурении.

Большинство исследователей, однако, и до бурения, по данным геофизики, придерживались мнения, что основная часть II слоя сложена вулканогенными породами, преимущественно базальтами, местами с интрузиями габбро и серпентинитов. В этом убеждало то, что по мере приближения к очагам вулканизма мощность пород II слоя постоянно возрастала. Его средняя мощность 1,7—1,75 *км* при отклонениях от 1 до 2,5 *км*.

Ниже залегает III сейсмический слой, называемый часто также «океанским», или «базальтовым», в геофизическом понимании этого термина. Скорость распространения звука в нем в пределах 6,4—7 *км/сек* при среднем значении 6,7 *км/сек*. Базальтов III слоя со дна океана получить пока не удалось. Во всех пробах, полученных драгированием, а также в кернах океанского бурения скорость распространения звука в базальтах была в пределах 5,3—6,02 *км/сек*, т. е. соответствовала скорости, типичной для базальтов II слоя. Этот «геофизический базальт» известен только по данным сейсмики. Возможно, что граница между верхним реальным базальтовым слоем (который обозначают II) и теоретическим (геофизическим) базальтом связана либо со скачкообразным изменением свойств базальтов при их уплотнении, либо с наличием уплотненной пирокластики в составе слоя III. Мощность III сейсмического слоя составляет около 4,7 *км*.

Слой IV — мантия со скоростями распространения продольных сейсмических волн более 8 *км/сек*. Наблюдается отчетливая анизотропия свойств мантии, находящая отражение, в частности, в изменении скорости звука, местами достигающей 9 *км/сек*. Характерно разуплотнение мантии со снижением скорости звука под срединными океанскими хребтами.

[1] При исследованиях в 8-м рейсе и/с «Дмитрий Менделеев» в 1972 г. во впадине Хесса (юго-восточная часть Тихого океана) изучен разрез верхней части толщи ложа океана мощностью около 2 *км*. Он представлен толеитовыми базальтами, пронизанными дайками габбро-долеритов. Обнаружено разнообразное оруденение (сульфидное, цеолитовое и др.).

Для целей нашего исследования наибольшее значение имеет верхний слой рыхлых осадков (I слой). По поводу II слоя существуют значительные расхождения во взглядах, однако, поскольку не исключена возможность, что, кроме базальтовых лав, он может состоять также из туфов и консолидированных осадочных пород, и его следует принять во внимание.

МОЩНОСТЬ РЫХЛОЙ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ (КАЙНОЗОЙ) И РЫХЛОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА (I СЛОЙ, КАЙНОЗОЙ И МЕЗОЗОЙ)

Для выяснения строения и состава рыхлых отложений на дне океанов в настоящее время существует несколько методов. Из них наиболее распространен сейсмический, который дает возможность на основании различий в скоростях распространения звука в разных осадочных породах и донных осадках судить об их составе. Однако многие породы имеют сходные скоростные характеристики и на основании их определения можно лишь предполагать наличие тех или иных пород. С развитием методики сейсмического профилирования удалось детально изучить строение рыхлой осадочной толщи сначала на многочисленных разрезах через океан, а затем и перейти к картированию отдельных слоев. Это удалось сделать с по-

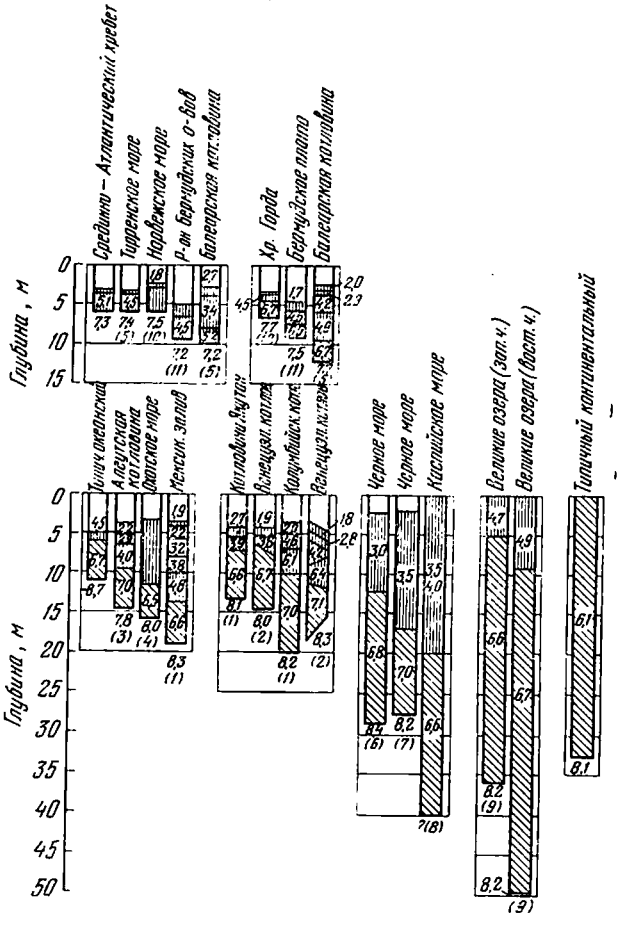


Рис. 93. Строение земной коры по сейсмическим данным

А — типичные скоростные разрезы для океанов, континентов, краевых морей (Vogt and oth., 1969) Разной штриховкой показаны слои с неодинаковой скоростью звука, *км/сек.*

мощью прецизионного сейсмопрофилографа, который в принципе сходен с эхолотом, но посылает более низкочастотные импульсы, генерируемые с помощью воздушной пушки или мощного искрового разряда. С помощью этого прибора на ленте самописца непрерывно ведется запись отражающих слоев в толще рыхлых осадков, а также часто и подстилающего осадки базальтового слоя.

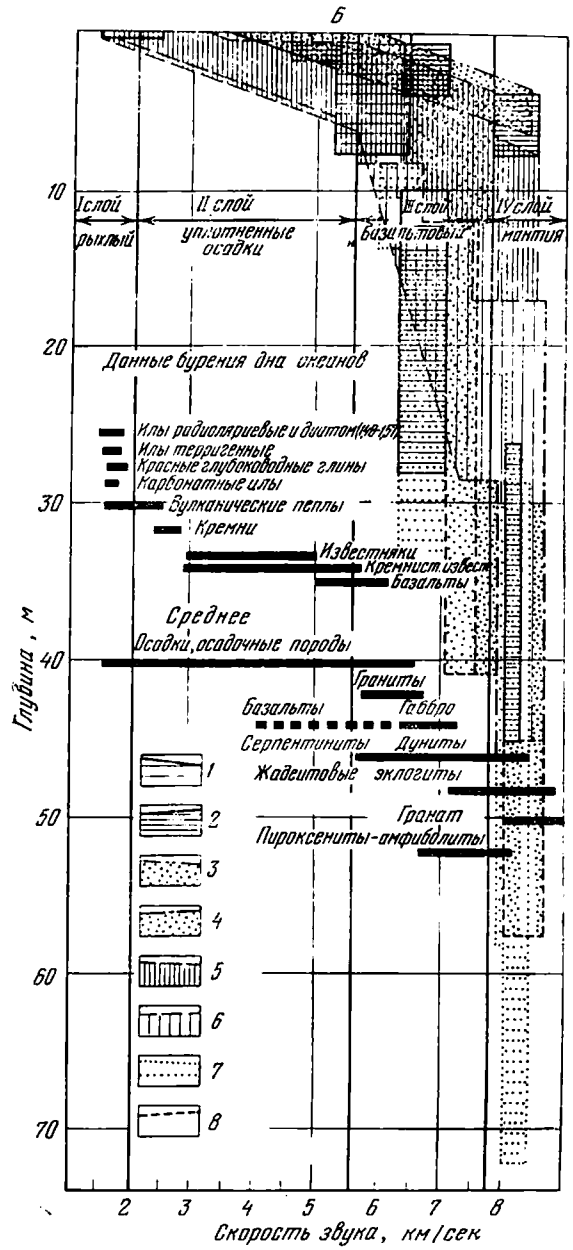


Рис. 93 (окончание)

Б — скорость звука (в *км/сек*) в различных типах донных отложений и горных породах (составлено автором по материалам бурения, VI рейс «Гломар Челленджера», с использованием данных Дрейка, Нэфа] (1970). Площади распространения и мощности отложений с разными скоростями звука: *1* — докембрий; *2* — океанские котловины; *3* — океанские хребты; *4* — провинция впадин и хребтов; *5* — континентальные окраины; *6* — континентальные окраины (более 1000 *м*); *7* — кайнозой — мезозой; *8* — палеозой, докембрий

Современные сейсмопрофилографы позволяют проникнуть в толщу осадков дна на 1—4 *км*. Стало возможным выявить общие закономерности строения рыхлой толщи, используя для этого записи, сделанные на промерных галсах, протяженностью более 2 млн. *км*. Обычно удается выделить до четырех отражающих слоев, т. е. более плотных, чем вышележащие, между которыми располагаются акустически прозрачные слои. Для Атлантического океана они условно были названы слоями α, A, β и B (рис. 95). В Карибском море было обнаружено аналогичное строение осадочной толщи, но, поскольку корреляция между разрезами этого моря и океана пока не установлена, неясен возраст и состав отражающих слоев, они условно названы α'', A″, β'', B″. В Тихом океане было выяснено сходное строение осадочной толщи с отражающими слоями α', A′, β', B′. В ряде мест слой A′ выклинивается или вообще отсутствует (чаще всего близ срединных хребтов). Корреляция других слоев на большом протяжении нередко сомнительна.

Существенный шаг вперед при интерпретации данных сейсмопрофилирования был сделан путем работы с радиобуями, которые сбрасываются на ходу судна и дают возможность определять скорости звука. Так, на основе сопоставления простирания отражающих слоев со скоростями звука в них можно в первом приближении судить об их принадлежности к одной породе или одному прослою и более надежно коррелировать.

Еще один шаг вперед был сделан при использовании записей сейсмопрофилографов для обнаружения выходов отражающих слоев на поверхность дна. Обычно выходы обнаруживаются на вершинах и склонах подводных поднятий, перегибах дна (рис. 96). С таких естественных подводных обнажений берут пробы с помощью драг, а также тяжелых трубок. Таким образом удалось получить пробы из слоев А в Атлантическом океане — район Багамского поднятия и в Тихом океане — район подводной возвышенности Шатского (Ewing and oth., 1966а, б, в, 1968; Ewing J, Ewing M, 1970; Saito and oth., 1966). Возраст слоя А в этих океанах сходный — меловой, точнее, нижнемеловой. Это дало повод интерпретировать записи отдельных слоев для составления сейсмостра-

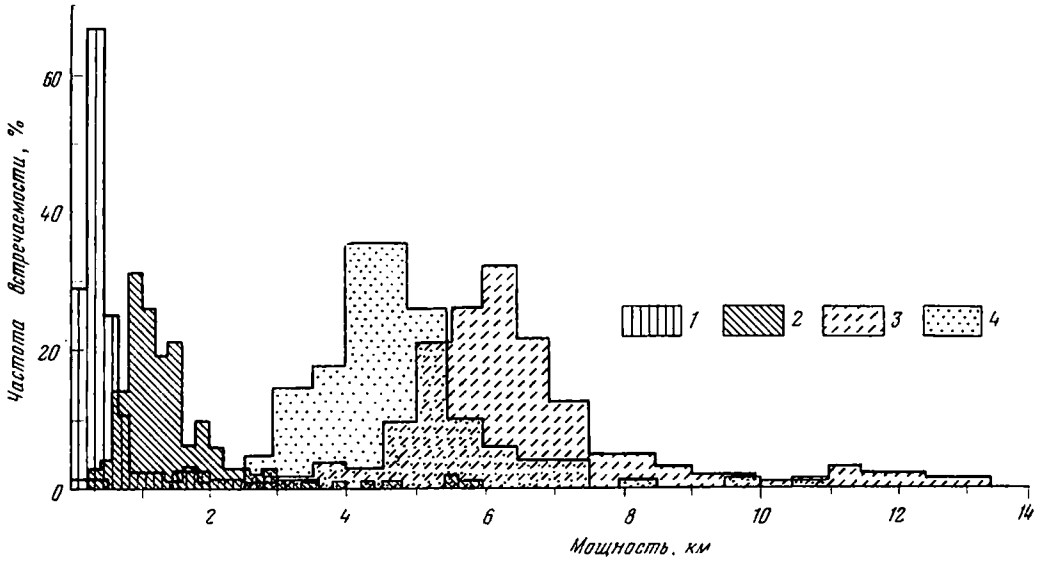


Рис. 94. Частота встречаемости геофизических слоев с разной средней скоростью на дне Тихого океана в зависимости от мощности. Составлено автором по данным Шора и др. (Shor and oth., 1970)

1 — осадочный слой (I геофизический, 2,1 *км/сек*); *2* — полуконсолидированные отложения (II геофизический, 5,15 *км/сек*); *3* — океанский (базальтовый, III слой, 6,18 *км/сек*); *4* — общая мощность слоев до раздела Мохоровичича

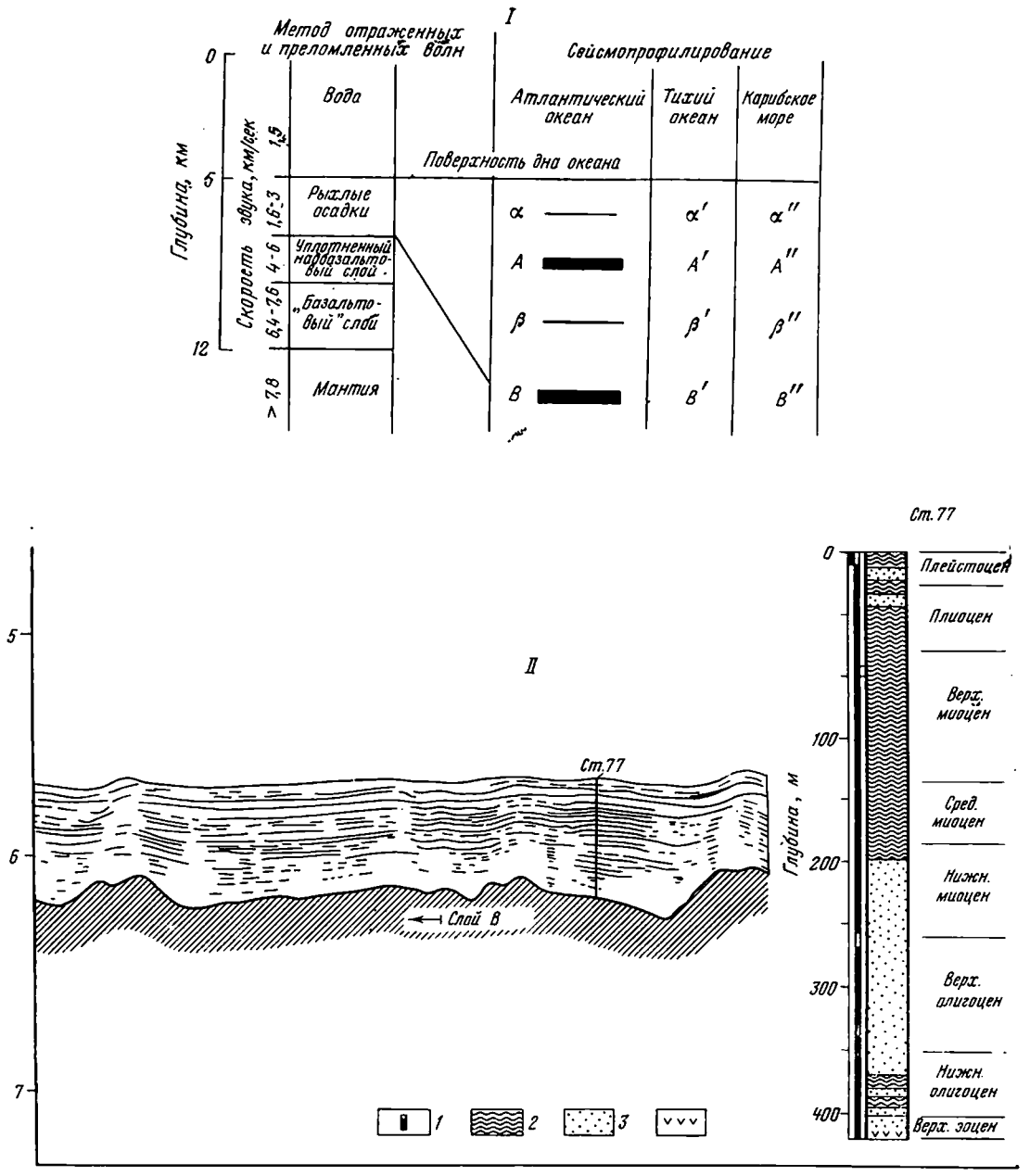


Рис. 95. Строение земной коры и осадочной толщи в океанах по данным непрерывного сейсмического профилирования и методов отраженных и преломленных волн

I — схема расположения отражающих слоев (рефлекторов) в толще осадков и акустически прозрачных толщ между ними (для Атлантического, Тихого океанов и Карибского моря). Корреляция слоев условна (Лисицын, 1970б).

II — реальная запись строения рыхлой осадочной толщи в экваториальной части Тихого океана сейсмопрофилографом. Литологический разрез керна глубоководного бурения: *1* — участки отбора керна (для трех параллельных скважин); *2* — ил кремнистый; *3* — ил карбонатный; *4* — толеитовые базальты слоя B

тиграфической шкалы. Толщу осадков, залегающую выше слоя А, относили к третичным отложениям, слой А соответствовал разделу между мезозоем и третичными отложениями, его возраст определялся приблизительно 50—70 млн. лет. В обнажениях породы слоя А были карбонатными, однако, судя по выровненности поверхности слоя и по его большой протяженности, Юинг с сотрудниками пришел к выводу, что скорее всего это — мощный прослой турбидитов. Получалось, что в истории развития Атлантического и Тихого океанов, а также многих морей существовал какой-то этап, когда огромным почти повсеместным распространением пользовались суспензионные потоки. Эта катастрофа связана с развитием турбидитов и имела место около 70 млн. лет.

Бурение, однако, положило конец гипотезе турбидитов. Было установлено,— неожиданно для геологов и геофизиков,— что в большинстве случаев слой А — это прослои кремней в осадочной толще, в других местах он связан с пепловыми прослоями, иногда с известняками и турбидитами. Таким образом, слой А оказался литологически разнообразным.

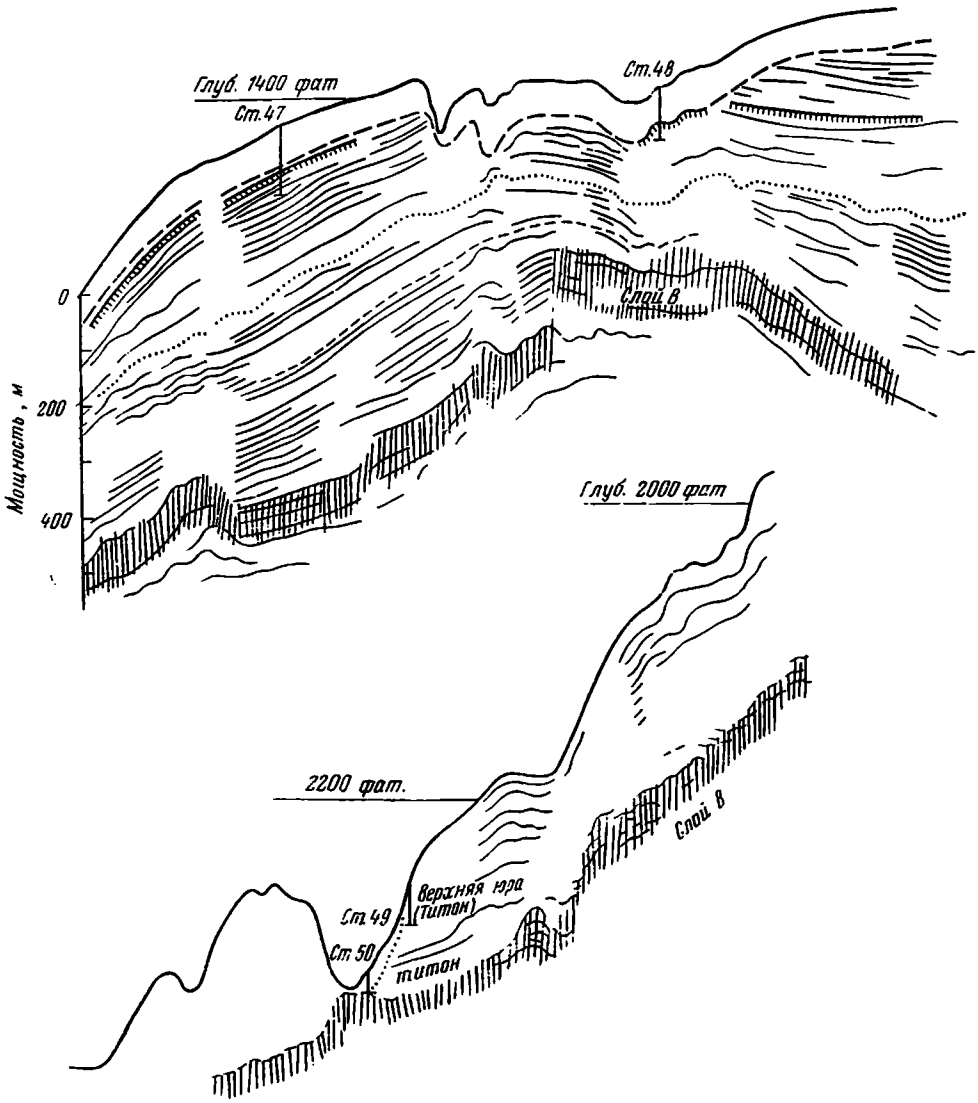


Рис. 96. Строение рыхлой осадочной толщи в районе подводной возвышенности Шатского (графики для ст. 47—48 и 49—50). Запись сейсмопрофилографом, данные VI рейса «Гломар Челленджера»

Становится поэтому понятным и то, почему залегание слоя А обычно не связано с рельефом подстилающего базальтового ложа и с рельефом поверхности дна. Выяснилось, что в разных местах Тихого и Атлантического океанов слой А, пройденный бурением, имеет разный возраст — то эоценовый, то меловой, то — близ Гавайских островов — даже олигоценовый. Изменение возраста слоя установлено в пределах 30—100 млн. лет, и поэтому придавать общий стратиграфический смысл ему нельзя. Вместе с тем возникла новая возможность для картирования рыхлой осадочной толщи на ограниченных площадях (с использованием данных бурения на опорных скважинах и с последующим распространением их по площади с помощью сейсмопрофилографов).

При бурении в Тихом океане (рейс VI «Гломар Челленджера») были обнаружены следующие скорости (в *км/сек*) звука в кернах: глинистые илы — 1,50—1,57; цеолитовые глинистые илы — 1,53—1,60; органогенные кремнистые радиоляриевые илы — 1,48—1,57; кокколитовые и фораминиферово-кокколитовые илы — 1,47—1,58; известняки — 3,19—3,40; кремни — 2,8; вулканические пеплы — 1,5—2,2; вулканические туфы — 3,95—4,27; базальты ложа (слой В) — 5,31—6,02 (среднее — 5,60).

Мощные, акустически прозрачные слои, как показывают данные о скоростях, а также анализ кернов, сложены в основном рыхлыми, несцементированными осадками. Влажность этих осадков быстро уменьшается в пределах верхней толщи (20—30 *м*) и ниже становится, как показывает непрерывный анализ влажности по длине керна, почти постоянной с колебаниями 20—40% (в зависимости от вещественного и гранулометрического состава осадков, среднее значение близко к 30%).

Отражающие слои в осадочной толще — это главным образом маломощные маркирующие прослои. Бурение на современном его этапе не открыло на дне океанов в пределах рыхлой осадочной толщи каких-либо не известных ранее и не встречающихся сейчас осадочных отложений.

Для понимания приведенных нами карт распределения мощности и профилей, выполненных методами сейсмического профилирования, следует иметь в виду несколько обстоятельств.

1. Мощность рыхлых осадков определяется на профилограммах по времени, потому карты и профили даются обычно во временном масштабе. Поскольку скорости звуков в рыхлых осадках колеблются в пределах 1,5—2,0 *км/сек* для толщ мощностью менее 1 *км* и до 2,5 *км/сек* для более мощных толщ, при переводе времени прихода сигнала в мощность пользуются средней скоростью 2,0 *км/сек*, ошибки при этом редко превышают 15%. При такой средней скорости время прихода отражения 0,1 *сек* эквивалентно 100 *м* мощности рыхлых осадков. Исходя из этих данных, для облегчения нами сделан перевод первичных материалов, выраженных во времени или полувремени прихода сигнала, в шкалу мощностей в метрах.

2. Породы основания, или горизонт В (поверхность II, или надбазальтового слоя), выделяются на профилограммах по значительной расчлененности и акустической непрозрачности. В ряде случаев, например в Индийском океане, профилограф не проходит всей толщи осадков до слоя В, и тогда берется значение максимальной мощности, полученной на профилограмме.

3. Описанная выше схема строения рыхлой толщи с выделением отдельных слоев-рефлекторов не является универсальной для всех океанов и прослеживается не во всех частях океанов. Так, не удается расчленить рыхлую осадочную толщу в Индийском океане, здесь не выделяется даже слой А, кроме небольшой части океана в антарктической полосе на границе айсберговых и диатомовых осадков. Не выделяются слои А и β и в центральных частях Атлантического океана, они обнаружены только по его периферии. Это связывается с молодостью центральной части океана, прилегающей к Срединно-Атлантическому хребту. Здесь возраст осадочной толщи меньше 50—70 млн. лет, и потому слои А и β отсутствуют.

БАССЕЙН ТИХОГО ОКЕАНА

Тихий океан, особенно в северной и центральной частях, к настоящему времени наиболее изучен в отношении строения осадочной толщи водоемов. Это связано прежде всего с тем, что в пределах широкой полосы от 60° с. ш. (Берингово море) до 20° ю. ш. здесь пробурено около 100 глубоководных скважин. На многих станциях была пройдена вся толща осадочных отложений, получены пробы подстилающих ее базальтов ложа. Судя по геофизическим данным, можно предполагать, что в ряде мест толща базальтов ложа может оказаться незначительной. Под ней возможно залегают вулканогенные туфовые или уплотненные осадочные породы, которых можно достигнуть бурением. Однако пока еще ни одна из скважин не прошла через базальт и не дала подтверждений для такого предположения. До настоящего времени состав пород II слоя, подстилающих рыхлую толщу, остается загадочным.

В северной части океана проводились систематические геолого-геофизические исследования экспедициями многих стран, в первую очередь СССР, США и Японии. Многочисленные материалы получены не только в самом океане, но также и в окружающих его морях. Здесь не место рассматривать большое количество разрезов и графиков, полученных в этих экспедициях. Намного важнее анализ сводных карт, отражающих строение рыхлой осадочной толщи, в особенности многочисленных кренов бурения. Для Тихого океана составлены карта мощностей верхнего рыхлого осадочного слоя выше слоя А (Ewing and oth., 1968), карта мощностей осадков по материалам бурения (Лисицын, 1973), карта мощностей всей толщи рыхлых осадков (Здоровенин, 1970) с учетом всей мощности рыхлых отложений вплоть до поверхности II слоя, карта общей мощности осадочной толщи (Лисицын, 1971), наконец, карты мощностей I и II слоев суммарно (Левин, Хаин, 1971), а также многочисленные разрезы по данным бурения и сейсмики.

Исходя из определений возраста отложений слоя А, которые были получены с помощью ударных трубок в районе выхода этого слоя на поверхность на подводной возвышенности Шатского (нижний мел — альб), первоначально считали, что слой разделяет кайнозойские и мезозойские отложения. Однако, как было указано выше, позднейшие исследования показали, что состав и возраст слоя А подвержены заметным изменениям. В среднем можно принять для северной части Тихого океана его возраст около 50 млн. лет. Работы здесь проводились с помощью профилографа с частотами 60—120 *гц*.

На карте мощностей верхнего осадочного слоя показаны (штриховкой) также мощности нижней половины осадочной толщи — от слоя А до слоя В (схема XVI). Таким образом, общая мощность осадочной толщи может быть определена как сумма ее поверхностной (до слоя А) и нижней частей (от слоя А до В). Здесь же нанесены точки бурения с определенными нами положениями отражающего слоя А в кернах, а также колонки, в которых были получены пробы древних, дочетвертичных отложений.

Чрезвычайно интересно то, что отложения II акустически прозрачного слоя (между слоями А и слоем В) были обнаружены только в северо-западной части океана, они исчезают к востоку от меридиана Гавайских островов. Интересно сопоставить эту карту со схемой возраста ложа Тихого океана (см. схему I). Из сопоставления видно, что к востоку от Гавайских островов ложе океана молодое — третичное, потому вполне естественно, мезозойских осадков, которым должен соответствовать этот нижний акустически прозрачный слой, здесь быть не может. Таким образом, о возрасте отложений можно судить по выходу слоя А на подводной возвышенности Шатского (альб), по восточной границе его распространения (средняя часть мела), что подтверждается и материалами бурения.

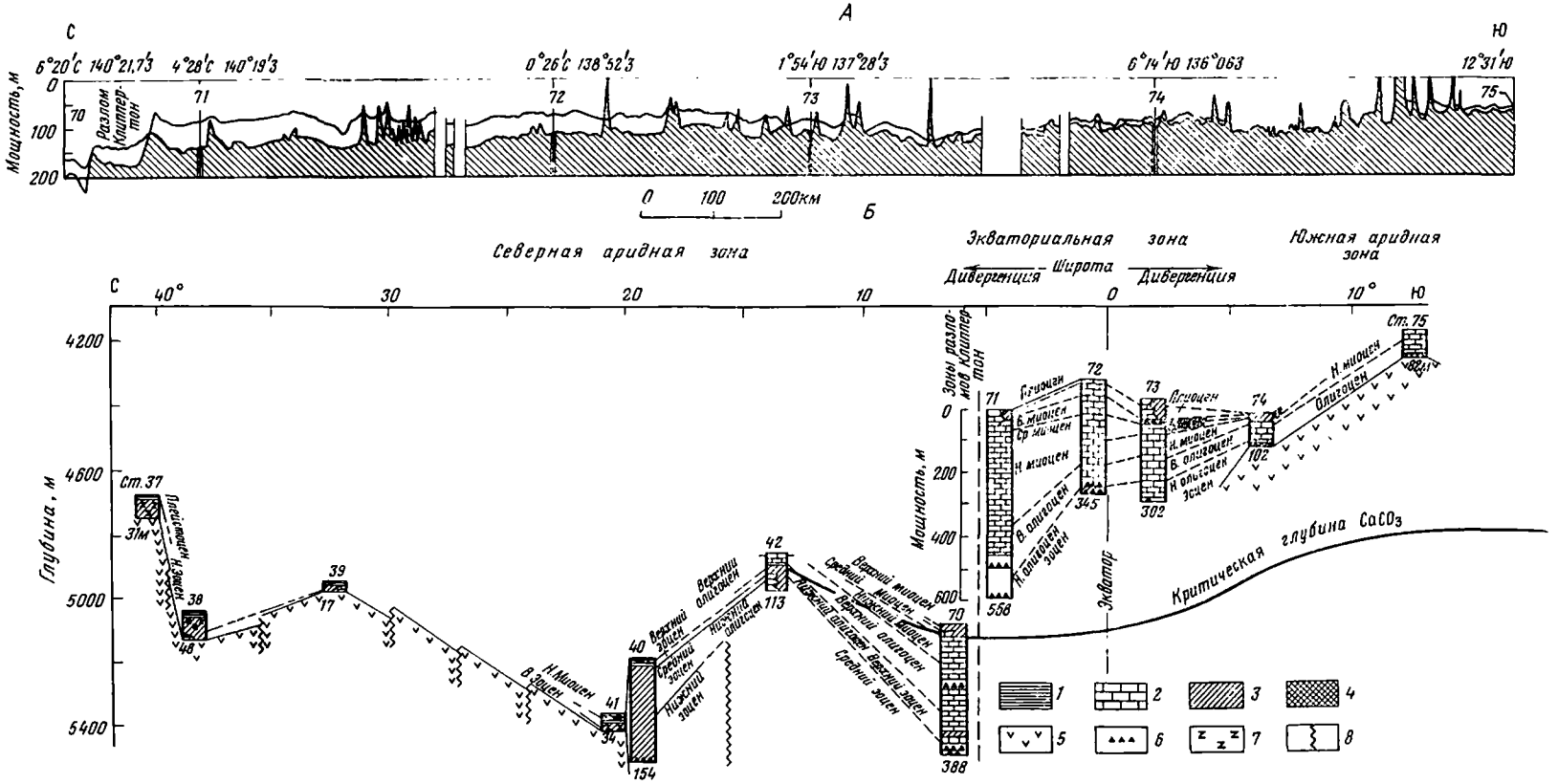


Рис. 97. Строение осадочной толщи в центральной части Тихого океана на меридиональном разрезе через северную аридную и экваториальную гумидную зоны по данным глубоководного бурения, IV и VIII рейсы «Гломар Челленджер»

А — по данным непрерывного сейсмопрофилирования. Над ложем (заштриховано) показан рыхлый осадочный слой, участок галса от ст. 70 до ст. 75 (положение станций см. на схеме XVII). Б — по данным бурения: *1* — красная глубоководная глина; *2* — карбонатные илы; *3* — кремнистые илы; *4* — осадки, обогащенные железом и малыми элементами (рудоносный слой); *5* — базальты; *6* — прослои кремней; *7* — цеолиты; *8* — тектонические нарушения. Цифры над колонками — номера станций, под колонками — мощности осадочной толщи, *м*. Положение верха колонок соответствует глубине океана в точках бурения. Кривая критической глубины $CaCO_3$ — по А. П. Лисицыну и В. П. Петелину (1970а)

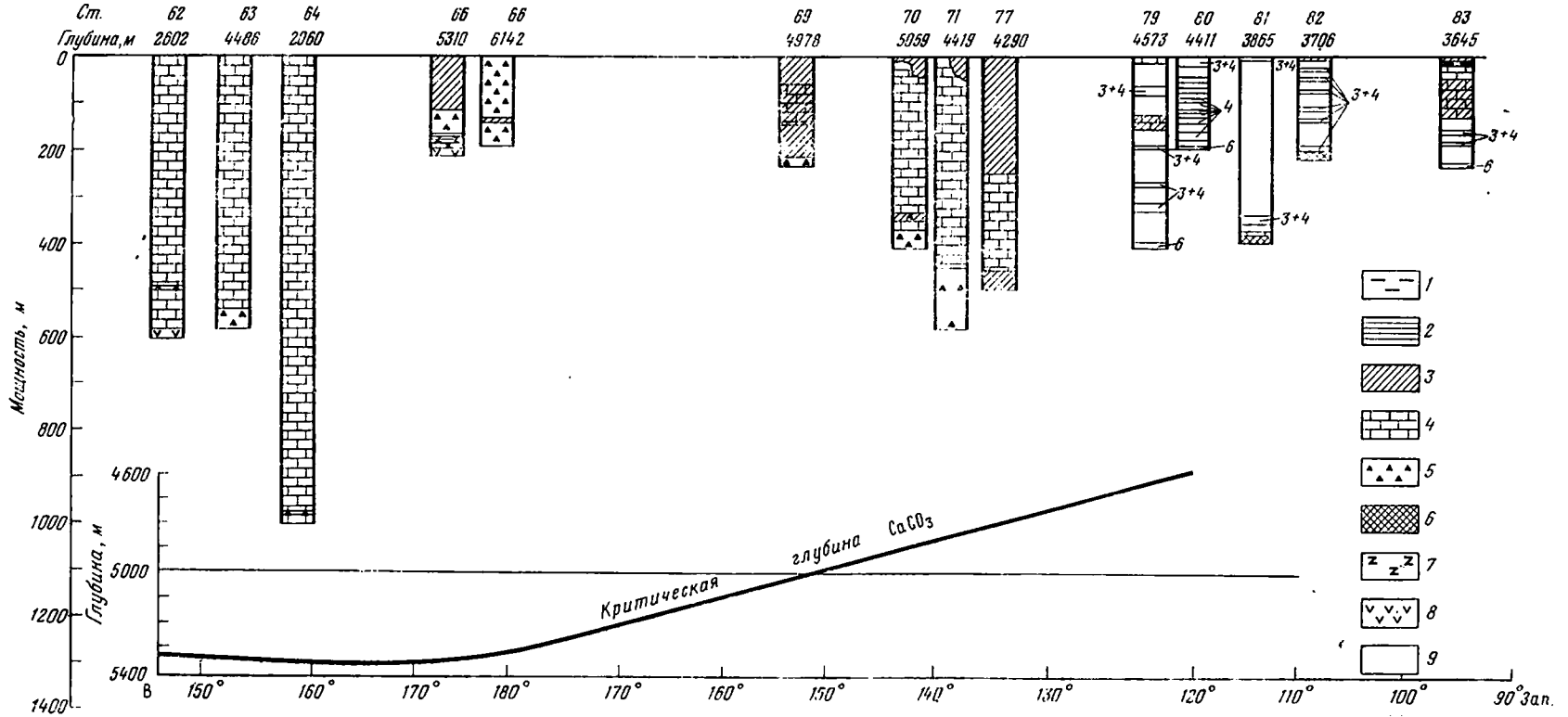


Рис. 98. Строение осадочной толщи в центральной части Тихого океана на разрезе по экватору от Азии до Северной Америки по данным глубоководного бурения, VII, VIII, IX рейсы «Гломар Челленджер»

Типы осадков в кернах: *1* — глинистые терригенные илы; *2* — красная глубоководная глина; *3* — кремнистые илы; *4* — карбонатные илы; *5* — кремни; *6* — осадки, обогащенные железом и малыми элементами (рудоносный слой); *7* — цеолиты; *8* — базальты; *9* — пропуски при отборе керна. Цифры над колонками — номер станции и глубина океана. Положение станций см. на схеме XVII

Обратимся прежде всего к схеме мощности осадочной толщи до слоя А, а также к основным разрезам через океан, выполненным при глубоководном бурении в 1969—1972 гг. (рис. 97—104). Выделяется несколько закономерностей.

1. При всей сложности размещения мощностей ясно видно, что наименьшие мощности (менее 100 *м*) встречены в той же полосе океана, где минимальны скорости седиментации и абсолютные массы, т. е. в северной аридной, или антициклонической области (см. схему X и рис. 88). Северная гумидная зона отмечается значительным повышением мощностей. Изопахита 100 *м* проходит по границе между зонами аридной и гумидной седиментации.

Экваториальная гумидная зона также очень четко и ясно выявляется на карте мощностей. С небольшими перерывами в виде узкой полосы строго широтного простирания она протягивается почти через весь океан. Следует сравнить простирание этой полосы и детали ее контуров с картой скоростей седиментации, чтобы убедиться в совпадении зон повышенных скоростей и повышенных мощностей осадочной толщи.

К югу от экваториальной гумидной зоны на небольшом протяжении в виде фрагментов на карте вырисовывается южная аридная зона. Здесь изопахита 100 *м* также достаточно четко очерчивает ее границы, совпадающие с границами пониженных скоростей седиментации.

Мощные рыхлые отложения в южной части гумидной зоны были обнаружены при работах методами сейсмопрофилирования, несколько позже в море Беллинсгаузена и близ Новой Зеландии. Северная граница этой зоны тесно связана с положением современной антарктической конвергенции, южная — соответствует границе с айсберговыми осадками.

Целым рядом исследований было показано, что мощность рыхлой осадочной толщи в южной аридной зоне Тихого океана даже меньше, чем в северной, в ряде мест она менее 50 *м*. Таким образом, как и при анализе

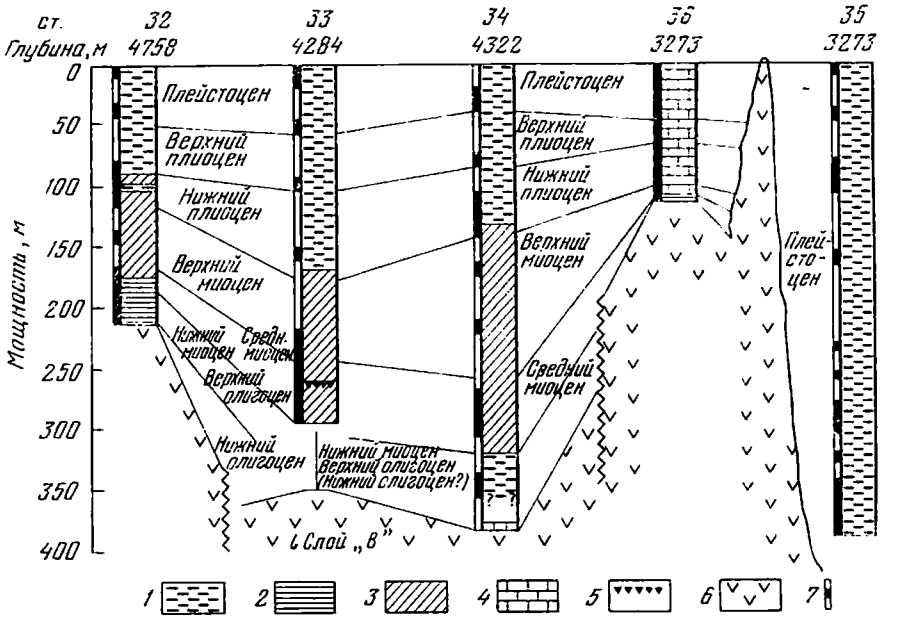


Рис. 99. Строение осадочной толщи по периферии Тихого океана. Тихоокеанское побережье США у берегов штата Орегон по данным глубоководного бурения, IV рейс «Гломар Челленджер»

Типы осадков в кернах: *1* — глинистые терригенные илы; *2* — красная глубоководная глина; *3* — кремнистые илы; *4* — карбонатные илы; *5* — прослои кремней; *6* — базальты; *7* — участки отбора керна. Положение станций см. на схеме XVII

скоростей седиментации, выясняется, что южная антициклональная часть Тихого океана — это область минимальных скоростей седиментации не только для современного этапа, но также и для всего кайнозоя.

Итак, общий план размещения областей с пониженными и повышенными мощностями осадочной толщи в главных своих чертах совпадает с климатической зональностью и с простиранием соответствующих зон на картах взвеси и скоростей осадконакопления.

2. По мере приближения к суше мощности осадочной толщи повсеместно возрастают. При этом участки суши, расположенные в разных климатических зонах, по-разному влияют на распределение мощностей. Сильнее всего это влияние в умеренной и экваториальной гумидных зонах. Именно здесь в Алеутском заливе, у берегов Канады и США (штат Орегон), а также по мере приближения к Камчатке и Курильской гряде мощности возрастают до 500—600 *м* и более. В экваториальной зоне тоже отмечается рост мощностей по мере приближения к суше до 400—900 *м*, и в восточной, и в западной ее частях.

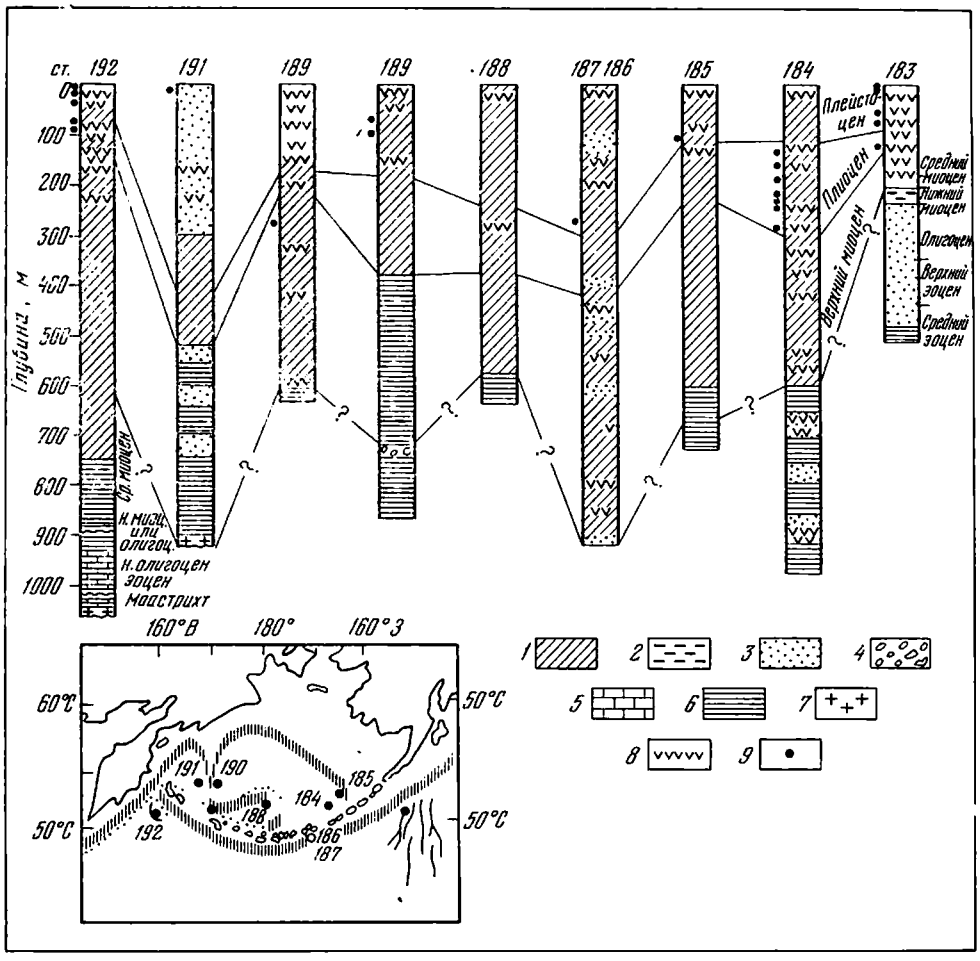


Рис. 100. Строение осадочной толщи одного из окраинных морей Тихого океана. Беринговo море и Алеутская гряда, данные глубоководного бурения, IX рейс «Гломар Челленджер»

Типы осадков в кернах: *1* — диатомовые и слабодиатомовые илы; *2* — глинистые илы; *3* — алевриты и пески; *4* — конгломераты; *5* — известковистые илы и известняки; *6* — аргиллиты; *7* — базальты; *8* — пепловые прослои; *9* — распространение материала ледового разноса. На врезке — положение станций и их номера

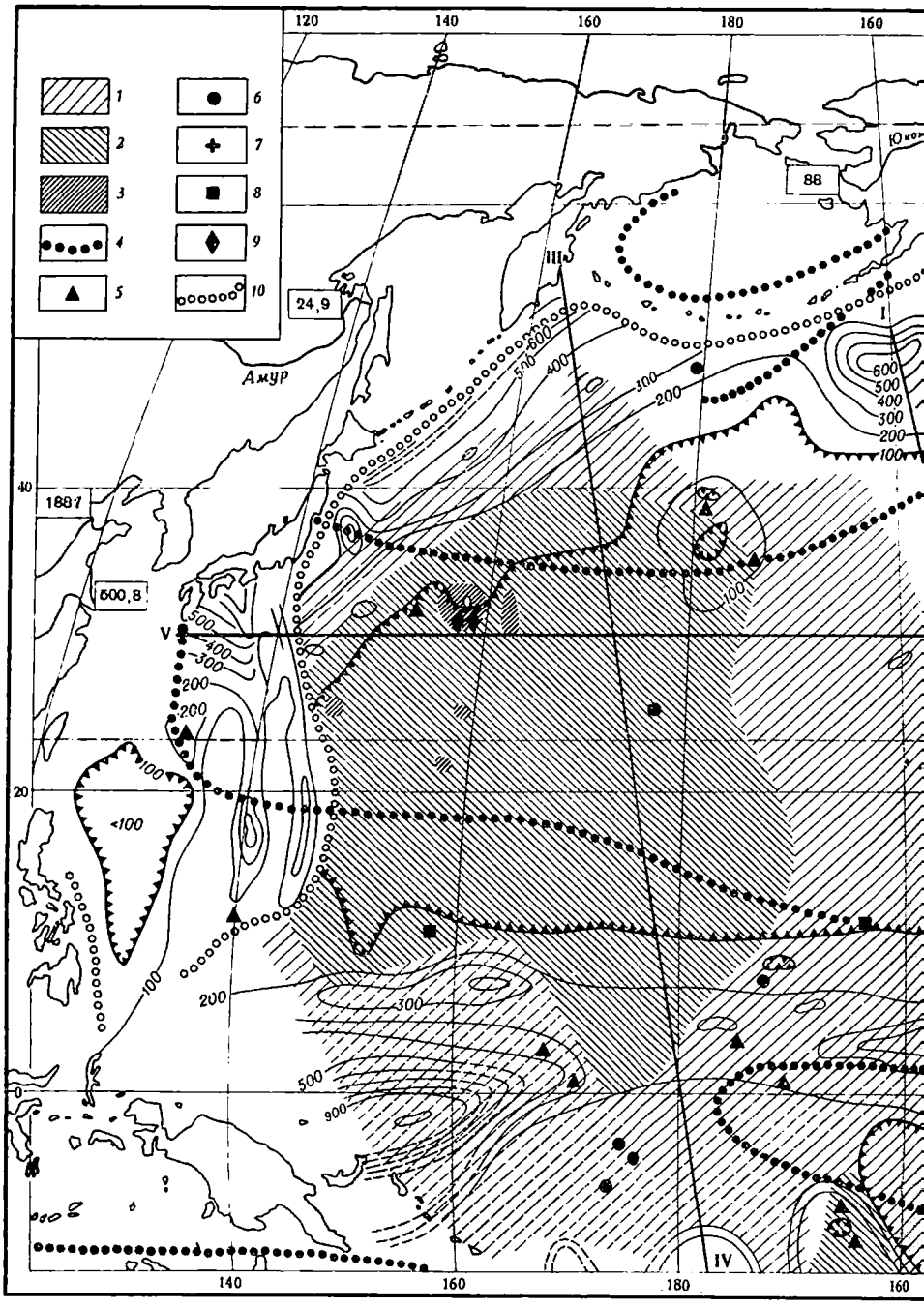
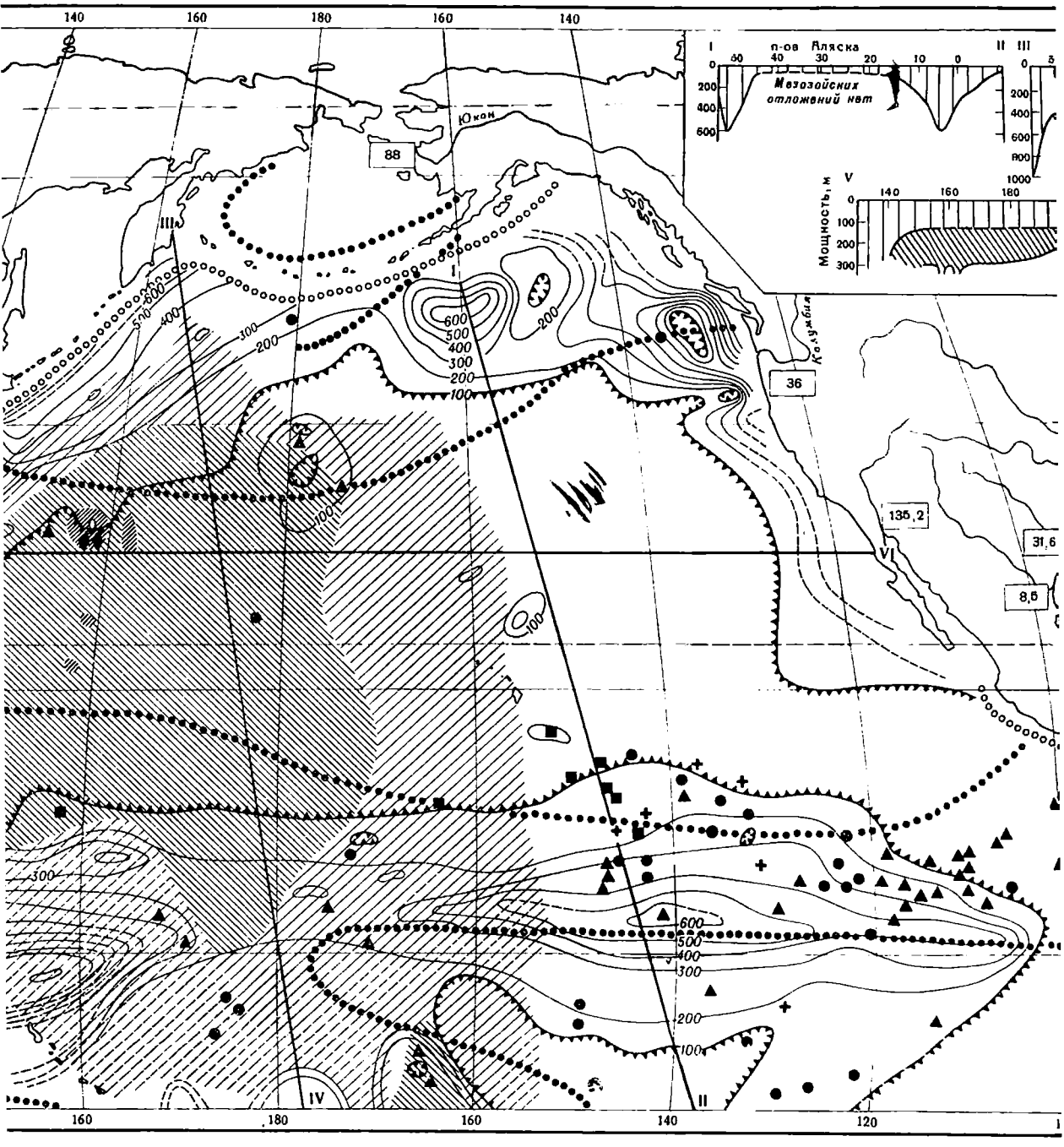


Схема XVI. Карта мощности верхнего акустически прозрачного слоя (до слоя A
залегающего под ним непрозрачного слоя (до слоя B) и выходов древних пород в се
верной части Тихого океана (Ewing and oth., 1968, с изменениями автора)

Мощность прозрачного слоя по данным непрерывного сейсмопрофилирования показана изопах
тами; изопахита 100 *м* выделена.

Мощность непрозрачного слоя, *м*: *1* — от 20 до 200; *2* — от 200 до 300; *3*

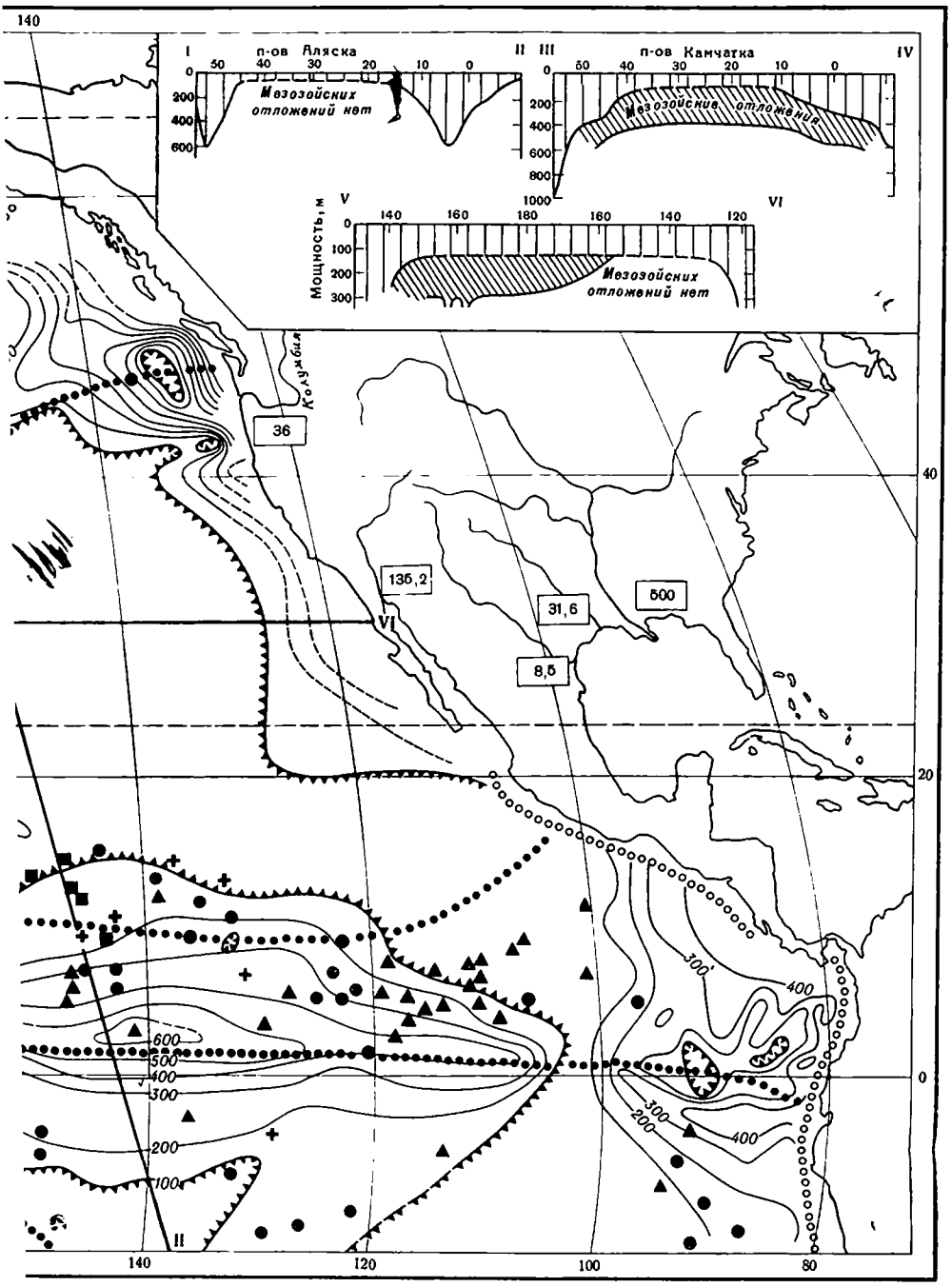
Л. П. Лисицын



рхнего акустически прозрачного слоя (до слоя А), ого слоя (до слоя В) и выходов древних пород в се-ving and oth., 1968, с изменениями автора)

ым непрерывного сейсмопрофилирования показана изопахи-

о слоя, *м*: *1* — от 20 до 200; *2* — от 200 до 300; *3* — более 300; *4* — границы (пунктирная штриховка — неточные (см. рис. 12). Выходы древних пород на дн олигоцен; *8* — эоцен; *9* — мел; *10* — оси глубоководных впади взвешенный сток, млн. *т* в год На врезке — профили строен острова — экватор (I—II), Камчатка — экватор (III—IV) и вертикальная штриховка, мезозой — косая штриховка.



ре 300; *4* — границы (пунктирная штриховка — неточные определения) климатических зон рис. 12). Выходы древних пород на дне: *5* — плиоцен; *6* — миоцен; *7* — гоцен; *8* — эоцен; *9* — мел; *10* — оси глубоководных впадин. Близ устьев рек в рамках — ешенный сток, млн. *т* в год На врезке — профили строения осадочной толщи: Алеутские рова — экватор (I—II), Камчатка — экватор (III—IV) и по 30° с. ш. (V—VI); кайнозой — тикальная штриховка, мезозой — косая штриховка.

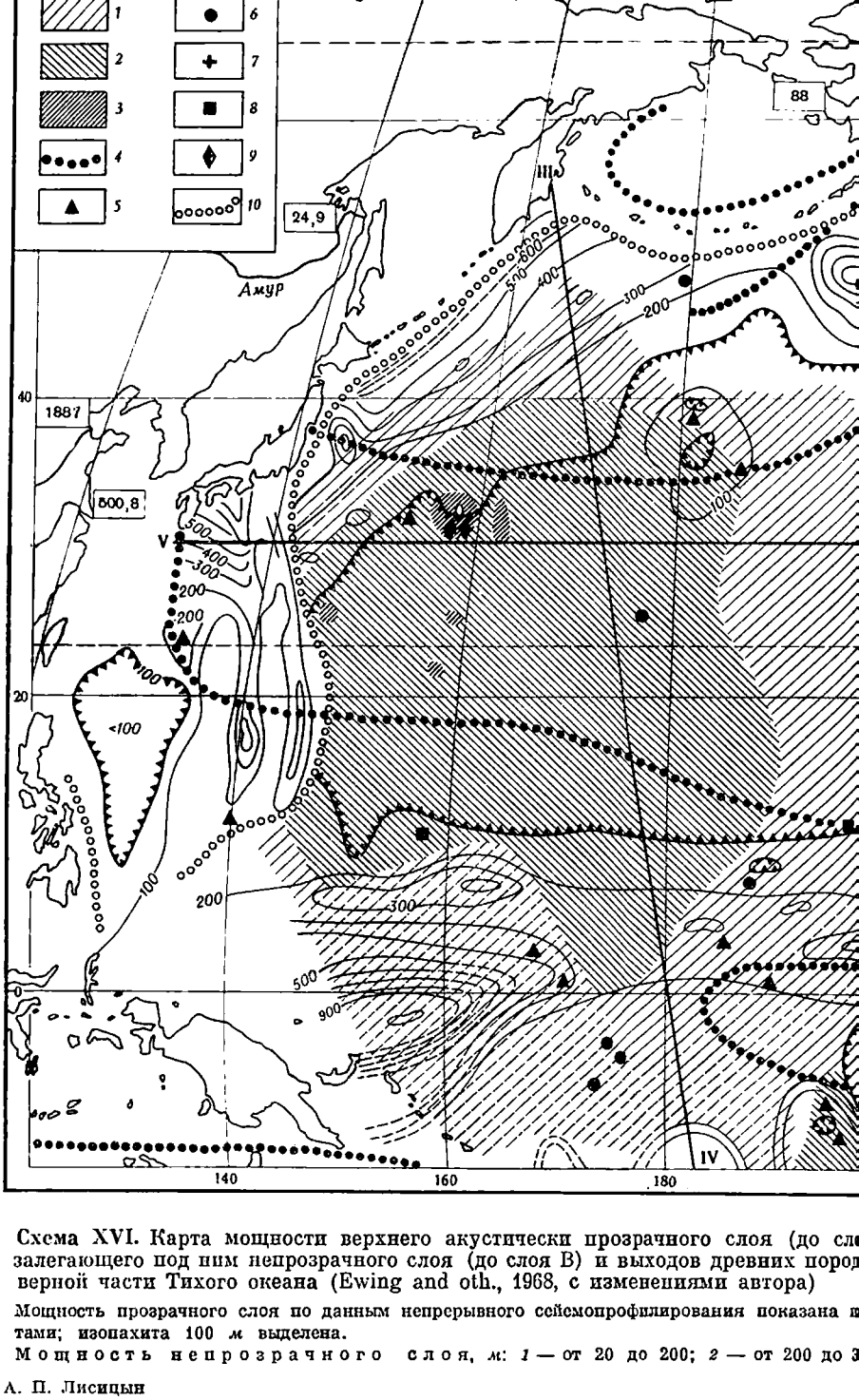
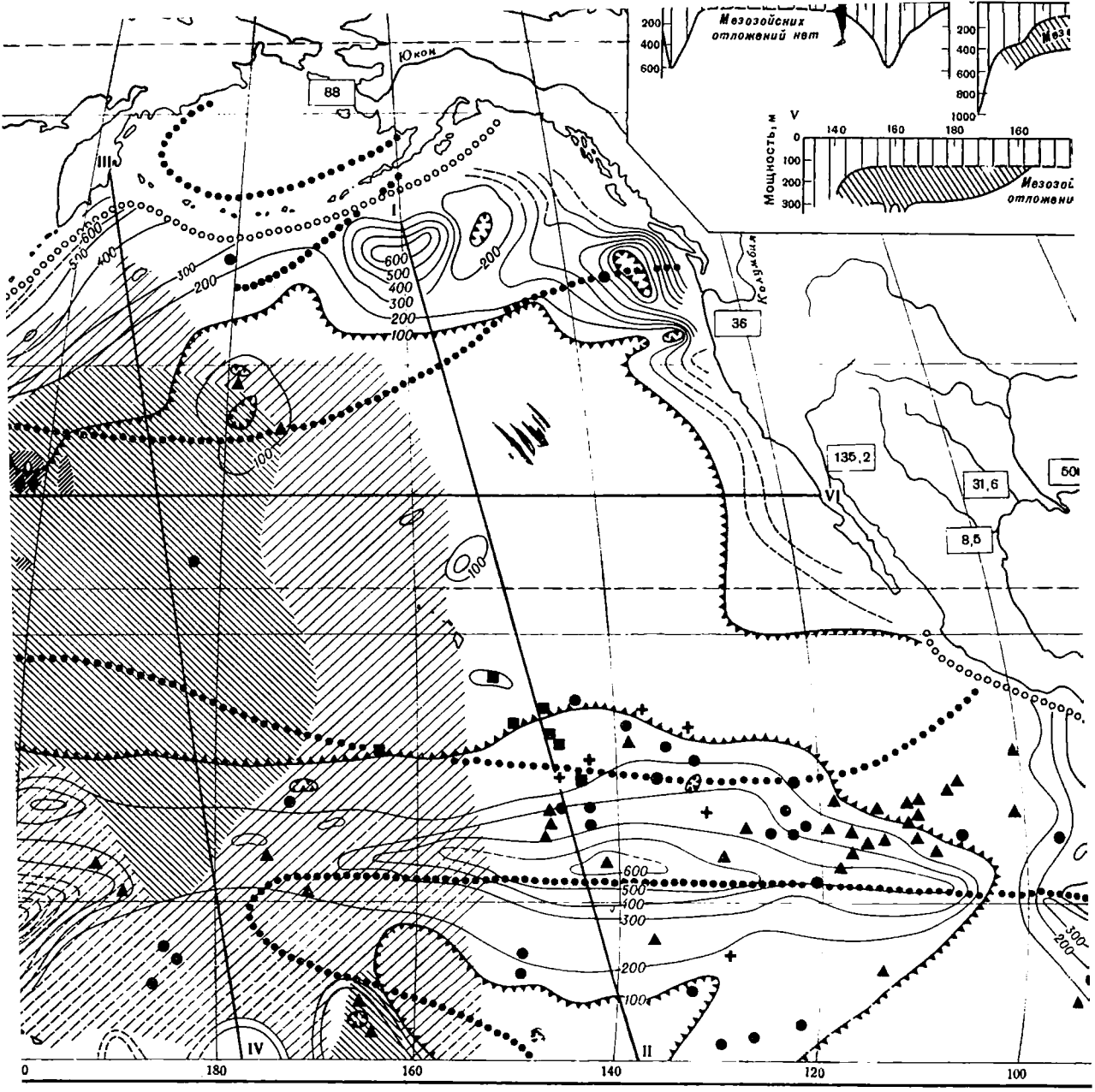


Схема XVI. Карта мощности верхнего акустически прозрачного слоя (до сл
залегающего под ним непрозрачного слоя (до слоя В) и выходов древних пород
верной части Тихого океана (Ewing and oth., 1968, с изменениями автора)

Мощность прозрачного слоя по данным непрерывного сейсмопрофилирования показана и
тами; изопахита 100 *м* выделена.

