# Л.А.Жуков ОБЩАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ

Под редакцией проф., д-ра физ.-мат. наук Ю. П. ДОРОНИНА

Цопущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов вузов, обучающихся по специальности «Океанология»

×.

**Гидрометеоиздат** 

Ленинград • 1976

УДК 551.4

В книге освещено деление Мирового океана, рельеф его дна, происхождение океанических впадин и заполняющих их вод. Приведена характеристика основных свойств морских вод.

Даны основные представления о волнах и приливах в Мировом океане, о силах, их вызывающих. Рассмотрены закономерности циркуляции вод и основные океанические течения.

Приведены сведения об обмене энергией океана с окружающей средой, о полях температуры и солености, о морских льдах.

Изложены основные представления о животном и растительном мире Мирового океана, о грунтах осадочного происхождения.

Предназначается в качестве учебника для студентов-океанологов гидоометеорологических институтов и университетов.

The book concerns with the World's ocean division, the relief of its bottom, the origin of oceanic depressions and the waters filling them.

The characteristic of the principal properties of the sea water is given here.

The basic ideas of waves, tides occuring in the World's ocean as well as the forces causing them are given in the book. The regularities of the water circulation and principal ocean currents are considered.

This book comprises the information on exchange of energy between the ocean and its environment, on temperature and salinity fields and on sea ice.

The basic ideas of animal and plant life of the World's ocean as well as the grounds of sendimentary origin are presented in the book.

This book is designed as a manual for the students-oceanologists of both hydrometeorological institutes and Universities.

> Российский госудатственный гидрометеорологический институт БИБЛИОТЕКА 195196, СП. Материтичский пр., 9.

2-76

20806-095

069(02)-76

(С) Гидрометеоиздат, 1976 г.

359098

#### Предисловие редактора

Мировой океан все более активно вовлекается в хозяйственную деятельность человечества. В связи с этим изучение сложного комплекса процессов, происходящих в Мировом океане, и разнообразных ресурсов его вод и дна становится объектом многих естественных наук и их разделов. Так возникли физика океана, химия океана, биология океана, геология океана и другие научные дисциплины, по которым имеется обобщающая научная литература.

При всем разнообразии происходящих в Мировом океане процессов он представляет собой своеобразный единый географический объект. Поэтому задачей курса общей океанологии является формирование у учащегося представления о Мировом океане как о едином целом, о его строении, о взаимосвязи процессов, происходящих в нем, о взаимодействии океана с другими оболочками Земли — атмосферой и литосферой.

Этот курс служит основой для дальнейшего углубленного изучения специальных разделов океанологии, так как формирует у студента соответствующий кругозор и позволяет ему видеть связь между разделами этой науки.

В основу настоящего учебника положены лекции, которые читал профессор Л. А. Жуков студентам второго курса океанологической специальности Ленинградского гидрометеорологического института. Он и написал первый вариант учебника, но, к сожалению, не успел доработать рукопись, и поэтому преподаватели кафедры океанологии ЛГМИ взяли на себя труд довести работу Л. А. Жукова до издания.

Было признано целесообразным изложить общую географическую характеристику и гипотезы о происхождении Мирового океана в главах 1 и 2, написанных канд. геогр. наук И. П. Карповой; доц. Б. И. Тюряков и канд. геогр. наук Л. Н. Кузнецова внесли поправки к главам 4 и 7; проф. Л. Ф. Титов сделал замечания к главам 5 и 6. При редактировании рукописи был существенно переработан раздел, освещающий развитие исследований Мирового океана; в главе 8 характеристика тепло- и влагообмена для северной части Атлантического океана дополнена характеристикой для всего Мирового океана; в главе 9 составлен раздел (по данным В. Н. Степанова) о вертикальной структуре вод Мирового океана; заново написана глава 10 с бо́льшим уклоном в общегеографическую сторону; в главе 11 составлены

1\*

разделы, дающие понятие о биосфере Мирового океана и ее основных компонентах, а также о составе и распространении морских грунтов.

В учебнике основное внимание уделено разделам физической океанологии, что соответствует утвержденной учебной программе. В последнее время на международных симпозиумах по подготовке океанологов и в принятых на них документах подчеркивается необходимость более равномерного распределения объема материала в таком вводном учебном курсе между всеми разделами: физикой, химией, биологией и геологией океана. Это приведет к более равномерному знакомству с перечисленными разделами океанологии, но в данном случае такая задача не соответствует программе и не ставилась автором. Ее решение может быть достигнуто после соответствующего пересмотра программы.

Ю. П. Доронин

4

#### Введение

#### Предмет и задачи океанологии

С древних времен экономика, политика, наука и культура человечества связаны с Мировым океаном. Для крупных межконтинентальных грузовых перевозок океан является единственно возможным путем. Биологические ресурсы океана, особенно высокоценные белковые продукты, составляют существенную часть питания населения Земли. Из воды океана извлекаются в промышленных масштабах многие химические вещества. Интенсивно добываются полезные ископаемые со дна и из его недр. Приливные электростанции используют энергию колебаний уровня океана. Своеобразие физических свойств и процессов, происходящих в океане, определяет многие особенности климата и поголы на бо́льшей части нашей планеты.

В последние годы стало ясно, что быстрое развитие производства и рост народонаселения ставят человечество перед проблемой более или менее полного использования отдельных видов ресурсов Земли. В связи с этим еще более возрастает роль ресурсов Мирового океана, интенсивная разработка которых началась несколько позже, чем недр материков. Однако уже теперь некоторые ресурсы океанов, в первую очередь биологические, используются настолько интенсивно, что возникает необходимость их регулирования.

В Мировом океане происходят сложные физические, химические, биологические, геологические и другие процессы, без знания закономерностей которых невозможно эффективно использовать Мировой океан в хозяйственной деятельности. По мере необходимости использования тех или иных его ресурсов формировались и развивались соответствующие отрасли знаний об океане. В первую очередь появились и начали развиваться географические представления об океане и его морях, их положении, очертаниях берегов, течениях, глубинах, встречающихся на морских путях, и т. д. Затем появился интерес к природе течений, волн, к температуре воды и другим физическим процессам в океане — развилась та отрасль знаний, которую в настоящее время принято называть физикой океана. В самом конце прошлого века началось изучение химических свойств воды и химических процессов в Мировом океане. Результаты этих исследований положены в основу *химии* океана.

Наука, изучающая физические и химические свойства водной среды, закономерности физических и химических процессов и явлений в Мировом океане в их взаимодействии с атмосферой, сушей и дном, называется океанографией.

В прошлом веке возникла наука о живых организмах в океанах и морях, о зависимости их от физико-химических свойствморской воды. Эту науку называют *биологией океана*.

В XX в. исследование морских недр, отложений отмерших организмов, влияния течений и волн на формирование берегов, а также других проблем, связанных с грунтами дна, привело к возникновению и развитию геологии океана.

Все перечисленные науки тесно связаны между собой, так как они изучают разные свойства Мирового океана, взаимосвязанные процессы, протекающие в нем. Поэтому их принято рассматривать как разделы более общей науки о Мировом океане, изучающей физико-химические процессы в нем и свойства его вод, животный и растительный мир, грунты и полезные ископаемые. Эту науку называют океанологией.

Процессы, происходящие в Мировом океане, весьма разнообразны. Их изучение возможно только комплексом таких фундаментальных наук, как физика, география, биология, химия, геология и др. Океанология складывается из приложения соответствующих разделов этих наук к Мировому океану.

Главная задача океанологии — познать законы природы океанов и морей для более эффективного использования их ресурсов. Она решается по отдельным последовательным этапам:

1) дается качественное описание процессов, происходящих в океане; выполняются количественные измерения характеристик и свойств;

2) исследуются закономерности, управляющие процессами в океане. Для объяснения найденных закономерностей используются фундаментальные законы природы. На этом этапе создается теория процессов, протекающих в океане;

3) составляется прогноз развития процессов в океане. Для этого используются количественные закономерности процессов и теоретические их модели, разработанные на предыдущем этапе исследования;

4) проводится преобразование природы океанов и морей для наиболее целесообразного и эффективного использования их ресурсов в хозяйственных целях. Этот этап является наиболее совершенным практическим использованием результатов научных исследований.

Как видим, последовательность изучения объектов океанологии, так же как и в других науках, строится в соответствии с известным положением, сформулированным В. И. Лениным для пути познания: «от живого созерцания к абстрактному мышлению и от него к практике» (В. И. Ленин, Полн. собр. соч., т. 29, стр. 152).

#### Развитие исследований Мирового океана

В истории исследований Мирового океана можно выделить несколько периодов, характерных по методологии сбора сведений о нем, по разнообразию изучаемых явлений и по глубине полученных представлений. Академик Юлий Михайлович Шокальский (1856—1939) в своей прекрасной книге «Океанография» в качестве такого первого периода отметил древнее время, когда народы, жившие у моря, в результате плаваний сделали географические описания берегов, вплоть до составления карт. Ученые того времени обобщили наблюдения мореплавателей и дали не только географическую характеристику океана на имевшемся уровне знаний, но и описали некоторые свойства его вод.

В труде Аристотеля (384—322 г. до н. э.) «О метеорологических вопросах» содержится глава, посвященная океану, в которой рассматривается распределение воды и суши в пределах мира, известного в то время средиземноморской цивилизации. Утверждалось единство океана.

Сенека (4 г. до н. э.— 65 г. н. э.) высказывал правильные представления о круговороте воды в природе, о постоянстве солености океана.

Птолемей (II в. н. э.) составил атлас известных в то время земель и морей, в котором, однако, океан не был единым, омывающим всю сушу.

После первых, в целом реалистичных представлений об океане в средние века, вплоть до XI в., наступает застой в изучении Мирового океана. Утрачиваются и достижения античных ученых. Даже некоторое оживление мореплавания — плавания арабов в Индию и Китай, норманнов на Лабрадор, в Гренландию и на Ньюфаундленд, плавания итальянцев и португальцев — не привлекло научного интереса к океану, хоть и дало ряд географических открытий.

Толчком к новому периоду интенсивного изучения океана была «эпоха великих географических открытий» (1487—1522), во время которой Колумб в своем знаменитом плавании открыл область пассатных ветров и вызываемых ими течений, Кабот в одном из плаваний открыл Лабрадорское течение, а Гольфстримом сознательно воспользовался для ускорения возвращения

7

#### Введение

в Англию. Вообще к концу XV в. европейцы знали почти все значительные течения Атлантического океана и некоторые течения Индийского океана, а в XVI в. познакомились и с основными течениями Тихого океана. Инструментом для измерения течений служил сам корабль, по сносу которого с курса они вычислялись («навигационный метод»).

Кроме измерения течений, приливов и определения преобладающего направления ветров в интересах навигации, моряки делали съемку побережья и промеры глубин в прибрежной, сравнительно мелководной части морей. По сути, это был период сбора и обобщения сведений об океане для нужд мореплавания. В середине XVII в. Кирхер впервые дал картографическое представление известных в то время течений Мирового океана, а в 1725 г. Марсильи опубликовал «Физическую историю моря», которую можно считать первым специальным трудом по физической океанологии.

других Наблюления в области разделов океанологии к XVII-XVIII вв. были крайне малочисленные и носили в основном описательный характер. Особенно это относится к встреченным в плаваниях и у берегов морским организмам, а также к грунтам и рельефу дна. Так, Марсильи считал, что дно Мирового океана сложено из таких же горных пород, как и суша, и только сверху покрыто отложившимся илом. Количественные измерения были проведены лишь в области химии моря, когда Бойль впервые определил количество солей и газов в пробах морской воды. Позднее, уже в XIX в., русский ученый Э. Ленц во время экспедиции О. Коцебу (1823—1826) провел измерения солености океанических вод. Он совместно с Парротом сконструировал батометр, с помощью которого с различных глубин взял десятки проб воды и определил ее соленость.

Попытки теоретического объяснения процессов в океане предпринимались одновременно с установлением первых фундаментальных законов природы и с созданием гидродинамической теории движения жидкости. Первым глобальным явлением в океане, получившим теоретическое объяснение, были приливы. Открытие Ньютоном закона всемирного тяготения позволило ему в 1687 г. объяснить принципиальный механизм приливных явлений. Теория приливов была дополнена и развита в трудах Эйлера, Бернулли, Лапласа, Эри, Лагранжа и др.

Замечательная черта приливных явлений — их периодичность и относительно малая зависимость от других процессов, происходящих в океане, — позволила Томпсону на основе работ Лапласа выдвинуть в 1868 г. идею гармонического анализа и предвычисления приливных колебаний уровня. Эта идея оказалась настолько плодотворной, что к концу XIX в. уже издавались «Таблицы приливов», содержащие предвычисленные высоты к

8

времена полных и малых вод и другие характеристики приливов по всем основным портам мира.

К середине XIX в. относятся и первые приложения методов гидродинамики к океану. В период с 1755 по 1850 г. трудами Эйлера, Лапласа, Лагранжа, Кориолиса, Навье и Стокса была построена современная система уравнений движения как идеальной, так и вязкой жидкости. Это позволило предпринять первые попытки теоретического объяснения механизма течений. Роль климатических факторов — осадков, испарения, влияющих на течения через поле плотности, — рассматривалась Хафом, Голдсброу. Первая несовершенная попытка оценить роль ветра в фортечений предпринималась Цепприцем. Однако мировании только после познания основных закономерностей турбулентности в 80-х годах стал возможным переход от гидродинамики идеальной жидкости к реальному океану.

Ко второй половине XIX в. сложились основы теории волновых движений на поверхности жидкости (Герстнер, Коши, Пуассон, Грин, Стокс). Правда, это была теория свободных идеализированных волн, но основные параметры волн описывались довольно удачно.

Таким образом, конец XVIII в. и XIX в. характеризуются развитием теоретических исследований динамики вод. В остальных областях океанологии обобщения пока еще не продвинулись дальше качественных. Были проведены немногочисленные глубоководные измерения температуры воды. Продолжались географические исследования, большой вклад в которые внесли русские моряки и научные сотрудники экспедиций, особенно при плаваниях в полярных районах, во время которых были собраны сведения о морских льдах. При этом следует отметить заслугу М. В. Ломоносова, предложившего в 1760-х годах первую их классификацию. С середины XIX в. в связи с необходимостью прокладки телеграфных кабелей по дну сначала Средиземного моря, а затем Атлантического океана активизировались исследования глубин, рельефа и грунтов дна. Подъемы кабеля для ремонта с глубин до 2 км привели к открытию глубоководных организмов, прицепившихся к кабелю. Ранее считалось, что жизнь в океанах и морях имеется лишь до глубин проникновения света, т. е. в пределах верхней сотни метров.

Новый исторический этап в изучении океана наступил с организацией специальных океанологических экспедиций, основной задачей которых (а не попутной, как ранее) было исследование океана.

Первой большой кругосветной научной океанологической экспедицией была английская экспедиция на «Челленджере», выполнившая в период 1872—1876 гг. комплексные наблюдения на 362 глубоководных станциях в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах. Об объеме полученного материала свидетельствует то, что его обработку проводили 70 ученых в течение 20 лет. Были получены уникальные результаты. Особое значение имели исследования Дитмара о составе морской воды, в результате которых было установлено постоянство солевого состава, и исследования Меррея и Ренара, приведшие к классификации грунтов морского дна. Во время этой экспедиции была обнаружена жизнь на глубинах до 5 км. Много нового было получено в области физической океанологии, в частности изучено вертикальное распределение температуры.

Вслед за экспедицией на «Челленджере» различными странами были предприняты аналогичные экспедиции, различные по масштабам и районам плаваний. Среди них выделяются полярные экспедиции Ф. Нансена на «Фраме» (1893—1896) и С. О. Макарова на ледоколе «Ермак» (1899).

В результате работ океанологических экспедиций были получены данные о глобальном распределении характеристик в Мировом океане, строении его вод, общей циркуляции. Эти данные послужили базой для широкого развития океанологических обобщений и теоретических исследований.

Метод получения информации об океане океанологическими экспедициями остается основным до настоящего времени.

ХХ век ознаменовался интенсивным расширением как экспедиционных, так и теоретических исследований Мирового океана.

Трудоемкость и дороговизна экспедиционных исследований выдвинули вопрос о международном сотрудничестве в океанологии. В 1902 г. был организован Международный совет по изучению моря, в который вошли страны, ведущие промысел в Северной Атлантике и примыкающих морях, в том числе Россия. Важнейшим мероприятием, проведенным этой организацией, была стандартизация наблюдений, приборов и методов химического анализа морских вод. В результате были выполнены точные определения солености и многих физических параметров и изданы первые океанологические таблицы. Благодаря внедрению Советом стандартной методики экспедиционных исследований, а также физических и химических определений данные наблюдений и научных исследований, выполняемых различными странами, начали образовывать единый международный фонд. После экспедиций на немецком судне «Метеор» в 1925—1927 гг. стали проводиться систематические измерения по стандартным разрезам. За эти годы он выполнил 14 разрезов через Атлантический океан; в результате был собран материал, давший достаточно точное представление о структуре вод и их циркуляции.

Собранная в первой четверти века информация об океане дала основу для новых теоретических работ. Важные исследова-

ния дрейфа льда и течений были выполнены Экманом. Сандстрем и Гелланд-Гансен создали метод простого практического расчета установившихся течений (динамический метод). Джеффрис предложил теорию возникновения ветровых волн на поверхности моря. Фундаментальные исследования морского льда провел Мальмгрен. В 1915 г. Вегенер опубликовал теорию дрейфа материков, проливавшую свет на геологическое строение дна океанов и их конфигурацию. В то время эта теория не была надлежащим образом понята и приобрела сравнительно мало сторонников.

Итоги исследований по океанологии за истекший период были подведены в большом труде Свердрупа, Джонсона, Флеминга «Океаны, их физика, химия и общая биология».

Весомый вклад в развитие океанологии внесли отечественные ученые. Обобщающие капитальные книги по океанографии И. Б. Шпиндлера и Ю. М. Шокальского не потеряли своего значения до сих пор. После Великой Октябрьской социалистической революции, несмотря на трудности гражданской войны и восстановительного периода, Советское правительство с самого начала существования обращает внимание на исследование морей. Уже в 1918 г. был создан Комитет для исследований по гидрологии, метеорологии и геологии, преобразованный в 1922 г. в Центральное гидрометеорологическое бюро. В 1921 г. Совнарком издал декрет за подписью В. И. Ленина о создании Плавучего морского научного института. Вслед за ним возникли новые исследовательские учреждения, решавшие различные научноприкладные задачи. Эти научные учреждения провели широкие океанологические исследования, из которых наиболее выделяется изучение Северного Ледовитого океана и его морей.

Дрейф станции «Северный полюс-1» в 1937—1938 гг. положил начало фундаментальным советским исследованиям Арктики, обеспечившим освоение Северного морского пути. В результате этих исследований была усовершенствована теория дрейфа льдов (Н. Н. Зубов, 1938; В. В. Шулейкин, 1938), изучены нарастание льдов в природных условиях, их деформации. Началась разработка методов прогнозирования ледовой обстановки в арктических морях. Для построения картины дрейфа льдов много дали наблюдения В. Х. Буйницкого во время дрейфа ледокольного парохода «Седов» (1937—1940).

Началом современного этапа в развитии океанологии принято считать первые годы после окончания второй мировой войны. Этот период характеризуется все более интенсивным вовлечением разнообразных ресурсов Мирового океана в экономику, что требует широкого развития разносторонних океанологических исследований. Благодаря начавшемуся во всем мире научно-техническому прогрессу в океанологию стали внедряться

#### Введение

современные методы исследования. Информация об океане, получаемая современными экспедиционными судами, судами погоды, авиаметодами, а в последнее время и космическими аппаратами, дает принципиально новые пути для научных исследований: появились возможности ставить наблюдения за процессами различных пространственных и временных масштабов — от мелкомасштабной турбулентности до глобальных процессов циркуляции вод океана. Электронные вычислительные машины позволяют широко использовать эффективные методы вычислительной математики для переработки массовой информации и для расчетов на основе теории. Все шире развертывается международное сотрудничество в исследовании океана. Наиболее яркими примерами такого сотрудничества с участием Советского Союза в решении глобальных проблем природы Мирового океана были океанологические исследования по программам Международного геофизического года (МГГ, 1957—1958), его продолжения — Международного геофизического сотрудничества (МГС, 1959—1962), Тропического эксперимента (ТРОПЭКС, 1974) и др.

В результате экспедиционных исследований и теоретических обобщений наши знания о Мировом океане существенно продвинулись вперед. Были открыты глубинные течения Кромвелла и Ломоносова, а позднее — их продолжения в Индийском океане; были обнаружены глубинные противотечения под мощными поверхностными течениями (под Гольфстримом, Куросио и т. д.). Новые представления об изменчивости течений получены в результате синхронных наблюдений на океанических полигонах. Измерения температуры и солености воды чувствительными приборами показали очень большую неоднородность этих элементов как во времени, так и в пространстве.

Новые данные получены и в других разделах океанологии. Из них в первую очередь следует отметить обнаружение жизни во всем Мировом океане, вплоть до самых больших известных глубин. Это привело к формированию нового направления в морской биологии — глубинной биологии, основателем которой в нашей стране был академик Л. А. Зенкевич. В результате этих исследований советские ученые открыли совершенно новый тип животных на нашей плансте — погонофор, а также десятки новых морских организмов. Была определена приспосабливаемость флоры и фауны океана к характеру его вод: давлению, температуре, солености, содержанию растворенных газов и т. д.

Послевоенные геологические исследования морского дна дали новые факты, подтверждающие гипотезу дрейфа материков, в результате которого меняется очертание океанов и морей, появляются новые, исчезают старые. Если до 40-х годов существовало представление о ложе океана как о плоской равнине, то за последнюю четверть века на ложе были открыты огромные подводные хребты, долины, вулканы. В частности, наблюдения, проведенные советскими дрейфующими станциями в Северном Ледовитом океане, привели к открытию подводных хребтов Ломоносова и Менделеева, разделивших дно океана на две глубоководные части. Есть основания считать, что они — остатки древней суши.

Исследование грунтов привело к открытию полезных ископаемых, находящихся на дне Мирового океана. Оказалось, что на некоторых твердых предметах осаждаются из морской воды химические элементы, образуя минеральные конкреции. Так, например, обнаружено широкое распространение марганцевых конкреций с довольно высоким содержанием марганца, обусловливающим целесообразность его промышленной добычи с морского дна. В толще морского дна найдены и уже добываются нефть, газ, каменный уголь.

Таков далеко не полный перечень важнейших открытий, сделанных в Мировом океане за послевоенные годы. Новые факты привели к уточнению представлений о природе Мирового океана и теоретических обобщений во всех разделах океанологии и к появлению новых научных направлений. В Советском Союзе эти направления сформировали такие крупные ученые, как В. В. Шулейкин и Н. Н. Зубов в области физической океанологии, Л. А. Зенкевич и В. Г. Богоров в области биологии моря, А. П. Виноградов и В. П. Зенкович в области геологии океана, О. А. Алекин в области химии океана и многие другие.

Для современных океанологических исследований характерным является комплексный подход как в организации экспедиционных наблюдений, так и в теоретических разработках при все более широком использовании математического моделирования процессов. Так, например, в последние годы увеличившаяся производительность электронных вычислительных машин позволила приступить к постановке сложных задач математического моделирования процесса совместного формирования циркуляции атмосферы и океана. Система уравнений, используемая в таких задачах, рассматривает трансформацию лучистой энергии Солнца в атмосфере и океане, процессы теплообмена, испарения, конденсации и др. В результате воссоздается модель комплекса процессов теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы в глобальном масштабе. В ходе решения вычисляются взаимосвязанные поля характеристик и их сезонные изменения в этих двух средах.

В такой комплексной постановке задач происходит объединение ряда разделов океанологии и метеорологии — теории течений, турбулентности, теплообмена и влагообмена, обмена энергией океана с атмосферой.

#### Введение

Наряду с традиционными проблемами в последние годы возникли некоторые новые. Одной из таких проблем является охрана среды океана. Суть проблемы, в частности, состоит в том, что в результате производственной деятельности в океан поступают различные посторонние вещества в таких количествах, что естественная среда океана не справляется с их переработкой в физико-химических процессах и происходит накопление этих веществ. Некоторые вещества либо являются токсичными (пестициды, нефть, радиоактивные отходы, ртуть и др.), либо изменяют свойства вод в нежелательную сторону (например, нефтяная пленка изменяет теплообмен и газообмен с атмосферой, испарение).

Совершенно очевидно, что необходимо изучать перенос течениями и диффузию, а также скорость химической трансформации и переработки микроорганизмами попадающих в океан загрязнителей. На основании соотношений между этими процессами можно сделать выводы об оптимально возможных количествах сброса в океан различных веществ.

Одним из важным объектов охраны Мирового океана являются его фауна и флора, поскольку в близком будущем они будут использоваться человеком с предельной полнотой.

Таким образом, современная океанология интенсивно исследует весь разнообразный комплекс процессов в океане с помощью современных достижений целого ряда разделов науки и техники. Главная цель исследований — обеспечить наиболее эффективное использование ресурсов Мирового океана для нужд человечества при поддержании оптимального баланса их расходования, а в ряде случаев и возобновления.



## Географическая характеристика Мирового океана



## 1.1. Морфометрические характеристики и деление Мирового океана

Мировой океан занимает бо́льшую часть поверхности Земли. Из общей площади нашей планеты, равной примерно 510 млн. км<sup>2</sup>, на Мировой океан приходится 361 млн. км<sup>2</sup>, т. е. почти 71%. Такое преобладание воды определяет многие важнейшие особенности Земли как планеты — поглощение лучистого тепла от Солнца, климат, формы жизни, состав атмосферы и др.

Суша и водная поверхность распределены на Земле неравномерно. Бо́льшая часть суши сосредоточена в северном полушарии, но и здесь она занимает только 39% поверхности полушария, а на долю водной поверхности приходится 61%. В южном полушарии водой занят 81% его поверхности.

Несмотря на преобладание водной поверхности, общее количество воды на поверхности Земли не так уж велико по сравнению с размерами самой планеты. Объем вод Мирового океана, по уточненным данным Ю. С. Фролова, составляет 1,338 млрд. км<sup>3</sup>. Объем Земли равен примерно 1075,31 млрд. км<sup>3</sup>, следовательно объем Мирового океана составляет примерно <sup>1</sup>/<sub>800</sub> объема Земли. Если представить массу воды Мирового океана в форме шара, то его радиус будет равен 690 км, или 0,11 среднего радиуса Земли (6370 км).

Соотношение между объемом вод и площадью поверхности Мирового океана указывает на то, что в планетарном масштабе Мировой океан представляет собой сравнительно тонкую пленку на поверхности Земли. Это можно наглядно представить на таком примере. Если сделать рельефный глобус диаметром 1 м с соблюдением масштабов глубин и высот, то наибольшая глубина Мирового океана (11 034 м) изобразится «впадиной» глубиной 0,86 мм, а наивысшая гора Джомолунгма (8848 м) поднимется над уровнем океана на 0,7 мм. Отсюда следует, что в целом поверхность Земли довольно «гладкая». Если представить массы материков равномерно распределенными по дну океана и поверхность Земли выровненной, то глубина океана, равномерно покрывающего планету, была бы равна 2700 м, или около 1/2360 земного радиуса.

Мировой океан содержит 96,5% всего количества воды, находящейся на поверхности Земли (включая материковые льды Антарктиды и Гренландии), и является основным водным резервуаром планеты. В процессе водообмена с атмосферой и материками Мировой океан принимает в себя ежегодно сток с материков в объеме 47 000 км<sup>3</sup>, осадки из атмосферы над океаном в количестве 458 000 км<sup>3</sup>/год и испаряет соответственно около 505 000 км<sup>3</sup>/год пресной воды в атмосферу (слой около 1,4 м). Как видим, количества воды, находящиеся в круговороте между океаном, атмосферой и материками, очень малы по сравнению с объемом вод Мирового океана.

Мировой океан подразделяют на отдельные океаны исходя из следующих признаков: конфигурации берегов, рельефа дна, систем океанических течений и атмосферной циркуляции, характерных особенностей горизонтального и вертикального распределения гидрологических элементов (температуры, солености) и др. В процессе эволюции наших знаний об океанах появлялись различные варианты деления Мирового океана. Так, О. И. Крюммель и Ю. М. Шокальский исходя из морфометрических признаков считали, что существуют только три океана: Атлантический, Тихий и Индийский. Н. Н. Зубов, учитывая гидрометеорологические особенности бассейнов, считал целесообразным разделять Мировой океан на восемь океанов: Северный Ледовитый, Северный Атлантический, Северный Индийский, Северный Тихий, Южный Тихий, Южный Индийский, Южный Атлантический и Южный (Антарктический). В литературе можно встретить некоторые другие варианты деления: на семь (без Северного Индийского), на пять (без разделения Атлантического, Индийского и Тихого на северную и южную части), на четыре части (без Южного океана). В Советском Союзе принято деление Мирового океана на четыре океана: Северный Ледовитый, Атлантический, Тихий

и Индийский (рис. 1). Основные морфометрические характеристики этих океанов приведены в табл. 1.

#### ТАБЛИЦА 1

#### Основные морфометрические характеристики океанов

Океан	Площадь с морями, млн. км <sup>2</sup>	% от площади Мирового океана	Объем воды, млн. км <sup>3</sup>	Глуб	ина, м	
				сред- няя	наи- боль- шая	і де измерена наибольшая глубина
Тихий Атлантический	178,7 91,6	<b>49,5</b> 25,4	7 <b>0</b> 7,1 330,1	3957 3602	11 034 8 742	Марианский желоб Впадина Пуэрто- Рико
Индийский Северный Ле- довитый	76,2 14,8	21,0 4,1	284,6 16,7	、3736 1131	7 450 5 449	Яванский желоб Котловина Нан- сена
Мировой	361,3	100,0	1338,5	3704	11 034	Марианский желоб

Как видно из таблицы, площадь Тихого океана составляет почти половину всей площади Мирового океана и превышает поверхность всех материков и островов Земли. По своему географическому положению, морфометрическим характеристикам и особенностям природных условий Северный Ледовитый океан существенно отличается от остальных океанов. Площадь его в 12 раз меньше площади Тихого океана, в 6 раз — Атлантического и в 5 раз — Индийского. Северный Ледовитый океан единственный из океанов, расположенный целиком в полярной зоне. Отношение площади океана к площади бассейна стока составляет 0,92, в то время как для Тихого океана это отношение равно 0,04, для Атлантического — 0,3, для Индийского — 0,09. Последние факторы обусловили своеобразие термического, соленостного, ледового режимов Северного Ледовитого океана и дали основания для выделения этого бассейна в отдельный океан.

Часть океана, ограниченная берегами материков, островами и повышениями дна (порогами), называется морем. Моря Мирового океана представлены на рис. 1.

Площадь морей составляет около 10% всей площади Мирового океана, а объем воды в морях не превышает 3% объема вод Мирового океана. На основании тех или иных признаков моря условно подразделяют на отдельные группы.

По своему расположению моря делятся на средиземные, окраинные, межостровные и внутренние. Средиземные моря обычно глубоко вдаются в сушу и с океанами соединены одним или несколькими сравнительно узкими проливами. В свою очередь средиземные моря подразделяют на межматериковые

2 Заказ № 16

ょうりつつよ

Российский госугарственны гидрометоронорический жистисут



#### Рис. 1. Границы

Цифрами обозначены моря. Атлантический океан: 1 — Балтийское море, 2 — Север 6 — Балеарское море, 7 — Лигурийское море, 8 — Тирренское море, 9 — Адриатическое нос. море, 14 — Черное море, 15 — Азовское море, 16 — Баффина море, 17 — Карибское Тихий океан: 21 — Берингово море, 22 — Охотское море, 23 — Японское море, 24 пичекее-море, 28 — Сулу море (с морями Сибун, Васаяц, Самар, Самотес, Минданау), 33 — Яванское море, 34 — Бали море, 35 — Флорес-море, 36 — Саву море, 37 — Банда 41 — Фиджи-море, 42 — Коро-море, 43 — Тасманово море, 44 — Росса море, 45 — 48 — Аравийское море, 57 — Андаманское море, 50 — Тиморское море, 51 — Арафурское море, 62 — Карское море, 63 — Лаптевых море, 64 — Восточно-Сибирское море, 65 — Аральское море.

Сплошные линии - границы морей,

(например, Средиземное, Красное) и внутриматериковые (например, Балтийское, Белое, Черное). Поскольку водообмен средиземных морей с океаном невелик, гидрологический режим их значительно отличается от режима прилегающей части океана.

Окраинные моря сравнительно неглубоко вдаются в сушу и отделены от океана полуостровами, грядами островов или поро-



19

#### океанов и морей.

пунктирные - границы океанов.

гами (например, Карское, Восточно-Сибирское, Охотское, Японское). Эти моря обычно слабо расчленены, водообмен с океаном у них больше, чем у средиземных морей, а гидрологический режим ближе к режиму прилегающей части океана.

Границами межостровных морей являются острова и поднятия дна (например, Яванское, Молуккское, Сулу).

2\*

Внутренние моря (озера) не имеют связи с океаном. К ним относятся Каспийское и Аральское моря.

Существуют классификации, в основу которых положены другие признаки. Так, моря делят на *мелководные* и *елубоководные*, в зависимости от средней глубины моря. В мелководных морях глубина не превышает нескольких сотен метров и они чаще расположены в пределах шельфа [*шельф* (англ.) — полка, горизонтальная плоскость — прибрежная зона океана, являющаяся обычно продолжением равнин соседних материков]. К таким морям относятся Болеарское, Северное, Желтое, моря Советской Арктики и др.

Глубоководные моря имеют глубину до нескольких тысяч метров (например, Черное, Охотское, Карибское). Образование бассейнов этих морей обычно связано со значительными вертикальными движениями земной коры; расположены глубоководные моря чаще всего вблизи поясов разломов земной коры, поэтому иногда их называют провальными.

Существует деление морей по особенностям их гидрологического режима: в зависимости от средней температуры или солености воды, по отсутствию или наличию льдов, приливов и т. д.

Помимо морей, выделяют заливы, т. е. части океана или моря, вдающиеся в сушу, но не отделенные от нее островами или поднятиями дна. Океанские или морские границы заливов можно провести только условно. В зависимости от происхождения, формы, строения берегов заливы имеют различные, зачастую местные названия: залив, бухта, фиорд, губа, лиман, лагуна и др. По своим размерам океанские заливы (например, Бискайский, Мексиканский, Гудзонов) часто превосходят моря.

Следует иметь в виду, что выделение отдельных частей Мирового океана в ряде случаев является чисто условным и исторически сложившимся. Ряд районов Мирового океана, имеющих одинаковую обособленность и своеобразные черты гидрологического режима, в одних случаях называются морями, в других --заливами. Например, такие океанские заливы, как Мексиканский, Гудзонов, исходя из вышеприведенного определения правильнее было бы называть морями, а море типа Аравийского правильнее было бы называть заливом. Поэтому в литературе, особенно зарубежной, можно встретить несколько иное по сравнению с приведенным на рис. 1 деление Мирового океана не только на отдельные океаны, но и на более мелкие части. Дальнейшее изучение Мирового океана может привести к уточнению его морфометрических характеристик, а выработка новых единых признаков деления — к несколько иному расчленению Мирового оке́ана.

## 1.2. Строение океанической коры и основные элементы рельефа дна

В начале 50-х годов XX в. было установлено, что в строении земной коры под глубоководной частью океанов и на материках имеются существенные различия. Это одно из важнейших достижений геофизики последнего времени.

Земной корой называют внешнюю твердую оболочку Земли, ограниченную снизу так называемой поверхностью Мохоровичича, или Мохо, которая выделяется по резкому возрастанию скорости упругих волн при их прохождении от поверхности Земли в ее глубины. Ниже поверхности Мохоровичича расположена следующая твердая оболочка — верхняя мантия, которая. достаточно тесно связана с земной корой. Самая верхняя часть мантии, называемая иногда субстратом, вместе с земной корой представляет собой относительно жесткую и хрупкую твердую оболочку Земли — литосферу. Ее подстилают более пластичные и податливые к деформации, менее вязкие слои мантии, так называемая астеносфера, т. е. слабая сфера (астения — по-гречески слабость). В этом слое температура близка к точке плавления вещества мантии, но вследствие большого давления ононе расплавляется, а находится в аморфном состоянии и может течь, оставаясь твердым, подобно леднику в горах. Именно астеносфера является тем пластичным слоем, по которому как бы плавают в соответствии с законом Архимеда отдельные глыбы литосферы.

Сейсмическими исследованиями установлено, что толщина (или, как принято у геологов, мощность) земной коры на материках составляет около 30—40 км; под горными хребтами она увеличивается до 80 км. Под глубоководной частью океанов толщина земной коры 5—15 км. В среднем подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) залегает под материками на глубине 35 км, а под океанами — на глубине 7 км, т. е. океаническая земная кора примерно в пять раз тоньше материковой.

Помимо различий в толщине, установлены существенные различия в строении земной коры материкового и океанического типов. Материковая земная кора состоит из трех слоев: верхнего — осадочного, образованного из продуктов разрушения кристаллических горных пород и распространяющегося в среднем до глубины 5 км; среднего гранитного (название обусловлено тем, что скорость сейсмических волн в нем такая же, как в граните), состоящего из кристаллических и метаморфических пород и имеющего среднюю толщину 10—15 км; нижнего — базальтового, толщиной около 15 км, состоящего из основных кристаллических пород (рис. 2). Океаническая земная кора состоит тоже из трех основных слоев: верхнего — осадочного распространяющегося до глубины 1 км; среднего, так называемого «второго» слоя с малоизвестным составом, залегающего на глубинах от 1 до 2,5 км; нижнего — базальтового, имеющего среднюю толщину около 5 км. Как и для материковой коры, для океанической характерно увеличение ее толщины в районах океанических поднятий.

Геофизические исследования показали, что граница между материковым и океаническим типами земной коры проходит в среднем по изобате 2000 м (изобата — линия равных глубин). Именно на этой глубине происходит выклинивание и исчезнове-



Рис. 2. Схематический разрез земной коры в области океана (по О. К. Леонтьеву).

Типы земной коры: I— материковый, II— океанический, III— срединно-океанический (рифтогенальный); IV— геосинклинальный. Слои: I— осадочный, 2— гранитный, 3— базальтовый, 4— ультраосновные породы верхней мантии, 5— разломы.

ние гранитного слоя (рис. 2). Таким образом, для областей океанического дна, находящихся в пределах глубин от уреза воды и примерно до 2000 км, характерен материковый тип земной коры. Общая площадь подводной части материковой коры составляет около 20% площади дна Мирового океана, т. е. материковая земная кора покрывает 44% поверхности земного шара, океаническая — 56%.

Граница между материковым и океаническим типами земной коры не во всех случаях четко выражена. Для отдельных районов (например, окраинные моря восточной части Тихого океана) характерен постепенный переход от земной коры океанического типа к материковому. Рассмотрим это на примере дальневосточных морей. В этих районах к краю материковой платформы примыкает котловина окраинного моря (например, Берингово, Охотское, Японское моря), земная кора которой по своему строению близка к океанической, т. е. гранитный слой отсутствует, но осадочный слой настолько сильно развит, что общая толщина земной коры в котловинах таких морей может составлять 15—20 км (субокеанический тип).

Границей моря и океана служат поднятия дна — островные дуги, к которым со стороны океана примыкают глубоководные впадины. Земная кора в районе островных дуг близка по строению и толщине к материковому типу и называется субматериковой. В переходных зонах можно встретить и типично океаническую кору (например, дно Филиппинского желоба), и типично материковую (например, Японские острова). Переходные зоны характеризуются высокой сейсмичностью и большой контрастностью рельефа: вершины островных дуг поднимаются до 3— 4 тыс. м над уровнем моря, а глубина моря в глубоководных желобах может достигать 11 тыс. м. Это свидетельствует об интенсивности тектонических движений земной коры в переходных зонах, характерных для геосинклинальных областей, поэтому этот тип земной коры иногда называют геосинклинальным (рис. 2).

В пределах океанической земной коры выделяют еще один тип — рифтогенальный, характерный для зон срединно-океанических хребтов. Срединно-океанические хребты — грандиозныеглобальные горные сооружения, образующие единую систему поднятий во всех четырех океанах, причем в Атлантическом и Индийском, где их открыли впервые, они действительно располагаются посередине океанов. Общая протяженность этой горной системы 60 тыс. км, а с ответвлениями — до 80 тыс. км. Ширина хребтов — от нескольких сотен до 1,5 тыс. км, а в отдельных. (например, Восточно-Тихоокеанский хребет) районах ло∙ 4 тыс. км. Высота отдельных поднятий над поверхностью океанических котловин в среднем 2-3 км, а отдельные вулканические конусы поднимаются выше уровня моря (например, острова Вознесения и Буве в Атлантическом океане, остров Пасхи в Тихом океане). Главным элементом рельефа срединно-океанических хребтов являются продольные гряды, разделенные вдоль осевой части продольной впадиной, которая называется рифтовой долиной. Перпендикулярно простиранию хребтов обнаружены многочисленные глубокие разломы, которые являются: одной из отличительных черт этого вида подводного рельефа. Основная особенность строения океанической коры в зонах срединно-океанических хребтов заключается в том, что осадочный покров на дне осевых рифтовых долин практически отсутствует, причем по мере удаления от оси хребта толщина осадочногослоя возрастает. В результате драгирования в районах рифтовых долин обнаружены образцы ультраосновных пород, из которых, как полагают, состоит верхняя мантия. Именно в пределах рифтовых долин, по современным взглядам, происходит образование океанического дна. О своеобразии строения океанической земной коры рифтогенального типа свидетельствуют ее высокая сейсмическая активность, большие значения теплового» потока, поступающего из недр Земли к поверхности, молодость ее по сравнению с другими участками океанического дна, аномалии геофизических характеристик.

Таким образом, в пределах Мирового океана земная кора представлена всеми своими разновидностями: материковым и океаническим типами, переходным (геосинклинальным) и рифтогенальным, наименее изученным и поэтому привлекающим к себе первостепенное внимание в связи со многими нерешенными во-



Рис. 3. Гипсографическая кривая (A) и обобщенный профиль дна океана (Б) (О. К. Леонтьев. Краткий курс морской геологии. М., изд. МГУ, 1963. 464 с.).

Диаграмма вверху (по Э. Венку) показывает, какой процент площади океанического дна занимают: шельф и материковый склон (1), материковое подножие (2), абиссальные равнины и холмы (3), океанические хребты и поднятия (4), желоба (5), вулканические хребты и конусы вулканов (6).

просами геофизики. Один из таких вопросов, касающийся происхождения Мирового океана, будет рассмотрен в главе 2.

Изучение рельефа земной поверхности обычно начинается с рассмотрения *гипсографической кривой*, которая представляет собой график распределения высот и глубин (рис. 3). На океанической части гипсографической (батиграфической) кривой выделяют четыре основные ступени рельефа дна океана: материковую отмель (шельф), материковый склон, ложе океана и глубоководные впадины. Выделение таких элементов рельефа дна не вызывало возражений почти до середины XX в., т. е. до тех пор, пока наших знаний о рельефе глубоководных частей океана было явно недостаточно и дно центральных областей всех океанов представлялось в виде выровненных котловин. Открытие глобальной системы срединно-океанических хребтов привело к изменению наших представлений о характере дна Мирового океана. Изменение уровня изученности океанического рельефа за четыре последние десятилетия иллюстрирует табл. 2, в которой приведены площади и глубины основных элементов рельефа дна, подсчитанные Э. Коссина в 1933 г., В. Н. Степановым в 1959 г. и Ю. С. Фроловым в 1971 г.

ТАБЛИЦА 2

	Глубина, м			Площадь					
		ву		по Коссина		по Степа- нову		по Фролову	
Элемент	по Коссина	по Степано	по фролову	МЛН. КМ <sup>2</sup>	% от всей площади	MJH. KM <sup>2</sup>	% от всей площади	MJIH. KM <sup>2</sup>	% от всей площади
Материковая от- мель (шельф)	0-200	0-200	0200	50,0	13	27,5	8	27,2	8
Материковый склон	200— 2450	200 3000	<b>20</b> 0 2 <b>0</b> 00	38,7	10	54,9	15	32,8	9
Ложе океана и глубоководные впадины	Глубже 2450	Глубже 3000	Глубже 2000	e 294,9	77	277,2	77	301,3	83

#### Площадь основных элементов рельефа дна Мирового океана

Материковая отмель во всех случаях взята в пределах одних и тех же глубин (0—200 м), а границы материкового склона и ложа океана имеют разные глубины. Площадь глубоководных впадин (желобов) около 4 млн. км<sup>2</sup>, т. е. около 1% всей площади Мирового океана.

Однако, хотя батиграфическая кривая и табл. 2 дают общее представление о характере распределения глубин в океане, важные стороны характеристики рельефа дна остаются вне поля зрения. При построении батиграфической кривой к любой из батиметрических ступеней формально относят все соответствующие глубины вне зависимости от того, где они измерены. Например, глубина 100 м может быть в пределах шельфа либо подводной горы, находящейся на материковом склоне или ложе океана, но на батиграфической кривой (и в табл. 2) эта глубина в любом случае будет отнесена к шельфу. Это нужно иметь в виду при характеристике элементов рельефа дна океана с помощью батиграфической кривой. Рельеф — это видимый результат геологических процессов, и одна высота суши или глубина дна океана не может дать полной характеристики его.

25

Рассмотрим основные элементы рельефа дна Мирового океана.

Шельф (материковая отмель) — обычно мелководная морская терраса, окаймляющая материк и являющаяся его продолжением. По существу, шельф представляет собой затопленную поверхность древней суши. Это область материковой земной коры, для которой в целом характерен равнинный рельеф со следами затопленных речных долин, четвертичного оледенения, древних береговых линий, соответствующих более низкому, чем современный, уровню моря.

Внешней границей шельфа является бровка — довольно резкий перегиб дна, за пределами которого начинается материковый склон. Средняя глубина бровки шельфа, по последним данным, 130 м, однако в конкретных случаях глубина ее может меняться от нескольких десятков до тысячи метров. Именно поэтому термин «материковая отмель» представляется менее подходящим для наименования этого элемента подводного рельефа дна (отмель глубиной 1000 м — звучит нелогично), а предпочтительнее английский термин — шельф.

Ширина шельфа также изменяется в очень большом диапазоне: от нуля (например, в ряде районов африканского побережья) до тысячи километров (у северного побережья Азии). В целом шельф занимает около 7% площади Мирового океана.

Материковый склон — область от бровки шельфа до материкового подножия, т. е. до перехода склона к более плоскому ложу океана. Средний угол наклона материкового склона около 6°, но нередко крутизна склона может увеличиваться до 20—30°, а в отдельных случаях возможны почти отвесные уступы. Ширина материкового склона из-за крутого падения обычно невелика — около 100 км.

Рельеф поверхности материкового склона характеризуется большой сложностью и разнообразием. Он может представлять собой равномерный крутой откос, как, например, у побережья Флориды. Довольно часто поверхность склона состоит из одного или нескольких широких террасовидных уступов (например, в Мексиканском заливе), причем отдельные ступени иногда оказываются сильно вытянутыми в ширину, в результате чего образуются платообразные участки (например, Чукотское плато). Против дельт крупных рек материковый склон образован преимущественно рыхлыми осадками и представляет собой сравнительно пологое понижение, как вблизи дельты р. Миссисипи. На материковых склонах выявлены многочисленные гряды поднятий, острова, долины. Наиболее характерной формой рельефа, присущей этой области дна океана, являются так называемые подводные каньоны. Это узкие желоба, имеющие большой угол падения по продольному профилю и крутые склоны, т. е. напоминающие каньоны горных рек суши. Вершины подводных каньонов нередко врезаются в бровку шельфа, а устья их достигают материкового подножия, где в таких случаях наблюдаются конусы выноса рыхлого осадочного материала. Единого мнения по вопросу о происхождении этих каньонов пока нет. По-видимому, имеет место ряд процессов, приводящих к их образованию. Наиболее реальными представляются следующие: образование трещин и расколов на материковом склоне в результате тектонических движений земной коры, а также эродирующее действие мутьевых потоков. Последние представляют собой потоки, насыщенные взвешенными твердыми частицами и движущиеся с огромной скоростью по склону.

Материковое подножие третий элемент рельефа дна океана, находящийся в пределах материковой земной коры. Этот элемент начали выделять только в последние годы, одновременно с разделением земной коры на материковую и океаническую. Материковое подножие представляет собой обширную наклонную равнину, образованную осадочными породами толщиной до 3,5 км. Ширина этой слегка всхолмленной равнины может достигать сотен километров, а площадь близка к площадям шельфа и материкового склона (рис. 3).

Переходная зона относится к геосинклинальному типу земной коры и является границей между океаническим и материковым ее типами. Наиболее характерными районами переходной зоны являются окраинные моря Тихого океана, в меньшей мере она присуща морям Атлантического океана — Средиземному, Карибскому и морю Скоша.

Краткая характеристика основных элементов рельефа этой зоны (глубоководные котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба) была дана ранее. Глубоководные желоба обнаружены не только в граничной части переходной зоны (например, впадина Романш, расположенная в Атлантическом океане почти на экваторе), поэтому этот элемент рельефа дна целесообразно рассмотреть отдельно, как элемент рельефа дна ложа океана.

Ложе океана — наиболее глубокая часть дна океана, занимающая более <sup>2</sup>/<sub>3</sub> всей площади Мирового океана. Границы его совпадают с границами океанической и материковой земной коры в районах контакта с материковыми подножиями либо ими являются глубоководные желоба при контактах с переходной зоной. Согласно батиграфической кривой, преобладающие глубины ложа океана колеблются от 4 до 6 км, а рельеф дна наиболее спокойный. Однако кривая обобщенного профиля дна показывает, что в действительности в пределах ложа океана имеют место наибольшие перепады глубин и грандиозные горные сооружения (рис. 3). Основными элементами рельефа ложа

27

океана являются океанские котловины, срединно-океанические хребты и океанические поднятия.

Океанические котловины — обширные пологие понижения дна Мирового океана с глубинами около 5 км и уклоном дна не более 1:1000. Дно котловин, плоское или слегка всхолмленное, обычно называют абиссальными (глубоководными) равнинами. Выровненная поверхность абиссальных равнин обусловлена накоплением осадочного материала, приносимого с суши, поэтому наиболее обширные равнины находятся на глубоководных участках океанского дна близ материков. Наименее развиты абиссальные равнины в Тихом океане, так как его ложе отделено от берегов суши переходными зонами, в котловинах окраинных морей которых аккумулируется осадочный материал. В целом по Мировому океану абиссальные равнины занимают около 8% ложа океана.

Срединно-океанические хребты — наиболее тектонически активные зоны планеты, в которых происходит новообразование земной коры. Они сложены целиком базальтовыми породами, образовавшимися в результате поступления по разломам из недр Земли к поверхности вещества верхней мантии. Это обусловило своеобразие земной коры, слагающей срединно-океанические хребты, и выделение ее в особый рифтогенальный тип. Краткое описание этого элемента рельефа дна Мирового океана дано выше.

Океанические поднятия — крупные положительные формы рельефа ложа океана, не связанные со срединно-океаническими хребтами. Расположены они в пределах океанического типа земной коры и отличаются большими горизонтальными (сотни километров) и менее значительными вертикальными (сотни метров) размерами. Примером такого поднятия может служить Бермудское плато в Атлантическом океане.

В глубоководной части океана обнаружено большое число (более тысячи) отдельно стоящих гор, не образующих какихлибо хребтов. Происхождение их, по-видимому, вулканическое. Подводные горы, вершины которых представляют собой гладкую платформу, и расположенные на глубине более 200 м, называют гайотами.

Глубоководные впадины (желоба) — зоны самых больших глубин Мирового океана, превышающих 6000 м. Берега их очень круты, а дно может быть выровненным, если оно покрыто осадочным чехлом (например, Курило-Камчатский желоб), либо иметь ступенчатый сбросовый характер с обломками горных пород (например, желоб Тонга). Желоба, глубины в которых превышают 9000 м, приведены в табл. 3. Все эти желоба расположены в Тихом океане. Происхождение их связано, по-видимому, с погружением плит земной коры в астеносферу при ново-

#### таблица з

#### Глубоководные желоба Мирового океана

Желоб	Глубина, м	Желоб	Глубина, м
Марианский	11 034	Кермадек	10 047
Тонга	10 882	Идзу-Бонинский	9 310
Курило-Камчатский	10 542	Волкано	9 156
Филиппинский	10 265	Бугенвиль	9 140

образовании морского дна и раздвижении плит. Желоба имеют значительные горизонтальные размеры: сотни километров в длину и десятки в ширину. К настоящему времени в Мировом океане обнаружено около 30 желобов.



#### Происхождение Мирового океана



### 2.1. Основные гипотезы образования океана

Проблема происхождения и истории океанов неразрывно связана с проблемой эволюции земной коры, с развитием Земли в целом. Образование океана, т. е. впадин с океанической структурой земной коры, его водной и солевой массы представляет единый геологический процесс. Это одна из кардинальнейших проблем современного естествознания, решение которой возможно только с помощью целого комплекса наук о Земле: геологии, геофизики, палеонтологии, геохимии, геоморфологии, биологии и др. Материалы различных наук дополняют и конкретизируют друг друга, позволяют с разных сторон проверить правильность выдвинутых гипотез.

Например, решение вопроса о происхождении и эволюции океанов, их берегов, солевого состава и температурного режима невозможно без учета данных палеобиологии. Для доказательства правильности определения момента образования депрессий земной коры, занятых океанами, нужно учитывать возраст океанической фауны и время, которое было необходимо для того, чтобы морская вода приобрела свой современный солевой состав. Нельзя понять многие особенности современной биогеографии морей и океанов, не располагая данными об их геологической истории. Анализ происхождения островных фауны и флоры имеет большое значение для решения ряда вопросов морской геологии. Так, существуют острова, например, Новая Зеландия и Галапагос, о которых на основании анализа их современной фауны можно сказать, что они были связаны сушей с материками, даже можно утверждать, что эта связь прервалась до появления на Земле млекопитающих, т. е. где-то во второй половине мезозоя. Существуют и другие острова, такие, как Гавайские, о которых на основе анализа их автохтонной (коренной) фауны и флоры можно сказать, что они никогда не были связаны с материками, а поднялись со дна океана. Сходство фауны млекопитающих Мадагаскара и Индии заставило зоологов еще в конце XIX в. предположить о существовании между ними материка, названного ими «Лемурия», который впоследствии опустился. Фауна пресноводных рыб Мадагаскара гораздо ближе к ихтиофауне Шри-Ланка, чем к ихтиофауне Восточной Африки.

История развития жизни в океане есть обязательная и неотъемлемая часть истории самого океана. Морская фауна имеет решающее значение при изучении истории развития солевого состава и температурного режима Мирового океана. Анализ с различных точек зрения истории развития фауны и флоры от момента их зарождения до современных форм на всех материках и океанических островах необходим для правильного понимания геологической истории Мирового океана.

До 50-х годов XX в. наши знания о рельефе дна океана, строении земной коры под океаном, его осадках накапливались очень медленно. Поэтому до XX в. по вопросу о геологической истории Мирового океана было высказано много малообоснованных гипотез, вроде гипотезы об образовании Тихого океана путем отрыва массы земной коры, из которой образовалась Луна.

В последние десятилетия существенно увеличился экспедиционный флот и выросли технические возможности изучения Мирового океана, что привело к новым открытиям в океанологии, гидробиологии, морской геологии. Одним из важнейших открытий морской геологии явилось доказательство существенного различия по геологическому строению земной коры на материках и дне океанов. Это различие заключается прежде всего в том, что гранитный слой, который является наиболее типичным элементом материковой земной коры, отсутствует в земной коре океанического типа. Эти данные заставили пересмотреть существующие гипотезы о происхождении Мирового океана. вылвинуть новые. Оказалось, что геологическую историю развития материков и Земли в целом можно понять только путем изучения истории развития океанов. По мнению Булларда, сейчас происходит революционный процесс обновления в геологии, сравнимый с тем, который произошел в физике в 90-х годах прошлого века.

Проблема происхождения океанов является составной частью общей проблемы происхождения Земли и Вселенной в целом. Только исходя из тех или иных гипотез о происхождении окружающего нас мира можно рассматривать вопросы геологической истории Мирового океана.

Первые научные гипотезы относительно возможных путей образования Земли и истории ее развития пришли на смену легендам и мифам после эпохи великих географических открытий. В XVII в. Декартом была высказана наиболее ранняя космогоническая гипотеза о происхождении Земли и небесных тел. По его представлениям, Земля образовалась в результате вихреобразных движений мельчайших частиц и первоначально была раскаленной. Постепенно Земля остывала, на ее поверхности образовалась твердая земная кора, под которой находились вода и воздух. Кора по мере дальнейшего охлаждения раскалывалась и погружалась, в результате чего образовались океаны. Подобные взгляды высказывали Лейбниц и Бюффон, также считавшие Землю первоначально раскаленной. По их мнению, после образования земной коры вследствие охлаждения Земли водяные пары, находящиеся в атмосфере, сконденсировались, образовав океан.

В конце XVIII в. немецкий философ Кант и французский астроном Лаплас выдвинули гипотезы происхождения планет Солнечной системы в результате сжатия раскаленной и разреженной газовой туманности. Теория Канта—Лапласа господствовала в течение всего XIX в. На ее основе удалось наиболее обоснованно для того времени объяснить внутреннее строение земного шара. Использовав эту гипотезу, Зюсс разработал теорию образования океанов и материков, получившую название контрактационной. Формирование гор и морских впадин объяснялось сжатием земной коры под влиянием охлаждения внутренних областей Земли. Зюсс показал, что материки и океаны в геологическом прошлом имели другие размеры и очертания, отметил возможность существования на месте южной части Атлантического и Индийского океанов обширной древней суши — Гондваны.

Одновременно возникла противоположная гипотеза — о постоянстве и неизменности океанов. Американский ученый Уиллис писал: «Большие океанические впадины представляют собой постоянные явления на земной поверхности и располагаются со времени своего первого заполнения водой неизменно на том же месте, претерпевая лишь небольшие изменения своих очертаний». Гипотеза постоянства океанов противоречит законам диалектического развития природы, подтверждение которых встречается во всей истории развития Вселенной. Однако, несмотря на это, гипотеза постоянства океанов оказалась очень живучей. Даже в настоящее время в свете новых представлений о природе океанического дна ряд ученых считает возможным длительное (по геологическим масштабам) существование отдельных частей океанов в неизменном виде.

Из наиболее существенных теорий образования океанов и материков следует отметить еще теорию равновесия земной коры, или теорию изостазии. Английские ученые Пратт и Эри выдвинули гипотезу о том, что земная кора может быть разделена на глыбы различной высоты или плотности, которые плавают на более плотном подкорковом слое. В зависимости от массы отдельных глыб земной коры создаются различия в рельефе земной поверхности, образуются приподнятые поверхности суши — материки, а также погруженные участки — моря и океаны. Многие ученые связывали происхождение материков и океанов с явлениями изостазии, утверждая большую древность и малую изменчивость океанических пространств. Поскольку из теории изостазии вытекает представление о земной коре, плавающей на более плотном веществе магмы, то наряду с вертикальными движениями, проявляющимися в нарушении и восстановлении изостатического равновесия, можно допустить существование И горизонтальных перемещений вещества. На этом основана завоевавшая большую популярность гипотеза перемещения, или дрейфа, материков, в наиболее полном виде разработанная немецким геофизиком Альфредом Вегенером в 20-х годах XX в.

Сущность гипотезы Вегенера сводится к следующему. Легкие глыбы материков, сложенных преимущественно из гранитов (сиаля), плавают на более плотном веществе базальтовой оболочки Земли (симе) под влиянием сил вращения Земли. Первоначально (около 230 млн. лет назад) равномерный слой сиаля скопился на одной стороне Земли, образовав единый материковый массив Пангею. В связи с вращением Земли развились силы, вызвавшие раздробление и горизонтальные перемещения материков по базальтовой оболочке. При этом считалось, что образование складчатых горных цепей является результатом смятия краев материков при их надвигании друг на друга (Альпы, Карпаты при надвигании Африки на Европу и Азию) или на базальтовое дно океанов (Анды и Кордильеры). Островные дуги вдоль восточной окраины Азии, по мнению Вегенера, представляют собой участки материка, оторвавшиеся от его основной массы. Результатом распада Пангеи и отрыва друг от друга отдельных материков явилось образование Атлантического и Индийского океанов. Для доказательства былой связи материков привлекались разнообразные данные: сходство очертаний материков на противоположных берегах Атлантического и

3 Заказ № 16

других океанов, сходство их геологического строения, животного и растительного мира в дотретичный период.

Гипотеза перемещения материков нашла многочисленных продолжателей, приводящих новые доказательства горизонтальных смещений отдельных участков земной коры. Однако со временем появился целый ряд существенных возражений. Одно из основных состоит в том, что сопротивление, оказываемое симой горизонтальному перемещению масс сиаля, огромно и неизвестна сила, которая могла бы вызвать подобное горизонтальное смещение материков. Кроме того, неясно, под действием каких сил образовались Пангея и океан, покрывавший остальную часть Земли.

Открытие радиоактивности на рубеже XIX и XX вв. и первоначальные подсчеты, основанные на среднем содержании радиоактивных веществ в гранитах, привели к выводу, что Земля под влиянием радиоактивного распада должна не охлаждаться, а разогреваться. Это было одним из основных возражений против космогонической гипотезы Канта—Лапласа и основанной на ней теории контрактации.

В 40-х годах XX-в. О. Ю. Шмидтом в СССР и Вейцзекером в Германии были предложены новые космогонические гипотезы об образовании планет в первоначально холодном виде из газопылевого облака. Для дальнейшего развития этих гипотез важное значение имело открытие советскими астрономами происходящих в настоящее время зарождений звезд в газопылевых туманностях. Образование планет представляется теперь сопутствующим элементом этого процесса.

В настоящее время господствует гипотеза, согласно которой Земля образовалась примерно 5,5—4,5 млрд. лет тому назад из холодного газопылевого облака. Впоследствии она начала разогреваться, главным образом в результате радиоактивных процессов, а также гравитационного уплотнения. Расплавление вещества Земли привело к его дифференциации, образованию земной коры, а также первичных атмосферы и гидросферы.

Начиная с 60-х годов XX в. изучение дна океана дало так много новых фактов, имеющих принципиальное значение, что потребовался пересмотр основных положений теоретической геологии. До этого времени наши знания об устройстве поверхности Земли ограничивались, по существу, одной материковой третью земной поверхности, а две другие, океанические, трети были чуть ли не белым пятном. Наиболее важным было открытие глобальной системы срединно-океанических хребтов с их осевыми рифтовыми долинами. Оказалось, что дно океанов имеет молодой возраст и характеризуется большой подвижностью. Эти факты требовали своего осмысливания и создания новой гипотезы эволюции земных оболочек. В результате появился новый раздел геотектоники, получивший название тектоники плит, или новой глобальной тектоники, корни которой уходят к гипотезе дрейфа материков Вегенера.

С другой стороны, новые факты показали несостоятельность распространенной в начале нашего века контрактационной гипотезы, связывавшей все закономерности формирования земной коры с охлаждением и сжатием Земли; указали на ряд серьезных противоречий натурным данным у гипотез, основанных на признании только вертикальных движений земной коры и связи геотектоники с магматизмом. В настоящее время наиболее распространены две геотектонические теории: океанизации (или «базификации» материковой коры) и неомобилизма (или глобальной тектоники плит), причем ни одна из них не может полностью ответить на все вопросы, которые возникли в свете новых натурных данных. Рассмотрим кратко обе теории.

Первая теория, основанная на представлении о горизонтальной неподвижности материков, так называемом фиксизме, господствовала в геологии вплоть до 50-х годов. Наиболее последовательно эта теория развита в трудах В. В. Белоусова. Согласно этой теории, первичной является материковая земная кора, а все океаны являются молодыми, образовавшимися не ранее конца палеозоя (около 250 млн. лет назад). При этом мощная материковая кора с ее гранитным слоем опускается в крупные расплавленные очаги мантии и превращается в тонкую базальтовую океаническую кору, т. е. происходит базальтизация, или океанизация, материковой коры. Подобным же образом теория объясняет происхождение ряда внутренних морей, таких, как Средиземное, Карибское, Берингово, Японское. В. В. Белоусов полагает, что происходит периодическое прогревание астеносферы, которое сменяется остыванием. В период прогревания плотность астеносферы уменьшается, а подвижность возрастает, возникает неустойчивость, способствующая интенсивным вертикальным движениям земной коры, в результате которых одни глыбы опускаются, другие поднимаются. Опускающиеся части литосферы расплавляются в магме, происходит дегазация (выделение паров воды и газов), плотность пород увеличивается, что способствует дальнейшему опусканию и образованию океанической впадины. Океаны и моря при этом рассматриваются как области проплавления материковой земной коры из-за неравномерного разогревания недр вследствие радиоактивности.

Исходя из положений этой теории, В. В. Белоусов объясняет совпадение в очертаниях западного и восточного берегов Атлантического океана, подобие в геологическом строении ряда материков, а также указанное ранее сходство в животном мире на

3\*

материках и островах, разделенных океаном, тем, что в былые геологические периоды между ними были континентальные связи. Срединно-океанические хребты трактуются как зоны, где процесс базификации продолжается до настоящего времени. Причем в Атлантическом и Индийском океанах опускание началось на восточной и западной окраинах морей, а лишь потом начала прогибаться их осевая зона. В Тихом океане прогибание началось в центральной части, где процесс базификации к настоящему моменту уже завершился. Однако, в отличие от других океанов, на тихоокеанских перифериях происходит разрастание океанов за счет прилегающих материков. Здесь происходит столкновение двух встречных процессов — продолжающейся дифференциации и дальнейшего утолщения материковой коры и нового процесса базификации, направленного к разрушению материковой коры. Этими противоположными процессами автор объясняет исключительно сильную сейсмическую активность всей периферии Тихого океана.

Таким образом, океанообразование, согласно этой теории, является новым этапом эволюции земной коры; происходившее в течение нескольких миллиардов лет нарастание ее гранитного слоя сменилось в последние сотни миллионов лет его разрушением. Эта смена глобальных процессов трудно объяснима. Требует также объяснения сам механизм океанизации, т. е. погружения материковой, более легкой коры в океаническую. Нет уверенности в возможности химико-физической переработки гранитного слоя в базальтовый. Но даже если допустить, что этот процесс возможен, то очевидно, что при океанизации должен раствориться прежде всего базальтовый слой материковой коры. Между тем уменьшение толщины коры в океанах связано прежде всего с исчезновением гранитного слоя. Кроме того, остаются также неясными причины, вызывающие периодические тепловые импульсы, приводящие к расплавлению астеносферы. Есть и ряд других трудностей, с которыми сталкивается теория океанизации. Все положения теории океанизации исходят из допущения о невозможности горизонтальных движений земной коры. А в последние годы геодезическими измерениями (в Калифорнии, Японии, районах Красного моря и Аденского залива) доказано, что земная кора испытывает горизонтальные перемещения со скоростью до 1-4 см в год.

Несостоятельность теории океанизации материковой коры в ряде вопросов привела к тому, что в настоящее время все большее число приверженцев получает теория новой глобальной тектоники. Привлекательность этой теории прежде всего в том, что, во-первых, она является глобальной, поскольку рассматривает взаимосвязанные процессы, происходящие одновременно в литосфере всего земного шара; во-вторых, она объединяет раз-
личные ветви геологической науки: тектонику, геофизику, геохимию, палеонтологию и др.

Теория неомобилизма, сформулированная Хессом, исходит из представления о ведущей роли горизонтальных перемещений литосферных плит в процессе современного развития земной коры. Эти плиты имеют толщину около 50—100 км. Границы между плитами могут быть трех основных типов: 1) границы растяжения, совпадающие со срединно-океаническими хребтами и рифтовыми зонами, где происходит образование новой океанической коры; 2) границы сжатия, совпадающие с глубоководными океаническими впадинами, где океаническая часть плиты «ныряет» под материковую и погружается в мантию; 3) трансформные разломы, где плиты смещаются в стороны относительно друг друга и кора не образуется и не разрушается.

Движущий механизм этого перемещения плит еще неясен. Предполагается, что горизонтальные движения земной коры вызваны конвекционными токами, возникающими при расплавлении мантии за счет радиоактивного тепла. В местах подъема конвекционных токов (зонах дивергенции) возникают разрывы в материковой коре, или рифты, в которые поступает расплавленный материал мантии (рис. 4). В местах нисходящих ветвей конвекционных ячеек (зонах конвергенции) происходит образование глубоководных желобов и погружение плиты в мантию. Конвекционные токи раздвигают плиты, в рифтовую зону поднимаются все новые и новые порции мантийных пород, которые при остывании образуют океаническую земную кору. В результате такого процесса образуется новый океан. Такова схема тектоники плит и образования океанов. Рассмотрим модель земной коры на основе этой схемы.

Вся поверхность Земли представляется разделенной на ряд жестких плит площадью до нескольких тысяч квадратных километров, которые перемещаются в разных направлениях по вязкой астеносфере (рис. 5). Границами этих плит являются сейсмически активные подвижные зоны, которые проходят не только по дну океанов, но и по суше в виде областей складчатости. Плиты могут быть образованы либо целиком материковой литосферой (Евразийская плита), либо целиком океанической литосферой (Тихоокеанская плита), либо состоять из любых пропорций океанической и материковой литосфер. Именно потому, что бо́льшая часть плит включает части и океанов, и материков, эту теорию называют теорией глобальной тектоники плит, в отличие от теории дрейфа материков Вегенера, или теории расширения дна океанов.

При движении плит происходит образование рифтовых долин с подъемом магмы к поверхности, островных дуг, складчатых

областей в результате сближения и столкновения плит океанической и материковой земной коры. Переход от материковой земной коры к океанической может быть спокойным, как вдоль западного побережья Атлантического океана, где материки Северной и Южной Америки и западная часть Атлантического океана составляют единую Американскую плиту, и может представлять собой зоны максимальной сейсмичности, как район



Рис. 4. Схема образования срединных хребтов и глубоководных желобов по гипотезе неомобилизма.

островных дуг северо-западной части Тихого океана, где проходит граница между Тихоокеанской и Евразийской плитами (рис. 5). В области этой границы океаническая кора уходит под материковую и погружается вниз под углом около 45°. Движения плиты сопровождаются среднеглубинными и глубокофокусными землетрясениями и прекращаются на глубинах около 700 км. Переплавленный материал частично выходит на поверхность через многочисленные вулканы. Сжатия осадков на дне этого глубоководного желоба не происходит, поскольку они залегают относительно тонким слоем на поверхности океанической плиты. В других случаях донные отложения могут образовывать горные хребты, которые окаймляют материк (например, Анды). В местах контакта двух плит, сложенных материковой земной корой, всегда имеет место горообразование (например, Гималаи).

Подобная модель образования океанической коры позволяет объяснить одну из загадок геологии. Согласно ряду теорий, океаны возникли одновременно с материками, однако в океанах не обнаружено осадков более древних, чем возраста 150 млн. лет. Гипотеза новой глобальной тектоники объясняет это переносом



Рис. 5. Гипотеза тектоники плит (по Булларду, 1971). Жирные линии – границы плит, стрелки – направления движения плит.

более древних осадков движущимися плитами с последующим нагромождением их на краю материка либо погружением в мантию под встречную плиту.

Процесс поглощения океанической коры на краю материка происходит до тех пор, пока к месту погружения не подойдет относительно «легкая» и более толстая материковая часть плиты, которая не может погрузиться.

Теория тектоники плит позволяет удовлетворительно объяснить некоторые явления. Так, палеомагнитные исследования показывают, что последние 100 млн. лет Индия смещалась в северном направлении; кроме того, как указано ранее, флора и фауна Мадагаскара и Индии имеют много общего. Эти факты полностью согласуются с теорией глобальной тектоники. Для окончательного подтверждения необходимо точное натурное определение местонахождения зоны контакта между Индийской и Евразийской плитами с исследованием структурных особенностей этой зоны. Одним из первых аргументов в пользу теории неомобилизма служило сходство очертаний материков по обе стороны Атлантического океана. Английский геофизик Буллард с коллегами тщательно проверил этот аргумент путем совмещения противоположных берегов океана с помощью счетно-решающего устройства, причем совмещение производилось не по современной береговой линии, а по линии материкового склона, т. е. по действительной границе материковой части земной коры. Совмещение оказалось почти идеальным, если принять для Исландии, лежащей в зоне срединного хребта, океаническое происхождение и не считать ее частью материка.

Аналогичные сопоставления проведены для Индийского океана, что также дало вполне удовлетворительные результаты. Правомерность такого соединения подтверждается одинаковым геологическим строением разобщенных участков.

Доказательством расширения дна океанов в области срединно-океанических хребтов служат результаты магнитных съемок океанического дна. Английские ученые Вайн и Мэтьюз выдвинули гипотезу о том, что базальты, застывающие в рифтовой зоне, намагничиваются в направлении магнитного поля Земли, соответствующего времени застывания. Поэтому, зная характер и время изменения магнитного поля Земли, удается определить величину и знак отклонения от него магнитного поля образца базальта, а следовательно, его возраст. Таким образом, впервые появилась возможность датировать возраст коренного (базальтового) ложа океана, которое подстилает осадочную толщу. Эти данные позволили заключить, что дно океанов становится все более молодым при движении от берегов океана к срединноокеаническим хребтам, а рифтовая долина хребта — это область современного образования океанической коры. В настоящее время составлены карты, на которых указан «возраст» океанического дна.

Доказательством расширения дна океанов служит также закономерное изменение возраста вулканических островов по мере удаления от срединно-океанических хребтов. Например, в Атлантическом океане возраст островов, расположенных близко к оси хребта, очень мал (Буве — 1 млн. лет, Ян-Майен — 10, Исландия — 10, Азорские — 20, Св. Елены — 20 млн. лет). Острова, удаленные от гребня хребта, имеют большой возраст, который хорошо увязывается с возрастом линейных магнитных аномалий: Бермудские — 35 млн. лет, Фарерские — 50, Багамские — 120, Фолклендские — более 1000 млн. лет. Сходные цифры получены для островов Индийского и Тихого океанов.

Прослеживая закономерные изменения возраста пород ложа океана в направлении, перпендикулярном простиранию хребта, и сопоставляя их с удалением от оси хребта, можно определить

скорость раздвижения дна океанов. Эта скорость в различных районах океана меняется от 1 до 12 см/год в одну сторону от гребня хребта (т. е. полная скорость обновления ложа океана равна удвоенной величине). С геологической точки зрения это большие скорости. Так, при полной скорости 16 см/год все дно Тихого океана (шириной около 15 тыс. км) могло образоваться за 100 млн. лет, однако средние скорости раздвижения океанического дна примерно на порядок меньше.

Основное возражение против теории глобальной тектоники плит состоит в том, что для возникновения и поддержания движения таких громадных плит, перемещающихся по вязкой астеносфере, необходимы колоссальные силы. Хотя механизм этих движений еще не установлен, сам факт больших горизонтальных перемешений глыб земной коры можно считать доказанным.

# 2.2. История образования океанических бассейнов

В настоящее время история образования океанов представляется следующим образом. Наиболее гипотетическим является период от начала формирования первичной океанической коры в результате деятельности многочисленных вулканов и трешинных излияний (около 4 млрд. лет назад) до образования единого большого материка Пангея. Согласно гипотезе В. Е. Хаина, первоначально образовалась сплошная базальтовая оболочка. Водная оболочка в этот период могла покрывать всю поверхность Земли, кроме вулканических архипелагов, причем первичный океан отличался малой глубиной — порядка 1,5-2,0 км. За время архейского периода образовалась первичная материковая кора, подтверждением чему служат древнейшие горные породы, возрастом около 3,5 млрд. лет. Первичная материковая кора, по-видимому, имела меньшую толщину, чем современная, но, будучи обогащенной гранито-гнейсовыми породами, более легкими по сравнению с базальтами, «всплыла» и образовала зародыши будущих материков. В дальнейшем продолжалось наращивание материковой земной коры как вследствие извержений вулканических пород, так и образования осадочных пород в результате начавшегося разрушения ранее образовавшихся участков коры. Появляются области прогибания, имеющие сходство с будущими геосинклиналями, в которых начинаются процессы складчатости. В результате процессов складчатости, метаморфизма и гранитизации отдельные участки материковой земной коры объединились в первичные материки, или протоматерики, которые разламывались и соединялись, давая начало будущим древним платформам. К этому времени за счет продолжающегося поступления ювенильной воды, т. е. воды, образовавшейся в ходе вулканических извержений (процесс образования водной массы изложен в следующем разделе), глубина первичного океана возросла до 2,5—3,0 км. Около 1,5 млрд лет тому назад сформировался огромный материковый платформенный массив, предположение о существовании которого подтверж-



Рис. 6. Положение Пангеи по изобате 2000 м 200 млн. лет назад (Р. Диц, Дж. Холден. Распад Пангеи.— В сб.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 315—329).

дается данными радиогеохронометрии. Этот единый праматерик получил название Пангея (пан — всеобщий, гео — Земля, в переводе с греческого — «вся земля»), а окружающий его океан — Панталасс (таласс — океан) (рис. 6). Общая площадь суперматерика Пангея, измеренная по изобате 2000 м, составляла около 40% поверхности Земли, т. е. столько же, сколько занимают материки в настоящее время, считая по той же изобате. Положение материков на этом и последующих рисунках получено Дицем и Холденом с помощью ЭВМ.

Около 200 млн. лет назад началось образование рифтовых трещин, приведшее к разделению Пангеи на отдельные блоки, которые начали перемещаться. К концу триасового периода (т. е. 180 млн. лет назад) начали образовываться первичные бассейны Атлантического и Индийского океанов (рис. 7). Одновременно начала обновляться океаническая кора и более древнего Тихого океана. Суперматерик Пангея северным рифтом был разделен на два праматерика Гондвану и Лавразию — древним океаном Тетис. В этот же период южный рифт отделил от Гондваны Южную Америку и Африку, а также Индию, которая начала быстро перемещаться в северном направлении.



Рис. 7. Положение материков к концу триасового периода, 180 млн. лет назад (по Дицу и Холдену). Горизонтальная штриховка — зона дивергенции дна океанов.

В течение юрского периода (180—135 млн. лет назад) раздвижение материков продолжалось. Начала формироваться новая рифтовая трещина, разделившая впоследствии Южную Америку и Африку. А к концу мелового периода (65 млн. лет назад) южная часть Атлантического океана уже достигала ширины около 3000 км (рис. 8). В Северной Атлантике новый рифт начал образовывать восточное побережье Гренландии. В результате поворота Африки против часовой стрелки, а Азиатской плиты по часовой стрелке восточная часть океана Тетис почти совсем закрылась.

В Тихом океане, по-видимому, существовала система глубоководных желобов, поглощавших океаническую часть движущихся плит. Эти желоба на картах не показаны.

#### 2. Происхождение Мирового океана

Продолжавшийся процесс привел к современному положению материков и океанов. Почти за 200-милионный период Северная Америка совершила путь длиной 8000 км на запад-северо-запад, Африка развернулась примерно на 20° против часовой стрелки, а Евразия — примерно на столько же по часовой стрелке. Наиболее значительно переместилась Индийская плита. Следы



Рис. 8. Положение материков к концу мелового периода, 65 млн. лет назад. (по Дицу и Холдену).

дрейфа Индии в виде двух параллельных гигантских сдвиговых зон обнаружены на дне Индийского океана. На основе теории глобальной тектоники Диц и Холден составили прогноз развития Земли на 50 млн. лет вперед (рис. 9). Тенденция дальнейшего развития Мирового океана такова, что Атлантический океан будет продолжать расширяться, особенно в южной части. Площадь Индийского океана тоже будет увеличиваться, но с меньшей скоростью, а Тихого будет уменьшаться. Антарктида останется на своем прежнем месте, Австралия значительно продвинется к северу и подойдет вплотную к Евразийской плите, а Азиатский материк соединится с Северной Америкой в районе Алеутских островов. Увеличатся размеры Красного моря. Африканский рифт отделит часть материкового массива, который начнет дрейфовать к северу, а новый рифт отделит полуостров Калифорния от Северной Америки.

Таким образом, в историко-геологическом развитии земной коры не было постоянства в существовании материков и океанов: и те, и другие неоднократно исчезали, а потом появлялись вновь на старом или новом месте, так как время жизни океанической земной коры колеблется от 100 до 200 млн. лет. Возможно, дальнейшие исследования внесут поправки в нарисован-



Рис. 9. Положение материков через 50 млн. лет (по Дицу и Холдену).

ную здесь картину образования океанов, но в настоящее время такой путь эволюции земной коры представляется наиболее вероятным.

Процессы океанообразования продолжаются и в настоящее время. Так, полагают, что Красное море и Аденский залив — это зародыши будущих океанов. Их дно имеет типичный океанический характер, не содержит материковых пород, вдоль осей этих водоемов обнаружены зоны разломов, а магнитные измерения обнаруживают молодые участки земной коры. Полагают, что эти бассейны возникли в процессе раздвигания Африканской и Индийской плит, которое началось примерно 20 млн. лет назад. Береговые очертания Аравии и Африки можно полностью совместить, если африканский берег оставить на месте и пододвинуть к нему аравийский. Скорость относительных движений Африканской и Индийской плит, по данным геодезических измерений, около 2 см/год.

Интересные данные были получены в результате океанологических исследований глубоководных впадин Красного моря. Средняя месячная температура на поверхности моря колеблется от 18°С в феврале до 32°С в августе, а на глубинах более 200 м она почти постоянна и равна 22°С. Характерная соленость глубинных вод Красного моря 40—41‰. Однако в глубоководных впадинах, перепад глубин в которых по отношению к характерной глубине дна не превышал 1000 м, было обнаружено резкое возрастание температуры и солености вод. Максимальная температура воды, зафиксированная у дна в 1971 г., равна 64,8°С, а соленость — 313‰. Такие аномальные характеристики придонных вод вызваны подъемом расплавленных пород через разломы земной коры.

Эмбриональными стадиями будущего океана считают также озеро Байкал и сопряженные с ним рифты центральной части Азиатского материка. Тепловой поток на дне озера Байкал в 2—3 раза выше, чем на сопредельных территориях. Геодезические методы изучения современных движений земной коры показали, что район впадины озера Байкал опускается со скоростью 0,8—1,2 мм/год.

В ходе геологического развития океаны, по-видимому, проходят последовательно все стадии от узкого моря-океана, сходного с Красным, до размеров Тихого океана, площадь которого почти равнозначна площади всех современных материков. История развития океанов включает определенную повторяемость процессов раскола материков, образования океанов, столкновения материков и образования новых; длительные эпохи нарастания коры сменялись более короткими периодами разрушения, а затем обновления. Такой «тектонический круговорот» (океанматерик — океан) представляет собой один из многочисленных круговоротов, существующих в природе: круговорот воды, круговорот кислорода в процессе жизнедеятельности организмов, круговорот фазового состояния вещества литосферы: магматические породы — осадочные породы — метаморфические породы — магматические породы и т. д. Тектонический круговорот лишь грандиознее по своим пространственным (сотни миллионов квадратных километров) и временным (сотни миллионов лет) масштабам.

## 2.3. Образование водной массы Мирового океана

Гипотеза происхождения гидросферы исходит из современных представлений о первично «холодном» состоянии Земли, образовавшейся из газопылевого облака галактического вещества. В этом облаке в некотором количестве содержалась и вода, преимущественно в виде ледяной пыли. Известно, что в составе вещества комет присутствует лед в виде глыб, паде-

46

ние которых на земную поверхность отмечалось многократно в разное время и на разных материках. Облака водорода, гидроксильных радикалов и молекул воды обнаружены и за пределами солнечной системы. Эти вещества послужили исходным материалом для образования гидросферы Земли.

Согласно современным представлениям, образование гидросферы и атмосферы обусловлено механизмом дифференциации вещества Земли на оболочки. Этот процесс связан с разогреванием холодного вещества Земли благодаря энергии сжатия гравитационной — и главным образом в результате выделения тепла, генерируемого радиоактивными элементами (U, Th, 40K) при распаде. Механизм этого грандиозного процесса выплавления и дегазации мантии Земли был экспериментально доказан А. П. Виноградовым при помощи так называемого зонного плавления. Образцом для эксперимента послужило вещество метеоритов-хондритов, которые по составу ближе всего к веществу мантии Земли. Механизм выделения воды из твердой земной массы состоит в следующем. При разогревании вещества мантии происходит выплавление легкоплавкой фракции силикатов, которая при движении из глубин к поверхности насыщается многими легкоплавкими и легколетучими веществами. Основную массу их составляет  $H_2O$ . Кроме того, происходит дегазация  $H_2S$ , HCl, HF, NH<sub>3</sub> и других веществ. Преобладание H<sub>2</sub>O объясняется не только большой распространенностью, но и тем, что при прочих равных условиях H<sub>2</sub>O больше, чем другие пары и газы, поглощается силикатным расплавом. В тугоплавкой фазе остаются Mg, Fe, Ni, Co, Cr и др. Под действием гравитационной силы легкоплавкая фаза вещества движется к периферии Земли, увлекая с собой растворенные в ней газы. При удалении расплава от очага зарождения происходит его охлаждение и кристаллизация, в результате чего легкоплавкий расплав распадается главным образом на две фазы: силикатную и водную. Вместе с H<sub>2</sub>O конденсируются и многие газы, растворяющиеся в воде (например, HCl, HF, HBr, HI, B(OH)<sub>3</sub>, (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>, CO<sub>3</sub>), а также частично соединения серы. Таким образом, на поверхность Земли поступает раствор, содержащий разнообразные и сложные соединения. Этот так называемый ювенильный раствор и образовал водную массу первичного океана.

Другая часть газов, не растворяющихся или слабо растворяющихся в воде (например, инертные газы He, Ar, Ne, Kr, Xe, Rn, а также CH<sub>4</sub>, частично CO<sub>2</sub> и др.), не конденсировалась с H<sub>2</sub>O, а осталась в газовой оболочке Земли, образовав первичную атмосферу.

