

ВЫСШЕЕ
ОБРАЗОВАНИЕ
УЧЕБНИК

А. И. ГОРДИЕНКО
В. В. ДРЕМЛЮГ

ГИДРО- МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ СУДОВОЖДЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ТРАНСПОРТ»



Гордиенко А. И., Дремлюг В. В. Гидрометеорологическое обеспечение судовождения: Учебник для вузов мор. транс.— М.: Транспорт, 1989. 240 с.

В учебнике описаны основные явления и процессы, протекающие в атмосфере и океане, которые оказывают влияние на работу морского флота. Изложена методика выполнения судовых гидрометеорологических наблюдений и использования специальных пособий, прогнозов погоды и состояния моря штурманским составом для обеспечения безопасности плавания в соответствии с СОЛАС-74. Подробно излагаются принципы выбора оптимальных морских путей с учетом гидрометеорологических условий плавания.

Книга предназначена в качестве учебника для курсантов судоводительских факультетов высших инженерных морских училищ, а также может быть использована судоводителями транспортного, промыслового и экспедиционного флота.

Ил. 98, табл. 22, библи. 12 назв.

Гл. I—IV, XI и § 51, 52 написаны А. И. Гордиенко; гл. V—X, XII, XIII и § 47—50 — В. В. Дремлюгом; введение — совместно.

Рецензенты: А. Н. Раховецкий, Л. Р. Аксютин

Заведующий редакцией Н. В. Глубокова

Редактор И. В. Макаров

Г 3205040000-026
049(01)-89

ISBN-277-00384-3

© Издательство «Транспорт», 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Современные морские суда могут осуществлять плавание в сложных погодных условиях. Тем не менее ветер и волнение, интенсивные встречные течения и ряд других гидрометеорологических факторов влияют на скорость и путь судов и соответственно на эффективность плавания: увеличивается продолжительность перехода, возрастает возможность повреждения палубных и трюмных грузов, ухудшаются условия работы и отдыха экипажа, снижается комфорт для пассажиров.

Поэтому своевременный учет гидрометеорологических условий повышает не только безопасность плавания судов, но и эффективность экономических показателей работы флота. Использование благоприятных погодных условий является значительным резервом снижения стоимости морских перевозок.

Процессы и явления, происходящие в атмосфере и океанах, их взаимосвязь и географическое распределение изучаются в науках — морская метеорология и океанография.

Морская метеорология — наука, исследующая особенности процессов и явлений, происходящих в атмосфере над океанами и устанавливающая причинные зависимости между ними.

Океанография — наука, изучающая физические и химические свойства водной среды, закономерности физических и химических процессов и явлений в Мировом океане в их взаимодействии с атмосферой и сушей.

В настоящее время описание явлений и процессов, происходящих в Мировом океане и атмосфере над ним, излагается исходя из концепции сложного их взаимодействия.

При теоретическом обосновании таких явлений в атмосфере, как ветер, фронтальные и тропические циклоны, используются численные модели и новейшие физико-статистические методы прогнозов, а для объяснения процессов волнения, течений и колебаний уровня применяется спектральный и гармонический анализы. Для характеристики морских льдов как среды судоходства также разработано много новых теоретических положений и практических рекомендаций.

Использование основных положений морской метеорологии и океанографии для нужд мореплавания привело к созданию специальной науки — гидрометеорологическое обеспечение судоходства.

Госкомгидромет СССР и его подразделения в отдельных морских регионах осуществляют гидрометеорологическое обеспечение морского флота в соответствии с Руководством по гидрометеорологическому обеспечению морского транспорта и действующей схемой деления акватории океанов и морей на зоны ответственности за гидрометеорологическое обеспечение.

Гидрометеорологическое обеспечение морского флота включает комплекс мероприятий, осуществляемых органами Госкомгидромета, Минморфлота и других ведомств, а также судовыми экипажами.

Составной частью гидрометеорологического обеспечения морского флота является организация и производство гидрометеорологических наблюдений на судах. Эти наблюдения используются для оперативного учета влияния гидрометеорологических факторов на плавание судна, а также для передачи данных в береговые организации Госкомгидромета, где их обрабатывают и анализируют для составления прогнозов погоды на море.

Одной из главных задач гидрометеорологического обеспечения судоходства является передача по радио на суда прогнозов, штормовых предупреждений, факсимильных карт погоды и состояния моря, а также рекомендаций по выбору наиболее выгодного пути плавания с учетом гидрометеорологических условий.

Для портовых служб и судов, находящихся в портах, такая информация выдается портовой гидрометеорологической станцией или региональным Гидрометцентром.

Основным назначением учебника является ознакомление учащихся с процессами, протекающими в атмосфере и океане, и их влиянием на деятельность морского флота; проведение гидрометеорологических наблюдений в море; использования навигационных гидрометеорологических пособий, прогнозов и местных признаков погоды.

Учебник состоит из трех частей: морская метеорология, океанография и организация гидрометеорологического обеспечения.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ

§ 1. Состав и строение атмосферы

Атмосфера — газообразная (воздушная) оболочка Земли. Масса ее составляет 5×10^{15} т, что в миллион раз меньше массы литосферы и в 250 раз меньше массы гидросферы. Плотность воздуха быстро убывает с высотой, поэтому основная часть массы атмосферы сосредоточена в нижних слоях.

Земная атмосфера находится в постоянном движении: во вращательном движении Земли вокруг Солнца и, кроме того, перемещается относительно поверхности Земли. В результате этих движений атмосфера Земли представляет собой хорошо перемешанную механическую смесь газов, состоящую (в %): из азота — 78, кислорода — 21, аргона — 0,9, водорода — 0,1, а также гелия, озона, метана и др. В состав атмосферы входят в переменных количествах водяной пар (от 0 до 4%), углекислый газ CO_2 (до 0,03 %), а также мельчайшие частицы неорганического и органического происхождения (космическая пыль и др.) размером от 1×10^{-7} до 5×10^{-2} см.

По данным исследований, осуществляемых с помощью искусственных спутников Земли (ИСЗ), установлено, что разреженные слои атмосферы простираются до 2000—3000 км и более, где плотность воздуха непрерывно убывает, постепенно приближаясь к плотности межпланетного пространства. Атмосфера в общих чертах повторяет форму земного сфероида, слегка сплюснутого у полюсов. Под действием солнечного ветра в противоположную от Солнца сторону атмосфера сильно вытянута, образуя так называемый «газовый хвост» Земли длиной до 100 000 км.

Вертикальная и горизонтальная неоднородности. Атмосфера Земли по своим физическим свойствам чрезвычайно неоднородна по вертикали и по горизонтали. Вертикальная неоднородность ее наиболее отчетливо проявляется в характере изменения температуры воздуха с высотой. По этому признаку атмосферу принято делить на пять основных слоев (сфер) и четыре переходных слоя (паузы): *тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу, экзосферу, тропопаузу, стратопаузу, мезопаузу и термопаузу.*

Наиболее характерной особенностью тропосферы является в целом падение температуры воздуха с высотой (на верхней границе тропосферы температура падает до -75 , -85°C), хотя здесь могут встречаться небольшие по вертикальной протяженности слои, где температура не меняется (это слои *изотермии*) или даже растет с высотой (слои *инверсии*).

Тропосферный воздух нагревается и охлаждается преимущественно от поверхности Земли. В этом слое содержится почти весь водяной пар, происходит образование туманов и облаков, атмосферных осадков и т. д., т. е. протекают основные процессы погоды.

Тропосфера от стратосферы отделена довольно четко выраженным переходным слоем толщиной 1—2 км — тропопаузой. Высота ее меняется от экватора (до 18 км) к полюсам (до 5—6 км) и от лета (располагается выше) к зиме (высота ее уменьшается). Кроме того, высота тропопаузы испытывает как периодические (сезонные и суточные), так и непериодические колебания, обуславливаемые синоптическими процессами в атмосфере.

Выше тропопаузы располагается стратосфера — 50 км слой атмосферы, наиболее характерными свойствами которого являются возрастание общей и относительной концентрации озона (O_3), образующегося из молекулярного кислорода под влиянием ультрафиолетовой радиации, и рост температуры воздуха с высотой (до 0°C). Роль озона в земной атмосфере исключительно велика, хотя его общее количество ничтожно мало ($1 \times 10^{-6} \%$). Слой озона сильно поглощает ультрафиолетовую радиацию Солнца и тем самым защищает органическую жизнь планеты от губительного жесткого излучения.

Выше 55 км располагается мезосфера, которая характеризуется понижением температуры с высотой. К мезопаузе (80—85 км) температура понижается до -80°C .

Над мезопаузой располагается наиболее мощный слой атмосферы — термосфера, характеризующаяся непрерывным ростом температуры с высотой. Термосфера простирается до высот 800—1000 км, где переходит в экзосферу, также характеризующуюся ростом температуры до значений 1000—3000 $^{\circ}\text{K}$. Столь высокие значения температуры воздуха в верхних слоях атмосферы являются лишь мерой кинетической энергии молекул и атомов газов. В плане взаимодействия атмосферы и земной поверхности атмосферу делят на планетарный *пограничный слой (слой трения)* толщиной 1—1,5 км и свободную атмосферу. Нижняя 30—50-метровая часть планетарного пограничного слоя носит название приводного (приземного) слоя атмосферы. Этот слой характеризуется наибольшими вертикальными градиентами метеорологических полей. Именно в этом слое происходит в основном вся хозяйственная деятельность человека.

По электрическому состоянию атмосферу делят на нейтросферу (до высот 40 км), переходный слой и ионосферу (более 80 км).

На высотах 80—100 км все газы почти полностью ионизированы, а концентрация электронов достигает 10^6 в 1 см^3 . За счет высокой подвижности электронов проводимость ионосферы в 10^{12} — 10^{14} раз выше проводимости нейтросферы. В ионосфере выделяют слои D, E, F_1 и F_2 , где наблюдаются относительные максимумы концентрации электронов. При распространении радиоволн в атмосфере все эти слои играют определенную роль.

Еще более неоднородна атмосфера (особенно ее нижняя часть — тропосфера) в горизонтальном направлении. Неоднородность обуславливается главным образом неравномерным нагревом атмосферного воздуха, вызывающим неравномерное распределение атмосферного давления. Приземная атмосфера расчленена на отдельные объемы воздуха, имеющие более или менее однородные свойства, — воздушные массы. Воздушные массы, обладающие различными термодинамическими свойствами, разделяются переходными зонами — атмосферными фронтами. На особо обостренных атмосферных фронтах могут зарождаться мезомасштабные вихри — циклоны и антициклоны, способствующие широтному воздухообмену на планете.

Существуют три основные причины («тепловые машины») расчленения тропосферного воздуха на воздушные массы: неравномерное распределение лучистой энергии Солнца по подстилающей поверхности (ПП) Земли, обуславливаемое астрономическими причинами (элементами движения планеты); неравномерное распределение материков и океанов на Земле и их термические отличия; возникающие крупномасштабные воздушные и океанские течения, перемещающие огромные количества тепла и влаги на большие расстояния во всех направлениях.

В результате воздействия указанных сил атмосфера находится в постоянном и непрерывном движении. Совокупность результирующих горизонтальных и вертикальных движений носит название *общей циркуляции атмосферы*.

Хотя общая циркуляция атмосферы имеет сложный и постоянно меняющийся характер, основные ее закономерности сохраняются длительное время и служат наряду с другими факторами важными элементами климата обширных районов Земли.

Свойства атмосферного воздуха постоянно меняются, что создает трудности в оценке воздействия воздушной сферы на различные приборы, распространение радиоволн и т. д.

В целях сопоставимости этих воздействий введено понятие *стандартной атмосферы*. В настоящее время утверждена (ГОСТ 4401—64) стандартная атмосфера до высоты 200 км, в которой содержатся значения основных параметров атмосферного воздуха для интервалов высот от 20 м до 5 км.

За нулевую поверхность принят уровень океана и основные параметры для сухого воздуха здесь таковы: давление воздуха $P_0 = 1013,25$ гПа (760 мм рт. ст.); температура воздуха $t_0 = +15^\circ\text{C}$ ($T_0 = 288,15$ К); плотность (массовая) $\rho_0 = 1,226$ кг/м³; ускорение свободного падения $g_0 = 9,80665$ м/с². Эти значения наиболее близки многолетним средним значениям этих элементов на территории нашей страны летом по результатам непосредственных измерений.

Метеорологические элементы и явления. Физическое состояние атмосферы в данном месте в конкретное время характеризуется метеорологическими элементами и явлениями.

Большинство физических характеристик атмосферного воздуха являются *метеоэлементами*: температура, давление, плотность и влажность, ветер, облачность, дальность видимости и др. Нередко в атмосфере протекают физические процессы, сопровождающиеся резкими изменениями состояния, которые не всегда можно оценить только количественно. Такие физические процессы носят название метеорологических явлений: осадки, туманы, грозы, оптические и электрические явления, пыльные и песчаные бури, смерчи, метели и т. п.

Совокупность метеоэлементов и явлений, определяющих физическое состояние атмосферы в определенный момент времени в конкретном районе, называется *погодой*.

Метеорологические элементы и явления оказывают существенное влияние как на безопасность мореплавания, так и на использование технических средств судовождения и экономические показатели морских перевозок.

Температура воздуха. Для нужд мореплавания температура воздуха измеряется в градусах международной метеорологической шкалы (ММШ) или шкалы Цельсия ($t^\circ\text{C}$). В гидрометеорологических очерках лоций температура воздуха иногда дается в градусах шкалы Фаренгейта. Соотношение между этими двумя шкалами выражается формулой

$$t^\circ\text{C} = \frac{5}{9}(t^\circ\text{F} - 32). \quad (1)$$

Атмосферное давление. Любой слой атмосферного воздуха, находящегося в состоянии покоя, испытывает давление, равное массе всего вышележащего объема. Восходящие движения в атмосфере будут уменьшать это давление, а нисходящие — увеличивать. Единицами атмосферного давления являются мм рт. ст. и гПа. Между этими единицами существует соотношение:

$$1 \text{ мм рт. ст.} = \frac{0,1 \text{ см}^3 \cdot 13,596 \text{ г/см}^3 \cdot 981 \text{ см/с}^2}{1 \text{ см}^3} = 1,33 \text{ гПа}.$$

Влажность воздуха. Нижние слои атмосферы всегда и в любой точке Земли содержат в том или ином количестве водяной пар. Влагосодержание в воздухе колеблется в пределах от 0,3 до 4% (по объему) и характеризуется несколькими величинами.

Ветер — горизонтальная составляющая движения атмосферного воздуха. Ветер характеризуется направлением и скоростью. Направление ветра оценивается в градусах круга по часовой стрелке или в румбах ($1/16$ круга = $22,5^\circ$: N, NNE, NE, ENE и т. д.). Направление ветра — это угол между направлением на север (N, 0°) и точкой горизонта, откуда дует ветер, т. е. ветер «дует в компас». Скорость ветра измеряется в м/с или уз, а иногда — в баллах по 12-балльной шкале Бофорта: 0 соответствует скорости ветра 0 м/с (штиль), а 12 баллов — урагану (≥ 29 м/с).

На движущемся судне измеряется кажущийся (W) ветер, который является векторной суммой истинного (U) и курсового (V_c) ветров. Курсовой ветер равен по величине скорости судна, а по направлению — противоположен ему. Направление и скорость истинного ветра определяются либо с помощью круга СМО (Севастопольская морская обсерватория), либо графически (§ 37).

Облачность. Наблюдения за облаками заключаются в определении общего количества облаков, количества облаков нижнего яруса, высоты нижней границы этих облаков, а также их формы (внешнего вида) согласно международной классификации (§ 5). Количество облаков определяется по 10-балльной шкале как степень (в десятых долях) покрытия видимой части небосвода. Отдельно определяется количество общей облачности и количество облаков нижнего яруса.

Видимость. От степени прозрачности атмосферы зависит дальность обнаружения объектов и линии горизонта в море. Дальность видимости измеряется в метрах, кабельтовых, километрах, милях или в баллах (цифрах) международного метеорологического кода.

§ 2. Тепловой режим атмосферы

Атмосферные процессы сопровождаются перераспределением огромных количеств энергии (в конечном счете все виды энергии — тепло). Для нашей планеты существуют три потенциальных источника тепловой энергии: лучистая энергия Солнца (солнечная радиация), энергия звезд и солнечная, отраженная от Луны, и, наконец, внутреннее тепло остывающей Земли, поступающее на поверхность в результате тектонических процессов с термальными водами, гейзерами и пр. Энергия звезд и внутреннее тепло Земли ни-

чтожно малы по сравнению с солнечной радиацией, поэтому лучистую энергию Солнца рассматривают как единственный источник всех энергетических процессов на Земле.

Солнечная радиация и ее ослабление в атмосфере. Солнце — центральное тело солнечной системы — ближайшая к нам звезда спектрального класса G (желтый карлик), находящаяся примерно на середине своей эволюции. Солнце имеет форму шара с весьма незначительной сплюснутостью к полюсам (около 35 км), с линейным радиусом в 109 раз большим радиуса Земли. Энергия Солнца генерируется в центральной области его в результате термоядерной реакции превращения атомов водорода в атомы гелия.

В результате преобразования ядерной энергии солнечного ядра в поток тепловой энергии наружу температура Солнца колеблется от значений 6000°C на его поверхности до $15 \times 10^6 \text{ K}$ в центре ядра солнечного вещества.

Широкий диапазон солнечной температуры определяет спектр электромагнитных волн Солнца от гамма-излучения с длинами волн 10^{-10} см и короче до сверхдлинных радиоволн порядка десятков и сотен километров.

Однако плотность излучения Солнца по длинам волн неравномерна. На диапазон волн от 0,17 до 4,0 мк приходится около 99% всей интенсивности радиации. На верхней границе атмосферы интенсивность радиации Солнца на перпендикулярную поверхность составляет $1,96 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Это солнечная постоянная S_0 . Солнечный спектр здесь состоит из трех частей: ультрафиолетовой (с длинами волн от 0,17 до 0,40 мк, видимой (от 0,40 до 0,76 мк) и инфракрасной (от 0,76 до 4,0 мк).

На ультрафиолетовую часть приходится около 5%, видимую — 52% и на инфракрасную — 43%. Максимум солнечного излучения приходится на волны длиной 0,47 мк, что соответствует сине-голубому участку солнечного спектра.

Электромагнитные волны, проходя через атмосферу Земли, испытывают отражение, поглощение и рассеяние как молекулами газов, входящих в состав атмосферного воздуха, так и атмосферным аэрозолем. Результирующее влияние атмосферы на солнечную радиацию называется *ослаблением* лучистой энергии. Величину этого ослабления оценивают в 17—25%. Изменяется также соотношение частей солнечного спектра. У поверхности Земли на ультрафиолетовую часть спектра приходится около 1%, видимую — около 40% и инфракрасную — около 60%. Максимум излучения здесь приходится на длины волн около 0,56 мк, что соответствует желто-зеленому участку спектра.

Солнечная радиация в атмосфере поглощается преимущественно озоном (ультрафиолетовые лучи), водяным паром и углекислым газом, а также облаками и твердыми частицами примесей. В солнечном спектре у Земли не наблюдаются волны короче 0,29 мк.

Атмосферный воздух — оптически неоднородная среда, рассеивающая лучистую энергию Солнца. В результате чего, например, освещаются места, куда не проникают прямые солнечные лучи. Рассеяние лучистой энергии в атмосфере происходит двояко: на молекулах и в аэрозоле. Интенсивность молекулярного и аэрозольного рассеяния различны. В результате этого процентное содержание лучей различной длины волн постоянно меняется, меняется и цвет небесной сферы, солнечного диска и пр. Когда, например, Солнце в сухую летнюю погоду находится близко к зениту, в атмосфере преобладают фиолетовые (малочувствительные человеческим глазам), синие и голубые цвета (небо голубое). Когда прямой солнечный свет теряет вследствие рассеяния больше всего сине-голубых лучей (пасмурная, облачная погода), цвет неба меняется на белесый, так как аэрозольное рассеяние дает преобладающий белый цвет. При заходе и восходе Солнца, когда лучи его пронизывают наибольшую толщу атмосферы, потеря сине-голубых лучей максимальна и Солнце у горизонта принимает красно-оранжевый цвет. Таким образом, яркость небесной сферы может служить показателем прозрачности (в первую очередь влагосодержания) атмосферы.

Электромагнитное коротковолновое излучение Солнца поступает к земной поверхности в виде прямой радиации, рассеянной и суммарной.

Прямая радиация — лучистая энергия, поступающая к ПП непосредственно от солнечного диска в виде пучка параллельных прямых лучей. На долю этого вида радиации приходится 75—80 % потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы, что составляет 1,5—1,6 кал/см² мин. На прямую солнечную радиацию значительно влияют облака. Очень плотные облака прямую радиацию не пропускают, а легкие и прозрачные облака начинают пропускать ее при высотах Солнца над горизонтом более 15—20°.

Рассеянная радиация — радиация, поступающая к ПП от различных участков небесной сферы и от облаков. Полуденные значения рассеянной радиации в летние месяцы для умеренных широт составляют около 25 % от прямой радиации. Наличие неплотных просвечивающих облаков увеличивает рассеянную радиацию в 3—4 раза.

Суммарная радиация — суммарный поток лучистой энергии, поступающий к горизонтальной поверхности при незатененном солнечном диске.

Часть падающей на ПП коротковолновой радиации Солнца отражается (отраженная радиация), часть поглощается (поглощенная радиация). Отражательная способность ПП характеризуется величиной альбедо (A_k).

Альбедо моря колеблется от 2 до 80 % и зависит от состояния поверхности моря и высоты Солнца над горизонтом. Средняя

величина альбедо моря 5—14 %, а суши (не покрытой снегом) — 10—30 %. Вследствие этого единичная площадь поверхности океана получает тепла на 10—20 % больше, чем суша.

Теплообмен океана и атмосферы. Электромагнитное излучение Солнца, попадая на ПП планеты, в конечном счете превращается в тепловую энергию. Получив от Солнца энергию, Земля сама становится источником теплового излучения. Так как температура земной поверхности невелика (от +70 до —88 °C), то вся уходящая радиация Земли размещена в спектре от 4,0 до 180 мк с максимумом в диапазоне 10—15 мк. Земля обладает излучательной способностью, близкой к излучению абсолютно черного тела (на 1—5 % меньше), и практически одинакова для моря и суши.

Длинноволновая (инфракрасная) радиация земной поверхности интенсивно поглощается атмосферой, особенно водяным паром и продуктами конденсации. Нагрев атмосферы происходит также (и главным образом) за счет теплообмена с ПП. Нагретая атмосфера сама становится источником длинноволнового излучения, которое на 70 % направлено к поверхности Земли. Это излучение атмосферы или встречное излучение. Встречное излучение на 90—99 % поглощается ПП и, таким образом, оно является источником тепла, дополняющим поглощенную коротковолновую радиацию Солнца. Встречное излучение всегда меньше земного, и вследствие этого Земля постоянно теряет часть тепла. Это излучение называется эффективным излучением.

Тепловое состояние земной поверхности может характеризоваться, таким образом, разностью между теплом поглощенным и эффективным излучением. Эта разность называется радиационным балансом. Радиационный баланс может быть как положительным, так и отрицательным. Он переходит от положительных дневных к отрицательным ночным значениям перед заходом Солнца при высотах его 10—15°. Наличие снежного покрова увеличивает этот угол до 20—25°. Радиационный баланс моря на 10—20 % больше баланса суши за счет меньших значений альбедо воды, так как эффективное излучение этих поверхностей практически одинаково. Среднее многолетнее значение радиационного баланса равно нулю.

Итак, большая часть солнечной энергии поглощается земной поверхностью, которая вследствие своей физической неоднородности (океан, суша, различия в рельефе, холодные и теплые течения и т. д.) нагревается неодинаково. Различно будет нагреваться и атмосферный воздух, прилегающий к этой поверхности. Более теплые объемы воздуха (как более легкие) будут подниматься вверх, а более холодные — опускаться вниз. Перемещения воздуха за счет различий плотности будут носить турбулентный характер и тем интенсивнее, чем быстрее падает температура воздуха с высотой. Такая турбулентность носит название термической турбу-

лентности, или конвекции. Таким образом, тепло от ПП к атмосфере передается наряду с молекулярной и конвективной теплопроводностью.

Подводя итог, можно сказать следующее. Приходной частью тепловой энергии поверхности Земли является радиационный баланс. Расходуется же эта энергия нерадиационным путем за счет потоков тепла глубинным слоям океана и суши, нагревания атмосферного воздуха (поток тепла в атмосферу) и затрат тепловой энергии на испарение воды с поверхности Земли. Тепловой баланс системы Земля — атмосфера с учетом влияния процессов в облаках, потоков коротковолновой и длинноволновой радиации в нижних, средних и верхних слоях атмосферы чрезвычайно сложен. Можно сказать только, что как на земной поверхности, так и в самой атмосфере и на верхней границе ее существует равенство притока и отдачи тепла.

Температурные градиенты. Все метеорологические элементы изменяются в пространстве и во времени, т. е. являются функциями координат точки и времени. Пространственное распределение метеорологических элементов называют *полями* этих элементов. Метеорологические поля (как и всякое физическое поле) проще всего характеризовать эквискалярными поверхностями, т. е. такими поверхностями, в каждой точке которых метеозлемент сохраняет свою величину. Так, поле атмосферного давления характеризуется изобарическими поверхностями, поле температуры — изотермическими поверхностями и т. д. Пересекая эквискалярные поверхности полей вертикальной и уровнями (например, поверхностью уровня моря) плоскостями, в сечении их образуются линии равных значений метеозлементов (изолинии) — изобары, изотермы, изотакхи и пр. Изменчивость метеорологического элемента в пространстве удобно характеризовать градиентом этого поля. Градиентом метеорологического поля называется падение данной величины по нормали к поверхности равного значения этой величины, рассчитанное на единицу расстояния.

Для практических целей нецелесообразно оперировать пространственными градиентами метеорологических элементов, а находят их проекции на горизонтальную (уровненную) поверхность — горизонтальный градиент и вертикальную ось — вертикальный градиент. Вертикальный температурный градиент $-\frac{dt}{dz}$ обозначается γ и единицей измерения для него

является градус температуры на 100 м высоты. Горизонтальный температурный градиент $-\frac{dt}{dn}$ измеряется в градусах на градус меридиана (примерно 100 км).

В настоящее время метеорологическая наука располагает большим числом математических моделей сухой, влажной, но ненасыщенной и насыщенной водяным паром атмосфер. Теоретические расчеты позволили установить основные закономерности изменения температуры воздуха под влиянием различных факторов. Закономерности изменения температуры объемов воздуха, поднимающихся вверх или опускающихся вниз, являются наиважнейшими для выявления причин развития конвективных движений в атмосфере. По сути все процессы в атмосферном воздухе протекают без теплообмена с окружающей средой — адиабатически, так как теплопроводность воздуха мала. Решение задачи термодинамики для сухого (влажного ненасыщенного) воздуха позволило определить значение вертикального сухоадиабатического градиента температуры γ_a . Он оказался равным $0^\circ, 98/100$ м. Вертикальный влажноадиабатический температурный градиент составляет $0^\circ 65/100$ м. Следовательно, в насыщенном влагой воздухе температура падает с высотой медленнее, чем в сухом или влажном ненасыщенном паром воздухе. Это происходит за счет выделения скрытой теплоты парообразования при конденсации водяного пара, которая идет на нагревание поднимающегося объема воздуха.

Стратификация атмосферы и критерии неустойчивости. В реальной атмосфере могут наблюдаться вертикальные градиенты как меньше влажноадиабатического γ_v , так и больше сухоадиабатического γ_a . Те или иные значения вертикальных градиентов температуры определяют в конечном счете характер состояния (стратификацию) атмосферы на определенный момент времени. График изменения температуры воздуха по высоте по фактическим данным называется кривой стратификации температуры. Развитие упорядоченных крупномасштабных вертикальных движений в атмосфере приводит к существенным изменениям характера погоды в районе: образованию облаков, осадков, оптических и электрических явлений, смерчей и пр. Стратификация атмосферы может быть *устойчивой, неустойчивой и безразличной*. Устойчивым называют такое состояние, когда объем воздуха, будучи слегка перемещенным со своего места вверх или вниз, стремится восстановить свое первоначальное положение под действием сил «плавучести». Неустойчива атмосфера в том случае, когда объем воздуха, получив импульс к движению под действием сил плавучести, будет стремиться продолжить движение от своего первоначального положения.

В качестве критерия для определения устойчивости или неустойчивости стратификации атмосферы используются соотношения реального и сухоадиабатического (влажноадиабатического) температурных градиентов. Возможны три соотношения их:

$$\gamma > \gamma_a, \gamma < \gamma_a, \gamma = \gamma_a.$$

Если $\gamma > \gamma_a$ (поднимающийся объем воздуха теплее окружающего на всех уровнях), то в этом случае развиваются конвективные движения. Это пример неустойчивого состояния. Напротив, когда $\gamma < \gamma_a$, создаются неблагоприятные условия для развития конвекции и в атмосфере формируется устойчивое состояние. При равенстве градиентов в поднимающемся объеме и окружающем воздухе разность температур одинакова на всех уровнях. Это пример безразличной стратификации (равновесия).

Ежедневные данные о распределении температуры и влажности на различных уровнях дает довольно обширная сеть аэрологических станций. Эти данные используются при построении *высотных* барических карт *абсолютной* (АТ) и *относительной* (ОТ) топографии, которые значительно повышают качество краткосрочных прогнозов погоды. В том числе таких важных элементов ее, как облака, осадки, грозы и пр.

Температурные инверсии. В § 2 было показано, что наиболее характерное изменение температуры воздуха с высотой в тропосфере — ее падение со средней скоростью около $0,7^\circ\text{C}$ на 100 м. Однако в реальных условиях могут встречаться слои воздуха, где температура с высотой постоянна ($\gamma=0$) или растет ($\gamma>0$). В первом случае такие слои носят название изотермических, во втором — инверсионных.

По своей сути инверсионные слои — примеры предельной устойчивости в атмосфере. Они задерживают поток водяного пара вверх, гасят вертикальные движения воздуха и играют большую роль в распространении электромагнитных и звуковых волн и в атмосфере. По причине образования инверсии делятся на радиационные и адвективные. Первые чаще образуются на суше и над ледяными полями в море и связаны с антициклонами и тыловыми частями циклонов, вторые — нередко в районах холодных океанских течений и обуславливаются теплыми фронтами циклонов. Зачастую радиационные и адвективные инверсии сопровождаются одноименными туманами.

Суточные и годовые колебания температуры. Приток солнечной радиации к ПП имеет суточный и годовой ход, поэтому и температура этой поверхности также имеет суточную и годовую периодичность. Вследствие этого атмосферный воздух в приземном слое также будет иметь аналогичные колебания.

Наиболее прост и отчетлив суточный ход температуры воздуха в глубине континентов во время установившейся погоды (мало меняющаяся облачность, отсутствие адвекции тепла и пр.). В этом случае суточный ход температуры представляет собой синусоиду с минимумом около времени восхода солнца и максимумом через 2—3 ч после полудня (14—15 ч местного времени).

Суточные и годовые колебания температуры воздуха над морем существенно отличны от этих изменений над сушей. Это происхо-

дит вследствие трех причин: 1) коротковолновая радиация Солнца проникает в воду до нескольких десятков метров, а на суше она поглощается тонким (несколько микрон) поверхностным слоем; 2) турбулентный характер морских течений многократно увеличивает поток тепла на глубину; 3) различия в теплоемкости воды и суши. В результате суммарного воздействия этих причин суточные колебания температуры в воде распространяются до глубин десятков метров, а в почве — 0,8—0,9 м. Годовые колебания температуры воды в океане ощущаются на глубинах до сотен метров, а в почве — 10—20 м. Все вышесказанное приведет к тому, что амплитуда суточных колебаний температуры поверхности воды в десятки раз меньше, чем поверхности почвы. Поэтому амплитуда суточных изменений температуры воздуха над водой будет значительно меньше, чем над сушей. Например, максимальная суточная амплитуда температуры воздуха над морем наблюдалась летом на широте 36° и составляла $1,5^\circ\text{C}$, а минимальная — зимой на широте 64° и не превышала $0,2^\circ\text{C}$.

Годовой ход температуры воздуха над морем в целом параллелен годовому ходу температуры поверхности моря.

В зависимости от широты места выделяют четыре типа годового хода температуры воздуха (над океаном).

1. **Экваториальный тип.** Амплитуды здесь минимальные и составляют $1\text{--}2^\circ$. В годовом ходе два максимума — в периоды весеннего и осеннего равноденствий и два минимума — во время зимнего и летнего солнцестояний.

2. **Тропический тип.** В тропиках амплитуда составляет $5\text{--}10^\circ$, в годовом ходе один максимум (после летнего солнцестояния) и один минимум (после зимнего солнцестояния).

3. **Тип умеренного пояса.** Годовой ход здесь простой — один максимум (в июле) и один минимум (в январе). Амплитуда может достигать $10\text{--}15^\circ$. На побережьях морей и океанов она увеличивается до $20\text{--}25^\circ$.

4. **Полярный тип.** Полярные районы характеризуются уменьшением годовых амплитуд, холодной зимой и коротким сравнительно теплым летом. Минимум температуры наблюдается в конце полярной зимы (март), а максимум — в конце полярного лета (август).

В районах побережий, где заметно влияние муссонной циркуляции, годовой ход температуры воздуха похож на экваториальный тип, но характеризуется большими амплитудами.

Карты изотерм Мирового океана. Систематические наблюдения за температурой воздуха на планете ведутся уже продолжительное время. Хотя таких наблюдений над поверхностью Мирового океана значительно меньше, чем над сушей, тем не менее, наука располагает достаточными данными для построения карт средних многолетних значений температур воздуха над морем. Обычно представ-

ляют интерес карты средних температур полярных сезонов года — карты январских и июльских изотерм. Анализ карт показывает, что в соответствии с широтным убыванием притока лучистой энергии Солнца температура воздуха у земной поверхности уменьшается от экватора к полюсам. Наблюдается существенное отклонение изотерм от широтных кругов. Особенно это заметно в северном полушарии, где площадь материков больше и их влияние более заметно. В районе холодных и теплых океанских течений заметны мощные вторжения («языки») тепла и холода соответственно. В некоторых местах Земли заметны системы замкнутых изотерм с минимальными и максимальными значениями средних температур. Это так называемые полюса холода и тепла планеты. В северном полушарии минимум (-71°C) наблюдается у Верхоянска (Оймякон), а в южном — на советской антарктической станции «Восток», где зарегистрирована самая низкая на Земле температура $-88,3^{\circ}$. Самые высокие температуры наблюдались в Ливане (Триполи) $+54,5^{\circ}$ и на юге Ирана $+58,2^{\circ}$.

Площадь материков в северном полушарии больше, чем в южном, поэтому в среднем северное полушарие на 2° теплее южного, а термический экватор не совпадает с географическим и располагается на параллели 10° с. ш.

Карты изотерм Мирового океана необходимы судоводителю во время подготовки к плаванию в различных климатических зонах и связанных с ним расчетов изменения осадки, микроклимата трюмов и пр. Эти карты имеются во всех климатических справочниках и атласах.

Контрольные вопросы. 1. Как распределяется солнечная энергия в атмосфере и океане Земли? 2. Каковы основные причины термической горизонтальной и вертикальной неоднородности в атмосфере? 3. Что является критерием вертикальной термической неустойчивости в атмосфере?

Глава II

ВОДА В АТМОСФЕРЕ

§ 3. Испарение. Характеристики влажности воздуха

В атмосфере Земли в каждый момент времени содержится около $0,001\%$ всех запасов воды планеты. Причем 95% этого количества находится в виде пара и лишь 5% — в виде продуктов конденсации. Всего с поверхности Земли за год испаряется около $5,2 \cdot 10^{13}$ т воды. Основная масса ее испаряется с поверхности Мирового океана ($4,5 \cdot 10^{13}$ т). За год атмосферная влага обновляется примерно 40 раз за счет непрерывного кругооборота: испарение, конденсация и выпадение на поверхность в виде осадков.

Процесс испарения представляет собой фазовый переход вещества (воды) из жидкого в газообразное состояние. При этом молекулы воды как покидают жидкость (испарение), так и возвращаются в нее (конденсация). Этот процесс не прекращается и при достижении состояния насыщения, когда количество испаряющихся молекул равно числу возвратившихся в жидкость. Это состояние называется насыщением. Упругость насыщения растет с ростом температуры и зависит от фазового состояния воды. Наибольшая величина упругости насыщения над каплями воды и наименьшая — над льдом. Неравенство упругости насыщения над каплями (E_t^k), над плоской водой (E_t^n) и льдом (E_t^l) играет огромную роль в образовании облаков, туманов, атмосферных осадков. В природе соблюдается неравенство

$$E_t^k > E_t^n > E_t^l. \quad (2)$$

Влагосодержание в воздухе характеризуется следующими величинами:

1) абсолютная влажность «а» — количество водяного пара, находящегося в 1 м^3 влажного воздуха;

2) упругость водяного пара e (мм рт. ст., гПа) — парциальное (внутреннее) давление пара в смеси с абсолютно сухим воздухом. Между упругостью водяного пара и абсолютной влажностью воздуха установлена следующая зависимость:

$$a = \frac{1,06}{1 + \alpha t} e, \quad (3)$$

где α — коэффициент расширения воздуха; t — температура, °C;

3) максимальная упругость водяного пара (упругость насыщения) E_t , гПа, — предельное количество водяного пара, которое может содержать воздух при данной температуре. Упругость насыщения E_t зависит от температуры воздуха и в меньшей степени от атмосферного давления;

4) относительная влажность воздуха f — отношение фактической упругости водяного пара, находящегося в воздухе, к упругости насыщения при той же температуре:

$$f = \frac{e}{E_t} 100\%; \quad (4)$$

5) дефицит влажности d (недосток насыщения) — разность между упругостью насыщения E_t и фактической упругостью при одинаковой температуре;

6) точка росы t_d — температура, при которой водяной пар, находящийся в атмосфере, достигает состояния насыщения ($e = E_t$; $f = 100\%$; $d = 0$).

Суточные и годовые колебания характеристик влажности. Практический интерес для нужд судовождения представляют вре-

менные колебания абсолютной (e , гПа) и относительной (f , %) влажности воздуха. Поскольку влагосодержание воздуха зависит в первую очередь от температуры, а последняя имеет ярко выраженные суточные и годовые колебания, то и характеристики влажности имеют суточные и годовые изменения. Суточный ход абсолютной влажности воздуха над морем аналогичен суточному ходу температуры воздуха. Максимальные значения наблюдаются в 14—15 ч, минимальные — около восхода Солнца. Суточный ход относительной влажности над водой также параллелен суточному ходу температуры воздуха. Это происходит от того, что с ростом испарения в дневные часы влагосодержание растет, а упругость насыщения E_i изменяется незначительно, так как амплитуда суточных колебаний температуры воздуха над водой мала.

Годовой ход абсолютной влажности совпадает с годовым ходом температуры. В северном полушарии, например, максимум приходится на июль, минимум — на январь.

Годовые вариации относительной влажности, напротив, имеют максимальные значения зимой, минимальные — летом.

На побережьях морей с муссонной циркуляцией наблюдаются отличные от приведенных суточные и годовые колебания. Максимальные значения характеристик влажности наблюдаются летом и зимой (во время летнего и зимнего солнцестояний), а минимальные — весной и осенью (во время весеннего и осеннего равноденствий).

§ 4. Конденсация водяного пара

Вода — самое распространенное и единственное вещество планеты, которое может находиться в естественных условиях сразу в нескольких фазовых соединениях: газообразном, жидком и твердом. Фазовое равновесие воды осуществляется при температуре около 0°C и упругости пара $e=6,1$ гПа (рис. 1).

Точка 0, при значениях которой наступает метастабильное равновесие между льдом, жидкостью и паром, называется тройной точкой, а линии AO — линией таяния, CO — кривой испарения, BO — сублимации и $B'O$ — насыщения над переохлажденной водой. Исследования показывают, что в гомофазной среде (содержащей только атмосферные газы и водяной пар) переход из газообразного в жидкое состояние (конденсация) молекул воды осуществляется лишь при четырехкратном перенасыщении воздуха водяным паром. Следовательно, в реальной (гетерофазной) атмосфере конденсация водяного пара возможна при соблюдении двух условий: достижении состояния насыщения и наличия частиц, способных выполнять роль подложек для укрупняющихся комплексов молекул водяного пара. Эти частицы носят название *ядер конденсации (сублимации)*.

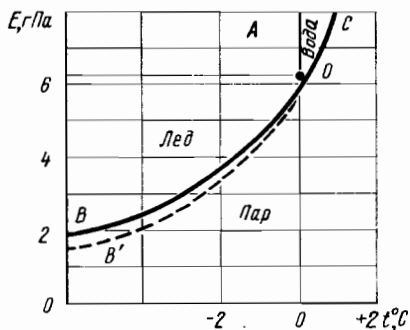


Рис. 1. Упругость насыщения водяного пара над водой BO , льдом AO и переохлажденной водой $B'O$

гические (от 10^{-4} до 10^{-3} см) и гигантские ($> 10^{-3}$ см). Наиболее активными ядрами являются более крупные частицы, в первую очередь частицы морской соли, капли растворов кислот, щелочей и солей, а также твердые гигроскопические частицы. В 1 см^3 воздуха содержится огромное число частиц, способных выполнять роль ядер конденсации. Над промышленными городами средняя концентрация ядер составляет около 150 000 в 1 см^3 . Сельский воздух содержит таких частиц около 10 000, морской и горный — до 1000 единиц в 1 см^3 . Вот почему туманы в городах возникают чаще и бывают интенсивнее, чем в сельской местности.

С высотой концентрация ядер конденсации быстро падает и на высотах 10 км, например, составляет не более одного на 1 см^3 (т. е. соответствует числу капель в облаках на этих высотах).

§ 5. Облака и туманы

Продукты конденсации или сублимации водяного пара в воздухе — мельчайшие капли воды или ледяные кристаллы. Большие объемы воздуха, где образуются скопления продуктов конденсации и сублимации, называются туманом, дымкой или облаком. Если помутнение атмосферного воздуха каплями воды или ледяными кристаллами невелико (дальность видимости меньше 10 км, но больше 1 км), это явление называется дымкой. Если же дальность видимости при помутнении становится меньше 1 км, то такое явление носит название тумана. Облака и туманы образуются при разных условиях, но принципиальной разницы в их природе нет. Когда конденсация происходит непосредственно у земной поверхности и приводит к помутнению атмосферного воздуха — это туман или дымка, а если же на некоторой высоте от поверхности — это облака.

По своей природе ядра конденсации подразделяются на четыре группы: наземные (частицы вулканической пыли, почвы, пыльца растений и пр.), промышленного происхождения (продукты горения, пары кислот, щелочей, солей и т. д.), частицы морской соли и неизвестные частицы (космические, продукты фотосинтеза и атмосферных химических реакций и пр.).

По размеру ядра конденсации подразделяются на ядра Айткена (10^{-4} см), метеорологические

Классификация облаков и туманов. В зависимости от высоты нижней границы облака подразделяются на три яруса: верхний (высота основания более 6000 м), средний (от 2000 до 6000 м) и нижний (до высоты 2000 м). К облакам нижнего яруса относятся также облака, у которых нижнее основание расположено в непосредственной близости от земли, а вершины могут достигать высоты среднего и верхнего ярусов. Такие облака выделяются в отдельную группу — облака вертикального развития.

Согласно международной классификации выделяют около 100 разновидностей (форм) облаков. В основу такой классификации положены внешний вид облаков и высота их нижнего основания. Наиболее характерные облака международной классификации представлены в табл. 1.

Высота нижнего основания облаков меняется в течение года и в зависимости от широты места. В целом к высоким широтам и от лета к зиме высота облаков снижается. На практике используют средние значения высот для умеренных широт.

По причине образования туманы делятся на туманы охлаждения и туманы испарения. В свою очередь туманы охлаждения подразделяются на туманы *радиационные* и *адвективные*.

Адвективные туманы образуются при натекании теплых воздушных масс на более холодную подстилающую поверхность. На море такие туманы нередки весной и летом при перемещении воздушных масс с теплых континентов на холодную морскую поверхность, а также круглый год в районе соседства холодных и теплых океанских течений. Как правило, адвективные туманы связаны с циклонической деятельностью и сопровождаются одноименными температурными инверсиями.

Радиационные туманы образуются за счет радиационного охлаждения подстилающей поверхности. Над морем такие туманы образуются над ледяными полями в ясные холодные ночи. Они характерны для антициклонов и холодных секторов циклонов (в тылу за холодным фронтом) в осенне-зимний и весенний периоды.

По интенсивности (по величине дальности видимости D_n) туманы делятся на сильные $D_n \leq 50$ м; умеренные $50 \text{ м} < D_n \leq 500$ м; слабые $500 \text{ м} < D_n \leq 1000$ м; сильная дымка $1000 \text{ м} < D_n \leq 2000$ м; слабая дымка $2000 \text{ м} < D_n \leq 10\,000$ м.

По агрегатному состоянию туманы подразделяются на капельно-жидкие, ледяные (кристаллические) и смешанные. Условия видимости наихудшие в ледяных туманах.

Туманы испарения возникают чаще всего осенью и зимой в холодном воздухе над теплой водой. В высоких широтах над морем туманы испарения возникают над полыньями или над открытой водой у кромки льдов, куда переносится воздух с ледяного покрова. Наблюдаются они зимой и над внутренними морями

Русское название	Международное название	Обозначение	Краткая характеристика
Облака верхнего яруса (высота более 6000 м)			
Перистые	cirrus	Ci	Состоит из скопления мельчайших ледяных кристаллов белесоватого цвета, Солнце и Луна сквозь них свободно просвечивают. Осадков не дают.
Виды:			
нитевидные,	cirrus fillosus	Ci fill.	
когтевидные,	cirrus uncinus	Ci unc.	
плотные	cirrus densus	Ci dens.	
Перисто-кучевые	cirrocumulus	Cc	
Перисто-слоистые	cirrostratus	Cs	
Облака среднего яруса (высота 2000—6000 м)			
Высококучевые	altocumulus	Ac	Солнце и Луна сквозь эти облака только угадываются, края размыты. Облака имеют отчетливо выраженные округлые образования с темной серединой (Ac) или однородную пелену сероватого цвета. Осадки из облаков достигают поверхности океана только зимой в высоких широтах
Виды:			
чечевицеобразные,	altocumulus lenticularis	Ac lent.	
башенкообразные,	altocumulus castellatus	Ac cast.	
вечерние	altocumulus vesperalis	Ac vesp.	
Высокослоистые	altostratus	As	
Виды:			
просвечивающие,	altostratus translucidus	As trans.	
непросвечивающие	altostratus opacus	As op.	
Облака нижнего яруса (высота до 2000 м)			
Слоисто-дождевые	nimbostratus	Ns	Дают обложные или моросящие осадки
Слоистые	stratus	St	Осадков не дают
Слоисто-кучевые	stratocumulus	Sc	Дают обложные или моросящие осадки
Облака вертикального развития			
Кучевые	cumulus	Cu	
Виды:			
хорошей погоды,	cumulus humilis	Cu hum.	
мощные	cumulus congestus	Cu cong.	
Кучево-дождевые (грозовые)	cumulonimbus	Cb	
			Дают ливневые осадки, сопровождающиеся грозами

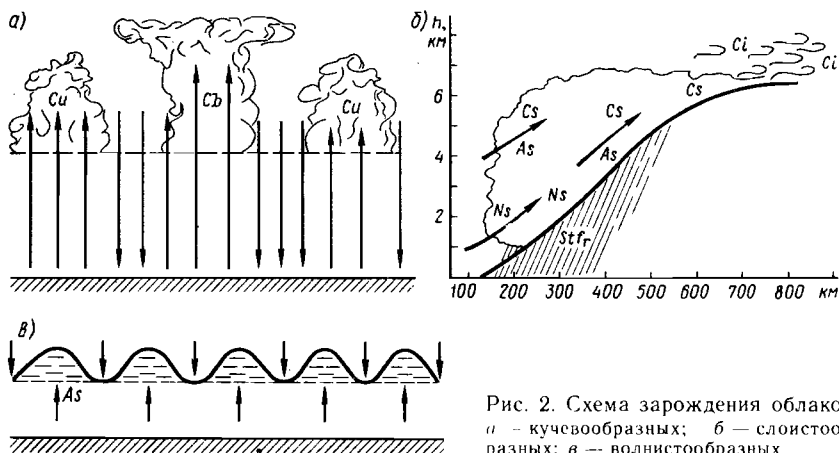


Рис. 2. Схема зарождения облаков: а — кучевообразных; б — слоистообразных; в — волнистообразных

(Балтийским, Черным, Азовским). Наиболее часты туманы испарения над Кольским заливом в зимние месяцы года.

Повторяемость туманов увеличивается с широтой. Наиболее часты туманы в Арктике и у берегов Антарктиды, где число дней с туманами превышает 80—90. Часты туманы в районе Ньюфаундленда, у юго-западных берегов Африки и Южной Америки, у о-ва Мадагаскар и др.

Связь облачных структур с типом погоды. По причине образования облака подразделяются на кучевообразные (облака конвекции), слоистообразные (восходящего скольжения) и волнистообразные. Генетический тип облаков зависит от процессов, происходящих в атмосфере. Различают облака внутримассовые и фронтовые. Первые зарождаются внутри определенной воздушной массы, а вторые — на границах между воздушными массами с различными физическими свойствами.

В неустойчивых воздушных массах при развитии конвективных движений развиваются кучевообразные облака, которые достигают в умеренных широтах высоты 13—14 км, а в тропиках — 15—20 км.

При развитии восходящего движения теплого влажного воздуха по клину холодного (теплый фронт) образуются слоистообразные облака, представляющие собой огромные облачные системы, вытянутые в длину вдоль фронта на тысячи километров и в ширину на сотни километров.

В устойчивых воздушных массах при наличии высотных инверсионных слоев могут образовываться слоистые, слоисто-кучевые и высококучевые облака, имеющие волнистую структуру (рис. 2, а, б, в). Они сравнительно тонки и растянуты в горизонтальном направлении.

Кучевообразные облака интенсивно развиваются при неустойчивой стратификации атмосферы, т. е. когда вертикальные градиенты температуры в ней до уровня конденсации выше сухадиабатических, а над уровнем конденсации — выше влажадиабатических. Особенно интенсивно развиваются кучевообразные облака в холодных воздушных массах над теплой морской поверхностью как летом, так и зимой. В тропических широтах кучевообразные конвективные облака являются преобладающими. Более подробно турбулентные движения и ветер в грозовом облаке представлены на рис.3.

Слоистообразная облачность наиболее типична для теплого атмосферного фронта. Самая мощная часть этой облачной системы располагается вблизи линии фронта (т. е. вблизи линии пересечения фронтальной поверхности с подстилающей поверхностью) и представляет собой слоисто-дождевые облака в несколько километров толщиной. По мере удаления от линии фронта облака переходят в менее мощные высокослоистые и перисто-слоистые облака. Летом осадки из высокослоистых облаков не достигают земной поверхности. Слоисто-дождевые облака дают обложные и моросящие осадки полосой, ширина которой 200—300 км и более.

Появление на западной и южной частях горизонта вытянутых (сходящихся в перспективе) полос перистых (особенно когтевидных) облаков часто может служить признаком приближения теплого фронта с последующей более или менее мощной облачностью и осадками.

В слоях высотных инверсий и по обеим сторонам от них нередко возникают воздушные волны длиной 50—2000 м, обусловленные разрывом скорости ветра и плотности воздуха. Вследствие этого облачный слой может расчленяться на отдельные валы, характерные для внешнего вида слоисто-кучевых или высококучевых облаков.

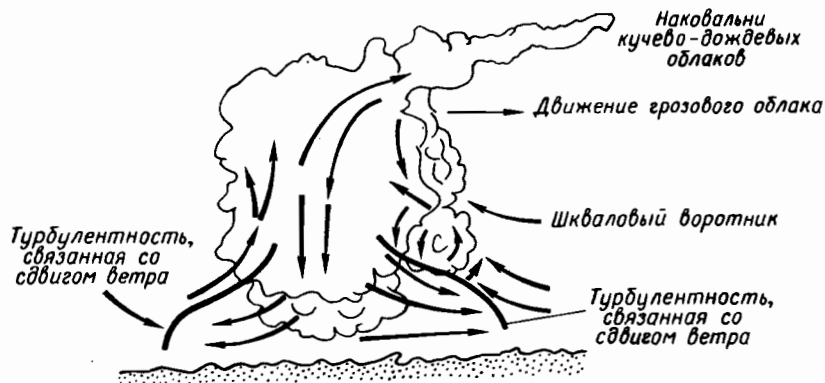


Рис. 3. Ветер и турбулентные движения грозового облака

Кроме свободных волн, в атмосфере могут возникать и вынужденные стоячие волны над горами, через которые перетекает воздух. На гребнях таких стоячих волн могут возникать облака, называемые облаками препятствий. Нередки такие облака с подветренных сторон гористых островов, например Гренландии, Исландии, Кергелена и др.

Таким образом, вид и форма облаков находятся в зависимости от характера преобладающих процессов в атмосфере, от сезона года и времени суток. Вот почему наблюдения за развитием облачности над морем уделяется большое внимание при плавании.

§ 6. Атмосферные осадки

Продукты конденсации или сублимации водяного пара, выпадающие из облаков или осаждающиеся из воздуха на земной поверхности или на предметах, называются атмосферными осадками. Из облаков выпадают лишь частицы, достигшие критического радиуса (размера), т. е. те капельки или кристаллы, которые не могут удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии. Укрупнение продуктов конденсации (сублимации) в облаках носит название **коагуляции**. Коагуляция в гетерофазной среде происходит на ядра конденсации (сублимации). Особенно активны частицы, имеющие гигроскопическую структуру и большие размеры. Воздушными течениями эти частицы переносятся на большие расстояния. Развитие турбулентности в облаках с ее нисходящими и восходящими потоками способствует интенсивному росту капелек и кристаллов, особенно таких, которые совершают неоднократные перемещения из основания облака к его вершине и обратно. Доказано, что наиболее интенсивные осадки из мощных кучево-дождевых облаков в виде ливня и града образуются вследствие именно таких многократных перемещений.

Классификация осадков. По виду атмосферные осадки делятся на жидкие, твердые и наземные.

К жидким осадкам относятся:

дождь — осадки в виде капель различного размера диаметром 0,5—7 мм;

морось — мелкие капельки диаметром 0,05—0,5 мм, находящиеся как бы во взвешенном состоянии.

К твердым осадкам относятся:

снег — кристаллы льда, образующие различного рода снежинки (пластинки, иглы, звезды, столбики) размером 4—5 мм. Иногда снежинки объединены в хлопья снега, размеры которых могут достигать 5 см и более;

снежная крупа — осадки в виде непрозрачных сферических крупинок белого или матово-белого (молочного) цвета диаметром от 2 до 5 мм;

ледяная крупа — твердые прозрачные с поверхности частицы, имеющие в центре непрозрачное матовое ядро. Диаметр крупинок от 2 до 5 мм;

град — более или менее крупные кусочки льда (градины), имеющие сферическую или неправильную форму и сложную внутреннюю структуру. Диаметр градин колеблется в очень широких пределах: от 5 мм до 5—8 см. Известны случаи, когда выпадали градины весом 500 г и более.

Если осадки не выпадают из облаков, а осаждаются из атмосферного воздуха на поверхности земли или на предметах, то такие осадки называются наземными. К ним относятся:

роса — мельчайшие капли воды, конденсирующиеся на горизонтальных поверхностях предметов (палубе, шлюпочных тентах и пр.) за счет радиационного выхолаживания их в ясные безоблачные ночи. Небольшой ветер (0,5—1,0 м/с) способствует образованию росы. Если температура горизонтальных поверхностей ниже нуля, то водяной пар в аналогичных условиях сублимируется на них и образуется *иней* — тонкий слой ледяных кристаллов;

жидкий налет — мельчайшие капли воды или сплошная водяная пленка, образующиеся в пасмурную и ветреную погоду на наветренных преимущественно вертикальных поверхностях холодных предметов (стенки надстроек, защитные устройства лебедок, кранов и пр.). Если температура указанных поверхностей ниже 0 °С, то на них может образовываться твердый налет — слой густо или плотно сидящих на поверхности кристаллов или тонкий сплошной слой гладкого прозрачного льда.

В туманную морозную погоду при слабом ветре на оснастке судна, выступах, карнизах, проводах и пр. может образовываться зернистая или кристаллическая изморозь. В отличие от инея изморозь не образуется на горизонтальных поверхностях. Рыхлое строение изморози отличает ее от твердого налета. Зернистая изморозь образуется при температуре воздуха от —2 до —7 °С вследствие намерзания на предмет переохлажденных капель тумана, а кристаллическая изморозь, представляющая собой белый осадок из кристаллов тонкой структуры, образуется ночью при безоблачном небе или тонких облаках из частиц тумана или дымки при температуре от —11 до —2 °С и выше.

По характеру выпадения атмосферные осадки делятся на ливневые, обложные и морозящие.

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых (грозовых) облаков. Летом это крупнокапельный дождь (иногда с градом), а зимой — обильный снегопад с частой сменой форм снежинок, снежной или ледяной крупы. Обложные осадки выпадают из слоисто-дождевых (летом) и высокостристых (зимой) облаков. Они характеризуются небольшими колебаниями интенсивности и большой длительностью выпадения.

Моросящие осадки выпадают из слоистых и слоисто-кучевых облаков в виде мелких капель диаметром не более 0,5 мм, опускающихся с очень малыми скоростями.

По интенсивности осадки подразделяются на сильные, умеренные и слабые.

Влияние осадков на дальность видимости и работу судовых РЛС. Атмосферные осадки существенно уменьшают дальность видимости предметов и огней (ночью) в море, особенно сильные ливни и снегопады (снежные заряды). Кроме того, атмосферные осадки значительно влияют на дальность радиолокационного обнаружения. Происходит ослабление сигналов РЛС осадками (дождем, снегом, градом) за счет поглощения ими энергии электромагнитных волн. Уменьшение дальности радиолокационного обнаружения при осадках больше, чем при тумане. Кроме того, степень ослабления радиолокационной наблюдаемости зависит от интенсивности выпадающих осадков и длины волны судовой РЛС. Радиолокационная наблюдаемость уменьшается тем больше, чем меньше длина волны судовой РЛС и чем больше интенсивность атмосферных осадков.

Кроме уменьшения дальности обнаружения цели, выпадающие осадки маскируют ее на экране РЛС отраженными от зоны сильных осадков (ливни, снегопады, град) эхо-сигналами. В этом случае нелегко, а в некоторых случаях и невозможно различить сигнал от цели, находящейся в зоне осадков, от эхо-сигналов области сильных осадков.

§ 7. Оптические и электрические явления, связанные с облаками и осадками

Развитие облаков и выпадающие из них осадки в значительной мере изменяют характер погоды. Изменяются атмосферное давление, температура, ветровой режим, освещенность, электропроводность и другие характеристики. Кроме того, при определенных условиях в атмосфере могут наблюдаться различные оптические, электрические, акустические и др. явления, так или иначе связанные с облаками и осадками. Наиболее распространенными из них являются:

радуга — световая (радужная) дуга (дуги) радиусом 42° , 52° , окрашенная в спектральные цвета (по внешнему краю в красный, по внутреннему в фиолетовый), наблюдаемая на фоне неба и облаков в противоположной от Солнца или Луны стороне с центром в антисолярной точке (точке линии, соединяющей центр солнечного или лунного диска с глазом наблюдателя). Радуга объясняется преломлением солнечных лучей при входе и выходе из капель и полным внутренним их отражением внутри капель. Яркость и интенсивность радуги зависят от преобладающего диа-

метра дождевых капель. Крупнокапельный дождь образует четкую и яркую радугу с ясным разделением цветов. Радуга на фоне тумана или облаков с мелкими каплями широкая, блеклая или вовсе белая, размытая. Лунная радуга всегда белая, что объясняется свойствами человеческого глаза. Нередко наблюдается более слабая дополнительная дуга (дуги) радуги с обратным расположением цветов. При высоте Солнца 42° и более радуга не наблюдается вовсе. Чем ниже высота Солнца, тем выше и длиннее дуга радуги. Наблюдать радугу можно и в брызгах морских волн;

гало — могут возникать, как многообразные оптические явления, в ледяных облаках верхнего яруса, особенно в перисто-слоистых. Наиболее повторяющиеся их формы можно разделить на две группы. Слегка окрашенные в различные цвета (красный цвет располагается со стороны Солнца или Луны) — круги радиусом 22° и 46° , касательные дуги к ним, ложные солнца и гало; не имеющие окраски — горизонтальный круг, вертикальные столбы, проходящие через солнечный диск, кресты и др. Окрашенные гало объясняются преломлением света в шестигранных призматических кристаллах ледяных облаков, а неокрашенные (бесцветные) — отражением света от граней кристаллов. Разнообразие форм гало зависит главным образом от типов кристаллов, суммарного движения и пространственной ориентацией их осей (граней), а также от высоты Солнца;

венцы. В тонких капельно-жидких облаках, сквозь которые просвечивают Солнце или Луна, могут возникать радужные кольца — венцы. Венцы могут наблюдаться также в тумане вокруг искусственных источников света. Первый световой круг венца (ореол) непосредственно примыкает к свету, далее он сменяется концентрическими менее яркими цветными кольцами — венцами второго, третьего порядков. Размеры венцов колеблются от 1 до 10° . Венцы образуются за счет дифракции света при прохождении через мельчайшие капли и кристаллы облаков и туманов световых лучей;

гории — подобны венцам, но наблюдаются они в противоположной от Солнца или Луны стороне с центром в антисолярной точке. Это явление объясняется также дифракцией света, уже отраженного в капельках облаков так, что он возвращается от облака в том же направлении, по которому падал.

Процессы испарения, конденсации и сублимации, коагуляции и дробления облачных элементов приводят к появлению в облаках и туманах огромного числа электрически заряженных частиц. Особенно сильные электрические заряды возникают в кучево-дождевых облаках, содержащих крупные капли и кристаллы. В силу преобладающих нисходящих и восходящих потоков в различных частях кучево-дождевых облаков происходит разделение зарядов,

т. е. скопление электричества одного знака в разных областях грозовых облаков. Основания кучево-дождевых облаков, содержащих преимущественно крупные капли, несут суммарный положительный заряд. Центральная часть грозовых облаков имеет общий отрицательный заряд, а вершины их, состоящие из мельчайших ледяных кристаллов, заряжены также положительно. Напряженность электрического поля атмосферы в облаках и между облаками и землей (суммарный заряд Земли отрицательный) достигает огромных значений (порядка сотен киловольт на 1 м). Особо активные процессы разделения и концентрации противоположных зарядов приводят к возникновению между облаками, его отдельными частями или облаками и Землей искровых разрядов — молний, сопровождаемых звуковыми колебаниями — громом.

По виду молнии делятся на линейные, четочные, плоские и шаровые. Наиболее известна линейная молния, представляющая собой сильно разветвленную искру длиной 2—3 км при разряде между облаком и Землей и 15—20 км при разряде между облаками.

Сливающийся воедино молниевый разряд на самом деле состоит из 1—5 (иногда — нескольких десятков) чередующихся импульсов общей длительностью около 0,2 с. Молниевый разряд начинается лидером, который создает канал молнии, средний диаметр которого составляет 15—20 см. Сила тока в канале достигает сотен килоампер, а мгновенная мощность — миллионов киловатт. Температура газовых стенок канала молнии достигает 20 000 °K. Мгновенный нагрев газа в молниевом канале приводит к резкому расширению воздуха, в результате чего возникают звуковые колебания — гром. Звуковой эффект усиливается образованием гремучего газа в канале молнии, так как за счет высоких температур вода разлагается на кислород и водород.

Молниевый разряд в судно может вызвать пожар, вывести из строя антенны или радиоприемные и передающие устройства, вызвать перемагничивание магнитных приборов и т. д. Для защиты от молний на судах применяют различной конструкции молниеотводы.

Дальность видимости. Различают геометрическую, оптическую и метеорологическую дальность видимости. Геометрическая дальность видимости AC (рис. 4) определяется кри-

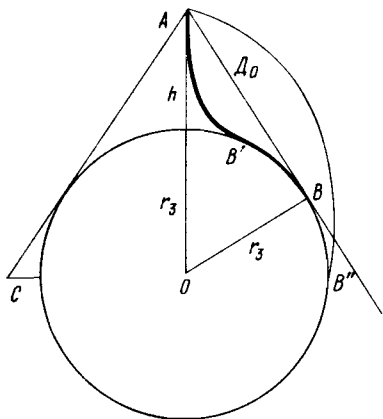


Рис. 4. Дальность видимости горизонта

визной Земли и светового луча и зависит от высоты наблюдателя и наблюдаемого объекта. Оптическая дальность видимости — это расстояние, на котором реальный объект при данных условиях погоды, освещения и наблюдения находится на границе восприятия зрением. Она зависит от прозрачности атмосферы, остроты зрения наблюдателя, свойств наблюдаемого объекта и фона, на котором наблюдается объект. Все указанные факторы весьма изменчивы, поэтому оптическую дальность видимости затруднительно применять в практических целях в качестве метеорологического элемента.

Метеорологическая дальность видимости — это минимальное расстояние, на котором днем теряется видимость абсолютно черного объекта, наблюдаемого на фоне неба у горизонта и имеющего угловые размеры более 20 мин.

Дальность видимости горизонта и огней в море ночью. Большое количество навигационных задач требуют определения дальности видимости горизонта. В случае отсутствия рефракции геометрическая дальность видимости горизонта ($D_0=AB$, рис. 4) легко определяется из $\triangle ABO$:

$$AB=D_0=\sqrt{(r_3+h)^2-r_3^2}=\sqrt{r_3^2+2r_3h+h^2-r_3^2}\cong\sqrt{2r_3h}=3,57\sqrt{h}, \quad (5)$$

где D_0 — измеряется в километрах; h — в метрах.

При положительной рефракции «края» горизонта кажутся «приподнятыми» и D_0 увеличивается, а при отрицательной рефракции линия горизонта «опускается» и D_0 уменьшается. Влияние рефракции на дальность линии горизонта невелико и обычно в практике не учитывается. Дальность видимости горизонта D_0 можно определить в милях. Для радиолучей

$$D_0^{p.l}=2,22\sqrt{h}; \quad (6)$$

для световых лучей

$$D_0^{s.l}=2,08\sqrt{h}. \quad (7)$$

Дальность видимости огней в сумерки и ночью определяется освещенностью E , которую огонь силой I создает на зрачке наблюдателя, находящегося на расстоянии l от огня при прозрачности атмосферы τ :

$$E=\frac{I}{l^2} \tau^l. \quad (8)$$

Огонь виден, если $E > E_0$, где E_0 — пороговая чувствительность глаза или минимальная освещенность, воспринимаемая глазом. Формула (8) позволяет рассчитать дальность видимости огня l , если известны сила света I и коэффициент прозрачности τ , либо определять коэффициент прозрачности τ (т. е. метеорологическую дальность видимости), если определить из наблюдений

дальность открытия огня при известной его силе света I . По этим формулам вычислены таблицы и составлены номограммы.