Мощность непрозрачного слоя, *м*: *1* — от 20 до 200; *2* — от 200 до 3

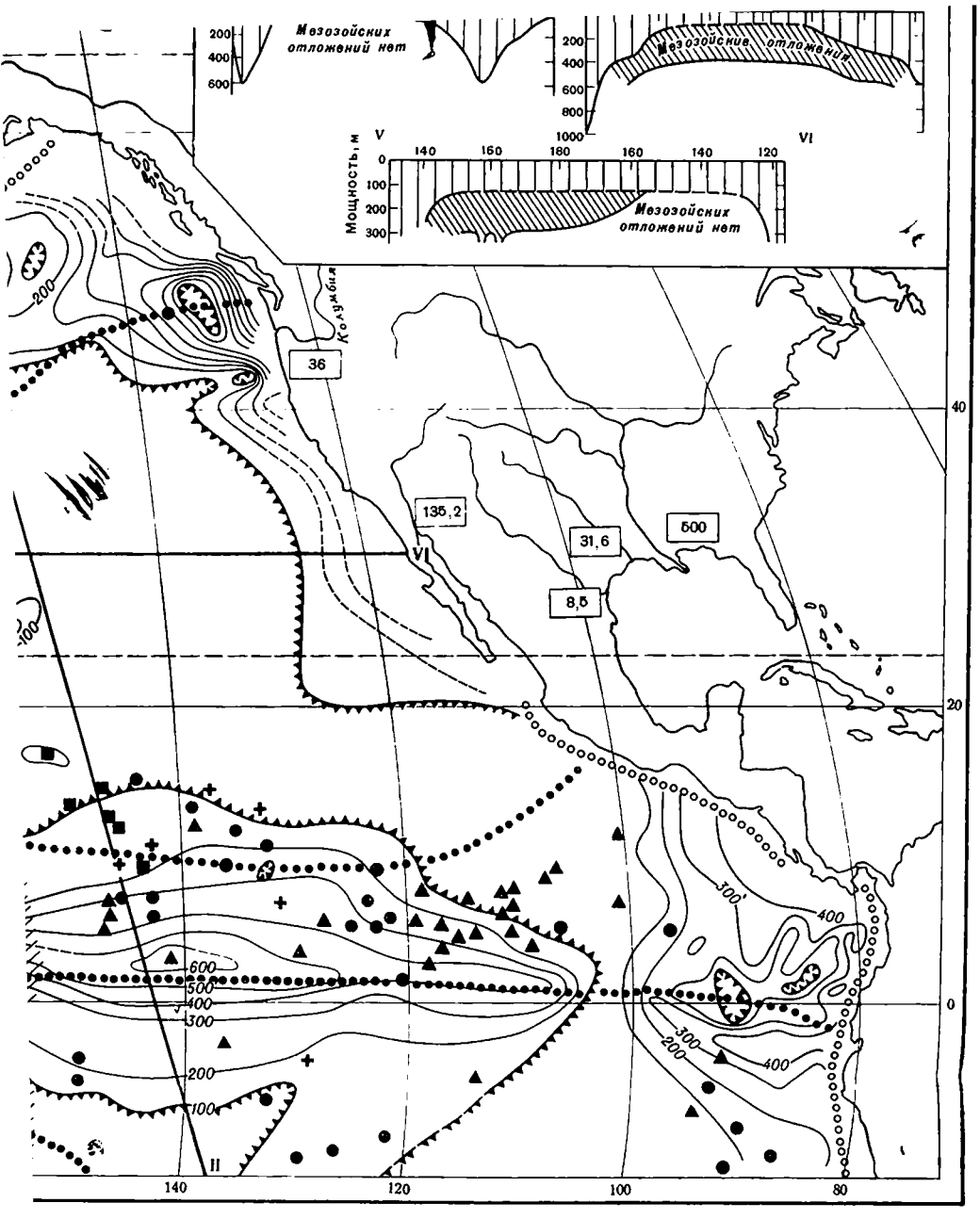
А. П. Лисицын



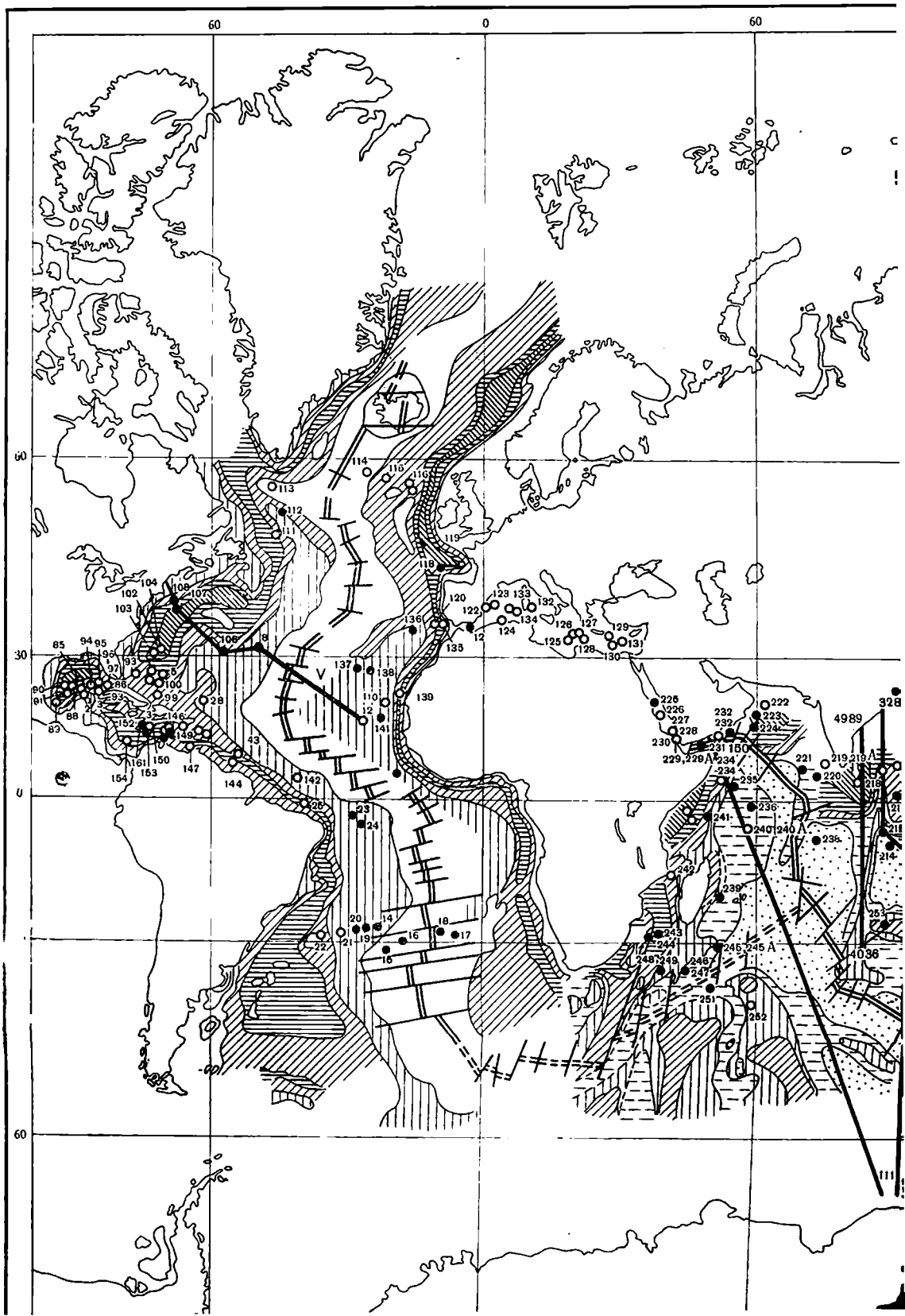
акустически прозрачного слоя (до слоя А), (до слоя В) и выходов древних пород в се- oth., 1968, с изменениями автора)

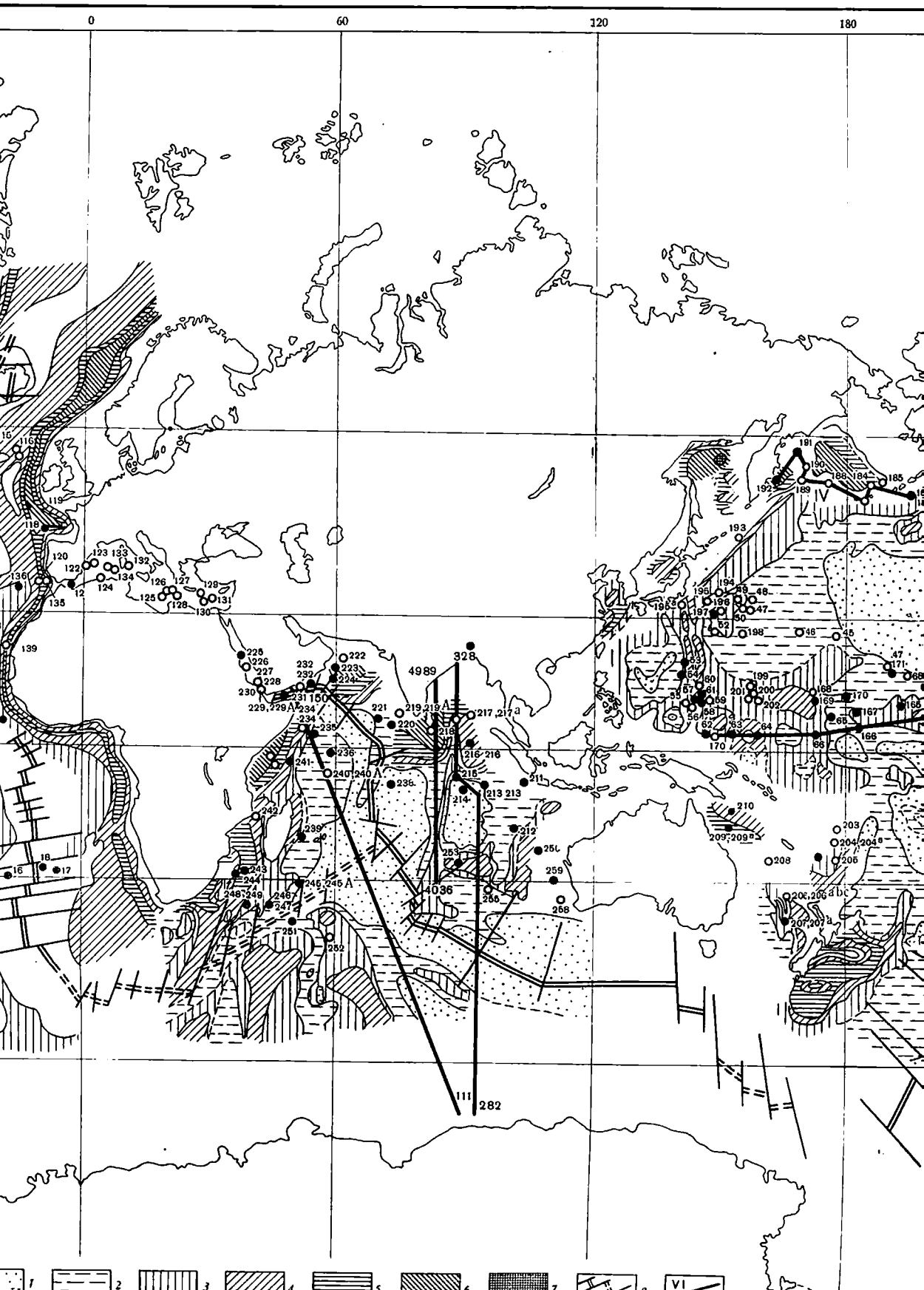
рывного сейсмопрофилирования показана изопахи-

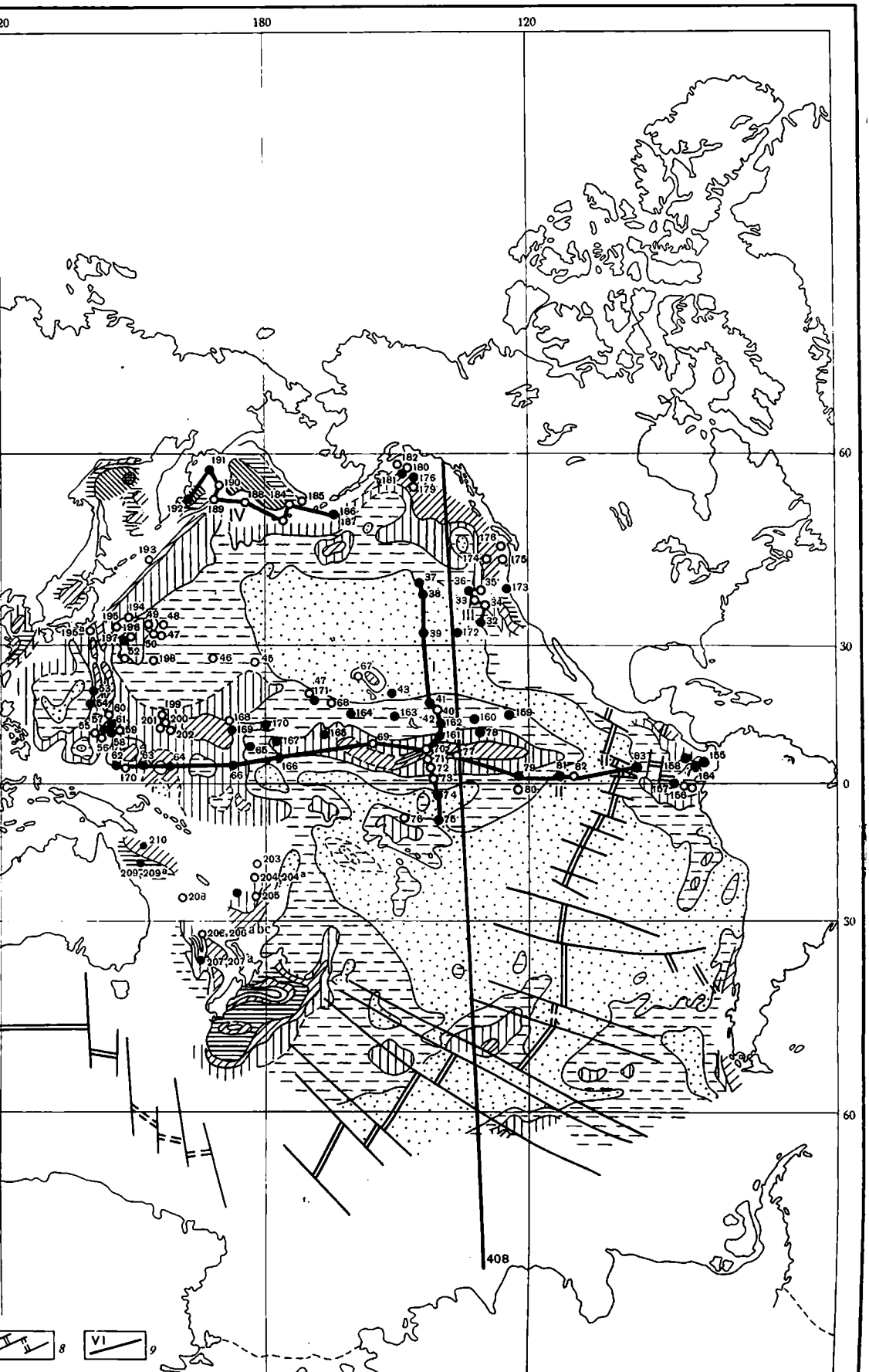
я, *м*: *1* — от 20 до 200; *2* — от 200 до 300; *3* — более 300; *4* — границы (пунктирная штриховка — неточные определен (см. рис. 12). Выходы древних пород на дне: *5* — пл олигоцен; *8* — эоцен; *9* — мел; *10* — оси глубоководных впадин. Близ у взвешенный сток, млн. *т* в год На врезке — профили строения осадо острова — экватор (I—II), Камчатка — экватор (III—IV) и по 30° с. вертикальная штрихорка, мезозой — косая штриховка.



более 300; *4* — границы (пунктирная штриховка — неточные определения) климатических зон (см. рис. 12). Выходы древних пород на дне: *5* — плиоцен; *6* — миоцен; *7* — олигоцен; *8* — эоцен; *9* — мел; *10* — оси глубоководных впадин. Близ устьев рек в рамках — взвешенный сток, млн. *т* в год На врезке — профили строения осадочной толщи: Алеутские острова — экватор (I—II), Камчатка — экватор (III—IV) и по 30° с. ш. (V—VI); кайнозой — вертикальная штриховка, мезозой — косая штриховка.


60
0
60
60
30
0
60
V
4989
328
4036
111


0
60
120
180
IV
4989
328
4036
111
282


120
180
60
30
0
30
60
408
IV
III
II
I
8
9

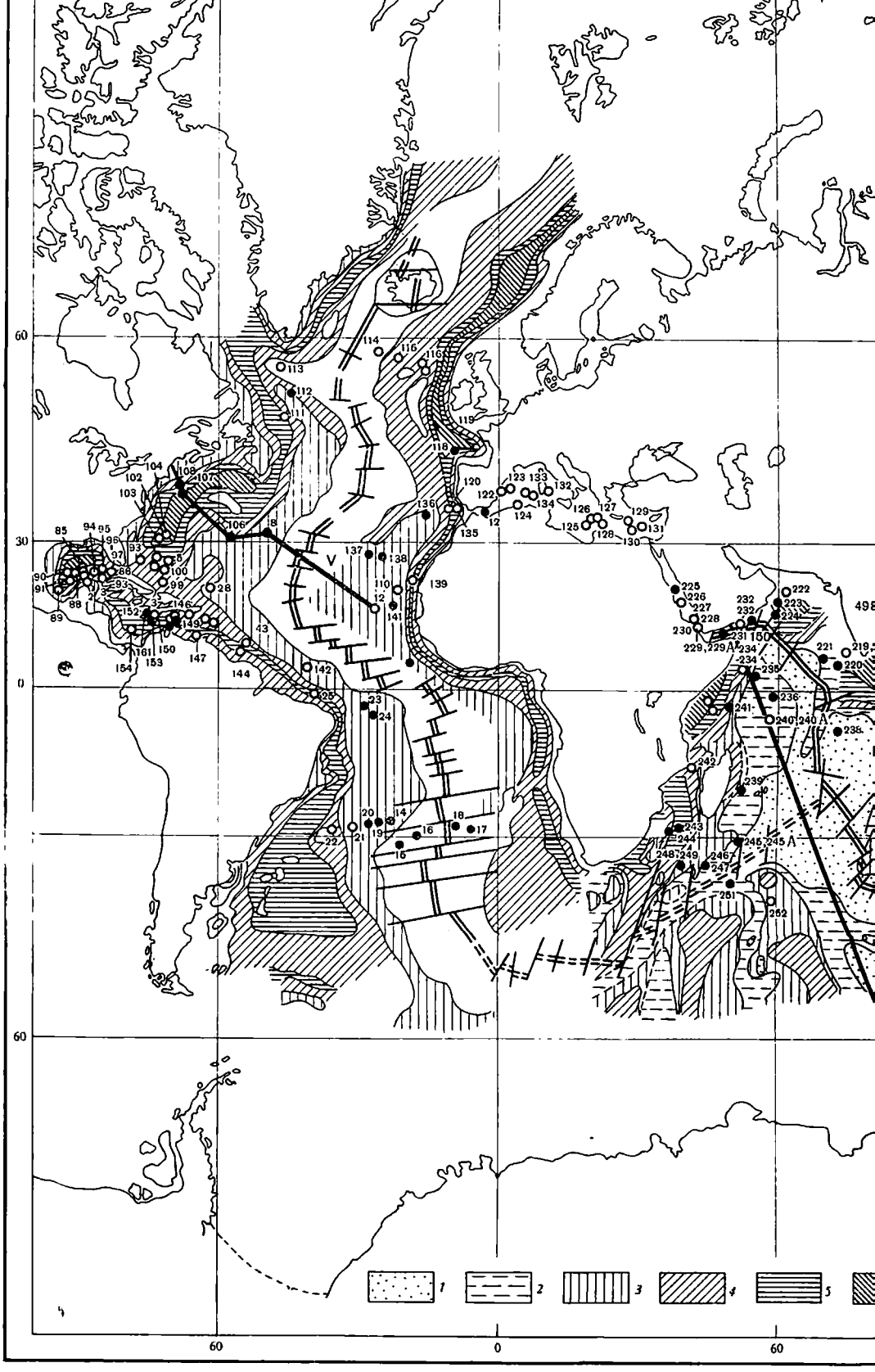
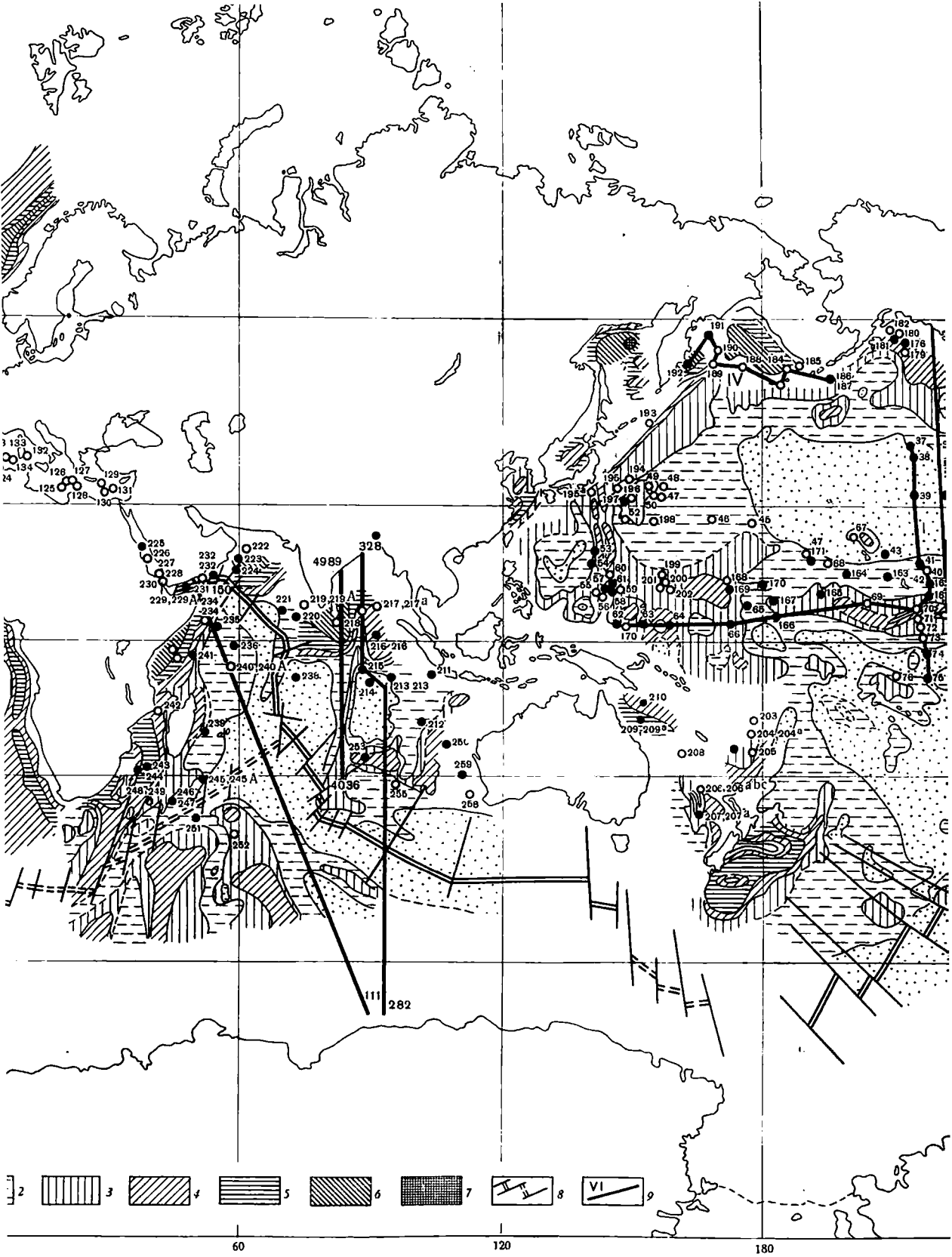
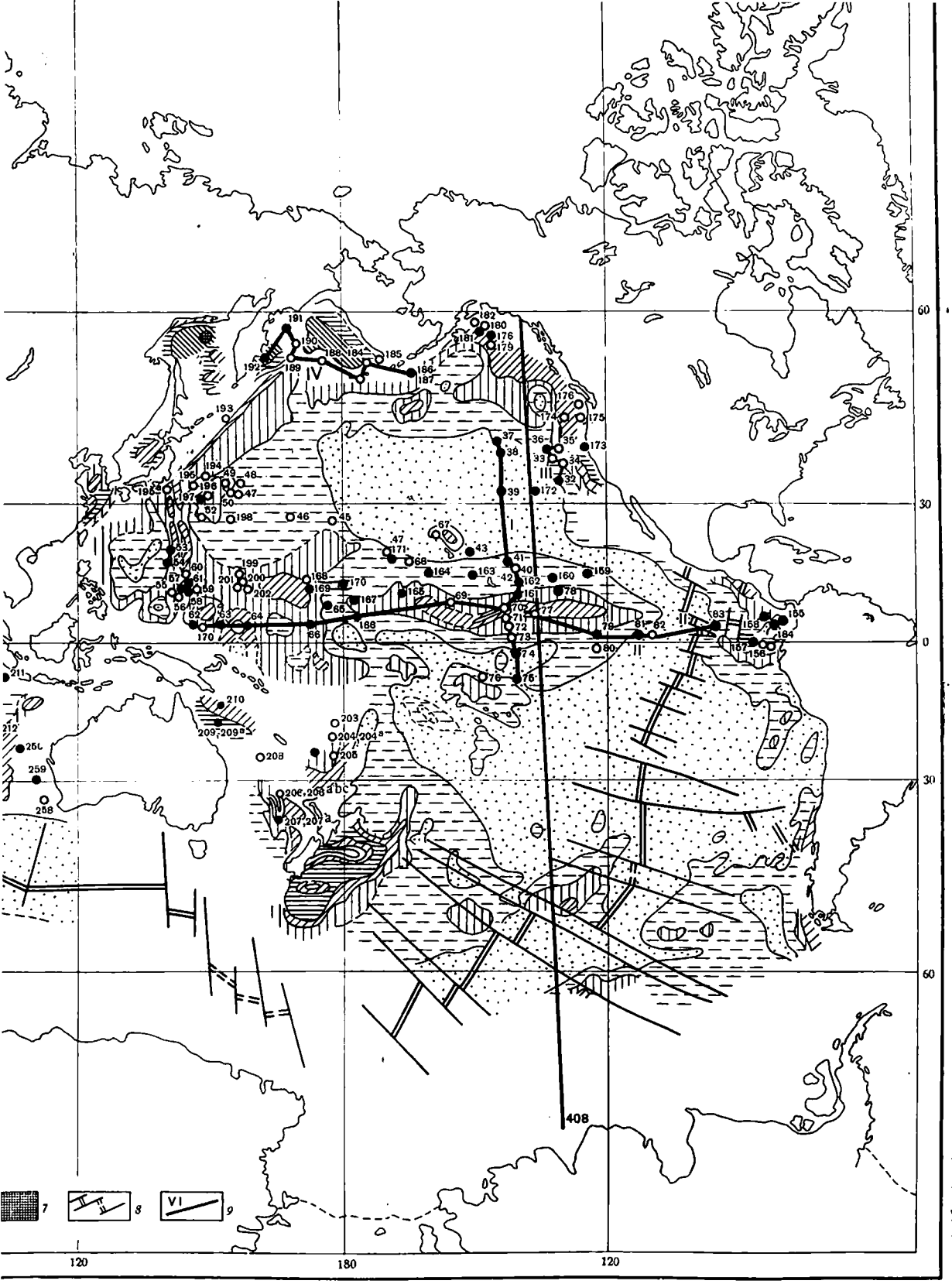


Схема XVII. Схематическая карта мощности осадочного покрова на дне Мирового океана по данным сейсмических исследований (скорость около 2 *км/сек*). Составлена автором с использованием следующих материалов: по Тихому океану — Тектоническая карта Тихого океана под редакцией Ю. М. Пущаровского и Г. Б. Удинцева (1970), В. В. Здоровенина (1970); по Атлантическому океану — В. В. Орленка (1968, 1970) и др.; по Индийскому океану — Юинга и др. (Ewing and oth., 1968)



го покрова на дно Мирового
ть около 2 *км/сек*). Составле-
по Тихому океану — Тектони-
царовского и Г. Б. Удинцева
океану — В. В. Орленка (1968,
; and oth., 1968)

Мощность: *км*: *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 0,3; *3* — от 0,3 до 0,5; *4* — от 0,5 д
от 1,0 до 2,0; *6* — от 2,0 до 4.0; *7* — более 4,0. Прочие обозначения: *8*—
хребты (двойные линии) и разломы (секущие); *9* — разрезы осадочной толщи по данны
разрезы концентрации взвеси, скорости седиментации, мощности, приведенные в работе.
показаны важнейшие станции глубоководного бурения на «Гломар Челленджер» (кру
ливкой — станции, где достигнуты базальты ложа)



км: *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 0,3; *3* — от 0,3 до 0,5; *4* — от 0,5 до 1,0; *5* — — от 2,0 до 4.0; *7* — более 4,0. Прочие обозначения: *8*— срединные е линии) и разломы (секущие); *9* — разрезы осадочной толщи по данным бурения, трации взвеси, скорости седиментации, мощности, приведенные в работе. Кружками ейшие станции глубоководного бурения на «Гломар Челленджер» (кружки с за- ии, где достигнуты базальты ложа)

Иное дело аридная зона. Здесь также проявляется циркумконтинентальная зональность, но слабее, поскольку поставка осадочного материала с суши незначительна: мощность возрастает до 300—400 *м* у берегов Калифорнии. Следует заметить, что западная часть океана находится в области муссонного климата и не может быть характерной для аридной зоны.

3. Связь мощностей верхней пачки осадочной толщи с активными срединными хребтами океана в северной половине океана видна очень слабо, поскольку Восточно-Тихоокеанское поднятие, являющееся главным срединным хребтом Тихого океана, в основной части находится южнее изученной области. Только участок к югу от Калифорнийского залива маркируется по области минимальных (менее 100 *м*) мощностей осадочной толщи. Более поздние исследования показали, что здесь широко развиты участки дна, вообще не прикрытые слоем осадков, при этом ширина зоны, лишенной осадков, меняется от 100 до 300 *км*. В пределах области, показанной на карте, все подводные поднятия и хребты, расположенные вне Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребтов Хуан-де-Фука и Горда, относятся к асейсмичным (см. схему I). Потому генерации коры и расширения дна в этих областях не происходит, на вершинах идет накопление осадков, их мощность обычно понижена, сравнительно с прилегающими частями выровненного дна океанов. Эта общая закономерность имеет исключения в областях развития красных глубоководных глин. Здесь мощность рыхлой осадочной толщи на подводных горах, расположенных выше критической глубины карбонатонакопления, намного больше, чем на прилежащих участках дна океана. Связано это с тем, что фораминиферовый карбонатный материал, залегающий на вершинах поднятий, растворяется у их подножий, в области развития красных глин. Такое явление было обнаружено в северной и экваториальной частях океана во время 34-го рейса «Витязя» в 1961 г., а позже — во время работ экспедиции США на плато Манихики (Heezen and oth., 1966).

Анализ записей непрерывного сейсмического профилирования показывает существенно различный характер в строении толщи рыхлых осадков в северной гумидной и экваториальной зонах.

Верхний акустически прозрачный слой экваториальной зоны обычно не стратифицирован, что было, в частности, подтверждено при использовании более высокочастотных излучателей, которые улавливают самые незначительные отличия в акустической плотности пород, слагающих слой. Роль турбидных потоков здесь незначительна, что подтверждается и при изучении многочисленных кернов бурения.

В северной гумидной зоне, в особенности в зал. Аляска и у берегов Северной Америки, выявляется мощное осадочное тело над отражающим слоем А. Он содержит многочисленные прослои, которые могут быть истолкованы, по геофизическим данным, как турбидные потоки. По геологическому положению именно в этом районе можно ожидать максимального развития турбидитов во время таяния Лаврентьевского ледника. Бурение доказало, что в ряде мест осадочная толща над слоем А содержит прослои грубого материала, которые могут быть турбидитами. Вторая гипотеза поступления каменного материала — перенос его льдами, на что указывалось ранее (Лисицын, Чернышова, 1971). Контуры, размеры и состав осадочного тела северо-восточной части Тихого океана особенно тесно связаны с геологической историей этого района, прежде всего с четвертичным его оледенением.

Другое крупное осадочное тело — в северо-западной части океана — также регистрирует оледенения Камчатки и частично Курильских островов, побережий Берингова и Охотского морей.

4. Анализ положения экваториального осадочного тела в сопоставлении с распределением скоростей седиментации, а также с данными бурения показывает, что имеет место некоторое его смещение (карбонатно-кремнистые и кремнистые осадки, на глубинах больше критической — кремнистые

и кремнисто-глинистые). Смещение оси кремненакопления в третичное время к северу относительно современной (находящейся в пределах 0—5° с. ш.) истолковывается как доказательство расширения океана, идущего в этой его части в северном — северо-западном направлении. Более подробно эти вопросы будут рассмотрены при описании кремненакопления в океанах.

5. Данные о распределении рыхлых осадков до слоя А, в сопоставлении с мощностью третичных осадков, определенной по материалам бурения, показывают тесную связь пелагических осадков Тихого океана с климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностями, а также с тектоникой. Сопоставление общей картины размещения мощностей со ско-

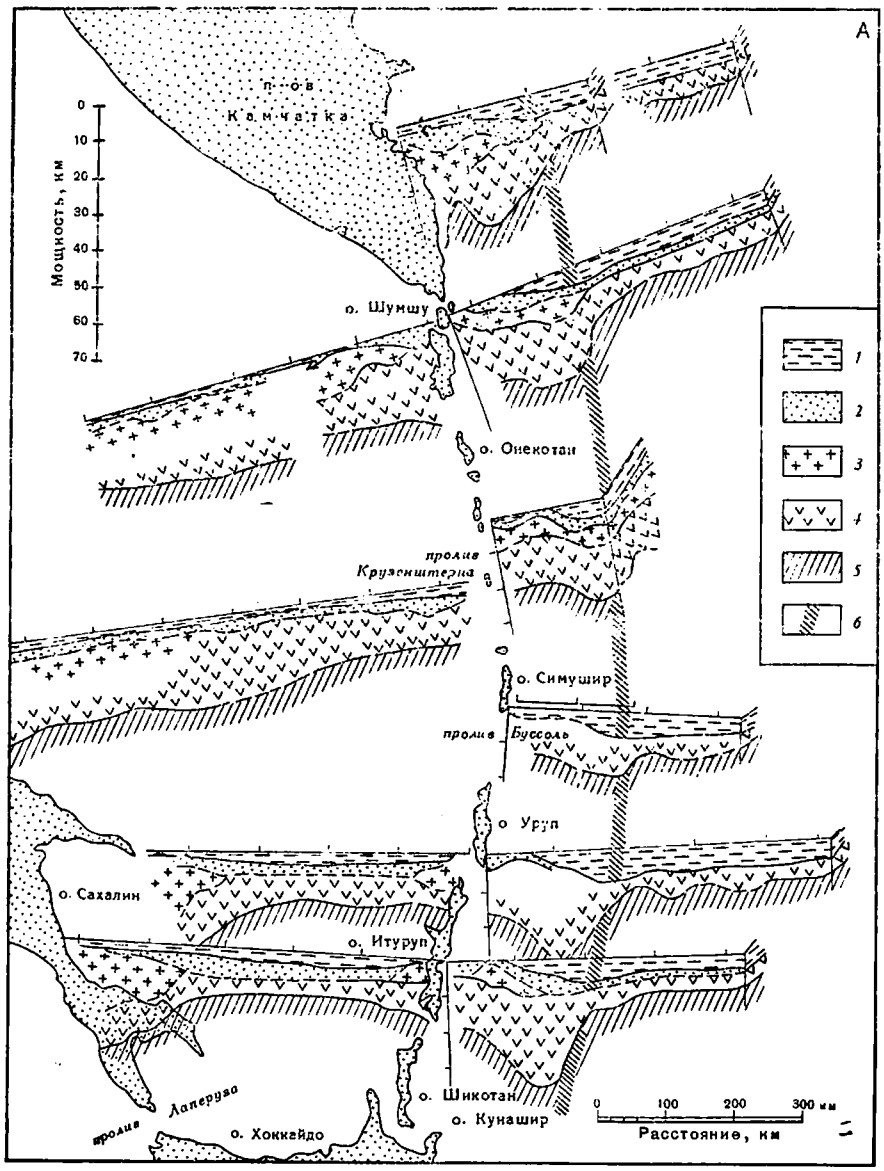


Рис. 101. Сейсмические разрезы через Охотское море и западную часть Тихого океана

А — по данным глубинного сейсмического зондирования (Вейцман, 1965): *1* — вода; *2* — рыхлые осадки; *3* — гранитный слой; *4* — базальтовый слой; *5* — поверхность Мохоровичича; *6* — ось глубоководного желоба

ростями седиментации убеждает в том, что существующие сейчас три широтные зоны с высокими скоростями осадконакопления и две разделяющие их зоны с минимальными скоростями — очень древние. Они выявляются совершенно очевидно с начала третичного времени, т. е. по крайней мере 70 млн. лет. Эти выводы подтверждаются и при изучении состава осадков в кернах глубоководного бурения (Лисицын, 1971).

6. Мощность третичных отложений Берингова моря — от сотен метров до 2 *км* (Kummer, Creager, 1971), что подтверждено бурением в XIX рейсе «Гломар Челленджера» (Initial Reports, 1969—1973). По данным сейсмических исследований, общая мощность осадочной толщи на дне этого моря превышает 3 *км*, а в ряде мест достигает 10 *км*. Скорости седиментации, начиная с «века диатомовых» (поздний миоцен — современные), составляли около 70 Б, а близ плато Умнак — до 100 Б. Для некоторых участков дна скорость накопления глубоководных глин здесь составляет до 200 Б, т. е. значительно выше, чем в открытых частях океана. В Беринговом море идет формирование одного из самых крупных в бассейне Тихого океана осадочных тел.

Карта мощностей рыхлой осадочной толщи (схема XVII) до кровли горизонта В, или II слоя, составлена с использованием данных В. В. Здоровенина (1970) для Тихого океана (Тектоническая карта..., 1970). На нее мной были нанесены дополнительные цифры определения мощностей по данным океанского бурения. Для Атлантического океана использованы данные В. В. Орленка (1968), для Индийского — Юинга и др. (Ewing and oth., 1969). Использованы также данные С. М. Зверева и др., 1961; В. В. Здоровенина, 1965, 1967, 1968; Б. Я. Карпа, 1970; В. М. Ковылина, 1961а, б; 1966, 1970а, б; А. П. Лисицына и др., 1957, 1971; Я. П. Маловицкого и

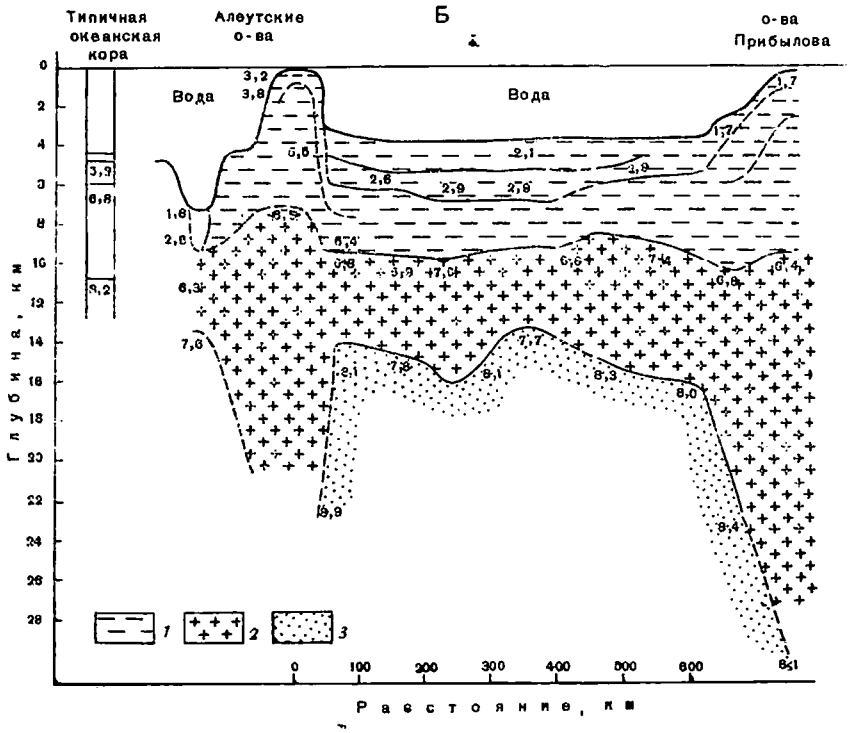


Рис. 101 (окончание)

Б — сводный разрез через Алеутскую котловину Берингова моря по линии о-ва Прибылова — Алеутские острова (Shool and oth., 1966). Цифры — скорости звука (в *км/сек*) и осадках и породах. *1* — рыхлые осадки; *2* — базальтовый слой; *3* — мантия. Колонка — скоростной разрез, типичный для открытого океана

Ю. П. Непрочнова, 1966; А. П. Милашина, 1967; В. Н. Москаленко, 1963, 1965, 1967; Ю. П. Непрочнова, 1960, 1961, 1962а, б; Ю. П. Непрочнова и др., 1963, 1964, 1966, 1967; В. В. Орленка, 1971; Г. Б. Удинцева и др., 1965; Дж. Юинга и др., 1970.

Карту (см. схему XVII) следует рассматривать совместно со схемой XVIII, составленной мною по результатам глубоководного бурения в Атлантическом и Тихом океанах. В Тихом океане четко видны две области минимальных мощностей рыхлой осадочной толщи. Как мы уже имели возможность убедиться ранее, они соответствуют северной и южной

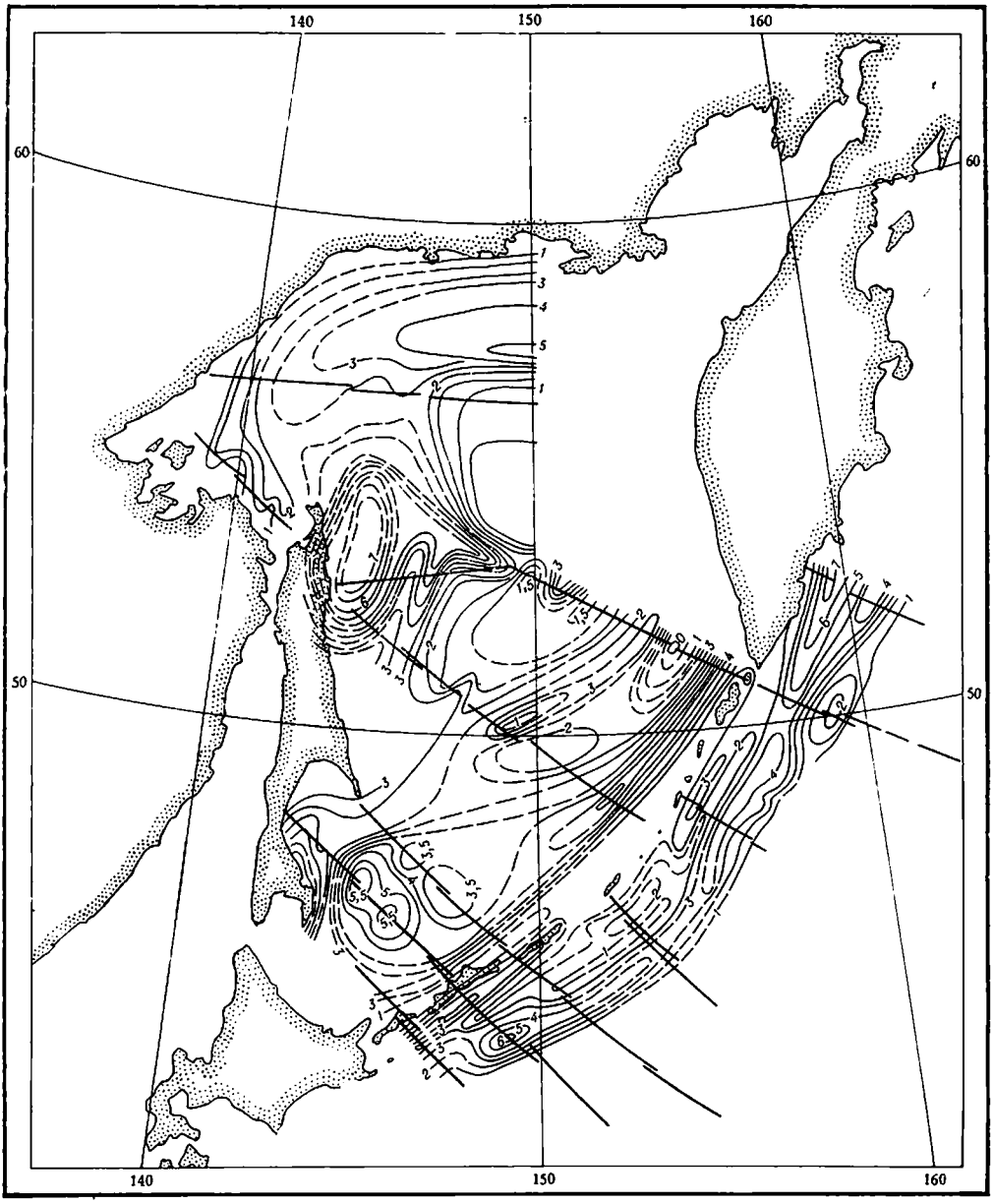
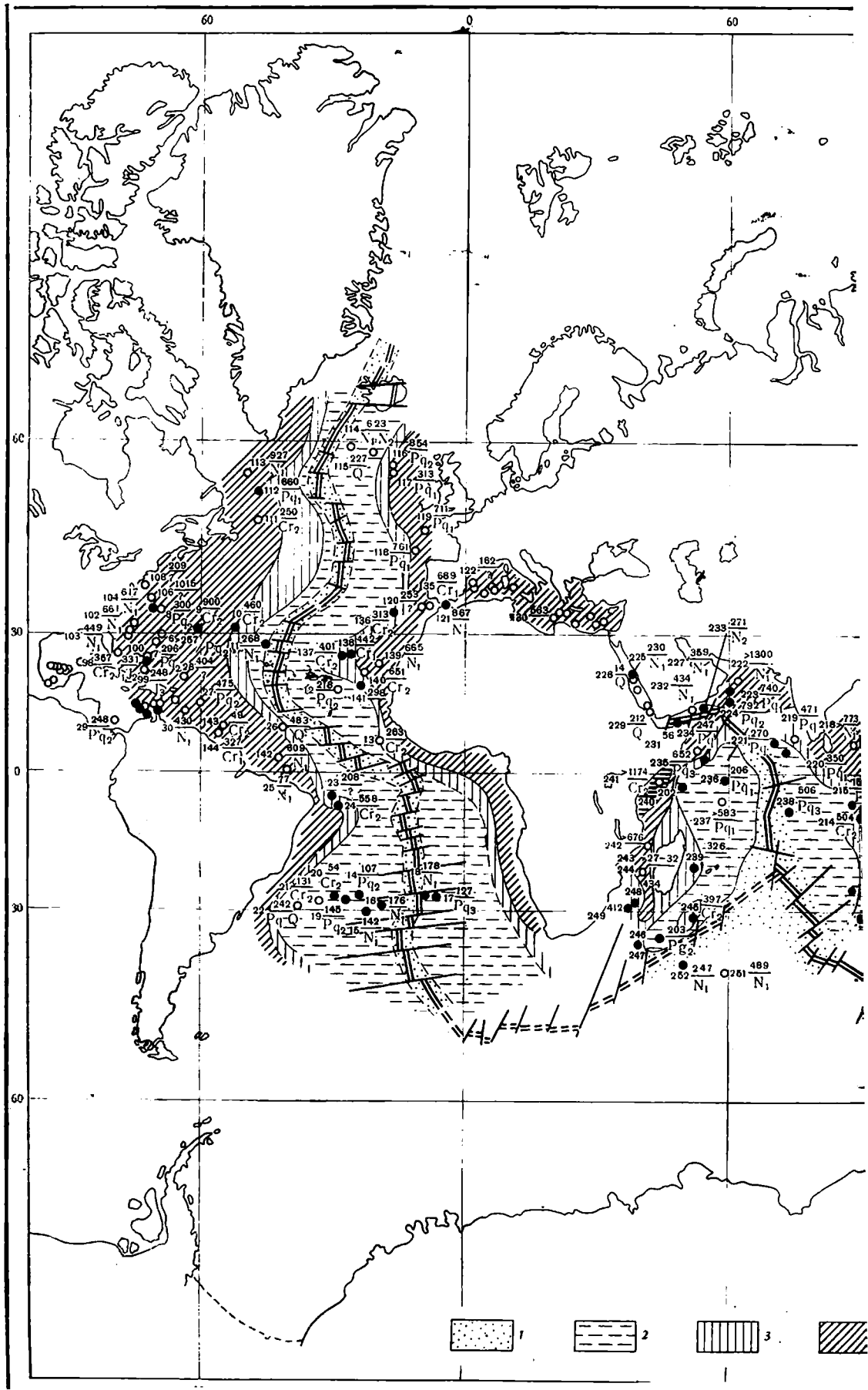
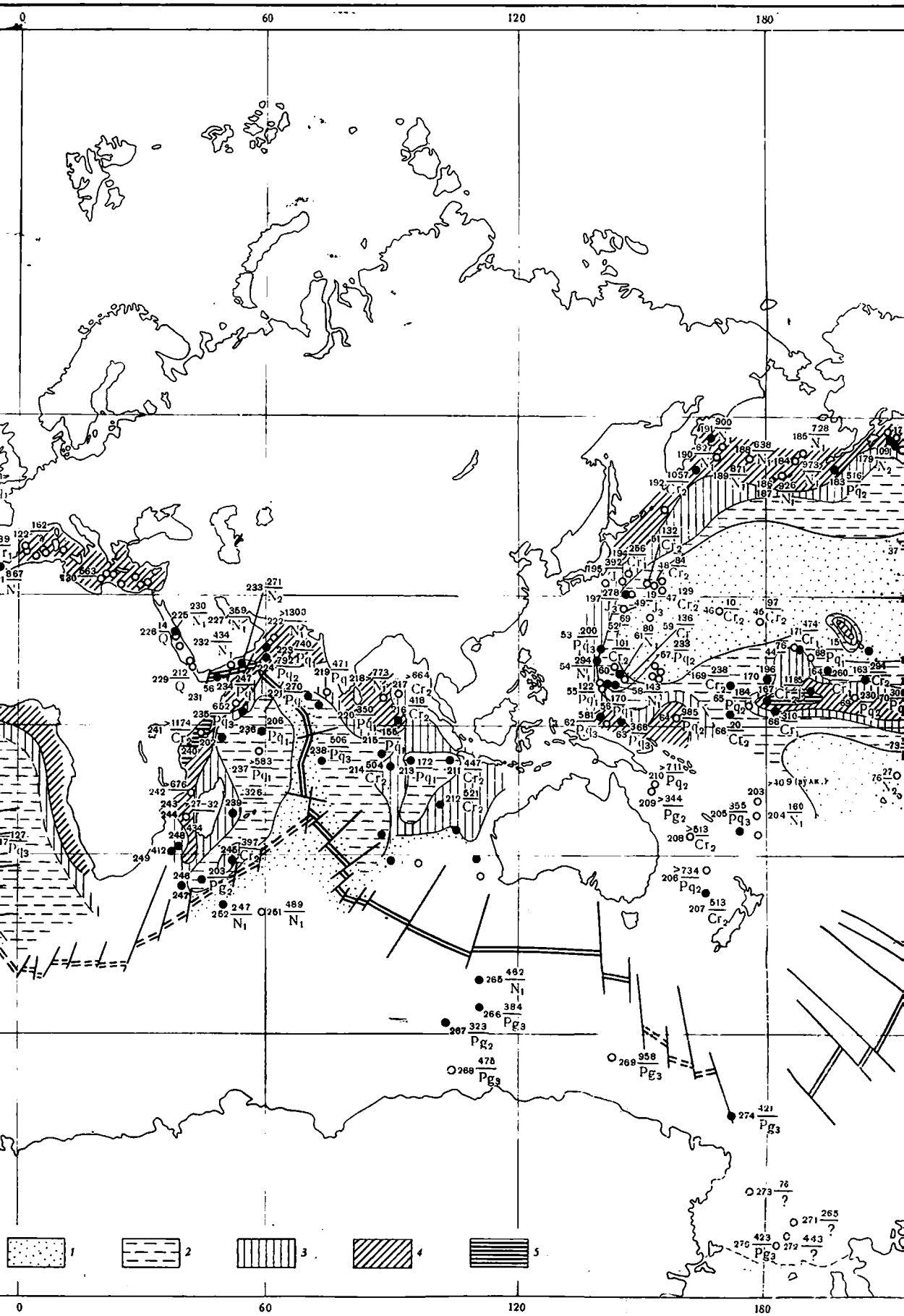
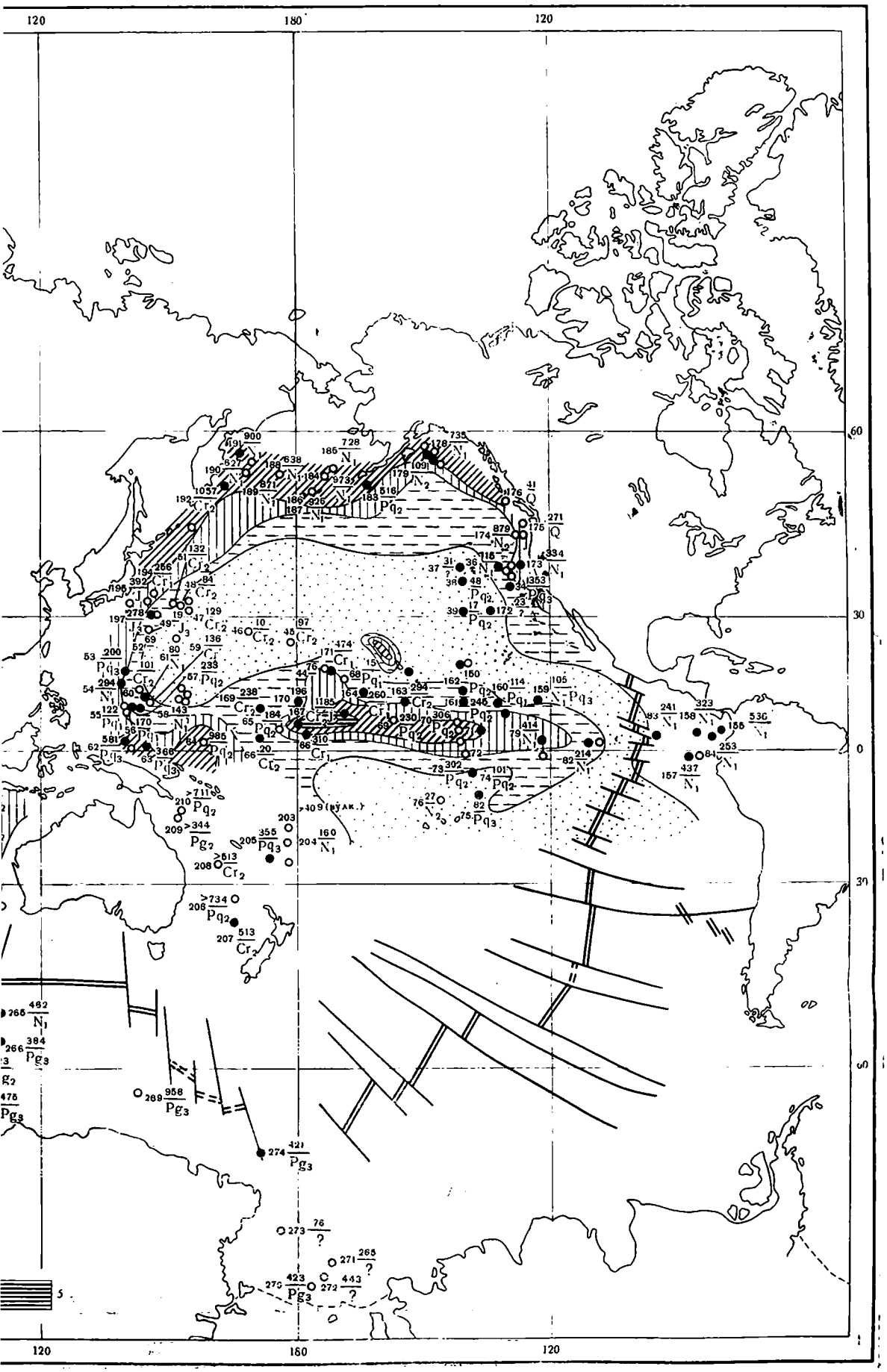


Рис. 102. Схема строения осадочной толщи окраинного моря Тихого океана (Охотское море) по данным глубинного сейсмического зондирования. (Строение земной коры..., 1964)

Мощность отложений (в *км*) со скоростью звука менее 3 *км/сек*. Прямые линии — разрезы, приведенные на рис. 101, *А*


60
0
60
60
30
0
30
60
1
2
3


0
60
120
180
1 Pq3 867 N1
2 Pq3 563 N1
3 Pq3 162 122 39 r1
4 Pq3 127 37
5 Pq3 412 249
6 Pq3 676 242
7 Pq3 583 237
8 Pq3 506 238
9 Pq3 652 235
10 Pq3 1174 241
11 Pq3 583 237
12 Pq3 326
13 Pq3 397
14 Pq3 434
15 Pq3 203 246
16 Pq3 247
17 Pq3 252 247 N1
18 Pq3 261 489 N1
19 Pq3 265 462 N1
20 Pq3 266 384 Pg3
21 Pq3 267 323 Pg2
22 Pq3 269 478 Pg3
23 Pq3 269 958 Pg3
24 Pq3 274 421 Pg3
25 Pq3 273 78 ?
26 Pq3 271 265 ?
27 Pq3 276 423 Pg3
28 Pq3 272 443 ?
29 Pq3 355 205 Pg3
30 Pq3 209 >344 Pg2
31 Pq3 208 >613 Cr2
32 Pq3 206 >734 Pq2
33 Pq3 207 513 Cr2
34 Pq3 204 160 N1
35 Pq3 203
36 Pq3 >409 (район)
37 Pq3 76 27 N2
38 Pq3 210 >711 Pq2
39 Pq3 211 447 Cr2
40 Pq3 212 521 Cr2
41 Pq3 213 172 Pq1
42 Pq3 214 564 Cr2
43 Pq3 215 166 Pq1
44 Pq3 216 416 Cr2
45 Pq3 217 >664 Cr2
46 Pq3 218 >773 N1
47 Pq3 219 471 Pq1
48 Pq3 220 350 Pq1
49 Pq3 221 270 Pq1
50 Pq3 222 >1300 N1
51 Pq3 223 740 792 Pq1
52 Pq3 224 247 Pq1
53 Pq3 225 230 N1
54 Pq3 227 369 N1
55 Pq3 228 14 Q
56 Pq3 229 212 Q
57 Pq3 231 56 Pq1
58 Pq3 232 434 N1
59 Pq3 233 271 N2
60 Pq3 234 Pq1
61 Pq3 235 Pq1
62 Pq3 236 206 Pq1
63 Pq3 240 203 Cr2
64 Pq3 238 Pq3
65 Pq3 239
66 Pq3 243 27–32
67 Pq3 244 434
68 Pq3 245 Cr2
69 Pq3 246 203 Pg2
70 Pq3 247
71 Pq3 248
72 Pq3 249
73 Pq3 Pq3
74 Pq3 Pq3
75 Pq3 Pq3
76 Pq3 Pq3
77 Pq3 Pq3
78 Pq3 Pq3
79 Pq3 Pq3
80 Pq3 Pq3
81 Pq3 Pq3
82 Pq3 Pq3
83 Pq3 Pq3
84 Pq3 Pq3
85 Pq3 Pq3
86 Pq3 Pq3
87 Pq3 Pq3
88 Pq3 Pq3
89 Pq3 Pq3
90 Pq3 Pq3
91 Pq3 Pq3
92 Pq3 Pq3
93 Pq3 Pq3
94 Pq3 Pq3
95 Pq3 Pq3
96 Pq3 Pq3
97 Pq3 Pq3
98 Pq3 Pq3
99 Pq3 Pq3
100 Pq3 Pq3
101 Pq3 Pq3
102 Pq3 Pq3
103 Pq3 Pq3
104 Pq3 Pq3
105 Pq3 Pq3
106 Pq3 Pq3
107 Pq3 Pq3
108 Pq3 Pq3
109 Pq3 Pq3
110 Pq3 Pq3
111 Pq3 Pq3
112 Pq3 Pq3
113 Pq3 Pq3
114 Pq3 Pq3
115 Pq3 Pq3
116 Pq3 Pq3
117 Pq3 Pq3
118 Pq3 Pq3
119 Pq3 Pq3
120 Pq3 Pq3
121 Pq3 Pq3
122 Pq3 Pq3
123 Pq3 Pq3
124 Pq3 Pq3
125 Pq3 Pq3
126 Pq3 Pq3
127 Pq3 Pq3
128 Pq3 Pq3
129 Pq3 Pq3
130 Pq3 Pq3
131 Pq3 Pq3
132 Pq3 Pq3
133 Pq3 Pq3
134 Pq3 Pq3
135 Pq3 Pq3
136 Pq3 Pq3
137 Pq3 Pq3
138 Pq3 Pq3
139 Pq3 Pq3
140 Pq3 Pq3
141 Pq3 Pq3
142 Pq3 Pq3
143 Pq3 Pq3
144 Pq3 Pq3
145 Pq3 Pq3
146 Pq3 Pq3
147 Pq3 Pq3
148 Pq3 Pq3
149 Pq3 Pq3
150 Pq3 Pq3
151 Pq3 Pq3
152 Pq3 Pq3
153 Pq3 Pq3
154 Pq3 Pq3
155 Pq3 Pq3
156 Pq3 Pq3
157 Pq3 Pq3
158 Pq3 Pq3
159 Pq3 Pq3
160 Pq3 Pq3
161 Pq3 Pq3
162 Pq3 Pq3
163 Pq3 Pq3
164 Pq3 Pq3
165 Pq3 Pq3
166 Pq3 Pq3
167 Pq3 Pq3
168 Pq3 Pq3
169 Pq3 Pq3
170 Pq3 Pq3
171 Pq3 Pq3
172 Pq3 Pq3
173 Pq3 Pq3
174 Pq3 Pq3
175 Pq3 Pq3
176 Pq3 Pq3
177 Pq3 Pq3
178 Pq3 Pq3
179 Pq3 Pq3
180 Pq3 Pq3
181 Pq3 Pq3
182 Pq3 Pq3
183 Pq3 Pq3
184 Pq3 Pq3
185 Pq3 Pq3
186 Pq3 Pq3
187 Pq3 Pq3
188 Pq3 Pq3
189 Pq3 Pq3
190 Pq3 Pq3
191 Pq3 Pq3
192 Pq3 Pq3
193 Pq3 Pq3
194 Pq3 Pq3
195 Pq3 Pq3
196 Pq3 Pq3
197 Pq3 Pq3
198 Pq3 Pq3
199 Pq3 Pq3
200 Pq3 Pq3
201 Pq3 Pq3
202 Pq3 Pq3
203 Pq3 Pq3
204 Pq3 Pq3
205 Pq3 Pq3
206 Pq3 Pq3
207 Pq3 Pq3
208 Pq3 Pq3
209 Pq3 Pq3
210 Pq3 Pq3
211 Pq3 Pq3
212 Pq3 Pq3
213 Pq3 Pq3
214 Pq3 Pq3
215 Pq3 Pq3
216 Pq3 Pq3
217 Pq3 Pq3
218 Pq3 Pq3
219 Pq3 Pq3
220 Pq3 Pq3
221 Pq3 Pq3
222 Pq3 Pq3
223 Pq3 Pq3
224 Pq3 Pq3
225 Pq3 Pq3
226 Pq3 Pq3
227 Pq3 Pq3
228 Pq3 Pq3
229 Pq3 Pq3
230 Pq3 Pq3
231 Pq3 Pq3
232 Pq3 Pq3
233 Pq3 Pq3
234 Pq3 Pq3
235 Pq3 Pq3
236 Pq3 Pq3
237 Pq3 Pq3
238 Pq3 Pq3
239 Pq3 Pq3
240 Pq3 Pq3
241 Pq3 Pq3
242 Pq3 Pq3
243 Pq3 Pq3
244 Pq3 Pq3
245 Pq3 Pq3
246 Pq3 Pq3
247 Pq3 Pq3
248 Pq3 Pq3
249 Pq3 Pq3
1
2
3
4
5