Нужно подчеркнуть, что эффект разделения вещества на фазы при зонном плавлении не требует полного расплавления, т. е. Земля никогда не была полностью расплавлена. Механизм выплавления и дегазации в процессе эволюции Земли проявлялся в виде интенсивной вулканической деятельности.

Убедительным подтверждением этой теории является близкое сходство состава некоторых продуктов извержения ныне действующих вулканов с составом вод современного океана. Так, отношение  $H_2O$  к C, HCl и другим газам и дымам на поверхности Земли мало отличается от аналогичных отношений  $H_2O$ к газам при вулканических извержениях. Кроме того, доказательством справедливости этой теории служит хорошая согласованность объема вод Мирового океана и массы воды, образовавшейся в процессе дифференциации Земли на оболочки. Проведем их оценку.

Площадь поверхности дна океана (ложе океана) примерно 2,7 · 10<sup>8</sup> км<sup>2</sup>. Средняя толщина базальтовой оболочки под океаном около 7,0 км, следовательно, объем этих базальтов ~ 1,9× ×10<sup>9</sup> км<sup>3</sup>. Материки занимают площадь около 1,0 · 10<sup>8</sup> км<sup>2</sup> при средней толщине около 35,5 км, т. е. объем всех материков 3,6× ×10<sup>9</sup> км<sup>3</sup>, а с учетом площади материковых склонов и шельфов (9,3 · 10<sup>7</sup> км<sup>2</sup>), имеющих среднюю толщину около 18 км, и молодых складчатых поясов объем составит 7,1 · 10<sup>9</sup> км<sup>3</sup>. Таким образом, объем кристаллических пород материков примерно в три раза превышает объем базальтов океанической коры; в то же время породы материков являются производными первичных базальтов, появившихся на поверхности в результате излияния магмы. Масса гидросферы около 1,4 · 10<sup>21</sup> кг, что по отношению к массе всех горных пород Земли (2,4 · 10<sup>22</sup> кг при средней плотности базальтов 2,7 · 10<sup>3</sup> кг/м<sup>3</sup>) составляет около 6,0%.

Непосредственные наблюдения и расчеты количества водяных паров, которые выделяются при вулканических излияниях базальтов, дают в среднем 3—5%, а в ряде случаев до 8% по отношению к массе излившихся базальтов. Таким образом, закономерно допущение, что излияние базальтов доставляло на поверхность Земли около 6% воды от массы базальтов. На основании всего вышесказанного А. П. Виноградов пришел к следующему выводу: формирование водной массы океанов происходило путем дегазации при вулканических извержениях.

Приведенные расчеты не претендуют на абсолютную точность. В частности, при расчетах не учтена та часть земной коры, которая погружается в мантию на границах плит и расплавляется в ней. Кроме того, в начале истории Земли процессы дегазации мантии были наиболее интенсивны, так как радиоактивных элементов было в 8—9 раз больше, чем теперь, и главная масса воды образовалась в течение, может быть, первых сотен миллионов лет. Видимо, процессы выплавления шли в какой-то степени параллельно изменению энергии радиоактивного распада элементов в веществе мантии Земли. Количество воды в океане, по-видимому, все время увеличивается, так как процесс образования земной коры идет непрерывно. Одним из аспектов истории океана является история изменений его уровня. Проследить изменение уровня Мирового океана с момента его образования до наших дней чрезвычайно трудно, так как колебания уровня определяются не только прибылью воды (за счет дегазации при излияниях магмы) или убылью (переходом части воды в твердое состояние в периоды четвертичных оледенений), но и изменениями объема океанических впадин в результате тектонических движений в земной коре, трансгрессий и регрессий морей. В целом изменения уровня Мирового океана определяются постоянно изменяющимся соотношением между количеством воды в океане и объемом океанических впадин.

Оценим, каков порядок повышения уровня вследствие дегазации при вулканических извержениях. К настоящему времени объем вод Мирового океана составляет 1,34 · 10<sup>18</sup> м<sup>3</sup>. Самые древние породы, обнаруженные на Земле, имеют возраст 3,5 млрд. лет. Если принять, что процесс дегазации начался вскоре после образования Земли, т. е. примерно 4,0 млрд. лет тому назад, то среднее увеличение объема воды за миллион лет составит 3,3 · 10<sup>14</sup> м<sup>3</sup>. Площадь Мирового океана примерно 3,6 · 10<sup>14</sup> м<sup>2</sup>. Таким образом, уровень океана вследствие выплавления базальтового вещества земной коры и дегазации мантии повышается со скоростью около 1 мм/1000 лет при площади океана, близкой к современной. Поскольку средняя глубина океана в наше время около 3,7 км, то уже с середины палеозоя объем гидросферы составлял около 90% современного, а глубина океана за счет рассмотренного выше процесса отличалась от современной примерно на 0,4 км. О. К. Леонтьев подсчитал с учетом тектонических движений земной коры и процессов осадконакопления, что в мезозое средняя глубина океана была около 3 км. Эти оценки приведены потому, что встречаются утверждения, согласно которым океаны стали глубоководными только на новейшем этапе развития. В основной своей массе океан, по-видимому, сформировался уже к кембрийскому периоду. Это полностью опровергает существующие гипотезы расширения Земли, так как, чтобы разместить такую массу воды на земном шаре меньшего радиуса, необходимо было бы покрыть земную кору сплошным океаном глубиной 12 км, что полностью противоречит данным геологии и палеонтологии.

Данные о колебаниях уровня не могут служить объективным показателем изменений массы вод Мирового океана. На изменения уровня в геологических масштабах оказывают влияние следующие процессы: 1) увеличение объема воды за счет дегазации; 2) накопление осадков и вулканогенных продуктов;

4 Заказ № 16

вздымание срединно-океанических и других хребтов, поднятие отдельных частей дна, образование островов в океане и др.;
 опускание частей дна океана; 5) образование и таяние больших массивов льда.

Так, по данным Менарда, образование поднятия Дарвина в Тихом океане в мезозойскую эру вызвало поднятие уровня на 130 м. Средняя скорость повышения уровня за счет накопления осадков в океане составляет 0,4 мм за 1000 лет. Формирование ледникового щита Антарктиды привело к изъятию вод из Мирового океана и понижению уровня его на 60 м.

В четвертичное время изменение уровня и объема вод Мирового океана было связано главным образом с чередованием эпох оледенения и потепления, что приводило к переходу значительных масс воды из жидкой фазы в твердую и обратно. Другие факторы вследствие кратковременности с геологической точки зрения четвертичного периода (1,0—1,5 млн. лет) практического значения не имели. Колебания уровня Мирового океана, связанные с периодами оледенений, достигали 110 м. В различных районах побережья Мирового океана хорошо сохранились террасы, сформированные в периоды малых изменений уровня океана. Так, терраса с отметкой 10 м по отношению к современному уровню соответствует сангамонскому межледниковью, а береговая линия на глубине около 100 м соответствует наинизшему положению уровня океана, предшествовавшему началу послеледниковой трансгрессии (10 тыс. лет тому назад).

# 2.4. Формирование солевой массы Мирового океана

Современный химический состав океанической воды — результат длительного процесса, начавшегося одновременно с образованием гидросферы. Эволюция состава вод связана с приспособлением первичного ювенильного раствора к изменяющимся условиям нашей планеты.

Воды первичного ювенильного раствора, образовавшего гидросферу, содержали основные элементы, присущие водам современного океана. Данные об этом были получены на основе изучения содержания растворенных компонентов в водах, выбрасываемых при вулканических извержениях, а главным образом по содержанию их в веществе метеоритов-хондритов. Оказавшись на поверхности, ювенильный раствор изменяет свой состав в процессе приспособления к новым условиям, стремясь прийти в равновесие с ними. Сущность процесса приспособления заключается в сохранении в растворе компонентов, образующих в данных условиях более растворимые соединения, и в выпадении в осадок компонентов, образующих труднорастворимые соединения.

Вода океана в любой период его истории и есть этот первичный ювенильный раствор после его приспособления к поверхностным условиям. В табл. 4 приведено, по данным М. Г. Валяшко, содержание легколетучих элементов в первичном ювенильном растворе и воде современного океана при условии, что все летучие компоненты растворяются в этой воде.

#### ТАБЛИЦА 4

Содержание легколетучих элементов в первичном ювенильном растворе и в воде современного океана (по М. Г. Валяшко)

Элемент	В первичном ювенильном растворе	В воде современного океана
	г/100 г воды	
Углерод (С) Фтор (F) Хлор (СІ) Бром (Вг) Иод (І) Бор (В) Азот (N)	$\begin{array}{r} 8\\6\cdot 10^{-3}\\1,4\\1\cdot 10^{-2}\\8\cdot 10^{-4}\\8\cdot 10^{-3}\\4\cdot 10^{-1}\end{array}$	$3,5 \cdot 10^{-3} \\ 2,4 \cdot 10^{-5} \\ 1,9 \\ 7 \cdot 10^{-3} \\ 5 \cdot 10^{-6} \\ 4 \cdot 10^{-4} \\ 5 \cdot 10^{-2} $

Сравнение составов современной океанической воды и первичного ювенильного раствора показывает, что содержание хлора и брома осталось практически неизменным, а содержание остальных элементов заметно уменьшилось. Анализ изменения содержания основных элементов в воде океана позволяет понять эволюцию химического состава океанской воды. В растворе остаются неизменными те элементы, для которых нет достаточно активных осадителей, например хлор и бром. Элементы, содержание которых уменьшилось, участвовали в процессах, выводящих их из раствора. Больше всего снизилось содержание углерода (табл. 4). Поэтому процессы, приводящие к потере углерода, видимо, протекают в океане на протяжении всей его истории. Основная реакция, которая происходит от момента возникновения океана до настоящего времени, -- это связывание СО<sub>2</sub> в угольную кислоту с последующим переходом главным образом в карбонат кальция, выпадающий в осадок. Вторая реакция, вызывающая уменьшение содержания углерода, связана с реакцией фотосинтеза и возникла одновременно с появлением биосферы. С появлением и развитием жизни на Земле связаны потеря азота, уменьшение содержания иода. Фтор и бор

4\*

образовывали труднорастворимые соединения с главными катионогенными элементами (кальций, магний) и выпадали в осадок, что ограничило возможность их накопления в океанической воде. На протяжении всей геологической истории Земли между океаническим раствором, горными породами дна и берегов и атмосферой происходили процессы, ведущие к равновесию.

А. П. Виноградов выделяет три основные стадии формирования солевой массы океана: раннюю стадию при отсутствии биосферы (глубокий архей); стадию возникновения и становления биосферы (конец архея — палеозой); современный период, начиная от палеозоя. На первой стадии развития океана воды имели кислую реакцию, так как хлор, бром и фтор выделялись в виде сильных кислот — HCl, HBr и HF. При выходе на поверхность первичный ювенильный раствор попадал в условия пониженных температуры и давления, что резко снижало растворимость углекислоты. Поэтому с достаточным основанием можно утверждать, что на первом этапе своего существования воды архейского океана были насыщены по углероду и кремнезему. Об этом свидетельствует наличие глубоководных кремнистых осадков архейского времени. В дальнейшем сильные кислоты вступали в реакцию с солями сильных оснований и слабых кислот, отбирая сильные основания и освобождая слабые кислоты, т. е. происходила нейтрализация первично кислых вод. Процесс нейтрализации возник почти одновременно с появлением гидросферы, так как анионная часть первичного океана, приносимая в ювенильном растворе, сразу же вступала во взаимодействие с катионами в результате разрушения дна и берегов океана. Таким образом, «кислая» стадия существования океана была, по-видимому, весьма кратковременной.

Газовый обмен океана и атмосферы заключался в том, что из атмосферы извлекались те вещества, которые способны были взаимодействовать с водой и переходить в океанический раствор. На первой стадии химического взаимодействия атмосферы и океана это прежде всего относится к углероду, который поступал в атмосферу в виде CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> и CO, причем CO<sub>2</sub> входил в химические реакции с водой, образуя анионы CO<sub>3</sub><sup>2—</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>3</sup>. При дегазации пород мантии азот выделялся главным образом в виде NH<sub>3</sub>, который растворялся в океанической воде. Кислород находился в атмосфере в очень небольших количествах, так как в высоких слоях атмосферы под действием ультрафиолетового излучения солнца H<sub>2</sub>O разлагалась с образованием свободного O<sub>2</sub>, но уровень содержания O<sub>2</sub> не превышал 0,1 по отношению к современной атмосфере. Поэтому NH<sub>3</sub> окислиться до N<sub>2</sub> не мог, и азота в атмосфере тоже не было.

Таким образом, хорошая растворимость солей, образующихся в воде, привела к тому, что океан с момента возникновения

становится соленым, а не пресноводным бассейном, причем все анионы океанической воды — продукты дегазации мантии, а катионы — продукты выветривания горных пород земной коры. Общая концентрация солей архейского океана, вероятно, мало отличалась от современной, но состав первичных и атмосферы, и океана имел существенные различия по сравнению с нынешним, причем главное отличие состояло в восстановительных свойствах обеих сред.

Вторая стадия формирования химического состава Мирового океана началась с момента возникновения биосферы. Отпечатки простейших организмов обнаружены в древних осадочных породах, возраст которых оценивается в 2,0-2,7 млрд. лет. Однако появлению организмов предшествовал длительный период возникновения биогенных органических соединений и их дальнейшей эволюции. По современным представлениям, жизнь зародилась в прибрежной зоне океана, так как она могла развиваться, только будучи экранирована от жесткого ультрафиолетового излучения Солнца слоем океанической воды. (Озоновый экран в атмосфере в тот период отсутствовал.) Кроме того, в прибрежной зоне существовали наиболее благоприятные условия для образования первичных биогенных соединений. Источником их образования, по теории А. И. Опарина, послужили графит и карбиды, которые в процессе гидратации переходили в различные гидраты окислов металлов и углеводородные соединения. В результате химических процессов из простых углеродистых соединений возникали все более сложные. Появились органические вещества, которые в процессе полимеризации молекул образовали каплеобразные сгустки - коацерваты, а из них развились простейшие организмы с ферментативным механизмом питания. В процессе дальнейшего развития часть простейших. организмов выработала в себе способность поглощать солнечную энергию и за счет ее разлагать углекислоту, а из ее углерода строить органические вещества; так возникли простейшие растения. Для другой части простейших организмов растения стали основным источником питания, и дальнейшее развитие жизни шло уже главным образом биогенным путем. Таким образом, возникновение жизни оказалось возможным только в растворе вод океана; по образному выражению Бернала, «жизнь, подобно Афродите, родилась из пены морской».

Возникновение и развитие жизни существенно изменило прежнее химическое равновесие и произвело глубокий переворот в составе океана и атмосферы, определив дальнейшую их эволюцию. Выделение свободного кислорода в процессе фотосинтеза привело к изменению восстановительных свойств атмосферы на окислительные, что в свою очередь привело к созданию современной азотно-кислородной атмосферы. В этот же период в океане под воздействием возникшей биосферы, а также изменившегося обмена веществами с литосферой и окисляющей атмосферой происходит перестройка его солевого состава. Соединения углерода (СО, СН<sub>4</sub> и др.) в результате окисления перешли в CO<sub>2</sub>, что увеличило содержание углекислого газа и в атмосфере, и в воде океанов. Из атмосферы CO<sub>2</sub> почти полностью был извлечен в процессе фотосинтеза. Все это привело к стабилизации карбонатной системы, образованию скелетных организмов и переходу CaCO<sub>3</sub> (вместе с MgCO<sub>3</sub>) в осадок.



Схема перехода углерода в осадок (М. Г. Валяшко. Эволюция химического состава воды океана. М., «Наука», 1971, с. 97—104).

Под влиянием кислорода изменили свою миграционную форму азот, железо, сера. Так, если в первичном океане главной миграционной формой азота было  $\rm NH_3$ , то теперь стали  $\rm N_2$  и  $\rm NO^{3-}$ , причем свободный азот перешел в атмосферу; железо из формы  $\rm Fe^{2+}$  перешло в  $\rm Fe^{3+}$  и потеряло свою подвижность; сера из  $\rm S^{2-}$  перешла в  $\rm SO_4^{2-}$  и начала накапливаться в морской воде. Увеличилась подвижность кальция и магния, усилился их снос с материка в океан.

С момента стабилизации состава атмосферы стабилизировались формы существования и миграции главных элементов на поверхности Земли, а вместе с этим стабилизировался и солевой состав океанической воды. Океанический раствор стал преимущественно хлоридно-сульфатным, а состав его близким к современному. В процессе эволюционного формирования солевого состава вод Мирового океана наступил последний — современный — период. Начался этот период, по-видимому, около 2,0— 1,5 млрд. лет назад. Судя по составу соляных отложений кембрийского периода, состав океанической воды тогда был таким же, как и в настоящее время. Таким образом, стабилизация современного состава океанических вод произошла где-то между 1,5 и 0,5 млрд. лет назад.

Как указывает Л. А. Зенкевич, уже в докембрийский период сформировались все существующие в настоящее время типы органического мира. В последующий период появилось некоторое число новых классов, отрядов животных, но для формирования типа требуются очень большие промежутки времени. и 500 млн. лет для этого явно недостаточно. «За время существования морской фауны она была свидетелем, спутником и участником всех изменений, происходивших в океане» (Л. А. Зенкевич. Биология морей СССР. М., изд. АН СССР, 1963. 739 с.). Таким образом, газовый состав атмосферы, основные формы жизни в океане, солевой состав океанических вод сложились главным образом в докембрийский период, и с того времени не было таких сил и факторов, которые способны были бы значительно их изменить.

На Земле непрерывно происходят процессы взаимодействия гидросферы, литосферы и атмосферы, приводящие к поступлению солей в океан (планетарная дегазация мантии, материковый сток, приход из атмосферы, растворение твердых пород берегов и дна океана и др.) и к их потере (выпадение в осадок. обособление морей и заливов, вынос с брызгами и др.); по-прежнему большое влияние оказывает биосфера. Так. по А. П. Виноградову, в процессе фотосинтеза весь кислород атмосферы оборачивается за 2000-3000 лет. СО<sub>2</sub> (при современном ее содержании) — за 350-500 лет. а вся вода океана проходит через фотосинтезирующие растения в течение нескольких миллионов лет. Однако общая концентрация солей в океанической воде остается постоянной и может служить, по словам В. И. Вернадского, своего рода планетной константой. Подтверждением постоянства солевого состава служит многообразие жизни в океане. Понижение солености океанических вод на 10% хотя бы временно привело бы к значительному изменению нынешней фауны. Экспериментальные исследования показали, что в этом случае в одних группах фауна беднеет наполовину, а в других — полностью. Такое же большое значение имели бы изменения палеотемпературы. Если бы соленость и температура Мирового океана испытывали на протяжении последнего периода большие, даже кратковременные, изменения, то фауна океана была бы намного беднее. С начала кембрийского периода для Мирового океана характерна соленость около 35-40%.

Таким образом, в результате глобального процесса дифференциации вещества Земли создана гидросфера с ее главным элементом — Мировым океаном с массой 1,34 · 10<sup>18</sup> г и содержанием в нем 5,6 · 10<sup>16</sup> г растворенных солей. «Эта огромная масса равновесного природного раствора обладает колоссальной химической инертностью, и внести сколько-нибудь существенные изменения в нее могут только исключительно мощные, длительно действующие и направленные процессы» (М. Г. Валяшко).



# Состав и основные свойства вод Мирового океана



# 3.1. Основные свойства пресной воды

#### 3.1.1. Строение молекулы воды

Физические свойства воды, как и любого другого вещества, зависят от ее строения, наличия примесей и их свойств. Молекулярное строение воды во всех ее фазах не перестает интересовать ученых на протяжении уже длительного периода времени. Химическая формула этого самого распространенного на планете вещества настолько проста, что можно только удивляться, почему так мало известно о расстановке атомов и молекул в фазах воды. В конце концов, именно она определяет упаковку молекул, а следовательно, плотность вещества.

Согласно принципу неопределенности Гейзенберга, точное положение электронов в атоме не может быть определено, но можно принять, что они расположены вокруг ядра по сферическим оболочкам. Максимальное количество электронов, которое может находиться на одной оболочке, постоянно. Известно, что на первой к ядру оболочке может быть не более двух электронов, на второй — не более восьми и т. д. У атома водорода имеется один электрон, у атома кислорода — восемь. Поэтому на внешней, электронной оболочке атома кислорода оказываются два «свободных места», так как внутренние оболочки атомов должны быть обязательно заполнены электронами. В изолированном атоме кислорода эти «дырки» расположены под углом 90°.

Если атомы кислорода и водорода соприкасаются, то электрона последнего изменяет свою орбиту и начинает двигаться по траектории, общей для обоих атомов, обеспечивая тем самым их объединение в молекулу. При соединении с двумя атомами во-

дорода происходит заполнение внешней оболочки кислорода и образуется устойчивая молекула воды. В результате того, что электроны водорода в молекуле H<sub>2</sub>O частично принадлежат атому кислорода, у атомов водорода появляется положительный заряд, они начинают взаимно отталкиваться и угол между связями О—Н возрастает до 104° 31'.

На рис. 10 показано схематично строение молекулы H<sub>2</sub>O в соответствии с изложенной ее качественной картиной.

Связь О—Н, обусловленная объединением орбит

104°31"

0.96 • 10<sup>-10</sup>M

Рис. 10. Схематическое строение молекулы H<sub>2</sub>O (по Паундеру).

электронов вокруг сблизившихся протонов, является прочной и называется ковалентной. Из рис. 10 видно, что на продолжении линий этих связей имеются некоторые сгущения отрицательного электрического поля. Если бы атомы водорода и кислорода были на одной линии, а не под углом, то этого поля не существовало бы. Таким образом, молекула воды полярна и имеет постоянный дипольный момент.

Паундер считает, что при приближении «обнаженного» иона водорода другой молекулы воды к указанному отрицательному электрическому полю происходит небольшое взаимное электростатическое притяжение молекул. Хотя эта так называемая водородная, или протонная, связь значительно менее прочная, чем ковалентная, она может оказаться достаточной для объединения двух молекул.

Расстояние между ядрами кислорода и водорода в молекуле воды, равное 0,96 · 10<sup>-8</sup> см, может быть принято за ее радиус. В то же время 1 грамм-молекула воды весит 18,02 г и содержит 6,025 · 10<sup>23</sup> молекул. Следовательно, средняя масса одной. молекулы воды составляет примерно  $3 \cdot 10^{-23}$  г. Поскольку плотность воды равна 1 г/см<sup>3</sup>, объем молекулы воды  $3 \cdot 10^{-23}$  см<sup>3</sup>. Если представлять молекулы воды в виде шариков, то их радиус при указанном объеме должен быть равен  $1,93 \cdot 10^{-8}$  см, т. е. значительно меньше, чем внутримолекулярное расстояние, приведенное на рис. 10. Это означает, что молекулы  $H_2O$  в воде упакованы не очень плотно.

В результате действия сил электростатического притяжения молекулы H<sub>2</sub>O имеют тенденцию к объединению в ассоциации определенной структуры, которая зависит от температуры и постоянно разрушается из-за теплового движения молекул. Вблизи точки температуры замерзания в воде преобладают ассоциации тетраэдрической структуры. Четыре молекулы в вершинах правильного четырехугольника (тетраэдра) окружают пятую, находящуюся в центре. Как уже отмечалось, такая структура обладает малой плотностью упаковки молекул. Поэтому лед, практически полностью состоящий из таких комплексов молекул, имеет малую плотность. При разрушении ассоциаций молекул их упаковка может стать более компактной, и плотность жидкой фазы по сравнению с твердой возрастает. Одновременно с повышением температуры увеличиваются средние расстояния между молекулами H<sub>2</sub>O, что приводит к соответствующему уменьшению плотности.

По формуле воды ( $H_2O$ ) можно определить, что ее молекулярная масса равна 18 и она состоит по массе из 11,2% водорода и 88,8% кислорода. Однако не все молекулы воды имеют одинаковую молекулярную массу. Она может быть равна 19, 20, 21 и 22.

В 1929 г. Джек и Джонстон обнаружили, что, помимо атомов кислорода с атомной массой 16, имеются атомы с массой 17 и 18 (<sup>17</sup>О и <sup>18</sup>О) — изотопы кислорода. Таким образом, в природе кислород представляет смесь различных атомов в соотношении

#### ${}^{16}\text{O}: {}^{18}\text{O}: {}^{17}\text{O} = 3150:5:1.$

В 1931 г. Бердж и Бликви обнаружили изотопы водорода: <sup>2</sup>Н — дейтерий и <sup>3</sup>Н — тритий.

В воде встречаются различные комбинации изотопов кислорода и водорода. Воду с повышенным содержанием изотопов называют *тяжелой водой*.

Дитрих обобщил сведения о содержании различных комбинаций изотопов в природной воде (табл. 5). Наиболее распространенной является «обыкновенная» вода. Количество других молекул зависит от происхождения воды и процессов, которые в ней происходят.

По физическим свойствам тяжелая вода отличается от обычной. Вода состава  ${}^{2}\text{H}_{2}{}^{11}\text{O}$  (D<sub>2</sub>O) имеет плотность  $1,1056\times$ 

3.1. Основные свойства пресной воды

#### ТАБЛИЦА 5

Компоненты воды (в %)					
Молекула воды	% от общего объема воды	Молекула воды	%	от общего объем: воды	a
<sup>1</sup> H <sub>2</sub> <sup>16</sup> O	99,73	1H2H18O		$6 \cdot 10^{-5}$	•
<sup>1</sup> H <sub>2</sub> <sup>18</sup> O	0,20	2H16O	100	$3 \cdot 10^{-6}$	
1H <sub>2</sub> 17O 1H2H16O 1H2H17O	0,04 0,032	<sup>2</sup> H <sub>2</sub> <sup>18</sup> O <sup>2</sup> H <sub>2</sub> <sup>17</sup> O	•	6 · 10-9 1 · 10-9	

 $\times 10^3$  кг/м<sup>3</sup> при 4°С, плавится при 3,8°С, кипит при 101,42°С, температура ее наибольшей плотности 11,6°С.

Упругость паров тяжелой воды ниже обычной, поэтому в местах интенсивного испарения вода обогащается изотопами, в местах конденсации, наоборот, обедняется. Это может создать некоторое различие в физических характеристиках океанических вод, заметное при точных их определениях.

В принципе изотопный состав воды может рассматриваться как географический фактор, но учет его пока не разработан и имеются только отдельные опыты.

# 3.1.2. Аномалии физических свойств воды по отношению к большинству веществ

Многие физические свойства воды зависят от ее структуры, меняющейся с изменением температуры своеобразно, не так, как у большинства других веществ. Это накладывает отпечаток на изменения физических свойств воды, которые происходят «а номально». Практически наибольшее значение имеют следующие аномалии воды.

Аномалия плотности. Плотность жидкостей, как правило, при нагревании уменьшается. Плотность же пресной воды с повышением температуры от 0 до 4°С увеличивается, при дальнейшем нагревании — уменьшается. С точки зрения теории структуры воды это объясняется перегруппировкой комплексов молекул в этом интервале температур. Переход от «рыхлой» тетраэдрической структуры к более компактной упаковке молекул ведет к увеличению плотности. Однако по мере усиления теплового движения молекул увеличивается количество бесструктурных объемов, и поэтому плотность должна уменьшаться. Смена преобладания одного фактора другим наступает при 4°С.

Аномалия изменения объема при замерзании. Обыкновенное явление — лед, плавающий на поверхности воды, — аномалия. Как правило, твердые тела имеют плотность выше, чем жидкости, образующиеся при их плавлении. Вода в этом отношении редкое исключение, так же как чугун и висмут. При замерзании объем воды увеличивается примерно на 10%. Эта аномалия воды имеет большое значение для природы и климата. Если бы лед тонул в воде, многие замерзающие водоемы заполнялись бы зимой льдом до дна.

Аномалия теплоемкости. Как правило, теплоемкость тел при повышении температуры возрастает. Удельная теплоемкость воды при нагревании от 0 до 27°С уменьшается (примерно на 1%), при дальнейшем нагревании — увеличивается, как и у других тел. Объясняется это тем, что нагревание воды при невысоких температурах разрушает ее структуру. При этом та часть энергии молекул, которая отнималась для осуществления связи в кристаллической решетке, высвобождается и реализуется в форме кинетической энергии молекул, т. е. повышает температуру воды. При температурах выше 27°С нагревание воды просто увеличивает кинетическую энергию молекул, с чем связано обычное увеличение теплоемкости тел при повышении температуры.

Аномалия температуры замерзания. Как правило, при увеличении давления температура замерзания жидкостей повышается. Это связано с уменьшением объема при замерзании, а повышение давления способствует уменьшению объема. С увеличением давления на  $1,01 \cdot 10^5$  H/m<sup>2</sup> (1 атм) температура замерзания воды понижается на  $0,007^{\circ}$ С. Это объясняется увеличением объема воды при замерзании, а повышение давления этому препятствует.

В естественных условиях на поверхности Земли давление атмосферы меняется слишком мало, чтобы аномалия температуры замерзания имела практическое значение. Однако в больших массах льда в полярных районах, где толщина глетчерного льда доходит до нескольких километров, создаются такие давления, что эта аномалия воды существенно проявляется в структуре и пластичности льда.

### 3.2. Химический состав и соленость вод океана

#### 3.2.1. Химический состав морской воды

Вода обладает замечательным свойством растворять различные твердые вещества и газы, поэтому в природе она не встречается в чистом виде. Морская вода является слабым (около 4%) раствором и обладает всеми свойствами слабых растворов: пониженной температурой замерзания, повышенной точкой кипения, пониженной теплоемкостью и др. В морской воде растворены все элементы, встречающиеся на Земле (табл. 6). Правда, некоторые из них удается обнаружить только в морских организмах, накапливающих их.

#### ТАБЛИЦА 6

Элемент	Весовой %	Элемент	Весовой %
Кислород (О) Водород (Н) Хлор (СІ) Натрий (Na) Магний (Мg) Кальций (Са) Сера (S)	$\begin{array}{c} 85,80\\ 10,67\\ 2,00\\ 1,07\\ 1,4\cdot 10^{-1}\\ 4,5\cdot 10^{-2}\\ 9\cdot 10^{-2} \end{array}$	Калий (К) Бром (Вг) Углерод (С) Стронций (Sr) Бор (В) Фтор (F) Кремний (Si)	$3,8 \cdot 10^{-2}  6,5 \cdot 10^{-3}  3,5 \cdot 10^{-3}  1 \cdot 10^{-3}  4,5 \cdot 10^{-4}  1 \cdot 10^{-4}  2 \cdot 10^{-5} $

Содержание основных химических элементов в морской воде (по В. И. Вернадскому и А. П. Виноградову)

В одной тонне морской воды содержится 999 кг 989 г вещества, состоящего из первых 20 элементов таблицы Менделеева.

В состав морской воды входят газы — преимущественно в виде молекул и частично в виде гидратированных соединений; соли в виде ионов, комплексов и молекул; органические вещества в молекулярных, высокомолекулярных соединениях и в коллоидном состоянии. Например, азот в океане находится в виде растворенных свободных молекул N<sub>2</sub>, растворенных газообразных соединений NH<sub>3</sub>, ионов неорганических веществ NO<sub>2</sub> и NO<sub>3</sub>, а также входит в многочисленные органические вещества в молекулярном и коллоидном состоянии. Поэтому химический состав морской воды — это сложный комплекс минеральных и органических веществ, находящихся в разных формах ионно-молекулярного и коллоидного состояния.

Вещества, входящие в состав морской воды, согласно О. А. Алекину<sup>\*</sup>, условно делят на следующие пять групп:

1) главные ионы, содержащиеся в наибольшем количестве;

2) растворенные газы;

3) биогенные вещества;

4) микроэлементы;

5) органические вещества.

Особое место занимают ионы водорода H<sup>+</sup>, имеющие большое значение для химических и биологических процессов.

**Главные ионы,** содержащиеся в океанической воде средней солености, приведены в табл. 7. Как видно из этой таблицы,

\* О. А. Алекин. Химия океана. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 248 с.

ионы хлора и натрия составляют 83,6 весового процента и в основном определяют минерализацию морской воды.

#### ТАБЛИЦА 7

	На 1 кг воды соленостью 35°/00		
Ионы и молекулы	Г	<b>г-</b> эКв	% экв
Хлоридные (С1-)	19,3534	0,54582	45,09
Сульфатные $(SO_4^{2-})$	2,7007	0,05623	4,64
Гидрокарбонатные (HCO <sub>3</sub> ) (концентра -	0,1427	0,00234	0,19
ция ионов НСО <sub>3</sub> и НСО <sub>3</sub> <sup>2—</sup> выражена, в НСО <sub>3</sub> <sup>-</sup> )		anta Antaria di Antaria Antaria	
Бромидные (Вг <sup>-</sup> ) Фторидные (F <sup>-</sup> ) Борная кислота (H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	0,0659 0,0013 0,0265	0,00083 0,00007 —	0,07 0,01 —
Сумма анионов	. —	0,60529	50,00
Натрия (Na <sup>+</sup> ) Магния (Mg <sup>2+</sup> ) Кальция (Ca <sup>2+</sup> ) Калия (K <sup>+</sup> ) Стронция (Sr <sup>2+</sup> )	10,7638 1,2970 0,4080 0,3875 0,0136	0,46806 0,10566 0,02035 0,00991 0,00031	38,66 8,81 1,68 0,82 0,03
Сумма катионов	·	0,60529	50,00
Сумма ионов	35,160		100,00

#### Главные ионы океанической воды (по С. В. Бруевичу)

Ионный состав морской воды по количественному соотношению между главными ионами сильно отличается от состава речной воды. Из табл. 8 видно, что если в морской воде преобладают хлориды и в меньшем количестве содержатся карбонаты, то в речной воде их соотношение обратное. Это говорит о том, что солевой состав океана не мог образоваться накоплением солей, поступающих с выносами рек.

Содержание анионов угольной кислоты  $HCO_3^-$  вместе с ионами других слабых кислот  $H_2BO_3^-$ ,  $HSiO_3^-$ ,  $HPO_4^-$  определяет общую щелочность морской воды  $Alk_{ofm}$ .

Благодаря процессам перемешивания и циркуляции вод в океане количественные соотношения между концентрациями. главных ионов одинаковы независимо от их абсолютной концен-

#### ТАБЛИЦА 8

Солевой состав морских (по Диттмару) и речных вод (по Юстусу и Роту)

Соли	Концент	Концентрация, %		
	морские воды	речные воды		
Хлориды Сульфаты Карбонаты Прочие	88,65 10,79 0,34 0,22	5,2 9,9 60,1 24,8		
Сумма	100	100		

трации. Так, например, для океанов и сообщающихся с ними морей имеют место следующие соотношения:

 $SO_4^{2-}: CI^- = 0,1390;$   $Ca^{2+}: CI^- = 0,0215;$  $Mg^{2+}: CI^- = 0,0669.$ 

Отклонения от этой закономерности наблюдаются лишь в районах сильного распреснения речными водами и во внутренних морях.

Растворенные газы в океане образуются за счет обмена с атмосферой, биологической деятельности в воде, речного стока и других процессов. В основном эти газы представлены кислородом, азотом, двуокисью углерода и небольшим количеством сероводорода.

Кислород поступает из атмосферы и выделяется в процессе фотосинтеза. Поэтому вблизи поверхности океана вода близка к насыщению кислородом, которое существенно зависит от температуры. В высоких широтах содержание кислорода у поверхности океана около 8—9 мл/л и понижается в тропической зоне до 4,5—5 мл/л. В глубинах океана содержание кислорода зависит от скорости его потребления, процессов перемешивания и переноса течениями и меняется от большого пересыщения до почти полного отсутствия.

Азот поступает в основном при газообмене с атмосферой. Его содержание примерно в два раза больше, чем кислорода, и в поверхностных слоях океана близко к насыщенному. С глубиной содержание азота обычно убывает. Но при распаде органического вещества образуется свободный азот, который может повысить общее содержание азота.

Двуокись углерода СО<sub>2</sub> образуется в морской воде за счет газообмена с атмосферой, выделяется при дыхании организмов и поглощается при фотосинтезе. Общее содержание свободного углерода в воде не превышает 0,5 мл/л, но из-за соединения с водой и образования угольной кислоты растворимость  $CO_2$  в океане в сотни раз превышает растворимость кислорода. Диссоциация угольной кислоты на водородный и бикарбонатный ионы, а последнего на карбонатный и водородный сопровождается увеличением содержания в морской воде водородных ионов. В 1 л нормальной воды содержится  $1 \cdot 10^{-7}$  г водородных ионов. Эту концентрацию ионов обычно принято обозначать десятичным логарифмом с обратным знаком, т. е.

 $pH = -lg [H^+].$ 

Если pH=7, то вода является нейтральной; если pH>7, то вода обладает щелочными свойствами, если pH<7 — кислотными.

Концентрация водородных ионов pH в воде океана отклоняется от нейтральной в сторону слабо щелочной (pH = =7,9÷8,3). Этот сдвиг pH объясняется гидролизом гидрокарбонатов, количество которых во много раз превышает концентрацию двуокиси углерода.

Наибольших значений (8,0—8,35) рН достигает в поверхностном слое океана благодаря интенсивному потреблению CO<sub>2</sub> при фотосинтезе. С увеличением глубины рН уменьшается, что связано с увеличением концентрации CO<sub>2</sub>.

Сероводород в океанах и морях образуется в придонных слоях при слабом водообмене и отсутствии кислорода, который его окисляет. Производят сероводород микроорганизмы при разложении остатков организмов и восстановлении сульфатов. Постоянно сероводород содержится в Черном море на глубинах более 150—200 м вследствие отсутствия обмена глубинных вод через мелководный пролив Босфор и чрезвычайно медленного обмена вод по вертикали. Здесь его концентрация достигает 6 мл/л. Временное образование сероводорода отмечается в Каспийском море, в глубоких фиордах Норвегии, во впадинах Балтийского моря.

Биогенные вещества имеют особенное значение для развития жизни в океане. К ним относятся соединения фосфора, азота и отчасти кремния. Значение биогенов в океане аналогично значению азотных и фосфатных удобрений для роста сельскохозяйственных культур. Для жизни организмов важны нитратные ионы и в меньшей степени ионы аммония и нитритные. Количество органических соединений фосфора и азота в океане меньше, чем неорганических.

Биогенные вещества совершают непрерывный круговорот. Они потребляются водными растениями, в основном фитопланктоном при фотосинтезе в верхнем, освещенном слое океана. Регенерация биогенных веществ происходит либо в процессе пря-

64

мой регенерации (выделение животными), либо в процессе непрямой регенерации (разложение отмерших организмов). В первом процессе возврат биогенных веществ происходит непосредственно в поверхностной, продуктивной зоне океана. Во втором процессе накопление биогенных веществ происходит в глубинных слоях, и вынос их в продуктивную зону осуществляется турбулентным перемешиванием и циркуляцией, особенно в областях подъема вод. Именно благодаря постоянно наблюдающемуся подъему глубинных вод, обогащающему зону фотосинтеза биогенными веществами, формируются такие известные промысловые районы, как районы у северо-западной и юго-западной Африки, в Калифорнийском течении, у побережья Перу.

Концентрация биогенных веществ зависит от соотношения интенсивности их потребления и производства. Так, концентрация фосфатов в океане колеблется от нуля до 3 мг-атР/м<sup>3</sup>, нитратов — от нуля до 4 мг-атN/м<sup>3</sup>, кремния — от нуля до 200 мг-атSi/м<sup>3</sup>.

**Микроэлементы** в водах океана представлены почти все. Суммарная концентрация микроэлементов меньше 0,01% суммы главных ионов. В наибольших концентрациях находятся литий (200 мкг/л), рубидий (120 мкг/л), иод (60 мкг/л). В наименьших количествах содержится золото (0,004 мкг/л) и радий (10 мкг/л).

Некоторые организмы способны концентрировать в себе микроэлементы. Например, известны моллюски, которые, фильтруя воду в процессе дыхания и питания, концентрируют ванадий, медь, цинк.

Органическое вещество в океане непрерывно продуцируется в виде первичной продукции — зеленой массы растений. Одновременно происходит и потребление органического вещества, отмирание и разложение. Остатки отмерших организмов находятся в воде океана в виде взвеси. Биохимический распад этих остатков организмов, главным образом планктонных, является источником растворенных органических веществ, находящихся в виде молекулярных и коллоидных соединений различной степени дисперсности.

В составе растворенных органических веществ содержатся важнейшие органические соединения — пектиновые, гумусовые, белковые вещества (аминокислоты), углеводы, различные жирные кислоты, ферменты, антибиотики и витамины.

#### 3.2.2. Соленость морской воды

Химический состав воды океана, как мы видели, сложен и разнообразен по компонентам. Кроме того, количественное их содержание варьирует от места к месту и по времени.

5 Заказ № 16

Практически невозможно определить концентрацию каждого элемента в морской воде вне химической лаборатории, без проведения достаточно точных экспериментов. Для количественной оценки содержания солей удобно иметь один параметр, который обобщенно характеризует морскую воду как химическую среду. Таким параметром является соленость.

Соленость определяется как масса в граммах всех твердых минеральных растворенных веществ, содержащихся в 1 кг морской воды, при условии, что бром и иод замещены эквивалентным количеством хлора, все углекислые соли переведены в окислы, а все органические вещества сожжены при температуре 480°С. Необходимость замещения некоторых компонентов хлоридами и хлором вызвана техническими требованиями метода химического анализа. Количественно соленость выражается в граммах на килограмм, т. е. в промилле (<sup>0</sup>/<sub>00</sub>).

Соленость близка к сумме всех главных ионов, содержащихся в морской воде, и приблизительно выражает общее содержание солей в морской воде.

В предыдущем разделе мы установили, что количественные соотношения между концентрациями главных ионов, независимо от общего их содержания, сохраняются в морской воде постоянными. Эти соотношения позволяют «восстановить» полный состав ионов в пробе воды, если известно содержание одного из них. Как мы видели из табл. 7, в наибольшем количестве в морской воде содержатся ионы хлора Cl- (19,35 г в 1 кг воды с соленостью 35‰). Поэтому практически определяют *хлорность* морской воды — суммарное содержание в граммах хлора, брома и иода в 1 кг морской воды в пересчете на эквивалентное содержание хлора, а общую соленость вычисляют по эмпирической формуле Кнудсена, Форха и Серенсена, связывающей соленость с содержанием хлора Cl ‰ при условии замещения им всех галогенов:

 $S^{0}/_{00} = 0.030 + 1.8050 \,\mathrm{Cl}^{0}/_{00}$ 

В 1963 г. объединенная группа экспертов по океанологическим таблицам и стандартам при ЮНЕСКО предложила пользоваться выражением, не содержащим свободного члена:

$$S^{0}/_{00} = 1,80655 \text{Cl}^{0}/_{00}.$$

Из табл. 7 видно, что соленость морской воды определяется главным образом ионами Cl- и Na<sup>+</sup>, т. е. поваренной солью, составляющей более 85% всей солевой массы.

Иногда соотношение между содержанием хлора и соленостью называют хлорным коэффициентом.

Следует подчеркнуть, что приведенная выше формула, строго говоря, справедлива для вод океана и непосредственно сооб-

66

щающихся с ним морей. Внутренние и сильно изолированные моря вследствие большого влияния речного стока имеют несколько отличные соотношения растворенных солей, а следовательно, и различные хлорные коэффициенты. Для примера некоторые из них приведены в табл. 9.

#### ТАБЛИЦА 9

#### Хлорные коэффициенты вод некоторых морей

Объект	Соотношение S <sup>0</sup> / <sub>00</sub> и Cl <sup>0</sup> / <sub>00</sub>
Океан	S = 0,030 + 1,8050C1
Черное море	S = 0,184 + 1,795C1
Каспийское море	S = 0,140 + 2,360C1
Балтийское море	S = 0,115 + 1,805C1

#### 3.2.3. Примеси и загрязнения в океане

Природный химический состав вод океана чрезвычайно стабилен. Изучение состава солей высохших древних морей показывает, что современный химический состав воды океана сформировался еще в период палеозоя (около 200 млн. лет тому назад) и с тех пор не претерпевал существенных изменений. Между приходом и расходом солей и других природных веществ в океане установилось динамическое равновесие.

Строго говоря, состав океанической воды изменяется, однако настолько медленно, что определить тенденцию этого изменения по имеющимся данным наблюдений невозможно. Так, например, для того чтобы под влиянием речного стока концентрация хлоридных ионов в океане изменилась на величину, доступную точности современных определений (около 0,02 г/кг), потребуется, по О. А. Алекину, не менее 200 000 лет.

В Мировом океане также устойчивы средние многолетние термические условия, циркуляция вод, климат над океаном, газовый режим вод. Поэтому Мировой океан представляет собой благоприятную жизненную среду, в которой сбалансированы соотношения между живыми организмами и ее состоянием, т. е. выполняется экологическое равновесие. Экологический баланс в Мировом океане сложился на протяжении многих миллионов лет и очень чувствителен даже к малым изменениям свойств среды.

Человечество с древних времен пользуется природными водами суши и океана как транспортным средством для удаления 5\* бытовых и промышленных отходов. До определенного времени количество сбросов, поступающих в океан, было незначительно по сравнению со способностью природных вод к самоочищению, осуществляемому переносом течениями, рассеянием турбулентным перемешиванием и трансформацией в биохимических процессах. Однако ускорение научно-технического прогресса в последние годы, рост народонаселения Земли и связанная с этим урбанизация настолько увеличили поступление в океан посторонних для его естественного состава веществ, что некоторые из них — загрязнители — стали губительно влиять на экологическое равновесие океанской среды. Некоторые загрязнители непосредственно убивают животных и растения. Другие для своего окисления расходуют столько растворенного в воде кислорода, что живые организмы погибают от его недостатка.

Возможно также влияние загрязнителей и на некоторые физические процессы, например на испарение, тепло- и газообмен через поверхность океана.

Рассмотрим основные загрязнители океана, имеющие тенденцию к накоплению в количествах, превышающих *предельно допустимые концентрации* (ПДК) для экологического баланса.

Нефть и нефтепродукты в настоящее время являются основными загрязнителями поверхностного слоя Мирового океана. Углеводороды нефти попадают в океан из естественных подводных выходов, в результате деятельности транспорта и береговой промышленности, морского бурения, при авариях танкеров и при сливе балластной воды, которой заполняются пустые танки. По различным оценкам, в Мировой океан ежегодно поступает из всех источников до 10 млн. т нефти, и это количество от года к году растет.

Углеводороды сырой нефти могут непосредственно влиять на биологические процессы, портят вкус рыб и истощают запасы растворенного кислорода. На полное окисление 1 л нефти расходуется столько кислорода, сколько его растворено в среднем в 400 000 л морской воды.

Дизельное топливо намного токсичнее сырой нефти и может приводить к массовой гибели рыб в районах загрязнения.

Нефть образует на поверхности океана пятна — слики, состав которых со временем меняется от свежей нефти до водонефтяных эмульсий. Слики дрейфуют под действием ветра и течений, и нефть постепенно подвергается растворению, затем самоокислению и бактериальному окислению. Процесс растворения нефти продолжается около 10 суток, затем 10—15 суток идет интенсивный распад, после чего скорость распада уменьшается. При температуре ниже 10—15°С и дефиците кислорода распад нефти практически прекращается, и при этих условиях пронсходит только ее накопление. Если в умеренной зоне океана 50% нефти

окисляется полностью через неделю, то в арктических морях разлитая нефть может сохраняться до 50 лет.

Наиболее загрязнены нефтью и нефтепродуктами районы океана, где она добывается, а также порты и пути ее перевозки. К таким районам относятся Средиземное море, Северная Атлантика, Северное море, Персидский залив и др.

Кроме экологического воздействия, нефтяная пленка на поверхности океана может оказывать влияние на некоторые важные физические процессы. Поверхностное натяжение у нефти в 3— 4 раза меньше, чем у чистой воды; теплопроводность (молекулярная) намного выше, чем у воды; теплоемкость в 1,5—2,5 раза выше; обмен газами через нефтяную пленку на 50% слабее, чем через водную поверхность. Отсюда очевидно, что покрытие нефтяной пленкой значительных пространств океана будет влиять на испарение, теплообмен океана с атмосферой, обмен кислородом и углекислотой между океаном и атмосферой, что может иметь климатические последствия.

Хлорорганические соединения — пестициды, включая ДДТ, диэлдрин и элдрин — одни из основных загрязнителей океана. Они смываются с полей и вносятся в океан речным стоком, а также оседают из атмосферы. До 50% пестицидов, распыляемых в сельскохозяйственных районах, не достигают растений и разносятся ветрами в атмосфере, откуда с осадками попадают в океан.

ДДТ — устойчивый загрязнитель, имеющий период полураспада от 10 до 50 лет. При современном уровне содержания в океане хлорорганические соединения пока не оказывают непосредственно губительного действия на какие-либо организмы. Однако при дальнейшем накоплении ДДТ возможны серьезные последствия. Так, лабораторные эксперименты показали, что даже малые концентрации ДДТ могут подавлять фотосинтез у фитопланктона. А поскольку фитопланктон является начальным звеном в пищевых цепях организмов в океане, снижение скорости его производства угрожает пищевым ресурсам океана.

Сточные воды бытовых и промышленных предприятий выносят в океан множество веществ различного химического состава. Бытовые стоки содержат различные нечистоты, детергенты (моющие вещества) и отходы пищевых предприятий. Промышленные стоки содержат тяжелые металлы, радиоактивные изотопы, неорганические вещества и нагретые воды.

В общем, загрязнение океана сточными водами гораздо менее тревожно, чем загрязнение рек, озер и водохранилищ. Однако некоторые последствия отрицательного их влияния особенно проявляются в избыточном удобрении моря и в интоксикации. Избыточное удобрение вод океана происходит вследствие попадания в них большой массы нитратов и фосфатов. Оно вызывает быстрое возрастание популяции каких-либо видов морских организмов. Чаще всего это вспышки развития фитопланктона, известные как цветение воды. Некоторые формы цветения губительны для отдельных морских организмов. После прекращения цветения разложение отмершего планктона может привести к полному расходованию растворенного кислорода. Цветение воды наносит ущерб рыболовству и прибрежным зонам отдыха.

Вообще, химический распад веществ, приносимых бытовыми и промышленными стоками, создает дефицит кислорода и этим снижает биологическую продуктивность в загрязненных районах океана.

Интоксикация от бытовых и промышленных сточных вод усугубляется способностью отдельных видов организмов накапливать ядовитые вещества. Известны, например, случаи, когда рыбы аккумулировали в своем теле ртуть, рассеянную в воде в весьма малых концентрациях. Устрицы накапливают в своем организме ДДТ в концентрации, превышающей исходную в 700 раз. Известно также, что стронций-90, поступивший в океан в результате ядерных испытаний, аккумулируется в некоторых рыбах. Питание такими морскими организмами может вызвать отравление.

Специальный сброс отходов в открытый океан осуществляется путем вывоза их судами в глубоководные районы. Неопасные загрязнители сбрасываются за борт и рассеиваются течениями и перемешиванием. Опасные загрязнители сбрасываются в стальных или бетонных контейнерах. Этим способом ряд стран сбрасывает радиоактивные отходы. В 1970 г. США затопили в Атлантическом океане судно с боевыми химическими ракетами, содержащими вещество нервно-паралитического действия; известны случаи подобных сбросов в Мексиканский залив и Средиземное море.

Сбросы в контейнерах, безусловно, опасны, если не в момент их осуществления, то в будущем. Об этом свидетельствуют такие факты, как, например, внезапное повышение концентрации мышьяка в Балтийском море. Расследование установило, что в 1930-х годах в Балтийское море было сброшено в бетонных контейнерах 7000 т мышьяка — количество, достаточное, по мнению специалистов, для того чтобы трижды убить население всего земного шара.

При изучении проблемы загрязнения океана необходимо считаться с тем, что при современной технологии и недостаточной энерговооруженности производства невозможна сколько-нибудь полная утилизация или переработка отходов и достаточно эффективная очистка сточных вод. Поэтому вопрос должен стоять не об охране океана от сбросов вообще, а о рациональной организации этих сбросов с учетом способности океана к самоочищению.

# 3.3. Основные физические характеристики морской воды

3.3.1. Удельный вес, плотность и удельный объем. Уравнение состояния морской воды

Наличие в морской воде ионов растворенных веществ приводит к изменениям свойств воды, зависящих от размеров ионов, их зарядов, концентрации. Поэтому плотность морской воды, в отличие от пресной, зависит не только от температуры и давления, но и от солености. Эта связь между плотностью воды ѝ определяющими ее параметрами нелинейна, и простой теоретической формулы для нее еще не получено.

Наиболее точным выражением для плотности морской воды являются эмпирические формулы, предложенные группой авторов (Кнудсен, Экман, Свердруп, Хессельберг). Каждая из этих формул устанавливает взаимосвязь плотности с одним или несколькими параметрами, а последовательное их применение позволяет вычислить плотность с учетом всех влияющих факторов. Эти формулы вместе с соответствующими инструкциями и таблицами приведены в Океанологических таблицах (Н. Н. Зубов. Океанологические таблицы. Гидрометеоиздат, 1957).\* В частные формулы входят различные вспомогательные значения плотности, удельного веса и удельного объема, введенные главным образом для удобства определений и не имеющие большого самостоятельного значения. Рассмотрим основные из них.

Удельный вес. В физике удельный вес  $\gamma$  вещества определяется как вес единицы его объема. Если масса вещества объемом  $\nu$  равна M, вес ее  $P_M$ , то, по этому определению,

$$\gamma = \frac{P_M}{\gamma} = \frac{Mg}{\gamma} \tag{3.1}$$

(д — ускорение свободного падения).

В качестве эталона уд принят вес 1 дм<sup>3</sup> (1 дм<sup>3</sup>=10<sup>-3</sup> м<sup>3</sup>) дистиллированной воды при 4°С, масса которого равна 1 кг:

$$\gamma_{\pi} = \frac{1 \kappa_{\Gamma} \cdot 9.8 \text{ m/c}^2}{10^{-3} \text{ m}^3} = 9.8 \cdot 10^3 \text{ H/m}^3$$

\* См. также Океанографические таблицы. Л., Гидрометеоиздат, 1975. 478 с.

Одна из разновидностей удельного веса морской воды в океанологии — удельный вес при 0°С  $\left(s \frac{0°C}{4°C}\right)$  — определяется как отношение при атмосферном давлении веса единицы объема морской воды  $\gamma_{\rm M}$  при температуре 0°С к весу единицы объема дистиллированной воды при 4°С, принятому за эталон. При такой формулировке  $s \frac{0°C}{4°C}$  — безразмерная величина

 $s \frac{0^{\circ} C}{4^{\circ} C} = \frac{\gamma_{M}}{\gamma_{\pi}}.$ (3.2)

Для морской воды  $s \frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C}$  больше единицы. Например, при солености 35‰ (средняя соленость океана)  $s \frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C} = 1,02813$ . Значения  $s \frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C}$  в различных районах океана сравнительно мало варьируют. Поэтому на практике для сокращения записи чисел за счет повторяющихся цифр принято пользоваться так называемым условным удельным весом  $\sigma_0$ , который представляет тот же  $s \frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C}$ , у которого отброшена единица, а запятая

перенесена на три знака вправо:

 $\sigma_0 = \left(s \frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C} - 1\right) \cdot 10^3. \tag{3.3}$ 

Так, например, значению  $s \frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C} = 1,02813$  соответствует условный удельный вес  $\sigma_0 = 28,13$ .

Переход от удельного веса, используемого в океанологии, к истинному физическому удельному весу осуществляется по следующим формулам.

Из формулы (3.2) следует:

$$\gamma_{\rm M} = s \frac{0^{\circ} \rm C}{4^{\circ} \rm C} \cdot 9.8 \ \rm H/M^3,$$
 (3.4)

а из формул (3.3) и (3.4) получаем

$$\gamma_{\rm M} = (\sigma_0 \cdot 10^{-3} + 1) \cdot 9.8 \, {\rm H/M^3}.$$
 (3.5)

Удельный вес при температуре 17,5°С  $\left(s \frac{17,5°C}{17,5°C}\right)$  опреде-

ляется как отношение при атмосферном давлении веса единицы объема морской воды с ее соленостью при стандартной температуре лаборатории 17,5°С к весу единицы объема дистиллиро-

 $\mathbf{72}$
ванной воды при той же температуре. Как и для  $s \frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C}$ , имеется соответствующая сокращенная запись для  $s \frac{17,5^{\circ}C}{17,5^{\circ}C}$  в виде *условного удельного веса*  $\sigma_{17,5^{\circ}C}$ :

$$\sigma_{17,5^{\circ}C} = \left(s \ \frac{17.5^{\circ}C}{17.5^{\circ}C} - 1\right) \cdot 10^{3}. \tag{3.6}$$

Плотность. В физике плотность р вещества определяется как его масса, заключенная в единице объема:

$$\rho = \frac{M}{\gamma}.$$
 (3.7)

В качестве эталона принята плотность дистиллированной воды при 4°С  $\rho_{\pi}$ . Для 1 дм<sup>3</sup> эталонной воды, масса которого равна 1 кг, имеем

$$\rho_{\rm A} = \frac{1 \ {\rm Kr}}{10^{-3} \ {\rm M}^3} = 10^3 \ {\rm Kr/M^3}.$$

В океанологии используется специфическое определение плотности морской воды, аналогичное принятому для удельного веса. Плотность морской воды при конкретных температуре и солености обозначается  $\rho \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C}$  и определяется как отношение при атмосферном давлении удельного веса морской воды с ее соленостью и температурой к удельному весу эталона, т. е. дистиллированной воды при 4°C. При такой формулировке  $\rho \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C}$  безразмерна:

$$\rho \frac{T^{\circ}}{4 \cdot C} = \frac{\gamma_{M}}{\gamma_{R}} = \frac{\rho_{M}g}{\rho_{R}g}.$$
(3.8)

Из-за солености плотность морской воды  $\rho \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C}$  всегда больше единицы. Например, при 35‰ и 20°С  $\rho \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} = 1,024781.$ 

Для р $\frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C}$  имеется также сокращенная форма записи — условная плотность  $\sigma_T$ :

$$\sigma_T = \left(\rho \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} - 1\right) \cdot 10^3.$$
 (3.9)

Например, значению  $\rho \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} = 1,024781$  соответствует  $\sigma_T = = 24,781.$ 

Из формул (3.8) и (3.9) следуют соотношения:

$$\rho_{\rm M} = \rho \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} \rho_{\rm g}; \qquad (3.10),$$

$$\rho_{\rm M} = (\sigma_T \cdot 10^{-3} + 1) \cdot 10^3. \tag{3.11}$$

Например, значениям  $\rho \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} = 1,024781$  и  $\sigma_T = 24,781$  соответствует  $\rho = 1024,781$  кг/м<sup>3</sup>.

Удельный объем  $\left(\alpha \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C}\right)$  представляет собой безразмерную величину, обратную плотности р $\frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C}$ .

Очевидно, что значения  $\alpha \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C}$  для морской воды всегда несколько меньше единицы; например при температуре 20°С и солености 35‰  $\alpha \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} = 0,97581.$ 

Принята также сокращенная форма записи и для  $\alpha \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C}$  — *условный удельный объем*  $v_T$ , по правилу, аналогичному вышерассмотренным:

$$v_T = \left(\alpha \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} - 0,9\right) \cdot 10^3.$$
 (3.12)

Так, значению  $\alpha \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} = 0,97581$  соответствует  $v_T = 75,81$ .

Плотности in situ, т. е. при температуре, солености и давлении в точке наблюдения, соответствует удельный объем in situ, который в форме условного удельного объема обозначается *v*<sub>PTS</sub>.

Океанологические таблицы для вычисления плотности и удельного объема in situ составлены таким образом, что удобнее определить условный удельный объем  $v_{PTS}$ . Для этого сначала по соответствующей таблице находят по температуре и солености условный удельный объем  $v_T$ , затем находят ряд поправок, учитывающих влияние отдельно только давления  $\delta_{P,r}$  совместно температуры и давления  $\delta_{TP}$ , солености и давления  $\delta_{SP}$ , и суммарную поправку,  $\delta_{PTS}$ . В результате  $v_{PTS}$  получается как  $v_T$  с учетом всех поправок:

$$v_{PTS} = v_T + \delta_P + \delta_{TP} + \delta_{SP} + \delta_{PTS}. \tag{3.13}$$

От  $v_{PTS}$  легко перейти к плотности in situ. По таблицам можно получить и непосредственно плотность in situ путем введения соответствующих поправок к  $\sigma_T$ , но это более громоздкая процедура, если пользоваться существующими таблицами. Удобнее, чем таблицами, пользоваться для нахождения  $v_T$  специальными графиками — так называемой T, *S*-диаграммой, на которой в поле координат «температура—соленость» проведены изолинии  $v_T$  (рис. 11).



Рис. 11. Фрагмент Т, S-диаграммы.

Для перехода от специфического удельного объема, применяемого в океанологии, к истинному физическому удельному объему v имеем по формуле (3.10)

$$=\frac{1}{\rho_{M}}=\frac{10^{-3}}{\frac{T^{\circ}}{\frac{10^{-3}}{4^{\circ}C}}},\qquad(3.14)$$

а по соотношениям (3.12) и (3.14)

$$v = (v_T \cdot 10^{-3} + 0.9) \cdot 10^{-3}.$$
 (3.15)

Например, морская вода при 35‰ и 20°С имеет  $\alpha \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} = = 0.97581$ :  $v_T = 75.81$ ;  $v = 0.97581 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3/\text{кг}$ .

Уравнение состояния морской воды. Под уравнением состояния морской воды понимается формула, связывающая плотность с температурой, соленостью и давлением. В начале раздела было отмечено, что сложный вид зависимости плотности морской воды от температуры, солености и давления не позволяет составить достаточно простое уравнение состояния. Поэтому были предложены приближенные уравнения состояния, по которым можно вычислять плотность in situ без вспомогательных величин и поправок. Очевидно, что приближенные уравнения 3. Состав и основные свойства вод Мирового океана

состояния дают менее точные результаты, чем таблицы, и применяются главным образом в теоретических исследованиях, где очень важна лаконичность уравнений. Приведем некоторые из предложенных уравнений состояния.

П. С. Линейкин предложил уравнение состояния в форме

$$\rho = 1 + 10^{-3} \left( \varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 S T - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 P \right), \qquad (3.16)$$

где  $\varepsilon_1 = 0.82$ ;  $\varepsilon_2 = 6.89 \cdot 10^{-2}$ ;  $\varepsilon_3 = 3.90 \cdot 10^{-3}$ ;  $\varepsilon_4 = 9.18 \cdot 10^{-3}$ ;  $\varepsilon_5 = 5 \cdot 10^{-8}$ ; P — в децибарах;  $\rho$  — в граммах на 1 см<sup>3</sup>.

Достаточно точное уравнение для определения плотности поверхностных вод предложил О. И. Мамаев:

$$\sigma_T = (\rho - 1) \cdot 10^3 = 28,152 - 0,0735T - 0,004691^2 + + (0,802 - 0,002T) (S - 35).$$
(3.17)

Иногда для грубых исследований бывает достаточно учесть влияние на плотность только основного фактора — температуры. В таких случаях используют так называемое приближение Буссинеска:

$$\rho = 1,028 \,(1 - \beta T), \tag{3.18}$$

где  $\beta$  — коэффициент, выражающий зависимость изменения плотности от изменения температуры,  $\beta = \frac{\partial \rho}{\partial T}$  (приводится в Океанологических таблицах);  $\rho$  — в граммах на 1 см<sup>3</sup>.

Имеются и другие уравнения состояния морской воды.

## 3.3.2. Давление в океане

Давление в океане изменяется от атмосферного до сотен атмосфер в глубинных слоях. Для его определения используется уравнение гидростатики

$$dP = g \rho \, dz, \tag{3.19}$$

в котором *P* — давление; *g* — ускорение свободного падения; *ρ* — плотность воды; *z* — расстояние по вертикали с положительным направлением вниз.

Интегрируя уравнение (3.19) по вертикали от поверхности до данной глубины h и принимая при этом давление на поверхности равным атмосферному  $P_0$ , получаем формулу для вычисления давления на глубине h:

$$P_h = P_0 + g \int_0^h \rho \, dz.$$
 (3.20)

Если из наблюдений вычислить среднее в слое 0-h значение плотности  $\overline{\rho}$  и принять во внимание, что колебания атмосферного давления незначительны по сравнению с изменениями давления в океане, вследствие чего можно полагать  $P_0$  постоянным, в частности равным нулю, то из соотношения (3.20) получим применяемую на практике простую формулу

$$P_h = \overline{g\rho}h. \tag{3.21}$$

В океанологической практике для измерения давления используются своеобразные единицы. При характерном значении плотности морской воды  $\rho = 1,03 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> из формулы (3.21) следует, что увеличению глубины на 1 м соответствует увеличение давления на  $\delta P$ :

$$\delta P = 9.8 \cdot 1.08 \cdot 10^3 \cdot 1 = 10.094 \cdot 10^3 \text{ H/m}^2.$$
 (3.22)

С точностью, достаточной для многих целей практики, можно считать, что в океане приросту глубины на 1 м соответствует увеличение давления на 10<sup>4</sup> H/м<sup>2</sup>.

Бьеркнес предложил в качестве единицы для измерения давления 1 бар ( $10^5$  H/m<sup>2</sup>). При этом в океане увеличению глубины на 1 м соответствует прирост давления приблизительно на 1 дб, и поэтому удобной для практики единицей является децибар. Для выражения давления в децибарах ( $10^4$  H/m<sup>2</sup>) из формул (3.21) и (3.22) следует

$$P_h = 10^{-4} g \rho h$$
 дб, (3.23)

где  $g - в м/c^2$ ,  $\overline{\rho} - в кг/м^3$ , h - в м.

В табл. 10 приведены глубины, на которых достигается прирост давления на 1 дб при различных значениях плотности, которые практически могут встретиться в океане (при  $g = = 9.8 \text{ м/c}^2$ ).

#### ТАБЛИЦА 10

### Глубина h м, на которой достигается давление 1 дб (10<sup>4</sup> H/м<sup>2</sup>) при плотности $\rho$ кг/м<sup>3</sup>

ρ·10-3	 1,04	1,03	1,02	1,01	1,00
h	 0,980	0,990	1,00	1,01	1,02

Из таблицы видно, что при наиболее часто встречающихся в океане значениях плотности, между 1,01 и 1,03, численное соответствие глубины в метрах и прироста давления в децибарах выдерживается с точностью до 2%.

Формальное соответствие глубины в метрах и давления в децибарах широко используется в океанологической практике для замены одной величины на другую. Так, например, выражения

«глубина *P* дб» или «толщина *P* дб» означают, что имеется в виду глубина, на которой давление равно *P* дб, или слой такой толщины, что разность давлений на его нижней и верхней границах составляет *P* дб. В частности, такая замена единиц принята в Океанологических таблицах.

В настоящее время давление в океане инструментально не измеряется, несмотря на наличие точных манометров. Это связано с тем, что невозможно достаточно точно определить глубину точки измерения относительно поверхности или дна океана. Поэтому измеренное давление невозможно «привязать» к какому-либо точному началу отсчета.

## 3.3.3. Сжимаемость морской воды

Сжимаемость морской воды существенно влияет на ее физические свойства и на некоторые процессы в океане. В частности, изменения плотности, связанные со сжимаемостью, существенны для динамики течений, особенно при вертикальных движениях.

Сжимаемость морской воды под давлением характеризуется, как и для всякой сплошной среды, коэффициентом сжимаемости, представляющим отношение относительного изменения объема к изменению давления, вызвавшему это изменение объема. Если для удобства использовать удельный объем v, то формула для коэффициента сжимаемости  $k_P$  при давлении P, температуре T и солености S запишется в виде

$$k_P = -\frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial \mathcal{P}}.$$
 (3.24)

Знак «минус» в формуле указывает на уменьшение объема с ростом давления. Поскольку удельный объем воды зависит от температуры, солености и давления, коэффициент сжимаемости также зависит от этих параметров.

В практике удобнее пользоваться средним коэффициентом сжимаемости µ, определенным для слоя воды от поверхности до «глубины» *P* в дб. В отличие от среднего, коэффициент сжимаемости *k*<sub>P</sub> называют истинным. Соотношение *k*<sub>P</sub> и µ легко установить следующим рассуждением.

Удельный объем на глубине *P* дб можно выразить через его значение на поверхности и поправку на давление, определенную через средний коэффициент сжимаемости:

$$\nu_P = \nu_0 \, (1 - \mu P). \tag{3.25}$$

Дифференцируя соотношение (3.25) по Р, получаем

$$\frac{\partial v_P}{\partial P} = -v_0 \left( \mu + P \frac{\partial \mu}{\partial P} \right) \tag{3.26}$$

(здесь µ зависит от толщины слоя *P*, для которого он определяется).

Подставляя (3.26) в (3.24), получаем соотношение между *k*<sub>P</sub> и µ:

$$k_P = \frac{\mu + P \frac{\partial \mu}{\partial P}}{1 - \mu P}.$$
(3.27)

Из этого выражения следует, что на поверхности моря (P = = 0) коэффициенты  $k_P$  и  $\mu$  одинаковы, а в глубинах различаются тем больше, чем толще рассматриваемый слой.

В Океанологических таблицах, как правило, приводятся более удобные для практики средние коэффициенты сжимаемости µ. Например, для воды с соленостью 35‰ при температуре 10°С средний коэффициент сжимаемости от поверхности моря до глубины 1000 дб равен 4356 · 10<sup>-9</sup> дб<sup>-1</sup>\*. Насколько это существенно для океана, можно проиллюстрировать следующим примером.

Представим вертикальный столб воды высотой 3800 м (средняя глубина Мирового океана) и с поперечным сечением 1 м<sup>2</sup> при 35‰ и 5°С. Вычислим, насколько «осядет» этот столб при неизменном поперечном сечении под влиянием сжимаемости воды. Средний коэффициент сжимаемости для принятых параметров равен 4254.10<sup>-9</sup> дб<sup>-1</sup>.

При давлении 3800 дб высота 1 м<sup>3</sup> уменьшится (при постоянном поперечном сечении) в соответствии с формулой (3.25) на 1,6 см. Полагая приближенно это изменение линейно убывающим к поверхности, получаем среднее уменьшение высоты 1 м<sup>3</sup> в столбе равным 0,8 см, что на всю высоту 3800 м дает суммарное оседание на 30,4 м. Таким образом, при полной несжимаемости воды средний уровень Мирового океана был бы выше примерно на 30,4 м.

#### 4700

#### 3.3.4. Основные тепловые характеристики морской воды

**Теплоемкость** (удельная) дистиллированной воды при постоянном давлении и интервале температур от 19,5 до 20,5°С принята за эталон:  $c_P = 1 \text{ кал/(г} \cdot \text{град}) = 4,19 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{град}).$ Теплоемкость морской воды зависит от солености, и она несколько ниже дистиллированной (табл. 11).

Теплоемкость воды выше, чем у большинства веществ [кроме водорода, для которого  $c_P = 14,28 \cdot 10^3$  Дж/(кг.град), и жидкого

<sup>\*</sup> В Океанологических таблицах изд. 1957 г. допущена опечатка. Значения  $\mu$  приведены в обратных барах, а не в децибарах, как указано в объяснении к таблице.

#### ТАБЛИЦА 11

Удельная теплоемкость морской воды с<sub>Р</sub> · 10<sup>-3</sup> Дж/(кг · град) при постоянном давлении

S <sup>0</sup> / <sub>00</sub>	 •	,	•		0	10	2 <b>0</b>	30	35
$c_P$ .	 		•	•	4,187	4,053	3,982	3,932	3,902

аммиака с  $c_P = 5 \cdot 10^3 \, \text{Дж}/(\text{кг} \cdot \text{град})]$ . Это обстоятельство имеет первостепенное значение для сложившихся на Земле климатических условий. Роль большой теплоемкости океана можно проиллюстрировать на элементарном примере.

Когда поверхность океана теплее прилегающего воздуха (например, в период охлаждения), последний нагревается соприкосновением с поверхностью океана. Подсчитаем, сколько объемов воздуха нагреет один объем воды при охлаждении на 1°С. По закону сохранения количества энергии можно записать соотношение

## $(\rho \vee C_P)_{ok} = (\rho \vee C_P)$ atm,

где в левой части даны плотность, объем и теплоемкость воды океана, в правой — аналогичные величины для атмосферы. Подставляя в написанное соотношение соответствующие значения и принимая объем воды равным единице, плотность воды  $1,03 \times 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, плотность воздуха  $0,013 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, а его теплоемкость  $c_P = 0,992 \cdot 10^3$  Дж/(кг · град), получаем, что при охлаждении на 1°С единица объема воды нагревает на 1°С почти 3200 объемов воздуха. Этот элементарный пример показывает, что океан при охлаждении передает атмосфере огромное количество тепла, смягчая этим климат на большей части поверхности Земли, в особенности над самим океаном и прибрежными областями материков (морской климат).

Удельная теплота испарения (конденсации) морской воды мало отличается от теплоты испарения дистиллированной воды и определяется по эмпирической формуле

$$L = (2495 - 2,346T^{\circ}C) \ \kappa \square \varkappa / \kappa \Gamma.$$
 (3.28)

Удельная теплота плавления (кристаллизации) дистиллированной воды при 0°С равна 335,65 кДж/кг. У морской воды это свойство проявляется специфично. Морской лед состоит из кристаллов чистого («дистиллированного») льда с вкраплением ячеек воды с высокой концентрацией солей («рассола»).

Таким образом, фактически в 1 г морского льда содержится менее грамма собственно льда, участвующего в фазовых превращениях. Поэтому и теплота плавления (кристаллизации) морской воды меньше, чем пресной. Практически она заключена в интервале от 209,50 до 335,20 кДж/кг и зависит от солености.

## 3.3.5. Потенциальная температура

Изменение плотности морской воды, а следовательно, и ее удельного объема происходит не только под действием давления, но также в результате изменения солености и температуры. Это, в частности, видно из уравнений состояния. Для определения интенсивности сжатия или расширения воды вводятся соответствующие коэффициенты соленостного сжатия и теплового расширения, аналогичные рассмотренному барическому коэффициенту. Наиболее часто в океанологической практике используется коэффициент теплового расширения, определяемый по формуле

$$\varepsilon = \frac{1}{\gamma} \frac{d\gamma}{dT} r/r \text{pag.}$$
(3.29)

Если под действием каких-либо факторов происходит сжатие или расширение объема воды, то оно сопровождается изменением температуры, пропорциональным этому коэффициенту. Поэтому опускающийся в глубину некоторый объем воды сжимается, что приводит к повышению температуры, называемому адиабатическим. При подъеме воды происходит обратное явление. Чтобы учесть эти изменения температуры, в океанологии введено понятие адиабатического градиента температуры, определяемого по формуле Кельвина:

$$\frac{dT_{g}}{dz} = \frac{\varepsilon g T_{\rm K}}{I c_{\rm P}} , \qquad (3.30)$$

где  $T_{\mathbf{K}}$  — абсолютная температура; g — ускорение свободного падения; I — механический эквивалент тепла.

В верхних слоях океана адиабатический градиент составляет около 10<sup>-4</sup> град/м (рост температуры с глубиной).

В глубоководных впадинах океана вертикальное распределение температуры близко к адиабатическому. Это объясняется тем, что вследствие подогрева холодных придонных вод океана теплом Земли в них постоянно происходит конвективное движение.

Адиабатические изменения температуры и плотности при вертикальных движениях воды в океане могут достигать заметных значений. Например, если воду с температурой 2,5°С и соленостью 34,85‰ адиабатически поднять с глубины 3000 м на поверхность, ее температура понизится до 2,25°С. Соответственно повысится ее плотность. Температура, которую приобретает вода, будучи поднятой адиабатически с глубины ее нахождения на поверхность, называется потенциальной температурой. Плотность воды, соответствующая потенциальной температуре, называется потенциальной плотностью.

6 Заказ № 16

Очевидно, что для получения потенциальной температуры надо температуру in situ исправить адиабатической поправкой, приводимой в Океанологических таблицах. Аналогично определяется потенциальная плотность.

Практическое использование потенциальной температуры видно на следующем примере. Пусть придонное течение прохо-



Рис. 12. Схема течения с неизменной потенциальной температурой.

дит над дном переменной глубины (рис. 12) и теплообмен в толще воды незначителен. Измеряя температуру у дна в точках *a*, *b*, *c*, мы получим значения, различные за счет адиабатических ее изменений. В то же время, если вычислить потенциальную температуру, то во всех точках вдоль дна она окажется одинаковой. Таким образом, потенциальная температура позволяет в отдельных случаях идентифицировать воду, движущуюся с вертикальной составляющей скорости.

## 3.3.6. Температуры замерзания и наибольшей плотности

Чистая вода имеет наибольшую плотность при 4°С. С повышением солености *температура наибольшей плотности*  $\vartheta_{2}$  понижается. Она может быть вычислена по эмпирической формуле Кнудсена и Крюммеля

$$\vartheta_{0}^{\circ}C = 3.95 - 0.2S - 0.0001S^{2} + 0.00002S^{3}.$$
 (3.31)

*Температура замерзания* в морской воды также понижается с увеличением концентрации солей. Ее зависимость от солености определяется по формуле Ганзена:

$$\vartheta^{\circ}C = -0.003 - 0.0527S - 0.00004S^2 - 0.0000004S^3$$
. (3.32)

На рис. 13 даны кривые  $\vartheta$  и  $\vartheta_{\rho}$  в зависимости от солености. Эти кривые пересекаются в точке с характеристиками  $\vartheta = \vartheta_{\rho} = -1,332^{\circ}$ С, S = 24,695%. Вода с соленостью меньше 24,695‰ имеет температуру наибольшей плотности выше температуры замерзания и в этом смысле сходна с пресной водой. При солености выше 24,695‰ соотношение температур обратное. По предложению Н. М. Книповича, эти два типа вод называются соответственно солоноватыми и морскими.

Различия в соотношении температур  $\vartheta$  и  $\vartheta_{\rho}$  влекут за собой различия в протекании некоторых процессов в морских и солоноватых водоемах, в частности

новатых водоемах, в частности влияют на тепловой режим. Рассмотрим это на двух примерах.

Балтийское море является солоноватым. В северной его части верхний слой воды имеет соленость около 7‰. По рис. 13 определяем  $\vartheta = -0.4^{\circ}$ С,  $\vartheta_{\rho} = 2.5^{\circ}$ С. Рассмотрим, как происходит осенне-зимнее охлаждение моря, считая плотность воды по вертикали к этому времени однородной и не принимая пока во внимание влияние течений.

При охлаждении поверхностный слой воды, имевший летом температуру до 20°С, уплотняется, так как понижение температуры приближает воду к температуре наибольшей плотности. Элементарные объемы воды уплотняющегося верхнего слоя



83

Рис. 13. Зависимость температур замерзания & и наибольшей плотности & от солености.

«проваливаются», вытесняя к новерхности менее плотные, которые в свою очередь уплотняются охлаждением. Идет процесс *свободной конвекции*. Очевидно, что конвекция прекратится в тот момент, когда температура охваченного ею слоя достигнет температуры наибольшей плотности, так как дальнейшее понижение температуры поверхности моря понижает плотность воды и прекращает ее опускание.

Таким образом, слой конвективного перемешивания приобретает в рассматриваемом случае температуру около 2,5°С. Дальнейшее охлаждение и ледообразование сосредоточиваются непосредственно у поверхности моря.

При весеннем таянии льда и нагревании моря температура поверхностного слоя быстро повышается. Этому способствует и возникающая в нем конвекция, поскольку плотность воды возрастает и при нагревании вплоть до 2,5°С.

6\*

Рассмотрим теперь, как протекают аналогичные процессы в собственно морской воде, например в северной части Японского моря, где для верхнего слоя характерна соленость 33‰, при тех же упрощающих условиях.

По рис. 13 находим, что этой солености соответствуют  $\vartheta = -1,7$ °С,  $\vartheta_{\rho} = -3,1$ °С. В этом случае температура наибольшей плотности ниже температуры замерзания, и поэтому при охлаждении моря конвективное перемешивание не прекращается вплоть до достижения температуры замерзания. В результате весь слой моря, охваченный конвекцией, охлаждается до температуры замерзания, в рассматриваемом случае до -1,7°С. Понятно, что температура наибольшей плотности в этом случае не может быть достигнута, так как вода не охлаждается ниже температуры замерзания.

При весеннем таянии льда и нагревании моря плотность поверхностного слоя сразу же понижается, что затрудняет его перемешивание с глубоко лежащими слоями воды. В результате прогревание сосредоточивается в поверхностном слое. Значительная толща, в которой развивалась конвекция, сохраняет низкие температуры. Так, например, на большом пространстве Охотского моря слой зимней конвекции сохраняет на протяжении всего лета минимум в вертикальном распределении температуры, достигающий —1,5°С (так называемый холодный промежуточный слой).

### 3.3.7. Уплотнение при смешении

Вследствие нелинейной зависимости плотности воды от температуры пресная вода может иметь одинаковую плотность с морской при двух различных значениях температуры, одно из которых выше, другое — ниже температуры наибольшей плотности. Например, пресная вода при 8,2 и при 0°С имеет плотность  $\rho \cdot \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} = 0,99987$ . Если смешать два одинаковых объема воды, один из которых имеет температуру 8,2°С, другой 0°С, то смесь приобретает среднюю температуру 4,1°С, которой соответствует более высокая плотность  $\rho \cdot \frac{T^{\circ}}{4^{\circ}C} = 1,00000$ . В результате смешения произошло уплотнение воды.

На рис. 13 легко определить для солоноватой воды область температур, в которой уплотнение при смешении очевидно. На этом рисунке проведена третья кривая ( $T_{
ho}$ ) температур, при которых плотность воды данной солености равна плотности при температуре замерзания. Очевидно, что при смешении объема

воды, характеристика которого находится в области, ограниченной линиями  $T_{\rho}$  и  $\vartheta$ , с объемом из области, ограниченной кривыми  $\vartheta_{\rho}$  и  $\vartheta$ , произойдет уп-

Вообще говоря, уплотнение при смешении происходит не только в области между кривыми в и То, но и при других температурах и соленостях, в том числе и для собственно морской воды с соленостью выше 24,695‰. Проиллюстрируем это рис. 14. изображающим фрагмент Т, S-диаграммы. Если два объема морской воды (для простоты предположим их одинаковыми), характеризуемые температурами и соленостями точек а и b, смешать, то, естественно,

лотнение.



Рис. 14. Схема определения уплотнения при смешении.

температура и соленость смеси будут средними, т. е. смесь изобразится на диаграмме точкой с. Как видно, плотность, соответствующая точке с, больше, чем в точках а и b, т. е. наблюдается уплотнение при смешении.

## 3.4. Акустические свойства вод Мирового океана

#### 3.4.1. Скорость звука в океане

Вода является упругой средой, и поэтому в ней хорошо распространяются продольные упругие колебания, в частности звуковые. Механизм распространения звука в воде состоит в том, что периодические сжатия и разрежения, создаваемые вибрирующим источником звука, передаются в виде продольных волн.

Из физики известно, что скорость *с* распространения продольных колебаний в сплошной упругой среде с плотностью р описывается формулой

$$c = \frac{1}{\sqrt{k_{P^{\rho}}}}, \qquad (3.33)$$

где k<sub>P</sub> — коэффициент сжимаемости.

Результаты расчетов по этой формуле из-за трудности точного определения входящих в нее параметров не всегда хорошосогласуются с непосредственными измерениями скорости звука в море. Погрешность достигает 5 м/с. Поэтому были предложены эмпирические формулы, дающие более точные значения скорости звука.

Скорость звука в море зависит от температуры, солености и давления, поскольку от них зависят параметры, входящие в формулу (3.33). Эта зависимость выражается более наглядно в эмпирических формулах, из которых наибольшее распространение в настоящее время получили формулы Дель-Гроссо и Вильсона. Первая из них имеет вид

 $c = [1448,6+4,618T-0,0523T^{2}+0,00023T^{3}+1,25(S-35)-0,0011(S-35)T+2,7\cdot10^{-8}(S-35)T^{4}-2\cdot10^{-7}(S-35)^{4}\times (1+0,577T-0,0072T^{2})+0,0175P] \text{ M/c}, \qquad (3.34)$ 

где *T* — температура в °C; *S* — соленость в ‰; *P* — давление в дб. Вычисленная по этой формуле скорость звука отличается от фактической менее чем на 1 м/с. Еще более высокая точность достигается по формуле Вильсона, состоящей из 23 слагаемых. Расчеты по ней проводятся с помощью таблиц, в которых сгруппированы поправки на температуру, соленость и давление.

Из формулы (3.34) видно, что скорость звука увеличивается с повышением температуры, увеличением глубины и повышением солености. В верхнем слое океана температура наиболее изменчива, поэтому от нее в основном и зависит скорость звука. В прибрежных районах, особенно вблизи проливов и устьев рек, велико влияние солености.

В отличие от воздуха, вода слабо поглощает энергию звуковых колебаний. Кроме того, скорость звука в воде практически не зависит от частоты колебаний, т. е. отсутствует дисперсия. Радиоволны, наоборот, настолько сильно поглощаются водой, что использование их для связи на расстоянии больше нескольких десятков метров практически нецелесообразно.

Эти особенности морской воды обусловили широкое использование звука для подводной связи.

Особое значение имеют ультразвуковые волны (с частотой более 20 000 Гц), которые могут посылаться излучателями направленно. По сути, ультразвук в океане в настоящее время выполняет функции, во многом аналогичные радиоволнам в атмосфере. Вертикально направленные излучатели и приемники ультразвука — эхолоты — позволяют измерять глубину моря, обнаруживать косяки рыб, изучать структуру донных отложений и рельеф дна. Горизонтально направленные гидролокаторы позволяют обнаруживать предметы, отражающие звук. Ультразвук управления автономными приборами и получения информации от них. Связь между морскими животными осуществляется с помощью ультразвука, поэтому гидроакустика: применяется и для биологических исследований.

