

А. С. Зверев

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ
И ДОПОЛНЕННОЕ

*Допущено
Министерством
высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника
для студентов вузов,
обучающихся
по специальности
«Метеорология»*



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1977

Рецензент — кафедра теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов Одесского гидрометеорологического института

Ответственные редакторы
П. И. СМИРНОВ, Г. Г. ТАРАКАНОВ

Книга представляет собой 2-е издание учебника по синоптической метеорологии, вышедшего в 1968 г. В ней излагаются теоретические вопросы синоптической метеорологии, рассматриваются практические приемы анализа и прогноза погоды. Книга существенно переработана и дополнена с учетом новейших достижений науки; некоторые разделы написаны заново.

Предназначена для студентов гидрометеорологических институтов, физических и географических факультетов университетов, а также для слушателей авиационных институтов, училищ и школ. Может служить практическим пособием для специалистов службы погоды.

The book is the second edition of the textbook on synoptic meteorology published in 1968. The book contains a description of theoretical aspects of synoptic meteorology. Practical methods of weather analysis and forecasting are treated as well. The book is essentially revised and enlarged in accordance with the latest scientific developments; some chapters are written anew.

The book is intended for students of hydrometeorological institutes, physical and geographical departments of universities, aviation institutes and schools. It can serve as practical aid for officers of weather service.

Курс синоптической метеорологии в гидрометеорологических институтах и на географических и физических факультетах университетов является профилирующим при подготовке специалистов метеорологов. Этот курс имеет важное значение и при подготовке специалистов агрометеорологов, океанологов и гидрологов.

Учебник А. С. Зверева «Синоптическая метеорология», изданный Гидрометеониздатом в 1968 г., стал основным по этому курсу во всех вузах страны. Этот учебник широко использовался также специалистами гидрометеорологической службы, аспирантами и научными работниками. Он получил широкую известность и за рубежом.

Содержание курса постоянно претерпевает изменения, связанные с расширением и углублением знаний о погодообразующих процессах и с совершенствованием методов прогноза этих процессов. В связи с этим периодически изменяются регламентирующие учебный процесс документы — учебные планы и программы.

Необходимость второго переработанного издания учебника была очевидна еще в 1973 г. в ходе разработки новых учебных планов и программ по метеорологической специальности.

А. С. Зверев планировал существенную переработку книги. Этими планами он делился с товарищами по работе, в частности, с научными редакторами настоящего издания. К глубокому сожалению, преждевременная смерть этого талантливого педагога и ученого помешала осуществить эти планы полностью. Кроме составления проспекта учебника, он сумел переработать лишь отдельные главы и параграфы. Это поставило научных редакторов в затруднительное положение. Не считая возможным существенно изменять авторский текст, они сохранили общую структуру книги и ограничились лишь написанием или переработкой некоторых глав и параграфов, заменой иллюстраций, приведением текста в соответствие с требованиями сегодняшнего дня и новой программы курса.

Учебные планы для метеорологической специальности были утверждены Министерством высшего и среднего специального образования СССР в 1975 г., а учебные программы — в 1976 г.

При редактировании книги научные редакторы придерживались основной концепции А. С. Зверева, с которой они полностью согласны. В учебнике изложены основные принципиальные вопросы синоптической метеорологии. Большинство глав посвящено клас-

сическому изложению синоптической метеорологии с учетом ее прикладного значения. Сохраняя практическую направленность, редакторы стремились в то же время не перегружать учебник частными прогностическими методиками. Отдельные из них приводятся в нем лишь в качестве примеров.

Учебник должен научить студента творчески решать задачи краткосрочного прогноза погоды, разбираться в имеющихся и вновь появляющихся частных методиках и приемах прогноза погоды.

В учебнике сохраняется преемственность с другими курсами, такими, например, как общая метеорология, динамическая метеорология, общая и прикладная климатология, численные методы прогнозов погоды и т. д.

Учебник состоит из четырех разделов: 1) Синоптический метод, 2) Основные объекты синоптического анализа, 3) Прогноз синоптического положения, 4) Прогноз погоды.

Поскольку в учебный план метеорологической специальности был включен новый самостоятельный курс «Численные методы прогнозов погоды», по которому запланировано издание учебника, этот раздел исключен из второго издания. Вместе с тем в целях сохранения логической связи между двумя курсами в учебник помещен соответствующий параграф. В учебном плане подготовки специалистов метеорологов имеется также самостоятельный курс «Спутниковая метеорология». В связи с этим редакторы сочли возможным привести здесь лишь иллюстративный материал, посвященный этому вопросу. Исключение составляет гл. 2, где метеорологическая космическая система достаточно подробно рассматривается как одно из важнейших средств получения метеорологической информации.

Отдельные главы и параграфы написаны: Ю. Н. Волконским (главы 9 и 18, п. 10.7 и 15.5), Л. Г. Качуриным и И. А. Смирновым (п. 17.3), К. И. Финкельбергом (п. 10.5 и 10.6), П. И. Смирновым (глава 4, п. 2.1—2.8 и 8.5), Г. Г. Тарakanовым (п. 2.11, 11.1—11.3), Х. П. Погосьяном и С. В. Зверевой (глава 19).

Огромная работа по подготовке книги к изданию была проделана С. В. Зверевой. Ею также написаны главы 1 и 14, п. 3.1, 3.8—3.10, 7.7, 12.2, 15.1, 15.2, 15.6 и 17.1.

Редакторы выражают глубокую благодарность коллективу кафедры метеорологических прогнозов ЛГМИ за полученные советы и помощь при редактировании книги, особенно Л. Л. Рупперту и Т. В. Сорокиной, коллективу кафедры теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов ОГМИ, особенно профессору М. П. Леонову, и коллективу сотрудников Гидрометцентра СССР во главе с профессором М. А. Петросящем, взявшим на себя сложный труд рецензентов и сделавших ряд замечаний и пожеланий, которые были учтены при редактировании книги.

Свой труд по подготовке учебника к изданию редакторы посвящают памяти профессора А. С. Зверева.

П. Смирнов, Г. Тараканов

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

При подготовке второго издания учебника (первое издание вышло в 1968 г.) автор стремился учесть новые достижения метеорологической науки в той мере, в какой это необходимо в учебных целях. Как и в предыдущем издании, особое внимание уделяется разъяснению физической сущности атмосферных процессов в доступной для студентов форме.

Поскольку синоптическая метеорология имеет определенную практическую направленность, значительное внимание уделено приемам прогноза синоптического положения и условий погоды. Часть материала включена в учебник по методическим соображениям для связности изложения и облегчения понимания последовательных разделов курса. Однако автор избегал дублирования смежных курсов (динамической метеорологии, численных методов прогноза, долгосрочных прогнозов погоды и других), хотя абсолютное разграничение с этими взаимосвязанными и дополняющими друг друга курсами невозможно и вряд ли нужно. Важнейшим дополнением к учебнику является Практикум по синоптической метеорологии¹.

Быстрое развитие синоптической метеорологии, численных методов прогноза погоды, космических методов исследования атмосферы, технических средств сбора и обработки метеорологической информации должно учитываться в процессе преподавания. Несомненно, каждый лектор найдет возможность дополнить учебник изложением новых данных и исключить устаревший материал. Особое значение имеет изучение официальных Руководств по краткосрочным прогнозам погоды и Наставлений по службе прогнозов погоды, материал которых использован при подготовке учебника.

Автор надеется, что новое издание учебника окажется полезным не только для студентов гидрометеорологических институтов и других вузов, но и для более широкого круга читателей — работников службы погоды, работников смежных специальностей, а также желающих ознакомиться с основами современной синоптической метеорологии.

А. С. Зверев

¹ Практикум по синоптической метеорологии и учебный синоптический атлас. Под ред. А. С. Зверева. Л., Гидрометеониздат, 1972.

Раздел первый

СИНОПТИЧЕСКИЙ МЕТОД (Основные объекты синоптического метода)

Синоптическим методом изучения и предсказания погоды называется метод, основанный на анализе синоптических карт.

ПРЕДМЕТ СИНОПТИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

1.1. Определения. Синоптический метод

*Синоптической*¹ *метеорологией* называется наука, изучающая закономерности развития атмосферных процессов в целях предсказания (прогноза) погоды.

Погодой называется состояние атмосферы в определенный момент или промежуток времени над любым пунктом или районом земного шара. Погода характеризуется совокупностью значений метеорологических величин, важнейшими из которых являются давление, температура и влажность воздуха, ветер, облачность, атмосферные осадки, и особых явлений, таких, как туман, гроза, метель, пыльная (песчаная) буря и др.

Изменения погоды можно предвидеть, как правило, только на основе изучения распределения метеорологических величин над географическими районами глобального масштаба, т. е. сопоставимыми с размерами океанов и континентов. Для анализа погоды в глобальном масштабе на географические карты специальными условными знаками и цифрами наносятся значения метеорологических величин, а также особые явления погоды, определяемые в единый момент времени на обширной сети метеорологических станций. Такие карты получили название *синоптических карт*. В настоящее время вместо термина «синоптическая карта» применяется термин «карта погоды».

Карты погоды составляются как по наблюдениям у поверхности Земли, так и по аэрологическим наблюдениям для различных уровней или поверхностей. Это дает возможность проводить трехмерный анализ.

Синоптические карты дали название *синоптическому методу* изучения и предсказания погоды, основанному на выявлении физических закономерностей развития атмосферных процессов с помощью этих карт.

¹ Термин «синоптическая» происходит от греческого слова «синоптикос», означающего «одновременно обзорающий».

Синоптический метод является мощным средством изучения атмосферных процессов крупного масштаба. Являясь географическим по форме, этот метод имеет глубокую физическую сущность: он позволяет на основе законов физики атмосферы исследовать и выявлять причины изменения погоды.

Синоптический метод постоянно развивается и совершенствуется, при этом происходит постепенный переход от качественных форм анализа и прогноза к количественным. В настоящее время он получает новое содержание в связи с созданием объективных форм анализа и гидродинамических (численных) методов прогноза полей метеорологических элементов.

Основным приемом синоптического анализа является сопоставление характеристик погоды, нанесенных на карты погоды. При этом сопоставляются:

- 1) значения одной и той же метеорологической величины в разных пунктах, на разных высотах за один и тот же момент времени;
- 2) значения различных метеорологических величин в одном и том же пункте, в разных пунктах и на разных высотах за один и тот же момент времени;
- 3) значения одного или различных метеорологических элементов в последовательные моменты времени как в одном, так и в разных пунктах.

Основными принципами синоптического анализа являются:

1. *Комплексность анализа.* Характеристики погоды анализируются не изолированно, а в комплексе, совместно — с учетом их взаимосвязи и взаимообусловленности.

2. *Трехмерность анализа.* Рассматриваются свойства атмосферы не на одном уровне в горизонтальной плоскости, а в значительной толще атмосферы на различных уровнях (тропосфера и нижняя стратосфера).

3. *Историческая последовательность анализа.* Проводится согласование анализа данной карты погоды с анализом предыдущих карт. Процессы, протекающие в атмосфере, обычно имеют значительную длительность и могут прослеживаться по последовательным картам погоды. При правильном анализе не должна нарушаться логическая последовательность развития атмосферных процессов.

Важнейшими достоинствами синоптического метода являются его наглядность и оперативность.

На одну карту можно нанести сведения о погоде в большом географическом районе, на полушарии или даже на всем земном шаре. Соответственно можно дать прогноз погоды по любому району земного шара, в том числе весьма удаленному от места составления прогноза. Это очень важно, например, для оперативного обеспечения полетов самолетов по авиатрассам большого протяжения.

«Дальнодействие» синоптического метода позволяет с помощью современных средств связи обслуживать народное хозяйство всей страны информацией о погоде и прогнозах погоды из сравнительно

небольшого числа прогностических центров, что имеет важное экономическое значение.

Синоптический метод позволяет более или менее успешно преодолевать трудности, связанные с *недостаточностью метеорологической информации, ее прерывистостью в пространстве и во времени*. Это достигается путем *интерполяции* — нахождения промежуточного значения метеорологического элемента по его значениям на двух или нескольких метеорологических станциях и *экстраполяции* — нахождения предполагаемого значения метеорологического элемента за пределами области, где значения этого элемента известны. Интерполяция и экстраполяция могут осуществляться в пространстве (по горизонтали или вертикали) и во времени (между сроками наблюдений и за их пределами). Интерполяция и экстраполяция осуществляются тем успешнее, чем проще закономерность изменения данного метеорологического элемента в пространстве или во времени.

Конечно, не все явления погоды попадают в поле зрения метеорологических станций, удаленных друг от друга на десятки, сотни, а иногда и тысячи километров. Специфика синоптического метода состоит в том, что он приспособлен к анализу крупно-масштабных атмосферных процессов или, как говорят, процессов синоптического масштаба, охватывающих по горизонтали сотни и тысячи километров.

Для анализа мезомасштабных процессов (ливни, грозы, град и др.), охватывающих по площади всего несколько десятков квадратных километров, необходима очень густая сеть станций с большой частотой наблюдений, что практически неосуществимо. В связи с этим для наблюдения за такими процессами используют дополнительные средства, такие, как радиолокационные метеорологические станции и метеорологические ИСЗ с аппаратурой высокого разрешения.

В зависимости от особенностей решаемой задачи синоптический метод имеет различные формы. Так, например, имеются существенные различия в применении синоптического метода для краткосрочных (на срок до двух суток) и долгосрочных прогнозов погоды. В данной книге рассматриваются вопросы краткосрочных прогнозов погоды.

1.2. Основные понятия синоптической метеорологии

Погода и ее изменения связаны с атмосферной циркуляцией (совокупностью воздушных течений синоптического масштаба). При всей сложности атмосферной циркуляции в ней можно выделить вполне определенные структурные элементы — барические системы, атмосферные фронты и воздушные массы. Именно эти элементы являются основными объектами синоптического анализа, поэтому их называют *синоптическими объектами*.

Барическими системами называются области пониженного и повышенного атмосферного давления, образующиеся в связи с неод-

нородностью его распределения. Поскольку поле давления тесно связано с полем ветра, барическим системам присуще характерное распределение воздушных течений. Совокупность барических систем образует *барический рельеф* (рис. 1.1).

Барические системы выявляются на картах погоды путем проведения изолний $p = \text{const}$, называемых *изобарами*. К областям пони-

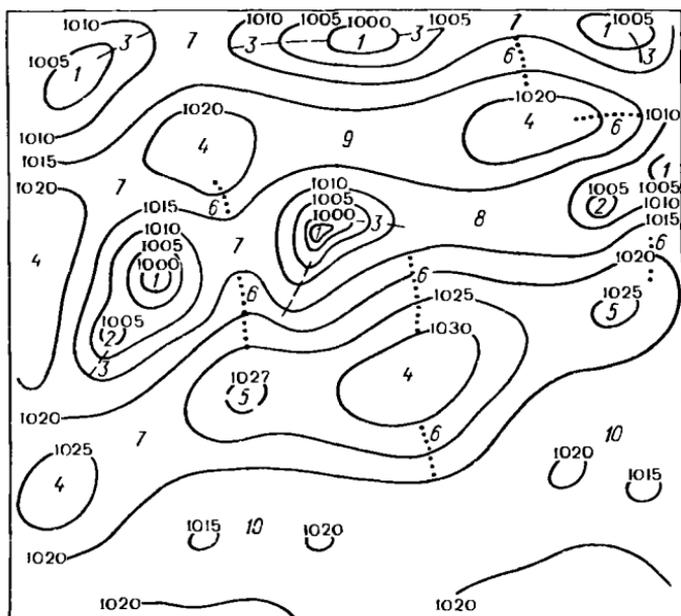


Рис. 1.1. Формы барического рельефа на приземной карте погоды.

1 — циклоны, 2 — вторичные циклоны, 3 — ложбины (— — ось ложбины), 4 — антициклоны, 5 — отроги (ядра), 6 — гребни (.... ось гребня), 7 — седловины, 8 — перемычка пониженного давления, 9 — перемычка повышенного давления, 10 — размытое барическое поле.

женного давления относятся циклоны и ложбины, к областям повышенного давления — антициклоны и гребни (отроги).

Циклон — область пониженного давления с минимальным его значением в центре. Изобарические поверхности в циклоне понижаются от периферии к центру, т. е. имеют вид неправильной воронки, обращенной выпуклостью вниз. Изобары в циклоне замкнуты, форма их различна. Чаще всего эта форма близка к овальной. Диаметр (горизонтальная ось) циклона достигает 100—3000 км, вертикальная мощность — 15—20 км. Давление в центре циклона в умеренных широтах меняется от 950 до 1030 мбар. В среднем давлении в центре циклона (глубина циклона) составляет 1000 мбар.

Циклоны, возникающие в тропиках, нередко имеют давление в центре 900 мбар и ниже.

Циклону свойственна своя система воздушных течений. В поле течений (поле ветра) циклон — гигантский вихрь. В слое трения центр циклона является точкой сходимости воздушных течений, т. е. поле движения состоит из двух простых полей: кругового (в северном полушарии против часовой стрелки, в южном — по часовой

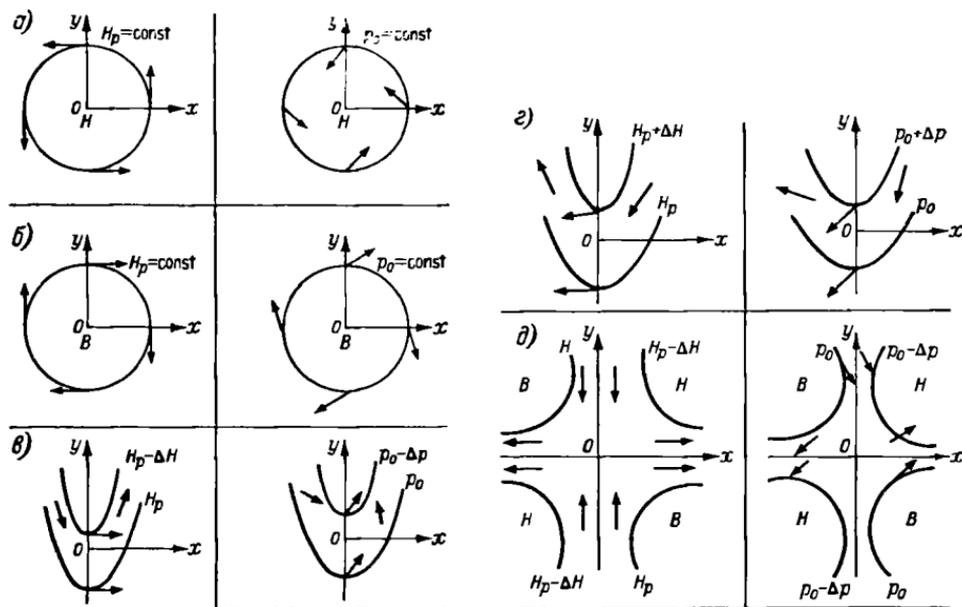


Рис. 1.2. Схемы направления ветра в свободной атмосфере (слева от оси) и в приземном слое (справа от оси).

H — циклон, B — антициклон.

стрелке) и стока. В свободной атмосфере ветер близок к градиентному, т. е. линии тока почти совпадают с изобарами (изогидами). В циклоне преобладают восходящие движения воздуха. Погода чаще всего облачная, с осадками. Поля давления и ветра в циклоне схематически представлены на рис. 1.2 а.

Ложбина — область пониженного давления, расположенная между двумя областями повышенного давления. Часто это вытянутая периферия циклона (например, V-образная ложбина). Линия в области ложбины, представляющая геометрическое место точек с пониженным давлением, называется ее *осью*. Изобарические поверхности в ложбине понижаются от периферии к оси, т. е. имеют вид лотка, обращенного выпуклой частью вниз. Поле воздушных течений в ложбине имеет циклонический характер, причем в слое трения ось ложбины является линией сходимости воздушных течений (рис. 1.2 в). В ложбине преобладают восходящие движения воздуха и облачная, часто с осадками погода.

Антициклон — область повышенного давления с максимальным его значением в центре. Изобары в антициклоне замкнуты. Изобарические поверхности повышаются от периферии к центру, т. е. имеют вид неправильного купола. Размеры антициклонов сравнимы с размерами циклонов. Антициклон также гигантский воздушный вихрь с циркуляцией в северном полушарии по часовой стрелке, а в южном — против часовой стрелки. В слое трения центр антициклона — точка расходимости линий тока. В свободной атмосфере линии тока почти совпадают с изобарами. В антициклоне преобладают нисходящие движения воздуха и малооблачная погода. Поля давления и воздушных течений в антициклоне даны на рис. 1.2 б.

Гребень — область повышенного давления между двумя областями пониженного давления. Часто это вытянутая периферийная часть антициклона. Линия в области гребня, представляющая геометрическое место точек с наибольшим давлением, называется *осью гребня*. Изобарические поверхности повышаются от периферии к оси гребня, т. е. имеют вид лотка, обращенного выпуклой частью вверх. В слое трения ось гребня является линией расходимости воздушных течений (рис. 1.2 г). В гребне преобладают нисходящие движения воздуха и малооблачная погода.

Отрог — сильно развитый гребень часто с самостоятельной замкнутой изобарой.

Седловина — область, заключенная между двумя накрест лежащими циклонами и двумя антициклонами (рис. 1.2 д). Изобарические поверхности имеют вид седла — они повышаются в сторону антициклонов и понижаются в сторону циклонов. Для седловины характерны слабые ветры.

В системе атмосферной циркуляции можно выделить огромные, относительно однородные по условиям погоды *воздушные массы*. Горизонтальные размеры воздушных масс имеют порядок 10^3 — 10^4 км, вертикальные — несколько километров. Воздушная масса, циркулируя длительное время над определенным географическим районом, называемым очагом ее формирования, приобретает физические свойства, характерные в данное время для этого района, т. е. характерные горизонтальное и вертикальное распределения температуры и влажности, поля облачности и осадков, особые явления и т. д.

Перемещение воздушных масс в другой географический район обуславливает изменение погоды в нем. Естественно, что в процессе перемещения воздушной массы и последующей ее «стабилизации» в новом географическом районе постепенно меняются ее прежние свойства, в результате чего воздушная масса одного типа превращается в воздушную массу другого типа. Процесс изменения свойств воздушной массы называют *трансформацией*.

Атмосферными фронтами называют узкие переходные зоны между соседними теплой и холодной воздушными массами, которые характеризуются резкими изменениями погоды. Если, например, в самих воздушных массах температура по горизонтали меняется

медленно (постепенно), то в зоне атмосферного фронта она изменяется резко (скачкообразно).

Атмосферный фронт трехмерный объект; он наклонен под острым углом к горизонту таким образом, что холодный воздух в виде клина располагается под теплым.

В приземном слое ширина переходной зоны, отождествляемой с атмосферным фронтом, обычно не превышает 100 км. Поэтому при принятом масштабе карт погоды атмосферный фронт обозначается линией. В вертикальной плоскости толщина переходной зоны не превышает, как правило, 1 км. Таким образом, переходный слой можно представить как поверхность, которая называется *фронтальной*. Угол наклона фронтальной поверхности к горизонту не превышает 1° .

Хорошо выраженные атмосферные фронты обычно связаны с циклонами и ложбинами, так как именно здесь отмечаются большие контрасты метеорологических величин и прежде всего температуры.

Атмосферные фронты, распространяющиеся на всю тропосферу или большую ее часть, называют *тропосферными* или *высокими фронтами*. В отличие от них фронты, распространяющиеся только на пограничный слой воздуха, называют *приземными* или *низкими фронтами*.

Различают фронты теплые, холодные и стационарные (мало-подвижные). *Теплым* называется фронт, перемещающийся в сторону холодной воздушной массы; *холодным* фронт, перемещающийся в сторону теплой воздушной массы; *стационарным* фронт, не изменяющий существенно своего положения. Перемещение фронтов определяется системой воздушных течений.

У фронтальной поверхности в теплом воздухе обычно развиваются устойчивые восходящие движения воздуха, с чем связано образование *фронтальной системы облаков* и выпадение *фронтальных осадков*.

С прохождением атмосферных фронтов через определенный пункт или район связаны наиболее резкие непериодические изменения погоды в этом пункте или районе. Если добавить, что возникновение и развитие циклонов происходит, как правило, на атмосферных фронтах, то станет понятным, почему выявление фронтов на картах погоды является важнейшей задачей синоптического анализа.

В пределах тропосферы и нижней стратосферы существуют переходные зоны между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами. Эти переходные зоны получили название *высотных фронтальных зон* (ВФЗ). Длина ВФЗ имеет порядок 10^3 — 10^4 км, а ширина — 10^2 — 10^3 км. Вертикальная мощность ВФЗ составляет несколько километров. Особенно отчетливо ВФЗ прослеживается в слое от 3 до 12 км. ВФЗ обычно связана с одним или несколькими тропосферными (высокими) фронтами. Характеризуется она значительными горизонтальными градиентами температуры и давления и значительной скоростью ветра (100 км/ч и более). ВФЗ

играют существенную роль в образовании и развитии барических систем.

В данном разделе лишь схематично рассмотрены основные синоптические объекты. Более подробно каждый из них будет изучен в дальнейшем. Однако здесь важно подчеркнуть, что воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны и антициклоны являются носителями определенных типов погоды, а синоптический анализ этих звеньев общей циркуляции атмосферы является ключом к пониманию изменений погоды и ее предсказанию.

I

$(T_g T_g)$	$(T_e T_e)$	C_H	(E_S)	
	ТТ	C_M	PPP	
VV	ww	(N)	PP	a
	$T_d T_d$	$C_L N_h$ h	W	
			(RR)	

II

	$(T_e T_e)$	C_H		$I_S E_S E_S R_s$
	ТТ (t _T)	C_M	PPP	
VV	ww	(N)	PP	a
	$T_d T_d$	$C_L N_h$ h	W	
	$T_S T_S$ или $T_w T_w T_w$	(P_w, R_w, H_w, N_w)	(RR) D_s, v_s	

$(d_w d_w P_w H_w N_w)$

1.3. Средства синоптического анализа и прогноза погоды. Принципы составления карт погоды

Для анализа атмосферных процессов и прогноза погоды используются различные средства.

1. Карты погоды: а) приземные, б) высотные.

2. Диаграммы и графики: а) аэрологические диаграммы, б) вертикальные разрезы, в) вспомогательные номограммы, таблицы и графики.

Приземные карты погоды составляются путем нанесения данных, содержащихся в метеорологических телеграммах. Порядок нанесения данных и применяемые условные знаки (символы) определяются соответствующими Наставлениями по службе погоды.

На рис. 1.3 приведена схема нанесения метеорологических данных на карту погоды, применяемая с 1974 г., а на рис. 1.4 — таблица условных знаков, соответствующих цифрам синоптического кода.

Рис. 1.3. Размещение элементов вокруг символов станций. Схемы I и II.

	C _L	C _M	C _H	C	W	и ₂	N
0	○			→	○	∟	○
1	○	∟	→	↗	◐	∟	◐
2	△	≠	→	↘	●	/	◑
3	△	3	∟	∪	S+	∟	◑
4	○	∟	↗	∟	≡		◑
5	∪	∪	↘	∩	·	∟	◑
6	—	∩	↘	○	·	∟	◑
7	---	∩	↘	--	*	∟	◑
8	∪	∩	↘	∩	▽	∟	●
9	∩	∩	↘	∩	ℝ		⊗

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
00	○	○	○	○	∞	S	S	ℝ	ℝ	(S)
10	=	≡	≡	∟	∪	∪	ℝ	∩	∩	∩
20	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪
30	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S
40	(≡)	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡
50	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
60	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
70	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
80	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪
90	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪	∪

Рис. 1.4. Таблица основных синоптических знаков (символов).

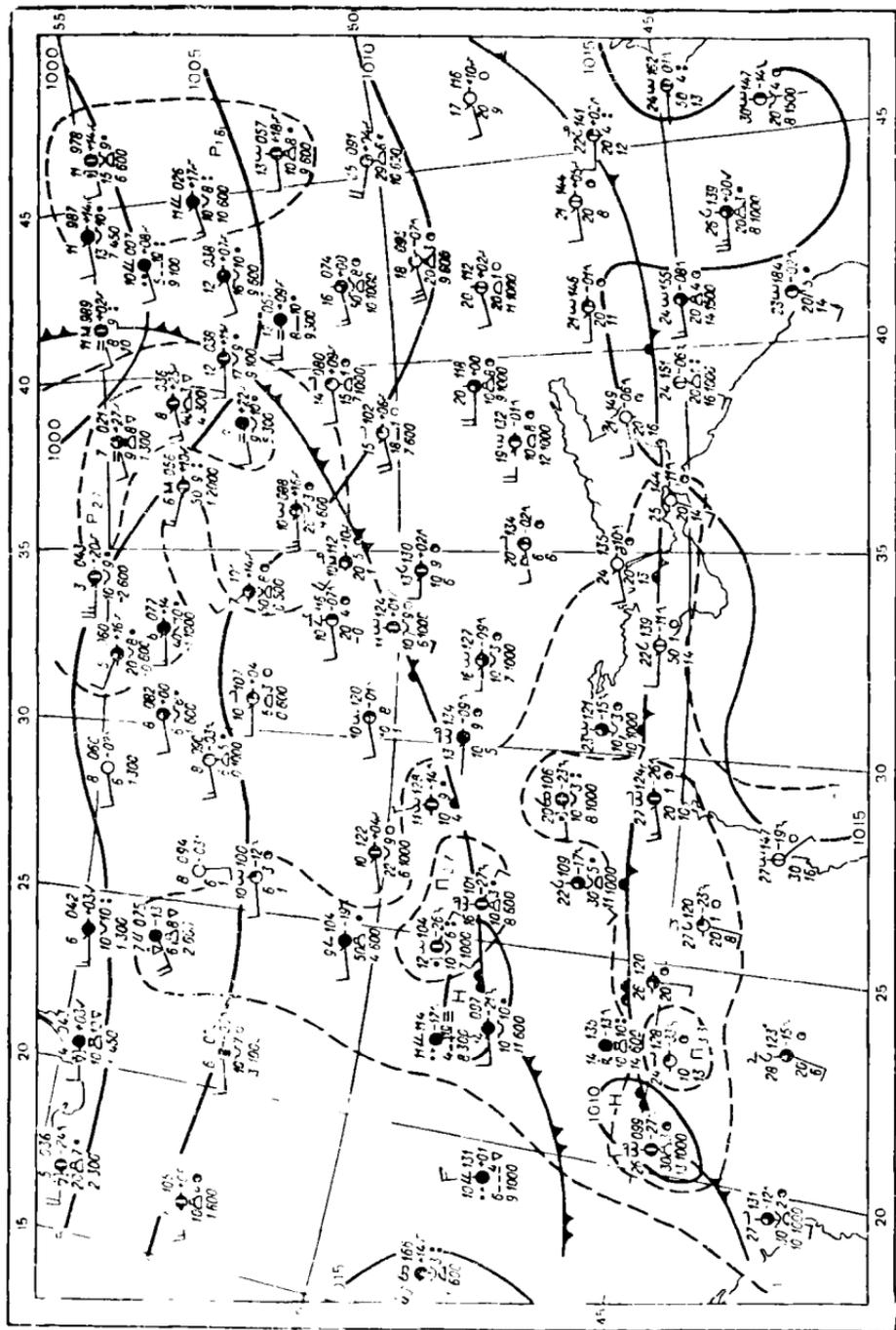


Рис. 1.5. Приемная карта погоды, 12 (15) часов 18 октября 1973 г.

На рис. 1.5 показан участок приземной карты погоды.

Условные знаки (символы) подвергались изменениям в 1930, 1936, 1950 и 1974 гг., что следует иметь в виду при использовании карт погоды прошлых лет, например, в исследовательских целях. Схема нанесения данных на карту и условные знаки должны быть хорошо усвоены синоптиком для правильного «чтения» карты погоды.

На приземные карты погоды наносится большой комплекс метеорологических величин и явлений погоды, поэтому они являются наиболее информативными.

В зависимости от назначения составляются приземные карты погоды различных территорий: полушарий (иногда для исследовательских целей составляются карты всего земного шара), части континентов или океанов (основные карты), нескольких административных районов (кольцевые карты, или кольцовки).

Для анализа состояния полей метеорологических величин на различных высотах по данным вертикального зондирования атмосферы составляются высотные карты погоды: карты барической топографии и изэнтропические карты.

Изэнтропическая карта — карта топографии (высот над уровнем моря) поверхности равной потенциальной температуры ($\Theta = \text{const}$), а следовательно, и поверхности равной энтропии φ сухого воздуха, поскольку $\varphi = c_p \ln \Theta = \text{const}$.

В настоящее время изэнтропические карты составляют в основном для исследовательских целей. На них наносят сведения о влажности воздуха и ветре на уровне изэнтропической поверхности. Толщина слоя между двумя изэнтропическими поверхностями характеризует вертикальный градиент температуры воздуха. По изэнтропическим картам можно проследить перемещение влажных и сухих воздушных потоков и получить ряд полезных для анализа и прогноза погоды характеристик атмосферы. Однако высоты одной и той же изэнтропической поверхности в низких и высоких широтах существенно различаются (иногда на несколько километров). Кроме того, при переходе от сезона к сезону необходимо менять набор стандартных изэнтропических поверхностей, что связано с определенными трудностями. Поэтому изэнтропические карты в последние годы вытеснены более удобными картами барической топографии (даже в США, где они широко применялись в исследовательских и оперативных прогнозных целях с 1937 г.).

Карты барической топографии подразделяются на карты *абсолютной топографии* (АТ) и *относительной топографии* (ОТ).

Карта абсолютной топографии (АТ_p) представляет собой карту высот данной изобарической поверхности $p = \text{const}$ над уровнем моря. Из рис. 1.6 следует, что областям с наиболее высоким положением изобарических поверхностей соответствует более высокое давление, а с наиболее низким — более низкое давление. Тем самым карта *абсолютной топографии изобарической поверхности* $p = \text{const}$ характеризует состояние барического поля. Кроме геоно-

тенциальных высот, на карту AT_p наносят температуру, дефицит точки росы, скорость и направление ветра на данной изобарической поверхности.

Поскольку на поверхности $p = \text{const}$ потенциальная температура

$$\Theta_p = T_p \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{AR}{c_p}} = T_p \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.285}, \quad (1.1)$$

то обычная температура на карте AT_p (изобарическая температура) отличается от потенциальной лишь постоянным для данной карты множителем.

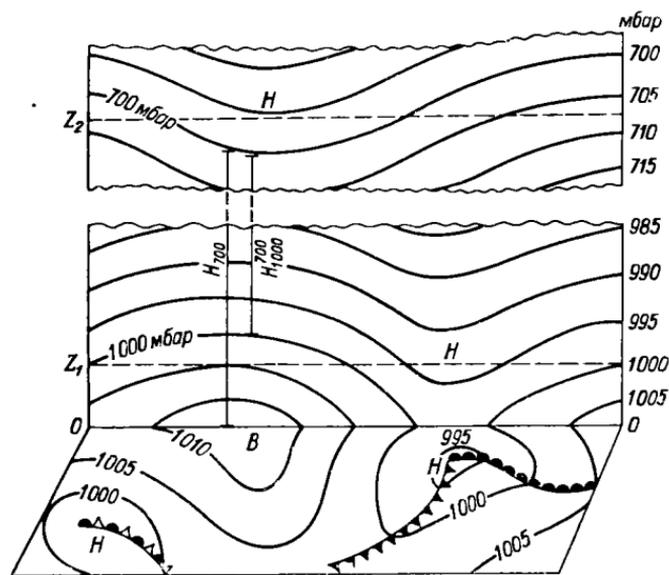


Рис. 1.6. Положение изобарических поверхностей в вертикальной плоскости.

В табл. 1.1 приведены приближенные высоты над уровнем моря основных (или стандартных) изобарических поверхностей.

Таблица 1.1

Приближенные высоты основных изобарических поверхностей

p мбар	1000	850	700	500	400	300	200	150	100	50	30	20	10
H км	0	1,5	3	5	7	9	12	14	16	20	24	28	32

В настоящее время в оперативной работе службы погоды используют карты AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} , AT_{400} , AT_{300} , AT_{200} , AT_{100} , AT_{50} .

Карта относительной топографии ($OT_{p_1}^{p_2}$) представляет собой карту высот $H_{p_1}^{p_2}$ изобарической поверхности $p_2 = \text{const}$ над поверхностью $p_1 = \text{const}$. Чаще всего в оперативной работе используют карты OT_{1000}^{500} .

В холодной, более плотной воздушной массе давление с высотой понижается быстрее, чем в теплой. Соответственно в холодной массе толщина слоя $H_{p_1}^{p_2}$ меньше, чем в теплой, т. е. величина $H_{p_1}^{p_2}$ прямо пропорциональна средней температуре слоя \bar{T} . Поэтому карта относительной топографии эквивалентна карте распределения средней температуры слоя между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 .

Поскольку средней температуре слоя \bar{T} при заданных величинах p_1 и p_2 соответствуют определенные значения средней плотности $\bar{\rho}$ и среднего удельного объема \bar{V} , то по карте $OT_{p_1}^{p_2}$ можно судить и о распределении этих величин.

Высоты изобарических поверхностей вычисляются по *барометрической формуле геопотенциала*.

Геопотенциалом называется работа, которая затрачивается на преодоление силы тяжести $F = mg$ при перемещении частицы с массой $m = 1$ от центра Земли до заданного уровня. Условились значение геопотенциала Φ на уровне моря считать равным нулю и все расчеты абсолютных значений Φ производить относительно этого уровня.

При изменении высоты на величину dz произойдет изменение геопотенциала на величину $d\Phi = g dz$, откуда

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \int_{z_1}^{z_2} g dz, \quad (1.2)$$

а при $z_1 = 0$

$$\Phi = \int_0^z g dz. \quad (1.3)$$

Формула (1.2) определяет величину *относительного геопотенциала*, а формула (1.3) — величину *абсолютного геопотенциала*.

Считая ускорение свободного падения $g = \text{const}$, из (1.2) получим

$$\Phi_2 - \Phi_1 = \delta\Phi = g\delta z, \quad (1.4)$$

где $\delta z = z_2 - z_1$.

Формула (1.4) позволяет ввести удобную для метеорологических целей единицу геопотенциала. Разделив левую и правую части (1.4)

на 9,8 и обозначив $\frac{\delta\Phi}{9,8} = \delta H$, получим

$$\delta H = \frac{g}{9,8} \delta z \approx \delta z. \quad (1.5)$$

Практической единицей геопотенциала является *геопотенциальный метр* (гп. м), определяемый соотношением (1.5) при $\delta z = 1$ м.