базальтов — кружками. Около станций: числитель — мощность, м, зна-

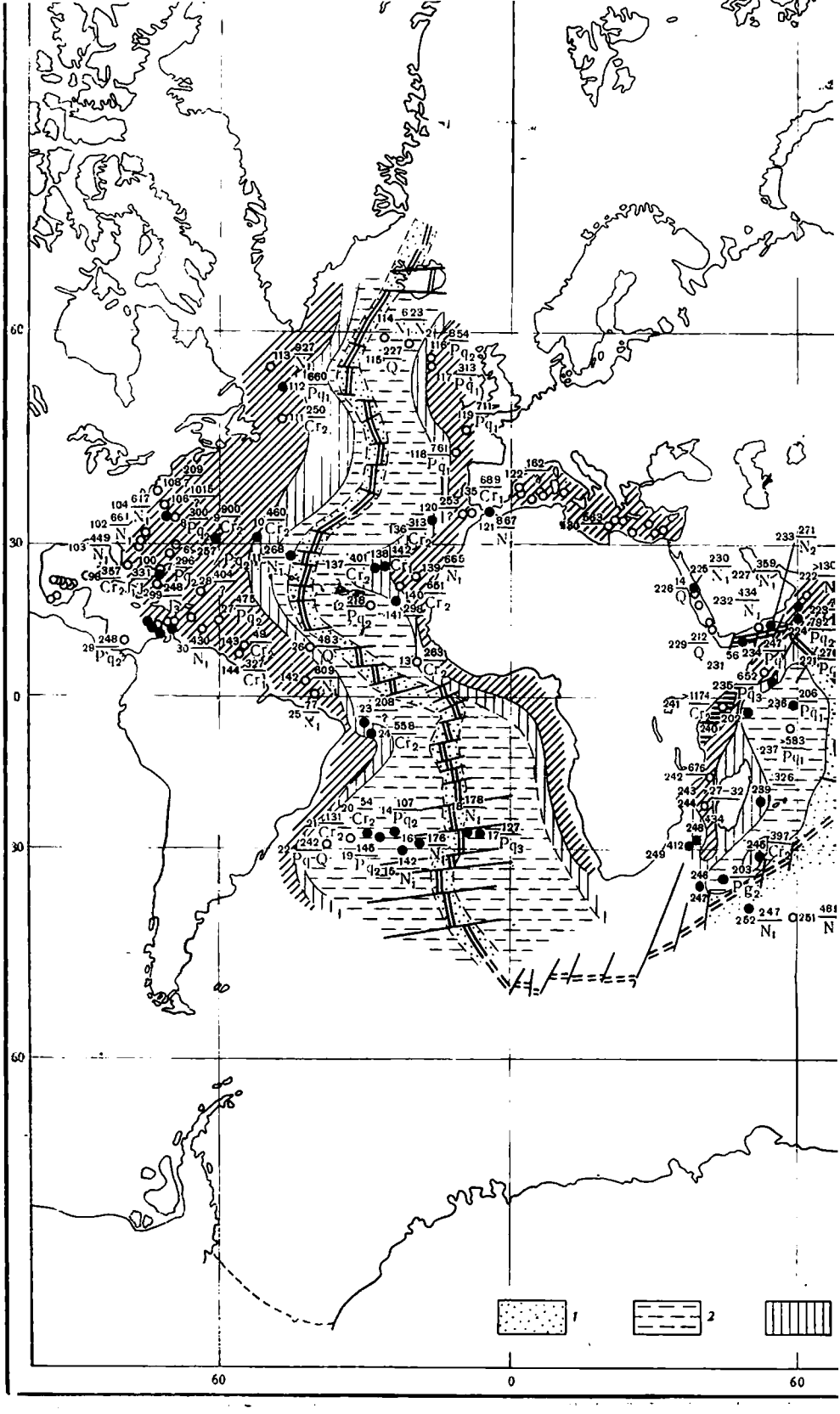
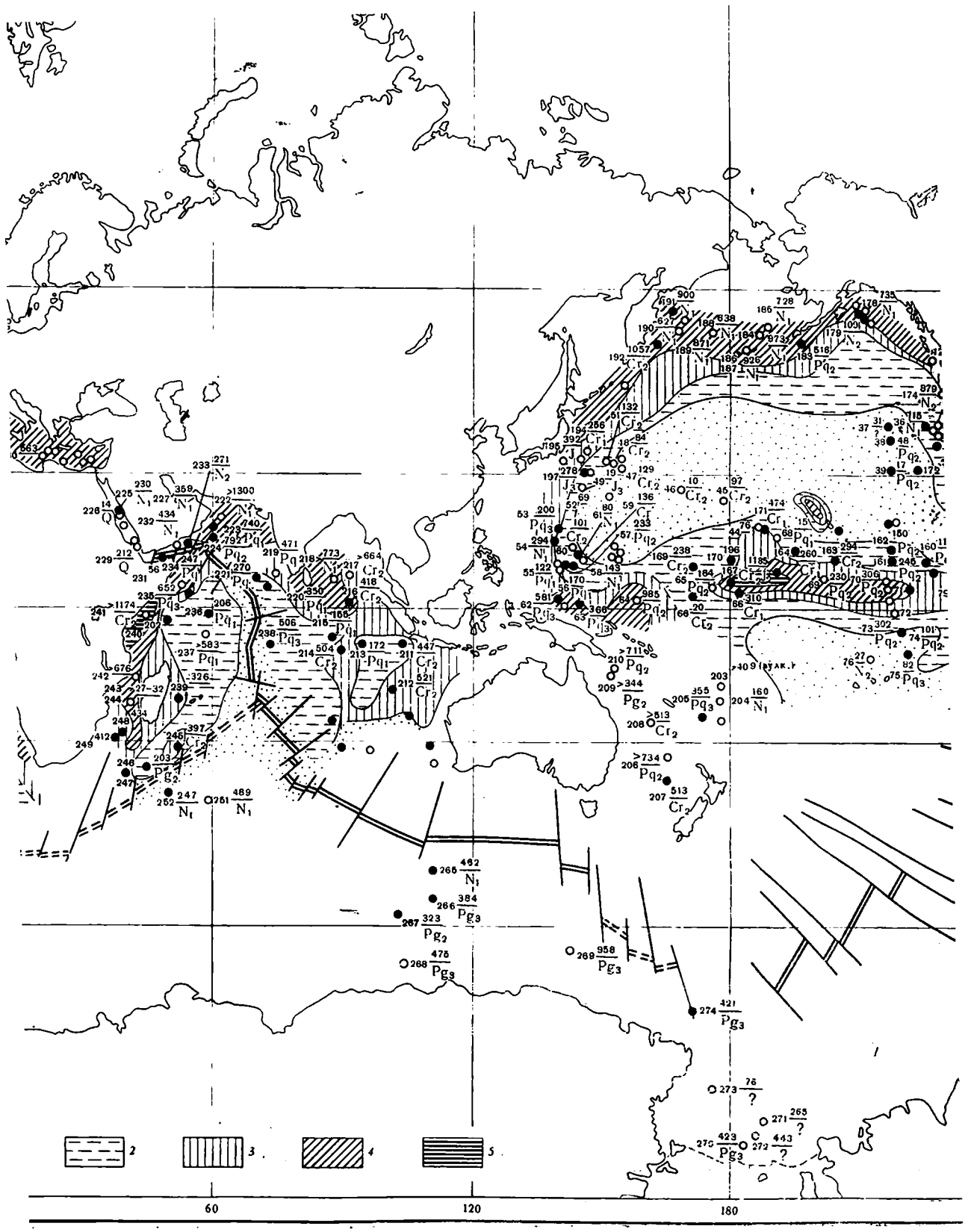


Схема XVIII. Карта мощности рыхлых отложений на дне Мирового океана (до базальтов, т. е. кровли геофизического слоя II) по данным глубоководного бурения

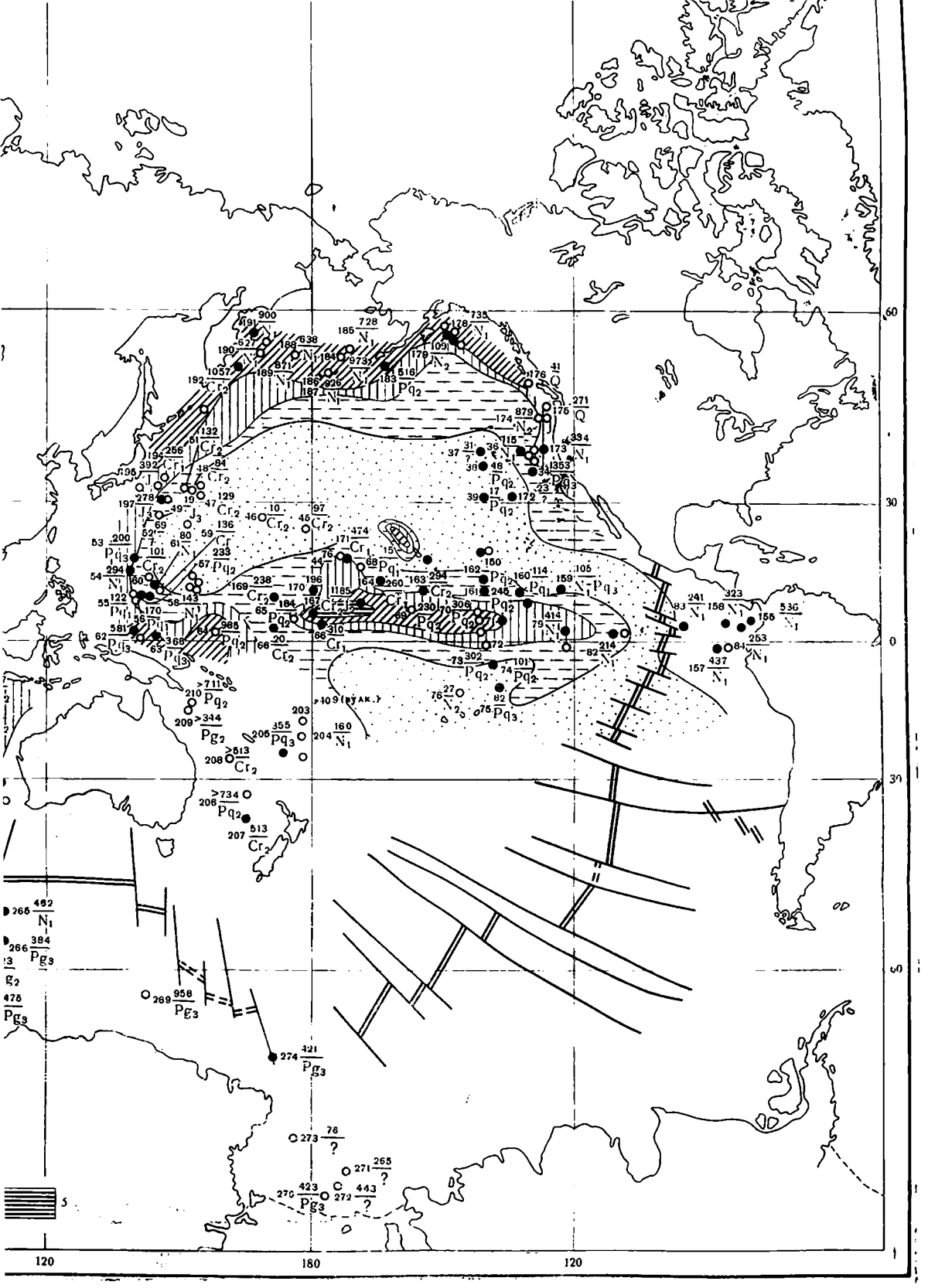
Мощность отложений, *м*: *1* — менее 100; *2* — от 100 до 300; *3* — от 300 до 500; *4* — от 500 до 1000; *5* — более 1000. Станции, где достигнуты базальты ложа, показаны кружками с за-

А. П. Лисицын

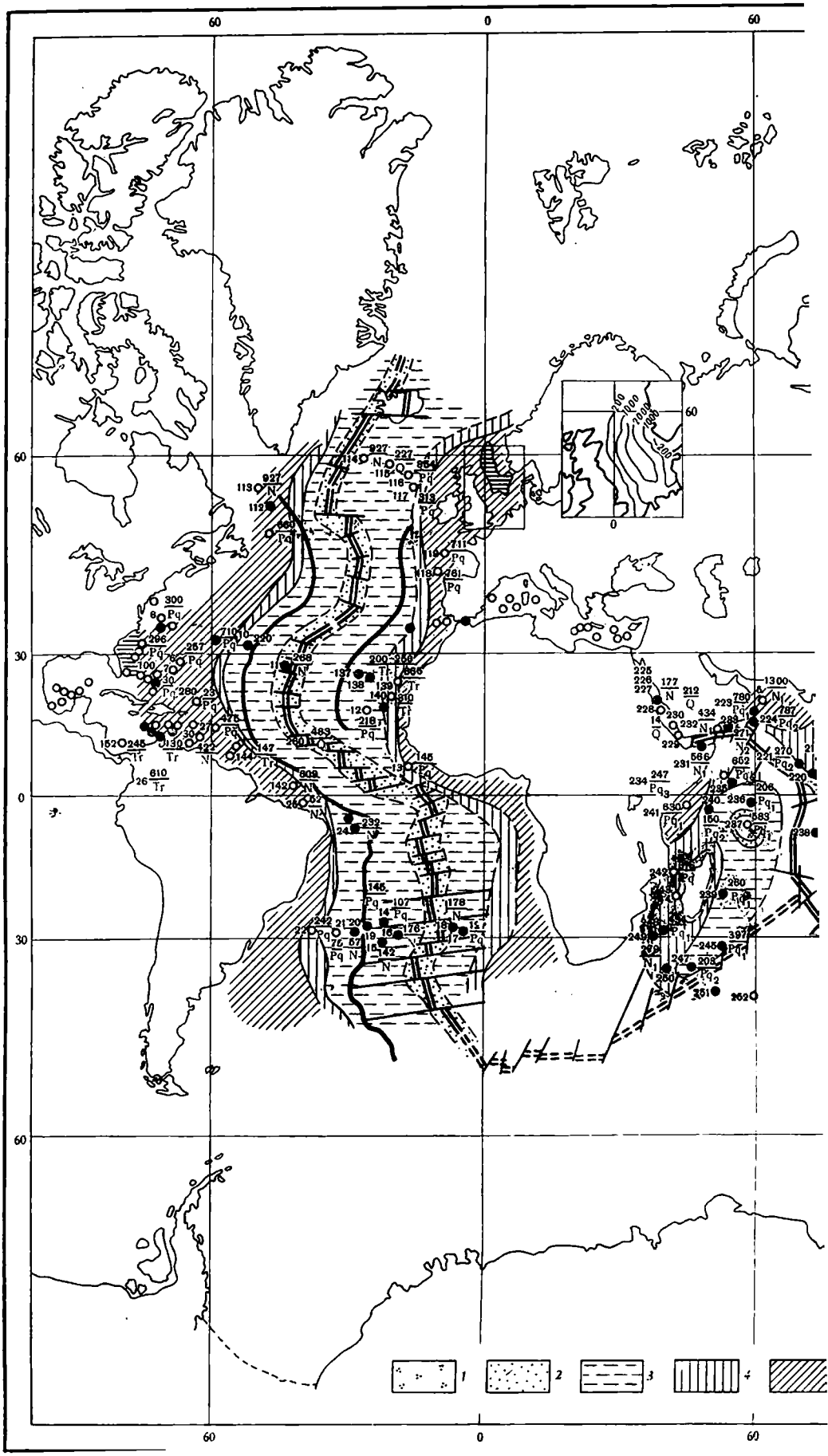


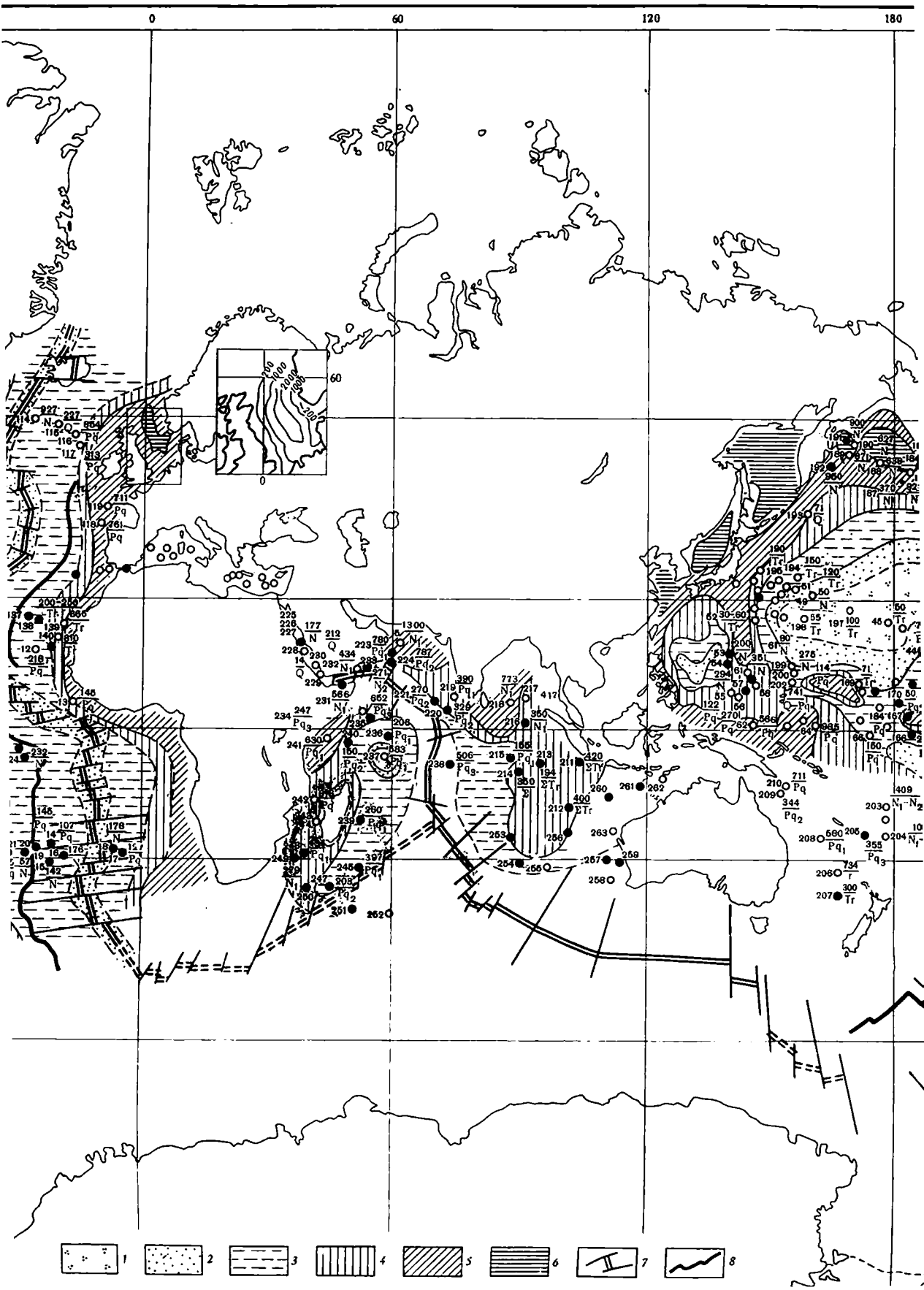
ирового океана (до баководного бурения

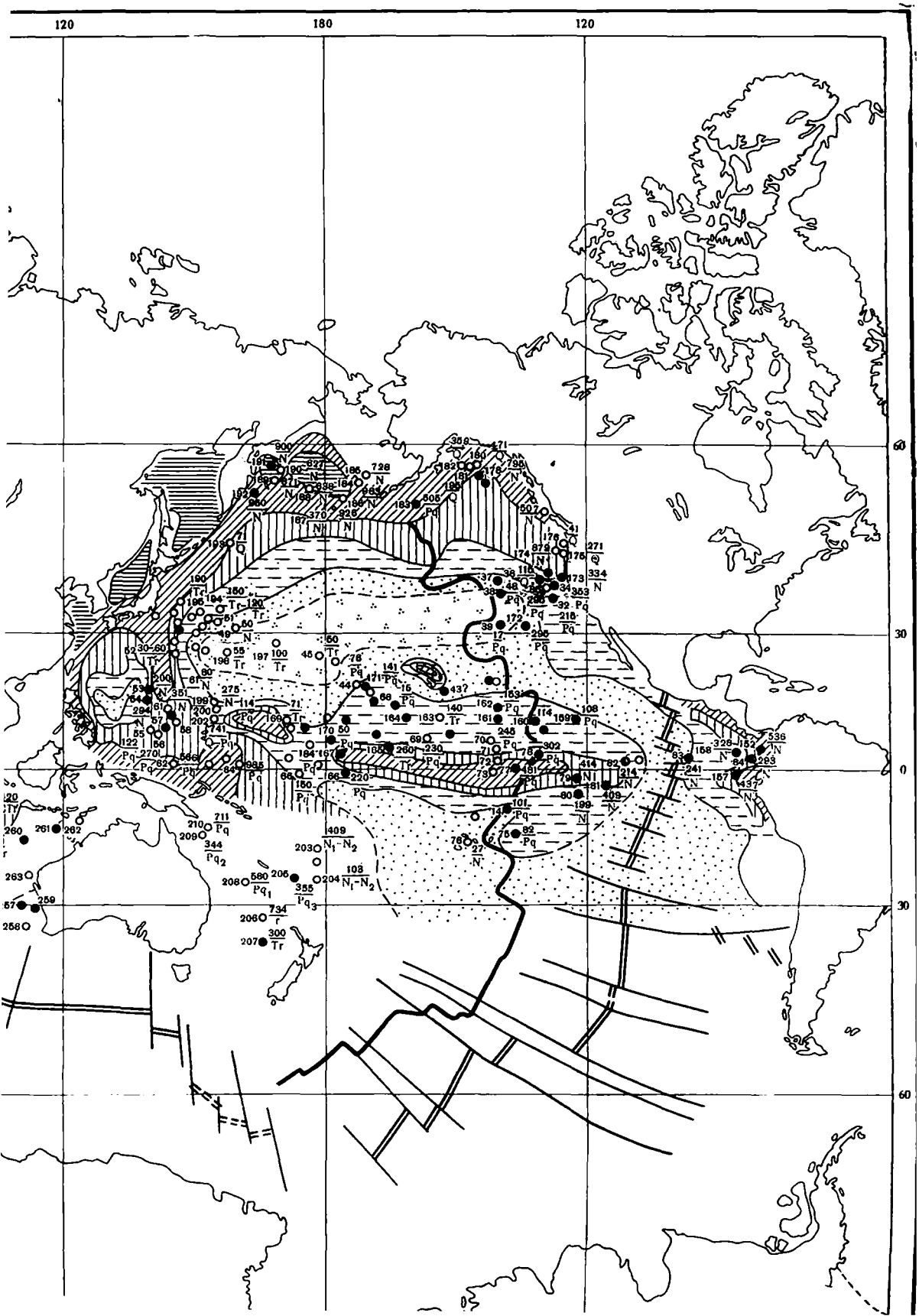
0; 3 — от 300 до 500; 4— , показаны кружками с заливкой, законченные до базальтов — кружками. Около станций: числитель — мощность, м, знаменатель — возраст нижних слоев керна. Двойные линии — срединные хребты, тонкие секущие линии — основные разломы



базальтов — кружками. Около станций: числитель — мощность, м, зна-
их слоев керна. Двойные линии — срединные хребты, тонкие секущие
мы


60
0
60
60
30
0
30
60
60
0
60
100
1000
2000
3000
200
60
0
1
2
3
4


0
60
120
180
60
0
1
2
3
4
5
6
7
8


120
180
120
60
30
0
30
60

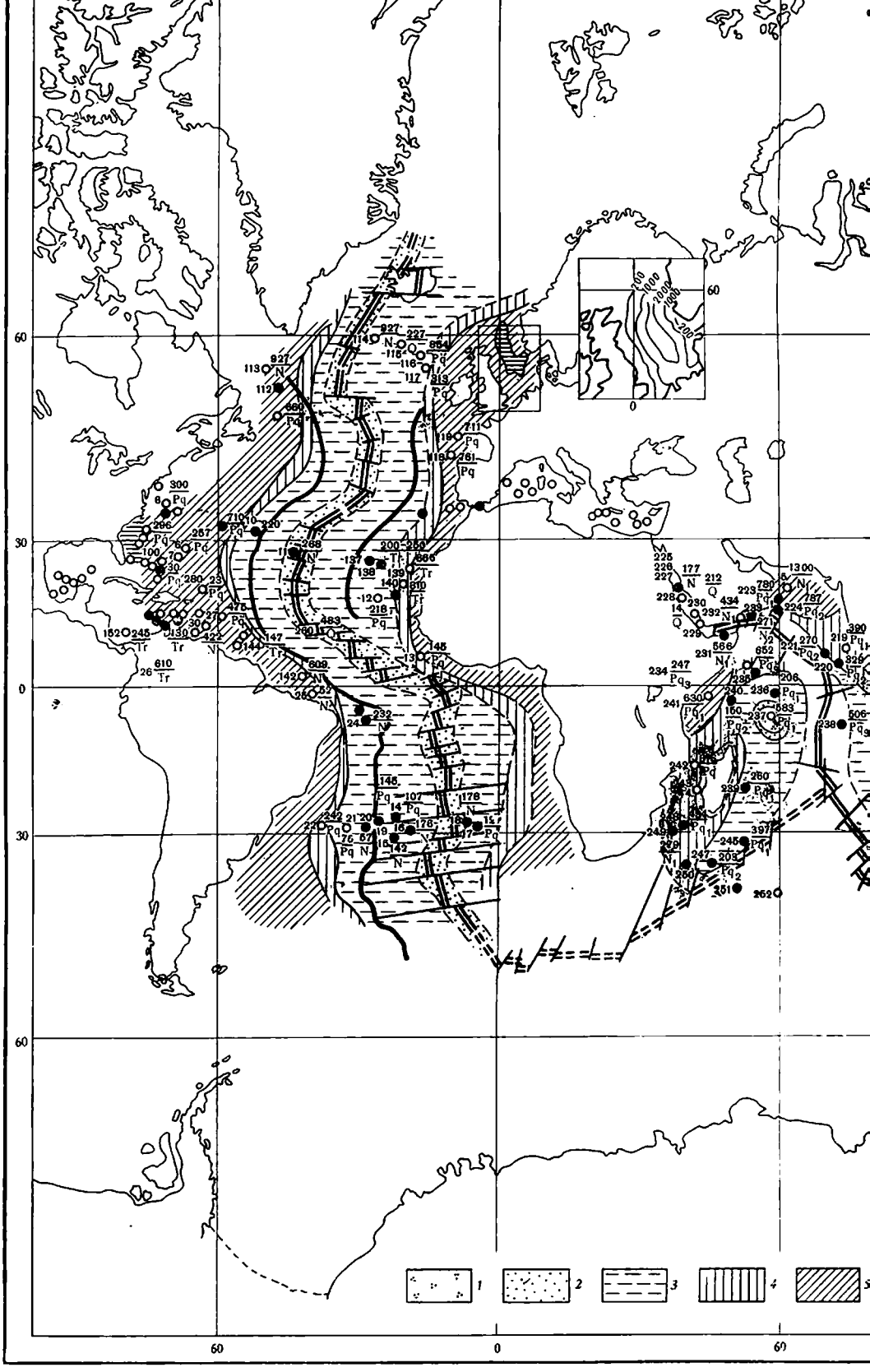
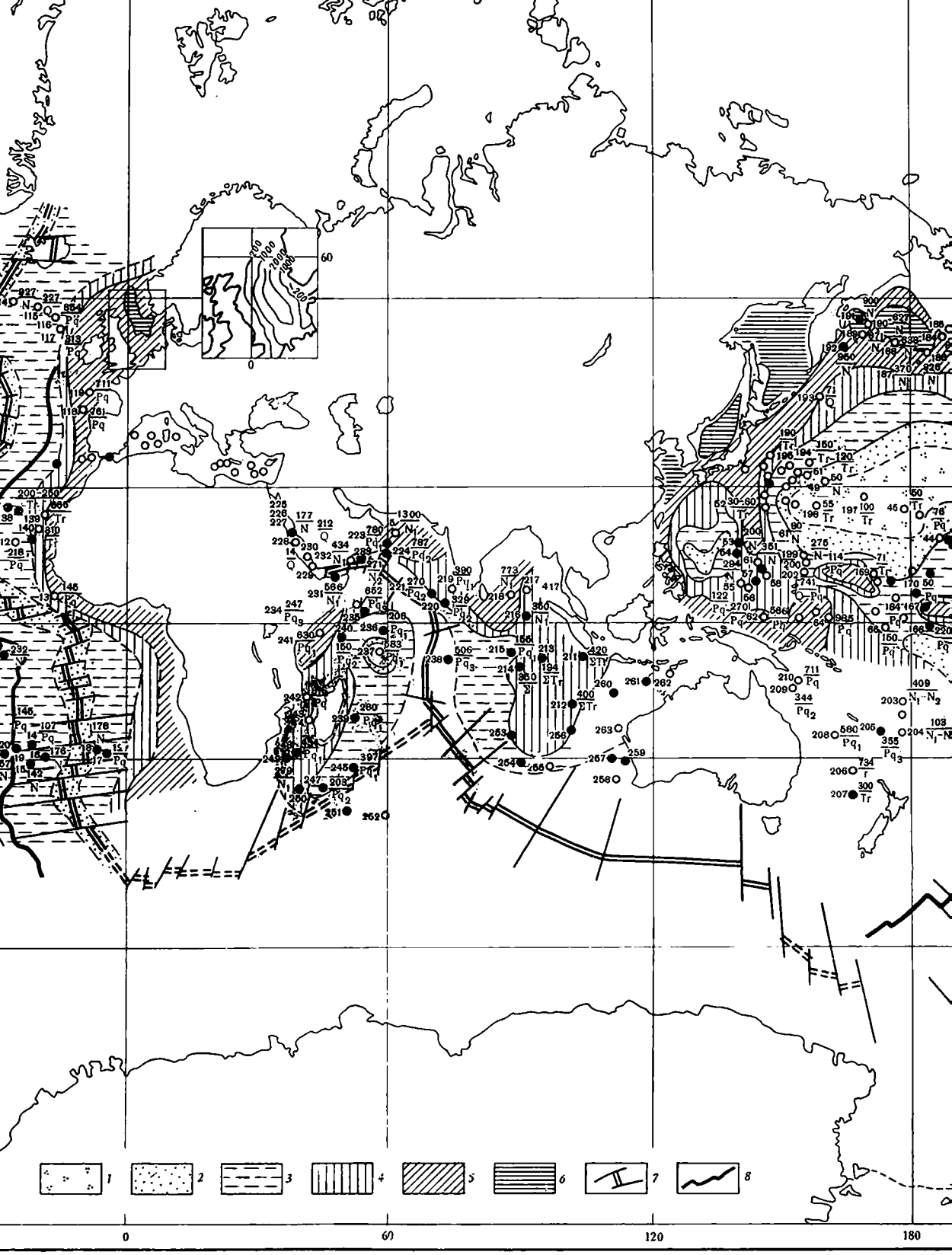


Схема XIX. Карта мощности кайнозойских отложений на дне океанов по данным глубоководного бурения

Мощность отложений, *м*: *1* — менее 50; *2* — от 50 до 100; *3* — от 100 до 300; *4* — от 300 до 500; *5* — от 500 до 1000; *6* — более 1000. Прочие обозначения: *7* — срединные хребты (двойные линии) и основные разломы (секущие); *8* — границы распространения мезо-

зойских
зальтах
стью,—
слоев
На вре



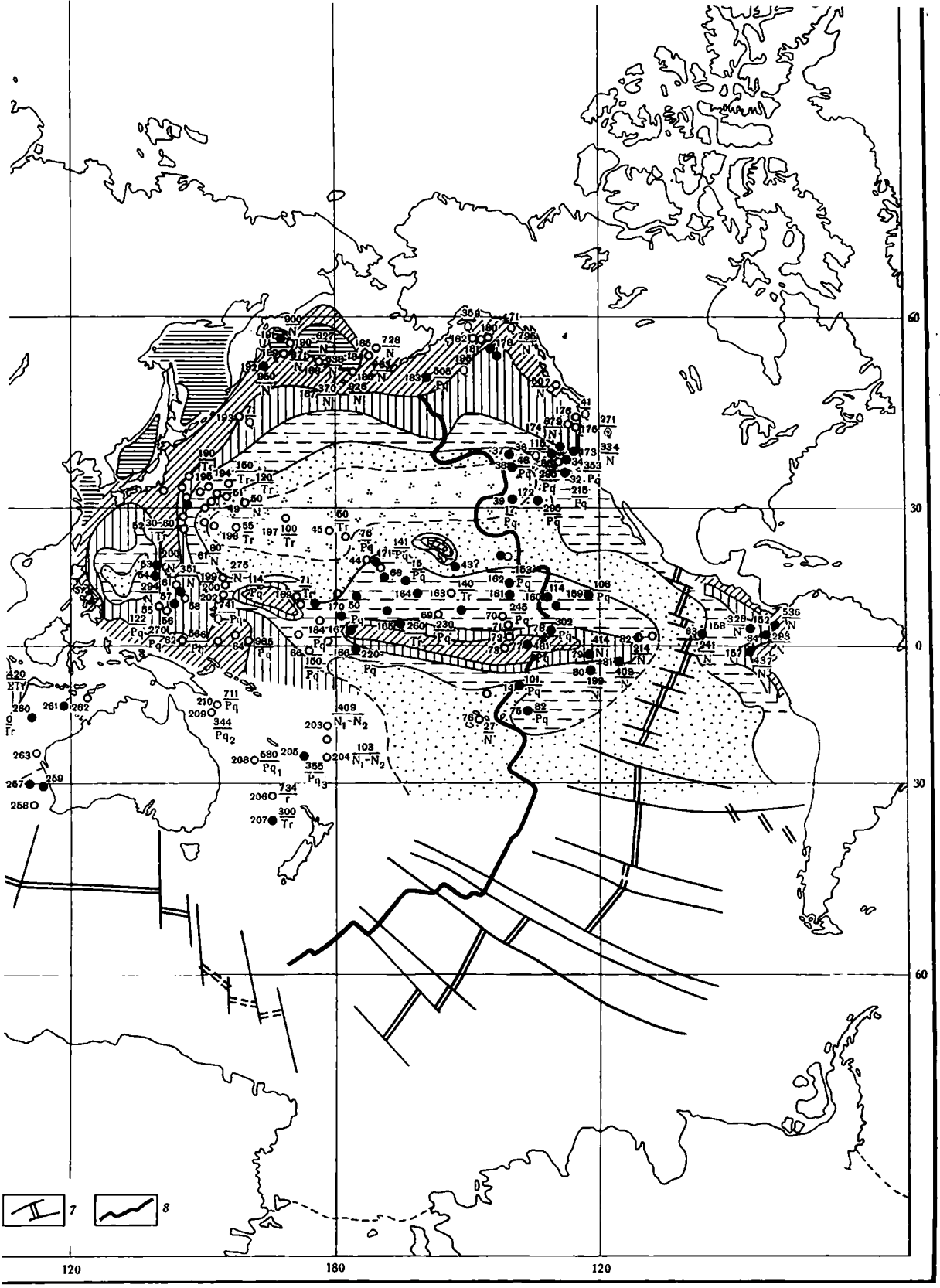
...ских отложений на дне океанов по данным ...зойских осадков. Станции, где кайнозойские отложения пройдены полно...

...енее 50; *2* — от 50 до 100; *3* — от 100 до 300; *4* — ...зальтах ложа, показаны кружками с заливкой; кайнозойские отложен...

...е 1000. Прочие обозначения: *7* — средин- ...стью,— кружками. Около станций: числитель — мощность, м, знамен...

...ломы (секущие); *8* — границы распространения мезо- ...слоев керна.

На врезке — мощность кайнозойских отложений Северного моря по дан...



ции, где кайнозойские отложения пройдены полностью или залегают на ба-
ны кружками с заливкой; кайнозойские отложения, пройденные не полно-
около станций: числитель — мощность, *м*, знаменатель — возраст нижних

ть кайнозойских отложений Северного моря по данным бурения на нефть и газ

аридным зонам. Здесь суммарная мощность осадков до базальтового слоя менее 100 *м*. Границы гумидных зон (северной и экваториальной) четко прослеживаются по резкому росту мощностей, в экваториальной зоне максимальные значения их выявлены бурением на станциях 167 (1185 *м*) и 165 (504 *м*).

Эти выводы подтверждаются и анализом мощностей третичных отложений на дне Тихого океана (схемы XIX, XX) по данным глубоководного бурения. Схема XIX показывает мощности третичных осадков в тех местах, где достигнута кровля мезозоя, что отвечает интервалу времени 0—70 млн. лет. Изопахиты проведены с привлечением данных по сейсмопрофилированию между станциями, а также всех доступных сейсмических материалов. Общее сходство этих карт со схемой, построенной на основании сейсмопрофилирования до слоя А (см. схему XVI), а также с распределением скоростей седиментации (см. схему X), совершенно очевидно. Общий план размещения мощностей по существу тот же. Совпадение с современным распределением основных типов осадков удивительное. Важно отметить сходство не только в размещении количеств осадочного материала, но и в его составе на протяжении последних 70 млн. лет. Естественно, имеют место и отличия, но по сравнению с принципиальным сходством они отходят на второй план.

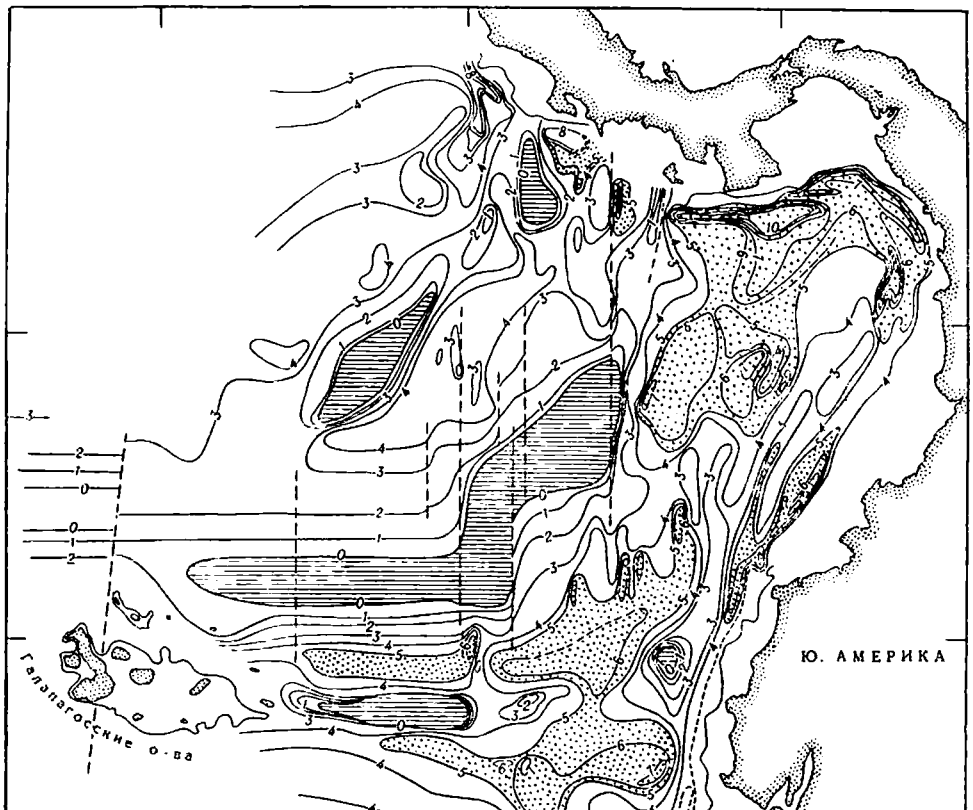


Рис. 103. Мощность рыхлых отложений (скорость звука менее 2 *км/сек*) в периферической котловине экваториальной части Тихого океана (Панамская котловина), по данным сейсмопрофилирования (Andel and oth., 1971)

Изопахиты проведены через 1 *км*. Пунктир — линии разломов. Области отсутствия рыхлых осадков заштрихованы, области с мощностью осадков более 5 *км* даны точками

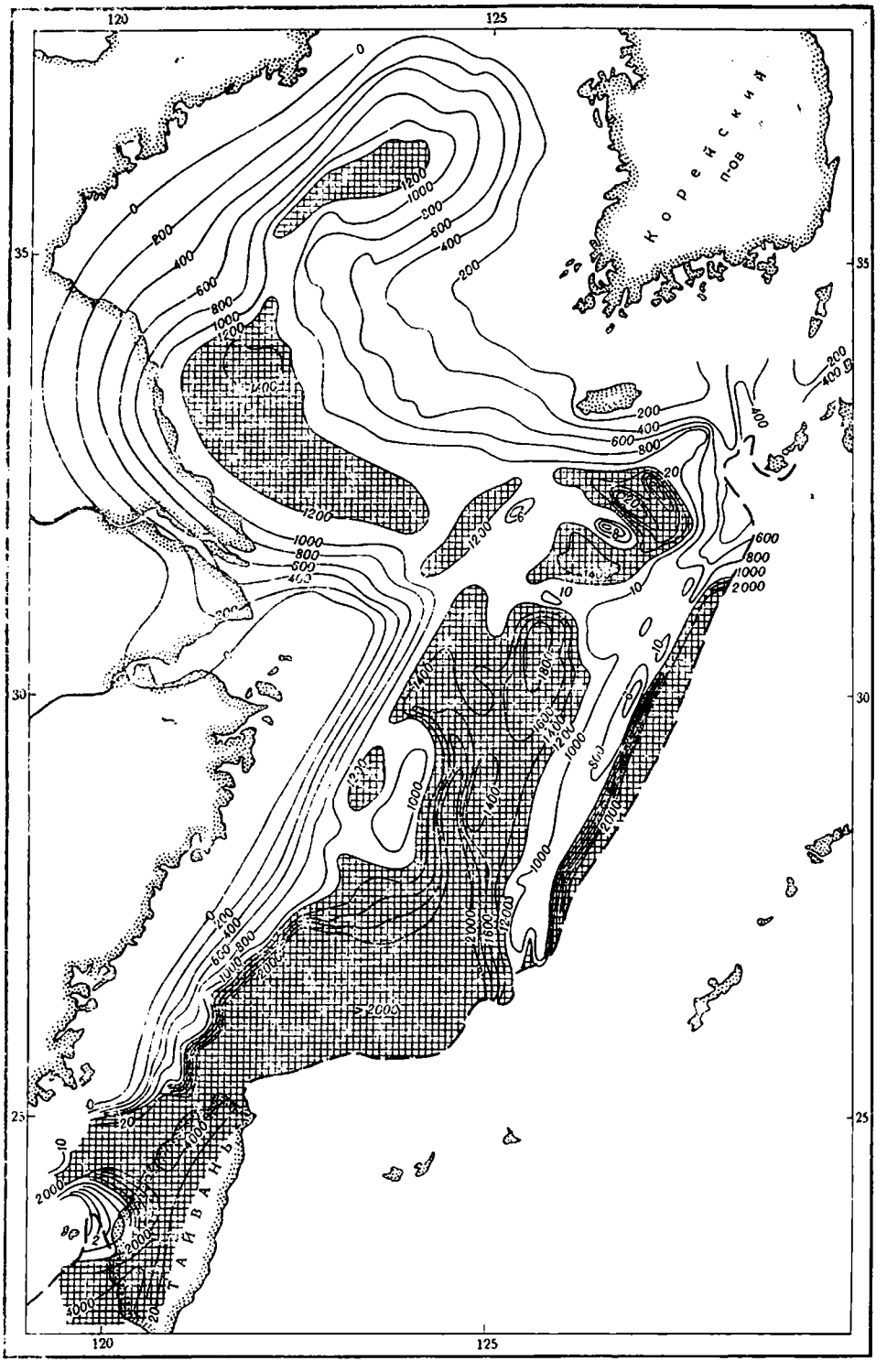


Рис. 104. Мощность позднетретичных отложений (от неогена до современных, 25 млн. лет) Восточно-Китайского моря, по данным сейсмопрофилирования (Wageman and oth., 1970, с изменениями автора)

Изопахиты проведены через 200 *м*. Участки мощностью более 1200 *м* заштрихованы

Большое количество данных было получено в Международной индоокеанской экспедиции с помощью метода преломленных и отраженных волн (Непрочнов, 1961, 1962а; Непрочнов и др., 1964, 1967; Непрочнов, Лунарский, 1963), а также на базе широкого использования сейсмопрофилографов. Путем обобщения данных удалось построить карту мощностей рыхлой осадочной толщи до нижнего акустически непрозрачного слоя (слой В), или, что то же, до поверхности II (надбазальтового) слоя (Ewing and oth., 1969).

Рассмотрение карт (рис. 105; см. схемы XVII—XIX) и профилей (схема XXI) позволяет сделать выводы, существенные для понимания главных закономерностей количественного распределения осадочного материала.

Для общего плана размещения мощностей типично, что максимальные значения (более 2,5 *км*) приходятся на северную часть океана, прилежащую к экваториальной зоне, минимальные (менее 100 *м*!) — на центральные части океана, его аридные области (южная аридная, или антициклоническая). Наконец, за зоной антарктической конвергенции, т. е. в южной гумидной области, мощность осадков снова возрастает до 0,1—0,5 *км*, достигая в отдельных местах 0,5—1 *км*.

Таким образом, и здесь имеет место в самом общем виде связь мощностей рыхлой осадочной толщи с природной зональностью океанов. Следует отметить, что, судя по анализу кернов, а также записей отдельных отражающих слоев на профилограммах, генезис осадочной толщи в эква-

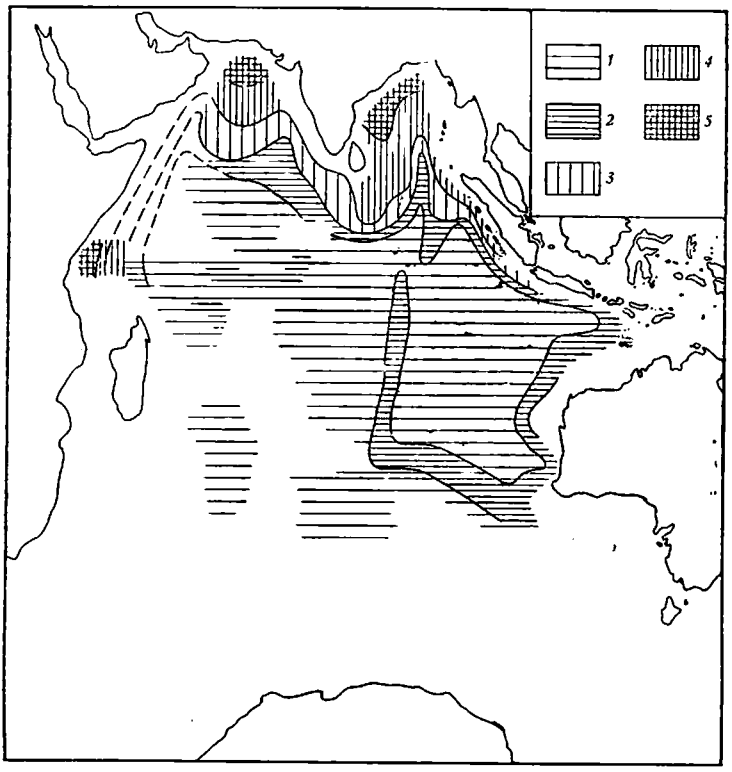


Рис. 105. Схема мощностей неуплотненных осадков на дне Индийского океана (Непрочнов, Холопов, 1968)

Мощность, *км*: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1,0; *3* — от 1,0 до 2,0; *4* — от 2,0 до 3,0; *5* — более 3,0

ториальной и в южной умеренной гумидных частях океана резко отличен. В северной части океана это терригенные осадки, связанные со стоком рек гигантов, в южной — толщи биогенных кремнистых и кремнисто-карбонатных осадков; суша здесь на значительном протяжении отсутствует.

Вторая общая закономерность — приуроченность максимальных значений мощностей осадков к периферическим частям океана, прилегающим к континентам. Даже в аридных зонах, по мере приближения к берегам Австралии, мощность рыхлых осадков возрастает до 0,5 *км*, а к берегам Африки — в ряде мест до 1,5 *км* и более. В этом — проявление циркумконтинентальной зональности.

В ряде мест отмечается четкая связь между мощностью рыхлых осадков и глубиной. Особенно четко эта связь прослеживается в области карбонатной седиментации, в местах критических глубин. Хорошие примеры такой связи можно видеть в Западно-Австралийской, Южно-Австралийской, Центральной Индийской и Кокосовой котловинах. Области распространения красных глубоководных глин и радиоляриевых осадков совпадают здесь с мощностями менее 100 *м*; ответвление Западно-Австралийского хребта, покрытого карбонатными осадками, выявляется на карте в виде области с мощностями осадочной толщи более 0,5 *км*.

К югу от зоны дивергенции, где карбонатонакопление сменяется кремнекопление, эта закономерность не проявляется. Совпадение минимальных мощностей с распространением красных глин убеждает в том, что вещественный состав осадков в главных чертах сохранялся для большого отрезка времени. Условия карбонатного равновесия в океане, близкие к современным, установились очень давно, критическая глубина менялась незначительно. Положение границ между областями карбонатной и кремнистой седиментации, определенное по данным анализа мощностей и по кернам бурения, также было близко к современному.

При анализе записей профилографа постоянно отмечается, что области, прилегающие к срединным хребтам океана, лишены осадочного покрова на удалении по крайней мере до 100—150 *км* от гребня. Таким образом, гребневая часть хребтов шириной 200—300 и более *км*, а в ряде случаев лишена современных осадков. Так же как и для других океанов, здесь это связано с процессами расширения, молодостью ложа океана. Осадки встречаются лишь в отдельных «карманах».

На значительном протяжении Западно-Индийского хребта обнаружены осадки, залегающие слоем до 100 *м* и более. Нужно сопоставить данное явление с тем, что вдоль хребта нет обычных линейных магнитных аномалий (см. схему I). По крайней мере с мезозоя эта часть хребта или вообще не расширяется, или расширяется настолько медленно, что аномалии не могут быть уловлены, так как находятся в пределах существующей сейчас чувствительности приборов. По-видимому, это пример отмирающего асейсмичного хребта.

Большие мощности осадков обнаружены и на других асейсмичных хребтах, а также на подводных плато. Известно, что признаком срединных хребтов являются высокая сейсмичность, характерные морфологические особенности, высокие значения теплового потока и др. Наряду с системой срединных хребтов, имеющих в плане форму перевернутой буквы V, встречаются также и асейсмичные (Восточно-Индийский, Брокен, Маскаренский хребет). В основании последнего обнаружены гранитные породы. По строению коры область этого хребта приближается к континентам (см. схему XX) (Davies, Francies, 1964; Laugthon and oth., 1970) плато Кергелен, Крозе, Агульяс. Асейсмичные хребты и плато называются также микроконтинентами, на основе сходства строения их коры с континентальной (Heezen, Thorp, 1964). На их вершинах обнаружен мощный покров осадков до 300—500 *м*, а местами даже до 1 *км*. Таким образом, геологическая история и тектоническая позиция подводных поднятий ока-

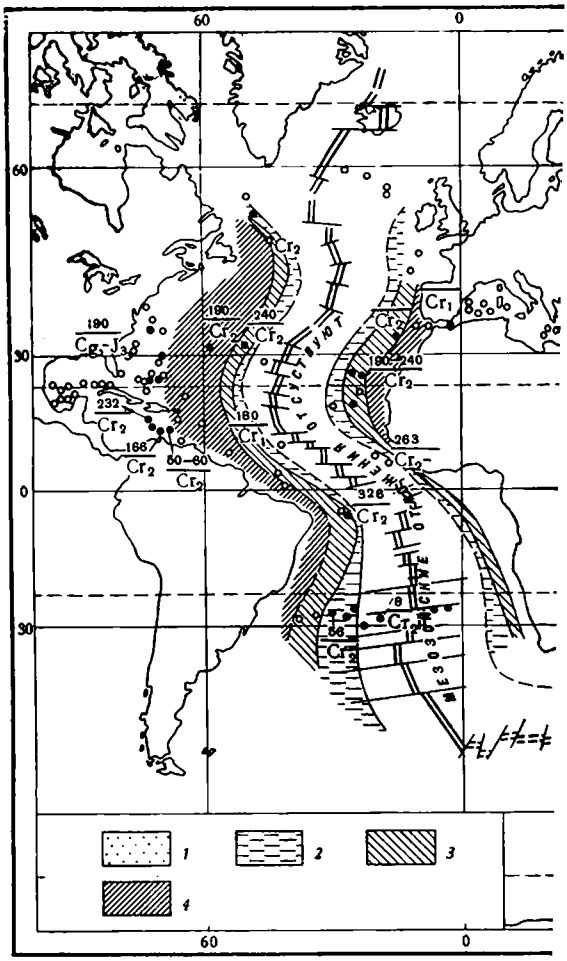
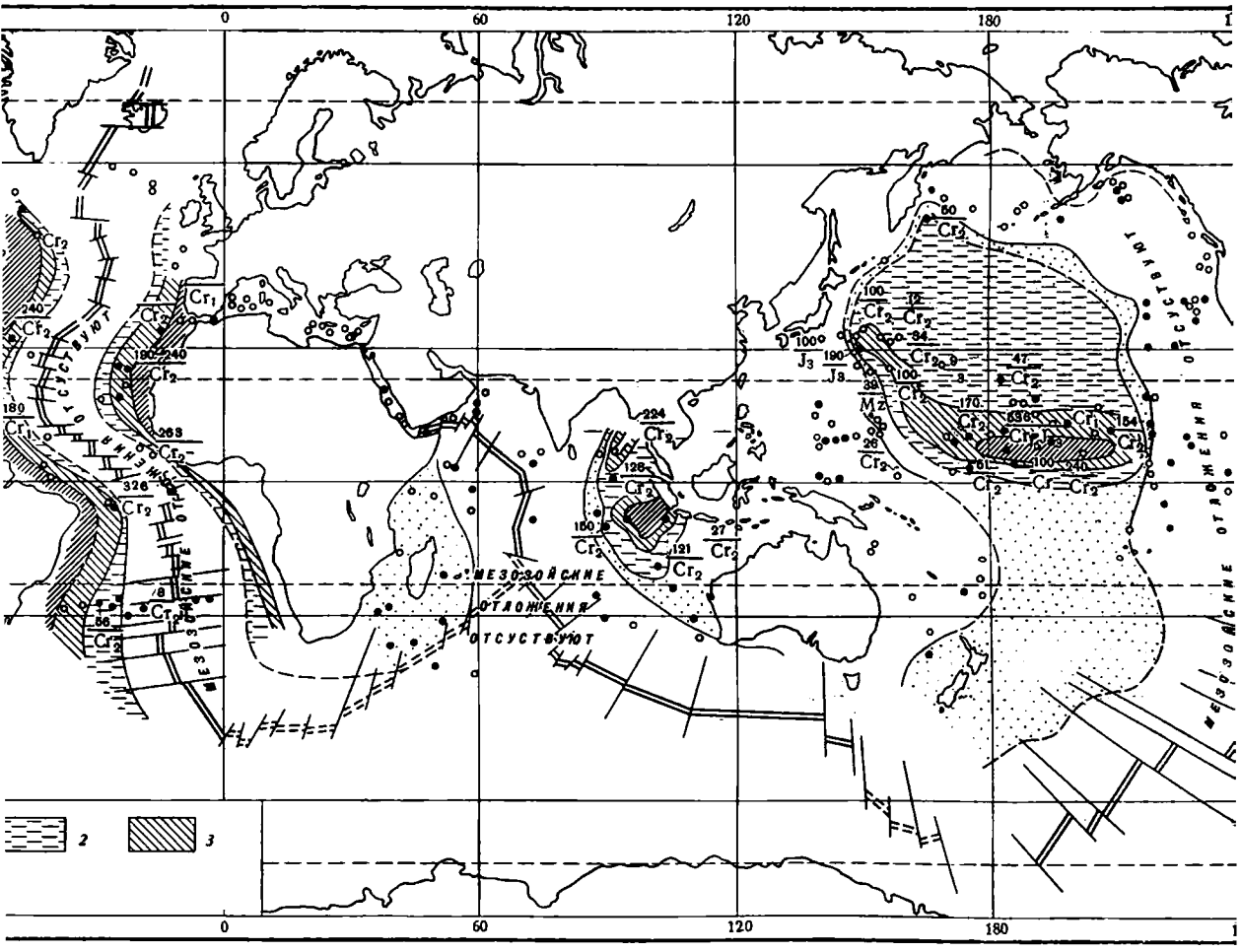


Схема XX. Карта мощности мезозойских отложе

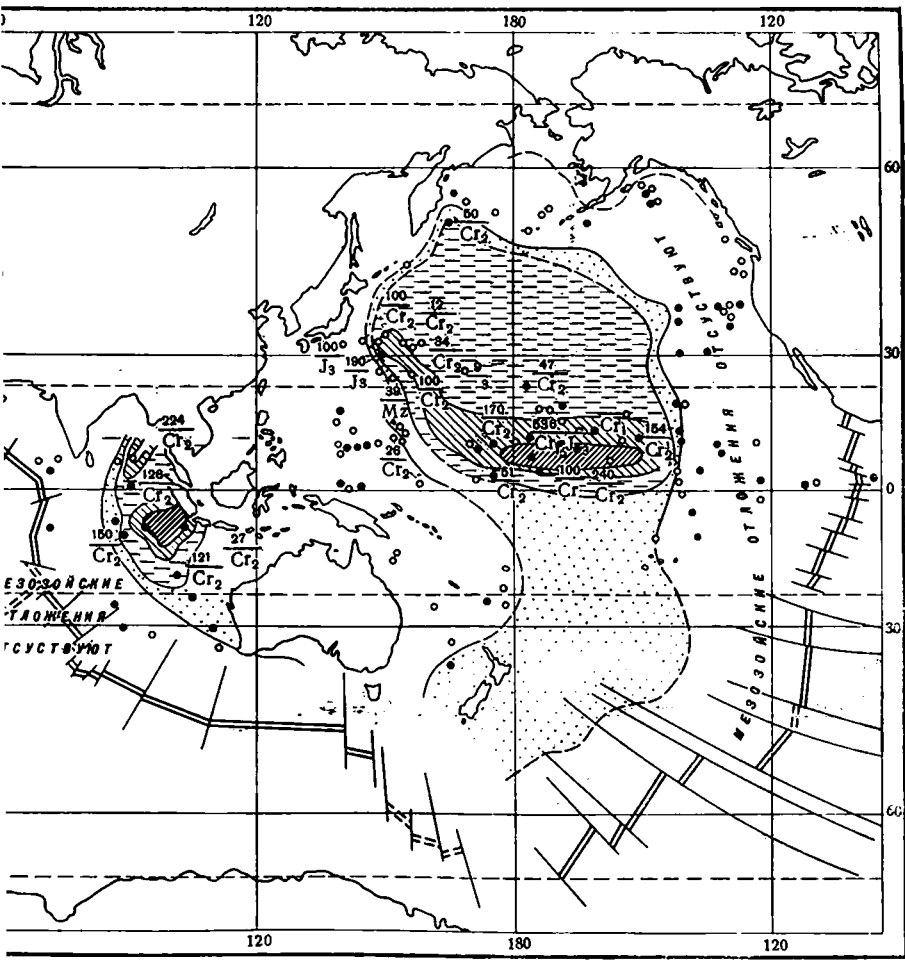
Мощность отложений, *м*: *1* — менее 100; ны полностью или залегают на базальтах ложа, пока: числитель — мощность, *м*; знаменатель — возраст на

А. П. Лисицын



щности мезозойских отложений на дне океанов по данным глубоководного бурения

ж е н и й, *м*: *1* — менее 100; *2* — от 100 до 200, *3* — от 200 до 500; *4* — от 500 до 1000. Станции, где мезозойские отлож
егают на базальтах ложа, показаны кружками с заливкой; мезозойские отложения, пройденные не полностью,— кружками. О
, *м*; знаменатель — возраст наиболее древних пород керна.



анов по данным глубоководного бурения

200, *3* — от 200 до 500; *4* — от 500 до 1000. Станции, где мезозойские отложения, пройде-
заливкой; мезозойские отложения, пройденные не полностью,— кружками. Около станций:
ород керна.

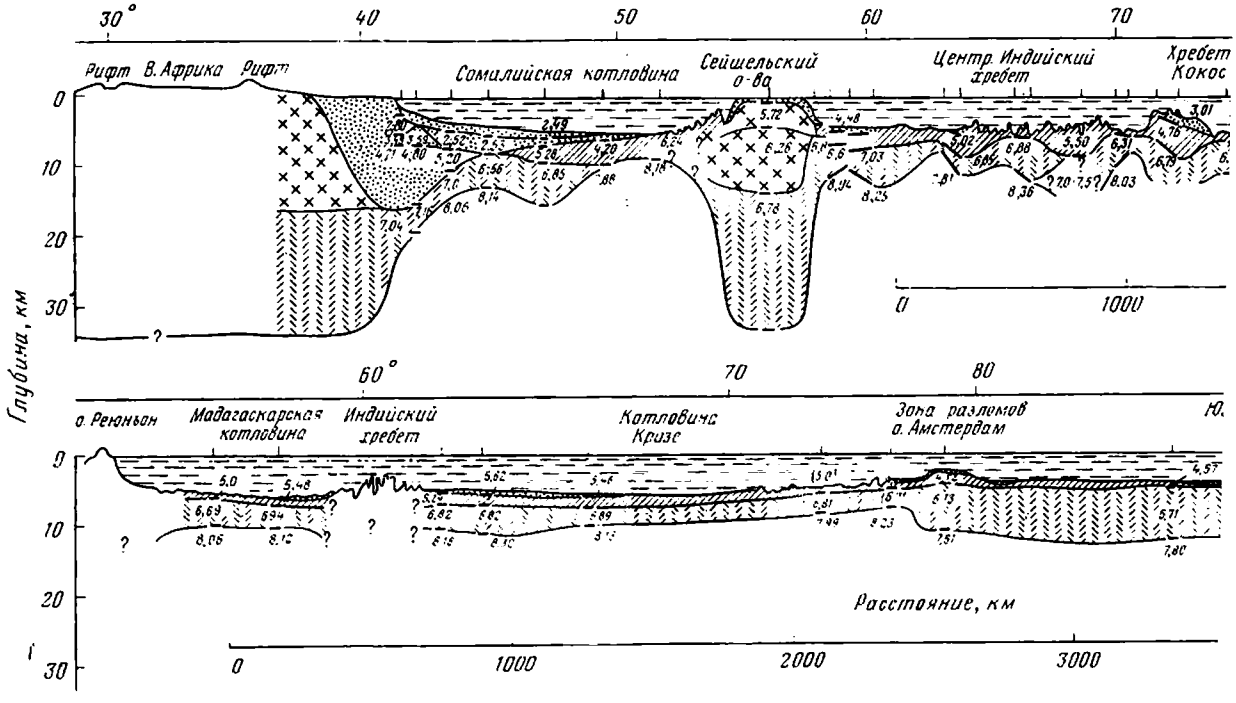
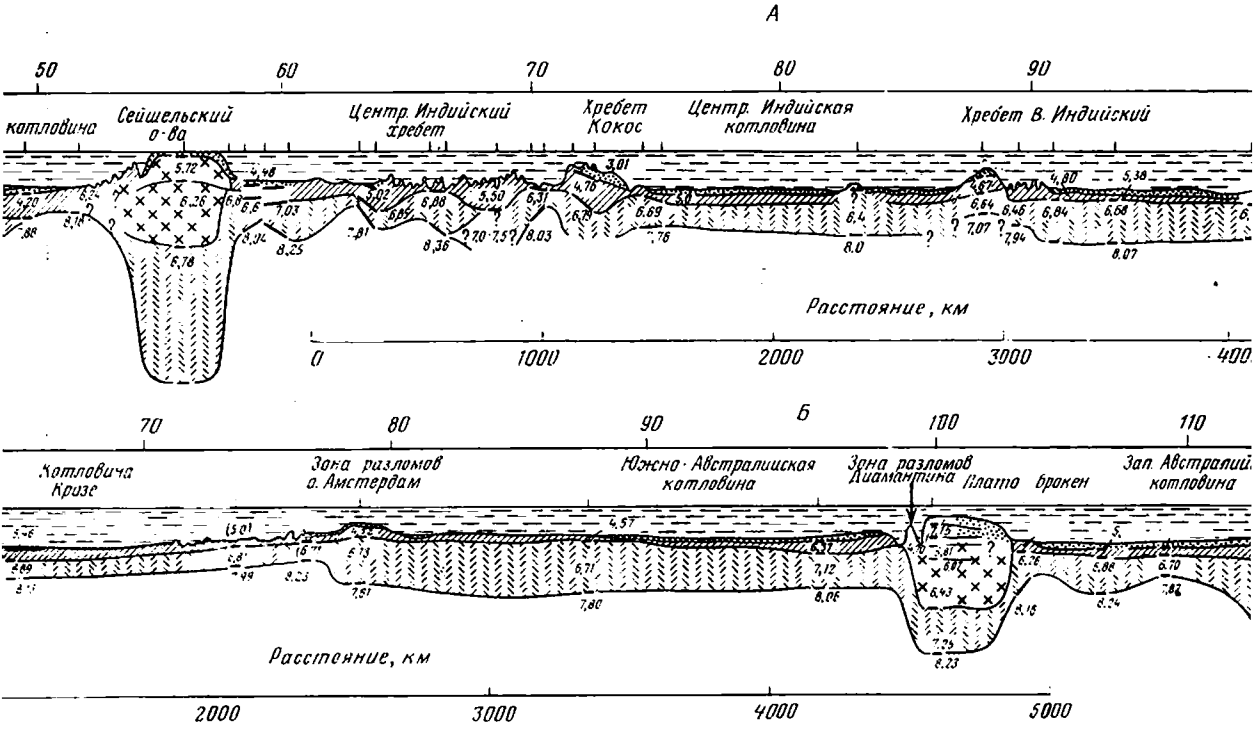


Схема XXI. Сейсмические разрезы через Индийский океан

А — от Сомалийской котловины до Австралии.

Б — от о. Реюньон до Австралии.

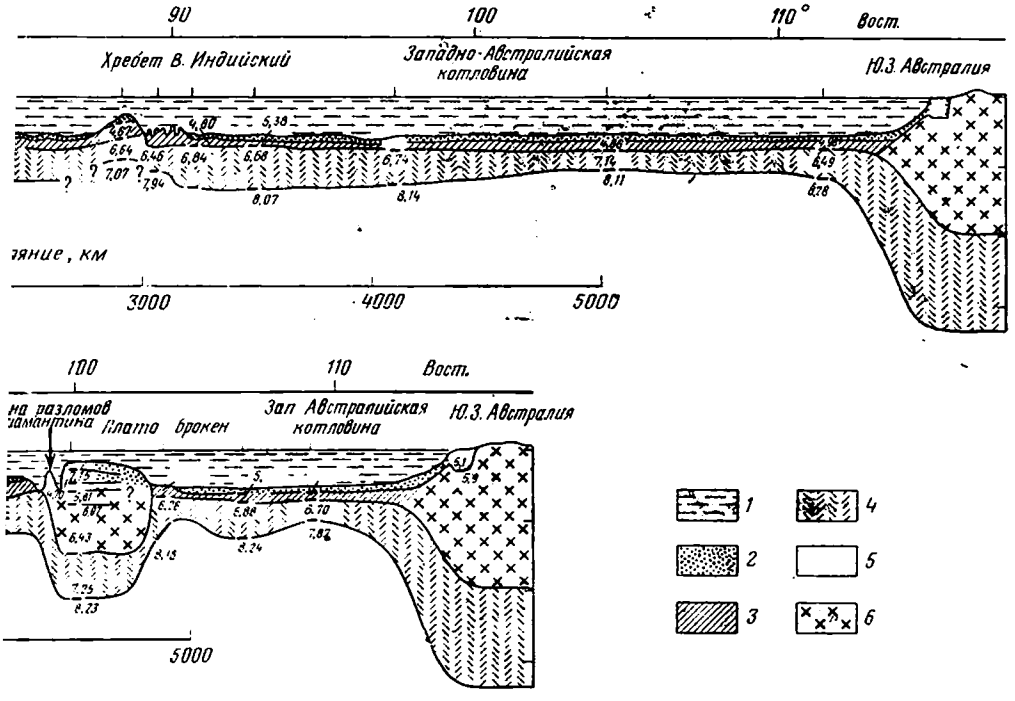
Выделяются «микроконтиненты», содержащие граниты — Сейшельские острова, плато Брокен (The Sea, v. 4). Основные слои: *1* — вода; *2* — рыхлый осадочный чехол (средняя скорость 2,10 км/сек) *4* — океанский ба: *6* — континенталь ческие значения



ский океан

ты — Сейшельские острова, плато Брокен
— рыхлый осадочный чехол (средняя ско-

рость 2,10 км/сек); *3* — уплотненные или вулканогенные осадки II слоя (ср. ско
4 — океанский базальтовый слой III (ср. скор. 6,82 км/сек); *5* — мантия (ср. скоро
6 — континентальные «гранитные» породы (ср. скорость 5,9—6,5 км/сек). Цифры на
ческие значения скорости сейсмических волн, км/сек



1 вулканогенные осадки II слоя (ср. скор. 5,51 км/сек);
., скор. 6,82 км/сек); 5— мантия (ср. скорость 8,15 км/сек).
ы (ср. скорость 5,9—6,5 км/сек). Цифры на разрезе—факти-
их волн, км/сек

зываются весьма существенными для мощностей рыхлой осадочной толщи. Эту связь лишь с трудом можно уловить при анализе скоростей седиментации. Анализ мощностей рыхлой осадочной толщи приводит к заключению о тектоническом контроле количественного распределения осадочного материала на дне. Образование активных срединных хребтов без осадков и значительные мощности осадков на асейсмичных хребтах — лишь одно из проявлений тектонического контроля, другие проявления — это образование системы котловин, отчлененных друг от друга крупными поднятиями и хребтами, глубоководных желобов, являющихся ловушками осадочного материала, и др. В частности, на картах распределения рыхлых осадков (см. схемы XVII, XVIII) можно найти четкие примеры влияния желобов. Яванский желоб улавливает почти весь терригенный материал, поступающий со стороны Зондского архипелага, однако, несмотря на значительное содержание взвеси в морях архипелага, повышенных мощностей осадочного покрова на дне океана к востоку от желоба не отмечается. На плато Агульяс мощность рыхлых осадков составляет 400—500 *м*, здесь часты выходы древних осадочных пород от меловых до миоценовых (Saito, Fray, 1962; Saito, Funnell, 1970).

Таким образом, в распределении мощностей рыхлой осадочной толщи в Индийском океане может быть установлена связь с климатической, циркумконтинентальной, вертикальной и тектонической зональностями. Следует заметить, что не везде и не все виды зональности прослеживаются с одинаковой ясностью и полнотой. Это связано как с недостаточным объемом фактического материала, так часто и со сложной историей бассейна Индийского океана, в особенности его северной части (море муссонов).

По имеющимся данным, п-ов Индостан 50—60 млн. лет назад находился в районе плато Кергелен. За это время он сместился на север на 50°. Возраст траппов Индии 42—65 млн. лет, по палеомагнитным данным, они застыли на 30° ю. ш. (Heitzler, Burroughs, 1971). Время образования Гималаев, возникших в результате надвигания Индийской плиты на плиты Европейско-Азиатскую и Юго-Восточной Азии, определяется в 15 млн. лет — средний миоцен (Ewing and oth., 1969). Интенсивное горообразование привело к поставке из северной части океана колоссальных количеств терригенного материала и возникновению огромных осадочных тел выноса близ устьев рек Ганг (с Брахмапутрой) и Инд.