#### 3.4.2. Рефракция и ослабление энергии звуковых лучей

При наблюдающемся в океане разнообразии гидрологических условий скорость звука варьирует в пределах 1400— 1550 м/с, т. е. всего на 10%. Однако даже такое небольшое изменение скорости, особенно по вертикали, приводит к преломлению звуковых лучей — явлению рефракции. При этом звуковые лучи искривляются в сторону, где скорость звука меньше.



Рис. 15. Рефракция звуковых лучей.

Для рассмотрения рефракции звуковых лучей удобно представить море состоящим из слоев, в каждом из которых вертикальный градиент скорости звука приближенно принимается постоянным. Тогда звуковые лучи имеют в каждом слое постоянную кривизну, т. е. являются дугами окружностей.

В случае уменьшения скорости звука с глубиной звуковой: луч, вышедший из излучателя на глубине  $z_0$  (рис. 15) под углом:  $\theta_0$  к горизонту со скоростью  $c_0$ , искривляется вниз.

Рассмотрим искривление луча в слое между уровнями  $z_1$  и  $z_2$ , на которых скорости равны  $c_1$  и  $c_2$ . Траектория луча в слое определяется углами входа  $\theta_1$ , выхода  $\theta_2$  и приращением дальности l.

На основании физического закона преломления можно записать соотношения

$$\frac{\cos\theta_0}{c_0} = \frac{\cos\theta_1}{c_1} = \frac{\cos\theta_2}{c_2} = \dots$$
(3.35)

Из этих соотношений получаем формулы для углов  $\theta_1$  и  $\theta_2$ :

$$\theta_{1} = \arccos\left(\frac{c_{1}\cos\theta_{0}}{c_{0}}\right);$$

$$\theta_{2} = \arccos\left(\frac{c_{2}\cos\theta_{0}}{c_{0}}\right).$$
(3.36)

Для приращения дальности в слое имеем

$$l = h \operatorname{ctg} \overline{\theta}. \tag{3.37}$$

Из рис. 15 следует, что  $\overline{\theta} = \theta_1 + \varphi$ ,  $\overline{\theta} = \theta_2 - \varphi$ , откуда  $\overline{\theta} = \frac{1}{2}(\theta_1 + \theta_2)$ . Подставляя это выражение в (3.37), получаем

$$l = h \operatorname{ctg} \left[ \frac{1}{2} \left( \theta_1 + \theta_2 \right) \right]. \tag{3.38}$$

Формулы (3.36) и (3.37) позволяют приближенно построить траектории звуковых лучей, если известны углы их выхода из источника и распределение скорости звука по вертикали.

Выше было отмечено, что наибольшее влияние на скорость звука оказывает температура воды, которая наиболее неоднородно распределена в верхнем, деятельном слое океана и имеет сезонный ход изменений. Поэтому и картина рефракции в этом слое определяется главным образом особенностями вертикального распределения температуры и изменяется в течение года.

На рис. 16 приведены характеристики картины рефракции для лета, когда температура понижается с глубиной, и для зимы, когда охлаждение моря создает изотермию верхнего слоя или даже рост температуры с глубиной.

Глубже деятельного слоя температура и соленость более однородны по глубине и не имеют заметных годовых изменений, поэтому и картина рефракции здесь стационарна и определяется в основном ростом давления с глубиной.

В океанах вне полярных районов характерное понижение температуры с глубиной в верхнем слое, как уже было отмечено, создает уменьшение скорости звука. Однако начиная с некоторой глубины температура и соленость мало меняются по вертикали и скорость звука достигает минимума, глубже которого начинает возрастать за счет эффекта гидростатического давления. Благодаря рефракции звуковые лучи, посланные го-

:88

ризонтально, концентрируются в слое минимума скорости и распространяются на такое большое расстояние, пока не ослабнет их энергия. Это замечательное явление, наблюдающееся во всех океанах на глубинах от нескольких сотен метров до 1500 м, получило название сверхдальнего распространения звука в звуковом канале. Эксперименты показали, что, например, в Атлантическом океане звук от взрыва заряда массой 2,7 кг на глубине



Рис. 16. Характерные картины рефракции звуковых лучей в верхнем слое океана.

а — летом, б — зимой.

1200 м прослушивался на расстоянии 5750 км настолько хорошо, что его можно было бы слышать до 18000 км, т. е. далеко за пределами океана.

Энергия звука ослабляется поглощением и рассеянием. Поглощение энергии звуковых колебаний обусловлено вязкостьюводы, ее теплопроводностью и внутримолекулярными релаксационными процессами при сжатии молекул. Рассеивают звук молекулы воды и особенно взвешенные частицы, планктон, пузырьки газов. При рассеянии звука в море происходит «размазывание» коротких сигналов — реверберация, маскирующая: основной сигнал.

В море всегда наблюдается собственный звуковой фон, особенно сильный при ветровом волнении. Разнообразные шумы связаны с движениями и сигналами рыб, ракообразных и других организмов.

## 3.5. Оптические свойства вод Мирового океана

### 3.5.1. Освещенность поверхности океана

Как известно из физики, световое излучение представляет собой поток электромагнитных колебаний с широким диапазоном длин волн, от радиоволн до «жестких гамма-лучей». Для океана наибольшее практическое значение имеет видимая часть спектра солнечного излучения и та общая часть спектра, которая дает основной энергетический вклад. В основном это видимые и инфракрасные лучи в диапазоне длин волн  $\lambda = 10^{-7} \div 10^{-4}$  м. Часть этих лучей, от 4,0 · 10<sup>-7</sup> до 7,6 · 10<sup>-7</sup> м, представляет собой световые волны, видимые человеческим глазом.

Проникая через поверхность океана, лучистые потоки непосредственно нагревают воду, тем самым доставляя энергию ряду процессов. Кроме влияния на температуру воды, световая часть солнечной радиации проявляется в освещенности глубин, цвете воды, а также участвует в биологических и биохимических процессах, важнейшим из которых является фотосинтез.

Видимая часть спектра радиации, поступающей на поверхность океана и создающей освещенность, состоит из солнечных лучей, прошедших через атмосферу (прямая радиация), и некоторой части лучей, рассеянных атмосферой во всех направлениях, в том числе и к поверхности океана (рассеянная радиация). Соотношение энергии этих двух световых потоков, падающих на горизонтальную площадку, зависит от высоты Солнца; чем выше оно над горизонтом, тем больше доля прямой радиации. Это объясняется тем, что при разных высотах Солнца его лучи ослабляются различной толщей проходимой ими атмосферы. При Солнце в зените его лучи проходят наименьшую толщу, а следовательно, и меньше рассеиваются; если принять путь, который проходит луч в атмосфере, когда Солнце в зените, за единицу («масса атмосферы»), то при высоте Солнца 40° его лучи проходят 1,55 массы атмосферы, при 20°-2 массы, а при 0° — 35,4 массы атмосферы.

Освещенность поверхности моря в естественных условиях зависит также от облачности. Высокие и тонкие облака отбрасывают вниз много рассеянного света, благодаря чему освещенность поверхности моря при средних высотах Солнца может быть даже больше, чем при безоблачном небе. Естественно, что плотные, с большой водностью облака резко уменьшают освещенность.

'90

## 3.5.2. Отражение и преломление света на поверхности океана

Световые лучи, создающие освещенность поверхности моря, претерпевают на границе вода—воздух отражение и преломление (рис. 17) по извест-

ному физическому закону

 $\frac{\sin\varphi}{\sin\psi} = n, \quad (3.39)$ 

где  $\varphi$  — угол падения лучей;  $\psi$  — угол преломления; n — показатель преломления среды.

Для чистой морской воды при солености 35%n=1,34. При таком значении *n* из формулы (3.39) следует, что всегда угол ф больше угла  $\psi$ , и поэтому входящий наклонно в море луч ближе к вертикали, чем в атмосфере. Выходящие наклонно из моря лучи также отклоняются от вертикали, и существует такой угол выхода  $\psi_0$ ,





что подходящий к поверхности моря снизу луч претерпевает полное внутреннее отражение и не выходит из моря. Из формулы (3.39) следует, что  $1/\sin\psi_0=1,34$  и  $\psi_0=48,3^\circ$ . Таким образом, все падающие на поверхность моря световые лучи, частично отражаясь, преломляются и входят в море. В то же время из моря выходят в каждой точке только лучи, подходящие снизу в конусе с углом при вершине  $2\psi_0=97^\circ$ . Остальные лучи отражаются вниз. Этим объясняется то, что при взгляде снизу поверхность моря всегда серебрится, как зеркало, что хорошо знакомо ныряльщикам и подводникам.

При отражении и преломлении светового луча происходит деление энергии. Соотношение энергии падающего, отраженного и преломленного лучей зависит от угла падения и показателя преломления и определяется по известным из физики формулам Френеля. При отвесном падении световых лучей на гладкую поверхность моря в воду входит около 0,981 энергии луча и только 0,019 отражается. Относительная доля энергии света, проникающего под поверхность моря при различной высоте Солнца, приведена на рис. 18. За единицу на этом графике принята энергия прямого света, падающего на поверхность моря при Солнце в зените.

Отношение отраженного от поверхности потока излучения и вышедшего из ее толщи к потоку падающего излучения называют альбедо (белизна). В зависимости от физических свойств альбедо различных поверхностей широко варьирует. Альбедо



Рис. 18. Относительное количество энергии, проникающей под поверхность океана, в зависимости от высоты Солнца (по В. В. Шулейкину).

абсолютно черного тела принято равным нулю. Альбедо поверхности воды равно 0,019 при Солнце в зените и увеличивается с уменьшением его высоты.

Реальная поверхность моря всегда деформирована ветровым волнением, и ее отражательная способность может значительно отличаться от гладкой поверхности. При больших высотах Солнца волнение увеличивает альбедо, а при малых высотах уменьшает.

Процесс отражения и преломления рассеянного света на поверхности моря более сложен, чем для прямых лучей, из-за разнообразия углов падения и различной интенсивности света, рассеянного различными участками неба. Практически в среднем до 95% энергии рассеянного света входит под поверхность моря.

#### 3.5.3. Поглощение и рассеяние света в океане

Вошедший в море преломленный свет подвергается поглощению и рассеянию молекулами воды и взвешенными в воде частицами, в результате чего энергия света с глубиной уменьшается.

Потеря энергии световым лучом с длиной волны  $\lambda$  вследствие поглощения  $dI_{\lambda}$  при прохождении элементарного слоя воды толщиной dz пропорциональна толщине поглощающего слоя и звыражается соотношением

$$dI_{\lambda} = -\varkappa_{\lambda} I_{\lambda} dz, \qquad (3.40)$$

где  $I_{\lambda}$  — энергия луча, входящего в слой;  $\varkappa_{\lambda}$  — показатель поглощения (величина, обратная расстоянию, на котором поток радиации в воде уменьшается в *е* раз). Знак «минус» указывает на потерю энергии. Энергия светового луча после ослабления поглощением при прохождении толщи воды *h* легко получается из соотношения (3.40), если в нем разделить переменные и проинтегрировать его по глубине от z=0 до z=h, полагая, что при z=0 энергия падающего луча равна  $I_{\lambda 0}$ . В результате получим

$$I_{\lambda h} = I_{\lambda 0} e^{-x_{\lambda} h}. \tag{3.41}$$

Закономерность вида (3.41) (экспоненциальная) указывает на довольно быстрое ослабление энергии света с глубиной.

Вода неодинаково поглощает световые лучи различных длин волн, т. е. обладает избирательным поглощением. В табл. 12 приведены для чистой дистиллированной воды показатели ж для лучей различных длин волн  $\lambda$  (В. В. Шулейкин. Физика моря. М., «Наука», 1968. 1083 с.)

#### ТАБЛИЦА 12

Показатели поглощ	ения во,	цой све:	говых л	учей ра	зличны	с длин	волн
λ мкм	0,658	0,622	0,612	0,602	0,579	0,522	0,494
$x_{\lambda} M^{-1} \ldots \ldots$	0,320	0,239	0,233	0,173	0,049	0,002	0,002

Из таблицы видно, что в общем поглощение в красной части спектра значительно больше, чем в остальной части, причем оно резко возрастает около  $\lambda = 0,6$  мкм. Отсюда следует важный практический вывод о том, что красная часть спектра поглощается в поверхностном слое моря. В глубину проникают лучи зеленой и особенно синей части спектра, которые формируют цвет моря и создают освещенность в глубинах.

Потеря энергии светового луча вследствие рассеяния элементарным слоем *dz* выражается по аналогии с соотношением (3.40)

$$dI_{\rm p} = -k_{\lambda} I_{\lambda} \, dz, \tag{3.42}$$

только здесь  $k_{\lambda}$  — показатель рассеяния. Для энергии луча, ослабленного рассеянием после прохождения толщи воды h, по аналогии с формулой (3.41) получаем из (3.42) соотношение

$$I_{ph} = I_{\lambda 0} e^{-k_{\lambda} h}. \tag{3.43}$$

Рассеяние света молекулами воды сильно зависит от длины волны — обратно пропорционально четвертой ее степени:

$$k_{\lambda} = \frac{a}{\lambda^4}$$
, (3.44)

где константа a для чистой воды равна  $1,56 \cdot 10^{-10}$  мкм<sup>3</sup>.

Формула (3.44) показывает, что в воде сильнее всего рассеиваются лучи зеленой и особенно синей части спектра. Так, для  $\lambda = 0,494$  мкм имеем  $k_{\lambda} = 0,0026$  м<sup>-1</sup>. Сравнивая это значение с показателем поглощения для этой же длины волны (табл. 12), видим, что для  $\lambda$  менее примерно 0,55 мкм ослабление света рассеянием превышает поглощение.

Процесс рассеяния света в море весьма сложен. Световой поток, проникший под поверхность моря, рассеивается каждым элементарным слоем как вперед, так и назад. Оба эти потока в свою очередь рассеиваются в обе стороны (рассеяние второго порядка) и т. д. Если мысленно суммировать эффекты рассеяния каждым элементарным слоем, можно представить сложную картину многократного рассеяния световых лучей в толще моря.

Энергия лучей различных длин волн, доходящая до различных глубин моря, с учетом ослабления в результате поглощения и рассеяния определяется на основании соотношений (3.40) и (3.42) формулой

$$I_{\lambda h} = I_{\lambda 0} e^{-\left(z_{\lambda} + \frac{a}{\lambda^{4}}\right)h}.$$
(3.45)

Из этого соотношения следует, что в результате совместного эффекта поглощения и рассеяния света с глубиной происходит ослабление светового потока и изменение его спектрального состава, так как показатели поглощения и рассеяния различным образом зависят от длины волны.

Таблица 13 иллюстрирует полную энергию лучей, доходящих до данной глубины в море. За 100% принята энергия лучей, проходящих через поверхность моря.

#### ТАБЛИЦА 13

Толщина слоя, м Длина волны, мкм 0,0001 0 0,001 0,01 0,11,0 10,0 0,2-0.624 24 24 24 24 2317 36 13 0,6-0,936 36 36 30 1 19 18 12 0,9-1,217 1 2 1,2-1,59 8 6 7 1,5-2,1 3 10 2 2,1-3,0 $\mathbf{2}$ 100%/c 95 86 74 55 36 18

Полная энергия солнечных лучей (в %), доходящих до различной глубины (по Свердрупу, Джонсону и Флемингу)

Из таблицы видно, что длинноволновые лучи (>0,9 мкм) поглощаются в основном поверхностным слоем толщиной в несколько метров. Глубже преобладает рассеянная зелено-синяя часть спектра.

### 3.5.4. Цвет моря и прозрачность его вод

Цвет моря воспринимается как результат соотношения цвета лучей, выходящих из моря, и отраженного поверхностью моря прямого и рассеянного света. Из предыдущего ясно, что при взгляде вдаль угол зрения уменьшается и в глаз попадает меньше света, выходящего из моря, и больше — света, отраженного от поверхности, который имеет цвет неба. Поэтому вдали море всегда имеет цвет, близкий к цвету неба, — серый в пасмурную погоду, голубой в ясную.

При взгляде по вертикали вниз в глаз попадает главным образом свет, рассеянный толщей воды вверх. Цвет этих лучей в соответствии с законами поглощения и рассеяния в основном зависит от показателя рассеяния, который изменяется с изменением константы a в формуле (3.44). Если в чистой воде a = $=1,56 \cdot 10^{-10}$  мкм<sup>3</sup>, то при наличии взвешенных частиц a возрастает, иногда более чем на порядок. В соответствии с этим цвет моря при малом количестве взвешенных частиц более синий, a в открытых частях океана даже близок к фиолетовому. В мутных прибрежных водах увеличение константы a ведет к тому, что в рассеянном свете увеличивается вклад лучей большей длины волны, т. е. зеленых и желтых, и поэтому цвет здесь становится более зеленым, а иногда и бурым.

В некоторых случаях на цвет моря влияет цвет самих взвешенных частиц, например при обильном развитии мелких водорослей.

С поглощением света в морской воде и ослаблением светового потока тесно связана прозрачность морской воды. В качестве характеристики этого свойства воды введено понятие относительной прозрачности, под которой понимается предельная глубина видимости белого стандартного диска в водной толще, равномерно освещенной солнцем и небосводом. Относительная прозрачность очень сильно меняется в зависимости от содержания взвешенных частиц в морской воде. В прибрежных замутненных водах, особенно в районах стока рек, выносящих ил, она не превышает нескольких метров, а вдали от берегов достигает десятков метров. Максимальная относительная прозрачность, равная 66 м, зафиксирована в Саргассовом море.



## Перемешивание и обмен в океане



## 4.1. Смешение вод с различными характеристиками

## 4.1.1. Формулы смешения

Перемешивание представляет собой хаотическое движение небольших объемов воды, происходящее во всех направлениях в толще океана. При этом объемы воды переносят свои свойства — температуру, соленость, плотность и т. д. Так, под воздействием ветра на поверхности моря возникает перенос воды в направлении ветра — дрейфовое течение. При этом вначале приводится в движение тонкий поверхностный слой, затем вследствие вязкости воды под поверхностным слоем образуются вихри, в которых объемы воды, двигаясь вниз, переносят с собой и свою горизонтальную скорость. Объемы воды, поднимающиеся в вихрях вверх, приобретают скорость поверхностного слоя. Таким образом, в движение вовлекается все более глубокий слой. Одновременно теми же объемами передаются и тепло, и соленость. В этом примере количества движения, тепла, солей передаются в глубину вихревым, или турбулентным, перемешиванием: происходит фрикционный турбулентный обмен этими характеристиками.

При повышении плотности поверхностного слоя под влиянием охлаждения или осолонения отдельные объемы воды мо-

гут оказаться тяжелее нижележащих. В результате возникает свободная конвекция, при которой частицы переносят свои свойства, осуществляя конвективное перемешивание.

Хаотическое тепловое движение молекул воды производит молекулярное перемешивание.

Из отмеченных основных видов перемешивания наибольшее значение в естественных условиях океана имеет постоянно наблюдающееся турбулентное перемешивание. Конвективное перемешивание может достигать большой интенсивности при зимнем охлаждении. Молекулярное перемешивание (молекулярная диффузия) в океане совершенно незначительно по сравнению с турбулентным вследствие очень малых масс молекул и путей их свободного пробега.

При соприкосновении вод, значительно различающихся по характеристикам, в результате всех типов перемешивания между ними образуется *граничная зона*, вода которой представляет собой смесь отдельных компонент в различных соотношениях. Для количественного определения компонент в смеси по измерениям температуры, солености и других характеристик служат простые формулы смешения.

Пусть по вертикали наложены один на другой два однородных слоя со значениями характеристик  $b_1$  и  $b_2$ . В результате перемешивания в граничной зоне будут наблюдаться значения характеристики  $\beta_{1,2}$ .

Носителем свойства является масса воды. По закону сохранения массы для данного образца смеси можно написать

$$M_1b_1 + M_2b_2 = (M_1 + M_2) b_{1, 2}, \qquad (4.1)$$

где *М*<sub>1</sub> и *М*<sub>2</sub> — смешавшиеся массы компонент.

Удобно рассматривать смешение масс вертикальных столбиков воды с единичной площадью сечения, пренебрегая обычно малыми различиями плотностей. Заменяя в (4.1) массы высотами таких столбиков h, получаем формулу смешения для произвольного числа компонент:

$$b_{1,2} = \frac{\sum b_i h_i}{\sum h_i}.$$
 (4.2)

Формула (4.2) определяет среднее взвешенное значение характеристики  $b_{1,2}$ , для которой весовыми множителями являются высоты смешавшихся столбиков. Очевидно, что при смешении слоев равной высоты формула (4.2) дает среднее арифметическое.

Практическое приложение формулы смешения (4.2) проиллюстрируем на следующем примере. Пусть в некотором районе расположены два слоя вод с характерными соленостями  $S_1 = = 32,0\%$  и  $S_2 = 33,0\%$ . Проба воды, взятая в граничной зоне,

7 Заказ № 16

имеет  $S_{4,2}=32,2\%$ . Определим, в каком соотношении смешаны первичные массы вод в месте взятия пробы. Из формулы (4.2) имеем

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{b_2 - b_{1,2}}{b_{1,2} - b_1} \,. \tag{4.3}$$

Подставляя в (4.3) значения солености из нашего примера, получаем, что  $\frac{h_1}{h_2} = \frac{4}{1}$ .

Заметим, что формулы смешения неточны для определения плотности или удельного объема вследствие явления уплотнения при смешении (см. главу 3).

## 4.1.2. *Т*, *S*-соотношение

При смешении вод в море происходит одновременный обмен всеми свойствами. Рассматривая главные характеристики морской воды — температуру и соленость — при наиболее часто встречающемся случае смешения двух типов вод, можно на основании (4.3) написать:

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{T_2 - T_{1,2}}{T_{1,2} - T_1} = \frac{S_2 - S_{1,2}}{S_{1,2} - S_1}.$$
(4.4)

Отсюда получаем, что температура и соленость смеси связаны *T*, *S*-соотношением:

$$T_{1,2} = \frac{S_2 T_1 - S_1 T_2}{S_2 - S_1} + \frac{T_2 - T_1}{S_2 - S_1} S_{1,2}.$$
(4.5)

Это соотношение показывает, что определенной температуре смеси нескольких вод соответствует единственное значение солености и наоборот.

• *T*, *S*-соотношение имеет наглядную графическую интерпретацию в поле координат *T*, *S* (рис. 19). Каждый тип однородной воды с парой характеристик *T*, *S* на этом графике изображается точкой. Легко видеть, что *T*, *S*-соотношение (4.5) в случае двух типов вод представляет собой уравнение прямой, проходящей через точки ( $T_1S_1$ ) и ( $T_2S_2$ ), изображающие два смешивающихся типа вод. Таким образом, пара значений  $T_{2,4}S_{2,4}$  смеси двух типов вод определяет точку *c* на прямой смешения. Положение точки смеси на прямой определяется также отношением смеси (4.4), из которого следует (в соответствии с рис. 20 *a*), что  $\frac{h_1}{h_2} = \frac{m}{n}$ , или в процентах  $\frac{h_1}{h_2} = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ .

Таким образом, *T*, *S*-соотношение позволяет на практике по измерениям температуры и солености определить процентное содержание двух смешивающихся типов вод в области их перемешивания как по вертикали, так и по горизонтали. Границей



между водами считается изолиния 50-процентного содержания каждой компоненты.

В некоторых случаях могут перемешиваться три типа вод. Чаще это бывает при горизонтальном перемешивании. В таком



Рис. 20. Треугольник смешения трех типов вод.

случае смесь может содержать не только две, но и три компоненты. Такое смешение изобразится *треугольником смешения* (рис. 20), состоящим из трех прямых смешения. Чтобы определить соотношение смеси по треугольнику смешения, надо 7\*

99°

#### 4. Перемешивание и обмен в океане

разделить соответствующим образом стороны треугольника (удобно на 10 частей) и провести линии параллельно каждой стороне. Так, точка a на рис. 20 изображает смесь, состоящую из 40% воды I, 40% воды II и 20% воды III. Точка b изображает воду, содержащую 60% воды I и 40% воды III.

## 4.1.3. *Т*, *S*-кривая

Очевидно, что при соприкосновении трех типов вод, наложенных друг на друга по вертикали, результат смешения изобразится двумя прямыми смешения (рис. 21). Если при этом средний слой окажется тоньше двух других, то при достаточно интенсивном перемешивании его первоначальные характеристики могут существенно измениться. Ясно, что при полном смешении среднего слоя его характеристики T и S стремятся к средним между слоями I и III, как показано на рис. 21 стрелкой.



Рис. 21. Т. S-кривые, характеризующие перемешивание трех водных масс.

Обычно течения, непрерывно принося воды со «свежими» характеристиками, поддерживают некоторое равновесие между смешением и возобновлением слоев, и процесс смешения изображается *T*, *S*-кривой, нанесенной на рис. 21 пунктиром.

По данным наблюдений температуры и солености на станции *T*, *S*-кривая строится следующим образом. В поле координат *T*; *S* проставляют точки по наблюденным значениям этих характеристик на каждом горизонте. У точек подписывают глубину горизонта. Затем точки последовательно соединяют плавной линией.

На рис. 22 построена *T*, *S*-кривая для верхнего слоя Северного Ледовитого океана летом. На ней отчетливо видны специфические слои — водные массы:

I — поверхностные воды, летом относительно нагретые и распресненные таянием льдов;

II — слой, сформированный зимним конвективным перемешиванием при охлаждении и ледообразовании; ледообразование повысило соленость этого слоя;



III — теплая и соленая прослойка, образованная притоком вод из Северной Атлантики.

Глубину положения каждого слоя нетрудно определить по надписям глубин горизонтов на *T*, *S*-кривой.

## 4.2. Устойчивость слоев

Стратификацией воды называют то или иное распределение водных слоев, которое определяет условия равновесия в море. Стратификация может быть неустойчивой, устойчивой и безразличной.

Неоднородная по плотности вода в поле силы тяжести стремится стратифицироваться устойчиво, так что плотность возрастает с глубиной — наблюдается положительный градиент плотности. Такая стратификация препятствует развитию перемешивания, так как опускающиеся объемы воды выталкиваются архимедовыми силами, а поднимающиеся — тонут в верхнем, более легком слое. Чем больше вертикальный градиент плотности, тем больше сопротивление перемешиванию — устойчивость слоев.

Значение устойчивости можно выразить количественно. При достаточно быстром перемещении частицы воды в процессе перемешивания в глубину ее плотность повышается вследствие сжатия при повышении окружающего давления и в то же время понижается вследствие того, что сжатие происходит адиабатически и температура частицы повышается. При перемещении

вверх изменения плотности частицы идут в обратном направлении. Очевидно, что степень устойчивости слоев характеризуется величиной различия между плотностью опустившейся или поднявшейся частицы и плотностью окружающей воды.

Пусть на горизонте z наблюдаются значения характеристик P, T, S,  $\rho_{PTS}$ , на горизонте z+dz — значения характеристик P+dP, T+dT, S+dS,  $\rho_{P+dP, T+dT, S+dS}$ .

Если частица A переместится без обмена теплом на горизонт z+dz к частице B, то увеличение ее плотности непосредственно обжатием будет равно  $\frac{\partial \rho}{\partial P} dP$ . При этом температура частицы A адиабатически изменится на  $dT_{a}$ . Соответствующее адиабатическое изменение плотности составит  $\frac{\partial \rho}{\partial T} dT_{a}$ , и плотность частицы A станет равной  $\rho_{A, z+dz} = \rho_{PTS} + \frac{\partial \rho}{\partial D} dP + \frac{\partial \rho}{\partial T} dT_{a}$ .

Очутившись рядом с частицей *B*, частица *A* может оказаться легче, и тогда она всплывает. Перемешивание в этом случае затруднено, стратификация устойчивая. Частица *A* может оказаться плотнее частицы *B* и будет стремиться опуститься глубже. В этом случае стратификация неустойчивая. Наконец, возможна безразличная стратификация при равенстве плотностей этих двух частиц. Таким образом, характеристикой величины устойчивости является разность плотностей:

$$\rho_B - \rho_{A, z+dz} = \rho_{P+dP, T+dT, S+dS} - \left(\rho_{PTS} + \frac{\partial \rho}{\partial P} dP + \frac{\partial \rho}{\partial T} dT_a\right).$$
(4.6)

Плотность частицы B мы можем представить как плотность частицы A, которая опустилась на горизонт z+dz и пробыла здесь достаточное время для того, чтобы обменяться с окружающей водой теплом и солями:

$$\rho_{P+dP, T+dT, S+dS} = \rho_{PTS} + \frac{\partial \rho}{\partial P} dP + \frac{\partial \rho}{\partial T} dT_{a} + \frac{\partial \rho}{\partial S} dS. \quad (4.7)$$

Подставляя (4.7) в (4.6) и деля на *dz*, чтобы получить характеристику устойчивости на единицу глубины, получаем формулу устойчивости Хессельберга—Свердрупа:

$$E = \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT}{dz} + \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{dS}{dz} - \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT_a}{dz}.$$
 (4.8)

Как видно, первый и третий члены правой части (4.8) выражают вклад температуры в величину устойчивости — температурную устойчивость; второй член — соленостная устойчивость. Замечая, что первые два члена правой части (4.8) представляют полную производную плотности по вертикали, т. е. ее вертикальный градиент, можно формулу (4.8) записать еще в виде

$$E = \frac{d\rho}{dz} - \frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{dT_a}{dz}.$$
 (4.9)

Последняя формула показывает, что устойчивость, по существу, есть вертикальный градиент плотности с учетом адиабатической поправки на сжимаемость.

1000 F.10 K.2/M 500 0 Значение Е нетрудно вычислить по данным наблюдений за температурой и соленостью на отдельных горизонтах. Она вы- 25 числяется обычно по формуле (4.8) для слоев между двумя со-50 75 Рис. 23. Типичные вертикальные распределения устойчивости в верхнем слое Баренцева моря 100 (по В. Т. Тимофееву и В. В. Панову). 1 — для лета, 2 — для зимы. 125

седними горизонтами. Градиенты  $\frac{dT_a}{dz}$ ,  $\frac{\partial \rho}{\partial T}$  и  $\frac{\partial \rho}{\partial S}$  приведены в Океанологических таблицах;  $\frac{dT}{dz}$  и  $\frac{dS}{dz}$  определяются численно по данным наблюдений. Для удобства значение *E* исполь-

ленно по данным наолюдении. Для удооства значение с используется умноженным на 10<sup>3</sup> в системе СИ (на 10<sup>8</sup> в системе СГС).

Рассмотрим несколько характерных примеров вертикального распределения устойчивости. На рис. 23 показан пример типичного вертикального распределения устойчивости в верхнем слое Баренцева моря, по В. Т. Тимофееву и В. В. Панову. Летом (сплошная кривая) в общем устойчивость слоев положительна и убывает с глубиной. Нагретый и сильно перемешанный ветром верхний слой отделяется от остальной толщи резким изменением плотности — скачком, которому соответствует максимум устойчивости. Зимой (пунктирная кривая) отрицательная устойчивость от поверхности до 50 м указывает на конвективное перемешивание в этом слое, происходящее благодаря уплотнению поверхностного слоя при охлаждении. В океане в верхнем сдое устойчивость распределена и изменяется так же, как в рассмотренном примере, с той лишь разницей, что летний слой скачка расположен глубже благодаря более интенсивному ветровому перемешиванию. В более глубоких слоях океана устойчивость вначале возрастает с глубиной и достигает максимума на глубине, отделяющей верхние слои от глубинных холодных вод, затем устойчивость с глубиной понижается, так как глубинные воды очень однородны. На глубине более 5000 м, особенно во впадинах, устойчивость становится отрицательной, что указывает на свободную конвекцию, поддерживаемую потоком внутреннего тепла Земли через дно океана (табл. 14).

#### ТАБЛИЦА 14

-	глубоководных впадинах (по данным Б. Шульца)					
	Слой, м	Филиппинский желоб	Желоб Бугенвиль			
	$ \begin{array}{r} 1000-2000 \\ 2000-3000 \\ 3000-4000 \\ 4000-5000 \end{array} $	34,0 17,0 5,1	30,0 11,0 6,0			

-0,7

-1,6

Распределение устойчивости *E* · 10<sup>3</sup> (кг/м<sup>4</sup>) в некоторых глубоководных впадинах (по данным Б. Шульца)

Заметим, что устойчивость характеризует только потенциальную способность слоев сопротивляться перемешиванию и не характеризует действительной интенсивности процесса перемешивания. Так, при интенсивной турбулентности перемешивание может иметь место даже при больших значениях устойчивости, которая не отражает степени турбулизации движущейся воды. Поэтому иногда характеристику *E* называют *статической устойчивостью*.

# 4.3. Перемешивание при свободной конвекции

6000 - 7000

7000-8000 8000-9000

## 4.3.1. Условия возникновения конвекции в море

Если под влиянием охлаждения или осолонения плотность поверхностного слоя увеличивается (удельный объем уменьшается), то одновременно уменьшается устойчивость между этим и нижележащими слоями. В момент, когда устойчивость между слоями переходит через нулевое значение, возникают конвективные токи, осуществляющие конвективное перемешивание.

Если в первом приближении пренебречь в формуле устойчивости адиабатическим эффектом, можно полагать, что конвективное перемешивание начинается в момент, когда удельные объемы соприкасающихся слоев становятся равными (точнее, удельный объем верхнего слоя должен стать несколько меньше). При неоднородных слоях перемешивание двух слоев начнется, когда удельный объем верхнего слоя станет равным удельному объему нижележащего слоя у его верхней границы, а полностью слои перемешаются к моменту, когда удельный объем всей перемешавшейся толщи достигнет его значения (на нижней границе нижнего слоя. Перемешавшиеся два слоя превращаются в однородный слой, который при дальнейшем уменьшении его удельного объема перемешивается со следующим нижележащим слоем и т. д.

Изменения удельного объема, приводящие к конвекции, создаются охлаждением (температурная конвекция) или осолонением (соленостная конвекция). В высоких широтах конвективное перемешивание начинается при осеннем охлаждении моря как температурная конвекция и продолжается при зимнем нарастании льда как соленостная (лед образуется из пресных кристаллов, и выделяющиеся соли осолоняют воду подо льдом). В умеренных широтах температурная конвекция наблюдается в период охлаждения.

Особенный интерес представляет мелкомасштабная конвекция, развивающаяся в тонком поверхностном слое моря. Ветер способствует усилению испарения, в результате чего тончайшая поверхностная пленка моря сильно охлаждается и одновременно осолоняется. Возникает мелкомасштабная конвекция, которая вместе с ветровой турбулизацией играет важную роль в образовании, всегда наблюдающегося поверхностного однородного слоя.

Конвекция достигает особенно большого развития в период осенне-зимнего охлаждения в Северном Ледовитом океане и на антарктическом шельфе, создавая к концу зимы однородный слой толщиной до 300 м. Она может иметь место и в южных морях. Примером является Средиземное море. Сильное летнее испарение повышает соленость на поверхности до 38‰, а в восточной части моря до 39‰. Однако благодаря высокой температуре поверхности сохраняется положительная устойчивость. При осенне-зимнем охлаждении моря возникает мощная конвекция, достигающая глубины 1000 м и более при понижении температуры поверхности всего до 13°С. 4.3.2. Расчет развития конвективного перемешивания по Н. Н. Зубову

Процесс последовательного конвективного перемешивания слоев при осенне-зимнем охлаждении без учета турбулентного перемешивания и других осложняющих факторов можно рассчитать несложным методом, предложенным Н. Н. Зубовым в 1928 г. Как температурная конвекция, так и соленостная (при ледообразовании) управляются теплоотдачей через поверхность моря. Поэтому основная задача расчета — нахождение связи между глубиной проникновения конвективного перемешивания



Рис. 24. К расчету развития конвективного перемешивания (по Н. Н. Зубову). и величиной теплоотдачи через поверхность моря.

Исходными данными для расчета служат наблюденное вертикадьное распределение температуры и солености непосредственно перед началом осеннего охлаждения моря и величины суммарной теплоотдачи моря через поверхность за все время осенне-зимнего охлаждения. Рассматриваемая вертикаль делится на слои, обычно между горизонтами наблюдений.

Пусть на каждом горизонте станции (рис. 24) известны температура T, соленость S и удельный объем v.

Рассмотрим перемешивание внутри первого слоя. Пренебрегая изме-

нениями солености вследствие испарения и осадков, полагаем, что конвекция поддерживается только теплоотдачей через поверхность моря. Очевидно, что для полного перемешивания первого слоя необходимо, чтобы удельный объем его к концу перемешивания ( $\widetilde{v}_{0, 1}$ ) стал равным удельному объему на нижней его границе ( $\widetilde{v}_{0, 1} = v_1$ ). Это изменение удельного объема достигается за счет понижения средней температуры слоя от первоначального значения  $\overline{T}_{0, 1}$  до температуры в конце перемешивания  $\overline{T}_{0, 1}$  на величину  $\delta \overline{T}_{0, 1}$ . Соленость после перемешивания примет среднее значение в слое:  $\widetilde{S}_{0, 1} = \overline{S}_{0, 1}$ . Средние в слое значения характеристик определяются как средние арифметические значений на горизонтах наблюдений:

$$\overline{T}_{0,1} = \frac{T_0 + T_1}{2}, \ \overline{S}_{0,1} = \frac{S_0 + S_1}{2}.$$
 (4.10)

Таким образом, нам известны  $v_{0,1}$  и  $S_{0,1}$ , которые примет первый слой после перемешивания. Этой паре значений соответствует единственное значение температуры  $T_{0,1}$ , которое удобно определить, например, по *T*, *S*-диаграмме.

Понижение средней температуры первого слоя, необходимое для его конвективного перемешивания, определится как

$$\delta \overline{T}_{0,1} = \widetilde{T}_{0,1} - \overline{T}_{0,1}. \tag{4.11}$$

Теплоотдача слоя через поверхность моря, вызвавшая это охлаждение, определится (в расчете на столбик единичного сечения) по известной формуле

$$q_{0,1} = Mc \,\delta \overline{T}_{0,1},$$

где M — масса столбика; c — теплоемкость. Принимая приближенно  $c = 4 \cdot 10^3$  Дж (кг · град),  $\rho = 10^3$  кг/м<sup>3</sup> и выражая толщину слоя в метрах, а теплоотдачу в Дж/м<sup>2</sup>, получаем формулу

$$q_{0,1} = 4 \cdot 10^6 z_{0,1} \delta \overline{T}_{0,1}. \tag{4.12}$$

Теперь рассчитаем перемешивание первого слоя, ставшего однородным, со вторым слоем. Рассуждая так же, как при расчете перемешивания первого слоя, получаем, что после перемешивания двух слоев за счет теплоотдачи образовавшийся одно-

родный слой толщиной  $z_{0,2}$  будет иметь удельный объем  $v_{0,2} = -v_2$ ; соленость определится по формуле смешения:

$$\widetilde{S}_{0,2} = \frac{\overline{S}_{0,1} z_{0,1} + \overline{S}_{1,2} z_{1,2}}{z_{0,2}}, \qquad (4.13)$$

где средние в слое  $\overline{S}_{0,1}$  и  $\overline{S}_{1,2}$  вычисляются по формулам, аналогичным (4.10). Соответствующая значениям  $\widetilde{v}_{0,2}$  и  $\widetilde{S}_{0,2}$  температура  $\widetilde{T}_{0,2}$  определяется по T, S-диаграмме. Охлаждение перемешавшегося слоя вычисляется по формуле, аналогичной (4.11):

$$\delta \overline{T}_{0,2} = \widetilde{T}_{0,2} - \overline{T}_{0,2}. \tag{4.14}$$

Теплоотдача от начала конвекции до момента достижения горизонта  $z_2$  вычисляется по формуле, аналогичной (4.12):

$$q_{0,2} = 4 \cdot 10^6 z_{0,2} \, \delta \overline{T}_{0,2} \, \exists \mathsf{M}/\mathsf{M}^2. \tag{4.15}$$

Перемешивание ставшего теперь однородным слоя  $z_{0,2}$  с очередным слоем  $z_{2,3}$  рассчитывается так же, как перемешивание слоя  $z_{0,1}$  со слоем  $z_{1,2}$ . Этот расчет температурной конвекции ведется до тех пор, пока при перемешивании очередного слоя температура перемешавшейся толщи не станет равной температуре замерзания  $\vartheta$ . С этого момента температура перемешавшихся слоев остается равной температуре замерзания. Продолжающаяся теплоотдача вызывает ледообразование, осолонение и уплотнение воды подо льдом выделяющимися солями, и конвекция продолжается как соленостная.

Прежде чем начать расчет соленостной конвекции, необходимо вывести соотношения, связывающие осолонение слоя с толщиной нарастающего льда. Пусть на поверхности однородного слоя толщиной z при температуре замерзания  $\vartheta$  и солености  $\overline{S}$ образовался лед толщиной  $\hbar$  с соленостью  $S_n$ , которая значительно ниже  $\overline{S}$ . Слою льда  $\hbar$  эквивалентен слой воды h, из которого он образовался. Средняя соленость слоя z после образования льда повысилась на  $\delta \overline{S}$ . По закону сохранения массы при образовании льда плотностью  $\rho_n$  из воды плотностью  $\rho_в$  имеем

$$h\rho_{\rm B} = h\rho_{\rm A}$$
.

Полагая приближенно  $\rho_{\rm B} = 10^3$  кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_{\rm A} = 0.9 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, получаем

$$h \approx 0.9\hbar$$
. (4.16)

По закону сохранения количества солей можно написать:

$$\overline{S}z = hS_{\pi} + (z - h) (\overline{S} + \delta\overline{S}).$$

Отсюда для определения осолонения получаем

$$\delta \overline{S} = \frac{h(\overline{S} - S_{\pi})}{z - h}.$$

Поскольку обычно  $S_{\pi} \ll \overline{S}$  и  $h \ll z$ , то, отбросив малые члены и учтя соотношение (4.16), получаем приближенные формулы:

$$\delta \overline{S} \approx \frac{0.9\hbar \overline{S}}{z}, \ \hbar \simeq \frac{1.1z\delta \overline{S}}{\overline{S}}.$$
 (4.17)

Теперь можно начать расчет соленостной конвекции. Пусть температура замерзания  $\vartheta$  достигнута после перемешивания, дошедшего до горизонта  $z_n$ . Перемешанная толща имеет характеристики

$$\widetilde{v}_{0, n} = v_n, \quad \widetilde{T}_{0, n} = \vartheta, \quad \widetilde{S}_{0, n} = \overline{S}_{0, n}.$$
После перемешивания этой толщи с очередным слоем  $z_{n, n+1}$  за счет осолонения при ледообразовании толща  $z_{0, n+1}$  приобретает характеристики

$$\widetilde{v}_{0, n+1} = v_{n+1}, \quad \widetilde{T}_{0, n+1} = \vartheta$$
 при  $\widetilde{S}_{0, n+1}$ .

Значение солености после перемешивания  $S_{0, n+1}$  определится по T, S-диаграмме как соленость, соответствующая  $v_{n+1}$  и  $\vartheta$ . По-

следняя приближенно определяется по  $\overline{S}_{0, n+1}$ , поскольку  $\overline{S}_{0, n+1}$ пока неизвестно. При желании можно уточнить  $\vartheta$  по только что полученному значению  $\widetilde{S}_{0, n+1}$ , после чего уточнить  $\widetilde{S}_{0, n+1}$  во втором приближении. Теперь можно найти осолонение слоя  $z_{0, n+1}$ :

$$\delta \overline{S}_{0, n+1} = \widetilde{S}_{0, n+1} - \overline{S}_{0, n+1}, \quad (4.18)$$

Рис. 25. Вертикальное распределение температуры (в °С) на разрезе в Баренцевом море в марте 1934 г. (по Н. Н. Зубову).



которое используется для вычисления толщины наросшего льда по второй из формул (4.17):

$$\hbar \approx \frac{1.1 z_{0, n+1} \delta S_{0, n+1}}{\overline{S}_{0, n+1}}.$$
(4.19)

Теплоотдача теперь будет складываться из двух составляющих. Одна из них  $q_{\rm T}$  определяется по разности температуры замерзания  $\vartheta$  перемешавшейся толщи и средней температуры ее до перемешивания по формуле, аналогичной (4.15):

$$q_{\text{T 0, }n+1} = 4 \cdot 10^6 z_{0, n+1} \left( \vartheta - \overline{T}_{0, n+1} \right) \, \Pi_{\text{H}/\text{M}^2}.$$
 (4.20)

Вторая составляющая теплоотдачи определяется по теплоте кристаллизации (удельная величина равна 334 · 10<sup>3</sup> Дж/кг), выделенной слоем льда *ћ* через 1 м<sup>2</sup>:

$$q_{\pi n, n+1} = 334 \cdot 10^3 \hbar \rho_{\pi} \ \text{Дж/м}^2$$

109

или, полагая  $\rho_{\pi} = 0.9 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> и выражая  $\hbar$  в метрах,

$$q_{\pi n, n+1} \approx 3 \cdot 10^8 \hbar \ \text{Дж/M}^2.$$
 (4.21)

Суммарная теплоотдача, благодаря которой конвективное перемешивание достигло горизонта *n*+1, равна

$$q_{0, n+1} = q_{T0, n+1} + q_{Jn, n+1}. \qquad (4.22)$$

Таким же образом вычисляются значения характеристик после перемешивания однородной толщи со следующим слоем и т. д.

Расчет конвективного перемешивания изложенным методом ведется до тех пор, пока величина суммарной теплоотдачи станет равной фактической теплоотдаче за весь период охлаждения в данном районе моря (обычно принимается теплоотдача, определенная по средним многолетним данным). Зная, например, ежемесячную теплоотдачу, можно указать глубину развития конвекции в каждом месяце.

На рис. 25 показаны (по Н. Н. Зубову) изотермы на одном из разрезов, выполненных «Персеем» в Баренцевом море в марте 1934 г. Как видим, в прибрежной части разреза, где теплоотдача с поверхности теплого Нордкапского течения особенно велика, изотермы совершенно вертикальны вплоть до дна. Это указывает на интенсивное развитие конвективного перемешивания.

## 4.4. Турбулентное движение и перемешивание

### 4.4.1. Основные характеристики турбулентного движения

Классическими опытами Рейнольдса (1883) было показано, что при малой скорости течение однородной жидкости сохраняет ламинарный режим, при котором слои скользят один относительно другого и траектории частиц представляют собой плавные линии. Возмущения, искусственно создаваемые в поле скоростей, гасятся молекулярной вязкостью. По мере увеличения средней скорости V в некоторый момент наступает турбулентный режим движения, когда в поле скорости непрерывно возникают и растут возмущения. На фоне среднего движения развиваются вихри, которые молекулярная вязкость уже не в силах погасить. Траектории частиц становятся хаотическими.

Смена режимов наступает при достижении критической величины числом Рейнольдса

$$\operatorname{Re} = \frac{\rho V l}{\mu}, \qquad (4.23)$$

где *l* — некоторый характерный размер (поперечный размер потока, диаметр трубы и т. п.); μ — динамический коэффициент молекулярной вязкости; ρ — плотность.

Из опытов, проведенных в трубах, установлено, что критическое  $\text{Re}_{\text{кp}} \approx 2000$ . Если поперечный размер потока принять равным 10 м, то при  $\mu = 0,0015$  кг/(м·с)  $\text{Re}_{\text{кр}}$  достигается при скорости потока  $V = 3 \cdot 10^{-4}$  м/с; при поперечном размере 100 м число Рейнольдса достигает критического значения при  $V = 3 \cdot 10^{-5}$  м/с и т. д. Поскольку реальные скорости течений значительно больше приведенных, то отсюда следует, что в естественных условиях моря и океана практически всякое течение турбулентно.

Вследствие непрерывного прохождения вихрей различных размеров скорость турбулентного течения в каждой точке со временем нерегулярно пульсирует около среднего значения. При неоднородном поле температуры, солености и других характеристик их значения также беспорядочно пульсируют. Это позволяет представлять значения характеристик в точке в данный момент — мгновенные значения — в виде суммы среднего значения и пульсационного отклонения от него:

$$\begin{array}{c} u = \overline{u} + u', \ v = \overline{v} + v', \\ T = \overline{T} + T', \ S = \overline{S} + S' \end{array}$$

$$(4.24)$$

ит.д.

При развитой турбулентности благодаря беспорядочности движения мы вправе ожидать, что осредненные за длительные промежутки времени значения пульсационных отклонений характеристик равны нулю:

$$\bar{u}'=0, \ \bar{v}'=0, \ \bar{T}'=0, \ \bar{S}'=0$$
 (4.25)

ит.д.

Масштабом движения  $l_0$  называют то расстояние, на котором приращения скорости имеют порядок самой скорости. Турбулентность можно представить как результат наложения турбулентных пульсаций различных масштабов. Опыты показывают, что по мере развития турбулентности в потоке сначала возникают крупномасштабные пульсации, затем все более мелкие. Основную роль в турбулентном движении играют крупномасштабные пульсации, масштаб которых соизмерим с размерами области, в которой происходит движение (диаметр трубы, в море — его глубина, толщина однородного слоя до слоя скачка и т. п.). Скорость таких пульсаций соизмерима с изменениями средней скорости на расстоянии порядка l. Мелкомасштабные пульсации можно рассматривать как мелкую структуру, накладывающуюся на основные крупномасштабные движения. Основная кинетическая энергия турбулентности содержится в крупномасштабных пульсациях. Она пополняется за счет энергии среднего движения. В мелкомасштабных пульсациях заключена сравнительно небольшая часть энергии. В число Re в качестве характеристического размера l можно подставить масштабы  $l_0$  турбулентных пульсаций. Тогда наряду с числом Re для движения в целом получим спектральные числа Re<sub>l</sub> для турбулентных вихрей разных масштабов:

 $\operatorname{Re}_{l} \sim \frac{\rho V_{l} l_{0}}{\mu}$ .

Из этого выражения следует, что большие значения  $Re_l$  эквивалентны малым вязкостям. Следовательно, в основных крупномасштабных — пульсациях вязкость (молекулярная) не играет роли, и поэтому в них не происходит заметной диссипации энергии. Вязкость становится существенной лишь для самых мелкомасштабных пульсаций. В этих незначительных для общей картины движения пульсациях происходит диссипация кинетической энергии. Величина масштаба движения  $l_{min}$ , для которого вязкость становится существенной, имеет порядок нескольких миллиметров.

Таким образом, энергия от среднего движения переходит к крупномасштабным пульсациям, от которых передается пульсациям меньших масштабов без существенной диссипации. Затем этот поток кинетической энергии за счет диссипации переходит в тепло в самых мелкомасштабных пульсациях.

Наши рассуждения до сих пор относились к движению в однородной среде. При наличии плотностной стратификации по вертикали переход от ламинарного режима к турбулентному зависит от особенностей распределения плотности. Для учета этой зависимости используется безразмерный критерий Ричардсона:

 $\operatorname{Ri} = \frac{g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\rho \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2},$ 

(4.26)

где g — ускорение свободного падения;  $\frac{\partial \rho}{\partial z}$  — вертикальный градиент плотности;  $\frac{\partial V}{\partial z}$  — вертикальный градиент скорости среднего движения.

Как видим, числитель формулы (4.26) представляет приближенно устойчивость слоев, которая гасит турбулентность (из-за работы против архимедовых сил), знаменатель — турбулизирующий сдвиг скоростей. Поэтому чем меньше число Ri, тем интенсивнее турбулентность и турбулентный обмен в океане.

Из описания картины турбулентного движения следует, что оно представляет собой статистический процесс случайных движений отдельных объемов воды. Поэтому теоретическое изучение турбулентности для объяснения закономерностей режима пульсационных составляющих скорости и других характеристик ведется на основе приложения аппарата математической статистики. Однако развитие статистической теории турбулентности и ее приложение к практике сильно сдерживались техническими трудностями экспериментального измерения пульсаций скорости, температуры и других характеристик. Для удовлетворения нужд практики усиленно развивалась полуэмпирическая теория турбулентности, цель которой состояла в том, чтобы выразить характеристики турбулентности не через пульсации. а через более легко измеряемые осредненные величины. Такими характеристиками принимаются средняя скорость потока, ее градиенты и вторые производные, характерные размеры потока ит. п.

## 4.4.2. Перенос количества движения, тепла и солей при турбулентном обмене

Турбулентное движение сопровождается интенсивным перемешиванием масс воды, а следовательно, и обменом всеми свойствами, носителями которых является масса,— количеством движения, теплом, солями, растворенными газами, планктоном и др. Турбулентный обмен происходит во всех направлениях, но для условий океана особенно важно вертикальное направление, так как вертикальные градиенты характеристик в океане намного превышают горизонтальные. Учитывая это, рассмотрим на основе полуэмпирической теории турбулентности механизм обмена через горизонтальную площадку, не принимая пока во внимание эффект обмена по горизонтали. Теория этого обмена была предложена В. Шмидтом (1917).

Выберем в горизонтальном турбулизированном потоке (рис. 26), текущем со средней скоростью V, горизонтальную площадку f, движущуюся со средней скоростью потока. Частицы воды, движущиеся в турбулентных вихрях, пересекают площадку сверху вниз и снизу вверх. Каждая частица переносит свои значения характеристик, а в среднем за некоторое время происходит результирующий перенос через площадку характеристик тепла, солей и т. п., направленный вверх или вниз в зависимости от особенностей вертикального распределения данной

8 Заказ № 16

характеристики. Наша задача — определить величину результирующего переноса.

Частицы воды обладают такими свойствами, как количество движения, количество тепла, масса солей. Однако в силу ограниченных возможностей техники измерений мы не можем измерить эти свойства непосредственно и судим об их количествах по косвенным показателям. Так, о количестве движения т ча-



Рис. 26. К механизму турбулентного обмена через горизонтальную площадку.

(4.27)

стицы мы судим по скорости ее движения V, причем коэффициентом пропорциональности является масса частицы:

$$\tau = MV.$$

О количестве тепла в частице с массой M мы судим по ее температуре T. Коэффициентом пропорциональности в этом случае служит теплоемкость c:

$$Q_T = cMT$$
.

О массе солей  $Q_s$ , растворенных в частице с массой M, мы судим по солености S в промилле. Коэффициентом пропорциональности в этом случае служит числовой множитель 0,001:

$$Q_{S} = 0,001 MS.$$

По такому же принципу измеряются количества растворенных газов, различных химических соединений, взвешенных веществ и т. п.

Говоря в обобщенном смысле, мы будем рассматривать количество некоторого общего свойства воды — субстанции *B*, измеряемого показателем — характеристикой *b*. Между *B* и *b* существует линейная зависимость, которая в соответствии с приведенными выше формулами может быть записана для единичной массы воды в виде

$$B = \beta b$$
.

где р страни стр Страни стр Страни стр Пусть в турбулентных вихрях, пересекающих площадку f, за время  $\delta t$  проходит сверху вниз некоторое количество частиц с индивидуальными массами  $M_i$  и значениями характеристики  $b_i$ . Перенос субстанции этими-частицами, согласно формуле смешения и соотношению (4.27), будет

$$\Phi_{B+} = \beta \sum (M_i b_i)_+. \tag{4.28}$$

Здесь индекс «плюс» указывает на перенос сверху, в положительном направлении оси *z*. Соответственно снизу вверх через площадку будет перенесено количество субстанций

$$\Phi_{B-} = \beta \sum (M_i b_i)_{-}. \tag{4.29}$$

В общем случае, если *В* распределено по вертикали неравномерно, количества субстанции, перенесенные сверху и снизу, не равны. Результирующий перенос субстанции, очевидно, равен разности потоков (4.28) и (4.29) и в расчете на единицу площади в единицу времени

$$\Phi_B = \frac{\beta}{f\delta t} \left( \sum \left( M_i b_i \right)_+ - \sum \left( M_i b_i \right)_- \right).$$
(4.30)

Выразим  $\Phi_B$  через вертикальное распределение характеристики *b*. Для этого будем полагать *b* гладкой функцией *z*: *b* = =b(z). Разложим *b* в ряд Маклорена в окрестности площадки:

$$b(z) = b_0 + \frac{z}{1!} \frac{db}{dz} + \frac{z^2}{2!} \frac{d^2b}{dz^2} + \frac{z^3}{3!} \frac{d^3b}{dz^3} + \dots, \quad (4.31)$$

где  $b_0$  — значение характеристики на площадке. Подставим (4.31) в (4.30), ограничиваясь членами со вторыми производными. В результате получаем

$$\Phi_{B} = \frac{\beta}{f\delta t} \left[ b_{0} \left( \sum (M_{i})_{+} - \sum (M_{i})_{-} \right) + \frac{db}{dz} \left( \sum (M_{i}z_{i})_{+} - \sum (M_{i}z_{i})_{-} \right) + \frac{1}{2} \frac{d^{2}b}{dz^{2}} \left( \sum (M_{i}z_{i})_{+}^{2} - \sum (M_{i}z_{i})_{-}^{2} \right) \right].$$
(4.32)

В (4.32) первый член равен нулю, так как в силу неразрывности жидкости суммы масс частиц, пришедших через площадку сверху и снизу, должны быть равны. Третий член также равен нулю, потому что при осреднении движения мы можем, вообще говоря, выбрать такую величину площадки f, чтобы каждой частице, пришедшей с расстояния  $+z_i$ , соответствовала частица, пришедшая с расстояния  $-z_i$ . Кроме того, выше мы показали, что массы, прошедшие в обоих направлениях, равны. Учитывая это и обозначая для краткости абсолютные значения парных

8\*

расстояний от площадки симметрично движущихся частиц через  $r_i = \lfloor 2z_i \rfloor$ , получаем из (4.32)

$$\Phi_B = \beta \frac{\sum M_i r_i}{f \delta t} \frac{db}{dz}.$$
(4.33)

Из (4.33) следует, что результирующий поток субстанции пропорционален вертикальному градиенту измеряющей ее характеристики и множителю, не зависящему от субстанции и характеризующему интенсивность турбулентного перемешивания масс воды, *коэффициенти перемешивания*:

$$A = \frac{\sum M_i r_i}{f \delta t} \,. \tag{4.34}$$

Используя обозначение (4.34), формулу переноса субстанции записывают в виде

$$\Phi_B = \beta A \, \frac{db}{dz} \,. \tag{4.35}$$

Из формулы (4.34) видно, что интенсивность перемешивания тем больше, чем больше масса частиц, прошедших через площадку в единицу времени, и чем больше расстояния, с которых частицы пришли. Понятно, что эта сложная по физической природе характеристика интенсивности турбулентного обмена практически в океане не может быть измерена непосредственно и для ее определения пользуются различными косвенными методами.

Из формулы (4.34) следует, что размерность коэффициента  $[A] = ML^{-1}T^{-1}$ , например кг · м<sup>-1</sup> · с<sup>-1</sup>.

Запишем теперь общее выражение переноса субстанции (4.35) конкретно для некоторых процессов.

Поток тепла через площадку. В этом случае роль субстанции В выполняет теплосодержание  $Q_T$ , роль b — температура T, роль  $\beta$  — теплоемкость c, и соотношение (4.35) запишется в виде

$$\Phi_T = c A_T \frac{dT}{dz} \,. \tag{4.36}$$

Принято обозначать  $cA_T = \Lambda$  и называть его коэффициентом турбулентной теплопроводности. Подставляя размерности величин, получаем:  $[\Lambda] = [cA_T] = \square \mathbb{X} \cdot \mathbb{M}^{-1} \cdot \mathbb{C}^{-1} \cdot \Gamma pad^{-1} = \mathbb{B} \cdot \mathbb{M}^{-1} \times \Gamma pad^{-1}$ . Если учесть, что поток тепла направлен по убыванию температуры (против положительной величины ее градиента), формула (4.36) может быть записана в виде

$$\Phi_T = -\Lambda \frac{dT}{dz}.$$
 (4.37)

Она выражает, как легко проверить, подставив размерность  $\Lambda$ , T и z, поток тепловой энергии в единицу времени через единичную площадку.

Формулу (4.37) принято называть законом теплопроводимости или законом Фурье.

Перенос солей через площадку. В этом случае аналог B — масса перенесенных солей  $Q_s$ ;  $\beta$  — множитель 0,001, приводящий в соответствие соленость в промилле с количеством солей в одном грамме воды; аналог b — соленость S; коэффициент A обозначают через  $A_s$ . Формула (4.35) принимает вид

$$\Phi_{\mathcal{S}} = -0.001 A_{\mathcal{S}} \frac{dS}{dz} , \qquad (4.38)$$

где  $\Phi_s$  выражает поток солей через единичную площадку в единицу времени:  $[\Phi_s] = \kappa \Gamma \cdot M^{-2} \cdot C^{-4}$ . Коэффициент  $A_s$  в процессах турбулентного переноса растворенных или взвешенных веществ называют коэффициентом турбулентной диффузии.

Перенос количества движения. В этом случае аналог B — количество движения т. В выражение коэффициента A (4.34) входит масса частиц, поэтому мы получим перенос количества движения, если примем аналогом b скорость V, а константу  $\beta$  равной единице. При этих условиях из формулы (4.35) получаем

$$\Phi_{\tau} = -A_V \frac{dV}{dz}.$$
(4.39)

Подставляя размерности величин в (4.39), можно интерпретировать  $\Phi_{\tau}$  двояко. С одной стороны,  $[\Phi_{\tau}] = \frac{\kappa_{\Gamma}}{M \cdot c} \frac{M/c}{M} = \frac{\kappa_{\Gamma} \cdot M}{c} \frac{1}{M^2 \cdot c}$ , т. е.  $\Phi_{\tau}$  выражает перенос количества движения через единичную площадку в единицу времени. С другой стороны,  $[\Phi_{\tau}] = \frac{\kappa_{\Gamma} \cdot M}{c^2} \frac{1}{M^2} = \frac{H}{M^2}$ , т. е.  $\Phi_{\tau}$  выражает силу, действующую на единичную площадку в результате обмена количеством движения по вертикали, *касательное напряжение турбулентного трения*. В этом случае коэффициент A называют коэффициентом динамической вязкости и обозначают через  $A_{v}$ , а касательное напряжение — через  $\tau_{zx}$  и формулу (4.39) записывают с учетом знака градиента скорости в виде:

$$\tau_{zx} = A_V \frac{dV}{dz} \,. \tag{4.40}$$

Мы рассмотрели турбулентный перенос через горизонтальную площадку. Совершенно аналогичные рассуждения приводят

к формулам для горизонтального турбулентного обмена, подобным (4.37), (4.38) и (4.40). Однако в реальных условиях стратифицированного океана, как мы увидим дальше, величины вертикальных и горизонтальных коэффициентов турбулентного обмена сильно различаются.

## 4.4.3. Изменения характеристик при турбулентном обмене

Перенос субстанций и характеристик при турбулентном обмене приводит к тому, что количества субстанций в различных местах меняются, а следовательно, изменяются и значения характеристик. Рассмотрим изменение характеристик в единице массы воды в результате турбулентного обмена только по вертикали. Выделим элементарный объем воды высотой  $\delta z$  и площадью сечения f (рис. 27).



Рис. 27. К механизму турбулентного обмена в элементарном объеме.

Пусть через верхнюю и нижнюю грани объема происходит турбулентный перенос субстанции *B*, измеряемой характеристикой *b*. В соответствии с формулой (4.35), результирующий поток субстанций через верхнюю грань объема в единицу времени равен

$$(\Phi_B)_z = \beta \left( A \; \frac{db}{dz} \right)_z \cdot f. \tag{4.41}$$

Результирующий поток через нижнюю грань можно выразить через поток  $(\Phi_B)_z$  с учетом его изменения на расстоянии  $\delta z$  следующим образом:

$$(\Phi_B)_{z+\delta z} = \beta \left[ \left( A \, \frac{db}{dz} \right)_z + \frac{d}{dz} \left( A \, \frac{db}{dz} \right) \delta z \right] f. \tag{4.42}$$

Очевидно, что разность этих двух потоков выражает изменение количества субстанции в объеме в единицу времени. Для

элемента времени dt можно написать:

$$d\Phi_B = (\Phi_B)_{z+\delta z} - (\Phi_B)_z = \beta \frac{d}{dz} A \frac{db}{dz} f dt \cdot \delta z,$$

откуда следует выражение для скорости изменения  $\Phi_B$  в объеме  $\delta v = f \delta z$ :

$$\frac{d\Phi_B}{dt} = \beta \frac{d}{dz} A \frac{db}{dz} \delta \nu.$$
(4.43)

Согласно принятому обозначению  $\Phi_B = BM = \beta b \rho \delta v$ . Подстановка этого выражения в уравнение (4.43) приводит к дифференциальному уравнению обмена, которое при постоянной плотности  $\rho$  имеет вид

$$\rho \frac{db}{dt} = \frac{d}{dz} A \frac{db}{dz}. \qquad (4.44)$$

Если плотность ρ не меняется по глубине, то уравнение (4.44) принимает следующий вид:

$$\frac{db}{dt} = \frac{d}{dz} \left( \frac{A}{\varrho} \frac{db}{dz} \right). \tag{4.45}$$

Как видим, уравнения обмена (4.44) и (4.45) являются универсальными для всех характеристик. Коэффициент  $\frac{A}{\rho}$  также универсален. Он имеет размерность L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>, например м<sup>2</sup> · c<sup>-1</sup>, и называется коэффициентом турбулентности.

Запишем уравнение обмена (4.45) в конкретной форме для некоторых процессов.

Изменение температуры *T* выражается уравнением теплопроводности при подстановке *T* вместо *b*:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz} \left( \frac{A_T}{\rho} \frac{dT}{dz} \right).$$
(4.46)

Коэффициент турбулентности в этом уравнении имеет другое название — коэффициент температуропроводности. Он выражается через коэффициент теплопроводности λ:

$$\frac{A_T}{\rho} = \frac{\Lambda}{c\rho} = k_T. \tag{4.47}$$

Изменение солености. Подставляя в (4.45) вместо b соленость S, получаем уравнение диффузии солей:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{d}{dz} \left( \frac{A_S}{\rho} \frac{dS}{dz} \right)$$
или  $\frac{dS}{dt} = \frac{d}{dz} \left( k_S \frac{dS}{dz} \right).$  (4.48)

Изменение скорости при турбулентном обмене количеством движения по вертикали описывается уравнением движения

$$\frac{dV}{dt} = \frac{d}{dz} \left( \frac{A_V}{\rho} \frac{dV}{dz} \right), \qquad (4.49)$$

в котором ускорение создается активным трением, например при передаче в глубину действия касательного напряжения ветра. Коэффициент турбулентности в уравнении (4.49) обычно называют коэффициентом кинематической вязкости и обозначают  $A_v = k_v$ .

Таким же образом формулируются уравнения диффузии для любой другой субстанции.

Для описания эффекта горизонтального турбулентного обмена уравнения имеют аналогичный вид.

# 4.4.4. Интенсивность и изменчивость турбулентного обмена в океане

В естественных условиях океана существует несколько источников энергии турбулентности. Самые главные из них два. Один — поперечный градиент скорости в течениях, или сдвиг скорости. Этот источник поддерживает турбулентность, вообще говоря, во всей толще океана, но наибольшая ее интенсивность наблюдается в верхних слоях, у берегов и вблизи дна, где сдвиг скорости больше. Другой источник энергии турбулентности энергия ветра — сосредоточен вблизи поверхности океана. От источников энергия турбулентности передается перемешиванием в глубину и по горизонтам. Устойчивость слоев создает сопротивление передаче энергии турбулентности в глубину. Наибольшая интенсивность турбулентного обмена, как правило, наблюдается вблизи поверхности океана. С глубиной интенсивность обмена изменяется в зависимости от стратификации слоев.

На рис. 28 приведены коэффициенты турбулентности, полученные А. Г. Колесниковым с сотрудниками на основании прямых измерений пульсаций температуры и скорости турбулиметрами в антарктической области Тихого океана. Определены коэффициенты вязкости  $k_{vz}$  и температуропроводности  $K_{Tz}$  по соотношениям

$$k_{Vz} = -\frac{\overline{u'w'}}{\frac{d\overline{V}}{dz}}, \quad k_{Tz} = -\frac{\overline{T'w'}}{\frac{d\overline{T}}{dz}}.$$
(4.50)

Наблюдения выполнялись при слабом ветре, поэтому основным источником энергии турбулентности был сдвиг скорости.

В приведенном примере наблюдений вертикальная устойчивость слоев имела максимум в слое 15—18 м. Этой особенностью определяется также распределение коэффициентов турбулентного обмена, которые имеют максимумы над слоем резкого изменения устойчивости.

Вертикальная устойчивость слоев препятствует развитию турбулентных вихрей с горизонтальными осями. В то же время по горизонтали сопротивления развитию горизонтальных турбулентных вихрей с вертикальными осями значительно меньше, и вихри могут достигать больших размеров. Поэтому интенсивность турбулентного обмена в неоднородном океане по верти-



Рис. 28. Изменения коэффициентов турбулентности с глубиной в антарктической области Тихого океана (по А. Г. Колесникову).

кали значительно меньше, чем по горизонтали, т. е. турбулентный обмен анизотропен. В настоящее время установлено, что коэффициенты горизонтального турбулентного обмена в 10<sup>5</sup>—10<sup>7</sup> раз больше коэффициентов вертикального обмена.

Определения по данным наблюдений в океане показывают, например, что коэффициенты горизонтальной вязкости имеют значения от  $k_{VL} = 10^5 \text{ м}^2/\text{с}$  в прибрежных районах до  $k_{VL} =$  $= 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$  в крупномасштабных вихрях таких сильных течений, как Куросио и Гольфстрим. Коэффициент вертикальной вязкости в верхних слоях океана имеет характерное значение порядка  $k_{Vz} = 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$ . Приблизительно в таком же соотношении находятся и коэффициенты обмена теплом и солями по вертикали и горизонтали. При этом значения коэффициентов обмена теплом и солями примерно на порядок ниже, чем коэффициентов вязкости. Это различие объясняется тем, что механизмы обмена этими субстанциями не вполне одинаковы. Так, например, для обмена количеством движения достаточно лишь столкновения частиц, в то время как для обмена теплом и солями необходимо их смешение. Таким образом, обмен количеством движения происходит, кроме непосредственного перемешивания, и в волновых процессах. В табл. 15 приведены порядки величин коэффициентов турбулентного обмена количеством движения, тепла и солей. Для сопоставления указаны также значения соответствующих коэффициентов при молекулярном обмене.

#### ТАБЛИЦА 15

	Крупномасштабный		
Процесс	г <b>ор</b> изонт <b>ал</b> ьный	вертикальный	Молекулярный обмен
Обмен: .			
количеством дви-	103-105	10-210-3	10-6
количеством	$10^{2}-10^{4}$	10-310-4	10-7
телла количеством со- лей или дру- гой примеси	102—104	10-3-10-4	10-9

Порядки величин коэффициентов обмена (м<sup>2</sup>/с)

Интенсивность турбулентного обмена непосредственно связана с интенсивностью турбулентности, которая зависит, как уже отмечалось, от соотношения между турбулизирующими факторами и сопротивлением турбулизации, оказываемым устойчи-



Рис. 29. Годовой ход среднего в слое 0—200 м коэффициента вертикальной температуропроводности в Куросио (по В. Б. Штокману).

востью слоев, т. е. от критерия Ричардсона. Число Ричардсона позволяет объяснить изменчивость интенсивности турбулентного обмена. На рис. 29 показан годовой ход среднего в слое 0— 200м коэффициента вертикальной температуропроводности в течении Куросио южнее Японии по определениям В. Б. Штокмана, основанным на наблюденном годовом ходе температуры. Максимальное значение коэффициента  $k_{Tz}$  (73.10<sup>-4</sup> м<sup>2</sup>/с) приходится на февраль, минимальное (3.10<sup>-4</sup> м<sup>2</sup>/с) — на сентябрь. Среднее значение — около 42.10<sup>-4</sup> м<sup>2</sup>/с. Значительный годовой ход турбулентного обмена объясняется тем, что во время летнего нагревания сильно возрастает устойчивость верхнего слоя океана, число Ri велико и турбулентность слаба. В период охлаждения устойчивость слоев уменьшается и одновременно возрастает скорость ветров, усиливающих сдвиг скорости в течении. Благодаря



Рис. 30. Годовой ход коэффициента вертикальной температуропроводности (в см<sup>2</sup>/с) в Баренцевом море (по Л. А. Жукову).

\_этому число Ri уменьшается, что указывает на возрастание интенсивности турбулентности.

Годовой ход интенсивности обмена на различных глубинах иллюстрирует рис. 30, на котором приведены коэффициенты температуропроводности, вычисленные автором по наблюденному годовому ходу температуры на одной из станций севернее Кольского полуострова. Хорошо видно, как в период охлаждения развивающаяся свободная конвекция ( $k_{Tz} > 10^{-2}$  м<sup>2</sup>/с) охватывает все бо́льшую толщу воды. В апреле начинается нагревание и расслоение моря. Формируется слой скачка, в котором  $k_{Tz}$  имеет минимальные значения. Выше слоя скачка турбулизирующее действие ветра даже в летнее время образует однородный перемешанный слой.



# 5.1. Основные характеристики волн

5.1.1. Классификация волн и их основные элементы

Морские волны классифицируются по различным признакам. В зависимости от вызывающих их сил выделяются:

ветровые — вызываемые ветром;

анемобарические — обусловленные изменением атмосферного давления, сгонно-нагонным действием ветра и другими метеорологическими причинами, приводящими к изменению уровня;

сейсмические (цунами) — возникающие при резких подвижках дна океана или в результате других резких смещений больших масс морской воды;

корабельные — возбуждаемые движущимися по морю судами;

приливные — обусловленные действием гравитационных сил Луны и Солнца. Последняя категория волн обычно выделяется из прочих вследствие постоянства существования и большого масштаба.

В тех случаях, когда волны существуют после прекращения действия вызвавших их сил, они называются *свободными*. Если же действие этих сил не прекратилось, то волны называются *вынужденными*. По расположению относительно уровенной поверхности моря различают поверхностные волны и внутренние.

По характеру движения формы волны подразделяются на поступательные, когда видимая форма волны перемещается в пространстве, и стоячие, видимая форма которых в пространстве не перемещается.

По развитию различаются волны установившиеся и неустановившиеся, т. е. развивающиеся и затухающие.

Кроме того, различаются волны по форме, по соотношению некоторых элементов волн, по отношению длины волны к глубине и т. д.

Более или менее правильную форму имеют свободные и приливные волны. В большинстве остальных случаев форма и другие элементы волн весьма разнообразны. Разнообразие наблюдающихся волн обусловлено как непрерывным процессом их возникновения и роста, так и непостоянством вызывающих их факторов. Характерным примером могут служить ветровые волны, формирующие весьма сложные очертания поверхности взволнованного моря. Одновременно в направлении ветра бегут с разными скоростями волны различных размеров — от только что возникшей мелкой ряби до максимальных волн, возможных при данной скорости ветра. Поэтому отдельные волны только условно могут рассматриваться вне их совокупности.

Однако, несмотря на разнообразие волн, всегда хорошо проявляются главные закономерности волнового движения.

В волнах выделяются следующие основные элементы.

Средний волновой уровень волнового профиля — делит волновой профиль так, что сумма площадей выше и ниже этого уровня равны.

Отдельные участки профиля волны имеют свои названия:

*гребень* и ложбина волны — ее части выше и ниже среднего волнового уровня;

вершина и подошва — наивысшая и наинизшая точки гребня и ложбины.

Геометрические элементы волны:

высота волны h — превышение вершины волны над соседней подошвой;

*длина волны* λ — горизонтальное расстояние между вершинами двух смежных гребней.

*крутизна волны*  $h/\lambda$  — отношение высоты данной волны к ее длине.

Кинематические элементы волны:

период волны т — интервал времени между прохождением двух смежных вершин волн через фиксированную вертикаль; скорость волны сф — скорость перемещения гребня волны в направлении ее распространения, определяемая за короткий интервал времени, порядка периода волны. Поскольку распространяется только форма волны, эту скорость называют фазовой скоростью волны.

Кроме фазовой скорости, вводятся характеристики *угловой скорости* вращения частиц по орбитам  $\omega$  и *линейной скорости* орбитального движения частиц *v*.

Между элементами волны существуют следующие очевидные соотношения:

$$c_{\Phi} = \frac{\lambda}{\tau}, \quad v = \omega r, \quad h = 2r,$$
 (5.1)

где r — радиус орбиты частицы.

## 5.1.2. Основы трохоидальной теории волн

Величины соотношений между элементами реальных волн весьма разнообразны. Поэтому при изучении элементов отдельной волны и их изменения часто используется идеализированная волна, в качестве которой выбирается *трохоидальная*. Это двумерная волна, частицы которой вращаются по правильным окружностям. При этом частицы, находящиеся на одной вертикали, колеблются синфазно.

Трохоидальный профиль волны заданной высоты и длины можно построить следующим образом. Если окружность радиусом R (рис. 31) катить по горизонтальной прямой, то конец радиуса описывает циклоиду, а остальные точки радиуса описывают трохоиды, соответствующие орбитам с радиусами r = h/2. Волна полной длины образуется после целого оборота катящейся окружности. Принято окружность радиусом R называть катящимся кругом, а радиусом r — производящим кругом.

Волновую поверхность можно легко построить. Возьмем на поверхности моря в направлении силы, вызывающей волны, ряд последовательных частиц, описывающих круговые орбиты, центры которых находятся на разных расстояниях друг от друга (рис. 31). Естественно, что частицы воды, лежащие дальше по направлению этой силы, приходят в движение несколько позже. В соответствии с этим примем, что каждая последующая частица в своем вращении по орбите отстает от предыдущей на постоянный угол ф.

Точками изобразим положение частиц на орбитах в некоторый фиксированный момент времени  $t_1$  и соединим их плавной кривой (сплошная линия на рис. 32). Затем дадим всем частицам повернуться на орбитах на некоторый угол  $\varphi$  и зафиксируем их положения в следующий момент времени  $t_2$  (пунктирная линия на рис. 32). Выполняя такие построения для ряда последовательных моментов времени, получаем волновой профиль.



ţ

Следует отметить одну важную особенность трохоидальной волны. Она несимметрична относительно линии, определяющей состояние воды в покое: центры орбит находятся выше этой линии (рис. 31). Отсюда следует, что средние за период положения точек взволнованной поверхности моря оказываются поднятыми над поверхностью невозмущенного уровня. Из геометрии трохоиды следует, что этот подъем для поверхности ( $d_0$ ) составляет

$$d_0 = \frac{\pi r_0^2}{\lambda} \,. \tag{5.2}$$

Упрощенный вывод теории трохоидальной волны изложен Н. Н. Зубовым. Рассмотрим трохоиду, образованную катящимся кругом радиусом R и производящим кругом радиусом r (рис. 33). Пусть в точке трохоиды m находится элементарный объем воды единичной массы, на которую действуют сила тяжести

$$mB = g, \tag{5.3}$$

направленная по отвесу, и центробежная сила

$$mA = \omega^2 r, \tag{5.4}$$

направленная по радиусу r.

Из свойств трохоиды следует, что Dm является нормалью к ее поверхности. Следовательно, равнодействующая mN сил gи  $\omega^2 r$  направлена всегда по нормали к уровенной поверхности (на чертеже mN является продолжением Dm).

Из подобия треугольников mDO и NmB следует соотношение

$$\frac{DO}{mB} = \frac{Om}{mA} \,. \tag{5.5}$$

Подставляя в (5.5) выражения (5.3) и (5.4) и обозначая соответственно радиусы кругов, получаем

$$\frac{R}{g} = \frac{r}{\omega^2 r} = \frac{1}{\omega^2}.$$
(5.6)

Из этого соотношения легко получить формулы для определения других параметров трохоидальной волны. Поскольку  $\omega = 2\pi$ 

 $=\frac{2\pi}{\tau}$ , а длина трохоидальной волны  $\lambda$  равна длине катящегося круга,

$$\lambda = 2\pi R, \tag{5.7}$$

то, подставляя их значения в выражение (5.6), получаем формулу для фазовой скорости трохоидальной волны:

$$c_{\phi} = \frac{\lambda}{\tau} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}.$$
 (5.8)

Как видим, фазовая скорость трохоидальной волны определяется ее длиной.

Для периода волны т выражение легко получить по соотношениям (5.1) и (5.8):

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}.$$
 (5.9)

Наконец, для угловой скорости волны имеем

$$\omega = \sqrt{\frac{2\pi g}{\lambda}} \,. \tag{5.10}$$

Из приведенных выражений видно, что в них входит только длина волны, а высота волны не влияет на перечисленные характеристики.



Рис. 34. Изменение профиля трохоидальной волны с глубиной.

С глубиной волнение быстро затухает. Это объясняется тем, что радиусы окружностей, по которым двигаются частицы воды, с увеличением глубины уменьшаются. Тем самым уменьшаются амплитуды колебаний, а следовательно, и высота волн. На рис. 34 показаны профили волн на поверхности и одновременно на различной глубине. Из этого рисунка видно следующее:

1) гребни и подошвы волны на глубине располагаются под гребнями и подошвами волны на поверхности;

2) длина волн, а стачит, их скорость и период с глубиной не меняются;

9 Заказ № 16

3) радиусы орбит, по которым вращаются частицы, уменьшаются с глубиной экспоненциально:

$$r = r_0 e^{-\frac{2\pi}{\lambda}z}, \qquad (5.11)$$

где z — вертикальное расстояние вниз от поверхности воды;  $r_0 = h$ 

4) каждая трохоидальная поверхность является в то же время и поверхностью равного давления, иначе произошло бы ее смещение в сторону меньшего давления, т. е. возникло бы течение.

В табл. 16 дано убывание высоты волны *h* при увеличении глубины *H*.

#### ТАБЛИЦА 16

#### Убывание высоты волны с глубиной

Глубина моря <i>H</i> , в до- лях длины волны на поверхности (λ)	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
Высота волны на соот- ветствующей глубине, в долях высоты волны на поверхности ( <i>h</i> <sub>0</sub> )	1,0	0,53	0,28	0,15	0,02	0,04
Глубина моря <i>H</i> , в до- лях длины волны на поверхности (λ)	0,6	0,7	0,8	0,9	1	
Высота волны на соот- ветствующей глубине, в долях высоты вол- ны на поверхности						
$(h_0)$	0,02	0,01	0,006	0,003	0,002	

Например, если на поверхности моря существует волна высотой 5 м и длиной 100 м, то на глубине 10 м, что будет соответствовать в долях длины 0,1 $\lambda$ , ее высота, согласно табл. 16, будет равна 2,5 м. На глубине 50 м (т. е.  $H=0,5\lambda$ ) высота волны составит 20 см, а на глубине 100 м ( $H=\lambda$ ) всего 1 см. Следовательно, можно считать, что на глубине, равной длине волны на поверхности, волнение практически отсутствует. Даже на глубине, равной 1/2 длины волны на поверхности, высота составляет всего 0,04 от ее значения на поверхности. Поэтому, опустившись на такую глубину, уже колемо избегнуть воздействия колебательного движения частициет.

130

### 5.1.3. Короткие и длинные волны

Из формулы (5.11) следует, что уменьшение радиусов орбит зависит от отношения глубины к длине волны. Поэтому, чем меньше глубина моря и больше длина волны, тем слабее должен меняться радиус орбиты, но дно препятствует развитию вертикальных колебаний. В результате происходит растягивание круговых орбит в эллиптические, в которых вертикальная ось с глубиной уменьшается быстрее, чем горизонтальная (рис. 35). При



Рис. 35. Влияние глубины моря на форму орбит частиц в волне. *a*)  $\frac{H}{\lambda} > 0.5; \ \delta$ )  $\frac{H}{\lambda} < 0.5.$ 

очень больших длинах волн горизонтальная ось эллипса практически не уменьшается с глубиной.

Глубина моря влияет не только на форму орбит в волне, но и на скорость ее распространения.

Теория волн с учетом конечной глубины дна дает следующую формулу для фазовой скорости волны:

$$c_{\Phi}^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \operatorname{th}\left(2\pi \frac{H}{\lambda}\right).$$
 (5.12)

В табл. 17 приведены значения гиперболического тангенса в (5.12) в зависимости от отношения *H*/λ.

Как видно из таблицы, при уменьшении отношения  $H/\lambda$  от больших значений вихоть до  $H/\lambda = 0.5$  гиперболический тангенс становится равным станице. Для этого интервала  $H/\lambda$  формула

9\*

ТАБЛИЦА 17

Значения  $th\left(2\pi \frac{H}{\lambda}\right)$ 

$H/\lambda$	1 <b>,0</b> 0	0,50	0,25	0,12	0,10	0,05	0,016
$2\pi \frac{H}{\lambda} \dots$	6,28	3,14	1,57	0,78	0,63	0,31	0,10
th $\left(2\pi \frac{H}{\lambda}\right)$	1,00	1,00	0,91	0,65	0,56	0,29	0,10

(5.12) превращается в формулу (5.8), а волны, удовлетворяющие отношению  $H/\lambda > 0.5$ , принято называть короткими.

Для отношений  $H/\lambda < 0,1$  значения тангенса и его аргумента с достаточной точностью становятся равными друг другу. Учитывая это, из формулы (5.12) получают важную формулу для фазовой скорости таких волн:

$$c_{\Phi} = \sqrt{gH}, \qquad (5.13)$$

из которой видно, что скорость распространения этих волн зависит только от глубины моря. Такие волны принято называть *дли<u>нными.</u>* 

Теперь мы можем заметить, что в интервале отношений  $H/\lambda = 0.5 \div 0.1$ , строго говоря, волны находятся в переходной стадии от коротких к длинным и их называют волнами мелководья. Их скорость более точно определяется по полной формуле (5.12).

Вопрос о том, является волна длинной или короткой, имеег практическое значение. При подходе волн к прибрежному мелководью они становятся длинными, размывают дно, перемещают огромные массы наносов, изменяя дно и берега. Поэтому для инженерной практики установлены критерии перехода волн от коротких к длинным.

