

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ГИДРОДИНАМИКА
И
ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П. ШИРШОВА

ГИДРОДИНАМИКА И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

4025



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Статьи сборника освещают вопросы циркуляции поверхностных и придонных вод в Мировом океане, структуру термоклина и влияние океанологических факторов на седиментацию. Описано значение фитопланктона для формирования донных осадков пелагических областей. Приведены реконструкции элементов циркуляции древних геологических эпох по вещественному и гранулометрическому составу осадков и по результатам численного моделирования. Показана связь гидродинамики с формированием мезо- и микро-рельефа.

Ответственные редакторы:

член-корреспондент АН СССР А.П. ЛИСИЦЫН,
доктор физ.-мат. наук Г.И. БАРЕНБЛАТТ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Влияние гидродинамического режима на современное осадкообразование, реконструкции циркуляции древних морей и океанов по характерным текстурным, гранулометрическим и прочим признакам осадочных пород — традиционные темы литологии. Интерес к ним обострился в связи с возникшей во второй половине 70-х годов дискуссией об основных закономерностях седиментации в Мировом океане. Ознакомление широкого круга читателей литологов и геологов с достижениями в области физики океана представляется в свете сказанного весьма актуальным.

Океанологические исследования, проведенные за последние десятилетия, привели к ряду крупных открытий, заставляющих пересмотреть многие традиционные представления о динамике океана, в особенности в ее приложении к осадкообразованию. Среди этих открытий — выявление многостажной системы океанских течений, причем для каждого из этажей имеет место своя система циркуляции. Циркуляция в большей части толщи вод (1–5 км) отличается от поверхностной. Чаще всего направление течений в придонном слое резко отличается от направления течений на поверхности.

Другим открытием явилось установление глобальной системы придонных течений, возникающих под действием холодных антарктических и арктических вод, которые, подобно тяжелым жидкостям, распространяются в придонных слоях, заполняя понижения рельефа. Многочисленными исследованиями было показано, что такие течения не только перемещают на большие расстояния значительные массы осадочного вещества в придонном (бентическом нефелоидном) слое, но и откладывают его в определенных местах, создавая особые образования, называемые осадочными хребтами. Придонные контурные течения оказываются чрезвычайно важными для осадконакопления, и их исследования дают все новые и новые неожиданные результаты.

Еще одна группа новых открытий связана с изменчивостью динамической системы океана во времени. Наибольшее значение имеет синоптическая, внутригодовая и межгодовая изменчивость. Масштабы синоптической изменчивости очень значительны, и в настоящее время стоит вопрос о создании синоптических прогнозов течений, температуры и солёности верхних слоев океана. При столь сильной изменчивости нельзя ориентироваться на средние значения, показанные в атласах. Таких измерений для океана в общем очень мало, причем они указывают на сложность вертикального распределения течений даже в верхнем слое океана. Так,

в Тихом океане под западным пассатным течением открыто противотечение Кромвелла, в Атлантическом — течение Ломоносова, а в Индийском — течение Тареева. Противотечения на глубине найдены также и под Гольфстримом, Куроисио и другими крупными течениями.

Детально изучено меандрирование крупных пограничных течений, таких, как Гольфстрим и Куроисио с частым отрывом отдельных меандров, которые длительное время существуют в виде замкнутых систем-рингов.

Делаются попытки прогноза синоптической изменчивости океана с помощью спутниковых наблюдений, наблюдений с самолетов, а также с систем буйковых станций и кораблей, ведущих синхронные наблюдения. Пока используются методы эмпирической интерполяции, сходные с синоптическими методами прогноза погоды. В будущем они, вероятно, будут основываться на расчетах по вихреразрешающим численным моделям океана с ячейками сетки 10–20 км, что потребует применения особо мощных ЭВМ.

Одно из открытий последних лет связано с выявлением тонкослойной вертикальной микроструктуры океана, которая ранее не выявлялась, поскольку использовались грубые средства измерений. С помощью зондов удалось обнаружить тонкую термохалинную стратификацию океана.

В предлагаемом вниманию читателей сборнике отражены результаты работы по данным проблемам. Следует отметить, что лавинообразное нарастание информации о физической, биологической и седиментационной структуре океана привело сейчас к существенному продвижению в ряде направлений, например, в численном моделировании современной и древней циркуляции океана. Тем не менее крупные обобщения, публикуемые ниже, отнюдь не потеряли своего значения.

В первую очередь это относится к исследованиям строения водной толщи Мирового океана, закономерностей поверхностной и придонной циркуляции, структуры и изменчивости термоклина (статьи В.Н. Степанова, В.А. Буркова, Б.Н. Филюшкина). Авторы не останавливаются исключительно на гидрофизических проблемах. Они исследуют параметры среды с точки зрения возможности транспортировки частиц осадочного материала различного размера и генезиса.

В работе Г.Н. Семиной содержится обзор достижений фитопланктонологии — науки о пространственно-временных закономерностях распространения фитопланктона. Связь этих закономерностей с особенностями горизонтальной и вертикальной циркуляции в океанской гидросфере, сопоставление картины распространения фитопланктона с распространением донных отложений, в которых огромную роль играет биогенный материал, — все это делает статью Г.Н. Семиной весьма интересной для литологов.

В большинстве седиментологических статей сборника прослеживается стремление увязать особенности распределения донных отложений и слагающих их минералов с гидродинамикой среды транспортировки, отложения и переотложения осадочного вещества. В этом плане особый интерес представляют работы Ю.Н. Семенова и Н.Н. Лапиной по Арктике, а также Э.С. Тримониса и А.В. Кожевникова.

Большое внимание реконструкции гидродинамических условий рельефообразования по аккумулятивным и абразионным формам рельефа разного масштаба уделяют авторы интересных геоморфологических статей — О.К. Леонтьев с соавторами, Д.В. Борисевич, Н.В. Есин с коллегами и другие специалисты.

Существенные теоретические выводы содержатся не только в отдельных статьях сборника, но и вытекают также из их сравнительного анализа. Все это позволяет надеяться, что книга "Гидродинамика и осадкообразование" привлечет внимание широких кругов литологов и стимулирует новые исследования по связи седиментационных процессов с гидродинамикой среды осадконакопления.

Член-корреспондент АН СССР *А.П. Лисицын*

Профессор *Г.И. Баренблатт*

УДК 551.465

В.А. БУРКОВ

ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ
В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Общая циркуляция Мирового океана оказывает большое влияние на распределение осадков. Донные отложения, кроме того, зависят еще от положения их источников, причем в рассеянных источниках могут формироваться различные по характеру осадки: терригенные и открытого океана, или биологического происхождения, прошедшие модификации различной степени за время пребывания в водной толще, и т.д. В результате на дне океана фиксируется очень пестрая картина осадков. Однако и в ней можно выделить пространственные масштабы: от размеров ширины океанов до мельчайших вкраплений.

Настоящая работа не претендует на установление связи движения вод со всеми многочисленными масштабами в распределении осадков. Будет предпринята попытка только определить крупномасштабные формы движения (элементы общей циркуляции Мирового океана) с соответствующими крупномасштабными распределениями осадков. Для этой цели прежде всего следует дать характеристику горизонтальной структуры общей циркуляции Мирового океана.

Особый интерес представляет поверхность Мирового океана, или нетолстый слой фотосинтеза, в котором продуцируется органическое вещество, переходящее в конечном счете в те или иные формы донных осадков. Циркуляцию тонкого поверхностного слоя лучше всего характеризует карта динамической топографии свободной поверхности Мирового океана (рис. 1, см. вкл.). Она построена по средним годовым многолетним значениям условного удельного объема и касательного напряжения ветра, отнесенным к центрам пятиградусных квадратов по модели автора [Бурков, 1972, 1974]. По временному масштабу карта близко передает стационарную циркуляцию вод Мирового океана, а по пространственному — удовлетворяет только формам движения, превышающим по площади сферические трапеции со сторонами в пять градусов. Таким образом, циркуляция поверхностных и подповерхностных вод, которую передает карта, соответствует крупномасштабному распределению осадков на дне Мирового океана при условии, что эта циркуляция сохранялась неизменной в течение длительного времени. Кстати сказать, на вопрос, как долго существовала эта циркуляция, могли бы ответить морские геологи, оценивая возраст осадков в пределах тех или иных циркуляционных систем.

Изобаты уровня поверхности на карте динамической топографии,

или динамической карте, соответствуют линиям тока геострофических течений, направление которых отмечено стрелками. Густота изобат характеризует скорость этих течений, которая, однако, зависит еще и от широты. На врезке в правом верхнем углу карты помещен график, по которому скорость можно определить более точно, если в него войти с расстоянием в градусах меридиана между двумя линиями тока с разностью 10 динамических см.

Крупномасштабная циркуляция Мирового океана на поверхности представляет систему громадных, глобального масштаба, чередующихся в меридиональном направлении циклонических и антициклонических круговоротов, объединенных на юге Антарктическим круговым течением. Оси циклонических круговоротов совпадают с так называемыми дивергенциями, в которых преобладает подъем вод, а оси антициклонических — с конвергенциями, в которых господствует опускание. Названия дивергенций и конвергенций, приведенные в подписи к рис. 1, относятся к соответствующим циклоническим и антициклоническим круговоротам. Границы между круговоротами (в виде сгущенных линий тока) представляют океанские фронты, а дивергенции и конвергенции — границы между системами течений.

В физической океанологии давно было подмечено, что акватории, занятые определенными циркуляционными системами, совпадают также со вполне определенными так называемыми структурами водных масс. В верхних слоях этих структур развиваются специфические природные комплексы, которые ограничены площадью циркуляции вод в круговоротах. Таким образом, циркуляционные системы регулируют разнос падающего на дно материала.

Как природные комплексы, так и связанные с ними круговороты подчиняются зональному закону, на поверхности слегка нарушаемому материками, расчленяющими Мировой океан на отдельные океаны. Возмущающее влияние материков сказывается, по всей вероятности, больше на поле движения самой воды, чем на распределении осадков.

Граница, разделяющая две главные зоны на поверхности океанов, проходит по главным океанским фронтам: южному и северному полярным. От этих фронтов в сторону полюсов лежит холодная и низкосоленая зона, а в сторону экватора — теплая и высокосоленая. Если эти зоны распространить на глубины, то мы приходим к понятию холодной и теплой сфер. Каждой зоне или сфере свойственны свои степень осадочной продуктивности в верхних слоях и скорость осадконакопления на дне. Таким образом, к югу от стрёжня Антарктического циркумполярного течения и к северу от Северо-Атлантического и Северо-Тихоокеанского течения осадки на дне океана формируются из остатков холодноводных видов, а в зоне между этими течениями — из остатков тепловодных видов.

Хотя через фронты и происходит переход видов из одной зоны в другую и хотя морские биологи нередко фиксируют высокоширотные виды в низких широтах и наоборот, все же морские осадки свидетельствуют об их разделении по качеству и количеству на холодную и теплую зоны. Это обстоятельство с точки зрения циркуляции можно интерпретировать так. Переход холодных вод в направлении экватора и теплых вод в направлении полюсов поперек фронтов осуществляется в результате ме-

зомасштабной (синоптической) вихревой активности [Кошляков, 1978] и представляет собой одну из форм межширотного обмена океанологическими характеристиками для поддержания стационарного состояния Мирового океана. Однако в этот переход вовлекаются воды сравнительно узкой полосы вдоль фронтов, а в итоге чужеродные вкрапления составляют лишь небольшой процент собственных вод круговоротов. Поэтому в крупных чертах занесенные со стороны в пределы круговоротов осадки почти незаметны, хотя вдоль фронтов и следует ожидать некоторое смещение осадков, происходящих в холодных и теплых зонах.

Следующие подразделения в структуре циркуляции и связанных с ней осадков надо искать уже внутри холодной и теплой зон. Холодная зона подразделяется на две подзоны: подзону ближе к полюсу, где поверхность океана почти круглый год покрыта льдами, и подзону ближе к полярным фронтам, где поверхность почти круглый год свободна ото льдов, но в которой, однако, бывают плавающие льды (особенно выразительны айсберги на южном и северном полярных фронтах в Атлантическом океане). Естественно, что такой фактор, как льды, должен сказываться на характере донных осадков, однако география осадков, связанных с выносом осадочного материала на льдах, опять определяется циркуляцией вод и течениями, переносящими льды. (Правда, льды движутся еще и под непосредственным влиянием ветра, однако в большинстве случаев результирующее перемещение под действием ветра и течений по направлению совпадает.)

Структурные подразделения теплой зоны разграничены тропическими фронтами, совпадающими со стрежнями пассатных течений. Между тропическими и полярными фронтами развиты громадные субтропические антициклонические круговороты — природные комплексы, которые характеризуются чрезвычайно низкой биологической продуктивностью. Этим комплексам и этим круговоротам соответствуют и специфические осадки. Наконец, между тропическими фронтами формируется несколько тропических циклонических и антициклонических круговоротов, в которых продуктивность выше, чем в субтропических, хотя видовой состав планктона мало отличается от субтропических. Относительные изменения в поверхностных слоях незамедлительно сказываются на распределении осадков, которые в экваториальных и тропических широтах имеют свою специфику [Лисицын, 1978].

Таким образом, структура циркуляции океанских вод на поверхности находит свое повторение в распределении осадков на дне океана. Океанские организмы, свойственные каждому круговороту, рождаются, развиваются, отмирают и падают на дно, но в то же время непрерывно переносятся течениями в пределах этого круговорота.

Однако предложенная схема распределения осадков в Мировом океане была бы справедлива в том случае, если бы структура поверхностных вод не изменялась с глубиной. Наши сведения об изменении общей циркуляции с глубиной свидетельствуют об обратном [Бурков, 1972; Бурков, Нейман, 1977]. Горизонтальная структура циркуляции в океанах с глубиной существенно перестраивается, однако можно считать, что в верхнем слое от поверхности до горизонта 1000 м она еще сохраняет черты поверхностной. В то же время на этот поверхностный слой приходятся

ся наиболее высокие скорости. В слое между горизонтами 1000 и 2000 м поверхностные круговороты полностью разрушаются, преимущественно зональный характер движения утрачивается, возрастает роль меридиональных составляющих. Еще глубже на многих акваториях Мирового океана формируются круговороты с направлением движения, противоположным поверхностным. Средняя скорость поверхностных течений падает примерно от 5 до 1 см/с в придонных слоях (для потоков, рассчитанных из пятиградусного масштаба осреднения). Нередко в переходном слое, т.е. в слое, наиболее благоприятном для переноса осадочного материала из одной широтной зоны в другую, формируется минимум скорости. Таким образом, несмотря на кардинальные изменения общей циркуляции с глубиной, для осадочного материала, образованного в поверхностных круговоротах, остается ничтожно малая вероятность перехода из круговорота в круговорот, так как в слое этого вероятного перехода скорость движения воды очень низка. В результате осадочный материал в этом слое далеко не выносится относительно породившего его круговорота, а в более глубоких слоях хотя и переносится токами противоположных направлений, но опять-таки остается в пределах поверхностных круговоротов.

С другой стороны, по мере роста глубины на движение океанских вод все ошутимее сказывается регулирующее влияние рельефа дна. Глобальный масштаб океанских круговоротов уменьшается, сокращаясь до размеров котловин и плато. Основное значение приобретают потоки в глубоководных проходах и разломах, через которые осуществляется водообмен между котловинами.

Большую роль в переносе и распределении осадочного материала, особенно терригенного происхождения, играют придонные течения. До недавних пор информация об этих течениях была чрезвычайно скудной, но в последние два десятилетия наметился некоторый прогресс. Большой вклад, наряду с океанологами-гидрофизиками в измерения придонных течений внесли морские геологи [Schneider et al., 1967; Heezen, Hollister, 1971], которые для этих измерений применяли как прямые, так и косвенные методы. Выводы морских геологов сводятся к тому, что в придонных слоях Мирового океана развиты течения, идущие вдоль изобат, так называемые контурные течения.

Трудности измерения придонных течений вызываются как ограниченными техническими возможностями, так и природой этих течений, содержащих очень большую долю мезомасштабных составляющих, что вынуждает для выделения среднего потока прибегать к длительным многомесячным наблюдениям на автономных буйковых станциях. Такие наблюдения сделаны только в области Гольфстрима. Однако предпринимались и предпринимаются попытки измерений придонных течений и за более короткие сроки. Такие наблюдения рассеяны почти по всему Мировому океану, но пестры и противоречивы, а по количеству недостаточны для обобщения по всему океанскому дну. Некоторые примеры инструментальных измерений приведены в одной из работ автора [Бурков, 1978].

Основные пути движения придонных вод, правда без его количественной характеристики, были намечены уже давно [Sverdrup et al., 1942]

по особенностям распределения океанологических характеристик или по полю трассеров. При этом подходе важно установить источники, в которых продуцируются придонные воды, затем, следя за изменением характеристик этих вод (трассеров) с удалением от источников, делают заключение о направлении движения, а точнее, распространения этих вод. Этими методами было установлено, что придонные слои питаются водой из двух источников: южного, из моря Уэдделла и других морей, прилегающих к Антарктиде, и северо-атлантического, из Норвежского и Гренландского морей. Из обоих источников придонные воды движутся в направлении экватора, причем северо-атлантические придонные воды имеют ограниченный ареал распространения в Северной Атлантике, в то время как антарктические придонные воды заполняют придонные слои Тихого, Индийского и Атлантического океанов приблизительно до 40° с. ш. Правда, в восточном бассейне Атлантики до Китового хребта господствуют придонные воды северо-атлантического происхождения.

Представление о циркуляции придонных вод Мирового океана, полученное с помощью трассеров, слишком общо, что затрудняет ответить на вопросы, связанные с особенностями распределения осадков.

С развитием диагностических методов для расчетов циркуляции в океанах [Саркисян, 1966] были проделаны работы по составлению карт придонной циркуляции [Бурков, 1972; Еникеев, Кошляков, 1973; Поярков и др., 1976]. На рис. 2, см. вкл. приводится схема придонных течений, построенная автором по той же модели, по которой была построена карта динамической топографии свободной поверхности Мирового океана, приведенная на рис. 1. Так как результаты модельных расчетов течений для придонных слоев менее точные, чем для поверхностных, на рис. 2 в виде стрелок показаны только направления придонных потоков без указания их величины. Кроме того, на этой карте в виде изотерм показано распределение потенциальной температуры: придонных вод в Тихом океане [Mantila, 1977] и на горизонте 4000 м в Индийском и Атлантическом [Sverdrup et al., 1942]. Потенциальная температура наиболее часто привлекается в качестве трассера движения придонных вод.

Несмотря на то, что на первый взгляд стрелки на рис. 2 носят неупорядоченный характер, циркуляция придонных вод имеет определенные черты. Антарктическое циркумполярное течение, идущее с запада на восток вокруг Антарктиды, проникает до дна и в некоторых районах размывает океанское дно. Течение сильно отклоняется, пересекая главные топографические барьеры, причем поворачивает влево, когда натекает на восходящий склон, и вправо, когда стекает с нисходящего склона.

Холодные воды, сползающие по континентальному склону моря Росса, текут в результате с запада на восток вдоль северной границы бассейна Беллинсгаузена, что видно по стрелкам на рис. 2 и по характеру распределения потенциальной температуры.

Придонные воды, формирующиеся в море Уэдделла, следуют изобатам по двум основным маршрутам. Одна ветвь идет вдоль восточного фланга дуги Скотиа, в конечном счете достигая Северной Атлантики; другая ветвь направлена на восток, представляя придонные слои Антарктического циркумполярного течения.

Через разломы по Гринвичскому меридиану придонные воды прони-

кают в Капскую котловину, но их дальнейшее движение на север блокирует Китовый хребет. Огибая Капскую котловину по часовой стрелке, эти воды южнее мыса Доброй Надежды вновь вливаются в придонные струи Антарктического циркумполярного течения и вступают в Индийский океан. На западной границе глубоководных котловин западное пограничное придонное течение переносит антарктические придонные воды далеко на север вплоть до Аравийской котловины. Возвратные потоки этих вод намечаются вдоль восточных границ котловин. Другой поток антарктических придонных вод идет по котловинам восточнее Австралии и прослеживается в других глубоководных котловинах к востоку от срединно-океанического хребта в Индийском океане.

Тихоокеанские придонные воды формируются из северо-атлантических вод, идущих на восток из антарктических секторов Атлантического и Индийского океанов. В Южной котловине они описывают петлю против часовой стрелки, а севернее Новой Зеландии формируется западное пограничное придонное течение, направленное на север. В Самоанском проходе были инструментально зарегистрированы течения северного направления со средней скоростью 5–15 см/с [Reid, Lonsdale, 1974]. На глубинах, меньших 4000 м, придонные воды циркулируют в круговоротах по часовой стрелке.

Перед экватором западное пограничное придонное течение разветвляется. Одна из ветвей поворачивает на восток, а другая — сохраняет северное направление и пересекает экватор. В тропических широтах северной части Тихого океана эта ветвь опять разделяется на западную и восточную. Приблизительно вдоль северного тропика господствует придонный перенос восточного направления. Наконец, на севере Тихого океана развиты две циркуляции по часовой стрелке: одна на западе, а другая на востоке.

В Южной Атлантике Антарктическое придонное течение идет вдоль континентального поднятия Аргентины и Бразилии, отклоняясь к востоку при подходе к экватору. Скорости этого течения могут достигать 20–25 см/с, которые недавно были измерены инструментально [Le Pichon et al., 1971; Reid et al., 1977]. В Южной Атлантике была впервые установлена ясная связь между видимыми признаками придонных течений и осью Антарктического придонного течения, вдоль которой лежит узкая лента ряби и размывов. Эти геологические признаки свидетельствуют о струйном характере западных пограничных течений (особенность, которая часто ускользает, если при расчетах пользоваться слишком разрезанной сеткой станций).

После пересечения экватора (механизм перехода через экватор еще не выяснен) одна часть придонных вод направляется на запад в Северо-Американскую котловину по проходу между континентальным поднятием Бразилии и Срединно-Атлантическим хребтом, а другая часть проникает в восточные бассейны Северной Атлантики, где циркулирует по часовой стрелке.

На самых больших глубинах Северо-Американской котловины результаты расчетов дают два циркуляционных кольца: в юго-западной части придонные воды движутся по часовой стрелке, а в северо-восточной — против часовой стрелки. Скорость течения в этом районе достигает 17 см/с.

Однако в районе Бермудского поднятия сохраняются только остатки антарктической донной массы, которые составляют не более 10–20% фактической.

Теплую и соленую средиземноморские воды переносит Средиземноморское глубинное противотечение, берущее начало в Гибралтарском проливе и идущее в тонком придонном слое со скоростью, превышающей 100 см/с. На рис. 2 это противотечение не показано, так как оно подавлено слишком крупным для него площадным масштабом осреднения (по пятиградусным квадратам). Противотечение сразу же по выходе из пролива поворачивает направо и потом на пути 250 км постепенно опускается на глубину около 1200 м. Там оно отрывается от дна, а переносимые им воды дают начало средиземноморской промежуточной водной массе, распространенной почти по всей Северной Атлантике.

Холодные арктические воды, запруженные хребтами, переваливают через самые глубокие пороги и текут в котловины, лежащие на юге. Северо-атлантическая глубинная вода смешивается с лежащей под ней арктической донной водой и течет на юг по средним глубинам Атлантики вплоть до южного полярного фронта. Условно можно считать, что в придонную циркуляцию выше горизонта 4000 м вовлекаются северо-атлантические воды, а в циркуляцию ниже этого горизонта — антарктические.

Холодные арктические донные воды вливаются в Северную Атлантику через пороги Датского пролива и Фарерско-Шетландского прохода (скорости на порогах могут достигать очень больших значений — свыше 100 см/с) и приблизительно на широте 53° через разлом в Срединно-Атлантическом хребте входят в Северо-Западную Атлантику. Там формируется придонное течение вдоль континентальных поднятий Гренландии, где оно направлено на север и северо-запад (скорость около 10 см/с), и Лабрадора, где оно движется на юг.

Огибая выступ Большой Ньюфаундлендской банки, придонное течение преобразуется в западное пограничное глубинное (придонное) противотечение, которое идет на юг вдоль континентального поднятия Новая Скотия и Новой Англии. Как показывают последние гидрофизические [Richardson, 1977] и геологические исследования, западное пограничное придонное противотечение представляет собой постоянный поток с расходом около $15 \cdot 10^6$ м³/с. Скорость противотечения нередко достигает 20 см/с. В заливе Св. Лаврентия находится источник ярко-красных осадков ледникового времени. Хотя цвет современных осадков в этой области серый, подстилающие их ледниковые осадки содержат толстую прослойку ярко-красных осадков. К востоку от Канала Лаврентия этих красных осадков нет, но к юго-западу они протягиваются с постепенно уменьшающейся плотностью на расстояние около 3000 км, достигая глубоководного дна у Багамских островов. Стрелки на рис. 2 не противоречат этим фактам. Происхождение терригенных осадков в 1000 км к востоку от Джорджии и Флориды, где прямой их перенос от берега блокируется сильной струей Гольфстрима, доходящей до дна, тоже может быть связано с передвижением их западным пограничным придонным противотечением.

Как видно из приведенного краткого обзора придонной циркуляции, наиболее стабильные ее звенья представляют западные пограничные при-

донные течения, идущие вдоль изобат подножия континентального склона с довольно высокими скоростями. Придонные течения во внутренних частях океанов слабы и неустойчивы, масштаб циркуляционных форм во многом определяется масштабом котловин и хребтов. Однако характер циркуляций неодинаков ни для котловин, ни для хребтов, хотя для первых, возможно, более характерны циклонические, а для вторых — антициклонические циркуляции.

За последние годы наши представления о движении придонных вод существенно изменились. Теперь придонные слои не кажутся такими застойными, какими они нам казались совсем недавно, в них мы находим почти все атрибуты, свойственные поверхностным слоям: быстрые струйные течения на границах бассейнов, медленные циркуляции во внутренних частях, синоптическая вихревая активность. Кроме того, структура придонных течений еще усложнена подводным рельефом, который способствует развитию более мелких циркуляционных форм по сравнению с поверхностными.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. М.: Наука, 1972. 196 с.
- Бурков В.А. Об одном методе определения придонных течений на примере Куросио. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 5, с. 781–787.
- Бурков В.А., Нейман В.Г. Общая циркуляция вод Индийского океана. — В кн.: Гидрология Индийского океана. М.: Наука, 1977, с. 3–90.
- Бурков В.А. Крупномасштабные течения Мирового океана. — В кн.: Физика океана. М.: Наука, 1978, т. 1, с. 39–62.
- Еникеев В.Х., Кошляков М.Н. Геострофические течения Тропической Атлантики. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 6, с. 947–962.
- Кошляков М.Н. Синоптические вихри в океане. — В кн.: Физика океана. М.: Наука, 1978, т. 1, с. 62–84.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Поярков С.Г., Демин Ю.Л., Булатов Р.П. Структура крупномасштабной циркуляции вод Атлантического океана. — Метеорология и гидрология, 1976, № 4, с. 51–59.
- Саркисян А.С. Основы теории и расчет океанических течений. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 122 с.
- Heezen B.C., Hollister C.D. The face of the deep. NY. etc.: Univ. press, 1971. 660 p.
- Le Pichon X., Ewing M., Truchan M. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. 2. Antarctic bottom current passage into the Brazil basin. — In: Physics and chemistry of the Earth, 1971, vol. VIII, p. 31–48.
- Mantila A.M. On the potential temperature in the abyssal Pacific ocean. — J. Mar. Res., 1977, vol. 33, p. 341–354.
- Reid J.L., Lonsdale P.F. On the flow of water through the Samoan passage. — J. Phys. Oceanogr., 1974, vol. 4, N 1, p. 58–73.
- Reid J.L., Nowlin W.D., Patzert W.C. On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic ocean. — J. Phys. Oceanogr., 1977, vol. 7, N 1, p. 62–91.
- Richardson P.L. On the crossover between the Gulf Stream and the Western Boundary Undercurrent. — Deep-Sea Res., 1977, vol. 24, N 2, p. 139–160.
- Schneider E.D., Fox P.J., Hollister C.D. et al. Further evidence of Contour currents in the Western North Atlantic. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, vol. 2, p. 351–359.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H. The oceans, their physics, chemistry and general biology. N.Y. Prentice-Hall, 1942. 1087 p.
- Wyrtki K. Oceanographic atlas of the International Indian ocean expedition. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1971, 531 p.

СТРАТИФИКАЦИЯ, СТРУКТУРА И ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

В процессе планетарного обмена энергии и веществ формируются свойства вод океана, постоянно возбуждается и поддерживается перенос водных масс. В условиях динамического равновесия планетарного обмена в пределах каждой фазы развития природы Земли создаются совершенно определенные стратификация (расслоение), структура¹ и циркуляция вод, отличающиеся большой устойчивостью. Их теснейшая взаимосвязь определяется взаимозависимостью между полем движения и полем масс. Поэтому циркуляция вод должна изучаться в условиях реально стратифицированного океана, а структура вод — в соответствии с тем влиянием, которое оказывает обращение вод на перераспределение масс.

С переслоенностью вод океана связана специфика развития гидрофизических процессов и формирующихся при этом полей. Для современной эпохи существования Земли характерно наличие хорошо выраженной четырехслойной стратификации. В соответствии с глубиной расположения различных типов вод, отличающихся друг от друга своими физико-химическими свойствами, принято выделять поверхностные, промежуточные, глубинные и придонные воды (водные массы). При этом в их пределах почти повсеместно прослеживаются экстремумы солёности в низких широтах и температуры в высоких.

Как же можно объяснить постоянство расслоения океанских вод, сохранение определенных типов стратификации в одних и тех же регионах и большую устойчивость характера изменения по всей толще вод гидрофизических полей? Причиной тому может быть только наличие самостоятельной системы вертикальной циркуляции в пределах каждого типа вод. Проведенные расчеты [Степанов, 1969, 1974] подтвердили это. Только так можно объяснить особенности формирования различных свойств вод и сохранение совершенно определенного, всегда одного и того же типа стратификации, а также то, что границы между слоями не размываются.

ПРОЦЕССЫ, ФОРМИРУЮЩИЕ ЦИРКУЛЯЦИЮ И СТРАТИФИКАЦИЮ ВОД

Неравномерное распределение солнечной энергии по поверхности земного шара приводит к возникновению крупномасштабной горизонтальной неоднородности термических полей. В соответствии с закономерностями термодинамики при этом возникает перенос водных и воздушных масс в направлении от теплых областей к холодным. Таким образом, потенциальная энергия термических полей превращается в кинетическую энергию водных и воздушных потоков.

¹ Согласно "Советскому энциклопедическому словарю" (М.: Сов. энциклопедия, 1981, с. 1291), под структурой понимается "совокупность устойчивых связей объекта, обеспечивающих его целостность и тождественность самому себе, т.е. сохранение основных свойств при различных внешних и внутренних изменениях".

Поскольку наибольшие градиенты температуры, а отсюда и плотности воды и воздуха создаются между тропическими и полярными областями, этим и определяются главные черты циркуляции вод Мирового океана и атмосферы. Однако вместо прямого водо- и воздухообмена между низкими и высокими широтами под влиянием отклоняющей силы, вызываемой вращением Земли, создается сложное зональное перераспределение масс. Постепенно отклонение водных и воздушных потоков приводит к возникновению самостоятельных макроциркуляционных систем циклонического и антициклонического видов.

Постоянное обращение водных и воздушных масс в одних и тех же физико-географических условиях приводит к тому, что они приобретают определенные свойства. С этим и связана зональность всего комплекса процессов, являющихся главной закономерностью природы у поверхности нашей планеты. Термогалинные свойства вод — важнейшие для океана. Обуславливая плотность воды, они определяют геострофическую составляющую циркуляции, от которой в первую очередь зависят основные, квазистационарные закономерности циркуляции вод. Стратификация плотности, как и всех прочих гидрофизических полей, следует главным образом за температурой. Наиболее же ярко переслоенность вод океана отражает соленность, с которой в очень большой степени связана стратификация гидрохимических полей.

Формирование термогалинных свойств циркуляции вод и природной зональности в целом находится в большой зависимости от тепло- и влагообмена океана с атмосферой. Эти закономерности особенно ярко проявляются по средним широтным величинам бюджета тепла и влаги и их составляющих. Они приводятся по последним данным, уточненным нами с участием А.М. Гриценко и М.Г. Фрейдиной.

Теплообмен с атмосферой

Главная приходная компонента бюджета тепла — поглощенная солнечная радиация — от 120–110 ккал/см²/год в низких широтах постепенно понижается к 60–65° широты в обоих полушариях до 20–25 ккал/см²/год. По отношению ко всей сумме поглощенной океаном энергии эти изменения выражаются в тех же пределах приблизительно от 5–6 до 1% в каждой широтной пятиградусной полосе. Приняв за 100% общую сумму тепла (безотносительно его знака) в пятиградусной широтной полосе, вклад солнечной радиации меняется от 50–60% в тропиках до 35–40% в субполярной области. Прочие компоненты бюджета тепла претерпевают значительно более сложные зональные изменения. Приняв за 100% расходную часть теплообмена с атмосферой, можно оценить вклад в нее отдельных составляющих. При этом оказывается, что затрата тепла на испарение постепенно падает от 99–95% в низких широтах до 50% в субарктической области и 85–80% в субантарктической. Турбулентный теплообмен в тех же пределах меняется от 1–5% вблизи экватора до 50% в полосе 60–65° с.ш. и 15% на 60–65° ю.ш.; значительно больший удельный вес его в северном полушарии связан с контрастами температуры между водой и воздухом, создаваемыми взаимодействием океана с сушей и высокой теплоотдачей систем Гольфстрима и Куро-сио. При анализе абсолютных

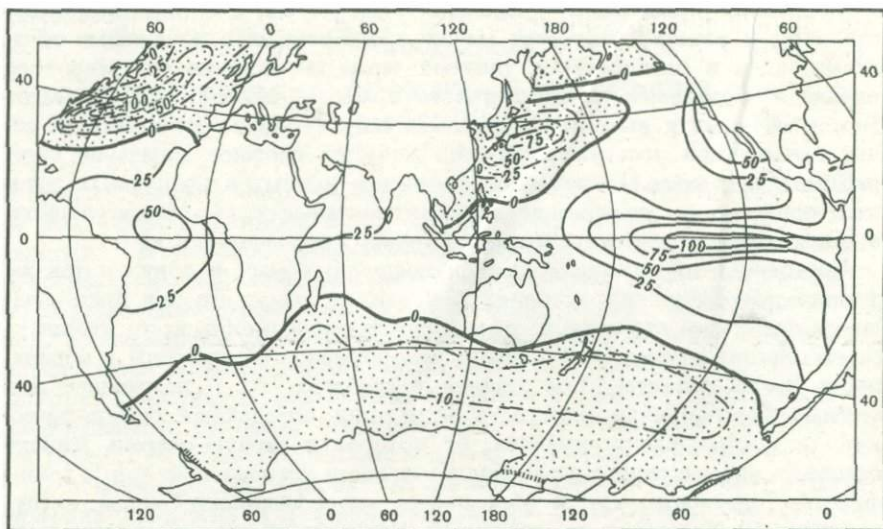


Рис. 1. Теплообмен Мирового океана с атмосферой, ккал/см²/год

величин выявляется несколько более сложная картина. Так, расходование тепла на испарение падает в экваториальной зоне до 75–80 ккал/см²/год за счет повышенной влажности, создаваемой преобладанием восходящих потоков в атмосфере. Максимальные величины до 105–115 ккал/см²/год отмечаются в тропиках, после чего затрата тепла в процессе испарения понижается с широтой приблизительно до 20 ккал/см²/год в субполярных районах. Турбулентный теплообмен меняется с широтой совершенно иначе. В низких широтах, где разность между температурой воды и воздуха очень мала, он ниже 10 ккал/см²/год. Максимальных значений турбулентный теплообмен достигает в умеренной зоне с обострением контрастов температуры; в южном полушарии он несколько превышает 10 ккал/см²/год, а в северном — 20 ккал/см²/год. С дальнейшим ростом широты величины его падают, исключая субарктическую зону, где отмечается второй максимум.

Бюджету тепла также характерна хорошо выраженная зональность (рис. 1). В приэкваториальном районе количество энергии, поглощаемое океаном, особенно велико, около 35–40 ккал/см². В субтропиках оно резко падает, наиболее в северном полушарии, за счет большого расходования на испарение. С переходом в умеренную зону (от 30–35° широты) бюджет тепла становится отрицательным; здесь океан отдает атмосфере очень много тепла, до 15 ккал/см² в год в южном полушарии и до 25–35 ккал/см²/год в северном полушарии. В результате интенсивного турбулентного обмена в субарктике возникает второй максимум теплоотдачи, до 20–25 ккал/см²/год, после чего бюджет тепла снова быстро сокращается.

Несмотря на хорошо выраженную зональность теплообмена океана с атмосферой, прямой его связи с полем температуры воды нет. Это объясняется нивелирующей ролью циркуляции вод, за счет чего температу-

ра постепенно понижается от термического экватора в направлении полюсов. Велико влияние течений в высоких широтах, где теплоотдача преобладает над поглощением тепла, и влияние адвекции резко возрастает.

Сопоставление бюджета тепла с теплосодержанием верхнего слоя океана, проведенное совместно с А.М. Гриценко, показало, что в непосредственный теплообмен с атмосферой в течение года должен вовлекаться верхний 50-метровый слой океана. В этом свете становится понятной причина того, что на глубине 100–200 м поле температуры под влиянием циркуляции вод значительно перестраивается так, что в экваториальной зоне возникает минимум, а максимальные температуры отмечаются в субтропиках.

Первостепенное значение бюджета тепла имеет для определения акваторий, в пределах которых преобладает поглощение тепла или его теплоотдача. Последнее наиболее существенно для понимания условий развития термической конвекции.

Влагообмен с атмосферой

Он тесно связан с теплообменом через испарение, за счет чего и является вторым важнейшим процессом, определяющим термогалинные свойства океанских вод. Как сам влагообмен, так и его составляющие отличаются строгой зональностью. В экваториальной зоне, в условиях преобладания восходящих потоков, осадки резко превышают испарение (рис. 2). Наибольшее различие между ними отмечается в полосе 5–10° с.ш., где ежегодно уровень поверхности океана повышается почти на 1 м (85 см). С переходом в тропики при антициклоничности атмосферы в течение года испаряется до 2 м воды с квадратного сантиметра, а осадков выпадает в 2–3 раза меньше, и потому бюджет влаги отрицателен. Таков он между 5–40° ю.ш. и 10–40° с.ш. Это способствует осолонению вод и интенсивному развитию соленостной конвекции. С переходом в умеренные широты осадки начинают существенно превышать испарение с максимумом в 50–55° широты, достигая в южном полушарии 0,5 м/см²/год, а в северном – 0,8 м/см²/год. С дальнейшим ростом широты положительный бюджет влаги уменьшается, однако повсеместно, приблизительно севернее и южнее 40-й параллели, поверхностные воды океана опресняются. В отличие от поля температуры поле солёности в значительно большей степени связано с зональностью бюджета влаги. Однако и для солёности адвективное влияние циркуляции вод особенно сильно сказывается в высоких широтах.

Формирование циркуляции вод в процессе обмена энергии и веществ океана с атмосферой

В основу исследования положены результаты расчетов по линейно-диагностической модели Саркисяна [1966], о чем далее говорится более подробно. В соответствии с зональным обменом энергии и веществ как в океане, так и в атмосфере в одних и тех же географических областях создаются квазистационарные макроциркуляционные системы с весьма близкими горизонтальными масштабами. Так, в низких широтах происходит антициклоническое обращение водных и воздушных масс, в вы-

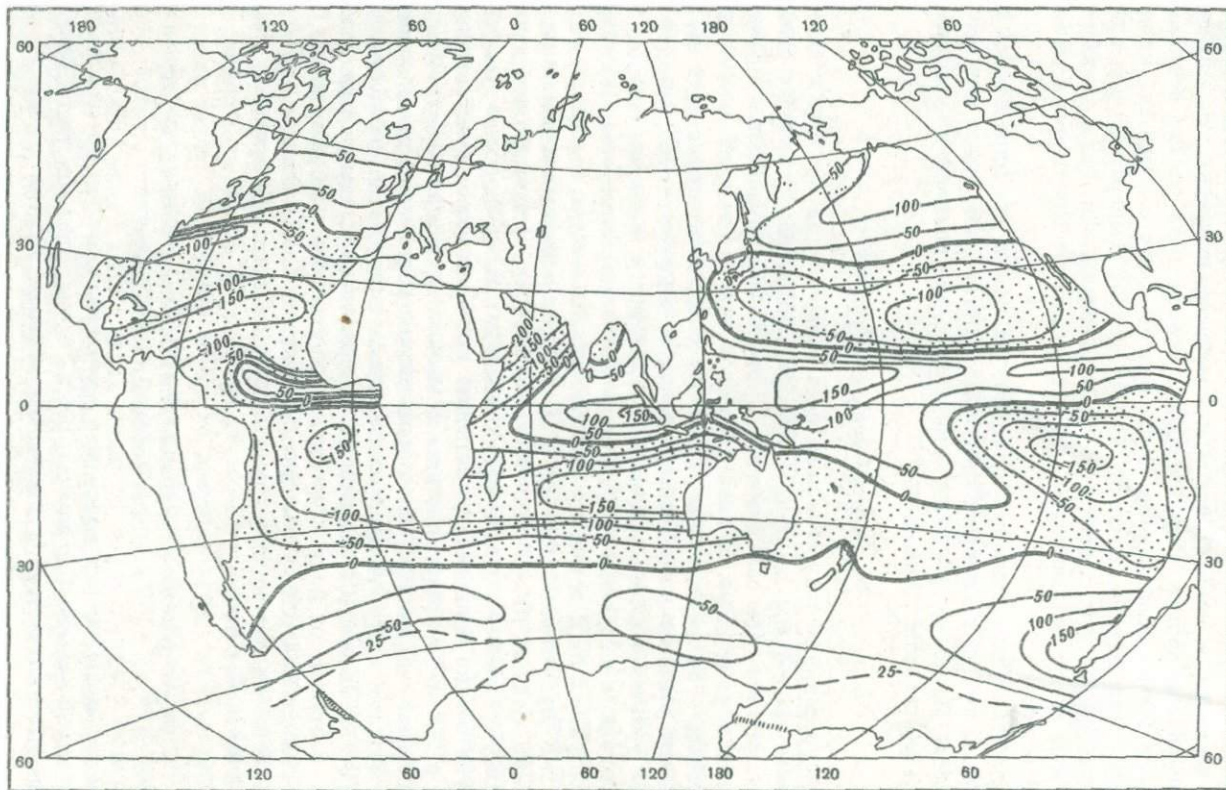


Рис. 2. Влагообмен Мирового океана с атмосферой, $\text{мм} \cdot \text{см}^2/\text{год}$

соких — циклоническое (рис. 3), а в северной полярной области, представленной океаном, оно снова меняется на антициклоническое¹. Меридиональная протяженность циркуляционных систем большей частью составляет 2000—5000 км, а вытянутость по параллели — от 5000 до 15 000 км (см. рис. 16). При столь больших горизонтальных масштабах возбуждаемое ими вертикальное перемещение распространяется на всю толщу вод океана.

В пределах океана одни и те же макроциркуляционные системы сохраняются в течение круглого года в воде и воздухе. Это объясняется однородностью подстилающей (водной) поверхности и относительно малой сезонной изменчивостью свойств вод, в том числе и их циркуляции. Для сезонной изменчивости переноса воздушных и водных масс характерно небольшое смещение в холодное время года всех макроциркуляционных систем в меридиональном направлении, а также усиление интенсивности циркуляции (в результате увеличения температурных контрастов между тропическими и полярными широтами). В атмосфере эти изменения значительно больше, чем в океане. Только в северной части Индийского океана, судя по данным о сносе судов, со сменой муссонных ветров происходит полная обратимость циркуляции вод.

Перемещение водных и воздушных масс, обмен энергии и веществ в приповерхностном слое океана и атмосферы, происходит в основном в широтном направлении. Межширотный обмен, помимо последовательного переноса масс из одной системы в другую, осуществляется за счет меридионального обмена по периферии квазистационарных круговоротов вод. В низких широтах вдоль западных берегов океана происходит вынос легких тропических вод в умеренную зону. В умеренных же и субполярных широтах наоборот — более плотные воды переносятся вдоль западных побережий, а менее плотные воды умеренного и тропического поясов выносятся вдоль восточных берегов в высокие широты Мирового океана. Создающееся таким образом различие плотностей воды в меридиональном направлении увеличивает интенсивность течений в прибрежных частях антициклонических и циклонических систем.

Последовательная зональная смена макроциркуляционных систем и является общей закономерностью планетарной циркуляции вод. Она формируется в процессе их взаимодействия. Часть из них однотипна по месту своего нахождения и направления обращения масс. Они более или менее симметрично располагаются по обе стороны от экватора. Такая симметричность обусловлена зональной сменой природных условий. Три системы не имеют себе подобных (экваториальная, арктическая антициклоническая и циркумполярная антарктическая), что связано с особенностями распределения воды и суши, а также взаимодействием океана с атмосферой (см. рис. 3). Они нарушают симметрию циркуляции поверхностных вод.

¹ Для изучения планетарных закономерностей циркуляции используются схемы обращения вод, которые составлялись путем выявления однотипных условий, если системы циркуляции обнаруживались во всех океанах приблизительно в одних и тех же регионах (с близкими широтными и меридиональными границами). По таким схемам легче проследить макроциркуляционные системы, их трансформацию и перестройку в толще вод океана.

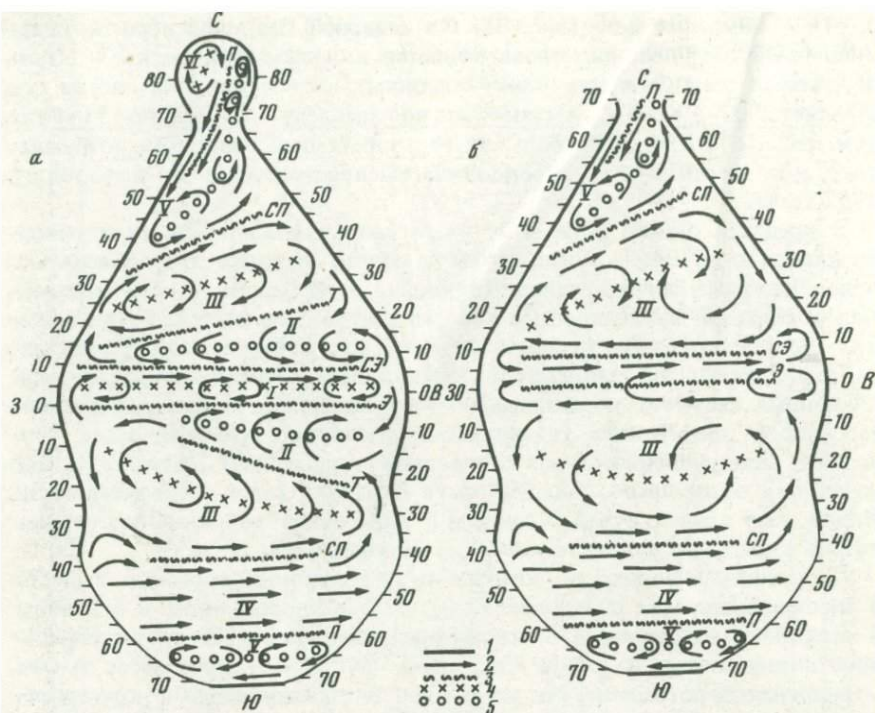


Рис. 3. Общая схема циркуляции поверхностных вод океана и динамические зоны
 а — для всей толщи поверхностных вод (по аномалиям приведенного давления);
 б — в дрейфовом слое (по полю ветров течений). Макроциркуляционные системы: I — экваториальная антициклоническая, II — тропические циклонические; III — субтропические антициклонические; IV — антарктическая циркумполярная; V — высокоширотные; VI — арктическая антициклоническая

I — береговая линия, ограничивающая площадь океана, занимаемую им (в среднем по всем океанам) в данной географической широте; 2 — направления перемещения основных потоков; 3 — главные океанические фронты (зоны, разделяющие макроциркуляционные системы): Э — экваториальный, СЭ — субэкваториальный, Т — тропические, СП — субполярные, П — полярные. Вергенции макроциркуляционных систем: 4 — конвергенции; 5 — дивергенции

Общая схема циркуляции вод, построенная по динамической топографии поверхности океана, существенно отличается в низких широтах от того, что получается по полю векторов. На первой из них (см. рис. 3,а) восемь циркуляционных систем (не считая антициклонической в Арктическом бассейне): экваториальная антициклоническая, две субтропические антициклонические, антарктическая циркумполярная, две тропические циклонические и две высокоширотные циклонические. На второй схеме пять макроциркуляционных систем (см. рис. 3,б): две тропические антициклонические, одна антарктическая циркумполярная и две высокоширотные циклонические; при этом поле векторов оказывается очень близким к той картине, которую дают сведения о сносе судов.

Уже на глубине 50 м происходит почти полная перестройка поля векторов. Ниже, между динамической топографией и векторами, наблюдается необходимая согласованность. Несовпадение между ними в поверх-

ностном слое было объяснено [Степанов, 1974] воздействием, оказываемым завихренностью, создаваемой поперечной неровностью скорости пассатов. При этом делалась ссылка на теоретическое положение, выдвинутое В.Б. Штокманом, о возможности различных направлений водных и воздушных потоков при специфическом характере ветра.

Почему же только в низких широтах (приблизительно между северной и южной тропической конвергенциями) обнаруживается образование в области одного центра действия атмосферы двух разнонаправленных круговоротов вод? По-видимому, это можно объяснить различием устойчивости приповерхностных ветров. Чем меньше их постоянство, тем слабее стабильность эффекта завихренности. Только пассаты при их особенно большей устойчивости и интенсивности способны вызвать полное обращение переноса вод. Таким образом, под дрейфовым слоем в результате завихренности, возбуждаемой ветром, создаются тропические циклонические круговороты. Судя по тому, что толщина поверхностного гомогенного слоя в океане в среднем изменяется от 10–20 до 40–50 м, чисто дрейфовое течение редко распространяется на большую глубину.

Введение в расчет плотностной и дрейфовой составляющих показало преобладание последней в поверхностном слое океана. Это и отразилось на поле векторов; они тоньше реагируют на вклад отдельных компонентов при определении меридиональной и зональной составляющих течения, по которым затем получается результирующее перемещение потока. Динамическая топография, улавливая интегральное влияние плотности, подавляет ветровое воздействие, ограничивающееся тонким поверхностным слоем.

Поскольку макроциркуляционные системы формируются в процессе взаимодействия океана с атмосферой, наибольшее развитие и скорость обращения они получили в поверхностных водах. С удалением от поверхности океана эти системы постепенно размываются и распадаются на отдельные вихри. Преобладание зональной циркуляции прослеживается в основном до ядра промежуточных вод, располагающегося на глубине 600–1000 м. Ниже все более усиливается меридиональная составляющая переноса, за счет чего осуществляется межзональный обмен энергии и веществ в толще вод океана. Отдельные круговороты в промежуточных и особенно в глубинных водах могут располагаться друг от друга на значительных расстояниях; здесь одни и те же потоки далеко не всегда оказываются периферическими частями соседних систем (как у поверхностных вод). Интенсивность разрушения макроциркуляционных систем увеличивается с глубиной и в направлении от высоких широт к экватору.

Взаимосвязь между циркуляцией и стратификацией вод

Всякое перемещение, создающееся в океане, вызывает множество взаимобусловленных и компенсационных движений. Перенос вод в горизонтальной плоскости, возбуждаемый неравномерным распределением солнечной энергии у поверхности земного шара, вызывает сложную систему вертикальных движений. В конечном счете они распространяются на весь океан от его поверхности до дна. В соответствии с гидродинами-

ческим эффектом, возникающим в макроциркуляционных образованиях в центральных областях антициклонических систем преобладают нисходящие перемещения вод, а по их периферии — восходящие. Циклонические системы являются их антиподами в отношении вертикальных потоков. Таким образом, создается довольно сложное взаимообусловленное перемещение масс, осуществляющееся в горизонтальных и вертикальных плоскостях. В квазистационарных макроциркуляционных системах такие перемещения вод приобретают установившийся характер.

Поскольку вертикальные движения начинаются у поверхности океана, свойства водных масс, вовлекающихся в такие перемещения, определяются физико-географическими условиями, в которых они формировались. Из этих свойств особенно большое значение имеет плотность, зависящая в первую очередь от характеристики термических полей в месте образования данных масс. Распространяясь на то или иное расстояние от поверхности океана в зависимости от плотности и интенсивности вертикальных движений, водные массы переносятся затем на различных уровнях в горизонтальном направлении. Вовлекаясь в вертикальные перемещения, они снова могут попасть в поверхностные слои океана. Таким образом замыкается вертикальное обращение водных масс.

В процессе переноса вод происходит их смешение и трансформация. При этом образуются новые водные массы с промежуточными свойствами. Распространяясь на различных расстояниях от поверхности океана и обладая отличными друг от друга свойствами, они и определяют стратификацию вод океана. Формирование и сохранение свойств поверхностных, промежуточных, глубинных и придонных вод, а также поддержание границ между ними определяются наличием в пределах каждого типа масс самостоятельных циркуляционных систем. Они образуются благодаря изменению направлений и скоростей переноса вод в отдельных слоях, а также большому различию между горизонтальными и вертикальными скоростями потоков.

Интенсивность вертикальных перемещений приблизительно на 3—5 порядков меньше горизонтальных. Однако именно за счет вертикальных движений происходит перераспределение (обмен) масс, энергии и веществ в стратифицированном океане. Между этими процессами поддерживается динамическое равновесие за счет большой устойчивости макроциркуляционных систем. Если бы не было такой квазистационарности условий, не могла бы иметь место столь хорошо выраженная стратификация и неоднородность гидрофизических полей.

СТРАТИФИКАЦИЯ ВОД ОКЕАНА

Несмотря на различный вид кривых изменения по вертикали физико-химических свойств вод, стратификация обладает общей для всех гидрофизических полей закономерностью. По каждой кривой можно проследить четыре типа вод: поверхностные, промежуточные, глубинные и придонные. Сочетание их свойств и определяет тип стратификации в каждом данном регионе. Устойчивость этих типов очень велика. Любая эпизодическая океанографическая станция будет полностью соответствовать изменению по вертикали тому типу стратификации, который характерен

для данного региона. Может несколько меняться глубина расположения характерных точек кривой (границ типов вод, толщин отдельных слоев, экстремумов) и абсолютных значений рассматриваемого параметра. Это подтверждалось не только непосредственным сопоставлением отдельных океанографических станций с типовыми кривыми, но и специальным статистическим анализом. Изменчивость полей оценивалась по стандартному отклонению и разности экстремальных и сезонных величин.

Особенно большая изменчивость отмечается у поверхностных вод. Она определяется характером развития микро- и мезопроцессов, обусловленных главным образом тепло- и влагообменом с атмосферой, развитием термогалинной конвекции (с которой связаны глубина проникновения и характер сезонных колебаний), интенсивностью ветрового перемешивания, циркуляцией вод и пульсацией течений. Соответственно совокупному воздействию всех этих факторов может меняться характер вертикальной кривой в верхнем 200–300-метровом слое океана, преимущественно в сезонном плане, и весьма различно — в слое 50–100 м, где влияние микропроцессов особенно велико.

Рассматриваемые здесь классификации построены на сопоставлении вертикальных кривых, что позволило выявить регионы с однотипной стратификацией. С переходом границы, отделяющей один тип от другого, вид кривой сразу меняется. Проведенная типизация основана на обобщении всех накопленных к настоящему времени батометрических серий, осредненных по пятиградусным трапециям.

Типы термической классификации

Были выделены восемь типов термической стратификации, причем у двух из них выявлено по шесть разновидностей. Вместе с тем все типы изменения температуры воды по вертикали можно разделить на три вида (рис. 4, 5; табл. 1). Первый из них характерен для низких широт, где вертикальные градиенты в поверхностных и промежуточных водах (в основном выше промежуточного экстремума солёности) очень велики. Эту часть кривых относят к термоклину. Такая стратификация определяется положительным бюджетом тепла поверхности океана, за счет чего происходит больший или меньший прогрев поверхностных вод, и отсюда создаются различия вертикальных градиентов между типами в верхней толще океаносферы. По этим признакам и различаются типы стратификации в низких широтах океана, имеющие довольно близкие по своей форме кривые изменения температуры по вертикали. По изменению вертикальных градиентов выявляются различия между ними. Сюда же следует отнести своеобразный тип термической стратификации, создающийся в результате выноса в океан вод из Средиземного и Красного морей. Второй вид термической стратификации наблюдается в умеренных и субполярных широтах, где в условиях отрицательного теплообмена океана с атмосферой происходит охлаждение поверхностных вод и большее или меньшее развитие конвекции. Создаваемое ею перемешивание и небольшой прогрев вод обуславливают слабую термическую стратификацию. Значительные вертикальные градиенты температуры создаются только в верхней толще вод океана.

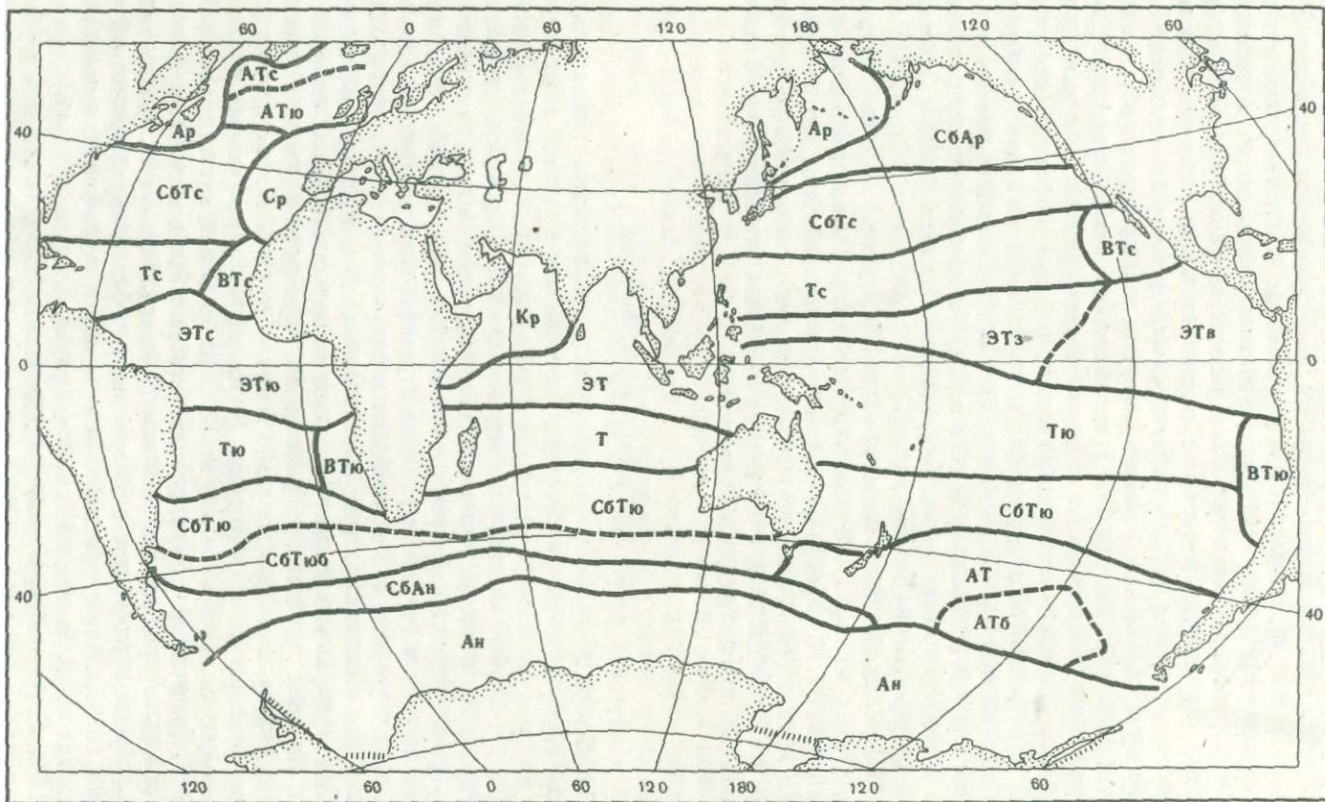


Рис. 4. Ареалы распространения типов термической стратификации. Буквенные обозначения расшифровываются в тексте

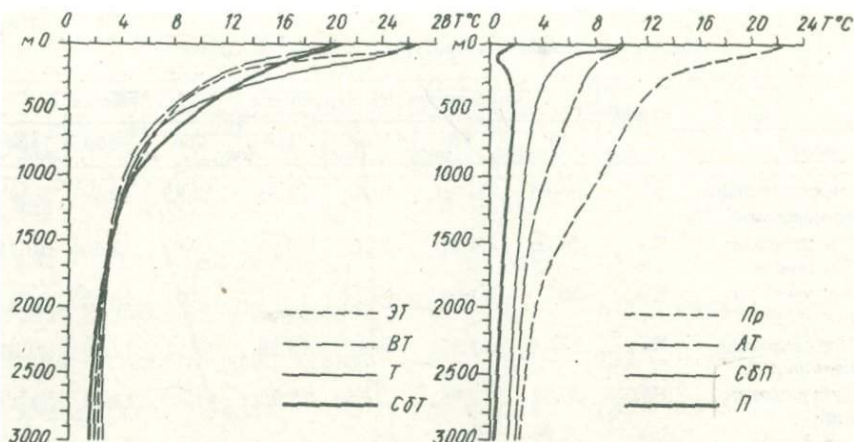


Рис. 5. Типы изменения температур по вертикали
Обозначения см. на рис. 4

Помимо субполярного типа, к этой группе относится весьма своеобразный атлантико-тихоокеанский тип. Третий вид стратификации температуры формируется в полярных областях; только для него характерно наличие экстремумов (подповерхностного минимума и промежуточного максимума температуры). Как и другие типы, расположенные в высоких широтах, он слабо стратифицирован.

Экваториально-тропический тип (ЭТ) отличается самыми большими изменениями температуры.

Тропический тип (Т) при несколько меньшем перепаде температуры от поверхности океана по сравнению с экваториально-тропической стратификацией также имеет два излома вертикальных кривых.

Восточнотропический тип (ВТ) по своему расположению мог бы быть отнесен к тропической стратификации. Выделение его в самостоятельный тип в пределах основной части тропической циклонической системы обусловлено формированием специфической стратификации, создающейся в условиях преобладания подъема вод.

Субтропический тип (СБТ) очень близок к тропическому, но у него значительно меньше вертикальные градиенты температуры в верхней толще вод океана. Причиной тому — развитие конвекции, возникающей в результате охлаждения теплых и осолоненных тропических вод, выносящихся в область отрицательного бюджета тепла.

Присредиземноморский тип (Пр). В поверхностных водах вертикальные градиенты температуры довольно велики. С переходом к промежуточным водам они уменьшаются до минимальных в слое экстремума солёности.

Атлантико-тихоокеанский тип (АТ). Относительно небольшие вертикальные градиенты наблюдаются в поверхностной структурной зоне, очень малые — в промежуточных водах и гомотермия — в глубинных водных массах. Образование этого типа, как и в субтропиках, связано с выносом вод тропического происхождения, интенсивно охлаждающихся в области отрицательного бюджета тепла и вызывающих конвекцию.

Таблица 1

Средние величины температуры по типам стратификации

Тип	Шифр	Средние температуры воды (°С) на глубинах, м							
		0	50	100	150	200	300	400	
Экваториально-тропический	ЭТ	26,65	24,23	19,52	15,55	12,99	10,74	9,39	
Тропический (основной)	Т	26,06	25,41	23,48	20,98	18,06	13,60	10,77	
Восточно-тропический	ВТ	20,15	17,94	15,25	13,31	12,01	10,46	9,03	
Присредиземноморский	Пр	22,78	21,32	18,66	16,28	14,62	12,86	11,87	
Субтропический	СБТ	20,32	18,95	17,15	15,90	14,87	13,10	11,49	
Атлантико-Тихоокеанский	АТ	10,12	9,40	8,60	8,04	7,66	7,06	6,60	
Субполярный	СБП	8,22	6,65	5,76	5,20	4,83	4,24	3,84	
Полярный	П	1,69	0,99	0,55	0,85	1,29	1,75	1,84	

Субполярный тип (СБП) также слабо стратифицирован. После сравнительно небольшого прогрева поверхностных вод условия становятся близкими к гомотермии.

Полярный тип (П) при относительно слабой стратифицированности имеет четко выраженный промежуточный максимум и подповерхностный минимум (создающийся в теплое время года как остаточный слой зимнего охлаждения и размывающийся в холодное полугодие).

Типы соленостной стратификации

В процессе анализа данных было установлено наличие 11 типов стратификации солености: шесть тропических типов, субтропический, субполярный, полярный и два весьма своеобразных внезональных типа — североатлантический и южнотихоокеанский (рис. 6, 7; табл. 2). Между субтропическим, североатлантическим и южнотихоокеанским типами, с одной стороны, и субполярным типом — с другой, проходит граница, которая разделяет Мировой океан на воды с повышенной и пониженной соленостью. Такое подразделение распространяется на поверхностные и промежуточные воды, тогда как у глубинных вод соленость во всех типах стратификации становится близкой. Граница, о которой идет речь, проходит по зоне раздела положительного и отрицательного влагообмена океана с атмосферой. В область превышения осадков над испарением попадают североатлантический, почти весь южнотихоокеанский и частично субтропический типы Северной Атлантики. Тем самым определяется специфика процессов и создаваемая ими соленостная стратификация этих регионов. Пониженная соленость у субполярного типа распространяется и на промежуточные воды, а у полярного в основном ограничивается поверхностными водами (исключая субарктическую разновидность в Тихом океане),

Средние температуры воды (°С) на глубинах, м									
500	600	800	1000	1500	2000	3000	4000	5000	
8,14	7,19	5,82	4,93	3,58	2,69	2,00	1,70	1,56	
8,82	7,44	5,70	4,62	3,25	2,48	1,87	1,56	1,51	
7,67	6,71	5,30	4,44	3,33	2,70	2,13	1,84	2,09	
11,18	10,58	9,50	8,44	4,48	3,50	2,32	2,04	1,95	
9,99	8,69	6,51	4,93	3,19	2,58	1,99	1,55	1,55	
6,20	5,82	5,06	4,30	3,02	2,57	2,02	1,74	—	
3,56	3,36	3,02	2,77	2,33	2,00	1,40	1,00	0,86	
1,83	1,79	1,69	1,55	1,14	0,85	0,44	0,26	0,57	

Экваториально-тропический тип (ЭТ) формируется в условиях положительного влагообмена, и потому ему свойственна пониженная соленость поверхностных вод.

Бенгальский тип (Бг) является аналогом экваториально-тропического. Он также образуется в области положительного влагообмена, определяющая роль которого усиливается большим материковым стоком. Однако у него вместо пониженной солености промежуточных вод она повышена и нет подповерхностного максимума.

Тропический тип (Т), занимающий обширные акватории, является основным по отношению к другим типам соленостной стратификации в низких широтах. При повышенной солености поверхностного слоя у него прослеживается резко выраженный подповерхностный максимум и промежуточный минимум.

Срединно-тропический тип (СрТ) располагается в средней части океана, в области максимального превышения испарения над количеством выпадающих осадков. Однако соленостная конвекция не может получить сколько-нибудь значительного развития из-за очень большой термической стратификации. Осолоненные поверхностные воды, разносясь течениями и постепенно опускаясь, дают начало столь широко распространенному в низких широтах подповерхностному максимуму, который в пределах этого типа не образуется.

Восточнотропический тип (ВТ) является модификацией основного тропического типа, создающегося в условиях подъема вод в циклонической макроциркуляционной системе, расположенной в восточной части океана. Благодаря преобладанию восходящих движений несколько размывается и почти исчезает подповерхностный максимум и промежуточный минимум.

Присредиземноморский тип (Пр) образуется за счет выноса в океан высокосолёных и относительно теплых вод из Средиземного и Красного

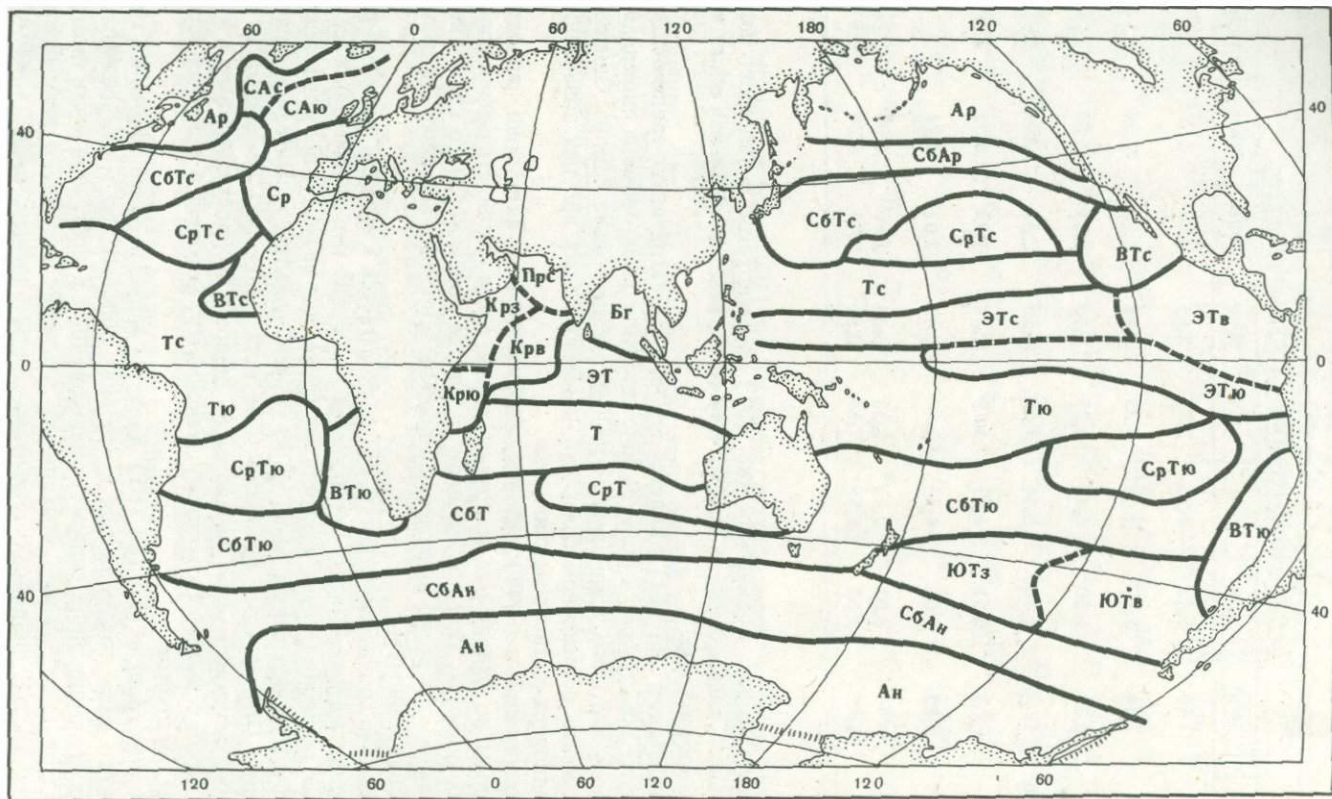


Рис. 6. Ареалы распространения типов соленостной стратификации. Буквенные обозначения расшифровываются в тексте

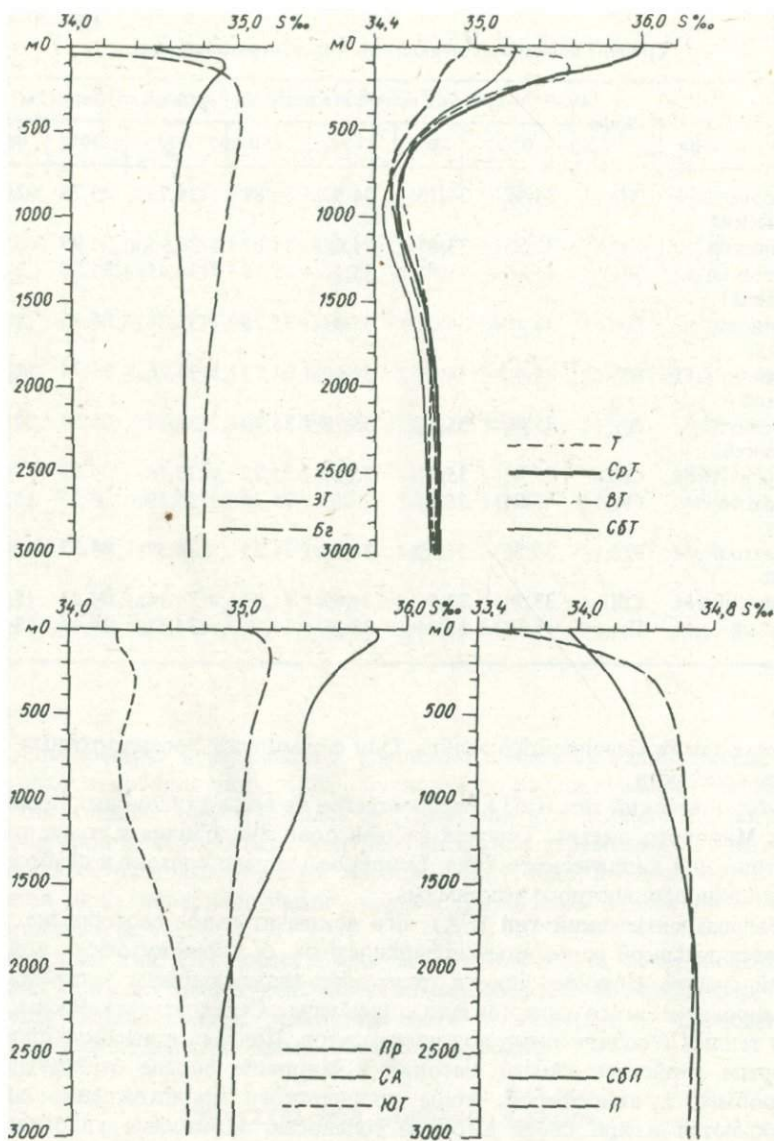


Рис. 7. Типы соленостной стратификации. Обозначения см. на рис. 6

Таблица 2

Средние величины солёности по типам стратификации

Тип	Шифр	Средняя солёность воды (в ‰) на глубинах, м						
		0	50	100	150	200	300	400
Экваториально-тропический	ЭТ	34,42	34,73	34,93	34,89	34,79	34,78	34,72
Бенгальский	Бг	32,83	33,87	34,62	34,87	34,95	34,99	35,01
Тропический (основной)	Т	35,16	35,40	35,57	35,56	34,43	35,08	34,86
Срединнотропический	СрТ	36,10	36,05	35,94	35,75	35,54	35,16	34,93
Восточнотропический	ВТ	34,94	34,92	34,82	34,77	34,76	34,74	34,67
Присредиземноморский	Пр	35,80	35,84	35,78	35,70	35,64	35,54	35,46
Субтропический	СБТ	35,23	35,27	35,27	35,22	35,16	35,02	34,87
Североатлантический	СА	35,04	35,14	35,19	35,19	35,19	35,17	35,14
Южнотихоокеанский	ЮТ	34,28	34,29	34,32	34,35	34,37	34,37	34,37
Субполярный	СБП	33,94	33,96	34,02	34,09	34,14	34,21	34,37
Полярный	П	33,48	33,74	33,96	34,17	34,31	34,44	34,50

морей, а также Персидского залива. Они формируют промежуточный максимум солёности.

Субтропический тип (СБТ) распространён на весьма обширных пространствах Мирового океана. Типовая кривая довольно близка к тому, что характерно для тропического типа. Основное отличие состоит в слабом развитии подповерхностного максимума.

Североатлантический тип (СА). Его исключительное своеобразие определяется высокой солёностью поверхностных и промежуточных вод при общей слабой стратификации и отсутствии термогалинных экстремумов. Формирование этого типа связано с выносом Североатлантическим течением тёплых и осолоненных вод из тропиков. Попадая в высокие широты, которым свойствен самый высокий в Мировом океане отрицательный теплообмен с атмосферой, воды тропического происхождения сильно охлаждаются и при своей высокой солёности значительно уплотняются. Развивающаяся при этом конвекция распространяется в холодное полугодие вплоть до придонного слоя.

Южнотихоокеанский тип (ЮТ) является аналогом североатлантического. Он также отличается слабой стратификацией и связан с выносом тёплых и осолоненных вод тропического происхождения в область с отрицательным бюджетом тепла. Однако солёность значительно ниже, интенсивность выноса вод существенно меньше, а отрицательный теплообмен с атмосферой сравнительно невелик.

Субполярный тип (СБП) имеет относительно слабую стратификацию со значительным опреснением поверхностных и промежуточных вод, создаю-

Средняя солёность воды (в ‰) на глубинах, м									
500	600	800	1000	1500	2000	3000	4000	5000	
34,68	34,64	34,67	34,62	34,65	34,66	34,68	34,70	34,71	
35,00	35,00	34,95	34,92	34,84	34,79	34,76	34,72	—	
34,72	34,64	34,58	34,61	34,72	34,75	34,76	34,76	34,76	
34,76	34,65	34,56	34,56	34,71	34,77	34,78	34,77	34,81	
34,59	34,54	34,51	34,55	34,69	34,75	34,77	34,77	34,79	
35,42	35,39	35,39	35,38	35,13	34,94	34,86	34,82	34,80	
34,74	34,63	34,51	34,48	34,61	34,70	34,75	34,74	34,75	
35,12	35,09	35,06	35,03	34,96	34,94	34,94	34,91	—	
34,35	34,33	34,31	34,33	34,50	34,63	34,69	34,70	34,68	
34,31	34,36	34,45	34,52	34,64	34,71	34,71	34,70	34,68	
34,54	34,58	34,62	34,64	34,68	34,69	34,70	34,69	34,70	

щим повышенные вертикальные градиенты в верхней толще океана. Эти особенности субполярного типа обусловлены отрицательным влагообменом, отсутствием термогалинных экстремумов и несколько повышенной температурой поверхностных вод. Конвективное перемешивание получает значительное развитие только в холодное полугодие, но, видимо, ограничивается лишь поверхностными водами. Глубинным водам свойственна гомогалинность.

Полярный тип (П) имеет очень низкую солёность поверхностных и верхних промежуточных вод. Пониженная солёность полярных вод определяется отрицательным влагообменом с атмосферой и опреснением, создаваемым льдами, тающими в тёплое полугодие.

СТРУКТУРА ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

Основываясь на закономерностях стратификации, можно установить границы между водами различных свойств по вертикали и горизонтали и тем самым перейти к познанию их структуры. Наличие нескольких однотипных водных масс вызвало необходимость введения объединяющего структурного термина, указывающего на их местоположение в толще вод океана. С этой целью было предложено понятие о структурных зонах (поверхностной, промежуточной, глубинной и придонной), представляющих собой слои воды, в которых располагаются однотипные водные массы. Было установлено, что структурные зоны в Мировом океане повсеместно сменяют друг друга по вертикали. Их разделяют пограничные слои. Глуби-

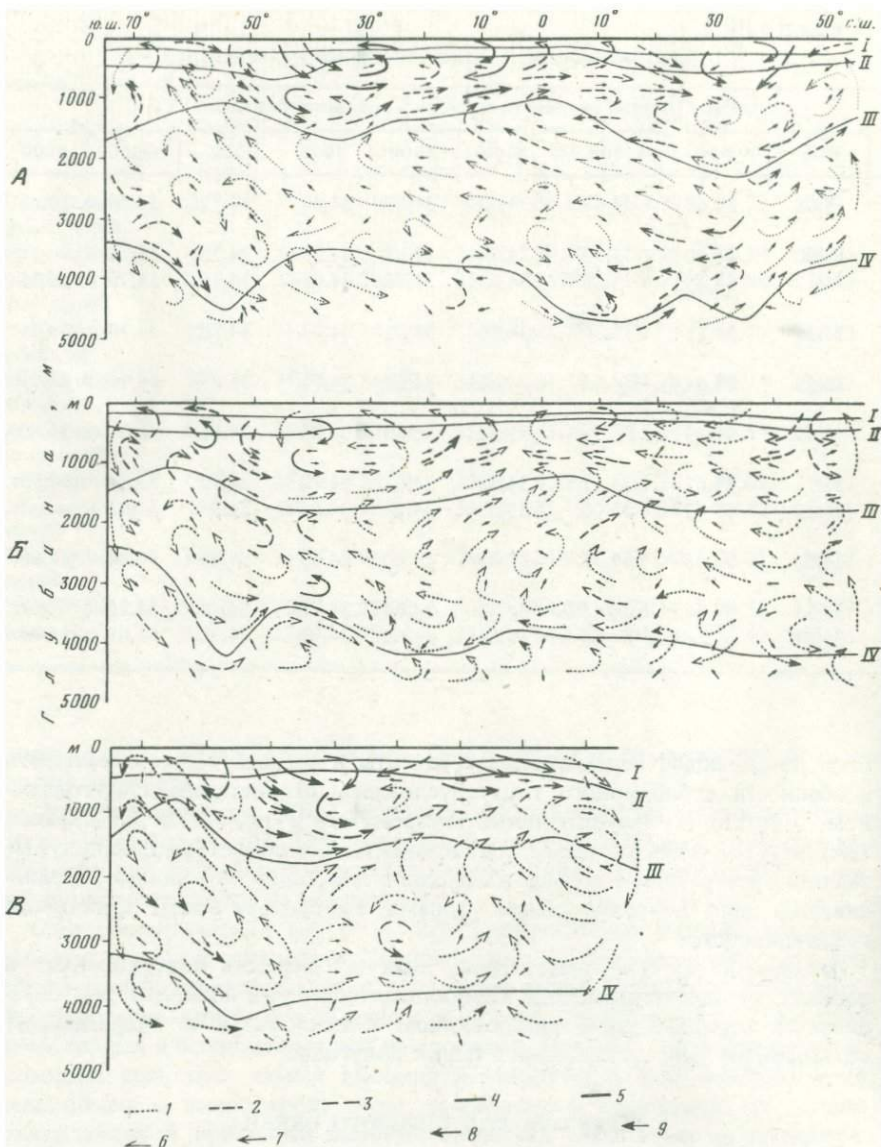


Рис. 8. Вертикальная циркуляция вод в меридиональной плоскости океанов: А – Атлантического, Б – Тихого, В – Индийского

Нижние границы структурных зон: I – поверхностная, II – пограничного слоя, III – промежуточная, IV – глубинная. Скорости течений в см/сек: 1 – менее 1; 2 – 1-5; 3 – 5-10; 4 – 10-20; 5 – более 20; 6 – менее $5 \cdot 10^{-5}$; 7 – $1 \cdot 10^{-4}$ – $4 \cdot 10^{-4}$; 8 – $5 \cdot 10^{-4}$ – $9 \cdot 10^{-4}$; 9 – более $1 \cdot 10^{-3}$

на расположения границ структурных зон связана с особенностями циркуляции вод (рис. 8).

В областях антициклонического обращения в результате нисходящих движений границы структурных зон опускаются, а в циклонических круговоротах (с преобладающими восходящими движениями) они приподнимаются (рис. 9—11). Соответственно изменяется и их толщина.

Общая характеристика и границы структурных зон

Изучение структуры вод прежде всего связано с установлением границ вод с различными свойствами (водных масс). Большое значение при этом имеет выбор метода (принципа), который позволил бы возможно более объективно решить эту задачу. Она усложняется тем, что в океане такие границы далеко не всегда четко выражены. Чем интенсивнее происходит перемешивание двух водных масс, тем более размытой будет граница между ними. То же имеет место в областях формирования и интенсивной трансформации водных масс. Другая трудность установления границ структурных зон связана с тем, что они представлены не поверхностями раздела, а переходными (пограничными) слоями различной толщины, в пределах которых не всегда можно проследить увеличение градиентов физико-химических свойств. С глубиной такие границы становятся все более и более размытыми. Установление этих границ необходимо для изучения процессов взаимодействия между отдельными структурными зонами, с чем непосредственно связано перераспределение веществ и энергии в толще вод Мирового океана. Для выявления общих закономерностей структуры вод были привлечены устойчивость, температура, соленость, плотность и их вертикальные градиенты [Степанов, 1974]. Карты топографии границ структурных зон и пограничных слоев составлялись по средним величинам, полученным по пятиградусным трапециям. По Индийскому океану эта работа проделана А.Д. Щербининым, а по Атлантическому и Тихому океанам — автором.