Наибольшие скорости выветривания, присущие экваториальной зоне, сочетаются здесь с наибольшей тектонической активностью, проявившейся в образовании высочайших гор нашей планеты.

Анализ записей профилограмм, а также изучение длинных колонок показывают, что рыхлые отложения двух гумидных зон Индийского океана — экваториальной и южной умеренной — существенно отличаются.

Для южной гумидной зоны, где в настоящее время господствуют кремнистые диатомовые осадки, типично отсутствие промежуточных отражающих слоев, вся толща акустически прозрачна в пределах обычно встречающихся здесь мощностей 0,2—0,7 *км*. Такой характер записи, а также резкая смена мощности осадочной толщи к северу от конвергенции убеждают в том, что вся толща осадков южной гумидной зоны сложена в основном кремнистыми диатомовыми осадками.

В южной части этой мощной толщи диатомитов обнаруживаются отражающие слои, которые могут быть сопоставлены, вероятно, со слоем А, прослеженным в Атлантическом и Тихом океанах. В других частях Индийского океана обычная схема «сейсмостратиграфии» не прослеживается. Этим строение рыхлой осадочной толщи Индийского океана и отличается от смежных океанов. Юинг с сотрудниками (Ewing and oth., 1909) истолковывают этот слой как турбидиты. Весьма вероятно, что и в южной

части Индийского океана, на границе кремнистых и айсберговых осадков, появляются кремнистые прослои; в центральной же части южного кремневого тела они, по-видимому, если и развиты, то более слабо.

Иная картина отмечается для северной и экваториальной частей океана, где господствует терригенный материал, а также известковые фораминиферовые отложения.

На картах, составленных для области влияния выноса р. Ганг, четко видны форма конуса и изогнутые в соответствии с распространением осадочного материала изопахиты. Мощность рыхлых осадков достигает здесь 2,5 *км*, а местами и более 3 *км*. Осадочный материал, связанный с Гангом, заполняет весь Бенгальский залив и далее, соединяясь с осадочным материалом южной и юго-западной Индии, а также о. Цейлон, проникает в Центральную Индийскую котловину вплоть до экватора. Граница его распространения совпадает здесь приблизительно с изопахитой 0,5 *км*.

Узкий Восточно-Индийский хребет отсекает значительную часть осадочного материала Ганга от восточной окраины океана, прилегающей к Зондскому архипелагу. На западе его распространение ограничено поднятиями о. Чагос, Мальдивских островов.

Ширина циркумконтинентальной зоны повышенных мощностей (более 0,5 *км*) здесь около 2500 *км* с максимальными значениями более 3 *км*.

В Аравийском море сейсмическими работами «Витязя» (Непрочнов, 1961, 1962а, 1970) установлено следующее строение рыхлой осадочной толщи (скорость 1500—2100 *м/сек*). В северной части залива, близ устья р. Инд с твердым стоком 435 млн. *т*. в год, а также устьев других более мелких рек (Хаб, Нарбада, Тапти и др.), мощность рыхлых осадков максимальна — 2500—3000 *м*. В пелагическом направлении мощность быстро падает до 0,5 *км* и менее, т. е. до значений, характерных для открытых частей океана. Ширина циркумконтинентальной зоны высоких мощностей (от 0,5 до 2,5 *км* и более) составляет здесь около 1500 *км*. Этот источник осадочного материала наряду с карбонатным и определяет условия седиментации в Аравийской котловине. Часть осадочного материала Инда, судя по картам распределения рыхлых осадков, преодолевает, вероятно, проходы в Аравийско-Индийском хребте и проникает в Сомалийскую котловину. В этом убеждает, в частности, наличие многочисленных прослоев, сходных с турбидитами, которые обнаруживаются на профилограммах.

Следует отметить, что мощности рыхлых осадков у берегов Африки даже близ аридных ее частей очень велики. Так, в Сомалийской котловине встречаются мощности 0,5—1 *км*, а близ устьев Замбези и Лимпопо отмечаются конусы выноса, смещенные господствующими здесь течениями к югу. Мощности рыхлых отложений в этих деформированных конусах выноса до 1—1,5 *км*.

Наличие огромных мощностей осадков на поверхности асейсмических хребтов, а также подводных плато показывает, что в пелагических частях океана основное значение имеет не перенос осадочного материала турбидитами, а нормальная седиментация. В этом же убеждает и анализ карт скоростей современного и четвертичного осадконакопления, а также анализ материала из длинных колонок и кернов бурения. Вершины подводных поднятий — это области пониженных скоростей по сравнению с прилежащими частями выровненного дна, однако накопление осадочного материала, хотя и медленное, здесь идет. Исключением являются участки хребтов большой крутизны, подводные обрывы. Турбидные потоки избегают подводных поднятий, обтекают их, поэтому их участие в накоплении рыхлых осадков на поднятиях исключено. В отличие от американских авторов мы считаем роль турбидных потоков в распределении осадков в центральных частях океанов не ведущей, а второстепенной.

Интересна схема мощностей (см. рис. 105) осадочного покрова Индийского океана, составленная Ю. П. Непрочновым и Б. В. Холоповым (1970). На основной части этой карты показаны мощности осадочной толщи, залегающей над слоем со скоростями 4,5—5,5 *км/сек*, т. е. над слоем В, однако для Бенгальской и Аравийской котловин мощности отложений отсчитывались от слоя со скоростью звука 6,5 *км/сек*, т. е. от III слоя. Сопоставление рис. 105 и схемы XVII показывает их принципиальное сходство: для обоих схем характерно совпадение областей с максимальными мощностями осадочной толщи и областей с ее минимальными мощностями.

В северной части океана, в экваториальной его зоне, мощности осадочной толщи оказались даже более 3 *км*, в то время как, по данным сейсмопрофилирования,— более 2,5 *км*. Пелагическая часть океана, практически относящаяся к южной аридной зоне, так же как и на карте Юинга, характеризуется минимальными скоростями седиментации — менее 0,5 *км*, однако она не могла быть расчленена столь детально, как это дает возможность сделать непрерывное сейсмопрофилирование. Интересно отметить одну особенность карты, которая на схеме Ю. П. Непрочнова оказалась выраженной яснее, чем на схеме Юинга. Обращает на себя внимание странной формы крюк, который протягивается от западной Австралии, резко изгибается на 90° в. д. и простирается далее в меридиональном направлении с перерывами в Бенгальский залив. Мощность осадков в этой узкой полосе от 0,5 до 1 *км* при средней мощности для прилежащих частей дна менее 0,5 *км*. Происхождение его связано с простиранием Западно-Австралийского и Восточно-Индийского асейсмичных хребтов. Сопоставление с картой типов осадков (см. схему IV) показывает, это эти хребты, увенчанные карбонатными фораминиферовыми осадками, поднимаются над областями широкого развития красных глубоководных глин и радиоляриевых осадков. Как видно из карты Ю. П. Непрочнова, батиметрический контроль мощности рыхлых осадков в этой части океана проявляется очень ясно. К сожалению, исследованиями мощностей не была охвачена южная часть Индийского океана, и потому подметить рост мощности рыхлых осадков в южной гумидной зоне океана, как на карте Юинга, не удается.

БАССЕЙН АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

О распределении рыхлой осадочной толщи (выше слоя В) в Атлантическом океане можно судить по карте, составленной В. В. Орленком (1968), на которую мной были нанесены прямые определения мощности, полученные при океанском бурении (см. схемы XVII, XVIII). Данные по отдельным морям сведены на картах: по Средиземному — В. Н. Москаленко (1968, 1965, 1967), по Черному — Ю. П. Непрочновым (1960, 1962б; Непрочнов, Москаленко, 1963; Непрочнов и др., 1966).

Для определения мощностей методами сейсмопрофилирования Атлантический океан оказался в центральной части очень неблагоприятным объектом. Дело в том, что в широкой полосе по обе стороны от Срединно-Атлантического хребта рыхлые осадки или полностью отсутствуют, или заполняют отдельные «карманы». В особенности хорошо это видно на серии профилей (рис. 106).

Отражающие слои А (возраст около 70 млн. лет), β (около 100 млн. лет) и В (около 150 млн. лет) обнаружены только в западной части океана, а также в Карибском море и к востоку от линейной аномалии 70 млн. лет — в восточной половине океана (см. схему I). Это хорошо видно, в частности, на разрезах через северную часть океана, выполненных во время глубоководного бурения. Видно, что близ Срединно-Атлантического хребта толща рыхлых осадков резко сокращается, слои А и β исчезают. Некоторые керны (ст. 11) получены в «карманах» на почти лишенной

осадочного покрова поверхности Срединно-Атлантического хребта. К востоку от хребта слой А снова появляется.

Таким образом, тектонический контроль осадконакопления в области срединных хребтов, который отмечался для Индийского и восточной части экваторпальной зоны Тихого океанов, здесь выражен с особенной четкостью. На фоне ведущей роли тектонической зональности остальные виды зональности выявляются слабее, фрагментами, разбросанными к востоку и к западу от зоны хребта.

Рассмотрим прежде всего схему мощностей кайнозойских осадков — верхней части толщи, т. е. для последних 70 млн. лет (см. схему XIX). Из схемы видно, что в обширной зоне Срединно-Атлантического хребта третичные осадки вообще отсутствуют или встречаются в виде разрозненных маломощных пятен. Несмотря на резко выраженную тектоническую зональность, климатическая и циркумконтинентальная зональности проявляются достаточно ясно, хотя и не так резко, как в рассмотренных ранее океанах. Отмечается увеличение мощности третичных осадков в умеренных и экваториальной гумидной областях.

Южная умеренная зона в области Аргентинской котловины как бы сливается с экваториальной, что связано с особенностями течений в этом районе. Высокие значения скоростей седиментации для этой области отмечались выше. Они показывают, что в геологическом прошлом поставка осадочного материала в котловину была значительно больше, чем сейчас, что, возможно, обусловлено оледенением южной оконечности материка.

С огромными ледниковыми покровами Европы и Америки связаны очень большие толщи осадков в северной умеренной зоне. Оледенение Северной Америки, по данным бурения, началось 3 млн. лет назад. Значительные мощности дочетвертичных отложений показывают, что большое количество осадочного материала поступало сюда и до оледенения, последнее лишь усилило поставку осадочного материала на заключительном этапе. Средний темп поставки терригенного материала ледниками составлял около 70 *т/км*^{2}. Области, подвергавшиеся оледенению в северном полушарии, сейчас имеют модуль смыва менее 10 и от 10 до 50 *т/км*^{2}, т. е. намного ниже приведенной цифры. Поэтому оледенение приводило здесь к увеличению (в 2—7 раз) поставки осадочного материала из областей оледенения: в Северной Америке и в Южной Америке (близ южного ее окончания).

В отличие от океанов, рассмотренных выше, экваториальная зона в Атлантическом океане выражена фрагментарно. Отмечаются как бы две ее половины, разорванные Срединно-Атлантическим хребтом.

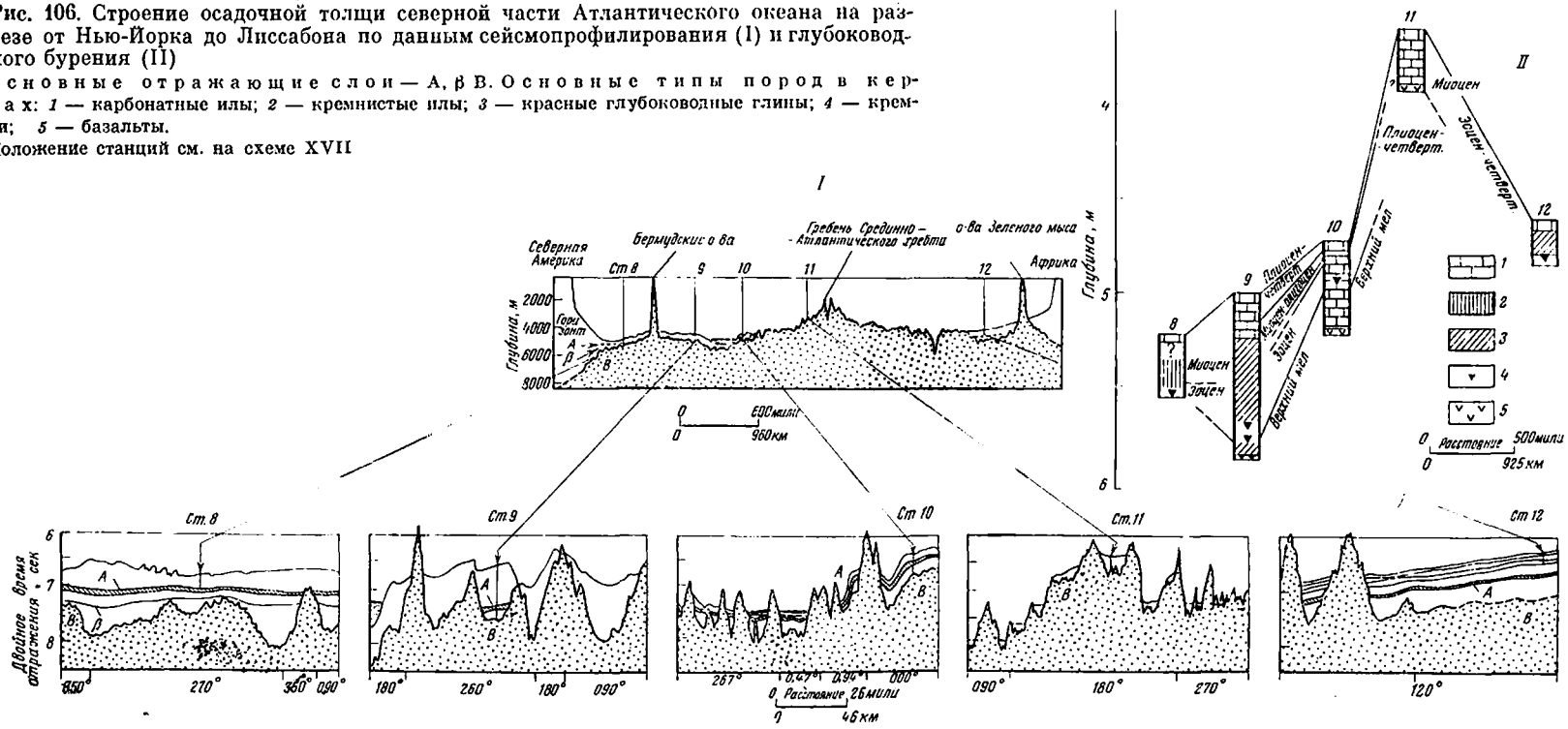
Обращают на себя внимание повышенные значения мощностей даже в аридных частях. Если для южной части Индийского и Тихого океанов характерными были мощности в этих зонах менее 100 *м*, а местами даже 50 *м*, то в Атлантическом океане минимальные значения составляют 200—500 *м*, что близко к значениям в северной части Индийского океана. Это находится в соответствии со скоростями седиментации (см. схему XIV), которые также в 3—10 раз выше, чем в аналогичных зонах Индийского и Тихого океанов. Увеличение мощности рыхлого покрова отмечается во всех зонах и связано с значительной поставкой осадочного материала не только на современном или четвертичном этапах развития океана, но также и на протяжении всей геологической истории, начиная с мезозоя (180—200 млн. лет).

Таким образом, общая схема распределения мощностей в связи с климатической зональностью прослеживается и в Атлантическом океане при очень повышенных значениях мощностей во всех зонах. Отчетлива также и циркумконтинентальная зональность — во всех зонах и в особенно резко в гумидных; мощность рыхлых осадков по мере приближения к суше сильно возрастает. Очень ясно это отмечается у атлантического

Рис. 106. Строение осадочной толщи северной части Атлантического океана на разрезе от Нью-Йорка до Лиссабона по данным сейсмопрофилирования (I) и глубоководного бурения (II)

Основные отражающие слои — А, β В. Основные типы пород в кернах: *1* — карбонатные илы; *2* — кремнистые илы; *3* — красные глубоководные глины; *4* — кремни; *5* — базальты.

Положение станций см. на схеме XVII



побережья США (рис. 107). Мощность третичных осадков (в интервале 0—70 млн. лет) здесь не превышает 800 *м*. Суммарные же мощности осадочной толщи оказываются в 5—10 раз больше (до 6—8 *км*), при средних значениях 3—5 *км*. Основная часть разреза осадков, залегающих под третичными отложениями, приходится на меловые, только в отдельных местах возможны верхнеюрские отложения. На протяжении мелового времени (в интервале 70—135 млн. лет), продолжительность которого почти равна кайнозою (около 70 млн. лет), здесь накопилось в несколько раз больше осадков, чем в кайнозое. Если все эти данные верны, то в меловое время имели место какие-то очень крупные изменения палеографической обстановки, которые привели к резкому увеличению поставки осадочного материала. Вполне вероятно, что в это время площадь океана была значительно меньше (по теории раздвижения океанов), что должно было привести к резкому увеличению скорости седиментации. По теории тектоники плит, 70 млн. лет назад акватория океана была в два раза меньше современной, что при существующем смыве с суши должно было привести к повышению средней скорости седиментации в два раза и более. В итоге резко возрастали мощности (см. рис. 18, 20, 21).

В морях бассейна Атлантического океана мощность рыхлых осадков резко возрастает по сравнению с открытым океаном. Так, в Карибском море обычные значения мощностей составляют более 1000 *м*, в Средиземном более 500—700 *м*, местами до 1000—2000, в Черном 4000—8000, в Каспийском до 10 000 *м* (до слоя со скоростью 4—5 *км/сек*). Эти высокие значения находятся в соответствии с данными о скоростях седиментации в указанных водоемах.

Рыхлая осадочная толща мощностью около 1000 *м* (средняя скорость 3,3 *км/сек*) залегает на дне Северного моря (Matthews, 1967). На разрезе, выполненном к западу от Ла-Манша, мощность осадочной толщи оказалась столь же значительной, как и в морях — 800—2000 *м* для слоя со скоростями 1,6—3 *км/сек* (Bunce and oth., 1964), в ряде мест в Бискайском заливе мощность составляет больше 1 *км* (Jones, Funnell, 1968).

Завершая краткий обзор данных о мощности рыхлых отложений, включая материалы о мощности кайнозоя, а также о мощности отложений (кайнозоя и мезозоя), можно сделать следующие выводы.

1. Общий план распределения мощностей соответствует скоростям седиментации современных и четвертичных осадков и концентрации взвеси. Это свидетельствует об очень древнем происхождении основных природных зон и их расположении в соответствии с современной климатической зональностью. Такой план выдерживался, как уверенно можно сказать по данным бурения в Атлантическом и Тихом океанах, с нижнего мела — верхней юры, о более ранних этапах мы пока ничего не знаем.

2. Общая картина размещения мощностей для третичного времени заметно ближе к современной, чем к мезозойской.

Чем дальше в глубь геологической истории мы уходим, тем больше отличий от современного плана размещения мощностей. Это связано прежде всего с тем, что мезозойские (главным образом меловые) отложения встречены только в периферических частях Атлантического и Индийского океанов и в западной части Тихого. Осадочная толща на тысячи километров по обе стороны от срединных хребтов не содержит мезозойских отложений, и здесь на ложе океана залегают только третичные и четвертичные осадки. Широкая полоса близ гребня срединных хребтов вообще лишена рыхлых осадков.

3. Климатическая зональность осадконакопления с выделением трех зон с высокими мощностями (и скоростями) и двух разделяющих их с низкими, ясно видна как для кайнозоя, так и для всего осадочного чехла (кайнозой и мезозой). В разных частях океанов в соответствии с местными условиями эти зоны выражены то более отчетливо, в виде сплошных полос, то в виде фрагментов.

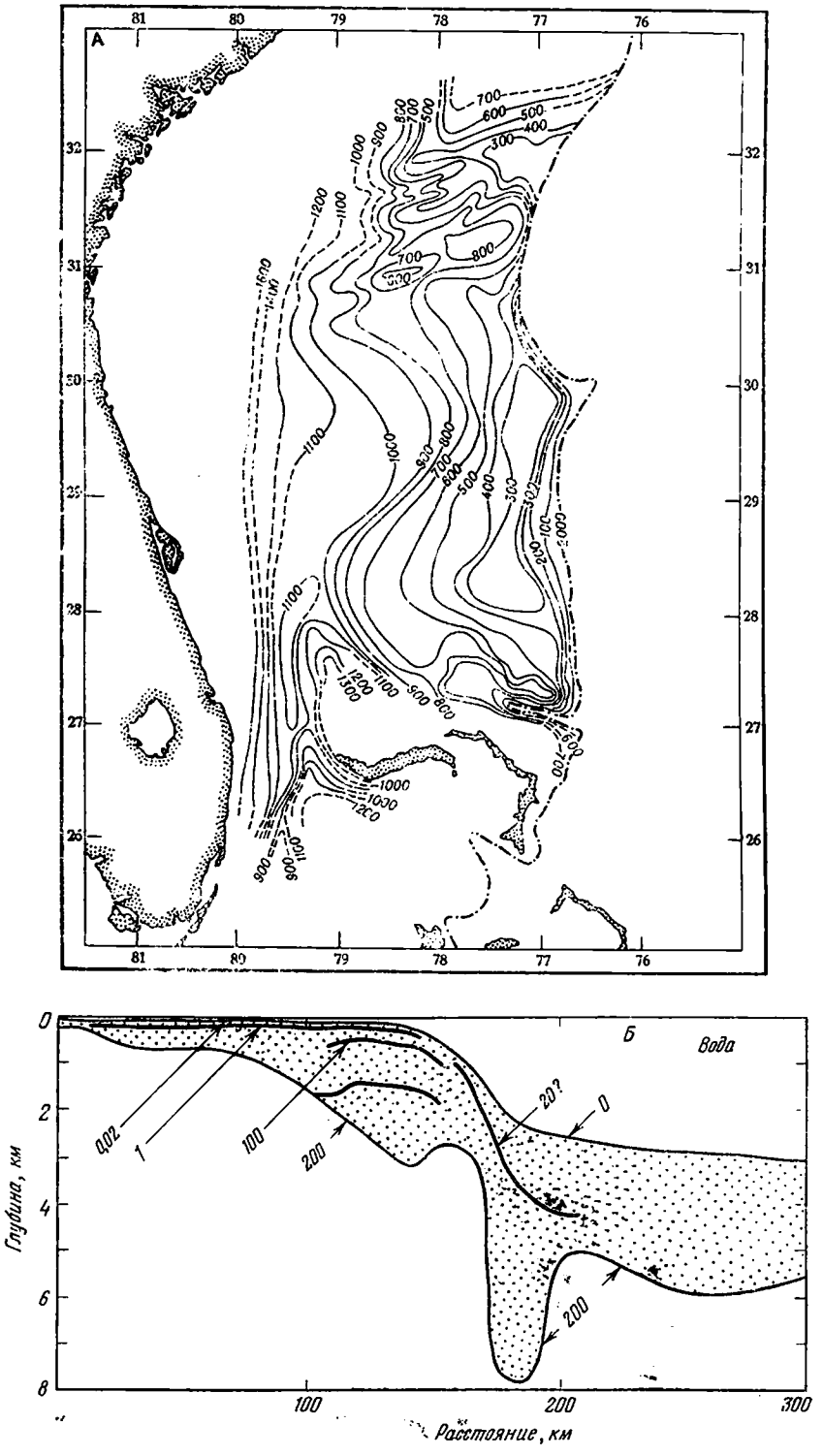


Рис. 107. Строение рыхлых отложений в западной части Атлантического океана у берегов Северной Америки

А — карта мощности (в *м*) кайнозойских отложений в изопахитах (Д. Юинг, М. Юинг, Р. Лейден, 1970).

Б — разрез осадочной толщи на шельфе и материковом склоне. Цифры у стрелок — возраст основных отражающих слоев, млн. лет (Emery, 1966a)

4. Циркумконтинентальная зональность, выражающаяся в значительном повышении мощности осадочной толщи по мере приближения к материкам, также ясно видна на всех картах. Особенно резко она выражена в гумидных зонах. В мезозое циркумконтинентальный план размещения осадочного материала у берегов Северной Америки был выражен еще резче, чем в кайнозое.

5. Батиметрическую зональность удается подметить только в тех местах, где имеется достаточное количество данных профилирования или бурения. Она выявляется с особой четкостью в областях карбонатонакопления. На глубинах больше критической глубины карбонатонакопления мощность осадочной толщи намного меньше, чем на смежных участках дна, где карбонатный материал не растворяется. Это приводит к тому, что часто мощность осадочной толщи на подводных поднятиях оказывается больше, чем на дне прилежащих котловин с глубинами больше критической (реверсивный ход мощности). Анализ кернов и колонок показал, что положение критической глубины, связанное с химическим составом вод, устойчивостью к растворению раковинок фораминифер и коколитофорид, а также с темпами их седиментации, существенно не менялось на протяжении последних 100 млн. лет, а в ряде мест до 150 млн. лет.

6. Очень резкое выражение при рассмотрении кайнозойских и мезозойских рыхлых осадков приобретает тектоническая зональность. Первое ее проявление — отсутствие осадочного покрова на срединных хребтах, по крайней мере на сотни километров от их гребня. Второе отражение той же зональности, связанной с расширением океана,— отсутствие мезозойских отложений в центральной части Тихого и Атлантического океанов, они сдвинуты к периферии океанов расширением за последние 70 млн. лет.

7. Становится понятным, почему меловые отложения у берегов Северной Америки в несколько раз превышают по мощности рыхлые осадки кайнозоя, отлагавшиеся столько же времени. В период отложения меловых осадков Атлантический океан был намного у́же, чем современный, его контуры могут быть сопоставлены, если сдвинуть западную и восточную части океана до линейных аномалий 70 млн. лет (см. схему I, рис. 21) или до районов распространения отражающего слоя А. По экватору в это время океан был у́же на 3500—4000 *км*, т. е. в два раза меньше современного. Если же взять верхнемеловое время (135 млн.), то окажется, что океан представлял собой узкий длинный желоб, сходный с Красным морем.

Большое количество осадочного материала, которое поставляется сейчас в Атлантический океан, приходилось тогда на незначительную площадь его дна, что и приводило к резкому росту скоростей седиментации. Большое значение имело и то, что вся речная сеть должна была перестроиться «под новый океан».

Еще одно из проявлений тектонического контроля, обусловленного расширением океанов, связано с появлением рудоносного слоя, обогащенного железом в форме гетита, марганцем, полиметаллами. Слой залегает непосредственно на базальтах ложа (станции бурения № 2, 37, 38, 39 и др.).

Расширение океана приводит, таким образом, к появлению рифтовой формации в основании разреза океанских осадков. Эта формация, так же как и для современной эпохи, прослеживается далеко не повсеместно. Однако может быть выделен рудоносный слой, лежащий над базальтами, где такие рудопроявления обычны и где нередко встречаются минеральные комплексы, присущие рифтовым зонам. Таким образом, благодаря движению «ленты» природного конвейера по обе стороны от срединных хребтов со скоростью 1—3 *см* в год на вертикальных разрезах в кернах происходит постепенная смена фациальных условий от рифтовой зоны к

центральной части океана, а затем — к краевой его части. Полный набор формаций может быть получен только в периферических частях этих лент.

8. Вполне вероятно, что наши представления о возрасте океанов сейчас могут отражать не действительный возраст дна их котловин, а ограничены теми предельными возрастами, которые получаются при заданной скорости и расстоянии движения лент конвейера. В таком случае максимальные возрасты могут быть обнаружены в частях океанов, наиболее удаленных от срединных хребтов, т. е. в районе подводной возвышенности Шатского и западнее ее, вплоть до глубоководных желобов. По представлениям глобальной тектоники, красные части океана здесь погружаются в области глубоководных желобов, захватывая с собой и весь древнейший материал. Существенно влияет также и сейсмичность срединных хребтов. Тектонический контроль осадконакопления, связанный с расширением дна океанов, проявляется весьма разнообразно и сложно.

Другая зона четкого проявления тектонического контроля в седиментации — это современные геосинклинали, которые возникают не в областях появления и расширения земной коры, а в местах ее погружения. В частности, сложные и ярко выраженные современные геосинклинали в виде островных дуг, с прилегающими к ним морями и глубоководными впадинами, обрамляют с запада Тихий океан, с северо-востока — Индийский, встречаются в западной части Атлантического. Здесь к огромным количествам терригенного и биогенного осадочного материала прибавляется также много вулканогенного.

СУММАРНАЯ МОЩНОСТЬ РЫХЛЫХ И ПОЛУУПЛОТНЕННЫХ ОСАДКОВ (I И II СЕЙСМИЧЕСКИЕ СЛОИ)

Одна из первых схем мощностей осадков для Атлантического океана была опубликована Дж. Ворзелом (Worzel, 1968), затем В. В. Орленком (1971). Имеются кроме того, карты мощностей рыхлой и полуконсолидированной толщи для отдельных районов океана, а также для морей и многочисленные разрезы. Сводная схема была составлена для Мирового океана Л. Е. Левиным и В. Е. Хаином (1971), (схема XXII). На всех этих картах показана мощность первого осадочного слоя суммарно с мощностью лежащего ниже слоя полуконсолидированных осадков со скоростями распространения продольных волн 2—5,8 *км/сек*. Природа этого слоя неясна. По данным бурения, он сложен базальтами. Предполагается, что ниже базальтов могут быть уплотненные осадочные породы или туфы. Таким образом, речь идет об общей мощности толщи, залегающей над слоем со средней скоростью звука 6,7 *км/сек*, т. е. над геофизическим базальтом. Поскольку закономерности распределения верхней рыхлой осадочной толщи нам теперь ясны, то анализ схемы суммарных мощностей может дать материал для приблизительного суждения о составе пород II слоя, по крайней мере для выяснения его вулканической или осадочной природы.

БАССЕЙН ТИХОГО ОКЕАНА

Рассматривая сводную схему Л. Е. Левина и В. Е. Хаина (см. схему XXII), нельзя не заметить черты, уже знакомые нам при анализе карт скоростей современной седиментации, мощностей кайнозойских и мезозойских осадков, а также суммарных мощностей рыхлой осадочной толщи. Минимальные мощности (менее 1 *км*) располагаются в двух областях, разделенных вытянутой экваториальной полосой с мощностями 1—2 *км*. К северу и к югу от этой зоны вырисовываются полосы повышенных мощ-

ностей, которые в общих чертах близки по своему простиранию к умеренным гумидным зонам. В южной части океана картина искажена близ Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского поднятий, являющихся областями расширения дна. Только около Новой Зеландии отмечается закономерный рост мощностей до 2 *км* и более.

Связь общего плана размещения мощностей I и II слоев не может здесь диктоваться, как мы знаем, рыхлыми осадками — их мощность в аридных зонах менее 100 *м*. Поэтому картина распределения мощностей определяется уплотненным надбазальтовым II слоем. Прослеживающаяся в самых общих чертах связь с планом распределения рыхлых осадков, скоростей седиментации и современной природной зональности может служить доводом в пользу того, что во II слой, вероятно, входит уплотненный осадочный материал, перекрытый сверху базальтовыми покровами. Если бы этот слой был целиком сложен базальтами, то подобного сходства не проявлялось бы, закономерности распределения мощностей были бы иными. Кроме осадочного материала, в сложении слоя II большое значение играет также и вулканогенный, в чем убеждает увеличение мощности II слоя по мере приближения к очагам вулканизма.

Для иллюстрации рассмотрим профиль от г. Магадана через Курильские острова и Курило-Камчатский глубоководный желоб в Тихий океан (см. рис. 101). Осадочные породы на этом профиле (слой со скоростью сейсмических волн менее 3 *км/ек*) наибольшую мощность имеют в северной части моря, а по данным других разрезов, в Охотском море — Присахалинском прогибе, где их мощность составляет около 4 *км*, достигая местами 7 *км* (Строение земной коры..., 1964). На Охотской возвышенности мощность рыхлых осадков сокращается, а в котловине южной части Охотского моря вновь возрастает до 6 *км*. Близ Курильской островной гряды значения мощности резко меняются при общем уменьшении осадочного чехла и вновь возрастают в периферических частях Тихого океана. По мере удаления от суши они постепенно уменьшаются.

Осадочные породы на материке Азии подстилаются мощным гранитным слоем (скорость 5,2—6,1 *км/сек*), подошва которого залегает на глубине 18—20 *км*. Он продолжается на значительном протяжении и под дном Охотского моря, постепенно выклиниваясь в южной котловине Охотского моря, где под осадочным чехлом залегают породы II слоя.

Как видно из этого разреза, кровля базальтового слоя в океане и краевых морях расположена обычно намного выше, чем под континентами, поверхность кровли базальтового слоя неровная со сложным макро- и мезорельефом; о микрорельефе этой поверхности мы пока судить не можем. Наконец, разрез земной коры завершается мантией, находящейся под материком на глубине 35—40 *км* (раздел Мохоровичича в районе Магадана расположен на 38 *км*). Под дном океана породы мантии подходят ближе к поверхности, в среднем они отстоят на 6,26 *км* от поверхности дна (Shor and oth., 1970). Близ срединных хребтов в области развития третичных пород его мощность очень мала, она заметно растет к западу от Гавайских островов, где распространены мезозойские отложения. Это предположение основано пока на недостаточном количестве фактов и требует проверки.

Таким образом, тектонический контроль приводит к тому, что на огромном пространстве дна Тихого океана толща I и II слоев вообще отсутствует или крайне мала.

В очень общих чертах можно говорить и о циркумконтинентальной зональности седиментации в пределах II слоя: мощность заметно возрастает по мере приближения к суше, причем особенно значительно в гумидных зонах, т. е. так, как это имеет место и для рыхлых осадочных отложений I слоя. Как правило, она составляет здесь более 2 *км*, местами 2—5 *км*. Такие колоссальные мощности, как в северной части Индийского океана или в Мексиканском заливе, у берегов Америки и Европы

(5—10 и даже более 10 *км*), здесь нигде не отмечаются. Интересно, что в морях юго-восточной Азии, где современные скорости седиментации очень велики, суммарная мощность I и II слоя нигде не превышает 2—5 *км*, а в отдельных случаях немногим больше 5 *км*.

БАССЕЙН ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Сравнение схем XII, XVII, XVIII со схемой мощностей XXII, включающей отложения I и II слоев со скоростями продольных волн от 2 до 5,0—5,8 *сек*, показывает, что, несмотря на очень большие отличия в цифровых значениях мощностей, общий план построения карты остается тем же, что и для рыхлой осадочной толщи (I слой).

Максимальные значения приходятся на северную и экваториальную части океана, где они достигают 5—10 *км* и более. В центральной аридной зоне океана значения, как правило, менее 2 *км*. Южная гумидная зона, где отмечалось повышение мощности рыхлых осадков, изучена в Индийском океане недостаточно, в западной части выявлен рост величин до 2 *км* к югу от зоны конвергенции, т. е. в области диатомового осадконакопления.

Установлено увеличение мощности I и II слоёв по мере приближения к материкам, как это отмечалось на картах скоростей седиментации и мощностей I слоя. Как и на схемах I слоя, особенно высокие значения наблюдаются у берегов. Здесь они достигают 5—10 *км*. В ряде мест отложения такой значительной мощности прослеживаются и в депрессиях, уходящих на сушу. В некоторых местах они были пробурены и, наряду с мезо-кайнозойскими отложениями, во многих из них обнаружены палеозойские осадочные породы. Растут мощности и близ устьев крупнейших рек — Ганга и Инда, где они достигают 5—10 *км* и более. Таким образом, максимальные мощности, тяготеющие к областям материкового склона и периферии океана, указывают на длительное существование океана, на постоянство циркумконтинентального плана распределения осадочного материала в нем, на древность многих осадочных тел.

Связь мощности с глубиной, которая четко прослеживалась для осадков I слоя, в данном случае явно нарушена. Если это не сопряжено с недостатком данных и методами их интерпретации, то речь идет о перестройке карбонатной системы океана или о каких-то еще более крупных изменениях. В самом деле, в Мадагаскарской котловине и южнее Австралии установлены мощности более 2 *км*, а местами до 5 *км*. В Центральной и Западно-Австралийской котловинах отмечается уменьшение мощностей в областях распространения красных глубоководных глин.

Тектоническая зональность, так же как и на картах мощностей I слоя, особенно ярко проявляется в областях срединных хребтов, не покрытых осадками. В отличие от них мощность толщи I и II слоев на асейсмичных глыбовых и вулканических хребтах и на подводных плато оказывается значительной. Это также повторяет то, что мы уже видели на карте мощностей рыхлой толщи (I слоя).

Пока невозможно сказать, какому времени отвечает осадочная толща II слоя.

Дополнительно к картам мощностей рассмотрим характерные для осадочной толщи Индийского океана сейсмические разрезы, включающие все остальные слои. Характерный профиль проходит к востоку от Африки (от Кении до Сейшельских островов) (схема XX) (Matthews, Davies, 1966; Laughton and oth. 1970). Этот разрез особенно интересен тем, что для него проведено сопоставление основных отражающих горизонтов с геологическим разрезом суши в восточной Африке. Осадочная толща представлена здесь юрскими и меловыми отложениями, на

которых залегают четвертичные и современные. В основании разреза залегают континентальные породы серии Карру, которые — в отличие от обычных разрезов суши — подстилаются базальтовым (гранулито-базитовым) слоем со скоростями распространения звука 7—7,2 *км/сек*.

Другой замечательной особенностью этого разреза является выклинивание гранитного и базальтового слоев в наиболее глубокой (5000—5340 *м*) части Сомалийской котловины. Весьма неожиданно появление «гранитного» слоя и под Сейшельскими островами, т. е. по мере удаления от материка в сторону открытого океана. Такое строение земной коры в этом районе, несомненно, указывает на то, что здесь мы имеем место с обширным блоком (микроконтинентом), который, начиная с юрского времени, погрузился под воды океана. Об этом, в частности, говорит нахождение под уровнем океана континентальных пород серии Карру.

В. В. Белоусов (1968) считает этот район весьма показательным для подтверждения идеи базификации земной коры в океанах. При этом кислый и средний материал (гранитного слоя) не удаляется за пределы тектоносферы океанов, а растворяется в ней. В данном случае мы имеем дело как бы с обломком микроконтинента, базификация которого еще не полностью завершилась. На Сейшельских островах разрез коры типично континентальный, он сохраняется таким и на юго-восток до банки Сайя-де-Малья, т. е. на протяжении около 250 *км*. Рыхлые осадки (скорость распространения продольных сейсмических волн 1,78 *км/сек*) имеют здесь мощность у берегов 0,3—0,5 *км*, в сторону океана слой рыхлых осадков быстро выклинивается. Если рассматривать суммарно второй и третий слои Мэтьюза (со скоростями 1,78 и 4,86 *км/сек*) вместе, т. е. включить сюда и полуконсолидированные и консолидированные осадки (возможно, вулканогенные), то и в этом случае мощность всего осадочного чехла от максимальных значений около 2—3 *км* уменьшается до менее 0,5 *км* на расстоянии всего в 700—1000 *км*. Если же взять только верхний слой рыхлых отложений (скорость менее 2 *км/сек*), то даже у берегов Африки его мощность менее 0,5 *км*, т. е. в аридной зоне западной части Индийского океана в толще рыхлых осадков циркумконтинентальная зональность почти не проявляется.

К востоку от о. Занзибар мощность рыхлых и полуконсолидированных осадков составляет у берегов острова около 600 *м*, с постепенным уменьшением в сторону океана до 400—250 *м*. Материковый склон в этой части океана очень пологий, и мощность осадочного покрова уменьшается в пелагическом направлении постепенно. Эти изменения не искажены влиянием подводного рельефа. Ранее, во время работ на «Челленджер-2», мощности осадочного покрова в экваториальной части Индийского океана были определены в 0,2—0,4 *км*, под осадками залегал слой со скоростями 6,5 *км/сек* (Gaskell and oth., 1958).

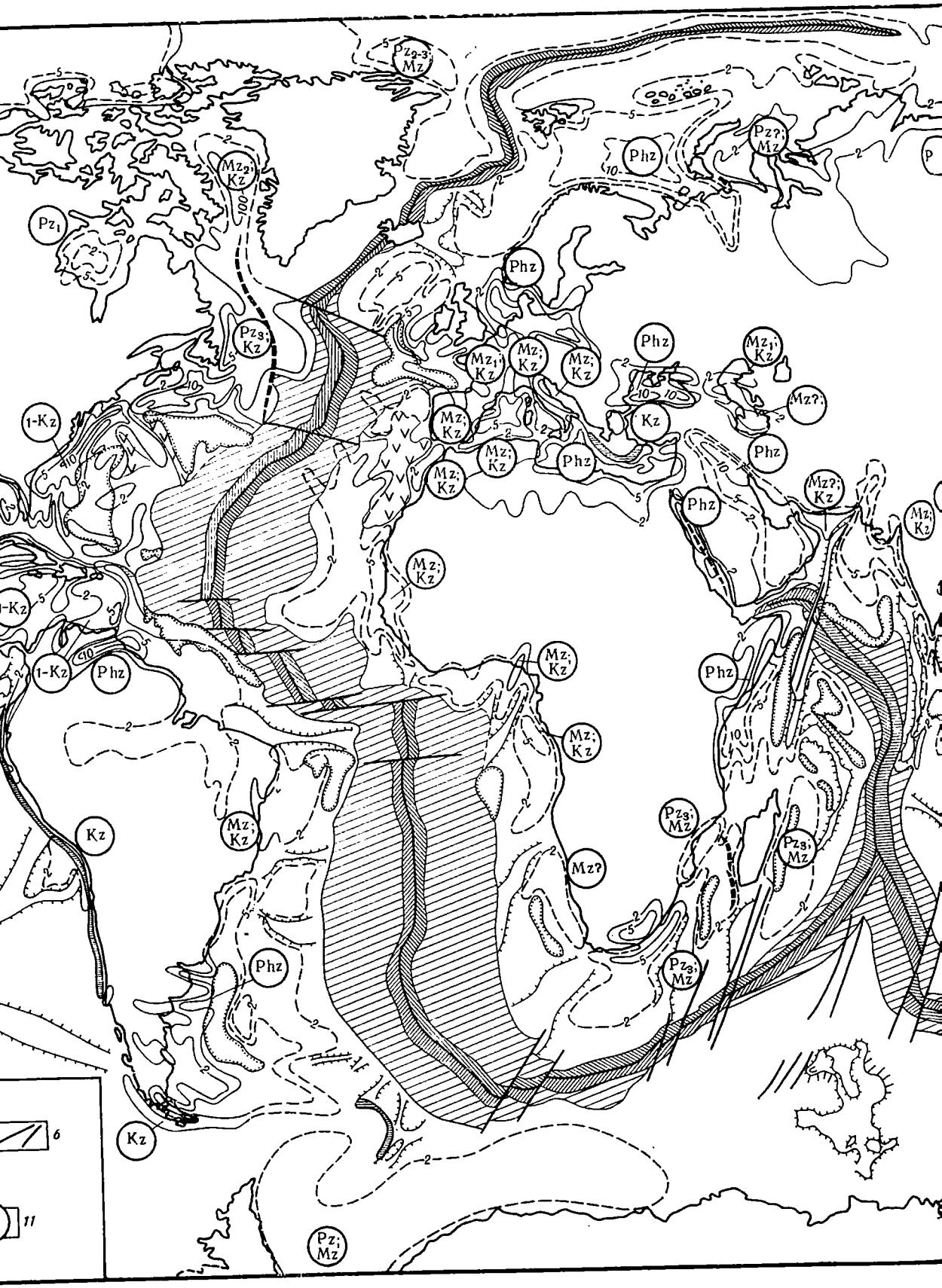
БАССЕЙН АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Так же, как это имело место для распределения скоростей седиментации, мощности третичных и мезозойских отложений и всей рыхлой толщи, мощности I и II слоев в Атлантическом океане повсеместно намного выше, чем в Тихом океане и северной части Индийского (см. схемы XIV, XVII, XVIII—XX). Значения менее 1 *км* здесь не встречаются, даже в аридных зонах обычны мощности порядка 2 *км*, а часто 2—5 *км*.

Северная гумидная зона характеризуется мощностями 2—5, местами 5—10 *км*. Такие же мощности фрагментарно прослеживаются и в южной гумидной зоне. В области распространения диатомовых плов южной части океана мощность составляет более 2 *км*, а в Аргентинской котловине 2—5 *км*.

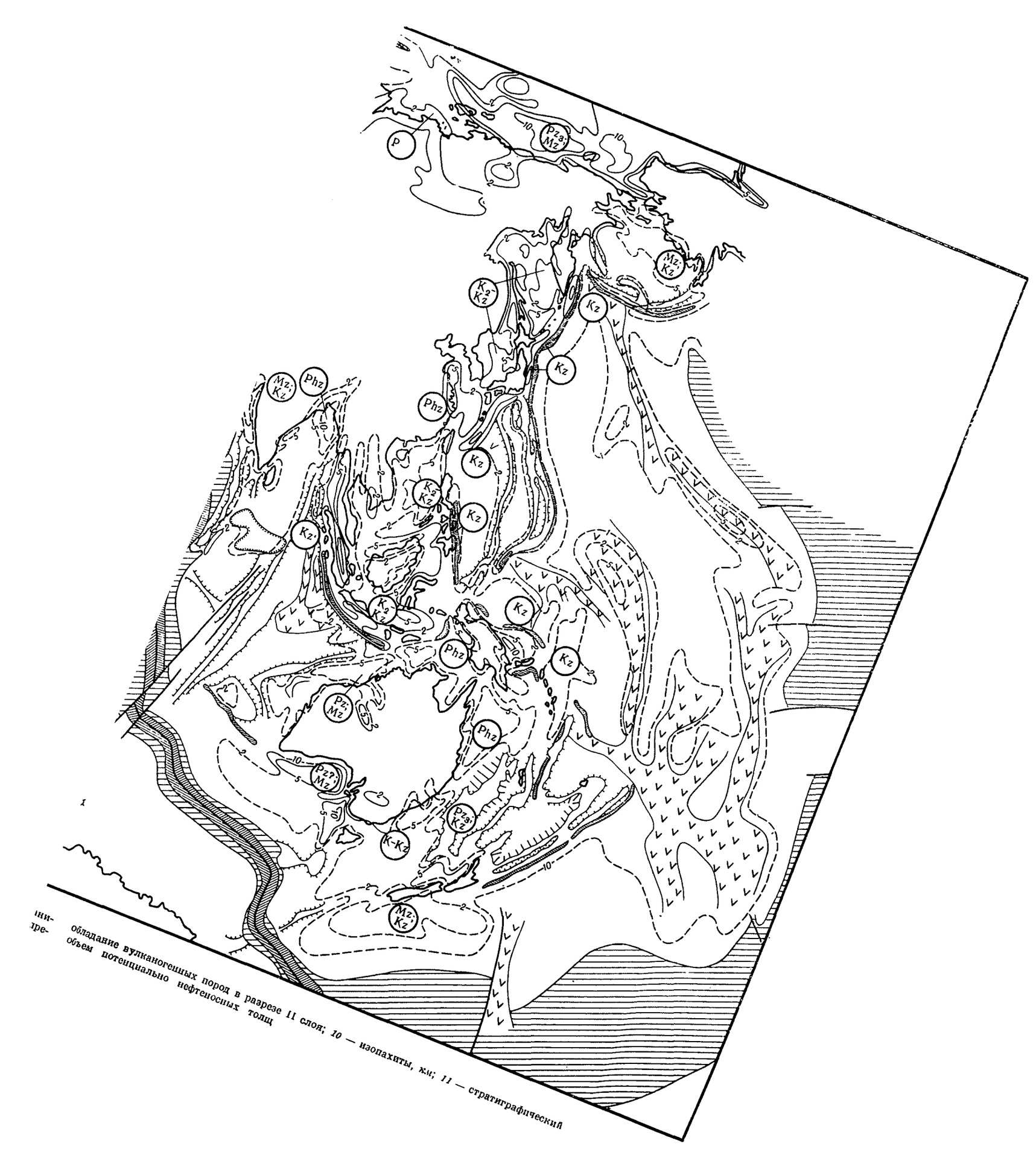
Схема XXII. Карта мощностей и стратиграфического объема (I и II сейсмических слоев) потенциально нефтеносных толщ в современной системе впадин Мирового океана (Левин, Хаин и др., 1971, с изменениями автора)

1 — осевые зоны
ческие хребты;



I и II сейсмических
ие впадин Мирового

1 — осевые зоны срединных хребтов; *2* — склоны хребтов; *3* — глыбовые хребты; *4* — вулканические хребты; *5* — рифты; *6* — линеаменты; *7* — абиссальные равнины; *8* — желоба; *9* — пре-



ни-
ре-

обладание вулканогенных пород в разрезе 11 слоя; *10* — изопахиты, км; *11* — стратиграфический объем потенциально нефтеносных толщ

Экваториальная полоса лучше выражена в восточной части, у берегов Африки, где мощность достигает 2—5 и более 5 *км*, к западу от Срединно-Атлантического хребта — 2—5 *км*.

На дне Северного Ледовитого океана мощность двух верхних слоев составляет чаще всего около 2 *км*, а в отдельных местах 2—5 *км* (севернее Гренландии), в Баренцевом море более 10 *км*. В Карибском море мощность осадочной толщи (скорости менее 4 *км/сек*) до 4—5 *км*, причем из этой величины на верхний слой рыхлых осадков (скорость менее 3 *км/сек*) приходится около половины. В сторону Малых Антильских островов мощность падает и вновь возрастает с их океанской стороны (как и близ Курильской гряды). В желобе Пуэрто-Рико мощность осадков возрастает до 4 *км* (табл. 26), а в океане быстро падает по мере удаления от берега, составляя 500—1000 *м*, иногда меньше.

Таблица 26

Мощность рыхлых осадков (I слой) в глубоководных желобах

Желоб	Мощность, м	Литературный источник
	Бассейн Атлантического океана	
Пуэрто-Рико	4000	Bunce, Fahlquist, 1964
	Бассейн Тихого океана	
Алеутский	1500	Ewing, Ludwig, Ewing, 1965
Курило-Камчатский	2000	Аверьянов и др., 1961; Вейцман, 1964
Центрально-Американский	300—700	Ross, Shor, 1965;
Тонга	200—2000	Raitt, Fisher, Mason, 1955
	Бассейн Индийского океана	
Яванский	2000—3000	Ковылин, 1961; Непрочнов, Лунарский, 1963

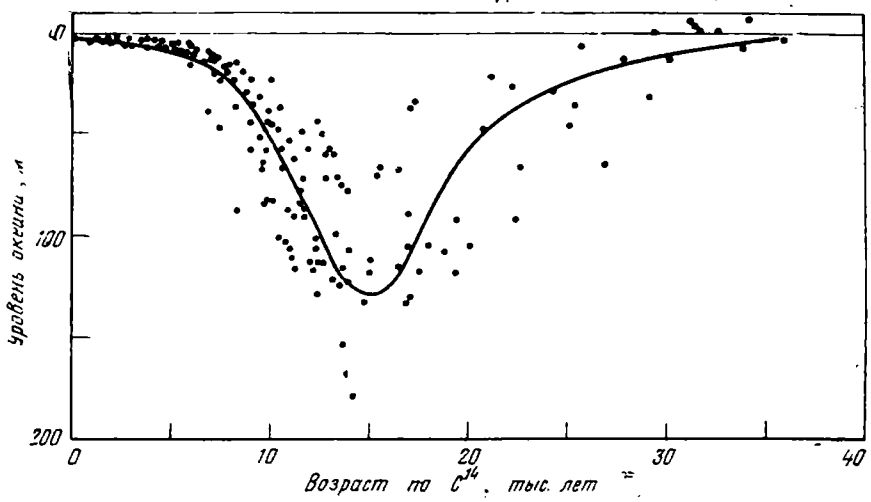
В центральной части океана широкая полоса близ Срединно-Атлантического хребта почти не имеет отложений I и II слоев, ширина этой полосы составляет приблизительно половину всей ширины океана. Так же, как и в Тихом океане, большую роль II осадочный слой начинает играть лишь в областях распространения самых древних — мезозойских осадков океана.

Отчетливее, чем в других океанах, в Атлантике прослеживается циркумконтинентальная зональность, особенно резко в гумидных зонах. Это ясно видно у берегов Америки и Европы в северной зоне, у берегов Африки и Южной Америки в экваториальной и в Аргентинской котловине в южной зоне.

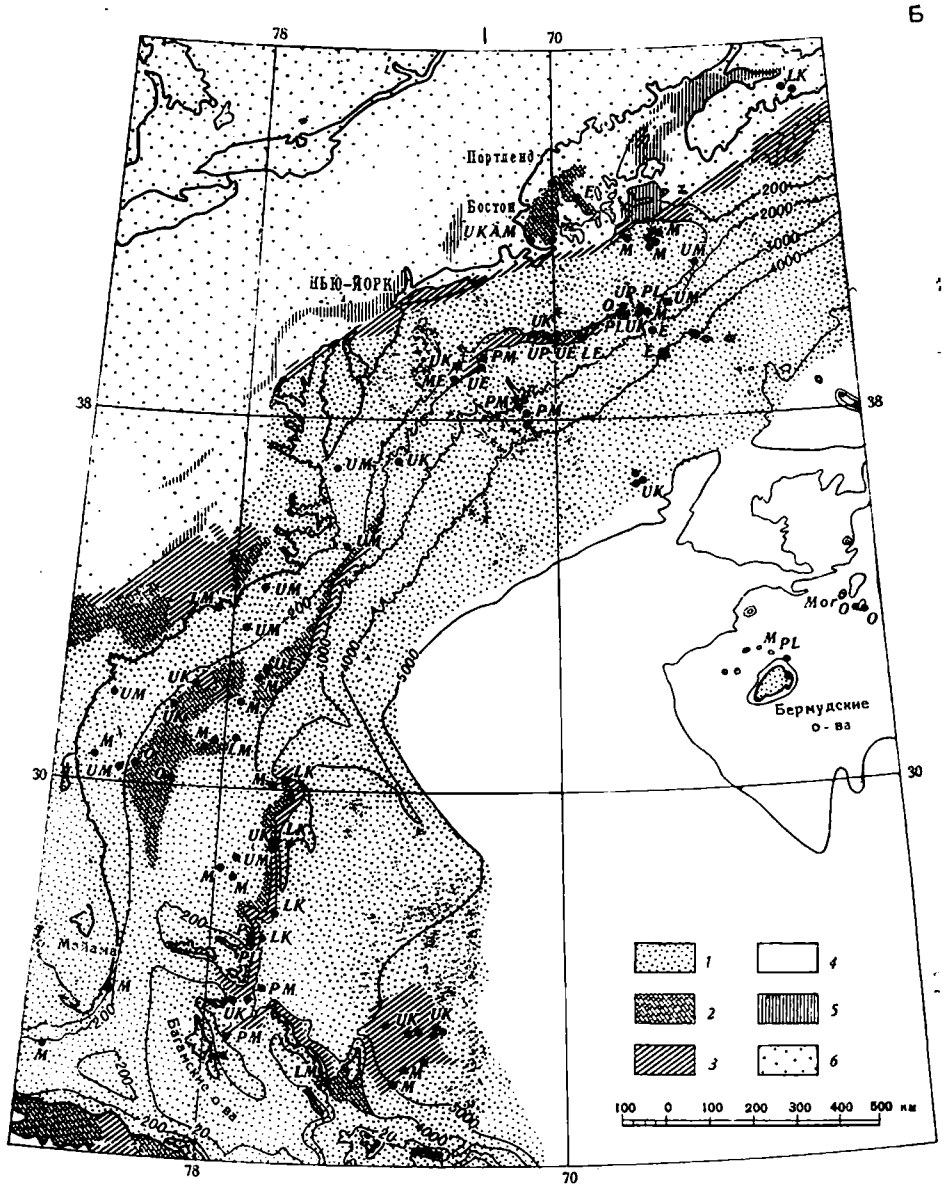
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЕ МАТЕРИКОВ

Шельф и материковый склон во всех случаях являются частями континентов, погруженными под воды океана. Они объединяются термином «подводная окраина материков». Вертикальные движения материков или их частей находят свое отражение на шельфах. В пределах шельфов продолжаются структуры материков, они прослеживаются и на материковых склонах; здесь распространены обычно те же осадочные породы, которые встречаются в прилежащих областях материка.

А


0
100
200
Уровень океана, м
0
10
20
30
40
Возраст по C^{14}, тыс. лет

Б


78
70
38
30
Портленд
Бостон
НЬЮ-ЙОРК
Бермудские о-ва
Багамские о-ва
Мэйами
200
2000
3000
4000
1
2
3
4
5
6
100 0 100 200 300 400 500 км

На ложе океана нигде структуры материков не продолжаются, океаны обычно срезают эти структуры. Отложения рыхлой осадочной толщи, которые мы сейчас знаем по данным бурения и драгирования, говорят о существовании океанских котловин по крайней мере с нижнего мела — юры.

Шельф. На рис. 107, *Б* показан разрез через шельф Флориды, составленный по геофизическим данным и на основании бурения (проект «Джоидес»). На приведенном разрезе видно, что современные и четвертичные осадки на шельфах залегают очень тонким слоем. В ряде мест они вообще отсутствуют, и на поверхность дна выходят четвертичные осадки эпох оледенения с остатками мамонтов, торфяниками и другими континентальными отложениями. Эти выходы объединяются в огромную зону, протягивающуюся вдоль берегов США, она отвечает понижению уровня моря во время оледенения на 100—120 *м* (рис. 108). Таким образом, прибрежная часть шельфа (Северная Америка) исключительно молодая — послеледниковая. Аналогичные отложения найдены

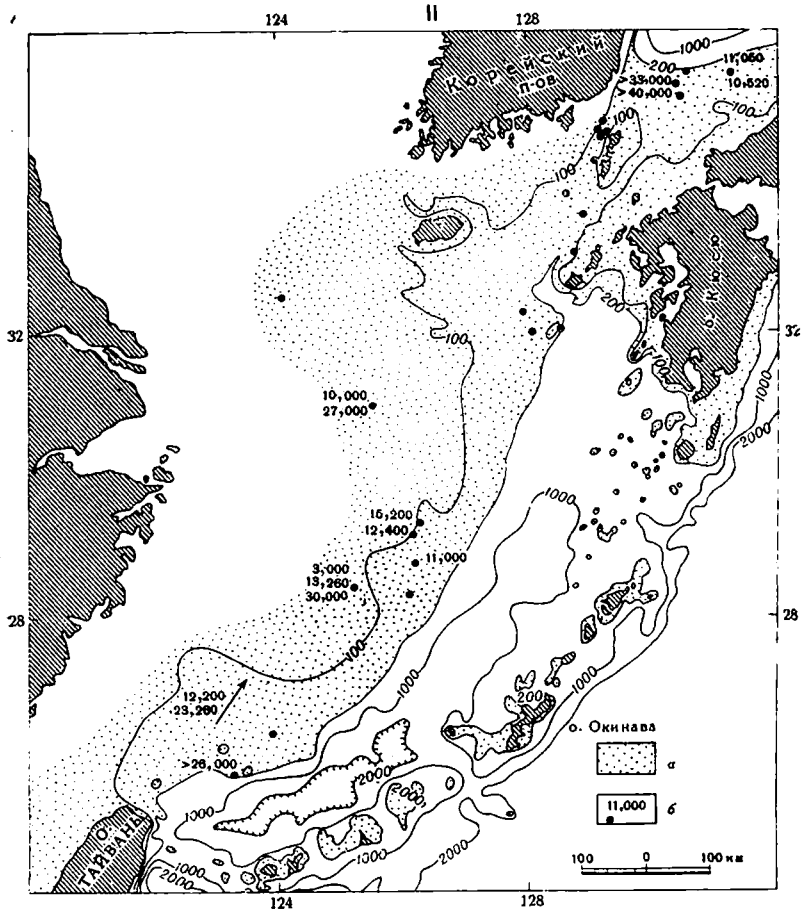


Рис. 108. Изменение уровня Мирового океана в четвертичное время и выходы континентальных и древних морских отложений на шельфе

А — кривая изменений уровня Мирового океана, связанных с оледенениями (для последних 40 тыс. лет). Точки — номера станций.

Б — выходы древних отложений на шельфе Северной Америки (I) и Восточно-Китайского моря (II). Реликтовые отложения шельфа Северной Америки: *1* — плиоценовые — миоценовые; *2* — олигоценовые — палеоценовые; *3* — верхнемеловые; *4* — нижнемеловые; *5* — триасовые; *6* — дотриасовые. Реликтовые отложения шельфа Восточно-Китайского моря: *а* — области распространения реликтовых песков; *б* — точки определения возраста по C^{14} (Emery, 1970)

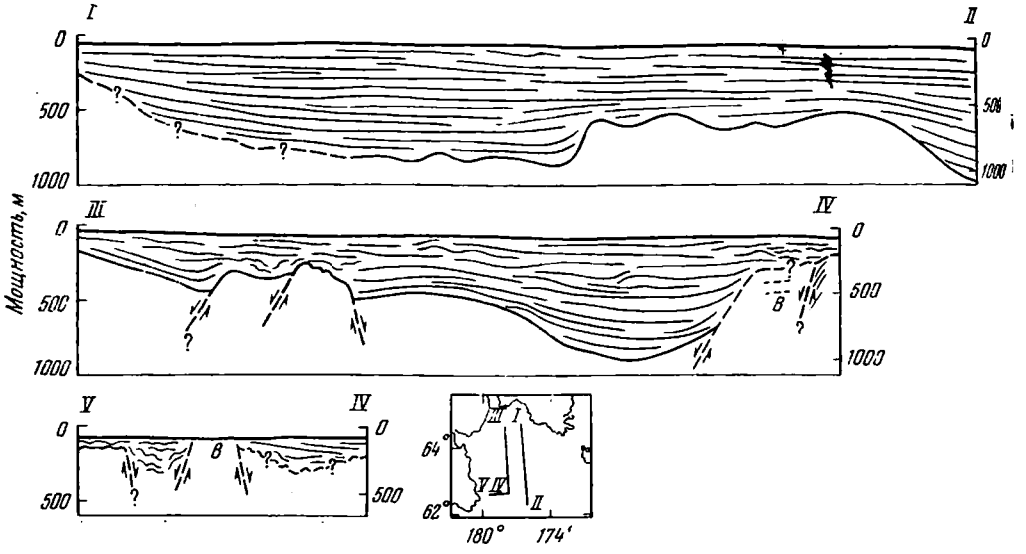


Рис. 109. Разрезы осадочного покрова в Анадырском заливе Берингова моря по данным сейсмопрофилирования (Kummer, Creager, 1971)

На врезке — положение разрезов

также и на шельфах Южной Америки, Африки, Европы и в ряде других мест. Все они свидетельствуют о длительных перерывах в осадконакоплении во время понижения уровня моря в периоды четвертичных оледенений. За пределами этой изобаты осадочная толща четвертичного времени уже обычно непрерывна, однако мощность ее невелика. Четвертичные осадки на шельфе Северной Америки подстилаются третичными морскими (океанскими) и мезозойскими (вплоть до нижнемеловых) отложениями. Эта толща рыхлых осадков несогласно залегает на палеозойских отложениях и вулканогенных породах. Слои осадочного чехла шельфа наклонены в сторону океана. Это хорошо видно и на других разрезах, проведенных на шельфе Атлантического океана, а также у берегов Южной Америки.

Близ материкового склона слои сжимаются, образуя флексуру, или полностью выклиниваются. Такая картина наблюдается во всех океанах и не может быть случайной. Очевидно, это связано с постепенным прогибанием внешних частей шельфов и с последующей компенсацией прогибов осадками. При такой компенсации та часть осадочного материала, которая обычно «проскакивает» через шельф и осаждается у основания материкового склона или по периферии океанов, откладывается на шельфе.

Рассмотрение серии разрезов и карт (рис. 109—110) осадочной толщи шельфов позволяет сделать некоторые выводы:

1. Толща осадочных пород шельфов сложена не только современными и четвертичными отложениями, но также и древними осадочными породами, которые протягиваются и на сушу.

2. Эти древние породы залегают согласно с современными. Общее для всех океанов несогласное залегание отмечается для нижнего мела — юры, где отложения на шельфах практически всегда залегают несогласно с нижележащими палеозойскими породами. Это говорит о том, что существование современных шельфов океанов начинается в нижнем мелу — юре.

3. Мезозойские и кайнозойские осадочные породы на шельфах образуют сложные по строению пачки, их мощность, как правило, заметно возрастает во внешней части шельфа, а затем резко уменьшается на склоне. Таким образом, структурный план окраины материков (шельф) существует очень давно, по крайней мере с нижнего мела. В сторону суши мезозойские отло-

жения заходят нередко далеко за пределы современной береговой линии, отвечая периодам трансгрессии. Их внешние границы позволяют определить положение береговой линии палеоокеанов. Геологи, изучающие древние отложения, называют такие отложения морскими, тогда как это типичные океанские шельфовые осадки. Таким образом, *в геологических разрезах мезозоя и кайнозоя материков несомненно устанавливаются океанские* (*шельфовые*] *отложения.* При значительных регрессиях океана в меловое — четвертичное время береговая граница смещалась в сторону внешнего края («бровки») шельфа.

На шельфе в толще осадков с помощью сейсмопрофилографов прослеживаются долины и речные русла, позже заполненные осадками. В других случаях (шельф Берингова моря) речные русла обнаружены в основании верхнего слоя осадков шельфа, т. е. на кровле отражающего горизонта. В ряде мест (северная часть шельфа Атлантического океана, шельфы Европы) в толще морских осадков отмечаются и ледниковые долины. Все это показывает, что до четвертичного оледенения Европы и Америки многие части современных шельфов были сушей. Крупнейшим событием в истории всех шельфов было ледниковое время, когда становились сушей при снижении уровня океана на 120—150 *м* практически все шельфы, связанные с древним океаном. Континентальные условия наступали и на дне многих морей (Северное и др.).

4. Слои осадочных пород на шельфе обычно наклонены в сторону ложа океана. Многие исследователи истолковывают это как результат изостатической компенсации. Однако в таком случае слои должны быть наклонены в сторону суши, поскольку наибольшее количество осадочного материала поступает с берега. Другой довод: при компенсации осадконакопления прогибом границы между отдельными слоями должны идти параллельно, в действительности же мы видим очень сложную картину с многочисленными местными несогласиями. Это скорее наводит на мысль о том, что опускание внешней части шельфа является общим для всех океанов; оно сопряжено с опусканием периферических частей океанов. Компенсация этого опускания осадками в таком случае может быть полной или неполной, что и приводит к возникновению местных несогласий. Компенсация определяется весом откладывающихся осадков, т. е. сходна с той, что наблюдается близ крупных речных дельт (Миссисипи и др.). В других случаях она может объясняться подвиганием океанских плит под континенты.

5. В ряде случаев молодые разломы, прослеживающиеся на суше, могут быть обнаружены и на шельфе. Типичные для континентов пликативные и дизъюнктивные дислокации столь же обычны и на шельфе, сюда же нередко проникают и разрывные нарушения океанов (рифтовые зоны, разломы). Наиболее характерным примером простирания рифтовых зон из океана на континент может служить разлом Сан-Андреас в Калифорнии. Он расположен к северу от Калифорнийского залива на линии продолжения Восточно-Тихоокеанского поднятия. На северо-запад от Калифорнии ось разлома снова уходит в океан в виде сейсмически активных хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Разлом прослежен на суше на 1700 км от Лос-Анджелеса до Сан-Франциско и далее на север. Для этого разлома характерны все признаки срединных хребтов: высокая сейсмическая активность, очень большие значения теплового потока, гидротермальная деятельность, существование на фоне многочисленных мелких подвижек генерального раздвижения вправо и влево от оси. На шельфе разлом четко прослеживается с помощью сейсмопрофилирования (по записям видно, что разлом продолжает развиваться и сейчас). Данные геологии суши показывают, что разлом этот очень древний, он существует по крайней мере с юры. По системе разломов Сан-Андреас Южная Калифорния уходит от континента со средней скоростью 6 *см* в год. Примеры такого рода могут быть приведены для области рифтов Восточной Африки, а также, возможно, для Сибири (от устья Лены до Байкала).