Таким образом, дальность видимости реальных объектов и огней в море ночью будет равна наименьшему значению одной из трех величин: геометрической, оптической и метеорологической дальности видимости.

Рефракция света и УКВ. Реальная атмосфера оптически неоднородна как по горизонтали, так и по вертикали. Вследствие этого скорость распространения электромагнитных волн в атмосферном воздухе изменяется на пути распространения лучей и траектории их искривляются. Рефракцию испытывают как световые лучи, так и радиоволны. Причем последние (особенно ультракоротковолнового диапазона) в одних и тех же метеорологических условиях испытывают значительно большее искривление, чем световые лучи.

Критерием оптической неоднородности атмосферы служит показатель преломления

$$n = \frac{c}{v}, \quad (9)$$

где c — скорость света в вакууме;

v — скорость распространения электромагнитных волн в реальной атмосфере.

Таким образом, показатель преломления больше единицы и отличается от нее в четвертом знаке после запятой. Например, для стандартной атмосферы ($P=760$ мм рт. ст.; $t=+15^\circ\text{C}$; $e=10,5$ гПа) $n=1,000296$.

Поскольку в практике оперировать семизначными числами неудобно, пользуются не показателем преломления, а индексом показателя преломления

$$N=(n-1)10^6. \quad (10)$$

Для случая стандартной атмосферы $n=296$, т. е. является целым трехзначным числом.

Радиус кривизны лучей в оптическом или радиодиапазонах зависит от скорости изменения индекса показателя преломления с высотой, т. е. от вертикального градиента индекса показателя преломления $\frac{dN}{dn}$.

Например, для стандартной атмосферы вертикальные градиенты dN/dn имеют следующие значения: для оптического диапазона — $0,027$ 1/м, для радиодиапазона — $0,042$ 1/м. Таким значениям градиентов соответствуют радиусы кривизны лучей: светового — около $40\,000$ и радиолучей — около $25\,000$ км.

Миражи. Аномальная рефракция света может явиться причиной миража — явления, при котором видны, кроме истинных предметов, также их мнимые изображения, являющиеся результатом полного внутреннего отражения в атмосфере. В зависимости от места расположения мнимых предметов миражи подразделяются на верхние, боковые и нижние. Причиной миражей являются необычно большие вертикальные (при верхнем и нижнем) и горизонтальные (при боковом мираже) градиенты плотности в нижнем слое атмосферы.

Верхние и боковые миражи чаще наблюдаются в высоких широтах, где нередки случаи резкого падения плотности с высотой (особенно при температурных инверсиях). Верхние миражи, напротив, возможны при незначительном падении плотности с высотой, особенно при резко неустойчивой стратификации атмосферы.

При верхнем мираже световые лучи, направленные от предмета вверх, отклоняются от прямолинейного направления и, искривляясь, достигают глаза наблюдателя таким образом, что предметы кажутся отраженными вверх в перевернутом виде.

При нижнем мираже лучи отклоняются так, что предмет кажется отраженным вниз и более обычного приподнят над горизонтом.

При боковом мираже мнимые изображения появляются справа или слева от истинного положения предмета.

Иногда очевидцы описывают явление сложного миража, когда очертания предметов сильно искажены. Это явление носит название фата-морганы.

Контрольные вопросы. 1. Как классифицируются облака по причине образования? 2. Какие оптические и электрические явления возникают в облаках и туманах? 3. Какие атмосферные осадки влияют на работу судовых РЛС? 4. От каких причин зависит дальность видимости горизонта и огней в море ночью и в сумерки?

Глава III

АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ И ВЕТЕР

§ 8. Изменчивость атмосферного давления

Атмосферное давление, как известно, в значительной степени зависит от температуры воздуха. Температурное поле атмосферы испытывает значительные колебания в пространстве (по горизонтали и вертикали) и времени. Причин таких колебаний множество. Основными из них являются неравномерный приток тепла от Солнца, неравномерность в распределении материков и океанов по поверхности Земли, воздушные и океанские течения и т. д. Следовательно, вслед за температурой атмосферное давление будет испытывать аналогичные колебания. Распределение атмосферного

давления называют *барическим полем*. Как всякое скалярное поле его наиболее наглядно представляют в пространстве поверхностями равных значений — *изобарическими* поверхностями, а на плоскости — линиями равных значений — *изобарами*.

Учитывая сложный характер распределения атмосферного давления, легко представить, что вся толща атмосферы Земли пронизана семейством изобарических поверхностей. Эти поверхности пересекаются с уровнями под очень малыми углами. Линии пересечения изобарических поверхностей с уровнями (например, с уровнем моря) образуют на последних изобары, т. е. линии равного давления. На синоптических картах изобары проводят через 5 или 4 гПа. Изобарические поверхности наклонены относительно уровней поверхностей (в том числе и к уровню моря). Вследствие этого в разных своих точках изобарическая поверхность в каждый момент находится на различных высотах над уровнем моря.

Изменчивость барического поля во времени для практических целей характеризуют величиной *барической тенденции* — величиной изменения давления ΔP за последние 3 ч перед сроком наблюдения, т. е.

$$\Delta P = P_3^h - P_0^h,$$

где P_3^h и P_0^h — значения атмосферного давления в 3 и 0 часов соответственно. Барическая тенденция имеет знак, величину и характеристику. Последняя показывает скорость и характер изменения давления.

Пространственную изменчивость барического поля наиболее удобно характеризовать *барическими градиентами*.

Барические градиенты. Изменчивость барического поля в трехмерном пространстве характеризуется пространственным барическим градиентом — вектором, показывающим степень изменения атмосферного давления в этом пространстве (рис. 5). По числовой величине барический градиент равен производной от давления по нормали к изобарической поверхности, т. е. изменению давления на единицу расстояния в том направлении, в котором давление убывает наиболее быстро, т. е. $-\frac{dp}{dn}$.

На практике имеют дело не с пространственным барическим градиентом $\frac{dp}{dn}$, а с его проекциями на вертикальную ось — *вертикальным* барическим градиентом $G_z = -\frac{dp}{dz}$ и горизонтальную

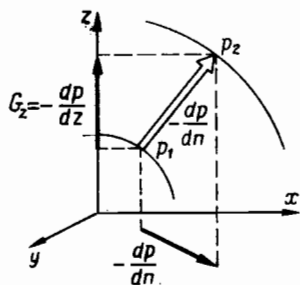


Рис. 5. Барические градиенты

(уровенную) поверхность — *горизонтальным* барическим градиентом $G_r = -\frac{dp}{dn}$ (см. рис. 5).

Давление меняется с высотой гораздо сильнее, чем в горизонтальном направлении, и вертикальный барический градиент G_z в десятки тысяч раз больше горизонтального G_r . Единицами измерения вертикального градиента являются гПа/100 м, а горизонтального — гПа/град (иногда вместо одного градуса меридиана — 111 км — берут 100 км).

Среднегодовая величина горизонтального барического градиента составляет 1—2 гПа/111 км. Но даже эта незначительная величина его вызывает среднее ускорение частиц воздуха $0,08 \text{ см/с}^2$, что соответствует скорости ветра 3—5 м/с через 2 ч после начала движения. В реальных условиях величина горизонтального барического градиента может значительно превышать среднее значение, особенно в циклонах — фронтальных и тропических.

Суточные и годовые колебания давления. Изменения атмосферного давления частично имеют периодический характер суточного хода за счет приливных волн в атмосфере, усиливаемых резонансом с ее собственными колебаниями.

Суточный ход давления хорошо выражен в тропиках, где его амплитуда может достигать в среднем 3—4 гПа (рис. 6). От тропиков к полюсам амплитуда суточных колебаний убывает. На широте 60° , например, амплитуда будет измеряться только десятками долями гПа и суточные колебания здесь перекрываются и маскируются несравненно более значительными непериодическими колебаниями, вызванными изменившимися условиями погоды.

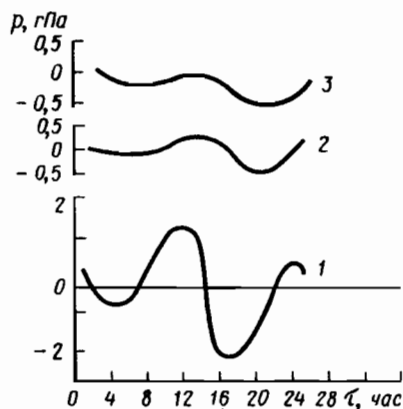


Рис. 6. Суточный ход атмосферного давления:

1 — Сингапур; 2 — Бильбао; 3 — Упсала

В связи с сезонными изменениями в общей циркуляции атмосферы, обусловленными в основном циклонической деятельностью, атмосферное давление в каждом месте обнаруживает годовой ход, который в разных районах различный.

Типы годового хода давления весьма разнообразны. Наиболее простой он над материками, где наблюдаются и максимальные амплитуды. Хорошо выражен годовой ход давления над побережьями с муссонной циркуляцией. Например, во Владивостоке максимум давления наблюдается в январе,

а минимум — в июле. Годовая амплитуда достигает почти 14 гПа.

Над океанами в высоких широтах максимум давления наблюдается ранним летом (май, июнь), а минимум зимой (январь, февраль). Амплитуды здесь могут достигать 15—20 гПа и более.

Над океанами в средних широтах, вне муссонных областей, часто наблюдается двойной ход давления с максимумами летом и зимой и минимумами весной и осенью.

Амплитуды годового хода здесь незначительны и редко превышают 3—5 гПа.

В тропических широтах годовой ход атмосферного давления над океанами (кроме районов с муссонной циркуляцией) выражен слабо и амплитуда его практически неопределима.

Формы барического рельефа. Изолинии равного атмосферного давления на приземных синоптических картах — изобары — имеют весьма разнообразную конфигурацию: от прямолинейных и параллельных одна по отношению к другой на отдельных участках до замкнутых concentрических систем округлой или овальной форм с низким или высоким давлением в центре. Эти барические системы основных типов называют циклонами и антициклонами.

Горизонтальные барические градиенты в циклонах направлены от периферии к центру, а в антициклоне — от центра к периферии.

Помимо циклонов и антициклонов, в синоптической практике различают вытянутые периферийные части их: *ложбины*, *гребни* и *седловины* (рис. 7).

Горизонтальные размеры циклонов и антициклонов очень велики. Большие оси (поперечники) циклонов нередко достигают 1200—2000 км, а антициклонов — 3000—4000 км.

Вертикальная протяженность мезомасштабных вихрей в значительной степени зависит от того, какая температура наблюдается в данных барических системах. Если циклоны зарождаются в холодном воздухе и температура самая низкая в его центральной части, то с высотой барические градиенты мало меняют направле-

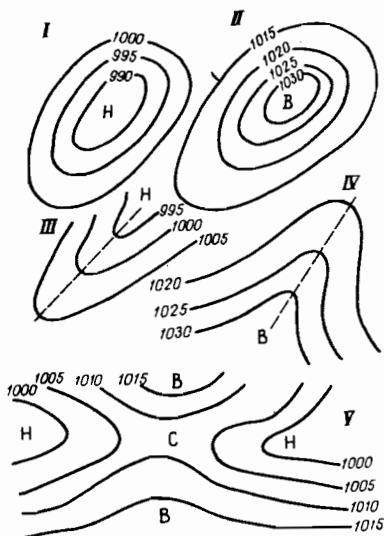


Рис. 7. Формы барического рельефа: I — циклон; II — антициклон; III — ложбина; IV — гребень; V — седловина

ние и замкнутые изобары с низким давлением в центре обнаруживаются до больших высот (5—7 км). Такой холодный циклон является высоким.

Если циклон зарождается в теплой воздушной массе и температура в его центре наивысшая, то такой циклон быстро исчезает с высотой, так как в нем дополнительный барический градиент, связанный с градиентом температуры, противоположен приземному градиенту и такой циклон является низким. Наоборот, холодные антициклоны являются низкими, а теплые антициклоны — высокими.

Под влиянием асимметрического распределения температуры барические системы с замкнутыми изобарами, как правило, с высотой превращаются в системы с разомкнутыми изобарами. В зависимости от высоты, на которой происходит это превращение, различают высокие, средние и низкие барические системы.

Изобары на синоптических картах в СССР и подавляющем большинстве стран мира проводят через 5 гПа.

Зональность в распределении атмосферного давления. Анализ синоптических карт за отдельные сроки показывает, что распределение атмосферного давления все время меняется. Эти изменения обуславливаются в основном изменением температуры и циркуляционными факторами — перемещением и эволюцией циклонов и антициклонов. Даже на среднемесячных или сезонных картах барическое поле Земли может значительно отличаться от аналогичного распределения в другие годы. Тем не менее, построение средних многолетних месячных, сезонных или годовых карт обнаруживает определенные закономерности, типичные для каждого месяца или сезона. Одной из самых устойчивых особенностей многолетних барических карт является зональность в распределении давления, хотя и несколько замаскированная различием влияний суши и моря.

По обе стороны от экватора (в зоне от 15° с. ш. и 25° ю. ш. в январе и между 35° с. ш. и 5° ю. ш. в июле) формируется область пониженного давления. Это область экваториальной депрессии, смещающаяся в то полушарие, в котором в данном месяце лето.

В субтропических широтах (30 — 32° с. ш. и ю. ш. в январе и 33 — 37° с. ш. и 26 — 30° ю. ш. в июле) формируются две субтропические зоны повышенного давления, смещающаяся от января к июлю к северу, а от июля к январю к югу.

От субтропиков к умеренным широтам (55 — 65° с. ш. и ю. ш.) давление падает, особенно сильно в южном полушарии, и достигает минимума в субарктических и субантарктических зонах. К полюсам обоих полушарий давление опять растет.

Вследствие зональности в распределении атмосферного давления меридиональный барический градиент между широтными зонами обоих полушарий направлен то к низким, то к высоким

широтам. В дальнейшем (§ 9) будет показано, что это приводит к преобладанию в тропиках восточных ветров, а в умеренных широтах — западных.

Причиной образования зон высокого давления в субтропиках и зон низкого давления в субполярных широтах являются особенности циклонической деятельности. Антициклоны, возникающие в умеренных широтах, при своем движении с запада на восток смещаются к более низким широтам и там усиливаются, образуя в обоих полушариях субтропические зоны высокого давления с осью около 35-й параллели. Циклоны, зарождающиеся на полярном фронте умеренных широт, при своем движении к востоку отклоняются к более высоким широтам и сосредотачиваются там, образуя субполярные зоны низкого давления. Такая сепарация циклонов от антициклонов объясняется зависимостью изменения отклоняющейся силы вращения Земли с широтой.

С высотой влияние распределения суши и моря на температуру, а следовательно, и на атмосферное давление ослабевает и в структуре высотного барического поля все отчетливее видна зональность в распределении давления.

Полярность сезонов в полушариях Земли приводит к тому, что средняя величина атмосферного давления над каждым из них меняется от зимнего полугодия к летнему (рис. 8). Вследствие этого происходит сезонный обмен воздуха между полушариями (преимущественно в высоких слоях атмосферы). Подсчитано, что за год из северного полушария в южное и обратно переносится около 10^{13} т воздуха, что составляет 1/500 часть всей массы атмосферы.

Центры действия атмосфер. Анализ карт средних многолетних значений атмосферного давления (рис. 9) указывает на зональность в его распределении. Однако влияние неравномерного распределения суши и моря приводит к тому, что в отдельных зонах барическое поле распадается на отдельные ячейки, на отдельные области повышенного или пониженного давления с замкнутыми изобарами. Эти области низкого или высокого давления на многолетних средних картах, являющиеся статическим результатом преобладания в данных районах циклонической или антициклонической деятельности, называются центрами действия атмосферы (ЦДА). Одни из этих ЦДА прослеживаются на климатических картах всех месяцев года, другие

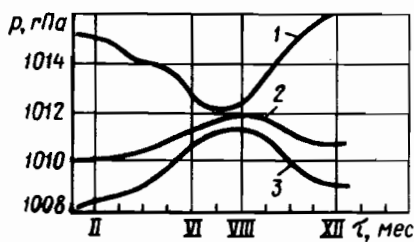
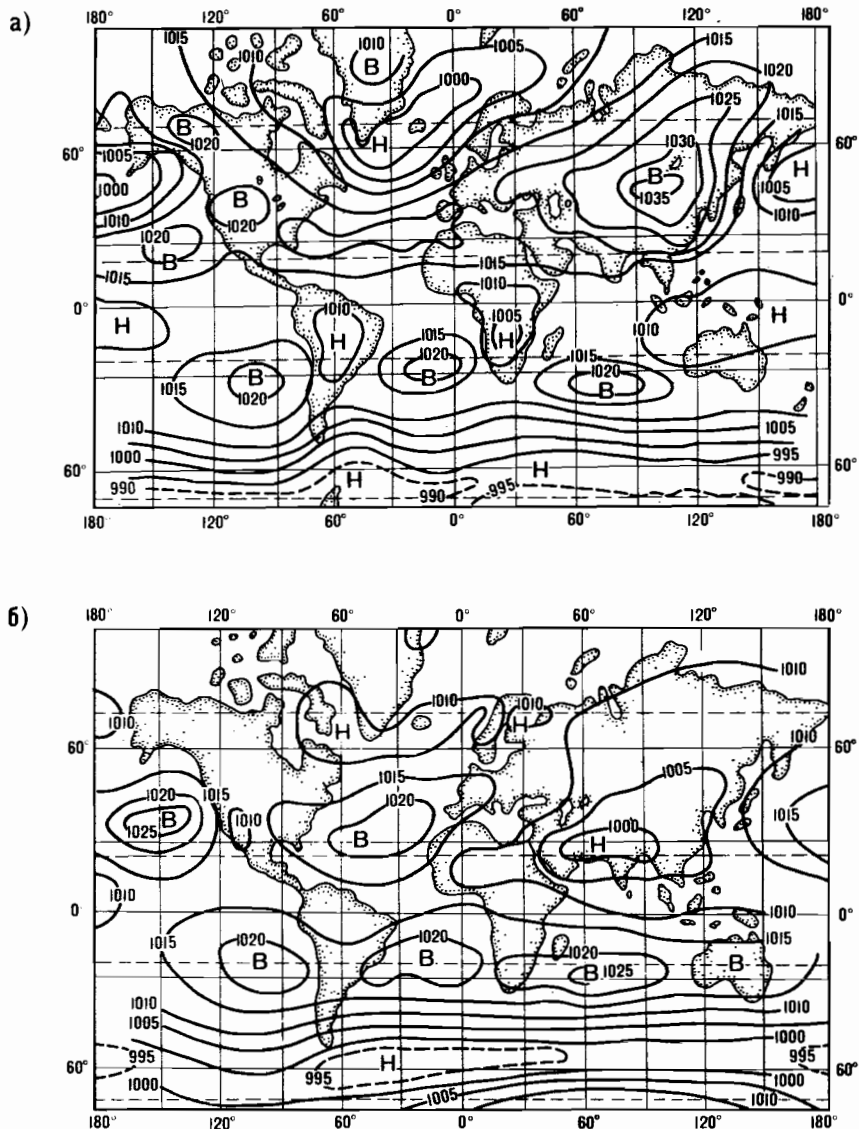


Рис. 8. Годовой ход среднего атмосферного давления:

1 — в северном полушарии (90—25° с.ш.);
2 — в экваториальной зоне (25° с.ш.—25° ю.ш.); 3 — в южном полушарии (25—90° ю.ш.)



обнаруживаются на картах только зимних или только летних месяцев. Первые называются перманентными (постоянными), а вторые — сезонными ЦДА.

К постоянным ЦДА относятся исландская депрессия, азорский максимум (антициклон), северотихоокеанский (гонолульский) антициклон, гренландский антициклон, южноатлантический и южно-индийский антициклоны, предантарктическая зона пониженного давления, арктический и антарктический антициклоны и экваториальная ложбина.

Сезонными ЦДА считают алеутскую зимнюю депрессию, средиземноморский зимний циклон, азиатский (сибирский) максимум, мексиканскую летнюю депрессию и др.

Наличие рассмотренных ЦДА на многолетних средних картах не означает вовсе, что в этих или иных местах планеты круглый год или весь сезон располагается одно и то же устойчивое барическое образование — циклон или антициклон. В действительности циклоны и антициклоны в атмосфере постоянно и достаточно быстро сменяют друг друга, перемещаясь из одних районов Земли в другие. Климатологические карты только позволяют выяснить преобладание одних форм барического рельефа над другими — циклонической деятельности над антициклонической и наоборот.

Детальное изучение закономерностей перестройки барического поля Земли (условия зарождения, эволюции и миграции ЦДА) является теоретической основой для краткосрочных и долгосрочных прогнозов погоды.

§ 9. Характеристики ветра

Ветер — горизонтальное перемещение воздуха относительно земной поверхности. Он характеризуется скоростью и направлением. Скорость ветра выражается в метрах в секунду, в километрах в час, в узлах или в баллах шкалы Бофорта.

Различают среднюю и мгновенную скорости ветра. На практике анемометрами измеряют именно среднюю (за 100 с) скорость ветра, так как мгновенная скорость испытывает сильные колебания.

Направление ветра определяется по его отклонению от меридиана места. В метеорологии за направление ветра принимается то направление, откуда дует ветер, т. е. угол между нордом истинным (компасным) и направлением, откуда дует ветер. На рис. 10 изображен вектор ветра север-северо-восточного направления (NNE, 22,5°).

Ветер изменив не только по скорости, но и по направлению. Поэтому направление ветра на судне определяют по вымпелам, флагам или «колдунчикам» и по компасу (пеленгатору) в градусах с точностью до 5—10° как среднее за 3—4 мин наблюдения.

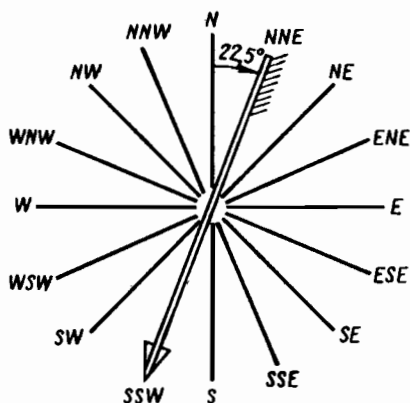


Рис. 10. Румбовая система отсчета горизонта

На гидрометеорологических картах, в справочниках и пособиях распределение повторяемости ветра по направлениям и скоростям чаще всего представляют в виде розы ветров. От начала полярных координат откладываются направления по румбам горизонта (8 или 16) отрезками, длины которых пропорциональны повторяемости ветров данного направления (концы отрезков иногда соединяют ломаной линией). Повторяемость штилей указывают числом (%) в центре диаграммы (в начале координат). При

построении розы ветров можно учесть еще и среднюю скорость ветра по каждому направлению, умножив на нее повторяемость данного направления. В этом случае роза ветров показывает не только преобладающие направления ветра, но и в условных единицах количество переносимого воздуха ветрами каждого направления.

Причины возникновения ветра. Ветер возникает вследствие неравномерного распределения атмосферного давления по поверхности Земли, т. е. вследствие наличия горизонтального барического градиента. Если бы давление воздуха во всех точках было одинаково, то ветра не было бы вообще. При неравномерности распределения атмосферного давления воздух стремится перемещаться из мест с более высоким давлением в места с более низким давлением.

Мерой неравномерности распределения давления является горизонтальный барический градиент. Воздух стремится двигаться от высокого давления к низкому по наиболее короткому пути — по направлению барического градиента, т. е. по нормали к изобарическим поверхностям. Следовательно, барический градиент есть сила, сообщающая воздуху ускорение, т. е. вызывающая ветер и меняющая скорость движения частиц воздуха — скорость ветра.

В метеорологии рассматривают силу барического градиента действующую на единицу массы:

$$G_r = - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} . \quad (11)$$

По направлению эта сила в каждой точке барического поля совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону убывания

давления. Для стандартной атмосферы ($\rho = 1,273 \cdot 10^{-3}$ г/см³) и среднего годового горизонтального барического градиента для Земли в 1—2 гПа/111 км получаем, что сила горизонтального барического градиента создает ускорение частицы воздуха около 0,1—0,2 см/с². Через час это ускорение разовьет скорость ветра 3—8 м/с.

Следовательно, на планете всегда есть условия для возникновения горизонтальных перемещений воздуха, т. е. ветра.

Только сила горизонтального барического градиента и приводит воздух в движение и увеличивает его скорость. Все другие силы, которые проявляются при движении воздуха, могут лишь замедлить движение и отклонять его от направления градиента.

Градиентный и геострофический ветер. Из формулы (11) следует, что направление силы горизонтального барического градиента совпадает с направлением самого градиента. Следовательно, направление градиентного ветра всегда совпадало бы с направлением барического градиента, если бы на частицу воздуха действовала только одна сила.

Известно, что все тела, движущиеся относительно земной поверхности, испытывают связанное с вращением Земли ускорение (*ускорение Кориолиса*), направленное перпендикулярно к вектору скорости вправо в северном полушарии и влево — в южном. Горизонтальная составляющая ускорения Кориолиса

$$K = 2\omega v \sin \varphi,$$

где ω — угловая скорость вращения Земли;

v — скорость ветра,

φ — географическая широта.

При средней угловой скорости вращения Земли $\omega = 2\pi \times 86164 \text{ с}^{-1} = 7,29 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ и скорости ветра 10 м/с на полюсах величина ускорения, сообщаемого воздуху отклоняющей силой вращения Земли, оказывается равной $1,5 \times 10^{-1}$ см/с² и, таким образом, является величиной того же порядка, что и ускорение, создаваемое в атмосфере барическими градиентами.

Самым простейшим видом движения воздуха является прямолинейное равномерное движение без трения. Такое движение называют *геострофическим ветром*. Поскольку движение предполагается равномерным, обе силы (градиента и силы Кориолиса) у равнове-

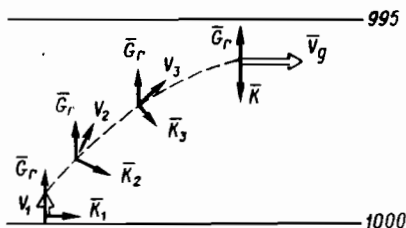


Рис. 11. Геострофический ветер

шиваются, т. е. равны по направлению и направлены взаимно противоположно (рис. 11):

$$2\omega v_g \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}. \quad (12)$$

Решая (12) относительно скорости геострофического ветра V_g , получим

$$v_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{dp}{dn}. \quad (13)$$

Для практических целей и для стандартной плотности воздуха скорость геострофического ветра (м/с) на уровне моря определяется из (13), выражая барический градиент в гПа на градус меридиана:

$$v_g = \frac{4.8}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n}. \quad (14)$$

Решения уравнения (14) для различных широт и барических градиентов приводятся в виде градиентных линеек на призмических синоптических (факсимильных) картах.

В случае криволинейных движений (в циклонах и антициклонах), но без действия силы трения на воздушный поток, кроме силы барического градиента и отклоняющей силы вращений Земли, начинает действовать центробежная сила C , равная

$$C = \frac{v_g^2}{r}, \quad (15)$$

где r — радиус траектории движущегося воздушного потока.

Установившееся горизонтальное движение воздуха по круговым изобарам при отсутствии сил трения называется *геоцикло-трофическим ветром* (рис. 12).

При установившемся движении равнодействующая всех сил равна нулю, поэтому соотношение ускорений этих сил можно записать следующим образом:

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} - 2\omega v_g \sin \varphi \pm \frac{v_g^2}{r} = 0, \quad (16)$$

где знак плюс у последнего члена относится к случаю антициклона, а минус — к случаю циклона.

Решение квадратного уравнения (16) относительно v_g имеет вид для циклона

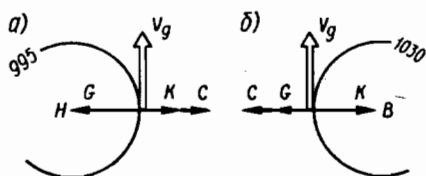


Рис. 12. Геоциклострофический ветер:
а — в циклоне; б — в антициклоне,

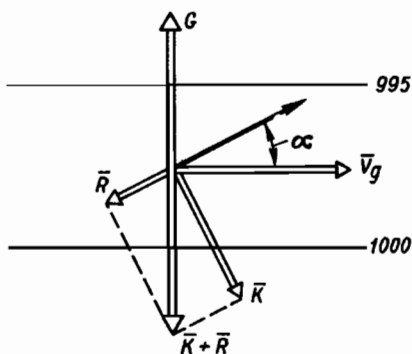


Рис. 13. Реальный ветер в случае
прямолинейных изобар

$$v_g = -\omega r \sin \varphi + \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn}}; \quad (17)$$

для антициклона

$$v_g = \omega r \sin \varphi - \sqrt{\omega^2 r^2 \sin^2 \varphi + \frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn}}. \quad (18)$$

Из формул (17) и (18) видно, что при одном и том же барическом градиенте скорость ветра больше в антициклоне, чем в циклоне. Однако горизонтальный барический градиент всегда больше в циклоне за счет меньших размеров самого вихря и скорость реального ветра больше в циклоне, чем в антициклоне.

Сила трения. Реальный ветер. В нижних слоях тропосферы (до 1,5 км) на движение воздуха действует еще одна сила — сила трения. Она вызывается прежде всего шероховатостью земной поверхности (рельеф, волны в море и пр.), а также вследствие турбулентности, тем большей, чем больше неустойчивость стратификации атмосферы.

Вследствие трения скорость реального ветра уменьшается у земной поверхности над сушей примерно вдвое, а над морем — на одну треть по сравнению со скоростью геострофического ветра, вычисленной по величине барического градиента.

Сила трения не только замедляет движение, но и изменяет направление этого движения от геострофического, так как установившееся движение воздуха возможно лишь тогда, когда сила горизонтального барического градиента будет уравновешиваться всеми силами, участвующими в движении.

Очевидно, что сила трения будет воздействовать на поток так, что вектор скорости реального ветра (черная стрелка на рис. 13) будет составлять с вектором геострофического ветра некоторый острый угол α , равный над морем 10—20°, а над сушей 25—30°.

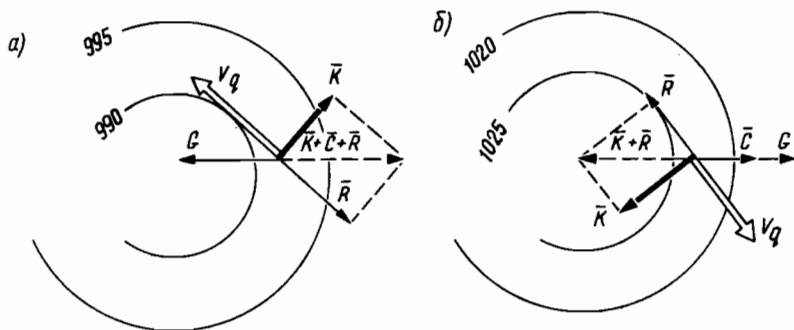


Рис. 14. Реальный ветер:

а — при циклонических; *б* — антициклонических изобарах

Для циклонических и антициклонических вихрей, где, кроме указанных сил, действует и центробежная сила, сила трения не совпадает по направлению с отклоняющей силой и сила барического градиента не лежит на одной прямой с ней (рис. 14).

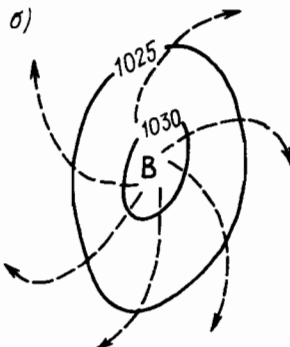
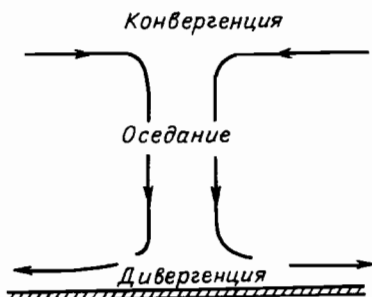
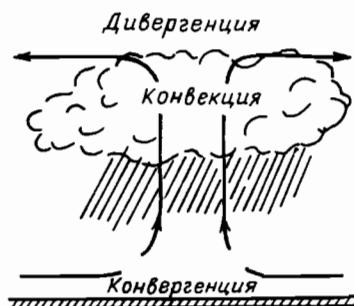


Рис. 15. Горизонтальные и вертикальные движения:

а — в циклонах; *б* — в антициклонах

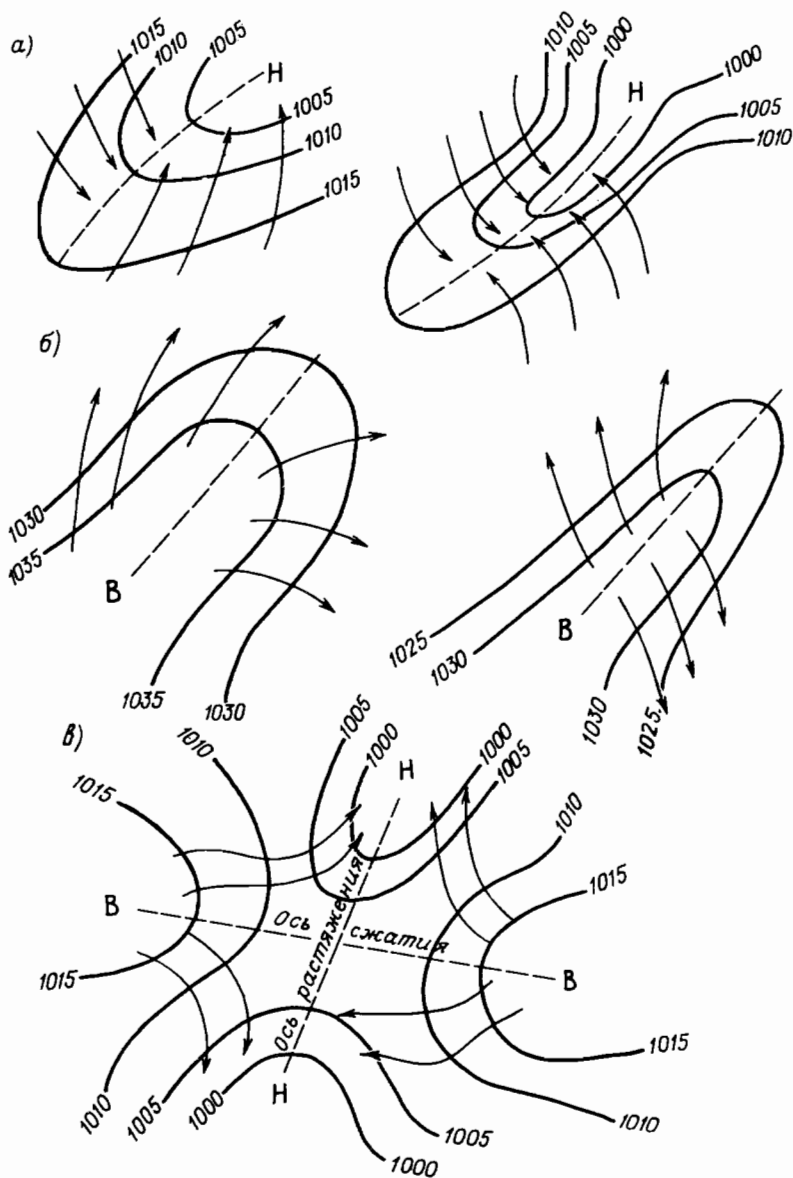


Рис. 16. Линии тока:
а — в широкой и узкой ложбине; б — в соответствующих гребнях; в — седловине

Как следует из рис. 14, в нижних слоях циклона ветер направлен против часовой стрелки (в северном полушарии), втекая от периферии к центру. В антициклоне, напротив, составляющая по изобарам будет направлена по часовой стрелке (в северном полушарии) и в целом движение направлено от центра к периферии.

Ориентировка в ветровом поле. В предыдущих параграфах были показаны мгновенные векторы ветра, которые не позволяют наглядно увидеть всю систему вертикальных и горизонтальных воздушных потоков в различных формах барического рельефа. Очень наглядно это можно показать с помощью линий тока — линий, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлением мгновенного вектора скорости ветра. По своей сути линии тока — это траектории, по которым движутся отдельные объемы (частицы) воздуха.

На рис. 15 и 16 линиями тока представлены преобладающие вертикальные и горизонтальные движения в циклонах и антициклонах и других формах барического рельефа.

В южном полушарии, где отклоняющая сила вращения Земли направлена влево от движения, линии тока будут направлены противоположно.

Еще в первой половине XIX в. была замечена основная закономерность распределения областей низкого и высокого давления и соответствующие этому распределению направления ветра. Найденная затем эмпирическая закономерность у моряков стала известна под названием правила Бейс-Балло или барического закона ветра, который гласит: если встать спиной к ветру, то область низкого давления будет располагаться слева и несколько спереди, а область высокого давления — справа и несколько сзади.

§ 10. Изменчивость ветра

Ветер является одной из важнейших характеристик состояния атмосферы, основные элементы которой подвержены годовым, суточным и другим периодическим и непериодическим колебаниям. Все движения воздуха в атмосфере всегда турбулентны, вследствие чего направление и скорости ветра обладают изменчивостью. Резкие колебания направления и скорости ветра называются порывами ветра, а особенно сильные из них — шквалами. При шквале ветер внезапно и кратковременно (несколько минут) резко усиливается (часто до штормового) и затем ослабевает. При этом, как правило, меняется и его направление. В подавляющем большинстве случаев шквалы связаны с атмосферными фронтами (особенно с холодными) и с кучево-дождевой облачностью на них.

Изменяется ветер и с высотой. С ростом высоты величина силы трения уменьшается и скорость ветра растет, а его направление все больше совпадает с направлением геострофического ветра, т. е. с изобарами. Теоретические расчеты показывают, что непосредственно в приводном слое (50 м) атмосферы скорость ветра возрастает пропорционально логарифму высоты, а направление его меняется мало.

Выше этого слоя скорость ветра резко возрастает, приближаясь к скорости градиентного ветра на высоте слоя трения (1000—1500 м).

Колебания интенсивности турбулентного обмена над водной поверхностью в течение суток обычно невелики, поэтому суточные колебания скорости и направления ветра в приводном слое незначительны и не превышают, как правило, 0,5 м/с. Кроме указанных, известно большое число воздушных течений небольшой горизонтальной протяженности, характерных для определенных географических районов. Это так называемые местные ветры. Они могут быть проявлением местных циркуляций либо представлять собой изменения крупномасштабных движений атмосферы под влиянием орографических особенностей местности. О местных ветрах подробно описывается в гидрометеорологических очерках лодий. Здесь мы приведем краткую характеристику наиболее известных периодических и местных ветров.

Периодические и местные ветры. Уже с середины XVII в. мореплавателям были известны в общих чертах закономерности в зональной структуре преобладающих ветров в Мировом океане. Современная наука дает объяснение этой закономерности в зональной структуре атмосферного давления по поверхности Земли (§ 8).

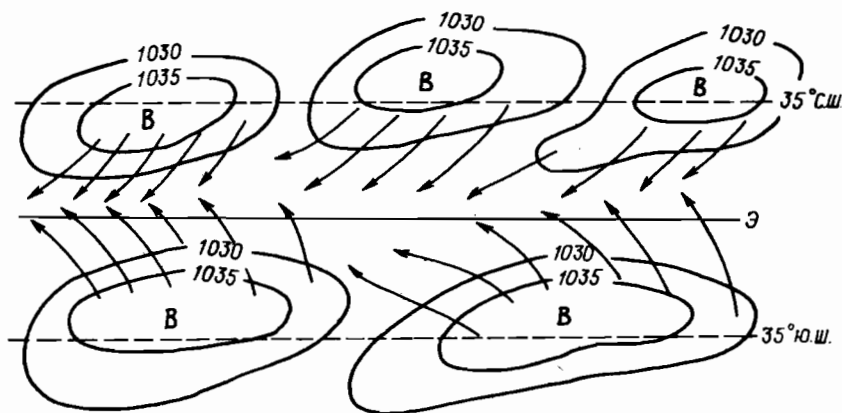


Рис. 17. Пассаты

Издавна известны морякам устойчивые в своем постоянстве или смене направлений ветры: пассаты, муссоны, бризы и др.

Пассаты — это устойчивые ветры тропиков северо-восточного в северном и юго-восточного в южном полушариях направлений, дующие на обращенной к экватору стороне субтропического центра действия атмосферы (рис. 17). Скорость пассатов невелика — в среднем 5—8 м/с у земной поверхности. Условия распределения атмосферного давления меняются в тропиках мало, поэтому пассаты обладают большой устойчивостью направления. Однако в течение сезона субтропический центр действия атмосферы может претерпевать определенные перестройки. Так, обычно над каждым океаном обоих полушарий в субтропиках формируется по одному антициклону. На ежедневных же картах погоды их может быть больше — часто два, иногда три над каждым океаном; над южной частью Тихого океана — до четырех. Вследствие этого пассаты обоих полушарий могут менять указанные выше направления. Аналогичное воздействие на направление пассатов может оказывать миграция центров субтропических антициклонов. Поэтому пассаты в одном и том же месте могут менять северо-восточное направление на восточное и юго-восточное, затем снова на северо-восточное и т. д.

Муссоны — сезонные ветры, наиболее выраженные и устойчивые в тропических широтах, возникающие из-за термической неоднородности океан—суша. Муссоны, как и все другие воздушные течения на Земле, связаны с циклонической деятельностью. Режим тропических муссонов заключается в сезонном изменении положения субтропических антициклонов и экваториальной депрессии. Устойчивость муссонов связана с устойчивым распределением атмосферного давления в течение каждого сезона, а их сезонная смена — с коренными изменениями в распределении давления от сезона к сезону. Суммарные барические градиенты резко меняют направление от сезона к сезону, а вместе с этим меняется и направление преобладающих ветров.

Если по обе стороны от экватора находится океан, то сезонные смещения субтропического центра действия атмосферы невелики и муссоны не получают особого развития, например над Тихим океаном.

Другое дело с материками. Над Африкой, например, атмосферное давление меняется от января к июню очень сильно. Над центральными районами Африки летом господствует область повышенного давления, а зимой — гребень азорского антициклона; над южной Африкой зимой — также антициклон, а летом — глубокая депрессия. В связи с этим направление барических градиентов над побережьем тропической Африки от сезона к сезону меняется резко в широкой зоне, что и является здесь причиной муссонных ветров.

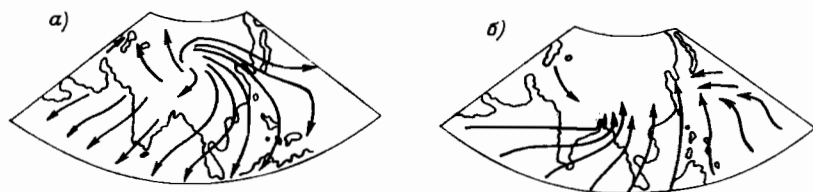


Рис. 18. Муссоны над Азией:

а — зимой; б — летом

Особенно ярко выражена муссонная циркуляция в бассейне Индийского океана, где сезонные изменения температуры полушарий здесь усилены огромным материком Евразии к северу от экватора, прогретым летом и сильно охлажденным зимой. Зимний муссон в бассейне Индийского океана называют северо-восточным, а летний — юго-западным. На востоке Китая и в Корее зимний муссон — северный или северо-западный, а летний — южный или юго-восточный. Это зависит от структуры барического поля и направления изобар и, следовательно, направления барических градиентов (рис. 18).

Бризы — реверсивные ветры побережий морей и океанов, имеющие полусуточную периодичность смены направления. Особенно ярко выражены бризы над побережьями в зоне действия субтропических антициклонов, где они наблюдаются во все сезоны года. В умеренных и высоких широтах бризы наблюдаются лишь в теплое время года. Например, на Черном, Азовском и Каспийском морях бризы наблюдаются с апреля по сентябрь.

Бризовая циркуляция объясняется перестройкой барического поля днем и ночью над сушей и морем. Термическая неоднородность моря и суши приводит к смене направления барических градиентов и, следовательно, к смене направления ветра (рис. 19).

Скорость морского бриза несколько выше скорости берегового и составляет 3—5 м/с (в тропиках до 8 м/с). Особенно отчетливо выражены бризы в ясную, безветренную погоду, что характерно для центральных районов антициклонов. Бризовая циркуляция захватывает слой тропосферы до 1—2 км по вертикали и распространяется в глубь моря или суши на десятки километров от береговой линии. Морской бриз снижает на 2—3° среднюю температуру воздуха и повышает влажность на 10—20 %.

Бора — сильный и порывистый ветер, дующий с невысо-

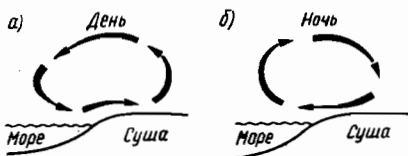


Рис. 19. Бризы:

а — морского; б — берегового

ких гор в сторону теплого моря. Бора относится к так называемым кататическим ветрам, связанным со стоком холодных плотных воздушных масс по склонам гор в сторону моря.

Ветры, подобные Новороссийской и Новоземельской боре, известны во многих других морях Мирового океана: Бакинский норд на Каспийском море, мистраль — на Средиземноморском побережье Франции, нортсер — в Мексиканском заливе (Мексика, США) и др.

Причиной бора является прохождение холодного фронта через прибрежные хребты. Холодный воздух резко переваливает через невысокие горы (особенно ветер усиливается на перевалах) и низвергается плотным потоком в сторону близкого теплого моря.

В проливах, узкостях, фиордах при плавании вдоль берегов, у мысов, оконечностей островов и пр. могут быть особенности ветрового режима, связанные с береговым (угловым) эффектом. Подробно об этих особенностях изложено в гидрометеорологических очерках лодий.

При образовании мощных кучево-дождевых (грозовых) облаков, что возможно в условиях особо сильной неустойчивости воздушных масс, могут зарождаться вертикальные вихри небольшого диаметра. Зарождающиеся вихри над морем называют смерчами, а над сушей — тромбами (в США — торнадо). Смерч имеет вид темного облачного столба диаметром в несколько десятков метров (торнадо — до 100—200 м), опускающегося в виде воронки от нижнего основания облака до поверхности воды или суши. Скорости ветра в смерче достигают 50—100 м/с и при сильной вертикальной составляющей могут вызвать катастрофические разрушения. Близость атмосферных фронтов может стимулировать процесс смерчеобразования, особенно в континентальном тропическом воздухе (в США в морском тропическом воздухе с Мексиканского залива).

Схема общей циркуляции атмосферы. Атмосфера Земли находится в постоянном движении. Воздушные течения отличаются как по скорости, так и по направлениям. Тесное взаимодействие с подстилающей поверхностью, свойства которой быстро меняются во времени и пространстве, приводит к тому, что мгновенная картина движения атмосферы оказывается необыкновенно сложной.

Построение средних ежедневных, сезонных и многолетних синоптических карт позволяет выявить общие (преобладающие) закономерности атмосферных движений. Система макромасштабных воздушных течений над земным шаром носит название общей циркуляции атмосферы.

Выявление основных закономерностей общей циркуляции атмосферы является научной основой как долгосрочных, так и краткосрочных прогнозов погоды.

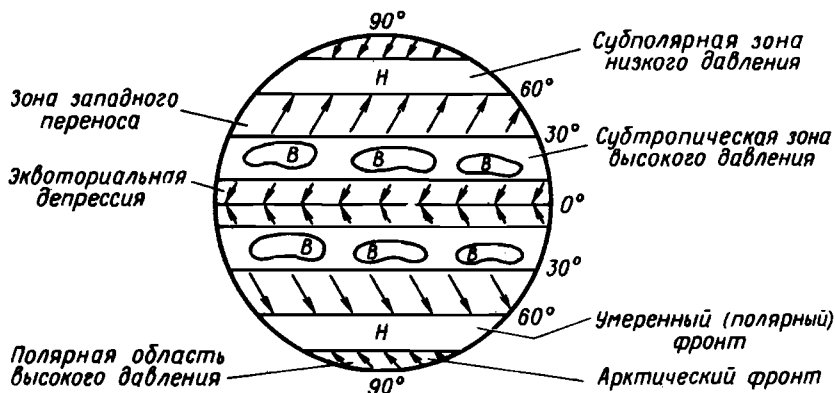


Рис. 20. Общая циркуляция атмосферы

В настоящее время установлено, что причиной устойчивых, сохраняющихся особенностей общей циркуляции атмосферы является зональность в распределении давления (§ 8) и связанная с ней циклоническая деятельность на планете.

Зональные переносы, проявляющиеся в тропосфере, характеризуются преобладающими восточными ветрами в тропической зоне (пассаты), западными ветрами в умеренных широтах и опять восточными в субполярных и полярных широтах (рис. 20).

Контрольные вопросы. 1. Каковы основные причины изменения атмосферного давления по вертикали и горизонтали? 2. Какие формы барического рельефа Вы знаете? 3. Как называются системы замкнутых изобар на средних многолетних барических картах? 4. Что такое геострофический ветер?

Глава IV

ОСНОВЫ СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

§ 11. Методы краткосрочного прогноза погоды

В настоящее время существуют два метода научного предсказания погоды на короткие сроки (1—3 сут): синоптический и численный (гидродинамический).

Синоптический метод составления прогнозов погоды базируется на построении и анализе синоптических карт, на которых выделяются отдельные объекты, каждому из которых свойственны определенные типы погодных условий.

Синоптический метод базируется на четырех главных научных принципах:

принципе физической логики, который утверждает, что синоптические объекты являются материальными телами, поэтому на них распространяются основные физические законы;

комплексности, согласно которому тип синоптического объекта определяется сочетанием значений метеорологических полей, что позволяет обнаруживать объекты на картах погоды и устанавливать продолжительность его воздействия на район плавания; временной последовательности, согласно которому синоптические объекты зарождаются, развиваются и отмирают;

трехмерности. По этому принципу объекты являются объемными телами, следовательно, для их изучения необходимо располагать значениями метеорологических полей не только по горизонтали, но и по вертикали.

Конечный результат анализа синоптических карт — прогноз погоды, носит вероятностный характер, так как при этом используются закономерности математической статистики.

Параллельно с широко практикующимся в отечественной и мировой практике синоптическим методом предсказания погоды интенсивно развивается гидродинамический (численный) прогноз. Теоретической базой его является построение математических моделей атмосферы и моделей взаимодействия океана и атмосферы. Задачей прогноза в этом случае является решение уравнений гидро- и термодинамики. Для составления уравнений математических моделей используются основные физические законы: закон сохранения количества движения, законы сохранения массы и энергии, законы газового состояния (Клапейрона — Менделеева) и др.

Несмотря на серьезные трудности (недостаточный объем и оперативность сбора гидрометеорологической информации, неудовлетворительную скорость операций современных вычислительных машин, а также несовершенство самих математических моделей), гидродинамический способ предсказания погоды постоянно усовершенствуется и вносит немалый вклад в развитие наук об океане и атмосфере Земли и, следовательно, в усовершенствование синоптического метода прогноза погодных условий.

Классификация синоптических карт. Из всех видов гидрометеорологической информации синоптические карты или их фотокопии, получаемые на судах с помощью фототелеграфного аппарата, являются наиболее информативными. Они характеризуются большим разнообразием, оперативностью и наглядностью.

Все синоптические карты подразделяются на два класса: карты фактической погоды (а н а л и з) и прогностические (п р о г н о з). Первые дают данные о погоде, которая была в действительности на какой-то срок, указанный на трафарете карты, вторые — об ожидаемой по мнению специалистов погоде (срок действия прогноза указывается на трафарете карты).

В свою очередь карты обоих классов делятся на два больших подкласса: карты *приземные* и *высотные* (карты барической топографии).

Приземные карты подразделяются на три подкласса: *основные*, *дополнительные* и *вспомогательные*. Основные приземные карты составляются по данным наблюдений гидрометеорологических станций (в том числе и судовых) для основных сроков наблюдений — (00, 06, 12 и 18 ч) по среднему гринвичскому времени (СГВ) в масштабе 1:150 000 000 и охватывают территорию, простирающуюся на 4000—5000 км в меридианальном и зональном направлениях.

Дополнительные (кольцевые) приземные карты составляются в промежуточные сроки (03, 09, 15 и 21 ч по СГВ) чаще всего в масштабе 1:50 000 000 и охватывают территорию 1000×1000 км. Они служат для уточнения информации и прогнозов погоды.

Вспомогательные карты разномасштабные и разнообразностей их большое количество: карты снежного покрова, карты особоопасных явлений погоды, гидрологические (карты температуры поверхности воды, ледовой разведки, волнения и пр.), карты облачности по данным спутников (карты нефелометрического анализа) и др. Сведения о режиме передачи их различными гидрометеорологическими центрами приводятся в расписании факсимильных передач. Высотные карты подразделяются на карты *абсолютной топографии* (АТ) и *относительной топографии* (ОТ).

Характеристика синоптических карт. Источниками метеорологической информации для составления приземных синоптических карт являются стационарные гидрометеорологические станции, создаваемые на суше; корабли погоды, плавающие и специально устанавливаемые в характерных точках Мирового океана на длительный период времени; попутные наблюдения на транспортных и промысловых судах; метеорографы, устанавливаемые на самолетах; метеорологические спутники Земли.

Наблюдения производятся в стандартные сроки наблюдений: 0, 6, 12, 18 ч по СГВ (основные) и в 03, 09, 15 и 21 ч (дополнительные). Результаты наблюдений кодируются международным метеорологическим кодом КН-01 и передаются в национальные и региональные центры погоды.

Приземные синоптические карты составляются по данным метеотелеграмм обратным раскодированием кода КН-01. При нанесении метеоданных на бланк карты ставится задача нанести как можно больше сведений о погоде по наибольшему количеству пунктов с сохранением наглядности карты и возможности правильного и незатруднительного ее чтения. Нанесение метеоданных на бланк карты (рис. 21) производится с помощью цифр и условных символов (рис. 22) с обязательным сохранением стандартного расположения их вокруг знака станции.

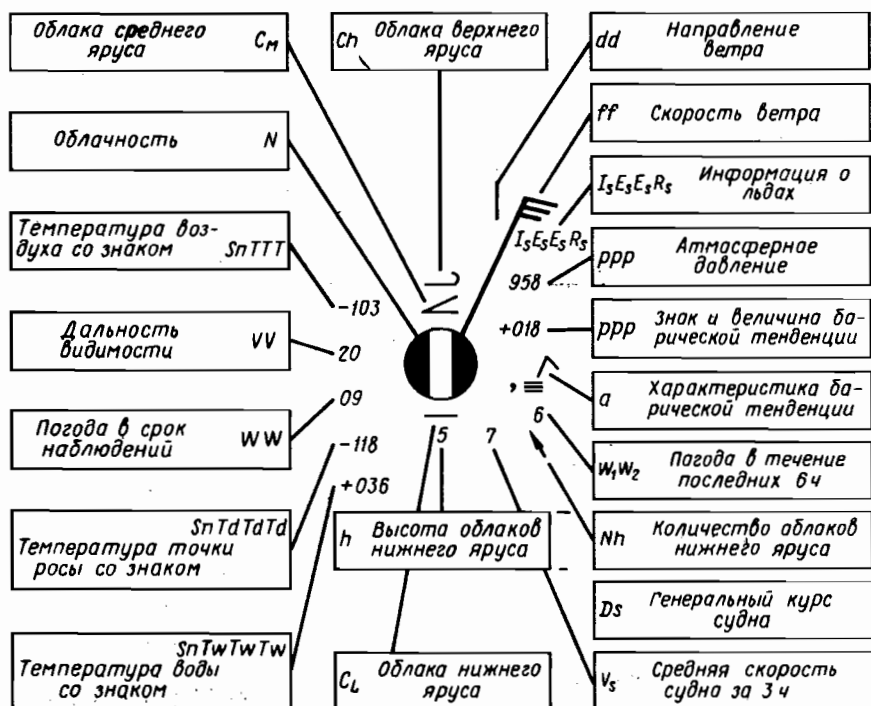


Рис. 21. Стандартная схема нанесения метеоданных на карту

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9		C_L	C_m	C_h	W	a	N	D_s	V_s	
00	○	○	○	○	∞	∞	S	§	ε	(S)	0				○	∧	○	-	0	
10	=	=	=	<	.)	(.)	(R)	∇	)	(	1	△	∠	→	●	∧	○	CB	1-5	
20	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	2	△	∠	→	●	∧	○	B	6-10	
30	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	⊖	3	△	∠	→	●	∧	○	ЮВ	11-15	
40	(=)	=	=	=	=	=	=	=	=	=	4	△	∠	→	●	∧	○	Ю	16-20	
50	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	5	△	∠	→	●	∧	○	ЮЗ	21-25	
60	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	6	△	∠	→	●	∧	○	З	26-30	
70	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	7	△	∠	→	●	∧	○	СЗ	31-35	
80	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	8	△	∠	→	●	∧	○	С	36-40	
90	△	△	△	△	△	△	△	△	△	△	9	△	∠	→	●	∧	○	?	>40	

Рис. 22. Таблица метеорологических символов

Цифрами на карту наносятся: vv — горизонтальная (метеорологическая) дальность видимости в цифрах кода; PPP — атмосферное давление в гПа с десятичными долями (цифрами кода); $s_n TTT$ — температура воздуха в целых градусах со знаком; h — высота облаков нижнего или среднего ярусов (в цифрах кода); $s_n Td Td Td$ — температура точки росы со знаком; PPP — барическая тенденция в гПа с десятичными долями; v_s — средняя скорость перемещения судна по генеральному направлению; $s_n T_w T_w T_w$ — температура воды со знаком; $I_s E_s E_s R_s$ — информация о ледовой обстановке в цифрах кода и N_h — количество облаков нижнего яруса.

Символами наносятся: N — общее количество облаков; WW — характер погоды в срок наблюдения; $W_1 W_1$ — погода между сроками наблюдений; C_L, C_m, C_h — форма облаков по ярусам; a — характеристика барической тенденции.

Данные о ветре наносятся стрелкой по принципу «ветер дует в компас», а скорость его наносится оперением стрелки: большое перо 4—5, малое 2—3 м/с. Генеральный курс указывается стрелкой рядом с величиной скорости хода (см. рис. 21).

Ориентиром при нанесении данных на карту являются параллели и меридианы. Бланки синоптических карт выполняются в конической проекции, поэтому при расшифровке (чтении) их необходимо разворачивать, особенно если станции расположены близко к линии обреза карты.

После нанесения всех данных на синоптическую карту на ней проводят линии равных значений метеозлементов. В первую очередь изобары — линии равных значений атмосферного давления на уровне моря. На отечественных картах изобары проводятся через 5 гПа, а в некоторых странах — через 4 гПа. Изобары на синоптических картах проводятся плавно, на их концах или при замкнутых изобарах в разрыве линий указывается давление.

Высотные барические карты составляются по результатам температурно-ветрового зондирования атмосферы с помощью шаров-пилотов, радиозондов, метеорологических ракет и искусственных спутников Земли.

Высотные карты строятся для определенных стандартных изобарических поверхностей: 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50, 30, 20 и 10 гПа. Вместо величины атмосферного давления на них указываются высоты

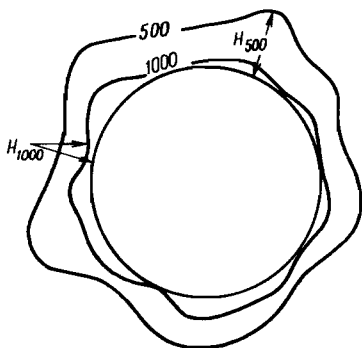


Рис. 23. Схема стандартных изобарических поверхностей 1000 и 500 гПа

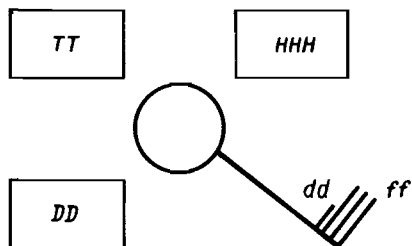


Рис. 24. Стандартная схема нанесения данных на карты AT_{500} и OT_{1000}^{500}

стандартных изобарических поверхностей (на картах абсолютной топографии AT) или превышения одной стандартной изобарической поверхности над другой (на картах относительной топографии OT , рис. 23).

Практический интерес для судоводителей транспортных судов представляют карты AT_{500} и OT_{1000}^{500} .

Линии равных высот (превышений) стандартных изобарических поверхностей носят название изогипс. Изогипсы на картах AT_{500} и OT_{1000}^{500} проводятся через 4 геопотенциальных декаметра (гп дкм). Изогипсы на картах абсолютной топографии AT_{500} позволяют судить о характере барического поля на высоте, близкой к 5 км. При этом системы замкнутых изогипс с высоким геопотенциалом на них соответствуют областям повышенного давления — антициклонам, а с низким геопотенциалом — циклонам. Изогипсы на карте OT_{1000}^{500} характеризуют термическое поле атмосферы на высоте около 5 км. Замкнутые области низкого значения геопотенциала соответствуют очагам холода, а высокого — очагам тепла.

Помимо величины геопотенциала, на карты AT_{500} и OT_{1000}^{500} наносятся данные о ветре (dd , ff), температуре ($ТТ$) и дефиците точки росы ($ДД$). Стандартная схема нанесения данных на барические карты представлена на рис. 24.

§ 12. Основные синоптические объекты

Задача составления прогноза погоды синоптическим методом сводится к решению двух основных вопросов: прогноза синоптического положения и непосредственного предсказания погодных условий, так как синоптический метод базируется на выделении в атмосфере отдельных объектов, каждому из которых свойственны определенные типы погодных характеристик.

Прогноз синоптического положения — это прогноз перемещения, эволюции и трансформации основных синоптических объектов: воздушных масс, атмосферных фронтов и барических систем (циклонов, антициклонов, ложбин, гребней и седловин). Каждый синоптический объект характеризуется строго определенными погодными характеристиками, поэтому в каждый отдельный момент времени погода в районе плавания соответствует погоде синоптического объекта, который установился над районом плавания. Характер ожидаемой в ближайшее время погоды будет

зависеть от того, сохранится ли данный объект над районом или же заменится другим синоптическим объектом.

Воздушные массы. Воздушные массы — это количества атмосферного воздуха в тропосфере, соизмеримые по площади с большими частями материков и океанов, обладающие приблизительной однородностью свойств (особенно температуры в горизонтальном направлении) и определенным типом стратификации, т. е. вертикального распределения температуры. Общность свойств воздушной массы определяется ее формированием над однородной подстилающей поверхностью и в однородных радиационных условиях. Области, где формируются указанные свойства воздушных масс, носят название очагов формирования. Для приобретения однородных свойств воздушной массе необходимо достаточно продолжительное время находиться над районом с однородной подстилающей поверхностью. В среднем процесс формирования воздушной массы заканчивается за 4—10 сут. Критерием окончания процесса формирования воздушной массы является постоянство средней суточной температуры ее.

Очагами формирования воздушных масс являются, как правило, регионы, занятые малоподвижными антициклонами (азорским, северотихоокеанским или сибирским) или устойчивыми депрессиями низкого давления, например исландской и алеутской депрессиями.

По выходу из очага формирования и перемещаясь в другие районы, воздушные массы соответственно изменяют (трансформируют) свои свойства. Однако непрерывность в изменении температуры и других свойств в горизонтальном направлении и достаточно малые горизонтальные градиенты воздушной массы при этом сохраняются длительное время. Основные метеорологические характеристики (температура, давление, плотность, влагосодержание) испытывают скачкообразные изменения только при переходе из одной воздушной массы в другую.

Свойства воздушной массы в значительной мере определяют погодные характеристики над занимаемой ею территорией. Смена воздушных масс в процессе циклонической деятельности приводит к непериодическим изменениям погоды.

Воздушные массы подразделяются либо по их наиболее общим термодинамическим характеристикам, либо по географическому положению очагов формирования.

Термодинамическая классификация воздушных масс. Согласно этой классификации воздушные массы подразделяются на теплые, холодные и местные (нейтральные). Теплыми называются такие воздушные массы, которые в данном месте охлаждаются; холодными — те, которые прогреваются; местными — такие воздушные массы, которые находятся в радиационном и термодинамическом равновесии с притоком тепла от солнца и свойствами подстилаю-

щей поверхности. Нейтральные воздушные массы день за днем сохраняют в общих чертах свои свойства, хотя по своему происхождению могут и не являться местными, а смещаться из одних районов в другие.

Местные, холодные и теплые воздушные массы могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми (§ 2). Предельная устойчивость в атмосфере имеет место в случае инверсии температуры во всем нижнем слое тропосферы. Наибольшая неустойчивость наблюдается при хорошо развитой конвекции, т. е. если вертикальный градиент температуры γ больше сухоадиабатического γ_a . Типично теплые, а также местные воздушные массы в холодное время года являются, как правило, устойчивыми. Напротив, типично холодные, а также местные воздушные массы в теплое время года являются обычно неустойчивыми и характеризуются повышенной турбулентностью и развитием конвекции с соответствующим облакообразованием.

Географическая классификация воздушных масс. Согласно этой классификации различают воздушные массы четырех широтных зон Земли: арктический или антарктический воздух (АВ), умеренный или полярный воздух (УВ, ПВ), тропический (ТВ) и экваториальный (ЭВ) воздух. В каждом из этих типов выделяют подтипы морской и континентальный (например, кАВ — континентальный арктический, мПВ — морской полярный воздух и т. д.). Иногда применяют детализированную географическую классификацию воздушных масс для разных областей Земли с указанием географического положения преобладающих очагов формирования: Средиземноморский воздух, Иранский воздух и пр.

Трансформация воздушных масс. Воздушные массы, перемещаясь из очагов формирования в другие области Земли, изменяют свои основные характеристики вследствие изменения свойств ПП (относительная трансформация), а при длительной задержке в новом географическом районе превращаются в воздушные массы другого основного типа (абсолютная трансформация). Скорость трансформации воздушных масс зависит от скорости перемещения и контрастности их термодинамических свойств и характера ПП, сезона года и т. д. Если поверхность моря теплее воздуха, то в этом случае приподнятый слой воздушной массы характеризуется неустойчивой стратификацией и потоки тепла и влаги направлены в атмосферу и, следовательно, скорость трансформации возрастает. Если, напротив, вода холоднее воздуха, турбулентное перемешивание замедляется и скорость трансформации падает. Особенно это заметно вдали от берега.

