

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО РЫБОЛОВСТВУ



**Дальневосточный государственный технический
рыбохозяйственный университет**

Л.И. Мезенцева, И.С. Карпушин

**ПРАКТИКУМ
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМУ
ОБЕСПЕЧЕНИЮ СУДОВОЖДЕНИЯ**

**Часть 2. Синоптическая метеорология
для судоводителей**

Учебное пособие

**для студентов и курсантов специальности
26.05.05 «Судовождение»**

**Владивосток
Дальрыбвтуз
2022**

УДК 656.61.052:551(075.8)

ББК 26.23я73

М44

Рецензенты:

канд. геогр. наук, директор департамента наук о Земле ИМО ДВФУ И.А. Лисина; канд. геогр. наук, доцент департамента наук о Земле ИМО ДВФУ Л.Н. Василевская;

канд. геогр. наук, руководитель Приморского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Б.В. Кубай

Мезенцева, Людмила Ивановна.

М44 Практикум по гидрометеорологическому обеспечению судовождения. Часть 2. Синоптическая метеорология для судоводителей : учеб. пособие / Л.И. Мезенцева, И.С. Карпушин. – Владивосток : Дальрыбвтуз, 2022. – 168 с.

Представлены методики расчетов гидрометеорологических параметров и ветроволновых потерь хода судна, теоретические сведения о синоптических объектах, в том числе тропических циклонах, и комплексах погодных условий в них, описание основных карт погоды, которые наиболее востребованы в морской практике, технические приемы, необходимые для составления прогноза погоды синоптическим методом.

Предназначено для студентов и курсантов специальности 26.05.05 «Судовождение».

УДК 656.61.052:551(075.8)

ББК 26.23я73

© Дальневосточный государственный
технический рыбохозяйственный
университет, 2022

ВВЕДЕНИЕ

Гидрометеорология является наукой, изучающей процессы, происходящие в атмосфере и океане, охватывает большой круг вопросов, которые решаются разными методами. Одним из её направлений является морская гидрометеорология, основной задачей которой является гидрометеорологическая безопасность морской деятельности.

Синоптическая метеорология является одной из главных дисциплин, входящих в состав гидрометеорологии, изучает атмосферные процессы и причины изменения погоды в целях ее предсказания. Теоретические и практические разработки синоптической метеорологии лежат в основе другой важнейшей дисциплины – динамической метеорологии. Основной целью этой дисциплины является создание численных методов прогноза метеорологических и гидрологических характеристик. Обе дисциплины давно служат в целях успешного прогнозирования погодных условий, предсказания опасных явлений погоды на акваториях Мирового океана.

Успешная работа морского флота в значительной степени зависит от правильного учета сложившихся гидрометеорологических условий, от своевременного предупреждения о штормовых ветрах и волнении моря, туманах, сильных ливнях, возможном обледенении судов. По этой причине штурманский состав должен в полной мере владеть информацией о видах гидрометеорологической продукции, средствах её получения и, конечно же, владеть навыками её использования в морской практике.

В настоящее время морские суда оснащены сложнейшей навигационной техникой для безопасного плавания. Однако только правильный учет гидрометеорологических условий позволяет значительно сократить время перехода судна из одного порта в другой, обеспечить безопасность судна, груза и экипажа, совершать плавание в более благоприятных условиях.

Для судоводителей наиболее важными вопросами в области гидрометеорологии являются:

- основы физических процессов и явлений, происходящих в атмосфере и океане;
- влияние гидрометеорологических условий на деятельность морского флота;
- производство судовых гидрометеорологических наблюдений;
- анализ и прогноз погоды по местным признакам и с использованием карт погоды;
- выбор наиболее выгодного пути плавания в зависимости от гидрометеорологических условий.

Лабораторная работа 1

КАРТЫ ПОГОДЫ

1. Цель работы

Познакомиться с видами карт погоды, их назначением и применением. Научиться читать гидрометеорологическую информацию на оперативных картах погоды.

2. Задания

2.1. Изучить тему «Карты погоды», составить краткую записку.

2.2. Расшифровать заголовки и сокращения на приземных картах анализа и прогноза. Выяснить погодные условия в обозначенном преподавателем районе. Обучаемый должен научиться охватывать сразу значительный участок карты, чтобы определять общий характер гидрометеорологических условий в том или ином географическом районе.

2.3. Расшифровать заголовки и сокращения на картах анализа и прогноза волнения. Сделать описание гидрологических условий в заданном районе.

2.4. Расшифровать заголовки и сокращения на картах температуры поверхности океана. Определить степень безопасности навигации по ледовым условиям при переходе из Находки в Петропавловск-Камчатский.

Учебное время: 4 ч.

3. Материалы

Комплект карт погоды (6–7 карт).

4. Теоретическая часть

4.1. Виды гидрометеорологических карт, их назначение и применение

В настоящее время сложилась и регулярно действует мировая система гидрометеорологического обеспечения мореплавания, ор-

ганизованная усилиями метеорологических служб стран-членов Всемирной метеорологической организации (ВМО).

Гидрометеорологическое обслуживание судов, находящихся в море, осуществляется передачами по радио и системами НАВТЕКС и SafetyNET следующих видов гидрометеорологической продукции: сводок погоды, морских метеорологических бюллетеней, штормовых предупреждений и факсимильных карт погоды и состояния моря. Вся акватория Мирового океана для этих целей разделена на зоны ответственности стран-членов ВМО, зоны МЕТА-РЕА. Подробное районирование Мирового океана для гидрометеорологического обеспечения морской деятельности можно посмотреть в «Атласе районирования морей и океанов для гидрометеорологического обеспечения морской деятельности», ФГБУ «Гидрометцентр России», 2019.

Японское метеорологическое агентство (ЈМА), например, является ответственной службой за метеорологическую безопасность мореплавания по северо-западной части Тихого океана к северу от 30° с. ш. и большей части Японского моря. Россия ответственна за крайнюю северную часть Японского моря, Охотское море, западную половину Берингова моря, все арктические моря от 20° в. д. до 170° з. д.

Каждый региональный радиогидрометеорологический центр ведет передачи информации согласно расписанию. Сведения о времени факсимильных радиопередач, режиме работы, частотах и другие необходимые для приема данные помещают в «Расписание факсимильных радиопередач», об изменениях регулярно оповещается путем публикации в Извещениях мореплывателей.

Карты погоды, передаваемые по каналам связи посредством факсимильной аппаратуры, называются факсимильными. Факсимильные карты дают наиболее полный и объективный обзор состояния погоды и моря. В настоящей работе представлены общие положения по чтению факсимильных карт погоды и особенности, характерные для карт, выпускаемых ЈМА для северо-западной части Тихого океана и акватории Японского моря.

Все гидрометеорологические карты можно разделить на два основных класса: оперативные и режимные. К оперативным относятся карты, которые отражают состояние окружающей среды в конкретный момент времени. К таким картам относят карты при-

земного анализа, анализа волнения моря, ледовые, гидрологические и некоторые другие.

Режимными являются карты, в которых отображаются многолетние средние или экстремальные гидрометеорологические параметры за какой-либо период (месяц, год и т.д.). Эти карты являются обязательной и существенной частью всех морских атласов («Атлас Антарктики», «Океанские пути мира», промысловые атласы и др.). Гидрометеорологические режимные карты имеют более правильное название – климатические (климатологические).

В свою очередь оперативные карты подразделяются на карты приземные и высотные, фактические (анализ) и прогностические.

Высотные карты, или карты барической топографии, являются картами топографии стандартных изобарических поверхностей 850, 700, 500, 300 гПа. Они подразделяются на карты абсолютной топографии (АТ) и относительной (ОТ). Первые представляют собой карты абсолютной высоты той или иной изобарической поверхности над уровнем моря, вторые – карты относительной высоты какой-либо поверхности над нижележащей поверхностью, например, карта OT^{500}_{1000} .

Карты АТ содержат также сведения о температуре, влажности, ветре на высоте данной поверхности. Поле давления на них представлено изогипсами – линиями равных высот изобарической поверхности (поверхности с одинаковым давлением) над уровнем моря, эквивалентными изобарам на уровне расположения этой поверхности. В табл. 1.1 приведена примерная высота над уровнем моря основных изобарических поверхностей.

Карты OT^{500}_{1000} характеризуют превышение поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа. Изогипсы OT^{500}_{1000} эквивалентны изотермам средней температуры слоя 500–1000 гПа (примерно, слоя от земли до 5,5 км). Все высотные карты составляются за сроки 00 и 12 ВСВ.

Прогностические карты – это карты ожидающейся синоптической обстановки или состояния моря. Они могут иметь заблаговременность 12, 24, 36, 48, 72 ч и более, до 7–10 сут вперед. На приземных прогностических картах представлено предполагаемое барическое поле, указываются положение центров циклонов и антициклонов, фронтальные разделы. На высотных прогностических картах указывается предполагаемое высотное барическое поле (карты АТ850, АТ700, АТ500 и т.д.).

Таблица 1.1

Средняя высота основных изобарических поверхностей

Стандартная изобарическая поверхность, гПа	1000	850	700	500	300	200
Высота, км	Уровень земли	1,5	3	5,5	9	12

Гидрометеорологическими центрами составляется большое количество специализированных карт. Для судоводителей основной интерес представляют карты опасных явлений погоды, карты приземного анализа, прогностические приземные карты, карты фактического и прогнозируемого волнения, ледовые карты.

В международной практике на каждой карте в угловой рамке принято размещать четырехбуквенное обозначение карты. При составлении расписания факсимильных передач для обозначения карт используются именно эти обозначения.

Две первые буквы обозначают вид карты (некоторые из вариантов приведены в табл. 1.2), две следующие буквы обозначают район (табл. 1.3). Например, карта, обозначенная ASAS, является картой приземного анализа (Surfase Analysis) по району Азия (Asia). Карта FSFE является прогностической приземной картой (Surface Forecasts) по району Дальний Восток (Far Eastern).

Таблица 1.2

Маркировка на картах, обозначающая вид карты

Марка	Английский логотип	Вид карты
AS	Surfase Analysis	Приземный анализ
FS	Surfase Forecasts	Приземный прогноз
AW	Wave Analysis	Анализ волнения моря
FW	Wave Forecasts	Прогноз волнения моря
FE	Earliness of forecast	Прогноз малой заблаговременности
ST	Sea surface temperature	Температура воды (зимой здесь же размещается информация о ледовых условиях)
AU	Analysis 500 hPa	Анализ изобарической поверхности 500 гПа либо любой другой (300, 700 и т.д.)
FX	X Forecasts	Прогнозы параметров (ветра, температуры, вертикальных движений и пр.) на изобарических поверхностях

Далее, через пробел следует буквенное обозначение регионального гидрометеорологического центра, передающего факсимильное сообщение, например, RUMS – Москва, BQRR – Брекнелл (Англия), RJTD – Токио. Иногда вместо этой группы помещают позывные передающей станции, например, JMH – радиогидрометеорологический центр Японии, Токио.

Таблица 1.3

Маркировка на картах, обозначающая район

Марка	Район
AS	Азия
PN	Северная часть Тихого океана
JP	Японское море и прилегающие районы Тихого океана
FE	Дальний Восток
EC	Восточно-Китайское море
PA	Тихий океан
IO	Индийский океан
AV	Австралия
SJ	Японское море
XN	Северное полушарие

На картах обязательно указывается дата: число, срок, месяц и год, – на которую карта действительна. Для прогностических карт указывается исходная дата и дата, на которую она действительна, либо исходная дата и заблаговременность прогноза.

В настоящем разделе представлены общие положения по чтению факсимильных карт погоды и особенности, характерные для карт, которые выпускаются JMA для северо-западной части Тихого океана и акватории Японского моря.

4.2. Карты приземного анализа

Карты приземного анализа содержат данные о фактической погоде у поверхности земли, дают представление о барическом поле и положении фронтальных зон на момент времени, обозначенном на карте; содержат ряд прогностических указаний о будущем развитии синоптических объектов. Приземные карты составляются за основные сроки наблюдений: 00, 06, 12 и 18 UTC (всемирное скоординированное время, ВСВ).

На рис. 1.1 представлена приземная карта погоды, выпущенная JMA на 12 UTC 15 марта 2022 г.

Название карты следует читать следующим образом:

ASAS JMH
151200UTC MAR 2022
SURFACE ANALYSIS

карта приземного анализа по району Азия, передана Японским радиометеорологическим центром, действительна на 15 марта 2022 года 12 часов всемирного скоординированного времени.

Основной информацией на приземных картах является наблюдаемая на сети метеорологических станций информация о погодных условиях. На карту она наносится по определенной схеме условными знаками и цифрами вокруг кружка, обозначающего местоположение гидрометеорологической (г/м) станции, в том числе морской. Унификация порядка нанесения данных дает возможность легко считывать информацию, производить ее первичный анализ (обработку) и анализ карт погоды в целом.

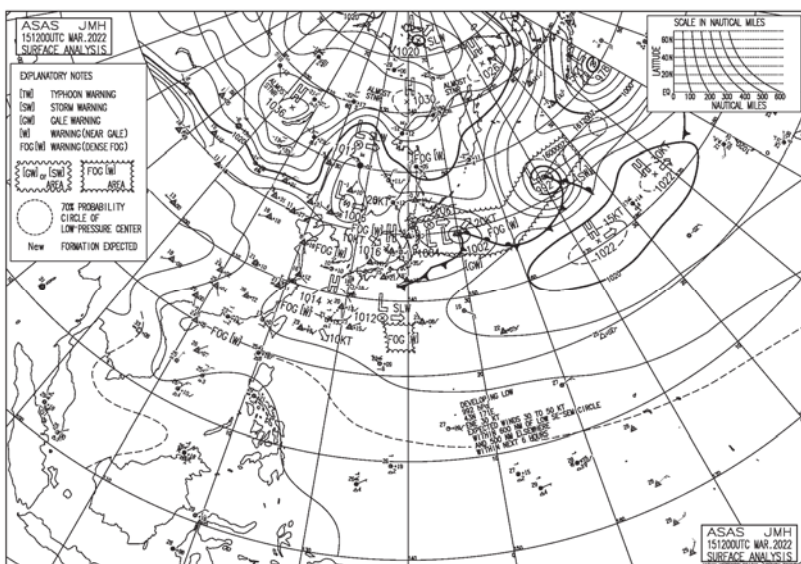


Рис. 1.1. Приземная карта погоды, выпущенная ЯМА на 12 UTC 15 марта 2022 г.

На рис. 1.2 изображена схема наноски метеорологических параметров на приземных картах погоды, которые выпускаются ЯМА.

В целом схема наноски г/м данных является стандартной, однако есть некоторые несоответствия с российским и международным аналогами. Например, наносится не полный набор метеопараметров (отсутствует информация о метеорологической дальности видимости, нижней границе облаков и пр.).

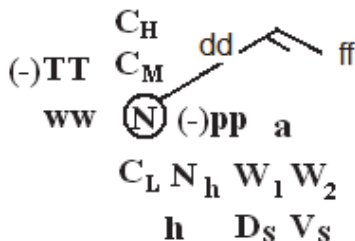


Рис. 1.2. Схема наноски метеорологических параметров на картах приземного анализа ЖМА

Обозначения в схеме наноски:

- N** – общее количество облаков (цифра кода);
- N_h** – количество облаков нижнего яруса, при их отсутствии, среднего яруса (цифра кода);
- h** – высота основания облаков **C_L** или **C_M** над поверхностью моря (цифра кода);
- dd** – направление ветра (откуда дует);
- ff** – скорость ветра;
- s_n** – знак температуры, + или -;
- TT** – температура воздуха (в целых °C);
- a** – характеристика барической тенденции (изменение за последние 3 ч);
- pp** – величина барической тенденции (гПа/3 ч);
- ww** – погода в срок наблюдения или в течение последнего часа перед сроком наблюдения;
- W₁** и **W₂** – прошедшая погода – погода между сроками наблюдений;
- C_L** – облака, нижняя граница которых ниже 2 км: слоисто-кучевые, слоистые, кучевые или кучево-дождевые;
- C_M** – облака, нижняя граница которых располагается в слое 2–6 км: высококучевые, высокослоистые или слоисто-дождевые;
- C_H** – облака, нижняя граница которых выше 6 км: перистые, перисто-кучевые или перисто-слоистые;
- D_s** и **V_s** – генеральное направление (значок) и скорость (цифра кода) судна соответственно.

Общее количество облаков **N** обозначается соответствующим окрасом кружка станции. **Nh** – количество облаков нижнего яруса, а при их отсутствии – среднего яруса, кодируется цифрой кода от 0 до 9, табл. 1.4.

Таблица 1.4

**Обозначение количества облаков
на приземных картах погоды**

Знак N на карте										
Знак Nh на карте (цифра кода)	Не используется	1	2	3	4	5	6	7	8	Не используется
Количе- ство об- лаков (N и Nh) в баллах	0	1	2–3	4	5	6	7–8	9 есть просветы	10 без просветов	Небо не видно

Направление ветра **dd** наносится лучом, **откуда ветер дует**. Северо-восточный ветер, например, будет изображен как луч, направленный с северо-востока на кружок станции (см. рис. 1.2). Оперение на этом луче – скорость ветра. Для скорочтения можно считать, что большое перо равно 5 м/с, маленькое – 2–3 м/с, треугольник – 25 м/с, другие вариации складывать из трех перечисленных. На рис. 1.3 приведена картушка для определения направления ветра в румбах или десятках градусов, табл. 1.5 дана для определения точной скорости ветра в метрах в секунду или узлах.

Температура воздуха **ТТ** наносится слева сверху от значка станции в целых градусах Цельсия. Знак температуры **Sn** при положительной температуре не наносится, при отрицательной – наносится как «-».

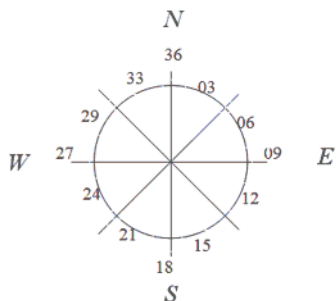
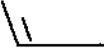
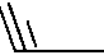


Рис. 1.3. Картушка для определения направления ветра

Таблица 1.5

Обозначение скорости ветра

Скорость ветра		Обозначение на карте	Скорость ветра		Обозначение на карте
м/с	уз		м/с	уз	
0	0	 При шти- ле кру- жок станции обводят окружностью	17–18	33–37	
1	1–2		19–21	38–42	
2–3	3–7		22–23	43–47	
4–6	8–12		24–26	48–52	
7–8	13–17		27–28	53–57	
9–11	18–22		29–31	58–62	
12–13	23–27		32–33	63–67	
14–16	28–32		и т. д.		

Барическая тенденция **pp** – это изменение давления за последние три часа. Размерность – гПа/3 ч, точность вычисления сохраняется в наноске – до десятых долей гПа. Наносится справа от значка станции со знаком «+» или «-». Рядом наносится характеристика барической тенденции **a** – кривая, показывающая ход изменения давления в течение трех часов (росло, затем падало; непрерывно росло; падало, затем не менялось и т.д.), определяется по ленте барографа. Например, наноску +12/ следует читать следующим образом: давление в течение трех часов росло, затем не менялось, выросло на 1,2 гПа.

Под погодой в срок либо между сроками следует понимать наличие либо отсутствие атмосферных явлений: различного вида осадков, тумана, гроз, града и т.д. Погода в срок наблюдения или в течение последнего часа перед сроком наблюдения **ww** наносится в виде символа слева от значка станции в соответствии с табл. 1.6. Прошедшая погода или погода за последние 6 ч (для основных сроков наблюдений) **W₁W₂** кодируется в виде символа и располагается справа и ниже от значка станции, ниже барической тенденции (табл. 1.7). Можно закодировать два явления, если таковые имели место.

Форма облаков нижнего яруса (Low) – CL, кодируется в виде значка, размещается ниже кружка станции. Форма облаков среднего яруса (Middle) – Cm, кодируется в виде значка, размещается выше кружка станции; форма облаков верхнего яруса (Height) – Ch, кодируется в виде значка, размещается выше значка облаков среднего яруса Cm. Формы облаков, их полное и сокращенное название по латыни в соответствии с синоптическим кодом КН-01 представлены в табл. 1.8.

Барическое поле на карте наглядно представляется линиями равных значений атмосферного давления – *изобарами*. Атмосферное давление предварительно приведено к уровню моря и выражено в гПа. После обработки карты обнаруживается, что барическое поле состоит из областей повышенного или пониженного давления по сравнению с окружающими областями. Фактически вся атмосфера состоит из таких областей повышенного или пониженного давления, расположение которых все время меняется.

Существуют три основные формы барического рельефа: области пониженного давления, области повышенного давления и барические седловины (нейтральный барический рельеф).

Таблица 1.6

Погода в срок наблюдения или в последний час WW

Цифра кода	Знак	Смысловое значение в соответствии с синоптическим кодом
1	2	3
00–19 Погода без осадков, тумана (кроме 11 и 12), пыльной или песчаной бури, низовой метели или поземка на станции в срок наблюдения (кроме 09 и 17) и в последний час		
00	Значок не наносится	Наблюдений над развитием облаков не было
01		Облака рассеиваются
02		Небо без изменений
03		Облака развиваются
04		Видимость ухудшена из-за дыма
05	∞	Мгла
06	S	Пыль, принесенная издалека
07	\$	Пыль, поднятая на станции или вблизи станции; водяная пыль
08	∞	Пыльные или песчаные вихри
09	(S)	Пыльные или песчаные бури в поле зрения в срок наблюдения или на станции в течение последнего часа
10	=	Дымка
11	≡	Поземный туман клочками
12	≡	Поземный туман сплошной
13	<	Зарница
14	•	Осадки в поле зрения, не достигающие земли
15	)•(	Осадки в поле зрения, достигающие земли на расстоянии более 5 км от станции
16	(•)	Осадки в поле зрения, достигающие земли на расстоянии до 5 км от станции
17	(K)	Гроза без осадков на станции или в поле зрения
18	∇	Шквал на станции или в поле зрения
19	I	Смерч (смерчи) на станции или в поле зрения
20–29 Осадки, туман или гроза в последний час, но не в срок наблюдения		
20	•]	Морось или снежные зерна
21	•]	Дождь
22	*]	Снег

Продолжение табл. 1.6

1	2	3
23		Дождь со снегом
24		Замерзающие морось или дождь
25		Ливневый дождь
26		Ливневый снег или ливневый снег с дождем
27		Град или крупа
28		Туман
29		Гроза с осадками или без них
30–39 Пыльная или песчаная буря, низовая метель или поземок в срок наблюдения		
30		Слабая или умеренная буря ослабевает
31		Слабая или умеренная буря без изменения
32		Слабая или умеренная буря усиливается
33		Сильная буря ослабевает
34		Сильная буря без изменения
35		Сильная буря усиливается
36		Слабый или умеренный поземок
37		Сильный поземок
38		Слабая или умеренная низовая метель
39		Сильная низовая метель
40–49 Туман в срок наблюдения		
40		Туман на расстоянии
41		Туман местами
42		Туман ослабевает, небо видно
43		Туман ослабевает, небо не видно
44		Туман без изменения, небо видно
45		Туман без изменения, небо не видно
46		Туман усиливается, небо видно
47		Туман усиливается, небо не видно
48		Туман просвечивающий, с осадждением изморози
49		Туман сплошной, с осадждением изморози

Продолжение табл. 1.6

1	2	3
50–59 Морось в срок наблюдения		
50	•	Морось слабая с перерывами
51	••	Морось слабая непрерывная
52	•••	Морось умеренная с перерывами
53	••••	Морось умеренная непрерывная
54	•••••	Морось сильная с перерывами
55	••••••	Морось сильная непрерывная
56	•••••••	Морось слабая замерзающая (гололед)
57	••••••••	Морось умеренная или сильная замерзающая (гололед)
58	•••••••••	Морось слабая с дождем
59	••••••••••	Морось умеренная или сильная с дождем
60–69 Дождь в срок наблюдения		
60	•	Дождь слабый с перерывами
61	••	Дождь слабый непрерывный
62	•••	Дождь умеренный с перерывами
63	••••	Дождь умеренный непрерывный
64	•••••	Дождь сильный с перерывами
65	••••••	Дождь сильный непрерывный
66	•••••••	Дождь слабый замерзающий (гололед)
67	••••••••	Дождь умеренный или сильный замерзающий (гололед)
68	•••••••••	Дождь или морось со снегом, слабые
69	••••••••••	Дождь или морось со снегом, умеренные или сильные
70–79 Твердые осадки (не ливневые) в срок наблюдения		
70	*	Снег слабый с перерывами
71	**	Снег слабый непрерывный
72	*•	Снег умеренный с перерывами
73	*••	Снег умеренный непрерывный
74	*•••	Снег сильный с перерывами

1	2	3
75		Снег сильный непрерывный
76		Ледяные иглы
77		Снежные зерна
78		Снежные кристаллы, похожие на звездочки
79		Ледяной дождь
80–89 Ливневые осадки в срок наблюдения (без грозы)		
80		Ливневый дождь, слабый
81		Ливневый дождь, умеренный или сильный
82		Ливневой дождь, очень сильный
83		Ливневый дождь со снегом, слабый
84		Ливневый дождь со снегом, умеренный или сильный
85		Ливневый снег, слабый
86		Ливневый снег, умеренный или сильный
87		Ледяная или снежная крупа, слабая
88		Ледяная или снежная крупа, умеренная или сильная
89		Град, слабый
90–99 Гроза (кроме 90) в срок наблюдения или последний час		
90		Град, умеренный или сильный
91		Гроза в последний час, дождь слабый в срок наблюдения
92		Гроза в последний час, дождь умеренный или сильный в срок наблюдения
93		Гроза в последний час, снег или снег с дождем, град или крупа, слабые в срок наблюдения
94		Гроза в последний час, снег или снег с дождем, град или крупа, умеренные или сильные в срок наблюдения
95		Гроза слабая или умеренная в срок наблюдения с дождем или снегом
96		Гроза слабая или умеренная в срок наблюдения с градом или крупой
97		Гроза сильная в срок наблюдения с дождем или снегом
98		Гроза в срок наблюдения с песчаной или пыльной бурей
99		Гроза сильная в срок наблюдения с градом или крупой

Таблица 1.7

Прошедшая погода или погода между сроками W_1 W_2

Цифра кода	Прошедшая погода	
	Знак W_1 W_2	Значение
0	Не наносится	Ясно или облачность не более 5 баллов
1	Не наносится	Меняющаяся облачность (временами более 5 или менее 5 баллов)
2	Не наносится	Пасмурно или облачность более 5 баллов
3		Песчаная или пыльная буря, или поземок, или низовая метель
4		Туман, или ледяной туман, или сильная мгла
5		Морось
6		Дождь
7		Снег или дождь со снегом
8		Ливневые осадки
9		Гроза с осадками или без них

Таблица 1.8

Формы облаков и их обозначения на картах погоды

Цифра кода	Формы облаков		
	C_L , облака нижнего яруса (Low)	C_m , облака среднего яруса (Middle)	C_h , облака верхнего яруса (Height)
0	Облаков C_L нет	Облаков C_m нет	Облаков C_h нет
1	2	3	4
1	 Cu (Cumulus) Кучевые плоские	 As (Altostratus) Высокослоистые просвечивающие	 Ci (Cirrus) Перистые волокнистые не распространяющиеся по небу
2	 Cu (Cumulus) Кучевые средние или мощные	 As или Ns (Altostratus или Nimbostratus) Высокослоистые не просвечивающие или слоисто-дождевые	 Ci (Cirrus) Перистые плотные или хлопьевидные

3	 Cb (Cumulonimbus) Кучево-дождевые лы- стые	 Ac (Alto cumulus) Высококучевые про- свечивающие не изменяющиеся	 Ci (Cirrus) Перистые плотные из Сб
4	 Sc (Stratocumulus) Слоисто-кучевые из Си или Сб	 Ac (Alto cumulus) Высококучевые че- евичеобразные	 Ci (Cirrus) Перистые волокни- стые распространя- ющиеся по небу
5	 Sc (Stratocumulus) Сло- исто-кучевые не из Си или Сб	 Ac (Alto cumulus) Высококучевые рас- пространяющиеся по небу	 Cs (Cirrostratus) ино- гда Ci Перисто-слоистые надвигающиеся (ни- же 45°)
6	 St (Stratus) Слоистые кроме St пло- хой погоды	 Ac (Alto cumulus) Высококучевые из Си или Сб	 Cs (Cirrostratus) ино- гда Ci Перисто-слоистые надвигающиеся (вы- ше 45°)
7	 St fr (Stratus fractus) или Cu fr (Cumulus fractus) Слоистые разорванные или кучевые разорван- ные плохой погоды	 Ac вместе с As (Alto cumulus, Altostratus) Высоко- кучевые вместе с высокослоистыми	 Cs (Cirrostratus) Перисто-слоистые покрывающие все небо
8	 Cu и Sc (Cumulus, Stratocumulus) Кучевые и слоисто-кучевые не из Си или Сб	 Ac (Alto cumulus) Высококучевые ба- шенками или хлопь- ями	 Cs (Cirrostratus) Пе- ристо-слоистые не распространяющиеся по небу
9	 Cb (Cumulonimbus) Кучево-дождевые воло- сатые	 Ac (Alto cumulus) Высококучевые при хаотическом виде неба	 Cc (Cirrocumulus) Перисто-кучевые

К областям пониженного давления относят циклон и ложбину.

Циклон – атмосферный вихрь с пониженным давлением воздуха, в центре давление минимальное, и с циркуляцией воздуха вокруг центра против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой – в Южном. На синоптической карте в центре циклона ставят букву L (Low) – низкое давление, область, охватываемая замкнутыми изобарами с наименьшим давлением в центре.

Ложбина – вытянутая часть циклона с ясно выраженной осью (центральной линией), вблизи которой изобары имеют наибольшую кривизну; нередко внутри ложбины наблюдается самостоятельный центр низкого давления, который называется вторичным, или частным циклоном.

К областям повышенного давления относят антициклон и гребень.

Антициклон – атмосферный вихрь с повышенным давлением воздуха, в центре давление максимальное, и с циркуляцией воздуха вокруг центра по часовой стрелке в Северном полушарии и против часовой – в Южном. На карте в центральной части антициклона ставят букву H (High) – высокое давление, область, охватываемая замкнутыми изобарами с наибольшим давлением в центре.

Гребень, или отрог, – вытянутая часть антициклона с хорошо выраженной осью, вдоль которой изобары имеют наибольшую кривизну; внутри отрогов нередко образуются самостоятельные центры высокого давления – *ядра*.

Седловина – это промежуточная область между двумя циклонами и двумя антициклонами, расположенными крест-накрест. Относится к нейтральному барическому рельефу.

Ожидаемое направление перемещения барических образований указывается стрелкой, возле которой указывается скорость перемещения объекта в узлах. Встречаются сокращения: SLW – медленно, ALMOST STNR – почти стационарный; используются, если скорость движения меньше 10 уз.

Будущее положение центра циклона или антициклона может быть определено путем подсчета расстояния, на которое центр переместится согласно указанному направлению и скорости. При этом подразумевается, что циклон (антициклон) смещается как единая система, развиваясь соответственно своей стадии.

Для циклонов, вблизи которых наблюдается или ожидается в ближайшие 12–24 ч штормовой ветер (скорость ≥ 25 м/с), составляется специальное сообщение. Для этих же циклонов окружностью указывается вероятное положение их центров через 12 и 24 ч. Пример приведен на рис. 1.4.

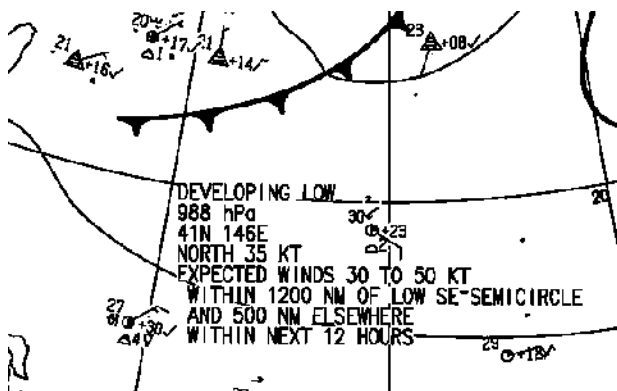
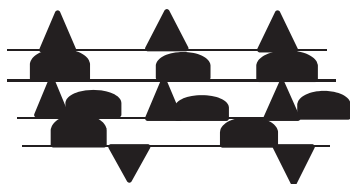


Рис. 1.4. Фрагмент приземной карты погоды с легендой штормового циклона

Легенду к штормовому циклону на рис. 1.4 следует читать следующим образом. Развивающийся циклон с давлением в центре 988 гПа расположен в районе с координатами 41° с.ш. 146° в.д. Циклон движется на север со скоростью 35 уз. Следует ожидать ветер от 30 до 50 уз (15–26 м/с) в зоне 1200 морских миль в юго-восточном секторе циклона и 500 миль – в остальных направлениях в течение следующих 12 ч.

На приземных картах принято обозначать основные атмосферные фронты (узкие переходные зоны между соседними воздушными массами, характеризующиеся резкими изменениями метеорологических элементов в горизонтальном направлении). При черно-белой печати они изображаются следующим образом:



Холодный фронт
Теплый фронт
Фронт окклюзии
Стационарный фронт

На рис. 1.5 представлен фрагмент приземной карты, из ее анализа следует, что развивающийся циклон с давлением в центре 980 гПа находится в стадии максимального развития, о чем свидетельствуют множество замкнутых изобар, очерчивающих центр цикло-

на, наличие фронта окклюзии вблизи центра в юго-восточном секторе циклона. В южном секторе циклона отмечается ветер штормовой силы (предупреждение [SW]). С циклоном связана фронтальная зона с участками холодного, теплого, стационарного фронтов и фронта окклюзии. Циклон смещается на ENE со скоростью 25 уз. В теплом секторе циклона туман (предупреждение FOG[W]).

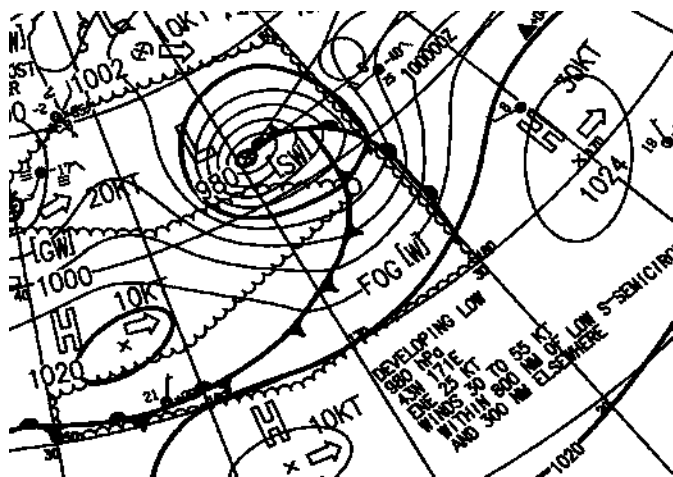


Рис. 1.5. Фрагмент приземной карты погоды с развивающимся циклоном и фронтальным анализом

В теплую половину года в низких широтах образуются *тропические циклоны*, в Тихоокеанском регионе их принято называть тайфунами. Тропические циклоны – это атмосферные циклонические вихри с очень низким давлением, отличаются небольшими размерами (сотни, редко более 1000 км в диаметре), большими барическими градиентами и, следовательно, скоростями ветра, очень интенсивными ливневыми дождями и грозами. Скорости ветра в тропических циклонах достигают 30 м/с и более (более 60 уз).

Тропический циклон на картах JMA обозначается буквами, означающими стадию развития в соответствии с классификацией ВМО: TD, TS, STS, T. Соответственно: тропическая депрессия, тропический шторм, сильный тропический шторм и тайфун.

На карте могут размещаться значки с предупреждениями об опасных явлениях погоды:

Знак	Вид предупреждения	Числовое значение опасного явления
[GW]	Сильный ветер (Gale Warning)	Скорость ветра 17–24 м/с (8–9 баллов)
[SW]	Штормовой ветер (Storm Warning)	Скорость ветра 25–32 м/с (10–11 баллов)
[TW]	Ураганный ветер (Hurricane Warning)	Скорость ветра ≥ 33 м/с (≥ 12 баллов)
FOG [W]	Туман (Fog Warning)	Ограничение горизонтальной дальности видимости $\leq 0,5$ мор- ских миль (1 км и менее)

Зоны предполагаемого распространения опасных явлений, не связанные с глубокими циклонами или тайфунами, обозначаются на картах волнистыми линиями.

Факсимильные синоптические карты позволяют наблюдать за развитием гидрометеорологической обстановки лишь в том случае, если они принимаются с интервалом 6–12 ч. Синоптические карты доступны для потребителя примерно через 2–3 ч после того, как сделаны наблюдения за погодой. Таким образом, когда готовая синоптическая карта поступает судоводителю, ее возраст составляет уже несколько часов, и иногда она требует дополнений на основе собственных наблюдений за погодой.

Получив карту приземного анализа, прежде всего необходимо нанести на ней местоположение судна на момент составления карты и метеорологическую обстановку на этот момент по собственным наблюдениям. Сопоставив атмосферное давление, направление и скорость ветра и другие метеорологические элементы с данными синоптической карты, можно оценить степень доверия к ней в районе плавания. Следует подчеркнуть, что фактические и прогнозистические данные, передаваемые гидрометеорологическими службами, зависят от качества судовых наблюдений. Недобросовестность в их выполнении или кодировании возвращается к судоводителям в виде мало достоверных факсимильных карт и прогнозов.

4.3. Карты анализа волны

Под воздействием природных сил в море происходят волновые колебания водных масс, главными из которых являются:

- ветровые, вызываемые воздействием ветра на поверхность моря;
- барические, создаваемые изменением атмосферного давления над смежными районами моря;
- приливо-отливные, возникающие под действием сил притяжения Луны и Солнца;
- сейсмические (цунами), обусловленные землетрясениями и извержениями вулканов в различных районах Мирового океана.

Чаще всего в море наблюдаются волны, образованные под воздействием ветра. Они подразделяются на два основных типа: ветровые и зыбь.

Ветровые волны – это волнение, которое находится под непосредственным воздействием ветра; *зыбь* – это волнение, оставшееся после ветра, его вызвавшего, или ослабевшего, или изменившего свое направление более чем на 45° . Зыбь – инерционное волнение (инерционное колебание взволнованной поверхности). В море часто наблюдается смешанное волнение, когда одновременно существуют ветровые волны, вызванные местным ветром, и зыбь, которая пришла из другого района (приходящая зыбь) или образовалась на месте при ослаблении ветра (местная зыбь).

При производстве наблюдений за волнением моря принято наблюдать за высотой и периодом ветровых волн и зыби, а также направлением распространения зыби.

Высота волн – расстояние по вертикали от подошвы волны до ее вершины. Следует помнить, что при наблюдениях за высотой волн наблюдают за самыми высокими волнами. Считается, что на карты анализа попадают высоты волн 3 % обеспеченности (средняя высота трёх самых высоких волн из 100 наблюденных).

Период волны – промежуток времени между прохождением через данную точку наблюдений на поверхности моря двух следующих друг за другом вершин волн.

За *направление любых волн*, в том числе и зыби, принимается направление, откуда перемещаются волны («ветер и волны – в компас, течение – из компаса» – говорят моряки).

Карты анализа волнения моря содержат данные о фактическом состоянии поверхности океана: высоте волн, периоде и направлении их перемещения. Они составляются за сроки 00, 06, 12 и 18 UTC (всемирное скоординированное время). Однако в эфир очень часто передаются карты только за 00 и 12 UTC. На рис. 1.6 изобра-

жена карта анализа волны AWPN за 12UTC 15 марта 2022 года по северо-западной части Тихого океана, составленная Японским метеорологическим агентством.

На карте возле значка станции нанесены фактически наблюдаемые характеристики ветра и волнения моря. Изолиниями (линиями одинакового волнения моря) выделены зоны слабого волнения (менее 2 м) и очаги повышенного волнения. Изолинии проведены через 1 м. Крупные короткие двойные стрелки указывают направление распространения преобладающего волнения.