Материковый склон представляет собой обычно тектоническую флексуру, а местами переходит в сброс. Положение осадочных слоев, выходящих на склоне, сложно, для него особенно характерны выклинивание, уменьшение мощности и полное исчезновение отдельных слоев и пачек.

Специфичными для материкового склона формами рельефа являются подводные каньоны — глубоко врезанные долины, протягивающиеся по нормали к склону. То, что каньоны прорезают отложения мезозойского и даже третичного возраста, говорит в пользу их недавнего происхождения. Каньоны обычно затягиваются донными осадками, и лишь в тех случаях, когда поступление осадочного материала на шельф значительно (в гумидных зонах), они служат выводными каналами для суспензионных потоков. Периодически возникающие суспензионные потоки очищают русло. В аридных зонах встречаются каньоны, погребенные под толщей медленно накапливающихся осадков. Получается парадоксальная картина: каньоны лучше всего очищаются от осадков там, где поступление осадочного материала больше и, казалось бы, каньоны должны были бы быть захоронены. Близ выходов каньонов на ложе океана образуются обширные конусы выноса, сходные с конусами выноса рек пустынь. В верхней части материкового склона современные осадки обычно не откладываются, накапливаются в виде отдельных пятен и полос в понижениях склона, а также на его пологих участках. В прошлом, когда формировались толщи древних осадков, слагающих склон, положение было иным: те слои, которые в настоящее время находятся на глубинах 2000—3000 *м* и более, откладывались близ поверхности. В то время эта часть склона существовала как край древнего шельфа.

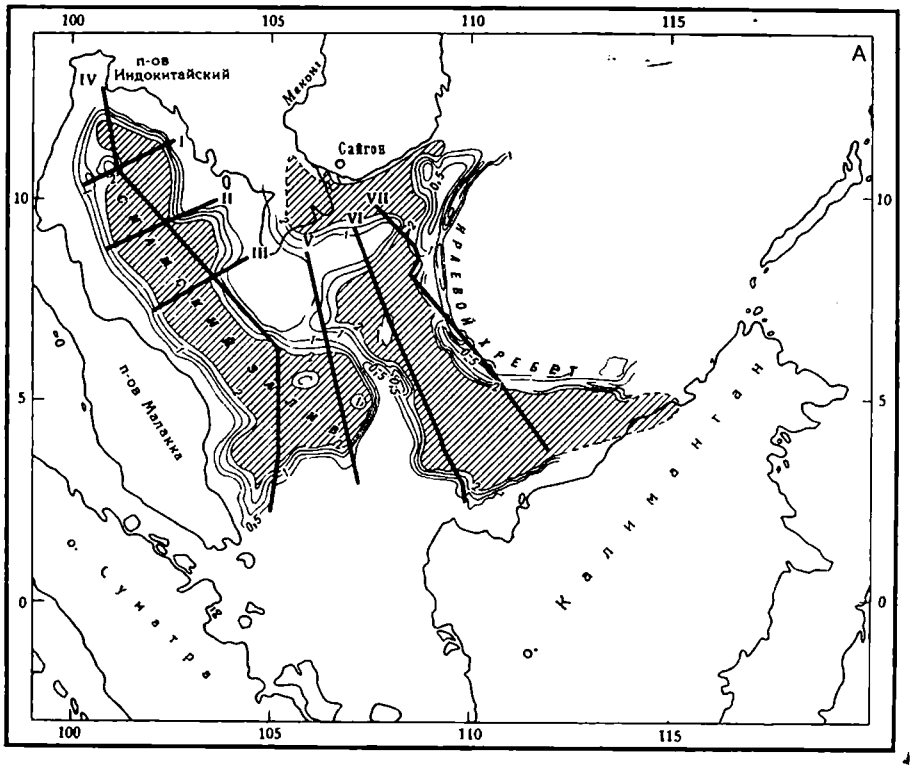


Рис. 110. Строение и мощность осадочного покрова в западной части Южно-Китайского моря и Сиамском заливе (экваториальная область) по данным сейсмопрофилирования (I—VII — разрезы)

А — схема мощностей осадочной толщи (в км) и положение разрезов. Области с мощностями более 2 км заштрихованы.

Имеются данные, которые позволяют утверждать, что осадки слоев, выходящие сейчас на материковом склоне на глубинах до 3000 *м*, накапливались в условиях мелководных шельфовых, т. е. на глубинах до 200 *м*.

Это дает возможность подсчитать скорость опускания шельфа и склона на протяжении последних 70 млн. лет — она составляет для атлантического побережья США около 1 *см* в 1000 лет (Uchupi, Emery, 1967), что близко к средней скорости изостатического подъема континентов под влиянием смыва осадков около 1,6 *см* в 1000 лет (Gilluly, 1964). Таким образом, материковые глыбы, поднимаясь со скоростью 1,6 *см*/1000 лет, под влиянием перераспределения масс опускаются приблизительно с той же скоростью в своих периферических частях — на шельфе и материковом склоне.

При широком использовании метода непрерывного сейсмического профилирования на склоне удается прослеживать отдельные слои на большом протяжении. Так, в Беринговом море прослежено простирание на материковом склоне слоя со скоростью распространения звука 3,1—3,7 *км/сек* (уплотненные осадочные или вулканогéнные породы) (см. рис. 109). Этот

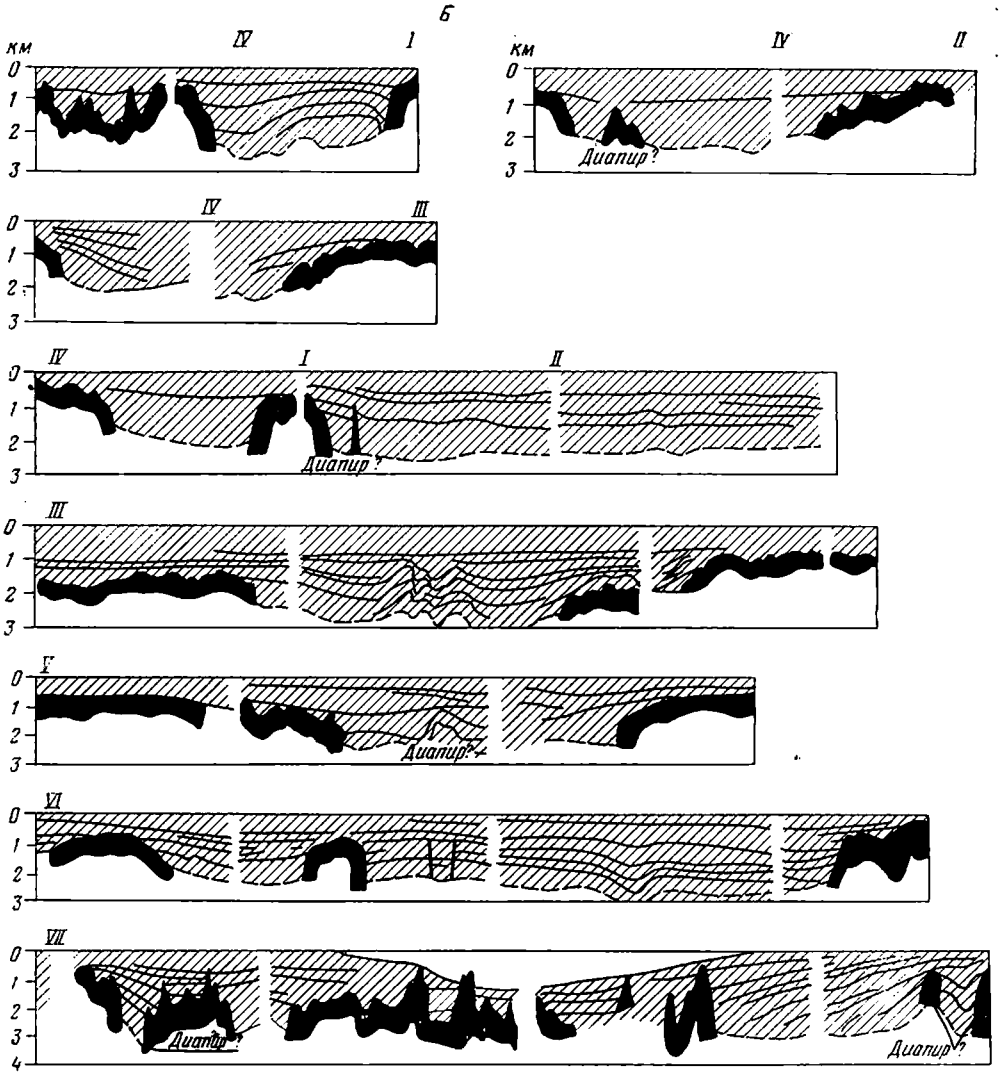


Рис. 110 (окончание)

Б — разрезы осадочной толщи (заштриховано). Линии — основные отражающие горизонты, заливка — породы ложа

слой маркирован на расстоянии 550 *км* к северо-западу от о-вов Прибылова на материковом склоне, особенно в крутых его частях. Прослеживается он также и на шельфе Берингова моря (северная часть), где залегает почти горизонтально под слоем осадков мощностью 500—850 *м* (Sholl, Buffington, Hopkins, 1966). Поверхность отражающего слоя неровная, предположительно это кровля мезозойских пород. Сходные особенности строения склона видны на профилях, типичных для области четвертичного оледенения Атлантического океана (у берегов Новой Англии), и профилях в южной части побережья у берегов Флориды (Uchupi, Emery, 1967). На одном из них (см. рис. 107) показан возраст пород, установленный на основании бурения по проекту «Джоидес». Ранее считалось, что материковый склон образован как волновая терраса глобальных масштабов с отсыпкой осадочного материала у основания. Эрозионной платформой считал шельф также и Шепард (1969), материковый склон он рассматривал как разлом.

В свете новых данных по сейсмическому профилированию и сейсмозондированию, а также драгировкам, работам батискафов и бурению, шельф и склон оказываются устроенными намного сложнее, чем это предполагалось ранее.

Обращает на себя внимание прежде всего то, что шельф и склон океанов — обычно образования очень древние, по крайней мере мезозойские. Склон — это не только область эрозии (в особенности верхней части), но и область преобладающей аккумуляции — в нижней части. Эта аккумуляция идет очень долго, по крайней мере более 100 млн. лет. Вся толща отложений склона осадочная, здесь пока не обнаружены континентальные отложения, в редких случаях отмечаются гранитные интрузии. Осадочные породы склона — мелководные, они накапливались в шельфовых условиях, а затем при прогибании края шельфа оказались опущенными на 1000—3000 *м*. Опускание может иметь либо изостатическую (компенсация под тяжестью накапливающихся осадков), либо тектоническую природу (заполнение осадками опущенных тектоническими силами участков).

Еще больший интерес представляет строение осадочной толщи в нижней части материкового склона и в периферических частях ложа океана. Из сказанного выше о распределении взвешенного осадочного материала, а также о скоростях седиментации современных и голоценовых осадков следует, что именно в нижней части склона накапливается огромное — основное для океанских котловин — количество осадочного материала. Именно эта зона — область наибольших скоростей океанской седиментации, обычно превосходящих скорости седиментации на шельфе. В ряде мест у основания материкового склона на протяжении голоцена накопилось несколько метров донных осадков.

Если океанские котловины были заложены в нижнемеловое — юрское время, т. е. около 150 млн. лет назад, то при средней скорости седиментации 10 *см*/1000 *лет* (или 100Б, что, как можно видеть из сказанного выше, вполне вероятно) за 1 млн. лет отложится толща осадков в 100 *м*, а за 150 млн. лет — около 15 *км*. К этому нужно еще прибавить конусы выноса каньонов. Таким образом, от материкового склона должна тянуться пологая отсыпка, которая должна была бы почти повсеместно захоронить, выровнять материковый обрыв. Однако такого явления не наблюдается. Мало того, в ряде мест непосредственно у основания склона располагаются глубоководные океанские желоба с глубинами 7000—11 000 *м*. Такие явления нельзя объяснить иначе, как изостатической компенсацией или погружением периферических частей океанских плит. Поскольку скорость седиментации у основания материкового склона выше, чем на краю шельфа, то и общий наклон слоев в толще осадков шельфа может быть объяснен компенсацией — осадки у основания склона как бы тянут за собой и прилежащие части шельфа.

Из сопоставления осадочного материала разного генезиса можно видеть, что главную роль в осадконакоплении в океанах играет терригенный оса-

дочный материал (его по крайней мере в 10 раз больше, чем осадочного материала другого генезиса). Вполне естественно поэтому ожидать максимальной мощности океанских осадков близ основания материкового склона в гумидных зонах, что неоднократно отмечалось выше на основе фактического материала из разных океанов. На разрезе (см. рис. 107), проведенном по нормали к Америке в северной части Атлантического океана, показано строение осадочного чехла в области материкового склона и периферических частей ложа океанов (Emery, 1966a, b).

Обращает на себя внимание существование двух понижений на склоне, которые заполнены осадочным материалом. Первое из них сравнительно небольшой глубины, второе, отвечающее основанию материкового склона — периферическим частям океанских котловин, с очень значительным углублением фундамента. Здесь, как мне кажется, можно видеть изостатическую компенсацию осадочной толщи, как бы погребенный глубоководный желоб с глубиной около 8 *км*. Существенно и то, что в пелагическом направлении, по мере удаления от склона, мощность осадочной толщи падает, а фундамент определенно прогнут. В пределах этого разреза выделяются отдельные отражающие слои, возраст которых датирован с разной степенью достоверности. Пока трудно судить об универсальности этой картины для всех океанов, однако прогибание основания осадочной толщи в периферических частях океанов представляется явлением обычным.

Сопоставляя распределения мощности пород I и II слоя, более детальные карты и схемы, выполненные для отдельных районов, а также разрезы, можно сделать общие выводы.

1. Мощности оказываются в несколько раз больше, чем это отмечалось для рыхлых осадков I слоя. Таким образом, главные черты распределения мощностей определяются на схеме XVIII породами II слоя.

2. По данным бурения и изучения рифтов срединных хребтов, верхняя часть II слоя сложена базальтами, пронизанными интрузиями габбро-базальтов, нередко метаморфизованными.

3. Судя по увеличению мощности в связи с закономерностями климатической и циркумконтинентальной зональностей, а в особенности по мере приближения к источникам осадочного материала (реки Ганг, Инд, Миссисипи и др.), породы II слоя ведут себя как осадочные, а не как вулканические. Таким образом, есть основания полагать, что II слой хотя бы частично имеет осадочное происхождение. С другой стороны, часть II слоя безусловно связана с вулканизмом, об этом говорит увеличение мощности слоя по мере приближения к очагам вулканизма.

4. Совпадение возраста базальтов ложа океана, входящих, по данным бурения, во II слой и составляющих его кровлю, с возрастом магнитных аномалий может свидетельствовать о том, что намагниченность определяется именно этим верхним слоем базальтов. Все эти гипотезы требуют проверки путем постановки бурения через II слой.

СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Картина распределения мощностей отложений, как можно было видеть, характеризуется не только напряженностью осадочного процесса, но в ряде мест и возрастом ложа океанов, причем тектонический фактор играет основную роль (Лисицын, 1973). Возникает желание найти такие способы выражения осадочного процесса, которые позволили бы выяснить его напряженность, по возможности, без влияния тектонического фактора (в данном случае неодновозрастности ложа океана). Таким способом является выражение количества осадочного материала, отнесенное к очень небольшому отрезку времени, например к 1000 лет, т. е. скорость седиментации. Используем для рассмотрения те же единицы, что и для скоростей современного осадочного процесса — миллиметры в тысячу лет, или единицы Бубнова [Б].

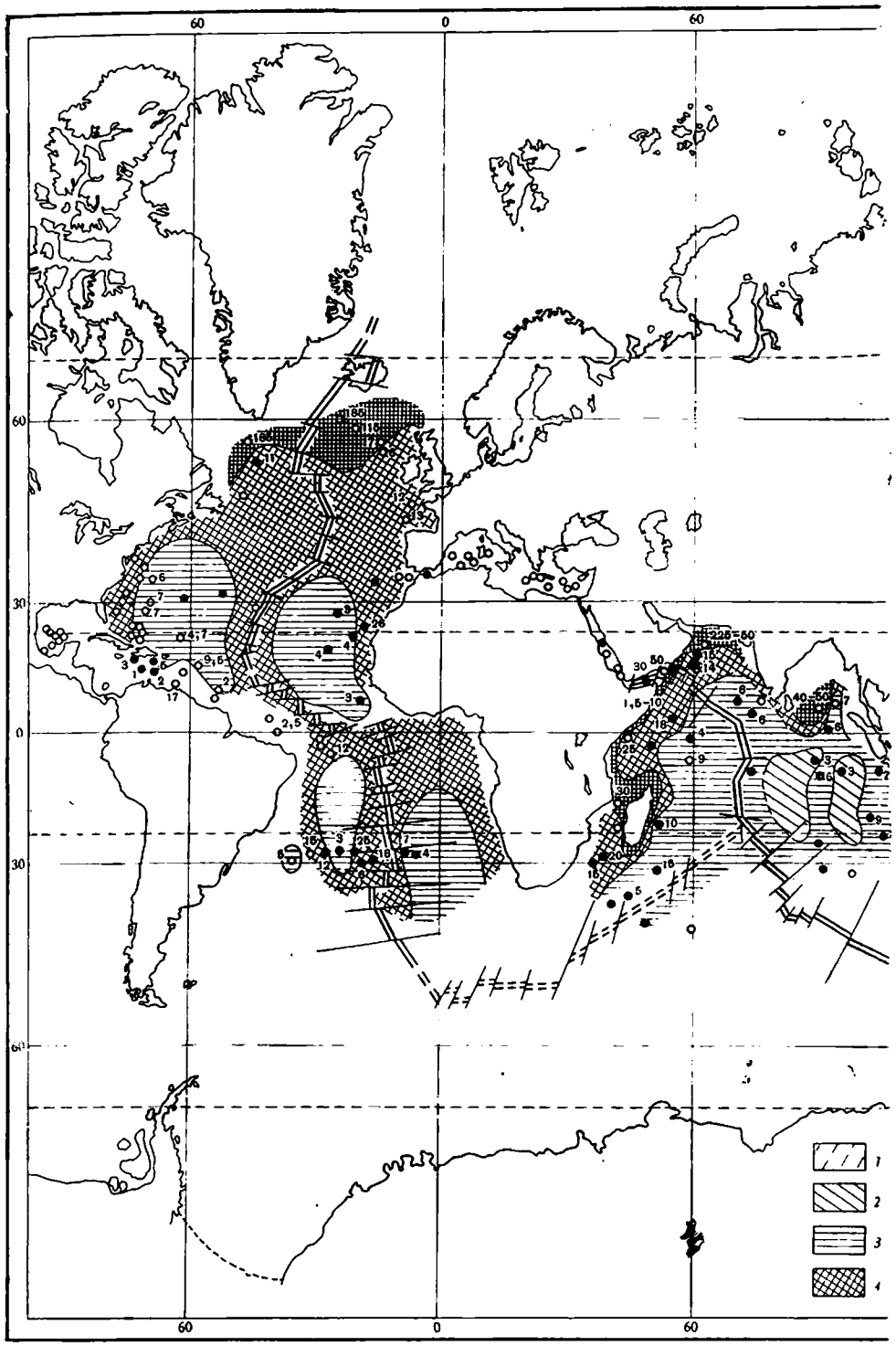
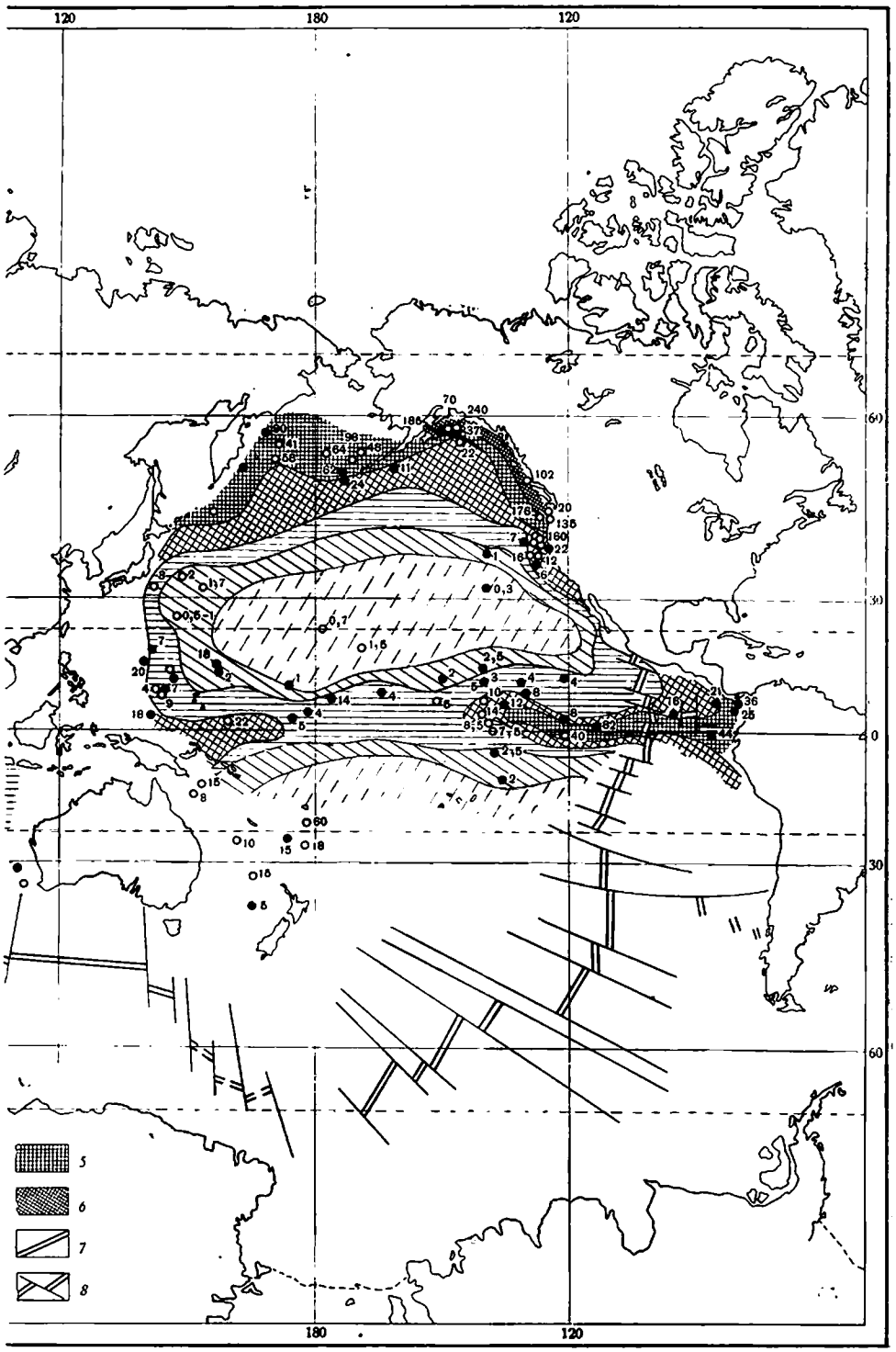


Рис. 111. Схема скоростей кайнозойского осадконакопления по данным бурения на 258 станциях



Скорости, мм/1000 лет: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 10; *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 100; *6* — более 100. Прочие обозначения: *7* — срединный хребет; *8* — секущие разломы. Цифры около станций — фактические значения скоростей

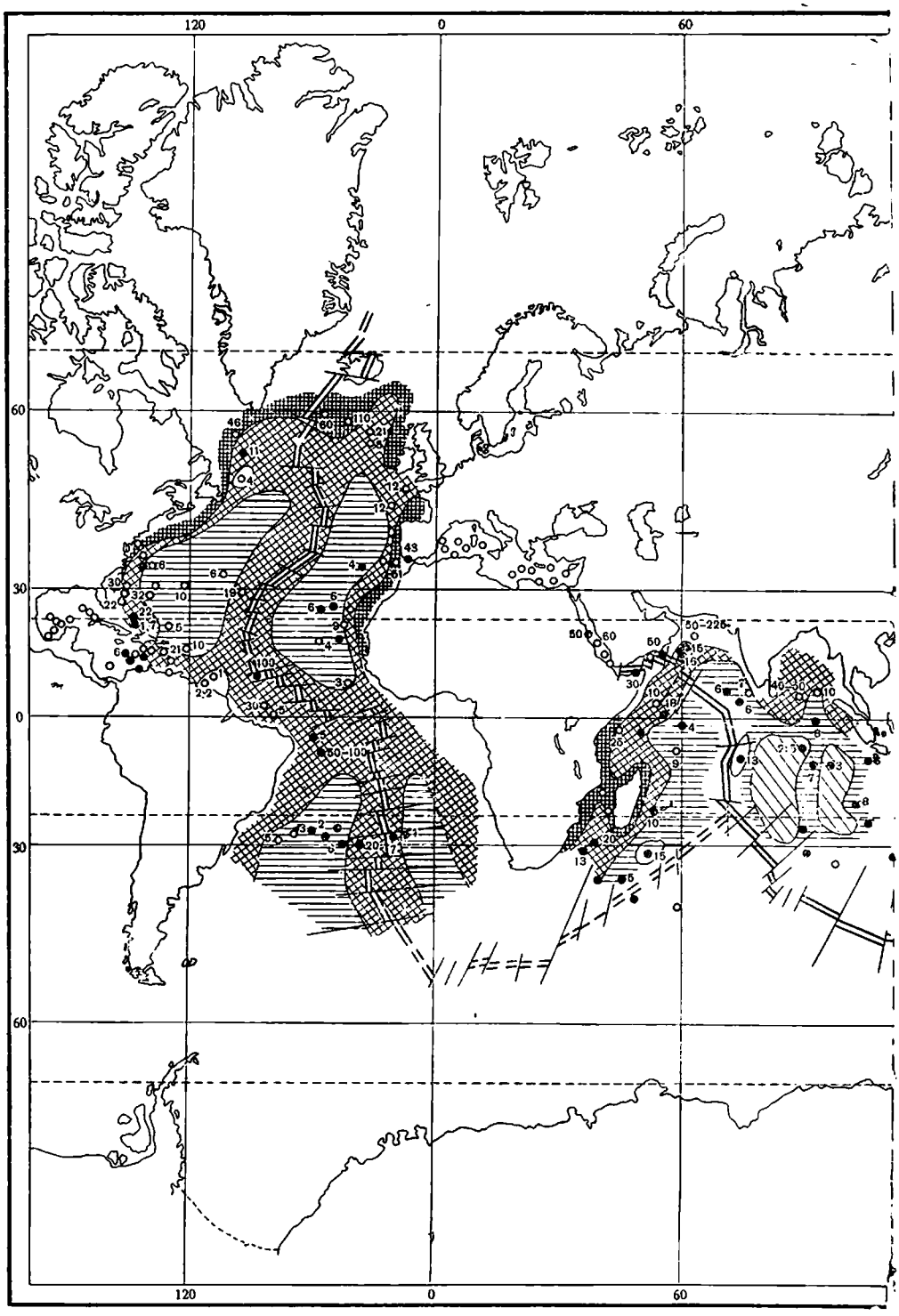
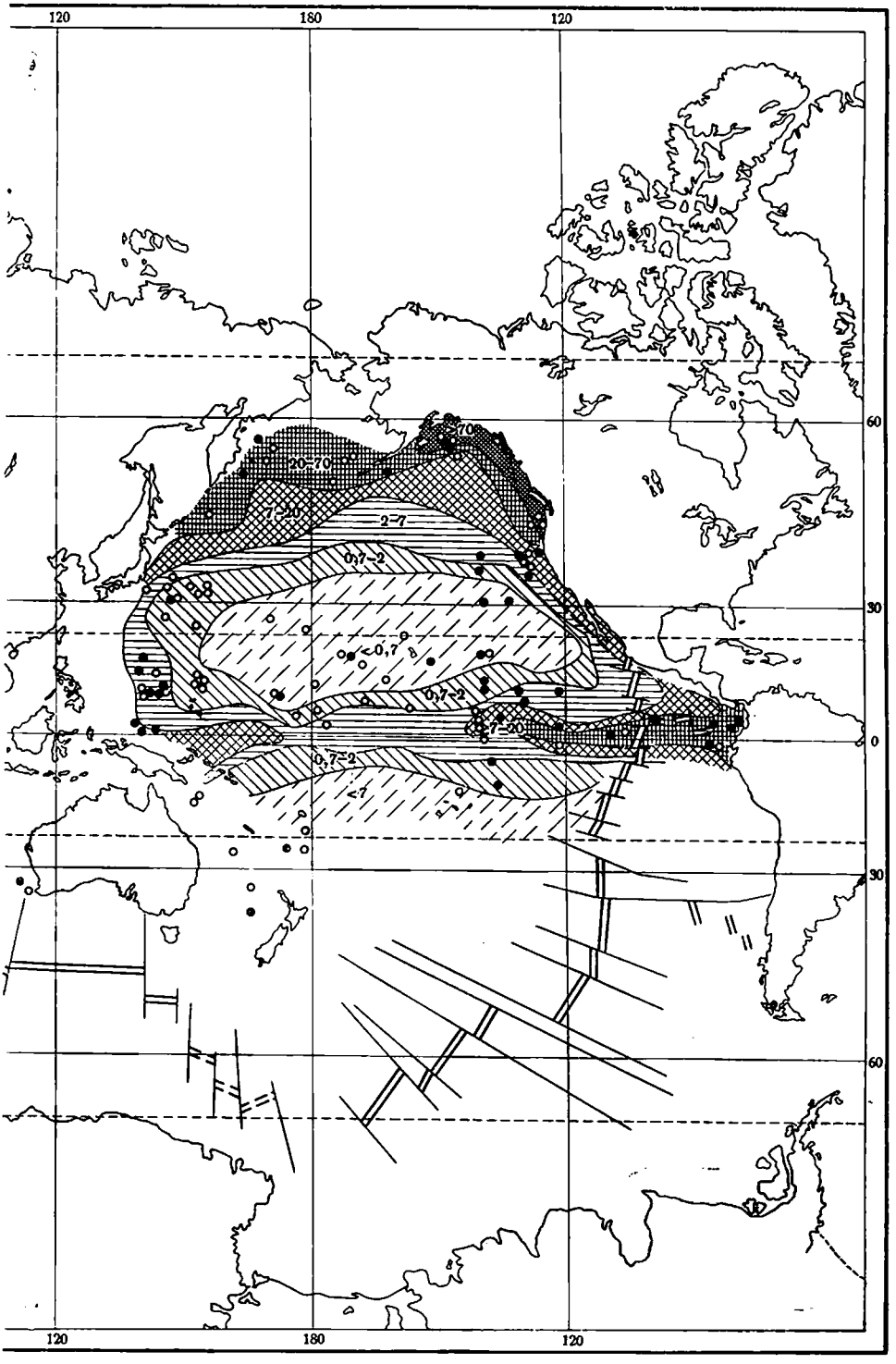


Рис. 112. Схема скоростей осадконакопления в океанах по данным глубоководного бурения для времени формирования всей осадочной толщи

Условные обозначения см. на рис. 111


120
180
120
60
30
0
30
60
120
180
120
>70
20–70
7–20
2–7
0,7–2
<0,7
0,7–2
7–20
0,7–2
<7

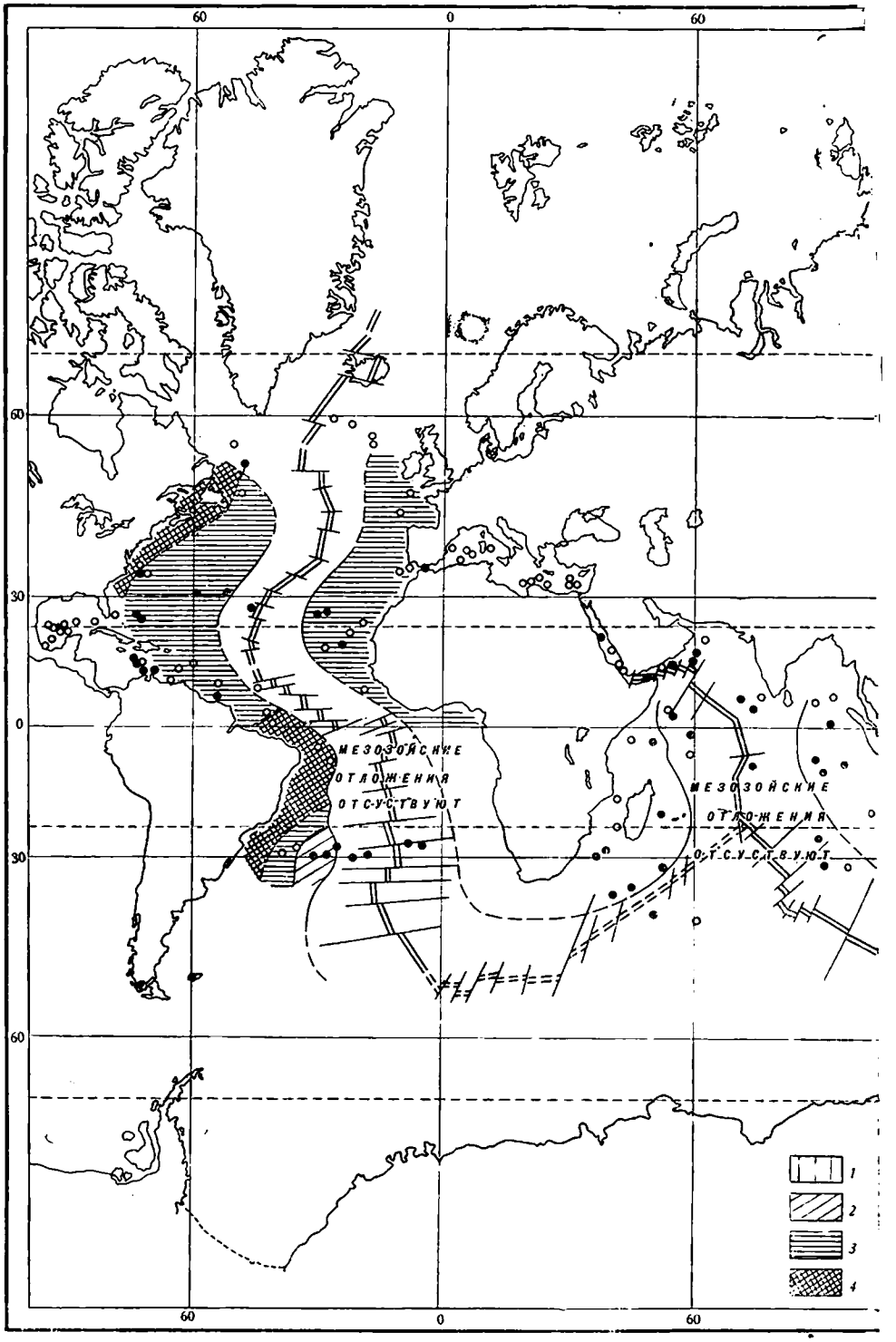
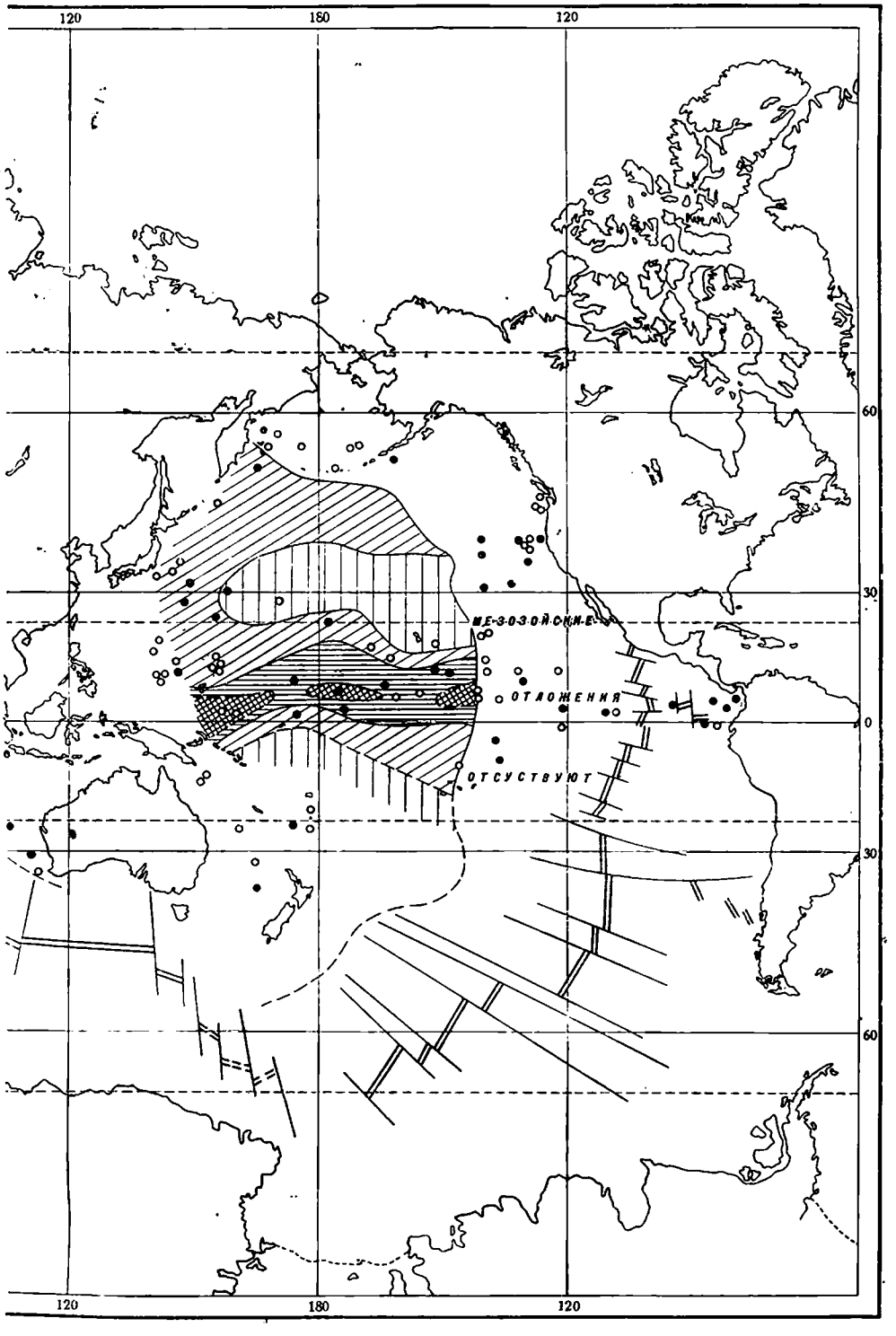


Рис. 113. Схема скоростей мезозойского (главным образом позднемелового) осадконакопления в океанах по данным глубоководного бурения

Скорости, *мм*/1000 лет: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 10; *4* — от 10 до 30. Цифры около станций — фактические значения скоростей


120
180
120
60
30
0
30
60
120
180
120
ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ОТСУСТВУЮТ

До недавнего времени представления о скоростях седиментации в древних океанах были основаны на косвенных данных. Только с появлением данных бурения могут быть построены первые схемы.

Скорость осадкообразования в кайнозое. Рассмотрение первой схемы скоростей кайнозойского осадкообразования в океанах (рис. 111) целесообразно вести совместно с картами современных скоростей седиментации (см. схемы X, XII, XIV и XXIII). Уже беглое их сопоставление показывает, что средние значения, характерные для современной эпохи, выдерживались и в геологическом прошлом. Диапазон изменений скоростей кайнозойского осадкообразования от менее 1 до более 100 Б.

Сопоставляя современные и третичные скорости осадконакопления в Тихом и Атлантическом океанах, можно отметить сходство значений и в отдельных зонах. Так, в аридной зоне Тихого океана современные скорости менее 1 Б, а в Атлантическом океане минимальные скорости 3—10 Б; аналогичные значения отмечаются и для кайнозоя. В экваториальной гумидной зоне Тихого океана скорости намного выше: для современного этапа 10—30 Б, а в кайнозое — в осевой части зоны, по данным нескольких кернов, — 30 — 100 Б. По-видимому, интенсивность экваториальной циркуляции, которая определяет продуктивность и скорости седиментации, была в Тихом океане, особенно в восточной его части, значительно выше, чем в настоящее время. Скорее всего это связано с историей Панамского перешейка, с его исчезновением на определенных этапах кайнозоя. В умеренных гумидных зонах скорости также сходны. В северной части Тихого океана обычны скорости позднечетвертичной седиментации, равные 10—30 и 30—100 Б; такие же значения мы встречаем и для всего кайнозоя. В северной части Атлантического океана современные значения 10—30 и 30—100 Б, местами и выше, для кайнозоя характерны такие значения.

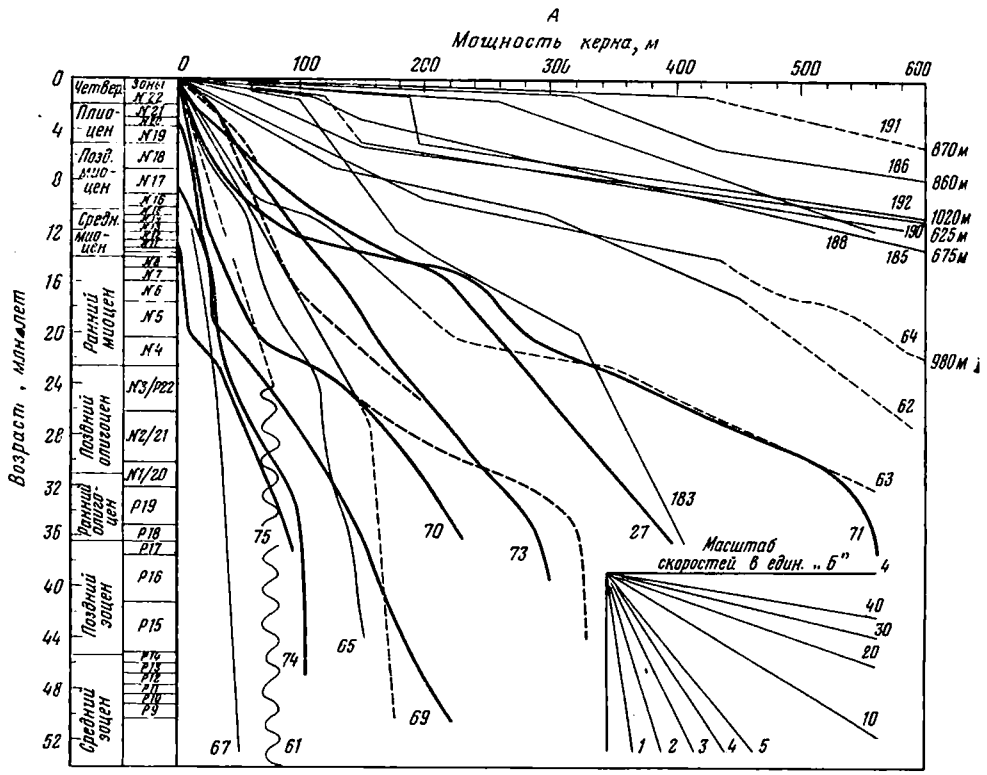
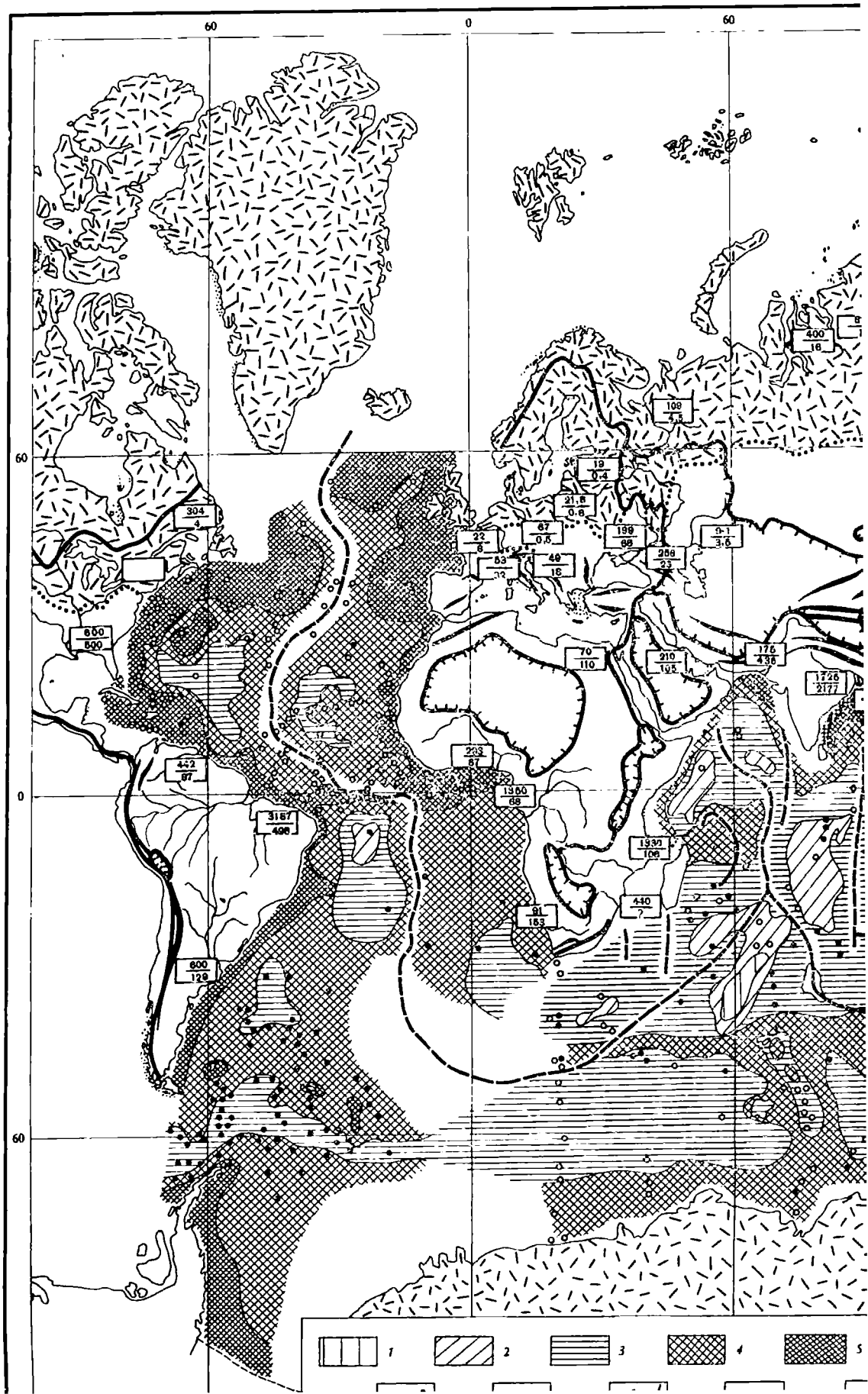
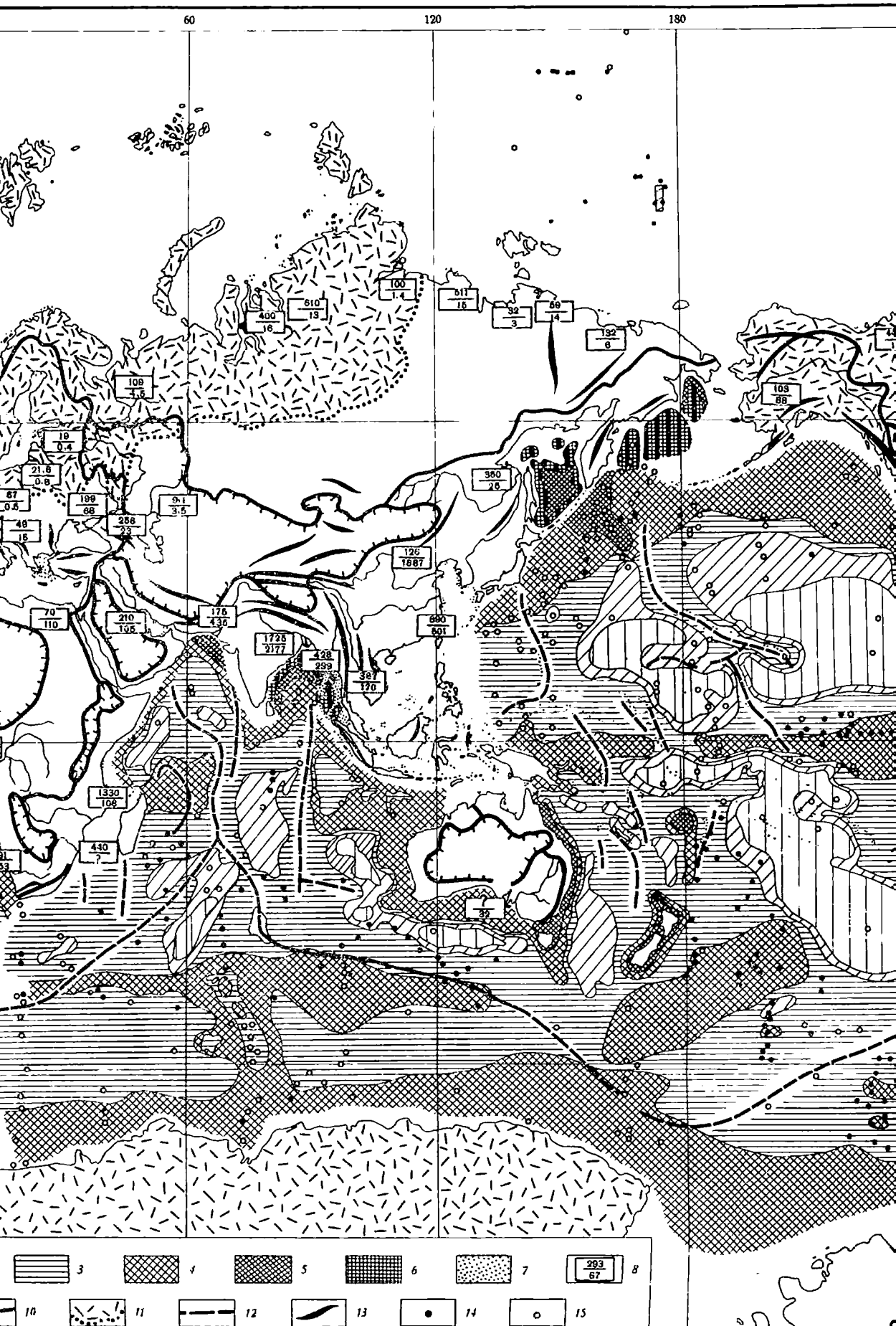
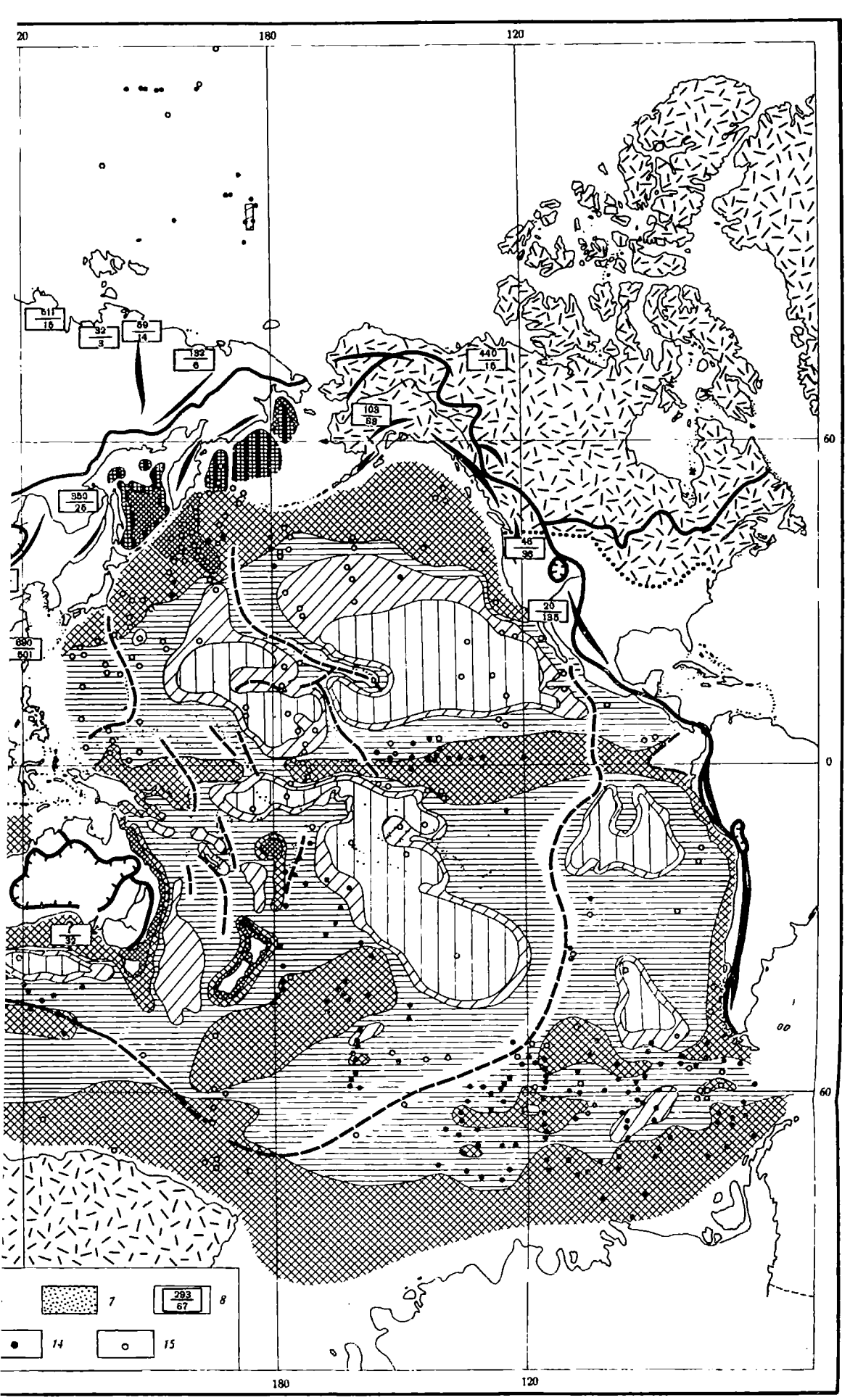


Рис. 114. График изменения скоростей древнего осадконакопления (в единицах Б) во времени по данным изучения кернов глубоководного бурения океанов

А — Тихий океан: северная гумидная зона и Берингово море (ст. 185—191), экваториальная гумидная зона (ст. 62—74), южная аридная зона (ст. 75)


60
0
60
60
0
60
304
4
650
800
442
87
3187
498
800
120
22
6
83
67
0.8
49
16
19
0.4
31.8
0.6
199
68
256
23
9.1
3.6
109
4.5
400
16
70
110
210
105
176
436
1726
2177
233
87
1960
68
1931
106
440
7
91
183


60
120
180
100
1.4
611
15
610
13
400
16
32
3
69
14
192
6
108
4.5
103
88
19
0.4
21.6
0.8
67
0.5
199
68
91
3.5
258
23
48
15
350
26
126
1687
70
110
210
105
176
436
1726
2177
428
299
387
170
680
601
1330
108
440
?
32
3
4
5
6
7
293
67
8
10
11
12
13
14
15


20
180
120
60
0
60
180
120
611
16
32
3
69
14
192
6
440
16
105
88
980
26
46
36
20
185
880
601
7
32
7
293
67
8
14
15

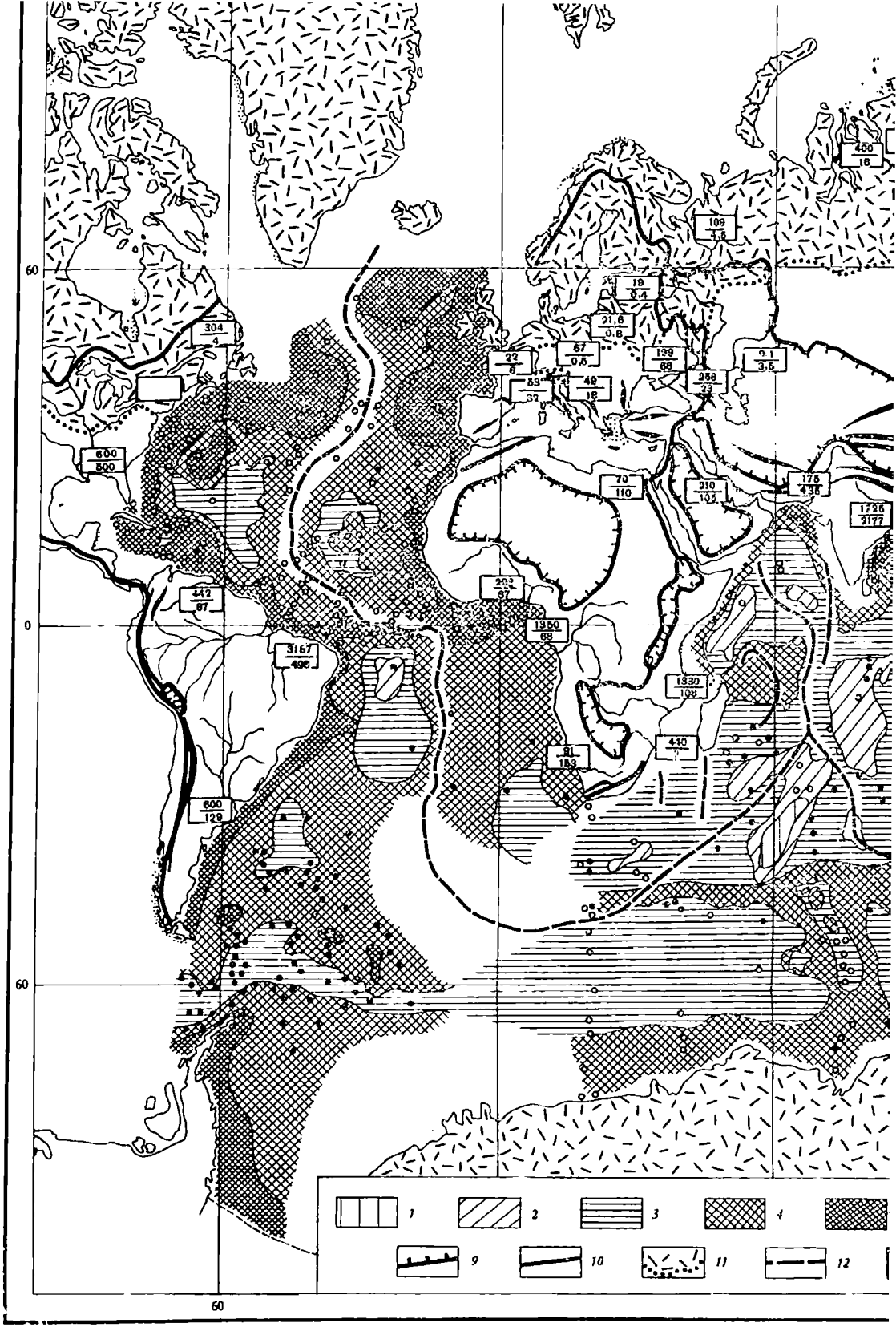
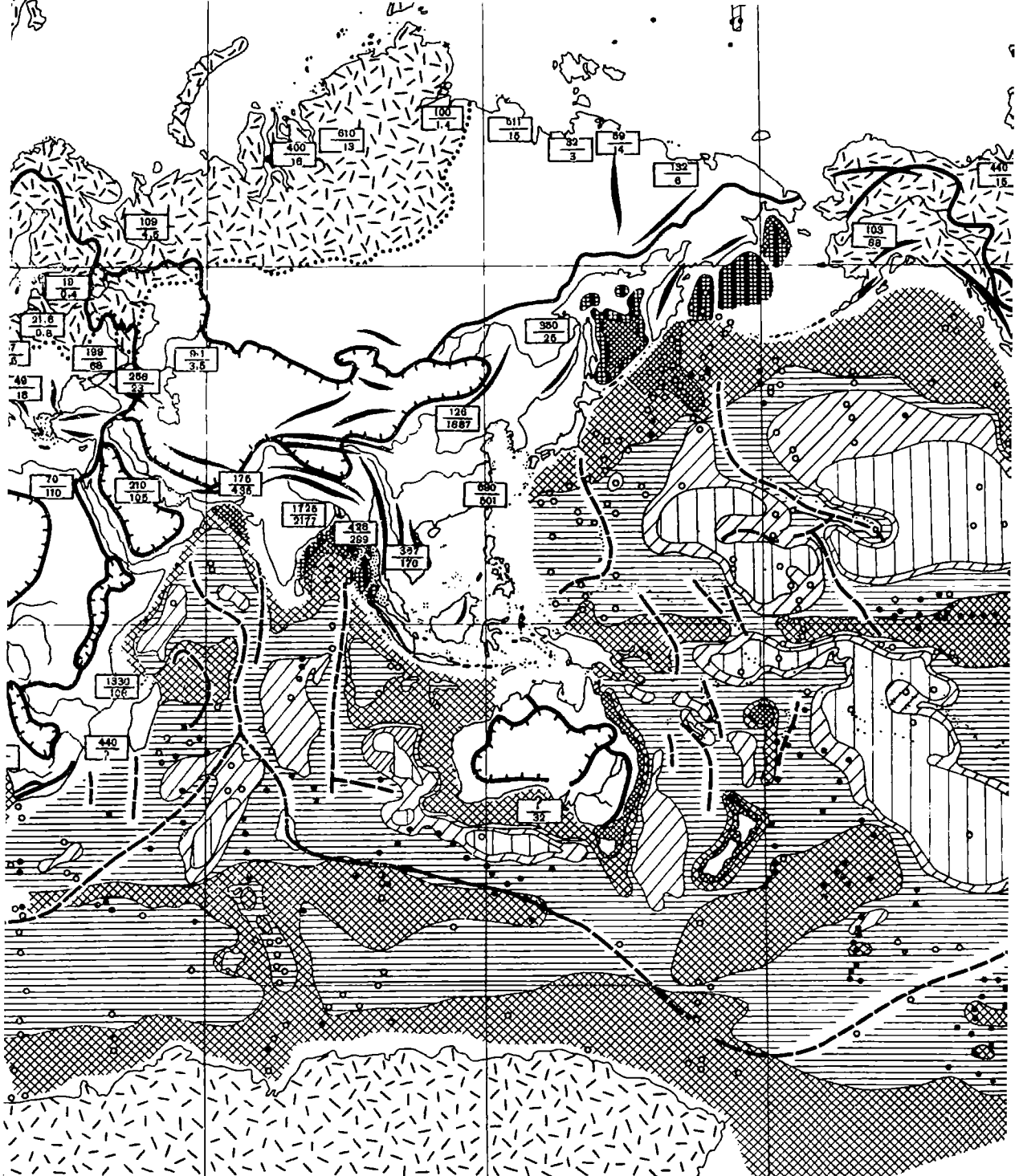


Схема XXIII. Карта скоростей и условий осадкообразования в Мировом океане

Скорости осадконакопления, *мм*/1000 лет: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 10; *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 100; *6* — более 100; *7* — области отсутствия современных осадков (показаны в Андаманском море). Прочие обозначения: *8* — сток крупнейших рек
областей вн
области четв
основные хр
методом; *1*

А. П. Лисицын

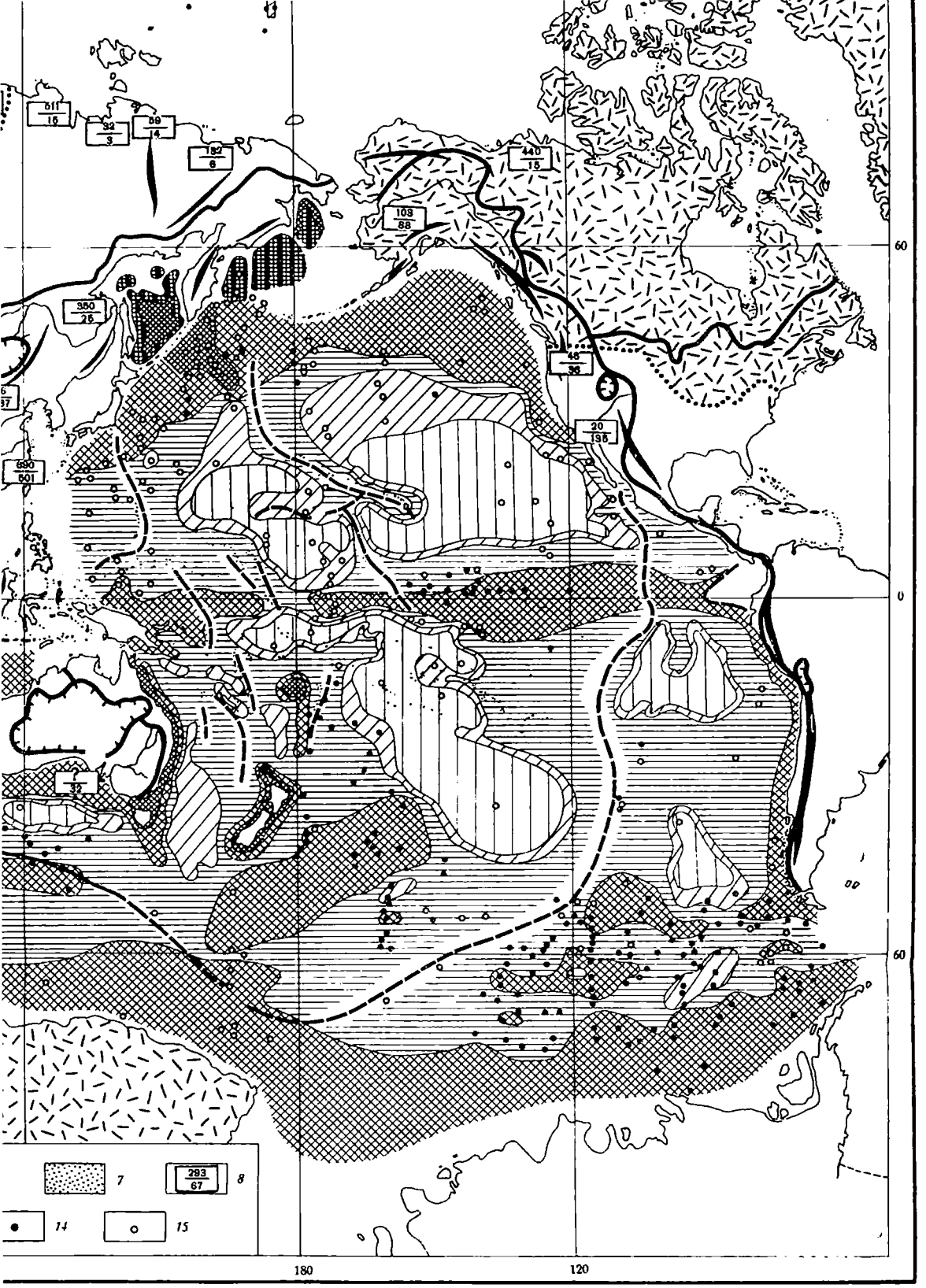


180

Мировом океане

': *2* — от 1 до 3; *3* — от
асти отсутствия современ-
ч е н и я: *8* — сток круп_

нейших рек: жидкий (числитель, км³/год) и взвешенный (знаменатель, млн. т/год); *9* — граница областей внутреннего стока и бессточных; *10* — граница водосборов океанов; *11* — крупнейшие области четвертичного оледенения; *12* — основные хребты и горные системы на дне океанов; *13* — основные хребты и горные системы суши; *14* — основные станции определений палеомагнитным методом; *15* — станции определений прочими методами



тель, км³/год) и взвешенный (знаменатель, млн. т/год); *9* — граница
бессточных; *10* — граница водосборов океанов; *11* —крупнейшие
ения; *12* — основные хребты и горные системы на дне океанов; *13*—
истемы суши; *14* — основные станции определений палеомагнитным
еделений прочими методами

Общий план распределения изолиний скоростей осадкообразования в океанах в кайнозое был таким же, что и в настоящее время. Удается четко выделить две аридные зоны с минимальными скоростями (менее 1 Б), которые разделяются областью высоких скоростей (до 100—300 Б) в экваториальной зоне. Высокие значения сохраняются и в умеренных гумидных зонах, хотя по южной зоне данных пока мало.