Для уровня, где $g = 9,8$ м/с², величина геопотенциала в геопотенциальных метрах численно равна высоте этого уровня в обычных метрах. Однако следует помнить, что единица гп. м = м²·с⁻² является единицей удельной работы, что вытекает из определения

геопотенциала. Впрочем, в выражение (1.5) можно ввести размерный параметр $g = 9,8 \text{ м с}^{-2}$, и тогда размерность δH и δz будет одинакова ($L^2 T^{-2}$).

Поскольку отклонениями g от значения $9,8 \text{ м с}^{-2}$ до высот около 20 км практически можно пренебречь, то определяя значение геопотенциала на изобарической поверхности в геопотенциальных метрах или геопотенциальных декаметрах, мы тем самым определяем высоту этой поверхности в обычных линейных метрах или декаметрах. Для более точного перехода от геопотенциальных высот к обычным имеются специальные таблицы.

Из основного уравнения статики

$$dp = -\rho g dz = -\rho d\Phi \quad (1.6)$$

в результате его интегрирования можно получить *барометрическую формулу геопотенциала*, если учесть, что $\rho = \frac{p}{RT}$:

$$d\Phi = -\frac{1}{\rho} dp = -RT \frac{dp}{p} = RT d \ln p \quad (1.7)$$

и

$$\Phi_2 - \Phi_1 = - \int_{p_1}^{p_2} RT d \ln p. \quad (1.8)$$

Формула (1.8) и есть барометрическая формула геопотенциала в общем виде.

Заменив под интегралом T ее средним значением \bar{T} в слое $p_2 - p_1$ и введя численное значение газовой постоянной сухого воздуха, получим

$$\Phi_2 - \Phi_1 = 287 \bar{T} \ln \frac{p_1}{p_2}. \quad (1.8')$$

Поскольку $\ln \frac{p_1}{p_2} = 2,3 \lg \frac{p_1}{p_2}$ и $\frac{\Phi_2 - \Phi_1}{g_0} = H_2 - H_1 = H_{r_1}^{p_2}$, то рабочая формула для вычисления относительной высоты изобарической поверхности $p_2 = \text{const}$ над поверхностью $p_1 = \text{const}$ (в декаметрах) примет вид

$$H_{r_1}^{p_2} = 6,74 \bar{T} \lg \frac{p_1}{p_2}. \quad (1.9)$$

Для заданных величин p_1 и p_2 значение $\lg \frac{p_1}{p_2} = \text{const}$, т. е.

$$H_{r_1}^{p_2} = a \bar{T}. \quad (1.10)$$

В частности, имеем (в декаметрах)

$$H_{1000}^{500} = 2,029 \bar{T} \approx 2 \bar{T}. \quad (1.11)$$

Например, при $H_{1000}^{500} = 534$ дам $T = 267$ К. Допускаемая при этом ошибка в вычислении \bar{T} не превышает 2%.

Изолинии $H_{1000}^{500} = \text{const}$, т. е. *изогипсы относительной топографии*, в соответствии с (1.11) эквивалентны *изотермам средней температуры слоя* $\bar{T} = \text{const}$. При этом проведение изогипс на карте $OT_{10,0}^{500}$ через 4 дам равносильно проведению изотерм средней температуры через 2 К.

Очевидно, что

$$H_{1000}^{500} - H_{1000}^{850} = H_{850}^{700} + H_{700}^{500}. \quad (1.12)$$

Поэтому вычисление значений $H_{10,0}^{500}$ можно вести послойно с помощью специальных шкал на аэрологической диаграмме или таблиц.

Для вычисления высоты H_p заданной изобарической поверхности $p = \text{const}$ над уровнем моря применяется очевидная формула

$$H_p = H_{1000}^p + H_{1000}, \quad (1.13)$$

где H_{1000} — высота поверхности 1000 мбар над уровнем моря. Если h — величина барической ступени, а p_0 — давление у поверхности земли, приведенное к уровню моря, то $H_{1000} = h(p_0 - 1000)$. Тогда

$$H_p = H_{1000}^p + h(p_0 - 1000). \quad (1.14)$$

Величина h зависит от температуры и давления и может быть определена по специальной таблице.

Изолинии $H_p = \text{const}$, т. е. *изогипсы абсолютной топографии*, эквивалентны *изобарам на уровне z* , вблизи которого располагается изобарическая поверхность $p = \text{const}$. При этом, если $h = 0,8$ дам, то *проведение изогипс на карте AT_p через 4 дам равносильно проведению изобар на уровне z через 5 мбар*.

В настоящее время основные приземные, высотные и прогностические карты погоды с помощью факсимильной аппаратуры по проводам и радио передаются в готовом виде из Гидрометцентра СССР в другие подразделения службы погоды. Факсимильные передачи позволяют принимать карты погоды и из зарубежных метеорологических центров.

Аэрологические диаграммы строятся для анализа результатов зондирования атмосферы в отдельных пунктах.

В разное время было предложено несколько видов аэрологических диаграмм, отличающихся друг от друга расположением шкал. В настоящее время в СССР применяются три формы аэрологических диаграмм, разработанных под руководством Б. Д. Успенского в Гидрометцентре СССР в соответствии с рекомендациями ВМО.

Аэрологические диаграммы позволяют анализировать изменения с высотой температуры и влажности воздуха в пункте зондирования атмосферы и вычислять ряд добавочных характеристик атмосферы.

Пространственные вертикальные разрезы атмосферы представляют собою графики, с помощью которых по результатам одновремен-

ных зондирований атмосферы в ряде пунктов, расположенных на карте приблизительно вдоль одной линии (ось X), анализируют состоящие атмосферы в плоскости XOZ .

Разновидностью пространственного разреза атмосферы является графическое оформление прогноза погоды по воздушной трассе.

Если на график, одной осью которого является время t , а другой высота z (или давление p), нанести результаты последовательных зондирований атмосферы в одном пункте, то можно проследить изменения свойств атмосферы на различных высотах над этим пунктом с течением времени. Такой график называется *временным или серийным разрезом атмосферы*. Частным случаем временного разреза является *график термозонлет*, который характеризует изменения только температуры воздуха на различных высотах над данным пунктом. Временные разрезы составляются преимущественно в научно-исследовательских целях для изучения пространственной структуры атмосферных фронтов, циклонов, антициклонов и т. п.

Вспомогательные линейки, графики, номограммы, таблицы применяются для различного рода расчетов, выполняемых синоптиком в целях диагноза и прогноза погоды, например: градиентные линейки для вычисления скорости ветра по барическому полю, графики и номограммы — для прогноза температуры, облачности, осадков.

Далее в соответствующих главах курса, будет рассмотрено использование перечисленных средств для диагноза и прогноза погоды.

1.4. Сущность методов научного прогноза погоды и пути их совершенствования

Прогнозы погоды являются примером *научного предвидения*, которое возможно только тогда, когда известны *закономерности возникновения и развития предсказываемых явлений или процессов*. Любая наука достигает высокого уровня развития лишь тогда, когда становится способной не только правильно описывать происходящие явления, но и предсказывать их.

Прогнозы наиболее точны тогда, когда изменение предсказываемых явлений и величин подчиняется строгому закону. Таковы астрономические расчеты, основанные на законе всемирного тяготения. Если закономерности изменения более сложные, то прогнозы становятся менее точными, в том числе и астрономические. Например, правильно предсказав приближение к Солнцу кометы Когоутека в декабре 1973 г., астрономы ошибочно оценили степень возрастания ее яркости, которая зависит не только от расстояния, но и от физического строения и химического состава кометы.

Прогнозы погоды относятся к категории наиболее сложных и трудных научных прогнозов, поскольку изменения погоды зависят от очень многих факторов.

Наиболее существенные *непериодические изменения* погоды связаны с *циркуляционными факторами*, с развитием и перемещением циклонов, антициклонов, воздушных масс и фронтов, т. е. с весьма сложными процессами, которые до настоящего времени во многих отношениях недостаточно еще изучены. При прогнозе погоды прежде всего учитываются циркуляционные факторы изменений погоды.

Перемещающиеся воздушные массы под влиянием взаимодействия с подстилающей поверхностью, изменения притока лучистой энергии и вертикальных движений воздуха постепенно меняют свои свойства, что отражается на изменениях погоды. Такие процессы составляют группу *трансформационных факторов*. Разновидностью трансформационных изменений погоды являются ее *периодические изменения*, т. е. *суточный и годовой ход метеорологических элементов*. Трансформационные изменения свойств воздушных масс также учитываются при прогнозе погоды, хотя количественный учет этих изменений весьма сложен.

При сходных циркуляционных условиях такие характеристики погоды, как туманы, облака кучевых форм, ливневые осадки и др., часто существенно отличаются в соседних пунктах даже с относительно однородными свойствами подстилающей поверхности. В еще большей степени различие погоды проявляется при перемещении воздушных масс, фронтов, циклонов и антициклонов с моря на сушу, с равнины в горный район и наоборот. Озера, реки, возвышенности, большие города — все эти *местные факторы* влияют на формирование погоды и также должны учитываться при прогнозе.

Таким образом, имеется три группы факторов, влияющих на характеристики и изменения погоды:

- 1) циркуляционные,
- 2) трансформационные,
- 3) местные.

Различные методы научного прогноза погоды в большей или меньшей степени учитывают все эти факторы, хотя способы учета их различны.

Некоторые исследователи особым фактором изменений погоды считают колебания солнечной активности в связи с образованием солнечных пятен и выбросом потоков частиц (корпускулярное излучение). Эти потоки, несомненно, воздействуют на верхние слои атмосферы, вызывают колебания магнитного поля Земли, приводят к образованию полярных сияний. Что касается воздействия на процессы в тропосфере, то здесь ясности пока еще нет, поскольку недостаточно выявлены механизмы возможного воздействия и степень воздействия. Трудность заключается еще и в том, что колебания солнечной активности не являются строго периодическим процессом. Например, давно известен одиннадцатилетний цикл колебаний солнечной активности. Однако действительная продолжительность этого цикла меняется от 6 до 17 лет. Если связывать изменения погоды с колебаниями солнечной активности, то в дополнение к про-

гнозу процессов в атмосфере необходим прогноз процессов на Солнце, что резко усложняет всю проблему. Влияние колебаний солнечной активности на деятельность атмосферы связывается преимущественно с проблемами долгосрочного прогноза погоды и колебаний климата. Эти вопросы выходят за рамки данного курса, посвященного краткосрочным прогнозам погоды.

В настоящее время существуют следующие методы краткосрочного прогноза погоды:

1) синоптический, основанный на анализе карт погоды, качественно-физических выводах из этого анализа и количественных расчетах, не требующих применения ЭВМ;

2) численный (гидродинамический), основанный на решении уравнений гидродинамики и термодинамики с использованием ЭВМ;

3) физико-статистический, основанный на статистических закономерностях изменений погоды и вычислении вероятности тех или иных ее характеристик.

Все перечисленные методы дополняют друг друга. Они используются комплексно с учетом преимуществ и недостатков каждого из них.

Сущность синоптического метода прогноза заключается в следующем.

1. С помощью карт погоды анализируется поле давления и поле ветра у земли и на высотах; определяется географическое положение циклонов и антициклонов, теплых и холодных воздушных масс, атмосферных фронтов.

При сопоставлении последовательных карт погоды выявляются тенденции в развитии синоптических объектов. На основании выявленных закономерностей предсказывают их *перемещение*.

2. На основании закономерностей развития атмосферных процессов и их тенденций, выявляемых при анализе карт погоды и сопоставлении последовательных карт, предсказывают *эволюцию синоптических объектов* и даже *возникновение новых циклонов и антициклонов*.

3. Определив, какие синоптические объекты будут находиться в данном районе завтра и каковы характеристики погоды, связанные с ними, предсказывают *условия погоды* в данном районе. При этом учитывают *суточный ход метеорологических величин*.

4. Дополнительно учитывают влияние *местных факторов* на синоптические объекты и условия погоды.

Для удобства запоминания схему синоптического прогноза погоды можно представить в виде: *Перемещение + Эволюция + Суточный ход + Местные факторы*, или сокращенно ПЭСМ.

В рассмотренной схеме синоптического прогноза погоды можно выделить два этапа: 1) *прогноз синоптического положения*, т. е. перемещения и эволюции циклонов, антициклонов, воздушных масс и фронтов, и 2) *прогноз условий погоды*. Очевидно, что первый этап является лишь подготовительным и нужным в той мере, в какой это необходимо для прогноза условий погоды.

Разумеется, при осуществлении приведенной схемы применяются не только качественные заключения синоптика, но и необходимые количественные оценки, а также частные методики прогноза метеорологических величин.

Сущность численного (гидродинамического) метода прогноза заключается в использовании уравнений гидродинамики и термодинамики для вычисления изменений во времени метеорологических величин по их начальным значениям. Наиболее разработан метод прогноза барического поля, точнее, изменения высот H изобарических поверхностей.

1. Первым этапом является получение *прогностического уравнения*, т. е. установление функциональной связи типа

$$\frac{\partial H}{\partial t} = f(x, y, z), \quad (1.15)$$

где в правой части содержатся значения метеорологических величин в различных точках карты (в узлах расчетной сетки) и значения производных метеорологических величин, в том числе H , по переменным x, y, z (или p), но не по времени. На основе прогностического уравнения разрабатывается *рабочая схема численного прогноза* с использованием ЭВМ.

2. Вычисление левой части уравнения (1.15) ведется в каждом узле расчетной сетки *шагами по времени* δt . Обычно принимается значение $\delta t \approx 1$ часу. Считается, что в течение δt значение $\frac{\partial H}{\partial t} = \text{const}$. Тогда к концу первого шага $\delta t = 1$ в данном узле расчетной сетки получим

$$H_{t_0+\delta t} = H_{t_0} + \left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_1 \delta t.$$

Если в правой части уравнения (1.15) содержатся характеристики погоды A , которые тоже меняются со временем, то вычисляются новые значения и этих характеристик:

$$A_{t_0+\delta t} = A_{t_0} + \frac{\partial A}{\partial t} \delta t.$$

Новые значения A_i в узлах расчетной сетки рассматриваются как исходные данные для расчета на следующем шаге, т. е. для вычисления величины

$$H_{t_0+2\delta t} = H_{t_0+\delta t} + \left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_2 \delta t.$$

При этом $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_2 = \left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_1$.

Если срок, на который составляется прогноз, включает в себе n шагов δt , то окончательно

$$H_t = H_{t_0+n\delta t} + \left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_n \delta t. \quad (1.16)$$

3. После того, как значения H_t вычислены во всех узлах расчетной сетки, получается прогностическая карта ΔT_p , которую можно анализировать и использовать для прогноза погоды.

Существенно, что применение численных методов позволило максимально автоматизировать сбор и обработку метеорологической информации, включая проведение изогинс на прогностических картах.

К сожалению, еще не все метеорологические элементы удается надежно предсказывать численными методами. Причина заключается не столько в математических трудностях решения прогностических уравнений, сколько в сложности правильного описания с их помощью реальных физических процессов, протекающих в атмосфере. Численными методами наиболее успешно прогнозируется поле давления, на основании которого составляются прогностические карты.

Дальнейшее решение проблемы совершенствования прогноза погоды, несомненно, будет основываться главным образом на развитии численных (гидродинамических) методов.

Сущность физико-статистических методов прогноза заключается в применении математической статистики и теории вероятностей к выявлению закономерностей атмосферных процессов и прогностических связей между различными характеристиками погоды.

В отличие от функциональной связи, представленной формулой (1.15), статистические методы используют материалы статистических выборок прошлых лет для установления статистических связей и составления *прогностического уравнения регрессии*, например, типа

$$A_t = a_1 B_1 + a_2 B_2 + \dots + a_n B_n, \quad (1.17)$$

где A_t — предсказываемая (предиктант) характеристика погоды на будущий момент времени t ; B_i — предсказатели (предикторы), т. е. значения метеорологических величин в исходный момент времени t_0 или в предшествующие сроки наблюдений (к предикторам может быть отнесена и величина A); a_i — коэффициенты, определяющие весовой вклад каждого предиктора, причем значения a_i могут быть как положительными, так и отрицательными.

Наиболее сложной задачей является подбор уравнения регрессии, особенно когда недостаточно ясна физическая природа факторов, влияющих на изменения данной величины A . Уравнение регрессии, полученное на материале одной статистической выборки, может оказаться неудовлетворительным для другой выборки. Поэтому очень важна проверка установленных прогностических связей на независимом материале, не вошедшем в выборку.

Часто статистические приемы используются для получения эмпирических весовых коэффициентов (функций влияния) в прогностических уравнениях типа (1.15).

Дальнейшее решение проблемы краткосрочного прогноза погоды и совершенствование методов прогноза ведется в следующих направлениях:

1) увеличивается количество и повышается качество метеорологической информации, совершенствуются способы ее сбора и обработки в целях оптимального использования в оперативных прогностических целях;

2) продолжается изучение закономерностей атмосферной циркуляции, перемещения и эволюции синоптических объектов, разрабатываются теории атмосферных процессов и изменений погоды;

3) совершенствуются способы прогноза синоптического положения и условий погоды путем более детального учета факторов, определяющих развитие атмосферных процессов и изменений условий погоды;

4) особое внимание уделяется совершенствованию численных методов прогноза путем использования системы исходных уравнений, более полно описывающей начальное состояние атмосферы, расширения числа предвычисляемых метеорологических элементов и повышения точности расчета;

5) исследуются региональные особенности атмосферных процессов с учетом циркуляционных факторов в географическом районе (регионе). Развитие региональной синоптики является одним из резервов повышения качества прогнозов погоды;

6) обобщается опыт оперативной работы синоптиков в целях повышения экономической эффективности использования прогнозов погоды в народном хозяйстве, требования которого к прогнозам погоды непрерывно повышаются.

Сложность проблемы прогноза погоды требует совместных усилий ученых различных специальностей многих стран. Осуществление проекта создания Всемирной службы погоды и научных проектов в рамках Всемирной метеорологической организации, несомненно, будет способствовать решению проблемы.

1.5. Краткие сведения из истории синоптической метеорологии и развития методов краткосрочных прогнозов погоды

Вопросы прогноза погоды интересовали ученых давно. Постепенное накопление сведений о погоде и климате различных широт начиная с эпохи великих географических открытий (конец XIV в. — начало XV в.), а затем и изобретение приборов для измерения основных метеорологических величин (XVII—XVIII вв.) открыли путь к научному предсказанию погоды.

В середине XVII в., после изобретения барометра, уже делались попытки прогноза погоды по его показаниям. Некоторая связь изменений погоды с изменениями давления воздуха понятна. Циклоны являются носителями пасмурной с осадками (плохой) погоды, антициклоны — малооблачной (хорошей) погоды. Однако в разных циклонах (или антициклонах) погода неодинакова; существенно различается она и в пределах одного циклона (или антициклона).

Глубокие идеи, высказанные в середине XVIII в. М. В. Ломоносовым (1711—1765 гг.), о самостоятельных задачах метеорологии и о путях решения проблемы предсказания погоды в то время не могли получить развития. Лишь теперь, особенно в связи с развитием численных гидродинамических методов прогноза, осуществилось предвидение М. В. Ломоносова: решение проблемы прогноза погоды «от истинной теории о движении жидких тел около земного шара, т. е. воды и воздуха, ожидать должно. Одним и тем же причинам оба послушны».

До синоптический период метеорологии подготовил почву для развития синоптической метеорологии. В этот период были налажены систематические наблюдения за погодой на ряде станций во многих странах. Были открыты закономерности в распределении направлений ветра (пассаты), составлены первые карты ветров, а затем и первые схемы общей циркуляции атмосферы.

Развитие синоптической метеорологии началось в XIX в. Можно выделить несколько периодов, характеризующихся существенным совершенствованием либо средств анализа погоды, либо методов прогноза, либо тех и других одновременно.

Естественно, что выделение периодов в развитии науки, как правило, носит условный характер. Периоды обычно не имеют четких границ. Часто в недрах одного периода зарождаются идеи, которые получают развитие лишь в следующем периоде. Кроме того, в разных странах развитие науки происходит по-разному. Таким образом, приведенную ниже периодизацию следует рассматривать как условную. Такая периодизация необходима для понимания некоторых важных вех в развитии синоптической метеорологии.

Подготовительный период (1826—1860 гг.) — от составления первых синоптических карт до организации регулярной службы погоды.

В 1826 г. в Германии Брандес опубликовал первые карты погоды, составленные по наблюдениям нескольких станций 24—25 декабря 1821 г. и 2—3 февраля 1823 г. На карты были нанесены лишь отклонения давления от нормы. Карты были весьма примитивными. На них отсутствовали контуры материков и какие-либо изолинии.

В 1846 г. в США были опубликованы карты Лумиса, составленные по материалам наблюдений нескольких дней в 1842 г., на которых уже были нанесены более подробные характеристики погоды и проведены изолинии некоторых метеорологических величин.

В последующем карты погоды эпизодически составлялись во многих странах и постепенно совершенствовались.

В 1832 г. П. Л. Шиллингом в России был изобретен телеграфный аппарат. В 1843 г. К. Крейль в Праге впервые высказал идею о сборе метеорологических данных по телеграфу.

Первый период (1860—1920 гг.) — от организации службы погоды до введения в оперативную работу анализа атмосферных фронтов. После знаменитой балаклавской бури, разразившейся

на Черном море 14 ноября 1854 г. и потопившей много кораблей англо-французского флота, который действовал против России в период Крымской войны, французский ученый У. Леверье высказал мысль, что при наличии метеорологических данных эту бурю можно было предсказать. Этот вывод послужил толчком для организации сбора метеорологических данных и создания службы погоды в ряде стран.

Международный обмен метеорологической информацией стал возможен только после заключения мира между Россией и Францией в 1856 г.

В организации службы погоды прежде всего был заинтересован морской флот, который в то время в значительной мере был парусным. Поэтому вначале служба погоды создавалась в приморских странах и первыми синоптиками были моряки. В морские порты в первую очередь посылались *штормовые оповещения*, а затем и *штормовые предупреждения*.

В 1860—1876 гг. по инициативе и при участии крупных ученых того времени служба погоды была организована в большинстве стран: во Франции — Леверье (с 1857 г. издание бюллетеня погоды, с 1863 г. прогнозы штормов); в Голландии — Бейс-Балло (1860 г.); в Англии — Фицрой (1861 г.) (Фицрой впервые ввел термин «синоптическая карта»); в Италии — Маттеучи (1865 г.); в Норвегии — Мон (1866 г.); в США — Аббэ и Майер (1870 г.); в Дании — Гофмеир (1872 г.); в Германии — Кеппен-Ван-Бebbер (1876 г.).

Официальной датой начала службы погоды в России считается 1 января 1872 г., когда в Главной физической обсерватории (ГФО), основанной в 1849 г. (ныне Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова), начался регулярный выпуск ежедневного бюллетеня погоды. Однако в ГФО еще в 1856 г. был начат прием метеорологических телеграмм от 13 русских и 5 зарубежных станций. В 1864 г. было опубликовано исследование Ф. Миллера «О предупреждении бурь, в особенности о бурях, свирепствовавших с 1 по 4 декабря 1863 г.», а в 1867 г. послано первое штормовое оповещение.

Первое штормовое предупреждение было дано в 1874 г. В 1889 г. издано первое пособие по синоптической метеорологии М. М. Поморцева (1851—1916 гг.). Начиная с 1890 г. налажено регулярное предупреждение управлений железных дорог о метелях и снежных заносах, что в климатических условиях России имело особо важное значение.

Наибольший вклад в развитие синоптической метеорологии в России в этот период внесли М. А. Рыкачев (1840—1919 гг.), П. И. Броунов (1852—1927 гг.), Б. И. Срезневский (1857—1934 гг.).

В первый период были выявлены общие закономерности перемещения циклонов и антициклонов и разработаны первые приемы прогноза погоды. Преимущественное внимание уделялось анализу барических систем, так как закономерности барического поля легко обнаруживались даже на несовершенных картах погоды того времени.

Широкое распространение получила конвективная теория циклонов (Эппи, Феррель, Мон), термическая теория циклонов (П. И. Броунов).

Однако многие открытия и гипотезные догадки не получили развития в то время. Так произошло с атмосферными фронтами. Например, холодные фронты долгое время представлялись как волны холода (Спасский, 1845 г.; Эппи, 1950 г.; Срезневский, 1875 г.; Рыкачев, 1879 г.). Не получили развития и идеи о возникновении циклонов на границе теплых и холодных воздушных потоков, высказанные Довэ еще в 1837 г., Спасским в 1847 г., Фицроем в 1863 г. и Миллером в 1864 г.

В этот период, однако, начали закладываться основы для последующих этапов развития синоптической метеорологии. Были получены формулы наклона фронтальной поверхности (Гельмгольц, 1889 г.; Маргулес, 1906 г.) и разработаны принципы метода барической топографии (В. Бьеркнес, 1910—1912 гг.). Был даже проведен первый, хотя и неудачный, опыт численного гидродинамического прогноза погоды (Л. Ричардсон, 1922 г.).

Во время первой мировой войны 1914—1918 гг. обмен метеорологической информацией между странами был нарушен. Однако в завоевавших Скандинавских странах в этот период была создана достаточно густая сеть метеорологических станций, что позволило составлять более подробные карты погоды. По этим картам ученым удалось обнаружить фронтальные разделы между воздушными массами, а также связать возникновение и развитие циклонов с фронтами.

В 1918—1928 гг. группой ученых Бергенской синоптической школы (Я. Бьеркнес, С. Сульберг, Т. Бергерон) под руководством В. Бьеркнеса были заложены основы новой *фронтологической синоптики*. Первоначально эти основы наиболее полно применительно к практическим прогностическим задачам были изложены в труде Т. Бергерона «Трехмерносвязный синоптический анализ», опубликованном в 1928 г.

Второй период (1920—1940 гг.) — *введение в оперативную работу анализа атмосферных фронтов и результатов радиозондирования атмосферы*. Советские ученые одними из первых (начиная с 1922 г.) стали изучать и развивать работы Бергенской синоптической школы. В 1926 г. была издана брошюра А. И. Аскназия с изложением новых понятий фронтологической синоптики. В московском бюро погоды были проведены первые опыты фронтологического анализа карт погоды. В 1930 г. на курсах работников службы погоды читал лекции Т. Бергерон. Начиная с 1930 г. фронтологический анализ карт погоды прочно вошел в практику работы синоптиков советской службы погоды.

В этот период получила дальнейшее развитие теория атмосферных фронтов и циклонов, разработано учение о трансформации воздушных масс (А. И. Аскназий, С. П. Хромов, А. Ф. Дюбюк и др.). Выдающиеся теоретические исследования, сохранившие свое значение

ние до настоящего времени, были выполнены А. А. Фридманом (1897—1934 гг.) и Н. Е. Қочиным (1901—1944 гг.). Первое широкое обобщение и систематическое изложение основ новой синоптики было дано в труде С. П. Хромова «Введение в синоптический анализ» (1934 г.).

Изобретение П. А. Молчановым *радиозонда* в 1930 г. открыло новую эпоху в развитии синоптической метеорологии. Изучение вертикального строения атмосферы стало возможным не *косвенными методами* (по данным наземных наблюдений), а по результатам радиозондирования атмосферы. Была создана сеть аэрологических станций и началось составление первых карт барической топографии в научных целях. С 1937 г. карты барической топографии стали составлять ежедневно. Большая заслуга в развитии этого направления принадлежит Н. Л. Таборовскому, Х. П. Погосяну, В. А. Бугаеву в Советском Союзе и Р. Шерхагу в Германии. Много сделали эти ученые и по внедрению метода барической топографии в практику оперативной работы.

Задачи, поставленные декретом Совета Народных Комиссаров об организации метеорологической службы, подписанным В. И. Лениным в 1921 г., в этот период были существенно расширены. В 1929 г. организована единая Гидрометеорологическая служба страны, организованы новые метеорологические станции и подразделения службы погоды. В 1930 г. в Москве открыто Бюро погоды СССР, преобразованное впоследствии в Центральный институт погоды (ныне Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР). Прогнозы погоды стали более конкретными, детальными и в значительной мере количественными. Широко развернулось метеорологическое обеспечение авиации, в том числе путем систематической передачи по радио информации о погоде.

В этот период началось систематическое изучение Арктики. В 1937 г. была создана первая дрейфующая станция «Северный полюс».

Возникшую острую проблему кадров средней и высшей квалификации уже нельзя было решить путем организации кратковременных курсов. В 1930 г. был создан Московский (ныне Ленинградский) гидрометеорологический институт — первый в мире специализированный вуз по подготовке специалистов высшей квалификации, а в 1932 г. — Харьковский (ныне Одесский) гидрометеорологический институт. Подготовка специалистов-метеорологов осуществлялась также и в некоторых университетах. Специалистов средней квалификации стали готовить гидрометеорологические техникумы.

Третий период (1940—1960 гг.) — *широкое оперативное применение высотных карт погоды и численных методов прогноза*. Как и в предыдущие периоды, данный период не был вполне однородным. Например, можно было бы выделить отдельно период Великой Отечественной войны, когда служба погоды была военизирована, и период 50-х годов, когда численные методы прогноза получили

иную теоретическую основу, а для самих расчетов стали широко применять ЭВМ.

Однако принятый нами принцип периодизации позволяет объединить 40 и 50-е годы развития синоптической метеорологии в один период. Именно в этот период благодаря широкому оперативному применению карт барической топографии синоптический анализ атмосферных процессов стал подлинно трехмерным. Это позволило детальнее изучить строение не только циклонов и антициклонов в различных стадиях их развития, но и таких синоптических объектов, как высотные фронтальные зоны и струйные течения. Синоптический анализ стал более глубоким, а прогноз синоптического положения получил дальнейшее значительное физическое обоснование. Были установлены связи перемещения и эволюции барических систем с особенностями поля воздушных течений (С. И. Троицкий, В. М. Михель, А. Ф. Дюбюк).

В 40-е годы Х. П. Погосян и Н. Л. Таборовский установили ряд количественных эмпирических критериев для прогноза развития циклонов и антициклонов по интенсивности высотной фронтальной зоны.

Несмотря на тяжелые последствия войны, в СССР синоптические исследования атмосферных процессов, успешно начатые в 30-е годы, активно продолжались. Особое внимание уделялось атмосферным фронтам, циклонам и антициклонам, общей циркуляции атмосферы, орографическим влияниям на атмосферные процессы. Большое развитие получила региональная синоптика и авиационная метеорология. Наряду с упомянутыми ранее учеными в этих исследованиях принимали участие ученые различных поколений: С. П. Хромов, А. Ф. Дюбюк, Б. Л. Дзержевский, А. С. Зверев, И. Г. Пчелко, Е. Г. Зак, К. Г. Абрамович, В. А. Джорджио, В. А. Бугаев, Б. Д. Успенский, И. П. Ветлов, И. А. Клемин, Н. В. Петренко, Г. Д. Зубян и многие другие. В эти годы появилось много научно-исследовательских учреждений, из которых первое место принадлежало Центральному институту прогнозов.

Изменился характер синоптических исследований. Они стали опираться на более прочную теоретическую основу.

Теоретические исследования в области синоптической и динамической метеорологии продолжались в трудах Н. Е. Кочина, А. М. Обухова, И. А. Кибеля, А. С. Монины и других ученых в Советском Союзе и в трудах многих ученых за рубежом.

В 1940 г. была опубликована работа И. А. Кибеля, посвященная оперативному расчету локальных изменений давления и температуры. Эта работа и последующие исследования Кибеля послужили толчком для развития численных (гидродинамических) методов прогноза. Несколько другое решение для прогноза перемещения высотных гребней и ложбин (волн давления) было получено Росби в 1939 г.

Замечательные опыты по численному долгосрочному прогнозу были начаты в 1943 г. Е. Н. Блиновой.

В начале 50-х годов главным образом благодаря исследованиям Н. И. Булеева, Г. И. Марчука, А. М. Обухова, М. И. Юдина в Советском Союзе, а также Фьертофта, Чарни, Бушби, Филлипса, Шумана и др. за рубежом численные методы стали быстро развиваться, чему способствовало применение для расчетов ЭВМ.

Четвертый период (1960 г. по настоящее время) — *использование спутниковой метеорологической информации и широкое применение в оперативной работе гидродинамических методов прогноза*. Запуск в Советском Союзе первого искусственного спутника Земли 4 октября 1957 г. открыл исключительные принципиальные возможности получения различного рода новой информации, в том числе метеорологической.

В конце 60-х годов в Советском Союзе и США были созданы метеорологические космические системы, информация которых с этого времени используется в оперативной работе службы погоды. Было налажено систематическое получение фотографий облачности в любое время суток практически для любой территории земного шара. Это позволило более объективно проводить синоптический анализ, особенно на территории, слабо освещенной метеорологическими данными, своевременно выявлять особо опасные тропические циклоны и т. д.

По смонтированным спутниковым фотографиям были выявлены особенности облачных систем различного масштаба, связанных с теми или иными синоптическими объектами.

Возможности получения со спутников метеорологической информации далеко не исчерпаны. Представляется, что в недалеком будущем уже можно будет получать такие важные характеристики, как вертикальные профили температуры и влажности, выявлять зоны осадков и т. д.

В 60-х годах продолжалось совершенствование схем численного прогноза путем отказа от упрощенных моделей атмосферы. Поскольку успешность прогностических высотных карт, рассчитанных численными методами с помощью ЭВМ, достигла успешности прогностических карт, составленных опытным метеорологом синоптическим методом, с 1962 г. в СССР высотные прогностические карты получают только численными методами, которые свободны от субъективных ошибок.

До настоящего времени продолжается совершенствование систем автоматизации получения, сбора, обработки и передачи как первичной, так и вторичной метеорологической информации.

В последний период усилилось изучение общей циркуляции атмосферы, в том числе проблемы взаимодействия океана и атмосферы. Это имеет особое значение для *долгосрочных прогнозов погоды*. Первые систематические долгосрочные прогнозы погоды синоптическим методом начал составлять Б. П. Мультиановский еще в 1922 г. В дальнейшем это направление развивали С. Т. Пагава, А. Л. Кац и другие исследователи в Центральном институте прогнозов (ныне в Гидро-

метцентре СССР). Другое синоптическое направление развивалось в трудах Г. Я. Вангенгейма и А. А. Гирса в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте. О гидродинамических долгосрочных прогнозах погоды Е. Н. Блиновой уже упоминалось.

Несомненно, долгосрочные прогнозы погоды для такой важнейшей отрасли народного хозяйства, как сельское, гораздо важнее, чем краткосрочные прогнозы. К сожалению, успешность долгосрочных прогнозов погоды еще существенно ниже успешности краткосрочных прогнозов, что и понятно ввиду большой сложности проблемы.

Рассматривая развитие синоптической метеорологии в каждом из указанных периодов, нельзя противопоставлять эти периоды один другому и представлять дело таким образом, что в новом периоде отрицается все достигнутое в предыдущем. Наоборот, все ценное накапливается, совершенствуется, а отбрасывается только то, что оказалось ошибочным.

В синоптической метеорологии еще остается много нерешенных проблем, имеющих не только прогностическое, но и общенаучное значение. Появляются и новые проблемы, например проблема прогноза загрязненности атмосферы. Над решением этих проблем и дальнейшим развитием синоптической метеорологии уже работают многие ученые.

В международном масштабе в настоящее время осуществляется проект создания Всемирной службы погоды (ВСП).

Вопросы и задания к главе 1

1. Дайте определение предмета синоптической метеорологии и синоптического метода.
2. В чем заключается основной прием синоптического анализа?
3. Каковы основные принципы синоптического анализа и важнейшие достоинства синоптического метода?
4. Что такое погода и какие изменения она претерпевает?
5. Назовите основные объекты синоптического анализа.
6. Перечислите основные средства синоптического анализа.
7. Выведите формулу для вычисления высоты одной изобарической поверхности над другой.
8. Как вычислить высоту изобарической поверхности над уровнем моря?
9. Что характеризует изогипсы карт ОТ и АТ?
10. В чем сущность синоптического метода прогноза погоды?
11. В чем сущность численного (гидродинамического) метода прогноза погоды?
12. В чем сущность статистических методов прогноза погоды?
13. В каких направлениях идет дальнейшее решение проблемы краткосрочного прогноза погоды?
14. Перечислите основные этапы развития синоптической метеорологии и методов краткосрочных прогнозов погоды. Дайте краткую характеристику каждого этапа.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СЛУЖБЕ ПОГОДЫ

2.1. Определения. Характеристика метеорологической информации

Метеорологической информацией называется совокупность сведений о состоянии атмосферы или о состоянии отдельных метеорологических величин.

Различают два вида метеорологической информации:

1) *первичную информацию* о текущей погоде, непосредственно получаемую в результате метеорологических наблюдений;

2) *вторичную информацию* — информацию о наблюдавшейся погоде в виде различных сводок, синоптических карт, аэрологических диаграмм, вертикальных разрезов, карт облачности, полученных по спутниковым наблюдениям, и т. д.

Правильность анализа атмосферных процессов и успешность составляемых прогнозов в значительной степени зависят от качества и своевременности поступления первичной метеорологической информации.

При решении задачи составления метеорологических прогнозов атмосфера должна рассматриваться как сложная система, состояние которой характеризуется рядом параметров, рассматриваемых в комплексе. В этот комплекс включаются атмосферное давление, температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, продукты конденсации (облачность, осадки, туманы и т. д.), различные атмосферные явления (грозы, пыльные бури и т. д.). Большинство этих параметров измеряется непосредственно или определяется визуально (например, количество облаков и их форма); некоторые же из них можно получить только путем расчетов (вертикальная составляющая движения воздуха).

Комплекс измеряемых или наблюдаемых параметров определяется двумя обстоятельствами: 1) оптимальностью числа параметров, необходимых для обоснованного анализа состояния атмосферы, и 2) особенностями потребителя.

Когда речь идет об интересах потребителей, как правило, мы имеем дело с вторичной метеорологической информацией. Исходный же состав первичной информации в своей основе остается единым для прогностического подразделения любого назначения, об-

щего или специализированного. Так, например, сведения об облачности не важны для железнодорожного транспорта, но очень важны для авиации. Это, однако, вовсе не означает, что первичная информация об облачности не используется при составлении прогнозов для железнодорожного транспорта. Дело в том что облачность является одним из важнейших показателей при анализе развития атмосферных процессов, а следовательно, и при составлении прогноза, в том числе и для железнодорожного транспорта.