Переходные зоны между соседними воздушными массами, обладающими различными свойствами, называются **атмосферными фронтами**. Главной характерной чертой атмосферных фронтов являются большие значения горизонтальных градиентов: давления, температуры, влажности и др. Переходные зоны начинаются от поверхности Земли и простираются вверх до той высоты, где различия между воздушными массами стираются (обычно до верхней границы тропосферы). Ширина переходных зон у поверхности Земли обычно не превышает 80—100 км, а длина их может

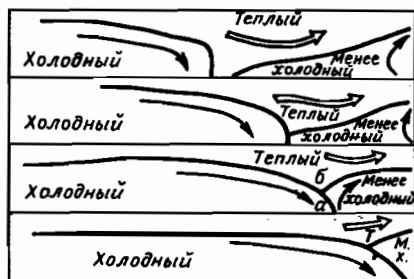


Рис. 25. Образование теплого фронта окклюзии:

а — нижний теплый фронт; б — верхний холодный фронт; аб — поверхность окклюзии

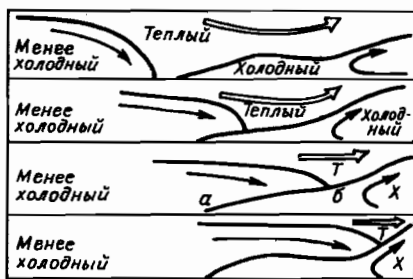


Рис. 26. Образование холодного фронта окклюзии:

а — нижний холодный фронт; б — верхний теплый фронт; аб — поверхность окклюзии

достигать тысяч километров. На синоптических картах атмосферные фронты обозначаются условными линиями в месте пересечения фронтальных поверхностей с уровнями поверхностями. Фронтальные поверхности имеют угол наклона с уровнями поверхностями не более 1° (обычно $30-40^\circ$). Величина угла на-

Таблица 2

Тип фронта или зоны	Обозначение на картах
Теплый	
Холодный	
Малоподвижный	
Окклюзии	
Вторичный теплый	
Вторичный холодный	
Размывание теплого фронта	
Обострение холодного фронта	
Линия конвергенции ветра	
Внутритропическая зона конвергенции (узкая зона между пассатами двух полушарий)	

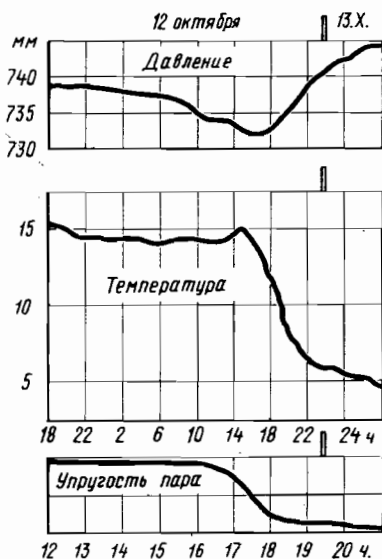


Рис. 27. Изменение метеорологических элементов при прохождении холодного фронта в Северном море 12—13 октября 1985 г.

лона зависит в основном от разности температур и скорости ветра в двух соседних воздушных массах: теплой и холодной.

Фронты между воздушными массами указанных выше основных географических типов называют главными атмосферными фронтами. Главные фронты: арктический (между арктическим и полярным воздухом), полярный (между полярным и тропическим воздухом) и тропический (между тропическим и экваториальным воздухом).

По термодинамическим свойствам атмосферные фронты между воздушными массами одного и того же географического типа подразделяются на теплые, холодные и малоподвижные (стационарные), которые могут быть основными, вторичными и верхними, а также простыми и сложными

(окклюдированными). Комплексные сложные фронты — фронты окклюзии образуются путем смыкания холодного и теплого фронтов при окклюдировании циклонов. Различают теплый фронт окклюзии, если воздух за холодным фронтом оказывается теплее, чем воздух перед теплым фронтом, и холодный фронт окклюзии, когда воздух за холодным фронтом холоднее, чем воздух перед теплым фронтом. Динамика образования фронтов окклюзии показана на рис. 25 и 26. В каждом фронте окклюзии различают нижний фронт — линию пересечения одной из фронтальных поверхностей с подстилающей поверхностью, верхний фронт — линию, вдоль которой граничат три воздушные массы и поверхность окклюзии — поверхность раздела двух холодных масс между нижним и верхним фронтами.

Облака и осадки фронтов окклюзии являются результатом объединения облачных систем и осадков теплого и холодного фронтов. Со временем нижняя граница облаков фронта окклюзии повышается, облачность постепенно размывается, осадки прекращаются.

Условные обозначения атмосферных фронтов показаны в табл. 2.

С атмосферными фронтами связаны особые явления погоды. С одной стороны, переход из одной воздушной массы в другую сопровождается резким колебанием метеорологических элементов (рис. 27). С другой стороны, восходящие движения воздуха во фронтальных зонах приводят к образованию обширных облачных систем, из которых выпадают осадки на больших площадях, а огромные атмосферные волны, возникающие в воздушных массах по обе стороны от фронта, приводят к образованию атмосферных возмущений — крупномасштабных вихрей — циклонов и антициклонов.

Таблица 3

Метеорологическое поле	Характерное распределение элементов	
	перед фронтом	при прохождении фронта и за фронтом
Форма изобар	Передняя часть неглубокой ложбины	Ось ложбины, за нею изобары со слабым циклоническим изгибом или почти прямые
Барическая тенденция	Обширная область падения с увеличивающимся изаллобарическим градиентом и резко выраженным очагом падения	Уменьшение изаллобарического градиента, часто падения сменяются небольшим ростом
Ветер	Вращение влево, усилие, порывистость	Вращение по часовой стрелке (вправо)
Температура	Зимой — медленное повышение, летом в области дождя — понижение	Повышение, иногда значительное
Разность между температурой и точкой росы	Уменьшается в области предфронтальных осадков	Уменьшение разности, часто до нуля
Облачность	Облака сменяются в порядке появления: <i>Ci—Cs—As—Ns</i>	При прохождении фронта и за фронтом <i>Ns—Sc—Ac</i>
Осадки	Ширина зоны обложных осадков 100—200 миль (зимой до 400 миль)	Моросящие, обширные зоны туманов
Видимость	Ухудшается в области осадков	Пониженная

Метеорологическое поле	Характерное распределение элементов	
	перед фронтом	при прохождении фронта и за фронтом
Форма изобар	Передняя часть узкой, хорошо выраженной ложбины	Ось ложбины
Барическая тенденция	Узкая область падения, вытянутая вдоль фронта	Овальная область роста с резко выраженным очагом
Ветер	Вращение влево до направления, параллельного линии фронта	Резкий поворот вправо, резкое возрастание скорости. Поворот ветра к N румбам
Температура	Высокая	Значительное понижение, за исключением случаев, когда за холодным фронтом поступают морские воздушные массы
Разность между температурой и точкой росы	Малая	Заметное уменьшение
Облачность	Непосредственно перед фронтом усиление конвекции, вызывающее переход слоистых облаков и разорванно-слоистых в мощно-кучевые облака	При прохождении фронта <i>Cb</i> , <i>Сu</i> , далее облака внутримассового происхождения с преобладанием кучевых форм
Осадки	Узкие зоны ливневых осадков вдоль линии фронта	За фронтом осадки ливневого типа в отдельных местах
Видимость	Резко ухудшена в зоне осадков. При прояснениях улучшается	Вне зоны осадков — отличная

Особенности атмосферной циркуляции складываются так, что атмосферные фронты постоянно размываются и возникают вновь. Вместе с ними формируются, меняют свои свойства (трансформируются) воздушные массы по обе стороны фронта.

Приближение атмосферных фронтов достаточно надежно можно проследить по некоторым признакам.

В табл. 3 приведены признаки теплого фронта, а в табл. 4 — холодного.

Циклоны и антициклоны. Атмосферные возмущения с низким давлением воздуха (минимальное давление в центре) и с циркуля-

цией воздуха вокруг центра против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном называются циклонами (см. рис. 12). По своей природе циклоны подразделяются на фронтальные (внетропические) и тропические.

Подавляющее большинство подвижных циклонов внетропических широт возникает на тропосферных полярных и арктических фронтах, причем в циклон вовлекаются обе воздушные массы, разделенные фронтами. Волновая теория объясняет механизм этого процесса возникновением на фронте динамически неустойчивых волн, причем в долине фронтальной волны зарождается и развиваются циклоны, а в гребне — антициклоны.

Мощные глубокие циклоны возникают путем последующей эволюции и слияния (объединения) подвижных фронтальных циклонов. Некоторое число циклонов зарождается в результате непосредственного воздействия теплой подстилающей поверхности. Это так называемые местные термические и низкие циклоны. Обычно воздействие подстилающей поверхности является дополнительным к фронтальному механизму. Обычно повторяемость и роль термических циклонов и атмосферной циркуляции очень ограничены.

Изобары в циклонах округлой, или овальной, или вообще неправильной формы. Большая ось (поперечник) циклона на приземной карте в начале развития внетропического циклона достигает 900—1000 км и может увеличиваться до нескольких тысяч в случае так называемого центрального циклона.

Повторяемость и глубина фронтальных циклонов зимой больше, чем летом. Над Северной Атлантикой и Европой в год зарождается около 60 серий циклонов, по несколько отдельных циклонов в каждой из них.

Циклоны перемещаются со средней скоростью 30—40 км/ч. Над океанической поверхностью скорость мало меняется в течение года, а над материками зимой она больше, чем летом. Скорость молодых циклонов может иногда достигать 80—100 км/ч. После начала окклюдирования скорость фронтальных циклонов убывает. Внетропические циклоны умеренных широт перемещаются в общем в направлении господствующего здесь западного переноса воздуха: от западной части горизонта к восточной.

Антициклоны — область повышенного атмосферного давления с замкнутыми концентрическими изобарами на уровне моря и с циркуляцией воздуха от центра по часовой стрелке в северном полушарии и против часовой стрелки в южном (см. рис. 12).

Изобары в антициклоне замкнуты до большей или меньшей высоты в зависимости от особенности распределения температуры. В низком холодном антициклоне изобары замкнуты лишь в самых низких слоях тропосферы, а в средней тропосфере (на картах Ат₅₀₀) повышенное давление не обнаруживается. Обычно в

средней тропосфере изобары разомкнуты и образуют гребень повышенного давления над западной частью приземного антициклона и ложбину пониженного давления над восточной холодной его частью. Высокий теплый антициклон сохраняет замкнутые изобары с антициклонической циркуляцией даже в верхней тропосфере. Таким образом, изогипсы на карте АТ₅₀₀ в низком антициклоне имеют волнообразную форму, а в высоком — замкнутую.

Давление в центре антициклона иногда достигает 1060—1070 гПа (над Азией зимой), но обычно оно ниже. Нередко антициклон бывает многоцентровым. Горизонтальные барические градиенты в антициклонах, как правило, меньше, чем в циклонах. Это объясняется большими горизонтальными (до 4000 км) размерами антициклонов. Центральные части антициклонов характеризуются штилевой погодой. Однако в северной части Тихого океана антициклоны в осенне-зимний период могут иметь сильный (до штормового) ветер.

Различают промежуточные антициклоны между циклонами циклонических серий и заключительные между циклоническими сериями. Скорость перемещения подвижных антициклонов составляет обычно 30—40 км/ч. Перемещаясь в общем с запада на восток, антициклоны отклоняются (сепарируются от циклонов) к низким широтам. Обычно подвижный антициклон с холодной передней (восточной) периферией и теплой тыловой (западной) частью, прогреваясь и усиливаясь, превращается со временем в теплый, высокий и малоподвижный антициклон. Этот процесс чаще всего происходит в низких широтах, где формируются мощные, высокие и теплые субтропические антициклоны. Стабилизация антициклонов происходит и в средних, и в высоких широтах.

В этом случае высокие блокирующие антициклоны нарушают общий западно-восточный перенос. Именно устойчивые, малоподвижные антициклоны являются наиболее важными очагами формирования воздушных масс.

Над холодной ПП (например, над ледяными полями) иногда зарождаются низкие холодные местные антициклоны, уже на небольшой высоте переходящие в область пониженного давления. В целом холодная поверхность моря является лишь фактором усиления и стабилизации подвижных антициклонов.

Стадии развития циклонов и антициклонов. Атмосферные возмущения внетропических широт — циклоны и антициклоны — возникают преимущественно на главных атмосферных фронтах, т. е. на фронтах между полярным (умеренным) и тропическим воздухом или между арктическим и полярным воздухом.

Лишь незначительная часть слаборазвитых и малоподвижных вихрей возникает под непосредственным тепловым воздействием ПП.

Возникновение на поверхности главных фронтов огромных волн с длинами порядка 1000 км и более может привести к разрыву температуры и ветра на фронте, а отклоняющая сила вращения Земли, действующая на воздушные потоки, способствует зарождению мезомасштабных вихрей — циклонов и антициклонов. При этом фронтальная поверхность и линия фронта на поверхности Земли испытывают волнообразные деформации. На одних участках (в гребнях волн) фронт отклоняется к низким широтам, а на других (в долинах фронтальных волн) — к высоким широтам. Воздушные течения при этом теряют зональный характер и возникают языки холодного и теплого воздуха — участки холодного и теплого фронтов. В долинах фронтальных волн развиваются циклонические движения и давление падает — образуются циклоны. Центральные части циклонов располагаются непосредственно на фронте, и фронт, таким образом, проходит через внутренние области циклонов. В передней части циклона фронт смещается к высоким широтам и имеет характер теплого фронта. В тыловой части циклона фронт перемещается к низким широтам и имеет характер холодного фронта. В то же время оба они являются участками одного и того же главного фронта. Свойственные фронтам системы облаков и осадков возникают и развиваются на соответствующих участках бывшего мало подвижного стационарного фронта (рис. 28).

Холодный фронт в углубляющемся циклоне движется быстрее теплого. Скорость перемещения холодного фронта составляет около 0,8 скорости геострофического ветра, а теплого — не более 0,65 ее величины. Вследствие этого несоответствия, во-первых, профиль волнообразного изгиба фронтальных поверхностей не будет симметричным: теплый и холодный фронты имеют выпуклость в одну сторону и, во-вторых, с ростом амплитуды возмущения теплый сектор циклона постоянно суживается, так как холодный фронт постепенно нагоняет теп-

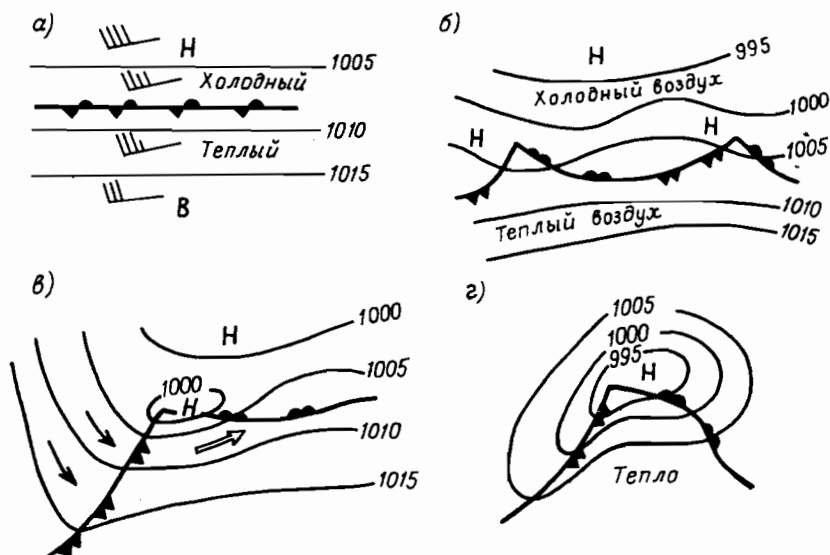


Рис. 28. Стадии развития внетропического циклона:

а — мало подвижный фронт на приземной карте погоды; б — волновые возмущения на мало подвижном фронте; в — образование циклона на стационарном мало подвижном фронте; г — молодой циклон

лый. В момент смыкания фронтов центральная часть циклона у земной поверхности заполняется холодным воздухом, а теплый воздух оттесняется в более высокие слои.

Это третья стадия развития циклона — стадия окклюзии. Стадия молодого циклона, длящаяся в среднем 12—24 ч, продолжается до тех пор, пока в центре циклона у земной поверхности остается теплый воздух.

Стадия окклюдирования циклона является стадией максимального развития: именно после начала ее скорость ветра в циклоне достигает максимального значения. В это время у подстилающей поверхности в циклоне наблюдается наиболее низкое давление и циклон становится высоким холодным барическим образованием. В дальнейшем наступает последняя (четвертая) стадия развития циклона — стадия заполнения: атмосферное давление растет, скорость ветра уменьшается и возмущение постепенно затухает.

Рассмотренная схема развития внетропических циклонов является типичной, но не обязательной во всех случаях. Зарождение циклонов возможно не только на стационарных, но и на медленно перемещающихся холодных, а иногда и теплых фронтах. Кроме того, после начала окклюдирования не обязательно следует стадия заполнения циклона. Если после окклюзии в циклоне остается некоторая вторичная термическая асимметрия вследствие разности температур холодного воздуха перед и за фронтом окклюзии, то возможно продолжение углубления циклона и после окклюдирования. Особенно часто это наблюдается тогда, когда холодный воздух в тылу циклона теплее, чем в передней части циклона.

Наиболее глубокие внетропические (фронтальные) циклоны со штормовыми ветрами возникают в тех случаях, когда в процессе циклогенеза участвуют воздушные массы трех основных типов: тропического, полярного и арктического. Например, если центр молодого циклона, зародившегося на полярном фронте, оказывается вблизи арктического фронта, то арктический воздух входит в область циклона и усиливает его термический контраст. В этом случае циклоны характеризуются особенной глубиной, большими барическими градиентами и соответствующими скоростями ветра. Такие циклоны чаще всего зарождаются в осенне-зимний период над Северной Атлантикой.

С процессом циклогенеза тесно связан и механизм развития антициклонов. По существу это единый процесс, связанный с длинными волнами на стационарном фронте.

Антициклоны зарождаются в гребнях сверхдлинных атмосферных волн на малоподвижном фронте. Анализ синоптических ситуаций показывает, что промежуточные антициклоны зарождаются в холодной воздушной массе за холодным фронтом последнего в серии циклона. В центральных частях антициклонов атмосферные фронты проходить не могут, хотя некоторая температурная асимметрия в них сохраняется. На перифериях антициклонов могут проходить линии атмосферных фронтов.

Антициклоны в процессе своего развития проходят три стадии: зарождения, максимального развития и разрушения. На пер-

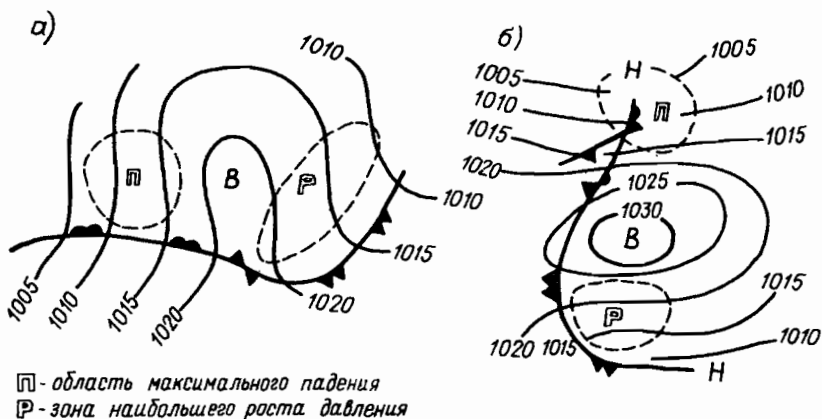


Рис. 29. Стадии развития антициклона:
а — стадия зарождения; б — стадия максимального развития

вой стадии своего развития антициклоны являются низкими барическими образованиями в виде гребней без замкнутых изобар. Адвективный рост давления обуславливается поступлением холодного воздуха впереди оси гребня (рис. 29, а). В стадии максимального развития антициклоны имеют несколько замкнутых изобар (рис. 29, б).

Заключительная стадия антициклонов (стадия разрушения) характеризуется термической симметрией: антициклон становится высоким барическим образованием.

Антициклоны занимают огромные площади материков или океанов (3000—4000 км в диаметре). Особенно мощные антициклоны формируются зимой над материками, а летом — в субтропических районах Тихого и Атлантического океанов. В большинстве случаев давление в центре антициклона над поверхностью составляет 1020—1030 гПа. Центральные области антициклонов характеризуются небольшими градиентами давления. К периферии градиенты возрастают и, следовательно, растут скорости ветра. Наибольшие скорости ветра чаще всего наблюдаются в северо-восточной и восточной перифериях антициклонов, наименьшие — в западной.

Антициклоны перемещаются в основном с запада на восток с меньшими, чем у циклонов, скоростями. Средние скорости движения антициклонов составляют 25—30 км/ч, но могут достигать и больших значений (50—80 км/ч). С развитием антициклонов скорости перемещения их падают, и они становятся малоподвижными барическими образованиями. Повторяемость антициклонов в теплую половину года над океанами больше, чем в холодную.

Рассмотренные схемы зарождения и развития циклонов и антициклонов отражают лишь главные их черты. В реальных условиях могут быть значительные отклонения от этих схем. Необязательно циклон проходит все четыре стадии развития. Начальная стадия его — стадия фронтальной волны — может иметь место на медленно перемещающихся холодных, а иногда и теплых фронтах. Вследствие вторичной термической асимметрии отличия могут быть и в последней стадии развития циклона, когда циклон может углубляться и после окклюзии вследствие разницы температур холодного воздуха перед и за фронтом окклюзии. Особенно часто это происходит в тех случаях, когда холодный воздух в тылу циклона теплее, чем в передней части его.

Углубление циклонов (нередко до 950—960 гПа) за счет вторичной термической асимметрии приводит к увеличению длительности жизни циклона.

Особенно глубокие циклоны со штормовыми ветрами зарождаются в тех случаях, когда в процессе циклонообразования участвуют воздушные массы трех основных типов: ТВ, ПВ (УВ) и АВ. Такие циклоны чаще всего зарождаются в холодное время над Северной Атлантикой и северо-восточной частью Тихого океана.

§ 13. Погодные условия основных синоптических объектов

Как уже указывалось (§ 12), каждый синоптический объект характеризуется строго определенными погодными характеристиками. Естественно, что в зависимости от конкретного географического района, сезона года, топографии местности, стадии развития и т. д. погодные условия основных синоптических объектов могут несколько отличаться от типовых. Однако эти различия практически невелики и не мешают типизации атмосферных процессов при анализе и прогнозе погоды, основанных на изучении перемещения и эволюции основных синоптических объектов.

Ранее указывалось, что по своим термодинамическим свойствам атмосферные фронты делятся на теплые, холодные и нейтральные. В свою очередь все они могут быть простыми и сложными (фронты окклюзии).

Погода на теплом фронте. Если фронт движется так, что холодный воздух отступает перед наступающим теплым воздухом, то такой фронт называется теплым. Продвигаясь вперед, теплый воздух устремляется по клину холодного воздуха вверх вдоль фронтальной переходной зоны. По мере подъема теплый воздух охлаждается в первую очередь в объемах, непосредственно прилегающих к холодному воздуху. Интенсивная конденсация водяного пара на границе фронтального раздела приведет к развитию преимущественно слоистообразных облаков. На рис. 30 показаны характерные погодные условия тропосферного теплого фронта.

Облачная система теплого фронта располагается впереди него, поэтому по характеру изменения облаков можно судить о приближении теплого фронта. Первым признаком приближения

теплого фронта служит появление перистых (*Ci*), когтевидных облаков, которые могут развиваться за 800 км до фронта. Развитие и уплотнение перистых облаков в перисто-слоистые (*Cs*) сопровождается падением атмосферного давления. Перисто-слоистые облака сменяются более плотными высокослоистыми (*As*), и более быстрое падение давления сопровождается усилением ветра и поворотом его влево. В холодное время года за 400 км до фронта из высокослоистых облаков могут выпадать осадки в виде снега или снежной крупы. Летом зона осадков сужается до 300 км, так как осадки в виде слабого дождя или мороси из *As* испаряются в теплом воздухе, не доходя до подстилающей поверхности.

Высокослоистые облака переходят в слоисто-дождевые (*Ns*) и слоистые (*St*), сопровождаемые, как правило, разорванно-дождевыми (*Frnb*) и разорванно-слоистыми (*Frst*). Слоисто-дождевые облака дают более интенсивные осадки, поэтому видимость ухудшается. Ухудшение видимости может быть вызвано и адвективными туманами внутри области осадков. Ширина зоны плохой видимости, вызванной осадками и туманами, достигает 100—200 миль. В холодную половину года условия плавания вблизи теплого фронта в умеренных и высоких широтах более неблагоприятны вследствие расширения зоны плохой видимости и возможного обледенения. При приближении к фронту падение давления и ветер усиливаются, за фронтом ветер отворачивает вправо и падение давления прекращается или замедляется.

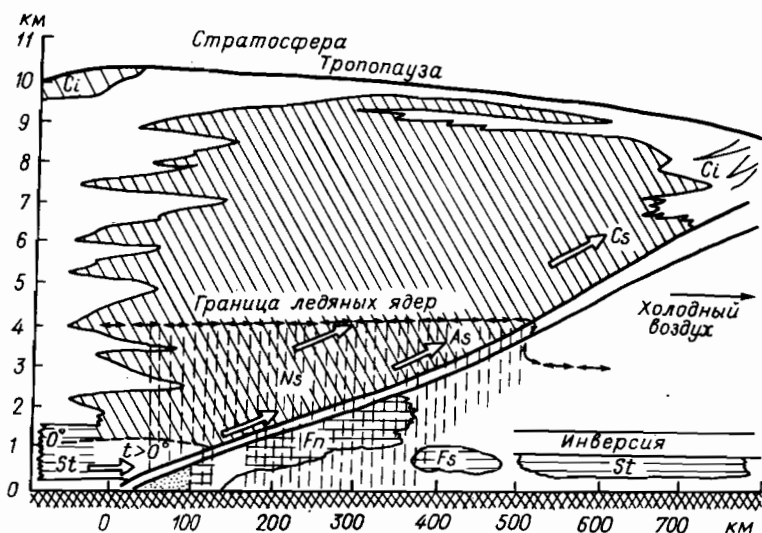


Рис. 30. Вертикальный профиль теплого фронта

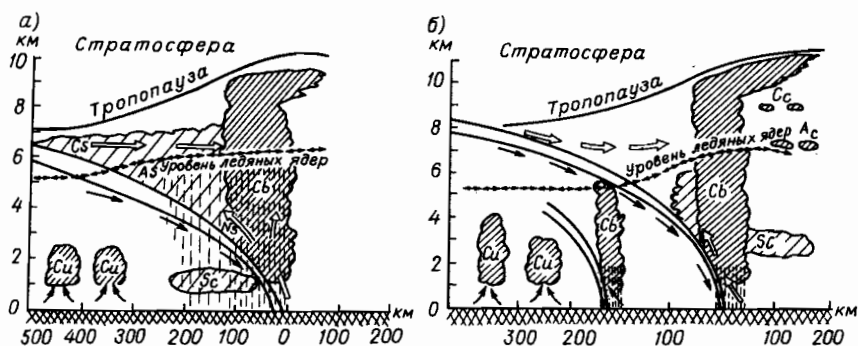


Рис. 31. Вертикальный профиль холодного фронта:

а — первого и б — второго рода

Погода на холодном фронте. Различают два типа холодных фронтов:

холодные фронты первого рода — медленно перемещающиеся или замедляющиеся фронты, которые нередко наблюдаются на периферии циклонов или антициклонов;

холодные фронты второго рода — перемещающиеся с большой скоростью или движущиеся с ускорением фронта. Они наблюдаются во внутренних частях циклонов и глубоких ложбин, перемещающихся с большими скоростями.

На холодном фронте первого рода теплый воздух достаточно медленно восходит вверх по клину холодного (рис. 31, а). Над зоной раздела воздушных масс образуются сначала слоисто-дождевые (*Ns*) облака, переходящие на некотором расстоянии за фронтом в высокослоистые (*As*) и перисто-слоистые (*Cs*) облака. Осадки выпадают непосредственно на линии фронта и за фронтом. Ширина зоны осадков обычно не превышает 50—120 миль. Летом над океанами в особо глубоких циклонах и зимой в передней части холодного фронта первого рода образуются мощные кучево-дождевые (*Cb*) облака, из которых выпадают ливневые осадки, сопровождающиеся грозами. Атмосферное давление перед фронтом резко падает, а за фронтом — растет. Одновременно с этим наблюдается поворот ветра влево перед фронтом и резкий его поворот вправо за фронтом. Особенно резко меняет ветер свое направление (иногда на 180°) тогда, когда фронт располагается вблизи оси узкой ложбины.

На холодном фронте второго рода быстрое движение холодного воздуха приводит к развитию интенсивного конвективного движения предфронтального теплового влажного воздуха и, следовательно, к мощному развитию кучевых (*Cu*) и кучево-дождевых (*Cb*) облаков (рис. 31, б).

На больших высотах (у тропопаузы) кучево-дождевые облака вытягиваются вперед на 50—80 миль от линии фронта. Передняя часть облачной системы холодного фронта второго рода наблюдается в виде перисто-слоистых (*Cs*), перисто-кучевых (*Cc*), а также чечевицеобразных высококучевых (*Ac*) облаков. Полезную и достаточно своевременную информацию о приближающемся холодном фронте можно получить с помощью судовых РЛС.

Атмосферное давление перед холодным фронтом второго рода падает медленно, а за линией фронта быстро растет. Ветер поворачивает влево, а за фронтом резко отворачивается вправо и нередко усиливается до штормового. Перед фронтом и на фронте выпадают ливневые осадки, возможны грозы. В теплое время года на некотором удалении от фронта (в холодной воздушной массе) возможно образование вторичного холодного фронта с ливневыми осадками и грозами.

Быстро перемещающиеся холодные фронты вызывают резкое понижение температуры воздуха, иногда на 10°C за 1—2 ч. За фронтом при прояснении и прекращении осадков видимость улучшается и может быть значительной, особенно в высоких (полярных) широтах в холодное время года.

Погода на фронтах окклюзии. Выше было показано, что сложные (комплексные) фронты образуются путем смыкания холодного и теплого фронтов при окклюзии циклона. В образовании фронта окклюзии участвуют три воздушные массы — теплая и две холодных. В случае когда холодная воздушная масса за холодным фронтом теплее, чем холодная масса перед фронтом, она, вытесняя теплый воздух вверх, одновременно сама будет натекать на переднюю, более холодную массу. Такой фронт называется фронтом теплой окклюзии (рис. 32, а). Наоборот, если воздушная масса за холодным фронтом холоднее воздушной массы

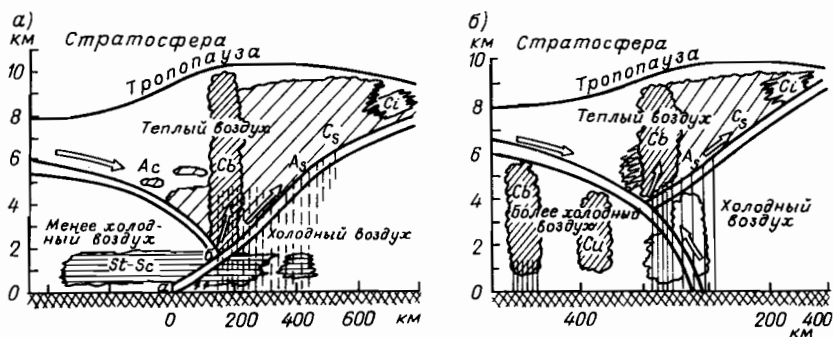


Рис. 32. Вертикальный профиль фронта:
а — теплой и б — холодной окклюзии

перед теплым фронтом, то этот воздух будет подтекать как под теплую, так и под переднюю холодную (относительно теплую) воздушную массу. Образовавшийся фронт носит название фронта холодной окклюзии (рис. 32, б).

В своем развитии фронты окклюзии проходят три стадии. Особенно сложные погодные условия на фронтах наблюдаются в момент смыкания теплого и холодного фронтов. Как видно из рис. 32, облачная система представляет собой сложное сочетание облаков, характерных как для теплого, так и для холодного фронтов. Предфронтальные обложные осадки из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков переходят в ливневые непосредственно в зоне фронта. Направление и скорость ветра при прохождении фронтов окклюзии меняются так же, как на простых фронтах. С течением времени теплый воздух вытесняется вверх (рис. 32) и фронт окклюзии постепенно размывается, вертикальная мощность облачной системы уменьшается и в облачном покрове появляются просветы. При этом слоисто-дождевая облачность постепенно переходит в слоистую, высокослоистая — в высококучевую, а перисто-слоистая, в свою очередь, — в перисто-кучевую. Эта перестройка облачных систем приводит к прекращению осадков.

Гидрометеорологические условия плавания в зонах фронтов окклюзии незначительно отличаются от условий плавания при прохождении простых фронтов: холодного или теплого.

Погода в циклонах и антициклонах. Обычно циклонический тип погоды связывают с пасмурной, с осадками и сильными ветрами погодой. Антициклон, напротив, отождествляют с малооблачной без осадков и слабыми ветрами погодой. Однако такое представление является весьма общим, во-первых, потому, что погодные условия в этих крупномасштабных вихрях зависят от сектора, где находится судно относительно их центров, и, во-вторых, от индивидуальных особенностей циклонов и антициклонов.

Погодные условия во внетропических циклонах определяются свойствами воздушных масс, интенсивностью циклонов и активностью фронтов, скоростями вертикальных движений воздуха, географическими особенностями района, сезоном года, свойствами подстилающей поверхности, стадией его развития и т. д.

Наиболее типичный циклонический характер погоды выражается в молодом циклоне. В этом случае выделяют три зоны с резко отличающимися условиями погоды (рис. 33). *Зона I* — передняя и центральная части циклона. Погодные условия здесь обуславливаются холодной устойчивой воздушной массой и приближающимся теплым фронтом. При быстром углублении циклона и значительной влажности воздуха образуются слоисто-дождевые облака (*Ns*), нередко захватывающие вершину теплого

сектора, из которых выпадают интенсивные обложные осадки. Зимой в таких случаях может наблюдаться резкое ухудшение видимости, а летом возможна гроза. При низких значениях влажности воздуха облачная система не успевает полностью развиваться, поэтому осадки в этом случае менее интенсивны и чаще носят морозящий характер.

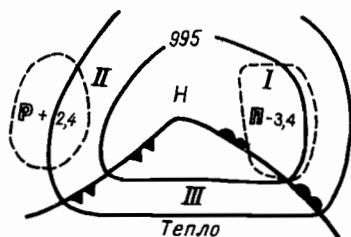


Рис. 33. Погода в циклоне

Зона II — тыловая часть циклона за холодным фронтом. Погода здесь обуславливается холодной неустойчивой воздушной массой и свойствами холодного фронта. При высокой влажности и значительной неустойчивости в этой зоне выпадают осадки и нередки грозы. В непосредственной близости от фронта ветер шквалистый, возможны смерчи. По мере прояснения (за линией холодного фронта) видимость улучшается и может быть значительной (особенно в холодное время года при плавании в полярных морях), атмосферное давление растет.

Зона III — теплый сектор между фронтами. Характер погоды здесь обуславливается теплой устойчивой воздушной массой: пасмурно, сплошная или значительная слоистая или слоисто-дождевая облачность, обложные и морозящие осадки, адвективные туманы, плохая видимость, умеренные и слабые ветры, низкое давление (ровный ход или слабое падение), высокие и длинные волны зыби, зимой возможно обледенение.

В молодом циклоне теплый воздух движется быстрее, чем перемещается сам вихрь, поэтому все новые и новые порции теплого воздуха притекают к циклону, опускаются по клину холодного воздуха в тылу его и восходят в передней части. Постепенно теплый сектор циклона суживается и наступает момент, когда движущийся быстрее холодный фронт (скорость его движения составляет 0,8 скорости геострофического ветра) нагоняет теплый и смыкается с ним. Центральные районы циклона у поверхности земли заполняются холодным воздухом, а теплый сектор оттесняется в более высокие слои. Это и есть процесс окклюзии циклона.

В окклюдированном циклоне можно выделить зоны преобладающих условий погоды аналогично типизации ее в молодом циклоне. В отличие от молодого циклона теплый сектор в окклюдированном циклоне либо полностью отсутствует, либо располагается на периферии циклона. Поэтому в окклюдированном циклоне практически выделяют лишь две зоны преобладающих условий погоды: обширная передняя область циклона перед фронтом окклюзии и тыловая часть за фронтом окклюзии. Условия погоды здесь определяются свойствами воздушных масс по обе стороны от фронта окклюзии. Характер погоды в передней части окклюдированного циклона в холодное время года определяется теплым фронтом окклюзии, а в теплое время года — холодным фронтом окклюзии. Условия погоды

в тыловой части окклюдированного циклона схожи с условиями погоды в тыловой части молодого циклона. По мере заполнения циклона зона осадков распадается на отдельные участки, фронты размываются, и условия погоды постепенно выравниваются во всех секторах циклона.

Скорость ветра в циклоне достигает максимума сразу же после начала окклюдирования. Область наибольших скоростей ветра располагается на расстоянии $1/3$ радиуса вихря вблизи холодного атмосферного фронта.

Начало окклюдирования циклона является поворотным моментом в его развитии. Барическая депрессия достигает наибольшей глубины у земной поверхности и циклон становится высоким холодным барическим образованием. В дальнейшем наступает стадия заполнения циклона: атмосферное давление начинает расти, скорость ветра уменьшается, количество изобар уменьшается от срока к сроку.

Погода в антициклоне. Во внетропическом антициклоне различают шесть типов погоды (рис. 34).

Центральная часть антициклона характеризуется двумя типами погоды: основным (I) и дополнительным (II). Интенсивные нисходящие движения воздуха (оседание) в центральной части антициклона приводят к тому, что здесь преобладает ясная, малооблачная погода, слабые ветры или штили, морозная зимой и жаркая (теплая) летом. Но если антициклон находится в своей последней стадии — стадии разрушения, то под слоем инверсии, вызываемой адиабатическим нагреванием опускающегося воз-

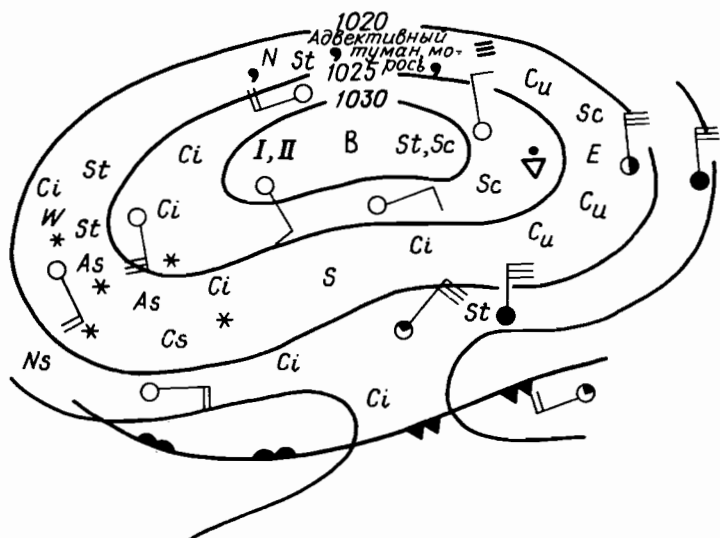


Рис. 34. Погода в антициклоне

духа, может наблюдаться значительная и сплошная облачность слоисто-кучевых и слоистых форм (*Sc*, *St*), нередко туманы, над крупными промышленными городами — смог. В зимнее время здесь умеренная холодная погода со слабыми снегопадами. Летом при дополнительном типе нередко наблюдается душная, влажная погода.

Погодные условия на перифериях хорошо развитых антициклонов сходны с условиями погоды в примыкающих к ним секторах соседних циклонов. Например, восточная (*E*) периферия антициклона примыкает к тыловой части циклона за холодным его фронтом, поэтому здесь могут развиваться кучевообразные облака, возможны ливни, грозы, порывистый и шквалистый ветер и т. д. Западная (*W*) периферия, напротив, примыкает к передней части циклона, и погода здесь будет обуславливаться холодной устойчивой воздушной массой и приближающимся теплым фронтом. Перистые облака сменяются перисто-слоистыми, затем высокосоистыми и, наконец, слоистыми и слоисто-дождевыми. В холодное время года здесь нередко выпадает снег. Северная периферия антициклона, как правило, примыкает к теплому сектору циклона и в этих районах наблюдаются низкие (400—800 м) слоистые и слоисто-дождевые облака с морозящими и обложными осадками, нередко адвективные туманы, особенно в районах теплых океанских течений. В южной части наблюдаются перистые, перисто-слоистые, а иногда высокосоистые и слоистые облака, обусловленные северной частью циклона или его теплым фронтом.

Малоподвижные и длительное время существующие антициклоны отличаются наличием накапливающихся фронтальных разделов на западной периферии, которые обладают большими термодинамическими градиентами, а следовательно, и сильными ветрами, мощными облачными системами, осадками, грозами.

Признаки приближения циклонов и антициклонов. Уверенная ориентировка в барическом поле позволяет судоводителю сделать правильное заключение о характере текущей погоды и с определенной степенью достоверности определить ее возможные изменения в ближайшее время.

Используя барический закон ветра (правило Бейс-Балло), несложно определить свое местоположение в барическом поле района плавания. Для этого необходимо знать величину атмосферного давления, скорость и направление ветра. Определив направление на центр циклона или антициклона, можно ответить на вопрос: находится ли судно в области циклона или антициклона. С этой целью необходимо оценить общий характер погоды, учесть абсолютную величину давления (в некоторых случаях), определить характер барической тенденции. Падение давления, например, означает либо приближение циклона, либо его углуб-

ление, либо выход судна на периферию антициклона. Во всех указанных случаях погода будет ухудшаться.

Приближение циклона и, следовательно, общее резкое ухудшение условий плавания достаточно своевременно и надежно оценивается по характеру волнения моря (волны зыби перемещаются с той точки горизонта, откуда идет циклон), по признакам приближения теплового фронта циклона (§ 12).

Циклоны и антициклоны перемещаются под действием движения воздушных масс в 3—5-километровом слое тропосферы и изменения поля давления. Давление в центре циклона (глубина циклона) зависит от стадии его развития и изменяется в пределах от 1010 до 970 гПа.

Ветер в циклоне у поверхности океана дует в направлении против часовой стрелки (в южном полушарии — наоборот), отклоняясь от изобары в сторону низкого давления в среднем на 10—15°. Градиент давления от центральной части циклона к периферии сначала растет, а затем убывает. Наибольшие барические градиенты чаще наблюдаются в передней и тыловой частях циклона, обычно в южном и западном квадрантах. Скорость ветра в циклоне соответственно изменениям градиента колеблется в широких пределах. В центре циклона ветер слабый (нередко штиль), а в южной и западной четвертях наиболее сильный. К периферии скорость ветра ослабевает.

Температура воздуха в циклоне зависит от стадии его развития. В стадии фронтальной волны (стадии зарождения) температура воздуха в северной половине циклона ниже, чем в южной, так как через центральную его часть в этой стадии развития проходит фронт, разделяющий холодную и теплую массы воздуха.

По мере развития циклона холодный воздух вытесняет теплый из южной половины циклона, и в конце своего развития (в стадии окклюдирования) холодный воздух занимает всю область циклона у поверхности моря.

Над океанами перемещение циклонов чаще всего происходит с юго-запада и запада на северо-восток и восток. Перемещение их с севера на юг и с юга на север наблюдается значительно реже. Повторяемость циклонов зависит от географического района и времени года. В среднем над океанами повторяемость циклонов зимой больше, чем летом, но эти сезонные различия невелики. На рис. 35 показаны основные пути циклонов Мирового океана.

Скорость перемещения циклонов меняется в широких пределах. Обычно она составляет 40—50 км/ч, но нередко случаи, когда циклон в течение нескольких суток является малоподвижным.

Давление в центре антициклонов в среднем составляет 1020—1030 гПа. В очень редких случаях давление в центре антициклона над океаном превышает 1040 гПа.

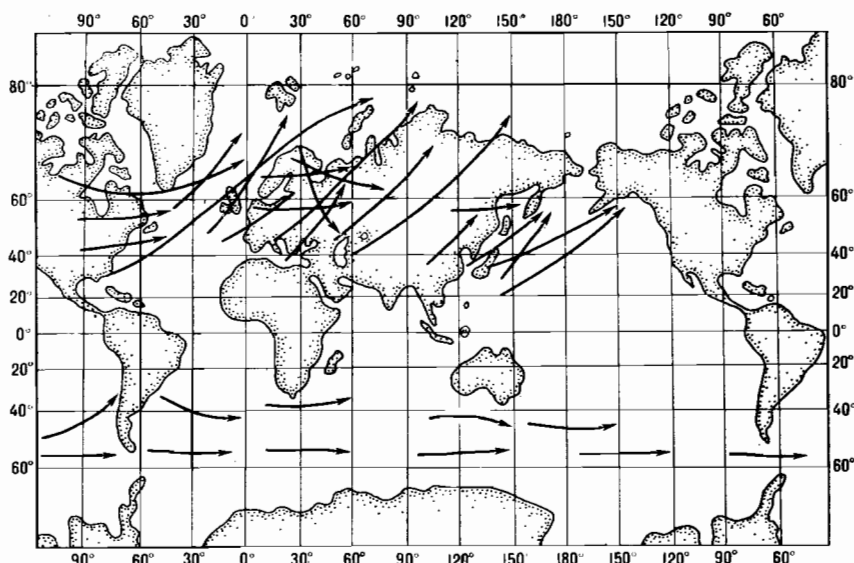


Рис. 35. Основные пути движения циклонов

Барические градиенты небольшие (из-за больших размеров антициклонов), особенно в центральной части. К перифериям градиенты растут. В соответствии с этим скорость ветра возрастает от центра антициклона к его перифериям. Наибольшие скорости ветра чаще всего наблюдаются в передней (обычно северо-восточной) части антициклона, а наименьшие — в тыловой (обычно западной) части.

Основные траектории антициклонов проходят с запада на восток с небольшой южной составляющей. Повторяемость их в теплую половину года над океанами больше, чем в холодную. Антициклоны перемещаются с меньшими скоростями, чем циклоны. Обычно их скорость не превышает 15—18 уз, но в отдельных случаях может достигать 40—50 уз. По мере развития антициклона скорость его перемещения уменьшается и он становится малоподвижным барическим образованием.

§ 14. Местные признаки погоды

Многолетний опыт наблюдения за элементами погоды и характером их смены позволяет судоводителю сделать верное заключение не только о физических процессах, происходящих в данный момент в атмосфере, но и достаточно надежно предсказать погоду на ближайшее время. Местные признаки погоды основаны на продолжительном опыте в изучении воздушных масс, атмосферных фронтов, циклонов и антициклонов. Постоян-

ные наблюдения за метеорологической обстановкой на море позволяют судоводителям не только уточнить получаемые прогнозы, но и достаточно надежно самостоятельно определить ожидаемые изменения погоды тогда, когда по тем или иным причинам на судне не принимаются прогнозы.

Прогнозирование погодных условий по местным признакам или уточнение полученных прогнозов с учетом собственных наблюдений за элементами погоды включает следующие основные операции:

выполнение полного комплекса гидрометеорологических наблюдений;

анализ наблюдаемых явлений погоды, а также их связь с развивающимися в настоящее время процессами в океане и атмосфере;

выявление характерных признаков (чередование форм облаков, оптических и других явлений и т. д.) приближения атмосферных фронтов, циклонов и антициклонов;

определение по выявленным признакам, какая погода придет на смену существующей.

При этом руководствуются следующими правилами:

надежность прогноза тем выше, чем больше количество признаков указывает на изменение или сохранение данного типа погоды;

не может являться безусловным предвестником того или иного явления только один, пусть даже характерный признак;

в случае когда несколько признаков противоречат друг другу, следует ожидать неустойчивую погоду;

чем медленнее происходит изменение явления, избранного в качестве местного признака, тем медленнее будет происходить изменение характера погоды.

Многолетний опыт многих поколений судоводителей выделил целый ряд признаков изменения погоды.

Ухудшение погоды. Приближения теплого фронта циклона с ненастной погодой и свежим ветром через 6—12 ч:

1) постепенное понижение атмосферного давления;

2) появление и развитие волн зыби;

3) появление быстро движущихся от горизонта перистых когтевидных облаков, которые постепенно сменяются перисто-слоистыми, переходящими в более плотный слой высокостроистых облаков;

4) движение перистых и перисто-слоистых облаков вправо от направления ветра в приводном слое;

5) повышенная дальность видимости, увеличение рефракции — появление предметов из-за горизонта, миражи, повышенная слышимость звуков в воздухе;

6) дым из трубы стелется понизу;

7) появление оптических явлений (гало и венцов малых размеров) в перисто-слоистых и высокослоистых облаках, сильное мерцание звезд ночью;

8) ярко-красная утренняя заря;

9) отсутствие в летнее время ночной и утренней росы;

10) вечером Солнце заходит в сгущающиеся облака.

Признаками приближения холодного фронта, грозы и шторма за 1—2 ч до его начала являются:

1) резкое падение атмосферного давления;

2) появление перисто-кучевых, высококучевых башенковидных и чечевицеобразных облаков;

3) неустойчивость (порывистость и шквалистость) ветра;

4) появление сильных помех в радиоприеме;

5) на экране радиолокатора отчетливо обнаруживается вытянутая полоса облаков с зоной осадков;

6) появление в море характерного шума со стороны приближающихся грозы или шквала;

7) резкое развитие кучево-дождевых облаков.

Улучшение погоды. После прохождения теплого фронта или фронта окклюзии можно ожидать прекращения осадков и ослабления ветра в ближайшие 4 ч:

1) прекращение падения давления (барическая тенденция становится положительной);

2) постепенное рассеивание облачности (появление просветов, увеличение высоты облаков, переход слоисто-дождевых облаков в слоисто-кучевые и слоистые);

3) поворот ветра вправо и его ослабление;

4) рост температуры (в холодное время года);

5) понижение абсолютной и относительной влажности;

6) затухание волнения на море;

7) появление над морем (при температуре воды ниже температуры воздуха) полос тумана.

После прохождения холодного фронта второго рода можно ожидать прекращения осадков, изменения направления ветра и прояснения через 2—4 ч:

1) резкий рост атмосферного давления;

2) резкий поворот ветра вправо;

3) резкое изменение в характере облачности (рассеивание облаков, увеличение высоты и увеличение просветов);

4) при прояснении резкое увеличение дальности видимости;

5) понижение температуры воздуха;

6) ослабление помех в радиоприеме.

Общие признаки сохранения характера погоды на ближайшие 8—12 ч:

1) повторение в сроки наблюдений метеозлементов прошедшего дня;

2) сохранение в течение прошедших суток вида облачности, видимости, характера осадков, цвета неба, окраски зари, состояния поверхности моря, типа и характера волнения, оптических явлений и пр.

Признаками хорошей антициклонической погоды со слабым ветром или безветрием, небольшой облачностью и хорошей видимостью в течение ближайших 12 ч являются:

- 1) высокое атмосферное давление или не меняется, или растет;
- 2) в прибрежной полосе отчетливо заметны бризы;
- 3) появление по утрам отдельных перистых облаков, которые к полудню исчезают;
- 4) утром и вечером дым из трубы на малом ходу поднимается вертикально вверх;
- 5) появление росы на палубе и других предметах ночью и к утру;
- 6) деформация диска Солнца при восходе и заходе;
- 7) розовые и золотистые оттенки зари;
- 8) наблюдение сухой мглы у горизонта;
- 9) Солнце опускается за чистый горизонт;
- 10) зеленоватый цвет при мерцании звезд ночью.

Признаками сохранения в ближайшие 6 ч и более плохой погоды (пасмурной, с осадками, сильным ветром, плохой видимостью) являются:

- 1) низкое или понижающееся атмосферное давление;
- 2) большие и мало меняющиеся в течение суток значения абсолютной и относительной влажности воздуха;
- 3) сохранение слоисто-дождевой и кучево-дождевой облачности;
- 4) понижение летом температуры воздуха, а зимой — ее повышение;
- 5) сохранение свежим ветром своей силы и направления.

§ 15. Тропические циклоны

Атмосферные возмущения возникают и в тропиках. В подавляющем большинстве случаев это слабые тропические депрессии, часто даже без замкнутых изобар, возникающие в виде волновых возмущений во внутритропической зоне конвергенции (ВТЗК) на тропическом фронте. В этих случаях (примерно в одном из десяти), когда ВТЗК в летнее полугодие наиболее далеко отодвигается от экватора, например районы Филиппинских островов и Южно-Китайского моря, Бенгальского залива и Аравийского моря, Карибского моря и Больших Антильских островов, районы Маскаренских островов в Индийском океане и островов Новые Гебриды и Самоа в Тихом океане, здесь возможно зарождение циклонов, в которых ветры достигают силы тропического шторма (8 баллов и более) или урагана (12 баллов).

Тропические циклоны на приземных картах погоды обнаруживаются в виде сгустка concentрических изобар, размер которых колеблется от 100 до 500 миль (рис. 36).

Глубина тропических циклонов в период максимального развития составляет 960—950 гПа и менее (рекордно низкое давление 877 гПа зафиксировано 24 сентября 1958 г. в тайфуне «Ида» на западе Тихого океана).

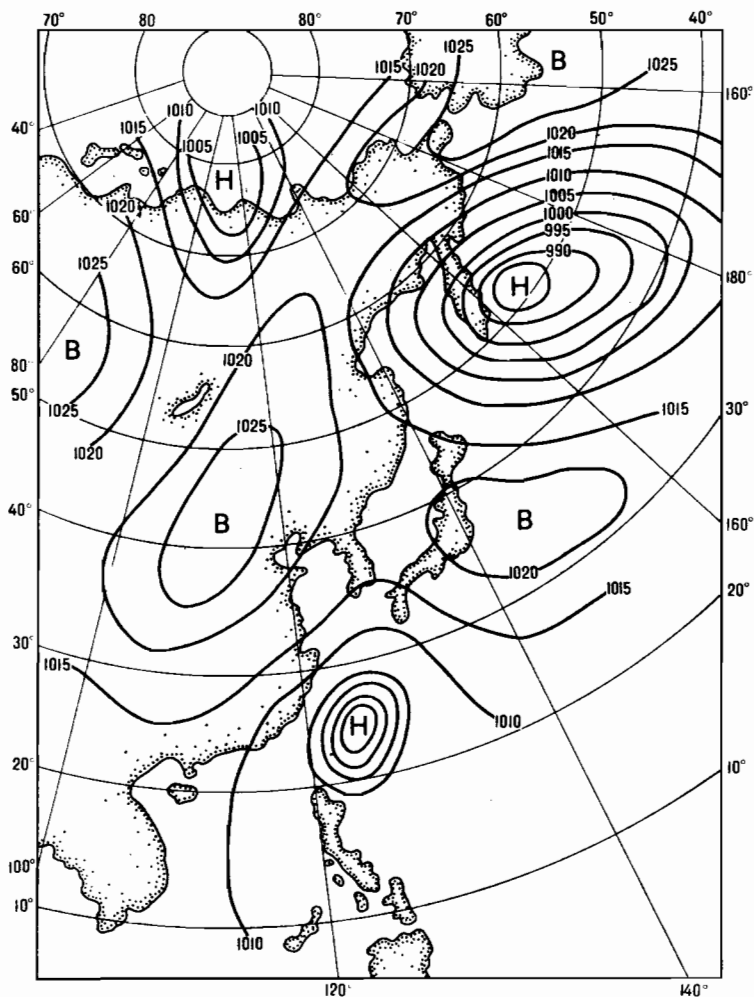


Рис. 36. Тропический циклон на приземной карте погоды

Из-за низкого давления в центре и малых горизонтальных размеров для тропических циклонов характерны большие значения барических градиентов и как следствие — ветры ураганной силы. По всей видимости, максимальная скорость ветра (110 м/с), которую удалось измерить, наблюдалась в тропическом циклоне «Ида».

Большие величины давления ураганного ветра и гигантские волны тропических циклонов вызывают огромные разрушения. В северном полушарии тропические циклоны зарождаются в летне-осенний период, а в южном — в зимне-весенний. Тропические циклоны в Атлантическом океане называются ураганами, на Тихом океане — тайфунами, а в Индийском — вилли-вилли. В табл. 5 приведены данные о среднем числе тропических циклонов за 10 лет.

Как следует из табл. 5, наибольшая повторяемость тропических циклонов отмечается над акваторией Тихого океана. Некоторые из них при перемещении в северо-восточном направлении достигают районов Сахалина, Курильских островов и Камчатки.

Зарождение и строение тропических циклонов. Тропические циклоны зарождаются в зоне 5—25° по обе стороны от экватора. Причины возникновения тропических циклонов полностью еще не ясны, однако анализ разнообразной и объемной информации о сезонах и районах их зарождения и о синоптической обстановке, в которой они образуются, позволили определить основные условия их зарождения.

1. Тропические циклоны зарождаются над водной поверхностью тропиков во время, когда температура воды на поверхности максимальная и превышает 27 °С, причем важно, чтобы она на 1—2° превышала температуру воздуха.

2. Для образования тропических циклонов обязательно наличие мощного слоя влажного неустойчивого экваториального воздуха.

3. Предварительное существование циклонической циркуляции либо в виде слабой депрессии, либо в виде возмущения восточных пассатных ветров, создающего движение воздуха по циклонической траектории (т. е. по кривой с поворотом против часовой

Таблица 5

Районы Мирового океана	Число циклонов
Западные районы северной части Тихого океана	250
» » южной части Тихого океана	30
Восточные районы северной части Атлантического океана	30
Западные районы северной части Индийского океана	50
» » южной части Индийского океана	60

стрелки при низком давлении, остающемся в северном полушарии слева, а в южном — справа).

4. Незначительная изменчивость ветра с высотой в нижней тропосфере.

Источником большей части энергии тропических циклонов является тепло, выделяемое при конденсации водяного пара в поднимающихся потоках воздуха. Об этом свидетельствуют следующие факты: тропические циклоны зарождаются над перегретыми участками тропического океана (известно, например, что тропические циклоны никогда не возникают над районами Южной Атлантики, где температура воды на поверхности сравнительно низка), с которых в воздух поступают самые значительные запасы влаги. Общеизвестно, кроме того, что тропические циклоны, выходя с моря на сушу, быстро ослабевают и никогда над сушей не образуются.

По сравнению с циклонами умеренных широт тропические циклоны характеризуются симметричным облачным массивом относительно своего центра. Диаметр облачного массива колеблется от 100 до 800 км. Вестником приближения тропического циклона обычно служат тонкие просвечивающие перистые облака, как бы расходящиеся из одной точки. Нередко сквозь тонкую пелену этих облаков вокруг Солнца или Луны образуются гало. Со временем перистые облака затягивают весь небосвод и сменяются все более уплотняющимися и снижающимися облаками слоистых и кучевых форм, за которыми следуют мощные кучево-дождевые облака, переходящие в непосредственной близости от центра в темную стену как бы единого гигантского грозового облака, амфитеатром простирающегося вокруг «глаза» бури. «Глаз» бури — интересная особенность тропических циклонов — центральная зона его с тихой и безоблачной погодой. Диаметр его не превышает 10—20 миль. В результате взаимодействия приходящих в «глаз» бури циклона волн здесь образуется толчая и взбросы воды, иногда достигающие высоты 20 м и более. Образование в тропическом циклоне «глаза» бури объясняется особенностями вертикальных движений воздуха (рис. 37). Нисходящие потоки воздуха в центре циклона, приводящие к его адиабатическому нагреванию, являются причиной образования «глаза» бури — безоблачной зоны в виде чаши с выпуклыми стенками из облаков, отделяющими зону ураганных ветров от зоны затишья.

Развитие тропических циклонов сопровождается выпадением огромного количества осадков (200—400 мм/сут), причем наибольшее количество их выпадает из мощных кучево-дождевых облаков, кольцом окружающих «глаз» бури. Известны случаи, когда в течение суток выпадало более 1000 мм осадков, что в два раза превышает среднюю годовую норму для большинства районов умеренных широт.

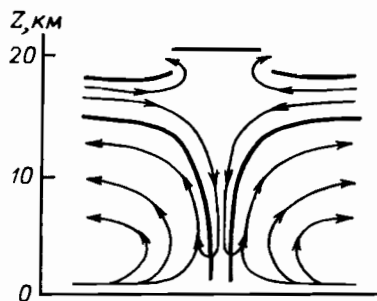


Рис. 37. Вертикальные движения воздуха в тропическом циклоне

Распределение скоростей ветра в тропическом циклоне, как правило, не симметрично. В северном полушарии ветры его правой половины (по ходу движения) слагаются с собственным движением циклона и поэтому несколько сильнее, чем в левой. Здесь же, особенно в тыловой части, наблюдаются самые большие и самые опасные волны, достигающие по высоте 20 м и более. Это объясняется наложением ветровых

волн на зыбь в этом квадранте. В результате этого правая половина циклона в северном полушарии более опасна для мореплавания, чем левая. В южном полушарии — наоборот.

Тропические циклоны характеризуются низким давлением в центре и большими барическими градиентами, поэтому тайфуны наблюдаются обособленно на общем фоне барического поля на синоптических картах. Вблизи его центра изобары проходят очень близко друг к другу и технически не могут быть вычерчены, поэтому положение центра отмечается точкой (условным символом), а величина давления из центра выносится за пределы циклона.

Давление в центре тропического циклона может быть определено по империческим формулам:

$$P_y = 1005 - W r \text{ или } P_y = 995 - 8R,$$

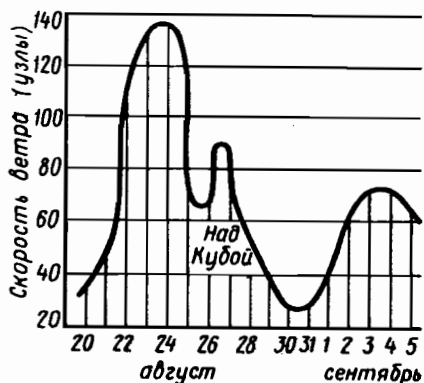


Рис. 38. Анемограмма урагана «Клео»

где P_y — искомое давление;
 W — скорость ветра в м/с, измеренная в одной из точек циклона;
 r — расстояние от данной точки до центра;
 R — радиус последней замкнутой изобары циклона (расстояния выражены в градусах меридиана).

Асимметрия скоростей ветра в тропических циклонах наиболее наглядно видна на рис. 38, где воспроизведена анемограмма урагана «Клео» (август-сентябрь 1964 г.).

Тропическим циклонам при-

Таблица 6

Стадии развития	Скорость ветра		Сокращенное обозначение	
	м/с	уз	буквенное	графическое
Тропическая депрессия	16	33	<i>TD</i>	•
Тропический шторм	17— 23	34— 47	<i>TS</i>	⊖
Сильный тропический шторм	24— 31	48— 63	<i>STS</i>	⊖
Тайфун (ураган) или местный синоним	32	64	<i>TU (HR)</i>	⊖
Разрушающийся тропический циклон	32	64	—	—

сваиваются номера и имена, использование которых при передаче сведений о них более удобно и исключает путаницу в тех случаях, когда одновременно наблюдаются в одном районе два или несколько тропических циклонов. Первые две цифры номера обозначают год, а последние две цифры — порядковый номер тайфуна в этом году.

Стадии развития и траектории движения тропических циклонов. Тропические циклоны в своем развитии проходят несколько стадий. Каждая стадия развития характеризуется определенной градацией скорости ветра и имеет свое название (табл. 6).

Продолжительность существования тропических циклонов от момента зарождения до выхода на материк или перемещения в

Таблица 7

Районы зарождения	Местное название	Количество циклонов за год	Средний срок жизни, дни
Атлантический океан: О-ва Зеленого мыса, Антильские о-ва, Карибское море	Вест-индийские ураганы	9—10	9
Индийский океан: Бенгальский залив, Аравийское море	Циклоны или шторма	3—4	4—5
Маскаренские о-ва, район к северо-востоку от о. Мадагаскар	Аркины	9	9—10
Северное и северо-западное побережья Австралии	Вилли-вилли	2—3	9
Тихий океан: Китай, Япония, Вьетнам	Тайфуны	28	10
Филиппинские о-ва	Бегвизы		
К западу от побережья Калифорнии и Мексики	Ураганы	9—10	7
Район о-ов Самоа и Гибридных	»	6—7	7

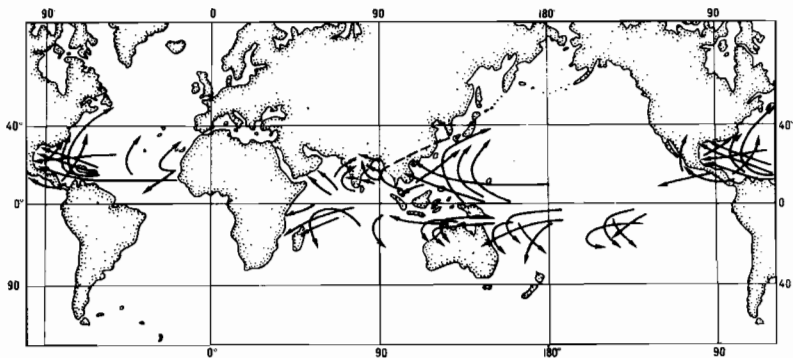


Рис. 39. Основные пути тропических циклонов

умеренные широты составляет в среднем 6—8 сут, но может достигать и двух недель (табл. 7).

После зарождения тропические циклоны перемещаются в направлении общего переноса (пассатных течений) в субтропической зоне по экваториальной ветви параболы с востока на запад (рис. 39).

По мере развития они смещаются в сторону высоких широт до точки поворота и далее движутся на северо-восток в северном полушарии и юго-восток в южном полушарии. Сохраняя в общих чертах указанную траекторию, тропические циклоны, однако, имеют в каждом конкретном случае свои индивидуальные особенности движения. Пути их весьма разнообразны и никогда не повторяются. Они могут изменяться самым причудливым образом.

При своем движении тропические циклоны обходят области высокого давления и стремятся сместиться к областям низкого давления.

Скорости перемещения тропических циклонов изменяются в весьма широких пределах. Как правило, на экваториальной ветви параболы циклоны движутся со скоростью 10—20 уз, а на полярной ветви их скорости возрастают и приближаются к скоростям фронтальных циклонов (40—50 уз). Известны случаи, когда тропические циклоны подолгу стоят на месте, другие, напротив, ускоряют свое движение за сутки в 15 раз.

Смещаясь в умеренные широты и сближаясь с полярным фронтом, тропические циклоны, как правило, регенерируют и дальнейшее их развитие идет по схеме фронтальных циклонов. При выходе на сушу или в случае отсутствия фронта обычно наблюдается быстрое заполнение циклонов. По-видимому, это происходит за счет резкого уменьшения притока влаги и, следовательно, снижения энергии конденсации, а также за счет понижения температуры подстилающей поверхности и увеличения силы трения.

Тропические циклоны с их ураганными ветрами, сильным волнением, ливневыми осадками и грозами, плохой видимостью (иногда менее 50 м) представляют реальную опасность даже для современных больших морских судов. Поэтому всем судам предписывается уклоняться от встречи с тропическими циклонами. Правила расхождения с циклонами и способы маневрирования судов в них рассматриваются в последней главе.