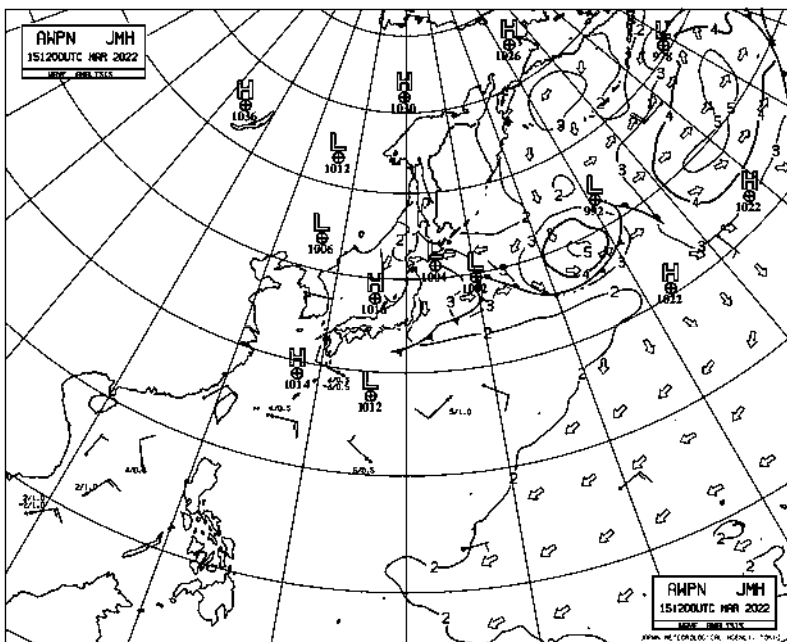


Рис. 1.6. Карта анализа волнения моря по северо-западной части Тихого океана за 12UTC 15 марта 2022 г.

На рис. 1.7 приведены примеры наноски ветра и волнения моря на картах анализа волны. Направление и скорость ветра изображаются так же, как на приземных картах погоды. От кружка станции как продолжение направления ветра ставится небольшая стрелка, указывающая направление распространения ветровых волн. Произвольно, строка над строкой, указывается период (в секундах) и че-

рез косую черту – высота волн, ветровых или зыби (в метрах). Распространение волн зыби можно распознать по небольшой стрелке, стоящей перед периодом волн зыби. Число волн зыби может быть 1 или 2, иногда волны зыби могут вообще отсутствовать.

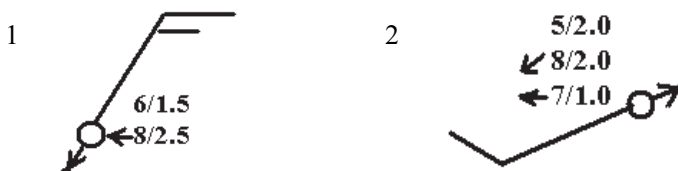


Рис. 1.7. Пример наноски ветра и волнения моря на картах анализа волны

На приведенном примере нанесенных данных:

1 – ветер северо-восточный 7–8 м/с; ветровые волны имеют период 6 с, высоту 1,5 м, распространяются на юго-запад. Зыбь имеет период 8 с, высоту 2,5 м, направление восточное;

2 – ветер юго-западный 4–6 м/с; ветровые волны имеют характеристики: период – 5 с, высота – 2,0 м, распространяются на северо-восток. Волны зыби первой системы: период – 8 с, высота – 2,0 м, направление северо-восточное. Волны зыби второй системы: период – 7 с, высота – 1,0 м, направление восточное.

На картах дополнительно значком $\otimes$ обозначается местоположение центров циклонов и антициклонов (L и H соответственно), рядом указывается давление в центре барических образований (в гПа). Тропические циклоны обозначаются TD, TS, STS, T в зависимости от стадии развития (см. предыдущий раздел). Также на карту наносят атмосферные фронты (см. раздел 4.2).

Японским метеорологическим агентством выпускается еще одна карта анализа волны по Японскому морю и прилегающей части Тихого океана AWJP (пример на рис. 1.8). Чаще всего для внешнего пользования такая карта доступна за срок 00 UTC, содержит подробную информацию о состоянии моря и ветре.

Прилегающие к Японии морские акватории разбиты на квадраты, обозначенные буквами (в случае если параметры получены в результате анализа) или цифрами (если параметры фактически наблюдаемые). Информация о волнении и ветре по таким квадра-

там содержится в таблицах: для волны указывается направление (в румбах, откуда смещается), период (в секундах) и высота (в метрах); для ветра указывается направление (в румбах, откуда дует) и скорость (в узлах). Над морской и океанической акваториями нанесены параметры ветра в стандартной наноске, изолиниями через 1 м указана высота смешанного волнения. Крупные короткие двойные стрелки указывают направление распространения преобладающего волнения; цифра, расположенная рядом, обозначает его период.

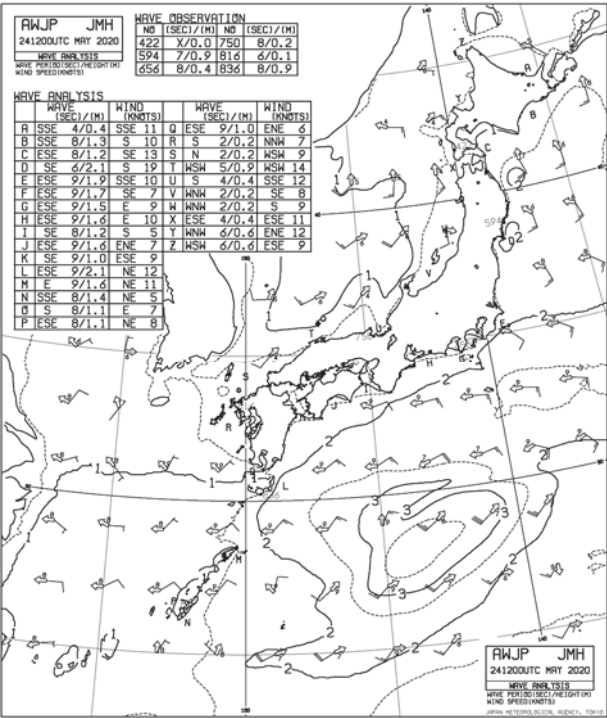


Рис. 1.8. Карта анализа волнения моря по Японскому морю и прилегающей части Тихого океана за 12UTC 24 мая 2020 г., передающая станция – JMН

4.4. Карты температуры поверхности моря и ледовых условий

Карты температуры поверхности моря (SEA SURFACE TEMPERATURE) и ледовых условий (SEA ICE CONCENTRATION)

составляются Японским метеорологическим агентством дважды в неделю. Пример такой карты приведен на рис. 1.9. Исходная дата проставлена в заголовке карты (в данном случае 15 марта 2022 г.), дата выхода следующей карты сообщается ниже, в виде сообщения «NEXT ISSUE 18 MAR 2022» (следующий выход 18 марта 2022 г.).

Температура поверхности моря представлена изотермами (линиями одинаковой температуры), проведенными через 1 °C. Сплошность льда указывается условными обозначениями по десятибалльной шкале, представленными на карте рядом с заголовком. На карте на японском и английском языках имеется описание текущих ледовых условий и особенностей дрейфа.

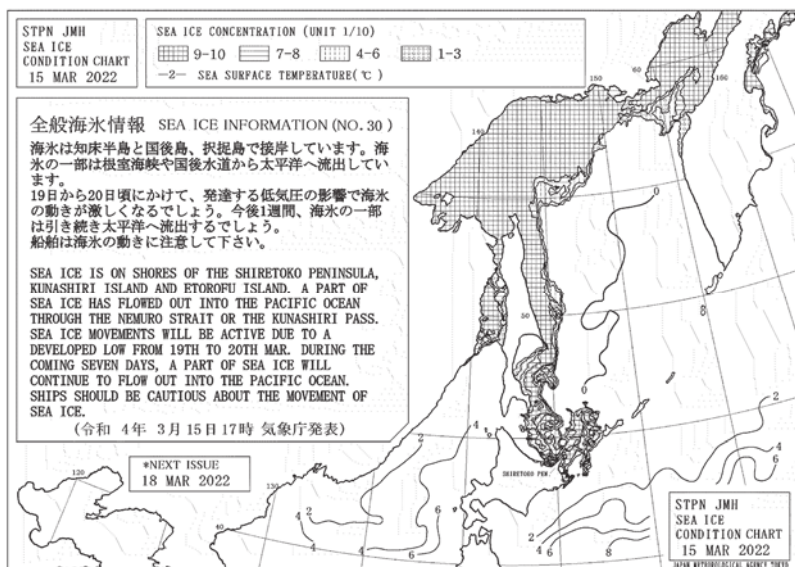


Рис. 1.9. Карта температуры поверхности моря и ледовых условий, составленная ЯМН, действительна на 15 марта 2022 г.

4.5. Карты приземного прогноза

В настоящее время выпускается достаточно много прогностических карт малой заблаговременностью (от 12 ч до 7 сут), отличающихся комплектацией прогностической информации и заблаговременностью. В данном разделе приведены пояснения лишь к некоторым из них, наиболее востребованных в морской практике.

Одна из самых распространенных прогностических карт представлена на рис. 1.10. Её заголовок следует расшифровывать таким образом: приземная прогностическая карта по району Азия с заблаговременностью 24 ч, составлена JMA 18 марта 2022 г. в 00UTC, прогноз действителен на 19 марта 00UTC. Такие прогностические карты выпускаются дважды в сутки от сроков 00 и 12 UTC, имеют заблаговременность 24 ч (как в данном случае) и 48 ч. Карты выходят в эфир с запозданием 3–4 ч от исходного срока.

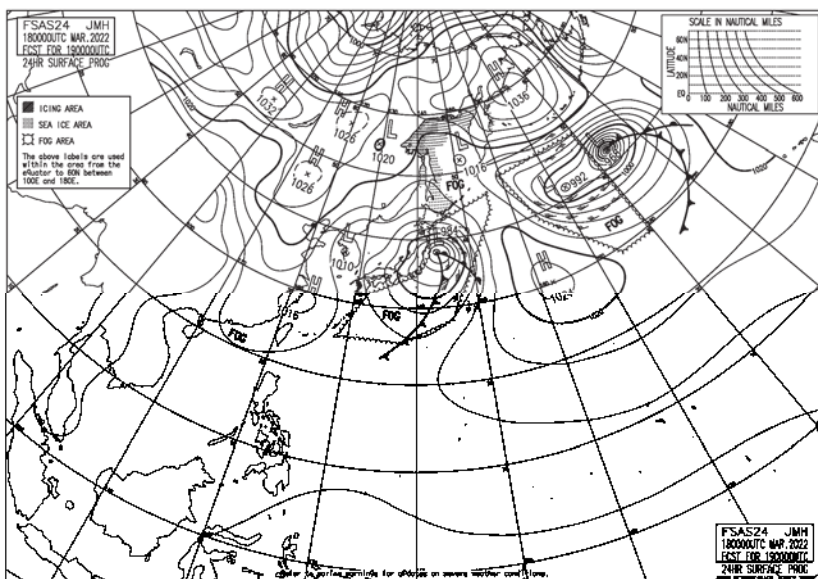


Рис. 1.10. Приземная прогностическая карта с заблаговременностью 24 ч, составлена JMA 18 марта 2022 г.

На карте изобарами, проведенными через 4 гПа, представлено прогностическое приземное поле давления. В области замкнутых изобар знаками × и буквами L и H отмечено положение центров циклонов и антициклонов соответственно. Рядом проставлено давление в центрах барических образований в гПа, минимальное для циклонов и максимальное для антициклонов. Отмечено предполагаемое положение атмосферных фронтов. Вблизи глубоких циклонов нанесен расчетный ветер. Выделены зоны с туманом (FOG).

В холодное полугодие, преимущественно над акваторией Охотского моря, отмечены области, занятые льдом («SEA ICE AREA» – обозначено на условных обозначениях). Плотность окраса таких областей прямо связана со сплоченностью ледяного покрова. Более светлым и однородным тоном залиты области возможного обледенения судов («ICING AREA» – см. условные обозначения на карте).

Другая более информативная прогностическая карта представлена на рис. 1.11. Это усложненная прогностическая карта, состоящая из приземной и высотной карт, в данном случае имеет заблаговременность 36 ч.

Карты такого рода также выпускаются дважды в сутки от основных сроков 00 и 12UTC для заблаговременности 12, 36 и 48 ч. Из заголовков карт FUFЕ50» и FSFE03 следует, что это прогноз высотного барического поля на стандартном уровне 500 гПа и приземный прогноз по территории Дальнего Востока, цифра 03 указывает на заблаговременность прогноза – 36 ч. Далее в заголовках указаны исходная дата и срок составления карты (в данном случае 18 марта 2022 г. срок 00UTC) и момент времени реализации прогноза (в данном случае 19 марта 2022 г. 12UTC).

В данной комплектации нижняя карта является приземным прогнозом. На ней отражаются прогностическое поле давления у земли, представленное изобарами (проведены через 4 гПа), области низкого и высокого давления (обозначены, соответственно, буквами L и H). Над морской акваторией и океаном нанесен расчетный ветер. Прерывистыми замкнутыми линиями обозначены зоны осадков, изолинии проведены через 5 мм, в центре указано максимальное расчетное количество осадков в мм за 12 ч.

Верхняя карта на рис. 1.11 – карта прогноза барического поля на уровне 500 гПа (карта АТ₅₀₀ – абсолютной топографии), отражает состояние атмосферы на высоте примерно 5,5 км. Основная информация на таких картах – абсолютные высоты изобарической поверхности (в данном случае 500 гПа) над уровнем моря, представленные линиями одинаковых высот (изогипсами). Синоптические объекты у земли перемещаются вдоль изогипс на карте АТ₅₀₀ или АТ₇₀₀ со скоростью, пропорциональной скорости воздушного потока на уровне этих поверхностей, т.е. молодые циклоны и антициклоны, облачные системы, атмосферные фронты подчиняются движению этого «ведущего потока» воздуха на высоте 3–5 км.

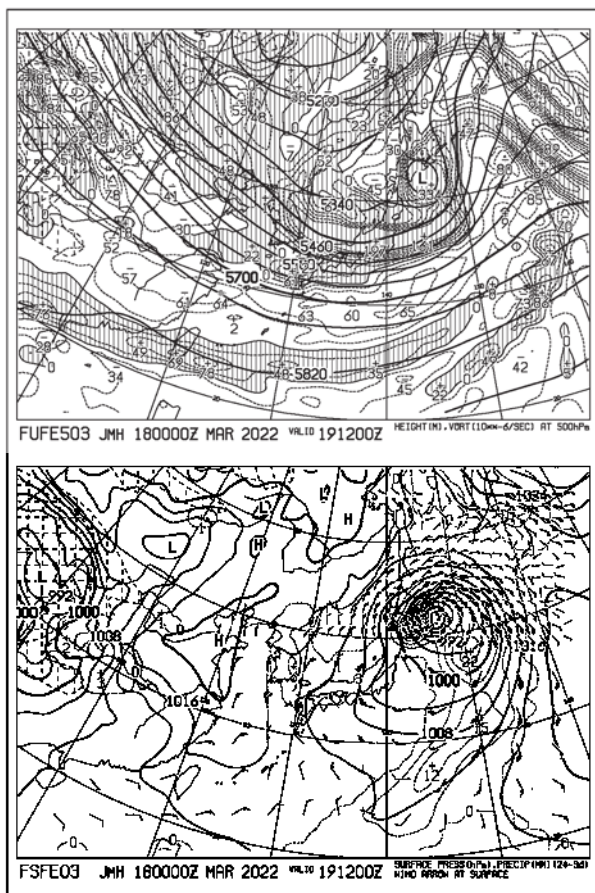


Рис. 1.11. Прогностическая карта гидрометеорологических параметров с заблаговременностью 36 ч, составлена JMA 18 марта 2022 г., действительна на 12 UTC 19 марта 2022 г.

Карты AT₅₀₀ содержат также сведения о вертикальных движениях воздуха на высоте расположения данной поверхности в размерностях 10^{-6} м/с. Положительные, т.е. восходящие движения воздуха характерны для циклонической циркуляции и сопровождаются адиабатическим охлаждением воздуха, что приводит к образованию облаков и осадков. Отрицательные, т.е. нисходящие движения воздуха характерны для антициклонической циркуля-

ции и сопровождаются адиабатическим нагреванием воздуха, это приводит к разрушению облачности, удалению воздуха от состояния насыщения.

На сайтах других метеорологических организаций кроме вышеречисленных прогностических карт доступны и другие виды карт. На всех приземных прогностических картах представлено приземное поле атмосферного давления (в виде изобар), обозначено положение центров циклонов и антициклонов, часто указано прогностическое положение фронтов. Кроме этого, имеется дополнительная информация. На картах малой заблаговременности часто наносится поле ветра или зоны осадков, иногда на приземных картах имеется поле температуры воздуха на уровне поверхности 850 гПа (высота примерно 3,5 км над уровнем моря).

При использовании любых прогностических карт следует помнить, что прогноз имеет две даты: дату, когда изготовлена карта, и дату, на которую она составлена (действительна). Временной отрезок от момента составления карты до момента реализации синоптической ситуации называется заблаговременностью прогноза (прогностической карты). Зачастую обе эти даты проставлены на карте, но иногда указывается только исходная дата и заблаговременность. Чтобы узнать дату реализации прогноза, следует к исходной дате прибавить заблаговременность. Ниже приведены сокращения, принятые при обозначении заблаговременности на картах Японского метеорологического агентства:

Заблаговременность, ч	24	48	72	96	120	144	168
Обозначение на прогностической карте	02	04	07	09	12	14	16

Заблаговременность указывается в десятках часов, без округления. Ее помещают в заголовке после четырехбуквенного обозначения карты. Для высотных прогностических карт между буквенным обозначением карты и заблаговременностью указывается сокращенное обозначение изобарической поверхности.

4.6. Карты прогноза волны

В настоящее время прогностические карты волнения моря по северо-западной части Тихого океана Японским метеорологическим агентством составляются дважды в сутки от сроков 00 и 12UTC (FWPN, рис. 1.12 и 1.13).

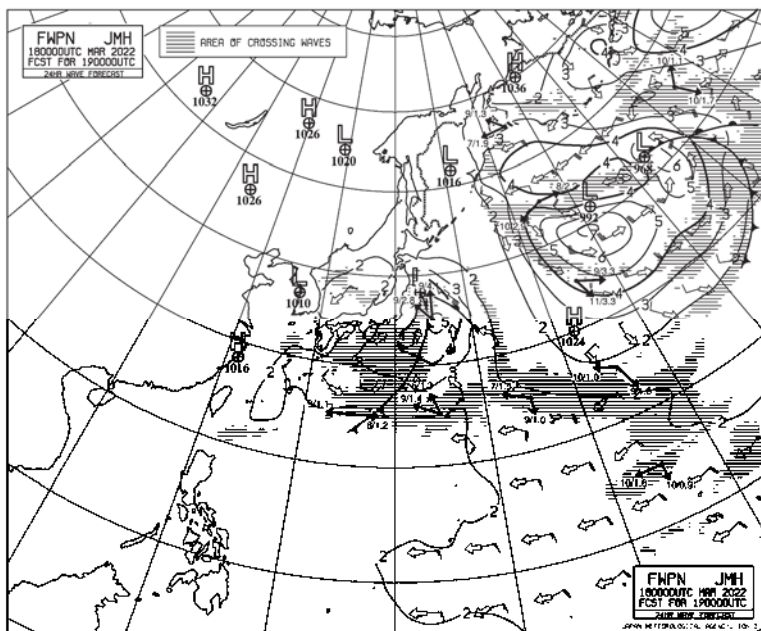


Рис. 1.12. Прогностическая карта волнения моря по северо-западной части Тихого океана, составлена JMA 18 марта 2022 г., действительна на 19 марта 2022 г.

Обе карты содержат прогностические значения высоты волн 3 % обеспеченности, представленные изолиниями через 1 м. Крупные двойные стрелки указывают прогностическое направление распространения преобладающего волнения в узлах сетки. Как и на других прогностических картах, на этих двух указывается исходная дата и момент времени, на которые прогностическая информация действительна.

Карта на рис. 1.12 составлена для северо-западной части Тихого океана, рассчитана на основе данных за срок 00UTC 18 марта 2022 г., действительна на 00UTC 19 марта 2022 г. (о чем имеется сообщение: FCST FOR 190000UTC), ее заблаговременность составляет 24 ч. Кроме элементов волнения на этой карте отмечены прогностическое положение центров циклонов и антициклонов, давление в их центрах, положение атмосферных фронтов и направление и скорость ветра в стандартной наноске.

течений, температуры воды на разных глубинах, пентадные карты АТ₁₀₀, АТ₅₀₀, ежедневные высотные карты АТ₈₅₀, АТ₇₀₀, АТ₅₀₀ и т.д. Перечисленные карты, как правило, используются специалистами узкого профиля. Поместить все карты в данном пособии не представляется возможным. Однако, приобретая практику чтения основных, на наш взгляд, карт, внимание которым здесь уделено, не трудно будет разобраться и с другими. Перечень представленных на карте параметров и единицы их измерения всегда можно найти на самой карте.

Следует обратить внимание на ещё один вид карт – карты-предупреждения (WARNING). На них размещается информация об опасных природных явлениях. В нашем регионе карты-предупреждения выпускаются при зарождении и дальнейшем развитии тропических циклонов (пример на рис. 1.14). Такие карты обновляются каждые 6 ч, т.е. выходят за все основные синоптические сроки: 00, 06, 12 и 18UTC. На них обозначены положение и глубина тропических циклонов и радиусы штормового ветра на момент составления карты, а также на 1–3 сут вперед.

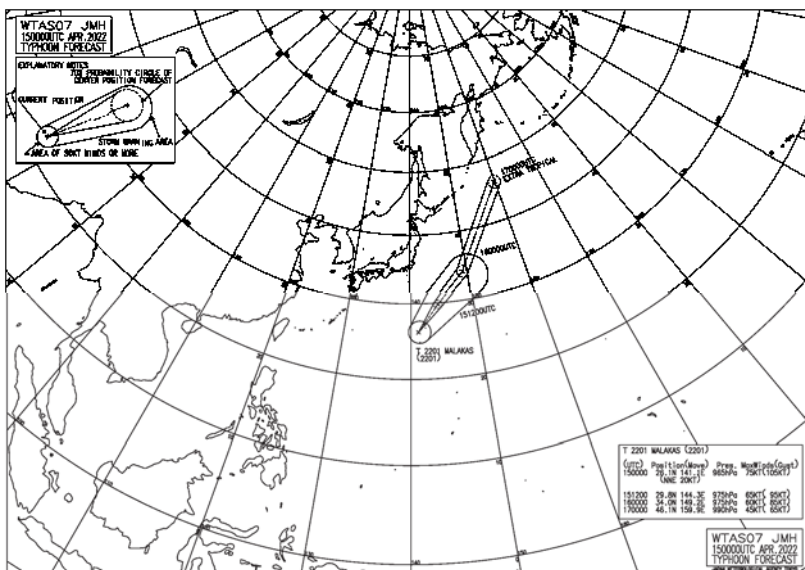


Рис. 1.14. Карта-предупреждение о тайфунах по северной части Тихого океана, составленная JMA 15 апреля 2022 г.

Работая в разных регионах Мирового океана, моряки попадают в зоны гидрометеорологического обслуживания других национальных гидрометеорологических служб. Каждая из которых имеет свои особенности, в том числе и в составлении факсимильных карт. Однако в целях безопасности мореплавания Всемирной метеорологической организацией выработаны общие правила, облегчающие понимание информации, представленной на картах.

5. Порядок выполнения работы

5.1. Изучить тему «Карты погоды», законспектировать таблицы с основными заголовками карт.

5.2. На карте приземного анализа:

- расшифровать заголовок карты;
- расшифровать сокращения: L, H, GW, SW, TW, Fog W, SLW, ALMOST STNR; выяснить обстоятельства, при которых эти обозначения используются;
- перевести дословно легенду к штормовому циклону;
- выяснить погодные условия в обозначенном преподавателем районе (если район не определен, то рассматривать район океана вблизи Курильской гряды). Определить температуру воздуха, направление и скорость ветра, количество и вид облаков, атмосферные явления, барическую тенденцию.

Пример. Погодные условия в районе Курильских островов 15 марта 2022 г. в 00UTC.

На погодные условия оказывал влияние циклон, расположенный в северной части Охотского моря. Координаты его центра 54° с.ш., 153° в.д., давление в центре 994 гПа. Циклон смещается на север, северо-восток со скоростью 10 уз. Предполагаемое положение через сетки – 58° с.ш. 154° в.д.

Ветер в районе Курил юго-западный 10–15 м/с. Облака Sc, на севере района Cb, 7–9 баллов. На севере отмечается ливневый дождь. Температура воздуха 0–5 °С.

5.3. На двух картах приземного прогноза:

- расшифровать заголовки карт; обратить внимание на время создание карты и время ее действия;
- найти циклоны и антициклоны;
- ответить на вопросы: Как часто карты Приземного прогноза выпускаются (обновляются)? Что такое заблаговременность прогноза?

5.4. На карте анализа волны:

- расшифровать заголовок карты; выяснить, за какие сроки выпускается карта (т.е. как часто обновляется);
- выяснить, какие изолинии проводятся;
- расшифровать две наноски с характеристиками волн;
- выяснить характеристики волнения (высоту волн, период и направление ветровых волн и волн зыби) в точке с координатами 40° с. ш., 150° в. д.

5.5. На карте прогноза волны:

- расшифровать заголовок карты; обратить внимание на время создание карты и время ее действия;
- найти зону наибольшего волнения и распознать синоптический объект, который обусловил повышенное волнение;
- ответить на вопросы: Как часто карта прогноза волны выпускается (обновляется)? Какова заблаговременность прогноза?

5.6. На карте температуры поверхности океана:

- расшифровать заголовок карты; обратить внимание на время действия карты и частоту обновления; разобраться с обозначениями;
- определить, можно ли следовать из Находки в Петропавловск-Камчатский через пролив Лаперуза по ледовым условиям?

Вопросы для самопроверки

1. Какие виды карт погоды вам известны?
2. Чем отличаются карты анализа от карт прогноза? Карты климатические от карт оперативных?
3. Что означают сокращения GW, SW и TW на приземной карте погоды, какие числовые значения им соответствуют?
4. Какой сокращенный заголовок имеет прогностическая приземная карта с заблаговременностью 24 ч по Дальневосточному региону?
5. Какой вид гидрометеорологической информации можно найти на карте с сокращенным заголовком AWPN?
6. На какой карте можно обнаружить данные о фактической температуре морской поверхности и ледовых условиях по северо-западной части Тихого океана?
7. На каких картах можно найти информацию о фактическом и будущем местоположении и глубине тропических циклонов?
8. Какие способы получения факсимильных сообщений в море вам известны?

Лабораторная работа 2

СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

1. Цель работы

Закрепить знания по разделу «Синоптические объекты», получить практические навыки диагноза синоптических условий по картам погоды.

2. Задания

2.1. Изучить тему «Синоптические объекты», составить краткую записку.

2.2. На приземной карте погоды определить район расположения двух разных воздушных масс, дать их полную характеристику.

2.3. На приземной карте погоды определить местоположение атмосферных фронтов, дать им максимально возможную характеристику.

2.4. На приземной карте погоды выбрать два циклона, дать их полную характеристику, в том числе предположения о будущем развитии.

Учебное время: 4 ч.

3. Материалы

Комплект карт погоды: 2–3 приземные карты погоды за последовательные сроки, карты барической топографии АТ₈₅₀, АТ₅₀₀ или АТ₇₀₀.

4. Теоретическая часть

4.1. Общие сведения о синоптических объектах

Синоптические процессы – это возникновение, перемещение и изменение свойств (трансформация) синоптических объектов. Синоптические объекты изучаются с помощью карт погоды, являются причиной той или иной погоды на больших географических пространствах.

Совокупность взаимосвязанных синоптических объектов над некоторым районом земного шара, определяющая погоду над этим районом есть синоптическое положение.

По сути, синоптический прогноз погоды состоит из двух частей. Первая – это прогноз положения и интенсивности синоптических объектов, вторая часть – это прогноз условий погоды на основе прогноза синоптического положения.

Что такое синоптические объекты? К ним относят воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны и антициклоны, барические и термические ложбины и гребни, струйные течения, высотные фронтальные зоны и т.д.

4.2. Воздушные массы

Воздушные массы – это большие по объему массы воздуха, занимающие пространства, соизмеримые с частями материков и океанов, имеющие приблизительно однородные свойства и перемещающиеся как единая система в одном из течений общей циркуляции атмосферы (ОЦА). Под однородными свойствами подразумеваются примерная однородность температуры воздуха, влажности, прозрачности, вертикального распределения температуры и пр. Общность свойств определяется очагом формирования воздушной массы. Она формируется над однородной подстилающей поверхностью и в однородных радиационных условиях. Кроме того, необходимы такие циркуляционные условия, при которых воздушная масса длительно задерживалась бы в районе формирования. Очень часто однородная воздушная масса формируется в зоне обширных стационарных антициклонов или в области термически размытых малоподвижных депрессий.

Перемещаясь с макротечениями атмосферы, воздушные массы выходят из очага формирования в другие районы земли. При этом меняются свойства воздушных масс (этот процесс называется трансформацией воздушных масс), однако сохраняется непрерывность в изменении температуры и других характеристик, горизонтальные градиенты температуры малы.

Существует две основные классификации воздушных масс: географическая и термодинамическая.

По *географической классификации*, в зависимости от очага формирования, воздушные массы делятся на арктические (антарктические), умеренных широт, тропические и экваториальные. Кроме того, с учетом подстилающей поверхности они подразделяются на морские и континентальные.

Согласно *термодинамической классификации* воздушные массы делятся на устойчивые и неустойчивые. Данное разделение воз-

душных масс учитывает вертикальное распределение температуры воздуха и соответствующий ему вид вертикального равновесия.

Устойчивой воздушной массой называют воздушную массу, в которой преобладает устойчивое вертикальное равновесие, т.е. в основной ее толще вертикальный градиент температуры γ меньше влажно-адиабатического $\gamma_{ва}$. Среднее значение вертикального термического градиента обычно меньше $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Термическая конвекция в такой воздушной массе не развивается, а динамическая развита слабо.

Устойчивая воздушная масса обычно бывает теплее подстилающей поверхности. Если теплая воздушная масса сухая, в ней наблюдается малооблачная погода. В теплой влажной воздушной массе, натекающей на холодную подстилающую поверхность, отмечается другой тип погоды: образуются дымка, туманы, низкие слоистые облака, морозящие осадки.

Неустойчивой воздушной массой называют воздушную массу, в основной толще которой преобладает влажно-неустойчивое равновесие. Различают абсолютную неустойчивость, или сухонеустойчивость, когда $\gamma > \gamma_{ва}$, и относительную неустойчивость, или влажнеустойчивость, когда $\gamma > \gamma_a$.

Среднее значение вертикального градиента температуры в неустойчивой воздушной массой чаще всего больше $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. В неустойчивой воздушной массе развивается как термическая, так и динамическая конвекция (упорядоченное движение воздуха вверх).

Неустойчивая воздушная масса является более холодной по отношению к подстилающей поверхности. При движении над теплой земной поверхностью или вследствие дневного прогрева приземного слоя воздуха холодная масса становится неустойчивой. Происходит увеличение вертикальных градиентов температуры, что способствует развитию конвекции, образованию кучевых и кучево-дождевых облаков, возникновению гроз. Неустойчиво стратифицированные воздушные массы отличаются повышенной турбулентностью воздуха. Скорость ветра в такой воздушной массе при одной и той же величине барического градиента больше, чем в устойчивой. Ветер часто бывает порывистым, а при прохождении кучево-дождевых облаков могут наблюдаться шквалы.

Величина $\gamma_{ва}$ сильно зависит от температуры воздуха и меньше от давления (табл. 2.1). Отсюда следует, что более теплая воздушная масса относительно и более неустойчивая, чем холодная. Тем-

пература в ней с высотой падает медленнее, чем в холодной, поэтому более теплый воздух имеет возможность подняться на большую высоту, пока его температура не сравняется с температурой окружающего воздуха и прекратится подъем.

Кроме того, более влажная воздушная масса при одних и тех же условиях относительно неустойчивее сухой (менее влажной) воздушной массы.

Таблица 2.1

**Зависимость влажно-адиабатического градиента
от температуры и давления воздуха**

Давление воздуха, гПа	Температура воздуха, °С	$\gamma_{ва}$, °С/100 м
1000	20	0,44
	0	0,66
	-20	0,88
	<-45	0,98
500	20	0,34
	0	0,52
	-20	0,78

4.3. Атмосферные фронты

В атмосфере постоянно создаются условия, когда две воздушные массы с разными свойствами текут одна подле другой в одном или разных направлениях, при этом они разделены узкой переходной зоной, которую принято называть атмосферным фронтом. Таким образом, воздушные массы имеют четкие границы, отделяющие ее от других воздушных масс.

Атмосферный фронт (узкая переходная зона между соседними воздушными массами) характеризуется резкими изменениями в горизонтальном направлении метеорологических элементов, таких как температура воздуха, влажность, плотность, барическая тенденция, скорость и направление ветра.

Горизонтальная протяженность атмосферных фронтов (кратко называют фронтом) обычно составляет от 500 до 5000 км и более, по вертикали – от поверхности земли до высот 5–7 км, ширина фронта – около 100 км. Ширина и высота фронта очень не велики в сравнении с размерами разделяемых им воздушных масс. Поэтому, упрощая действительные условия, обычно представляют фронт как

поверхность раздела между воздушными массами. В пересечении с поверхностью земли фронтальная поверхность образует линию фронта.

Известно, что фронтальные поверхности проходят в атмосфере наклонно. Если бы обе воздушные массы были неподвижными, поверхность раздела (фронта) между ними проходила бы горизонтально; теплый более легкий воздух лежал бы при этом над холодным. Поскольку воздушные массы движутся, поверхность фронта наклонена; холодный воздух лежит в виде очень пологого клина под тёплым воздухом. Угол наклона зависит от скоростей, ускорений и температур разделяемых воздушных масс. Тангенс угла наклона фронтальной поверхности (наклон фронта) составляет порядка 0,01–0,001.

В зависимости от вертикальной протяженности различают основные (их называют тропосферными или высокими), вторичные (приземные, низкие) и верхние фронты.

Основными называются фронты, имеющие большую горизонтальную (несколько тысяч километров) и вертикальную протяженность. Эти фронты разделяют воздушные массы, существенно отличающиеся по своим свойствам. Скачок температуры при переходе через линию основного фронта на приземной карте обычно превышает 5 °С.

Вторичными называются фронты небольшой горизонтальной протяженности (несколько сот километров). Они разделяют различные порции одной и той же воздушной массы. Высотная фронтальная зона с вторичными фронтами не связана.

Верхними называются фронты, которые прослеживаются только по картам барической топографии, обычно не выявляются на приземных картах погоды.

Фронты в барическом поле. В приземном слое вследствие сходимости воздушных потоков к оси барических ложбин здесь создаются наибольшие контрасты температуры воздуха, поэтому фронты у земли располагаются именно вдоль осей барических ложбин. Фронты не могут располагаться вдоль оси барического гребня, где имеет место расхождение воздушных потоков. Фронт может пересекать ось барического гребня перпендикулярно, меняя знак на оси (холодный на теплый или наоборот).

Фронты в поле ветра. Если фронт лежит в барической ложбине, то направление ветра с разных сторон фронта различается,

причем имеет место сходимость потоков к фронту. Прохождение фронта через пункт всегда сопровождается правым поворотом ветра (по часовой стрелке).

Фронты в поле барической тенденции. Если фронт перемещается, то барические тенденции по обе стороны фронта различаются либо по знаку, либо, при одинаковом знаке, по величине. Прохождение фронта сопровождается изменением хода давления, хорошо заметным на ленте барографа. Чаще всего при приближении фронта любого типа отмечается падение атмосферного давления (барические тенденции имеют отрицательный знак), после прохождения фронта отмечается рост давления (барические тенденции меняют знак на положительный). Основной очаг падения атмосферного давления наблюдается перед теплым фронтом, а основной очаг роста – после прохождения холодного фронта.

Фронты в поле температуры воздуха. В большинстве случаев основной фронт хорошо выражен в термическом поле как у земли, так и на высотах. Однако влияние подстилающей поверхности, облачности и осадков нередко приводит к возникновению ряда особенностей термического поля, фронт может стать маскированным (не выраженным в поле температуры воздуха у земли). При фронтальном анализе обнаружить фронты помогают данные о распределении температуры воздуха на высотах, например, по картам АТ₈₅₀ (карта абсолютной топографии изобарической поверхности 850 гПа, расположенной на высоте около 1,5 км над поверхностью Земли). Степень сгущения изотерм на этой карте подскажет об интенсивности и значимости фронтального раздела.

По *географической классификации* основные атмосферные фронты подразделяются на арктический (антарктический), полярный (или фронт умеренных широт) и тропический. Название фронта происходит по типу воздушной массы, следующей за фронтом. Например, полярный или фронт умеренных широт является южной границей воздушной массы умеренных широт и отделяет ее от воздуха тропического происхождения.

Каждый основной фронт неоднороден по своим свойствам на всех участках. Одни участки смещаются в сторону теплой воздушной массы, другие – в сторону холодной, третьи – малоподвижны. Поэтому фронты классифицируются по ряду дополнительных признаков.

Теплый фронт. Фронт является теплым, если теплый воздух натекает на холодный, за теплым фронтом смещается теплая воз-

душная масса. Поднимаясь вверх над клином холодного воздуха, теплый воздух охлаждается; содержащийся в нем водяной пар достигает насыщения и конденсируется, образуя мощную облачную систему слоистых облаков, состоящую из слоисто-дождевых Ns, высокослоистых As и перисто-слоистых Cs форм, постепенно переходящих одни в другие и образующих гигантский клинообразный массив, сужающийся вперед. Нижняя граница этого облачного массива приблизительно совпадает с верхней границей фронта. Впереди и несколько выше фронтальной поверхности выбрасываются перистые облака Ci.

Под поверхностью теплого фронта в массах холодного воздуха обычно образуются разорванно-слоистые облака St fr. На рис. 2.1 представлен вертикальный разрез теплого фронта.

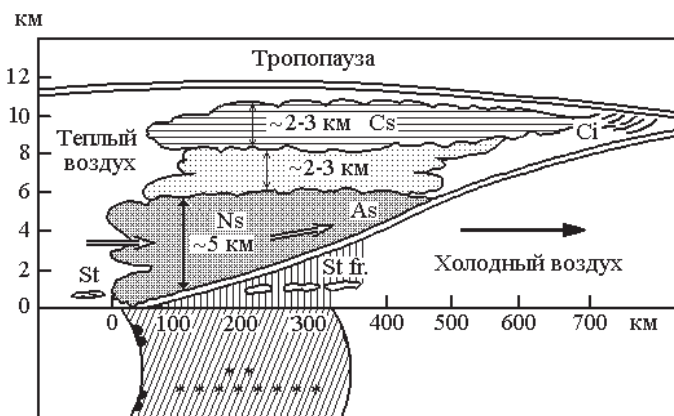


Рис. 2.1. Вертикальный разрез теплого фронта

Перед линией теплого фронта образуется зона обложных осадков, наибольшая ширина которой при дожде достигает 300 км, а при снеге — 400 км. Это связано с тем, что снег из высокослоистых облаков часто достигает земной поверхности, в то время как дождь в летнее время обычно при падении испаряется в подоблачном слое, не долетая до земной поверхности.

При ослаблении осадков часто наблюдается туман, обусловленный притоком водяного пара в холодный воздух за счет испарения осадков, а также адиабатическим охлаждением воздуха в связи с падением давления. Ширина зоны тумана может достигать 100–200 км.

При появлении перистых облаков при приближении теплого фронта начинается сначала медленное, а затем постепенно ускоряющееся падение давления, которое прекращается незадолго до прохождения линии фронта. После прохождения теплого фронта давление остается неизменным или медленно растет.

Изменение скорости и направления ветра также является хорошим признаком приближения теплого фронта. По мере падения давления скорость ветра постепенно увеличивается, достигая наибольшей величины перед прохождением фронта. Направление ветра медленно отклоняется влево, а в момент прохождения приземного фронта резко поворачивает вправо, это справедливо для Северного полушария (при условии, что наблюдатель представляет себя в центре циклона).