Поверхностная зона. Свойства ее вод формируются в процессе непосредственного обмена энергии и веществ между океаном и атмосферой. В такой обмен вовлекается относительно небольшой слой воды, толщиной всего около 200—300 м. В соответствии с особенностями развития планетарных процессов у поверхности Земли динамика и физико-химические характеристики вод подвержены широтной изменчивости. Сезонные изменения динамики и свойств вод в основном ограничиваются поверхностной зоной. Вследствие того, что поверхностные воды подвергаются воздействию всех внешних сил (солнечной радиации, ветру и другим внешним физико-географическим факторам), стратификация их довольно сложна. Она определяется главным образом взаимодействием процессов ветрового и конвективного перемешивания, а также циркуляцией вод. Ветровое перемешивание приводит к созданию относительно гомогенного поверхностного слоя, нижняя граница которого определяется глубиной волнового перемешивания. Эта однородность постоянно нарушается нагреванием или охлаждением, опреснением или осолонением поверхностных вод, что приводит к изменению их плотности.

В местах интенсивного развития конвекции охлажденные или осоло-

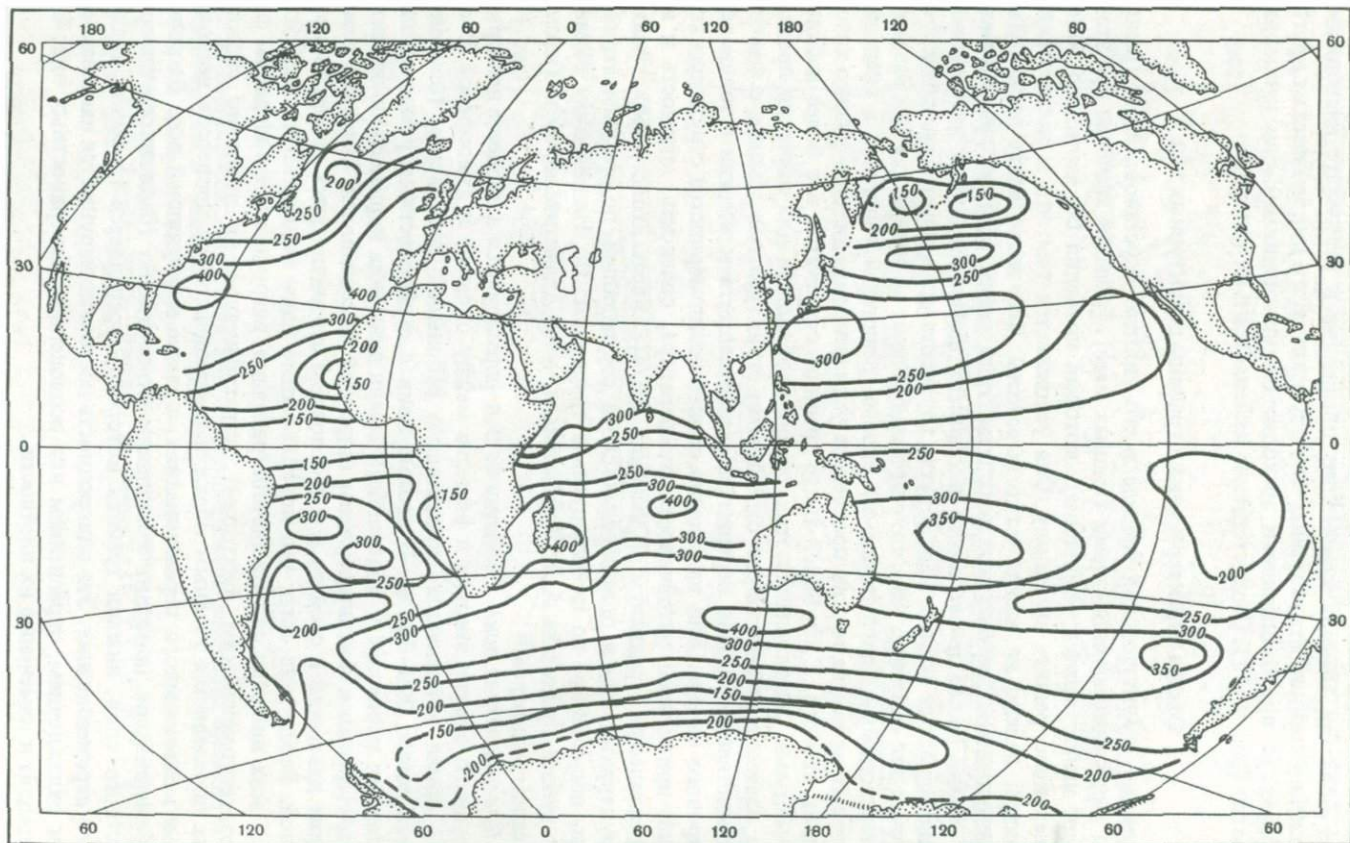


Рис. 9. Нижняя граница поверхностной структурной зоны

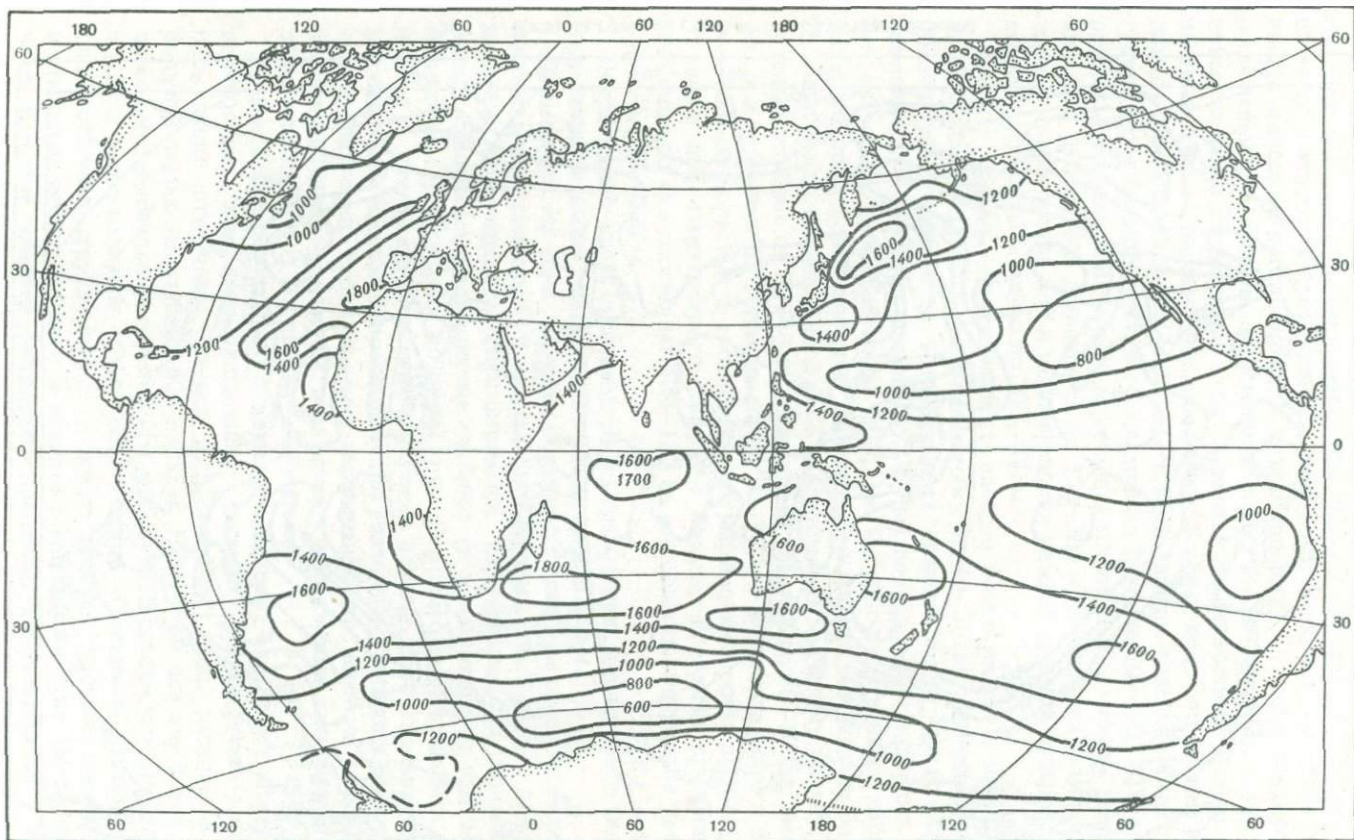


Рис. 10. Нижняя граница промежуточной структурной зоны

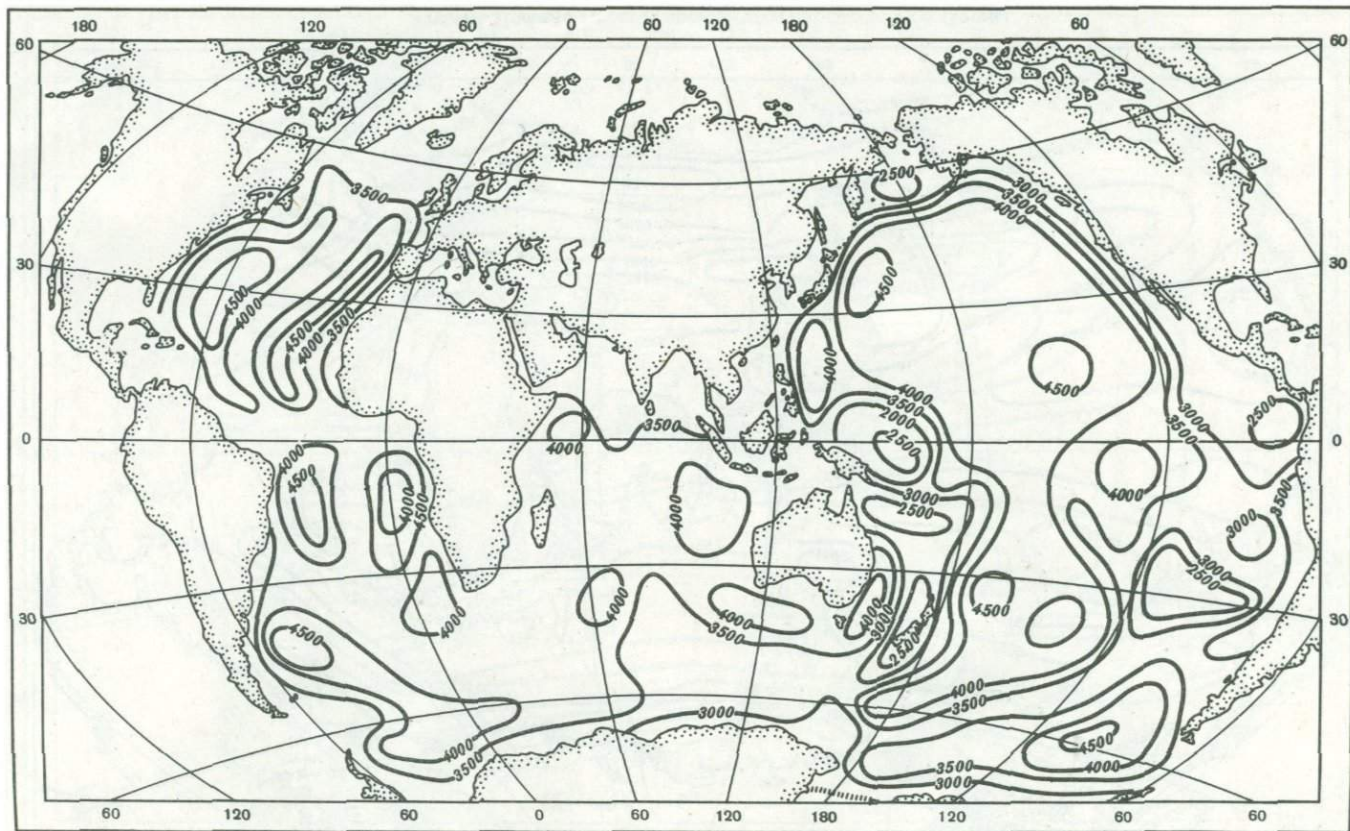


Рис. 11. Нижняя граница глубинной структурной зоны

ненные воды, проникая в подповерхностный слой, распространяются затем в горизонтальном направлении, вовлекаясь в сложную систему циркуляции вод поверхностной зоны (см. рис. 8). За счет этого в высоких широтах в теплое время года под прогретым поверхностным слоем сохраняется холодная прослойка, а в низких широтах — подповерхностные осолоненные, а местами опресненные воды. Таким образом, в пределах поверхностной структурной зоны создаются поверхностный и подповерхностный слои с довольно различными свойствами вод. Они обычно разделяются переходным слоем (табл. 3). Нижняя граница поверхностной структурной зоны большей частью отмечается на глубине 200—300 м. В местах расположения циклонических макроциркуляционных систем и дивергенций (см. рис. 9) она приподнята до 150—200 м. В областях антициклонических круговоротов вод и конвергенциях нижняя граница поверхностной структурной зоны опущена до 300—400 м.

Нижняя граница поверхностного слоя, в соответствии с широтными изменениями ветрового перемешивания, от 10—30 м в экваториальной области увеличивается до максимальных значений в умеренных широтах северного (30—50 м) и южного (50—80 м) полушарий. В полярных районах она снова уменьшается до 15—20 м. По непосредственным наблюдениям, толщина поверхностного слоя нередко бывает значительно больше. Нижняя граница переходного слоя в среднем по Мировому океану находится на глубине от 30—40 м в полярных районах до 80—100 м, местами 150 м в тропических. Толщина его от 20—30 м в экваториальном и полярных районах нарастает в тропических и умеренных широтах до 80—100 м. Толщина подповерхностного слоя еще больше. В местах преобладания подъема вод она составляет 100—150 м, а в областях опускания увеличивается до 200—250 м.

Пограничный слой, отделяющий поверхностную структурную зону от нижележащей, имеет толщину 200—300 м, иногда 400 м.

Промежуточная зона. Ее воды образуются главным образом из поверхностных, опускающихся в местах интенсивных нисходящих движений, которые возбуждаются горизонтальной циркуляцией на поверхности океана. Увлекаясь на различные глубины (в зависимости от плотности и мощности вертикальных потоков), они несколько охлаждаются и уплотняются в результате смешения с другими водами. Затем промежуточные водные массы начинают перемещаться на различных уровнях в горизонтальном направлении. Возникновение горизонтального переноса обусловлено компенсационным эффектом, поскольку в одних местах происходит постоянное опускание вод, а в других — их подъем.

С началом горизонтального движения заметно ослабевает влияние поверхностных макроциркуляционных систем. Преобладание зональной циркуляции отмечается до оси промежуточных вод, располагающейся большей частью на глубине 600—1000 м. Ниже этой оси все более усиливается меридиональный перенос (см. рис. 8). Тем самым начинает осуществляться межзональный обмен вод, энергии и веществ. Следовательно, промежуточная структурная зона играет особую "промежуточную" роль в процессах обмена энергии и веществ в Мировом океане. На верхнюю ее часть большое влияние оказывают процессы, зарождающиеся у поверхности океана. В промежуточной зоне воды из низких широт, проникая в

Таблица 3

Глубина расположения нижних границ структурных зон Мирового океана,
(по средним широтным величинам)

Широта, град.	Поверхностная зона				Пограничный слой между поверхностной и промежуточной зонами			
	Мировой океан	Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан	Мировой океан	Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан
50–60 с.ш.	200	150	—	250	400	350	—	450
40–50	250	250	—	250	450	450	—	450
30–40	220	250	—	200	400	550	—	350
20–30	190	250	—	150	400	550	—	300
10–20	210	250	350	150	400	500	700	300
0–10	170	150	250	150	300	250	450	250
0–10 ю.ш.	190	150	200	200	350	300	400	300
10–20	200	150	250	200	350	300	450	350
20–30	200	200	200	200	400	350	350	400
30–40	200	200	200	200	400	400	350	400
40–50	250	250	250	250	550	700	450	550
50–60	230	250	200	250	500	400	550	500
60–70	200	200	200	200	500	450	500	500
70–80	200	200	—	200	450	450	—	450

полярные области, создают теплую промежуточную прослойку. Опресненные воды высоких широт, перемещаясь в направлении экватора, образуют под высокосолеными поверхностными тропическими водами мощный промежуточный слой с пониженной соленостью. Вынос вод из Средиземного, Красного морей и Персидского залива создает в смежных районах океана промежуточный слой с повышенной соленостью.

Нижняя граница промежуточной зоны располагается на глубине от 800 до 1000 м (см. рис. 10; табл. 3). В Атлантическом океане по сравнению с другими океанами она отмечается выше в областях преобладающего подъема вод и ниже в местах их опускания, что объясняется более интенсивной циркуляцией вод. В Тихом и Индийском океанах, где обращение вод несколько слабее, она более выровнена. Толщина ее в Мировом океане изменяется от 600–800 до 1000–1200 м.

Толщина слоя, отделяющего промежуточную зону от глубинной, 200–500 м.

Глубинная зона. Свойства и динамика глубинных вод определяются тем переносом и перераспределением масс, которые возбуждаются планетарным обменом энергии и веществ. Для глубинных вод большую роль играет меридиональный обмен, прослеживающийся на большей части Атлантического, Индийского и Тихого океанов, а также обмен между всеми океанами. Он возбуждается различием свойств вод каждого из океанов и антарктическим циркумполярным (круговым) переносом, захватывающим всю толщу океана. Глубинным водам свойственна большая однородность и небольшая интенсивность обращения. Однако масса переносимой энергии и веществ весьма велика, поскольку огромны объемы вод.

Промежуточная зона				Глубинная зона			
Мировой океан	Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан	Мировой океан	Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан
1600	1300	—	1800	4000	3700	—	3700
1800	1800	—	1800	4100	3900	—	3500
2000	2300	—	1800	4400	4700	—	4200
1900	2100	—	1800	4100	4300	—	4100
1600	1700	1800	1600	4100	4700	—	3900
1200	1100	1400	1200	3000	4600	3800	3900
1300	1100	1600	1300	3800	3900	3800	3800
1500	1300	1400	1600	4000	3800	3800	4200
1600	1400	1600	1700	4000	3700	3900	4200
1800	1700	1800	1800	3700	3500	3900	3700
1600	1400	1600	1800	3800	3700	4200	3400
1100	1100	800	1400	4000	4500	3400	4200
1200	1300	1400	1100	3100	3700	3200	2800
1500	1500	—	1500	2700	3400	—	2400

Нижняя граница глубинной структурной зоны располагается приблизительно на 4000 м. Толщина ее составляет около 2000 м (см. рис. 11; табл. 3). Топография нижней границы глубинной зоны, а следовательно, и ее толщина находятся в большой зависимости от рельефа дна. В котловинах нижняя граница опускается до глубины около 4500 м, а толщина доходит до 2000–2500 м, иногда 3000 м. Наиболее высокое положение нижней границы глубинной зоны в Антарктике связано с преобладающими здесь восходящими потоками.

Придонная зона. Свойства ее вод в основном формируются за счет локальных условий. К ним в первую очередь следует отнести особенности водообмена, взаимодействие между водой и океанским дном, а также адиабатические процессы. Поэтому положение нижней границы придонной зоны в значительной степени связано с теми факторами, которые обуславливают топографию границ других структурных зон. На толщине ее рельеф дна сказывается еще больше, чем на глубинной зоне. Поэтому толщину придонной зоны целесообразно определять по отношению к какой-либо условной глубине. Наиболее удобной отсчетной поверхностью является 5000-метровая, характерная для ложа океана. Таким образом, условная толщина придонной зоны может быть определена между верхней ее границей и глубиной 5000 м. Максимальной величины толщина достигает в Антарктике (благодаря высокому положению верхней границы). Особенно значительной толщиной придонная структурная зона отличается в Индийском и Тихом океанах за счет несколько более высокого положения верхней границы. Наименьшую толщину она имеет в Атлантическом океане, где ее верхняя граница располагается глубже.

Структурные зоны Арктического бассейна. Небольшие размеры, строение дна и многие другие черты природы Северного Ледовитого океана очень сильно отличаются от остальных океанов [Степанов, 1970]. Для глубоководной его части характерна такая же четырехслойная стратификация вод, как и во всем Мировом океане, но только промежуточная структурная зона получила "нормальное" развитие; поверхностная и глубинная структурные зоны значительно тоньше, а придонная — аномально толще обычного. Причиной тому — изолированность от остальной части Мирового океана, расчлененность Арктического бассейна подводными хребтами, а главное наличие мощного ледяного покрова и сильное опреснение поверхностных вод. Морфологические факторы определяют ограничение водо- и теплообмена со смежными океанами, а физические — с атмосферой.

Поверхностная структурная зона легко прослеживается здесь по относительно однородной наиболее низкой температуре воды, близкой к точке замерзания. Соленость быстро нарастает с удалением от поверхности океана, где опреснение, вызываемое таянием льдов и большим выносом речных вод в Северный Ледовитый океан, оказывается максимальным. Толщина поверхностной зоны большей частью составляет 50–100 м.

Воды пограничного слоя, расположенного между поверхностными и атлантическими водами, часто называют промежуточной арктической водной массой, что не согласуется с общей их классификацией Мирового океана. То же следует сказать и в отношении атлантических вод, именуемых глубинными, хотя по положению в толще вод Арктического бассейна они являются типичной промежуточной водной массой. Она отличается характерными "промежуточными" свойствами — повышенными температурами, подобно аналогичной водной массе Антарктики.

Нижняя граница промежуточных атлантических вод отмечается на глубине 1500 м, а в котловине Амундсена — около 2000 м, т.е. примерно на тех же глубинах, что и в других океанах. Толщина промежуточной структурной зоны также близка к обычной — 1500 м.

Глубинная структурная зона в Арктическом бассейне очень небольшой толщины, всего около 1000 м, что в 2 раза меньше, чем в остальной части Мирового океана. В положении ее нижней границы, как и в свойствах глубинных и придонных арктических водных масс, а также из физико-химических и биологических условий, отмечаются заметные различия между отдельными котловинами; особенно велики они по обе стороны от хр. Ломоносова. Нижняя граница глубинной структурной зоны располагается между о-вом Шпицберген и хр. Ломоносова на глубине 2500–3000 м, а по другую его сторону — на 2000–2500 м.

По сравнению с прочими частями Мирового океана верхняя граница придонной структурной зоны располагается значительно выше, чем обычно. Большой частью она прослеживается на 2000–2500 м. Таким образом, в Арктическом бассейне толщина придонной структурной зоны раза в два больше, чем глубинной, тогда как в других океанах глубинные воды имеют наибольшее развитие по вертикали. Эта специфическая особенность структуры вод Арктического бассейна вызвана сильной его расчлененностью высокими подводными хребтами и большим удельным весом материкового склона (по отношению к остальным частям дна), которые создают благоприятные условия для вертикального перемешивания вод.

Объемы вод, содержащиеся в структурных зонах

Имеющиеся морфометрические данные позволяют лишь приблизительно определить массу воды, сосредоточенную в пределах отдельных структурных зон (табл. 4). Это объясняется тем, что исходные данные относятся к "стандартным горизонтам".

Объемы воды, полученные таким образом для поверхностной зоны, довольно близки к тому, что могли бы дать подсчеты по имеющей место в действительности криволинейной поверхности, ограничивающей ее до нижележащих вод. Общая масса воды верхнего 200-метрового слоя Атлантического и Индийского океанов близка к 15 млн. км³, а в Тихом океане она почти в 2,5 раза больше. Удельный вес этих вод составляет 5% общего их количества в океане. Только в Северном Ледовитом океане он доходит до 7,5% при массе вод несколько более 1 млн. км³.

Объем воды промежуточной зоны представилось возможным подсчитать в границах 200—2000 м, определяющихся ближайшими "стандартными горизонтами" к тем глубинам, на которых располагаются верхняя и нижняя пограничные поверхности. В указанных пределах масса промежуточных вод в Атлантическом и Индийском океанах оценивается в 90—100 млн. км³, а в Тихом — приблизительно в 2 раза больше. Это составляет около 1/3 всех вод океана. В Северном Ледовитом океане на те же глубины приходится почти половина всех вод, в абсолютном выражении равная всего лишь 8 млн. км³.

Полученные объемы промежуточных вод несколько завышены по отношению к определенным нами криволинейным пограничным поверхностям. Нижняя граница промежуточной зоны только местами располагается на глубине 2000 м, в среднем же она лежит приблизительно на глубине 1500 м. Кроме того, сюда целиком попадает пограничный слой, отделяющий промежуточные воды от поверхностных; толщина его около 200—250 м. Весьма приблизительно можно считать, что объем вод в промежуточной зоне в принятых границах (200—2000 м) на 30—35% больше той величины, которая должна иметь место в действительности. По всему Мировому океану в целом объем вод, следовательно, будет превышать приведенную величину на 100—150 млн. км³; в естественных границах это составит около 300 млн. км³ или несколько более 20% всей массы вод Мирового океана. Таким образом, общий объем промежуточных вод в естественных границах в 5 раз, а в формальных — в 6 раз больше всего количества поверхностных вод.

Глубинная зона принята в границах 2000—4000 м. В ней сосредоточено около половины всей массы вод океанов. В Атлантическом и Индийском океанах это около 150 млн. км³, в Тихом — почти 360 млн. км³, а Северном Ледовитом — только 7 млн. км³. Полученные величины несколько занижены, главным образом за счет того, что граница, отделяющая глубинные воды от промежуточных, лежит в среднем на 1500 м, а не на 2000 м. Следовательно, действительный объем глубинных вод должен быть приблизительно на 100—150 млн. км³ или 20%, больше, а по всему Мировому океану в целом может быть оценен в 800—850 млн. км³. Это в 2—3 раза превышает всю массу промежуточных и в 10—12 раз — поверхностных вод.

Таблица 4

Объем воды в пределах основных структурных подразделений океанов, млн. км³

Зона (глубина), м	Мировой		Тихий	
	млн. км ³	%	млн. км ³	%
Поверхностная (0–200)	68,4	5,1	34,9	4,9
Промежуточная (200–2000)	414,2	31,0	213,6	30,2
Глубинная (2000–4000)	680,0	50,7	358,0	50,7
Придонная (глубже 4000)	176,3	13,2	100,6	14,2

Количество придонных вод в Атлантическом и Индийском океанах близко к 40 млн. км³, а в Тихом — в 2,5 раза больше. По отношению ко всей массе вод океана это порядка 12–14%. В Северном Ледовитом океане в тех же границах объем вод только 100 тыс. км³, что составляет лишь около 0,5% всей массы вод океана. По всему Мировому океану в целом количество придонных вод приблизительно в 3 раза больше, чем поверхностных, в 2–3 раза меньше по отношению к промежуточным и в 4–5 раз меньше по сравнению с глубинными водами.

Циркуляция вод в структурных зонах

Благодаря различию направлений и скоростей переноса поверхностных, промежуточных, глубинных и придонных вод сохраняется многообразие свойств водных масс, поддерживается квазистационарность стратификации и структуры вод океана, характерных для современной эпохи развития Земли. Смешение водных масс и перераспределение энергии и веществ не только в пределах отдельных структурных зон, но и между ними происходит в значительной степени путем вертикальных перемещений. В этих условиях динамическое равновесие поддерживается за счет большой устойчивости циркуляции вод. Если бы этого не было, воды Мирового океана за долгую историю Земли подверглись бы полному перемешиванию: они стали бы совершенно однородными, не было бы столь хорошо выраженной стратификации вод.

Четырехслойность циркуляции и структуры вод имеет исключительно большое значение не только для процессов, протекающих в Мировом океане, но и для глобального обмена энергии и веществ, а следовательно, планетарных процессов, определяющих формирование и изменение природы всей Земли в целом.

Чтобы получить количественную оценку перемещений вод, по которым можно судить о распространении в глубину вертикальных движений, возбуждаемых макроциркуляционными системами, океаническими фронтами и квазистационарными вергенциями, необходимо привлечение расчетных методов. Таким путем были вычислены вертикальные и меридиональные составляющие течений по средним широтным величинам температуры и солености воды [Степанов, 1969, 1974]. Расчеты проводились по общеизвестному уравнению турбулентной диффузии. При этом в условиях большой стабильности стратификации и свойств вод из уравнения был исклю-

Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
млн. км ³	%	млн. км ³	%	млн. км ³	%
17,5	5,3	14,8	5,2	1,2	7,5
103,3	31,3	90,0	31,6	8,1	48,4
167,3	50,7	145,8	51,4	7,3	43,6
42,0	12,7	33,7	11,8	0,1	0,5

чен член, относящийся к изменению процесса во времени. При использовании средних широтных величин зональная составляющая течений равна нулю. При всех тех допущениях, которые были сделаны при расчете вертикальной и меридиональной составляющих течений, и относительно произвольном выборе величины коэффициента турбулентной диффузии (неизменного к тому же по вертикали), полученные величины скоростей течений следует рассматривать лишь как некоторые приближенные к истинным их значениям. Вместе с тем они оказались довольно близкими к тем представлениям, которые существуют о скоростях вертикального и меридионального переноса вод.

По вертикальным и меридиональным составляющим течений были получены результирующие векторы. Это оказывается возможным благодаря большому искажению горизонтального масштаба схем обращения вод по отношению к вертикальному. В принятом масштабе такое искажение примерно соответствует различию в порядке скоростей между вертикальной и горизонтальной компонентами течений. Чтобы было возможно проследить, как интерпретировались исходные результирующие вектора течений, они нанесены маленькими стрелками на помещаемых здесь рисунках.

Анализ полученных схем вертикальной циркуляции вод показывает, что каждая структурная зона обладает самостоятельной системой обращения вод. Этим в основном, видимо, и определяется сохранение квазистационарности термогалинных полей, а следовательно, стратификации вод Мирового океана. Водообмен между структурными зонами происходит повсеместно с большей или меньшей интенсивностью. Вполне естественно, что наиболее активен водообмен в областях формирования и трансформации водных масс. Из общих закономерностей, которые выявляются при анализе схем вертикальной циркуляции вод Атлантического, Индийского и Тихого океанов, необходимо прежде всего отметить однотипность основных переносов, тесную взаимозависимость вертикального обращения вод с горизонтальной циркуляцией, а также их связь со структурой. При этом в низких широтах, в соответствии с наличием горизонтальных антициклонических систем, в центральных их частях (примерно от 10° до 30° северной и южной широты) преобладает опускание вод, а в высоких широтах — подъем, обусловленный нахождением здесь циклонических круговоротов (см. рис. 8). Восходящие движения захватывают большую толщу вод, нередко от дна до поверхности океана; нисходящие же перемещения распространяются на значительно меньшую часть океана (не более 1000–

1500 м). Такое различие объясняется тем, что несравненно труднее происходит нагнетание менее плотных вод из верхних слоев в глубины со все возрастающим давлением и плотностью, чем их подъем в слои с меньшей плотностью и давлением.

В пределах поверхностной и промежуточной зон отмечается некоторое преобладание меридионального обмена вод в направлении от высоких широт к экватору. В глубинной и придонной зонах меридиональный обмен вод нередко прослеживается по всей протяженности океанов. По антарктической области получены совершенно идентичные схемы вертикальной циркуляции вод, что вместе с тем является косвенным доказательством достоверности этих схем, построенных по совершенно различным (по своему количеству и качеству) исходным данным.

Для вертикальных составляющих характерно повсеместное преобладание восходящих движений, кроме высоких широт. Таким образом, по-видимому, компенсируется опускание промежуточных, глубинных и придонных водных масс, большинство которых, формируясь в субполярных и полярных областях, распространяется затем на различных глубинах в меридиональном направлении. По мере продвижения в низких широтах их температура несколько увеличивается, благодаря чему они становятся легче и приобретают небольшое восходящее движение.

Величины вертикальных составляющих скорости течений в среднем по всему Мировому океану от наибольших значений, порядка на 10^3 $\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$ в поверхностной зоне, уменьшаются до нескольких единиц на 10^4 $\text{см} \cdot \text{с}^{-1}$ в глубинной и придонной зонах без существенных их изменений в широтном направлении. Исключением является значительное увеличение вертикальных скоростей в субантарктических широтах ($40-50^\circ$ ю.ш.), происходящее за счет интенсивного опускания образующихся здесь промежуточных вод; то же отмечается и несколько южнее ($55-65^\circ$ ю.ш.) в результате подъема глубинных и опускания придонных вод, что и способствует увеличению вертикальных составляющих течений.

Более заметны изменения меридиональных составляющих течений, как и более значительны различия абсолютных величин скоростей между отдельными структурными зонами. Максимальными они оказываются в приэкваториальной области поверхностной зоны, доходя в среднем по всему Мировому океану до $35 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. С ростом широты скорость меридионального переноса вод постепенно уменьшается до $1-2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ у $40-50^\circ$, а затем снова увеличивается до $10-20 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ в субполярных районах. В промежуточной зоне скорости меридионального переноса вод уже значительно меньше; они меняются от нескольких десятых до $5-8 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. В глубинной и придонной зонах преобладают величины от $0,2$ до $0,8 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, при этом в первой из них они несколько больше.

В глубоководной части Арктического бассейна проведенные расчеты позволили выявить весьма специфические черты циркуляции вод, совершенно отличные от того, что свойственно другим океанам [Степанов, 1970]. При особом географическом положении Северного Ледовитого океана, относительно небольшой площади и сильной расчлененности дна создается очень сложная система обращения вод с несколькими самостоятельными круговоротами, ограниченными отдельными котловинами. На это указывает направленность векторов от средней части котловины в сторону

поднятий. Подобные условия ближе к тому, что характерно для крупных средиземных морей, чем для океанов, которым свойственны переносы со значительной меридиональной составляющей, играющей большую роль в межзональном водообмене.

Водные массы Мирового океана

Зональная изменчивость природных условий, особенности распределения солнечной энергии, тепло- и влагообмена, наличие макроциркуляционных систем с их своеобразием горизонтальных и вертикальных перемещений обуславливают формирование водных масс с определенным комплексом квазистационарных характеристик. Под водными массами понимаются большие объемы воды, занимающие обширные акватории и обладающие специфическими, только им присущими консервативными свойствами; эти свойства они приобретают в определенных районах и сохраняют при перемещении за пределы области своего формирования даже после значительной трансформации, происходящей в результате смешения с водами других типов. Исследование всего того многообразия свойств вод, которое встречается в реальных условиях, необходимо не только для понимания структуры и динамики вод, но также для изучения обмена энергии и веществ, особенностей развития биосферы и всей совокупности природных условий Мирового океана.

Большинство промежуточных, глубинных и придонных водных масс формируется из поверхностных. Опускание поверхностных вод происходит главным образом за счет тех вертикальных перемещений, которые вызываются их горизонтальным обращением. Особенно благоприятны условия для образования водных масс в высоких широтах, где развитию интенсивных нисходящих движений по периферии циклонических систем способствуют высокая плотность вод и небольшие вертикальные ее градиенты. Границами различных типов водных масс являются слои, разделяющие структурные зоны. По мере удаления от поверхности океана количество водных масс уменьшается. Так, было выделено 12 типов поверхностных водных масс, по шесть типов промежуточных и глубинных и 3 типа придонных. Это объясняется увеличением гомогенности, определяющейся меньшим числом факторов, под воздействием которых формируются свойства вод, а также общим ослаблением интенсивности гидрофизических процессов.

Поверхностные водные массы. Их свойства и пределы распространения определяются зональной изменчивостью обмена энергии, природных условий, и в первую очередь тепло- и влагообмена океана с атмосферой, стратификацией, циркуляцией вод и возбуждаемыми ею восходящими и нисходящими потоками, волновым и конвективным перемешиванием.

Огромные пространства Мирового океана (приблизительно от 35° с.ш. до 25–35° ю.ш.) занимают семь типов тропических вод (рис. 12). Они формируются в области положительного теплообмена и отрицательного влагообмена поверхности океана, исключая приэкваториальные широты, где количество выпадающих осадков превышает испарение. В пределах остальной акватории Мирового океана, где преобладает отрицательный бюджет тепла и положительный бюджет влаги, создаются все прочие водные

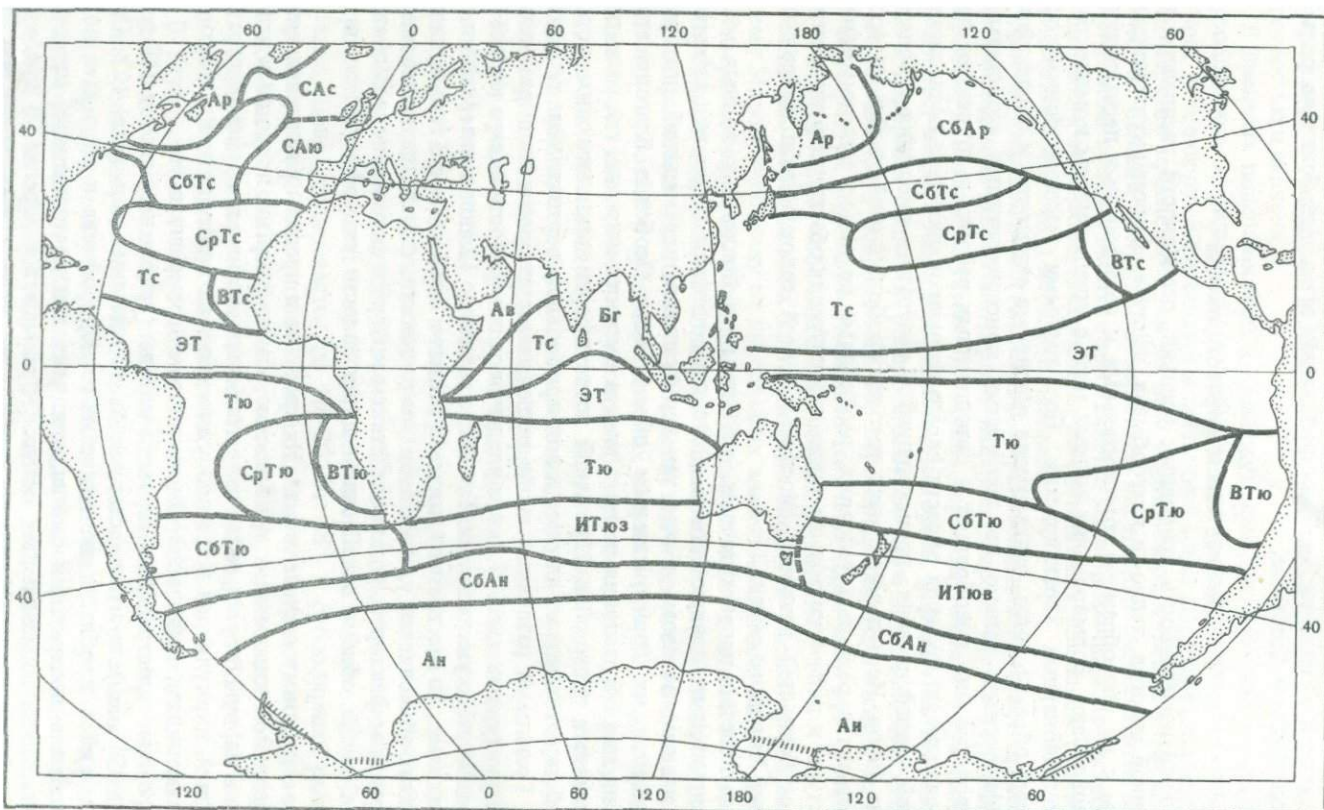


Рис. 12. Области распределения поверхностных водных масс. Буквенные обозначения расшифровываются в тексте. Границы разновидностей типов даны пунктиром

массы от субтропических до полярных включительно. Водам, расположенным в высоких широтах, свойственно значительное изменение физико-химических свойств, и главным образом температуры. Охлаждение поверхности океана в холодное полугодие обуславливает интенсивное развитие конвекции, за счет чего меняются не только характеристики вод, но и их стратификация. На обширных пространствах создается гомогенность во всей поверхностной структурной зоне. В весенне-летнее время устанавливается хорошо выраженное расслоение с подразделением на поверхностный однородный и подповерхностный слои. Последний может иметь термодинамические экстремумы и вместе с тем на обширных акваториях лишен их.

Экваториально-тропическая (ЭТ) водная масса отличается самой высокой в Мировом океане температурой и пониженной соленостью, связанной с положительным влагообменом, усугубляющимся местами материковым стоком и адвекцией опресненных вод. Бенгальская (Бг) водная масса является модификацией экваториально-тропической. Тропическая основная (Т) водная масса при высокой температуре и солености поверхностного слоя имеет в подповерхностном слое хорошо выраженный максимум солености. Восточнотропическая (ВТ) водная масса занимает сравнительно ограниченную акваторию, приуроченную к основной части тропического цикла. Интенсивные восходящие движения обуславливают уменьшение вертикальных градиентов физико-химических характеристик, а следовательно, и более активное перемешивание вод. Срединнотропическая (СрТ) водная масса располагается в области наибольшего превышения испарения над осадками, что создает постоянное повышение солености поверхностных вод. Здесь находятся воды с наивысшей соленостью для открытого океана. Аравийская (Ав) водная масса по своим свойствам и характеру образования является аналогом срединнотропической. Таким образом, тропические водные массы существенно различаются по стратификации, при этом для экваториально-тропических и основных тропических вод характерно наличие подповерхностного экстремума.

Субтропическая (СбТ) водная масса формируется из тропических вод, выносимых западными, северными и южными (в соответствующих полушариях) течениями в умеренные широты. Эти теплые и осолоненные воды, попадая в область отрицательного теплообмена, охлаждаясь, уплотняются, за счет чего развивается довольно интенсивная конвекция.

Североатлантические (СА) и индотихоокеанские (ИТ) водные массы также образуются из тропических вод, выносимых в умеренные широты. Поэтому они имеют повышенную температуру и соленость. Это благоприятствует активному развитию конвекции в условиях отрицательного бюджета тепла. За счет конвективного перемешивания гомогенность распространяется на значительную глубину. Таким образом, эти воды являются аналогом субтропических масс, без подповерхностного экстремума. По сравнению с субполярными водами, отличающимися значительной опресненностью, они имеют повышенную соленость и тем самым способствуют развитию конвекции. Поверхностный слой создается под влиянием волнового перемешивания. В осенне-зимнее время конвекция усиливается, резко обостряя процессы обмена с атмосферой.

Субполярная (СбП) водная масса имеет низкую соленость и температуру, формируясь в области отрицательного тепло- и влагообмена. Для нее

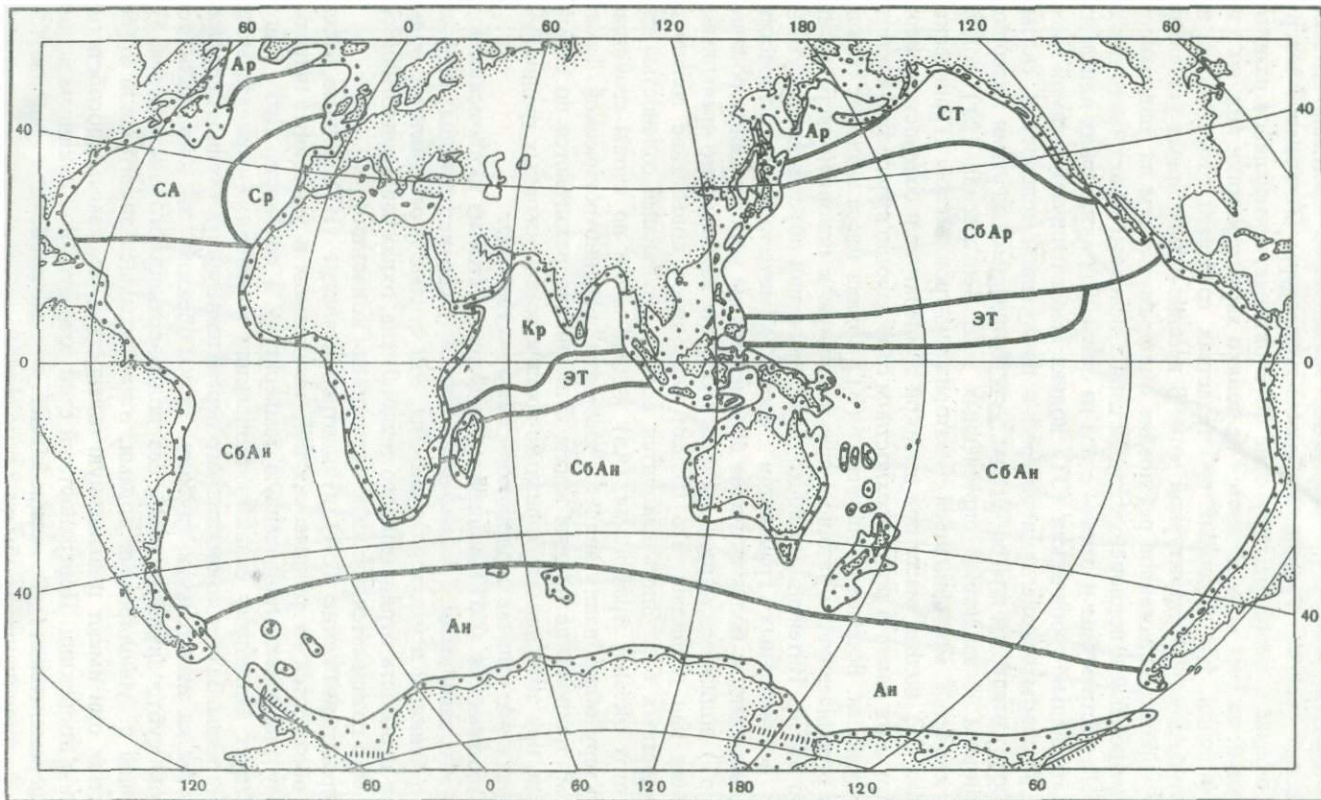


Рис. 13. Области распространения промежуточных водных масс. Буквенные обозначения расшифровываются в тексте. Точками показана глубина менее 1000 м

характерна значительная сезонная изменчивость свойств, и в том числе стратификации. Полярная (П) водная масса, имея самую низкую температуру и соленость, также характеризуется значительными сезонными изменениями свойств и стратификации вод.

Промежуточные водные массы. В полярных районах отличаются повышенной температурой, создающейся за счет вод, приносимых из низких широт, во всей остальной части Мирового океана их можно обнаружить по пониженной или повышенной солености. В трех регионах формируются водные массы, у которых термогалинные экстремумы отсутствуют (рис. 13). Полярные (П) водные массы образуются водами, приходящими из низких широт, и потому у них прослеживается относительно тонкая теплая промежуточная прослойка между более холодными поверхностными и глубинными водными массами. Субполярные (СП) водные массы занимают наиболее обширные акватории. Они распространяются по всему южному полушарию (исключая полярные акватории) и заходят в северные тропики, сохраняя при этом свои свойства, проявляющиеся прежде всего в экстремуме пониженной солености. Субантарктическая (СБАН) водная масса образуется между антарктическим и субантарктическим фронтами. По всей этой зоне расчеты вертикальной составляющей перемещения вод показывают наличие нисходящих движений от поверхности океана до нижней границы промежуточной структурной зоны. Субарктическая (СБАр) водная масса по условиям формирования, свойствам и особенностям распространения весьма близка к субантарктической. Основная ее масса также образуется в зоне субполярного фронта. Присредиземноморские (ПСр) водные массы создаются в результате выноса вод из Средиземного (Ср) и Красного (Кр) морей, а также Персидского залива. Этим водам свойственна повышенная соленость и пониженное содержание растворенного кислорода. Экваториально-тропическая (ЭТ) водная масса может быть выделена условно. Она формируется в результате трансформации основных водных масс: в Тихом океане — субполярного происхождения, в Индийском — при смешении субантарктических и красноморских вод. Североатлантическая (СА) водная масса занимает умеренные и высокоширотные пространства северной части Атлантического океана. Ей свойственна слабая стратифицированность без термогалинных экстремумов при высокой солености и концентрации растворенного кислорода, а также низком содержании биогенов. Северотихоокеанская (СТ) водная масса также отличается слабой стратифицированностью и отсутствием термогалинных экстремумов. Однако это не может служить основанием, чтобы считать ее аналогом североатлантической водной массы, так как свойства вод и характер гидрофизических процессов существенно иные. Особенности ее определяются главным образом сильным опреснением поверхностных вод.

Глубинные водные массы. Несмотря на большую гомогенность, все типы глубинных вод имеют свои специфические свойства, по которым их можно отличить друг от друга (рис. 14). Хотя скорости перемещения совсем малы, количество переносимых веществ очень велико благодаря их огромной массе; это играет совершенно исключительную роль в межширотном обмене веществ и энергии Мирового океана. Североатлантическая (СА) водная масса имеет наиболее высокие (среди других глубинных вод)

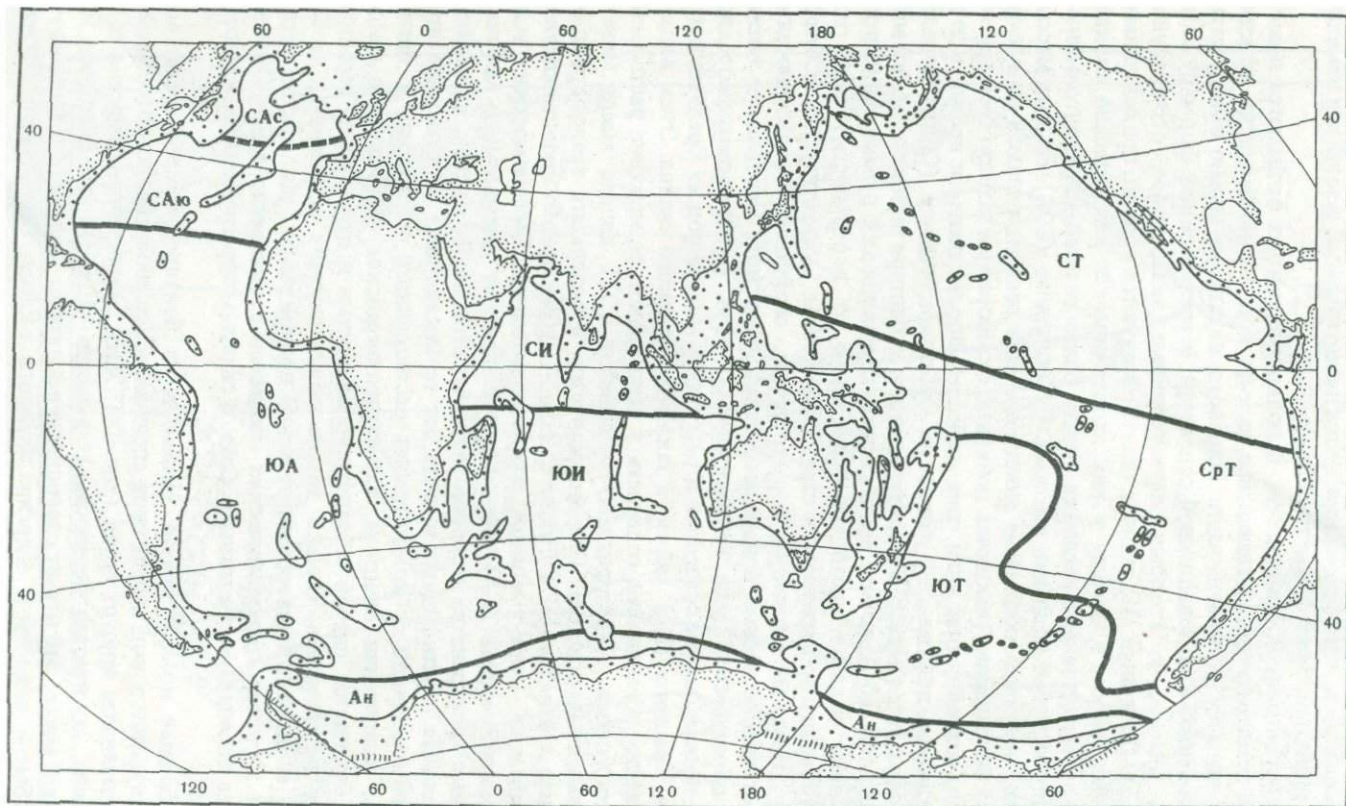


Рис. 14. Область распространения глубинных водных масс. Буквенные обозначения типов расшифровываются в тексте. Точками выделены глубины менее 3000 м

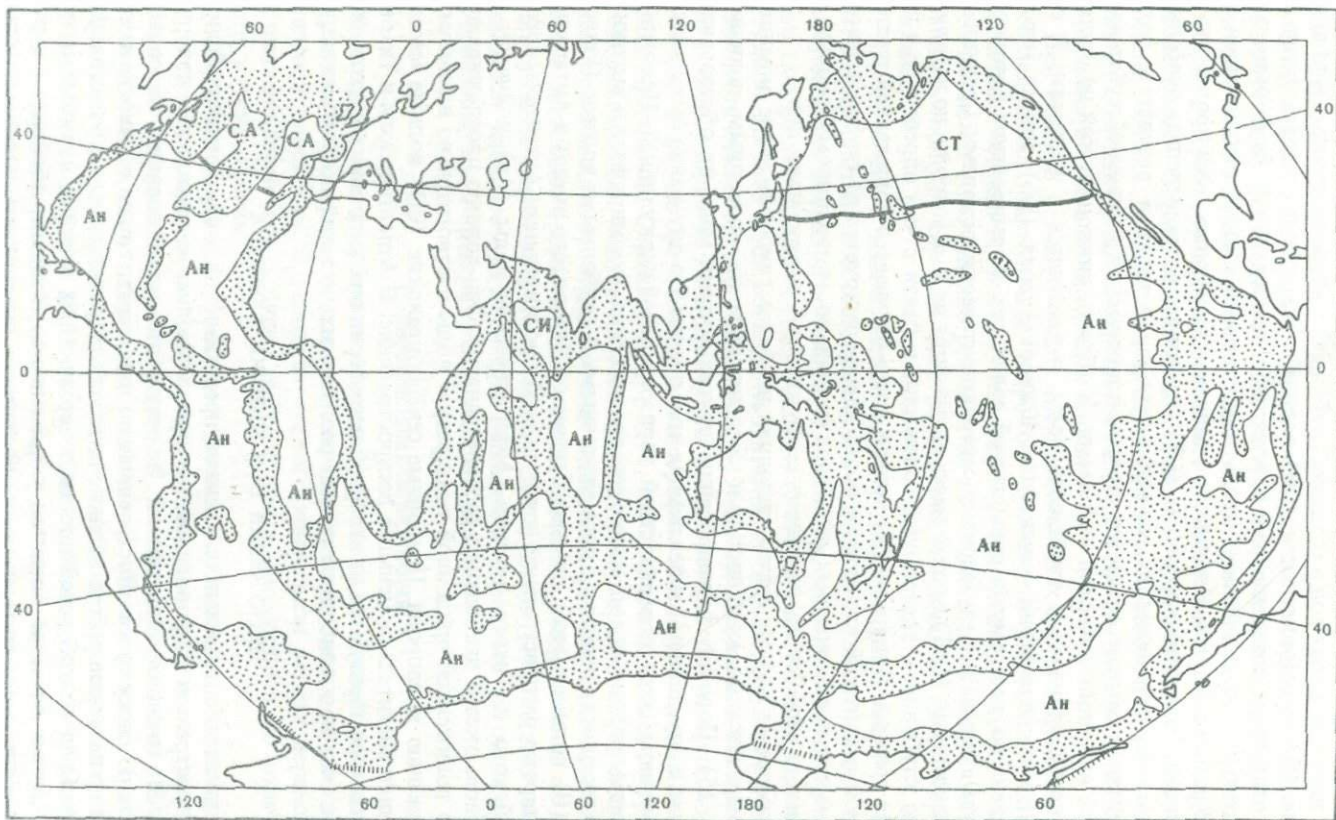


Рис. 15. Области распространения придонных водных масс. Буквенные обозначения расшифровываются в тексте. Точками выделены глубины менее 4000 м

соленость, температуру и содержание растворенного кислорода. Вместе с тем концентрация фосфатов минимальна, что свидетельствует о большой доле поверхностных вод в создании глубинной североатлантической водной массы. Североиндоокеанская (СИ) водная масса, как и североатлантическая, отличается повышенными соленостью и температурой. Ее формирование связано со сползанием вдоль материкового склона высокосоленых вод Красного моря и Персидского залива, увлекающих вниз промежуточные воды. Северотихоокеанские (СТ) глубинные воды выделить особенно трудно. Формирование их, по-видимому, происходит в результате того обращения, которое создается североциклонической и северной субтропической антициклонической системами. В области циклонической циркуляции промежуточные и глубинные воды поднимаются в центральной ее части, а по периферии опускаются. Южноокеанская (Юо) водная масса выделена по экстремуму повышенной солености, формирование которого следует связывать с глубинными североатлантическими водами. Срединная Тихоокеанская (СрТ) водная масса выделяется весьма условно, по исчезновению глубинного экстремума солености, в связи с чем определяется ее южная граница. Полярная (П) водная масса отличается пониженной температурой и высокой плотностью воды. Она формируется из глубинных вод и примеси поверхностных вод, сползающих по материковому склону в результате нисходящих движений, возбуждаемых циркулирующей вод.

Придонные водные массы, заполняя наиболее глубокие части океанов, перемещаются по котловинам и соединяющим их подводным долинам (рис. 15). Подобно формированию других водных масс, их образование связано с опусканием вышележащих вод, причем это опускание вызывается в конечном счете поверхностной горизонтальной циркуляцией. При этом все типы придонных вод, кроме североиндийских, формируются в высоких широтах одновременно с промежуточными и глубинными водами. Полярные (П) водные массы, помимо Северного Ледовитого океана и Антарктики, широко распространены почти по всей протяженности Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Антарктические воды (Ан) получили в Мировом океане наибольшее распространение. Они хорошо прослеживаются по пониженной придонной температуре воды и относительно высокому содержанию кислорода. Придонные североокеанские (СО) водные массы получили значительно меньшее распространение. В Атлантическом и Тихом океанах они образуются на северной периферии циклонических круговоротов за счет вод, наиболее глубоко сползающих по материковому склону.

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

В продолжение длительного времени представления о циркуляции обширных пространств Мирового океана ограничивались сведениями о поверхностных течениях, полученных в результате использования массовых данных по сносу судов. Построенные по ним карты вошли во многие научные и прикладные работы. Они не потеряли своего значения и в настоящее время. Сведения об устойчивости поверхностных течений, полученные по сносу судов, все еще остаются уникальными. Анализ и обобщение карт, составленных по этим данным, послужили основанием для выявления макроциркуляционных систем и изучения важнейших закономерностей

перемещения поверхностных вод океана. С открытием новых систем (экваториальной и восточнотропической) были сделаны некоторые уточнения [Степанов, 1969, 1974].

В последние годы были получены очень ценные инструментальные измерения течений. Особенно большой интерес представляют длительные ряды данных, накопленные по отдельным полигонам. Они позволили открыть вихревую структуру течений, что имеет огромное значение для понимания особенностей формирования и изменчивости циркуляции вод Мирового океана. Однако пройдет еще немало времени, прежде чем накопятся настолько большие ряды измерений течений, что по ним можно будет судить о переносе вод во всех океанах и морях.

При крайней ограниченности инструментальных измерений течений для исследования циркуляции широкое применение получили различные расчетные методы. Из них особенно широкое применение получил "динамический метод". Обобщение результатов по отдельным океанам позволило выявить общую картину геострофической циркуляции вод Мирового океана.

Вместе с тем "динамический метод", давая представление о вкладе основной, плотностной составляющей в общую циркуляцию, лишь косвенно учитывает ветровую компоненту и влияние, оказываемое на перемещение вод рельефом дна. К тому же он не позволяет получить составляющие течения. Для того чтобы восполнить эти недостатки, была привлечена линейная диагностическая модель Саркисяна [1966]. Необходимые исследования по использованию модели проведены специалистами лаборатории морских течений и отдела физической океанографии Института океанологии АН СССР [Степанов, Саркисян и др., 1976, 1977]. Расчеты велись по средним годовым данным, полученным для пятиградусных трапеций. Это единственный временной и пространственный масштаб осреднения, который возможен в настоящее время для того, чтобы составить представление об общей циркуляции вод океана. Как показал Р.П. Булатов [1971], этот масштаб является наиболее удачным для выявления основных закономерностей обращения вод в пределах всего океана в целом.

Горизонтальная циркуляция

Конкретное взаимодействие макроциркуляционных систем на различных уровнях от поверхности до дна и определяет циркуляцию вод в горизонтальной плоскости. В условиях тесной взаимосвязи между переносом и стратификацией вод будем рассматривать циркуляцию по отдельным структурным зонам.

Циркуляция поверхностных вод. Главная особенность их перемещения — последовательная смена макроциркуляционных систем по широтным зонам (в меридиональном направлении). За счет влияния ветра обращение поверхностных вод отличается наибольшей интенсивностью (рис. 16). Среднее годовое значение скорости течений на поверхности максимально в Индийском океане — $19,33 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Это приблизительно в 1,5 раза выше, чем в других океанах. Причина тому — особенно большой вклад, вносимый такими интенсивными течениями, которыми являются экваториальные, пассатные и Циркумполярное антарктическое. В Тихом океане средняя

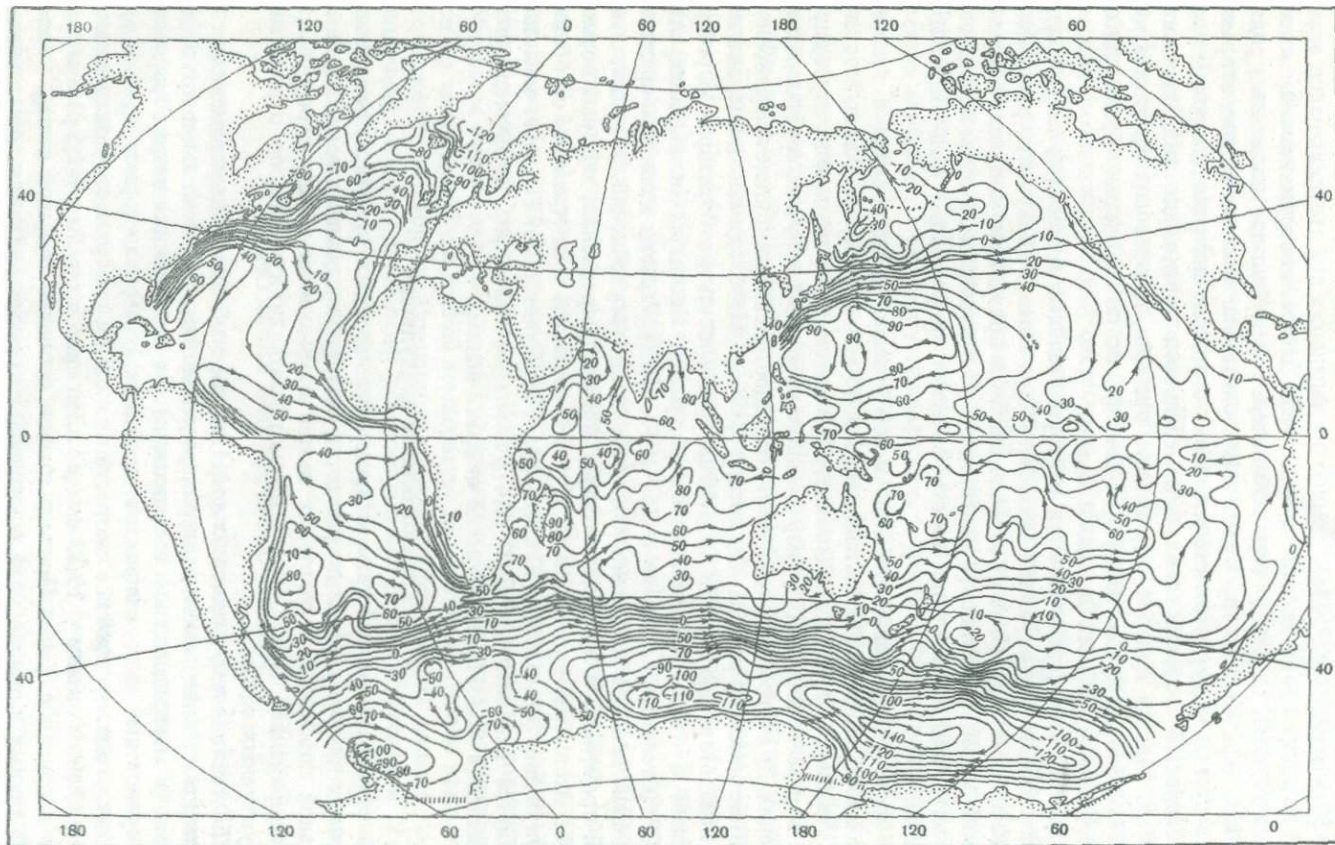


Рис. 16. Динамическая топография (аномалии давления даны в см) поверхностных вод океана

скорость течений составляет $12,32 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, что также связано с большим удельным весом экваториальных и пассатных течений, в высоких широтах с Курошио, Северотихоокеанским и Циркумполярным антарктическим. В Атлантическом океане средняя скорость оказалась самой низкой — $11,64 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, видимо, за счет малой площади тропической и экваториальных зон. Средняя скорость отдельных течений доходит до $20\text{--}30 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, пограничных западных — Гольфстрима, Антильского, Гвианского, Бразильского — свыше $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. К центральным частям макроциркуляционных систем скорости обращения вод постепенно понижаются до $2\text{--}5 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Полученные результаты подтвердили давно существующее представление о постепенном затухании скоростей по мере удаления от поверхности океана. Высокие скорости течений имеют место только в тонком дрейфовом слое. Они весьма существенно меняются в отдельных океанах. Уже на глубине 25 м скорость уменьшается в $2\text{--}3$ раза. Более того, в Атлантическом океане на этой глубине отмечается минимум скорости.

Перестройка циркуляции происходит, как уже говорилось, с переходом от дрейфового слоя к подповерхностному. Активную роль начинают играть тропические циклонические системы. Прочие макроциркуляционные системы значительно ослабевают за счет уменьшения интенсивности обращения вод. Средняя скорость течений по океану в целом уменьшается в $2\text{--}3$ раза по отношению к поверхности. На 200 м в Индийском океане она падает до $7,0 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, в Тихом — до $5,4 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, в Атлантическом — до $4,2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, а также у пассатных течений и у центрального антарктического потока — до $10\text{--}20 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Особенно заметно меняются субтропические антициклоны. Сокращается акватория, занимаемая ими в Северной Атлантике. В южных частях Индийского и Тихого океанов они распадаются на отдельные круговороты.

Циркуляция промежуточных вод. В соответствии с дальнейшим уменьшением интенсивности обращения вод большинство макроциркуляционных систем распадается на отдельные круговороты (рис. 17). Значительно меньше других трансформируются южносубтропический атлантический антициклон и антарктические циклоны в Индийском и Тихом океанах. Средние годовые скорости течений по океанам к ядру промежуточных вод (около 1000 м) понижаются в Индийском океане до $5 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, а в других — приблизительно до $3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Самые высокие скорости в приэкваториальных широтах — до $10\text{--}20 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, а в Индийском океане даже до $70\text{--}100 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, у Циркумполярного антарктического течения в Индийском и Тихом океанах они относительно велики — до $5\text{--}10 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. На всех остальных пространствах Мирового океана скорости течений, как правило, не выше $2\text{--}5 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Циркуляция глубинных вод. По сравнению с промежуточными водами изменения сравнительно невелики. Они сводятся главным образом к дальнейшему ослаблению циркуляции, выражающемуся в уменьшении скорости и продолжающемся разрушении макроциркуляционных систем (рис. 18). В результате усиливающегося влияния рельефа дна возникает все больше отдельных круговоротов. Появляются вихри с обращением вод в направлении, преобладающем в данной системе. Следы последних сохраняются повсеместно не только в глубинных, но и в придонных водах. Лучше других сохраняются северные субтропические антициклоны, смеща-

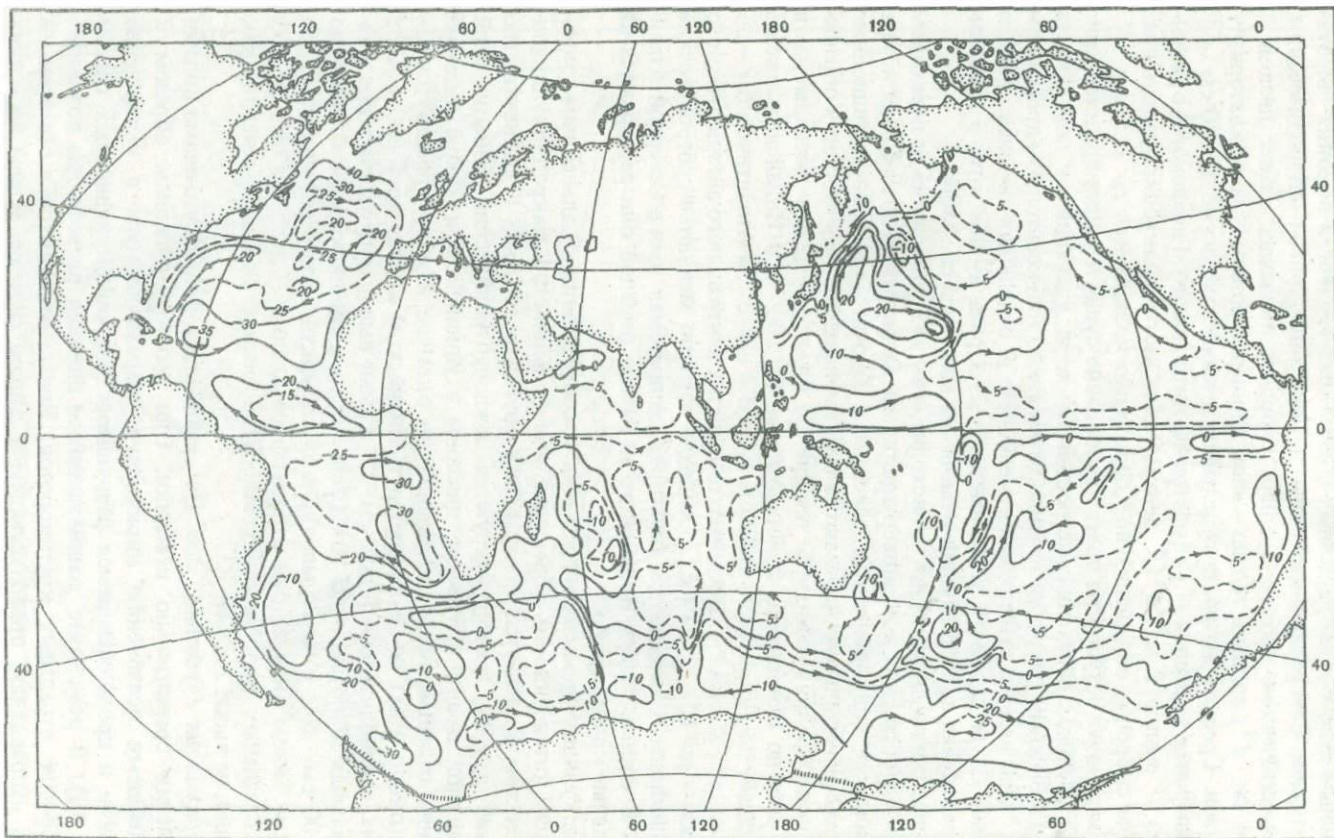


Рис. 17. Динамическая топография промежуточных вод на глубине 1000 м

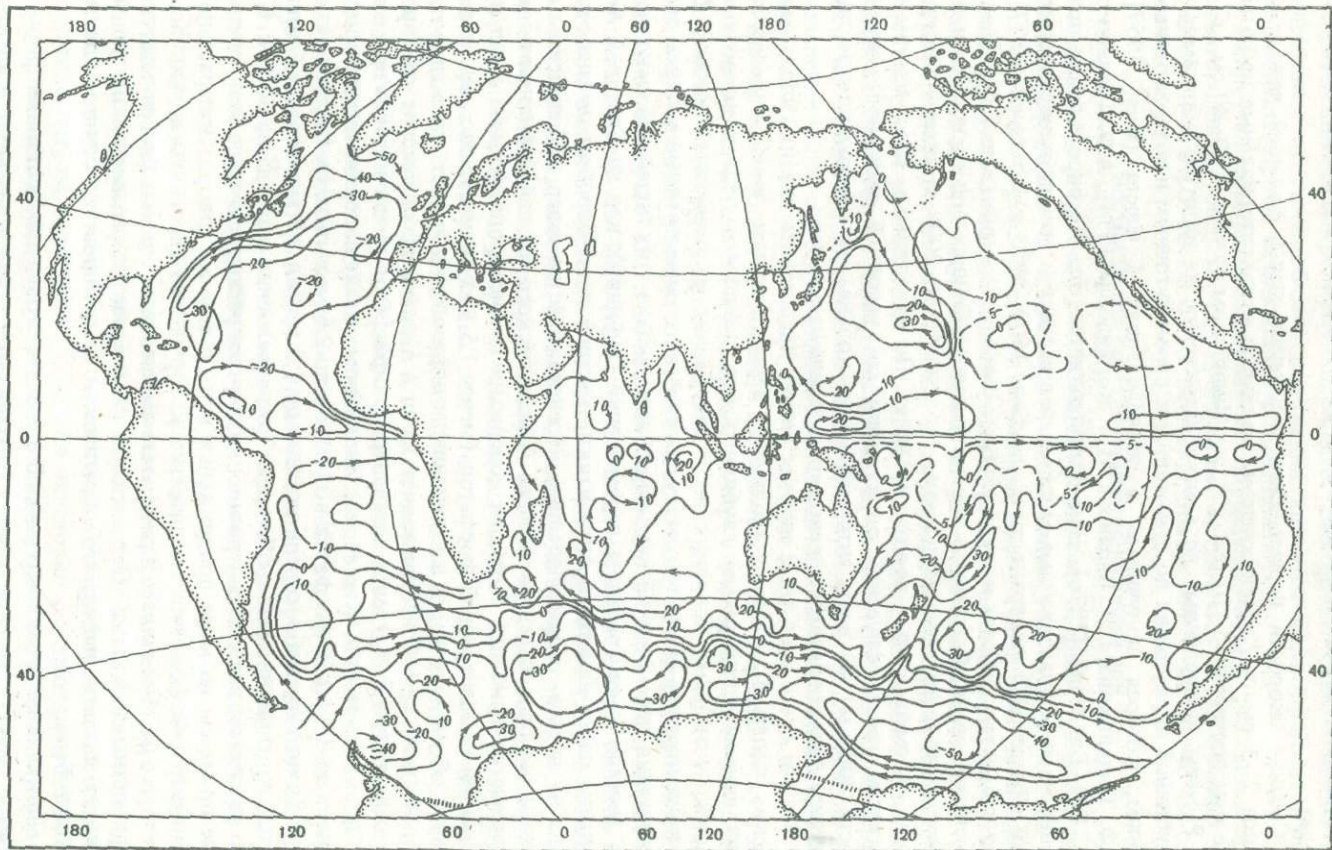


Рис. 18. Динамическая топография глубинных вод на 2000 м

ющиеся в северо-западные части океана, антарктические циклоны и Циркумполярное течение в Индийском и Тихом океанах в верхних глубинных водах.

Средние скорости перемещения вод очень малы, большей частью не выше $2-3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Исключением являются приэкваториальные широты, где они достигают $5-10 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, а в Индийском океане — $30-40 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Расчеты, проведенные по модели Саркисяна, не дали той обратимости глубинной циркуляции по отношению к промежуточным и поверхностным водам, которая получалась в исследованиях Г. Вюста [Wüst, 1957], А.Ф. Трешникова, Г.И. Баранова, Н.А. Корнилова [1974], А.Ф. Трешникова, Г.И. Баранова [1976]. Нам представляется, что это определено особенностями использованных моделей, и в частности расположением отсчетной ("нулевой") поверхности на глубине $1500-2000 \text{ м}$ [Степанов, 1977]. В упомянутых работах на этой глубине размывается динамический рельеф. Особенно ярко обратимость перемещения глубинных вод проявляется на Циркумполярном антарктическом течении. Ниже 2000 м антарктические воды перемещаются с востока на запад. По приводимым здесь картам и расчетам геострофической циркуляции (от условной отсчетной поверхности 4000 м) во всем антарктическом кольце (от поверхности до дна океана) прослеживается перенос вод с запада на восток.

В этом свете известный интерес может представить анализ гидрохимических полей. При малых градиентах термогалинных полей, определяющих динамический рельеф глубинных вод, привлечение таких косвенных данных, которыми являются поля содержания растворенного кислорода и концентрации фосфатов, могут представить существенный интерес для понимания перемещений глубинных вод. Анализ этих полей довольно четко говорит о генеральном перемещении глубинных вод из Северной Атлантики на юг вплоть до Антарктики, в южной части Мирового океана с запада на восток с преобладанием переноса масс на север в Индийском и Тихом океанах. В северной части Атлантического океана глубинные воды отличаются наиболее высоким содержанием кислорода (свыше 6 мл/л) и низкой концентрацией фосфатов (менее $1,5 \text{ мкг-атом/л}$); это свидетельствует об их молодости и интенсивном образовании за счет опускания поверхностных вод. С продвижением на юг в Антарктике содержание кислорода падает до $4,5-4,0 \text{ мл/л}$, концентрация фосфатов увеличивается примерно до 2 мкг-атом/л . К северу в Индийском океане содержание кислорода падает до $3,0 \text{ мл/л}$, фосфатов возрастает до $2,5 \text{ мкг-атом/л}$ и более, а на севере Тихого океана — соответственно до $1,5 \text{ мл/л}$ и $3,0 \text{ мкг-атом/л}$. Следовательно, глубинные воды "стареют" в направлении с запада на восток. На это указывает падение содержания кислорода, расходуемого на окислительные процессы по мере продвижения вод; о том же говорит и нарастание концентрации фосфатов, количество которых тем выше, чем дольше водная масса не обновлялась в результате смешения с бедными биогенными поверхностными водами. Основываясь на анализе гидрохимических полей, следует сделать вывод, что обратимости циркуляции глубинных вод не должно быть.

Циркуляция придонных вод. В пределах отдельных котловин формируются самостоятельные слабые круговороты с циклоническим и антициклоническим обращением вод.

В направлении их вращения большей частью можно усмотреть связь с вышележащими макроциркуляционными системами. Самым ярким отклонением от этого общего положения является возникновение в море Уэдделла хорошо выраженного антициклона.

Скорость перемещения вод повсеместно менее $2-3 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, исключая приэкваториальные области, где продолжают сохраняться более высокие их значения — до $10-20 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, а в Индийском океане — до $30-40 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Вертикальная составляющая циркуляции вод

Использование диагностической модели Саркисяна впервые позволило рассчитать вертикальные составляющие циркуляции вод от поверхности до дна Мирового океана. Несмотря на различие моделей, основные закономерности оказались общими. Это, во-первых, резкое увеличение вертикальных скоростей в десятиградусных полосах по обе стороны от экватора, где они на два-три порядка больше, чем на основной акватории океанов. Во-вторых, рост скоростей по вертикали на 1–2, нередко 3 порядка выше в глубинных водах по сравнению с поверхностными. В-третьих, пестрота полей вертикальных скоростей вызвана наличием вытянутых в меридиональном направлении полос с чередующимися восходящими и нисходящими потоками вод.

Вычисления по диагностической модели показали довольно четкую согласованность антициклонических макроциркуляционных систем с преобладанием опускания и циклонических — с подъемом вод. Ниже появляется меридиональная вытянутость областей подъема и опускания вод. Приблизительно между 10° с.ш. и 10° ю.ш. скорости вблизи поверхности океана невелики, всего $5-10 \cdot 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. В Атлантическом океане при наличии антициклонической системы в экваториальной зоне ($0-10^\circ \text{ с.ш.}$) отмечаются нисходящие движения. В Тихом и Индийском океанах происходит чередование областей подъема и опускания вод. В поверхностном слое приэкваториальных широт скорости усиливаются до $10^{-2} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ и увеличивается пестрота поля вертикальных скоростей. В области тропических циклонов и отходящих от них ложбин преобладает подъем вод. Вблизи поверхности он очень слабый, увеличивается в подповерхностном слое до 10–15, местами даже $50 \cdot 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Особо хорошо проявляются субтропические антициклоны по нисходящим движениям. Скорости их в общем малы и лишь в подповерхностном слое достигают $10-20 \cdot 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Циркумполярная система повсеместно связана с подъемом вод; скорости доходят до $10-20 \cdot 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$, мало меняясь по вертикали в поверхностном слое. То же характерно и для высокоширотных циклонов при скорости меньше $5-10 \cdot 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

У промежуточных вод согласованность между вертикальной и горизонтальной циркуляциями резко ослабевает. Уже нельзя усмотреть в отличие от поверхностных вод прямой зависимости между макроциркуляционными системами и вертикальными движениями. Области опускания и подъема вытягиваются по меридиану. Площади акваторий с восходящими движениями значительно больше, чем с нисходящими. Повсеместно увеличиваются абсолютные значения вертикальных скоростей, часто они больше $20 \cdot 10^{-5}$, а нередко, на обширных пространствах, выше $50-100 \cdot 10^{-5} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Таким образом, скорость в целом приблизительно на порядок больше, чем в поверхностном слое.

В глубинных водах все то, что отмечено для промежуточных вод, усугубляется. Уловить зависимость между обоими компонентами переноса удастся при тщательном сравнении каждого данного места в отдельности. Только таким путем можно установить, что в областях расположения антициклонов и циклонов возникают нисходящие и восходящие перемещения, обусловленные определенным изменением динамической топографии. Так, например, в области антициклона между двумя его ядрами или в ложбине расчеты могут показать восходящие потоки. В целом в глубинных водах усиливается меридиональная вытянутость областей с нисходящими и восходящими движениями. На фоне резко преобладающего подъема лишь в отдельных, относительно небольших местах прослеживается опускание вод. Скорости достигают максимальных значений для всей толщи вод. Они доходят до $50-100 \cdot 10^{-5}$ см \cdot с $^{-1}$ и более на обширных акваториях, увеличиваясь на 1–2 порядка по сравнению с промежуточными водами.

В придонных водах сохраняется довольно пестрая картина, но в ряде котловин появляется соответствие между характером обращения вод и вертикальными обращениями. Однако местами при антициклоническом вращении отмечаются восходящие потоки, а при циклоническом — нисходящие. За счет локализации макроциркуляционных систем в рамках отдельных котловин сильно сокращается меридиональная вытянутость областей с различным направлением вертикальных движений.

Квазистационарные океанические фронты и вергенции

Исследование квазистационарных климатических (макромасштабных) фронтов, конвергенций и дивергенций представляет значительный интерес для понимания глобальных закономерностей циркуляции вод. К тому же они являются естественными границами водных и географических зон в целом.

Не так уж, видимо, много в литературе столь запутанных вопросов, каким является исследование фронтов и вергенций. Они порождены, во-первых, различием принципов их выделения и, во-вторых, далеко не всегда четким отношением к тому, о каких масштабах явлений идет речь: микро-, мезо- или макромасштабных процессах. В океанографии в качестве квазистационарных дивергенций принимаются ложбины динамического рельефа, а конвергенций — их гребни. Таким образом, первые, как правило, проходят по осям климатических циклонов, а вторые — по осям антициклонов. Иногда обе динамические зоны отождествляются с океаническими фронтами, что явно нельзя делать в условиях диаметрально противоположных процессов, развивающихся в конвергенциях и дивергенциях. Чаще конвергенции считают океаническими фронтами; в таком случае они могут располагаться по гребням антициклонов и в местах схождения отдельных течений. Нами [Степанов, 1978] было предложено подразделение прохождения вергенций на три вида: 1) по гребням или ложбинам макроциркуляционных систем (квазистационарных круговоротов вод), 2) в местах схождения или расхождения течений, 3) между отдельным течением и побережьем.

Океанические фронты выделяются по максимальным горизонтальным

градиентам термогалинных параметров, наибольшим горизонтальным и вертикальным скоростям течений, границам раздела макроциркуляционных систем и водных масс. Фронтами в океане считались и отдельные течения (фронт Гольфстрима, фронт Куроиси). Ю.В. Иванов и В.Г. Нейман [1965], сопоставляя физические и динамические критерии, используемые для выявления фронтов, пришли к выводу, что они совпадают в одних и тех же зонах.

Как и ранее [Степанов, 1978], конвергенции проводились нами по гребням динамических высот, а дивергенции — по их ложбинам, океанические же фронты — по границам макроциркуляционных систем (см. рис. 3). При достаточно строгом выделении вергенций определение местоположения фронтов грешит неточностью. Этого, видимо, можно избежать путем привлечения горизонтальных градиентов термогалинных параметров и динамических характеристик (аномалий приведенного давления, горизонтальных и вертикальных составляющих скоростей течений). Такие сведения должны быть получены для достаточно крупного масштаба, по крайней мере при осреднении исходных данных по одноградусным трещинам. Однако даже при этом возникнут серьезные осложнения, связанные с изменением величин градиентов у различных типов фронтов как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскости.