Существенным для службы погоды является определение оптимальной частоты и плотности наблюдений, под которой понимается плотность измерительной сети. Исходными данными для решения этой крайне сложной задачи являются масштабно-временная структура интересующих нас атмосферных процессов, заблаговременность и время действия прогнозов, технические возможности и экономические соображения.

Весьма приближенный учет этих факторов показывает, что при составлении краткосрочных метеорологических прогнозов (одно-двое суток) необходимы данные с площади порядка 10^7 км² при плотности измерений 200—300 км и частоте 4—6 раз в сутки.

2.2. Общие требования к первичной метеорологической информации

Первичная метеорологическая информация, используемая в службе погоды, должна отвечать некоторым общим требованиям к ней. Эти требования обосновываются, с одной стороны, внутренней структурой и закономерностями развития атмосферных процессов, методами их анализа и прогноза и, с другой стороны, запросами потребителя метеорологической информации. В соответствии с этими требованиями первичная метеорологическая информация должна быть *глобальной, трехмерной, комплексной, синхронной, регулярной и оперативной*. Отметим, что все эти требования должны выполняться в совокупности, так как нарушение хотя бы одного из них значительно обесценивает всю поступившую информацию. Рассмотрим каждое из этих требований в отдельности.

Глобальность означает, что метеорологическая информация должна поступать в прогностические центры с прилегающей территории, по размерам сопоставимой с территорией континентов или океанов, а в ряде случаев — с территорией всего полушария. Это определяется масштабностью и «скоротечностью» развития атмосферных процессов, которые необходимо учитывать даже при составлении прогноза для какого-либо одного пункта. Так, например, при составлении суточного прогноза погоды для Москвы необходимо иметь исходную метеорологическую информацию со всей территории Европы и Восточной Атлантики, Западной Сибири и Арктики, южных районов СССР и сопредельных территорий (Средизем-

ное море и т. д.). С другой стороны, потребность в глобальной информации диктуется необходимостью составления прогнозов для различных больших географических районов, как это делается в Гидрометцентре СССР и в региональных центрах при метеорологическом обеспечении межконтинентальных перелетов, проводке судов в океанах и т. д.

Трехмерность метеорологической информации означает, что данные наблюдений должны характеризовать состояние атмосферы не только по площади над большими географическими районами, но и по высотам, т. е. в трехмерном пространстве. Такие требования к метеорологической информации диктуются тем, что атмосферные процессы развиваются в значительной толще воздуха, взаимодействии между процессами на различных высотах оказывается очень тесным. Действительно, мощные циклоны и антициклоны прослеживаются от земной поверхности до нижней стратосферы. Существенную роль в формировании погоды играют колебания тропопаузы.

В верхней тропосфере и нижней стратосфере наблюдаются сравнительно узкие, но очень сильные воздушные потоки, получившие название струйных течений. Они обладают огромными запасами энергии и существенно влияют на развитие атмосферных процессов. Тесное взаимодействие процессов в различных слоях атмосферы и пространственный характер их развития обуславливают необходимость проведения трехмерного анализа этих процессов, а отсюда вытекает и соответствующее требование к информации.

Комплексность первичной информации определяется необходимостью комплексного анализа в первую очередь полей давления, ветра, температуры и влажности в целях наиболее полного выявления закономерностей развития атмосферных процессов, особенно с учетом взаимосвязи в развитии этих полей и различных атмосферных явлений. Именно поэтому возникает необходимость включения в состав метеорологической информации данных о состоянии всех основных метеорологических величин, без чего ценность информации значительно снижается, а это влияет на успешность прогнозов.

Синхронность означает проведение метеорологических наблюдений в единые физические моменты времени на всей территории, охватываемой наблюдениями, например на полушарии. Это позволяет проводить для единого срока сравнительный, объективный анализ временной изменчивости полей метеорологических величин и явлений, синоптических объектов, с которыми они связаны. Кроме того, синхронность наблюдений облегчает сбор и распространение метеорологической информации в масштабах земного шара.

Регулярность первичной метеорологической информации означает систематическое, а не эпизодическое проведение метеорологических наблюдений в установленные сроки. Как иногда отмечают, метеорологическая информация является циркулярной, т. е. обязательной для всех ее составных ячеек. Именно регулярность первичной

информации позволяет проводить последовательный анализ атмосферных процессов, прослеживать их развитие со временем, выяснять различные детали и особенности.

Оперативность означает, что информация должна поступать потребителю в минимально допустимые сроки. Это также неотъемлемое требование к первичной метеорологической информации. Даже самая полная и качественная информация теряет свою ценность, если она устарела. Такая информация не может быть использована в прогностической практике. Необходимая оперативность достигается при оптимальной системе сбора и распространения метеорологической информации.

2.3. Системы получения метеорологической информации

Выполнение описанных выше требований, предъявляемых к метеорологической информации, с учетом необходимой плотности и частоты наблюдений и необходимой точности является сложной задачей. Решение этой задачи возможно только при тщательной разработке приемов и способов измерений, способов сбора и распространения информации. В связи с этим в службе погоды как в отдельных государствах, так и в международном масштабе созданы и постоянно совершенствуются *системы получения метеорологической информации*.

В настоящее время можно выделить следующие системы получения метеорологической информации, действующие в высокоразвитых странах:

- 1) наземная сеть синоптических и аэрологических станций;
- 2) судовые, стационарные и дрейфующие автоматические буйковые морские гидрометеорологические станции;
- 3) метеорологические радиолокационные станции;
- 4) метеорологическая космическая система;
- 5) авиационная разведка погоды.

Роль каждой из этих систем различна. Система может быть основной или дополнительной, она может отвечать или почти отвечать комплексу общих требований, может лишь помогать основной системе выполнить эти требования.

Рассмотрим характеристики систем получения метеорологической информации и оценим достоинства и недостатки каждой системы.

2.4. Наземная сеть синоптических и аэрологических станций

Десятки тысяч станций на земном шаре проводят гидрометеорологические наблюдения. Те из них, которые непосредственно и регулярно используются в службе погоды, получили название *синоптических станций*.

На синоптических станциях проводятся наблюдения за атмосферным давлением, температурой и влажностью воздуха, скоростью и направлением ветра, количеством, формой и высотой нижней границы облаков, дальностью видимости в горизонтальном направлении, видом и количеством атмосферных осадков, особыми атмосферными явлениями (туман, гроза, пыльная буря, гололед и т. д.). Таким образом, синоптические станции осуществляют большой комплекс измерений (наблюдений) с высокой степенью точности.

Кроме синоптических станций, в службе погоды широко используются *аэрологические станции*, осуществляющие вертикальное зондирование атмосферы с помощью телеметрических приборов — радиозондов. В результате этого получают данные о давлении, температуре, влажности, скорости и направлении ветра на различных высотах.

Синоптические и аэрологические станции, проводящие регулярные наблюдения в интересах службы погоды, образуют *наземную сеть синоптических (аэрологических) станций*.

Синоптические станции должны отвечать определенным условиям и только в этом случае они могут выполнять свое назначение. К этим условиям относятся:

1) точное определение географической широты и долготы станции, а также высоты ее над уровнем моря (последнее условие вызвано тем, что для сравнимости анализа измеренное на каждой станции давление приводится к уровню моря);

2) обслуживание станции квалифицированным персоналом, способным производить как инструментальные измерения, так и визуальные наблюдения;

3) оснащение станции необходимым минимумом стандартных поверенных приборов;

4) проведение наблюдений по однотипной программе и в определенном порядке, согласованном с международными метеорологическими организациями;

5) оснащение станций совершенными средствами связи (телефон, телеграф, радио) для немедленной передачи результатов наблюдений в установленные адреса (иначе даже самые точные наблюдения, пригодные, например, для климатологических целей, полностью теряют свое значение для службы погоды);

6) репрезентативность станции (наблюдения станции должны быть характерными для данного района).

Синоптические станции наземной сети проводят синхронные метеорологические наблюдения в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 и 21 час московского декретного времени. Сроки 03, 09, 15 и 21 час называются *основными синоптическими сроками*. Остальные сроки называются *дополнительными*.

Аэрологические станции, входящие в наземную сеть, производят зондирование атмосферы в 03, 09, 15 и 21 час московского декретного времени. Основными в данном случае являются сроки 03 и 15 часов.

Синоптические (аэрологические) станции рассеяны по всему земному шару. Для того чтобы установить, к какой станции относятся результаты наблюдений, каждой из них присвоен пятизначный номер, называемый *индексом станции*. Первые две цифры означают номер большого географического района, в котором расположена синоптическая (аэрологическая) станция. Последние три цифры — это порядковый номер станции в пределах данного района. На бланках карт порядковый номер синоптической станции помещен рядом с кружком, обозначающим станцию. На рис. 2.1 показано распределение индексов синоптических станций на земном шаре.

Результаты наблюдений синоптических и аэрологических станций кодируются цифрами и отправляются в установленные адреса в виде телеграмм, состоящих из нескольких пятизначных групп. Кодирование результатов наблюдений производится в соответствии с существующими документами — международными метеорологическими кодами, согласованными между большинством государств мира. Подробно эти вопросы рассматриваются на практических занятиях.

Синоптические и аэрологические станции, принадлежащие данному государству, образуют *государственную наземную синоптическую сеть*.

Часть станций государственной сети каждой страны задействована в международном масштабе. Они образуют *международную синоптическую сеть*. В настоящее время международная синоптическая сеть включает около 8000 синоптических станций.

Необходимо стремиться к тому, чтобы плотность сети синоптических станций была равномерной. В настоящее время в силу ряда причин плотность сети синоптических станций даже в пределах одного большого государства крайне неравномерна. Так, например, в СССР плотность сети станций в европейской части в 4 раза больше, чем в азиатской. Еще меньше станций в труднодоступных районах.

Наземная сеть синоптических станций в настоящее время является основной системой получения метеорологической информации. Наблюдения на синоптических станциях отличаются большой точностью и комплексностью. Эти станции осуществляют программу наблюдений в полном объеме. Наблюдения на них проводятся регулярно и строго выдерживается синхронность.

Постоянное совершенствование системы сбора информации позволит в значительной степени увеличить оперативность передачи метеорологических данных потребителю. Еще более широкие возможности открываются *при автоматизации наземной сети*, т. е. внедрении системы автоматических или полуавтоматических синоптических станций. Автоматизация наземной сети в настоящее время осуществляется в ряде государств, в том числе и в Советском Союзе.

Однако наземная сеть не лишена некоторых серьезных недостатков, к которым прежде всего относятся *недостаточная плотность сети станций* в ряде районов земного шара и *дискретность наблюдений*.

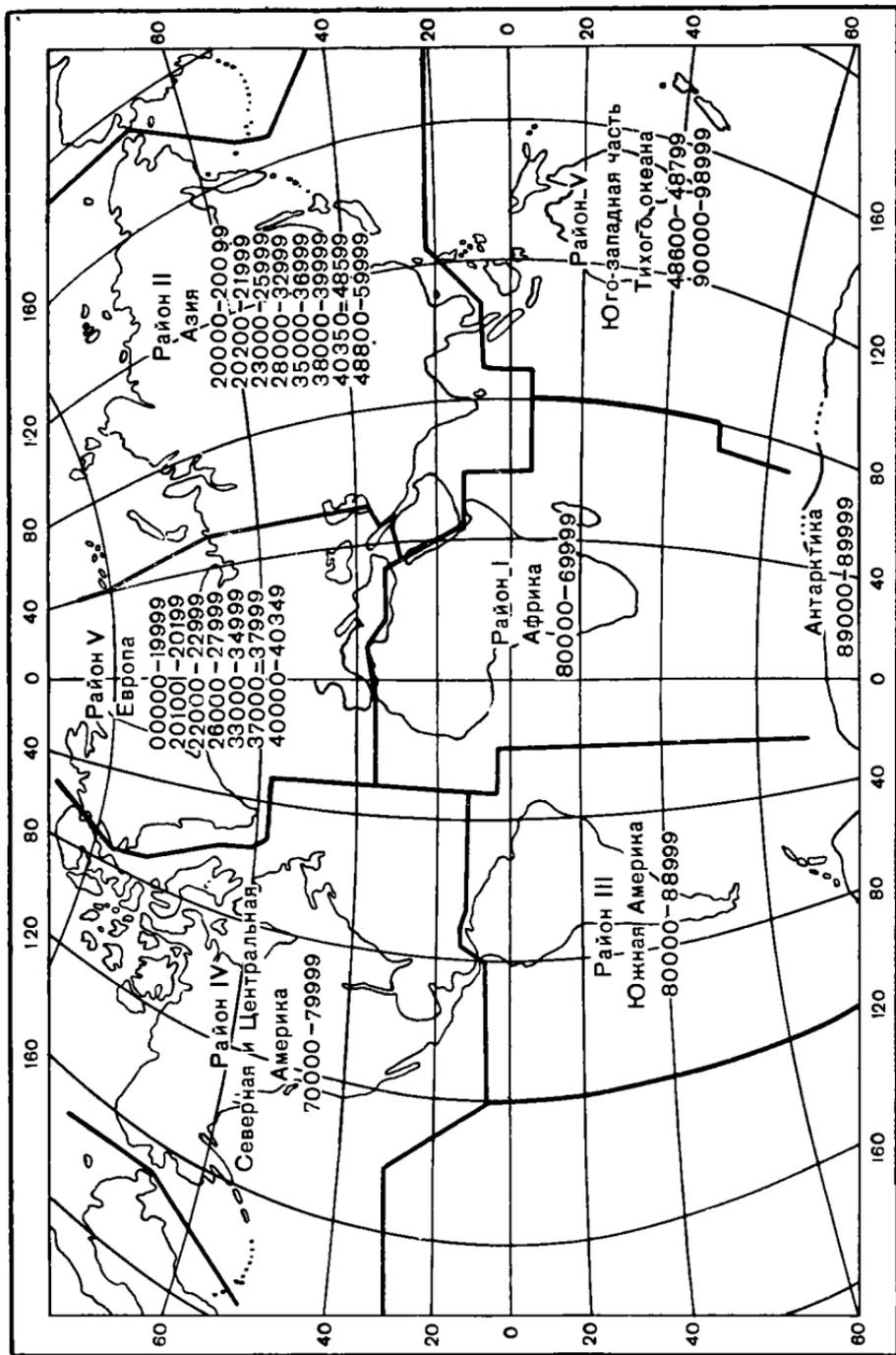


Рис. 2.1. Распределение индексов синоптических станций на земном шаре.

При анализе непрерывного поля давления дискретность не играет существенной роли, однако при анализе поля облачности и таких локальных и кратковременных явлений, как ливни, грозы, град и др., дискретность наблюдений является существенным недостатком.

2.5. Судовые, стационарные и дрейфующие автоматические буйковые морские гидрометеорологические станции

Мировой океан занимает более $\frac{3}{5}$ поверхности нашей планеты и играет важнейшую роль в развитии атмосферных процессов. Он является главным поставщиком влаги в атмосферу, огромным тепловым резервуаром; его взаимодействие с прилегающим слоем атмосферы оказывает существенное влияние на изменения ее состояния.

Большое значение принадлежит океану в формировании общей циркуляции атмосферы, во влаго- и теплообмене и т. д.

Поэтому естественно, что служба погоды крайне заинтересована в создании надежной, устойчивой системы получения регулярной метеорологической информации с акватории Мирового океана.

Постоянно действующая система получения информации в Мировом океане включает в себя в качестве основных элементов *островные гидрометеорологические станции и суда погоды*.

Островные гидрометеорологические станции в основном не отличаются от синоптических станций наземной сети. Они осуществляют ту же программу наблюдений и обладают теми же достоинствами и недостатками. Однако совершенно очевидно, что островные гидрометеорологические станции не могут решить задачу освещения метеорологическими данными акватории Мирового океана из-за их малочисленности и большой удаленности друг от друга.

Суда погоды — постоянно действующие объекты, оснащенные всей необходимой специальной гидрометеорологической аппаратурой и надлежащими средствами связи. Программа метеорологических наблюдений на судах погоды та же, что и на сухопутных станциях. С судов погоды производится регулярное радиозондирование атмосферы, а с некоторых из них и ракетное зондирование. Кроме этого, на судах погоды проводятся комплексные гидрологические наблюдения.

На судах погоды метеорологические наблюдения проводят в те же сроки, что и на наземных станциях. Результаты наблюдений немедленно передаются по радио в закодированном виде. Код для передачи судовых метеорологических наблюдений в основном такой же, как и для передачи наземных данных. Имеющиеся небольшие различия обусловлены спецификой наблюдений на судах.

Имеется несколько путей улучшения решения задачи получения метеорологической информации с акватории Мирового океана.

Первый путь — *использование коммерческих и промысловых судов для проведения гидрометеорологических наблюдений*. В настоящее время в Мировом океане задействовано более 7000 таких судов. При этом, однако, следует иметь в виду, что, во-первых, проведение гидрометеорологических наблюдений не является основной обязанностью экипажей и, во-вторых (что еще более важно), район действия таких судов ограничивается наиболее оживленными трассами и зонами рыболовства. Поэтому использование этих судов еще не решает проблему равномерного освещения акватории Мирового океана метеорологическими данными, хотя их наблюдения оказывают существенную помощь службе погоды.

Второй путь — *создание сети автоматических якорных и дрейфующих буйковых гидрометеорологических станций*. Создание такой сети связано с большими техническими трудностями. В процессе эксплуатации этой сети придется решать сложную задачу оперативного сбора информации и передачи ее в соответствующие центры для непосредственного использования или ретрансляции. Наиболее удобным средством для этого, по-видимому, станут искусственные спутники Земли.

2.6. Метеорологические радиолокационные станции

Сеть метеорологических радиолокационных станций имеет самостоятельное значение как система получения метеорологической информации¹. Это определяется следующими обстоятельствами. *Радиолокационные станции позволяют осуществлять непрерывный обзор состояния атмосферы как во времени, так и в пространстве*. Вследствие этого в поле их обзора попадают такие явления, которые невозможно зафиксировать достаточно полно при дискретных по времени и пространству наблюдениях традиционной наземной сети синоптических станций. Это в первую очередь относится к кучево-дождевым облакам, ливням, грозам и некоторым другим атмосферным явлениям. Таким образом, наблюдения с помощью метеорологических радиолокационных станций позволяют проследить зарождение, развитие и перемещение мезомасштабных метеорологических явлений.

С помощью радиолокационных станций получают также достоверные сведения о зонах облачности, ее микроструктуре, водности, положении пулевой изотермы в облаках, интенсивности осадков, т. е. о наиболее важных физических характеристиках облаков.

Существенную роль метеорологические радиолокационные станции играют в обнаружении и прогнозе опасных атмосферных явлений, в обнаружении тропических циклонов и изучении их структуры.

Современные метеорологические радиолокационные станции имеют радиус обнаружения не менее 150 км. Это означает, что при расстоя-

¹ В эту систему не входят станции геотермально-ветрового зондирования.

нии между станциями 120—130 км гарантируется сплошное покрытие территории при радиолокационном обзоре.

В настоящее время создается международная сеть радиолокационных станций, которая как один из элементов войдет во Всемирную службу погоды.

Сеть метеорологических радиолокационных станций решает важные вопросы получения метеорологической информации, однако в соответствии с общими требованиями, предъявляемыми к этой информации, и в первую очередь по комплексу наблюдений она квалифицируется как дополнительная к основной системе.

2.7. Метеорологическая космическая система

Создание искусственных спутников Земли (ИСЗ) — первый был запущен в Советском Союзе 4 октября 1957 г. — открыло новые широкие возможности для науки, в том числе для метеорологической. Уже первые спутники, оснащенные специальной бортовой аппаратурой, показали, что полученную с их помощью информацию можно использовать как для научных целей, так и непосредственно в оперативной работе службы погоды. Вопросы обработки и дешифрирования спутниковой информации изучаются в специальном курсе «Спутниковая метеорология». В настоящем параграфе ИСЗ и их система рассматриваются лишь как источники получения метеорологической информации.

Космические аппараты ближнего (или околоземного) космоса можно разделить на три категории: автоматические ИСЗ, работающие в дежурном режиме («Метеор», «Молния», «Радуга» и др.), пилотируемые космические корабли («Союз») и орбитальные космические станции, работающие в обитаемом и в автоматическом режимах («Салют»).

Использование пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций для изучения атмосферы, несомненно, дает хорошие результаты. Они действительно являются уникальным средством для исследовательских целей и помогают разгадать многие загадки природы, готовить и осуществлять грандиозные научные эксперименты.

Однако если подходить с точки зрения сформулированных выше требований, предъявляемых к метеорологической информации, то наиболее подходящей для *оперативной* работы службы погоды является информация, полученная системами специализированных метеорологических автоматических искусственных спутников Земли — *метеорологическим космическим системам*.

Метеорологическая космическая система (МКС) состоит из двух подсистем: космической и наземной. *Космическая подсистема* включает находящиеся на орбите специализированные ИСЗ, а *наземная подсистема* — наземный комплекс приема, обработки и распространения информации.

Специализированные метеорологические ИСЗ оснащены аппаратурой двух типов: обеспечивающей и специальной.

Обеспечивающая аппаратура удерживает спутник в определенном положении на орбите, а также обеспечивает энергетические потребности, кондиционирование условий на спутнике, контроль за работой всех систем спутника, определение положения спутника на орбите,

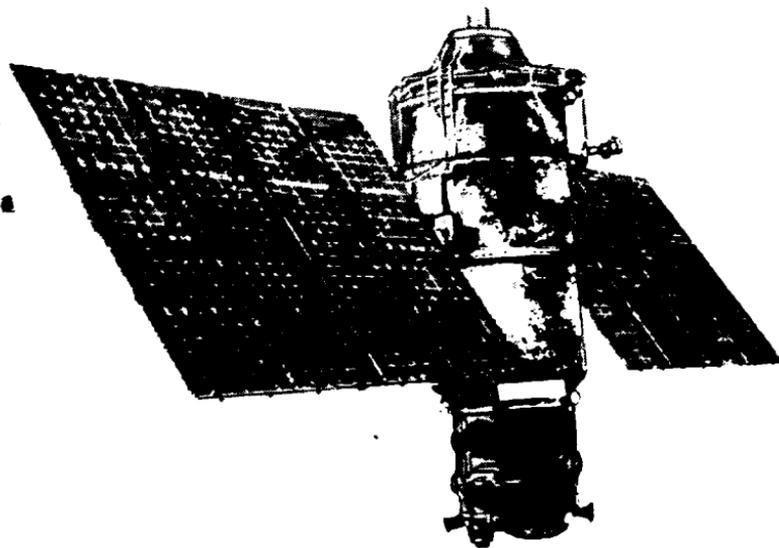


Рис. 2.2. Общий вид советского метеорологического спутника «Метеор».

в частности, в целях географической привязки полученных данных, передачу необходимых сведений на Землю и т. д.

Специальная научная аппаратура - это та аппаратура, с помощью которой определяются непосредственно или опосредственно соответствующие метеорологические параметры. Эта аппаратура работает как обзорно-измерительная, действующая на принципе активного или пассивного зондирования атмосферы в различных участках электромагнитного спектра (оптический видимый и инфракрасный, радиодиапазон и т. д.).

Функционирующий в настоящее время в Советском Союзе спутник «Метеор» (рис. 2.2) оборудован телевизионной и инфракрасной аппаратурой, обеспечивающей получение снимков облачности, снежного и ледяного покровов на освещенной и теневой сторонах земного шара, а также актинометрической аппаратурой, обеспечивающей получение данных об отраженной и излучаемой Землей и атмосферой тепловой энергии.

Как показывают исследования, в ближайшей перспективе можно предполагать вполне реальным разработку и установку на спутнике спектральной аппаратуры для регулярного построения вертикальных профилей температуры и влажности, а в дальнейшем для определения ряда других метеорологических величин и атмосферных явлений.

Следует отметить, что полученные в настоящее время со спутников данные об облачности важны не только сами по себе, но и оказывают существенную помощь при анализе таких метеорологических объектов, как циклоны и антициклоны, тропические ураганы, струйные течения и т. д. Особенно ценны они для анализа состояния атмосферы над районами с редкой сетью синоптических станций. Кроме того, в настоящее время разработаны приближенные способы восстановления поля давления над неосвещенными районами по имеющимся спутниковым данным.

Характерным свойством специальной аппаратуры, установленной на метеорологических ИСЗ, является то, что она измеряет только потоки энергии в различных диапазонах электромагнитного спектра. В связи с этим появилась необходимость разработать теорию так называемых обратных задач, решение которых позволит по зафиксированному со спутника излучению восстановить профиль температуры, влажности и т. п.

Применительно к облачности, снежному и ледяному покровам специальная аппаратура дает возможность получать непосредственную картину их формирования и распределения. Это достигается после соответствующей обработки данных (географическая привязка, дешифрирование) и синоптического анализа.

При создании метеорологических космических систем важно выбрать оптимальные орбиты, количество спутников, определить рабочие циклы спутников и т. д.

Исследования и опыт показали, что оптимальными являются круговые орбиты. В этом случае, например, фотографии облачности, сделанные над различными районами, будут иметь одинаковые искажения на краях кадров, разрешение и размеры кадров, т. е. будут сравнимы между собой. Из круговых были выбраны орбиты, близкие к полярным, что позволяет держать минимальное количество спутников в системе при выполнении требования обзора глобальной информации за минимальный промежуток времени.

Несколько спутников на круговых полярных орбитах могут обеспечить съем доступной для них метеорологической информации за короткий промежуток времени практически со всего земного шара. Это выполняется при соблюдении одного требования: полоса захвата земной поверхности аппаратурой спутника (рис. 2.3) в области, близкой к экватору, должна соответствовать по размеру межвитковому расстоянию. Именно этим определяется количество спутников в системе. В настоящее время возможности аппаратуры таковы, что три-четыре спутника, вращающихся на круговых около-

полярных орбитах высотой 1000—1500 км, могут за короткий промежуток времени обеспечить съем глобальной информации.

Таким образом, выполнение одного из основных требований — глобальности — ИСЗ обеспечивается.

Очень важно обеспечить синхронность, т. е. съем информации со всего земного шара в единый физический момент времени, как это



Рис. 2.3. Полосы захвата земной поверхности аппаратурой спутника.

делается на синоптической сети. Здесь используется то обстоятельство, что спутник практически мгновенно может «сбросить» информацию, полученную с огромной территории, размером несколько миллионов квадратных километров. Если период обращения спутника 1,5 часа, то за это время он получит на борт информацию с территории, примыкающей ко всей его трассе, с учетом ширины полосы захвата. Поэтому применительно к МКС принимают условное понятие синхронности, т. е. к данному синоптическому сроку привязывают спутниковые измерения, произведенные на двух соседних витках, в нашем случае — за три часа. Синоптический срок приходится

на середину этого промежутка времени. Следовательно, синхронными условно считают данные, полученные за $\pm 1,5$ часа относительно синоптического срока. Казалось бы, время очень большое. Однако, хотя синоптические станции проводят наблюдения строго синхронно, но пока эти наблюдения появятся у синоптика в виде синоптической сводки, проходит время, сравнимое с тем, которое допустимо для спутника. Другими словами, время старения информации оказывается сравнимым для наземной сети и МКС.

Спутники могут работать в двух режимах: запоминания и непосредственной передачи.

В режиме запоминания спутник снимает и накапливает на борту с помощью специального запоминающего устройства (ЗУ) метеорологическую информацию с нескольких витков и в соответствующий момент времени по команде сбрасывает ее на наземный пункт приема информации (ППИ). Эта информация — информация глобального масштаба.

В режиме непосредственной передачи (НП) спутник мгновенно, т. е. непосредственно, передает получаемую им информацию на Землю. Эта информация имеет локальный характер, хотя и она охватывает огромные площади.

Основным недостатком метеорологической космической системы является ограниченность числа наблюдаемых (измеряемых) ею метеорологических величин и объектов. Однако по мере совершенствования системы этот недостаток будет меньше проявляться.

2.8. Авиационная разведка погоды

Авиационная (или самолетная) разведка погоды получила широкое распространение как вспомогательная система получения метеорологической информации именно в связи с теми органическими недостатками, которые присущи главной системе — наземной сети. Основная ее задача — проведение инструментальных и визуальных наблюдений за условиями погоды с самолета в заданный момент (промежуток) времени в определенном пункте или районе. Авиационная разведка погоды может производиться в оперативных целях, главным образом для обеспечения полетов самолетов, или в научных целях. В зависимости от задачи самолеты, участвующие в разведке погоды, оснащены более или менее сложным комплексом аппаратуры. Для научных целей используются специальные самолеты-лаборатории.

Разновидностями авиационной разведки погоды являются:

- 1) аэродромное зондирование атмосферы — наблюдения за условиями погоды до заданной высоты в районе аэродрома;
- 2) маршрутное зондирование атмосферы — наблюдения за условиями погоды по выбранному маршруту;
- 3) попутные визуальные наблюдения за условиями погоды на рейсовых самолетах.

При авиационной разведке погоды прежде всего получают сведения об облачности (о нижней и верхней границах, прослойках в облаках, турбулентности, обледенении, фазовом состоянии), наклонной и полетной дальности видимости и т. д. Наиболее полный комплекс наблюдений обеспечивается самолетами-лабораториями.

Ценность авиационной разведки определяется возможностью выбора момента времени и маршрута для изучения условий погоды и тем, что по заданному маршруту можно непрерывно следить за некоторыми деталями погоды, а также получать сведения в форме, наиболее близкой к запросам авиации.

Авиационная разведка погоды — вспомогательное средство получения метеорологической информации, вследствие ее пространственной ограниченности и вынужденной эпизодичности. Подробно эти вопросы рассматриваются в курсе «Авиационная метеорология».

2.9. Информация о некоторых неатмосферных явлениях

Служба погоды выполняет круглосуточную непрерывную работу и имеет налаженную систему связи с народнохозяйственными организациями и государственными учреждениями. Поэтому в ряде случаев службе погоды приходится собирать и распространять информацию, лишь косвенно связанную с погодой или даже не связанную с ней. Особенно это относится к оповещениям о различных стихийных бедствиях, к числу которых относятся наводнения, цунами, сели, лавины и обвалы. Делались также попытки анализа микросейсмических колебаний в прогностических целях.

Наводнениями называются такие непериодические подъемы уровня воды в реках и других водоемах, при которых подвергаются затоплению прибрежные территории и населенные пункты. Наводнения могут быть вызваны выпадением обильных осадков или быстрым таянием снега в бассейне реки (паводки), прорывом дамбы, поддерживающей уровень воды, и т. д. Особую категорию представляют наводнения в устьях рек, классическим примером которых могут служить наводнения в Ленинграде в устье реки Невы, известные со времен основания города. Причиной таких наводнений являются глубокие циклоны, центры которых проходят севернее Финского залива. При прохождении циклонов возникают сильные ветры, направленные с залива в устье реки. Конечно, нагон воды ветром в устье реки не является единственной причиной наводнения. Большое значение имеют особые волны (сейши), возникающие на Балтийском море в связи с прохождением циклонов. На море эти волны имеют малую амплитуду, но при смещении в узкую и мелкую часть залива и устье реки амплитуды их резко возрастают, что совместно с действием сильных ветров западного направления и приводит к наводнению.

Цунами — гигантские волны, возникающие в океане при землетрясениях. В океане амплитуда волны невелика. Но когда волна,

перемещаясь со скоростью 400—800 км/ч, достигает мелководья у побережья островов и материков, особенно узких устьевых участков рек, высота ее может достигать 15—30 м. Обрушиваясь на берег и проникая далеко в глубь суши, такая волна производит огромные разрушения и нередко вызывает человеческие жертвы.

В 1962 г. после катастрофического землетрясения у берегов Чили цунами было разрушено несколько крупных городов в Чили. Волна достигла берегов Камчатки, но благодаря своевременному предупреждению Гидрометеорологической службы удалось избежать жертв и спасти материальные ценности.

Информация об обычном волнении моря (океана) используется для указания кораблям более безопасного и экономичного курса.

Сели — грязевые или грязе-каменные потоки, вызванные ливнями или бурным снеготаянием в горах.

В СССР сели наблюдаются в Средней Азии, на Кавказе и в других горных районах. Скорость перемещения селевых потоков составляют 10—15 км/ч. Разрушительная сила их огромна.

Прогноз возможности возникновения селевого потока и информация о его перемещении имеют большое значение для районов, подверженных действию этого явления.

Снежные обвалы и лавины наблюдаются в горных районах. Условиями возникновения обвалов и лавин являются накопление снега на склонах гор, особенно в выемках (цирках), и сыпучее состояние снега. Непосредственной причиной обвала или лавины может послужить изменение погоды, особенно изменение скорости и направления ветра, случайное сотрясение воздуха при выстреле, падение камня и т. п. Для предупреждения об обвалах на опасных участках устанавливаются специальные посты, наблюдающие за накоплением и состоянием снега.

В связи с тем, что снежные лавины и обвалы стремительны и имеют большую разрушительную силу, они чрезвычайно опасны. Они могут снести на своем пути строения, разрушить и засыпать полотно железной или шоссейной дороги, преградить течение реки и вызвать наводнение, привести к значительным человеческим жертвам.

Для уменьшения опасности внезапного появления лавин и для защиты от них в некоторых местах устраивают специальные защитные ограждения, а иногда производят профилактический обстрел скопления снега.

2.10. Служба погоды в СССР. Система сбора и распространения метеорологической информации

Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства в Советском Союзе в общегосударственном масштабе осуществляется *Главным управлением гидрометеорологической службы (ГУГМС)* при Совете Министров СССР. Служба погоды, конечная цель ко-

торой — составление прогнозов погоды различной заблаговременности и различного назначения, является одной из важнейших составных частей ГУГМС. На местах гидрометеорологическое обеспечение осуществляется территориальными (республиканскими, межобластными) *управлениями гидрометеорологической службы (УГМС)*, находящимися в прямом подчинении ГУГМС.

Оперативную прогностическую, методическую и научную работу выполняют следующие подразделения службы погоды.

1. *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР* (Гидрометцентр СССР), являющийся главным центром сбора и распространения метеорологической информации в СССР, важнейшим научным и методическим центром по проблемам синоптической метеорологии и непосредственно ведущий огромную оперативную работу по всем направлениям службы погоды.

2. *Региональные гидрометеорологические центры*, проводящие ту же работу, но в региональных масштабах. Такие центры в настоящее время имеются в Новосибирске, Хабаровске и некоторых других городах.

3. *Бюро погоды (БП)* при управлениях гидрометеорологической службы, выполняющие всю оперативную прогностическую работу в пределах своей территории.

4. *Гидрометеорологические бюро (ГМБ) и гидрометеорологические обсерватории (ГМО)*, обеспечивающие информацией и прогнозами погоды преимущественно отдельные отрасли народного хозяйства в ограниченных районах (судоходство на реках, озерах, водохранилищах и т. п.).

5. *Авиационные метеорологические станции при аэропортах* Министерства гражданской авиации (АМСГ), непосредственно обеспечивающие прогнозами и другой необходимой метеорологической информацией рейсовые и другого назначения перелеты. В этой системе имеются также *зональные авиаметеорологические центры*, а в Москве находится *Главный авиаметеорологический центр (МГАМЦ)*.

Прогнозы погоды для Арктики и прилегающих районов (преимущественно долгосрочные) составляет *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт ГУГМС (АНИИ)*.

В системе ГУГМС имеется ряд крупных центральных и региональных научно-исследовательских учреждений, среди них (кроме Гидрометцентра СССР и АНИИ) *Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО)*, *Центральная аэрологическая обсерватория (ЦАО)*, *Институт прикладной геофизики (ИПГ)*, *Институт экспериментальной метеорологии (ИЭМ)*, *Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации-Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД)* и ряд других.

Все перечисленные выше системы получения гидрометеорологической информации (наземная сеть, корабли погоды, самолеты, сеть метеорологических радиолокационных станций, метеорологическая космическая система) находятся в ведении и подчинении ГУГМС.

Как уже отмечалось, наблюдения синоптической (аэрологической) станции, входящей в сеть, в виде закодированной телеграммы немедленно передаются по телефону, телеграфу или (при большой удаленности станции от линий передач) по радио в бюро погоды или другие установленные для каждой станции адреса. Отсюда метеорологическая информация немедленно передается в специальный центр, который уже в виде сводки передает эти данные по телеграфу и по радио. Эти центры получили название *радиометеорологических центров*. Центры подразделяются на региональные, национальные и местные. В Советском Союзе работу ведут несколько десятков радиометеорологических центров, передачи которых освещают состояние погоды над огромной территорией: от Атлантического океана до Тихого, от Арктики до Африки.

Передачи радиометеорологических центров ведутся в соответствии с международными правилами, устанавливаемыми ВМО. Документами, регламентирующими эти передачи, являются *Расписания передач*, издаваемые государственными органами службы погоды.

В практике метеорологического обеспечения полетов нельзя ограничиться только приемом циркулярных передач. В связи с этим метеорологические подразделения, обслуживающие полеты, широко практикуют систему запросов погоды у определенных станций. Система запросов погоды согласована, и ответы на эти запросы передаются немедленно по существующим каналам связи.

При обеспечении полетов особенно важно быстро получить сведения о наличии опасных для полетов явлений погоды. Для этих целей организуется *штормовая служба*. Сущность этой службы сводится к следующему. Вокруг каждого аэропорта (аэродрома) организуется штормовое кольцо — территория, на которой выбираются станции, в обязанность которых включается немедленная передача в адрес аэропорта сведений об опасных явлениях погоды. Эти сведения передаются во внеочередном порядке. Размеры штормового кольца устанавливаются компетентными органами с учетом обеспечения безопасности полетов. В настоящее время для штормовой службы широко применяются метеорологические радиолокационные станции. Аналогичные штормовые службы существуют и для других целей.

2.11. Всемирная служба погоды

Идея создания *Всемирной службы погоды* (ВСП) была высказана в начале 60-х годов, когда появились невиданные ранее научно-технические возможности для существенного качественного скачка в развитии метеорологии. В разработке плана создания Всемирной службы погоды приняли участие крупнейшие метеорологи мира, в том числе советские ученые Е. К. Федоров, В. А. Бугаев, К. Я. Кондратьев.

Мировая метеорологическая система существовала и раньше, но она уже не удовлетворяла требованиям, предъявляемым к метеороло-

гии со стороны различных отраслей хозяйственной деятельности человека, и не могла обеспечить дальнейший прогресс метеорологии как науки. Главным недостатком существовавшей системы было то, что она не могла обеспечить достаточное количество данных для глобального анализа атмосферных процессов. Наблюдательные синоптические и аэрологические станции были расположены неравномерно, да и количество их было недостаточным, особенно в районах океанов, тропиков и в южном полушарии. Система связи не могла обеспечить быстрой и надежной передачи даже той информации, которая имелась.