Контрольные вопросы. 1. Какие существуют методы научного предсказания погоды на короткие сроки? 2. Как классифицируются синоптические карты? 3. Как классифицируются факсимильные карты погоды и состояния моря? 4. Что такое синоптический объект? 5. Что называется циклоном и антициклоном? 6. Причины возникновения тропических циклонов?

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОКЕАНОГРАФИЯ

Глава V

МИРОВОЙ ОКЕАН И ЕГО ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

§ 16. Общие сведения о Мировом океане

Непрерывная водная оболочка Земли, окружающая все материки и острова и обладающая общностью солевого состава, называется Мировым океаном. На его долю приходится 70,8 % всей площади земной поверхности. Воды Мирового океана распределены неравномерно по поверхности земного шара. В северном полушарии на водную поверхность приходится 61 %, в южном — соответственно 81 %. Мировой океан подразделяется на составные части — океаны и моря.

Океан — часть Мирового океана, расположенная среди материков, обладающая самостоятельной системой циркуляции вод и специфическими особенностями гидрологического режима. Мировой океан подразделяется на четыре океана: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый.

В табл. 8 приведена общая морфометрическая характеристика Мирового океана (по А. М. Гусеву).

В связи с интенсивными исследованиями водных пространств вокруг Антарктиды было установлено, что мощное течение западных ветров отделяет с севера приантарктические воды от других областей Мирового океана. Поэтому советские ученые предложили выделить воды, омывающие Антарктиду, в Южный океан. В Советском Союзе издан «Атлас Южного океана», которым моряки могут пользоваться при плавании к берегам Антарктиды.

Таблица 8

Океан	Площадь, тыс. км ²	%	Средняя глубина, м	Максимальная глубина, м
Тихий океан	178,66	49,5	3957	11034
Атлантический океан	91,66	25,3	3602	9207
Индийский океан	76,17	21,1	3930	7450
Северный Ледовитый океан	14,79	4,1	2000	5700
Мировой океан	361,30	100	3930	11034

Море — часть океана, вдающаяся в сушу или отделенная от других его частей островами, в которой вследствие ее обособленности формируются специфические черты гидрологического режима. Все моря подразделяют на четыре основные группы в зависимости от степени их изолированности от океана:

1. Средиземные моря, которые расположены между материками и отделены от океана узкими проливами (Средиземное море, Красное море).

2. Внутренние моря расположены внутри одного материка и сообщаются с соседними морями узкими и мелководными проливами (Балтийское море, Белое море).

3. Окраинные моря сравнительно неглубоко вдаются в сушу, со стороны океана отделены от него полуостровами и островами с широкими проливами между ними (Баренцево море, Японское море).

4. Межостровные моря окружены островами с приподнятыми подводными порогами между ними (Яванское море).

Для нужд судоходства необходимо знать также следующие части океанов и морей.

Пролив — относительно узкая часть океана (моря), простирающаяся между двумя участками суши и соединяющая водные пространства.

Залив — часть океана (моря), вдающаяся в сушу и слабо отчлененная от основного водного бассейна, вследствие чего ее режим мало отличается от режима прилегающего бассейна.

Бухта — небольшой залив, значительно отчлененный мысами или островами от основного водоема и обладающий специфическим гидрологическим режимом.

Фиорд — узкий и глубокий залив с высокими берегами.

Лагуна — акватория, отделенная от океана (моря) песчаной или галечной косой постоянно или временно. Большей частью мелководна.

§ 17. Рельеф дна Мирового океана

В строении дна Мирового океана можно выделить общие черты рельефа, состоящие из трех частей:

1. Прибрежное мелководье, именуемое материковой отмелью, является подводным продолжением материков;

2. Переходная зона от прибрежных мелководий к большим глубинам, называемая материковым склоном;

3. Обширная глубоководная часть дна Мирового океана — его ложе.

Материковая отмель (шельф) простирается от берегов материков и островов до ее мористой границы, идущей по 200-метровой изобате.

Ширина материковой отмели изменяется в широких пределах — от 20 км (у Скандинавского полуострова) до 1000 км (Баренцево море). Площадь материковой отмели составляет 7,2 % общей площади дна Мирового океана. Для рельефа дна материковой отмели характерен незначительный уклон дна порядка 7° и соответственно колебание глубин, измеряемое десятками, реже сотнями метров.

Наиболее крупными формами рельефа являются впадины — замкнутые понижения дна со сравнительно большими глубинами.

На отдельных участках материковой отмели у устьев некоторых рек встречаются подводные долины с отлогими склонами, продолжения которых, выходя за пределы материковой отмели, постепенно переходят в подводные каньоны (рис. 40).

В пределах материковой отмели встречаются отдельные формы рельефа, которые считаются навигационными опасностями.

Банка — общий навигационный термин, относящийся ко всем изолированным и ограниченным по площади резким поднятием морского дна.

Скала — отдельное, небольшое по площади, но резкое возвышение дна, сложенное из твердых пород (гранита, базальта, известняка). Обломки твердых пород или небольшие гладкие скалы, расположенные вблизи берега, называются камнями. Скалы и камни бывают подводные, надводные и осыхающие.

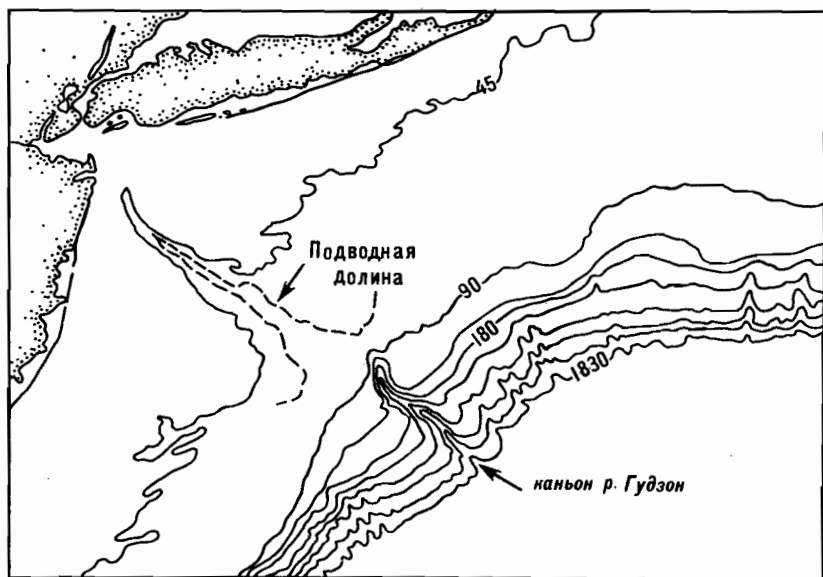


Рис. 40. Подводная долина и каньон р. Гудзон

Риф — опасное для плавания подводное или осыхающее возвышение морского дна со скалистым грунтом и скоплением подводных или осыхающих камней.

Мелководье — часть моря с малыми или относительно малыми глубинами независимо от того, обеспечивают или не обеспечивают эти глубины плавание надводных судов.

Мель — более или менее обширное по площади, сложенное из нетвердых грунтов возвышение на материковой отмели, глубины над которыми малы сравнительно с окружающими.

Отмель — мель, простирающаяся от берега, глубины над которой постепенно увеличиваются от берега в море.

Подводная коса — узкая длинная отмель, являющаяся подводным продолжением полуострова, мыса или надводной косы.

Бар — мель или ряд мелей, отгораживающих устье реки от моря.

Отличительные глубины — глубины, резко отличающиеся в большую или меньшую сторону от окружающих глубин. Совокупность отличительных глубин называется *отличительным пятном*.

Материковый склон является подводным основанием континентов и расположен между изобатами 200—2500 м. Ширина материкового склона в среднем около 90 км, и он занимает площадь, составляющую 16,5 % всей площади Мирового океана. Для этой части дна Мирового океана характерны значительные уклоны дна. При средней крутизне 3—4° материковый склон нередко имеет уклоны дна, измеряющиеся несколькими десятками градусов (в Бискайском заливе встречается уклон дна до 42°). Для материкового склона характерно чередование крупных возвышенностей и разделяющих их подводных долин, а также террасообразных понижений дна. Материковые склоны изрезаны узкими подводными долинами с крутизной склонов 20—30° — каньонами. Ложе занимает 73,8 % общей площади Мирового океана.

Основной особенностью строения ложа является наличие многочисленных подводных хребтов и порогов, которые разделяют ложе океана на обособленные впадины — котловины с глубинами 55 000—6000 м (рис. 41).

Некоторые хребты представляют собой грандиозные подводные системы с отдельными вершинами, поднимающимися над уровнем моря, которые образуют цепи океанических островов. Пороги представляют собой подводные перешейки, соединяющие два участка суши. Глубина над ними обычно менее 1000 м.

На отдельных участках ложа океана встречаются подводные горы — отдельные возвышенности с крутыми склонами. В ряде районов вершины таких гор подходят к самой поверхности воды и могут представлять навигационную опасность для судов.

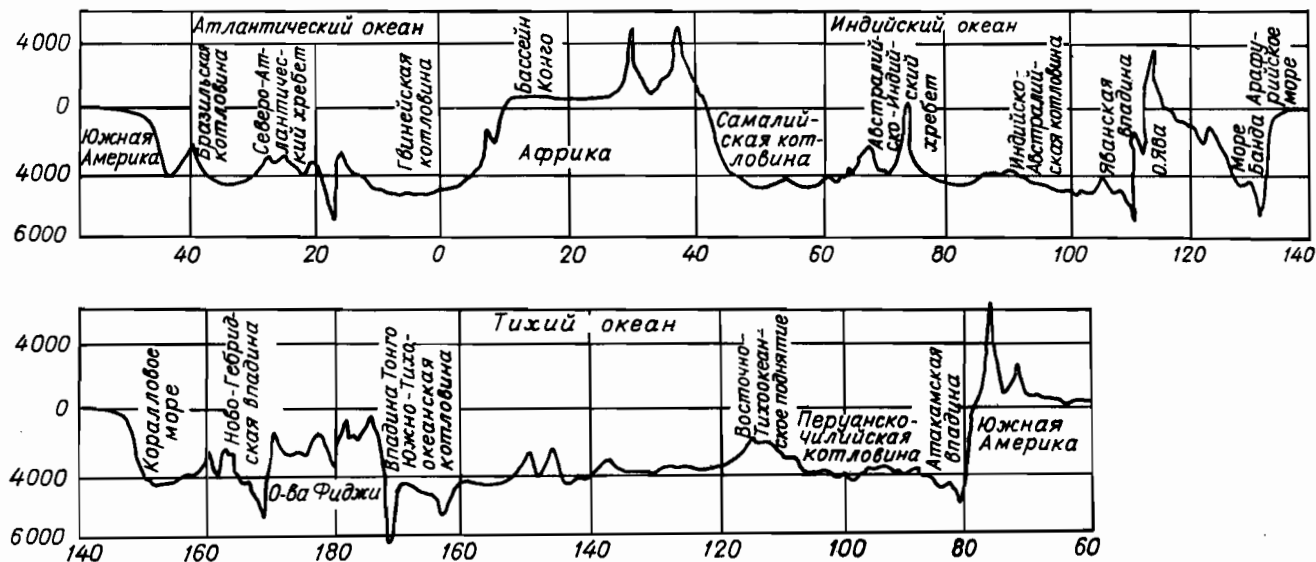


Рис. 41. Рельеф дна и ложе океанов

Своеобразными формами рельефа являются глубоководные океанские впадины (желоба), которые занимают 2,5 % площади дна Мирового океана. Склоны таких впадин имеют уклон до 45°.

Большинство их находится вблизи материков и групп вулканических островов (Яванская впадина, Филиппинская впадина, Камчатская впадина). Всего в Мировом океане 27 глубоководных впадин с глубинами более 5000 м. Самой глубоководной является Марианская впадина с максимальной глубиной 11 034 м.

§ 18. Грунты

Основные виды отложений морского дна. Грунт — это поверхностный слой морского дна, состоящий из коренных пород или же рыхлого материала, называемого морскими отложениями.

Более 80 % площади дна Мирового океана покрыто морскими отложениями, которые по своему происхождению разделяются на три основные группы.

Терригенные отложения образуются в океане за счет выноса частиц горных пород реками, а также благодаря разрушению морских берегов. В меньшей степени частицы терригенного происхождения заносятся в море ветром и плавучими льдами.

Среди минералов, составляющих терригенные отложения, преобладают кварц и различные силикаты. С уменьшением величины зерен в составе отложений возрастает роль глиноземных соединений.

По своему минералогическому составу к терригенным материалам относится вулканический материал, попадающий в море как за счет подводных извержений, так и путем выпадения из атмосферы продуктов наземных вулканических извержений.

Наибольшее количество терригенного материала выносятся реками. Ежегодно реки транспортируют в море около 19 млрд. т терригенных осадков. Особенно значительно влияние терригенного материала, выносимого реками для морских бассейнов, в которые впадают крупные реки (Нил, Волга). Например, в Средиземное море выносятся 125 млн. т твердых осадков в год, а в Каспийское море — 114 млн. т.

Одним из важных факторов, формирующих терригенные отложения в прибрежной зоне, является морское волнение, которое разрушает берега и коренные породы, слагающие подводный склон. Этот процесс носит название морской абразии. Она идет особенно интенсивно у высоких берегов и выдающихся частей берега — мысов. Например, у возвышенных берегов западного побережья Англии отступление берега составляет 2—3 м в год.

Кроме непосредственного разрушения берега, волнение измельчает обломки горных пород и перемещает их как поперек.

так и вдоль береговой полосы. Поэтому обычно ближе к берегу залегают наиболее крупные частицы, а мористее крупность частиц уменьшается.

Приливо-отливные течения производят сортировку наносов по крупности. Приливные течения уносят мелкий материал в глубь заливов, постепенно создавая там осушки. Отливное течение переносит продукты разрушения горных пород в сторону моря, причем крупные частицы песка оседают в проливах, а мелкие уносятся в сторону моря.

Под воздействием неперидических течений (стоковых, ветровых) осуществляется транспортировка наносов на значительные расстояния с сортировкой их по крупности.

В полярных странах лед является существенным фактором разрушения морских берегов, формирования и переноса грунтов. Надавливание льдов на берега, образование припая, деятельность ледников, сползающих в море, разрушение берегов, сложенных из ископаемых льдов,— все эти факторы приводят к созданию определенных типов грунтов. Попадающие на лед обломки горных пород могут переноситься на значительные расстояния дрейфующими льдами. Причем льды в отличие от течений могут переносить крупные обломки горных пород. В арктических морях часто можно встретить дрейфующие льды, покрытые слоем песка, гравия и отдельными валунами. Переносимые льдами обломки горных пород выпадают на дно в районах интенсивного таяния льдов.

Так, например, в районе Норвежского моря на дне прослеживаются грунты, по своему происхождению являющиеся обломками горных пород, составляющих берега Сибири.

Биогенные отложения образуются в результате отмирания животных и растительных организмов, обитающих в морской среде. Некоторые из них относятся к так называемому животному и растительному планктону — микроскопическим организмам, в огромных количествах развивающихся в морской воде. Ряд организмов, из которых образуются биогенные отложения, обитают на дне (ракушки, донные водоросли) и носят название бентоса.

После гибели планктона и бентоса остатки их раковин, оболочек и скелетов накапливаются на дне, образуя биогенные отложения, состоящие из известковых или кремнистых соединений.

Известковые частицы интенсивно растворяются на больших глубинах, где этому способствует значительно возрастающее давление и повышенное содержание углекислоты. Поэтому на глубинах более 5500 м известковые отложения не встречаются. Кремнистые частицы также растворяются в воде, но значительно медленнее, чем известковые, поэтому их отложения встречаются на глубинах до 8200 м.

Наибольшим распространением обладает во всех океанах глобигериновый ил (известковый). Диатомовый ил (кремнистый) преобладает в Антарктических водах и на севере Тихого океана. Радиолариевый ил (кремнистый) встречается в тропических зонах океана.

Хемотропные отложения представляют собой химические соединения, образующиеся непосредственно в океане. К ним относятся различные соединения, находящиеся в растворенном состоянии в морской воде, но вследствие повышения концентрации выпадающие из раствора. Так, например, в тропической зоне Атлантического океана встречается химически осажденный карбонат кальция. Концентрации извести здесь способствует повышенная температура воды, так как при высокой температуре ее растворимость понижается.

К хемотропным отложениям относятся железистомарганцевые и фосфоритные конкреции, образующиеся вследствие химических процессов на тех участках дна, где наблюдаются окислительные условия среды, а скорость осадкообразования невелика.

В различных зонах океанов и морей отдельные виды отложений составляют больший или меньший процент от общего количества.

Например, в прибрежной зоне господствуют терригенные отложения, хотя присутствует некоторое количество биогенных и хемотропных. В открытых частях морей и океанов господствующими являются биогенные отложения.

Таким образом, в Мировом океане действует ряд грунтообразующих факторов, за счет которых ежегодно поступает в океаны и моря 27,3 млрд. т осадочного материала.

Навигационная классификация грунтов. Для целей судовождения обычно используют классификацию грунтов, в основу которой положены механический состав, а также держащие свойства грунта.

Основными типами грунтов являются: *плита сплошная*, *отдельные скалы*, которые не держат якорь.

Глыбы и валуны — обломки горных пород, размером от 10 до 100 см (валуны) и более (глыбы). Неокатанные валуны называются камнями.

Промежутки между валунами бывают заполнены галькой, гравием или песком. Поверхность глыб и валунов нередко покрыта морскими животными и водорослями. Эти грунты очень плохо держат якорь.

Галечные грунты (галечники) — преобладают обломки горных пород, окатанные (галька) или неокатанные (щебень), размером 1—10 см. Галька и щебень нередко встречаются в рассеянном виде в других грунтах, но включаются при этом в качестве примеси к ним (например, песок с включением гальки).

Гравийные грунты (гравий) — преобладают обломки пород и минеральные зерна размером 1—10 мм. Грунт несвязный, сыпучий. Галечные и гравийные грунты плохо держат якорь.

Пески — отдельно зернистый грунт. Преобладают частицы (зерна) размером менее 1,0 мм. Грунт несвязный, сыпучий. Песчинки хорошо различаются глазом. Следует различать крупный песок с песчинками диаметром более 0,5 мм.

Пылеватые пески (крупные алевриты) — преобладающие частицы (зерна) крупного алеврита размером 0,05—0,1 мм. Грунт несвязный, сыпучий; при взмучивании быстро осаждается. При растирании между пальцами влажный грунт не мажется. Отдельные песчинки глазом почти не различимы.

Илистые пески (мелкие пески и крупные алевриты) — преобладают частицы (зерна) размером 0,1—0,25 мм (мелкий песок) или 0,05—0,1 мм (крупный алеврит). Но в отличие от пылеватых песков в этих грунтах содержится больше глинистых частиц. Грунт слабо связный, в сухом состоянии легко рассыпается, при взмучивании большая часть грунта быстро осаждается. При растирании между пальцами влажный грунт слабо мажет, отдельные зерна хорошо ощущаются. Переходный тип грунта от сыпучих к связным имеет вид песка, часто образует рыхлые рассыпчатые комки. Песчаные грунты держат якорь.

Песчанистые илы (алевроитовые илы) — преобладают частицы размером 0,01—0,1 мм (крупный и мелкий алеврит), грунт связный, слабо пластичный. При взмучивании осаждается медленно. При растирании между пальцами ощущаются отдельные частицы, видимые глазом, иногда грунт может мазаться. Вязкость незначительная; не скатывается в колбаски.

Илы (мелкоалевроитовые илы) — преобладают частицы размером 0,01—0,05 мм (мелкий алеврит). Грунт связный, слабо пластичный, вязкий. При растирании между пальцами грунт мажется, отдельные частицы почти не ощущаются. На глаз песчинок незаметно совсем. Скатывается в небольшие, легко разламывающиеся колбаски и комочки.

Глинистые илы — преобладают частицы 0,02 мм. Грунт связный, плотный, пластичный, вязкий, липкий. На ощупь маслянистый. Скатывается в гибкие тонкие колбаски. Высыхая, прочно цементируется обычно в один кусок. В сухом виде дает раковистый излом.

В отличие от глинистого ила — современных осадков — глины более древняя порода. Они обладают меньшей влажностью, более плотны. Часто в глинах наблюдаются четко выраженная слоистость, иногда очень мелкая. Глина нередко содержит включения песка, гравия и крупнообломочные материалы. Чаше выходят на крутых склонах, там, где отсутствуют современные донные осадки. В таких местах встречаются также выходы других корен-

ных пород в виде плиты или скалы. Они бывают сложены различными осадочными породами (глинистые сланцы, песчаники, известняки) или кристаллическими породами (граниты, базальты и др.). Обычно выходы коренных пород наблюдаются в местах распространения валунов и галечников.

Кроме того, встречаются грунты, образованные ракушкой, губками, кораллами, и другие грунты с известковистыми и иными включениями.

Карты грунтов. Карты грунтов используют для выбора наиболее безопасного пути при плавании на мелководье, когда в силу специфических условий плавания (например, бар в устье реки) приходится следовать с минимальным запасом глубины под килем. Место якорной стоянки также выбирают с учетом характера и держащих свойств грунта.

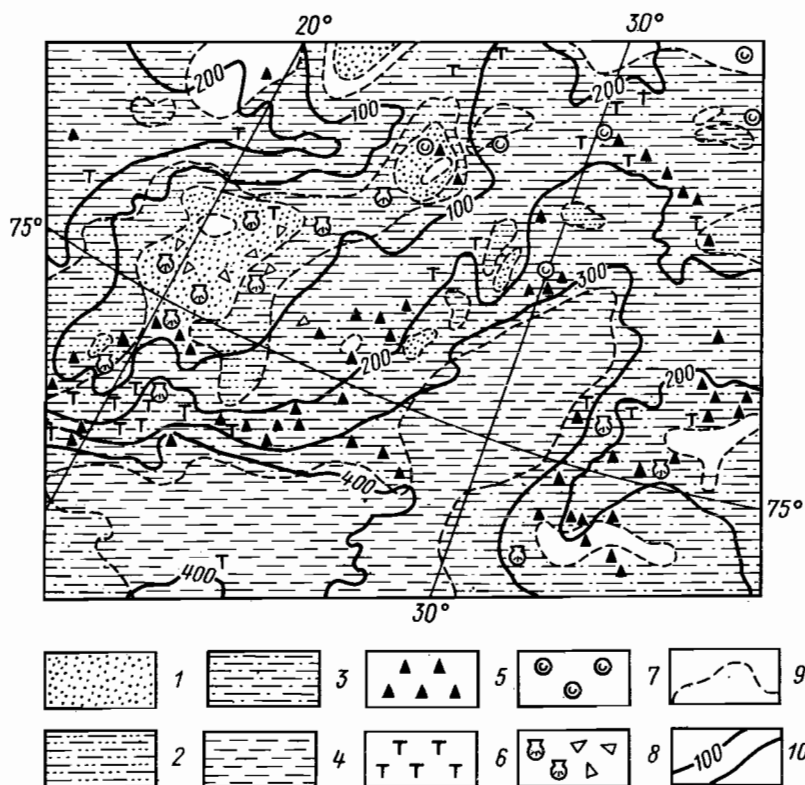


Рис. 42. Батилитологическая грунтовая карта:

1 — песок; 2 — илстый песок; 3 — песчаный ил; 4 — ил; 5 — галька и щебень; 6 — крупные камни; 7 — конкреции; 8 — ракушка целая и битая; 9 — граница распространения отдельных видов грунта; 10 — изобаты

Обычно используются три вида грунтовых карт:

1. Навигационные грунтовые карты, на которых грунты даны только в отдельных точках и обозначены буквами, например чИ — черный ил, ИР — ил, ракушка. По таким картам можно судить о характере грунта только в той точке, где данные обозначены. Оконтурить участки того или иного грунта по такой карте можно только в случае очень густой сети точек. На морских картах введены буквенные обозначения двух типов: крупным шрифтом обозначается характер осадка, а мелким — цвет грунта и другие сведения о нем. Например: срмПсрГл — серый мелкий песок, серая глина.

2. Грунтовые морфологические карты дают представление о площадном распространении того или иного грунта. Однако такая карта не дает полного представления об условиях накопления того или иного осадка. Отдельные типы грунтов на таких картах наносятся штриховкой различного рода.

3. Батилитологические карты — на которых наносится рельеф в виде изобат и состав осадка по данным литологического исследования. (Литология — изучение состава, происхождения, строения горных пород и условий залегания.)

К наиболее распространенным картам батилитологического типа относятся карты механического состава грунтов, сопоставленные с рельефом (рис. 42). Такие карты сочетают рельеф дна, изображенный изобатами, и площадное распределение грунтов. Причем грунты нанесены на основе исследования рельефа, углов наклона дна, механического состава осадка и других литологических признаков.

Контрольные вопросы. 1. Что называется Мировым океаном и как он подразделяется? 2. Сколько существует океанов и каковы их площади и глубины? 3. Какие основные черты рельефа встречаются на дне Мирового океана? 4. Как классифицируются грунты в зависимости от происхождения и их механического состава?

Глава VI

ХИМИКО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

§ 19. Химический состав морской воды

Морская вода является очень разбавленным (по весу не более 4 % твердых веществ) и почти полностью ионизированным раствором. В морской воде, кроме твердых веществ, растворены газы: азот, кислород, углекислый газ, в некоторых случаях сероводород.

Изменение соотношения между отдельными ионами и количество растворенных в морской воде газов зависят от жизнедеятельности организмов.

Таблица 9

Катионы	Содержа- ние, %	Анионы	Содержа- ние, %
Натрий	38,7	Хлор	45,1
Магний	8,8	Сульфат-ион	4,6
Кальций	1,7	Карбо- нат-ион	0,2
Калий	0,8	Бром	0,1

Таблица 10

Вещества	Морская, %	Речная, %
Хлориды	88,7	5,2
Сульфаты	10,8	9,9
Карбонаты	0,3	60,1
Соединения азота, фосфора, кремния и органическое ве- щество	0,2	24,8

тельности морских организмов, распада донных отложений, фотосинтеза морских растений, деятельности бактерий. Все эти процессы вызывают относительно большие изменения, но они касаются главным образом веществ, находящихся в воде в минимальных количествах.

Замечательным свойством морской воды является постоянное солевого состава — неизменное соотношение между главными ионами, определяющими ее химико-физические свойства в открытых частях океанов.

По данным С. В. Бруевича соотношение между главнейшими ионами морской воды определяется следующими значениями, приведенными в табл. 9.

По своему солевому составу, как видно из табл. 10, морская вода резко отличается от речной.

Соленость морской воды. В морской воде идут непрерывные химико-физические, биологические процессы, направленные к изменению ее общего солевого состава (концентрации), которая выражается через величину солености.

Соленость морской воды — масса в граммах всех твердых растворенных неорганических веществ, содержащихся в 1 кг морской воды. Ее размерность — промилле — обозначается ‰.

Установлена связь между соленостью и относительной электропроводностью морской воды:

$$S = \sum_{n=1}^5 f_n (R_{15}), \quad (19)$$

где S — соленость, ‰;

R_{15} — относительная электропроводность при температуре 15 °С.

Под относительной электропроводностью понимается отношение удельной электропроводности проб морской воды к удельной электропроводности воды, имеющей соленость точно 35 ‰.

Зависимость (19) позволяет применять новый метод измерения солености приборами, построенными на бесконтактном индуктивном принципе измерения. В настоящее время используется несколько типов судовых солемеров — ГМ-55, ГМ-56 и ГМ-65, которые определяют соленость воды по ее относительной электропроводности.

Причины, влияющие на величину солености. Соленость морской воды изменяется от притока пресных вод и выпадения осадков, интенсивности испарения воды, образования и таяния льдов и процессов перемешивания вод.

Речные воды и атмосферные осадки распресняют морские воды и уменьшают величину солености. При испарении с поверхности моря в атмосферу уходят частицы чистой воды, и соленость морских вод увеличивается. Таяние морских льдов уменьшает соленость, так как морские льды, как правило, имеют меньшую соленость, чем соленость окружающих вод.

При образовании льдов наблюдается увеличение солености, так как в лед переходит только часть солей, содержащихся в морской воде. Перемешивание поверхностных вод с глубинными под воздействием волнения или изменения температуры приводит к повышению или понижению солености поверхностных вод. Изменение величины солености наблюдается и с глубиной, причем в общем случае соленость с глубиной увеличивается. В отдаленных от берегов районах Мирового океана средняя соленость морских вод равна 35 ‰. Эту величину иногда называют *нормальной соленостью*. В морях величина солености как на поверхности, так и на глубине меняется в значительно больших пределах, чем в океане.

§ 20. Тепловые свойства морской воды

Температура морской воды. Суммарное действие прямой и рассеянной солнечной радиации, эффективное излучение системы вода — атмосфера, конвекция и испарение являются основными факторами, которые непрерывно изменяют температуру морской воды. Кроме того, на степень нагретости воды в прибрежной зоне оказывают влияние сток речных вод, а в отдельных районах выпадение интенсивных осадков.

Основными процессами, повышающими температуру поверхностных слоев моря, являются поглощение морем прямой и рассеянной солнечной радиации; излучение из более теплой атмосферы в более холодный океан; конденсация влаги из атмосферы над более холодным океаном; выпадение осадков, более теплых, чем поверхностные слои океанов.

Основными процессами, понижающими температуру поверхностных вод, являются излучение океана в атмосферу; испарение;

конвекция в атмосфере; выпадение на поверхность океана более холодных осадков.

Процессы, изменяющие температуру вод Мирового океана, не идут изолированно друг от друга. Они совершаются одновременно, причем часто в различных направлениях и с меняющейся по силе интенсивностью.

Так, нагревание поверхностных вод лучистой энергией Солнца усиливает испарение, которое в свою очередь охлаждает поверхностные слои.

Удельная теплоемкость и теплопроводность. Удельной теплоемкостью воды называется количество тепловой энергии, потребное для нагревания 1 г дистиллированной воды от $14,5^{\circ}$ до $15,5^{\circ}$. Дистиллированная вода обладает удельной теплоемкостью, равной 4,1910 Дж/(кг·град).

С увеличением солёности теплоемкость незначительно уменьшается.

Морская вода, обладая теплоемкостью значительно большей, чем у других веществ, поглощает огромное количество тепла. Это обстоятельство имеет первостепенное значение для климатических условий на Земле.

Для нагревания 1 см³ морской воды ($S=35\text{ ‰}$; $t=20^{\circ}\text{C}$) на один градус затрачивается 3,902 Дж/(кг·град). Этим количеством тепла можно было бы на 1°C повысить температуру 3200 см³ воздуха.

Ярким примером климатообразующего фактора является перенос огромных запасов тепловой энергии течением Гольфстрим из Мексиканского залива к берегам Европы, благодаря чему климат этого района значительно мягче, чем на этих же широтах в Северной Америке.

Морская вода обладает очень незначительной *теплопроводностью*. Если коэффициент молекулярной теплопроводности серебра равен единице, то для морской воды при 18°C он составляет 0,00134. С увеличением температуры теплопроводность морской воды возрастает, а с увеличением солёности — незначительно уменьшается.

Скорость процесса теплопроводности очень мала. Поэтому прогрев поверхностных вод за счет процесса теплопроводности достигает в умеренных широтах за летнее время всего порядка 10 м.

На большие глубины тепловая энергия поступает в основном вследствие перемешивания водных масс, прежде всего под влиянием ветра и волнения.

Кроме того, теплые воды с поверхности могут опускаться на глубину в результате конвективного перемешивания при изменении плотности водных масс.

§ 21. Плотность морской воды

В 1980 г. принято новое уравнение состояния морской воды (УС-80), обязательное к использованию всеми организациями с 1 января 1982 г. С введением этого уравнения понятие плотности в океанографии совпадает с физическим понятием плотности.

Плотность морской воды ρ имеет размерность в системе СИ кг/м^3 .

Одновременно для решения ряда практических задач океанографии и судовождения сохраняется понятие относительной плотности d .

Относительная плотность — отношение массы единицы объема воды при температуре $t^\circ\text{C}$ к массе единицы объема дистиллированной воды при 4°C .

Относительная плотность морской воды зависит от температуры и солёности. С понижением температуры и возрастанием солёности относительная плотность воды увеличивается.

Так как значение относительной плотности всегда немного больше единицы и первый десятичный знак всегда нуль, то для удобства записи применяют величину условной плотности

$$\sigma_t = (d - 1)10^3. \quad (20)$$

Для этого, как видно из соотношения (20), отбрасывают единицу у числа, обозначающего относительную плотность, а запятую переносят на три цифры вправо. Так, например, по «Океанологическим таблицам» относительная плотность морской воды d при $t = 20^\circ\text{C}$ и солёности $S = 35\text{‰}$ в полном выражении составляет 1,0247781. Условная плотность в этом случае запишется 24,7781.

Величина, обратная плотности ρ морской воды, называется удельным объемом:

$$\alpha = 1/\rho.$$

Условный удельный объем определяется

$$V_t = (\alpha - 0,9)10^3. \quad (21)$$

Изменение осадки судов в водах различной плотности. В зависимости от значений плотности суда меняют свою осадку, что видно из соотношения (22):

$$\Delta d = \frac{\Delta}{A_c} \left(\frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} \right), \quad (22)$$

где Δd — изменение осадки;

Δ — объемное водоизмещение;

A_c — площадь ватерлинии, принимаемой неизменной;

ρ_1 и ρ_2 — относительные плотности морской воды.

В Мировом океане встречаются следующие характерные изменения относительной плотности морской воды и соответствующие осадки судов.

1) Вода малой солености ($<5\text{‰}$) и высокой температуры ($>20\text{ }^{\circ}\text{C}$). В этом случае она имеет минимальную относительную плотность порядка 1,0009. Такие условия характерны для летних опресненных вод в устьях рек. Осадка судов в таких районах наибольшая.

2) Вода имеет малую соленость ($<5\text{‰}$) и низкую температуру ($1\text{—}3\text{ }^{\circ}\text{C}$). В этом случае наблюдается пониженная относительная плотность воды порядка 1,0032. Это характерно для осеннего времени в районе портов, расположенных в устьях рек. Осадка судов близка к наибольшей.

3) Воды имеют высокую соленость ($>30\text{‰}$) и сильно прогреты ($20\text{—}25\text{ }^{\circ}\text{C}$). Относительная плотность воды высокая — 1,0217.

Такие условия наблюдаются в тропической и экваториальной зонах океанов. Осадка судов близка к минимальной.

4) Воды имеют высокую соленость ($>30\text{‰}$) и низкую температуру ($1\text{—}3\text{ }^{\circ}\text{C}$). Относительная плотность воды максимальная — 1,0264.

Подобные условия встречаются у Мурманского побережья в осенне-зимний период. Осадка судов минимальная.

5) Воды имеют соленость менее 20‰ и высокую температуру порядка $20\text{—}30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Относительная плотность близка к среднему значению.

Условия характерны для Азовского и Черного морей в летнее время. Осадка судов средняя.

Сведения о плотности воды в открытых морях можно снять с карт № 19 и 20 2-го тома Морского Атласа или же соответствующих карт «Атласов океанов».

В портах необходимо использовать фактические данные о плотности воды, так как в прибрежной зоне под воздействием сгонов и нагонов вод, притока пресных вод, воздействия приливо-отливных течений плотность вод может меняться в очень больших пределах.

В портах сведения о фактической плотности морской воды могут быть получены на портовой гидрометеостанции.

При наличии на судне походной гидрохимической лаборатории плотность воды может быть определена непосредственно на судне.

При расчете изменения осадки судов при океанских рейсах следует учитывать зоны, районы и сезонные периоды, которые приведены в Правилах о грузовой марке морских судов, издание Морского Регистра СССР, 1972 г.

§ 22. Распределение солёности, температуры и плотности на поверхности Мирового океана

Во всех океанах распределение солёности поверхностных вод по широтам примерно одинаково.

Как видно из рис. 43, минимум солёности наблюдается вблизи экватора, что вызвано выпадением обильных осадков в этом районе. Области максимальной солёности находятся в широтах около 20° с. ш. и ю. ш., где наблюдаются наибольшие величины разности испарения и выпадающих осадков. Далее к полюсам солёность вновь уменьшается, достигая минимальных значений в прибрежной зоне Арктических морей, в которых уменьшение солёности обусловлено распресняющим влиянием стока вод крупных рек и таянием морских льдов в летнее время.

Колебания солёности в открытом океане в течение года не превышают $0,2\text{‰}$.

Максимум среднегодовых значений температуры воды на поверхности Мирового океана наблюдается севернее экватора в районе термического экватора, где температура воды достигает $25\text{--}26^\circ\text{C}$. К югу и северу от термического экватора температура воды постепенно понижается.

Характерной особенностью распределения температуры поверхностных вод является, во-первых, то, что в северном полушарии воды значительно теплее, чем на соответствующих широтах южного полушария, и, во-вторых, в северном полушарии годовые изотермы поверхностных вод испытывают весьма значительные отклонения от параллели; в умеренных широтах у западных берегов материков отмечаются отрицательные отклонения в значениях температуры воды, а у восточных — положительные.

Эти явления обусловлены в первую очередь переносом водных масс существующими системами поверхностных течений. Так, холодные антарктические воды свободно проникают в южные широты всех трех океанов, в то время как на севере Тихого океана проникновение холодных вод и льдов из Северного Ледовитого океана мешает узкий Берингов пролив. На северо-восточную часть Атлантического океана оказывает обогревающее воздействие теплое течение Гольфстрим.

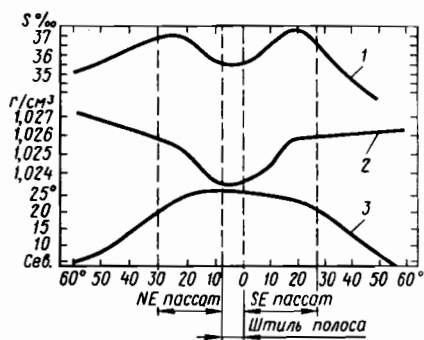


Рис. 43. Распределение химико-физических свойств воды по широтам в Мировом океане:

1 — солёность; 2 — плотность; 3 — температура воды

Средняя температура на поверхности Мирового океана равна $17,4^{\circ}$, что превышает на 3° среднюю температуру воздуха на земном шаре. Самым теплым океаном является Тихий ($+19,1^{\circ}$), наиболее холодным — Северный Ледовитый ($+1,7^{\circ}$). Минимальная температура воды на поверхности океана наблюдается у берегов Ньюфаундленда (-2°), а максимальная — в Красном море ($+36^{\circ}$).

Колебания температуры воды на поверхности океанов достигают весьма больших величин. Максимум годовых амплитуд наблюдается в широтах 40° с. ш. и $30-40^{\circ}$ ю. ш. Так, в западных частях Атлантического и Тихого океанов на широте 40° годовая амплитуда достигает 18° . Значительные годовые амплитуды температуры воды наблюдаются в замерзающих морях умеренных широт. Так, в восточной части Балтийского моря летом температура поверхностных вод $17-20^{\circ}$, а зимой — $0,5^{\circ}$. В Азовском море температура воды в августе достигает $25-26^{\circ}$, а с декабря по февраль море покрыто льдом.

Распределение относительной плотности воды в океанах зависит в первую очередь от температуры морской воды. Поэтому изменения плотности воды по широтам сходно с изменением температуры.

Наибольшая относительная плотность отмечается в высоких широтах ($1,0275$). К экватору относительная плотность уменьшается, достигая наименьших значений в области термического экватора ($1,0220$).

Контрольные вопросы. 1. Каковы особенности состава морской воды и что такое ее соленость? 2. Какие природные факторы влияют на изменение солености и температуры морской воды? 3. Что понимается под плотностью морской воды? 4. Как влияют соленость, температура и плотность на изменение осадки судов?

Глава VII

ЛЬДЫ В МОРЕ

§ 23. Общая характеристика ледяного покрова

Классификация льдов по происхождению. Согласно международной номенклатуре морских льдов 1984 г. льды, встречающиеся в море, подразделяются по происхождению на морские, речные и материковые.

Морской лед — это любая форма льда, встречающегося в море и образовавшегося в результате замерзания морской воды. Этот лед составляет основную массу льдов в море и обладает специфическими химико-физическими свойствами. Основной его характеристикой является соленость, которая с течением времени

изменяется. Вследствие чего многолетний морской лед становится почти пресным. Морской лед, как правило, имеет зеленоватый оттенок, но при большой примеси снега и пузырьков воздуха он белесоватого, стекловидного цвета. Многолетние морские льды с течением времени приобретают синий цвет.

Речной лед образуется на реке, часто имеет сероватый или коричневатый оттенок из-за вкрапления большого числа взвесей, находящихся в морской воде. Наибольшие скопления таких льдов встречаются в море вблизи устьев рек, но в отдельных районах такой лед мощными стоковыми течениями выносятся далеко в открытое море.

Лед материкового происхождения образуется при сползании береговых ледников в море или при разрушении ледяных шельфов. Он может находиться на плаву или сидеть на мели. В море чаще всего встречается в виде айсбергов — массивных кусков льда, которые выступают над уровнем моря более чем на 5 м, а отдельные возвышаются над водой на десятки метров. Они имеют значительные горизонтальные размеры (от нескольких сот метров до десяти километров). Айсберги состоят из очень прочного льда голубого цвета, при таянии дающего пресную воду.

В отдельных районах Арктики встречаются своеобразные формы льда — *ледяные острова*, которые представляют большие куски плавучего льда, возвышающиеся над уровнем моря на 5 м и более. Они имеют толщину 30—50 м и площадь от нескольких тысяч квадратных метров до пятисот и более квадратных километров. Ледяные острова формируются за счет сползания береговых ледников в море и смерзания их с морским многолетним неподвижным льдом. По своей прочности они превосходят обычный морской лед.

Образование ледяного покрова. Вследствие различия в химическом составе пресных и соленых вод процесс льдообразования в них неодинаков.

С охлаждением поверхностного слоя пресной воды ее плотность увеличивается и возникает перемешивание вод, которое продолжается до все большей глубины, пока плотность воды не достигнет наибольшего значения при температуре $+4^{\circ}\text{C}$, по всей глубине бассейна. Когда поверхностный слой воды охладится ниже температуры 4°C , его плотность будет иметь значение меньше плотности нижележащих слоев и перемешивание вод прекратится. При достижении поверхностным слоем температуры $-0,13^{\circ}\text{C}$ начинается образование льда.

Для вод соленостью от 0 до 24,7 ‰, которые называются солоноватые, процесс замерзания происходит так же, как и в пресной воде, с той лишь разницей, что льдообразование в солоноватых водах происходит при более низких температурах наибольшей плотности и замерзания воды в зависимости от ее солености.

Изменение температуры замерзания и температуры наибольшей плотности происходит в различной степени. Как видно из рис. 44, температура наибольшей плотности понижается быстрее, чем температура замерзания. В результате при солености, равной 24,7 ‰, температура наибольшей плотности и температура замерзания имеют одинаковое значение $-1,3^{\circ}\text{C}$.

Для морских вод с соленостью большей чем 24,7 ‰ процесс льдообразования протекает иначе. Из рис. 44 видно, что у вод морских температура наибольшей плотности ниже температуры замерзания. Поэтому, когда температура поверхностного слоя морской воды достигает температуры замерзания, явление перемешивания вод не прекращается. Образование кристаллов льда может происходить не только на поверхности воды, но и во всем слое перемешивания, достигшем температуры замерзания. Такое же явление наблюдается, когда перемешивание вод происходит под воздействием ветра, волнения и течений. Лед, образовавшийся в толще вод или у дна, называется *глубинным и донным*.

Процесс замерзания солоноватых и морских вод имеет и общее свойство — осолонение оставшегося объема воды. Это объясняется тем, что после того, как вода в море достигает температуры замерзания, из нее начинает выделяться чистый пресный лед, вследствие чего повышается соленость остального объема воды. Поэтому для дальнейшего льдообразования требуется новое понижение температуры поверхностного слоя.

Первичные формы льда в море. Наиболее благоприятными условиями для начала льдообразования являются спокойное море, наличие тонкого поверхностного распресненного слоя воды, большая теплоотдача тепла водой в атмосферу.

Образование льда в море начинается с появлением тонких ледяных игл — кристаллов чистого льда. Рост кристаллов первоначально происходит по горизонтальным направлениям, что приводит к увеличению площади льда, покрывающего море, затем начинается рост кристаллов в вертикальном направлении. Соли, растворенные в морской воде, и пузырьки воздуха располагаются в промежутках между кристаллами льда. Таким образом, морской лед после образования состоит из кристаллов чистого льда, между которыми вкраплены ячейки с солевым рассолом и пузырьками воздуха.

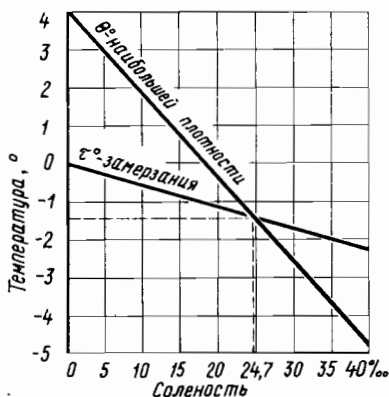


Рис. 44. Диаграмма замерзания воды

При спокойном состоянии моря смерзающиеся кристаллики льда образуют тонкий ледяной налет темно-свинцового цвета, по внешнему виду напоминающий пятна сала. Этот первичный ледяной покров носит название «сало».

При дальнейшем замерзании спокойного моря образуется тонкая эластичная корка льда — *нилас*, которая легко прогибается на волнении.

Блестящая корка льда, образующаяся на спокойной поверхности воды, в результате непосредственного замерзания или из ледяного сала носит название *склянка*. Ее толщина до 5 см. Она легко ломается при ветре и волне.

При выпадении снега на поверхность моря, свободную от льда, образуется вязкая масса — *снежура*.

Из ледяного сала или снежуры на легкой волне, а также в результате разлома склянки и ниласа в условиях большой зыби образуется *блинчатый лед*. Он преимущественно круглой формы от 30 см до 3 м в диаметре, толщиной 10—15 см, с приподнятыми краями вследствие ударов льдин одна о другую.

Нилас и блинчатый лед постепенно превращаются в *молодой лед* толщиной 10—30 см. Морской лед, являющийся дальнейшей стадией развития молодого льда и просуществовавший не более одной зимы, называется *однолетним льдом*. Толщина его колеблется от 30 см до 2 м. Лед, который подвергается таянию, по крайней мере, в течение одного лета, относится к старым льдам. Типичная его толщина 3 м и более.

Основные химико-физические свойства льдов. Соленость морского льда зависит от солености морской воды, из которой он образовался, от скорости льдообразования, от состояния моря в момент льдообразования, от возраста льда и его толщины. Чем выше скорость льдообразования, тем больше соленость льда, так как меньшее количество солевого раствора успевает стечь в воду.

С течением времени солевой раствор постепенно стекает в воду и соленость льда уменьшается. Поэтому чем больше возраст льда, тем меньше его соленость. У многолетних паковых льдов она составляет всего 1—2 ‰.

Температура на поверхности льда близка к температуре воздуха, а на нижней поверхности соответствует приблизительно температуре воды.

Плотность морского льда зависит от его температуры, солености и количества пузырьков воздуха, вкрапленных в лед. Наибольшее влияние на плотность и прочность льдов оказывает количество пузырьков воздуха.

Поэтому многолетние льды, в которых солевые ячейки, освободившиеся от раствора, заполнены пузырьками воздуха, имеют наименьшую плотность.

Важными механическими свойствами морских льдов являются твердость, упругость, прочность. *Твердость льда* с понижением температуры возрастает, а с нею увеличивается и хрупкость льда. Морской лед менее прочен, чем речной, но зато он обладает большей упругостью и пластичностью.

Для практических расчетов возможной нагрузки на лед и проходимости судами льдов большое значение имеет понятие о его *прочности*, определяемое величиной временного сопротивления на изгиб $\sigma_{вр}$, которая характеризует максимальную нагрузку в Н/см² на ледяной покров, при которой он разрушается.

Величина $\sigma_{вр}$ зависит от солености льда и температуры воздуха. С увеличением солености $\sigma_{вр}$ уменьшается, а с понижением температуры возрастает.

Следовательно, опресненный и пресный лед при низких температурах воздуха становится наиболее прочным.

§ 24. Подразделение льдов по подвижности

Льды, встречающиеся в море, подразделяются по подвижности на две большие группы: неподвижные и плавучие.

Неподвижные льды. Наиболее характерной формой таких льдов является *припай*, образующийся с осени у берегов, в заливах и иногда проливах. Припай может образовываться на месте или в результате примерзания к берегу дрейфующего льда любой возрастной градации.

Припай состоит из двух различных участков ледяного покрова: подошвы припая — узкой каймы льда, скрепленной с берегом, неподвижной при колебаниях уровня и сплошного ледяного покрова, иногда очень большого по площади, не имеющего горизонтальных подвижек. Но во время изменения уровня наблюдаются вертикальные колебания этой части сплошного ледяного покрова. Обычно подошва припая и сам припай разделены одной или несколькими ровными трещинами.

Наиболее благоприятными условиями для образования и развития припая являются: изрезанная береговая линия, в особенности, если у берега расположены архипелаги островов; отсутствие сильных постоянных течений и значительных по амплитуде колебаний уровня; мелководье, где охлаждение воды всегда происходит значительно быстрее и где ледообразование вообще при прочих равных условиях начинается раньше.

На открытых участках побережья пределом распространения припая обычно считают 25-метровую изобату. Это частично связано с тем, что на такой глубине садятся на мель различные сильно развитые по вертикали ледовые образования, которые играют для припая роль защитных сооружений от напора дрейфующих льдов.

Так как 25-метровая изобата может проходить в различном удалении от берега, припай распространяется в ширину от нескольких десятков метров до нескольких сот километров. Так, в районе Новосибирских островов он достигает ширины порядка 600 км.

В период существования припая во всех районах Мирового океана характерно появление *заприпайных полей* и *разряжений*. Они развиваются на значительной протяженности, особенно в районах с высокой повторяемостью ветров отжимных направлений.

Часто в практике выгрузки судов у побережья используется припай, если он способен по своему состоянию выдержать тяжесть грузов. Во избежание несчастных случаев толщина припая и его прочность должны быть своевременно проверены.

В табл. 11 приведена допустимая нагрузка на морской лед (по К. Л. Васильеву).

К неподвижным льдам также относятся: *стамухи* — сидящие на мели торосистые образования, а также *стояки* — любые льдины, сидящие на грунте независимо от происхождения.

Плавающие льды. Такие льды представляют собой скопления отдельных льдин и полей, образовавшихся в море в результате взлома припая, а также выноса речных льдов и образования айсбергов из материкового льда. Плавающие льды непрерывно перемещаются под воздействием ветра, течений и приливо-отливных явлений и поэтому представляют наибольшую опасность для судоходства.

Для обозначения любого вида плавающего морского льда независимо от его формы, состояния и положения применяется термин *дрейфующий лед*.

В зависимости от размеров дрейфующие льды подразделяются на *ледяные поля* — наиболее крупные по площади льдины с размерами от 0,5 до 10 км в поперечнике; *обломки ледяных полей* — льдины размером 100—500 м в поперечнике; *крупнобитый лед*, размеры которого в поперечнике не превышают 20—100 м; *мелкобитый лед* с размерами менее 20 м в поперечнике. *Ледяная каша* — скопления плавающего льда, состоящие из обломков не более 2 м в

Таблица 11

Наименьшая толщина льда, см	Общая масса груза (предельная), т	Наименьшая толщина льда, см	Общая масса груза (предель- ная), т
5	0,1	25	10
10	0,5	30	15
15	3,5	40	22
20	6,0	50	25

поперечнике, образовавшиеся в результате разрушения других форм льда.

Каждый из этих видов льдов может иметь сравнительно ровную поверхность или же, наоборот, весьма восторшенную.

Толщина дрейфующих льдов колеблется в значительных пределах в зависимости от района и условий льдообразования. Льды с ровной поверхностью редко имеют толщину более 2,5 м, в то время как восторшенные льды могут иметь толщину 5 м и более.

К плавучим льдам относятся также айсберги и ледяные острова.

Дрейфующие льды под воздействием ветра, течений и колебаний уровня меняют свою сплоченность. Ветер, дующий со стороны открытого моря на скопления льда, быстро увеличивает их сплоченность с наветра. Если ветер дует на берег, у которого находятся дрейфующие льды, наблюдается сплочение льдов и их торошение. При ветре, дующем с берега, льды разрезаются.

Дрейфующие льды, как правило, разрезаются в районах, где скорости течений увеличиваются, и скапливаются там, где скорости течений уменьшаются. В точках или линиях схождения морских течений следует ожидать скопления льдов, а в точках или линиях расхождения наблюдается разрежение льдов и образование полыней.

Особенно сильные периодические сжатия и разрежения льдов наблюдаются в районах интенсивных приливо-отливных течений. Сжатия льдов приходятся на время смены приливо-отливных течений и продолжаются 1—2 ч, после чего наблюдается растяжение льдов.

Колебания уровня также в сильной степени изменяют сплоченность льдов. При подъеме уровня льды разрезаются, а при спаде сплавиваются.

Распределение льдов в Мировом океане. Общей особенностью замерзающих морей Мирового океана является большая изменчивость ледовых условий во времени и пространстве. На рис. 45 показаны границы распределения льдов в Мировом океане.

Максимальное развитие ледяного покрова происходит в марте-апреле. К этому времени толщина однолетних льдов может достигать 2,0 м и более.

В конце августа, начале сентября наблюдается минимальное распространение ледяного покрова. Во второй половине сентября начинается образование и нарастание нового льда, и к концу октября арктические моря практически полностью покрываются льдом.

В морях умеренного пояса — Белом, Балтийском, Охотском, Японском, северной части Каспийского моря — замерзание начинается в конце ноября месяца, а разрушение и таяние льда происходят в мае.

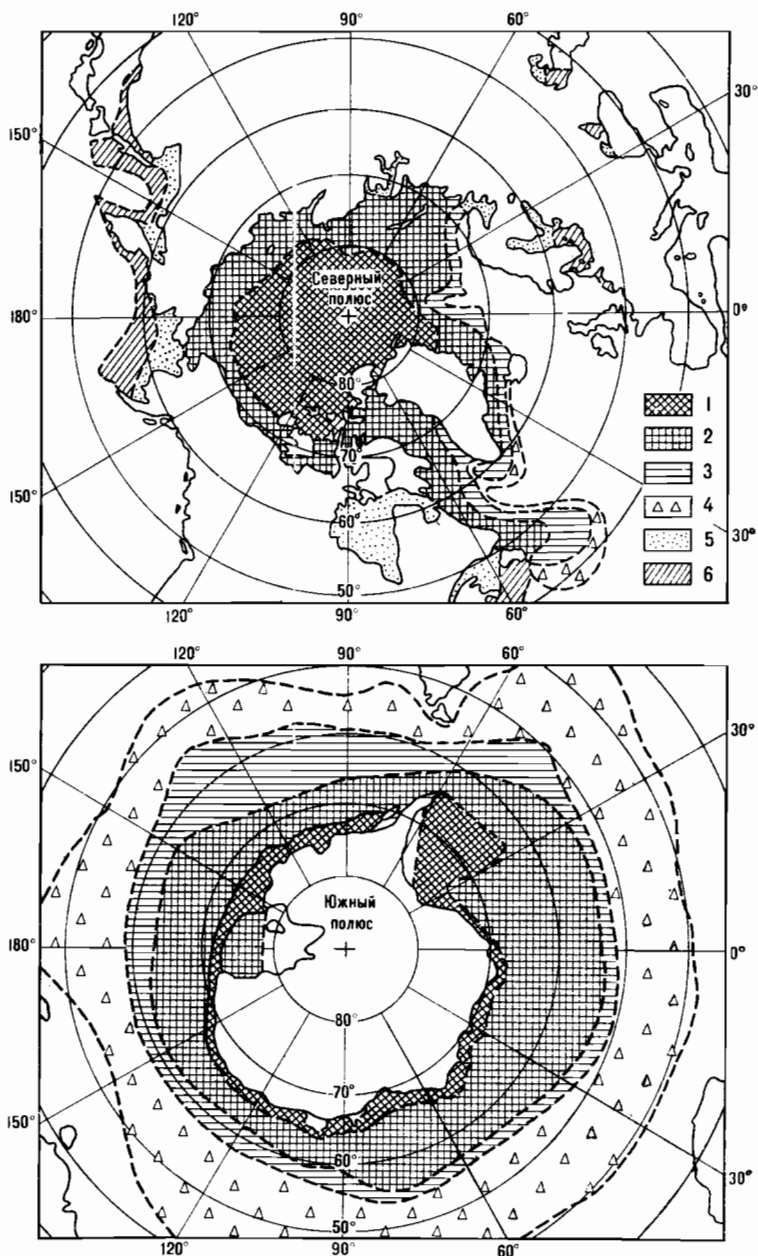


Рис. 45. Границы распределения льдов в Мировом океане:

1 — постоянно в течение года; 2 — всегда или часто в году; 3 — эпизодически зимой и летом; 4 — районы возможной встречи айсбергов; 5 — постоянно зимой в морях; 6 — эпизодически зимой и весной

Наиболее известными районами зарождения айсбергов являются побережье Антарктиды, берега Гренландии, северная часть острова Элсмир (Канадский Арктический Архипелаг).

Значительное число айсбергов встречается в море Баффина, откуда они выносятся в район острова Ньюфаундленд и к югу от него, где проходят основные пути из Европы в Северную Америку.

Так, по данным ИСЗ, ледовой авиаразведки и судов международного ледового патруля в море Баффина одновременно может находиться до 40 000 айсбергов различного размера.

В Антарктиде с удалением от берега сплоченность айсбергов постепенно уменьшается. Вероятность встречи с айсбергами длиной свыше 100 м в прибрежной зоне составляет 20 %, свыше 300 м — порядка 5 %. В открытом океане, к северу от 65 ю. ш. айсберги длиной более 1500 м появляются очень редко.

Контрольные вопросы. 1. Как классифицируются льды, встречающиеся в море по происхождению? 2. В чем заключаются особенности замерзания пресных, солоноватых и соленых льдов? 3. Каковы основные физико-химические свойства льдов? 4. Какие виды неподвижных и плавучих льдов встречаются в море?

Глава VIII

ВОЛНЫ В МОРЕ

§ 25. Основные характеристики волн

В море под воздействием ряда природных сил происходят волновые колебания водных масс, основными из которых являются ветровые, вызываемые воздействием ветра на поверхность моря; анемобарические, обусловленные изменением атмосферного давления, сгонно-нагонным действием ветра, приводящим к изменению уровня моря; приливные, возникающие под действием периодических сил притяжения Луны и Солнца; сейсмические (цунами), связанные с резкими смещениями больших масс воды в результате подводных землетрясений, а также извержений подводных и прибрежных вулканов.

Наиболее часто в морях и океанах судоводителям приходится встречаться с ветровыми волнами, которые вызывают качку судна, заливаемость палубы, уменьшают скорость хода, а при сильном шторме наносят повреждения, которые иногда приводят к гибели судна.

Волновые колебания, происходящие под воздействием природной силы, называются вынужденными, когда действие силы прекращается, наблюдаются свободные (инерционные) колебания.

По изменчивости элементов волн во времени выделяют неустановившиеся волны, изменяющие свои элементы во времени, а также установившиеся, которые не меняют свои элементы во времени.

По соотношению длины волны и глубины моря различают волны короткие, у которых длина волны значительно меньше глубины моря, и длинные, у которых длина волны значительно больше глубины моря.

Выделяются следующие геометрические элементы волны (рис. 46).

Волновой профиль — кривая, получаемая в результате сечения взволнованной поверхности моря вертикальной плоскостью в заданном направлении.

Средний волновой уровень — линия, пересекающая волновой профиль так, что суммарные площади выше и ниже этой линии одинаковы.

Каждая волна характеризуется следующими геометрическими элементами:

гребень — часть волны, расположенная выше среднего волнового уровня;

вершина — наивысшая точка гребня волны;

ложбина — часть волны, расположенная ниже среднего волнового уровня;

подошва — наинизшая точка ложбины волны;

высота h — превышение вершины волны над соседней подошвой на волновом профиле, проведенном в генеральном направлении распространения волн;

длина λ — горизонтальное расстояние между вершинами двух смежных гребней на волновом профиле, проведенном в генеральном направлении распространения волн;

крутизна ε — отношение высоты данной волны к ее длине;

фронт волны — линия на плане взволнованной поверхности, проходящая по вершинам гребня волны;

луч волны — линия, перпендикулярная фронту волны в данной точке;

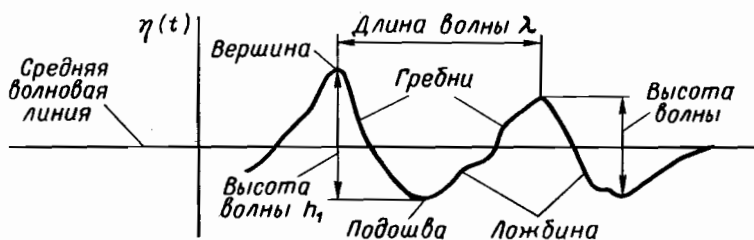


Рис. 46. Волновой профиль и его основные элементы

длина гребня L — протяженность гребня волны в направлении фронта;

направление распространения волны — направление перемещения волн вдоль луча волны, отсчитываемое от норда в сторону их движения.

Кроме элементов волн, определяющих их геометрические характеристики, выделяют кинематические элементы, к которым относятся:

периоды волны τ — интервал времени между прохождением двух смежных вершин через фиксированную вертикаль;

скорость волны c (фазовая скорость) — скорость перемещения гребня волны в направлении ее распространения, которая определяется за короткий интервал времени порядка периода волны.

За период волны τ профиль ее смещается на расстояние, равное длине волны λ , поэтому длина, период и скорость волны определяются зависимостью

$$\lambda = c\tau. \quad (23)$$

Реальные ветровые волны трехмерные и поэтому для них приходится вводить дополнительные термины, к которым в первую очередь относится понятие высоты в точке. Она определяется как разность по вертикали между наивысшим уровнем вершины (точка А) и уровнем подошвы (точка В), представляющим наименьшую точку ложбины волны (рис. 47).

Волны, возбуждаемые ветром на поверхности моря, подразделяются на два основных типа: ветровые и зыбь.

Ветровые волны находятся под непосредственным воздействием ветра; зыбь — это волнение, оставшееся после ветра, его вызвавшего, или ослабевшего, или изменившего свое направление более чем на 45° . В море часто наблюдается смешанное волнение, при котором одновременно существуют ветровые волны и зыбь, которая пришла из другого района или образовалась на месте при изменении ветровых условий. Мореплавателям приходится встречаться с особой формой волнения — толчеей, которая образуется двумя или несколькими системами волн, которые распространяются в разных направлениях. При толчее волны обладают большой крутизной с короткими конусообразными гребнями. Направление распространения толчеи на практике определить весьма затруднительно.

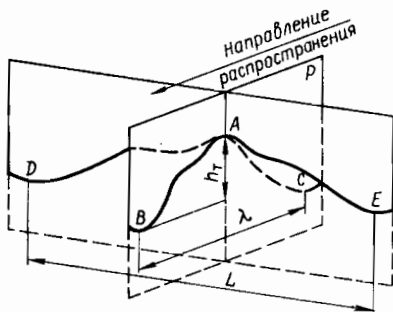


Рис. 47. Разрез трехмерной волны

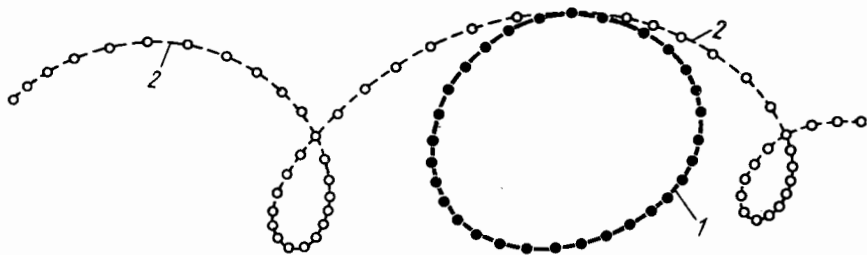


Рис. 48. Траектория частиц при морском волнении:
1 — движение по замкнутой орбите; 2 — суммарное перемещение

Процесс зарождения и развития волнения настолько сложен, что, несмотря на многочисленные исследования, до сих пор не создано единой теории для объяснения всех сторон этого сложного природного явления.

Экспериментальные исследования, выполненные в специальном штормовом бассейне, показали, что в реальном морском волнении отдельные частицы воды движутся по сложным спиралеобразным траекториям.

На рис. 48 представлена траектория перемещения уравновешенного поплавка в приповерхностном взволнованном слое воды. Как видно, движение поплавка вместе с частицами воды складывается из орбитального и поступательного перемещений.

При этом с увеличением горизонта z залегания частиц воды в арифметической прогрессии радиус орбит $r=h/2$ убывает в прогрессии геометрической. Для определения величины убывания высоты волны в зависимости от горизонта залегания частицы воды под поверхностью моря используется формула

$$h_z = h_0 \exp \left(-\frac{2\pi}{\lambda} z \right), \quad (24)$$

где h_0 — высота волны на поверхности, м;
 z — горизонт залегания частицы, м.

Из формулы (24) видно, что с увеличением горизонта z в арифметической прогрессии высота подповерхностных волн убывает в прогрессии геометрической.

Если принять среднюю высоту штормовой океанской волны $h_0=8$ м и длину $\lambda=150$ м, то по формуле (24) нетрудно подсчитать, что на горизонте $z=150$ м высота волны $h_z=16$ мм.

Следовательно, на горизонте, равном длине волны, волнение практически отсутствует.

Поступательное перемещение частиц воды в направлении движения волны носит название *волнового течения*, которое су-

ществует независимо от того, дует или прекратился ветер, так как оно вызвано самой природой колебательного процесса.

Осредненная за период волны скорость волнового течения на любом горизонте от поверхности z определяется выражением

$$V_v = \left(\pi \frac{h_0}{\lambda} \right)^2 c \exp \left(-2\pi \frac{z}{\lambda} \right), \quad (25)$$

где h_0 — высота волны на поверхности моря, м;

z — горизонт, на котором определяется течение, м.

При штормовом волнении скорости волнового течения, как видно из табл. 12, имеют значительные значения по осадке основных типов морских судов.

Таблица 12

Осадка судна, м	Высоты волн, м			
	4,0	6,0	8,0	10,0
0	0,52	0,58	0,82	1,10
4	0,27	0,39	0,61	0,87
8	0,12	0,26	0,44	0,68

Волновое течение усложняет траекторию движения частиц воды, поэтому ветровая волна имеет форму, отличную от трохойды, наветренный склон у нее пологий, а подветренный — более крутой.