Квазистационарные динамические зоны на поверхности океана. При выбранных критериях динамических зон видно (см. рис. 3), что океанические фронты не совпадают ни с конвергенциями, ни с дивергенциями. Они занимают свое совершенно особое положение. Так, наличие в экваториальной зоне антициклонической системы, формирующейся из отдельных мезомасштабных круговоротов, обуславливает возникновение экваториальной конвергенции. По границе между экваториальной антициклонической и тропическими циклоническими системами могут быть выделены два фронта: экваториальный фронт, приблизительно вдоль географического экватора, и субэкваториальный — ограничивающий экваториальную зону, смещенную в северное полушарие. Далее по осям тропических циклонических систем и продолжающим их к западу ложбинам располагаются тропические дивергенции (северная и южная). Между тропическими циклоническими и субтропическими антициклоническими системами проходят тропические фронты. По гребням субтропических антициклонических круговоротов проводятся субтропические конвергенции.

В более высоких широтах, в соответствии с особенностями расположения воды и суши между полушариями, нарушается строгая симметричность размещения макроциркуляционных систем и динамических зон. В южном полушарии, где Циркумполярное течение выделяется в самостоятельную макроциркуляционную систему [Степанов, 1974], по северной ее периферии (вдоль границы с южносубтропическим антициклоном) прилегает субантарктический, а по южной (по границе с высокоширотным циклоном) — антарктический фронт. Еще одной динамической зоной в этом полушарии является антарктическая дивергенция — ось антарктического циклона. В северном полушарии субарктический фронт разделяет субтропический антициклон и высокоширотный циклон. Ось последнего — субарктическая дивергенция. В Атлантическом океане она объединяется с арктической дивергенцией, поскольку северный циклон двумя квазиста-

ционарными круговоротами (норвежско-гренландским и приатлантическо-арктическим) простирается в пределах Арктического бассейна. В Тихом океане продолжением северной системы можно считать циклонический круговорот Чукотского моря, и потому субарктическая дивергенция здесь также переходит в арктическую. Океанический арктический фронт проходит по северной периферии высокоширотной циклонической системы и границе с арктическим антициклоном, смещенным в азиатско-канадскую (притихоокеанскую) часть Арктического бассейна.

Таким образом, могут быть выделены пять типов океанических фронтов: экваториальный, субэкваториальный, тропический, субполярный и полярный. Общее их количество в Атлантическом океане равняется восьми, в Тихом — семи (без арктического), Индийском — пяти (поскольку в северном полушарии создается только экваториальный и субэкваториальный фронты), в Северном Ледовитом — только арктический.

Квазистационарных конвергенций лишь два типа (экваториальная и субтропическая конвергенции), по три в каждом океане. Во всех океанах в каждом полушарии формируются тропические квазистационарные дивергенции. Количество типов высокоширотных дивергенций (благодаря специфике распределения воды и суши) в каждом полушарии различно: антарктическая — в южном, субарктическая и арктическая — в северном; общее же их число в Атлантическом и Тихом океанах равно четырем, Индийском — трем, Северном Ледовитом — одному.

Чередование макроциркуляционных систем и вергенционных зон обеспечивает неразрывность масс. Как же в этом случае рассматривать роль океанических фронтов, т.е. активных динамических зон? Если их отождествлять с конвергенциями, что столь распространено в океанографии, то они, казалось бы, должны нарушать условия неразрывности. Основываясь на исследованиях Е.И. Баранова [1971], можно думать, что необходимое динамическое равновесие осуществляется за счет циклонических и антициклонических вихрей, проходящих по обе стороны фронта. Пока для решения этого вопроса нет таких исходных данных по всем океаническим фронтам, чтобы можно было бы провести необходимые количественные оценки переноса масс в пределах динамических зон.

Несомненно, что интенсивность развития процессов в таких зонах, их активность и роль в обмене энергии и веществ в океане различна. Пока же чисто качественное сопоставление имеющихся представлений о циркуляции вод с физико-химическими полями приводит к выводу о том, что наибольшей динамичностью отличаются субполярные фронты и вергенции; здесь встречаются воды, выносимые из высоких и низких широт. Полярные динамические зоны, а также экваториальные менее активны. Самыми слабыми будут тропические зоны, которые размываются в поверхностном слое дрейфовыми течениями.

Климатические фронты и вергенции в толще вод Мирового океана. Проведение расчетов циркуляции по всей толще вод Мирового океана позволило впервые выделить динамические зоны на характерных поверхностях: 0, 200, 500, 1000, 2000, 3000 м [Степанов, 1978]. Для этого использовались те критерии, которые были указаны выше. Каждая карта рассматривалась самостоятельно без сопоставления с другими с тем, чтобы объективизировать ее обработку. На них для облегчения чтения карт приводятся положе-

ния этих зон на поверхности океана, в промежуточных (1000 м) и глубинных (2000 м) водах. Анализ полученных результатов показывает, что все динамические зоны прослеживаются по всей толще вод океана, полностью размываясь только в придонном слое, где макроциркуляционные системы разделяются на отдельные круговороты в соответствии с особенностями рельефа дна. По той же причине некоторые фронты и вергенции в нижних глубинных водах удастся обнаружить не по всей протяженности океана.

Положив на одну карту данные, относящиеся к каждой отдельной характерной поверхности, обнаруживаем большую устойчивость местоположения динамических зон во всей толще вод океана. Наблюдающиеся изменения большей частью невелики. При этом можно отметить общую тенденцию в смещении динамических зон с удалением от поверхности океана в направлении роста географической широты. Наибольшая изменчивость происходит с переходом от поверхностных вод к промежуточным, а также от последних к глубинным водам. Самое значительное смещение наблюдается в низких широтах южных частей океанов. В первую очередь это относится к субтропическим конвергенциям, расположенным на поверхности океана в тропиках и смещающимся с переходом к промежуточным водам приблизительно к 40° ю.ш. Причина тому — специфика циркуляции водных масс, в результате чего субтропические антициклоны располагаются у поверхности океана значительно ближе к экватору, чем в южной части Атлантики и в северном полушарии в целом. В таких условиях в умеренных широтах южной части Тихого океана формируется вторичный антициклонический круговорот вод с более слабой конвергенцией.

Уже в подповерхностном слое происходит значительная перестройка циркуляции вод со смещением антициклона в южные субтропические районы.

Из всех динамических зон наибольшей изменчивостью местоположения по вертикали отличаются фронты, конвергенции и дивергенции низких широт. Это объясняется особенностью взаимодействия формирующих их макроциркуляционных систем. С глубиной они перестраиваются сильнее других систем главным образом за счет ослабления тропических циклонов. Вместе с тем роль субтропических антициклонов, несмотря на то, что они распадаются на отдельные круговороты, остается весьма значительной в циркуляции промежуточных и глубинных вод.

ЛИТЕРАТУРА

Булатов Р.П. Исследование циркуляции вод Атлантического океана в различных пространственно-временных масштабах. — В кн.: *Океанологические исследования*. М.: Наука, 1971, № 22, с. 7–93.

Баранов Е.И. Динамика и структура вод фронтальной зоны Гольфстрима. В кн.: *Океанологические исследования*. М.: Наука, 1971, № 22, с. 94–153.

Иванов Ю.А., Нейман В.Г. Фронтальные зоны Южного океана. — В кн.: *Антарктика: Докл. комиссии*, 1964, М.: Наука, 1965, с. 25–38.

Саркисян А.С. Основы теории и расчет океанических течений. Л.: Гидрометеоздат, 1966, 122 с.

Степанов В.Н. Динамические зоны в океанах и атмосфере. Изв. АН СССР, сер. географическая, 1978, № 3, с. 5–14.

Степанов В.Н. Циркуляция вод в меридиональной плоскости океанов. — *Океанология*, 1969, т. 9, вып. 3, с. 387–397.

Степанов В.Н. К изучению вертикальной циркуляции и структуры вод Арктического бассейна. — *Вопр. географии*, 1970, № 84, с. 188–201.

Степанов В.Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. М., Знание, 1974, с. 2.
Степанов В.Н. Существует ли обратимость циркуляции глубинных вод в Мировом океане? – Мор. гидрофиз. исслед., 1977, № 2 (77), с. 61–69.

Степанов В.Н., Саркисян А.С., Демин Ю.Л. и др. Вертикальная составляющая циркуляции вод Мирового океана. – Мор. гидрофиз. исслед., 1976, № 4 (75), с. 28–35.

Степанов В.Н., Саркисян А.С., Демин Ю.Л. и др. Диагностические расчеты горизонтальной циркуляции вод Мирового океана. – Мор. гидрофиз. исслед., 1977, № 1 (76), с. 36–40.

Трешников А.Ф., Баранов Г.И., Корнилов Н.А. Циркумпольное противотечение Южного океана. – Пробл. Арктики и Антарктики, 1974, № 43/44, с. 5–18.

Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Циркуляция вод Мирового океана и ее исследование в рамках глобального эксперимента. – Пробл. Арктики и Антарктики, 1976, № 47, с. 15–23.

Wüst G. Stromgeschwindigkeiten und Strommengen in den Tiefen des Atlantischen Ozeans, D.A.E. "Meteor", 1925–1927. – Wiss. Erg., 1957, Bd. 6, H. 2, S. 121–205.

УДК 551,465

В.Н. СТЕПАНОВ

МОРФОМЕТРИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Сведения о подразделении Мирового океана, его размерах и строении дна представляют довольно широкий интерес. История подразделения Мирового океана начинается с глубокой древности и тесно связана с развитием знаний о водной оболочке нашей планеты. Такие понятия, как "океан", "море", "залив", "пролив", существуют, по крайней мере, третье тысячелетие.

Несмотря на то что подразделением Мирового океана занимались многие ученые и даже целые научные организации, единой, общепризнанной классификации до сих пор выработать не удалось. Это связано главным образом с тем, что проведение границ между отдельными частями Мирового океана обыкновенно представляет определенные трудности, со временем в наименовании их создалась весьма значительная путаница. Она объясняется не только различием научных подходов, но и историческим в результате того, что однотипным объектам давались различные названия.

Но так ли уж это важно и есть ли вообще смысл заниматься этим вопросом? Дело не только в том, что упорядочение наименований отдельных частей Мирового океана имеет совершенно определенное научное значение (мы всегда стремимся к уточнению и совершенствованию различных классификаций, позволяющих систематизировать наши представления и знания). Внесение ясности в подразделения Мирового океана очень важно и в практическом отношении. Оно связано главным образом с обеспечением флотов (торговых, военных, промысловых и пассажирских) различными навигационными пособиями. Неопределенность границ и названий отдельных частей Мирового океана затрудняет нарезку морских карт, составление извещений мореплавателям, лоций, атласов и т.п. Вот почему с развитием мореплавания и морских промыслов, имевшем место в XVII–XIX вв.,

возникло стремление к установлению определенных, официальных границ, разделяющих Мировой океан, и уточнению наименований отдельных его частей.

В литературе существует несколько определений термина "Мировой океан". Так, основоположник не только отечественной, но и мировой океанологии Юлий Михайлович Шокальский Мировым океаном называл общую совокупность всей водной оболочки, охватывающей земной шар непрерывным слоем воды. Близкое к этому определение дано в ряде других трудов. Следует подчеркнуть, что для вод Мирового океана характерно специфическое развитие гидрофизических, гидрохимических, геологических и биологических процессов, весьма отличное от того, что наблюдается в других оболочках нашей планеты.

По мере уточнения сведений о распределении воды и суши на нашей планете все более усложнялся вопрос о подразделении Мирового океана и предлагались все новые и новые классификации [Степанов, 1959а]. Разработка многими учеными вопроса о подразделении Мирового океана, а также накопление данных обусловили необходимость введения официальной классификации. Вопрос об этом был поднят Русским гидрографическим управлением, что привело к организации Международного гидрографического бюро. Опубликованная им в 1923 г. классификация неоднократно впоследствии перерабатывалась и после утверждения международными гидрографическими конференциями издавалась. Эта так называемая Международная гидрографическая классификация основывается на установившихся традициях в наименовании отдельных объектов и стремлении проведения морских границ по прямым линиям. За таковые принимаются меридианы, параллели и локсодромии, так как они наиболее просты и потому удобны для навигационных пособий. С некоторыми изменениями это принято и в Советском Союзе (рис. 1).

Формальность границ Международной гидрографической классификации побудила ученых к разработке таких подразделений Мирового океана, в которых границы отдельных его частей были бы возможно ближе к их естественным пределам. Наиболее серьезную работу в этом направлении предприняли советские океанологи Н.Н. Зубов и А.В. Эверлинг [1940]. Предложенная ими классификация сыграла значительную роль в дальнейшей разработке вопроса о возможно более правильном подразделении Мирового океана. В этом свете необходимо указать на работу А.М. Муромцева [1953], наметившего границы морей, заливов, проливов, а также открытых районов океанов в соответствии с особенностями их гидрологии.

Говоря о подразделении Мирового океана, приходится констатировать, что пока еще не удалось найти такого решения, которое было бы достаточно простым, удовлетворяющим практиков и в то же время границы были бы близки к естественным. Поэтому наряду с официальными подразделениями, в значительной степени носящими формальный характер, продолжают разрабатываться научные классификации с возможно более точными и правильными границами природных условий. Надо надеяться, что со временем будет найдено какое-то компромиссное решение, по возможности удовлетворяющее различные требования и интересы. Пока же нет единства даже в том, сколько океанов следует выделять на земном шаре. Все зависит от того, какое содержание вкладывать в это понятие. Большой

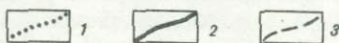
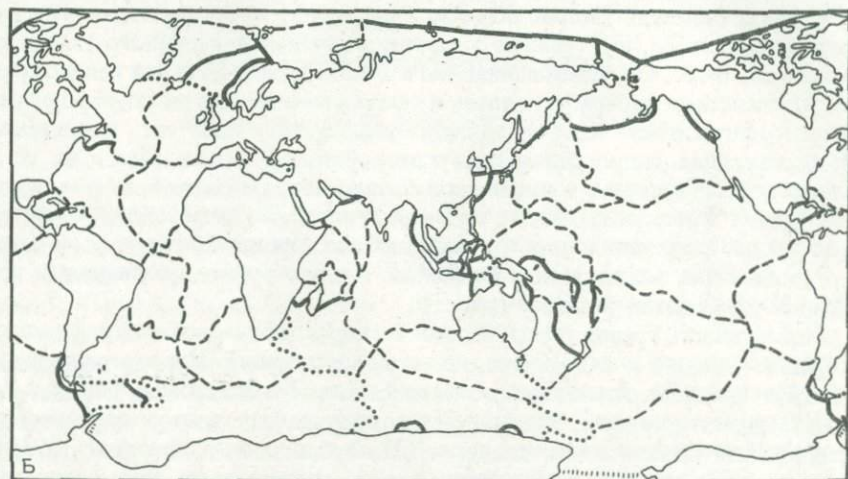
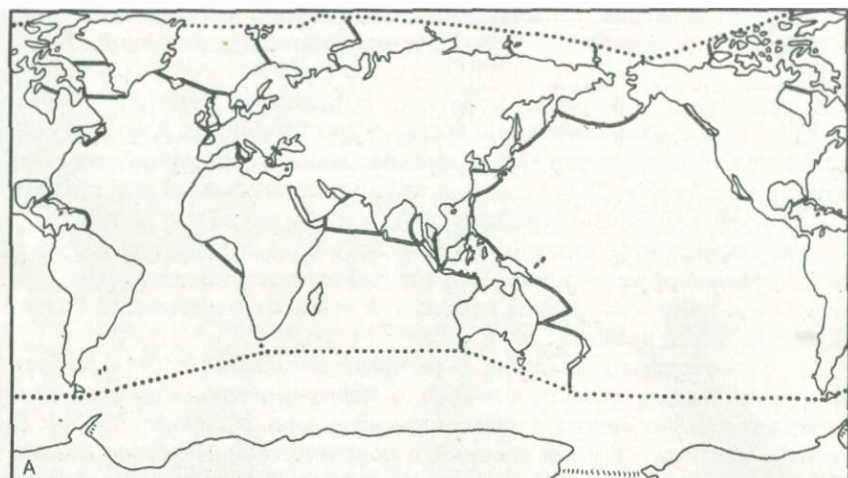
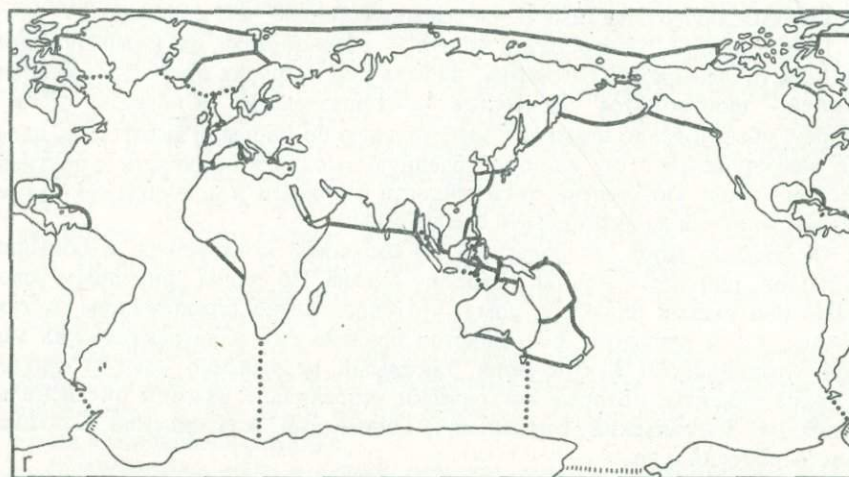
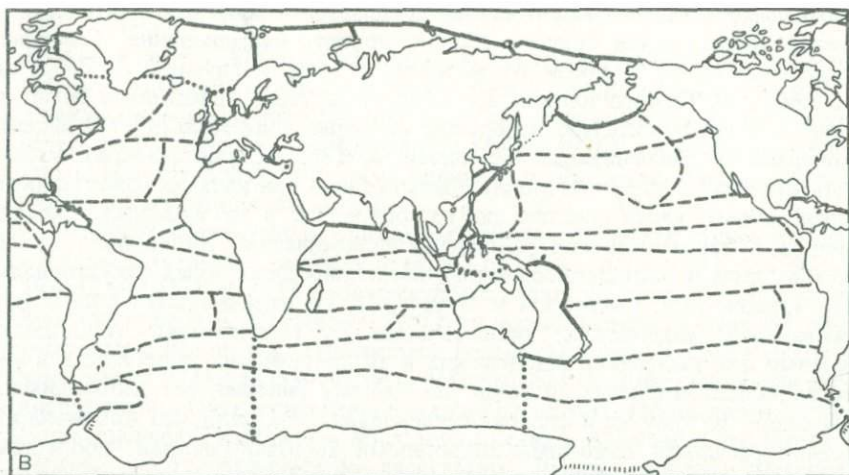


Рис. 1. Границы океанов и морей

А — по Международной гидрографической классификации, Б — по Зубову и Эверлингу: 1 — границы океанов, 2 — границы морей, заливов и проливов, 3 — океанические бассейны (у Зубова и Эверлинга) или естественные районы океанов (у Муромцева). В — по А.М. Муромцеву, Г — по Гидрографической классификации СССР.

частью океанами называют обширные обособленные части Мирового океана, образовавшиеся в результате расчленения его материками и архипелагами. Основываясь на таком определении, выделяют три, четыре и даже пять океанов. Первая попытка официально узаконить наименования океанов и определить их границы была произведена Лондонским географическим обществом в 1845 г.; было выделено 5 океанов: Тихий, Атлантический, Индийский, Северный полярный и Южный полярный. В конце XIX в.



О. Крюммель предложил выделять только три океана, распространив Атлантический, Индийский и Тихий океаны до берегов Антарктиды, а Северный океан за малостью размеров считать средиземным морем Атлантического океана.

Впоследствии стали снова выделять Южный океан, но в иных границах, положив в основу определения его границу, либо различные условные линии, либо гидрофизические, климатические или морфологические критерии. Но так как никаких барьеров суши, отчленяющих в какой-либо степени эту часть Мирового океана, нет, правомерность выделения Южного океана признается далеко не всеми.

Северный океан из-за небольших его размеров¹ многими зарубежными

¹ Около 4% площади и 1% объема всего Мирового океана при средней глубине примерно в 1000 м, тогда как в других океанах она почти в 4 раза больше.

мореведами считается Арктическим средиземным морем Атлантического океана. В Советском Союзе с 1935 г. принято наименование "Северный Ледовитый океан". Одним из мотивов к тому послужило своеобразие его природы. Однако именно это обстоятельство в значительно большей степени, чем относительно небольшие размеры, свидетельствует о нецелесообразности наименования его океаном. Термин, как известно, может быть отнесен к тому или иному объекту лишь при наличии совокупности определенных характеристик по их общности, а не индивидуальности. Именно по такому принципу выделены Атлантический, Индийский и Тихий океаны, хотя и располагающиеся во всех природных зонах (экваториальной, тропической, умеренной и полярной), но отличающиеся общностью физических, химических, биологических и геологических процессов. Поэтому для выделения арктических и антарктических пространств в качестве самостоятельных океанов, по нашему мнению, нет необходимых оснований. К тому же последние исследования показали, что Арктический бассейн расчленен высокими подводными хребтами на ряд небольших, достаточно изолированных частей с весьма своеобразными природными условиями, более близкими к средиземным морям, чем к океанам.

При большом разнообразии морей — разнообразии их конфигурации, степени отчлененности от океана, свойств вод и других природных особенностей — производятся различные их подразделения [Степанов, 1959а]. Морем обыкновенно называют значительную по площади акваторию, далеко вдающуюся в сушу или обособленную от океана островами и другими частями суши. По степени отчлененности от океана и конфигурации моря подразделяются на окраинные и средиземные.

Окраинные моря, располагаясь по окраинам континентов и больших островов, широко открыты в сторону океана. По своим природным условиям они весьма близки к тому, что свойственно близлежащим частям океана. Сюда относится большинство арктических и антарктических морей, Аравийское и Желтое моря. Таковыми, несомненно, следует считать и такие объекты, которые исторически неправильно названы океанскими заливами: Бенгальский, Бискайский, Гвинейский, Аляскинский, Большой Австралийский и др.

Средиземные моря, находясь среди суши (внутри континентов, между континентами, между островами и континентами или в пределах архипелагов), значительно отчленены от океана. По своим природным условиям они обыкновенно существенно отличаются от тех, которые наблюдаются в смежных областях океана. В соответствии со степенью отчлененности от океана средиземные моря подразделяются на замкнутые, полузамкнутые, межостровные и, кроме того, иногда выделяются внутренние.

Говоря о заливе, имеют в виду относительно небольшую часть океана или моря, вдающуюся в сушу. Но так как целый ряд небольших акваторий некогда были названы морями, указание о сравнительно ограниченных размерах залива оказалось далеко не всегда выдержанным. Многие большие заливы следовало бы переименовать в моря. В зависимости от размеров заливов, формы и строения берегов, их называют губой, эстуарием, лиманом, лагуной, фиордом, бухтой или гаванью.

Вот, следовательно, как сложно обстоит дело с подразделением Мирового океана и отдельных его частей.

Размеры Мирового океана и основных его частей

Только к концу XIX в., с выявлением контуров Антарктиды, было окончательно установлено распределение воды и суши на нашей планете. Это, а также большое количество промеров дна, выполненных во время знаменитой экспедиции на "Челленджер"а (1872—1876), позволило ее участнику Д. Меррею получить первые цифры о площадях и объемах Мирового океана и главных его частей.

Наиболее обширные и точные вычисления размеров Мирового океана в целом, отдельных океанов и морей опубликовал в 1921 г. Е. Коссина [Kossina, 1921]. В 1933 г. он несколько уточнил и пополнил свои расчеты. Впоследствии В.Н. Степанов [1961] произвел частичный пересчет данных Е. Коссины, используя появившиеся новые сведения. В 1966 г. опубликована работа Х. Менарда и С. Смита [Menard, Smith, 1966] с новыми морфологическими характеристиками Мирового океана. Обстоятельные вычисления площадей и объемов Мирового океана и отдельных его частей проведены на географическом факультете Ленинградского университета [Фролов, 1971; Звонарев и др., 1972]. Новые данные о размерах основных морфологических частей океана были опубликованы О.К. Леонтьевым с соавторами [1975]. Наиболее полная сводка морфометрических характеристик дана в книге "Термины. Понятия. Справочные таблицы" [1980].

Сопоставление результатов, полученных упомянутыми авторами, (табл. 1 и 2), показывает, что различие площадей и объемов оказывается сравнительно небольшим, исключая данные Х. Менарда и С. Смита [Menard, Smith, 1966]. Некоторое уменьшение объема вод по расчетам последних лет объясняется открытием обширных хребтов и плато, сведения о которых во времена Е. Коссины были еще весьма ограничены. За последние 50 лет величина объема вод Мирового океана уменьшилась на 2%; та же тенденция прослеживается и по отдельным океанам.

Здесь используются в основном данные ленинградских картографов, несколько дополненные нами небольшими расчетами и материалами, приводящимися в литературе по тем объектам, по которым отсутствуют сведения в основном источнике.

Распределение воды и суши и размеры океанов. Воды океанов и морей покрывают 70,5% поверхности нашей планеты. Это в 2,5 раза больше площади суши. В северном полушарии Мировой океан занимает 61% поверхности Земли, а в Южном — 81% (табл. 3). Если разделить Земной шар на две части (полушария) так, чтобы в одном из них преобладала вода, а в другом — суша, то окажется, что даже в материковом полушарии на долю Мирового океана приходится 53% всей поверхности, а в водном — 91%. Весь северный приполярный район представлен океаном, а южный — материком. Все океаны, исключая Северный Ледовитый, отличаются общим подобием конфигурации побережий, с чем связано изменение площадей с географической широтой (табл. 4). При вытянутости океанов по долготе они суживаются к северу, наибольшей ширины достигают в низких широтах. Между 70° и 50° с.ш. водное пространство предельно сокращается, а площадь суши увеличивается до 60—70%. В южном полушарии акватория Мирового океана, постепенно увеличиваясь, достигает между 40°—70° ю.ш. 90—100%.

Таблица 1

Площади Мирового океана в целом и отдельных океанов по данным различных авторов

Литературный источник	Мировой		Тихий		Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
	10^6 км ²	%	10^6 км ²	%	10^6 км ²	%	10^6 км ²	%	10^6 км ²	%
Kossina, 1921	361,0	100	179,7	49,8	93,3	25,9	74,9	20,7	13,1	3,6
Menard, Smith 1966	362,0	100	181,3	50,0	94,3	26,1	74,1	20,5	12,3	3,4
Фролов, 1971	361,3	100	178,7	49,4	91,7	25,4	76,2	21,1	14,8	4,1
Леонтьев и др., 1975	361,1	100	178,6	49,5	90,5	25,5	76,8	20,9	15,2	4,1

Таблица 2

Объем Мирового океана в целом и отдельных океанов по данным различных авторов

Литературный источник	Мировой		Тихий		Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
	10^6 км ³	%	10^6 км ³	%	10^6 км ²	%	10^6 км ³	%	10^6 км ³	%
Kossina, 1921	1370,3	100	723,7	52,8	337,7	24,7	291,9	21,3	17,0	1,2
Menard, Smith, 1966	1349,9	100	714,4	53,0	337,2	24,9	284,6	21,1	13,7	1,0
Фролов, 1971	1340,7	100	710,4	52,9	329,7	24,7	282,6	21,2	18,1	1,2

Распределение воды и суши на земном шаре по широтам по К.А. Звонареву и др. [1972]

Широта, град	Северное полушарие				Южное полушарие			
	вода		суша		вода		суша	
	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%
0-5	17 434	78,8	4 699	21,2	16 779	75,8	5 354	24,2
5-10	16 650	75,8	5 317	24,2	16 892	76,9	5 075	23,1
10-15	16 549	76,5	5 087	23,5	17 217	79,6	4 419	20,4
15-20	14 994	70,9	6 160	29,1	16 148	76,3	5 006	23,7
20-25	13 344	65,0	7 162	35,0	15 478	75,5	5 028	24,5
25-30	11 768	59,7	7 938	40,3	15 434	78,3	4 727	21,7
30-35	10 797	57,6	7 959	42,4	15 774	84,1	2 982	15,9
35-40	9 996	56,6	7 666	43,4	16 495	93,4	1 167	6,6
40-45	8 437	51,4	7 993	48,6	15 822	96,3	608	3,7
45-50	6 602	43,8	8 475	56,2	14 696	97,5	381	2,5
50-55	5 538	40,8	8 063	59,2	13 401	98,6	200	1,4
55-60	5 481	45,6	6 536	54,4	12 008	99,9	9	0,1
60-65	3 130	30,3	7 209	69,7	10 305	99,7	34	0,3
65-70	2 400	28,0	6 175	72,0	6 744	78,6	1 831	21,4
70-75	4 362	64,7	2 377	35,3	2 740	40,7	3 999	59,3
75-80	3 713	76,6	1 140	23,4	643	13,2	4 210	86,8
80-85	2 552	87,1	378	12,9	-	-	2 930	100,0
85-90	979	100,0	-	-	-	-	979	100,0
0-90	154 726	60,7	100 334	39,3	206 576	81,0	48 484	19,0

На долю Тихого океана приходится почти 50% поверхности Мирового океана (табл. 5) и несколько более половины всей массы его вод (объема). Это вместе с тем и наиболее глубокий океан. Преобладающие глубины от 3000 до 6000 м занимают 78,9% его площади. На моря Тихого океана приходится 18% общей его поверхности. Здесь обнаружена самая большая глубина Мирового океана; в Марианском желобе с нис "Витязя" в 1957 г. измерена глубина 11 022 м.

На втором месте по своим размерам стоит Атлантический океан, у которого площадь и объем вод составляют около 1/4 по отношению к Мировому океану. Преобладающие глубины (3000-6000 м) занимают 71,3%. Общая площадь морей около 16% всей его акватории. Наибольшая глубина 8742 м найдена в желобе Пуэрто-Рико.

Индийский океан по размерам стоит на третьем месте. Его площадь и объем несколько превышают 1/5 таковых же величин для всего Мирового океана в целом. Преобладающие глубины занимают 75,7%, на долю морей приходится 15% всей поверхности этого океана. Максимальная глубина 7209 м измерена в Зондском желобе.

Площадь Северного Ледовитого океана составляет 4,0%, а объем - 1,3% всего Мирового океана. Здесь преобладают глубины не 3000-6000 м, как в других океанах, а от 0 до 200 м, составляющие 42,3%; большие глубины, свыше 3000, занимают лишь 16,7%. Малый объем вод и значительно

Таблица 4
Площади, занимаемые отдельными океанами по широтам в 10^3 км^2 по К.А. Звонареву и др. [1972]

Широта, град	Тихий			Атлантический		
	аква- тория	о-ва	общая площадь	аква- тория	о-ва	общая пло- щадь
Северное полушарие						
90-85	-	-	-	-	-	-
85-80	-	-	-	-	-	-
80-75	-	-	-	-	-	-
75-70	-	-	-	2	2	4
70-65	40	-	40	605	62	667
65-60	810	69	879	2 320	371	2 691
60-55	2 722	48	2 770	2 759	105	2 864
55-50	3 337	95	3 432	2 201	245	2 446
50-45	4 013	63	4 076	2 589	121	2 710
45-40	4 652	94	4 746	3 785	29	3 814
40-35	5 469	168	5 637	4 527	76	4 603
35-30	6 249	112	6 361	4 545	7	4 552
30-25	6 972	8	6 980	4 455	12	4 467
25-20	7 941	51	7 992	4 466	118	4 584
20-15	8 851	117	8 968	4 151	117	4 268
15-10	9 830	101	9 931	3 891	12	3 903
10-5	10 858	179	11 037	3 004	1	3 005
5-0	10 576	636	11 212	3 672	6	3 678
90 с.ш.-0	82 320	1741	84 061	46 972	1284	48 256
80 ю.ш.-0	96 787	2266	99 053	45 689	92	45 781
90 с. ш.-80 ю.ш.	179 107	4007	183 114	92 661	1376	94 037

меньшее, чем в других океанах, распространение больших глубин определяются тем, что на долю морей приходится около 52% всей поверхности океана. Исходя из столь отличных от других океанов морфометрических характеристик, как уже говорилось, многие мореведы считают этот водоем средиземным морем Атлантического океана. Самая большая глубина 5440 м измерена в Арктическом бассейне.

Размеры морей и крупных заливов. По ряду источников нами составлена таблица размеров основных морей и заливов. Большая часть данных взята из книги "Термины. Понятия. Справочные таблицы" [1980]. По этим сведениям, общая площадь всех морей составляет 18,9% всей поверхности Мирового океана, а масса воды в них — 10,2% его объема. Средняя величина акватории моря несколько более 1000 км^2 , а средний объем около $2200 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ (табл. 6).

Пределы изменения размеров морей очень велики. Для окраинных морей и заливов приводимые сведения могут существенно различаться из-за условности границ их открытой части. Самая большая площадь ($5726 \cdot 10^3 \text{ км}^2$) и объем ($23522 \cdot 10^3 \text{ км}^3$) у Филиппинского моря; его акватория только в 3 раза меньше зеркала Северного Ледовитого океана, тогда

Индийский			Северный Ледовитый			Тихий		
аква- тория	о-ва	общая пло- щадь	аква- тория	о-ва	общая пло- щадь	аква- тория	о-ва	общая пло- щадь
Южное полушарие								
-	-	-	979	-	979	-	-	-
-	-	-	2 552	378	2 930	-	-	-
-	-	-	3 713	1 029	4 742	426	3	429
-	-	-	4 360	1 201	5 561	1867	-	1 867
-	-	-	1 755	824	2 579	3392	2	3 394
-	-	-	-	-	-	42,99	3	4 302
-	-	-	-	-	-	4843	1	4 844
-	-	-	-	-	-	5292	26	5 318
-	-	-	-	-	-	5748	68	5 816
-	-	-	-	-	-	6208	141	6 349
-	-	-	-	-	-	6641	94	6 735
3	-	3	-	-	-	7095	1	7 096
341	3	344	-	-	-	7431	2	7 433
937	2	939	-	-	-	7917	21	7 938
1 992	5	1 997	-	-	-	8309	30	8 339
2 828	13	2 841	-	-	-	8413	30	8 443
2 788	72	2 860	-	-	-	9107	728	9 835
3 186	8	3 194	-	-	-	9799	1116	10 915
12 075	103	12 178	14 788	3 795	18 583	-	-	-
64 100	723	64 823	-	-	-	-	-	-
76 175	826	77 001	14 788	37 95	18 583	-	-	-

как масса вод почти та же. Самое маленькое по площади море — Мраморное ($12 \cdot 10^3 \text{ км}^2$), а по объему — Азовское (300 км^3). Последнее в то же время является наименьшим из морей Советского Союза, тогда как наибольшее — Берингово ($2315 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, $3796 \cdot 10^3 \text{ км}^3$).

В Атлантическом океане 17 морей и крупных заливов, имеющих размеры морей (Гудзонов, Мексиканский, Бискайский и Гвинейский). Из морей самое крупное море Уэдделла ($2910 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, $8375 \cdot 10^3 \text{ км}^3$), самое маленькое море — Мраморное.

В Индийском океане 8 морей и больших заливов (Персидский, Бенгальский, Большой Австралийский). Наибольшее море — Аравийское ($4832 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, $14523 \cdot 10^3 \text{ км}^3$). Труднее определить самое маленькое море, поскольку площадь у моря Саву $104 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ при объеме $175 \cdot 10^3 \text{ км}^3$, а объем воды особо мал в Персидском заливе ($10 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ при площади $240 \cdot 10^3 \text{ км}^2$).

В Тихом океане 25 морей и два крупных залива (Аляскинский и Калифорнийский). Самое большое море, как уже говорилось, Филиппинское. Наименьшее по акватории море — Бали ($40 \cdot 10^3 \text{ км}^2$), по объему — Желтое ($16 \cdot 10^3 \text{ км}^3$).

Таблица 4 (окончание)

Широта, град	Атлантический			Индийский		
	акватория	о-ва	общая площадь	акватория	о-ва	общая площадь
Южное полушарие						
90-85	—	—	—	—	—	—
85-80	—	—	—	—	—	—
80-75	217	—	217	—	—	—
75-70	868	—	868	5	—	5
70-65	1897	—	1897	1455	—	1455
65-60	2360	14	2374	3646	—	3646
60-55	2929	8	2937	4236	—	4236
55-50	3315	65	3380	4794	—	4794
50-45	3640	—	3640	5308	8	5316
45-40	3852	—	3852	5762	68	5830
40-35	3845	1	3846	6009	6	6015
35-30	3691	—	3691	4988	—	4988
30-25	3537	1	3538	4466	10	4476
25-20	3270	1	3271	4291	245	4536
20-15	3024	—	3024	4815	285	5100
15-10	3076	—	3076	5728	71	5799
10-5	2934	—	2934	4851	23	4874
5-0	3234	2	3236	3746	7	3753
90 с.ш.—0	—	—	—	—	—	—
80 ю.ш.—0	—	—	—	—	—	—
90 с.ш.—	—	—	—	—	—	—
80 ю.ш.	—	—	—	—	—	—

В Северном Ледовитом океане 9 морей, из которых самое большое — Норвежское ($1383 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, $2408 \cdot 10^3$), а маленькое — Белое ($90 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, 6000 км^3).

Размеры наиболее важных проливов. Весьма разнообразны и размеры проливов Мирового океана. В табл. 7 приведены некоторые величины основных проливов. Она составлена по различным литературным данным. Помещенные в этой таблице величины наименьшей ширины и глубины проливов позволяют составить представление не только об интенсивности водообмена, но и об их навигационном значении. Границы проливов трудно установить, и поэтому их площади не определены.

Самым широким и глубоким является пролив Дрейка. Его наименьшая ширина достигает 818 км, а максимальная глубина — 5249 м. Наиболее длинный пролив — Мозамбикский; при протяженности 1670 км его наименьшая ширина составляет 422 км, а максимальная глубина — 4250 м. Самым узким из судоходных проливов является Босфор; наименьшая ширина его около 700 м. Самым мелким проливом можно считать Керченский, у которого в ходовой части минимальная глубина составляет лишь 5 м. Не следует упускать из виду, что имеются значительно более узкие и мелкие проливы из числа горл, соединяющих лагуны и лиманы с морем, а также проливы в некоторых архипелагах.

Основные морфометрические характеристики Мирового океана
и главнейших его частей

Океан	Площадь		Объем		Глубина, м	
	10^3 км^2	%	10^3 км^3	%	средняя	наибольшая
Океаны с морями						
Мировой	361 263	100	1 340 740	100	3711	11 022
Тихий	178 684	49,5	710 360	53,0	3976	11 022
Атлантический	91 655	25,4	329 660	24,6	3597	8 742
Индийский	76 174	21,1	282 650	21,1	3711	7 209
Северный Ледовитый	14 750	4,0	18 070	1,3	1225	5 527
Океаны без морей						
Мировой	292 970	81,1	1 204 650	89,8	4112	
Тихий	147 040	40,7	637 210	47,5	4334	
Атлантический	76 970	21,3	300 190	22,4	3900	
Индийский	64 490	17,9	255 810	19,1	3967	
Северный Ледовитый	4 470	1,2	11 440	0,8	2559	
Моря						
Мировой	68 292	18,9	136 090	10,2	1993	
Тихий	31 644	8,8	73 150	5,5	2312	
Атлантический	14 685	4,1	29 470	2,2	2007	
Индийский	11 684	3,2	26 840	2,0	2297	
Северный Ледовитый	10 280	2,8	6 630	0,5	645	

Т а б л и ц а 6

Размеры основных морей и крупных заливов Мирового океана

Моря и заливы	Площадь, 10^3 км^2	Объем, 10^3 км^3	Глубина, м	
			средняя	наибольшая
1	2	3	4	5
Атлантический океан				
Баффиново море	530	426	804	2 414
Гудзонов залив	848	77	91	258
Мексиканский»	1555	2 366	1 522	3 822
Карибское море	2777	6 745	2 429	7 090
Балтийское»	419	21,0	50	470
Северное»	565	49	87	725
Ирландское»	47	2	43	159
Бискайский залив	200	302	1 510	5 100
Средиземное море	2505	3 603	1 438	5 121
Мраморное»	12	3,4	250	1 389
Черное»	422	555	1 315	2 210
Азовское»	39	0,3	7,4	13
Каспийское»	370	77	197	980

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

1	2	3	4	5
Атлантический океан				
Аральское море	64	1	15	68
Гвинейский залив	753	1 942	2 579	5 207
Скотия море	1247	3 861	3 096	5 870
Уэдделла»	2910	8 375	2 878	6 820
Индийский океан				
Красное море	460	201	437	3 039
Персидский залив	240	10	42	115
Аравийское море	4832	14 523	3 006	5 803
Бенгальский залив	2191	5 492	2 507	4 490
Андаманское море	605	631	1 043	4 507
Тиморское »	432	188	435	3 310
Арафурское »	1017	189	154	3 680
Большой Австралийский залив	1335	4 089	3 063	5 670
Тихий океан				
Берингово море	2315	3 796	1 640	4 097
Охотское»	1603	1 316	821	3 521
Японское»	1062	1 631	1 536	3 699
Желтое»	416	16	38	106
Восточно-Китайское»	836	258	309	2 719
Южно-Китайское»	3537	3 623	1 024	5 560
Филиппинское»	5726	23 522	4 108	10 265
Сулу»	335	526	1 570	5 576
Сулавеси»	453	1 524	3 364	5 914
Молуккское»	274	484	1 766	4 970
Яванское»	552	61	111	1 272
Бали »	40	32	800	1 589
Флорес»	115	175	1 522	5 121
Саву»	104	175	1 683	3 475
Банда»	714	1 954	2 737	7 440
Серам»	161	173	1 074	5 319
Соломоново»	755	2 002	2 652	9 103
Коралловое »	4068	10 038	2 468	9 174
Фиджи»	3177	8 707	2 741	7 633
Тасманово море	3336	10 960	3 285	5 466
Аляска, залив	384	458	1 193	4 929
Калифорнийский»	180	135	750	3 292
Амундсена море	98	28	286	
Беллинсгаузена»	487	614	1 261	4 115
Росса»	440	298	677	2 972
Северный Ледовитый океан				
Гренландское море	1195	1 961	1 641	5 527
Норвежское»	1340	2 325	1 735	3 970
Баренцево»	1424	316	222	600
Белое»	90	6,0	67	350
Карское»	883	98	111	600
Лаптевых»	662	353	533	3 385
Восточно-Сибирское»	913	49	54	915

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5
Северный Ледовитый океан				
Чукотское море	595	42	71	1 256
Бофорта »	481	739	1 536	3 749
Средняя величина по всем морям	1104	2 239	1 261	
Наибольшая величина по всем морям	5726	23 522	4 108	10 265
Наименьшая величина по всем морям	12	0,3	7,4	13

Таблица 7

Некоторые размеры наиболее важных проливов Мирового океана

Пролив	Наименьшая ширина, км	Глубина, м	
		наибольшая	наименьшая в ходовой части
1	2	3	4
Датский	287	2250	120
Девисов	360	3730	104
Гудзонов	115	988	141
Флоридский	80	2085	150
Юкатанский	200	3108	1269
Дрейка	818	5249	276
Скагеррак	60	809	52
Каттегат	60	124	17
Зунд	3	50	8
Большой Бельт	11	71	11
Малый Бельт	0,5	81	12
Ла Манш	32	172	24
Па де -Кале	32	64	21
Гибралтар	14	1181	53
Дарданеллы	1,3	153	29
Босфор	0,7	121	20
Керченский	4	17	5
Баб-эль-Мандебский	26	386	31
Мозамбикский	422	4250	117
Ормузский	54	229	28
Малаккский	15	1514	12
Сингапурский	12	157	22
Зондский	26	1759	28
Торресов	150	22	74
Бассов	213	2654	51
Берингов	86	70	36
Лаперуза	43	118	27
Сангарский	18	521	110
Корейский	180	230	73

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4
Тайваньский	130	1680	60
Карские ворота	45	200	52
Вилькицкого	55	210	32
Санникова	55	24	14
Дм. Лаптева	50	16	11
Лонга	146	50	36
Робсона	20	473	33

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Несмотря на огромные успехи в изучении дна океанов и морей, достигнутые в последнее время, обследовано оно все же недостаточно, а главное, крайне неравномерно. Местами на огромных пространствах южного полушария нет ни одного измерения глубины. Однако имеющихся данных достаточно для выявления общих закономерностей строения дна Мирового океана, характера рельефа океанов и морей. По этим материалам построено множество карт самых различных видов и масштабов.

Помимо уточнения площадей и объемов, занимаемых различными глубинами, для расширения представлений о морфологии дна оказалось возможным использовать новую батиметрическую карту Мирового океана, построенную Г.Б. Удинцевым, Г.В. Агаповой, Н.А. Маровой [1977]. На ее основе сделано обобщение (рис. 2), позволяющее судить о главных особенностях строения дна Мирового океана.

Наиболее обстоятельные подсчеты площадей, занимаемых различными глубинами в Мировом океане, произведены Е. Коссина [Kossina, 1921, 1933¹], Х. Менардом и С. Смитом [Menard, Smith, 1966], а также двумя коллективами сотрудников университетов: Ленинградского — К.А. Звонаревым, Ю.С. Фроловым, Ф.А. Черняевой [1972] и Московского — О.К. Леонтьевым, С.А. Лукьяновой, Л.И. Калининой [1974]. Сопоставляя данные, полученные этими авторами (табл. 8), можно отметить: а) близость размеров материковой отмели; б) некоторое увеличение площади, занимаемое материковым склоном, по расчетам, выполненным в последнее десятилетие, по сравнению с Е. Коссина; в) небольшое уменьшение поверхности ложа океана, достигающее наибольшего различия на глубинах от 5000 до 6000 м. Такие расхождения легко объяснимы. Прибрежное мелководье обследовалось наиболее обстоятельно в прошлом, тогда как при ограниченности ранее имевшихся данных легко было зависить площадь сравнительно узкого материкового склона и трудно обнаружить все те поднятия дна в пределах ложа, за счет которых сократился удельный вес больших глубин.

Общие закономерности строения дна Мирового океана. Самые общие черты морфологии дна установлены еще в 1894 г. А. Пенком в результате анализа гипсографической кривой. Были выявлены главные морфологи-

¹ В.Н. Степанов [1959б] произвел частичный пересчет данных Е. Коссина.

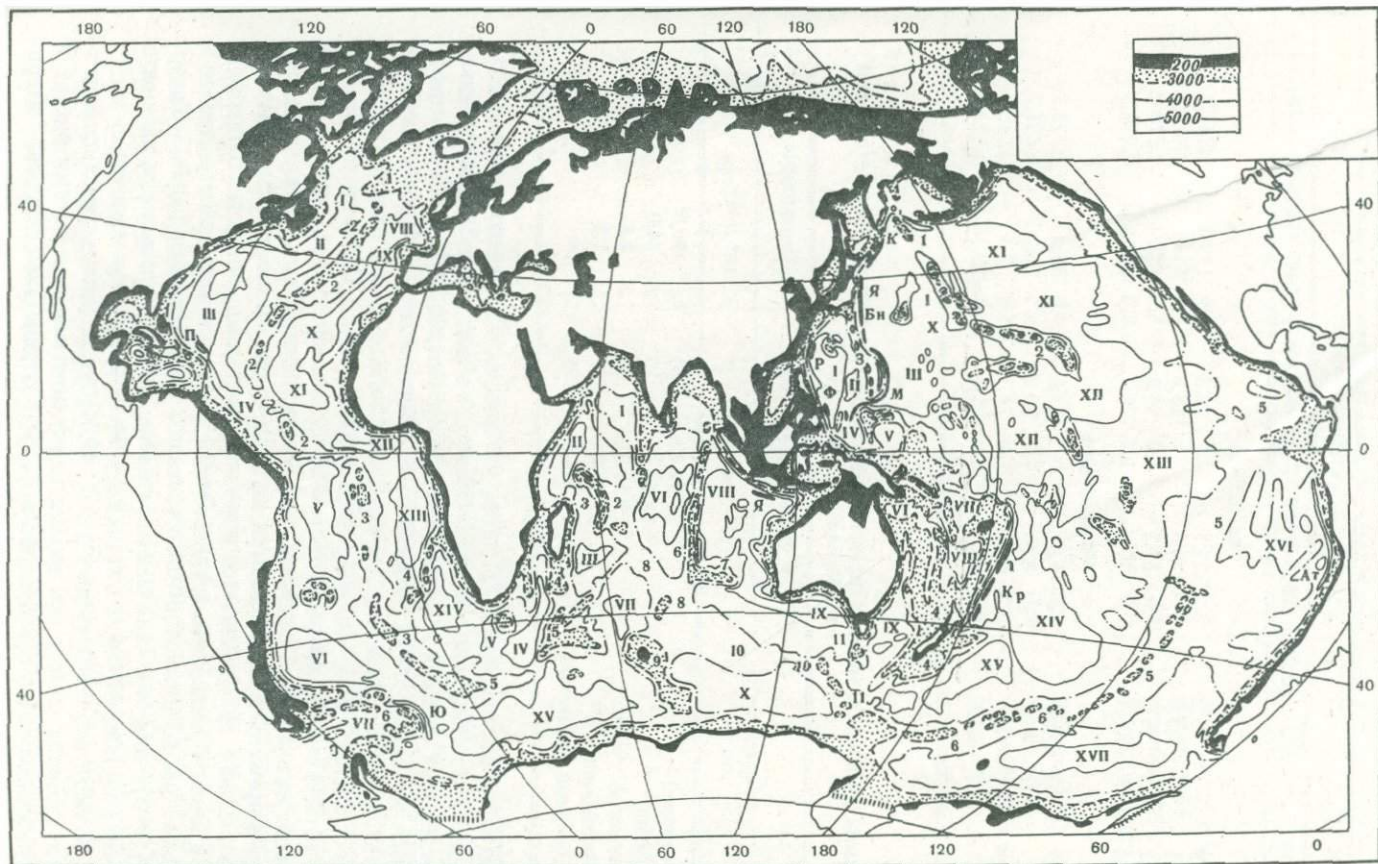


Рис. 2. Рельеф дна Мирового океана. Наименования основных форм рельефа (обозначенных цифрами и буквами) приводятся в табл. 16.

Таблица 8

Площади Мирового океана по градициям глубин по данным различных авторов

Интервалы глубин, м					
0-1000	1000-2000	2000-3000	3000-4000	4000-5000	5000-6000
В 10^6 км ²					
42,9	15,2	24,3	70,8	119,1	84,3
43,1	15,8	30,8	75,8	114,7	76,8
43,1	16,6	31,2	78,2	117,4	70,8
43,2	15,7	30,0	77,7	117,8	74,3
В процентах					
11,9	4,2	6,8	19,6	33,0	23,3
11,9	4,4	8,5	20,9	31,8	21,2
11,9	4,6	8,6	21,7	32,5	19,6
11,9	4,3	8,3	21,4	32,6	20,6

Таблица 9

Площади основных элементов (планетарных морфоструктур) дна Мирового океана по О.К. Леонтьеву и др. [1975]

Океан	Подводные окраины		Переходные зоны	
	10^6 км ²	%	10^6 км ²	%
Мировой	81,5	23	30,6	8
Тихий	18,2	10	24,0	14
Атлантический	29,5	33	4,8	5
Индийский	22,5	29	1,8	2
Северный Ледовитый	11,3	75	-	-

ческие части океана, представленные материковой отмелью, материковым склоном и ложем. Сопоставление батиграфических кривых, построенных для отдельных океанов и морей, показало [Степанов, 1959б, 1960] морфологическую общность Атлантического, Индийского и Тихого океанов (рис. 3). В то же время для Северного Ледовитого океана батиграфическая кривая подобна тем, которые характерны для глубоководных морей.

Батиграфические кривые, построенные для океанов, довольно четко отражают наличие трех основных морфометрических частей дна, для морей же они выражены хуже. Несмотря на то что переход между этими частями дна в океанах прослеживается ярко, границу между ними по батиграфической кривой установить трудно. Особо детальные исследования границ и морфометрии материковой отмели, склона и ложа проведены Ф.П. Шепардом [1976]; для этого им были построены тысячи карт рельефа дна почти для всех районов Мирового океана с дробным проведением изобат.

О. К. Леонтьев с соавторами [1971, 1974] попытались установить естественные границы между основными морфологическими частями океана и выделили несколько иных морфоструктур: 1) подводной окраины матери-

Интервалы глубин, м				Литературный источник
6000-7000	7000-8000	8000-9000	более 9000	
В 10^6 км ²				
3,9	0,3	0,1	0,1	Kossina, 1921, Menard,
4,5	0,4	0,1	0,0	Smith, 1966
3,6	0,3	0,1	0,0	Фролов, 1980
2,9	0,2	0,1	0,0	Леонтьев и др., 1974
В процентах				
1,1	0,1	0,0	0,0	Kossina, 1921, Menard,
1,2	0,1	0,0	0,0	Smith, 1966
1,0	0,1	0,0	0,0	Фролов, 1980, Леонтьев
0,8	0,1	0,0	0,0	и др., 1974

Ложе океана		Срединно-океанские хребты		Всего	
10^6 км ²	%	10^6 км ²	%	10^6 км ²	%
193,8	54	55,2	15	361,1	100
116,8	65	19,6	11	178,6	100
34,0	37	22,3	25	90,5	100
39,6	52	12,9	17	76,8	100
3,4	22	0,4	3	15,2	100

ков, куда, помимо шельфа, относятся склон и часть ложа (материковое подножие); 2) переходной зоны, представляющей собой сочетание котловин окраинного моря, островных дуг и глубоководных желобов, располагающихся с океанической стороны островной дуги; 3) ложа океана, которое большей частью начинается от подводной окраины материков, тогда как в Тихом океане и некоторых морях между ними проходит переходная зона; 4) срединноокеанских хребтов. Отдавая должное этим исследованиям, приходится констатировать необходимость сохранения установленного подразделения дна океана и использования ранее полученных морфометрических данных. При подвижности естественных границ между отдельными морфоструктурами (меняющихся в соответствии с особенностями рельефа дна) величины занимаемых ими территорий (табл. 9) невозможно сопоставить с площадями и объемами вод, находящимися в пределах различных частей Мирового океана. А это требуется для решения целого ряда задач, и в первую очередь тех из них, которые связаны с расчетами переноса энергии и веществ.

В свете всего сказанного кажется целесообразным использование резуль-

татов расчетов ленинградских картографов [Термины. . . , 1980], тем более что ими, помимо площадей (табл. 10), впервые проведены вычисления объемов воды (табл. 11) по одним и тем же грациям глубин. По этим данным нами сделаны некоторые используемые здесь дополнительные расчеты (табл. 12–14).

Изменение по вертикали площадей и объемов совершенно различно. Так, для площадей между изобатами на фоне общего их увеличения по мере нарастания глубины отмечается минимальное значение в интервале 1000–2000 м и максимальное – от 4000 до 5000 м. Объемы же воды 1000-метровых слоев постепенно уменьшаются от 24,6% у поверхности до 10,0% в интервале от 4000 до 5000 м. Поразительно, сколь однороден удельный вес объемов воды в пределах слоев, соответствующих глубинам, занимаемым одними и теми же морфологическими частями дна в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Так, у материковой отмели они близки к 5%, у материкового склона изменяются всего от 63 до 66%, у ложа (в пределах глубин свыше 3000 м) – от 29 до 32%.

В Северном Ледовитом океане объемы вод в слоях, где располагаются шельф и склон, значительно больше, тогда как на глубины, относимые к ложу, приходится только 9%. Площади тех же основных частей дна трех океанов изменяются несколько больше: материковой отмели – от 5 до 9%, склона – от 15 до 21%, ложа – от 71 до 81%. В Северном Ледовитом океане доля ложа составляет 17%, далее приблизительно поровну занимают шельф и склон.

Приведенные данные опять-таки говорят о целесообразности отнесения Северного Ледовитого океана к средиземным морям. Однородность же площадей и объемов морфологических частей дна Атлантического, Индийского и Тихого океанов (несмотря на условность границ между материковой отмелью, склоном и ложем) показывает, что такое подразделение обоснованно. Тем самым приходится констатировать и то, что батиграфические кривые правильно отражают строение дна. Это в еще большей степени подчеркивается различием таких кривых у океанов и морей.

При сопоставлении площадей и объемов главных морфологических частей дна Мирового океана выявлено, что материковая отмель занимает минимальную площадь (в среднем 7,5%) по сравнению с материковым склоном, где она увеличивается более чем в 2 раза, если брать его в границах 200–3000 м, и в 5 раз в интервале глубин 200–4000 м; на ложе в границах 4000–6000 м приходится половина всей площади дна. Объем воды в пределах слоя, соответствующего глубинам шельфа, естественно, невелик, всего около 5%; в слое 200–3000 м, в глубинах, где располагается материковый склон, – 65–80%; удельный вес слоя, где находится ложе, – око-

Рис. 3. Кривые, характеризующие рельеф дна.

А – батиграфические кривые, построенные без учета данных по морям: 1 – все океаны вместе, 2 – Атлантический, 3 – Тихий, 4 – Индийский, 5 – Северный Ледовитый. Б – гипсографическая кривая Земли и диаграмма площадей в миллионах километров, занимаемых различными высотами суши и глубинами в Мировом океане. В – батиграфические кривые морей: 1 – по всем морям Мирового океана в целом, Па – тип мелководных морей, Пб – тоже, полностью лежащих на материковой отмели, Ш – тип морей с плохо выраженным ложем, IVa – тип глубоководных морей, IVб – тоже, с особенно большими глубинами.

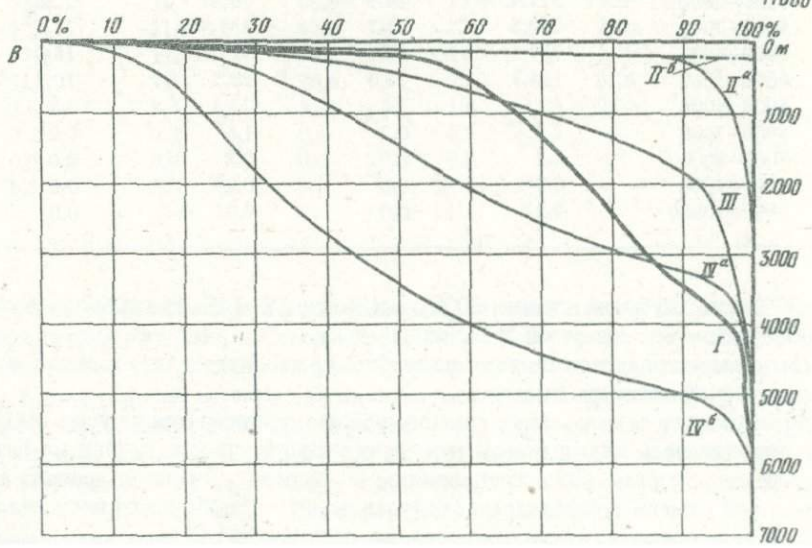
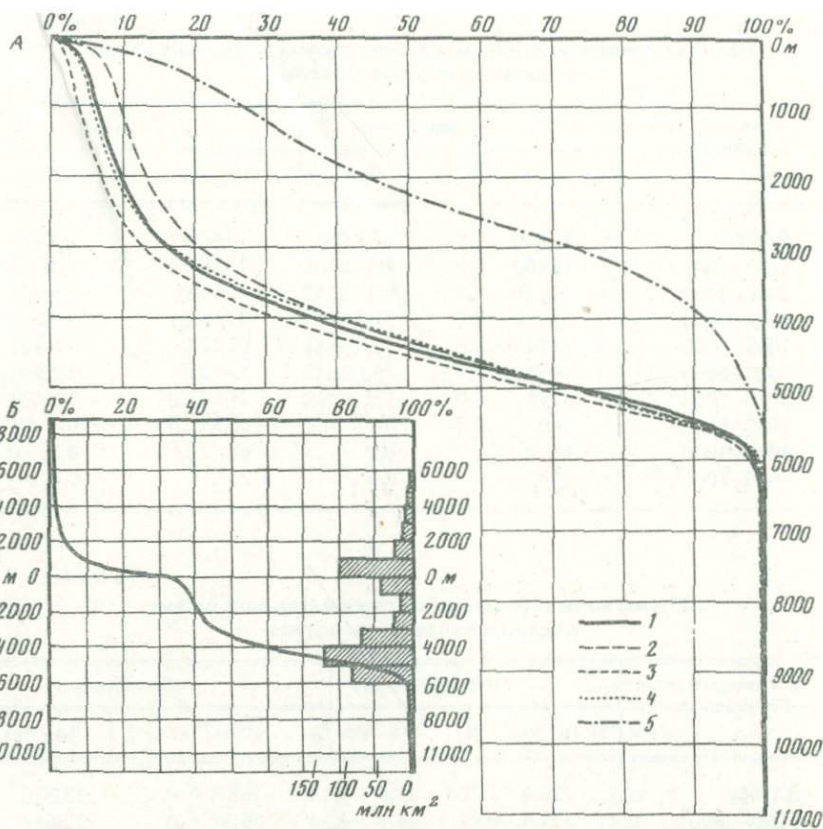


Таблица 10
Площади, занимаемые 1000-метровыми слоями в Мировом океане
в целом и в отдельных океанах

Глубина, м	Мировой		Тихий	
	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%
0-1000	43060	11,9	14400	8,1
1000-2000	16600	4,6	7480	4,2
2000-3000	31180	8,6	12330	6,9
3000-4000	78190	21,7	37560	21,0
4000-5000	117430	32,5	61210	34,3
5000-6000	70850	19,6	42780	23,9
6000-7000	3610	1,0	2610	1,5
7000-8000	260	0,1	230	0,1
8000-9000	60	0,0	60	0,0
9000-10000	20	0,0	20	0,0

Таблица 11
Объемы воды 1000-метровых слоев в Мировом океане
в целом и в отдельных океанах

Глубина, м	Мировой		Тихий	
	10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%
0-1000	329,6	24,6	168,8	23,8
1000-2000	311,4	23,2	160,7	22,6
2000-3000	290,5	21,7	151,9	21,4
3000-4000	237,1	17,7	127,7	18,0
4000-5000	134,3	10,0	76,5	10,8
5000-6000	35,5	2,6	22,8	3,2
6000-7000	2,2	0,2	1,6	0,2
7000-8000	0,2	0,0	0,2	0,0
8000-9000	0,04	0,0	0,04	0,0
9000-10000	0,01	0,0	0,01	0,0

ло 30% при глубинах свыше 3000 м и всего 12-14% на глубинах более 4000 м, исключая Северный Ледовитый океан.

Остановимся далее несколько подробнее на характеристике каждой морфологической части дна океана.

Материковая отмель. За ее границу обычно принимается изобата 200 м, что определено интервалами проведения линий равных глубин на батиметрических картах. По исследованиям Ф. Шепарда, внешняя граница материковой отмели в большинстве случаев лежит на глубинах от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а в среднем на 130 м.

Ширина материковой отмели в среднем составляет 70 км. Однако в отдельных районах отмечаются очень большие отклонения от этой величины

	Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%
	12690	13,9	7140	9,3	9830	59,8
	4760	5,2	3010	4,0	1350	9,2
	9340	10,2	7510	9,9	2000	13,6
	19420	21,2	18960	24,9	2250	15,2
	28640	31,2	27260	35,8	320	2,2
	16420	17,9	11650	15,3	0	0,0
	360	0,4	640	0,8	-	-
	30	0,0	0	0,0	-	-
	0	0,0	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-

	Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
	10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%
	82,1	24,9	71,0	25,1	7,59	42,0
	78,8	23,9	66,6	23,6	5,26	29,1
	72,1	21,9	62,9	22,3	2,60	19,9
	57,9	17,5	50,0	17,7	1,46	8,1
	31,0	9,4	26,6	9,4	0,16	0,9
	7,6	2,3	5,2	1,8	0,00	0,0
	0,2	0,1	0,3	0,1	-	-
	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-
	0,0	0,0	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-

(см. рис. 2). Максимального развития материковая отмель достигает у северной периферии Азии и Северной Америки. В Восточно-Сибирском море ширина ее доходит до 1000 км, а на пространстве, простирающемся от южного берега залива Джемса (Гудзоново море) до Баффиновой Земли, — на протяжении почти 2000 км. Вместе с тем в целом в ряде районов Мирового океана, как, например, у берегов Африки, ширина материковой отмели сокращается до нескольких километров. Ф. Шепард [1976] даже считает, что в некоторых местах она совершенно отсутствует.

Вследствие того что в преобладающем большинстве случаев ширина материковой отмели составляет несколько десятков, реже сотен километров, общая ее площадь, даже в границах 200-метровой изобаты, равна только

Таблица 12

Площади основных морфологических частей дна в Мировом океане
в целом и в отдельных океанах

Глубина, м	Мировой		Тихий	
	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%
	Материковая отмель			
0-200	26 500	7,3	8 160	4,6
	Материковый склон			
200-3000	64 340	17,8	26 050	14,6
200-4000	142 530	39,5	63 610	35,6
	Ложе океана			
Более 3000	270 420	74,9	144 470	80,8
Более 4000	192 230	53,2	106 910	59,8

Таблица 13

Объемы воды в слоях, соответствующих глубине расположения шельфа,
и ложа дна в Мировом океане в целом и в отдельных океанах

Глубина, м	Мировой		Тихий	
	10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%
	Материковая отмель			
0-200	69,4	5,2	34,9	4,9
	Материковый склон			
200-3000	862,1	64,3	446,5	62,9
200-4000	1099,2	82,0	574,2	80,8
	Ложе океана			
Более 3000	409,3	30,5	228,9	32,2
Более 4000	172,2	12,8	101,2	14,2

7,3% всей акватории Мирового океана (см. табл. 12). Если произвести подсчеты отдельно по океанам и морям, то окажется, что во всех океанах, вместе взятых, площадь материковой отмели сокращается до 3%, а в морях Мирового океана она занимает 50% общей их площади. Эти цифры несколько завышены, так как средняя глубина внешней границы материковой отмели 130 м, а не 200 м. Степень развития материковой отмели в отдельных океанах меняется в очень больших пределах. Так, наименьшую площадь она занимает в Тихом океане — 4,6%, а наибольшую — в Северном Ледовитом океане — 40%. При исключении морей максимальное значение эта площадь будет иметь в Атлантическом океане, а минимальное — в Тихом и даже, возможно, в Северном Ледовитом.

Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%
	Материковая отмель				
7 870	8,6	4 630	6,1	5 840	39,40
	Материковый склон				
18 920	20,7	13 030	17,1	6 340	43,0
38 340	41,9	31 990	42,0	8 590	58,2
	Ложе океана				
64 870	70,8	58 510	76,8	2 570	17,4
45 450	49,6	39 550	51,9	322	2,2

Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%
	Материковая отмель				
17,5	5,3	14,8	5,2	2,20	12,2
	Материковый склон				
215,5	65,4	185,8	65,8	14,25	78,8
273,4	82,9	235,8	83,5	15,71	86,9
	Ложе океана				
96,6	29,3	82,1	29,0	1,62	9,0
38,7	11,8	32,1	11,3	0,16	0,9

Известный интерес представляет и развитие материковой отмели по отдельным континентам (табл. 15). Как следует из ее рассмотрения, прибрежное мелководье занимает очень большую площадь у Азии и Северной Америки и совсем слабо развито у Антарктиды.

Объем воды над материковой отмелью очень мал, всего 0,1—0,2% всей ее массы и только в Северном Ледовитом океане он около 4% (см. табл. 14).

По своему строению материковая отмель представляет собой прибрежную равнину с преобладанием небольшого уклона дна от берегов в направлении материкового склона. В среднем угол ее поверхности, по Шепарду, составляет семь минут.

Таблица 14

Объемы воды над морфологическими частями дна
в Мировом океане в целом и в отдельных океанах

Глубина, м	Мировой		Тихий	
	10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%
	Материковая отмель			
0–200	2,72	0,2	0,85	0,1
	Материковый склон			
200–3000	120,0	9,0	49,55	7,0
	Ложе океана			
Более 3000	1215,8	90,8	656,7	92,9

	Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
	10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%	10 ⁶ км ³	%
	Материковая отмель					
	0,79	0,2	0,46	0,2	0,63	3,8
	Материковый склон					
	33,3	10,0	26,46	9,3	10,68	63,9
	Ложе океана					
	296,01	89,8	257,38	90,5	5,39	32,3

Таблица 15

Площади материковой отмели и материкового склона у континентов, 10³ км²

Континент	Материковая отмель	Материковый склон	Площадь континента	Средняя высота континента, м
Европа	3110	3130	9900	300
Азия	9480	7010	43440	950
Африка	1280	2250	30320	750
Австралия	2700	1640	7630	215
Северная Америка	6740	6680	24250	720
Южная Америка	2430	2140	17830	580
Антарктида	360	5410	14110	2040

Материковый склон. По Шепарду [1976], верхняя граница склона располагается в среднем на глубине 130 м, а нижняя — на 3660 м. Ранее за нижнюю границу материкового склона принимали иные глубины, и в том числе средний уровень земной коры, представляющий собой совершенно условную величину, получающуюся в результате выравнивания всех высот суши и глубин моря на нашей планете¹.

Поверхность падения материкового склона представляет собой прямую или плавно изогнутую плоскость. Средняя величина углов наклона дна невелика, она составляет, по Шепарду, 3° 27'. Эта величина близка к среднему значению угла склона горных цепей. Наиболее крут материковый склон в Тихом океане, где средняя величина угла наклона составляет 5° 20', в Атлантическом океане — 3° 05', а в Индийском — 2° 55'. Наименьшие углы на-

¹ Если срыть сушу до тех пор, пока продуктами ее не были бы засыпаны все глубокие части Мирового океана так, чтобы произошло полное выравнивание высоты земной коры, то наша планета была бы покрыта слоем воды в 2440 м.

клона, вычисленные для отдельных районов, составляют около 1°, наибольшие доходят до 25°, а местами¹ даже 45°.

Ширина материкового склона невелика. Она обыкновенно изменяется от 15 до 30 км. Только в отдельных местах Мирового океана ширина его доходит до нескольких сот километров. При преобладании небольшой протяженности материкового склона естественно, что занимаемая им площадь мала. Действительную величину ее привести невозможно, так как она никем не подсчитывалась. Если взять площадь дна от глубины 200 до 4000 м, т.е. до той глубины, вблизи которой обыкновенно заканчивается материковый склон, мы получим завышенные данные². Это объясняется тем, что в пределах ложа океана имеются обширнейшие площади с глубинами от 3000 до 4000 м. Они приходится на возвышенные области, имеющие широкое распространение в пределах ложа. В существующих подсчетах даются суммарные площади между отдельными изобатами по всей акватории океанов в целом, и потому разделить, какая часть из общей площади от 3000 до 4000 м приходится на материковый склон, невозможно. В этих условиях более правильно рассматривать площадь материкового склона в границах от 200 до 3000 м, так как доля глубин свыше 3000 м невелика. В таких границах материковый склон в среднем по всему Мировому океану занимает лишь 17,8% (см. табл. 12). Если исключить моря, то площадь материкового склона сократится до 13%. В морях Мирового океана в целом доля материкового склона (в тех же границах) от общей площади составляет 34%. Степень развития материкового склона в отдельных океанах изменяется в весьма значительных размерах. Самую большую площадь он занимает в Северном Ледовитом океане — 43%, а самую маленькую — в Тихом — 15%.

Объемы вод над материковым склоном изменяются в отдельных океа-

¹ Такова крутизна склона в западной части Калифорнийского залива, у о-ва Куба и в некоторых других районах.

² В среднем такое превышение составит около 15%.

Основные котловины, хребты и глубоководные желоба океанов
(цифровые и буквенные их обозначения даны по карте рельефа дна, см. рис. 2)

Котловина	Хребет	Желоб, максимальная глубина в нем, м
Атлантический океан		
I Лабрадорская	1. Рейкьянес	П – Пуэрто-Рико, 8742
II Ньюфаундлендская	2. Североатлантический	
III Североамериканская	3. Южноатлантический	Ю – Южносандвичев, 8264
IV Гвианская	4. Китовый	
V Бразильская	5. Африканоантарктический	
VI Аргентинская	6. Южноангельский	
VII Южноангельская		
VIII Западноевропейская		
IX Иберийская		
X Канарская		
XI Зеленого Мыса		
XII Гвинейская		
XIII Ангольская		
XIV Капская		
XV Атлантико-антарктическая		
Индийский океан		
I Аравийская	1. Мальдивский	З – Зондский, 7209
II Сомалийская	2. Аравийский	
III Мадагаскарская	3. Маскаренский	
IV Мозамбикская	4. Мадагаскарский	
V Игольная	5. Западноиндийский	
VI Центральная	6. Восточноиндийский	
VII Крозе	7. Западноавстралийский	
VIII Западноавстралийская	8. Центральноиндийский	
IX Южноавстралийская	9. Кергеленский	
X Индоантарктическая	10. Южноиндийский	
	11. Маккуорийский	
Тихий океан		
I Филиппинская	1. Северотихоокеанский	А – Алеутский, 7822
II Западномарианская	2. Гавайский	
III Восточномарианская	3. Западнотихоокеанский	К – Курильский, 9717
IV Западнокоролинская	4. Новозеландский	
V Восточнокоролинская	5. Восточнотихоокеанский	Я – Японский, 8412
VI Коралловая	6. Южнотихоокеанский	Бн – Бонинский, 9810
VII Северофиджийская		
VIII Южнофиджийская		В – Волкано, 9156
IX Тасманова		
X Северозападная		М – Марианский, 11022
XI Северовосточная		Р – Рюкю, 7790
XII Центральная		Ф – Филиппинский, 10265
XIII Восточная		Б – Бугенвила, 9103
XIV Южная		Т – Тонга, 10882
XV Новозеландская		Кр – Кермадек, 10047
XVI Перуанская		Ц – Центральноамериканский, 6489
XVII Тихоокеанскоантарктическая		П – Перуанский, 6601
		Ч – Чилийский, 8069

Таблица 16 (окончание)

Котловина	Хребет	Желоб, максимальная глубина в нем, м
Северный Ледовитый океан		
I Норвежская	1. Гаккеля	
II Гренландская	2. Ломоносова	
III Нансена	3. Менделеева	
IV Амундсена		
V Макарова		
VI Подводников		
VII Канадская		

нах от 7 до 10%, оказываясь очень большими в Северном Ледовитом океане — 64%.

Ложе Мирового океана. Если за границу с материковым склоном принимать глубину 3000 м, площадь, занимаемая ложем, составит почти 3/4 всей акватории Мирового океана (см. табл. 12). Это почти половина поверхности нашей планеты. Если исключить моря, то доля ложа во всех океанах, вместе взятых, увеличится приблизительно на 10% за счет сокращения удельного веса материкового склона. В морях Мирового океана глубины свыше 3000 м составляют лишь около 15% общей их площади. В Атлантическом, Индийском и Тихом океанах на ложе приходится от 71 до 81%, а в Северном Ледовитом — только около 17%. Объем вод над ложем составляет около 90% всей их массы в океанах и только в Северном Ледовитом океане — лишь 32%.

Основной особенностью строения ложа является то, что оно повсеместно пересекается многочисленными подводными хребтами и порогами (табл. 16). В океане некоторые из таких хребтов представляют собой грандиознейшие горные системы, превышающие по своим размерам величайшие горные массивы суши. Имея в основном меридиональное простирание, они делят океаны на две, а Тихий — на три основные глубоководные части.

Под подсчетам О.К. Леонтьева с коллегами (табл. 17), срединно-океанские хребты занимают от 15 до 27% всей площади дна океанов. Интересно то, что при близости абсолютных их величин в Тихом и Атлантическом океанах удельный вес во втором из них оказывается в 2 раза большим (приблизительно таким же, как и в Индийском океане).

Менее значительные по своей протяженности хребты простираются в самых различных направлениях. Одна из их разновидностей — подводные пороги, которые большей частью вытянуты в широтном направлении. Нередко они являются отрогами срединно-океанских хребтов. Площадь котловин, ограниченных хребтами и порогами, никем не подсчитывалась. В первом приближении сюда можно отнести ту часть дна, которая приходится на глубины свыше 4000 м, поскольку изобата 4000 м большей частью их оконтуривает; изобата 5000 м окаймляет центральные части этих впадин. Следовательно, на долю котловин приходится около половины всей площади

Таблица 17

Оценка площадей, занимаемых срединно-океаническими хребтами, котловинами и желобами в Мировом океане в целом и в отдельных океанах

Основные части дна океанов	Мировой		Тихий		Атлантический		Индийский		Северный Ледовитый	
	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%	10 ³ км ²	%
Срединные хребты	68800	19,0	27100	15,0	24000	27,0	17300	23,0	400	3,0
Котловины (4000—7000 м)	194777	53,6	106230	59,5	47880	52,3	39235	51,6		
Желоба (> 7000 м)	355	0,13	301	0,14	53	0,05	1	0,0		

Таблица 18

Площади дна (в %), занимаемые различными грациями глубин по типам строения дна морей Мирового океана

Глубина, м	Мелководные моря			Промежуточные моря с плохо выраженным ложем	Глубоководные моря			Средние значения по всем типам морей Мирового океана
	полностью лежащие на материковой отмели	с малой площадью больших глубин	средние значения по обоим подтипам		преобладающий подтип	особенно глубокие	средние значения по обоим подтипам	
0—200	100	87,5	93,7	33,5	22,5	11,0	16,8	50,6
200—1000	—	9,5	4,8	36,0	19,0	11,0	15,0	14,8
1000—2000	—	2,0	1,0	22,0	17,0	9,0	13,0	10,1
2000—3000	—	1,0	0,5	5,0	24,0	12,0	18,2	8,8
3000—4000	—	—	—	2,5	16,0	16,5	16,2	12,2
4000—5000	—	—	—	1,0	1,5	30,0	15,8	2,8
> 5000	—	—	—	—	—	10,0	5,0	0,7
200—3000	—	12,5	6,3	63,0	60,0	32,5	46,2	33,7
Свыше 3000	—	—	—	3,5	17,5	56,5	37,0	15,7

дна океанов (см. табл. 17) и только в Северном Ледовитом океане — 3%; по абсолютной величине в Тихом океане они занимают приблизительно в 2 раза больше пространства, чем в Атлантическом и Индийском океанах. Наиболее глубокие части котловин (свыше 5000 м) занимают 20–25% всей площади дна или около половины всей поверхности котловин.

Не подсчитывалась особо и площадь желобов, являющихся одной из важных форм рельефа дна океанов. В границах изобаты 7000 м площадь их будет несколько заниженной, так как обычно они оконтуриваются изобатой 6000 м. В то же время глубины свыше 6000 м приходятся главным образом на ложе. Принимая за границу желобов изобату 7000 м, окажется, что в Тихом океане они занимают почти в 6 раз большую площадь, чем в Атлантическом. В табл. 16 приводятся наименования основных желобов и обнаруженные в них максимальные глубины [Фалеев и др., 1977]. Общее их количество достигает 34, из них 28 приходится на Тихий океан. Причем 24 классифицируются как краевые океанические, а остальные желоба — разломы. В Атлантическом океане из 5 желобов только два являются краевыми. В Индийском океане лишь один желоб, а в Северном Ледовитом их нет. Из общего количества желобов в четырех обнаружены глубины свыше 10000 м (Марианском, Тонга, Кермадек и Филиппинском), в пяти — более 9000 м (Бугенвильском, Бонинском, Волкано, Курильском и Санта-Крус), в 8 они превышают 8000 м, еще в 8 — 7000 м, в 6 — 6000 м. Три глубоководных впадины, отнесенные к категории желобов, имеют глубины лишь несколько более 5000 м (Новогвинейский, Манильский и Геленский).

По общему характеру строения дна следует различать ложе низменное, плоскогорное, гористое и сложного вида. Тип низменного ложа наиболее распространен, так как он представлен многочисленными котловинами, составляющими основную часть дна Мирового океана. Тип плоскогорного ложа местами получает довольно широкое распространение. Такие приподнятые равнины большей частью являются плосковершинными расширениями основных меридионально вытянутых хребтов. Самые крупные плато располагаются на севере Атлантического океана, в южных умеренных широтах Индийского океана и в восточной части Тихого океана. Наиболее характерные типы гористого ложа — основные подводные горные системы: Срединно-Атлантический, Срединно-Индийский, Западно-, Восточно- и Южнотихоокеанские хребты. Тип сложного строения ложа обусловлен наличием множества отдельных впадин и возвышенностей, что характерно для Океании, архипелагов, областей коралловой и вулканической деятельности, а также некоторых других районов Мирового океана.

Типы строения дна морей. Такая классификация была проведена [Степанов, 1960] по характеру батиграфических кривых. Анализ их показал весьма закономерную картину, при которой выявились три основных типа строения дна морей Мирового океана (см. рис. 3, табл. 18). Они выражены очень ярко и графически представлены пучками батиграфических кривых. Таким образом, были выделены моря: 1) мелководные, лежащие в основном на материковой отмели; 2) промежуточные со слабо развитым ложем и преобладанием переходных глубин от мелководья к большим глубинам; 3) глубоководные с рельефом дна, подобным океаническому, т.е. с хорошо выраженной материковой отмелью, материковым склоном и ложем.

Первый и третий типы строения дна морей оказалось целесообразным подразделить на два подтипа.

Мелководные моря целиком или почти целиком располагаются в пределах материковой отмели. К морям, полностью лежащим на материковой отмели, относятся Восточно-Сибирское, Чукотское, Азовское, Аральское, Желтое, Яванское, а также Персидский залив. Более многочислен второй подтип мелководных морей с глубинами 1000–3000 м. Батиграфические кривые имеются для следующих морей: Баренцева, Балтийского, Северного, Тиморского и Восточно-Китайского. Основываясь на анализе батиметрических карт, сюда же следует отнести моря Карское, Лаптевых, Каспийское и Арафурское. Таким образом, к первому подтипу отнесено 7 морей, а ко второму – 9.

Для второго типа морей, совершенно условно названных промежуточными, главной отличительной чертой является то, что у них плохо выражена основная часть дна – ложе. Батиграфическая кривая у таких водоемов не вогнутая, как у глубоководных океанов и морей, а выпуклая (см. рис. 3). Для морей этого типа характерно преобладание переходных глубин от прибрежных мелководий к большим глубинам, свойственным ложу; глубины от 0 до 2000 м составляют 91,5%. Батиграфические кривые представилось возможным построить по морям Баффинову, Красному, Охотскому, Флорес, Серам, Сулу и Калифорнийскому заливу. К данному типу морей, видимо, можно отнести и море Бофорта. Тогда общее их количество достигнет 8.

Глубоководные моря обладают строением дна, подобным океаническому (с вогнутой батиграфической кривой). Однако для них характерно значительное развитие материковой отмели и особенно переходных глубин, свойственных материковому склону (200–3000 м). За счет этого (по сравнению с океаном) сильно сокращается доля ложа; в среднем оно занимает только 37%. Батиграфические кривые по данному типу водоемов были построены для морей Норвежского, Гренладского, Карибского, Средиземного, Черного, Берингова, Японского, Южно-Китайского, Сулавеси, Молуккского, Банда, Суву и Мексиканского залива. Анализ батиметрических карт показывает, что сюда же можно причислить моря Уэдделла, Аравийское, Коралловое, Фиджи, Тасманово и Бенгальский залив. Таким образом, общее количество морей, которые удалось отнести к этому типу, составляет 18. Из них три – Карибское, Сулавеси и Банда – отличаются особенно высоким процентом больших глубин. В силу чего оказалось целесообразным выделить их в самостоятельный подтип.

Необходимо отметить, что батиграфическая кривая по всем морям Мирового океана в целом плохо отражает строение их дна. За счет группы мелководных морей сильно завышается доля материковой отмели (50,6%). Очень малый удельный вес имеет ложе. Подобная батиграфическая кривая обнаруживается только у Берингова моря. Все прочие батиграфические кривые имеют совершенно иной вид.

Проведенное нами обобщение, основанное на многочисленных литературных источниках и анализе обширных морфометрических данных, может представить интерес для всех специалистов, занимающихся изучением Мирового океана.