Общий научно-технический прогресс и, в частности, достижения в области спутниковой метеорологии, разработка автоматизированных средств наблюдений и техники телесвязи, появление ЭВМ — все это делало возможным получать метеорологическую информацию в глобальном масштабе, быстро ее обрабатывать и эффективно использовать результаты. Предполагалось, что улучшение метеорологического обслуживания окажет огромное влияние на сельское хозяйство, торговлю и промышленность всех стран и даст возможность более точно и своевременно предупреждать об особо опасных явлениях погоды, повысит эффективность и безопасность авиационных и морских перевозок и обеспечит странам помощь в освоении водных ресурсов и производстве продуктов питания.

В 1967 г. Всемирный метеорологический конгресс принял план Всемирной службы погоды. Согласно плану, ВСП задумана как мировая метеорологическая система, состоящая из национальных средств и служб, координируемых Всемирной метеорологической организацией (ВМО). Основная цель ВСП заключается в обеспечении всех государств — членом ВМО метеорологической информацией, необходимой для оперативной работы и научных исследований.

Всемирная служба погоды состоит из трех основных элементов:

1) глобальная система наблюдений (ГСН), в которую входят сеть синоптических и аэрологических станций и другие средства проведения наблюдений;

2) глобальная система обработки данных (ГСОД), в которую входят метеорологические центры, включающие в себя службы обработки данных и хранения материалов;

3) глобальная система телесвязи (ГСТ), необходимая для быстрого обмена данными наблюдений и обработанной информацией.

Глобальная система наблюдений по плану включает около 3800 синоптических станций, производящих наземные наблюдения. Эти станции должны быть расположены так, чтобы наибольшее расстояние между ними на суше было 500 км, а над океанами 1000 км. Аэрологические наблюдения должны проводиться по крайней мере 2 раза в сутки, причем обязательно в 00 и 12 часов среднего гринвичского времени (СГВ).

Значительное количество информации будут давать подвижные судовые станции. Для ВСП предполагается оборудовать суда, со-

вершающие обычные торговые рейсы, станциями аэрологических наблюдений. Кроме того, планируется развить систему выборочных судов, на которых будут проводиться обычные наблюдения по программе наземных станций. Метеорологическая информация, поступающая с бортов самолетов гражданской авиации, также включается в систему данных ГСН.

Существенную роль в системе наблюдений призваны сыграть метеорологические спутники. Для получения от них необходимой глобальной информации потребуется система из нескольких полярно-орбитальных и геостационарных спутников. Кроме того, спутники будут играть роль сборщиков информации от буйковых и других автоматических станций и от уравновешенных шаров-зондов. Собранная информация будет передаваться в наземные центры сбора информации.

Глобальная система обработки данных состоит из трех различных видов метеорологических центров: мировые метеорологические центры (ММЦ), региональные метеорологические центры (РМЦ), национальные метеорологические центры (НМЦ).

Мировые метеорологические центры в соответствии с планом ВСП находятся в Москве, Мельбурне и Вашингтоне. Они принимают обычную и спутниковую информацию в глобальном масштабе, транслируют аналогичную информацию по радио или передают ее наземными средствами другим ММЦ, РМЦ и НМЦ, подготавливают метеорологические анализы и прогнозы по возможно большей части земного шара и быстро их распространяют, ведут научные исследования по крупномасштабным проблемам анализа и прогноза погоды. Кроме того, ММЦ осуществляют функции по хранению карт и другой глобальной метеоинформации, содержат специальные архивы данных и выдают их для научно-исследовательских целей.

Региональные метеорологические центры имеют примерно те же функции, что и ММЦ, но только в пределах обслуживаемых ими районов. Всего создано 24 РМЦ, из них четыре на территории СССР (в Москве, Ташкенте, Новосибирске и Хабаровске). Каждый центр в соответствии с обслуживаемой территорией должен выполнять определенные обязанности по распространению метеорологической информации, карт анализов и прогнозов погоды. Чтобы представить масштабы работы регионального центра, рассмотрим Ташкентский РМЦ. В сферу действия этого центра включены все Среднеазиатские республики, Закавказье, Северный Кавказ, значительная часть Европейской территории СССР, часть Сибири, Турция, страны Ближнего Востока, Пакистан, Афганистан и часть Индии. В Ташкентский центр собираются данные наблюдений со всех этих стран, затем центр в свою очередь транслирует эти данные, составляет карты анализов и прогнозов по своему региону и передает их в метеорологические подразделения обслуживаемой территории.

Национальные метеорологические центры выполняют те же функции, что и РМЦ, но в пределах своей страны, и обмениваются ин-

формацией, анализами, прогнозами, предупреждениями с РМЦ своего района или ММЦ. Оснащение НМЦ, его состав и деятельность определяются потребностями каждой отдельной страны.

Глобальная система телесвязи предназначена для сбора и распространения данных наблюдений, не обработанных метеорологическими центрами, а также для распространения обработанной информации и обмена ею между различными центрами. ГСТ организована на трехступенчатой основе:

а) главная магистральная цепь связывает ММЦ и соответствующие региональные узлы телесвязи (РУТ), РМЦ и НМЦ (все РУТ и РМЦ имеют равный доступ к главной магистральной цепи);

б) региональные сети телесвязи;

в) национальные сети телесвязи.

Основной функцией *главной магистральной цепи* является обеспечение быстрого и надежного обмена данными наблюдений, которые необходимы для проведения анализов и составления прогнозов в глобальном масштабе, а также обмена между ММЦ обработанной информацией, включая спутниковую. Передача по ней может осуществляться во всех направлениях по всему земному шару. В принципе все НМЦ, РМЦ и РУТ должны быть связаны с главной магистральной цепью, чтобы обеспечить получение данных всеми государствами.

Региональные сети телесвязи представляют собой взаимосвязанную систему линий связи от пункта к пункту. Они осуществляют сбор и распространение данных наблюдений и обмен ими в пределах региона, обмен и распространение обработанной информации, необходимой для удовлетворения нужд внутри региона и соседних НМЦ и РМЦ.

Организация *национальных сетей телесвязи* остается прерогативой соответствующих государств, однако они должны функционировать так, чтобы национальная система сбора данных была в состоянии удовлетворить не только свою службу погоды, но и службу погоды других государств.

Вопросы к главе 2

1. Что такое метеорологическая информация? Назовите ее виды.
2. Чем определяется комплекс измеряемых метеорологических параметров?
3. Какие требования предъявляются к первичной информации?
4. Что такое глобальность информации?
5. Что такое трехмерность информации?
6. Что такое комплексность информации?
7. Что такое синхронность информации?
8. Что такое регулярность информации?
9. Что такое оперативность информации?
10. Назовите системы получения метеорологической информации.
11. Какие функции выполняет сеть наземных синоптических станций?
12. Какие функции выполняет сеть аэрологических станций?
13. Какую роль играют различные автоматические станции?
14. Для чего создается система метеорологических радиолокационных станций?
15. Какую информацию дают метеорологические искусственные спутники Земли?
16. Что такое авиационная разведка погоды и для чего она осуществляется?
17. Какова структура Гидрометеорологической службы СССР?
18. Что такое Всемирная служба погоды? Из каких элементов она состоит?

ПЕРВИЧНЫЙ АНАЛИЗ (ОБРАБОТКА) КАРТ ПОГОДЫ, АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ДИАГРАММ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ АТМОСФЕРЫ

3.1. Задачи анализа карт погоды

В основе синоптического метода, как уже говорилось, лежит картографирование одновременных метеорологических наблюдений, т. е. составление карт погоды, или синоптических карт. Таким образом, эти карты характеризуют погоду географического района в единый физический момент времени.

Территория, для которой составляется карта погоды, может быть различной в зависимости от задач, стоящих перед подразделением службы погоды. В подразделениях службы погоды составляются карты погоды полушария; карты, охватывающие территорию, сравнимую по размерам со значительной частью континента или океана; карты, охватывающие территорию порядка нескольких административных областей (кольцевые карты погоды, или кольцовки). Частота составления тех или иных карт различна. Чем меньше территория, тем чаще составляются карты.

На карты погоды в виде цифр и значков наносится огромное количество метеорологических данных. «Читать» не обработанную (не проанализированную) карту очень трудно. Делать какие-либо заключения о развитии атмосферных процессов и составлять прогнозы погоды по таким картам практически невозможно. Поэтому первое, что необходимо сделать при анализе, это придать карте погоды *наглядность*. В процессе решения этой задачи определяются закономерности распределения метеорологических величин и географического положения синоптических объектов, т. е. циклонов и антициклонов, воздушных масс и фронтов, а также выявляются ошибки в нанесении данных и анализе предыдущих карт погоды. Решается эта задача в процессе обработки (первичного анализа) карт.

Вторая задача заключается в выявлении структуры синоптических объектов, их эволюции и перемещения, а также в выявлении тенденций в развитии синоптических процессов и в изменении условий погоды.

Третья задача — вычисление дополнительных характеристик, непосредственно не наблюдаемых (горизонтальные градиенты давления и температуры, вертикальная составляющая скорости ветра и др.).

В данной главе излагаются преимущественно вопросы первой задачи. Третья задача рассматривается в главах 4 и 5. Изложение вопросов второй (основной) задачи начинается с главы 6 и продолжается во всех последующих главах.

Первичный анализ (обработка) приземных карт погоды заключается в выполнении следующих операций:

- 1) проводят и надписывают изобары;
- 2) проводят и надписывают изолинии тенденций (равиного изменения давления за 3 часа);
- 3) выявляют и обозначают центры циклонов, антициклонов, областей падения и роста давления;
- 4) выявляют и выделяют цветными карандашами осадки и другие явления погоды;
- 5) проводят линии атмосферных фронтов.

Детальные указания по составлению и обработке карт погоды содержатся в Наставлении по службе прогнозов. Отметим, что обработка карт погоды не является чисто технической операцией. Она осуществляется с применением основного приема и основных принципов синоптического анализа, перечисленных в п. 1.1, что требует глубокого понимания физической сущности атмосферных процессов. Особенно это относится к проведению линий атмосферных фронтов, определению стадий развития циклонов и антициклонов.

При проведении линий фронтов используются данные как приземных, так и высотных карт погоды, причем между этими данными не должно быть противоречий. Используются также снимки облачности со спутников (см. гл. 7).

3.2. Проведение изобар и изотенденций на приземных картах

Проведение изобар является одной из важнейших операций при обработке приземных карт погоды. Изобары помогают наглядно представить закономерности пространственного распределения давления на уровне моря, а также положение циклонов, антициклонов и других барических систем. Тем самым вскрываются основные механизмы атмосферной циркуляции.

Изобары проводят простым черным карандашом в виде непрерывных плавных линий через 5 мбар (кратные 5, например 995, 1000, 1005 мбар и т. д.). На дополнительных (кольцевых) картах погоды крупного масштаба изобары проводят через 2,5 мбар. На основных картах погоды также иногда проводят изобары через 2,5 мбар и даже через 1 мбар, особенно когда требуется более точно определить положение центра циклона или антициклона при разреженных изображениях вблизи центра.

При проведении изобар осуществляют интерполяцию между значениями давления на соседних станциях и учитывают направление и скорость ветра на этих станциях.

Если при проведении изобар не учитывать барический закон ветра, то не только их густота, определяющая величину барического градиента, может не соответствовать скорости ветра, но и направление изобар может оказаться ошибочным. С другой стороны, следует помнить, что ветер обладает большой изменчивостью и в момент наблюдения могут быть значительные отклонения ветра на отдельных станциях от средних соотношений между барическим полем и полем ветра.

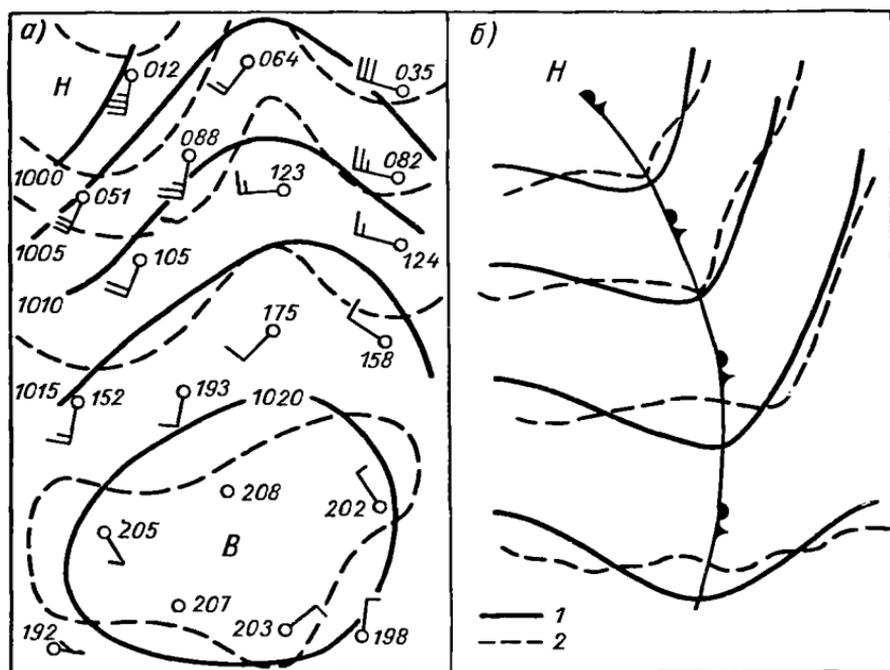


Рис. 3.1. Изобары в барических системах (а) и у фронта (б).

1 — правильные изобары, 2 — неправильные изобары.

Для быстроты анализа карт погоды при проведении изобар интерполяцию производят приближенно, на глаз. Допускаемые при этом погрешности не выходят обычно за пределы точности, необходимой для практических расчетов.

Проводят сглаженные изобары, без излишней волнистости, чтобы сосредоточить внимание синоптика на главном. Однако сглаживание не должно нарушать правильность проведения изобар. При чрезмерном сглаживании можно «не заметить» возникновения нового циклона или антициклона, часто начинающегося со сравнительно небольшого искривления изобар.

При пересечении линий фронтов изобары обычно претерпевают характерный изгиб (излом), причем не должна нарушаться непрерывность поля давления

На рис. 3.1 приведены примеры правильного и неправильного проведения изобар. Навыки в проведении изобар достаточно быстро приобретаются в процессе практического анализа карт погоды.

В горных районах холодный воздух иногда накапливается с одной стороны гор, в результате чего давление воздуха по обе стороны гор вдоль нормали к горному хребту резко различается. В таких случаях получается сильное сгущение изобар вдоль горного хребта, что не соответствует действительным скоростям ветра. Для объяснения разрыва в поле давления в этих случаях вдоль горного хребта проводят волнистыми линиями *орографические изобары* (рис. 3.2).

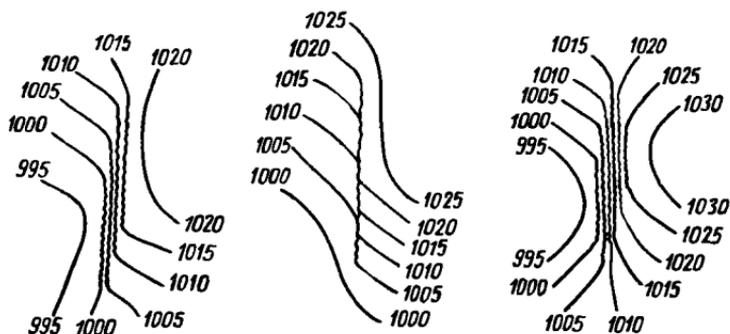


Рис. 3.2. Примеры проведения орографических изобар.

Ввиду непрерывности поля давления различные изобары не могут пересекать друг друга. В пределах всего земного шара любая изобара является замкнутой кривой линией, тогда как в ограниченном районе многие изобары разомкнуты, т. е. обрываются на краях карты, а замкнуты лишь изобары в циклонах и антициклонах расположенных в данном районе.

При обработке карты все изобары надписываются полным числом миллибар: разомкнутые изобары — с двух концов, замкнутые — в каком-либо одном месте, не перегруженном нанесенными на карту данными.

Обрыв изобар на краю карты рекомендуется делать вдоль одной прямой линии, а надписи выполнять одну под другой. Это не только придает карте большую аккуратность, но и позволяет быстрее находить значение давления вдоль той или иной изобары.

Изотенденции (изолинии барических тенденций) проводят через 1 мбар простым черным карандашом в виде тонких прерывистых линий без нажима, чтобы не перегружать карту пестротой изолиний.

Изотенденции являются частным случаем *изаллобар* — линий, характеризующих изменение давления воздуха за определенный промежуток времени.

При большой густоте изотенденций допускается проведение их через 2 мбар. Изотенденция 0 мбар проводится только при слабых изменениях давления на больших площадях.

Изотенденции надписываются, причем отрицательные значения отмечаются знаком минус. В центре области падения давления красным карандашом ставится буква *П*, а рядом справа проставляется значение максимального понижения давления с точностью до десятых долей миллибара. Аналогично в центре области роста давления синим карандашом ставится буква *Р* и проставляется значение максимального повышения давления.

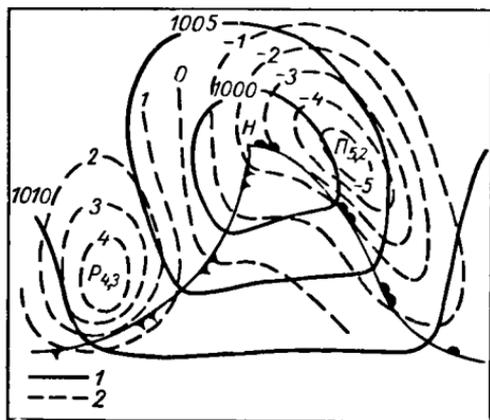


Рис. 3.3. Изобары (1) и изотенденции (2) в молодом циклоне

(антициклона) наблюдается штиль, в окрестностях центра направление ветра должно соответствовать циклонической (антициклонической) циркуляции.

Часто ограничиваются приближенным определением положения центра циклона или антициклона, полагая, что он совпадает с геометрическим центром области внутри первой замкнутой изобары, кратной 5. Если необходимо более точно определить положение центра, проводят промежуточные изобары через 2,5 или 1 мбар. Эти изобары проводят более тонкими линиями, чем основные изобары (кратные 5).

При отсутствии достаточных данных о распределении давления воздуха (например, над океанами) полезно учитывать, что центр барической системы обычно смещен относительно геометрического центра в сторону более сильных ветров.

Однако следует учитывать, что применяемые масштабы карт погоды (в 1 см 100—150 км) и существующая густота сети синоптических станций не позволяют определять положение центра циклона или антициклона с точностью, превышающей 50 км.

Наибольшее внимание необходимо уделять случаям, когда радиус первой замкнутой изобары, кратной 5, очень велик. В таких случаях более внимательный анализ позволяет часто обнаруживать несколько циклонических или антициклонических центров, объединенных общими изобарами. Такие центры называются *сопряженными*. При этом говорят о двух-, трехцентровой, или, более общее, о *многоцентрковой*

На рис. 3.3 приведен пример положения изобар и изотенденций в молодом циклоне.

3.3. Выявление центров циклонов и антициклонов, обозначение их траекторий

При выявлении положения центра циклона или антициклона, помимо изобар, учитывается ветер: в центре циклона

циклонической или антициклонической системе. Применяются также термины: *многоцентровая барическая депрессия*, *многоцентровая область повышенного давления*. Часто несколько центров выявляется и без дополнительного анализа по изобарам, кратным 5.

Выявление каждого центра многоцентровой системы позволяет более правильно провести линии фронтов, а в ряде случаев и более правильно определить дальнейшее развитие и перемещение данной барической системы.

В центре каждого циклона на карте погоды ставится простым черным карандашом буква *H*, а в центре антициклона — буква *B*, что соответствует начальным буквам слов «низкое» и «высокое» давление¹.

На основных картах погоды обычно отмечается положение центров циклонов и антициклонов в предыдущие сроки наблюдений, наносится *траектория* их перемещения и указывается ожидаемое их смещение.

Для этого на анализируемую карту погоды с предыдущих карт погоды переносят положение данного циклонического или антициклонического центра, причем положение центра циклона в предыдущие сроки отмечается зачерненными кружками, а антициклона — светлыми кружками.

Соединив кружки отрезками прямой, получим приближенно траекторию смещения центра. Последний отрезок изображается в виде стрелки, упирающейся острием в букву *H* или *B*, обозначающую положение центра на анализируемой карте.

При выполнении данной операции рекомендуется использовать все имеющиеся карты за предыдущие сроки и внимательно следить за предыдущим перемещением и эволюцией каждого центра, а также за возникновением новых центров. При большом интервале времени между последовательными картами погоды можно ошибочно отождествить циклоны или антициклоны, не связанные между собой общностью происхождения и перемещения.

Над кружками, обозначающими положение центра 12, 24, 36 часов назад и т. д., рекомендуется надписывать значение давления

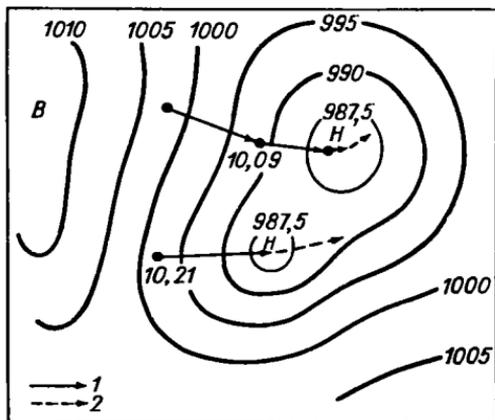


Рис. 3.4. Уточнение положения центров циклонической системы.

¹ На картах погоды зарубежных стран, естественно, применяются другие буквенные обозначения центров циклонов и антициклонов. Например, в США и Англии — соответственно *L* и *H* (от слов *low* и *high*), в ГДР — соответственно *T* и *H* (от слов *tief* и *hoch*).

в центре в эти моменты времени в целых миллибарах, а под кружками — число и срок наблюдения. Ожидаемое перемещение центра через 12 или 24 часа отмечается прерывистой стрелкой, начинающейся у центра и заканчивающейся в точке, куда ожидается смещение данного центра.

На рис. 3.4 приведен пример уточнения положения центров циклонической системы и показано их предшествующее перемещение.

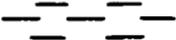
3.4. Выявление осадков, туманов и других характеристик погоды (подъем карты)

Ряд операций первичного анализа карт погоды проводится с применением цветных карандашей, чтобы привлечь внимание к наиболее важным характеристикам погоды. Эти операции иногда называют *подъемом карты*.

Зона обложных осадков сплошь закрашивается зеленым карандашом, зона туманов — желтым карандашом. Остальные явления погоды отмечаются условными знаками, более крупными, чем при нанесении данных на карту в соответствии с рекомендациями табл. 3.1

На картах погоды северного полушария обозначения такие же, как и на основных картах, но зарницы, пыльные (песчаные) бури и пыльные (песчаные) вихри не отмечаются.

На картах одноцветной печати обозначения сходны с цветными, за исключением следующих:

Зона обложных осадков	
Слабый снег вне фронтов	
Зона туманов	
Туманы местами	
Туманы с моросью	

Обычно на картах одноцветной печати приводится перечень условных обозначений с их изображениями.

Условные обозначения на картах погоды являются общими для всех подразделений службы погоды.

Таблица 3.1¹

Условные обозначения явлений погоды при анализе карт погоды

Явление погоды	Знак	Цвет
<i>Обозначения на основных и дополнительных (кольцевых) картах погоды</i>		
Зона обложных осадков		Зеленый
Обложные осадки местами		»
Слабый снег вне фронтов		»
Ливневые осадки		»
Морось		»
Гроза		»
Зарницы		»
Общая метель		»
Гололед		»
Смерчи		Красный
Пыльные (песчаные) вихри		Фиолетовый

¹ Таблица составлена в соответствии с Наставлением по службе прогнозов. Раздел 2, ч. I и II (Л, Гидрометеиздат, 1974).

Явление природы	Знак	Цвет
Зона туманов		Желтый
Туман местами		»
Туманы с моросью		Желтый и зеленый
Пыльные (песчаные) бури		Желтый
Мгла при видимости менее 2 км		»
Граница снежного покрова		Синий
Граница льдов на морях		»
Граница заморозков		Черный

Обозначения только на дополнительных кольцевых картах погоды

Кучево-дождевые облака		Зеленый
Низовая метель		»
Поземок		»

Явление погоды	Знак	Цвет
Дымка при видимости менее 2 км	==	Желтый

Примечания. 1. На дополнительных (кольцевых) картах грозы в срок наблюдения можно отмечать красным цветом, в промежутке между наблюдениями — синим.

2. Кучево-дождевые облака обозначаются только при отсутствии осадков и гроз в данном районе.

3. Мглу и дымку при обслуживании авиации можно отмечать и при видимости менее 4 км.

4. Проведение границ снежного покрова, льдов и заморозков не является обязательным. Штрихи границы заморозков обращают в сторону зоны заморозков.

3.5. Проведение линий фронтов

Проведение линий атмосферных фронтов на картах погоды производится с использованием обозначений, приведенных в табл. 3.2.

При одноцветной печати и на картах факсимильных передач полукружки обращают со стороны теплой воздушной массы в сторону холодной, треугольники — со стороны холодной воздушной массы в сторону теплой.

Выявление атмосферных фронтов — наиболее сложная и ответственная операция синоптического анализа.

При проведении линии фронта используется ряд признаков как по данным приземных карт, так и по данным карт барической топографии. *Основные признаки* фронта на приземных картах погоды следующие.

1. Наиболее часто линия фронта проходит вдоль оси барической ложбины. Поэтому каждая барическая ложбина должна быть обследована с точки зрения возможности прохождения здесь линии фронта.

2. Вдоль линии фронта наблюдается сходимость, или конвергенция, ветра: если продолжить векторы направления ветра, взятые по обе стороны фронта, то они пересекутся.

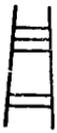
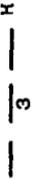
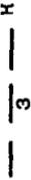
3. При переходе через линию фронта обычно наблюдается скачкообразное изменение температуры воздуха. Скачок температуры составляет 3—5° С, а иногда превышает 10° С. Часто резко меняются и другие метеорологические величины — точка росы, горизонтальная видимость.

4. Барическая тенденция, как правило, различна по обе стороны фронта. Перед теплым фронтом обычно располагается хорошо выраженная область падения давления, за холодным фронтом — область роста давления; перед фронтом окклюзии часто отмечается область падения, а за фронтом — область роста давления (см. рис. 3.3).

Таблица 3.2
Условные обозначения атмосферных фронтов на картах погоды

Тип фронта или зоны	Цветное обозначение		Одноцветный (черный карандаш) орнамент
	линии	орнамент	
Теплый фронт	— н		
Холодный фронт	— с		
Малоподвижный фронт	== н с		
Фронт окклюзии	— л		
Вторичный теплый фронт (верхний теплый фронт)	--- н		
Вторичный холодный фронт (верхний холодный фронт)	--- с		
Малоподвижные фронты на высотах и у поверхности Земли (размыты)	== н с		
Линия конвергенции	— у		

Продолжение табл. 3.2

Тип фронта или зоны	Цветное обозначение		Одноцветный (черный карандаш) орнамент
	линии	орнамент	
Внутритропическая зона конвергенции			
Внутритропическая разрывность			

Примечание. Для обозначения цвета приняты следующие сокращения: к — красный, с — синий, л — лиловый, о — оранжевый, з — зеленый.

5. Вдоль линий фронтов располагаются системы облаков и зоны осадков, характерные для каждого вида фронта. Перед теплым фронтом типична система облаков As—Ns и зона обложных осадков. Вдоль холодного фронта типичны облака Сb и ливневые осадки. У фронтов окклюзии облака и осадки часто располагаются по обе стороны фронта, причём осадки могут быть как обложными, так и ливневыми

Перечисленные признаки фронта вполне четко и одновременно наблюдаются только у очень резко выраженных атмосферных фронтов. В большинстве случаев часть признаков выражена недостаточно четко или совсем отсутствует. Поэтому при анализе фронтов особенно важно соблюдение основных принципов, перечисленных в п. 1.1, т. е. комплексности, трехмерности и исторической последовательности анализа.

Слабо выраженные (размытые) атмосферные фронты не всегда удается выявить на картах погоды или однозначно определить их свойства, что придает анализу таких фронтов характер некоторой субъективности. В связи с этим ведутся исследования по объективизации анализа фронтов и карт погоды в целом.

Понимание физических процессов, происходящих в зонах атмосферных фронтов, а также опыт, накапливаемый в процессе длительного анализа карт погоды, помогают синоптикам в подавляющем большинстве случаев правильно выявлять даже слабо выраженные фронтальные разделы. Вопросы анализа фронтов станут яснее после изучения гл. 7.

3.6. Последовательность операций при обработке карт погоды

В зависимости от условий оперативной работы и задач первичного анализа последовательность обработки карт погоды может быть различной. Иногда необходимо быстро проанализировать закономерности распределения только одного метеорологического элемента в определенном районе. Очевидно, что в данном случае обработка карты будет начата с анализа именно этого элемента. В других случаях бывает целесообразно начать анализ с выявления положения центра циклона или с определения положения линии атмосферного фронта, влияние которых может сказаться на погоде обслуживаемого района или воздушной трассы в ближайший период времени.

В обычных условиях работы можно рекомендовать такую последовательность обработки карты, чтобы *предыдущие операции анализа подготавливали последующие* и чтобы *цветные карандаши применялись раньше черного* во избежание загрязнения карты.

Одним из вариантов последовательности операций анализа приземных карт погоды является следующий.

1. Едва заметно наметить некоторые изобары, определить положение центров циклонов и антициклонов, осей ложбин и гребней, что важно для анализа карты в целом и для последующего проведения линий фронтов.

2. Обозначить осадки и другие явления погоды в соответствии с рекомендациями, приведенными в табл. 3.1. При этом зоны осадков следует закрашивать слегка, так как границы зон обложных осадков подлежат уточнению после проведения линий фронтов.

3. Провести (без нажима!) изотенденции, надписать их и обозначить центры областей падения и роста давления.

4. Едва заметно простым черным карандашом наметить положение линий фронтов по признакам приземной карты погоды. После внесения поправок, основанных на учете характеристик карт барической топографии, аэрологических диаграмм и положения фронтов на предыдущих картах, линии фронтов проводятся окончательно цветными карандашами.

5. Окончательно оформить зоны обложных осадков вдоль фронтов.

6. Окончательно провести и надписать изобары.

7. Отметить буквами положение центров циклонов и антициклонов, обозначить их траектории.

8. Проверить правильность всех надписей, включая число, месяц, год и срок, которому соответствует карта. Особенно часты опiski в начале месяца и года. Карта подписывается синоптиком, производившим анализ.

Перечисленные операции не являются чисто механическими. При их выполнении синоптик одновременно проводит физический анализ

атмосферных процессов. В частности, для правильного определения географического положения атмосферных фронтов и вида фронта требуется глубокий анализ свойств воздушных масс, взаимодействующих вдоль линии фронта.

В результате уже при первичном анализе карт погоды у синоптика складывается определенное представление о предстоящих изменениях синоптического положения и условий погоды, т. е. подготавливается качественная основа прогноза погоды.

3.7. Обработка карт барической топографии

Карты абсолютной топографии (АТ). При обработке карт АТ выполняются следующие операции (часть из них относится только к картам определенного уровня).

1. Проводят и надписывают изогипсы. Изогипсы проводят непрерывными черными линиями через 4 гп. дам (кратные 4).

В отличие от изобар, изогипсы проводят не под углом к векторам ветра, а параллельно им, поскольку ветер выше слоя приземного трения обычно направлен по касательной к изогипсе. Конечно, ветер и на высотах более 1 км может быть направлен под углом к изогипсе. Кроме того, могут быть неточности в измерении направления ветра и нанесении его на карту. Поэтому не следует стремиться к полному согласованию направления изогипс и ветра в ущерб правильности проведения изогипс.

2. Выявляют и обозначают буквами центры высотных циклонов (H) и антициклонов (B). Для более точного выявления положения центра в необходимых случаях можно проводить промежуточные изогипсы (более тонкими линиями).

3. Проводят (без надписей) изотермы красными линиями через $2^{\circ} C$ (кратные 2). Центр области тепла обозначают буквой T (красным карандашом), центр области холода — буквой X (синим карандашом).

4. Линии фронтов проводят только на картах AT_{850} , так как на картах более высоких уровней зоны пересечения фронтальных поверхностей с изобарическими более размыты, а в ряде случаев фронтальные поверхности вообще не достигают высоко расположенных изобарических поверхностей.

Чтобы линии фронтов на картах AT_{850} более резко отличались от изотерм, их обычно отмечают условными знаками одноцветной печати, приведенными в табл. 3.2.

Проводят только те линии фронтов, которые обнаруживаются по признакам карты AT_{850} , т. е. не производится механическое перенесение линий фронтов с приземной карты на карту AT_{850} . Однако согласование положения линий фронтов на обеих картах обязательно. Основным признаком фронта на карте AT_{850} является резкое различие температур по обе стороны фронта. При этом температура на картах АТ, или изобарическая температура, обладает свойствами потен-

циальной температуры, т. е. является более устойчивой, или, как говорят, консервативной, характеристикой воздушной массы, чем обычная температура.

Действительно, формулу потенциальной температуры

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,288} \quad (3.1)$$

для случая изобарической поверхности $p = \text{const}$ можно переписать как

$$\Theta_p = k_p T_p, \quad (3.2)$$

где k_p — множитель, имеющий постоянное значение для данной изобарической поверхности (табл. 3.3); T_p — температура на изобарической поверхности, или изобарическая температура.

Таблица 3.3

Коэффициенты перехода от изобарической температуры к потенциальной на стандартных изобарических поверхностях

p мбар	1000	850	700	500	300	200	100	50	10
k_p	1,000	1,048	1,108	1,221	1,414	1,590	1,941	2,370	3,767

Если выражать потенциальную температуру в градусах Цельсия, то приближенно получим:

$$\begin{aligned} \Theta_{700} &= 30 + T_{700} + 0,1T_{700} = 30 + 1,1T_{700}; \\ \Theta_{500} &= 60 + T_{500} + 0,2T_{500} = 60 + 1,2T_{500}. \end{aligned} \quad (3.3)$$

Для перевода изобарической температуры в потенциальную можно воспользоваться также графиком, приведенным в приложении 6, или аэрологической диаграммой.

5. На карте AT_{700} проводят и надписывают *изаллогипсы*, т. е. линии равных изменений геопотенциальных высот поверхности 700 мбар за последние 12 или 24 часа. Изаллогипсы проводят через 4 гп. дам прерывистыми черными линиями без нажима.

Подобно изотенденциям, в центре области понижения поверхности ставится красным карандашом буква Π со значением максимального понижения поверхности в индексе; в центре области повышения поверхности аналогично ставится синим карандашом буква P со значением максимального повышения поверхности в индексе.

6. На карты поверхностей 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 мбар и т. д. условными знаками, приведенными в табл. 3.4, переносят положение основных барических образований с приземной карты погоды того же срока.

При обозначении ложбин или гребней штрих ставят в направлении оси от центра циклона или антициклона соответственно, а при обозначении волнового возмущения штрихи ставят параллельно направлению перемещения возмущения.

7. В центрах высотных барических образований можно цифрами отмечать ожидаемое через 12 или 24 часа изменение высоты изобари-

Таблица 3.4

Условные знаки барических образований

Барическое образование	Обозначение
Центр циклона	
Центр вторичного (частного) циклона	
Центр волнового возмущения на фронте	
Барическая ложбина	
Центр антициклона	
Центр вторичного антициклона (отрога)	
Барический гребень	
Центр седловины	

ческой поверхности или отмечать только знак ожидаемого изменения высоты (без изменений «0»; понижение «—»; повышение «+»; понижение, затем повышение «—/+»; повышение, затем понижение «+/-»).

Можно также отмечать ожидаемое перемещение высотного центра небольшой черной стрелкой, начинающейся у центра. Вдоль стрелки проставляется ожидаемая скорость перемещения в км/ч. Малоподвижные центры обозначаются знаком \leftrightarrow .

8. Проверяют все надписи, включая дату и срок наблюдения; карта подписывается синоптиком.

Последовательность перечисленных операций определяется условиями работы. Желательно изотермы проводить раньше, чем изогипсы.

К а р т ы о т н о с и т е л ь н о й т о п о г р а ф и и (ОТ). Обычно обрабатывается только карта OT_{1000}^{500} ; при ее обработке выполняются следующие операции.

1. Проводят и надписывают изогипсы черным карандашом через 4 гп. дам (кратные 4), что эквивалентно проведению через $2^\circ C$ изотерм средней температуры нижнего пятикилометрового слоя в соответствии с формулой (1.11).

Области замкнутых изогипс с наименьшими значениями H_{1000}^{500} в центре называются областями холода, и в их центрах черным карандашом надписывают: «холод». Аналогично в центрах областей тепла (наибольших значений H_{1000}^{500}) надписывают: «тепло».

При проведении изогипс на картах ОТ учитывается термический ветер, подобно тому, как при проведении изогипс на картах АТ учитывается обычный ветер.

2. Проводятся и надписываются изаллотермы, точнее — изаллогипсы относительных высот $\Delta r = \text{const}$, характеризующие изменения H_{1000}^{500} за последние 12 или 24 часа.

Изаллотермы проводят прерывистыми черными линиями, без нажима, через 4 гп. дам, т. е. через $2^\circ C$.

В центрах областей повышения температуры ставится буква T с индексом, указывающим на максимальное повышение средней температуры слоя (в гп. дам). В центрах областей понижения температуры ставится буква X с индексом.

3. Переносят (копируют) линии фронтов с приземной карты погоды.

4. Проверяют все надписи, карта подписывается синоптиком.

Если составляются карты OT_{1000}^{700} , OT_{1000}^{300} и т. д., то их анализ производится аналогично анализу карты OT_{1000}^{500} .

К а р т ы т е р м о б а р и ч е с к о г о п о л я (ТБ). Если на один бланк карты нанести изогипсы карты AT_{700} и изогипсы карты OT_{1000}^{500} , то полученную карту называют *картой термобарического поля тропосферы* или, точнее, *нижней половины тропосферы*. Применяют также термин *термобарическая карта* (карта ТБ). Аналогично может быть составлена карта ТБ любого другого слоя. Можно говорить также о карте ТБ любого уровня, например TB_{700} , если рассматривать систему изогипс и изотерм на этом уровне.