Холодный фронт. Фронт называется холодным, если холодный воздух подтекает под клин теплого воздуха, вытесняя его вверх. За холодным фронтом движется холодная воздушная масса. Структура холодных фронтов различается в зависимости от того, быстро или медленно они движутся. По этой причине различают:

1) *холодные фронты 1-го рода* – медленно движущиеся фронты, у которых облачность и осадки располагаются в основном за линией фронта;

2) *холодные фронты 2-го рода* – быстро движущиеся фронты, у которых облачность и осадки расположены в основном перед линией фронта.

Облачная система холодного фронта 1-го рода представляет собой зеркальное отражение облачности теплого фронта (рис. 2.2). Непосредственно перед линией фронта возникают кучево-дождевые облака Сб, из которых выпадают ливневые осадки, сопровождаемые грозами. Ширина зоны ливневой облачности – несколько десятков километров. Облачная система Ns–As с обложными осадками располагается за линией фронта. Ширина зоны облачности, ее мощность и, соответственно, ширина зоны осадков примерно вдвое меньше, чем у теплого фронта. Под основной системой облачности образуются облака St fr.

Таким образом, в отличие от теплого фронта система облачности холодного фронта 1-го рода не позволяет заранее обнаружить его приближение.

Холодный фронт 2-го рода отличается тем, что быстрое перемещение вала холодного воздуха вызывает перед линией фронта

бурный подъем вытесняемого теплого воздуха, а нисходящие движения воздуха препятствуют распространению облачной системы непосредственно за линией фронта (рис. 2.3).

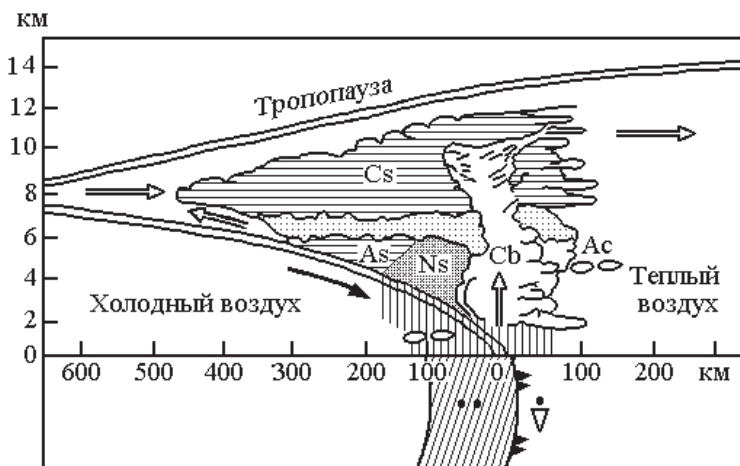


Рис. 2.2. Вертикальный разрез холодного фронта 1-го рода

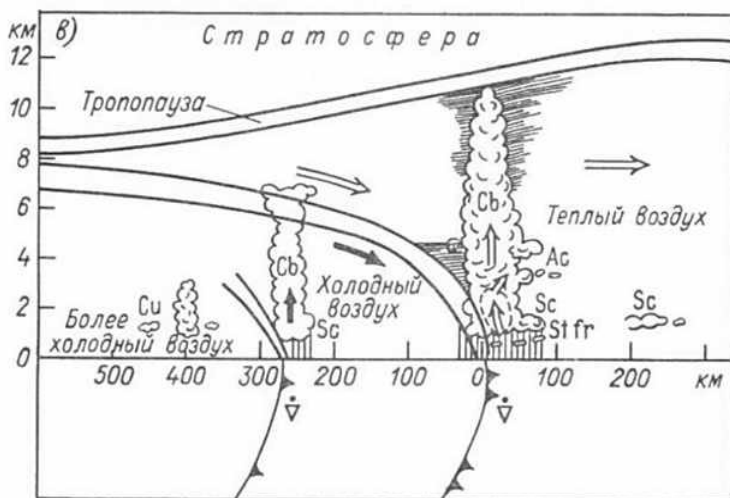


Рис. 2.3. Вертикальный разрез холодного фронта 2-го рода

Возникающая облачная система представляет собой вал мощных кучевых облаков Cu и Cb. При их растекании в небольшом количестве могут образоваться Ci, Cs, Ac, Sc, а под ними, в зоне выпадающих ливневых осадков, обычно наблюдаются St fr или Cu fr, разорванные облака плохой погоды. На высотах 4–5 км восходящий поток охлажденного влажного воздуха встречается с нисходящим потоком нагретого сухого воздуха. В результате образуется верхний вторичный фронт, под которым вал облаков Cb вытягивается впереди и может постепенно разделиться на гряды чечевицеобразных облаков. Эти облака выносятся вперед от линии фронта на 200–300 км, и их обнаружение является надежным предупреждением о приближении холодного фронта 2-го рода.

Позади линии фронта в холодной массе воздуха наблюдаются нисходящие движения воздуха, что приводит к быстрому прояснению. Через несколько часов, когда нисходящие движения затухнут и фронтальная поверхность достаточно приподнимется, могут появиться свойственные холодной неустойчивой массе конвективные облака и ливневые осадки.

Ливневые осадки, связанные с прохождением холодного фронта 2-го рода, непродолжительны (от нескольких минут до 1 ч), поскольку ширина зоны осадков небольшая, а скорость перемещения фронта значительная.

Направление ветра при прохождении холодных фронтов обоих родов изменяется так же, как и в случае теплого фронта, но поворот вправо (в Северном полушарии) в момент прохождения холодного фронта более значительный, временно резко усиливается скорость ветра.

При приближении холодного фронта наблюдается непродолжительное, обычно слабое, но постепенно ускоряющееся падение давления. После прохождения линии фронта начинается рост давления, обусловленный заменой теплого воздуха холодным и отступлением ложбины.

Температура воздуха после прохождения линии холодного фронта понижается. Скачок температуры зависит от свойств сменяющихся воздушных масс.

Холодным фронтам обоих родов свойственны предфронтальные шквалы. Для воздуха за холодным фронтом характерны нисходящие движения, которые становятся особенно интенсивными в передней части холодного клина, где благодаря трению создается крутой наклон фронтальной поверхности. Холодный воздух, обру-

шиваясь вниз, как бы перекачивается вперед, подобно гусеницам танка. Причем скорость его продвижения по нормали к линии фронта во всех случаях оказывается больше, чем соответствующая составляющая скорости теплого воздуха в нижних слоях. Обрушение холодного воздуха приводит к вытеснению вверх теплого воздуха и к возникновению вдоль фронта вихря с горизонтальной осью. С этим вихрем и связаны явления фронтальных шквалов.

Фронт окклюзии. Фронт, образовавшийся в результате слияния холодного и теплого участков фронта, называется фронтом окклюзии (сомкнутым фронтом). Фронт окклюзии соединяет в себе черты теплого и холодного фронтов, но часто выражен менее резко. Его образование связано с тем, что в циклоне холодный фронт перемещается несколько быстрее теплого. С течением времени происходит сближение теплой и холодной ветвей фронта, а затем и слияние, начинающееся близ центра циклона.

В системе фронтов окклюзии взаимодействуют три воздушные массы, из которых наиболее теплая уже не соприкасается с земной поверхностью. Поэтому помимо приземной линии имеется линия верхнего фронта. При образовании этого фронта могут иметь место три варианта развития: нейтральная, теплая и холодная окклюзии. Нейтральная окклюзия образуется, когда массы холодного воздуха, движущиеся за холодным фронтом, имеют одинаковую температуру с холодным воздухом, перемещающимся впереди теплого фронта. В момент смыкания холодных масс фронт отрывается от земной поверхности и возникает верхний фронт. Характер облачности при этом будет определяться системами облачности как теплого, так и холодного фронтов. В последующем будет происходить размывание облачности и дальнейшее вытеснение теплого воздуха вверх.

Если холодный воздух за холодным фронтом оказывается теплее холодного воздуха перед теплым фронтом, то при прохождении линии фронта у поверхности земли будет отмечаться некоторое повышение температуры, и в этом случае окклюзия называется теплой. По своим внешним признакам теплый фронт окклюзии сходен с теплым фронтом. Все признаки, относящиеся к теплому фронту, справедливы и для теплого фронта окклюзии, однако они выражены значительно слабее (рис. 2.4, а).

Если температура холодного воздуха за наступающим холодным фронтом ниже температуры отступающего холодного воздуха перед теплым фронтом, то при прохождении фронта у поверхности

земли происходит похолодание, и в этом случае окклюзия называется холодной. По всем внешним признакам холодный фронт окклюзии сходен с холодным фронтом 1-го рода. Как и в предыдущем случае, здесь также возникают две зоны раздела: верхний теплый и нижний холодный фронты (рис. 2.4, б).

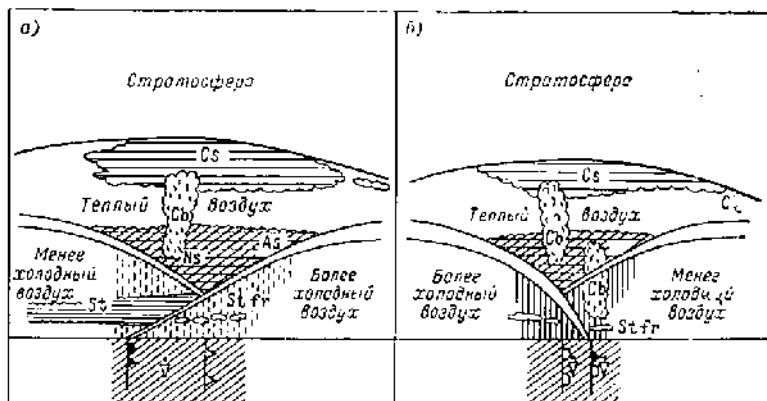


Рис. 2.4. Схемы теплого (а) и холодного (б) фронтов окклюзии

По приземным картам погоды крайне трудно судить о типе фронта окклюзии, в связи с чем было введено понятие окклюзии без уточнения.

Малоподвижными или *стационарными* называются участки основного фронта, которые не испытывают заметного смещения ни в сторону теплой, ни в сторону холодной воздушной массы. Чаще всего наблюдаются при выходе фронтов в тропическую зону, но могут наблюдаться и в других климатических поясах. Располагаются обычно на периферии антициклона или в глубокой ложбине.

Облачная система стационарного фронта представляет собой систему перисто-слоистых, высокослоистых и слоисто-дождевых облаков. Летом на фронте часто образуются кучево-дождевые облака. Над морем осадки из облаков Ns и Cb бывают значительными и носят продолжительный характер в силу малоподвижности системы. Давление в зоне такого фронта значительных изменений не испытывает, но поле ветра претерпевает разрыв (значительно меняется направление ветра, при этом сила ветра обычно не велика).

Фронты любого типа в одних случаях могут быть резко выраженными, или обостренными, в других случаях – слабо выраженными, или размытыми. Если фронт обостренный, то при переходе через его линию резко изменяются температура, плотность воздуха, барическая тенденция, направление и скорость ветра, наблюдаются осадки и другие явления (в зависимости от типа фронта); если фронт размыт, то метеорологические элементы меняются плавно.

4.4. Циклоны и антициклоны

Перемещения и эволюция воздушных масс и атмосферных фронтов тесно связаны с эволюцией и перемещением вихревых возмущений атмосферы – циклонов и антициклонов, т.е. с циклонической деятельностью в широком смысле.

В зависимости от географического района, особенностей возникновения и развития различают следующие виды барических образований:

циклоны умеренных широт – фронтальные и нефронтальные (местные, термические). Несколько циклонов, развивающихся на одном основном фронте, образуют семейство (серию) циклонов;

тропические циклоны – циклонические вихри, зарождающиеся в тропической зоне над океанами, меняющиеся по интенсивности от слабых циклонических возмущений до очень глубоких образований;

антициклоны умеренных широт – промежуточные (между циклонами одного семейства), заключительные (в тылу последнего циклона семейства) и нефронтальные (местные, термические) антициклональные вихри;

субтропические антициклоны – малоподвижные теплые обширные антициклоны субтропических широт, расположенные над океанами.

Циклоны и антициклоны могут быть с одним центром и многоцентровыми. В последнем случае два или более близко расположенных центра имеют общие замкнутые изобары.

В средней и верхней тропосфере повторяемость многоцентровых барических систем резко уменьшается, и на высотных картах барическое поле имеет более простой вид, чем на приземных картах.

В зависимости от направления перемещения (откуда перемещаются) различают следующие траектории циклонов и антициклонов: северные (ныряющие), западные, южные и восточные, кото-

рые часто обозначаются добавочными терминами или более детальным указанием географического района их зарождения или перемещения. Направление перемещения циклона или антициклона с течением времени меняется, и их траектории чаще всего носят криволинейный характер. В целом у циклонов преобладают траектории, направленные с юго-запада на северо-восток, а у антициклонов – с северо-запада на юго-восток.

В зависимости от вертикальной протяженности циклонической или антициклонической циркуляции, т.е. от толщины слоя, в котором на картах АТ обнаруживаются замкнутые изогипсы, различают следующие циклоны и антициклоны:

1) *низкие*, когда замкнутые центры имеются на приземной карте и могут отмечаться на карте АТ₈₅₀, но отсутствуют на более высоких уровнях;

2) *средние*, когда замкнутые изогипсы прослеживаются в нижней и средней тропосфере, но отсутствуют на карте АТ₃₀₀ и более высоких уровнях;

3) *высокие*, когда имеются замкнутые изогипсы на всех картах АТ, включая и карту АТ₃₀₀;

4) *верхние*, когда замкнутые центры отмечаются на некоторых уровнях тропосферы, но отсутствуют на приземной карте;

5) *стратосферные*, простирающиеся из тропосферы в нижнюю стратосферу или самостоятельно образовавшиеся в стратосфере.

В процессе жизни циклонов и антициклонов выделяют ряд стадий развития. При переходе от стадии к стадии существенно меняется термобарическое поле (поле температуры и давления), горизонтальная и вертикальная структуры и характеристики погоды. Обычно в процессе развития циклон или антициклон превращается из низкого подвижного барического образования в высокое малоподвижное образование с вертикальной высотной осью. Под высотной осью циклона или антициклона понимают линию, соединяющую приземный центр с центрами этого же циклона или антициклона на высотных картах АТ. Продолжительность каждой стадии колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Наименее продолжительны начальные стадии развития барических образований. Однако циклон и антициклон не обязательно проходит все стадии развития. Даже молодой циклон может начать заполняться, а молодой антициклон разрушаться, не получив развития.

Поскольку между стадиями развития циклона и антициклона нет резких границ, деление на стадии носит условный характер. Тем не менее выделение стадий имеет большое познавательное и прогностическое значение, так как отражает определенные закономерности развития каждого циклона и антициклона.

Продолжительность жизни барических образований в среднем составляет 5–7 дней, но при благоприятных условиях (особенно это справедливо для антициклонов) они могут существовать и значительно дольше. Размеры барических систем велики. Диаметр хорошо развитого внетропического циклона в среднем около 1000 км, а антициклона – около 2000 км, но в поздней стадии развития их диаметр может удвоиться.

Скорости перемещения циклонов и антициклонов также зависят от стадии развития. В стадии молодых барических образований низкие циклоны и антициклоны перемещаются со скоростями 40–50 км/ч в соответствии со скоростью ведущего потока в средней тропосфере. В поздней стадии развития, когда циклоны и антициклоны превращаются в высокие барические образования, скорость их перемещения резко уменьшается, и они становятся малоподвижными. Средняя скорость перемещения развитых циклонов и антициклонов составляет около 20–30 км/ч.

Условия образования циклонов и антициклонов

Обычно циклоны и антициклоны возникают у поверхности земли, и лишь в процессе их развития замкнутая циклоническая или антициклоническая циркуляция постепенно распространяется вверх. В подавляющем большинстве случаев циклоны и антициклоны возникают в зоне основных атмосферных фронтов. Чаще всего циклоны образуются у поверхности земли в результате развития волновых возмущений, реже – у точек окклюзии (точка смыкания холодной и теплой ветвей фронта и окклюзии). Антициклоны возникают в холодном воздухе недалеко от линии фронта у поверхности земли.

Прогноз возникновения новых барических образований является наиболее трудной частью синоптического анализа. Обычно легче бывает указать районы, где образование циклонов или антициклонов возможно. Опыт показывает, что возникновение циклонов и антициклонов тесно связано с высотными фронтальными зонами, а также со струйными течениями, там, где контрасты температуры между холодными и теплыми воздушными массами достигают 8–12 °С и более на расстоянии 1000 км (измеряется перпендикулярно

изогипсам на картах ОТ и АТ). Чем больше перепад температуры (по сути – запас потенциальной энергии) в зоне фронта, тем интенсивнее в последующем углубляется циклон и усиливается антициклон.

Чаще всего циклоны возникают на малоподвижных фронтах, на холодных замедляющихся фронтах (на участках наибольшего замедления), либо у точек окклюзии в существовавших ранее циклонах.

В процессе образования циклона в зоне фронта образуется волновое циклоническое возмущение, амплитуда которого со временем возрастает. Если амплитуда волны не увеличивается, циклон заканчивает свое существование на волновой стадии. В образовании таких волн большую роль играют как разрыв скорости ветра в зоне фронта, так и отклоняющая сила вращения Земли.

Образование фронтальных волн на малоподвижных фронтах происходит достаточно часто, так как при противоположном направлении движения воздушных потоков по обе стороны фронта происходит деформация фронтальной поверхности, что и является волнообразованием. Однако такие волны сравнительно редко развиваются в глубокие циклоны, так как термобарическое поле не всегда имеет строение, способствующее понижению давления в зоне возникшей волны.

Циклоны часто возникают на холодных фронтах, чему способствует интенсивная адвекция холода в тыловой части возмущения. Наличие сравнительно интенсивной адвекции холода в тыловой части возмущения за холодным фронтом, превышающей адвекцию тепла в передней части возмущения перед теплым фронтом на том же расстоянии от вершины, является одним из признаков образования циклона. На рис. 2.5 представлена схема зарождения циклона на холодном фронте. Возникший на холодном фронте циклон обычно получает дальнейшее развитие, являясь «вторичным» циклоном лишь в самом начале своего существования. В дальнейшем этот циклон либо сливается с основным циклоном, движущимся впереди, на холодном фронте которого он образовался, либо сохраняется как самостоятельное образование и становится новым членом семейства циклонов.

Указания на возникновение циклонов и антициклонов дают также барические тенденции. Появление или усиление на каком-либо участке малоподвижного фронта области падения давления часто свидетельствует о возможном образовании циклона. Признаком возможного образования циклона у точки окклюзии служит

отход области падения давления на периферию существующего циклона. Чем сильнее падение давления у точки окклюзии по сравнению с падением вблизи центра циклона, тем вероятнее образование около нее нового циклонического вихря. Хорошим дополнительным признаком служит падение давления, которое может наблюдаться в окрестности точки окклюзии за холодным фронтом.

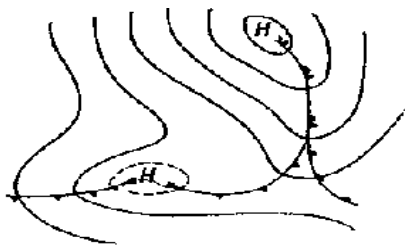


Рис. 2.5. Схема зарождения волнового циклона на холодном фронте

Оформлению нового циклона способствует разрежение изобар. Область падения давления в районе разреженных изобар часто приводит к появлению замкнутых изобар, тогда как при больших барических градиентах она вызывает только их деформацию.

Выше указывалось, что возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Однако, в отличие от циклона антициклон у поверхности земли образуется не на линии фронта, а за этой линией в холодной воздушной массе. Контраст температуры на высотах над возникающим антициклоном такой же большой, как и в циклонах, хотя у поверхности земли он обычно в антициклонах существенно меньше. Для возникновения антициклонов также необходимо, чтобы приземное барическое поле в области роста давления характеризовалось небольшими барическими градиентами. При этом надо иметь в виду, что области роста давления чаще всего смещаются в те районы, где на термобарической карте наблюдается наиболее интенсивная адвекция холода в нижних слоях тропосферы.

Свойства циклонов в различных стадиях развития

Весь цикл жизни циклона умеренных широт условно можно разделить на четыре стадии: волна, молодой циклон, циклон в стадии максимального развития (или окклюдирования), заполняющийся (старый) циклон.

Первая стадия – стадия волны, является начальной стадией развития циклона. В стадии волны фронтальная зона испытывает волнообразную деформацию, при которой фронт в передней части возникающего циклонического возмущения принимает характер теплого фронта, а в тыловой части – характер холодного фронта. Соответственно, в передней части возмущения усиливается адвекция тепла, а в тыловой части – адвекция холода. У вершины возникающего теплого гребня у поверхности земли отмечается падение атмосферного давления, а за образовавшейся ветвью холодного фронта, в области адвекции холода, – рост давления.

На рис. 2.6 приведен пример образования волнового циклона на холодном фронте (на карте погоды волновой циклон в нижней части рисунка с давлением в центре 996 гПа) и общая схема волны в барическом поле.

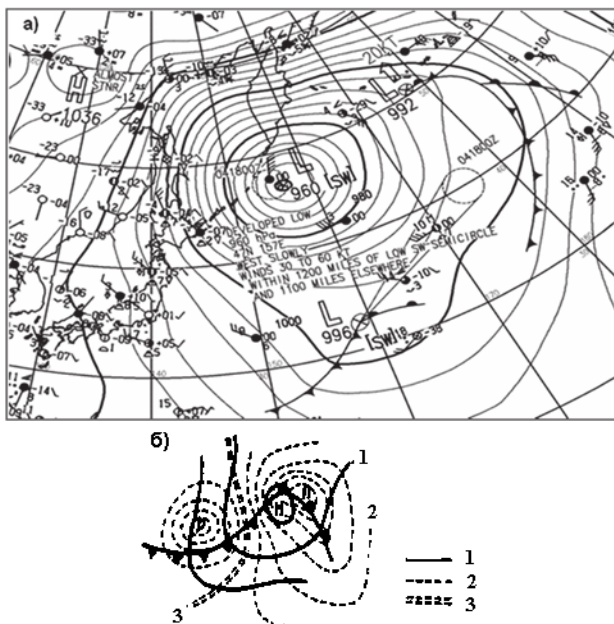


Рис. 2.6. Первая стадия развития циклона: а – пример образования волнового циклона на холодном фронте; б – общая схема волны в барическом поле: 1 – изобары; 2 – линии одинаковой барической тенденции (изаллобары); 3 – линии нулевой тенденции давления

Вторая стадия – молодой (развивающийся) циклон. Эта стадия характеризуется дальнейшим развитием волнообразного возмущения, усиливающимся понижением давления, распространением циклонической циркуляции по высоте. Продолжающаяся адвекция тепла и смежная с ней адвекция холода приводят к такому смещению теплого и холодного участков фронта, что фронтальная волна все более развивается и образует у земли теплый сектор с теплым воздухом внутри него. Циклон очерчивается несколькими замкнутыми изобарами (рис. 2.7, а). Адвекция холода распространяется на центральную часть циклона, так как холодный фронт движется быстрее теплого. Характерным для углубляющегося циклона является то, что адвекция холода в его тылу оказывается более сильной, чем адвекция тепла в его передней части.

Высотное барическое поле сильно возмущено. Циклонический вихрь заметно распространяется вверх (часто до поверхности 700 гПа обнаруживается самостоятельный центр низкого давления, смещенный по отношению к приземному центру в сторону холодного воздуха). Приземное изаллобарическое поле (поле барических тенденций) на второй стадии развития циклона (рис. 2.7, б) мало отличается от первой стадии. Для обеих стадий развития циклона характерны упорядоченные восходящие движения воздуха.

Во второй стадии развития циклона можно выделить три области, резко отличающиеся по условиям погоды:

1) передняя и центральная части циклона перед теплым фронтом. Здесь характер погоды определяется свойствами теплого фронта. Чем ближе к центру циклона и к линии фронта, тем мощнее система облаков и тем вероятнее выпадение обложных осадков;

2) тыловая часть циклона за холодным фронтом. В этом секторе погода определяется свойствами холодного фронта и холодной неустойчивой воздушной массы. При достаточной влажности и значительной неустойчивости воздуха в этом секторе выпадают ливневые осадки. Если холодный воздух сухой и в нем развиваются интенсивные нисходящие движения, показателем чего является сильный рост давления за холодным фронтом, то может наблюдаться малооблачная погода;

3) теплый сектор циклона, сектор между теплым и холодным фронтами. Чаще всего, особенно в холодную половину года, здесь наблюдается теплая устойчивая воздушная масса с образованием сплошной слоистой (St) или слоисто-кучевой (Sc) облачности. До-

статочно часто встречаются морсящие осадки и туманы. Летом в теплом секторе иногда наблюдается теплая неустойчивая воздушная масса. В этом случае может возникать кучевая (Си) или кучево-дождевая (Сб) облачность с ливнями и грозами.

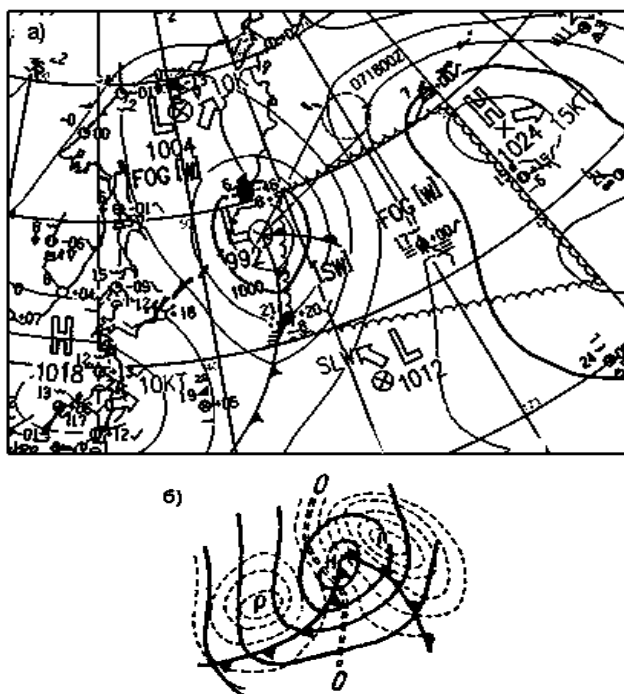


Рис. 2.7. Вторая стадия развития циклона – молодой циклон:
а – пример молодого циклона на карте погоды; б – общая схема молодого циклона в барическом поле; условные обозначения см. на рис. 2.6

Третья стадия развития циклона – стадия максимального развития (начало окклюдирования циклона). Эта стадия соответствует наибольшей глубине циклона у поверхности земли, после чего начинается его заполнение. Термобарическое и изаллобарическое поля в этой стадии развития представлены на рис. 2.8. У поверхности земли циклон характеризуется большим числом замкнутых изобар и еще большими, по сравнению с предыдущей стадией, барическими градиентами.

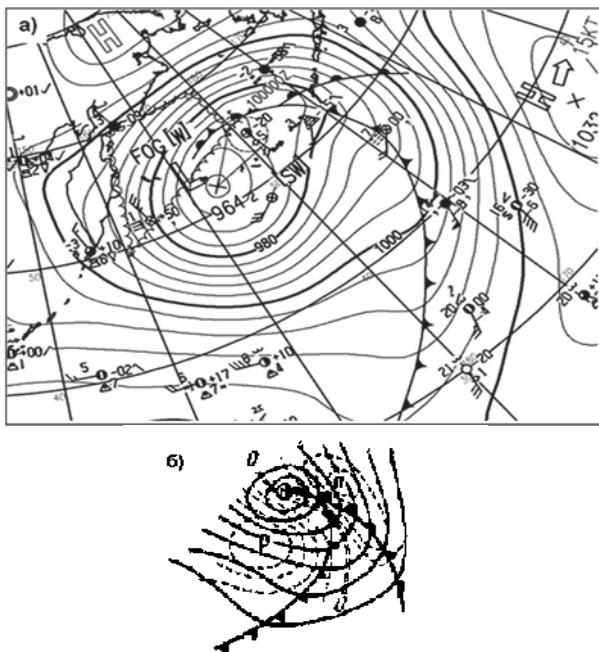


Рис. 2.8. Третья стадия развития циклона – стадия максимального развития: а – пример развитого циклона на карте погоды; б – общая схема циклона в максимальной стадии развития; условные обозначения см. на рис. 2.6

В результате неравенства скоростей продвижения фронтов холодный фронт все более приближается к теплову, теплый сектор все более сужается, и, наконец, холодный и теплый фронты смыкаются, т.е. происходит окклюдирование циклона. Точка окклюзии при этом смещается на периферию циклона.

Замкнутая циклоническая циркуляция уже обнаруживается на картах AT_{500} (высота около 5,5 км), а иногда и выше. Высотный центр смещен в сторону холодного воздуха, обычно к северо-западу от приземного центра.

Интенсивное падение давления в центре циклона в связи с ослаблением потоков на высотах над ним практически прекращается. Теперь падение давления имеет место у точки окклюзии, обычно в юго-восточной части циклона.

Продолжительность существования окклюдированного циклона зависит от структуры термического поля над его центральной частью. Иногда углубление циклона продолжается длительное время после начала окклюдирования. Медленно углубляющиеся циклоны в последующем обычно медленно заполняются, а быстро углубляющиеся циклоны быстро заполняются.

Часто в тыловой части приземного циклона развивается ложбина, по оси которой располагается вторичный холодный фронт. В таком циклоне между теплым фронтом окклюзии и вторичным холодным фронтом образуется вторичный теплый сектор. В окклюдированном циклоне с вторичным теплым сектором различают три типа погоды, аналогичные типам погоды во второй стадии развития. Кроме того, выделяют погоду, которая наблюдается на периферии циклона в остаточном теплом секторе.

Погода в передней части окклюдированного циклона определяется фронтом окклюзии и теплым фронтом. Основная облачная система состоит из слоистых облаков Cs-As-Ns. Зона обложных осадков наиболее ярко выражена перед точкой окклюзии. В теплом секторе наблюдаются туманы, сплошная слоистая облачность. Погода холодного фронта связана с развитием кучево-дождевой облачности, с ливнями и грозами. Погода в тыловой части циклона обусловлена наличием здесь неустойчивой холодной воздушной массы. Во вторичном теплом секторе даже в холодное полугодие часто наблюдаются ливневые осадки, так как относительно теплая воздушная масса в нижних слоях, расположенная за фронтом окклюзии, обладает значительной неустойчивостью, и в верхней тропосфере является уже холодной. При отсутствии вторичного теплового сектора в окклюдированном циклоне по условиям погоды можно выделить лишь две области: 1) центральную и переднюю части циклона перед фронтом окклюзии; 2) тыловую часть циклона за фронтом окклюзии. В этом случае различия условий погоды определяются свойствами воздушных масс по обе стороны фронта окклюзии.

Четвертая стадия – стадия заполнения циклона (рис. 2.9). Адвекция холода, наблюдавшаяся в течение первых трех стадий, и восходящие движения воздуха приводят со временем к тому, что центр области тропосферного холода почти совмещается с центром низкого давления. Циклон становится высоким холодным образованием. Циклонический вихрь в этой стадии бывает выражен до больших высот и часто распространяется на нижнюю часть стратосферы.

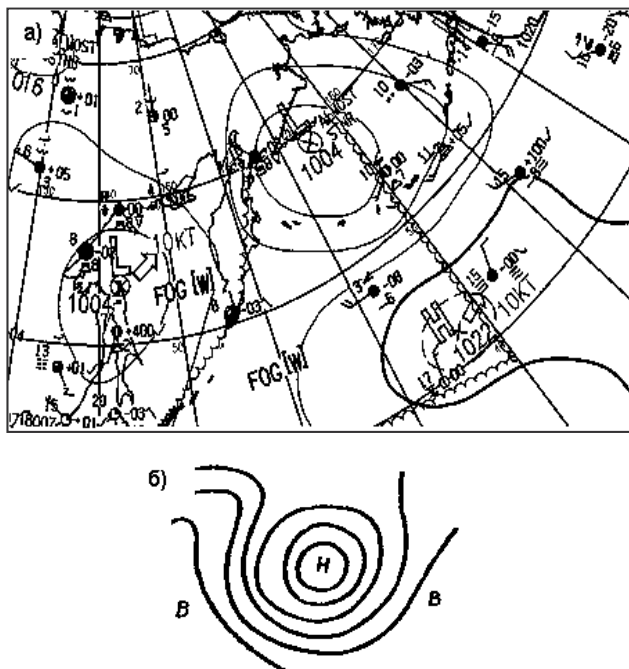


Рис. 2.9. Четвёртая стадия – заполняющийся циклон, старое барическое образование: а – пример заполняющегося циклона на карте погоды (старый циклон на карте погоды располагается в северо-западной части Берингова моря); б – общая схема старого циклона; условные обозначения см. на рис. 2.6

Зона наибольших контрастов температур, являющаяся энергетическим источником, поддерживающим существование циклона, перемещается на его периферию. Вследствие прекращения падения давления в центральной части циклона все более начинает сказываться приземная конвергенция трения, вызывающая рост давления и заполнение циклона, с последующим полным его исчезновением.

Изаллобарическое поле в четвертой стадии развития циклона характеризуется преобладанием роста давления в центральной и тыловой частях. Слабое падение давления может быть перед фронтом окклюзии, особенно перед точкой окклюзии, где еще сохраняется некоторая адвекция тепла на высоте. Заполнение циклона приводит к размыванию фронтов; сплошная зона обложных осадков

распадается на отдельные очаги, условия погоды постепенно выравниваются во всех частях циклонического вихря, пока циклон не исчезает как самостоятельное барическое образование.

Свойства антициклонов в различных стадиях развития

В процессе развития антициклона можно выделить три стадии: первая – молодой низкий антициклон; вторая – антициклон, достигший максимального развития; третья – разрушающийся, старый антициклон.

Первая стадия – молодой антициклон (рис. 2.10). В первой стадии приземный антициклон имеет вид отрога, возникшего в тылу циклона, часто на северной периферии теплого ранее развивающегося антициклона. Возникший за холодным фронтом антициклон первоначально является низким и холодным барическим образованием. На высотах фронтальная зона, характеризующаяся большими горизонтальными градиентами температуры, проходит непосредственно над вновь возникшим образованием. С высотой антициклон быстро исчезает, и на уровне 700 гПа ему соответствует барический и термический гребень, причем последний несколько отстает от барического. В соответствии с этим в передней части антициклона наблюдается адвекция холода, а в тыловой – адвекция тепла. Интенсивная адвекция холода способствует росту давления у земли. В этом же направлении действуют динамические факторы. Отметим, что условия для роста давления создаются не только в тылу циклона (в передней части антициклона), но и над центральной частью приземного гребня или антициклона. В противоположность циклону нисходящее движение воздуха и адвекция тепла в тылу антициклона вызывают общее повышение температуры в нем и рост абсолютного геопотенциала изобарических поверхностей.



Рис. 2.10. Первая стадия развития антициклона;
условные обозначения см. на рис. 2.6

Вторая стадия – стадия максимального развития антициклона. Термобарическое поле в период максимального развития представлено на рис. 2.11. На этой стадии антициклон у поверхности земли очерчивается несколькими замкнутыми изобарами. В нижних слоях тропосферы антициклон по-прежнему развивается в холодном воздухе. Интенсивная адвекция холода у земли в передней части антициклона способствует термическому росту давления. Сходимость изогипс и увеличение циклонической кривизны изогипс по потоку (речь идет о поле геопотенциала на картах АТ₇₀₀ и АТ₅₀₀) также обуславливают рост давления за счет дивергентного и вихревого факторов.

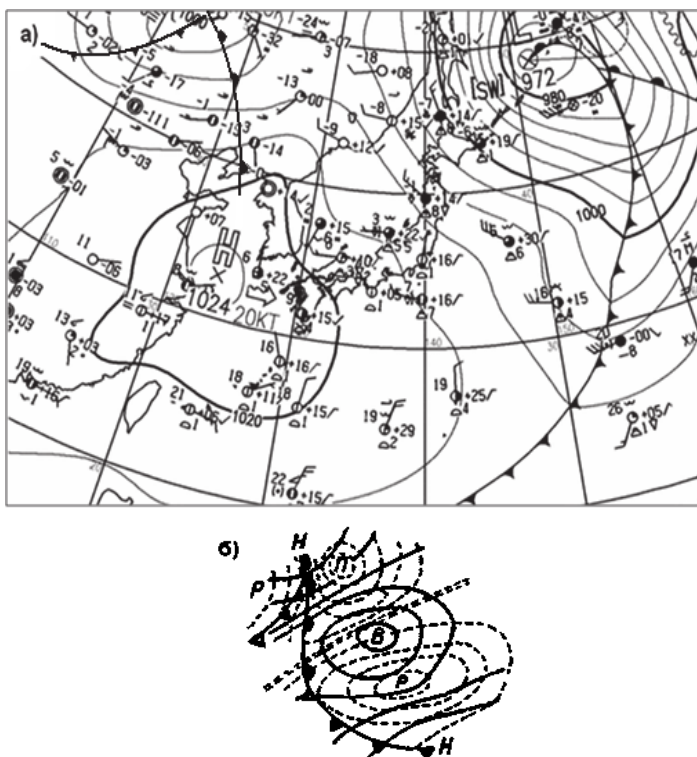


Рис. 2.11. Вторая стадия развития антициклона: а – пример развитого антициклона на карте погоды; б – схема антициклона в максимальной стадии его развития; условные обозначения см. на рис. 2.6

Нисходящие вертикальные движения становятся значительными и обуславливают заметное повышение температуры над антициклоном и сдвиг зоны термических контрастов на его периферию. Повышение температуры за счет нисходящих движений благоприятствует росту давления в центре антициклона у земли. В тылу антициклона наблюдается адвекция тепла и термическое падение давления. В последующем развитии антициклон становится все более высоким и теплым. При этом совместное действие термического и вихревого факторов вызывают рост давления в передней части антициклона и падение давления в его тылу. При таком распределении изаллобарических очагов антициклон еще является подвижным. Высотный центр антициклона в этой стадии значительно смещен относительно приземного положения к западу или северо-западу. Постепенно усиление антициклона прекращается, и создаются условия для его последующего ослабления (разрушения).

Третья стадия – разрушающийся, старый антициклон (рис. 2.12). На этой стадии давление у поверхности земли по сравнению со второй стадией заметно понижается. На высотах антициклон выражен более четко и характеризуется несколькими замкнутыми изогипсами. Центры антициклона внизу и вверху почти совмещаются. В центральной части антициклона происходит дальнейшее адиабатическое повышение температуры. Усиливающаяся в западной части антициклона адвекция тепла также способствует образованию на высотах самостоятельной области тепла. Антициклон становится теплым барическим образованием. Под влиянием дивергенции (расходимости) ветров в слое трения давление в антициклоне падает. В результате этого антициклон разрушается вначале заметнее у земной поверхности, а затем и на высотах, где он сохраняется более продолжительное время.

В антициклонах в слое трения наблюдается расходимость воздушных потоков, приводящих к фронтолизу (размыванию фронтов). Поэтому фронты в антициклонах не образуются, а имеющиеся – размываются. Линия фронта может проходить лишь по окраине антициклона или пересекать его гребень по линии, приблизительно нормальной к оси гребня. В антициклонах нет условий для образования конвективных облаков, особенно в области значительного роста давления. Однако слоистообразные облака при наличии водяного пара в атмосфере могут образовываться.