§ 26. Зарождение, развитие и затухание морского волнения

Впервые физическое обоснование роста ветровых волн за счет передачи энергии от ветра выдвинул советский ученый В. М. Макавеев (1937 г.).

Для количественной оценки развития ветровых волн он предложил использовать уравнение баланса волновой энергии:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial (V_c E)}{\partial x} = E_a - E_\mu, \quad (26)$$

где $\partial E / \partial t$ — изменение энергии во времени;

$\partial (V_c E) / \partial x$ — изменение потока энергии по расстоянию;

E — энергия волны, приходящаяся на единицу поверхности моря;

V_c — скорость переноса волновой энергии;

E_a — энергия, получаемая волнением от ветра;

E_μ — потеря энергии волн за счет внутреннего трения.

Энергия волны определяется уравнением

$$E = \frac{1}{8} \rho g h^2 \lambda, \quad (27)$$

где g — ускорение свободного падения, м/с^2 .

Используя (27), можем записать

$$\frac{g\rho}{8} \left[\frac{\partial h^2 \lambda}{\partial t} + \frac{\partial (h^2 \lambda V_c)}{\partial x} \right] = E_u - E_\mu. \quad (28)$$

Из (28) видно, что уравнение энергии определяет изменение элементов волны h и λ в зависимости от энергии E_u , передаваемой ветром скоростью u , продолжительности его действия t на расстоянии x , на котором он воздействует на волны.

Так как уравнение (28) включает две неизвестные величины h и λ , его решение не может быть осуществлено без дополнительного соотношения, связывающего между собой эти неизвестные.

В качестве такого соотношения берут крутизну волны $\varepsilon = h/\lambda$, которую определяют эмпирическим путем. Например, Н. А. Лабзовский по данным аэрофотосъемки получил

$$\varepsilon = 1/0,9(100 + u^2)^{1/2}, \quad (29)$$

где u — скорость ветра.

Количество энергии, передаваемой ветром волне, определяется соотношением

$$E_u = Ah(u - c)^2, \quad (30)$$

где A — эмпирический коэффициент;

c — фазовая скорость волны.

Из формулы (30) можно сделать два важных вывода:

количество энергии, передаваемой от ветра волнам, тем больше, чем значительнее разность скоростей ветра и волнения;

увеличение энергии, передаваемой от ветра волнам, приводит (при неизменной скорости ветра) к росту высоты волны.

Потеря энергии на внутреннее трение может быть рассчитана:

$$E_\mu = 2\mu k^3 (h/2)^2 c^2, \quad (31)$$

где μ — коэффициент турбулентного трения;

$k = 2\pi/\lambda$ — волновое число.

Факторы, влияющие на изменение параметров волн в открытом море. Из анализа уравнения баланса волновой энергии можно сделать вывод, что изменение элементов волн зависит от скорости и продолжительности действия ветра и длины разгона ветра над морем.

Рассмотрим более подробно влияние отдельных параметров ветра на рост и размеры волн в открытом море.

Скорость ветра. Наиболее характерным показателем интенсивности передачи энергии волнам и одновременно роста волн под действием ветра является возраст волн ($\beta = \frac{c}{u}$).

Размеры волны интенсивно растут, когда β не превышает 0,4—0,5. При больших значениях β рост волн замедляется, а при $\beta = 0,8$ практически прекращается.

В море наблюдаются три стадии ветрового волнения.

Развивающееся (не установившееся) волнение, при котором под воздействием ветра наблюдается увеличение энергии волн во времени $\partial E / \partial t$ и изменение потока энергии по расстоянию $\partial(V_c E) / \partial x$.

На этой стадии с увеличением скорости ветра наблюдается наиболее интенсивный рост отдельных элементов волн. При развитии волнения изменение величины отдельных элементов волн происходит в различной степени. На рис. 49 показаны кривые, характеризующие изменение величины отдельных элементов волн в Северной Атлантике.

Высота и длина волны растут с усилением скорости ветра. Однако рост высоты волны вначале происходит весьма интенсивно, а затем постепенно замедляется. Длина волны на начальной стадии растет незначительно, но в дальнейшем она возрастает быстрее, чем высота волны. Как следствие такой закономерности является уменьшение крутизны волны по мере развития ветрового волнения. В начальный период развития ветрового волнения волны имеют крутизну $\varepsilon = 1/7$, затем крутизна непрерывно уменьшается и при развитом волнении имеет значение $1/23$.

Установившееся волнение, при котором размеры волн достигают своих предельных значений при определенных скорости и продолжительности действия ветра и длине его разгона над морем.

При установившемся волнении количество энергии, поступающей от ветра E_u , становится равным энергии, расходуемой на преодоление турбулентного трения E_{tr} , и, следовательно, изменение энергии волны во времени $\partial E / \partial t = 0$.

На рис. 50 приведены кривые, характеризующие предельные высоты и периоды установившегося волнения в открытом океане при различных скоростях ветра.

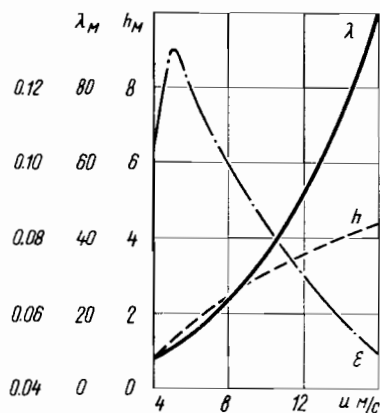


Рис. 49. Изменение элементов волн с усилением скорости ветра: h — высота; λ — длина; ε — крутизна

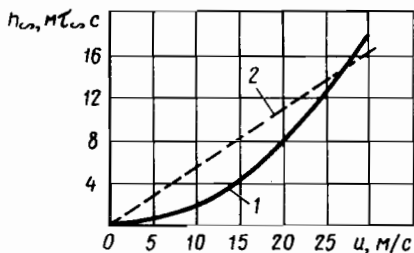


Рис. 50. График установившегося волнения:

1 — предельные высоты; 2 — периоды

Затухающее волнение, у которого с ослаблением скорости ветра происходит уменьшение элементов волн за счет сокращения количества энергии, получаемой от ветра в единицу времени.

При неустановившемся волнении со снижением скорости ветра высота волн начинает заметно уменьшаться. При затухании морского волнения одной и той же скорости ветра

соответствует большая высота волн, чем при росте волнения.

Установившееся волнение начинает заметно уменьшать свои размеры через несколько часов после ослабления ветра, что объясняется большим количеством энергии, запасенной волной от ветра.

Продолжительность действия ветра. Согласно уравнению (26) энергия от ветра волнам передается за определенный промежуток времени ($\partial E/\partial t$), в течение которого на волны действует ветер постоянной или переменной скорости.

Изменение высоты волны от продолжительности действия ветра t и его скорости u определяется соотношением

$$\bar{h} = 0,27 \cdot 10^{-4} u^2 (gt/u^2)^{0,57}. \quad (32)$$

В табл. 13 приведены значения высот волн в зависимости от продолжительности действия ветра и его скорости по наблюдениям в Северной Атлантике.

Из таблицы видно, что с увеличением времени действия ветра высоты волн заметно возрастают, особенно при значительных скоростях ветра.

Рост элементов волн по времени продолжается, пока при данной скорости ветра u они не достигнут предельно возможных размеров (установившееся волнение).

На рис. 51 показан график, характеризующий промежуток времени, необходимый для того, чтобы высоты волн достигли своих предельных значений h_m .

Изменение направления ветра. В большинстве пособий и руководств по морскому волнению сказано, что направление ветра и ветрового волнения совпадает. В действительности, как показывают натурные наблюдения, соотношение направления ветра и волнения подчинены сложным закономерностям. Исследования, выполненные на экспедиционных судах в Северной Атлантике,

u, м/с	t, ч						
	3	4	9	11	13	16	18
8—9	0,9	1,0	1,4	1,5	1,7	1,8	2,4
15	1,3	1,9	2,6	3,1	4,1	4,3	4,5

показали, что разность направлений ветра и волнения в пределах угла $\pm 30^\circ$ составляет 40—50 % общего числа наблюдений.

К. И. Кашин показал, что если угол между направлением распространения волнения и ветром в начальный момент нового направления ветра был φ_0 , то его изменение во времени определяется уравнением

$$\varphi = \varphi_0 \exp(-k_\varphi t), \quad (33)$$

где φ — угол между ветром и направлением распространения волн на момент времени t ;

k_φ — коэффициент, определенный из наблюдений, имеющий значения 0,50; 0,60; 0,75; 0,80 при φ , равном соответственно 20, 30, 40 и 50° .

Из уравнения (33) следует, что по мере увеличения промежутка времени от момента начала изменения направления ветра угол между ветром и направлением распространения волн на определенный момент времени становится близким к 0° .

На рис. 52 показана изменчивость ежечасных направлений ветра и волнения для Северной Атлантики. Видно, что волнение меняет свое направление медленнее, чем ветер, и совпадает с ним примерно через 12 ч.



Рис. 51. Промежуток времени, необходимый для развития предельного по высоте h_∞ волнения при скорости ветра u (м/с)

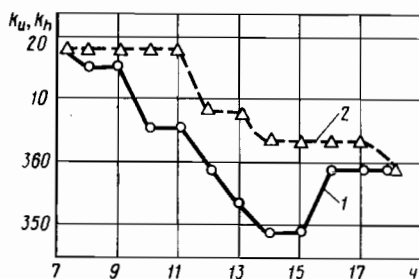


Рис. 52. Изменчивость ежечасных направлений ветра 1 и волнения 2; K_u и K_h — направление ветра и волнения

Длина разгона. На рост элементов волн влияет длина разгона — расстояние X , на котором ветер постоянный по скорости (± 2 м/с) и направлению ($\pm 25^\circ$) воздействует на волны.

Разгон X измеряется в направлении против ветра от расчетной точки до подветренного берега или до подветренной границы ветрового поля.

Длина разгона имеет большое значение в прибрежной зоне, если ветер дует с берега. В этом случае по мере удаления от берега даже при одной и той же скорости ветра параметры волн заметно растут.

Длина разгона играет заметную роль в росте волн, если в каком-нибудь районе океана развивается шторм в резко ограниченных размерах. Если длина разгона не превышает $1/4 - 1/2$ линейного размера области шторма, то на концах разгона высоты волн могут значительно отличаться друг от друга.

Если размеры бассейна достаточно велики, а ветер дует значительное время, то на некотором разгоне $X_{кр}$, зависящем от скорости ветра, наступает состояние насыщения волн энергией и волнение достигает предела развития.

Получен ряд зависимостей, связывающих параметры волн с длиной разгона и скоростью ветра. Дж. Дербишайер на основании многочисленных инструментальных наблюдений для Северной Атлантики получил следующую зависимость:

$$h_{макс} = 0,0192 D(X) u^2, \quad (34)$$

где $h_{макс}$ — высота максимальных волн, м;

$D(X)$ — безразмерный коэффициент, зависящий от длины разгона (при $X=10$ км, $D(X)=0,30$; $X=50$ км, $D(X)=0,66$; $X=200$ км, $D(X)=0,92$);

u — скорость ветра, м/с.

Как видно, при разгоне X , равном 200 км, коэффициент $D(X)$ близок к единице и, следовательно, при дальнейшем увеличении длины разгона высота волны будет приближаться к своим максимальным значениям.

По данным К. И. Кашина, для открытых районов Северной Атлантики при $X > 500$ км не наблюдается связи между длиной разгона и высотой волн.

Зыбь. Зыбью называется волнение, которое существует за счет накопленной энергии волны E , когда передача энергии ветра к волнам прекращается ($E_u = 0$).

В океанах и морях встречаются следующие случаи формирования зыби.

1. Возникновение зыби непосредственно в зоне шторма при некоторых колебаниях в скорости дующего ветра. Так как среди совокупности ветровых волн наблюдаются волны в различной стадии своего развития, то достаточно скорости ветра немного

уменьшиться, чтобы скорость некоторого числа волн превысила скорость ветра и они превратились бы в зыбь. При новом усилении ветра некоторые из них могут опять перейти в ветровые волны, однако в общем случае с увеличением скорости и продолжительности действия ветра все большее число волн начинает переходить в зыбь.

При $\beta=0,5$ ветровые волны составляют 97 %, а зыбь — 3 %, если $\beta=1,0$, то соотношение ветровых волн и зыби соответственно равно 50 %, с возрастанием значения β до 2,0 зыбь составляет 95 %.

2. Если в данном районе перемещается циклон, в котором скорость ветра достигает значительных значений, то при этом волны, выходя из области шторма, превращаются в зыбь. Формирование зыби в этом случае определяется дисперсией и угловым рассеянием.

Дисперсия проявляется в видоизменении волн, которые при выходе из зоны шторма становятся более однородными за счет поглощения волн коротких периодов и увеличения скорости распространения.

Многочисленные наблюдения показывают, что скорость, длина и период зыби возрастают примерно на коэффициент 1,7 по мере их распространения из зоны шторма. Длина волн зыби может быть значительно больше длины ветровых волн, из которых они образовались.

Нередко в океане можно встретить зыбь со скоростью распространения более 60 км/ч и длиной волн 400—800 м.

Так как энергия волны пропорциональна высоте волны, то по мере затраты энергии зыби на преодоление внутреннего трения высота волны уменьшается по зависимости

$$\frac{h_z}{h_v} = \left(\frac{\tau_z}{\tau_v} \right)^{-3,47}, \quad (35)$$

где τ_v и h_v — период и высота ветровых волн при переходе их в волны зыби, с, м;

τ_z и h_z — период и высота зыби через промежуток времени t .

Зыбь, существующая при полном отсутствии ветра, называется *мертвой зыбью*. Она характерна двухмерными однородными по элементам волнами с малой крутизной.

В результате взаимодействия ветровых волн и зыби в океане возникает *смешанное волнение*. В простейшем случае смешанное волнение состоит из двух систем волн — ветрового волнения и зыби.

В более сложных случаях смешанное волнение может состоять из нескольких волновых систем.

§ 27. Статистические закономерности ветровых волн

Повторяемость и обеспеченность волнения. Реальные ветровые волны отличаются разнообразием своих характеристик.

При различных условиях формирования волнения — скорости ветра, продолжительности его действия, разгона волн — наблюдаются волны от начинающихся формироваться до максимальных.

Однако наблюдения показывают, что существуют статистические закономерности в разнообразии характеристик волн.

Простейший статистический анализ разнообразия волн состоит в определении повторяемости и обеспеченности элементов волн в точке при определенных параметрах ветра, а также в заданном районе за длительные промежутки времени.

Повторяемость волнения — вероятность появления волны определенных размеров (высота, длина, период) из общего числа наблюдений.

Обеспеченность волнения характеризует распределение элементов волн по размерам из общего числа наблюдений. Для расчета обеспеченности последовательно суммируют повторяемости, начиная с повторяемости наибольших значений элементов. На рис. 53 приведены кривые повторяемости и обеспеченности высот волн в безразмерной форме, отнесенные к средней высоте волн.

Использование относительных величин элементов волн позволяет сравнивать характеристики, полученные при различных наблюдениях.

Кривая повторяемости высот волн позволяет установить ряд закономерностей в их распределении, характерных для ветрового волнения. Например, как видно из рис. 53, 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 значениями, что и повторяемость высот. Разнообразие волн по периодам значительно меньше. Наибольшую повторяемость имеют волны со средним периодом.

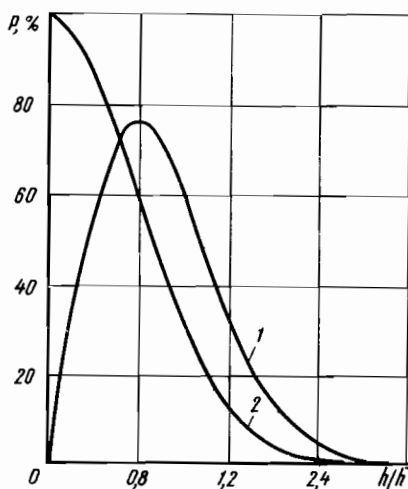


Рис. 53. Кривая высот волн в безразмерной форме:

1 — повторяемости; 2 — обеспеченности

Таблица 14

Районы Мирового океана	Сезоны года	Высоты волн, м			
		0—2	2—3,5	3,5—6	6 и более
Северная часть Атлантического океана (45°—60° с. ш.)	Лето	46	35	17	2
	Зима	15	34	35	16
Южная часть Атлантического океана (45°—60° ю. ш.)	Лето	41	38	21	0
	Зима	15	35	34	16
Южная часть Индийского океана (40°—60° ю. ш.)	Лето	20	36	36	11
	Зима	12	32	33	23
Северная часть Тихого океана, Алеутско-Камчатский р-н	Лето	73	24	3	0
	Зима	16	34	35	15
Южная часть Тихого океана (40°—60° ю. ш.)	Лето	24	36	30	10
	Зима	20	35	33	12

Обеспеченность средней высоты волн составляет 46 %, т. е. только это количество волн имеет высоту выше средней. Обеспеченность волн высотой $2h$ равна примерно 5 %, следовательно, только пять волн из 100 будут иметь высоту $2h$ и более.

Расчет обеспеченности периодов показывает, что максимальный период волн превышает средний не более чем в два раза. Обеспеченность среднего периода близка к 50 %.

Следует отметить, что в большинстве навигационных гидрометеорологических пособий приводятся волны 3 %-ной обеспеченности. Следовательно, если на карте нанесены изолинии волн высотой 5 м, то это следует читать так: три волны из ста имеют высоту 5 м и более.

Для практических задач судовождения используется многолетняя повторяемость волнения той или иной высоты в определенном районе океана на различные месяцы или сезоны года.

В табл. 14 дана повторяемость высот волн в наиболее штормовых зонах Мирового океана (в %).

Из табл. 14 видно, что наибольшая повторяемость штормовых волн высотой 6 м и более наблюдается летом и зимой в южных частях Индийского и Тихого океанов. В северных и южных частях Атлантического океана и северной части Тихого океана в летнее время волнение высотой 6 м и более практически не встречается.

Отдельные волны в зоне сильного шторма могут достигать значительно больших размеров, чем их средние значения. Так в Северной Атлантике при ветре 20 м/с наблюдались волны высотой 15—20 м.

Статистический анализ элементов волн позволяет определить, помимо повторяемости и обеспеченности волнения, эмпирические

зависимости между скоростью ветра u (м/с), продолжительностью его действия t (ч), длиной разгона X (км) и средними значениями элементов волн, числовые значения которых даны в «Океанографических таблицах».

Статистические связи часто представляют в виде номограмм, удобных для практического расчета. На рис. 54 показана подобная номограмма для нахождения средней высоты волны по известным значениям среднего периода и скорости ветра. Аналитически эта связь определяется формулами Ю. М. Крылова:

$$\bar{h} = \begin{cases} 0,059 \bar{\tau}^2 \bar{u} > \tau_0; \\ 0,019 \bar{\tau} u \bar{u} < \tau_0, \end{cases} \quad (36)$$

где $\bar{h}$ — средняя высота волны, м;
 $\bar{\tau}$ — средний период волны, с ($\bar{\tau} = 0,32u$);
 u — скорость ветра, м/с.

Спектральный метод определения характеристик ветрового волнения. В настоящее время для определения мореходных качеств судов на волнении используются спектральные характеристики ветрового волнения.

Спектральный метод рассматривает процесс волновых колебаний как сложную, не повторяющуюся в деталях кривую, которую можно представить в виде суммы элементарных синусоидальных колебаний с различными амплитудами α , частотами $\omega = \frac{2\pi}{\tau}$ (где τ — период волны) и случайными фазами ϵ :

$$\eta(t) = \sum_{n=1}^N \alpha_n \cos(\omega_n t + \epsilon_n), \quad (37)$$

где $\eta(t)$ — отклонение ординаты взволнованной поверхности от среднего волнового уровня в момент времени t в фиксированной точке моря.

В силу случайности фаз эта величина носит вероятностный, случайный характер.

Энергия элементарного колебания e_n пропорциональна квадрату амплитуды волны α_n и определяется формулой

$$e_n = \frac{\rho g}{2} \alpha_n^2, \quad (38)$$

где ρ — плотность морской воды, кг/м³;
 g — ускорение свободного падения, м/с².

Реальная кривая колебаний поверхности моря состоит из множества составляющих с интервалом частот бесконечно малым $\Delta\omega \rightarrow 0$. В этом случае распределение энергии волны по частотам определяется кривой спектральной плотности.

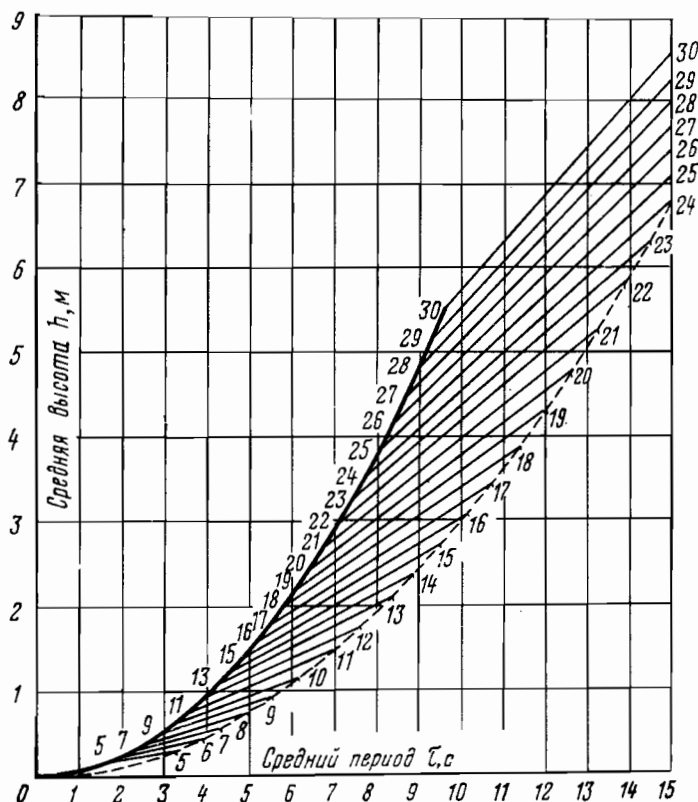


Рис. 54. Номограмма для нахождения средней высоты волны по известным значениям среднего периода и скорости ветра

Спектральная плотность энергии есть размерный коэффициент, на который нужно умножить бесконечно малый интервал частот $d\omega$, чтобы найти величину энергии элементарных составляющих с частотами от ω до $\omega + d\omega$:

$$A^2(\omega_n)d\omega = \alpha_n^2. \quad (39)$$

Функция $A^2(\omega_n)$, имеющая размерность $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ или $\text{м}^2 \cdot \text{с}$, называется спектром сложного колебательного процесса.

Суммарная энергия реальной волны E будет определяться интегралом (суммой) энергий элементарных волн во всем диапазоне частот от 0 до ∞ , т. е. интегралом вида

$$E = \frac{g\rho}{2} \int_0^{\infty} A^2(\omega) d\omega. \quad (40)$$

Как показывают натурные наблюдения, волновая энергия распространяется не только в направлении ветра, но и в других направлениях.

Поэтому взволнованную поверхность моря следует рассматривать как сумму бесконечного множества составляющих не только с различными частотами ω но и с различными направлениями распространения θ° .

Сложная спектральная структура волнения обуславливается турбулентным, вихревым характером ветра, порождающего волны. Поэтому основная задача спектральной теории волны заключается в изучении взаимодействия спектральной структуры ветрового и волнового потоков и получения на этой основе зависимости спектра волн от параметров ветрового потока.

Теория объясняет лишь некоторые частные свойства двумерного энергетического спектра, но не позволяет вычислить его по заданным параметрам ветрового потока. Поэтому приходится определять значения энергетических спектров эмпирическим путем.

В общем случае они имеют следующий вид:

$$A^2(\omega) = \frac{ag}{\omega^5} \exp \left[-b \left(\frac{g}{u\omega} \right)^4 \right], \quad (41)$$

где a и b — некоторые постоянные, зависящие от стадии развития волн; u — скорость ветра на определенном горизонте от поверхности моря.

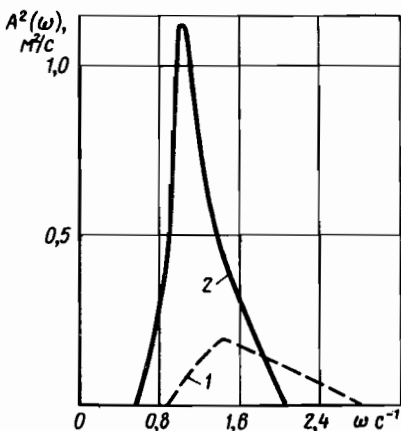


Рис. 55. Кривая спектральной плотности для неустановившегося и установившегося волнения при скорости ветра $u = 12$ м/с, 1— $t = 3$ ч; 2— $t = \infty$

Большое значение для распределения частот энергетического спектра имеет скорость ветра.

Так, максимальная частота, на которую приходится наибольшее количество энергии по Пирсону и Нейману,

$$\omega_{\max} = \frac{2,476}{u}, \quad (42)$$

т. е. чем больше скорость ветра u , тем в зону меньших частот (больших периодов) смещается $\omega_{\max}$.

Зависимость между частотой $\omega_{\max}$ и средним периодом

волн τ по Н. Н. Рахманину

$$\omega_{\text{макс}} = \frac{5,150}{\tau} \quad (43)$$

Для случаев неустойчившегося волнения $f(u, X, t)$ и установившегося $f(u)$ кривые спектральной плотности различны.

Из рис. 55 видно, что по абсолютной величине спектральная плотность неустойчившегося волнения при одной и той же скорости ветра меньше по абсолютной величине, а пик спектральной кривой смещен в область больших частот.

На рис. 56 показано семейство кривых спектральной плотности энергии для установившегося волнения при различных скоростях ветра. Видно, что с увеличением скорости ветра возрастает общая суммарная энергия волны, а пик кривой спектральной плотности смещается в области малых частот (больших периодов) волн.

Энергетический спектр волнения однозначно определяет статистическое разнообразие волн.

Наибольший интерес представляют такие статистические характеристики, как средние высоты, периоды, длины волн и гребней, крутизна.

Все они могут быть вычислены по формулам спектрального метода.

Спектральный метод позволяет получить весьма простые зависимости между элементами волн.

Н. И. Рахманин получил формулы, связывающие период и длину волны:

для чисто случайного процесса волнения

$$\bar{\lambda} = \frac{2}{3} \frac{g}{2\pi} \tau^2;$$

полностью развитого волнения

$$\bar{\lambda} = \frac{\sqrt{5}}{3} \frac{g}{2\pi} \tau^2; \quad (44)$$

зыби

$$\lambda = \frac{g}{2\pi} \tau^2.$$

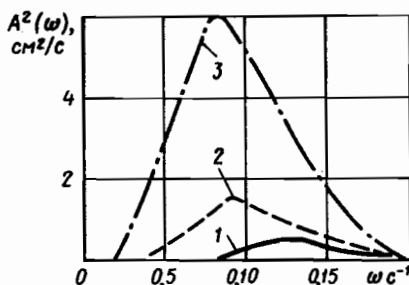


Рис. 56. Кривые спектральной плотности для установившегося волнения при различных скоростях ветра: 1 — $u=5$ м/с; 2 — $u=15$ м/с; 3 — $u=20$ м/с

Поскольку на судах наиболее просто (с помощью секундомера) определяется период волн, указанные формулы можно рекомендовать для расчета длин волн непосредственно на борту судна.

§ 28. Особенности ветрового волнения в прибрежной зоне

При плавании в прибрежной зоне необходимо учитывать изменение характера волнения и размеров его элементов под воздействием берегов и рельефа дна.

Если берега отвесны и глубина моря у берега больше половины длины волны ($H > \lambda/2$), то при подходе к берегу элементы волны практически не изменяются. Но достигая берега, волны отражаются и интерферируют с набегающими вслед волнами. При этом наблюдается то подъем уровня — «всплеск», то понижение его ниже среднего волнового уровня.

Высота «всплеска» равна примерно удвоенной высоте набегающей волны.

У относительно ровных, малоизрезанных приглубых берегов наблюдается частичное разрушение волны и давление на берег оказывается относительно небольшим. У приглубых изрезанных берегов волна, подходя к побережью, не отражается, а обрушивается на него всей массой.

Давление волны P может быть приближенно рассчитано по формуле В. В. Шулейкина:

$$P = 0,88 \cdot 10^3 \tau^2, \quad (45)$$

где P — давление, Н/м²;
 τ — период волны, с.

Как показывают результаты измерений, сила ударов волн достигает у берегов океанов порядка $373 \cdot 10$ Н/м², а у побережья морей — около $147 \cdot 10$ Н/м².

Если по мере приближения к берегу глубина моря постепенно уменьшается и недалеко от уреза воды берег образует вертикальную стенку, то при подходе волны гребень ее разбивается, образуя *взбросы*, достигающие иногда высоты в несколько десятков метров.

При обрушивании взброса массы воды ударяются о дно, вызывая сильные его разрушения. Это явление известно под названием «донной» волны и представляет большую угрозу для подмыва портовых сооружений.

Когда ветровые волны или зыбь достигают в прибрежной части моря области глубин, которые меньше половины

длины волны, начинается деформация волн под воздействием дна моря. Форма профиля волны и размеры всех ее элементов подвергаются заметному изменению. Гребень волны нагоняет предыдущую впадину, и волны теряют свою симметричность. Передний склон волны делается все круче, а впадина более полой. При этом

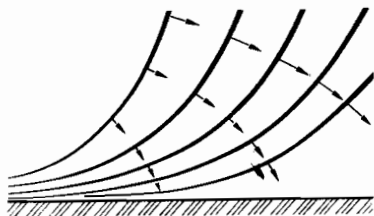


Рис. 57. Рефракция волн в прибрежной зоне

высокие волны деформируются таким образом, что они уменьшают свою высоту, а высота низких волн, наоборот, увеличивается.

Средние высоты волновых колебаний при этом мало зависят от изменения глубины и практически остаются постоянными во всей мелководной зоне, вплоть до области разрушения волн. Одновременно наблюдается изменение соотношения между высотой гребня волн и полной высотой волны. На глубокой воде высота гребня волны составляет примерно половину общей высоты. В прибрежной зоне гребни волны становятся значительно круче, а подошвы положе, чем в открытом море. Эти изменения приводят к тому, что высота гребня по отношению к общей высоте волны увеличивается по мере продвижения волн к берегу. При $h/H=0,75$ высота гребня составляет 80 % общей высоты волны.

Длина гребней волн на мелководье увеличивается, а длина и скорость уменьшаются. Период волн при их распространении на мелководье остается практически неизменным.

В прибрежной мелководной полосе наблюдается изменение направления движения фронта волн. Это объясняется тем, что волны на малых глубинах имеют скорость распространения меньшую, чем на больших, вследствие чего часть длинного гребня волны, находящегося ближе к берегу, отстает от более морской его части (рис. 57). Такое явление изменения направления движения волн на мелководье называется *рефракцией*.

Когда деформированная волна выходит на глубины порядка 1,5 высоты волны, начинается ее полное разрушение. Оно проявляется в том, что передний склон гребня становится совершенно отвесным, а затем, потеряв под собой основание, опрокидывается и массы воды устремляются на берег.

По данным Ю. М. Крылова перед моментом разрушения длина и скорость ветровых волн убывают соответственно пропорционально корню четвертой и второй степени от глубины. Период и высота увеличиваются обратно пропорционально корню четвертой степени от глубины.

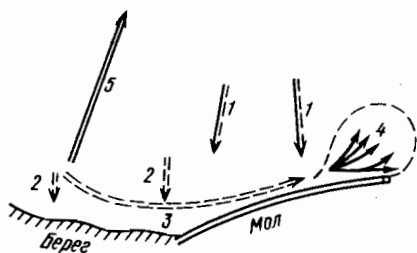


Рис. 58. Силы, действующие в прибрежной зоне:

1 — морское волнение; 2 — прибой; 3 — вдольбереговое течение; 4 — разрывные течения; 5 — компенсационное придонное течение

если прибойные волны выходят косо на берег, возникает так называемое «вдольбереговое» течение, которое на отдельных участках берега накапливает большие массы воды и затем в виде очень сильных «разрывных» течений направляется в сторону моря.

Прибойный поток и возникающие течения приводят к тому, что в прибойной зоне возникают силы, действующие в различных направлениях и уровнях (рис. 58). В зависимости от величины и направления этих сил в зоне прибоя возникают опрокидывающийся и переворачивающийся моменты, воздействующие на плавсредства, оказавшиеся в зоне прибоя. Вот почему плавание в прибрежной мелководной зоне и высадка на берег во время прибоя бывают весьма затруднительны, а порой и невозможны.

Если волны разрушаются у отдельных подводных или надводных каменных гряд или отмелей, наблюдается явление *бурунов*. Они особенно опасны при ветровом волнении, когда все пространство моря покрыто волнами с пенистыми барашками и буруны практически сливаются с общим видом взволнованной поверхности моря. Буруны обычно четко выделяются на фоне зыби.

Ветровое волнение в мелководном море имеет характерные особенности. Во-первых, после начала действия ветра очень быстро волны достигают своих максимальных значений. Так, например, на Азовском море, максимальная глубина которого всего 14 м, при ветре 20 м/с волны достигают своих максимальных значений через 0,9 ч после действия ветра.

Во-вторых, при любом, даже очень сильном ветре, волны мелкого моря никогда не достигают таких огромных размеров, как в океанах и глубоководных морях во время длительных штормов.

Если волна подходит к отмелому берегу и начинает разрушаться, то такое явление называется *прибоем*. При этом наблюдаются две линии опрокидывания гребней (зоны забурунивания): первая на линии резкого изменения глубины и вторая приблизительно у уреза воды.

При прибое значительные массы воды переносятся в сторону суши, при этом часть воды стекает в море в виде придонного течения. Кроме того,

В-третьих, волны мелкого моря отличаются значительной крутизной. И наконец, в-четвертых, по прекращению действия ветра волнение в мелком море быстро затухает.

Контрольные вопросы. 1. Какими элементами характеризуются волны? 2. Каковы основные факторы, влияющие на изменение элементов волн в открытом море? 3. Какие статистические закономерности определяют взаимосвязь параметров ветра и волнения? 4. Каковы особенности ветрового волнения в прибрежной зоне?

Глава IX

НЕПЕРИОДИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

§ 29. Непериодические течения в открытом море

Поступательное движение масс воды в море под воздействием природных сил называется морским течением. Основными характеристиками течений являются скорость, направление и продолжительность действия.

Непериодические течения по силам, их вызывающим, подразделяются на ветровые и градиентные.

Ветровое течение обусловлено влекущим действием ветра. Касательное напряжение ветра, действующее на поверхность океана, значительно больше по величине, чем другие силы, вызывающие течения. Поэтому ветровое течение является одним из основных наблюдаемых течений, особенно в верхнем слое океана.

Градиентное течение возникает в результате горизонтального градиента гидростатического давления и соответственно наклона изобарических поверхностей. Такой наклон может быть вызван нагоном и сгоном вод под воздействием ветра, повышением уровня у берегов за счет речного стока, изменением величины атмосферного давления.

Как только возникают течения, на них начинают действовать вторичные силы. К таким силам относятся ускорение Кориолиса, отклоняющее течения в северном полушарии вправо, а в южном — влево от первоначального направления движения, трение о дно и берега, а также внутреннее турбулентное трение, центробежная сила.

Ветровое течение. Над океаном непрерывно движутся потоки воздуха, увлекающие трением поверхностный слой воды. После начала действия ветра скорость течения растет, а направление отклоняется на определенный угол под воздействием ускорения Кориолиса. Проходит определенный промежуток

времени, называемый продолжительностью становления течения, за который при ветре постоянной скорости и направления скорость течения будет отличаться от ее предельного значения на 5 %.

Продолжительность становления течения зависит от скорости дующего ветра, предельной скорости установившегося течения на данном горизонте и так называемого показателя затухания амплитуды колебаний скорости течения.

Так, для северной части Атлантического океана были получены следующие данные о продолжительности становления течений. При ветре постоянной скорости и направления необходимо около суток, чтобы течение на поверхности стало установившимся. Ветровое течение устанавливается на горизонте до 100 м — через 50 сут и до 440 м — через 115 сут.

Из приведенного примера видно, что продолжительность становления течения в подповерхностных горизонтах весьма велика и установившиеся течения могут наблюдаться только в районах, где дуют устойчивые по скорости и направлению ветры.

Теоретические исследования и натурные наблюдения определили, что установившиеся ветровые течения в открытом глубоком море подчинены следующим закономерностям:

1. Скорость ветрового течения на поверхности определяется зависимостью

$$v_0 = \frac{0,127 u}{\sqrt{\sin \varphi}}, \quad (46)$$

где u_0 — скорость ветра, выраженная в тех же единицах, что и скорость течения; φ — широта места.

2. Направление ветрового течения на поверхности отклонено от направления дующего ветра на угол 45° вправо в северном полушарии, а в южном на тот же угол влево.

3. В подповерхностных горизонтах z вектор течения по абсолютной величине уменьшается по экспоненциальному закону (e^{-az}), а по направлению все больше и больше поворачивает вправо (рис. 59).

4. На горизонте

$$z = D = 7,6/u\sqrt{\sin \varphi}, \quad (47)$$

который называют «глубиной

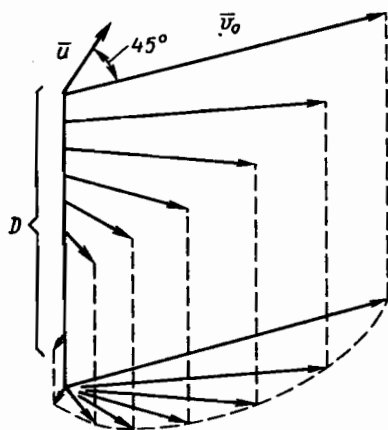


Рис. 59. Изменение вектора ветрового течения в подповерхностных горизонтах: u — вектор ветра; $\vec{v}_0$ — вектор поверхностного течения; D — глубина трения

трения», вектор течения направлен в сторону, обратную вектору поверхностного течения, а скорость равна 1/23 поверхностной.

Из формулы (47) следует, что горизонт, на который проникает течение, зависит от скорости ветра и широты места.

Изменение «глубины трения» D , м, в зависимости от скорости ветра u , м/с, и широты места φ° имеет следующие значения (табл. 15).

5. Зависимость между скоростями ветра u и течения v_0 определяется ветровым коэффициентом

$$K_u = v_0 / u. \quad (48)$$

Для открытого глубокого моря значение ветрового коэффициента не зависит от скорости ветра и составляет 0,02.

6. Суммарный поток всей толщи воды, создаваемый ветровым течением, движется в направлении, перпендикулярном действию ветра.

Градиентные течения. Эти течения являются наиболее обширной группой течений, вызываемых рядом природных сил. Так, течения связанные с нагоном и сгоном вод, называются *сточными*. Примером сточного течения может служить Флоридское, которое является результатом нагона вод в Мексиканский залив ветровым Карибским течением. Вследствие нагона вод в залив избыточные воды через Флоридский пролив устремляются в Атлантический океан, давая начало мощному течению Гольфстрим. *Стоковые* течения возникают вследствие стока речных вод в море. К таким течениям относятся Обь-Енисейское и Ленское течения, проникающие на сотни километров в Северный Ледовитый океан. Неравномерное изменение атмосферного давления над соседними районами океана и связанные с ним повышения или понижения уровня приводят к возникновению *бароградиентных* течений.

Величина наклона уровня, создающего градиентное течение, определяется тангенсом угла β_x :

$$\operatorname{tg} \beta_x = \frac{\Delta h}{\Delta X}, \quad (49)$$

где Δh — разность уровня на расстоянии ΔX .

Из рис. 60 видно, что величина гидростатического давления в точке В больше, чем в точке А, на ΔP . Следовательно, на каждую единичную массу воды будут действовать градиент гидростатического давления, направленный перпендикулярно наклонной

Таблица 15

u , м/с	φ		
	50	60	70
5	50	60	80
10	87	82	75
20	175	165	150

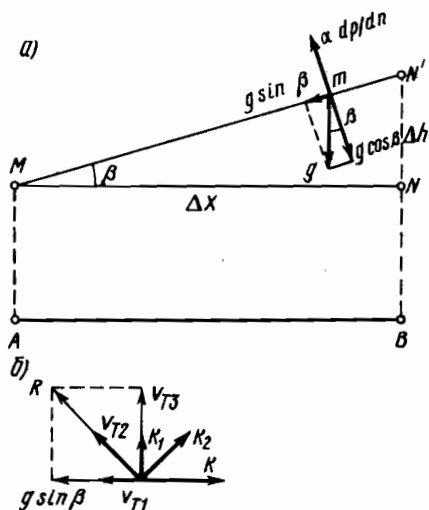


Рис. 60. Схема образования градиентного течения: MN — спокойный уровень моря; MN' — положение уровня при возникновении градиентного течения

изменит направление и ускорение Кориолиса, которое будет определяться вектором $\bar{K}_2$.

Градиентное течение будет изменять направление до тех пор, пока его положение не определится вектором v_{T3} . При таком положении ускорение Кориолиса уравнивается составляющей $g \sin \beta$. Этот случай соответствует установившемуся градиентному течению, при котором оно направлено по нормали к максимальному уклону уровня. В подповерхностных горизонтах направление градиентного течения меняется мало, и только у дна под воздействием трения оно несколько отклоняется влево.

Дрейфовое течение. Крупнейшие поверхностные течения Мирового океана обусловлены как непосредственным влекущим действием ветра, так и поперечным наклоном уровня, возникающим вследствие переноса вод ветрового течения вправо (влево) под воздействием ускорения Кориолиса. Таким образом, дрейфовые течения являются векторной суммой установившегося ветрового течения и градиентного.

Примером дрейфовых течений являются пассатные течения в Атлантическом и Тихом океанах и муссонные в Индийском океане.

Как показывают результаты исследований, глубина проникновения дрейфового течения в море зависит от географических и синоптических условий всего бассейна в целом. Она

поверхности уровня и равный $\alpha \frac{dP}{dn}$, и ускорение свободного падения g .

Градиент гидростатического давления $\alpha \frac{dP}{dn}$ уравнивается составляющей ускорения свободного падения $g \cos \beta$.

Составляющая $g \cos \beta$ вызывает перемещение единичной массы воды по наклонной плоскости MN' . Скорость и направление течения в начальный момент определяются вектором v_{T1} . С началом движения на частицу воды действует ускорение Кориолиса $\bar{K}_1$, вследствие чего она отклонится от первоначального направления движения и будет перемещаться по равнодействующей R со скоростью v_{T2} , соответственно

возрастает при усилении скорости ветра и его завихренности, при увеличении географической широты и при уменьшении переслоенности воды. Поэтому встречаются течения с различной глубиной проникновения. Однако даже самые мощные дрейфовые течения проникают на глубину порядка всего 400—500 м.

Общая схема поверхностных течений Мирового океана. Для Атлантического, Тихого и южной части Индийского океана может быть рассмотрена общая схема поверхностных суммарных непериодических течений (рис. 61).

В зоне северо-восточных и юго-восточных пассатов существуют мощные постоянные северное и южное пассатные (экваториальные) течения, идущие на запад. Встречая на своем пути восточные берега материков, течения создают нагон воды и одновременно отклоняются в северном полушарии вправо и в южном — влево.

Около 40° с. ш. и ю. ш. на потоки воды воздействуют господствующие западные ветры и течения поворачивают на восток и северо-восток. Встречая на своем пути западные берега материков, течения уклоняются на юг в северном полушарии и на север в южном, образуя замкнутые циркуляции между экватором и широтой 40—45°. В северном полушарии часть восточного течения поворачивает на север, образуя ветвь циркуляции умеренных широт.

Между северными и южными пассатными течениями, в экваториальной зоне, наблюдается экваториальное противотечение, направленное на восток.

В тропической зоне северной части Индийского океана наблюдается сезонная циркуляция вод, связанная с муссонным характером ветров в этом районе. Зимой муссонные течения идут на запад, а летом — на восток.

Своеобразная схема поверхностных течений наблюдается в Северном Ледовитом океане, где основной поток вод и льдов движется от берегов Азии через полюс к берегам Гренландии. К северу от Чукотки и моря Бофорта наблю-

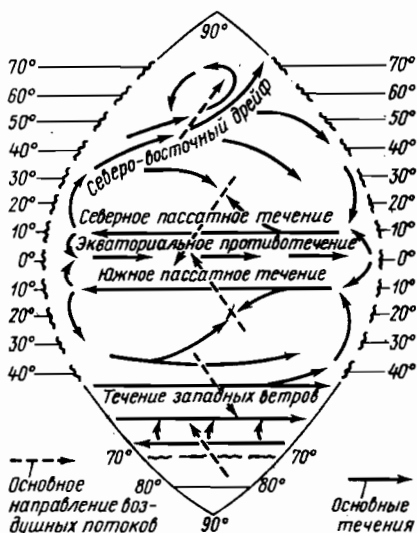


Рис. 61. Схема поверхностных течений в Мировом океане

дается менее устойчивый круговорот вод по часовой стрелке. Такая схема обусловлена соответствующей воздушной циркуляцией и притоком подповерхностных вод из Северной Атлантики.

В Мировом океане можно выделить по характеру и скоростям следующие группы течений.

1. Мощные устойчивые течения со скоростями 2—5 уз. К таким течениям относятся Гольфстрим, Куроисио, Бразильское, Карибское.

2. Постоянные течения со скоростями 1,2—2,9 уз, наиболее характерными примерами являются Северное и Южное пассатные течения и экваториальное противотечение.

3. Слабые постоянные течения со скоростями до 0,5—0,8 уз. В отдельных случаях их максимальные скорости достигают 2,0—2,5 уз. Например, Лабрадорское, Северо-Атлантическое, Канарское, Камчатское, Калифорнийское течения.

4. Локальные течения со скоростями, не превышающими 0,3—0,5 уз. При определенных синоптических условиях скорости могут достигать 2 уз. Такие течения характерны для морей и отдельных районов океанов, в которых отсутствуют четко выраженные устойчивые течения.

§ 30. Непериодические течения в прибрежной зоне

Течения у приглубого прямолинейного берега. Если прибрежная зона характеризуется прямолинейным и отвесным берегом, у которого глубина моря превышает глубину трения D , то в слое воды толщиной D создается дрейфовое течение. Оно является геометрической суммой ветрового течения со скоростью на поверхности v_0 и градиентного течения с постоянной скоростью $v_{гр}$, которое идет в направлении, перпендикулярном максимальному наклону уровня (рис. 62).

Ниже глубины трения D , вдоль берега, в направлении, перпендикулярном максимальному уклону уровня, идет градиентное течение.

Связь между скоростями ветрового течения на поверхности и градиентным течением определяется по формуле

$$v_0 \sqrt{2 \cos \gamma} = v_{гр}, \quad (50)$$

где γ — угол между направлением ветра и береговой чертой.

У дна наблюдается придонное течение с меняющимися

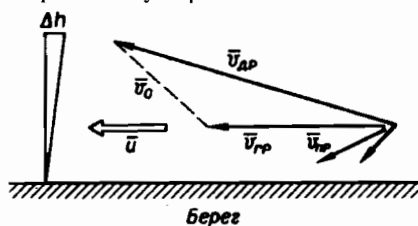


Рис. 62. Схема течений у приглубого прямолинейного берега:

v_0 — ветровое; $v_{гр}$ — градиентное; $v_{др}$ — дрейфовое; Δh — наклон уровня

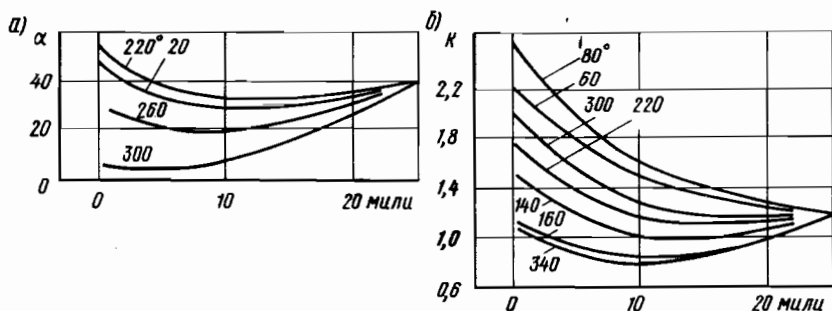


Рис. 63. Изменение при различных значениях азимута и расстояния от приглубого берега:

a — угол отклонения α° ; b — ветрового коэффициента α°

скоростями и направлениями в зависимости от рельефа дна ($v_{\text{пр}}$).

В прибрежной глубоководной зоне величина отклонения угла и значения ветрового коэффициента K_u зависят от расстояния между точкой в море, где определяется течение, и приглубым берегом, а также азимута ветра ψ^{*} (рис. 63). Обычно ширина зоны в морях не превышает 30 миль.

Течения в прибрежной мелководной зоне. Если глубина моря H меньше, чем глубина трения D , то при рассмотрении развития течения такой район моря считается мелководным. В прибрежной мелководной зоне моря углы отклонения течения α° и ветровые коэффициенты K_u зависят от глубины моря в данной точке, а также скорости и азимута ветра.

В удалении от берега, в мелководном море, на расстоянии более 30 миль угол отклонения α° уменьшается с увеличением скорости ветра. Так, на мелководье с глубинами порядка 15 м при скорости ветра 10–12 м/с угол отклонения $\alpha = 3^\circ$. С увеличением глубины моря угол отклонения α° при неизменной скорости ветра быстро возрастает и при глубинах порядка 40 м достигает значения 35° .

Как видно из рис. 64, при ветрах, дующих вдоль берега или близких к этому направлению, ветровые коэффициенты K_u достигают максимальной величины. При ветрах, дующих по нормали на берег или с берега, они имеют минимальные значения. Кроме того, в мелководной зоне ветровой коэффициент увеличивается с уменьшением глубины H .

На различных горизонтах от поверхности моря при $H \leq 0,1D$ векторы ветрового течения практически совпадают с направлением

* Азимут ветра ψ° отсчитывается от морского направления нормали к береговой линии по часовой стрелке.

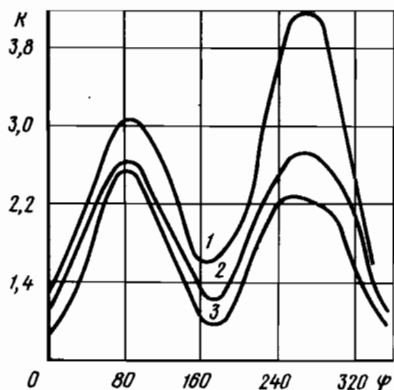


Рис. 64. Изменение величины ветрового коэффициента в зависимости от азимута ветра в мелководном море:

1 — глубина 9 м; 2 — глубина 15 м; 3 — глубина 35 м

ветра, а скорость уменьшается по линейному закону. С увеличением H/D до 0,25 замечается некоторое увеличение угла отклонения в подповерхностных горизонтах, при этом скорость течения изменяется по нелинейному закону.

В зависимости от соотношения H/D изменяются и векторы градиентных течений. При глубине моря $H/D=0,25$ векторы градиентного течения на всех горизонтах близко совпадают с направлением наибольшего наклона уровня. Скорость течения изменяется на подповерхностных горизонтах почти по линейному закону. При глубине моря $H/D=0,5$ отклоне-

ние течений от направления наибольшего наклона уровня составляет примерно 45° , а скорость изменяется по горизонтам нелинейно.

Малые глубины в прибрежной зоне влияют на скорость и продолжительность становления поверхностных ветровых течений.

Скорость поверхностного ветрового течения в мелководной прибрежной зоне моря определяется формулой

$$v_t = \frac{aK_u u}{0,50}, \quad (51)$$

где v_t — скорость течения на момент t от начала развития течения, см/с;

K_u — ветровой коэффициент;

u — скорость ветра, см/с;

$a=v_t/v_0$ — коэффициент, характеризующий влияние продолжительности действия ветра;

v_0 — скорость установившегося течения, см/с.

Для мелководного моря промежуток времени, необходимый для того, чтобы течение стало установившимся, равен 16 ч.

§ 31. Непериодические колебания уровня

Причины колебания уровня. Свободная поверхность океанов и морей называется уровенной поверхностью. Она определяет поверхность, перпендикулярную в каждой точке моря

направлению равнодействующей всех сил, действующих на нее. Под влиянием ряда природных сил поверхность Мирового океана испытывает колебание, отклоняясь от среднего многолетнего значения.

Непериодические колебания уровня подразделяются на две группы:

1. Анемобарические, вызываемые действием метеорологических факторов — ветра и атмосферного давления.

Под воздействием ветра происходят *сгонно-нагонные* колебания уровня. В результате перемещения барических систем возникают длинные волны, движущиеся в поле ветра. Такие волны вызывают *штормовые нагоны*. Инерционные колебания водных масс, возникающие как реакция на ослабление или прекращение сил, нарушавших равновесие масс в водоеме, называются *сейши*.

2. Сейсмические (цунами), сформированные резким понижением или повышением дна во время землетрясений, возникающие в результате сброса в воду больших масс грунта или льда, порожденные взрывами в результате подводных извержений вулканов или искусственных взрывов большой мощности.

Сгонно-нагонные колебания уровня. Такие колебания возникают под действием касательного напряжения ветра на поверхность моря вблизи берегов или внутри заливов.

Согласно теории прибрежной циркуляции и непосредственным наблюдениям сгонно-нагонные колебания уровня вызываются составляющей суммарного потока, которая направлена перпендикулярно береговой полосе и определяется из соотношения

$$\Phi_n = \Phi \cos \alpha, \quad (52)$$

где Φ — суммарный поток ветрового течения;

α — угол между направлением ветра и береговой полосой.

Большое значение на величину сгона и нагона оказывают глубина прибрежной зоны и направление ветра по отношению к линии побережья.

На рис. 65 приведены различные случаи сгона и нагона у приглубого берега ($H > D$). Изменение наклона уровня происходит до тех пор, пока нормальная составляющая к берегу ветрового потока не уравновесится равной по величине и обратной по направлению

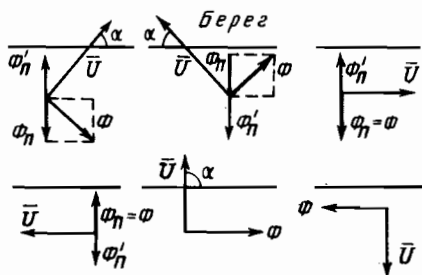


Рис. 65. Сгон и нагон у приглубого берега

составляющей градиентного потока Φ_r . Максимальный нагон и сгон вод наблюдаются в этом случае при ветре u , дующем вдоль береговой черты. Сгонно-нагонные колебания отсутствуют при ветре, дующем перпендикулярно берегу.

В мелководных прибрежных районах ($H < 0,25 D$) суммарный поток ветрового течения практически идет по ветру. Поэтому у отмелого берега максимальные сгонно-нагонные колебания будут наблюдаться при ветре, дующем по нормали к берегу. При направлении ветра вдоль береговой полосы сгонно-нагонные колебания отсутствуют.

Для отдельных районов морей составляются эмпирические формулы расчета сгонно-нагонных колебаний. Так, для Черного и Азовского морей используется формула

$$\Delta H = a\Delta h + bu, \quad (53)$$

где ΔH — величина изменения уровня в заданной точке побережья, см (через 6 ч);

Δh — разность уровней открытого моря и в данном пункте побережья в срок составления прогноза, см;

u — скорость ветра за этот же срок, м/с;

a и b — эмпирические коэффициенты для данного пункта.

В проливах, заливах, бухтах величина сгонно-нагонных колебаний зависит от размеров, формы и характера рельефа дна. Большие разности уровней возникают у противоположных берегов перешейков, кос, полуостровов, когда ветер одного и того же направления создает у наветренного берега нагон, у подветренного — сгон.

Колебания уровня, вызываемые изменениями атмосферного давления. Такие колебания проявляются в виде статической реакции гидросферы на изменение давления атмосферы, а также появления динамического эффекта изменения атмосферного давления и уровня. В первом случае наблюдается обратная связь между изменениями давления ΔP и уровня Δh :

$$\pm \Delta P = \mp \Delta h. \quad (54)$$

Если давление увеличивается на 1 мб, то уровень понижается на 1,33 см, а при понижении давления на 1 мб уровень на такую же величину повышается.

Во втором случае изменение уровня происходит вследствие возникновения вынужденных барических волн непосредственно в области движения фронта или циклона.

Если после возникновения вынужденной барической волны она уходит из-под влияния циклона вследствие изменения его траектории относительно береговой полосы или изменения глубины моря H , то в дальнейшем она распространяется как волна свободная со скоростью $c = \sqrt{gH}$.

Аномально высокие подъемы уровня создаются совместным воздействием резких изменений давления в передней или тыловой частях циклонов, а также интенсивных ветров, которые совпадают по направлению с движением барической волны (штормовые нагоны). В суживающихся заливах с уменьшающимися глубинами штормовые нагоны приводят к катастрофическим наводнениям.

В ряде портов на побережье различных континентов наблюдается периодическое движение масс воды, направленное то в одну, то в другую сторону, получившее название *тягун*. При этом явлении суда, стоящие на якорях и у причалов, совершают ритмические движения синхронно с потоками воды, зачастую срываются с якорей, обрывают швартовы, разрушают борта о стенки причалов, а иногда и сами причалы.

Большинство ученых объясняют явление тягуна как следствие резонанса, вызывающего собственные колебания воды в гавани — сейши. Причиной, вызывающей резонансные явления в гавани, является долгопериодная зыбь с периодами, измеряемыми минутами. Появление длиннопериодной зыби связывают с перемещением над морем барических формаций, сопровождаемых атмосферными фронтами. Перепады давления во фронтальной зоне барических формаций при одновременном действии ветра вызывают появление спектра волн, в том числе и долгопериодной зыби.

Нужно иметь в виду, что длиннопериодная зыбь является резонатором собственных колебаний в гавани и, если периоды собственных колебаний бассейна не совпадают с периодами долгопериодной зыби, тягуна не будет.

Период собственных колебаний бассейна

$$T_0 = \frac{2L}{\sqrt{gH_{\text{ср}}}}, \quad (55)$$

где L — длина бассейна, км;

g — ускорение свободного падения, м/с²;

$H_{\text{ср}}$ — средняя глубина бассейна, м.

Следует также отметить, что при появлении тягуна в районе порта почти всегда существует обычная короткопериодная зыбь (5—20 с).

Цунами. В зоне действия сейсмических факторов на ограниченной акватории океана образуются волны сжатия и разряжения. От эпицентра со скоростью, достигающей 800 км/час, по направлению к берегам океана устремляются длинные волны — от 50 до 300 км длиной и высотой 50—100 см. Такие волны с очень малой крутизной практически неощутимы для судов.

В прибрежной зоне ввиду уменьшения глубин волны цунами уменьшают скорость и резко возрастают по высоте. Как установлено из наблюдений большинство крупных цунами у берега начинается с падения уровня, которое продолжается 10—15 мин. После этого наступает подъем уровня — подходит гребень длинной волны. Причем в зависимости от очертания берега и распределения глубин в прибрежной зоне волны цунами превращаются в пенистый отвесный вал, высотой более 10 м, с ревом и шумом накатывающийся на берег, либо во внезапный и быстрый подъем уровня, высота которого измеряется десятками метров.

К катастрофическим цунами относятся такие, которые создают средний подъем уровня 8 м и более на участке побережья длиной 400 км. Местами волны цунами могут иметь высоту 20—30 м.

Такие цунами разрушают все сооружения на берегу, увлекают на сушу или в океан суда любых размеров, стоящие у причалов или на якорю. Побережье при этом затопливается (особенно по долинам рек) на многие километры. Подобные цунами фиксируются на побережье Мирового океана примерно один раз в 10 лет.

Очень сильными цунами являются такие, при которых на участке протяженностью 200—400 км уровень воды повышается на 4—8 м, а местами до 11 м. Все строения, затронутые такими цунами, повреждаются, а некоторые разрушаются. Суда, кроме самых крупных, оказываются выброшенными на сушу или унесенными в океан. Такие цунами наблюдаются на значительной части побережий Мирового океана и повторяются в среднем раз в 3 года.

При умеренных цунами уровень воды повышается на побережье на 2—3 м, а зона затопления простирается на несколько десятков километров вдоль берега. Повреждаются, а иногда и разрушаются дома на побережье. Мелкие и средние суда могут быть сорваны с якорей или оказаться на берегу. Такие цунами наблюдаются ежегодно в отдельных районах океанов.

Наибольшее количество цунами различной интенсивности наблюдается у берегов Японии, Курильских островов, Камчатки, а также у побережья Северной и Южной Америки.

Контрольные вопросы. 1. Каковы основные закономерности развития ветровых, градиентных и дрейфовых течений в открытом море? 2. В чем проявляются особенности непериодических течений в прибрежной зоне? 3. Какими причинами вызываются анемобарические колебания уровня? 4. Каковы особенности сгонно-нагонных колебаний?

§ 32. Основные понятия и термины

В Мировом океане наблюдаются периодические долгопериодные волновые колебания, возникающие под действием космических сил — сил притяжения между Землей, Луной и Солнцем.

Частицы воды в такой длиннопериодной волне движутся по орбитам, имеющим форму эллипса, с осью, очень сильно вытянутой по горизонтали.

Движение частиц по орбитам дает представление о двух формах приливных явлений (рис. 66). Проекция движения частиц по их орбитам на вертикальную ось характеризуют вертикальные колебания водных масс, называемые *приливами*. Проекция движения на горизонтальную ось определяют возвратно-поступательные движения частиц воды — *приливные течения*, которые характеризуются направлением и скоростью.

Вследствие периодического изменения взаимного положения Земли, Луны и Солнца приливы и приливные течения носят периодический характер.

Существенное влияние на величину и характер приливных явлений оказывают физико-географические условия — очертания берегов, рельеф дна, размеры водного бассейна и его связь с другими частями океана. В силу этого приливные явления на одной и той же широте меняются по своим характеристикам и величинам в весьма широких пределах. Так, например, у побережья Канады (залив Фунди) приливные колебания достигают 16 м, а в Балтийском море, расположенном на той же широте, они составляют всего несколько сантиметров.

Обе стороны приливного явления взаимосвязаны между собой, так как они вызваны одними космическими силами. Однако между ними имеются и значительные различия, поэтому их обычно рассматривают раздельно.

Элементы прилива и приливных течений. В приливных колебаниях уровня воды на протяжении одних суток выделяют следующие элементы (рис. 67).

Максимальный уровень в продолжение одного периода приливных колебаний — *полная вода* (ПВ), наинизший уровень за этот же период — *малая вода* (МВ). Разность уровней соседних полной и малой вод — *величина прилива*.

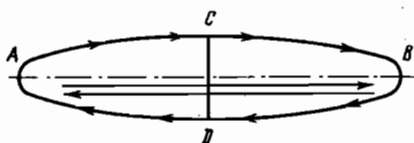


Рис. 66. Приливо-отливная орбита:
СД — прилив; АВ — приливо-отливное течение

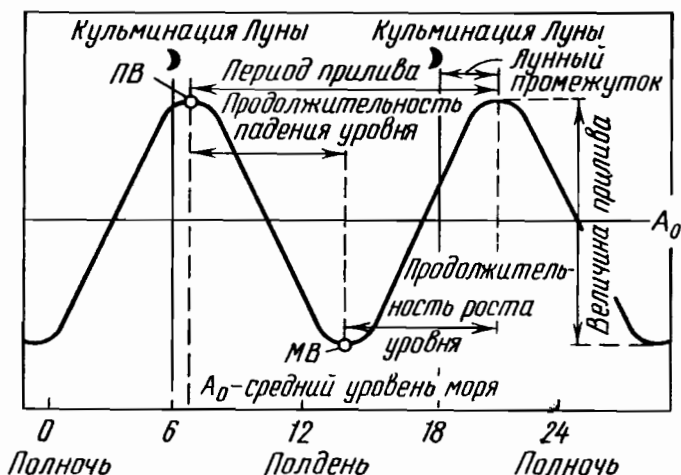


Рис. 67. Основные элементы прилива

Высота полной или малой воды от среднего приливного уровня — *амплитуда прилива*.

Положение приливного уровня по отношению к нулю глубин — *высота прилива*. Промежуток времени между моментом наступления малой воды и моментом наступления полной воды — *продолжительность роста уровня*. Промежуток времени между моментом наступления полной воды и моментом наступления последующей малой воды — *продолжительность падения уровня*. Промежуток времени между моментами двух соседних полных или двух соседних малых вод — *период прилива*. Разность между моментом времени кульминации Луны на меридиане места и моментом наступления ближайшей полной воды — *лунный промежуток*. Средний из лунных промежутков не менее чем за половину лунного месяца — *средний прикладной час*. Средний из лунных промежутков в полнолуние и новолуние при среднем расстоянии Земли от Луны и Солнца и при нулевых склонениях Луны и Солнца — *прикладной час порта*.

По характеру изменения уровня приливы разделяются на правильные и неправильные. При правильном приливе продолжительность роста и падения, высоты последующих малых и полных вод почти одинаковы, при неправильном могут значительно отличаться. По периодичности приливы подразделяются на полусуточные, суточные и смешанные. При полусуточном приливе в течение лунных суток (21 ч 50 мин) наблюдаются две полные и две малые воды, при суточном приливе — одна полная и одна малая вода. Смешанные приливы являются неправильными полусуточными или суточными.

Максимальные по величине приливы — *сизигийные* — наблюдаются в периоды новолуния или полнолуния, а минимальные — *квадратурные*, когда Луна и Солнце находятся под прямым углом относительно Земли (первая и последняя четверти Луны).

Приливообразующие волны суточного периода образуют *суточные приливные течения*, которые характеризуются одним максимальным приливным и одним максимальным отливным течениями.

Приливообразующие волны полусуточного периода создают *полусуточные приливные течения*, характеризующиеся дважды повторяющимися за сутки максимальными приливными и максимальными отливными течениями.

Приливные течения смешанного типа определяются двумя максимальными приливными и отливными течениями за сутки. Но скорость максимального приливного течения, первого за время лунных суток, существенно отличается от скорости такого течения, наступающего вторично.

По аналогии с приливными колебаниями уровня наблюдаются *сизигийные, промежуточные* (средние) и *квадратурные* приливные течения. Наибольшими скоростями обладают сизигийные течения, наименьшими — квадратурные.

§ 33. Основы теории приливных колебаний

Статическая теория приливов была разработана Ньютоном, который пришел к следующим основным выводам.