Поскольку изогипсы карты OT_{1000}^{500} характеризуют распределение средней температуры нижнего пятикилометрового слоя, а изогипсы карты AT_{700} характеризуют не только барическое поле, но и направления перемещения воздуха примерно в средней части этого слоя, то

в целом карта термобарического поля удобна для определения переносов тепла и холода, т. е. адвекции тепла или холода в рассматриваемом слое.

На карте термобарического поля изогипсы ОТ (изотермы) проводят красным карандашом (в одноцветной печати — прерывистыми линиями), изогипсы АТ — черным карандашом.

3.8. Обработка вспомогательных карт

1. Карта опасных и особо опасных явлений погоды. Эта карта содержит сведения о туманах, пыльных и песчаных бурях, о грозах, гололеде, метелях, о значительных осадках, о высоте облаков менее 100 м и о сильном ветре. Обычно дополнительно эта карта не обрабатывается. На ней можно проводить *изохроны* — изолинии равных моментов времени появления на станциях грозы или другого явления погоды.

Можно на такой карте отмечать также положение границы области гроз, туманов или других явлений погоды по данным предыдущих сроков наблюдений.

2. Карта экстремальных значений температуры, осадков, снежного покрова и состояния почвы. При обработке данной карты проводят:

а) *изогипсы* — линии равных количеств осадков за ночь (день). Изогипсы проводят простым черным карандашом для значений осадков 1, 5, 10, 20, 30 и 50 мм и надписывают их. Площади между изогипсами можно слегка закрашивать в следующие цвета:

Количество осадков, мм

Цвет штриховки

1—5	Красный
5—9	Желтый
9—20	Синий
20—30	Сиреневый или коричневый
30—50	Зеленый
>50	Черный

б) *границу снежного покрова* — условными знаками (табл. 3.1);

в) *границу заморозков* в переходные сезоны (осенью и весной) — условными знаками (табл. 3.1).

3. Карта влажности. На ней проводят изолинии дефицита точки росы $T - T_d$. По данным карты АТ₈₅₀ проводят изолинии 2, 4, 8 и 12° С; по данным карты АТ₇₀₀ — изолинии 2, 5, 10 и 15° С; по данным карты АТ₅₀₀ — изолинии 2, 7, 15 и 22° С.

Изолинии 4, 5 и 7° С проводят красным карандашом. При таком дефиците точки росы на соответствующей изобарической поверхности для достижения состояния насыщения требуется ночью частицы воздуха на уровень, где давление примерно на 50 мбар ниже, чем на уровне данной изобарической поверхности.

Область внутри изолинии 2° С выделяется горизонтальной штриховкой и делается надпись: «влажно»; область за пределами изолиний соответственно 12 , 15 и 22° С выделяется вертикальной штриховкой и надписью: «сухо».

4. К а р т а в е р т и к а л ь н ы х д в и ж е н и й. На эту карту наносят значения индивидуального изменения давления $\tilde{\omega} = \frac{dp}{dt}$ поднимающейся или опускающейся частицы воздуха за 12 или 24 часа.

Изолинии $\tilde{\omega}$ проводят через 25 мбар, что примерно соответствует значению вертикальной составляющей скорости $\omega \approx 0,5$ см/с, если $\tilde{\omega}$ в мбар/12 ч, и $\omega \approx 0,25$ см/с, если $\tilde{\omega}$ в мбар/24 ч.

Изолинии $\tilde{\omega} < 0$ (восходящие движения) проводят красным карандашом (или сплошными черными линиями), изолинии $\tilde{\omega} > 0$ (нисходящие движения) — синим карандашом (или прерывистыми черными линиями).

В центре области восходящих или нисходящих движений воздуха проставляют максимальное значение $\tilde{\omega}$ с соответствующим знаком.¹

5. К а р т а т р о п о п а у з ы. На этой карте (в случае необходимости) проводят изолинии равных значений давления, обозначают области наибольших и наименьших высот, проводят изотермы, обозначают области тепла и холода.

6. К а р т а м а к с и м а л ь н ы х в е т р о в. На карте: 1) затушевывают (зеленым цветом) области максимальных ветров, очерчиваемые изотаксой 30 м/с (около 100 км/ч); 2) проводят жирными длинными стрелками оси струйных течений; 3) затушевывают центральные области максимальных ветров (красным цветом) и ставят красным карандашом скорость максимального ветра и высоту оси струйного течения; 4) отмечают положение центров основных барических образований (переносят с приземной карты).

К вспомогательным картам можно отнести карты термобарического поля нижней половины тропосферы. Сюда же относятся карты, предназначенные для факсимильных передач, а также для издания в бюллетенях погоды. Обработка таких карт не представляет специфических трудностей.

3.9. Выявление и исправление ошибок на картах погоды

При анализе карт погоды встречаются *ошибки в нанесенных данных и предыдущего анализа карт погоды*, которые необходимо выявить и исправить.

¹ В дальнейшем изложении под вертикальной скоростью будем понимать преимущественно величину $\tilde{\omega}$, которую, в отличие от ω , можно было бы назвать *барическим эквивалентом вертикальной скорости (вертикальная скорость в системе координат хур)*.

Выявление и исправление ошибок на приземных картах погоды. Различают *систематические ошибки* (за счет неисправности прибора, неправильного определения высоты станции над уровнем моря и т. п.) и *случайные ошибки* (за счет неправильной записи показаний прибора, ошибок при кодировании, передаче данных и при их нанесении на карту).

Следует различать систематические ошибки и *систематические отклонения* тех или иных характеристик погоды на данной станции от показаний соседних станций, когда такие отклонения являются результатом *нерепрезентативности* станции.

Выявление ошибок на картах погоды возможно только в случаях резких отклонений характеристик погоды, противоречащих физической сущности процессов. Неоднородность скорости ветра, распределения ливневых осадков, гроз, туманов и ряда других локальных явлений погоды не обязательно связана с ошибками. Поэтому недопустимы крайности. Нельзя оставлять без внимания сомнительные данные, так как это может привести к ошибочному прогнозу. В то же время нельзя искусственно подгонять сложные действительные условия погоды под идеализированные схемы, которые неизбежны в учебной литературе.

Основным приемом выявления ошибок на картах погоды является сопоставление сомнительных с точки зрения синоптика данных с аналогичными данными на соседних станциях на этой же карте или с данными этой же станции на предыдущей карте. При выявлении ошибок для различных метеорологических величин следует учитывать разные обстоятельства.

Давление. Наиболее часты просчеты на 5 и 10 единиц в ту или другую сторону. Исправление производится по показаниям соседних станций с учетом давления на данной станции в предыдущий срок и значения барической тенденции.

Барическая тенденция. Ошибка может быть как в знаке, так и в значении. Полезно сопоставить тенденцию с изменениями давления на той же станции от срока к сроку. Следует учитывать возможность резкого изменения барической тенденции после прохождения линии атмосферного фронта через станцию.

Ветер. Рассматриваются только случаи, когда скорость ветра более 5 м/с и отклонение от барического закона ветра велико. Резкое усиление ветра в данном пункте может быть и не ошибкой, а связано с грозой, шквалом, прогреванием почвы в дневные часы летом.

Температура. Ошибка может быть как в знаке (ошибка кодирования), так и в значении (особенно просчеты на 5 и 10° С). При исправлении следует учитывать возможность прохождения линии фронта и местные влияния. При ясной тихой погоде ночью и утром на станции, расположенной в низине, температура может быть на 5—10° С и более ниже, чем на соседних станциях, расположенных более высоко. Это же может наблюдаться, когда на одной станции ночью была ясная погода, а на соседней — пасмурная. Следует со-

поставить изменения температуры на данной станции от срока к сроку.

Точка росы. Если температура точки росы, которую в дальнейшем будем называть кратко точкой росы, выше температуры воздуха, то необходимо исправить или точку росы, или температуру. В однородной воздушной массе точка росы мало меняется от срока к сроку.

Дальность видимости. Исправление производится только при явных ошибках с учетом характеристик погоды. Например, при тумане видимость не может быть более 1 км. Аналогично плохая видимость не может наблюдаться, если нет явлений погоды, ухудшающих видимость (осадки, метель, дымка и туман).

Облачность и погода в срок наблюдения. Ошибочные данные выявляются при сопоставлении с показаниями соседних станций и при несовместимости характеристик погоды на одной станции. Например, осадки не могут выпасть при отсутствии облаков; обложные осадки не выпадают из облаков кучевых форм, а ливневые — из слоистых и т. п. Если в характеристиках погоды на данной станции нет противоречий, но имеются различия с данными соседних станций, необходимо учесть возможное влияние фронта на особенности погоды данной станции.

Количество осадков. Количество осадков должно соответствовать сведениям о выпадении осадков в срок или промежуток между наблюдениями. В отдельных случаях осадки могут быть не измерены или могут испаряться до измерения. Наиболее часто вместо миллиметров ошибочно кодируют деления измерительного стакана. Количество ливневых осадков на соседних станциях может резко различаться и ошибки в количестве таких осадков практически не могут быть выявлены.

В сомнительных случаях бюро погоды может запросить метеорологическую станцию подтвердить те или иные характеристики погоды.

Выявление и исправление ошибок на высотных картах погоды. На картах барической топографии, как правило, наблюдаются лишь случайные ошибки, связанные с ошибками радиозондирования и вычисления высот изобарических поверхностей, а также кодирования, передачи и нанесения данных.

При редкой сети аэрологических станций выявить ошибки на высотных картах достаточно трудно. В сомнительных случаях применяется сопоставление с соответствующими наблюдениями соседних станций, а также с наблюдениями данной станции в предыдущий срок. При этом применяется несколько приемов.

1. Проверяется соответствие изменений по данной станции значений H_p и H_{100}^p за последние 12 часов перемещению и эволюции высотных барических систем (например, гребней и ложбин) и термических гребней и ложбин.

2. По средней температуре слоя с помощью аэрологической диаграммы можно вычислить $H_{p_1}^p$ или H_{1000}^p и сопоставить с нанесен-

ными данными. Это же можно проделать с помощью графиков С. С. Ключарева (рис. 3.5). Тогда

$$\left. \begin{aligned} H_{850} &= H_{1000}^{850} + H_{1000} \\ H_{700} &= H_{850}^{700} + H_{850} \\ H_{500} &= H_{700}^{500} + H_{700} \\ H_{3.0} &= H_{500}^{3.0} + H_{500} \end{aligned} \right\} \quad (3.4)$$

3. Проводится согласование карт АТ, ОТ и приземной. На основании формулы (1.14) $H_p = H_{1000}^p + h(p_0 - 1000)$. Отсюда следует, что вдоль изобары $p_0 = \text{const}$ должно выполняться соотношение

$$H_p - H_{1000}^p = H_{1000} = \text{const}. \quad (3.5)$$

Нарушение условия (3.5) свидетельствует об ошибке в одной из трех взаимосвязанных характеристик.

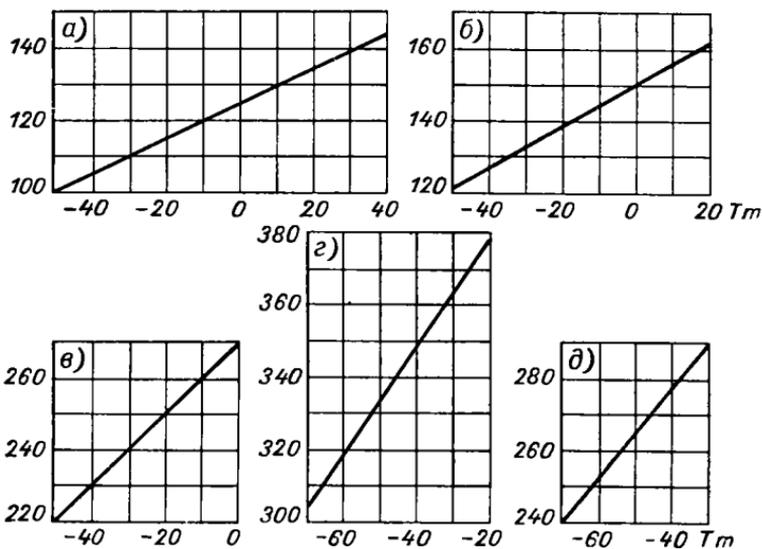


Рис. 3.5. Графики С. С. Ключарева для вычисления H_{1000}^{850} (а), H_{850}^{700} (б), H_{700}^{500} (в), $H_{500}^{3.0}$ (г), $H_{3.0}^{200}$ (д).

4. Значения температуры T и точки росы T_d на картах АТ сопоставляются с возможными изменениями этих величин, связанными с переносом воздуха.

В настоящее время при автоматическом вводе метеорологической информации в ЭВМ одновременно выполняется и контроль данных в целях исключения ошибок.

Исправление ошибок первичного анализа карт погоды. Одним из принципов синоптического анализа

является историческая последовательность анализа. Это означает, что географическое положение центров циклонов и антициклонов, а также линий фронтов на данной карте погоды по сравнению с их положением на предыдущей карте не должно противоречить происходящим в атмосфере физическим процессам. Это же относится и к стадиям развития циклонов, а также к согласованности анализа приземных и высотных карт.

При правильном первичном анализе соблюдается преемственность анализа последовательных карт погоды. Если это сделать не удастся, то возможны ошибки в анализе предыдущих карт погоды. Причинами ошибок могут быть: отсутствие достаточной метеорологической информации, неправильное нанесение на карту данных, недостаточная квалификация синоптика и неправильное объяснение им некоторых явлений погоды. Особенно часты ошибки в проведении линий фронтов, признаки которых во многих случаях плохо выражены. Некоторые синоптики связывают все осадки, в том числе и внутримассовые, с атмосферными фронтами, что приводит к ошибкам.

После выявления ошибок в данных наблюдений или в анализе предыдущих карт погоды необходимо внести исправления и сделать пометку об этом на бланке карты. Иначе неисправленные ошибки могут привести к ошибкам при последующем использовании карт в исследовательских или оперативных целях.

Конечно, недопустимы крайности: как нельзя не считаться с предыдущим анализом и без достаточных оснований заново определять положение и вид атмосферного фронта, так нельзя и слепо придерживаться предыдущего анализа, если новая информация о погоде противоречит ему.

3.10. Аэрологические диаграммы и их обработка

Аэрологическими диаграммами (АД) называются адиабатные диаграммы, специально приспособленные для обработки данных аэрологического зондирования атмосферы и определения условий атмосферной стратификации.

Аэрологические диаграммы отличаются друг от друга расположением основных и вспомогательных шкал и изолиний различных характеристик состояния атмосферы. Наиболее известны:

- 1) эмаграмма Рефсдаля ($x = T, y = -R \ln p$);
- 2) тефиграмма Шоу ($x = T, y = q$);
- 3) аэрограмма Рефсдаля ($x = \ln T, y = -RT \ln p$);
- 4) россбиграмма ($x = s, y = \Theta$);

- 5) штювеграмма ($x = T, y = p^{\frac{AR}{c_p}}$);

- 6) зондограмма Лайхтмана ($x = \ln T, y = T\varphi$).

Здесь T — температура; p — давление; q — энтропия; s — отношение смеси, близкое по величине к удельной влажности; Θ — по-

тенциальная температура; R — газовая постоянная; c_p — теплоемкость при постоянном давлении; A — термический эквивалент работы.

В СССР в соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации в настоящее время применяются три формы бланков АД с координатами $x = T$, $y = p^{0,286}$. Два бланка построены в косоугольной (К) системе координат и предназначены для анализа данных температурного зондирования атмосферы в слое 1050—100 мбар. Один из них охватывает диапазон температур от 40 до -25°C и применяется в теплый период года (ф. АДКТ), а другой — в диапазоне температур от 10 до -55°C — в холодный период (ф. АДКХ).

На этих бланках нанесены следующие изолинии: *изобары* — коричневые горизонтальные прямые; *изотермы* — коричневые прямые линии, наклоненные вправо под углом 50° к изобарам; *изограммы* (изолинии отношения смеси) — зеленые непрерывные почти прямые линии, наклоненные влево по отношению к изобарам; *сухие адиабаты* (линии равных значений потенциальной температуры) — коричневые прямые линии, наклоненные влево; *влажные адиабаты* (линии равных значений псевдопотенциальной температуры) — зеленые пунктирные линии. Кроме того, на них помещены шкалы: виртуального добавка, расстояний между главными изобарическими поверхностями, энергии неустойчивости, высот стандартной атмосферы (СА-64), а также кривая температурной стратификации для стандартной атмосферы.

Эти две основные аэрологические диаграммы позволяют проводить более точный термодинамический анализ результатов радиозондирования по сравнению с применявшимися до настоящего времени бланками АД. Увеличение точности достигается за счет применения косоугольной системы координат, использования двух форм бланков и изменения шкалы давления.

На рис. 3.6 помещен участок аэрологической диаграммы на бланке ф. АДКТ.

Третий бланк (ф. АДП) построен в прямоугольной системе координат давление — температура ($p-T$). Он предназначен для анализа данных температурно-ветрового зондирования в слое атмосферы 1050—10 мбар в любое время года. Диапазон температур на бланке от 40 до -80°C (рис. 3.7).

Точность анализа на бланке АДП ниже, чем на бланках АДКТ и АДКХ, но близка к точности, получаемой на применявшихся до этого времени бланках, и достаточна для решения оперативных задач.

На бланке аэрологической диаграммы по результатам зондирования атмосферы выполняют следующие операции.

1. Проводят *кривую стратификации*, показывающую изменение температуры с высотой (сплошной красной линией).

2. Для сравнения проводят кривую стратификации по данным этого же пункта, но за предыдущий срок наблюдения (прерывистой красной линией).

3. Проводят *кривую состояния* (точнее, изменения состояния), характеризующую изменения температуры частицы воздуха, поднимающейся до уровня конденсации по сухоадиабатическому закону, выше — по влажноадиабатическому закону. Если в приземном слое воздуха имеется инверсия температуры или изотермия, то подъем

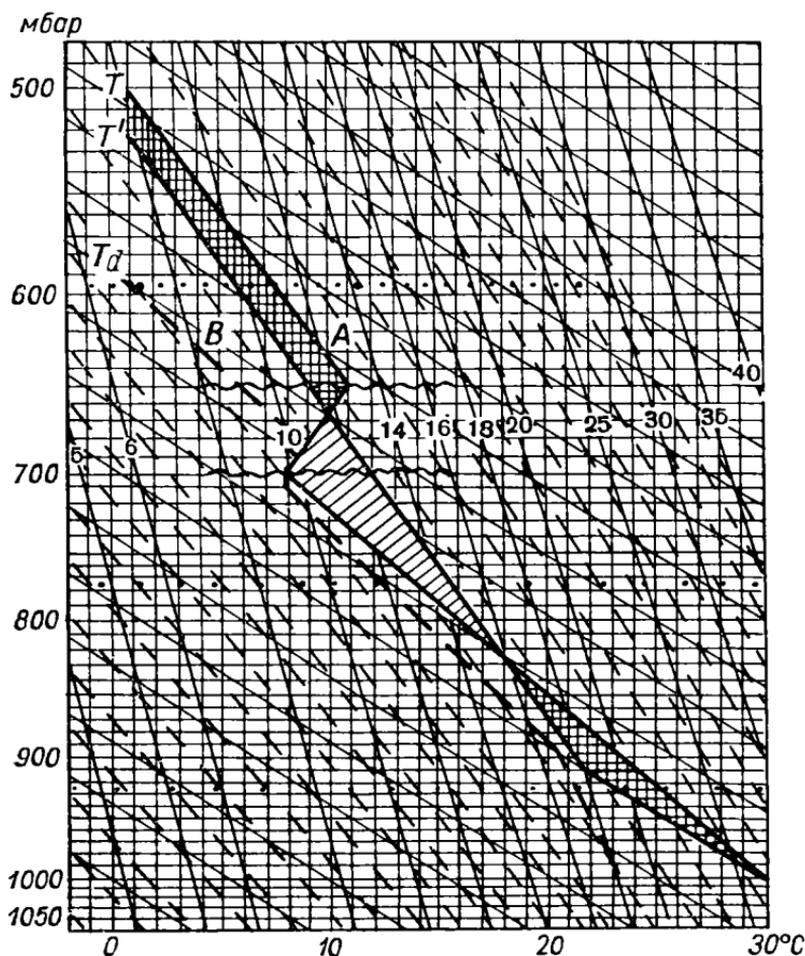


Рис. 3.6. Участок аэрологической диаграммы на бланке ф. АДКТ.

частицы начинают с верхней границы этого слоя, где псевдопотенциальная температура и удельная влажность обычно имеют максимальные значения. Кривая состояния проводится тонкой черной линией.

4. Проводят *дегидрограмму* — кривую точек росы, которая одновременно характеризует изменения с высотой отношения смеси или удельной влажности (прерывистой черной линией).

5. Закрашивают красным карандашом площадь между кривыми стратификации и состояния в слое *положительной энергии неустойчивости* (кривая состояния располагается правее кривой стратификации) и синим карандашом — в слое *отрицательной энергии неустойчивости* (кривая состояния располагается левее кривой стратификации).

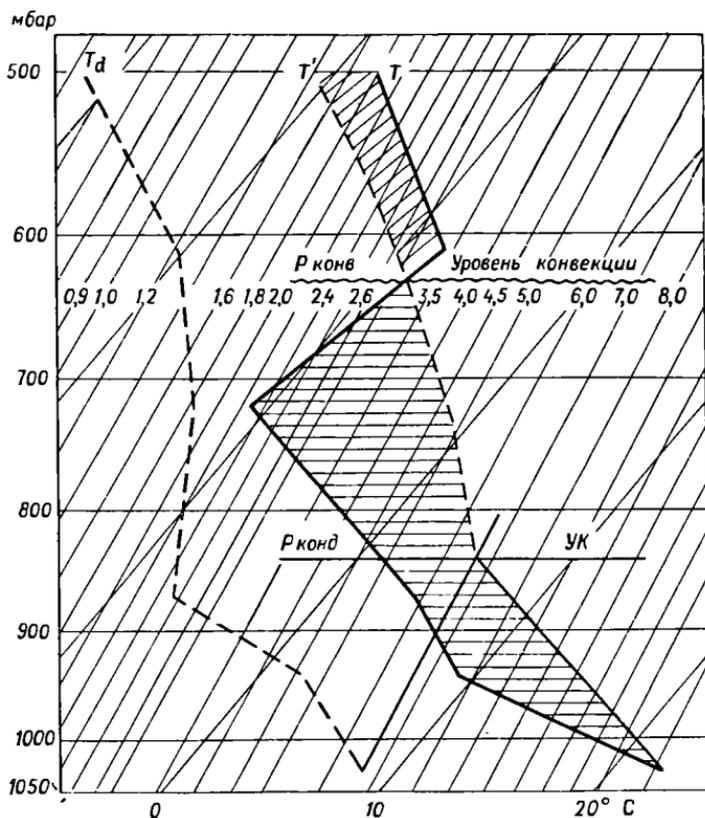


Рис. 3.7. Участок аэрологической диаграммы на бланке ф. АДП.

Скорость и направление ветра паноятся в столбце, расположенном в левой части бланка, теми же символами, что и на синоптической карте.

Дополнительная обработка аэрологической диаграммы заключается в следующем.

1. *Фронтальные слои* выделяют цветными (соответственно виду фронта) горизонтальными линиями, пересекающими кривую стратификации вдоль нижней и верхней границ слоя. Рекомендуется отмечать толщину слоя Δh в метрах, а также изменение температуры ΔT от нижней до верхней границы слоя. Если в зоне фронта ΔT отри-

цательно, т. е. температура понижается с высотой, вместо ΔT используют величину γ .

2. *Слои инверсии температуры* выделяют желтым карандашом. В слое инверсии проставляют толщину слоя инверсии Δh в метрах, значение прироста температуры ΔT , характер инверсии, например: «радиационная», «оседания» и т. п.

3. *Границы тропопаузы* отмечаются коричневыми линиями с указанием высоты и температуры воздуха на соответствующих уровнях. Уровни, на которых температура воздуха равна 0, -10 и -20°C , обозначаются горизонтальными отрезками (красным цветом).

4. По визуальным наблюдениям с самолета отмечают положение *слоев облаков* (границы слоя сверху и снизу отмечают волнистыми синими линиями, а промежуток между ними заштриховывают наклонными, редко расположенными прямыми линиями) и проставляют формы облаков; *зону осадков* отмечают вертикальными зелеными штрихами, вид осадков отмечают знаком (см. рис. 1.4); *слой обледенения* самолета отмечают условным знаком Ψ (красным карандашом), от которого вверх и вниз проводят стрелки, указывающие толщину слоя обледенения; *слой болтанки* отмечают вертикальной волнистой линией справа от кривой стратификации; *слой тумана* заштриховывают желтым карандашом.

Интенсивность и другие характеристики тумана и болтанки записывают словами, интенсивность обледенения обозначают показателем степени (Ψ^0 — слабое обледенение, Ψ^2 — сильное).

Аэрологическая диаграмма позволяет вычислять ряд характеристик состояния атмосферы. Чтобы пояснить это, рассмотрим участок аэрологической диаграммы с произвольной точкой A на кривой стратификации и соответствующей ей точкой B на депеграмме (рис. 3.7).

Отношение смеси s или удельная влажность q на рассматриваемом уровне, соответствующие температуре T в точке A , определяются путем интерполяции между ближайшими изограммами справа и слева от точки B . Максимальное отношение смеси $s_{\text{макс}}$ или максимальная удельная влажность $q_{\text{макс}}$ при достижении насыщения определяются таким же способом, но изограммы рассматриваются относительно точки A .

Относительная влажность f в точке A может быть вычислена одним из трех способов:

1) определив в точке A значения s и $s_{\text{макс}}$ или q и $q_{\text{макс}}$, вычисляем

$$f = \frac{s}{s_{\text{макс}}} 100\% \quad \text{или} \quad f = \frac{q}{q_{\text{макс}}} 100\%; \quad (3.6)$$

2) зная в точке A величины T и T_d , вычисляем значение f с помощью психрометрических таблиц или графиков;

3) из точки B мысленно перемещаемся параллельно ближайшей изограмме до изобары 1000 мбар, отсюда перемещаемся вдоль изотермы до пересечения с изограммой, проходящей через точку A , и определяем значение давления в полученной точке. Первые две цифры

(сотни и десятки миллибар) и будут численно равны значению f в процентах.

Действительно, пусть шкала давления одновременно является шкалой относительной влажности (100% на изобаре 1000 мбар, 90% на изобаре 900 мбар и т. д.), тогда

$$f = \frac{ps}{622E} 100\%, \quad (3.7)$$

где E — упругость насыщения в миллибарах.

При перемещении из точки B вдоль изограммы до изобары 1000 мбар имеем $s = \text{const}$. При дальнейшем перемещении вдоль изотермы значение E остается постоянным и f при заданном значении s будет функцией только давления. Учитывая это и очевидные соотношения

$$\frac{s}{s_{\text{макс}}} = \frac{f}{100} = \frac{p}{1000}, \quad (3.8)$$

имеем $f = \frac{p}{10}$, где p — давление в точке пересечения найденной изотермы с изограммой $s_{\text{макс}}$, проходящей через заданную точку A на кривой стратификации.

Точку росы T_d можно определить, зная температуру воздуха T , относительную влажность f и давление p . Для этого необходимо предварительно рассчитать отношение смеси s по формуле

$$s = s_{\text{макс}} f.$$

Температура в точке аэрологической диаграммы, которой соответствует рассчитанное значение s на данной изобарической поверхности, и будет температурой точки росы.

Значение T_d по данным T , f и p можно рассчитать графическим способом. Для этого необходимо от точки с координатами T и p переместиться параллельно ближайшей изограмме до точки, где $p = 10f$ мбар, и далее вдоль изотермы до пересечения с изобарой 1000 мбар, затем следует снова провести линию, параллельную изограмме, до пересечения с изобарой p . Температура в этой точке и будет равна температуре точки росы.

Потенциальную температуру Θ можно определить непосредственно в точке A путем интерполяции между сухими адиабатами, являющимися изолиниями $\Theta = \text{const}$.

Можно также от точки A мысленно переместиться вдоль сухой адиабаты до изобары 1000 мбар и здесь отсчитать значение Θ по шкале температуры.

Псевдопотенциальная температура¹ Θ_{ps} определяется следующим образом: от точки A мысленно перемещаемся до изограммы, про-

¹ В зарубежной литературе применяется также термин *потенциальная псевдоэквивалентная температура*. Эквивалентной называется температура, которую приобретает масса воздуха, если весь водяной пар, содержащийся в ней, будет конденсирован при отсутствии оттока тепла в окружающее пространство, т. е. при адиабатическом процессе.

ходящей через точку B , и производим отсчет значения Θ_{ps} , путем интерполяции между влажными (конденсационными) адиабатами, являющимися изолиниями $\Theta_{ps} = \text{const.}$ Значения Θ_{ps} на ряде влажных адиабат написаны в верхней и нижней частях аэрологической диаграммы.

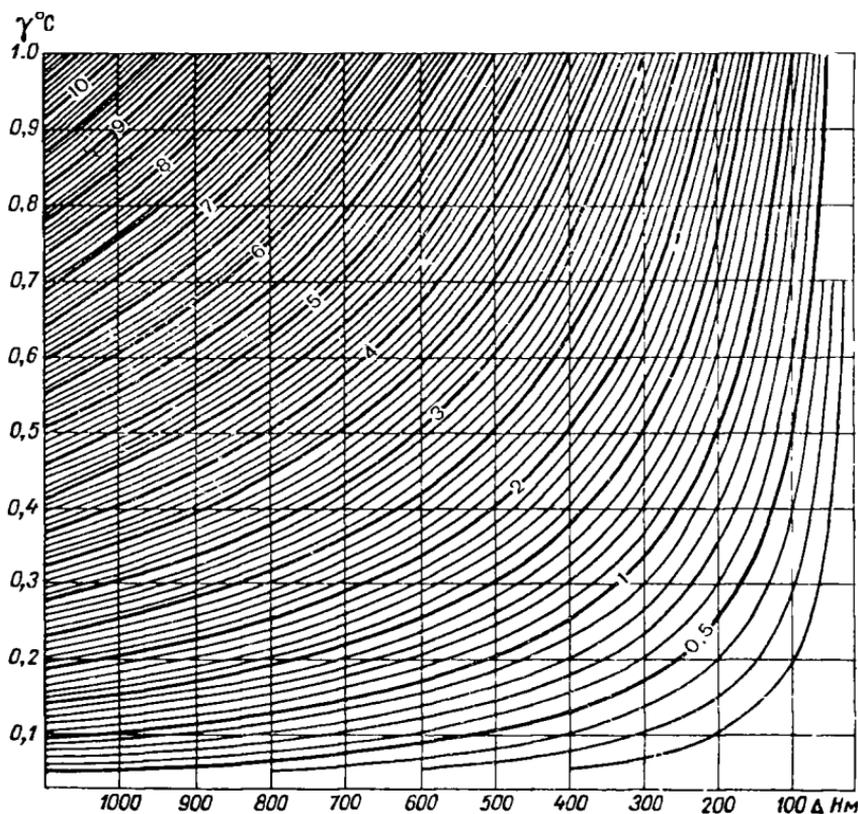


Рис. 3.8. График для определения γ .

Уровень конденсации p_k можно определить, если переместиться из точки A по сухой адиабате до пересечения с изогравмой, проходящей через точку B . Давление в полученной точке и будет характеризовать давление p_k на уровне конденсации.

Уровень конденсации отмечается на бланке горизонтальной синей линией с надписью «УК».

Уровень конвекции отмечается волнистой красной линией, над которой делается надпись «Уровень конвекции».

Виртуальная температура T_v определяется при смещении от точки B по изогравме вверх или вниз до ближайшей шкалы ΔT_v , где и отсчитывается значение виртуальной поправки ΔT_v . Тогда,

складывая значения температуры T в точке A и ΔT_v , получим T_v :

$$T_v = T + \Delta T_v. \quad (3.9)$$

Вычисление T_v имеет смысл производить лишь при $q > 3$ г/кг. Можно параллельно кривой стратификации провести кривую T_v для более точного вычисления значений $H_{p_1}^{p_2}$.

С помощью аэрологической диаграммы можно также вычислить высоты основных изобарических поверхностей и расстояния между ними.¹

Вертикальный градиент температуры γ можно определить, если известна толщина слоя ΔH и температура T_1 на его нижней и T_2 на верхней границе, по графику, приведенному на рис. 3.8.

Поскольку толщина слоя не всегда известна, то для вычисления γ с помощью аэрологической диаграммы можно рекомендовать следующий способ. Пусть прямолинейный отрезок на кривой стратификации начинается в точке с давлением p_1 и температурой T_1 . Если разность давлений на нижней и верхней границах отрезка более 50 мбар, то внутри отрезка находим такую точку с давлением p_2 и температурой T_2 , чтобы $p_1 - p_2 = 50$ мбар, а если разность давлений менее 50 мбар, то аналогичную точку находим на продолжении отрезка. Тогда

$$\gamma = \frac{\Delta T}{0,1 H_{p_1}^{p_2}}, \quad (3.10)$$

где $\Delta T = T_1 - T_2$, $H_{p_1}^{p_2}$ — в гп. дам, γ — в °С/100 м.

Величина $H_{p_1}^{p_2}$ является функцией T_1 и T_2 , и ее можно заранее вычислить для заданных слоев через 50 мбар.

3.11. Вертикальные разрезы атмосферы, их обработка и анализ

Пространственным вертикальным разрезом атмосферы называется график, характеризующий свойства атмосферы в плоскости XOZ в определенный момент времени, причем направление оси X может быть выбрано любым.

Разновидностью пространственного разреза является графическое оформление прогноза погоды по воздушной трассе.

Временным или серийным разрезом атмосферы называется график, характеризующий свойства атмосферы на различных высотах над одним и тем же пунктом в последовательные моменты времени (обычно по результатам серии учащенных зондирований атмосферы).

Разновидностью временного разреза является *график термоизоплет*.

¹ Технику выполнения графических расчетов и построений на бланках АД см. в «Наставлении по службе прогнозов», раздел 2, части I и II. Л., Гидрометеоздат. 1974.

Наиболее часто вертикальные разрезы строят в научно-исследовательских целях для изучения пространственной структуры атмосферных фронтов, циклонов и антициклонов, струйных течений и т. п.

1. **Пространственные разрезы.** Направление разреза выбирают в соответствии с поставленной задачей (чаще по нормали к линии фронта), причем так, чтобы в этом направлении располагалось наибольшее число аэрологических станций.

На специальном бланке или на миллиметровой бумаге вдоль оси X откладывают расстояния в масштабе 1 см — 50 км, вдоль оси Z — высоту в масштабе 1 см — 0,5 км, подписывают направления стран горизонта (слева З, справа В, аналогично: Ю и С, ЮЗ и СВ, СЗ и ЮВ). Подписывают названия аэрологических станций, находящихся в пределах ± 100 км от линии разреза¹, проводят вертикали, соответствующие положению каждой станции на оси X . Вдоль линии разреза, т. е. вдоль оси X , проводят линию, характеризующую рельеф местности.

Вдоль каждой вертикали на соответствующем уровне справа от вертикали наносят цифрами геопотенциал изобарической поверхности, изменение геопотенциала за 12 предшествующих часов; слева наносят температуру воздуха, дефицит точки росы (или точку росы) и погоду на данном уровне. Направление и скорость ветра наносят так же, как на приземных картах. Температуру воздуха и точку росы наносят красной тушью, все остальные элементы — черной.

Дополнительно отмечают: нижнюю и верхнюю границы облаков (черными волнистыми линиями) и их форму, зону осадков (черными вертикальными штрихами) с указанием вида осадков условными знаками, слои обледенения, болтанки и тумана (черной вертикальной волнистой линией, справа от которой проставляется знак обледенения Ψ , болтанки Δ или тумана \cong). Интенсивность явления отмечается показателем степени при соответствующем знаке, усиление явления — чертой слева от знака, ослабление — чертой справа от знака, например: $| \equiv^0, \equiv^2 |$.

Если вычисляется среднее значение вертикального градиента температуры в том или ином слое, то оно прочерчивается черной вертикальной линией вдоль слоя на расстоянии от вертикали станции, пропорциональном значению градиента (в 1 см $0,5^\circ \text{C}/100 \text{ м}$). При этом положительные значения γ откладываются слева от вертикали станции, отрицательные значения (при инверсии температуры) — справа. Вертикальные линии γ последовательных слоев соединяются отрезками горизонтальных линий, в результате чего получается общая ломаная линия, характеризующая изменение γ с высотой.

¹ При малом числе аэрологических станций разрешается наносить данные станций, расположенных в пределах ± 300 км от линии разреза.

Под осью X наносят по схеме (см. рис. 1.3) результаты наблюдений метеорологических станций, расположенных вдоль линии разреза. Пример пространственного вертикального разреза приведен на рис. 3.9.