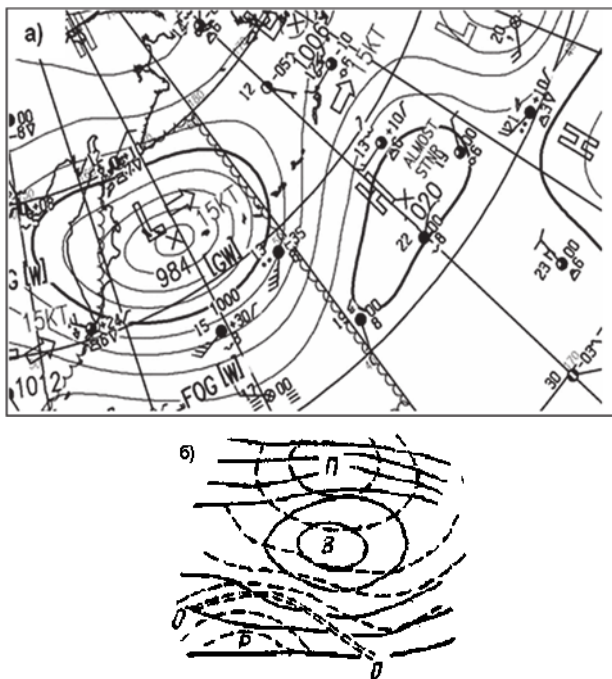


Рис. 2.12. Третья стадия развития антициклона: а – пример старого (мало-подвижного) антициклона на карте погоды; б – схема антициклона в стадии разрушения; условные обозначения см. на рис. 2.6

Для антициклонов характерным является наличие слоев инверсии, т.е. слоев, где температура воздуха с высотой повышается (в среднем в тропосфере температура воздуха с высотой понижается в среднем на $0,66^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м высоты). В антициклонах наблюдаются приземные слои инверсии (радиационные и адвективные), а также инверсии оседания и фронтальные инверсии выше пограничного слоя.

Радиационные инверсии возникают в приземном слое в центральных частях антициклонов при безоблачной погоде и слабых ветрах, когда особенно сильно охлаждается самый нижний слой воздуха. Этот процесс происходит интенсивнее зимой и в ночные часы. Зимой над материком радиационное выхолаживание может продолжаться и днем, в результате чего устойчивый слой инверсии

температуры может простираться от поверхности земли до уровня 1–2 км и выше. Радиационные инверсии часто сопровождаются образованием мглы, дымки, наиболее плотных вблизи городов.

Адвективная инверсия наблюдается при смещении теплого воздуха на холодную поверхность. Например, при движении теплого воздуха с положительными температурами над местностью, покрытой снегом. Нижний слой воздуха охлаждается, образуя инверсию мощностью до 1 км.

Инверсии оседания образуются выше пограничного слоя. Формированию таких инверсий способствуют нисходящие движения воздуха в антициклоне и растекание опускающегося воздуха по горизонтали. Обычно инверсии оседания образуются при упорядоченных нисходящих движениях обширных по площади слоев воздуха на высотах 1,5–2 км и выше. При этом скорость опускания воздуха на более низких уровнях меньше, чем на более высоких, в результате этого слой сжимается. У земной поверхности происходит горизонтальное растекание воздуха. Опускающийся воздух адиабатически (без притока извне) нагревается и становится более сухим. Таким образом, вертикальное сжатие приведет к уменьшению вертикального градиента, который может дойти до нуля, а затем стать отрицательным, т.е. возникает инверсия сжатия.

Погода в антициклонах может быть очень разнообразной, и во многом определяется свойствами воздушных масс, в которых сформирован антициклон, их стратификацией, стадией развития антициклона, характером температурных инверсий, а также особенностями подстилающей поверхности.

Усиление антициклонов, сопровождается ростом давления и нисходящими движениями воздуха, что приводит к образованию инверсий сжатия, препятствующих облакообразованию. Устанавливается преимущественно ясная сухая погода. Ослабление антициклона приводит к прекращению нисходящих движений и появлению упорядоченных восходящих движений, что ведет к облакообразованию. Под слоем инверсии во влажном воздухе часто возникают слоистые и слоисто-кучевые облака и даже выпадают слабые осадки. Зимой приземная радиационная инверсия бывает особенно хорошо выражена. В этом случае возникают радиационные туманы, наиболее плотные у земной поверхности в ночные часы. Ветры в антициклоне преимущественно слабые, но на его периферии, особенно вблизи соседнего циклона, усиливаются.

Значительные различия в характере погоды наблюдаются в подвижных и стационарных антициклонах.

В центральных частях подвижных антициклонов (I и II стадии развития) в связи с нисходящими движениями воздуха преобладает малооблачная погода. Однако при большой влажности воздуха в холодную половину года под слоем инверсии могут возникать сплошные облака St и Sc. Как зимой, так и летом могут наблюдаться радиационные туманы.

На окраинах антициклонов наблюдаются условия погоды, в общих чертах сходные с условиями погоды в примыкающих секторах соседних циклонов.

Западная окраина антициклона примыкает к передней части циклона. Следовательно, здесь могут проявиться первые признаки теплого фронта – перистые и высокостроистые облака. В холодное полугодие в этом секторе антициклона часто отмечаются St и Sc, которые могут достигать значительной высоты и сопровождаться обширными зонами слабых осадков. В случае поступления сухого воздуха здесь наблюдается преимущественно ясная, относительно теплая погода с большой амплитудой суточного хода температуры и развитием в дневные часы кучевых облаков.

Северная окраина антициклона обычно связана с теплым сектором соседнего циклона. Здесь в холодное полугодие часто наблюдается сплошная и значительная облачность St и Sc, иногда выпадают осадки из этих облаков или из системы As-Ns, связанной с теплым фронтом соседнего циклона. Нередко отмечаются туманы. Летом наблюдается небольшое количество облаков верхнего яруса, в дневные часы могут развиваться кучевые облака.

Восточная окраина антициклона сливается с тыловой частью циклона. При неустойчивой воздушной массе здесь возникают Cu и даже Cb. В последнем случае выпадают ливневые осадки. Зимой в континентальных районах погода преимущественно ясная, морозная. Для этой части антициклона характерны сильные ветры северных направлений, бурная адвекция холода, зимой на морских акваториях – обледенение судов.

Южная окраина антициклона примыкает к северной части циклона. Поэтому здесь могут встречаться облака верхнего и среднего ярусов, причем зимой из As иногда выпадает снег. На южной периферии антициклона зимой наблюдаются большие градиенты давления и сильные ветры, возможны метели.

В стационарных антициклонах погода характеризуется более однородным распределением температуры во всех его частях. Эти антициклоны вследствие их регенерации могут находиться длительное время над одним и тем же районом. Регенерация антициклона сопровождается ростом давления, развитием нисходящих движений воздуха и образованием инверсий сжатия. Летом над континентом воздух в стационарном антициклоне прогревается, что обуславливает длительную жаркую сухую малооблачную погоду. Часто эти антициклоны вызывают засуху на больших пространствах. Зимой в стационарных антициклонах температура понижается до $-30 \dots -40^\circ\text{C}$, в Якутии – до -50°C и даже ниже.

При разрушении стационарных антициклонов, когда они превращаются в несколько областей повышенного давления, с падением давления в них в теплом влажном воздухе часто развивается конвективная облачность с образованием гроз, что характерно для лета.

Регенерацией циклонов и антициклонов называются процессы, при которых начавшееся заполнение циклона сменяется новым его углублением, а начавшееся ослабление антициклона – усилением.

Регенерация циклонов и антициклонов всегда происходит при такой перестройке термобарического поля тропосферы, когда в окрестностях существующего барического центра создаются благоприятные условия для нового его углубления (усиления). При регенерации циклонов число замкнутых изобар увеличивается, что способствует значительному возрастанию скоростей ветра. Из малоподвижных циклоны (антициклоны) становятся подвижными. Усиливается процесс облакообразования, возрастает интенсивность осадков. Регенерация циклонов чаще всего происходит либо при вхождении в систему существующего окклюдированного циклона нового фронта, либо при развитии нового циклона вблизи центра существующего с последующим их слиянием.

5. Порядок выполнения работы

5.1. Изучить тему «Синоптические объекты», составить краткую записку. Записка должна включать разделы:

- перечень синоптических объектов;
- воздушные массы и их классификации;
- атмосферные фронты и их классификации;
- характеристики стадий развития циклонов и антициклонов.

5.2. Пользуясь набором карт погоды, выявить местоположение двух воздушных масс, дать их характеристику: 1) тип воздушной массы по географическому признаку, 2) континентального или морского происхождения воздушная масса, 3) ее стратификация и признаки, по которым определено состояние устойчивости воздушной массы.

5.3. На приземной карте погоды выбрать для анализа два атмосферных фронта, дать полную характеристику выбранных фронтов: 1) тип фронта по географическому признаку, 2) тип фронта по морфологическому признаку, 3) контраст температуры в зоне фронта на приземной карте или карте АТ₈₅₀, 4) виды облаков и атмосферных явлений в зоне фронта (сравнить с теоретическим распределением).

Контраст температуры снимается с карты приземного анализа либо карты АТ₈₅₀ перпендикулярно линии фронта на расстоянии 1000 км, большая часть отрезка помещается в холодную воздушную массу.

5.4. На приземной карте выбрать два циклона, дать их полную характеристику: 1) координаты центра и давление в центре циклона, 2) положение центра через сутки, 3) тип и состояние (размывается, обостряется, не изменяется) атмосферных фронтов в зоне циклона, 4) стадия развития циклонов, 5) предположение о будущем развитии, опираясь на выявленную стадию развития, контрасты температуры в зоне барического объекта и прогностические указания на карте погоды.

Местоположение циклона через сутки определяется двумя способами: 1) рассчитывается в соответствии с указаниями направления и скорости движения циклона на исходной карте погоды, 2) определяется путем экстраполяции с использованием 2–3 последовательных приземных карт погоды. На рис. 2.13 на карте погоды точкой А указано местоположение циклона сутки назад, а точкой В – его местоположение через сутки от даты исходной карты, получена путем прямой экстраполяции, т.е. распространением предыдущего опыта вперед на будущее. Точка С соответствует предполагаемому положению центра циклона через сутки, получена методом прямого подсчета $S=V \times t$ (скорость, умноженная на время). В данном случае $25 \text{ уз} \times 24 \text{ ч} = 600 \text{ миль}$. Расстояние на карте откладывается из расчета 1° меридиана $\approx 60 \text{ миль}$, следовательно, от центра вперед по направлению движения циклона в нашем примере откладываем отрезок, равный 10° меридиана.

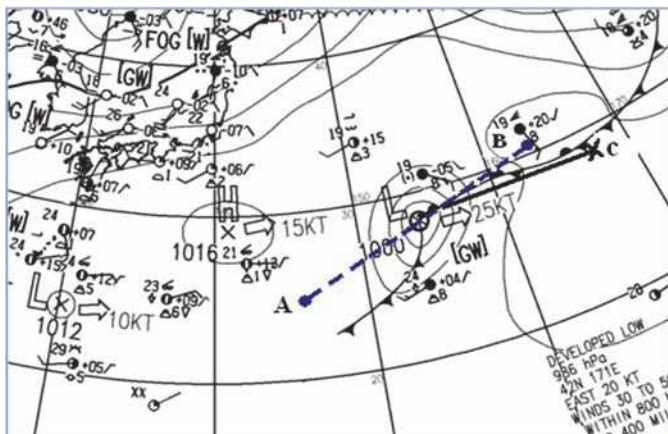


Рис. 2.13. Пример определения положения центра циклона через сутки методом экстраполяции и методом прямого расчета по указаниям на карте

Вопросы для самопроверки

1. Какие объекты называются синоптическими?
2. Какие районы могут являться очагом формирования воздушной массы?
3. Чем отличаются воздушная масса умеренных широт от воздушной массы тропического происхождения? Континентальная воздушная масса от морской?
4. Какие признаки состояния устойчивости воздушной массы можно обнаружить на приземной карте погоды?
5. Что такое атмосферный фронт? Какие характеристики воздуха меняются при пересечении фронтальной поверхности?
6. Особенности распределения видов облаков, атмосферных явлений, температуры воздуха, барической тенденции и параметров ветра в зоне холодного фронта?
7. Особенности распределения видов облаков, атмосферных явлений, температуры воздуха, барической тенденции и параметров ветра в зоне теплого фронта?
8. Какие стадии в развитии циклонов принято выделять? Чем характеризуется циклон в стадии максимального развития?
9. Какие стадии в развитии антициклонов принято выделять? Чем характеризуется антициклон в последней стадии своего развития?

Лабораторная работа 3

РАСЧЕТ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРА И ВОЛНЕНИЯ МОРЯ ПО БАРИЧЕСКОМУ ПОЛЮ

1. Цель работы

Приобрести навыки расчета параметров ветра по полю давления и высоты волн по расчетным параметрам ветра. Сформировать навыки использования барического закона ветра на практике.

2. Задания

2.1. Изучить тему «Расчет параметров ветра и волнения моря по барическому полю», составить краткую записку.

2.2. Определить направление и скорость ветра в трех заданных точках на приземной карте погоды (фактической или прогностической).

2.3. Определить направление расположения барического объекта по направлению истинного ветра.

2.4. Определить среднюю высоту волн и волну 3%-й обеспеченности по рассчитанной скорости ветра в заданных точках.

Учебное время: 4 ч.

3. Материалы

Комплект карт погоды: приземные карты анализа и прогноза погоды.

4. Теоретическая часть

4.1. Силы, обуславливающие ветер

Если воздушная масса испытывает со всех сторон одинаковое давление, то воздух будет находиться в состоянии равновесия. Если же давление, производимое на массу воздуха, неодинаково, то она начинает перемещаться в направлении от более высокого давления к более низкому, причем это перемещение происходит до тех пор, пока не будет устранена разница в давлении.

Причиной неравномерного распределения давления воздуха на поверхности земли в свою очередь является неравномерное распределение температуры воздуха.

В зависимости от географической широты и характера подстилающей поверхности одни участки земной поверхности нагреваются больше, другие – меньше. Над более теплыми участками происходит нагревание и, следовательно, расширение воздуха, вызывающее вытеснение части воздуха вверх, а в высоких слоях его отток от теплых участков к более холодным. Вследствие этого у земной поверхности в более нагретых местах (с меньшей плотностью воздуха) будет наблюдаться понижение давления, а в менее нагретых (с большей плотностью воздуха) – повышение давления. Это приводит к движению воздуха от менее теплых участков, где давление выше, к более теплым, где давление ниже. Притекающий к теплым местам воздух нагревается, расширяется, поднимается вверх, а в высоких слоях вновь оттекает к холодным участкам, где он опускается вниз и у земной поверхности опять перемещается к более нагретым местам.

Таким образом, причиной ветра является разность давления воздуха. Эта разность определяется барическим градиентом. Выделяют горизонтальный и вертикальный градиенты.

Горизонтальный барический градиент представляет собой вектор, направленный по нормали к изобарам (линии одинакового давления) в сторону убывания, а числовое его значение равно производной от давления по этому направлению или изменению атмосферного давления на единицу расстояния (если перейти к конечным разностям). За единицу расстояния принимают 1° дуги меридиана, или расстояние в 111 км. Чем больше градиент давления, тем больше скорость ветра.

В умеренных широтах величина барического градиента обычно составляет 1–3 гПа/111 км. В очень редких случаях он достигает 8–10 гПа/111 км. При ураганах величина барического градиента может достигать 20–30 гПа/111 км и более. Вблизи экватора барическое поле очень размыто, и градиенты давления там в среднем составляют всего 0,1–0,2 гПа/111 км.

На синоптических картах можно заметить, что в одних местах изобары проходят гуще, в других – реже. Очевидно, что в первом случае атмосферное давление меняется в горизонтальном направлении сильнее, во втором – слабее. В разных точках барического поля направление и величина барического градиента различны. Там, где изобары сгущены, изменение давления на единицу расстояния будет больше; там, где изобары расположены реже – меньше.

Иначе говоря, величина горизонтального барического градиента обратно пропорциональна расстоянию между изобарами.

Мерой изменения атмосферного давления с высотой служит *вертикальный барический градиент*, который в десятки тысяч раз больше горизонтального, так как давление с высотой меняется гораздо сильнее, чем в горизонтальном направлении. В среднем вертикальный барический градиент в нижнем слое тропосферы составляет 12,5 гПа/100 м, или 0,1 мм/1 м. При этом вертикальная составляющая барического градиента почти полностью уравнивается направленной в противоположную сторону силой тяжести и не вызывает существенных движений воздуха. На горизонтальные движения воздуха она не влияет.

Горизонтальные движения воздуха вызываются исключительно горизонтальной составляющей барического градиента. При рассмотрении приземного ветра в дальнейшем под барическим градиентом будем иметь в виду только его горизонтальную составляющую.

Движения в атмосфере и в океане обусловлены наличием сил, действующих на воздух или воду. Если все эти силы уравновешены, т.е. их векторная сумма равна нулю, то будет иметь место равномерное движение. Ускорение возникает в том случае, если результирующая сила, действующая на воздух (жидкость), не равна нулю. Строго говоря, истинное равномерное движение означало бы, что скорость постоянна по отношению к некоторой системе координат, фиксированной в пространстве. Движение частицы, располагающейся на поверхности земли, может представляться равномерным относительно этой поверхности. Однако такое движение в системе координат, вращающейся вместе с Землей, например, широтно-долготной системе координат, не является равномерным из-за вращения Земли. Иначе говоря, движение может быть равномерным только относительно. Анализ этих утверждений приводит к понятию эффекта Кориолиса.

Ниже рассмотрены примеры движения воздуха, когда силы, действующие на воздух или воду, включая силу Кориолиса, уравновешены, так что движение относительно Земли является равномерным. Поскольку речь идет о горизонтальном движении воздуха (т.е. о ветре), здесь рассматриваются только горизонтальные составляющие сил, действующих в атмосфере, и обуславливающих ветер.

Сила барического градиента

С появлением барического градиента в атмосфере возникает горизонтальное движение воздуха, поскольку барический градиент

является силой, которая приводит воздух в движение, создает его ускорение. В метеорологии принято рассматривать силу барического градиента, приложенную не к единице объема, а к единице массы воздуха:

$$F_G = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}, \quad (3.1)$$

где F_G – сила барического градиента, имеющая размерность ускорения; ρ – плотность воздуха; $\frac{dp}{dn}$ – величина барического градиента; на практике зачастую переходят к конечным разностям, принимая за градиент отношение разности давления на расстояние единичного отрезка $-\frac{\Delta p}{\Delta n}$.

По направлению эта сила в каждой точке барического поля совпадает с направлением нормали к изобаре, направлена в сторону убывания давления (т.е. совпадает с направлением барического градиента). Для стандартной атмосферы $\rho = 1,273 \times 10^{-3}$ г/см³, средний горизонтальный барический градиент около 1–2 гПа/111 км создает ускорение частиц воздуха порядка 0,1–0,2 см/с². Через час это ускорение разовьет скорость ветра 3–8 м/с.

На планете, таким образом, всегда есть условия для возникновения горизонтальных перемещений воздуха, т.е. ветра.

Только сила барического градиента приводит воздух в движение, все другие силы проявляются только при движении воздуха и могут лишь изменять это движение, отклонять его от направления градиента.

Сила Кориолиса

Известно, что все тела, движущиеся относительно земной поверхности, испытывают связанное с вращением Земли ускорение, ускорение Кориолиса. Оно всегда действует в направлении, перпендикулярном к направлению движения, отклоняя это движение вправо в Северном полушарии и влево – в Южном. Таким образом, под влиянием вращения Земли вокруг оси ветры отклоняются от градиента вправо в Северном полушарии и влево – в Южном.

Горизонтальная составляющая ускорения Кориолиса (или силы Кориолиса) выражается формулой

$$K = 2\omega v \sin \varphi, \quad (3.2)$$

где ω – угловая скорость вращения Земли; v – скорость ветра; φ – географическая широта.

Наряду с начальной скоростью выстрела снаряд будет сохранять восточную составляющую скорости. Эту скорость имеет всякий предмет, располагающийся на поверхности Земли на той же широте, включая и орудие, из которого произведен выстрел, потому что Земля вращается с запада на восток. Переносная скорость вращения, однако, убывает от экватора к полюсу, и поэтому снаряд, сохраняя первоначальную величину восточной составляющей скорости, будет опережать Землю в ее вращении. На момент падения снаряд отклонится на несколько километров к востоку, как если бы на него действовала боковая сила. Это явление и называется эффектом Кориолиса.

74

движения в Северном полушарии и влево – в Южном. Он максимален на полюсе и отсутствует на экваторе. Существование этого эффекта эквивалентно наличию некоторой силы, которую принято называть силой Кориолиса. Учитывая эту силу, горизонтальное движение частицы в широтно-долготной системе координат можно рассматривать как движение в системе координат, фиксированной в пространстве. Сила Кориолиса действует на тело при любом его движении относительно земли, а не только при перемещении его в направлении север-юг (рис. 3.2).

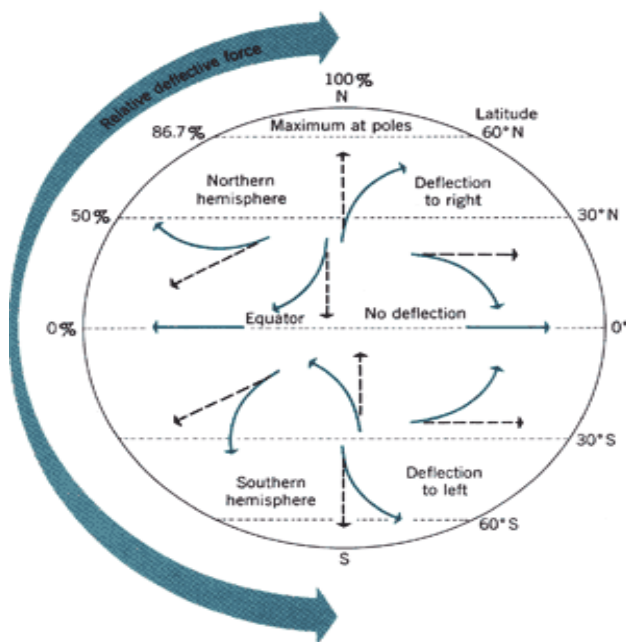


Рис. 3.2. Горизонтальное движение частицы в широтно-долготной системе координат

При средней угловой скорости вращения Земли $\omega = 2\pi \times 8616\text{s}^{-1} = 7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ и скорости ветра 10 м/с на полюсах величина ускорения, сообщаемая воздуху отклоняющей силой вращения Земли, оказывается равной $1,5 \times 10^{-1} \text{ см/с}^2$ и, таким образом, является величиной того же порядка, что и ускорение, создаваемое в атмосфере барическим градиентом.

Из формулы (3.2) следует, что отклоняющая сила Кориолиса прямо пропорциональна синусу широты местности (увеличивается от экватора к полюсам) и скорости ветра (чем больше скорость, тем больше отклоняющая сила). Сила Кориолиса в каждый момент времени направлена перпендикулярно к направлению движения массы вправо в Северном полушарии и влево – в Южном.

Самым простейшим видом движения воздуха является прямолинейное равномерное движение без трения. Такое движение называют *геострофическим ветром*. Как только горизонтальные градиенты давления приводят воздух в движение, начинают действовать вторичные силы. В районах, удаленных от экватора, наиболее важной для вполне установившегося движения воздуха является именно сила Кориолиса. Рассмотрим частицу воздуха в Северном полушарии, движущуюся из области высокого давления в область низкого давления благодаря силе градиента давления. Предположим, что изобары представляют собой прямые линии, а трение отсутствует (рис. 3.3).

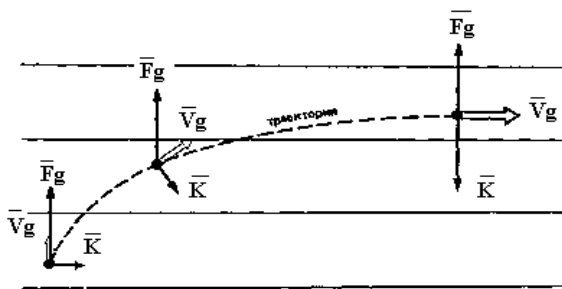


Рис. 3.3. Установление геострофического равновесия при движении воздуха в Северном полушарии

Сила Кориолиса будет поворачивать частицу вправо, а результирующая сила действия сил градиента давления F_G и Кориолиса K будет увеличивать скорость. По мере возрастания скорости частицы сила Кориолиса, пропорциональная скорости v_g , также будет возрастать, а значит, будет возрастать и ее отклоняющее действие.

В результате может установиться равновесие, при условии, что F_G остается постоянной в течение всего времени, пока частица движется перпендикулярно ей, а K в точности равна силе бариче-

ского градиента по величине и противоположна ей по направлению. В этом случае частица не испытывает ускорения, и движение называют *геострофическим*. Соответствующий ветер дует параллельно изобарам так, что в Северном полушарии область высокого давления остается справа от него, а область низкого – слева. В Южном полушарии, наоборот, область высокого давления остается слева, а область низкого – справа.

Поскольку движение предполагается равномерным, обе силы (градиента и силы Кориолиса) уравниваются, т.е. равны по величине и направлены взаимно противоположно:

$$2\omega v_g \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}. \quad (3.3)$$

Отсюда скорость геострофического ветра v_g равна

$$v_g = -\frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{dp}{dn}. \quad (3.4)$$

Для практических целей, принимая плотность воздуха стандартной атмосферы, скорость геострофического ветра (в м/с) на уровне моря определяется следующим образом:

$$v_g = \frac{4,8}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n}, \quad (3.5)$$

где $\frac{\Delta p}{\Delta n}$ – барический градиент (в гПа/град меридиана).

При рассмотрении понятия «геострофический ветер» основываются на двух важных предположениях: изобары являются прямыми линиями, трение отсутствует. Там, где эти предположения не верны, а также вблизи экватора, где сила Кориолиса мала, ветер отличается от геострофического.

Центробежная сила

В случае когда изобары искривлены, геострофическое движение будет направлено по кривой и, следовательно, подвергаться воздействию центробежной силы C в дополнение к силам, рассмотренным выше. Здесь возможны два случая: циклоническое движение, когда давление падает по направлению к центру кривизны (рис. 3.4, а), и антициклоническое – когда давление возрастает по направлению к центру кривизны (рис. 3.4, б). В обоих случаях C направлена по радиусу от центра кривизны к периферии.

Следовательно, при циклоническом движении (направление ветра против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой стрелке – в Южном полушарии) центробежная сила действует против силы барического градиента, а в антициклоне совпадает по направлению с силой барического градиента, усиливая ее действие. Для достижения равновесия с F_G потребуется меньшая K , а значит, и меньшая скорость ветра.

Центробежная сила C определяется следующим соотношением:

$$C = \frac{v_g^2}{r}, \quad (3.6)$$

где r – радиус траектории движущегося воздушного потока (радиус кривизны изобар).

Установившееся горизонтальное движение воздуха по круговым изобарам при отсутствии силы трения называется *градиентным ветром*, иногда используется термин «геоциклострофический ветер» («гео» – земля, «циклос» – круг, «строфэ» – вращение). Схема действия сил приведена на рис. 3.4.

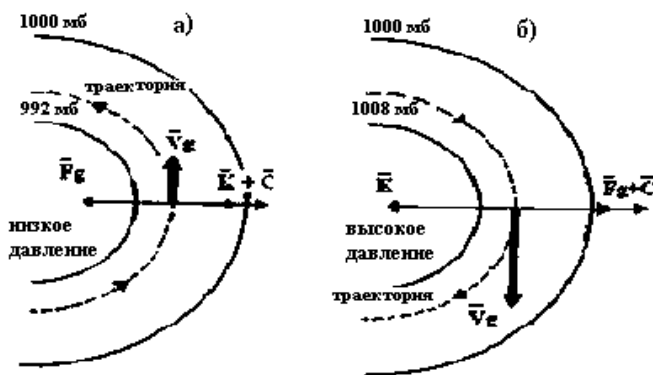


Рис. 3.4. Градиентный ветер

Градиентное движение близко к действительному ветру в свободной атмосфере в области циклонов или антициклонов. Геоострофический ветер является частным случаем градиентного при стремлении радиуса кривизны r к нулю. Соотношение действия сил при градиентном движении можно записать следующим образом:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} - 2\omega v_g \sin \varphi \mp \frac{v_g^2}{r} = 0, \quad (3.7)$$

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

При общих равных условиях (при одинаковом барическом градиенте и на одной широте) при антициклональной кривизне изобар скорость ветра сильнее, чем при прямолинейных изобарах и циклонической кривизне.

Циклострофический ветер

В вихре малого радиуса, где сила барического градиента велика, а силами Кориолиса и трения можно пренебречь (сравнительно малы по сравнению с другими силами) в предельном случае баланс устанавливается между силой барического градиента и центробежной силой:

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} = \frac{v_g^2}{r}. \quad (3.8)$$

Такое движение называется циклострофическим, его скорость можно найти из вышеприведенного соотношения:

$$v_g = \sqrt{\left(\frac{r}{\rho} \frac{dp}{dn}\right)}. \quad (3.9)$$

Эта формула дает хорошее приближение для скорости ветра в торнадо и в аналогичном, хотя и менее сильном вихре, возникающем над океаном, – водяном смерче. Эти вихри имеют диаметр порядка 100–200 м. Благодаря трению с подстилающей поверхностью воздух в них движется по спирали к центру вихря, где поднимается вверх, обуславливая падение давления, неся с собой пыль и водяные брызги. Образование таких вихрей связано с условиями крайней неустойчивости атмосферы и сопровождается развитием воронки, выходящей из кучево-дождевого облака и суживающейся к поверхности земли. Обычно такие вихри живут очень недолго, около 15 мин, но циклострофический ветер в них порой достигает скорости 100 м/с и более, что в сочетании с резким перепадом давления (на 25 гПа и более) от центра вихря к периферии приводит к значительным разрушениям.

При выводе соотношения для циклострофической скорости ветра предполагается, что сила Кориолиса является несущественной, в этом случае воздух может вращаться в любом направлении. Однако чаще всего влияние силы Кориолиса достаточно (по крайней мере, в ранней стадии образования торнадо), чтобы сделать предпочтительным циклоническое вращение.

Сила трения, реальный ветер

В нижних слоях тропосферы (до 1,5 км) на движение воздуха воздействует еще одна сила – сила трения. Она обусловлена прежде всего шероховатостью земной поверхности (рельеф, волны в море и пр.), в меньшей степени – собственной вязкостью и вследствие турбулентности, тем большей, чем больше неустойчивость стратификации атмосферы.

Вследствие трения скорость реального ветра уменьшается у земной поверхности над сушей примерно вдвое, над морем – на одну треть по сравнению со скоростью геострофического ветра.

Сила трения не только замедляет движение, но и изменяет его направление по отношению к геострофическому, так как установившееся движение воздуха возможно лишь тогда, когда сила горизонтального барического градиента будет уравновешена всеми силами, участвующими в движении.

Сила трения будет воздействовать на поток так, что вектор скорости реального ветра будет составлять с вектором геострофического ветра некоторый острый угол α , равный над морем $10\text{--}20^\circ$, а над сушей $25\text{--}30^\circ$, иногда, в сложных орографических условиях, больший. На рис. 3.5 и 3.6 показано действие всех сил в приземном слое воздуха при разной кривизне изобар.

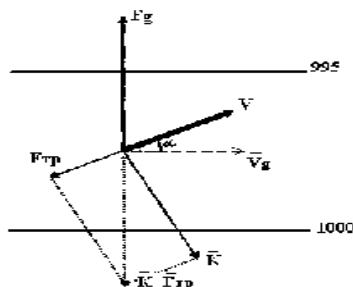


Рис. 3.5. Реальный ветер в приземном слое в случае прямолинейных изобар

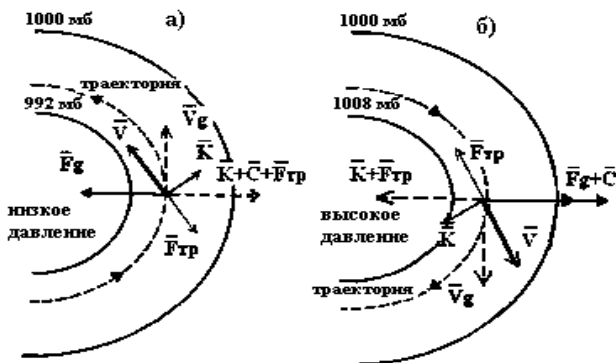


Рис. 3.6. Реальный ветер в приземном слое: а – при циклонической кривизне изобар; б – при антициклональной кривизне изобар

Для циклонических и антициклонических вихрей в движении участвует центробежная сила. Сила трения направлена в обратном направлении по отношению к вектору реального ветра (рис. 3.6).

Таким образом, в результате действия всех сил в нижних слоях тропосферы в циклоне ветер направлен против часовой стрелки в Северном полушарии и наоборот – в Южном, втекая от периферии к центру. В антициклоне составляющая по изобарам направлена по часовой стрелке в Северном полушарии, против часовой стрелки – в Южном, стремясь от центра к периферии.

В действительных условиях изобары в циклонах и антициклонах имеют неправильную форму; барические градиенты, трение и углы отклонения ветра от градиента в разных частях циклона и антициклона различны; движение происходит с ускорением. Поэтому в действительности движение воздуха сложнее, чем в упрощенных случаях равномерного движения в барических системах с круговыми или прямолинейными изобарами.

Барический закон ветра

И при прямолинейных изобарах, и в циклонах и антициклонах с круговыми изобарами ветер в нижних слоях атмосферы отклоняется от барического градиента на некоторый угол в Северном полушарии вправо, а в Южном – влево. Подобное отклонение бывает и в действительных условиях атмосферы, при изобарах произвольной формы.

Это положение было найдено эмпирически еще в первой половине XIX в. и носит название барического закона ветра, или закона

Бейс–Балло: если встать спиной к ветру, то наиболее низкое давление окажется слева в Северном полушарии, справа – в Южном и несколько впереди, а наиболее высокое давление – справа в Северном полушарии, слева – в Южном и несколько сзади.

Выше были показаны мгновенные векторы ветра, которые не позволяют увидеть всю систему вертикальных и горизонтальных движений воздуха в разных 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. По своей сути линии тока – это траектории, по которым движутся отдельные частицы воздуха.

На рис. 3.7 линиями тока (прерывистые линии) указаны преобладающие горизонтальные (верхняя часть рисунка) и вертикальные (нижняя часть рисунка) движения воздуха. В Южном полушарии, где отклоняющая сила вращения Земли направлена влево от движения, линии тока будут направлены противоположно. Здесь введены понятия *дивергенция*, *конвергенция* и *конвекция*.

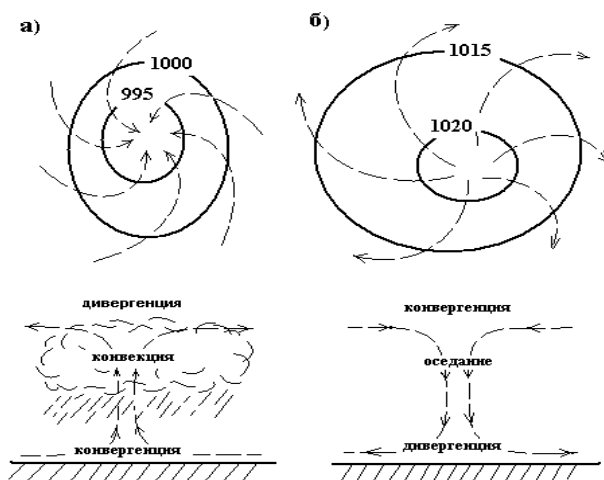


Рис. 3.7. Горизонтальные и вертикальные движения воздуха:
а – в циклоне; б – в антициклоне

В простейшем понимании, дивергенция – это расходимость воздушных течений или линий тока, конвергенция, наоборот, – сходимость воздушных потоков или линий тока. Под конвекцией в

данном случае подразумевается упорядоченное восходящее движение воздуха в области циклона, приводящее к образованию кучевых облаков. В центральной части антициклона, как правило, наблюдаются упорядоченные нисходящие движения, т.е. процессы оседания воздуха, что приводит к удалению его от состояния насыщения и не способствует образованию облаков.

Один из способов расчета скорости приводного ветра связан с использованием понятия геострофического ветра.

Еще раз напомним, что геострофический ветер представляет собой *установившееся (равномерное) горизонтальное прямолинейное движение воздуха при отсутствии трения*, возможное лишь в области прямолинейных изобар. При условии, что барический градиент выражен в гПа/град меридиана, для стандартной атмосферы формула сводится к виду $v_g = \frac{4,8}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n}$.

Для $\varphi = 53^\circ$, соответственно, $\sin \varphi \approx 0,8$, $v_g = 6 \frac{\Delta p}{\Delta n}$ м/с.

Это выражение дает возможность приближенно, но быстро определить скорость геострофического ветра по изобарам приземной карты при нахождении судна в умеренных широтах.

Реальный ветер вблизи поверхности моря будет меньше вычисленного геострофического. Для определения действительного ветра скорость геострофического ветра умножают на коэффициент, учитывающий влияние силы трения и стратификацию приводного слоя атмосферы. В свою очередь, стратификация определяется по разности температур воды и воздуха, учитывается через следующие коэффициенты:

Разность температур		Коэффициент
Вода холоднее воздуха	более чем на $0,5^\circ\text{C}$	0,5
	на $0,5\text{--}1^\circ\text{C}$	0,6
Вода теплее воздуха	на $0,0\text{--}2,0^\circ\text{C}$	0,7
	более чем на $2,0^\circ\text{C}$	0,8

Если разность температур не определена, то берется коэффициент 0,7.

В учебных пособиях по навигационной гидрометеорологии, синоптической метеорологии приводятся номограммы, градиентные линейки для расчета как градиентного ветра, так и реального, приводного ветра.

Следует привести ряд рекомендаций, разработанных Е.П. Веселовым для определения ветра вблизи береговой черты:

1. Ветры, дующие с моря, как правило, сильнее береговых, так как тормозящее влияние силы трения на суше проявляется в гораздо большей степени, чем на море. Так, на побережье Белого моря скорость морского ветра больше скорости берегового на 2–7 м/с.

2. Заметный вклад в интенсивность ветров с моря вносит величина разгона ветра над его открытой частью. При одних и тех же значениях барического градиента ветры, проходящие большие расстояния (до нескольких тысяч километров) над водной поверхностью сильнее ветров, путь которых над открытым морем составляет небольшие расстояния (десятки км), в среднем на 4–6 м/с.

3. При перемещении воздуха вдоль побережья линии тока в слое трения будут сближены, если суша находится справа от воздушного потока, и разрежены, если слева. Например, вблизи Приморского побережья Японского моря южный ветер будет слабее, чем северо-восточный при одинаковых барических градиентах. Береговой эффект усиления (ослабления) ветра будет особенно ярко выражен, если воздушный поток обтекает прилегающие к берегу горные цепи, плато или мысы.

4. Усиление ветра у выпуклого гористого берега будет еще более значительным перед фронтом вследствие сужения потока между указанным препятствием и фронтальной поверхностью. Наиболее заметным является усиление ветра в потоке, почти параллельном выпуклому горному хребту, перед фронтом, вытянутым вдоль береговой черты или приближающимся к ней. Предфронтальное усиление ветра заметно уже на расстоянии 200–300 км перед фронтом.

5. Изрезанность высоких берегов речными долинами способствует дополнительному усилению ветра вдоль долин. В таких местах береговые ветры приближаются по интенсивности к морским.

6. Наличие шхер в заливах приводит к ослаблению ветра.

7. В холодное время года в районах, где невысокий (300–600 м) горный хребет отделяет от моря континентальное плоскогорье – очаги накопления масс холодного воздуха, возникает бора.

8. В районах береговых хребтов может возникнуть дополнительное ускорение за счет гравитационного стока воздуха. За счет этого фактора скорость действительного ветра может быть больше геострофического.

9. Различия в рельефе земной поверхности обуславливают усиление ветра в пунктах, расположенных на более высоких (до 100–200 м) берегах, особенно на наветренных склонах, обращенных к

морю. Скорость ветра здесь может на 15 м/с превышать ее значения на низком берегу.

10. Конфигурация берегов и их топография, ориентация заливов и проливов деформируют поток воздуха в слое трения, изменяют направление его движения и усиливают ветер в сторону суживающихся частей.

4.2. Определение параметров волнения моря

Развитие теории морских волн пошло путем разработки теоретических и эмпирических связей между ветром и волнами с учетом разнообразия морских волн и их нестационарности, т.е. с учетом их развития и затухания.

В общем виде элементы ветровых волн могут быть выражены в виде функций от нескольких переменных:

$$h, \tau, \lambda, C = f(V, D, t, H), \quad (3.10)$$

где V – скорость ветра; D – разгон (длина водного пространства, на котором ветер постоянного направления воздействует на поверхность моря); t – продолжительность действия ветра; H – глубина моря; h, τ, λ, C – параметры волны.