### 5.1.4. Группы волн и их групповая скорость

Разнообразие наблюдающихся волн отчасти связано с тем, что волны разных длин распространяются с различными скоростями. В результате происходит непрерывная интерференция волн, приводящая к образованию периодических групп волн. Рассмотрим образование группы волн на простейшем примере интерференции двух элементарных систей синусоидальных волн с одинаковыми высотами *h*, близкими периодически и длинами. Вертикальные колебания уровня в одной точке, создаваемые каждой простой системой, описываются формулами:

$$\zeta_1 = \frac{h}{2} \sin \omega_1 t, \qquad (5.14)$$

$$\zeta_2 = \frac{h}{2} \sin \omega_2 t. \tag{5.15}$$

Из выражений (5.14) и (5.15) получаем формулу для суммарного колебания уровня в точке

$$\zeta = h \sin\left(\frac{\omega_1 + \omega_2}{2} t\right) \cos\left(\frac{\omega_1 - \omega_2}{2} t\right).$$
 (5.16)

Формула (5.16) описывает колебания, имеющие два периода, соответствующие аргументам синуса и косинуса. Первый период  $\tau'$  найдем, подставляя его как время в аргумент синуса и приравнивая его  $2\pi$ :

$$\frac{\omega_1+\omega_2}{2}\tau'=2\pi$$

Отсюда, заменяя угловые скорости  $\omega_1 = \frac{2\pi}{\tau_1}$  и  $\omega_2 = \frac{2\pi}{\tau_2}$ ,

$$\tau' = \frac{2\tau_1 \tau_2}{\tau_1 + \tau_2}.$$
 (5.17)

Второй период найдем аналогично из аргумента косинуса:

$$\tau'' = \frac{2\tau_1 \tau_2}{\tau_2 - \tau_1}.$$
 (5.18)

Из формул (5.17) и (5.18) следует, что первый период сложного колебания близок к периодам складывающихся колебаний. Второй же период больше, чем у каждой интерферирующей волны. Например, если  $\omega_1 = 1,00 \text{ c}^{-1}$ ,  $\omega_2 = 1,01 \text{ c}^{-1}$ , то  $\tau' \approx \tau_1 \approx \tau_2 \approx \approx 6.25 \text{ c}$ , а  $\tau'' = 1260 \text{ c}$ .

Амплитуда суммарного колебания, как видно из (5.16), меняется при различных сочетаниях величин синуса и косинуса от 0 до h, т. е. до удвоенной величины по сравнению с каждым элементарным колебанием.

На рис. 36 изображены элементарные волны и результат их интерференции. Результирующая волна имеет период, характеризующий каждый отдельный гребень, и в то же время высота гребней колеблется от 0 до h с периодом  $\tau''/2$ , характеризующим периодические биения — группы волн. На практике постепенное периодическое нарастание и снижение высот волн при прохождении групп давно известно как явление «девятого вала». В действительности максимальная волна группы не обязательно должна быть девятой по счету. Это зависит от условий развития волнения.

В группах волн перемещаются не только отдельные волны, но и сама группа (огибающая волн группы) в целом.



Рис. 36. Схема группы волн.

Теория показывает, что фазовая скорость перемещения группы волн, формирующихся из двух элементарных систем, выражается формулой

$$c_{\rm rp} = \frac{c_1 c_2}{c_1 + c_2}.\tag{5.19}$$

Если периоды интерферирующих волн, а следовательно, и их скорости отличаются не сильно, можно приближенно принять  $c_1 \approx c_2 \approx \widetilde{c_{\Phi}}$ , где  $\widetilde{c_{\Phi}}$  — средняя скорость волн, и тогда

$$c_{\rm rp} \approx 0.5 \widetilde{c_{\Phi}}.$$
 (5.20)

### 5.1.5. Энергия трохоидальной волны

Энергия частицы воды, совершающей орбитальные движения в трохоидальной волне, складывается из двух частей — кинетической и потенциальной. Вследствие вращения по орбите с постоянной линейной скоростью *v* частица единичной массы приобретает кинетическую энергию

$$\vartheta_{\kappa} = \frac{v^2}{2} = \frac{\omega^2 r^2}{2} \,. \tag{5.21}$$

Подставляя  $\omega$  из формулы (5.10), получаем для кинетической энергии частицы

$$\partial_{\kappa} = \frac{\pi g r^2}{\lambda}.$$
 (5.22)

Выше было отмечено, что благодаря геометрическим особенностям трохоиды линия центров орбит располагается выше невозмущенного уровня моря. Поэтому в среднем за период обращения по орбите частицы воды оказываются приподнятыми над невозмущенным уровнем моря на высоту  $d_0 = \frac{\pi r^2}{\lambda}$ . Отсюда появляется потенциальная энергия частицы, равная в среднем за период

$$\vartheta_{n} = \frac{\pi g r^{2}}{\kappa}.$$
 (5.23)

Как видим, кинетическая и потенциальная энергии частицы, осредненные за период волны, оказались равными. Полная энергия частицы единичной массы равна

$$\vartheta_1 = \frac{2\pi g r^2}{\lambda}.$$
 (5.24)

Определим теперь энергию частиц, расположенных на одной вертикали, т. е. для столба воды с основанием, равным единице, и плотностью  $\rho$ . Для этого подставим в (5.24) выражение (5.11) для радиуса орбиты и выполним интегрирование по вертикали от поверхности моря до  $z = \infty$ :

$$\Theta_{\infty} = \int_{0}^{\infty} \Im dz = \frac{2\pi g\rho}{\lambda} r_{0}^{2} \int_{0}^{\infty} e^{-\frac{4\pi}{\lambda}z} dz.$$
 (5.25)

После интегрирования получаем

$$\vartheta_{\infty} = \frac{\rho g h^2}{8} \,. \tag{5.26}$$

Для того чтобы получить полную энергию волны  $\mathcal{P}$ , имеющей длину  $\lambda$  и ширину гребня *b*, нужно выражение (5.26) умножить на  $\lambda b$ :

$$\partial = \frac{g_{\rho}h^2}{8}\lambda b. \tag{5.27}$$

Из формулы (5.26) следует, что энергия, заключенная под единичной площадью, зависит только от высоты волны. Квадратическая зависимость указывает на быстрое возрастание энергии при возрастании высоты волны. Поскольку радиусы орбит с глубиной быстро уменьшаются, основная энергия волны сосредоточена в верхней ее части.

### 5.1.6. Волновое течение

В естественных условиях скорость движения частиц воды по орбите в результате суммарного действия всех сил не остается постоянной, а бывает несколько увеличенной на переднем склоне гребня. Эта неоднородность скорости приводит к перемещению воды — возникновению волнового течения, направленного в сторону распространения волн. Скорость этого течения неравномерна как вдоль длины волны, так и по глубине. Она максимальна на середине склона волны и уменьшается с глубиной. Средняя ее величина за полный период волны  $u_{\rm B}$  зависит от высоты и длины волны и быстро уменьшается с глубиной:

$$u_{\rm B} = c_{\rm \Phi} \left(\frac{\pi h}{\lambda}\right)^2 e^{-4\pi \frac{2}{\lambda}}.$$
 (5.28)

В качестве примера в табл. 18 приведены скорости волнового течения на поверхности, вычисленные по формуле (5.28) для трех волн. Видно, что  $u_{\rm B}$  на поверхности океана может быть существенным. Кроме того, волновое течение делает орбиты частиц незамкнутыми, а вершину волны более заостренной.

#### таблица 18

Скорость волнового течения на поверхности моря

<i>h</i> м	1,2	2,4	6,1
λм	25	56	100
<i>u</i> <sub>в</sub> м/с	0,15	0,20	0,46

## 5.2. Возникновение, развитие и трансформация ветровых волн

### 5.2.1. Возникновение и развитие ветровых волн

Экспериментальные исследования процесса возникновения ветровых волн на гладкой поверхности воды в лабораторных и естественных условиях показывают, что сила поверхностного натяжения воды препятствует возникновению волн при скоростях ветра менее 0,7—1,0 м/с. Первые волны ряби возникают все еще не под действием непосредственно касательного напряжения ветра, а вследствие пульсаций давления в турбулентном потоке воздуха. Высота первых капиллярных волн очень мала порядка 10<sup>-3</sup>—10<sup>-2</sup> см, а длина не превосходит 2 см.

При увеличении скорости ветра высота капиллярных волн увеличивается, а их длина при этом несколько уменьшается.

Увеличение массы воды, охваченной волновым движением, ведет к увеличению роли силы тяжести по сравнению с поверхностным натяжением. Достигнув длины около 2 см при скорости около 23 см/с, волны из капиллярных переходят в *гравитационные*, которые продолжают расти уже под непосредственным воздействием энергии ветрового потока; поверхностное натяжение и турбулентные пульсации давления становятся для них несущественными.

Передача энергии ветра гравитационной волне, согласно исследованиям В. В. Шулейкина, осуществляется двумя путями. Основная часть энергии передается нормальным давлением ветра при обтекании профиля волны. Меньше (на порядок) энергии передается касательным напряжением ветра.

Продувка моделей волн в аэродинамических трубах показывает, что скорость ветра над гребнем почти в четыре раза больше, чем над подошвой. Кроме того, над наветренным склоном скорость ветра больше, чем над подветренным. Благодаря этому аэродинамическое давление над точками волны, находящимися на одном уровне, больше на наветренном склоне, чем на подветренном. Поэтому частицы на наветренном склоне, движущиеся по своим орбитам вниз, получают от давления больший импульс, чем то сопротивление давления, которое встречают частицы на подветренном склоне, движущиеся по орбитам вверх. Этот эффект давления подобен тому, когда заставляют мяч подпрыгивать, ритмично ударяя его рукой в моменты начала падения.

При развитии ветрового волнения высота и длина волны растут неодинаково. Вначале высота волны растет несколько быстрее, чем длина, благодаря чему крутизна волн увеличивается. После достижения крутизны 8—12% длина волны растет быстрее высоты. Вместе с длиной возрастает и фазовая скорость волн, которая может достигнуть и даже превысить скорость ветра.

Вызванные ветром волны, распространяющиеся в области волнообразования после ослабления ветра и (или) изменения его направления, или вызванные ветром волны, пришедшие из области волнообразования в другую область, где дует ветер с другой скоростью и (или) другим направлением, называются зыбью.

Вызванные ранее ветром волны, распространяющиеся при отсутствии ветра, называют *мертвой зыбью*. При взаимодействии ветрового волнения и зыби образуется *смешанное* волнение.

Пологие волны зыби большой длины выходят за пределы штормовой зоны и распространяются впереди нее как волны-предвестники приближения шторма.

137

Отношение фазовой скорости волны к скорости ветра ( $\beta = \frac{c_{\phi}}{u}$ ) называют безразмерной скоростью или возрастом волны, поскольку это отношение характеризует стадию развития волн. От начала развития волны до  $\beta = 1$  они находятся под действием ветра. После достижения условия  $\beta > 1$  ветер практически перестает действовать на них.

По мере распространения от места зарождения волны все более длительное время находятся под действием ветра, и естественно, что чем больше это расстояние, называемое разгоном волны, тем более развиты волны, больше их высота, длина, период.

5.2.2. Трансформация ветровых волн при подходе к берегу

В открытом океане после прекращения действия ветра волнение постепенно затухает. Основное гасящее действие оказывает турбулентная вязкость. В первую очередь исчезают короткие крутые волны. Дольше всего остаются длинные пологие волны зыби. Имея большую фазовую скорость, такая зыбь может распространяться на большие расстояния без существенного затухания. Так, например, зыбь высотой 2 м и с периодом 16 с, образовавшаяся в штормовой области со скоростью ветра до 20 м/с, за 80 ч проходит расстояние 2800 км, оставаясь хорошо заметной. Наблюдения над размерами и направлением движения таких волн используются при предсказании штормов.

При подходе к достаточно приглубому и отвесному берегу происходит отражение волн без их разрушения. При этом волны оказывают значительное динамическое давление на стенку. Перед стенкой происходит интерференция подходящих и отраженных волн, в результате чего образуется характерная система стоячих волн.

Если дно у берега полого поднимается (рис. 37), подходящие волны деформируются, а затем разрушаются, образуя *прибой*. Волна начинает заметно деформироваться, когда глубина H становится меньше половины длины волны, и волна под действием трения о дно превращается из короткой в длинную. Переходя на уменьшающиеся глубины, волна передает свою энергию все меньшей массе воды. Благодаря этому возрастает высота волн (энергия пропорциональна  $h^2$ ), а под влиянием трения о дно уменьшаются длина и скорость волны. Наблюдения показывают, что при этом период волны изменяется меньше, чем другие ее элементы.

Приближенную оценку изменения длины и скорости волн на мелководье при полого поднимающемся дне можно получить



Рис. 37. Трансформация волны у пологого берега.

из следующих рассуждений. Из формулы (5.13) для скорости длинной волны и соотношений между λ, c<sub>ф</sub> и τ (5.1) имеем для ДЛИНЫ ВОЛНЫ

$$\lambda = \tau \sqrt{gH}.$$
 (5.29)

Полагая, что при переходе волны с глубины  $H_0$  на глубину Н период т практически не меняется, из формулы (5.29) получаем

$$\frac{\lambda}{\lambda_0} = \sqrt{\frac{H}{H_0}} = \frac{c_{\Phi}}{c_{\Phi 0}}.$$
(5.30)

Из (5.30) следует, например, что при уменьшении глубины на 50% длина волны и скорость уменьшаются примерно на 29%.

Изменение высоты волны можно оценить на основе формулы для полной ее энергии (5.27). Полагая приближенно, что между глубинами  $H_0$  и  $\hat{H}$  полная энергия волны не изменяется, получаем, пользуясь этой формулой,

$$h_0^2 \lambda_0 = h^2 \lambda. \tag{5.31}$$

Отсюда с учетом (5.30) получаем для изменения высоты

$$\frac{h^4}{h_0^4} = \frac{H_0}{H} \,. \tag{5.32}$$

Например, при уменьшении глубины в два раза высота волны возрастает примерно в 1,2 раза.

Уменьшение длины и увеличение высоты волны при подходе к берегу ведет к тому, что крутизна волны резко возрастает, волна теряет устойчивость и обрушивается, образуя прибой.

139

Обрушиванию волн, кроме того, способствует встречный отток по дну масс воды, выбрасываемых прибоем на берег. Наблюдения показывают, что обычно прибой образуется примерно на глубине H=1,3 h. Прибой может образоваться и вдали от берега над возвышением дна. В этом случае обрушивающиеся гребни волн образуют характерные буруны.



Рис. 38. Рефракция волн при подходе к отмелому берегу.

Волны, подходящие к берегу, стремятся развернуть гребни таким образом, чтобы они были параллельны берегу (рис. 38). Это хорошо известное явление *рефракции* объясняется тем, что движение раньше вошедших на мелководье частей гребней замедляется, благодаря чему гребни разворачиваются.

# 5.3. Статистические закономерности в разнообразии ветровых волн

Выше отмечалось, что уже с самого начала развития ветровых волн наблюдается разнообразие их характеристик. При достаточно развитом волнении присутствуют волны от начинающих развиваться до максимальных, баланс энергии в которых уравновешен, а также волны зыби.

При различных условиях образования волнения — скорости ветра, продолжительности его действия, разгонах волн и т. п. формируются различные совокупности волн. Однако наблюдения показывают существование определенных статистических закономерностей в разнообразии характеристик волн. Это позволяет изучать не только отдельные волны, но и одновременно всю совокупность волн, формирующихся под действием ветра. Для достаточно надежного определения статистических характеристик высот необходимо иметь 150—200 последовательных наблюдений.

Простейший статистический анализ разнообразия элементов волн состоит в определении повторяемости и обеспеченности различных величин элементов. Для такого анализа из всего

лиапазона изменения наблюденных значений элемента от минимального до максимального вычисляется соответствующее среднее значение  $\overline{h}$ ,  $\overline{\lambda}$ ,  $\overline{\tau}$ . Затем берется отношение данного элемента к его среднему значению, например  $h_i/\overline{h}$ . Полученные величины лелят на равные интервалы и вычисляют процент наблюдений. приходящихся на каждый интервал. Затем строится кривая повторяемости относительных величин данного элемента в каждом интервале (в терминах математической статистики — кривая плотности вероятности). На рис. 39 изображена кривая  $h/\hbar$ повторяемости относительных 2,8 высот ветровых волн, построенная по многочисленным наволнографами блюлениям обобшенная кривая повторяемости (1). Использование от- 2,0 носительных величин элемен-

тов волн позволяет сравнивать характеристики, полученные при различных наблюдениях.

Рис. 39. Обобщенные кривые повторяемости (1) и обеспеченности (2) относительных значений высот волн (по Я. Г. Виленскому и Б. Х. Глуховскому).



Кривая повторяемости высот волн позволяет увидеть ряд закономерностей в их распределении, свойственных ветровому волнению. Так, максимум повторяемости приходится примерно на  $0.8 \bar{h}$ , т. е. большинство наблюдающихся волн имеет высоты около 0.8 высоты средней волны. Повторяемость волн как с большей, так и с меньшей высотой быстро уменьшается.

Повторяемость длин волн характеризуется теми же величинами, что и повторяемость высот. Разнообразие волн по периодам не так велико. Наибольшую повторяемость имеют волны со средним периодом.

Другой важной характеристикой распределения элементов волн является кривая обеспеченности (интегральная кривая повторяемости). Для ее построения последовательно суммируют повторяемости, начиная с повторяемости наибольших значений элемента. На рис. 39 построена обобщенная кривая обеспеченности высот (2) по кривой их повторяемости (1). Как видно из этого графика, обеспеченность средней высоты волн около 46%. Это означает, что только 46% волн имеют высоту выше средней. Обеспеченность волн высотой  $2\overline{h}$  равна примерно 5%, т. е. только пять волн из 100 будут иметь высоту  $2\overline{h}$  и более. Вид самой верхней части кривой зависит от числа наблюдений, так как конец кривой часто экстраполируется. Обычно при 100—150 наблюдениях в ряду за наименьшую обеспеченность принимают 0,1%. Такую обеспеченность имеют волны высотой не более  $3\overline{h}$ .

Кривая обеспеченности периодов показывает, что максимальный период волн превышает средний не более чем в два раза. Обеспеченность среднего периода близка к 50%.

Обобщенные статистические закономерности разнообразия волн позволяют приближенно восстановить картину разнообразия волн по наблюдениям волн какой-либо одной обеспеченности (табл. 19). Например, пусть из 100 последовательных волн пять самых высоких имеют высоты 2 м и более. По табл. 19 определяем, что для обеспеченности 5% имеет место отношение  $h/\bar{h}\approx 2$ . Отсюда получаем, что средняя высота волны в наблюдающемся волнении равна 1 м. Аналогично определяются высоты волн других обеспеченностей.

#### ТАБЛИЦА 19

Значения	функций	распределения	элементов	волн

	Обеспеченность, %														
	0,1	1	2	. 3	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
h]ĥ	2,97	2,42	2,23	2,11	1,95	1,71	1,43	1,24	1,08	0,94	0,81	0,67	0,53	0,37	0,26
$\lambda/\overline{\lambda}$	2,62	2,19	2,04	1,95	1,82	1,62	1,39	1,22	1,09	0,96	0,84	0,72	0,59	0,42	0,31
$\tau/\tau$	2,13	1,86	1,76	1,70	1,61	1,48	1,31	1,19	1,09	0,99	0,89	0,79	0,68	0,53	0,42

Для исследования энергетики разнообразия волн разработан спектральный метод. Суть этого метода состоит в том, что наблюдающееся разнообразие волн представляют как результат сложения бесконечного числа простых систем двумерных синусоидальных волн. Каждая простая система распространяется в определенном направлении и имеет свои постоянные значения высоты, длины, частоты и других характеристик. Задача спектрального анализа волн состоит в определении энергии, заключающейся в каждой простой системе волн, и установлении закономерности распределения энергии по частотам этих систем. Такое распределение энергии называют энергетическим спектром волнения. Поскольку энергия волны пропорциональна квадрату ее высоты, то, зная энергетический спектр волнения, можно вычислить высоту и другие характеристики волнения.

## 5.4. Принципы методов расчета ветрового волнения

Расчеты ветрового волнения выполняются как для целей прогнозирования состояния поверхности океана, так и для составления режимно-климатических характеристик различных районов океана. Объясняется это тем, что систематические наблюдения волнения на пространстве Мирового океана пока еще малочисленны.

Теория ветрового волнения в естественных условиях начала активно развиваться только около середины текущего столетия. Поэтому для практических расчетов волнения были разработаны различные эмпирические формулы, наиболее совершенные из которых применяются и в настоящее время.

Для вывода эмпирических формул используют многочисленные инструментальные наблюдения и данные стереофотосъемок волнения при различных ветровых условиях. Наблюденные величины элементов волн — высоты, длины, периоды и другие выражают эмпирическими формулами как функции волнообразующих факторов — скорости ветра, длины его разгона и продолжительности действия. Чтобы лучше учесть особенности процесса волнения, эмпирические формулы выводят для волн конкретной обеспеченности, например для средних значений высоты, длины и периода ( $\bar{h}, \bar{\lambda}, \bar{\tau}$ ), для волн 5%-ной обеспеченности ( $h_{5\%}$ ,  $\lambda_{5\%}$ ,  $\tau_{5\%}$ ), для максимальных волн и т. п. Формулы выводятся также с учетом продолжительности действия ветра и стадии развития волнения — для развивающегося волнения, для развитого волнения, для зыби.

Подробное изложение приемов расчета при различных сочетаниях волнообразующих факторов приведено в специальных пособиях. Здесь мы рассмотрим кратко только принцип расчета элементов волн для условий открытого и достаточно глубокого моря. Для этих условий Л. Ф. Титов предложил следующие формулы для средних значений элементов волн:

$$\overline{h} = 0,0152u^{2}\overline{\beta}^{1,5},$$

$$\overline{h} = 0,029u^{0,5}\overline{\tau}^{1,5},$$

$$\overline{\tau} = 0,457x^{0,3}u^{0,4},$$

$$\overline{\tau} = 0,512u^{0,65}\Delta t^{0,35},$$

$$\overline{\delta} = 0.023\overline{\delta}^{-0,5}$$

(5.33)

где  $\overline{\beta} = \overline{c_{\Phi}}/u$  — средний возраст волны;  $\overline{\delta}$  — средняя крутизна; u — скорость ветра в м/с; x — разгон волны в км;  $\Delta t$  — продолжительность действия ветра в часах;  $\overline{\tau}$  — средний период в секундах;  $\overline{h}$  и  $\overline{\lambda}$  — в метрах.

Скорость и направление ветра в формулах принимаются на стандартной высоте наблюдений — 6—10 м над уровнем моря. Изменения скорости ветра в пределах 2 м/с и направления в пределах 25° не учитываются.

Разгон ветра (волн) определяется как длина воздушного потока над водной поверхностью от точки, для которой выполняется расчет (конец разгона), навстречу ветру до береговой черты, а в открытом море — до точки, где изменение направления ветрового потока достигает более 25°. Эта точка принимается за начало разгона. Если на протяжении измеренного таким образом разгона скорость ветра изменяется более чем на

#### ТАБЛИЦА 20

Элементы ветровых волн для глубокого моря (по Л. Ф. Титову)

х км	<u>ћ</u> м	τc	Δt ч	х км	ħм	τc	Δt ч
	и —5	м/с			u = 1	5 м/с	
$5 \\ 10 \\ 20 \\ 40 \\ 60 \\ 75 \\ 5 \\ 10 \\ 20 \\ 40 \\ 60 \\ 80 \\ 100 \\ 120 \\ 140 \\ 160 \\ 180 \\ 200 \\ 220 \\ 240 \\ 220 \\ 240 \\ 260 \\ 280 \\ 300 \\ $	$\begin{array}{c} 0,10\\ 0,15\\ 0,20\\ 0,30\\ 0,35\\ 0,38\\ u=10\\ 0,20\\ 0,30\\ 0,45\\ 0,60\\ 0,70\\ 0,80\\ 0,90\\ 1,00\\ 1,05\\ 1,10\\ 1,25\\ 1,30\\ 1,40\\ 1,45\\ 1,52\\ \end{array}$	1,4 $1,8$ $2,7$ $3,0$ $3,2$ $M/c$ $1,93$ $3,9$ $4,3$ $4,5$ $5,5$ $5,7$ $6,0$ $6,3$ $4,4$	$\begin{array}{c} 0,9\\ 1,8\\ 2,8\\ 5,8\\ 7,9\\ 9,5\\ 0,6\\ 1,0\\ 1,8\\ 3,3\\ 4,5\\ 6,0\\ 7,3\\ 8,9\\ 9,9\\ 11,1\\ 12,3\\ 13,6\\ 14,4\\ 15,8\\ 16,6\\ 18,2\\ 18,9\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 5\\ 10\\ 20\\ 40\\ 60\\ 80\\ 100\\ 120\\ 140\\ 160\\ 180\\ 200\\ 220\\ 240\\ 260\\ 280\\ 300\\ 400\\ 500\\ 600\\ 675 \end{array}$	0,30 0,45 0,65 0,95 1,10 1,25 1,40 1,55 1,65 1,75 1,85 1,95 2,00 2,10 2,15 2,25 2,30 2,65 2,90 3,15 3,45	2,2 $2,7$ $3,3$ $4,1$ $4,6$ $5,0$ $5,4$ $5,7$ $6,0$ $6,2$ $6,5$ $6,7$ $6,9$ $7,1$ $7,2$ $7,4$ $7,5$ $8,2$ $8,8$ $9,4$ $9,6$	0,4 0,7 1,3 2,4 3,4 4,3 5,4 6,3 7,3 8,1 9,2 10,1 11,0 11,9 12,4 13,4 14,0 18,0 22,3 26,1 28,4

144
2 м/с, то разгон делится на части так, чтобы на каждой из них изменения скорости ветра не превышали 2 м/с.

В табл. 20 для некоторых скоростей ветра и разгонов приведены средние значения элементов волн, вычисленные по приведенным выше формулам.

Как видно из таблицы, при каждой скорости ветра существует предельный разгон  $(x_{пр})$ , на котором прекращается рост волн. Приведенные формулы и таблицы 20 и 21 содержат лишь средние значения элементов волн. При необходимости можно легко определить элементы волн любой обеспеченности. Для этого надо воспользоваться табл. 19.

# 5.5. Размеры ветровых волн на океанах и морях

Представление о наибольших возможных по своей высоте ветровых волнах дает табл. 21. Из нее видно, что волны, например, высотой 23 м  $(h_{3\%})$  могут возникнуть при условии, что ветер скоростью не менее 27 м/с действует, не меняя существенно своей скорости и направления, в течение минимум 44 ч на расстоянии 2183 км, или 1188 мор. мили. Такие условия могут быть редко, и поэтому появление таких волн — явление нечастое. Суждение о частоте, т. е. повторяемости волн разных размеров, можно получить из табл. 22. В этой таблице приводится многолетняя повторяемость волн высотой более 6 м (обеспеченность 3%) и предельно возможная высота волн, которая

#### ТАБЛИЦА 21

Наибольшая высота ветровых воли и необходимые для их образования продолжительность действия ветра  $\Delta t$  и разгон x (по Л. Ф. Титову)

Ветер		Разг	он х	зития оодол- ъдей- а), ч	Высота волн, м		ина	тоида		лнения,
сила, баллы	скорость, м/с	КМ	ИГИМ	Время разн волн ∆f (п жительност ствия ветра	средняя	3%-ной обеспечен- ности	Средняя дл волн, м	Средний п волн, с	$\frac{h_{3\%}}{\overline{\lambda}}$	Степень во баллы
4 5 6 7 8 9 10 11 12	6 9 11 14 17 20 23 27 90	108 243 363 588 867 1200 1587 2183 2700	$58\\131\\194\\319\\470\\648\\864\\1188\\1458$	11,3 17,0 20,8 26,4 32,1 37,8 43,5 51,0 56,7	0,55 1,23 1,84 2,98 4,39 6,08 8,05 11,20 13,70	1,16 2,60 3,90 6,30 9,30 12,90 17,0 26,6 29,0	23 52 76 124 185 256 337 462 575	3,8 5,8 7,0 8,9 10,9 12,8 14,7 17,2 19,2	1/20 1/20 1/20 1/20 1/20 1/20 1/20 1/20	III V VI VII VIII IX IX IX IX

10 Заказ № 16

### ТАБЛИЦА 22

Бурность океанов и морей (по данным Регистра СССР)

Океаны и моря	Средняя многолетняя повторяемость волн высотой ≥ 6 м (3%-ной обеспечен- ности), %	Предельно возможная высота волн (3%-ной обеспеченности) 1 раз в 30 лет и больше, м
Северная часть Атлантического оке- ана	18	20
Южная часть Атлантического океана	20	23
Северная часть Тихого океана	17_	21
Тропические районы океанов	. 3—5	12-16
Норвежское, Гренландское, Баренце-	8	10
Балтийское, Белое, Японское моря	5	12
Желтое, Восточно-Китайское, Южно-	2	12
Китанское моря Средиземное, Черное, Каспийское	3	12
Красное море	1	9

может наблюдаться один раз в 30 лет. Из этой таблицы можно заключить, что повторяемость волн высотой 6 м и более составляет 17-20% в наиболее бурных, штормовых районах океанов. В тропических зонах повторяемость таких волн не более 3— 5%. На морях волны высотой 6 м и более встречаются значительно реже. Но на Северном, Беринговом, Охотском, Норвежском и некоторых других морях средняя многолетняя повторяемость волн высотой 6 м и более составляет около 8%.

Решающее влияние на бурность моря оказывают:

a) ограниченность акватории и степень расчлененности моря на отдельные бассейны, что препятствует росту и распространению ветровых волн;

б) рельеф дна;

в) возможность проникновения в данное море волн из соседних, граничащих с ним морей или океанов;

г) развитие в море ледяного покрова;

д) интенсивность, устойчивость и направление штормовых ветров, что непосредственно связано с характером циклонической деятельности над морем.

Более детальное распределение повторяемости волнения 5 баллов и более, т. е. волн высотой более 3 м (табл. 23), видно на рис. 40, 41. Из рисунков видно, что в умеренных широтах северного полушария летом повторяемость указанного волнения в среднем на 20% меньше, чем зимой, что обусловлено общим





 $10^{*}$ 

### 5. Волны

### ТАБЛИЦА 23

Шкала степени волнения

Высота волны, м от-до	ратти словесная характе- воднения воднения ристика волнения	Высота волны, м от-до	ина на 19 к 25 на 26 ристика волнения 19 ристика волнения 19 ристика волнения
0 До 0,25 0,25-0,75 0,75-1,25 1,25-2,0	0 Волнение отсут- ствует I Слабое II Умередное III 3начительное	2,0—3,5 3,5—6,0 6,0—8,5 8,5—11,0 11,0 и более	V VI } Сильное //I } Очень сильное IX Исключительное
Приме включительн соте, котора	ечание. Градацию «о ю, «до» — исключительн ая имеет 3%-ную обеспе	т» и «до» след о. Высота волн ченность.	ует понимать: «от» — соответствует той вы-

ослаблением ветра. В южном полушарии такого сезонного хода волнения не отмечено. По-видимому, это связано с тем, что отсутствие больших площадей суши способствует меньшей сезонной изменчивости скорости ветра и разгона. Следует отметить, что южнее 40° ю. ш. повторяемость волн высотой более 3 м ( $h_{3\%}$ ) во все сезоны года не меньше 40% и охватывает одни и те же районы. Это известные «ревущие» широты. В северных частях Атлантического и Тихого океанов повторяемость волн высотой 3 м и более достигает примерно 40%. Высокая повторяемость таких волн отмечается осенью в Аравийском море, что обусловлено сильными муссонными ветрами от юго-запада.

# 5.6. Сейши

Выведенная из состояния равновесия какой-либо силой вода в замкнутом или полузамкнутом бассейне после прекращения действия этой силы для восстановления своего равновесия будет совершать свободные затухающие колебания — сейши. Этот термин, как отмечено в Океанографической энциклопедии, происходит от латинского слова «siccus», означающего «сухой» и употребляемого в течение столетий при описании осушений дна в узком конце Женевского озера во время спадов воды при таких колебаниях. Чаще всего сейши вызываются метеорологическими причинами. Ветер, создающий нагон и достаточно быстро стихающий; кратковременные изменения атмосферного давления, например прохождение циклона над морем; обильное локальное выпадение дождя — все это обычные причины сейш. В полузамкнутых бассейнах сейши могут индуцироваться приливами моря или океана.

Для образования сейш достаточно сравнительно небольшой энергии. Энергию сейши в прямоугольном бассейне, полагая форму поверхности синусоидальной, можно вычислить по фор-

муле, аналогичной формуле для ветровой волны:

$$\partial = \frac{1}{4} \rho g a^2 n, \quad (5.34)$$

где *а* — наибольшая амплитуда, *п* — площадь бассейна.

Вычисления по формуле (5.34) показывают, что для возбуждения обычных сейш с амплитудой в несколько сантиметров достаточно любой из вышеперечисленных причин.

Небольшая амплитуда колебаний делает сейши заметными на записях колебаний уровня только в морях, более или менее обособленных от океана, а также в озерах.



Рис. 42. Сейши в Балтийском море (по В. П. Дубову).

Простейшим видом сейш является обычная одноузловая сейша. Но она обычно сопровождается колебаниями более высокого порядка: двухузловыми, трехузловыми и т. д. Примером таких сложных колебаний могут служить сейши, полученные на модели Балтийского моря В. П. Дубовым в простейшем прямоугольном бассейне с постоянной глубиной, один из возможных вариантов которых изображен на рис. 42. Период многоузловой сейши может быть определен по обобщенной формуле Мериана, разработавшего основы теории сейш в 1828 г.:

$$\tau = \frac{2X}{m \sqrt{gH}}, \qquad (5.35)$$

где X— длина, H— глубина бассейна, m— число узлов.

В реальных бассейнах из-за сложности очертаний и рельефа дна колебания уровня достаточно изменчивы. Сейши Балтийского моря имеют основной период около 27 ч, но у Кронштадта период составляет около 20 мин и высота сейши 7—8 см; у Клайпеды период около 3 ч и высота около 15 см. Примерно суткам равен период основной сейши на Азовском море с наибольшей наблюденной высотой около 80 см.

Короткопериодные сейши в портах создают сильные периодические течения, могущие даже сорвать корабли со швартовов. Это явление в портах Черного моря называется *тягун*.

# 5.7. Цунами

Подводные землетрясения, вулканические извержения и оползни возбуждают колебания толщи воды, которые распространяются от очага образования как одиночные длинные волны или группы волн, названные в Японии цунами. Подходя к берегам, цунами увеличивают на мелководье высоту и нередко вкатываются на берег высокими мощными волнами, производящими катастрофические разрушения. В главе 1 отмечалось, что в океане имеются обширные области дна с высокой сейсмичностью. Поэтому цунами отмечаются довольно часто. Ежегодно два-три из них производят катастрофические разрушения.

Основным районом возникновения цунами является сейсмический пояс Тихого океана, в котором происходит около 80% землетрясений, регистрируемых на земном шаре. Более всего разрушительным цунами подвержены берега Камчатки, Японии, Курильских и Гавайских островов.

Интенсивность цунами определяется величиной его магнитуды (табл. 24).

### ТАБЛИЦА 24

Магнитуда цунами	Максимальная высота подъема воды на побережье, м	Потенциальный ущерб и разрушения
1	< 1	Нет
0	. 1	Незначительные
1	2	Повреждаются дома на побережье
2	4-6	Разрушаются здания на побе- режье
3	10-20	Существенные повреждения со- оружений вдоль побережья до 400 км
4	> 30	Катастрофические поврежде- ния сооружений вдоль побе- режья до 500 км

### Оценка интенсивности цунами по Имамура-Иида

В области эпицентра землетрясения в момент возникновения цунами на глубокой воде имеет высоту 30—60 см при длине волны до 300 км. В зависимости от характера землетрясения цунами распространяются от очага либо концентрическими, либо «направленными» волнами.

Длины волн цунами варьируют в широких пределах, в зависимости от характера землетрясения и расстояния, пройденного волной. Например, катастрофическое цунами на океанском побережье Японии 3 марта 1933 г. имело длину всего 17 км, а при Чилийском землетрясении 22 мая 1960 г. волны достигали длины 300—400 км. Периоды, как и длины волн, увеличиваются



Рис. 43. Распространение цунами от землетрясения у о. Кадьяк (по А. Е. Святловскому и Б. И. Силкину).

по мере их удаления от эпицентра. Например, при Алеутском землетрясении 1 апреля 1946 г. период цунами у берегов Канады был 9 мин, а пройдя расстояние до Вальпараисо (9000 км), волны увеличили период до 18 мин.

При подводных землетрясениях образуется три вида волн: цунами — длинные волны, сейсмические собственно волны в земной коре и акустические волны в воде. Наибольшую скорость имеют, естественно, сейсмические волны. По ним и судят о приближении цунами. Акустические волны распространяются со скоростью, близкой к звуковой, и воспринимаются на кораблях как удары, часто приписываемые столкновению с мелью (в таких случаях «мели» часто наносились на карты, но впоследствии не подтверждалиев промерами). Скорость распространения собственно цунами подчиняется формуле Лагранжа для длинных волн. По этой формуле, задавая положение эпицентра землетрясения и учитывая рельеф дна океана, составляют карты распространения волн цунами, подобные котидальным приливным картам. На рис. 43 изображена карта распространения цунами от землетрясения у о. Кадьяк в Тихом океане. Наблюдаемые скорости движения волн цунами в северной части Тихого океана в зависимости от положения эпицентров и рельефа дна по пути их распространения варьируют в открытом океане в пределах 400—800 км/ч. У берегов скорость цунами снижается до 30—100 км/ч. На рис. 43 видно, что путь от Аляски до Гавайских островов цунами проделывает за 4,5 ч.

Высота волны цунами в эпицентре, как уже отмечалось, невелика, поэтому благодаря большой длине волны при распространении в открытом океане цунами не ощущается кораблями. Однако при подходе к уменьшающимся глубинам высота цунами растет. Представление об этом росте можно получить, применяя формулы для трансформации волн у берега.

Наблюдения и оценки последствий цунами показывают, что, например, при извержении вулкана Кракатау в августе 1883 г. высота цунами на Зондских островах достигала 18—20 м; в ноябре 1952 г. на о. Парамушир высота цунами была не менее 10 м.

В настоящее время на основе исследований сейсмических волн и цунами разработана эффективная служба наблюдений и предупреждений о распространении цунами.

# 5.8. Внутренние волны

Из лабораторных опытов давно известно, что на поверхности раздела между двумя жидкостями разной плотности при всяком движении возникают волны. В стратифицированном океане всегда имеются слои воды с различными вертикальными градиентами плотности, имеющие тонкую переходную зону, например, сезонный слой скачка. Последние можно рассматривать как поверхности раздела между слоями. На них в океане возникают внутренние волны с периодами от минут до нескольких суток и амплитудами от нескольких метров до десятков и сотен метров.

Причинами, создающими внутренние волны, являются ветровые поверхностные волны, приливные волны, импульсы кратковременных усилений ветра, быстрые изменения атмосферного давления, сдвиг скорости в течениях и т. п.

Из-за относительно малой разности плотностей у поверхностей раздела внутренние волны имеют значительные амплитуды. Это можно объяснить на следующем простом примере. Пусть внутренняя волна высотой  $h_2$  на границе двух однородных слоев с плотностями  $\rho_1$  и  $\rho_2$  создается действием поверхностной волны высотой  $h_1$  (рис. 44). С глубиной, в соответствии с закономерностями, приведенными выше, волновое движение в нижнем слое затухает. Поэтому мы можем выбрать на некоторой глубине  $z_0$  уровень, на котором давление не возмущено и изобары горизонтальны.

Естественно, что в силу гидростатического равновесия под гребнем поверхностной волны располагается подошва внутрен-



Рис. 44. Схема внутренней волны.

ней волны и наоборот. Из условия постоянства давления на уровне *z*<sub>0</sub> можно написать:

$$\rho_1 z_1 g + \rho_2 z_2 g = \rho_1 (z_1 + h_1 + h_2) g + \rho_2 (z_2 - h_2) g,$$

откуда получаем

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1}.$$
(5.36)

Из соотношения (5.36) следует, что высота внутренней волны тем больше, чем меньше разность плотностей слоев. Этим объясняется тот известный из наблюдений факт, что в глубинных, слабо стратифицированных слоях амплитуды внутренних волн достигают сотен метров.

При слабой стратификации слоев внутренние волны могут достигнуть такой высоты, что они становятся неустойчивыми и разрушаются. При этом происходит интенсивное турбулентное перемешивание слоев. По-видимому, этот механизм перемешивания имеет большое значение в глубоких слоях океана, где крупные внутренние волны создаются в результате реакции стратифицированных водных масс на приливные волны.

Внутренние волны перемещаются намного медленнее, чем, например, поверхностные ветровые волны. Фазовая скорость внутренних волн обычно не превышает нескольких метров в секунду и тем меньше, чем меньше разности плотностей слоев.

Заметим, что поверхностные ветровые волны также можно представить как внутренние волны, возникающие на поверхно-

сти раздела двух сред — воды и воздуха. Однако благодаря большой разности плотностей этих сред ветровые волны распространяются с большой скоростью и не могут расти до таких больших высот, как внутренние волны.

Явление внутренних волн еще недостаточно изучено, как экспериментально по наблюдениям, так и теоретически. Но



Рис. 45. Отклонения температуры воды от среднего значения на различных глубинах по наблюдениям в Атлантическом океане (61°34′ с. ш., 22°45′ з. д., 23—24 марта 1958 г.) (по Крауссу).

в связи с повышением требований к достоверности данных разовых наблюдений характеристик в океане изучение внутренних волн становится все более актуальной задачей.

Все длительные наблюдения за изменениями характеристик в океане на любой глубине достаточно хорошо показывают основные приливные периоды — суточный и полусуточный. Несомненно, что такие изменения связаны с внутренними приливными волнами. Для иллюстрации на рис. 45 показаны изменения температуры на различных глубинах в районе течения Ирмингера. Как видим, они на всех глубинах довольно значительны. Гармонический анализ наблюдений хорошо выделяет из них периодические полусуточную и суточную составляющие.

По изменениям температуры можно получить амплитуды вертикальных смещений изотерм, т. е. амплитуды внутренних волн.

Пусть известно, что вертикальное распределение средней температуры  $\overline{T}$ . Амплитуда внутренних волн равна  $\zeta$ . Тогда за период внутренней волны изменения температуры на горизонте zбудут колебаться между значениями  $\overline{T}_{z-\tau}$  и  $\overline{T}_{z+\tau}$ . Следовательно,

$$\overline{T}_{z-\zeta} - \overline{T}_{z+\zeta} = -2\zeta \frac{d\overline{T}}{dz}.$$

Отсюда, обозначив амплитуду колебаний температуры на горизонте z через  $A_T = \frac{1}{2} \left( \overline{T}_{z-\xi} - \overline{T}_{z+\xi} \right)$ , получим

$$\zeta = -A_T \left(\frac{d\overline{T}}{dz}\right)^{-1}.$$
(5.37)

Вычисленные по формуле (5.37) амплитуды вертикальных смещений в рассматриваемом примере наблюдений (рис. 45) приведены в табл. 25.

## таблица 25

составляющих внутренних волн (по Крауссу)							
Глубина, м	Полусуточная волна, м	Суточная волна, м					
500	64	77					
600	23	(45)					
700	12	<b>`</b> 67´					
800	14	52					
1000	9	20					
1300	46	27					

Амплитуда вертикальных смещений приливных составляющих внутренних волн (по Крауссу)

Из таблицы видно, что амплитуда суточной волны вплоть до глубины 1000 м значительно больше, чем полусуточной. Экстремальные амплитуды наблюдаются на горизонтах около 500 и 1300 м (глубина дна в месте наблюдений 1820 м).

Кроме приливных внутренних волн, в океане и морях наблюдается широкий спектр внутренних волн, порождаемых импульсами ветра и атмосферного давления. Наибольшие периоды имеют длинные стоячие внутренние волны — сейши. Короткопериодные внутренние волны чаще наблюдаются в верхнем слое океана. Лучше всего они выражены в сезонном слое скачка и вблизи него, поэтому наибольшее развитие эти волны получают в весеннее и летнее время. На рис. 46 показан пример внутренних волн по наблюдениям на мелководье (глубина 18 м) в районе Сан-Диего весной 1958 г. Как видим, колебания изотерм происходят с хорошо выраженными периодами в несколько минут. Наибольшая энергия в рассматриваемом примере приходится на волны с периодами от 5 до 20 мин.

Оказывается, что статистическое распределение высот короткопериодных внутренних волн аналогично распределению высот зыби. Это позволяет предполагать, что такие внутренние волны образуются под влиянием крупной зыби.



Рис. 46. Внутренние волны по наблюдениям у Южной Калифорнии весной 1958 г. (по Ли).

Аналогичные короткопериодные внутренние волны наблюдаются и в других районах океана. Так, в Балтийском море весной при ветре 10—15 м/с энергия внутренних волн локализуется в диапазоне периодов от 1,5 до 30 мин. С увеличением скорости ветра максимум энергии смещается в область более длинных периодов — 200—300 мин.

Внутренние волны с периодами в несколько часов обычно связаны с сейшевыми колебаниями больших масс воды, вызванными изменениями атмосферного давления и скоростей ветра, например при прохождении циклонов. Так, в Балтийском море в летнее время хорошо выражены внутренние волны с периодами 5—6 ч. Полагают, что они связаны с поперечными колебаниями массы воды всего Балтийского моря, имеющими близкий к этому период.

В том же Балтийском море продольные сейши, обусловленные метеорологическими факторами, имеют периоды 27,5, 17,5 и 11,5 ч. Эти же периоды наблюдаются и у внутренних волн, также имеющих характер стоячих колебаний.

В Северной Атлантике, как установлено на основании наблюдений, приведенных на рис. 45, кроме приливных внутренних волн, наблюдаются волны с периодами от 7 до 13,6 ч, связанные с изменениями метеорологических условий. Таким образом, влияние ветра распространяется не только на верхний слой океана. Реакция глубинных слоев, проявляющаяся через внутренние волны, является также одним из эффектов ветрового поля.

Кроме рассмотренных волн, в океанах и морях всегда наблюдаются внутренние волны с инерционным периодом, который обусловлен влиянием силы Кориолиса и зависит от широты. Так, для внутренних волн Балтийского моря характерен инерционный период, равный 14,5 ч; в районе течения Ирмингера этот период равен 13,6 ч.







# 6.1. Общая характеристика приливных явлений

# 6.1.1. Основные элементы и термины

ł

В Мировом океане почти повсеместно наблюдаются приливы — периодические подъемы и спады уровня, сопровождаемые течениями, также периодически изменяющими направление и скорость. Вообще говоря, приливы наблюдаются во всех достаточно больших по размерам морях, но лучше всего они выражены в океанах и сообщающихся с ними морях, особенно у берегов. В приливных колебаниях уровня и течений на протяжении одних суток выделяют следующие характерные элементы (рис. 47).

Фазы подъема и спада уровня в данном месте называют соответственно приливом и отливом, а сопровождающие их течения — приливными. Наивысший уровень, наблюдающийся за период явления, — полная вода (ПВ), наинизший — малая вода (МВ). Если за сутки наблюдаются две полных и две малых воды, их называют высокая и низкая полная и малая во́ды (ВПВ, НПВ, ВМВ, НМВ). Высоты этих характерных положений уровня от начала отсчета называют высотой высокой полной воды ( $h_{\rm BПB}$ ) и аналогично высотами в другие моменты ( $h_{\rm HПB}$ ,  $h_{\rm BMB}$ ,  $h_{\rm HMB}$ ).

Высота прилива — положение приливного уровня по отношению к нулю глубин.

Амплитуда прилива — высота полной или малой воды от среднего приливного уровня.

Моменты времени наступления полных и малых вод называют соответственно временем полной воды  $(t_{\Pi B})$  и временем малой воды  $(t_{\Pi B})$ .

Рис. 47. Элементы прилива.

СУМ — средний уровень моря; *НГ*, нуль глубин; *А*<sub>0</sub> — высота среднего уровня над нулем глубин; *h* ВПВ высота высокой полной воды; *h*<sub>НПВ</sub> высота низкой полной воды; *h*<sub>НМВ</sub> высота низкой малой воды; *CHh* высота высокой малой воды; *CHh* суточное неравенство высоты полных вод; *CHh* <sub>M</sub> B — суточное неравенство высоты малых вод; *h* — высота воды; *B* — большая величина прилива; *s* малая величина прилива; *t* <sub>л</sub> — лунный промежуток.



Продолжительность роста, или подъема, уровня — промежуток времени между  $t_{\rm MB}$  и  $t_{\rm \Pi B}$  ( $t_{\rm p} = t_{\rm \Pi B} - t_{\rm MB}$ ).

Продолжительность падения уровня — промежуток времени между  $t_{\Pi B}$  и  $t_{M B}$   $(t_{\Pi} = t_{M B} - t_{\Pi B})$ .

Иногда уровень, достигнув определенной высоты, например  $h_{\Pi B}$  или  $h_{M B}$ , некоторое время не меняется. Этот интервал времени называют продолжительностью стояния ировня  $(t_c)$ .

Промежуток времени между моментом кульминации Луны на меридиане данного места и моментом наступления ближайшей полной воды — лунный промежуток (t<sub>л</sub>).

Среднее значение лунных промежутков за половину лунного месяца называют средним прикладным часом (СПЧ).

По аналогии с полными и малыми водами в суточной приливной изменчивости течения выделяют время наступления и скорость течений, сильных за сутки и слабых за сутки.

## 6.1.2. Разновидности приливных колебаний уровня и течений

Наблюдения показывают, что даже на протяжении сотен и десятков километров характер приливных явлений может существенно измениться. Такая изменчивость приливов связана

## 6. Приливы



a — полусуточный прилив,  $\delta$  — неправильный полусуточный прилив; s — неправильный суточный прилив; c — суточный прилив; C, KO — наибольшие северное и южное склонения Луны соответственно; A, II — апотей и перигей Луны; K — прохождение Луны через экватор.

ющими на распространение приливных волн. Однако при всем разнообразии приливы достаточно четко делятся по характеру колебаний уровня на следующие типы (рис. 48).

160

1. Полусуточные приливы. Период колебаний уровня составляет половину лунных суток (в среднем 12 ч 25 мин). Подъем и падение уровня выражаются кривой, близкой к синусоидальной. Различие высот соседних высокой и низкой полных вод (суточное неравенство) мало́. Время роста и время падения уровня почти равны. Амплитуды прилива изменяются в течение месяца в соответствии с фазами Луны таким образом, что во время полнолуний и новолуний они наибольшие (сизигийные приливы); в периоды, когда Луна находится в первой или третьей четвертях, амплитуды прилива наименьшие (квадратурные приливы).

2. Суточные приливы. Период колебаний уровня равен лунным суткам. Подъем и падение уровня выражаются кривой, близкой к синусоиде. Амплитуда прилива в течение месяца изменяется следующим образом: она возрастает с увеличением склонения Луны и достигает наибольшей величины в дни, когда склонение Луны максимальное (*тропические приливы*); во время прохождения Луны через экватор амплитуды прилива наименьшие за месяц (равноденственные приливы), и иногда при этом наблюдаются кратковременные стояния уровня.

3. Смешанные приливы. а) Неправильные полусуточные приливы. В этом случае, как и у полусуточных приливов, наблюдаются две полных и две малых воды за лунные сутки (рис. 48). Однако высоты двух последовательных полных или малых вод существенно отличаются — имеет место суточное неравенство. С увеличением склонения Луны суточное неравенство возрастает и при достижении Луной максимального склонения  $(28^{1}/2^{\circ})$  вторая полная вода становится незначительной (*тропические приливы*). С уменьшением склонения Луны суточные неравенства уменьшаются и при переходе Луны через экватор приливы становятся близкими к полусуточным (равноденственные приливы).

6) Неправильные суточные приливы. Преобладают черты суточных приливов, но при переходе Луны через экватор (равноденственные приливы) возникает вторая полная вода за сутки и на несколько дней прилив становится полусуточным. По мере увеличения склонения Луны суточные неравенства быстро увеличиваются и тропические приливы становятся типично суточными, часто со стояниями уровня.

4. Аномальные приливы. Распространены мало. Отличаются от вышеприведенных основных видов какими-либо специфическими особенностями. При распространении приливных волн по обширному мелководью полусуточные приливы теряют симметрию подъема и спада уровня, и их называют мелководными приливами. Сильное влияние мелководья иногда приводит к по-явлению у полусуточного прилива дополнительных полных и

11 Заказ № 16

малых вод, и прилив становится двойным полусуточным (четвертьсуточным).

К аномальным приливам относится и наблюдающееся на устьевых участках некоторых рек (Амазонка, Ганг и др.) явление *маскарэ*, или *бор*, когда подъем уровня распространяется вверх по реке в виде одной или нескольких волн с очень крутым, в виде стены высотой до 3 м, передним склоном и очень пологим задним.

Приливные течения подразделяют так же, как и колебания уровня, на полусуточные, суточные и смешанные. Кроме периодичности изменений, при характеристике приливных течений отмечают еще ряд особенностей. Так, например, в открытом море вдали от берегов концы векторов скорости описывают круговые фигуры. Такие течения называют вращательными. Вблизи берегов и в узкостях смена направления течения на противоположное происходит более резко. Такие течения называют реверсивными. Вообще на протяжении месяца приливные течения изменяются более сложно и менее правильно, чем приливные колебания уровня. В изменениях течений не так ясно, как в колебаниях уровня, проявляется влияние фаз и склонения Луны. Бывают случаи, когда в одном и том же районе характеры приливных колебаний уровня и течений не совпадают.

# 6.2. Статическая теория приливов

# 6.2.1. Приливообразующие силы

При рассмотрении типизации приливов по особенностям колебаний уровня мы видели соответствие приливов движениям Луны — изменениям ее фаз и склонения. Эти факты были замечены еще в древности. Однако только открытие закона всемирного тяготения позволило Ньютону в 80-х годах XVII в. дать объяснение механизма приливных явлений. Вообще, как показал Ньютон, приливообразующие силы действуют между каждой парой небесных тел вследствие взаимного притяжения. Солнце также влияет на приливы, но несколько слабее, чем Луна. Влияние других планет и звезд несущественно либо из-за их малых масс, либо из-за больших удалений от Земли.

Рассмотрим схему возникновения приливообразующей силы на примере взаимодействия Земли и Луны. Как известно из астрономии, Земля и Луна составляют систему светил, вращающуюся вокруг их общего центра масс в направлении с запада на восток. Полный оборот Луны по орбите совершается за лунный месяц, равный 27<sup>1</sup>/<sub>3</sub> суток. Кроме того, Земля совершает ежесуточно полный оборот вокруг своей оси. В результате взаимного притяжения и центробежных сил в системе Земля— Луна на каждую частицу воды Мирового океана действуют четыре силы:

— сила притяжения Земли;

— центробежная сила от суточного вращения Земли;

— притяжение Луны;

— центробежная сила от совместного обращения системы Земля—Луна.



Рис. 49. Схема системы Земля-Луна.

Первые две силы в каждой точке океана постоянны во времени и поэтому не участвуют в создании приливных явлений. Их равнодействующая является силой тяжести.

Две другие силы в каждой точке Земли изменяются во времени. Их равнодействующая и есть приливообразующая сила. Рассмотрим, как происходит сложение этих двух сил в различных точках Земли.

Так как масса Земли примерно в 81,5 раза больше массы Луны, центр вращения системы находится внутри Земли (рис. 49). Действительно, по известному закону моменты масс светил при взаимном обращении должны быть равны: Лy=3x. Выражая массу Земли З через массу Луны Л, 3=81,5 Л, и измеряя расстояние между ними в радиусах Земли R, x+y==60,3 R ( $R\approx 6300$  км), получаем, что x=0,73 R. При таком обращении очевидно, что все точки Земли описывают окружности одинакового радиуса; следовательно, центробежные силы от совместного обращения во всех точках океана одинаковы по величине и направлены в сторону от Луны.

Что касается силы притяжения Луны, то она в каждой точке Мирового океана различна и по закону тяготения зависит от расстояния до центра Луны.

На основании этих рассуждений можно составить для различных точек Земли схему сил притяжения Луны, центробежной силы от обращения Земли и Луны и их равнодействующей — приливообразующей силы (рис. 50). Очевидно, что в силу симметрии картина должна быть одинакова в любом



Рис. 50. Приливообразующие силы Луны (толстые стрелки).

сечении плоскостью, проходящей через линию, соединяющую центры этих планет. В центре Земли обе силы уравновешивают друг друга и приливообразующая сила отсутствует. В ближайшей к Луне точке Земли сила притяжения больше центробежной и приливообразующая сила, являющаяся разностью силы притяжения Луны и центробежной силы, направлена к Луне. В противоположной точке Земли сила притяжения меньше центробежной и приливообразующая сила направлена от Луны. В других точках приливообразующая сила направлена таким образом, что повсюду имеет составляющие, направленные к линии Земля—Луна.

Аналогичные рассуждения можно проделать для системы Земля—Солнце и получить схему приливообразующих сил Солнца в различных точках Земли.

## 6.2.2. Механизм приливных явлений

Рассмотрим теперь, как под действием приливообразующей силы возникают приливные колебания уровня и течения.

Для упрощения явления предположим, что вся Земля равномерно покрыта океаном постоянной глубины, действует только приливообразующая сила Луны и Луна находится в плоскости экватора, т. е. при склонении, равном нулю. В соответствии со схемой рис. 50 приливообразующая сила будет перемещать воду океана, растягивая ее от линии, проходящей через центры Земли и Луны. Это перемещение будет происходить до тех пор, пока горизонтальные градиенты давления, возникающие вследствие деформации уровня океана, не уравновесят приливообразующую силу (точнее, ее горизонтальную составляющую).



Рис. 51. Приливные колебания уровня. *а* – положение эллипсоида прилива; *б* – суточный ход уровня в точке *А*.

В положении равновесия масса воды океана примет форму эллипсоида вращения — приливного эллипсоида, большая ось которого направлена на Луну (рис. 51). Согласно теории Ньютона, если пренебречь вязкостью и инерцией воды, а также трением о дно, эллипсоид прилива постоянно сохраняет положение статического равновесия (отсюда название теории Ньютона — статическая теория приливов).

В соответствии с движением системы Земля—Луна приливный эллипсоид, следуя за Луной, делает один оборот вокруг своей оси за лунный месяц.

Для объяснения механизма колебаний уровня и сопутствующих им течений примем во внимание и суточное вращение Земли. На рис. 51 изображена схема сечения экваториальной плоскостью приливного эллипсоида, создаваемого Луной. Направления суточного вращения Земли и движения Луны указаны стрелками. За сутки каждая точка Земли делает полный оборот. За это же время Луна по ее орбите проходит некоторый отрезок пути. Поэтому наблюдатель на Земле увидит вторично Луну в таком же положении не ровно через 24 ч, а через 24 ч 50 мин (лунные сутки). Вместе с Луной на соответствующий угол повернется и приливный эллипсоид.

Масса воды океана совершает суточное вращение вместе с твердой Землей и в то же время непрерывно сохраняет форму приливного эллипсоида, большая ось которого следует за Луной. Рассмотрим изменения уровня в произвольной точке Земли A, начиная счет времени с момента  $A_0$ , когда Луна находилась над этой точкой в зените.

В положении  $A_0$  наблюдается полная вода. По мере вращения Земли рассматриваемая точка будет уходить от максимального возвышения приливного эллипсоида, и уровень в ней будет понижаться. Спустя три часа точка A должна оказаться в точке среднего уровня эллипсоида  $A_1$ . Однако за это время эллипсоид, следуя за Луной, несколько повернется, и средний уровень будет наблюдаться несколько позже, приблизительно через 3 ч 6 мин. Через 6 ч 12,5 мин наступит малая вода, через 12 ч 25 мин — вторая полная вода, через 18 ч 37,5 мин — вторая малая вода. Полный цикл колебаний будет повторяться каждые 24 ч 50 мин, т. е. каждые лунные сутки.

Как видим на рис. 51, в точке А наблюдается полусуточный прилив с периодом, равным половине лунных суток — 12 ч 25 мин. Очевидно, что при нулевом склонении Луны относительно плоскости экватора во всех точках на Земле будут наблюдаться полусуточные приливы. Только на Северном и Южном полюсах прилива не будет.

Аналогично рассуждая для системы Земля—Солнце, получим, что Солнце, находясь в нулевом склонении, также должно создавать полусуточный прилив, только период его будет равен точно 12 ч.

# 6.2.3. Неравенства приливов

Простая картина приливов, рассмотренная выше, раскрывает основу механизма приливов, но еще не объясняет причин существования суточных и смешанных приливов. Эти усложнения приливных явлений обусловлены совместным движением Земли, Луны и Солнца, взаимное расположение которых меняется со временем. Из-за этого высоты приливов периодически изменяются. Возникают различия в высотах и во времени наступления последовательных полных и малых вод, называемые *неравенствами*. Наиболее существенное из неравенств связано с тем, что плоскость лунной орбиты наклонена к плоскости земного экватора. При этом склонение Луны меняется. На протяжении лунного месяца максимальная величина склонения может составить 28,5°. При этом большая ось эллипсоида лунного прилива изменяет наклон к плоскости земного экватора от 28,5 до —28,5°. На рис. 52 изображено вертикальное сечение эллипсоида лунного прилива при Луне, находящейся в максимальном



Рис. 52. Суточное неравенство.

a— эллипсонд прилива при максимальном склонении Луны; б<br/>— суточный ход уровня на широтах  $\phi=0^\circ, \ 0<\phi<62^\circ, \ \phi \geqslant 62^\circ.$ 

северном склонении. Там же вычерчены графики суточного хода уровня на нескольких параллелях. На экваторе изменения уровня за сутки будут происходить точно так же, как и в случае нулевого склонения Луны, т. е. будет наблюдаться правильный полусуточный прилив, но величина его будет меньше, чем при нулевом склонении Луны.

На параллели AC севернее экватора видим, что вследствие наклона приливного эллипсоида полная вода в точке A будет выше, чем вторая полная вода в точке C, т. е. возникает суточное неравенство в высотах полных вод, увеличивающееся с широтой. Кроме того, вследствие наклона эллипсоида малые воды будут наблюдаться не через 6 ч 12,5 мин, а позже, т. е. возникает суточное неравенство во времени наступления малых вод. На параллели DE в точке D наблюдается полная вода, затем уровень понижается до точки E, после чего вновь начинает повышаться, т. е. на этой параллели (широта  $61,5^{\circ}$ ) и севернее прилив становится суточным.

Таким образом, склонение Луны создает суточное неравенство приливов, а также суточные приливы в высоких широтах. Делая полный оборот по орбите за лунный месяц, Луна при этом примет все значения склонения (от максимального северного до максимального южного) дважды. За это время величина суточного неравенства дважды пройдет полный цикл изменений. Отсюда видно, что период изменений суточного неравенства равен примерно 14 суткам.

Солнечный прилив также имеет суточные неравенства вследствие наклона эклиптики (орбиты Земли) к плоскости экватора. Период изменения неравенства солнечного прилива равен половине года.

Ранее мы уже отмечали, что амплитуда прилива в данном месте изменяется с изменением фаз Луны, достигая наибольших за месяц величин около полнолуния и новолуния (сизигийные приливы) и наименьших значений около моментов первой и третьей четвертей (квадратурные приливы). Эти изменения амплитуды прилива называют полумесячным неравенством; его период равен половине лунного месяца. Объясняется полумесячное неравенство тем, что при новолунии и полнолунии Земля, Луна и Солнце находятся на одной прямой и эллипсоиды лунного и солнечного приливов «складываются». При квадратурах оси лунного и солнечного эллипсоидов направлены под прямым углом друг к другу, благодаря чему приливы становятся наименьшими.

Орбита Луны имеет эллиптическую форму. Поэтому расстояние между Землей и Луной изменяется от 406 700 км в точке наибольшего удаления (в апогее) до 356 400 км в точке наименьшего удаления (в перигее). Вследствие этого приливообразующая сила Луны в перигее примерно на 40% больше, чем в апогее. Соответственно высоты приливов в течение лунного месяца изменяются на 40%. Расстояние между Землей и Луной определяют по параллаксу Луны — углу, под которым виден ее диаметр. Поэтому и это неравенство месячного периода называют параллактическим неравенством.

Кроме перечисленных, существуют неравенства более долгих периодов. Так, например, точки пересечения лунной и земной орбит (узлы лунной орбиты) перемещаются по эклиптике к западу, делая полный оборот за 18,6 года. Поскольку плоскость эклиптики наклонена к плоскости экватора на 23°27', а плоскость орбиты Луны составляет с плоскостью эклиптики угол 5°08', то при перемещении узлов лунной орбиты величины максимального склонения Луны изменяются за 9,3 года от 18° 19' до 28° 35'. Изменение максимального склонения создает неравенство, проявляющееся в изменениях суточного неравенства. Имеются и другие неравенства.

## 6.2.4. Некоторые недостатки статической теории приливов

Статическая теория приливов, развитая Ньютоном, объясняет физическую природу явления и все основные его закономерности на основе закона всемирного тяготения. Однако значительные упрощения явления, принятые Ньютоном при разработке теории, являются причинами целого ряда существенных расхождений между теорией и приливными явлениями, наблюдающимися в реальных условиях Мирового океана (рис. 53).

Теория предполагает, что океан покрывает Землю равномерно. В таком случае в соответствии с движениями лунного и солнечного приливных эллипсоидов приливы наиболее ярко должны проявляться в полосе широт до 45° к северу и югу от экватора. В действительности именно в этих широтах на Земле располагаются крупнейшие материки, не позволяющие приливному эллипсоиду следовать за светилом.

Статическая теория не учитывает также инерцию и вязкость воды, которые тоже не позволяют приливному эллипсоиду сохранять положение статического равновесия. В результате наблюдаются существенные отличия приливных явлений в реальном океане от теоретических выводов.

Максимальная теоретическая высота прилива должна быть около 80 см. Наблюдения показывают, что только в центральных областях океанов наблюдаются значения, близкие к этой: на о. Св. Елены 80 см, на о. Гуам 80 см, о-вах Антиподов 1,5 м. Однако во многих местах максимальная высота прилива составляет несколько метров: у м. Астрономического в Охотском море до 13 м, а наибольшая в Мировом океане — в зал. Фанди на северо-востоке Америки — даже до 17 м. Такое распределение приливов указывает на то, что берега материков существенно влияют на приливы.

Согласно теории, в высоких широтах приливы должны иметь суточный характер. Однако в Северном Ледовитом океане, например, преобладают полусуточные приливы.

Из других несоответствий теории можно отметить, что, как правило, моменты наступления полных вод запаздывают относительно момента кульминации Луны (*прикладной час*); наибольшие полные воды наблюдаются не в сизигии, а обычно спустя несколько суток (возраст прилива).

Отмеченные недостатки статической теории стимулировали дальнейшее развитие теории приливов.



Рис. 53. Характер прили 1 — полусуточные; 2 — неправильные полусуточ

# 6.3. Динамическая теория приливов

# 6.3.1. Свободные и вынужденные приливные волны

Следующим после статической теории Ньютона принципиально важным шагом в объяснении механизма приливных явлений было введение Лапласом в 70-х годах XVIII в. представления о приливных волнах. Лаплас исходил из того, что вследствие инерции воды приливный эллипсоид не может занимать положение статического равновесия. Поскольку приливообразующие силы действуют на массу воды океана периодически, они должны вызывать в океане периодические колебательные движения волнообразного характера.



вов в Мировом океане. ные: 3 — суточные: 4 — неправильные суточные.

Статический приливный эллипсоид на вращающейся Земле можно рассматривать вне полярных областей как два возвышения и два понижения уровня, постоянно бегущих в направлении навстречу вращению Земли. Таким образом, приливы в каждой точке Земли можно представить как результат прохождения приливных волн. Длина такой приливной волны на экваторе должна равняться половине длины экватора, т. е. около 20 000 км. Очевидно, что такая волна является длинной практически при любой реальной глубине океана и при своем движении испытывает влияние дна.

Рассмотрим, как должны были бы распространяться приливные волны в океане. Для упрощения механизма представим, что по параллелям Землю опоясывают каналы равномерной глубины. В соответствии со статической теорией, Луна образует

171

в каждом канале два возвышения уровня, в зените и надире, которые будут постоянно следовать за ее движением. Распространение этих возвышений мы можем рассматривать как вынужденные приливные волны. В отличие от них, свободными волнами, как уже отмечалось, называют такие, которые создаются кратковременным действием силы и в дальнейшем распространяются по инерции, например волны цунами.

Если бы приливные волны были только вынужденными, их движение мало отличалось бы от перемещения статического эллипсоида прилива. Но они обладают также некоторыми свойствами свободных волн, что создает ряд особенностей приливных явлений.

Скорость вынужденной приливной волны определяется тем, что она должна за сутки пройти всю длину параллели данной широты.

Длина параллели на широте  $\varphi$  равна  $2\pi R \cos \varphi$ , где R — радиус Земли. Следовательно, скорость вынужденной волны должна быть равна

$$c_{\varphi} = \frac{2\pi R \cos \varphi}{\Delta t} , \qquad (6.1)$$

где  $\Delta t$  — число секунд в сутках.

Скорость свободной длинной волны зависит, как было показано в предыдущей главе, от глубины океана:

$$c^2 = gH$$
.

Из этих формул получаем, что для того чтобы скорости вынужденной и свободной волн на данной параллели совпадали, глубина океана должна удовлетворять условию

$$H = \left(\frac{2\pi R \cos\varphi}{\Delta t}\right)^2 \frac{1}{g}.$$
 (6.2)

В табл. 26 приведены для различных широт вычисленные скорости распространения приливной волны и глубины, на которых эти волны становятся свободными.

### ТАБЛИЦА 26

φ <sup>0</sup> .				0	20	40	60	80	90
<i>c</i> <sub>ф</sub> м/с	•	,		463	435	355	226	80	0
Ήм.			•	21 900	19 340	12550	5 <b>474</b>	660	0

Из таблицы видно, что для совпадения скоростей свободных и вынужденных приливных волн в значительном диапазоне широт необходимы чрезмерно большие глубины каналов. При глубинах каналов, сравнимых с реальными глубинами океана, приливные волны в низких широтах должны иметь тенденцию отставать от светила. Отсюда получает объяснение возникновение прикладного часа. На экваторе, как показывает теория, прилив должен быть даже «обращенным», т. е. в моменты кульминации светила должны наблюдаться малые, а не полные воды. В высоких широтах вынужденные приливные волны могут не отставать от светила и даже должны иметь тенденцию опережать его и распространяться как свободные волны.

В канале, расположенной на некоторой широте, сочетание длины параллели и глубины может оказаться таким, что времена обегания свободной и вынужденной волн будут равны, и амплитуда прилива сильно возрастет.

В реальном океане условия, в некоторой степени подобные каналу, вытянутому по параллели, существуют в Южном океане, опоясывающем антарктическую область. Поэтому были высказаны гипотезы о том, что в этой области генерируются прогрессивные приливные волны, распространяющиеся с востока на запад и благодаря рефракции заворачивающие к северу в другие океаны.

За распространением приливных волн можно наглядно проследить по наблюдаемым моментам наступления полных вод на береговых и островных пунктах. Отсчитывая эти моменты от какого-либо определенного начала счета времени, например, от момента кульминации Луны на гринвичском меридиане, можно построить карту ежечасных положений изолиний полных вод — котидальных линий. На рис. 54 изображены котидальные линии полусуточного лунного прилива, дающего, как мы знаем, основной вклад в наблюдающиеся приливы. Как видим, только в отдельных районах океана приливные волны распространяются как обычные поступательные волны. В большинстве районов перемещение приливных волн оказывается довольно сложным. Это связано с тем, что в каждом океане возникают и собственные приливы, имеющие часто характер стоячих волн. Происходит интерференция прогрессивных и стоячих волн, отражение волн от берегов.

На распространение приливных волн существенно влияет сила Кориолиса, а на небольших глубинах трение о дно. В результате в Мировом океане формируется очень сложная система приливных волн. Замечательной особенностью этой сложной картины перемещения приливных волн является то, что она формируется в результате сложения периодических колебаний. Поэтому все детали приливных явлений периодически повторяются с двумя довольно хорошо выраженными периодами — полусуточным и суточным, на которые накладываются более медленные колебания, связанные с неравенствами приливов.

Лаплас, так же как Ньютон, развивал теорию приливов для океана, равномерно покрывающего Землю. Однако динамиче-



Рис. 54. Котидальные линии главной во

ская теория объясняет ряд особенностей явления, которые не могла объяснить статическая теория. Так, например, поскольку суточная и полусуточная периодичности свойственны самой приливообразующей силе, приливы повсюду в океане должны иметь эти две составляющие. Теория показывает, что распространение суточных и полусуточных волн не одинаково. Отсюда получает объяснение возможность существования такого разнообразия приливов в Мировом океане, как мы видим на рис. 53.

# 6.3.2. Поступательные и стоячие приливные волны

Поступательные приливные волны лучше всего выражены в районах океана, близких по форме к каналам, вытянутым по параллели. Фазовая скорость таких волн, являющихся длин-





лны M<sub>2</sub> лунного полусуточного прилива.

ными, практически на любой глубине, наблюдающейся в океане, зависит только от глубины и не зависит от периода. Длина же волны зависит как от глубины океана, так и от периода. Как известно, длина поступательной волны выражается через фазовую скорость и период;  $\lambda = c_{\phi}\tau$ . Но  $c_{\phi} = \sqrt{gH}$ . Отсюда  $\lambda = = \tau \sqrt{gH}$ . Вычисленные по этой формуле длины приливных волн приведены в табл. 27.

### ТАБЛИЦА 27

Зависимость скорости распространения и длины волны полусуточного прилива от глубины (по В. В. Шулейкину)

Нм	10	50	1 <b>0</b> 0	500	1000	5000
<i>с</i> ф м/с	9,9	21	31	70	99	210
λ км	444	992	1400	3130	4440	9920

175

Поступательные приливные волны связаны с приливными течениями, переносящими значительные массы воды, и поэтому они испытывают влияние вращения Земли, в результате которого создается наклон уровня. Если например, в северном полушарии приливная волна входит в канал шириной *b* и создается приливное течение со скоростью *v* (на рис. 55 направлено в плоскость чертежа), то поперечный наклон уровня можно оп-



Рис. 55. Влияние силы Кориолиса на прилив.

ределить из условия приблизительного равновесия сил Кориолиса и тяжести

$$\operatorname{tg}\beta = \frac{\delta h}{b} \approx \frac{2\omega v \sin \varphi}{g}.$$
 (6.3)

Из этой формулы следует, что разность уровней у берегов во время прилива составляет

$$\delta h = \frac{2\omega v b \sin \varphi}{g}. \qquad (6.4)$$

Очевидно, что отливное течение создает противоположный наклон уровня. Таким образом, высота прилива у правого берега канала больше, чем у левого.

Интересно заметить, что различие высот прилива у бере-

гов канала, как это видно из формулы (6.4) и рис. 55, зависит от его ширины. При некоторой ширине канала у его левого берега прилив может почти исчезнуть или колебания уровня у левого и правого берегов даже могут оказаться в противоположной фазе. В последнем случае возникает линия вдоль канала, около которой колебания уровня отсутствуют — узловая линия.

Стоячие приливные волны развиваются в замкнутых или сильно обособленных бассейнах в результате интерференции набегающей на берег и отраженной волн.

Стоячую приливную волну рассматривают в гидродинамике как половину длинной поступательной волны. Тогда для нее формально справедлива формула для скорости длинной волны. Если стоячая волна является свободной, то ее период зависит только от размеров бассейна. При длине бассейна l длина волны  $\lambda$  будет равна  $\lambda=2l$ , а период  $\tau=\lambda/c$ . Подставляя сюда  $c=\sqrt{gH}$ , получаем формулу Мериана для периода собственных колебаний бассейна:

$$\tau = \frac{2l}{\sqrt{gH}} \,. \tag{6.5}$$

Очевидно, что при определенном сочетании длины и глубины бассейна период его собственных колебаний может оказаться близким к периоду приливообразующей силы. В таком случае может возникнуть явление резонанса и величина прилива сильно возрастет. Участки моря, в которых изменения уровня максимальны, а течения практически отсутствуют, называются *пучностями*. Обычно они находятся вблизи берегов бассейна. В самом бассейне выделяется линия, где скорости течений максимальны, но колебания уровня отсутствуют. Это — узловая линия.

Под влиянием силы Кориолиса стоячие приливные волны могут сильно деформироваться. При этом развивается своеобразная система приливных течений и колебаний уровня — амфидромическая область. Схема такой деформации изображена на рис. 56. Начнем рассматривать положения уровня в момент t=0, когда полная вода наблюдается на одном из концов бассейна и начинается отлив. Через четверть периода, в момент  $t=^{1}/_{4}$  т, скорости течения станут максимальными. Если бы сила Кориолиса отсутствовала, поверхность воды в этот момент была бы плоской. Однако под действием силы Кориолиса течение отклоняется в северном полушарии к правому берегу и здесь возникает повышение уровня — полная вода. В это же



Рис. 56. Амфидромическая область.

время на противоположном берегу в силу неразрывности массы воды наступает малая вода. Еще через четверть периода, в момент  $t = 1/2 \tau$ , положение полных и малых вод будет противоположным их положению в момент t=0, а в момент  $t=3/4 \tau$  — противоположно положению в момент  $t=1/4 \tau$ . В результате влияния вращения Земли за приливный период полная вода обходит бассейн в северном полушарии против часовой стрелки,

12 Заказ № 16

в южном — по часовой стрелке. Таким образом, стоячая волна фактически превращается в поступательную, непрерывно бегущую вдоль берегов бассейна. Котидальные линии обращаются вокруг центра бассейна, в котором нет колебаний уровня, амфидромической точки.

На котидальной карте (рис. 54) имеется несколько амфидромических областей. Они указывают на то, что в этих районах океана значительный вклад в приливные явления вносят стоячие приливные волны.

# 6.4. Гармонический анализ и предвычисление приливов

## 6.4.1. Гармонические составляющие волны прилива

Приливообразующие силы, несмотря на довольно сложное взаимное движение приливообразующих светил, являются периодическими. Мы можем выбрать промежуток времени, в течение которого приливообразующие силы приблизительно проходят полный цикл изменений. Благодаря этому и приливные явления — колебания уровня, течения и другие, — несмотря на значительную деформацию их под влиянием рельефа дна и очертаний берегов, также проявляют аналогичную периодичность.

Главная идея гармонического анализа основана на двух принципах Лапласа. Поскольку приливные явления в своей основе периодичны, мы можем разложить выражение потенциала приливообразующей силы на более простые гармонические составляющие волны. Затем на такие же составляющие раскладывают ход уровня (или течений). Наконец, связывают формулами каждую гармоническую составляющую хода уровня (или течений) с соответствующей ей по периоду гармонической составляющей потенциала. Результирующий прилив рассматривается как сумма гармонических составляющих волн.

Простые гармонические составляющие прилива выделяются с таким расчетом, чтобы каждая из них могла быть выражена формулой вида

 $h_i = A_i \cos\left(q_i t + \zeta_i\right), \tag{6.6}$ 

где  $A_i$  — амплитуда волны;  $q_i$  — угловая скорость; t — время;  $\zeta_i$  — фаза данной волны, определяющая ее высоту в момент начала отсчета времени (t=0).

Для того чтобы уровень связать с соответствующим ему значением потенциала, в амплитуду и фазу колебаний вводят эмпирические поправочные величины, определяемые из наблюдений за уровнем для каждого географического места. Амплитуду A<sub>i</sub> представляют в виде

$$A_i = f_i H_i, \tag{6.7}$$

где  $H_i$  — гармоническая постоянная амплитуды, определяемая из наблюдений путем выделения *i*-той составляющей;  $f_i$  — редукционный множитель — коэффициент пропорциональности между величиной  $H_i$  и значением соответствующей *i*-той составляющей потенциала приливообразующей силы.

Фазу волны представляют в виде

$$\zeta_i = (v_0 + u)_i - g_i, \tag{6.8}$$

где  $(v_0+u)_i$  — астрономическая часть фазы, представляющая часовой угол *i*-той составляющей потенциала в 0 ч суток (при t=0); для удобства в астрономической фазе выделена долгопериодная часть u — угол, меняющийся с периодом 18,61 года;  $g_i$  — гармоническая постоянная фазы, выражающая отличие фазы *i*-той волны прилива в данном месте, определяемой из наблюдений, от фазы соответствующей составляющей потенциала.

Таким образом, высота прилива, наблюдаемого в данном месте в момент времени t, с учетом выражений (6.6), (6.7) и (6.8) при высоте среднего уровня  $Z_0$  выражается суммой высот гармонических составляющих волн:

$$h_i = Z_0 + \sum f_i H_i \cos \left[ q_i t + (v_0 + u)_i - g_i \right].$$
(6.9)

Задача гармонического анализа наблюдений за приливными колебаниями уровня состоит в определении гармонических постоянных  $H_i$  и  $g_i$ . Для многих береговых пунктов океанов и морей гармонические постоянные определены и публикуются в специальных Таблицах приливов. Астрономические аргументы  $f_i$ ,  $(v_0+u)_i$  и угловые скорости волн также приводятся в Таблицах приливов, откуда выбираются по году и дате.

Вставляя в формулу (6.9) гармонические постоянные и астрономические аргументы, определенные по таблицам на данные сутки, и придавая времени *t* конкретные значения (обычно целые часы суток), выполняют предвычисление высот уровня.

Количество гармонических волн в разложении наблюдаемых колебаний уровня может быть различным, в зависимости от длительности наблюдений и требуемой точности предвычисления уровня. Анализ месячной серии наблюдений за уровнем позволяет выделить 11 волн; полумесячные наблюдения дают не более 6 волн.

Главными гармониками лунного прилива, дающими основной вклад в высоту прилива, являются следующие.

M<sub>2</sub> — главная лунная полусуточная. Эта волна является наибольшей в полусуточных приливах. Для того чтобы эта волна

<sup>12\*</sup> 

в течение лунных суток (24,841 ч) дважды обегала Землю, ее угловая скорость, очевидно, должна быть равна

$$q_{M_2} = \frac{2 \cdot 360}{24,841} = 28,984^{\circ}/4.$$

Лунные сутки, строго говоря, не постоянная величина из-за эллиптичности лунной орбиты, ее наклона к плоскости земного экватора и некоторых возмущений движения Луны, вызываемых Солнцем. Изменения, вызываемые в приливе эллиптичностью лунной орбиты, можно учесть, если добавить к ней еще две следующие гармонические составляющие:

 $N_2$  — большую лунную эллиптическую полусуточную с угловой скоростью  $q_{N_2} = 28,440^{\circ}/4;$ 

L<sub>2</sub> — малую лунную эллиптическую полусуточную с угловой скоростью  $q_{L_2} = 29,528^{\circ}/4$ .

Влияние наклона лунной орбиты учитывается введением еще одной гармоники:

*K*<sub>2</sub> — лунно-солнечной деклинационной полусуточной с угловой скоростью *q*<sub>*K*<sub>2</sub></sub> = 30,082°/ч. Эта волна, как показывает ее название, объединяет влияние наклона лунной и солнечной (видимой) орбит.

Суточное неравенство лунного прилива, связанное с изменением склонения Луны, учитывается введением двух следующих составляющих:

 $O_1$  — главная лунная суточная с угловой скоростью  $q_{O_4} = 13,943^{\circ}/4;$ 

K<sub>1</sub> — лунно-солнечная деклинационная суточная с угловой скоростью *q*<sub>K₁</sub> = 15,041°/ч.

Главными гармониками солнечного прилива являются:

 $S_2$  — главная солнечная полусуточная с угловой скоростью  $q_{S_2} = 30,000^{\circ}/4;$ 

T<sub>2</sub> — большая солнечная эллиптическая полусуточная с угловой скоростью  $q_{T_2} = 29,959^{\circ}/4;$ 

R<sub>2</sub> — малая солнечная эллиптическая полусуточная с угловой скоростью  $q_{R_2} = 30,041^{\circ}/\text{ч};$ 

 $P_1$  — главная солнечная суточная с угловой скоростью  $q_{P_4} = 14,958^{\circ}/4$ .

Относительные значения амплитуд некоторых волн ряда (6.9) приведены в табл. 28.

### ТАБЛИЦА 28

### Амплитуды основных волн в долях амплитуды волны $M_2$

Волна . . . . . . . . . . M<sub>2</sub> K<sub>1</sub> S<sub>2</sub> O<sub>1</sub> N<sub>2</sub> P<sub>1</sub> K<sub>2</sub> Амплитуда . . . . 1,00 0,58 0,46 0,42 0,19 0,19 0,13

180
Преобладание вклада тех или иных составляющих волн создает своеобразие характера прилива. Поэтому соотношение величин амплитуд суточных и полусуточных гармоник

$$h_0 = \frac{H_{K_1} + H_{O_1}}{H_{M_2}} \tag{6.10}$$

может служить объективным критерием для определения характера приливов. В СССР принята следующая классификация приливов:

полусуточный  $h_0 < 0.5;$ 

неправильный полусуточный  $0.5 < h_0 < 2.0$ ; неправильный суточный  $2.0 < h_0 < 4.0$ ; суточный  $h_0 > 4.0$ .

#### 6.4.2. Предвычисление приливов. Таблицы и атласы приливов

Предвычисления колебаний уровня выполняются по формуле (6.9). Все необходимые исходные данные — гармонические постоянные и астрономические аргументы — выбираются из Таблиц приливов и Астрономических ежегодников или из специальных руководств (например, А. И. Дуванин. «Приливы в море». Л., Гидрометеоиздат, 1960). Там же приводятся подробные инструкции по выполнению предвычисления. В практике наиболее распространен так называемый адмиралтейский, или штирманский, метод предвычисления приливов. От других этот метод отличается меньшей трудоемкостью при достаточной для. практики точности. Метод учитывает всего четыре волны: М<sub>2</sub>,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ , в которые включено влияние и ряда других волн. Для ускорения предвычисления существуют различные номограммы, векторные круги. Построены механические решающие устройства, воспроизводящие и суммирующие гармоники поуравнению (6.9).