При обработке вертикального разреза выполняют следующие операции:

1) проводят черным карандашом изотермы через 10°C , а вблизи тропопаузы — через 5°C ;

2) проводят зеленым карандашом *изотахи* (линии равной скорости ветра) через 40 км/ч, начиная со скорости 100 км/ч, в области наибольших значений проставляют максимальное значение скорости ветра;

3) проводят коричневым карандашом линию тропопаузы вдоль нижней границы слоя стратосферной инверсии, изотермии или малых градиентов температуры (менее $0,2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$);

4) цветными карандашами в соответствии с видом фронта отмечают положение нижней и верхней границы фронтального слоя. Наклон фронтального слоя к горизонту под углом 45° соответствует $\text{tg } \alpha = 0,01$, т. е. углу наклона фронтальной поверхности к горизонту $\alpha = 0^{\circ} 34'$, или немногим более $0,5^{\circ}$;

5) желтыми линиями отмечают нижнюю и верхнюю границы слоя инверсии температуры;

6) слой облаков ограничивают синими линиями и закрашивают в синий цвет;

7) зону осадков выделяют зеленой вертикальной штриховкой;

8) зону тумана закрашивают желтым карандашом;

9) слой обледенения отмечают красным знаком Ψ , от которого вверх и вниз проводят стрелки, указывающие толщину слоя;

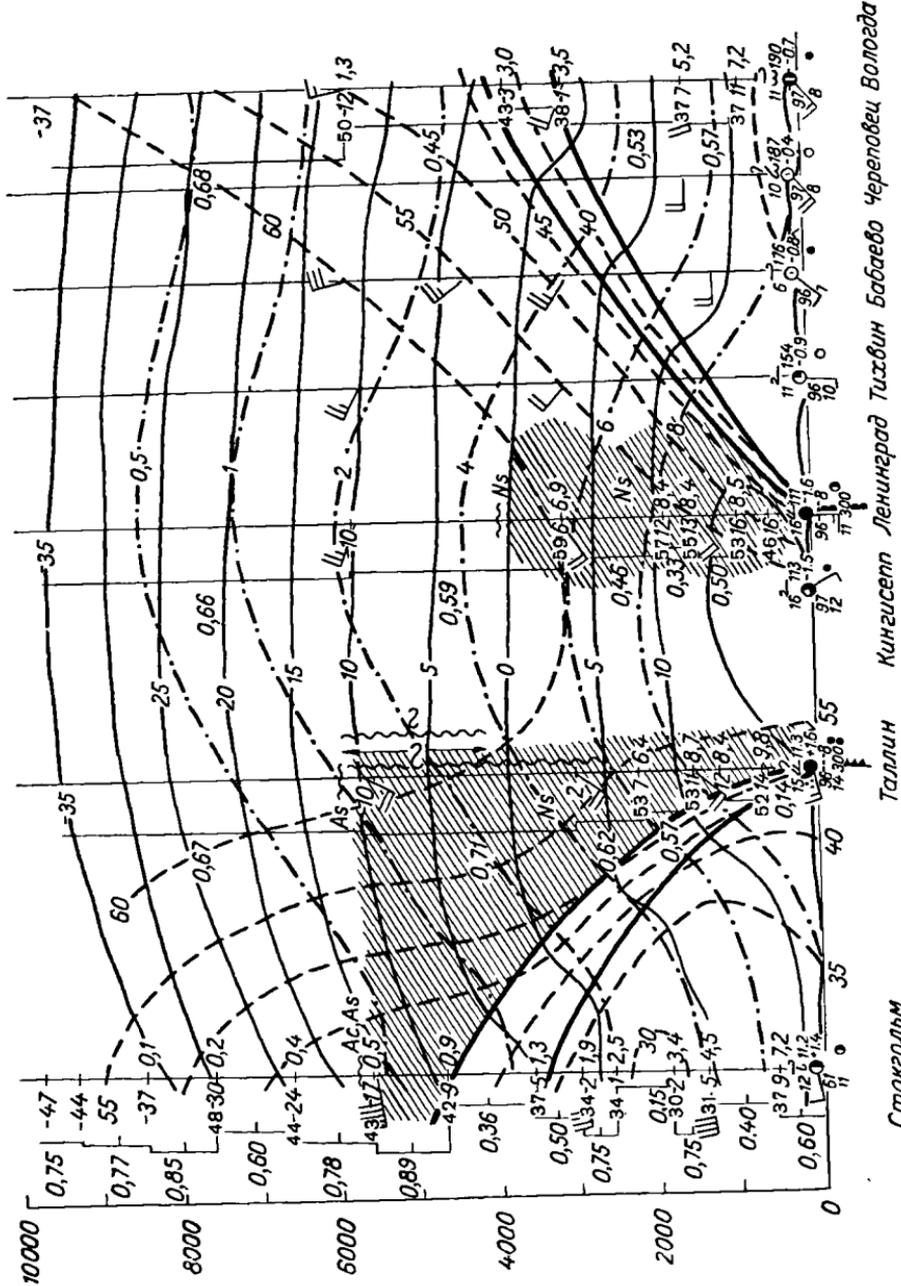
10) аналогично отмечают слой болтанки знаком Λ .

2. Вре м е н н ы е р а з р е з ы. На миллиметровой бумаге вдоль горизонтальной оси в масштабе 1 см — 3 часа откладывают вертикали, соответствующие каждому сроку зондирования. Вдоль вертикали наносят данные наблюдений аналогично тому, как это делается при составлении вертикальных пространственных разрезов.

Обработка временного вертикального разреза может быть произведена аналогично обработке пространственного разреза.

Изотерма, отнесенная к различным моментам времени, называется *термоизоплетой*. Термоизоплеты проводят через 5°C черным карандашом и надписывают. Их понижение на графике (разрезе) соответствует понижению температуры, а повышение — повышению температуры на том или ином уровне над данным пунктом с течением времени.

На временном разрезе можно также проводить линии равных значений дефицита точки росы. Эти линии проводят вблизи поверхности 850 мбар для значений 2, 4 и 8°C , вблизи поверхности 700 мбар для значений 2, 5 и 10°C и для поверхности 500 мбар для значений



Таллин Кингисеп Ленинград Тухвин Бабаево Череповец Вологда
 Стокгольм
 Рис. 3.9. Пространственный разрез атмосферы на 06 часов 15 сентября 1951 г.

2, 7 и 15° С. В случае необходимости проводят линии равных значений точки росы через 10° С.

Часто проводят *изоплеты удельной влажности* зеленым карандашом для значений 0,5, 1, 2, 4, 6 г/кг и т. д.

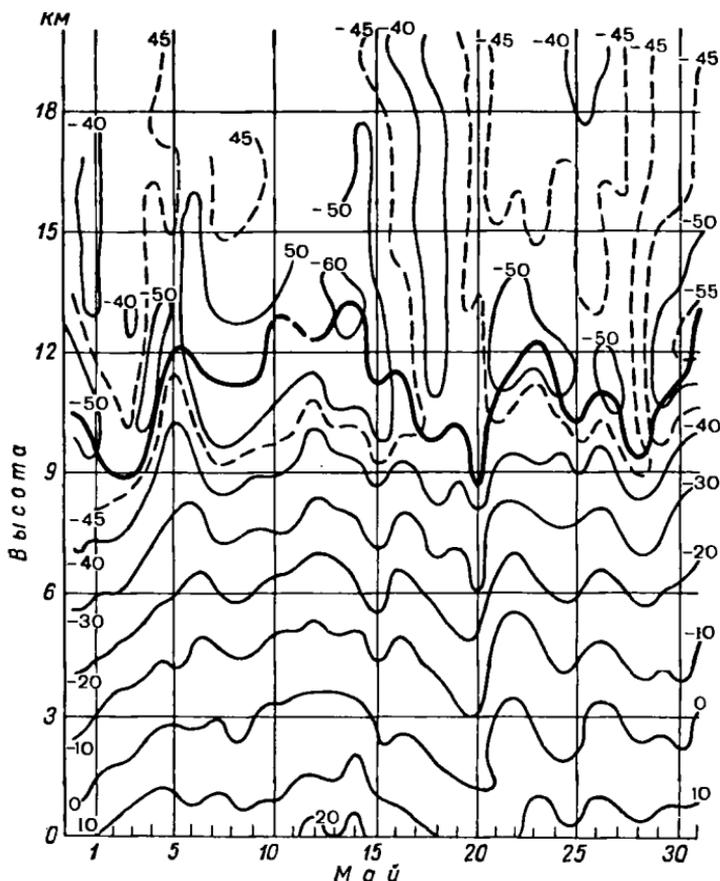


Рис. 3.10. График термозоплет.

В тех случаях, когда ограничиваются только анализом изменений температуры над данным пунктом, на вертикальном разрезе проводят только термозоплеты. Такой график называют *графиком термозоплет* (рис. 3.10). Он является простейшим видом вертикального временного разреза и обычно составляется за декаду.

Вопросы и задания к главе 3

1. Перечислите задачи синоптического анализа карт погоды.
2. В чем заключается первичный анализ карт погоды?
3. Объясните, почему прерывистые изобары в примерах, приведенных на рис. 3.1, проведены неправильно.

4. Почему в отдельных случаях необходимо проводить орографические изобары?
5. Что характеризуют изотензии и как они проводятся на картах погоды?
6. В чем заключается сопряженность циклонических или антициклонических центров?
7. Проверьте себя, правильно ли вы усвоили обозначения явлений погоды при анализе карт погоды (см. табл. 3.1) и обозначения атмосферных фронтов. (см. табл. 3.2).
8. Какие признаки используются для обнаружения линий фронтов на приземных картах погоды?
9. Чему соответствуют изогипсы на картах АТ и как они проводятся?
10. Какими свойствами обладает температура на изобарической поверхности?
11. Что такое изаллогипсы?
12. Чему соответствуют изогипсы на картах ОТ и как они проводятся?
13. Что такое термический ветер и как он направлен относительно изогипсы на картах ОТ?
14. Какие вспомогательные карты наиболее часто составляются?
15. Каковы источники ошибок на картах погоды?
16. Дайте характеристику общим приемам исправления ошибок.
17. Для чего и как производится довычисление геопотенциальных высот по приземным данным?
18. В чем заключается согласование анализа карт АТ, ОТ и приземной?
19. Каково назначение аэрологической диаграммы и в чем заключается ее обработка? Какие характеристики состояния атмосферы можно вычислить с помощью аэрологической диаграммы?
20. Какие виды вертикальных разрезов вы знаете? Каково назначение вертикальных разрезов? В чем заключается их обработка?

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛЕЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

Поля метеорологических величин, таких, как давление, температура и влажность воздуха, ветер, облачность и осадки, являются сложными полями с присущими каждому из них особенностями. Анализ состояния полей этих величин является основной задачей синоптического анализа, результаты которого с учетом закономерностей развития атмосферных процессов являются исходным материалом для прогноза погоды.

4.1. Поле атмосферного давления

Поле атмосферного давления ¹ является скалярным непрерывным (при диапазоне скоростей движения в атмосфере) полем. В каждый момент времени давление p является функцией координат:

$$p = p(x, y, z), \quad (4.1)$$

т. е. поле давления является трехмерным полем. Как всякое скалярное поле, поле давления удобно характеризовать эквискалярными, в данном случае изобарическими, поверхностями, уравнение которых имеет вид

$$p(x, y, z) = \text{const}. \quad (4.2)$$

В общем изобарические поверхности не совпадают с уровнями, а расположены по отношению к ним под очень небольшими углами. Тангенс угла наклона изобарической поверхности к уровенной имеет порядок 10^{-4} — 10^{-5} . При условии геострофического ветра формула для определения наклона изобарической поверхности имеет вид

$$\text{tg } \beta = \frac{l}{g} V_g, \quad (4.3)$$

где β — угол наклона; $l = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; g — ускорение свободного падения; V_g — скорость геострофического ветра. Если $\varphi = 45^\circ$ и $V_g = 10$ м/с, то $\beta = 24''$.

¹ В дальнейшем будем называть его просто давлением.

Поле давления на плоскости (уровенной поверхности) удобно описывать *изобарами* — линиями $p(x, y) = \text{const}$, представляющими собой след пересечения изобарической поверхности с уровенной поверхностью.

Для характеристики давления на различных высотах, как уже отмечалось, используется метод барической топографии, основанный на различии высот изобарической поверхности в областях повышенного и пониженного давления. Описывается это поле с помощью *изогипс* — линий равных высот какой-либо изобарической поверхности.

Важной характеристикой поля давления является *барический градиент* $G = -\frac{dp}{dn}$. Градиент направлен по нормали к изобарической поверхности (изобаре или изогипсе) в сторону убывания давления.

Давление в данном районе в общем с течением времени изменяется. Причинами изменения давления являются локальные изменения плотности различного происхождения.

Представление о масштабах изменчивости давления на различных высотах можно получить из табл. 4.1.

Таблица 4.1

Средняя междусуточная изменчивость давления в Европе

км	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18
р мбар	5,1	4,4	4,3	4,3	4,7	4,1	3,5	2,7	2,5	1,2

Как видно из таблицы, абсолютная величина междусуточной изменчивости давления с высотой в общем уменьшается.

Характерно, что знак изменения давления определенным образом связан со знаком изменения температуры. С. И. Титовым была рассчитана полусуточная изменчивость температуры и геопотенциала изобарических поверхностей для Ленинграда (табл. 4.2), когда в качестве фактора, вызывающего изменение давления, действовало только изменение температуры.

Из таблицы следует, что в нижней тропосфере знаки изменения температуры и геопотенциала противоположны, а в средней и верхней тропосфере — совпадают. Смена знака происходит около поверхности 700 мбар.

Связь между изменением давления на различных высотах можно получить из барометрической формулы

$$p_2 = p_1 e^{-\frac{g \Delta z}{RT_m}}, \quad (4.4)$$

где p_1 — давление на нижнем уровне слоя Δz ; p_2 — давление на верхнем уровне слоя Δz ; T_m — средняя температура этого слоя,

Таблица 4.2

Средняя полусуточная изменчивость температуры и геопотенциала изобарических поверхностей

Величина	p мбар						
	1000	900	700	500	400	300	200
Положительная изменчивость							
ΔH_p , дам	3,0	- 1,1	+ 1,7	- 4,2	+ 7,1	+ 9,8	- 14,6
$\Delta T^\circ \text{C}$	+ 4,1	+ 3,7	+ 4,2	+ 4,0	- 4,9	+ 4,5	+ 4,0
Отрицательная изменчивость							
ΔH_p , дам	- 1,5	+ 4,4	- 1,4	- 4,4	- 7,8	- 8,9	- 7,3
$\Delta T^\circ \text{C}$	- 4,1	- 3,2	- 4,2	- 3,8	- 5,3	- 2,9	- 4,6

Продифференцировав логарифмически (4.4) по времени, можно получить

$$\frac{\partial p_2}{\partial t} = \frac{p_2}{p_1} \frac{\partial p_1}{\partial t} + \frac{g \lambda_2 p_2}{RT_m^2} \frac{\partial T_m}{\partial t}. \quad (4.5)$$

Допустим, что средняя температура слоя с течением времени не изменяется, т. е. $\frac{\partial T_m}{\partial t} = 0$. В этом случае из (4.5) следует, что изменения давления на верхнем и нижнем уровнях имеют один и тот же знак, однако изменение давления на верхнем уровне в $\frac{p_2}{p_1}$ раз меньше, чем на нижнем. Очевидно, что с высотой влияние первого члена в правой части (4.5) быстро уменьшается. Этим и объясняется то, что в верхней тропосфере изменения температуры и давления по знаку совпадают.

В развитии атмосферных процессов существенная роль принадлежит изменению давления со временем.

Для качественного описания причин изменения давления можно воспользоваться так называемым *уравнением тенденции*, которое получается путем совместного решения уравнения статики и уравнения неразрывности.

Занедем первое уравнение в виде

$$p_z = \int_z^\infty g \rho dz \quad (4.6)$$

и продифференцируем его по времени

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = \int_z^\infty g \frac{\partial \rho}{\partial t} dz. \quad (4.7)$$

Левую часть (4.7), т. е. локальное изменение давления на уровне z , часто называют *барической тенденцией*. Для преобразования правой части воспользуемся уравнением неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = - \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) = - \operatorname{div} \rho \mathbf{V}, \quad (4.8)$$

где \mathbf{V} — полный вектор скорости. В результате получим

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = - \int_z^{\infty} g \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right) dz = - \int_z^{\infty} g \operatorname{div} \rho \mathbf{V} dz. \quad (4.9)$$

Из (4.9) следует вывод: если в вышележащем столбе воздуха имеет место дивергенция количества движения ($\operatorname{div} \rho \mathbf{V} > 0$), давление на уровне z со временем падает; если же имеет место конвергенция количества движения ($\operatorname{div} \rho \mathbf{V} < 0$), давление растет.

Запишем (4.9) в следующем виде:

$$\frac{\partial p_z}{\partial t} = - \int_z^{\infty} g \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz - \int_z^{\infty} g \left(u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) dz + g \rho_z w_z. \quad (4.10)$$

Уравнение (4.10) записано при граничном условии $\rho_{\infty} w_{\infty} = 0$, т. е. в предположении, что на верхней границе атмосферы перенос массы отсутствует.

Уравнение (4.10) получило название *уравнения тенденции*. Первое слагаемое правой части определяет изменение давления в связи с горизонтальной дивергенцией скорости выше уровня z , второе — в связи с переносом (адвекцией) плотности и третье — в связи с вертикальными движениями воздуха на самом уровне z .

Наличие первого члена физически означает, что при дивергенции скорости появляются изменения давления, связанные с оттоком или накоплением массы воздуха.

Адвекцию плотности при условии геострофического ветра в свободной атмосфере можно отождествить с адвекцией температуры, т. е. изменением температуры, определяемым только горизонтальным переносом. При положительном адвективном изменении температуры в вышележащем слое давление на уровне z уменьшается (падает), при отрицательном — увеличивается (растет).

Наконец, влияние третьего члена очевидно — при восходящих движениях на уровне z ($w_z > 0$) происходит перенос массы воздуха вверх и давление на уровне z растет, при нисходящих ($w_z < 0$) — падает. Это справедливо для любого уровня, кроме земной поверхности, так как вертикальное перераспределение массы во всем столбе воздуха, какое бы оно ни было, не может привести к изменению массы всего столба, и у его основания давление по этой причине изменяться не будет.

Уравнение тенденции, вскрывая физические причины локального изменения давления, не годится для количественных расчетов, так

как в правой части приходится определять малые разности больших величин.

В настоящее время в схемах численного прогноза используется уравнение, свободное от указанного недостатка, — *уравнение тенденции вихря скорости*, обычно сокращенно называемое *уравнением вихря скорости*.

Напомним, что под вихрем скорости $\text{rot } V = \Omega$ понимают вектор с составляющими по осям

$$\Omega_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \quad \Omega_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \quad \Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.$$

Нас интересует лишь вертикальная составляющая вихря скорости Ω_z , характеризующая завихрение движения в горизонтальной плоскости, т. е.

$$\Omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (4.11)$$

которую в дальнейшем назовем просто «вихрь скорости» и обозначим через Ω .

Для того чтобы получить в конечном виде уравнение, удобное для анализа, воспользуемся изобарической системой координат x, y, p , где в качестве третьей независимой переменной принимается не высота z , а давление p . Напомним, что при таком выборе системы координат вместо вертикальной составляющей скорости $w = \frac{dz}{dt}$ используется эквивалентная ей величина $\tilde{w} = \frac{dp}{dt}$, имеющая знак, обратный w .

Уравнения движения в изобарической системе координат запишутся следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial v}{\partial p} &= -g \frac{\partial H}{\partial y} - lu, \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial u}{\partial p} &= -g \frac{\partial H}{\partial x} + lv. \end{aligned} \quad (4.12)$$

Дифференцируя первое из этих уравнений по x , второе по y и вычитая второй результат из первого, с учетом (4.11), получим

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega}{\partial t} &= - \left(u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y} \right) - (\Omega + l) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \\ &- \left(u \frac{\partial l}{\partial x} + v \frac{\partial l}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial \tilde{w}}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \tilde{w}}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) - \tilde{w} \frac{\partial \Omega}{\partial p}. \end{aligned} \quad (4.13)$$

Уравнение (4.13) и является *уравнением тенденции вихря скорости*. Согласно этому уравнению, локальное изменение вихря скорости определяется действием ряда факторов, представленных слагаемыми правой части (4.13).

Первое слагаемое характеризует зависимость $\frac{\partial \Omega}{\partial t}$ от адвекции самого вихря скорости. Это слагаемое называют *вихревой составляющей уравнения тенденции вихря*, т. е.

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_{\text{вихр}} = -\left(u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y}\right). \quad (4.13')$$

Второе слагаемое характеризует зависимость $\frac{\partial \Omega}{\partial t}$ от горизонтальной дивергенции скорости. Это слагаемое называют *дивергентной составляющей уравнения тенденции вихря*, т. е.

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_{\text{див}} = -(\Omega + l) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right).$$

В отличие от *относительного вихря скорости* Ω , множитель $(\Omega + l)$ называется *абсолютным вихрем скорости*, в котором учтено не только вращение частиц воздуха относительно поверхности земли, но и вращение Земли вокруг оси. Оценка порядка величин показывает, что $l \gg \Omega$. В связи с этим дивергентное слагаемое можно записать

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_{\text{див}} = -l \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right). \quad (4.13'')$$

Третье слагаемое характеризует локальное изменение вихря скорости за счет переноса параметра Кориолиса $l = 2\omega \sin \varphi$ и отлично от нуля только при движении в меридиональном направлении. Поэтому оно называется *меридиональной составляющей уравнения тенденции вихря скорости*.

Если направим ось x с запада на восток ($\frac{\partial l}{\partial x} = 0$), тогда

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_{\text{мерид}} = -v \frac{\partial l}{\partial y}. \quad (4.13''')$$

Четвертое слагаемое

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_{\tilde{\omega}} = -\left(\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x} \frac{\partial \Omega}{\partial p} - \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y} \frac{\partial \Omega}{\partial p}\right) \quad (4.13''')$$

характеризует локальное изменение вихря скорости за счет изменения вертикальной скорости по горизонтали и изменения ветра с высотой. В большинстве случаев оно мало по сравнению с первыми тремя и им пренебрегают. Однако иногда, например в горных районах, производные $\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x}$ и $\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y}$ могут быть значительными и их приходится учитывать.

Пятое слагаемое $-\tilde{\omega} \frac{\partial \Omega}{\partial p}$ характеризует зависимость локального изменения вихря скорости от переноса самого вихря по вертикали. Оно значительно меньше первых трех слагаемых, и им, как и четвертым, обычно пренебрегают.

В предположении геострофического ветра ($u = u_g = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y}$, $v = v_g = \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x}$, где $\frac{\partial H}{\partial x}$ и $\frac{\partial H}{\partial y}$ — составляющие по осям градиента геопотенциала) вертикальная составляющая вихря скорости

$$\Omega = \frac{g}{l} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{g}{l} \nabla^2 H$$

или

$$\Omega = \frac{g}{l} \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H = \frac{g}{l} \nabla^2 \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (4.14)$$

где $\nabla^2 = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right)$ — оператор, называемый *лапласианом*.

Выражение (4.14) можно подставить в (4.13) и решить полученное уравнение относительно $\frac{\partial H}{\partial t}$. В таком решении и заключается *задача численных методов прогноза* локальных изменений высот изобарических поверхностей, т. е. *прогноза барического поля*. Эти вопросы рассматриваются в курсе «Численные методы прогноза погоды». Здесь отметим лишь, что между локальным изменением геопотенциала и вихря скорости существует следующая связь:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = lm \frac{\partial \Omega}{\partial t}, \quad (4.15)$$

где m — некоторый положительный коэффициент.

Соотношение (4.15) получается при решении уравнения (4.13), но оно очевидно и из элементарных соображений.

Действительно, при положительной адвекции вихря скорости, например, в связи с приближением циклона $\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t} \right)_{\text{вихр}} > 0$. Однако с приближением циклона связано падение давления и понижение высот изобарических поверхностей. Следовательно, при

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} > 0 \text{ имеем } \frac{\partial H}{\partial t} < 0.$$

Аналогично, при

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} < 0 \text{ имеем } \frac{\partial H}{\partial t} > 0.$$

Для более наглядного качественно-физического толкования формула (4.13') была преобразована В. А. Бугаевым и представлена в натуральных координатах.

Заменяя в (4.13')

$$u = u_g = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v = v_g = \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x}, \quad \Omega = \frac{g}{l} \nabla^2 H,$$

получим

$$\left(\frac{\partial \Omega}{\partial t}\right)_{\text{вихр}} - \left(\frac{g}{l}\right)^2 \left(\frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 H - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 H\right) = - \left(\frac{g}{l}\right)^2 (H, \nabla^2 H),$$

откуда с учетом (4.15)

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}} = \frac{m}{l} (H, \nabla^2 H). \quad (4.16)$$

Осуществим переход к натуральным координатам:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\partial H}{\partial s} - H_s = 0, \quad \frac{\partial H}{\partial y} = \frac{\partial H}{\partial n} = -H_n,$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = k \frac{\partial H}{\partial n} - kH_n, \quad \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 H}{\partial n^2} = H_{nn},$$

где k — кривизна изогипс H .

Подставляя в (4.16) приведенные выше соотношения, получим

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}} = \frac{m}{l} H_n (kH_{ns} + H_n k_s + H_{snn}). \quad (4.16')$$

Формула (4.16') и является формулой вихревой составляющей уравнения тенденции вихря скорости в натуральных координатах.

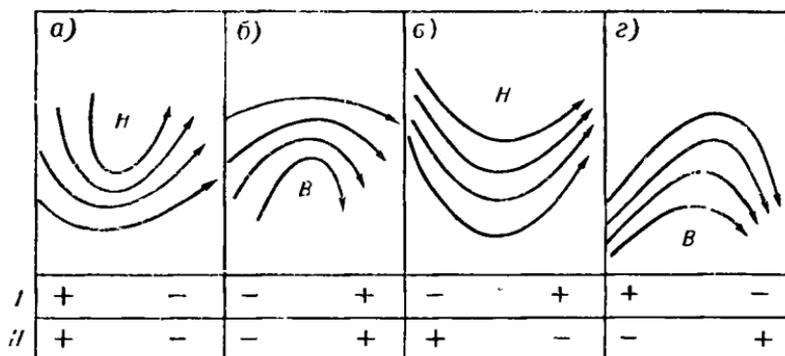


Рис. 4.1. Изменение давления при типовых формах изогипс высотных ложбин (а, в) и гребней (б, з).

Поскольку $H_n > 0$, знак $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$ определяется знаком суммы слагаемых в скобках. При циклонической кривизне изогипс $k > 0$, при антициклонической кривизне $k < 0$; в системе сходящихся изогипс $H_{ns} > 0$, в системе расходящихся изогипс $H_{ns} < 0$; при увеличении циклонической кривизны в направлении потока $k_s > 0$, при уменьшении циклонической кривизны $k_s < 0$; при увеличении антициклонической кривизны в направлении потока $k_s < 0$, при уменьшении антициклонической кривизны $k_s > 0$.

Третье слагаемое

$$H_{snn}^* = \frac{\partial}{\partial s} H_{nn} = \frac{\partial}{\partial n} H_{ns}$$

характеризует изменение величины H_{nn} вдоль потока, или, что то же самое, изменение сходимости (расходимости) изогипс, т. е. H_{ns} вдоль нормалн. Величина H_{snn} обычно значительно меньше других слагаемых, так что знак $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$ оценивают по знаку слагаемых kH_{ns} и H_{nk_s} . Если их знаки противоположны, то чаще всего преобладающее значение имеет величина H_{nk_s} .

На рис. 4.1 показаны типовые формы изогипс высотных ложбин и гребней и указаны знаки первого (I) и второго (II) слагаемых формулы (4.16'). Оценка знака полезна для общей оценки изменений барического поля в том или ином районе. При этом обычно используются карты АТ₇₀₀ или АТ₅₀₀.

В дальнейшем изложении мы неоднократно будем обращаться к уравнениям (4.13) и (4.16') для объяснения тех или иных атмосферных процессов и в связи с предвычислением барического поля.

4.2. Поле температуры

Поле температуры значительно сложнее поля давления. По горизонтали температура нередко изменяется скачкообразно. Такое изменение температуры, например, свойственно атмосферным фронтам. Оно наблюдается также у кромки льда в морях и океанах, у границ снежного покрова, теплых и холодных океанических течений, зимой у береговой линии и т. д. Существенную роль в значительной пространственной изменчивости температуры играют неоднородности подстилающей поверхности (наличие водоемов, орографические особенности и т. д.).

В свободной атмосфере поле температуры более сглаженное, чем у земной поверхности. На изобарических поверхностях (картах АТ_p) можно выделить очаги тепла и холода, хотя и здесь еще проявляются зоны скачкообразного изменения температуры.

Поле температуры описывается с помощью *изотерм*, а ее изменение со временем — с помощью *изаллотерм* (линий равного изменения температуры).

Важными характеристиками поля температуры являются вертикальная и горизонтальная составляющие ее градиента, которые обычно называют *вертикальным* и *горизонтальным градиентами температуры*. По вертикали температура меняется значительно быстрее, чем по горизонтали. Вертикальный градиент температуры в 10^3 раз больше горизонтального.

В синоптическом анализе часто используется средняя температура какого-либо слоя. В этом случае удобно воспользоваться относительным геопотенциалом слоя между соответствующими изобари-

ческими поверхностями, который, как известно, является функцией только средней температуры этого слоя. Для описания поля средней температуры составляют и анализируют карты относительной топографии (OT_{100}^{500} , OT_{500}^{300} и т. д.).

Рассмотрим факторы, приводящие к изменению температуры, и попытаемся определить вклад каждого из них.

Локальное изменение температуры, т. е. ее изменение в данной точке пространства, описывается следующим уравнением:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{dT}{dt}. \quad (4.17)$$

Первое слагаемое правой части описывает *адвективное изменение температуры*, т. е. ее изменение в данной точке, которое вызвано только горизонтальным переносом в предположении, что на пути переноса температура самой воздушной частицы не изменяется.

Второе слагаемое учитывает изменение температуры за счет *вертикального перемещения частиц воздуха*.

Третье слагаемое описывает вклад *индивидуального изменения температуры*, т. е. изменение температуры самой частицы. Это изменение связано в основном с притоком тепла, но может иметь и другое происхождение.

Для свободной атмосферы, где в пределах времени составления краткосрочных прогнозов процессы можно считать адиабатическими, достаточно точно выполняется равенство $\frac{dT}{dt} = -\gamma_a w$, и выражение для локального изменения температуры принимает вид

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - w (\gamma_a - \gamma), \quad (4.18)$$

где $\gamma = - \frac{\partial T}{\partial z}$ — вертикальный градиент температуры, γ_a — сухоадиабатический градиент (при наличии облачности — влажноадиабатический).

Рассмотрим вклад каждого из факторов.

Адвективное изменение температуры. Мы определили, что адвективным изменением температуры $\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_a$ называется такое ее изменение, которое определяется горизонтальным переносом воздушных частиц в предположении, что на пути переноса температура самих воздушных частиц не изменяется.

Положительное адвективное изменение температуры обусловлено *адвекцией тепла*, а отрицательное — *адвекцией холода*. Адвективное изменение температуры зависит от горизонтального градиента температуры, скорости переноса (скорости ветра), а также от угла между градиентом температуры и вектором скорости:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_a = \alpha \nabla T \cos \beta, \quad (4.19)$$

где Γ — горизонтальный градиент температуры; V — скорость ветра; β — угол между Γ и V ; α — коэффициент, зависящий от выбора единиц.

Адвективное изменение температуры в среднем составляет несколько градусов за 12 часов; однако при прохождении атмосферных фронтов оно может составить 10°C и более за меньший промежуток времени, особенно у земной поверхности.

М. Е. Каулина по материалам зондирования рассчитала среднее полусуточное фактическое ($\Delta T_{\text{ф}}$) и адвективное ($\Delta T_{\text{а}}$) изменения температуры в свободной атмосфере для Москвы (табл. 4.3 и 4.4).

Таблица 4.3

Повторяемость совпадения и несовпадения знаков фактического $\Delta T_{\text{ф}}$ и адвективного $\Delta T_{\text{а}}$ изменений температуры на различных изобарических поверхностях (Москва)

Величина	Повторяемость	p мбар			
		850	700	500	300
$\Delta T_{\text{а}} < 0$					
$\Delta T_{\text{ф}} < 0$	ч. с.	114	130	120	80
	%	90	83	77	85
$\Delta T_{\text{ф}} > 0$	ч. с.	12	26	36	14
	%	10	17	23	15
$\Delta T_{\text{а}} > 0$					
$\Delta T_{\text{ф}} < 0$	ч. с.	28	36	26	14
	%	28	26	19	22
$\Delta T_{\text{ф}} > 0$	ч. с.	120	100	114	50
	%	72	74	81	78

Анализ таблиц 4.3 и 4.4 позволяет сделать следующие выводы:

1) знаки фактического и адвективного изменения температуры в большинстве случаев совпадают в результате того, что адвекция является основным фактором, приводящим к изменению температуры;

2) адвективное изменение температуры в свободной атмосфере по абсолютной величине больше фактического.

Изменения температуры, связанные с вертикальными движениями воздуха. Изменения температуры за счет вертикальных движений воздуха на данном уровне (точнее, на изобарической поверхности) описываются формулой

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_B = -\omega(\gamma_a - \gamma). \quad (4.20)$$

При устойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_a$) восходящие движения приводят на этом уровне к понижению температуры, а при неустой-

Таблица 4.1

Средние фактические и адвективные изменения температуры на различных изобарических поверхностях (Москва)

Величина	p мбар			
	851	700	501	300
$\Delta T_a < 0$				
ΔT_Φ	-2,7	-1,8	-2,1	-1,8
ΔT_a	-2,9	-2,8	-3,3	-3,1
$\Delta T_\Phi - \Delta T_a$	0,2	1,0	1,2	1,3
$\Delta T_a > 0$				
ΔT_Φ	1,9	1,1	1,9	2,1
ΔT_a	3,1	2,9	3,2	3,5
$\Delta T_\Phi - \Delta T_a$	-1,2	-1,8	-1,3	-1,4

чивой стратификации ($\gamma > \gamma_a$) — к повышению. Нисходящие движения воздуха ($\omega < 0$) при устойчивой стратификации приводят к повышению температуры, а при неустойчивой — к понижению.

Если существуют условия для сохранения знака вертикальной скорости в течение продолжительного времени (несколько суток), как это имеет место, например, на атмосферных фронтах, вертикальные движения воздуха могут привести к достаточно существенной перестройке поля температуры.

Различия в значениях фактического и адвективного изменений температуры (табл. 4.4) определяются вкладом вертикальных движений воздуха. При адвекции тепла разность между $\Delta T_\Phi - \Delta T_a < 0$, при адвекции холода $\Delta T_\Phi - \Delta T_a > 0$. Поскольку в свободной атмосфере в среднем преобладает устойчивая стратификация ($\gamma < \gamma_a$), из (4.20) следует, что адвекция тепла сопровождается в основном восходящими движениями воздуха, а адвекция холода — нисходящими.

У земной поверхности существует значительный теплообмен между приземным слоем воздуха и подстилающей поверхностью. Вертикальную скорость у земли можно принять равной нулю. Тогда локальное изменение температуры будет определяться двумя факторами: адвекцией и притоком тепла. В этом случае локальное изменение температуры описывается следующими уравнениями:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \left(\frac{dT}{dt} \right)_F, \quad (4.21)$$

или

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + (\epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3), \quad (4.21')$$

где $\left(\frac{dT}{dt}\right)_e = \epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3$, а ϵ_1 — локальное изменение температуры, связанное с турбулентным теплообменом, ϵ_2 — с лучистым теплообменом, ϵ_3 — с фазовыми превращениями воды в атмосфере.

Адвективный фактор у земной поверхности влияет так же, как и в свободной атмосфере. Особенно значителен вклад этого фактора при прохождении атмосферных фронтов.

Оценка показывает, что приток тепла за счет турбулентного теплообмена значительно больше, чем за счет лучистого, и последним обычно пренебрегают.

Влияние турбулентного теплообмена на локальное изменение температуры можно представить следующим образом¹.

На пути перемещения в интересующий нас пункт за соответствующий период времени воздушная масса изменяет свой тепловой режим за счет теплообмена с подстилающей поверхностью. Естественно, что на пути перемещения изменяется и температура воздушной массы. Изменение температуры оказывается наиболее значительным при переходе воздушной массы с подстилающей поверхности с одним тепловым режимом на подстилающую поверхность с другим тепловым режимом (такие условия существуют, например, при переходе воздушной массы с моря на континент). По данным А. С. Зверева и Р. С. Дворянчиковой, изменение температуры воздушной массы при ее переходе в зимний период с океана на континент Европы (при наличии снежного покрова) за трое суток может составить $8-10^\circ\text{C}$.

Турбулентный теплообмен может существенно сказываться на изменении температуры в данном пункте и при практическом отсутствии адвекции за счет изменения теплового режима подстилающей поверхности в течение суток. Такое изменение температуры, как известно, называют *ее суточным ходом*. Суточный ход температуры меняется в широких пределах, поскольку он зависит не только от постоянно действующих факторов (географическая широта, время года), но и от сильно меняющихся факторов (альbedo подстилающей поверхности, прозрачность воздуха, температуропроводность и теплоемкость почвы, количество и характер облачности, скорость ветра).

На амплитуду суточного хода существенное влияние оказывает облачность (ее количество и вертикальная мощность). Влияние облачности можно оценить по формуле

$$A = kA_0, \quad (4.22)$$

где A_0 — амплитуда суточного хода температуры при безоблачной погоде, A — при наличии облаков. Н. В. Петренко рассчитал значение коэффициента k для различных случаев облачности (табл. 4.5).

¹ Подробно этот вопрос рассматривается в курсах общей и динамической метеорологии, поэтому ограничимся краткой интерпретацией применительно к решению задачи прогноза.

Таблица 4.5

Средние значения коэффициента k в формуле (4.22) при различном характере облачности

Характер облачности	k
Сплошная низкая облачность и продолжительные осадки	0,0—0,1
Сплошная облачность среднего яруса	0,35—0,5
7—10 баллов облаков нижнего яруса или плотных облаков среднего яруса	0,5—0,75
Сплошная облачность верхнего яруса	0,65—1,0

Примечание. Меньшие значения k для осени и зимы, большие — для лета и весны.

Температура подстилающей поверхности зависит также от физических свойств почвы, прежде всего от ее теплопроводности и теплоемкости. Амплитуда суточного хода температуры воздуха уменьшается при увеличении теплопроводности и теплоемкости почвы. По М. Е. Швецу, амплитуда суточного хода температуры при влажной почве на 10% меньше, чем при сухой.

Интенсивность турбулентного теплообмена в приземном слое зависит от скорости ветра и вертикального градиента температуры. А. С. Зверев показал, что при скорости ветра 10 м/с значение понижения температуры от максимальной днем до минимальной ночью примерно в 2 раза меньше, чем при штиле.

Изменения температуры, обусловленные фазовыми превращениями воды в атмосфере. Эти изменения имеют место как в приземном слое, так и в пределах почти всей тропосферы. Известно, что при конденсации и замерзании выделяется удельная теплота; при испарении и таянии тепло, наоборот, расходуется. Казалось бы, при облакообразовании должно выделяться большое суммарное количество тепла. Однако исследования не показывают заметного повышения температуры в облаках. Это, вероятно, свидетельствует о том, что выделяющееся тепло очень быстро рассеивается. Несколько большую роль фазовые превращения воды играют в температурном режиме приземного слоя воздуха. Так, например, минимальная температура воздуха в тумане на 1—2° С ниже, чем при его отсутствии.

В итоге можно сказать следующее. Основной причиной изменения температуры является горизонтальный перенос воздушных масс. В свободной атмосфере при благоприятных условиях определенный вклад вносят вертикальные движения воздуха, а у земной поверхности — турбулентный обмен.