Для мелководных районов для расчета высоты и длины волн можно использовать зависимости:

$$h = aV^3\sqrt[3]{D}; \quad \lambda = zV^3\sqrt[3]{D}. \quad (3.11)$$

Коэффициенты a и z – переменные, зависят от глубины моря:

$$a = 0,0151H^{0,342}; \quad z = 0,104H^{0,573}. \quad (3.12)$$

Для открытых районов океана элементы волн рассчитываются по следующим формулам:

$$h = 0,073Vk\sqrt{D\varepsilon}, \quad \lambda = 0,073Vk\sqrt{\frac{D}{\varepsilon}}, \quad \tau = 0,8\sqrt{\lambda},$$

$$\varepsilon = \frac{1}{\sqrt{0,9(100+V^2)}}, \quad D_{\text{пр}} = 30V^2\varepsilon, \quad k = \left(1 + e^{-0,4\frac{D}{V}}\right), \quad (3.13)$$

где ε – крутизна волны при малых разгонах; $D_{\text{пр}}$ – предельный разгон, км. Максимальную высоту волн можно рассчитать по формуле

$$h_{max} = 0,45\sqrt{D}, \quad (3.14)$$

где h_{max} – максимальная высота волн, м; D – длина разгона, мили.

В Государственном океанографическом институте на основании спектральной модели были получены графические связи между элементами волн и скоростью ветра, продолжительностью его действия и длиной разгона. Эти зависимости являются наиболее надежными, дающими приемлемые результаты, на основании которых В.С. Красюком были построены номограммы для расчета параметров значительно волнения (т.е. волнения 13 % обеспеченности).

Одна из частей номограммы представлена на рис. 3.8. Если скорость ветра уже известна, то ее значение откладывают на верхней шкале номограммы, и, опустившись до кривой разгона, с правой шкалы снимают значение h_{3H} . Если имеется возможность при определении высоты волн использовать не только данные о скорости ветра, но и о разгоне и продолжительности действия ветра (в часах), расчет выполняется по разгону и продолжительности действия ветра. Для этого по перпендикуляру, соответствующему скорости ветра, опускаемся не до кривой разгона, а до кривой продолжительности действия ветра. Из полученных результатов (по разгону и продолжительности) выбирается меньшее значение высоты волны.

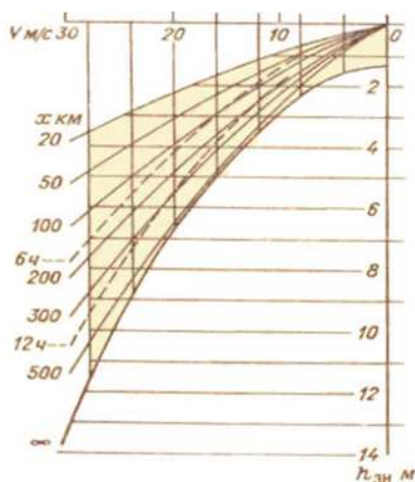


Рис. 3.8. Номограмма В.С. Красюка для расчета высоты волн по известной скорости ветра и продолжительности его действия

Расчет по предложенной номограмме может производиться лишь для районов «глубокого моря», т.е. для районов, где глубина моря превышает половину длины волны. При разгоне, превышающем 500 км, или продолжительности действия ветра более 12 ч используется зависимость для океанических условий (утолщенная крайняя правая кривая на номограмме).

На практике при определении степени волнения часто руководствуются следующими указаниями. При ветре от 5 до 8 баллов, 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.

При определении параметров волнения моря чаще всего учитывают главный из них – высоту волны, которая при достаточно большом разгоне ветра (сотни миль) и продолжительности его работы (десятки часов) определяется только скоростью ветра. Ниже приведено соотношение скорости среднего ветра, времени его воздействия на водную поверхность и разгона для формирования полностью развитого волнения (максимально возможного для данной скорости ветра и постоянного во времени):

V , м/с	5	10	15	20	25	30
D , мили	50	200	450	800	1300	1800
t , ч	10	20	30	40	45	50

Направление общего потока воздуха, так называемого «синоптического ветра», в однородном поле изобар осуществляется под углом 10–20° к изобарам в сторону понижения давления, оставляя низкое давление в Северном полушарии слева, а в Южном – справа. Скорость синоптического ветра следует получить путем осреднения трех-четырёх изменений (расчетных значений) скорости ветра над указанным районом.

Тогда в случае полностью развитого волнения можно считать, что для средней высоты волн h зависимость от скорости ветра V следующая:

$V, \text{ м/с}$	5	7	10	12	15	17	20	22	25	27	30
$h, \text{ м}$	0,4	0,7	1,4	2,0	3,1	4,0	5,6	6,8	8,7	10,0	12,0

Для перехода от средней высоты к высотам определенной обеспеченности вычислены коэффициенты. Чтобы получить высоту волн обеспеченностью 3 %, следует среднюю высоту умножить на коэффициент 2,39 ($h_{3\%} = 2,39 h$); для волн обеспеченностью 5 % – коэффициент 1,9; для волн обеспеченностью 13 % – коэффициент 1,67.

5. Порядок выполнения работы

5.1. Изучить тему «Расчет параметров ветра и волнения моря по барическому полю», составить краткую записку, включающую разделы:

- барический градиент;
- силы, действующие в атмосфере;
- правило Бейс–Балло;
- приемы определения высоты волн в море.

5.2. Определить направление и скорость ветра в трех заданных точках приземной карты погоды (фактической или прогностической), пользуясь барическим законом ветра. Правила и последовательность выполнения расчетов смотри ниже. Расчеты скорости ветра занести в отчет, полученные скорость и направление ветра нанести на карту в точке расчета.

Направление ветра определяется по расположению изобар на картах погоды (картах анализа или прогноза) с учетом отклонения в сторону низкого давления, над морской акваторией на угол 10–20° (рис. 3.9). Направление указывается в предполагаемой четверти горизонта. На рис. 3.9 ветер юго-западный.

При *расчете скорости* ветра необходимо учитывать следующее:

- реальный ветер может быть больше расчетного, если ожидается углубление циклона, в зоне которого находится судно;
- в момент прохождения фронтов ветер усиливается, а в районе холодного фронта он может носить шквалистый характер;
- в тыловой части циклона наблюдаются частые усиления ветра в момент выпадения осадков по типу зарядов;
- при большом контрасте температур воздуха на границе соприкосновения воздушных масс ветер всегда сильнее расчетного;
- ветер нередко искажается на границе раздела суши и моря, т.е. в прибрежной зоне.

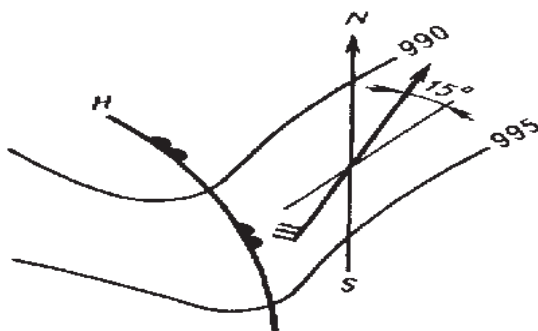


Рис. 3.9. Определение направления ветра

В данной работе для расчета скорости ветра (в м/с) используем следующую формулу:

$$v = K_{\varphi} \frac{\Delta P}{\Delta n} + K_f, \quad (3.15)$$

где K_{φ} – коэффициент, зависящий от широты, определяется по таблице:

K_{φ}	2,0	1,9–1,6	1,5–1,4	1,3	1,2	1,1	1,0	0,9	0,8	0,7
φ	20°	20–25°	26–28°	29–30°	31–35°	36–38°	39–43°	44–51°	52–62°	62°

$\frac{\Delta P}{\Delta n}$ – градиент давления, определяемый как перепад давления на концах единичного отрезка, отложенного по нормали к изобарам. Для вышеприведенной формулы единичный отрезок равен 300 миль (5° меридиана); K_f – фронтальный коэффициент, который равняется 4 м/с в зоне холодного фронта и в тылу циклона с давлением в центре 990 гПа и менее, 2 м/с – перед теплым фронтом и фронтом окклюзии, в остальных случаях равняется нулю.

На рис. 3.10 приведен пример расчета скорости ветра по приземной карте анализа, составленной Японским метеорологическим агентством. В точке расчета А проведена нормаль к изобарам, точка помещена в середину отрезка, равного 5° меридиана. Перепад давления на концах отрезка составляет около 11 гПа (изобары на карте проведены через 4 гПа). 11 гПа/300 миль – это величина ба-

рического градиента, входящая в расчетную формулу. Широте местности 45° с. ш. соответствует коэффициент 0,9. Коэффициент K_f в тыловой части циклона за счет адвекции холода и неустойчивой стратификации атмосферы равен 4 м/с. В итоге скорость ветра составляет 14 м/с, направление ветра северо-западное.

5.3. Определить направление расположения (сторону света) барического объекта относительно судна по известному заранее направлению истинного ветра. Задание выполняется по правилу Бейс–Балло, варианты исходных данных указаны в табл. 3.1.

5.4. Определить среднюю высоту волн и волну 12,5 % обеспеченности (значительную) по рассчитанной скорости ветра в заданных точках. Задание выполняется в соответствии с теорией п. 4.2: средняя высота волн определяется для установившегося волнения по скорости синоптического ветра (используется скорость ветра, рассчитанная в задании 5.2), значительное волнение определяется по номограмме В.С. Красюка для времени воздействия ветра 6, 12 ч и установившегося волнения.

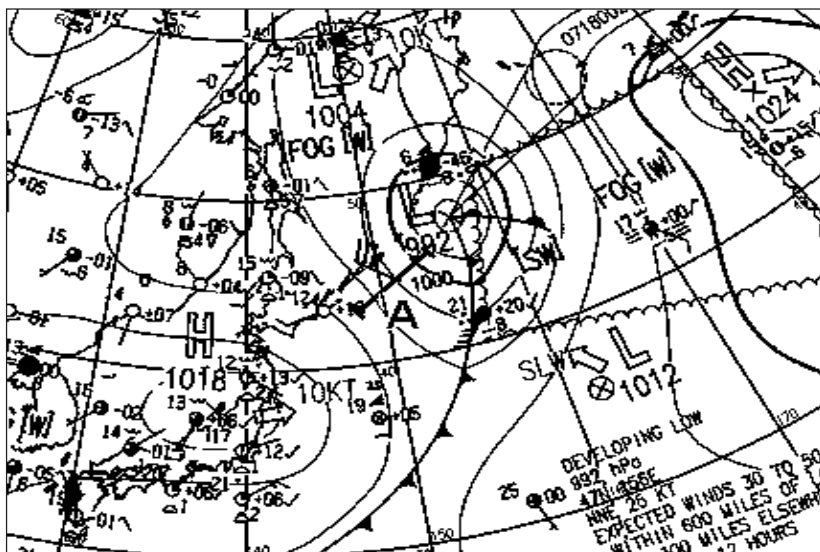


Рис. 3.10. Определение скорости ветра на карте погоды

Таблица 3.1

**Варианты исходных данных для определения положения
барического объекта относительно судна**

Вариант	Полушарие	Направление ветра	Барический объект
1	Северное	СЗ	Циклон
2	Северное	С	Циклон
3	Северное	СВ	Циклон
4	Северное	В	Циклон
5	Северное	ЮВ	Циклон
6	Северное	Ю	Тайфун
7	Южное	ЮЗ	Антициклон
8	Южное	З	Антициклон
9	Южное	СЗ	Тайфун
10	Южное	С	Тайфун

Вопросы для самопроверки

1. Что такое барический градиент? Какой именно барический градиент используется для определения скорости ветра?
2. Какая сила в атмосфере приводит воздух в движение?
3. При циклонической или антициклональной кривизне изобар при общих равных условиях бывает больше скорость ветра и почему?
4. При одинаковом барическом градиенте и незначительной кривизне изобар скорость ветра будет больше на 20° или 70° с. ш.? (Для обоснования используйте формулу горизонтальной составляющей силы Кориолиса).
5. В чем заключается правило Бейс–Балло?
6. Каким эффектом объясняется движение воздуха в циклоне против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой стрелке – в Южном?
7. Почему в циклоне очень часто скорости ветра больше, чем в антициклоне?
8. От каких параметров зависит высота ветровых волн?
9. Для каких целей используются номограммы В.С. Красюка?

Лабораторная работа 4

ПРОГНОЗ ПОГОДЫ ПО РАЙОНУ ПЛАВАНИЯ

1. Цель работы

Ознакомиться с практическими приемами, которые используются для составления прогнозов погоды морского назначения.

Приобрести навыки диагноза гидрометеорологических условий по картам погоды, в том числе в определении стадии развития фронтальных циклонов, погодных условий в различных частях циклона, в составлении прогнозов погоды по району и маршруту с использованием набора карт погоды.

2. Задания

2.1. Изучить тему «Прогноз погоды по району плавания», составить краткую записку.

2.2. Построить линии относительного движения (ЛЮД) для последующего составления прогноза погоды для ситуаций «судно в дрейфе» и «судно движется по заданному маршруту».

2.3. Построить разрезы погодных условий вдоль линий относительного движения.

2.4. Составить прогнозы погоды на 24 ч вперед для ситуаций «судно в дрейфе» и «судно движется по заданному маршруту».

Учебное время: 4 ч.

3. Материалы

Комплект карт погоды: 2–3 приземные карты погоды за последовательные сроки и карты приземного прогноза малой заблаговременности.

4. Теоретическая часть

4.1. Синоптический метод прогноза погоды

Синоптическая метеорология – учение об атмосферных макромасштабных (порядка тысяч километров) процессах с целью их дальнейшего предсказания. К таким процессам относят возникновение, эволюцию и перемещение циклонов и антициклонов, находящихся в тесной связи с возникновением, эволюцией и перемеще-

нием воздушных масс и фронтальных разделов. Исследование синоптических процессов осуществляется с помощью анализа синоптических карт (синоптического анализа), вертикальных разрезов, спутниковых снимков и других вспомогательных материалов. Переход от синоптического анализа атмосферных процессов над большими участками земной поверхности к их прогнозу и прогнозу связанных с ними погодных условий в большой степени сводится к экстраполяции и качественным заключениям из положений динамической метеорологии. В последнее время все шире применяются методы численного (гидродинамического) прогноза метеорологических полей путем численного решения уравнений атмосферной термодинамики.

Под погодой понимается состояние атмосферы над некоторым участком земной поверхности в данный момент времени, характеризующее совокупностью значений метеорологических элементов, а также последовательная смена состояний атмосферы за определенный промежуток времени. Таким образом, погода – это конкретное состояние атмосферы, имеющее указание времени и места.

Изменения погоды в данном месте в предстоящие 1–2 сут определяются перемещением обширных областей теплых и холодных воздушных масс с разделяющими их атмосферными фронтами, зонами осадков, сильных ветров и пр., а также изменениями этих объектов и возникновением новых. Скорость перемещения синоптических объектов в среднем составляет около 40 км/ч, иногда может достигать 70–90 км/ч. Это значит, что через 24 ч в данное место могут прийти явления погоды, которые в это время наблюдаются на расстоянии 1000–2000 км. Следовательно, составляя прогноз погоды на 24 ч, необходимо обзирать состояние атмосферы в радиусе 2000 км от пункта прогноза и знать, как оно изменится за время прогноза. Основным методом синоптической метеорологии, таким образом, является сопоставление результатов одновременных наблюдений обширной сети метеорологических станций. Результаты наблюдений наносятся на географическую карту, после чего на ней проводятся изобары, выделяются зоны осадков, туманов, опасных явлений, проводят фронты. Такие карты называются синоптическими, от греческого «синоптикос» – одновременно обозревающий, сопоставляющий.

По сути, прогноз погоды синоптическим методом структурно состоит из двух частей. Первая – это прогноз синоптического по-

ложения (положения и состояния синоптических объектов: циклонов, антициклонов, воздушных масс, атмосферных фронтов, облачных массивов, струйных течений и пр.). Вторая – прогноз элементов погоды, которые определяются синоптической ситуацией.

4.2. Прогноз погоды на судне

Острая необходимость в составлении прогноза синоптическим методом возникает в случае вероятной встречи судна с глубоким фронтальным или тропическим циклоном. Составлять прогноз в такой ситуации проще, потому что синоптическая обстановка сохраняется без существенных изменений более продолжительное время, что связано с ее большей инертностью.

Коротко схему прогноза можно представить следующим образом: анализ синоптической обстановки – прогноз синоптической обстановки – определение положения судна по отношению к синоптическим объектам – установление вероятных гидрометеорологических условий в районе судна.

Синоптический метод позволяет достаточно уверенно прогнозировать погоду на срок до суток, однако при сложной обстановке следует уточнять прогноз каждые 6 ч по очередной карте погоды.

Погода в районе плавания судна зависит от его положения относительно барических образований, атмосферных фронтов и типа воздушных масс. Если судно 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.

Основная идея прогноза различных метеорологических элементов и явлений заключается в предположении, что с перемещением воздушных масс, фронтов переносятся и свойственные им условия погоды. Поэтому за прогнозируемые значения метеорологических элементов принимают их значения в том районе, откуда ожидается перемещение воздушной массы или фронта. К исходным значениям метеорологических элементов вводят поправки на изменение условий погоды в связи с трансформацией воздушной массы и эволюцией фронта, циклона, а также на суточный ход метеорологических элементов.

Построение линии относительного движения (ЛОД)

Прогноз условий погоды для движущегося судна осложняется тем, что приходится учитывать перемещение не только воздушных масс, барических образований, фронтов и т.д., но и перемещение судна. Иными словами, необходимо найти перемещение судна относительно движущихся синоптических объектов. Эта задача решается методами, которые используются при расчете маневрирования судов.

Для принятия решения чаще всего используют карту погоды за последний срок наблюдения. Пусть в начальный момент центр циклона располагается в точке H , а судно – в точке K (рис. 4.1). Циклон перемещается в направлении HH' со скоростью $\bar{V}_H$, судно следует курсом KK' со скоростью $\bar{V}$. В первом приближении примем, что все части циклона движутся так же, как и его центр.

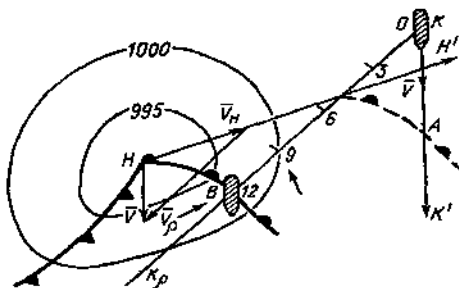


Рис. 4.1. Расчет перемещения судна относительно движущейся барической системы для ситуации «судно движется по заданному маршруту»

При решении задач на относительное перемещение принято один из объектов считать неподвижным. Тогда второй объект движется относительно неподвижного со скоростью $\bar{V}_\rho$, равной векторной разности скоростей маневрирующих объектов $\bar{V}_\rho = \bar{V} - \bar{V}_H$. В данном случае за неподвижный объект удобнее принимать циклон.

Построим у центра циклона в произвольном масштабе треугольник скоростей. Для этого от точки H (центр циклона) отложим векторы $\bar{V}_H$ (скорость передвижения циклона) и $\bar{V}$ (скорость передвижения судна). Вектор $\bar{V}_\rho$, замыкающий их, и есть вектор относительной скорости. Проведем относительный курс – линию относительного движения KK_ρ , параллельную вектору $\bar{V}_\rho$. Именно по этой линии со скоростью $\bar{V}_\rho$ перемещается судно относительно циклона.

Отложив по линии $KK\rho$ в масштабе карты отрезки, которые судно пройдет за 3, 6, 9, 12 ч ($\bar{V}_p \times t$, где t – время в часах), получим траекторию перемещения судна относительно циклона. Следует помнить, что, перемещаясь по линии $KK\rho$, судно остается на прежнем истинном курсе. Из рис. 4.1 видно, что приблизительно через 12 ч оно пересечет линию теплого фронта, при этом ветер резко перейдет от носовых курсовых углов к траверсным. В этот момент фактическое место судна будет в точке А, а не в точке В, и фронт будет занимать положение, показанное на рисунке пунктиром.

Если судно не имеет движения, то задача построения ЛОД упрощается. Применительно к реальной карте погоды (рис. 4.2) следует сначала построить вектор движения синоптического объекта LH' (в данном случае, молодого циклона), а затем от положения судна отложить обратный ему вектор KK' (равный по величине и обратный по направлению LH'). Точка K' – относительное положение судна через 24 ч. Через 6 ч судно будет в зоне теплого фронта, через 12 ч – в теплом секторе циклона, через 24 ч – в тылу циклона за холодным фронтом.

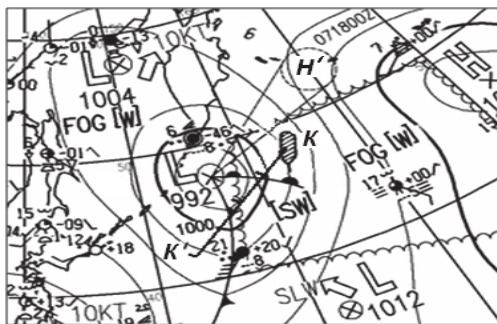


Рис. 4.2. Расчет перемещения судна относительно движущегося циклона для ситуации «судно в дрейфе»

Для прогноза количественных характеристик метеорологических элементов по относительному пути следования судна достаточно снять соответствующие значения этих метеоэлементов с карты, считая, что за 6–12 ч не произойдет больших изменений (в противном случае следует внести коррективы в элементы погоды).

Весьма полезным для судоводителя является использование местных признаков погоды, соответствующих основным типам ожидаемой погоды. Местные признаки – это такие явления и изменения

в ходе метеорологических элементов, наблюдаемые и измеряемые в одном пункте (на судне), на основании которых можно сделать заключение о физических процессах, происходящих в атмосфере, и о предстоящем характере погоды (извлечение из «Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях», 1999). Местные признаки основаны на многолетнем опыте и изучении свойств воздушных масс, фронтов и барических систем. Знание их позволяет судоводителю предсказывать погоду. Однако в настоящее время местные признаки в основном используются для уточнения прогноза, составленного специалистами.

Составляя прогноз погоды по местным признакам или используя их для уточнения прогноза, необходимо провести следующие операции:

- выполнить анализ метеорологических наблюдений. При этом все наблюдаемые явления погоды должны быть объяснены и их изменения увязаны с развивающимися в данное время процессами;
- определить, в какой воздушной массе, в какой части барической системы, или перед каким фронтом находится судно;
- выяснить, не наблюдались ли оптические и другие явления, служащие признаком приближения того или иного фронта;
- по выявленным признакам определить, какая погода придет на смену существующей.

При составлении прогноза погоды по местным признакам необходимо иметь в виду следующие общие правила:

- чем больше признаков указывает на изменение или сохранение погоды, тем большая надежность прогноза;
- один какой-нибудь признак не всегда является безусловным предвестником того или иного типа погоды;
- если несколько признаков противоречат друг другу, то следует ожидать неустойчивый тип погоды;
- чем медленнее происходит изменение явления, наблюдаемого в качестве местного признака, тем медленнее будет происходить изменение погоды и тем продолжительнее она будет. Ориентирование в барическом поле позволяет судоводителю сделать правильное заключение о характере текущей погоды и с какой-то достоверностью определить, какая погода может прийти ей на смену.

Для того чтобы решить, в каком месте барического поля находится судно, необходимо знать величину давления, скорость и направление ветра. Пользуясь барическим законом ветра, нетрудно определить направление на центр циклона или антициклона.

4.3. Указания к прогнозу элементов погоды

Морской прогноз погоды включает:

- дату и срок начала и окончания действия прогноза, район или маршрут прогноза;
- направление (румбы) и скорость ветра (м/с);
- высоту ветровых волн, по возможности и волн зыби, с точностью до 0,5 м;
- явления, ухудшающие видимость: туман, дымка, осадки и др.;
- видимость (км, м);
- обледенение судов, если оно ожидается;
- температуру воздуха, в интервале 3–5 °С;
- ледовые условия, если лед есть или ожидается.

При прогнозе погоды по возможности указывается изменение метеорологических величин и явлений в течение срока действия прогноза: усиление, ослабление, понижение, повышение, улучшение, ухудшение и т.п., указывая конкретное значение и интенсивность этих величин и явлений, время, когда это произойдет.

Обычно прогноз погоды морского назначения начинается с прогноза направления и скорости ветра по маршруту относительного движения (в 2–3 точках маршрута определяют направление и скорость ветра).

Направление ветра определяется по расположению изобар на картах погоды с учетом отклонения на угол 15° в сторону низкого давления таким образом, чтобы область низкого давления оставалась слева, а высокого давления – справа по отношению к движению (справедливо для Северного полушария). Направление ветра определяется в румбах; в прогнозах можно указывать два румба, если предполагается незначительный поворот ветра в течение срока прогноза. Техника расчета подробно изложена в Лабораторной работе 3 настоящего Практикума.

Если в прогнозе указывается: ветер юго-западный, то это означает, что в течение срока действия прогноза ожидается ветер от SSW- до WSW-направлений.

Скорость ветра указывается в м/с в диапазоне 3–5 м/с.

Скорость ветра может быть вычислена из геострофического соотношения. Если принять угловую скорость вращения Земли за константу: $\omega=0,000073$ рад/с, использовать плотность воздуха для стандартной атмосферы: $\rho=1,293$ кг/м³, то геострофическое соотношение упрощается до вида $v_g = \frac{4,8}{\sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta n}$. Здесь барический градиент выражен в гПа/град меридиана.

Реальный ветер будет меньше вычисленного геострофического примерно на треть. Для вычисления действительного ветра вблизи поверхности моря скорость геострофического ветра умножают на коэффициент, учитывающий стратификацию приводного слоя атмосферы. Для холодной половины года при неизвестной разности температур между водной поверхностью и нижним слоем атмосферы коэффициент принимается равным 0,6, а для теплой – 0,8.

Наиболее простой способ для расчета скорости ветра предложен в Лабораторной работе 3, формула (3.15): $v = K_{\varphi} \frac{\Delta P}{\Delta n} + K_f$, (м/с).

Прогноз волнения. При прогнозе волнения моря чаще всего прогнозируют главный параметр – высоту волн. При наличии прогностической карты волнения определяют на карте местоположения судна на момент действия прогноза. В месте расположения судна снимаются значения высоты волн. Эти значения и есть прогноз высоты волн 3 % обеспеченности (м). Направление волнения соответствует направлению, указанному в виде стрелок в ближайших расчетных узлах прогностической карты волнения.

При отсутствии прогностической карты волнения на нужный срок прогноз волнения составляют на основании прогноза ветра так, как указано в Лабораторной работе 3 настоящего Практикума. Одним из надежных способов расчета высоты волн является метод, разработанный В.С. Красюком (см. рис. 3.8).

Следует помнить, что высота волн в морских прогнозах прогнозируется в метрах с точностью до 0,5 м в диапазоне 1 м. Например, высота волн 1,5–2,5 м.

Прогноз облачности и осадков основывается на характере, типе и эволюции фронтов, проходящих в районе плавания, а также типе воздушной массы или в зависимости от сектора циклона или антициклона, в область которых попадает судно.

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 центр циклона располагается близко к району прогноза; продолжительное падение давления.

Значительная облачность (5–9 баллов) прогнозируется, если в районе нахождения судна наблюдаются: размывающиеся фронты; холодный фронт; нулевые барические тенденции; старый циклон.

Умеренная облачность (3–7 баллов) вероятна тогда, когда в районе отсутствуют фронтальные разделы, но атмосфера характе-

ризуется неустойчивой стратификацией, о чем свидетельствуют кучевообразные облака. Умеренная облачность может наблюдаться в восточных и западных секторах антициклонов, прилегающих к тыловой и передней частям циклона соответственно.

Небольшую облачность и ясно следует ожидать в случаях плавания в зоне антициклона, близко от его центра и при прохождении оси барических гребней, а также при плавании в тылу циклона за холодным фронтом при условии устойчивой стратификации в области холодной воздушной массы.

Характер и интенсивность ожидаемых осадков должны полностью соответствовать прогнозируемой облачности (табл. 4,1), быть согласованы с наблюдаемыми на картах анализа явлениями и видом синоптических объектов в районе плавания.

Дальность видимости прогнозируется в зависимости от типа воздушной массы, облачности, атмосферных осадков и явлений. Наблюдения показывают, что в арктическом воздухе дальность видимости при отсутствии осадков обычно бывает больше 10 миль, в полярном воздухе – от 5 до 10 миль, в тропическом – 3–5 миль. Дальность видимости прямо зависит от количества водяного пара, содержащегося в воздухе.

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 будет 8, 4 и 2–3 км соответственно. При слабом или умеренном снеге видимость ухудшается до 2–5 км; при сильном снеге видимость ухудшается до 500–1000 м.

При тумане видимость составляет 500–1000 м, при сильном тумане следует прогнозировать 200–500 м и менее (точных методов прогноза горизонтальной дальности видимости не существует). При наличии дымки прогнозируют видимость 2–4 км.

Дальность видимости в прогнозе указывается только при ухудшении видимости, т.е. при прогнозировании атмосферных явлений, приводящих к ее ухудшению.

Прогноз обледенения судов. Под обледенением судов понимается образование льда на верхних конструкциях судна: корпусе, палубах, надстройках, рангоуте и такелаже. Причиной обледенения, прежде всего, являются брызги морской воды, образующиеся при ударе волн о корпус судна, а также заливание судна при накате морской воды на палубы судна. Иногда наблюдается и пресноводное обледенение из-за тумана или выпадения переохлажденного дождя или мокрого снега.

Таблица 4.1

**Виды осадков, выпадающих из различных форм облаков,
и характер их проявления (извлечение из Атласа облаков, 1978)**

Формы облаков	Жидкие осадки		Твердые осадки	
	Вид	Характер проявления	Вид	Характер проявления
1	2	3	4	5
Перисто-слоистые (Cs)	—	—	Слабый снег, ледяные иглы, мелкие ледяные кристаллы	Возможны при очень низких температурах воздуха, при сильных морозах (преимущественно в арктических районах)
Высокослоистые (As)	Дождь	Небольшой интенсивности, непрерывный или с перерывами. В средних и южных широтах дождь из As не достигает поверхности моря вследствие испарения	Снег	Небольшой интенсивности, непрерывный или с перерывами
Высококучевые (Ac)	Дождь	Кратковременный или в виде отдельных капель; могут наблюдаться полосы падения	Снег	В виде отдельных снежинок; могут наблюдаться полосы падения, не достигающие поверхности моря
Слоисто-дождевые (Ns)	Обложной дождь, ледяной дождь	Непрерывный или с перерывами; продолжительный или кратковременный; очень редко в виде ледяного дождя	Обложной снег	Непрерывный или с перерывами; продолжительный или кратковременный
Слоистые (St)	Морось	Может быть отдельно или вместе с дождем; в последнем случае морось выпадает из St, а дождь — из выше-расположенных Ns	Мелкий снег, мелкие снежные зерна	Очень мелкий снег, очень мелкие снежные зерна, сильно ухудшающие видимость

Окончание табл. 4.1

1	2	3	4	5
Туманы	Морось	Очень мелкие капли, практически невидимые глазом	—	—
Слоисто-кучевые (Sc)	Дождь	Кратковременный, как правило, из плотных Sc	Редкий снег	Выпадает из плотных Sc (иногда из Sc просвечивающих) в течение непродолжительного времени
Кучевые (Cu)	Дождь	Редко, иногда в виде отдельных капель или очень кратковременный, иногда за время выпадения дождя облако рассеивается, создавая впечатление дождя из «чистого» неба	—	—
Кучево-дождевые (Cb)	Ливневый дождь, град, ливневый дождь с градом	Крупнокапельный, разной интенсивности, иногда в виде стены дождя. Над морем часто наблюдается вдали от судна в виде полос падения, достигающих поверхности моря, часто вместе с грозой	Ливневый снег, снежные зерна. Ливневый снег с дождем (мокрый снег). Ледяная, снежная крупа	Переменной интенсивности, иногда в виде «мощных» снежных зарядов

Основными гидрометеорологическими параметрами, обуславливающими обледенение судна, являются: температура воздуха, поскольку температура верхних устройств судна определяется и практически равна ей; температура воды (слишком высокая температура воды не дает возможности быстро образоваться льду, и вода стекает); скорость ветра, так как ветер определяет волнение на море, забрасывает брызги воды на судно.

При возникновении обледенения необходимо следовать курсом «под ветер», при этом обледенение будет меньше, чем при курсе на ветер.

На дальневосточных морях 98 % умеренных и сильных обледенений наблюдается при ветрах северных направлений. Более 50 % всех обледенений – обледенения муссонного типа, т.е. при ветрах с берега. Муссонные обледенения самые продолжительные по времени действия.

Наиболее вероятным по синоптическим условиям местом возникновения обледенения максимальной интенсивности является тыл циклона.

Местные признаки приближения обледенения:

- заход ветра к северным направлениям;
- усиление ветра до 5 баллов и более;
- рост давления после падения;
- понижение температуры до -3°C и ниже.

Для определения возможности обледенения судов используется индекс обледенения ($PPR \text{ м} \times ^{\circ}\text{C/с}$) в зависимости от скорости ветра V_a (м/с), температуры воздуха T_a ($^{\circ}\text{C}$), температуры воды T_w ($^{\circ}\text{C}$) и температуры замерзания воды T_f . Для морской воды эта температура равна $-1,7 \dots -1,8^{\circ}\text{C}$. Алгоритм нахождения индекса обледенения PPR разработан в 1986 г. (Overland et al., 1986) и уточнен в 1990 г:

$$PPR = \frac{V_a (T_f - T_a)}{1 + 0,3(T_w - T_f)} \quad (4.1)$$

В табл. 4.2 представлена интенсивность ожидаемого обледенения для судов длиной 20–75 м в зависимости от величины индекса PPR.

Для определения возможности обледенения судов можно воспользоваться графической зависимостью, приведенной на рис. 4.3. Она позволяет по температуре воздуха и скорости ветра составить прогноз интенсивности обледенения в данном районе моря.

Таблица 4.2

Ожидаемое обледенение (см/ч) для судов длиной 20–75 м

PPR	<0	0–22,4	22,4–53,3	53,3–83,0	>83,0
Класс обледенения	Явления нет	Слабое	Умеренное	Сильное	Катастрофическое
Скорость обледенения, см/ч	0	<0,7	0,7–2,0	2,0–4,0	>4,0

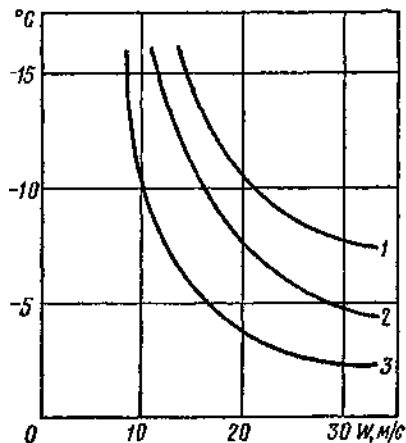


Рис. 4.3. График для определения степени обледенения судов:
1 – сильное; 2 – умеренное; 3 – слабое

Ледовые условия прогнозируются по карте температуры поверхности воды и ледовых условий, входящей в комплект карт для составления прогноза погоды. При наличии льда по маршруту движения указывается сплоченность льда и его тенденция.

Температура воздуха на судне прогнозируется следующим образом. Определяется фактическая температура воздуха (предположительно соответствующая началу прогноза). Она изменяется в зависимости от изменений: 1) широты местности (плавно растет при смещении к экватору и убывает к полюсам); 2) типа (свойств) воздушной массы, которая приходит на смену фактической либо меняет свойства за счет трансформации (прогревается или охлаждается). Тип воздушной массы меняется при пересечении атмосферного фронта, резкие изменения температуры воздуха случаются именно при пересечении фронта в холодное полугодие или переходные сезоны.

Изменение давления за время прогноза определяется по карте погоды как разность атмосферного давления на концах ЛОД (не следует путать с барической тенденцией). Если изменение давления за время прогноза меняло знак, например, давление росло, затем не менялось или падало, то следует отметить это в прогнозе.

В прогнозах погоды морского назначения не принято (не предусмотрено «Наставлением по службе прогнозов») прогнозиро-

вать ход давления в течение срока действия прогноза, но в рамках настоящей работы это следует выполнить для учебных целей.

Деление срока прогноза. Сутки можно разбивать, учитывая целесообразность (однородность погодных условий): на 1- и 2-ю половину; на начало, середину и конец суток; на день, ночь; 1- и 2-ю половину дня, ночи.

Для маршрутных прогнозов чаще принимают деление на начало, середину и конец маршрута или 1-ю и 2-ю половину пути, но можно применять и временное деление.

В случае ожидания в прогнозе опасного явления (ОЯ) прогнозу присваивается индекс «шторм». Следует помнить, что к ОЯ для морского флота относится:

- туман, осадки и другие явления, ухудшающие видимость до 1000 м и менее;
- штормовой ветер, 25 м/с (10 баллов) и более;
- сильное волнение моря, при высоте ветровых волн и зыби 8 м (7 баллов) и более;
- обледенение судов любой интенсивности.

5. Порядок выполнения работы

5.1. Для выполнения задания 2.1 изучить тему «Прогноз погоды по району плавания», составить краткую записку. Записка должна включать разделы:

- синоптический метод прогноза погоды;
- погодные условия в воздушных массах: теплых, холодных, устойчивых и неустойчивых (Лабораторная работа 2, раздел 4.2);
- погодные условия в зоне атмосферных фронтов: теплых, холодных и фронтов окклюзии (Лабораторная работа 2, раздел 4.3);
- погодные условия в разных частях циклонов (лабораторная работа 2, раздел 4.4);
- техника составления синоптического прогноза.

5.2. Построить линии относительного движения (ЛОД) для последующего составления прогноза погоды на сутки для ситуаций «судно в дрейфе» и «судно движется по заданному маршруту», использовать приземную карту погоды. Положение судна на карте и исходные данные о его движении задаются преподавателем.

5.3. Построить вертикальные разрезы погодных условий вдоль линий относительного движения, построенных по заданию 5.2.

Положение разреза на приземной карте погоды выполняется вдоль линии относительного движения для ситуаций «судно в дрейфе» и «судно движется по заданному маршруту». Для построения разреза в отчете строится прямая линия, соответствующая ЛОД, в масштабе 1 : 1; в 4–5 точках линии, соблюдая масштаб, указываются погодные условия, нанесенные по коду КН-01с. Погодные условия соответствуют данным, снятым с карты погоды вдоль ЛОД. При отсутствии фактических данных на карте погоды следует создать виртуальные данные, изучив тему о погодных условиях в синоптических объектах. На разрезе указываются синоптические объекты, определяющие погоду. Для атмосферных фронтов достраиваются вертикальные профили. Пример разреза представлен на рис. 4.4.

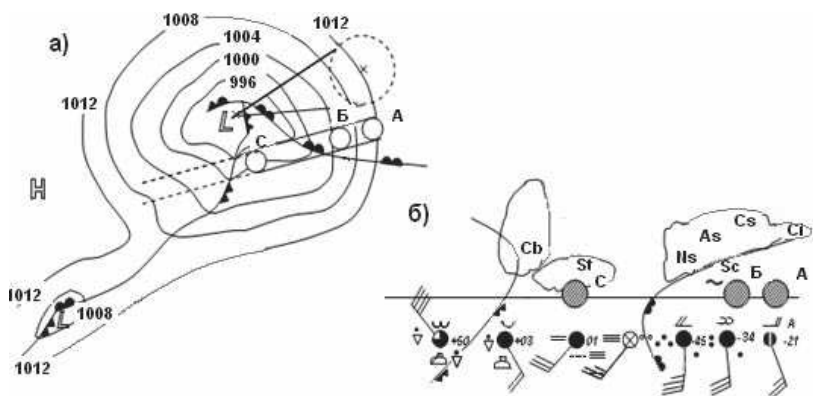


Рис. 4.4. Пример построения разреза: а – фрагмент приземной карты; б – вертикальный разрез

Каждый тип фронта: теплый, холодный 1-го или 2-го родов – окклюзии имеют только этому типу фронта присущие системы облаков, что связано с конфигурацией поверхности фронтов в пространстве и характером циркуляции в их зоне.