Питание Атлантического океана осадочным материалом было в кайнозое, как и в голоцене, в 3—10 раз интенсивнее, чем Тихого океана. Индийский океан по скоростям седиментации занимал промежуточное место. Таким образом, климатическая зональность осадконакопления в океанах четко проявлялось в течение всего кайнозоя. Положение основных зон было тем же, что и в настоящее время, с некоторыми смещениями границ экваториальной и аридных зон к северу и к югу в зависимости от климатических изменений и интенсивности океанской циркуляции. Эти изменения, однако, касались лишь периферических частей аридных зон. Сходные и синхронные изменения могут быть найдены также и на границах аридных и умеренных гумидных зон. Условия аридной седиментации, отличающиеся

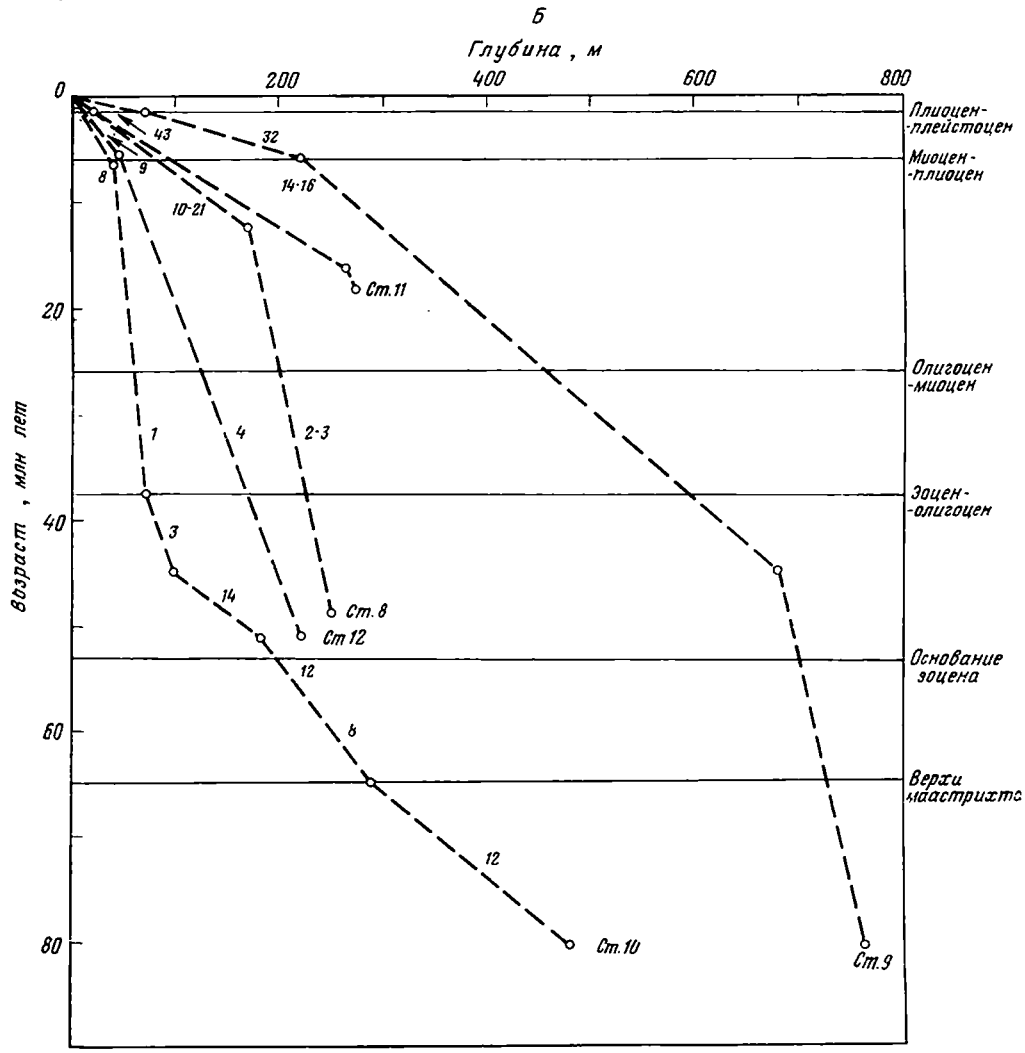


Рис. 114 (окончание)

Б — Атлантический океан; в основном северная аридная зона. Цифры на линиях — номера станций (положение станций см. на схеме XVII)

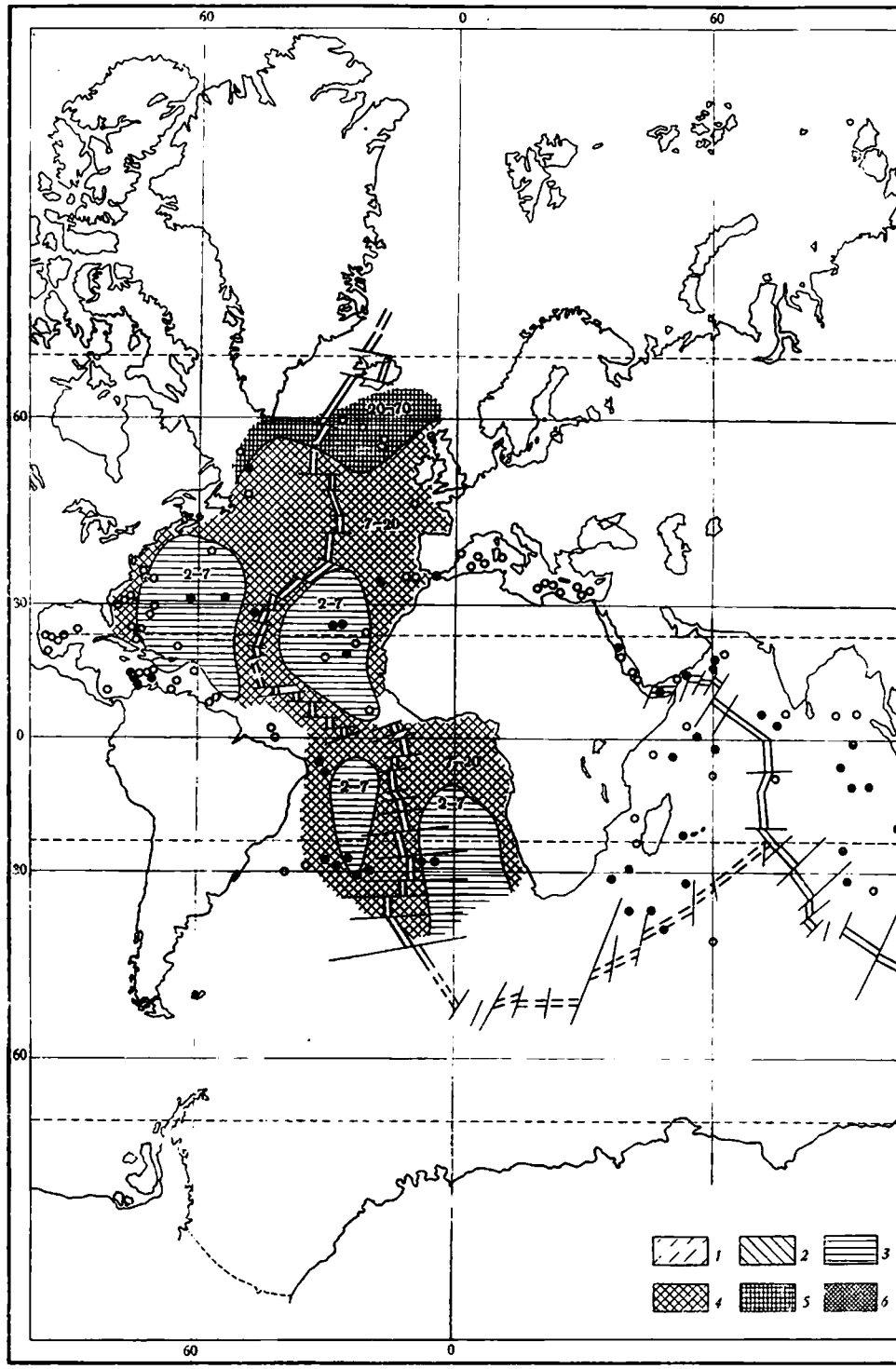
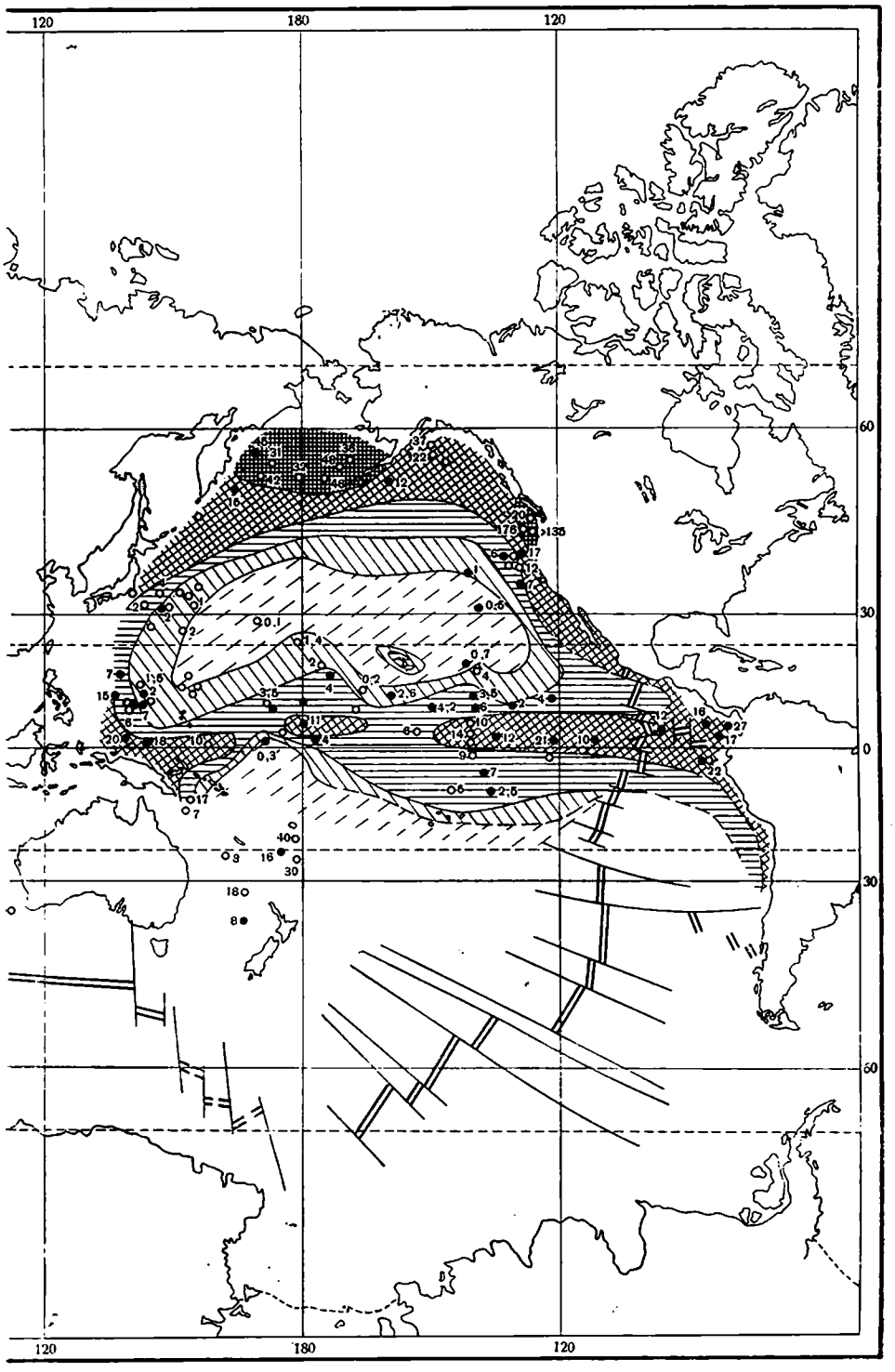


Рис. 115. Схема распределения абсолютных масс осадочного материала в океанах для третичного времени (в единицах С)

1 — менее 0,07; *2* — от 0,07 до 0,2; *3* — от 02, до 0,7; *4* — от 0,7 до 2,0; *5* — от 2,0 до 7,0; *6* — более 7,0 (фактические значения на схеме соответствуют 10С)


120
180
120
60
30
0
30
60
120
180
120
90.1

по исключительно низким скоростям и особому составу донных отложений, сохранялись, таким образом, на протяжении всего кайнозоя, причем сохранялось и географическое положение аридных зон. Отметим, что положение аридных зон в это время, в общем не менялось также и на суше, что следует из данных палеогеографии.

Циркумконтинентальная зональность проявляется с той же четкостью, что и при современном осадконакоплении. По мере приближения к суше скорости седиментации закономерно растут, причем интенсивность этого роста выше всего в гумидных зонах и намного меньше в аридных.

Вертикальную зональность кайнозойского осадконакопления проследить труднее, но она четко проявляется при изучении конкретных кернов океанских осадков, полученных выше и ниже критической глубины карбонатонакопления. Не останавливаясь на деталях, отметим, что критическая глубина карбонатонакопления — явление в геологическом смысле очень древнее, она выявляется даже в самых древних толщах, вскрытых океанским бурением. Это говорит о том, что элементы карбонатной системы, определяющие возможность отложения карбонатов только в известном интервале глубин, также сложились в отдаленном геологическом прошлом. Одним из этих элементов является, в частности, содержание углекислоты в океане, которая находится в равновесии с углекислотой в атмосфере. Существенное влияние имеют также температура, соленость и другие показатели вод. Судя по положению критической глубины, резких изменений этих параметров, которые затронули бы всю систему карбонатонакопления, в течение кайнозоя не было. Это косвенное свидетельство постоянства состава атмосферы и гидросферы. Если изменения и имели место, то они не носили характера геологических катастроф и не захватывали больших площадей. Анализ ряда кернов осадков, полученных близ критических глубин в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, показывает, что по крайней мере с мела система, определяющая критическую глубину, действует примерно в тех же пределах, что и в настоящее время. Положение критической глубины карбонатонакопления может быть, таким образом, отнесено к тем же неизменным показателям, как состав океанской воды.

Скорость осадкообразования в мезозое и средние скорости для времени отложения рыхлой толщи. Как указывалось, бурением удалось пройти пока только часть мезозойской осадочной толщи, до верхней — средней юры. Данные сейсмопрофилирования, в частности в районе подводной возвышенности Шатского, показывают, что ниже древнейших слоев, достигнутых бурением, имеется еще толща отложений мощностью в несколько сотен метров.

Составленные мной схемы (рис. 112, 113) отвечают: первая — времени отложения всей осадочной толщи, вторая — в основном меловому периоду, точнее позднему мелу. Необходимо иметь в виду, что для этих схем информаций значительно меньше, чем для схемы кайнозоя. На огромных площадях дна океанов мезозойские отложения, например, в восточной половине Тихого океана, отсутствуют, что хорошо видно на наших рисунках.

При сопоставлении скоростей седиментации в меловое время с современным и кайнозойским можно установить, что в Тихом океане значения скоростей и общий план их распределения были теми же. В северной аридной зоне скорости менее 1 Б, в экваториальной гумидной они достигают значений 10—30, а часто и 3—10 Б, т. е. несколько меньших, чем в кайнозое. О скоростях седиментации в северной гумидной зоне мы может судить пока только приблизительно. Полученные к востоку от Камчатки — значения 1, 5 Б почти в 20 раз ниже, чем для кайнозоя. В целом картина распределения скоростей в позднемеловом Тихом океане примерно та же: с минимальными значениями в аридных его зонах, с четко выраженной экваториальной гумидной зоной (повышенные значения скоростей). Однако значения скоростей в это время ниже, чем современные и кайнозойские.

В Атлантическом океане прослеживаются лишь фрагменты схемы, и они сходны с теми, которые установлены в кайнозое. В аридных зонах скорости 3—10 Б, в экваториальной зоне — более 10 Б.

В схемах распределения скоростей, а также в графиках вертикальных изменений скоростей по отдельным кернам (рис. 114) нельзя найти подтверждений тому, что при сокращении площади Атлантического океана, при его зарождении и прохождении стадии Красного моря, имела место усиленная поставка осадочного материала на каждую единицу площади дна. Более отчетливо это явление прослеживается в юре — нижнем мелу, которые на нашем графике и схемах не отражены.

Выше уже отмечалось, что картина распределения скоростей седиментации в кайнозое не является одновозрастной; в западных частях она отвечает всему кайнозою, в восточных — обычно неогену. Мной составлены схемы скоростей седиментации, отвечающие более коротким промежуткам времени,— плиоцену, миоцену, олигоцену, эоцену и палеоцену. При незначительных отличиях в деталях, связанных главным образом с изменениями палеогеографии суши, они дают ту же закономерную картину.

Весьма важным является установление изменений скоростей во времени для отдельных станций. Откладывая на графике против горизонта отбора пробы ее возраст, определенный чаще всего методами биостратиграфии, можно получить кривую изменений скорости в данной точке дна во времени (см. рис. 114). Чем положе участок кривой, тем ниже скорость седиментации. Такой анализ был выполнен для ряда кернов океанов. Изменения скоростей, как правило, имеют место, однако они обычно не являются одновременными для большой группы кернов, отвечающих океанскому региону, чаще всего они отражают изменения местных условий. Области с минимальными скоростями седиментации — в аридных зонах — сохраняют низкие значения скоростей, хотя величины их могут испытывать колебания во времени. Наоборот, в тех местах, где скорости максимальные,— в гумидных зонах и близ суши — высокие скорости выдерживаются, но разброс величин здесь намного выше. Очень велики обычно изменения скорости на границе аридных и гумидных зон, где наиболее резко сказываются климатические изменения прошлого. Резкие изменения имеют место и в областях влияния турбидных потоков, оледенений, горообразовательных процессов на суше. При существующей пока довольно редкой сетке скважин далеко не всегда эти изменения удается установить.

АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Используя 269 точек океанского бурения в качестве опорных, а также карты мощностей третичных осадков и всей рыхлой осадочной толщи, можно построить и первые схемы распределения абсолютных масс. Такие схемы построены нами для третичного и мезозойского (мелового) времени (рис. 115, 116) на основе сплошного определения физических свойств осадков в кернах (влажность и объемный вес) с установлением таких же общих закономерностей и зависимостей их от гранулометрического состава вещественного состава и возраста, которые были ранее установлены для современных — четвертичных осадков. Сопоставление этих схем со схемами для современного этапа (см. рис. 88—90, схема XV) показывает, что закономерности распределения абсолютных масс в единицах Страхова (С $г/см^2$ в 1000 лет) и их величины для периода времени 0—70 млн. лет очень близки. Для мезозойского этапа данные неполны, однако представляется, что отличий в величинах абсолютных масс заметно больше, чем при сравнении современного (голоценового) и кайнозойского этапов. По высоким значениям абсолютных масс близ устьев крупнейших рек можно судить об их возрасте. В частности, видно, что главные поставщики осадочного материала в океаны реки-гиганты — Амазонка, Конго и др.— существовали очень давно (30—50 млн. лет), коренных изменений в размещении абсолютных масс не происходило.

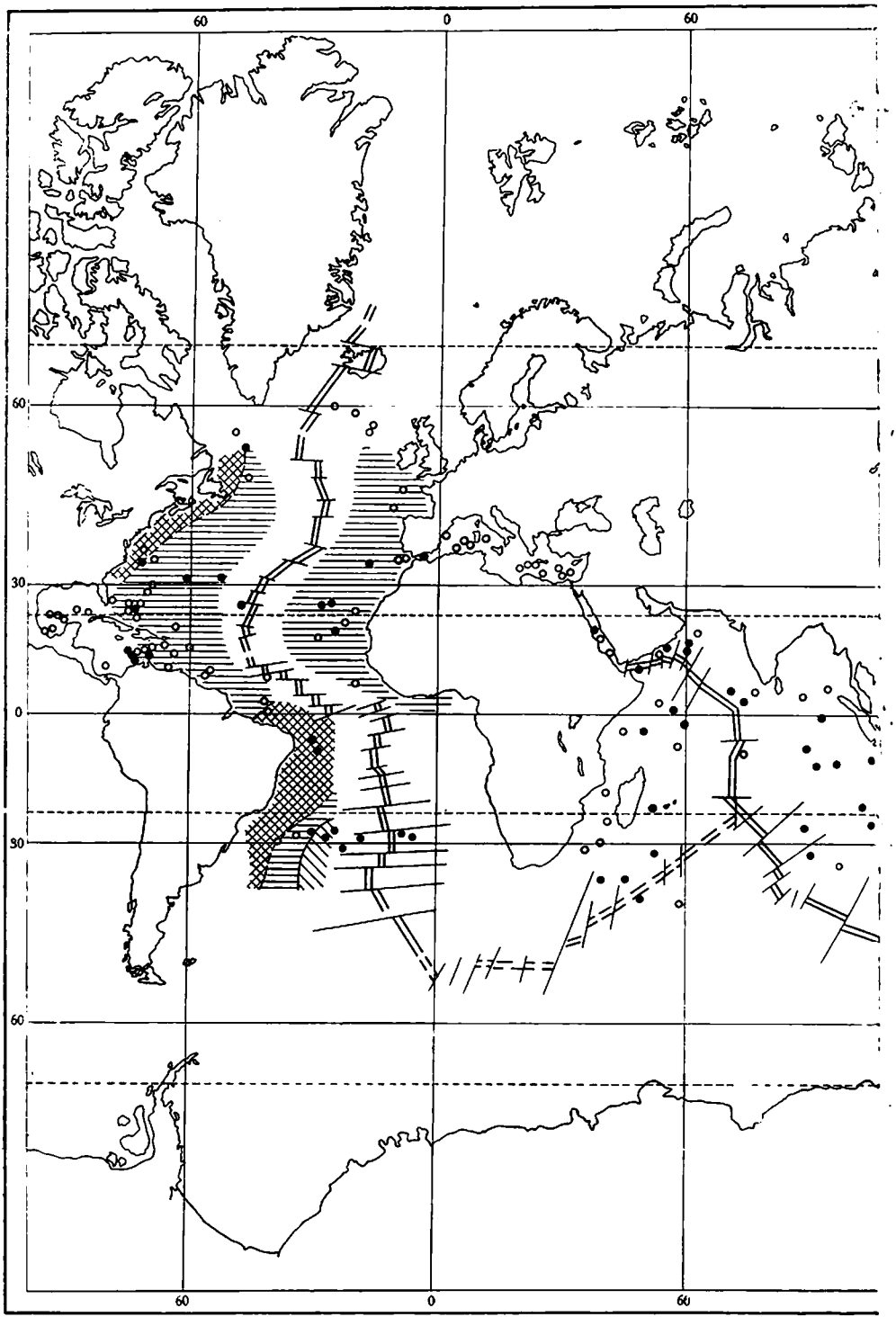
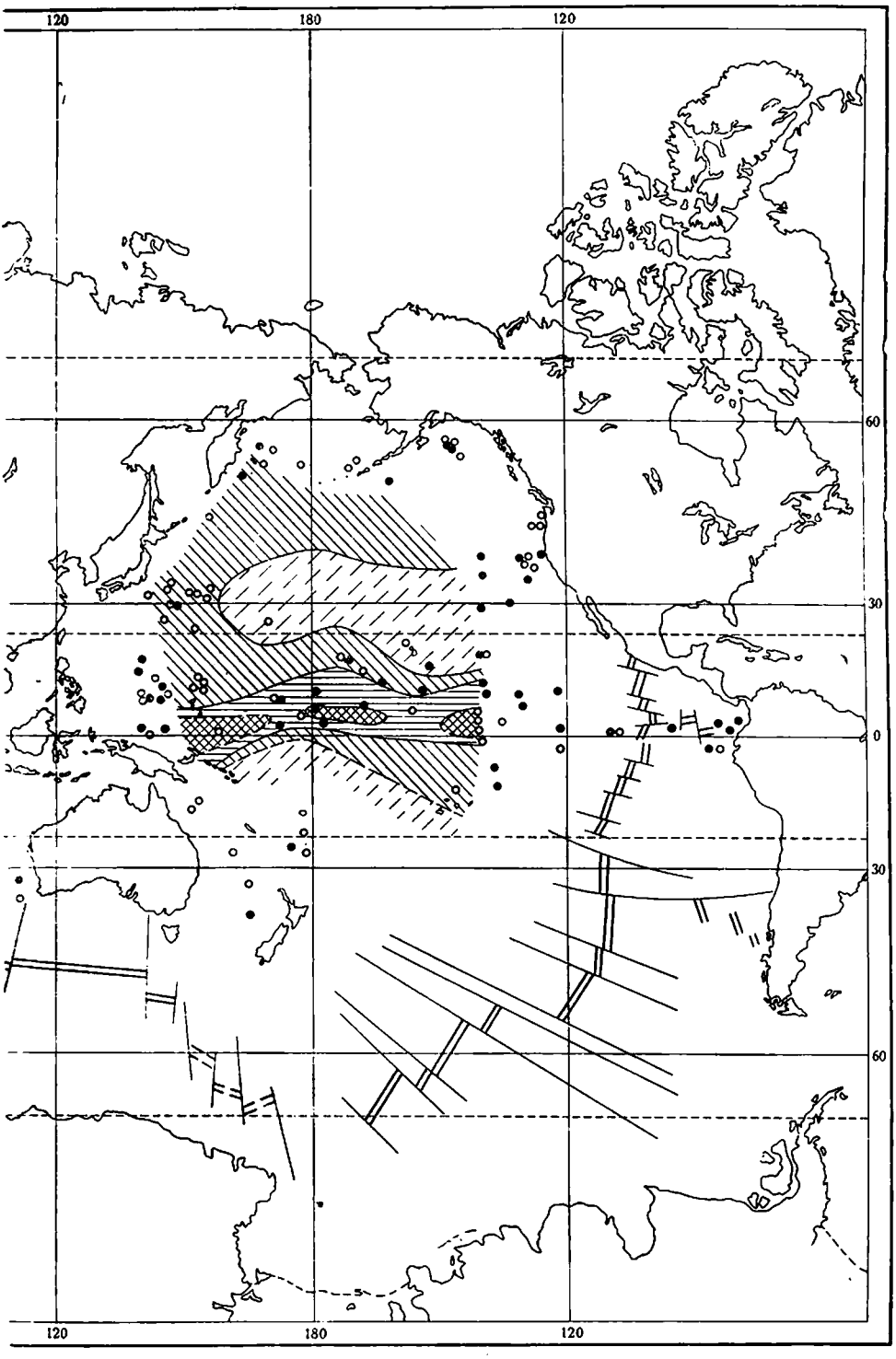


Рис. 116. Схема распределения абсолютных масс осадочного материала в океанах для мезозойского (в основном мелового времени), в единицах С

Условные обозначения см. на рис. 115


120
180
120
60
30
0
30
60
120
180
120

Понятно, что распределение абсолютных масс пока может быть изучено лишь приблизительно; меловая история океанов едва просматривается на основе имеющихся немногочисленных данных, а юрская и более древняя остаются непознанными.

ОБЪЕМЫ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ДНЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

При рассмотрении схем распределения кайнозойских осадков, а также рыхлых отложений I слоя и в особенности схем абсолютных масс мы имели возможность заметить, что количественные изменения в распределении осадочного материала очень велики. Недавно были выполнены первые приблизительные определения объема осадочного материала на дне морей и океанов.

По подсчетам А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1967), объем осадков I сейсмического слоя составляет для шельфа и материкового склона 190 млн. *км*^{3}, для глубоководных котловин 120 млн. *км*^{3}, т. е. всего для морей и океанов 310 млн. *км*^{3}.

Довольно близкие значения приводят В. В. Хаин, Л. Э. Левин и Л. И. Тулиани (1971): шельф и материковый склон 163 млн. *км*^{3}, глубоководные котловины 114 млн. *км*^{3}, моря и океаны в целом 277 млн. *км*^{3}. Определения объема осадков шельфа приводятся Эмери (Emery, 1970). Он дает значение 150 млн. *км*^{3}. Порядок цифр таким образом близкий.

Таблица 27

Объем осадков Индийского океана (севернее 60° ю. ш.) по данным сейсмопрофилирования (до слоя со скоростью 4,5—5,5 *км/сек*) (Ewing and oth., 1969)

Тип осадков в области развития осадочных тел	Объем, $\cdot 10^{14}$ м^3	%
Терригенная толща северной части Океана		
Индо-Гангский район		
Индское осадочное тело	2,12	9,9
Гангское осадочное тело	7,28	34,3
Приафриканский район		
Приафриканское осадочное тело	4,81	22,6
Приавстралийский район		
Приавстралийское осадочное тело	0,44	2,1
Всего	14,65	68,9
Биогенная толща южной части океана	2,85	13,4
Прочие районы океана (изученные)	3,75	17,7
Суммарный объем осадочной толщи Индийского океана	21,25	100,0

Если принять современное значение твердого стока в океан в 12—15 *км*^{3} (около 20 млрд. *т*), то для образования рыхлого осадочного слоя необходимо всего 20—25 млн. лет.

Для северной части Индийского океана опыт подсчета объемов был сделан Юингом с сотрудниками (Ewing, 1969). Данные подсчета сведены в табл. 27. Определение площадей осадочных тел было сделано по методу взвешивания, мощности брались с соответствующих карт, описанных выше.

Объем осадочного материала определен для всей толщи рыхлых осадков, лежащих на II слое (слой В). Малоизученные районы Арктики и Антарктики исключены.

Понятны большие трудности, которые возникают при такого рода подсчетах. Поэтому полученные значения лишь приблизительны.

Интересны сопоставления и вещества осадочных тел. Соотношение между количеством терригенного и биогенного (карбонаты и кремнезем) материала, поставляемого в настоящее время реками, составляет приблизительно 7—10 : 1, т. е. терригенного материала откладывается в 7—10 раз больше, чем солей кальция и кремния, которые планктонные организмы используют как материал для построения раковин и панцирей. Кремневого материала сносится приблизительно в 4 раза меньше, чем карбонатного. Такое соотношение между основными компонентами осадочного материала определяется современной структурой стока и связано с высотой стояния континентов, климатом, особенностями водосборов и рядом других факторов. Если сравнить соотношение терригенного и биогенного осадконакопления для Индийского океана, сопоставляя объемы терригенных и биогенных осадочных тел, то получим среднюю цифру 4 : 1, что близко к современной оценке. Далее сопоставления будут сделаны на основе абсолютных масс соответствующих осадков.

ВЫВОДЫ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ КОЛИЧЕСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В КАЙНОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

Сопоставляя приведенные в этой главе в сжатом виде фактические данные о количественном распределении осадочного материала в третичных и мезозойских океанах, а также в пределах I и II сейсмических слоев, можно сделать общие выводы.

1. Общие закономерности количественного распределения осадочного материала в геологической истории океанов определяются в основном терригенным материалом, биогенная часть составляет 10—20% от терригенного, т. е. отступает на второй план, хотя в некоторых местах осадки и состоят целиком из карбонатного или кремнистого материала. Таким образом, общий план распределения мощностей и скоростей, а также абсолютных масс осадков, определяемый в настоящее время суммарным присутствием терригенного и биогенного материала, может быть с достаточной надежностью установлен и на основании анализа только одного терригенного материала.

2. Так же как на настоящем этапе, в кайнозое и мезозое и, менее уверенно, во время отложения II слоя распределение осадочного материала определялось теми же закономерностями, что и для современного этапа — подчиняясь климатическому, циркумконтинентальному и батиметрическому контролю.

3. Чем большая толща осадков берется для рассмотрения, тем отчетливее влияние тектонической зональности, проявляющейся в отсутствии осадков в областях срединных хребтов, в накоплении значительных их масс в периферических частях океанов и геосинклинальных областях. Имеются и другие проявления тектонической зональности — в форме изменений рельефа и площади водосбора, вулканизма, сейсмичности, рудопроявлений и др.

4. То обстоятельство, что распределение отложений II слоя подчиняется общим закономерностям распределения осадочного материала (не только вулканического), свидетельствует о его осадочном происхождении. Очевидно, под толщей базальтов, полученных на настоящем этапе глубоководного бурения, имеются еще консолидированные осадочные породы неизвестного возраста. Большое участие в сложении этого слоя принимают, по-видимому, также туфы и лавы (в особенности близ очагов вулканизма).

5. Сопоставление общего количества осадочного материала, поступающего в океан с суши, с приблизительными определениями его объема на дне океана показывает, что основная часть этого материала осаждается в пределах геосинклинальных морей, окружающих материки Азии с запада и с юга, а также разбросанных в других частях океанов.

6. Поскольку самыми древними осадочными и изверженными породами, полученными со дна пелагических частей океана, являются верхнеюрские, то возникает вопрос, где же следует искать остатки древних океанов. Вполне вероятно, что под бропей покрова II слоя находятся древние отложения, относящиеся к низам мезозоя или к палеозою. Вполне очевидно, что такие породы будут получены при повторном более глубоком бурении в районе подводной возвышенности Шатского, а также при бурении сквозь базальтовый слой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные о количественном распределении осадочного материала свидетельствуют о колоссальных масштабах перемещений и образования вещества в океанах. Ежегодно с поверхности суши сносится в океаны и моря около 25 млрд. *т* вещества. Около 500 млрд. *т* биогенного материала образуется каждый год на поверхности океана в пределах верхнего 100-метрового слоя. Это в 20 раз больше поступления вещества с суши.

Из общего количества вещества 525 млрд. *т* на дне осаждается лишь незначительная его часть — около 25 млрд. *т*, т. е. около 5—6%. Остальной осадочный материал не достигает дна, растворяется, минерализуется в воде и в верхних слоях осадочной толщи и снова вступает в круговорот. Таким образом, донные осадки представляют лишь незначительную часть общего колоссального круговорота вещества и энергии в океане, его главная часть совершает как бы холостой ход по отношению к осадочному материалу. Коэффициент полезного действия осадочного процесса в океане очень невелик — составляет около 5%, т. е. приближается в этом отношении к КПД других природных процессов (фотосинтез, передача энергии по звеньям пищевых цепей и др.).

Общее количество взвешенного осадочного материала, находящегося в толще вод Мирового океана, выражается колоссальной цифрой — 1370 млрд. *т*, причем обмен между океанами составляет около 16,8 млрд. *т*, или 1,2% от общего количества взвеси в Мировом океане (Лисицын, 1964). Это почти столько же, сколько поступает осадочного материала в океаны с суши. Сопоставимость масштабов этих процессов говорит о том, что Мировой океан необходимо рассматривать как единую динамическую систему — динамический резервуар, отдельные части которого объединены сложными и многообразными связями и находятся в зависимости от местных природных условий.

Столь значительное содержание тонкодисперсной и быстро изменяющейся взвеси в океане оказывает большое влияние на многие процессы, в нем протекающие. Это главный механизм, регулирующий состав океанских вод в его взаимодействии с сушей, биосом, климатом. Сорбционная система океана имеет поистине глобальные масштабы, поскольку это сотни миллиардов тонн сорбентов, сходных по свойствам с силикагелем, отбеливающими глинами, а часто и превосходящих их по своим свойствам.

Сорбционная система Мирового океана, понимание которой стало возможным только после изучения взвеси, действует одновременно с другой системой биофильтра, масштабы которой также имеют глобальный характер.

К этому нужно прибавить еще систему биологической экстракции растворенных веществ и превращений их из форм, свойственных для речного

стока, в новые формы, характерные для пелагических частей океана. Нужно также учесть то, что развитие биоса в океане лимитируется поступлением веществ с суши и может протекать в гораздо больших масштабах. Тогда станет понятным, что роль и многообразие воздействия биоса в истории вещества в океанах литологами недооценивалась. Недооценивались также и колоссальные масштабы участия его в превращениях веществ и в биологическом транспорте. История терригенных частиц оказывается, проще, чем растворенного материала.

Динамическая система океана, которую мы читаем по донным осадкам, существует длительное время, она в своих главных чертах организовалась на очень отдаленных этапах геологического времени и с некоторыми изменениями пережила десятки и даже сотни миллионов лет.

Оценивая поступление осадочного материала на единицу площади дна океанов в среднем, можно видеть, что между ними существует очень большая разница. В Тихом океане на единицу площади дна поступает в 25—30 раз меньше терригенного материала, чем в Индийском, и в 8 раз меньше, чем в Атлантическом. Разница в поступлении биогенного материала не так значительна — в 1,5—2 раза.

Изучение поступления осадочного материала с суши, его распределения в донных осадках свидетельствует о том, что роль многих видов осадочного материала, их пай в океанской седиментации ранее оценивался неправильно. Так, количество материала, выносимого в океаны ледниками, соответствует по масштабам биогенной седиментации (карбонатонакопление и кремненакопление), того же масштаба и перенос эолового материала.

Далее мы увидим, что состав этого генетически различного материала резко отличается. Это дает возможность проследить распределение осадочного вещества разного генезиса на больших площадях дна. Пока же очень важно установить, что в количественном выражении (в первом приближении) вклады вулканогенного, биогенного, ледового и эолового материала в процесс океанской седиментации сопоставимы между собой. Каждый из них в отдельности приблизительно в 10—15 раз меньше, чем вклад терригенного материала, выносимого реками, а все вместе они дают менее половины взвешенного речного стока. Этими количественными соотношениями и предопределяется то, что терригенная седиментация в Мировом океане является основной. Возникновение осадков другого типа, не терригенных, возможно лишь там, где влияние терригенного фактора ослаблено, а также близ источников вулканогенного, ледового или эолового материала. Состав донных осадков, таким образом, предопределяется сложным динамическим взаимодействием основных агентов поставки осадочного материала, проявляющимся как в пространстве, так и во времени.

Сказывается ли столь значительная разница в поступлении осадочного материала в океаны на его распределении на дне?

Ответ на этот вопрос дают многочисленные данные по количественному распределению взвеси, а также по скоростям седиментации и мощностям осадочной толщи, приведенные выше, а также типичные разрезы (рис. 117, 118).

Количественный анализ взвеси показывает, что области высокой и низкой концентрации осадочного материала в водах располагаются во всех океанах закономерно, несмотря на очень существенную изменчивость в зависимости от сезонов, местных условий и др.

Главных закономерностей три, они укладываются в понятие «зональность»: 1) климатическая, 2) циркумконтинентальная, 3) вертикальная.

Проявления климатической зональности, как части природной, особенно четко видны на меридиональных разрезах через океаны. В местах, где с суши поставляется наибольшее количество осадочного материала, где его больше всего продуцируется планктоном, содержание взвеси становится максимальным. Такие участки складываются в огромные пояса, прослеживающиеся то более четко, то распадающиеся под влиянием местных

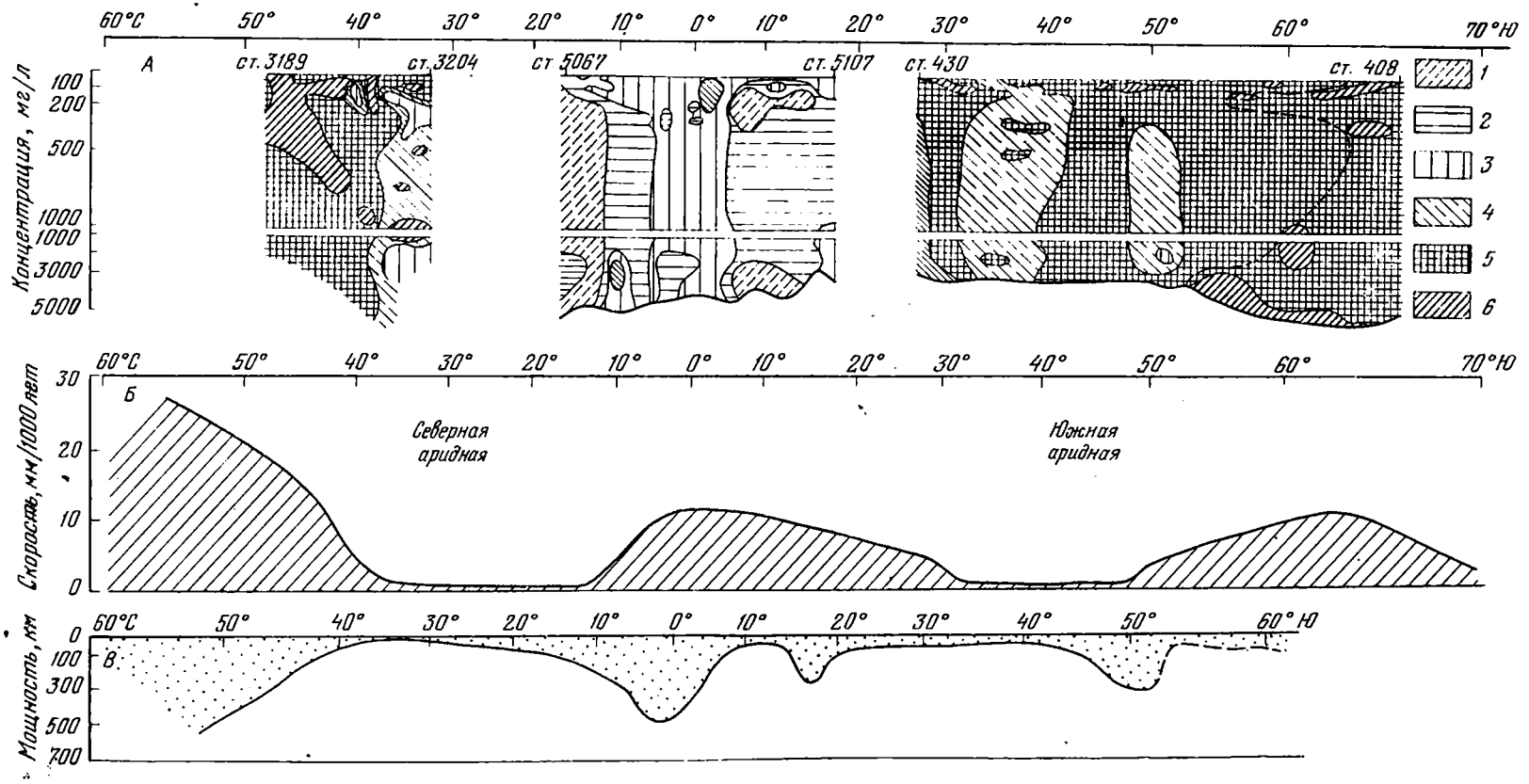


Рис. 117. Распределение осадочного материала на сводном меридиональном разрезе через Тихий океан (положение разреза см. на схеме XVII)

А — концентрация осадочного материала во взвеси, *мг/л*: *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 0,25; *3* — от 0,25 до 0,5; *4* — от 0,5 до 1,0; *5* — от 1,0 до 2,5, *6* — более 2,5

Б — скорость седиментации, в единицах Б. *В* — мощность рыхлых отложений на дне океана, *м*

условий на отдельные фрагменты. Эти пояса протягиваются дальше по рекам на сушу, они соответствуют природным гумидным зонам Земли. В разных разделах этой книги показано, как сложно, чаще всего косвенным образом, природная зональность находит отражение в количественном распределении осадочного материала. Далее мы увидим, что еще более ясно эта зональность отражается и регистрируется в качественном составе взвеси и донных осадков.

Области максимального поступления и продуцирования взвеси в океанах разделены огромными аридными зонами, являющимися продолжением пустынь суши. Здесь анализ взвеси показывает минимальное поступление терригенного и биогенного материала, его специфический состав, присущий только этим зонам.

Важным фактом, который устанавливается со всей очевидностью при изучении взвеси, является то, что широтный перенос в океанах приблизи-

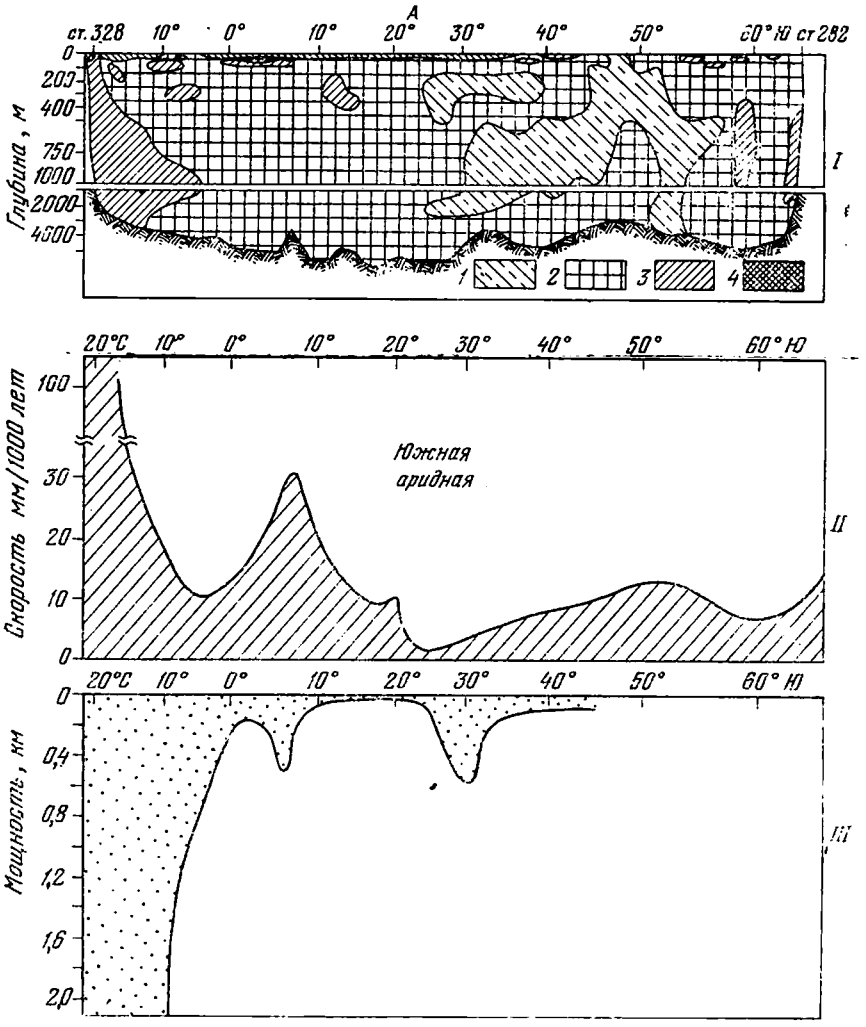


Рис. 118. Распределение осадочного материала на сводных меридиональных разрезах через Индийский океан

А — по 90° в. д. *Б* — по линии Мирный] (Антарктида) — Аденский залив. *В* — по линии экватор — устье р. Ганг. Положение разрезов см. на схеме XVII.

I — концентрация осадочного материала во взвеси, *мг/л*: на *А* и *Б*: *1* — от 0,5 до 1,0; *2* — от 1,0 до 2,0; *3* — от 2,0 до 4,0; *4* — более 4,0. На *В*: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1,0; *3* — от 1,0 до 2,5; *4* — от 2,5 до 5,0; *5* — более 5,0. II — скорость седиментации, в единицах Б. III — мощность рыхлых отложений на дне океана, *км*

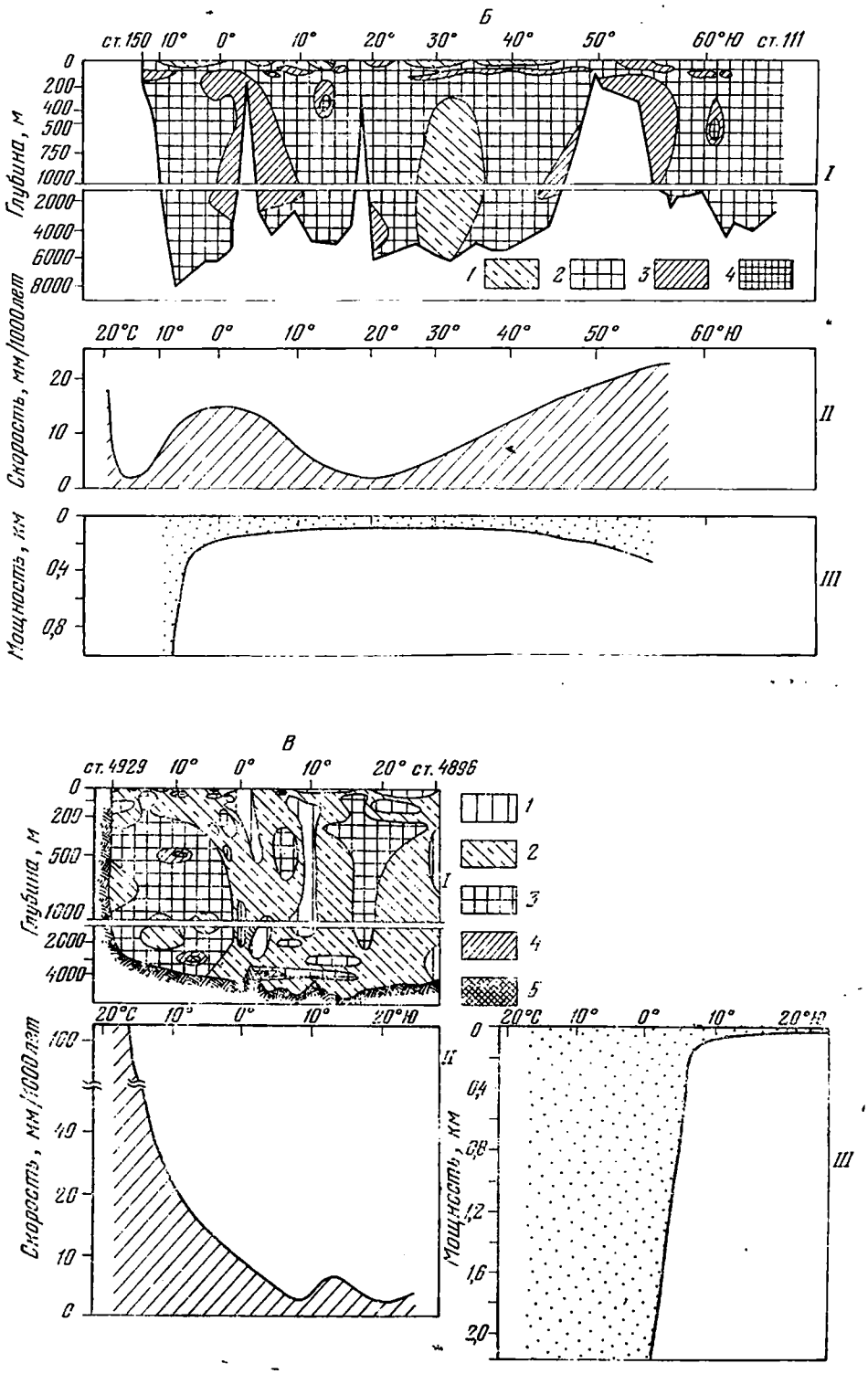


Рис. 118 (окончание)

тельно в 10 раз сильнее, чем меридиональный. Этот феномен, выявленный сравнительно недавно, и определяет то, что распределение осадочного материала, поступающего с суши в сравнительно небольшом количестве отдельных точек (устья крупнейших рек), быстро сменяется от диффузного рассеяния около устья на закономерный широтный перенос в пределах целого океана. В южных частях океанов, не разделенных материками, перенос идет в пределах соответствующих широтных зон всех океанов.

Преобладающая роль широтного переноса обеспечивает также и то, что остатки организмов распределяются в основной своей массе именно в тех широтных зонах, где они возникли. Широтный перенос осадочного материала в океанах коренным образом отличает их от более мелких водоемов, принадлежащих обычно к одной или двум климатическим зонам. Широтный перенос возникает только в очень крупных водоемах и является одной из особенностей океанской седиментации. Раскрытие этого явления и было одной из главных задач работы.

Циркумконтинентальная зональность в распределении взвеси связана с тем, что наибольшее количество осадочного материала поступает с суши. Естественно поэтому, что чем ближе к источнику сноса, тем больше содержится осадочного материала во взвеси, тем больше его поступает в осадки. Наиболее ярко циркумконтинентальная зональность проявляется там, где поступление взвеси с суши наибольшее, т. е. в гумидных зонах. Здесь она является определяющей в пределах пояса, прилегающего к материкам шириной до 1000 *км*, а в северной части Индийского океана даже 2000 *км*. Чаще же роль циркумконтинентальной зональности резко снижается уже в пределах нескольких сотен километров от основания материкового склона. Наблюдая за изменениями концентрации и состава взвеси в глубинных водах, можно установить влияние суши на расстояние до 200—500 *км*, а местами более чем 1000 *км*. В аридных зонах, где осадочный материал с суши почти не поступает, циркумконтинентальная зональность едва прослеживается.

Вертикальная зональность особенно ярко видна там, где много биогенного материала, продуцируемого в верхних 100 *м* водной толщи. По мере осаждения происходит быстрое растворение наименее стойких биогенных частиц, в первую очередь протоплазмы. Если на разрезах вертикального распределения взвеси условно перемещать поверхность дна в пределах глубин от минимальных до максимальных, можно видеть, как в разных местах изменилось бы количество осадочного материала, поступающего на единицу поверхности дна.

Все три вида зональности действуют одновременно, сложно сочетаются в пространстве и во времени (в особенности в связи с сезонностью поставки терригенного и биогенного материала, ярко выраженной в условиях умеренного и холодного климата). Изучение осадочного материала во взвеси и отложениях показывает, что Мировой океан — единая и взаимосвязанная система не только в отношении водных масс, но и осадков. Изменение параметров этой системы вызывает перестройку, причем результаты ее нередко сказываются на огромных расстояниях.

Изучение взвеси в сопоставлении с динамикой водной толщи и рельефом дна убеждает в том, что значительная часть терригенного материала (до 80—90%, а местами, по-видимому, и больше!) осаждается в периферических частях океанов, особенно близ устьев рек (яркий пример — северная часть Индийского океана), а также в краевых морях, отделенных от океана островными дугами и являющихся природными ловушками осадочного материала. Поэтому общие балансные подсчеты могут дать лишь ориентировочные представления о напряженности осадочного процесса на конкретных участках дна океана. Без изучения взвеси и скоростей седиментации по балансным подсчетам нельзя судить о реальном распределении осадочных масс в водоеме.

Впервые появившаяся возможность детального учета количества оса-

дочного материала (взвеси) в глубинных водах океанов открыла пути для выявления областей с высоким и низким его содержанием, для проведения границ между такими областями. Вместе с дискретными значениями скоростей, которые удалось получить с применением палеомагнитных методов, а также разнообразных методов определения абсолютного возраста и биостратиграфии, удалось впервые начать картирование количественного распределения осадочного материала, составить первые карты скоростей седиментации океанов.

Карты скоростей седиментации Тихого, Индийского и Атлантического океанов, а также ряда морей показывают ту же тесную связь с климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностями, которая была установлена при анализе количественного распределения осадочного вещества во взвеси (схема XXIII).

Абсолютные массы оказываются максимальными в тех же зонах, где максимально содержание взвеси, их границы в пространстве совпадают и определяются границами природных гумидных зон. Минимальные количества осадочного материала поступают на единицу площади дна в аридных, халистатических зонах океанов.

В пределах одних и тех же климатических зон, разделяющих океаны на крупные неправильной формы широтные пояса или фрагменты поясов, скорости седиментации колеблются. Это связано с влиянием циркумконтинентальной зональности — максимальные скорости у основания материкового склона, где сгружается большая часть терригенного осадочного материала, а также и с вертикальной зональностью. В пределах природных (климатических) зон закономерно сочетаются особенности количественного распределения осадочного материала (взвесь и отложения), особенности качественного состава (парагенезы минералов, распространение и ассоциации осадкообразующих организмов), особенности динамики, которые в общем виде могут быть выражены в направлении переноса. Не отдельные черты, а их закономерные и отличные в разных природных зонах сочетания и определяют разнообразие, специфику и предопределенность седиментации в разных зонах.

Данные, полученные при глубоководном бурении океанов с судна «Гломар Челленджер», а также результаты непрерывного сейсмического профилирования, изучение выходов древних пород на дне океанов позволили составить первые карты мощностей рыхлой осадочной толщи в целом (I слоя), а также мощности кайнозойских и мезозойских отложений океанов, мощности рыхлых и полуконсолидированных осадков (I и II слоя). Вместе с данными по определению влажности и объемного веса в кернах это открыло возможности построения первых карт абсолютных масс для океанов геологического прошлого. Количественный анализ осадочного процесса удалось, таким образом, распространить на далекое геологическое прошлое океанов — до 70—100 млн. лет.

Оказалось, что основные закономерности количественного распределения осадочного материала в древних океанах были в главных своих чертах теми же, что и в настоящее время. На протяжении от нижнего мела и доныне сохранялось положение климатических зон, закономерный разнос осадочного материала в широтном направлении, системы течений в океанах и перемещения воздушных масс, т. е. действовал механизм осадкообразования, близкий к современному. В частности, можно с уверенностью говорить о сохранении экваториальных течений и связанных с ними биогенных осадков, присущих дивергенциям, о длительной истории существования аридных зон океанов, а также пассатных ветров и глобальной системы пассатного переноса эолового материала.

Общие связи важнейших закономерностей количественного распределения осадочного материала в пространстве и во времени могут быть прослежены на серии разрезов через океаны (см. рис. 11, 117, 118). На них показаны климатическая зональность, распределение осадочного материала во

взвеси, скорости и абсолютные массы осадков (для 0,7 млн. лет), мощности кайнозойских осадков, осадочного слоя в целом (I слой).

При рассмотрении отложений океанов геологического прошлого с очень большой четкостью выявляется влияние тектонической зональности. Она определяется процессами раздвижения океанов и процессами, протекающими в местах сочленения отдельных плит. В областях срединных хребтов, являющихся зонами раздвижения, древние осадки отсутствуют. По мере удаления в стороны от хребтов появляются сначала неогеновые, затем палеогеновые отложения, а мезозойские обычно встречаются на удалении более 1000—2000 *км* от осей хребтов, т. е. только в периферических частях современных океанов.

Методами магнитной стратиграфии, а также опорным бурением удалось установить, что возраст ложа океана, на котором накапливаются осадки, закономерно и билатерально, т. е. с одинаковой скоростью и симметрично по обе стороны от хребта, увеличивается по мере удаления от гребня. Приведенные карты возраста ложа океанов убеждают нас в том, что седиментация здесь идет в особых условиях, связанных с подвижностью дна. В этом еще одно коренное отличие океанских бассейнов от морских и более мелких. Другое отличие — наличие особой коры, характерной только для океанских областей, особого вулканизма (базальтовый в пелагических частях, андезитовый и более кислый — по периферии океанов), особой гидротермальной деятельности (рудоносные осадки). Влияние эндогенных факторов на седиментацию в океанах в корне отлично от материков.

Применение основных выводов глобальной тектоники к изучению осадков океанов показывает, что и поставка осадочного материала, связанная с процессами горообразования в краевых частях плит для длительных этапов истории, предопределена в пространстве.

Состав вулканогенного материала также резко различен в пределах океанских плит — кратонов, и по их периферии, где идет столкновение отдельных плит, образуются островные дуги, возникают погружение и переплавка краевых частей плит, активный вулканизм с исключительно сильной эксплозивностью. Высокая эксплозивность приводит к дальнему — до 1000 — 1200 *км* — распространению вулканогенного осадочного материала в прилежащие части океанов.

Влияние тектоники на седиментацию очень многообразно, оно сказывается на всех этапах осадочного процесса от подготовки осадочного материала до его переноса, преобразования и отложения. Это влияние сказывается и во времени от этапа образования водоема и до его исчезновения. Идеи глобальной тектоники дают возможность установить черты зональности тектонических процессов в океанах, возможности и границы влияния этого фактора.

Всесторонний анализ количественного распределения осадочного материала, рассмотренный в пространстве и во времени, показывает, что к трем основным видам зональности следует прибавить еще и влияние тектоники.

Сложное и закономерное сочетание этих четырех основных факторов, а также многочисленных факторов более мелкого порядка и приводит ко всему многообразию осадочного процесса, к накоплению весьма своеобразных, сложных и различных по составу осадков, которые будут рассмотрены в следующей книге, посвященной литологии и геохимии океанских осадков. Такое сопоставление, выполненное также в пространстве и во времени, даст возможность определить место океанов и океанской седиментации в истории Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 2.

Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Исследование рельефа и донных отложений шельфа юго-западной Африки.— Океанология, 1970, № 2.

Ажгирей Г. Д. Происхождение и развитие материков и океанических впадин.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 3.

Аксенов А. А. Морфология и динамика северного берега Азовского моря.— Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 29 (41), 1955.

Аксенов А. А. Некоторые результаты изучения современных фаций прибрежной зоны моря.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.

Алекин О. А. Химия океана. Л., Гидрометиздат, 1966.

Алекин О. А. О значении ионного стока рек для океана.— Океанология, 1967, № 4.

Алекин О. А., Бражникова Л. В. Вынос растворенных веществ с земной поверхности.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Алекин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М., «Наука», 1964.

Александров А. И. Особенности современного осадконакопления в Азовском море.— Автореферат канд. дисс. Ростов-на-Дону, 1965.

Александровская И. В., Ерамов Р. А., Игнатов Г. М., Лукашова Е. Н., Марков К. К., Михайлова Л. А., Рябчиков А. М. Физическая география частей света. М., «Высшая школа», 1963.

Алексина И. А. Минералогия крупноалевритовой фракции донных осадков Кроноцкого и Авачинского заливов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 61, 1962.

Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. Изд-во МГУ, 1962.

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. Изд-во МГУ, 1965.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.

Астапович И. С. Метеорные явления в атмосфере Земли. М., Госиздат физ.-мат. литерат., 1958.

Атлантический океан. Батиметрическая карта масштаба 1 : 20000000. М., 1963.

Атлантический океан. Серия карт по геологии дна Атлантического океана, № 1—13. Междуведомств. геофиз. комитет — Ин-т океанол. АН СССР, 1968.

Атлас Антарктики. М., ГУГК, 1966, т. I; 1969, т. II.

Базилевич Н. И., Родин Л. Е., Розов Н. Н. Сколько весит живое вещество планеты? — Природа, 1972, № 5.

Бакри Д., Клинч С. А., Мангейм Ф. Т., Хорн М. К. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 6.

Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Содержание радиоактивных элементов в донных отложениях Тихого океана в районе Японских островов.— Геохимия, 1957, № 1.

Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Определение скорости отложения донных осадков в окраинной части Тихого океана радиоактивными методами.— Труды V сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Баранов В. И., Кузьмина Л. А. Новые данные по радиоактивности Индийского океана.— Труды VII сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Баранов В. И., Кузьмина Л. А. К вопросу о возрасте донных осадков Тихого океана.— Геохимия, 1965, № 3.

Бараш М. С. Исследование взвешенных веществ поверхностного слоя вод Се-

верной Атлантики в рейсах э/с «Михаил Ломоносов».— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 56, 1962.

Бараш М. С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики.— М., «Наука», 1970.

Бараш М. С. Палеоклиматические реконструкции по планктонным фораминиферам (четвертичные отложения в Атлантике).— Океанология, 1971, № 6.

Бараш М. С., Громова Т. С. Палеотемпературный анализ по планктонным фораминиферам.— В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.

Батурин Г. Н. Формирование фосфатных осадков и динамика вод.— Океанология, 1971, № 3.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море.— Океанология, 1969, № 3.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. Фосфоритообразование на шельфе юго-западной Африки.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 3.

Безруков П. Л. О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков.— Докл. АН СССР, 1955а, т. 103, № 3.

Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1955 б.

Безруков П. Л. Об осадках глубоководных океанических впадин Идзу-Бонинской, Марианской и Рюкю.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 2.

Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадконакопления в Мировом океане.— I Internat. Oceanograph. Congress, Preprints. Washington, 1959.

Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана.— Доклады сов. геол. на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 10, Морская геология. Изд-во АН СССР, 1960а.

Безруков П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана.— Океанологические исследования (серия «Результаты исследований по МГГ»), 1960б., № 2.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 32, 1960в.

Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков.— Океанология, 1961, № 2.

Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане.— Труды Океаногр. комиссии, т. 10, вып. 3, 1962а.

Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков.— Океанология, 1962б, № 1.

Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 64, 1964.

Безруков П. Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.

Безруков П. Л. Проблемы геологического исследования полезных ископаемых океана.— Океанология, 1971, № 6.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. 13, 1957.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 32, 1960.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Исследования донных осадков.— Океанологические исследования (X раздел программы МГГ), 1962, № 7.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в Индийском океане.— Второй междунар. океаногр. конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта современных осадков Мирового океана.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР. 1961.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Осадконакопление в Мировом океане.— Физико-географический атлас Мира. М., 1964.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Скорнякова Н. С., Петелин В. П. Осадкообразование в Тихом океане.— Второй междунар. океаногр. конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. Современное осадкообразование в северной части Тихого океана.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Донные осадки Северо-Курильского района.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 36, 1959.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О., Саидова Х. М., Филатова З. А. Об осадках и донной фауне северной части Восточно-Китайского моря.— Oceanologia et Limnologia Sinica, 1958, v. 1, N 3.

Безруков П. Л., Петелин В. П. Руководство по сбору и первичной обработке проб морских донных осадков.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 44, 1960.

Безруков П. Л., Петелин В. П., Алексина И. А. Типы осадков, их распространение и состав.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Безруков П. Л., Романкевич Е. А. К стратиграфии и литологии донных отложений северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2.

Безруков П. Л., Романкевич Е. А. Скорость осадконакопления в Тихом океане.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.