Однако на практике довольно редко приходится прибегать к выполнению предвычисления благодаря тому, что для множества береговых пунктов и прибрежных акваторий Мирового океана и его морей заблаговременно публикуются предвычисленные на срок до года вперед ежесуточное время и высота полных и малых вод. Для многих районов публикуются и предвычисленные характеристики приливных течений.

Таблицы приливов предназначены главным образом для оперативного использования штурманами на судах. Поэтому основное их содержание составляют таблицы предвычисленных времени и высоты полных и малых вод приливов в основных портах. Такими портами считаются те, для которых гармонические постоянные известны с достаточной точностью. К каждому основному пункту отнесена группа дополнительных пунктов, приливы в которых подобны по характеру и ходу изменений уровня. Для получения сведений в дополнительных пунктах вводятся поправки к времени и высоте в соответствующих основных пунктах. Таким образом, поправки для дополнительных пунктов значительно расширяют применение предвычисленных данных. К таблицам приложены дополнительные интерполяционные таблицы, которые позволяют по времени и высоте полных и малых вод получить ежечасные высоты уровня.

Кроме выпусков таблиц готовых предвычисленных данных, имеются отдельные выпуски таблиц, содержащих все необходимые сведения и исходные параметры для выполнения предвычисления: гармонические постоянные, астрономические аргументы, инструкции, вычислительные формы и другие вспомогательные пособия. Предвычисление выполняют для пунктов, которые не содержатся в списках основных и дополнительных пунктов.

Советские таблицы приливов отличаются от зарубежных тем, что в них характеристики приливов определяются по значениям астрономических параметров, а не по году и дате. Благодаря этому становится возможным использование периодичности в изменениях астрономических аргументов при предвычислении высот и времени полных и малых вод на основной период изменения аргументов. Тем самым охватываются все возможные в данном месте изменения суточного хода уровня прилива, и эти таблицы сохраняют свое действие постоянно.

Для получения времени и высоты полных и малых вод на конкретную дату надо по соответствующим таблицам определить значения астрономических аргументов и по ним из постоянной таблицы выбрать искомые данные.

Таким образом, таблицы приливов, содержащие предвычисленные данные, не нуждаются в ежегодном переиздании. Время от времени переиздаются лишь таблицы входных астрономических данных.

Таблицы течений составляются для районов с хорошо изученными течениями. Вычисляются Таблицы течений подобно Таблицам приливов и содержат предвычисленные на каждые сутки данные о времени наступления и скорости наибольших течений и «тихой воды» в основных пунктах. Эти данные распространяются на ряд дополнительных пунктов с аналогичным ходом течений введением поправок к скорости и направлению течения в соответствующем основном пункте.

Атласы приливов, в отличие от таблиц, содержат характеристики приливов не в отдельных пунктах, а обобщенные для значительных районов или моря в целом. Строятся карты котидальных линий, рельефа уровня моря в различные фазы прилива, карты изолиний амплитуд и углов положения отдельных составляющих волн и других характеристик. Преимущества атласов состоят в том, что они дают наглядное представление о протекании явления прилива на значительном пространстве. По таким данным можно исследовать механизм распространения и деформации приливных волн в конкретных географических условиях. Следует заметить, что для составления атласов приливов необходимо располагать достаточно полными данными по всему освещаемому пространству, что в настоящее время возможно лишь для немногих, наиболее изученных районов океана.

Атласы приливных течений обычно содержат карты векторов течений на фиксированные часы *«водного времени»*. Счет этого времени начинается от момента наступления полной воды в пункте, принимаемом за основной. Иногда водное время отсчитывают от моментов кульминации Луны.

Наиболее полное и целостное представление о приливных явлениях дают атласы, на картах которых совмещены данные о приливных течениях и приливном рельефе поверхности моря.



## Течения и общая циркуляция вод Мирового океана



### 7.1. Силы, действующие в океане

7.1.1. Основные силы и типы течений

Причины, под действием которых вода в океане приходит в поступательное движение, можно разделить на внешние относительно океана, и внутренние, возникающие в самом океане.

К внешним причинам течений относятся:

— действие ветра на поверхность океана;

приливообразующие силы;

-- изменение атмосферного давления;

— изменение рельефа уровня океана под действием берегового стока, осадков, испарения.

К внутренним причинам относится горизонтальная неоднородность поля плотности, являющаяся следствием неоднородности полей температуры и солености.

Все силы, непосредственно приводящие к возникновению течений, называются *первичными*.

Вместе с течениями возникают вторичные силы, которые отсутствуют в неподвижной воде. К таким силам относятся сила Кориолиса; трение о дно, берега, а также внутреннее турбулентное трение (турбулентная вязкость); центробежные силы. Вторичные силы не создают течений, а лишь деформируют их или передают действие первичных сил. Течение, наблюдаемое в естественных условиях океана, в общем случае представляет собой результат одновременного действия всех отмеченных сил. Конечно, их вклады не всегда одинаковы, и в различных конкретных случаях можно выделить главные и второстепенные.

Рассмотрим кратко основные особенности механизмов действия важнейших факторов, создающих течения-

Ветер оказывает сложное действие на поверхность океана. Мелкомасштабные пульсации давления и скорости в потоке ветра создают шероховатость на поверхности океана. В результате возникает трение между атмосферой и океаном, передающее кинетическую энергию от ветра воде. Эта энергия отчасти идет на развитие волновых движений — ветрового волнения, отчасти создает касательные напряжения сдвига в поверхностном слое океана. Влекущее действие ветра, передаваемое касательным напряжением поверхностному слою океана и далее в глубину турбулентной вязкостью, возбуждает наиболее распространенный в океане вид течений — *дрейфовое течение*.

Неравномерность поля ветра и влияние берегов способствуют образованию наклонов свободной поверхности океана и, следовательно, горизонтальных градиентов давления. В результате возникают *градиентные течения*.

Таким образом, создаваемое ветром течение состоит из дрейфовой составляющей, возбуждаемой непосредственно действием касательного напряжения ветра на поверхностный слой океана, и из градиентной составляющей, связанной с возникающими наклонами свободной поверхности океана.

Приливообразующие силы связаны с силами притяжения Луны и Солнца и действуют одновременно на всю массу вод океана. Благодаря суточному вращению Земли величины этих сил периодически изменяются. В результате возникают периодические приливные течения и колебания уровня — приливы. Поскольку приливные течения не создают существенного переноса вод в одном преобладающем направлении, их роль в общей циркуляции вод невелика. По-видимому, важное значение периодических приливных течений состоит в том, что они постоянно поддерживают турбулизацию вод во всей толще океана, создавая своеобразный фон турбулентности.

Изменения атмосферного давления создают горизонтальные градиенты давления и соответствующие им бароградиентные течения. Очевидно, что если поле атмосферного давления не изменяется, то рельеф свободной поверхности океана со временем приспосабливается к нему. При этом течения не наблюдаются, так как неравномерность атмосферного давления деформирует рельеф поверхности океана таким образом, что горизонтальные градиенты суммарного давления столбов атмосферы и воды равны нулю. Другими словами, установившаяся статическая неравномерность поля атмосферного давления не возбуждает течений в океане (в противном случае имел бы место «вечный двигатель»).

Горизонтальная неоднородность поля плотности в океане непрерывно поддерживается процессами теплообмена, влагообмена и переноса течениями. Горизонтальные градиенты давления, связанные с этой неоднородностью плотности (температуры и солености), поддерживают плотностные (термохалинные) течения.

#### 7.1.2. Относительные значения сил

Как уже было отмечено выше, количественный вклад отдельных факторов в наблюдающееся в конкретных условиях течение может быть весьма различным. Для средних условий океана наиболее характерные соотношения между силами, действующими в течениях, приведены в табл. 29. Из этой таблицы видно, что в океане можно выделить три характерные области, отличающиеся величиной соотношения сил, создающих течения, и сил, уравновешивающих их воздействие.

В поверхностном слое океана наибольшее значение имеет действие касательного напряжения ветра на поверхность океана. Как уже было отмечено выше, оно создает ветровое течение как непосредственно турбулентным трением, передающим касательные напряжения от поверхности океана в глубину, так и через горизонтальные градиенты давления, возникающие при наклонах уровня ветром (особенно в прибрежных ветровых нагонах). Основной вторичной силой, уравновешивающей действие ветра в поверхностном слое, является сила Кориолиса. Несколько меньшее значение по сравнению с отмеченными силами имеют неоднородность поля плотности и внутренняя турбулентная вязкость, возникающая при движении воды и, в частности, передающая эффект трения о дно и берега.

В прибрежной области океана в верхнем слое наряду с основными действующими силами существенное значение приобретают инерционные силы. Их действием в значительной мере обусловлены прибрежные усиления течений.

Что касается течений Мирового океана, вне его поверхностного и прибрежного пограничных слоев, то здесь преобладает сравнительно простой баланс сил. Горизонтальные градиенты давления, обусловленные ветровыми наклонами поверхности и неоднородностью поля плотности, уравновешены главным образом силой Кориолиса. Движение при таком балансе сил называется геострофическим.

#### ТАБЛИЦА 29

#### Основные силы, действующие в морских течениях

	Характерное значение ускорения, см/с <sup>2</sup>						
Силы	в поверхностном слое океана	в прибрежной области океана	внутренняя область вне пограничных слоев				
Первичные							
Касательное напряжение ветра на поверхности океана	100-10-1	100-10-1	· <u> </u>				
Турбулентное трение, создаваемое действием ветра в верхнем слое	10-3-10-4	10-3-10-4	*				
океана Горизонтальный гради- ент давления от вет- ровых наклонов уро-	10-3	10-3	10-3-10-4				
вня Горизонтальный гради- ент давления от неод- нородности поля плот- ности	10-3	10-3	10-3-10-4				
Вторичные							
Отклоняющая сила вра-	10-2-10-3	10-2-10-3	10-3-10-4				
шения Земли Вертикальная турбулент-	10-3-10-4	10-3-10-4	10-7				
ная вязкость Горизонтальная турбу-	10-7	10-7	10-8				
Силы инерции	$1C^{-4}$ — $10^{-5}$	10-3-10-4	10-5-10-6				

## 7.2. Взаимное приспособление полей давления, масс и скоростей в течениях

#### 7.2.1. Основные динамические поверхности в океане

Для определения отклонений свободной поверхности океана от равновесия и наклонов различных изолиний значений характеристик, очевидно, необходимо иметь систему фиксированных, не меняющих свое положение поверхностей. Такими поверхностями на Земле принято считать поверхности равного значения потенциала силы тяжести — изопотенциальные поверхности. Свободная поверхность океана, если на нее не действуют никакие силы, кроме сил тяжести, является изопотенциальной, или уровенной, поверхностью. Расстояния между изопотенциальными поверхностями измеряются в единицах работы, совершаемой против силы тяжести при подъеме тела по вертикали. При подъеме 1 кг на высоту 1 м совершается работа

Mgh=1 кг  $\times 9,8$  м/с<sup>2</sup>  $\times 1$  м = 9,8 Дж. (7.1)

Следовательно, работа в 1 Дж совершается при подъеме 1 кг на высоту 1/9,8=0,102 м=1,02 дм. Это расстояние Бьеркнес назвал динамическим дециметром. Таким образом, расстояние по отвесу, равное 1,02 геометрического дециметра, соответствует (не равно!) одному динамическому дециметру (1,02 дм ~ ~1 дин. дм), а расстояние, равное одному геометрическому дециметру, соответствует 0,98 динамического дециметра (1,0 дм ~ ~0,98 дин. дм).

Отсюда можно получить более удобную для практики формулу для вычисления расстояний по вертикали (D) в динамических метрах. Если по соотношению (7.1) подъем 1 кг на высоту 1 м соответствует подъему на 9,8 дин. дм, то для выражения в динамических метрах надо вставить множитель 0,1. Полагая в формуле (7.1) M=1, получаем

$$D = 0.1gh.$$
 (7.2)

Заметим, что количественное различие в расстояниях, выраженных в динамических и геометрических метрах, составляет не более 2%.

Горизонтальные градиенты давления в океане, как мы теперь видим, возникают при наклоне изобарических поверхностей относительно изопотенциальных. В главе 3 мы получили формулу для определения давления в децибарах на глубине *h* м при среднем значении удельного объема v м<sup>3</sup>/кг:

$$P = \frac{10^{-4}gh}{\overline{y}}$$

Таблица 10 позволяет сделать вывод, что расстояние по отвесу, выраженное в метрах, динамических метрах или в децибарах, для верхнего слоя океана количественно различается в пределах 2%. Сравнивая формулы (7.2) и (3.23), получаем выражение динамических расстояний по вертикали через давление и удельный объем:

$$D = 10^{3} \overline{v} P.$$
 (7.3)

Эта формула дает динамическое расстояние D в динамических метрах ( $M^2/c^2$ ) не только от поверхности до глубины, где давление равно P дб, но и вообще на любом отрезке по вертикали, на котором разность давлений равна P дб, а средний удельный объем равен  $\overline{v}$   $M^3/kr$ .

Формула (7.3) применяется для определения расстояний между изобарами, а также их наклонов на разрезах при вычислении скоростей геострофического течения.

На практике обычно вместо v применяют условный удельный объем v<sub>T</sub>. Согласно соотношению (3.135), в этом случае формула (7.3) дает для абсолютных значений динамических расстояний

$$D = 10^{3} (v_{PTS} \cdot 10^{-6} + 0.9 \cdot 10^{-3}) P, \qquad (7.4)$$

где *Р* — в дб, а *v*<sub>*PTS*</sub> — условный удельный объем, учитывающий влияние давления, температуры и солености.

Поле плотности или удельного объема характеризуется соответственно изопикническими или изостерическими поверхностями. Эти характеристики были подробно рассмотрены в главе 3. Очевидно, что наклон изостерических поверхностей относительно изопотенциальных указывает на наличие горизонтальных градиентов давления, связанных с неоднородностью поля плотности.

#### 7.2.2. Наклон изобарических поверхностей в течении

Во всяком течении возникает наклон поверхности океана. Очевидно, что при стационарном движении должно наблюдаться определенное соотношение между наклоном уровня и скоростью течения.

Рассмотрим это соотношение на простом примере движения в достаточно широком проливе или канале (рис. 57). Пренебрежем трением, неоднородностью поля плотности и атмосферным давлением. Действуют силы тяжести g, горизонтального градиента давления G, Кориолиса K. В неподвижном состоянии свободная поверхность океана и все остальные изобарические поверхности горизонтальны и параллельны изопотенциальным поверхностям.

Пусть на одной стороне разреза постоянно поддерживается повышение уровня, например, притоком воды или нагреванием, распреснением и т. п. Изобары наклоняются, устанавливается геострофическое течение.

В соответствии с диаграммой сил на рис. 57 можно написать, что при установившемся движении сила горизонтального градиента давления уравновешена силой Кориолиса:

$$G = K. \tag{7.5}$$

Выразим горизонтальный градиент давления через угол наклона поверхности моря  $\beta$ . Обозначим первоначальную высоту невозмущенного горизонтального уровня через H, отклонение высоты уровня от невозмущенного положения через  $\zeta$ . Гидростатическое давление  $P_z$  в произвольной точке a, отстоящей от дна на расстоянии z, определится по формуле

$$P_z = g\rho \left( H + \zeta - z \right). \tag{7.6}$$

Напомним, что давление есть сила, действующая на единичную площадь, и выражается, например, в H/м<sup>2</sup>.

Движущей силой рассматриваемого течения является различие давления по горизонтали — горизонтальный градиент дав-



Рис. 57. Схема действующих сил при наклоне изобарической поверхности.

ления, приходящийся на единицу расстояния и имеющий размерность силы, действующей на единицу объема:

grad 
$$P = \frac{\partial P}{\partial x}$$
. (7.7)

Нетрудно видеть, что разделив градиент давления на плотность, мы получим силу давления, действующую по горизонтали на единичную массу воды, т. е. ускорение, создаваемое этой силой:

$$\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_{P} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}.$$
 (7.8)

Подставляя давление из формулы (7.6) в формулу (7.8), получаем (с учетом, что H и z не меняются по x)

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = g \frac{\partial \zeta}{\partial x} = g \operatorname{tg} \beta.$$
 (7.9)

Подставляя это соотношение и выражение силы Кориолиса в (7.5), получаем формулу для наклона изобарической поверхности:

$$tg \beta = \frac{K}{g} = \frac{2\omega V \sin \varphi}{g}, \qquad (7.10)$$

где V— скорость течения по данной изобаре.

Полученная формула позволяет сделать следующие выводы:

1) угол наклона изобарической поверхности пропорционален скорости течения на глубине этой поверхности;

2) если скорость течения не изменяется с глубиной, все изобары наклонены одинаково;

3) если скорость течения с глубиной затухает, как это обычно и наблюдается, наклоны изобар с глубиной уменьшаются.

Мы рассмотрели наклон изобар в случае, когда причиной течений является наклон уровня. Однако можно предполагать, что при преобладающей роли геострофического баланса во всяком течении, независимо от его природы, наклон изобарических поверхностей является необходимым следствием. Это позволяет формально применять формулу (7.10) к любому установившемуся течению.

Применим формулу (7.10) к Флоридскому течению на разрезе между Кубой и Флоридой для определения превышения уровня  $\delta\zeta$  на Кубе. Примем ширину Флоридского пролива l ==72 км, скорость на поверхности V = 1,5 м/с,  $\varphi = 24^{\circ}$  с. ш., g ==9,8 м/с<sup>2</sup>,  $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$  с<sup>-1</sup>. Подставляя эти значения в (7.10), получаем tg  $\beta = 9 \cdot 10^{-6}$ , что составляет наклон поверхности 9 мм на 1 км, т. е. очень малую величину даже в таком сильном течении. Представляя наклон как tg  $\beta = \frac{\delta\zeta}{l}$ , получаем  $\delta\zeta = 65$  см.

Нивелировки дают превышение уровня на Кубе δζ=45 см, т. е. значение, близкое к вычисленному. Это показывает, что во Флоридском течении, имеющем сложный механизм динамики, все же

#### 7.2.3. Наклон изостерических поверхностей

геострофический баланс играет значительную роль.

Действие силы Кориолиса в реальных потоках создает тенденцию поперечной циркуляции, вследствие чего менее плотные воды верхних слоев смещаются вправо относительно направления течения, а более плотные глубинные воды — влево. Таким образом, вместе с наклоном изобарических поверхностей возникает наклон изостерических поверхностей. При этом очевидно, что углы наклона изобар и изостер противоположны. По расположению изостер в плоскости разреза можно сделать некоторые заключения о движении вод.

#### 7. Течения и общая циркуляция вод Мирового океана

Пусть в плоскости разреза рис. 58 течение направлено в чертеж. Тогда изобары будут наклонены справа вниз налево, изостеры — наоборот. Пересечение изобар и изостер образует четырехугольные ячейки — соленоиды. Очевидно, что в неподвижном состоянии изобары и изостеры горизонтальны, и соленоиды отсутствуют. Количество соленоидов в плоскости разреза пропорционально скорости течения, нормального к разрезу.

Рассмотрим участок разреза между двумя соседними изобарами и двумя вертикалями, на котором  $a_1b_1$  — верхняя изо-



Рис. 58. Схема соленоидной ячейки.

бара,  $a_2b_2$  — нижняя,  $a_1b_2$  — изостера,  $a_1n$  и  $mb_2$  — горизонтали,  $a_1a_2$  и  $b_1b_2$  — вертикали. Пусть изостера разделяет слои с плотностями  $\rho_1$  и  $\rho_2$ , движущиеся по направлению в чертеж со скоростями  $V_1$  и  $V_2$ .

В силу равенства давлений в точках  $a_2$  и  $b_2$  на изобаре можно написать:

$$gp_1(b_1b_2) = gp_2(a_1a_2). \tag{7.11}$$

Из чертежа видно, что

$$b_1b_2 = b_1n + b_2n, \ a_1a_2 = a_1m + a_2m;$$
 (7.12)

$$\operatorname{tg} \beta_1 = \frac{b_1 n}{a_1 n}, \ \operatorname{tg} \beta_2 = \frac{a_2 m}{b_2 m}, \ \operatorname{tg} \gamma = \frac{b_2 n}{a_1 n}.$$
 (7.13)

Подставляя соотношение (7.12) в (7.11) и выражая отрезки  $b_1n$ ;  $a_2m$ ;  $a_1m$  через  $\beta_1$ ,  $\beta_2$  и  $\gamma$  по формулам (7.13), получаем:

$$\rho_1(a_1 n \operatorname{tg} \beta_1 + a_1 n \operatorname{tg} \gamma) = \rho_2(a_1 n \operatorname{tg} \gamma + b_2 m \operatorname{tg} \beta_2).$$
 (7.14)

Подставляя в (7.14) выражение для наклонов изобар (7.10), получаем для наклона изостеры формулу

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{\rho_2 - \rho_1}, \qquad (7.15)$$

которая в динамической метеорологии известна как формула Маргулеса. Из этой формулы следует:

1) положение изостер на разрезе позволяет судить о наличии течения, нормального к плоскости разреза, и его направлении;



Рис. 59. Распределение скорости течения (в м/с) (а) и условного удельного объема (б) на разрезе через Флоридский пролив.

2) наклон изостер тем больше, чем меньше разность плотностей слоев или чем больше разность их скоростей.

В качестве примера рассмотрим распределение удельного объема в плоскости разреза через уже рассматривавшийся Флоридский пролив (рис. 59 б). Как видим, генеральный наклон изостер хорошо соответствует направлению течения. Характерный угол их наклона можно получить, рассмотрев, например, наклон изостеры  $v_T = 74,5$  в части разреза между глубинами 100 и 30 м. Приняв в соответствии с рис. 59 *a*, что скорости на этих глубинах равны  $V_{100} = 0,8$  м/с,  $V_{300} = 0,3$  м/с, а плотности  $\rho_{100} = 1,0256 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_{300} = 1,0266 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, получаем по формуле (7.15) tg  $\gamma = 2,7 \cdot 10^{-3}$ , что соответствует наклону 2,7 м на 1 км и хорошо согласуется с рис. 59 б, на котором наклон изостеры  $v_T = 74,5$  составляет около 3,6 м на 1 км. Вспомним для сравнения, что наклон изобар в поверхностном слое здесь составляет всего 9 мм на 1 км. Таким образом, наклоны изостер гораздо больше наклонов изобар.

13 Заказ № 16

## 7.3. Вертикальная структура установившихся течений в океане по теории Экмана

#### 7.3.1. Дрейфовые течения

Атмосфера над океаном непрерывно движется и увлекает трением поверхностный слой воды. Поэтому ветровые течения наблюдаются практически всегда. А поскольку касательное напряжение ветра, действующее на поверхность океана, значительно больше других сил, вызывающих течения (см. табл. 29), то ветровые течения в среднем дают преобладающий вклад в скорость наблюдающегося течения, особенно в верхнем слое океана.

Ученые уже давно указывали на ветер как на основную причину морских течений. Однако только Нансен во время дрейфа на «Фраме» в 1893—1896 гг. заметил закономерное отклонение дрейфа льда и дрейфового течения вправо от направления ветра, а также правый поворот течения с глубиной и правильно объяснил эти закономерности влиянием отклоняющей силы вращения Земли. Нансен передал свои наблюдения геофизику Экману, который в 1905 г. развил теорию ветровых течений, являющуюся фундаментальной основой современной теории течений.

Мы уже отметили в разделе 7.1.1, что ветер оказывает сложное действие на поверхность океана. Поскольку взволнованная поверхность океана «шероховата», возникает трение между воздухом и водой — касательное напряжение ветра, которое своим влекущим действием создает дрейфовое течение. Неравномерность поля ветра и эффекты нагона и сгона у берегов создают наклоны поверхности океана, следствием которых является градиентное течение, которое в данном случае получает энергию также от ветра и поэтому, по существу, тоже является ветровым. Таким образом, ветровое течение можно назвать дрейфовоградиентным, в котором обе составляющие органически взаимосвязаны.

Далее мы увидим, что ветровое течение изменяет распределение плотности и тем самым взаимодействует и с плотностным градиентным течением. Однако для изучения механизма явления удобно разделить его на элементарные составляющие.

Для того, чтобы из ветрового течения выделить в чистом виде механизм дрейфового течения, не осложненного градиентной составляющей и другими видами течений, а также для упрощения решения задачи Экман ввел следующие допущения: 1) море безбрежно и бесконечно глубоко (чтобы исключить из рассмотрения влияние трения о берега и о дно); 2) ветер и вызванное им течение установились и не меняются во времени;

3) поля скоростей ветра и течений по горизонтали не меняются в пространстве (бездивергентны);

4) поскольку движение в море горизонтальное и бездивергентное, вертикальная составляющая скорости отсутствует;

5) море однородно по плотности (чтобы исключить плотностное течение), вода несжимаема;

6) поверхность моря является горизонтальной плоскостью (для исключения градиентной составляющей);

7) коэффициент турбулентного трения A<sub>v</sub> полагается постоянным по глубине.

Из действующих сил учитываются только внутреннее турбулентное трение, передающее в глубину действие касательного напряжения ветра, — как первичная сила и сила Кориолиса как вторичная, уравновешивающая действие ветра. Важно заметить, что в приэкваториальной области такой баланс сил невозможен, так как на экваторе горизонтальная составляющая силы Кориолиса исчезает и в роли вторичных сил должны выступить другие, например вертикальная составляющая силы Кориолиса, инерционные силы или трение.

Уравнения движения для описания рассматриваемого течения имеют вид:

$$\frac{A_{v}}{\rho} - \frac{d^2u}{dz^2} + 2\omega v \sin \varphi = 0; \qquad (7.16)$$

$$\frac{A_{v}}{\varrho} - \frac{d^2v}{dz^2} - 2\omega u \sin \varphi = 0.$$
 (7.17)

Удобно начало осей координат расположить на поверхности, ось У направить по ветру, Х — вправо и Z — вниз.

Разделим (7.16) и (7.17) на  $\frac{A_V}{\rho}$  и обозначим

$$\sqrt{\frac{\sqrt[3]{\rho\omega\sin\varphi}}{A_V}} = a. \tag{7.18}$$

В этом случае уравнения (7.16) и (7.17) примут вид:

$$\frac{d^2a}{dz^2} + 2a^2v = 0; (7.19)$$

$$\frac{d^2v}{dz^2} - 2a^2u = 0. (7.20)$$

Уравнения (7.19) и 7.20) представляют собой систему обыкновенных дифференциальных уравнений второго порядка,

13\*

хорошо изученную в математике. Общий интеграл этих уравнений имеет вид:

$$u = c_1 e^{az} \cos(az + \psi_1) + c_2 e^{-az} \cos(az + \psi_2); \qquad (7.21)$$

$$v = c_1 e^{az} \sin(az + \psi_1) - c_2 e^{-az} \sin(az + \psi_2), \qquad (7.22)$$

где  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $\psi_1$ ,  $\psi_2$  — постоянные интегрирования, которые определяются по заданным граничным условиям для скорости.

Введем граничные условия. Естественно предположить, что напряжение сдвига в воде непосредственно под поверхностью океана равно касательному трению  $\tau$  ветра о поверхность. Учитывая, что ветер действует только по оси Y, эти условия формулируем так:

Второе граничное условие формулируется в виде требования ограниченности значения скорости на большой глубине:

$$u \neq \infty, v \neq \infty$$
 при  $z \rightarrow \infty$ . (7.24)

Чтобы удовлетворить условию (7.24), необходимо принять  $c_1 = 0$ . В противном случае первые члены правых частей выражений (7.21) и (7.22) дают бесконечное возрастание u и v при увеличении глубины. Таким образом, отпадает необходимость определения  $\psi_1$ .

Перепишем (7.21) и (7.22) без первых членов, не имеющих значения:

$$u = c_2 e^{-az} \cos(az + \psi_2);$$
 (7.25)

$$v = -c_2 e^{-az} \sin(az + \psi_2), \tag{7.26}$$

и определим константы  $c_2$  и  $\psi_2$  по граничным условиям на поверхности океана (7.23). Для этого сначала дифференцируем (7.25) по z:

$$\frac{du}{dz} = -c_2 a e^{-az} \left[ \sin\left(az + \psi_2\right) + \cos\left(az + \psi_2\right) \right].$$

Для преобразования выражения в квадратных скобках выразим косинус через синус дополнительного до 90° угла и воспользуемся известной формулой суммы синусов. В результате получаем

$$\frac{du}{dz} = -c_2 a e^{-az} \sqrt{2} \cos\left(az + \psi_2 - 45^\circ\right).$$
(7.27)

Теперь в соответствии с первым из условий (7.23) полагаем в (7.27) z=0, умножаем на  $A_V$  и приравниваем к нулю:

$$A_{V} \frac{du}{dz} = A_{V} c_{2} a \sqrt{2} \cos(\psi_{2} - 45^{\circ}) = 0.$$
 (7.28)

Для выполнения равенства (7.28) мы не можем принять равной нулю  $c_2$ , так как тогда теряет смысл все решение. Остается принять равным нулю выражение  $\cos(\psi_2 - 45^\circ)$ , откуда

$$\psi_2 = -45^{\circ}.$$
 (7.29)

Наконец определим  $c_2$ , пользуясь вторым из условий (7.23). Выполняя преобразования, аналогичные только что проделанным, и используя (7.29), получаем при z=0

$$A_V \frac{dv}{dz} = A c_2 a \sqrt{2} = \tau, \qquad (7.30)$$

откуда

$$c_2 = \frac{\tau}{A_v a \sqrt{2}}, \qquad (7.31)$$

Теперь можно окончательно записать решения (7.25) и (7.26):

$$u = \frac{\tau}{A_{\nu}a\sqrt{2}} e^{-az} \cos(45^{\circ} - az); \tag{7.32}$$

$$v = \frac{\tau}{A_{\nu}a \ \sqrt{2}} e^{-az} \sin \left(45^{\circ} - az\right). \tag{7.33}$$

Формулы (7.32) и (7.33) позволяют вычислить составляющие скорости на любой глубине.

Проанализируем полученное решение. Полагая z=0, получаем для поверхности океана:

$$u = \frac{\tau}{2A_V a},$$

$$v = \frac{\tau}{2A_V a}.$$
(7.34)

Равенство обеих составляющих скорости означает, что вектор направлен под углом 45° к осям координат. Поскольку ветер направлен по оси Y, получаем, что скорость дрейфового течения на поверхности направлена под углом 45° вправо от ветра (в северном полушарии, поскольку мы приняли соответствующие знаки у составляющих силы Кориолиса). Модуль скорости на поверхности

$$U_0 = \sqrt{u^2 + v^2} = \frac{\tau}{A_V a \sqrt{2}}, \qquad (7.35)$$

или, подставляя в (7.35) значение а из (7.18),

$$U_0 = \frac{\tau}{\sqrt{2\rho A_{\nu} \omega \sin \varphi}} . \tag{7.36}$$

Мы видим, что при прочих равных условиях скорость дрейфового течения уменьшается с увеличением широты.

Учитывая выражение (7.35), решения (7.32) и (7.33) можно выразить через скорость на поверхности:

$$u = U_0 e^{-az} \cos(45^\circ - az); \tag{7.37}$$

$$v = U_0 e^{-az} \sin (45^\circ - az). \tag{7.38}$$

Рассмотрим теперь, как изменяется течение с глубиной. Если увеличивать z, то благодаря наличию экспоненциального множителя  $e^{-az}$  обе составляющие скорости уменьшаются. При этом значения косинуса возрастают, а значения синуса убывают, вследствие чего составляющая u уменьшается несколько медленнее, чем составляющая v. Это приводит к тому, что с глубиной скорость дрейфового течения уменьшается по экспоненциальному закону и поворачивает вправо от скорости течения на поверхности.

На рис. 60 изображены векторы скорости дрейфового течения для различных глубин. По концам векторов проведена огибающая — годограф скорости.

На некоторой глубине вектор скорости направлен противоположно поверхностному. Из формул для скорости (7.32) и (7.33) видно, что это имеет место на глубине

$$d = \frac{\pi}{a}.$$
 (7.39)

На этой глубине скорость составляет 1/23  $U_{0}$ . Эту характерную глубину Экман назвал *глубиной трения*. Часто приближенно полагают, что дрейфовое течение распространяется до глубины трения. На годографе рис. 60 векторы скорости построены с интервалом глубины 0,1 d. В табл. 30 приведены значения d для характерного значения  $A_V = 20$  кг/(м · с).

#### ТАБЛИЦА 30

Характерные значения глубины трения *d* для различной широты при *A*<sub>11</sub>=20 кг/(м·с)

0	00		60	20	10
φ	.90	;	. 00	00	10
<i>d</i> м	50		56	73	127

Определим еще полный поток дрейфового течения — перенос воды в данном направлении через площадку единичной ширины по всей глубине, где наблюдается течение. Составляющие пол-



Рис. 60. Распределение чисто дрейфового течения по вертикали в северном полушарии (по Экману).

ного потока по осям координат выражаются в соответствии с этим определением формулами:

$$S_x = \int_0^\infty u \, dz; \quad S_y = \int_0^\infty v \, dz.$$
 (7.40)

Подставляя в (7.40) выражения для и и и и и (7.37) и (7.38) и выполняя интегрирование, получаем:

$$S_{x} = \frac{U_{0} \sqrt{2} d}{2\pi}; \\ S_{y} = 0.$$
(7.41)

Как видим, полный поток дрейфового течения направлен вправо от действующего ветра. Физически это объясняется тем, что в установившемся дрейфовом течении центр массы столба воды, находящегося в движении, движется по нормали к линии, по которой действуют касательное напряжение и сила Кориолиса, уравновешивающие друг друга. Экман решил также задачу дрейфового течения с учетом конечной глубины моря, соизмеримой с глубиной трения, сохраняя все остальные упрощения теории. Решение для этого, более



сложного случая показывает, что вид годографа скорости зависит от отношения глубины дна *H* к глубине трения *d*.

В табл. 31 приведены углы отклонения  $\alpha$  течения на поверхности от направления ветра, а на рис. 61 изображены годографы для различных отношений H/d. Годограф начинает значительно деформироваться при значении отношения H/d менее 0,5. При этом усиление влияния трения о дно

Рис. 61. Влияние глубины моря на скорости чисто дрейфового течения.

выражается в уменьшении угла отклонения течения от ветра по всей глубине. При глубине моря, равной 0,1 *d*, течение по всей вертикали отклоняется от ветра не более чем на 5°.

#### ТАБЛИЦА 31

	Углы	отклонени	я течения	на поверх	ности от	направления	ветра
$\dot{H}/d$ .		· • •	1,00	0,75	0,50	0,25	0,10
α°			45	45,5	45	21,5	5

Применение формул теории Экмана на практике встречает затруднения в связи с отсутствием достаточно обоснованных рекомендаций по выбору величин коэффициента вертикальной турбулентной вязкости  $A_V$  и касательного напряжения ветра т. Чтобы обойти эти трудности, были предложены различные эмпирические формулы. Сам Экман предложил эмпирические соотношения, связывающие скорость течений на поверхности  $U_0$ и глубину трения d со скоростью ветра:

$$U_0 = \frac{0.0127}{V \sin \varphi} W; (7.42)$$

$$d = \frac{7.6W}{V\sin\varphi}, \ d \approx 600U_0, \tag{7.43}$$

где W — скорость ветра в м/с.

Для ориентировочного определения  $A_V$  в поверхностном слое моря из формул Экмана (7.36), (7.42) следует соотношение  $A_V = 43 \cdot 10^{-2} W^2$ , (7.44)

по которому составлена табл. 32.

#### ТАБЛИЦА 32

Приближенн	ые зна	чения	$A_V$ η	ри раз	личных	скорос	тях в	етра 🏼	
W in /c	4	5	6	7	. 8	9	10	- 11	12
А <sub>V</sub> кг/(м·с)	6,9	10,8	15,5	21,1	27,5	39,8	43,0	52,0	61,1

Многочисленные попытки непосредственного сопоставления наблюдений в океане за течениями, находящимися под преобладающим действием ветра, в общем, не дали удовлетворительного сходства с теорией. Только осреднение большого числа наблюдений скоростей течений в районах, где ветер является главной причиной течений, дает годографы скоростей, соответствующие теории. Однако это обстоятельство совсем нельзя понимать как несостоятельность теории. Значение теории Экмана в том, что в ней рассмотрен механизм чисто дрейфового течения, не осложненного другими факторами. В природных условиях дрейфовые течения никогда не встречаются в чистом виде, а всегда осложнены влиянием берегов, неравномерностью поля ветра, вертикальными движениями, приливными и плотностными течениями, рельефом дна и другими факторами. В этом легко убедиться даже просто сравнивая перечисленные в начале раздела условия, для которых развита теория, с реальными природными условиями моря.

Таким образом, на практике результаты теории Экмана можно применять с осторожностью, учитывая ограничения теории. Лучшие результаты можно ожидать для района моря вдали от берегов при установившемся, действующем достаточно длительное время ветре.

#### 7.3.2. Градиентные течения

Как правило, поверхность океана не бывает горизонтальной и имеет довольно сложный рельеф (имеется в виду среднее положение поверхности, без учета таких кратковременных возмущений, как ветровые волны или приливы). Горизонтальность поверхности океана нарушается у берегов ветровыми нагонами и сгонами, притоком речных вод, в открытом океане — неравномерностью поля ветра, конвергенцией и дивергенцией течений. Как мы видели в разделе 7.2.2, наклон поверхности океана

#### 7. Течения и общая циркуляция вод Мирового океана

создает горизонтальные градиенты давления, которые возбуждают градиентные течения. Градиентная составляющая практически всегда присутствует во всяком ветровом течении.

Теоретическое рассмотрение механизма градиентного течения вдали от берегов было выполнено Экманом.

Как и при постановке задачи о дрейфовом течении, для выделения в чистом виде механизма градиентного течения, не осложненного другими факторами, Экман принял ряд упрощений процесса:

1) море безбрежно, однородно по плотности;

2) наклон поверхности β постоянный и не меняется во времени и по пространству; поверхность моря — плоскость;



Рис. 62. Влияние глубины моря на скорости градиентного течения.

3) дно горизонтальное;

4) течение установившееся, без вертикальной составляющей;

5) коэффициент турбулентной вязкости не меняется по глубине.

Действует первичная сила горизонтального градиента давления; вторичными силами являются сила Кориолиса и внутреннее трение, роль которого состоит в передаче по вертикали трения о дно, тормозящего движение.

Расположим начало координат на поверхности моря и направим ось Y вниз по уклону поверхности, ось X — вправо, ось Z — вниз. Поскольку ось Y направлена в сторону уклона поверхности, мы должны горизонтальный градиент давления спроектировать на нее и в результате получим

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \cos \beta = g \operatorname{tg} \mathbf{b} \cos \beta = g \sin \beta.$$
 (7.45)

Уравнения движения для рассматриваемого течения отличаются от приведенных ранее уравнений дрейфового течения (7.16) и (7.17) тем, что в последнее уравнение добавлено ускорение (7.45). После введения параметра *а* по формуле (7.18)

они принимают вид:

$$\frac{d^2u}{dz^2} + 2a^2v = 0; (7.46)$$

$$\frac{d^2v}{dz^2} - 2a^2u + \frac{g\rho\sin\beta}{A_V} = 0.$$
 (7.47)

Граничные условия для решения задачи вводятся следующие: на поверхности моря предполагается отсутствие трения между водой и воздухом (который принимается неподвижным), а у дна — прилипание воды;

$$A_{\boldsymbol{v}} \frac{du}{dz} = A_{\boldsymbol{v}} \frac{dv}{dz} = 0$$
 при  $\boldsymbol{z} = 0;$  (7.48)

$$u = v = 0$$
 при  $z = H$ . (7.49)

Общий интеграл уравнений (7.46) и (7.47) отличается от полученного для дрейфового течения тем, что в выражение (7.21) входит добавочный член, зависящий от наклона уровня g ρ sin β

 $\frac{s_{V} \sin V}{2a^{2}A_{V}}$ . После определения констант интегрирования из гра-

ничных условий получаются формулы для определения слагаемых скоростей градиентного течения:

$$u = \frac{g \sin \beta}{2\omega \sin \varphi} \times$$

$$\times \Big[1 - \frac{\operatorname{ch} a \left(H+z\right) \cos a \left(H-z\right) + \operatorname{ch} a \left(H-z\right) \cos a \left(H+z\right)}{\operatorname{ch} 2aH + \cos 2aH}\Big];$$
(7.50)

$$v = \frac{g \sin \beta}{2\omega \sin \varphi} \times$$

$$\times \left[ \frac{\operatorname{sh} a (H+z) \sin a (H-z) + \operatorname{sh} a (H-z) \sin a (H+z)}{\operatorname{ch} 2aH + \cos 2aH} \right].$$
(7.51)

Анализ этих формул показывает, что распределение скорости по глубине зависит от соотношения между глубиной моря *H* и глубиной трения *d*, отсчитываемой в данном случае от дна вверх.

На рис. 62 показаны годографы скорости для нескольких значений отношения H/d. У дна вследствие прилипания движение отсутствует. По мере увеличения от дна течение постепенно поворачивает вправо от направления уклона уровня и возрастает по скорости. При достаточной глубине моря наибольшая скорость и угол отклонения 90° достигаются на расстоянии от дна  $d = \frac{\pi}{a}$ . При дальнейшем удалении от дна скорость и направление течения не меняются вплоть до поверхности океана.

Таким образом, влияние трения о дно распространяется вверх в пределах слоя толщиной *d*. Этот слой по аналогии с глубиной влияния ветра в дрейфовом течении Экман назвал нижней глубиной трения. Будем обозначать ее *d'* в отличие от верхней глубины трения *d*. Течение в пределах нижней глубины трения называют придонным. Во всей толще воды от поверхности до верхней границы нижней глубины трения течение неизменно по направлению.

Полный поток градиентного течения имеет составляющие по обеим осям координат. Однако составляющая по направлению наклона уровня  $S_y$  значительно меньше нормальной к ней составляющей  $S_x$ . Мы приведем без вывода формулу для составляющей  $S_y$ , которая понадобится нам дальше:

$$S_{y} = \frac{d'g\sin\beta}{4\pi\omega\sin\varphi} \,. \tag{7.52}$$

Годографы скорости при тех же наклонах поверхности для моря, глубина которого меньше d, показывают, что усиление влияния трения о дно снижает скорость и уменьшает углы отклонения течения от направления градиента давления.

Как и в случае дрейфового течения, сравнение теоретически полученных закономерностей градиентного течения с результатами наблюдений затруднено, так как условия в реальном океане намного сложнее теоретической стилизации. Все же можно думать, что при наклонах поверхности океана в наблюдающемся течении в какой-то степени присутствует механизм, описываемый теорией Экмана.

#### 7.3.3. Дрейфово-градиентные течения в прибрежной зоне

В прибрежном районе под действием ветра возникает дрейфовое течение. Перенос воды этим течением, направленный к берегу или от берега, создает нагон или сгон, которые сопровождаются соответствующими наклонами уровня, а следовательно, градиентными течениями. Таким образом, вблизи берега формируется ветровое течение, являющееся суммой взаимосвязанных дрейфового и градиентного течений. Такое дрейфовоградиентное течение было рассмотрено Экманом на основе изложенных выше элементарных моделей дрейфового и градиентного течений.

Для того чтобы можно было применить теорию этих течений, Экман соответствующим образом упростил явление сгона—нагона:

1) предполагается, что вода однородна по плотности, берег прямолинейный, бесконечно протяженный;

2) берег отвесный («приглубый»), дно плоское, чтобы избежать усложнений, вносимых наклоном дна у берега;

3) ветер и течения стационарны и не меняются во времени.

При сделанных допущениях наклон уровня всегда направлен просто к берегу или от берега и поверхность моря представляет собой наклонную плоскость. Рассмотрим, как формируется годограф скорости суммарного течения при достаточной глубине больше 2d (рис. 63).



Рис. 63. Годографы скорости суммарного течения в зависимости от направления ветра относительно береговой черты.

Дрейфовое течение формируется в пределах верхней глубины трения так, как было рассмотрено в разделе 7.3.1. Направление наклона уровня, т. е. сгон или нагон у берега, определяется направлением результирующего полного потока дрейфового течения, точнее, его нормальной к берегу составляющей. Интересно заметить, что поскольку полный поток дрейфового течения направлен по нормали вправо от ветра, ветер, направленный точно по нормали к берегу, не создает сгона или нагона. Максимальный наклон уровня создается ветром, направленным вдоль берега. Наклон уровня формирует градиентное течение, которое, как мы видели в разделе 7.3.2, охватывает всю толщу моря от поверхности до дна.

Таким образом, суммарное течение можно представить как развитое по всей толще моря градиентное течение, к которому в пределах верхней глубины трения добавляется дрейфовое течение. Годограф скорости также удобнее строить начиная с градиентного течения, к которому в верхней части пристраивается обычный годограф дрейфового течения. Очевидно, что годограф градиентного течения независимо от направления ветра может быть только двух видов, соответственно двум возможным наклонам уровня.

Годограф скорости суммарного дрейфово-градиентного течения при достаточной глубине моря (больше 2*d*) имеет три характерных слоя:

1) придонный слой нижней глубины трения d', в котором проявляется трение о дно. В этом слое с увеличением расстояния от дна градиентное течение совершает поворот до направления, нормального направлению наклона уровня, и при этом достигает наибольшей скорости. С дальнейшим увеличением расстояния от дна градиентное течение не меняется вплоть до поверхности;

2) глубинный слой от верхней границы нижней глубины трения до нижней границы верхней глубины трения. В этом слое наблюдается развитое градиентное течение, не испытывающее ни влияния трения о дно, ни сколько-нибудь существенного непосредственного влияния ветра. Скорость и направление течения в пределах глубинного слоя не меняются;

3) поверхностный слой верхней глубины трения *d*. В пределах этого слоя развивается дрейфовое течение, являющееся причиной всего рассматриваемого процесса. Кроме того, в этом слое наблюдается и развитое градиентное течение, не изменяющееся во всей толще слоя. Результирующее течение на каждом горизонте, таким образом, представляет собой векторную сумму градиентного и дрейфового течений.

Наклон поверхности моря можно получить из следующих соображений. В установившемся состоянии постоянство наклона уровня обеспечивается тем, что нормальная к берегу составляющая полного потока дрейфового течения, создающая нагон (сгон), уравновешивается нормальной к берегу составляющей полного потока градиентного течения. Если обозначить угол между направлением полного потока дрейфового течения и нормалью к берегу через  $\psi$ , то в соответствии с формулами (7.41) и (7.52) можно записать:

$$\frac{U_0 \sqrt{2} d\cos\psi}{2\pi} = \frac{d'g\sin\beta}{4\pi\omega\sin\varphi}, \qquad (7.53)$$

откуда можно получить угол наклона поверхности моря.

В случае, если глубина моря становится равной 2*d* или меньше, исчезает слой глубинного течения. При глубине меньше *d* годографы обоих течений деформируются под влиянием дна,

как было рассмотрено выше, и соответственно деформируется годограф суммарного течения. При этом, как уже отмечалось, дрейфовое течение меньше отклоняется от направления ветра, а градиентное — соответственно от направления уклона уровня.

Попытаемся применить выводы теории Экмана к одному из характерных районов океана, расположенному у берегов северо-западной Африки (рис. 64). Здесь наблюдаются довольно устойчивые пассатные ветры, дующие с северо-востока и пересекающие берег материка,

имеющего достаточно большую протяженность.

Рассмотрим в этом районе циркуляцию в плоскости разреза, нормального к берегу. Для спроектируем ЭТОГО на разреза плоскость векторы скоростей годографов. Очевидно, что сгонное течение поверхностного слоя компенсируется придонным градиентным направленным течением. к берегу.



Рис. 64. К механизму прибрежной циркуляции вдоль берегов северо-западной Африки.

В таком случае вблизи берега вследствие неразрывности массы воды необходим компенсирующий подъем вод. На существование такого подъема вод указывает значительная отрицательная аномалия температуры в этом районе, которая не может быть объяснена другими причинами.

Механизмы прибрежной циркуляции, аналогичные рассмотренному, присутствуют и в ряде других районов океана у юго-западной Африки, у п-ова Калифорния, у Перу, где также наблюдаются подъемы у берегов холодных глубинных вод и отрицательные аномалии температуры поверхности. Такие же сгонно-нагонные явления могут развиваться и кратковременными ветрами соответствующих направлений относительно береговой черты.

## 7.4. Установившиеся геострофические течения в океане и динамический метод их вычисления

7.4.1. Основы теории и основная формула динамического метода

В разделах 7.2.2 и 7.2.3 было показано, что в установившемся геострофическом течении наклоны изобар и изостер в плоскости разреза поперек течения находятся в соответствии со скоростями течения. Это навело исследователей на мысль о расчете скоростей течения по обычным данным наблюдений



Рис. 65. К выводу основной формулы динамического метода.

за температурой и соленостью, определяющим удельный объем, так как выполнить эти измерения значительно проще, чем измерить скорости. Метод расчета, названный динамическим методом, был разработан на основе теоремы о циркуляции скорости Бьеркнеса Сандстремом и Гелланд-Гансеном в 1903 г.

Динамический метод благодаря его простоте очень популярен, и ему посвящена обширная методическая литература.

Рассмотрим установившееся геострофическое течение в неоднородном по плотности океане, находящееся преимущественно под действием баланса силы горизонтального градиента давления и силы Кориолиса. Пусть на участке разреза (рис. 65) между станциями A и B действует составляющая горизонтального градиента давления в плоскости разреза. Тогда течение направлено нормально к плоскости разреза, а вектор силы Кориолиса, балансирующий градиент давления, лежит в плоскости разреза. Выберем произвольный элементарный контур abcd, ограниченный двумя изобарами ab и cd и вертикалями ad и bc, и определим работу вдоль этого контура, совершаемую действующими силами по перемещению единичной массы воды.

Работа градиента давления на элементе контура ds будет равна

$$G\,ds = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial s} \,ds = \nu \,dP. \tag{7.54}$$

Работа по всему замкнутому контуру определится инте-

$$A_G = \oint_{abcd} G \, ds = \oint_{abcd} \lor \, dP. \tag{7.55}$$

Определим интеграл (7.55) по отдельным участкам контура:

$$A_{G} = \int_{ab} \vee dP + \int_{bc} \vee dP - \int_{cd} \vee dP - \int_{da} \vee dP.$$
 (7.56)

Здесь учтено, что на отрезках *cd* и *da* меняется направление обхода контура.

Учитывая, что вдоль изобар ab и cd давление не меняется, dP равно нулю, а также принимая удельные объемы на вертикалях bc и da равными их средним значениям, получаем из (7.56):

$$A_{G} = \overline{\nu}_{B} (P_{2} - P_{1}) - \widetilde{\nu}_{A} (P_{2} - P_{1}).$$
 (7.57)

Вспоминая формулу (7.55), видим, что работа градиента давления вдоль элементарного контура равна разности динамических расстояний между изобарами на концах контура:

$$A_{G} = D_{B} - D_{A}. \tag{7.58}$$

Определим теперь работу вдоль контура *abcd*, производимую силой Кориолиса, связанной с нормальной к разрезу скоростью:

$$A_{\rm K} = \oint_{abcd} 2\omega V \sin\varphi \, ds. \tag{7.59}$$

При не очень большом расстоянии l между вертикалями станций A и B можно полагать sin  $\varphi \approx \text{const}$ , а скорость — не

14 Заказ № 16

меняющейся вдоль отрезков изобар. Интегрируя (7.59) по отрезкам контура, получаем

$$A_{\rm K} = 2\omega \sin\varphi \left( V_1 \int_{ab} dx + \int_{bc} V dz - V_2 \int_{cd} dx - \int_{da} V dz \right).$$
(7.60)

Второй и четвертый интегралы в скобках равны (так как распределение скоростей на вертикалях *А* и *В* одинаково). Окончательно получаем

$$A_{\rm K} = 2\omega \sin \varphi l \, (V_1 - V_2).$$
 (7.61)

Приравнивая выражения (7.58) и (7.61) для работ балансирующих друг друга сил, получаем основную формулу динамического метода:

$$V_1 - V_2 = \frac{1}{2\omega \sin \varphi l} (D_B - D_A),$$
 (7.62)

позволяющую вычислить разность скоростей на двух изобарах по разности динамических расстояний между ними при расстоянии между вертикалями, равном *l*.

Очевидно, что течение направлено так, чтобы в северном полушарии бо́льшая динамическая высота изобары была справа по течению.

При вычислении динамических расстояний по формуле (7.4) нас интересуют, как видно из формулы (7.62), не абсолютные значения D, а их разности. Поэтому постоянную величину  $0.9 \cdot 10^{-3}$  в выражении условного удельного объема  $v_T$  в скобках в формуле (7.4) можно отбросить, и тогда получаем формулу для D в условных динамических метрах;

$$D = 10^{-3} v_{PTS} P, \tag{7.63}$$

где *Р* по-прежнему в дб.

Таким образом, по формуле (7.62) скорость получается в м/с, если для вычисления динамических расстояний по формуле (7.63) принимать разность давлений на изобарах P в децибарах (практически соответствует разности глубин между этими изобарами в метрах), а в качестве удельного объема пользоваться условным удельным объемом in situ в форме  $v_{PTS}$ (с поправками на давление, температуру и соленость).

Как видим, динамический метод позволяет определять лишь разность скоростей, и в этом заключается основная трудность практического применения метода. Наилучшее преодоление этой трудности — прямое измерение скорости хотя бы на одном из горизонтов. Однако это далеко не всегда возможно. Поэтому на практике стараются выбрать одну из глубинных изобар таким образом, чтобы течением на ней можно было пренебречь. Тогда динамические расстояния (высо́ты) остальных изобар оп-

ределяются относительно этой «нулевой» поверхности, и формула (7.62) принимает вид

$$V = \frac{1}{2\omega \sin \varphi l} (D_B - D_A). \tag{7.64}$$

Проблема выбора нулевой поверхности является практически очень важной, однако в настоящее время она еще не полностью решена. Лучше всего вычислять динамические высоты изобар относительно изобары, ближайшей ко дну, если измерения температуры и солености выполнены до дна.

В заключение отметим, что в последние годы обсуждался вопрос о том, в каком соотношении находится течение, вычисляемое динамическим методом, с реально наблюдающимся в океане движением. Высказывались различные представления, от утверждения универсальности динамического метода до ограничения его применимости только к расчетам плотностных градиентных течений, поскольку вычисление ведется только по наблюдаемому полю плотности. В настоящее время, по-видимому, появились основания для сближения этих крайних представлений.

Считается, что динамическим методом вычисляется градиентная составляющая установившегося течения. Движущей силой такого течения является горизонтальный градиент давления, поддерживаемый наклонами изобарических поверхностей. В свою очередь наклоны изобарических поверхностей создаются, как мы видели раньше, прежде всего воздействием поля ветра совместно с влиянием берегов и неоднородностью ноля плотности, поддерживаемой теплообменом и влагообменом через поверхность океана, т. е. основными силами, возбуждающими течения в океане. Таким образом, динамический метод дает основную часть установившегося течения. Не улавливаются им такие нестационарные составляющие течения, как приливные, кратковременные неустановившиеся ветровые и другие, к которым не успевает «приспособиться» поле плотности.

7.4.2. Практическое применение динамического метода. Динамические разрезы и карты

В табл. 33 и 34 приведен пример вычисления по формуле (7.64) динамических глубин и скоростей относительно дна между двумя станциями разреза. При вычислении динамических высот изобар на станции № 1 был применен искусственный прием «дополнения» мелкой станции до уровня соседней станции. Этот прием, предложенный М. М. Сомовым, состоит в том, что полагают мелкую станцию такой же по глубине, как

# ТАБЛИЦА 33

Вычисление динамических глубин

D · 103 дин. м на горизонта, D · 103 дин. м	0	760	1896	3774	2 <b>0</b> N. 1	769	1903	3754	7430
Динамическая тол- Шина слоя, дин. м. 10 <sup>3</sup>		760	1136	1878		769	1134	1851	3676
Средний в слое Фр75		76,02	75,73	75,11		76,86	75,59	74,05	73,53
stda	76,08	75,96	75,50	74,72	76,94	76,78	74,40	73,70	73,37
ô TSP	0	-0,04	0,11	-0,22	0.1	-0,04	-0,11	-0,22	0,44
°S P	0	0	0	0	0	0	0	0	0
dT <sup>o</sup>	0	0	0	0		0	0	0	0,01
	0	0,04	0,11	0,22	0	0,04	0,11	-0,22	-0,45
<i>L</i> 2	76,08	76,00	75,61	74,94	76,94	76,82	74,51	73,92	73,91
Cone- Hoctb, 9/00	33,95	33,98	33,96	33,96	32,43	32,39	32,68	33,49	33,46
T'emnepa- Typa, °C	17,90	17,73	15,89	12,52	16,90	16,21	1,82	2,19	1,81
Горизонт, м	0	10	25	50	0	10	25	50	100
иллнвтэ %				•	Q				

7. Течения и общая циркуляция вод Мирового океана

7.4. Установившиеся геострофические течения

#### ТАБЛИЦА 34

Вычисление динамических высот и скоростей течения

Расстояние между станциями №1 и №2 и средняя широта	Горизонт, м	Дополнитель- ная динами- ческая глу- бина ст. № 1	Динамические высоты от 100 дб, дин. м·10 <sup>3</sup> ст. № 1 ст. № 2		Разность ди- намических высот, дин. м 10 <sup>3</sup>	$M = \frac{1}{2\omega l \sin \varphi}$	Скорость, м/с
<i>l</i> == 10 миль	0 10	· · · ·	7476 6716	7430 6661	46 55	0,52	0,24 0,26
$\overline{\varphi} = 45^{\circ}$ c. III.	25 50	3702	5580 3702	5527 3676	53 26		0,28 0,14
	100	0102	0	0	0		0
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				· · · ·			

и соседнюю, а удельный объем дополнительной толщи воды равным средней величине  $v_{PTS}$  придонных вод данных двух станций. Другими словами, полагают, что дополняющая станцию глубина заполнена равномерной смесью придонных вод этой и соседней с ней станции.

В глубоководных районах при измерениях температуры и солености, выполненных не до дна, если есть уверенность в том, что течение с глубиной ослабевает, не меняя направления, стараются выбрать нулевую изобарическую поверхность как можно глубже.

В случаях более сложной структуры течений по вертикали пытаются различными методами определить такой слой, в котором скорость течения минимальна. При этом нулевая поверхность не обязательно должна совпадать с одной определенной изобарической поверхностью.

Для динамических расчетов в глубоководных районах океэффективный метод определения нулевой поверхности ана предложил Дефант. Он исходил из того, что нулевая поверхность находится в слое, где течения становятся достаточно слабыми или с глубиной изменяют направление. В таком слое изобарические поверхности должны быть если не горизонтальными, то по крайней мере параллельными друг другу. Такие слои легко обнаружить на графиках изменения с глубиной разности динамических глубин изобар на двух соседних станциях. На рис. 66 показано (по Дефанту) вертикальное распределение разности динамических глубин в районе около 18° ю. ш. Видно, что разности динамических глубин от 1400 до 1600 дб малы. Следовательно, в этом слое может быть выбрана нулевая отсчетная поверхность, оптимально — в середине слоя, на глубине 1500 м.

Определяемая по методу Дефанта нулевая поверхность располагается в разных районах океана на различных глубинах. На рис. 67 даны глубины нулевой поверхности в океане, определенные Дефантом по его методу. Как видим, наименьшей глубины нулевая поверхность достигает в приэкваториальном районе и углубляется к северу и к югу.

Очевидно, что от нулевой отсчетной поверхности расчет динамических высот и глубин, а следовательно, и скоростей





течений может вестись как для вышележащих, так и для нижележащих изобарических поверхностей. Для удобства нулевую поверхность представляют в виде отдельных горизонтальных участков, т. е. ступенчатой. На каждом таком участке расчет динаскоростей мических высот И ведется обычным способом, как от горизонтальной поверхности. При построении динамической карты высоты изобарических поверхностей на различных участках соответствующими добавлениями разностей высот участков нулевой поверхности приводятся обычно наиболее Κ глубоко расположенному ее участку.

Выполнять расчеты течений на разрезах рационально в том

случае, если они расположены по нормали к течению, что не всегда можно предусмотреть. Более универсальным представлением поля течений является построение *динамических карт* (рис. 68) в виде рельефа изобарических поверхностей, выраженных в динамических метрах, вычисленных относительно единой нулевой поверхности. Для построения динамической карты данной изобарической поверхности на сети станций наносятся ее динамические высоты и путем интерполяции проводятся изолинии через равные интервалы значений. Очевидно, что изолинии динамических высот — *динамические горизонтали* — являются линиями тока и определяют направление геострофического течения (более высокий рельеф справа по течению в северном полушарии).

Для определения скорости течения в какой-либо точке по динамической карте пользуются формулой (7.64), в которую подставляют динамические высоты двух соседних горизонта-







Глубины указаны в сотнях метров.

лей, между которыми расположена точка, и расстояние между ними.

Для быстрого определения скорости течения удобно строить номограммы, вычисляемые по формуле (7.64). Динамические горизонтали всегда проведены через равные интервалы. Если пространство карты разделить на области между параллелями

#### 7. Течения и общая циркуляция вод Мирового океана

так, чтобы значения sin  $\varphi$  можно было принять средними в пределах каждой области, то для каждой такой области в формуле (7.64) остаются переменными только скорость V и расстояние по нормали между соседними горизонталями l. Номограмма строится как график зависимости V от l.



Рис. 68. Динамическая карта в пределах Курильского течения. На врезках приведены для разных широт графики зависимости скорости течения от расстояния между соседними горизонтами.

На рис. 68 одна номограмма служит для широт от 40 до 50°, вторая — от 50 до 55° с. На этих номограммах по вертикали отложены снятые циркулем расстояния между горизонталями в пределах от наибольшего до наименьшего в данной области, по горизонтали — скорости, вычисленные по формуле (7.64).
# 7.5. Течения и общая циркуляция вод Мирового океана

## 7.5.1. Течения и циркуляция вод верхнего слоя океана

Систематизированные данные наблюдений за течениями Мирового океана в большинстве основаны на навигационном методе наблюдений по сносу кораблей с курса. Только в отдельных немногих районах имеются инструментальные наблюдения, как правило, небольшой длительности. Поэтому карты течений, приводимые в различных атласах, дают лишь обобщенную схему среднего движения вод «навигационного слоя» океана (в пределах осадки кораблей) в основном для сезона, реже для отдельных месяцев.

На рис. 69 изображена схема поверхностных течений Мирового океана для лета северного полушария, а в табл. 35 приводятся их названия. Рассмотрим характерные черты течений океана на примере наиболее изученного Атлантического океана.

Хорошо видно, что в наиболее общих чертах течений наблюдается симметрия относительно экваториальной области. Поэтому сначала рассмотрим северную половину океана.

Мы уже знаем, что основной силой, приводящей в движение верхний слой океана, является касательное напряжение ветра. Поэтому следует рассматривать совместно течения и преобладающие ветры, которые показаны на рис. 70. Поле ветра над Северной Атлантикой формируется полем давления, имеющим три постоянно наблюдающихся главных центра действия: азорский максимум, исландский минимум и экваториальные депрессии. Воздушная масса над Северной Атлантикой вращается по часовой стрелке вокруг азорского антициклона, оттекая к экваториальной депрессии и исландскому минимуму. Южная периферия этой циркуляции воздуха известна как пассатные ветры, северная — как область западно-восточного переноса.

В соответствии с полем преобладающих ветров горизонтальная циркуляция верхнего слоя Северной Атлантики совершает вращение по часовой стрелке. Центр этой циркуляции сдвинут относительно центра азорского антициклона к западу, что объясняется влиянием «β-эффекта», заключающегося в том, что в каждом полушарии центры основных горизонтальных круговоротов вод смещены к западным берегам. Это приводит к так называемой западной интенсификации течений, являющейся важной особенностью горизонтальной циркуляции в океанах. Этот факт необычен, так как аналогичные центры циркуляции атмосферы (тропические стационарные антициклоны) в среднем их положении смещены от центра океана к восточным берегам. Поэтому, несмотря на то, что ветры поддерживают генеральные круговороты океанов, в центральных и отчасти западных районах океанов течения направлены против преобладающих ветров.



Рис. 69. Схема поверхностных течений

Интенсификация течений у западных берегов океана, создающая условия для формирования таких мощных течений, как Гольфстрим и Куросио, является результатом изменения параметра Кориолиса с широтой. Объяснение этого явления дал Г. Стоммел.

Вследствие β-эффекта в западной части океана перенос вод в северном направлении имеет вид устойчивого потока. В центральной и восточной частях движение вод к югу имеет характер рассеянного по большому пространству переноса, в котором скорости невелики и изменчивы. От основной горизонтальной циркуляции Северной Атлантики в северной части отделяется поток вод, который частично вовлекается в циркуляцию против часовой стрелки в области исландского минимума давления атмосферы, а частично направляется в Северный Ледовитый океан. К южной части цир-



Мирового океана для лета северного полушария.

куляции присоединяется поток вод, входящий из южного полушария.

В рассмотренном движении верхнего слоя океана различают отдельные течения, которые, естественно, не имеют вида «рек, текущих в океане», и могут быть выделены в непрерывном поле скоростей с большей или меньшей степенью условности.

Северное Пассатное течение представляет собой южную часть основной циркуляции. Оно проходит с востока на запад в области пассатов, в пределах широт 8—23° с. Скорости течения около 40 см/с. В западной части океана к Северному

#### ТАБЛИЦА 35

#### Основные поверхностные течения Мирового океана (по В. Н. Степанову. Мировой океан. М., «Знание», 1974. 255 с.)

№ на рис. 69	Название течения	№ на рис, 69	Название течения	№ на рис. 69	Название течения
$ \begin{array}{c} 1\\2\\2a\\3\\3a\\4\\5\\6\\7\\8\\9\\10\\11\\12\\13\\14\\15\\16\\17\end{array}$	Все океаны Прибрежное ан- тарктическое Антарктическое круговое (цир- кумполярное) Южная ветвь Ант- арктического кругового тече- ния Атлантический океан Фолклендское Течение Мыса Горн Южно-Атлантиче- ское Игольного Мыса Бразильское Бенгельское Бенгельское Экваториальное противотечение- Гвинейское Зеленого Мыса Антильское Северное Пассат- ное Канарское	17a 18 19 20 21 22 3 4 4a 5 6 7 8 9 10 11 12 3 4	Флоридское Северо-Атланти- ческое Лабрадорское Ирмингера Баффиново Западно-Гренланд ское Индийский океан Южно-Индооке- анское Мазагаскарское Мазагаскарское Мазаласкарское Мазаласкарское Ожное Пассатное Сомалийское Экваториальное противотечение Западно-Аравий- ское Восточно-Аравий- ское Восточ- но-Бен- гельское Восточ- ное Каладно-Новозе- ландское	$ \begin{vmatrix} 5 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 9 \\ 10 \\ 11 \\ 12 \\ 13 \\ 14 \\ 15 \\ 16 \\ 17 \\ 17a \\ 18 \\ 19 \\ 20 \\ 1 \\ 20 \\ 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 5 \end{vmatrix} $	Восточно-Австра- лийское Южно-Тихоокеан- ское Перуанское Южное Пассатное Перу-Цилийское Экваториальное противотечение Минданао Северное Пассат- ное Мексиканское Калифорнийское Калифорнийское Куросио Северо-Тихооке- анское Оясио Камчатское Аляскинское Восточно-Беринго- воморское Северный Ледовитый океан Норвежское Нордкапское Западное аркти- ческое

Пассатному течению присоединяется ветвь Южного Пассатного течения. После этого часть Северного Пассатного течения входит в Карибское море как Карибское течение, другая часть проходит севернее Больших Антильских островов и называется Антильским течением, скорости которого 20—40 см/с. Эти два течения переходят далее в систему Гольфстрима.

Система Гольфстрима объединяет все течения, переносящие воды в северном и северо-восточном направлениях от Флоридского пролива до района его разветвления у входа в Северный



Ледовитый океан, и является преобладающей в северной части Атлантического океана.

Согласно Свердрупу, Джонсону и Флемингу, система Гольфстрима делится на три характерные части: Флоридское течение, Гольфстрим и Северо-Атлантическое течение.

Флоридское течение несет воду вдоль материкового склона из Флоридского пролива до м. Хаттерас. По выходе из Флоридского пролива к этим водам присоединяется Антильское течение.

В самом Флоридском проливе скорости достигают 150 см/с. Далее до м. Хаттерас скорость несколько уменьшается и составляет в среднем около 100 см/с.

Влияние силы Кориолиса создает во Флоридском проливе тенденцию к поперечной циркуляции (см. раздел 7.2.3), в результате чего к берегу Кубы смещены более легкие поверхностные воды и уровень здесь примерно на 45 см выше, чем у берега Флориды.

Имеется перепад уровня и вдоль пролива, составляющий по данным нивелировок между западным и восточным берегами Флориды 19 см. Этот наклон уровня, связанный с нагоном вод Северным Пассатным течением в Мексиканский залив, определенным образом влияет на Флоридское течение. По вычислениям Монтгомери, горизонтальный градиент давления, связанный с продольным наклоном уровня, может создать (без учета трения) скорость течения в проливе до 190 см/с.

Флоридский пролив у Майами имеет ширину около 80 км и наибольшую глубину около 800 м. По данным наблюдений и расчетов, через это сечение пролива переносится около 20 млн. м<sup>3</sup>/с с небольшими сезонными изменениями. Для сравнения: расход всех рек земного шара равен примерно 1,2 млн. м<sup>3</sup>/с.

Присоединение Антильского течения добавляет еще около 12 млн. м<sup>3</sup>/с. На пути до м. Хаттерас объем переносимой воды продолжает увеличиваться. Это подтверждает тот факт, что «западная интенсификация» циркуляции Северной Атлантики имеет более крупный масштаб, чем Флоридское течение.

Слева Флоридское течение имеет хорошо выраженную границу с прибрежными малоподвижными и менее прозрачными водами; со стороны Саргассова моря граница течения менее определенная.

Гольфстримом называют среднюю часть всей системы этого наименования между м. Хаттерас, где течение отходит от материкового склона, и районом у Большой Ньюфаундлендской банки (около 45° з. д.), где начинается веерообразное расширение и разветвление потока переносимых вод. Граница течения с прибрежными водами хорошо выражена контрастом температуры, цвета и других характеристик. У Ньюфаундленда гра-

ница Гольфстрима с холодным Лабрадорским течением имеет вид фронта с резкими градиентами всех характеристик.

Общий перенос воды в Гольфстриме охватывает толщу до 2000 м и около Чесапикского залива составляет 75—115 млн. м<sup>3</sup>/с.

Интересно отметить, что нивелировки показывают повышение уровня океана от Флориды на север. Это лишний раз подтверждает, что увеличение переноса вод по мере продвижения Флоридского течения и Гольфстрима связано с западной интенсификацией, а не с местными факторами.

Характерной особенностью Гольфстрима является *меандрирование* — непрерывные волнообразные изгибы его главного потока. Полагают, что меандрирование связано отчасти с рельефом дна, отчасти с колебаниями гидродинамической устойчивости течения. Случается, что отдельные меандры теряют устойчивость, отрываются от основного потока и некоторое время (несколько недель) продолжают движение как самостоятельные вихри, имеющие поперечник до 300 км.

Северо-Атлантическое течение представляет собой множество ветвей, разделенных вихрями и противотечениями. Часть ветвей поворачивает к югу, замыкая основной круговорот вод Северной Атлантики; на северной границе происходит перемешивание с водами Лабрадорского течения, южнее Исландии к северо-западу ответвляется течение Ирмингера. Часть Северо-Атлантического течения входит над порогом Томсона в Норвежское море.

Последними ветвями системы Гольфстрима являются **Норвежское течение** и его ветви — **Нордкапское течение** в Баренцевом море и Шпицбергенское течение, пополняющее глубинную прослойку атлантических вод в Северном Ледовитом океане.

В Гренландском и Норвежском морях происходит смешение вод системы Гольфстрима с водами Восточно-Гренландского течения, выносящего воды и льды из Северного Ледовитого океана.

Восточная часть основного круговорота у берегов Африки называется Канарским течением.

В центре основного круговорота обширное Саргассово море характерно слабыми переменными течениями.

Южнее Северного Пассатного течения, в полосе 5—10° с. ш., проходит Экваториальное (Межпассатное) противотечение, лучше выраженное в его восточной половине. Противотечение расположено в штилевой зоне и поддерживается, как теоретически показал В. Б. Штокман, горизонтальной неравномерностью поля ветра в области между пассатными зонами северного и южного полушарий. Замечательным явлением в циркуляции вод верхнего слоя Атлантического океана является наличие подповерхностного экваториального противотечения Ломоносова, открытого советской экспедицией в 1959 г. Это течение движется вдоль экватора на восток под сравнительно тонким слоем Южного Пассатного течения, пересекая океан на протяжении 2500— 2600 миль. Глубина, занимаемая потоком, от 50 до 200—300 м. Максимальные скорости достигают 120 см/с и наблюдаются на глубине 80—100 м. Течение устойчиво по направлению и существует во все сезоны года.

Течения верхнего слоя южной половины Атлантического океана так же, как и северной, находятся в соответствии с системой преобладающих ветров, которая, в общем, совершает вращение против часовой стрелки вокруг тропического максимума атмосферного давления. Над Южным океаном западные ветры образуют непрерывный зональный поток в зоне широт 35—45° ю.

В основном круговороте вод Южной Атлантики различают течения, в известной степени являющиеся аналогами течений северной половины океана.

Южное Пассатное течение между экватором и 20° ю. ш. разделяется у Южной Америки на две ветви, одна из которых входит в северное полушарие — Гвианское течение, перенося туда значительную массу воды. Поэтому Бразильское течение намного слабее своего аналога — Гольфстрима.

Холодное **Фолклендское течение** можно, по-видимому, уподобить Лабрадорскому.

Южную часть круговорота составляет обширный перенос Антарктического кругового (циркумполярного) течения, часть которого участвует в рассмотренном круговороте вод, другая образует непрерывное зональное течение в кольце Южного океана. В восточной части Южной Атлантики круговорот замыкает наиболее мощное (в отличие от его аналога — Канарского течения) течение этого круговорота — Бенгельское течение.

Системы течений верхнего слоя Тихого океана и Индийского (кроме его северной части, подверженной переменным муссонам) в общих чертах аналогичны системе циркуляции Атлантического океана. Это естественно, поскольку аналогичны физические условия, формирующие поля атмосферного давления и системы преобладающих ветров.

Основные течения в северной части Тихого океана — Северное Пассатное (Экваториальное), Куросио (аналог Гольфстрима), Северо-Тихоокеанское, в южной части — Южное Пассатное (Экваториальное), Перуанское и Антарктическое круговое.

В экваториальной области Тихого океана так же, как и в Атлантическом океане, существует поверхностное противотечение — течение Кромвелла (открыто американской экспедицией в 1951 г.). Оно пересекает океан вдоль экватора в полосе от 2° с. ш. до 2° ю. ш. Вертикальная мощность течения 200— 250 м, наибольшая скорость — до 150 см/с.

В южной части Индийского океана наблюдается система течений, аналогичных течениям южных частей других океанов. В северной части океана круговорот течений меняет направление вращения вместе со сменой муссонов: он направлен по часовой стрелке летом и в противоположном направлении зимой.

Вокруг Антарктиды под влиянием постоянной области повышенного давления над ней ветры поддерживают **Прибрежное** антарктическое течение.

Между отдельными течениями наблюдается схождение или расхождение потоков воды, в результате чего образуются линии или области конвергенции или дивергенции. Замечательной является зона антарктической конвергенции течений, почти непрерывно опоясывающая антарктическую область и колеблющаяся в пределах 50—60° ю. ш. Устойчиво наблюдаются тропические конвергенции (15—20° с. и ю. ш.) и ряд других.

Рассмотренные системы течений охватывают верхний слой океана толщиной в среднем до 200—300 м. В отдельных случаях, как уже отмечалось, перенос распространяется до значительной глубины, например во Флоридском проливе, в Гольфстриме, в Антарктическом круговом (циркумполярном).

## 7.5.2. Глубинная циркуляция

Движение вод в глубинах океана только сравнительно недавно начали измерять инструментально. Поэтому представления о глубинной циркуляции океанов получены главным образом на основе расчетов динамическим методом по полю плотности и по различным косвенным признакам, таким, как особенности полей солености, кислорода, потенциальной температуры, связанные с движением вод.

Как мы уже знаем из предыдущих разделов, в глубинных слоях океана течения поддерживаются градиентами давления, в основном благодаря неоднородному полю плотности. В крупномасштабном движении глубинных вод основную роль играет различие плотностей между полярными районами и экваториальными областями океанов, обусловленное климатическими факторами.

15 Заказ № 16

## 7. Течения и общая циркуляция вод Мирового океана

Придонная циркуляция вод Атлантического, Индийского и Тихого океанов представляет собой опускание в антарктической области и растекание наиболее плотных вод — антарктических придонных (рис. 71). Эти воды образуются на материковом склоне в районе моря Уэдделла зимой при смешении верхнего слоя конвективного перемешивания с глубинными солеными водами. Образующаяся вода высокой плотности спускается по материковому склону и включается в зональную циркуляцию вокруг Антарктиды. Это придонное течение имеет значительные



Рис. 71. Распространение придонных антарктических вод в глубоководных районах (>4000 м) Мирового океана (по Вюсту).

скорости — до 40—50 см/с, что подтверждается различными косвенными признаками, например формами рельефа и характером осадков дна. Одновременно происходит отток вод к северу в придонном слое.

Распространение придонных вод сильно зависит от рельефа дна. Так, в Атлантическом океане Китовый хребет препятствует движению придонного течения к северу в глубоководные впадины, расположенные восточнее Срединно-Атлантического хребта. Поэтому антарктические придонные воды распространяются по западному желобу на север вплоть до 30—40° с. ш., а в восточные впадины заходят только через впадину Романш у экватора, откуда растекаются к северу и югу.

Скорость движения придонных вод к северу (западнее Срединно-Атлантического хребта) оценивается в 0,5--2,0 см/с. При



СК — субтропическая конвергенция; П — полярный фронт; 1 — граница между областями холодных и тепбинных вод; 3 — устойчивость течелых вод; 2 — области подъема глуной циркуляции и поверхност ных течений (по Вюсту)

40-150 cM/c): иия; б

устойчивые течений (5 стрелки

Рис. 72. Общая ехема глубин-

 $15^{*}$ 

такой скорости антарктические придонные воды проходят путь от места их формирования (около 50° ю. ш.) до экватора за 10—30 лет. Вблизи Американского континента скорости движения придонных вод на север достигают наибольшей величины — до 7,2 см/с.

В Индийском океане на распространение придонных антарктических вод также влияют меридиональные хребты. В Тихом океане большой по сравнению с другими океанами объем его глубоководной части замедляет природные течения. Поэтому они слабо выражены и в косвенных признаках, таких, как структура придонных вод или поле потенциальной температуры. Однако, несмотря на это, скорости течений у дна Тихого океана не меньше, чем в других океанах.

Придонная циркуляция вод Северного Ледовитого океана возбуждается также опусканием и растеканием вод от основного района их формирования в Гренландском море, между Шпицбергеном и Гренландией.

В глубинных слоях океанов циркуляция вод так же, как и придонных, управляется горизонтальными градиентами давления, связанными с неоднородностью поля плотности. В Атлантическом океане глубинная циркуляция выражена особенно хорошо (рис. 72). В районе между Гренландией и Исландией и в Лабрадорском море формируется вода с плотностью несколько меньшей, чем у антарктических придонных вод. Подтекая под более верхние слои, эти североатлантические воды движутся на юг, занимая глубины от 1000-2000 до 4000 м. В верхней части к глубинным водам добавляется средиземноморская вода высокой солености, вытекающая из Гибралтарского пролива и растекающаяся на горизонте 1000 м на большой площади Северной Атлантики. Поэтому распространение североатлантических глубинных вод хорошо прослеживается в поле солености вплоть до антарктической области, где на широте 50-70° ю. они поднимаются и смешиваются с водами верхнего слоя океана.

В северной части Тихого океана нет условий для образования больших количеств глубинных вод. Поэтому глубины северной половины океана заполнены антарктическими придонными водами, которые здесь очень однородны по структуре и обеднены кислородом (до 0,5 мл/л против 3—6,5 мл/л в Атлантическом океане).

В северной части Индийского океана хорошо выражено образование и растекание к югу глубинных вод. Добавление высокосоленых вод Красного моря и Персидского залива играет такую же роль, как приток средиземноморских вод в Атлантическом океане.

# 7.6. Уровенная поверхность Мирового океана

7.6.1. Форма уровенной поверхности Мирового океана. Средние уровни

Знание уровенной поверхности имеет важное значение для изучения формы Земли и для начала отсчета высот и глубин при картировании рельефа Земли. Уровенной поверхностью на Земле называют поверхность, нормальную к направлению силы тяжести. В каждой точке такой поверхности потенциал силы тяжести имеет постоянное значение (изопотенциальная поверхность). Напомним, что сила тяжести в данной точке является равнодействующей сил притяжения Земли, центробежной силы от суточного ее вращения и вертикальной составляющей приливообразующей силы.

Поскольку уровенная поверхность характерна тем, что вдоль нее отсутствует составляющая сила тяжести, она должна быть поверхностью равновесия жидкости. Отсюда следует, что свободная поверхность Мирового океана, не возмущенная приливами, течениями и другими факторами, должна быть уровенной поверхностью. Эту поверхность называют *сеоидом*. Его принимают за форму Земли и от него ведут отсчеты высот суши и глубин дна океана.

Поверхность геоида довольно сложна из-за неравномерного распределения масс в Земле. Поэтому на практике за фигуру Земли принимают более простую поверхность, которая получается, если в уравнении геоида учитывать только несколько главных членов. В нашей стране для геодезических работ принят эллипсоид Красовского, имеющий размер большой полуоси

$$a = 6\ 378\ 245$$
 м и сжатие  $a_0 = \frac{1}{298.3}$ 

Реальная равновесная поверхность Мирового океана отклоняется от поверхности геонда вследствие влияния баланса сил в течениях системы общей циркуляции вод, приливообразующих сил, баланса испарения, осадков и речного стока, неоднородности плотности (полей температуры и солености), неравномерности атмосферного давления, неравномерности поля ветра и т. п.

На рис. 73 показаны отклонения поверхности Атлантического океана от поверхности геоида, вычисленные Дефантом, в динамических сантиметрах. Отсчетной поверхностью при вычислении динамических высот служила «нулевая поверхность», изображенная на рис. 67. Как мы установили при изучении динамического метода вычисления течений, динамический рельеф поверхности океана формируется устойчивыми течениями, а также влиянием климатических факторов — теплообмена и влагообмена через поверхность океана и передачей их эффектов в глубину переме-



Рис. 73. Отклонение поверхности Атлантического океана (в дин. см)

шиванием. На этом основании можно полагать, что отклонения поверхности океана от геоида на рис. 73 отражают влияние общей циркуляции вод (ветровой и плотностной) и климатических факторов. В общем, приподнята область теплых течений и экваториальная зона с постоянно высокой температурой и распресненной водой верхнего слоя. Особенно резкие градиенты наклона уровня наблюдаются в северной части Гольфстрима. Сильно понижен уровень в антарктической области.

Вследствие изменчивости влияющих факторов уровень океана колеблется около равновесного положения, проявляя различную периодичность или, чаще, квазипериодичность от приливных колебаний до сезонного хода и многолетних изменений.

Для практики важное значение имеют *средние уровни*. Вследствие изменчивости уровня их вычисляют для различных промежутков времени — средние суточные, месячные, годовые и многолетние для данного пункта. Средние уровни и уровни полуприлива, как правило, несколько не совпадают из-за изменчивости приливных колебаний при неравенствах.

Средний уровень не может быть использован для приведения глубин морских карт, так как действительный уровень в различные фазы прилива может быть выше или ниже среднего. Естественно, что для мореплавателя важно, чтобы глубина не оказалась меньше указанной на карте. Поэтому нуль глубин должен быть не выше самой малой воды в данном районе океана. С другой стороны, невыгодно и чрезмерно занижать глубины, необоснованно ограничивая этим возможности судоходства.

В нашей стране за нуль глубин принят уровень самой малой возможной воды с учетом приливных колебаний уровня. Высота *h* нуля глубин над нулем футштока в данном месте определяется по формуле

$$h = A_0 - C (H_{M_2} + H_{S_2} + H_{K_2}),$$

где  $A_0$  — средний уровень; C — коэффициент, учитывающий особенности гармонических составляющих;  $H_{M_2}$ ,  $H_{S_2}$ ,  $H_{K_2}$  — гармонические постоянные.

В Англии глубины приводятся к уровню средней сизигийной малой воды. В США для Атлантического побережья за нуль глубин принят уровень средней малой воды; для Тихоокеанского побережья и Мексиканского залива — средняя из низких малых вод. Обычно принятый нуль глубин указан на каждой карте.

7.6.2. Кратковременные изменения уровня. Ветровые нагоны

К кратковременным изменениям уровня можно отнести сравнительно быстрые его изменения, не имеющие хорошо выраженного сезонного (годового) хода. Это прежде всего краткопериодные ветровые волны, приливные колебания и сейши, а также непериодические анемобарические колебания — ветровые нагоны.

Природа и основные закономерности ветрового волнения, приливных явлений и сейшевых колебаний рассмотрены

в соответствующих главах книги. Здесь мы рассмотрим сгоннонагонные колебания уровня.

Колебания атмосферного давления должны создавать барические колебания уровня моря по принципу «обратного барометра»: при повышении атмосферного давления на 1 мм ртутного столба уровнень моря понижается примерно на 13 мм (различие плотностей воды и ртути), при понижении давления — наоборот. Однако практика показывает, что это простое соотношение в большинстве случаев не выполняется. Причина заключается в том, что всякое неравномерное поле атмосферного давления, а тем более его изменения создают поле ветра.