- Звоначев К.А., Фролов Ю.С., Черняева Ф.А.* Новые данные о морфометрии Мирового океана. — В кн.: Докл. к XXII Междунар. геогр. конгр. Л., 1972, с. 1201–1203.
- Зубов Н.Н., Эверлинг А.В.* Моря земного шара. — В кн.: Большой Советский атлас мира: Указ. геогр. назв. М.: 1940, т. 1, с. 106–130.
- Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Калинина Л.И.* Батиметрическая кривая и размеры планетарных морфоструктур Мирового океана. — Геоморфология, 1974, № 4, с. 3–11.
- Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Калинина Л.И.* Площадь основных морфоструктурных элементов дна Мирового океана. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 6, с. 1441–1444.
- Леонтьев О.К., Удинцева О.Г.* Площади основных морфоструктурных элементов дна океана. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1971, № 2, с. 47–52.
- Морской атлас. Т. 2. Физико-географический. Л.: ГШ ВМС, 1953. 82 с.
- Муромцев А.М.* Классификация подразделений Мирового океана и его районирование. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1953, т. 85, вып. 2, с. 154–161.
- Степанов В.Н.* О подразделении Мирового океана. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959а, № 4, с. 26–33.
- Степанов В.Н.* Размеры основных частей дна океанов и морей. — Бюл. Океаногр. комиссии, 1959б, вып. 3, с. 31–39.
- Степанов В.Н.* Типы строения дна морей Мирового океана. — Бюл. Океаногр. комиссия, 1960, вып. 5, с. 48–53.
- Степанов В.Н.* Основные размеры Мирового океана и главнейших его частей. — Океанология, 1961, вып. 2, с. 213–219.
- Термины. Понятия. Справочные таблицы. Л.: Гл. упр. навигации и океанографии М-ва обороны, 1980. 156 с.
- Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Марова Н.А.* Батиметрическая карта Мирового океана. М.: ГУГК, 1977. 20 с.
- Фалеев В.И., Удинцев Г.Б., Агапова Г.В., Доманицкий Е.А., Марова Н.А.* Сведения о максимальных глубинах желобов Мирового океана. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 3, с. 475–578.
- Фролов Ю.С.* Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана. — Вестн. ЛГУ. Геол. и геогр., 1971, вып. 1, № 6, с. 85–90.
- Шенард Ф.П.* Морская геология. Л.: Недра, 1976, с. 438–484.
- Kossina E.* Die Tiefen des Weltmeeres. — Veroff. Inst. F. Meereskunde, 1921, H. 9, S. 51–73.
- Kossina E.* Die Erdoberfläche. — Handb. Geophys., 1933, Bd. 2, S. 23–37.
- Menard H.W., Smith S.M.* Hypsometry of Ocean basin provinces. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 18, p. 4305–4326.

УДК 551.463

Б.Н. ФИЛЮШКИН

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СЕЗОННОГО ТЕРМОКЛИНА В ТИХОМ ОКЕАНЕ

В верхнем слое океана наблюдается характерное распределение температуры, солености и плотности по вертикали. Верхний квазиоднородный слой отделяется от нижележащих слоев резким изменением характеристик по глубине. В океанологической литературе его принято называть слоем "скачка" соответственно температуры, солености и плотности или термо-, хало- и пикноклином. Глубже имеется слой, в котором температура уменьшается постепенно, почти до постоянного значения в глубоких слоях океана. Этот слой постепенного уменьшения температуры иногда называют главным термоклинном. Скачок температуры в верхних слоях океана называют

вторичным или сезонным термоклином. Такое распределение основных свойств в океане определяется процессами обмена теплом и энергией на границе раздела океан — атмосфера [Зилитинкевич и др., 1978]. Наличие сезонного пикноклина приводит к условиям хорошо выраженной устойчивой стратификации. Турбулентная энергия, генерируемая ветровыми волнами, как правило, сосредоточена в квазиоднородном слое, и пикноклин в этом случае является энергетическим барьером для проникновения ее вглубь. Для пассивно погружающихся биогенных и взвешенных минеральных частиц пикноклин является аналогом "жидкого" дна. Частицы, обладающие малым запасом отрицательной плавучести, не могут преодолеть пикноклин, и происходит накопление взвешенного материала на его верхней границе. Поскольку бурное развитие фитопланктона в верхнем слое моря происходит в весенне-летний сезон при очень устойчивой стратификации, то отмирающие биогенные организмы в это время могут скапливаться в пикноклине. Таким образом, в это время в поверхностном слое океана усиливается роль горизонтального переноса взвешенного материала дрейфовыми и градиентными течениями из района его образования. В осенне-зимний период, когда вертикальная стратификация становится нейтральной или даже неустойчивой в самых северных районах, т. е. конвекция почти разрушает пикноклин, весь взвешенный материал может беспрепятственно проходить через верхний слой и проникать в более глубокие слои океана в районе его образования. Следовательно, пространственно-временная изменчивость сезонного пикноклина может оказывать влияние на характер распределения осадочного материала, попадающего в поверхностные слои океана.

В этой работе мы ограничимся рассмотрением только верхнего деятельного слоя океана. Изменение плотности по вертикали в этом слое приводит к выделению трех естественных слоев по характеру развития и существования турбулентных движений: верхнего однородного слоя, слоя скачка и слоя ниже скачка, где вертикальные градиенты еще существенны [Монин, 1970]. Поэтому в рамках поставленной задачи представляется необходимым рассмотреть пространственные изменения термоклина и пикноклина, вертикального градиента в этом слое на примере Тихого океана для двух характерных месяцев — августа и февраля — и, исходя из этого, попытаться дать районирование по характеру изменения этих параметров.

Для описания вертикальной стратификации необходимо знание изменения плотности в пространстве. Однако в настоящее время непрерывные наблюдения по вертикали и горизонтали имеются только для температуры. В последнее десятилетие в практику океанологических исследований входят зондирующие устройства типа АИСТ и СТД, которые измеряют почти непрерывно по вертикали профиль изменения температуры и электропроводности морской воды. По этим записям на ЭВМ, используя уравнение состояния морской воды, рассчитывают плотность. Однако такие наблюдения в общем массиве гидрологических данных пока еще незначительны. Все наши знания по изменению плотности основаны на анализе дискретных батометрических наблюдений на гидрологических станциях. Измерения на них проводятся на стандартных горизонтах, что далеко не отвечает задачам исследования структуры верхнего слоя моря.

В океане изменения плотности морской воды в основном определяются температурой, и поэтому для анализа изменений границ основных турбулентных зон можно использовать температурные данные. К тому же они имеют определенные преимущества: во-первых, непрерывная запись профиля по вертикали малоинерционными приборами позволяет точно фиксировать положение слоя скачка и наличие дополнительных скачков меньшего масштаба; во-вторых, температурных наблюдений значительно больше, так как при составлении каталогов гидрологических станций учитываются многочисленные батитермограммы. Кроме того, наличие батитермограмм позволяет оценить погрешности в определении границ слоя скачка и занижение вертикального градиента в этом слое за счет использования дискретных данных гидрологических станций [Аратская, Филлюшкин, 1963].

Укажем основные процессы, формирующие вертикальный профиль плотности. Плотность является функцией температуры и солёности, поэтому необходимо рассмотреть факторы, определяющие их изменение. Для температуры эти факторы в первом приближении можно разбить на две группы: во-первых, поступление тепловой энергии в результате поглощения солнечной радиации поверхностью океана и теплообмена с атмосферой и дном; во-вторых, перераспределение тепла в поверхностных слоях океана под действием перемешивания и течений различной природы. Солёность в океане также определяется этими группами факторов, но, кроме того, существенно зависит от разности осадки—испарение, в свою очередь оказывающей влияние на поверхностную температуру.

Таким образом, пространственное изменение основных факторов позволяет наметить первый путь районирования характеристик термоклина. Такое районирование для северной половины Тихого океана приводится в работе Талли, где выделяются следующие зоны: 1) тропическая, характеризующаяся только суточными колебаниями потока тепла, превышением осадков над испарением и ветровым перемешиванием; 2) субтропическая — с превышением испарения, сезонными колебаниями потока тепла и преобладающим конвективным перемешиванием; 3) субарктическая — с превышением осадков, с сезонными колебаниями потока тепла и сезонным характером ветрового и конвективного перемешивания. Для северных районов Берингова и Охотского морей он выделяет Арктическую зону.

Однако более целесообразно провести районирование турбулентных зон, анализируя карты пространственного измерения основных параметров термоклина и пикноклина. Для анализа использовались карты положения верхней границы (H_C), толщины термоклина (ΔH) [Филлюшкин, 1968], топография нижней границы слоя максимальных вертикальных градиентов температуры (H_H), а также карты максимальных градиентов в термоклине $\left(\frac{d\theta}{dz}\right)$ (рис. 1, 2). Для августа приведены карты топографии нижней границы слоя максимальных градиентов плотности (H'_H) и самих градиентов в пикноклине $\left(\frac{d\sigma_t}{dz}\right)$. Результаты сравнения также приведены для всех выделенных районов по типичным кривым распределения темпе-

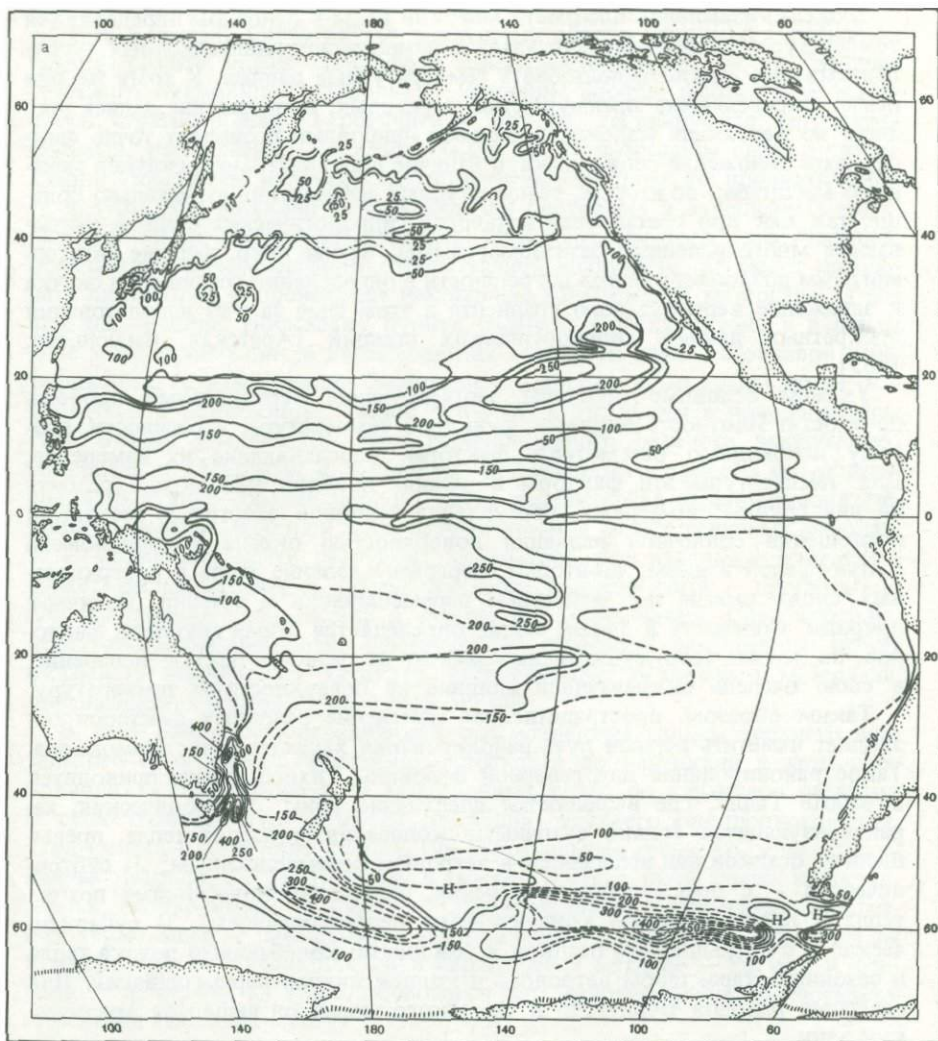
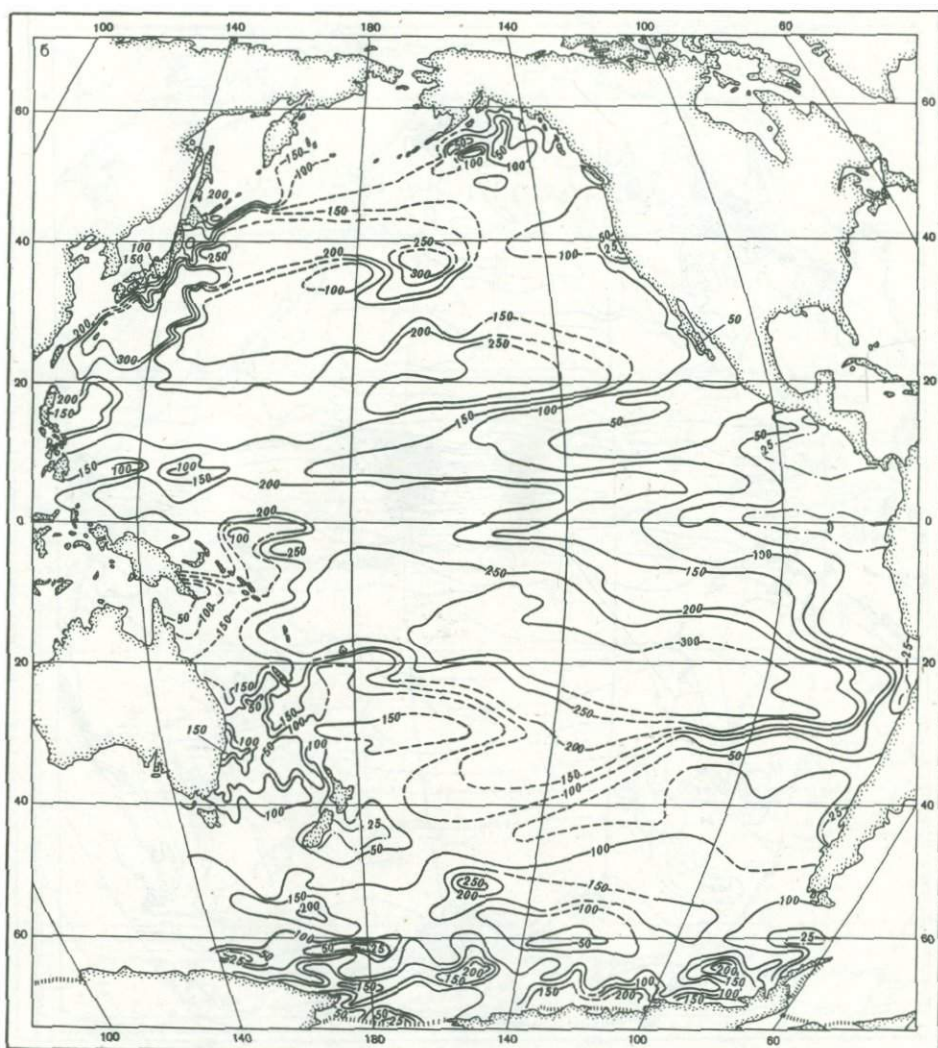


Рис. 1. Топография нижней границы слоя максимальных вертикальных градиентов температуры для августа (а) и февраля (б)

ратуры и плотности (таблица). Указанные карты построены по среднемесячным данным для двух характерных месяцев. Осреднение проводилось для трапеции 1° по широте и 1° по долготе для умеренных широт, а в тропической зоне (от 20° с. ш. до 20° ю. ш.) — для трапеций 1° по широте и 5° по долготе. Подробно методика построения таких карт описана автором [1968].

Прежде чем переходить к анализу полученных карт, отметим различную обеспеченность материалами наблюдений для августа и февраля. Для августа было принято в расчет около 12 000 станций, а для февраля — около



4500 станций [Добровольский и др., 1962]. Дополнительно в районах средних широт открытой части океана зимой и в районах южнее 20° ю. ш. были использованы наблюдения отдельных экспедиций. И тем не менее гидрологическая изученность этих районов еще крайне недостаточна, и проведенные изолинии надо рассматривать как первое приближение в южной части Тихого океана. Полученные характеристики для северной части можно считать достоверными. Кенион [Kenyon, 1977], исследуя крупномасштабные изменения поверхностной температуры в северной половине Тихого океана, показал, например, что для разреза по 35° с. ш. от 140° в. д. до 120° з. д. средняя поверхностная температура, полученная для периодов осреднения 1947–1956, 1947–1966 и 1947–1975 гг., меняется очень слабо.

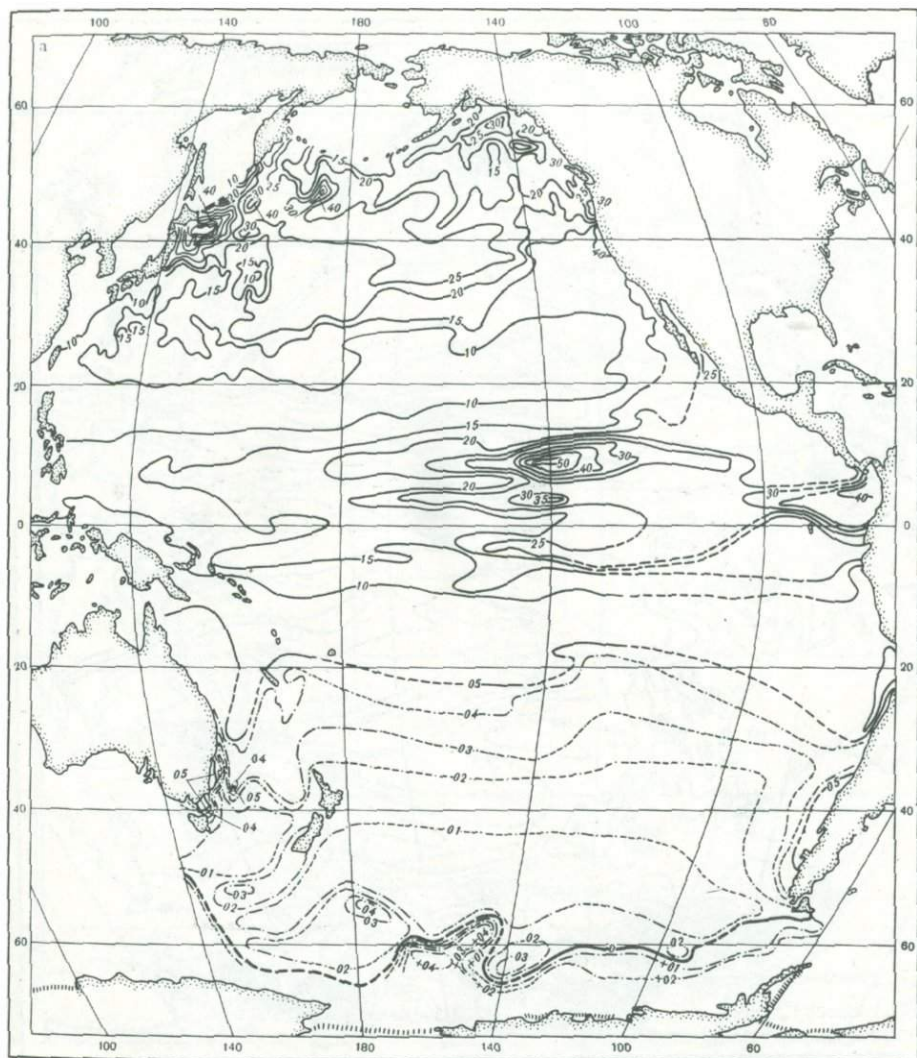
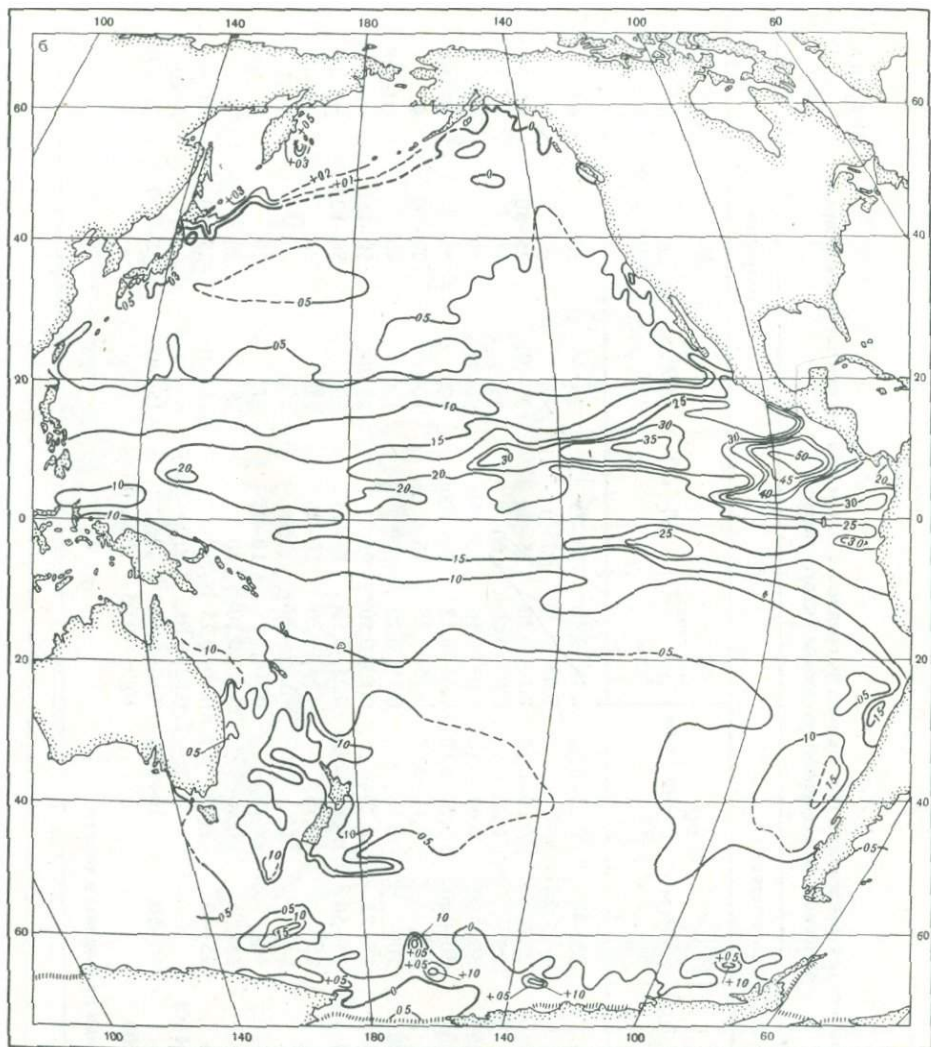


Рис. 2. Максимальные вертикальные градиенты температуры в термоклине для августа (а) и февраля (б)

Поэтому при картировании изменения пространственных характеристик для Тихого океана в первую очередь пополнять данные следует для слабоизученных районов.

Рассмотрим районирование по характеру изменения профиля температуры и плотности с учетом динамики вод для северной части Тихого океана.

Циркуляция вод в северной части Тихого океана подробно изложена в монографии "Гидрология Тихого океана" [Бурков, 1968]. Здесь только кратко перечислим основные круговороты, сведения о которых в даль-



нейшем будут использованы при районировании северной половины Тихого океана. С севера на юг следуют: субполярный циклонический круговорот (38° – 61° с. ш.), образуемый течениями Алеутским, Аляскинским, Ойасио, на юге круговорот ограничен северным полярным фронтом; северный субтропический антициклонический (14° – 38° с. ш.) состоит из северного Пассатного течения, течений вдоль берегов о-ва Тайвань, Куроисио, Северо-Тихоокеанского и Калифорнийского. С юга круговорот ограничен северным тропическим фронтом. Характер циркуляции в самых крупных звеньях для августа и февраля остается неизменным. Наблюдается только некоторое изменение в положении границ и осей круговоротов.

Были выделены четыре основные зоны и четыре области для августа и февраля (рис. 4; табл. 1).

Таблица 1

Изменение основных параметров термоклина и пикноклина по среднемесячным данным для августа и февраля различных зон северной половины Тихого океана

Параметры слоя или зоны *	Месяц	Температура					Плотность			
		$H_0, \text{ м}$	$H_C, \text{ м}$	$\Delta H, \text{ м}$	$\frac{dQ}{dZ}$ ср., °C/м	$\frac{dQ}{dZ}$ max, °C/м	$H'_C, \text{ м}$	$\Delta H', \text{ м}$	$\frac{d\delta t}{dZ}$ ср, $10^3 \text{ г/см}^3 \text{ м}$	$\frac{d\delta t}{dZ}$ max, $10^3 \text{ г/см}^3 \text{ м}$
I	VIII	10-25	10-25	25-40	0,15-0,20	0,15-0,40	10-25	25	50	60
	II	(150)	(150)	-	-	0,03	(150)	-	-	5
II	VIII	25-50	25-75	25	0,10-0,15	0,10-0,20	25-50	25-50	25-50	40-60
	II	50-75	100	25	0,05	0,05-0,06	100	25	15	10-20
III	VIII	75-100	100-250	50-100	0,07-0,10	0,07-0,15	50-150	50-100	15	20
	II	100	100-200	50-100	0,07-0,10	0,06-0,12	50-100	50	20	20-40
IV _з	VIII	75	75	100	0,15-0,20	0,15-0,25	75	100	20-30	40
	II	50	50-100	100	0,15	0,15-0,20	100	100	40	40-60
IV _в	VIII	10-25	25	50-75	0,20-0,35	0,20-0,50	25	25-75	50-150	60-160
	II	10-50	10-50	25-50	0,15-0,40	0,25-0,50	25-75	50	50-125	60-200
а	VIII	25	25	25	0,15	0,15-0,20	10-25	25	20	20-40
	II	(100)	(100)	-	-	+0,02±+0,04	(100)	-	-	5-10
б	VIII	10-25	10-25	40	0,15	0,20	10-25	25	20	20-40
	II	50	50	25	0,06	0,05-0,10	40	25	15	20
в	VIII	10-25	10-25	25-40	0,10	0,10-0,15	10-25	25-40	25-50	40-60
	II	(100-300)	(100-400)	-	-	0,03-0,05	(100-300)	-	-	5-10
г	VIII	0-10	0-10	40-50	0,10-0,30	0,10-0,40	10	25-40	25-100	25-120
	II	(100)	100-200	-	-	+0,03±+0,05	100-200	-	-	5

* Названия зон, областей и все обозначения приведены в тексте.

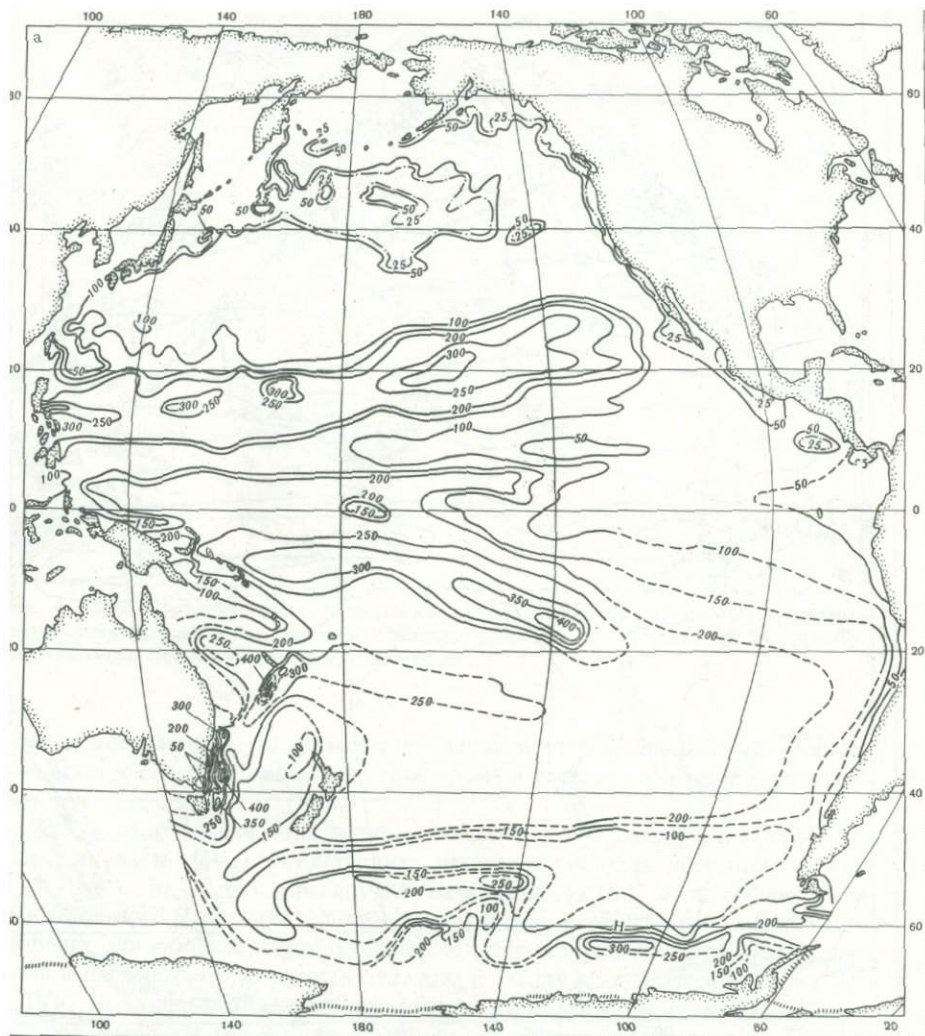


Рис. 3. Топография нижней границы максимальных вертикальных градиентов плотности (а) и значения этих градиентов в пикноклине (б) для августа

1. Субарктическая зона¹ (от 48° с. ш. до 30° с. ш.) летом характеризуется резко выраженным термоклином (градиент порядка 0,2° С/м), близко расположенным к поверхности толщиной 25 м. Для всей области типично, что глубина залегания слоя и его интенсивность с широтой меняются слабо. С февраля в этой зоне в результате конвективно-ветрового перемешивания термоклин разрушается и наблюдается остаточный слабо вы-

¹ Названия основных зон даны по аналогии со структурами водных масс для Тихого океана [Радзиховская, Леонтьева, 1968].

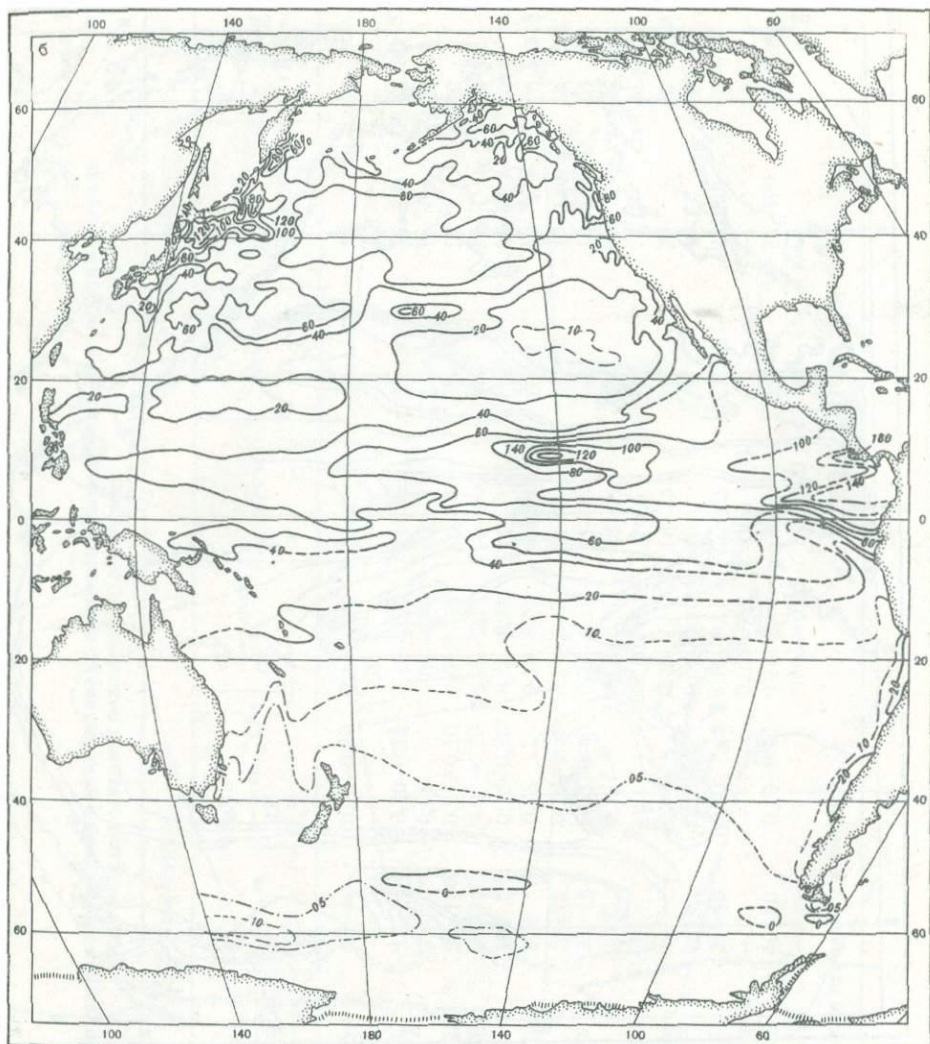


Рис. 3 (окончание)

раженный сезонный термоклин с градиентами порядка $0,02-0,03^{\circ}$ C/м на глубине 150–200 м (рис. 5, а, б).

II. Субтропическая зона характеризуется увеличением глубин до 100 м и уменьшением вертикальных градиентов с приближением к экватору. Зимой граница ее совпадает с областью разрушения термоклина, т. е. $\frac{d\theta}{dz} < 0,05^{\circ}$ C/м. В этот сезон ориентация зоны заметно отклоняется от параллелей (см. рис. 4).

III. Тропическая зона выделяется резким увеличением глубин до 250 м и хорошо совпадает с областью минимальных значений вертикальных

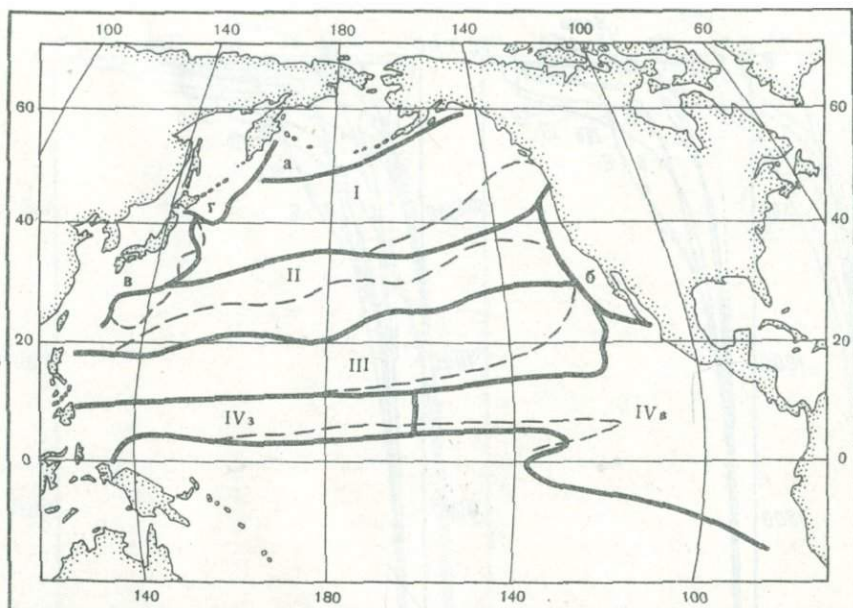


Рис. 4. Схема районирования гидрологических структур по основным параметрам термоклина (сплошными линиями показаны границы для августа, пунктирными — для февраля). Обозначения приведены в тексте

градиентов температуры. Зимой она увеличивает свою площадь, несколько смещаясь к северу. Параметры термоклина в течение года меняются слабо (см. рис. 5, а, б).

IV. Экваториальная зона делится на две части — западную и восточную. Западная часть (IV_z) представляет широтную область, лежащую между 4° и 11° с. ш. и простирающуюся на восток до 160° з. д. Наблюдается выклинивание H_C к поверхности и увеличение вертикальных градиентов. Типично однообразие параметров термоклина во всей области. Положение зоны и параметры термоклина от сезона к сезону не меняются (см. рис. 4).

IVв. Восточно-экваториальная область примыкает к побережью Центральной Америки (от 20° до 10° с. ш.) и заметно отличается по своему положению от всех предыдущих зон, имеющих четко выраженный широтный характер. Во всей этой области наблюдаются наибольшие величины H_C (до 10–25 м) с некоторым заглублением у экватора. Термоклин четко выражен, и вертикальные градиенты равны $0,3^\circ$ С/м, достигая у экватора $0,4^\circ$ С/м. Осредненная схема, полученная по нашим данным, хорошо совпадает с аналогичной картой этого района, построенной Т. Кромвеллом [Cromwell, 1958] по данным батитермографных наблюдений. Сезонные колебания незначительны.

Все указанные закономерности надо относить к центральным районам океана, тогда как в прибрежных областях величины основных параметров претерпевают заметное отклонение от общего изменения по широте. Поэтому целесообразно в данную классификацию зон ввести дополнительные

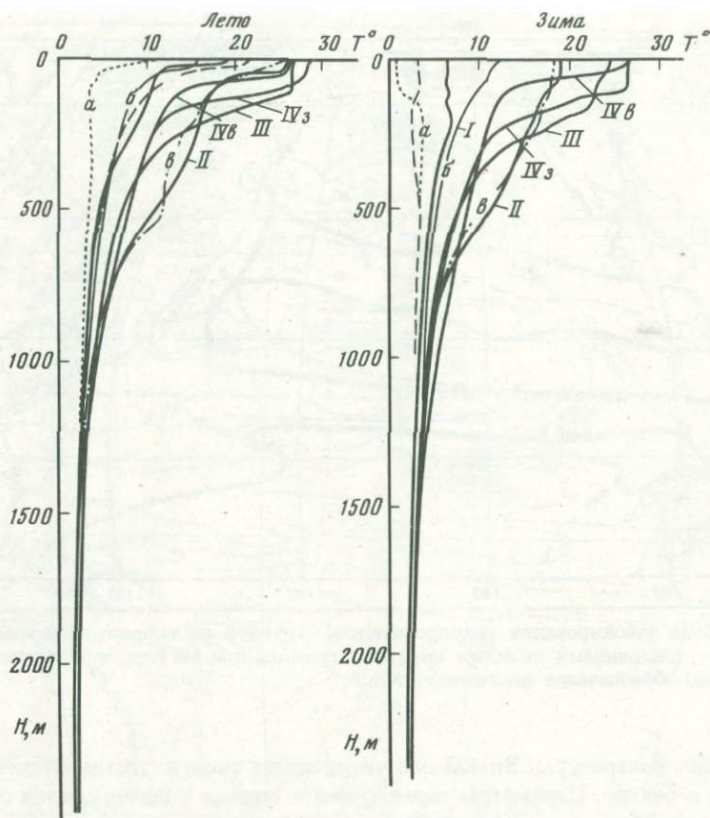


Рис. 5. Типичные кривые изменения температуры воды по вертикали в выделенных районах для лета и зимы

области, отличающиеся по характеру изменения термоклина. Выделяются следующие области (см. рис. 4, табл. 1):

1. Область Аляскинского течения. В летнее время параметры термоклина незначительно отличаются от параметров субарктической зоны, расположенной южнее. Наблюдается только уменьшение вертикальных градиентов (меньше $0,15^{\circ}$ C/м). Однако на февральских картах эта область четко выделяется как область неустойчивой стратификации. Значительное выхолаживание вод приводит к слабо выраженному термоклину, но с положительным вертикальным градиентом ($+ 0,02 \div + 0,04^{\circ}$ C/м) на глубине около 75–100 м (см. рис. 2, б).

2. Область Калифорнийского течения. В августе термоклин хорошо развит, расположен близко к поверхности и не меняется с широтой. В феврале он несколько изменяет свои параметры, в основном уменьшая интенсивность до $0,06^{\circ}$ C/м. Изолинии всех параметров идут в меридиональном направлении (см. рис. 1). Все это подтверждает уже имеющиеся представления о подъеме вод около Калифорнийского побережья Америки.

3. Область течения Куро시오 представляет особый интерес. С севера

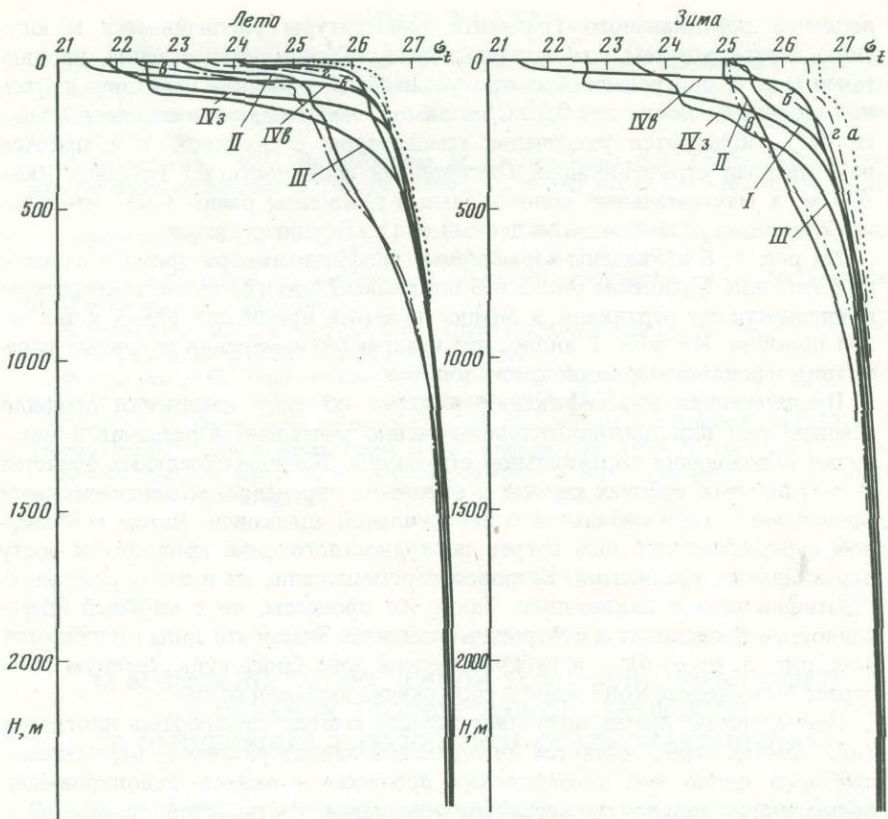


Рис. 6. Типичные кривые изменения плотности воды по вертикали в выделенных районах для лета и зимы

она ограничивается фронтальной зоной, которая образуется сжатием течений Куроисио и Ойясио. Карты для августа показывают сложное изменение H_C , толщины слоя и величины градиента. Для этого района большое значение имеет адвекция тепла, и поэтому изменение изобат и наличие отдельных замкнутых кривых практически отражают динамическую картину этого района.

Карты для февраля показывают область максимальных значений H_C (100–300 м), т. е. здесь создается зона активного вертикального перемешивания (см. рис. 1, б). Вертикальные градиенты в слое скачка невелики (до $0,05^\circ \text{C/м}$). Рассмотрение характера изменения толщины квазиоднородного слоя в умеренных широтах приводит к выводу, что образование этой области обязано ряду дополнительных процессов: повышению плотности при смещении различных по характеристикам вод и вертикальному движению в области фронта.

4. Область течений Ойясио выделяется на летних и зимних картах аномальными значениями параметров термоклина (см. рис. 1, 2). Летом термоклин расположен у самой поверхности и хорошо выражен, причем

величина вертикального градиента температуры увеличивается к югу. Объясняется это тем, что холодные воды Курильского течения, продвигаясь к югу, прогреваются за счет увеличения солнечной радиации, и средние градиенты достигают $0,3^{\circ}$ С/м. Зимой, так же как и в соседней области "а", наблюдается увеличение температуры с глубиной, т. е. имеется неустойчивая стратификация. Однородный слой достигает глубины 100—200 м, а максимальные положительные градиенты равны $0,05^{\circ}$ С/м. Это связано с поступлением охлажденных вод из Берингова моря.

На рис. 5, 6 приведены характерные профили температуры и плотности для этих зон. Сравнение рис. 5 и 6 показывает, что изменение температуры и плотности по вертикали в зимнее и летнее время для одних и тех же зон подобно. Из табл. 1 видно, что и характер изменения основных параметров термоклина и пикноклина подобен.

Предложенная классификация районов по типу изменения профиля температуры или плотности одновременно учитывает и различия в механизме образования вертикальной структуры. Наличие отдельных областей в пограничных районах океана в основном определяется динамическими причинами — горизонтальной и вертикальной адвекцией. Летом в обширной субарктической зоне нагрев поверхностного слоя приводит к росту вертикальных градиентов. Ветровое перемешивание не в силах разрушить стратификацию в пикноклине. Такие же процессы, но с меньшей интенсивностью происходят в субтропической зоне. Зимой эти зоны различаются (см. рис. 5, б; 6, б) — в субарктической зоне более существенную роль играет термическая конвекция и слой скачка выражен слабее.

Проведенный анализ позволяет сделать вывод, что профиль плотности (или температуры) является интегральной характеристикой, отражающей довольно полно все динамические процессы в океане. Районирование, выполненное только по характеру изменения плотностной структуры в пространстве, правильно отражает изменение уровня турбулентности с учетом всех основных факторов.

Предложенный метод районирования, на наш взгляд, имеет некоторые преимущества, например, по сравнению с методом выделения водных масс [Раздиховская, Леонтьева, 1968]. Во-первых, это создает возможность использования массового материала исходных гидрологических наблюдений, обработанного на ЭВМ с необходимым пространственным и временным масштабами осреднения и применения заранее заданных критериев выделения параметров атермоклина. Во-вторых, выявление границ пространственных зон можно производить одновременно по нескольким показателям $\left(H_C, \Delta H, \frac{d\theta}{dz} \right)$, что заметно облегчает и уточняет

их проведение. И наконец, районирование, проведенное по изменению характера вертикальной стратификации в деятельном слое, и выделение типовых профилей температуры и плотности позволяют использовать их при решении задач взаимодействия океана и атмосферы, моделирования биологических процессов в деятельном слое, а также определять характер распределения и осаждения взвешенного материала в верхних слоях океана.

Аратская В.В., Филошкин Б.Н. Об определении слоев наибольших градиентов температуры и солёности в океане. — *Океанология*, 1963, т. 3, вып. 3, с. 424–430.

Бурков В.А. Циркуляция вод. — В кн.: *Гидрология Тихого океана*. М.: Наука, 1968, с. 206–289.

Добровольский А.Д., Радзиховская М.А., Леонтьева В.В. Глубоководные гидрологические исследования Тихого океана. — *Тр. ИО АН СССР*, 1962, т. 60, с. 130–141.

Зилитинкевич С.С., Монин А.С., Чаликов Д.В. Взаимодействие океана и атмосферы. — В кн.: *Физика океана*. М.: Наука, 1978, т. 1, с. 208–339.

Монин А.С. Основные особенности морской турбулентности. — *Океанология*, 1970, т. 10, вып. 2, с. 240–249.

Радзиховская М.А., Леонтьева В.В. Структура вод и водные массы. — В кн.: *Гидрология Тихого океана*. М.: Наука, 1968, с. 20–65.

Филошкин Б.Н. Термические характеристики верхнего слоя воды в северной части Тихого океана. — *Океанол. исследования*, 1968, № 19, с. 22–69.

Cromwell T. Thermocline topography, horizontal currents and "ridging" in the Eastern Tropical Pacific. — *Intern. Amer. Tropic. Tuna Commiss. Bull.*, 1958, N 3, p. 34–52.

Kenyon K.E. A large-scale longitudinal variation in surface temperature in the North Pacific. — *J. Phys. Oceanogr.*, 1977, vol. 7, N 2, p. 256–263.

УДК 551.463

В.П. КЕОНДЖЯН, Д.Г. СЕИДОВ

О ВОЗМОЖНОСТИ ЧИСЛЕННОЙ ИМИТАЦИИ ЦИРКУЛЯЦИИ В ОКЕАНАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО (В ПРИМЕНЕНИИ К ПРОБЛЕМАМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ)

В настоящее время проблема палеоокеанологии привлекает все большее внимание ученых, поскольку представляет большой интерес с точки зрения эволюции дна океана, осадконакопления и в конечном счете проблемы полезных ископаемых. Очевидно, что осадконакопление в океанах в значительной степени определяется океанической циркуляцией. При этом географические очертания береговой линии локализуют сток рек и существенно влияют на конфигурацию полей океанографических характеристик (полей течений, температуры, солёности и т. д.).

На сегодняшний день имеется ряд довольно развитых численных моделей, позволяющих имитировать циркуляцию в океане с произвольным географическим распределением границы вода–суша и произвольной морфометрией рельефа дна. Эволюция течений происходит в соответствии с внутренней динамикой системы океан–атмосфера–суша и граничными воздействиями, определяющимися потоками тепла, влаги и импульса через поверхность раздела океан–атмосфера. Если не интересоваться обратным воздействием океана на атмосферу, то достаточно моделировать перераспределение поступающего через поверхность океана тепла, массы и импульса исходя из законов сохранения.

В данной работе авторы предлагают некоторую программу действий, иницирование которых позволило бы применить развитую методику для исследования течений палеоокеанов и, возможно, для исследования современного осадконакопления в палеоокеанах и Мировом океане.

Для понимания основ численной имитации в проблемах геофизической гидродинамики следует осветить некоторые положения как математических моделей, так и численных схем, а затем сформулировать предлагаемые фазы активности в моделировании палеоциркуляций.

Динамика течений в океане описывается уравнениями баланса для несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \Delta P + \vec{F}_{TP}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \rho g, \quad (2)$$

$$\operatorname{div} \vec{v} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{dT}{dt} = Q_T, \quad (4)$$

$$\frac{dS}{dt} = Q_S, \quad (5)$$

$$\rho = \rho(P, T, S) \quad (6)$$

с соответствующими начальными и граничными условиями. Здесь и ниже приняты следующие обозначения: \vec{v} — вектор скорости с компонентами (в сферической системе координат) v_θ , v_λ , v_z , направленными соответственно на юг, восток и вертикально вниз; θ — дополнение широты φ ; $\varphi = \theta + 90^\circ$; λ — долгота; z — расстояние, отсчитываемое вертикально вниз от невозмущенной поверхности океана; P — давление; T , S , ρ — температура, соленость и плотность морской воды; ∇ — оператор градиента; Q_T , Q_S — источники тепла и солей (включающие "сток" тепла и солей за счет турбулентной диссипации и перемешивания); ω — угловая скорость вращения Земли; F — диссипативные силы. Уравнение (1) описывает баланс горизонтальной составляющей импульса, уравнение (2) отражает гидростатичность вод океана, уравнение (3) есть уравнение сохранения массы для несжимаемой жидкости, уравнения (4), (5) — уравнения сохранения тепла и солей и, наконец, уравнение (6) — уравнение состояния морской воды.

Фактически любая, сколь угодно сложная математическая модель океанической циркуляции оперирует с приведенными выше уравнениями. Степень идеализации зависит от упрощений исходных уравнений и граничных условий, а также конкретной численной реализации (например, при одинаковой общности, с точки зрения уравнений и граничных условий, существенная идеализация может быть достигнута рассмотрением далеких от географических реалий моделей океана с плоским дном, с прямоугольным контуром твердой границы и т. д.). Наиболее приближенной к географическому аналогу является модель бассейна Мирового океана, описываемая уравнением (1), — на сфере, в многосвязной области, ограниченной поверхностями, аппроксимирующими материковые и островные склоны и шельфы, морское дно, и свободной поверхностью океана, через которую последний обменивается теплом, массой и импульсом с атмосферой. Если

также определить, как это делается в полуэмпирической теории турбулентности, потоки тепла и импульса, описывающие каскад энергии по спектру от длинноволновой в коротковолновую часть спектра, уравнения (1)–(5) принимают вид (a – радиус Земли; A_L и A_H – коэффициенты горизонтального и вертикального обмена импульсом, теплом и солью; ν , μ – коэффициенты турбулентного обмена импульсом, теплом и солями):

$$\frac{\partial v_\lambda}{\partial t} + \frac{v_\theta}{a} \frac{\partial v_\lambda}{\partial \theta} + \frac{v_\lambda}{a \sin \theta} \frac{\partial v_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{v_\theta v_\lambda}{a} \operatorname{ctg} \theta + 2 \omega \cos \theta v_\theta = - \frac{1}{a \rho_0 \sin \theta} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + A_L \Delta v_\lambda + \nu \frac{\partial^2 v_\lambda}{\partial Z^2}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial v_\theta}{\partial t} + \frac{v_\theta}{a} \frac{\partial v_\theta}{\partial \theta} + \frac{v_\lambda}{a \sin \theta} \frac{\partial v_\theta}{\partial \lambda} + \frac{v_\lambda^2}{a} \operatorname{ctg} \theta - 2 \omega \cos \theta v_\lambda = - \frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial P}{\partial \theta} + A_L \Delta v_\theta + \nu \frac{\partial^2 v_\theta}{\partial Z^2}, \quad (8)$$

$$\frac{\partial P}{\partial Z} = \rho g, \quad (9)$$

$$\frac{1}{a} \frac{\partial v_\theta}{\partial \theta} + \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial v_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial v_Z}{\partial Z} = 0, \quad (10)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{v_\theta}{a} \frac{\partial T}{\partial \theta} + \frac{v_\lambda}{a \sin \theta} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + v_Z \frac{\partial T}{\partial Z} = A_H \Delta T + \mu \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2}, \quad (11)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{v_\theta}{a} \frac{\partial S}{\partial \theta} + \frac{v_\lambda}{a \sin \theta} \frac{\partial S}{\partial \lambda} + v_Z \frac{\partial S}{\partial Z} = A_H' \Delta S + \mu' \frac{\partial^2 S}{\partial Z^2}. \quad (12)$$

Здесь Δ – двумерный Лапласиан (по θ и λ) в сферической системе координат. О граничных условиях для системы [7]–[12] написан ряд работ [Bryan et al., 1975; Саркисян, 1977; Кеонджян, Сеидов, 1977]. В настоящее время уже имеется опыт решения задачи (7)–(12), более того, выполнены расчеты, имитирующие эволюцию системы океан–атмосфера–суша [Bryan et al., 1975]. Тем не менее такие расчеты единичны, продолжительность рассчитываемой эволюции невелика (~ 100 лет модельного времени), и, что самое важное, такие численные эксперименты чрезвычайно дорогостоящи. Упомянутые выше расчеты выполнены в Лаборатории геофизической гидродинамики (Принстон, США) на ЭВМ UNIVAC, которая до последнего времени была самым мощным компьютером в мире. Таким образом, очевидно, что следует ограничиться до лучших времен, с точки зрения компьютерных мощностей, океаническим блоком модели, т. е. системой (7)–(12), (6) с приемлемым пространственно-временным масштабом интегрирования.

Говоря о пространственно-временном масштабе интегрирования системы (7)–(12), (6), мы имеем в виду численное решение уравнений этой систе-

мы (аналитическое решение здесь практически невозможно) и оказывается в другой плоскости проблемы математического моделирования — в геофизической гидродинамике, а именно в рамках численной реализации построенной физико-математической модели. Очевидно, что успех или неуспех любой, самой продвинутой физико-математической модели в конечном счете зависит от эффективности численных схем, реализующих модель на ЭВМ. Численная схема диктует, каковы будут точность решения, наименьший пространственный масштаб решения и наибольший срок прогноза и т. д. при использовании одного и того же компьютера. Хотя мощность ЭВМ является основным и определяющим фактором для всех упомянутых выше характеристик, отличия в степени рационального использования ресурсов ЭВМ для различных схем оказываются разительными. Чем мощнее компьютер, тем существеннее становится требование к искусству построения схем и собственно программированию.

Мы изложим здесь лишь основные положения численной аппроксимации уравнений системы (7)–(12), (6), равно как и любой другой системы уравнений, описывающей эволюцию диффундирующих характеристик (иначе говоря, смешанных уравнений в частных производных).

Рассмотрим простейшее уравнение

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + u \frac{\partial \varphi}{\partial X} = k \frac{\partial^2 \varphi}{\partial X^2} \quad (13)$$

с граничными условиями $\varphi|_{X=0} = \varphi_0$; $\varphi|_{X=L} = \varphi_L$ и начальным условием $\varphi|_{T=0} = \varphi^0$. Требуется найти решение на отрезке $(0, L)$ при известных и $\neq x$, $t \neq k$. Исходим из того, что (12) нельзя решить иначе, чем численно. а в качестве метода численной реализации используется широко распространенный метод конечных разностей. Тогда отрезок $(0, L)$ дискретизируется с шагом δx так, что

$$x_i = x_0 + i \delta X, \text{ где } i = 0, \dots, N-1.$$

В узлах сетки x_i ищется решение φ_i по заданным в тех же узлах коэффициентам u_i и начальному φ_i^0 и граничным условиям. Производные заменяются конечными разностями, причем, как показывает теория, не всякие конечные разности приемлемы для получения устойчивого решения (13) с определенной степенью точности. Мы не будем подробно обсуждать вопросы численной аппроксимации уравнений математической физики; по этой проблеме есть литература [Рихтмайер, 1960]. Здесь лишь в общих чертах показывается традиционный способ решения задач типа эволюции гидрологических полей течений в океане численными методами. Вся область океана покрывается трехмерной разностной сеткой, на всех границах задаются граничные условия (при этом могут быть заданы как сами прогнозируемые внутри области величины — первая краевая задача, так и потоки этих величин через границу — вторая краевая задача, а также комбинация этих двух условий — так называемая третья краевая задача). В начальный момент времени во всех узлах сетки заданы некоторые значения, принимаемые за начальные. Эти значения могут быть известны из наблюдений. В разных задачах они бывают произвольными. К такому классу относятся задачи на установление или, иначе говоря, приспособле-

ние океана к заданным стационарным или периодическим граничным условиям. Например, при заданных температуре и ветре в атмосфере океан в течение некоторого характерного времени "приспосабливается" к этим стационарным условиям. Поэтому начальные условия не играют существенной роли в таких задачах, поскольку физический смысл имеет лишь стационарное состояние, отвечающее неизменным условиям на свободной поверхности. Именно такие задачи и предлагаются авторами для изучения палеоциркуляции. Более простые задачи, так называемые диагностические расчеты океанической циркуляции, в которых динамика течений определяется по заданным полям гидрологических элементов (температура и соленость или плотность), во всем бассейне не подходит для выявления динамики палеоокеанов, поскольку таких наблюдений нет, как нет, с другой стороны, и данных о палеотемпературах атмосферы и палеоветрах [Монин, 1977]. Опыт имитации течений в современных океанах, однако, подсказывает, что допустимо, по крайней мере в первом приближении, задаваться зональными распределениями температуры атмосферы и направления трения ветра.

Сформулируем теперь степень идеализации и программу по моделированию палеоциркуляций.

1. Система (7)–(11), (6) с необходимыми граничными условиями решается численно на ЭВМ средней мощности, что дает пространственное разрешение, не лучшее 5° по широте и долготе.

2. Модель используется для имитации эволюции из некоторого начального состояния (например, при устойчивой по вертикали и зональной по широте начальной плотностной стратификации). Время достижения стационарного (или периодического, например, при годовом ходе инсоляции) состояния – порядка десятков лет (до сотни лет, согласно К. Брайену и др. [Bryan et al., 1975], следовательно, модельное время должно быть сравнимым с приведенными оценками.

3. Возможно, что ресурсы ЭВМ не позволят решать одновременно уравнения (11) и (12). В этом случае допустимо в первом приближении предположение о зависимости плотности морской воды только от температуры [Саркисян, 1977].

4. Реконструкции материков геологического прошлого позволяют определить конфигурацию, а палеоклиматические данные предоставят возможность задать идеализированные граничные условия на поверхности океана. Для каждой реконструкции путем моделирования приспособления течений к данной конфигурации будет найдена палеоциркуляция [Сейдов, 1975].

5. Путем расчета расходов с модельным заданием распределенного стока на окраинах материков можно оценить, какой слой осадков определен данным типом палеоциркуляции за конкретное время при неизменной конфигурации границы континент–океан.

Таковы первые шаги в направлении, условно называемом нами динамикой палеоокеанов. Для демонстрации возможностей предлагаемого подхода продемонстрируем несколько примеров расчета течений в современных океанах. Во-первых, приведем пример расчета в рамках полной модели океан–атмосфера–суша. На рис. 1 показана карта температуры поверхности океана [Bryan et al., 1975]. Аналогичные карты могут быть

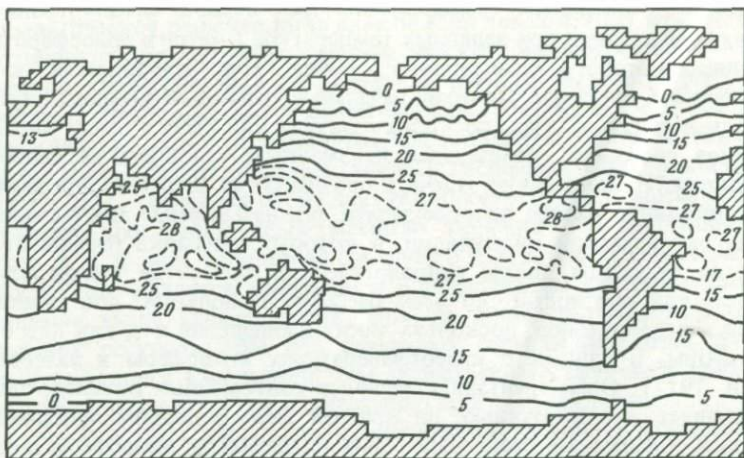


Рис. 1. Рассчитанная среднегодовая температура поверхности [Bryan et al., 1975]

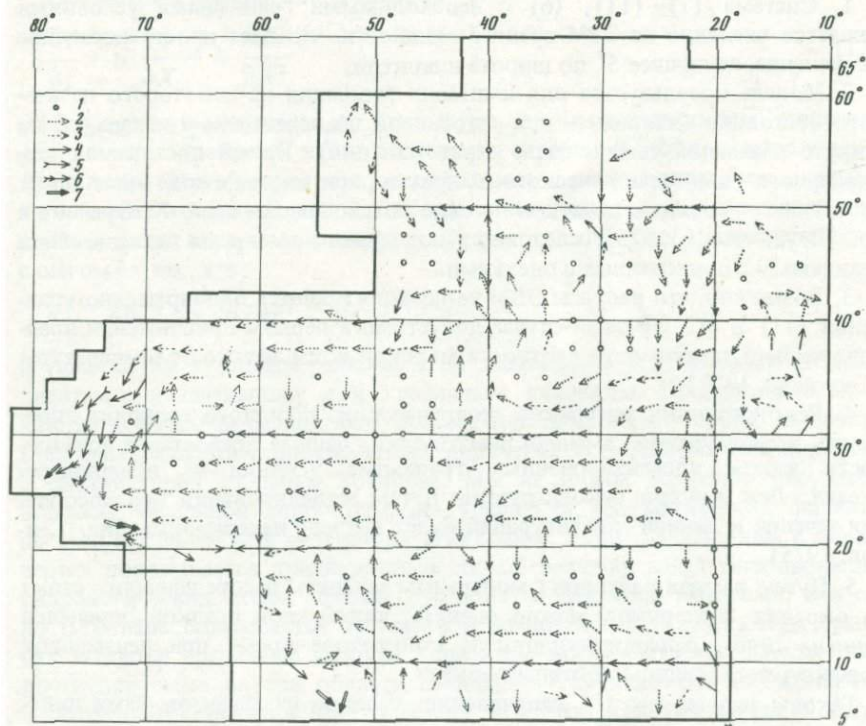


Рис. 2. Поле скоростей на глубине 3000 м, полученное в рамках диагностической модели [Кеонджян 1972]

1 — нулевое значение; 2 — от 0 до 2; 3 — 3–5; 4 — 6–10; 5 — 11–15; 6 — 16–20; 7 — 21–30

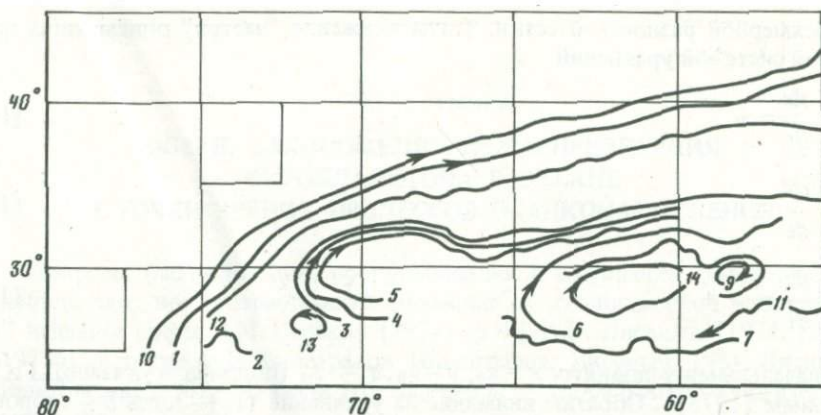


Рис. 3. Траектории движения частиц на поверхности океана в районе Гольфстрима [Сеидов, 1975; Кеонджян, Сеидов, 1977]

Цифры – номера частиц

получены для иного расположения материков и океанов. Естественно, что карты распределения гидрологических элементов согласуются с картами скоростей течений или изолиниями давления (в квазигеострофическом приближении). Здесь мы для наглядности приведем карту скоростей течений для Северной Атлантики, полученных по наблюдаемому среднесезонному полю скоростей (рис. 2; [Кеонджян, 1972]). Глобальный результат моделирования течения в рамках как диагностических, так и более полных моделей состоит в том, что структура горизонтальной циркуляции и вертикальных токов сложная. Достаточно взглянуть на любую карту вертикальных движений, получаемых в численных моделях. Авторами предлагается достаточно простой способ отслеживания траекторий взвесей в морской воде. Скорость осаднения, протяженность траекторий выносимых в океан осадкообразующих веществ и т. д. могли бы быть более качественно исследованы с помощью этой методики. Такой подход был предложен в работе Д.Г. Сеидова [1975]. Авторы применили его для расчета траекторий поверхностных частиц в Северной Атлантике в районе Гольфстрима (рис. 3; из работы [Кеонджян, Сеидов, 1977]). Техника таких расчетов достаточно проста, если поле скорости определено заранее. Рассмотрим движение частицы в декартовой системе координат. Пусть x, y, z – координаты частиц, отсчитываемые от некоторой произвольной точки, определенной как начало координатной системы. Пусть в узлах разностной сетки известны скорости течения (определенные с помощью той или иной модели циркуляции). Поместив "частицу" (маркер) в некоторую точку области с координатами x_0, y_0, z_0 , вычислим в этой точке составляющие вектора скорости u, v, w (направленные, например, на восток, север и вертикально вниз). Это можно сделать с помощью интерполяции из ближайших узлов сетки. Интерполяционные полиномы могут быть любой степени в зависимости от требуемой точности и общего количества точек разностной сетки, однако авторы считают, что вполне допустимой является линейная интерполяция, требующая всего восемь узлов

трехмерной разностной сетки. Тогда движение "частиц" описывается простой системой уравнений

$$\frac{dx}{dt} = u, \quad (14)$$

$$\frac{dy}{dt} = v, \quad (15)$$

$$\frac{dz}{dt} = w + b \quad (16)$$

с начальными условиями $x = x_0, y = y_0, z = z_0$ (подробнее указано Д.Г. Сеидовым [1975]). Обратим внимание на уравнение (16). Здесь b — скорость осаждения "частицы" в неподвижной жидкости. Суммарная скорость "частицы" складывается из этой составляющей и скорости движения самой жидкости. Для "частиц" нейтральной плавучести $b = 0$ мы используем термин "частица" в кавычках, поскольку она является совокупностью большого числа частиц, заключенных в объеме, сопоставляемом с объемом ячейки разностей сетки. Поэтому для расчета b должны быть привлечены некоторые дополнительные эмпирические соотношения. Описанная выше методика, когда шаг за шагом по имеющимся составляющим скорости и некоторой эмпирической скорости свободного оседания вычисляются траектории частиц, может оказаться полезной в оценке скорости выпадения осадков небогенного происхождения, основанной на современном понимании динамики океана, имитируемой в численных моделях.

ЛИТЕРАТУРА

Кеонджян В.П. Диагностические расчеты скоростей течений на 16 уровнях в Северной Атлантике. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 12, с. 33–37.

Кеонджян В.П., Сеидов Д.Г. Расчеты скоростей и траекторий частиц в Северной Атлантике с помощью диагностических моделей. — Метеорология и гидрология, 1977, № 6, с. 42–52.

Монин А.С. История Земли. М.: Наука, 1977. 238 с.

Рихтмайер Р. Разностные методы решения краевых задач. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 217 с.

Саркисян А.С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 123 с.

Сеидов Д.Г. Расчет гидродинамических характеристик в районе Гольфстрима по заданному полю плотности. — Изв. АН СССР, 1975, т. 11, № 1, с. 93–96.

Бryan K., Manabe S., Pacanovski R. A global ocean — atmosphere climate model. Pt II. The oceanic circulation. — J. Phys. Oceanogr., 1975, vol. 5, N 1, p. 30–46.

Г.И. СЕМИНА

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФИТОПЛАНКТОНА В ОКЕАНЕ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Вопросы распределения, продуцирования и отмирания фитопланктона привлекают все возрастающее внимание в геологической литературе. В недавнее время Н.М. Страхов [1978, 1979], А.П. Лисицын [1974, 1977а, 1977б], а также М.Е. Виноградов [Виноградов, Лисицын, 1981, Лисицын, Виноградов, 1982] связали эти процессы в глобальном геологическом масштабе.

В распределении фитопланктона в Мировом океане проявляются черты широтной и циркумконтинентальной зональности. Континенты как бы опоясаны каймой с большим количеством фитопланктона (циркумконтинентальная зональность). По широте также происходит смена богатых и бедных районов. Оба типа зональности плохо отличаются друг от друга только в полярных и местами в других северных морях, а также в высокой Антарктике, т. е. там, где берега континентов вытянуты по широте и где широтное обогащение совпадает с прибрежным — циркумконтинентальным.

В Полярном бассейне количество фитопланктона относительно невелико — в среднем сотни и тысячи клеток в одном литре [Kawamura, 1967]. Правда, Т.В. Беляевой [1980] получены и более высокие величины (десятки и сотни тысяч клеток в 1 л). В сибирских морях, Баренцевом, Норвежском и Северном морях, в северной части Атлантики (к северу от 40–50° с.ш.), в Охотском, Беринговом морях и северной части Тихого океана (к северу от 40–50° с.ш.), а также в Антарктике количество фитопланктона измеряется тысячами и десятками тысяч клеток в литре, а у берегов — сотнями тысяч и миллиардами¹.

В низких широтах в открытых частях субтропических районов количество фитопланктона уменьшается до сотен и десятков клеток в литре, а иногда и меньше.

В экваториальных зонах количество фитопланктона увеличивается до тысяч и более клеток в литре. На экваториальной дивергенции течений количество фитопланктона местами возрастает до сотен миллионов и даже до миллиарда клеток. Южнее экваториальной зоны во всех трех океанах прослеживаются бедные субтропические районы.

Прибрежные зоны всюду отличаются большим количеством фитопланктона. Даже бедные субтропические районы у берегов часто бывают богаты фитопланктоном. Так, хорошо известны богатые районы вблизи Перу у берегов Южной Америки и в других местах, где действуют ветры, вызывающие подъем вод, обогащенных биогенными элементами.

Максимальные величины количества фитопланктона зарегистрированы

¹ Схема распределения количества фитопланктона в Мировом океане приведена в работе В.В. Волковинского и др. [1972].

именно у берегов: до 12 млрд.кл./л в Беринговом море [Семина, 1967], до 4,6 — в Панамском заливе [Smauda, 1966], до 3,8 — вблизи Перу [Strickland et al., 1969] и до 3 млрд.кл./л в Антарктике [Hasle, 1969].

Ширина богатых фитопланктоном прибрежных зон в открытом океане невелика (до 300 миль). Открытые воды океана всегда заметно беднее прибрежных зон, но акватории их гораздо больше по площади.

Биомасса фитопланктона колеблется в океане от десятков грамм в 1 м^3 до сотых долей в 1 мг/м^3 . В сибирских морях весной она достигает граммов в 1 м^3 . Так, в Карском море П.И. Усачев [1974, 1968] указывает максимальную цифру, равную $6,8 \text{ г/м}^3$. В Гренландском море А.И. Кузьмина [1962] нашла $4,3 \text{ г/м}^3$. В Баренцевом и Норвежском морях, по Л.А. Виноградовой [1970], биомасса достигает 10 г/м^3 . В Беринговом море и вблизи Камчатки биомасса может достигать 20 г/м^3 [Семина, 1956]. В Антарктике биомасса доходит до 3 г/м^3 [Hasle, 1969]. В тропической зоне высокая биомасса — больше 10 г/м^3 — известна в Панамском заливе [Smauda, 1966]. В Индийском океане вблизи берегов биомасса может превышать 2 г/м^3 [Савич, 1968а, б; Суханова, 1976], в Атлантическом океане, у берегов Африки близ р. Конго — 1 г/м^3 [Семина, Чьонг Нгок Ан, 1974].

Эти максимальные величины встречаются редко и только у берегов. В полярных морях и морях умеренных широт биомасса чаще всего составляет весной у берегов несколько граммов в 1 м^3 , снижаясь по направлению в открытое море до сотен и десятков миллиграммов на кубический метр. Летом и осенью биомасса в этих районах уменьшается до сотен, десятков и единиц миллиграммов на кубический метр. В Антарктике в весенне-летний сезон биомасса выражается сотнями миллиграммов на кубический метр, снижаясь к северу. В тропической зоне в открытом океане она бывает высокая на экваторе. Так, на востоке Тихого океана биомасса составляла $1,5 \text{ г/м}^3$ [Сорокин и др., 1975], к западу на экваторе она снижается до сотен и десятков миллиграммов на кубический метр [Семина, 1963]. В бедных районах тропической зоны биомасса очень низкая [Семина, 1963].

Сезонные колебания количества фитопланктона особенно значительны в продуктивных районах высоких и умеренных широт. Число клеток здесь может колебаться в сотни, тысячи и десятки тысяч раз. В тропической зоне вблизи берегов колебания количества фитопланктона выражены слабее (обычно в несколько раз). В открытых частях районов умеренных широт и особенно в тропической зоне сезонные изменения количества фитопланктона выражены еще меньше.

Мы можем разделить Мировой океан на районы, отличающиеся по количеству фитопланктона. Олиготрофными можно считать те районы, в которых число клеток меньше сотен клеток на литр. Мезотрофные — это районы, в которых число клеток составляет от сотен до тысяч на литр. Эвтрофные — районы, в которых число клеток достигает больше тысячи (рисунк). Так как распределение количества фитопланктона в океане соответствует распределению первичной продукции [Кобленц-Мишке, 1977], то и олиготрофные районы соответствуют районам с наиболее низкой продукцией (меньше 100 мг С/м^2 в день). Сопоставление мезотрофных и эвтрофных районов сделать в настоящее время трудно.

Рассматривая преобладание разных групп водорослей в фитопланктоне, прежде всего следует обратить внимание на то обстоятельство, что все без исключения группы дают абсолютный максимум числа клеток в продуктивных районах. Численность всех групп снижается в бедных районах. Но соотношение групп, их доминирование могут отличаться в бедных и богатых частях океана.

Основное значение в фитопланктоне имеют обычно диатомовые водоросли. Не будет преувеличением сказать, что главную часть фитопланктона составляют именно диатомеи. Они преобладают по числу клеток и биомассе в течение всего года в высоких и умеренных широтах, а часто и в тропиках. Так, в Тихом океане в собранной батометром многочисленной мелкоклеточной части фитопланктона диатомовые водоросли преобладают в северо-западных широтах океана до 5° с.ш., а в центральной — до 35° с.ш. В Антарктике и Субантарктике они доминируют до $40\text{--}50^{\circ}$ ю.ш. У берегов Южной и Северной Америки, возможно, это доминирование диатомей простирается широкой полосой без перерыва вдоль всего ее западного побережья. В центральной части Тихого океана от 35° с.ш. до 40° ю.ш. наблюдается чередование небольших участков, где относительно больше диатомей и участков с повышенным содержанием кокколитин. Только севернее о-ва Новая Гвинея распространены в основном перидинеи [Семина, 1972].

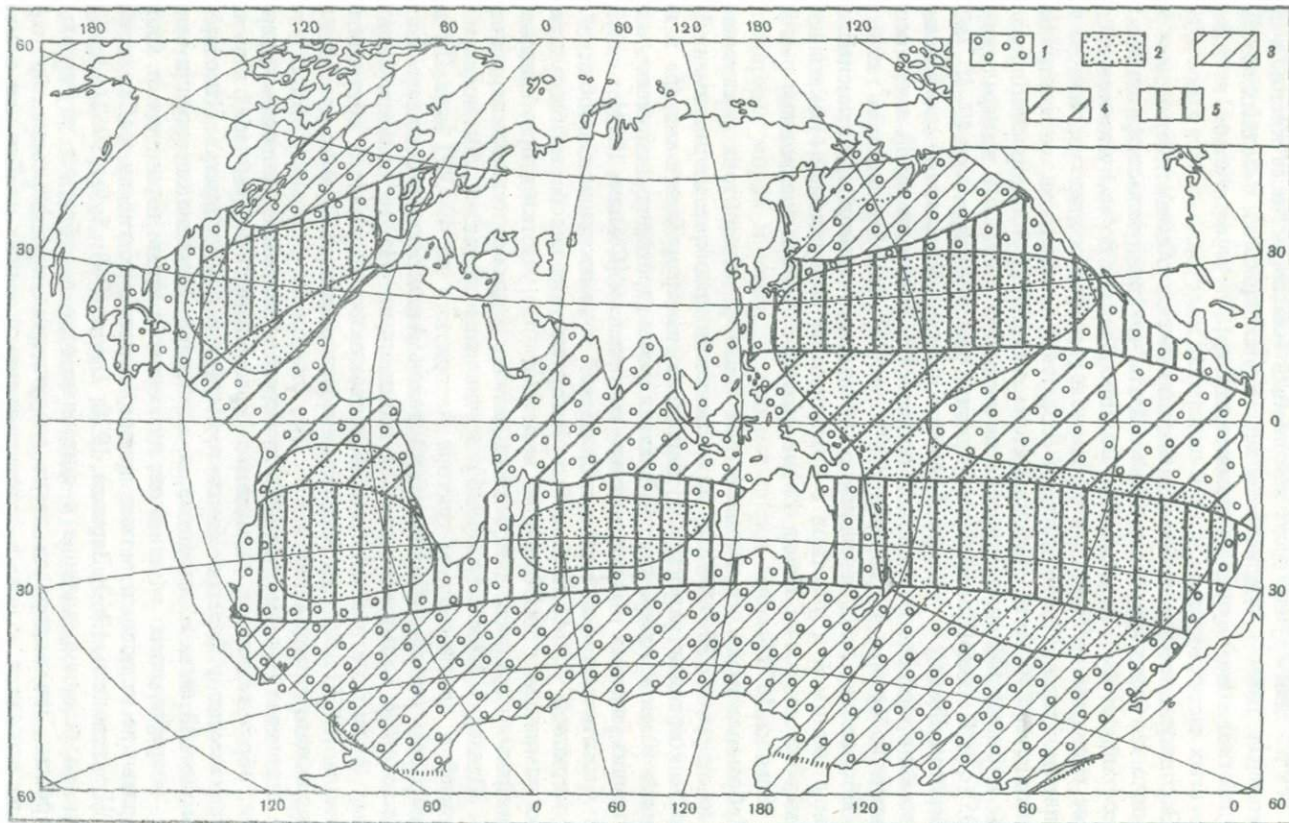
Собранные сетью крупноклеточные части фитопланктона показывают, что на севере до $30\text{--}40^{\circ}$ с.ш. по численности преобладают диатомеи. Для тропической зоны характерны перидинеи, кроме района экватора и побережья Южной Америки, где главная роль переходит диатомеям, а на небольших участках — к синезеленым водорослям [Семина, 1974].

В Атлантическом океане в тропической зоне по данным, обобщенным В.В. Зерновой [1974], в биомассе фитопланктона по сборам батометром часто доминируют диатомеи, но есть большие участки с преобладанием синезеленых водорослей. В бедных районах чаще встречаются перидинеи.

Е. Гентшель [Hentschel, 1936] по численности нашел доминирование диатомей в Атлантическом секторе Антарктики до $40\text{--}50^{\circ}$ ю.ш. По его данным, весь южный субтропический район Атлантического океана занят планктоном с большим значением кокколитин. На 16° с.ш. в бедном районе Атлантики наблюдалась тоже высокая численность кокколитин [Зернова, 1976]. Вблизи Африки и в экваториальной зоне, по Гентшелю, преобладают перидинеи.

В огромных количествах вблизи берегов способны развиваться перидинеи, образующие так называемый красный прилив (red-tide). Это явление известно у берегов Мексики, Перу и в других местах. Некоторые из перидиней бывают ядовитые, и их сильное развитие опасно для человека, потребляющего моллюсков, питающихся этими перидинейми. Сильное развитие перидиней может приводить также к гибели моллюсков и рыб [Беклемишев, 1960; Зернова, 1970; Davis, 1948; Sylva, 1962].

Иногда большое значение в фитопланктоне приобретают жгутиковые водоросли. Эти водоросли легко разрушаются при фиксации, поэтому учет их возможен только в нефиксированных свежих пробах или фиксированных люголем и недолго стоявших. Процент жгутиковых, учтенных в живых пробах, из района Перу составил $4\text{--}15\%$ [Суханова и др., 1978].



Кремнежгутиковых водорослей, имеющих значение для осадконакопления, очень мало в планктоне. Хотя приведенные выше оценки сделаны разными методами, но они все говорят о постоянстве преобладания диатомей в продуктивных районах, особенно в высоких и умеренных широтах. Так, в тропической зоне океана оно приурочено к районам наиболее интенсивных подъемов вод (типа районов Перу и Панамского залива и экваториальной дивергенции течений). Доминирование других групп водорослей (синезеленых, кокколитин, перидиней) встречается в тропической зоне океана и носит более локальный характер.

Абсолютные значения численности кокколитин также больше в продуктивных районах, т.е. там же, где много диатомей. В бедных районах численность кокколитин заметно снижается [Семина, 1963; Okado, Nonjo, 1973]. Но в бедных районах проявляется тенденция к доминированию кокколитин по численности.

Фитопланктон обитает в верхнем слое воды. Нижняя его граница определяется скачками плотности, способствующими удержанию клеток в верхнем слое. Особенно важен постоянный, существующий в течение всего года слой скачка плотности, который мы назвали основным пикноклином [Семина, 1966]. Глубина положения основного пикноклина варьирует от 10 до 200–250 м. Есть районы, где имеется только основной пикноклин (например, восточные части экваториальной зоны в Тихом и Атлантическом океанах). Есть районы, где, кроме основного пикноклина, бывают сезонные слои скачка как субполярные и субтропические. Но в этих районах есть сезоны, когда существует только основной пикноклин. В экваториальных районах бывают еще временные (существующие недолго, меньше одного сезона) слои скачков.

Важно отметить, что слой, богатый фитопланктоном (трофогенный), обычно не бывает толще слоя, ограниченного снизу основным пикноклином. Толщина трофогенного слоя в океане равна 5–250 м. Распределение фитопланктона по глубине в пределах трофогенного слоя неравномерно; обычно максимумы числа клеток или биомассы (их бывает от одного до трех-четырех) чередуются с минимумами.

Глубже основного пикноклина (иногда глубже сезонного слоя скачка) концентрация клеток резко уменьшается. Под основным пикноклином, как правило, не бывает таких скоплений клеток, как над ним, следовательно, небольшой по толщине слой воды (не более 250 м) кормит всю толщу океана.

Фитопланктону нужен свет, но толщина трофогенного слоя не зависит от освещенности. Только в некоторых случаях глубина основного пикноклина (или сезонных слоев скачка) совпадает с нижней границей эвфотической зоны, за которую обычно принимают глубину с освещенностью,



Области, отличающиеся количеством фитопланктона и зоны подъема и опускающий вод.

1 — области, в которых число клеток больше 10^2 кл/л; 2 — области, в которых число клеток меньше 10^2 кл/л. Число клеток дано в среднем для слоя 0–100 м [по Волковинскому и др., 1972; Семиной, 1974]; 3 — регулярные зоны подъемов вод; 4 — нерегулярные зоны подъемов вод; 5 — регулярные зоны опускания вод; 3–5 — схематизировано по Степанову и др. [1976]

равной 1% поверхностной освещенности¹. В большом числе случаев такого совпадения не бывает. Водоросли на глубине основного пикноклина способны тогда к фотосинтезу, когда глубина основного пикноклина выше или равна глубине компенсационной точки.

Есть места (центральные части субтропических районов), в которых компенсационная точка расположена выше основного пикноклина. Водоросли, скапливающиеся в основном пикноклине, в таких местах почти неспособны к фотосинтезу.

Геологов интересуют не только закономерности распределения организмов в планктоне, но и причины, определяющие эти закономерности, поэтому теперь мы остановимся на условиях среды, от которых зависят крупномасштабные особенности распределения фитопланктона в океане.

Количество фитопланктона в первую очередь зависит от концентрации биогенных элементов в биотопе. Концентрация их определяется общей циркуляцией вод в океане и местными условиями перемешивания в верхнем слое.