Беклемишев К. В. Избыточное питание зоопланктона и вопрос об источниках

пищи донных животных.— Труды Всесоюз. гидробиол. об-ва, т. 8, 1957.
Беклемишев К. В. Биогеографическое деление пелагиали Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, т. VII. Биология Тихого океана. Планктон. М., «Наука», 1967.
Белов Н. А. Гранулометрический и вещественный состав взвеси моря Лаптевых.— Труды Аркт. и Антаркт. н.-и. ин-та (ААНИИ), 278, 1967.
Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения центральной части Северного Ледовитого океана.— Труды НИИГА, т. 85, вып. 9, 1958.
Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. НИИГА — ААНИИ. Л., 1961.
Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов.— Результаты исслед. по междунар. геофиз. проектам. М., «Наука», 1968.
Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, т. 45 (4).
Беляев Г. М. Некоторые закономерности количественного распределения донной фауны в Западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 41, 1960.
Беляев Г. М. Работы по донной фауне морей и океанов, проведенные советскими учеными.— Океанологические исследования» (серия «Результаты исследований по программе МГГ»), 1962, № 7.
Беляев Г. М. Клювы головоногих моллюсков в океанических донных осадках.— Океанология, 1962, № 2.
Беляев Г. М. Донная фауна наибольших глубин Мирового океана. М., «Наука», 1966.
Беляев Г. М., Виноградова Н. Г., Левенштейн Р. Я., Пастернак Ф. А., Филатова З. А. Закономерности распределения глубоководной донной фауны в свете развития идей о биологической структуре океана.— Океанология, 1973, № 1.
Беляев Г. М., Гликман Л. С. О массовом нахождении зубов акул на дне Тихого и Индийского океанов.— В кн.: Международ. геол. конгресс. XXII сессия, проблема 16. М., «Наука», 1965.
Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в водах на дне Индийского океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 68, 1964.
Беляева Н. В. Планктонные фораминиферы в поверхностном слое осадков Тихого океана. В кн.: Тихий океан, т. VIII. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М., «Наука», 1969.
Беляева Н. В., Саидова. Х. М. Соотношение бентосных и планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, 1965. № 6.
Беляева Т. В. Состав и распределение диатомовых водорослей в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, 1963, № 4.
Беляева Т. В. Состав и некоторые закономерности распределения диатомей в планктоне экваториального района Тихого океана.— Океанология, 1970а, № 1.
Беляева Т. В. Численность Ethmodiscus в планктоне Тихого океана.— Океанология, 1970б, № 5.
Беляева Т. В. Количественное распределение планктонных диатомей в западной тропической части Тихого океана.— Океанология, 1971. № 4.
Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. Изд. 3-е. М., 1947.
Береснев А. Ф. Происхождение рельефа дна Японского моря. Автореферат канд. дисс. М., 1967.
Блажчишин А. И. Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автореферат канд. дисс. Калининград, 1972.
Богданов Д. В. Карта природных зон океана.— Океанология, 1961. № 5.
Богданов Ю. А. Взвешенное органическое вещество в водах Тихого океана.— Океанология, 1965. № 2.
Богданов Ю. А. Количественное распределение и гранулометрический состав взвеси Тихого океана (по данным микроскопического анализа).— Океанологические исследования. М., «Наука», 1968, № 18.
Богданов Ю. А., Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного органического вещества в водах Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования, 1968, № 18.
Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество во взвеси и в донных осадках Мирового океана.— В сб.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
Богомолов Л. А., Судакова С. С. Общее землеведение. М., «Недра», 1971.
Богоров В. Г. Биологические сезоны в планктоне различных морей.— Докл. АН СССР. 1941, т. 31. № 4.
Богоров В. Г. Биологическая структура океана.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128. № 4.
Богоров В. Г. Географические зоны в пелагиали центральной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 41, 1960.
Богоров В. Г. Биологическая трансформация и обмен энергии и вещества в океане.— Океанология, 1967, № 5.
Богоров В. Г. Биогеоценозы пелагиали океана.— В сб.: Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М., «Наука», 1970.
Богоров В. Г. О количестве веществ в живых организмах Мирового океана.— В сб.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.
Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. Л., «Недра», 1969.
Бруевич С. В. О влажности грунтов Каспийского моря.— Докл. АН СССР. 1945, т. 47, № 4.

Бруевич С. В. Скорость образования донных отложений в Мировом океане.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 3. 1949.

Бруевич С. В. К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Бруевич С. В. К химии осадков Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 17, 1956.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Осадкообразование в Каспийском море.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 3, 1949.

Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. К химии осадков Берингова моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 26, 1958.

Бруевич С. В., Иваненков В. Н. Проблемы химического баланса Мирового океана.— Океанология, 1971, № 5.

Бурков В. А. Циркуляция вод северной части Тихого океана.— Океанология, 1963, № 5.

Бурков В. А. Структура течений Тихого океана и их номенклатура.— Океанология, 1966, № 1.

Бутузова Ю. Г. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. Автореферат канд. дисс. М., 1967.

Бутузова Ю. Г. Современные осадки в кальдере о-ва Санторин и влияние вулканизма на их образование.—В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.

Бутузова Ю. Г. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М., «Наука», 1969.

Валло К. Общая география морей. М., Учпедгиз, 1948.

Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов. М., Гостехиздат, 1953.

Вебер В. В. Преобразование органического вещества.— В кн.: Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.

Вейцман И. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны.— Физика Земли, 1965, № 9.

Векслер Г. Конвергенция или дивергенция? — В сб.: Атомсфера и океан. ИЛ, 1963.

Винберг Г. Г. Первичная продукция водоемов. Минск, Изд-во АН БССР, 1960.

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря.— Труды Биогеохим. лабор. АН СССР, т. 3, 1935; т. 4, 1938; т. 6, 1944.

Виноградов А. П. Химический состав морского планктона.— Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та рыбного хозяйства и океанографии, т. 7, 1938.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

Виноградов А. П., Девирц А. Л., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14}. Сообщение 4.— Геохимия, 1963, № 9.

Виноградов М. Е. Вертикальное распределение океанического зоопланктона. М., 1968.

Виноградов М. Е. Исследования функционирования океанических биологических систем.— В сб.: Функционирование пелагических сообществ тропических районов океана. М., «Наука», 1971.

Виноградова Н. Г. Материалы по количественному учету донной фауны некоторых заливов Охотского и Берингова морей.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 9, 1954.

Виноградова Н. Г. Некоторые особенности распределения морской глубоководной фауны.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 13, 1955.

Вихренко Н. М. Взвешенные вещества в северо-западной половине Атлантического океана по данным рейса э/с «М. Ломоносов».— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 68, 1964.

Вихренко Н. М., Николаева В. К. Взвешенные вещества северной части Атлантического океана по данным второго и четвертого рейсов э/с «М. Ломоносов».— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 56, 1962.

Войт С. С., Стрекалов С. С. Некоторые особенности экваториального подповерхностного течения в Атлантическом океане.— Океанология, 1964, № 5.

Войтов В. И., Дементьева М. Г. Относительная прозрачность вод Индийского океана.— Океанология, 1970, № 1.

Войтов В. И., Копелевич О. В. Индикатриса рассеяния света морской водой.— Докл. АН СССР, т. 190, № 4, 1970.

Волин А. В. Твердый сток и скорость эрозии.— Изв. АН СССР, серия геол. и геофиз., 1946, № 5.

Геворкьян В. Х., Чугунный Ю. Г. Фосфоритовые конкреции в донных отложениях Аденского залива.— Океанология, 1970, № 2.

Гейнрих А. К. Сезонные явления в планктоне Мирового океана.— Океанология, 1961, № 3.

Геохимия кремнезема. Отв. ред. Н. М. Страхов. М., «Наука», 1966.

Гершанович Д. Е. Кремнекислота, карбонат кальция и органический углерод в глубоководных отложениях Японского моря.— Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 31 (43), 1956.

Гершанович Д. Е. Современные осадки залива Аляска.— В кн.: Геология дна океанов и морей. Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1964.

Гершанович Д. Е. Мощность современных донных осадков и скорость осадкообразования в Беринговом море.— Труды ВНИРО, т. 57, 1965.

Гершанович Д. Е., Нейман А. А. Донные отложения и донная фауна Восточно-Китайского моря.— Океанология, 1964, № 6.

Глушко Я. М. Влияние производственной деятельности человека на миграцию

токсических элементов в наружных слоях земной коры.— В кн.: Введение в геогигиену. М., «Наука», 1966.

Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины.— В сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966.

Горбаренко С. А. Применение изотопного кислородного метода для целей палеогеографического анализа. Автореферат канд. дисс. М., 1972.

Горбунова З. Н. Глинистые и сопутствующие им минералы в донных осадках Индийского океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 61. 1962.

Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. I. М., «Наука», 1970.

Гордеев Е. Н. Количественное распределение взвеси в поверхностном слое воды в восточной части Атлантического океана.— Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 1.

Гордеев Е. Н. Количественное распределение взвеси в поверхностных водах северной части Индийского океана.– Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 64, 1964.

Гордеев Е. Н. Гранулометрический состав взвеси из поверхностных вод северной и центральной частей Индийского океана.— Океанологические исследования, 1968а, № 18.

Гордеев Е. Н. Химический состав взвеси из поверхностных вод северной и центральной частей Индийского океана (по данным 33-го рейса э/с «Витязь»).— Океанологические исследования, 1968, № 18.

Гордеев Е. Н. Количественное распределение взвеси в толще вод северной и центральной частей Индийского океана.— Океанология, 1970, № 1.

Горшкова Т. И. Натуральная влажность, карбонаты и органическое вещество как индикаторы условий осадкообразования.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 17, 1956.

Горшкова Т. И. Донные осадки и грунтовые растворы Азовского моря.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Григорьев А. А. Опыт характеристики основных типов физико-географической среды.— Проблемы физической географии, т. 5, 6, 7, 11. 1938—1942.

Григорьев А. А. Теоретические основы современной физической географии.– В сб.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Гумбольдт А. Космос. Опыт физического мироописания, т. 1, 2. 1866.

Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 98, 1963.

Гуру П. Азия. ИЛ, 1956.

Дмитриев Л. В., Березков В. Л., Удинцев Г. Б. Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования.— Геохимия, 1970, № 8.

Добровольский А. Д. Об определении водных масс.— Океанология, 1961, № 1.

Добровольский А. Д., Завриев В. Г., Косырев А. И. Цвет и прозрачность как признаки речных вод в море.— Океанология. 1961, № 4.

Докучаев В. В. Учение о зонах природы. М., 1948.

Долгушин Л. Д., Втюрин В. И., Модель Ю. М., Капица А. П. Предварительные результаты гляциологических исследований Первой советской континентальной экспедиции в Антарктиде.— Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1958, т. 90, вып. 2.

Дрейк Ч., Неф Дж. Переход от океана к континенту по данным сейсмических исследований методом преломленных волн.— В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледяного покрова Восточной Антарктиды.— Геофизический бюллетень, 1962, № 12. М., Изд-во АН СССР.

Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды.— «Результаты исслед. по программе МГГ. «Гляциология», № 12. М., «Наука», 1964.

Елизарова А. Н. Изучение поведения Pa^{231} и Th^{230} в океане с целью проверки основ ионниево-протактиниевого метода датирования. Автореферат канд. диссертации. Л., 1966.

Елизарова А. Н., Кузнецов Ю. В. Протактиниево-ионниевый метод датирования морских осадков.— В сб.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Емельянов Е. М. Некоторые данные по взвеси Черного и Средиземного морей.— Океанология, 1962, № 4.

Емельянов Е. М. Гранулометрический состав современных осадков и некоторые черты их образования в Средиземном море.— В сб.: Основные черты геологического строения и гидрологического режима и биологии Средиземного моря. «Наука», 1965. Океанологические исследования (серия «Результаты МГГ»), 1968, № 19.

Емельянов Е. М. Количественное распределение морской взвеси у побережья Самбийского полуострова — Куршской косы (Балтийское море).— Океанологические исследования (серия «Результаты МГГ»), 1968, № 19.

Емельянов Е. М., Лукашевичус Л. С., Свириенко И. П., Солдатов А. В., Кошелев Б. А., Лисицын А. П., Ильин А. Р., Шурко И. П., Литвин В. М., Сенин Ю. М. Осадкообразование в Атлантическом океане.— Второй междунар. океаногр. конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966.

Ермолаев М. М. Основные геометрические и геохимические параметры земной коры.—Изв. ВГО, 1967а, т. 99, вып. 5.

Ескин Л. И. К изучению водного и теплового баланса пролива Дрейка.— Информ. бюлл. Сов. антарк. экспед., 1959, № 12.

Жарков А. П. Применение радиоуглеродного метода для изучения современного осадконакопления.— В сб.: Абсол. геохронол. четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Живаго А. В. Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана.— В кн.: Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Живаго А. В. Геоморфология и тектоника дна Южного океана.— Океанологические исследования, 1965, № 13.

Живаго А. В., Лисицын А. П. Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктики.—Изв. АН СССР, серия геогр., 1957, № 1.

Живаго А. В., Лисицын А. П. Рельеф дна и осадки Южного океана.— Информ. бюлл. Сов. антарк. экспед., 1958, № 3.

Живаго А. В., Удинцев Г. Б. Современные проблемы геоморфологии дна океанов и морей.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 1.

Жузе А. П. О диатомовых третичного возраста в донных осадках дальневосточных морей.— Труды Ин-та океанол. АН СССР. № 9, 1954.

Жузе А. П. Стратиграфия осадков и палеогеографические условия осадконакопления в северо-западной части Тихого океана (по данным диатомового анализа).— В сб.: XIX Междунар. геогр. конгресс в Стокгольме, 1960, г., Изд-во АН СССР. 1961.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Жузе А. П. Вопросы стратиграфии и палеогеографии северной части Тихого океана (по данным диатомового анализа).— Океанология, 1963, № 3.

Жузе А. П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднеплиоценового возраста бореальной области Тихого океана.— В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.

Жузе А. П., Королева Г. С., Пагаева Г. А. Стратиграфические и палеогеографические исследования в Индийском секторе Южного океана.— Океанологические исследования (X раздел программы МГГ), 1963, № 8.

Жузе А. П., Мухина В. В., Козлова О. Г. Диатомеи и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, т. VIII. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М., «Наука», 1969.

Жузе А. П., Петелин В. П., Удинцев Г. Б. К вопросу о происхождении диатомовых плов с Ethmodiscus rex.— Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 6.

Жузе А. П., Семина Г. И. Общие закономерности в распределении диатомовых в планктоне Берингова моря и в поверхностных осадках.— Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 3.

Залогин Б. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. М., «Мысль», 1969.

Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. Мощность донных осадков в океане.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР. 1961.

Здоровенин В. В. Сейсмические исследования в восточной Атлантике.— Океанология, 1965, № 6.

Здоровенин В. В. Сейсмические исследования в центральной части Тихого океана в 34-м рейсе н/с «Витязь».— Океанология, 1967, № 5.

Здоровенин В. В. Новые данные о строении дна Лабрадорской котловины.— В сб.: Сейсмические исследования. М., «Наука», 1968.

Здоровенин В. В. Мощности осадочного покрова в Тихом океане по сейсмическим данным. Автореферат канд. дисс. М., 1970.

Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. 1, 2. М., «Советская наука». 1947, 1951.

Зенкевич Л. А. Моря СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Зенкевич Л. А. Специальная количественная характеристика глубоководной жизни в океане.— В сб.: Океанография. М., «Прогресс», 1965.

Зенкевич Л. А. Общая характеристика биогеоценозов океана и сравнение их с биогеоценозами суши.— В сб.: Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М., «Наука», 1970.

Зенкевич Л. А., Барсанова И. Г., Беляев Г. М. Количественное распределение донной фауны в абиссали Мирового океана.— Докл. АН СССР. 1960, т. 130, № 1.

Зенкович В. П. Основные учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Зенкович В. П. Потоки илистых наносов вдоль морских берегов.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963. № 6.

Зернов С. А. Общая гидробиология. М., 1948.

Зубов Н. Н. Динамическая океанология. Гидрометиздат, 1946.

Иванов К. П. О зависимости между прозрачностью и содержанием взвешенных веществ.— Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 22 (10), 1948.

Иванов Ю. А., Нейман В. Г. Фронтальные зоны Южного океана.— В сб.: Антарктика. М., «Наука». 1965.

Индийский океан. Батиметрическая карта масштаба 1 : 15000000. М., 1963.

Казаков А. В. Фосфоритные фации и генезис природных фосфатов.— «Сов. геология», 1938, № 6.

Калесник С. В. Основы общего землеведения. М., 1947.

Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., «Мысль», 1970.

Каменкович В. М. К теории Антарктического кругового течения.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 56, 1962.

Карп Б. Я. Строение осадочной толщи Филиппинской котловины.— Океанология, 1970, № 3.

Каттерфельд Г. М. Лик Земли. М., Географгиз, 1962.

Келлер Р. Воды и водный баланс Земли. М., «Прогресс», 1965.
Кинг Лестер. Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967.
Китайгородский С. А., Филюшкин Б. Н. Слой температурного скачка в океане.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 66, 1963.
Кленова М. В. Отчет о работах комиссии по механическому анализу.— Труды Гос. океаногр. Ин-та, вып. 1, 1931.
Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
Кленова М. В. О методике исследования взвешенных веществ морской воды.— Труды Гос. океаногр. Ин-та. Спец. выпуск. 1952.
Кленова М. В. Взвешенные вещества в северной части Атлантического океана (между Шотландией и Исландией).— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2.
Кленова М. В., Лавров В. М., Николаева В. К. Распределение взвеси в Атлантическом океане в связи с рельефом дна.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 5.
Кленова М. В., Николаева В. К. Взвешенные вещества некоторых рек СССР.— Сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Кобленц-Мишке О. И. Первичная продукция Тихого океана.— Океанология, 1965, № 2.
Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кабанова Ю. Г. Первичная продукция планктона Мирового океана.— В сб.: Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М., «Наука», 1971.
Ковылин В. М. Результаты сейсмоакустических исследований в районе Яванского глубоководного желоба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961а, № 2.
Ковылин В. М. Результаты сейсмоакустических исследований к востоку от Африки в районе острова Занзибар и в центральной части Индийского океана.— Океанология, 1961б, № 3.
Ковылин В. М. Результаты сейсмических исследований в юго-западной части глубоководной котловины Японского моря.— Океанология, 1966, № 2.
Ковылин В. М. Строение осадочной толщи и земной коры в юго-западной и центральной частях Тихого океана по данным сейсмических исследований.— Океанология, 1970а, № 2.
Ковылин В. М. Новые данные о строении земной коры и осадочной толщи в центральной части Аравийской котловины.— Океанология, 1970б, № 3.
Козлова О. Г. Диатомовые водоросли Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М., «Наука», 1964.
Козлова О. Г. Диатомовые водоросли во взвеси из западной части Берингова моря.— В сб.: Океанологические исследования, 1968, № 18.
Козлова О. Г. Биогенные компоненты взвеси.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970а.
Козлова О. Г. Биостратиграфия осадков экваториальной зоны Индийского океана.— Океанология, 1970б, № 3.
Козлова О. Г., Мухина В. В. Диатомовые и силикофлагелляты во взвеси и донных осадках Тихого океана.— Сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
Козлянинов М. В. Гидрооптические характеристики и методика их определения.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 35, 1959.
Козлянинов М. В. Гидрооптические измерения в море.— Там же, т. 47, 1961.
Козлянинов М. В. О некоторых основных вопросах гидрооптики.— Там же, т. 77, М., 1965.
Козлянинов М. В., Копелевич О. В., Очаковский Ю. Е., Шелевин В. И. Современные проблемы оптики моря.— В сб.: Теоретические и прикладные проблемы рассеяния света. Минск, 1971.
Козлянинов М. В., Овчинников И. М. О связи прозрачности вод с течениями в северо-восточной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 45, 1961.
Колтун В. М. Спикулы губок в поверхностном слое осадков южной части Индийского океана.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
Коновалов Г. С., Иванова А. А. Речной сток микроэлементов с территории СССР в морские бассейны.— Океанология, 1970, № 4.
Копелевич О. В. Исследование рассеяния света морской водой. Автореф. канд. дисс. М., 1971.
Коренева Е. В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.
Коренева Е. В. Исследование методом спорово-пыльцевого анализа двух колонок морских отложений из Японского моря.— Океанология, 1961, № 4.
Коренева Е. В. Палинологические исследования колонок отложений Средиземного моря.— В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.
Корнева Ф. Р., Саидова Х. М. Стратиграфия осадков восточной части Средиземного моря по бентосным фораминиферам.—В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., Наука», 1969.
Корт В. Г. Новые данные о переносе антарктических вод.— Информ. бюлл. Сов. антарк. экспед., 1959, № 9.
Корт В. Г., Иванов Ю. А., Чекотилло К. А., Нейман В. Г. Новые данные о системе западных пограничных течений тропической Антлантики.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 3.
Корт В. Г. Океанические течения по современным данным.— Океанология, 1971, № 5.
Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчат-

ской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.

Кругликова С. Б. Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое донных осадков северной половины Тихого океана.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.

Кругликова С. Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана.— В кн.: Тихий океан, т. VIII. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М., «Наука», 1969а.

Кругликова С. Б. Радиолярии в колонке ст. 4066 (северная часть Тихого океана).— В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях». М., «Наука», 1969б.

Кругликова С. Б. Радиолярии в донных отложениях северной половины Тихого океана. Автореферат канд. дисс. М., 1970.

Круговорот воды. Сборник под ред. Л. С. Абрамова. М., «Знание», 1966.

Крылов А. Я., Лисицын А. П., Силин Ю. И. Значение аргон-калиевого отношения в океанских илах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.

Куделин Б. И., Зекцер И. С., Месхетели А. В., Брусиловский С. А. Проблема подземного стока в море.— Советская геология, 1971, № 1.

Кузнецов А. П. Материалы по количественному учету донной фауны Камчатского залива.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 10, 1961а.

Кузнецов А. П. Материалы по экологии некоторых массовых форм бентоса из района Восточной Камчатки и Северных Курильских островов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 10, 1961б.

Кузнецов Ю. В. Изучение распределения радиоэлементов в морских осадках. Автореферат канд. дисс. Л., 1958.

Кузнецов Ю. В. Темпы современного осадкообразования в океане.— Геохимия, 1969, № 3.

Кузнецов Ю. В. Радиохимические основы неравновесных методов датирования океанических осадков. Автореферат докт. дисс. Л., 1971.

Кузнецов Ю. В., Легин К. В., Симоняк З. И. Иониевый метод определения возраста океанических осадков.— В сб.: Абс. геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Лисицын А. П., Симоняк З. Н. Радиоактивность океанических взвесей. Сообщение 1, Изотопы в океанических взвесях.— Радиохимия, 1964, т. 6, вып. 2.

Куликов И. И. Осадкообразование в Карском море.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Курбатов Л. М. Радиоактивность донных отложений озер и морей СССР.— Арктика, 1936, № 6.

Лапина И. Н., Белов И. А. Особенности процесса осадкообразования в Северном Ледовитом океане.— В сб.: Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Левин Л. Е., Хаин В. Е. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазонакопления в системе Мирового океана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 3.

Легин В. К. Изучение форм нахождения радиоэлементов в океане. Автореферат канд. дисс. Л., 1964.

Легин В. К., Кузнецов Ю. В. Бериллиевый и кремниевый методы определения возраста океанических пород.— В сб.: Абс. геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Леденев В. Г. Антарктическая конвергенция западной части Индийского сектора Южного океана.— Информ. бюлл. Сов.-Антарк. экспед., 1966, № 57.

Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. Изд-во МГУ, 1963.

Линькова Т. И. Некоторые результаты палеомагнитных исследований донных осадков Северного Ледовитого океана.— В сб.: Настоящее и прошлое магнитного полюса Земли. М., «Наука», 1965.

Линькова Т. И. Палеомагнетизм донных осадков Индийского океана.— Труды Северо-вост. комплексного ин-та, вып. 37. Магадан, 1970.

Линькова Т. И., Лисицын А. П. Палеомагнитные исследования донных отложений Индийского сектора Антарктики.— Докл. АН СССР, 1971а, т. 199, № 6.

Линькова Т. И., Лисицын А. П. Палеомагнитные исследования длинной колонки из западной части Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1971б, т. 201, № 2.

Лисицын А. П. К методике изучения галечных отложений открытого моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 5, 1951а.

Лисицын А. П. Некоторые данные о распределении грубообломочного материала в современных морских отложениях.— Докл. СССР, 1951б, т. 80, № 6.

Лисицын А. П. Некоторые данные о распределении взвеси в водах Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 12, 1955.

Лисицын А. П. К обработке результатов механического анализа морских осадков.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, 1956а.

Лисицын А. П. Методика изучения взвеси с геологическими целями.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, 1956б.

Лисицын А. П. Влажность донных отложений западной части Берингова моря.— Докл. АН СССР, № 3, 1956в.

Лисицын А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов.— Докл. АН СССР, 1958а, т. 118, № 2.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, вып. 3, 1958б.

Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 29, 1959а.

Лисицын А. П. Новые данные о распределении и составе взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии.— Докл. АН СССР, 1959б, т. 126, № 4.

Лисицын А. П. Морские геологические исследования.— Труды Советской антарктической экспедиции, т. 7, вторая морская экспедиция на д/э «Обь», 1956—1957 гг. Л., 1960а.

Лисицын А. П. Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов.— В кн.: «Морская геология. Доклады XXI сессии МГК, докл. сов. геологов». М., Изд-во АН СССР, 1960б.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана (по материалам МГГ). Сообщение 1. Количественное распределение.— Океанологические исследования (X раздел программы МГГ), 1960в, № 2.

Лисицын А. П. Морские ледовые отложения полярных областей и эпохи оледенения и их значение для палеогеографии.— В сб.: XIX Междунар. геогр. конгресс в Стокгольме, 1960 г., Изд-во АН СССР, 1961а.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана. Сообщение 2. Гранулометрический состав.— Океанологические исследования (серия «Результаты исследований по программе МГГ»), 1961б, № 3.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси из северной и южной частей Тихого океана в связи с вопросами питания глубоководных организмов.— Доклад на X Тихоокеанском конгрессе в Гонолулу в 1961 г. («Abstracts of Simposium Papers». Honolulu, USA), 1961b (в).

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961г.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море.— Там же, 1961д.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах.— В сб.: Современные осадки морей и океанов, 1961е.

Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала.— Там же, 1961ж.

Лисицын А. П. Опыт применения погружных насосов для получения глубинных проб воды большого объема.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 55, 1962а.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана. Сообщение 3. Сопоставление гранулометрического состава взвеси и донных осадков.— Океанологические исследования (X раздел программы МГГ). 1962б, № 5.

Лисицын А. П. Взвешенные вещества в океане.— Бюлл. Океаногр. комиссии. 1962в.

Лисицын А. П. Донные осадки шельфа Антарктиды.— В сб.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963а.

Лисицын А. П. О разработке абсолютной шкалы четвертичного времени по морским осадкам.— В сб.: Абс. геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963б.

Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана.— Результаты исслед. по программе МГГ. «Океанология», № 10. М., «Наука». 1964.

Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966а.

Лисицын А. П. Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого.— Там же, 1966б.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966в.

Лисицын А. П. Донные осадки и взвесь Южного океана.— Атлас Антарктики, т. II, 1969а.

Лисицын А. П. Распространение остатков карбонатных микроорганизмов во взвеси и донных осадках.— В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969б.

Лисицын А. П. Аморфный кремнезем в донных осадках.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970а.

Лисицын А. П. Бурение дна Тихого океана.— Природа, 1970б, № 12.

Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.— Океанология, 1971, № 6.

Лисицын А. П. Мощность осадочной толщи и скорости осадконакопления в океанах в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения.— Океанология, 1973, № 2.

Лисицын А. П., Беляев Ю. П., Богданов Ю. А., Богоявленский А. Н. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах Мирового океана.— В сб.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Взвешенный аморфный кремнезем в водах Тихого океана.— Океанологические исследования. 1968а, № 18.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Гранулометрический состав взвеси Тихого океана.— Там же, 1968б.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Взвесь в водах Тихого океана.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М., Максимов А. Н., Пустельников О. С., Серова В. В. Взвешенные вещества в водах Атлантического океана. Калининград, 1973.

Лисицын А. П., Глазунов В. А. Конструкция и опыт эксплуатации батометров объемом 200 л.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 44, 1960.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского

океана. Сообщение 1, 2.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, а, б, № 2, 3.
Лисицын А. П., Живаго А. В. Морские геологические работы. Описание экспедиции д/э «Обь» 1955—1956 гг.— Труды Комплексной антарктической экспедиции АН СССР, 1959в.
Лисицын А. П., Михальцев И. Е., Сысоев Н. Н., Удинцев Г. Б. Новые данные о мощности и условиях залегания рыхлых отложений северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 6.
Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2.
Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав осадков.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.
Лисицын А. П., Петелин В. П. Современные карбонатные осадки холодноводных морей.— Бюлл. МОИП, 1953, т. 28, вып. 2.
Лисицын А. П., Петелин В. П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 19, 1956.
Лисицын А. П., Петелин В. П. Особенности распространения и модификации $CaCO_3$ в донных осадках Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5.
Лисицын А. П., Петелин В. П. Распределение $CaCO_3$ в осадках Тихого океана.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970а.
Лисицын А. П., Петелин В. П. Коралловые рифы и связанные с ними осадки.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970б.
Лисицын А. П., Фишер А., Хизен Б., Гаррисон Р., Бойс Р., Пимм А. Геохимия и литология кернов бурения дна Тихого океана.— Тезисы докладов Междунар. геохим. конгресса, т. 2, 1971.
Лисицын А. П., Фотиев А. В. Объемный вес современных осадков Берингова моря.— Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 1.
Лисицын А. П., Чернышова В. И. Каменный материал в донных отложениях северной части Тихого океана.— Тихий океан, кн. 1, VI, 1971.
Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов.— Природа, 1950, № 7.
Лопатин Г. В. Наносы рек. М., 1952.
Лукашев К. И. Генетические типы и фации антропогеновых отложений. Минск, 1960.
Лус В. Я., Кузнецов А. П. Материалы по количественному учету донной фауны в Курило-Камчатском районе (Беринговo море).— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 16, 1961.
Львович М. И. Гидрология суши.— В сб.: Советская география. М., Географгиз, 1963.
Львович М. И. Человек и воды. М., Географгиз, 1963.
Львович М. И. Водный баланс и водные ресурсы.— В сб.: Развитие и преобразование географической среды. М., «Недра», 1964.
Львович М. И. Много ли пресной воды на Земле? — Природа, 1973, № 5.
Магницкий В. А. Волновод в верхней мантии. М., «Наука», 1968.
Маев Е. Г. Мощности современных отложений и скорости осадкообразования в южном Каспии.— Океанология, 1961, № 4.
Макаренко Ф. А., Зверев В. П. Подземный химический сток на территории СССР.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 6.
Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. Д. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины.— В сб.: Строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1966.
Мандыч А. Ф. Твердый сток рек Западной Грузии. Автореферат канд. дисс. М., 1967.
Марков К. К., Бардин В. И., Лебедев В. Л., Орлов А. И., Суетова И. А. География Антарктиды. М., «Мысль», 1968а.
Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968б.
Медведев В. С., Кривоносова Н. М. Изучение количественного распределения взвеси в прибрежных водах Белого моря.— Океанология, 1968, № 6.
Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
Милашин А. П. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн.— Докл. АН СССР, т. 177, 1967, № 6.
Мовчан О. А. О сезонных изменениях в составе и распределении фитопланктона в районе Ньюфаундленда.— Труды ВНИРО, т. 57, 1965.
Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. М., «Пищевая промышленность», 1969.
Морошкин К. В. Гидрологические исследования Советской Антарктической экспедиции д/э «Обь». Информ. бюлл. Антаркт. экспед., 1958, № 3.
Морошкин К. В., Бубнов В. А., Булатов Р. П. Циркуляция вод в юго-восточной части Атлантического океана.— Океанология, 1969, № 1.
Морской атлас, т. II. Изд. Главного штаба морских сил, 1953.
Москаленко В. Н. Новые данные о строении осадочной толщи Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.
Москаленко В. Н. Изучение осадочной толщи Средиземного моря сейсмическими методами.— В сб.: Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М., «Наука», 1965.
Москаленко В. Н. Строение земной коры в Средиземном море по сейсмическим данным. Автореферат канд. дисс. М., 1967.

Москаленко В. Н., Шимкус К. М. Геологическая интерпретация сейсмических границ верхней части осадочной толщи Средиземного моря.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 2.

Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, т. 32 (5).

Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов. В сб. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.

Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанских хребтов. «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1968.

Мухина В. В. Биостратиграфическое расчленение донных отложений на ст. 3802 в экваториальной зоне Тихого океана.— Океанология, 1963, № 5.

Мухина В. В. К вопросу о границе между осадками четвертичного и третичного возраста в Тихом океане.— Океанология, 1966, № 1.

Мухина В. В. Биостратиграфия осадков и некоторые вопросы палеогеографии тропической области Тихого и Индийского океанов.— В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965.

Назаров В. С. Льды антарктических вод. Океанология, № 6, ред. исслед. по прогр. МГГ. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1, 2. Изд-во АН СССР, 1956.

Невесский Е. Н. Литифицированные ракушечники и известковые пески некоторых участков побережья Черного и Каспийского морей.— Труды Ин-та океанол. АН СССР. т. 4, 1949.

Невесский Е. Н. О прибрежном осадкообразовании в Черном море.— Океанология, 1964, № 1.

Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука». 1967.

Нейман А. А. Некоторые закономерности количественного распределения бентоса в Беринговом море.— Океанология, 1961, № 2.

Неклюкова Н. Н. Общее землеведение. М., «Просвещение», 1967.

Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т. 35, № 4.

Непрочнов Ю. П. Мощность осадков котловины Аравийского моря.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 1.

Непрочнов Ю. П. Новые данные о строении земной коры под дном Индийского океана.— Докл. АН СССР, т. 144, № 2, 1962а.

Непрочнов Ю. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море.— В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., 1962б.

Непрочнов Ю. П., Лунарский Г. Н. Применение сейсмо-акустических радиобуев для изучения строения земной коры в Индийском океане.— Океанология, 1963, № 1.

Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н. Строение Гудаутской отмели по данным рекогносцировочных сейсмических исследований.— Геология нефти и газа, 1963, № 8.

Непрочнов Ю. П., Ковылин В. М., Михно М. Ф. Результаты сейсмических исследований строения земной коры и осадочной толщи в Индийском океане.— В сб.: Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964.

Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Лунарский Г. Н., Михно М. Ф., Мурусидзе Г. Я., Чичинадзе В. К. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования.— Океанология, 1966, № 1.

Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В. Строение земной коры в Индийском океане по результатам сейсмических исследований в 36-м рейсе экспедиционного судна «Витязь».— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2.

Неуймин Г. Г., Сорокина Н. А. Об оптических рассеивающих слоях в море.— Океанология, 1964, № 1.

Неуймин Г. Г., Сорокина Н. А., Парамонова А. Н., Прошин В. Н. Некоторые результаты оптических исследований в северной части Атлантического океана.— Труды Морского гидрофиз. ин-та, т. 29, 1963.

Нефть и море (сб.), т. 1, 2. М., «Мир», 1968.

Орленок В. В., Гайнанов А. Г. Геофизические исследования земной коры Лабрадорского моря.— Вестник МГУ, серия геол., 1967, № 5.

Орленок В. В. О строении земной коры северной части Атлантического океана по сейсмическим зонам.— Океанология, 1968а, № 2.

Орленок В. В. Детальные сейсмические исследования в одном из районов Лабрадорского моря.— В сб.: Сейсмические исследования. «Наука», 1968б.

Орленок В. В. Строение и мощность осадков Атлантического океана по сейсмическим данным.— Результаты иссл. по программе МГГ.— «Океанология», № 21. М., «Наука», 1971.

Очаковский Ю. Е. О зависимости показателя ослабления света от содержащейся в море взвеси.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 77, 1965.

Павлов В. М. Оптические характеристики основных водных масс северной части Индийского океана.— Океанологические исследования, 1964, № 4.

Панов Д. Г. Общая геоморфология. М., Географгиз, 1966.

Панов Д. Г., Спичак М. К. Об условиях осадконакопления в Азовском море.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Панфилова С. Г. Особенности распределения температуры и солености воды се-

верной части Тихого океана.— В сб.: Океанологические исследования, 1965, № 13.

Парамонов А. Н. Некоторые результаты измерений характера распределения взвеси в Черном море.— Океанология, 1965. вып. 1.

Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А. «Базальтовый» слой земной коры в западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 6.

Петелин В. П. О современных кремневогубковых морских осадках.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954, т. 29, вып. 1.

Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 22, 1957.

Петелин В. П. Осадки Кроноцкого залива.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 36, 1959.

Петелин В. П. О донных осадках западной части Тихого океана.— Океанологические исследования (серия «Результаты МГГ»). 1960, № 2.

Петелин В. П. Особенности формирования минералогического состава песчано-алевритовых фракций осадков Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 5.

Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогическое районирование Тихого океана. В сб.: Океанологические исследования, 1965, № 13.

Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Петрушевская М. Г. Радиолярии в планктоне и донных осадках.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.

Петрушевская М. Г. Биостратиграфия глубоководных четвертичных осадков по даным радиоляриевого анализа.— Океанология, 1972, № 1.

Полдерват А. Химия земной коры.—В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Попов Н. И., Греков А. С. Гамма-спектральный метод датировки морских осадков.— Океанология, 1971, № 3.

Прудмэн Д. Динамическая океанография. ИЛ, 1967.

Пустельников О. С. Количественное распределение взвеси в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря.— Океанология, 1969, № 6.

Пустельников О. С., Шматко М. А. О влиянии взвеси на прозрачность воды Балтийского моря.— Океанология, 1971, № 6.

Пушкина З. В. Поровые воды современных четвертичных и плиоценовых глинистых отложений в разрезе скв. 8в, 8а, 4 (Южный Каспий). Автореферат канд. дисс. М., 1964.

Пущаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5.

Пущаровский Ю. М., Афремова Р. А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в тихоокеанском тектоническом поясе.— Геотектоника, 1967, № 1.

Радзиховская М. Л. Основные черты структуры вод северной части Тихого океана.— Океанологические исследования, 1965, № 13.

Ратеев М. А., Виталь Д. А. К исследованию состава взвешенных веществ и донных осадков р. Сыр-Дарьи.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 3, 1959.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.

Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.— Океанологические исследования, 1968, № 18.

Рельеф Земли. Сборник под ред. И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова. М., «Наука», 1967.

Ржеплинский Г. В. Режим ветрового волнения Антарктической области океана.— Океанология, 1964, № 11.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.

Розанова Т. В., Батурин Г. Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана.— Океанология, 1971, № 6.

Романкевич Е. А., Баранова В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана.— Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1964.

Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Е. А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. М., «Наука», 1966.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11.

Ронов А. Б. Площади распространения основных генетических групп современных осадков в Мировом океане.— Докл. АН СССР, т. 179, № 3, 1968.

Росхольт Дж., Эмилиани Ц., Гейс Дж., Косцы Ф., Венгерски А. Абсолютное датирование глубоководных осадков по величине отношения Pa^{231}/Th^{230}.—В сб.: Вопросы геохимии и геохронологии океана. М., «Мир», 1965.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., ГОНТИ, 1961.

Савилов А. И. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 46, 1961.

Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Саидова Х. М. Стратиграфия осадков бореальной и тропической области Тихого океана по бентосным форампиферам и некоторые вопросы палеогеографии.— В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.

Сакс В. Н. О скорости накопления современных морских осадков.— Природа, 1950, № 6.
Самойлов И. В. Устья рек. М., Гидрометиздат, 1952.
Свиренко И. П. Количественное распределение водной взвеси в Атлантическом океане (по данным 2-го рейса РТМ «Белогорск»).— Океанология, 1970, № 3.
Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. М., «Наука», 1966.
Семина Г. И. Факторы, влияющие на вертикальное распределение фитопланктона в море.— Труды Всесоюз. гидробиол. об-ва, т. 8, 1957.
Семина Г. И. Фитопланктон центральной части Тихого океана на разрезе по 174° з. д. Количество клеток фитопланктона.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 71, 1963.
Семина Г. И. Фитопланктон — Тихий океан, т. VII, кн. 1. (Плапктон). М., «Наука», 1967.
Сенин Ю. М. Особенности осадкообразования на шельфе юго-западной Африки.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 4.
Сенин Ю. М. Фосфор в донных осадках шельфа юго-западной Африки.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 1.
Сенин Ю. М. Донные осадки и процессы современного осадкообразования на шельфе западной Африки. Автореферат канд. дисс., 1971.
Сенин Ю. М., Емельянов Е. М. Об особенностях вещественного состава донных осадков шельфа юго-западной Африки.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 2.
Серебрянный Л. Р. Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии. М., «Наука», 1965.
Скопинцев Б. А. Изучение содержания взвешенных веществ и окрашенных органических соединений в Азовском и Черном морях.— Труды Морского гидрофиз. ин-та АН СССР, т. 13, 1958.
Скопинцев Б. А. Современные достижения в изучении органического вещества вод океанов.— Океанология, 1971, № 6.
Скопинцев Б. А., Иванов К. И. О применении фотометрических измерений для определения взвешенных и окрашенных гуминовых соединений в морской воде.— Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 22 (34), 1952.
Скорнякова Н. С. Донные отложения северо-восточной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 45, 1961а.
Скорнякова Н. С. Донные осадки.— В сб.: Основные черты геологии и гидрогеологии Японского моря. Под ред. В. Н. Степанова. М., Изд-во АН СССР, 1961б.
Скорнякова Н. С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 5.
Скорнякова Н. С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.
Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 5.
Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане.— Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., «Наука», 1970.
Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, 1961, № 1.
Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 6.
Скорнякова Н. С., Петелин В. П. Осадки центрального района южной части Тихого океана.— Океанология, 1967, № 6.
Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. «Недра», 1967.
Соколова М. Н. Некоторые особенности экологии глубоководных донных беспозвоночных.— Сб.: Достижения океанологии (серия «Итоги науки»). М., Изд-во АН СССР, 1959.
Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометиздат, 1959.
Старик И. Е. Ядерная геохронология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
Старик И. Е. Современное состояние проблемы определения возраста молодых образований.— В сб.: Абс. геохронология четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Старик И. Е., Жарков А. П. Скорость осадконакопления в Индийском океане по данным радиоуглеродного метода.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 1.
Старик И. Е., Жарков А. П., Лисицын А. П. Скорость современного и позднечетвертичного осадкообразования в южной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 4.
Старик И. Е., Елизарова А. Н., Кузнецов Ю. В. Определение возраста океанических осадков иониево-протактиниевым методом.— Радиохимия, 1968, № 2.
Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Лисицын А. П., Гращенко С. М., Френклих М. С. О темпах седиментации в южной части Индийского океана. Труды VIII сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1959а.
Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. О форме нахождения урана и тория в донных отложениях Антарктики.— Радиохимия, 1959б, 1, № 3.
Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Лисицын А. П., Гращенко С. М., Френклих М. С. О темпах седиментации в южной части Индийского океана.— Труды VII сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Симоняк З. Н. О некоторых особенностях иониевого метода определения возраста.— «Радиохимия», 1961, № 4.

Степанов В. Н. Общая схема циркуляции поверхностных вод Мирового океана.— Труды Океаногр. комиссии АН СССР, т. 10, вып. 1, 1960а.

Степанов В. Н. Основные конвергенции и дивергенции вод Мирового океана.— Бюлл. Океаногр. комиссии, 1960б, № 6.

Степанов В. Н. Основные размеры Мирового океана и главнейших его частей.— Океанология, 1961, № 1.

Степанов В. Н. Главнейшие специфические черты структуры вод океанов.— Океанология, 1962, № 1.

Степанов В. Н. Основные структуры вод Мирового океана.— Океанология, 1965, № 5.

Степанов В. Н. Структурные зоны Мирового океана.— Океанология, 1967, № 3.

Степанов В. Н. Общая классификация водных масс Мирового океана, их формирование и перенос.— Океанология, 1969, № 5.

Стомелл Г. Гольфстрим. М., ИЛ, 1963.

Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. I. Черное море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.

Страхов Н. М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации.— Изв. АН СССР, 1953, № 3.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. Изд-во АН СССР, 1960—1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.

Страхов Н. М. О действительном балансе осадконакопления в современном океане.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 2.

Страхов Н. М. О программе и методике изучения геохимии элементов в осадочном цикле.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 9.

Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шитова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.

Стюарт Р. В. Атмосфера и океан.— В сб.: Океан. М., «Мир», 1971.

Суетова И. А. Основные морфометрические характеристики Антарктиды.— Результаты исслед. по программе МГГ. «Гляциология», № 19. М., «Наука», 1968.

Сукачев В. Н. Основы лесной биогеоценологии. М., «Наука», 1964.

Сущеня Л. М., Финенко З. Д. Изучение первичной продукции тропической части Атлантического океана.— Океанология, 1965, № 6.

Тагеева И. В., Тихомирова М. М. Гидрохимия донных осадков Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Тарсев Б. А. Внутренние бароклинные волны при обтекании неровностей дна и их влияние на процессы осадкообразования в океане.— Океанология, 1965, № 1.

Тектиты. Сб. под ред. Дж. О'Кифа. М., «Мир», 1966.

Тимофеев В. Т. Поступление атлантической воды и тепла в арктический бассейн.— Океанология, 1961, № 3.

Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, масштаб 1 : 10 млн. Ред. Ю. М. Пущаровский и Г. Б. Удинцев. ГУГК. М., 1970.

Тимофеев В. Т. К вопросу об обмене Арктического бассейна с Атлантическим океаном.— Океанология, 1962, № 2.

Тихий океан. Батиметрическая карта масштаба 1 : 25000000. М., 1963.

Тихий океан, т. VI. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1, 2. М., «Наука», 1970.

Тораринссон С. Срединная зона Исландии.— В сб.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.

Удинцев Г. Б. Происхождение рельефа дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 13, 1955.

Удинцев Г. Б. Рельеф и структура дна Тихого океана.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. «Морская геол.», «Недра», 1964.

Удинцев Г. Б., Лисицын А. П. Изучение слоистости современных морских отложений с помощью эхолота.— Докл. АН СССР, т. 38, № 5, 1953.

Удинцев Г. Б., Непрочнов Ю. Н., Ковылин В. М. Мощность осадочного покрова и строение земной коры в морях и океанах по результатам сейсмоакустических исследований.— Океанологические исследования, 1965, № 13.

Ушаков П. В. Биономические особенности прибрежной зоны Гвинейской республики (Западная Африка).— Океанология, 1965, № 3.

Ушакова М. Г. Биостратиграфическое значение кокколитофорид в донных отложениях Тихого океана.— Океанология, 1966, № 1.

Федосов М. В. Вторичные явления при формировании донных отложений в Азовском море.— Информ. сборник ВНИРО, № 2, 1958.

Федосов М. В. Некоторые характеристики осадкообразования в Азовском море.— В сб.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Фигуровский Н. А. Седиментометрический анализ. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Физико-географический атлас Мира. АН СССР и ГУГК СССР, 1964.

Филатова З. А., Нейман А. А. Биоценозы донной фауны Берингова моря.— Океанология, 1963, № 6.

Филатова З. А., Барсанова Н. Г. Сообщества донной фауны западной части Берингова моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 69, 1964.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.

Фурмарье П. Проблема дрейфа континентов. М., изд-во «Мир», 1971.

Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И. Объем осадочной толщи и прогнозные запасы углеводородов в системе впадин Мирового океана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 5.

Хидака К. Японские исследования глубинных течений.— Океанология, 1969, № 3.

Хизен Б. К. Ложе океанов.— В сб.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.

Хизен Б., Торп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М., ИЛ, 1962.

Храмов А. Н., Шолопо Л. Е. Палеомагнетизм. М., «Недра», 1967.

Христианова Л. А. Радиохимический анализ глубоководных морских отложений в связи с определением скорости осадконакопления. Автореф. канд. дисс., 1958.

Хромов С. П. Есть ли ландшафтные зоны на океанах? — Изв. Всесоюз. геогр. об-ва.

Хрусталев Ю. П., Щербаков Ф. А. О балансе седиментационного материала в Азовском море.— Океанология, 1968, № 3.

Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР.— Труды ГИИ, вып. 20, 1948.

Шамов Г. И. Гранулометрический состав наносов рек СССР.— Труды ГГИ, вып. 18 (72). Л., 1951.

Шамов Г. И. Формулы для определения предельной скорости и расходов донных наносов.— Труды ГГИ, вып. 36 (90), 1952.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М., Гостоптехиздат, 1958.

Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.

Шильников В. И. Объем и количество айсбергов в Антарктике.— Информ. бюлл. Антарк. экспед., 1960, № 21.

Шильников В. И. Ледовая обстановка за время плавания д/э «Обь» в южной части Индийского и Тихого океанов 1957—1958 гг. Отчет о работах 3-й Сов. антарк. экспед. Л., 1961.

Шимкус К. М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. Автореферат канд. дисс. М., 1972.

Шокальский Ю. М. Океанография. СПб., 1917.

Шубаев Л. П. Общее землеведение. М., «Высшая школа», 1969.

Шумский П. А. Оледенение Антарктики.— В сб.: Основные итоги изучения Антарктики за 10 лет. М., «Наука», 1967.

Щербинин А. Д. Структура экваториальных вод Индийского океана.— Океанология, 1969, № 4.

Юинг Дж., Юинг М., Лейден Р. Сейсмические исследования плато Бейк.— В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

Якубович В. В., Пустельников О. С., Карабышев Г. С. Глубинный слой мутности в Готландской впадине.— Океанология, 1972, № 1.

Agassiz A. The Florida Reefs.— Three cruises of the «Blake», v. 1, 1888.

Agassiz A. On the rate of the growth of corals.— Bull. Mus. Compar. Zool. Harvard, 1890, v. 20, p. 61—64.

Agassiz A. A reconnaissance of the Bahamas and the elevated reefs of Cuba.— Bull. Mus. Compar. Zool., 1894, v. 26, p. 1—203.

Albrecht F. Aktionsgebiete des Warme-und Wasserhaushaltes der Erdoberflache.—Z. Meteorol., 1947, H. 45.

Allen J. K. Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West Africa.— Deltaic and shallow marine sediments. Amsterdam, London, N. Y., 1964.

Allen A. Seismic refraction investigation in the Scotia Sea. London, Brit. Antarctic. Surv. and Dept. Geol., 1966.

Almodovar J., Kohman T. Thorium isotopes method for dating marine sediments.— The Pacific Ocean, v. 38, Scripps Inst., 1959.

Andel T. H. van. Sediments of the Rhone delta.— Varhandel. Koninnb. Nederl. Mijn. Genootschap., Geol. Ser., 1955, XV, bl. 357—556.

Andel T. H. van. Recent marine sediments of Gulf of California.— Marine Geol. Gulf of California.— Sympos. Mem., N 3. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1964.

Andel T. H. van. The Orinoco delta.— J. Sediment. Petrol., 1967, 37, N 2.

Andel T. H. van, Curray J. R., Veevers J. J. Recent carbonate sediments of the Sahul Shelf — Northwestern Australia. Nat. Sci. Foundat. and Office of Naval Res., 1961.

Andel T. H. van, Heath G. R., Malfait B. T., Heinrichs D. E., Ewing J. I. Tectonics of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, p. 1489—1508.

Andel T. H. van, Postma H. Recent sediments of the Gulf of Paria.— Reports of the Orinoco Shelf expedition, v. 1.— Verhandel. Koninnl. Nederl. Akad. wet. Afd naturkunde. 1 reecs, 1954, Bd. XX, N 5.

Andel T. H. van, Sachs P. L. Sedimentation in the Gulf of Paria during the Holocene Transgression.— J. Marine Res., 1964, v. 22, N 1.

Andel T. H. van, Veevers J. J. Morphology and sediments of the Timor Sea.— Bull. Dept of Nat. Developm. Commonwealth Australia, 1967, N 13.

Andersen Sv. Th., De Vries Hl., Zagwijn W. H. Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian glacial of Denmark and the Netherlands.— Geol. en mijnbouw, 1960, v. 39, p. 38—42.

Andrée K. Geologie des Meeresbodens, Bd. 2. Leipzig, Borntrager, 1920.

Andrée K. Das Meer und seine geologische Tatigkeit.— In: *W. Salomon.* Grundzuge der Geologie, Bd. 1. Stuttgart, Schweizerbart, 1925, S. 361—533.

Armstrong F. A., Atkins W. M. The suspended matter of sea water.— J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1950, 29, N 1.

Arrhenius G. Sediment cores from the East Pacific.— Rept Swedish Deep-Sea Exped. 1947—1948, v. 5, N 1, 1952.

Arrhenius G. Geological record on the ocean floor in oceanography.— Publ. Wash. Amer. Assoc. Advanc Sci., 1961, N 67, p. 129—148.

Arrhenius G. Pelagic sediments. «The sea, ideas and observations on progress in the study of the seas», v. III. N. Y.— London, Wiley and sons, Inc., 1963.

Arrhenius G. Sedimentary record of long-period phenomena, 1965.

Arrhenius G., Kjellberg G., Libby W. F. Age determination of Pacific chalk ooze by radiocarbon and titanium content.— Tellus, 1951, v. 3, N 4.

Atkins W. R. G., Jenkins P. G., Warren E. The suspended matter in see water and its seasonal changes as eflecting the visual range of the Secchi disk.— J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1954, v. 33.

Atlas der Bodenschaffenheit des Meeres. Lief. I—II. Hamburg, Deutsche. Seewarte, 1942.

Bandy O. L. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and basinal development in Philippines.— Bull. Assoc. Petrol. Geologists, 1963, v. 47, N 9.

Bandy O. L., Casey R. E. Late Cenozoic paleoclimatic cycles, Antarctica to Tropics.— Antarctic J., 1970, v. 5, N 5.

Bandy O. L., Casey R. E., Wright R. C. Late Neogene plankton zonation, magnetic reversals, and radiometric dates, Antarctic to the tropics.— Antarct. Res. Ser., v. 15, Washington, Amer. Geophys. Union, 1970.

Bandy O. L., Wade M. E. Miocene-Pliocene-Pleistocene boundaries in deep-water environments.— In «Progress in Oceanography», v. 4, M. Sears (Ed.) London, 1967.

Banner F. T., Blow W. H. Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene.— Nature, 1965, v. 208, N 5016, p. 1164—1166.

Banse K. Produktionsbiologische Serienbestimmungen in südlichen Reil der Nordsee im Marz 1955.— Kieler Meerforsch., 1956, Bd. 12, H. 2.

Be A. W. H. Ecology of recent planktonic foraminifera.— Micropaleontology, 1959a, v. 5, N 1.

Be A. W. H. Fluctuations in the faunal boundary between temperate and subtropical planktonic foraminifera in the North Atlantic. 1st Ocean. Congress, Preprints, 1959b.

Be A. W. H. Ecology of recent planktonic foraminifera.— Micropaleontology, 1960, v. 6, N 4.

Be A. W. H., Hamlin W. H. Ecology of recent planktonic foraminifera. Part S. Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962.— Micropaleontology, 1967, v. 13, N 1.

Be A. W. H., Tolderlund D. S. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans.— In «Micropaleontology of oceans». B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds.). London, Cambridge Univ. Press, 1971.

Berggren W. A. Explanatory notes.— In «Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project», v. III. Washington, Nat. Sci. Found., 1970.

Berggren W. A., Phillips I. D., Bertels A., Wall D. Late Pliocene — Pleistocene Stratigraphy from the South-Central North Atlantic.— Nature, 1967, v. 216, p. 253—254.

Berthois L. La sedimentation en Loire en grande marie de vive eau.— C. r. Acad. Sci., 1955, v. 240, 106—108.

Black M. The precipitation of calcium carbonate on the Great Bahama Bank.— Geol. Mag., 1933, v. 70, p. 455—466.

Blackman A., Somagajulu B. L. K. Pacific Pleistocene cores: final analyses and geochronology.— Science, 1966, v. 154, N 3751.

Blair D. G. The distribution of planktonic foraminifera in deep-sea cores from the Southern Ocean, Antarctica. Dept Geol. Florida State Univ., 1965.

Boggild O. B. The shall structure of the mollusks: Kgl. Danske vid. selskab Skr., naturvidensk. og. Math. Afdel., 1930, 9th ser, N 2, bl. 233—326.

Bolli H. M. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera.— Bul. Asoc. Venezol. Geol. mineria y petrol., 1966, v. 9, p. 3—32.

Bolli H. M., Boundreaux J. E., Emiliani C., Hay W. W., Hurley K. J., Jones J. I. Biostratigraphy and paleotemperatures of a section cored on the Nicaragua Rise, Caribean Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1968, v. 79, N 4.

Bonatti E., Joensuu O. Deep-sea iron deposit from the South Pacific.— Science, 1966, v. 154, N 3749.

Bond G. C., Meade R. H. Size distributions of minerals grains suspended in Chesapeake Bay and near coastal waters.— Chesapeake Sci., 1966, v. 7, N 4, p. 208—212.

Bostrom K. Submarine volcanism as a source for iron.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1970a, v. 9, p. 348—354.

Bostrom K. Geochemical evidence for ocean floor spreading in South Atlantic Ocean.— Nature, 1970, v. 277, N 5262.

Bostrom K., Fisher D. E. Volcanogenic uranium, vanadium and iron in Indian Ocean sediments.— Earth and Planet Sci. Letters, 1971, v. 11, N 2.

Bostrom K., Peterson M. N. Precipitates from hydrothermal exhalations of the East Pacific rise.— Econ. Geol., 1966, v. 61.

Bostrom K., Peterson M. N. A. The origin of aliminum — ferromanganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise.— Marine Geol., 1969, v. 7, p. 472.

Bostrom K., Peterson M. N. A., Joensuu O., Fisher D. Aluminum-poor ferromanganoan sediments on active oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 3261—3270.

Botema S., Straaten L. M. J. U. van. Malacology and palynology of two cores from the Adriatic Sea floor.— Marine Geol., 1966, v. 4, N 6.

Bradshaw J. S. Ecology of living planktonic foraminifera of the North and Equatorial Pacific Ocean.— Contribs. Cushman Found Foram. Res., 1959, v. 10, pt 2.

Bramlette M. N. Significance of Coccolithophorids in calcium carbonate deposition.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69.

Bramlette M. N., Bradley W. H. Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland. Pt 1. Lithology and geologic interpretations.— U. S . Geol. Surv. Profess. Paper, 1940, v. 196-A, p. 1—34.

Bramlette M. N., Bradley W. T. Lithology and geologic interpretations in geology and biology of North Atlantic deep-sea cores.— U. S. Geol. Surv. Profess. Papir, 1942, v. 196.

Bramlette M. N., Riedel W. R. Stratigraphy of deep-sea sediments of the Pacific Sea.— Preprints, I Internat. Oceanogr. Congr., 1959.

Braun G. Über marine Sedimente und ihre Benutzung zur Zeitbestimmung.— Meerkunde, H. 79. Berlin, 1913.

Broecker W. S., Turekian K. K., Heezen B. D. The relation of deep-sea sedimentation rates to variations in climate.— Amer. J. Sci., 1958, v. 256.

Broecker W. S., Ewing M., Heezen B. Evidence for an abrupt change in climate close to 11 000 years ago.— Amer. J. Sci., 1960, v. 258.

Broecker W. S., Ku T. L. Carribean cores P 6304—8 and P 6304—9. New analysis of absolute chronology.— Science, 1969, v. 166, p. 405.

Broecker W. S., Walton A., Heezen B., Turekian K. Sedimentation rates in the deep ocean.— Preprints, I. Internat. Oceanogr. Congr., 1959.

Brotzen F., Dineson A. On the stratigraphy of some bottom section from the Central Pacific. Repts. Swedish Deep-Sea Exped. 1947—1948, v. 10, fasc. 3, 1959, p. 43—55.

Brown C. B. Sediment transportation in engineering hydraulics, H. Kouse (Ed.). John Wiley and Sons Inc., 1950, p. 769—857.

Bryant W. R., Meyerhoff A. A., Brown N. K., Furrer M. A., Pyle T. E., Antoine J. W. Escarpments, reef trends and diapiric structures, Eastern Gulf of Mexico. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1969, v. 53, N 12.

Bucha V., Taylor K. E., Berger K., Nenry E. W. Geomagnetic intensity: changes during the past 3 000 years in the western hemisphere.— Science, 1970, v. 168, p. 111.

Bullard E. The Origin of the oceans.— Scient. Amer., 1969, v. 221, N 3.

Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, N 258, p. 41, 1965.

Bullard J. A., Feden R. H. Diapiric structures on the Campeche Shelf and Slope, Western Gulf of Mexico.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 87, N 2.

Bunce E. T., Crampin S., Hersey J. B., Hill M. N. Seismic refraction observations on the continental boundary west of Britain.— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 18.

Bunce E. T., Fahlquist D. A. Geophysical investigations of the Puerto Trench and outer ridge.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67, N 10.

Butze H. Lavaströme und Aschenregen. Leipzig, 1955.

Byrne G. V., Emery K. O. Sediments of the Gulf of California.— Bull. Geol. Soc. of Amer., 1960, v. 71.

Calvert S. E. Factors affecting distribution of laminated diatomaceous sediments of Gulf of California.— Sympos. Marine geology of the Gulf of California, Mem. N 3, 1964.

Catalogue of data in world data center «A».— Oceanography, 1957—1963. Washington, 1964.

Chamalau F. H., McDonald I. Dating geomagnetic polarity epochs in Reunion.— Nature, 1966, v. 210, p. 1212—1214.

Cita M. B., D'Onofrio S. Climatic fluctuations in submarine cores from the Adriatic.— In «Progress in Oceanography», v. 4. M. Sears (Ed.). London, 1967.

Clark D. L. Magnetic reversals, sedimentation rates. Arctic Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, p. 3129—3134.

Clarke F. W. Data of geochemistry. 5th ed. Bull. U. S. Geol. Surv., N 770, 1924.

Cloud P. E. Jr. Geology of Saipan, Mariana Islands. Part 4. Submarine topography and shoal-water ecology.— Geol. Survey Profess Paper, 1959, 280-K.

Cloud P. E. Jr. Preliminary report on the geology and marine environments of Onote Atoll. Gilbert Islands.— Nat. Res. Council, Atoll Res. Bull., 1952, N 12.

Cloud P. E. Environment of calcium carbonate deposition, West Andros Islands, Bahams.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1962, v. 350.

Collin A. Oceanographic observations in the Canadian Arctic and the adjacent Arctic Ocean.— Arctic., 1960, v. 13, N 3.

Conolly J. K., Ewing M. Pleistocene glacial-marine zones in North-Atlantic deep-sea sediments.— Nature, 1965, v. 208, N 5006.

Conolly J. K., Ewing M. Ice rafted detritus as a climatic indicator in Antarctic deep-sea areas.— Science, 1966, v. 150, p. 1822.

Conolly J. K., Van der Borch C. C. Sedimentation and physiography of the sea floor South of Australia.— Sodiment. Geol., 1967, v. 1, p. 181—220.

Corbel J. Vitesse de l'erosion.— Z. Geomorphol., Neue Folge, 1959, Bd. 3, H. 1.

Correns K. W. Die Sedimente des äquatorialen Atlantishen Ozeans.— Dtsch. Atlant. Exped. Meteor 1925—1927. Bd. III, Wiss. Ergebn., N 3, 1937.

Cox A. Lengths of geomagnetic polarity intervals.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 10.

Cox A. Geomagnetic polarity reversals.— Science, 1969, v. 163, N 3864.

Cox A., Dalrymple G. B. Paleomagnetism and potassium-argon ages of some volcanic rocks from the Galapogos Islands.— Nature, 1966, p. 776—777.

Cox A., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs: Nunivak Island, Alaska.— Earth and Planet Sci. Letters, 1967, v. 3, p. 173—177.

Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs. Sierra Nevada. II.— Science, 1963a, v. 142, p. 382—385.
Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry.— Nature, 1963b, v. 158, p. 1049—1051.
Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Reversals of the Earth's magnetic field.— Science, 1964a, v. 144, p. 1537—1543.
Cox A., Doell R.R., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs.— Science, 1964b, v. 143, p. 351—352.
Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Quaternary paleomagnetic stratigraphy. In «The Quaternary of the U. S.» Ed. Wright H. E. and Frey G. Princeton, N. Y., 1965, p. 817—830.
Cox A., Doell R. R., Dalrymple G. B. Radiometric time scale for geomagnetic reversals.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1968, v. 124.
Creager I. S., McManus D. A. Marine geology of continental shelf north of Bering strait.— Abstracts, Tenth Pacif. Sci. Congr. Honolulu, 1961.
Cushman J. A. A study of the foraminifera contained in cores from the Barlett Deep.— Amer. J. Sci., 1941, v. 239, p. 128—147.
Cushman J. A., Henbest L. G. Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland, pt. 2. Foraminifera.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1940, v. 196—A, p. 35—50.
Dansgaard V., Johnson S. I., Moller I., Langway C. C. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet.— Science, 1969, v. 166, p. 377.
D'Arrigo A. Ricerche sul regime dei litorali nel Mediterreneo. Inst. geogr. gen. d. R. Univ. Pisa. Roma, 1936.
Davies D., Francis T. J. The crustal structure of the Seyshells Bank.— Deep-Sea Res., 1964, v. 11, p. 921—927.
Degens E. T., Epstein S. Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting carbonates, cherts and diatomites.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1962, N 4, v. 46.
Degens E. T., Epstein S. Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 228, p. 23—44.
Degens E. T., Recter I. H., Shaw K. N. Biochemical compounds in offshore California sediments and sea water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28, N 1, p. 45—66.
Denker G. Sediment transport measurements and computations on the Niger.— Inter-Africa Conf. Hydrol. Publ. 66. Comm. Techn. Cooperation in Africa, p. 256—265. London, 1961.
Delany A. C., Delany A. D., Parkin D. W., Griffin J. J., Goldberg E. D. Airborne dust collected of Barbados.— Geochim. et cosmochim. acta. 1967, v. 31. p. 885—909.
Depetris P. J., Griffin J. J. Suspended load in the Rio de la Plata drainage basin.— Sedimentology, 1968, v. 11, p. 53—60.
Devereux I., Hendy C. H., Vella P. Pliocene and Early Pleistocene sea temperature fluctuations, Mangaopari stream, New Zealand.— Earth and Planet Sci. Letters, 1970, v. 8, p. 163—168.
Dewey I. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 14.
Dickinson W. K. Circum-Pacific andesite types.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6, p. 2261—2269.
Dickson G. O., Foster J. H. The magnetic stratigraphy of a deep-sea cores from the North Pacific Ocean.— Earth and Planet Sci. Letters, 1966, v. 1, p. 458—462.
Dickson G. O., Pitman W. C., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6.
Dietz R. S. Manganese deposits on the Northeast Pacific sea floor.— Calif. J. Mines and Geol., 1955, v. 51, N 3.
Dolan T. Studies relative to the presence of minute particles in sea water.— Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 1954, v. CVI.
Donahue J. G. Diatoms as indicators of Pleistocene climatic fluctuations in the Pacific Sector of the Southern Ocean.— In «Progress in Oceanography», v. 4. M. Sears (Ed.), London, 1967, p. 133—140.
Drake C. L., Girdler K. A geophysical study of the Red Sea.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1964, v. 8, N 5.
Durum V. H., Heidel S. G., Tison L. J. World-wide runoff of dissolved solids.— Publ. Internat. Assoc. Sci. Hydrol., 1960, v. 51, p. 618—628.
Drew G. H. On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria.— Publ. Carnegie Inst. Washington, 1914, 182, v. 5, p. 7—45.
Dymond J. R. Potassium-argon geochronology of deep-sea sediments.— Science, 1966, v. 152, N 3726.
Dymond J. R. Age determination of deep-sea sediments, a comparison of three methods.— Earth and Planet Sci. Letters, 1969, v. 6, N 1.
Emery K. O. Submarine geology, Bikini atoll.— Bull. Geol. Soc. America, 1948, v. 59.
Emery K. O. Marine geology of Johnston Island and its surrounding shallows, Central Pacific Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, v. 67, N 11, p. 1505—1520.
Emery K. O. The sea off Southern California. A modern habitat of pertoleum. N. Y.— London, 1960.
Emery K. O. Geology of continental margin of Eastern United States.— Colston Papers, 1966a, v. XVII.
Emery K. O. Atlantic continental shelf and slope of the United States, geologic background.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1966b, v. 529-A.
Emery K. O. Some stages in the development of knowledge of the Atlantic coast of the United States.— In «Progress in Oceanography», M. Sears (Ed.) v. 4. 1967.
Emery K. O. Continental margins of the world.— In «Geology of the East Atlantic continental margin». Cambridge, 1970.