1. Приливные длиннопериодные волны возникают под воздействием приливообразующих сил Луны и Солнца. В каждой точке Мирового океана они являются геометрической суммой центробежной силы, возникающей при вращении систем Земля—Луна и Земля — Солнце вокруг их общего центра тяжести, и силы притяжения между данной точкой Земли и массами Луны и Солнца. Было установлено, что центробежная сила в лю-

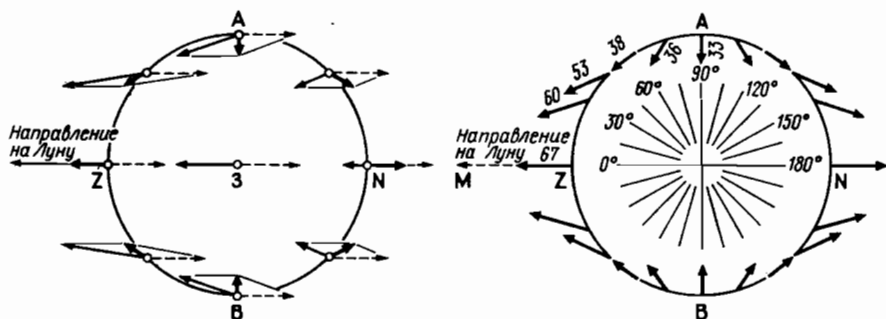


Рис. 68. Приливо-образующие силы

бой точке Земли одинакова по величине и направлению. Сила притяжения обратно пропорциональна квадрату расстояния между данной точкой Земли и центром приливообразующего светила и направлена по кратчайшему расстоянию к нему.

На рис. 68 показаны геометрические суммы этих сил для характерных точек на Земле.

2. Потенциал приливообразующей силы определяется выражением

$$V_n = \frac{3}{2} k \frac{Mr^2}{D^3} \left(\cos^2 z - \frac{1}{3} \right), \quad (56)$$

где M — масса приливообразующего светила;

k — гравитационная постоянная;

r — радиус Земли;

D — расстояние между центрами Земли и приливообразующим светилем;

z — зенитное расстояние светила.

При значении масс Луны и Солнца, соответственно равных 1/81,5 и 330 400 масс Земли, а расстояний между Землей и Луной 60,3 земного радиуса и между Землей и Солнцем 23 484 земного радиуса, из выражения (56) следует, что приливообразующая сила Луны в 2,17 раза больше приливообразующей силы Солнца.

3. Приливообразующая сила может быть разложена на две составляющие: вертикальную, направленную по земному радиусу, и горизонтальную, направленную по касательной к поверхности земного шара в данной точке. Вертикальная составляющая оказывает влияние на изменение массы воды, так как она совпадает по направлению с ускорением свободного падения. Перемещение вод в океанах происходит под воздействием горизонтальной составляющей.

4. Перемещение вод продолжается до тех пор, пока разность потенциалов сил тяжести на среднем уровне и высоте прилива не станет равной потенциалу приливообразующей силы:

$$\frac{kE}{r} - \frac{kE}{r+h} = \frac{3}{2} k \frac{Mr^2}{D^3} \left(\cos^2 z - \frac{1}{3} \right), \quad (57)$$

где E — масса Земли;

h — высота приливной волны.

Принимая $r(r+h) = r^2$, так как величина h незначительна в сравнении с величиной r , из (57) получим

$$h = \frac{3}{2} \frac{Mr^4}{ED^3} \left(\cos^2 z - \frac{1}{3} \right). \quad (58)$$

5. На всех параллелях в течение суток будут наблюдаться полусуточные приливы. Самая высокая приливная волна будет наблюдаться на экваторе, с увеличением широты высота приливной волны будет уменьшаться. Согласно теории период лунного прилива равен 12 ч 25 мин, а солнечного — 12 ч. При этом полная вода должна приходиться на момент кульминации приливообразующего светила.

При выводах своей теории Ньютон не учитывал влияние рельефа дна и очертания берегов на характер и величину приливных колебаний. Эти факторы учел в своей динамической теории Лаплас. В этой теории он рассматривает две системы приливных волн: волны вынужденные, которые перемещаются со скоростью c_φ , равной скорости перемещения приливообразующего светила, на данной широте φ° за сутки (t , с/сут):

$$c_\varphi = \frac{2\pi r \cos \varphi}{t}, \quad (59)$$

где r — радиус Земли и волны свободные, скорость которых $c = \sqrt{gH}$ зависит от глубины моря H .

При глубинах, сравнимых с реальными глубинами океана, приливные вынужденные волны в низких широтах будут отставать от движения приливообразующего светила. В высоких широтах вынужденные приливные волны имеют тенденцию опережать светило и распространяться как волны свободные. Такое сочетание вынужденных и свободных приливных волн усложняет явление приливных колебаний на различных широтах Мирового океана.

Лаплас преобразовал формулу высоты прилива (57), в которой он заменил зенитное расстояние светила z через широту φ , склонение δ и часовой угол светила t_m .

Он ввел также коэффициенты P_1 и P_2 и фазы ξ_1 и ξ_2 , которые характеризуют особенности приливных колебаний в данной точке побережья в зависимости от физико-географических условий.

После таких преобразований формула высоты прилива по Лапласу имеет вид:

$$h = \frac{3}{2} \frac{Mr^4}{ED^3} \left[\frac{(1 - 3 \sin^2 \varphi)(1 - 3 \sin^2 \delta)}{6} \right] + P_1 \sin 2\varphi \sin 2\delta \cos(t_m - \xi_1) + P_2 \cos^2 \varphi \cos^2 \delta \cos 2(t_m - \xi_2). \quad (60)$$

Эта формула впервые была применена для предвычисления приливов в Бресте (Франция).

Неравенства прилива. Заметные изменения характера и величин прилива под воздействием астрономических факторов называют неравенствами прилива. Основными астрономическими факторами, вызывающими неравенства, являются различные значения часовых углов Солнца и Луны ($t_c = 24$ ч; $t_l = 24$ ч 50 мин), периодическое изменение склонения Солнца и Луны — δ_c и δ_l , а также расстояния D между центрами Земли, Луны и Солнца. Именно эти величины были учтены Лапласом в формуле.

Самым большим является полумесячное (фазовое) неравенство прилива. Оно вызвано тем, что Солнце в своем движении обгоняет Луну на 50 мин в сутки, вследствие чего взаимное положение Земли, Луны и Солнца в пространстве все время меняется (рис. 69).

На моменты новолуния и полнолуния Луна, Земля и Солнце располагаются на одной прямой (астрономическая сизигия). Некоторое время спустя, обычно через сутки или двое, приливные эллипсоиды, вызванные приливообразующими силами Луны и Солнца, располагаются так, что их большие оси совпадают. Поэтому лунный и солнечный приливы будут наступать одновременно, и суммарный прилив будет наибольшим (сизигийный).

Промежуток времени от новолуния или полнолуния до наступления сизигийных приливов называется возрастом полусуточного прилива. В первую и последнюю четверть Луна и Солнце располагаются по отношению друг к другу под прямым углом, в вершине которого находится Земля (астрономическая квадратура).

Через некоторый промежуток времени после квадратур (около 1,5 сут) большие оси приливных эллипсоидов располагаются под прямым углом. Поэтому в тех местах, где Луна будет производить максимальный подъем уровня, Солнце будет

вызывать максимальный спад уровня и, таким образом, суммарный прилив будет минимальным — квадратурным (рис. 70).

В сизигию, когда оба светила кульминируют в одно время, моменты полных вод солнечного и лунного приливов совпадают и полная вода суммарного прилива наступает через некоторый промежуток времени после кульминации Луны. В пос-

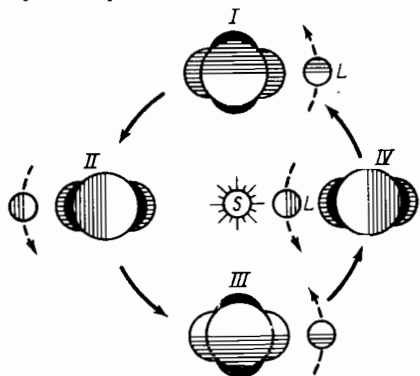


Рис. 69. Полумесячное неравенство прилива

ледующие дни, вследствие того что Луна отстает в своем движении от Солнца на 50 мин в день, она будет кульминировать позднее Солнца. Следовательно, моменты полных вод солнечного и лунного приливов не будут совпадать и вследствие этого полная вода суммарного прилива будет наступать несколько раньше, чем в сизигию. В квадратуре, когда разность между кульминациями Луны и Солнца станет равной 6 ч и полная вода будет иметь наименьшую величину, момент ее вновь наступит через промежуток T_2 после кульминации Луны. После квадратуры лунная и солнечная волны снова будут смещаться относительно друг друга и момент полной воды вновь будет увеличиваться по отношению кульминации Луны.

Параллактическое неравенство прилива связано с тем, что Луна и Солнце вращаются по эллиптическим орбитам, в одном из фокусов которого находится Земля. Поэтому расстояние между Землей, Луной и Солнцем изменяется от максимального удаления (апогей) до минимального удаления (перигей).

Луна возвращается в перигей через каждые 27,55 средних сут, Солнце — через каждые 365,26 средних сут.

Вследствие этого величина лунного перигейного прилива примерно на 40 % больше апогейного, а солнечного — на 10 %. Максимальные лунно-солнечные приливы наблюдаются тогда, когда Луна и Солнце находятся в сизигии и перигее.

На протяжении тропического месяца (27,32 сут) Луна дважды проходит через экватор, изменяя свое склонение от $28,5^\circ$ до $-28,5^\circ$. С изменением склонения Луны связано *тропическое*, или *суточное неравенство*. На рис. 71 показано положение эллипсоида лунного прилива, когда Луна имеет максимальное склонение $28,5^\circ$. На экваторе при этом будут наблюдаться правильные полусуточные приливы, но величина их будет меньше, чем при нулевом склонении Луны.

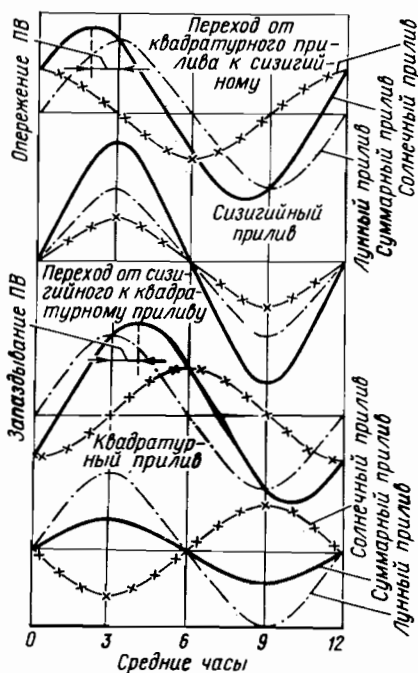


Рис. 70. Сизигийный и квадратурный приливы

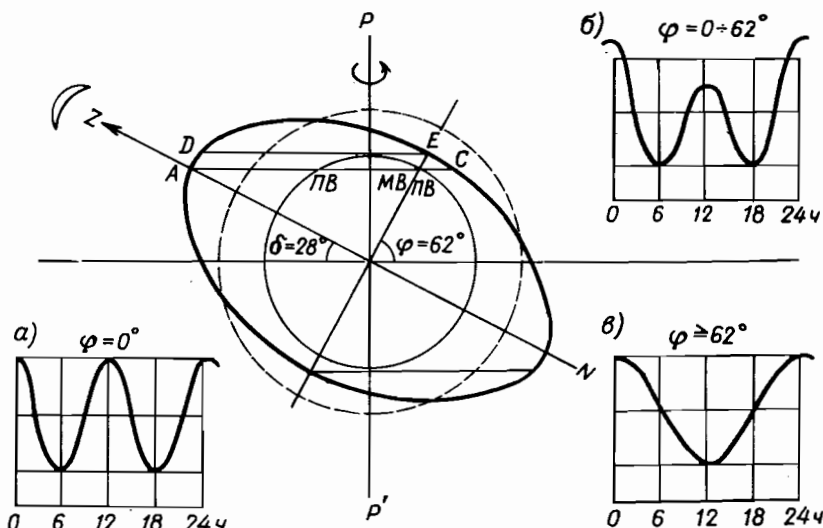


Рис. 71. Тропическое неравенство прилива:

а — правильный полусуточный; б — неправильный полусуточный; в — суточный

На параллели АС севернее экватора высота полной воды в точке А будет выше, чем вторая полная вода в точке С. Такое явление носит название *суточное неравенство по высоте*. Кроме того, одна малая вода наступает позже чем через 6 ч 12 мин после предшествующей полной, а другая раньше — возникает *суточное неравенство по времени*.

Очевидно, что при различных склонениях Луны на данной широте значения суточных неравенств будут меняться по величине.

При изменении склонения Солнца на $\pm 23^\circ$ в течение года также наблюдается суточное неравенство солнечного прилива. Но оно изменяется во времени гораздо медленнее, чем при лунном, и не достигает такой же величины, так как солнечный прилив меньше лунного.

§ 34. Приливные явления в прибрежной зоне и узкостях

Особенности приливов и приливных течений у побережья. Теоретические расчеты и натурные наблюдения показывают, что вдали от берегов и у отдельных океанических островов приливные колебания имеют величину порядка одного метра. Незначительными по скорости являются и приливные течения.

На величину приливов в прибрежной зоне большое влияние оказывают малые глубины, а также конфигурация берегов.

Установлена общая закономерность, что при уменьшении глубины моря на 50 % на пути распространения приливной волны длина и скорость ее уменьшаются на 29 %, а высота увеличивается на 20 %. Вот, почему у побережий, где глубины заметно уменьшаются, величины приливов достигают 2—6 м.

Малые глубины оказывают влияние на моменты наступления прилива, а в отдельных случаях и на изменения его характера. Гребень приливной волны на мелководье распространяется быстрее, чем подошва, вследствие чего продолжительность роста уровня больше, чем продолжительность падения.

Глубина моря и характер рельефа дна в прибрежной зоне оказывают влияние на изменение времени смены и скорость приливных течений. При значительных глубинах моря большая ось приливной орбиты располагается параллельно поверхности моря. Из рис. 72, а видно, что в момент среднего уровня скорость приливного течения равна нулю (смена течения), а скорость изменения уровня максимальная.

С началом подъема уровня начинается приливное течение, направленное в сторону распространения приливной волны и достигающее максимальной скорости в момент полной воды. Затем приливное течение постепенно уменьшается по скорости с падением уровня, пока не наступит следующий средний уровень и произойдет смена приливного течения на отливное. Максимальная скорость отливного течения будет наблюдаться в момент малой воды.

Для определения скорости приливного течения на момент времени T у приглубого побережья используется формула

$$v_{np} = c \frac{A}{H} \cos(nT - kx), \quad (61)$$

где $c = \sqrt{gH}$ — скорость распространения приливной волны;

A — амплитуда приливного колебания;

$n = 2\pi/\tau$ — угловая скорость приливной волны;

$kx = \frac{2\pi x}{\lambda}$ — начальная фаза;

τ и λ — период и длина приливной волны.

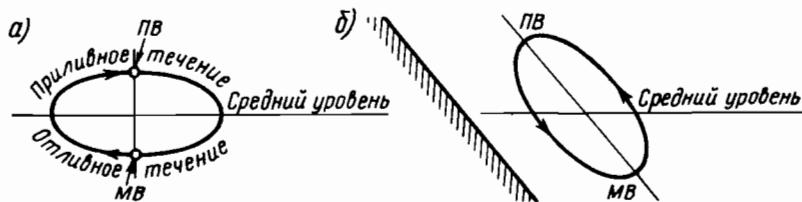


Рис. 72. Орбита приливного течения:

а — в открытом море; б — у берега

Из анализа формулы (61) следует, что скорость приливного течения $v_{пр}$ будет наибольшей, когда $\cos(nT - kx) = 0$, т. е. при полной и малой воде ($A = ПВ/2$ или $МВ/2$). Когда уровень моря принимает среднее положение ($A = 0$), скорость течения равна нулю.

В малую и полную воды течения равны по величине, но направлены в противоположную сторону.

На мелководье большая ось приливной орбиты занимает положение, параллельное уклону дна, поэтому смена течений происходит в момент полной и малой воды или близко от них (рис. 72, б). Максимальные скорости приливного и отливного течений наблюдаются на момент среднего уровня.

Это положение подтверждается анализом уравнения (62), которое определяет скорость приливного течения на мелководье:

$$v_{пр} = -c \frac{A}{H} \sin kx \cos\left(nT - \frac{\pi}{2}\right). \quad (62)$$

Скорость приливного течения равна нулю в момент полной и малой воды ($T = 0$ и $T = 1/2\tau$) и достигает максимальных значений, когда уровень моря занимает среднее положение $A = 0$, $T = 1/4\tau$ и $T = 3/4\tau$.

Приливные явления в узкостях. В заливах и проливах на характер приливных явлений большое влияние оказывают конфигурация берегов и рельеф дна.

Если в заливе или проливе глубины уменьшаются от их оси к берегам, то приливная волна, распространяясь со скоростью $c = \sqrt{gH}$ и испытывая трение о берега, продвигается фронтом в виде выгнутой кривой. Поэтому в более глубокой части бассейна полная вода наступает раньше, чем у берегов, и соответственно возникает неодновременность смены прилива. Так, когда в средней части залива или пролива наступает отлив, у берегов еще может продолжаться прилив. Когда приливная волна входит в залив с постепенно уменьшающимися глубинами и сужающимися берегами, то с уменьшением глубины и одновременно ширины залива в два раза величина прилива возрастает на 70 %.

В отдельных длинных узких заливах наблюдается аномально большая величина прилива. Например, в Пензенской губе Охотского моря — 12 м, в Бристольском заливе на побережье Франции — 15 м, в Заливе Фанди на Атлантическом побережье Канады — 18 м.

Такие значительные приливные колебания в этих бассейнах связаны с возникновением так называемых резонансных приливов, которые возникают если в заливе наблюдаются два рода колебаний уровня: приливные вынужденные колебания

с периодом τ_b и свободные колебания $\tau_c = \frac{4L}{\sqrt{gH}}$ (L — длина, H — глубина бассейна). Кроме того, в залив проникают приливные колебания с океана с периодом $\tau_{ок}$. Было подсчитано, что при соотношении $\tau_{ок}/\tau_b$ и $\tau_{ок}/\tau_c$, равных $1/2$, $3/2$ и $5/2$, величина приливного колебания должна бесконечно возрасти, т. е. наблюдается явление резонанса. В природных условиях при наличии вязкости воды и трения величина колебаний не достигает бесконечно большой амплитуды, но все же имеет аномально большие значения.

Незначительные приливы наблюдаются в так называемых внутренних морях, т. е. таких, которые далеко вдаются в сушу и соединены с океаном узкими и мелководными проливами. В таких бассейнах воздействие приливных колебаний прилегающей части океана почти не сказывается. Здесь решающим в образовании приливов являются собственные вынужденные колебания с периодом, равным периоду приливообразующей силы. Так, для Черного моря суммарная величина наблюдаемого прилива около 12 см, а для Балтийского — 5 см.

На характер движения приливных течений также большое влияние оказывают очертания берегов. В средних частях широких проливов и заливов направления приливных течений ежедневно изменяются за период прилива. При этом скорости их незначительно отличаются друг от друга (рис. 73, а). Такие приливные течения называются *вращательными*.

В узких длинных проливах и заливах наблюдаются *реверсивные приливные течения*. Наиболее характерный признак такого приливного течения — отсутствие постепенной смены направления течения. На рис. 73, б показаны ежеhourные векторы реверсивного течения полусуточного типа. В продолжение около 6 ч оно имеет почти постоянное направление, причем в течение первых 3 ч скорость течения постепенно растет, а в последующие 3 ч уменьшается. В конце шестого часа течение изменяет свое направление на обратное, скорость первые 3 ч возрастает, а затем постепенно уменьшается.

Особенности приливных явлений в реках. Многие морские порты расположены в устьях рек, где приливные явления носят специфический характер. Очень часто приливная волна, входя в реку, распространяется по ней на значительные рас-

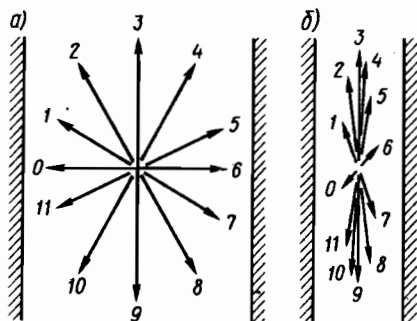


Рис. 73. Приливное течение:
а — вращательное; б — реверсивное

стояния. Так, на р. Амазонке приливная волна распространяется на 1400 км вверх по течению, на р. Св. Лаврентия — на 700 км от устья. На наших северных реках приливная волна распространяется по Северной Двине на 120 км от устья, на р. Печоре — на 85 км.

Малые глубины, уклон дна и наличие собственного течения реки создают препятствия для нормального распространения приливной волны вверх по реке. Особенное замедление в своем распространении испытывает подошва приливной волны. Вследствие этого по мере распространения вверх по реке расстояние между гребнем и предшествующей подошвой постепенно уменьшается и время падения уровня становится значительно меньше, чем время роста.

Неодинаковая скорость распространения гребня и подошвы приливной волны в реках вызывает явления, носящие название «бор» или «маскарэ». Явление бора заключается в том, что после малой воды передний склон входящей в реку приливной волны становится очень крутым.

Такая волна высотой 1—3 м с большой скоростью, достигающей в отдельных случаях 9—11 уз, распространяется вверх по реке, рассыпается на мелких местах пенистым гребнем, что иногда сопровождается сильным шумом. При дальнейшем повышении уровня бор прекращается.

В отдельных случаях явление бора наблюдается на протяжении 70—80 км. Вполне естественно, что судоводителю при заходе в такие реки необходимо знать, когда и в каких размерах можно встретить это явление, ибо без знания особенностей распространения бора могут произойти серьезные аварии. Бор встречается на р. Амазонке, Ганге и некоторых реках Англии и Франции, впадающих в Атлантический океан.

Наконец, с приливными явлениями на реках связано еще одно явление, известное на Севере под названием «маниха». Приливная волна, вступающая в устье реки, задерживается течением самой реки и может даже приостановить свое продвижение, в результате чего уровень остается некоторое время неизменным, а затем опять продолжает повышаться. Такое явление особенно ярко выражено в устье Северной Двины.

Приливные течения в реках носят реверсивный характер, но одновременно имеют и специфические особенности. Так, на скорость течения оказывает влияние величина приливной волны B , входящей в реку, глубины на реке H и скорость речного течения.

Эти особенности описываются формулой

$$v_{\text{пр}} = \sqrt{g \left(H \pm \frac{B}{2} \right)} \pm v_p. \quad (63)$$

Очевидно, что скорость приливного течения меньше отливного, которое совпадает по направлению с течением реки. Одновременно скорость приливного течения в реке зависит от высоты прилива.

§ 35. Основы гармонического анализа приливов

Для составления основных навигационных пособий по уровню — таблиц и атласов приливов, для штурманского метода предвычисления приливов, а также для вычисления нуля глубин необходимо получить данные о так называемых гармонических и негармонических «постоянных» прилива.

Теоретическим обоснованием вычисления гармонических и негармонических «постоянных» прилива и предвычисления элементов прилива является гармонический анализ приливов.

В гармоническом анализе приливов используются два известных положения механики:

1. Принцип вынужденных колебаний — период колебаний какой-нибудь системы, вызываемых периодической силой, равен периоду этой силы.

2. Принцип наложения малых колебаний — колебания, производимые каждой отдельной силой, можно рассматривать отдельно, а общий результат действия этих сил получать сложением составляющих колебаний.

На основании этих положений общее выражение высоты прилива раскладывается на ряд простых синусоидальных составляющих, каждое из которых имеет период, соответствующий периоду того или иного неравенства в значении приливообразующей силы. Амплитуда этих колебаний пропорциональна амплитуде элементарной приливообразующей силы.

Такое элементарное колебание на момент времени T определяется выражением

$$h = R \cos(qT - \xi), \quad (64)$$

где h — высота уровня;

q — угловая скорость;

R — полуамплитуда;

ξ — фаза колебания.

При полном гармоническом анализе рассматривается до 64 составляющих волн прилива.

В штурманской и гидрографической практике обычно рассматривают четыре составляющие волны.

Если склонение Луны и Солнца равно нулю, то в каждой точке земной поверхности наблюдаются правильные полусуточные лунный и солнечный приливы, которые определяются двумя составляющими волнами: M_2 — главной лунной полусуточной с угловой скоростью $28^\circ, 98'$; S_2 — главной солнечной полусуточной с угловой скоростью 30° .

При склонении, неравном нулю, возникают неправильные лунные и солнечные приливы, которые представлены следующими составляющими волнами: O_1 — лунной главной суточной с угловой скоростью $13^\circ,94$; K_1 — лунно-солнечной деклинационной суточной с угловой скоростью $15^\circ,04$.

Паралактическое неравенство лунного прилива характеризуется волной N_2 — лунной большой эллиптической полусуточной, с угловой скоростью $28^\circ,5$.

В выражении (64) величины R и ζ характеризуют местные физико-географические условия колебания уровня, но эти величины несколько меняют свои значения со временем. Поэтому желательно их заменить через постоянные величины, которые более достоверно характеризовали бы местные физико-географические условия распространения составляющих приливных волн.

Запишем

$$R = fH \text{ и } \zeta = K^\circ - (V_0 + u).$$

Применяя принцип наложения малых колебаний для высоты суммарного лунно-солнечного прилива, получаем

$$\begin{aligned} h_{\text{лс}} = & f_{m2} H_{m2} \cos [q_{m2} T + (V_0 + u)_{m2} - K^\circ_{m2}] + \\ & + f_{s2} H_{s2} \cos [q_{s2} T + (V_0 + u)_{s2} - K^\circ_{s2}] + \\ & + f_{k1} H_{k1} \cos [q_{k1} T + (V_0 + u)_{k1} - K^\circ_{k1}] + \\ & + f_{o1} H_{o1} \cos [q_{o1} T + (V_0 + u)_{o1} - K^\circ_{o1}], \end{aligned} \quad (65)$$

где f — редуцированный множитель;

$(V_0 + u)$ — часовой угол светила в среднюю местную полночь;

q — угловая скорость светила, производящего данный прилив.

Все эти величины зависят только от астрономических причин и могут быть вычислены на любой срок вперед.

H — постоянная амплитуда — характеризует амплитуду данного простого колебания; K — угол положения, который характеризует запаздывание момента истинного прохождения данной волны через меридиан места по отношению к теоретическому времени. Эти две величины зависят исключительно от местных физико-географических условий распространения составляющих волн прилива.

Гармонический анализ приливов позволяет решить три основные задачи:

1. Определить по данным ежечасных наблюдений гармонические постоянные H и K .

2. Вычислить с использованием H и K по специальным формулам негармонические «постоянные», основные элементы прилива и нуль глубин.

3. Предвычислить высоту лунно-солнечного прилива для определенной даты и заданного момента T по (65). Существую-

щие классические методы предвычисления приливов весьма трудоемки и требуют больших затрат времени. Практически в настоящее время предвычисление основных характеристик прилива для «Таблиц приливов» осуществляется с помощью специальных счетных приливных машин.

Однако иногда бывает необходимо за короткий промежуток времени получить хотя бы приближенные элементы высот и моментов полных и малых вод для данного пункта. Для этой цели в Англии в 1936 г. был разработан способ предвычисления приливов по гармоническим «постоянным» специально для штурманов.

Исходными данными для предвычисления времен и высот полных и малых вод на какие-либо сутки служат гармонические постоянные четырех основных составляющих волн прилива M_2 , S_2 , K_1 , O , выбираемые из «Таблиц приливов». Для вычислений используют вспомогательные таблицы, помещенные в «Океанологических таблицах», изд. 1974 г. (табл. 2.1, 2.2, 2.3, 2.4, 2.5).

Подробные практические указания и схема решения помещены в «Таблицах приливов».

Контрольные вопросы. 1. Что такое приливы и приливные течения? Какими элементами они определяются? 2. В чем заключаются основы теории приливных колебаний? 3. Какие существуют неравенства приливов? 4. В чем проявляются особенности приливных явлений в прибрежной зоне, узкостях и на реках? 5. Что такое гармонический анализ приливов и как он используется в судовождении?

ОРГАНИЗАЦИЯ ГИДРО- МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Глава XI

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА СУДАХ

§ 36. Срочные судовые наблюдения за погодой

Для обеспечения собственных потребностей в текущей гидрометеорологической информации в районе плавания, а также для нужд национальных и региональных гидрометеорологических центров на транспортных судах ММФ СССР регулярно ведутся наблюдения за погодой как с помощью приборов, так и визуально.

Наблюдения за гидрометеорологической обстановкой, их запись и передача в органы службы прогнозов регламентированы специальным Положением, утвержденным министерствами морского флота, рыбного хозяйства и Государственным комитетом по гидрометеорологии и контролю природной среды. На судах ММФ организуются гидрометеорологические станции. Гидрометеорологические наблюдения и их передача специальным кодом на таких судах производятся штурманским составом в соответствии с Наставлением.

Контроль за работой судовой станции и методическую помощь штурманскому составу в организации гидрометеорологических наблюдений осуществляют работники местного управления Государственного комитета по гидрометеорологии и контролю природной среды (УГКС).

Штатные приборы и регламент гидрометеорологических наблюдений. Судовая гидрометеорологическая станция укомплектовывается необходимыми приборами, пособиями и журналами для записи судовых наблюдений.

На судах могут устанавливаться дистанционные гидрометеорологические станции (СДС), которые позволяют непосредственно с ходового мостика измерять направление и скорость кажущегося ветра, температуру и относительную влажность воздуха и температуру воды.

Обязательными приборами для судовой гидрометеорологической станции являются барометр-анероид, барограф, термометр в оправе или психрометр для измерения температуры воздуха, термометр в оправе для измерения температуры воды, анемометр ручной для измерения скорости ветра. Помимо перечисленных

приборов, для организации наблюдений за погодой на судах должны быть ветрочет (круг СМО для определения истинного ветра по ходу судна), атлас облаков, альбом морских льдов, код КН-01, по которому кодируются сводки о погоде, специальные книжки для судовых наблюдений КГМ-15 и журнал для записи метеотелеграмм.

Гидрометеорологические наблюдения на судах производятся четыре раза в сутки — в 0, 6, 12 и 18 ч по среднему гринвичскому времени (СГВ). В случае исключительных обстоятельств, не позволяющих произвести наблюдения в указанные сроки, и когда есть возможность произвести их с отклонением от срока не более чем на 1 ч, наблюдения следует произвести обычным порядком с указанием в книжке точного времени измерения температуры воздуха.

Гидрометеорологические срочные наблюдения производит вахтенный штурман, но если по условиям навигационной обстановки он не может сделать этого в срок, то их осуществляет другой свободный от вахты штурман.

На судовых гидрометеорологических станциях установлен следующий объем наблюдений за погодой: визуальные наблюдения за облачностью и состоянием неба, над осадками, туманами, атмосферными, оптическими и электрическими явлениями, дальностью видимости; над волнением моря преимущественно без приборов; над ветром — с помощью анемометра и судового компаса или СДС; над температурой воздуха и поверхностного слоя воды — с помощью специальных термометров в оправе или СДС; над атмосферным давлением — с помощью барометра-анероида и барографа; над морскими льдами и айсбергами — преимущественно визуально.

Наблюдения за погодой рекомендуется начинать с визуальных оценок, которые позволяют штурману составить общее представление о состоянии погоды и моря. Наблюдения обычно начинают за 10 мин до срока с таким расчетом, чтобы точно в срок измерить температуру воздуха, а затем температуру воды, атмосферное давление и барическую тенденцию. Закончив наблюдения и занеся их в соответствующие графы КГМ-15, вводят поправки к показаниям всех приборов, определяют и записывают в КГМ-15 координаты и элементы движения судна. Затем вычисляют по кругу СМО направление и скорость истинного ветра.

Результаты наблюдений шифруют кодом КН-01 и не позднее чем через 20 мин после срока метеотелеграмму с пометкой «АВИА» с помощью судовых средств связи передают в национальные и региональные гидрометеорологические центры.

Методика гидрометеорологических наблюдений на судах. Наблюдения за гидрометеорологическими элементами и явлениями

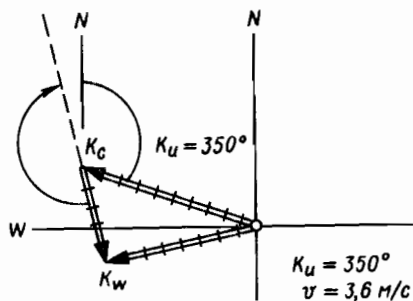


Рис. 74. Графический способ определения истинного ветра на судне

на судах имеют целый ряд особенностей. Особенности эти обуславливаются, во-первых, тем, что наблюдения производятся на ходу и, во-вторых, подавляющее большинство элементов и явлений оценивается качественно, т. е. визуально. Кроме того, специфические условия на судах (качка, рыскливость, помехи надстроек и т. д.) создают определенные трудности в определении значений отдельных элементов и явлений.

Наблюдения за ветром на судне ведутся инструментально с помощью анемометра и компаса на верхнем мостике, где ветер менее всего искажается влиянием корпуса и надстроек. На движущемся судне определяют кажущийся ветер. Скорость его (W) определяется с помощью анемометра, включаемого на 100 с. Разность отсчетов делят на 100 и получают число оборотов (делений) за 1 с. Введя поправку из поверочного свидетельства анемометра, получают скорость кажущегося ветра в м/с. Направление кажущегося ветра (откуда он дует, K_w) определяют по компасу в градусах с точностью до 10—15°. С этой целью визирную плоскость репитера гирокомпаса (магнитного компаса) устанавливают параллельно ветру (направлению вытягивающихся вымпелов, флагов, «колдунчиков», дыма из трубы и т. д.). За поведением указателей ветра необходимо наблюдать 2—3 мин. Зная элементы движения судна (истинный курс и скорость), с помощью круга СМО или графически (рис. 74) решают задачу о нахождении скорости и направления истинного ветра (U , K_u). Для глазомерной оценки силы ветра по внешнему виду поверхности моря используют шкалу Бофорта (табл. 16).

Наблюдения за температурой воздуха, воды, облачностью, атмосферными осадками, дальностью видимости и атмосферными явлениями ведутся по методике, изложенной в Наставлении. Особое внимание при этом необходимо уделить соответствию форм облаков виду, интенсивности и характеру выпадающих осадков. Полезная информация о зонах выпадения осадков может быть получена с помощью судовых радиолокационных станций. Зоны сильных осадков в виде дождя, снега или града дают резко оконтуренные очертания на экранах локаторов. Слабые и умеренные осадки имеют вуалеобразные и мягко окаймленные границы, а слабые морозящие осадки изображения не дают.

Наблюдения за волнением в море включают в себя определение степени волнения (состояния поверхности моря в баллах), типа волнения, направления распространения волн, высоты наиболее крупных волн (волн 3 %-ной обеспеченности) и периода волн.

Степень волнения и состояние поверхности моря (в случае необходимости) определяются согласно Наставлению по соответствующим шкалам приложений 12 и 14.

В море, как правило, одновременно наблюдается несколько типов волнения: ветровые волны и волны зыби. Причем волн зыби может быть несколько — волны зыби первой системы, второй и т. д.

Наблюдения ведут только за волнами ветровыми и волнами зыби двух первых преобладающих по высоте систем — первой и второй.

Таблица 16

Баллы	Словесная характеристика ветра	Скорость ветра, м/с	Состояние поверхности моря
0	Штиль	0—0,2	Зеркально-гладкая поверхность
1	Тихий	0,3—1,5	Рябь, напоминающая чешую
2	Легкий	1,6—3,3	Появляются небольшие гребни волн
3	Слабый	3,4—5,4	Небольшие гребни волн начинают опрокидываться. Пена стекловидная
4	Умеренный	5,5—7,9	Хорошо заметны небольшие волны, гребни некоторых из них опрокидываются, образуя местами белые «барашки»
5	Свежий	8,0—10,7	Волны принимают хорошо выраженную форму, повсюду образуются «барашки»
6	Сильный	10,8—13,8	Появляются гребни большой высоты, их пенящиеся вершины занимают большие площади, ветер начинает срывать пену с гребней волн
7	Почти крепкий	13,9—17,1	Гребни очерчивают длинные валы ветровых волн: пена, срывааемая ветром с гребней волн, начинает вытягиваться полосами по склонам волн
8	Крепкий	17,2—20,7	Длинные полосы пены, срывааемые ветром, покрывают склоны волн и достигают их подошв
9	Очень крепкий	20,8—24,4	Высокие волны; плотные полосы пены вдоль направления ветра; гребни волн начинают опрокидываться, падать и переворачиваться
10	Шторм	24,5—28,4	Воздух наполнен водяной пылью, пеной и брызгами; видимость уменьшена
11	Жестокий шторм	28,5—32,6	Поверхность моря покрыта плотным слоем пены. Видимость плохая
12	Ураган	более 32,7	Воздух наполнен пеной и брызгами; море белое от брызг; видимость ничтожная

Направление движения волн определяется путем пеленгования гребней выделенных волн в профиль, т. е. располагают пеленгатор так, чтобы гребни волн были параллельны плоскости визирования. Повернув пеленгатор по азимутальному кругу на 90° , снимают по картушке то направление, откуда двигаются волны, с точностью до 5° (с учетом поправки компаса).

На судах определяют высоту волн 3-процентной обеспеченности. С этой целью определяют высоту 5—6 наиболее крупных из всех наблюдаемых (данного типа волнения) и самую крупную из них записывают в журнал.

Многолетний опыт наблюдения за волнением моря помог выработать правила и приемы (см. Наставление) определения высоты волн с минимальными погрешностями. Наблюдать волны рекомендуется наблюдателю с такой высоты судна, с которой, находясь в ложбине, он видит гребни на одной линии с горизонтом. В этом случае высота волны будет равна высоте глаза наблюдателя над ватерлинией. Для наблюдения следует выбирать бегущие навстречу волны с хорошо выраженными пенистыми гребнями. Период волн определяют с помощью пеленгатора. С этой целью визир его устанавливают параллельно гребням волн. Выбрав наиболее крупную волну, определяют по секундомеру промежуток времени с точностью до десятой доли секунды, за который через визир пеленгатора проходят два последующих гребня волны. Этот промежуток времени является кажущимся (наблюденным) периодом волны (τ_0). Определяют не менее 5 периодов наиболее крупных волн и находят средний наблюдаемый период наиболее крупных волн данного типа волнения. Истинный период волны (τ) рассчитывают с учетом скорости судна (V , уз) и курсового угла волны (q_h , град):

$$\tau = \frac{\tau_0 + \sqrt{\tau_0^2 + 1,32 \tau_0 V \cos q_h}}{2}. \quad (66)$$

Период отдельных наиболее крупных волн можно определить по колебаниям какого-либо плавающего предмета (щепка, кусок линия, птица, пена и пр.). В этом случае период волн определяют по промежутку времени, за который предмет перемещается с гребня на гребень. Повторив операцию 3—5 раз, находят среднее значение периода волн. Иногда (например, при мореходных испытаниях судов) бывает необходимо измерить длину волн. В случае когда длина волны меньше длины судна, длину волны определяют способом, приведенным на рис. 75.

Следует учесть, что визуальные наблюдения за волнением в среднем на 20—30 % дают завышенные значения высоты волн, особенно при наблюдении за волнением с малых судов (высота наблюдателя 4—6 м над уровнем моря).

Достоверность всей гидрометеорологической информации, поступающей с транспортных и промысловых судов, в значительной степени зависит от опыта и добросовестности наблюдателей и условий наблюдения (тип судна, район плавания, состояние приборов и т. д.).

Статистическая обработка показывает, что в пределах доверительной вероятности 0,68 находится примерно 3/4 штурманских наблюдений за погодой и состоянием ветра, а средняя квадратическая ошибка наблюдений для скорости ветра составляет $\pm 0,25$ м/с, направления ветра и волнения $\pm 25^\circ$ и высоты волн $\pm 0,7$ м.

Требования СОЛАС-74 к гидрометеорологическому обеспечению мореплавания. Международная конференция по охране человеческой жизни на море, состоявшаяся в 1974 г. (СОЛАС-74), а также Международная конференция по подготовке и дипломированию моряков, состоявшаяся в 1978 г., четко определили круг вопросов по гидрометеорологическому обеспечению мореплавания. Основные из них следующие:

- штурман должен уметь «читать» и понимать синоптические карты и прогнозировать изменение погодных условий на ближайшее время (12—24 ч) с учетом местных особенностей;

- знать характеристики различных погодных систем, включая тропические циклоны, и уметь избегать их центры и опасные четверти;

- знать океанские течения;

- уметь использовать все соответствующие навигационные пособия по приливам и течениям, включая пособия, издаваемые на английском языке;

- уметь рассчитывать элементы приливов;

- методически грамотно производить судовые гидрометеорологические наблюдения, заносить их в КГМ-15, кодировать кодом КН-01 и своевременно передавать в эфир с пометкой «шторм» или «авиа»;

- своевременно предупреждать об опасных гидрометеорологических условиях плавания; тропических штормах, айсбергах, резком усилении ветра, угрозе обледенения, опасном волнении.

Штормовые предупреждения составляются в произвольной форме предпочтительнее на английском языке. Они передаются открытым текстом по радио либо посредством Международного

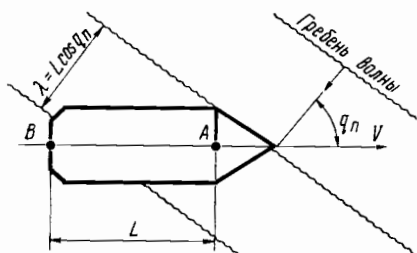


Рис. 75. Определение элементов волн на ходу судна:

q_n — курсовой угол волны; V — скорость судна; L — кажущаяся длина волны; λ — истинная длина волны

свода сигналов всем находящимся поблизости судам, а также ближайшему береговому пункту, с которым может быть установлена связь, с просьбой передать предупреждения соответствующим властям.

§ 37. Гидрометеорологическая информация, поступающая на суда

В настоящее время сложилась и регулярно действует мировая система гидрометеорологического обслуживания мореплавания, организованная усилиями метеорологических служб стран — членов Всемирной метеорологической организации (ВМО). Текущей и режимной гидрометеорологической информацией обеспечивается судоходство не только в пределах своих прибрежных вод, но и по обширной акватории Мирового океана.

Гидрометеорологическое обслуживание транспортных и промысловых судов осуществляется передачами по радио сводок погоды (метеорологических морских бюллетеней), штормовых предупреждений и факсимильных карт погоды и состояния моря. При необходимости суда, находящиеся в прибрежных водах, могут пользоваться визуальными сигналами штормового предупреждения. На стоянках в портах судоводители могут получать консультации об условиях погоды и состоянии моря в синоптических бюро. Вся акватория Мирового океана разделена на зоны ответственности стран — членов ВМО за обеспечение гидрометеорологической информацией судов, плавающих в океанах и морях.

Каждый региональный радиогидрометеорологический центр ведет передачи информации согласно расписанию, об изменениях которого регулярно оповещается путем публикации коррективов в Извещениях мореплавателям.

Метеорологические и морские бюллетени. Гидрометеорологические региональные центры, ответственные за выпуск текущих сводок и прогнозов погоды, передают ее согласно расписанию по радио в виде метеорологических или морских бюллетеней. Метеорологический или морской бюллетень состоит из следующих частей.

Часть I. Штормовое предупреждение.

Часть II. Обзор основных элементов приземной карты погоды.

Часть III. Прогнозы.

Часть IV. Анализы или прогнозы погоды международным кодом *FM45 D IAC FLEET*.

Часть V. Выборочные судовые сводки.

Часть VI. Выборочные сводки с береговых станций.

Части I—III являются обязательными и должны включаться в бюллетень в данном порядке. Дополнительные части IV—VI

метеорологического или морского бюллетеня могут в него не включаться, но если они включены в бюллетень, то их не обязательно включать в том порядке, как это указано выше, они могут выпускаться и отдельно.

При плавании вблизи побережий могут представлять определенную ценность выборочные сводки с судовых и береговых гидрометеостанций, передаваемые два — четыре раза в сутки. Ценность этих сводок заключается в том, что погода у побережья может существенно отличаться от условий, передаваемых в обзорах и прогнозах погоды, составляемых для открытых частей моря. Кроме того, используя эти сводки, можно уточнить гидрометеорологическую обстановку, даваемую в обзорах и прогнозах, особенно над обширными океаническими районами южного полушария. Выборочные сводки могут включать в себя части V и VI метеорологического бюллетеня, а могут передаваться и без них.

В метеорологическом бюллетене содержится характеристика условий погоды и состояния моря по синоптической обстановке в обслуживаемом районе и ее изменения в ближайшее время.

Обзоры имеют следующее содержание:

исходную дату и время (СГВ);

тип барической системы с указанием давления в их центрах, определяющей погоду в данном районе с указанием местоположения ее;

направление и скорость перемещения ведущих барических систем соответственно в румбах и метрах в секунду или узлах;

волнение (ветровые волны и зыбь), если это необходимо и возможно.

Наибольшую ценность для судоводителей представляют помещенные в бюллетене прогнозы погоды и состояния моря, составляемые с заблаговременностью 12—24 ч или более (метеослужбы СССР, Англии, США, ФРГ и Японии передают прогнозы погоды с заблаговременностью 72 ч).

Прогнозы даются в III части метеорологического бюллетеня и имеют следующее содержание:

период действия прогноза по СГВ;

название или обозначение района, на который распространяется прогноз;

описание следующих параметров и их изменения за период действия прогноза: скорость и направление ветра; видимость (мили, км), при значениях выше 6 миль может в прогноз не включаться; погодные явления включаются лишь тогда, когда они могут оказать воздействие на мореплавание (например, снежные заряды, ливни и пр.);

волны (ветровые и зыбь); условия обледенения, если это явление наблюдается.

В настоящее время не вся акватория Мирового океана в равной степени освещена передачами метеорологического бюллетеня.

В северном полушарии бюллетени в полном объеме передаются практически для всех океанических регионов, причем многие районы, особенно в Средиземном, Северном, Норвежском, Балтийском, Гренландском и других морях, перекрываются передачами нескольких стран. В южном полушарии картина иная. Передачи в полном объеме ведутся для сектора севернее 50° ю. ш. между 20° з. д. и 180° в. д., причем районы к востоку от Африки перекрыты передачами нескольких стран. В приантарктических районах, например, бюллетени погоды передаются регулярно только в теплую часть года (с октября по март).

Юго-западная часть Атлантики и район Тихого океана к северо-востоку от Новой Зеландии обеспечиваются прогнозами по прибрежным зонам, а для открытых районов океана передаются только обзоры погоды или штормовые предупреждения.

В районе Тихого океана от 150° в. д. до побережья Южной Америки между экватором и Антарктидой морские бюллетени не составляются и не передаются, за исключением Французской Полинезии (штормовые предупреждения на французском языке) и прибрежных вод Чили (штормовые предупреждения и прогнозы на испанском языке).

Следует учитывать и то, что крайне недостаточная освещенность океанических районов южного полушария гидрометеорологическими наблюдениями сказывается на качестве и полноте передаваемой в бюллетенях информации.

Штормовые предупреждения. Штормовые предупреждения передаются полным текстом на языке страны, составившей его по-английски, или кодом *FM 61D MAF OR*.

Штормовые предупреждения содержат информацию о предстоящих в ближайшее время усилениях ветра и волнения до опасных для судоходства значений и передаются гидрометеорологическими центрами не реже чем через каждые 12 ч. Информация о тропических циклонах передается каждые 2—3 ч. В некоторых странах Европы, Северной Америки, в Японии и Австралии предупреждения передаются радиостанциями незамедлительно по получении текста от метеорологической службы. В тех случаях, когда в обслуживаемом районе шторма не ожидается, об этом сообщается в соответствующей части Метеорологического бюллетеня.

Штормовые предупреждения передаются в определенном порядке и содержат следующие сведения:

1. Международный позывной сигнал (ТТТ).
2. Тип предупреждения по схеме:

На русском языке	На английском языке	На французском языке	На испанском языке	Сила ветра, баллы
Предупреждение о шторме	Gale warning	Avis de coup de vent	Aviso de viento duro	8—9
Предупреждение о сильном шторме	Storm warning	Avis de tempeste	Aviso de temporal	10 и более
Предупреждение о тропическом циклоне	Warning of tropical cyclones	Avis de cyclones tropicaux	Aviso de huracan	12

3. Дата и время начала шторма, о котором сообщается в предупреждении (указывается по СГВ).

4. Тип возмущения (циклон, тропический циклон) с указанием давления (в гПа) в его центре.

5. Местоположение возмущения (широта и долгота).

6. Направление и скорость перемещения возмущения.

7. Размеры зоны возмущения.

8. Сила ветра в баллах по шкале Бофорта и направление ветра в различных секторах зоны возмущения в румбах. Скорость ветра может указываться в м/с и уз.

9. Состояние поверхности моря и волны в районе воздействия возмущения.

10. Дополнительные сведения.

Первое предупреждение о тропическом циклоне или шторме ураганной силы передается независимо от расписания и содержит следующие сведения:

1. Международный позывной сигнал (ТТТ).

2. Указание о виде предупреждения:

На русском языке	На английском языке	Сила ветра, баллы по шкале Бофорта	Скорость ветра	
			уз	м/с
Предупреждение	Warning	До 7	До 33	До 17,1
Предупреждение о сильном ветре	Gale warning	8—9	34—37	17,2—24,4
Предупреждение о шторме	Storm warning	10	48	24,5
Предупреждение об урагане	Hurricane warning	12	64	32,7
Тропическое возмущение неизвестной интенсивности	Tropical disturbance of unknown intensity	Скорость не определена		

3. Время в предупреждениях указывается по СГВ.

4. Тип тропического возмущения указывается согласно следующей классификации:

На русском языке	На английском языке	Скорость ветра	
		уз	м/с
Тропическая депрессия	Tropical depression	До 33	До 17,1
Умеренный тропический шторм	Moderate tropical storm	34—47	17,2—24,4
Сильный тропический шторм	Severe tropical storm	48—63	24,5—32,6
Ураган	Hurricane	64	32,7
Тропическое возмущение неизвестной интенсивности	Tropical disturbance of unknown intensity	Скорость на	не определена

5. Положение возмущения. Местоположение центра дается в градусах (иногда, если возможно, и в десятых долях) широты и долготы, причем широта и долгота указываются словами; далее следует информация о степени достоверности положения центра возмущения.

6. Направление и скорость движения возмущения (обычно его центра) дается в узлах, направление — до ближайшего из 16 румбов компаса либо в градусах (до ближайшего десятка градусов).

7. Размеры возмущения.

8. Скорость и направление ветра в различных секторах возмущения, причем скорость ветра дается на различных расстояниях от центра по секторам. Скорость ветра указывается в узлах, расстояние — в морских милях.

9. Дополнительные сведения.

Африканские страны передают штормовые предупреждения по содержанию и порядку помещенных в них сведений, идентичные вышеперечисленным, но с несколько иной типизацией тропических возмущений. В зависимости от скорости ветра в тропических циклонах штормовые предупреждения подразделяются на предупреждения о ветре, близком к штормовому (сила ветра 7 баллов), слабое тропическое возмущение (до 7 баллов), умеренное тропическое возмущение (8—9 баллов), сильную тропическую депрессию (10—11 баллов), интенсивный тропический циклон (12 и более баллов), тропическое возмущение неизвестной интенсивности (скорость не известна).

Ураганы характеризуются:

вращением воздушного потока против часовой стрелки (в северном полушарии) вокруг центра низкого давления;

средней скоростью приводного ветра, осредненного за 1 мин, равной или превышающей 64 уз;

скоростью ветра 34 уз или более, наблюдаемой на расстоянии более 50 км от центра урагана.

§ 38. Необходимый минимум гидрометеорологической информации

Поток гидрометеорологической информации, поступающей на суда, находящиеся в море, из года в год увеличивается. Умелое использование этой информации не только повышает безопасность мореплавания, но и эффективность работы флота.

Однако чрезвычайная загруженность штурманов транспортных и промысловых судов функциональными обязанностями, все усложняющиеся навигационные условия плавания, а нередко и недостаточная квалификация в вопросах гидрометеорологии не позволяют в настоящее время в полном объеме использовать все возможные виды гидрометеорологической информации.

Представляется целесообразным в силу указанных причин определить необходимый минимум гидрометеорологической информации при подготовке к выходу в море, а также для разных условий и районов плавания.

Можно выделить следующие принципиально различные ситуации по использованию гидрометеорологической информации на судах: при подготовке к выходу в море; при плавании на оживленных морских трассах окраинных и внутренних морей; при плавании в открытом океане вдали от национальных и региональных гидрометеорологических центров (переходы в Австралию, Новую Зеландию, Южную Америку и др.) и при плавании в тяжелых погодных условиях (вблизи действия тропического циклона, при плавании во льдах, в зонах обледенения и пр.).

При подготовке к выходу в море. Ожидаемая гидрометеорологическая обстановка на предстоящем переходе может быть получена по климатическим данным (гл. 12) и по погодным данным. Под ними понимаются реальная гидрометеорологическая обстановка на маршруте перехода (части I, III метеорологических бюллетеней), а также прогностические приземные факсимильные карты. Если в распоряжении судоводителей имеются прогнозы нужной срочности, а также прогностические приземные карты, то самостоятельные попытки прогнозировать условия погоды на предстоящий переход становятся просто ненужными. Отпадает необходимость также приема других карт по фототелеграфу (карт барической топографии, дополнительных и вспомогательных карт), если, конечно, нет нужды получить какую-то отдельную дополнительную информацию о состоянии моря, например карту ледовой разведки и т. п.

При плавании на оживленных морских трассах, а также вблизи берегов внутренних и окраинных морей, как правило, нет необходимости самостоятельно составлять прогноз погодных условий. Имея возможность регулярно принимать морские (метеорологические) бюллетени различных стран и центров погоды, а также приземные фактические и прогностические карты, используя собственные наблюдения за погодой и сообщения других судов о состоянии погоды и моря на маршруте, судоводители, как правило, ограничиваются этой информацией. Отпадает также необходимость самостоятельного прогноза погодных условий и состояния моря и, следовательно, нет нужды принимать и анализировать большое количество факсимильных карт. В этом случае можно рекомендовать дублирование приема морских бюллетеней, фактических и прогностических карт от передающих центров различных стран. При этом желателен прием таких карт, на которых, кроме барического поля (изобары) и фронтов, нанесены были данные наблюдений судовых, береговых и островных гидрометстанций. Такие карты легче читаются и в связи с этим более информативны.

При плавании в открытом океане. На суда, находящиеся в открытом океане вдали от гидрометеорологических центров, резко уменьшается объем поступающей информации о состоянии погоды и моря. Ухудшается качество прогнозов различной заблаговременности (как правило, прогнозы здесь носят фоновый характер). Кроме того, ухудшается качество приема факсимильных карт.

При плавании в таких условиях, особенно при неблагоприятном состоянии погоды и моря, судоводителям необходима любая гидрометеорологическая информация по району плавания и, кроме того, желательно самостоятельное прогнозирование погоды на ближайшие 12—24 ч.

Практика показывает, что используя необходимый ассортимент факсимильных карт, а также основные приемы прогноза синоптического положения и условий погоды (§ 39), судоводители имеют возможность достаточно надежно не только уточнять фоновые прогнозы, но и самостоятельно прогнозировать основные элементы погоды на ближайшие 12—24 ч.

Для этого необходимо иметь комплект последовательных приземных и за те же сроки высотных (АТ₅₀₀ и ОТ_{500/1000}) факсимильных карт, регулярно вести на судне наблюдения за погодой и состоянием моря, использовать сведения о погоде с других судов и местные признаки погоды.

Факсимильные карты погоды и состояния моря. Карты погоды, передаваемые по каналам связи посредством факсимильной аппаратуры, называются факсимильными. Из всех видов гидрометеорологической информации, поступающей на суда, факсимильные

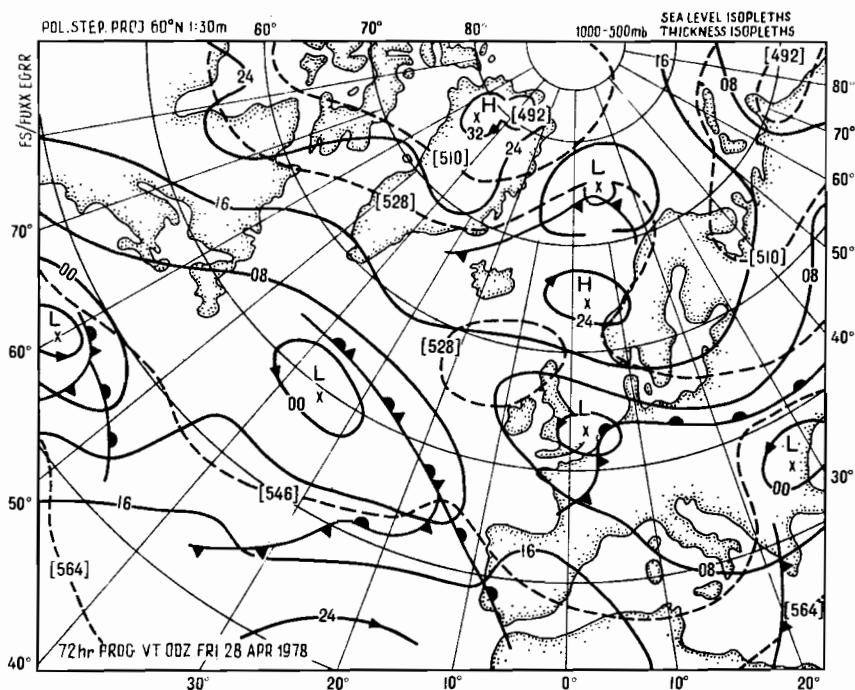


Рис. 77. Прогностическая карта погоды на 72 ч (на 00 ч 28 апреля 1978 г.)

их высоту и период). Карты строятся по данным наблюдений за волнением или по расчетам элементов волн по полю ветра.

6. Прогноз поля волнения. Показывает прогнозируемое поле волнения на 24 и 48 ч (направление волнения и высоту преобладающих волн).

7. Карты анализа и прогноза температуры воды. На этих картах дан анализ и прогноз поля температуры поверхности моря за определенный период осреднения (пятидневку, декаду).

8. Карта относительной топографии OT_{1000}^{500} . На этой карте изогипсами представлено поле температуры воздуха на высоте около 5,5 км. Может быть использована в прогнозе синоптического положения (§ 39).

9. Карта ледовых условий. Показана ледовая обстановка в данном районе (сплоченность, кромка льда, полыньи и другие характеристики) и положение айсбергов.

На рис. 76 приведена факсимильная карта погоды за 00 ч 24 апреля 1978 г., составленная и переданная гидрометцентром Брэкнелла (Великобритания), а на рис. 77— прогностическая карта погоды на 72 ч (на 00 ч 28 апреля 1978 г.).

Анализ снимков выполняется в такой последовательности:

1. «Поднимается» береговая черта, определяются координаты характерных объектов суши.

2. Приводится привязка телевизионных снимков по географическим объектам.

3. Выделяются районы моря и океана с характерными облачными массивами и покрытые льдом.

4. Оцениваются характерные особенности в изображении облачного массива или ледового покрова.

5. Определяются характеристики облачного массива или льда.

6. Выделяются зоны штормового волнения.

Карты нефанализа особенно ценны в тех случаях, когда штатная гидрометеорологическая информация недостаточна или вовсе отсутствует.

Символика отечественных и иностранных факсимильных карт.

В настоящее время региональные гидрометеорологические центры составляют фактические карты (анализ) за основные сроки наблюдений (00, 06, 12, 18 ч СГВ) и будущие (прогностические) карты на 12, 24, 36, 48, 72 ч и на 5 сут. Следовательно, потребитель может получать факсимильные карты погоды: фактические — через каждые 6 ч, прогностические — на ближайшие 12 ч и до 5 сут.

На трафарете карты (обычно размещенного в углах ее) приводятся все необходимые сведения: название, срок действия, наименование гидрометеорологического центра и пр. Для сокращения записи на трафарете многими гидрометцентрами вводятся сокращения в виде буквенных групп для обозначения типа карты и района составления, а также четырехбуквенные группы с кодом передающего центра. Ниже приведены обозначения основных сокращений (символика гидрометеорологических карт).

Карты фактической погоды:

AS — приземная карта; AU — карта абсолютной топографии; AH — карта относительной топографии; AN — карта нефелометрического анализа (спутниковые данные); AX — карта волнения.

Прогностические карты: FS — приземного барического поля; FX — волнения; FB — карта особых явлений погоды; FE — малой заблаговременности; FX — ледовых условий; FX — погоды; FX — карта OT⁵⁰⁰₁₀₀₀; FX — максимального ветра.

Карты с предупреждениями: WP — предупреждения в графической форме об ураганах и других опасных явлениях.

Районирование действия карт: AC — Африка; BQ — Балтийское море; CA — Карибское море и Центральная Америка; AA — Антарктида; EN — Северная Европа; EU — Европа; EW — Западная Европа; NT — Северная Атлантика.

Гидрометеорологические центры: RUMS — СССР (Москва);

EGRA — Великобритания (Брэкнелл); ESCC — Швеция (Сток-

гольм); *EFHK* — Финляндия (Хельсинки); *RUHB* — СССР (Хабаровск).

На фактических и прогностических картах погоды некоторых стран, помимо общепринятых символов и обозначений (§ 12), используют некоторые отличные обозначения. Наиболее употребительные из них представлены ниже.

На английских картах в центрах циклонов и антициклонов пишут две буквы: первая обозначает барическое образование, вторая служит отличительным признаком данного циклона или антициклона с момента их образования до исчезновения. Рядом с этими буквами приводится наблюдаемое в их центрах давление. Например, запись *HM 030* означает: умеренный антициклон с давлением 1030 гПа в центре его. Иногда на карте соответствующим символом даются направление и скорость ветра, а стрелкой на изобарах — направление ведущего потока.

В Японии для характеристики погодных условий применяются общепринятые сокращения или начальные буквы английских слов. Направление перемещения центров циклонов рисуется стрелками, а цифрами у конца стрелок — скорость в узлах. Предполагаемое направление смещения циклона указывается сектором.

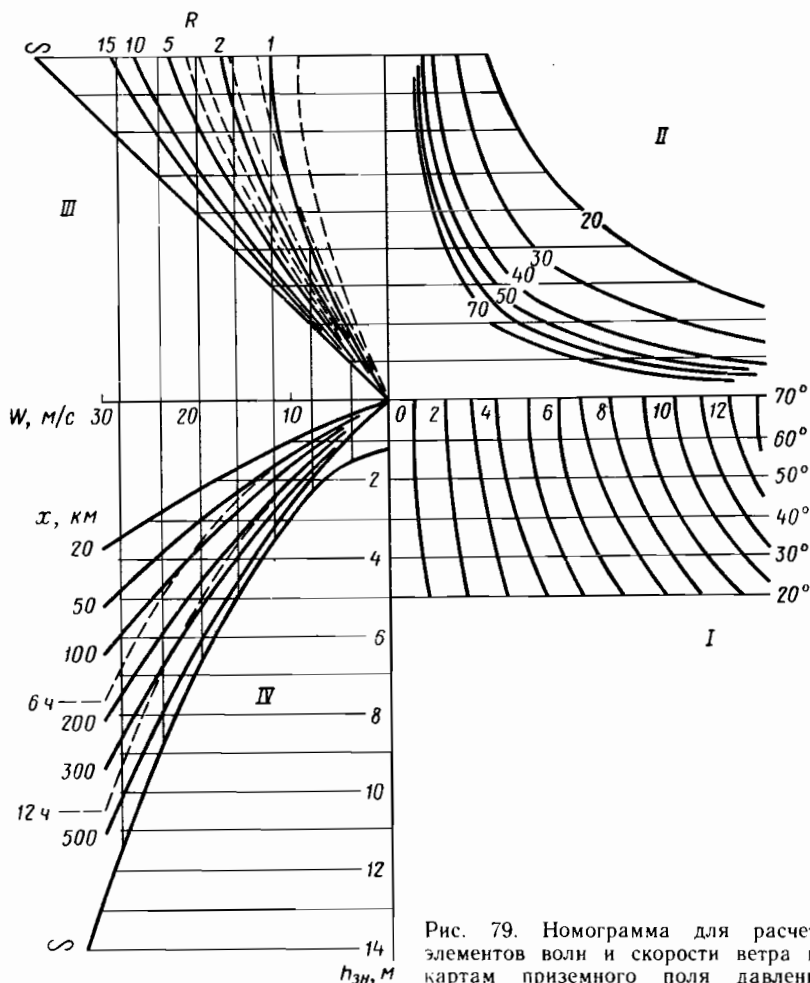
На картах США наряду с общепринятыми условными обозначениями применяются в некоторых случаях дополнительные: зона штормового волнения оконтуривается точечным пунктиром и записывается как *HIGH SEAS* (высокие волны); стрелкой указывается направление распространения волн и пишется высота волн в футах (12—15 *FT*); прерывистой линией дается уровень обледенения и его высота в футах; приводятся ожидаемое направление ветра и его скорость в узлах (одно длинное перо 10 уз); в сотнях футов дается высота нижней и верхней границы облаков (90/20, нижняя граница 200 фут, верхняя — 900 фут).

Расчет элементов ветра и волнения по приземным факсимильным картам. Если на фактической карте погоды в районе плавания судна нет сообщений судовых или островных станций, то расчет элементов ветра и волнения можно произвести по приземному барическому полю, т. е. по изобарам.

Направление ветра надежно определяется по методике, изложенной в § 39. Скорость ветра рассчитывается по градиентной линейке (§ 39). По скорости ветра вычисляются элементы волнения: состояние поверхности моря и высота волн.

Удобнее всего рассчитывать скорость ветра и высоту ветровых волн с помощью специальной номограммы (рис. 79).

Измеренную величину n (расстояние между соседними изобарами по нормали к ним, выраженное в градусах меридиана), откладывают на оси абсцисс квадранта I номограммы (с учетом широты плавания судна). Переходя последовательно через квад-



рант II (с учетом широты) в III квадрант, учитывающий кризису изобар R (в градусах меридиана), на оси абсцисс находят скорость реального ветра W в м/с. Переход в квадрант IV с учетом разгона волн позволяет определить высоту так называемых значительных волн (h_{zn}), имеющих обеспеченность 12,5 %.

Если имеется возможность при определении высоты волн использовать не только данные о скорости ветра, но и о разгоне и продолжительности действия ветра, расчет выполняется по разгону и продолжительности действия ветра (в часах). С этой целью

из квадранта III номограммы опускают перпендикуляр не до кривой разгона, а до кривой продолжительности ветра (6 или 12 ч). Из полученных результатов (по разгону и продолжительности) берется меньшее значение высоты волн.

Вычисление с помощью номограммы можно производить лишь для районов «глубокого моря», т. е. для районов, где глубина моря не меньше половины длины волны. При разгоне больше 500 км или продолжительности действия ветра больше 12 ч используют зависимость высот волн от ветра, соответствующую океанским условиям (кривая со знаком ∞).