Рис. 74. Направление ветра и течений в районе стационарного циклона.

А касательное напряжение ветра на поверхности моря создает ветровые течения, деформирующие уровень. Таким образом, изменения атмосферного давления над океаном создают одновременно два эффекта: статический эффект от непосредственного действия давления на уровень и динамический эффект действия касательного напряжения ветра.

В чистом виде динамический эффект изменяет уровень, как правило, противоположно статическому. Это видно, например, на схеме стационарного циклона (рис. 74). Как мы знаем, в северном полушарии ветер над водной поверхностью отклоняется от направления изобары в сторону низкого давления на угол около 20°. Полный поток установившегося дрейфового течения в глубоком море, по теории Экмана, направлен под прямым углом вправо от ветра. В результате в области циклона статический эффект атмосферного давления повышает уровень, динамический, наоборот, понижает его.

Взаимодействие ветра и давления усложняется, если барическая система перемещается. А как известно, наибольшие изменения уровня, имеющие характер наводнений или штормовых нагонов, возникают именно при движении глубоких цикло-

нов. Проходя над глубоким морем, циклон своим статическим и динамическим воздействием создает длинные волны, перемещающиеся вместе с ним, причем высота этих волн зависит от скорости движения циклона. Теория показывает, что если скорость движения циклона меньше фазовой скорости свободной длинной волны, то подъемы уровня в его центре, статический и динамический, усиливают друг друга. Если скорость циклона превышает скорость длинной волны, вместо подъема может наблюдаться понижение уровня. При совпадении скоростей циклона и длинной волны наступает явление резонанса, и высота волны возрастает особенно сильно. Подходя к берегу, такие длинные волны увеличивают свою высоту на мелководье и совместно с системой ветровых течений создают наводнения, иногда имеющие катастрофические последствия.

Хорошо известные ленинградские наводнения объясняются рассмотренным выше механизмом. При прохождении циклона над северной частью Балтийского моря в направлении на восток или северо-восток в море образуется длинная волна. Входя в Финский залив, волна увеличивает высоту вследствие уменьшения глубин.

Для условий Финского залива резонанс для длинной волны наступает при скорости движения циклона 75—90 км/ч. Сильные западные и юго-западные ветры, действуя непосредственно касательным напряжением, увеличивают подъем уровня еще больше, в результате чего в вершине Финского залива возникает наводнение.

Известны также сильные штормовые нагоны в Северном море, от которых особенно страдает побережье Голландии.

Поскольку штормовые нагоны и наводнения представляют собой совместный эффект длинных волн и ветровых течений, теория и расчет этих явлений строятся на базе теории ветровых течений и теории крупномасштабных волновых движений. В настоящее время для расчетов нагонов с успехом применяются численные методы решения уравнений динамики волн и течений.

#### 7.6.3. Сезонные изменения уровня океана

Повсеместно уровень океана имеет сезонный ход, обусловленный естественным годовым ходом основных климатических факторов — теплового баланса, водного баланса, поля ветра, а следовательно, и изменениями в системе течений, плотности воды и т. п. В морях, водообмен которых с океаном стеснен, на годовой ход уровня в основном влияет изменение стока рек. В океане одновременно влияют многие факторы и поэтому сезонный ход уровня не всегда просто объяснить. На рис. 75 изображен годовой ход уровня в портах США на побережьях Атлантического и Тихого океанов. Как видим, даже на берегу одного и того же океана сезонные изменения уровня значительно различаются, например, в Сан-Франциско и Си-



Рис. 75. Годовой ход уровня в некоторых пунктах Атлантического и Тихого океанов.

1— Портленд, 2— Атлантик-Сити, 3— Чарльстон, 4— Сан-Франциско, 5— Сиэтл.

этле. Это объясняется тем, что районы этих портов находятся под влиянием различных условий атмосферной и океанической циркуляции. Максимальная разность высот уровня на протяжении года во всех пунктах рис. 75 не превышает 30 см.

## 7.6.4. Многолетние изменения уровня океана

Многолетние или вековые изменения уровня океана представляют особенный интерес в связи с тем, что они указывают, с одной стороны, на многолетние изменения климата Земли, с другой стороны, могут быть следствием медленных вертикальных движений земной коры. Обычно вековой ход уровня подобен по берегам моря или океана в целом, хотя и различен для разных океанических бассейнов. На рис. 76 показан ход уровня за 20 лет в некоторых портах Черного и Балтийского морей. Как видим, ход уровня в пределах одного моря одинаков, так как управляется крупномасштабными колебаниями климата на обширной территории. Близки и амплитуды колебаний: максимальная разность уровней не превосходит 28 см.

На рис. 77 показан многолетний ход уровня в Нью-Йорке и Сан-Франциско. Как видим, они весьма различаются. В то же время многолетний ход уровня в портах Атлантического побережья США аналогичен ходу в Нью-Йорке, а в портах Тихоокеанского побережья аналогичен ходу в Сан-Франциско. Изменения от года к году составляют 5—10 см.

Анализ периодичности многолетних изменений уровня показывает, что выделяются периоды многолетней приливной



изменчивости — 18,6 года (период перемещения узлов лунной орбиты), 11,1 и 8,85 года (также связаны с движениями Луны). Обращает внимание общее повышение уровня Северной Ат-



Рис. 77. Колебания уровня в портах Нью-Йорка (1) и Сан-Франциско (2).

лантики в период потепления Арктики, начавшегося в 1920-х годах. Например, уровень в Бостоне с 1922 по 1943 г. поднялся приблизительно на 10 см.

На многолетних изменениях уровня океана отражаются и геологические движения земной коры. Известно, например, что

после таяния ледника, покрывавшего во время последнего оледенения Фенноскандию, произошло перераспределение давления в земной коре. В результате до сего времени происходит поднятие Скандинавского полуострова со скоростью в северной части Ботнического залива 1 см в год. Считается, что во время больших оледенений Земли ледники аккумулировали такое количество влаги, что уровень Мирового океана опускался до 100 м ниже современного.

Многолетние изменения уровня океана настолько медленны, что для надежного определения среднего уровня океана достаточно иметь наблюдения на протяжении нескольких лет. Для учета приливной изменчивости уровня достаточно 5 или 9 лет, во всяком случае не более 19.



Теплообмен и влагообмен через поверхность океана. Тепловой, водный и солевой балансы



## 8.1. Теплообмен в системе океан—атмосфера

## 8.1.1. Схема теплообмена

Источником большинства физических процессов, происходящих в атмосфере и океане, является солнечная энергия, как непосредственно поступающая, так и в трансформированном виде. Чтобы проследить основные потоки энергии, выделим часть пространства в виде вертикального столба от верхней границы атмосферы до дна океана (рис. 78). Через боковые поверхности столба в него приносятся и выносятся массы воды и воздуха. Тепловое состояние масс воздуха и воды в столбе характеризуется теплосодержанием, которое непрерывно изменяется в результате теплообмена через верхнюю границу атмосферы, поверхность океана, боковые границы столба и через дно океана. Кроме того, в толще атмосферы и океана могут происходить процессы, связанные с выделением или поглощением тепла. Общую схему теплообмена можно представить следующим образом.

На верхнюю границу атмосферы поступает поток солнечной радиации  $Q_0$ . В мировое пространство излучается длинноволновая радиация  $I_0$ . Результирующий поток радиации  $R_0$ .

Поступающие на поверхность океана потоки коротковолновой и длинноволновой радиации составляют результирующий поток лучистой энергии — радиационный баланс *R*. При сопри-



Рис. 78. Схема потоков тепла.

косновении воды и воздуха, имеющих различные температуры, между ними возникает турбулентный теплообмен Ф. При испарении или конденсации поверхность океана соответственно теряет или получает тепло, количество которого выражается произведением LE (L — скрытая теплота парообразования, E — испарившаяся или сконденсировавшаяся масса воды). При фазовых превращениях воды в лед выделяется, а при таянии льда поглощается тепло в количестве  $q_{\rm M} = L_{\rm R}M$  ( $L_{\rm R}$  — скрытая теплота кристаллизации, M — масса образовавшегося или растаявшего льда). В результате процессов теплообмена через поверхность нагревается или охлаждается поверхностный слой воды. Перемешиванием это нагревание или охлаждение передается в глубину в виде турбулентного потока тепла B.

Через дно в океан постоянно поступает поток внутреннего тепла Земли D.

Теплообмен через боковые границы выделенного пространства в атмосфере осуществляется в результате приноса и выноса масс воздуха с различным теплосодержанием — адвекция тепла  $A_B$ , а также при перемешивании воздуха, заключенного в столбе, и окружающего воздуха — горизонтальный турбулентный обмен теплом  $\Phi_B$ .

В океане теплообмен через боковые границы столба имеет механизм, совершенно аналогичный атмосферному. Это адвекция тепла течениями A и горизонтальный турбулентный обмен с окружающей водой Ф<sub>г</sub>. В адвекцию тепла входит и тепловой эффект речного стока.

В атмосфере происходит конденсация паров, при которой тепло испарения, отданное океаном, передается воздуху. По аналогии с потерей тепла при испарении этот приход тепла в атмосферу определяется как произведение *Lr*, где *r* — масса сконденсировавшейся воды, обычно принимаемая приближенно равной количеству выпадающих осадков.

Внутри столба воды теплосодержание в какой-то степени могут изменять диссипация механической энергии течений, переходящей вследствие трения в тепло, а также выделение и поглощение тепла при биохимических процессах  $Q_6$ .

Из перечисленных потоков тепла не все имеют одинаковое значение. Некоторые из них настолько малы по сравнению с другими, что точность современных измерений в океане не позволяет определить их достаточно достоверно, и на практике этими второстепенными потоками тепла пренебрегают.

Наибольшие величины имеет тепло лучистого теплообмена. Это естественно, так как все другие процессы теплообмена, по сути дела, трансформируют тепло, поступающее от Солнца единственного внешнего источника тепла для нашей планеты. Характерная величина прихода тепла на поверхность океана в результате лучистого теплообмена в среднем за год в умеренных широтах составляет около  $84 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> в сутки, уменьшаясь к северу и возрастая к экватору.

Следующими по величине являются затраты тепла на испарение воды. В умеренных широтах океана в среднем за год испаряется около 0,3 см в сутки. Принимая  $L \approx 25 \cdot 10^5$  Дж/кг

и плотность воды  $\rho \approx 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, получаем характерное значение теплоотдачи при испарении около 75 · 10<sup>5</sup> Дж/см<sup>2</sup> в сутки, что составляет примерно 90 % лучистого притока тепла.

Турбулентный теплообмен океана с атмосферой, возникающий из-за различия температур поверхности океана и воздуха над ним, для умеренных широт составляет в среднем около  $8.5 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> в сутки (отдается океаном в атмосферу).

Сопоставление приведенных выше характерных значений потоков тепла показывает, что в среднем за год для умеренных широт лучистый приток тепла уравновешен отдачей тепла при испарении и турбулентном теплообмене с атмосферой. Такое равновесие прихода и расхода тепла называют тепловым балансом.

Из остальных процессов теплообмена существенную роль в тепловом балансе океана могут играть адвекция и тепло фазовых превращений воды. Адвекция тепла (или холода) обычно велика в районах, находящихся под влиянием постоянных течений. Так, например, в области мощного теплого течения Гольфстрим в западной части Атлантического океана под 1 м<sup>2</sup> поверхности океана в среднем за год приносится (в слое, участвующем в теплообмене с атмосферой) до 1250 · 10<sup>4</sup> Дж/м<sup>2</sup> в сутки, т. е. даже больше, чем поступает здесь радиационного тепла. Заметим, что в этом районе океана баланс тепла поддерживается за счет увеличенной теплоотдачи с поверхности теплого течения при испарении и турбулентном теплообмене с атмосферой.

Тепло, связанное с образованием и таянием льдов, играет важную роль в тепловом балансе полярных районов океана и северных морей.

Что касается остальных процессов теплообмена, то их роль в тепловом балансе океана, как правило, мала, и практическая необходимость учитывать их возникает лишь в специальных исследованиях. Так, поток внутреннего тепла Земли через дно океана составляет около  $0,4 \cdot 10^4 \text{ Дж/м}^2$  в сутки и оказывает влияние лишь в слое, непосредственно прилегающем ко дну. Пренебрежимо малы также притоки тепла от диссипации механической энергии течений, от биохимических процессов, нагревания или охлаждения океана выпадающими осадками, от поступления грунтовых вод и других процессов.

## 8.1.2. Уравнения теплового баланса

Количественное соотношение между приходом и расходом тепла в процессах теплообмена выражается уравнениями теплового баланса. Эти уравнения в математической форме выражают закон сохранения тепловой энергии в процессах ее трансформации в системе океан—атмосфера. Уравнения теплового баланса могут быть записаны для поверхности океана, для атмосферы и океана отдельно или совместно. Вид этих уравнений зависит также от промежутков времени, для которых рассматриваются тепловые потоки.

Уравнение теплового баланса поверхности океана выражает количественное соотношение между потоками тепла, пересекающими единичную площадку. Поскольку тепловые потоки имеют различные направления относительно поверхности, их суммирование выполняется алгебраически, т. е. каждому потоку придается положительный или отрицательный знак. Обычно положительный знак приписывают потокам тепла, направленным в океан и повышающим его теплосодержание, отрицательный потокам тепла из океана. Относительно атмосферы знаки назначают по такому же принципу, т. е. потокам тепла, направленным в атмосферу, придается положительный знак, и наоборот. Таким образом, одни и те же потоки тепла у метеорологов и океанологов имеют разные знаки.

Итак, алгебраическая сумма потоков тепла, пересекающих единичную площадь поверхности океана (без тепла ледовых процессов), в соответствии со схемой рис. 78 выражается уравнением

$$R + LE + \Phi + L_{\kappa}M = B. \tag{8.1}$$

Это уравнение справедливо для любого промежутка времени.

В среднем за год количество льда и теплосодержание Мирового океана в целом не изменяются, т. е.  $L_{\rm K}M=0, B=0$ . Уравнение теплового баланса в этом случае имеет вид

$$R + LE + \Phi = 0. \tag{8.2}$$

Баланс за год достигается тем, что радиационный приход тепла в океан теряется в атмосферу в результате испарения и турбулентного теплообмена, т. е. в уравнении (8.2) R положительно, LE и  $\Phi$  отрицательны.

Составим теперь уравнение теплового баланса для столба воды единичного сечения высотой от поверхности океана до дна или до глубины *h*. Учитывая только наиболее существенные потоки тепла, имеем

$$B + A + \Phi_{\rm r} + D = C, \tag{8.3}$$

где C — скорость изменения теплосодержания в столбе воды в результате того, что сумма в левой части уравнения в общем случае не сбалансирована. Более подробно, с учетом выражения для B (8.1), уравнение (8.3) запишется так:

$$R + LE + \Phi + L_{\kappa}M + A + \Phi_{r} + D = C. \tag{8.4}$$

16 Заказ № 16

Уравнение (8.4) справедливо и для столба воды, нижняя граница которого может быть выбрана на любой глубине *h*. В этом случае *D* выражает турбулентный теплообмен через нижнюю границу столба с глубже лежащими водами.

В среднем за год теплосодержание столба воды постоянно, C=0, и для годовой суммы уравнение (8.4) принимает вид

$$R + LE + \Phi + A + \Phi_r + D = 0. \tag{8.5}$$

Если рассматривать весь Мировой океан в целом, то вследствие замкнутости общей циркуляции A=0, а также  $\Phi_r=0$ , и уравнение (8.5) принимает вид

$$R + LE + \Phi + D = 0. \tag{8.6}$$

В уравнении (8.6) D положительно, следовательно, сумма  $R+LE+\Phi$  отрицательна, т. е. Мировой океан отдает поток тепла D в атмосферу.

Если принять во внимание, что тепловой поток через дно по крайней мере на три порядка меньше остальных членов уравнения (8.6) и им можно пренебречь, тогда уравнение (8.6) совпадает с уравнением (8.2) для поверхности океана. Это указывает на то, что океан в целом практически не имеет источников тепла, кроме теплообмена через поверхность.

Составим теперь уравнение теплового баланса для вертикального столба атмосферы. Оно во многом аналогично уравнению для океана и имеет вид

$$R_0 + R + Lr + \Phi + A_B + \Phi_B = C_B, \tag{8.7}$$

где  $C_B$  — изменение теплосодержания столба воздуха в единицу времени. Напомним, что теперь положительные знаки надо придавать потокам тепла, направленным в атмосферу.

В среднем за год теплосодержание атмосферы, как и океана, не меняется, т. е.  $C_B = 0$ , и уравнение (8.7) принимает вид

$$R_0 + R + Lr + \Phi + A_B + \Phi_B = 0. \tag{8.8}$$

В целом для всей атмосферы  $A_B=0$  (общая циркуляция воздушных масс замкнута) и  $\Phi_B=0$ , что приводит к упрощению уравнения (8.8):

 $R_0 + R + Lr + \Phi = 0. \tag{8.9}$ 

В этом уравнении Lr и  $\Phi$  положительны. Следовательно, годовой радиационный баланс атмосферы должен быть отрицательным. Этот странный на первый взгляд факт просто объясняется, если рассмотреть тепловой баланс системы океан—атмосфера.

Для столба, заключенного между верхней границей атмосферы и дном океана, считая положительными входящие в него потоки тепла, уравнение теплового баланса для небольших промежутков времени будет

$$R_{0}+L(r-E)+A+A_{B}+\Phi_{r}+\Phi_{B}+D+L_{\kappa}M=C+C_{B}.$$
(8.10)

В среднем многолетнем для системы в целом за год

$$r = E, A = 0, A_B = 0, \Phi_r = 0, \Phi_B = 0, C = 0, C_B = 0,$$

и уравнение (8.10) принимает вид

$$R_0 + D = 0.$$
 (8.11)

Это уравнение теплового баланса для земного шара в целом, так как уравнение (8.10) справедливо и для системы атмосфера—суша (в неподвижной суше A=0). При этом поток тепла D имеет место и в районах материков.

Уравнение (8.11) констатирует, что внутреннее тепло Земли отдается в конце концов излучением через верхнюю границу атмосфры. При этом атмосфера и океан остаются в среднем в тепловом равновесии.

Если бы поток тепла *D* отсутствовал или из-за малости им пренебречь, то уравнение (8.11) примет простой вид

$$R_0 = Q_0 + I_0 = 0.$$

Это означает, что на верхней границе нашей планеты имеет место лучистое равновесие.

Теперь можно объяснить, почему радиационный баланс атмосферы за год в уравнении (8.9) отрицателен. Для атмосферы величина R отрицательна, это было очевидно. Теперь, согласно уравнению (8.11), и  $R_0$  за год оказывается отрицательным. Таким образом, вследствие большой прозрачности атмосферы значительная часть приходящей на ее верхнюю границу радиации проходит к поверхности Земли и поглощается океаном или сушей. В последующем это тепло атмосфера получает в трансформированном виде в результате конденсации водяных паров Lrи теплообмена Ф. Тепловой поток Земли, поступающий в океан н атмосферу, в конечном итоге оказывается излученным в пространство.

## 8.2. Составляющие теплового баланса океана

## 8.2.1. Радиационный теплообмен

В предыдущем разделе было отмечено, что на верхнюю границу атмосферы падает поток прямых солнечных лучей  $Q_0$ , средняя годовая величина которого — так называемая солнечная постоянная — составляет около  $1,33 \cdot 10^3$  Дж/(м<sup>2</sup> · c)

[1,9 кал/(см<sup>2</sup> · мин)]. Часть этого потока  $Q_0'$  отражается верхней границей облаков в космическое пространство, часть рассенвается молекулами воздуха в толще атмосферы, создавая рассеянную радиацию q, часть поглощается атмосферой  $Q_0''$  и непосредственно ее нагревает. В результате к поверхности океана подходит поток прямой радиации Q и рассеянная к поверхности океана радиация q. Сумма Q+q называется *суммарной радиацией*.

На поверхности океана происходит отражение и преломление радиации по закономерностям, рассмотренным в главе 3. Отраженные потоки Q' и q' подвергаются в атмосфере дальнейшему поглощению и рассеянию. Под поверхность океана проникает преломившаяся часть прямой и рассеянной радиации, которая поглощается и рассеивается водой. Незначительная часть радиации выходит из моря через поверхность (обратное рассеяние).

Оптические свойства воды обусловливают почти полное поглощение тепловой энергии лучей в сравнительно тонком поверхностном слое воды. Так, по наблюдениям Свердрупа, в прозрачных водах открытого океана интенсивность суммарной радиации меняется с глубиной следующим образом (вошедшая через поверхность радиация принята за 100%):

Глубина, м . . 0 1 2 5 10 20 50 100  $(Q+q)^{0/0}$  . . . 100 37,7 31,6 23,7 16,1 9,35 2,69 0,45

В прибрежных водах океана средней прозрачности ослабле-. ние радиации еще интенсивнее (по Свердрупу):

Глубина, м	0	1	2	5	10	20	50
$(Q+q)^{0/0}$	100	26,7	17,0	5,95	1,21	0,05	-

В Черном море, по наблюдениям А. А. Пивоварова, верхний слой толщиной 5 м поглощает до 92% радиации. В Белом море, по измерениям П. П. Кузьмина, до глубины 1 м доходит 24%, до 4 м — всего 6% радиации.

Приведенные здесь и в главе 3 данные показывают, что радиационные потоки поглощаются, строго говоря, не на поверхности океана, а в слое некоторой толщины, которая зависит от чистоты воды, — практически до 6—10 м в море и до 20—30 м в открытых частях океанов. Этот поверхностный слой называют *деятельной поверхностью* океана.

Кроме рассмотренной трансформации лучистой энергии Солнца, на поверхности океана возникает тепловое излучение  $I_w$ , свойственное всякому телу, температура которого отлична от абсолютного нуля. Это излучение состоит только из инфра-

красных тепловых лучей и поэтому называется длинноволновым. Аналогичной природы длинноволновое излучение возникает и в атмосфере. Здесь благодаря большой прозрачности воздуха происходит сложный процесс поглощения и переизлучения от слоя к слою, в результате чего к поверхности моря приходит встречное длинноволновое излучение  $I_a$ , которое поглощается практически на самой поверхности воды. Разность  $I_a - I_w$  называется эффективным излучением.

Составим теперь уравнение радиационного баланса деятельной поверхности океана, которое должно выразить количество осваиваемой деятельной поверхностью океана лучистой энергии R, принимая за начальное количество суммарную радиацию Q+q, падающую на поверхность. На оснований рассмотренных потоков радиации имеем

$$Q - Q' + q - q' + I_a - I_w = R. \tag{8.12}$$

В метеорологии отражательную способность поверхностей характеризуют величиной *альбедо* — отношением количества отраженной радиации к упавшей на поверхность. При этом приближенно считается, что значения альбедо для прямой и рассеянной радиации одинаковы

$$\alpha = \frac{Q'}{Q} \approx \frac{q'}{q} \,. \tag{8.13}$$

Выражая Q' и q' из соотношения (8.13) и обозначая эффективное излучение  $I = I_a - I_w$ , получаем из (8.12) уравнение радиационного баланса в виде

$$(Q+q)(1-\alpha)+I=R.$$
 (8.14)

Таким образом, для определения радиационного баланса надо знать приход суммарной радиации на поверхность океана, альбедо поверхности и эффективное длинноволновое излучение. В принципе эти элементы радиационного баланса могут быть измерены соответствующими приборами.

В настоящее время регулярные наблюдения за радиационным балансом проводятся сетью метеорологических станций на суше. Измерения, выполняемые немногочисленными судами погоды и эпизодическими экспедициями, не позволяют составить цельное представление о радиационном балансе обширных пространств океана и его изменениях. Такая информация может быть получена только при установке в океане достаточно густой сети наблюдательных станций в сочетании с измерениями метеорологических спутников.

Отсутствие нужных наблюдений в океане заставило исследователей разработать методы вычисления элементов

радиационного баланса. На основании теоретических исследований процесса трансформации лучистой энергии в атмосфере и результатов многочисленных радиационных измерений были предложены формулы, позволяющие рассчитывать составляющие радиационного баланса, используя для расчета доступные метеорологические данные. В частности, таким комбинированным способом по измеренной радиации, дополненной расчетными значениями, составлен в Морском гидрофизическом институте Атлас теплового баланса океанов (изд. МГИ АН УССР, Севастополь, 1970). При расчетах суммарная радиация определялась по довольно сложным полуэмпирическим формулам, учитывающим пространственно-временное распределение водяного пара, аэрозолей и облачности.

При пользовании методом следует иметь в виду, что значения ряда коэффициентов в расчетных формулах определены для средних условий за длительные промежутки времени. Поэтому метод расчета дает лучшие результаты при вычислениях величин как суммарной радиации, так и эффективного излучения, осредненных для отрезков времени порядка месяца или сезона. Для более коротких промежутков времени ошибки расчета могут достигать значительных величин.

Действительную суммарную радиацию, приходящую на поверхность океана в данном месте в конкретный момент, можно представить как максимально возможную ее величину (табл. 36), ослабленную облаками и содержащимися в воздухе

#### ТАБЛИЦА 36

Дневная суммарная радиация при безоблачном небе  $(Q+q)_0$  МДж/м<sup>2</sup> при среднем значении аэрозолей ( $\gamma = 1$ )

Широ- та	I	- 11	111	īv	v	VI	VII	VIII	IX	x	ХI	XII
70° с. 60 50 40 30 20 10 0 10 ю. 20 30 40 50 60	0,0 1,6 5,8 10,8 15,2 19,0 22,9 26,2 29,0 31,2 32,7 33,7 35,5 33,0	1,3 5,6 10,5 15,4 19,4 22,5 25,1 27,4 28,9 29,7 29,9 29,2 27,3 25,2	7,0 12,2 17,0 21,1 24,0 25,9 27,1 27,7 27,7 27,7 27,7 27,7 25,5 23,3 19,8 16,0	16,9 21,1 24,7 27,0 28,2 28,3 27,9 26,8 25,1 22,9 19,9 16,4 11,9 7,5	26,4 28,6 30,4 31,0 30,2 29,2 27,5 25,1 22,5 19,2 15,5 11,0 6,4 2,4	$\begin{array}{c} 31,6\\ 32,0\\ 32,6\\ 32,2\\ 30,9\\ 29,0\\ 26,7\\ 23,9\\ 20,9\\ 17,2\\ 13,2\\ 8,8\\ 4,5\\ 0,7 \end{array}$	$\begin{array}{c} 28,8\\ 30,0\\ 31,2\\ 31,0\\ 30,0\\ 28,8\\ 26,8\\ 24,5\\ 21,6\\ 18,1\\ 14,1\\ 9,8\\ 5,2\\ 1,3\\ \end{array}$	20,2 23,8 26,4 27,5 28,2 28,0 27,3 25,9 23,9 21,1 17,7 13,7 9,2 4,4	10,7 15,5 19,6 22,6 24,7 26,2 27,0 27,1 26,7 25,5 23,2 20,0 15,9 11,5	3,2 7,9 12,7 17,1 20,4 23,4 25,5 27,3 28,4 28,9 28,2 26,8 24,3 20,6	0,1 2,8 7,2 11,9 16,2 19,9 23,4 26,5 28,9 30,9 31,8 32,4 31,6 29,9	$\begin{array}{c} 0,0\\ 0,9\\ 4,8\\ 9,4\\ 14,0\\ 18,1\\ 22,1\\ 25,7\\ 28,8\\ 31,6\\ 33,3\\ 34,6\\ 34,9\\ 34,7 \end{array}$

246

водяными парами. Современные наблюдения за облачностью позволяют только грубо-учесть ее влияние на суммарную радиацию, так как не всегда возможно оценить такие свойства облачности, как ее плотность (водность облаков), высота и структура. В рассматриваемом методе влияние облачности учитывается введением эмпирических коэффициентов, определенных на основании многочисленных наблюдений. Формула для вычисления действительной суммарной радиации имеет вид

$$Q + q = (Q + q)_0 \gamma \left[ 1 + k_1 n + k_2 (0.25n + 0.75n^2) \right], \quad (8.15)$$

где n — осредненная облачность в долях единицы (при полном покрытии неба облаками n=1);  $\gamma$  — параметр, учитывающий отклонение концентрации аэрозолей для данного места от средней;

$$k_1 = 0.05 - 1.10 \sin \varphi + (0.045 - 0.044 \cos \varphi) h_{\odot};$$
  

$$k_2 = -0.47 + 0.66 \sin \varphi + [0.044 \cos \varphi + -$$
  

$$+ 0.009 \cos (\varphi - 47^{\circ}) - 0.0517] h_{\odot};$$

 $\varphi$  — географическая широта;  $h_{\odot}$  — полуденная высота солнца. Коэффициенты  $k_1$  и  $k_2$  имеют определенный смысл. При n=1 формула (8.15) принимает простой вид:

$$Q+q = (k_1+k_2)(Q+q)_0$$
  $\gamma$ .

Отсюда видно, что

$$k_1 + k_2 = \frac{Q+q}{(Q+q)_0 \gamma}$$
,

т. е. сумма  $k_1 + k_2$  равна отношению действительной радиации к возможной, или, другими словами, показывает, какая часть возможной радиации приходит на земную поверхность при полной облачности. Понятно, что коэффициенты  $k_{1,2}$  зависят от свойств облачности, характерных для данной широты, и других факторов.

Параметр у для океанов равен примерно 1, а для внутренних морей у≈0,95.

Значения альбедо водной поверхности а в формуле (8.14) несколько различны для прямой и рассеянной радиации. Если альбедо рассеянной радиации сравнительно мало зависит от высоты солнца и в среднем составляет 8—10%, то альбедо прямой радиации сильно зависит от высоты солнца и заметно изменяется при ветровом волнении, нарушающем гладкость поверхности океана. Однако среднесуточные значения альбедо водной поверхности для прямой радиации вне полярных районов не сильно отличаются от альбедо рассеянной радиации.

8. Теплообмен и влагообмен через поверхность океана

Это позволяет приближенно объединить их в единое более удобное для практики альбедо суммарной радиации.

Значения альбедо суммарной радиации при безоблачном небе, взятые из Атласа теплового баланса океанов, приведены в табл. 37. При использовании данных этой таблицы надо иметь в виду, что они характеризуют альбедо в среднем за месяц и не могут использоваться, например, для вычисления суточного хода суммарной радиации. При сплошной облачности рекомендуется пользоваться постоянным альбедо  $\alpha_1 = 0.08$ . Тогда в общем случае альбедо поверхности океана определяется по формуле

 $\alpha_n = \alpha - (\alpha - 0.08) n. \tag{8.16}$ 

#### ТАБЛИЦА 37

Средние за день величины альбедо поверхности океанов при безоблачном небе и средних условиях волнения

Широ- та	Ι.	II	111	IV	v	VI	VII .	VIII	IX	x	XI	XII
70 <sup>3</sup> с. 60 50 40 20 10 0 10 ю. 20 30 40 50 60	0,26 0,16 0,10 0,08 0,07 0,06 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05	$\begin{array}{c} 0,21\\ 0,16\\ 0,11\\ 0,08\\ 0,07\\ 0,06\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,06\\ 0,06\\ 0,08\\ \end{array}$	0,16 0,11 0,08 0,07 0,06 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,06 0,06 0,08 0,09	$\begin{array}{c} 0,10\\ 0,08\\ 0,07\\ 0,06\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,06\\ 0,06\\ 0,08\\ 0,10\\ 0,14 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,09\\ 0,07\\ 0,06\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,05\\ 0,06\\ 0,08\\ 0,10\\ 0,14\\ 0,20\\ \end{array}$	0,08 0,07 0,06 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,06 0,07 0,09 0,11 0,17 0,27	0,08 0,07 0,06 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,06 0,07 0,08 0,10 0,16 0,25	0,10 0,07 0,06 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,06 0,06	0,13 0,09 0,07 0,06 0,05 0,07 0,08 0,11	0,19 0,14 0,10 0,07 0,06 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05	0,27 0,19 0,14 0,11 0,08 0,06 0,05 0,07	0,27 0,17 0,11 0,08 0,07 0,06 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05 0,05

Рассмотрим теперь вычисления эффективного излучения  $I = I_a - I_w$  в формуле (8.14). Из физики известно, что излучение абсолютно черного тела  $I_0$  пропорционально 4-й степени абсолютной температуры его поверхности  $T_K$  (закон Стефана—Больцмана):

$$I_0 = \sigma T_{\rm K}^4,$$
 (8.17)

где  $\sigma = 5,68 \cdot 10^{-8}$  Вт/м<sup>2</sup> — постоянная Стефана — Больцмана.

В основу формулы для эффективного излучения положен закон (8.17), уменьшенный на значение противоизлучения атмосферы, которое учитывается эмпирически в зависимости от

упругости водяных паров *е*. При составлении Атласа теплового баланса океанов эффективное излучение в случае безоблачного неба и малых вертикальных градиентов температуры рассчитывалось по эмпирической формуле

$$I_0 = 1,1s\sigma T_K^4(0,39 - 0.0502 \sqrt{e})/\sqrt{\gamma^5},$$
 (8.18)

где  $T_{\rm K}$  — абсолютная температура воздуха на стандартной высоте измерений (6 м над водой); *s* — коэффициент «серости», учитывающий отличие излучающей поверхности от абсолютно черной; для моря принимают *s*=0,90; *e* — упругость паров в мб. Влияние облачности и вертикального профиля температуры

Влияние облачности и вертикального профиля температуры воздуха на эффективное излучение учитывается дополнительными множителями:

$$I = I_0 \left\{ 1,06 \left[ 1 - (1 - \mu)^{0.54} \right] + f(\Delta n) + \frac{4 \left( T_{\rm K} - T_{\psi} \right)}{T_{\rm K} \sqrt{\gamma^5} \left( 0.39 - 0.0502 \sqrt{e} \right)} \right\},$$
(8.19)

где  $\mu = 1 + k_1 n + k_2 (0,25n + 0,75n^2); f(\Delta n)$  — поправка на суточный ход облачности над океанами;  $T_w$  — абсолютная температура поверхности океана.

Безразмерная поправка  $f(\Delta n)$  в умеренных широтах меняется от —0,02 для лета до 0,04 для зимы. В тропической и экваториальной зоне она составляет 0,01—0,03.

После того как действительная суммарная радиация и эффективное излучение вычислены, остается подставить их в формулу (8.14) и получить радиационный баланс.

Еще раз подчеркнем, что рассмотренный метод дает надежные значения только для достаточно больших промежутков времени — месяца или сезона, поэтому и все входящие в формулы величины — температура воды и воздуха, влажность и другие — следует брать средними за месяц или сезон. На рис. 79 приведены вычисленные указанным способом годовые значения радиационного баланса океанов. Очень хорошо прослеживается изменение величины баланса по широтам с максимумом в экваториальной зоне и минимумами в полярных областях. Отклонения от широтного хода вызваны аномалиями облачности, вертикальной стратификацией температуры и влажности воздуха.

В связи с изменением суммарной радиации, облачности, температуры, влажности воздуха и альбедо морской поверхности радиационный баланс существенно меняется в течение года. В качестве примера рассмотрим результаты расчета



Рис. 79. Радиационный баланс поверхности океана [в МДж/(м<sup>2</sup> · год)] (по В. Т. Тимофееву).

среднемесячных величин радиационного баланса южной части Балтийского моря (табл. 38).

#### ТАБЛИЦА 38

Радиационный баланс южной части Балтийского моря *R* и максимально возможная суммарная радиация (Q+q)<sub>0</sub> МДж/(м<sup>2</sup> · мес)

	I	11	ш	١V	v	VI	VII	VIII	IX	х	XL	XII	Год
R	92	25	117	289	<b>49</b> 8	486	456	310	159	17	59		2069
$(Q + q)_0$	105	218	465	687	896	946	921	729	498	310	159	. 88	6022

В этой же таблице приведены для сравнения значения максимально возможной суммарной радиации.

Как мы видим, фактический радиационный баланс поверхности моря сильно отличается от возможного прихода солнечной радиации. Если при безоблачном небе и без эффективного излучения приход радиационного тепла составил бы за год 6022 МДж/м<sup>2</sup>, то влияние альбедо моря, облачности и эффективного излучения снижает эту величину в три раза. Сильное излучение моря зимой превышает приход солнечной радиации, и радиационный баланс становится отрицательным. По сравнению с сушей радиационный баланс моря на той же широте заметно больше благодаря малому альбедо. Поэтому моря в океаны аккумулируют больше радиационного тепла, чем суша.

#### 8.2.2. Турбулентный теплообмен с атмосферой

Поверхность океана и соприкасающийся с ней воздух, как правило, имеют различные температуры, вследствие чего между ними происходит теплообмен. Физический механизм этого теплообмена состоит в том, что частицы воздуха, соприкасающиеся с поверхностью океана, нагреваются или охлаждаются в зависимости от знака разности температур воды и воздуха. Частицы воздуха всегда находятся в хаотическом турбулентном движении, благодаря чему тепло уносится ими от поверхности воды или приносится к поверхности. Поскольку в горизонтальном направлении температуры поверхности воды и воздуха различаются несравнимо меньше, чем в вертикальном, результирующий поток тепла направлен по вертикали.

Из-за турбулентного перемешивания воздуха, обусловливающего перенос тепла, эта составляющая баланса названа турбулентным теплообменом Ф. Реже встречаются названия «контактный» или «конвективный» теплообмен. Для определения величины турбулентного теплообмена нет необходимости рассматривать процесс непосредственно на поверхности моря, что представляет значительные трудности. Если выделить в воздухе

#### 8. Теплообмен и влагообмен через поверхность океана

вблизи поверхности воды горизонтальную площадку, то турбулентный поток тепла будет ее пересекать. Для непосредственного измерения этого потока тепла требуется довольно сложная аппаратура, поэтому чаще Ф рассчитывается по формулам, использующим данные стандартных гидрометеорологических измерений.

Широкое применение для расчета турбулентного теплообмена океана с атмосферой получила формула Шулейкина— Свердрупа:

$$\Phi = -c_p a U \left( T_w - T_{\rm B} \right), \qquad (8.20)$$

где  $c_p$  — теплоемкость воздуха  $[c_p = 1,01 \cdot 10^3 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{град})];$  U — скорость ветра в м/с; a — коэффициент пропорциональности  $(a=2,4\cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3);$   $T_w$  — температура поверхности воды;  $T_{\text{в}}$  — температура воздуха на стандартной высоте (6 м).

Следует заметить, что интенсивность турбулентного обмена в атмосфере зависит не только от скорости ветра, но и от шероховатости водной поверхности (волнения), изменения плотности воздуха по вертикали и других факторов.

Поэтому коэффициент *a*, строго говоря, не является постоянным. Более надежными являются его средние значения для значительных промежутков времени — месяца или сезона. Поэтому формула (8.20) дает лучшие результаты при расчетах средних значений Ф за месяц или сезон.

На рис. 80 представлены вычисленные по формуле (8.20) значения турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой. Как было ранее отмечено, турбулентный поток тепла считается отрицательным, если он направлен в атмосферу. Из рисунка видно, что в среднем за год поверхность океана теплее прилегающих слоев воздуха и океан теряет тепло. Особенно интенсивная турбулентная теплоотдача происходит в районах теплых течений Гольфстрима и Куросио. Этому способствует и то, что в зимнее время с материков Северной Америки и Азии происходит преобладающий перенос на восток холодного воздуха, при котором образуются большие контрасты температур вода-воздух. С продвижением к восточным берегам океанов воздух постепенно прогревается, разница между его температурой и температурой воды уменьшается и турбулентный поток тепла ослабевает. Поэтому в отличие от радиационного баланса турбулентный теплообмен не имеет выраженного широтного хода.

Вследствие различного изменения температур воды и воздуха в течение года, при котором моря и океаны зимой, как правило, теплее прилегающих слоев воздуха, а летом — холоднее, турбулентный поток тепла имеет хорошо выраженный сезонный ход.




В качестве примера рассмотрим результаты расчета месячных значений турбулентного теплообмена с атмосферой для южной части Балтийского моря (табл. 39).

#### ТАБЛИЦА 39

#### Турбулентный теплообмен с атмосферой Ф МДж/(м<sup>2</sup> · мес) в южной части Балтийского моря

I	II	111	IV	V.	VI	VII	VIII	IX	х	ΧI	XII	Год .
-155	-50	-50	34	59	67	75	21	17	-50	54	-105	—193

Как видим из этого примера, море отдает тепло в атмосферу в холодную половину года и получает в теплую. В целом за год отдача превышает приход тепла на 193 МДж/м<sup>2</sup>, что типично как для морей, так и для океана. Этим в значительной мере объясняется смягчающее влияние океана на климат.

# 8.2.3. Потери тепла при испарении

При испарении с поверхности океана со скоростью E расходуется количество тепла LE. Это тепло идет на увеличение кинетической энергии молекул воды, переходящих в фазу пара. В последующем, при конденсации пара в атмосфере, это тепло передается воздуху.

Непосредственное измерение скорости испарения с поверхности океана затруднительно. Поэтому чаще испарение вычисляется на основании физической теории. Для построения расчетных формул, как и в случае турбулентного теплообмена, используется то обстоятельство, что испаряющийся пар попадает в атмосферу благодаря переносу его при турбулентном перемешивании воздуха. Если выделить в атмосфере вблизи поверхности моря горизонтальную площадку, то через нее будет проноситься вся масса испаряющейся воды. Таким образом, физический механизм переноса пара от поверхности океана аналогичен механизму переноса тепла при турбулентном теплообмене. Поэтому аналогичны и формулы для расчета этих процессов.

При климатических расчетах испарения с поверхности водоемов наиболее широко используется формула В. В. Шулейкина:

$$E = aU(q_w - q_{\rm B}), \qquad (8.21)$$

в которой E — скорость испарения в м/с, если U — скорость ветра в м/с;  $a=2,4\cdot 10^{-3}$  кг/м<sup>3</sup>;  $q_w$  — удельная влажность (кг/кг) у поверхности воды, принимаемая равной влажности насыщения при температуре поверхности;  $q_{\rm B}$  — удельная влажность на стандартной высоте измерений (6 м).

254

Ċ,

Как отмечалось выше, значение коэффициента *а* является осредненным за сравнительно длительный промежуток времени, поэтому формула (8.21) дает лучшие результаты для месячных или сезонных значений.

Часто влажность воздуха выражается упругостью пара е, которая связана с удельной влажностью формулой

$$q = 0.622 - \frac{e}{P_{\rm B}}$$
, (8.22)

где *P*<sub>в</sub> — атмосферное давление.

Подстановка этого соотношения в формулу (8.21) вносит лишь добавочный множитель, не меняя ее существа. Большое влияние на интенсивность испарения оказывают штормы, при которых в воздух заносится много брызг, в той или иной степени испаряющихся прежде, чем попасть обратно в море. Чтобы учесть это обстоятельство, необходимо увеличить коэффициент *а* пропорционально силе штормов и их повторяемости. В тех районах океана, где повторяемость и сила штормов велики, их учет приводит к возрастанию коэффициента *а* на 30—40% относительно принятой среднегодовой величины. Кроме того, с целью повышения точности определения испарения учитывается влияние на параметр *а* перепада температур и влажности. Все эти факторы учитывались при составлении карты испарения с поверхности Мирового океана (рис. 81).

В среднем годовые значения испарения убывают от экватора к полярным областям. Это обусловлено общим понижением температуры воды и воздуха к полюсам и соответствующим уменьшением влажности и ее вертикального градиента. Морские течения и атмосферная циркуляция нарушают широтный ход испарения. Так, в районах теплых течений Гольфстрима и Куросио испарение повышенное из-за тех же условий, которые приводят к росту турбулентного теплообмена. Большая масса воды испаряется с океанов в областях пассатов, чему способствует сухость воздуха и усиление скорости ветра. В этих районах за год испаряется более чем двухметровый слой воды.

Уменьшается испарение в приэкваториальных восточных районах океанов, где в течение всего года преобладают экваториальные воздушные массы с повышенным содержанием влаги и малыми скоростями ветра, а также в районах холодных течений. Например, над холодными водами Бенгельского и Перуанского течений за год испаряется менее 1,2 м воды, в то время как западнее оно увеличивается до 2 м.

Резко уменьшается испарение с поверхности океанов, покрывающихся в холодную часть года льдом. В среднем за год оно здесь составляет примерно 0,2 м. Это объясняется тем, что годовое значение испарения с океанов определяется главным



Рис. 81. Годовое испарение (в мм)

образом осенне-зимними условиями, когда возрастает ветер и контрасты температур между водой и воздухом. Температура же поверхности льда низкая и очень близка к температуре воздуха. Поэтому общее влагосодержание, перепад влажности надо льдом и испарение со льда малы.

Для определения затрат тепла, расходуемых океаном на испарение, достаточно приведенные на рис. 83 значения умножить на удельную теплоту испарения L=2500 Дж/г.

Чтобы получить представление о годовом ходе испарения и затрат тепла на него, составлена табл. 40, в которой приведены *E* и *LE*, рассчитанные по климатическим данным для южной части Балтийского моря. Из таблицы видно, что наибольшее испарение происходит в зимние месяцы. В мае конденсация преобладает над испарением. В целом за год с поверхности моря испаряется до 60 см воды, что соответствует теплоотдаче около 1500 МДж/м<sup>2</sup>.

ТАБЛИЦА 40

#### Испарение Е см/мес и потери тепла на испарение LE МДж/(м<sup>2</sup>·мес) в южной части Балтийского моря

Месяцы	Ī	11	111	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	ХI	ХH	Год
Е	8,9	5,2	3,0	1,6	-0,2	0,0	2,3	6,7	6,7	7,5	8,2	8,9	58,8
LE	-222	-130	75	<b>⊷</b> 40	5	0	58		—167	-188	-205	222	-1470

Интересно сравнить данные табл. 40 с радиационным балансом и турбулентным теплообменом с атмосферой для этого же района моря (табл. 38 и 39). Видно, что из годового прихода тепла лучистой энергии 2069 МДж/м<sup>2</sup> на испарение расходуется 1470 МДж/м<sup>2</sup>, т. е. 71% поступившего тепла, и 193 МДж/м<sup>2</sup>, т. е. 9%, море отдает атмосфере турбулентным теплообменом. На долю остальных составляющих теплового баланса остается 406 МДж/м<sup>2</sup>.

По-видимому, значительная часть этого остатка выносится из южной части моря течением, идущим вдоль восточного берега моря на север. На это указывают более высокие температуры воды в восточной части моря.

# 8.2.4. Тепло ледовых процессов

Фазовые переходы воды в лед и обратно происходят при практически постоянной температуре кристаллизации и в то же время связаны с выделением или поглощением тепла. Поэтому тепло ледовых процессов играет своеобразную роль в тепловом балансе моря. Так, при образовании льда выделяется тепло кристаллизации  $L_{\rm K} = 334 \cdot 10^3$  Дж/кг. Это тепло, следуя по направлению градиента температуры, уходит через лед в атмосферу. Таким образом, при нарастании льда море «экономит»

17 Заказ № 16

тепло, отдаваемое молекулами воды при фазовом переходе. Этот поток тепла мы можем считать приходом в море как бы от некоторого источника и вычислить его по простой формуле

$$L_{\kappa}M = L_{\kappa}\hbar\rho_{\pi}, \qquad (8.23)$$

где  $\hbar$  — толщина льда в м;  $\rho_{\pi} = 0.9 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> — плотность льда.

При таянии льда во время нагревания моря наблюдается обратный процесс. Пока весь лед не растает, температура моря не начнет повышаться. Таким образом, тепло, поступающее через поверхность и идущее на фазовый переход льда в воду, для моря оказывается потерянным и его относят к расходной части баланса. Вычисляется этот поток по той же формуле (8.23), где теперь  $\hbar$  — толщина растаявшего льда.

Очевидно, что в целом за год экономия тепла морем при образовании льда и расход на его таяние равны и не нарушают теплового баланса. Однако так обстоит дело только в том случае, если весь образовавшийся лед тает в том же месте. В действительности льды перемещаются течениями и ветром и далеко не всегда тают в месте их образования. Если лед хотя бы частично выносится из моря или рассматриваемого района, то количество тающего льда оказывается меньше образовавшегося за зиму и в тепловом балансе за год появляется дополнительный приход тепла. Наоборот, если к началу таяния в море приносится дополнительное количество льда, это создает дополнительный расход тепла.

Так, например, для́ Белого моря В. В. Тимонов и П. П. Кузьмин подсчитали, что ледовые процессы дают за год приход тепла. Если всю массу образующегося за зиму льда считать равномерно распределенной по площади моря, получается слой льда толщиной около 70,6 см, что дает приход тепла около 214 МДж/(м<sup>2</sup>·год). В течение зимы над Белым морем преобладают юго-западные ветры, выносящие льды из моря. К началу таяния остается количество льда, которое, будучи распределенным равномерно по морю, эквивалентно слою толщиной 40 см. При таянии этого льда потеря тепла в годовом балансе составляет 131 МДж/(м<sup>2</sup>·год). Следовательно, за счет выноса льда в тепловом балансе моря появляется приход 92 МДж/(м<sup>2</sup>·год). Понятно, что выносимый из моря лед создаст дополнительный расход тепла в месте своего таяния.

## 8.2.5. Адвекция тепла течениями

Поскольку мы рассматриваем тепловой баланс для вертикального столба пространства, жестко связанного со дном, то нужно учитывать течение, непрерывно переносящее воду через

это пространство. Если теплосодержание воды распределяется неравномерно по горизонтали (на это указывает отличный от нуля горизонтальный градиент температуры), то течение вызовет в рассматриваемом столбе изменение теплосодержания, которое и называют адвективным приходом или расходом тепла, относя его к единице площади поверхности.

Практический расчет адвекции тепла можно выполнить по следующим простым формулам.

Пусть высота столба, в который происходит адвекция тепла, будет h, горизонтальные размеры l— в направлении течения ub— поперек него, средняя по глубине скорость течения равна u, средняя температура на входном сечении  $\overline{T}_1$ , на выходном  $\overline{T}_2$ . Плотность и теплоемкость воды примем постоянными и равными  $\rho$  и c. Масса воды, вносимая и выносимая течением, равна  $uhb\rho$ . Количество тепла, вносимое через входное сечение, равно  $\overline{uhb\rho cT}_1$ , выносимое через противоположное сечение— соответственно  $\overline{uhb\rho cT}_2$ . Разность этих количеств, отнесенная к площади сечения столба lb, и есть адвекция тепла в слое h под единицей площади поверхности:

$$A = \overline{u}h\rho c \frac{\overline{T}_1 - \overline{T}_2}{l}. \tag{8.24}$$

Толщину слоя h рационально выбирать такой, чтобы глубже нее влияние процессов теплообмена через поверхность океана на изменения температуры практически не имело значения (глубина деятельного слоя, см. гл. 9).

На практике формулу (8.24) удается применять лишь в редких случаях, так как обычно наблюдения за скоростями течения недостаточны для надежного определения A. Поэтому адвекция тепла является в настоящее время, пожалуй, наиболее трудно определяемой составляющей теплового баланса моря. Для ее оценки пользуются, как правило, так называемым «замыканием» уравнения теплового баланса (8.5). При известных за год величинах R, LE и  $\Phi$  из этого уравнения получают годовую адвекцию. Такое вычисление адвекции весьма грубое, так как в нее автоматически включаются эффекты второстепенных, не учитываемых составляющих, а также ошибки в определении R, LE и  $\Phi$ . Получая величину A за год, мы не имеем представления о ее годовом ходе.

На рис. 82 представлены вычисленные значения суммарного теплообмена океана с атмосферой, которые можно интерпретировать как интегральную по всей толщине адвекции тепла. В тех областях, где суммарный поток положителен, океан получает сверху тепло, которое уносится течениями. В областях

<sup>17\*</sup> 



Рис. 82. Теплообмен между океаном и атмосферой [в МДж/(м<sup>2</sup> · год)].

•

с преобладанием расхода тепла в атмосферу происходит компенсация теплопотерь адвективным притоком.

Из рис. 82 видно, что Мировой океан аккумулирует тепло в экваториальной области, откуда оно разносится к высоким широтам. Наиболее интенсивно этот перенос осуществляется системой теплых течений Гольфстрима и Куросио.

В южном полушарии из-за меньшей площади суши и более слабых меридиональных перемещений воды такой мощной адвекции тепла, как в северном полушарии, не отмечается. Адвекция тепла наиболее мощными Бразильским и Ангольским течениями происходит в узкой полосе и не приводит к существенному изменению теплообмена с атмосферой.

Адвекция холода течениями и влияние ее на теплообмен с атмосферой проявляются непосредственно в области течений, и на рис. 82 она практически не выделяется.

Ежемесячные значения A можно получить из уравнения (8.4), но для этого надо знать среднемесячные значения теплосодержания рассматриваемого столба воды, для чего необходимо иметь ежемесячные данные о вертикальном распределении температуры.

Для иллюстрации вычислим годовое значение A для южной части Балтийского моря по данным R, LE и  $\Phi$ , приведенным в табл. 38—40. Подставляя эти величины в уравнение (8.5) и пренебрегая малыми  $\Phi_{\rm r}$  и D, получаем A = 406 МДж/(м<sup>2</sup> · год).

# 8.2.6. Тепловой баланс и теплосодержание деятельного слоя

В процессе теплообмена через поверхность моря непосредственно участвует сравнительно тонкий слой воды. Тепло коротковолновой солнечной радиации, как было показано в главе 3, поглощается в слое толщиной порядка 10 м. Длинноволновое излучение, испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой происходят на самой поверхности. Поэтому и изменения температуры воды, непосредственно создаваемые теплообменом через поверхность, имеют место в пределах слоя воды толщиной в несколько метров. Однако вследствие турбулентности воды этого слоя перемешиваются с глубже лежащими. Благодаря перемешиванию тепло передается вглубь, и изменения температуры распространяются значительно глубже деятельной поверхности. Заметим, что глубже слоя, в котором поглощается солнечная радиация, передача тепла (и других свойств) осуществляется практически только в процессе турбулентного обмена, так как излучение длинноволновой радиации и молекулярная диффузия дают незначительный вклад.

Слой, в пределах которого наблюдается годовой ход температуры, связанный с теплообменом через поверхность моря, называют *деятельным слоем*. Механизм формирования этого слоя рассматривается в главе 9.

Таким образом, с тепловым балансом поверхности моря связано изменение теплосодержания деятельного слоя моря. Рас-





смотрим это на том же примере южной части Ha Балтийского моря. рис. 83, в верхней его части, вычерчены кривые годового -хода составляющих теплового баланса и теплосодержания деятельного слоя С. Ординаты кривой С получены суммированием всех составляющих теплового баланса в каждом месяце. Ежемесячное значение адвекции тепла получено грубо, делением годовой ее величины на 12.

B момент перехода кривой С через ось абсцисс, отмеченный точкой а, начинается приход тепла в деятельный слой. Очевидно, что в этот мотеплосодержание мент деятельного слоя минимальное в году. Примем его значение условно за нуль. Если вычислять теплосодержание Q вертикального столба дея-

тельного слоя с сечением 1 м<sup>2</sup>, то легко показать, что площадь, ограниченная кривой C, осью абсцисс и ординатами a и b (заштрихована на рисунке), пропорциональна теплосодержанию столба в момент b. Действительно, кривая C выражает скорость прихода — расхода тепла, т. е. производную теплосодержания по времени:

$$C = \frac{dQ}{dt} \,. \tag{8.25}$$

Интегрируя соотношение (8.25) по времени от момента a, когда Q=0, до момента b, получаем для теплосодержания в момент b

$$Q_b = \int_a^b C \, dt. \tag{8.26}$$

Интеграл в правой части, как известно из геометрической его интерпретации, выражает отмеченную площадь. Обычно его определяют численно, так как вид зависимости *C* от *t* часто довольно сложно выразить аналитической формулой. Например, используя формулу трапеций, получаем

 $Q_{b} = \frac{C_{a} + C_{b}}{2} (t_{b} - t_{a}).$ (8.27)

В нижней части рис. 85 вычерчен годовой ход относительного теплосодержания Q, определенного на конец каждого месяца по формуле (8.27), начиная с момента минимального теплосодержания, принятого за нуль. Наибольшее превышение теплосодержания над его минимальным значением достигается в конце прихода тепла в море и составляет 1890 МДж/м<sup>2</sup>.

Теплосодержание слоя толщиной h под 1 м<sup>2</sup> поверхности связано со средней температурой слоя  $\overline{T}$  соотношением

$$Q_h = h C_{\rm P} \overline{T}.$$

Если принять толщину деятельного слоя моря в данном районе равной 50 м, то получим, что к концу нагревания средняя температура этого слоя повышается на 9°С. Напомним, что  $\overline{T}$  в этом случае отсчитывается не от 0°С, а от той температуры, которую слой имел в момент минимального теплосодержания. (Значение же этой температуры, как и теплосодержания, остается неопределенным.)

В тех случаях, когда теплосодержание деятельного слоя может быть определено по фактическим измерениям температуры, появляется ценная возможность использовать его для более точного определения составляющих теплового баланса. Так, если известно ежемесячное теплосодержание деятельного слоя, уравнение (8.4) позволяет определить ежемесячные значения адвекции тепла *A*, которые, как правило, невозможно получить другим путем.

# 8.3. Влагообмен через поверхность океана. Водный и солевой балансы

## 8.3.1. Влагообмен и водный баланс

Одним из важных следствий теплообмена через поверхность океана является влагообмен океана с атмосферой. Затраты тепла на испарение, отнимающего воду с поверхности океана,

как мы видели, непосредственно являются составляющей его теплового баланса. Осадки, возвращающие влагу в океан, являются результатом конденсации пара в атмосфере, при которой тепло испарения передается воздуху. Таким образом, влага, участвующая в непрерывном цикле испарение—конденсация, является своеобразным теплоносителем, передающим от океана атмосфере большую часть тепла солнечной радиации, поглощаемой океаном.

Влияние самих осадков на теплосодержание океана незначительно, так же как и стока с суши, возвращающего часть



Рис. 84. Схема влагообмена.

осадков, выпавших над материками.

Если выделить в океане вертикальный столб пространства от поверхности до дна, то баланс влагообмена для него выразится в соответствии со схемой рис. 84 весьма просто.

В каждом месте океана, вообще говоря, испарение И и осадки О не равны как за небольшие промежутки времени, так и за год в среднем. Возникающие вследствие этого изменения уровня создают горизонтальные градиенты давления, которые перемещают воду

и быстро компенсируют изменения уровня (по принципу сообщающихся сосудов). Эти компенсирующие движения накладываются на течения, существующие по другим причинам, но могут быть выделены из наблюдающегося суммарного течения как разность вносимого в столб и выносимого из него объемов воды. Таким образом, постоянство количества воды в столбе поддерживается балансом испарения, бокового притока  $V_{\pi}$  и оттока  $V_{0}$  воды:

$$O + V_{\pi} = \mathcal{H} + V_{o}. \tag{8.28}$$

Очевидно, что водообмен  $(V_{\rm m}+V_{\rm o})$  содержит и вклад стока с суши  $V_{\rm c}$ . Уравнение (8.28) не вполне корректно, так как в нем не учитывается то обстоятельство, что  $V_{\rm m}$  и  $V_{\rm o}$  содержат соли, в то время как O и H их не содержат. А так как разность O-H компенсируется только пресной частью  $V_{\rm m}$  и  $V_{\rm o}$ , то объем результирующего водообмена  $V_{\rm m}-V_{\rm o}$  не равен O-H (несколько больше).

В испарении и осадках участвует только пресная вода, солями океан через поверхность не обменивается (попадание со-

лей в атмосферу при испарении брызг незначительно). Поэтому разность О—И называют пресным балансом. Уравнение (8.28) является уравнением водного баланса. Оно констатирует равновесие между пресным балансом и водообменом течениями.

Для океана или моря в целом, так же как и для отдельного столба, в среднем соблюдается постоянство массы воды, поэтому уравнение (8.28) справедливо и для них. Только в этом случае члены водообмена выражают водообмен с соседними водоемами, и, кроме того, в уравнение следует ввести сток с суши  $V_c$ . Пресный баланс для моря в целом выразится так:  $O + V_c - H = -\Pi$ .

При рассмотрении теплообмена океана было отмечено, что определение испарения с поверхности океана является трудным делом. Измерение осадков хотя в принципе и проще, однако на пространстве океана оно систематически выполняется только метеостанциями на островах и берегах. Поэтому в настоящее время данные по пресному балансу океанов весьма схематичны.

#### ТАБЛИЦА 41

Океан	Площадь, млн. км <sup>2</sup>	Осадки, тыс. км <sup>3</sup>	Испарение, тыс. км <sup>3</sup>	Приток материко- вых вод, тыс. км <sup>3</sup>	Водообмен, тыс. км <sup>3</sup>
Тихий Атлантический Индийский Северный Ледо-	178,7 91,7 76,2 14,7	260,0 92,7 100,4 5,3	269,7 124,4 108,0 3,2	14,8 20,8 6,1 5,2	5,1 -10,9 -1,5 7,3
витыи Мировой	361,3	458,4	505,0	46,9	0

Баланс пресных вод в океанах

В табл. 41 даны составляющие пресного водного баланса океанов. Основными составляющими водного баланса являются осадки и испарение. Речной сток дает всего 10% притока. В Тихом и Северном Ледовитом океанах приток пресных вод за счет осадков и речного стока превышает испарение, вследствие чего в них образуется излишек вод, стекающих в Атлантический и Индийский океаны, где соотношение между упомянутыми составляющими баланса обратное. Поступление пресной воды в океаны происходит в основном в экваториальной зоне и в умеренных широтах южного полушария (рис. 85). В тропических широтах обоих полушарий, как правило, испаряется влаги больше, чем выпадает в виде осадков. Такая закономерность соотношения этих двух основных составляющих водного баланса обусловлена климатическими особенностями



Я. Шаровой). 85. Разность осадков и испарения за год (в мм) (карта составлена Л. А. Строкиной и В.

атмосферной циркуляции. В экваториальной зоне восходящие потоки воздуха вызывают обильные осадки. В тропических поясах высокого давления количество осадков убывает и дефицит воды компенсируется течениями. В умеренных широтах многочисленные циклоны снова приводят к избытку осадков над испарением. Такое же соотношение между этими составляющими в полярных широтах, но абсолютное значение этой разности становится малым.

#### 8.3.2. Солевой баланс

Испарение и осадки переносят пресную воду. Поэтому при испарении происходит повышение концентрации солей вблизи поверхности океана, осадки, наоборот, понижают соленость. Водообмен, компенсирующий пресный баланс, переносит воду различной солености. Таким образом, с водным балансом океана неразрывно связан солевой баланс. Поскольку через поверхность океана нет обмена солями, масса солей в океане всегда постоянна (изменение ее в результате биохимических процессов незначительно в масштабе океана). Вместе с процессом водообмена происходит лишь перераспределение солей в океане. Поэтому соленость часто называют консервативной характеристикой.

Составим уравнение баланса солей для вертикального столба океана.

Так как соли пассивно переносятся вместе с водой, это уравнение должно содержать и элементы водообмена. В вертикальном столбе пространства от поверхности океана до дна масса солей изменяется только в результате различия количеств солей, приносимых и выносимых в результате водообмена через боковые границы. Очевидно, что испарение и осадки влияют на изменение массы солей в столбе через водообмен, зависящий от пресного баланса в соответствии с уравнением (8.28). При этом некоторую роль играет также перемешивание воды столба с окружающей водой, но этот второстепенный процесс мы не будем пока учитывать, чтобы выявить главную закономерность процессов.

Верхняя граница столба в среднем сохраняет свое положение, так как благодаря гидростатическому равновесию в океане его средний уровень сохраняется.

В соответствии с одним из фундаментальных физических законов сохранения, масса воды в столбе в среднем должна быть постоянной. Морская вода как раствор является двухфазной средой, состоящей из пресной фазы и солей. В объеме морской воды v при ее плотности о и солености S, измеряемой в ‰, • содержится  $M_{S} = \frac{v\rho S}{1000}$  кг солей. При средней плотности солевой массы  $\rho_{S}$  объем, занимаемый солями в объеме v морской воды, составляет  $v_{S} = \frac{M_{S}}{\rho_{S}} = \frac{v\rho S}{1000}$  Очевидно, что пресная фаза в объеме v морской воды занимает объем  $v_{w} = v - \frac{v\rho S}{1000}$  масса ее при плотности  $\rho_{w}$  составляет

$$M_{w} = \nu \left( 1 - \frac{\rho S}{1000 \rho_{S}} \right) \rho_{w}.$$

Напишем теперь уравнение баланса массы солей в столбе. Обозначая характеристики воды, приносимой в столб, индексом «п», а выносимой из столба — индексом «о», имеем для скорости изменения массы солей в столбе

$$\frac{dM_{S}}{dt} = 10^{-3} (\gamma_{n} \rho_{n} S_{n} - \gamma_{o} \rho_{o} S_{o}).$$
(8.29)

Скорость изменения объема пресной фазы в столбе выразится следующим уравнением (плотность  $\rho_w$  приближенно полагаем одинаковой во всех составляющих):

$$\frac{1}{\rho_{\varpi}} \frac{dM_{\varpi}}{dt} = \nu_{\pi} \left( 1 - \frac{\rho_{\pi} S_{\pi}}{1000\rho_{S}} \right) + O - \frac{\nu_{S}}{\tau} \left( 1 - \frac{\rho_{0} S_{0}}{1000\rho_{S}} \right) - H. \quad (8.30)$$

В этом уравнении вторые слагаемые в скобках малы. Так, при характерных значениях  $\rho_{\rm S} = 2; \delta \rho_{\rm H} = 1.03 \cdot 10^3, S_{\rm H} \approx S_{\rm o} \approx 35\%$ 

$$\frac{\rho_{\rm n}S_{\rm n}}{10^3\rho_S}\approx\frac{\rho_0S_0}{10^3\rho_S}\approx 0,018.$$

Поэтому с точностью не менее 2%, вполне достаточной для многих практических целей, уравнение (8.30) можно писать в виде

$$\frac{1}{\rho_w} \frac{dM_w}{dt} = 0.98 \left( \nu_{\rm m} - \nu_{\rm o} \right) + O - H. \tag{8.31}$$

В уравнении (8.31) вполне можно принять  $\rho_w = 1$ ; оно оставлено только для сохранения одинаковых размерностей левой и правой частей.

При установившемся равновесии водообмена  $\frac{dM_w}{dt} = 0$  и уравнения (8.30) и (8.31) становятся эквивалентными уравнению (8.28), только в более точной записи:

$$\nu_{\rm n} - \nu_{\rm o} = 1,02 \, (M - O).$$
 (8.32)

В уравнении (8.28) при состоянии равновесия  $\frac{dM_s}{dt} = 0$ . Принимая с достаточной точностью, по крайней мере до третьего знака,  $\rho_{\rm m} = \rho_{\rm o}$ , получаем:

$$\mathbf{v}_{\mathbf{n}} \mathbf{S}_{\mathbf{n}} = \mathbf{v}_{\mathbf{o}} \mathbf{S}_{\mathbf{o}}. \tag{8.33}$$

Формирование водного и солевого балансов в вертикальном столбе в океане теперь можно объяснить на основании уравнений (8.29) и (8.30) или (8.31). Пусть в данном месте океана испарение преобладает над осадками. Это влечет за собой уменьшение массы пресной фазы, т. е.  $\frac{dM_w}{dt} < 0$ . Из уравнения (8.31) и соотношения (8.32) видим, что уменьшение массы пресной фазы будет идти до тех пор, пока величина оттока не уменьшится до  $v_0 = v_{\rm II} + 1,02 (O - H)$ . Тогда  $\frac{dM_w}{dt} = 0$  и устанавливается равновесие водного баланса, описываемое уравнением (8.32).

Одновременно с установлением водного баланса из уравнения (8.29) видим, что при  $v_0 < v_{\pi}$  и при небольшом первоначальном различии  $S_{\pi}$  и  $S_0 \frac{dM_S}{dt} > 0$ , т. е. происходит увеличение массы солей в столбе. Это ведет к возрастанию  $S_0$  до такого значения, при котором  $v_{\pi}\rho_{\pi}S_{\pi} = v_0\rho_0S_0$  и установится баланс солевой массы.

В случае положительного пресного баланса аналогичным рассуждением объясняется установление водного и солевого балансов при пониженном количестве солей. Напомним, что, рассматривая водный и солевой балансы столба, нижняя граница которого принята не на дне, необходимо учитывать перенос воды и солей через нижнюю границу вертикальными движениями, а в некоторых случаях и турбулентный обмен солями.

Рассмотрим теперь качественно особенности солевого баланса Северной Атлантики, используя средний за год пресный баланс (рис. 85). На рассматриваемом пространстве в течение года преобладает отрицательный пресный баланс. Следовательно, в целом для всего района в верхнем слое происходит увеличение солевой массы и баланс солей должен установиться за счет того, что соленость выносимых течениями вод должна быть выше солености притекающих вод. Это действительно наблюдается: в Северный Ледовитый океан выносятся воды более соленые, чем притекают в Северную Атлантику из того же Северного Ледовитого океана и из Южной Атлантики. Кроме того, в северной части района воды высокой солености опускаются в глубину. Что же касается солевого баланса в каждом конкретном месте Северной Атлантики, то в основном он уравновешен в результате уже рассмотренного механизма. Однако при более детальном изучении оказывается, что в ряде мест, например в центральной части района, большую роль играет вынос солей из верхнего слоя вертикальным турбулентным обменом.

# 8.3.3. Связь между водным и солевым балансами

Уравнения водного и солевого балансов содержат некоторые общие члены, что является следствием взаимосвязи этих двух процессов. Очевидно, что изменение хотя бы одной из их составляющих в естественных условиях ведет к изменению других составляющих и к перестройке баланса. Простые уравнения водного и солевого балансов позволяют выполнять практически важные балансовые расчеты. В частности, трудно измеряемые в натуре характеристики водообмена можно вычислить через другие, лучше известные. В качестве примера рассмотрим связь между водным и солевым балансами Азовского моря. По данным за 50-летний период, это море получает от стока рек 40 км<sup>3</sup>/год. Испарение отнимает 30 км<sup>3</sup>/год, осадки приносят 14 км<sup>3</sup>/год. Таким образом, пресный баланс моря положителен и составляет 24 км<sup>3</sup>/год. Казалось бы, этот объем воды должен выходить в Черное море через Керченский пролив. В действительности же под влиянием ветров и других причин в проливе одновременно с выходом вод наблюдается течение, входящее из Черного моря. Водообмен через пролив, трудно измеряемый на практике, может быть оценен по уравнениям водного и солевого балансов. Наблюдения показывают, что в Керченском проливе средняя соленость входящих вод около 17‰, выходящих — 11‰.

Уравнение водного баланса Азовского моря за год, согласно (8.28), запишется так:

$$O + \mathbf{v}_{c} + \mathbf{v}_{\pi} = \mathcal{U} + \mathbf{v}_{0}. \tag{8.34}$$

Уравнение солевого баланса (соленостью речного стока пренебрегаем) примем в виде (8.33).

Выразим неизвестное vo из уравнения (8.34) и подставим в (8.33). Тогда получим

$$\nu_{\pi} = (O - \mathcal{U} + \nu_{c}) \frac{S_{o}}{S_{\pi} - S_{o}}. \qquad (8.35)$$

Подставляя в (8.35) известные величины, получаем для притока из Черного моря 44 км<sup>3</sup>/год. Теперь из (8.34) получаем, что объем выносимой через пролив воды равен 68 км<sup>3</sup>/год.

#### 8.4. Понятие о взаимодействии океана и атмосферы

Предположим теперь, что речной сток уменьшился, например, в два раза при неизменном притоке из Черного моря. Определим, насколько изменится соленость моря. Из уравнения (8.34) получаем  $v_0 = 48 \text{ км}^3/\text{год и из}$  (8.33) находим  $S_0 = 15,6\%$ . Соответственно повысится соленость на всем пространстве моря.

# 8.4. Понятие о взаимодействии океана и атмосферы

# 8.4.1. Взаимосвязь процессов в океане и атмосфере

Океан и атмосфера соприкасаются непосредственно на пространстве, составляющем около 71% поверхности нашей планеты. Если же принять во внимание перенос и трансформацию в атмосфере влаги, испарившейся с океана, то пространство, на котором атмосфера и океан находятся в контакте, еще более расширится. На всем этом пространстве между газовой и жидкой оболочками Земли происходит непрерывное взаимодействие в разнообразных процессах. Действительно, из всех происходящих в Мировом океане процессов, пожалуй, только приливные явления могут рассматриваться независимо в океане и атмосфере. Все процессы в океане и атмосфере возбуждаются единым источником энергии — солнечным излучением — и представляют собой различные части единого механизма, в котором происходит трансформация тепловой энергии Солнца в другие виды энергии.

В ряде отдельных процессов можно видеть преобладание определенно направленного воздействия атмосферы на океан или океана на атмосферу. Однако в целом процессы взаимодействия в системе океан—атмосфера происходят с активной обратной связью. Поэтому причины и следствия в цепи взаимодействия могут меняться местами, и, как правило, в большинстве случаев невозможно указать, находятся причины в атмосфере или в океане.

Воздействие атмосферы на океан проявляется главным образом в передаче ему количества движения. Под непосредственным действием касательного напряжения и пульсаций давления турбулизированного ветрового потока в океане возникают дрейфовые течения, ветровое волнение, внутренние волны. Как мы видели, главные черты системы общей циркуляции вод океана, режим ветрового волнения, форма уровенной поверхности обусловлены режимом преобладающих ветров над океанами, т. е. энергией циркуляции атмосферы. Кроме того, синоптические колебания атмосферного давления, особенно при прохождении циклонов, создают в океане градиентные течения,

долгопериодные внутренние волны, сгонно-нагонные изменения уровня.

Воздействие океана на атмосферу проявляется главным образом в передаче ей тепла и влаги. Существенную роль при этом играет скрытая теплота, содержащаяся в водяном паре и реализуемая атмосферой в районах конденсации. В начале главы было показано, что благодаря большой прозрачности атмосферы бо́льшая часть солнечного излучения проходит к земной поверхности и нагревает океан. Впоследствии это тепло передается в атмосферу процессами испарения, турбулентного теплообмена и длинноволнового излучения с поверхности океана.

Благодаря большой тепловой инерции деятельного слоя океана его тепловое состояние более стабильно и меняется во времени гораздо медленнее, чем тепловое состояние атмосферы. Поэтому крупномасштабные движения в атмосфере стремятся приспособиться к тепловому состоянию океана.

Процессы преимущественного воздействия как атмосферы на океан, так и океана на атмосферу происходят с обратной связью. Например, как было отмечено выше, атмосфера оказывает основное воздействие на океан передачей ему количества движения от энергии циркуляции воздушных масс. Но энергия, поддерживающая общую циркуляцию атмосферы, поступает в основном теплопередачей от океана в атмосферу. Распределение величин результирующего теплообмена океана с атмосферой определяет районы наиболее интенсивного поступления тепловой энергии в атмосферу, а следовательно, определяет и районы наибольшей термодинамической активности в атмосфере. Из рис. 82 видно, что такими районами являются, в частности, системы течений Гольфстрим и Куросио.

Существенно важную роль регулятора в процессах взаимодействия океана с атмосферой, как показал А. С. Монин, играет облачность. С одной стороны, в ней при конденсации выделяется скрытая теплота испарения, а с другой — облачность экранирует прямую солнечную радиацию. Поэтому распределение облачности создает неравномерность в прогреве верхних слоев океана. Можно предполагать, что длительные аномалии в количестве облаков над данным районом океана способствуют сбразованию аномалий теплосодержания деятельного слоя. При этом изменяется испарение, турбулентный и лучистый теплообмен океана с атмосферой, что соответствующим образом изменяет облачность и другие характеристики атмосферы. Таким образом, облачность осуществляет обратную связь в процессах воздействия океана на атмосферу и может придавать этим процессам колебательный характер.

Морской лед также играет роль своеобразного регулятора в теплопередаче от океана в атмосферу в полярных областях.

Так, например, по модельным численным экспериментам Ю. П. Доронина, при отсутствии льда в Северном Ледовитом океане теплообмен океана с атмосферой был бы способен повысить среднюю по вертикали температуру атмосферы зимой до 2°С в сутки. В реальных условиях Арктики подобные процессы должны наблюдаться над большими разводьями.

В последнее время было обнаружено, что в районах частой повторяемости штормов резко увеличиваются турбулентные потоки тепла и влаги, в результате чего эти области становятся как бы очагами интенсивного взаимодействия океана и атмосферы.

8.4.2. Колебания во взаимодействии океана и атмосферы

Поля океанологических характеристик — скоростей течений, температуры, солености, плотности, химических характеристик и всех определяемых ими параметров состояния океана непрерывно изменяются во времени. Исходя из периодов этих изменений, А. С. Монин предложил следующую классификацию изменчивости океанологических полей.

1. Мелкомасштабные явления с периодами от долей секунды до десятков минут. К этим процессам относятся поверхностные и внутренние волны, турбулентность и быстрые изменения вертикальной микроструктуры океана.

2. **Мезомасштабные явления** с периодами от часов до суток — приливные и инерционные колебания, а также колебания полей, вызываемые суточным ходом солнечной радиации.

3. Синоптическая изменчивость с периодами от нескольких суток до месяцев. В отличие от первых двух видов изменчивости, в этом классе процессов главным управляющим фактором является накапливающийся эффект атмосферных воздействий на океан — переменного ветра и тепловых воздействий. Наиболее ярким проявлением синоптической изменчивости океана является непериодическое формирование вихрей с диаметром в несколько сот километров, медленно движущихся и постепенно рассеивающихся.

4. Сезонные колебания с годовым периодом и кратными ему по периодам гармониками. Причиной сезонных колебаний является годовое движение Земли вокруг Солнца и связанный с этим годовой ход суммы солнечной радиации в различных широтных зонах.

5. Междугодичная изменчивость больших акваторий океана и всей атмосферы. В этих процессах наиболее ярко выражены взаимодействие океана с атмосферой и колебания в этом взаимодействии. Ниже будет подробно рассмотрен один из процессов

18 Заказ № 16

этого типа — колебательные явления в системе теплых и холодных течений Северной Атлантики.

6. Внутривековая изменчивость с периодами в десятки лет, связанная с колебаниями климата. Эта изменчивость также одновременно охватывает океан и атмосферу. Примером может служить происшедшее в первой половине XX в. потепление вод Арктики и одновременное похолодание в низких широтах.

7. Междувековая изменчивость с периодами в сотни лет и более, связанная с колебаниями климата с такими же перио-



Рис. 86. Изменчивость средней годовой температуры воздуха в Северной Атлантике в 1921— 1933 гг.

α — Упернавик, φ=72° 47'; б м. Рас, φ=46° 30'; в — м. Хаттерас, φ=35° 15'.

дами. Одно из таких изменений происходило во время так называемого «малого ледникового периода» XVII—XIX вв. Как показал Бьеркнес, в этот период Саргассово море было на 2—3°С теплее, а воды у Исландии на 1°С холоднее, чем в настоящую эпоху. Эти отклонения явились результатом ослабления теплообмена в процессах взаимодействия океана и атмосферы.

Как видим из рассмотренной классификации, наиболее существенная изменчивость состояния океана является результатом колебаний с различными периодами, возникающих в процессах взаимодействия океана и атмосферы. Одно из ярких проявлений таких колебаний наблюдается на пространстве Северной Атлантики. В XX в. исследователи обратили внимание на периодические изменения среднегодовых температур воды и воздуха у берегов Северной Америки и Европы. На рис. 86 показан ход температуры воздуха в нескольких пунктах. Хорошо видно, что существуют колебания с периодом 3—4 года. Амплитуда этих колебаний увеличивается с широтой. Ход температуры указывает на продвижение колебаний с севера на юг. Объяснение этого явления дал В. В. Шулейкин.

На рис. 87 изображена упрощенная схема течений в Северном Ледовитом океане ( $\Pi$ ), Восточно-Гренландское и Лабрадорское течения ( $\Pi$ ), Северо-Атлантическое течение (A), фрон-



Рис. 87. Схема автоколебательного процесса в системе Северная Атлантика—Северный Ледовитый океан (по В. В. Шулейкину).

тальная зона (H) между Гольфстримом и Лабрадорским течением у Ньюфаундленда и Флоридское течение ( $\Phi$ ) — начало системы Гольфстрима ( $\Gamma$ ). Пусть по какой-то причине повысилась температура Северо-Атлантического течения (A) (например, усиление пассатных ветров ускоряет горизонтальную циркуляцию Северного Пассатного, Антильского, Флоридского течений и Гольфстрима). Усиление потока теплых вод, входящих в Северный Ледовитый океан, усилит таяние льдов. Усиление таяния льдов увеличит количество холодной воды и айсбергов, выносимых в Атлантику. Это приведет к понижению температуры в струе Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений ( $\Pi$ ).

В результате смешения холодных вод с Гольфстримом у Ньюфаундленда (район Н) понизится температура Северо-Атлантического течения (А), что приведет к ослаблению таяния льдов в Северном Ледовитом океане; толщина и площадь льдов в нем возрастут. Уменьшится количество льдов и холодной воды, выносимых Восточно-Гренландским и Лабрадорским течениями (Л). В результате произойдет потепление в звеньях циркуляции между Гольфстримом и Лабрадорским течением и в Северо-Атлантическом течении (Н и Å). Потепление последнего вызовет следующее усиление таяния льдов в Северном Ледовитом океане (П), и начнется следующий цикл колебаний в рассматриваемой системе. Как видим, одно потепление в звене --- Северо-Атлантическом течении (А) — вызывает автоколебания системы течений, которые происходят с периодом 3-4 года и постепенно затухают. Через процессы теплового взаимодействия колебания океанской системы воздействуют на атмосферу.

В настоящее время изучены аналогичные взаимосвязанные колебания в циркуляциях океана и атмосферы в системе Куросио — Курильское течение, происходящие с периодами 3, 5—6 и 9—11 лет. Ичие, Фукуока, А. М. Баталин, В. Г. Корт и другие исследователи связывают эти долгопериодные колебания с колебаниями сибирского, алеутского и гавайского атмосферных барических центров.



Распределение основных характеристик в океане. Водные массы



# 9.1. Вертикальная структура вод Мирового океана

В результате обмена энергией, влагой, солями и газами между океаном и окружающей средой в нем формируется специфическое пространственное распределение гидрологических, гидрохимических и других элементов. Наблюдения показали, что поля этих характеристик существенно неоднородны в пространстве и во времени, причем масштабы неоднородностей различны, начиная от мельчайших, имеющих размеры сантиметров и секунд, до сотен метров в вертикальном направлении и тысяч километров в горизонтальном.

По вертикальным профилям температуры, солености и других элементов в Мировом океане выделяется четыре основных макромасштабных слоя воды, названных В. Н. Степановым структурными зонами: поверхностный, промежуточный, глубинный и придонный. Глубина залегания этих слоев, или зон, определяется особенностями циркуляции воды: в областях антициклонического круговорота в результате нисходящих упорядоченных токов границы структурных зон опускаются, а в циклонических круговоротах, где преобладает подъем вод, они приподнимаются. Меняется при этом и толщина слоев.

Поверхностная структурная зона Мирового океана сформировалась в результате взаимодействия с атмосферой. Часто ее называют *деятельным слоем* океана, подчеркивая тем самым интенсивность гидрологических, гидрохимических, биологических и других процессов, протекающих в нем. Стратификация и толщина этого слоя воды не однородные и определяются действием многих внешних факторов, из которых наиболее существенным является тепловое и динамическое воздействие атмосферы. Ветровое и конвективное перемешивание приводит к созданию относительной однородности в распределении гидрологических элементов по вертикали в самой верхней части поверхностной зоны Мирового океана и поэтому ее обычно называют гомогенным (однородным) или квазигомогенным (квазиоднородным) поверхностным слоем.

Механизм перемешивания воды в гомогенном слое довольно сложный. Сдвиг скорости по вертикали в ветровом течении, обрушивание гребней неустойчивых волн, градиент орбитальных скоростей частиц в волнах являются наиболее сильными турбулизирующими факторами в океане. Неравномерность поля ветра создает зоны конвергенции и дивергенции, в которых вода поднимается и опускается. Кроме того, ветер создает в поверхностном слое океана вихри с горизонтальными осями, что проявляется в образовании хорошо известных полос пены, вытянутых в направлении ветра. Эти движения также перемешивают гомогенный слой. Наконец, ветер способствует усилению испарения, повышающего соленость поверхностного слоя и понижающего его температуру. Повышение плотности при этом может привести к неустойчивой стратификации и свободной конвекции. В результате всех перечисленных процессов всякие изменения характеристик поверхностного слоя океана передаются до некоторой глубины настолько быстро, что образуется квазиоднородный слой, являющийся как бы деятельной поверхностью океана, воспринимающей внешние воздействия.

Теплообмен в деятельном слое также играет важную роль в формировании его структуры. В период нагревания возрастает градиент температуры между поверхностным квазиоднородным слоем и глубже лежащей водой. Увеличивающаяся при этом устойчивость как бы «запирает» передачу турбулентной энергии в глубину. В результате между ним и глубже лежащей водой образуется слой повышенных градиентов гидрологических элементов: температуры, солености, плотности и т. д. Обычно его называют слоем скачка. Если он выделяется по повышенным градиентам температуры или солености, то часто этот слой называют термоклином или галоклином соответственно.

В период охлаждения устойчивость верхних слоев уменьшается и слой скачка размывается перемешиванием, особенно при возникновении свободной конвекции. В это время года поверхностный квазиоднородный слой ветрового перемешивания объединяется со слоем конвективного перемешивания и однородность по вертикали распространяется до глубины проникновения конвекции. Таким образом, толщина квазиоднородного слоя существенно меняется во времени и в пространстве, достигая наибольшей величины зимой и наименьшей летом. Ее географические особенности рассмотрели Б. Н. Филюшкин и В. П. Тренин. Они отметили, что летом толщина квазиоднородного слоя наименьшая в умеренных широтах. Зимой же конвективное перемешивание нарушает упомянутый характер изменения толщины и общего уменьшения глубины распространения гомогенности по направлению к умеренным широтам проследить не удается. Это связано с локальными стратификациями плотности, влияющими на распространение конвекции.