Схема вертикального разреза через систему фронтов должна быть выполнена со всей тщательностью. Перед каждым фронтом и за ним вдоль линии разреза должны быть нанесены (как принято на картах) погодные условия, изображены системы облаков для каждого фронта с обозначением их форм и связанных с ними осадков, указаны гидрометеорологические явления (туманы, шквалы и др.).

5.4. Составить прогноз погоды для ситуаций «судно в дрейфе» и «судно движется по заданному маршруту» на 24 ч вперед.

Пример прогноза погоды (в соответствии с разрезом на рис. 4.4):

Прогноз погоды от 12UTC 26 марта до 12UTC 27 марта 2020 г.

По маршруту 50° с.ш., 166° в.д. – 47° с. ш., 145° в. д.

От 12 UTC 26 марта до 03 UTC 27 марта.

Ветер юго-восточный, южный 13–18 м/с, с переходом в середине срока к юго-западному 9–14 м/с.

Высота волн 3,5–4,5 м.

Облака Ns, Sc 8–10 баллов. Дождь, ослабевающий в середине срока прогноза, туман. Видимость 3–5 км, при тумане – 500–1000 м.

Температура воздуха 2–7 °С.

Атмосферное давление будет уменьшаться на 10–12 гПа за период прогноза.

Прогноз погоды от 03UTC до 12UTC 27 марта. Ветер серо-западный 15–20 м/с.

Высота волн 4–5 м.

Облака Cb, As 6–8 баллов, с прояснением в конце срока. Ливневой дождь кратковременного характера, видимость 2–4 км.

Слабое обледенение в конце срока прогноза.

Температура воздуха около 0 °С.

Атмосферное давление будет расти на 4–6 гПа.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое синоптический метод прогноза погоды? Какова его оптимальная заблаговременность?

2. Что такое ЛОД? Техника его построения.

3. Какие погодные условия характерны для передней части циклона?

4. Какие погодные условия характерны для тыловой части циклона?

5. Какие виды облаков и атмосферных явлений вероятны при пересечении холодного фронта 2-го рода?

6. В каком случае (синоптические условия) следует прогнозировать обледенение судна?

Лабораторная работа 5

РАСЧЕТ ПОТЕРЬ СКОРОСТИ ХОДА СУДНА НА ВЕТРЕ И ВОЛНЕНИИ

1. Цель работы

Ознакомиться с теорией и практическими приемами, которые используются для расчета ветроволновых потерь скорости судна.

Сформировать навыки расчета суммарных ветроволновых потерь скорости судна и их использования для безопасного мореплавания.

2. Задания

2.1. Составить записку о ветроволновых потерях скорости хода судна.

2.2. Произвести расчет ветроволновых потерь по «универсальной» формуле.

2.3. Произвести расчет ветроволновых потерь по «энергетической» формуле.

2.4. Произвести расчет ветроволновых потерь по номограмме В.С. Красюка.

2.5. Определить оптимальный курс и ход судна с использованием диаграммы Ю.В. Ремеза.

2.6. Вычислить потери хода судна на течении.

Учебное время: 4 ч.

3. Материалы

Комплект карт погоды: приземные карты анализа и прогноза.

4. Теоретическая часть

4.1. Вынужденные колебания судна

Морское волнение оказывает целый ряд неприятных, а порой и опасных воздействий на суда. Прежде всего, в море суда испытывают качку, гидродинамические удары волн наносят разрушения, снижается скорость судна.

Из теории волн следует, что энергия волны может быть определена по формуле

$$E = \frac{1}{8} \sigma_t g h^2 \lambda b, \quad (5.1)$$

где σ_t – плотность воды; h – высота волны; λ – длина волны; b – длина гребня волны.

Из приведенной формулы следует, что энергия волн пропорциональна квадрату ее высоты и длине. Следовательно, при увеличении высоты волны, например, в 5 раз, ее энергия возрастает в 25 раз. Из этой же формулы следует, что при одной и той же высоте волны ее энергия тем больше, чем длиннее сама волна и ее гребень.

Насколько велика энергия ветровых волн, видно из следующего примера. Если принять высоту волны равной 5 м, а длину волны – 100 м, то энергия такой волны будет равна примерно 312 т на 1 м гребня.

Каждое судно испытывает качку на волнении. Качание судна на волне представляет собой сочетание собственных и вынужденных колебаний.

Периодом качки судна, или периодом его собственных колебаний, называется время, необходимое для отклонения судна на тихой воде из одного крайнего положения в другое. Период собственных колебаний судна может быть определен по формуле

$$T = \frac{0,8B}{\sqrt{h_M}}, \quad (5.2)$$

где B – ширина судна по ватерлинии, м; h_M – поперечная метacentрическая высота.

Вынужденные колебания совершаются с периодом, равным периоду волны, и могут быть вычислены по формуле из трохоидальной теории волн:

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}, \quad (5.3)$$

где λ – длина волны; g – гравитационная постоянная.

Если судно раскачивает правильная (трохоидальная) волна, перпендикулярная к его диаметральной плоскости, то свободные колебания быстро затухают, и судно качается с периодом вынужденных колебаний.

Качка судна тем больше, чем ближе период собственных колебаний судна к периоду вынужденных колебаний. При равенстве

периодов и отсутствии сопротивления амплитуда качки становится бесконечно большой, так как наступает явление резонанса. Явление резонанса может быть губительным для судов.

Сопротивление воды не оказывает существенного влияния на вынужденные колебания, свободные же колебания на непрерывающемся волнении благодаря сопротивлению гасятся.

Так как свободные колебания затухают, казалось бы, что качка должна состоять из одних вынужденных колебаний, имея период тот же, что и волна. Однако благодаря тому, что периоды последовательных волн, как правило, не одинаковы, свободные колебания не гасятся, а постепенно возобновляются.

Исследования показывают, что если период свободных качаний судна превышает период волн в два раза или более, то такие волны почти не могут раскачать судно, и боковая качка будет мала.

Наиболее часто опасному воздействию на волнении подвергаются суда длиной до 100–120 м. Следует напомнить, что около 65 % всех погибших судов потерпели катастрофу от потери остойчивости при определенных эксплуатационных и гидрометеорологических условиях.

На малых судах период свободных колебаний составляет 5–6 с, часто они встречаются с волнением такого же периода, что делает бортовую качку очень опасной.

4.2. Выбор курса для обхода области интенсивного волнения

Условия, с которыми судно сталкивается в зоне атмосферных фронтов и внутри циклонов, очень разнообразны. Однако при правильном анализе метеорологической обстановки в этих зонах всегда можно найти области как более, так и менее благоприятные для движения судов. Во-первых, внутри циклона сила ветра весьма изменчива, а размеры штормовых областей не особенно велики. Во-вторых, направление ветра вокруг центра циклона различно, вследствие этого его воздействие на движение судна зависит от курсов последнего.

При планировании маневра уклонения в зоне фронта выгодным является путь, на котором ветер будет хотя и не меньшей силы, но его направление благоприятно для движения судна. На рис. 5.1 показано, как планировать подобный маневр уклонения. Курс судна в данном примере проходит прямо через центр циклона. Если следовать этим курсом, то вначале судно окажется под воздействи-

ем сильного южного ветра, а после прохождения центра циклона – сильного северного ветра. Обход циклона с юга приведет судно в область с сильным встречным ветром (В). Обходной курс на север, напротив, дает преобладание ветра с кормы (А). Если на обоих обходных путях силы ветра и волнения одинаковы, то при одинаковой длине северный путь имеет значительные преимущества, так как здесь судно получает значительный выигрыш в скорости.

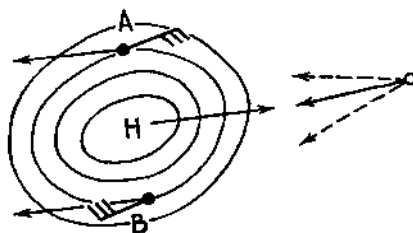


Рис. 5.1. Выбор курса при расхождении с внетропическим циклоном

Как правило, при обходе областей сильного ветра оказываются обойденными также и области наиболее сильного волнения. Следует помнить, что волнение возрастает с увеличением продолжительности действия и разгона ветра, поэтому с подветренной стороны области действия ветра волнение значительно сильнее, чем с наветренной. По этой причине область сильного ветра, как показано на рис. 5.2, всегда выгоднее обходить с наветренной стороны.

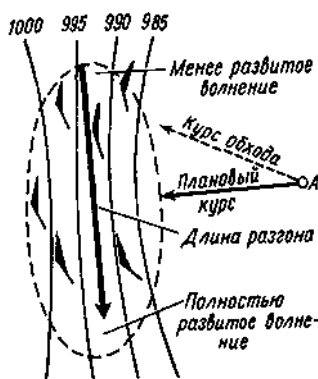


Рис. 5.2. Выбор курса для обхода области интенсивного волнения

На рис. 5.3 показано судно, идущее параллельно берега на небольшом расстоянии от него при ветре, дующем с берега. На участке пути судна АВ наблюдаются волны небольшой высоты, так как для образования более высоких волн требуется большая длина разгона волны. После прохождения мыса на участке ВС путь воздействия ветра удлинится, и при той же силе ветра судно встретит интенсивное и развитое волнение. Обходной путь вдоль берега окажется здесь оптимальным. Заметим, что движение судна под защитой берега (при ветре с берега) общеизвестно и широко применяется на практике.

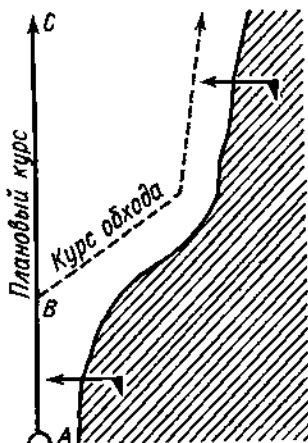


Рис. 5.3. Выбор курса при сильном ветре с берега

При ветре с моря следует учитывать, что при быстром убывании глубины моря крутизна волн становится очень большой, и волны изменяют направление своего движения. Если не учитывать этого обстоятельства, то судно может внезапно оказаться в области совершенно иного, а главное — опасного волнения. Иногда, когда судно находится на мелкой воде с крутыми волнами, выгодно изменить курс таким образом, чтобы выйти на глубокую воду, где можно рассчитывать на более благоприятное для движения волнение. При выборе наиболее благоприятного курса через область сильного волнения и большой зыби обязательно нужно принимать во внимание глубину моря и избегать мест, на которых глубина резко уменьшается.

4.3. Ветроволновые потери скорости судна

Уменьшение скорости судов в условиях волнения вызывается рядом причин:

- увеличением сопротивления воды движению судна на взволнованной поверхности моря за счет действия качки и волн;
- изменением режима работы двигателей в условиях волнения и качки;
- воздействием на судно горизонтального перемещения верхних слоев воды, участвующих в волновом движении.

В общем виде функциональная зависимость падения скорости хода судов на волнении может быть представлена выражением

$$\Delta V = f(V_s; \delta; D; h; \lambda/L; q),$$

где V_s – скорость судна; δ – коэффициент общей полноты корпуса судна; D – водоизмещение судна; h – высота волны; λ/L – отношение длины волны к длине судна; q – курсовой угол волны.

На увеличение сопротивления и потери скорости судов в первую очередь влияют степень волнения моря и полнота корпуса судна. Как следует из многочисленных исследований, суда с полными обводами ($\delta > 0,74-0,76$) особенно подвержены воздействию волнения. Так, при высоте волны 3–4 м потери в скорости хода достигают 40–50 %.

Дополнительное сопротивление на волнении при постоянном коэффициенте полноты зависит главным образом от скорости судна и соотношения между его длиной и длиной волны. Так, данные экспериментов ЦНИИ им. Крылова показывают, что дополнительное сопротивление на волнении в значительной степени зависит от относительной длины волны λ/L : при малых соотношениях ($\lambda/L \leq 0,5$) при всех скоростях судна дополнительное сопротивление сравнительно невелико, наиболее сильное воздействие волнения на судно наблюдается при относительной длине волны $\lambda/L = 1$.

Что касается высоты волны, то считается, что дополнительное сопротивление на волнении пропорционально квадрату высоты волны h .

Установлены также зависимости ΔV от D . Результаты экспериментальных исследований и натурных наблюдений показывают, что падение скорости на волнении обратно пропорционально водоизмещению судов D . Так, для судов водоизмещением 15000 т при

встречном ветре 8 баллов потери скорости составляет 20 %, а для судов водоизмещением 5600 т при тех же волновых характеристиках – 42 %.

В значительных пределах меняется величина потери скорости судов ΔV от курсового угла волнения q . Так, в ЦНИИ им. Крылова по результатам испытаний модели сухогрузного судна грузоподъемностью 10000 т построена кривая зависимости потерь скорости судна от направления волнения. Эта кривая определяется уравнением $y=0,22+0,32\cos q+0,53\cos 2q+0,12\cos 3q-0,18\cos 4q$, где q – курсовой угол направления волны.

Расчет по данной кривой показывает, что если принять при встречной волне потерю скорости за 1, то при $q=45^\circ$ потеря скорости равна 0,75, при $q=90^\circ$, соответственно, 0,22 и при $q=180^\circ$, т.е. при попутной волне потеря скорости составит 0,16.

Для определения потерь скорости судов под воздействием ветра и волнения применяется ряд методов.

Первый метод состоит в том, что находятся функциональные зависимости между силой и направлением ветра, с одной стороны, и потерей скорости – с другой. При этом считают, что ветер определенной силы и направления вызывает волнение соответствующего направления и высоты, которое воздействует на суда совместно с ветром (ветроволновые потери).

Второй метод состоит в определении величины потерь скорости в зависимости от высоты и направления волн. Для этой цели используются фактические наблюдения на судах торгового и рыболовного флотов. Собранные материалы подвергаются статистической обработке, которая позволяет определить средние значения потерь скорости различных типов судов при определенных значениях высоты и направления волн.

Для характеристики потерь скорости используются частные и общие графики. Частные графики строятся в полярных координатах (рис. 5.4). Концентрические окружности являются масштабом скорости. Радиальными прямыми обозначаются курсовые углы волн от 0 до 180° правого и левого бортов. На график наносят данные о фактической скорости судна как функцию курсового угла волн q и высоты волны h .

Такие графики в наглядной форме дают представление о потере скорости при данной высоте волны на различных курсовых углах. Анализ таких графиков показывает, что максимальные потери скоро-

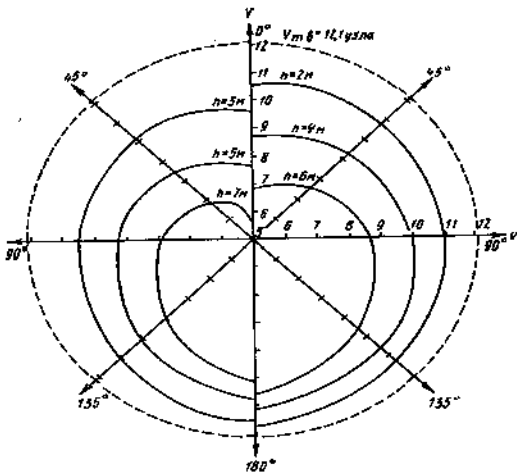


Рис. 5.4. Частный график потерь скорости хода БМРТ «Маяковский»

Общие графики строятся в прямоугольных координатах. Все данные о потерях скорости в зависимости от высоты волны разбиваются на 5 групп для курсовых углов: $0-22^\circ$, $22,5-67^\circ$, $67,5-112^\circ$, $112,5-157^\circ$, $157,5-180^\circ$. По оси абсцисс откладываются высоты волн, а по оси ординат – скорость судна при данной высоте волн.

Определение ветроволновых потерь скорости по теоретическим формулам позволяет отказаться от сбора большого фактического материала наблюдений для статистической обработки, а также от проведения дорогостоящих бассейновых испытаний. Достоверность расчета по теоретическим формулам зависит от правильности гипотезы, положенной в основу того или иного теоретического метода.

В общем виде при неизменных высоте и курсовом угле волнения изменение скорости ветра приводит к потерям скорости судна, определяемым логарифмической зависимостью

$$\Delta V = a \log w - b, \quad (5.4)$$

где w – скорость ветра, м/с.

При постоянных курсовых углах ветра и волнения ветроволновые потери определяются через функцию от высоты волны, возведенную в степень:

$$\Delta V = ch^d, \quad (5.5)$$

где h – высота волны, м.

Различные типы судов при одной и той же высоте волны имеют различные потери скорости. Общий закон изменения величины потери скорости в зависимости от курсового угла волны определяется кривой, показанной на рис. 5.5, которая, по данным ЦНИИ имени Крылова, аппроксимируется уравнением вида

$$K_q = \frac{\Delta V_q}{\Delta V_0} = a + b \cos q + c \cos q^2 + d \cos q^3 + e \cos q^4, \quad (5.6)$$

где ΔV_q – потеря скорости судна на курсовом угле q ; ΔV_0 – потери скорости судна на курсовом угле 0; a, b, c, d, e – коэффициенты, характеризующие тип судна.

Потери скорости на нерегулярном волнении возрастают по мере того, как длина волны приближается к длине судна, при дальнейшем увеличении длины волны наблюдается постепенное снижение величины потери скорости.

На рис. 5.6 приведено семейство кривых, характеризующих ветроволновые потери для ПР типа «Таврия» в зависимости от относительной длины волны λ/L при различных курсовых углах волнения. Для курсовых углов 0, 45 и 90° максимальные значения ветроволновых потерь наблюдаются при λ/L , равных 1,05, 0,8 и 1,0 соответственно.

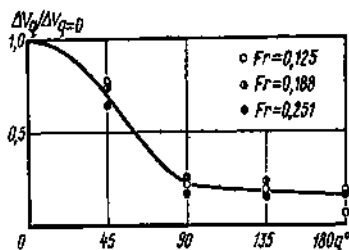


Рис. 5.5. Изменение скорости судна в зависимости от курсового угла волнения q

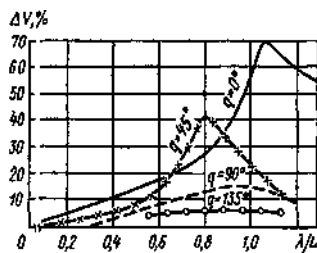


Рис. 5.6. Ветроволновые потери для ПР типа «Таврия» при различной относительной длине волны

Значения потерь скорости судна при одних и тех же соотношениях λ/L уменьшаются с увеличением курсового угла волны. Так, для относительной длины волны, равной единице, потери скорости составляют 58, 15 и 6 % для курсовых углов 0, 90 и 135° соответственно.

Вынужденное снижение скорости судна. При штормовом волнении наблюдаются такие явления, как слеминг, заливаемость и иногда резонанс. Для предотвращения этих явлений судоводители вынуждены снижать скорость судна.

Число случаев вынужденного снижения скорости возрастает с увеличением степени волнения. Частота вынужденного снижения скорости зависит также от курсового угла волнения. Так, по данным 123 наблюдений, на судах типа «И. Москвин» на встречном волнении при высоте волны 5 м вынужденно снижалась скорость в 50 % случаев, а при следовании лагом к волне – в 15 % случаев.

Абсолютная величина потери скорости при ее вынужденном снижении зависит от степени волнения и тактико-технических данных отдельных типов судов.

Повторяемость вынужденного снижения скорости может быть учтена с помощью коэффициента повторяемости K_B .

Если судно вынужденно не снижает скорость, значение коэффициента повторяемости равно 0. Когда судно в 100 % случаев вынуждено снижать скорость при штормовом ветре и волнении, коэффициент повторяемости равен единице.

Таким образом, вынужденные ветроволновые потери скорости с учетом повторяемости определяются зависимостью $\Delta V'_B = K_B \Delta V_B$, где ΔV_B – вынужденное снижение скорости судна; K_B – коэффициент, определяющий повторяемость снижения скорости в зависимости от параметров ветра и волнения.

Суммарные ветроволновые потери скорости в общем виде определяются зависимостью $\Delta V_{whB} = (\Delta V_w + \Delta V_h) + K_B \Delta V_B$, где ΔV_w и ΔV_h – ветровые и волновые составляющие потерь скорости судна. Указанные закономерности могут быть использованы для определения суммарных потерь скорости, связанных с воздействием ветра и волнения на судно, и вынужденного ее снижения.

4.4. Практические методы расчета ветроволновых потерь скорости

На отечественном флоте для определения численных значений ветроволновых потерь скорости хода наиболее широкое применение нашли методы «универсальной» формулы и «энергетический».

Метод «универсальной» формулы позволяет определить суммарные ветроволновые потери скорости с учетом водоизмещения судна, а также высоты и курсового угла волнения. Зависимость имеет вид

$$V_{wh} = V_0 - (0,745h - 0,257hq_h) \times (1 - 1,35 \times 10^{-6} D_B V_0), \quad (5.7)$$

где V_{wh} – 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_B – весовое водоизмещение, т.

Этим способом рассчитывают только совместные ветроволновые потери скорости. При этом полагают, что при определенной скорости ветра наблюдается соответствующая высота волны и направление ветра совпадает с направлением волнения. В действительности в море часто наблюдаются волны зыби, которые не соответствуют силе дующего ветра, а направление последнего и зыби отличается на несколько десятков градусов. Тогда приходится решать задачу о ветроволновых потерях на смешанном волнении. Для таких сложных условий расчет по методу «универсальной» формулы дает значительные погрешности, поэтому для расчетов используется «энергетический» метод.

Энергетический метод позволяет рассчитать отдельно ветровую и волновую составляющие потерь скорости судна ΔV_w и ΔV_h . Теоретическая зависимость для расчета ветровых потерь скорости судов учитывает соотношение надводной и подводной частей судна, а также физические характеристики воды и воздуха.

Расчетная формула ветровой составляющей потери скорости имеет вид

$$\Delta V_w = \left[\frac{V_0^2 (1 + k_q - k_q w^2)}{(1 + k_q)} \right]^{1/2} + \frac{k_q w}{(1 + k_q)} \cos q_w, \quad (5.8)$$

где V_0 – скорость судна на тихой воде, м/с; w – скорость истинного ветра, м/с; q_w – курсовой угол истинного ветра, град; k_q – ветровой коэффициент.

Ветровой коэффициент $k_q = \frac{c_q S}{81 \xi \Omega}$. Здесь c_q – коэффициент воздушного сопротивления для соответствующего курсового угла ветра; S – площадь проекции надводной части судна на плоскость

миделя, м^2 ; Ω – смоченная поверхность судна, м^2 ; ξ – коэффициент полного сопротивления воды подводной части судна.

Расчетная формула волновой составляющей потери скорости имеет вид

$$\Delta V_h = \left[A^2 (\rho \bar{h}^2) C^2 + 2A\rho \bar{h}^2 C \left(\frac{\lambda}{2\tau} \cos q_h + V_0 \right) \right] - A\rho \bar{h}^2 B, \quad (5.9)$$

где $A = 3,06 \times \frac{10^{-3} \delta L B}{D}$; $C = 1 - \exp\left(-\frac{4\pi d}{\lambda}\right)$; ρ – плотность морской воды, т/м^3 ; $\bar{h}$ – средняя высота волн, м ; λ – длина волны, м ; τ – период волны, с ; c – фазовая скорость волн, м/с ; q_h – курсовой угол волны, град ; B – ширина судна, м ; δ – коэффициент общей полноты; L – длина судна, м ; D – водоизмещение, т ; d – осадка судна, м .

Энергетический метод лежит в основе практических руководств по учету потерь скорости судов от ветра и волнения. В таких руководствах помещены таблицы и графики ветровых и волновых составляющих потерь скорости судна (в узлах). Входными аргументами являются скорость ветра и курсовой угол ветра, а также высота волны и курсовой угол волнения. Такие таблицы и графики обычно составляются для нескольких случаев загрузки: полной, 50%-й и балласта.

Ветроволновые потери скорости складываются из составляющих ветровых и волновых потерь: $\Delta V_{wh} = \Delta V_w + \Delta V_h$.

Универсальная номограмма В.С. Красюка для определения потерь скорости судна на волне. В работе используют упрощенные зависимости, позволяющие с достаточной точностью определять потери скорости судна с учетом гидрометеорологических условий и типа судна. В частности, может быть использована универсальная номограмма В.С. Красюка для определения потерь скорости судна на волне (рис. 5.7).

Для определения по номограмме фактической скорости судна необходимы следующие исходные данные: водоизмещение судна D , техническая скорость судна V_0 , высота волны h и курсовой угол волны q .

Номограмма состоит из двух частей. В нижней части приведены прямые, параллельные оси абсцисс, каждая из которых соответствует определенному курсовому углу волны ($0, 45, 135$ и 180°). На шкале абсцисс отложены значения высот волн: 1, 2, 3, 4, ... 8 м.

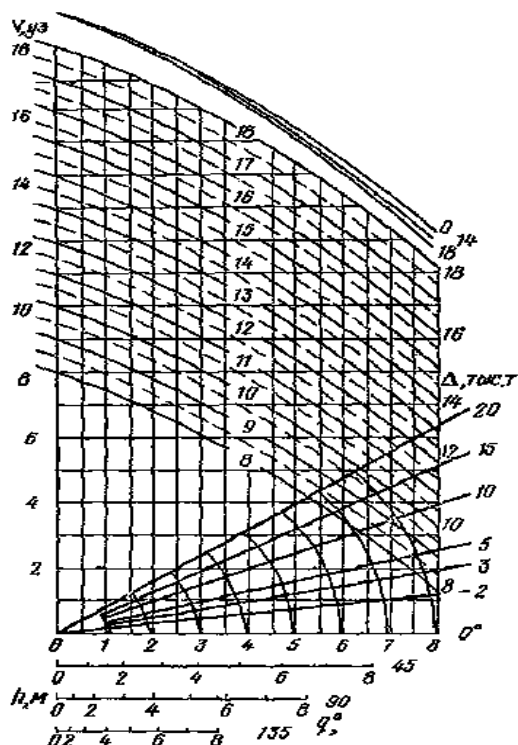


Рис. 5.7. Универсальная номограмма для определения потерь скорости на волне

Радиальные прямые соответствуют определенному водоизмещению судна (от 2 тыс. до 20 тыс. т). Дуги с соответствующими высотами волн (от 1 до 8 м) соединяют эти прямые с осью абсцисс (точнее, осями абсцисс). Если от точки пересечения дуги с соответствующей высотой волны и прямой с соответствующим водоизмещением судна подняться по вертикали, то пересекаешь семейство кривых. Каждая кривая соответствует определенной скорости судна (от 8 до 18 уз). Точки пересечения этих кривых с осью ординат соответствуют скоростям судна с учетом ветроволновых потерь. Выше семейства кривых помещена дополнительная шкала, позволяющая определить поправку, вводимую в расчет для быстроходных судов ($V \geq 14$ уз).

Пример. Требуется определить потерю скорости судна при $D=15$ тыс. т, $h=5$ м, $q=45^\circ$, $V_0=15$ уз.

В нижней части на луче, относящемся к $q=45^\circ$, находим точку, соответствующую высоте волны $h=5$ м. Из нее восстанавливаем перпендикуляр до пересечения с горизонтальной осью. Из точки пересечения по дуге идем до радиальной прямой, соответствующей $\Delta=15$ тыс. т. Затем проводим вертикаль до пересечения с кривой скорости судна 15 уз. Из точки пересечения с этой кривой проводим горизонтальную линию до пересечения с вертикальной осью, где получим искомую скорость судна при $h=5$ м и $q=45^\circ$, которая равна 12,9 уз.

4.5. Определение наступления явления резонанса по высоте волны

Остойчивость судна зависит от курсового угла волны q , соотношения между скоростью волны c и скоростью судна V , а также от кажущегося периода волны τ и периода собственных колебаний судна T .

Для того чтобы рассчитать курс судна, при котором может наступать явление критической остойчивости, можно воспользоваться формулой

$$\cos q = \frac{c}{V} \left(1 \pm \frac{\tau_k}{T} \right) = \frac{\lambda}{\tau V} \left(1 \pm \frac{\tau_k}{T} \right). \quad (5.10)$$

Знак плюс соответствует положению судна против волны, знак минус – по волне.

Кажущийся период волн можно непосредственно получить путем измерения времени между прохождением гребней волн мимо какой-либо точки судна или рассчитать по формуле

$$\tau_k = \frac{\lambda}{1,25\sqrt{\lambda} + 0,514V \cos q}, \quad (5.11)$$

где λ – длина волны, м; V – скорость судна, уз; q – курсовой угол волны, град.

Под курсовым углом волны понимают угол между диаметральной плоскостью судна и направлением бега волн (фронтом волны).

Длина волны λ находится либо непосредственно из наблюдений, либо для установившегося волнения пересчитывается через известную высоту и крутизну волны. Для установившегося волнения 3 % обеспеченности используются данные, полученные Л.Ф. Тито-

вым, из которых следует, что крутизна развитой волны является величиной постоянной, табл. 5.1.

Таблица 5.1

**Наибольшая высота ветровых волн и необходимые для их образования продолжительность действия ветра и разгон
(по Л.Ф. Титову)**

Ветер, м/с	Длина разгона, миля	Время действия, ч	$H_{3\%}$, м	$\bar{\lambda}$, м	$\bar{\tau}$, с	$H_{3\%}/\bar{\lambda}$
6	58	11,3	1,2	23	3,8	1/20
9	131	17,0	2,6	52	5,8	1/20
11	194	20,8	3,9	76	7,0	1/20
14	319	26,4	6,3	124	8,9	1/20
17	470	32,1	9,3	185	10,9	1/20
20	648	37,8	12,9	256	12,8	1/20
23	864	43,5	17,0	337	14,7	1/20
27	1188	51,0	26,6	462	17,2	1/20
30	1458	56,7	29,0	575	19,2	1/20

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 1/20–1/23.

Для определения длины волны визуально, если волна меньше длины судна, применяют следующий способ измерения. Вдоль борта замечают расстояние АВ–L между двумя точками палубы, мимо которых одновременно проходят два смежных гребня (рис. 5.8). Если курсовой угол волны равен q , то длина волны $\lambda=L\cos q$.

На волне, длина которой больше судна, можно использовать линь с буйком, разбитый на метры. Спустив с кормы буюк на воду, добиваются, потравливая линь, чтобы буюк находился на первом гребне волны, когда мимо наблюдателя проходит второй гребень. Расстояние от буйка до наблюдателя равно длине волны.

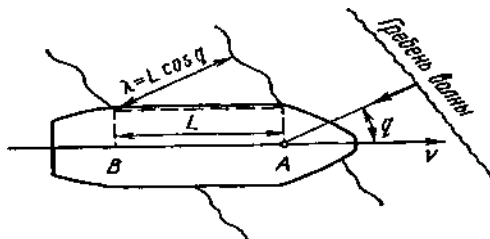


Рис. 5.8. Определение элементов волн на ходу судна: q – курсовой угол волны; V – скорость судна; L – кажущаяся длина волны; λ – истинная длина волны

Для наблюдения за периодом волн непосредственно на судне действуют следующим образом. Наблюдатель устанавливает визир пеленгатора параллельно гребням волн. Выбрав наиболее крупную волну, определяет по секундомеру промежуток времени с точностью до десятой доли секунды, за который через визир пеленгатора проходят две последовательные вершины волны. Этот промежуток времени является наблюдаемым (кажущимся) периодом волны. Рекомендуется определить не менее пяти периодов наиболее крупных волн, затем сложить их значения и разделить на число наблюдаемых волн, таким образом получить средний наблюдаемый период наиболее крупных волн. Для получения истинного периода волны необходимо учитывать скорость судна и курсовой угол волны. При движении на встречной волне кажущийся период меньше истинного, а при движении на попутной – больше. Истинный период волны

$$\tau = \frac{\tau_k + \sqrt{\tau_k^2 + 1,32\tau_k V \cos q}}{2}, \quad (5.12)$$

где τ_k – наблюдаемый период волны, с; V – скорость судна, уз; q – курсовой угол волны, град.

Период отдельных наиболее крупных волн можно определить по пятнам пены или с помощью небольших плавающих предметов (щепка, кусок лinya), находящихся за бортом.

В этом случае период волны определяют по промежутку времени, за который пена или плавающий предмет перемещаются с одной вершины волны на другую. Обычно наблюдения повторяют 3–5 раз и выводят среднее значение периода волны.

Качание судна на волне представляет собой сочетание собственных и вынужденных колебаний. Вынужденное снижение скорости наиболее интенсивно при резонансе, когда кажущийся период волн близок к периоду собственных продольных колебаний судна, который можно рассчитать по формуле

$$T_c = 2\pi \sqrt{\frac{1,96\delta d}{9,81\alpha}}, \quad (5.13)$$

где δ — коэффициент общей полноты; d — осадка судна, м; α — коэффициент полноты ватерлинии.

Для приближенных расчетов используют еще более простое выражение:

$$T_c \approx 2,4\sqrt{d}. \quad (5.14)$$

Характер килевой качки во многом зависит от осадки, скорости и курса судна по отношению к направлению волн. Период собственных колебаний судна при килевой качке определяется следующим образом:

$$T_c = 2\sqrt{d}, \quad (5.15)$$

где d — осадка судна, м.

Как показывают теоретические расчеты, при движении судна навстречу волне независимо от его скорости время, в течение которого остойчивость будет критической, весьма мало (доля секунды).

При движении судна на попутной волне время критической остойчивости зависит от скорости. Если она равна или близка к скорости волны, то продолжительность нахождения судна в критическом состоянии будет довольно значительной. Самым неблагоприятным случаем является следование на попутной волне, равной 0,75–1,05 длины судна, со скоростью, близкой к скорости распространения волн.

Современные транспортные суда имеют скорость 10–17 уз и длину до 100 м. Для таких судов будут наиболее опасными волны, распространяющиеся со скоростью 5–8 м/с и длиной от 20 до 70 м.

Волны больших размеров перемещаются с большими скоростями, поэтому с точки зрения остойчивости они менее опасны.

Исходя из вышеизложенного, еще раз следует указать на необходимость ознакомления штурманского состава с размерами эле-

ментов волн, которые могут быть встречены в период плавания в том или ином районе Мирового океана. Это позволит выбрать безопасную скорость судна по возможности не в ущерб другим его мореходным и эксплуатационным качествам.

Например, для Белого, Балтийского, Черного и Каспийского морей наиболее характерно образование штормового волнения с характеристиками: длиной 40 м, высотой 3 м и скоростью 8 м/с. Нежелательной скоростью судов, следующих по волне в этих бассейнах, является скорость 14,3–17,5 уз.

Для определения безопасных курсов и скоростей судна при штормовом волнении можно пользоваться универсальной диаграммой качки Ю.В. Ремеза (рис. 5.9).

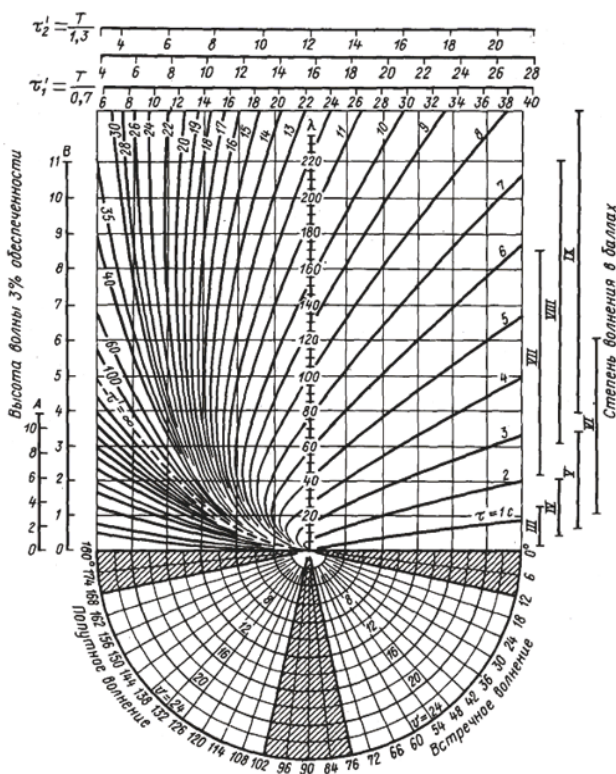


Рис. 5.9. Универсальная диаграмма качки Ю.В. Ремеза

Универсальная штормовая диаграмма содержит семейство кривых, каждая кривая соответствует определенному значению кажущегося периода волны τ . По вертикальной оси диаграммы отложена длина волны λ , по горизонтальной оси – проекция скорости судна на направление бега волн $V_{\cos\varphi}$. Через V здесь обозначена скорость судна в узлах, φ – курсовой угол волны, который считается равным нулю при чисто встречном волнении и 180° – при чисто попутном.

Часть левой половины диаграммы, расположенная ниже (левее) пунктирной кривой $\tau=\infty$, соответствует случаю обгона судном волны, что встречается редко.

Снизу к универсальной диаграмме примыкает график, состоящий из семейства концентрических полуокружностей и пучка радиальных прямых. Каждая полуокружность соответствует определенному значению скорости хода V , каждая прямая – определенному курсовому углу φ .

Зоны курсовых углов, близких к нулю или 180° , когда бортовая качка оказывается незначительной даже в условиях резонанса, отмечены на графике вертикальной штриховкой. Зоны курсовых углов, близких 90° , когда судно располагается почти лагом к волне, и резонанс бортовой качки становится особенно опасным, отмечены горизонтальной штриховкой.

Над диаграммой помещены вспомогательные шкалы для определения значений τ , ограничивающих резонансные зоны качки. На средней линии этой шкалы нанесены величины периода свободных колебаний судна T_c , а на верхней и нижней линиях на тех же вертикалях отложены $T_{c/1,3}$ и $T_{c/0,7}$ соответственно.

На шкалах А и В, расположенных слева от диаграммы, нанесены высоты нерегулярных волн 3 % обеспеченности. Справа от диаграммы помещена шкала интенсивности волнения в баллах.

Таким образом, диаграмма допускает три входа: по длине волн, по высоте волны 3 % обеспеченности и по интенсивности волнения.

При известной высоте волны определение резонансных сочетаний V и q выполняется следующим образом:

1. От шкал А и В, соответствующих высоте волны 3 % обеспеченности, проводят горизонтальные прямые до пересечения с кривой $\tau=T_c$ (период собственных колебаний судна).

2. Через точки пересечения кривой τ с горизонталями $h_{3\%}$ проводят вертикальные прямые, прочерчивая ими полностью нижнюю часть диаграммы.

3. Выделенная зона между вертикалями на нижнем графике является областью неблагоприятных сочетаний курсовых углов и скоростей, обуславливающих усиленную качку судна.

Для определения резонансной зоны по интенсивности волнения, определенного в баллах, следует через верхнюю и нижнюю точки отрезка шкалы, отвечающего данному баллу волнения, провести горизонтальные линии до пересечения с кривой $\tau = T_c$ в части диаграммы, расположенной выше (правее) пунктирной кривой $\tau = \infty$. Затем через полученные точки пересечения проводят вертикальные линии, выделяющие на нижнем графике резонансную зону.

Если балл волнения определен правильно, то для уменьшения качки до допустимых пределов достаточно изменить курс или скорость настолько, чтобы соответствующая точка на нижнем графике вышла за пределы указанной зоны.

Если нерегулярность волнения выражена слабо, то удобнее всего для определения условий попадания в резонанс пользоваться шкалой длин волн. Преимущество такого подхода заключается в том, что он позволяет достаточно точно определить сочетания курсов и скоростей судна, отвечающих резонансу и границам резонансной зоны. Кроме того, он не требует предварительного знания длины волны, так как последняя может быть легко определена с помощью самой диаграммы.

Длина волн λ определяется по диаграмме как ордината точки пересечения вертикали, соответствующей данному значению $V_{\cos\varphi}$, с кривой, отвечающей значению кажущегося периода τ . Практически для определения кажущегося периода следует измерить время прохождения через какой-либо створ на судне, ориентированный параллельно фронту волны, серии из 10–20 волн и вычислить значение τ как среднее арифметическое.

Для определения сочетаний V и φ , соответствующих резонансу, на диаграмме проводится вертикаль через точку пересечения горизонтальной прямой, отвечающей данному значению λ , с кривой $\tau = T_c$. Точки нижнего графика, расположенные на этой вертикали, показывают резонансные сочетания курсов и скоростей.