Таким образом, для определения высоты ветровых волн в районе плавания необходимо выполнить следующие операции:

определить разность давления между соседними изобарами (расстояние n по нормали к изобарам в градусах меридиана);

найти радиус кривизны изобары R , проходящей через данную точку или вблизи нее (с помощью циркуля-измерителя путем подбора). Радиус кривизны изобары определяется только в случае циклонической кривизны (в циклонах и ложбинах) и выражается в градусах меридиана;

по найденным значениям R и n в зависимости от времени года находят скорость ветра W .

зная скорость ветра W и разгон D или продолжительность действия ветра (6 или 12 ч), находят высоту значительных волн ($h_{\text{зн}}$).

Разгон волн находят так. От точки, для которой находят высоту волн, в направлении против ветра проводят линию тока до тех пор, пока ее направление не изменится по отношению к начальному на угол 45° или не достигнет берега (кромки льда). Приблизительно это и будет разгон или путь, на протяжении которого должны формироваться волны, приходящие в данную точку.

Продолжительность действия ветра определяют как время, в течение которого напряжение ветра неизменно или отклоняется от первоначального не более чем на $\pm 22,5^\circ$.

§ 39. Прогноз основных гидрометеорологических элементов

Прогноз погоды на судне составляют с помощью прогностических карт. В тех случаях, когда такой возможности нет, прогноз погоды возможен с помощью приземных и высотных карт фактических данных (карты анализа).

При составлении прогноза погоды на движущемся судне необходимо учитывать перемещение не только основных синоптических объектов, но и собственные перемещения. С этой целью определяют относительные курс и скорость судна. Чтобы не перемещать

барические системы с их изобарами и фронтами, принимают их неподвижными, а перемещают место судна (точка K , рис. 80) на то же расстояние в направлении, обратном перемещению циклонов и антициклонов.

Следовательно, если барическое образование принять неподвижным, а его движение передать судну, то судно будет двигаться в направлении $K_0 K_1 K_2$. Это и есть относительное направление, или относительный курс судна (K_p).

Относительная скорость движения судна (V_p) по относительному курсу определяется отношением

$$V_p = \frac{S_p}{\Delta T}. \quad (67)$$

Относительный курс и скорость движения судна рассчитываются следующим образом:

1) из точки K_0 (рис. 80) в направлении, обратном направлению движения циклона, откладывается вектор скорости циклона (V_c);

2) с начала вектора скорости циклона (V_c) в направлении, параллельном курсу $K_0 K$, откладывается вектор скорости судна (V_k);

3) результирующий вектор является вектором относительной скорости судна (V_p), а его направление, снятое с карты с помощью транспортира, — относительным курсом (K_p).

Рассчитав относительный курс и скорость судна, определяют причины, обуславливающие погоду в месте судна. Эта операция носит название прогноза синоптического положения.

Прогноз синоптического положения. В первую очередь определяют характер процессов, происходящих в барических образованиях, воздушных массах и атмосферных фронтах: изменение температуры и влажности; углубление или заполнение циклонов и ложбин; разрушение или усиление антициклонов и гребней; размывание или обострение атмосферных фронтов.

Вычисленные относительный курс и скорость судна позволяют определить конкретное местоположение судна относительно основных синоптических объектов.

Для определения основных причин, обуславливающих погоду в районе нахождения судна на период составления прогноза погоды, необходимо:

с учетом относительной скорости V_p (рис. 80) нанести на

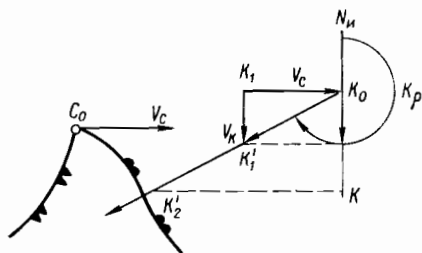


Рис. 80. Вычисление относительного курса и скорости

карту место судна на момент начала и конца действия прогноза (точки K^1_1 и K^1_2);

по синоптической карте определить характер воздушной массы, барического образования или фронта, через который проходит относительный курс судна.

Узловыми моментами в прогнозе синоптического положения являются предвычисление скорости и направления перемещения циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов, воздушных масс, а также учет их эволюции (трансформации и регенерации).

Основным приемом для определения направления и скорости перемещения барических систем является прямолинейная экстраполяция (рис. 81). С этой целью сопоставляется последняя карта (T_0) с картами за предшествующие сроки (T_{-6} , T_{-12}). Для этого на карту за последний срок наносятся местоположения центра барического образования с предшествующих карт с указанием времени и величины атмосферного давления. Направление перемещения снимается с карты с помощью транспортира, а скорость вычисляется по формуле

$$V_i = \frac{S_i}{\Delta T_i},$$

где S_i — расстояние в милях, снятое с карты;

ΔT_i — промежуток времени в часах (обычно это 6 или 12 ч).

Направление перемещения циклонов и антициклонов обуславливается господствующим в нижнем 3—5-километровом слое атмосферы ветром — так называемом ведущим потоком. Основные закономерности направления движения ведущего потока позволили выявить некоторые прогностические правила:

1) циклоны перемещаются в направлении падения давления параллельно линии, соединяющей центр области давления в передней части циклона с центром области роста давления в его тыловой части (рис. 82, а). Антициклоны перемеща-

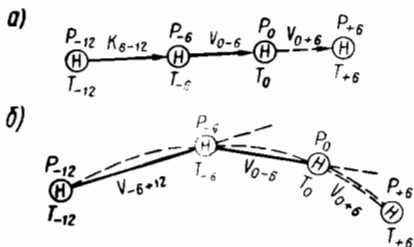


Рис. 81. Экстраполяция движения циклона:

а — прямолинейная; б — криволинейная

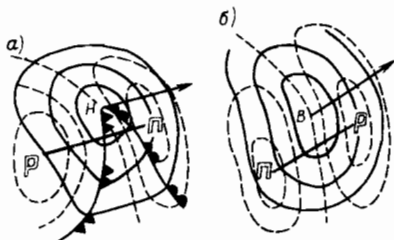


Рис. 82. Направление перемещения барических систем:

а — циклона; б — антициклона

ются в направлении роста давления параллельно линии, соединяющей область роста давления в его тыловой части (рис. 82, б);

2) циклоны перемещаются в направлении изобар теплого сектора. Причем скорость его будет возрастать до тех пор, пока не начнется процесс окклюдирования, т. е. смыкания холодного и теплого фронтов;

3) если изобары окклюдирующего циклона имеют эллиптическую форму, то от него часто отделяются частные циклоны, смещающиеся в направлении его продольной оси;

4) если в обширной области низкого давления располагаются два примерно одинаковых центра, то они имеют тенденцию вращаться против часовой стрелки вокруг центральной точки, расположенной между ними;

5) если на синоптической карте имеется серия движущихся друг за другом циклонов, то траектория движения каждого следующего циклона будет проходить южнее траектории предыдущего;

6) начавшееся удаление области падения (роста) от центра циклона или антициклона в переднюю часть барической системы и ослабление этой области являются признаком замедления движения этих барических образований;

7) если распределение барических тенденций вблизи центра циклона (антициклона) одинаково по всем направлениям, то этот циклон (антициклон) в ближайшее время будет малоподвижным (стационарным);

8) чем обширнее циклоны и антициклоны, тем медленнее они смещаются; чем больше угол пространственной оси вращения атмосферного вихря, тем быстрее они смещаются (рис. 83, а).

Не менее важное значение имеет прогноз эволюции циклонов и антициклонов. Углубление или заполнение циклонов, усиление или ослабление антициклонов выявляется по барическим тенденциям в их центрах;

циклоны углубляются (заполняются), если в его центрах наблюдаются отрицательные (положительные) тенденции;

антициклоны усиливаются (ослабевают), если в его центрах наблюдаются положительные (отрицательные) тенденции;

близкие к нулевым тенденции в центре барических систем свидетельствуют о том, что давление существенно изменяться не будет;

барическая ложбина углубляется (заполняется), если нулевая изаллобара (линия равных тенденций) проходит позади (впереди) оси ложбины;

барический гребень усиливается (ослабевает), если нулевая изаллобара проходит позади (спереди) оси гребня;

при отрицательных (положительных) барических тенденциях в центре циклонов (антициклонов) продолжительность их углубле-

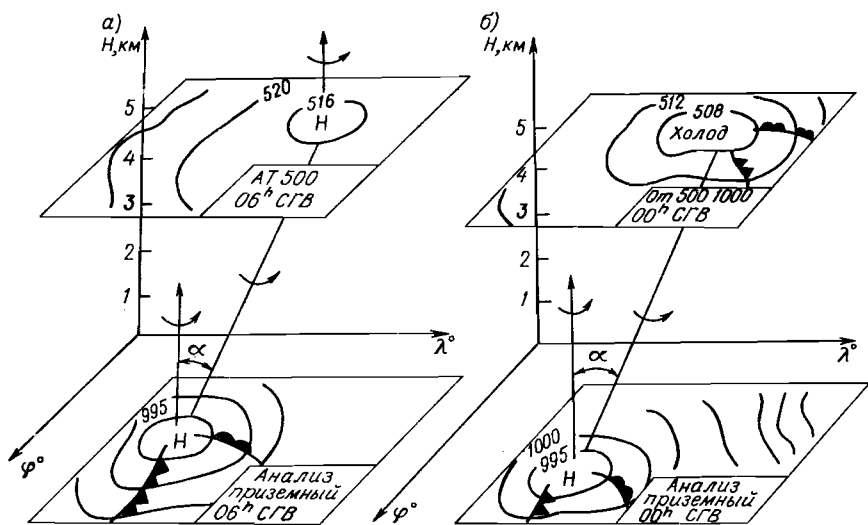


Рис. 83. Вертикальная и пространственная оси вращения циклона на приземной и высотных картах

ния (усиления) будет тем больше, чем дальше в тылу от их центров проходит нулевая изаллобара;

смещение области максимального падения (роста) давления от центральной части циклона (антициклона) на его периферии свидетельствует о быстром заполнении циклона и ослаблении антициклона;

в местах разрежения изогипс на карте OT_{1000}^{500} (давление падает) циклоны углубляются, а антициклоны разрушаются. В местах сгущения изогипс — картина обратная. При смещении пространственной оси вращения высотного циклона в районы, занятые на карте OT_{1000}^{500} холодом, циклон будет углубляться (регенерировать), а в районы, занятые теплом, — заполняться (рис. 83, б).

Направление и скорость перемещения атмосферных фронтов определяются элементами движения воздушных потоков. Практика показала, что перемещение фронтов определяется ветром в холодном воздухе. Установлено, что скорость перемещения фронтов несколько меньше скорости геострофического ветра, вычисленной по изобарам на уровне моря. Теплые фронты движутся со скоростью 0,6—0,8 от скорости геострофического ветра, а холодные — от 0,7 до 0,9 ее величины. О перемещении фронтов судят и по характеру поля давления вблизи фронтов:

1) фронт, расположенный параллельно изобарам, будет мало-подвижным;

2) если ложбина, с которой связан фронт, глубокая, угол между изобарами и фронтом невелик, то фронт будет перемещаться медленно;

3) если угол между изобарами и фронтом близок к прямому, фронт будет перемещаться быстро, при этом чем больше барический градиент, т. е. чем гуще расположены изобары, тем быстрее перемещается фронт.

О скорости и направлении перемещения атмосферных фронтов можно судить по барическим тенденциям, т. е. по характеру изменения давления по обе стороны от фронтов: все фронты движутся в направлении от положительных к отрицательным барическим тенденциям; если по обе стороны от фронта наблюдаются положительные тенденции, то фронт движется от больших значений тенденций к меньшим. Если же по обе стороны от фронта давление падает, то фронт перемещается в сторону максимальных отрицательных тенденций.

Приблизенно скорость движения фронта можно вычислить, сложив барические тенденции на двух соседних станциях, расположенных по обе стороны от фронта на расстоянии приблизительно 150 миль от него. Половина полученной суммы дает приближенную скорость движения фронта в узлах.

Составив прогноз синоптического положения, приступают к прогнозу погодных условий в месте положения судна.

Прогноз элементов погоды. Итак, погода в районе плавания судна зависит от его положения относительно барических образований, атмосферных фронтов и типа воздушных масс. Если место судна находится внутри однородной воздушной массы, вдали от атмосферных фронтов, то каких-либо существенных изменений

погоды ожидать не следует. В большинстве случаев изменение погоды наступает тогда, когда к месту судна приходит воздушная масса другого происхождения, с другими свойствами, чем воздушная масса, находящаяся над ним. Другими словами, изменение погоды происходит при приближении и прохождении через место положения судна какого-либо атмосферного фронта.

Таким образом, идея прогноза погоды заключается в предположении, что с перемещением воздушных масс, барических систем и атмосферных фрон-

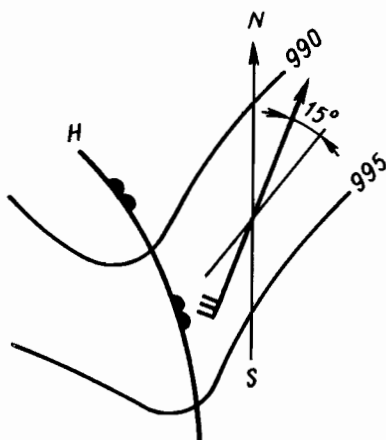


Рис. 84. Прогноз направления ветра

тов переносятся с некоторыми изменениями и свойственные им погодные условия. Изменение начальных свойств в воздушных массах происходит вследствие трансформации воздушных масс и эволюции барических систем и фронтов; местных (орографических, например) условий и суточного хода метеорологических элементов.

Обычно начинают прогноз погодных условий с предвычисления направления и скорости ветра. Направление ветра определяется по расположению изобар на прогностических картах с учетом отклонения на угол 15° в сторону низкого давления (рис. 84), причем указывается предполагаемая четверть горизонта. Так, если в прогнозе указывается: ветер юго-западной четверти, то это означает, что в течение срока действия прогноза ожидается ветер от SSW до WSW направлений. Сила ветра указывается в баллах по 12-балльной шкале, принятой в судовождении, при этом ветер до 5 баллов и свыше 8 баллов имеет диапазон 2 балла (2—4 балла, 10—12 баллов и т. д.), а при силе ветра 5—8 баллов диапазон уменьшается до 1 балла.

При прогнозе скорости ветра необходимо учитывать следующее:

ветер усиливается при углублении циклона, в зоне которого будет находиться судно в срок действия прогноза;

в момент прохождения фронтов ветер усиливается, а в районе холодного фронта он носит шквалистый характер;

в тыловой части циклона наблюдаются частые усиления ветра в момент выпадения осадков типа зарядов;

реальный ветер может быть больше расчетного, если в тылу циклона происходит смена циклонической кривизны изобар на антициклонические;

при большом контрасте температур воздуха в соприкасающихся воздушных массах ветер всегда сильнее расчетного;

ветер нередко усиливается на границе раздела суши и моря, т. е. в прибрежной зоне.

Наиболее удобно, быстро и надежно определяется скорость геострофического ветра по приземному барическому полю с помощью градиентной линейки (рис. 85). В настоящее время градиентная линейка приводится на большинстве приземных факсимильных картах погоды. Геострофический ветер с помощью градиентной линейки определяется следующим образом:

1) определяют барический градиент ($\frac{dp}{dn}$), измеряя расстояние между соседними изобарами (по нормали к ним) в искомой точке, и выражают его в градусах меридиана;

2) значение барического градиента находят на оси абсцисс градиентной линейки;

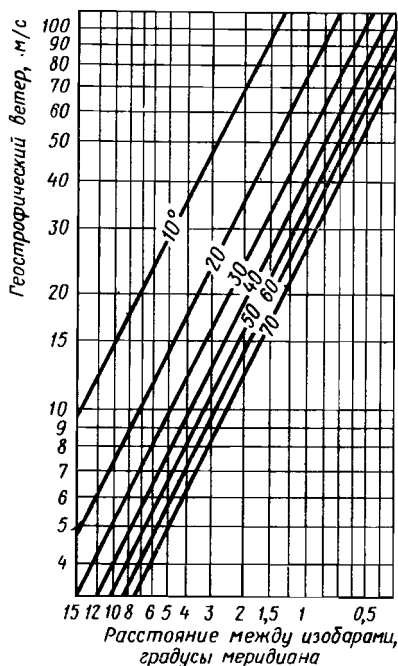
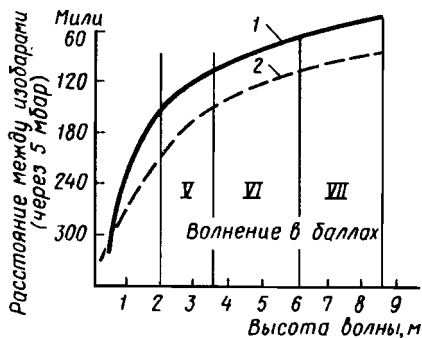


Рис. 85. Градиентная линейка

Рис. 86. Номограмма для определения элементов волнения:
1 — для широт 40° и более; 2 — для широт меньше 40°



3) из найденной точки восстанавливают перпендикуляр до пересечения с наклонной линией соответствующей широты места (наклонные жирные линии на рис. 85), для которого определяют скорость геострофического ветра;

4) из точки пересечения проводят прямую линию, параллельную оси абсцисс, до пересечения с осью ординат, на которой снимают искомое значение скорости геострофического ветра.

Реальный ветер будет меньше вычисленного геострофического, поэтому для вычисления действительного ветра вблизи поверхности моря скорость геострофического ветра умножают на коэффициент, учитывающий стратификацию приводного слоя атмосферы. Для холодной части года (независимо от разности температур) коэффициент принимается равным 0,6, а для теплой — 0,8.

На основании прогноза ветра составляют прогноз волнения, так как между ними существует хорошо выраженная зависимость. Высота волн зависит от продолжительности и силы ветра, его устойчивости по направлению и от пути, проходимого ветром над водной поверхностью (его называют разгоном).

Степень волнения оценивают по 9-балльной шкале, в основу которой положены высота хорошо выраженных сил, имеющих 5 %-ную обеспеченность.

При прогнозе степени волнения руководствуются следующими указаниями. При ветре от 5 до 8 баллов и сохранении его по направлению больше 12 ч и разгоне больше 300 миль балл степени волнения обычно соответствует баллу ветра. При силе ветра до 5 баллов балл волнения уменьшается на 2 единицы относительно балла ветра. При разгоне менее 300 миль балл волнения меньше балла ветра на 2—3 единицы. Если в течение срока действия прогноза ожидается резкое ослабление ветра, то необходимо предусмотреть образование зыби. Появление зыби возможно также из других районов океана, где наблюдаются сильные продолжительные ветры.

Иногда для определения степени волнения и высоты волн используют специальную номограмму (рис. 86).

Прогноз облачности и осадков основывается на характере, типе и эволюции фронтов, проходящих в районе плавания. Наличие сплошной облачности (10 баллов) следует ожидать, если в районе плавания наблюдаются: хорошо выраженный теплый фронт, который обостряется; фронт окклюзии, особенно типа теплового; теплый сектор циклона, когда сам центр циклона располагается близко к району прогноза; продолжительное падение давления.

Значительная облачность (более 5 баллов) прогнозируется, если в районе нахождения судна наблюдаются: размывающиеся фронты; холодный фронт; нулевые барические тенденции.

Умеренная облачность (3—7 баллов) вероятна тогда, когда в районе отсутствуют фронтальные разделы, но в атмосфере наблюдается неустойчивая стратификация, о чем свидетельствуют кучевообразные облака.

Небольшую облачность и ясно следует ожидать в случаях плавания в зоне воздействия антициклона, близко от его центра и при прохождении оси барических гребней, а также при плавании в тылу циклона за холодным фронтом при активном вторжении холодных масс воздуха, сопровождающемся ливневыми осадками по типу зарядов.

Характер и интенсивность ожидаемых осадков должны полностью соответствовать прогнозируемой облачности.

Дальность видимости прогнозируется в зависимости от типа воздушной массы, облачности, атмосферных осадков и туманов. Наблюдения показывают, что в арктическом воздухе дальность видимости обычно больше 10 миль, в полярном — от 5 до 10 миль, в тропическом воздухе — 3—5 миль. Подробно о прогнозе туманов и обледенения будет изложено ниже (см. гл. 14).

Ухудшение видимости в зоне дождя и низкой облачности зависит от плотности облаков и интенсивности осадков. При интенсивности дождя 2, 6 и 10 мм/ч дальность видимости соответственно будет 8, 4 и 2—3 км.

Контрольные вопросы. 1. Каков состав гидрометеорологических наблюдений на судах, их методика? 2. Какая гидрометеорологическая информация поступает на суда? 3. Как используются факсимильные карты погоды и состояния моря для задач судовождения?

Глава XII

НАВИГАЦИОННЫЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСОБИЯ

§ 40. Общие положения

По принципу использования все навигационные гидрометеорологические пособия подразделяются на справочные и расчетные.

Справочные пособия позволяют получить общие сведения о гидрометеорологических параметрах, их повторяемости и вероятности появления того или иного явления. Подобные пособия составляются с использованием климатических данных — статистически обработанных и систематизированных за ряд лет сведений о гидрометеорологическом режиме, характерном для определенного района Мирового океана.

Эта группа пособий может быть использована судоводителями для проработки общих условий плавания, планирования новых маршрутов, определения наиболее благоприятного сезона для специальных рейсов и выбора оптимальных морских путей с учетом гидрометеорологических условий.

К таким пособиям относятся гидрометеорологические очерки лощий, атласы и карты гидрометеорологических данных, а также специальные пособия («Океанские пути мира», «Ветер и волны в океанах и морях»).

Расчетные пособия позволяют определить для конкретных условий и на определенный период или момент времени величину, направление или иную характеристику гидрометеорологических элементов. К таким пособиям относятся таблицы приливов, атласы и таблицы приливо-отливных течений, расчетные таблицы течений, руководства по расчету ветроволновых потерь скорости судов. Эта группа пособий позволяет с высокой точностью учитывать влияние гидрометеорологических условий на скорость и путь судна, а также безопасность его плавания.

При составлении справочных и расчетных пособий применяются статистический, синтетический и расчетный методы.

Сущность статистического метода составления навигационных гидрометеорологических пособий состоит в том, что такие пособия готовятся путем статистической обработки длительных рядов наблюдений гидрометеорологических параметров. В результате получают средние и вероятные значения этих параметров (например, вероятные скорости и направления ветра или суммарных

течений, среднее многолетнее положение кромки льда, повторяемость волнения по высоте и направлению).

При синтетическом методе составления пособий выполняют специальную обработку материалов непосредственных наблюдений над гидрометеорологическими элементами, которая позволяет выделять отдельные составляющие и характеризовать их по величине и виду. Например, при использовании синтетического метода обработки фактически наблюдаемых суммарных течений в море выделяют приливо-отливные течения и остаточные (сумма постоянного и ветрового течений). Применяется этот метод и для вычисления элементов прилива.

Расчетный метод позволяет составлять такие навигационные гидрометеорологические пособия, в которых гидрометеорологические элементы имеют вполне определенные значения, отнесенные к определенному периоду или даже моменту времени. При этом методе используются различные теоретические и эмпирические формулы. Например, определяется связь между скоростью, направлением и продолжительностью действия ветра и параметрами морских волн или зависимостью скорости звука от температуры, солёности и гидростатического давления. Многие формулы расчетного метода могут использоваться непосредственно на судне для вычисления конкретных величин гидрометеорологических параметров.

§ 41. Справочные пособия

Гидрометеорологические очерки лоций. Для общего ознакомления судоводителей с гидрометеорологическими условиями плавания в лоциях помещается раздел «Гидрометеорологический очерк», в котором приводится краткая характеристика метеорологических и гидрологических явлений данного моря или части океана в виде текстовой части и карт, схем и сводных таблиц.

Метеорологическая характеристика в таких очерках содержит ряд полезных сведений для судоводителей. Указаны климатические зоны и типы погоды для данного моря или значительного района океана. Приведены характерные значения температуры и влажности воздуха по сезонам года. Дано описание районов, где наиболее часто встречаются туманы, облачность и осадки. Приводится характеристика ветров и штормов, сила и пути ураганов и тайфунов. Указывается возможность появления таких особых метеорологических условий, как грозы, метели, рефракция, изменение радиолокационной наблюдаемости.

Текстовая часть дополнена метеорологическими таблицами по месяцам для отдельных пунктов. Наиболее часто в таких таблицах даются сведения: повторяемость ветра в %, средняя скорость ветра, число дней со скоростью ветра более 17 м/с, число

дней с туманами, средняя облачность в баллах, число ясных и пасмурных дней, среднее количество осадков, температура воздуха средняя, максимальная и минимальная.

Гидрологическая характеристика включает описание колебаний уровня и приливы. Указывается, какой вид колебаний является преобладающим в тех или иных районах моря или океана. Для непериодических колебаний дается их суточная и сезонная амплитуды. Для приливных колебаний отмечается характер прилива и его величина в зависимости от астрономических условий (сизигия, квадратура, склонение луны).

Дается характеристика поверхностных течений по происхождению, изменчивости и скорости, а для приливных течений и по периодичности. Обычно словесное описание дополняется картами-схемами течений. При описании волнения отмечают, какими господствующими ветрами оно вызывается, какова повторяемость волнения по высоте и направлению по сезонам года. В отдельных случаях такие данные приводятся в таблицах.

В разделе «Гидрологическая характеристика» помещены сведения о температуре, солености и плотности морской воды. Отмечаются их изменения для различных районов по сезонам года. Для тех районов Мирового океана, где встречается ледяной покров, представляющий препятствие для плавания судов, дается общая характеристика ледового режима и его особенностей для различных месяцев. Сроки начала льдообразования, интенсивного нарастания толщины льда, образование припая и начало интенсивного таяния и разрушения ледяного покрова. Описываются районы, где наблюдается сжатие и разряжение льдов и интенсивное торошение. Приводятся также сведения о возможном обледенении судов и интенсивности этого явления.

Атласы океанов. В Советском Союзе изданы: «Атлас Тихого океана», 1974 г.; «Атлас Атлантического и Индийского океанов», 1977 г.; «Атлас Северного Ледовитого океана», 1980 г. Атласы состоят из семи разделов, из которых для судоводителей наибольший интерес представляют: «Дно океанов», «Климат», «Гидрология», «Справочные и навигационно-географические данные».

Раздел «Дно океанов» включает карты рельефа дна, расчлененности рельефа, землетрясений и вулканов, явления цунами, типов берегов, донных осадков и другие сведения.

В разделе «Климат» даны такие важные для мореплавания карты: температура воздуха у поверхности океана на каждый месяц года, величина годовых колебаний температуры воздуха, количество осадков над акваторией океана и их годовой ход в отдельные месяцы. На картах-врезках указаны повторяемость гроз за год в % и количество влаги, испаряющейся с поверхности океана за год.

Приведены отдельные карты, характеризующие повторяемость осадков по месяцам, абсолютную и относительную влажность воздуха у поверхности океана для февраля, мая, августа и ноября месяцев. Для каждого месяца даны карты среднего балла облачности и повторяемости туманов в %, а также повторяемости видимости более 5 миль и менее 2 миль.

На картах «Ветер у поверхности океана» показаны следующие характеристики для каждого месяца: повторяемость направления и скорости ветра, средняя и максимальная скорости ветра, направление, скорость и устойчивость результирующего ветра, повторяемость скорости ветра 16 м/с и более, основные пути и повторяемость тропических циклонов.

Раздел «Гидрология» включает значительное количество сведений, полезных для судоводителей.

Приведены карты: температуры воды на поверхности для каждого месяца, солёности, плотности воды и скорости звука на поверхности и на различных горизонтах для февраля и августа месяцев.

Карты полярных льдов дают представление о средних границах многолетних и плавучих льдов, айсбергов, крайние южные и северные границы плавучих льдов. По таким картам можно получить справочные сведения о районах распространения различных типов льдов по сезонам года.

Для характеристики течений на поверхности океанов даны карты для февраля и августа, на которых показаны преобладающие системы постоянных течений, а также устойчивость течений в % и подразделение течений на теплые и холодные.

Большой интерес для судоводителей имеют сведения о приливах, приведенные на соответствующих картах: гармонические постоянные (амплитуда в см, специальные углы положения в градусах) для основных волн M_2 , S_2 , K_1 , O_1 ; характер и величина прилива, распределение возраста полусуточного и суточного приливов; мгновенное положение приливного уровня на 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч всемирного времени. Приводятся карты, характеризующие суммарные колебания уровня у побережья, островов и в открытой части океана, обусловленные изменчивостью атмосферного давления. Для значительного числа пунктов на карте даны графики годового хода уровня.

На картах, характеризующих морское волнение, показаны средние высоты и периоды волн, режимная обеспеченность которых составляет 50%, а также максимальные высоты и средние периоды волн 1 %-ной обеспеченности. Причем высоты волн относятся к смешанному волнению, а период волн — к волнению, преобладающему в этом районе.

Раздел «Справочные и навигационно-географические карты» также включает ряд полезных для судоводителей сведений. Так, на картах земного магнетизма показаны основные элементы маг-

нитного поля Земли и их вековой ход. По астрономии даны графики: захода и восхода Солнца, продолжительности навигационных и гражданских сумерок, часовые пояса.

На карте «Морские сообщения» приведены главнейшие морские пути (в соответствии с рекомендованным) и даны подробные планы и характеристики основных портов. Впервые представлена карта «Медикогеографических условий», на которой показано распространение наиболее опасных болезней на побережье океана и районов океана, где встречаются опасные для человека морские животные.

Как видно из описания отдельных разделов «Атласа океана», в нем приведено значительное количество карт, которые позволяют их использовать при планировании и разработке новых маршрутов плавания, а в ряде случаев и для предварительной проработки конкретных рейсов.

Справочное пособие «Ветер и волны в океанах и морях». Это пособие было подготовлено совместно Госкомгидрометом и Морским регистром СССР специально для морского флота. В пособии приводятся сведения, которые позволяют судоводителям оценить условия плавания и повысить его эффективность путем определения благоприятных по гидрометеорологическим условиям зон.

В части I дается краткая характеристика наблюдений над ветром и волнением в открытом море, а также рассматриваются общие закономерности: изменчивость ветра во времени и с высотой над уровнем моря, статистические характеристики ветровых волн, спектральная структура ветрового волнения. Описаны достоверности визуальных определений размеров волн и скорости ветра, зависимости размеров волн от ветра, статистические закономерности многолетнего распределения ветра и волн, межгодовой изменчивости ветра и волнения. Приведены сравнительные характеристики ветра и волнения в различных районах Мирового океана. При этом выделены отдельные зоны океанов и морей, где наблюдается наименьшая и наибольшая повторяемость штормов.

II часть пособия включает справочные данные по режиму ветров и волнения в морях: Балтийском, Северном, Норвежском и Гренландском, Баренцевом, Белом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском, Беринговом, Охотском, Японском, Желтом и Восточно-Китайском, Южно-Китайском, Средиземном, Красном, Черном, Азовском, Каспийском и Аральском.

Для каждого моря приводятся краткие сведения о глубинах и его размерах, а также о температуре воздуха и воды, ледовых условиях и туманах.

Режим ветров и волнения подробно описывается по сезонам: зима, весна, лето, осень. По отдельным районам морей приведены данные о повторяемости и обеспеченности (в %) скоростей и направлений ветра, высот и периодов волн.

В III части приведены справочные данные по режиму ветров и волнения в океанах. При этом в каждом океане выделены ряд климатических зон, для каждой из которых даны краткие сведения о температуре воздуха и воды, ледовых условиях. Режим ветра и волнения подробно описан по зонам в текстовой части с приложением карт-схем и таблиц, где указаны повторяемости и обеспеченности параметров ветра и волнения (по аналогии с морями) для сезонов зима, весна, лето, осень.

Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Атлас ледовых образований. В соответствии с решением Комиссии по морской метеорологии ВМО принята новая международная символика для морских ледовых карт и международная номенклатура морских льдов. В Советском Союзе соответствующее пособие было издано в 1984 г.

Международная система символов морского льда применяется при составлении оперативных, обзорных и прогностических ледовых карт, которые используются в первую очередь для обеспечения мореплавания.

Выделяются следующие группы символов:

главные символы, определяющие сплоченность, возраст и формы льдов (рис. 87, а).

символы для динамических процессов (рис. 87, б) и для открытой воды среди льдов (рис. 87, в);

символы для рельефа поверхности льда, толщины льда, стадий таяния и заснеженности льда, льда материкового происхождения;

символы для пределов наблюдений за льдами — визуальных, радиолокационных и спутниковых.

Для облегчения чтения ледовых карт зоны различного вида и сплоченности льда штрихуются. В ряде случаев для повышения наглядности ледовых карт применяется условная раскраска (чистая вода — голубой цвет, сплоченность 4 балла — темно-зеленый цвет, 7 баллов — оранжевый цвет, 10 баллов — темно-коричневый цвет).

Кроме графических символов, применяются цифровые символы для обозначения общей сплоченности льдов, возраста и толщины льдов, формы льдов, стадии таяния, толщины снега на льду, количества айсбергов.

Международная номенклатура морских льдов содержит термины, характеризующие морской лед и материковый лед, которые представляют наибольшее препятствие для плавания судов. Однако ряд терминов характеризует и речной лед, встречающийся в море.

Ледовые термины объединены по следующим основным группам: плавающий лед; возрастные характеристики льда; формы неподвижного льда; дрейфующий лед; динамика дрейфующих льдов;

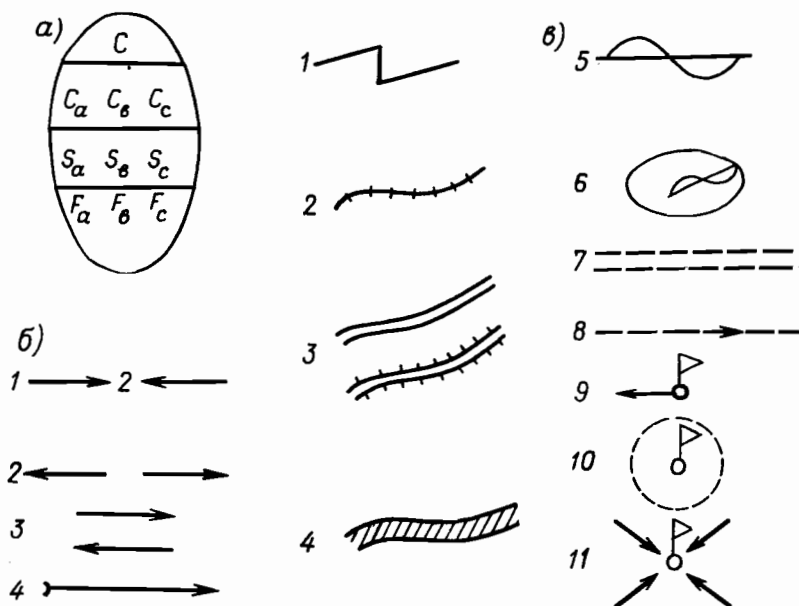


Рис. 87. Международная символика для морских ледовых карт:

a — главный символ; *б* — символы для динамических процессов; 1 — сжатие льда; 2 — разряжение; 3 — сдвиг; 4 — дрейф; *в* — символы для открытой воды среди льдов; 1 — трещина; 2 — трещина, положение которой на карте не определено; 3 — канал; 4 — замерзший канал; 5 — разводье; 6 — зона разводий; 7 — канал во льду, проложенный судном; 8 — путь, рекомендованный для движения во льдах; 9 — местонахождение судна; 10 — место, рекомендованное судну; 11 — судно, зажатое льдами

процессы деформации льдов; пространства чистой воды среди льдов; характеристика ледяной поверхности; разрушенность льда; лед материкового происхождения; признаки льда и воды.

Выделена группа терминов, относящихся к надводному плаванию судов: зажатый льдом, блокирован льдом, сжатие во льдах, сжатый лед, тяжелый район, легкий район, относительно легкий район, шельфовая гавань, дрейф судна.

Все термины даны с эквивалентом на английском языке. Кроме того, в пособия помещен русско-английский словарь ледовых терминов.

В Приложениях приведены: пример ледовой карты с условными обозначениями; условная раскраска оперативных ледовых карт; фотографии льдов к некоторым терминам международной номенклатуры морских льдов.

«Атлас ледовых образований» является справочным пособием для судоводителей. В части I Атласа приводится краткое описание процессов образования, деформации и таяния морских льдов. Часть II включает термины отечественной номенклатуры

морских льдов и соответствующие термины (на английском языке) международной номенклатуры. Здесь же для отдельных терминов указаны номера фотографий льдов, иллюстрирующих тот или иной термин.

В III основной части Атласа помещены иллюстрирующие ледовую номенклатуру фотографии ледовых образований и некоторых явлений, происходящих в ледяном покрове (на правом развороте).

Так как атлас предназначен для судоводителей, большинство ледовых образований показано на перспективных снимках, сделанных с мостика судна или непосредственно со льда.

На левой стороне каждого разворота, совмещенного со снимками на правой стороне, даны определения ледовых терминов, описаны основные демаскирующие признаки, позволяющие определять ту или иную характеристику ледяного покрова при непосредственном наблюдении с борта судна.

Фотографии льдов, встречающихся в морях, представлены по следующим градациям: возрастные характеристики льдов; формы неподвижного льда; дрейфующий лед; динамика дрейфующих льдов; термины, относящиеся к надводному плаванию судов; пространства воды среди льдов; характеристика ледяной поверхности; стадии таяния; льды материкового происхождения.

Часть IV Атласа содержит сокращенный вариант таблиц условных обозначений, используемых для оперативных и обзорных ледовых карт, применяемых для обеспечения судовождения (рис. 88).

Атласы течений и обледенения судов. Для отдельных морей издаются «Атласы поверхностных течений». В таких атласах на

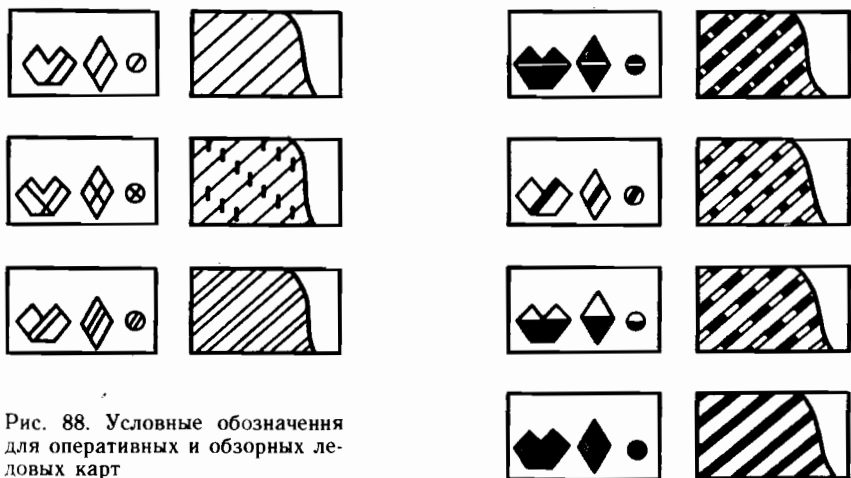


Рис. 88. Условные обозначения для оперативных и обзорных ледовых карт

картах для каждого месяца показаны преобладающие результирующие течения. Стрелками дано направление течения в одноградусных квадратах, цифрами в левом нижнем углу — скорость течения в узлах, в правом верхнем углу — количество наблюдений, использованных для осреднения данных. Устойчивость течений определяется толщиной стрелки.

Кроме того, имеются карты постоянных течений, которые предназначены для использования совместно с картами приливных течений на каждый час относительно полной воды в основном порту.

Для постоянных течений стрелками показано направление течений, цифрами — скорость течений, а для приливных течений — соответственно направление сизигийного течения и скорость сизигийного течения в узлах.

В последние годы стали издаваться «Атласы обледенения судов». Так, для северо-западной части Атлантического океана на картах такого атласа на каждый месяц показаны:

районы медленного обледенения (температура воздуха от -1 до -3 °С, любая скорость ветра, забрызгивание или одно из явлений — атмосферные осадки, туман, парение моря);

районы быстрого обледенения (температура воздуха от -4 до -8 °С), скорость ветра от 10 до 15 м/с и одно из вышеуказанных явлений;

районы очень быстрого обледенения (температура воздуха ниже 4 °С), скорость ветра 16 м/с и более при наличии одного из явлений.

§ 42. Пособия для выбора наиболее благоприятного по гидрометеорологическим условиям пути судна

Руководство «Океанские пути мира», 1980 г. предназначено для выбора кратчайшего по времени пути, безопасного в навигационном отношении и соответствующего нормам международного морского права. Такой путь должен также учитывать мореходные и эксплуатационные качества судна и характер перевозимого груза.

Пути, описанные в пособии, разработаны на основе многолетнего опыта плавания и статистических данных о гидрометеорологических условиях. Все пути подразделены на рекомендованные для плавания в обоих направлениях или только в одном. По времени использования рассматриваются пути, действующие круглогодично либо по сезонам года (сезонные пути).

Отдел 1. Гидрометеорологический обзор. Содержит общие методические указания по выбору пути и методике его расчета. Изложен порядок обеспечения организациями Госкомгидромета

СССР переходов океанских судов и плавсредств с ограниченной мореходностью через моря и океаны.

Отдел II. Пути судов — основной в пособии. В нем описываются рекомендованные пути судов в отдельных районах Мирового океана по единой схеме:

гидрометеорологические условия (ветер, погода, волнение, течения, лед); замечания и предупреждения; пути между портами (общая характеристика).

Отдел III. Справочный. Он содержит перечень географических объектов и Алфавитный указатель путей.

В текстовой части и приложении помещены схемы океанских рекомендованных путей, которые наглядно представляют основные пути, описанные в руководстве.

Гидрометеорологические карты. Эти пособия являются основными при решении задачи о выборе пути, наиболее благоприятного по гидрометеорологическим условиям. Оно состоит из двенадцати карт, на которых имеется всеобъемлющая гидрометеорологическая информация на каждый месяц года. Карты издаются по отдельным районам Мирового океана. На примере «Карты Северной части Атлантического океана» рассмотрим их структуру и содержание. На каждой месячной карте информация помещена на двух сторонах.

На одной стороне приведены следующие сведения.

Океанские морские пути и их протяженность в милях (по аналогии с пособием «Океанские пути мира»).

Ветер: розой ветров показана повторяемость ветра по направлениям и скоростям.

Скорость ветра (м/с) дана по градациям 1—5, 6—10, 11—15, более 15. Цифрами в кружке показана повторяемость штилей.

Температура воздуха: изолиниями через 5° С дано распределение температуры, цифрами в пятиградусных квадратах указано среднее квадратическое отклонение температуры воздуха от среднего значения.

Течения: стрелками показаны преобладающие направления поверхностных течений, устойчивость течений изображена векторами различного вида, цифрами — средняя скорость течения преобладающих направлений в уз.

Приливы: разным цветом показаны приливы у берегов — полусуточные, неправильные полусуточные, неправильные суточные, суточные, полусуточные мелководные; наибольшая величина приливов дана в м.

Льды и айсберги: показаны граница наименьшего распространения плавучих льдов, средняя граница распространения плавучих льдов, граница наибольшего распространения плавучих льдов, граница наибольшего распространения айсбергов, отдельные айсберги, отмеченные за последние 50 лет.

Температура и соленость воды: изолиниями показаны температура воды через 5° С, соленость воды через 1 ‰, цифрами в десятиградусных квадратах даны средние квадратические отклонения температуры и солености воды. Указано, что в каждой точке океана экстремальное значение температуры и солености составляет ± 3 .

Видимость и туманы: изолиниями показаны повторяемость видимости менее 2 миль (через 10 %), повторяемость туманов через 5 %.

Волнение: даны наибольшие высоты волн 3%-ной обеспеченности и повторяемости (в %) различных высот волн по градациям 0—2, 2—4, 4—6, 6—8, более 8 м; проведены изолинии наибольших высот волн в м.

Относительная влажность воздуха и осадки: изолинии относительной влажности воздуха проведены через 5 %, а повторяемости осадков — через 10 %.

На второй стороне карты показано влияние гидрометеорологических условий на плавание судов.

Повторяемость гидрометеорологических условий, неблагоприятных для определения места судна с помощью навигационного секстана. На карте изолиниями показана повторяемость таких условий, за которые приняты волнение более VI баллов, видимость менее 5 баллов, облачность более 9 баллов; определение места судна по Солнцу и двум звездам; обнаружение надводных объектов судовыми радиолокационными средствами (суда, айсберги, торосистые льды).

За неблагоприятные условия приняты сильные осадки, волнение более VI баллов.

Районы обледенения судов: медленного, быстрого и очень быстрого, средняя граница распространения льда.

Границы зон и сезонных районов грузовой марки: зимней, сезонной, летней, тропической зон, район применения зимней грузовой марки для Северной Атлантики, зимний сезонный район для судов длиной менее 100 м.

Океанские пути: цифрами между названиями конечных пунктов показана протяженность путей в милях. Цифры в скобках у острия стрелок показывают потери (черный цвет) или приращение (красный цвет) скорости судна на пути в указанном направлении в % от эксплуатационной скорости.

Карты-схемы для определения потерь и приращения скорости судов предназначены для выбора наиболее благоприятных в гидрометеорологическом отношении курсов и планирования морских перевозок с целью обеспечения их безопасности и повышения экономической эффективности. Карты-схемы составлены на основе учета влияния ветра, волнения и поверхностного течения на скорость судна.

Величина потерь и приращений скорости (в % от эксплуатационной скорости) рассчитаны для трех групп судов: I группа — водоизмещение до 5000 т, скорость 11—13 уз; II группа — водоизмещение 5000—10 000 т, скорость 13—15 уз; III группа — водоизмещение 10 000—20 000 т, скорость 15—17 уз. Причем значения потерь и приращений скорости рассчитаны для судов в грузу. На картах-схемах нанесены изолинии величины потерь и приращений скорости для судов I группы. Для определения потерь и приращений скорости для судов II и III групп необходимо значения скоростей, приведенных на картах-схемах, умножить соответственно на коэффициенты 0,9 и 0,8. Величины изменений скорости рассчитаны для центральных курсов 45°, 135°, 225° и 315° соответствующих секторов 0°—180°, 180°—270°, 270°—360° и с известными приближениями могут быть использованы для всех курсов, лежащих в пределах каждого сектора.

Характеристика периода волн предназначена для оценки и учета волнения, при котором возможно попадание судна в условия резонансной качки. Розами показана повторяемость периода волн по различным направлениям в %. Периоды волн даны по градациям 1—7, 8—11, 12—15. В кружке даны цифры: — верхняя — повторяемость отсутствия волнения, нижняя повторяемость волн с периодами более 16 с.

Характеристика высот волн используется для оценки и учета волнения, при котором могут возникать слеминг, заливание палубы, оголение гребного винта.

Известно, что эти явления вызывают необходимость снижения скорости или отклонения от курса при следующей высоте встречных волн: от 2,5 до 4 м для судов длиной 40—100 м, более 4 м для судов длиной 100—200 м. Для соответствующих расчетов на карте-схеме приведены повторяемость высот волн (в %) — 1—2, 5—3, 9 и более м по восьми направлениям.

Атласы опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических условий. Такие атласы являются очень важными пособиями, позволяющими судоводителям при проработке перехода выявить наиболее неблагоприятные по погодным условиям районы плавания.

Обычно такие атласы состоят из трех разделов.

В разделе I приведены ежемесячные карты опасных и особо опасных гидрометеорологических явлений:

повторяемость штормового ветра, скорость штормового ветра 10 %-ной обеспеченности, непрерывная продолжительность штормового ветра, максимальная скорость ветра, преобладающее направление и устойчивость ветра скоростью 15 м/с и более;

повторяемость штормового волнения, высота волн 10 %-ной обеспеченности, непрерывная продолжительность штормового волнения;

повторяемость ограниченной видимости повторяемость видимости 1 миля и менее, непрерывная продолжительность ограниченной видимости;

распределение льдов, обледенение судов.

Раздел II включает карты тропических циклонов, на которых даны сведения: основные характеристики тропических циклонов, максимальная продолжительность шторма при радиусе штормового ветра в тропическом циклоне менее и более 250 миль, радиус штормового ветра.

В разделе III помещены карты типовых синоптических положений при жестоких штормах и ураганах.

§ 43. Расчетные пособия

Океанографические таблицы. В этом пособии, изданном в 1974 г., имеется ряд таблиц, которые позволяют судоводителям производить расчеты конкретных значений гидрометеорологических элементов. Так, для определения значений условной плотности морской воды σ_t по температуре и солености служит табл. 1.7.

С использованием табл. 1.30 можно определить температуру наибольшей плотности θ° и замерзания t° морской воды по значению ее солености $S\text{‰}$.

Таблица 1.41 служит для расчета горизонтальной скорости звука по значениям температуры и солености воды. Для определения скорости звука на горизонте z от поверхности вводится поправка на глубину по табл. 1.42; поправка скорости звука на совместное влияние солености, температуры и глубины по табл. 1.42, а.

Весьма подробно представлены «**Приливные таблицы**». Например, табл. 2.1—2.5 предназначены для предвычисления штурманским методом высот уровня и приливных течений на каждый час суток. Исходными данными являются гармонические постоянные прилива (g° , H), высота среднего уровня моря (z_0), а также астрономические параметры — время кульминации Луны и горизонтальный параллакс.

В «**Волновых таблицах**» приведены функции распределения высоты, периода, длин и крутизны волн. С помощью этих таблиц находится вероятность того, во сколько раз данное значение элементов волны больше его среднего значения. Представляет интерес для судоводителей также табл. 2.22, в которой приведены пять функций спектральной плотности, характеризующих распределение энергии волновых колебаний по частотам ω в зависимости от соответствующих значений средней высоты h и среднего периода τ волн.

В морской практике может использоваться табл. 2.27, в которой приведены средние высоты h и средние периоды τ волн в

зависимости от скорости и продолжительности действия ветра, длины разгона и глубины моря.

Шкала степени волнения (табл. 2.28) служит для визуальной оценки силы волнения. Степень волнения определяется по высоте наибольших волн и выражается в баллах от 0 до IX.

Шкала состояния поверхности моря под влиянием ветра дается в табл. 2.29. Состояние поверхности моря выражается в баллах от 0 до 9. При этом следует иметь в виду, что при мертвой зыби, а также при наличии льда сплоченностью 7 баллов и более состояние поверхности моря не определяется, кроме того, необходимо помнить, что на ограниченных акваториях и в мелководных морях степень волнения и состояние поверхности моря могут не совпадать.

Таблицы приливов. С помощью таблиц приливов предвычисляются моменты наступления и высоты полных и малых вод в конкретных пунктах побережья Мирового океана.

Часть I таблиц содержит сведения о времени наступления и высотах полных и малых вод в основных приливных пунктах. В части II таблиц помещена таблица поправок моментов и высот для большого числа дополнительных пунктов.

При этом следует иметь в виду, что предвычисление приливов в дополнительных пунктах дает удовлетворительные результаты только для правильных полусуточных и суточных приливов. В тех пунктах, где наблюдаются смешанные и неправильные суточные приливы, моменты и высоты полных и малых вод вычисляются приближенными.

Высоты уровня моря в промежуточные моменты времени между полными и малыми водами как в основных, так и дополнительных пунктах можно получить с помощью вспомогательной таблицы, по моменту времени и высотам полной и малой воды и по интервалу времени от момента, на который вычисляется уровень, до ближайшей полной и малой воды. Для входа в таблицу надо рассчитать: разность моментов полной и малой вод, между которыми находится искомый уровень; интервал времени от момента, на который определяется уровень, до ближайшей полной или малой воды; разность высот полной и малой вод — величину прилива.

В таблицах приливов, кроме того, даются сведения о дополнительных характеристиках прилива в основных пунктах: средние высоты в метрах; сизигийной ПВ и МВ; квадратурной ПВ и МВ; средний уровень моря z_0 (м.)

Для учета влияния сгонно-нагонных ветров и атмосферного давления на приливы имеются специальные таблицы.

Поправка на сезонное изменение уровня за счет воздействия ветра дается для ряда пунктов на каждый месяц года, а поправка высот уровня на атмосферное давление приводится в зависимости от его конкретных значений.

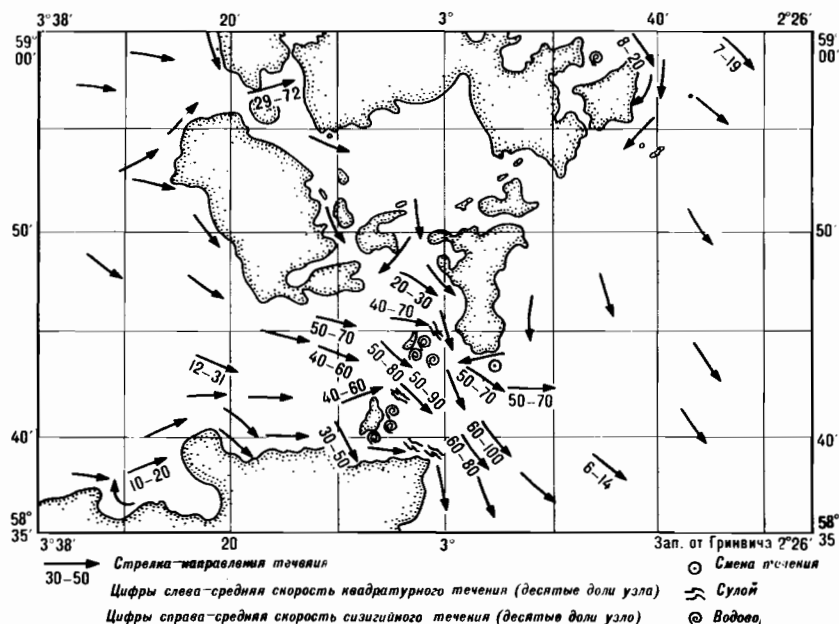


Рис. 89. Карта приливных течений прибрежных районов

Атласы приливо-отливных течений. Такие атласы являются одним из основных навигационных гидрометеорологических пособий, которые используются при ведении счисления в районах с интенсивными приливными течениями. Для отдельных районов Мирового океана они имеют некоторые различия, но в целом их структура и содержание одинаковы.

Обычно в состав атласа входят: карты скоростей максимальных течений, на которых приведены сведения о средних сизигийных течениях во время их максимальной скорости; карты момента наступления максимальных приливных течений.

Рассмотрим структуру и содержание такого пособия на примере «Атласа течений Северного и Ирландского морей».

Раздел I включает карты течений открытого моря, которые предназначены для определения элементов течения в любой момент времени (на каждый час относительно кульминации Луны на меридиане Гринвича). Направление течения указано стрелкой, а скорости, в десятых долях узла, цифрами около стрелки: левая цифра — скорость среднего квадратурного течения, правая цифра — скорость среднего сизигийного течения. Скорость промежуточного течения рассчитывается как средняя между скоростями сизигийного и квадратурного.

Раздел II предназначен для определения приливных течений прибрежных районов на любой момент времени.

Карты для отдельных районов, важных в навигационном отношении, даны в более крупном масштабе, и характеристики течений на них приведены значительно детальнее, чем на картах I раздела.

Карты составлены на каждый час относительно полной воды в основном пункте. Обозначения элементов течения такие же, как и в разделе I (рис. 89).

Кроме того, на картах условными обозначениями даны сулои и водовороты.

Для определения течений в заданный момент времени имеются две таблицы. Табл. 1 предназначена для приведения средней сизигийной скорости течения, показанной на карте, к условиям заданной даты. Табл. 2 служит для перехода от заданного времени к лунному и наоборот и используется при определении элементов приливных течений.

Контрольные вопросы. 1. Какие справочные гидрометеорологические пособия используются в судовождении? 2. Каковы особенности пособий для выбора оптимального пути судна? 3. В чем преимущества расчетных гидрометеорологических пособий?

Глава XIII

ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПЛАВАНИЕ СУДОВ

§ 44. Ветроволновые потери скорости судов

При ветре и волнении судно испытывает дополнительное сопротивление своему движению, что приводит к потерям скорости, составляющие которой в общем виде определяются функциональными зависимостями вида:

$$\Delta V_u = f(u, q_u, S_u); \quad \Delta V_h = f(h, q_h, S_h), \quad (68)$$

где ΔV_u и ΔV_h — ветровая и волновая составляющие потерь скорости судна;

u — скорость ветра;

q_u — курсовой угол ветра;

h — параметры волны;

q_h — курсовой угол волнения;

S_u и S_h — основные размерения надводной и подводной частей судна.

Наиболее интенсивные потери скорости наблюдаются при одновременном росте скорости ветра и высоты волны. Эти потери

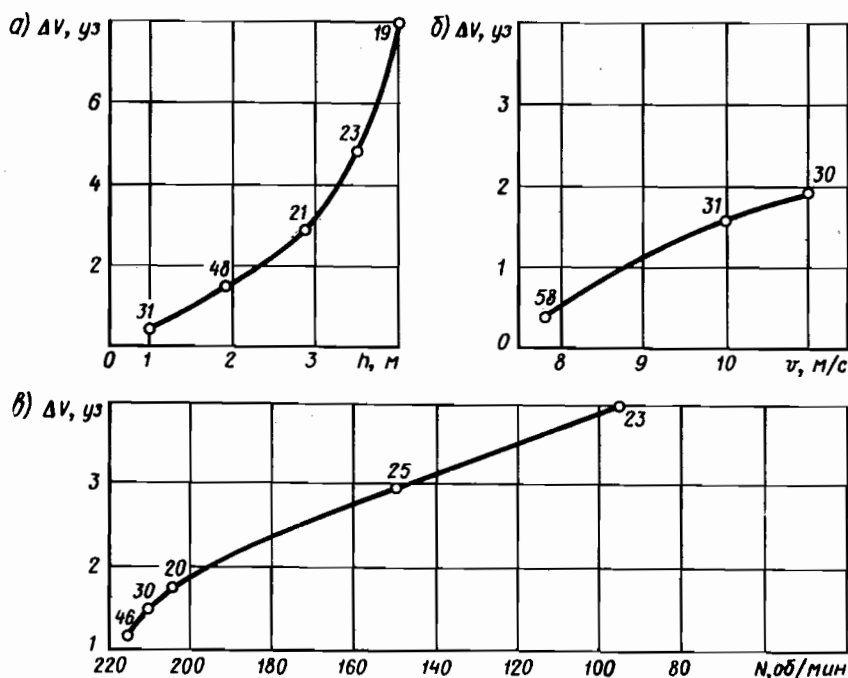


Рис. 90. Изменение скорости судна в зависимости от:
 а — высоты волн; б — скорости ветра; в — частоты вращения винтов

особенно увеличиваются, когда высота волны становится более 3 м, и составляют более 25 % скорости на тихой воде.

При однородных курсовых углах ветра и ветрового волнения, а также неизменной частоте вращения винтов ветроволновые потери скорости (рис. 90, а) определяются как функция высоты степенной зависимостью:

$$\Delta V = ah^b, \quad (69)$$

где h — высота волн, м.

Увеличение скорости ветра при неизменной высоте и курсовом угле волны, а также постоянной частоте вращения винтов, приводит к потерям скорости (рис. 90, б), которые определяются логарифмической зависимостью:

$$\Delta V = algu - b, \quad (70)$$

где u — скорость ветра, м/с.

Изменение скорости судна в зависимости от курсового угла ветра и волнения (рис. 90, в) определяется тригонометрическим рядом:

$$\Delta V_q = \Delta V_0 a + b \cos q_h + c \cos^2 q_h + d \cos^3 q_h + e \cos^4 q_h, \quad (71)$$

где ΔV_0 — потеря скорости при курсовом угле 0° ;
 q_h — курсовой угол волнения;
 a, b, c, d, e — эмпирические параметры, характеризующие ветроволновые условия и тактико-технические данные судна.

По данным теоретических расчетов и натурных экспериментов установлено, что потеря скорости судов возрастает по мере того, как длина волны становится близкой к длине судна $\lambda/L = 1$. Как видно из табл. 17, потери скорости судна (в %) типа «Таврия», при одних и тех же соотношениях λ/L уменьшаются с увеличением курсового угла волны.

При этом в зависимости от величины курсового угла волны q_h максимум ветроволновых потерь скорости смещается на несколько различные соотношения.

Вынужденное снижение скорости. При наличии явлений слеминага, заливаемости, резонансной качки штурманский состав часто вынужден снижать частоту вращения винтов, что приводит к дополнительному снижению скорости ΔV_v , определяемой

$$\Delta V_v = \Delta N [ah^{-b} \exp(ch)], \quad (72)$$

где ΔN — изменение частоты вращения винтов, об/мин;
 h — высота волны, м;
 a и b — эмпирические коэффициенты, определяющие основные размеры судна.

Повторяемость вынужденного снижения скорости судов возрастает с увеличением скорости ветра и высоты волны и может быть учтена с помощью коэффициента повторяемости.

Если судно не снижает вынужденно скорость, значение коэффициента повторяемости равно нулю. Когда судно в 100% случаев вынуждено снижать скорость при штормовом ветре и волнении, коэффициент повторяемости равен 1.

Таблица 17

λ/L	q_h			
	0°	45°	135°	180°
0,4	10	8	4	2
0,8	28	40	6	3
1,1	70	20	5	2
1,2	60	12	5	2

Таблица 18

Суда	Высота волны, м		
	5	7	10
«Северодвинск»	20	36	44
«Выборг»	26	73	80
«Красноград»	66	88	100

Таким образом, вынужденные ветроволновые потери скорости судна с учетом повторяемости определяются

$$\Delta V'_u = k_u \Delta V_u, \quad (73)$$

где $\Delta V'_u$ — вынужденное снижение скорости, уз;

k_u — коэффициент, определяющий повторяемость снижения скорости в зависимости от параметров ветра и волнения.

Наиболее общей характеристикой рассматриваемого явления является статистическая вероятность вынужденного снижения скорости при различных высотах волн.

Статистическая вероятность вынужденного снижения скорости на волнении (в %) для трех типов судов дана в табл. 18, из которой видно, что вероятность возрастает с увеличением высоты волны и при одинаковой ее высоте зависит от типа судна.

Так, для судов типа «Красноград» вероятность вынужденного снижения скорости уже при высоте волны 3 м составляет 66%. Это связано с тем, что «Красноград» весьма подвержен явлению слеминга в баласте и заливаемости в груз при высоте волны свыше 2 м.

Рассмотренные закономерности изменения величины вынужденного снижения скорости показывают, что такие потери могут достигать значительных величин. Поэтому их необходимо учитывать при расчетах суммарных ветроволновых потерь скорости судов.

На рис. 91 приведен график, характеризующий ветроволновые и суммарные (с учетом вынужденного снижения скорости) потери скорости судна типа «Красноград».

Суммарные ветроволновые потери скорости судна в общем виде определяются

$$\Delta V_c = \Delta V_{uhb} = \Delta V_u + \Delta V_h + k_u \Delta V_u. \quad (74)$$

Методы расчета ветроволновых потерь скорости. Для приближенных расчетов суммарных ветроволновых потерь с учетом водоизмещения судна, а также высоты и курсового угла волнения применяется «универсальная» формула:

$$V_{uh} = V_0 - (0,74h - 0,25hq_h) (1 - 1,35 \cdot 10^{-6} D_u V_0), \quad (75)$$

где V_{uh} — скорость судна при ветре и волнении, уз;

V_0 — скорость на тихой воде, уз;

h — высота волны, м;

q_h — курсовой угол волны, рад;

D_u — весовое водоизмещение, т.

Для расчета составляющих ΔV_u и ΔV_h в узлах необходимо полученные значения по формулам (76) и (77) умножить на коэффициент 1,94.

Энергетический метод используется для составления практических руководств по расчету потерь скорости от ветра и волнения. Обычно в таких руководствах помещены таблицы и графики ветровых и волновых потерь скорости судов. Аргументами для расчета являются скорость ветра и курсовой угол ветра, а также высота волны и курсовой угол волнения.

§ 45. Влияние течения на скорость судна

Навигационная классификация течений. Основой современной навигационной классификации течений является их продолжительность действия. Этот фактор позволяет качественно характеризовать отдельные виды течений и в то же время определяет методику их учета при ведении счисления.

Это тем более справедливо, что в основе структуры большинства навигационных пособий по течениям лежит схема подразделения течений по их продолжительности.

При счислении пути судна учитывается суммарное течение $\bar{v}_{\text{сум}}$, являющееся некоторой непостоянной суммой векторов постоянного $\bar{v}_{\text{пост}}$ периодического и временного течений:

$$\bar{v}_{\text{сум}} = \bar{v}_{\text{пост}} + \bar{v}_{\text{пер}} + \bar{v}_{\text{вр}}. \quad (79)$$

Наиболее общим случаем является плавание на переменном течении, так как суммарное течение, состоящее из постоянного, периодического и временного, является переменным. Суммарные векторы постоянного и временного или периодического и временного течений определяют переменное течение. Плавание на приливном или суммарном, которое формируется за счет приливного и постоянного течений, следует рассматривать как частный случай движения судна на течении переменном.

В ряде случаев при счислении ограничиваются учетом одной из составляющих суммарного течения, не сообразуясь с характером и величиной действующих в районе плавания течений. Подобный подход к учету течения при счислении может привести к существенным ошибкам в счислимых и счислимо-обсервованных местах. Такие ошибки особенно ощутимы при плавании в районах, где постоянные и приливоотливные течения имеют значительные скорости и одновременно в формировании суммарного течения при сильных ветрах существенную роль играет ветровая составляющая.

Методы учета течений. При счислении необходимо учитывать приливные, ветровые и волновые течения. Характеристика и

При расчете по формуле (75) считают, что при определенной скорости ветра наблюдается соответствующая высота волны и направления ветра и волнения совпадают. Поэтому эту формулу нельзя использовать при расчетах, когда плавание происходит на смешанном волнении или зыби. Для более точных расчетов может быть рекомендован энергетический метод, который позволяет рассчитать отдельно ветровую и волновую составляющие потерь скорости судна — ΔV_u и ΔV_h .

Расчетная формула ветровой составляющей потери скорости хода имеет вид:

$$\Delta V_u = \left[\frac{V_0^2 (1 + k_q - k_q u^2)}{(1 + k_q)} \right]^{1/2} + \frac{k_q u}{(1 + k_q)} \cos q_u, \quad (76)$$

где V_0 — скорость судна на тихой воде, м/с;
 u — скорость истинного ветра, м/с;
 q_u — курсовой угол истинного ветра, град;
 k_q — ветровой коэффициент ветра;

Волновая составляющая потерь скорости судна

$$\Delta V_h = [A^2 (\rho \bar{h}^2) C^2 + 2A \rho h^2 C (\frac{1}{2} c \cos q_h + V_0)] - A \rho h^2 B, \text{ где } A = 3,06 \cdot 10^{-3} \delta L B / D; C = 1 - \exp(-4\pi T / \lambda), \quad (77)$$

где δ — коэффициент общей полноты;

L — длина судна, м;

B — ширина судна, м;

T — осадка судна, м;

D — водоизмещение, т;

h — средняя высота волн, м;

λ — вероятнейшая длина волны, соответствующая высоте волны этой обеспеченности, м;

q_h — курсовой угол волны, град;

ρ — плотность морской воды, г/м³;

c — фазовая скорость волн, м/с.