Рис. 88. Годовой ход толщины квазиоднородного слоя. Станция погоды "Extra", 30° с. ш., 153° в. д. (по Б. Н. Филюшкину).

Данные о толщине однородного слоя свидетельствуют, что его минимальная величина наблюдается в августе. В это время нагревание поверхности океана достигает максимума. Поэтому устойчивость на нижней границе слоя велика и препятствует передаче в глубину турбулентной энергии, питаемой слабыми летними ветрами. В августе гомогенность в среднем распространяется до глубины 0—30 м в умеренных широтах северного полушария. В экваториальной зоне толщина этого слоя увеличивается до 50—100 м. В сентябре, с переходом к периоду охлаждения, устойчивость понижается. К усиливающемуся при зимних ветрах турбулентному перемешиванию добавляется свободная конвекция, и толщина однородного слоя увеличивается (рис. 88).

Измерения температуры чувствительными приборами показывают, что температура тонкого слоя непосредственно вблизи поверхности океана заметно отличается от температуры квазиоднородного слоя. Это объясняется тем, что именно здесь проявляется эффект охлаждения поверхностной пленки воды постоянно идущим испарением. Благодаря этому эффект нагревания

#### 9. Распределение характеристик в океане. Водные массы

от объемного поглощения солнечной радиации проявляется сильнее не в поверхностной пленке, а несколько глубже. В результате этих особенностей температура поверхностной пленки океана понижена. Понятно, что здесь наблюдаются отличия и в солености, и в газовом составе и в других характеристиках.



Рис. 89. Топография нижней поверхности деятельного слоя (в м) (по В. Н. Степанову).

Поэтому поверхностный слой воды толщиной до 1-2 см рассматривают особо и называют его поверхностью океана.

Вертикальная протяженность всего деятельного слоя Мирового океана зависит в основном от интенсивности турбулентного перемешивания, которое определяет скорость передачи изменений различных характеристик гомогенного слоя, обусловленных воздействием атмосферы. Наиболее существенным колебаниям подвержена температура поверхности океана. Поэтому по ее распространению вглубь удобнее всего определить толщину деятельного слоя. Наибольшую амплитуду имеет периодический годовой ход этой температуры, он распространяется глубже

других колебаний. Обычно тот горизонт, на котором амплитуда годового хода температуры практически не различима, принимается за нижнюю границу деятельного слоя. По данным В. Н. Степанова, она располагается в среднем на глубине 200— 300 м, но в районах циклонических циркуляций и дивергенций



Рис. 90. Топография нижней поверхности промежуточных вод (в м) (по В. Н. Степанову).

потоков воды нижняя граница зоны приподнимается до 150— 200 м, а в областях антициклонических циркуляций и конвергенций опускается до глубин 300—400 м (рис. 89).

Промежуточная зона отделяет глубинную зону от поверхностной, и ее собственные воды образуются из поверхностных, опускающихся в местах интенсивных нисходящих движений, и поднимающихся глубинных вод. И те, и другие трансформируются и перемещаются в горизонтальном направлении. Проникая в полярные области, эти воды создают теплую промежуточную прослойку. Воды промежуточной зоны отделяются от поверхностной своеобразным пограничным слоем, который прослеживается по изменению свойств воды и максимуму устойчивости. Его средняя толщина изменяется от 200 до 300 м.

Промежуточная зона простирается до глубины 800—1800 м в зависимости от залегания глубинных вод (рис. 90). В антарк-



Рис. 91. Топография нижней поверхности глубинных вод (в м) (по В. Н. Степанову).

тической зоне формирования глубинных вод она выше, а сам слой тоньше. Ближе к экватору толщина промежуточных вод и глубина их распространения возрастают из-за постепенной трансформации и опускания глубинных вод. Кроме того, на положение границ и толщину промежуточной зоны влияют восходяще-нисходящие движения, связанные с общей циркуляцией вод Мирового океана: в областях восходящих потоков она тоньше, а в областях нисходящих — толще.

**Глубинные воды** выделяются значительной однородностью, обусловленной тем, что они находятся вдали от внешней среды с меняющимися характеристиками, а длительное перемешивание привело к выравниванию свойств воды. От промежуточных и придонных глубинные воды отличаются большей гомогенностью, что и используется при определении их границ. Чаще всегонижняя граница глубинной зоны прослеживается, как отмечает В. Н. Степанов, по небольшому максимуму устойчивости. Она располагается в среднем на глубине 4 км и сильно зависит от рельефа дна. В котловинах граница опускается до 4,5 км и толщина этой зоны возрастает до 2,5—3 км (рис. 91). В Северном Ледовитом океане толщина зоны глубинных вод около 1 км.

Придонные воды образуются главным образом в Антарктике и перемещаются на север по наиболее глубоким котловинам и желобам. При этом они вступают в химический обмен с донными осадками и получают некоторое количество тепла из недр Земли. Поэтому придонные воды подвергаются заметной трансформации и их свойства меняются в большей степени, чем у глубинных вод. В среднем толщина этой зоны вод не превышает 0,5—1 км. Исключение составляет Северный Ледовитый океан, где из-за его изолированности и затрудненности обмена толщина придонных вод достигает 2 км.

9.2. Температура воды Мирового океана

## 9.2.1. Температура верхнего слоя океана

Изменения температуры океана создаются главным образом процессами теплообмена через его поверхность, важнейшим из которых является радиационный теплообмен. Поглощение коротковолновой радиации в соответствии с закономерностями поглощения лучистой энергии (см. главу 3) происходит в поверхностном слое некоторой толщины, вследствие чего эта радиация непосредственно повышает температуру слоя толщиной несколько метров. Теплообмен длинноволновой радиацией, испарение и турбулентный теплообмен с атмосферой изменяют температуру в пределах тончайшей поверхностной пленки воды.

В предыдущем разделе было отмечено, что верхний квазиоднородный слой океана практически всегда сильно турбулизирован волнением, мелкомасштабными пульсациями течений и т. п. Благодаря интенсивному перемешиванию изменения температуры этого слоя настолько быстро передаются по вертикали, что в квазиоднородном слое неоднородность температуры по вертикали обнаруживается лишь специальными измерениями чувствительными датчиками. Рассмотрим схему формирования средней по вертикали температуры  $\overline{T}$  квазиоднородного слоя толщиной h. Среднюю температуру слоя будем определять обычной операцией осреднения:

$$\overline{T} = \frac{1}{h} \int_{0}^{h} T(z) dz.$$
(9.1)

В этом верхнем слое влияние горизонтальной адвекции и горизонтального турбулентного обмена намного меньше влияния процессов, действующих по вертикали. Поэтому уравнение теплопроводности запишем в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} + w \frac{\partial T}{\partial z} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}.$$
(9.2)

Для того чтобы ввести в уравнение (9.2) среднюю по вертикали температуру, полученную по формуле (9.1), проинтегрируем уравнение (9.2) по вертикали в пределах слоя 0-h и разделим на h. Интеграл от члена, выражающего вертикальную адвекцию, определяем приближенно, по формуле трапеций. В результате получаем

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} + \frac{1}{2} \left( w \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{h} - w \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{0} \right) = k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{0}^{h}.$$
(9.3)

Учитывая, что частицы воды не пересекают поверхность океана и поэтому вертикальная скорость на поверхности равна нулю (без учета испарения и колебаний уровня), получаем, что в уравнении (9.3) второй член в скобках равен нулю. В правой же части этого уравнения, вспоминая, что  $k = \frac{\Lambda}{c\rho}$ , имеем

 $k \frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{1}{c\rho} \Phi, \qquad (9.4)$ 

где c — теплоемкость,  $\rho$  — плотность,  $\Lambda$  — коэффициент турбулентной теплопроводности, а  $\Phi$  — поток тепла через горизонтальную площадку (см. главу 7).

Подставляя (9.4) в (9.3) и учитывая, что *w* на поверхности равно нулю, получаем из (9.3) уравнение, приближенно описывающее формирование температуры верхнего слоя:

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} = \frac{1}{\left| \int c\rho \right|} \left( \Phi + \Lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{h} \right) - \frac{1}{2} w \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{h}.$$
(9.5)

Уравнение (9.5) показывает, что изменения температуры верхнего однородного слоя во времени в основном определяются действием трех тепловых потоков: теплообмена через поверх-

ность океана, турбулентного теплообмена через нижнюю границу слоя и адвекции тепла вертикальными движениями. Ведущим из этих процессов, как было подчеркнуто в главе 8, является теплообмен через поверхность океана. В зависимости от соотношения между этими потоками тепла в данный момент происходят изменения температуры однородного слоя с тем или иным знаком.

Основные изменения температуры поверхности океана обусловлены периодическими изменениями прихода солнечной радиации и имеют суточный и годовой ход. В среднем многолетнем теплообмен верхнего слоя уравновешен и поэтому каждая точка поверхности океана имеет определенное среднее значение температуры, около которого происходят различные изменения.

Рассмотрим теперь основные черты распределения температуры на поверхности Мирового океана по данным измерений. На рис. 92 изображена карта средней многолетней температуры поверхности Мирового океана, которую естественно рассматривать как температуру поверхностного квазиоднородного слоя. В соответствии с симметрией основного влияющего фактора прихода солнечной радиации — относительно экватора распределение температуры также в общем симметрично относительно экватора. Однако зона максимальных температур — термический экватор — в океане смещена к северу относительно географического экватора и находится между 5 и 10° широты. Это объясняется неравномерным распределением воды и суши на Земле, их различной теплоемкостью и теплопроводностью.

Максимальные температуры в области термического экватора достигают 27—28°С и понижаются до температуры замерзания в полярных областях, где постоянно присутствуют многолетние льды.

Отклонение изотерм от зонального расположения отмечается в районах постоянной адвекции теплых или холодных вод, в районах выхода на поверхность более глубоких холодных вод и т. д. Например, Гольфстрим и Лабрадорское течение существенно изменяют зональность изотерм.

В южном кольце Мирового океана преобладающие течения направлены на восток почти по параллелям, благодаря чему отклонения распределения температуры от зонального в этой области незначительны.

Суточный ход температуры поверхности океана невелик, его наибольшая амплитуда в тропической части не более 0,6°С и уменьшается к полярным областям. Суточный максимум в открытом океане обычно наблюдается спустя 2—3 ч после полудня, минимум — около 4—7 ч утра.

Годовой ход температуры поверхности океана хорошо выражен (табл. 42).



Рис. 92. Температура поверхности Мирового океана

#### ТАБЛИЦА 42

Годовой ход температуры поверхности Мирового океана (по Шотту) Широта, град. . . 50 с. 40 с. 30 с. 20 с. 10 с. 0 10 ю. 20 ю. 30 ю. 40 ю. 50 ю. Разность максимальной и минимальной среднемесячных температур, град. . 8,4 10,2 6,7 3,6 2,2 2,3 2,6 3,6 5,1 4,8 2,9

Разности максимальных и минимальных среднемесячных температур поверхности в открытом океане достигают наибольших значений в области широты 40° северного, более континентального полушария и ближе к экватору (область широты 30°) в южном полушарии. От этих районов амплитуда изменений средней месячной температуры воды убывает к экватору и полярным районам.



(в °С) в августе (по Морскому атласу).

В годовом ходе температура поверхности наибольшей части океана достигает максимума и минимума в северном полушарии в августе и феврале соответственно, в южном, наоборот, в феврале и августе.

Средняя годовая температура всей поверхности Мирового океана, по данным В. Н. Степанова, равна 17,54°С. Аналогичная температура атмосферы у поверхности земли равна 14,4°С. Это различие указывает на роль океана как аккумулятора тепла в формировании климата.

Средние годовые температуры поверхности отдельных океанов характеризуются следующими значениями:

Атлантический — 16,53°С, Индийский — 17,27°С, Тихий — 19,37°С, Северный Ледовитый океан — 0,75°С.

Эти величины зависят главным образом от особенностей географического положения океана и водообмена с полярными областями. Так, поверхность Тихого океана наиболее теплая вследствие его большой ширины в тропической области и очень ограниченного водообмена с Северным Ледовитым океаном, в противоположность Атлантическому океану, на температуру верхнего слоя которого сильное влияние оказывает водообмен с Северным Ледовитым океаном.

Годовой ход температуры поверхности морей значительно больше вследствие влияния больших различий температур воздушных масс над окружающим материком, сильно прогревающихся летом и выхолаживающихся зимой.

# 9.2.2. Термический режим деятельного слоя

288

Выше упоминалось, что в деятельном слое океана годовые колебания температуры постепенно затухают от поверхности к его нижней границе. Общие закономерности вертикального профиля температуры и его изменений могут быть представлены в аналитической форме на основе решения уравнения теплопроводности (9.2). В наиболее простой форме, хотя и грубо описывающей процесс распространения тепла, это уравнение представляется в том случае, когда в нем изменение температуры выражается только вертикальной турбулентностью с постоянной теплопроводностью.

Решение такого уравнения при периодическом изменении температуры поверхности имеет вид

$$T(z, t) = \overline{T}_0 + A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{k \Delta t}}} \cos\left(2\pi \frac{t}{\Delta t} - z \sqrt{\frac{\pi}{k \Delta t}}\right), \quad (9.6)$$

где  $T_0$  — средняя годовая температура поверхности океана;  $A_0$  — амплитуда годовых колебаний температуры поверхности океана;  $\Delta t$  — период колебаний температуры воды.

Проанализируем выражение (9.6), чтобы получить представление об описываемом этим теоретическим решением годовом ходе температуры.

Рассмотрим сначала годовой ход температуры на различных глубинах. Для этого в решении (9.6) будем фиксировать различные глубины z. Прежде всего отметим, что период колебаний с глубиной не изменяется. Далее видно, что амплитуда годовых колебаний температуры воды почти экспоненциально убывает с глубиной (первый закон Фурье для периодических колебаний температуры). Отсюда и возникло понятие о деятельном слое океана — слое, глубже которого годовой ход температуры практически становится незначительным.
### 9.2. Температура воды Мирового океана

Формула (9.6) позволяет теоретически оценить толщину деятельного слоя для заданного затухания амплитуды годового хода температуры. Пусть это затухание равно  $A_0/A_z = n$ . Тогда глубина, на которой оно достигается, будет

 $z \approx \frac{\ln n}{\sqrt{\frac{\pi}{k\,\Delta t}}}.\tag{9.7}$ 

Например, из наблюдений известно, что годовой ход температуры в течении Куросио южнее Японии имеет амплитуду 4,25°С. В главе 4 мы видели, что для верхнего слоя океана в этом районе средний по вертикали коэффициент вертикальной температуропроводности изменяется от 7,2 · 10<sup>-3</sup> м<sup>2</sup>/с зимой до  $10^{-3}$  м<sup>2</sup>/с летом, при среднем годовом значении около  $4,0 \times$ ×10-3 м<sup>2</sup>/с. Если принять, что годовой ход температуры с ам-плитудой менее 0,2°С уже трудно различить среди изменений, создаваемых колебаниями течений, влиянием глубже лежащих вод и другими причинами, то, полагая в формуле (9.7)4.25=21,2, получаем для средней величины коэффициента n =  $k = 4,0 \cdot 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/с оценку глубины деятельного слоя около 600 м. В действительности данные наблюдений показывают, что годовая амплитуда 0,2°С достигается уже на глубине 300-400 м. Это является следствием того, что благодаря устойчивости в верхних слоях большую часть года значения k остаются ниже

Очевидно, что, если имеются наблюдения за годовым ходом температуры на нескольких горизонтах в каком-либо месте океана, формула (9.7) позволяет оценить характерную среднюю за год величину коэффициента k деятельного слоя по наблюдаемому затуханию амплитуд:

$$k = \frac{\pi z^2}{\Delta t \ln^2 n} \,. \tag{9.8}$$

При этом чем ближе кривые годового хода к синусоидам, тем надежнее будет результат.

Следующая важная закономерность годового хода температуры деятельного слоя состоит в том, что моменты наступления аналогичных характерных значений температуры с глубиной запаздывают (второй закон Фурье). Это видно по аргументу у косинуса в выражении (9.6). Запаздывание δ, называемое фазой, равно

$$\delta = z \, \sqrt{\frac{\Delta t}{4k\pi}} \,. \tag{9.9}$$

19 Заказ № 16

среднего годового.

Отсюда появляется возможность при достаточно правильном наблюдаемом годовом ходе температуры оценить величину коэффициента k по сдвигу фаз на двух соседних горизонтах, например по запаздыванию максимальной температуры.

Наконец, еще одна важная закономерность (третий закон Фурье) состоит в том, что глубина, до которой распространяются периодические изменения температуры, пропорциональна периоду колебаний. Действительно, из формулы (9.7) следует, что одинаковое затухание в n раз для двух колебаний разных



Рис. 93. Годовой ход температуры воды на различных горизонтах. Атлантический океан, квадрат 40—50° с. ш., 10—20° з. д.

периодов  $\Delta t_1$  и  $\Delta t_2$  произойдет на соответствующих глубинах, определяемых из соотношения

$$\frac{z_1}{z_2} = \sqrt{\frac{\Delta t_1}{\Delta t_2}} \,. \tag{9.10}$$

Отсюда следует, что изменения температуры, имеющие период в несколько лет, проникают глубже деятельного слоя океана.

Хотя рассмотренная упрощенная теория годового хода температуры в деятельном слое океана верно описывает основные черты этого процесса, но, как показали наблюдения, реальная картина распространения тепла сложнее. Обычно с глубиной запаздывает только летний максимум температуры, минимум же наблюдается почти одновременно по всей толще деятельного слоя (рис. 93). Это объясняется тем, что при уменьшении устойчивости слоев в период охлаждения океана возрастает интенсивность турбулентного перемешивания и даже может возникнуть свободная конвекция. В результате деятельный слой охлаждается намного быстрее, чем нагревается. При этом интенсивное охлаждение захватывает бо́льшую часть толщи воды, чем нагревание, и поэтому минимальные температуры почти одинаковы по всей толщине деятельного слоя.

В период нагревания океана устойчивость слоев возрастает и перемешивание затруднено, благодаря чему нагревание сосредоточивается в основном в поверхностном слое. А так как поверхностный слой к тому же непрерывно перемешивается действием ветра почти до однородности, он оказывается отделенным от глубже лежащей воды сезонным термоклином. В начале периода охлаждения сезонный термоклин исчезает.

Глубина положения термоклина зависит от соотношения скорости прихода тепла на поверхность океана, увеличивающего устойчивость плотностной стратификации, и интенсивности турбулентного перемешивания, стремящегося уменьшить ее. При обычно наблюдающихся в летнее время условиях в умеренных широтах сезонный термоклин в морях располагается в среднем около глубины 20—30 м; он углубляется или даже рассеивается после штормов и поднимается ближе к поверхности в штилевую погоду. В океане сезонный термоклин в тех же широтах расположен глубже, на 50—100 м.

Различие в скоростях охлаждения и нагревания создает еще одну особенность — холодный промежуточный слой, когда охлажденный зимой верхний слой располагается между более теплой глубже лежащей водой и нагревающимся поверхностным слоем. В большинстве морей холодный промежуточный слой летом исчезает. Однако в северных морях при недостаточном приходе тепла летом холодный промежуточный слой может существовать все лето до очередного интенсивного зимнего охлаждения.

## 9.2.3. Температура толщи вод Мирового океана

Глубже деятельного слоя, вплоть до дна океана, как показывают данные наблюдений, распределение температуры отличается постоянством в пределах точности современных наблюдений. Постоянство наблюдается и в распределении других физических характеристик.

Квазистационарное поле температуры всех глубинных слоев является результатом равновесия между основными процессами теплообмена, формирующими поле температуры,— переносом тепла течениями, вертикальными движениями и турбулентным обменом по вертикали и горизонтали.

В верхней части промежуточной зоны, вблизи нижней границы деятельного слоя, существенное значение имеет вертикальный турбулентный теплообмен на этой глубине. Это уже не периодический, а почти постоянный по величине на протяжении года поток тепла, передающий в глубину как бы интегральный эффект годового цикла теплообмена деятельного слоя. Этот постоянный поток тепла направлен от деятельного слоя в глубину в областях Мирового океана, имеющих положительный баланс теплообмена через поверхность за год, т. е. преимущественно в низких и умеренных широтах. Наоборот, в полярных областях, где в результате теплообмена через поверхность океана за год происходит потеря тепла океаном, этот поток тепла направлен вверх, к деятельному слою. Это обстоятельство, а также особенности вертикальной циркуляции приводят к тому, что изотермы приподняты в высоких широтах и опущены в тропических и субтропических областях. Макромасштабная циркуляция приводит, в частности, к тому, что наряду с различными движениями, совершаемыми в системе общей циркуляции вод океана, полярные воды имеют постоянную тенденцию «подтекать» под более легкие воды умеренных и тропических широт. Это обусловливает, в частности, постоянную меридиональную адвекцию холодных глубинных вод от полярных областей в сторону экватора. Исключение составляет глубинная теплая прослойка Северного Ледовитого океана, формирующаяся при специфических условиях.

В придонных слоях на больших глубинах (более 4—5 км) некоторое влияние на температуру может оказывать тепловой поток Земли, несколько повышающий температуру. Ранее мы видели (глава 8), что это придонное нагревание поддерживает отрицательную устойчивость, а значит, и свободную конвекцию в придонном слое океана на больших глубинах, где влияние других процессов теплообмена становится достаточно малым.

Основные черты поля температуры глубинных и придонных слоев океана, по данным наблюдений, показаны на рис. 94. Наиболее характерные особенности лучше всего выделяются в плоскости «меридионального» разреза. Хорошо видно, что наиболее низкие температуры отмечены в полярных областях. При этом вследствие относительной изолированности глубинных вод Северного Ледовитого океана поднятием дна в северной части Атлантического океана температуры выше, чем в приантарктической области. Хорошо видно также, как благодаря меридиональной составляющей плотностного движения холодные воды от Антарктики растекаются у дна на север, заходя далеко за экватор и поддерживая наиболее низкие температуры в придонном слое. Аналогичное движение в южном направлении переносит воды из Северной Атлантики на промежуточных глубинах.

Выше этих вод опять движение направлено из антарктической области к северу, чем обусловлен промежуточный минимум температуры.



Рис. 94. Температура воды по «меридиональным» разрезам через океаны.

Характерно, что в верхней части глубинных вод в экваториальной области температура ниже, чем на тех же глубинах севернее и южнее. Это указывает на то, что в экваториальной области происходит подъем глубинных вод в верхние слои.

В Тихом и Индийском океанах поле температуры в глубинных и придонных слоях в общих чертах аналогично рассмотренному нами в Атлантическом океане. Объясняется это подобием пространственного распределения формирующих его процессов. В Северном Ледовитом океане глубинные и придонные воды образовались в результате опускания и растекания вод в районах зимнего наибольшего уплотнения вследствие охлаждения и осолонения при образовании льда. Поэтому температура этих вод низка, до -1,2°С, а соленость высока, до 34,95‰.

Теплая прослойка, занимающая глубины от 200—250 до 500—600 м, представляет собой воду, принесенную Норвежским течением из северной части Атлантического океана и опустившуюся вследствие уплотнения при понижении температуры. Это



Рис. 95. Типы вертикальных профилей температуры воды в Мировом океане.

1— полярный; 2— субантарктический; 3— субарктический атлантический; 4— субарктический тихоокеанский; 5— умеренно-тропический

опускание происходит в районе западнее Шпицбергена. Температура атлантической прослойки в месте опускания около 4°С и даже в наиболее суровых районах Арктики не бывает ниже 0,5°С. Сохранению теплой прослойки в центральной части Северного Ледовитого океана способствует сравнительно слабое турбулентное перемешивание на глубине, где она распространяется. На материковой отмели теплая прослойка уничтожается более интенсивным турбулентным перемешиванием.

Характерные для различных областей океана вертикальные распределения температур приведены на рис. 95. Эти распределения представляют на отдельных вертикалях те же основные особенности поля температуры, которые были нами уже рассмотрены на разрезах. В частности, на этих графиках более отчетливо видны вертикальная структура поля температуры в Северном Ледовитом океане, различие вертикального распределения температуры в умеренных широтах в северном и южном полушариях, эффект подъема вод в области экватора и другие особенности.

Слой воды, непосредственно соприкасающийся со дном океана, постоянно подогревается потоком внутреннего тепла Земли. В главе 8 мы отмечали, что этот поток тепла [в среднем 5 Дж/( $M^2 \cdot c$ )] мал по сравнению с другими элементами теплообмена. Однако на больших глубинах океана влияние тепловых потоков от верхних слоев настолько ослабевает, что эффект потока внутреннего тепла Земли проявляется в некотором повышении температуры в придонном слое, начиная с глубины 4000—5000 м. Этому же способствует адиабатическое нагревание в районах опускания вод.

# 9.3. Соленость Мирового океана

## 9.3.1. Соленость поверхностного квазигомогенного слоя

Масса солей, растворенных в океане, практически остается постоянной. Испаряется только пресная компонента морской воды. Попадание солей в атмосферу при испарении брызг, срываемых ветром с волн, совершенно ничтожно, хотя роль кристаллов солей как ядер конденсации в атмосфере весьма существенна. Незначительно также количество солей, извлекаемых организмами и оседающих на дно. Осадки практически дистиллированы. Изменение массы солей стоком с суши или биохимическими процессами также незначительно на протяжении тысячелетий. Поэтому неоднородность поля солености океана формируется главным образом в результате изменений концентрации солей в поверхностном квазиоднородном слое испарением и осадками. Глубже этого слоя поле солености формируется только в результате взаимодействия между переносом солей течениями и диффузией их при турбулентном обмене.

Осолонение океана при преобладаний испарения над осадками, так же как и разбавление концентрации солей в поверхностном квазигомогенном слое при преобладании осадков над испарением, представляется достаточно очевидным. При этом от раствора солей, каковым является морская вода, отнимается или к нему добавляется пресная компонента. Однако механизм осолонения и распреснения вод океана в крупномасштабном природном процессе влагообмена через поверхность океана отличается от того, что происходит, например, в сосуде ограниченного размера. В небольшом сосуде при испарении с его поверхности просто отнимается пресная фаза и повышается концентрация раствора, при доливании пресной воды (осадки) концентрация раствора понижается. В реальном океане на общирном пространстве его поверхности соотношение величин осадков и испарения меняется. Вследствие этого постоянно существуют тенденции к понижению уровня в областях с отрицательным пресным балансом и к повышению его в областях с положительным пресным балансом. Горизонтальные градиенты давления, возникающие при этих изменениях уровня, передаются на значительную глубину и вызывают градиентное течение. При этом непосредственное восстановление уровня должно осуществляться вертикальными составляющими этих градиентных движений крупного масштаба. При установившемся состоянии уровня океана вертикальные скорости на нижней границе поверхностного слоя должны равняться разности скоростей осадков и испарения. Эти вертикальные движения осуществляют адвекцию солей и тем самым осолоняют или распресняют поверхностный слой океана.

Кроме вертикальных движений, связанных с компенсацией пресного баланса, в океане наблюдаются и другие, например создаваемые неравномерностью поля ветра над океаном. Эти движения также влияют на формирование поля солености, главным образом там, где они имеют характер устойчивого подъема или опускания.

Другие процессы, участвующие в формировании поля солености, — это адвекция солей течениями и турбулентное перемешивание. Речной сток в океане оказывает распресняющее действие лишь вблизи берегов. В морях, как правило, роль речного стока более значительна, чем в океане.

Рассмотрим теперь основные особенности среднего годового распределения солености в поверхностном слое океана. Как видно из рис. 96, распределение солености на поверхности океанов в основных чертах симметрично относительно экваториальной области пониженной солености.

Поскольку ведущим процессом в формировании солености поверхностного слоя является пресный баланс, удобно рассматривать совместно рис. 96 и рис. 85 главы 8.

Самой характерной особенностью поля солености является тропическая область максимальной солености, совпадающая с областью отрицательного пресного баланса. Вода с наиболее высокой соленостью формируется в зоне азорского максимума атмосферного давления и пассатных ветров, где наиболее благоприятны условия для сильного испарения. Нисходящие движения в антициклоне препятствуют образованию облачности; прозрачная атмосфера способствует сильному прогреву воды солнцем, а устойчивые пассатные ветры постоянно выносят испарившуюся влагу. В результате здесь летом испаряется слой до 8 мм в сутки, или до 3 м в год. Это приводит к повышению солености поверхности до 37,9‰. Пониженная соленость в экваториальной области объясняется значительным положительным пресным балансом. В этой области встречаются пассаты обоих полушарий, что приводит к сильным восходящим движениям, образованию мощной кучевой облачности (до 17 км) и сильным ливням. В то же время, несмотря на высокую температуру, в условиях высокой влажности испаряется всего около 4 мм в сутки. Поэтому соленость в экваториальной зоне Мирового океана понижена и составляет в среднем 34,43‰. При этом она наиболее низка в Тихом океане (34,04‰), выше в Индийском (34,62‰) и еще выше в Атлантическом океане (35,01‰). В Индийском океане из-за смещения штилевой зоны в южное полушарие минимум солености также смешен и отмечается между 10 и 15° ю. ш.

В умеренных и полярных областях пресный баланс также положителен и соленость, в общем, понижается с увеличением широты.

Таким образом, как и следовало ожидать, соленость преобладающей части рассматриваемой площади океана находится под непосредственным влиянием пресного баланса. На соленость в умеренных широтах накладывают сильный отпечаток течения. Система Гольфстрима и ее северные ветви выносят воды высокой солености в Норвежское ые ветви выносят бассейн. Восточно-Гренландское и Лабрадре и Арктический нося распресненную таянием льдов и осадками воду, значительно понижают соленость в северо-западной части океана. У граничной зоны этих течений образуется резкий горизонтальный градиент солености.

Из других более локальных особенностей поля солености следует отметить хорошо выраженное у берегов распресняющее влияние таких крупных рек, как Амазонка и Конго, а также осолонение поверхности в области постоянно наблюдающегося подъема глубинных вод у северо-западной Африки.

Аналогичные рассмотренным особенности поля солености поверхности можно видеть и в южных частях Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Соленость поверхностных вод Северного Ледовитого океана понижена вследствие положительного пресного баланса, обусловленного в значительной мере стоком сибирских рек, и сильно зависит от образования и таяния морского льда. Летом между плавающими и тающими льдами в центральной части океана соленость снижается до 30‰ и менее. Вимой при ледообразовачии соленость подо льдом повышается до 34‰

Вокруг Антарктиды преобладает зональный перенос вод, поэтому и распределение солености имеет более выраженный широтный характер с понижением значений к Антарктиде вследствие таяния льдов и положительного пресного баланса.



Рис. 96. Соленость поверхностного слоя Мирового

Средняя соленость поверхности океанов без учета ледовых районов и морей близка к 35‰, и эту величину часто принимают как характерную среднюю соленость всего Мирового океана.

Что касается морей, то распределение солености в них отличается большими контрастами и разнообразием вследствие влияния стока рек и климатических условий окружающих материков. Так, например, отрицательный пресный баланс Средиземного моря повышает соленость поверхностных вод в восточной части моря до 39‰ и выше, в то время как положительный пресный баланс вместе с речным стоком понижает соленость сообщающегося с ним Черного моря в среднем до 22‰, а Азовского — до 12‰. Еще больше контрасты солености воды по локальным районам морей. Так, например, вблизи устьев рек соленость часто понижается до нескольких промилле, а в рай-





океана (в ‰) летом (по Морскому атласу).

онах сильного осолонения повышается до сотен промилле (в заливе Кара-Богаз-Гол соленость достигает 300‰).

Рассмотренная характерная среднегодовая картина распределения солености на поверхности океана мало меняется на протяжении года и совершенно незначительно в суточном ходе. В открытом океане амплитуда годового хода солености на поверхности не превышает 0,1—0,2‰. Исключение составляют районы с резкими горизонтальными градиентами, где незначительные изменения в направлении и скорости течения приводят к большим изменениям солености. Например, это наблюдается в районе Ньюфаундленда.

В районах ледообразования соленость подо льдом повышается при его нарастании, так как кристаллизуется только пресная компонента. Влияет на изменения солености также таяние льдов в районе их выноса (Восточно-Гренландское и Лабрадорское

### 9. Распределение характеристик в океане. Водные массы

течения, область антарктической конвергенции). В прибрежных районах соленость изменяют периодические колебания стока крупных рек, изменения восходящих движений при меняющемся ветре.

## 9.3.2. Соленость глубинных вод Мирового океана

Вертикальный профиль солености в пределах деятельного слоя имеет сложный вид. В тех областях океана, где соленость поверхностных вод повышена, с глубиной происходит некоторое ее уменьшение; в районах распресненных поверхностных вод происходит повышение солености с глубиной. Основываясь на данных наблюдений, приближенно можно полагать, что уже начиная от нижней границы деятельного слоя в океане существует квазистационарное поле солености, выражающее установившееся равновесие между переносом солей течениями вместе с вертикальными движениями и турбулентной диффузией. Для Северного Ледовитого океана, по-видимому, это рассуждение менее справедливо из-за сезонного хода поступления пресных вод от таяния льда и речного стока, который должен формировать в поле солености достаточно хорошо выраженный деятельный слой.

С глубины 2 км соленость вод меняется слабо и находится в пределах от 34,6 до 35,0%. Характерные особенности поля солености в глубинных слоях океана можно рассмотреть на «меридиональных» разрезах через океаны (рис. 97). В верхнем слое хорошо выражены рассмотренные ранее тропические максимумы солености, экваториальная распресненная область и минимумы солености в умеренных и полярных областях. В глубинных слоях поле солености весьма подобно полю температуры, так как формируется одновременно с ним теми же процессами адвекции и диффузии. Однако в поле солености направление переноса вод выражено гораздо лучше, чем в поле температуры. Объясняется это тем, что благодаря интенсивному теплообмену океана с атмосферой контрасты поля температуры в верхнем слое океана сглаживаются. Соленость же является более консервативной характеристикой и ее градиенты между областями с положительным и отрицательным пресным балансом более резки. Эти особенности сохраняются при переносе вод течениями.

Поле солености на рассматриваемом разрезе хорошо очерчивает «языками» изохалин основные меридиональные составляющие движения вод в океане. Язык пониженной солености на глубине около 700—1000 м вытягивается от антарктической конвергенции к северу. Этот язык является результатом опуска-

ния вод в антарктической конвергенции течений, опоясывающей Антарктику по широте 50—60° ю. Опускающиеся воды распреснены до 33,80‰, в частности, таянием айсбергов, которые при-



Рис. 97. Соленость воды (в ‰) по «меридиональным» разрезам через океаны.

носятся в зону конвергенции и здесь окончательно тают. По мере распространения к северу распресненные воды постепенно перемешиваются с более солеными выше- и нижележащими водами. В экваториальной области язык распресненных вод несколько поднимается, что, так же как и подъем изотерм, указывает на восходящие движения.

Поскольку антарктическая конвергенция образует непрерывное кольцо, распресненная вода образует непрерывную массу.

Другим хорошо очерченным языком в Атлантическом океане распространяются воды высокой солености из северного полушария на юг вплоть до Антарктики. Середина этого языка опускается до 2500—3000 м. По мере распространения к югу соленость этих вод понижается до 34,7‰ в антарктической области. Это движение, как мы видели в главе 7, связано с меридиональными составляющими плотностного движения вод.

В Тихом океане подобных вод с повышенной соленостью нет. Наоборот, здесь в широтах 40—50° с. опускаются распресненные воды, которые распространяются к югу на глубине около 500 м.

В придонном слое вблизи Антарктиды во всем океанском



Рис. 98. Условная плотность оо повер

кольце опускаются и распространяются к северу воды пониженной солености (до 34,6‰), плотность которых высока из-за низких температур.

В Северном Ледовитом океане строение поля солености характеризуется теми же особенностями, что и поле температуры. Верхний слой, как уже отмечалось выше, имеет сравнительно невысокую соленость в результате обильного стока сибирских рек, играющих главную роль в положительном пресном балансе Арктики. Прослойка атлантических вод образует слой высокой солености со значениями в ядре до 34,9‰. Глубже прослойки соленость несколько повышается и в придонном слое близка к 35‰. Это повышение объясняется опусканием и растеканием наиболее плотных вод, формирующихся в центральной части Норвежского и Гренландского морей, и последующим перетеканием их в придонных слоях в Северный Ледовитый океан.



хностных вод Мирового океана летом.

## 9.4. Плотность воды Мирового океана

Плотность морской воды, как мы видели в главе 3, является нелинейной функцией температуры и солености, а в несколько меньшей степени зависит и от давления. Поэтому поле плотности в океане не вполне подобно полям температуры и солености. На рис. 98 показано распределение плотности на поверхности Мирового океана, соответствующее рассмотренным выше полям температуры и солености. Сопоставление полей этих характеристик показывает, что в открытом океане поле плотности определяется главным образом полем температуры. В тех же районах, где велики градиенты солености, их влияние на поле плотности может быть значительным.

В общем, на поверхности океанов наименьшие значения плотности (до 1,022 · 10<sup>3</sup> кг/м<sup>3</sup>) наблюдаются в приэкваториальной зоне наивысших температур и значительного распреснения. В соответствии с полем температуры плотность возрастает с увеличением широты и достигает максимальных значений (около 1,028 · 10<sup>3</sup> кг/м<sup>3</sup>) в антарктической области.

Поскольку поле плотности характеризует распределение масс в поле силы тяжести, горизонтальные градиенты плотности указывают на неуравновешенность масс и существование плотностной циркуляции. В Мировом океане процессы теплои влагообмена через поверхность формируют поле плотности, в котором более плотные воды должны опускаться в полярных районах и перемещаться к экватору. Вследствие неполной симметричности поля плотности относительно экваториального минимума, а также под влиянием отклоняющего действия вращения Земли это движение значительно усложняется и приобретает в основном характер горизонтальной циркуляции. В результате, как мы уже отмечали при рассмотрении формирования полей температуры и солености, кроме подъема вод в области экватора, наблюдается и перетекание различных слоев из одного полушария в другое.

# 9.5. Водные массы Мирового океана

## 9.5.1. Важнейшие водные массы Мирового океана

Поля характеристик в океане, как мы видели выше, формируются главным образом в результате процессов обмена через поверхность океана теплом, влагой, механической энергией, растворения в океане газов из атмосферы и т. п. Наиболее активное формирование полей происходит в поверхностном и деятельном слоях океана. Отсюда особенности структуры полей передаются в глубину перемешиванием.

Очевидно, что если бы в океане не существовало течений или они были бы только зональными, поля характеристик изменялись бы в пространстве плавно, без резких градиентов. Однако течения переносят большие массы воды между широтами, климатические и гидрологические условия в которых могут сильно отличаться. Поэтому перемещающиеся воды могут значительно отличаться от окружающих по структуре полей характеристик. Различия бывают особенно велики при незональном перемещении вод (в направлениях север-юг). В таких случаях большие (в масштабе океана или моря) массы воды, которые обладают специфическими особенностями полей характеристик, сформировавшихся в специфических климатических условиях в результате особенностей взаимодействия с окружающей средой, и перемещаются как неразрывное целое в системе течений общей циркуляции океана, называют водными массами. Примерами водных масс являются атлантическая вода в Северном Ледовитом океане, отличающаяся от окружающей воды высокой температурой; вода экваториального противотечения в Тихом океане, сильно распресненная по сравнению с окружающими водами; воды в областях стационарных атмосферных антициклонов. отличающиеся высокой соленостью.

Понятие о водной массе удобно для изучения формирования полей характеристик в океане, системы общей циркуляции океана, процессов перемешивания. Каждая водная масса имеет специфические не только физические, но и биологические, гидрохимические и другие особенности. Они формируются при нахождении водной массы длительное время в определенных климатических условиях под воздействием многих факторов. На границах между водными массами формируются фронтальные зоны, в которых обостряются градиенты характеристик при переходе из одной водной массы в другую. В случае особенно резких градиентов граница между водными массами может иметь вид поверхности раздела, или фронтальной поверхности.

Водная масса может иметь собственную структуру. Так, например, внутри водной массы формируются поверхностный однородный слой ветрового перемешивания, термоклин, холодный промежуточный слой и т. п.

Формирование и генеральные направления перемещения основных водных масс Мирового океана наиболее полно рассмотрены Вюстом, Свердрупом, Джонсоном и Флемингом. Водные массы Северного Ледовитого океана описаны в работах Ф. Нансена, Н. Н. Зубова и др. Для иллюстрации изложения

20 Заказ № 16

306

удобно пользоваться схемой водных масс на меридиональном разрезе через Атлантический и Северный Ледовитый океан, приведенной на рис. 99.

Антарктическая придонная вода занимает придонный слой вокруг Антарктиды, распространяясь на север за экватор. На меридиональных разрезах океанов эта водная масса выделяется более низкими температурами и соленостями по сравнению с вышележащими водами. Формируется эта водная масса в ос-



Рис. 99. Водные массы ио меридиональному разрезу через Атлантический и Северный Ледовитый океаны.

 $A \mu \mu n$  – антарктическая циркумполярная;  $CA \mu$  – субантарктическая;  $CA \mu$  – центральная;  $A \mu \Pi$  – антарктическая промежуточная; C – субарктическая;  $A\Pi$  – североатлантическая промежуточная;  $\Gamma \Lambda$  – североатлантическая глубинная и придонная;  $A \mu \Pi \rho$  – антарктическая придонная;  $A \mu \Gamma \rho$  – североатлантическая собъеверного Ледовитого океана;  $\partial \rho$  – эквато риальная; A K – антарктическая конвергенция; C K – субтропическая конвергенция.

новном в море Уэдделла и в меньших количествах на шельфе вокруг Антарктиды.

Летом прибрежные воды Антарктики прогреты выше температуры замерзания и разбавлены таянием льдов и стоком с ледника до солености ниже 34‰. Зимой охлаждение и ледообразование развивают интенсивное конвективное перемешивание, достигающее глубины около 300 м. При этом, по данным Дикона, ледообразование повышает соленость перемешавшейся толщи лишь до 34,51‰, так что плотность не позволяет этим прибрежным водам опуститься ниже 300 м. Глубже прибрежных вод к Антарктике подходят с севера воды высокой солености. Смесь прибрежных вод с этими солеными водами благодаря уплотнению при смешении становится плотнее обеих компонент, если соотношение компонент таково, что смесь имеет соленость выше 34,51‰. Эта смесь сползает по материковому склону и образует антарктическую придонную водную массу.

Вообще говоря, условия для образования антарктической придонной воды зимой возникают на всей материковой отмели Антарктиды, но в море Уэдделла эти условия наиболее благоприятны.

У дна вблизи Антарктиды антарктическая придонная вода имеет характерные значения температуры около —0,4°С и солености около 34,66‰. Плотность этой массы наибольшая в океане ( $\sigma_T = 27,89$ ), поэтому медленным движением эта вода расползается к северу и прослеживается, например, в Атлантическом океане до 35° с. ш. Одновременно антарктическая придонная вода участвует в генеральном движении вод южного кольца Мирового океана с запада на восток вокруг Антарктиды и в горизонтальной циркуляции вод океанов, в которые она распространяется.

Североатлантическая глубинная и придонная водная масса формируется зимой (по Свердрупу) в основном в двух районах — Лабрадорском море и между Гренландией и Исландией. В этих районах теплая и соленая вода Северо-Атлантического течения смешивается с более холодной и распресненной водой, переносимой Восточно-Гренландским течением. Зимой сильная теплоотдача в атмосферу охлаждает смесь и повышает ее плотность до  $\sigma_T = 27.88$ , что заметно выше плотности обеих составляющих смеси и близко к плотности, постоянно наблюдающейся в этом районе на глубине более 1000 м. В результате большие количества воды оседают зимой до глубины более 1000 м. Так как условия охлаждения от года к году отличаются, плотность опускающейся воды также варьирует, благодаря чему она заполняет как придонные, так и глубинные слои, формируя североатлантическую глубинную и придонную водную массу. Ее температура в районах формирования изменяется с глубиной от 2,8 до<sup>3</sup>,3°С, соленость — от 34,90 до 34,96‰.

Из района формирования плотная североатлантическая глубинная и придонная вода растекается, включаясь одновременно в горизонтальную циркуляцию вод. Ее перемещению в северном направлении препятствуют поднятия дна, к югу же эта масса перемещается на глубинах 2000-4000 м, поверх антарктической придонной воды, и прослеживается вплоть до антарктической меридиональном разрезе через Атлантический области. Ha океан североатлантическая глубинная и придонная вода особенно ясно выражена языком высокой солености — от 34,96‰ в районе формирования до 34,70% вблизи Антарктики. Поднимаясь в антарктической области в верхние слои, североатлантическая глубинная и придонная вода становится той составной частью, которая вместе с водами шельфа формирует зимой антарктическую придонную воду. Этим и объясняется то, что 20\*

антарктическая придонная вода формируется главным образом в атлантическом секторе антарктической области.

В Тихом океане нет условий для формирования водной массы, подобной североатлантической глубинной и придонной. Полагают, что глубинные и придонные слои Индийского и Тихого океанов в значительной мере содержат североатлантическую глубинную и придонную воду, которая в общем южном зональном движении вод проходит в южные секторы этих океанов и растекается в них к северу.

Антарктическая промежуточная водная масса представляет собой поверхностную воду, опускающуюся в зоне Антарктической конвергенции и растекающуюся к северу на глубинах от 400 до 1000—1500 м. Она заметна вплоть до 10—15° с. ш. Антарктическая конвергенция наблюдается постоянно в широтах 50—60° ю. Она является непреодолимым препятствием для антарктических льдов и айсбергов, которые окончательно здесь тают. Поэтому на меридиональных разрезах океанов антарктическая промежуточная вода выделяется языками минимальной солености и пониженной температуры.

Североатлантическая промежуточная вода образуется в результате опускания в зоне конвергенции вдоль северо-западной границы Северо-Атлантического течения южнее Лабрадорского моря. Однако небольшие количества этой воды мало заметны на фоне воды, переносимой системой течений Гольфстрима.

Северотихоокеанская промежуточная водная масса формируется в зоне конвергенции вдоль северной границы Северо-Тихоокеанского течения и состоит в основном из вод, вышедших из Берингова и Охотского морей. Хорошо выделяется минимумом в поле солености на глубине 400—700 м. Она распространяется на большой площади северной части Тихого океана вплоть до экваториальной области.

Центральные водные массы формируются в областях стационарных максимумов атмосферного давления. Характерная особенность этих вод — максимумы солености. На перифериях центральных масс (северных в северном полушарии и южных в южном) в периоды охлаждения развивается интенсивная свободная конвекция. Благодаря этому центральные массы увеличивают свою мощность до 200—300 м в Тихом океане и до 900 м в Саргассовом море.

Экваториальные водные массы составляют экваториальные противотечения. Благодаря положительному пресному балансу этих районов океана они сильно распреснены по сравнению с центральными водными массами, между которыми они расположены. В Атлантическом океане экваториальная водная масса выражена слабее, чем в двух других океанах, вследствие пере-

носа вод из южного полушария в северное через значительную часть экваториальной области.

Средиземноморская вода играет заметную роль в формировании структуры глубинных вод Атлантического океана. Эта вода при температуре 13,0—13,6°С и солености 38,4—38,7% имеет высокую плотность (от = 27,60), благодаря чему переливаясь через порог Гибралтарского пролива, она опускается по материковому склону до глубины 1000 м и на этом уровне растекается на большом пространстве Северной Атлантики, формируя слой с максимумом солености. Аналогичную роль в северо-западной части Индийского океана играют волы Красного моря, имеющие соленость до 41‰.

Некоторые водные массы океана образованы в результате смешения нескольких других водных масс. В таком случае их поля характеристик, как правило, не имеют экстремумов или ядер. Однако и эти водные массы отделяются от других хорошо выраженными граничными зонами.

Антарктическая циркумполярная вода образуется в результате того, что к поднимающейся вблизи Антарктиды североатлантической глубинной и придонной воде примешиваются некоторые количества антарктической промежуточной и антарктической придонной, между которыми эта вода движется. Образующаяся смесь поднимается в верхний слой океана уже как самостоятельная водная масса и занимает пространство между антарктическими прибрежными водами и антарктической конвергенцией. В круговом переносе вод антарктическая циркумполярная вода образует кольцо, опоясывающее Антарктиду. Характеристики ее имеют преимущественно зональный характер изменения. Для антарктической циркумполярной воды в верхнем слое характерна дивергенция зонального переноса: в течении имеется составляющая, направленная к северу — к антарктической конвергенции, а зимой еще и к югу, компенсируя опускание придонной воды. Именно эта дивергенция течений в определенной степени обусловливает подъем североатлантической глубинной и придонной воды в антарктической области.

Субантарктическая водная масса расположена между антарктической конвергенцией и южными границами центральных водных масс. Перемещается в общем движении антарктических вод с запада на восток, образуя, таким образом, замкнутое кольцо. Кроме того, в поверхностном слое имеется составляющая движения к антарктической конвергенции. Сформирована эта вода смешением центральных водных масс на их южных перифериях с антарктической промежуточной водой.

В северном полушарии субарктическая водная масса зани-

мает большое пространство Тихого океана севернее 40° с. ш. GEF ATA. SENTE: UTI GREEN<math>D CYSAPKTUY, 1177 AMSU

Образована эта вода процессами охлаждения и распреснения океанских вод в районах Берингова и Охотского морей и прилегающей части океана. В Атлантическом океане субарктическая вода образуется в малых количествах.

Северный Ледовитый океан заполнен четырьмя основными водными массами. Верхний слой, до 200—250 м, представляет собой деятельный слой океана, содержащий холодные, распресненные воды. Зимой этот слой перемешивается конвекцией, причем его температура понижается почти до температуры замерзания, около —1,7°С. Летом между плавающими льдами температура ненамного выше температуры замерзания и остается отрицательной. Соленость этого слоя невысока, около 31,3—31,5‰ на поверхности, благодаря положительному пресному балансу — осадкам вместе со стоком рек.

Атлантическая прослойка — одно из замечательных явлений в Мировом океане. Она питается одной из последних ветвей системы Гольфстрима — Западно-Шпицбергенским течением. При высокой солености, до 34,75‰, достаточно охлаждения этой воды до 3—4°С для того, чтобы она опустилась под поверхностный слой Северного Ледовитого океана. Далее атлантическая вода растекается практически на всем пространстве Северного Ледовитого океана в слое 200—500 м, сохраняя в центре температуру не ниже 0,5°С и высокую соленость.

Глубинные и придонные воды Северного Ледовитого океана образуются в Гренландском море процессами, аналогичными образованию североатлантической глубинной и придонной воды. Зимой в центральной части Гренландского моря смесь вод теплого и соленого Западно-Шпицбергенского течения и холодного Восточно-Гренландского течения достигает такой высокой плотности, что погружается, переваливает через порог между Гренландией и Шпицбергеном и заполняет глубины Северного Ледовитого океана. Типичные для этой водной массы значения температуры — от — 1,2 до — 0,8°С и солености — от 34,92 до 34,89‰.

## 9.5.2. Метод выделения водных масс

По вертикали положение центров слоев водных масс и границ между ними удобно определять по *T*,*S*-кривым. Элементарные основы построения *T*,*S*-кривой и определения по ней характеристик перемешивающихся водных слоев были рассмотрены в разделе 4.1. Из существа построения *T*,*S*-кривой очевидны положения, обоснованные теоретически В. Б. Штокманом.

1. В начальный момент смешения однородных водных масс, наложенных по вертикали в виде слоев, *T*,*S*-кривая является

ломаной линией, состоящей из прямых, соединяющих данные водные массы.

2. Точки *T*,*S*-кривой, соответствующие серединам («ядрам») промежуточных водных масс, являются точками экстремумов. *T*,*S*-кривой. В точках *T*,*S*-кривой, достаточно удаленных от границ промежуточной водной массы, касательные к *T*,*S*-кривым практически совпадают с прямыми, соединявшими три соприкасающиеся водные массы в «начальный» момент смешения.

3. Точки, характеризующие трансформацию промежуточной водной массы, лежат на медиане «треугольника смешения», проведенной из вершины, соответствующей промежуточной водной массе.

4. Точки, соответствующие при перемешивании условиям на границах промежуточной водной массы, лежат на прямых, соединяющих середины двух сторон треугольника смешения с серединой стороны, противолежащей промежуточной водной массе. Эти прямые отсекают на *T*,*S*-кривой дуги, характеризующие воду промежуточного слоя.

Проиллюстрируем практическое применение этих положений на примере *T*,*S*-кривой, построенной по наблюдениям на станции в южной части Атлантического океана (рис. 100).

Положения 1 и 2 позволяют приблизительно «восстановить» первоначальные характеристики водных масс до начала перемешивания между ними. Для этого проведем касательные к участкам кривой, удаленным от промежуточных масс. Пересечения касательных показывают, что рассматриваемая кривая изображает структуру из четырех водных масс, наложенных друг на друга и перемешивающихся по прямым *I—II*, *II—III*, *III—IV*. Вследствие перемешивания характеристики промежуточных масс значительно изменены по сравнению с первоначальными, изображаемыми точками *II* и *III*.

Обращаясь к схеме водных масс (рис. 99), видим, что рассматриваемая *T*,*S*-кривая изображает типичную для южной. Атлантики структуру водных масс. Верхняя часть кривой около точки *I* расположена в южноатлантической центральной водной массе, отличающейся высокой соленостью и высокой температурой. Экстремум кривой около глубин 600—800 м изображает антарктическую промежуточную воду, отличающуюся минимумом солености. Второй экстремум кривой около глубин 1500— 3000 м соответствует североатлантической глубинной и придонной воде высокой солености. Наконец, придонная часть кривой изображает антарктическую придонную воду. Координаты точек *II* и *III* показывают характерные «первоначальные» температуры и солености промежуточных водных масс, до их соприкосновения. Границы и центры водных масс легко определить, выполнив построения в соответствии с положениями 3 и 4. Соединив точки *I*, *II*, *III* и *IV*, получаем два треугольника смешения. Поделив стороны пополам и проведя медианы основных и вспомогательных треугольников, получаем следующие характерные глубины: центральная водная масса лежит от поверхности до глубины



Рис. 100. Водные массы южной части Атлантического океана (15° 43' ю. ш., 22° 20' з. д.) на *T*, *S*-кривой.

около 200 м; антарктическая промежуточная занимает слой от 200 до 1100 м с центром около 700 м; североатлантическая глубинная и придонная вода расположена между глубинами 1100 и 3400 м с центром на 1750 м; антарктическая придонная вода занимает слой от 3400 м до дна.

Границы между водными массами в горизонтальной плоскости определяются по T, S-соотношению, обычно графическим способом по прямым или треугольникам смешения, как это было рассмотрено в разделе 4.1. Очевидно, что границе между двумя водными массами соответствуют точки, температура и соленость которых выражают 50% содержания в смеси каждой из смешивающихся масс. Иногда изолинии процентного содержания водных масс в смеси строят не в горизонтальных плоскостях, а на изопикнических поверхностях (изопикнический анализ). Это объясняется тем, что движение частиц воды вдоль поверхностей равной плотности встречает, как правило, наименьшее сопротивленис, и поэтому перемешивание в этом направлении идет более им тенсивно. Для выполнения изопикнического анализа смешени» вод характеристики температуры и солености на станциях рассматриваются не на стандартных горизонтах, а на глубинах положения выбранных изопикнических поверхностей и, кроме того, для свободной поверхности моря.



## Льды в Мировом океане



## 10.1. Разновидность льдов

Льды в океанах и морях принято классифицировать по ряду признаков, основными из которых являются генетический, динамический, возрастной и морфологический.

В генетическом отношении, т. е. по происхождению, льды подразделяются на три хорошо различающиеся класса: морские, материковые и речные.

Морской лед образуется из морской воды, когда ее температура понижается до температуры замерзания. Он может быть поверхностным, т. е. образуется в самом поверхностном слое воды, и внутриводным. Характерным свойством льдов этого класса является наличие в них солей, попадающих с морской водой.

Материковый лед образуется из снега на суше и при обламывании сползающих ледников попадает в океан в виде айсбергов, их обломков и так называемых ледяных островов. Этот лед пресный, содержит сравнительно мало примесей и имеет в большинстве случаев голубоватый цвет. Основная масса материкового льда попадает в Мировой океан от антарктических ледников. В меньшем количестве он встречается в Северном Ледовитом океане, откуда течениями выносится в северную часть Атлантического океана.

Речной лед образуется в реках и течениями, преимущественно при весеннем ледоходе, выносится в море. Как правило, этот лед содержит очень много примесей, значительно тоньше материкового льда и совершенно пресный. Основная масса речного льда встречается в морях Северного Ледовитого океана, куда он выносится из многочисленных рек. В течение лета практически весь речной лед тает.

В динамическом отношении выделяются два класса льдов: подвижные и неподвижные. Первый класс этих льдов чаще называют дрейфующими. Они под действием ветра и течений меняют свое положение на акватории. К неподвижным льдам относят припай и стамухи.

Припай представляет собой морской лед, прикрепленный к берегу или отмели и испытывающий лишь вертикальные колебания при изменениях уровня. Этот лед может образовываться на месте при замерзании морской воды или в результате промерзания дрейфующего льда. Ширина и длина припая могут быть до сотен километров. Припай может взламываться и переходить в дрейфующий лед.

Стамухой называют сидящее на мели ледяное нагромождение (рис. 101). Часто они образуют систему параллельных берегу валов льда и благоприятствуют образованию припая.

По возрасту морской лед подразделяется на несколько категорий, хорошо представленных в Атласе ледовых образований (А. В. Бушуев, Н. А. Волков, В. С. Лощилов. Атлас ледовых образований. Л., Гидрометеоиздат, 1974).

1. Начальные виды льда, первоначально появляющиеся в виде ледяных игл — отдельных кристаллов, взвешенных в сравнительно тонком поверхностном слое воды. При большой концентрации ледяные иглы образуют ледяное сало — сплошной слой или пятна серовато-свинцового цвета, состоящие из слабо соединенных кристаллов льда (рис. 102). При выпадении снега на замерзающую воду он пропитывается водой и превращается в кашеобразную массу — снежуру. Образующиеся при ветре и волнении скопления ледяного сала, снежуры или всплывающего внутриводного льда называются шугой (рис. 103).

2. Ниласовые льды являются следующей возрастной категорией. Это тонкий, эластичный лед толщиной до 10 см, изгибающийся на волне (рис. 104). Иногда нилас разделяют на темный, имеющий толщину до 5 см, и светлый — более толстый и имеющий большую отражательную способность.

Под действием ветра и волнения ниласовые льды ломаются, образуя наслоения и льдины различных размеров и формы.

3. Молодые льды — следующая возрастная стадия. Они подразделяются на серый лед, имеющий толщину 10—15 см, и серо-белый лед толщиной от 15 до 30 см (рис. 105). Эти льды менее эластичны, чем ниласовые, и под действием ветра часто ломаются, образуя нагромождения — торосы.





Рис. 104. Нилас.

Поверхность серого льда еще часто бывает влажной от рассола, а у серо-белого льда уже сухая, и выпадающий на нее снег водой не пропитывается.

4. Морской лед толщиной более 30 см, просуществовавший не более одной зимы, называется однолетним (рис. 106). Его поверхность обычно покрыта снегом, который на ровных местах располагается сравнительно ровным слоем с небольшими надувами, а около торосов образует сугробы. Тем не менее торосы



Рис. 105. Молодой лед.

остаются хорошо заметными. В летний период рельеф поверхности крупных однолетних льдин очень сложный. В понижениях скапливается талая вода, образуя озерки — снежницы. Если лед сильно раздроблен, то талая вода стекает и на нем снежниц почти не бывает.

5. Морской лед, не успевший растаять в течение по крайней мере одного лета, переходит в разряд старых льдов (рис. 107). Они подразделяются на остаточный однолетний, двухлетний и многолетний лед. Наиболее велик диапазон толщин остаточного однолетнего льда. К началу нового периода нарастания в зависимости от климатических условий его толщина колеблется от 0,5 до 1,5 м и более. Толщина двухлетних и многолетних льдов, как правило, превышает 2 м, достигая в центральных районах Северного Ледовитого океана 3,5—4 м.



Рис. 107. Старый лед.

В морфологическом отношении плавучий лед подразделяется на ледяные поля, представляющие собой плоские льдины размером более 20 м в поперечнике, и битый лед, под которым понимают совокупность льдин размером менее 20 м. В обеих этих категориях обычно выделяется еще несколько видов льдов с целью их конкретизации по размерам. В частности, в группе ледяных полей выделяются собственно ледяные поля размером более 500 м в поперечнике, их обломки размером от 100 до 500 м в сечении и крупнобитый лед, а битые льды делятся на мелкобитый лед и тертый, размеры льдин которого менее 2 м.

Поверхность льдов, как правило, ровной не бывает. В результате столкновений льдин и их сжатия происходит торошение льда и возникают торосы, которые бывают одиночными и в виде гряд. Торосы возвышаются над верхней поверхностью льда и простираются под воду. Размеры торосов по вертикали зависят от толщины льдин, из которых они образовались, и в надводной части старых льдов достигают нескольких метров, а в подводной даже превышают десяток метров.

Степень покрытия поверхности льда торосами оценивается по пятибалльной шкале — от 0 для ровного льда до 5 для полностью всторошенного льда (рис. 106).

Очень важной характеристикой распределения льда по некоторой акватории является его сплоченность. Она определяется отношением общей площади льдин в области, где они распределены более или менее равномерно, к площади рассматриваемой области. Это отношение берется в долях единицы или округляется до десятков процентов, которые называются баллами сплоченности, и меняется от 0 при отсутствии льда до 10 для сплошного ледяного покрова.

Кроме перечисленных характеристик состояния льда, встречающегося в океанах и морях, имеются еще несколько классификаций, отражающих его разрушенность в период таяния, определяемую по пятибалльной шкале, степень покрытия снегом — заснеженность, оцениваемую по трехбалльной шкале, характер ледовых скоплений и т. д. Все они подробно изложены в Атласе ледовых образований.

## 10.2. Основные физические свойства морского льда

## 10.2.1. Соленость льда

Неоднородность ориентировки кристаллов, особенно в первичных формах льда, разная скорость их роста и смерзаемость соприкасающихся кристаллов приводит к образованию между ними полостей, заполненных вкраплениями морской воды, называемой рассолом. Еще наблюдения Мальмгрена, проведенные во время экспедиции на судне «Мод» в 1922—1925 гг., показали, что чем быстрее образуется и нарастает лед, тем больше рассола задерживается в нем и тем больше его соленость s, под которой понимают относительную долю массы солей  $M_c$  в куске льда массой M, т. е.

$$s = \frac{M_{\rm c}}{M} \,. \tag{10.1}$$

Наблюдения показывают, что соленость льда очень сильно зависит от температуры воздуха и скорости ветра в период его формирования. Это объясняется тем, что при низкой температуре скорость роста кристаллов больше, а их размеры меньше, чем при повышенной температуре. Из-за большей удельной поверхности они удерживают больше рассола. Ветер и волнение приводят к хаотическому перемешиванию кристаллов, при котором скорость вытекания рассола меньше, чем при их упорядоценной, особенно вертикальной, ориентировке. Поэтому низкая температура и большая скорость ветра в совокупности способствуют формированию льда с повышенной соленостью.

Особенно высокой соленость льда бывает в том случае, когда он образуется из выпадающего на поверхность моря снега, удерживающего из-за ажурности снежинок большое количество морской воды.

По мере увеличения толщины льда скорость его роста убывает, расположение кристаллов становится более упорядоченным, а размеры более крупными. Все это способствует вытеканию рассола, и если его миграция из верхних слоев недостаточно велика, то происходит убывание солености до некоторого горизонта, ниже которого она снова возрастает из-за большого количества заполненных рассолом капилляров и полостей, имеющихся в нижнем слое льда вследствие высокой температуры. Такое распределение солености по толщине льда хорошо видно из табл. 43, составленной Б. А. Савельевым по данным наблюдений в Қарском море.

Из-за частичного вытекания рассола соленость льда всегда меньше солености воды, из которой он образовался. С течением времени за счет миграции рассола соленость льда еще больше уменьшается, а ее минимум перемещается в более глубокие слои льда.

Особенно быстрое уменьшение солености льда происходит с началом его таяния. Многие ячейки при этом сливаются в сквозные капилляры, диаметр которых непрерывно увеличивается, что способствует миграции рассола и быстрому уменьшению солености льда. Поэтому чем больше возраст льда, тем

1/2 21 Заказ № 16

## ТАБЛИЦА 43

Глуби́на, см	ХП	П	Ш	īv
the production			0.0	0.0
20	9,4	6,9 14	8,6 5,2	8,0 4 1
40	4,9	5,4	4,8	4,6
60	3,5	4,0	4,5	4,7
80	6,5	4,7	4,9	4,5
120		4,9 7.6	4,0	4.4
140	<u> </u>		9,0	5,7
160	· · ·	· ` '	· · · · · ·	4,5

меньше его соленость. Особенно она мала у многолетних льдов, в среднем 1—2‰.

Соотношение масс кристаллов льда и рассола в морском льду зависит от соленостей льда и рассола  $S_p$ . Соленость рассола  $S_p$  характеризуют массой солей  $M_c$ , приходящихся на массу рассола:

$$S_{\rm p} = \frac{M_{\rm c}}{M_{\rm p}} \,. \tag{10.2}$$

Поскольку образец чистого морского льда массой *M* состоит из масс кристаллов пресного льда  $M_{\rm m}$  и рассола  $M_{\rm p}$ :

 $M = M_{\rm m} + M_{\rm p},$  (10.3)

то из формул (10.1)—(10.3) следует, что

$$\frac{M_{\pi}}{M} = \left(1 - \frac{s}{S_{\rm p}}\right),\tag{10.4}$$

т. е. относительная масса кристаллов льда тем больше, чем меньше соленость льда и больше соленость рассола.

Подставив формулу (10.4) в (10.3), находим относительную массу рассола в морском льду:

$$\frac{M_{\rm p}}{M} = \frac{s}{S_{\rm p}}.$$
(10.5)

Соленость рассола повышается с понижением температуры льда (табл. 44). Поэтому с понижением температуры растет масса пресных кристаллов и уменьшается масса рассола в морском льду.

### 10.2. Основные физические свойства морского льда

## ТАБЛИЦА 44

Зависимость солености рассола от температуры (по Ю. Л. Назинцеву)  $T^{\circ}C...-1$  —2 —4 —6 —8 —10 —15 —20 —25 —30  $S_{p^{0}/_{00}}...$  19,0 36,4 69,5 100,0 123,0 140,2 178,1 212,8 227,0 238,6

## 10.2.2. Плотность морского льда

Морской лед является сложным физическим телом, состоящим из кристаллов пресного льда, рассола, пузырьков воздуха и различных посторонних примесей. Соотношение этих компонентов зависит от условий образования льда и последующих происходящих в нем процессов. Все это влияет на среднюю плотность льда  $\rho_{\rm M}$ . Если плотность кристаллов при 0°C составляет 917,6 кг/м<sup>3</sup>, а плотность рассола на 9—10% больше, то плотность пузырьков воздуха почти в 1000 раз меньше плотности льда. Поэтому наличие пузырьков воздуха, так называемая *пористость*, выражаемая в процентах от общего объема образца льда (n%), существенно уменьшает плотность льда.

Повышение солености, соответствующее увеличению массы рассола, хотя и вызывает рост плотности морского льда, но это изменение существенно меньше, чем за счет пористости. Это видно из табл. 45.

### ТАБЛИЦА 45

Плотность морского льда (кг/м<sup>3</sup>) в зависимости от пористости и солености

S <sup>0</sup> /00	<i>n</i> %				
	0	2	4	6	
2	922	904	885	867	
. 6	928	909	891	872	

## 10.2.3. Теплофизические характеристики

Теплопроводность. Эта характеристика выражается через удельную теплопроводность морского льда  $\Lambda$ , определяющую, как это принято в физике, то количество тепла, которое проходит через единичную поверхность в единицу времени при единичном градиенте температуры. Теплопроводность любого сложного тела зависит от теплопроводностей его компонентов и их распределения. Кристаллы имеют  $\Lambda=2,22$  Вт/(м град), молекулярная же теплопроводность воздуха в порах льда в 100 раз

21\*

меньше, примерно в четыре раза меньше и теплопроводность рассола. Поэтому с повышением солености и пористости льда его способность проводить тепло уменьшается. В среднем у морского льда Л≈2,1 Вт/(м·град), но к верх-

В среднем у морского льда А≈2,1 Вт/(м · град), но к верхней и нижней его поверхностям может уменьшаться из-за возрастания пор и солености.

**Теплоемкость** льда, как и любого другого вещества, определяет соотношение между изменением его температуры и соответствующим потоком тепла. На практике используется удельная теплоемкость с, численно равная тому количеству тепла, которое нужно сообщить единице массы льда, чтобы его температура изменилась на 1°. Для пресного льда  $c \approx 2,12$  Дж/(г град) и сравнительно слабо уменьшается с понижением температуры. Теплоемкость же морского льда очень сильно зависит от изменений температуры, при которых в нем меняется соотношение твердой и жидкой фаз. Эти фазовые преобразования сопровождаются выделением или поглощением тепла, что искажает теоретически определяемую теплоемкость.

Если общая масса льда M и рассола  $M_p$ , то изменение температуры льда, вызванное потоком тепла  $\Phi$ , определяется уравнением

$$\Phi = cM dT = \sum_{j} c_{j}M_{j} dT + L_{\pi} \frac{\partial M_{p}}{\partial T} dT. \qquad (10.6)$$

Первый член правой части этого уравнения характеризует соответственно теплоемкость морского льда как сложного тела, состоящего из пресного льда ( $j \equiv n$ ) и рассола ( $j \equiv p$ ). Второй член обозначает теплоту, выделяющуюся при фазовых переходах, имеющих место при любых изменениях температуры соленого льда. Эта теплота пропорциональна массе вещества, переходящего из одного состояния в другое, и удельной теплоте плавления пресного льда  $L_{\rm H} = 334$  Дж/г.

Поделив обе части уравнения (10.6) на *MdT* и выразив массы пресного льда и рассола по формулам (10.4) и (10.5), а также продифференцировав последний член по температуре при условии, что от нее зависит только соленость рассола, получим

$$c = c_{\mathfrak{n}} \left( 1 - \frac{s}{S_{\mathfrak{p}}} \right) + c_{\mathfrak{p}} - \frac{s}{S_{\mathfrak{p}}} - L_{\mathfrak{n}} - \frac{s}{S_{\mathfrak{p}}^{2}} - \frac{\partial S_{\mathfrak{p}}}{\partial T} \,. \tag{10.7}$$

Эта удельная теплоемкость включает в себя теплоту фазовых преобразований и часто, в отличие от принятой в физике теплоемкости, определяемой первыми двумя членами, называется эффективной теплоемкостью морского льда. В качестве примера в табл. 46 приведены некоторые ее величины.
#### ТАБЛИЦА 46

<i>T</i> ⁰C	\$ <sup>0</sup> / <sub>00</sub>					
	2	5	10	15		
-5,6 -10,6 -15,0	3,25 2,31 2,14	5,03 2,65 2,36	7,97 3,24 2,73	10,87 3,83 3,10		

Эффективная теплоемкость морского льда [Дж/(г.град)]

Видно, что с ростом солености, приводящим к возрастанию массы рассола, теплота фазовых преобразований играет все более заметную роль. С понижением температуры льда рассол постепенно вымерзает и теплоемкость морского льда приближается к теплоемкости пресного.

Теплота плавления. Как отмечалось, кристаллизация морского льда происходит не при какой-то фиксированной температуре, как у пресного льда, а непрерывно от температуры замерзания морской воды до температуры, при которой весь рассол замерзнет. Так же непрерывно при повышении температуры происходит плавление льда. Поэтому теплоту, затрачиваемую на плавление морского льда или выделяемую при замерзании морской воды, нельзя отождествлять с удельной теплотой кристаллизации воды.

Впервые на такой характер плавления морского льда обратил внимание Мальмгрен, предложивший вместо понятия теплоты плавления использовать некоторое эффективное тепло  $L_{a}$ , потребное на плавление единицы массы морского льда, взятого при некоторой температуре *T*. Оно зависит от собственной теплоты, расходуемой на плавление чистого льда, содержащегося в морском, и от тепла, потребного на повышение температуры льда и рассола до температуры полного плавления морского льда  $\theta$ . Выражение для определения этого эффективного тепла можно получить, если проинтегрировать по температуре от *T* до  $\theta$  теплоемкость льда (10.7).

При зависимости солености рассола от температуры, близкой к линейной, интегрирование дает, если учесть только основные члены, выражение

$$L_{9} = c_{\pi}(\theta - T) + L_{\pi} \left( 1 - \frac{s}{S_{p}} \right).$$
 (10.8)

В этом выражении знаки перед слагаемыми изменены на обратные, чтобы получить абсолютные величины теплоты, расходуемой на плавление льда. Первый член формулы (10.8) определяет теплоту, связанную с изменением температуры чистого льда от T до  $\theta$ , а второй характеризует теплоту фазовых переходов. При одной и той же солености льда она растет с понижением температуры из-за увеличения при этом концентрации рассола.

#### ТАБЛИЦА 47

Теплота, потребная для полного плавления 1 г морского льда (Дж)

T°C -	\$ <sup>0</sup> / <sub>00</sub>						
	0	1	2	4	6	8	
-0,5 -1,0 -2,0 -3,0	335 336 338 340	300 318 329 334	264 301 320 328	194 266 302 316	124 230 284 303	53 195 264 291	

Из табл. 47 видно, что плавление морского льда происходит постепенно, и к началу летнего таяния с поверхности он за счет внутреннего таяния представляет собой довольно разъеденную изнутри массу, более легко, чем пресный лед, разрушающуюся под действием тепловых или механических факторов.

### 10.2.4. Механические свойства морского льда

Под механическими свойствами льда понимают его способность сопротивляться воздействию на него внешних механических сил, которые принято выражать через напряжение о, т. е. силу, отнесенную к единице площади. Эти силы вызывают изменение первоначального состояния льда, т. е. деформируют лед.

Выделяют несколько характерных видов деформации:

*растяжение*, когда под действием сил происходит удлинение образца льда и величина деформации определяется относительным удлинением этого образца;

*сжатие*, когда под действием сил происходит сжатие образца льда, выражаемое через относительное сжатие;

сдвиг, когда под действием сил происходит сдвиг слоев льда относительно друг друга на некоторый угол;

*изгиб* — сложная форма деформации, при которой часть слоев изгибаемого образца льда растягивается, а часть сжимается. Он выражается либо через угол прогиба, либо через относительную величину прогиба.

Различают три стадии деформации, характеризующиеся определенными особенностями (рис. 108).

326

1. До тех пор пока между напряжением о и деформацией є существует линейная связь

$$\sigma = E\varepsilon, \qquad (10.9)$$

а после прекращения действия силы лед возвращается в прежнее состояние, деформация называется упругой. Она имеет место при малых нагрузках, как правило, не превышающих  $\sigma_y = 0.5$  H/cm<sup>2</sup>. Коэффициент пропорциональности E называется модулем упругости. Величина его зависит от вида деформации, а также температуры и солености, влияющих на упругие свойства морского льда. Из-за ослабления прочности льда в теплый период года модуль упругости меняется в течение года, имея наибольшую величину, доходящую до  $10^5$  H/cm<sup>2</sup>, зимой и в несколько раз меньшую летом.

Рис. 108. Стадии деформации льда. *I* — упругая, *II* — пластическая, *III* — разрушения;  $\sigma_{\rm y}$  — предельное напряжение упругости,  $\sigma_{\rm p}$  — предельное напряжение разрушения.



2. Следующая стадия деформации — пластическая, часто называемая упруго-пластической, имеет место при увеличении напряжения сверх предельно упругого  $\sigma_y$ . Эта стадия характеризуется тем, что связь между напряжением и деформацией нелинейная и после снятия нагрузки лед не возвращается в первоначальное состояние. Его удается возвратить в первоначальное состояние в том случае, если приложить противо-положно направленную первоначальной силу. На этой стадии скорость деформации льда зависит от величины приложенной нагрузки — чем она больше, тем быстрее деформируется лед.

3. Стадия разрушения характеризуется тем, что во льду происходят необратимые изменения в виде микротрещин и остаточную деформацию ликвидировать не удается. Пластические деформации возрастают и переходят в прогрессирующее течение, заканчивающееся разрушением. При этом очень важными параметрами являются предельные сопротивления льда, равные по величине тем напряжениям, которые приводят к разрушению льда. Для каждого вида деформации они имеют свои значения, в очень сильной степени зависящие от температуры, солености, пористости, расположения и вида кристаллов и т. д. Наибольшим предельным сопротивлением лед обладает при сжатии, когда о достигает величин порядка 30 H/см<sup>2</sup>. Примерно в два раза меньше предельное сопротивление льда на растяжение и изгиб и еще меньше при сдвиге.

Перечисленные механические параметры морского льда учитываются при определении наиболее легко преодолеваемых ледоколом трасс во льду, допустимых грузов, помещаемых на лед на какое-то время, прочности конструкций, на которые лед оказывает давление, при расчетах прочности корпусов судов ледового класса и т. д.

Так, И. С. Песчанский предложил для выбора оптимальных трасс во льдах использовать карты потенциальной сопротивляемости льда о<sub>п</sub>, на которых представлено пространственное распределение

$$\sigma_{\pi} = \int_{0}^{\hbar} \sigma_{\mu}(z) dz, \qquad (10.10)$$

являющееся функцией предельного сопротивления на изгиб  $\sigma_n$  и толщины льда. Чем меньше  $\sigma_n$ , тем меньшее усилие нужно затратить на разрушение льда и тем легче он преодолевается ледоколом.

При нагрузках на припай, что часто приходится делать в арктических и антарктических экспедициях, необходимо вычислять предельно допустимую нагрузку на лед *P*. Она также зависит от толщины льда и его прочностных свойств:

$$P = \frac{\sigma_{u} \hbar^{5/4}}{f(E)}.$$
 (10.11)

В этой форме функция от модуля упругости f(E) имеет различный вид, зависящий от характера распределения груза. При отсутствии сведений о прочности льда часто пользуются эмпирическими формулами типа

$$P = a\hbar^2, \qquad (10.12)$$

где коэффициент a=3 для соленого льда при выражении  $\hbar$  в сантиметрах и P в килограммах. В принципе указанная нагрузка проламывает лед, поэтому такую массу может иметь только движущийся груз. Если груз неподвижен, то масса его должна быть меньше предельной и время его безопасного нахождения на льду зависит от разности между предельно допустимой нагрузкой P и фактической  $P_{\phi}$ . Обычно этот период времени  $\Delta t$  ч вычисляется по эмпирической формуле

$$\Delta t = 20 \left[ \frac{(P - P_{\phi})^2}{P P_{\phi}} (m + 1) \right], \qquad (10.13)$$

в которой коэффициент m=1, если на льду есть снег, и m=2, если снега нет.

# 10.3. Изменение толщины льда за счет тепловых процессов

#### 10.3.1. Нарастание толщины льда

После охлаждения поверхностного слоя моря до температуры замерзания дальнейшая теплоотдача в атмосферу происходит за счет тепла, выделяющегося при замерзании воды. Количество этого тепла и пропорциональный ему прирост толщины льда легко находятся из уравнения баланса тепла на нижней поверхности льда. Отток тепла Ф от этой поверхности пропорционален вертикальному градиенту температуры и коэффициенту теплопроводности А:

$$\Phi = \Lambda \frac{\partial T}{\partial z} \approx \Lambda \frac{\theta - T}{\hbar}.$$
 (10.14)

Если других источников тепла нет, то эта теплоотдача компенсируется теплотой кристаллизации

$$L_{\rm n} \frac{\partial M}{\partial t} = L_{\rm n} \rho_{\rm n} \frac{\partial h}{\partial t} \,. \tag{10.15}$$

Приравнивая правые части формул (10.14) и (10.15), получаем уравнение теплового баланса, часто называемое уравнением Стефана — математика, составившего и решившего его в 1861 г.:

$$L_{n}\rho_{n} \frac{\partial \hbar}{\partial t} = \Lambda \frac{\theta - T}{\hbar}.$$
 (10.16)

Если теплофизические параметры морского льда считать постоянными, то решение будет иметь вид

$$\hbar(t) = \sqrt{\hbar_0^2 + \frac{2\Lambda}{L_{\pi}\rho_{\pi}}} \int_{t_1}^t (\theta - T) dt, \qquad (10.17)$$

где  $\hbar_0$  — толщина льда в начальный момент времени  $t_1$ . Входящая в эту формулу температура поверхности льда близка к температуре воздуха и поэтому часто последняя заменяет первую. Но при наличии снега на льду это условие уже не будет выполняться, так как под снегом температура льда повышается, и тем больше, чем толще и рыхлее снег.

Температуру на границе снег—лед легко получить, исходя из равенства потоков тепла, поступающего к этой границе раздела и уходящего. Поток тепла, поступающий ото льда, можно

выразить формулой (10.14), а уходящий через снег  $\Phi_{\rm c}$  — аналогичной формулой, содержащей теплопроводность снега  $\Lambda_{\rm c}$ , его толщину  $\hbar_{\rm c}$  и температуру его поверхности  $\vartheta$ :

$$\Phi_{\rm c} = \Lambda_{\rm c} - \frac{T - \vartheta}{\hbar_{\rm c}} \,. \tag{10.18}$$

Приравняв эти потоки, находим

$$\Lambda_{\rm c} \frac{T-\vartheta}{\hbar_{\rm c}} = \Lambda \frac{\vartheta-T}{\hbar}, \qquad (10.19)$$

откуда следует

$$T = \frac{\vartheta + \frac{\Lambda \hbar_{\mathbf{c}}}{\Lambda_{\mathbf{c}} \hbar} \vartheta}{1 + \frac{\Lambda \hbar_{\mathbf{c}}}{\Lambda_{\mathbf{c}} \hbar}}.$$
 (10.20)

Таким образом, при наличии снега на льду вместо температуры T в формулу (10.17) нужно подставить ее выражение (10.20). Получается довольно сложное уравнение, решить которое относительно  $\hbar$  удается только в том случае, если учесть лишь основные члены. При этом решение имеет вид

$$\hbar(t) = -\frac{\Lambda\hbar_{\rm c}}{\Lambda_{\rm c}} + \sqrt{\left(\frac{\Lambda\hbar_{\rm c}}{\Lambda_{\rm c}} + \hbar_0\right)^2 + \frac{2\Lambda}{L_{\rm n}\rho_{\rm n}}} \int_{t_1}^t (\theta - \vartheta) dt \quad .$$
(10.21)

Выражение (10.21) близко по форме к эмпирической формуле Н. Н. Зубова, предложенной им для определения толщины льда в Северном Ледовитом океане:

$$\hbar(t) = -25 + \sqrt{(25 + \hbar_0)^2 - 8\sum T_B}, \qquad (10.22)$$

где  $\sum T_B$  — сумма среднесуточных температур за период  $\Delta t = t - t_1$  (сумма градусо-дней мороза).

Эти формулы показывают, что чем толще лед, тем меньше прирост его толщины. Поэтому имеется тенденция выравнивания толщин льда к концу холодного периода года.

#### 10.3.2. Таяние льда

После того как температура поверхности снежно-ледяного покрова повысится до температуры плавления, отток тепла от нижней поверхности льда прекращается, поэтому вторые члены в (10.17), (10.21) и (10.22) становятся равными нулю, характеризуя прекращение роста толщины льда. Дальнейшее повышение температуры льда невозможно, и весь приток тепла из атмосферы расходуется на плавление льда, т. е. его стаивание. Зависимость скорости этого стаивания находится из уравнения теплового баланса, при составлении которого достаточно приравнять сумму радиационного баланса, турбулентного притока тепла и расхода тепла на испарение, приходящихся на единицу

поверхности льда, теплоте плавления  $L_{\rm m}\rho_{\rm m}\frac{d\hbar}{dt}$ :

$$L_{\mathbf{n}}\rho_{\mathbf{n}} - \frac{\partial \hbar}{\partial t} = E + c_{p}aU \left[T_{B} - \theta + \frac{L_{\mathbf{n}}}{c_{p}} \left(q - q_{s}\right)\right], \quad (10.23)$$

где  $\theta$  и  $q_s$  — температура и упругость водяных паров на поверхности тающего льда.

Если разделить обе части уравнения (10.23) на  $L_{\rm п}\rho_{\rm n}$ , то получается выражение для определения скорости стаивания льда, проинтегрировав которое по времени в пределах от  $t_1$  до t, получим формулу для вычисления толщины стаявшего слоя льда  $\Delta\hbar$  за этот интервал времени:

$$\Delta \hbar = \frac{1}{L_{\pi}\rho_{\pi}} \int_{t_1}^{t} \left\{ \mathcal{B} + \left[ T_B - \theta + \frac{L_{\pi}}{c_p} \left( q - q_s \right) \right] aU \right\} dt. \quad (10.24)$$

Обычно температура тающего льда из-за стекания рассола близка к 0°С, т. е.  $\theta \approx 0$ , и тогда  $q_s = 3,8 \cdot 10^{-3}$ . Таким образом, под интегралом содержатся метеорологические характеристики: радиационный баланс поверхности ледяного покрова, температура и удельная влажность воздуха, скорость ветра. В первую очередь на таяние льда влияет лучистый приток тепла; турбулентный теплообмен с атмосферой играет заметную роль в умеренных широтах, а с увеличением широты его вклад уменьшается. Испарение хотя и приводит к некоторому уменьшению толщины льда, но в основном ослабляет стаивание льда из-за того, что забирает часть поступающего тедла.