Близкими к резонансу бортовой качки считаются режимы качки, при которых $\frac{T_c}{1,3} \leq \tau \leq \frac{T_c}{0,7}$.

Для определения границ резонансной зоны на диаграмме дополнительно проводятся вертикали через точки пересечения упомянутой горизонтальной прямой, отвечающей данному значению λ , с кривыми $\tau = T_c/1,3$ и $\tau = T_c/0,7$.

Для судов с периодом свободных колебаний $T_c=10$ с при высоте волны, превышающей 7–8 м, а в случае обгона волны – для всех судов и волн, при входе по высоте волны зоны, где возможен резонанс, получаются очень широкими (охватывают большой диапазон сочетаний курсовых углов и скоростей). Такое положение объясняется главным образом тем, что использованные при составлении диаграмм экспериментальные данные о соотношении между высотой волны и периодом, отвечающим максимуму спектральной плотности углов волнового склона, являются весьма общими и поэтому несколько расплывчатыми.

4.6. Суммарное воздействие ветра, волнения и течения на скорость и продолжительность плавания

Кроме совокупного воздействия ветра и волнения, скорость судна снижается за счет действия морских течений. Суммарное течение является суммой постоянного, периодического (приливного) и временного (дрейфового) течений.

При воздействии на судно только течения его истинная скорость относительно дна

$$V = V_0 \sqrt{1 + \frac{2V_T}{V_0} \cos q_T + \left(\frac{V_T}{V_0}\right)^2}, \quad (5.16)$$

где V_0 – скорость судна по лагу на тихой воде, уз; V_T – скорость течения, уз; q_T – курсовой угол течения, град.

При воздействии на судно ветра и волнения его лаговая скорость V_0 изменится на величину суммарных ветроволновых потерь ΔV_{wh} , тогда истинная скорость судна

$$V = (V_0 - \Delta V_{wh}) \sqrt{1 + \frac{2V_T}{(V_0 - \Delta V_{wh})} \cos q_T + \left(\frac{V_T}{V_0 - \Delta V_{wh}}\right)^2}. \quad (5.17)$$

Из формулы следует, что истинная скорость судна зависит от суммарных ветроволновых потерь скорости, а также скорости и курсового угла течения.

Продолжительность плавания. Ходовое время рейса зависит от гидрометеорологических условий на отдельных участках пути и в общем виде определяется по формуле

$$t_x = \frac{s_1}{v_1} + \frac{s_2}{v_2} + \dots + \frac{s_m}{v_m}, \quad (5.18)$$

где $s_1, s_2, \dots, s_m$ – отрезки пути судна, на которых наблюдаются различные гидрометеорологические условия, мили; $v_1, v_2, \dots, v_m$ – истинная скорость судна на соответствующих отрезках пути, уз.

При воздействии на судно ветра, волнения и течения ходовое время рейса определяют по формуле

$$t_x = \sum_{i=1}^m \frac{s_i}{\left\{ [v_0 - \Delta v_{whb}] \sqrt{1 + 2v_{отн} \cos q_T + v_{отн}^2} \right\}_i}. \quad (5.19)$$

Таким образом, ходовое время рейса возрастает с увеличением суммарных ветроволновых потерь, а также при значительных по скорости встречных течениях.

5. Порядок выполнения работы

5.1. Изучить тему «Расчет потерь скорости хода судна на ветре и волнении», составить краткую записку. Записка должна включать разделы:

- выбор курса при сильном волнении моря;
- функциональная зависимость падения скорости хода судна на волнении;
- метод «универсальной» формулы и «энергетический» метод;
- определение наступления явления резонанса по известной высоте волны;
- суммарное воздействие ветра, волнения и течения на скорость и продолжительность плавания.

5.2. Провести расчет ветроволновых потерь по «универсальной» формуле (5.7).

5.3. Провести расчет ветроволновых потерь по «энергетической» формуле (5.7).

5.4. Провести расчет ветроволновых потерь по номограмме В.С. Красюка.

5.5. Определить оптимальный курс и ход судна по диаграмме Ю.В. Ремеза.

5.6. Провести расчет потерь хода судна на течении.

Исходные данные для расчетов в соответствии с номером варианта помещены в табл. 5.2. Ветровой коэффициент принять равным 0,02. Скорость постоянного течения принять равной 1,2 уз, направление течения – 45 град.

Таблица 5.2

**Содержание вариантов для выполнения
Лабораторной работы 5**

№ варианта	V_0 – скорость на тихой воде, уз	D_B – весовое водоизмещение, т	Главные параметры судна: L, B, d , м	h – высота волны, м	φ_h – курсовой угол волны, град	δ – коэффициент общей полноты	T – период волны, с	U – скорость ветра, м/с
1	13	4000	$L=80, B=14, d=5,5$	3,0	30	0,7	7	12
2	13	4000	$L=80, B=14, d=6,0$	3,5	45	0,7	8	14
3	13	4000	$L=80, B=14, d=6,0$	3,0	60	0,7	7	12
4	13	5500	$L=90, B=15, d=6,5$	4,0	80	0,7	8	15
5	11	1000	$L=45, B=8, d=3,5$	4,5	90	0,7	9	17
6	12	1100	$L=50, B=9, d=4,0$	4,0	115	0,7	8	15
7	12	2500	$L=65, B=13, d=5,0$	5,0	135	0,7	10	18
8	13	3200	$L=75, B=13, d=5,5$	5,5	160	0,7	11	20
9	12	1100	$L=50, B=9, d=4$	5,0	180	0,7	10	1
10	13	1500	$L=55, B=11, d=4,5$	5,5	225	0,7	11	20

Вопросы для самопроверки

1. Какие параметры волны определяют ее энергию?
2. Каковы правила маневрирования в области глубокого циклона?
3. Как сказывается изменение глубины моря на параметры волны?
4. Какие соотношения между длиной судна и длиной волны при попутном волнении неблагоприятны для мореплавания?
5. Как влияют высота волн и водоизмещение судна на потери скорости судна на волнении?
6. В каких случаях для расчета ветроволновых потерь следует использовать метод «универсальной» формулы, а в каких – энергетический метод? В чем суть методов?
7. В каких случаях следует опасаться явления резонанса? Какие методы предупреждения этого явления существуют?
8. Как рассчитывается продолжительность плавания с учетом гидрометеорологических параметров?

Лабораторная работа 6

ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ, МАНЕВРИРОВАНИЕ В ЗОНЕ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

1. Цель работы

Приобрести навыки диагноза и прогноза синоптической ситуации в тропической зоне с помощью набора карт погоды. Приобрести навыки определения местоположения тропического циклона относительно судна по элементам погоды.

Изучить правила маневрирования в зоне тайфуна.

2. Задания

2.1. Изучить тему «Тропические циклоны, маневрирование в зоне тропических циклонов», составить краткую записку.

2.2. Сделать анализ синоптической ситуации в тропической зоне, пользуясь набором карт приземного анализа и карт-предупреждений об опасных явлениях.

2.3. По известным погодным условиям определить предполагаемое положение тропического циклона относительно судна.

2.4. Определить наиболее безопасный курс при движении вблизи тропического циклона.

Учебное время: 4 ч.

3. Материалы

Комплект карт погоды: 2–3 приземные карты погоды за последовательные сроки, карты приземного прогноза с заблаговременностью 24 и 48 ч, карты-предупреждения об опасных явлениях. Циркуль, линейка.

4. Теоретическая часть

4.1. Тропические циклоны: общие сведения, очаги формирования, траектории движения

В тропиках, как и в других широтных зонах Земли, возникают циклоны – атмосферные вихри с движением воздуха против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой стрелке – в Южном. Они имеют много общего с циклонами умеренных широт, но

все же существенно отличаются от них. Согласно рекомендациям Всемирной метеорологической организации (ВМО) тропическим циклоном принято называть циклоническое возмущение со скоростью ветра 17 м/с и более, а область пониженного давления с меньшей скоростью ветра – депрессией.

Вблизи экватора в зоне встречи пассатных ветров двух полушарий располагается экваториальная депрессия. Ее называют экваториальной ложбиной. Здесь отклоняющая сила вращения Земли ничтожно мала, потому не могут развиваться устойчивые во времени вихревые движения. В силу этого экваториальная депрессия имеет линейную структуру, простираясь узкой полосой вдоль всего экватора. По ее оси проходит линия, где сходятся (конвергируют) ветры (пассаты) обоих полушарий. Эта область называется внутритропической зоной конвергенции (ВЗК). В зависимости от сезона экваториальная ложбина (и ВЗК, находящаяся в ее недрах) мигрирует. Летом в Северном полушарии она находится вблизи 10–15° с.ш., летом в Южном – вблизи 5–10° ю.ш.

Вдоль экваториальной ложбины возникает большое число слабых циклонических возмущений – депрессий, давление в которых всего на 1–2 гПа ниже окружающего фона. Большая часть из них, заполняясь, исчезает, а немногие, углубляясь, превращаются в тропические циклоны. Так, над Аравийским морем и Бенгальским заливом в период максимального развития тропических циклонов (во второй половине лета) каждая вторая депрессия превращается в циклон, а в остальное время лишь каждая десятая. В Тихом и Атлантическом океанах в среднем из 10 депрессий развивается только один тайфун (ураган). Углубление депрессии может протекать очень быстро, за несколько часов, и столь же быстро происходит усиление скорости ветра, формирование облачности и осадков.

Очаги зарождения. Тропические циклоны развиваются только над океанами и только в тропиках, обычно над водной поверхностью между 6 и 20° как северной, так и южной широт. Изредка они образуются в зоне 2–3° и 30–35° с.ш. и ю.ш. Средняя широта образования тропических циклонов имеет выраженный годовой ход. Весной и в начале лета обоих полушарий она перемещается в направлении высоких широт, а в конце лета и осенью вновь приближается к экватору. Было обнаружено, что иногда тропические циклоны могут развиваться из небольших депрессий, смещающихся с территории суши, например, с Африки на Атлантический океан.

Основные очаги зарождения тропических циклонов лежат в тропической зоне Мирового океана. На рис. 6.1 они обозначены пунктиром. Наиболее интенсивным очагом возникновения тропических циклонов является юго-запад северной части Тихого океана, ограниченный 5–15° с.ш. и 125–150° в.д. Частный пример траекторий тайфунов в 2013 г. для этой части Мирового океана приведен на рис. 6.2.

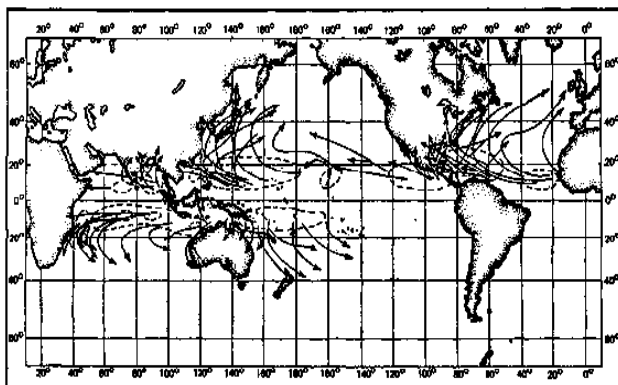


Рис. 6.1. Районы зарождения и пути движения тропических циклонов (по Л.С. Мининой)

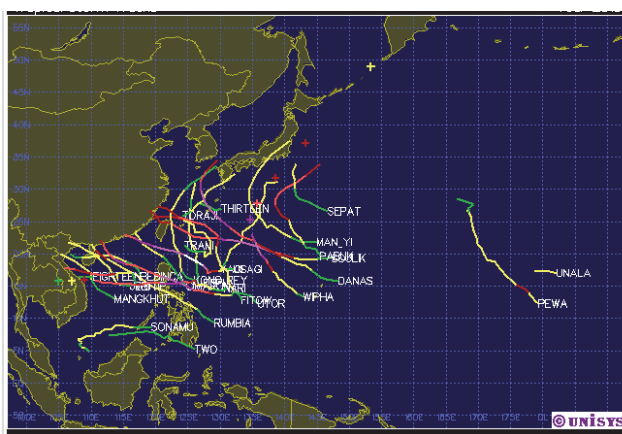


Рис. 6.2. Районы зарождения и траектории движения тайфунов в 2013 г. на северо-западе Тихого океана

Тропические циклоны в зависимости от района возникновения получают местные названия. В Северной Атлантике, на юго-востоке северной части Тихого океана (вблизи Северной Америки) и в южной части Тихого океана их называют ураганами. На юго-западе северной части Тихого океана – тайфунами (Китай, Япония, Вьетнам) или бегвизами (Филиппины). Над морями Индийского океана (в Аравийском море и Бенгальском заливе) их называют просто циклонами или штормами, над акваторией южной части Индийского океана – араканами, в районе Австралии – вилли-вилли. Несмотря на разнообразие названий, почти все они в переводе означают одно и то же – сильный ветер.

Кроме этих местных названий тропическим циклонам присваивают имена, часто женские. Исторически это сложилось так. В течение нескольких столетий названия присваивались лишь особенно сильным тропическим циклонам и давали их по имени святого того календарного дня, в который циклон произвел разрушения. Иногда имя давалось по названию района, где произошли разрушения, или корабля, который пострадал, повстречавшись с тропическим циклоном. Так продолжалось до конца 1975 г., когда жесточайший тропический циклон с женским именем «Грэйси» в канун нового 1975 г. разрушил Дарвин – город с населением 44 тыс. чел. на севере Австралии. Следующий тропический циклон, который прошел у берегов Австралии, по решению директора Метеорологического бюро Австралии доктора Билла Гиббса, был назван мужским именем «Аллан».

В 1978 г. Национальный центр по изучению ураганов в Майами, в обязанности которого входит составление списков имен, также принял решение с 1979 г. присваивать тропическим циклонам не только женские, но и мужские имена.

Для Атлантического океана список имен в порядке английского алфавита составляется ежегодно, на год вперед. Каждое имя этого списка, как правило, короткое, простое в произношении и легко запоминается. Этот же порядок присвоения имен введен и для ураганов, возникающих в центральной части Тихого океана и вблизи побережья Мексики.

На юго-западе северной части Тихого океана существует очень похожая система присвоения имен тайфунам. В этой области земного шара ввиду значительно большего числа тропических циклонов используется четыре постоянных списка имен независимо от календарного года и сезона. Каждый из этих списков содержит 21

имя, следующее в порядке английского алфавита. Имена, начинающиеся на буквы Q, V, X, Y, Z, не используются. Когда все 84 имени использованы, весь перечень имен для тайфунов Тихого океана повторяется. Через каждые четыре года этот список обновляется. Если тайфун был очень мощным и произвел огромные разрушения, его имя в течение ближайших 10 лет никакому другому тайфуну не присваивается. Этот порядок касается и ураганов Атлантического океана.

Помимо имен, тайфунам Тихого океана присваивается номер, имеющий четыре знака. Первые две цифры номера соответствуют последним цифрам текущего года, следующие две – порядковому номеру тайфуна за этот год. Например, номер 1215 означает, что тайфун возник в 2012 г. и являлся 15-м по счету с начала этого года.

В очагах своего зарождения, тропические циклоны менее всего опасны. Когда они смещаются из очага зарождения и углубляются, они становятся страшной угрозой, поэтому при гидрометеорологическом обеспечении островов и прибрежных территорий тщательно следят за движением и развитием этих объектов.

Траектории перемещения. Перемещение тропических циклонов подчиняется движению высотных (ведущих) воздушных течений. В начальной стадии развития движение тропических вихрей определяется высотными восточными ветрами на южной периферии субтропического антициклона (вблизи которой они возникают). Поэтому от места своего зарождения между параллелями 10–20° с.ш. и ю.ш. тропические циклоны движутся на запад. Этот участок траектории принято называть прямой ветвью. Затем, обогав субтропические антициклоны, т.е. делая поворот в своем движении, тропические циклоны в Северном полушарии начинают перемещаться на северо-восток с ведущим потоком на северной периферии субтропического антициклона. Аналогично движутся и циклоны Южного полушария. Часто субтропические антициклоны простираются до западных частей океанов, поэтому тропические циклоны делают поворот именно здесь. Если же в строении антициклонов наблюдаются разрывы, поворот и выход тропических циклонов в умеренные широты оказывается уже не на западе океанов, а восточнее, ближе к очагу зарождения. Этот вид траекторий принято называть параболическим. Траектория имеет прямую ветвь, где циклон движется на запад, точку поворота и обратную ветвь, где тропический циклон движется к северо-востоку или востоку в Северном полушарии, и юго-востоку или востоку – в Южном.

Обычно точка поворота тропических циклонов приходится на район тропика – северного или южного, это 25–30°. Определение участка поворота тропических циклонов имеет большое значение в связи с тем, что вблизи точки поворота они достигают максимальной интенсивности, т.е. становятся предельно опасными. Вместе с тем при смещении в более высокие широты возникает угроза выхода их на основные трассы морского флота и на континент.

Примерно в половине случаев тайфуны северной части Тихого океана движутся по траекториям с одной прямой ветвью, несколько реже (в одной трети случаев) – по параболическим траекториям. Движение по одной обратной ветви и с петлеобразными траекториями наблюдается еще реже. Основные пути тропических циклонов над Мировым океаном приведены на рис. 6.1.

В Южном полушарии тропические циклоны возникают в Индийском океане восточнее острова Мадагаскар, у островов Чагос и Кокосовых, а также над Тиморским и Арафурским морями. В Тихом океане они образуются у островов Новая Каледония, Фиджи и Туамоту.

В южной части Атлантического океана тропические циклоны не образуются, так как здесь редка и значительно менее активна зона внутритропической конвергенции.

Тропические циклоны Аравийского моря зарождаются в его юго-восточной части, выходят на юг Аравийского полуострова, Пакистан и северо-запад Индии.

Тропические циклоны Бенгальского залива возникают в центральной и северной частях залива и вблизи Андаманских островов. От очага зарождения циклоны идут на Индию, Бангладеш и Бирму. Однако бывают случаи, когда циклоны переходят с Бенгальского залива на Аравийское море.

Ураганы Атлантического океана зарождаются вблизи островов Зеленого Мыса, в районе Антильских островов и над Карибским морем. От очагов зарождения ураганы также смещаются на запад. Часть из них в центре Атлантического океана поворачивает к северу, порой достигая Западной Европы, другие проходят на Карибское море и достигают юго-востока США, следуя некоторое время вдоль побережья к северо-востоку.

Тайфуны северной части Тихого океана от места зарождения смещаются на запад. Часть из них выходит на континент Азии. Остальные, не доходя Филиппинских островов, поворачивают к северу и северо-востоку, проходя над открытой частью океана или через Восточно-Китайское море, достигают Японии и Японского

моря. Для каждого месяца года имеются свои особенности перемещения тайфунов.

Иногда тайфуны проходят и в более высокие северные широты, достигая Приморского и Хабаровского краев, Сахалина, Охотского моря, а также Курильских островов и Камчатки. Но и это сравнительно небольшое число тайфунов несет опасность, которую нельзя не учитывать. Несмотря на редкость появления их на российском Дальнем Востоке и на уменьшение энергии при выходе в умеренные широты, они оказывают большое негативное влияние на условия погоды. Прохождение даже трансформированного тайфуна вызывает штормовые ветры и волнение, обильные ливни. Суточные суммы осадков достигают месячных норм, вызывая повышение уровня рек, наводнения, селевые потоки и оползни.

С июля по сентябрь, когда тайфуны зарождаются севернее и точка их поворота лежит у $30-35^{\circ}$ с.ш., их выход на российский Дальний Восток, в том числе дальневосточные моря, наиболее вероятен. С ноября по апрель тайфуны на нашу территорию не выходят, а в мае–июне и октябре – исключительно редки. Основные очаги зарождения этих тайфунов находятся восточнее Филиппин и ограничены 12 и 20° с.ш. Траектории их имеют вид параболы.

Скорость поступательного движения. За сутки тропический циклон проходит в среднем около 500 км, что примерно половина того расстояния, которое проходит за это время циклон умеренных широт. Но главное – скорость смещения тропических циклонов резко меняется в зависимости от географической широты. Поэтому понятие средней скорости движения тайфуна или урагана весьма условно. Оно правомерно лишь для определенных широтных интервалов.

В низких широтах, южнее 25° с.ш., скорость движения тайфуна невелика – менее $20-25$ км/ч. Севернее 30° скорость движения тайфунов колеблется в широких пределах – от 10 до 70 км/ч, чаще всего она составляет $25-50$ км/ч. Среднее значение скорости движения тайфунов приведено в табл. 6.1.

От очага зарождения до начала поворота скорость тайфунов обычно незначительно увеличивается. Затем с началом поворота до широты тропика уменьшается, а севернее, после поворота, возрастает и в умеренных широтах часто достигает 60 км/ч и более. Уменьшение скорости вблизи $32-35^{\circ}$ с.ш. происходит в силу того, что тайфуны входят здесь в зону полярного фронта. Только севернее после трансформации в циклон умеренных широт скорость их движения вновь начинает возрастать.

Таблица 6.1

**Средняя скорость движения тайфунов
по исследованиям Л.С. Мининой и Е.В. Веретельник**

Северная широта, град	5–10	10–15	15–20	20–25	25–30	30–35	35–40	40–45	Выше 46
Скорость, км/ч	16	21	20	18	24	32	40	41	59

От июля к ноябрю средняя скорость перемещения тайфунов севернее тропика возрастает почти в 2 раза. В июле она не превышает 30–32 км/ч, а в ноябре в среднем достигает 57 км/ч.

Таким образом, с выходом в умеренные широты и трансформацией скорость тропических циклонов резко возрастает до значений, обычных для внетропических циклонов. В отдельных случаях скорость конкретных тайфунов может возрасти в 2–6 раз.

Следует заметить, что скорость перемещения в тропиках циклонов Индийского океана всего 10–12 км/ч, Атлантического океана – 17 км/ч. При выходе на материк скорость движения тропических циклонов резко уменьшается. Тропические циклоны могут задерживаться гористыми берегами или отклоняться ими.

Взаимодействие двух тропических вихрей. До сих пор было известно, что два циклона, находящихся в непосредственной близости, оказываются взаимосвязанными и вовлекаются во вращательное движение друг относительно друга. Это явление известно метеорологам как эффект Фудзивара. Позже было обнаружено взаимодействие другого характера: пара взаимосвязанных тайфунов может менять свою интенсивность. Находясь в благоприятных условиях для углубления, но оказавшись примерно на одной широте, первый, более западный, тайфун подавляет следующий за ним. Причина этого явления в том, что на высоте около 12 км из тропического циклона наблюдается отток «отработанного» уже сухого и теплого воздуха, который часто оказывается направленным в область следующего за ним тропического вихря. В результате, несмотря на то, что циклоны находятся в одинаковых условиях, один из них, более западный, углубляется, а второй, восточный, начинает достаточно быстро заполняться. Поскольку отток воздуха из циклона достигает большой скорости (порой более 30 м/с) и имеет направление, встречное движению второго тайфуна, то последний замедляет и скорость движения.

Энергетические источники тропического циклона. В формировании тропического циклона участвуют две среды – океан и атмосфера. Океан – аккумулятор тепла – передает его атмосфере в виде теплых водяных паров. Чем выше температура океана, тем интенсивнее испарение и тем больше внутренней энергии океана передается в атмосферу. Поэтому не случайно, что тропические циклоны возникают лишь в тех областях океана и в такие сезоны, когда температура воды превышает 27 °С. Водяной пар при подъеме в верхние слои начинает конденсироваться, вызывая формирование мощных кучево-дождевых облаков. Для бурного процесса конвекции атмосфера должна быть в неустойчивом состоянии, чтобы переносить пары от океана вверх. Для обеспечения большой неустойчивости воздуха необходимо, чтобы на уровне 10–12 км было холодно, а внизу, у водной поверхности, – тепло. Похолодание вверху обеспечивается проникновением холодных воздушных масс из умеренных широт, а тепло внизу – высокой температурой поверхности океана.

В центральной части развивающегося циклона, где образуются наиболее мощные кучево-дождевые облака, поднимается около 2 млн т воздуха за 1 с. Этот процесс сопровождается выделением огромного количества теплоты конденсации, которая затем превращается в кинетическую энергию тайфуна (урагана). Теплота конденсации повышает температуру на уровне башен кучево-дождевых облаков на 10–15 °С по сравнению с окружающим фоном. Таким образом, вблизи центра развивающегося тропического циклона формируется прогретый столб воздуха, имеющий значительно меньший вес, чем окружающая атмосфера. С его появлением создаются условия для падения давления в центре циклона, а главным образом для горизонтального перепада давления, так как именно градиент давления определяет возрастание скорости ветра и переход депрессии в тропический циклон (скорость ветра больше 17 м/с).

Для поддержания начавшегося падения давления необходимо, чтобы приток воздуха в систему циклона внизу компенсировался оттоком отработанного, нагретого воздуха от его центра вверху. Весьма благоприятным для развития циклона является наличие на высоте вблизи него области высокого давления с расходящимися потоками – дивергенцией. То же условие, способствующее оттоку воздуха на высоте, требуется для развития внетропического циклона.

Все как будто бы достаточно ясно. Однако до сих пор нельзя с уверенностью предсказать, какая из десятка депрессий перерастает

в тропический циклон, сочетание каких именно метеорологических и гидрологических параметров приведет к интенсивному падению давления, часто носящему взрывной характер.

4.2. Стадии развития тропического циклона

Тропические циклоны в своем развитии проходят несколько стадий развития. По классификации, принятой Международной метеорологической конференцией в Маниле (в июне 1940 г.), для каждой из стадий (типов циклонических возмущений) предусматривается определенная скорость ветра. Позже классификация уточнялась, в табл. 6.2 приведено современное деление тропических вихрей по скорости ветра вблизи их центра.

Таблица 6.2

Стадии развития циклона

Стадия развития тропического циклона	Обозначение на карте	Скорость ветра вблизи тропического циклона	
		уз	м/с
Тропическая депрессия	<i>TD</i>	30–33	15–16
Тропический шторм	<i>TS</i>	34–48	17–24
Сильный тропический шторм	<i>STS</i>	49–64	25–32
Тайфун	<i>T</i>	65 и более	33 и более

Таким образом, в тропической зоне различают четыре типа циклонических возмущений. Имя и порядковый номер присваиваются при достижении тропическим циклоном стадии тропического шторма, т.е. при достижении скорости ветра 17 м/с и более. Стадии развития тропических циклонов, хотя и выделяются по признаку скорости ветра, имеют и ряд других принципиальных отличий.

Тропическая депрессия. На этой стадии возникающий вихрь отмечается на карте погоды в виде области слабо пониженного давления, давление падает всего до 1000 гПа. Погода в этих возможных зародышах будущих ураганов и тайфунов всего лишь несколько хуже окружающей. Скорость ветра в зоне таких вихрей составляет 15–16 м/с (не достигает 17 м/с). Циклон прослеживается до высоты 1,5–3 км.

Тропический шторм и сильный тропический шторм. Развитие тропического циклона может представлять собой длительный процесс, требующий нескольких суток, но может носить и «взрывной» характер, когда в течение 12 ч возникает хорошо выраженный цик-

лон. В этих случаях в центре молодого циклона наблюдается быстрое падение давления. Ветры, уже достигшие 17 м/с и более, образуют вокруг центра кольцо шириной 40–50 км. В самом центре, диаметром 20–30 км, устанавливается относительно хорошая погода со слабым ветром или даже штилем и небольшой облачностью. Здесь, уже при переходе в сильный тропический шторм, формируется глаз бури, одно из удивительных явлений природы. В стадии шторма циклон прослеживается до высоты 7–9 км.

Тайфун (ураган или другое местное название). В этой стадии зрелого тропического циклона падение давления в центре и увеличение скорости ветра достигают максимальных значений, и лишь в дальнейшем постепенно прекращаются. Система циркуляции расширяется по площади. Эта стадия устойчива – может длиться целую неделю. Размеры тропических циклонов в зрелой стадии могут изменяться в широких пределах. При очень низком давлении в центре (950 гПа и менее) радиус циклона может не превышать 100 км, но может достигать 600 км. Глубокие циклоны в этой стадии достигают высоты 15–16 км, т.е. верхняя граница зрелого тропического циклона простирается до высоты тропопаузы. Выше 16–18 км стратосферные восточные течения остаются невозмущенными.

В зрелой стадии циклоническая циркуляция до высоты 10–12 км остается неизменной по площади. Выше площадь, занятая ею, уменьшается и замещается антициклонической кривизной. Тропический циклон представляет собой мощный атмосферный вихрь с вертикальной пространственной осью.

Разрушающийся тайфун (ураган или другое местное название). Тропические циклоны, в конце концов, исчезают. Многие из них заполняются в тропиках, попадая на более холодную водную поверхность или в неблагоприятные атмосферные условия либо выходя на континент. В последнем случае затухание происходит особенно быстро. Тропический циклон лишается не только источника энергии (тепла и влаги) от океанической поверхности, но и расходует свою энергию на трение о земную поверхность. Это ведет к очень быстрому росту давления в системе циклона, т.е. к его заполнению и разрушению.

Та часть тропических циклонов, которая, испытав поворот, покидает тропики и уходит в умеренные широты, постепенно утрачивает свои специфические свойства, но приобретает большую скорость перемещения. Повышается давление в их центре, ослабевают

ветры, исчезает глаз бури, нарушается симметрия, т.е. происходит трансформация тропического циклона во внетропический. Скорость ветра и осадки в трансформированном циклоне ослабевают, но все же остаются, как правило, более сильными, чем в обычном циклоне внетропического происхождения. Это обстоятельство обязывает метеорологов тщательно следить за траекторией тропического циклона даже тогда, когда, казалось бы, все его бывшие свойства утрачены.

4.3. Время зарождения и срок жизни тропических циклонов

Тропические циклоны зарождаются в теплую половину года, когда повышается температура океанических вод и влажность воздуха. В холодное полугодие они образуются лишь изредка, главным образом на юго-западе северной части Тихого океана, можно наблюдать возникновение одного, реже двух тайфунов, не достигших большой силы.

Тропические циклоны в Северном полушарии чаще всего зарождаются в период с июня по ноябрь, в Южном – в декабре – апреле (табл. 6.3, 6.4). Для различных очагов периоды зарождения различны. В Атлантическом океане сезон ураганов длится с августа по октябрь, в Тихом океане сезон тайфунов – с июля по ноябрь. Ввиду большого числа возникающих тайфунов в конце лета и начале осени здесь выделяются границы основного сезона: с 15 июля по 10 октября, когда возникает основная масса (около 65 %) всего годового числа тайфунов.

Анализ количества тропических циклонов за прошедшие годы показывает, что в среднем за год в Северном полушарии возникает 56 тропических циклонов (начиная со стадии тропического шторма и выше), а в Южном – 26. Значит, над всей планетой в среднем ежегодно возникает более 80 тропических циклонов.

Продолжительность жизни тропических циклонов от момента зарождения до затухания составляет в среднем 6–7 сут. Одни циклоны существуют лишь несколько часов, другие до 2–3 недель. Ураганы Атлантики в среднем живут 9 дней, но возникшие в разгар сезона существуют 12 дней, а иногда 3–4 недели. Ураганы Тихого океана в среднем существуют 7 дней, циклоны Аравийского моря и Бенгальского залива – 4–5 дней. Средняя продолжительность существования тайфунов (тропических циклонов северо-западной части Тихого океана) – 6–8 дней, но может удлиниться до двух недель. Максимальная продолжительность существования тайфуна – 24–28 сут.

Таблица 6.3

**Повторяемость тропических циклонов
в Северном полушарии**

Месяц	Бассейн				
	Запад Тихого океана	Восток Тихого океана	Атлантический океан	Индийский океан	Общее число
I	0,4	—	—	0,1	0,5
II	0,4	—	—	—	0,4
III	0,5	—	—	0,1	0,6
IV	0,9	—	—	0,3	1,2
V	1,3	0,3	0,2	0,7	2,5
VI	1,8	2,0	0,7	0,7	5,2
VII	3,9	3,6	0,8	0,6	8,9
VIII	5,8	4,5	2,5	0,4	13,2
IX	5,6	4,1	4,3	0,5	14,5
X	4,3	2,2	2,6	1,0	10,0
XI	2,9	0,3	0,7	1,1	5,0
XII	1,3	—	0,1	0,5	1,9
Год	25,3	15,2	9,4	5,7	55,6

Таблица 6.4

**Повторяемость тропических циклонов
в Южном полушарии**

Месяц	Бассейн		
	Район Австралии, Тихий океан	Индийский океан	Общее число
I	3,4	3,2	6,6
II	4,1	3,3	7,4
III	3,7	2,5	6,2
IV	1,7	1,1	2,8
V	0,3	0,2	0,5
VI	0,2	-	0,2
VII	0,1	-	0,1
VIII	0,1	-	0,1
IX	-	-	-
X	0,1	0,3	0,4
XI	0,7	0,4	1,1
XII	2,0	1,4	3,4
Год	14,8	11,2	26,0

4.4. Структура тропических циклонов

Внутренняя структура тропических циклонов в настоящее время хорошо известна благодаря авиаразведкам, фотографиям и сканированию с искусственных спутников Земли.

В отличие от циклонов умеренных широт тропические циклоны имеют значительно меньшие горизонтальные размеры, круглую или слегка овальную форму и характеризуются симметрией облачной системы относительно центра. Размер их, как правило, колеблется от 300 до 800 км, реже до 1000 км и зависит от того, насколько велик перепад давления в центре тропического циклона по сравнению с его периферией.

Из всех тропических циклонов наибольшие размеры имеют тайфуны, их диаметр в среднем составляет 600–700 км, при этом максимальные размеры могут достигать до 1600 км. Диаметр ураганов Атлантики составляет в среднем 400–600 км. Примерно такие же размеры имеют тропические циклоны южной части Индийского и южной части Тихого океанов. Циклоны Аравийского моря и Бенгальского залива, а также ураганы Тихого океана в Южном полушарии имеют ещё меньший размер – 300–500 км. Ещё сравнительно недавно размер тропических циклонов определялся по ширине зоны произведенных им опустошений. С появлением спутниковой информации определение их размеров производится по величине их облачной системы.

Давление воздуха в центре тропических циклонов чаще всего изменяется от 900 до 1005 гПа. В период их максимального развития давление в центре составляет в среднем 950–960 гПа (рис. 6.3).

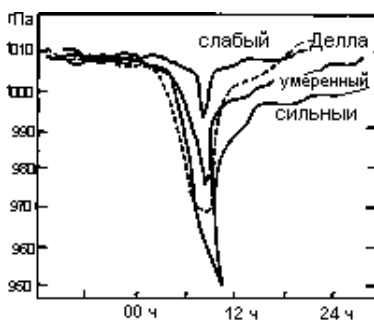


Рис. 6.3. Лента барографа при прохождении через Мадагаскар тропических циклонов различной интенсивности и барограмма тайфуна «Делла» на научно-исследовательском судне «Шокальский» в октябре 1974 г.

Наиболее низкое давление, иногда ниже 930 гПа, наблюдается в тайфунах на юго-западе северной части Тихого океана. Минимальное зарегистрированное атмосферное давление – 877 гПа (650,8 мм рт. ст.). Однако в тайфунах, выходящих на Японское море и приближающихся к Приморскому краю, давление воздуха заметно выше и колеблется от 950 до 1005 гПа.

В ураганах Тихого океана над центром и юго-востоком акватории давление выше, чем в тайфунах: 985–1005 гПа и редко понижается до 930 гПа.

Следует отметить, что для тропической зоны характерны очень малые пространственные изменения давления и температуры, при этом в тропическом циклоне давление меняется интенсивнее, чем где-либо на земле.

Градиент давления и ветер. В связи с малыми горизонтальными размерами и очень низким давлением в центре в тропических циклонах создается большой перепад давления от центра к периферии (рис. 6.4).

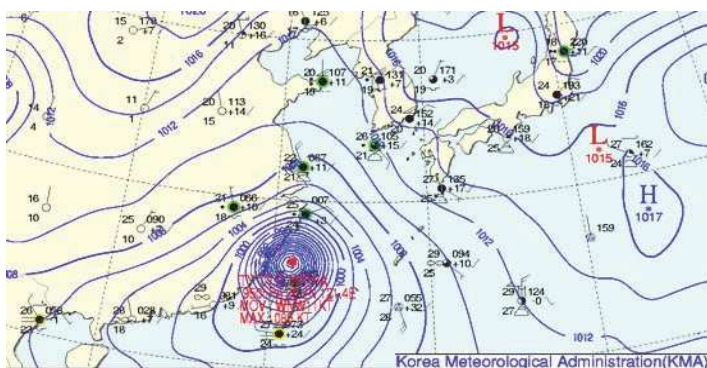


Рис. 6.4. Фрагмент приземной карты погоды Корейского метеорологического агентства с тайфуном, номер тайфуна – 0712, давление в центре – 950 гПа

Градиенты давления в системе тропических циклонов могут достигать 20 гПа и более на 1° широты экватора. Вблизи центра циклона барический градиент резко увеличивается и на небольшом расстоянии от него может составлять 1 гПа на 1 км.

Удалось зарегистрировать падение давления на 44,5 гПа за 30 мин при прохождении тайфуна в Коралловом море, падение давления

на 40 гПа за 20 мин – при прохождении урагана в Карибском море. Зарегистрирован рост давления за 10 мин на 45,3 гПа при прохождении тайфуна над Японией.

Градиент давления в разных частях тропического циклона различен по величине. В правой части циклона относительно направления движения барический градиент обычно больше, чем в левой. Эта асимметрия обусловлена взаимодействием с субтропическим антициклоном.

Большие барические градиенты в тропических циклонах обуславливают огромной силы ветер, достигающий скорости шторма (25–32 м/с) и урагана (33 м/с и более).

Измерение скорости ветра в тропических циклонах очень сложное. Истинные значения скорости оказалось возможным получать только с тех пор, как в центральную часть циклона стали пропускать самолеты, рассеивающие там радиозонды.

Скорость ветра у земной поверхности в тропических циклонах средней мощности достигает 40–50 м/с, но и скорость 60–80 м/с – явление нередкое. Наибольшая скорость ветра – 113 м/с (226 уз), когда-либо наблюдавшаяся на поверхности земли, была зарегистрирована в тайфуне «Ида» в сентябре 1958 г.

С 1947 г. Объединенный центр предупреждения о тайфунах (JTWC) классифицировал все тайфуны северо-западной части Тихого океана со скоростью ветра не менее 130 уз (67 м/с, 150 миль/ч) как супертайфуны.

В нижнем (3–5 км) слое в тропическом циклоне воздух движется по спирали к центру (рис. 6.5, а). Сходимость этих потоков к центру вызывает мощные восходящие движения. В верхних слоях, выше 10 км, также по спирали воздух оттекает от центра (рис. 6.5, б).

Распределение скорости ветра в горизонтальной плоскости в каждом отдельном циклоне и на различных стадиях его развития может меняться. Обнаружены два типа распределения скорости ветра в тропическом циклоне:

- 1) скорость ветра достигает максимума на очень малом расстоянии от центра и занимает очень узкую зону;
- 2) максимальные скорости ветра располагаются широкой зоной на большом расстоянии от центра.

В среднем радиус штормового района со скоростью ветра более 15 м/с составляет 250 км, а со скоростью более 25 м/с – 50–100 км от центра циклона. Область, занятая штормовым ветром, тем больше, чем меньше давление в его центре и больше радиус циклона.

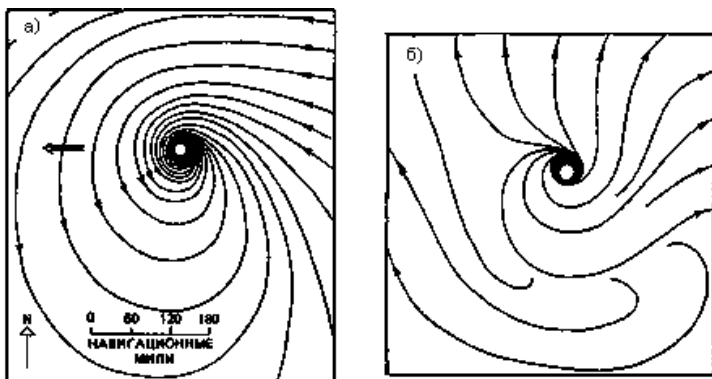


Рис. 6.5. Горизонтальное движение воздуха, втекающего в тропический циклон в нижнем слое атмосферы (а) и оттекающего от центра в верхнем слое, на высоте 10–12 км (б)

Глаз бури. Тропические циклоны характеризуются наличием в их центральной части зоны безветренной спокойной погоды, так называемого глаза бури. Воздух в глазе ощутимо теплее, чем в окружающей зоне ураганных ветров. Небо почти безоблачное. Волны, приходящие сюда со всех сторон, образуют огромную толчею.