Emery K. O., Bray E. E. Radiocarbon dating of California Basin sediments.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1962, v. 46, N 10, p. 1839—1856.
Emery K. O., Butcher W. S., Gould H. R., Shepard F. P. Submarine geology off San Diego, California.— J. Geol., 1952, v. 60.
Emery K. O., Dietz R. S. Gravity coring instrument and mechanics of sediment coring.— Bull. Geol. Soc. America, 1941, v. 52.
Emery K. O., Garrison L. E. Sea levels 7000 to 20000 years ago.— Science, 1967, v. 157, N 3789.
Emery K. O., Hant J. M., Hays E. E. Summary of hot brines and heavy metal deposits in the Red Sea.— In «Hot Brines and Recent heavy metal deposits in the Red Sea». Degens E. and Ross D. (Eds.). N. Y., Springer-Verlag, 1969.
Emery K. O., Niino H. Sediments of the Gulf of Thailand and adjacent continental shelf.— Bull. Geol. Soc. America, 1963, v. 74, p. 541—554.
Emery K. O., Rittenberg S. Early diagenesis of California basin sediments in relation origin of oil.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1952, v. 5.
Emery K. O., Tracey J. I., Jr., Ladd H. S. Geology of Bikini and nearby attols.— 1. Geology.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1954, v. 260-A.
Emery K. O., Wigley K. L., Rubin M. A Submerged peat deposit off the Atlantic coast of the United States.— Limnol. and Oceanogr., 1965 Suppl. 10.
Emiliani C. Pleistocene temperature variations in the Mediterranian.— Quaternaria, 1955a, v. 2, p. 87—98.
Emiliani C. Pleistocene temperatures.— J. Geol., 1955b, v. 63, N 6.
Emiliani C. Note on absolute chronology of human evolution.— Science, 1956, v. 123, p. 924—926.
Emiliani C. Temperatures and age analysis of deep-sea cores.— Science, 1957, v. 125, N 3244.
Emiliani C. Paleotemperature analysis of core 280 and pleistocene correlations.— J. Geol., 1958, v. 66.
Emiliani C. The relationship between paleotemperatures and carbonate content in a deep-sea cores. A Discussion.— J. Geol., 1959, v. 67.
Emiliani C. Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerinaooze facies.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, v. 95, N 1, p. 521—536.
Emiliani C. Isotopic paleotemperatures.— Science, 1966, v. 154, N 3750.
Emiliani C. The Pleistocene record of the Atlantic and Pacific oceanic sediments; correlation with the Alaskan stages by absolute dating and age of the last reversal of the geomagnetic field.— In «Progress in Oceanography», v. 4. M. Sears (Ed.). London, 1967.
Emiliani C. Pleistocene paleotemperatures.— Science, 1970, v. 168, p. 822—825.
Encyclopedia of oceanography. R. W. Fairbridge (Ed.). N. Y., Reinhold Publ. Corp., 1966.
Engel A. E., Engel C. G. Composition of basalts from the Mid — Atlantic Ridge.— Science, 1963, v. 140, p. 1321—1324.
Engel A. E., Engel C. G. Mafic and ultramafic rocks.— In «The Sea», v. IV, pt. 1. N. Y., Wiley, 1970.
Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H., Urey H. C. Revised carbonate-water isotropic temperature scale.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, v. 64, p. 1315—1325.
Epstein S., Sharp R. P., Gow A. J. Climatological implications of stable isotope variations in deep ice cores, Byrd Station Antarctic.— Antarct. J., 1971, v. 6, N 1.
Ericsson G. K. Some deep-sea sediments in the Western Mediterranean Sea.— In «Progress in oceanography», v. 4. M. Sears (Ed.). London, 1967.
Ericson D. B., Broecker W. A., Kulp I. L., Wollin G. Late Pleistocene climates and deep-sea sediments.— Science, v. 124, 1956.
Ericson D. B., Ewing M. E., Heezen B. C., Wollin G. Sediments deposition in Deep Atlantic.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 1955, 62.
Ericson D. B., Ewing M. E., Wollin G., Heezen B. Atlantic deep-sea sediment cores.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72.
Ericson D. B., Ewing M. E., Wollin G. Sediment cores from the Arctic and Subartic Seas.— Science, 1964, v. 144, p. 1183—1192.
Ericson D. B., Wollin G., Wollin I. Coiling direction of Globorotalia truncatulinoides in deep-sea cores.— Deep-sea Res., 1954, v. 2.
Ericson D. B., Wollin G. Correlation of six cores from the equatorial Atlantic and the Caribbean.— Deep-Sea Res., 1956, v. 3, p. 104—125.
Ericson D. B., Wollin G. Micropaleontology and lithology of Arctic sediment cores.— Geophys. Res. Directorate Air Force Cambridge Res. Center, Terrestrial Sci. Lab. Scient. Studies at Fletcher's Ice Island T-3, 1958, v. 1, p. 50—80.
Ericson D. B., Wollin G. Pleistocene climats in the Atlantic and Pacific oceans: a comparison based on deep-sea sediments.— Science, 1970, v. 167, N 3924, p. 1484—1485.
Evans G., Kinsman J., Sherman D. A reconnaissance survey of the environment of recent carbonate sedimentation along the Trucial Coast, Persian Gulf.— Developments in Sedimentary, v. 1, Amsterdam, London, N. Y., N. 4, 1964.
Ewing J., Ewing M. Seismic-refraction measurements in the Atlantic Ocean Basins, in the Mediterranian Sea, on the Mid — Atlantic Ridge and in the Norwegian Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, N 3.
Ewing J. I., Tirey G. B. Seismic profiler.— J. Geophys. Res., 1961, v. 66, p. 2917—2927.
Ewing J., Naje J. The unconsolidated sediments.— In «The Sea», v. 3, N. Y., John Wiley and Sons, 1963.
Ewing J. I., Worzel J. L., Ewing M., Windisch C. Ages of Horizon «A» and the ol-

dest Atlantic sediements.—Science, 1966b, v. 154, N 3753, p. 1173—1176.
Ewing J., Ewing M. Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the floor.— Science, 1967, v. 156, p. 1590.
Ewing J., Talwani M., Ewing M., Edgar T. Sediments of the Carribean.— Studies. Tropical Oceanogr., 1967, v. 5, p. 88—102.
Ewing J., Ewing M., Aitken T., Ludwig W. I. North Pacific sediment layers by seismic profiling.— Geophys. Monogr., 1968, N 12.
Ewing J., Ewing M. Seismic reflection.— In «The Sea», v. 4, pt. 1. N. Y., 1970.
Ewing J. I., Edgar N. T., Antoine J. W. Structure of the Gulf of Mexico and Caribean Sea.— In «The Sea», v. 4, pt. 2. N. Y., Wiley, 1970.
Ewing J., Houtz K., Ludwig W. J. Sediment distribution in the Coral Sea.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 11.
Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basin. Pt 1.— Bull. Seismol. Soc. America, 1950, v. 40, N 3.
Ewing M., Ericson D., Heezen B. C. Sediments and topography of the Gulf of Mexico. In «Habitat of Oil». L. Weeks (Ed.). Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1958, p. 955—1053.
Ewing M., Donn W. Pleistocene surface temperatures of the North Atlantic and Arctic Oceans.— Science, 1959, v. 131, p. 99.
Ewing M., Ewing J. The sediments of the Argentine Basin.— Anais Acad. Brasil Cienc., 1965, v. 37, p. 31.
Ewing M., Ewing J. Seismic profiler results in the Pacific. Abstracts of Papers.— Proc. Eleventh Pacific Sci. Congr. Tokyo, 1966.
Ewing M., Ewing J., Talwani M. Sediment distribution in the oceans: the Mid-Atlantic Ridge.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, N 1.
Ewing M., Ludwig W., Ewing J. Oceanic structural history of the Bering Sea.— J. Geophys. Res. 1965, v. 79, N 18.
Ewing M., Thorndike E. Suspended matter in deep ocean water.— Science, 1965, v. 147, N 3663.
Ewing M., Saito T., Ewing J. I., Burckle L. H. Lower Cretaceous sediments from the northwest Pacific.— Science, 1966a, v. 152, N 3723, p. 751—755.
Ewing M., Le Pichon X., Ewing J. Crustal structure of the Mid — Atlantic ridge.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, p. 1611—1636.
Ewing M., Eittrem S., Truchan M., Ewing J. Sediment distribution in the Indian ocean.— Deep-Sea Res., 1969, v. 16, N 3, p. 231—248.
Fairbridge R. W. Recent and Pleistocene coral reefs of Australia.— J. Geol., 1950, v. 58, p. 330—401.
Fisher A. G. Geological time-distance rates: the Bubnoff unit.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80.
Fisher A. G., Heezen B. C., Boyce R. E., Bukry D., Douglas K. G., Garrison R. E., Kling S. A., Krasheninnikov V., Lisitzin A. P., Pimm A. C. Geological history of the Western North Pacific.— Science, 1970, v. 168, p. 1210—1214.
Flint R. F. Glacial and Pleistocene Geology. N. Y., 1957.
Foster J. N., Opdyke N. D. Upper Miocene to recent magnetic stratigraphy in deep-sea sediments.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 23.
Fournier F. Climat et erosion. Paris, Press Univ. France, 1960.
Fox D. L., Isaacs J. D., Corcoran E. F. Marine Leptopelites recovery, measurement and distribution.— J. Marine Res., 1952, v. XI, N 1.
Francheteau J., Harrison C. G., Sclater J. G., Richards M. L. Magnetization of Pacific Sea mounts: a preliminary Polar curve for the Northeastern Pacific.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 1.
Fray C., Ewing M. Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine shelf.— Proc. Acad. Natur Sci. Philadelphia, 1963, v. 115.
Funnell B. M. The occurrence of pre-Quaternary microfossils in the oceans.— In «Micropaleontology of Oceans». Funnell B. M. and Riedel W. R. (Eds.). Cambridge Univ. Press, 1971.
Gardner J. S. Coral reefs and atolls. London, 1931.
Gardner J. Submarine geology of the western Coral Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 9.
Gaskell T. F., Hill M. N., Swallow J. C. Seismic measurements made by H. M. S. «Challenger» in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans and in the Mediterranian Sea, 1950—1953. Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 1958, N 988, 1958.
Gessner F. Hydrobotanik. Berlin, 1959.
Gibbs R. J. The geochemistry of the Amason river system: Part 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended matter.— Bull. Geol. Soc. America, 1967, v. 78, p. 1203—1232.
Gilluly J. Geologic contrasts between continents and ocean basins.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 1955, 62.
Gilluly J. Atlantic sediments, erosion rates and the evolution of the continental shelf. Some speculations. Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, N 6.
Gilluly J., Reed J. C., Cady W. M. Sedimentary volumes and their significance.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 2.
Gilluly J., Waters A. C., Woodford A. O. Principles of geology. London, Freeman and Co., 1968.
Ginsburg R. N. Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida.— S. E. P. M. Sympos., Spec. Publ. 1957, N 5, p. 80—100.
Ginsburg R. N., Michael Lloyd, Stockman K. W., McCallum L. S. Shallow-water carbonate sediments.— In «The Sea», vol. 3, N. Y., London 1963.
Glass B., Heezen B. C. Tektites in deep-sea sediments.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, v. 48, N 1.
Goldberg E. D. Ionium/thorium geochronology.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4, N 1.

Goldberg E. D., Griffin J. J. Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic.— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 20, p. 4293—4309.
Goldberg E. D., Griffin J. J. The sediments of the Northern Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1970, v. 17, p. 513—537.
Goldberg E. D., Koide M. Ionium-thorium chronology in deep-sea sediments of the Pacific.— Science, 1958, v. 128, N 3330.
Goldberg E. D., Koide M. Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium-thorium method.— Geochim. et cosmochim. acta, v. 26, 1962.
Goldberg E. D., Koide M. Rates of sediments accumulation on the Indian ocean.— Earth Sci. and Meteoritics, 1963, N 4.
Goldberg E. D., Koide M., Griffin J. J. Ionium-thorium geochronology on Miami core A 254—BR—C. In «Recent research in the fields of hydrosphere, atmosphere and nuclear geochemistry». Tokyo, 1964.
Goldberg E. D., Koide M., Griffin J., Peterson M. N. A geochronological and sedimentary profile across the North Atlantic Ocean. In «Isotopic and Cosmic Chemistry». Amsterdam, 1964.
Goodell H., Watkins N. The paleomagnetic study of the Southern Ocean.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15, N 1.
Gorsline D. S. Variations in sediment characteristics and sedimentation rates in Tanner basin, California. 2nd Internat. Oceanogr. Congr. Preprints, 1966.
Green R. W., Hales A. L. Seismic refractions measurements in the South Western Indian Ocean.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 6.
Groot J. J., Ewing M. Suspended clay in a water sample from the deep ocean.— Science, 1963, v. 142, p. 579.
Groot J. J., Groot C. R. Marine palynology: passibilities, limitations, problems.— Marine Geol., 1966, v. 4, N 6.
Groot J. J., Groot G. R. Pollen spectra from deep-sea sediments as indicators of climatic changes in southern South America.— Marine Geol., 1966b, v. 4, N 6.
Groot J. J., Groot C. K., Ewing M., Burckle L., Conolly J. R. Spores, pollen and provenance of the Argentine basin sediments.— In «Progress in oceanography», v. 4. M. Sears (Ed.). London, 1967.
Grossling B. F. Seamount magnetism. In «The Sea», v. IV, pt. 1. N. Y., 1970.
Gunnerson C. I., Emery K. O. Suspended sediment and plankton over San Pedro basin, California.— Limnol. and Oceanogr., 1962, v. 7, N 1.
Hagmeier E. Untersuchungen über die Menge und die Zusamensetzung des Sestons aus Wasserproben von Reisen in die Nordsee und nach Island. 1959 (manuscript).
Hamilton E. Thickness and consolidation of deep-sea sediments.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, N 11.
Hanaoka T. Suspended matter as an index of the productivity of the sea.— Rappet. procéses-verbaux réunions, 1958, v. 144.
Hankins K., Be A. W., Opdyke N. D., Mathein G. Th. Late Cenozoic history of the Arctic ocean. In «The Late Cenozoic Glocial Ages». K. Turekian (Ed.). Yale Univ. Press, 1971.
Harrison C. G. A., Funnell B. M. Relationship of paleomagnetic reversals and micropaleontology of two late Cenozoic cores from the Pacific Ocean.— Nature, 1964, v. 204, p. 566.
Hays J. D. Radiolarias and Late Tertiary and Quaternary history of Antarctic Seas.— Amer. Geophys. Union. Antarctic Res. ser., 5, 1965, p. 125.
Hays J. D. Quaternary sedimentation in the Antarctic ocean. In «Progress in oceanography», v. 4. M. Sears (Ed.). N. Y., 1967.
Hays J., Opdyke N. Antarctic radiolaria, magnetic reversals and climatic change.— Science, 1967, v. 158, N 3804.
Hays J., Saito T., Opdyke N., Burckle L. Pliocen — Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, p. 1481—1514.
Heezen B. C., Glass B., Menard H. W. The Manihiki Plateau.— Deep-Sea Res., 1966, v. 13, p. 445—458.
Heezen B. C., Thorp M. Physiographic diagram of Indian ocean. Lamont. Geol. Obs., 1964.
Heezen B. C., Thorp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and continental drift.— Philos. Trans. Roy. Soc. A, 1964, v. 259, p. 137—149.
Heirtzler J. R. Magnetic anomales measured at sea.— In «The Sea», v. IV, pt. I. N. Y., 1970.
Heirtzler J. R. Burroughs R. H. New data for the Mozambique Channel.— Science, 1971, v. 174, N 4008.
Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C. Le Pichon X. Marine magnetic anomales, geomagnetic field reversals and motions of the Ocean and continents.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6.
Herman Y. Cretaceous, Paleocene and Pleistocene sediments from the Indian ocean.— Science, 1963, v. 140, N 3537.
Herman Y. Temperate water planktonic foraminifera Quaternary sediments of the Arctic Ocean.— Nature, 1964, v. 201, N 4917.
Herman Y. Etude des sediments Quaternaires de la Mer Rouge.— Ann. Inst. oceanogr., 1965, v. 42, N 3, p. 339—415.
Herman Y. Vertical and horizontal distribution of pteropods in Quanternary sequences. In «Micropaleontology of Oceans». B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds.) Cambridge, 1971.
Hill M. N. Recent geophysical exploration of the ocean floor. In «Physics and Chemistry of the Earth», v. 2. London, Pergamon Press, 1957, p. 129—163.
Hodge P. W., Wildt R. A search for airborne particles of meteoritic origin.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, v. 14, N 1/2.
Holeman J. N. The sediment yield of major rivers of the world.— Water Resources Res., 1968, v. 4, p. 737—747.
Holmes C. W. Rates of sedimentation in the Drake passage. Dissert. D. Philos. Dept.

Geol., Florida State Univ., Tellahassee, USA, 1965.
Holmes C. W., Goodell H. G., Osmond J. K. Geochronological investigations of the Southern Pacific. Dept. Geol. Florida State Univ., Tallahassee (unpubl. report), 1967.
Holmes C. W., Osmond J. K., Goodell H. G. The geochronology of foraminiferal core deposits in the Southern ocean.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4.
Holtedahl H. On the Norwegian Continental Terrace.— Univ. i Bergen Nat. rekke 14, Bergen, 1955.
Horn D. R., Delach M. N., Horn B. M. Distribution of volcanic ash layers and turbidites in the North Pacific.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 9.
Horner Nils G. Suspended matter in some present day glacial waters as compared to late-glacial varve clay (with discussion).— Sediment. et Quat. (Congr. Geol. Quat., Charente — Dordonge, 1949), pp. 349—57, 1951.
Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (Eds.) Springer Verlag, N. Y., 1969.
Hough J. L. Pleistocene lithology of Antarctic Ocean bottom sediments.— J. Geol., 1950, v. 58, N 3.
Hough J. L. Pleistocene climatic record in a Pacific Ocean core sample.— J. Geol., 1953, N 3, v. 61, p. 252—262.
Hough J. L. Sediments distribution in the Southern oceans around Antarctica.— J. Sediment. Petrol., 1956, v. 24, N 4.
Hunkins K., Be A. W. H., Opdyke N. D., Mathieu G. The Late Cenozoic history of the Arctic ocean.— In «The Late Cenozoic glacial ages». K. Turekian (Ed.). Yale Univ., 1971.
Hunkins K., Kutschale H. Quanternary sedimentation in the Arctic Ocean. In «Progress in Oceanography», v. 4. M. Sears (Ed.). London, 1967.
Hurley P. M. K/Ar age of a Pacific ocean core sample. Mass. Inst. Techn. Dept Geol. Geophys. Sixth Annual Progress Rept., 1958, p. 114.
Hurley P. M., Brookins D. I., Pinson W. H., Hart S. R., Fairbairn H. W. K/Ar Age studies of Missisippi and other river sediments.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, N 12.
Hurley P. M., Rand J. R. Continental radiometric ages. In «The Sea», 1970, v. IV, pt 1. N. Y.
Illing L. V. Bahaman calcareous sands.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1954, 38, 1—95.
Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. I—XIV.— Nat. Sci. Fund. Publ. 1969—1973.
Inman D. Measures for describing the size distribution of sediments.— J. Sediment Petrol., 1952, v. 22, N 3.
International Association of Scientific Hydrology. Transport total des sediments aux oceans.— IASH Bull., 1967, v. 12, N 3, p. 100—110.
Isaaks N., Picciotto E. Ionium determination in deep-sea sediments.— Nature, 1953, v. 171.
Isaaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 5855—5899.
Jakobs S. J. On stratified flow over bottom topography.— J. Marine Res., 1964, v. 22, N 3.
Jakobs M., Ewing M. M. Suspended particulate matter concentration in the major oceans.— Science, 1965, v. 163, N 3865.
Joides (Joint Oceanographic Institutions Deep Earth Sampling) Program. Ocean Drilling on the Continental Margin.— Science, 1965, v. 150, N 3697, p. 709—716.
Jerlov N. G. Optical measurement of particle distribution in the sea.— Tellus, 1951, v. 3, N 3.
Jerlov N. G. Particle distribution in the ocean. Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947—48, v. 3. Physics and chemistry. Goteborg, 1953.
Jerlov N. G. Maxima in the vertical distribution of particle in the sea.— Deep-Sea Res., 1959, v. 5, N 3.
Jerlov N. G. Optical classification of ocean water. In «Physical Aspects of light in the sea», 1964.
Johnson T. C., Breslau L. R. Geological results of wide angle reflection survey using sonobuoys in the southern Chukchi Sea.— Marine Geol., 1971, v. 10, N 4.
Jones E. J. W., Funnell B. M. Association of a seismic reflector and Upper Cretaceous sediment in the Bay of Biscay.— Deep-Sea Res., 1968, v. 15, p. 701—709.
Joseph J. Durchsichtigkeitsmessungen in Meere im ultravioletten Spektralbereich.— Dtsch. Hydrogr. Z., 1949, Bd. II, N 5.
Joseph J. Die Trübungsverhälnisse in der südwestlichen Nordsee während der «Gauss» Fahrt in Februer/März 1952.— Ber. Dtsch. Wiss. Kommiss. Meerforsch., 1953, Bd. XIII, N 2.
Joseph J. Extinction measurements to indicate distribution and transport of watermasses.— Proc. UNESCO Sympos. on Phys. Oceanogr., Tokyo, 1955.
Kalle K. Nährstoffuntersuchungen als hydraphische Hilfsmittel zur Unterscheidung von Wasserkörper.— Ann. Hydrogr. und Maritime Meteorol., 1937, Bd. 65.
Kalle K. Die chemische Arbeiten auf der «Meteor» Fahrt. Jan. bis Mai 1938.— Ann. Hydrogr. und Maritime Meteorol., 1939, Bd. 67.
Keller G. H., Richards A. F. Sediments of the Malacca strait, Southeast Asia.— J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, N 1.
Kennett J. P. Foraminiferal studies of Southern ocean deep-sea cores.— Antarct. J., 1969, v. IV, N 5.
Kharkar D. P., Lal D., Somayajulu B. L. K. Investigations in marine environments using radioisotopes produced by cosmic rays. In «Radioactive dating». Vienna, 1963.
Kharkar D. P., Turekian K. K., Scott M. R. Comparison of sedimentation rates obtained by Si^{32} and uranium decay series determinations in some silicous Antarc-

tic cores.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1969, v. 6, p. 61—68.
Kinsman D. J. The recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial coast, Persian Gulf. In «Developments in Sedimentology», v. 1. Amsterdam, London, N. Y., 1964.
Kitano I., Hood D. Calcium carbonate crystal forms formed from sea water by inoorganic processes.— J. Oceanogr. Soc. Japan, 1962, v. 18, N 3.
Koczy F. F. Radioactive elements in ocean waters and sediments. Geochemical balance in the Hydrosphere. In «Nuclear Geology», Faul. H. (Ed.). N. Y., John Wiley and Sons, 1954. p. 120—127.
Koczy F. F. Ratio of thorium-230 to thorium-232 in deep-sea sediments.— Science, 1961, v. 134, N 3494.
Koczy F. F. Age determination in sediments by natural radioactivity. In «The Sea», v. 3, 1963.
Koczy F. F. Remarks of age determination in deep-sea sediments. In «Progress in Oceanography», v. 3, 1965.
Kolbe R. W. Diatoms from equatorial Pacific cores.— Repts of Swedish Deep-Sea Exped., 1947—1948, v. 6, fasc. 1, 1954.
Kolbe R. W. Diatoms from equatorial Atlantic cores. Repts. Swedish Deep-Sea Exped., v. VII, N 3, 1955.
Kolbe R. W. Diatoms from equatorial Indian Ocean cores. Repts. Swedish Deep-Sea Exped., 1947—1948, v. IX, N 2, 1960.
Koldewijn R. W. Sediments of the Paria — Trinidad Shelf. Den Haag, 1958.
Kossina E. Die Erdoberflache. Handbuch der Geophysik, Bd. 2. Berlin, 1933.
Koster S. Recent sediments and sedimentary history across the Pacific — Antarctic Ridge. Thesis M. Sci., Dept Geol. Florida State Univ., Tallahassee, 1966.
Krey J. Über Art und Menge des Seston in Meere.— Verhandl. Dtsch. Zool., 1949, Bd. 2, N 6.
Krey J. Eine nene Methode zur quantitiven Bestimmung des Plankton.— Kieler Meersforsch., 1950, Bd. 7, H. 1.
Krey J. Untersuchungen zum Sestongehalt des Meerswassers.— Ber. Dtsch Wiss. Kommiss. Meersforsch., 1952, Bd. 13, H. 4.
Krey J. Beobachtungen über den Gehalt an Mikrobiomasse und Detritus in der Kieler Bucht, 1958—1960.
Krey J. Der Detritus im Meer.— J. Conseil Internat. explorat. mer, 1961, v. XXVI, N 3.
Krey J., Hantschmann D., Wellershauss. Der Sestongehalt entlang eines Schnittes von Kap Farvel bis zur Flamischen Kappe in April und September 1958.— Sonderband Dtsch. Hydrogr. Erganzungs reihe, 1961, N 3.
Kroll V. S. On the age-determination in deep-sea sediments by radium measurements.— Deep-Sea Res., 1954, v. 1, p. 211—215.
Kroll V. S. Distribution of radium in deep-sea cores. Repts Swedish Deep-Sea Exped., 1947—1948, Spec. Invest., No 1, p. 32, 1955.
Kruit C. Sediments of the Rhone delta. Verhandel Koninkl. nederl. Geol. Mijn. Genootschap., Geol. Ser., 1955, Deel XV, pl. 357—556.
Krumbein W. C. Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments.— J. Sediment Petrol., 1946, v. 6, p. 35—47.
Krummel O. Handbuch der Ozeanographie, Bd. I. Stuttgart, 1907.
Ku T. L., Broecker W. S. Atlantic deep-sea stratigraphy: extension of absolute chronology to 320 000 years.— Science, 1966, v. 151, N 3709, p. 448—450.
Ku T. L., Broecker W. S. Rates of sedimentation in the Arctic ocean.— In «Progress in Oceanography», v. 4. M. Sears (Ed). London, 1967.
Ku T. L., Broecker W. S., Opdyke N. Comparison of sedimentation rates measured by paleomagnetic and the ionium methods of age determination.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4.
Kudrass H. R. Stratigraphische Untersuchungen an Sedimentkernen des Ibero-Marrokanischen Kontinentalrades.— Geol. Rundschau, 1970, Bd. 60, H. 1, S. 294—301.
Kuenen P. H. Collecting of the samples and some general aspects.— Scient. Res. «Snellius» Exped. in the eastern part of the East — Indian Archipelago 1929—1930, v. V, pt 3, sect. 1, 1942.
Kuenen P. H. Two problems of marine geology' atolls and canyons.— Verhandel Koninkl. nederl. akad. wet. nat., 1947, 43, N 3.
Kuenen P. H. Marine geology. N. Y., 1950.
Kullenberg B. On the Salinity of the water contained in marine sediments. Göteborg, 1952.
Kullenberg B. Absolute chronology of deep-Sea sediments and the deposition of clay on the ocean floor.— Tellus, 1953, v. 5, N 3, p. 302—305.
Kummer I. T., Creager I. S. Marine geology and Cenezoic history of the Gulf of Anadyr.— Marine Geol., 1971, v. 10, N 4.
Lal D., Goldberg E. D., Koide M. Cosmic-ray produced silicon-32 in nature.— Science, 1960, v. 131, N 3397, p. 332—337.
Larson R. L., Menard H. W., Smith S. M. Gulf of California: a result of ocean-floor spreading and transform faulting.— Science, 1968, v. 161, p. 781—784.
Laughton A. S., Matthews D. H., Fisher R. L. The structure of the Indian ocean.— In «The Sea», 1970, v. IV, pt 2. N. Y.
Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 8.
Le Pichon X., Eittrem S. L., Ludwig W. J. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. In «Physics and Chemistry of the Earth», v. VIII. N. Y., Pergamon Press, 1971.
Lisitzin A. P. Bottom-sediments of Antarctic. Amer. Geophys. Union Monogr., 1962, N 7.
Lisitzin A. P. Sedimentation and geochemical considerations.— In «Scientific Exploration of the South Pacific». Nat. Acad. Sci. USA, 1970.

Lisitzin A. P. Distribution of silica microfossils in suspended matter and bottom sediments. In «Micropaleontology of Oceans», B. M. Funnell and W. R. Reidel (Eds). Cambridge, 1971a.

Lisitzin A. P. Distribution of carbonate microfossils in suspended matter and bottom sediments. In «Micropaleontology of Oceans». B. M. Funnell and W. R. Reidel (Eds). Cambridge, 1971b.

Lisitzin A. P. Sedimentation in the Ocean.— SEPM. Spec. Publ., N 17, Tulsa. 1972.

Livingstone D. A. Data of geochemistry. 6 ed. Chap. G. Chemical composition of Rivers and Lakes.— Geol. Surv. USA Profess. Paper. 1963, 440-G.

Lohman H. Über die Beziehungen zwischen den pelagischen Ablagerungen und dem Plankton der Meeres. Internat. Rev. Ges. Hydrobiol. und Hydrogr., 1908. Bd. I, H. 3.

Lowenstam H. A., Epstein S. Sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank.— J. Geol., 1957, v. 65, p. 364—375.

Ludwig W., Nafe J. E., Drake C. L. Seismic refraction. In «The Sea», v. 4, pt I. N. Y., Wiley, 1970.

Lyman J. Chemical considerations.— In «Physical and chemical properties of sea water». Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council Publ., 1958, v. 600, p. 89.

Lyman J., Fleming H. Composition of sea water.— J. Marine Res., 1940, v. 3, N 2.

Mondra Y. T. Silicoflagellates: a now tool for the study of Antarctic Tertians climates.— Antarct. J., 1969, v. IV, N 5.

Manheim F. T., Meade R. H., Bond G. C. Suspended matter in surface waters of the Atlantic continental margin from Cape Cod to the Florida Keys.— Science, 1970, v. 167, p. 371—376.

Manheim F., Meade R., Trumbull J. Suspended matter in surface waters of the Atlantic coast of the United States South of Cape Cod, Massachusetts. 2nd Internat. Oceanogr. Congr. Preprints, 1966.

Manten A. A. Marine palynology in progress.— Marine Geol., 1966, v. 4, N 6.

Marshall S., Orr A. P. Sedimentation on Low Isles Reef and its relation to coral growth. Great Barrier Reef Exped. 1928—29.— Scient. Repts. 1931, v. 1, N 5.

Matthews D. H., Davies D. Geophysical studies of the Seyshells.— Ann. Trans. Philos. Roy. Soc. A. 1966, v. 259, p. 227.

Matthews D. H. Crustal structure investigations in the North Sea and adjoining countries.— Quart. J. Roy. Astron. Soc., 1967, v. 7.

Maxwell W. G. H., Day R. W., Fleming P. J. G. Carbonate sedimentation on the Heron Island Reef, Great Barrier.— J. Sediment. Petrol., 1961, v. 31, No 2, p. 215—230.

Mayor A. G. Structure and ecology of Samoan Reefs.— Publ. Carnegie Inst., Wash., 1924, N 340.

McIntyre A. Coccoliths as paleoclimatic indicators of Pleistocene glaciation.— Science, 1967, v. 158, N 3806.

McIntyre A., Be A. W. H. Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean I. Plocoliths and Cyrtoliths.— Deep-Sea Res., 1967, v. 14, p. 561—597.

McKee E. D. Storm sediments on a Pacific atoll.— J. Sediment. Petrol., 1953, v. 29, N 3.

McKee E. Geology of Kapingamarangi atoll, Caroline Islands.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69.

McKee E., Chronic J., Leopold E. Sedimentary belts in lagoon of Kapingamarangi atoll.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1959, v. 43, N 3, pt 1.

Meade R. H. Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands — review.— J. Sediment. Petrol., 1966, v. 36, N 4.

Meade R. H. Errors in using modern stream-load data to estimate natural rates of denudation.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, p. 1265—1274.

Meade R. H. Longward transport of bottom sediments in estuaries of the Atlantic coastal plain.— J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, N 1.

Mellis O. The coarse-grained horizons in the deep-sea sediments from the Tyrrhenian sea.— Med. Ocean. Inst. Göteborg. ser. B, 1954, Bd. 5, N 12.

Menard H. W. Marine Geology of the Pacific. N. Y., McGraw — Hill Co., 1964.

Menard H. W. Sea-floor spreading, topography and second layer.— Science, 1967, v. 157, p. 323—324.

Menard H. W., Chase T. E. Fracture zone. In «The Sea», v. IV, pt 1. N. Y., Wiley, 1970.

Menard H. W., Smith S. M. Hypsometry of Ocean basin provinces.—J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 18.

Mero J. L. The mineral resources of the sea. Amsterdam, London, N. Y., Elsevier Publ. Co., 1965.

Merrill A. S., Emery K. O., Rubin M. Ancient oyster shells on the Atlantic continental shelf.— Science, 1965, v. 147, N 3656, p. 398—400.

Meyerhoff A. Continental drift implications of paleomagnetic studies, meteorology, physical oceanography and climatology.— J. Geol., 1970, v. 78, N 1.

Micropaleontology of Oceans. B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds). London, Cambridge Univ. Press, 1971.

Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hatheway I. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Packlington K., Jokels A. Hot brines and recent iron deposits in deeps of Red Sea.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30, p. 341—359.

Miyake Y., Sugimura Y. Ionium — Thorium chronology of deep-sea sediments of the western North Pacific ocean.— Science, 1961, v. 133, No. 3467.

Molengraaf G. A. The coral reef problem and isostasy.— Proc. Akad. wet. Amsterdam, 1916, v. 19.

Molengraaf G. A. The coral reefs in the East Indian Archipelage, their distribution and mode of development. 4-th Pacif. Congress, Java, 1930.

Moore E. B. Muds of the Clyde Sea.— J. Marine Biol. Assoc. UK, 1931, v. 17, N 2.

Moore T. C. Deep-sea sedimentation and

Cenozoic stratigraphy in the central Equatorial Pacific. Dissert. D. Philos., Univ. Calif., 1968.

Moore G. T. Interaction of rivers and oceans.— Pleistocene petroleum potential.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1969, v. 53, N 12, p. 2412—2430.

Morgan W. J., Vogt P. K., Falls D. F. Magnetic anomalies and sea floor spreading.— Nature, 1969, v. 222, N 5189, p. 137—142.

Muller J. Palinology of recent Orinoco delta and shelf sediments.— Rept Orinoco Shelf Exped. Micropaleontology. N 1, 1959.

Murray J., Irvine R. On coral reefs and other carbonate of lime formations in modern seas.—Proc. Roy. Soc. Edinburgh. 1891, v. 17.

Murray J., Irvine R. On silica and the silicous remains of organisms in modern seas.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1892, v. XVIII.

Murray J., Chumley J. The deep-sea deposits of the Atlantic ocean.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1924, v. 54, pt 1.

Murray J., Lee G. V. The depth and marine deposits of the Pacific.— Mem. Mus. Compar. Zool., 1909, v. 38, N 1, p. 169.

Murray J., Renard A. F. Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. «Challenger» in the years 1872 to 1876. London, 1891.

Needham H. D. Ice-rafted rocks from the Atlantic ocean off the coast of the Cape of Good Hope.— Deep-Sea Res., v. 9, N 5. 1962.

Neeb G. A. Composition and distribution of samples.— The Snellius Expedition, Geological results, sect. 1. 1943.

Neev D., Emery K. O. The Dead Sea, Ministry Developm. Geol. Survey Israel, 1967.

Nesteroff V. Les recifs corraliens du bank Farsan Nord (Mer Rouge).— Dans «Resultats scientifiques des Compagnes de la «Calypso». 1. Compagne en Mer Rouge (1951—1952). Paris, Mason et Cie, 1955, p. 7—53.

Newell N. D. Bahamian platforms.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 1955, v. 62.

Newell N. D. American coralls seas.— Proc. XVth Internat. Congr. Zool., Sect., III, Paper 43, 1958.

Newell N. D. Coral reefs.— Natur. History, N. Y., 1959.

Newell N. D., Rigby J. K. Geological studies on the Great Baham Banks. In «Regional aspects of carbonate deposition».— S. E. P. M. Spec. Publ., 1957, No 5, p. 15—79.

Niino H. Bottom deposits on the mouth of Wakasa bay, Japan and on the adjacent continental shelf.— J. Sediment. Petrol., 1950, v. 20, N 1.

Niino H., Emery K. O. Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, p. 731—762.

Ninkovich D. Pleistocene volcanic eruptions in New Zealand recorded in deep-sea sediments.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4, N 2.

Ninkovich D., Heezen B. C., Conolly J. R., Burckle L. H. South Sandwich tephra in deep-sea sediments.— Deep-Sea Res., 1964, v. 11, p. 605—619.

Ninkovich D., Heezen B. C. Santorini Tephra. 17th Sympos. Colston Res. Soc. Univ. of Bristol, April 5—9th 1965. Colston Papers, 1965, v. XVII.

Ninkovich D., Heezen B. C. Physical and chemical properties of volcanic glass shards from Puzznolana ash Thera Island and from upper and lower ash layers in eastern Mediterranean deep sea sediments.— Nature, 1967, v. 213, N 5076.

Ninkovich D., Opdyke N. D., Heezen B., Foster J. H. Paleomagnetic stratigraphy, rates of deposition and tephra chronology in North Pacific deep-sea sediments.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1966, v. 1, p. 476—492.

Norin E. Occurrence of an authigenous illitic mica in the sediments of the Central Tyrrhenian Sea.— Bull. Geol. Inst., Uppsala, 1953, v. 34.

Normark W. R., Piper D. J. Deep-Sea Fan-Valleys. Past and Present.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 9.

Nota D. S. Sediments of the Western Guiana shelf.— Med. Landbouwhogeschool Wageningen, 1958, Bd. 58, N 2.

Oba T. Biostratigraphy and isotopic paleotemperature of some deep-sea cores from the Indian Ocean.— Sci. Repts Tohoku Univ. Sendai, ser. 2, 1969, v. 41, N 2.

Olausson E. Correlation of cores from the Eastern Mediterranean. 1. Internat. Oceanogr. Congr. Preprints, 1959.

Olausson E. Evidence of climatic changes in North Atlantic deep-sea cores, with remarks on isotopic paleotemperature analysis.— In «Progress in Oceanography», 1965, v. 3.

Olausson E. Climatological, geoeconomical and paleooceanographical aspects on carbonate deposition. In «Progress in oceanography», v. 4. Oxford — N. Y., Pergamon Press, 1967.

Olausson E. Quaternary correlations and the geochemistry of oozes.— In «The Micropaleontology of Oceans», B. M. Funnell and W. H. Riedel (Eds). Cambridge Univ. Press, 1971.

Olausson E., Bilal ul Hag. U. J., Karlsson G. B., Olsson I. U. Evidence in Indian ocean cores of Late Pleistocene changes in oceanic and atmospheric circulation.— Geol. fören i Stockholm, Förhandel., 1971, Bd. 93.

Olsson J., Olsson E., Gosta K. Remarks on C-14 dating of shell material in sea sediments.— In «Progress in Oceanography», v. 3, 1965.

Opdyke N. D. Paleomagnetism.— In «The Sea», 1970, v. IV, p. 1, N. Y., Wiley.

Opdyke N. D., Foster J. H. The paleomagnetism of cores from the North Pacific.— Mem. Geol. Soc. America, 1970, v. 126.

Opdyke N. D., Glass B. P. The paleomagnetism of sediment cores from the Indian Ocean.— Deep-Sea Res., 1969, v. 66.

Opayke N. D., Glass B., Hays J. D., Foster J. Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores.— Science, 1966, v. 154, N 3748, p. 349—356.

Oshite K. Suspended matter in the sea water of south-eastern part of Hokkaido.— Repts Hokkaido Univ. Educ., 1965, v. 15, N 2.

Oshite K. Suspended matters.— J. Tokyo Univ. Fisheries, 1968, v. 9, N 2.

Packman R. F., Rosamen D., Midglay H. A mineralogical examination of suspended solids from the English rivers.— Clay Minerals Bull., 1961, v. 4, N 25.

Page H. G. Phi-millimeter conversion table.— J. Sediment. Petrol., 1955, v. 25, N 4.

Pak H., Beardsley G. F., Park P. K. The Columbia river as a Source of marine light scattering.— Unpubl. manuscr. Dept Oceanogr. Oregon State Univ. Corvallis, 1969.

Parke M. L., Emery K. O., Szymankewicz K., Reinolds L. Structural framework of continental margin in South China Sea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1971, v. 55, N 5.

Parker F. L. Distribution of planctonic foraminifera in some Mediterranean sediments.— Deep-Sea Res. Suppl. Marine Biol. Oceanogr., 1955.

Parker F. L. Eastern Mediterranean foraminifera sediment cores from the Mediterranean Sea and the Red Sea.— Repts Swedish Deep-Sea Exped. 1947—1948, fasc. 8 2(u), 1958.

Parker F. L. Late Tertiary biostratigraphy (plnaktonic foraminifera) of tropical Indo-Pacific deep-sea cores.— Bull. Amer. Paleontol. Soc., 1967, v. 52, p. 115—213.

Parker F. L. Distribution of planktonic foraminifera in Recent deep-sea sediments. In «Micropalcontology of Oceans» Cambridge Press, 1971.

Peters B. Uber die Anwendbarkeit der Be^{10} Methode zur Messung kosmischer Strahlungsintensität und der Ablagerung — sgeschwindigkeit von Tiefseesediment vor einigen Millionen Jahren.— Z. Phys., 1957, N 148.

Petersen J., Boysen Jensen P. Animal life of sea-bottom its food and quantity.— Rep. Dan. Biol. St., XX, 1911.

Philippi E. Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition 1898—1899 auf dem Dampfer «Valdivia». Wiss. Ergebn. Dtsch. Tiefsee-Exped., Bd. 10, Jena, 1908.

Philippi E. Grundproben der Deutschen Sud-Polar-Expedition 1901—1903, Bd. 2, H. 6. Berlin, 1910.

Phillips J. D. Magnetic anomalies over the Mid — Atlantic ridge near 27° N.— Science, 1967, v. 157, p. 920—923.

Phillips J. D., Berggren W. A., Bertels A., Wall D. Paleomagnetic stratigraphy and micropaleontology of three deep sea cores from the central North Atlantic ocean.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4, N 2.

Phleger F. B. Foraminifera of three submarine cores from the Tyrrhenian Sea. Goteborgs K. Vetensk, Vit. Samh. Handl., Sjäte Följden, ser. B, Bd. 5, No. 5, 19, 1947.

Phleger F. B., Hamilton W. A. Foraminifera of two submarine cores from the North Atlantic basin.— Bull. Geol. Soc. America, 1946, v. 57, 951—966.

Phleger F. B., Parker F. L., Peirson J. F. North Atlantic foraminifera. Repts Swedish Deep-Sea Exped., 1947—1948, v. 7, fasc. 1, p. 122, 1953.

Pia J. Die recenten Kalksteine.— Z. Kristallogr. Mineral. und Petrogr.. Abt. B, (Neue Folge), Ergänzungsband, 1933.

Picciotto E., Wilgain S. Thorium determination in deep-sea sediments.— Nature, 1954, v. 173, p. 632.

Pichon X. L., Houtz K. G., Drake E. L., Nafe G. K. Crustal structure of the Mid-Ocean ridges.— Geophys. Res.. v. 70, N 2, 1965.

Piggot C. S., Urry W. D. Radioactivity of ocean sediments. III. Radioactive relations in ocean water and bottom sediment.— Amer. J. Sci., 1941, v. 239.

Piggot C. S., Urry W. D. Time relations in ocean sediments.— Bull. Geol. Soc. of America, 1942a, v. 53, N 8, p. 1187.

Piggot C. S., Urry W. D. Radioactivity of ocean sediments. IV. The radium content of sediments of Cayman through.— Amer. J. Sci., 1942b, v. 240.

Pitman W. C., Heirtzler J. K. Magnetic anomalies over the Pacific — Antarctic ridge.— Science, 1966, v. 154, p. 1164—1171.

Pitman W. C., Herron E. M., Heirtzler J. K. Magnetic anomalies in the South Pacific ocean and sea-floor spreading.— J. Geophys. Res., v. 73, N 6, 1968.

Poldervaart A. Chemistry of the Earth's crust.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 1955, v. 62, p. 119—144.

Pollard L. D. Sedimentation rate determinations on ocean bottom cores by Gamma ray spectrometry. Dissert. D. Philos. Dept Geol. Florida State Univ., 1967.

Porrenga D. H. Clay minerals of recent sediments of the Niger delta.— Proc. 14th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals, N. Y., Pergamon Press, 1966.

Postma H. Suspended matter and Secchi disc visibility in coastal waters.— Netherl. J. Sea Res., 1961, v. 1, 3.

Radiocarbon variations and absolute Chronology. Nobel Sympos. 12. I. Olsson (Ed.). N. Y., London, John Wiley, 1970.

Raitt R. W., Fisher R. L., Mason K. C. Tonga Trench.-Geol. Soc. America Spec. Paper, 1955, v. 62, p. 237—254.

Raitt R. W. The crustal rocks.— In «The Sea», v. III. N. Y., London, Intersci. Publ., 1963.

Reid I. L. On circulation, phosphate-phosphorus content and zooplankton volumes in the upper part of the Pacific ocean.— Limnol. and Oceanogr., 1962, v. 7, N 3.

Reports of Great Barrier Expedition. Great Barrier Reef Committee, v. I—V. London, 1925—1942.

Revelle R. R. Marine bottom samples collected in the Pacific ocean by the Carnegie of its seventh cruise.— Scient. Res. cruise VII Carnegie 1928—1929. Oceanography, 1944, v. 11.

Revelle R., Bramlette M., Arrhenius G., Goldberg E. Pelagic sediments of the Pacific.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 62, 1955.

Revelle R., Fairbridge R. Carbonates and carbon dioxide.— Geol. Soc. America Mem., 1957, N 67, p. 239—296.

Revelle R., Fleming R. H. The solubility product constant of calcium carbonate in sea water.— Proc. Fifth Pacif. Sci. Congr, 1933, v. 3.

Rex R. W., Goldberg E. D. Insolubles.— In «The Sea», v. 1. N. Y., John Wiley, 1962.

Richards H. G., Craig J. R. Pleistocene mollusk from the continental shelf off Argentine.— Proc. Acad. Sci. Philadelphia, 1963. v. 115, N 6.

Riedel W. R. Radiolaria in preliminary stratigraphy.— Repts Swedish Deep-Sea Exped. 1947—1948, v. 6, fasc. 3, 1957.

Riedel W. R. Siliceous organic remains in pelagic sediments.— In «Silica in Sediments». Tulsa, Soc. Econom., Paleontologists and Mineralogists, 1959.

Riedel W. R., Bramlette M. N. Tertiary sediments in the Pacific Ocean Basin.— I. Internat. Oceanogr. Congr. Preprints, 1959.

Riedel W. R., Funnel B. M. Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Floor.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, v. 120.

Riley G. A. The carbon metabolism and photosynthetic efficiency of the Earth as a whole.— Amer. J. Sci., 1944, v. 32.

Riley G. A. Note on particulate matter in Long Island Sound. Bull. Bingham Oceanogr. Collect., 1959, v. 17, p. 83—85.

Riley G. A., van Hemert D., Wangersky P. J. Organic aggregates in surface and deep waters of the Sargasso Sea.— Limnol. and Oceanogr., 1965, v. 10, p. 354—363.

Rodolfo K. S. Bathymetry and marine geology of the Andaman basin and tectonic implications for Southern Asia.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 8, p. 1203—1230.

Rodolfo K. S. Sediments of the Andaman Sea basin, Northeastern Indian ocean.— Marine Geol., 1969, v. 7, p. 371—402.

Rodolfo K. S. Annual suspended sediment supplied to the California continental borderland by Southern California watershed.— J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40, N 2.

Rona E., Akers L. K. Age determination of deep-sea sediments. Internat. Oceanogr. Congr. Preprints, p. 506, 1959.

Rona E., Akers L. Thorium/Protactinium dating of deep-sea sediments.— Amer. Geophys. Union Program 35, Annual Meet. 25—28. Apr., 1962.

Rona E., Akers L. K., Noakes J. E., Suoernaw J. Geochronology in the Gulf of Mexico. Part I.— In «Progress in Oceanography», v. 3. 1965.

Rona E., Emiliani C. Absolute dating of Carribean cores P6304-8 and P6304-9.— Science, 1969, v. 163, p. 66—68.

Ross D. A., Shor G. G. Reflection profiles across the Middle America Trench.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 22.

Rosholt J. N., Emiliani C., Geiss J., Koczy F. F., Wangersky P. J. Absolute dating of deep-sea cores by the Pa^{231}/Th^{230} method.— J. Geol., 1961, v. 69, N 2.

Rosholt J. N., Emiliani C., Geiss J., Koczy F. F., Wangersky P. J. Pa^{231}/Th^{230} dating and O^{18}/O^{16} temperature analysis of core A254-BR-C.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67, N 7, 2907—2911.

Rubin M., Suess H. U. S. Geological Survey radiocarbon dates II.— Science, 1955, v. 21, p. 481—488.

Rubin M., Suess H. U. S. Geol. Surv. radiocarbon dates III.— Science, 1956, v. 123, p. 442—448.

Rusnak G. A. Absolute dating of deep-sea cores by the Pa^{231}/Th^{230} method and accumulation rates: A discussion.— J. Geol., 1963, v. 71, N 6.

Ryther D. H., Menzel D. W., Corwin N. Influence of the Amazon River outflow on the ecology of the western tropical Atlantic.— J. Marine Res., 1967, v. 25, N 1.

Sackett W. M. Measured deposition rates of marine sediments and implications for accumulation rates of extraterrestrial dust.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1964, v. 119, p. 339—346.

Sackett W. M. Deposition rates by the protactinum method.— Narragasett Marine Lab. Univ. Rhode Island. Occass. Publ., N 3, 1965.

Said Rushdi. Organic origin of some calcareous sediments from the Red Sea.— Science, 1951, v. 133, N 2940.

Saito T., Fray C. Cretaceous and Tertiary Sediments from the Southwestern Indian ocean.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 1962, v. 82, p. 171—172.

Saito T., Burckle L., Ewing M. Lithology and paleontology of the reflective Horizon A.— Science, 1966, v. 154, N 3753, p. 1125—1132.

Saito T., Funnell B. M. Pre-Quaternary sediments and microfossils in the ocean.— In «The Sea», 1970, v. IV, pt 1. N. Y. Wiley.

Sapper K. Vulkankunde. Stuttgart, 1927.

Schmalz R. F., Chave K. E. Calcium carbonate factors affecting saturation in ocean waters off Bermuda.— Science, 1963, v. 139, N 3560.

Schott W. Die Foraminiferen in dem equatorialen Teil des Atlantischen oceans.— Wiss. Ergebn. Dtsch Atlant. Exped. «Meteor», 1935a, Bd. III, T. 3, Lief B, S. 43—134.

Schott W. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 1935b.

Schott W. Rate of sedimentation of recent deep-sea sediments.— In «Recent Marine Sediments», P. Trask (Ed.) Tulsa, 1939.

Schott W. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg, 1942.

Schott W. On the sequence of deposits in the equatorial Atlantic Ocean. Goteborgs Kgl.-vet.-och, Viterhets Samhal handl., 1952, ser. B, bd. 6. N 2, S. 15.

Schott W. Planktonic foraminifera on the deep-sea floor on the North Atlantic Ocean.— I. Internat. Oceanogr. Congr., Preprints, 1959.

Schumm S. A. The disparity between present rates of denudation and orogeny.— U. S. Geol. Surv. Profess Paper, 1963, 454—H.

Scruton P. C., Moore D. G. Distribution of surface turbidity off Missisippi delta.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1953, v. 37, N 5.

Seibold E. Problems of water content in shallow water sediments Internat. Oceanogr. Congr. Preprints, 1959.

Sewell R. B. The coral of India.— Geogr. J., 1932, v. 79.

Sewell R. B. Studies on coral and coral-formation in Indian waters.— Mem. Asiat. Soc. Bengal. 1935. v. 9.

Sewell R. B. An account of Addu atoll. An account of Hornsburgh atoll.— John Murray Exped., 1936, v. I, ch. 3+5.

Shepard F. P. Submarine geology. N. Y., London, 1948.

Shepard F. P. Thirty-five thousand years of sea level.— In «Essays in Marine Geology in honour of K. O. Emery». Univ. South. Calif. Press, 1963, p. 1—10.

Shepard F. P. Submarine geology, 2 ed. (with chapters by Inman D. L. and Goldberg E. D.). N. Y., 1964.

Shepard F. P., Emery K. O., Gould H. R. Distribuiton of sediments of East Asiatic continental shelf.— Univ. South. Calif. Allan Hancock Found. Occas. Paper. 1949, N 9.

Shepard F. P., Moore D. C. Central Texas coast sedimentation.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1955, v. 39, N 9.

Sholl D. W. A comparison of moisture contents derived from saturated and dried recent marine muds.— Omega Chapter, Univ. of South Calif., 1956.

Sholl D. W., Buffington E. L., Hopkins D. M. Exposure of basement rock on the continental slope of the Bering Sea.— Science, 1966, v. 153, N 3739.

Sholl D. W., Christensen M. N., Van Huene R., Marlow M. Peru — Chile Trench sediments and sea-floor spreading.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 5.

Shor G. G., Menard H. W., Raitt R. W. Structure of the Pacific basin.— In «The Sea», v. IV, pt 2, N. Y., Wiley, 1970.

Siddique H. N. Recent sediments of the Ray of Bengal.— Marine Geol., 1967, v. 5, p. 249—291.

Smith C. L. The Great Bahama Bank. 1. General hydrographic and chemical factors. II. Calcium carbonate precipitation.— J. Marine Res., 1940. v. 3, p. 147—189.

Spencer D. W., Brewer P. G., Sachs P. L. Aspects of the distribution and trace elements composition of suspended matter in Black Sea.— Geochim. et cosmochim. acta, 1972, v. 36, p. 71—86.

Steeman-Nielsen E., Jensen E. A. Primary oceanic production. The autotropic production of organic matter in the oceans. Scient. Repts Danish Deep-Sea Exped., 1950—1952, Galathea Repts, 1957, v. 1, p. 49—136.

Steuerwald B. A., Clark D. L., Andrew J. A. Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic ocean sediments.— Earth and Plan. Sci. Letters, 1968, v. 5, p. 79—85.

Stetson H., Trask P. The sediments of the western Gulf of Mexico.— Papers on Phys. oceanogr. and meteorol., 1953, v. XII, N 4.

Strahler A. N. The Earth sciences. N. Y., Harper and Row, 1963.

Suess H. E. U. S. Geological Survey Radiocarbon Dates.— Science, 1954, v. 120, p. 467—472.

Sutton G. H., Berchhemer H., Haff I. E. Physical analysis of deep-sea sediments.— Geophysics, 1957, v. XXII, N 4.

Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. The oceans. N. Y., 1942.

Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, p. 2131.

Sykes L. R., Oliver I., Isacks B. Earthquakes and tectonics.— In «The Sea», v. IV, pt 1. N. Y., Wiley, 1970.

Talwani M. A review of marine geophysics.— Marine Geol., 1964, N 2.

Talwani M., Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the Mid — ocean ridges.— Geophys. Res., 1965, N 2, 15.

Talwani M. Gravity.— In «The Sea», v. IV, pt 1. N. Y., Wiley, 1970.

Teichert C., Fairbridge R. W. Some coral reefs of Sachul shelf.— Geogr. Rev., 1948, v. 38.

Thiel E. C. The amount of ice on planet Earth.— Antarct. Res. Geophys. Monogr., 1962, N 7, Publ. N 1036.

Thomas C. W. Lithology and ecology of Antarctic Ocean bottom core.— Deep-Sea Res., v. 6, p. 5—15, 1959.

Thorarinsson S. The eruption of Hekla 1947—1948. Reykjavik, Soc. Sci. Islandica, 1954.

Thorp E. M. The sediments of the Pearl and Hermes reef.— J. Sediment. Petrol., 1936, v. 6, N 2.

Todd R. Foraminifera from western Mediterranean deep-sea cores, Repts Swedish Deep-Sea Exped., 1947—1948, v. 8, fasc. 3, p. 167—215, 1958.

Todd O. J. and Elassen S. The Yellow River problem.— Proc. Amer. Soc. Civil Engrs, 1938. v. 64, p. 1921—1991.

Transport total des sediments aux oceans.— Internat. Assoc. Sci. Hydrology, IASH Bull., 1967, v. 12, N 3, p. 100—110.

Tully J. P. Oceanographic regions and processes in the seasonal zone of the North Pacific ocean.— In «Studies of Oceanography». Yoshida (Ed.) Tokyo, 1964.

Turekian K. K. The geochemistry of the Atlantic ocean basin. Trans. N. Y. Acad. Sci., Ser. II, 1964, v. 26, N 3.

Turekian K. K., Stuiver M. Clay and carbonate-accumulation rates in three South Atlantic deep-sea cores.— Science, 1964, v. 146, N 3640.

Uchupi E., Emery K. O. The continental slope between San Francisco, California and Cedros Island, Mexico.— Deep-Sea Res., 1963, v. 10.

Uchupi E., Emery K. O. Structure of continental margin off Atlantic coast of United States.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1967, v. 51, N 2.

Udden I. A. Mechanical composition of clas-

tic sediments.— Bull. Geol. Soc. America, 1914, v. 25.
Umbgrove J. H. De korawliffen van Emmahaven (W. Sumatra).— Leidse geol. meded., 1931, 4.
Umbgrove J. H. Atolls and barrier reefs of the Togian islands, northern Celebes.— Leidse geol. meded., 1939, v. 11, N 1.
Umbgrove J. H. Coral reefs of East Indes.— Bull. Sediment. Soc. America, 1947, v. 58.
United Nations. Soil erosion in various countries of the region. The Sediment Problem, ECAFE Bangkok 11—16, 1953.
United Nations. Compendium of international rivers in the ECAFE, region.— Proc. Sixth Region Conf. Water Res. Developm. in Asia, ECAFE, N. Y., 1965.
Urry W. D. Radioactivity of Ocean Sediments. VI.— Concentrations of the radioelements in marine sediments of the Southern Hemisphere— Amer. J. Sci., 1949, v. 247, p. 257—275.
Vacquier V., Van Herzen R. P. Evidence for connection between heat flow and the Mid-Atlantic ridge magnetic anomaly.— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, p. 1093—1101.
Valkovsky R. The relationship between paleotemperature and carbonate content in a deep-sea core.— J. Geol., 1957, v. 65, N 5, p. 480.
Vaughan T. W. Origin of barrier coral reefs.— Amer. J. Sci., 1916, ser. 4, v. 41, p. 131—135.
Vaughan T. W. Some shoal-water bottom samples from Murray Island Australia and comparisons of the with samples from Florida and the Bahamas.— Carnegie Inst. Washington, Publ. Dept Marine Biol., 1918, v. 9, p. 235—288.
Vaughan T. W. Corals and the formation of coral reefs.— Annual Rept Smithsonian Inst. for 1917. Washington, 1919.
Veenstra H. J. Sediments of the southern North Sea. ICSU/SCOR Sympos. «Geology of the East Atlantic Continental Margin, v. 13». Delany F. (Ed.), Inst. Geol. Sci. London, 1971.
Vine F. J. Spreading of the ocean floor. New evidence.— Science, 1966, v. 154, p. 1405—1415.
Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.— Nature, 1963, v. 199, p. 947.
Vine F. J., Hess H. H. Sea floor spreading.— In «The Sea», v. IV, pt 2, N. Y., Wiley, 1970.
Vogt P. R., Schneider E. D., Johnson G. L. The crust and upper mantle beneath the sea.— G. Monogr., N 13. P. I. Hart (Ed.). Washington, Amer. Geophys. Union, 1969.
Volchok H. L., Kulp L. L. The ionium method determination of age.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, v. 11, N 4.
Vonge C. M. The biology of Coral Reefs.— Advances in Marine Biology, 1963, v. 1.
Wageman J. M., Hilde T. W. C., Emery K. O. Structural framework of the East China Sea and Yellow Sea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologicts, 1970, v. 54.
Wangersky P. J. Sedimentation in three carbonate cores.— J. Geol., 1962, v. 70, N 3, 364—375.
Watkins N. D. Short period geomagnetic polarity events in deep-sea sedimentary events.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1968, v. 4, p. 341—349.
Watkins N. D., Goodell N. G. Confirmation of the reality of the Gilsa geomagnetic polarity event.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1967, v. 2, N 2.
Watkins N. D., Kennett J. P. Paleomagnetic and associated studies of Eltanin deep-sea sedimentary cores.— Antarctic J., 1970, v. 5, N 5.
Wells J. W. Recent corals of the Marshall Islands, Bikini and nearby atolls.— N. S. Geol. Survey, Prof. Pap., 1954, v. 260—1, p. 385—486.
Wells J. W. Coral reefs.— Mem. Geol. Soc. America, v. 67. In «Treatise on Marine Ecology and Paleoecology 1957, v. 1, p. 609—631.
Wells, Illing L. V. Present-day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf.— Development in Sedimentology, v. 1. Amsterdam — London, N. Y., 1964.
Wentworth C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments.— J. Geol., 1922, v. 30.
Whipple F. L. The dust cloud about the Earth.— Nature, 1961, v. 183, p. 4753.
Wiens H. I. Atoll environment and ecology. New Haven and London, 1962.
Wilbur K. M. Shell structure and mineralization in molluscs. Calcification in biological systems.— Washington Amer. Assoc. Advanc. Sci., 1960, p. 15—40.
Williams G. Geology of Tahiti, Moorea and Maiao.— Bull. Bishop. Mus., 1933, v. 105.
Wilson J. T. Continental drift.— Scient. Amer., April, 1963.
Wilson J. T. Continental drift, transcurrent and transform faulting.— In «The Sea», v. IV, pt 2, N. Y., 1970.
Wirtki K. Über die Beziehungen zwischen Trübung und ozeanographischen Aufbau.— Kieler Meerforsch., 1950, Bd. 7, H. 2.
Wollin C., Ericson D. B., Ryan W. B. Magnetism of the earth and climatic changes.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1971, v. 12, N 2.
Wong How-Kin, Zarudzki E. F. K. Thickness of unconsolidated sediments in the eastern Mediterranean Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 80, N 12.
Wood-Jones F. Corals and atolls. London, Lovell Reeves and Co Ltd., 1910.
Worzel J. L. Extensive deep-sea sub-bottom reflections identified as white ash.— Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1959, v. 45, N 3.
Worzel J. L. Survey of continental margins.— In «Geology of shelf seas». Donovan D. T. (Ed.). Edinburgh, 1968.
Wüst G. Die Kreisläufe der atlantischen Wassermassen, ein neuer Versuch räumicher Darstellung.— Forsch. und Fortschrift, 1949, Bd. 25 (S. 287—290).
Zagwijn W. H., Veenstra H. J. A pollen-analytical study of cores from the Outer Silver Pit, North Sea.— Marine Geol., 1966, v. 4, N 6.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I. Условия океанской седиментации 15

Морфология дна океанов 15
Водные массы океанов, горизонтальная и вертикальная циркуляции 20
Зональность природных условий и осадконакопления. Литология и биогеоценология 32
Вертикальная зональность (поясность) осадконакопления 45
Циркумконтинентальная зональность 46
Роль эндогенных факторов в современном осадкообразовании. Литология и глобальная тектоника 47

Глава II. Питание океанов осадочным материалом 64

Поступление терригенного материала 64
Твердый сток рек 64
Сток растворенных веществ 73
Поставка ледниками 73
Поставка ветром 77
Поставка за счет абразии 78
Поступление биогенного материала 80
Поступление космогенного материала 87
Поступление вулканогенного материала 87
Элементы баланса осадочного материала в океанах 89

Глава III. Основные типы донных осадков океанов 91

Принципы классификации донных осадков и составления карт . . 91
Типы донных осадков 98
Терригенные осадки 99
Айсберговые (ледовые) осадки 102
Осадки вне айсберговой зоны 103
Биогенные (органогенные) осадки 109
Карбонатные осадки 110
Кремнистые осадки 125
Аутигенные (диагенетические, хемогенные) образования . . . 131
Вулканогенные, вулкано-кластические и обогащенные пирокластическим материалом осадки 132
Полигенные (красная глубоководная глина) осадки 134
Выводы о закономерностях распределения донных осадков 136

Глава IV. Количественное распределение взвешенного осадочного материала в водах морей и океанов 139

Бассейн Тихого океана 142
Распределение взвеси на поверхности 142
Собственно Тихий океан 142
Северная часть 142
Южная часть 144
Моря бассейна Тихого океана 145

Распределение взвеси по вертикали 151
Собственно Тихий океан 151
Моря и прибрежные части Тихого океана 160
Бассейн Индийского океана 169
Распределение взвеси на поверхности 169
Северная часть (море муссонов) 160
Южная (антарктическая) часть 170
Моря бассейна Индийского океана 172
Распределение взвеси по вертикали 173
Северная часть 173
Южная и центральная части 181
Бассейн Атлантического океана 186
Распределение взвеси на поверхности 186
Собственно Атлантический океан 186
Северная часть 187
Северо-западная часть 190
Восточная часть 191
Южная и центральная части 191
Моря бассейна Атлантического океана 196
Распределение взвеси по вертикали 203
Собственно Атлантический океан 203
Моря бассейна Атлантического океана 209
Сезонные и многолетние изменения содержания взвеси 211
Средние содержания взвеси по вертикали 218
Абсолютные массы взвешенного материала 220
Типы вертикального распределения взвеси 221
Общее количество взвешенного материала в Мировом океане и обмен взвесью между океанами 223
Выводы о закономерностях количественного распределения взвешенного материала 225

Глава V. Количественное распределение осадочного материала на дне морей и океанов в позднечетвертичное время (0—0,7 млн. лет) 230

Методы определения, фактический материал 236
Биостратиграфические методы 236
Ядерная геохронология 239
Палеотемпературный анализ 246
Палеомагнитный и космический методы 249
Литологические методы 255
Метод седиментационных сосудов 261
Определение скорости седиментации на основе изучения взвеси 262
Корреляция различных методов и стратиграфических шкал . . 265
Скорости седиментации 267
Принципы составления карт скоростей седиментации 267
Бассейн Тихого океана 269
Собственно Тихий океан 273
Моря бассейна Тихого океана 275
Бассейн Индийского океана 281
Собственно Индийский океан 285
Моря бассейна Индийского океана 287
Бассейн Атлантического океана 287
Собственно Атлантический океан (пелагические области) . . 292
Шельфы Атлантического океана 295
Моря бассейна Атлантического океана 302
Участки близ устьев рек экваториальной и тропической зон 303
Абсолютные массы осадочного материала 308
Физические свойства донных осадков и их связь с гранулометрическим и вещественным составом 309
Влажность 309
Объемный вес осадков 323

Распределение абсолютных масс 331
Бассейн Тихого океана 332
Бассейн Индийского океана 335
Бассейн Атлантического океана 336
Выводы о закономерностях количественного распределения осадочного материала 337

Глава VI. Количественное распределение осадочного материала на дне морей и океанов в кайнозое и мезозое 340

Мощность отложений 340
Мощность рыхлой осадочной толщи (кайнозой) и рыхлого осадочного чехла (I слой, кайнозой и мезозой) 342
Бассейн Тихого океана 348
Бассейн Индийского океана 359
Бассейн Атлантического океана 363
Суммарная мощность рыхлых и полууплотненных осадков (I и II сейсмические слои) 369
Бассейн Тихого океана 369
Бассейн Индийского океана 371
Бассейн Атлантического океана 372
Распределение осадочного материала на подводной окраине материков 373
Скорости седиментации 38
Абсолютные массы осадочного материала 393
Объемы осадочного материала на дне Мирового океана 396
Выводы о закономерностях количественного распределения осадочного материала в кайнозое и мезозое 397

Заключение 399

Литература 407

Александр Петрович Лисицын
ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ОКЕАНАХ

Утверждено к печати
Институтом океанологии АН СССР

Редактор *Г. И. Носов*
Редактор Издательства *Б. С. Шохет*
Художник *Г. А. Астафьева*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технический редактор *В. И. Зудина*

Сдано в набор 27/VII 1973 г.
Подписано к печати 15/I 1974 г.
Формат 70 × 108¹/₁₆. Усл. печ. л. 40,95.
Уч.-изд. л. 45,1. Тираж 1500 экз. Тип. зак. 2710
Бумага типографская № 1. Т-01708.
Цена 3 р. 08 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Центральная контора «Академкнига»
имеет в продаже книгу

Лисицын А. П.

«ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ». 1966. 574 стр., 4 вкл. 3—47.

Заказы на книгу просим направлять по адресам:

117192, Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой».

630076. Новосибирск, 91, Красный проспект, 51, а также в другие магазины «Академкниги».

197110. Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой».

350

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
19	3 сн.	асейсмпческие	асейсмичные
71	3 сн.	летом	лесом
102	5 сн.	pH	EH
135	9 св.	70—75%	40—45%
255	6 сн.	рганицы	границы
341	Табл. 25	географические	геофизические
405	8 св.	седиментации океанов	седиментации для океанов
435	9 сн.	Vonge	Yonge

А. П. Лисицын. Осадкообразование в океанах