В умеренных широтах в теплый период года ко льду поступает достаточно тепла, чтобы растопить весь образовавшийся за зиму лед. Поэтому в этих районах по возрасту лед не бывает старше однолетнего. Но в полярных широтах Арктики и Антарктики за длительную суровую зиму нарастает лед такой большой толщины, что за лето из-за сравнительно небольшого притока тепла не успевает растаять и переходит в многолетний лед. Та его толщина, при которой зимний прирост равен летнему стаиванию, называется равновесной. Она зависит от климатических условий района, достигается в течение длительного времени, постепенно к ней приближаясь, и в большинстве случаев не превышает 4—5 м.

## 10.4. Дрейф льда

Морской лед на большей части акватории является дрейфующим, т. е. под действием различных внешних сил меняет свое положение в пространстве. Перемещение льда по акватории под совокупным действием различных сил называется дрейфом. Знание перемещения льда в пространстве и во времени чрезвычайно важно при решении большого количества прикладных задач. В первую очередь знание движения льда, а следовательно, и его положения необходимо для нужд мореплавания. Корабли без дополнительных креплений корпуса не могут выдержать ударов об лед. Поэтому в морях со льдом их пути прокладываются с учетом перемещений льда.

Перевозки по Северному морскому пути полностью зависят от ледовых условий, и пути караванов судов в сопровождении ледоколов намечаются по участкам с наиболее легкими ледовыми условиями.

Для защиты различных портовых конструкций, нефтяных вышек и других сооружений в морях также нужно уметь предсказывать опасные подвижки льда, чтобы заблаговременно принять соответствующие защитные меры.

О подвижках льдов в море было известно давно. Поморы, занимавшиеся промыслом тюленей в Белом море, с давних пор знали о том, что лед в море движется в соответствии с различным направлением ветра. Однако серьезную, научно обоснованную попытку определить причины, приводящие к дрейфу льда, и получить связи скорости и направления движения льда с ветром впервые предпринял Ф. Нансен.

Исследуя дрейф «Фрама» (1893—1896 гг.) в Северном Ледовитом океане, он эмпирически установил, что в открытом море, где нет препятствий в виде берегов, направление движения льдов отклоняется от направления ветра из-за силы Кориолиса вправо на 28°, а скорость дрейфа составляет 1/50 скорости ветра. Это отношение скорости дрейфа льда к скорости ветра называется ветровым коэффициентом.

Выводы Нансена впоследствии были подтверждены Н. Н. Зубовым, проанализировавшим дрейф судна «Седов», вмерзшего во льды в Северном Ледовитом океане. Он и подметил, что дрейф происходил примерно вдоль изобар атмосферного приземного давления, оставляя область повышенного давления справа, а область пониженного — слева.

Скорость такого изобарического дрейфа определялась Н. Н. Зубовым из условия баланса (равновесия) ускорений

Кориолиса и барического градиента:

$$2\omega W_{\rm r} \sin \varphi = \frac{1}{\rho_{\rm B}} \frac{\partial P}{\partial n}, \qquad (10.25)$$

где  $W_{\rm r}$  — скорость геострофического ветра;  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $\partial P/\partial n$  — горизонтальный градиент атмосферного давления в направлении нормали к изобарам;  $\rho_{\rm B}$  — плотность воздуха.

Приняв скорость приземного ветра равной 0,5 скорости геострофического, а скорость дрейфа льда — <sup>1</sup>/<sub>50</sub> приземного ветра или 0,01 геострофического, Н. Н. Зубов получил соотношениемежду скоростью дрейфа льда V и барическим градиентом:

$$V = \frac{0.01}{2\omega \rho_{\rm B} \sin \varphi} \frac{\partial P}{\partial n}.$$
 (10.26)

Несмотря на то что соотношения изобарического дрейфа были получены Н. Н. Зубовым в 1938 г., они до сих пор применяются при ориентировочной оценке перемещения льдов вдали от берегов.

Достаточно полная теория дрейфа льдов впервые была разработана в 1938 г. В. В. Шулейкиным, принявшим во внимание сопротивление воды. Это действительно подтверждается всеми законами гидродинамики. Напряжение трения между водой и льдом было принято им пропорциональным квадрату относительной скорости льдины  $V_0$ . Полагалось, что к льдине прилипает некоторый тонкий пограничный слой воды, в котором происходит основной перепад и поворот скорости. Поэтому подледное дрейфовое течение считалось отклоняющимся от направления  $V_0$  вправо на 45°.

Суть теории В. В. Шулейкина сводится к следующему. Если лед дрейфует со скоростью V, то подо льдом развивается дрейфовое течение с поверхностной скоростью  $u_0$ , направленной под углом к абсолютной (по отношению к земле) скорости V (рис. 109).

Движение льда относительно  $u_0$  должно отклоняться вправо на  $\pi/4$ . Поэтому на линии дрейфового потока нужно найти точку M, линия от которой к концу вектора V составила бы угол  $\pi/4$  с лучом OM и была бы относительной скоростью дрейфа льда.

Теперь легко произвести все остальные построения: найти трение льда о воду  $F_{\rm B}$ , направленного параллельно  $V_0$  в обратную сторону, ускорение Кориолиса  $F_{\rm K}$ , направленное под углом  $\pi/2$  вправо от направления скорости V. Равнодействующая сила трения  $F_{\rm B}$  и  $F_{\rm K}$  уравновешивает при стационарном движении касательное напряжение ветра  $F_a$ . Значит, последняя сила направлена обратно упомянутой равнодействующей по той же линии и равна ей по величине.

Из этого геометрического построения можно составить проекции сил на оси координат, выразить их через скорости и массу льдины, приходящуюся на единицу площади. В результате можно определить ветровой коэффициент и угол отклонения дрейфа льда от направления ветра.



Рис. 109. Днаграмма скоростей и сил (по В. В. Шулейкину).

Эти теоретически определенные характеристики движения льдины оказались близкими к тем, которые определены по данным наблюдений. Вода оказывает не только тормозящее влияние на ветровой дрейф льда, но и влекущее за счет течений, независимо от причин, их вызвавших. Разнообразие скоростей дрейфа льдов приводит к образованию зон их сгущений и разрежений с различной сплоченностью. Там, где эти зоны существуют длительное время, могут образоваться устойчивые скопления льда — ледяные массивы и пространства открытой воды полыньи.

### 10.5. Характеристика ледяного покрова Мирового океана

#### 10.5.1. Распространение льда

По продолжительности сохранения ледяного покрова и его происхождению В. С. Назаров разделил акваторию Мирового океана на шесть зон. К первой зоне он отнес те области, в которых ледяной покров присутствует круглый год, несмотря на некоторое уменьшение его сплоченности в теплый период. Это центральная часть Арктического бассейна, северные районы большинства морей Северного Ледовитого океана, моря Амундсена, Беллинсгаузена, Уэдделла. В этой зоне зимой образуется больше льда, чем успевает растаять летом, и обновление ледяного покрова в результате дрейфа и действия термических факторов происходит за несколько лет.

В следующую зону включаются акватории, на которых льды ежегодно меняются. Большая часть из них успевает растаять летом, но за счет дрейфа в этой зоне летом всегда можно встретить льды. Примером морей, входящих в эту категорию, являются Карское и Баренцево.

Далее В. С. Назаров выделил зону с сезонным ледяным покровом, образующимся ежегодно в холодный период года и полностью исчезающим в результате таяния летом. Сюда относятся моря Охотское, Японское, Белое, Балтийское, Аральское, Каспийское и некоторые другие. Хотя ледяной покров в них бывает ежегодно, но продолжительность его существования и площадь могут существенно меняться от года к году.

На некоторой части акватории Мирового океана льды образуются только в очень холодные зимы. Это Северное, Мраморное и Черное моря.

Выделена зона, в которой отмечается лед, принесенный из-за ее пределов. Сюда отнесено Гренландское море, район Ньюфаундленда, большая часть Южного океана с включением области распространения айсбергов. Зимой здесь может образоваться лед, но масса его значительно меньше, чем приносится за счет дрейфа.

На остальной, большей части Мирового океана льдов не бывает.

Общий объем морского льда в период его максимального развития оценивается В. С. Назаровым в  $25,5 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> в северном полушарии и в  $30 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> в южном, а площадь его распространения показана на рис. 110.

Образовавшийся под действием термических факторов ледяной покров, как правило, не остается в покое, а под действием ветра и течений взламывается и перемещается. Участки открытой воды в каналах и разводьях зимой покрываются молодым льдом. Образовавшиеся при взломе льдины вновь смерзаются в крупные ледяные поля — сморози, неустойчивые во времени из-за новых взломов при подвижках. Этот процесс взлома и образования сморозей происходит в течение всего зимнего периода и является характерной особенностью формирования дрейфующего ледяного покрова. Поэтому к концу зимы ледяной покров представляет собой совокупность ледяных образований различного возраста и толщины, большей частью существующих в виде крупных сморозей.



Рис. 110. Распространение морского льда в северном и южном полушариях (по Бюделю и Нуссеру).

1 — постоянно в течение всего года; 2 — всегда или часто в году; 3 — эпизодически зимой и весной; 4 — районы возможной встречи айсбергов; 5 — постоянно зимой в морях; 6 — эпизодически зимой в морях.

10.5.2. Общая характеристика ледяного покрова Мирового океана

К настоящему времени наиболее изучены льды Северного Ледовитого океана и его морей. В. Н. Купецким дана их краткая в обобщенном виде характеристика, использованная в дальнейшем при описании ледяного покрова. Основная масса льда в этом океане находится в движении — дрейфует. Из-за этого они постоянно меняют климатические условия и не принимают устойчивого равновесия. Если в южных районах арктических морей под действием термических факторов может нарастать и таять до 2 м льда, то в центральной части океана за лето стаивает в среднем около 50 см. В зависимости от гидрометеорологической обстановки толщина льда и площадь их распространения, особенно в морях, от года к году существенно меняются.

Как уже отмечалось, сплошного ледяного покрова однородной толщины не бывает. Лед представляет собой сморози из льдины различной толщины и протяженности, в которых процент многолетних льдов возрастает с ростом широты, но из-за особенностей циркуляции и термических условий абсолютный максимум их содержания находится не у полюса, а в районах, примыкающих к Канадскому Арктическому архипелагу и морю Бофорта. Здесь многолетний припай на ряде участков может достигать толщины более 10 м. Льдины этого припая и айсберги шельфовых ледников встречаются дрейфующими в океане это так называемые ледяные острова. Толщина же льда в районах больших торосов может превышать 20—30 м.

Из-за особенностей дрейфа, абсолютного преобладания многолетних льдов и их толщины в Арктическом бассейне выделяются два основных океанических массива многолетних льдов: Канадский, расположенный в упомянутом районе, и Приатлантический в котором процент содержания многолетних льдов несколько меньше, чем в первом, и они несколько меньшей толщины. Раздел между этими массивами проходит над хребтом Ломоносова. Вследствие дивергенции дрейфа здесь зимой формируется зона повышенной трещиноватости ледяного покрова, а летом — зона обширных разводий.

Повышенное количество трещин, разводий и полыней в ледяном покрове отмечено над материковым склоном. Их происхождение объясняется влиянием усиливающихся здесь приливных течений. Но и на остальной части ледяного покрова трещины и разводья встречаются достаточно часто, независимо от возраста и торосистости ледяных полей. Естественно, в зоне выноса льдов и на границе с припаем их количество возрастает.

22 Заказ № 16

Вследствие особенностей генерального дрейфа ежегодно из Арктического бассейна выносится в Гренландское море такое количество льда, которое покрывает площадь около 900 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет 20% площади океана. Из-за колебаний метеорологических условий межгодовые изменения массы выносимых льдов достигают 60% ее средней величины. Поэтому количество льдов в Гренландском море от года к году может очень сильноменяться. Среди этих льдов значительная доля принадлежит многолетним, образовавшимся как в самом Северном Ледовитом океане, так и в его морях и продрейфовавшим по трансарктическому потоку. Кроме многолетних, в Гренландском море образуются более тонкие местные дрейфующие и припайные льды.

Скорость переноса льдов на юг в Гренландском море варьнрует в очень широком диапазоне — от одного до нескольких десятков километров в сутки, в зависимости от района, времени года и синоптической обстановки. В среднем максимальные скорости отмечены зимой, а минимальные — летом. Из рис. 110 видно, что ширина зоны льдов и их сплоченность в этом море убывает к югу в полном соответствии с характером циркуляции вод и их температурой.

Теплые атлантические воды несут огромное количество тепла, которое компенсирует теплопотери в атмосферу, и не создаются условия для образования льда. Поэтому Баренцево море, куда распространяются эти воды, даже зимой в юго-западной части не покрывается льдом. В остальной части моря толщина льда местного происхождения к весне не превосходит, как правило, 1 м, убывая с северо-востока и востока к юго-западу и западу. Но у о-вов Земли Франца-Иосифа и у восточных берегов Шпицбергена с севера заходят многолетние льды Арктического бассейна. За лето местные льды полностью тают и остаются только эти старые льды в северных районах моря. При преобладании ветра северных румбов старые льды могут спускаться далеко к югу, создавая неблагоприятные ледовые условия.

Хотя в Балтийское море теплые атлантические воды не заходят и само оно мелкое с весьма хорошо выраженным поверхностным распресненным слоем, препятствующим прогреву и выхолаживанию вод, но достаточно южное положение моря и частые поступления прогретых воздушных масс с Атлантического океана препятствуют в нем интенсивному ледообразованию. Обычно замерзают в нем Ботнический и Финский заливы и прилегающая акватория. В среднем к концу зимы менее 50% площади моря покрывается льдом, который достигает в прибрежных районах толщины порядка 0,5 м. Но в зонах торошений из-за подсовов толщина льда может быть в несколько раз больше. Все море, включая центральную часть и Датские проливы, замерзает только в суровые зимы.

Соединяющееся с Баренцевым Белое море существенно отличается от первого по ледовому режиму. Оно практически не получает теплых океанических вод и в то же время сток рек и пресные воды от таяния льда приводят к довольно хорошо выраженной вертикальной плотностной стратификации воды. В результате теплозапас моря ограничивается тем, который создается местным летним прогревом, концентрирующимся в поверхностных слоях воды. Он достаточно быстро расходуется в осенне-зимний период и дальнейшие теплопотери компенсируются за счет теплоты ледообразования. Поэтому Белое море ежегодно покрывается льдом. Продолжительность существования льда зависит от погодных условий и может длиться от 3 до 9 месяцев. Естественно, что при этом существенно меняется и толщина льда.

Под действием приливных течений и ветра лед в Белом море постоянно взламывается, торосится и движется. Поэтому, несмотря на малые размеры моря, припай составляет сравнительно малую часть его площади. Ветровой режим в зимние месяцы благоприятствует выносу льдов через Горло Белого моря в Баренцево. В связи с этим в море непрестанно возникают полыньи, на которых зимой образуется молодой лед. Поэтому льды осеннего происхождения преобладают в наиболее застойных зонах моря и в припае.

Ледяной покров северной части Тихого океана исследован слабее, чем арктический. Здесь больше внимания уделяется таким режимным особенностям, как время появления льда, продвижение его границы и время исчезновения ледяного покрова. Все эти черты режима обобщены Н. П. Булгаковым. Он отмечает, что на севере Тихого океана основная масса морского льда образуется в его окраинных морях. В сентябре-октябре лед появляется в северной части Берингова моря и постепенно распространяется на юг. В ноябре начинает замерзать Охотское море, в конце ноября-начале декабря - Японское и, наконец, северная часть Желтого моря. Ледяной покров сначала образуется у береговой черты, а затем распространяется мористее. В среднем в период максимального распространения в общем повторяет очертание материкового кромка льда склона. Н. П. Булгаков это объясняет тем, что охлаждение поверхностных вод в осенне-зимний период вызывает конвективное перемешивание, которое на глубоководных местах создает интенсивный подъем теплых глубинных вод, препятствующих образованию льда.

Из-за сильных ветров и значительных приливных колебаний уровня и течений припай в северной части Тихого океана и

в дальневосточных морях устанавливается преимущественно в закрытых бухтах и заливах. На открытых участках побережья он устанавливается в виде очень узкой неустойчивой полосы либо не образуется совсем. Толщина его уменьшается от 1,5 м в северо-западной части Берингова моря до 20—40 см у берегов о. Хоккайдо и в заливе Аляска.

Таяние и разрушение льда начинается от берега образованием прибрежных и заприпайных полыней, аккумулирующих солнечное тепло. Весенние процессы распространяются в направлении, обратном осенним. Во второй половине февраля освобождается ото льда Желтое море и открытая часть Японского, с марта начинает отступать к северу и западу кромка льдов в Охотском и Беринговом морях. К июню большая часть этих морей очищается ото льда, а в августе льда в дальневосточных морях не бывает, за исключением северо-западной части Берингова моря, куда иногда заносятся льды из Чукотского моря, в отдельные годы сохраняющиеся до нового замерзания.

Кроме рассмотренной основной массы морских льдов, в северном полушарии небольшое их количество образуется в Аральском, Каспийском, Азовском и Черном морях. В этих морях замерзают мелководные участки с малым теплозапасом. Площадь льда в момент наибольшего распространения очень сильно зависит от суровости зимы и меняется от года к году в Каспийском море более чем в два раза, а в остальных в пять-шесть раз. Толщина ровного льда не превышает 0,5 м.

Несмотря на интенсивные исследования Антарктики в последние два десятилетия, морские антарктические льды изучены значительно слабее, чем арктические. Трудности проведения исследовательских работ на дрейфующих льдах привели к такому положению, что выполнялись экспериментальные исследования преимущественно припайных льдов, находящихся вблизи стационарных научных станций. На остальной, неизмеримо большей части акватории известны в основном граница распространения льда, его возрастные стадии и сплоченность. В наиболее обобщенном виде результаты экспериментальных исследований морских антарктических льдов содержатся в работе В. С. Назарова и в Атласе Антарктики; они и положены в основу дальнейшего изложения.

Замерзание антарктических вод в прибрежной зоне начинается в марте, и с этого момента граница ледяного покрова постепенно продвигается к северу со средней скоростью 4,2 км в сутки, имея примерно широтное направление. На продвижение льдов к северу оказывают влияние не только термические факторы, но и дрейф, вызываемый ветром и течениями. Эти динамические факторы приводят к дивергенции льда на большей части акватории, в результате чего возникают многочисленные разводья и полыньи, затягивающиеся молодым льдом. Поэтому на одном участке могут встретиться льды различного возраста.

В сентябре—октябре кромка льда достигает своего крайнего северного положения и располагается в среднем вдоль широты 60°, но в иные годы в зависимости от гидрометеорологических условий она смещается на сотни километров в ту или иную сторону. Из-за ветра, течений и волнения очертания кромки извилистые и быстро меняются с их изменением. Сплоченность льда в пределах кромки может быть от 1 балла при отжимном ветре до 10 баллов при нажимном. Велик диапазон и его возрастных форм: от первичных до льдов местного осеннего образования толщиной 0,5—0,8 м и приносных толщиной более 1,5 м.

В прибрежной части акватории толщина однолетнего льда от 1,5 до 3 м. Такова же толщина припая в районах малого стока снега и отсутствия внутриводного льда.

Из-за сравнительно слабой изрезанности побережья, больших глубин и преобладания стоковых ветров припай в Антарктике развит значительно слабее, чемо в Арктике. Здесь его ширина в среднем 25—35 км. Основная масса морского антарктического льда дрейфует. В непосредственной близости от материка он движется преимущественно на запад, отклоняясь к северу под воздействием выступов береговой черты. Там он попадает в Антарктическое круговое течение.

Из-за преобладания дивергенции ледяной покров, как правило, не бывает сплошным. Он состоит из сморозей различного возраста, разделенных трещинами, разводьями и полыньями. Размеры ледяных полей уменьшаются к кромке льда, где в основном отмечается мелко- и крупнобитый лед. Большие участки открытой воды имеют место за припаем, в виде заприпайных полыней, и у западных берегов материковых выступов. Зато западные участки морей забиваются сплоченным льдом. Поэтому в море Уэдделла ледовитость повышенная. Ослаблен вынос льдов из морей Беллинсгаузена и Амундсена. В этих трех морях отмечена повышенная торосистость льда и толщина его превышает 2 м. Здесь же находится максимальное количество многолетних льдов. В среднем же торосистость антарктических морских льдов меньше, чем арктических.

Легче ледовые условия в море Росса, где из-за циклонической циркуляции существует постоянный вынос льдов на север.

Таяние льда в Антарктике начинается в октябре—ноябре от внешней кромки, соприкасающейся с теплыми океаническими водами. Постепенно с севера на юг перестают замерзать образующиеся среди дрейфующих льдов разводья и полыньи. Эти участки открытой воды аккумулируют большое количество тепла и являются очатами таяния. Вследствие большой отражательной способности снежно-ледяного покрова он с поверхности стаивает меньше, чем арктический лед. Значительно сильнее он тает во внутренних и нижних слоях. Это объясняется тем, что в антарктических водах сильно развит планктон, который аккумулируется на нижней поверхности льда, окрашивая его в ржаво-коричневый цвет. Однако, по-видимому, основное количество тепла лед получает от прогретой воды, и оно определяет скорость таяния. Именно из-за этого происходит быстрое отступание кромки льда к югу - в среднем 6,5 км в сутки. На скорость таяния влияет преимущественный вынос льда на север, в более теплые области. Вся эта совокупность термических и динамических факторов приводит к тому, что за теплый период года большая часть антарктических морских льдов исчезает. Если к началу таяния площадь морского ледяного покрова в южном полушарии 19 млн. км<sup>2</sup>, то к концу лета всего 2,5 млн. км<sup>2</sup>. Для прибрежных районов характерно наличие в летний период зоны чистой воды или разреженных льдов, за которой следует полоса более сплоченных льдов. Особенно четко такая картина прослеживается в районе моря Росса. Этот отжим льдов от материка обусловлен стоковыми ветрами. Большая доля оставшегося к осени льда постепенно выносится к северу и тает на следующий год. Поэтому многолетние морские льды в антарктических водах встречаются весьма редко. В основном они образуются из многолетнего припая, который в глубоких заливах может не взламываться и не выноситься в течение нескольких лет. Толщина такого припая достигает десятка метров. Массивов же многолетнего льда такого характера, как в Северном Ледовитом океане, в антарктических водах не бывает.

je u čela u

المرتبع والمراجع والمتعار والمتعاوي والمتعار والمراجع

1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 - 1999 -

المروف والمحافظ المناصر والمتعار فتعتقد والمتعتد المراجع والمتعاد

يه يونو الم

342

Важнейшие химические и биологические процессы в океане. Донные осадки



# 11.1. Химические процессы в океане и их влияние на распределение некоторых веществ

11.1.1. Понятие о химическом обмене с атмосферой через поверхность океана

В главах 8 и 9 мы видели, что обмен через поверхность океана тепловой энергией, влагой, газами и другими веществами играет важную роль в формировании структуры его вод. Значения важнейших характеристик воды, например температуры, солености, содержания кислорода и других, изменяются в толще вод океана прежде всего благодаря обмену через поверхность океана. Физические и химические свойства поверхностного слоя океана и физико-химические процессы в нем, начиная от молекулярного масштаба сильно влияют на механизм обмена через поверхность.

Наблюдения показывают, что огромные площади поверхности океана бывают покрыты органическими пленками. В открытом океане эти пленки образуются при биологических процессах, главным образом планктоном. В прибрежных областях пленки образуются в результате загрязнения океана нефтью и другими отходами производства и городскими стоками. Пленки влияют на некоторые свойства поверхности моряповерхностное натяжение, вязкость. Они уменьшают испарение, вызывая этим повышенный прогрев поверхности.

Заметную роль в поверхностном слое океана играют воздушные пузырьки. Поднимаясь кверху, они захватывают вследствие адсорбции органическое вещество. После лопания пузырьков органическое вещество диспергируется на поверхности. Под действием ветра, волн, лопающихся пузырьков и атмосферных осадков поверхностные пленки интенсивно разрушаются и происходит «освежение» поверхности океана.

Мы знаем, что нагревание и охлаждение океана, сезонные изменения температуры наиболее интенсивно происходят в верхнем слое океана. Изменения температуры сдвигают химическое равновесие, ускоряют или замедляют ход химических реакций и биологических процессов.

Приход лучистой энергии солнца вызывает фотохимические реакции, в первую очередь фотосинтез.

Через поверхность океана происходит важный процесс обмена газами. Если парциальное давление газа в атмосфере больше, чем равновесное парциальное давление газа в морской воде, то происходит переход молекул из атмосферы в океан. В противоположном случае газ выделяется в атмосферу.

Скорость газового переноса обусловлена в основном диффузией газов через поверхностный пограничный слой. Турбулентное перемешивание в атмосфере и океане обеспечивает достаточно быструю передачу газов к поверхности раздела и от нее. Лимитирующей является главным образом молекулярная диффузия газов через тонкий ламинарный поверхностный слой воды, поскольку скорость молекулярной диффузии в атмосфере на три порядка выше, чем в воде (соответственно 3 · 10<sup>-9</sup> и 10<sup>-6</sup> м<sup>2</sup>/с).

Толщина ламинарного поверхностного слоя океана в зависимости от скорости ветра и характера волнения от  $5 \cdot 10^{-3}$  до 0,1 см, в среднем около 0,01 см, или  $10^5$  молекулярных диаметров. Волны постоянно разрушают этот ламинарный слой, и уже скорость ветра более 3 м/с ускоряет обмен и значительно сокращает толщину поверхностной пленки (рис. 111). Уменьшает толщину пленки и ускоряет обмен также повышение температуры воды.

Сравнительно небольшое количество химических веществ попадает в океан из атмосферы. Некоторые из этих веществ попадают в океан непосредственно в твердой форме, другие растворяются в атмосферной воде и выпадают вместе с осадками. Химический состав дождевой воды очень изменчив и зависит от того, над какими промышленными районами произошла конденсация и какие загрязнения при этом содержались в атмосфере. Наиболее распространенными ионами, определяе-

344

мыми в дождевой воде, являются Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>. Кроме того, различные химические вещества переносятся ветром в составе атмосферной пыли, в океан оседают продукты, изверженные вулканами, а также падают метеоритные частицы.

Имеется свеобразный механизм переноса компонентов морской воды в атмосферу воздушными пузырьками. Наблюдения показывают, что при скорости ветра более 4,5 м/с, когда на волнах появляются барашки, усиливается разбрызгивание и резко возрастает содержание солей в воздухе. Однако перенос солей в атмосферу брызгами и пузырьками происходит не



только при штормовом волнении, но и в спокойную погоду, когда воздушные пузырьки поднимаются к поверхности и лопаются. Воздушные пузырьки в океане образуются частично при захвате воздуха волнами, но большей частью при увеличении микропузырьков газа, поднимающихся к поверхности. В толще вод эти микропузырьки образуются при биологических процессах, при адсорбции газов на взвешенных частицах. Пузырьки поднимаются со все большей скоростью, при этом увеличивается их объем как за счет понижения гидростатического давления, так и за счет диффузии газов внутрь пузырька из окружающей воды.

Скоростная киносъемка показывает, что при всплытии на поверхность (рис. 112) пузырек образует пленочную «шапку» толщиной около 2 мкм. При разрыве пузырька в атмосферу выбрасываются капли двух видов: мелкие, представляющие собой остатки поверхностной пленочной шапки пузырька, и более крупные «реактивные», вылетающие со дна лопающегося пузырька. Реактивные капли не поднимаются выше 10—20 см и падают обратно. Мелкие пленочные капли подхватываются ветром и поднимаются в атмосферу до высоты 1 км и более. Эти капли являются основными источниками морских аэрозолей в атмосфере.

#### 11. Химические и биологические процессы. Донные осадки

Замечено, что соотношение между количествами различных ионов в морском аэрозоле не такое, как в морской воде. Это также указывает на то, что поверхностный слой океана, как мы уже отмечали, имеет своеобразный химизм и отличается по составу от глубже лежащей воды. Так, например, отношение SO<sup>2</sup>/Cl<sup>-</sup> над морем всегда выше, чем в морской воде, а по



Рис. 112. Схема выхода пузырька газа из воды (по Макинтайру). 1 — пленочная шапка; 2 — разрыв пузырька; 3 — «реактивные» капли; 4 — выброс капель воды.

мере удаления от моря это соотношение возрастает, по-видимому, под влиянием промышленных загрязнений.

Следует заметить, что перенос солей в атмосферу через поверхность океана играет важную роль в атмосферных аэрозолях. Для массы солей океана этот обмен, как мы уже отмечали в главе 2, совершенно незначителен.

На воздушных пузырьках происходит также концентрация органического вещества. Когда пузырьки лопаются, образуются взвешенные органические частицы, которые, по мнению исследователей, могут служить важным звеном в пищевой цепи в океане. В этих частицах повышено, например, содержание фосфора.

Вместе с реактивными каплями в атмосферу переносятся положительные электрические заряды.

11.1.2. Химическое равновесие в океане и распределение некоторых веществ

Рассматривая процессы формирования полей характеристик в океане в главе 9, мы убедились в том, что в среднем многолетнем поля температуры, солености и других характеристик

346

квазистационарны. Такое состояние полей характеристик наблюдается, как мы знаем, благодаря установившемуся в среднем равновесию между эффектами процессов активного изменения их в верхнем слое, переноса течениями и турбулентной диффузии.

Концентрация химических веществ, содержащихся в воде океана, довольно стабильна благодаря тому, что в среднем в океане установилось равновесие между поступлением и изъятием химических веществ, скоростями химических реакций трансформирующих эти вещества, а также процессами переноса течениями и турбулентной диффузии. Здесь мы остановимся на некоторых важнейших процессах химического равновесия веществ в океане.

Ионы водорода. Водород является основным компонентом морской воды. Две трети всех атомов в Мировом океане составляют атомы водорода. В то же время концентрация водородных ионов, или протонов H<sup>+</sup>, в морской воде очень мала (10<sup>-7</sup>— -10<sup>-8</sup> M). Однако, несмотря на незначительное содержание, ион водорода — один из важнейших в морской воде по двум причинам.

Во-первых, ион водорода участвует во многих химических реакциях, включая большинство окислительно-восстановительных. Он определяет поведение анионов (А) ряда слабых кислот  $(SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, PO_4^{3-}, S^{2-}, SiO_4^{4-}, BO_3^{3-})$  по схеме

 $H^+ + A^{n-} \rightleftharpoons HA^{(n-1)-};$  $H^+ + HA^{(n-1)-} \rightleftharpoons H_2A^{(n-2)-}$ и т. д.

Кроме того, ион водорода определяет гидролиз катионов металлов (М) по схеме

 $M^{n+} + H_2O \rightleftharpoons MOH^{(n-1)+} + H^+;$ MOH<sup>(n-1)+</sup> +  $H_2O \rightleftharpoons M (OH)_2^{(n-2)+} + H^+$  и т. д.

Во-вторых, ион водорода играет важную роль в биологических процессах. Величина pH очень сильно влияет на процессы жизнедеятельности. Известно, что для нормальной жизнедеятельности организмов необходима стабильность свойств среды.

На рис. 113 показано вертикальное распределение рН в северо-восточной части Тихого океана (по Парку). Максимум значений в верхнем слое океана (до 8,2—8,3) объясняется влиянием растворенного атмосферного СО<sub>2</sub> и биологической деятельности микроорганизмов. Минимальные значения рН (до 7,5) наблюдаются на глубине 200 м и связаны с биохимическими процессами. На это указывает, в частности, то, что здесь же наблюдается и минимум содержания кислорода.

Значения pH в верхнем слое океана зависят от содержания растворенного CO<sub>2</sub>, которое в свою очередь зависит от интенсивности фотосинтеза, а следовательно, в первую очередь от прихода солнечной радиации. Поэтому pH в верхнем слое имеет сезонный ход в течение года и суточные колебания.

**Двуокись углерода.** В главе 3 мы видели, что в океане, в отличие от вод суши, концентрация компонентов карбонатной си-



Рис. 113. Вертикальный профиль рН в северо-восточной части Тихого океана (по Парку).

стемы намного меньше солержания главионов. В солевой массе океана ных карбонаты составляют не более 0.35-0.37%. Но, несмотря на это, карбонатная система является одной из наиболее сложных равновесных систем в океане и чрезвычайно важной для природы Земли в различных аспектах. Отчасти об этом было сказано в главе 3. Эта система играет важную роль во взаимодействии океана с атмосферой, в химии морской воды, в образовании осадков на лне океана, в регулировании значения рН. Регулируя рН, карбонатная система непосредственно влияет на многие химические равновесия в океане.

В эволюции атмосферы, гидросферы и литосферы Земли карбонатная система сыграла важную роль и в настоящее время ее значение не снижается в связи с непрерывным увеличением содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере вследствие деятельности человека. Если карбонатная система океана не сможет поглощать избыток CO<sub>2</sub> из атмосферы, это приведет к повышению температуры и многим нежелательным последствиям.

Углекислый газ довольно хорошо растворяется в воде океана и, в отличие от других газов атмосферы, не является химически инертным по отношению к воде. При растворении CO<sub>2</sub> возникает обычное явление гидратации:

 $CO_2(atm.) \gtrsim CO_2(pactb.).$ 

Кроме того, CO<sub>2</sub> реагирует с водой, образуя угольную кислоту:

 $CO_2$  (раств.)  $+ H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3$ ,

которая затем диссоциирует в две стадии:

 $H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$ ,  $HCO_3^- \rightleftharpoons H^+ + CO_3^{2-}$ . Таким образом, в океане устанавливается подвижное равенство по схеме

$$\mathrm{H}_{2}\mathrm{CO}_{3} \rightleftharpoons \mathrm{H}^{+} + \mathrm{H}\mathrm{CO}_{3}^{-} \rightleftharpoons 2\mathrm{H}^{+} + \mathrm{CO}_{3}^{2-}.$$

Основным фактором, от которого зависит состояние карбонатного равновесия, является двуокись углерода, концентрация которой в океане подвержена изменениям. Например, уменьшение количества двуокиси углерода (за это количество принимают H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>+CO<sub>2</sub>) в результате фотосинтеза вызывает переход части гидрокарбонатных ионов в карбонатные и, как следствие, увеличение pH. Наоборот, увеличение количества двуокиси углерода, например в результате окисления органических веществ в глубинах океана, снижает количество карбонатных ионов и уменьшает рН. Таким образом, равновесие между содержанием СО2 в атмосфере и в поверхностном слое океана поддерживает концентрацию всех компонентов карбонатной системы в определенных пределах. Концентрация определяется прежде всего соотношением между интенсивностями процессов потребления и продуцирования двуокиси углерода, а затем уже такими факторами, как атмосферное давление, температура и соленость волы.

В океане в очень больших масштабах происходит выпадение в осадок карбоната кальция по схеме

 $Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$ .

Ежегодно, согласно О. А. Алекину, в океане оседает все вносимое реками количество ионов  $HCO_3^-$  (1,7 млрд. т),  $Ca^{2+}$ (0,494 млрд. т) и частично  $Mg^{2+}$  (0,36 млрд. т). При этом на дне образуется 1,236 млрд. т  $CaCO_3$  и 0,125 млрд. т  $MgCO_3$ . Грунты дна океана в среднем содержат 32%  $CaCO_3$ .

Мощные геологические отложения известняков и мергелей на материках также не что иное, как отложения карбонатных осадков на дне древних морей, поднявшиеся в результате тектонических процессов.

Характерной особенностью морской воды (как и пресной) является способность к пересыщению карбонатом кальция CaCO<sub>3</sub>. В поверхностном слое океана это пересыщение особенно велико, в теплых экваториальных областях Атлантического океана оно достигает 300%, а в Тихом океане 500% и более.

В глубоких слоях океана, наоборот, наблюдается ненасыщенность карбонатом кальция вследствие высокого давления, повышающего его растворимость, и выделения СО<sub>2</sub> из остатков организмов и из недр Земли. На глубинах более 4500 м карбонатные осадки не накапливаются.

Растворенный кислород. Как было отмечено в главе 3, в воде океана растворяется кислород, содержащийся в атмосфере. Его

растворимость понижается с увеличением солености и повышением температуры. Кроме того, в верхнем слое океана при достаточной освещенности солнечной радиацией мельчайшие растения — фитопланктон — выделяют кислород. Таким образом, источники кислорода в океане находятся в верхнем слое, откуда он затем турбулентным обменом и течениями распределяется по всей толще вод. Очевидно, что процесс формирования поля концентрации кислорода в значительной мере аналогичен



формированию полей температуры и солености. Однако кислород интенсивно расходуется в океане в результате жизнедеятельности морских животных, а также в химических процессах окисления органического вещества и других, т. е. расходование кислорода происходит не только в верхнем слое, но и во всей толще вод.

По характеру содержания кислорода и его изменений во времени в океане, согласно

Рис. 114. Типовые вертикальные профили содержания кислорода в океанах (по Дитриху).

1 — Тихий океан, 2 — Индийский океан, 3 — Атлантический океан, 4 — Атлантический океан (у южной оконечности Гренландии).

Хорну, можно выделить по вертикали четыре области (рис. 114). В поверхностном квазиоднородном слое благодаря интенсивности перемешивания концентрация кислорода, так же как и другие характеристики, распределена однородно от поверхности до слоя скачка. Концентрация здесь близка к насыщению на поверхности океана при данной температуре и атмосферном давлении.

Ниже зоны фотосинтеза происходят только процессы, снижающие содержание кислорода, например окисление органического вещества. Поэтому с глубиной содержание кислорода в океане довольно быстро убывает, и естественно было бы ожидать непрерывного убывания его вплоть до дна. Однако перемещение глубинных и придонных антарктических вод, в которых кислород мало потребляется на окисление вследствие низких температур, приводит к тому, что его содержание имеет минимум на глубине около 200—300 м и возрастает с дальнейшим увеличением глубины.

Сравнивая вертикальные распределения кислорода в океанах, видим, что в Тихом и Индийском океанах общее содержание кислорода ниже, чем в Атлантическом. Это объясняется тем, что только в Атлантическом океане происходит опускание больших количеств воды не только в южном, но и в северном полушарии (североатлантическая глубинная и придонная вода). В двух других океанах глубинные воды распространяются только из южных полярных областей, и поэтому их кислород в большем количестве израсходован на процессы окисления.

На рис. 115 приведено распределение растворенного кислорода на меридиональных разрезах через океаны. Сравнивая это поле с аналогичными полями температуры и особенно солености, мы видим, что в Атлантическом океане наибольшее содержание кислорода (более 7 см<sup>3</sup>/л) наблюдается в водах, опускающихся и распространяющихся на глубинах из районов северной части океана и антарктической конвергенции. Несколько меньше кислорода (около 5 см<sup>3</sup>/л) в тяжелых придонных антарктических водах. Значительной особенностью является минимум кислорода, особенно хорошо развитый в тропической области северного полушария во всех океанах на глубинах 500-1000 м. Минимум указывает на то, что на этих глубинах потребление кислорода еще достаточно большое, а поступление его вследствие вертикального перемешивания сверху и снизу и адвекции вод из зоны субантарктической конвергенции не может увеличить концентрацию кислорода.

Глубинные воды Тихого океана содержат мало кислорода, так как в северной части океана нет такого интенсивного опускания насыщенных кислородом вод, как в северной части Атлантического океана.

Биогенные вещества. Биогенными веществами называют химические соединения, которые необходимы для жизнедеятельности водных организмов. К таким веществам относятся в первую очередь соединения углерода (карбонаты), фосфора (фосфаты), азота (нитраты, нитриты, аммиак), кремния (силикаты).

Количество углекислоты в воде океана всегда достаточно высокое за счет поступления CO<sub>2</sub> из атмосферы и производства морскими растительными организмами. В то же время содержание фосфатов, нитратов и силикатов часто понижено вследствие интенсивного потребления и недостаточно быстрого образования и обычно лимитирует развитие жизни. Восполнение запасов этих питательных веществ в океане происходит при восстановлении их бактериями из отмерших в верхних слоях и погружающихся в виде детритного (мертвого) «дождя» остатков организмов. Такой рассеянный в толще океана «источник» вещества количественно пока мало изучен. Что же касается распределения питательных веществ, то оно подобно полю солености и кислорода, поскольку формируется под значительным влиянием адвекции и турбулентного обмена.



Рис. 115. Содержание кислорода (см<sup>3</sup>/л) по меридиональным разрезам океанов (по Хорну).

На рис. 116 приведено распределение фосфатов на разрезах через океаны, аналогичных тем, на которых мы выше рассмотрели распределение температуры, солености и кислорода. Действительно, изолинии концентрации хорошо очерчивают уже знакомые нам языки вод, перемещающихся навстречу друг



Рис. 116. Содержание фосфатов (мкг-атом/л) в Атлантическом (а), Индийском (б) и Тихом (в) океанах (по Свердрупу, Джонсону и Флемингу).

другу из северной части Атлантического океана и из области антарктической конвергенции. Минимальные концентрации в поверхностном слое совпадают с максимумами солености. Наблюдается подъем изолиний в области экватора.

Интересно отметить, что повышенному содержанию кислорода, как правило, соответствует пониженное содержание питательных веществ. Так, в распределении фосфатов языки максимального содержания почти совпадают с языками минимума кислорода, и наоборот. Это объясняется тем, что в условиях повышенного содержания кислорода, исключая глубинные воды с низкой температурой, потребление питательных веществ идет более интенсивно.

## 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере

11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных компонентах

Воды Мирового океана богаты минеральными веществами, необходимыми для жизни организмов, содержат растворенные газы, довольно устойчивы в своем состоянии по отношению

23 Заказ № 16

к изменениям внешней среды. Поэтому Мировой океан представляет собой хорошую среду для протекания биологических процессов, под которыми понимают проявление жизни на всех ее стадиях.

Вся совокупность организмов, существующих в Мировом океане, определяется как *биосфера* и подразделяется на три основные группы в зависимости от способа построения органического вещества: растения, животные и бактерии.

1. К растениям относятся те организмы, которые строят органические соединения из неорганических веществ при помощи солнечной энергии. Поэтому часто растения называют первичной продукцией океана. Все представители морского растительного мира делятся на простейшие одноклеточные организмы, многоклеточные водоросли и цветковые растения. Первые две группы относятся к низшим растениям, а последняя — к высщим. В связи с необходимостью для жизни растений солнечной энергии все они обитают в пределах распространения солнечного света.

Наиболее многочисленной группой растений как по количеству видов, так и по массе являются одноклеточные. Они настолько малы по размерам, что отдельные особи не различаются невооруженным глазом, но при благоприятных условиях их концентрация в морской воде бывает настолько большой, что из-за характерной пигментной окраски организмов вода на больших пространствах меняет свой цвет. Например, одноклеточные жгутиковые водоросли придают воде красный или коричневый цвет. Обычно же насыщенная одноклеточными водорослями вода приобретает зеленоватый цвет.

Одноклеточные организмы обладают в разной степени развитыми твердыми скелетами или раковинами из целлюлозы, извести и кремния. После смерти растений их скелеты частично растворяются в морской воде, а частично оседают на дно, образуя грунт соответствующего происхождения. Так, например, плохо растворимые кремниевые раковины диатомовой водоросли образуют диатомовые илы.

Из *многоклеточных* растений в океане наиболее многочисленны большие по размерам бурые и красные водоросли. Большинство из них прикрепляются к морскому дну, но встречаются и свободно плавающие водоросли, как, например, саргассова водоросль. Некоторые многоклеточные водоросли достигают гигантских размеров (100—200 м).

Цветковых растений в Мировом океане насчитывается около 30 видов и распространены они значительно меньше, чем два упомянутых простейших типа растений.

2. К животным относятся те организмы, которые для своего существования потребляют уже готовое органическое вещество,

354

#### 11.2. Биологические процессы в океане

в каком бы виде оно ни было. Эта группа биосферы более разнообразна по сравнению с растительным миром. Она представлена 11 типами животных, из которых наиболее многочисленны простейшие одноклеточные организмы. Многие из них имеют твердый скелет, по остаткам которого можно судить о количестве этих животных. Так, например, известковые скелеты и раковины одного из классов одноклеточных — фораминифер, живущих как в толще вод, так и на дне океана, покрывают в виде глобигеринового ила около 30% площади дна Мирового океана. Кремниевые скелеты другого класса одноклеточных животных радиолярий, живущих в толще вод, — покрывают в виде радиоляриевого ила 35% площади дна Мирового океана.

Из многоклеточных морских животных наиболее просто устроены губки. Этот тип животных имеет твердый скелет из углекислой извести, кремнезема или волокон из органического вещества с многочисленными порами в стенках, через которые губки непрерывно засасывают воду с содержащимися в ней бактериями и животными, которыми они питаются. Губки ведут неподвижный образ жизни, собираясь на дне в колонии объемом до квадратного метра. Единичные же особи губок сравнительно невелики и не превышают нескольких сантиметров.

Следующим по сложности развития типом морских животных можно считать кишечнополостных, среди которых наиболее известны медузы, сифонофоры, полипы. Они питаются животной пищей, захватывая ее и отправляя через отверстие в теле в особый мешок, где она переваривается. Остатки пищеварения выбрасываются наружу через то же отверстие. Из-за твердого скелета или стрекательного аппарата эти животные, как и губки, в пищу другими животными употребляются редко.

В Мировом океане живет несколько типов многоклеточных беспозвоночных *червеобразных* животных. Они живут как на дне, так и в толще вод и играют очень большую роль в пищевой цепи, являясь для многих рыб основным кормом.

Наибольшим разнообразием видов в Мировом океане представлены моллюски (более 62 тыс. видов). Некоторые классы моллюсков имеют туловище, заключенное в различной формы раковину (например, брюхоногие — улитки, двустворчатые), другие, как головоногие моллюски — кальмары, осьминоги, каракатицы и т. д., раковины как внешней защитной оболочки не имеют. Они широко распространены, населяя как дно, так и толщу вод. Большинство моллюсков употребляется в пищу другими животными, а часть из них имеет промысловое значение.

К высшему типу беспозвоночных морских животных относится разнообразный тип *членистоногих*, представленный 20 тыс. видов, от мельчайших веслоногих рачков размером 1—2 мм до крупных крабов в несколько десятков сантиметров. Среди этого типа морской фауны есть как растительноядные виды, так и хищные. В свою очередь, практически все членистоногие, а особенно мелкие, используются в пищу другими животными. Причем веслоногие рачки служат основной пищей многим видам морских рыб и усатым китам.

Широко в океанах и морях представлены *иглокожие*, насчитывающие около 50 тыс. видов. В большинстве это донные животные, питающиеся растительной пищей, остатками погибших животных или ведущих хищный образ жизни (некоторые виды морских звезд и ежей).

Тип хордовых животных разделяется на низших и высших. К первым отнесены оболочники и ланцетники, а ко вторым рыбы, морские рептилии (черепахи и змеи) и морские млекопитающие (китообразные и ластоногие). Ланцетники и один из видов оболочников — асцидии — ведут донный образ жизни, а остальные животные этого типа обитают во всей толще вод, от поверхности до дна. В преобладающем большинстве они питаются животной пищей.

3. Бактерии представляют собой микроскопические одноклеточные организмы, не имеющие ядра и окруженные плотной полупроницаемой оболочкой. Они делятся на две группы: аэробные, т. е. способные развиваться только при наличии растворенного в воде кислорода, и анаэробные, т. е. не требующие для своей жизни свободного кислорода. Важная роль бактерий в биосфере океана заключается в том, что они разлагают растительные остатки и трупы животных вплоть до перехода их в неорганические вещества. Некоторые виды бактерий способные осаждать из морской воды различные химические элементы, образуя их комки — конкреции, которые все больше и больше начинают добываться в промышленных целях.

В зависимости от способа обитания в Мировом океане все организмы делятся на три основные группы: планктон, нектон и бентос. В группу планктона входят те мелкие организмы, которые имеют ограниченные возможности активного передвижения в воде или вообще ими не обладают. Сюда входят бактерии, мелкие, главным образом одноклеточные, растения (фитопланктон), и мелкие также в основном одноклеточные животные (зоопланктон). Видовой состав и концентрация планктона меняются в зависимости от места и времени, что связано с изменениями количества питательных веществ и солнечной энергии в поверхностной зоне океана. Так, например, в высоких широтах массовое развитие фитопланктона происходит весной, когда возрастает поток солнечной радиации и повышается температура воды. В низких широтах периодичность в развитии фитопланктона часто бывает связана с периодичностью восходящих токов воды, поднимающих от дна богатые питательными солями воды. Естественно, что сезонная периодичность концентрации зоопланктона и его пространственное распространение связаны с массой фитопланктона. В состав планктона в течение соответствующего периода года входит икра рыб и личинки многих животных.

Нектон составляют морские организмы, способные активно плавать. В основном это высшие хордовые животные и головоногие моллюски.

В группу бентоса включаются организмы, живущие на морском дне, на подводных частях кораблей и других искусственных сооружений. Все эти организмы нуждаются в твердой опоре, к которой они либо прикрепляются, как водоросли, губки, некоторые виды моллюсков, либо передвигаются по этой опоре иглокожие, некоторые ракообразные и моллюски, либо живут в твердой основе, закапываясь в нее или высверливая в ней жилища, как это делают многие черви.

Весь разнообразный растительный и животный мир Мирового океана распределен в нем крайне неравномерно. В среднем наиболее заселены поверхностная и донная зоны, в которых флора и фауна становятся беднее по мере удаления от берегов. Такой характер распределения жизни в океане обусловлен поступлением солнечной энергии, питательных веществ, газов и гидрологическими особенностями вод.

## 11.2.2. Фотосинтез и круговорот органического вещества в океане

Вся сложная и разнообразная система жизненных процессов на Земле имеет в своей основе фотосинтез — химический процесс, создающий в растениях органическое вещество из неорганического. Главное содержание сложного процесса фотосинтеза можно выразить упрощенно формулой

 $6CO_2 + 6H_2O \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6O_2.$ 

В зернах хлорофилла под действием энергии света образуется органическое вещество — глюкоза — и выделяется кислород. Для хода реакции необходима энергия солнечного излучения около 29 · 10<sup>5</sup> Дж (690 ккал) на моль глюкозы.

Реакция, записанная формулой, представляет грубое упрощение процесса. В действительности фотосинтез (рис. 117) состоит в том, что световая энергия в зернах хлорофилла превращается в химическую энергию, которая затем используется клетками. Зеленый пигмент — хлорофилл — служит главным катализатором процесса. Поглощая фотон света, хлорофилл приводит свои электроны в возбужденное состояние. Благодаря этому хлорофилл служит источником электронов для построения ряда промежуточных веществ, таких, например, как аденозинтрифосфат (АТФ). Источником протонов служит вода.

Из электронов, поставляемых хлорофиллом, протонов воды и нуклеотида трифосфопиридина (ТПН) создается восстановленный нуклеотид трифосфопиридина (ТПН—Н), который и выполняет основную функцию фотосинтеза — восстанавливает СО<sub>2</sub> и образует глюкозу. Не менее важным является выделение при этом свободного кислорода.

В процессе фотосинтеза образуются не только углеводы и кислород, но также целый ряд веществ, обеспечивающих жиз-



Рис. 117. Схема процесса фотосинтеза.

недеятельность, — жирные кислоты, жиры, аминокислоты и др.

В главе 3 мы рассмотрели трансформацию лучистой энергии Солнца в океане. Поскольку лучистая энергия довольно быстро поглощается водой, то наиболее пригодна для жизни растений и питающихся ими животных так называемая эвфотическая, или освещенная, зона океана. Нижняя граница этой зоны определяется как глубина, на которой выделение кислорода при фотосинтезе равно затратам его на дыхание растений. В течение года эта граница меняет глубину и в среднем располагается на глубине около 200 м.

Дисфотическая, или сумеречная, зона распространяется до глубины 1000—1500 м. В этой зоне еще развивается в довольно больщих количествах мельчайший планктон — нанопланктон.

Афотическая зона практически лишена света, а следовательно, и растительных организмов.

Противоположным фотосинтезу процессом является дыхание животных. При дыхательном обмене в организме происходит

358

окисление пищевого материала, например углеводов, по схеме  $C_6H_{12}O_6 + 6O_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O + энергия.$ 

Освобождающаяся энергия используется организмом для поддержания температуры тела, на мускульные движения и т. п. Таким образом, фотосинтез растений и дыхание животных два химически противоположных и дополняющих друг друга процесса.

Отмершие организмы в океане подвергаются процессу разложения, в результате которого органическое вещество возвращается в воду, образуя органическую взвесь и растворы. Прежде чем сложные органические молекулы превратятся в простые в процессе разложения, бактерии выполняют промежуточный синтез.

Углеводы и другие растворенные органические соединения распределены в воде океанов таким образом, что их содержание повышено на мелководье, особенно близ берегов. В глубоких слоях эти вещества присутствуют в меньших количествах и распределены довольно равномерно. В верхнем слое, особенно в зоне фотосинтеза, содержание органического вещества имеет сезонный ход с максимумом зимой и минимумом летом.

### 11.2.3. Взаимосвязь организмов со средой океана

Океан представляет собой, как мы видели в предыдущих разделах, сложную физико-химическую среду, населенную организмами. Между организмами и средой установилась неразрывная взаимосвязь, главной чертой которой является приспособленность организмов к свойствам среды. Из многочисленных свойств морской воды наиболее важными для жизненных функций организмов являются два: солевая масса и теплосодержание воды. Поэтому соленость и температура воды в первую очередь определяют состав населения водной массы. Адаптация растений и животных к другим параметрам водной массы возможна лишь при условии их адаптированности к солености и температуре.

Соленость океана и организмы. Соленость окружающей воды влияет на осмотическое давление жидкостей внутри организма. Осморегуляторные реакции организмов на изменения внешнего осмотического давления при изменениях солености весьма различны. Некоторые организмы не способны сохранять постоянное внутреннее осмотическое давление (большинство беспозвоночные — простейшие, губки, кишечнополостные, моллюски, черви, иглокожие и др.). Все же и у этих организмов внутреннее осмотическое давление несколько выше, чем в окружающей воде. У других организмов активная осморегуляция

**35**9

поддерживается работой различных органов, регулирующих солевой состав полостных жидкостей. Внутреннее осмотическое давление у таких организмов постоянно, но при этом всегда несколько выше или ниже, чем в окружающей среде (рыбы, высшие ракообразные).

Организмы, имеющие органы, регулирующие осмотическое давление, в большинстве своем способны жить в условиях широкого диапазона изменений солености (эврихалинные организмы, в противоположность стенохалинным).

Эксперименты показали, что для большинства видов морского и пресноводного происхождения существует критическое значение солености — от 5 до 8‰. Виды морского происхождения не живут при солености ниже этого значения; виды пресноводного происхождения не распространяются в области с более высокой соленостью.

Организмы в результате жизнедеятельности пропускают через себя различные химические вещества — осуществляют биогенную миграцию элементов, которая в сильной степени влияет на физические, механические и химические свойства наружной оболочки Земли. Темпы биогенной миграции элементов очень высоки. Так, например, организмы биосферы Земли за год с небольшим пропускают через себя количество углерода, равное его содержанию в земной коре. За год биосфера перемещает массу газов, в несколько раз превосходящую массу всей атмосферы.

Поле температуры воды и организмы. Температура окружающей воды оказывает большое влияние на процессы обмена веществ в организме, на поведение и распределение организмов. В конечном счете температура в сильной степени определяет общий облик флоры и фауны различных климатических зон — разнообразие видов и численность населения.

Область высоких температур верхнего слоя океана в тропических и экваториальных широтах отличается большим видовым разнообразием. Например, в водах Малайского архипелага обитает свыше 2000 видов рыб, в умеренной зоне Тихого океана — около 300 видов, а в Северном Ледовитом океане — 30—40 видов. Многие виды, например кораллы, летучие рыбы и сотни других, распространены только в тропических водах. В частности, распространеные кораллов ограничивает то, что при температуре ниже 18—20°С содержание в воде углекислого газа, способствующего растворению извести, увеличивается настолько, что построение такого мощного известкового скелета, каким обладают кораллы, становится невозможным.

Чрезвычайное видовое богатство населения тропической области, по одной из гипотез, объясняется тем, что крупные изменения климата в исторические эпохи Земли, которые неодно-
кратно губили фауну и флору, происходили за пределами тропических широт. Поэтому в стабильных климатических условиях тропической зоны флора и фауна имели больше времени для эволюции.

В количественном отношении население тропической области, наоборот, очень бедно по сравнению с другими областями. Особенно мала масса планктона в центральных водных массах. Здесь биомасса зоопланктона составляет в слое 0—100 м в среднем за год 25—60 мг/м<sup>3</sup>, в то время как, например, в Норвежском море в весенне-летний период биомасса зоопланктона доходит до 1000 мг/м<sup>3</sup>. Только в отдельных местах тропической зоны биомасса планктона, а с ним и других организмов резко возрастает. Это происходит в областях дивергенции поверхностных течений, где возникает подъем глубинных вод в верхний слой океана. Такими областями является экваториальная зона (кроме экваториального противотечения), а также известные области постоянного подъема вод в пассатных зонах у западных берегов материков.

Влияние теплового режима тропической области океана на развитие жизни состоит в том, что благодаря интенсивному приходу тепла солнца и высокой температуре верхнего слоя здесь круглый год существует большая устойчивость слоев. Поэтому биогенные вещества, накапливающиеся в глубинах, слабо диффундируют в верхний эвфотический слой фотосинтеза. Только в упомянутых выше областях подъема вод верхний слой обогащается биогенными веществами, что в сочетании с большим приходом солнечной радиации обеспечивает непрерывность созидательного процесса фотосинтеза.

Умеренные и полярные области Мирового океана, как уже отмечалось, по разнообразию видов значительно уступают флоре и фауне тропиков. Однако в этих широтах биомасса в верхнем слое океана, особено вблизи берегов, в десятки раз больще, чем в тропической области.

Одна из основных причин, обусловливающих высокую биологическую продуктивность, состоит в том, что в период охлаждения океана в умеренных и полярных широтах развивается конвективное перемешивание, обогащающее верхний слой биогенными веществами. Благодаря этому весной начинается бурное развитие планктона, а за ним и всех других организмов, для которых планктон является пищевой основой. Особенно благоприятные гидрологические условия для развития жизни складываются во фронтальных зонах, отличающихся интенсивными вертикальными движениями и разнообразными условиями полей температуры, солености и других характеристик.

Большое экологическое значение имеет концентрация водородных ионов (pH). Изменения pH среды влияют на выживаемость

организмов, интенсивность питания, степень усвоения корма, рост, газообмен в организме и другие жизненные процессы. Большинство морских организмов способны переносить лишь небольшой диапазон изменений рН — в пределах от 5 до 10, т. е. являются *стеноионными*.

В заключение отметим влияние загрязнений вод океана на организмы. Из загрязнений, поступающих в океан (см. главу 3), особо токсичными являются нафтеновые кислоты, содержащиеся в нефти и нефтепродуктах. Для икры, молоди рыб и ракообразных гибельной оказывается концентрация нефти всего 0,1—0,01 мл/л. Крайне ядовиты из органических загрязнителей пестициды, концентрации которых 1—0,5 мг/л вызывают гибельморской фауны.

Из минеральных веществ загрязнений особенно токсичны для водных организмов соединения свинца, меди, мышьяка, цианиды, некоторые соединения азота. Предельно допустимые концентрации (ПДК) этих веществ в воде от 0,25 до 100 мг/л.

К радиационным загрязнениям океана мало чувствительны водные растения и беспозвоночные. Позвоночные же — рыбы и млекопитающие — очень чувствительны к радиоактивности. Концентрация стронция-90 10<sup>-10</sup>—10<sup>-11</sup> кюри/л приводят к уродствам мальков и личинок (искривление позвоночника и др.) и делают их нежизнеспособными.

Замечательной является способность природных вод к самоочищению. На некотором расстоянии от источника загрязнений вода практически полностью очищается. Самоочищение представляет собой сложный комплекс физико-химических и биологических процессов. Особенно велико значение биологических процессов при органическом загрязнении вод. О степени очистки воды от органического загрязнения судят по количеству кислорода, необходимого для окисления содержащихся в воде органических веществ (биохимическое потребление кислорода — ВПК). Слабое загрязнение вод характеризуется значениями БПК от 0,5 до 1 мгО<sub>2</sub>/л; вблизи источников загрязнений значения БПК возрастают в десятки раз.

В процессах самоочищения вод от органических загрязнений принимают участие почти все группы организмов, но основную роль играют микроорганизмы флоры и фауны. Например, некоторые микроорганизмы полностью разрушают нефть до  $CO_2$ и  $H_2O$ , выполняя до 90% окисления нефти. Только оставшиеся 10% окисляются в химических реакциях. Многие бактерии, грибки, дрожжи окисляют фенолы, цианиды, формальдегид.

Простейшие организмы имеют интенсивный обмен веществ и поэтому также активно участвуют в процессе самоочищения вод. Например, один из видов простейших захватывает и поедает до 30 тыс. бактериальных клеток в час.

Двустворчатые моллюски в процессе питания профильтровывают в сутки каждый от 12 до 70 л воды и тем самым очищают воду от взвесей.

Многие организмы концентрируют в своих телах токсичные вещества, радиоизотопы.

Однако способность природных вод океана к самоочищению имеет оптимальный предел и это необходимо учитывать, разрабатывая методы и дозировки сбросов в сочетании с технологической предварительной очисткой.

## 11.2.4. Биологическая продуктивность Мирового океана

Во введении обращалось внимание на большое значение биологических ресурсов Мирового океана для обеспечения питания человечества. Считается, что биологические ресурсы Мирового океана и внутренних материковых вод в 4 раза превышают ресурсы суши. Однако в настоящее время потребности в пище на 90% обеспечиваются сельским хозяйством и только 10% дает морской промысел.

Быстрые темпы роста населения требуют непрерывного увеличения пищевых ресурсов. Очевидно, что развитие морского добывающего промысла требует гораздо меньших затрат, чем интенсификация сельского хозяйства. В связи с этим возникает вопрос об оценке биологических ресурсов Мирового океана.

В настоящее время общая добыча продуктов из океана составляет около 60 млн. т в год (67 млн. т в 1970 г.). Из этого количества рыба составляет 60%, т. е. около 40 млн. т. Для удовлетворения потребностей в питании, по прогнозам специалистов, необходимо поднять общую добычу морепродуктов к 1985 г. до 120 млн. т в год, а к 2000 г. до 150 млн. т в год.

Оценки биологической продуктивности Мирового океана показывают, что максимально возможное ежегодное изъятие промысловых объектов без подрыва воспроизводства не превышает 100 млн. т. Отсюда следует важный вывод о том, что в настоящее время использование биологических ресурсов Мирового океана приближается к предельно возможному. Если же учесть влияние растущих загрязнений океана и тот факт, что запасы некоторых ценных видов океанских рыб сильно подорваны нерегулируемым промыслом, становится совершенно очевидным, что увеличение добычи морепродуктов только путем совершенствования используемых для этого технических средств ведет к истощению биологических ресурсов океана.

Однако научный подход к проблеме показывает, что повышение биологической продуктивности океана возможно при условии перехода от промысла к рациональному морскому хозяйству с проведением таких мероприятий, как удобрение отдельных районов моря, научное регулирование промысла, акклиматизация новых видов, промышленное воспроизводство молоди и т. п.

Рассмотрим некоторые понятия биологической продуктивности океана. Под общей биологической продуктивностью понимают количество органического вещества, создаваемого организмами в единицу времени. Кроме общей биологической продуктивности, используется еще характеристика промысловой биологической продуктивности, под которой понимают воспроизводство лишь хозяйственно ценных организмов.

Для характеристики продуктивности океана пользуются понятиями «биомасса», «продукция», П/Б коэффициент.

Биомасса — масса организмов, содержащихся в единице объема воды или приходящихся на единицу площади дна. Обычно биомассу планктона выражают в граммах или килограммах сырой или сухой массы на 1 м<sup>3</sup>. Бентос характеризуют в граммах или килограммах на 1 м<sup>2</sup> дна.

Биомасса может выражаться и в энергетических единицах. Например, ее можно выразить в количестве солнечной энергии, освоенной организмами на преобразование углекислоты в органическое вещество.

Продукция — общий прирост биомассы всех особей за определенное время (как организмами, существовавшими к началу счета времени, так и вновь народившимися за это время). В нее включаются также особи, элиминированные за время расчета, т. е. погибшие, потребленные другими организмами или изъятые другим путем. Таким образом, продукция — это общее воспроизводство живого вещества данного вида, выраженное в весовых или энергетических единицах.

Продукция делится на три категории по группам организмов, которые ее производят: первичную, вторичную, или промежуточную, и конечную.

Первичная продукция производится растительными организмами и выражается в весовых единицах ассимилированного на единицу площади углерода или в энергетических единицах. Первичная продукция в различных районах океана сильно варьирует в зависимости от комплекса определяющих ее условий (рис. 18). В тропических водах в центрах основных круговоротов течений (Саргассово море и т. п.) продукция в среднем составляет 70 мгС/м<sup>2</sup> в день. В водах экваториальной дивергенции и в субполярных областях продукция повышается до 200 мгС/м<sup>2</sup> в день. Наибольшей продукцией, до 1000 мгС/м<sup>2</sup> в день, отличаются воды шельфа, так называемые неритические области.

#### 11.2. Биологические процессы в океане

Вторичную, или промежуточную, продукцию образуют беспозвоночные. Для определения этой продукции необходимы данные о количестве молоди, смертности, выедании особей на разных стадиях развития хищниками, о темпе роста и других факторах, определяющих численность. Для определения этих параметров используют данные как экспедиционных, так и лабораторных исследований.



Рис. 118. Распределение первичной продукции [в мгС/(м<sup>2</sup> · день)] в Мировом. океане (по Кобленц-Мишке и др.).

1 — более 250, 2 — от 100 до 250, 3 — менее 100.

Конечная продукция в океане представлена рыбами и морскими млекопитающими.

Продукция биомассы Мирового океана оценивается следующими количествами:

фитопланктон, фотосинтезирующий органическое вещество, — 550 млрд. т. в год;

зоопланктон, развивающийся на базе фитопланктона — 56 млрд. т. в год;

нектон — рыбы, киты и другие активно двигающиеся — 0,2 млрд. т. в год.

Как видно, по мере совершенствования организмов их продуктивность понижается. Продукция водорослей за год превышает продукцию животных (зоопланктон и нектон) примерно в 10 раз.

Биомасса в Мировом океане распределена довольно неравномерно. Так, например, биомасса планктона более чем на половине площади Мирового океана низка и не превышает 50 мг/м<sup>3</sup>. Районы с высокой биомассой зоопланктона, свыше 200 мг/м<sup>3</sup>, занимают всего около четверти площади Мирового океана. Сравнивая рис. 120 со схемой циркуляции вод верхнего слоя и с полями температуры и солености, можно видеть, что районы наибольшей продукции либо совпадают с областями постоянного подъема вод (например, у западных берегов Африки и Америки), обогащающих верхний слой биогенными веществами, либо они наблюдаются в граничных областях теплых и холодных течений (например, северная часть Атлантики). С областями высокой продуктивности совпадают наиболее эффективные промысловые районы.

# 11.3. Состав и распространение морских грунтов

## 11.3.1. Образование и состав грунтов

Рассмотренные в главе 2 коренные породы, слагающие дно Мирового океана, только в редких случаях встречаются обнаженными под толщей воды. Обычно же они в большей или меньшей степени покрыты более рыхлым материалом. Как основные породы, так и наслоения на них называют *грунтом*. Вследствие того, что грунт, располагающийся над коренными породами, приносится и оседает на дне, его часто называют *осадочным*.

Наибольшая масса осадочного грунта образуется при разрушении материков реками и ветром, выносится ими в океаны и моря, где и оседает. Некоторая часть рыхлых грунтов образуется при разрушении берегов. Такие морские осадки из-за их происхождения называются *терригенными*.

Большая масса осадочного материада образуется из раковин и скелетов отмерших организмов, особенно из многочисленного планктона. Эти грунты принято называть *биогенными*.

Следующим источником морских осадков служит деятельность вулканов, выбрасывающих в воздух большие массы пепла, оседающего впоследствии на всю поверхность нашей планеты, в том числе и на дно Мирового океана.

Некоторое количество осадочного материала поставляется морскими льдами и айсбергами в районах их таяния, морскими течениями, разрушающими дно в одном месте и переносящими

продукты разрушения в другое, образуются осадки при осаждении растворенных в морской воде химических элементов, при осаждении космической пыли и т. д. Общая масса материала различного происхождения, поступающего ежегодно в Мировой океан, дана в табл. 48.

#### ТАБЛИЦА 48

Масса осадочного материала, поступающего в Мировой океан (О. К. Леонтьев. Основы физической географии Мирового океана. Изд. МГУ, 1974. 288 с.)

Источник	Масса, млрд. т/год
Реки Ветер Морские организмы Вулканы Льды Абразия Қонкреции Қосмическая пыль	12,72,02,01,70,40,30,0060,005
Всего	19,1

Размеры компонентов, слагающих осадочные породы, весьма разнообразны: от крупных камней, выносимых быстрыми реками или отломившихся от скалистого берега, до мельчайших, в тысячные доли миллиметра, частиц ила. Поэтому при классификации грунтов часто используется их различие по крупности. Так, например, М. В. Кленова полагает, что наиболее естественной характеристикой, определяющей подвижность грунтов под действием течений и скорость их оседания, может служить размер преобладающих частиц. Она предложила так называемую динамическую классификацию грунтов (табл. 49).

В чистом виде перечисленные типы грунтов, особенно с крупными компонентами, встречаются не часто, так как между крупными камнями всегда бывают зоны ослабления течений, в которых оседают мелкие частицы. Даже в глубоководных районах, вдали от берегов, где терригенных грунтов встречается меньше, в илах бывают частицы разных размеров. Поэтому визуально не всегда легко определить тип грунта по этой классификации.

Часто грунты характеризуются по происхождению и вещественному составу. По сути табл. 49 дает представление о происхождении того или иного типа грунтов, но при этом следует

#### ТАБЛИЦА 49

Размер преобладающих Содержание частиц разме-Тип грунта частиц. мм ром меньше 0.01 мм, % Глыбы >1000Не рассматривается 100-1000 Валуны То же 10 - 100Галька 1 - 10Гравий Песок 0.1 - 1Илистый песок 5-\_10 0,1 0.1 - 0.05Песчаный ил 10 - 30Ил 0.01 - 0.0530 - 50Глинистый ил 0.01 >50

иметь в виду, что во многих случаях размеры компонентов грунтов одного и того же происхождения могут быть совершенно различными. Так, например, реки выносят частицы всех размеров. Поэтому терригенные осадки по динамической классификации представляют грунты всех типов. Химический состав этих грунтов также весьма разнообразный и зависит от состава пород тех районов материков, откуда их сносит в океан. Более четко разделяются по химическому составу биогенные осадки, среди которых преобладают кремнистые и известковые грунты. Бо́льшую часть первых составляют кремнистые остатки диатомовых водорослей, радиолярий и губок. В отложениях они представляют собой илы, различающиеся по преобладанию остатков тех или иных организмов.

Диатомовый ил в сравнительно чистом виде содержит до 0,2—0,4 млрд. остатков диатомей на грамм осадка и во влажном состоянии имеет желтовато-серый цвет, иногда с зеленоватым оттенком. Обычно к этому илу в большей или меньшей степени примешаны остатки других планктонных организмов и терригенные частицы.

Радиоляриевый ил состоит из очень мелких остатков радиолярий, к которым всегда примешаны остатки диатомей, а также частицы терригенного происхождения. В зависимости от содержания примесей эти илы имеют окраску от палевой до коричневой.

*Губковые* песчаные осадки образуются в результате разрушения твердой основы губок.

Известковые осадки состоят в основном из скелетов отмерших планктонных организмов. В меньшей степени их основу составляют ракушки моллюсков и отложения кораллов. Наиболее распространены известковые *глобигериновые илы*. Их основу составляют остатки фораминифер, бо́льшая доля которых

368

## Классификация морских грунтов по размеру преобладающих частиц

приходится на их разновидность — глобигерины. Это сероваторозовые светлых тонов илы, часто с более крупными частицами, чем диатомовые и радиоляриевые илы.

Птероподовый ил выделяется по значительному содержанию раковин молюсков—птеропод.

Коралловые пески и илы образуются при разрушении коралловых построек и переносе течением известкового материала кораллов.

Кроме перечисленных грунтов, широкое распространение в Мировом океане имеет *глубоководная красная глина*, состоящая из смеси различных глинистых минералов, вулканической и космической пыли, биогенных остатков. В связи с высоким содержанием в глине гидроокислов железа и марганца она имеет коричневато-красноватые цвета.

В последние годы особое внимание привлекают конкреции различных элементов, из которых наиболее распространены железомарганцевые. Они представляют собой шарообразные образования массой от нескольких граммов до нескольких килограммов. Считают, что при избытке в морской воде железа и марганца образуются гидроокислы этих элементов, находящихся в коллоидном состоянии. При медленном опускании на дно эти коллоидные хлопья адсорбируют другие растворенные элементы. Поэтому в конкрециях встречаются примеси никеля, кобальта, меди и других металлов. Около дна хлопья перемещаются течением до тех пор, пока не соприкоснутся с какимлибо твердым телом — ядром, вокруг которого конкреция растет. Считают, что некоторые виды бактерий способствуют адсорбции окислов и восстановлению из них чистых металлов. Кроме железомарганцевых, в меньших количествах встречаются фосфоритовые конкреции.

### 11.3.2. Распространение донных осадков в Мировом океане

Распределение осадочных пород на дне Мирового океана находится в тесной связи с расстоянием от материка, скоростью выпадения осадков и скоростью течений. В среднем с удалением от берега уменьшаются размеры частиц, слагающих грунт, и уменьшается доля осадков терригенного происхождения. Уменьшение скорости течения способствует осаждению более мелких частиц. Поэтому в пониженных участках дна, где придонное течение имеет тенденцию к ослаблению, накапливаются грунты с мелкими частицами, а на возвышенных участках дна — с более крупными.

На рис. 119 представлено распространение донных отложений в Мировом океане. Хорошо видно, что терригенные осадки

24 Заказ № 16



#### 11.3. Состав и распространение морских грунтов.

в основном располагаются вокруг материков, занимая шельф и начало материкового склона. Здесь скорость накопления осадков в среднем порядка дециметра за тысячелетие и общая толщина этого слоя грунтов равна примерно 2-4 км; она сильно варьирует в зависимости от характера течений и других условий. При высоких скоростях течений в проливах часто осадочный грунт сносится и обнажаются коренные породы. Но есть акватории, где толщина осадков значительно превышает приведенное среднее значение. Так, например, в Мексиканском заливе толщина осадочного грунта достигает 15 км, а в южной части Каспийского моря даже 25 км. Ближе к океаническому ложу увеличивается доля биогенных осадков. Само же ложе океана с поверхности сложено преимущественно из красной глины и биогенных грунтов. Это не означает, что на шельфе таких осадков нет. Просто скорость их осаждения значительно меньше, чем терригенных осадков, и они в них теряются. В среднем скорость накопления биогенных грунтов составляет несколько миллиметров за тысячелетие, а накопление красной глины происходит еще медленнее — доли миллиметра за такой же период. Несмотря на такие малые скорости накопления этих осадков, их слои за многовековой период существования океанов достигли большой величины, составляющей 1—3 км (меньше у красной глины и больше у биогенных грунтов из-за разной скорости накопления).

Так же как у терригенных грунтов, скорость накопления биогенных осадков и красной глины существенно варьирует в зависимости от интенсивности биологической жизни в конкретной области океана, динамики вод и ряда других условий. Меняется при этом и общая толщина слоя осадков.

Площади дна Мирового океана, занятые основными типами грунтов, представлены в табл. 50.

#### ТАБЛИЦА 50

Распространение основных донных отложений в Мировом океане (по О. К. Леонтьеву)

Тип осадков	Площадь, млн. км <sup>2</sup>
лубоководная красная глина	130
ораминиферовые (глобигериновые)	120
ерригенные вулканические и мест-	60
ного химического происхождения	•••
натомовые	32
кушечные и коралловые	12
адиоляриевые	6
Ітероподовые	1

Более трети всей площади дна Мирового океана занято красной глиной и почти столько же остатками фораминифер. Причем эти виды грунтов есть во всех океанах. Диатомовые грунты наиболее распространены в районах холодных антарктических вод и под холодными водами северной части Тихого океана, где много планктона этого вида.

Коралловые и ракушечные грунты формируются в теплых водах Мирового океана и располагаются пятнами в районах большой концентрации кораллов и моллюсков. Также в районах теплых вод, где наиболее распространен радиоляриевый планктон, откладываются илы этого типа.

Железомарганцевые конкреции скорее следует отнести к полезным ископаемым, чем к осадочному грунту. Они встречаются на дне всех океанов, но исследования показывают, что их запасы наиболее велики в Тихом океане, где, по предварительным подсчетам, масса этих конкреций оценивается в 100 млрд. т. Существенно меньше запасы конкреций в Индийском и Атлантическом океанах. Считается, что в первом их содержится порядка 100 млн. т, а во втором — 50 млн. т.

Как правило, железомарганцевые конкреции находятся на больших океанских глубинах в рассеянном виде, что затрудняет их промышленную добычу. Тем не менее первые положительные результаты по разработке этих полезных ископаемых уже имеются.

## Оглавление

	•
Предисловие редактора	3
Введение. Предмет и задачи океанологии	5
1. Географическая характеристика Мирового океана	
<ol> <li>1.1. Морфометрические характеристики и деление Мирового океана.</li> <li>1.2. Строение океанической коры и основные элементы рельефа дна</li> </ol>	15 21
2. Происхождение Мирового океана	
2.1. Основные гипотезы образования океана	30 41 46 50
3. Состав и основные свойства вод Мирового океана	
<b>3.1.</b> Основные свойства пресной воды	56 
3.2. Химический состав и соленость вод океана         3.2.1. Химический состав морской воды         3.2.2. Соленость морской воды         3.2.3. Примеси и загрязнения в океане	60 65 67
<ul> <li>3.3. Основные физические характеристики морской воды</li> <li>3.3.1. Удельный вес, плотность и удельный объем. Уравнение со- стояния морской воды</li> <li>3.3.2. Давление в океане</li> <li>3.3.3. Сжимаемость морской воды</li> </ul>	71 76 78
<ul> <li>3.3.4. Основные тепловые характеристики морской воды</li> <li>3.3.5. Потенциальная температура</li> <li>3.3.6. Температура замерзания и наибольшей плотности</li> <li>3.3.7. Уплотнение при смещении</li> <li>3.4. Мирозаро скозия</li> </ul>	79 81 82 84 85
<ul> <li>3.4.1. Скорость звука в океане</li></ul>	87 90
3.5.1. Освещенность поверхности океана	91 92 95
4. Перемешивание и обмен в океане	. /
4.1. Смешение вод с различными характеристиками	96 

Оглавление

42	Vetoňuupoette enoep	101
43	Перемениирание при свободной конвекции	104
т.о.	Аза Устория розникиорения конвекции в море	
	4.3.9 Дасиот развития конвекции в море	
	4.5.2. Расчет развития конвективного перемешивания по	106
		110
4.4.	Туроулентное движение и перемешивание	110
	4.4.1. Основные характеристики туроулентного движения	
	4.4.2. Перенос количества движения, тепла и солеи при туроу-	710
	лентном обмене	110
	4.4.3. Изменения характеристик при турбулентном обмене	118
1.1	4.4.4. Интенсивность и изменчивость турбулентного обмена в оке-	100
	ане	120
	for manufacture and the second s	
	<b>D</b> o-mark	
	<b>D. DOJIH</b>	
51	CONORNER X2D2XTADUCTUKE ROTH	124
0.1.	511 И пасанфикация воли и их основные элементы	
	5.1.1. Anacomparadina bonn n'na octobilité sitementité $\cdot$	126
		131
		132
	5.1.4. Группы волн и их групповая скорость	13/
	5.1.5. Энергия грохоидальной волны	126
ຮ່ວ		100
5.2.	Возникновение, развитие и трансформация ветровых волн	
	5.2.1. Возникновение и развитие ветровых волн	120
- 0	5.2.2. Грансформация ветровых волн при подходе к оерегу	140
: 5.3.	Статистические закономерности в разноооразии ветровых волн	140
5.4.	Принципы методов расчета ветрового волнения	140
5.5.	Размеры ветровых волн на океанах и морях	140
5.6.	Сейши	140
5.7.	Цунами	150
5.8.	Внутренние волны	152
	and the second se	5.
	6 Приливы	
	U. Inprimi	
6.1.	Общая характеристика приливных явлений	158
	61.1. Основные элементы и термины	
	612 Разновилности приливных колебаний уровня и течений	159
6.2.	Статическая теория приливов	162
••	621 Приливообразующие силы	
	622 Механизм приливных явлений	164
•	623 Неравенства приливов	163
	624 Некоторые нелостатки статической теории приливов	169
6.3	Линамическая теория приливов	170
0.0.	631 Своболные и вынужленные приливные волны	
	632 Поступательные и стоячие приливные волны	174
64	Гармонинский знализ и предринистение прилиров	178
0.1	6.11 Гармонический анализ и предвычисление приливов	_
	6.4.9. Подаричности с такино воли прилава	181
	0.4.2. Предвычисление приливов. гаолицы и апласы приливов	101
	7. Течения и общая циркуляция вод Мирового океана	
·** *		184
7.1.	7.11 Основника сили и тупи тенений	104
	7.1.1. Основные силы и типы течении	196
	/.1.2. Относительные значения сил	100
7.2	. взаимное приспособление полеи давления, масс и скоростеи в те-	197
	чениях	101
	7.2.1. Основные динамические поверхности в океане	

_	Оглавление	375
7.9	7.2.2. Наклон изобарических поверхностей в течении	18 <b>9</b> 191
1.3.	Вертикальная структура установившихся течении в океане по теория Экмана	194
7 A	<ul> <li>7.3.2. Градиентные течения</li> <li>7.3.3. Дрейфово-градиентные течения в прибрежной зоне</li> <li>7.3.4. Дрейфово-градиентные течения в прибрежной зоне</li> </ul>	201 204
•7.	метод их вычисления	208
7.5.	ческие разрезы и карты	211 217
7.6.	7.5.1. Гечения и циркуляция вод верхнего слоя океана	225 229
	7.6.2. Кратковременные изменения уровня. Ветровые нагоны 7.6.3. Сезонные изменения уровня океана 7.6.4. Многолетние изменения уровня океана	231 233 234
	8. Теплообмен и влагообмен через поверхность океана. Тепловой, водный и солевой балансы	
8.1.	Теплообмен в системе океан—атмосфера	237
3.2.	8.1.2. Уравнения теплового баланса	240 243
	<ul> <li>8.2.2. Турбулентный теплообмен с атмосферой</li></ul>	251 254 257 258 261
.3.	Влагообмен через поверхность океана. Водный и солевой балансы 8.3.1. Влагообмен и водный баланс 8.3.2. Солевой баланс	$\left  \begin{array}{c} \overline{263} \\ \overline{267} \\ 2\overline{67} \end{array} \right $
.4.	8.3.3. Связь между водным и солевым балансами	270 271 273
	9. Распределение основных характеристик в океане. О Водные массы	
.1. .2.	Вертикальная структура вод Мирового океана	277 283
.3.	9.2.2. Термический режим деятельного слоя 9.2.3. Температура толщи вод Мирового океана Соленость Мирового океана 9.3.1. Соленость поверхностного квазигомогенного слоя	288 291 295
.4.	9.3.2. Соленость глубинных вод Мирового океана	304
.ö.	водные массы Мирового океана	

.

10. Льды в Мировом океане	
10.1. Разновидность льлов	314
10.2. Основные физические свойства морского льла	320
10.2.1. Соденость льда	_
10.22 Плотность морского льда	323
10.24 Meyapuneceue concerta monecoro asia	326
10.3. However a minimum rest a sa cher remover and the same	320
10.0. Pismenene Tommune india sa cycli Tennobils inpoleccob	020
	330
	330
	224
10.5. Характеристика ледяного покрова Мирового океана	004
10.5.1. Распространение льда	227
10.5.2. Общая характеристика ледяного покрова Мирового океана	001
П. Важненшие химические и онологические процессы в океане. Донные осадки	
11.1. Химические процессы в океане и их влияние на распределение не-	640
которых веществ	343
11.1.1. Понятие о химическом обмене с атмосферой через по-	i se se
верхность океана	<del></del>
11.1.2. Химическое равновесие в океане и распределение некото-	o 10 -
рых веществ	346
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере	346 353
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере 11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных ком-	346 353
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере 11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных ком- понентах	346 353 —
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере 11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных ком- понентах 11.2.2. Фотосинтез и круговорот органического вещества в оке-	346 353 
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере 11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных ком- понентах 11.2.2. Фотосинтез и круговорот органического вещества в оке- ане	346 353 
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере 11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных ком- понентах 11.2.2. Фотосинтез и круговорот органического вещества в оке- ане 11.2.3. Взаимосвязь организмов со средой океана	346 353  357 359 263
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере 11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных ком- понентах 11.2.2. Фотосинтез и круговорот органического вещества в оке- ане 11.2.3. Взаимосвязь организмов со средой океана 11.2.4. Биологическая продуктивность Мирового океана	346 353  357 359 363 266
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере 11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных ком- понентах	346 353  357 359 363 366
рых веществ 11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере 11.2.1. Понятие о биосфере Мирового океана и ее основных ком- понентах	346 353  357 359 363 366  360
<ul> <li>рых веществ</li> <li>11.2. Биологические процессы в океане и понятие о биосфере</li></ul>	346 353  357 359 363 363 369

## Леонид Александрович Жуков Общая океанология

Редактор З. И. Мироненко. Художник В. Е. Киселев. Художеств. редактор Б. А. Денисовский. Техн. редактор Л. М. Шишкова. Корректоры: И. А. Крайнева, Г. С. Макарова

Сдано в набор 26/XII 1975 г. Подписано к печати 28/IV 1976 г. М-19670. Формат 60×90!/16, бумага тип. № 1. Печ. л. 23,5. Уч.-изд. л. 23,08, Тираж 4200 экз. Индекс ОЛ-104. Заказ № 16. Цена 1 руб. 05 коп. Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии

и книжной торговли.

190000, Ленинград. Прачечный пер., д. 6.