Еще по работам в экспедиции на немецком судне "Метеор" было обращено внимание на соответствие в распределении планктона и концентрации фосфатов в Атлантическом океане [Hentschel, Wattenberg, 1930]. Мы исследовали зависимость между концентрациями фосфатов и кремния и количеством фитопланктона в Тихом океане и нашли, что для районов крупного масштаба между ними существует прямая связь [Семина, 1974; Семина, Тархова, 1970]. Прямая связь обнаруживалась в Индийском океане [Суханова, 1976], а также в Антарктике. При рассмотрении связи количества фитопланктона и концентрации биогенных элементов для районов более мелкого масштаба прямая связь обнаруживается не всегда. Отсутствие прямой зависимости бывает, например, внутри районов, богатых фосфатами или, наоборот, очень бедных ими [Семина, Тархова, 1970]. В последних случаях количество фитопланктона зависит не только от концентрации биогенных элементов, но в еще большей степени от других факторов.

Сравним распределение количества фитопланктона с концентрацией фосфатов в Мировом океане для районов крупного масштаба. Наибольшее совпадение количества фитопланктона наблюдается с концентрацией фосфатов, нитратов, кремнекислоты на 100 м [Иваненков, 1979] и со средневзвешенными величинами концентрации фосфатов для слоя 0–100 м. Богатые фитопланктоном районы, в которых число клеток больше 10^3 кл/л, ограничены изофосфатами 0,5 мкг-ат P/л, иногда 1,0 мкг-ат P/л, 5 мг-ат N/л и 10 мкг Si/л. Наилучшее совпадение существует между фитопланктоном и фосфатами, менее четкое — с нитратами. Указанная выше концентрация кремнекислоты ограничивает богатые фитопланктоном районы в Тихом и Индийском океанах и в Антарктике, тогда как в Атлантическом океане концентрация кремнекислоты везде меньше 10 мг-ат Si/л, и связи с фитопланктоном здесь не обнаружено.

Так как концентрация биогенных элементов зависит от общей циркуляции вод, то распределение количества фитопланктона в глобальных районах

¹ Глубина 1%-ной освещенности от поверхностной определяется как глубина компенсационной точки, при которой фотосинтез равен дыханию.

связано с крупномасштабной циркуляцией. Это было установлено нами для Тихого океана [Семина, 1974]. Теперь можно провести такое сравнение для всего Мирового океана [Бурков и др., 1973]. Подчеркнем, что мы рассматриваем океан за пределами прибрежных зон. Количество фитопланктона больше всего в субполярных круговоротах (северном и южном), которые являются циклоническими, т.е. в которых происходит постоянный в течение года подъем вод. Обогащение верхнего слоя биогенными элементами происходит здесь не только благодаря подъемам вод, но и в результате конвективного перемешивания, выравнивающего концентрацию биогенных элементов в биотопе до максимально возможной (по сравнению с нижними слоями). Границы субполярных круговоротов неплохо совпадают с границами богатых фитопланктоном районов на севере Тихого и Атлантического океанов и в Антарктике.

Антициклонические круговороты, где происходит постоянное опускание поверхностных вод, отличаются большей бедностью фитопланктоном во всех трех океанах. Здесь даже зимнее конвективное перемешивание мало влияет на увеличение концентрации биогенных элементов в верхнем слое. Несколько богаче планктоном циклонические круговороты нейтральных областей.

Для фитопланктона важное значение имеют процессы, происходящие на нижней границе его биотопа, в основном пикноклине [Семина, 1974]. Здесь важны направления движения вод, глубины, с которых эти воды поступают, и величина турбулентного обмена. Последний особенно важен в бедных антициклонических круговоротах, где он является одной из причин обогащения биогенными элементами биотопа фитопланктона.

Несколько богаче фитопланктоном циклонические круговороты нейтральных областей между основными круговоротами на востоке Атлантического и Тихого океанов, где обогащение верхнего слоя происходит главным образом за счет переноса вод из богатых южных районов Антарктики. В экваториальной зоне увеличение количества фитопланктона происходит местами на экваториальной дивергенции течений. На востоке Тихого океана (западнее циклонического круговорота в нейтральной области) обогащение происходит за счет подъема вод между берегом Америки и меридианом 180° [Гусарова, 1966, Панфилова, 1966]; обогащенная зона вытягивается здесь в виде языка и занимает только восточные части северного тропического циклонического и южного тропического антициклонического круговоротов. Западные части этих последних круговоротов бедны фитопланктоном.

В Атлантическом океане более богатый район в пределах тропической зоны приурочен к северному тропическому циклоническому и южному тропическому антициклоническому круговоротам вод. Причина обогащения та же, что и в соответствующих круговоротах Тихого океана, т.е. подъем вод на расположенной в этом районе экваториальной дивергенции. Северные тропические циклонические и южные тропические антициклонические круговороты сильно сужены по долготе и вытянуты по широте. Круговороты плохо выражены, поэтому плохо выражены и их свойства, которые они должны были бы иметь. Здесь сильнее сказываются особенности экваториальной зоны в целом. В Атлантике богатая фитопланктоном зона занимает акваторию от восточного берега Африки до западного берега

Южной Америки; в Тихом океане большая часть на западе бедна планктоном (западнее 180°).

Обогащенная зона на севере Индийского океана связана с особенностями муссонной циркуляции. Обогащение здесь особенно заметно в период летнего муссонного юго-восточного направления, вызывающего сгон бедных поверхностных вод и подъем богатых глубинных [Суханова, 1976].

Крупномасштабные закономерности циркуляции вод в Мировом океане определяют постоянные вертикальные движения воды. Нами было установлено, что вертикальные движения воды способствуют развитию клеток водорослей определенных размеров и формы [Семина, 1974]. Важное значение для количества фитопланктона вертикальные движения воды имеют и с точки зрения пополнения запаса биогенных элементов в биотопе и в слоях глубже него. Кроме качественной оценки подъема или опускания вод, которая может быть дана по характеру циркуляции вод (циклонической или антициклонической) или по подъему изопикн, в настоящее время имеются расчеты вертикальных движений воды по вихрю тангенциального напряжения ветра [Бурков, 1972] и по диагностической модели [Степанов и др., 1976]. Расчеты эти показывают движения воды в среднем за большой период времени (сезон или год). Подъемы вод занимают субполярные (северные и южные) районы. В экваториальной зоне наблюдается пестрое чередование зон подъема и опускания. Между субполярными и экваториальными зонами подъема расположены зоны постоянного опускания вод. На рисунке выделены олиготрофные и эвтрофные районы по фитопланктону. Границы зон подъема в субполярных районах близки к границам районов, богатых фитопланктоном. Зоны опускания вод совпадают с наиболее бедными фитопланктоном районами, что видно на том же рисунке. Подъемы вод в экваториальной зоне соответствуют более богатому планктону, хотя границы участков с подъемами и опусканиями в этой зоне не всегда соответствуют богатым и бедным планктоном участкам. Особенно выделяется западная экваториальная часть Тихого океана, бедная планктоном, что объясняется общим опусканием изопикн, заглуплением основного пикноклина и бедностью биогенными элементами верхнего слоя.

Крупномасштабная картина распределения количества фитопланктона в океане согласуется с зонами подъема и опускания вод. Это свидетельствует о том, что развитие фитопланктона определяется в первую очередь запасами биогенных элементов, имеющимися в разных зонах в течение всего вегетационного периода. Концентрация биогенных элементов в верхнем слое океана связана с длительными вертикальными движениями воды в году, или способствующими выносу биогенных элементов в верхний слой (подъемы вод), или препятствующими поступлению биогенных элементов в верхний слой (опускания вод).

Карта подъемов и опусканий вод соответствует основным круговоротам. В субполярных зонах происходит подъем, в субтропических антициклонических — опускание. В экваториальной зоне происходит чередование подъемов и опусканий, в ней круговороты выражены нечетко.

Увеличение количества фитопланктона вблизи берегов происходит и в умеренных и высоких широтах. Хотя прямой связи с увеличением концентрации биогенных элементов в пределах отдельно взятых богатых

районов не бывает, но обычно более богатые фитопланктоном места в умеренных широтах приходится на участки, где происходит наиболее интенсивный подъем вод, заметный на соответствующих разрезах температуры, фосфатов и кремнекислоты. Такая зависимость прослежена нами для северной и антарктической частей Тихого океана [Семина, 1974].

Причины, вызывающие обогащение фитопланктона вблизи берегов, не менее разнообразны, чем в открытом океане. Особенно большой контраст по сравнению с открытым океаном представляют собой районы подъема глубинных вод благодаря сгонным ветрам (например, район Перу и Чили у берега Южной Америки, Панамский залив, районы мыса Кап-Блан, Дакара и Токаради у западного берега Африки). Эти места подъема вод находятся на периферии антициклонических или циклонических круговоротов в нейтральных областях, океанические части которых гораздо беднее планктоном.

Речной сток обычно только на небольших участках вблизи устьев рек вызывает увеличение количества фитопланктона. Например, сток р. Конго заметно влияет на увеличение концентрации водорослей вблизи берега [Семина, Чьонг Нгок Ан, 1974].

Выше было показано, что благоприятные условия для продуцирования фитопланктона создаются в районах, где какие-либо движения вод способствуют проникновению в освещенную зону свежих порций воды с еще не потраченными питательными солями. Существуют, как мы видели, также нисходящие движения воды, препятствующие проникновению питательных солей в освещенный слой. Н.М. Страхов [1978] справедливо заметил, что продуктивность связана с движениями воды: "Наибольшая продуктивность приурочена к гидродинамически активным зонам, хотя и варьирует здесь по величине в зависимости от локальной интенсивности перемешивания воды; наименьшая размещается в гидродинамически пассивных областях, также испытывая локальные изменения" [Страхов, 1978, с. 16].

К гидродинамически активным зонам Н.М. Страхов относит экваториальный пояс, галистазы субполярных круговоротов, гидродинамические фронты, сгонные течения, вообще районы с интенсивным перемешиванием воды; к гидродинамически пассивным зонам — галистазы субтропических антициклонических круговоротов, где практически отсутствует перемешивание.

Действительно, полная неподвижность воды приводит к приостановке продуктивного процесса. Такие случаи зарегистрированы, например, в Средиземном море в летний сезон. Но могут быть ограничения продуктивности, связанные с не подходящими для фитопланктона движениями воды, поэтому схема Н.М. Страхова очень упрощенная. Важно подчеркнуть, что субтропические антициклонические круговороты не являются гидродинамически пассивными зонами. В этих зонах происходят активные опускания поверхностных вод. Скорости опускания такого же порядка, что и скорости подъемов вод в субполярных круговоротах [Бурков, 1972; Степанов и др., 1976]. С другой стороны, более активные вертикальные движения воды в экваториальной зоне не везде приводят к увеличению количества фитопланктона (например, на западе Тихого океана). Следовательно, ограничение продуктивности чаще всего связано с неподхо-

дцями движениями воды по их направленности, а не с их гидродинамической пассивностью, как считает Н.М. Страхов. В некоторых случаях (как на западе Тихого океана) недостаточно одного активного подъема вод, важны еще и другие факторы.

Организмы планктона, сохраняющиеся в осадках, отлагаются на дне океанов в тех районах, где они живут в планктоне. Это справедливо прежде всего для районов крупного масштаба. Действительно, наиболее богатые диатомеями районы на севере Тихого океана и в Антарктике, а также на востоке экваториальной зоны в планктоне наиболее богаты диатомеями и в поверхностном слое донных осадков, причем границы богатых районов близки к таковым в планктоне. Бедные диатомеями районы бедны ими и в осадках [Беляева, 1963; Жузе и др., 1969; Козлова, 1964].

Распределение силикофлагеллят в поверхностном слое донных осадков хотя и в меньшей степени, но все-таки отражает картину богатства и бедности в планктоне [Жузе и др., 1969]. Последнее мы сравниваем не с численностью кремнежутиковых, для которых общая карта распределения в планктоне еще не построена, а с численностью диатомей и всего фитопланктона.

Распределение отдельных видов (например, диатомей), хорошо сохраняющихся в осадках, также соответствует их распределению в планктоне, хотя ареалы несколько отличаются. Это было показано для Берингова моря и Тихого океана [Беляева, Семина, 1966; Жузе, Семина, 1955; Семина, Жузе, 1959], а также для Антарктики [Козлова, 1964].

Следовательно, организмы планктона оседают на дно океана там, где они живут. Их снос после отмирания незначителен. На первый взгляд это обстоятельство кажется удивительным. Действительно, если мы вспомним, что покоящиеся споры и отмирающие клетки среднего размера (15 мкм в диаметре) опускаются со скоростью 2–3 м/сут [Семина, Жузе, 1959; Smauda, 1970], то для опускания их на дно при глубине 3000 м понадобилось бы время порядка трех лет¹. Казалось бы, что снос их за это время неизбежен. Чем же объясняется факт захоронения организмов на дне под районами их обитания в планктоне?

За это ответственна крупномасштабная циркуляция вод. Сама она определяется климатической зональностью [Виноградов, Лисицин, 1981, 1982]. Следует подчеркнуть, что особенности поверхностной циркуляции сохраняются до больших глубин, т. е. до верхней границы глубинных однородных вод. Таким образом, речь идет о том, что не все одинаково как на поверхности, так и на глубине. В.А. Бурковым [1980] установлено, что до глубины 1000 м круговороты как системы течений сохраняют свою природу, другими словами, можно проследить существование круговорота от поверхности до указанной глубины. При этом знак движения воды в круговороте может меняться на обратный, но сам круговорот как таковой сохраняется. Следовательно, организмы, находящиеся в этом круговороте, лишь в малой степени будут из него выноситься.

Еще глубже круговороты могут распадаться, но скорости движения воды

¹ В фекальных комках водоросли тонут быстрее, их скорость опускания достигает в среднем 66 м/сут [Turner, 1977].

на больших глубинах ослабевают так сильно, что вынос организмов за пределы вышележащих круговоротов очень мал. Таким образом, крупномасштабная картина распределения организмов планктона в осадках определяется особенностями крупномасштабной циркуляции вод. В этом состоит геологическая роль круговоротов.

Нам известно лишь одно несоответствие развития водорослей в планктоне и их накопления в осадках. Это образование этмодискусовых илов. Они образуются в локальных участках тропической зоны океана на западе, там, где в планктоне количество клеток рода *Ethmodiscus* невелико [Беляева, 1968; Семина, 1959]. Образование этих илов обязано геологическим процессам, происходящим на дне, а не в толще воды [Жузе и др., 1958].

В местах активных глубинных течений может происходить снос организмов вблизи дна. Подобное явление описано для района южной оконечности Южной Америки в Атлантике [Burckle, Stanton, 1975] и для Тихого океана [Booth, Burckle, 1976].

ВЫВОДЫ

1. Количество фитопланктона больше в прибрежных зонах и меньше в открытых частях океана. В открытых частях богаче субполярные циклонические круговороты с постоянным в течение года подъемом вод. Наиболее бедны антициклонические круговороты с постоянным в течение года опусканием вод. В экваториальной зоне круговороты плохо выражены и подъемы вод чередуются с опусканиями. Более богаты планктоном восточные части экваториальных зон. Циклонические тропические круговороты в нейтральных областях богаче фитопланктоном из-за местных подъемов вод и поступления воды с течениями из более богатых районов.

2. Общая картина распределения водорослей в планктоне находит свое отражение в поверхностном слое донных осадков. Там, где больше водорослей в планктоне, больше их и в осадках. Границы бедных и богатых зон в планктоне близки к таковым в осадках. Последнее связано с тем, что весь цикл оседания организмов после их отмирания проходит в том же круговороте, где организмы жили. Снос их за пределы поверхностных круговоротов невелик, так как природа круговоротов сохраняется до больших глубин.

3. В фитопланктоне преобладают диатомовые водоросли, особенно характерно их преобладание для богатых прибрежных зон и субполярных круговоротов. В тропической зоне океана участки с доминированием диатомей чередуются с участками, где большее значение имеют кокколитины, синезеленые, перидинеи. Намечается тенденция к преобладанию кокколитин в бедных районах океана.

ЛИТЕРАТУРА

Беклемишев К.В. Причины возникновения окрашенных морских вод. — Мор. флот, 1960, № 8, с. 21–22.

Беляева Т.В. Состав и распределение диатомовых водорослей в поверхностном слое донных осадков Тихого океана. — Океанология, 1963, т. 3, вып. 4, с. 684–695.

Беляева Т.В. Распределение и численность диатомей рода *Ethmodiscus* Castr. в планктоне и в осадках Тихого океана. — Океанология, 1968, т. 8, вып. 1, с. 102–110.

Беляева Т.В. Фитопланктон района дрейфа станции "Северный полюс-22". – В кн.: Биология Центрального Арктического бассейна. М.: Наука, 1980, с. 133–142.

Беляева Т.В., Семина Г.И. A comparison of phytogeographical division of Pacific using the living and deposited plankton algae. – Eleventh Pac. Sci. Congr., abstracts of Papers, 1966, vol. 2, p. 39.

Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. – В кн.: Тихий океан. М.: Наука, 1972, т. 10, с. 195.

Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 251 с.

Бурков В.А., Булатов Р.П., Нейман В.Г. Крупномасштабные черты циркуляции вод Мирового океана. – Океанология, 1973, т. 13, вып. 3, с. 395–403.

Виноградова Л.А. Сезонный цикл развития фитопланктона в различных водных массах Норвежского моря. – Тр. АтлантНИРО, 1970, вып. 37, с. 117–159.

Виноградов М.Е., Лисицын А.П. Глобальные закономерности жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1981, № 3, с. 5–25.

Волковинский В.В., Зернова В.В., Семина Г.И., Суханова И.Н., Мовчан О.А., Санина Л.В., Тархова И.А. Распределение фитопланктона в Мировом океане. – Экспресс-информация ЦНИИЭИРХ, сер. 9, 1972, вып. 3, с. 1–30.

Гусарова А.Н. Кремний. – В кн.: Тихий океан, т. 3. М.: Наука, 1966, с. 185–209.

Жузе А.П., Козлова О.Г., Мухина В.В. Диатомеи и силикофлагеллаты в поверхностном слое осадков Тихого океана. – В кн.: Тихий океан. Биология Тихого океана. М.: Наука, 1969, т. 8, 7–47.

Жузе А.П., Семина Г.И. Общие закономерности в распределении диатомовых в планктоне Берингова моря и в поверхностных донных осадках. – Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 3, с. 579–582.

Жузе А.П., Петелин В.П., Удинцев Г.Б. К вопросу о происхождении диатомовых илов с *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendeu. – Докл. АН СССР, 1959, т. 124, № 6, с. 1301–1304.

Зернова В.В. Об изменении цвета воды в Мексиканском заливе, вызываемом развитием планктонных водорослей. – Океанол. исследования, 1970, № 20, с. 105–109.

Зернова В.В. Распределение биомассы фитопланктона в тропических водах Атлантического океана. – Океанология, 1974, т. 14, вып. 6, с. 1070–1076.

Зернова В.В. Особенности сезонных изменений фитопланктона в Тропической Атлантике на гидрологическом полигоне (16° с.ш., 32° з.д.). – Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1976, т. 105, с. 97–105.

Иваненков В.Н. Общие закономерности распределения биогенных элементов в Мировом океане. Главные биогенные элементы. – В кн.: Океанология. Химия океана. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 188–229.

Кобленц-Мишке О.И. Количественное распределение жизни в океане. Первичная продукция. – В кн.: Океанология. Биология океана. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 62–64.

Козлова О.Г. Диатомовые водоросли индийского и тихоокеанского секторов Антарктики. М.: Наука, 1964. 168 с.

Кузьмина А.И. Некоторые данные о весенне-летнем фитопланктоне Северо-Курильского района. – Тр. Ин-та океанол., 1962, т. 16, с. 215–229.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974, с. 438.

Лисицын А.П. Биогенная седиментация в океанах и зональность. – Литология и полез. ископаемые, 1977а, № 1, с. 3–24.

Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах. – Литология и полез. ископаемые, 1977б, № 6, с. 3–22.

Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Глобальные закономерности жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Образование и распределение биогенных осадков. – Изв. АН СССР, 1982, № 4, с. 5–24.

Панфилова С.Г. Температура вод. Соленость вод. – В кн.: Тихий океан. Гидрология Тихого океана. М.: Наука, 1968, т. 2, с. 69–112.

Савич М.С. Сезонное состояние фитопланктона в Аденском заливе в период зимнего муссона. – Тр. ВНИРО, 1968а, т. 64, с. 243–251.

Савич М.С. Фитопланктоны Аденского залива в период летнего муссона. – Тр. ВНИРО, с. 1968б, т. 64, с. 252–259.

Семина Г.И. Сезонные смены фитопланктона западной части Берингова моря. –

Ботан. мат. Отдела споровых растений Ботан. ин-та им. Комарова АН СССР, 1956, т. 11, с. 84–98.

Семина Г.И. Распределение диатомей водоросли *Ethmodiscus rex* (Wall.) Hendeу в планктоне. – Докл. АН СССР, 1969, т. 124, № 6, с. 1309–1312.

Семина Г.И. Фитопланктон центральной части Тихого океана на разрезе по 174° з.д. Часть II. – Тр. Ин-та океанол., 1963, т. 71, с. 5–21.

Семина Г.И. Биотоп и количественное распределение океанского фитопланктона. – Успехи соврем. биологии, 1966, т. 62, вып. 2 (5), с. 289–306.

Семина Г.И. Фитопланктон. – В кн.: Тихий океан. Биология Тихого океана. М.: Наука, 1967, т. 1, с. 27–85.

Семина Г.И. Фитопланктон Тихого океана: Дис. ...д-ра биол. наук. М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1972.

Семина Г.И. Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука, 1974. 239 с.

Семина Г.И., Жузе А.П. Диатомовые водоросли в биоценозах и танатоценозах Берингова моря. – Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1959, т. 30, с. 52–67.

Семина Г.И., Тархова И.А. Фитопланктон и фосфаты в Тихом океане. – В кн.: Программа и методика изучения биогеоценоза водной среды: Биогеоценозы морей и океанов. М.: Наука, 1970, с. 47–65.

Семина Г.И., Чыюнг Нгюк Ан. Фитопланктон прибрежного циклонического круговорота Тропической Атлантики. – Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва, 1974, т. 20, с. 3–59.

Сорокин Ю.И., Суханова И.Н., Коновалова Г.В., Павельева Е.Б. Первичная продукция и фитопланктон экваториальной дивергенции в восточной части Тихого океана. – Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1975, т. 102, с. 108–122.

Степанов В.Н., Саркисян А.С., Демин Ю.М., Дроздов В.Н., Булатов Р.П., Галеркин Л.И., Шербинин А.Д. Вертикальная составляющая циркуляции вод Мирового океана. – Мор. гидрофиз. исследования, 1976, № 4 (75), с. 28–35.

Страхов Н.М. Гидродинамический механизм распределения CO_{org} , SiO_2 и CaCO_3 в океанском осадкообразовании. – Литология и полез. ископаемые, 1978, № 1, с. 3–31.

Страхов Н.М. Основные черты гидродинамического режима водной толщи. Взвеси. – В кн.: Океанология. Химия океана. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 30–51.

Суханова И.Н. Качественный состав и количественное распределение фитопланктона в северо-восточной части Индийского океана. – Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. 105, с. 55–82.

Суханова И.Н., Коновалова Г.В., Ратькова Т.Н. Численность и видовая структура Перуанского апвеллинга. – Океанология, 1978, т. 18, вып. 1, с. 111–117.

Усачев В.И. Общая характеристика фитопланктона морей СССР. – Успехи соврем. биологии, 1947, т. 23, вып. 2, с. 265–288.

Усачев П.И. Фитопланктон Карского моря. – В кн.: Планктон Тихого океана. М.: Наука, 1968, с. 6–28.

Booth J.D., Burckle L.H. Displaced Antarctic diatoms in the Southwestern and Central Pacific. – *Pacif. Geol.*, 1976, vol. 11, p. 99–108.

Burckle L., Stanton D. Distribution of Antarctic diatoms in the Argentine basin. – *Nova Hedwigia Beih.*, 1975, N. 53, S. 283–292.

Davis C.C. *Gymnodinium brevis* sp. nov. a cause of discolored water and animal mortality in the Gulf of Mexico. – *Bot. Gaz.*, 1948, vol. 109, N 3, p. 358–360.

Hasle G.R. An analysis of the phytoplankton of the Pacific Southern ocean. – *Norsk vidensk.-Akad. hvalradets skr.*, 1969, N 52, s. 168.

Hentschel E. Allgemeine Biologie des Südatlantischen Ozeans. Das Pelagial der obersten Wasserschicht. – *Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped. "Meteor"*, 1936, Bd. XI, S. 168.

Hentschel E., Wattenberg H. Plankton und Phosphat in der Überflächenschicht des Südatlantischen Ozeans. – *Ann. Hydrogr.*, 1930, Bd. 58, S. 273–277.

Kawamura A. Observations of phytoplankton in the Arctic ocean in 1964. – *Inform. Bull. Plank. Jap.*, 1967, Commem. Number Y. Matsae, p. 71–89.

Okado H., Honjo S. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. – *Deep-Sea Res.*, 1973, vol. 20, p. 358–374.

Smayda T.J. A quantitative analysis of the phytoplankton of the Gulf of Panama. – *Bull. Intern. Amer. Tropic. Tuna Commiss.*, 1966, vol. 11, N 5, p. 355–612.

Smayda T.F. The suspension and sinking of phytoplankton in the sea. – *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 1970, vol. 8, p. 353–414.

Strickland J.D.H., Eppley R.W., Rojas de Mendiola B. Phytoplankton populations nutrients and photosynthesis in Peruvian coastal waters. — Bull. Inst. Mar. Peru., 1969, vol. 2, p. 1–45.

Sylva P.P. Red water bloom Northern Chile April–May 1956, with reference to ecology of swordfish and stuped marlin. — Pacif. Sci., 1962, vol. 16, N 3, p. 271–279.

Turner J.T. Sinking rates of fecal pellets from the marine Copepod *Pontella meadii*. — Mar. Biol., 1977, vol. 40, p. 249–259.

УДК 551.46:556.3

С.А. БРУСИЛОВСКИЙ, Н.Ф. ГЛАЗОВСКИЙ

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ ОКЕАНА

В настоящее время в связи с исключительной ролью воды как в гипергенных, так и в эндогенных процессах все шире развиваются представления о гидрогеологии не только как о прикладной дисциплине, занимающейся задачами водоснабжения, мелиорации и т.п., но и как о науке, изучающей всю подземную гидросферу, ее пространственно-временную структуру, все многообразие ее геологических и геохимических проявлений, ее взаимосвязи с другими геосферами. Такой подход развивался и ранее в работах В.И. Вернадского [1936] и др., однако практический объектом исследования являлись лишь подземные воды суши. Последнее десятилетие знаменуется превращением геологии в подлинно глобальную науку, опирающуюся на исследования не только континентов, но и Мирового океана. Лишь теперь созданы предпосылки для систематического изучения океанической части подземной гидросферы. До сих пор отдельные работы по подводным источникам и иловым водам были совершенно несопоставимы по масштабам с гидрогеологическими изысканиями на континентах. Необходимость развертывания всесторонних исследований в этой области не вызывает сомнений. Специфика подземных вод ложа морей и океанов субмаринной гидросферы, своеобразие комплекса методов исследования, обширный круг актуальных задач, необходимость подготовки специалистов в этой области делают целесообразным выделение этого раздела гидрогеологии в самостоятельную научную дисциплину — морскую гидрогеологию.

Морская гидрогеология — ветвь гидрологии, в широком смысле науки о гидросфере Земли — теснейшим образом связана с гидрологией суши и океанологией, так как единство гидросферы и подвижность воды выражаются в различных видах взаимодействия поверхностных и подземных вод. С другой стороны, очевидно, что морские гидрогеологические исследования не могут развиваться без геологической и геохимической основы, без широкого использования геофизических данных, поэтому они неразрывно связаны с морской геологией. Вместе с тем морская гидрогеология не может быть сведена ни к одной из упомянутых наук, так как ни одна из них не изучает специфическим комплексом методов субмаринные воды в целом.

Рассмотрим основные черты субмаринной гидросферы, важнейшие проблемы, стоящие перед морской гидрогеологией, и комплекс методов исследования этой науки.

Границы подземной гидросферы океанов, ее объем, масса, структура, специфические отличия от подземной гидросферы континентов еще не определялись достаточно четко. Во многом эта неопределенность связана с различным пониманием термина "гидросфера". Детальный анализ этого вопроса выходит за рамки настоящей статьи и является предметом специального сообщения [Брусилковский, 1977]. Свободной воды в стратифицированной гидросфере океанов почти в 2 раза больше, чем в стратифицированной гидросфере континентов. В кристаллосфере (оболочке кристаллических пород земной коры), напротив, свободной воды под океанами почти в 10 раз меньше, чем под континентами. В целом в литосфере океанов и континентов заключены близкие массы подземных вод, всего более 40% массы Мирового океана. Если в гидросферу включать и воды мантии, то при постоянном соотношении между континентальной и океанической частями (1:2,3) абсолютное количество воды зависит от принятой гипотезы о ее содержании и распределении в различных слоях, но в любом случае значительно превышает количество воды в литосфере. Таким образом, субмаринная гидросфера по своим масштабам сопоставима с подземной гидросферой континентов.

Специфика субмаринной гидросферы обусловлена целым рядом существенных особенностей ее гидродинамики, гидрохимии, термодинамических условий. Морские и океанические впадины, наиболее глубокие дрены Земли, являются конечными областями стока как поверхностного, так и подземного. По И.Г. Киссину [1974], под дном морей и океанов можно выделить две гидродинамические зоны.

1. Субаквальное продолжение континентальной зоны, где прослеживается влияние береговых систем инфильтрационного типа. Ширина этой зоны латерального движения подземных вод может достигать первых сотен километров.

2. Область отсутствия инфильтрационного водообмена, где в основном движение воды направлено вверх.

Сверху вниз в наиболее полном разрезе субмаринной гидросферы можно выделить четыре гидродинамические зоны, различающиеся набором факторов, определяющих движение подземных вод.

Первая зона неконсолидированных осадков ($0-n \cdot 10^2$ м). Для всей зоны характерны субвертикальное перемещение и активное участие вод в процессах диагенеза. В результате гравитационного уплотнения осадков в этой зоне происходит отжим поровых вод. Иловые воды в результате процессов диагенеза могут существенно изменять свой состав.

Самую верхнюю часть первой зоны (0–1,5, реже до 2,5 м) целесообразно выделить в *подзону 1a*. Эта подзона ("активная зона"), по Н.М. Страхову [1974], включает окисленный слой (0–20, реже до 40 см) и часть восстановленного слоя осадков. Для нее характерен обмен с придонным слоем воды, при котором в иловые воды поступает свободный кислород и сульфат-ион, а из иловых вод в придонную — гидрокарбонат, кремний. Движущей силой обмена, осуществляемого в основном диффузионным путем, являются редукционные процессы в илах и растворение твердых фаз, выделенных в осадок биогенно из ненасыщенных растворов. Именно в этой подзоне наибольшая плотность бактериального населения, и поэтому

огромное значение в диагенезе осадков и в метаморфизации иловых вод имеют микробиологические процессы. В этой подзоне происходит наиболее резкое уменьшение влажности осадков, т.е. наиболее интенсивное отжатие иловых вод. По мнению С.Б. Бруевича [1946], именно здесь в ряде случаев может происходить гравитационное вытеснение иловых вод более солеными морскими. Легче вытеснение идет из более грубозернистых пород, поэтому в песках иловые воды более соленые, чем в глинистых илах. Такой процесс, по-видимому, может иметь место при перетекании более тяжелых морских вод, образующихся в результате испарения в прибрежной мелководной части вниз по склону, и последующем вытеснении ими соленых иловых вод. По данным Ю.Н. Гурского и М.Г. Валяшко [1975], в песчаных донных отложениях Черного моря глубина гравитационного вытеснения опресненных новейших иловых вод современной черноморской водой может достигать первых метров.

Для подзоны 1б, лежащей ниже, характерно осложнение вертикального движения отжимающихся вод из-за фильтрационной неоднородности осадков, вызванной процессами диагенетического перераспределения аутигенного материала. Образование карбонатных и кремневых конкреций и другие изменения в осадках сопровождаются перераспределением иловых вод, выражающимся в варьировании влажности донных отложений. Неоднородность химического состава иловых вод приводит и к осмотическому перемещению воды.

Данные по океаническому бурению свидетельствуют о весьма сложном характере зависимости интенсивности процесса литификации от целого ряда факторов и, по-видимому, прежде всего от литологического состава осадков. В ряде скважин мощность неконсолидированных осадков с влажностью до 50% достигает 600–700 м, что говорит о крайне незначительной скорости отжима иловых вод. Такие области действительно можно назвать зоной застойного режима, где воды сохраняются без существенных изменений в течение геологических периодов.

Вторая зона поровых вод консолидированных осадков имеет различное строение. В областях, где прослеживается влияние береговых водонапорных систем инфильтрационного типа, может преобладать латеральное движение подземных вод по отдельным водоносным горизонтам и комплексам от берега к очагам субмаринной или при трансмаринном потоке субазальной разгрузки. Это движение может осложняться процессами перетекания, фильтрации через слабопроницаемые водоупоры. Вертикальный разрез второй зоны в этих областях в гидродинамическом плане не отличается от строения артезианских бассейнов континентов.

В областях отсутствия водообмена инфильтрационного типа (абиссальные области океанов) зона консолидированных осадков в основном совпадает со вторым сейсмическим слоем океанической коры и включает значительные толщи вулканогенных пород. Вода здесь находится преимущественно в связанной форме, и динамика свободных вод не изучена.

Третья зона совпадает с кристаллосферой океанов. Вода присутствует в основном лишь в связанной форме. Для областей развития океанической коры ее базальты, по мнению Е.С. Гавриленко и В.Ф. Дерпгольца [1971], можно рассматривать как глобальный водоупор, и лишь самая верхняя часть базальтового фундамента, покрытая трещинами остывания, может

содержать трещинные воды [Киссин, 1974]. Вопрос о мощности зоны трещинных вод нуждается в изучении. Восходящее движение воды, по В.Ф. Дерпгольцу и Е.С. Гавриленко, осуществляется лишь в рифтовых зонах и через подводные вулканические аппараты, латеральное (если исходить из гипотез новейшей глобальной тектоники) — только вместе с движущимися плитами, нисходящее — в областях субдукции, т.е. подземные воды, за исключением гранитных, для этой зоны неподвижны относительно вмещающих пород. Кроме вод базальтов океанического ложа, к третьей зоне следует отнести воды гранитов и других кристаллических пород подводного продолжения континентов и некоторых островов.

Четвертая зона подкорковых вод. Исходя из расчетных термодинамических данных, вода должна находиться в свободном состоянии в надкритических условиях. По-видимому, преобладает восходящее движение воды, связанное с процессами дифференциации исходного вещества мантии. Возможно образование ювенильной воды за счет окисления свободного глубинного водорода кислородом силикатов и окислов. Глобальный водопор океанических базальтов, по В.Ф. Дерпгольцу и Е.С. Гавриленко, задерживает водный флюид, что приводит к обогащению водой подкорового слоя верхней мантии, снижению ее температуры плавления, уменьшению вязкости, т.е. способствует образованию астеносферы. Разгрузка через океаническую кору происходит в основном лишь по зонам нарушения сплошности базальтового слоя и вместе с базальтами. Изучение этих вод представляет особый интерес в связи с проблемой формирования рудосносных океанических осадков и прямыми наблюдениями глубоководных гидротерм.

Таким образом, вертикальная гидродинамическая зональность значительной части субмаринной гидросферы совершенно иная, чем подземных вод суши. В целом для нее характерно медленное восходящее движение отжимающихся при литификации осадков вод, осложненное в субконтинентальных зонах океанической коры латеральным движением инфильтрационных вод с суши далеко под ложе океанов.

Интенсивные восходящие потоки возможны лишь в очагах разгрузки либо вод континентального генезиса, либо ювенильных подкоровых вод в рифтах и по вулканическим аппаратам.

Свою специфику имеют области субмаринной гидросферы окраинных и внутренних морей. С одной стороны, здесь значительно сильнее влияние водонапорных систем суши и иногда весь бассейн в разрезе содержит воды второй зоны с латеральным движением; с другой — высокая биологическая продуктивность водоема, ведущая к богатым органическим веществам осадкам, в сочетании с высокой скоростью осадконакопления в областях устойчивого прогибания приводит к резкой интенсификации процессов отжима иловых вод и накоплению биогенных газов, что в конечном итоге выражается в сосредоточенной разгрузке в процессах грязевого вулканизма.

Значительно отличие субмаринной гидросферы от континентальной и в гидрохимическом аспекте. Вместо исключительно разнообразных по минерализации (от ультрапресных до сверхкрепких рассолов) и химическому составу подземных вод суши в субмаринной гидросфере резко преобладают воды, мало или совсем не отличающиеся от морских и океанических,

лишь иногда измененные процессами метаморфизации. Здесь наблюдаются высокое постоянство химического состава вод Мирового океана, относительно небольшие вариации солености океанических вод, колоссальная в абсолютном и процентном выражении масса собственно океанических вод по сравнению с водами внутренних морей, прямая генетическая связь иловых вод с океаническими, а также ограниченность процессов метаморфизации, которая проявляется в основном лишь на материковых окраинах и в зонах апвеллингов, где осадки обогащены органическим веществом. Все это позволяет рассматривать субмаринную гидросферу в первом приближении как органическое продолжение океанической. Вместе с тем слабоминерализованные воды отдельных водоносных горизонтов, протягивающихся под океаническим и морским дном, горячие рассолы в рифтовых областях представляют исключительный научный и практический интерес, хотя занимают лишь узкую полосу, окаймляющую материки, или образуют редкие включения среди морских по генезису иловых вод.

Высокая однородность по составу и минерализации субмаринных вод в пределах абиссальных областей сочетается с однородностью окислительно-восстановительных условий. Если на континентах мощность зоны аэрации достигает многих десятков метров, а свободный растворенный кислород находят до глубин в километр, то в подземных водах океанов господствует восстановительная среда и свободный кислород не проникает глубже первых сантиметров и в исключительных случаях — первых метров.

Для верхнего структурного этажа субмаринной гидросферы, включающего две первые гидродинамические зоны и содержащего основную массу свободных подземных вод океанических областей, характерно также резкое отличие от подземной гидросферы континентов по соотношению жидкой и твердой фаз. Среднее содержание свободной воды в стратифицированной гидросфере континентов оценивается от 5 [Виноградов, 1959] до 12, 8% [Дерпгольц, 1963]. Данные по изменению пористости глин и упругих осадочных пород с глубиной [Пэк, 1968; Озерская, Семенова, 1971] также показывают близкие цифры — от 22% на глубинах до 0,5 км до 8% для интервала глубин 2–3 км. В донных отложениях океанов воды в несколько раз больше. А. Полдеварт [1957] оценивает ее содержание в 50% (от 35 до 70%), последние данные по океаническому бурению [Initial Reports DSDP, 1969–1973] пока статистически не осреднены по отдельным зонам и интервалам глубин. Предварительная оценка дает 39% содержания воды в толще донных отложений мощностью до 700–800 м. Та же величина получается и из средней пористости 60%, принятой при различных расчетах и построениях в указанной работе, и плотности скелета породы 2,7. Безусловно, такое высокое, не свойственное обычным водоносным горизонтам отношение воды к породе влияет на фильтрационные свойства пород, на коэффициенты диффузии, близкие к таковым в свободных водных растворах, увеличивает возможности миграции всех компонентов.

Необходимо отметить также различие термодинамических условий континентальной и субмаринной гидросферы. На максимальных глубинах океана иловые воды поверхностного слоя донных отложений находятся под давлением около 100 бар и при температуре, близкой к 0°С. На суше этому давлению при геотермическом градиенте 30°С/км и бароградиенте 290 бар/км соответствует температура 110–115°С [Вернадский, 1936,

1960; Burnham et al., 1969]. При среднем градиенте для океанической коры $20^{\circ}\text{C}/\text{км}$ для всей толщи неконсолидированных осадков океана будут характерны более высокие давления и более низкие температуры, чем для соответствующих интервалов глубин осадочных пород суши. В нижних частях океанической коры и над астеносферным слоем океанической мантии, напротив, низким давлениям будут соответствовать более высокие температуры, чем на континентах [Белоусов, 1968]. Такое своеобразие термодинамических условий неизбежно должно проявляться в специфике физико-химических равновесий субокеанической гидросферы, требующих специального рассмотрения.

Глубокие отличия субмаринной гидросферы от подземной гидросферы континентов вытекают из фундаментальных представлений о дисимметрии океанического и континентального полушария Земли, развитых В.И. Вернадским [1936, 1960]. Он рассматривает дисимметрию разного распределения геосфер под океанами и континентами как источник огромной свободной энергии, резко меняющей окружающую природу. В.И. Вернадский впервые обратил внимание на особую динамику подземных вод под океаном, предсказал возможность хаотичности пластовых инфильтрационных вод на участках акватории, связанных с континентами, указал на особый термодинамический режим субмаринной гидросферы.

Таким образом, субмаринная гидросфера — основной объект изучения морской гидрогеологии — сопоставима по массе с подземной гидросферой континентов и резко отличается от последней по своей гидродинамической структуре, гидрогеохимическим характеристикам, термодинамическим условиям и соотношению твердой и жидкой фаз. Сосуществование столь различных частей подземной гидросферы, их взаимная неравновесность обуславливают неизбежность процессов их взаимодействия. Поскольку градиенты напора, температуры, давления и концентраций направлены в целом от континента к океану, осуществляется планетарный процесс теплопереноса в этом направлении, вода как наиболее подвижный и емкий носитель энергии и массы является главным "рабочим телом" этого процесса.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МОРСКОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Объектом изучения морской гидрогеологии являются субмаринная гидросфера, ее строение, состав формирования, ее взаимосвязи с подземной гидросферой континентов, океанической стратисферой, корой и верхней мантией, с водной толщей морей и океанов. Нам представляется целесообразным систематизировать весь круг задач морской гидрогеологии в соответствии с основными разделами этой науки.

Строение и состав субмаринной гидросферы

Воды неконсолидированных донных отложений морей и океанов, несмотря на 40-летнюю историю их исследования, изучены недостаточно. Фактический материал представлен почти исключительно данными лишь по иловым водам верхних первых метров донных осадков, причем число точек опробования не превышает для всех океанов первых тысяч. Так, в монографии

О.В. Шишкиной [1972], обобщающей 15-летний опыт работы, приводятся данные лишь по 219 станциям (включая внутренние и окраинные моря). Лишь в последние 10 лет в результате морских буровых работ на судне "Гломар Челленджер" были получены материалы о составе иловых вод всей толщи неконсолидированных отложений (около 100 колонок). Если принять во внимание, что масса только свободных вод неконсолидированных донных осадков превышает всю массу свободных вод стратисферы континентов, а площадь Мирового океана почти в 3 раза больше суммарной площади всех континентов (без Антарктиды), то становится очевидным, что густота сети опробования субмаринной гидросферы на несколько порядков ниже таковой континентов. Изучение иловых вод в основном шло по линии глубокого и всестороннего изучения их макро- и микрокомпонентного состава тонкими и достаточно сложными современными аналитическими методами, большей частью сразу же после отжима порового раствора на борту судна. Необходимость получения такого рода данных не вызывает сомнения, однако трудоемкость методик резко ограничивает число точек опробования и тем самым делает невозможным надежные региональные выводы. Имеются лишь единичные работы по изучению динамики физико-химических процессов в донных отложениях. В связи с этим можно сформулировать следующие основные задачи в области изучения вод неконсолидированных донных отложений.

1. **Количество воды.** Установление региональных закономерностей распределения влажности донных осадков в зависимости от их литологического состава, геохимических характеристик, мощности вышележащих отложений, термодинамических условий.

Решение этой задачи послужит основой для ответа на ряд вопросов теоретического и прикладного характера: позволит дать надежную оценку общего количества воды в этой части субмаринной гидросферы, рассчитать скорости литификации различных типов осадков в разнообразных условиях, поможет при составлении мелко- и среднемасштабных инженерно-геологических карт шельфа, необходимых для проектирования различных инженерно-технических сооружений (дамб, молов, причалов, свайных оснований под бурение, подводных трубопроводов и т.д.). Кроме того, без данных о влажности донных осадков невозможно перейти от информации, полученной при использовании экспресс-методов (электропроводность осадков, результаты водных вытяжек и т.п.), к характеристикам порового раствора.

2. **Формы воды.** Установление количественных соотношений между ними для различных литологических неоднородностей.

Это направление исследований дает возможность ответить на такие дискуссионные вопросы, как соотношение свободной, прочно- и рыхлосвязанной воды, сущность механизма литификации, роль фазовых переходов воды в глубинном концентрировании и разбавлении природных растворов, механизм фильтрации через слабопроницаемые глинистые илы. Возможность крупных открытий в этой области хорошо иллюстрирует обнаружение кристаллогидратов газов в осадках современных акваторий [Ефремова, Жижченко, 1974]. Авторы подчеркивают, что такие соединения могут быть распространены на огромных площадях и играют важную роль в генезисе газовых месторождений. В работе А.А. Трофимука и др. [1973]

доказывается, что зона гидратообразования охватывает 93% площади Мирового океана, достигает мощности 470 м (средняя 300 м), имеет объем порядка 100 млн. км³ и является региональным газоупором (а следовательно, и водоупором). Любопытно, что единственным аналогом среды донных осадков в термодинамическом аспекте (низкие температуры при высоких давлениях) являются мощные толщи многолетнемерзлых пород, где также обнаружены колоссальные запасы твердых кристаллогидратов газов [Макогон, 1965; Васильев и др., 1970].

3. **Химический состав.** Установление региональных закономерностей распределения химических элементов в иловых водах и путей формирования их химического состава.

Исследования в этой области представляют некоторый интерес для выяснения вопросов палеогеографии, в частности для установления солёности древних бассейнов. Поскольку иловые воды — начальный этап в истории подземных седиментогенных вод, принцип актуализма позволяет использовать эти гидрохимические данные наряду с другими материалами для палеогеогеологических реконструкций. Данные о геохимическом фоне необходимы для статистически обоснованного выделения гидрогенных аномалий, вызванных субаквальной разгрузкой. Весьма перспективны отдельные гидрогеохимические характеристики иловых вод как показатели нефтегазоносности морского дна. Для теории нефтеобразования также необходимы данные об особенностях миграции органического вещества и некоторых элементов в иловых водах. Таким образом, изучение химического состава иловых вод будет развиваться в различных направлениях:

а — расширение круга компонентов, изучаемых в иловых водах. Определение микрокомпонентов, газового, изотопного состава, индивидуальных органических веществ;

б — создание кондиционных гидрогеохимических карт иловых вод океанов и морей;

в — исследование влияния различных факторов на состав иловых вод: климата, литодинамики, гидрологии, литологии, тектоники, термодинамических условий среды, геоморфологии ложа и др. в их сложной взаимосвязи.

4. **Гидродинамика.** Установление закономерностей движения иловых вод в зависимости от мощности вышележащих отложений, глубины моря, литологического состава, особенностей диагенетических процессов, а также внешних по отношению к осадкам факторов.

Гидродинамические исследования в условиях высокой влажности глинистых илов представляют большой интерес для познания механизма литификации, специфики геофильтрации, происходящей через слабопроницаемые отложения, выражающейся в формировании фильтрационной неоднородности.

При изучении иловых вод необходимо определение *количественной характеристики дисперсии основных гидрогеохимических и гидродинамических параметров донных отложений* в зависимости от густоты сети опробования для различных литологических разностей в разных геоморфологических зонах. Исследования в этой области практически отсутствуют, но без них невозможно обосновать надежность, достоверность любых

картографических материалов, рассчитать необходимый объем работ для кондиционных карт различного масштаба. Выявление различных уровней неоднородности для каждого из параметров в зависимости от линейного масштаба представляет большой интерес и для характеристики процессов, ведущих к неоднородности, в частности, процессов диагенеза.

Решение любых региональных задач в этой области возможно только на основе создания комплекса физико-химических *экспресс-методов анализа донных осадков и иловых вод для получения массовой информации*. Уже сейчас, по-видимому, могут определяться без разделения твердой и жидкой фаз влажность осадков (нейтронный каротаж, калориметрия); pH, Eh, H₂S, рa, рK, рCl, рSO₄ и др. (потенциометрия с использованием ионоселективных электродов, модифицированных для работы во влажных осадках); K, U, Ra (радиометрический спектроанализатор); Fe, Mn и др. (рентгеноспектральный анализ на полевых приборах типа "Фотон"). В ближайшем будущем будет возможно применение еще более массового метода, основанного на использовании многоканального анализатора-зонда для автоматической записи гидрогеохимических характеристик донных отложений и гидрохимических параметров придонного слоя на ходу без отбора керна. Уже имеются первые образцы такого рода автоматических анализаторов морских донных отложений на комплекс элементов.

Воды консолидированных морских осадков. Региональные исследования этого типа вод, по-видимому, возможны в основном лишь традиционными гидрогеологическими методами, основанными на данных по скважинам (морское бурение) в комплексе с геофизическими данными. Заслуживает внимания метод экстраполяции гидрогеологических параметров за пределы прибрежных районов в море, однако применение такого метода возможно лишь при очень хорошей гидрогеологической изученности, требует проведения морских геофизических работ и ограничено узкой полосой верхнего шельфа. Это в первую очередь относится к водам предконтинента — субаквальному продолжению водонапорных систем суши. Изучение особенностей гидрогеологического строения отдельных районов акватории включает определение числа, мощности, гидродинамических и гидрохимических характеристик водоносных горизонтов и комплексов, области их питания и разгрузки, интенсивность стока и др. Лишь на этой базе могут быть даны ответы на вопросы о возможностях питьевого водоснабжения на акваториях. Актуальность проблемы очевидна в связи со стремительным ростом темпов освоения шельфа, а в недалеком будущем и материкового склона, а также обеспечением потребностей судоходства (прежде всего подводного флота). Наряду с пресными водами определенный интерес представляют и промышленные воды (например, рудоносные рассолы) дна акваторий. Очевидна необходимость гидрогеологических изысканий при проектировании инженерных сооружений (например, туннелей) и шахт под дном морей и океанов.

Совершенно не изучены воды консолидированных отложений абиссальных частей океана.

Взаимодействие субмаринной гидросферы с подземной гидросферой и литосферой континентов

Круг этих вопросов наиболее полно освещен в литературе. В целом, как уже показано, преобладает массоперенос от континентов к океанам. Взаимодействие морских и подземных вод суши неизбежно осуществляется через субмаринную гидросферу, которая является не только областью транзита, но и средой метаморфизации и морских и континентальных вод. Основными задачами являются:

1. Гидрогеологическое районирование дна морей и океанов.

2. Количественная оценка водного подземного стока с суши, что позволит:

а) найти и оценить источники питания субмаринных водоносных горизонтов,

б) определить расходную часть баланса водоносных горизонтов, имеющих непосредственный сток в море; на участках, представляющих интерес для крупных водозаборов, это позволит оценить потери пресных вод и эксплуатационные запасы,

в) построить карты подземного стока для прибрежных районов. Приближенная оценка общей величины водного подземного стока лишь из верхней гидродинамической зоны (200 м) в Мировой океан составляет около 2500 км³/год [Джамалов и др., 1977], что близко 7% речного стока.

3. Количественная оценка ионного и молекулярного переноса вещества с подземным стоком, что позволит оценить химическую денудацию приморской суши с подземным стоком. Приближенная оценка на основании данных по ряду внутренних морей СССР показывает, что ионный подземный сток сопоставим с выносом растворенных веществ реками (табл. 1).

4. Расчет инфильтрации морских вод в прибрежные районы суши в естественных условиях и при геотехнических процессах (эксплуатация водозаборов, дренаж, гидросооружения и т.д.), что крайне необходимо в связи с развитием процесса засоления подземных вод на суше.

5. Палеогидрогеологический анализ условий взаимосвязи подземной и субмаринной гидросферы.

Таблица 1

Соотношение водного (в км³/год) и ионного (в млн. т/год)
поверхностного и подземного стоков во внутренние моря СССР

Море	Водный сток			Ионный сток			Б/А
	поверхностный	подземный	подземный	поверхностный	подземный	подземный	
			поверхностный (А), %			поверхностный (Б), %	
Каспийское	305	1,2-2,4	0,4-0,8	31	22-86	70-250	200-300
Черное и Азовское	158	0,54-3,2	0,3-2	29	3,3-59	11-200	35-100
Аральское	56	0,07-0,26	0,1-0,4	69	0,65-3,3	0,9-5	10
Балтийское	158	1,2	0,75	19	0,5	2,5	3

Взаимодействие субмаринной гидросферы с океанической стратиферой и мантией

Исследования в этой области особенно перспективны в следующих направлениях.

1. Определение тепломассопереноса (тепловой поток, вода, растворенные вещества) из подкоровых слоев в океаническую стратиферу в различных геологических условиях. Это позволит оценить масштабы дегазации мантии в настоящее время и установить роль подводного вулканизма в формировании донных гидрогенных руд морей и океанов.

2. Оценка с гидрогеологических позиций пока еще гипотетического процесса субдукции (поддвига). Выяснение характера распределения, глубины внедрения в мантию и фазовых изменений вод субмаринной гидросферы при этом процессе. Исследования в этой области способствовали бы решению проблемы ювенильных вод, помогли бы оценить роль воды при образовании различных месторождений углеводородов при процессе субдукции.

3. Определение характера, интенсивности и результатов процессов взаимодействия между твердой и жидкой фазами морских и океанических отложений, что необходимо:

- а) для дальнейшего изучения процессов диагенеза и литификации морских донных отложений с учетом динамики подземных вод,
- б) для выяснения особенностей процессов подводного рудообразования,
- в) для познания формирования инженерно-геологических свойств морских донных отложений в различной гидрогеологической обстановке, в частности в очагах субмаринной разгрузки.

Взаимодействие субмаринной и поверхностной гидросферы

Для количественной оценки поступления в моря и океаны воды и растворенных в ней веществ из субмаринной гидросферы и обратного процесса проникновения ряда соединений из придонной воды в иловую необходимо наряду с данными по водному и ионному подземным стокам с суши использовать данные по глубинным восходящим водам, по диагенезу и литификации, рассолению субмаринных соляных куполов, подводному грязевому вулканизму, избирательному поглощению растворенных в субмаринных водах веществ донными осадками и ряду других процессов. Лишь такое комплексное исследование взаимодействия субмаринной и поверхностной гидросферы даст возможность ответить на целый ряд важнейших вопросов:

- 1) оценить роль этого процесса в глобальном кругообороте воды;
- 2) рассчитать водный, ионный, газовый и температурный баланс замкнутых водоемов и прогнозировать их режим;
- 3) оценить роль субмаринных вод и подземного стока в формировании химического состава замкнутых водоемов;
- 4) оценить влияние поступающих с субмаринными водами биогенных элементов на локальные вариации биопродуктивности водоемов;
- 5) оценить возможность загрязнения морской среды за счет сброса промышленных и бытовых стоков в водоносные горизонты, имеющие сток в море;

6) оценить влияние субмаринной разгрузки на гидродинамику и стратификацию вод замкнутых водоемов;

7) оценить масштабы проникновения морских вод в донные осадки при инверсионной зональности плотности (гравитационная дифференциация) и его влияния на состав иловых вод и донных отложений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Специфический объект морской гидрогеологии и своеобразие круга задач требует особого комплекса методов исследования, свойственного только этой науке, хотя многие из них в отдельности используются в родственных отраслях знания. Рамки статьи не дают возможности охарактеризовать каждый из методов, большая часть из них описана нами ранее [Куделин и др., 1971; Глазовский и др., 1973] или освещена в специальной литературе. Рассмотрим лишь общую систему методов, используемых в морской гидрогеологии, и их взаимодействие на разных этапах исследования.

Для решения большей части проблем, связанных с изучением субмаринной гидросферы, в общем случае целесообразна, на наш взгляд, такая последовательность исследований:

- 1) предварительное гидрогеологическое районирование дна, основанное на изучении гидрогеологического разреза и геофизических данных;
- 2) расчет водного и ионного подземных стоков в пределы акватории моря с помощью прямых гидрогеологических методов;
- 3) установление областей разгрузки подземных вод;
- 4) идентификация разгружающихся вод с водами определенных водоносных комплексов;
- 5) оценка водного и ионного объекта разгрузки подземных вод на основании непосредственного изучения очагов разгрузки;

Таблица 2

Методы исследования субмаринной гидросферы
(++ основной метод, + дополнительный метод)

	Методы	Предварительное районирование	Расчет водного и ионного подземного стока	Установление областей разгрузки	Идентификация разгружающихся вод	Оценка стока по результатам изучения очагов разгрузки
1	2	3	4	5	6	7
Собственно гидрогеологические исследования на суше и дне морей	Расчетные					
	Гидродинамические	+	++	+		
	Балансовые (современный и палеобалансовый)		++			
	Индикаторные				++	++
	Моделирование	+	++	+		

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Методы, основанные на изучении морской воды	Балансовые Визуальные наблюдения			++		+
	Гидрофизические			++	+	++
	Гидрохимические			++	++	++
	Индикаторный					++
	Гидродинамический			+		++
Методы, основанные на изучении донных отложений	Балансовые (в донных осадках)		+	+		++
	Геофизические	+		++	+	++
	Геоморфологический			+		
	Литолого-геохимический			++	++	++

б) гидрогеологическое районирование морского дна, основанное на полученном фактическом материале.

Основные методы исследования субмаринной гидросферы представлены в табл. 2.

Таким образом, как предмет исследований, так и совокупность методов, применяемых при этих исследованиях в таком объеме, не рассматриваются и не используются ни одним из разделов естествознания. Цель настоящего сообщения состоит в том, чтобы сформулировать основные проблемы изучения субмаринной гидросферы, привлечь внимание к исследованиям в этом направлении и показать их перспективность. В заключение необходимо обратить внимание на то, что подземные воды дна морей и океанов специально не рассматриваются ни в одном из университетских или институтских учебных курсов. Поэтому в будущем было бы полезно введение курса гидрогеологии океанов для студентов гидрогеологических и гидрохимических специальностей.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968, с. 253.
 Бруевич С.В. Соленость грунтовых растворов Каспийского моря. — Докл. АН СССР, 1946, т. 54, № 3, с. 239–242.
 Брусиловский С.А. Понятие подземной гидросферы, ее границы и массы. — В кн.: Вопросы гидрогеологии. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 25–32.
 Васильев В.Г., Макогон Ю.Ф., Требин Ф.А., Трофимук А.А., Черский Н.В. Свойства природных газов находиться в земной коре в твердом состоянии и образовывать газогидратные залежи. — В кн.: Открытия в СССР 1968–1969 гг. М.: ЦНИИ ПИ, 1970, с. 112–116.

- Вернадский В.И.* История минералов земной коры. Л.: Госхимтехиздат, 1936. Т. 2. 202 с.
- Вернадский В.И.* Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4. Кн. 2. 651 с.
- Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 44.
- Гавриленко Е.С., Дерпгольц В.Ф.* Глубинная гидросфера Земли. Киев: Наук. думка, 1971, с. 270.
- Глазовский Н.Ф., Иванов В.А., Месхетели А.В.* Об изучении субмаринных источников. — *Океанология*, 1973, т. 13, вып. 2, с. 249–254.
- Гурский Ю.Н., Валяшко М.Г.* Закономерности формирования химического состава иловых вод в северо-западной части Черного моря: Тез. докл. 7-й конф. по химии моря. М., 1975, с. 47–50.
- Дерпгольц В.Ф.* Гидросфера и хлор. — *Литология и полез. ископаемые*, 1963, № 1, с. 37–43.
- Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В.* Подземный сток в моря и Мировой океан. М.: Наука, 1977. 94 с.
- Ефремова А.Г., Жижченко Б.П.* Обнаружение кристаллогидратов газов в осадках современных акваторий. — *Докл. АН СССР*, 1974, т. 214, № 5, с. 1179–1181.
- Киссин И.Г.* Проблема гидрогеологических исследований дна морей и океанов. — *Бюл. МОИП*, 1974, № 4, с. 156–157.
- Куделин Б.И., Зекцер И.С., Месхетели А.В., Брусилковский С.А.* Проблема подземного стока в моря. — *Сов. геология*, 1971, № 1, с. 72–80.
- Макогон Ю.Ф.* Некоторые вопросы разведки и эксплуатации месторождений природных газов в условиях многолетней мерзлоты. — *Газовая пром-сть*, 1965, № 5, с. 64–72.
- Озерская М.Л., Семенова С.Т.* Влияние условий формирования осадочных пород на их физические свойства. — *Сов. геология*, 1971, № 2, с. 160–164.
- Полдеварт А.* Химия земной коры. — В кн.: *Земная кора*. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.
- Пэк А.А.* О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 147 с.
- Страхов Н.М.* Баланс реакционных процессов в осадках Тихого океана. — *Литология и полез. ископаемые*, 1972, № 4, с. 3–18.
- Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П.* Особенности накопления природных газов в зонах гидратообразования Мирового океана. — *Докл. АН СССР*, 1973, т. 212, № 4, с. 931–934.
- Шишкина О.В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М.: Наука, 1972. 228 с.
- Burnham C.W., Holloway J.R., Davis N.F.* The specific volume of water in the range 100–8900 bars, 20 to 900°C. — *Amer. J. Sci.*, 1969. 267 p.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1968–1973, I–XVIII.

УДК 551.35 (268)

Н.Н. ЛАПИНА, Ю.П. СЕМЕНОВ

**ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
В ОСАДКАХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА**

Изучение условий формирования, вещественного состава и закономерностей распределения донных отложений Мирового океана позволило П.Л. Безрукову [1964] и А.П. Лисицыну [1974] выделить несколько типов зональности, сложно накладывающихся друг на друга: климатическую, циркумконтинентальную и вертикальную. Наряду с этим обширные геологические исследования свидетельствуют о значительной роли динамики водных масс и дают возможность выделить гидродинамическую зональность, которая в отдельных районах совпадает с вертикальной.

Гидродинамическая зональность в осадконакоплении особенно четко прослеживается в Северном Ледовитом океане, который расположен в единой климатической зоне — зоне полярного литогенеза. Здесь распределение на дне поступающего в океан осадочного материала контролируется в первую очередь гидродинамикой бассейна седиментации и затем рельефом дна [Лапина и др., 1968, 1974]. В пределах Северного Ледовитого океана на основании большого фактического материала В.Т. Тимофеевым [1960] была разработана схема гидродинамики бассейна, которая в последующие годы уточнялась и детализировалась.

Толща вод Северного Ледовитого океана четко стратифицируется, и в ней В.Т. Тимофеевым в пределах Арктического бассейна выделяются три основные и две промежуточные водные массы.

Поверхностная арктическая водная масса, обязанная своим происхождением перемешиванию речных и морских вод, происходящему под влиянием гидродинамических и метеорологических процессов, характеризуется круглогодичной отрицательной температурой и соленостью порядка 29,0–33,5‰. Толщина слоя поверхностной арктической массы в Евразийском суббассейне 25–50 м (севернее Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа), в Американо-Азиатском суббассейне — увеличивается до 75–100 м (севернее о-ва Врангель).

Генеральное направление движения этой водной массы — из Арктического бассейна через Гренландское море в Атлантический океан. И лишь незначительная часть арктических вод через Берингов пролив направляется в Тихий океан. Скорость движения арктической водной массы различна и колеблется от 1,1–2,3 см/с в центральной части Арктического бассейна до 7,2 см/с на выходе в Гренландское море.

Глубоководная атлантическая водная масса от выше- и нижерасположенных основных водных масс отделяется промежуточными. Эта водная масса обязана своим происхождением теплым атлантическим водам, посту-

ходящим из Атлантики через Гренландское море в Арктический бассейн. Атлантические воды поставляют 42% теплового притока Арктического бассейна. Для атлантической водной массы характерны повышенная соленость (34,9–35,6‰) и положительная температура. При входе в Арктический бассейн температура этих вод доходит $+8 \div +14^\circ\text{C}$, в районе Земли Франца-Иосифа понижается до $+2^\circ\text{C}$, а в Амеразийском суббассейне составляет $+0,6 \div +0,7^\circ\text{C}$.

В Евразийском суббассейне толщина слоя атлантической водной массы равна 300–400 м, а в Амеразийском — уменьшается до 200 м.

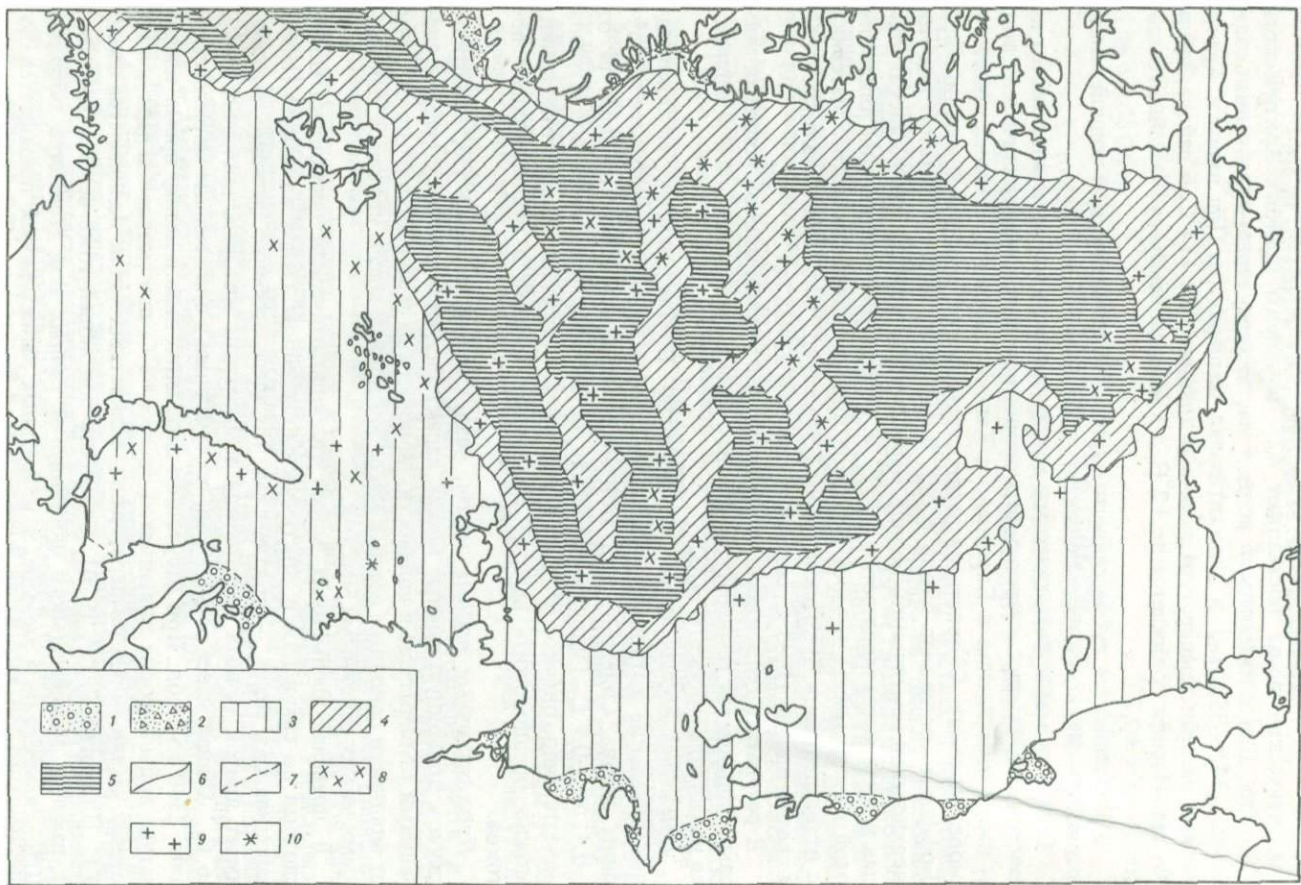
Основная масса атлантических вод движется в направлении с запада на восток, т.е. в направлении, противоположном движению арктических вод, и имеет ответвления в Баренцево и Карское моря и в меньшей степени в море Лаптевых. Скорость их распространения от пролива Фрама до моря Бофорта составляет около 6 лет. В Амеразийском суббассейне под поверхностной арктической водной массой располагается тихоокеанская теплая водная масса мощностью 30–75 м. Генеральное направление движения этой водной массы — через Берингов пролив вдоль Канадского материка с ответвлением в Чукотское море. Температура воды максимальная $+4^\circ\text{C}$, а среднегодовая $+0,08^\circ\text{C}$, соленость порядка 32–33‰.

В результате теплоотдачи атлантической и тихоокеанской водными массами повышается температура верхнего промежуточного слоя и замедляется нарастание морского льда.

Придонная водная масса с глубины 800–1000 м заполняет глубоководные океанские котловины, мощность ее колеблется в зависимости от глубины океана. Соленость вод этой массы порядка 35‰, температура от $-0,4$ до $-0,9^\circ\text{C}$. Гидродинамическая активность придонных вод изучена недостаточно, однако, судя по вещественному составу донных отложений, можно предположить наличие придонных течений и суспензионных потоков.

Промежуточные водные массы, разделяющие арктическую, атлантическую и придонную водные массы, характеризуются промежуточными значениями температуры и солености. Мощность их изменяется в зависимости от мощности основных водных масс. Эти водные массы являются переходными между основными массами.

В пределах шельфовых морей гидродинамическая обстановка более сложная по сравнению с Арктическим бассейном. Основная водная масса, заполняющая моря, — арктическая. Но здесь особенно большое значение имеет приток речных вод, летняя температура которых достигает $+14 \div +16^\circ\text{C}$. Общая масса речных вод, поступающая в арктические моря, составляет $2340 \text{ км}^3/\text{год}$. При отсутствии скопления льда в летнее время температура воды в морях повышается до $+3 \div +8^\circ\text{C}$, при скоплении льда даже в южных частях морей температура поверхностных вод не поднимается выше 0°C [Геология СССР, 1970]. Соленость вод морей тоже весьма различна. В районах максимального поступления речных вод соленость порядка 10‰, а местами и меньше, а в северных частях морей повышается до 32–34‰. Как уже указывалось выше, в моря Баренцево, Карское и Лаптевых по глубоководным желобам поступают теплые атлантические воды, а в Чукотское море и восточную часть Восточно-Сибирского — теплые тихоокеанские воды.



В морях наблюдаются течения, различные по генезису, направлению и скорости, в целом ряде мест отмечена циклоническая циркуляция вод. Здесь имеют место течения приливо-отливные, ветровые, вдольбереговые, придонные и др. Направление течений по отношению к берегу также разнообразно, а именно проходит перпендикулярно береговой линии, вдоль береговой линии и под различными углами к берегу. Скорости течений меняются не только по сезонам, но иногда и в течение суток. Таким образом, гидродинамическая обстановка в морях сложная и резко меняющаяся по активности как по сезонам, так и в более короткие промежутки времени.

В соответствии с гидродинамической активностью бассейна и особенностями седиментации в пределах Северного Ледовитого океана нами выделены три (I—III) основные гидродинамические зоны донных отложений (рис. 1).

I зона перемыва и размыва донных отложений расположена в мелководной части шельфа до глубины 50, реже 100 м и на островных отмелях. В этой зоне наблюдается максимальная гидродинамическая активность водных масс. Волнения и течения размывают не только берега, но и отдельные участки дна морей. Здесь же происходит и неоднократный перемыв ранее отложившихся осадков. Для этой зоны характерно присутствие всех гранулометрических типов осадков от песчано-гравийно-галечных до тонкодисперсных глинистых, а также наличие выходов на дне более древних отложений и коренных пород [Жуликов, 1961; Семенов 1971]. Основным источником донных отложений в этой зоне — осадочный материал, образующийся при абразии берегов, и материал, поступающий с речным стоком. При абразии берегов в моря поступает терригенный материал различной крупности, а речной сток приносит взвешенный терригенный материал преимущественно алевритовой и пелитовой размерностей и в меньшей степени более грубозернистый, а также растворенные вещества и органические соединения. Всего с Евразийского материка с речным стоком выносится порядка 100 млн. т/год взвешенных наносов и порядка 310 млн. т растворенных веществ. Почти вся масса осадочного материала, полученного при разрушении берегов, и грубозернистая часть речных выносов оседают в пределах I зоны осадконакопления. Более тонкозернистый взвешенный материал и почти весь объем растворенных веществ выносятся в глубоководную часть морей и в Арктический бассейн, поэтому осадки I зоны обеднены химическими компонентами. Минеральный состав осадков этой зоны полимиктовый и отражает минеральный состав пород областей сноса. На отдельных участках дна, там, где отмечается повышенная гидродинамическая активность водных масс, наблюдается концентрация тяжелых минералов. Основным глинистым минералом является терригенная гидрослюда, а в виде примеси присутствует каолинит. Наибольшее содержание каолинита наблюдается в приустьевых участ-

Рис. 1. Вещественно-генетические типы осадков Северного Ледовитого океана

1 — аллювиально-морские терригенные; 2 — ледниково-морские терригенные; 3 — морские терригенные; 4 — континентального склона; 5 — океанских котловин; 6 — граница генетических групп осадков; 7 — граница вещественно-генетических типов; 8 — слабожелезистые осадки; 9 — слабомарганцовистые осадки; 10 — органогенно-терригенные слабоизвестковистые (фораминиферовые) осадки

ках крупных сибирских рек. Так, например, в осадках, расположенных в районе влияния вод р. Индигирки, содержание каолинита в отдельных пробах достигает 40% (во фракции менее 0,005 мм). Аутигенные образования в виде железо-марганцевых конкреций наблюдаются в местах влияния теплых атлантических вод. Для геохимической обстановки осадков I зоны характерен пестрый тип распределения железа и марганца, незначительное содержание карбонатов и аутигенного кремнезема. Состав микроэлементов отражает состав микроэлементов пород областей сноса.

Минерализация поровых растворов в мелководных осадках невелика и составляет 25–34,5 г/кг, что несколько выше минерализации придонной воды. На глубине моря порядка 50–70 м минерализация поровых растворов резко возрастает и значительно превышает минерализацию придонной воды, достигая в отдельных точках 48,7–55,6 г/кг. Различие в минерализации придонной воды и поровых растворов свидетельствует об их неравновесном состоянии, а отличие химического состава поровых вод на мелководье от состава морской воды связано с опресняющим влиянием материкового стока крупных сибирских рек.

В пределах I зоны выделяются следующие основные вещественно-генетические типы осадков: аллювиально-морские терригенные, ледниково-морские терригенные; морские терригенные и морские терригенные слабожелезистые и слабомарганцовистые.

Для четвертичных отложений этой зоны характерны переслаивание морских и субазальных отложений, наличие перерывов в осадкообразовании, различные скорости накопления, от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в тысячу лет [Куликов и др., 1970].

II зона преимущественной аккумуляции донных отложений расположена на внешней части шельфа, верхней части материкового склона и на хребтах Ломоносова, Менделеева и других поднятиях. Современная глубина расположения ее от 50–100 до 2000–2500 м. Осадконакопление здесь происходит в гидродинамической обстановке умеренной активности. Основная водная масса — арктическая, а на больших глубинах и в желобах присутствуют и теплые атлантические и тихоокеанские воды. Здесь преобладают постоянные течения и дрейф льдов устойчивых направлений. Для этой зоны характерен нормальный процесс седиментации, который местами усложнен суспензионными потоками и оползневыми явлениями. Источник осадочного материала — взвешенные наносы, приносимые постоянными течениями, грубообломочный материал ледового разнота и подводный элювий, материал суспензионных потоков, осаждающиеся химические компоненты и органическое вещество, поступающее в осадки в результате жизнедеятельности организмов, обитающих в морях и океанах.

Основными гранулометрическими типами в этой зоне являются алевритовые и алевритово-глинистые осадки. Минеральный состав осадков полимиктовый, связь с минеральным составом пород областей сноса прослеживается менее четко по сравнению с I зоной. Преобладает гидрослюда, в виде примеси присутствуют хлорит и каолинит, появляются смешанно-слоистые минералы типа иллит-монтмориллонит. Аутигенное минералообразование незначительное. Из аутигенных минералов присутствуют гидроокислы железа и марганца, органические кальцит и кремнезем (опал) и смешанно-слоистые минералы типа иллит-монтмориллонит и частично

гидрослюда, имеющая щепковидную форму чешуек. Для геохимической обстановки осадков характерно более упорядоченное распределение железа и марганца с повышением содержания реакционноспособной части этих элементов на стыке теплых атлантических и холодных арктических вод. Связь состава микроэлементов осадков с составом их в породах областей сноса менее четкая. В содержании органического углерода резких колебаний не наблюдается, количество его варьирует в пределах 0,5–0,7%, реже увеличивается до 1,0%. Содержание же карбоната кальция, имеющего преимущественно биогенный генезис, тесно связано с районами распространения теплых атлантических вод. Если в пределах всей зоны осадконакопления содержание CaCO_3 составляет 5–10%, то на пути следования мощного потока теплых вод местами увеличивается до 30%. В пределах II зоны выделяются следующие вещественно-генетические типы осадков: терригенные морские; терригенные слабожелезистые, слабо-марганцовистые и слабоизвестковистые морские.

В вертикальном разрезе четвертичных отложений наблюдается чередование слоев осадков, формировавшихся в периоды потепления и похолодания в Арктике. Скорость отложения голоценовых осадков 0,5–3,0 см/1000 лет, а у подножия материковых склонов до 5 см/1000 лет. На крутых склонах хр. Ломоносова и островных склонах возможны выходы коренных пород, в желобах материкового склона не исключен размыв ранее отложившихся осадков придонными течениями и суспензионными потоками с отложением турбидитов в их устьевой части.

III зона устойчивой аккумуляции тонкодисперсных осадков расположена в абиссальной части океана на глубине свыше 2000–2500 м. Осадки этой зоны выстилают дно океанских котловин Амундсена, Нансена, Макарова и Канадской. В этой зоне в условиях спокойной гидродинамической обстановки происходит нормальный процесс океанского осадконакопления.

Для этой зоны характерно формирование тонкодисперсных глинистых осадков. Основной осадочный материал терригенный, поступающий в океан с материковым стоком, частично тонкодисперсный материал поступает и золотым путем, на что указывает "запыленность" ледяных полей, наблюдаемая высокоширотными экспедициями. Незначительное количество хемогенного материала поступает из океанских вод, а органическое вещество в осадках обязано как жизнедеятельности океанских организмов, так и самим организмам, поступающим в осадок после их отмирания. Встречающийся в осадках крупнообломочный материал связан с ледовым разномом. Основные гранулометрические типы – алевритово-глинистые и глинистые осадки.

Минеральный состав осадков полимиктовый. Связь с минеральным составом пород областей сноса здесь не прослеживается, наблюдается усредненный минеральный состав, где в алевритовой части осадка преобладают минералы устойчивые и среднеустойчивые по отношению к транспортировке. Среди них кварц, амфиболы, черные рудные, пироксены, слюды, на отдельных участках гранаты.

Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдой, имеющей терригенный генезис, а в виде примеси встречаются смешанно-слоистые минералы типа иллит-монтмориллонит, по-видимому, аутиген-

ного происхождения, также, наверно, аутигенными являются и единичные пластинки гидрослюды щепковидной формы. Изредка попадаются зерна каолинита шестигранной формы со сглаженными углами, занесенные в океан течениями или попадающие в осадок с материалом, освобождающимся при таянии плавающих льдов. Для геохимической обстановки характерно упорядоченное распределение основных химических компонентов, содержание которых невелико. Критическая глубина распространения в осадках карбонатов здесь значительно выше, чем в Тихом и Атлантическом океанах, и прослеживается на отметках 3500–3800 м, что связано с холодноводностью бассейна. Состав микроэлементов усредненный, и связь с континентами не прослеживается. Среди микроэлементов преобладают Ni, Co, Sr, Cu, V.

Химический состав и минерализация поровых растворов аналогичны составу и минерализации океанских вод Арктического бассейна, что указывает на достижения равновесного состояния между океанской водой и поровыми растворами.

Основной вещественно-генетический тип осадков — терригенные глинистые океанические осадки.

В вертикальном разрезе четвертичных отложений наблюдается чередование слоев осадков, сформировавшихся в периоды потепления и похолодания в Арктике. Не исключена возможность перерыва в осадконакоплении, что может быть связано с местными сильными придонными течениями. Скорость осадконакопления в голоцене незначительная, порядка 1, реже 2 см/1000 лет.

Таким образом, на примере изучения донных отложений Северного Ледовитого океана прослеживается тесная связь между вещественным составом осадков, скоростью их накопления и гидродинамической активностью бассейна седиментации и довольно четко выделяется гидродинамическая зональность в осадконакоплении.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П.Л. Зональность и неравномерность осадконакопления в океанах. — В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964, с. 245–249.

Геология СССР, т. 26. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. 548 с.

Куликов Н.Н. Осадкообразование в Карском море. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 437–447.

Куликов Н.Н., Лапина Н.Н., Семенов Ю.П., Белов Н.А., Спиридонов М.А. Стратификация и скорости накопления донных отложений арктических морей СССР. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоздат, 1970, с. 34–41.

Лапина Н.Н., Значко-Яворский Г.А., Куликов Н.Н., Семенов Ю.П., Таманова С.В. Полярный тип литогенеза. — В кн.: Междунар. геол. конгр. XXIII сес. Проблема 8. М.: Наука, 1968, с. 212–217.

Лапина Н.Н., Куликов Н.Н., Семенов Ю.П. Современные осадочные формации Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геология моря. Л.: НИИГА, 1974, вып. 3, с. 62–68.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах: Количественное распределение осадочного материала. М.: Недра, 1974. 438 с.

Семенов Ю.П. Условия образования донных отложений моря Лаптевых. — В кн.: Геология моря. Л.: НИИГА, 1971, вып. 1, с. 47–54.

Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоздат, 1960. 190 с.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

Как известно, главная масса осадочного материала, поступающего в океаны с выносами рек, осаждаются вблизи берегов, подчиняясь циркумконтинентальной зональности [Лисицын, 1975]. Не является исключением и западная часть Экваториальной и Южной Атлантики. Поэтому, несмотря на огромное количество (около 987,9 млн. т) речного осадочного материала, поступающего ежегодно с Южно-американского континента, в глубоководные котловины проникает только небольшая его часть, что значительно затрудняет выявление связей между источниками питания и областями аккумуляции. Наиболее успешно эти вопросы удается решить путем изучения минерального состава донных осадков [Biscaue, 1965; Шурко, 1968; Емельянов, Харин, 1974].

Нами этот вопрос рассматривается также по изменению минерального состава донных осадков. Главное различие состоит лишь в том, что минеральный состав осадков определялся не для отдельных его фракций, а для всего осадка в целом в разных его гранулометрических типах. Для этого был применен рентгендифрактометрический анализ. Изучено 100 проб верхнего слоя донных осадков, собранных в экспедициях на нис "Дмитрий Менделеев" (1966 г.), нис "Академик Курчатов" (1969 г.) и других судах.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы осадков были измельчены до размера зерен менее 0,002 мм и сняты на рентгеновском аппарате ДРОН-1,5. Для количественного определения содержаний минералов использовалась методика внутреннего стандарта. В качестве его применялся периклаз (MgO). Содержание минерала в пробе вычислялось по интенсивности рефлекса, приведенного в табл. 1. В необходимых случаях в значение интенсивности вносилась поправка, учитывающая наложение рефлексов от других минералов. Поправка рассчитывалась по формуле $I_{мин} = 1 - \alpha I'_{мин}$, где $I_{мин}$ — исправленная интенсивность; I — регистрируемая интенсивность; $I'_{мин}$ — исправленная интенсивность рефлекса другого минерала. Коэффициент α определялся экспериментально. Расчет процентного содержания производился по формуле $R_{мин} = K \frac{I_{мин}}{I_{ст}} \cdot P_{ст} \cdot 100\%$. Значение коэффициента K определялось с помощью эталонных смесей. Для количественного подсчета карбонатов, кварца и глинистых минералов использовалось несколько рефлексов и их данные затем осреднялись. Количественное определение магнезильного кальцита подсчитывалось по межплоскостному расстоянию 1014, значение которого менялось в зависимости от содержания магния в решетке кальцита. Полученные результаты указывают процентное содержание некоторых минералов от веса анализируемых проб.