Глаз бури имеет круглую или овальную форму диаметром около 30 км. С развитием тропического циклона изменяется размер глаза. В молодом циклоне он больше, в зрелом – меньше, при заполнении циклона размер глаза бури вновь увеличивается. В тайфуне (тропическом циклоне северо-западной части Тихого океана) на ранней стадии диаметр глаза составляет 35–55 км. По мере понижения давления в его центре диаметр глаза уменьшается и у развитого тайфуна составляет 18–30 км. В стадии затухания размер глаза быстро растет, и его диаметр достигает 70–90 км.

В тропическом циклоне иногда просматривается ложный глаз бури. Бывали случаи, когда отмечалось четыре и больше ложных глаза. Диаметр их был около 20 км.

Радиолокационные наблюдения, а затем и спутниковые фотографии показали, что глаз бури не всегда расположен в центре тропического циклона. На ранних стадиях развития циклона глаз находится на краю сплошного облачного массива. По мере развития циклона он смещается к его центру. С уменьшением интенсивности циклона глаз снова оказывается расположенным асимметрично по отношению к основному массиву сплошной облачности.

Глаз бури представляет собой огромных размеров воронку, простирающуюся до высоты 12–14 км, стены которой образованы вращающимся с огромной скоростью воздухом. Размер воронки у земли около 30 км, на высоте 1 км – 40 км, на высоте 6 км – 100 км, на высоте 8 км – около 200 км, и, наконец, на высоте 10 км размер ее около 700 км. Толщина стены глаза, где собственно и сосредоточены максимальные ветры, бывает различной. Иногда это несколько километров, а иногда 100 км и более. Размер этой кольцевой зоны с максимальными ветрами зависит от размеров тропического циклона и его глубины.

В самом нижнем слое температура воздуха в области глаза бури незначительно выше, чем вне глаза. Но на высоте нескольких сот метров температура в глазе бури оказывается намного выше – на 10–15 °С, а влажность значительно меньше – на 20–30 %, по сравнению с температурой и влажностью за его пределами на том же уровне. В вертикальном профиле температуры воздуха часто прослеживаются два максимума: интенсивный в слое 7–9 км и слабовыраженный вблизи 3 км.

Существует следующее объяснение образования глаза бури. С увеличением скорости ветра вблизи центральной части циклона центробежная сила и сила Кориолиса становятся больше силы градиента давления. Равнодействующая этих сил меняет знак и оказывается направленной от центра. Вследствие этого вокруг центра циклона образуется зона затишья, а на краях ее, где действующие силы уравниваются, создается как бы преграда – стена, за пределами которой сила барического градиента превышает центробежную силу и силу Кориолиса, и воздух движется по направлению к центру. Достигнув стены, воздух вынужден интенсивно подниматься вдоль нее. Поднимающийся воздух захватывает с собой посредством турбулентного трения и воздух в той части глаза, которая примыкает к стене. Поэтому в центральной части глаза создается нисходящее, компенсационное течение. Сквозь стену глаза проникновение частичек воздуха к центру затруднено. Однако если бы в глазе происходило только адиабатическое оседание без перемешивания с воздухом стены, то у поверхности земли температура превысила бы 90–100 °С, и воздух был бы совершенно сухим. Поскольку этого не происходит, должно существовать интенсивное перемешивание нисходящего воздуха в глазе бури с воздухом, движущимся от стены глаза бури. Существуют расчеты, показывающие, что воздух в глазе заменяется каждые 5–6 ч.

Прохождение зоны затишья, связанное с глазом бури, иногда длится до 2 ч. После этого ветер возобновляется с прежней силой, но направление его меняется на противоположное. При подходе глаза бури давление сильно падает, после прохождения – растет так же сильно, как перед этим падало.

Во время рейса в октябре 1974 г. научно-исследовательское судно «Шокальский» встретилось с тайфуном «Делла» и попало в глаз бури. Редко кому из моряков, к их счастью, случается попасть в глаз бури, но еще реже удастся кораблю, попавшему в глаз бури, выбраться из него невредимым.

Вот как описывает обстановку Н.А. Безрукова – участница экспедиции на этом судне: «20 октября, когда судно находилось на юге Восточно-Китайского моря, стало известно о зарождении тайфуна «Делла», который со скоростью 14 узлов движется к северо-западу. Предполагалось, что тайфун выйдет на север Восточно-Китайского моря значительно раньше, чем туда подойдет наше судно. Однако все сложилось иначе.

Первыми предвестниками ухудшения погоды были перисто-слоистые облака, появившиеся вечером 22 октября, с характерным для них светлым кругом вокруг луны – гало. К утру 23 октября погода резко ухудшилась, кучево-дождевые облака закрыли все небо, начался ливневый дождь, усилился ветер. На море поднялось волнение, высота волны увеличилась до 6 м. Днем ветер продолжал крепчать и перешел на северо-западный. К полуночи скорость ветра достигла 28 м/с, а высота волны – 7–8 м. Начиная с 20 ч давление резко падало и к полуночи понизилось на 12 мбар. Относительная влажность, наоборот, возросла к полуночи до 92 %. Сильный штормовой ветер и огромные волны с грохотом обрушивались на судно, низвергая вместе с ливнем тонны воды. Сильные удары волн то и дело сотрясали весь корабль. Около полуночи по судовому времени корабль испытал мощный удар, затрещали переборки. Крен достиг предельной величины – 45°. Штормом сорвало шлюпку и швыряло по палубе, был сорван и исчез в пучине один из носовых прожекторов.

Положение было угрожающим. Решено было изменить курс – отойти от тайфуна к юго-западу, с тем чтобы выйти из него или, по крайней мере, оказаться на южной, менее опасной периферии. Этот маневр был вызван тем, что по прогнозу тайфун «Делла» должен был перемещаться к северо-западу. Несмотря на то, что судно ото-

шло к юго-западу на 30 миль, ветер продолжал усиливаться, увеличивались и волны. Но вот сразу после полуночи внезапно стал резко ослабевать ветер. Давление продолжало падать.

По судну прокатилась весть – мы в глазе бури! Мы в центре тайфуна – в адовом кольце! Барограмма дала знакомый морякам зловещий пик – резкий спад давления. За первые три часа новых суток 24 октября давление упало на 22 мбар. Теперь оно колебалось на одном уровне – 969,1 мбар. Небо стало почти безоблачным. Появилась масса птиц, больших и малых, которые искали пристанища на нашем корабле. Они садились на палубу целыми стаями, не боясь человека.

Скорость ветра упала до 12–14 м/с, но волнение моря было страшным! Волны сталкивались друг с другом и порождали огромные всплески. Толчая волн, содрогавшаяся и раскачивавшая судно, держала команду в напряжении.

Вскоре поступили синоптические карты. Мы были на южной левой периферии тайфуна. Она менее опасна, чем правая передняя. И вот теперь предстоит вновь врезаться в стену ураганных ветров и пройти сквозь тыловую часть тайфуна. Но пока предрассветное малооблачное небо казалось безмятежным.

Через час небо покрылось громадами черных кучево-дождевых облаков. Резко усилился ветер, вновь начался тропический ливень. Птиц, искавших спасения на корабле, сдувало ветром. Они пробовали лететь, но не в силах справиться с вихрящимися ураганными потоками, падали в воду и погибали. Ветер достиг скорости 40–44 м/с. Команда работала особенно сосредоточенно.

К 9–10 ч утра 24 октября ветер стал стихать и скоро ослабел до 10–15 м/с. В борьбе с тайфуном судно потеряло много времени и все еще находилось к западу от северной оконечности острова Лусон. Тайфун, невзирая на прогнозы метеослужб, шел на юго-запад-запад. Корабль взял курс на восток и к 11 ч уже приближался к Лусону. Прекратился ливень. Прошла завеса сине-черных облаков, солнце ярко светило. О тайфуне и борьбе с ним напоминали лишь не утихшие еще волны, да погибшие птицы, лежавшие на палубе корабля».

Температура и влажность. В процессе развития циклона в его области происходит непрерывное повышение температуры. Это обусловлено выделением огромного количества скрытого тепла при конденсации водяных паров. Пока тропический циклон располагается в тропической зоне, температура воздуха распределяется

почти симметрично относительно его центра. Вне глаза бури температура примерно одинакова, в глазе бури несколько выше. С высотой температура в области глаза бури по сравнению с окружающей средой оказывается значительно выше. Таким образом, в центре развитого тропического циклона располагается теплое ядро.

В тропическом циклоне очень велико влагосодержание. Данные зондирования показывают, что вся область циклона характеризуется глубоким и интенсивным увлажнением от приводного споя до высоты 9–10 км. При этом прирост влаги быстро возрастает с высотой. Уже на высоте 1 км влагосодержание увеличивается в 1,5 раза по сравнению с обычной тропосферой, на высоте 3–5 км – вдвое, на высоте 7–8 км – в 3 раза и на высоте 9–19 км – в 4 раза. Этот колоссальный прирост водяного пара в тропическом циклоне определяется большой скоростью восходящих потоков воздуха, насыщенного влагой, ведь в центральной зоне тропического циклона поднимается около 2006 т воздуха в секунду!

Облачность. Приближение тропического циклона характеризуется появлением высоких просвечивающих облаков, за ними следуют все более низкие и более плотные облака. Затем отмечается преобладание мощных кучево-дождевых облаков с сильными ливнями, которые переходят в темную стену сплошной облачности. Это проходит кольцевая зона наиболее развитой конвективной облачности, простирающейся до высоты 10–12 км, а иногда и более. При отходе тропического циклона, наступает постепенное уменьшение облачности.

В тропическом циклоне помимо кольцевой зоны облаков, окружающих глаз бури, обнаруживаются узкие вытянутые полосы конвективных облаков с большим содержанием сконденсировавшейся влаги, имеющие вид спиралей, направленных к центру циклона (против часовой стрелки – в Северном полушарии и по часовой стрелке – в Южном). На экране радиолокатора радиальные полосы облаков чередуются с зонами полного их отсутствия. Некоторые полосы крупнокапельной облачности и осадков начинаются непосредственно от кольцевой зоны, а некоторые на расстоянии сотен километров от центра и расходятся к периферии. В промежутках между полосами в большинстве случаев также имеется облачность, однако она содержит значительно меньше влаги, и радиолокатором не отмечается.

В зависимости от размеров и возраста тропического циклона меняется и структура облачности и осадков. Длина полос обычно

колеблется от 50 до 400 км, средняя ширина составляет несколько километров, причем вблизи центра они уже, к периферии – шире.

При наблюдении с поверхности Земли, т.е. снизу, взору представляется лишь очень небольшая часть небосвода. Поэтому невозможно видеть полной и точной картины облачности, развивающейся в тропических циклонах. С помощью телевизионной и другой аппаратуры, установленной на спутниках, возможно одновременное обозрение огромных пространств земной поверхности, например, с помощью геосинхронных метеорологических спутников. Снимки с этих спутников можно получать так часто, как того требует поставленная задача, например, через каждые 30 мин (рис. 6.6).

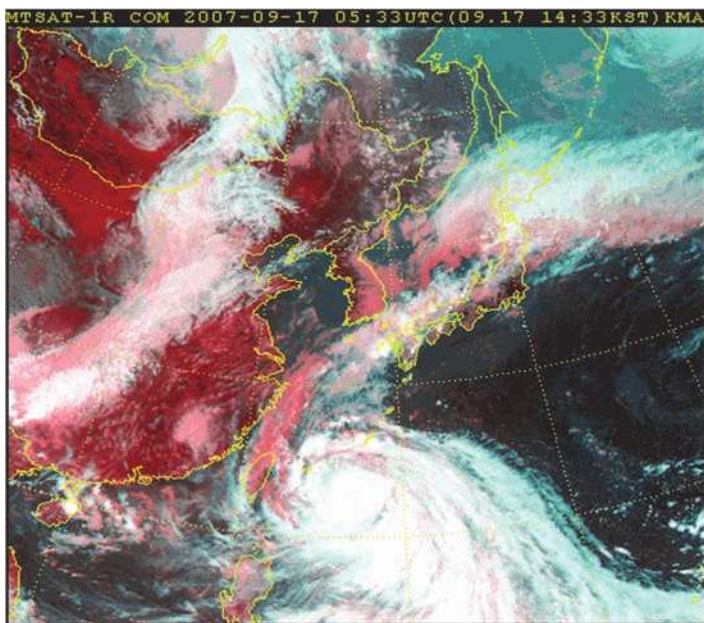


Рис. 6.6. Снимок облачности (композиционный) за 17 сентября 2007 г., тайфун WIPHA приближается к Тайваню

Метеорологам удалось найти зависимость между размером центрального облачного массива тропического циклона (облачного диска) и максимальной скоростью ветра в его системе. Аналогичная графическая зависимость найдена между размером облачного диска тропического циклона и давлением в его центре. На рис. 6.7

приведены два последовательных снимка облачности тайфуна CHANTHU (2114), выполненных в инфракрасном диапазоне, в момент максимального развития тайфуна, когда его глубина составляла 905 гПа, а скорость ветра достигала 115 порывами 165 уз!

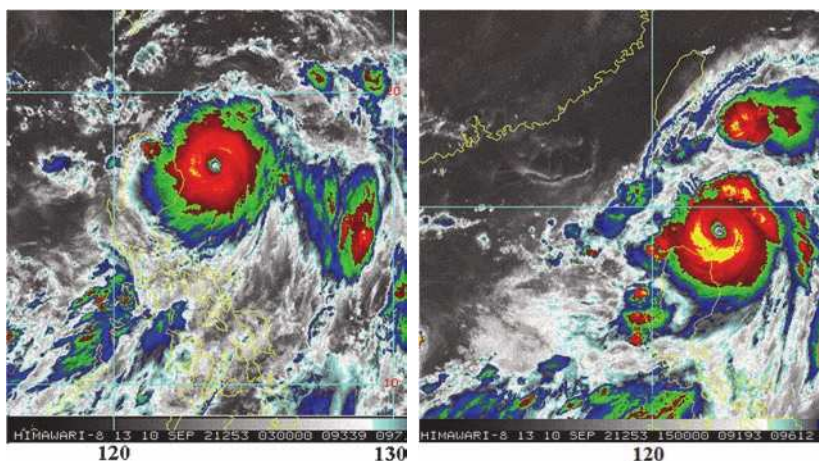


Рис. 6.7. Инфракрасные спутниковые изображения облачности тайфуна CHANTHU (2114) с ИСЗ HIMAWARI-8 за 03 ВСВ и 15 ВСВ 10 сентября 2021 г.

Осадки. В тропическом циклоне осадки сосредоточены вокруг его центра, т.е. вокруг глаза бури. Наиболее интенсивные осадки выпадают из мощных теплых башен кучево-дождевых облаков, кольцом окружающих глаз. Распределение осадков относительно центра циклона, как правило, симметричное. Осадки на экране радиолокатора имеют вид тех же спиральных полос, что и облачность, так как они выпадают из этих облаков.

Сведения о количестве осадков в тропических циклонах и их распределении очень разнообразны, во-первых, по той причине, что само измерение осадков из-за редкой сети наблюдений очень сложно, а во-вторых, потому, что выпадение осадков сопровождается сильным ветром, переносящим дождь от места его выпадения на большие расстояния.

При прохождении урагана «Камилла» 18 августа 1969 г. через штат Вирджиния (южное побережье США) на площади 6–8 тыс. км² выпало 700–740 мм осадков за 6 ч, что в 2–3 раза превышает

среднее годовое количество в большинстве городов умеренной зоны (в Москве годовая норма осадков – 587 мм). На востоке Китая в сентябре 2021 г. (см. рис. 6.7) тайфун CHANTHU 12–14 сентября обусловил дожди до 662 мм.

Волнение моря. Сильное давление, оказываемое ветром на поверхность океана при прохождении тропических циклонов, вызывает образование гигантских волн, которые могут достигать огромной высоты – 15 м и более. Причем образующиеся в правом тыловом квадранте волны движутся в том же направлении, что и циклон, а потому они более устойчивы и сильны, чем волны в других квадрантах. Одновременно с ветровыми волнами возникает и зыбь, распространяющаяся во всех направлениях. В точках встречи гребней зыби образуются очень высокие быстродвижущиеся волны, особенно опасные для морских судов.

Скорость распространения волн, возникающих в зоне действия тропических циклонов, в 3 раза больше поступательной скорости их движения, поэтому волны могут служить надежным признаком приближения тропического циклона.

В прибрежных районах штормовые волны также представляют большую опасность. Такие волны движутся со значительной скоростью и подходят к берегу в виде стены высотой 6–8 и даже 10–15 м. Они производят гигантские по масштабам разрушения на берегу, островах и в дельтах рек.

Причиной образования очень больших волн, как полагают, является низкое давление в центре циклона, оказывающее всасывающее воздействие на водную поверхность, которая сначала вспучивается, а затем под действием гравитационной силы превращается в огромную волну. Причиной может быть и быстрый снос воды к побережью вследствие сильного продолжительного ветра одного направления.

Ураганы и тайфуны приносят и некоторую пользу. При прохождении тропического циклона происходит интенсивное перемешивание и подъем глубинных вод. В результате вдоль всего пути тропического циклона остается шлейф холодных вод, насыщенных питательными веществами, поднявшимися вместе с глубинными водами. В холодном следе масса фитопланктона, мельчайших растительных организмов, может удвоиться. А где есть планктон, там есть и рыба!

Холодный след от тропического циклона с температурой на несколько градусов (2–6 °C) ниже фоновой может существовать в

течение нескольких недель. Оказавшись на пути вновь возникшего циклона, шлейф холодных вод не способствует его развитию, ослабляет его интенсивность.

Во многих странах, подверженных летом и осенью воздействию тропических циклонов, ощущается большой недостаток пресной воды. Тропические циклоны, несмотря на их пагубное воздействие, приносят влагу на поля и позволяют восполнить нехватку водных ресурсов. Наконец, тропические циклоны как крупные звенья общей циркуляции атмосферы обеспечивают межширотный обмен воздушных масс, способствуя тепловому равновесию планеты.

4.5. Служба обнаружения и слежения

Предсказывать возникновение тропических циклонов – задача трудновыполнимая. Эти трудности до некоторой степени возмещаются быстрым их обнаружением и предупреждением о надвигающейся опасности. Бедствия, вызываемые ими, в значительной мере зависят от неожиданности появления. Поэтому наблюдения за океаном в тех местах, где возникают тропические циклоны, проводятся постоянно, в настоящее время преимущественно с помощью метеорологических спутников, а также с помощью сети островных, береговых и морских метеорологических станций, автоматических буев, сети радиолокаторов и сейсмографов, авиаразведки.

Много ценных сведений о тропических циклонах приносят радиолокаторы, применяемые в метеорологии с середины 40-х гг. Полосы радиоэха от крупнокапельных облаков и осадков в тропических циклонах сходятся к их центру, что позволяет легко находить его положение. Наблюдая по радиолокатору за движением радиоэха грозовых облаков в тропическом циклоне, получают сведения о скорости и направлении ветра в системе циклона, о протяженности облачности, ее границах по высоте и многие другие параметры, необходимые для правильного прогноза погодных условий.

На островах и побережьях, наиболее подверженных неблагоприятному воздействию тропических циклонов, создана сеть специальных радиолокационных станций, что позволяет обнаруживать тропические циклоны на расстоянии, равном радиусу действия современных радиолокаторов, т.е. за несколько сот километров. В Японии мощный радиолокатор установлен на горе Фудзияма (на высоте 3776 м) в 90 км от Токио. Радиус его действия – 800 км. На

по побережье Бенгальского залива после разрушений, произведенных тропическим циклоном в 1960 г., когда погибло более 5 тыс. чел., Восточный Пакистан (ныне Бангладеш) организовал Службу прогнозов и установил радар. После следующей катастрофы 1970 г., когда погибло около 500 тыс. чел. и было опустошено 20 тыс. км² плодородных земель, установили еще два радиолокатора. Эти три радара дают возможность наблюдать перемещение тропического циклона и детали его строения на расстоянии 200 миль (360 км) от побережья Бенгальского залива.

Сеть радиолокаторов установлена на побережье США, на Кубе, в Китае и в других местах. Особенно важны радиолокаторы на судах как средство, позволяющее обзирать погоду в радиусе до 200 км, с тем, чтобы обнаруживать скопления облаков, из которых может развиваться тропический циклон, или следить за уже развившимся ураганом или тайфуном для уклонения от встречи с ним.

Движение и местоположение тропического циклона можно определять с помощью микросейсмических колебаний. Ветер, волны и сильные ливни вызывают микроколебания дна. По ним можно определять положение центра тропического циклона и направление его движения.

Самолеты авиаметеорологической разведки представляют собой летающие лаборатории, на борту которых имеется оборудование для измерения скорости ветра, атмосферного давления, температуры и влажности воздуха, температуры поверхности моря, некоторых параметров облачности и других элементов. В настоящее время задача авиаразведки сводится к изучению внутренней структуры тропических циклонов, а главная роль в обнаружении и прослеживании пути принадлежит метеорологическим спутникам. Они позволяют выявить ураганы и тайфуны в центральных частях океанов, где нет систематических метеорологических наблюдений.

Обширная информация о тропических циклонах передается в метео- и специализированные центры слежения всех заинтересованных стран. Специалисты этих учреждений следят за возникновением, развитием циклонов и ведут службу оповещения и предупреждения. Например, оповещения, предупреждения о тайфунах, которые возникают на юго-западе северной части Тихого океана, составляются метеоцентрами Японии (Токио), Китая (Шанхай), Гонконга, Филиппин (Манила), США (Гуам) и передаются в виде текстовых предупреждений и факсимильных сообщений. Сведения

об ураганах Атлантического океана и северо-восточной акватории Тихого океана сообщаются Национальным центром ураганов, находящимся в Майами (Флорида, США), а также дополнительными центрами (Вашингтон, Бостон, Нью-Орлеан, Сан-Жуан, Сан-Франциско, Гонолулу). Каждый из них обслуживает определенную акваторию океана и побережья.

На приземных картах Японского метеорологического агентства (эта служба ответственна за гидрометеорологическое обеспечение северо-западной части Тихого океана) точность определения местоположения центра тропического циклона указывается следующими сокращениями:

PSN FAIR	Положение центра определено отлично	С точностью 30 морских миль
PSN GOOD	Положение центра определено хорошо	С точностью 40 морских миль
PSN POOR	Положение центра определено удовлетворительно	С точностью 50 морских миль

Начиная со стадии TS, на приземных картах погоды составляются текстовые описания тропических циклонов и создаются специальные карты-предупреждения (см. рис. 1.14 в Лабораторной работе 1). Пример сообщения о тропическом циклоне на приземной карте погоды от 00 UTC 25 октября 2015 г.:

STS 1525 CHAMPI (1525)
 975 hPa
 31.1 N 158.0 E PSN FAIR
 NE 24 KT
 MAX WINDS 60 KT NEAR CENTER
 GUST 85 KT
 OVER 50 KT WITHIN 70 NM
 OVER 30 KT WITHIN 240 NM E-SEMICIRCLE
 210 NM ELSEWHERE

Данную запись следует читать следующим образом:

Тропический циклон за номером 1525 CHAMPI в стадии STS с минимальным давлением в центре 975 гПа смещается на северо-восток со скоростью 24 уз. Координаты центра тропического циклона – 31,1 с.ш., 158,0 в.д.; положение центра циклона определено отлично, т.е. с погрешностью менее 30 морских миль. Максималь-

ный ветер вблизи центра – 60 уз (30 м/с). Ветер силой 50 уз (25 м/с) отмечается в радиусе 70 морских миль от центра. Ветер силой 30 уз (15 м/с) отмечается в пределах 240 морских миль в восточном секторе от центра и 210 миль в остальных направлениях.

Несмотря на наличие предупреждений и оповещений о тропических циклонах, следует быть внимательным к местным признакам приближения стихии: характеру зыби, облачности, оптическим явлениям в атмосфере, особенностям суточного хода давления, ветра, влажности и др.

Природа предоставляет новые возможности распознать приближение тайфуна. Оказалось, что медузы, рыбы и другие морские животные способны воспринимать звуки сверхнизких частот, недоступные человеческому уху. Морские животные первыми слышат инфрасигналы надвигающегося шторма и стараются покинуть прибрежную полосу.

4.6. Правила расхождения с тропическим циклоном

По степени трудности плавания в тропическом циклоне выделяют 4 сектора (рис. 6.8, а):

I сектор – передний правый по ходу движения в Северном полушарии и передний левый – в Южном полушарии. Здесь величина барических градиентов велика, следовательно, наблюдаются более сильные ветры. Направление ветра и движение циклона совпадают, что дополнительно усиливает ветер. Сравнительно большой разгон волн обуславливает большую их высоту. Судно находится на пути следования циклона, есть вероятность попадания в его эпицентр. Сектор I наиболее опасен для судоходства.

II сектор – передний левый по ходу движения в Северном полушарии и передний правый – в Южном полушарии. Здесь величина барических градиентов несколько меньше, чем в секторе I. Направление ветра и движение циклона противоположны, что несколько ослабляет ветер. Разгон ветра в левой (правой) половине противоположен смещению циклона, что, очевидно, уменьшает высоту волн. В этом секторе судно также находится на пути следования циклона и сохраняется опасность попасть в его центральную часть.

III сектор – тыловой правый в Северном полушарии и тыловой левый – в Южном полушарии. Здесь, как и в секторе I, велики барические градиенты, следовательно, и ветры. Направление ветра и движение циклона совпадают, что дополнительно усиливает ветер.

Большой разгон и совпадение направлений ветра и движения циклона приводят к формированию очень высоких волн, но в этом секторе практически нет опасности попасть в центральную часть вихря (если он не делает петли).

IV сектор – тыловой левый в Северном полушарии и тыловой правый – в Южном полушарии. Здесь, как и в секторе II, величина барических градиентов несколько меньше, чем в правой (левой) половине, следовательно, слабее ветер. Направление ветра и движение циклона противоположны, следовательно, ветер несколько слабее и по этой же причине несколько меньше волны. Практически отсутствует опасность для судна попасть в центральную часть циклона. Сектор IV наименее опасен для судоходства по сравнению с другими секторами.

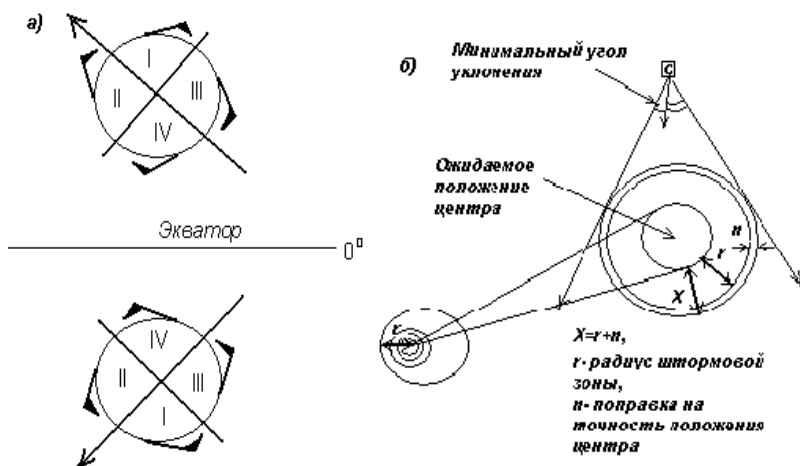


Рис. 6.8. Деление тропического циклона на сектора по степени трудности плавания (а) и курсы уклонения от зоны штормового ветра в тропическом циклоне (б): r – радиус штормового ветра (ветра равного или более 25 м/с), при отсутствии сведений о зоне шторма r принимается равным 150 милям; n – поправка на точность положения центра, часто указана на карте терминами fair, good или poor, что означает 30, 40 или 50 миль соответственно, в противном случае ее принимают равной 50 милям; X – сумма r и n

В случае приближения тропического циклона необходимо определить направление, в котором находится его центр. Для этого существуют правила:

1. Если падение давления и усиление ветра сопровождается изменением его направления вправо (по часовой стрелке), судно сближается с правой частью циклона (положение I на рис. 6.9).

2. При тех же условиях изменение ветра влево (против часовой стрелки) указывает на сближение с левой его частью (положение II на рис. 6.9).

3. Если направление ветра не меняется, а давление падает и ветер усиливается, то судно находится на пути циклона (положение III на рис. 6.9).

В каком бы положении по отношению к тропическому циклону судно не находилось, важно избежать попадания в его центральную часть (50–100 миль от центра). Лучше всего следовать по периферии тропического циклона, на расстоянии 500 миль от центра. На рис. 6.9, б изображена схема выбора оптимального (наименьшего) угла уклонения при расхождении с тропическим вихрем.

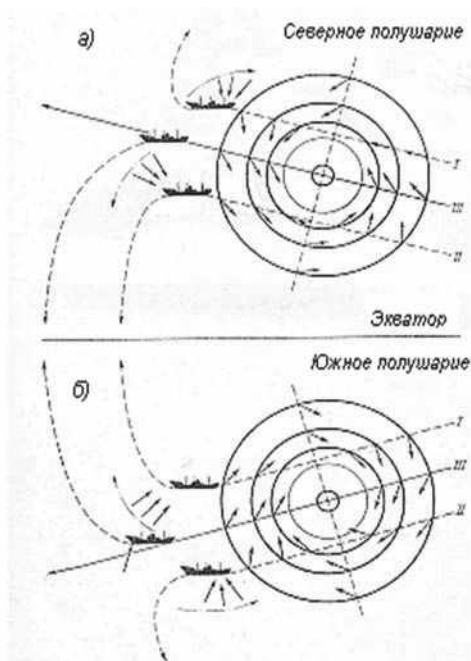


Рис. 6.9. Схема расхождения с центром тропического циклона при его заблаговременном обнаружении

Для расхождения с тропическим циклоном рекомендуется применять маневр «отворот навстречу» (см. рис. 6.9). Для Северного полушария в случае нахождения в левой половине или центральной части циклона следует изменять курс судна так, чтобы ветер дул в корму справа (курс бакшлаг правого галса). При попадании в правую половину – следовать курсами, при которых ветер дул бы в нос справа (курс бейдевинд правого галса), и идти до тех пор, пока не начнет расти давление.

Для Южного полушария – в случае приближения правой половины или центра циклона надо изменить курс судна так, чтобы ветер дул в корму слева (курс бакшлаг левого галса). При прохождении левой половины следовать курсами, при которых ветер дул бы в нос слева (курс бейдевинд левого галса), и идти до тех пор, пока не начнет расти давление.

Не следует слепо доверять общим схемам расхождения с тропическим циклоном. Маневрирование судна для расхождения с центром тропического циклона должно осуществляться с учетом конкретной метеорологической и навигационной обстановки.

Находясь в районах, где возможна встреча с тропическими циклонами, следует внимательно следить за ходом погоды, чтобы заблаговременно обнаружить их приближение и предпринять необходимые меры для обеспечения безопасности судна.

Признаками приближения тропического циклона могут служить следующие явления погоды:

1. Появление зыби от направления, не совпадающего с направлением ветра. Зыбь появляется за 400–500 миль от центра циклона. В открытом океане, вдали от берега и островов, направление зыби приближенно укажет направление, где располагается тайфун или ураган.

2. Падение давления сначала слабое, а затем увеличивающееся.

3. Появление перистых облаков (Сi или Сс), сходящихся к определенной точке горизонта. Это указывает, откуда смещается тропический циклон. После перистых облаков появляется мощная кучевая облачность. Увеличивается скорость ветра.

4. Затишье, сменяющееся на постепенно усиливающийся ветер.

5. Частые и сильные электрические разряды в атмосфере, создающие значительные радиопомехи. Наиболее интенсивные электрические разряды наблюдаются в направлении, где располагается тропический циклон.

Однако не всегда приближение тропического циклона можно определить по указанным признакам. Так, например, направление и

скорость ветра в результате конвективных явлений часто могут отличаться от классической схемы распределения. Поэтому наряду с наблюдениями за погодой следует внимательно следить за штормовыми предупреждениями и специальными картами-предупреждениями о тропических циклонах.

5. Порядок выполнения работы

5.1. Изучить тему «Тропические циклоны, маневрирование в зоне тропических циклонов», составить краткую записку, включающую разделы:

- определение, районы зарождения в Тихом океане, время зарождения, классификация;
- правила маневрирования в зоне тропического циклона.

5.2. Сделать анализ синоптической ситуации в тропической зоне Тихого океана, пользуясь набором карт приземного анализа и карт-предупреждений об опасных явлениях.

За тропическую зону Тихого океана принять зону от 5 до 30° с.ш. Анализ должен включать следующие сведения:

- преобладающие направление и скорость ветра в тропической зоне;
- описание тропических циклонов (не меньше двух циклонов) по карте, принятой за исходный срок: название, глубина, координаты центра, зоны сильного и штормового ветра;
- проследить эволюцию тропических вихрей, сравнивая состояние (глубину, зоны сильного и штормового ветра) и местоположение тропических циклонов за предыдущие сутки и последующие 1–3 сут, пользуясь картами приземного анализа и прогноза. На карте за исходный срок нанести положение и глубину тропических циклонов сутки назад и будущие 1–3 сут.

5.3. По известным погодным условиям определить предполагаемое положение (сторону света, примерное расстояние) тропического циклона относительно судна.

Для выполнения задания воспользуйтесь данными табл. 6.5. Примерное расстояние до центра тропического циклона определяется по средним статистическим радиусам опасного ветра в тайфуне (раздел 4.4). Сторона света, где располагается тропический циклон, легко находится по барическому закону ветра (правило Бейс–Балло, Лабораторная работа 3).

Таблица 6.5

**Погодные условия при приближении
тропического циклона**

Вариант	Характеристика ветра	Характеристика изменения давления	Полушарие
1	Ветер северный, усиливается (до 17 м/с), направление не меняется	Давление падает	Северное
2	Ветер юго-восточный сильный, без изменений	Давление меняется слабо	Северное
3	Ветер западный, разворачивается к юго-западному, ослабевает (12–14 м/с)	Давление растет	Северное
4	Ветер южный ураганной силы, продолжает нарастать	Давление падает очень сильно	Северное
5	Ветер северо-восточный сильный, нарастает	Давление падает	Северное
6	Ветер северный, усиливается (до 17 м/с), направление не меняется	Давление падает	Южное
7	Ветер юго-восточный сильный, без изменений	Давление меняется слабо	Южное
8	Ветер западный, разворачивается к юго-западному, ослабевает (12–14 м/с)	Давление растет	Южное
9	Ветер южный ураганной силы, продолжает нарастать	Давление падает	Южное
10	Ветер северо-западный сильный, разворачивается к северному, скорость не меняется	Давление не меняется	Южное
<i>Примечание.</i> За сильный ветер принять ветер скоростью 17–24 м/с, за штормовой – 25–32 м/с, за ураганный – 33 м/с и более в соответствии с международной классификацией.			

Задание оформить графически. Сделать заключение о предполагаемом маневре для избегания попадания в эпицентр шторма или выхода из зоны шторма.

5.4. Определить наиболее безопасный курс при движении вблизи тропического циклона. Местоположение судна на карте погоды определяется преподавателем; при самостоятельном выполнении работы выбрать положение судна к северу от тропического вихря на расстоянии 7–8° меридиана.

Для выполнения задания воспользоваться картой приземного анализа, на которую нанести будущее положение тропического

циклона через сутки от исходного срока. Определить радиус штормового ветра и погрешность определения центра циклона в исходный срок. Нарисовать схему и углы отклонения подобно схеме 6.8, б.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое тропические циклоны? Какие опасные явления погоды с ними связаны?

2. По какому признаку и на какие классы принято делить тропические циклоны?

3. Сезоны, когда зарождаются тропические циклоны.

4. Излюбленные районы зарождения тайфунов в северо-западной части Тихого океана.

5. Признаки приближения тропического циклона.

6. Каковы правила маневрирования в области тропического циклона?

7. Какие источники информации о тропических циклонах можно использовать, находясь в море?

8. Чем отличаются тропические циклоны от фронтальных циклонов умеренных широт?

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Абузяров З.К., Нестеров Е.С. Морское метеорологическое обеспечение в системе Росгидромета: современное состояние и перспективы развития // Метеоспектр. – 2014. – № 2. – С. 99–111.
2. Атлас облаков / под. ред. Л.К. Сурыгиной / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). – СПб: Гидрометеоиздат, 2006. – 51 с.
3. Атлас районирования морей и океанов для гидрометеорологического обеспечения морской деятельности / ФГБУ «Гидрометцентр России». – М.: Типография «АМА-ПРЕСС», 2019. – 37 с.
4. Гордиенко А.И., Захарьян Р.Г. Плавание судов в особо тяжелых погодных условиях. – СПб.: ГАМ им. адм. С.О. Макарова, 2004. – 96 с.
5. Код для оперативной передачи данных приземных гидрометеорологических наблюдений с сети станций Госкомгидромета СССР, расположенных на суше (включая береговые станции). – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 64 с.
6. Код для составления гидрометеорологических радиogramм на судах КН-01с. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 57 с.
7. Международная конвенция о подготовке и дипломировании моряков и несении вахты 1978 г. – 3-е изд., сводное, 2011 г. – Лондон: Международная морская организация, 2013. – 427 с.
8. Международный код FM 12-IX SYNOP, FM 13-IX SHIP для передачи данных приземных гидрометеорологических наблюдений с наземных и морских станций. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 114 с.
9. Мезенцева Л.И. Работа с кодом КН-01: уч.-метод. пос. – Владивосток: Дальрыбвтуз, 2008. – 34 с.
10. Метеорологический словарь / сост. С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова. – 3-е изд. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 568 с.
11. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 3. Гидрометеорологические наблюдения, проводимые штурманским составом на морских судах. РД 52.04.585-97. – Л.: Гидрометеоиздат, 1999. – 197 с.
12. РД 52.27.881-2019. Руководство по гидрометеорологическому обеспечению морской деятельности / Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). – М.: ФГБУ «Гидрометцентр России», 2019. – 125 с.
13. РД 52.27.759-2011. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов / Фе-

деральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). – М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. – 189 с.

14. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – Ч. 1. – 702 с.

15. Зверев А.С. Синоптическая метеорология / отв. ред. П.И. Смирнов, Г.Г. Тараканов. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 711 с.

16. Тунеголовец В.П., Дашко Н.А., Иванова А.А. Навигационная гидрометеорология. Часть 1. Метеорология: учеб. пособие. – Владивосток: Дальрыбвтуз, 2004. – 186 с.

17. Тунеголовец В.П., Карпушин И.С. Навигационная гидрометеорология. Часть 3. Навигационная океанография: учеб. пособие. – Владивосток: Дальрыбвтуз, 2006. – 174 с.

18. Хромов С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов. – 3-е изд. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 455 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Лабораторная работа 1	
Карты погоды.....	4
Лабораторная работа 2	
Синоптические объекты.....	38
Лабораторная работа 3	
Расчет параметров ветра и волнения моря по барическому полю	70
Лабораторная работа 4	
Прогноз погоды по району плавания.....	92
Лабораторная работа 5	
Расчет потерь скорости хода судна на ветре и волнении.....	108
Лабораторная работа 6	
Тропические циклоны, маневрирование в зоне тропических циклонов	131
Библиографический список	165

Учебное издание

Мезенцева Людмила Ивановна
Карпушин Иван Сергеевич

ПРАКТИКУМ
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМУ
ОБЕСПЕЧЕНИЮ СУДОВОЖДЕНИЯ

Часть 2. Синоптическая метеорология
для судоводителей

Учебное пособие

Редактор Т.В. Ломакина
Макет О.В. Нечипорук

Подписано в печать 07.12.2022. Формат 60х84/16.
Усл. печ. л. 9,76. Уч.-изд. л. 9,60. Заказ 0873. Тираж 30 экз.

Оригинал-макет подготовлен
Центром публикационной деятельности
«Издательство Дальрыбвтуза»
690087, г. Владивосток, ул. Луговая, 52б