4.3. Поле влажности

Поле влажности является сложным дискретным полем, особенно у земной поверхности. Это объясняется большей изменчивостью влажности за счет различного рода факторов (изменение температурного режима, испарение, конденсация и т. д.).

Влажность воздуха описывается различными характеристиками. В синоптической практике чаще всего пользуются точкой росы и ее дефицитом, относительной и удельной влажностью.

Водяной пар поставляется в атмосферу путем испарения воды с водных поверхностей. Воздушные течения переносят водяной пар в различные районы земного шара, вследствие чего всегда существуют горизонтальные градиенты влагосодержания.

Так как упругость насыщения зависит от температуры, то и упругость водяного пара в своем среднем распределении соответствует распределению температуры, т. е. максимум упругости приходится на низкие широты, минимум — на высокие.

Неоднородность подстилающей поверхности очень сильно сказывается на содержании водяного пара в атмосфере. Это определяет наличие больших зональных составляющих горизонтального градиента влагосодержания. В пределах одного и того же широтного пояса наибольшее содержание водяного пара, естественно, отмечается над океанами.

Наличие значительных горизонтальных градиентов содержания водяного пара, которое можно охарактеризовать, например, удельной влажностью q , в сочетании с наличием переноса воздуха приводит к существенным адвективным изменениям удельной влажности в данной точке пространства:

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_a = -\left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}\right). \quad (4.23)$$

Адвективные изменения влажности при благоприятных условиях могут достигать нескольких г/кг в сутки.

В изменениях влагосодержания существенную роль играет вертикальный обмен, причем вертикальный поток удельной влажности Q_q определяется ее вертикальным градиентом и коэффициентом турбулентного обмена A

$$Q_q = -A \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (4.24)$$

Чаще всего удельная влажность с высотой уменьшается, так как основным источником поступления водяного пара в воздух является подстилающая поверхность. В этом случае поток водяного пара направлен снизу вверх. Однако в конкретных условиях может наблюдаться инверсионное распределение влажности, например, за счет неравномерного ее адвективного изменения по высоте. В таких случаях поток водяного пара направлен сверху вниз. Эти обстоятельства имеют существенное значение при образовании облачности и туманов.

Таблица 4.6
 Повторяемость (%) зон пасмурной погоды (облачность 8—10 баллов) различной площади над северным полушарием

Месяц	Площадь зон пасмурной погоды, млн. км ²												Σ						
	40,5	0,6—1,9	1,1—2,0	2,1—3,0	3,1—4,0	4,1—5,0	5,1—6,0	6,1—7,0	7,1—8,0	8,1—9,0	9,1—10,0	10,1—11,0		11,1—12,0	12,1—13,0	13,1—14,0	14,1—15,0	15,1—20,0	>20,0
Январь	8,0	14,6	17,9	13,3	9,6	8,2	5,8	4,2	3,1	2,6	2,1	1,5	1,2	0,9	0,9	1,0	2,3	1,0	1304
Июль	30,0	15,5	16,3	8,4	3,2	4,5	5,6	2,9	2,0	1,9	1,3	1,2	0,9	0,9	0,9	0,5	1,0	0,2	1878

4.4. Поле облачности и осадков

Поле облачности. Поле облачности является чрезвычайно сложным дискретным полем, подверженным большой временной изменчивости. Оно описывается рядом характеристик, определяемых как инструментально (высота нижней и верхней границ), так и визуально (количество и форма облаков).

Для поля облачности характерно существование *облачных систем* в виде полос, ячеек, гряд, вихрей различного масштаба.

Облачность образуется практически в пределах всей тропосферы и располагается в больших диапазонах высот.

Представление о поле облачности можно получить из рис. 4.2 и 4.3.

На рис. 4.2 представлен монтаж телевизионных фотографий, охватывающий территорию от Атлантического до Тихого океана и от полярных районов до Средней Азии. Здесь можно различить практически все разновидности облачных систем.

На рис. 4.3 представлен монтаж фотографий южного полушария, полученных с помощью инфракрасной аппаратуры советским спутником «Метеор» 30 августа 1974 г. Как видно, и в южном полушарии существует большое разнообразие облачных систем (по форме и масштабу), хотя это полушарие по характеру подстилающей поверхности является более однородным, чем северное.

Горизонтальная протяженность облачных систем изменяется в крайне широких пределах: от 10 до 10⁴ км.

Частота появления облачных систем того или иного размера связана с самим размером, о чем свидетельствуют данные о повторяемости зон пасмурной погоды, полученные А. М. Барановым (табл. 4.6).

Из табл. 4.6 следует, что повторяемость зон пасмурной погоды с увеличением площади зоны в общем уменьшается. Как зимой, так и летом в подавляющем большинстве случаев площадь облачных зон не превышает 5 млн. км², причем зоны большей площадью зимой встречаются значительно чаще, чем



Рис. 4.2 Москва, телевизионная фотография, Спутник ЭССА, 24 июня 1968 г.



Рис. 4.3. Монтаж информационных фотографий. Южное



полушарие. Спутник «Метеор». 22 апреля 1973 г.

летом. Так, зоны облачности размером более 2 млн. км² зимой встречаются в 59,5%, а летом только в 36,6% всех случаев. Это объясняется тем, что зимой в силу особенностей атмосферной циркуляции в умеренных широтах отмечается значительно более активная циклоническая деятельность, с чем связано возникновение обширных по площади облачных систем. С другой стороны, значительно большая повторяемость летом меньших по размерам облачных зон определяется интенсивным развитием в летние месяцы конвективной облачности.

М. Е. Каулиной были построены карты вероятности пасмурного неба. Эти карты для января и июля приведены на рис. 4.4 и 4.5. Зимой вероятность пасмурного неба в общем уменьшается с северо-запада на юго-восток, а летом — с севера на юг, что, как увидим в дальнейшем, связано с особенностями атмосферной циркуляции. Отмечается значительное увеличение вероятности пасмурного неба в горных и прибрежных районах. Из приведенных выше данных следует, что даже осредненное поле облачности представляется очень сложным.

При синоптическом анализе облачные системы подразделяются на фронтальные и внутримассовые, причем в основу положены факторы, приводящие в каждом случае к облакообразованию.

Фронтальные облачные системы обязаны своим происхождением обширным зонам восходящих вертикальных движений влажного воздуха у атмосферных фронтов, главным образом в областях пониженного давления (циклонах, ложбинах). Основную часть обширной фронтальной облачной системы составляет система высоко-слоистых и слоисто-дождевых облаков, а часто также перисто-слоистых и перистых. Горизонтальная протяженность такой системы составляет 10³ км, а вертикальная мощность до 9—10 км. Фронтальные облачные системы имеют настолько характерные черты, что это позволило разработать типовые схемы фронтальной облачности (см. гл. 7), широко используемые в практике синоптического анализа и прогноза.

Внутримассовые облачные системы можно подразделить на два типа: слоистообразные и конвективные.

Слоистообразные облачные системы — это слоистые или слоисто-кучевые облака такого же горизонтального масштаба, как и фронтальные, но значительно меньшей вертикальной мощности (до 1—2 км). Образуются они чаще всего при перемещении относительно теплою, устойчиво стратифицированного влажного воздуха над холодной подстилающей поверхностью.

Мезомасштабные слоистообразные облачные системы (горизонтальная протяженность до 10² км) образуются под высотными инверсиями в антициклонах.

Конвективные облачные системы — это гряды или ячейки кучевых, мощных кучевых и кучево-дождевых облаков, которые образуются в неустойчиво стратифицированном влажном воздухе.

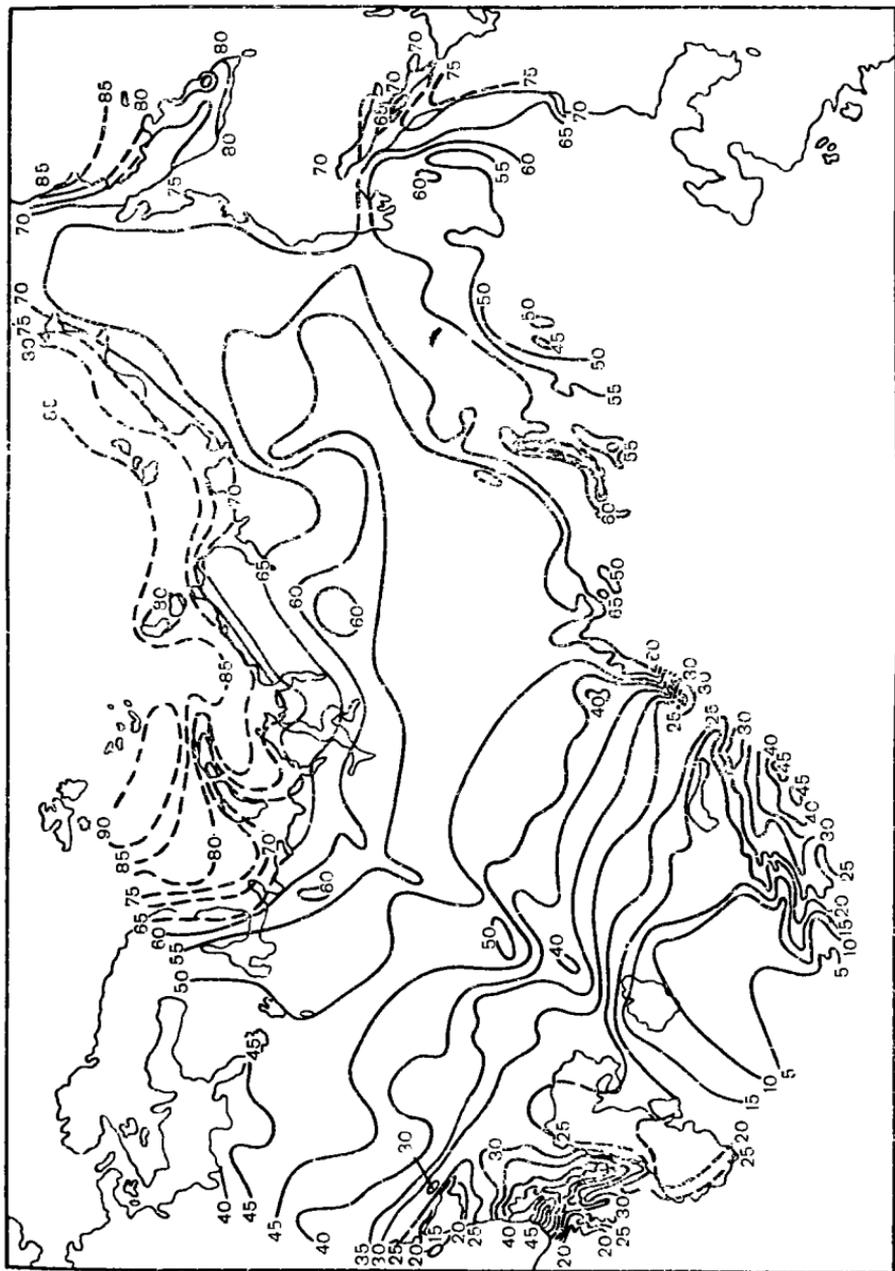


Рис. 1.4. Вероятность пасмурного неба Январь.

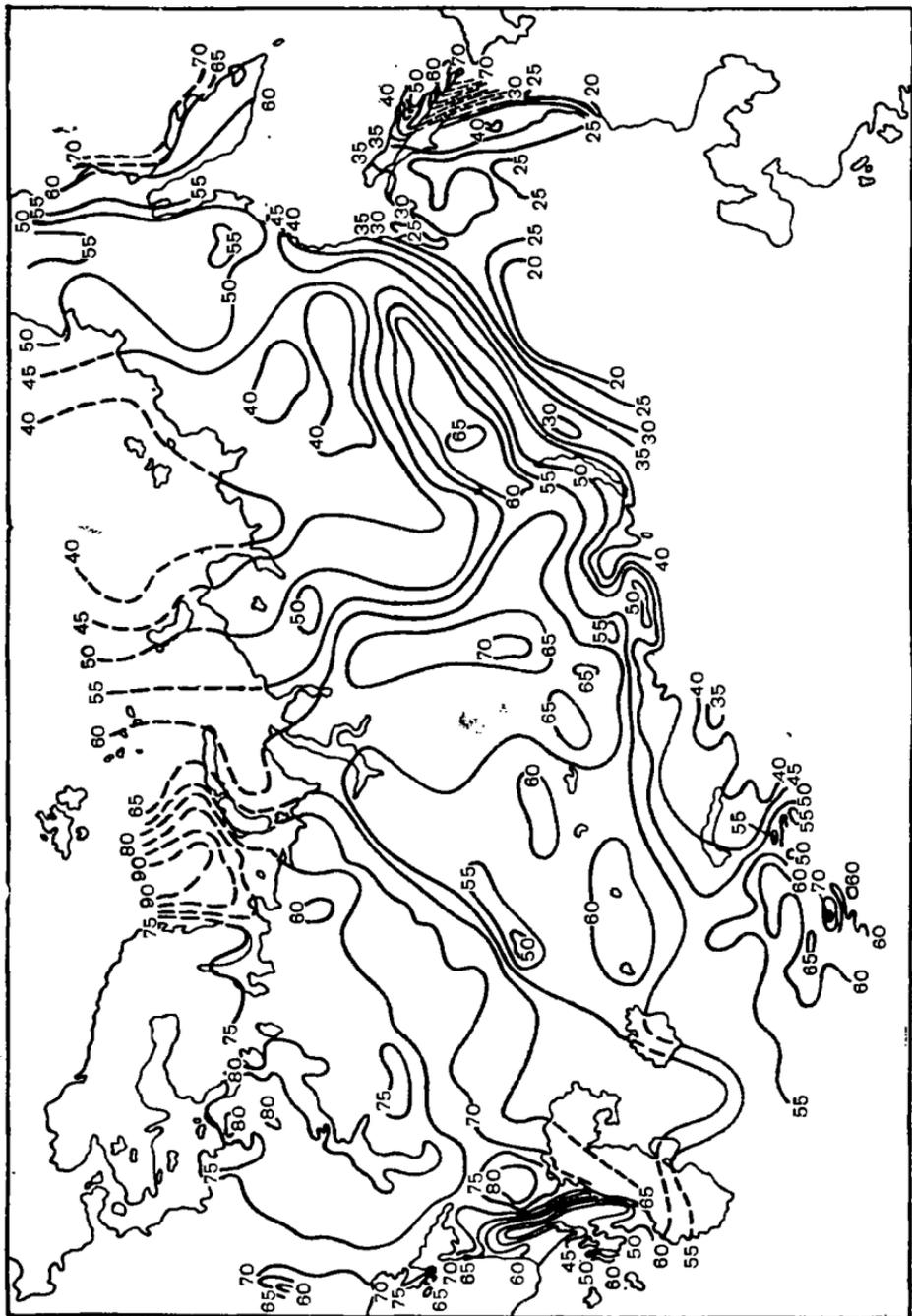


Рис. 4.5. Вероятность пасмурного неба Июль.

Более тщательное изучение облачных систем различного масштаба стало возможным после появления метеорологических искусственных спутников Земли. Дело в том, что наблюдатель на станции может обозревать лишь относительно небольшой участок неба и фиксировать мелкомасштабную структуру облачности. Дискретность наблюдений (см. гл. 2) препятствовала выявлению существенных особенностей облачных систем. Использование самолетов позволило исследовать вертикальную мощность и структуру верхней границы облаков, но и в этом случае вследствие сравнительно небольшого поля обзора некоторые особенности облачных систем не поддавались изучению.

Метеорологические космические системы (МКС), состоящие из нескольких спутников с телевизионной и инфракрасной аппаратурой, могут непосредственно обозревать облачные поля, имеющие размеры от 10 до 10^4 км. За сутки или за несколько часов они дают картину облачности в глобальном масштабе, а применение нефанализа позволяет более подробно изучить строение поля облачности, выявить структуру облаков и классифицировать облачные системы.¹

На основе обобщения и изучения полученной со спутников информации об облачных системах была предложена следующая их классификация: 1) мезомасштабные облачные системы, 2) облачные системы субсиноптического масштаба, 3) облачные системы синоптического масштаба, 4) облачные системы планетарного масштаба.

1. Мезомасштабные облачные системы имеют размеры от 10 до 250 км. Они подразделяются на облачные гряды, облачные ячейки, волнистые облака и мезомасштабные вихри.

Облачные гряды (рис. 4.6) — системы конвективных облаков, образующих группы в виде цепочек длиной от 30 до нескольких сотен километров. Когда просвет между облаками меньше разрешающей способности аппаратуры спутника, облачные гряды на фотографии выглядят в виде сплошной цепочки.

Облачные ячейки — системы конвективных облаков ячеистой структуры. Ячейки имеют квазишестиугольную форму. Возникают при конвективном перемешивании в основном потоке воздуха. Горизонтальные размеры ячеек от 10 до 100 км.

Различают открытые и закрытые ячейки. Открытые ячейки (рис. 4.7а) состоят из облаков кучевых форм, количество которых не превышает 5 баллов. Закрытые ячейки (рис. 4.7б) состоят из слоисто-кучевых облаков, часто в сочетании с кучевыми. Количество облачности 7–10 баллов.

Волнистые облака — система волнистых полос шириной от нескольких до десятков километров, которые разделены безоблачными

¹ Данные наблюдений МКС СССР и США обобщены в Технической записке ВМО № 124 «Неиспользование изображений со спутников в анализе и прогнозе погоды», изданной в 1974 г. Эта Техническая записка положена в основу дальнейшего изложения материала п. 4.4 с использованием принятой в ней терминологии.

прослойкам такой же ширины. Образуются под влиянием орографического эффекта (рис. 4.8а), а также под высотными инверсиями (рис. 4.8б).

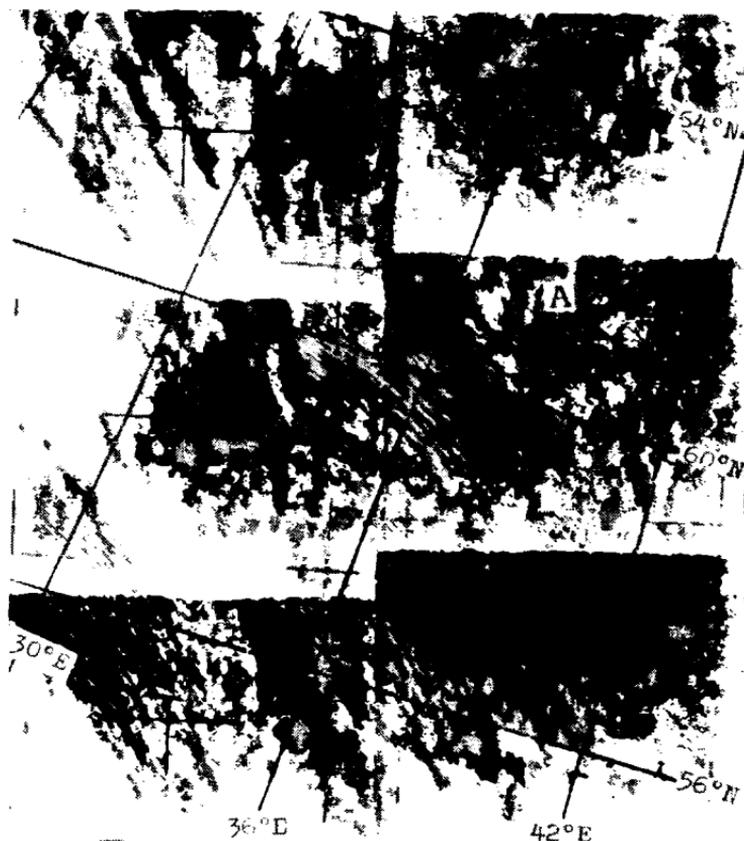


Рис. 4.6. Облачные ряды над ЕС (в районе А хорошо прослеживаются слившиеся ряды кучевых облаков). Спутник «Метеор», 9 октября 1969 г.

Мезомасштабные вихри — облачные системы размером в основном от 50 до 200 км, состоящие из чередующихся спиралей. Эти системы представляют собой вихреобразные возмущения в поле слоисто-кучевой облачности. Возникают они под влиянием горизонтального сдвига ветра или орографического эффекта. С подветренной стороны высоких мысов, полуостровов, островов образуются пеночки мезомасштабных вихрей, длина которых может достигать 1000 км (рис. 4.9).

2. *Облачные системы субсиноптического масштаба.* Различают вихри в слоистой и слоисто-кучевой об-

лачности, вихри в кучево-дождевой облачности, линии шквалов (рис. 4.10) и скопления кучево-дождевых облаков. Диаметр вихрей равен 200 -500 км. Вихри часто образуются в тылу циклона при развитии конвекции.

3. Облачные системы синоптического масштаба подразделяются на облачные полосы и вихри.



Рис. 4.7а. Открытые ячейки в южной части Индийского океана. В верхней части (район А) отчетливо видна их квазигексагональная форма. Спутник «Метеор», 9 августа 1970 г.



Рис. 4.7б. Закрытые ячейки в южной части Тихого океана. Спутник «Метеор», 30 ноября 1970 г.

нескольких тысяч километров. Ширина полосы превышает 100 км.

Облачные вихри - облачные системы размером по диаметру 1000 км и более. Обычно они связаны с хорошо развитыми циклонами умеренных широт (на рис. 4.2 такой облачный вихрь располагается в районе Киева) или с тропическими циклонами (рис. 4.12).

4. Облачные системы планетарного масштаба подразделяются на планетарные облачные полосы внетропических широт, полосы облачности верхнего яруса субтропических широт и внутритропические облачные полосы.

Планетарные облачные полосы внетропических широт прослеживаются на глобальных фотомонтажах. Составными частями этих

Облачные полосы (рис. 4.11) обычно связаны с облаками фронтального происхождения. Длина их от нескольких сотен до не-

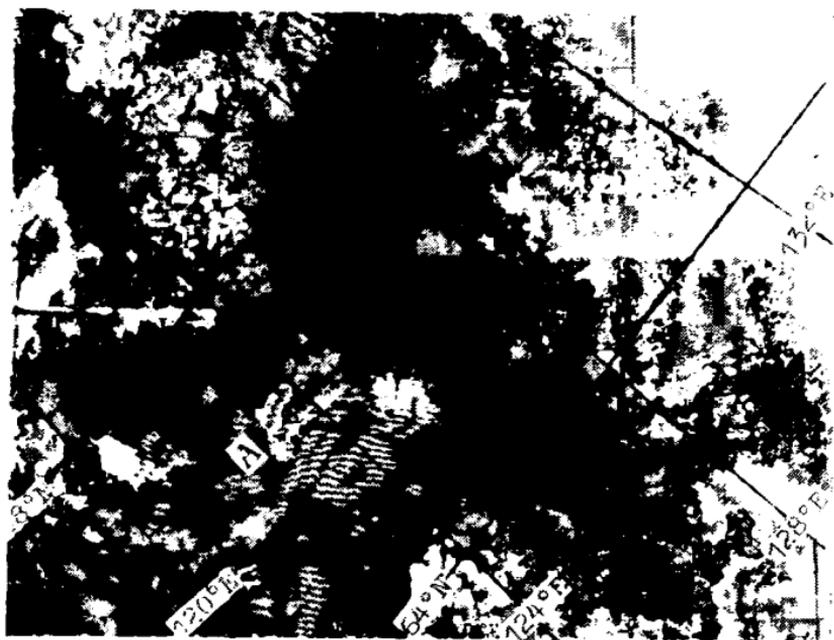
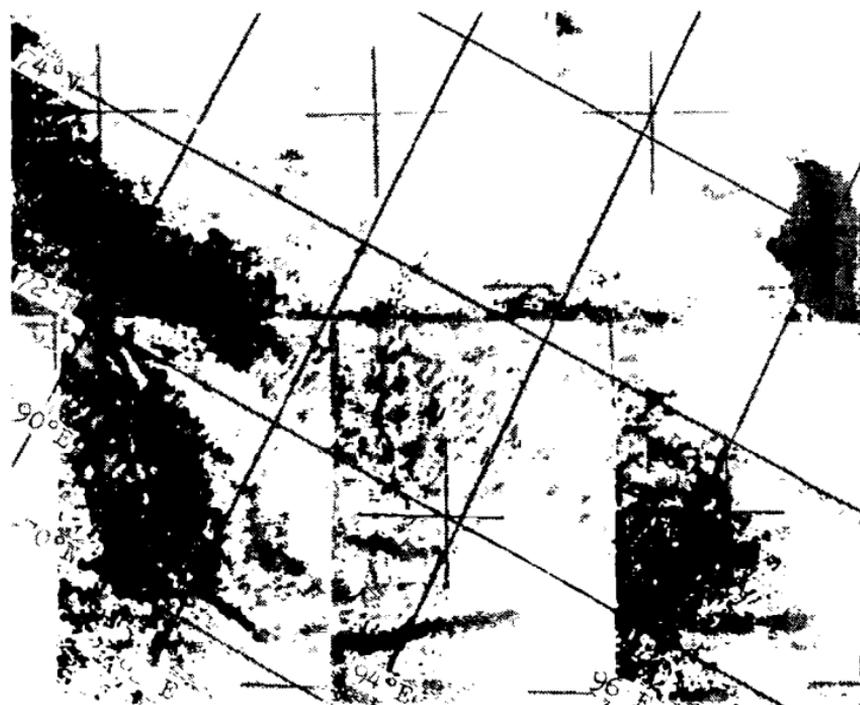


Рис. 4.8а. Волнистые облака (район А) с подветренной стороны Верхоянского хребта. Спутник «Космос». 28 июня 1968 г.

Рис. 4.8б. Волнистые облака под шверней (Западная Сибирь). Спутник «Метсор». 10 сентября 1970 г.



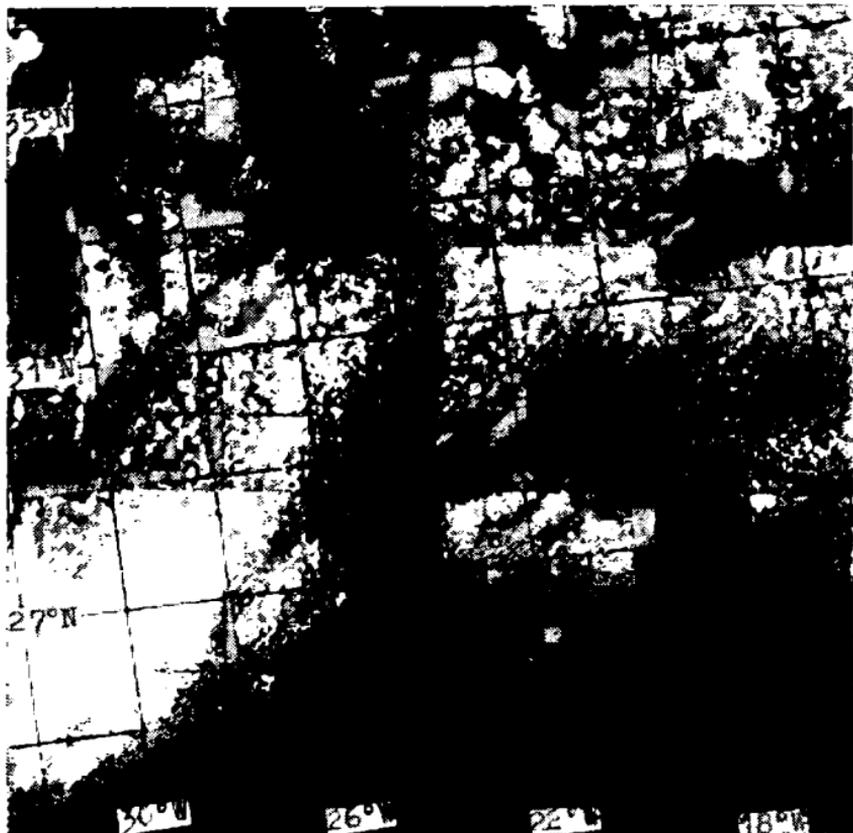
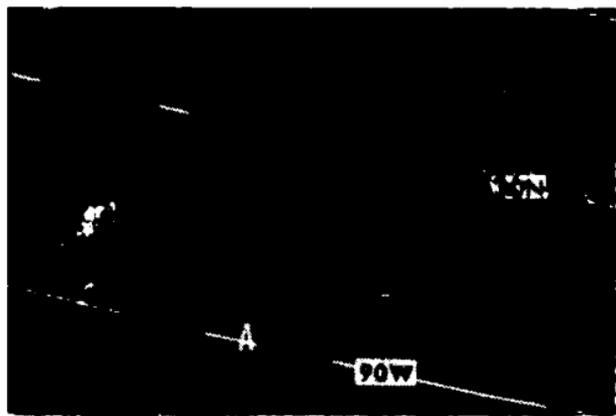


Рис. 4.9. Цепочка мезомасштабных вихрей к юго-западу от острова Мадейра. Спутник «Метеор». 11 августа 1970 г.

Рис. 4.10. Линия шквала, связанная с холодным фронтом. Спутник ЭССА. 6 ноября 1968 г.



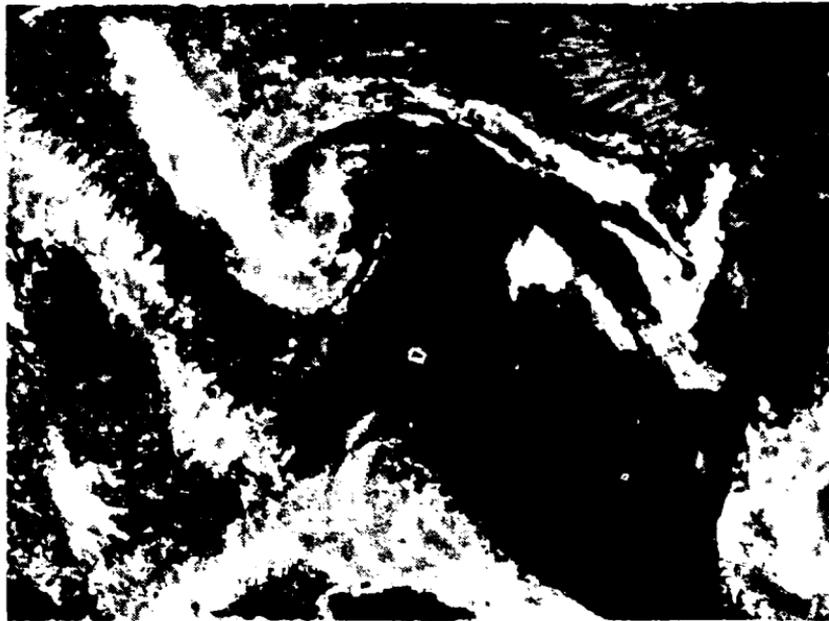


Рис. 4.11. Облачные полосы, связанные с фрон-
тами циклона в районе Скандинавского полу-
острова. Спутник «Метеор», 13 мая 1975 г.



Рис. 4.12. Облачный вихрь инфракрасное изобра-
жение), связанный с тропическим цик-
лоном в Южном полушарии. Спутник
«Метеор», 7 июня 1973 г.



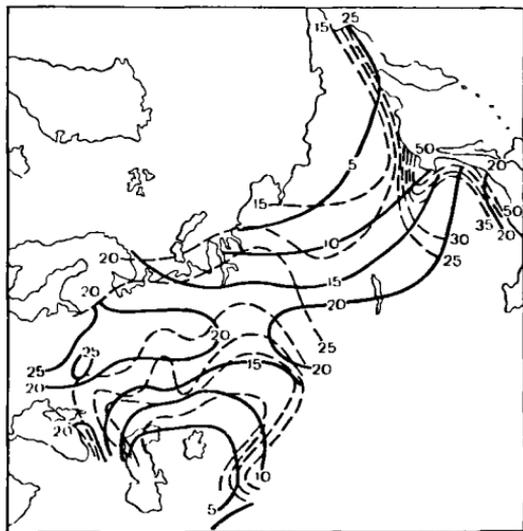
Рис. 13. Внутритропическая полоса (AB), связанная с конвективной облачностью (инфракрасное изображение). Спутник NOAA, 1 июня 1971 г.

облачных планетарных систем являются полосы и спирали, связанные с перемещающимися группами циклонов и фронтов.

Полосы облачности верхнего яруса в субтропиках связаны со струйными течениями, простирающимися на тысячи километров в верхней тропосфере.

Внутритропические облачные полосы — это системы конвективных облаков вблизи экватора, которые простираются с перерывами или без них на несколько тысяч километров (рис. 4.13).

Поле осадков. Поле осадков значительно сложнее поля облачности. Обложные осадки, как правило, имеют фронтальное происхождение и формируются в системах, а ливневые осадки имеют очаговый характер. Существует достаточно четкий годовой ход количества обложных и ливневых осадков, о чем свидетельствуют результаты, полученные П. К. Евсеевым (рис. 4.14). Годовой ход количества ливневых осадков в общих чертах соответствует годовому ходу температуры.



— — — 1 — — — 2

Рис. 4.14. Распределение годовых сумм ливневых (1) и обложных (2) осадков (сантиметры). По П. К. Евсееву.

Обложные осадки чаще всего выпадают из системы облаков $As \rightarrow Ns$, имеющих, как правило, фронтальное происхождение. Интенсивность этих осадков прямым образом связана с вертикальной мощностью облаков. Зона обложных осадков, выпадающих из системы $As-Ns$, может соединиться с зоной обложных осадков, выпадающих из достаточно мощных внутримассовых слоистообразных облаков, хотя для последних наиболее характерны морозящие осадки, отличающиеся от обложных значительно меньшей интенсивностью.

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков как внутримассового, так и фронтального происхождения.

4.5. Поле ветра

Ветер характеризует движение воздуха, которое является турбулентным (неупорядоченным). Однако можно определить (измерить) некоторое осредненное значение ветра, поскольку неупорядоченные

мелкомасштабные колебания нивелируются. Именно этот осредненный ветер определяется на метеорологических станциях и при температурно-ветровом зондировании.

Поле ветра — векторное поле и характеризуется в каждой точке направлением и скоростью. Важными характеристиками поля ветра являются вертикальные градиенты модуля и вектора скорости.

Вертикальный градиент модуля V_V определяется как разность значений скорости ветра на границах слоя единичной толщины. Эта величина часто называется *градиентом скорости*.

Вертикальный градиент вектора скорости V_V определяется как разность векторов скорости на границах того же единичного слоя. Эту величину часто называют *сдвигом ветра*.

В среднем изменение скорости ветра с высотой значительно больше изменения направления, поэтому часто эти две характеристики численно мало отличаются.

У земной поверхности поле ветра отличается значительной сложностью, так как даже небольшие неоднородности подстилающей поверхности оказывают существенное влияние и на скорость, и на направление ветра. В свободной атмосфере поле ветра более сглаженное.

Изменчивость ветра. Ветер является сильно изменчивым метеорологическим параметром. Изменчивость ветра исследовалась многими авторами. Например, К. К. Гарифулин рассматривал *ход временной изменчивости ветра* на высотах по данным ст. Ленинград. В качестве основной характеристики он использовал среднее абсолютное отклонение σ на разных уровнях z для различных интервалов времени τ . Расчеты производились для интервалов времени τ , равных 1, 2, 4, 6, 12 и 24 часам, и для 16 уровней z , равных 0,2; 0,5; 1; 2; ...; 11; 12; 13—15 и 16—17 км. При этом рассматривалась временная изменчивость направления и скорости ветра.

Для *временной изменчивости направления ветра $\sigma_d(\tau)$* были получены следующие результаты.

1. Определяющей характеристикой для изменения направления ветра является скорость ветра, а именно: направление приобретает большую устойчивость при больших скоростях ветра.

2. Изменчивость направления при данной скорости остается практически одинаковой для всей тропосферы, но резко уменьшается при переходе в стратосферу, что объясняется большей устойчивостью направления градиентов температуры и давления в стратосфере по сравнению с тропосферой.

В табл. 4.7 приведена изменчивость направления ветра σ_d различной скорости V для двух слоев атмосферы ($\tau = 1 \div 6$ ч).

Для *временной изменчивости скорости ветра σ_V* основные выводы сводятся к следующему.

1. Изменчивость скорости имеет максимум в районе тропопаузы.

2. Изменчивость скорости в тропосфере близка к изменчивости скорости в стратосфере.

Таблица 4.7

Изменчивость направления ветра (градусы) (по данным ст. Ленинград)

Слой	V м/с							
	<2	2-5	5-10	10-20	20-30	30-40	40-50	>50
Тропосфера ^в	30	21	12	7	5	4	3	2
Стратосфера	—	10	7	5	3	3	—	—

3. Изменчивость скорости ветра мало зависит от времени года, однако большая повторяемость сильных ветров зимой приводит к некоторому ее увеличению.

В табл. 4.8 приведена изменчивость скорости ветра σ_V на различных уровнях z для $\tau = 1 \div 6$ ч.

Таблица 4.8

Изменчивость скорости ветра (по данным ст. Ленинград)

z км	0,5	1	3	5	7	9	10	12	14	16
σ_V м/с	1,1	1,2	1,3	1,4	1,6	1,7	1,7	1,3	1,0	0,9

Временная изменчивость ветра имеет существенное значение при статистическом прогнозе ветра на различных высотах, в первую очередь для оценки его будущих вероятных значений и выбора доверительных интервалов за некоторый промежуток времени $\Delta t = \tau$.

Для пространственной изменчивости ветра Гарифулин получил данные, приведенные в табл. 4.9.

1. Пространственная изменчивость направления ветра на высотах 5—9 км примерно одинакова, но она зависит, во-первых, от скорости (больше скорость — меньше изменчивость) и, во-вторых, от направления (по потоку заметно меньше, чем поперек потока).

2. Пространственная изменчивость скорости ветра указывает на несколько меньшую устойчивость восточного ветра. Сохраняется зависимость изменчивости от направления по потоку и поперек потока.

Данные о пространственной изменчивости широко используются для определения радиуса действия аэрологической станции, густоты аэрологической сети и экстраполяции данных о ветре на неосвещенную территорию.

Как уже отмечалось, временная и пространственная изменчивости ветра весьма значительны. Особенно они заметны у земной поверхности, где существенную роль играет трение.