Основные рефлексы и значения коэффициентов определяемых минералов

Минералы	Интервал (2 θ , CuK α -излуче- ние)	Коэффици- ент K (для стандарта MgO)	Минералы	Интервал (2 θ , CuK α -излуче- ние)	Коэффици- ент K (для стандарта MgO)
Амфиболы	10,30 \pm 10,70	1,4	Кварц	26,45 \pm 26,95	1,0
Анальцим	15,60 \pm 16,20	0,8	К-полевые шпаты	27,35 \pm 27,80	1,8
Ангидрит	25,30 \pm 25,70	0,5	Кальцит	29,25 \pm 29,60	1,4
Апатит	31,80 \pm 32,15	1,5	Клиноптил- лолит	9,50 \pm 10,00	0,7
Арагонит	45,65 \pm 46,00	5,0	Кристобалит	21,50 \pm 22,05	4,2
Авгит	29,70 \pm 30,00	2,2	Магнетит	35,30 \pm 35,70	0,9
Барит	28,65 \pm 29,00	1,5	Монтморил- лонит	19,50 \pm 20,20	2,3
Галит	45,30 \pm 45,65	1,0	Плагиоклаз	27,80 \pm 28,15	1,6
Гематит	33,00 \pm 33,40	1,5	Палыгорскит	8,20 \pm 8,50	3,6
Гиббсит	18,00 \pm 18,50	0,8	Пирит	56,20 \pm 56,45	1,2
Гипс	11,30 \pm 11,80	0,4	Родохрозит	31,26 \pm 31,50	1,7
Доломит	30,80 \pm 31,15	1,2	Сидерит	31,90 \pm 32,40	2,7
Каолинит	12,20 \pm 12,60	1,7	Тальк	9,20 \pm 9,55	1,2
Иллит	8,70 \pm 9,10	2,4	Хлорит	18,50 \pm 19,10	2,2

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

На шельфе северо-восточного побережья Южной Америки широко распространены пески различного вещественного состава — от терригенных до сильноизвестковых биогенных, в большинстве случаев реликтовые (шлейстоценовые) [Емельянов и др., 1975]. Минеральный состав этих песков нами изучен на 27 станциях.

Терригенные пески, как правило, имеют полевошпатово-кварцевый состав, в котором содержание кварца в 4—22 раза больше, чем полевых шпатов. К юго-востоку от устья р. Амазонки встречены также пески только кварцевого состава (78—88% кварца), в которых полевые шпаты не были обнаружены. В слабоизвестковых песках, содержащих до 30% карбонатных минералов, основную часть также составляют кварц и полевые шпаты, отношение между которыми равно 3,7:8,5. В некоторых случаях (как и в бескарбонатных песках) полевые шпаты также не обнаружены, и основная часть терригенного материала представлена кварцем. В известковых и сильноизвестковых песках в целом преобладают карбонатные минералы. Их содержание здесь достигает 92%, в то время как максимальные содержания кварца не превышают 45% (известковые пески) и в среднем равны 22%. Полевых шпатов обычно в несколько раз меньше, чем кварца.

Карбонатные минералы в песках представлены кальцитом, магнезиальным кальцитом (чаще всего в решетке CaCO₃Mg составляет 10—20%) и арагонитом. Их содержания в изученных пробах довольно изменчивы, хотя обычно преобладает арагонит либо магнезиальный кальцит. Макси-

мальное содержание кальцита равно 24%, в среднем его всего 6%, а нередко он и вовсе отсутствует. Арагонит составляет до 33%, но он был встречен в большинстве изученных образцов и в среднем составляет около 13%. Магнезиального кальцита в сильноизвестковых илах — до 55%, при среднем содержании почти 16%. По всей вероятности, карбонатные минералы являются биогенными во всех разностях изученных песков. Минералогические исследования под микроскопом свидетельствуют, что в мелкопесчаной фракции известковый материал в основном представлен кораллово-водорослевыми остатками, обломками моллюсков и фораминиферами [Емельянов и др., 1975]. Это и обуславливает большое разнообразие карбонатных минералов, а также повышенные содержания магнезиального кальцита и арагонита.

Общая сумма минералов, определенных в пробах песка, составляет в среднем около 91% (меняется от 79 до 99%), т.е. на долю рентгеноаморфного материала иногда приходится до 21%. По данным химических анализов, содержания органического углерода и аморфного кремнезема здесь обычно низкие и в целом достигают всего несколько процентов. Видимо, часть кристаллических фаз, которые представлены широким набором различных минералов, но содержатся в малых количествах, не были определены из-за ограниченных возможностей дифрактометрического метода. К примеру, в тяжелых подфракциях песков здесь всегда присутствуют черные рудные минералы, эпидот, роговые обманки, моноклинные пироксены и другие минералы, но ни один из них в валовых пробах не был обнаружен. А общая их сумма в целом исчисляется процентами, количество которых иногда значительно.

Примерно такие же соотношения кристаллических фаз с рентгеноаморфным материалом выявлены и для песков шельфа Патагонии. На 26 изученных станциях среднее содержание кристаллических фаз равно 92%.

Минеральный состав песков на шельфе Патагонии значительно отличается от песков северо-восточного шельфа. Здесь во всех изученных образцах был выявлен кварц-полевошпатовый комплекс минералов, а соотношение кварца и полевых шпатов в большинстве случаев равно 0,5:0,6. При этом основная часть осадков сложена плагиоклазами, содержания которых достигают 60% (в среднем 45,6%). Калиевых полевых шпатов значительно меньше — 6–16% (в среднем 11,5%), а кварц составляет от 19 до 42% (в среднем 31,4%). Примечательно, что карбонатные минералы здесь практически отсутствуют. Они были обнаружены только на четырех станциях и представлены кальцитом и арагонитом, которые, судя по описаниям осадков, являются биогенными (в песках встречены небольшие примеси битой ракуши, иногда обломки кораллов, фораминифер и т.п.). По данным химического анализа (11 проб песка), среднее содержание CaCO_3 составляет только 1,16%. Характерно, что пески, видимо, заметно обогащены тяжелыми минералами, поскольку дифрактометрически часто были обнаружены амфиболы (на 13 станциях из 26) с содержанием от следов до 3%.

Сопоставляя минеральный состав песков северо-восточного и патагонского шельфов, можно отметить два основных различия. Первое — это ничтожное содержание карбонатных минералов на шельфе Патагонии, второе — связано с содержаниями кластических минералов, так как

Таблица 2
Минеральный состав крупных алевроитов и мелкоалевритовых илов, % от веса

Глубина, м	Станция	Горизонт, см	CaCO ₃ , %	Монтмориллонит	Иллит	Хлорит	Каолинит
Гвианская котловина с прилегающим шельфом							
20	38	0-5	2,27	6	10	3	5
70	43	0-6	18,28	2	5	Следы	Следы
83	39	0-5	2,82	3	16	3	3
160	41	0-7	41,80	Следы	4	2	Следы
3910	366-3	0-8	-	0	5	0	0
4200	377-1	0-3	-	0	10	0	0
Среднее				1,8	8,3	1,3	1,3
Бразильская котловина							
2000	421-2	0-2	66,41	0	0	0	0
2210	405-1	0-6	86,42	0	0	0	0

Примечание. В скобках указано содержание магниезального кальцита; кр/а — крупный алевроит, м/а — мелкоалевритовый ил.

Таблица 3

Минеральный состав алевроитово-пелитовых илов, % от веса

Глубина, м	Станция	Горизонт, см	CaCO ₃ , %	Монтмориллонит	Иллит	Хлорит	Каолинит
Гвианская котловина с прилегающим шельфом							
84	36	0-5	21,74	5	6	2	5
1200	62	0-5	11,17	18	27	6	6
1220	372	Сред.	-	10	15	Следы	12
3880	378-1	3-5	-	3	12	0	8
4200	377-2	0-7	60,43	5	12	3	6
Среднее				8,2	14,4	2,2	7,4
Бразильская котловина							
2000	421-3	0-0,5	-	0	7	0	0
2000	421-3	0,5-5	-	0	0	0	0
2760	419-1	0-2	-	4	10	3	9
2760	419-3	0-0,5	-	6	10	4	6
2760	419-3	0,5-5	-	6	10	0	5
4090	403	Поверх.	51,60	5	13	3	13
Среднее				3,5	8,3	1,7	5,5

Примечание. В скобках указано содержание магниезального кальцита.

Кварц	К-полевые шпаты	Плагиоклазы	Кальцит (общий)	Арагонит	Сумма рентгеноаморфных фаз	Отношение кварц/полевые шпаты	Тип осадков
Гвианская котловина с прилегающим шельфом							
47	8	10	Следы	0	11	2,6	м/а
46	6	9	11 (5)	10	11	3,1	кр/а
43	7	14	0	3	8	2	м/а
27	6	5	25 (14)	15	16	2,4	кр/а
2	0	0	83	0	10	> 2	кр/а
4	0	0	65	0	21	> 4	м/а
28,2	4,5	6,3	30,7	4,7	13,0	> 2,7	
Бразильская котловина							
3	0	0	46 (20)	25	26	> 3	м/а
2	0	0	58 (36)	31	9	> 2	м/а

Кварц	К-полевые шпаты	Плагиоклазы	Кальцит (общий)	Арагонит	Сумма рентгеноаморфных фаз	Отношение кварц/полевые шпаты
Гвианская котловина с прилегающим шельфом						
35	2	3	14 (5)	9	19	7
9	3	4	10	0	17	1,3
8	0	Следы	53	0	2	> 8
3	0	0	56	7	18	> 3
4	0	0	0	0	16	> 4
11,8	1,0	1,4	37,4	3,2	14,4	> 4,7
Бразильская котловина						
3	0	0	42 (21)	28	20	> 3
2	0	0	52 (25)	18	28	> 2
3	0	0	37	7	27	> 3
7	0	0	33	7	21	> 7
4	0	0	35	9	31	> 4
9	2	2	50	0	3	2,2
4,7	0,3	0,3	41,5	11,5	21,7	> 3,5

Таблица 4

Минеральный состав пелитовых илов, % от веса

Станция	Глубина, м	Горизонт, см	CaCO ₃ , %	Монтмориллонит	Иллит	Хлорит	Каолинит
Гвианская котловина с прилегающим шельфом							
31	55	0-5	2,50	17	17	7	13
33	60	0-5	12,09	10	9	4	6
28	63	0-5	1,79	12	13	5	7
42	305	0-5	9,39	7	9	3	4
64-1	396	0-10	16,67	14	18	6	6
64	400	0-15	9,44	20	19	4	6
63	810	0-19	4,16	18	25	7	8
351	1070	0,5-5	4,96	12	26	6	14
351	1070	0-25	-	15	33	4	12
352-2	1270	0-5	8,37	16	18	5	5
61	4645	0-5	29,16	15	18	5	5
356-1	4800	0-5	7,07	11	20	5	10
362-1	5000	2-5	34,41	5	17	5	5
53	5085	0-10	27,45	11	13	3	5
350-2	5700	Верх	-	31	22	3	9
			Среднее	14,3	18,7	4,8	7,7
Бразильская котловина							
402-1	4380	0-7	16,76	17	15	8	13
402-3	4380	0-5	-	16	18	4	12
416-3	4570	0-0,5	-	12	25	5	20
416-3	4570	0,5-5	-	11	19	3	11
400-2	4670	0-5	0,75	18	17	5	7
400-2	4670	0-7	0,75	16	18	6	8
414-1	4880	0-5	1,75	14	24	2	20
414-3	4880	0-0,5	-	13	24	6	12
414-3	4880	0,5-5	-	16	36	4	14
			Среднее	14,8	21,8	4,8	13,0

Примечание. В скобках указано содержание магниального кальцита.

на шельфе Патагонии пески являются кварц-полевошпатовыми, а на северо-восточном шельфе они, наоборот, имеют полевошпатово-кварцевый либо только кварцевый состав.

На больших глубинах (2440-3920 м) пески в изученном районе встречаются только на трех станциях - 466-2, 333-2 и 376-2. Основную их часть составляют карбонаты (>70% CaCO₃), представленные теми же минералами (преобладает кальцит), что и на северо-восточном шельфе. Среди кластических минералов здесь встречен только кварц (2-3%).

Минеральный состав крупных алевритов и мелкоалевритовых илов в валовых пробах осадков изучен всего в нескольких станциях (табл. 2). На северо-восточном шельфе крупные алевриты и мелкоалевритовые илы по своему минеральному составу очень близки пескам этой же области, за исключением того, что в небольшом количестве здесь обнаружены гли-

Кварц	К-полевые шпаты	Плагиоклазы	Кальцит	Арагонит	Сумма рентгеноаморфных фаз	Отношение кварц/полевые шпаты
Гвианская котловина с прилегающим шельфом						
10	4	4	Следы	0	28	1,25
20	0	Следы	13 (6)	Следы	38	> 20
10	2	3	3 (2)	2	43	2
13	3	5	8	0	48	1,6
12	4	4	17	0	19	1,5
12	3	4	8	0	24	1,7
10	3	4	4	0	21	1,4
10	0	3	4	0	25	3,3
8	2	3	6	0	17	1,6
10	3	5	8	0	30	1,2
11	2	4	30	0	10	1,8
10	2	5	9	0	28	2
10	0	3	40	0	15	3,3
9	2	4	26	0	28	1,5
10	0	2	0	0	23	5,0
11,0	2,0	3,4	11,7	0,1	26,3	3,3
Бразильская котловина						
8	2	4	17	0	16	1,3
8	0	4	18	0	20	2
22	3	7	0	0	1	2,2
20	6	4	0	0	26	2
9	3	6	0	0	35	1
9	2	6	0	0	35	1,1
10	3	7	0	0	20	1
12	5	4	0	0	24	1,3
9	3	4	0	0	14	1,3
11,9	3,0	5,1	3,9	0	21,2	1,5

нистые минералы, среди которых преобладает иллит. На континентальном склоне и дне котловин крупные алевриты и мелкоалевритовые илы, как и пески, представлены в основном биогенным материалом. В Гвианской котловине карбонатную часть осадка составляет только кальцит, а в Бразильской - кальцит, магниальный кальцит и арагонит.

На этих участках дна Западной Атлантики был изучен также минеральный состав алевритово-пелитовых (табл. 3) и пелитовых илов (табл. 4).

В составе алевритово-пелитовых илов Гвианской котловины более 50% приходится на карбонатные минералы, в основном кальцит. Сюда, как известно, терригенная кластика проникает слабее, и основу осадков зачастую составляет фораминиферовый материал. На глубине выше 1200 м полевые шпаты не обнаружены, а кварц составляет не более 8%. Его содержания значительно увеличиваются по направлению к мелководным

районам. Глинистые минералы в алевритово-пелитовых илах составляют 18–57% (в среднем 32,6%), а среди них доминирует иллит. Примерно в равных содержаниях встречены монтмориллонит и каолинит.

В пределах Бразильской котловины в минеральном составе алевритово-пелитовых илов преобладают также карбонатные минералы, причем, как и в мелкоалевритовых илах, помимо кальцита, часто имеется магнезиальный кальцит и арагонит. В отличие от гранулометрически однотипных осадков Гвианской котловины здесь меньше глинистых минералов (в среднем 19%). Преобладает также иллит, составляющий почти половину глинистой части. Осадки Бразильской котловины содержат заметно больше рентгеноаморфных фаз (см. табл. 3). Как показали химические анализы, содержания органического вещества и аморфного кремнезема в алевритово-пелитовых илах этих котловин существенно не различаются, так как в обоих случаях фораминиферовые илы бедны этими компонентами. Но гранулометрические профили илов различаются резко [Емельянов и др., 1975]. Высокие содержания среднепелитовой фракции в алевритово-пелитовых илах Бразильской котловины и вместе с тем пониженные количества глинистых минералов сравнительно с осадками Гвианской котловины объясняются, видимо, тем, что материал мельче 0,05 мм содержит больше плохокристаллизованных частиц, а это в свою очередь отражается на росте содержания рентгеноаморфного вещества.

В составе пелитовых илов на северо-восточном шельфе Южной Америки, а также в Гвианской и Бразильской котловинах явно доминируют глинистые минералы (см. табл. 4). В основном это иллит, средние содержания которого заметно больше, чем других глинистых минералов. В Гвианской котловине, помимо иллита, повышены содержания монтмориллонита, а в Бразильской, кроме него, и каолинита.

Среди других терригенных минералов здесь также встречаются кварц и полевые шпаты, хотя их содержания заметно ниже, чем в других гранулометрических типах осадков. В пелитовых илах Гвианской котловины (вместе с прилегающими к ней шельфом и склоном) кварц в среднем составляет 11%, примерно столько (11,9%) его и в илах Бразильской котловины. Полевыми шпатами более обогащены пелитовые илы в Бразильской котловине. Соотношение кварц/полевые шпаты здесь нередко равно 1, а в среднем оно составляет только 1,4.

Карбонатные минералы представлены главным образом кальцитом. Арагонит и магнезиальный кальцит в ассоциации с кальцитом встречены только в пелитовых илах на северо-восточном шельфе Южной Америки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным рентгендифрактометрического анализа, минеральный состав различных гранулометрических типов донных осадков западной части Экваториальной и Южной Атлантики представлен небольшим числом минералов, определенных в валовых пробах отложений. Однако они являются основной частью осадков и определяют его вещественный состав. В песках, как правило, дифрактометрически определено более 90% их состава, в других гранулометрических типах осадков несколько меньше. Но и в самих тонкозернистых илах сумма определенных минералов состав-

ляют не менее 73% общего веса изученных образцов. Это позволяет при сопоставлении разнотипных отложений руководствоваться данными по минеральному составу. Такие результаты нужны при решении различных вопросов, связанных с процессами осадкообразования.

Полученные данные показали, что минеральный состав осадков в одной и той же области океана хотя и весьма существенно меняется в результате смены их гранулометрического состава, но некоторые черты минерального облика отложений, характерные только для данного района, в той или иной степени сохраняются от песков до пелитовых илов. Так, терригенные пески северо-восточного шельфа Южной Америки и прилегающей к нему Гвианской котловины имеют полевошпатово-кварцевый либо кварцевый состав. С изменением карбонатности песков, а также в других гранулометрических типах осадков этой области вплоть до пелитовых илов содержание этих минералов заметно уменьшается, отложения уже не кварцевые или полевошпатово-кварцевые, однако всегда доминирует кварц по сравнению с полевыми шпатами. В Бразильской котловине несколько иная картина — здесь нет явного преобладания кварца, а в ряде случаев количества полевых шпатов и кварца одинаковы. И совсем другие отношения между этими минералами в песках Патагонского шельфа (кварца здесь в несколько раз меньше, чем полевых шпатов). К сожалению, отсутствие материала, представляющего другие гранулометрические типы осадков из этой области, не позволило проследить дальнейшие изменения соотношений между этими минералами.

Среди глинистых минералов в осадках Гвианской и Бразильской котловин изменения не столь заметны. Сопоставление средних содержаний глинистых минералов в алевритово-пелитовых и пелитовых илах показывает, что в Гвианской котловине иллит чаще ассоциирует с монтмориллонитом, а в Бразильской — с каолинитом.

Отмеченные различия в минеральном составе осадков изученных областей западной части Атлантики есть следствие поставки терригенного материала из разных источников питания. Ранее это было показано при изучении состава тяжелых минералов в крупноалевритовых фракциях [Шурко, 1968]. Как видим, смена питающих областей прослеживается и по минеральному составу валовых проб осадков.

Карбонатные минералы в изученных районах, как правило, представлены биогенным материалом, не связанным с источниками осадочного вещества, поступающего с континента.

ЛИТЕРАТУРА

Емельянов Е.М., Харин Г.С. Осадкообразование в Гвианской и Северо-Американской котловинах в связи с твердыми выносами Амазонки и Ориноко. — Литология и полез. ископаемые, 1974, № 2, с. 22–36.

Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1975, с. 579.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1975, с. 392.

Шурко И.И. Минералогические зоны и провинции в осадках Атлантического океана. — Литология и полез. ископаемые, 1968, № 4, с. 112–117.

Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, p. 803–832.

ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ БЕНГАЛЬСКОГО КОНУСА ВЫНОСА

В последние годы все больше внимание исследователей стали привлекать терригенные отложения, развитые по периферии океанов — на шельфах, материковых склонах и у их подножий.

К настоящему времени накопился обширный материал о составе, строении и условиях формирования этих отложений. Однако основная информация связана с конусами выноса и другими веерными системами приконтинентальных участков, и меньше данных имеется о влиянии речных выносов на осадки океанических котловин.

Северная часть Индийского океана, особенно ее восточная окраина, — классический пример района лавинной седиментации, поэтому нам представляется интересным изложить фактический материал, полученный во время 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев", проходившего летом 1980 г. под руководством А.П. Лисицына.

Центральная котловина — это один из основных морфоструктурных элементов Индийского океана. Котловина свободно сообщается с широким Бенгальским заливом, являющимся ее северным продолжением; на западе, юге и востоке котловина ограничена собственно Мальдивскими островами, Центрально-Индийским и Восточно-Индийским хребтами. Они практически не поставляют в котловину обломочного терригенного материала, он в основном поступает с севера, через Бенгальский залив, поэтому понять особенности терригенной седиментации в котловине можно, лишь учитывая формирование осадков в заливе.

Детальное изучение осадков глубоководной части Бенгальского залива и смежных участков Центральной котловины началось примерно с 50-х годов. Оно проводилось как советскими, так и зарубежными экспедициями. Среди них следует отметить экспедиции Института океанологии АН СССР на д/э "Обь" (1956—1957 гг.), на э/с "Витязь" (31-й рейс — 1959—1960 г.; 33-й рейс — 1960—1961 гг.) и нис "Академик Вернадский" — 19 рейс (1979 г.), а также экспедиции Скриппсовского института (1968, 1971, 1977 гг.), Геологической службы Индии (1971 г.).

В результате этих работ были выявлены основные черты строения осадочного чехла, собрано большое количество проб донных осадков, изучены их состав, распределение и условия образования. Результаты проведенных исследований освещены в ряде статей и монографий. Одни из них посвящены общей характеристике отложений, другие — их минералогии.

Отложения Бенгальского залива. Залив является местом накопления мощных, в основном терригенных, осадков. Главным поставщиком материала служат реки Ганг и Брахмапутра, берущие начало в Гималаях и образующие единую огромную дельту. По объему годового твердого стока они занимают первое место в мире. Значительное количество осадков вносится в залив также реками Восточной Индии, и лишь сравнительно небольшая часть поступает из о. Шри-Ланка, Андаманских и Никобарских островов.

Сносимый с континента материал формирует в Бенгальском заливе крупный осадочный клин, наклоненный к югу и рассеченный многочисленными подводными долинами, известный в литературе как Бенгальский подводный конус или веер. Он является самым крупным аккумулятивным сооружением такого типа: объем его оценивается в $7,28 \cdot 10^4 \text{ м}^3$, а мощность 3,5–4 км. Возникновение его относят к середине эоцена, но, очевидно, быстрое накопление осадков в его пределах началось с миоцена и связано с поднятиями Гималаев.

Бенгальский конус отличается от других конусов тем, что долины его не разветвляются, они довольно прямые и прослеживаются в субмеридиональном направлении на огромное расстояние — до 3000 км.

Изучение современных и молодых осадков с помощью грунтовых трубок показало, что в заливе преобладают глинистые илы, которые в шельфовой области сменяются песками, алевритами и алевритово-пелитовыми илами. В юго-восточном направлении происходит увеличение карбонатности. Такая правильная и "закономерная" зональность, как показал впервые П.Л. Безруков [1964], в отдельных точках нарушается появлением среди пелитовых илов многочисленных прослоев полимиктовых слюдистых песков и алевритов с хорошо выраженной градационной текстурой. Такие же прослои обнаружены им среди фораминиферовых осадков уже за пределами залива, в центральной котловине на глубине 4800 м. П.Л. Безруков объяснял нахождение на такой глубине среди пелагических осадков относительно крупного терригенного материала приносом турбидными потоками. Сейчас уже абсолютное большинство исследователей считают, что в формировании отложений систем типа конусов выноса большая роль принадлежит донным, в том числе турбидным, потокам.

Известно, какое важное значение для восстановления условий осадкообразования в океанах имеет глубоководное бурение. Одна из скважин была пробурена на юге центральной части Бенгальского залива в области современного развития глинисто-карбонатных илов, она находится примерно в 1500 км от устья Ганга, на глубине 3749 м, в 18 км западнее одной из долин конуса выноса. Этой скважиной вскрыто 773 м осадков от верхнечетвертичных до среднемиоценовых [Thompson, 1972].

Хотя разрез в целом монотонный, в нем различаются интервалы, несколько обогащенные более крупным терригенным материалом, и интервалы менее грубые, с прослоями кокколитовых илов. Первые относятся к среднему миоцену, верхнему миоцену—нижнему плиоцену и плейстоцену; последний интервал содержит наибольшее количество песчаных прослоев и отражает максимальное понижение уровня моря в связи с оледенением.

Таким образом, очевидно, что в формировании как подводного рельефа залива, так и его осадочного чехла первостепенное значение имели подводные флювиальные системы. В определенные периоды они активизировались в связи с поднятием в Гималаях или с понижением уровня моря в эпохи оледенения.

Минеральный состав осадков Бенгальского залива изучен довольно подробно. Наиболее полной сводкой о составе как обломочной (песчано-алевритовой), так и глинистой (пелитовой) части осадка является работа Х.Н. Сиддики [Siddique, 1967], основанная на результатах изу-

чения проб донных осадков, собранных во время 33-го и 35-го рейсов "Витязя".

В результате изучения минерального состава осадков залива Сиддики были построены карты распределения отдельных минералов в поверхностном слое осадков Бенгальского залива и выделены терригенные минералогические провинции, каждая из которых характеризуется определенным набором минералов.

Группа тяжелых минералов в осадках Бенгальского залива насчитывает более 25 видов, и по направлению к центральной части залива количество минеральных видов почти не уменьшается, меняются только концентрации. Главными тяжелыми минералами здесь являются роговая обманка (3,8–5,2%), моноклинные (максимально 23%) и ромбические пироксены (6%), эпидот (12%), гранат (1–27%), черные рудные минералы и основное вулканическое стекло. В меньших количествах, но почти повсеместно встречаются силлиманит (1–7%), турмалин, циркон (3%), тремолит-актинолит. Редко отмечались дистен, ставролит, рутил, сфен и другие минералы.

Среди легких минералов в осадках Бенгальского залива преобладают полевые шпаты, кварц, слюды (биотит, мусковит) и вулканическое стекло.

Основными источниками минералов в осадках Бенгальского залива являются кристаллические сланцы и другие метаморфические породы Гималайского высокогорья, деканские траппы Центральной Индии, основные породы Андаманских и Никобарских островов.

Распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков восточной части Индийского океана обобщено в виде карт-схем в работах В. Колла и П. Бискайе [Kolla, Biscaye, 1973] и В.Н. Свальнова и А.Я. Шевченко [1977]. В соответствии с источниками выноса и количественными соотношениями глинистых минералов здесь выделены четыре минералогические провинции: Деканская, Гангская, Индийская и Австралийская. Район наших исследований охватывает первые две провинции. Деканская провинция находится в западной части залива, для нее характерно высокое содержание монтмориллонита (42–70%). Гангская провинция охватывает восточную часть залива и прослеживается к югу по обеим сторонам хребта от 90° до 10–14° ю.ш. Для осадков этой провинции характерно высокое содержание иллита (в среднем 57%), хлорита (до 25%) и сравнительно небольшое монтмориллонита (до 16%). Осадки этой провинции формируются в основном за счет выносов Ганга и Брахмапутры, зарождающихся в Гималаях.

Характеристика минерального состава осадков Бенгальского залива получена во время 22-го рейса нис "Гломар Челленджер", а также в результате глубоководного бурения на ст. 218 [Mallik, 1978]. В легкой фракции кварц резко преобладает над полевыми шпатами. Найдено также значительное количество слюды. Станция 218 расположена в центральной части Бенгальского залива. Здесь в разрезе осадков встречены пески и алевроиты плиоценового возраста. Они содержат среди терригенных минералов роговую обманку (36%), непрозрачные зерна (14%), гранат (13%), эпидот (6%) и незначительные количества моноклинных и ромбических пироксенов, тремолит-актинолита, дистена, циркона. Количество тяжелых минералов в осадке с глубины 261 составляет около 4%.

В осадках в пределах конуса выноса Ганга—Брахмапутры (ст. 218) встречены также поздние и среднемиоценовые горизонты. Образец осадка с глубины 337 м (от поверхности дна) содержит 5% тяжелых минералов, среди них главными являются роговая обманка (19%), непрозрачные минералы (27%), гранат (18%) и пироксены (9%). Отмечены также небольшие количества дистена, ставролита, клиноцоизита. Эта ассоциация минералов говорит о большой роли в ее формировании пород высокой степени метаморфизма. В легкой фракции главным минералом является кварц.

Образец с глубины 413 м показал большое количество биотита, хлорита и мусковита и меньше по сравнению с вышеописанными содержания роговой обманки и непрозрачных минералов. Это может свидетельствовать о других источниках этих минералов или об изменении гидродинамических условий.

При изучении минерального состава осадков, полученных в 25-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" на разрезе по 80° в.д., мы обнаружили на многих горизонтах в составе глубоководных илов наличие большого количества терригенных минералов. Нами определено более 20 минеральных видов, которые уверенно подтверждают влияние мощной системы индийских рек на глубоководное осадконакопление (Центральная котловина). Нами подробно изучено несколько колонок донных осадков (ст. 2095—2099), расположенных по меридиональному профилю (около 80° в.д.) между 2° 34 с.ш. и 8° 56 ю.ш. (рис. 1). Расстояние между крайними станциями около 1300 км, а от северной ст. 2095 до возможных источников терригенного материала следующее: до устья Ганга—Брахмапутры около 2300 км, устья Годавари — около 1500 км, устья Кавери — около 1000 км. В осадках упомянутых станций, как мы увидим, чувствуется влияние терригенного выноса с северного континента, исчезающее южнее, где уже развиты обычные "красные" глубоководные глины с цеолитами и обогащенные рудными веществами.

В пределах изученного нами профиля выделяются два участка с разным характером осадков: один из них расположен ближе к континенту (ст. 2095—2097), другой — дальше от него (ст. 2098 и 2099), при этом по батиметрии они отличаются мало.

Осадки северного участка лучше всего представлены в колонках ст. 2095, одна из которых (2095-4) имеет длину 928 см. Здесь преобладают известково-глинистые илы с разным содержанием карбонатной составляющей (от 10 до 47%). Вверху колонок осадки обычно окисленные, ниже — восстановленные, но среди них на отдельных интервалах появляются желтоватые и коричневые (слабоокисленные). Нередко наблюдается пятнистость, обусловленная как диагенезом, так и биотурбациями.

В довольно однообразном разрезе присутствуют немногочисленные четко обособленные прослои крупного алеврита и песка. Одни из них образованы раковинами фораминифер и органогенным детритом, отмечается примесь полимиктового песка или алеврита. Весь этот материал хорошо сортирован и почти "отмыт" от пелита. Другие прослои целиком состоят из терригенного обломочного материала. Обычно это плохо отсортированные алевритистые пески или песчаные алевриты. Наиболее значительный слой встречен в одной из колонок ст. 2096. Обращает на себя внимание, что обломочный слой такой мощности отсутствует на ст. 2095, расположен-

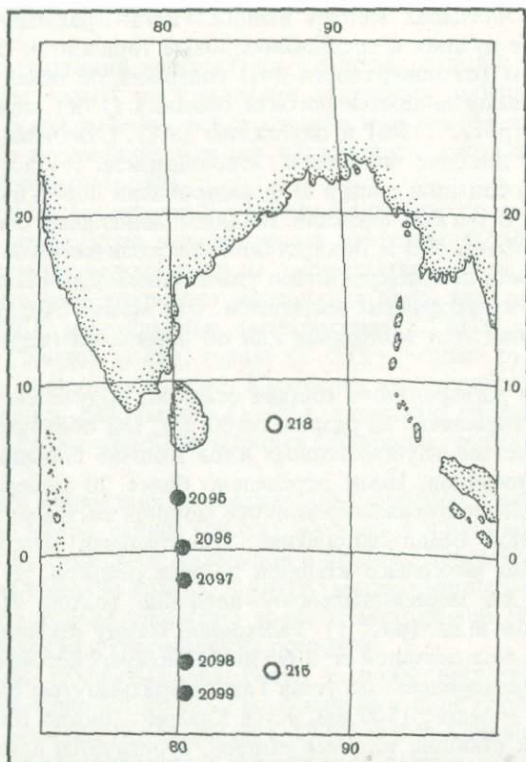


Рис. 1. Местоположение изученных станций в Центральной котловине Индийского океана

ной ближе к континенту. Очевидно, как и в Бенгальском заливе, терригенный обломочный материал распространялся не сплошным чехлом, а локально по пути следования потоков.

В колонке встречены отдельные прослои, обогащенные вулканическим пеплом. Чаще в нем преобладает бесцветное стекло кислого состава, но здесь же встречено и стекло основного состава.

Осадки южного участка (ст. 2098–2099) представлены глинистыми илами, на многих участках послойно обогащенными биогенным кремнеземом (до 20%). Осадки слабо окислены. Только в одной колонке ст. 2098-8 коричневые илы вниз по разрезу сменяются восстановленными зеленовато-серыми, при этом они здесь заметно обогащены терригенным материалом. Характерно присутствие в этих осадках Fe–Mn-микроствяжений, конкреций и корок. Изредка попадаются кристаллы филлипсита.

Многие интервалы ст. 2098 содержат примесь обломочного терригенного материала, иногда его количество возрастает до 10%. Гранулометрия осадка меняется от крупного пелита–мелкого алеврита до алеврита, даже крупного. Изредка встречаются тонкие (1–2 см) прослои слюдистого алеврита, очень хорошо сортированного.

К югу (ст. 2099) значение терригенного обломочного материала существ-

венно снижается, но и здесь он обнаружен. Почти по всех осадках южного участка присутствуют обломки вулканического стекла. Южный участок отличается от северного не только составом, но и мощностями осадков. На севере изученного нами профиля все колонки, даже 2095-4 (длина ее больше 900 см), находятся в пределах четвертичного возраста, скорости седиментации колонки 2095-4 меняются от 2 до 6,3 мм/1000 лет. Вероятно, осадки этой колонки можно относить к дистальной части Бенгальского конуса. На южном участке четвертичные отложения маломощные (0,5 м и меньше), главная часть вскрытых осадков относится к плиоцену. Скорость седиментации для колонки 2099-0,45 мм/1000 лет, а в четвертичном периоде она еще меньше — 0,3 мм/1000 лет. Это уже область нормальной пелагической седиментации, куда, однако, временами заносится обломочный материал континентального происхождения, т.е. и здесь чувствуется влияние Бенгальского выноса. Даже при просмотре мазков в ряде горизонтов было обнаружено значительное количество (до 5% и выше) зерен терригенных минералов, относящихся к вышеописанному комплексу и имеющих песчано-алевритовую размерность.

Из изученных нами колонок осадков 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" мы подробно остановимся на колонках 2095-4 (длина 928 см) и 2096-4 (длина 255 см).

В колонке 2095-4 на всем ее протяжении содержание алевритовой фракции не менее 2%, а на отдельных горизонтах (250, 350, 850 см) резко возрастает, достигая 4–6,5%. Песчаная фракция, составляющая почти по всей длине колонки в среднем 1%, достигает на некоторых горизонтах 1,8–2,5% осадка.

Гранулометрический анализ осадков колонки 2096-4 показал присутствие отдельных горизонтов, содержащих от 35 до 50% песчано-алевритовой фракции (горизонты 200, 207, 240, 275 см).

Обе эти колонки имеют плейстоценовый возраст.

Даже на более южной ст. 2097-1 (южнее по разрезу 80°) встречен прослой, содержащий до 5% зерен песчано-алевритовой размерности (на глубине 50 см). Помимо указанных резко обогащенных песчано-алевритовым материалом горизонтов, терригенные зерна размером не мельче алеврита встречены почти постоянно.

Анализ минерального состава главным образом крупноалевритовой фракции осадков колонок 2095-4 (рис. 2) и 2096-4 показывает наличие в составе огромного количества видов.

Основными минералами тяжелой фракции являются непрозрачные, главным образом черные, рудные минералы: пирит, оливин, гранат, эпидот, реже — ромбический пироксен, тремолит-актинолит. В качестве аксессуарных почти постоянно отмечались циркон, апатит, сфен. Многие минералы (моноклинный пироксен, роговая обманка, эпидот, ромбический пироксен) распространены по колонке неравномерно, обогащая отдельные горизонты. Это, вероятно, говорит о повышении роли турбидных потоков в определенные периоды осадконакопления в котловине.

Содержание роговой обманки по колонке варьирует от 4 до 24%, образуя отдельные максимумы. Роговая обманка в основном темно-зеленая или буровато-коричневая, зерна ее призматической, редко игольчатой формы, часто с неровными окончаниями. Этот минерал показывает тесную

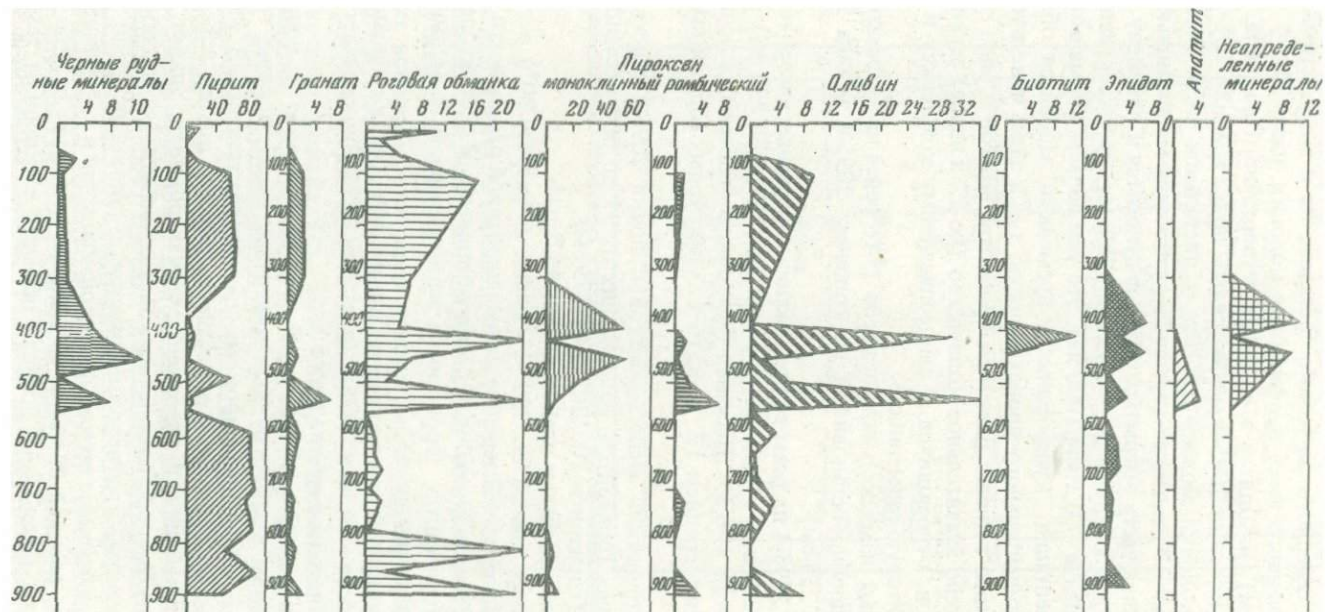


Рис. 2. Минеральный состав тяжелой подфракции осадков ст. 2095-4 (0,1–0,05 мм, крупный алеврит)

связь с метаморфическими породами г-ова Индостан, о-ва Шри-Ланка и Араканского плоскогорья и, по описаниям различных исследователей [Siddique, 1967; Mallik, 1976], идентичен роговой обманке осадков Бенгальского залива.

Моноклинные пироксены — наиболее распространенный из всех аллотипных минералов в осадках колонки 2095-4. В верхних горизонтах количество его незначительно, но в интервале 350—570 см он составляет до 60% тяжелой подфракции крупного алеврита. Представлены они преимущественно диопсидом, реже авгитом; зерна в основном светло-зеленые и буроватые, неправильной формы, часто с зазубренными окончаниями, иногда слабоокатанные. Источником этой группы минералов, по-видимому, являются осадки Бенгальского залива, перенесенные мощными турбидными потоками.

Ромбические пироксены присутствуют в количестве не более 6% и представлены преимущественно гиперстеном с характерным плеохроизмом (от зеленого до розового).

Характерным минералом, маркирующим выносы индийских рек, является гранат. Содержания этого минерала, встречающегося почти постоянно, варьируют от 1 до 5,5%. Основная часть гранатовых зерен, встреченных нами, бесцветная, окрашенные светло-розовые разновидности отмечались редко. Зерна хорошо окатаны, часто водяно-прозрачные. Сопоставимы по типоморфным особенностям гранаты из Бенгальского залива. Несмотря на то, что этот минерал обладает высоким удельным весом и в осадках Бенгальского залива концентрируется вокруг берегов, наличие его в глубоководных областях океана говорит о большой мощности потоков, разносящих его по дну на такие огромные расстояния.

Группа эпидота. В этой группе объединяются собственно эпидот (листацит), цоизит и клиноцоизит. Преобладают эпидот и клиноцоизит. Суммарное их количество не превышает 4%. Зерна эпидота неправильной формы, полуокатанные, у цоизита иногда отмечались хорошо образованные призматические кристаллы с характерным индигово-синим плеохроизмом.

В осадках Бенгальского залива в заметных количествах минералы группы эпидота отмечены лишь в северной части; в центральной и южной частях этот минерал встречен в количестве не более 1%.

Тремолит-актинолит — бесцветный или светло-зеленый амфибол игольчатой и тонкопризматической формы, в осадках Бенгальского залива распределен пятнисто и в составе крупного алеврита колонки 2095-4 не превышает 1—1,5% до горизонта 600 см.

Из аксессуарных минералов, маркирующих терригенный материал в глубоководных осадках, следует отметить циркон, корунд, апатит и сфен. Их количество суммарно редко превышает 1,5—2%.

В легкой подфракции крупного алеврита основными минералами являются кварц и полевые шпаты (плагиоклазы и реже — калиевые полевые шпаты), причем кварц всюду доминирует (рис. 3).

В осадках Бенгальского залива, наоборот, полевые шпаты преобладают над кварцем. Вероятно, при транспортировке с мутьевыми потоками кварц уносится дальше и более устойчив при переносе. Количество кварца по колонке во фракции 0,1—0,05 мм варьирует от 0 до 65%. Суммарное содержание полевых шпатов не превышает 40%.

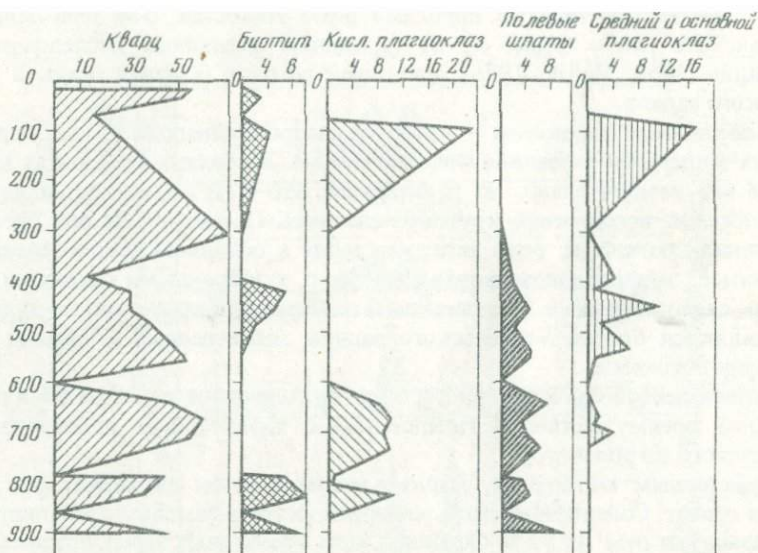


Рис. 3. Минеральный состав легкой подфракции осадков ст. 2095-4 (0,1–0,05 мм, крупный алеврит)

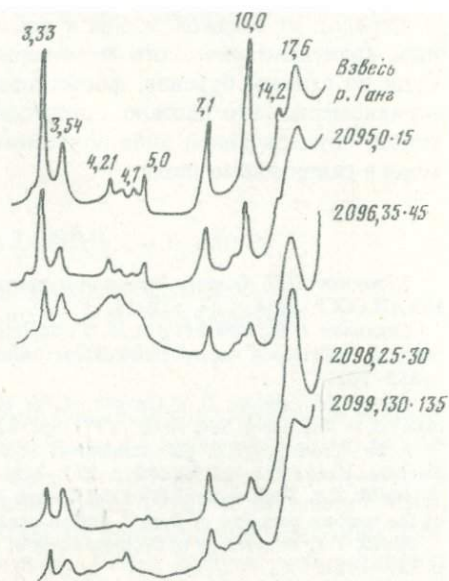
Постоянно по длине колонки отмечались небольшие количества биотита (до 7%).

Яркой иллюстрацией огромной роли речных выносов Индии в глубоководном осадконакоплении является колонка 2096-4. Хотя эта колонка имеет намного меньшую мощность, она очень наглядно демонстрирует комплекс минералов континентального генезиса, ритмично проявляющийся в разрезе колонки в виде хорошо заметных макроскопически песчано-алевритовых и песчаных прослоев, часто состоящих почти из чистых кварца и слюд (биотита и мусковита).

В колонках этого же профиля рентгенодифрактометрическим методом были изучены глинистые минералы во фракции меньше 0,001 мм. Эта наиболее высокодисперсная часть осадка разносится на максимальные расстояния от суши, фиксируя наиболее южные границы влияния выносов рек Ганг–Брахмапутра.

Нами были обнаружены монтмориллониты, гидрослюды, хлориты и каолиниты. В отдельных пробах фиксируется смешаннослойный иллит-монтмориллонит. Соотношения основных групп глинистых минералов колеблются от горизонта к горизонту во всех колонках. Особенно резкие флуктуации отмечаются в колонке ст. 2096-4, что согласуется с резкими колебаниями в механическом составе и минералогии алевритовой и песчаной фракций. На фоне этих флуктуаций можно отметить определенную тенденцию в количественном соотношении глинистых минералов по изученному профилю с севера на юг, а именно заметное увеличение роли монтмориллонита за счет главным образом гидрослюд (иллита). Это особенно четко видно при сравнении станций 2096 и 2098 (кроме верхнего горизонта). Станция 2096-4 выделяется резкими послойными колебаниями, причем

Рис. 4. Рентгеновские дифрактограммы фракций меньше 0,001 мм осадков изученных станций (образцы насыщены глицерином)



интересно отметить, что нижние горизонты этой колонки характеризуются увеличением содержания монтмориллонита при одновременном утяжелении механического состава осадка, что говорит о более близком источнике этого минерала. Еще более четко эта закономерность выявляется при рассмотрении дифрактограмм взвеси р. Ганг и образцов из изученных колонок (рис. 4). Здесь показаны съемки образцов с глицерином. Постепенно падает интенсивность отражений 10° и 7Å и возрастает

$17,6\text{Å}$ в ряду взвеси р. Ганг — станции 2095—2098 (как было отмечено выше несколько особняком стоит ст. 2096). Обработка проб горячей соляной кислотой показала, что монтмориллонит океанический несколько более устойчив, чем во взвеси р. Ганг, т.е. имеется какой-то дополнительный его источник, кроме взвеси указанных рек. Это могут быть коры выветривания деканских траппов и аутигенные образования за счет разложения дисперсного вулканогенного материала. Возможно, что играет некоторую роль дифференциация минералов по размерности, приводящая к выносу монтмориллонита на наибольшие расстояния. Однако, по нашему мнению, это не имеет решающего значения.

Заметно отличается состав глинистых минералов в колонке 2099. Общее содержание глинистых минералов здесь резко падает за счет увеличения аморфной фазы, преобладает смешаннослойный монтмориллонит—иллит. Смешаннослойное образование, по-видимому, образовывалось аутигенно по продуктам гальмиролиза дисперсного вулканогенного материала. Судя по составу минералов, влияние Бенгальского фна здесь минимально.

Подводя итоги, можно сказать, что при рассмотрении минерального состава осадков северной части Центральной котловины Индийского океана бросается в глаза сходство его с минеральным составом осадков Бенгальского залива, формирующихся в основном за счет выносов великих рек — Ганга и Брахмапутры — и частично выносов рек восточной части Индии. Это отражается в составе как песчано-алевритовых фракций, так и глинистых. Отложения Бенгальского залива — наиболее яркий пример терригенного типа лавинной седиментации. Средняя скорость терригенной седиментации в Бенгальском заливе, по данным некоторых исследователей [Сугау, Моогс, 1971], — $50\text{ мм}/1000\text{ л}$. Влияние этой лавинной седиментации сказывается на огромном расстоянии, в области развития пелагических осадков.

Переход от осадков залива к осадкам Центральной котловины, по данным гранулометрического и минералогического изучения, постепенный. Судя по данным бурения, формирование Бенгальского конуса проходило неравномерно, что связано с периодической активизацией турбидных потоков, обусловленной либо подъемом Гималаев, либо опусканием уровня моря в гляциальные эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П.Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана. — Тр. ИО АН СССР, 1964, т. 64, с. 3–11.

Свальнов В.Н., Шевченко А.Я. К вопросу о распределении глинистых минералов в осадках восточной части Индийского океана. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 5, с. 855–861.

Curry J.R., Moore D.G. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation of the Himalayas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, p. 563–572.

Kolla V., Biscaye P.E. Clay mineralogy and sedimentation in the Eastern Indian ocean. — Deep-Sea Res., 1973, vol. 20, N 8, p. 727–738.

Mallik T.K. Shelf sediments of the Ganges delta with special emphasis on the mineralogy of the western part Bay of Bengal Indian ocean. — Mar. Geol., 1976, vol. 22, N 1, p. 1–32.

Mallik T.K. Mineralogy of deep-sea sands of the Indian ocean. — Mar. Geol., 1978, vol. 27, p. 161–176.

Siddique H.N. Recent sediments of the Bay of Bengal. — Mar. Geol., 1967, vol. 5, p. 249–291.

Thompson R.W. Mineralogy of sands from the Bengal and Nicobar fans, sites 218 and 211, Eastern Indian ocean. — In: Initial Repts DSDP, Wash., 1972, Leg. 22, p. 711–715.

УДК 551.462(265)

А.М. ГОРОДНИЦКИЙ, Н.А. МАРОВА, А.П. СЕДОВ

**ПОДВОДНЫЕ ГОРЫ ТИХОГО ОКЕАНА
И ИХ СВЯЗЬ СО СТРОЕНИЕМ И ДИНАМИКОЙ
ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

Тихий океан характеризуется аномально большим количеством подводных гор по сравнению с другими океанами. Их число примерно в 7 раз превышает количество гор Индийского или Атлантического океана [Литвин, Руденко, 1973; Ларина, 1975; Капаев, Турко, 1976] и составляет 7500, по подсчетам Н.И. Лариной, или 10 000, по предположению Менарда [Менард, 1966; Ларина, 1975; Udintsev et al., 1976]. Будучи разбросанными в пределах огромных пространств Тихого океана, различаясь плотностью размещения, размерами, составом слагающих пород, их возрастом и возрастом несущих структур, они являются источниками информации о характере вулканических процессов в океане и динамике литосферных плит (рис. 1).

На основании статистической обработки подводных гор высотой более 1 км в пределах ложа и срединно-океанического хребта Тихого океана были построены гистограммы их распределения в пределах Восточно-Тихоокеанского (ВТП) и Южно-Тихоокеанского поднятий (ЮТП) и основных морфоструктур ложа Тихого океана (рис. 2 и 3).

Одной из основных особенностей размещения подводных гор является различная плотность. Так, на поднятиях дна плотность гор в 6–7 раз выше, чем в котловинах. Второй особенностью является различное соотношение гор по крупности в пределах разных морфоструктур дна. На поднятиях преобладают горы высотой от 1 до 3 км, в то время как в котловинах резко преобладают горы высотой только до 2 км (50–65%). Исключение среди котловин западной части Тихого океана составляет Восточно-Марианская котловина, расположенная между крупнейшими горонесущими структурами Маркус-Неккер, Маршалловым и Каролинским валами, где отмечается аномально большое количество крупных гор. Провинция срединного хребта отличается наибольшим процентным содержанием малых гор высотой до 2 км.

Как наглядно показывают физиографические карты, составленные Н.А. Маровой [1967], наибольшей насыщенностью подводными горами характеризуется северо-западная, наиболее древняя часть Тихого океана. В пределах северо-восточной части Тихоокеанской плиты подводные горы приурочены в основном к крупнейшим трансформным разломам (рис. 4, см. вкл.).

Геоморфологическое и геолого-геофизическое изучение подводных гор

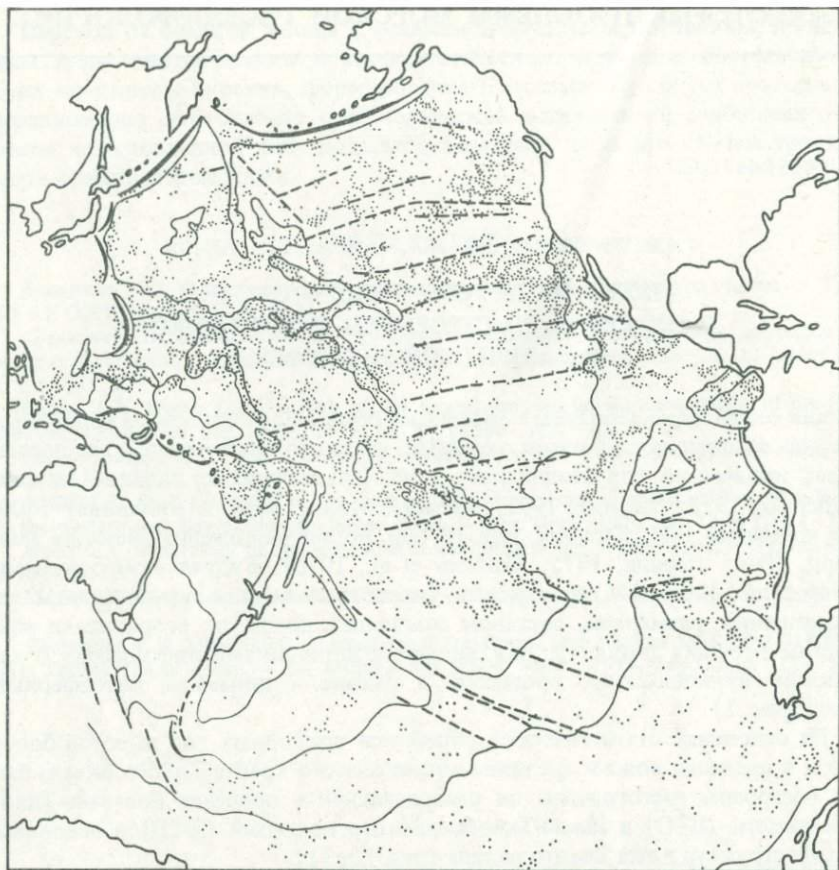


Рис. 1. Карта подводных гор ложа Тихого океана высотой более 1 км

показывает, что их пространственное и повысотное распределение на акватории Тихого океана, представляющееся на первый взгляд хаотичным, на самом деле определяется характером их тектоногенетической связи с основными горовмещающими структурами.

Согласно современным представлениям, активное проявление базальтового вулканизма на акваториях Мирового океана, возникновение и развитие большого числа подводных и надводных вулканов непосредственно связаны с процессами образования океанической литосферы в зоне рифта и ее последующим развитием.

Образование новой океанической литосферы происходит за счет охлаждения и полной кристаллизации базальтовой составляющей вещества астеносферы. При этом мощность литосферы, нижняя граница которой соответствует температуре солидуса базальта, зависит от времени экспозиции расплава на поверхности.

Ввиду этого мощность литосферы под срединно-океаническими хребтами увеличивается по направлению от оси хребта к его подножию [Сорох-

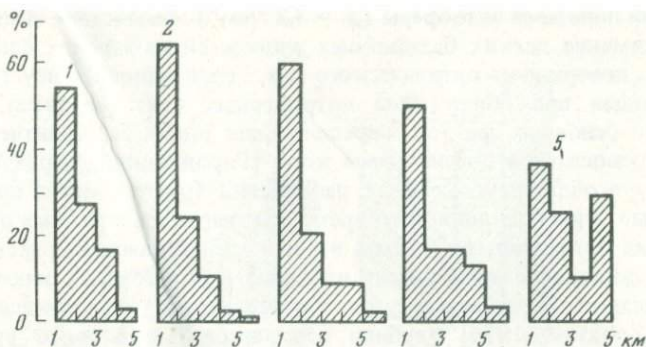


Рис. 2. Гистограммы распределения подводных гор по высотам в пределах основных котловин ложа Тихого океана

Котловины: 1 – Северо-Западная; 2 – Северо-Восточная; 3 – Центральная; 4 – Южная; 5 – Восточно-Марианская

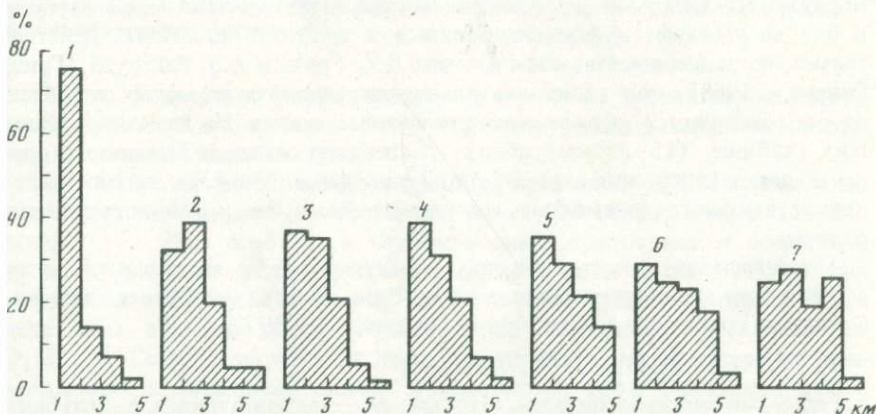


Рис. 3. Гистограммы распределения подводных гор по высотам в пределах поднятий ложа и срединного Тихоокеанского хребта:

1 – Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия; 2 – Императорские горы; 3 – Поднятие Маркус-Неккер; 4 – Поднятие о-вов Лайн; 5 – Поднятие о-вов Туамоту; 6 – Гавайский хребет; 7 – Поднятие Маршалловых островов

тин, 1974] и может быть определена из соотношения

$$H_e = 2,08 \sqrt{aT},$$

где a – коэффициент температуропроводности; T – время экспозиции вещества астеносферы на поверхности Земли.

В соответствии с этой формулой за время существования рифтовой долины, оцениваемое величиной $T = 10^6$ лет при $a = 5,4 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$, H_e литосферы под рифтовой долиной составит около 9 км.

Кристаллизация базальтовой составляющей вещества астеносферы перцолитового или пиролитового состава увеличивает плотность этого вещества на $0,08-0,09 \text{ г/см}^3$. При образовании литосферных плит вещество астеносферы ($\rho_a = 3,22 \text{ г/см}^3$) оказывается перекрытым сверху более

тяжелыми породами литосферы ($\rho_e = 3,3 \text{ г/см}^3$). Вследствие этого происходит выжимание легких базальтовых жидкостей из верхних слоев астеносферы на поверхность океанического дна. Гравитационная неустойчивость, возникающая при образовании литосферных плит, вероятно, является одним из основных фактов, определяющих широкое развитие базальтового вулканизма на океанической коре [Городницкий, Сорохтин, 1977]. При этом в области устойчивого растяжения (рифте) могут проявляться трещинные типы излияния, в то время как нарушение режима растяжения и развитие ортогональных систем взаимно пересекающихся трещин вызывает возникновение центральных излияний и образование цепочек вулканов в узлах пересечений разломов. В соответствии с теоретическими оценками [Сорохтин, 1974] глубина источников базальтового вулканизма под рифтовыми зонами составляет в среднем 15–25 км.

Как показывают результаты драгирования, подводные вулканы ВТП сложены толеитами и глиноземистыми базальтами [Engel С. Engel А., 1963]. Это предположительно связано с тем, что под рифтовыми зонами образование базальтов происходит на сравнительно небольшой глубине и они не успевают дифференцироваться в процессе остывания. Действительно, по экспериментальным данным Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [Грин, Рингвуд, 1968], при частичном плавлении пиролита на малых глубинах от него отделяется сначала кварц-толеитовая магма. На несколько больших глубинах (15–35 км) вблизи температур солидуса пиролита в пределах деятельного слоя под рифтовой зоной в астеносфере должны выделяться высокоглиноземистые толеитовые базальты с 10% нормального оливина.

Максимальная высота вулканов, образующихся на маломощной литосфере в зоне срединно-океанических хребтов, может быть оценена на основе гидростатического соотношения [Городницкий, 1977]

$$\rho_w(H_e + H) + \rho_0(h - H) = \rho_e H_e + \rho_0 h, \quad (1)$$

где H_e — мощность литосферы (10 км); H — высота вулкана, h — глубина дна у подножия вулкана; ρ_e — плотность литосферы ($3,3 \text{ г/см}^3$); ρ_w — плотность базальтовой магмы ($2,8 \text{ г/см}^3$); ρ_0 — плотность воды ($1,0 \text{ г/см}^3$). Преобразуя равенство (1), получим

$$H = H_e \frac{\rho_e - \rho_w}{\rho_w - \rho_e}, \text{ т.е. } H = \frac{10 \cdot 0,5}{1,8} = 2,8 \text{ км.} \quad (2)$$

Таким образом, предельная высота вулканов в районах срединно-океанических хребтов не должна превышать 3 км.

При увеличении мощности литосферной плиты в направлении от оси хребта к его подножию и далее к глубоководной абиссали высота вулканов должна увеличиваться. Данные расчетов мощности литосферы показывают, что в глубоководных котловинах она достигает 40–70 км [Городницкий, Сорохтин, 1977]. Поэтому глубина источников базальтового вулканизма здесь соответственно увеличивается до 40–70 км, что определяет возможность образования подводных и надводных вулканов высотой до 4–5 км.

Результаты расчетов хорошо подтверждаются данными статистической обработки экспериментальных геоморфологических материалов.

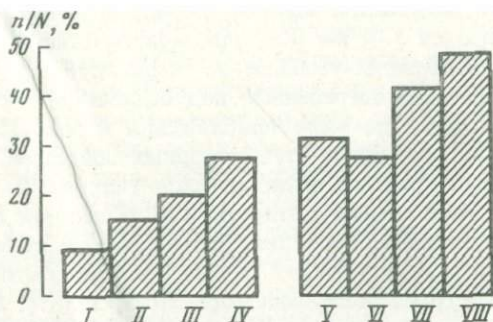


Рис. 5. Гистограмма распределения относительного числа подводных гор высотой более 3 км (n) к общему числу гор (N) в пределах Тихого океана

I — Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия; II — Северо-Восточная и Южная котловины; III — Центральная котловина; IV — Северо-Западная и Восточно-Марианская котловины; V — Поднятия о-вов Туамоту и Лайи; VI — поднятие Маркус-Неккер; VII — Гавайский хребт и Императорские горы; VIII — поднятие Маршалловых островов

На рис. 5 показано распределение отношения (в процентах) числа гор высотой более 3 км к общему числу гор для отдельных морфотектонических провинций Тихого океана.

Как видно из гистограммы, в пределах провинции ВТП относительное число вулканов выше 3 км составляет менее 10% общего количества подводных гор. При переходе к глубоководным котловинам и поднятиям по мере удаления морфотектонической провинции от оси ВТП, т.е. при увеличении возраста дна океана, относительное число подводных гор и надводных вулканов высотой более 3 км закономерно увеличивается.

Так, в Северо-Восточной и Южной котловинах, непосредственно примыкающих к западному склону ВТП, высокие горы составляют около 15% общего числа подводных гор, в Центральной котловине — 20%, а в Северо-Западной и Восточно-Марианской котловинах — до 26%. Аналогичная картина наблюдается и на поднятиях. Если для поднятия островов Туамоту и Лайи относительное число гор высотой более 3 км составляют около 30%, а для системы Маркус-Неккер — около 28%, то в пределах Гавайско-Императорской вулканической цепи оно возрастает до 38%, а для Маршалловых островов подводные и надводные вулканы высотой свыше 3 км составляют более 47% общего числа вулканов.

Следует отметить, что аналогичная картина наблюдается и в Атлантическом океане.

Так, по данным В.М. Литвина и М.В. Руденко [1973], в Атлантическом океане наибольшее количество подводных гор высотой 1–2 км, число которых составляет 67% общего числа подводных гор в океане, приурочено к провинции Срединно-Атлантического хребта. Горы высотой более 3 км в приосевой части хребта практически отсутствуют.

Обращает на себя внимание тот факт, что число крупных вулканов в пределах поднятий выше, чем в глубоководных котловинах. Это, по-видимому является следствием большой мощности литосферы в районах поднятий.

В районах, близких к островным дугам и материковому подножию,

преобладают горы небольшой высоты, наряду с которыми встречаются также и горы высотой 3—4 км. Как показывают сейсмоакустические исследования, в этих областях уменьшение числа крупных гор может быть связано с их частичным погребением под осадочным чехлом, мощность которого увеличивается по мере приближения к материковой окраине.

Подводные горы провинции глубоководных абиссалий в ряде случаев образуют подводные хребты и вулканические острова. Подводные и надводные вулканы здесь обычно вытянуты в виде цепочек на пересечениях систем разломов океанического дна, являющихся в этом случае "горячими" структурами. К горам этого типа относятся Императорские подводные горы, подводные горы Прагг-Уэлкер, Безлунные подводные горы, вытянутые вдоль разлома Меррей, горы Музыкантов и многие другие.

Анализ пространственного расположения подводных и надводных вулканов показывает, что при их образовании в узлах пересечений ортогональных систем разломов, среднее расстояние между соседними вулканами для отдельных морфотектонических провинций зависит от мощности океанической литосферы. Так, для Гавайского хребта, по данным П. Вогта [Vogt, 1974], среднее расстояние между вулканами составляет около 60—70 км, что соответствует мощности литосферы в этом районе [Городницкий, Сорохтин, 1977].

Указанное различие в геоморфологии подводных гор провинции ВТП и глубоководных районов океана, как показывают данные геолого-геофизического изучения подводных гор и вулканических островов, коррелируется с существенными различиями их петрографического состава, а также структуры аномальных геофизических полей. Как отмечалось выше, подводные горы провинции ВТП сложены толеитами и оливиновыми базальтами, в то время как подводные горы и вулканические острова глубоководных морфоструктур Тихого океана сложены широким базальтовым комплексом — от толеитов до щелочных разностей.

Анализ структуры гравимагнитных полей показал, что для подводных гор, образовавшихся в зоне срединного хребта, гравитационные и магнитные аномалии связаны, как правило, с самими вулканическими постройками [Городницкий, 1975]. Для крупных подводных и надводных вулканов глубоководных районов Тихого океана основными аномалообразующими объектами являются не сами горы, а их вулканические корни, характеризующиеся большей плотностью и высокими магнитными свойствами. По данным Г. Вулларда [Woollard, 1951], например, районы кальдер на о-ве Оаху (Гавайские острова) отмечаются локальными положительными аномалиями Буге с амплитудой порядка 110 мгл, связанными, по-видимому, с вулканическими каналами, заполненными породами, плотность которых не менее $3,0-3,2 \text{ г/см}^3$ при плотности базальтовых лав $2,3 \text{ г/см}^3$ [Kinoshita, 1965]. Анализ структуры гравитационного поля на Оаху позволил отделить аномалию в свободном воздухе, вызванную вулканической постройкой (190—200 мгл), от аномалии, создаваемой породами жерла и кальдеры вулкана, имеющей большую амплитуду (313 мгл). Такие же интенсивные аномалии (более 300 мгл) установлены над атоллами Лисьянского, Мидуэй и над банкой Френч-Фригейт.

Большие возможности для исследования динамики океанической коры

дает геомагнитное изучение подводных гор и в первую очередь их палеомагнитное изучение. Ввиду того, что подавляющее большинство подводных гор является вулканами, естественно предполагать термоостаточную природу их намагниченности. При остывании лавы ниже точки Кюри она намагничивается в постоянном магнитном поле, соответствующем моменту ее консолидации. Термоостаточная намагниченность, как показывают палеомагнитные исследования, имеет достаточную стабильность во времени. Влияние химических изменений в породах, расположенных вблизи поверхности дна, на суммарные магнитные аномалии подводных гор весьма слабо ввиду того, что внутренняя масса подводных гор существенно превышает массу вторично измененной поверхности. Как показало магнитное обследование образцов, фактор Кенигсбергера (Q) для коренных пород большинства подводных гор превышает 10, а иногда достигает 100 [Ade-Hall, 1964].

Определение остаточной намагниченности позволяет не только судить о возможном общем составе намагниченных пород, но дает возможность получить сведения о величине и направлении магнитного палеополя. Последнее может быть осуществлено путем расчета виртуальных магнитных полюсов. Большой интерес с этой точки зрения представляет собой северная часть Тихого океана. Анализ намагниченности в этом регионе дает возможность в ряде случаев получить данные, свидетельствующие о значительном смещении подводных гор и соответственно вмещающих их плит.

Вычисление координат виртуальных полюсов, выполненное по данным детальных гидромагнитных съемок, позволило установить, что группы подводных гор в районе Гавайских островов сместились к северу более чем на 30° . Палеомагнитное изучение подводных гор в западной и северо-западной частях Тихоокеанской плиты также дает возможность предположить ее дрейф в северном направлении [Francheteau et al., 1970].

Расчет палеомагнитных широт свидетельствует о том, что подводные горы в северо-западной части Тихого океана при их возникновении находились ближе к магнитному экватору, чем в настоящее время. Изменение широты, а также сопоставление вычисленных виртуальных полюсов с траекториями палеомагнитных полюсов для примыкающих континентов дают возможность предполагать наличие дрейфа океанического дна в изученном районе в северном направлении с периода верхнего мела до настоящего времени. Сравнение этих данных с расчетным положением палеомагнитных полюсов для подводных гор вблизи Японии дает возможность предположить, что с мелового периода до неогена северо-западная и северо-восточная части дна Тихого океана не были жестко связаны между собой.

Значительные горизонтальные перемещения подводных гор от места их образования и связанные с ними погружения в северной части Тихого океана были подтверждены результатами глубоководного бурения, выполненного в 55-м рейсе нис "Гломар Челленджер" в 1977 г. в районе цепи Императорских подводных гор, состоящей из 30 подводных вулканов, близких по размерам и форме к вулканам Гавайских островов. Вдоль оси Императорского хребта были пробурены четыре скважины, наиболее глубокая из которых (550 м), заданная на подводной горе Суико, прошла более 70 перекрывающих друг друга лавовых потоков общей мощностью 385 м. Петрографическое изучение образцов показало, что они аналогичны

по составу лавам Гавайских вулканов. Многие из них имеют оксидированную поверхность, что свидетельствует об их субаэральном излиянии. В ряде случаев поверх лавовых потоков обнаружены белый коралловый песок и остатки мелководных теплолюбивых организмов, характерных для коралловых рифов или лагун. Палеомагнитный анализ образцов с подводного вулкана Суико показал, что широта горы в момент излияния лав составляла 25° с.ш., в то время как сейчас она находится на широте о-ва Хоккайдо. Возраст Императорских вулканов, закономерно увеличивается с юга на север по палеонтологическим данным. Указанные результаты дают основание полагать, что вулканы Императорского хребта при своем образовании 50–60 млн. лет назад были надводными и опустились в результате северного дрейфа Тихоокеанской плиты при опускании поверхности океанической литосферы. По-видимому, Гавайский и Императорский вулканические хребты представляют собой единую цепь протяженностью около 6 тыс. км. Изгиб вулканической цепи, возможно, является следствием смены направлений дрейфа Тихоокеанской плиты около 42 млн. лет назад.

Погружение подводных гор в процессе их горизонтальных перемещений установлено также при глубоководном бурении на подводных горах цепи Лайн, где вскрыты мелководные рифовые известняки.

Таким образом, подводные горы Тихого океана на основе их связи с литосферой различной мощности могут быть предположительно разделены на два основных типа, отличающихся друг от друга по морфологии, составу слагающих пород, глубинному строению и структуре аномальных геофизических полей.

Необходимо подчеркнуть, что предполагаемое разделение подводных гор и близких к ним по генезису океанических островов является сугубо предварительным и схематичным и должно быть существенно дополнено и уточнено последующими геолого-геофизическими исследованиями, и прежде всего данными глубоководного бурения. Вместе с тем оно позволяет рассматривать образование подводных гор и вулканических островов в связи с общим развитием литосферы Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

Городницкий А.М. Структура аномальных геофизических полей над подводными горами. — *Океанология*, 1975, т. 15, вып. 2, с. 276–284.

Городницкий А.М. Мощность океанической литосферы и предельная высота подводных вулканов. — В кн.: *Тектоника литосферных плит*. М.: ИО АН СССР, 1977, с. 109–113.

Городницкий А.М., Сорохтин О.Г. Карта мощности океанических литосферных плит. — В кн.: *Тектоника литосферных плит*. М.: ИО АН СССР, 1977, с. 103–108.

Городницкий А.М., Сорохтин О.Г. Магматизм океанических плит и происхождение подводных гор и островов. — В кн.: *Вулканизм и геодинамика*. М.: Наука, 1977, с. 27–35.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: *Петрология верхней мантии*. М.: Мир, 1968, с. 132–227.

Ларина Н.И. Горы Тихого океана. — *Океанология*, 1975, т. 15, вып. 1, с. 89–95.

Литвин В.М., Руденко М.В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. — Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 4, с. 944–947.

Марова Н.А. Физикографическая карта западной части Тихого океана. — *Океанология*, 1967, т. 7, № 4, с. 710–718.

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 275 с.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.

- Ade-Hall J.H.* The magnetic properties of some submarine oceanic lavas. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1964, vol. 9, N 1, p. 85–92.
- Engel C.G., Engel A.E.J.* Basalts dredged from the northwestern Pacific ocean. — *Science*, 1963, vol. 140, p. 1321–1324.
- Francheteau J. et al.* Magnetization of Pacific Seamount: A preliminary Polar Curve for the Northeastern Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 11, p. 2035–2061.
- Kanaev V.F., Turko N.N.* Morphology and volcanism of the Indian ocean floor. — *In: Volcanoes and tectonosphere*. Tokyo, 1976, p. 34–51.
- Kinoshita W.T.* A gravity survey of the islands of Hawaii. — *Pacif. Sci.*, 1965, vol. 19, p. 339–340.
- Udintsev G.B., Agapova G.V., Larina N.I., Marova N.A.* Seamounts of the Pacific Ocean. — *In: Volcanoes and tectonosphere*. Tokyo, 1976, p. 7–33.
- Vogt P.R.* Volcano spacing, fractures and thickness of the Lithosphere. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 21, N 3, p. 235–252.
- Wollard G.P.* A gravity reconnaissance of the island of Oahu. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1951, vol. 32, N 3, p. 358–368.

УДК 551.462(261)

В.М. ЛИТВИН

РЕЛЬЕФ ФУНДАМЕНТА И МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Океанический фундамент и перекрывающий его осадочный чехол имеют важное значение в структуре дна океана. Поэтому для морфоструктурного анализа и познания генезиса и истории развития подводного рельефа (и других геолого-геоморфологических задач) необходимо иметь данные о рельефе фундамента и мощностях осадочной толщи. Выполненные к настоящему времени геолого-геофизические исследования в Атлантическом океане позволяют подойти к решению этой задачи. Наибольшие успехи достигнуты в изучении осадочного чехла сейсмическими методами, из которых наиболее действенным оказалось сейсмическое профилирование. Составлен ряд карт мощностей осадочной толщи океана и выявлены основные закономерности ее распределения [Орленок, 1971; Ewing et al., 1973]. В последние годы проведены новые исследования в отдельных районах океана, в результате чего были опубликованы карты рельефа фундамента и мощностей осадков материковых окраин вдоль берегов Канады, США, Аргентины, Великобритании и Африки, а также Норвежско-Гренландского бассейна [Asmus, Ponte, 1973; Avedik, 1975; Eldholm, Windisch, 1974; Emery et al., 1975; Roberts, 1975; Uchupi et al., 1976; Urien, Zambrano, 1973]. Большой вклад внесли экспедициями Института океанологии АН СССР на нис "Академик Курчатов", особенно в районе Испании и Норвежском море [Береснев и др., 1974, 1977]. Принципиально новые материалы о структуре и возрасте осадочной толщи и подстилающего фундамента дало глубоководное бурение на судне "Гломар Челленджер" [Initial Reports, 1969–1979].

На основании этих материалов и некоторых других данных, в частности, разрезов сейсмопрофилирования различных экспедиций, автором составлены новые карты рельефа фундамента, мощностей кайнозойских осадков и всего осадочного чехла Атлантического океана в масштабе

1:20 000 000, причем первые две карты составлены впервые для океана в целом. В качестве батиметрической основы использована составленная в 1977 г. в Институте океанологии карта "Атлантический океан".

За поверхность фундамента на материковых окраинах, как и в платформенных областях суши [Хаин, 1973], принят денудационный срез складчато-метаморфического комплекса различного возраста в зависимости от принадлежности к той или иной тектонической зоне. В большинстве случаев эта поверхность представляет собой мезозойский пеплен, подвергшийся воздействию более поздних тектонических дислокаций. В переходных зонах (Антильской и Южно-Антильской) поверхность фундамента, как показывают данные геологических исследований на островах и глубоководного бурения на морском дне [Хаин, 1971; Initial Reports, 1969—1979], представлена либо кровлей мезокайнозойского складчато-вулканогенного комплекса на хребтах островных дуг, либо покровами базальтов поздне мелового и палеогенового возраста на дне котловин морей Карибского и Скотия. На ложе океана, включая срединно-океанический хребет и океанические котловины, поверхность фундамента, согласно данным сейсмопрофилирования, драгирования и глубоководного бурения [Ewing et al., 1973], образована кровлей 2-го слоя земной коры, сложенного преимущественно океаническими толеитовыми базальтами. Возраст их закономерно увеличивается в обе стороны от оси срединно-океанического хребта от неоген-четвертичных в рифтовой зоне до позднеюрско-меловых вблизи материковых окраин.

Анализ карты рельефа фундамента (рис. 1, см. вкл.) приводит в первую очередь к выводу, что общая схема строения поверхности фундамента океанического ложа и переходных зон в целом совпадает со схемой строения современного подводного рельефа [Литвин, 1975]. В рельефе фундамента отчетливо выделяются все основные морфоструктуры дна океана, такие, как срединно-океанический хребет, океанические котловины, глыбовые хребты, возвышенности, плато, хребты островных дуг, глубоководные желоба и котловины морей переходных зон. В то же время в соответствии с распределением мощностей осадочного чехла возрастает разница в глубинах современного дна океана и поверхности фундамента по мере удаления от оси срединно-океанического хребта к материковым окраинам. Если на срединно-океаническом хребте, особенно в рифтовой зоне, эти глубины практически совпадают или отличаются незначительно, то в океанических котловинах глубины поверхности фундамента значительно превышают глубины дна океана, достигая 7—8 км. Заметно возрастают контрасты рельефа фундамента в переходных зонах, где на хребтах островных дуг глубины поверхности фундамента мало отличаются от глубин современного рельефа, тогда как в котловинах первых увеличены по сравнению со вторыми на 1—2 км и более.

В рельефе фундамента океанических котловин выявлены вытянутые на большие расстояния поперечные ложбины, находящиеся на продолжении крупных трансформных разломов срединно-океанического хребта. Они указывают на простираНИЕ последних в те области, где разломы в современном рельефе из-за наличия мощного осадочного чехла не выражены, хотя существование их в некоторых случаях отмечалось

по данным магнитной съемки. Многие из таких разломов, как видно на карте рельефа фундамента, достигают материковых окраин и, вероятно, связаны с субширотными разломами прилегающей суши.

Вместе с увеличением мощностей осадочного чехла в обе стороны от рифтовой зоны все более возрастает разница в расчлененности рельефа фундамента и современного подводного рельефа. Для последнего, как известно, характерно постепенное сглаживание форм вплоть до полного выравнивания от рифтовой зоны к абиссальным равнинам. Для рельефа фундамента, однако, характерно сохранение его общей блоково-грядовой структуры в пределах срединно-океанического хребта и океанических котловин, что на карте рельефа фундамента из-за большого сечения изолиний глубин (через 1 км) видно недостаточно хорошо, но отчетливо прослеживается на разрезах сейсмопрофилирования. Это подтверждается выполненными на ЭВМ расчетами морфометрических характеристик рельефа фундамента по нескольким профилям, пересекающим все основные геоморфологические зоны ложа океана. Спектр углов наклона, величины горизонтальной и вертикальной расчлененности блоково-грядового рельефа в рифтовой зоне, на флангах срединно-океанического хребта, в зонах абиссальных холмов и на абиссальных равнинах (где фундамент полностью перекрыт осадочным чехлом) в целом имеют одни и те же характеристики. В то же время наблюдается некоторое изменение этих характеристик в обе стороны от рифтовой зоны, выраженное в укрупнении блоков, уменьшении углов наклона и снижении мелкого вторичного расчленения. Очевидно, приведенные данные свидетельствуют о генетическом родстве блоково-грядового рельефа фундамента основных морфоструктур ложа океана. Этот рельеф формировался (и продолжает формироваться), по всей вероятности, в рифтовой зоне и в процессе раздвижения литосферных плит постепенно распространился в обе стороны, образовав поверхность фундамента ложа океана. Некоторые изменения его морфометрических характеристик могут быть связаны с тектонической стабилизацией и закрытием трещин в фундаменте по мере удаления от тектонически активной рифтовой зоны.

На материковых окраинах в отличие от ложа океана рельеф фундамента значительно отличается от современного подводного рельефа. Здесь на месте относительно однообразных, слабо расчлененных равнин шельфов располагаются продольные и поперечные депрессии в поверхности фундамента с глубинами 3–7 км, разделенные между собой широкими гребнями или глыбовыми поднятиями. В некоторых крупных депрессиях (например, в прогибе в центральной части Северного моря) глубины поверхности фундамента достигают 10–12 км. Наиболее расчлененный рельеф фундамента наблюдается вдоль побережий Северной и Южной Америки и Северо-Западной Европы, тогда как вдоль побережья Африки строение поверхности фундамента относительно более простое. С внешней стороны эти зоны ступенчато-глыбового рельефа фундамента материковых окраин повсеместно окаймлены предматериковыми прогибами, где глубины достигают 8–10 км. Эти прогибы располагаются под современными материковыми склонами и наклонными равнинами материковых подножий, захватывая местами и внешние части шельфов.

Под краевыми плато, такими, как плато Блейк, Сан-Паулу, Воринг и др., располагаются относительно приподнятые (фактически — менее погруженные) блоки фундамента, отчлененные от материковых окраин прогибами. Сложное строение поверхности фундамента наблюдается в районе плато Роколл, Фарерско-Исландского порога и Исландского плато, представляющих собой, очевидно, неравномерно погруженные блоки древнего материкового массива. Указанные черты рельефа фундамента материковых окраин свидетельствуют, что его формирование обусловлено дифференцированными вертикальными тектоническими движениями, среди которых преобладало погружение, наиболее ярко проявившееся в образовании предматериковых прогибов.

Карты мощностей кайнозойских осадков и всего осадочного чехла (рис. 2, 3, см. вкл.) наглядно демонстрируют основные черты их распределения на дне океана. Мощность осадков незначительна, вплоть до отсутствия, в рифтовой зоне срединно-океанического хребта и постепенно увеличивается в обе стороны к материковым окраинам. На флангах хребта мощность осадочного чехла составляет 0,2–0,5 км, в зонах абиссальных холмов — около 0,5–0,6 км, на абиссальных равнинах — более 1 км, а в предматериковых прогибах довольно резко увеличивается до 3–6 км и более. Возраст базальных отложений, как показывают данные глубоководного бурения, также закономерно увеличивается в обе стороны от оси хребта от плиоцен-четвертичного в рифтовой зоне до позднеюрского в предматериковых прогибах. Поэтому кайнозойские осадки на срединно-океаническом хребте представляют всю осадочную толщу, в океанических котловинах они составляют до 3/4 осадочного чехла, а в предматериковых прогибах — не более 1/3 его. В связи с малой мощностью осадков на срединно-океаническом хребте рельеф фундамента практически совпадает с современным подводным рельефом. В зонах абиссальных холмов осадки облекают неровности поверхности фундамента и заполняют межгрядовые понижения, поэтому современный рельеф в общем повторяет в сглаженной форме рельеф фундамента. На абиссальных равнинах мощность осадков возрастает настолько, что полностью скрывает рельеф фундамента, только наиболее крупные поднятия протыкают осадочный чехол и возвышаются на дне океана в виде подводных гор или вулканических островов [Литвин и др., 1976].