Ветроволновая потеря скорости

$$\Delta V_{uh} = \Delta V_u + \Delta V_h. \quad (78)$$

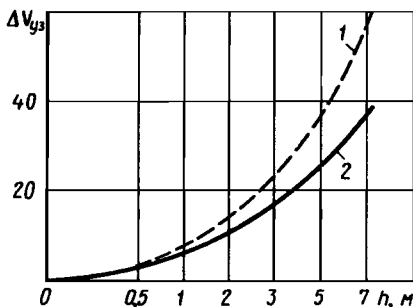


Рис. 91. Ветровые и суммарные потери скорости хода судов типа «Красноград»: 1 — ветровые; 2 — суммарные

параметры приливных течений приводятся в атласах, таблицах и на картах для различных районов Мирового океана на конкретные моменты времени.

Для установившихся ветровых течений в атласах и на картах обычно приводятся среднестатистические характеристики. Поэтому для конкретных случаев параметры установившихся и особенно временных ветровых течений приходится рассчитывать по соответствующим формулам и номограммам.

При этом следует указать на то, что во многих руководствах для судоводителей отождествляют два понятия — дрейфовые и ветровые течения, а также не разделяют эти течения на установившиеся и временные ветровые течения. Кроме того, не учитываются особенности ветровых течений в открытом море и в прибрежной зоне.

В результате такого подхода весьма распространена рекомендация расчета перечисленных видов течений по формулам (46), (47), (48) из § 30.

Надо твердо помнить, что эти формулы могут быть использованы только для расчета установившихся ветровых течений в открытом море.

Для расчета неустановившегося ветрового течения в открытом море можно использовать номограмму Р. Джеймса (рис. 92). Входными параметрами являются скорость ветра, разгон и про-

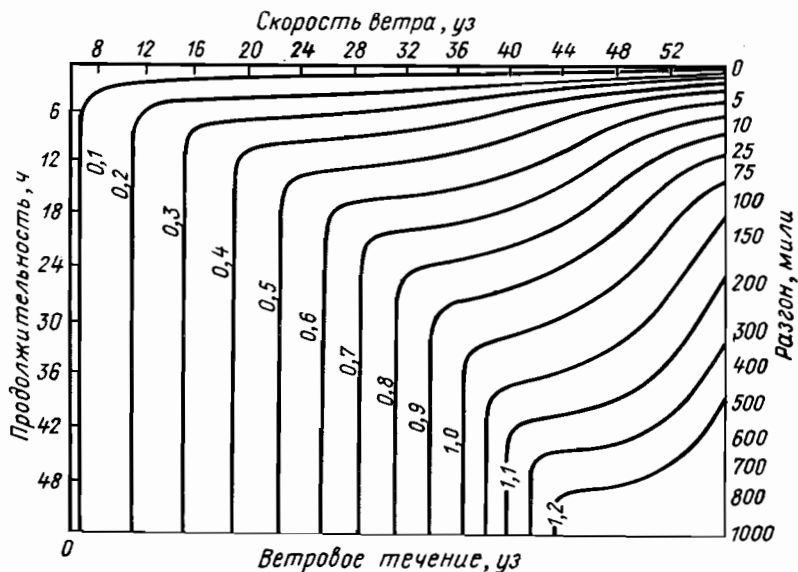


Рис. 92. Номограмма для расчета неустановившегося ветрового течения

Номограмма состоит из семи отдельных диаграмм. Для определения направления и скорости истинного течения служит диаграмма I.

С помощью диаграммы II определяются скорости собственно ветрового течения v_0 и дрейфового течения $v_{др}$.

Для введения поправки на скорости, полученные по диаграммам I—II за счет влияния широты φ° , служит диаграмма III.

Диаграммы V, VI и VII применяются для определения угла отклонения α° ветрового течения от направления ветра для случая, когда глубина моря H меньше глубины трения D .

Наиболее сложным является учет параметров течения в мелководном море и особенно в прибрежной зоне, так как в таких районах параметры течения зависят, как указывалось в § 30 от угла отклонения течения от ветра α° и ветрового коэффициента K_w , которые являются величинами переменными. Поэтому для определения течений в таких районах необходимо использовать специальные таблицы течений для конкретного моря. Особо следует обратить внимание, что при расчете составляющей волнового течения необходимо брать его интегральную скорость по горизонту, равную осадке конкретного типа судна.

В табл. 19 приведены потери скорости судов (в %) в зависимости от интегральной по глубине осадки скорости волнового течения (курсовой угол волнения 0°) для трех типов судов.

Суммарное воздействие течения, ветра и волнения на скорость судна. Абсолютная скорость судна на тихой воде при наличии течения зависит от курсового угла течения q_τ и относительной скорости течения $\frac{v_\tau}{V}$ и определяются зависимостью

$$V = V_\lambda \sqrt{1 + 2 \frac{v_\tau}{V_\lambda} \cos q_\tau + \left(\frac{v_\tau}{V_\lambda}\right)^2}, \quad (80)$$

где V — абсолютная скорость судна, уз;

V_λ — скорость судна по лагу, уз;

v_τ — скорость течения, уз.

Таблица 19

Тип судна	Осадка, м	Скорость, уз	Высота волны, м				
			2	4	6	8	10
I	3,2	11,0	2,5	3,5	4,5	7,1	9,1
II	3,5	13,6	1,5	2,3	3,2	5,1	6,8
III	7,2	16,4	1,1	1,8	2,6	4,1	5,5

При воздействии на судно ветра и течения его скорость по лагу $V_{\text{л}}$ изменяется на величину суммарных ветроволновых потерь $\Delta V_{\text{с}}$,

$$\text{т. е. } V'_{\text{л}} = V_{\text{л}} - \Delta V_{\text{с}}, \quad (81)$$

и тогда формула (80) примет вид:

$$V = (V_{\text{л}} - \Delta V_{\text{с}}) \sqrt{1 + 2v'_{\text{отн}} \cos q_{\text{т}} + (v'_{\text{отн}})^2};$$

$$v'_{\text{отн}} = \frac{v_{\text{т}}}{V_{\text{л}} - \Delta V_{\text{с}}}, \quad (82)$$

где $v'_{\text{отн}}$ — относительная скорость течения при наличии ветра и волнения.

Из формулы (82) следует, что абсолютная скорость судна при воздействии течения, ветра и волнения зависит от скорости и курсового угла течения, а также от суммарных ветроволновых потерь скорости.

§ 46. Плавание во льдах

Характеристика ледового покрова как среды, преодолеваемой судном. На характер и скорость движения судов оказывают влияние следующие характеристики ледяного покрова: сплоченность — $c_{\text{п}}$; толщина — $H_{\text{п}}$; торосистость — $T_{\text{р}}$; форма и горизонтальные размеры льдин — r ; разрушенность — $P_{\text{з}}$; процессы сжатия — $\longrightarrow \longleftarrow$.

Сплоченностью дрейфующего льда называется отношение площади льдин в зоне, где они распределены сравнительно равномерно, к общей площади этой зоны, выраженные в десятых долях (в баллах).

Сплоченность определяется в баллах от 0, когда лед отсутствует, до 10 баллов, когда вся видимая площадь моря покрыта дрейфующим льдом.

Общая сплоченность включает все наблюдаемые возрастные формы или виды льдов, частная сплоченность может относиться к определенному возрастному виду или формам льда и представлять только часть общей сплоченности. Влияние сплоченности на разные виды плавания определяется сезоном, толщиной льда, преобладающими формами и другими характеристиками ледяного покрова.

Толщина льда является основным параметром, который применяется для характеристики состояния ледяного покрова в районах плавания, при оценке трудности плавания, а также при расчетах скоростей судов во льдах; определяет возможные пределы раз-

личных видов плавания, характер движения судов во льдах и другие особенности работы флота в ледовых условиях.

Толщина льда зависит от градусодней мороза — суммы среднесуточных отрицательных температур воздуха, толщины и плотности снегового покрова на льду, распределения под льдом температуры и солёности морской воды, наличия или отсутствия морских течений под льдом и ряда других факторов.

С увеличением толщины льда величина его приращения за сутки при одной и той же температуре воздуха значительно уменьшается. В связи с тем что теплопроводность снега значительно меньше теплопроводности льда под слоем снега, лед медленнее увеличивает свою толщину.

В отдельных районах сильные постоянные или приливные течения могут значительно уменьшить толщину ледяного покрова, а при определенных условиях и полностью прекращать нарастание льдов.

В море при колебаниях уровня, а также под воздействием ветра и волнения происходит деформация и разрушение ледяного покрова термического происхождения, которые приводят к процессам сжатия и торошения льдов.

Под сжатием понимается уменьшение расстояния между льдинами и соответственно увеличение их сплоченности. Сжатия обычно наблюдаются при сплоченности 9—10 баллов.

Процессы сжатия в открытом море связывают чаще всего с определенным направлением и скоростью ветра, который вызывает дрейф льдов и формирует зоны сжатия. Сжатия резко ухудшают условия плавания, приводят к вынужденным стоянкам судов, а в экстремальных случаях и к повреждению корпуса судна.

При сжатии льдов могут образовываться отдельные нагромождения льдин — торосы. Подводные части торосов называются подторосами. Торосистость льда определяется как степень покрытия поверхности льда торосами всех видов, выраженная в десятых долях или по пятибалльной шкале.

Торосистость морского льда является серьезным, а иногда и непреодолимым препятствием для плавания судов и даже ледоколов. При торосистости менее одного балла имеется возможность обхода торосистых образований при сохранении почти неизменной скорости. При торосистости свыше 2 баллов даже ледокол вынужден следовать не только по ровным участкам, но и преодолевать торосистые образования, что заметно сказывается на уменьшении скорости.

В зимний период важное значение для увеличения скорости судов во льдах приобретает использование разводий, трещин и каналов. Разводье — это любой разлом или разрыв очень сплоченного, сплошного, смерзшегося льда, припая или отдельной льдины в результате подвижек и процессов деформации. Трещи-

Общая характеристика льда	Крупные формы (0,5 км): сплошной лед (припай, поля дрейфующего льда)	Средние формы (0,02—0,5 км): битый лед (обломки, крупнобитый)	Мелкие формы (~0,02 км): мелкобитый лед (мелкобитый, тертый, включая лед в канале за ледоколом)
Формы льда по ледовой классификации Характеристики льда, оказывающие наибольшее сопротивление движению судов Основные процессы взаимодействия корпуса судна со льдом Вид движения судна во льду	Припай, ледяные поля Толщина, прочность, торосистость, разрушенность, сжатие, сплоченность дрейфующего льда Ломка и притапливание льда корпусом Преимущественно равномерное	Обломки полей, крупнобитый лед Толщина, прочность, торосистость, разрушенность, сжатие, сплоченность Ломка, притапливание и раздвигание льда корпусом Неравномерное	Мелкобитый лед, ледяная каша, битый лед в канале за ледоколом Горизонтальные размеры, толщина, сплоченность, сжатие, ширина канала Раздвигание льда корпусом судна Практически равномерное

на — это любой разрыв льда, который не разошелся и имеет ширину до 1 м. Каналом называется любой разлом или проход через морской лед, пригодный для плавания надводных судов.

На скорость движения судов во льдах существенно влияет его степень разрушенности в процессе таяния. Таяние морского льда происходит вследствие поглощения льдом и снегом на их поверхности солнечной радиации из атмосферы. Начало таяния происходит при температурах, близких к 0 °С. Вначале появляются мелкие проталины, которые увеличиваются в размерах. Весьма интенсивно поглощает тепло загрязненный лед, особенно в прибрежной зоне. Он начинает быстро таять, образуя озерки талой воды — снежицы. При дальнейшем повышении температуры воздуха образуется все большее число сквозных проталин, прочность льда уменьшается, он становится хрупким и легко распадается под воздействием ветра, волнения, колебаний уровня и течений.

На проходимость судов во льдах оказывают значительное влияние горизонтальные размеры льдин. Минимальные скорости движения судов наблюдаются при плавании в припае и среди гигантских полей дрейфующего льда с размерами более 2 км. Основное влияние на скорость в таких льдах оказывают толщина и прочность ледяного покрова, а также его торосистость, разрушенность и заснеженность. Эти виды льдов обычно объединяются термином «сплошной» лед. Судно продвигается, взламывая их носовой частью и оставляя за собой канал мелкобитого

льда. С максимальной скоростью суда следуют в мелкобитых льдах и ледяной каше. Движение судна происходит при раздвигании льдин и носит довольно равномерный характер. При плавании среди обломков полей и крупнобитого льда суда движутся, одновременно раздвигая и ломая лед.

В табл. 20 приведена классификация ледяного покрова как среды, преодолеваемой судном (по А. Я. Бузуеву и А. Я. Рывлину).

Потери скорости судов во

льдах. Скорость судов и характер движения зависят от сплоченности льда, его возраста и размеров. При одной и той же сплоченности мелкобитого льда, но с увеличением его толщины скорость движения значительно уменьшается. При этом на изменение скорости заметное влияние оказывает ветер.

Потеря скорости во льдах зависит от формы и размеров льдин. Изменение скорости движения судна класса УЛ в мелкобитом льду и обломках полей толщиной 70—120 см показано на рис. 94. Потери скорости при плавании среди обломков полей значительно больше, чем при движении среди мелкобитых льдов. Влияние ветра при плавании среди обломков полей практически не сказывается.

Таким образом, при плавании во льдах на скорость судов основное влияние оказывает сопротивление льда движению судов. Одновременно при движении среди льдов малых горизонтальных размеров на изменение скорости влияет ветер. Кроме того, во избежание повреждения корпуса судна штурманский состав вынужденно снижает скорость движения.

В общем виде скорость судна при плавании во льдах определяется зависимостью

$$V_{лд} = V_0 - [(\Delta V_{лд} \pm \Delta V_u)] + k_{вл} \Delta V_{вл}, \quad (83)$$

где V_0 — относительная скорость на чистой воде;

$\Delta V_{лд}$ — потеря скорости от сопротивления льда движению судна;

ΔV_u — изменение скорости от воздействия ветра;

$\Delta V_{вл}$ — вынужденное снижение скорости во льдах;

$k_{вл}$ — коэффициент, определяющий повторяемость снижения скорости в зависимости от сплоченности, размеров и толщины ледяного покрова.

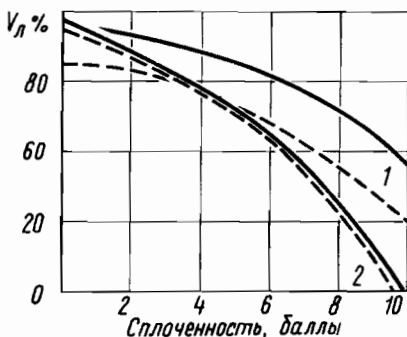


Рис. 94. Скорость судна класса УЛ: 1 — в мелкобитом льду; 2 — в обломках полей; — без учета ветра; — — с учетом ветра

Коэффициент трудности плавания. Единным показателем, определяющим трудность плавания по заданной ледовой трассе, является коэффициент трудности ледового плавания. Это отношение эксплуатационной скорости судна на чистой воде ($V_{чв}$) к эксплуатационной чистой ледовой скорости ($V_{леч}$) на данном участке трассы.

Отдельные значения эксплуатационной чистой ледовой скорости вычисляются как частное от деления протяженности участка с «однородными» льдами на время, затраченное на переход.

Из этого времени вычитаются все задержки судна (каравана), не связанные с преодолением льдов.

Численно коэффициент трудности плавания определяется

$$K_{\tau} = \frac{V_0}{V_{пр}} \frac{S_{пр}}{S_0} + \frac{V_0}{V_{9-10}} \frac{S_{9-10}}{S_0} + \dots + \frac{V_0}{V_{1-3}} \frac{S_{1-3}}{S_0} + \frac{S_{чв}}{S_0}, \quad (84)$$

где V_0 — скорость судна на чистой воде, уз;
 S_0 — общая протяженность пути во льдах, мили;
 $S_{пр}, S_{9-10}, \dots, S_{чв}$ — протяженность участков в припае, во льдах сплошностью 9—10 баллов и на чистой воде;
 $V_{пр}, V_{9-10}, \dots, V_{1-3}$ — эксплуатационная чистая ледовая скорость судна в заданных ледовых условиях, уз.

Коэффициент трудности ледового плавания позволяет определить соотношение затрат времени на переход судна по трассе в конкретных ледовых условиях и по этой же трассе по чистой воде.

Контрольные вопросы. 1. В чем проявляются влияние ветра, волнения и течения на плавание судов? 2. Какие существуют методы расчета потерь скорости хода в зависимости от гидрометеорологических условий? 3. Какова характеристика ледяного покрова как среды, преодолеваемой судном? 4. Как определяются потери скорости судов во льдах и что такое коэффициент трудности плавания?

Глава XIV

ВЫБОР ОПТИМАЛЬНЫХ МОРСКИХ ПУТЕЙ С УЧЕТОМ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

§ 47. Показатели выбора оптимального пути

Эффективность плавания судов в значительной мере зависит от выбора пути с благоприятными гидрометеорологическими условиями.

При этом только учет ряда показателей эффективности — безопасность плавания, сокращение времени перехода, сохранность грузов, экономия топлива — дают суммарный экономичес-

кий эффект. В этом случае следует применять термин «оптимальный морской путь».

Наиболее часто за определяющий показатель эффективности выбирают минимальную продолжительность рейса, при котором обеспечивается безопасность плавания. В этом случае плавание осуществляется по так называемому «наивыгоднейшему пути».

Если судно в рейсе не придерживается оптимального или наивыгоднейшего пути, то такое плавание условно можно назвать «свободным».

Продолжительность плавания судна изменяется в зависимости от степени воздействия гидрометеорологических факторов на отдельных участках пути и в общем случае определяется выражением

$$t = \frac{S_1}{V_1} + \frac{S_2}{V_2} + \dots + \frac{S_m}{V_m}, \quad (85)$$

где $S_1, S_2, \dots, S_m$ — отрезки пути судна, на которых наблюдаются различные гидрометеорологические условия, мили;

$V_1, V_2, \dots, V_m$ — абсолютная скорость судна на соответствующих участках пути, уз.

Продолжительность плавания по наивыгоднейшему пути. При плавании по наивыгоднейшему пути продолжительность рейса $t_{\text{рн}}$ и выигрыш в ходовом времени $\Delta t_{\text{хн}}$ определяется соотношениями:

$$t_{\text{рн}} = t_{\text{хн}} + t_{\text{ст}}; \quad \Delta t_{\text{хн}} = t_{\text{хсв}} - t_{\text{хн}}, \quad (86)$$

где $t_{\text{хсв}}$ — ходовое время рейса при свободном плавании, сут;

$t_{\text{хн}}$ — ходовое время рейса при плавании наивыгоднейшим путем, сут;

$t_{\text{ст}}$ — стояночное время, сут.

Ходовое время рейса при определенных гидрометеорологических условиях определяется соотношениями:

$$t_x = \sum_{i=1}^m S_i / k_{v_i} V_{c_i}; \quad (87)$$

$$k_v = \sqrt{1 + 2V'_{\text{отн}} \cos q_T + (V'_{\text{отн}})^2}, \quad (88)$$

где k_v — коэффициент скорости судна, учитывающий воздействие течения.

Как видно из выражения (87), ходовое время рейса зависит от ветроволновых потерь скорости и вынужденного снижения скорости на штормовом волнении, а также от относительной скорости и курсового угла течения.

Выигрыш во времени при плавании по наивыгоднейшему пути S_n по сравнению со свободным путем $S_{св}$ с использованием формул (85), (86) и (87) определяется

$$\Delta t_{хн} = \frac{1}{24} \left[\sum_{k=1}^m \frac{S_{св_i}}{k_{св_i} V_{с св_i}} - \sum_{i=1}^m \frac{S_m}{k_{сн_i} V_{сн_i}} \right], \quad (89)$$

где $S_1, \dots, S_m$ — путь судна на отдельных отрезках, мили;

$k_{св_1}, \dots, k_{св_i}$ — коэффициенты скорости судна, учитывающие воздействие течения на отдельных отрезках пути;

$V_{с_1}, \dots, V_{с_i}$ — скорости судна при ветре и волнении на отрезках пути с различными гидрометеорологическими условиями, уз.

Из выражения (89) следует, что если основной задачей является сокращение ходового времени рейса, то, очевидно, следует выбирать такой путь судна, на отдельных отрезках которого будут наблюдаться минимальные суммарные ветроволновые потери скорости хода и попутное течение со значительными скоростями.

Выбор оптимального пути судна по критерию наименьшего расхода топлива. При воздействии гидрометеорологических факторов скорость судна изменяется, хотя двигатель развивает ту же мощность и затрачивает то же количество топлива, что и при плавании на тихой воде.

В ряде случаев судоводителям приходится решать задачу о наименьшем расходе топлива при соблюдении заданной продолжительности перехода по оптимальному пути.

В реальных условиях плавания изменение скорости от влияния гидрометеорологических факторов — величина переменная, являющаяся функцией текущего пути S .

Тогда расход топлива на отрезке пути S_i

$$Q_i = \frac{S_i}{V_0 \mp \Delta V_{uh_i}} (a + k_c V_0^3), \quad (90)$$

где V_0 — скорость на тихой воде, уз;

a — постоянный расход топлива, кг/ч;

k_c — коэффициент, характеризующий тип судна.

Суммарный расход топлива будет зависеть от того, какое значение V_0 принято на каждом из отрезков пути S_i .

Таблица 21

В качестве примера рассмотрим переход, который надо совершить судну типа «Углеруральск» за 300 ч. На трех отрезках пути протяженностью 1000 миль каждый часовые потери скорости от гидрометеорологических условий составляли: на первом 2 уз, на втором 0, на третьем 5 уз.

Вариант перехода	Отрезки пути			Расход топлива за переход, т
	I	II	III	
1	14,50	14,50	14,50	188
2	12,77	12,77	12,77	154
3	11,90	11,00	14,24	150

В табл. 21 приведены скорости судна (в уз), выбранные на отдельных отрезках пути, и расход топлива за переход.

В первом варианте судно совершило переход за 254 ч, но затратило максимальное количество топлива; во втором следовало с некоторой постоянной скоростью и совершило переход за заданные 300 ч.

При третьем варианте переход занял также 300 ч, но на каждом из отрезков пути выдерживалась такая скорость с учетом гидрометеорологических условий, при которой расход топлива был минимальным.

§ 48. Выбор оптимального пути судоводителями

В настоящее время в судовождении используется два основных приема выбора оптимального пути:

использование специальных гидрометеорологических пособий, в которых даны сезонные рекомендованные пути;

определение пути плавания капитаном на основании гидрометеорологической информации, поступающей на судно.

Сезонные пути. Такие пути определяются с использованием среднестатистических данных гидрометеорологических характеристик конкретного района Мирового океана.

Выбранный на основании климатологических данных маршрут называется климатическим или сезонным путем, так как на нем учитываются только наиболее характерные особенности распределения гидрометеорологических элементов по сезонам года.

Сезонные пути в общем случае не являются кратчайшими по расстоянию и могут включать значительные обходы, обусловленные климатическими особенностями того или иного района Мирового океана.

Рекомендованные сезонные пути приведены в специальном пособии «Океанские пути мира».

Кроме того, имеется ряд других пособий, описанных в § 43, которые могут быть использованы для выбора наиболее благоприятного по гидрометеорологическим условиям пути судна. При использовании таких пособий на бланке-карте прокладывается

маршрут перехода по кратчайшему расстоянию. Затем изучают по климатическим пособиям гидрометеорологические условия на всем маршруте перехода и в прилегающих к нему районах.

По режимным данным, выбираемым из климатических пособий, маршруты перехода разбивают на отдельные участки с однородными гидрометеорологическими условиями и определяют наибольшую повторяемость отдельных гидрометеорологических параметров на каждом отрезке пути.

В качестве основных параметров обычно берут данные о ветре и волнении. Однако в зависимости от района плавания важно бывает учитывать данные о течениях, льдах, туманах и возможности обледенения.

С учетом основных эксплуатационных характеристик судна: скорости, водоизмещения, загрузки, вычисляются потери скорости хода на отдельных участках пути. Для определения этой величины используются методы, изложенные в § 45.

Определив потери скорости судна на отдельных участках пути, находят суммарную потерю скорости на всем маршруте перехода и соответственно среднюю скорость судна. Последняя сравнивается с технической скоростью судна и определяется, какой путь будет наиболее эффективным.

В настоящее время сезонные пути чаще используются для разработки новых маршрутов плавания и для планирования перевозок различных грузов.

Определение оптимального пути на судне. Этот прием заключается в том, что на основании гидрометеорологической информации, передаваемой на суда, капитан сам выбирает оптимальный путь.

При этом судоводителям приходится рассматривать два наиболее характерных случая определения оптимального пути судна.

1. Судно совершает плавание по рекомендованному сезонному пути. Однако реальные гидрометеорологические условия на маршруте значительно отличаются от средних. В этом случае можно выбрать два варианта плавания с удлинением или сокращением пути S , на которых наблюдаются наиболее благоприятные условия погоды.

2. Судно следует при общей благоприятной гидрометеорологической обстановке кратчайшим путем по дуге большого круга.

На основании полученного из гидрометеорологического центра трехсуточного прогноза погоды, извещающего о значительном ухудшении гидрометеорологических условий в районе плавания, необходимо принять решение об изменении пути в область с более благоприятными условиями погоды. В этом случае длина пути увеличивается и судоводитель должен оценить целесообразность такого изменения курса.

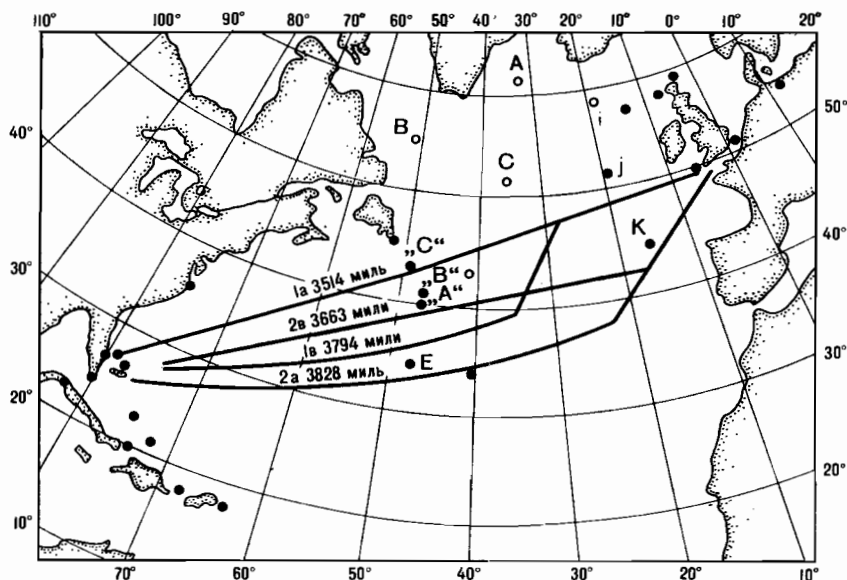


Рис. 95. Выбор оптимального пути через Северную Атлантику

На рис. 95 приведены примеры такого выбора оптимального пути для рейсов через Северную Атлантику. Кратчайшим по расстоянию путем через точку *С* является путь 1а. Рекомендованный сезонный путь на этот период времени 2а, который длиннее пути 1а на 300 миль, но на нем должна быть более благоприятная погода. В действительности после полутора суток плавания по данным гидрометеорологической информации, полученной на судне, благоприятные гидрометеорологические условия наблюдаются на пути 2б. Поэтому после полутора суток плавания капитан принял решение перейти на этот путь, который одновременно короче пути 2а на 140 миль. В этом случае был получен выигрыш во времени за счет более благоприятной погоды и сокращения длины пути.

Во втором случае капитан также выбрал маршрут по дуге большого круга через точку *С*. Первые 2 сут на этом пути наблюдались благоприятные гидрометеорологические условия, которые в дальнейшем начали резко ухудшаться. Используя гидрометеорологическую информацию, поступившую на судно, капитан принял решение отклониться к югу и следовать по пути 1б. Протяженность пути увеличилась на 280 миль, но связанная с этим потеря времени компенсировалась благоприятными условиями погоды на этом маршруте.

Этот прием имеет тот недостаток, что при анализе гидрометеорологической обстановки на судне используется ограниченная и нередко разнородная информация. Кроме того, капитан и штурманский состав вынуждены отвлекаться на обработку и анализ полученного гидрометеорологического прогноза и выбора оптимального пути.

§ 49. Плавание судна по оптимальному пути по рекомендациям прогностических органов

Качественно новым и наиболее эффективным является выбор оптимального пути судна по рекомендациям специальных организаций, обслуживающих морской флот.

При этом выбор оптимального морского пути производится с учетом прогноза погоды и состояния моря, а также основных закономерностей изменения скорости судов от ветра, волнения и течений.

Такой прием имеет ряд преимуществ перед двумя вышеописанными: во-первых, выбор пути производится по единой методике на основании большого количества тщательно проанализированной гидрометеорологической информации; во-вторых, из одного центра может осуществляться проводка большого количества судов; в-третьих, этот прием не исключает возможности корректировки пути судовым составом в зависимости от конкретных гидрометеорологических условий плавания или других причин изменения маршрута судна.

Синоптический метод. В оперативной работе, осуществляемой Госкомгидрометом СССР, применяется синоптический метод выбора оптимальных маршрутов.

При этом методе используются следующие материалы: приземные фактические и прогностические карты погоды и поля волнения для района плавания, карты ледовой обстановки, информации с метеорологических спутников Земли.

Кроме того, необходимо иметь данные об эксплуатационных характеристиках судов, а также графики, номограммы, таблицы, характеризующие потери скорости судов под воздействием гидрометеорологических факторов.

Наиболее простым приемом является проводка судов по запросу капитана в обход зон штормового волнения с целью сохранности палубных грузов или поддержания комфорта плавания для пассажирского судна.

В этом случае не ставится задача выбора наивыгоднейшего по времени пути.

Вторым методом является расчет наивыгоднейшего пути способом изохрон. При этом приеме с использованием прогностических карт полей ветра и волнения для первых суток переход

определяют ожидаемые скорость ветра, высоту волны и курсовые углы ветра и волнения (рис. 96).

С использованием этих данных определяют скорость судна на нескольких курсах, проложенных влево и вправо от ортодромии, соединяющей порты выхода и прихода. На эти курсы наносят отрезки пути, которое судно может пройти за первые 24 ч с учетом ветроволновых потерь скорости хода. Затем соединяют концы отрезков пути плавной линией и получают изохрону E_1 , которая определяет положение равного времени плавания за первые сутки. Из различных точек изохроны E_1 прокладывают курс на следующие сутки плавания, используя прогностические карты полей ветра и волнения на данные сутки. Такой расчет выполняют для всех последующих суток плавания, для которых имеется прогноз ветра и волнения. Результатом такого расчета является карта с изохронами E_1, E_2, E_3, E_4, E_5 . На основании такой карты определяют, какая точка на изохроне E_5 расположена ближе всего к порту назначения. В приведенном примере это точка N . Очевидно, что наивыгоднейший путь пройдет через точки 1, 2, 3, 4, N .

Расчет оптимальных маршрутов на ЭВМ. Выбор оптимального маршрута судна на ЭВМ осуществляется с использованием полученной для данного рейса таблицы скорости с оптимизацией по одному из показателей эффективности: 1. Минимальное время перехода; 2. Минимальное значение показателя трудности плавания; 3. Минимальное время перехода в пределах сектора маршрутов с наименьшим значением показателя трудности плавания.

Для расчета скорости судна используется математическая модель, включающая определение дополнительного сопротивления от регулярного и нерегулярного волнения, аэродинамического сопротивления от ветра, сопротивления от руля, косого натекания воды на корпус, из-за ветрового дрейфа. Расчет проводится

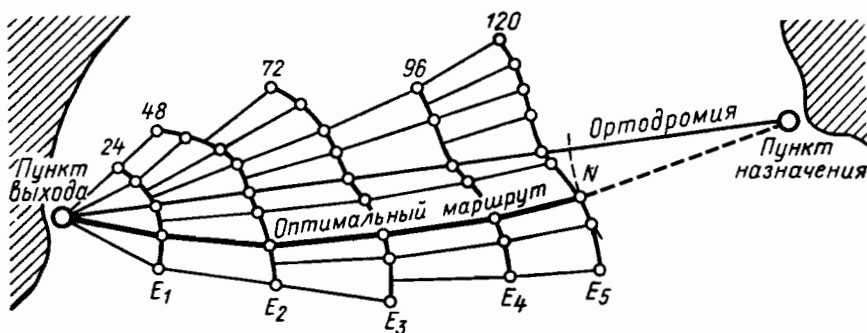


Рис. 96. Выбор наивыгоднейшего пути методом изохрон

для каждого рейса с использованием подготовленной постоянной информации о судне, включающей 29 параметров (длина, ширина, коэффициент полноты водоизмещения и др.), и переменной информации, включающей текущую осадку, метацентрическую высоту и другие параметры.

В целях обеспечения безопасности мореплавания при выборе оптимальных маршрутов, помимо естественных ветроволновых потерь скорости судна от увеличения сопротивления среды, математическая модель предусматривает расчет снижения скорости для избежания резонансной бортовой и килевой качки.

Эффективность расчета оптимальных маршрутов на ЭВМ существенно зависит от точности и заблаговременности прогнозов полей ветра и волнения. В настоящее время они выдаются не более чем на 48 ч, что затрудняет расчет оптимального пути сразу на весь маршрут плавания судна.

Организационные основы проводки судов. Выдача рекомендаций для плавания по оптимальному пути осуществляется группами проводок судов Госкомгидромета, которые находятся в Москве, Ленинграде, Одессе, Владивостоке, Мурманске, Риге, Петропавловске-Камчатском.

Кроме того, в Северной Атлантике работают научно-исследовательские суда, которые обеспечивают суда прогнозами и рекомендациями по запросам капитанов.

Запросы на проводку судов оптимальными путями направляются в соответствующие группы проводки судов капитанами или диспетчерами не позднее чем за 24 ч до выхода судна в море или до его подхода к исходной точке маршрута.

В запросе указываются название судна и порт приписки, тип судна и скорость на тихой воде, характер груза, плановое время рейса, название порта выхода или координаты исходной точки маршрута, а также дата и время выхода из этих пунктов, название конечного порта или координаты конечной точки маршрута.

Кроме того, в запросе необходимо указывать гидрометеорологические факторы, ограничивающие плавание данного судна (скорость и направление ветра, высота волны и направление волнения, превышение которых недопустимо по соображениям безопасности судна или сохранности груза, обледенение, видимость, встреча со льдами и т. п.).

Группа проводки судов, получив запрос, разрабатывает и передает в адрес судна первую рекомендацию, в которой содержится: краткий обзор гидрометеорологической обстановки в районе плавания, координаты наивыгоднейшего и безопасного пути на 3—5 сут вперед; прогноз параметров ветра, волнения, видимости, обледенения и ледовых условий на пути судна на первые и вторые сутки. После выдачи первой рекомендации группа

проводки судов в последующие дни ежедневно передает на судно прогноз гидрометеорологических условий на 2 сут по наиболее выгодному и безопасному пути, а в случае резкого ухудшения погодных условий и рекомендацию уточненных координат оставшегося пути плавания.

Капитан судна, получив первую рекомендацию, подтверждает ее принятие и в течение перехода сообщает в группу проводки судов открытым текстом в 00 и 12 ч гринвичского времени: координаты; курс в градусах; фактическую скорость судна; максимальный крен при качке; направление ветра (в град) и скорость (в м/с); высоты (в м) и направление ветровых волн и зыби (в град); видимость (в км); ледовые условия. При встрече судна с опасными для плавания гидрометеорологическими условиями сведения о них немедленно передаются открытым текстом в адрес группы проводки судов.

Пути рекомендованного маршрута для капитана не являются строго обязательными. В зависимости от конкретных погодных условий он вправе изменить их, о чем сообщает в группу проводки судов, указав причину такого отклонения и необходимости дальнейшего обслуживания.

За сутки подхода судна к порту назначения группа проводки извещает капитана об окончании обслуживания и передает прогноз погоды на оставшийся участок пути. Соответственно капитан по окончании перехода сообщает в группу проводки дату и время прихода судна в порт назначения, подтверждает окончание обслуживания и оценивает качество рекомендаций.

§ 50. Плавание судов оптимальными путями в замерзающих морях

Учет природных условий. Общими принципами учета природных условий при разработке рекомендаций для плавания во льдах являются: обоснование оптимального пути плавания в заданных ледовых условиях; определение наиболее благоприятного по природным условиям периода плавания судов различных классов на традиционных перспективных направлениях грузоперевозок; объективная оценка возможности организации круглогодичной навигации в замерзающих морях с использованием судов определенного типа и ледоколов.

Для составления навигационных рекомендаций и их обоснования используются сведения о природных условиях на пути плавания и том влиянии, которые они могут оказать на тот или иной вид плавания.

При подготовке навигационных рекомендаций основным видом информации о ледяном покрове являются сведения авиаразведки, дополненные данными ИСЗ, а также наблюдения береговых

гидрометеорологических станций и судов, представленные в виде карт распределения льда.

Кроме того, используются пособия и руководства по учету влияния характеристик ледяного покрова и метеорологических факторов на условия плавания.

Сроки, продолжительность и трудность плавания в замерзающих морях определяются особенностями распределения льдов в конкретный период времени на различных вариантах трассы. Одновременно решающее значение имеет возможность ледоколов и транспортных судов преодолевать сопротивление ледяного покрова. Его влияние на скорость движения отдельного судна или каравана зависит от типа судна и состава каравана.

Эффективность каждого вида плавания определяется сочетанием характеристик ледяного покрова на пути плавания. Для этого надо учитывать особенности исходной информации о состоянии ледяного покрова, а также возможности использования такой информации при расчетах скорости движения судов во льдах.

Варианты путей плавания. Неравномерное распределение льдов в различных районах моря и изменчивость их сплоченности во времени позволяет выбирать различные варианты плавания на акватории моря.

Обычно используются «стандартные» пути (традиционные) плавания, которые определяются многолетним опытом и отражают климатические особенности распределения льдов в данном районе.

Эти пути плавания сохраняют неизменное географическое положение, и протяженность их отдельных участков постоянна. Такие пути плавания в зависимости от сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова имеют ряд вариантов.

Применяется также понятие «рекомендованный» путь, под которым понимается наиболее благоприятный по ледовым условиям путь, проложенный на карте ледовой обстановки. Он обычно определяется с учетом конкретных ледовых условий на период плавания отдельных судов или караванов.

Часто фактический путь во льдах не совпадает со стандартным или рекомендованным путем вследствие того, что судно движется по более извилистому пути, выбирая наиболее легкие ледовые условия.

Показателем избирательной способности судов при плавании во льдах является коэффициент извилистости пути плавания — это отношение фактической длины пути во льдах к протяженности заданного пути по чистой воде.

Оптимальный путь плавания не имеет постоянной географической привязки и его общая протяженность — величина переменная, поэтому его коэффициент извилистости при наличии разнообразных ледовых условий в районе плавания всегда больше

единицы. Дополнительное увеличение пути в старых льдах за счет их обхода составляет 10—30%.

Общий принцип выбора оптимального пути предусматривает, что движение осуществляется по кратчайшему пути через зоны, в которых общая сплоченность льда минимальна; количество самых молодых форм льда (в осенне-зимний и весенний периоды) и разрушенность (в летний период) максимальны; отмечается минимальная торосистость и повышенная раздробленность льда.

В СССР и за рубежом выбор оптимального пути плавания осуществляется по данным обобщенных ледовых наблюдений, основой которых является ледовая авиационная разведка и информация о ледовой обстановке с метеорологических искусственных спутников земли. При организации отдельных проводок судов оптимальный путь корректируется с вертолетов, базирующихся на ледоколах.

Основным критерием, который используется для оптимальности той или иной рекомендации, являются суммарные затраты времени на определенный вид плавания.

§ 51. Плавание в тумане и зонах обледенения

Судоходство в осенне-зимний период в высоких и умеренных широтах сопряжено с большими трудностями. Активизация циклонической деятельности обуславливает большую повторяемость штормовой погоды, сильного волнения и туманов. Кроме того, моря в той или иной степени замерзают и покрываются дрейфующим льдом и резко возрастает угроза обледенения судов.

Частые и резкие колебания температуры воздуха, связанные с развитием атмосферных фронтов, являются причиной образования туманов, которые наблюдаются перед теплыми фронтами в зоне шириной 100—200 км, а также в районе теплового сектора циклона, примыкающего к центральной части его. Особенно плотные туманы — туманы испарения — образуются над теплой водой незамерзающего моря в арктическом воздухе (туманы Мурманского побережья).

Резкое снижение дальности видимости в тумане в значительной мере затрудняет эксплуатацию судов, а в некоторых случаях делает ее невозможной.

Учет туманов при выборе оптимального пути. Ухудшение видимости, связанное с туманами, можно предсказать своевременно. Наиболее вероятны туманы в следующих случаях:

1. При смещении воздушной массы из района с теплой в район с холодной поверхностью. Чем выше относительная влажность и больше разность температур воды, тем большая вероятность образования тумана. Примерами таких туманов являются Большая Ньюфаундлендская банка, Баренцево и Охотское моря.

2. При приближении теплого фронта циклона. Особенно вероятны туманы в этом случае, когда за теплым фронтом распространяется влажная, теплая и устойчивая воздушная масса.

3. В районах, где температура поверхности моря значительно выше температуры воздуха ($t_w - t_a > 10^\circ\text{C}$). Это туманы испарения (парения моря). Такие туманы часты над незамерзающими заливами арктических морей и у кромки арктических и антарктических льдов.

Прогноз возможного обледенения судов. Обледенение судов приводит к увеличению веса в их верхней части (а это ведет к уменьшению остойчивости) и в зависимости от интенсивности, площади обледенения, водоизмещения и расположения грузов может привести к потере остойчивости и опрокидыванию. Кроме того, обледенение неблагоприятно отражается на работе электронavigационных приборов, приводит к нарушению устойчивости и даже прекращению радиосвязи. Степень обледенения зависит от температуры воды и воздуха, волнения, скорости и курсового угла ветра. Оно возможно всегда при отрицательных температурах воздуха в результате попадания на палубу и надстройки брызг и воды.

Различают три вида обледенения: обледенение, образующееся при забрызгивании и заливании судна забортной водой в результате сильного ветра и волнения; обледенение от выпадения переохлажденных осадков в виде дождя, мороси или мокрого снега, а также от осаждения переохлажденных капель тумана; смешанное обледенение, которое образуется при сочетании обоих видов обледенения.

В 87% случаев обледенение наблюдается в северном полушарии в период с декабря по март, а в южном — с июня по сентябрь.

Наиболее часто обледенение происходит при определенной совокупности гидрометеорологических условий.

Определяющее значение для обледенения имеет температура воздуха и воды. В 85% случаев обледенение возникает при температуре воздуха -3°C и ниже и в 96% — при температуре воды ниже 3°C . При более высокой температуре воды обледенение наблюдается значительно реже. Ветер северных румбов (в южном полушарии соответственно южных) является причиной обледенения в 68% случаев, если его скорость превышает 10 м/с .

В 72% случаев обледенение судов наблюдается при высоте волны около 3 м и в 28% случаев, если она более 3 м . При высоте волн 2 м и менее обледенение наблюдается редко.

Интенсивность обледенения гораздо больше при коротких и крутых волнах, чем при длинных и пологих.

Очень опасное обледенение может наблюдаться и в штилевую погоду при температуре воздуха от -1 до -5°C , при наличии тумана или выпадении мороси.

В большинстве случаев (около 60%) опасное обледенение случается в тыловой части глубоких циклонов, где преобладают штормовые ветры северо-западных направлений (в южном полушарии — юго-восточных). В 33% случаев обледенение наблюдается в зонах теплых фронтов при предфронтальных усилениях ветра.

Такое обледенение характерно для районов Баренцева и Норвежского морей.

На Балтике наиболее часто обледенение наблюдается при ветрах восточных румбов, дующих с материка. На Дальнем Востоке обледенение отмечается при выходе глубоких циклонов (с давлением 960—970 гПа и ниже в центре) на Японское, Охотское и Берингово моря.

В тылу таких циклонов формируются наиболее благоприятные условия для обледенения: усиление северного и северо-западного ветра до 10—12 баллов и понижение температуры воздуха до -15 — -20°C .

Нередко причиной обледенения судов в Японском, Охотском и Беринговом морях является вторжение холодных масс воздуха по восточной периферии мощного азиатского антициклона при северо-западных и западных ветрах при ясной или малооблачной погоде.

В некоторых районах Черного моря (в районах Новороссийска, Керчи и Туапсе) обледенение судов связано с борой.

В табл. 22 приведены значения интенсивности обледенения в зависимости от скорости ветра и температуры воздуха.

Опыт плавания судов в зонах обледенения показал, что интенсивность его можно значительно снизить или избежать совсем, если применить следующие рекомендации:

изменить курс и скорость хода, при которых степень заливаемости и забрызгивания забортной водой судна уменьшается; уйти в теплую зону моря. Этот маневр может быть использован в Баренцевом море и у юго-восточных берегов Гренландии;

укрыться в бухте, за островами и мысами или при ветре с берега в прибрежной зоне с целью уменьшения заливаемости и забрызгивания судов забортной водой;

зайти в поля битого дрейфующего льда.

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха и степень обледенения		
	-5°C	-10°C	-15°C
10	Отсутствует	Слабое	Среднее
20	Слабое	Среднее	Сильное
30	Среднее	Сильное	»

§ 52. Плавание в особо тяжелых погодных условиях

Тропические циклоны (§ 15), зарождающиеся в тропической зоне Мирового океана, представляют реальную угрозу безопасности мореплавания даже для современных транспортных судов, имеющих неограниченный район плавания. Ураганные ветры, сильное волнение моря, ливневые осадки и грозы сопровождают тропический циклон на всем пути его перемещения. Особенно опасной для морских судов является центральная область тропического циклона — около 50 миль от его центра.

Всем судам независимо от класса и назначения рекомендуется уклоняться от встречи с тропическими циклонами и следовать по их перифериям на расстоянии не менее 500 миль от центров ураганов.

Обязанности штурмана при плавании в зонах действия тропических циклонов. Основным источником информации о тропических циклонах являются штормовые предупреждения, передаваемые соответствующими гидрометеорологическими центрами.

Получив предупреждение о тропическом циклоне, вахтенный штурман обязан нанести на прокладочную карту его центр и проставить время. От этой точки пунктирной стрелкой (рис. 97) в направлении, указанном в предупреждении, нанести предполагаемое местоположение урагана на ближайшие 12 ч. Над стрелкой указываются направление и скорость движения тропического циклона по прогнозу. Аналогичным образом наносят на карту и сведения о фактическом местоположении урагана. Фактическая траектория его движения наносится сплошной линией.

Приближение тропического циклона можно своевременно обнаружить по следующим признакам:

по барической тенденции — давление падает более чем на 3 гПа в сутки или характер его изменения не соответствует суточному ходу давления в тропиках (§ 8);

по появлению волн крупной зыби. При небольшой скорости (5—10 уз) движения тропического циклона волны зыби могут наблюдаться за один-два дня до его прихода. Если направление распространения волн зыби не меняется, то тропический циклон смещается

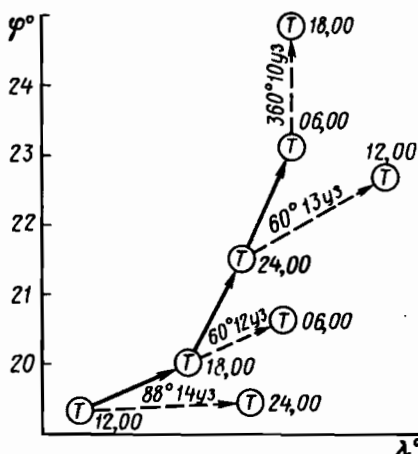


Рис. 97. Траектории движения тропических циклонов на штурманской карте

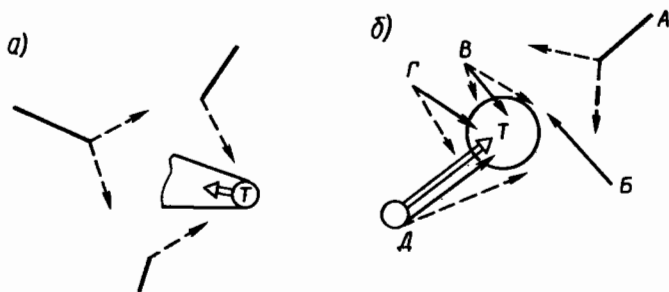


Рис. 98. Уклонение от зоны ураганных ветров тропического циклона. Общие указания маневра:

а — «отворачивай навстречу»; б — изменяй курс и скорость

непосредственно на район местоположения судна. При изменении направления распространения волн зыби против часовой стрелки центр тропического циклона пройдет справа налево, если по часовой стрелке, то наоборот — слева направо;

по появлению перистых облаков, вытянутых радиально расходящимися полосами. Они не исчезают после захода и восхода Солнца и бывают эффектно окрашены.

Если направление облачных полос остается неизменным с течением времени и суточный ход атмосферного давления нарушен, то тропический циклон движется на местоположение судна. Если точка сходимости полос перистых облаков перемещается и атмосферное давление незначительно падает, согласуясь с суточным ходом, то тропический циклон пройдет мимо;

по установлению очень знойной и душной погоды с безоблачным небом и повышенной видимостью;

по зонам мощной облачности, гроз и ливней на экранах судовых радиолокационных станций, которые обнаруживают эти явления на расстоянии 200—250 миль.

Расхождение с тропическим циклоном и маневрирование в нем. Обычно для расхождения с центром тропического циклона, а также с зоной ураганных ветров применяется маневр «отворачивай навстречу» (рис. 98, а). Радиус штормовой зоны обычно указывается в консультациях и предупреждениях, но его можно определить и самостоятельно. При давлении в центре хорошо развитого урагана менее 985 гПа радиус штормовой зоны принимают равным 150—200 миль. Если давление в центре урагана более 995 гПа — от 50 до 150 миль. С вероятностью 85% радиус штормовой зоны принимают равным 300 милям.

Уклонение от попадания в штормовую зону тропического циклона можно производить изменением курса, изменением скорости и изменением курса и скорости. Заблаговременный маневр нескольких схематических случаев показан на рис. 98, б.

Стрелками показан генеральный курс судов, а их длина — расстояние, которое они могут пройти за 24 ч относительно сменяющейся зоны ураганных ветров тропического циклона (круг радиусом 300 миль). Судно *А* движется навстречу циклону. В таких случаях рекомендуется изменить курс в ту или другую сторону в зависимости от конкретных навигационных, географических и синоптических условий. Судно *Б* еще можно решиться на пересечение пути тропического циклона, однако не следует проходить вблизи области ураганного ветра. Судно *В* наиболее целесообразно снизить скорость и продолжить плавание прежним курсом после прохождения тропического циклона. Судно *Г* наиболее безопасно изменить курс вправо и обойти циклон с тыла. Судно *Д*, идя с большей скоростью, чем циклон, догоняет его с тыла. В этом случае предпочтительнее рекомендовать изменить курс к югу, так как уклонение циклона к югу маловероятно.

Если предпринятый маневр уклонения с зоной ураганных ветров тропического циклона оказался неудачным или запоздалым, необходимо немедленно предпринять меры по выходу из опасной зоны. С этой целью необходимо:

1. Определить направление и расстояние до центра урагана. Направление на центр циклона определяют с помощью барического закона ветра (§ 9). Расстояние до центра тропического циклона можно определить по величине атмосферного давления и скорости ветра. Например, если давление ниже нормального для данного места и сезона на 5 гПа, то центр находится на расстоянии не далее 200 миль. Сила ветра здесь достигает 6 баллов. Если скорость ветра достигла 20 м/с, центр циклона находится в пределах 100 миль.

2. Определить половину циклона, в которой находится судно. С этой целью нужно проанализировать изменение направления ветра. Если ветер поворачивает по часовой стрелке (в северном полушарии), судно находится в правой половине циклона, если против часовой стрелки — в левой. Постоянство направления ветра означает, что судно находится на пути циклона.

3. Обозначить на карте предполагаемый путь циклона и местоположение судна.

Нередко тропический циклон движется так медленно, что судно, если оно находится в его передней части, достаточно быстро может из циклона выйти, а находясь в тыловой части — обойти его. В любом случае при решении вопроса о выборе маневра главная цель у судоводителя — избежать центральной области урагана (50 миль от центра). Наиболее безопасно идти курсом по внешней периферии урагана, на расстоянии не менее 200 миль от его центра, где сила ветра редко превышает 7 баллов.

Судно, оказавшееся в наиболее опасной четверти урагана, должно привести ветер справа по носу и, держа курсовой угол

ветра 10—20°, идти полным ходом до тех пор, пока позволяют ветер и волнение.

При дальнейшем усилении ветра и волнения необходимо увеличить курсовой угол ветра до 30—40° для выхода судна из зоны ураганного ветра.

Судно, находящееся на пути движения или в менее опасной половине урагана, должно лечь на такой курс, чтобы ветер был с кормовых курсовых углов правого борта в северном полушарии и левого — в южном. Хотя ветер и будет постоянно заходить к траверзу, а затем с носовых курсовых углов, судно не должно изменять первоначально принятого курса.

Если же из-за сильного ветра и волнения или по другим причинам судно теряет ход и ложится в дрейф, необходимо поставить судно в северном полушарии правым бортом к ветру, а в южном — левым бортом. В этом случае центр урагана пройдет за кормой.

Контрольные вопросы. 1. В чем заключается методика выбора оптимального пути непосредственно на судне? 2. Как осуществляется плавание судна по оптимальному пути по рекомендации прогностических органов? 3. Каковы особенности плавания судов оптимальными путями в замерзающих морях? 4. В чем заключаются особенности плавания в тумане, зонах обледенения и тропических циклонов? 5. Какие существуют правила расхождения с тропическим циклоном?

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1978. С. 268.
2. Атласы океанов. ГУНИО. 1980.
3. Васильев К. П. Что должен знать судоводитель о картах погоды и состояния моря. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 232 с.
4. Ветер и волны в океанах и морях. Л.: Гидрометеиздат. 1974. 360 с.
5. Дремлюг В. В., Шифрин Л. С. Навигационная гидрометеорология. М.: Транспорт, 1978. 304 с.
6. Егоров Н. И. Физическая океанография, 2-е изд. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 455 с.
7. Международная символика — для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 350 с.
8. Метеорологический код КН-01. Л.: Гидрометеиздат, 1981. С. 71.
9. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9, ч. III. «Гидрометеорологические наблюдения, производимые штурманским составом на морских судах». Л.: Гидрометеиздат, 1980. 160 с.
10. Океанографические таблицы. 4-е изд. Л.: Гидрометеиздат, 1975. С. 477.
11. Океанские пути Мира. М.: Транспорт, 1980. 480 с.
12. Практикум по синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 288 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

В настоящем указателе приведены ссылки лишь на те страницы, где можно найти справку по существу рубрики или подрубрики. Вместо повторения слов предыдущей рубрики или подрубрики использованы тире. Число знаков тире соответствует числу первых заменяемых слов.

Антициклоны:

определение 35, 62, 63

погода 72, 74

признаки приближения 75

стадии развития 64

Атласы океанов 190

— опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических условий 199

— приливо-отливных течений 202

— течений и обледенения судов 195

Атмосфера 5, 7

Атмосферные осадки жидкие 25

— — ливневые 26

— — наземные 26

— — обложные 26

— — твердые 25, 26

— фронты 58

— явления оптические 27

— — электрические 28, 29

Бора 49

Бризы 49

Буруны 132

Бухта 89

Венцы 28

Ветер геоциклострофический 49

— градиентный и геострофический 41

— периодический и местный 47

— реальный 43

Ветер: изменение направления 120

изменчивость 46

причины возникновения 40

продолжительность действия 120

скорость 119

Влажность воздуха 18, 19

Воздушные массы, классификация:

географическая 58

термодинамическая 57

Волнение затухающее 120

Волновой профиль 114

Высотные барические карты топографии абсолютной 15

— — — высотной 15

Гало 28

Гидрометеорологическая информация: при плавании в открытом океане 171

— — на оживленных морских трассах 172

при подготовке к выходу в море 171

Гидрометеорологическое обеспечение судовождения 3

Гидрометеорологические карты 197

— очерки лощей 189

Глории 28

Град 26

Градиент вертикальный 13

— горизонтальный 13

Давление атмосферное:

барические градиенты 33

зональность в распределении 36

изменчивость 32

суточные и годовые колебания 34

формы барического рельефа 35

центры действия атмосферы 37

Дальность видимости геометрическая 29, 30

— — горизонта 30

— — огней в море ночью 30, 31

— — метеорологическая 29, 30

— — оптическая 29, 30

Дождь 25

Жидкий налет 26

Залив 89

Зыбь 122

Инверсии адвективные 15

— радиационные 15

— температурные 15

Инверсионные слои 15

Ионосфера 7

Карты изотерм Мирового океана 16

Колебания уровня анемобарические 141

— — стогно-нагонные 141

— — сейсмические 141

Лагуна 89

Ледяная крупа 26

Льды:

дрейфующие 110

классификация 105

неподвижные 109

образование 106

первичные формы 107

плавающие 110

распределение в Мировом океане

111

физико-химические свойства 108

Мезопауза 6

Мезосфера 6

Метеорологические и морские бюллетени 166

Метеорологические элементы:

атмосферное давление 8

ветер 9

видимость 9

влажность воздуха 9

облачность 9

температура воздуха 8

Метеозлементы 8

Миражи 32

Мировой океан 88

Молнии 29

Море 88

Морось 25

Морская вода, свойства:

плотность 102

соленость 99, 100

температура 100

теплопроводность 101

удельная теплоемкость 101

химический состав 98

Морская метеорология 3

Морское волнение:

затухающее 120

обеспеченность 124

повторяемость 124

развивающееся 119

установившееся 119

Морское дно:

карты грунтов 97

навигационная классификация

грунтов 95

основные виды отложений 93

Муссоны 48

Наблюдения гидрометеорологические:

методика 161

регламент 160

требования СОЛАС-74 165

штатные приборы 160

Нейтросфера 7

Облака:

высококучевые 22

высокослоистые 22

классификация 21

кучево-дождевые (грозовые) 22

кучевые 22

перисто-кучевые 22

перисто-слоистые 22

перистые 22

связь облачных структур с типом

погоды 23

слоисто-дождевые 22

слоисто-кучевые 22

слоистые 22

Озон 6

Океан 88

Океанографические таблицы 200

Океанография 3

Ориентировка в ветровом поле 46

Ослабление лучистой энергии 10

Параллактическое неравенство прилива 151

Пассаты 48

Поверхности изобарические 13

— изотермические 13

Погода 7, 78, 79

Приводной слой атмосферы 6

Приливные течения квадратурные 147

— — полусуточные 147

— — промежуточные 147

— — сизигийные 147

— — смешанного типа 147

— — суточные 147

Приливные явления в реках 155

— — в узкостях 154

— — у побережья 152

Приливы:

амплитуда 145

- величина 146
- высота 146
- малая вода 145
- период 146
- полная вода 145
- Прогноз синоптического положения 180
 - элементов погоды 184
- Пролив 89
- Путь судна:
 - варианты путей плавания 226
 - выбор оптимального пути по критерию наименьшего расхода топлива 218
 - определение оптимального пути на судне 220
 - продолжительность плавания по наимыгоднейшему пути 217
 - расчет на ЭВМ 223
 - сезонные пути 219
 - учет природных условий 225
 - туманов 227
- Радиационный баланс 12
- Радиация солнечная отраженная 11
 - — поглощенная 11
 - — прямая 11
 - — рассеянная 11
 - — суммарная 11
- Расчет элементов ветра и волнения по приземным факсимильным картам 177
- Рефракция света 31
- Роса 26
- Символика отечественных и иностранных факсимильных карт 176
- Синоптические карты:
 - классификация 52
 - характеристика 53
- Скорость судна:
 - вынужденное снижение 205
 - коэффициент трудности плавания 216
 - методы расчета ветроволновых потерь 203, 206
 - потери скорости во льдах 215
 - суммарное воздействие течения, ветра и волнения 211
- Слон изотермии 6
 - инверсии 6
- Снег 25
- Снежная крупа 25
- Справочное пособие «Ветер и волны в океанах и морях» 192
- Стратификация атмосферы безразличная 14
 - — неустойчивая 14
 - — устойчивая 14
- Стратосфера 6
- Суточное неравенство прилива по времени 152
 - — — по высоте 152
- Таблицы приливов 204
- Температурные инверсии 15
- Температурные колебания годовые 15
 - — суточные 15
- Теплообмен океана и атмосферы 12
- Термосфера 6
- Течения морские бароградиентные 135
 - — ветровые 133
 - — дрейфовые 136
- Тип годового хода температуры воздуха полярный 16
 - — — — тропический 16
 - — — — умеренного пояса 16
 - — — — экваториальный 16
- Тропопауза 6
- Тропосфера 6
- Туманы адвективные 21
 - радиационные 21
- Уровенная поверхность 140
- Факсимильные карты абсолютной топографии АТ₅₀₀ 173
 - — анализа и прогноза температуры воды 174
 - — анализа поля волнения 173
 - — ледовых условий 174
 - — относительной топографии ОТ⁵⁰⁰ 174
 - — приземного анализа погоды 173
 - — приземного прогноза малой заблаговременности 173
 - — приземного прогноза погоды 173
 - — прогноза поля волнения 174
- Фиорд 89
- Центры действия атмосферы 37
- Циклоны:
 - зарождения тропических 82
 - определение 35, 62, 63
 - погода 72
 - признаки приближения 75
 - стадии развития 64
 - стадии развития тропических 85
 - строение тропических 82
 - траектория движения тропических 85
- Цунами 143
- Штормовые предупреждения 168
- Элементы волны:
 - волновой профиль 114
 - средний волновой уровень волнового профиля 114
- Ядра конденсации 19, 20

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

часть первая

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Глава I

Общие сведения об атмосфере

§ 1. Состав и строение атмосферы	5
§ 2. Тепловой режим атмосферы	9

Глава II

Вода в атмосфере

§ 3. Испарение. Характеристики влажности воздуха	17
§ 4. Конденсация водяного пара	19
§ 5. Облака и туманы	20
§ 6. Атмосферные осадки	25
§ 7. Оптические и электрические явления, связанные с облаками и осадками	27

Глава III

Атмосферное давление и ветер

§ 8. Изменчивость атмосферного давления	32
§ 9. Характеристики ветра	39
§ 10. Изменчивость ветра	46

Глава IV

Основы синоптической метеорологии

§ 11. Методы краткосрочного прогноза погоды	51
§ 12. Основные синоптические объекты	56
§ 13. Погодные условия основных синоптических объектов	68
§ 14. Типичные признаки погоды	77
§ 15. Тропические циклоны	80

часть вторая

ОКЕАНОГРАФИЯ

Глава V

Мировой океан и его основные характеристики

§ 16. Общие сведения о Мировом океане	88
---	----

§ 17. Рельеф дна Мирового океана	.89
§ 18. Грунты	.93

Глава VI

Химико-физические свойства морской воды

§ 19. Химический состав морской воды	98
§ 20. Тепловые свойства морской воды	.100
§ 21. Плотность морской воды	.102
§ 22. Распределение солености, температуры и плотности на поверхности Мирового океана	.104

Глава VII

Льды в море

§ 23. Общая характеристика ледяного покрова	.105
§ 24. Подразделение льдов по подвижности	109

Глава VIII

Волны в море

§ 25. Основные характеристики волн	.113
§ 26. Зарождение, развитие и затухание морского волнения	.117
§ 27. Статистические закономерности ветровых волн	.124
§ 28. Особенности ветрового волнения в прибрежной зоне	.130

Глава IX

Непериодические течения и колебания уровня моря

§ 29. Непериодические течения в открытом море	.133
§ 30. Непериодические течения в прибрежной зоне	.138
§ 31. Непериодические колебания уровня	.140

Глава X

Приливные явления в Мировом океане

§ 32. Основные понятия и термины	.145
§ 33. Основы теории приливных колебаний	.147
§ 34. Приливные явления в прибрежной зоне и узкостях	.152
§ 35. Основы гармонического анализа приливов	.157

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ОРГАНИЗАЦИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Глава XI

Гидрометеорологические наблюдения на судах

§ 36. Срочные судовые наблюдения за погодой	.160
§ 37. Гидрометеорологическая информация, поступающая на суда	.166
§ 38. Необходимый минимум гидрометеорологической информации	.171
§ 39. Прогноз основных гидрометеорологических элементов	.179

Глава XII

Навигационные гидрометеорологические пособия

§ 40. Общие положения	188
§ 41. Справочные пособия	189
§ 42. Пособия для выбора наиболее благоприятного по гидрометеорологическим условиям пути судна	196
§ 43. Расчетные пособия	200

Глава XIII

Влияние гидрометеорологических условий на плавание судов

§ 44. Ветроволновые потери скорости судов	203
§ 45. Влияние течения на скорость судна	208
§ 46. Плавание во льдах	212

Глава XIV

Выбор оптимальных морских путей с учетом гидрометеорологических условий

§ 47. Показатели выбора оптимального пути	216
§ 48. Выбор оптимального пути судоводителями	219
§ 49. Плавание судна по оптимальному пути по рекомендациям прогнозистических органов	222
§ 50. Плавание судов оптимальными путями в замерзающих морях	225
§ 51. Плавание в тумане и зонах обледенения	227
§ 52. Плавание в особо тяжелых погодных условиях	230
Список рекомендуемой литературы	234
Предметный указатель	235

Учебник

ГОРДИЕНКО АНАТОЛИЙ ИЛЛАРИОНОВИЧ,
ДРЕМЛЮГ ВАЛЕНТИН ВАЛЕНТИНОВИЧ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ СУДОВОЖДЕНИЯ

Предметный указатель составил *И. В. Макаров*
Технические редакторы *Н. И. Горбачева, Т. А. Захарова*
Корректор-вычитчик *С. М. Лобова*
Корректор *В. Я. Кинареевская*
ИБ № 3465

Сдано в набор 13.05.88. Подписано в печать 19.12.88. Т-16543.
Формат 60×88¹/₁₆ Бум. офс. № 2. Гарнитура литературная. Офсетная
печать. Усл. печ. л. 14,7. Усл. кр.-отт. 15,07. Уч.-изд. л. 16,03.
Тираж 7500 экз. Заказ № 1316. Цена 60 коп.
Изд. № 1—1— 1/11-8 № 3589
Ордена «Знак Почета» издательство «ТРАНСПОРТ», 103064, Москва,
Басманный туп., 6а

Московская типография № 4 Союзполиграфпрома при Государствен-
ном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной тор-
говли. 129041, Москва, Б. Переяславская, 46.