В разрезе осадочной толщи океанических котловин, как показывают данные сейсмопрофилирования, прослеживается несколько отражающих границ, из которых наиболее четкими и выдержанными по простиранию являются горизонты А и Б [Ewing et al., 1973]. Горизонт Б представляет собой подошву осадочной толщи и совпадает с поверхностью фундамента. Горизонт А — это повсеместно довольно ровная, слабоволнистая поверхность, не согласующаяся с неровным рельефом фундамента. Он образован, по данным глубоководного бурения, либо прослоями кремней эоценового возраста, либо турбидитами или литифицированными осадками, имеющими возраст от поздне мелового до палеоценового. Выделяемые по сейсмическим данным рыхлые осадки залегают в основном выше горизонта А, но встречаются и ниже его, чаще всего в районах, где он имеет эоценовый возраст. Следовательно, толща рыхлых осадков, составляющая верхнюю часть осадочного разреза

океанических котловин, представлена преимущественно кайнозойскими отложениями. Верхнемезозойские полууплотненные и уплотненные осадки залегают в нижней части разреза, причем последние имеют ограниченное распространение, локализуясь в предматериковых прогибах.

На материковых окраинах строение осадочной толщи иное. Здесь наблюдаются довольно резкие колебания мощностей осадочного чехла, вызванные сложным строением рельефа фундамента. Судя по данным геолого-геофизических исследований и бурения, недислоцированные или слабо дислоцированные отложения материковых окраин залегают на гетерогенном фундаменте и имеют возраст в основном от триасово-юрского до кайнозойского [Emery et al., 1970, 1975; Rona, 1973]. Пачки осадочных пород и осадков на шельфах открытых побережий океана залегают обычно моноклиinally, с наклоном в сторону океана, причем более древние слои имеют больший наклон, чем вышележащие молодые. Это может быть объяснено погружением материковых окраин в течение мезокайнозоя, генетически связанным, очевидно, с образованием предматериковых прогибов. В целом материковые окраины в структурном отношении представляют собой эпиконтинентальные платформы с переменной мощностью осадочного чехла. Длительное накопление осадочного материала в предматериковых прогибах привело к инверсии подводного рельефа и созданию на их месте наклонных равнин материковых подножий.

Особенности распределения мощностей и возраста осадочной толщи на дне Атлантического океана указывают на то, что ее формирование происходило в условиях раздвижения литосферных плит. При этом молодые отложения занимали все большие площади по сравнению с нижележащими древними. Сходство общего распределения мощностей кайнозойских осадков и всего осадочного чехла на ложе океана, что видно при сравнении карт на рис. 2 и 3, свидетельствует об относительной неизменности условий осадконакопления, кроме ширины океана, в течение позднего мезозоя и кайнозоя. А это говорит о единой направленности развития дна океана во время мезокайнозойского цикла раздвижения литосферных плит.

ЛИТЕРАТУРА

Берснев А.Ф., Лунарский Г.Н. и др. Структура осадочного чехла Срединно-Атлантического хребта по данным непрерывного сейсмического профилирования. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 45—58.

Берснев А.Ф., Удинцев Г.Б. и др. Структура осадочного чехла и акустического фундамента дна океана. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М.: Наука, 1977, с. 29—49.

Литвин В.М. Основные черты морфоструктуры и тектоники дна Атлантического океана. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1975, т. 107, вып. 3, с. 201—206.

Литвин В.М., Руденко М.В., Харин Г.С. Роль вулканизма в формировании рельефа дна Атлантического океана. — Геоморфология, 1976, № 4, с. 92—98.

Орленок В.В. Строение и мощность осадков Атлантического океана по сейсмическим данным. — Океанол. исследования, 1971, № 21, с. 271—296.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.

Asmus H.E., Ponte F.C. The Brazilian marginal basins. — In: The ocean basins and margins. Vol. 1. The South Atlantic. N.Y.; L., 1973, p. 80–130.

Avedik F. Seismic refraction survey in the Western approaches to the English Channel: preliminary results. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1975, vol. 279, N 1288, p. 29–31.

Eldholm O., Windisch C.C. Sediment distribution in the Norwegian-Greenland sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 11, p. 1661–1676.

Emery K.O., Uchupi E. et al. Continental rise off Eastern North America. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, vol. 54, N 1, p. 44–108.

Emery K.O., Uchupi E. et al. Continental margin off Western Africa. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, vol. 59, N 1, 12, p. 3–59, 2209–2265.

Ewing M., Carpebter G. et al. Sediment distribution in the oceans: the Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 1, p. 71–88.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 1–4, 10–15, 36–53. Wash., 1969–1979. 1080 p.

Roberts D.G. Tectonics and stratigraphic evolution of the Rockall plateau and trough. — In: Petrol and continental Shelf North-West Europe. Vol. 1. Geology barking. 1975, p. 77–89.

Rona P.A. Relation between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading and eustasy inferred from the Central North Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 9, p. 2851–2872.

Uchupi E., Emery K.O. et al. Continental margin off Western Africa. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 5, p. 809–878.

Urien C.M., Zambrano J.J. The geology of the basins of the Argentine continental margin and Malvinas plateau. — In: The ocean basins and margins. Vol. 1. The South Atlantic. N.Y.; L., 1973, p. 131–170.

УДК 912.43:551.4(26)

О.К. ЛЕОНТЬЕВ, С.А. ЛУКЪЯНОВА, Л.И. КАЛИНИНА,
Л.А. СКОРНЯКОВА, Г.Д. СОЛОВЬЕВА

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА ДЛЯ ВЫСШЕЙ ШКОЛЫ

В последние годы начаты работы по созданию новых серий географических, геологических и исторических карт для высшей школы в целях дальнейшего повышения эффективности учебного процесса. Кафедра геоморфологии географического факультета МГУ курирует работы по составлению новой геоморфологической карты мира, предназначенной в качестве учебного пособия при преподавании геоморфологических дисциплин и общих курсов физической географии материков и океанов, читаемых студентам в университетах страны и в других специализированных вузах.

Небольшое количество обзорных геоморфологических карт мира, созданных ранее для учебных целей, к настоящему времени устарело по содержанию и не соответствует современному уровню геоморфологических знаний. Кроме того, все уже изданные геоморфологические карты построены в мелком масштабе, не крупнее 1:40 000 000 [см., например: [Башенина и др., 1967]]. Новая геоморфологическая карта мира для высшей школы впервые составляется в масштабе 1:15 000 000.

Существенной частью этой карты является геоморфологическая карта дна Мирового океана, которая в значительной мере дополняет представ-

ление о характере рельефа всего земного шара в целом. В основу этой карты легли появившиеся в последние годы новые фактические данные о строении рельефа дна Мирового океана и отдельных его частей. В этом отношении предлагаемая геоморфологическая карта дна океанов может быть использована не только в учебных, но и в научных целях как одна из последних сводок новейшего материала о рельефе океанического дна.

При составлении карты авторы учитывали прежде всего ее учебный характер и руководствовались принципом, согласно которому во внимание принимались лишь реально существующие, а не вытекающие из той или иной геотектонической гипотезы различия в строении подводного рельефа, и исходили из рассмотрения объективно существующих фактических данных. При этом батиметрические кривые Мирового океана и отдельных его частей, до недавнего времени рассматривающиеся как основной источник информации о крупнейших элементах рельефа океанского дна, не отражают действительного соотношения их площадей. Давая представление лишь о главных чертах строения дна Мирового океана, батиметрическая кривая не фиксирует всего многообразия и специфики подводного рельефа и не дает качественной и количественной характеристики его крупнейших элементов.

Совершенно ясно, что для получения объективного представления о характере подводного рельефа следует опираться на непосредственное изучение фактических данных. Одним из основных источников сведений о распространении крупнейших морфоструктур на дне океана может служить сравнительное изучение трансокеанских профилей дна и других аналогичных материалов. Важным источником данных при составлении новой геоморфологической карты дна Мирового океана явились обзорные батиметрические карты Мирового (масштаба 1:40 000 000), Тихого (масштаба 1:25 000 000), Индийского (масштаба 1:15 000 000) и Атлантического (масштаба 1:20 000 000) океанов, изданные в 70-е годы ГУГК, американские карты Тихого океана, изданные в 1974–1976 гг. под редакцией Т.Е. Чейза, Дж. Маммерикс и др. (масштаба 1:6 000 000), батиметрическая карта Арктики (масштаба 1:5 000 000), составленная под руководством Б. Хейзена, М. Тарп [Heezen, Tharp, 1975], атласы Тихого [1974], Индийского [1975] океанов, Антарктики [1969], обзорные картографические материалы ПИНРО по Северной Атлантике и шельфу Северного Ледовитого океана.

Кроме батиметрических данных, были использованы различные геолого-геофизические и геоморфологические материалы, содержащиеся как в картографических изданиях, так и в целом ряде монографий по морской геологии, вышедших за последнее десятилетие. Например, в полной мере учтены "Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана" под общей редакцией Л.И. Красного [1970], результаты последних советских экспедиций в Арктике, Антарктике и Тихом океане [Матишов, 1977; Живаго и др., 1975; Живаго, 1977; Волокитина, 1977; Ласточкин, 1978], а также геоморфологические и геолого-геофизические сведения, содержащиеся в таких сводках, как "The Sea" [1963], в книге Г.Б. Удинцева "Геоморфология и тектоника дна Тихого океана" [1972], в сводной работе "Исследования рифтовых

зон Мирового океана" [1974–1976], "Continental margins" [1974] и др. Использовались также результаты глубоководного бурения, осуществленного американскими и международными экспедициями с судна "Гломар Челленджер", которые содержат весьма ценную и обширную научную информацию о строении тех или иных участков дна Мирового океана.

В основу легенды геоморфологической карты дна Мирового океана положен морфоструктурный принцип его классификации [Леонтьев, 1968, 1971, 1975]. Морфоструктурный подход к истолкованию особенностей строения рельефа дна Мирового океана имеет весьма важное обоснование, так как подводный рельеф в его основных чертах достаточно отчетливо сохраняет особенности своего первично-тектонического происхождения, т.е. является в своей основе структурно обусловленным. Анализ имеющихся материалов по строению дна Мирового океана свидетельствует о том, что главные особенности донного рельефа связаны с наиболее значительными различиями в строении земной коры. Следовательно, крупнейшие так называемые планетарные морфоструктуры дна океана целесообразно классифицировать в зависимости от типов земной коры, слагающих океаническую часть литосферы.

В соответствии с геолого-геофизическими исследованиями [The Sea, 1963; Деменишкая, 1967; Леонтьев, 1968, 1971; Удинцев, 1972], в пределах океанов могут быть выделены следующие типы земной коры, совокупность которых охватывает все возможные различия в ее строении: материковый, океанический, геосинклинальный и рифтогенный.

Эти четыре типа земной коры определяют наличие на земном шаре четырех планетарных тектонических структур (геотекстур) и соответствующих им крупнейших элементов рельефа земли — морфоструктур высшего порядка: материковые платформы, переходные зоны, ложе океана и срединно-океанические хребты.

Земной корой материкового типа в пределах Мирового океана сложена подводная окраина материков, которая является частью планетарной морфоструктуры — материковых платформ (или материковых выступов). Морфологически подводная окраина материков представляет собой совершенно особое образование, нередко именуемое "континентальной террасой", включающей шельф (поверхность "террасы") и материковый склон с материковым подножием ("уступ континентальной террасы", маргиналь по Д.Е. Гершановичу и Л.И. Красному).

Океанический тип земной коры развит в пределах океанических платформ (талассократонов). Он слагает более 50% площади дна Мирового океана и соответствует крупнейшей из планетарных морфоструктур — ложу океана. Важной особенностью рельефа ложа океана является дифференциация его на котловины и на межкотловинные и внутрикотловинные поднятия (хребты, возвышенности), которые не только отличаются морфологически, но и имеют некоторые различия в строении земной коры (увеличение мощности и появление более плотного слоя в основании коры под хребтами и возвышенностями).

Геосинклинальный тип земной коры развит в пределах современных геосинклинальных зон, свойственных некоторым окраинам океана, и в особенности периферийной части Тихого океана. Эти окраинные области

океанов, получившие название переходных зон, отличаются сложностью внутреннего строения, которая находит свое отражение в особенностях их рельефа. Последний характеризуется комплексом таких крупнейших и в высшей степени специфических форм рельефа, как котловины окраинных и средиземных морей, островные дуги и глубоководные желоба. Переходные зоны отличаются большой контрастностью рельефа — сочетанием самых глубоководных на земле впадин-желобов и горных хребтов, имеющих обычно превышение до нескольких километров над уровнем дна океана. Переходным зонам свойственны субокеаническая земная кора под окраинными и средиземными морями, субконтинентальная или континентальная — под островными дугами и шовный характер строения земной коры под глубоководными желобами. Таким образом, пестрота строения земной коры в переходных зонах, высокий уровень напряженности протекающих в них тектонических процессов, не сравнимая ни с какими другими участками земной поверхности контрастность рельефа являются основными чертами этой планетарной морфоструктуры.

Итак, термин "переходная зона" понимается нами в том смысле, который этому понятию был придан Г.Б. Удинцевым [1959], О.К. Леонтьевым [1968] и рядом других исследователей. Как известно, "переходные зоны" существенно отличаются от подводных окраин материков своим эндогенным режимом: последним присущ преимущественно платформенный режим, а "переходные зоны" — это геоморфологический синоним термина "геосинклинальные области".

Принятые нами термины представляются более удачными, чем вошедшие в последнее время в употребление термины "пассивная" и "активная" окраины материков. Применение этих последних терминов особенно затруднительно и, по существу, дает неправильное представление о реальных свойствах земной коры и морфоструктуры дна океанов в тех случаях, когда речь идет о наиболее молодых переходных зонах типа Филиппинского моря с глубоководными желобами и островными дугами Волкано, Идзу-Бонин, Марианскими, Яп и Палау. Такие области никоим образом нельзя отнести к окраинам материков, имея в виду подчеркнутый океанический или субокеанический характер строения земной коры в их пределах.

Рифтогенальный тип земной коры образует рифтогенали, которым в морфоструктурном плане соответствуют срединно-океанические хребты. Эти хребты образуют, как известно, единую глобальную систему горных сооружений, пронизывающую все океаны и существенно отличающуюся по геофизическому разрезу земной коры. Не вдаваясь в обсуждение вопроса о правильности представлений, согласно которым океаническая кора якобы формируется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, нельзя не отметить такие существенные отличия в строении земной коры срединных хребтов и ложа океана, как четкая выраженность поверхности Моховичича под ложем океана и проблематичность ее существования под срединными хребтами, сейсмичность срединных хребтов и их значительно более активный вулканизм, преобладание восходящих движений земной коры в срединных хребтах и отрицательных — в пределах ложа океана (вопрос о латеральных движениях земной

коры здесь умышленно оставлен в стороне). Таким образом, для признания крупнейших различий в строении земной коры под океаническим ложем и под срединно-океаническими хребтами имеются достаточно веские основания.

Итак, выделяемые четыре крупнейшие морфоструктуры дна океана резко отличаются одна от другой как по особенностям своего рельефа, так и по различным, присущим только им, типам строения земной коры, а также по эндогенному режиму. Понятие "эндогенный режим", развиваемое и разрабатываемое в последнее время главным образом В.В. Белоусовым, весьма плодотворно может быть использовано в морфоструктурном анализе крупных черт рельефа дна океанов. Учитывая глобальное распространение и своеобразие тектонического строения и режима перечисленных выше четырех морфоструктур наивысшего порядка, они выделяются как планетарные морфоструктуры поверхности Земли [Леонтьев, 1971].

Отмечая общее соответствие в развитии различных типов земной коры и основных элементов рельефа дна Мирового океана, следует в то же время упомянуть, что границы планетарных морфоструктур далеко не всегда полностью совпадают с границами распространения названных типов земной коры. Такие несовпадения связаны с различными причинами. Наиболее существенно здесь влияние осадкообразования, которое можно рассматривать как один из важнейших факторов рельефообразования на дне океана. Широко известно, например, что в ряде случаев внешний край континентальной террасы имеет аккумулятивное строение, представляя собой мощную призму осадков. Последняя наращивает "структурную основу" континентальной террасы, погребая под собой консолидированный фундамент, сложенный материковой корой, или прислоняется к нему со стороны океана. В этом случае материковое подножие, материковый склон и даже внешняя часть шельфа, будучи сложенными целиком неконсолидированными или слабо консолидированными осадками, подстилаются корой уже не материкового, а океанического типа.

Особенно велики несовпадения геоморфологических и тектонических границ там, где материковое подножие представлено огромными конусами выноса мутьевых потоков типа Бенгальского, а также гигантскими аккумулятивными формами типа Блейк-Багамского или Ньюфаундлендского "осадочных хребтов", сложенных толщами осадков, принесенных донными абиссальными течениями и получивших в последнее время не очень удачное название "контуритов". Морфологически эти образования тяготеют к материковому подножию, а подстилаются они в большинстве случаев типичной океанической корой.

С другой стороны, в пределах ареалов распространения океанической или субокеанической коры могут быть встречены отдельные крупные формы рельефа, которые сложены материковой корой. Такова, например, возвышенность Ямато в Японском море, которая в зависимости от того, какой геотектонической гипотезы придерживаться, может быть либо останцом, реликтом некогда развитой на месте Японского моря континентальной коры, либо свидетельством происходящего "зарастания" субокеанического окна материковой корой. В океанах это так

называемые микроконтиненты, к которым, однако, если понимать под этим термином блок материковой коры ограниченных размеров, окруженный со всех сторон океанической корой, с полной уверенностью могут быть причислены только Сейшельский блок да, возможно, Западно-Австралийский хребет. Новозеландский массив материковой коры, включающий острова Новой Зеландии, плато Кемпбел, ложбину Маунги, плато Чатем и их материковые склоны и подножья, правильнее считать не микроконтинентом, а настоящим материком, который отличается от других материков лишь меньшими размерами (около 2,7 млн. км², но это все же больше, чем площадь самого крупного острова — Гренландии) и тем, что он на большей части своей площади находится под водой. Заметим, что крупные острова — Мадагаскар, Гренландию и т.д. — относить к микроконтинентам нецелесообразно, так как они связаны с соседними материками, а не представляют собой изолированные пятна материковой коры среди сплошного поля океанической. Генетическое истолкование микроконтинентов также может быть различно в зависимости от того, какую из геотектонических гипотез брать за основу такого истолкования.

В пределах планетарных морфоструктур выделяются элементы рельефа более низкого ранга — морфоструктуры I порядка. Они классифицируются как по структурным признакам, выражающимся в более тонких различиях в строении земной коры и в интенсивности эндогенного режима, так и по особенностям их выражения в рельефе дна Мирового океана. Так, в пределах подводной окраины материков в качестве морфоструктур I порядка выделяются шельф, материковый склон и материковое подножие. Следует, однако, отметить, что шельф в отличие от двух других названных морфоструктур первого порядка, строго говоря, не является самостоятельной морфоструктурой. Он представляет собой лишь "случайно" затопленную часть материковой платформы, которая в структурно-генетическом отношении составляет единое целое с прилегающими областями континента.

Морфоструктурами I порядка для переходных зон являются котловины окраинных и средиземных морей, островные дуги или островные материковые массивы и глубоководные желоба, для ложа океана — океанические возвышенности и океанические котловины, для срединно-океанических хребтов — их рифтовые и фланговые зоны.

Элементы подводного рельефа I порядка в свою очередь подразделяются на морфоструктуры более низкого ранга. Выделение последних также в значительной степени предопределено особенностями геологического и тектонического строения земной коры и более мелкими чертами орографии морского дна. В этом таксономическом ранге на шельфе выделяются платформенные равнины, впадины и возвышенности; в пределах материкового склона — наклонные равнины, уступы и плато; на материковом подножии — равнины, впадины и возвышенности; в переходной зоне в пределах котловин окраинных и средиземных морей выделяются впадины, возвышенности и хребты; на ложе океана — котловины и различные по характеру возвышенности.

Поскольку предлагаемая карта дна Мирового океана является частью общей геоморфологической карты мира, построение системы ее услов-

ных обозначений должно полностью отвечать структуре легенды к карте материков. В соответствии с этим положением только что перечисленные морфоструктуры II и более низкого порядков разделяются в легенде на две обязательные группы, отражающие особенности горного и низменного (равнинного) рельефа для океанов. Так, для шельфа характерен в основном равнинный аккумулятивный и частично денудационный рельеф. Наклонные аккумулятивные равнины широко развиты в области материкового склона, и особенно материкового подножия. В категории горного рельефа здесь выделяются участки мелкого горного рельефа, который представляет собой районы, интенсивно расчлененные многочисленными подводными каньонами и продольными уступами, связанными с разломной тектоникой. В пределах рифтовых зон океанов резко преобладает горный рельеф срединно-океанических хребтов.

Для получения более полной и разносторонней характеристики подводного рельефа (в соответствии с общей структурой легенды), кроме основного морфоструктурного раздела, вводится также специальный раздел условных обозначений — отдельные формы и комплексы форм рельефа морского дна, которые в значительной степени обогащают содержание карты. В этом разделе сгруппирован прежде всего ряд более мелких структурных форм рельефа. Таковы различные подводные горы, главным образом имеющие вулканическое происхождение, но в некоторых случаях осложненные коралловыми постройками (атоллы, коралловые банки) или обнаруживающие следы абразии и, возможно, даже субаэральной денудации (гайоты); сравнительно небольшие возвышенности, обусловленные грязевым вулканизмом или соляной тектоникой. Из отрицательных форм рельефа здесь выделены компенсационные впадины у подножий подводных гор и некоторых хребтов, рифтовые долины, океанические трюги, подводные каньоны. Особо выделен также комплекс положительных и отрицательных структурных форм рельефа, по которым прослеживаются зоны планетарных океанических (так называемых трансформных) разломов.

Широко распространенный в пределах абиссали холмистый рельеф (рельеф абиссальных холмов) также находит отражение в легенде и на карте. Наряду с рельефом абиссальных холмов отображены также различные стадии его погребения под толщей донных осадков (показаны волнистые и плоские абиссальные равнины).

Учтены также мелкие и крупные (иногда до гигантских) формы рельефа экзогенного происхождения, такие, как затопленные речные долины, реликтовые ледниковые формы рельефа, приливные осушки и грядовые формы, связанные с приливными течениями, ложбины стока мутьевых потоков, подводно-оползневые формы и превосходящие их по размерам в сотни раз конусы выноса мутьевых потоков и подводные аккумулятивные формы, связанные с деятельностью донных абиссальных течений.

Предлагаемая легенда, на наш взгляд, проста для понимания и достаточно полно отражает особенности подводного рельефа, изображенного на геоморфологической карте.

Она имеет следующий вид.

Морфоструктуры дна Мирового океана

Подводные окраины материков

Ш е л ь ф

Аккумулятивно-денудационные равнины

Аккумулятивные равнины шельфовых впадин и погруженного шельфа

Равнины днищ глубоких шельфовых впадин

Горный рельеф склонов глубоких шельфовых впадин

Возвышенности шельфа

М а т е р и к о в ы й с к л о н

Аккумулятивно-денудационные равнины краевых плато

Аккумулятивные наклонные волнистые равнины

Мелкогорный рельеф материкового склона

Уступы материкового склона

М а т е р и к о в о е п о д н о ж и е

Аккумулятивные наклонно-волнистые равнины

Аккумулятивные равнины днищ впадин материкового подножия

Возвышенности и хребты

Холмисто-мелкогорный рельеф

Переходные зоны от ложа океанов к материкам

К о т л о в и н ы о к р а и н н ы х и с р е д и з е м н ы х м о р е й

Аккумулятивные равнины днищ котловин: а) плоские, б) волнистые, в) холмистые и холмисто-грядовые

Аккумулятивные равнины днищ впадин

Возвышенности днищ котловин

Складчато-глыбовые и глыбовые хребты

О с т р о в н ы е д у г и

Аккумулятивные равнины днищ межгорных желобов двойных островных дуг

Денудационно-аккумулятивные равнины островных шельфов

Горный рельеф подводных склонов зрелых островных дуг

Юные островные дуги (возвышенности и подводные склоны)

Г л у б о к о в о д н ы е ж е л о б а

Аккумулятивные равнины днищ глубоководных желобов

Наклонные равнины краевых ступеней

Рифтовые зоны океанов (срединно-океанические хребты)

Горный рельеф осевых зон срединно-океанических хребтов

Горный рельеф фланговых зон срединно-океанических хребтов

Низкогорный и слабо расчлененный рельеф осевых и фланговых зон

Ложе океана

Аккумулятивные равнины днищ океанических котловин:

а) плоские, б) волнистые, в) холмистые

Сводовые хребты

Глыбовые хребты

Океанические возвышенности

Отдельные формы и комплексы форм рельефа морского дна

Затопленные речные долины

Комплекс затопленных реликтовых ледниковых форм рельефа
Приливные осушки (ватты)
Комплекс грядовых форм, образованных приливными течениями
Подводные волновые аккумулятивные формы
Абразионные и денудационные останцы (подводные камни)
Коралловые постройки
Ложбины стока мутьевых потоков и абиссальные долины
Конусы выноса мутьевых потоков
Комплексы подводно-оползневых форм
Подводные аккумулятивные формы, связанные с деятельностью донных абиссальных течений
Подводные каньоны
Подводные грязевые вулканы
Подводные возвышенности и холмы, связанные с соляной тектоникой
Подводные вулканические горы и подводные склоны океанических вулканических островов
Подводные вулканические горы с плоскими вершинами (гайоты)
Коралловые банки (подводные вулканические горы с погруженными коралловыми постройками)
Комплекс тектонических форм рельефа, связанных с зонами крупных океанических разломов
Океанические "троги"
Компенсационные впадины
Рифтовые долины срединно-океанических хребтов

ЛИТЕРАТУРА

- Атлантический океан: Батиметрическая карта, М-6 1:20 000 000. М.: ГУГК, 1974.
Атлас Антарктики. М.: ГУГК, 1966, т. I; 1969, т. II.
Атлас океанов: Тихий океан. Л.: ГУНИО; Мин-во обороны СССР, 1974.
Батиметрическая карта Антарктики. М-6 1:15 000 000. М.: ГУГК, 1974.
Батиметрическая карта Мирового океана. М-6 1:40 000 000. М.: ГУГК, 1977.
Башенина Н.В., Заруцкая И.П., Леонтьев О.К. Геоморфологическая карта Мира, М.: ГУГК, 1967.
Волокитина Л.П. Геоморфология дна Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1977. 25 с.
Геологическая карта Тихоокеанского подводного пояса и Тихого океана. Гл. ред. Л.И. Красный. М.: Мингео СССР; АН СССР, 1970.
Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975.
Деменчикова Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967. 278 с.
Живаго А.В. Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана. — Тез. докл. I съезда сов. океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3, с. 54—55.
Живаго А.В., Виноградов О.Н., Тимофеева Н.А. Морфоструктура дна южного океана и ее отражение на новой батиметрической карте Антарктики. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1975, № 6, с. 24—36.
Индийский океан. Батиметрическая карта. М-6 1:15 000 000. М.: ГУГК, 1976.
Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука. Т. 1. 1972, 229 с.; Т. 2. 1973, 251 с.; Т. 3. 1974. 231 с.
Ласточкин А.Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л.: Недра, 1978. 247 с.
Леонтьев О.К. Дно океана. М.: Изд-во МГУ, 1968, с. 320.
Леонтьев О.К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое. — Геоморфология, 1971, № 3, с. 3—14.
Леонтьев О.К. Геодинамика планетарных морфоструктур дна океанов на поней-

шем этапе развития земной коры. — В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975, с. 72–77.

Матишов Г.Г. Рельеф, морфотектоника и основные черты развития шельфа Баренцева моря. — Океанология, 1977, вып. 3, с. 490–496.

Тихий океан: Батиметрическая карта. М-б 1:25 000 000. М.: ГУГК, 1976.

Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972, с. 394.

Chase T.E. Topography of the Oceans with continents at same contour interval (1:15 000 000). — Scripps Inst. Oceanogr., 1976.

Chase T.E., Menard H.W., Mammerickx J. Topography of the North Pacific (1:6 000 000). — Inst. Mar. Res., 1971.

Continental margins. N.Y., 1974. 1010 p.

Heezen B.C., Tharp M. Map of the Arctic region (1:5 000 000). N.Y.: Amer. Geogr. Soc., 1975.

Mammerickx J., Smith S.M., Taylor J.L., Chase T.E. Topography of the South Pacific (1:6 000 000). — Scripps Inst. Oceanogr., 1975.

The sea. Vol. 3. N.Y.; L., 1963. 964 p.

УДК 551.462:528.067.4

Д.В. БОРИСЕВИЧ

УНИВЕРСАЛЬНАЯ ЛЕГЕНДА ДЛЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ДНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ В КРУПНОМ, СРЕДНЕМ И МЕЛКОМ МАСШТАБАХ

Разработка легенды для геоморфологических карт дна океанов и морей является более сложной задачей, чем составление легенды для карт суши. Это обусловлено тем, что на шельфах в затопленном состоянии встречаются самые разнообразные формы рельефа, первоначально возникшие на суше. Поэтому легенда для геоморфологических карт дна морей и океанов должна содержать обозначения для изображения любых форм затопленного рельефа суши, т.е. полностью дублировать легенду для карт суши, а помимо этого, содержать знаки для изображения всех элементов и форм рельефа дна океанов, созданных специфическими океанскими эндогенными и экзогенными процессами. Если при этом затопленные формы выделять по тому же признаку, что и исходные формы рельефа суши, но показывать их другими изобразительными средствами, то легенда для геоморфологических карт океанского дна может строиться как часть единой легенды, позволяющей отражать на одной карте геоморфологическое строение как суши, так и океанского дна.

Для геоморфологического картирования рельефа суши нами были разработаны два варианта универсальной легенды, единых для составления карт любого масштаба — цветной вариант [Борисевич, 1969] и черно-белый [Борисевич, 1970].

Оба эти варианта легенды базируются на аналитическом по форме, но синтетическом по содержанию принципе картирования, при котором все даже самые сложные формы рельефа изображаются комбинациями знаков ограничивающих их элементов рельефа, т.е. горизонтальных и субгоризон-

тальных поверхностей, склонов и уступов разного происхождения и возраста.

Можно отметить, что на пленуме Геоморфологической комиссии, посвященном вопросам разномасштабного геоморфологического картирования, состоявшемся в Ленинграде в 1976 г., было постановлено, что все геоморфологическое картирование суши на территории СССР в съемочных масштабах (от самого крупного до 1:1 000 000) должно проводиться по легендам аналитического типа, пришедшим на смену "синтетическим" легендам, которые в качестве основного объекта картирования предусматривали изображение не элементов и форм рельефа, а площадей распространения типов рельефа, причем смысловое содержание отражалось не графическим способом, а преимущественно в обширных текстовых разделах легенды.

Аналитический метод картирования успешно применялся и при составлении карт еще более мелкого масштаба (1:2 500 000 и мельче), причем выяснилось, что при переходе ко все более и более мелким масштабам выявляется возрастающее преимущество этого способа перед картированием, основанным на "синтетическом" методе.

В настоящее время составление геоморфологических карт океанского дна, особенно мелкомасштабных, производится преимущественно по легендам "синтетического" типа, но несомненно, что, как и при картировании суши, будущее в картировании дна океанов принадлежит легендам, основанным на "аналитическом" принципе. В данной статье мы и предлагаем такую легенду для картирования рельефа шельфов и дна океанов, являющуюся частью единой легенды для геоморфологических карт суши и дна океана.

В качестве первой части единой легенды, предназначенной для картирования рельефа суши, можно использовать цветной вариант легенды [Борисевич, 1969], на котором генезис и возраст рельефа передаются цветными штриховками (цвет штриховки — генезис, характер штриховки — возрастные подразделения), а черными значками — морфологические особенности, литология отложений, слагающих аккумулятивные формы рельефа и т.д.

Для отображения затопленных форм рельефа наземного происхождения, развитых на шельфах, предлагается применять знаки черно-белого варианта легенды [Борисевич, 1966, 1970], где генезис и возраст показываются черными значками. Эти знаки наносятся поверх синей батиметрической закраски, что обеспечивает всестороннее отражение генезиса, возраста и морфологии рельефа и вместе с тем свидетельствует о его нахождении на морском дне.

Предлагаемая в данной статье часть легенды, предназначенная для изображения форм рельефа дна океанов, созданных специфическими океаническими эндогенными и экзогенными процессами, также предусматривает отражение морфологии рельефа послонной закраской в синий цвет, как это принято на батиметрических картах, а генезиса и возраста, накладывающихся на эту закраску, — черными штриховыми значками. Подобное распределение изобразительных средств представляется нам наиболее рациональным, так как самым выразительным средством — цветной закраской — отражаются морфологические особенности рельефа, устанавливаемые на данном этапе исследований дна океанов более достоверно, чем оп-

ределения генезиса и возраста, которые и сами основываются в значительной степени на морфологических данных.

Таблица со знаками черно-белого варианта легенды, который ныне предлагается для картирования затопленных форм рельефа суши, распространенных в пределах шельфов, была подробно рассмотрена дважды [Борисевич, 1966, 1970], поэтому в данной статье мы ограничимся лишь кратким описанием принципиальных особенностей способов, принятых для отражения различных элементов и форм затопленного рельефа и их сочетаний, а также приведем примеры карт некоторых типов затопленного рельефа, выполненных в знаках этой легенды.

Формы рельефа, созданные каждым из экзогенных процессов, могут быть изображены комбинацией знаков, ограничивающих их деструктивные и аккумулятивные горизонтальные или субгоризонтальные поверхности и деструктивные и аккумулятивные склоны.

Горизонтальные и субгоризонтальные деструктивные поверхности показываются штриховками, характер которых (горизонтальная, вертикальная, перекрещивающаяся, диагональная и т.д.) отражает генезис поверхностей, а изменения в расстояниях между линиями штриховок и в толщинах линий — возрастные подразделения поверхностей.

Аккумулятивные горизонтальные и субгоризонтальные поверхности изображаются контурными значками, рисунок которых (кружок, овал, треугольник и т.д.) характеризует генезис поверхностей, а размеры значков и характер их размещения (по одному, по два, по три) — возрастные подразделения.

Склоны и уступы деструктивного происхождения показываются линейными знаками с зубчиками, различными для каждой генетической разновидности, но в той или иной степени напоминающими топографические знаки склонов; вариациями в размерах зубчиков и в особенности их расположения (по одному, по два, по три) отражается возраст склонов и уступов.

Для обозначения склонов и отдельных форм рельефа аккумулятивного происхождения применяется свой знак — контур черного цвета, проведенный по подошве склона данной формы, с теньвым утолщением его юго-восточных сторон, создающий впечатление рельефности изображения, так как этот знак является упрощенной разновидностью изображения рельефа способом отмывки. Внутри контура (знака аккумулятивной формы) наносятся те же значки, что и на горизонтальных аккумулятивных поверхностях соответствующего генезиса и возраста.

Штриховые знаки легенды благодаря их подразделению на склоны и горизонтальные поверхности наряду с генезисом и возрастом форм характеризуют в некоторой степени и их морфологию, в связи с чем для составления карт-иллюстраций к статьям легенда может применяться в описанном выше черно-белом исполнении.

Но для составления самостоятельных полноценных геоморфологических карт шельфа черные штриховые знаки легенды предусматривается наносить на основу с синей батиметрической закраской, что позволит адекватно отразить три главных компонента общей геоморфологической карты, а именно генезис, возраст и морфологию.

В легенде имеются знаки, позволяющие изобразить на карте любую

форму рельефа, созданную молодыми тектоническими движениями и вулканизмом.

Тектонические движения создают только один тип собственно тектонических поверхностей — поверхности сбросовых уступов. Вулканическая деятельность создает как деструктивные поверхности (стенки кратеров), так и аккумулятивные поверхности — поверхности лавовых покровов и потоков, для которых, равно как и для сбросовых уступов, в легенде предусмотрены соответствующие знаки.

Однако основная роль тектонических движений проявляется в том, что они, не создавая новых поверхностей, но деформируя ранее существовавшие поверхности экзогенного или вулканического происхождения, создают такие морфоструктуры, как гряды и хребты антиклинали и горст-антиклинали, синклиналильные котловины, межгорные грабен-синклиналильные депрессии и т.п.

Для изображения этих форм в легенде предусмотрена система изобраз, различных для разных типов рельефообразующих тектонических движений, которые наносятся на изображения поверхностей или форм рельефа, существовавших до начала поднятия, создавших данную тектоническую форму.

Если формы рельефа, созданные молодыми тектоническими движениями, подверглись настолько сильной денудации, что их первоначальный облик уже не может быть восстановлен до степени, позволяющей отразить его изобазами, или если степень изученности не позволяет это сделать, то морфоструктуры отражаются предусмотренными легендой более простыми способами — знаками осей и контуров, проведенных по подножию или бровкам этих форм рельефа.

Наконец, для изображения отпрепарированных морфоструктур предусмотрены знаки ограничивающих их устойчивых пластов разного состава (известняки, кварциты, изверженные породы), которые в комбинации со знаками падения пластов, контуров и осей отпрепарированных структур обеспечивают их исчерпывающее изображение. Кроме того, вариациями толщины линий может быть отражен как геологический возраст самих пластов, так и время, когда их поверхности были обнажены и стали гранями современного рельефа.

Для аккумулятивных форм рельефа легенда предусматривает отражения наряду с генезисом также и литологического состава слагающих их отложений. Для этого в легенде имеются литологические знаки, которые наносятся в перемежку (в шахматном порядке) со знаками, характеризующими генезис и возраст соответствующих аккумулятивных форм рельефа.

Для иллюстрации того, как в знаках этой легенды выглядят различные типы шельфа с затопленным субазральным рельефом, в ее условные обозначения переведены две опубликованные карты.

На рис. 1 представлена переведенная в знаки "универсальной легенды" карта шельфа окрестностей о-ва Бель-Иль (Бискайский залив) масштаба 1:300 000. На карте изображен довольно сложный затопленный рельеф с участками откопанного постгерцинского пенеплена, с многочисленными формами отпрепарированного структурного рельефа, представленного как отдельными кустовыми грядами, так и их комбинациями, очерчивающими

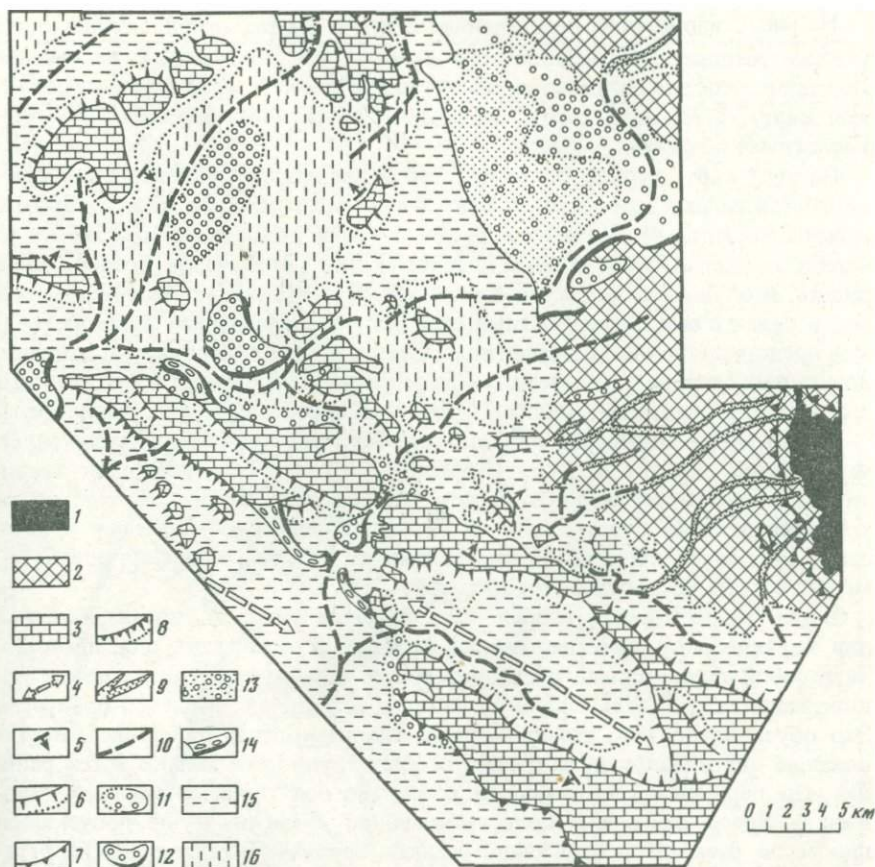


Рис. 1. Карта шельфа окрестностей о-ва Бель-Иль (Бискайский залив) по И.Р. Ваннею [Vanney, 1977]

1 - о-в Бель-Иль; 2 - поверхность герцинского цоколя (откопанный, а затем затопленный пенеплен); 3 - поверхность отпрепарированных пластов известняков; 4 - оси антиклиналей; 5 - падение пластов известняка; 6 - затопленные уступы денудационного происхождения; 7 - затопленные абразионные уступы; 8 - уступы смешанного денудационно-абразионного происхождения; 9 - затопленные древние долины; 10 - тальвеги затопленных долин; 11 - затопленные речные террасы; 12 - затопленные дельты; 13 - участки затопленных дельт; 14 - затопленные береговые косы; 15 - покровы глин, обволакивающих склоны затопленных форм рельефа; 16 - тонкие глины

такие более сложные формы, как антиклинали с размытым ядром ("долины-комбы"), синклиальные котловины и т.д. Эти формы осложнены следами речной и морской переработки, например, в своей устьевой части стенка затопленной "долины-комбы" прорвана речной долиной, отложившей на днище "комбы" конус выноса, а во время последующей стадии затопления, когда "долины-комбы" была морским заливом, в ее устье сформировались две почти сомкнувшиеся вершинами ныне затопленные береговые косы. Последующее отложение морских осадков покрыло склоны и днища отрицательных затопленных форм рельефа плащом покровных глин.

На рис. 2 изображена переведенная в знаки предлагаемой легенды карта участка затопленного ледникового рельефа, расположенного на шельфе Лабрадора, составленная по данным геоморфологической и батиметрической карт, а также и карты покровных отложений масштаба 1:250 000 Геологической службы Канады.

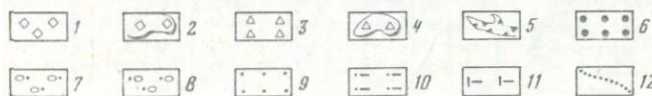
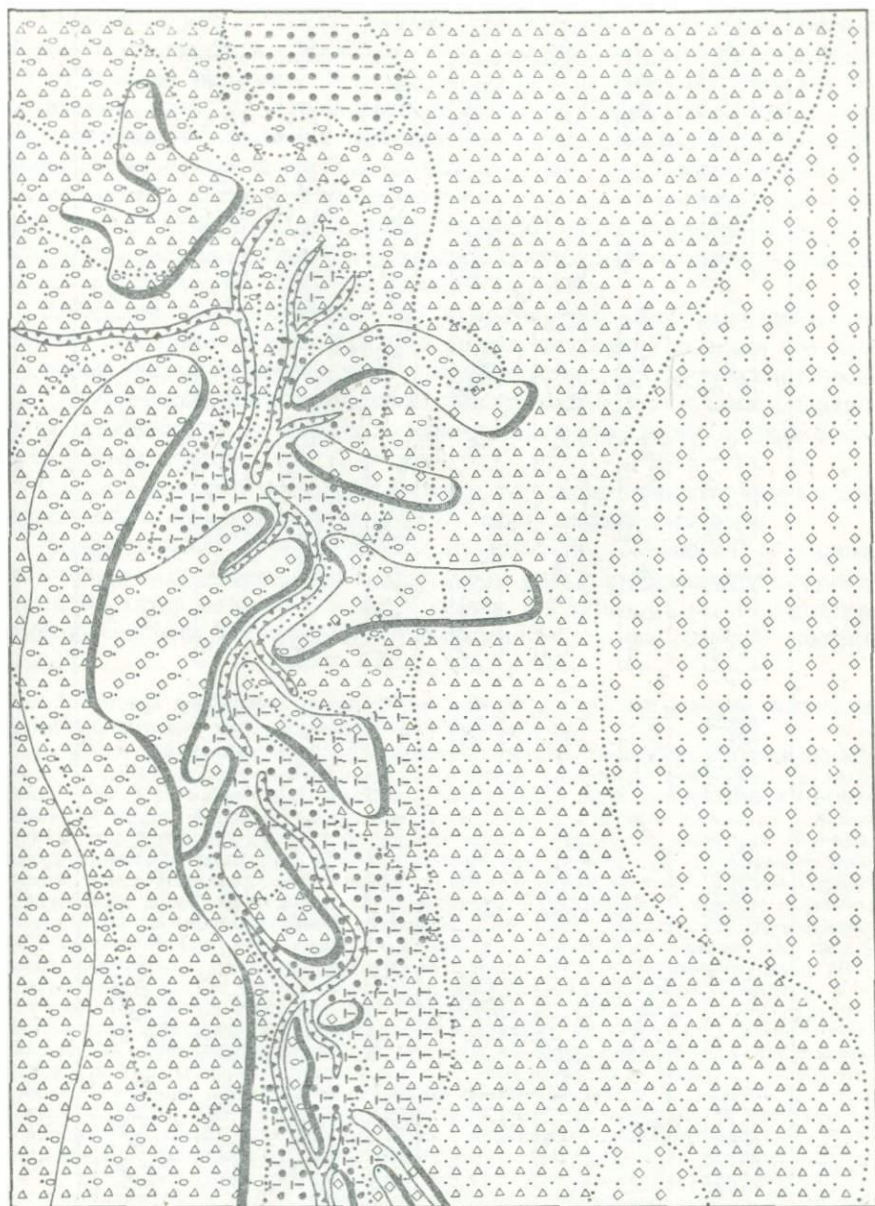
На этой карте рельеф более простой и представлен моренными и флювиогляциальными равнинами с приуроченными к ним крупными камами, конечноморенными грядами и руслами стока подледных вод. На карте наряду с генетическими даны и литологические обозначения, позволяющие видеть, что рельеф подвергся некоторой переработке морскими течениями, в связи с чем поверхностный слой перекрывающих его морских осадков представлен в одних местах полосами остаточных валунных отложений, возникших при выносе течениями из моренных отложений более мелкого материала, а в других — полосами этого мелкого вынесенного материала.

Приведенные примеры свидетельствуют, что опубликованный ранее черно-белый вариант легенды [Борисевич, 1966, 1970] позволяет закартировать любую территорию шельфа с рельефом, возникшим как от затопления рельефа суши, так и созданным собственно морскими процессами, т.е. часть легенды, предназначенную для картирования шельфов, можно считать достаточно отработанной.

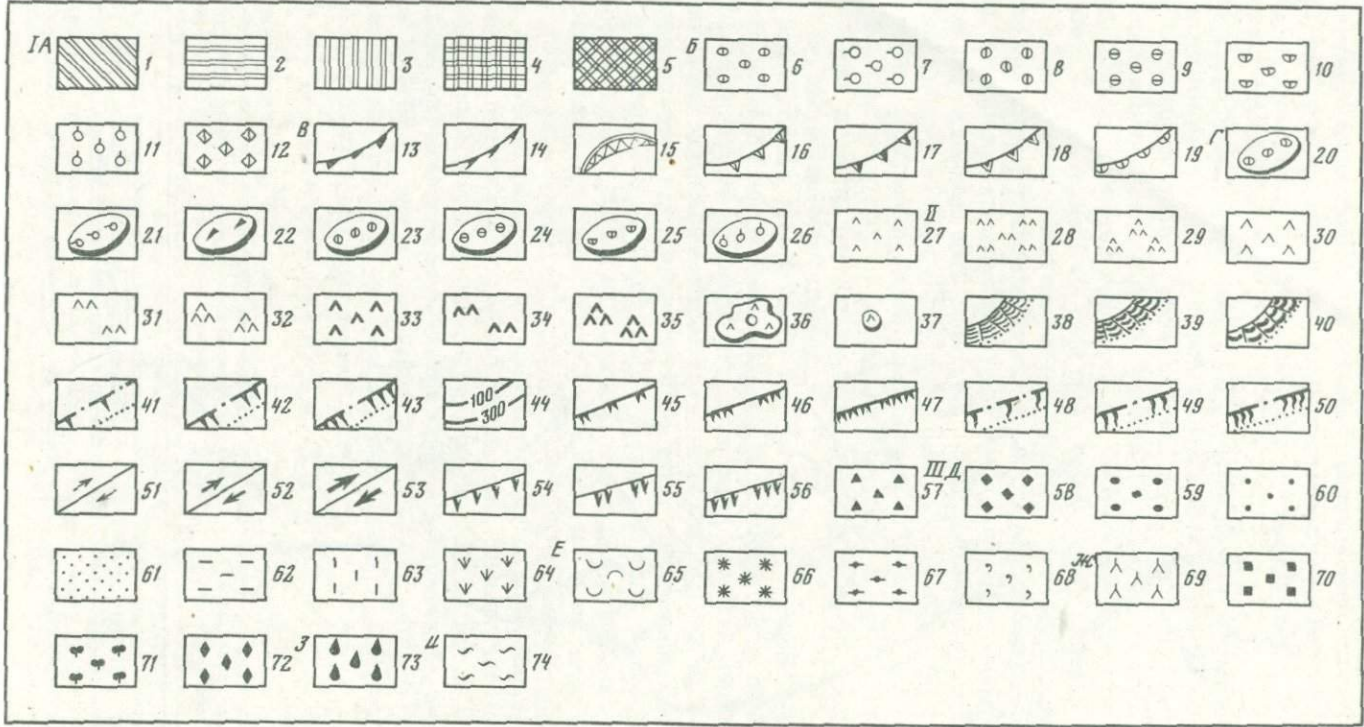
Вновь разработанная вторая часть легенды (рис. 3), предназначенная для картирования континентальных склонов и океанского дна, представляет собой лишь первый предварительный вариант, возможно, требующий значительной дальнейшей разработки и экспериментальной проверки. Это обусловлено тем, что применение аналитического принципа к картированию дна океанов не встречает особых трудностей только в тех районах, где первичное дно океана не погребено под толщами морских отложений. Здесь благодаря более медленному, чем на суше, протеканию процессов размыва и отложения осадков первичный тектонический рельеф имеет лучшую сохранность, что дает возможность полноценного его отражения аналитическим методом. Но в обширных районах, где медленное, но непрерывное гравитационное отложение осадков вызывает сначала обволакивание первичных форм рельефа покровом отложений, а затем их полное погребение, при картировании аналитическим методом возникают значительные трудности, которые при картировании суши встречаются лишь при работах в лёссовых районах.

Рис. 2. Карта участка шельфа Лабрадора

1 — моренная равнина висконсинского возраста с относительными высотами менее 5 м; 2 — крупные моренные гряды висконсинского возраста; 3 — камовая равнина висконсинского возраста с колебанием относительных высот между вершинами камовых холмов и днищами разделяющих их котловин до 15–30 м; 4 — крупные камы висконсинского возраста; 5 — подледные долины висконсинского возраста; 6 — аккумулятивная равнина, сложенная осадками, отложенными Лабрадорским течением; 7 — галечно-песчаный покров на перемытых штормовыми волнами моренных и камовых отложениях; 8 — песчано-галечный покров на перемытых штормовыми волнами моренных и камовых отложениях; 9 — песчаный покров, образовавшийся за счет выноса песка из перемытых моренных и камовых отложений; 10 — песчано-глинистый довольно мощный (до 20–50 м) покров, отложенный Лабрадорским течением; 11 — алевроит-пелитовый покров, отложенный Лабрадорским течением; 12 — не выраженные в рельефе границы между геоморфологическими и литологическими подразделениями



0 5 KM



Простой показ в таких районах распространения аккумулятивных абиссальных равнин и связанных с ними молодых аккумулятивных форм не раскрывает всей сложности формирования рельефа. Поэтому мы намереваемся идти более трудным и сложным, но все же возможным путем одновременного отражения на карте как поверхностных форм рельефа абиссальных равнин и глубоководных желобов, так и погребенного под ними рельефа. Какие для этого имеются возможности, мы покажем ниже при разборе знаков легенды, предназначенных для картирования форм и элементов рельефа, созданными специфическими эндогенными и экзогенными процессами, протекающими на океанском дне.

Эти знаки подразделяются, как и при картировании имеющегося на шельфе затопленного рельефа суши, на три категории: на знаки для изображения форм, созданных подводными экзогенными процессами, знаки для изображения форм, созданных тектоническими процессами и подводным вулканизмом, и знаки для картирования отпрепарированных форм и элементов рельефа.

Способы изображения форм рельефа подводного происхождения аналогичны способам, принятым для изображения затопленных форм.

Деструктивные горизонтальные поверхности, созданные морскими экзогенными процессами, как это видно на рис. 3, изображаются штриховками, характер которых отражает генезис. Горизонтальные аккумулятивные поверхности показываются точечными контурными значками, различ-

Рис. 3. Легенда для картирования форм рельефа дна океанов и морей, созданных океаническими эндогенными и экзогенными процессами

I. Знаки для элементов рельефа, созданных океаническими экзогенными процессами. А — Деструктивные горизонтальные и субгоризонтальные поверхности, созданные: 1 — приливно-отливными течениями; 2 — суспензионными потоками; 3 — ветровыми течениями; 4 — геострофическими течениями; 5 — волнами цунами. Б — Аккумулятивные горизонтальные и субгоризонтальные поверхности, созданные: 6 — приливно-отливными течениями; 7 — суспензионными потоками; 8 — ветровыми течениями; 9 — геострофическими течениями; 10 — волнами цунами; 11 — нормальной гравитационной седиментацией; 12 — плавающими льдами. В — склоны и уступы деструктивного происхождения, созданные: 13 — приливно-отливными течениями; 14 — суспензионными потоками; 15 — процессами оползания и осыпания; 16 — ветровыми течениями; 17 — геострофическими течениями; 18 — волнами-цунами; 19 — плавающими льдами. Г — Склоны и аккумулятивные формы рельефа, созданные: 20 — приливно-отливными течениями; 21 — суспензионными потоками; 22 — процессами оползания и осыпания; 23 — ветровыми течениями; 24 — геострофическими течениями; 25 — волнами цунами; 26 — нормальной седиментацией (обволакиванием осадочным чехлом склонов погребенных выступов древнего рельефа). II. Знаки для элементов рельефа, созданных эндогенными океаническими процессами: 27—35 — первичное океанское дно разного возраста; 36 — знак для масштабного изображения подводных вулканов; 37 — знак для немасштабного изображения подводных вулканов; 38—40 — континентальные склоны разного возраста; 41—43 — внешние склоны глубоководных желобов разного возраста; 44 — изолинии деформаций первичного океанического дна; 45—47 — трансформные разломы разного возраста; 48—50 — флексуры разного возраста; 51—53 — сдвиги разного возраста; 54—56 — надвиги разного возраста. III. Знаки для изображения вещественного состава пород, слагающих аккумулятивные формы рельефа (вносятся в шахматном порядке между знаками, характеризующими генезис и возраст аккумулятивных горизонтальных и субгоризонтальных поверхностей и склонов). Д — Терригенные: 56 — глыбы; 57 — валуны; 58 — галька; 59 — гравий, 60 — песок; 61 — алеврит; 62 — пелит. Е — биогенные: 64 — ракушечный детрит; 65 — коралловый детрит; 66 — радиоляриевые илы; 67 — диатомовые; 68 — фораминиферовые. Ж — Хемогенные: 69 — железо-марганцевые конкреции; 70 — гипс, соли; 71 — фосфоритовые конкреции; 72 — арагонитовые илы и оолиты. З — Вулканогенные: 73 — пирокластический материал. И — Полигенные: 74 — глубоководные красные глины

ными для поверхностей разного генезиса, склоны и уступы — линейными значками с зубчиками разной формы и аккумулятивные формы — контурами, проведенными по подошвам склонов этих форм с утолщением всех юго-восточных сторон контуров и заполнением внутренних пространств контуров соответствующими генетическими значками, свидетельствующими о том или ином происхождении форм.

В связи с тем что верхний слой донных отложений океанов и морей, равно как и слагаемые им мелкие аккумулятивные формы, имеет в большинстве случаев современный возраст, то вариации генетических значков (по их размерам и расположению по одному, парами, тройками) можно использовать не для отражения возраста, как это принято для затопленных форм рельефа, а для других целей.

На картах среднего и мелкого масштабов этими вариациями генетических знаков можно показать либо мощность толщи отложений, перекрывающей погребенный рельеф и тем самым дать некоторое представление о характере этого погребенного рельефа или показать возраст первичного дна, погребенного под толщиной аккумулятивных отложений.

Наконец, как будет показано далее, при демонстрации карты участка Срединно-Атлантического хребта в масштабе 1:1 000 000, в случае небольшого количества возрастных подразделений и подразделений по мощностям отложений, возможен и совместный показ генезиса современной аккумулятивной поверхности, мощности подстилающей ее толщи осадков и возраста погребенного под ними первичного океанического дна.

На рис. 3 представлены знаки элементов для изображения форм, созданных тектоническими и вулканическими процессами на дне океанов. Здесь выделяются первичное дно океанов разного возраста (которое на крупномасштабных картах показывается как ряды слившихся вулканических гряд и лавовых потоков), склоны глубоководных желобов, континентальный склон и осложняющие их элементы: трансформные разломы, сбросы, флексуры, надвиги и т.д.

В качестве примера того, какие возможности открывает аналитический метод и как комбинациями знаков элементов рельефа можно передавать конкретные формы рельефа, мы рассмотрим серию карт мелкого, среднего и крупного масштабов, составленных нами по данным экспедиций, работавших по проекту FAMOUS для участка Срединно-Атлантического хребта, лежащего южнее Азорских островов. На составленных нами картах черные штриховые значки, отражающие генезис и возраст форм рельефа, нанесены на синий цветной фон, характеризующий батиметрические данные, но в статье карты даны лишь в черно-белом исполнении.

На геоморфологической карте участка Срединно-Атлантического хребта в масштабе 1:1 000 000 (рис. 4), охватывающей отрезок хребта между 36° и 37° с.ш., показана центральная часть хребта с четырьмя отрезками рифтовых долин и разделяющими их трансформными разломами.

Первичное дно океана изображено своим знаком (галочками с остриями, направленными вверх), вариациями размеров которых и расположением знаков (по одному, по два, по три) показаны возрастные подразделения, определенные на основе изучения магнитных аномалий (средняя полоса формировалась в эпоху Брюнес, по обе стороны от нее расположены полосы, сформировавшиеся в эпохи Матуяма, Гаусс и Гильберт).

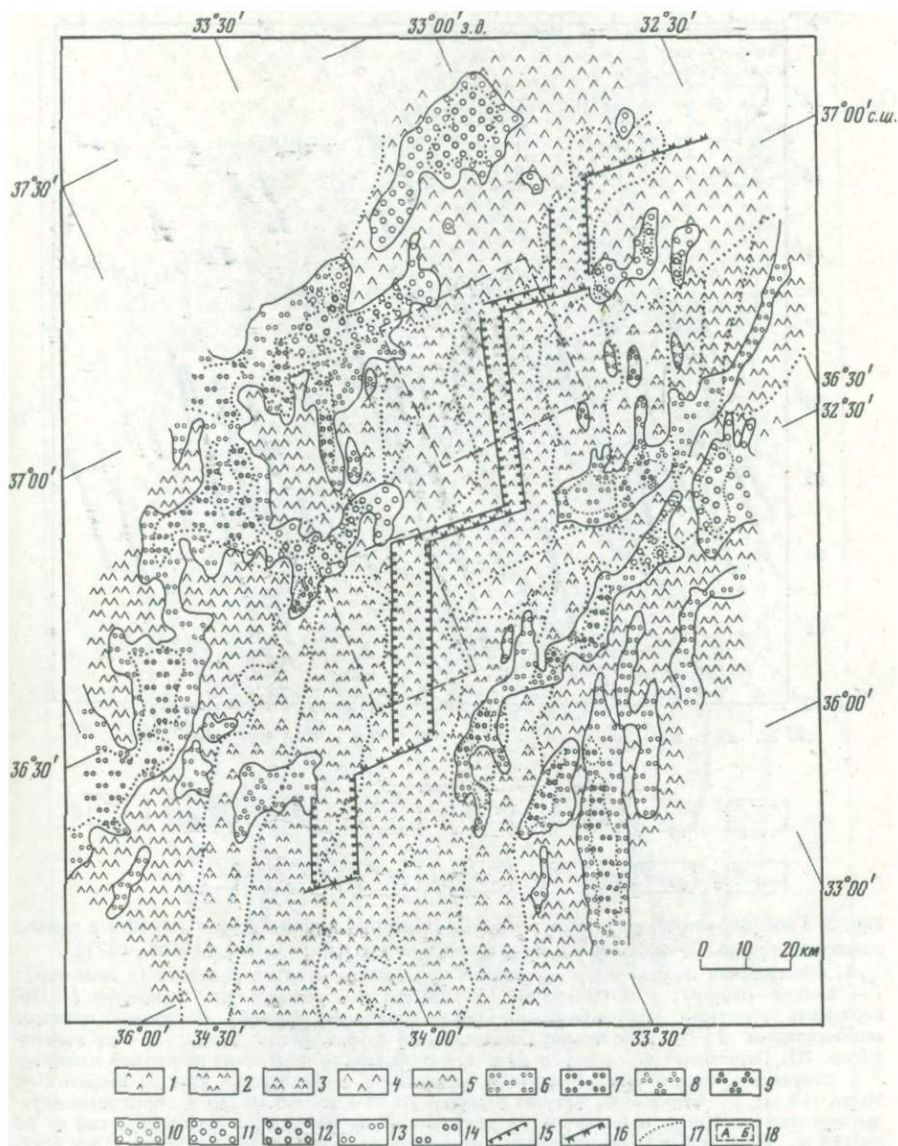


Рис. 4. Геоморфологическая карта участка Срединно-Атлантического хребта в районе работ по проекту FAMOUS [Romberg et al., 1977]

I. Поверхность первичного дна океана разного возраста (в млн. лет): 1 — 0–0,69 (Брюн); 2 — 0,69–2,43 (Матуяна); 3 — 2,43–3,32 млн. лет (Гаусс); 4 — возраст не установлен; 5 — 3,32–4,5 (Гильберт). II. Поверхность участков глубоководных аккумулятивных равнин с разным началом седиментации и разной мощностью отложений (время начала седиментации в млн. лет; мощность в м): 6 — 2,43; до 100; 7 — 2,43; от 100 до 200; 8 — 3,32; от 0 до 100; 9 — 3,32; от 100 до 200; 10 — не установлено; мощность от 0 до 100; 11 — не установлено; от 100 до 200; 12 — не установлено, от 200 до 300 м; 13 — 4,5; от 0 до 100; 14 — 4,5, от 100 до 200; 15 — схематическое изображение главных сбросовых уступов, ограничивающих днища рифтовых долин; 16 — схематическое изображение в рельефе трансформных разломов; 18 — границы участков, на которые составлены геоморфологические карты м-ба 1 : 200 000 — 1 : 300 000 (А — рифтовой долины 2, Б — рифтовой долины 3)

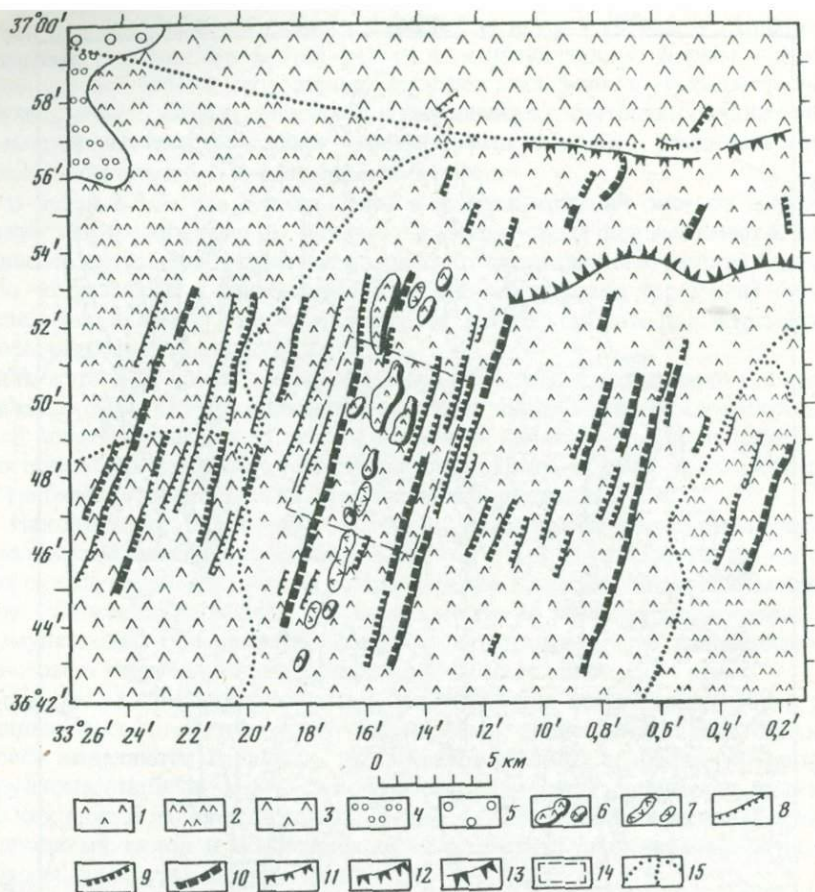
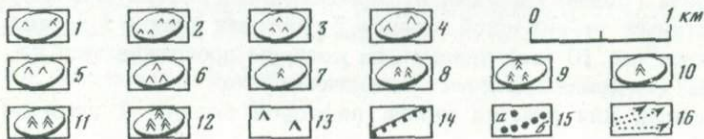
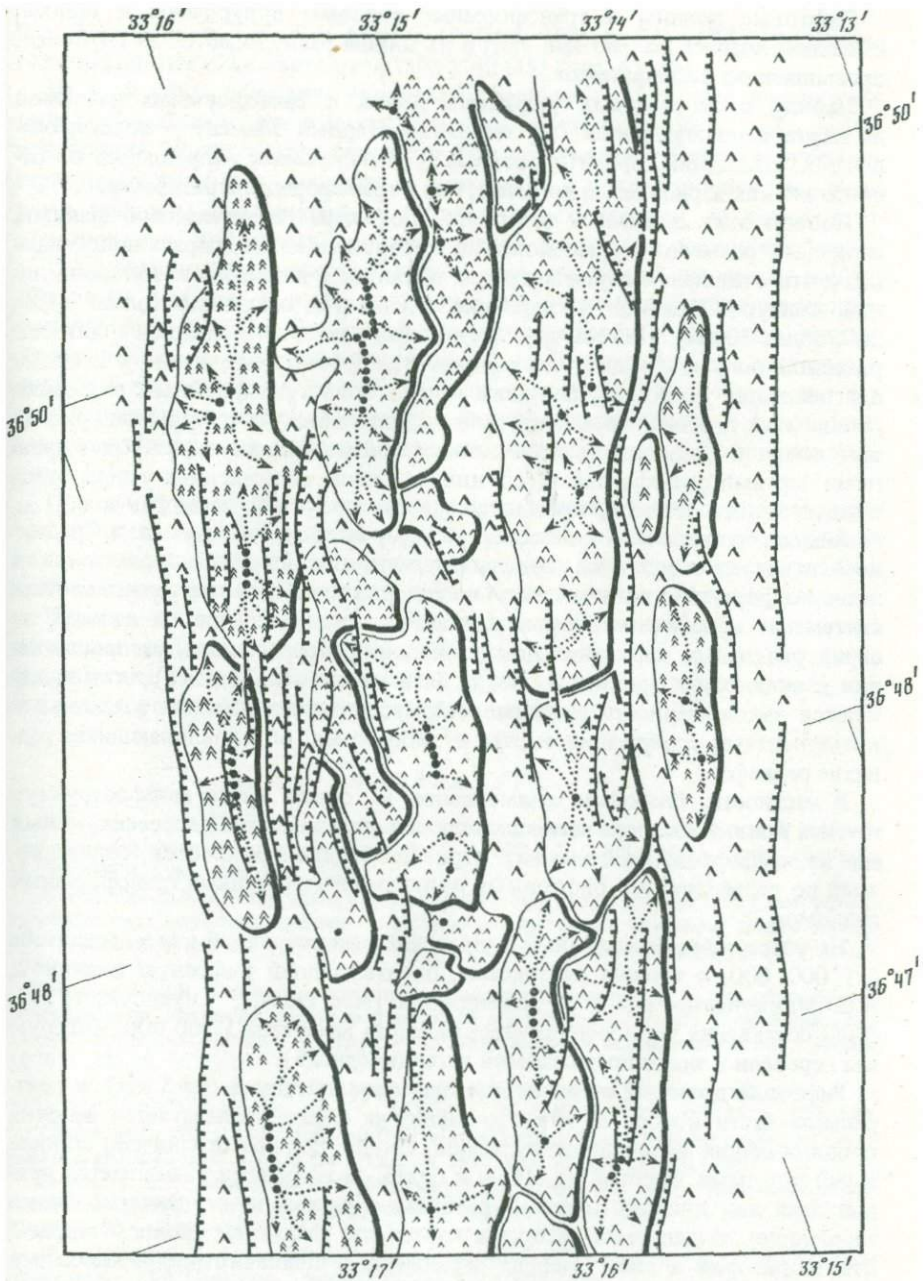


Рис. 5. Геоморфологическая карта участка Срединно-Атлантического хребта в районе рифтовой долины 2, исследованной по проекту FAMOUS [MacDonald et al., 1977]

1 - обнаженная поверхность первичного дна океана разного возраста (в млн. лет): 1 - 0-0,69 (Брюн); 2 - 0,69-2,43 (Матуяма); 3 - возраст не установлен. II. Поверхность участков глубоководных аккумулятивных равнин с разным началом седиментации: 4 - время начала седиментации 2,43 млн. лет назад; 5 - не установлено. III. Отдельные формы рельефа: 6 - вулканы осевой зоны рифтовой долины; 7 - депрессии осевой зоны рифтовой долины; 8 - сбросовые уступы высотой от 50 до 150 м; 9 - сбросовые уступы высотой от 150 до 300 м; 10 - сбросовые уступы высотой от 300 м и более; 11 - уступы трансформных разломов высотой от 50 до 150 м; 12 - уступы трансформных разломов высотой от 150 до 300 м; 13 - уступы трансформных разломов высотой более 300; 14 - участок дна долины, на которой составлена геоморфологическая карта м-ба 1:40000; 15 - границы ареалов

Рис. 6. Геоморфологическая карта участка дна рифтовой долины 2, исследованной по проекту FAMOUS [Ballard, Van Andel, 19....]

1 - вулканы современные; 2 - вулканы, созданные 20 тыс. лет назад; 3 - 30 тыс. лет; 4 - 60 тыс. лет; 5 - 75 тыс. лет; 6 - 100 тыс. лет; 7 - 145 тыс. лет; 8 - 150 тыс. лет; 9 - 160 тыс. лет; 10 - 180 тыс. лет; 11 - 190 тыс. лет; 12 - 200 тыс. лет; 13 - поверхность первичного дна океана не установленного возраста; 14 - сбросовые уступы; 15 - точечные (а) и линейные (б) источники излияния лав; 16 - направление потоков лав



Рифтовые долины и трансформные разломы приурочены к полосе, имеющей возраст до 700 тыс. лет, и их днища располагаются на глубинах, превышающих 1300 фатомов.

Наряду с депрессиями рифтовых долин и трансформных разломов на карте вырисовывается еще один характерный элемент — полосы осадочных отложений, ориентированные в диагональном направлении по отношению как к рифтовым долинам, так и трансформным разломам.

Полосы этих осадочных отложений показаны генетическими знаками, вариацией размеров и расположения которых показан возраст подстилающего эти отложения первичного дна океанов, а изменением толщины линий контуров значков — вариации мощностей осадочной толщи (100, 200, более 300 м). На геоморфологической карте, совмещенной с батиметрической основой, видно, что полосы отложений приурочены к днищам диагональных депрессий, берущих начало близ трансформных разломов. Днища этих диагональных депрессий располагаются на уровне днищ рифтовых долин и депрессий трансформных разломов, но являются более древними чертами рельефа, так как в них в отличие от последних успела отложиться толща осадков, превышающая местами 300, а иногда и 600 м.

Анализ составленной по аналитическому методу карты участка Срединно-Атлантического хребта показывает, что она является аналитической лишь по форме, но синтетической по содержанию. На ней не только своими системами обозначений показаны данные, содержащиеся на каждой из серий различных карт (новейшей тектоники, возраста дна, распространения и мощностей осадочного чехла, батиметрические данные), но и выявляются закономерности зависимостей, существующих между различными компонентами содержания карты и процессами, обуславливающими развитие рельефа.

В частности, благодаря совмещению на одной карте морфоструктур и чехла донных осадков четко выделились диагональные депрессии, новый еще не расшифрованный элемент строения срединных хребтов, сопоставимый по размерности с рифтовыми долинами и депрессиями трансформных разломов.

На участок, расположенный в пределах рассмотренной карты масштаба 1:1 000 000, а именно на участок, охватывающий рифтовую долину 2, К.С. Макдональдом и В.П. Лайендиком [Mac Donald, Luyendyk, 1977], была составлена геоморфологическая карта масштаба 1:300 000, которую мы перевели в знаки предлагаемой легенды (рис. 5).

Рифтовая долина 2 имеет небольшую ширину днища (до 5 км), в центральной части которого, как это видно на карте, располагается цепочка продолжающих развиваться вулканов. Днище долины ограничено сбросовыми уступами высотой до 300 м и более, за которыми размещается приподнятая над днищем долины, разбитая сбросами на ступенчатые блоки территория, выделяемая авторами карты под названием "полосы террас". Эта территория в свою очередь ограничена с внешней стороны высокими (до 300 м и более) хребтами, ограничивающими рифтовую долину.

В отличие от рифтовой долины 2 рифтовая долина 3 характеризуется широким (до 10 км) днищем, на котором прослеживается до 6 параллельных оси долины цепочек вулканических гор.

Наконец, для участка днища рифтовой долины 2 нами по данным

Р.А. Болларда и Т.Х. Ван Андела [Ballard, Van Andel, 1977] составлена геоморфологическая карта масштаба 1:40 000 (рис. 6).

На этой карте выделены вулканы 13 различных возрастов, цепочки которых примыкают друг к другу почти вплотную и слагают все дно рифтовой долины. Возраст этих вулканов был установлен не только путем интерполяции данных по магнитным аномалиям и проконтролирован замерами толщины марганцевых и палагонитовых корочек на поверхности образцов лав, собранных при пересечении долины с подводных лодок.

Центральная вулканическая гряда, как это видно на карте, лишена сбросовых уступов и имеет неправильные очертания благодаря наложению лавовых потоков. Более древние вулканы разбиты сбросами, приуроченными лишь к их периферическим частям. Их центральные части выделяются в виде крупных блоков, в связи с чем древние вулканы имеют четкие линейные очертания. На карте показаны также точечные и линейные центры излияния лав и направление стекавших с вулканов лавовых потоков.

Продемонстрированная серия карт показывает универсальность аналитического принципа картирования и хорошие возможности его применения для составления карт как для мелких, так и для крупных масштабов, для районов океана, имеющих небольшую мощность донных осадков.

Применение предлагаемой легенды к картированию районов с мощными толщами осадочных отложений, как уже отмечалось выше, возможно потребует ее дальнейшей доработки и проведения экспериментальной работы по изысканию наилучших выразительных средств.

ЛИТЕРАТУРА

Борисевич Д.В. Черно-белый вариант универсальной морфогенетической легенды для геоморфологических карт масштаба 1:25 000—1 : 2 500 000. — Геогр. сборник. М.: ВИНТИ, 1966, вып. 2, с. 5—17.

Борисевич Д.В. Универсальная морфохроногенетическая легенда для геоморфологических карт крупного, среднего и мелкого масштабов и принципы генерализации при переходе к картам более мелкого масштаба. — Геогр. сборник. М.: ВИНТИ, 1969, вып. 3.

Борисевич Д.В. Универсальная морфохроногенетическая легенда для геоморфологических карт крупного, среднего и мелкого масштабов. — В кн.: Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М.: Недра, 1970, с. 23—29.

Ballard R.D., van Andel T.H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36° 50' N on the Mid-Atlantic ridge. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 507—529.

Linden W.T., Fillon R.H., Monahan D. Hamilton Bank, Labrador margin: origin and evolution of a glaciated shelf. — Geol. Surv. Canada, 1976, pap. 75, vol. 40, p. 1—17.

Luyendyk B.P., MacDonald K.C. Physiography and structure of the inner floor of the Famous rift valley: observations with a deep-tow instrument package. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 648—663.

Mac Donald K.C., Luyendyk B.P. Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic ridge crest. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 621—636.

Romberg I.B., Gray D.F., Reynolds R.G.H. Tectonic evolution of the Famous area of the Mid-Atlantic ridge, lat 35° 50' to 37° 20' N. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, p. 577—593.

Vanney I.R. Geomorphologie des plates-formes continentales. P., 1977.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОСТРУКТУРЫ ШЕЛЬФА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Вопросы тектонического строения шельфа до сих пор чаще всего решаются только по геофизическим данным, которые часто трактуются неоднозначно. Важным подспорьем для выводов о тектонической природе этой зоны может стать морфоструктурный анализ, так как основные генетические и морфологические черты современного рельефа в значительной мере обусловлены новейшими тектоническими движениями.

Морфоструктурными исследованиями был охвачен черноморский шельф от Керченского пролива до п. Гудаута. Методика исследований включала морфоструктурное "дешифрирование" среднемасштабных карт морфоизобат, анализ сейсмоакустических и эхолотных профилей (соотношение ширины шельфа, уклонов, морфологии отдельных геоморфологических зон: прибрежной, внутренней и внешней, выделение линейных элементов рельефа (линеаментов), соответствующих новейшим тектоническим нарушениям [Авенариус и др., 1980]. Морфоструктурные исследования на шельфе более информативны при параллельном изучении прилегающей суши. На суше морфоструктурный анализ выполнялся традиционными методами: анализ ярусности рельефа и эрозионного расчленения, рисовка морфоизогипс и выделение линеаментов, связанных с зонами тектонических нарушений, морфоструктурное дешифрирование космических снимков. Были также использованы материалы по изучению рельефа шельфа и прибрежной зоны предыдущих исследований [Живаго, 1958; Зенкович, 1958; Гурьева, Шарков, 1960; Олюнин, 1953; Благоволин, 1962; Хаин, Муратов, 1965; Милановский, 1968; Шнюков и др., 1979]. В итоге на всю исследуемую территорию была составлена схема морфоструктур (рисунок, см. вкл.).

Сопоставление результатов морфоструктурного анализа с данными по геологическому дешифрированию аэрофото материалов в прибрежной зоне шельфа [Гурьева, Шарков, 1960] и геофизическими материалами, в том числе с опубликованными ранее [Геологическое строение..., 1971; Дьяконов и др., 1972], позволяет считать, что в рельефе шельфа находят прямое и отчасти косвенное выражение крупные (основные) геологические структуры. В связи с этим и при определенном допущении морфоструктуры исследуемого шельфа можно рассматривать как выражение новейших либо активных в новейшее время тектонических структурных форм, а геоморфологические данные можно анализировать с позиций оценки направленности и интенсивности новейших тектонических движений в пределах разных морфоструктур. Наиболее важными геоморфологическими критериями такой оценки являются пространственное размещение на шельфе областей абразии и аккумуляции, а также морфометрические характеристики отдельных участков дна [Авенариус и др., 1980]. Так как рельеф изучаемого района шельфа в целом можно рассматривать как позднплейстоцен-голоценовую аккумулятивную и лишь местами абразионную или абразионно-аккумулятивную равнину, то морфоизобаты практически

являются изолиниями деформаций этой разновозрастной поверхности выравнивания, которые дают относительную количественную оценку активности новейших движений.

На шельфе исследуемой территории в результате морфоструктурного анализа были выделены четыре морфоструктуры первого порядка: Притаманская, Новороссийская, Туапсинская и Гагринская, отличавшиеся на неотектоническом этапе интенсивностью и степенью дифференцированности вертикальных движений, а также типом локальных морфоструктур.

Притаманская морфоструктура характеризовалась в новейшее время интенсивным слабо дифференцированным погружением и дальнейшим развитием локальных антиклинальных и синклиналиных морфоструктур типа брахискладок, связанных с явлениями глиняного диапиризма отложения майкопской серии. На прилегающей суше эта морфоструктура шельфа граничит с Таманской областью Керченско-Таманской периклинальной зоны, разделяющей Крымскую и Кавказскую горные системы. Эта область относится к районам позднеплиоцен-четвертичной складчатости, сопровождаемой явлениями диапиризма и характеризующейся интенсивными более резко дифференцированными по сравнению с другими областями Керченско-Таманской зоны движениями в четвертичное время [Благоволин, 1982].

Новороссийская и Туапсинская морфоструктуры, входящие в состав Новороссийско-Лазаревской морфоструктурной зоны, простирающейся до р. Шахе, в новейшее время резко отставали в погружении от Притаманской и испытывали дифференцированные блоковые движения по продольным (Кавказским) и поперечным тектоническим нарушениям. На суше в районе Новороссийской морфоструктуры непосредственно к берегу подходят блоковые массивы Абрау, Дооб и Идокопас, а в районе Анапы, Цемесской и Геленджикской бухт — линейная сложно построенная Тхабская морфоструктура [Олюнин, 1953]. В пределах Туапсинской морфоструктуры, границы которой определяются Афипским поперечным разломом и Циценской зоной глубинного разлома, на суше выделяется ряд морфоструктурных зон, из которых в прибрежную зону попадают положительные морфоструктуры, испытывавшие в новейшее время поднятия разной интенсивности, и относительно опущенные морфоструктуры. Сложная система дислокаций мел-палеогеновых пород в пределах Новороссийской и Туапсинской морфоструктур с преимущественно северо-западным простиранием альпийских складок, осложненных сбросами и надвигами и характеризующихся запрокидыванием на юго-запад, в новейшее время сменились, как показал морфоструктурный анализ, преимущественно блоковыми движениями, проходившими на фоне общего сводово-глыбового воздымания горного сооружения Кавказа [Милановский, 1968]. Однако интенсивность поднятия ослабевала не только в поперечном от осевой зоны направлении, но и в продольном северо-западном направлении, в котором по системе поперечных нарушений шло ступенчатое снижение морфоструктур [Хаин, Муратов, 1965]. В итоге в пределах Новороссийской морфоструктуры развит главным образом низкогорный рельеф, в районе Туапсинской (на побережье) — низкогорный рельеф, а в осевой части — среднегорный. К югу от устья р. Шахе выделяется принципиально иная морфоструктура первого порядка — Гагринская, которая является

Т а б л и ц а 1. Характеристика морфоструктур шельфа в области сочленения Черноморской впадины

Морфоструктуры порядков		Средний уклон шельфа (tg)	Характер рисовки морфоизобат	Интенсивность новейшего прогибания, условные баллы	Характер новейших тектонических дислокаций
I	II—III				
Притаманская	Железногорская	0,0015	Сложная в северной части, простая неровная в южной части	Умеренная в северной части, значительная в южной	Блоковые, с субмеридиональными нарушениями локальные структуры — брахиаскладки диапировой природы, движения новейшего этапа унаследованы от альпийского
	Бугазская	0,003	Простая неровная	Весьма значительная	
Новороссийская	Анапская	0,005	Прямая, практически ровная	Умеренная	Складчато-блоковые с многочисленными нарушениями продольной (Кавказской) и поперечной ориентировки, локальные структуры блоковые движения новейшего этапа в меньшей мере унаследованы от альпийского, чем в Притаманской морфоструктуре
	Утришская	0,010	Простая ровная	Слабая	
	Южно-Озеревская	0,014	Простая ровная	Слабая	
	Цемесская	0,008	Простая неровная	Умеренная	
	Дообская	0,001	Простая ровная	Слабая	
	Геленджикская Идокопасская	0,011 0,015	Простая неровная Простая ровная	Умеренная Очень слабая	
Туапсинская	Архипо-Осиповская	0,009	Простая ровная	Умеренная	Складчато-блоковые с многочисленными нарушениями. Наряду с диагональной системой нарушений важную роль играют ортогональные. Локальные структуры блоковые. По характеру унаследованности новейших движений близка к Новороссийской морфоструктуре
	Ольгинская	0,020	Простая ровная	Незначительная	
	Лазаревская	0,010	Простая неровная	Умеренная	
Гагринская	Адлерская	0,11	Простая неровная	Незначительная	Блоковые с субширотными и субмеридиальными нарушениями. Локальные структуры блоковые
	Гантиадийская	0,025	Простая ровная	Очень слабая	
	Мюссерская	0,009	Сложная	Значительная	

частью Грузинской глыбы — срединного массива палеозойской консолидации с пологой складчатостью мезозойско-кайнозойского чехла. Субплатформенный характер тектонических дислокаций свойствен этой морфоструктуре и в новейшее время. Последняя выражена в рельефе суши преимущественно возвышенной холмистой равниной (Мюссерские холмы).

Наряду с морфоструктурами первого порядка в ходе исследований были выделены более мелкие блоковые морфоструктуры второго-третьего порядка, а в пределах Притаманской морфоструктуры — и локальные (четвертый-пятый порядок). Общая характеристика морфоструктур второго-третьего порядков приведена в табл. 1.

В пределах Притаманской морфоструктуры выделяются две морфоструктуры второго порядка: Железногорская и Бугазская.

Железногорская морфоструктура в новейшее время испытала незначительное погружение, а отдельные антиклинали в ее пределах — умеренное относительное поднятие. Со стороны суши здесь подходит несколько антиклинальных зон, характеризующихся прямым выражением антиклиналей в рельефе его относительными превышениями, а также значительной активностью современного или очень молодого грязевого вулканизма. О незначительном погружении на шельфе может свидетельствовать абразионно-аккумулятивный характер рельефа дна и обилие банок, имеющих четкую структурную приуроченность. Чаще всего они располагаются на периферии локальных антиклинальных складок [Гурьева, Шарков, 1960]. Следует отметить, что незначительное погружение Железногорской морфоструктуры проявляется лишь в прибрежной зоне шельфа. В центральной и внешней зонах шельфа интенсивность погружения в новейшее время, судя по рисовке изобат и увеличению мощностей четвертичных отложений, нарастает. Этот процесс охватывает плиоцен, может быть, позднеплиоцен-четвертичное время, так как на всех структурных схемах доплиоценового возраста отчетливо видно, что зона максимального погружения приурочена к северной окраине Таманского полуострова [Туголесов, 1976]. Ее смещение на заключительных этапах плиоцен-четвертичного времени к югу говорит о перестройке структурного плана, что нашло отражение в изменении характера рельефа на шельфе и в ослаблении выраженности в нем локальных структур.

Бугазская морфоструктура характеризовалась в новейшее время тенденцией к интенсивному погружению. Её признаки видны и на прилегающей суше — здесь развиты преимущественно аккумулятивные типы рельефа. Исключительное распространение получили лиманы и аккумулятивные типы берегов. Локальные антиклинальные структуры единичны, их относительные превышения меньше, чем в районе Железногорской морфоструктуры, современный грязевый вулканизм менее интенсивен. На шельфе отличительными чертами этой морфоструктуры являются максимальные в данном районе ширина шельфа и глубина тылового шва его нижней террасы, самые малые величины уклонов (см. табл. 1) и общая выровненность рельефа при явном преобладании аккумулятивных типов подводного рельефа (исключение — район банки Марии Магдалины и два участка в юго-восточной части морфоструктуры; (см. рис. 1). В рельефе шельфа, как и на суше, локальные антиклинальные структуры выражены слабо. В западной части Бугазской морфоструктуры локальные морфострук-

туры в рельефе проявляются менее отчетливо, что может свидетельствовать о большей интенсивности прогибания на этом участке. В восточной же части они ярче. Геологические исследования показали, что здесь в прибрежной зоне шельфа в местах развития локальных морфоструктур близко к поверхности подходят коренные породы, и мощность новозвксинских и более молодых отложений очень невелика (около 1 м), а в районе банки Марии-Магдалины коренные породы даже выходят на поверхность. Такой характер локальных морфоструктур, скорее всего, связан с несколько меньшим погружением в этой части Бугазской морфоструктуры. По данным В.П. Пекло с соавторами [1976], западная часть Бугазской морфоструктуры расположена в пределах Индоло-Кубанского прогиба, а восточная ее часть в районе северного крыла и свода периклинали Северо-Западного Кавказа, которые испытывали в новейшее время значительно меньшее погружение, чем Индоло-Кубанский прогиб.

Расположенная к югу Новороссийская морфоструктура отделена от Притаманской крупным нарушением, проходящим через район г. Анапа [Дьяконов и др., 1972]. К югу от него происходит заметное изменение рельефа шельфа. Из широкого, слабоволнистого, с преимущественным развитием аккумулятивных типов подводных равнин, осложненных незначительно поднятыми локальными морфоструктурами типа брахискладок, он становится узким, уменьшается мощность осадочного чехла, в прибрежной зоне появляется структурно-грядовый бенч, и шельф меняет аккумулятивный облик на абразионный. Вместо брахискладок к югу от г. Анапа на шельфе появляются слабо выраженные в рельефе локальные антиклинальные структуры линейного типа. В рельефе шельфа отчетливо выделяются блоковые морфоструктуры второго и третьего порядков, характеристика которых приведена ниже.

Анапская морфоструктура, ограниченная с севера вышеупомянутым крупным тектоническим нарушением, относится к переходному типу. На прилегающей суше с ней граничит блок, приподнятый по сравнению с северной отрицательной Бугазской морфоструктурой и опущенный по отношению к расположенной южнее морфоструктуре Абрау. На шельфе Анапская морфоструктура характеризовалась в новейшее время меньшей интенсивностью прогибания, чем Железногорская, а тем более Бугазская. Общая ширина шельфа и глубина тылового шва низкой террасы на его краю существенно уменьшаются при возрастании уклонов в прибрежной зоне, где развит не аккумулятивный, а абразионный структурно-грядовый рельеф. Почти на порядок выше, чем в районе Бугазской морфоструктуры, уклоны и в центральной зоне шельфа. К югу, примерно на широте р. Сукко, интенсивность новейшего прогибания еще больше уменьшается, что подчеркивается дальнейшим сужением здесь шельфа и увеличением средних уклонов. Четким нарушением, которое на суше прослеживается в долине р. Сукко, Анапская морфоструктура ограничена с юга.

Утришская морфоструктура отличалась на новейшем этапе слабой тенденцией к прогибанию, в то время как примыкающая к ней с северо-востока морфоструктура Абрау — тенденцией к значительному абсолютному поднятию [Олюнин, 1953]. В прибрежной зоне, разграничивающей эти морфоструктуры, проходит крупное новейшее тектоническое нарушение,

состоящее из серии разломов. О значительной активности этой зоны свидетельствуют многочисленные следы сейсмодислокаций на суше и на шельфе [Болдырев, 1957; Островский, 1970]. На слабую интенсивность прогибания может указывать малая ширина шельфа и большие (до 0,05) величины уклонов в прибрежной зоне. В то же время ширина центральной зоны здесь больше, чем в более южных участках. Это, вероятно, свидетельствует о том, что слабое прогибание прибрежной зоны сменяется на больших глубинах более интенсивным прогибанием.

Южно-Озереевская морфоструктура в новейшее время испытывала погружение примерно такой же интенсивности, как и Утришская. В целом интенсивность прогибания в пределах этой морфоструктуры была меньше, чем в районе Анапской, но, вероятно, больше, чем в районе Утриша. И хотя ширина шельфа здесь сокращается, но уклоны меньше, чем в районе м. Утриш. Об увеличении прогибания свидетельствует увеличение глубины (100 м) тылового шва террасы на краю шельфа. И на суше в окрестностях Южно-Озереевки поднятие было менее интенсивным, чем в центральной части п-ова Абрау, от которой Южно-Озереевский блок отделен поперечным новейшим разломом, проходящим по долине р. Дюрсо и прослеживающимся и на шельфе.

Цемеская отрицательная грабенообразная морфоструктура приурочена к одноименной бухте. С северо-востока она ограничена активным в новейшее время разломом, который отделяет полосу низкогорного эрозионно-тектонического рельефа от отстававшей в поднятии Цемесской морфоструктуры, выраженной в рельефе одноименной долиной с комплексом аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террас [Олюнин, 1953]. В пределах шельфа эта морфоструктура выражена в рельефе в виде залива, длинная ось которого имеет северо-западное простирание. На шельфе здесь шире, чем в районе Утриша или Озереевки, развиты аккумулятивные формы рельефа. Все эти признаки свидетельствуют о незначительном (умеренном) прогибании Цемесской морфоструктуры, что объясняется ее расположением в пределах Новороссийской тектонической зоны, где в целом в новейшее время преобладали поднятия.

Дообская морфоструктура по сравнению с Цемесской испытывала меньшее прогибание. Ширина шельфа здесь довольно невелика, уклоны в прибрежной зоне достаточно значительны, а тыловой шов террасы на краю шельфа расположен на глубине всего несколько десятков метров. От прилегающей суши эта морфоструктура отделена четким нарушением, идущим параллельно береговой линии и отделяющим в новейшее время низкогорный массив Дооб [Олюнин, 1953]. Новейшие разломы, ограничивающие на суше массив Дооб, продолжают и на шельфе. По общему морфологическому облику и интенсивности погружения эта морфоструктура сопоставима с Утришской.

Геленджикская морфоструктура на фоне Дообской и расположенной юго-восточнее Индокопасской морфоструктур испытывала в новейшее время большее погружение: здесь увеличивается ширина шельфа, меньше уклоны и глубже отметки тылового шва террасы на краю шельфа.

На суше к Геленджикской морфоструктуре примыкает одноименная грабенообразная морфоструктура, которая, как и Цемеская, отставала в поднятии от соседних морфоструктур: массива Дооб и области низкогорий

прилегающей суши, отделенных от рассматриваемой морфоструктуры отчетливо выраженным в рельефе новейшим разломом [Олюнин, 1953]. Юго-восточной границей морфоструктуры служит поперечный Геленджикский разлом [Дьяконов и др., 1972], отчетливо выраженный на шельфе в виде границы между районами с различным рисунком морфоизобат. Интенсивность прогибания Геленджикской морфоструктуры несколько ниже Цемесской.

Идокопасская морфоструктура по комплексу признаков относится к испытывавшим очень слабое прогибание в новейшее время. Ширина шельфа и глубина тылового шва террасы на его краю здесь наименьшие по сравнению с соседними морфоструктурами, а уклоны достаточно велики.

Юго-восточной границей Идокопасской морфоструктуры служит один из крупнейших поперечных разломов на Кавказе — Афипский, отчетливо выраженный в рельефе суши [Хаин, Муратов, 1962]. К юго-востоку от этого разлома увеличивается ширина шельфа и меняется его морфология. Афипский разлом является северо-западной границей следующей к юго-востоку морфоструктуры первого порядка — Туапсинской, в пределах которой также выделены морфоструктуры второго-третьего порядков. Характеристика последних приведена ниже.

Архипо-Осиповская морфоструктура является прямым продолжением Анапо-Агойской относительно опущенной морфоструктуры суши. В ее пределах по сравнению с Идокопасской шельф расширяется вдвое, а глубина внешнего края шельфа достигает 100 м. Морфоизобаты имеют плавный и ровный рисунок. В системе линеаментов на шельфе появляются ортогональные направления, слабо развитые в пределах Новороссийской морфоструктуры. Комплекс перечисленных признаков свидетельствует от том, что Архипо-Осиповская морфоструктура в новейшее время испытывала умеренное прогибание.

Ольгинская морфоструктура представляет собой относительно небольшой блок, ограниченный на шельфе разломами Нечепсухо и Туапсинским, отличающийся резкой контрастностью отдельных еще более мелких блоковых морфоструктур. Ширина шельфа в пределах рассматриваемой морфоструктуры сопоставима с Идокопасским, а глубина его внешнего края возрастает вдвое. Ориентировка линеаментов здесь преимущественно ортогональная. В районе г. Туапсе, как и у м. Утриш, отмечается зона возможных девятибалльных землетрясений [Островский, 1970]. Судя по усложнению рисунка морфоизобат, новейшие движения на шельфе отличаются повышенной контрастностью. В целом интенсивность новейшего прогибания здесь незначительна.

Лазаревская морфоструктура, охватывающая участок шельфа от г. Туапсе до района устья р. Шахе, отличается некоторым увеличением ширины шельфа главным образом за счет его внешней зоны. Преобладающим направлением линеаментов является ортогональное, причем чаще встречаются субширотные нарушения. Глубина внешнего края шельфа превышает 100 м. По данным сейсмоакустического профилирования в верхней части континентального склона выделяются локальные отрицательные структуры [Геологическое строение. . . , 1971], которые, возможно, выходят и на внешний край шельфа, обуславливая снижение глубин на его границе с континентальным склоном. В целом эта морфоструктура в но-

вейшее время прогибалась умеренно, а незначительная мощность осадков на шельфе позволяет считать, что опускание этой зоны произошло относительно недавно [Геологическое строение. . . , 1971]. На юго-востоке Лазаревская морфоструктура ограничена Циценской зоной поперечного разлома, который отчетливо выделяется, по геологическим данным, на суше и на шельфе [Геологическое строение. . . , 1971; Дьяконов и др., 1972; Земная кора. . . , 1975]. В рельефе шельфа он выражен с исключительной четкостью — к нему приурочено верховье каньона Шахе. К югу от устья о. Шахе начинается четвертая морфоструктура первого порядка-Гагринская.

Адлерская морфоструктура, относящаяся к Закавказской морфоструктурной области, по морфометрическим характеристикам сходна с Лазаревской, однако несколько меньше глубина внешнего края шельфа и его ширина указывают на менее интенсивное прогибание. В системе поперечной зональности Западного Кавказа в осевой его части именно на продолжении этого блока по линии Пшехско-Адлерского разлома ограничивается область развития высокогорных глыбово-складчатых морфоструктур [Хаин, Муратов, 1963]. В ориентировке линеаментов резко преобладают субмеридианальные направления. На суше непосредственно к шельфу выходит Адлерская депрессия, сложенная преимущественно палеогеновыми отложениями и образующая "кольцевое" обрамление Черноморской впадины в этом районе [Туголесов, 1976].

Гантиадийская морфоструктура, включающая участок шельфа от г. Адлера до г. Гагры, характеризуется очень узким и мелководным шельфом. Видимо, это объясняется своеобразным проявлением здесь зон тектонических нарушений, по которым сочленяются блоковые морфоструктуры со значительной интенсивностью и различной направленностью движений в новейшее время. Характерные для Гагро-Джавской зоны морфологические признаки свидетельствуют о том, что в пределах собственно шельфа в новейшее время погружение было совсем слабым.

Несколько южнее Гагры на суше проходит зона крупного Гагро-Мухорского глубинного разлома, по которому наблюдается резкая смена рельефа от среднегорья к холмогорью. Этот разлом отделяет Гагро-Джавскую зону от активно прогибавшейся в новейшее время части Грузинской глыбы или Закавказского срединного массива. Зона разлома отчетливо выражена в рельефе шельфа и континентального склона, где фиксируется и геолого-геофизическими данными [Геологическое строение. . . , 1971].

В районе м. Пицунда к морю выходит блоковая морфоструктура с тенденцией к более активному воздыманию, чем смежные блоки. На прилагаемой схеме (см. рисунок 1) здесь выделяется Мюссерская морфоструктура. Ширина шельфа заметно увеличивается, а глубина его внешнего края достигает отметок бровки Бугазского шельфа. Происходит изменение и геологических характеристик, в частности значительно увеличивается мощность чехла новейших отложений. В морфоструктурном плане ведущую роль играют субширотные линеаменты. В целом Мюссерская морфоструктура в новейшее время испытывала значительное прогибание.

Анализ пространственного расположения морфоструктур второго-третьего порядков показывает, что соотношение интенсивности под-

нения (опускания) у смежных морфоструктур на суше и на шельфе было однозначным: если из двух морфоструктур на суше одна поднималась более активно, то на шельфе она переходит в морфоструктуру, прогибающуюся меньше, чем смежная. Это позволяет говорить, что в тектоническом отношении на новейшем этапе шельф был прямым продолжением суши, но испытал относительное погружение, что в ходе новозвксинской и древнечерноморской трансгрессий привело к его затоплению. Данные морфоструктурного анализа показывают, что генеральные очертания и пространственное положение береговой линии в пределах изучаемого района предопределены сложной системой разрывных нарушений, которые не теряли активности на протяжении всего новейшего этапа. Определенный интерес представляет район сочленения морфоструктур Абрау (на суше) и Утришской (на шельфе), а также Ольгинской морфоструктуры. Исключительная контрастность рельефа, яркая выраженность и на суше и на шельфе современных или очень молодых сейсмодислокаций [Болдырев, 1957; Островский, 1970] и повышенная общая сейсмичность этих участков на фоне смежных свидетельствуют о том, что на новейшем этапе они были в тектоническом отношении наиболее динамичными на восточном побережье Черного моря.

В ходе морфоструктурных исследований в пределах зоны перехода от Западного Кавказа к Черноморской впадине на шельфе была выделена густая сетка тектонических нарушений. В западной части района в пределах Притаманской морфоструктуры ведущей является система субмеридиональных нарушений. Здесь в первую очередь следует отметить известный по геолого-геофизическим данным Керченский разлом, предопределивший местоположение одноименного пролива. Этот разлом выражен в рельефе шельфа ложбиной и разделяет области с разной ориентировкой локальных морфоструктур (ССВ — к западу от разлома и СВ — к востоку от него), он же является границей Притаманской морфоструктуры. Серия субмеридиональных новейших нарушений осложняет не только морфоструктуру шельфа, но и прилегающей суши, где такие нарушения были выделены по простирацию водотоков, линейной ориентировке некоторых абразионных уступов и по системам приуроченных к одной линии однонаправленных изгибов длинных осей локальных морфоструктур. Таким образом, в новейшей морфоструктуре нашли отражение не только вертикальные движения по отдельным разломам, но и горизонтальные смещения, наличие которых подтверждается геолого-геофизическими материалами [Шекло и др., 1976; Пустальников и др., 1980]. Северо-западные и северо-восточные нарушения в районе Притаманской морфоструктуры являются подчиненными.

В пределах Новороссийской морфоструктуры ведущую роль играют разломы северо-западного и северо-восточного простираций, а меридиональные — подчиненную. Однако кое-где, главным образом вблизи Притаманской морфоструктуры (п-ов Абрау и прилегающая часть шельфа), меридиональные нарушения выражены в современном рельефе. Из поперечных разломов в рельефе суши и шельфа отчетливо выражены Джигинский, Восточно-Крымский, Геленджикский и Афицкий.

В пределах Туапсинской морфоструктуры наряду с системой продольных (кавказских) и поперечных нарушений заметную роль играют также ортогональные нарушения. Особенно ярко они выражены в районе Ольгинской морфоструктуры. Совершенно иная картина ориентировки линеаментов наблюдается в Гагринской морфоструктуре первого порядка, где преобладают субширотные новейшие нарушения. Таким образом, по ориентировке линеаментов четко устанавливается различие основных морфоструктур первого порядка, что закономерно связано с различием как древней тектонической структуры, так и новейшей. Поперечные структурные швы часто служат границами раздела морфоструктур Кавказского шельфа.

В заключение остановимся на вопросе о том, находит ли выражение в рельефе и морфоструктуре явление поддвига Черноморской впадины под Северо-Западный Кавказ, наличие которого доказывается геофизическими данными [Ушаков и др., 1977]. По мнению ряда авторов [Тектоника . . . , 1978], процессы поддвига были характерны для этого участка Средиземноморского пояса в течение всего фанерозоя, закономерно смещаясь на юг. В рельефе признаком процесса поддвига Черноморской впадины под Кавказ, кроме генеральной асимметрии хребта [Ушаков и др., 1977], может служить наличие вдоль северо-восточного побережья своеобразного "желоба" — широкого понижения с глубиной до 1500 м и более, протягивающегося от Анапы до Туапсе и отделенного от глубоководной части впадины пологим поднятием (аналог краевого вала?). По геологическим данным, в пределах понижения и поднятия развиты мел-палеогеновые флишевые осадки и майкопские отложения, нарушенные сбросами, так что еще в первой половине кайнозоя эта область в геотектоническом отношении представляла единое целое с Северо-Западным Кавказом, точнее, с его периферическими районами, где тоже развиты майкопские отложения. Погружение произошло уже в миоцене. Не исключено, что эти морфоструктурные элементы — вал и понижение — существовали в той или иной форме на значительно более ранних этапах, но современный облик они, скорее всего, приобрели в новейшее время в ходе или после обрушения краев Черноморской впадины. Если в мезозое Индоло-Кубанский прогиб был своего рода окраинным морем, а Кавказ — островной дугой и на северной периферии Тетиса шел подвиг, то ряд морфоструктурных элементов, характерных для переходной зоны, мог сохраниться и в более позднюю эпоху. Но тогда надо говорить о достаточной древности субокеанической коры в Черноморской впадине, что, по мнению Е.Е. Милановского [1968], доказывается многими геологическими данными. Возможно, что процесс поддвига, активно протекавший на Кавказе в более раннее время, затухает не сразу или активизируется под влиянием сходного процесса в смежных районах [Letouzey et al., 1977], и его "следы" мы видим в рельефе и в особенностях геофизических полей, которые в этом регионе подобны островодужным.

В целом в морфоструктурном плане области сочленения Черноморской впадины с Западным Кавказом значительно ярче проявились черты самого последнего этапа развития Черноморского региона,

который, по данным подавляющего большинства исследователей, характеризовался в плиоцен-четвертичное время широким развитием процессов значительного опускания впадины по разломам [Тектоника ..., 1978]. Развитие такого процесса мы видим, вероятно, на тех участках сочленения Черноморской впадины с Западным Кавказом, где море по грабенообразным зонам — Цемесской и Геленджикской — вдаётся в сушу, как бы отчленяя от нее отдельные блоки — массивы Абрау и Дооб. Наряду с этим процессом отмечается активное наступание "безграничной" впадины на участки, соответствующие срединным массивам в альпийской геосинклинальной области: на западе это область сопряжения Черноморской впадины с Бургасской, расположенной в пределах срединного массива Среднегорья [Авенариус, 1978], на востоке — с Колхидской впадиной Закавказского срединного массива.

ЛИТЕРАТУРА

Авенариус И.Г. Некоторые вопросы морфоструктурного анализа шельфа Болгарии. — В кн.: Морфолитогеен и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978, с. 68—77.

Авенариус И.Г., Дунаев Н.Н., Юркевич М.Г. Морфоструктурный анализ шельфа северо-восточной части Черного моря. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 5, с. 894—901.

Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 191 с.

Болдырев В.Л. Обвальное-оползневый тип берега. — Тр. ИО АН СССР, 1957, т. 21, с. 118—132; Геологическое формирование космических снимков восточной части Средиземноморского пояса. М.: Недра, 1981. 206 с.

Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М.: Наука, 1971. 74 с.

Гурьева З.И., Шарков В.В. Геологическое строение подводного склона на юго-западной части Таманского полуострова. — Тр. ЛАЭМ АН СССР, 1960, т. 13, с. 82—100.

Дьяконов А.И., Цагарели А.Л., Маловицкий Я.П., Байдоров Ф.К., Терехов А.А. Тектоническая карта Западного Кавказа и прилегающей акватории Черного моря (объяснительная записка). Л.: 1972. 114 с.

Живаго А.В. Современные тектонические движения на побережье Балтийского, Черного и Азовского морей. — Тр. ЦНИИГАИК, 1958. Вып. 123; Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 257 с.

Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958. 374 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.

Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 255 с.

Олюнин В.Н. О возникновении основных форм рельефа полуостровов Абрау и Дооб. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1953, вып. 58, с. 179—188.

Островский А.Б. Палеосеймотектонические дислокации на черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970, с. 46—58.

Пекло В.П., Маловицкий Я.П., Дьяконов А.И., Сидоренко С.Ф. Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря. — В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 82—85.

Пустальников М.Р., Кара В.И., Терехов А.А., Шиманский А.А. О строении подводной окраины Большого Кавказа. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 96—105.

Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. 244 с.

Туголесов Д.А. Современное строение Черноморской впадины. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 72—86.

Ушаков С.А., Иванов О.П. Геодинамическая природа нарушения изостазии в

Крымско-Кавказском регионе. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Наука, 1977, с. 128–136.

Хаин В.Е., Муратов В.М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. М.: Гостоптехиздат, 1963, вып. 7, с. 287–297.

Letouzey I., Biju-Duval B., Dorkel A., Gonmarol R., Kristchev R., Montadert L., Sungriln O. The Black-Sea: a marginal basin Geophysical and Geological data. International Symposium on the structural History of the Mediterranean basins. Split (Yugoslavia) 25–29 october, 1976. Editions Technip, Paris, 1977, p. 363–376.

УДК 551.462(262.5)

Н.В. ЕСИН, Ю.Д. ЕВСЮКОВ, В.А. ДМИТРИЕВ, М.Т. САВИН

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

В последние годы большое внимание уделяется изучению древних и современных процессов, протекающих на шельфе. В связи с этим особый интерес приобретает задача выявления общих закономерностей развития коренного дна шельфа в результате воздействия волн и создания теории этого процесса. Исследование в этом направлении позволяет в дальнейшем оценить величину расширения и углубления шельфа за цикл трансгрессия—регрессия, возраст шельфа (если известен ход уровня), предельный профиль шельфа и ряд других параметров и восстановить историю развития шельфа.

В литературе, насколько нам известно, задача о развитии шельфа в таком плане еще не ставилась, хотя некоторые аспекты развития коренного дна шельфа обсуждались [Шепард, 1976]. В настоящей работе приводятся некоторые данные о геоморфологии шельфа северо-восточной части Черного моря и показана возможность приложения теории абразионного процесса для объяснения эволюции этой части шельфа.

Южное отделение Института океанологии АН СССР в течение ряда лет проводило эхолотную съемку шельфа северо-восточной части Черного моря и изучало современные береговые процессы, протекающие здесь. Запись подводного рельефа проводилась с различных судов. Всего записано около 100 профилей. На эхолотных записях выявлены следующие элементы рельефа: подводные террасы и разделяющие их уступы; краевой подводный вал или система валов; морской край шельфа; абразионная терраса на глубине 120–130 м; отрицательные формы, напоминающие русла рек. Геоморфологическая схема шельфа показана на рис. 1, а характерные профили — на рис. 2. Для удобства рассматриваемый район разделен на четыре участка.

Фрагменты абразионной террасы, расположенной на глубине 120–130 м, прослеживаются на многих участках шельфа. По нашему мнению, она могла быть образована во время предсурежской максимальной регрессии, когда уровень Черного моря опускался на 112–122. В дальнейшем в результате тектонических движений побережья поверхность террасы несколько сместилась в вертикальном направлении.

Краевой вал находится на глубине 70–90 м. Относительная высота его

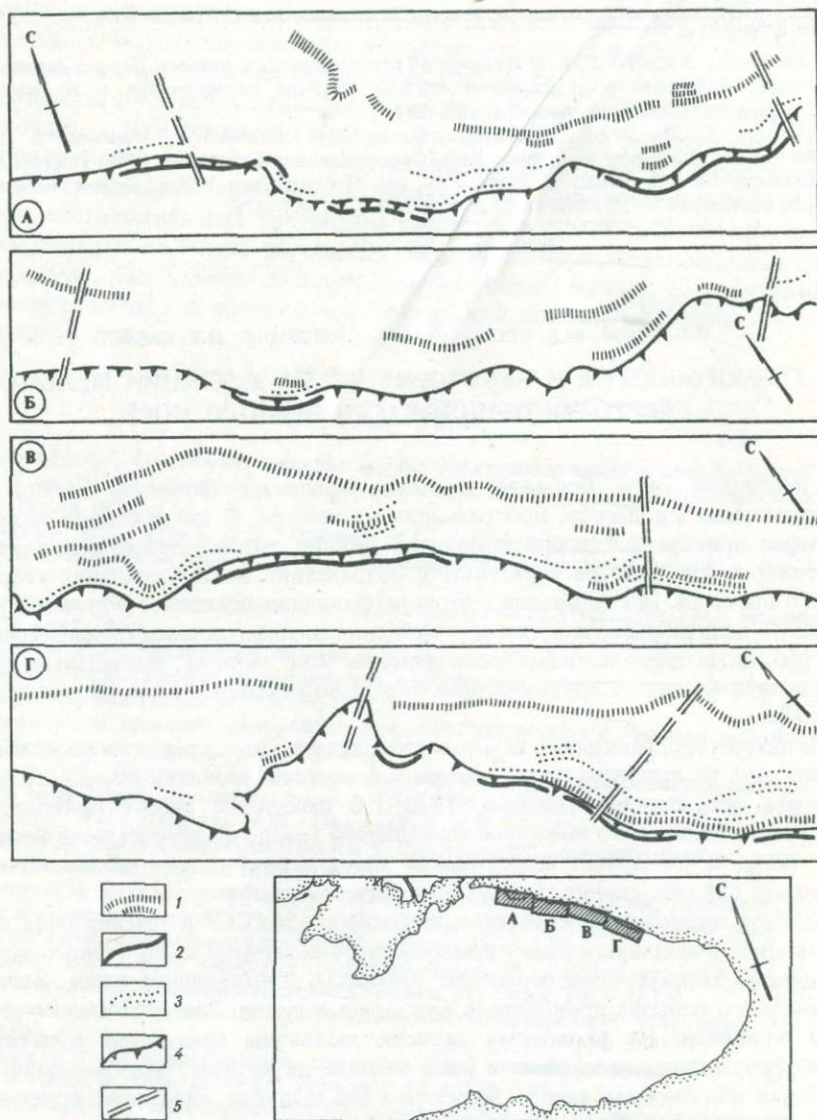


Рис. 1. Геоморфологическая схема шельфа северо-восточной части Черного моря
 1 — уступы террас; 2 — поверхность террасы на глубине 120–130 м; 3 — подводные валы; 4 — морской край шельфа; 5 — глубинные разломы земной коры

варьирует в пределах от 2 до 20 м. На некоторых участках побережья прослеживаются серии из двух, трех и четырех валов. Следует отметить, что краевой вал, обнаженный на шельфе Болгарии [Маловицкий и др., 1977; Ионин и др., 1978], находится на этих же глубинах. Это является одним из свидетельств одинакового механизма их формирования. А.С. Ионин с соавторами [1978] полагают, что на шельфе Болгарии эти

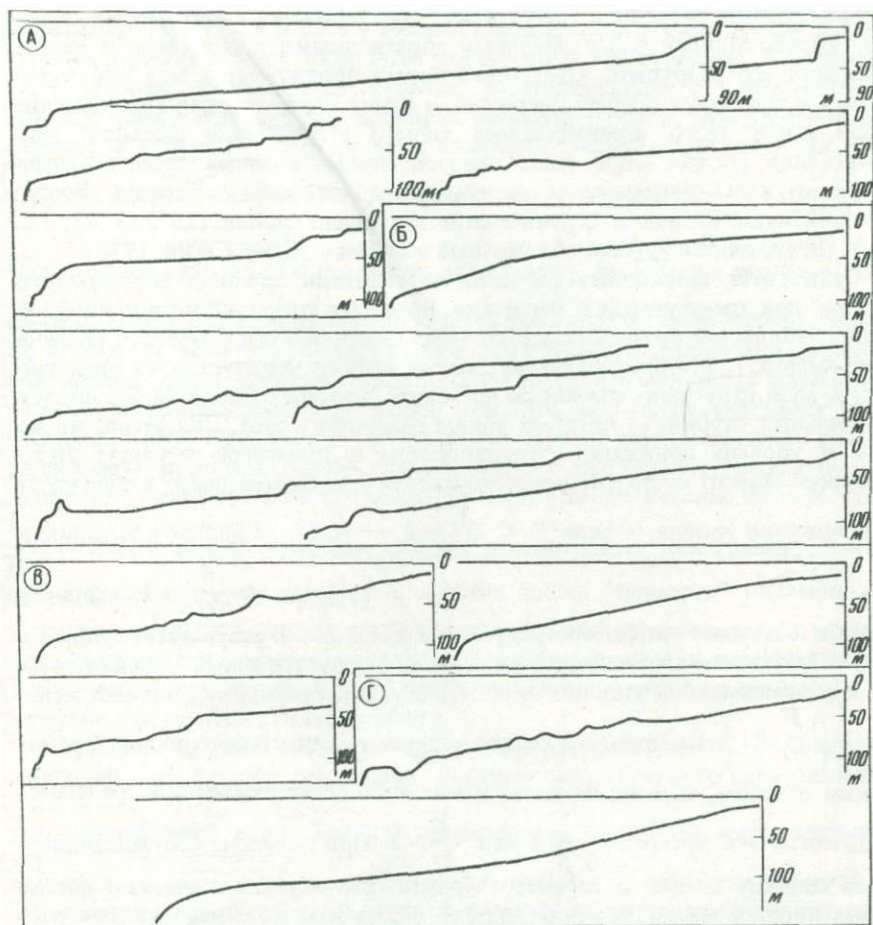


Рис. 2. Характерные профили шельфа (А-Г- Районы шельфа см. на рис. 1).

аккумулятивные формы (косы, пересыпи) сформировались в условиях замедленной регрессии моря в позднечетвертичное время. При последующей трансгрессии волны переработали их не полностью.

Подводные террасы располагаются на шельфе в целом не согласованно. На всех участках выделяется терраса в интервале глубин 17–10 м (ее морской край хорошо виден на ряде профилей). Береговой обрыв, отделяющий ее от ниже расположенной части шельфа, проходит по изобате 20 м. Еще один древний береговой обрыв проходит по изобате 50 м. Другие находятся на разных глубинах и не коррелируются между собой.

Уступы террас пологие. Только на участке А обнаружена терраса с относительно крутым обрывом. Ее происхождение, по нашему мнению, обусловлено тектоническими особенностями побережья, которое сейчас характеризуется как интенсивно погружающееся.

Развитие шельфа протекало следующим образом. На заключительной

стадии каждой очередной трансгрессии урез подходил к береговому обрыву, выработанному более древними абразионными процессами, и волны начинали его разрушать. Отступление берега продолжалось еще некоторое время и при последующей регрессии, а затем клиф отмирал (воздействие волн после этого ограничивалось только углублением шельфа). При понижении уровня моря плац наносов, представленный здесь главным образом илом, размывается и обнажаются коренные породы. Волны воздействуют на них в ограниченном интервале глубин (до 2–3 м), т.е. там, где находится грубый обломочный материал [Есин, Савин, 1970].

Существует принципиальное отличие развития профиля абразионного склона при трансгрессии и регрессии. Во время трансгрессии в прибойной зоне глубины все время возрастают (поскольку дно углубляется, а уровень поднимается). Это предопределяет выход любого участка дна из зоны действия волн (другими словами, со временем глубины становятся больше тех предельных глубин, на которых волны разрушают дно). При регрессии же дно и уровень понижаются одновременно и конечный результат этого процесса зависит от соотношения скоростей углубления дна V в зоне уреза

и понижения уровня U . Если $V < U$ (или $\frac{V}{U} < 1$), то водная поверхность закономерно "догоняет" любой участок дна. Когда же $\frac{V}{U} > 1$, уровень как бы отстает от быстро углубляющегося дна. В результате глубины в прибойной зоне возрастают, и при этом формируется клиф. В дальнейшем по мере уменьшения уклонов скорость абразии уменьшится и станет меньше U ($\frac{V}{U} < 1$), т.е. начнется стадия выхода из воды поверхности террасы.

Таким образом, абразия не имеет каких-либо особенностей при трансгрессии, когда все время $\frac{V}{U} < 1$ или $\frac{V}{U} > 1$. При переходе соотношения $\frac{V}{U}$ через единицу меняется характер абразии. Это хорошо описывает достаточно простая математическая модель. Пусть нам известна функция распределения скоростей донной абразии в зависимости от глубины моря $V = V(H)$, где H – глубина. Данные для построения такой функции могут быть получены путем натуральных наблюдений (см., например; [Шуйский, Шевченко, 1975]). Так как глубина в фиксированной точке моря измеряется в результате углубления дна и изменения уровня моря, то можно записать уравнение $\frac{dH}{dt} = V[H - S(t)]$, где $S(t)$ – ход уровня моря во времени t . Для рассматриваемого побережья зависимость $V(H)$ можно аппроксимировать экспонентой, проходящей через точки $V_1 = 5$ мм/год при $H_1 = 0$ и $V_2 = 0,5$ мм/год при $H = 2$ (модель А) или $V_1 = 10$ мм/год при $H = 0$ и $V_2 = 1$ мм/год при $H = 2$ м (модель Б). Каждая из этих экспонент отвечает данным натуральных наблюдений [Есин, Савин, 1970]. Гляциозвстатистические колебания уровня мы аппроксимировали кривой, близкой к синусоиде. Расчеты выполнены первоначально для прямолинейного профиля шельфа. Они позволяют сделать некоторые выводы о закономерностях его эволюции в результате действия волн на коренные породы.

Как видно из рис. 3, наибольшее воздействие на дно волны производят на верхнем участке шельфа и у нижней границы хода уровня, что объясняется замедлением здесь скоростей регрессии и трансгрессии. В верхней части шельфа формируется терраса, расширяющаяся со временем в сторону берега и моря. Это прообраз реальной террасы, находящейся на глубине 20–10 м. В целом процесс эволюции шельфа происходит так. На верхнем его участке $\frac{V}{U} > 1$, и здесь формируется терраса. Ниже 20 м $\frac{V}{U} < 1$,

здесь шельф разрушается примерно равномерно. Еще ниже вновь $\frac{V}{U} > 1$, где в соответствии с нашей моделью здесь формируется одна терраса. Однако реально на этом участке образуется серия террас, как показано штриховой линией. Несоответствие реального процесса и результатов математического моделирования объясняется тем, что модель не учитывает ряд факторов (например, замедление скорости абразии при уменьшении уклона склона). В данном случае рельефообразующий эффект модели более значителен, чем реального процесса. По этой причине участок шельфа, где $\frac{V}{U}$ становится больше единицы, следует рассматривать как границу, ниже которой формируются террасы.

Во время трансгрессии моря береговые обрывы, образованные во время предшествующей регрессии, частично разрушаются и выколаживаются (наша модель это учитывает). Поэтому подводные террасы с вертикальным клифом, как правило, не встречаются.

Обращает на себя внимание следующая закономерность. В процессе эволюции происходит понижение поверхности коренного дна шельфа под воздействием волн. Так как отношение $\frac{V}{U}$ переходит через единицу примерно на одних и тех же глубинах (современных), то можно заключить, что нижняя граница процесса террасообразования перемещается в сторону суши, а верхняя — в сторону моря, т.е. зона, где образуются террасы, расширяется, а зона шельфа, где $\frac{V}{U} < 1$, сужается.

Рассмотрим более подробно вопрос о том, какие факторы определяют границу террасообразования. Известно, что величина V зависит от прочности пород ϵ , параметров волн h , λ , уклона начального склона $tg\alpha$, количества обломочного материала на подводном склоне W и др., а $U = U_{\text{эвст}} + U_{\text{тект}}$, где $U_{\text{тект}}$ — скорость тектонического движения побережья; $U_{\text{эвст}}$ — скорость изменения уровня моря. Очевидно, что неравенство $\frac{V}{U} > 1$ начинает выполняться на разных участках шельфа неодновременно.

Такие параметры, как h , λ , $U_{\text{эвст}}$, имеют примерно одинаковые значения. Следовательно, образование террасы на той или иной глубине зависит от W , $tg\alpha$, $U_{\text{тект}}$, ϵ . Наиболее существенную роль здесь играют $U_{\text{тект}}$ и W . Благоприятные условия для образования террас возникают на погружающемся побережье (так как относительная скорость понижения уровня

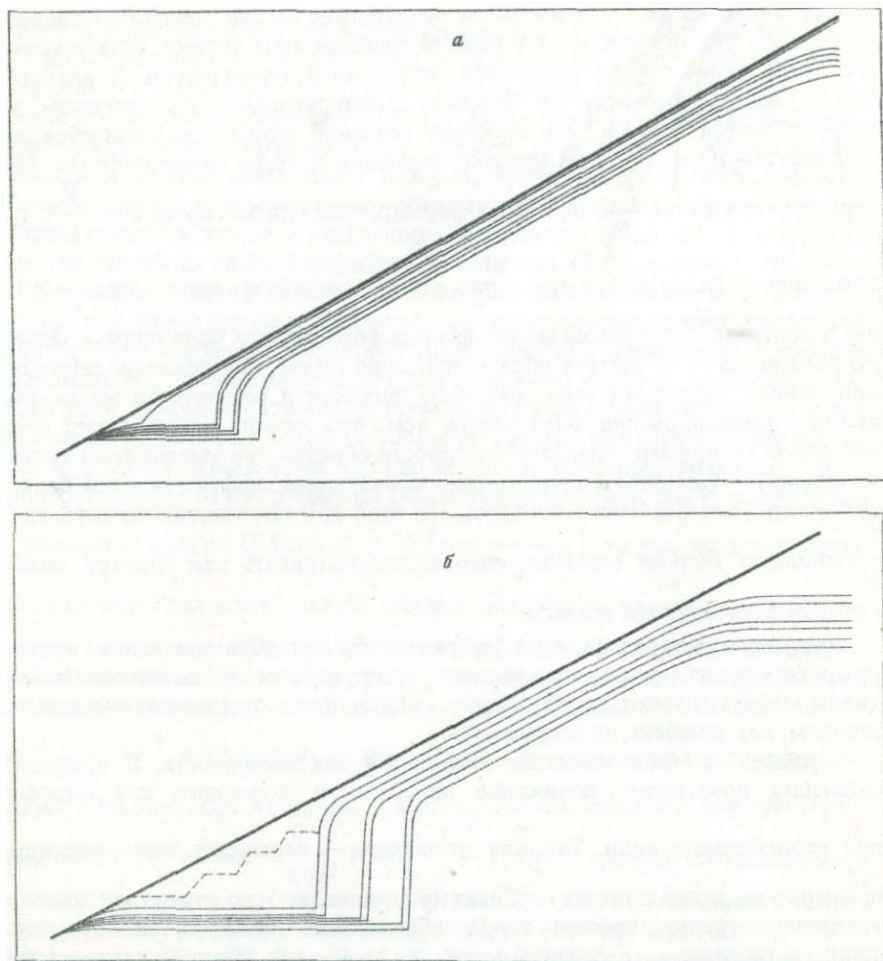


Рис. 3. Эволюция профиля шельфа в соответствии с математической моделью: а) нижняя; б) верхняя части шельфа.

уменьшается). При этом флуктуации величины U в пределах от нуля до 2 мм/год определяют флуктуацию границы террасообразования в 10–20 м, что играет роль, по нашему мнению, в процессе формирования террас на участке А. Роль обломочного материала определяется тем, что основной формой абразии берега, сложенного флишем, является истирание и бомбардировка его обломочным материалами [Есин, Савин, 1970]. Сейчас на большей части рассматриваемого побережья основным источником гальки на пляже является разрушающийся береговой обрыв. Когда уровень моря находится на отметках ниже современных, клиф не поставляет в береговую зону обломочный материал. В такой ситуации главную роль в береговых процессах играет грубообломочный материал, выносимый реками. Из него в районах дельт формируется пляж ограниченной протяженности. Скорость абразии здесь на 1–2 порядка больше, чем там, где пляжа нет.

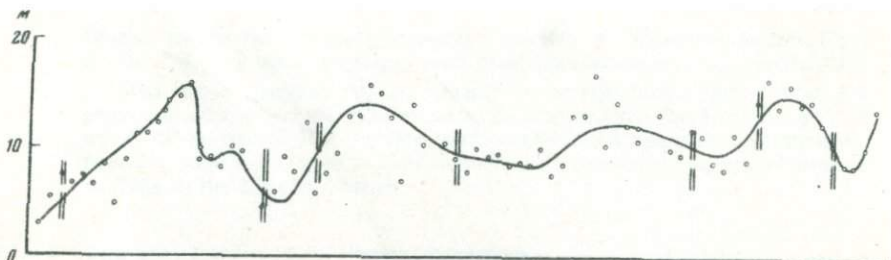


Рис. 4. Изменение средних уклонов шельфа в условных единицах с севера на юг. Двойной линией показаны места глубинных разломов

На этих участках и условия для образования террас будут более благоприятными. По нашему мнению, серии террас на участке В образовались благодаря наличию здесь терригенного материала.

Интересно рассмотреть вопрос о том, существует ли зависимость уклона шельфа от расстояния до линии поперечных глубинных его разломов. На рис. 1 и 4 двойной штриховой линией показаны места глубинных разломов [Маловицкий, Терехов, 1972]. Как видно, уклоны с севера на юг периодически увеличиваются и уменьшаются, а разломы расположены на участках примерно средних уклонов. Статистический анализ показал, что связи между уклоном шельфа и глубиной его морского края не существует. Это свидетельствует о том, что наряду с абразионным процессом шельф формировался под воздействием других факторов. Существенную роль здесь играли вертикальные движения блоков суши, оползни на морском крае шельфа, процессы осадконакопления. Ширина шельфа уменьшается, как правило, на участках пересечения его разломами. В целом распределение средних уклонов позволяет заключить, что этот район испытывал сжатие силой, действующей примерно параллельно береговой линии моря.

Как видно из рис. 1, террасы наблюдаются далеко не на всех участках шельфа. Это объясняется рядом факторов. На некоторых участках абразионные террасы, возможно, закрыты плащом наносов. На других они могли не образоваться, если берег там был аккумулятивным.

ЛИТЕРАТУРА

Есин Н.В., Савин М.Т. Абразия флишевого берега Черноморского побережья. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 1, с. 126–132.

Ионин А.С., Говберг Л.И., Новикова З.Т., Юркевич М.Г., Пърличев Д.Г. Результаты морфодинамических исследований северной части шельфа Болгарии. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 2, с. 283–287.

Маловицкий Я.П., Димитров П.С., Чабашвили С.В., Карпенко Н.К., Есин Н.В., Марков Х.Г., Пърличев Д.Г., Золотарев В.Г. Советско-болгарская комплексная экспедиция (5-й рейс НИС "Академик Л. Орбели"). — Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 755–756.

Маловицкий Я.П., Терехов А.А. Новые сведения о структуре мезо-кайнозойской образований в Прикавказской части Черного моря. — В кн.: Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1973, № 3, с. 94–112.

Шепард Ф.П. Морская геология. М.: Недра, 1976. 488 с.

Шуйский Ю.Д., Шевченко В.Я. Динамика берега Черного моря в районе мыса Бургас. — Геоморфология, 1975, № 4, с. 98–103.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Общие задачи океанологии	
<i>Бурков В.А.</i> Общая циркуляция и распределение осадков в Мировом океане	6
<i>Степанов В.Н.</i> Стратификация, структура и циркуляция вод Мирового океана	14
<i>Степанов В.Н.</i> Морфометрия Мирового океана	64
<i>Филлюшкин Б.Н.</i> Пространственно-временная изменчивость сезонного термоклина в Тихом океане	95
<i>Кеонджян В.П., Сеидов Д.Г.</i> О возможности численной имитации циркуляции в океанах геологического прошлого (в применении к проблемам осадконакопления)	109
<i>Семина Г.И.</i> Общие закономерности распределения фитопланктона в океане с точки зрения процессов осадконакопления	117
<i>Брусловский С.А., Глазовский Н.Ф.</i> Проблемы гидрогеологии океана	130
Условия осадкообразования	
<i>Лапина Н.Н., Семенов Ю.П.</i> Гидродинамическая зональность в осадках Северного Ледовитого океана	144
<i>Тримонис Э.М., Кожевников А.С.</i> Минеральный состав донных осадков западной части Экваториальной и Южной Атлантики.	151
<i>Хворова И.В., Серова В.В., Горбунова З.Н.</i> Литология и минеральный состав осадков Бенгальского конуса выноса	160
Некоторые проблемы морской геоморфологии	
<i>Городницкий А.М., Марова Н.А., Седов А.П.</i> Подводные горы Тихого океана и их связь со строением и динамикой океанической литосферы.	171
<i>Литвин В.М.</i> Рельеф фундамента и мощности осадочного чехла Атлантического океана	179
<i>Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Калинина Л.И., Скорнякова Л.А., Соловьева Г.Д.</i> Геоморфологическая карта дна Мирового океана для высшей школы.	184
<i>Борисевич Д.В.</i> Универсальная легенда для геоморфологического картирования дна океанов и морей в крупном, среднем и мелком масштабах	193
<i>Авенариус И.Г., Дунаев Н.Н., Юркевич М.Г.</i> Основные черты морфоструктуры шельфа восточной части Черного моря	208
<i>Есин Н.В., Евсюков Ю.Д., Дмитриев В.А., Савин М.Т.</i> Геоморфология и некоторые черты эволюции шельфа северо-восточной части Черного моря	219

УДК 551.465

Общая циркуляция и распределение осадков в Мировом океане. Б у р к о в В.А. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Дана характеристика горизонтальной структуры общей циркуляции Мирового океана по слоям тонкого поверхностного слоя (до 1000 м), от 1000 до 2000 м, свыше 2000 м. Освещены особенности придонной циркуляции, главную роль в которой играют западные пограничные придонные течения.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 18 назв.

УДК 551.465

Стратификация, структура и циркуляция вод Мирового океана. С т е п а н о в В.Н. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Рассматривается циркуляция вод в реально стратифицированном океане. Анализируются процессы, ее формирующие. На основе расчетов дается представление не только о горизонтальном, но и вертикальном перемещении вод. Анализируются квазистационарные океанические фронты, конвергенции и дивергенции. Приводятся типы стратификации, температуры и плотности воды, топографии границ поверхностных, промежуточных, глубинных и придонных вод.

Табл. 1 Ил. 18. Библ. 9 назв.

УДК 551.465

Морфометрия Мирового океана. С т е п а н о в В.Н. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Проводится сопоставление различных классификаций подразделений Мирового океана. Включаются новые данные о размерах и строении Мирового океана и его отдельных частей.

Табл. 10. Ил. 3. Библ. 10 назв.

УДК 551.463

Пространственно-временная изменчивость сезонного термоклина в Тихом океане. Ф и л ю ш к и н Б.Н. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

По материалам глубоководных наблюдений в Тихом океане построены карты топографии нижней границы термоклина и максимальных градиентов в нем. Построены аналогичные карты пикноклина для августа. Предложен способ районирования по основным параметрам термоклина.

Табл. Ил. 6. Библ. 10 назв.

УДК 551.463

О возможности численной имитации циркуляции в океанах геологического прошлого (в применении к проблемам осадконакопления). К е о н д ж я н В.П., С е и д о в Д.Г. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Излагаются основы численного моделирования термогидродинамики океанов с произвольными границами и рельефом дна, с точки зрения применения таких моделей для задач палеоокеанографии. Обсуждаются возможности качественной оценки параметров осадконакопления в палео- и современных океанах с помощью трассеров в виде маркированных "частиц", в траектории которых определяются по рассчитанному стационарному полю скорости. Предлагается программа действий необходимых для создания модели и расчета палеоциркуляций.

Ил. 3. Библ. 5 назв.

УДК 577.475:551.46.6

Общие закономерности распределения фитопланктона в океане с точки зрения процессов осадконакопления. Семина Г.И. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Рассмотрены закономерности распределения количества фитопланктона и основных групп, его составляющих, в Мировом океане. Проведены сопоставления количества фитопланктона с биогенными элементами, крупномасштабными круговоротами вод, вертикальными скоростями движения воды. Проведено также сравнение распределения организмов в планктоне и в поверхностном слое донных осадков.

Ил. 1. Библ. 62 назв.

УДК 551.46:556.3

Проблемы гидрогеологии океана. Брусиловский С.А., Глазовский И.Ф. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. — М.: Наука, 1983.

Объектом изучения гидрогеологии океанов (морской гидрогеологии) является субмаринная гидросфера (СГ), ее строение, состав, формирование, ее взаимосвязи с подземной гидросферой континентов, океанической стратиферой, корой и верхней мантией, с водной толщей морей и океанов. Масса СГ составляет около 20% массы Мирового океана и сопоставима с подземной гидросферой континентов. Специфика СГ обусловлена рядом существенных особенностей ее гидродинамики, гидрохимии, соотношения твердой и жидкой фазы, термодинамических условий. К кругу проблем морской гидрогеологии относятся проблемы водного баланса Земли, формирования состава океанов и внутренних морей, их водного, ионного, газового, температурного и гидробиологического режима, генезиса месторождений полезных ископаемых, влияния субмаринной разгрузки подземных вод на литологию и геохимию донных отложений и многие другие. Специфический объект морской гидрогеологии вызывает необходимость применения специального комплекса методов исследований.

УДК 551.35 (268)

Гидродинамическая зональность в осадках Северного Ледовитого океана. Лапина Н.Н., Семенов Ю.П. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

В распределении донных осадков Северного Ледовитого океана ведущую роль играет гидродинамическая зональность, важное значение имеет и циркумполярная зональность. Предложена краткая характеристика основных гидродинамических зон в осадках Северного Ледовитого океана. Приводится описание условий формирования структурно-текстурных особенностей, гранулометрического, минерального и химического состава, флористических и фаунистических комплексов в осадках выделенных гидродинамических зон.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.473

Минеральный состав донных осадков западной части экваториальной и южной Атлантики. Тримонис Э.С., Кожевников А.С. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

По данным рентгендифрактометрического анализа минеральный состав различных гранулометрических типов донных осадков западной части экваториальной и южной Атлантики представлен небольшим числом минералов, определенных в валовых пробах отложений. Однако они являются основной частью осадков и определяют их вещественный состав. В песках это

более 90%, в тонкодисперсных не менее 73% общего веса изученных образцов. Минеральный состав осадков в одной и той же области океана, хотя и весьма существенно меняется в результате смены их гранулометрического состава, но некоторые черты минерального облика отложений, характерные только для данного района, в той или иной степени сохраняются от песков до пелитовых илов. Отмеченные различия в минеральном составе осадков изученных областей являются следствием поставки терригенного материала из разных источников питания.

Ил. 1. Библ. 5 назв.

УДК 551.352 (267.6)

Литология и минеральный состав осадков Бенгальского конуса выноса. Хворова И.В., Серова В.В., Горбунова Э.Н. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Изложены результаты минералогического изучения осадков Центральной котловины Индийского океана, собранных во время 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". Минеральный состав глубоководных осадков сопоставляется с минеральным составом отложений Бенгальского залива, формирующихся в основном за счет выносов крупнейших рек — Ганга и Брахмапутры и в меньшей степени — за счет выносов рек Восточной Индии.

Влияние речных выносов сказывается в минералогии осадков на расстоянии около 3000 км от устьев рек.

Ил. 4. Библ. 7 назв.

УДК 551.462 (265)

Подводные горы Тихого океана и их связь со строением и динамикой океанической литосферы. Городницкий А.М., Марова Н.А., Седова А.П. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Геоморфологическое и геолого-геофизическое изучение подводных гор показывает, что их пространственное и повысотное распределение на акватории Тихого океана, представляющееся на первый взгляд хаотичным, во многом вполне закономерно. Приведенные гистограммы распределения гор в пределах поднятий ложа и котловин выявили две особенности размещения гор в пределах этих морфоструктур: 1) на поднятиях плотность гор в 6–7 раз выше, чем в котловинах; 2) на поднятиях преобладают более высокие горы.

Эта закономерность определяется характером тектоногенетической связи горовмещающих структур с процессами динамики океанической литосферы и ее мощностью.

Ил. 7. Библ. 17 назв.

УДК 551.462 (261)

Рельеф фундамента и мощности осадочного чехла Атлантического океана. Литвин В.М. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Во впервые составленным картам рельефа фундамента и мощностей кайнозойских осадков в Атлантическом океане масштаба 1:20 000 000, а также новой карте мощностей осадочного чехла описаны основные закономерности их строения. Установлено, что общая схема строения поверхности фундамента в целом совпадает со схемой строения современного подводного рельефа, однако по мере удаления от рифтовой зоны увеличивается отличие в степени расчлененности рельефа фундамента и современного подводного рельефа ложа океана. Выявлено сходство общего распределения мощностей кайнозойских осадков и всего осадочного чехла на ложе океана.

Ил. 3. Библ. 15 назв.

Геоморфологическая карта дна Мирового океана для высшей школы. Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Калинин Л.И. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Новая геоморфологическая карта дна Мирового океана является частью геоморфологической карты мира для Высшей школы, создаваемой в качестве учебного пособия. При ее составлении использовался накопленный к настоящему времени обширный материал по геологии, геофизике, геоморфологии и батиметрии морского дна.

В основу легенды карты положен морфоструктурный принцип классификации подводного рельефа. Выделяются крупнейшие планетарные морфоструктуры дна океана, классифицируемые в зависимости от типов земной коры, слагающих океаническую часть литосферы: подводная окраина материка, переходные зоны, ложе океана, срединно-океанические хребты. Дается морфологическая характеристика каждой из этих морфоструктур. Отмечаются и описываются также участки несовпадения границ планетарных морфоструктур с границами распространения типов земной коры.

Выделяются элементы рельефа более низкого ранга — морфоструктуры первого и второго порядка, классифицируемые как по структурным признакам и интенсивности эндогенного режима, так и по особенностям их геоморфологического строения. Учтены также мелкие и крупные формы рельефа экзогенного происхождения.

Библ. 21 назв.

Универсальная легенда для геоморфологического картирования дна океанов и морей в крупном, среднем и мелком масштабе. Борисевич Д.В. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Легенда основана на аналитическом по форме, но синтетическом по содержанию принципе картирования, при котором все крупные и мелкие формы рельефа как морфоструктурного, так и морфоскульптурного происхождения, изображаются комбинациями знаков ограничивающих их элементов рельефа, т. е. уступов, склонов и горизонтальных и субгоризонтальных поверхностей разного генезиса и возраста.

Морфологический облик рельефа передается постлойной голубой закраской, принятой на батиметрических картах соответствующего масштаба; генезис поверхностей деструктивного происхождения — черными штриховками, аккумулятивных — точечными знаками, а возраст вариациями толщины и густоты линий, для аккумулятивных же поверхностей — размерами и расположением точечных генетических значков.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 9 назв.

Основные черты морфоструктуры восточного шельфа Черного моря. Авена-риус И.Г., Дунаев Н.Н., Юркевич М.Г. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

В пределах восточного шельфа Черного моря выделяется четыре крупных и сложно построенных морфоструктуры: Притаманская, Туапсинская, Новороссийская, Гагринская, которые на новейшем этапе отличились по генетическому типу, направленности и интенсивности новейших тектонических движений. В результате детального морфоструктурного анализа в пределах этих морфоструктур выявлены более мелкие блоковые морфоструктуры, которые также удалось разделить по интенсивности новейшего прогибания. В пределах шельфа, попадающего в зону сочленения Западного Кавказа с глубоководной Черноморской впадиной, ярче всего проявились черты самого последнего этапа развития Черноморского региона, который характеризу-

вался в неоген-четвертичное время процессами значительного опускания впадины по разломам и активного расширения за счет наступания на участки, соответствующие срединным массивам в альпийской геосинклинальной области.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 19 назв.

УДК 551.462 (262.5)

Геоморфология и некоторые черты эволюции шельфа северо-восточной части Черного моря. Есин Н.В., Евсюков Ю.Д., Дмитриев В.А., Савин М.Т. — В кн.: Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983.

Составлена геоморфологическая схема шельфа северо-восточной части Черного моря, на которой выделены подводные террасы, краевой вал или система валов, морской край шельфа. На основании анализа современных абразионных процессов сделан вывод о том, что террасы закономерно образуются на глубинах меньших чем 20 м и больших 60–70 м. Прилагается простая математическая модель эволюции шельфа.

Ил. 4. Библ. 6 назв.

**ГИДРОДИНАМИКА
И ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ**

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

Редактор *Е.И. Игнатов*
Редактор издательства *Л.Г. Васютинская*
Художник *О. Осташева*
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технический редактор *Г.П. Каренина*
Корректор *О.А. Разуменко*

ИБ № 27185

Подписано к печати 28.11.83. Т – 21816
Формат 60 × 90 1/16. Бумага для глубокой печати
Печать офсетная. Усл.печ.л. 14,5+1,4 вкл. Усл.кр.-отт. 16,1
Уч.-изд.л. 19,2. Тираж 750 экз. Тип. зак. 861
Цена 2 р. 90 к.

Издательство "Наука", 117864, ГСП-7
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

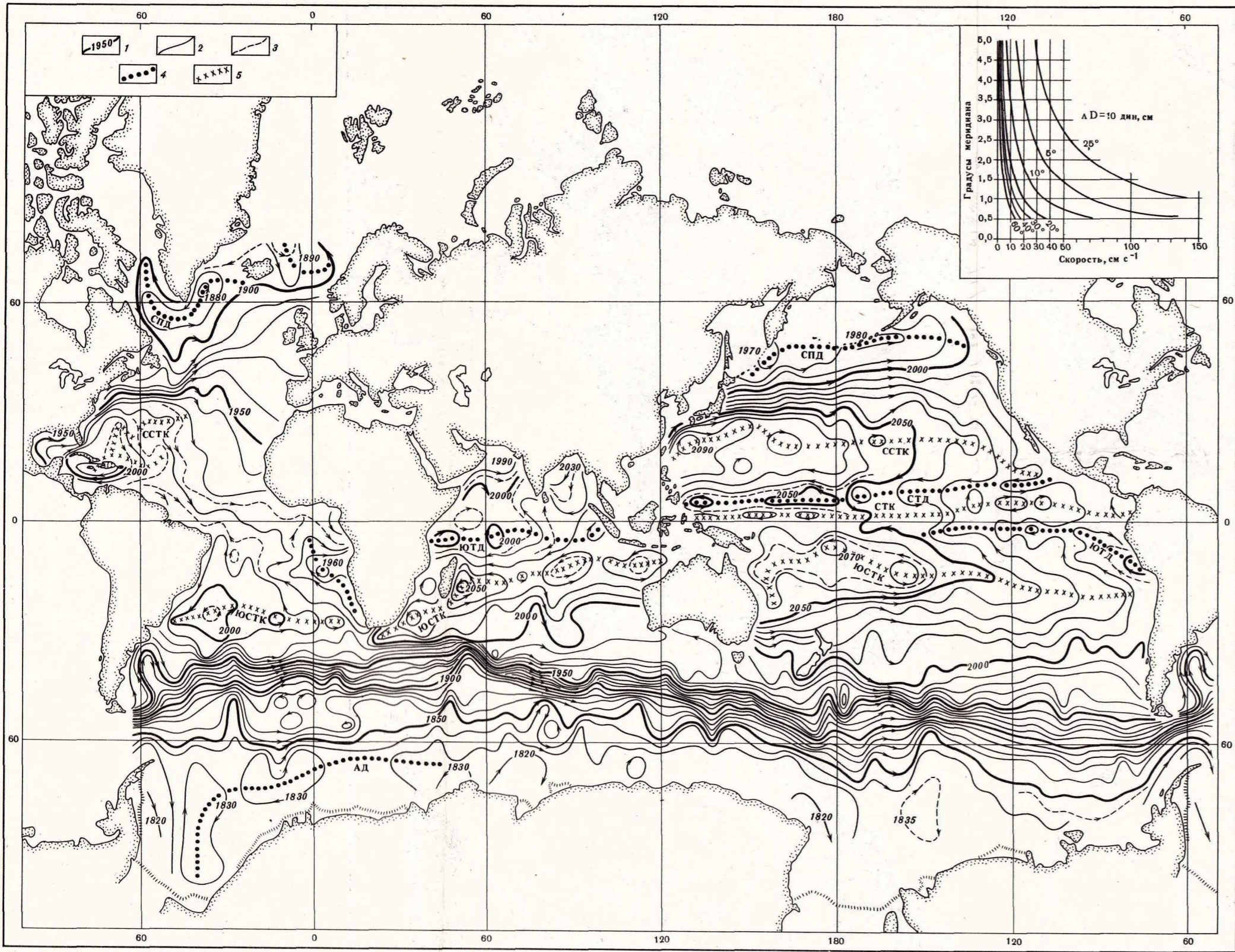


Рис. 1. Средняя годовая многолетняя динамическая топография поверхности Мирового океана
1 — динамические горизонты, кратные 50 дм; 2 — кратные 10 дм; 3 — кратные 5 дм; 4 — дивергенции: АД — антарктическая, ЮТД — южная тропическая, СТД — северная тропическая, СПД — субполярная; 5 — конвергенции: ЮСТК — южная субтропическая, СТК — северная тропическая, ССТК — северная субтропическая. На врезке — график для определения скорости геострофического течения

ская, СТД — северная тропическая, СПД — субполярная; 5 — конвергенции: ЮСТК — южная субтропическая, СТК — северная тропическая, ССТК — северная субтропическая. На врезке — график для определения скорости геострофического течения

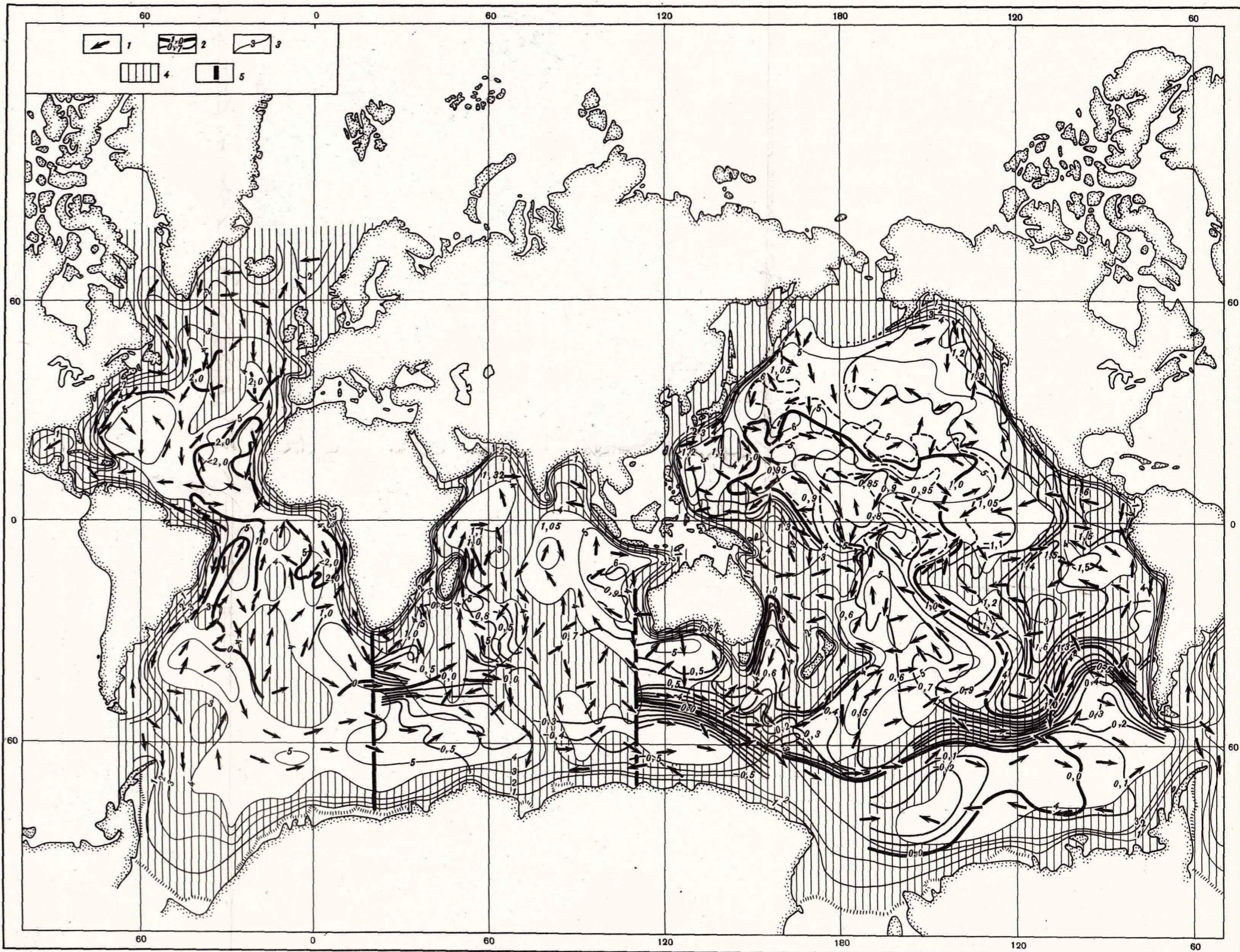


Рис. 2. Схема придонной циркуляции на фоне потенциальной температуры

1 — направление придонных потоков; 2 — изолинии потенциальной температуры (°C); 3 — изобаты рельефа дна (10³ м); 4 — дно океана с глубинами менее 4000 м; 5 — границы регионов, придонная потенциальная температура которых заимствована из литературных источников для разных океанов и глубин Атлантического океана и глубин свыше 4000 м [Sverdrup et al., 1942]; Индийского океана и горизонта 4000 м [Wyrtki, 1971]; Тихого океана и глубин свыше 3000 м [Mantila, 1977]; 6 — средняя потенциальная температура на горизонте 4000 м в Аравийской и Центральной котловинах [Wyrtki, 1971]

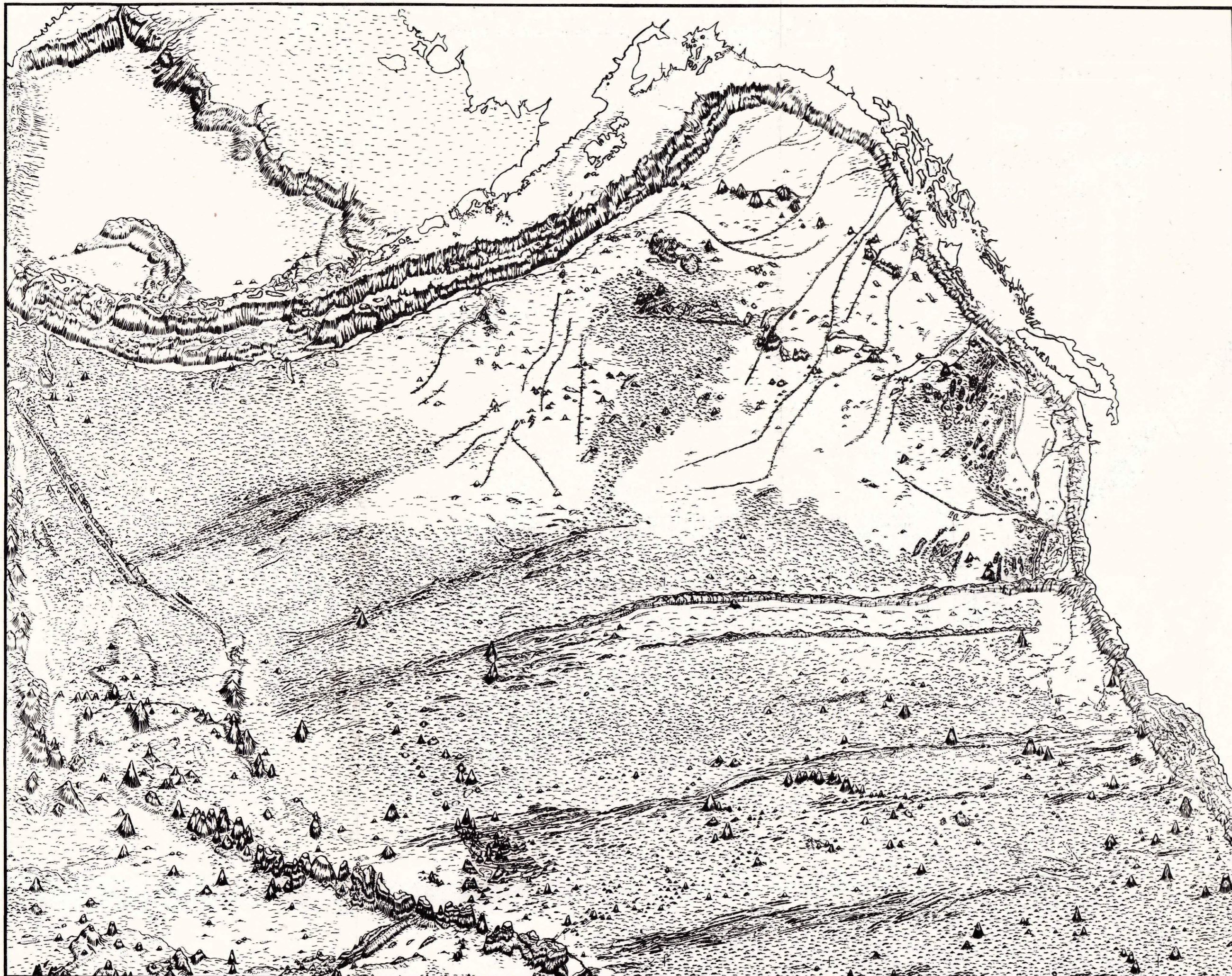


Рис. 4. Физикографическая карта северо-восточной части Тихого океана



Рис. 1. Рельеф фундамента Атлантического океана

1 — изолинии глубин поверхности фундамента в км; 2 — вулканические острова; 3 — подводные горы

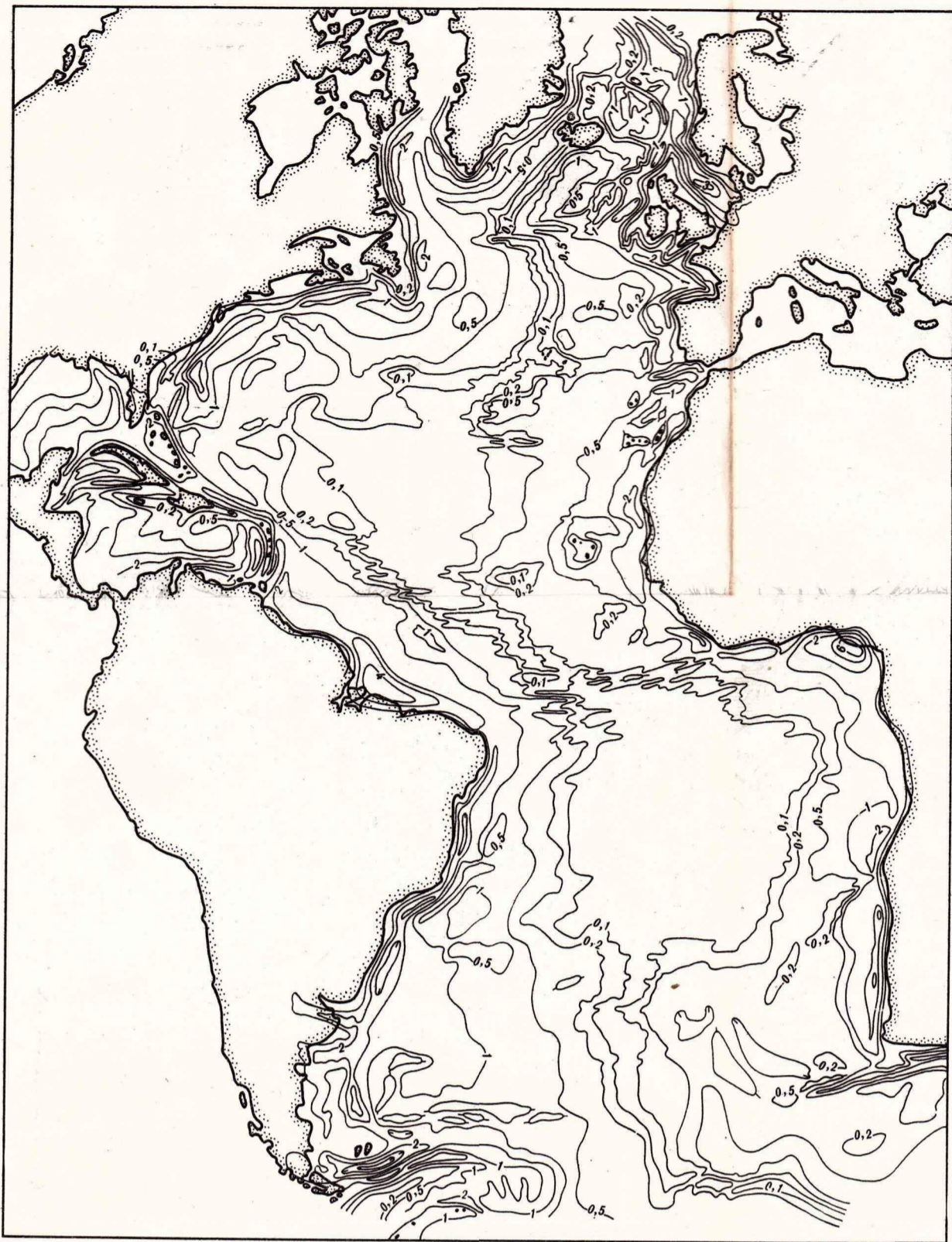


Рис. 2. Мощности кайнозойских осадков на дне Атлантического океана. Изолинии мощностей в км

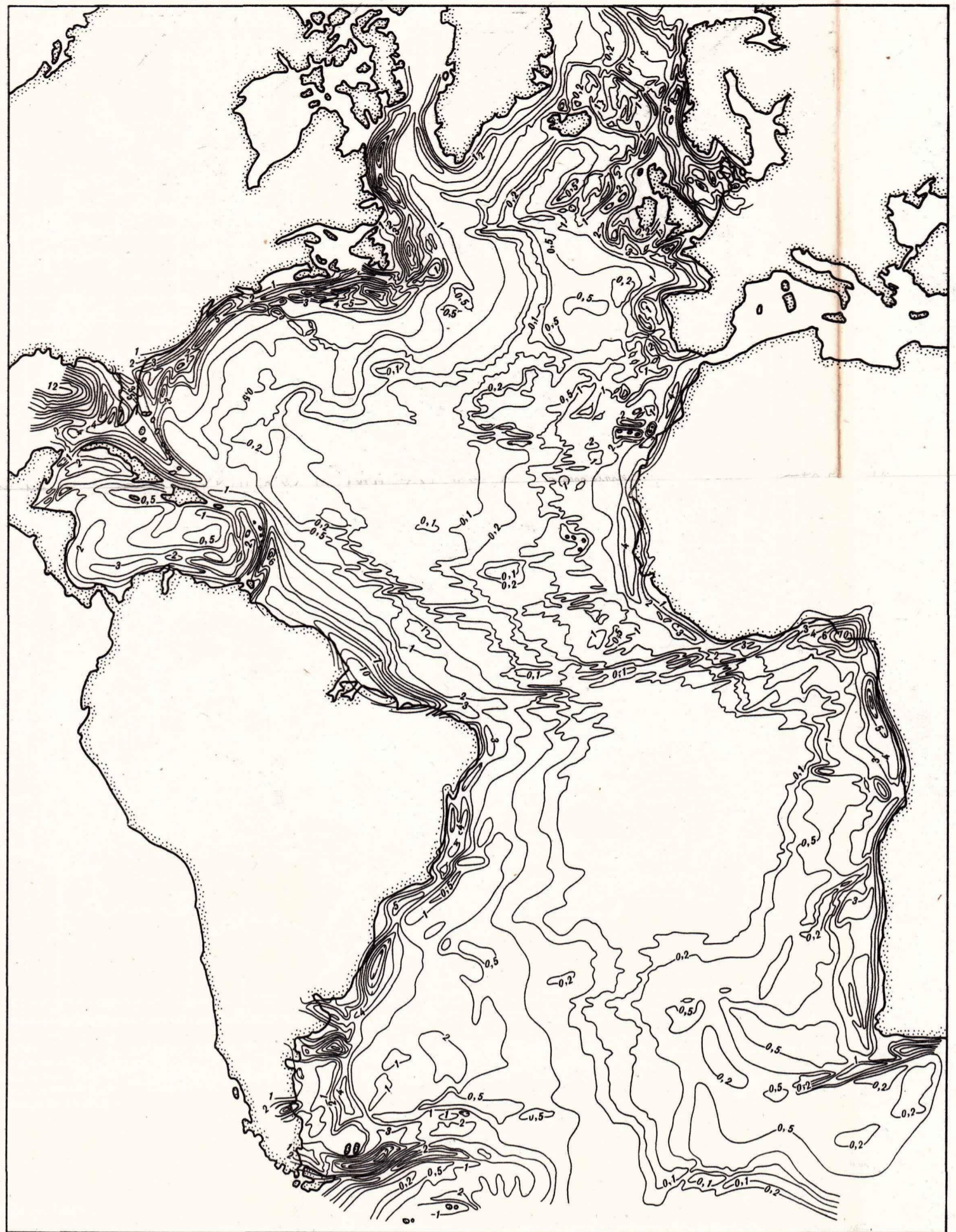


Рис. 3. Мощности осадочного чехла на дне Атлантического океана (до поверхности фундамента). Изолинии мощностей в км

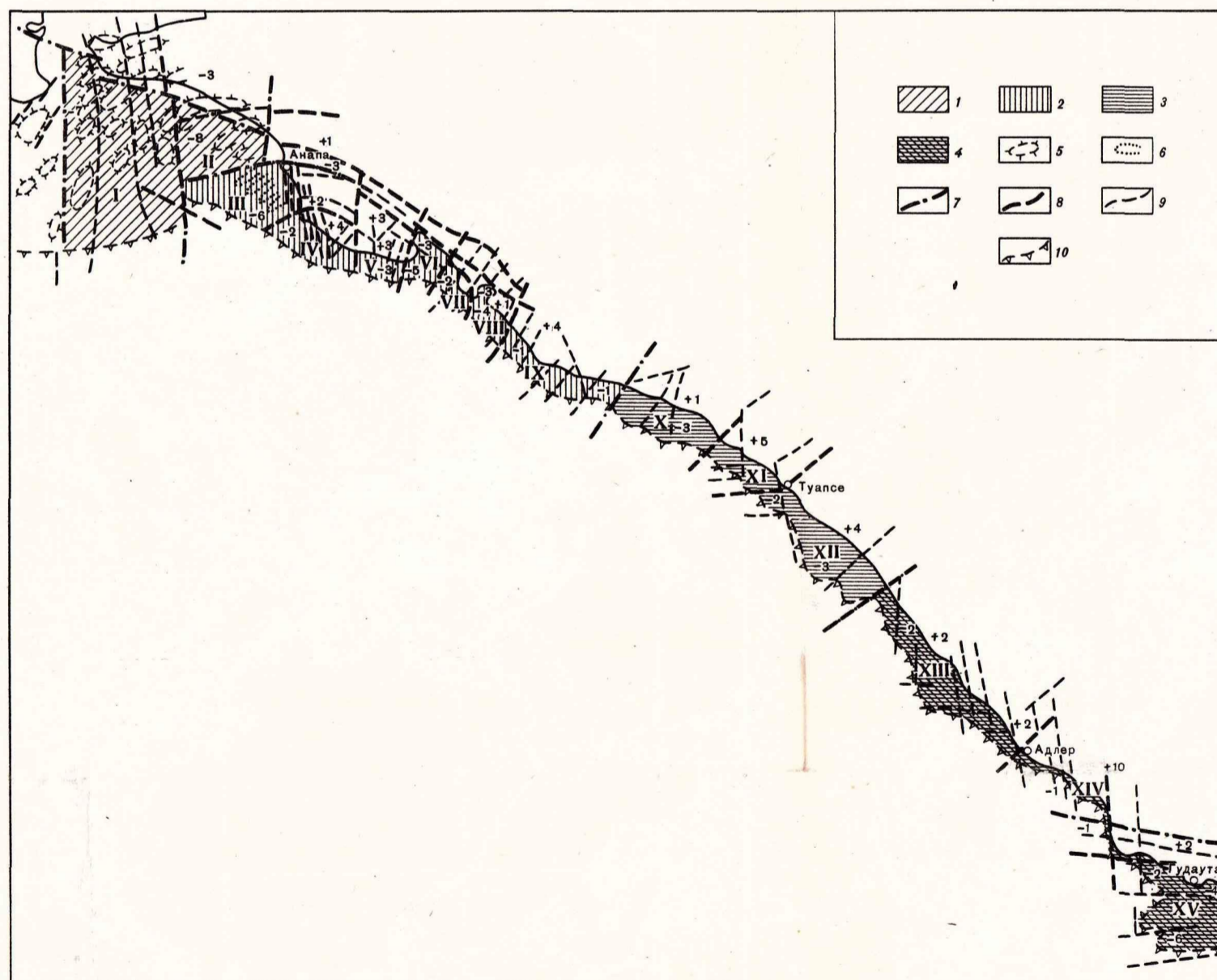


Схема морфоструктур восточной части шельфа Черного моря
 Морфоструктуры I порядка: 1 - Приаманская, 2 - Новороссийская, 3 - Туапсинская, 4 - Гагринская. 5 - морфоструктуры IV-V порядков типа брахискладок, обусловленные явлениями глинистого диапризма, 6 - морфоструктуры IV-V порядков типа линейных складок; линейные элементы риффа (линеамента), соответствующие тектоническим нарушениям, активным в новейшее время; 7 - разделяющие морфоструктуры первого порядка, 8 - разделяющие морфоструктуры второго-третьего порядков, 9 - прочие, 10 - внешняя граница шельфа. Морфоструктуры II-III порядков, испытывавшие в новейшее время погружение различной интенсивности (оценка интенсивности лавы в условных баллах от -1 до -7): I - Железнодорожская, II - Бугазская, III - Анапская, IV - Утринская, V - Южно-Озеревская, VI - Цемеская, VII - Дообская, VIII - Геленджикская, IX - Идокопская, X - Архипо-Осиповская, XI - Ольпитская, XII - Лазаревская, XIII - Аллерская, XIV - Гантиадийская, XV - Мюссерская

Рис. 3. Мощности осадочного чехла на дне Атлантического океана (до поверхности фундамента). Изолинии мощностей в км

4025

2р. 90 к.