Известно, что у земли (на уровне флюгера) ветер отклонен от изобары в среднем на 15° над морем и 40° над сушей, а его скорость в среднем составляет соответственно 70 и 40% от скорости геостро-

Таблица 4.9

Изменение направления геострофического ветра (градусы) над ЕТС

Расстояние, км	Скорость ветра в исходной точке, км/ч					
	>50		51--100		>100	
	по потоку	поперек потока	по потоку	поперек потока	по потоку	поперек потока
	AT ₃₀₀					
200	16	23	15	16	9	10
400	30	40	28	30	16	19
600	41	54	38	42	24	27
800	51	65	46	51	30	35
1000	58	72	52	60	33	42
1500	69	81	60	71	41	53
	AT ₅₀₀					
200	16	22	9	14	6	4
400	27	40	17	24	10	8
600	38	54	23	35	14	10
800	47	65	30	44	19	13
1000	55	72	36	52	21	15
1500	68	84	45	61	30	20

фического ветра. В зависимости от местных особенностей расположения станции локальные средние характеристики могут существенно отклоняться от приведенных выше. Дело в том, что деформацию воздушного потока вызывают даже незначительные детали естественного и искусственного рельефа, растительность и т. д.

Кроме того, напомним, что значение отклонения направления и скорости существенно зависит от интенсивности турбулентного обмена в пограничном слое.

Связь поля ветра с полем давления. Поле ветра тесным образом связано с полем давления. Наличие такой связи проявляется в соответствии барических систем определенным системам синоптического масштаба.

Связь между полями давления и ветра широко используется в практике синоптического анализа. Так, при проведении изобар (изогипс AT) на картах погоды, помимо значений давления (геопотенциала), обязательно учитываются сведения о скорости и направлении ветра, несущие дополнительную информацию о густоте и направлении изобар (изогипс). С другой стороны, при определении ветра в пунктах, где отсутствуют данные измерений, обычно предварительно путем интерполяции находится распределение давления (геопотенциала) в окрестностях этого пункта, а затем с использованием градиентных моделей или моделей, учитывающих трение, «восстанавливаются» скорость и направление ветра.

Согласование полей давления и ветра является обязательным элементом выполняемого с помощью ЭВМ *объективного анализа* метеорологической информации. В процессе такого анализа должно быть учтено, что поле ветра, особенно в слое трения, значительно больше, чем поле давления, подвержено влиянию сравнительно мелкомасштабных возмущений. Основной причиной этих возмущений является неоднородность подстилающей поверхности, под влиянием которой формируются так называемые *местные системы ветра* (бризы, горно-долинные ветры и др.).

Вопросы и задания к главе 4

1. Какие знаете характеристики поля давления?
2. Нарисуйте конфигурацию изобар и поле воздушных течений, характерные для циклона, ложбины, антициклона, гребня и седловины.
3. Напишите формулу, связывающую изменение давления на различных высотах с изменением температуры.
4. Напишите уравнение тенденции. Каков физический смысл трех слагаемых этого уравнения?
5. Получите из уравнений движения уравнение вихря скорости.
6. Какова связь между изменениями вихря скорости и геопотенциальных высот изобарических поверхностей?
7. Запишите в натуральных координатах вихревую составляющую уравнения тенденции вихря скорости и проанализируйте знаки каждого слагаемого.
8. Перечислите причины, вызывающие локальные изменения температуры воздуха.
9. Охарактеризуйте физический смысл и оцените вклад каждого слагаемого в формуле, описывающей локальные изменения температуры воздуха.
10. Какие причины вызывают локальные изменения влажности воздуха?
11. На какие типы делятся облачные системы? Дайте характеристику каждой из них.
12. Какие выводы можно сделать о временной изменчивости скорости ветра?
13. Какие выводы можно сделать о пространственной изменчивости направления ветра?
14. В чем заключается связь полей давления и ветра?

ВЫЧИСЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПО ДАННЫМ КАРТ ПОГОДЫ

5.1. Основные задачи вычисления характеристик метеорологических полей

Карты погоды содержат ряд количественных характеристик состояния атмосферы (давление, температура, скорость ветра и т. п.), отнесенных к определенным точкам пространства. Этих характеристик в их первичном виде часто недостаточно для диагноза и особенно для прогноза погоды. Поэтому возникают задачи получения дополнительных количественных характеристик путем использования имеющейся на картах информации.

Первая группа задач связана с необходимостью нахождения значений характеристик погоды в промежуточных точках, расположенных между метеорологическими (или аэрологическими) станциями, а также за пределами района, по которому собрана метеорологическая информация.

Аналогичные задачи возникают, когда приходится определять характеристики погоды в том или ином пункте или районе в промежутке между сроками наблюдений, за которые составлены карты погоды, или предсказывать последующие условия погоды.

Такого рода задачи решаются путем *интерполяции* и *экстраполяции*.

Вторая группа задач связана с вычислением *производных* метеорологических величин, значения которых в любой точке пространства рассматриваются как функции координат этой точки и времени. При этом могут быть вычислены вспомогательные характеристики полей метеорологических величин, имеющие важное значение для диагноза и прогноза погоды.

Существенно, что между метеорологическими величинами и их изменениями в пространстве и во времени имеется взаимосвязь. Эта взаимосвязь в ряде случаев может быть выражена функционально в виде уравнений, которые могут быть решены относительно интересующей нас метеорологической величины или ее изменений во времени. Соответственно различают *диагностические* уравнения, позволяющие вычислять значения *какой-либо* метеорологической величины по пространственным характеристикам других величин,

и прогностические уравнения, позволяющие вычислять (предвычислять) изменения метеорологических величин во времени.

В частности, могут вычисляться и предвычисляться такие метеорологические величины, непосредственное наблюдение которых пока невозможно или сопряжено с большими техническими трудностями. Примером является вертикальная составляющая скорости ветра, играющая важную роль в современных схемах прогноза.

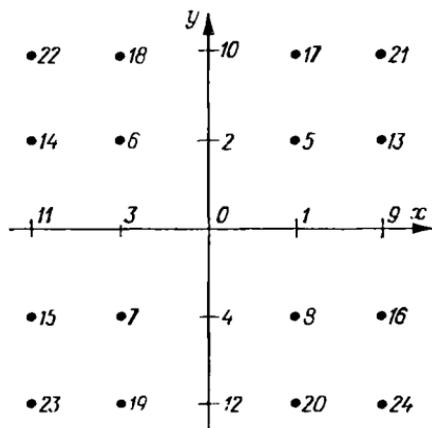


Рис. 5.1. Схема прямоугольной расчетной сетки.

Задачи первой и второй групп часто решаются совместно и представляют много общего. Например, любой прогноз погоды, в том числе путем решения прогностических уравнений с помощью электронных вычислительных машин, представляет собой экстраполяцию во времени.

Теория интерполяции имеет самостоятельное значение для численного (объективного) анализа метеорологических полей с целью подготовки данных для применения в расчетных схемах прогноза и т. д.

Многие количественные характеристики полей метеорологических величин уже известны читателю из других курсов. Однако значение их для понимания дальнейшего изложения и приобретения навыков анализа карт погоды с первых шагов ознакомления с современным синоптическим методом столь велико, что уже в данном разделе курса нельзя обойтись без рассмотрения простейших приемов количественного расчета и способов получения некоторых добавочных характеристик погоды.

5.2. Вычисление по данным карт погоды производных, градиентов, лапласианов и якобианов

Вычисление производных. На картах погоды даже непрерывные поля метеорологических величин (например, барическое поле) представлены дискретными значениями этих величин в пунктах наблюдения. В то же время функции F , определяющие зависимость величины f от координат, т. е. $f = F(x, y)$, вообще говоря, неизвестны и для каждой карты имеют свой вид. Поэтому строгое вычисление производных от f заменяется приближенным — путем замены бесконечно малых приращений метеорологической величины f ее конечными разностями. Для этой цели на карту погоды наносят систему равноотстоящих точек, образующих расчетную сетку, узлами которой являются нанесенные точки.

На рис. 5.1 показан участок прямоугольной расчетной сетки, часть точек которой пронумерована.

Начало координат, т. е. точка 0, является той точкой, для которой будем вычислять производные метеорологической величины f по ее значениям f_0, f_1, f_2, f_3 и т. д. в точках 0, 1, 2, 3 и т. д.

Расстояние между соседними точками δs называется шагом сетки. Обычно принимают $\delta s = 300$ км, но в зависимости от характера решаемой задачи δs может иметь другое значение (от 100 до 1000 км).

Для вычисления производных в точке 0 применяются следующие формулы:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial x} &= \frac{1}{4\delta s} \{ (f_1 - f_3) + 0,5 [(f_5 - f_6) + (f_8 - f_7)] \} \\ \frac{\partial f}{\partial y} &= \frac{1}{4\delta s} \{ (f_2 - f_4) + 0,5 [(f_5 - f_8) + (f_6 - f_7)] \} \end{aligned} \right\} \quad (5.1)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} &= \frac{1}{8(\delta s)^2} \{ (f_9 + f_{11} - 2f_0) + 0,5 [(f_{13} + f_{14} - 2f_2) + \\ &\quad + (f_{16} + f_{15} - 2f_4)] \} \\ \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} &= \frac{1}{8(\delta s)^2} \{ (f_{10} + f_{12} - 2f_0) + 0,5 [(f_{17} + f_{20} - 2f_1) + \\ &\quad + (f_{18} + f_{19} - 2f_3)] \} \end{aligned} \right\} \quad (5.2)$$

Вместо формул (5.1) и (5.2) часто применяются упрощенные формулы, а именно:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial x} &= \frac{1}{2\delta s} (f_1 - f_3) \\ \frac{\partial f}{\partial y} &= \frac{1}{2\delta s} (f_2 - f_4) \\ \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} &= \frac{1}{4(\delta s)^2} (f_9 + f_{11} - 2f_0) = \frac{1}{(\delta s)^2} (f_1 + f_3 - 2f_0) \\ \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} &= \frac{1}{4(\delta s)^2} (f_{10} + f_{12} - 2f_0) = \frac{1}{(\delta s)^2} (f_2 + f_4 - 2f_0) \\ \frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y} &= \frac{1}{4(\delta s)^2} [(f_5 - f_6) - (f_8 - f_7)] \end{aligned} \right\} \quad (5.2')$$

Возможны и другие виды формул (5.1) и (5.2), а также возможно преобразование их путем иной комбинации слагаемых. Например, можно записать

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y} = \frac{1}{4(\delta s)^2} [(f_5 + f_7) - (f_6 + f_8)].$$

Перемещая начало координат из точки 0 в любую точку расчетной сетки и принимая эту точку за новое начало координат, можно вычислить производные для всех интересующих нас точек карты погоды.

Подобные расчеты могут быть произведены и вдоль вертикальной оси (например, путем использования результатов радиозондирования

или информации, содержащейся на картах АТ различных уровней). Однако в этом случае выбирают $\delta z \approx 1$ км или $\delta p \approx 100$ мбар.

При расчетах изменений метеорологических величин во времени выбирают шаг по времени $\delta t \approx 3$ часам и менее.

Конечно, и в этих случаях в зависимости от решаемой задачи значения δp или δt могут быть существенно изменены в ту или другую сторону.

Формулы (5.1) и (5.2) могут быть применены к вычислению градиентов, лапласианов (операторов Лапласа) и якобианов (операторов Якоби).

Вычисление градиентов. В качестве скалярного поля рассмотрим поле давления $p(x, y, z)$. Тогда, как известно,

$$\text{grad } p = \nabla p = \frac{\partial p}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial p}{\partial z} \mathbf{k}. \quad (5.3)$$

Рассматривая карту погоды как горизонтальную плоскость, получим для нее

$$\nabla p = \frac{\partial p}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \mathbf{j}. \quad (5.3')$$

Вычислив в данной точке $\frac{\partial p}{\partial x}$ и $\frac{\partial p}{\partial y}$ с помощью формул (5.1) и отложив полученные значения в виде отрезков на осях координат (с учетом знака $\frac{\partial p}{\partial x}$ и $\frac{\partial p}{\partial y}$), можем определить вектор $\nabla p = \frac{\partial p}{\partial \mathbf{n}}$ как диагональ параллелограмма, построенного на отрезках, изображающих $\frac{\partial p}{\partial x}$ и $\frac{\partial p}{\partial y}$.

Численно

$$|\nabla p| = \sqrt{\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)^2}. \quad (5.4)$$

Пусть, например, $\frac{\partial p}{\partial x} = 2$ мбар/100 км, $\frac{\partial p}{\partial y} = -3$ мбар/100 км, тогда $|\nabla p| \approx 3,6$ мбар/100 км.

В формуле (5.3) нормаль \mathbf{n} направлена в сторону возрастающих значений p , тогда как в метеорологии принято нормаль направлять в сторону убывающих значений p (или другой скалярной величины). Поэтому вектор метеорологического градиента

$$\mathbf{p}_n = -\nabla p,$$

т. е. направлен противоположно вектору ∇p , хотя по величине они равны.

На рис. 5.2 показан участок карты с изобарами и показано направление векторов \mathbf{p}_n и ∇p .

В оперативной синоптической работе приведенный способ вычисления \mathbf{p}_n (или ∇p) применяется редко. Чаще \mathbf{p}_n определяется одним из следующих способов.

1. Измеряется вдоль нормали расстояние между изобарами δn в сотнях километров. Тогда численно

$$p_n = |\nabla p| = \left| \frac{\delta p}{\delta n} \right| \text{ мбар/100 км.}$$

Направление вектора p_n совпадает с направлением нормали. Для соседних изобар, кратных 5, $\delta p = 5$.

2. Вдоль нормали к изобарам путем интерполяции (см. п. 5.3) определяются значения p_1 в точке 1, расположенной от рассматриваемой точки 0 справа на расстоянии 50 км, и p_2 в точке 2, расположенной на расстоянии 50 км слева; тогда

$$p_n = |\nabla p| = |p_1 - p_2| \text{ мбар/100 км.}$$

Совершенно аналогично вычисляются градиенты геопотенциальных высот по изогипсам карт АТ, а также горизонтальные градиенты температуры по изотермам.

Вычисления горизонтальных градиентов до сих пор производились обычно в расчете на градус экватора, т. е. на 111 км. Целесообразнее расчеты производить на 100 км для более простого перехода к системе международных единиц.

Мы рассматривали вычисление градиентов и их составляющих в горизонтальной плоскости. Аналогично может быть вычислена и вертикальная составляющая, например $p_z = -\frac{\partial p}{\partial z}$ или $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$.

Напомним, что $\frac{\partial p}{\partial z} \gg \frac{\partial p}{\partial x}$, так как $\frac{\partial p}{\partial z} / \frac{\partial p}{\partial x} \approx 10^4$. Однако в связи с тем, что вертикальная составляющая силы барического градиента $G = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$ практически уравнивается силой тяжести g (уравнение атмосферной статики применимо и к подвижной атмосфере), обычно рассматривается лишь горизонтальная составляющая $G_n = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$, являющаяся непосредственной причиной возникновения атмосферных движений крупного масштаба.

Малые значения $\frac{\partial p}{\partial x}$ и $\frac{\partial p}{\partial y}$ (порядка 1 мбар/100 км при $\frac{\partial p}{\partial z}$ около 1 мбар/100 км) обусловлены малым наклоном изобарической поверхности к горизонту.

Вычисление лапласианов. Наиболее часто вычисляются операторы Лапласа по значениям p , H и T . Для поля геопотенциальных высот изобарической поверхности

$$\nabla^2 H = \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}, \quad (5.5)$$

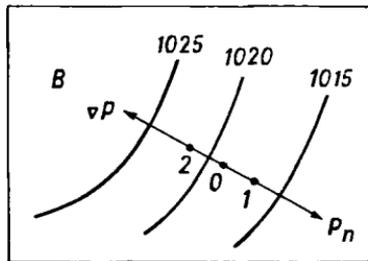


Рис. 5.2. Направление векторов p_n и v_p на участке приземной карты.

что после подстановки вторых производных из (5.2) приводит к формулам типа

$$\begin{aligned} \nabla^2 H &= \frac{1}{4(\delta s)^2} (H_9 + H_{10} + H_{11} + H_{12} - 4H_0), \\ \nabla^2 H &= \frac{1}{4(\delta s)^2} (H_1 + H_2 + H_3 + H_4 - 4H_0). \end{aligned} \quad (5.5')$$

Аналогичные выражения имеют место для $\nabla^2 p$ и $\nabla^2 T$.

Лапласианы $\nabla^2 H$ или $\nabla^2 p$ количественно характеризуют значение вертикальной составляющей вихря скорости Ω , что имеет важное значение для современных схем численного прогноза.

В ы ч и с л е н и е **я к о б и а н о в.** Оператор Якоби представляет определенную комбинацию горизонтальных производных двух функций. Пусть, например, этими функциями являются H и T . Тогда оператор Якоби

$$(H, T) = \begin{vmatrix} \frac{\partial H}{\partial x} & \frac{\partial H}{\partial y} \\ \frac{\partial T}{\partial x} & \frac{\partial T}{\partial y} \end{vmatrix} = \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (5.6)$$

Применяя первые формулы (5.2'), получим

$$(H, T) = \frac{1}{4(\delta s)^2} [(H_1 - H_3)(T_2 - T_4) - (H_2 - H_4)(T_1 - T_3)]. \quad (5.6')$$

Якобианы типа (H, T) часто встречаются в прогностических задачах при вычислении адвективных изменений метеорологических величин.

Все расчеты, рассмотренные выше, производились с использованием прямоугольной расчетной сетки, приведенной на рис. 5.1. Подобные вычисления производных могут быть выполнены и с помощью сеток другого вида, например с помощью *треугольной сетки*, в которой любые три соседние точки образуют равносторонний треугольник. Однако расчеты с применением такого рода сеток, как правило, более сложны, чем с помощью прямоугольной сетки.

При практическом осуществлении расчетов для большой территории следует учитывать особенности картографической проекции бланка карты погоды, т. е. изменение масштаба карты при изменении широты места.

5.3. Простейшие приемы интерполяции и экстраполяции

При проведении изобар или изогипс уже использовался прием интерполяции. Однако такая интерполяция, как правило, производится без количественного расчета (на глаз) для быстроты выполнения операций по обработке карт погоды. Рассмотрим более детально сущность простейших приемов интерполяции и экстраполяции.

Различают прямолинейную (линейную) и криволинейную (параболическую) интерполяцию и экстраполяцию.

Прямолинейную интерполяцию и экстраполяцию можно осуществить по наблюдениям в двух точках пространства (интерполяция в пространстве) или в два последовательных момента времени (интерполяция во времени). При этом изменение метеорологической

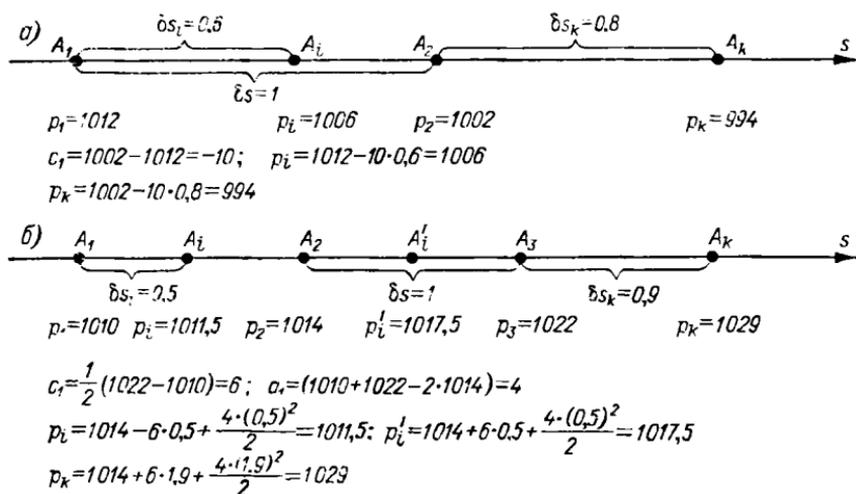


Рис. 5.3. Пояснение прямолинейной (а) и криволинейной (б) экстраполяции.

величины f от точки A_1 к точке A_2 в направлении прямой s (или от момента времени t_1 к моменту t_2) считается постоянным, т. е.

$$\frac{\partial f}{\partial s} = c_1 \quad \text{или} \quad \frac{\partial f}{\partial t} = c_2.$$

Определив значение c_1 и расстояние δs_i от точки A_1 до промежуточной точки A_i (рис. 5.3 а), расположенной между точками A_1 и A_2 , или величину c_2 , можем найти значения

$$\left. \begin{aligned} f_i &= f_1 + \frac{\partial f}{\partial s} \delta s_i = f_1 + c_1 \delta s_i \\ f_{t_i} &= f_{t_1} + \frac{\partial f}{\partial t} \delta t_i = f_{t_1} + c_2 \delta t_i \end{aligned} \right\} \quad (5.7)$$

Разумеется, переход к точке A_i можно осуществить и от точки A_2 , измерив значение δs_i от этой точки.

Если расстояние между точками A_1 и A_2 равно δs , а интервал времени $t_2 - t_1 = \delta t$, то

$$\frac{\partial f}{\partial s} = \frac{f_2 - f_1}{\delta s} \quad \text{или} \quad \frac{\partial f}{\partial t} = \frac{f_{t_2} - f_{t_1}}{\delta t}.$$

Если прямую s продолжить за точку A_2 и считать, что закономерность $\frac{\partial f}{\partial s} = c_1$ сохраняется за пределами отрезка δs , то можно вычислить значение f_k в любой точке вне отрезка δs и аналогично значение f_{t_k} :

$$\left. \begin{aligned} f_k &= f_2 + \frac{\partial f}{\partial s} \delta s_k = f_2 + c_1 \delta s_k \\ f_{t_k} &= f_{t_2} + \frac{\partial f}{\partial t} \delta t_k = f_{t_2} + c_2 \delta t_k \end{aligned} \right\} \quad (5.7')$$

где f_{t_k} — предполагаемое значение величины f в момент времени t_k через интервал δt_k после момента t_2 .

Получение значений f_k и f_{t_k} за пределами области, где значения $\frac{\partial f}{\partial s}$ и $\frac{\partial f}{\partial t}$ определены, представляет собой *экстраполяцию*, в данном случае прямолинейную.

Таким образом, в случае прямолинейной интерполяции и экстраполяции первые производные (*скорости*) $\frac{\partial f}{\partial s} = \text{const}$ и $\frac{\partial f}{\partial t} = \text{const}$, а вторые производные (*ускорения*) $\frac{\partial^2 f}{\partial s^2} = 0$ и $\frac{\partial^2 f}{\partial t^2} = 0$.

Криволинейная интерполяция и экстраполяция (интерполяция или экстраполяция с учетом ускорения) обычно применяется как *квадратическая*, причем

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial s} &\neq \text{const}; & \frac{\partial^2 f}{\partial s^2} &= \text{const} = a_1; & \frac{\partial^3 f}{\partial s^3} &= 0; \\ \frac{\partial f}{\partial t} &\neq \text{const}; & \frac{\partial^2 f}{\partial t^2} &= \text{const} = a_2; & \frac{\partial^3 f}{\partial t^3} &= 0. \end{aligned}$$

Чтобы определить значение a и выполнить операции криволинейной интерполяции или экстраполяции, необходимо иметь наблюдения минимально в трех точках пространства или в три последовательных момента времени (см. рис. 5.3 б).

Тогда

$$a_1 = \frac{\partial^2 f}{\partial s^2} = \frac{1}{\delta s} \left(\frac{f_3 - f_2}{\delta s} - \frac{f_2 - f_1}{\delta s} \right) = \frac{1}{(\delta s)^2} (f_1 + f_3 - 2f_2).$$

Аналогично

$$a_2 = \frac{\partial^2 f}{\partial t^2} = \frac{1}{(\delta t)^2} (f_{t_1} + f_{t_3} - 2f_{t_2}).$$

При этом для простоты считаем, что шаги δs и δt одинаковы между точками A_1 и A_2 или A_2 и A_3 (между моментами времени t_1 и t_2 или t_2 и t_3). Отсчет ведется от точки A_2 .

Скорость изменения метеорологической величины определяется как среднее значение между точками 1 и 3 или между моментами

времени t_1 и t_3 , т. е.

$$c_1 = \frac{f_3 - f_1}{2\delta s}, \quad c_2 = \frac{f_{t_3} - f_{t_1}}{2\delta t}.$$

Тогда при интерполяции

$$\left. \begin{aligned} f_i &= f_1 \pm c_1 \delta s_i + \frac{a_1 (\delta s_i)^2}{2} \\ f_{t_i} &= f_{t_1} \pm c_2 \delta t_i + \frac{a_2 (\delta t_i)^2}{2} \end{aligned} \right\} \quad (5.8)$$

Знак минус у второго слагаемого в формуле (5.8) ставится при расчете для точек, расположенных слева от точки A_2 , принятой за начало координат.

При экстраполяции

$$\left. \begin{aligned} f_k &= f_3 + c_1 \delta s_k + \frac{a_1 (\delta s_k)^2}{2} \\ f_{t_k} &= f_{t_3} + c_2 \delta t_k + \frac{a_2 (\delta t_k)^2}{2} \end{aligned} \right\} \quad (5.8')$$

Заметим, что удобно принять $\delta s = 1$, тогда δs_i , δs_k , δt_i и δt_k выражаются небольшими числами в долях от δs или δt (например, $\delta s_i = \frac{1}{2} \delta s$, $\delta s_k = \frac{3}{2} \delta s$ и т. д.).

Если на некоторой карте погоды, используя предыдущие карты, отметить положение какого-либо синоптического объекта (например, циклона или антициклона) в последовательные моменты времени и указать его интенсивность, то можно путем интерполяции определить его положение в промежуточные моменты времени, а путем экстраполяции предсказать последующее положение. Тем самым можно предсказать траекторию перемещения центра циклона или антициклона и аналогично — изменение давления в центре.

Путь s , пройденный центром циклона или антициклона от начального момента времени $t_0 = 0$ за время Δt , определится очевидными формулами:

$$s = c \Delta t \quad (5.9)$$

в случае прямолинейной экстраполяции и

$$s = c \Delta t + \frac{a \Delta t^2}{2} \quad (5.9')$$

в случае криволинейной экстраполяции.

Эти же формулы можно применить к прогнозу давления в центре циклона или антициклона, рассматривая c как скорость и a как ускорение изменения давления в центре.

На рис. 5.4 схематически показано применение прямолинейной и криволинейной интерполяции и экстраполяции к определению положения центра циклона и его интенсивности.

Рассмотренные приемы обычно называют приемами формальной интерполяции и экстраполяции, поскольку при их применении не учитываются внутренние особенности развития атмосферных процессов.

Например, центр циклона, перемещавшийся от момента составления прогноза ускоренно ($a > 0$), в последующем при переходе циклона в новую стадию развития может перемещаться замедленно ($a < 0$). В этом случае формальное применение (5.9') приведет к ошибочному прогнозу перемещения центра циклона. Поэтому приемы формальной экстраполяции применимы лишь к прогнозам на сроки,

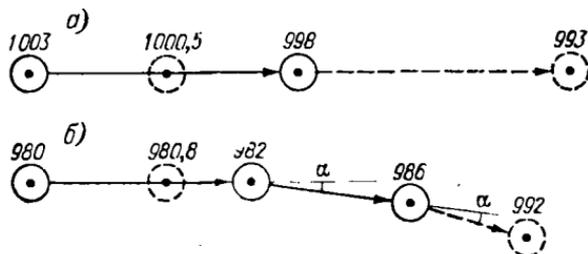


Рис. 5.4. Прямолинейная (а) и криволинейная (б) интерполяции и экстраполяции перемещения и эволюции циклона.

не превышающие 6—12 часов. Но и в этих случаях к таким прогнозам по необходимости вводятся поправки, основанные на дополнительных заключениях синоптика об ожидаемом развитии атмосферных процессов.

Для задач численных прогнозов погоды вместо формальной интерполяции применяются более строгие приемы оптимальной интерполяции, разработанные Л. С. Гандиным.

5.4. Вычисление геострофического и градиентного ветра. Градиентные линейки

Перемещение частиц воздуха единичной массы возникает под воздействием нескольких сил, что описывается уравнением движения

$$\frac{dV}{dt} = G + A + R + C, \quad (5.10)$$

где G — сила барического градиента, A — отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса), R — сила трения (турбулентной вязкости), C — центробежная сила.

При определенных условиях некоторые из этих сил могут отсутствовать или быть настолько малыми, по сравнению с другими

силами, что ими можно пренебречь. Например, центробежная сила C проявляется только тогда, когда траектории перемещающихся частиц воздуха имеют большую кривизну. Силой трения R в слоях, расположенных выше пограничного слоя, часто можно пренебречь.

Кроме того, некоторые силы направлены противоположно друг другу. В результате может быть достигнуто равновесие действующих сил. Тогда

$$\frac{dV}{dt} = 0,$$

хотя сама скорость $V \neq 0$, а лишь является в данном месте величиной постоянной.

Движение воздуха при отсутствии ускорений называется *установившимся* или *стационарным*.

Равновесие действующих сил является неустойчивым. Под влиянием процессов, происходящих в атмосфере (в том числе в соседних районах и на других уровнях), действующие силы изменяются, причем неодинаково, или появляются новые силы, ранее отсутствовавшие. Вновь возникающее ускорение изменяет характер атмосферных движений, что и приводит к постоянной изменчивости воздушных течений. Этому способствует также и то, что возникшая форма движения воздуха переносится из одного района в другие. Например, перемещение циклонов или антициклонов, рассматриваемых в виде относительно устойчивых вихрей, приводит к последовательной смене ветров в районах, через которые они перемещаются. Таким образом, движения в атмосфере преимущественно *нестационарные*.

Действие трения в пограничном слое вызывает постоянное ослабление скоростей. При этом происходит *диссипация* (рассеяние) *кинетической энергии*, превращение ее в тепловую и другие виды энергии. Диссипация не приводит к прекращению циркуляции атмосферы лишь потому, что имеются причины, стимулирующие возникновение атмосферных движений.

Как известно, первопричиной атмосферных движений является неодинаковое нагревание различных частей земного шара и связанное с этим возникновение барических градиентов. Но было бы ошибочно сводить все многообразие атмосферных движений к воздействию одного термического фактора. В самом механизме атмосферной циркуляции заложены возможности неравномерного изменения давления в различных районах и возникновения барических градиентов. Поэтому теория атмосферной циркуляции неразрывно связана с теорией изменения барического поля.

Не затрагивая в данном случае общих вопросов атмосферной циркуляции, обратимся к анализу уравнений движения и тех типов атмосферных движений, с которыми связаны упрощения этих уравнений.

В простейшем случае, когда $\frac{dV}{dt} = 0$, $R = 0$, $C = 0$, имеем $A = -G$ или численно $2\omega V \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$, откуда

$$V = \frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}.$$

Такой тип движения называется *геострофическим*. Обозначив $l = 2\omega \sin \varphi$ и $V = V_g$, для определения скорости *геострофического ветра* получим формулу

$$V_g = \frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial n} \quad (5.11)$$

или

$$\left. \begin{aligned} u_g &= -\frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial y} \\ v_g &= \frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (5.11')$$

Дополнительно заметим, что в данном случае рассматривается движение в горизонтальной плоскости, т. е. $\omega = 0$ (или $\tilde{\omega} = 0$).

Отсутствие силы C означает, что *геострофический ветер возможен лишь при прямолинейных изобарах или изогипсах карт АТ*.

Заменяя градиент p_n и его составляющие по осям координат $\frac{\partial p}{\partial x}$ и $\frac{\partial p}{\partial y}$ значениями градиента высоты H изобарической поверхности, на уровне которой определяется геострофический ветер, получим

$$\left. \begin{aligned} V_g &= \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial n} \\ u_g &= -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y} \\ v_g &= \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (5.11'')$$

В отличие от силы барического градиента $G = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$ как непосредственной причины возникновения ветра, отклоняющая сила вращения Земли $A = 2\omega V \sin \varphi$ является инерционной и фиктивной (в определенном смысле) силой. С ней связано лишь отклонение всякого свободно движущегося в горизонтальной плоскости тела в северном полушарии вправо, в южном — влево от начального направления движения.

Ни возникновение движения, ни изменение его скорости не связано с отклоняющей силой A . Это означает, что *вектор силы A всегда направлен к вектору скорости V под прямым углом, в северном полушарии вправо, в южном — влево*.

На рис. 5.5 показано взаимное расположение действующих сил относительно вектора скорости в случае геострофического ветра.

Скорость геострофического ветра является функцией барического градиента, который тем больше, чем круче наклон изобарических поверхностей к горизонту. Поэтому имеется однозначная связь между скоростью геострофического ветра и наклоном изобарических поверхностей.

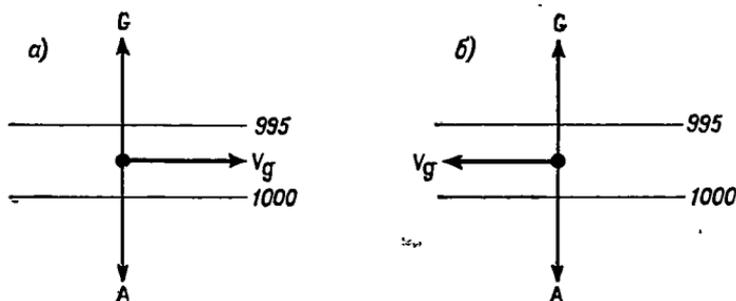


Рис. 5.5. Взаимное расположение действующих сил в случае геострофического ветра.

а — северное полушарие, б — южное полушарие.

Действительно, направим ось x вдоль нормали к изобарам (изогипсам) в сторону возрастающих значений p (или H). Заменяв $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$ и подставив с учетом (5.11') $\frac{\partial p}{\partial x} = \rho l v_g$, получим

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{l}{g} v_g \quad (5.12)$$

или

$$v_g = \frac{g}{l} \operatorname{tg} \beta, \quad (5.12')$$

что и требовалось доказать.

Подставляя в (5.11) значение $\rho = 1,276 \text{ кг/м}^3$ (при $p = 1000 \text{ мбар}$ и $t = 0^\circ \text{ C}$) и $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, при $\frac{\delta p}{\delta n}$ в мбар/100 км получим V_g в м/с:

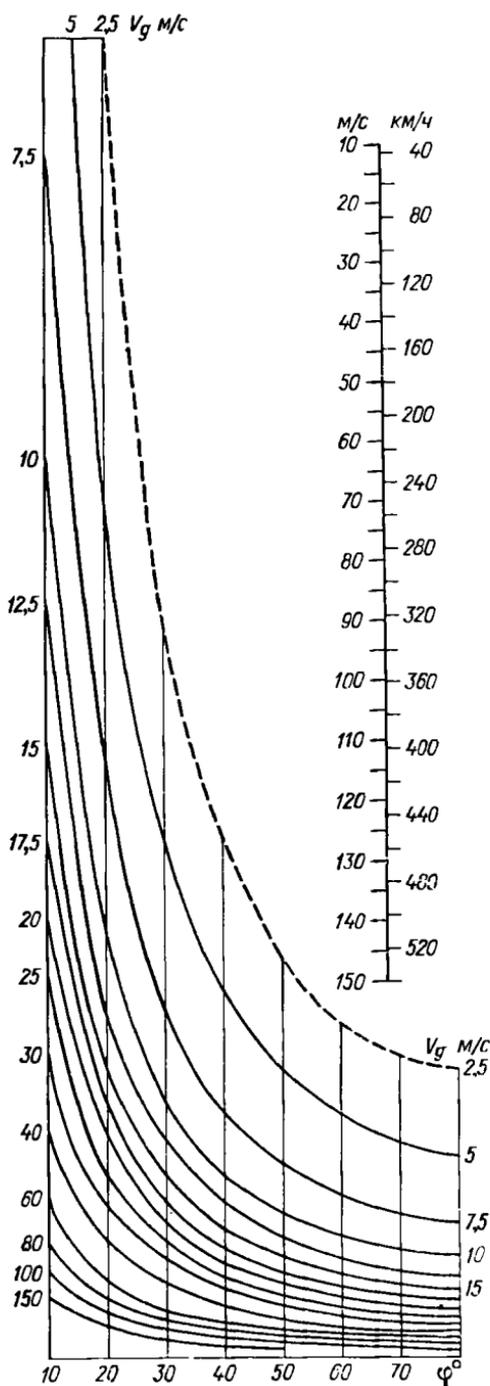
$$V_g = \frac{5,4}{\sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}. \quad (5.13)$$

Если рассмотреть две соседние изобары ($\delta p = 5 \text{ мбар}$) и измерить расстояние между ними δn в сотнях километров, то формула (5.13) примет вид

$$V_g = \frac{27}{\delta n \sin \varphi} \quad (5.13')$$

(V_g в м/с).

Для более точных расчетов в числителях формул (5.13) и (5.13') необходимо брать соответственно 5,38 и 26,9.



Поскольку расстояние между изобарами, проведенными на приземной карте через 5 мбар, эквивалентно расстоянию между изогипсами, проведенными на картах АТ через 4 гп. дам, то формула (5.13') пригодна и для вычисления V_g по картам АТ. Это же относится и к формуле (5.13), если вместо δp измерять δH в гп. дам.

По формуле (5.13') Х. П. Погосяном построена *градиентная линейка*, позволяющая вычислять V_R в км/ч по расстоянию между соседними изобарами (изогипсами) с учетом широты места. *Направление геострофического ветра* легко определить по направлению изобар или изогипс карт АТ (рис. 5.5).

При построении *градиентных линеек* учитывают масштабы бланка карты и его изменения с широтой в соответствии с принятой проекцией.

На рис. 5.6 изображена *градиентная линейка*, применяемая в службе погоды СССР. Она рассчитана для карт масштаба $1 : 150 \cdot 10^5$ (в 1 см 150 км) стереографической проекции, применяемых в оперативной работе. Отсчет скорости ветра производится в м/с.

Поскольку при метеорологическом обеспечении авиации часто необходимо знать скорость ветра в км/ч, на рис. 5.6 добавлена шкала для перевода м/с в км/ч. Можно, конечно, ввести на линейке и дополнительную шкалу для непосредственного отсчета скорости в км/ч.

рис. 5.6. Градиентная линейка ЦШП (ныне Гидрометцентр СССР).

При вычислении геопотенциальных высот с использованием барометрической формулы геопотенциала изменение плотности воздуха с высотой автоматически учтено. Поэтому одну и ту же градиентную линейку можно применять к картам АТ различных уровней и различных сезонов. Если же вычисление V_g производится по приземной карте, то отклонение ρ от значения, принятого при получении формулы (5.13), может оказаться существенным. Заменяя ρ на $\frac{p}{RT}$, можно получить формулу

$$V_g = \frac{100T}{g \delta n \sin \varphi}, \quad (5.13'')$$

которую полезно применять вместо формулы (5.13'), когда температура существенно отличается от значения $T = 273$ К и давление — от значения $p = 1000$ мбар (V_g в м/с).

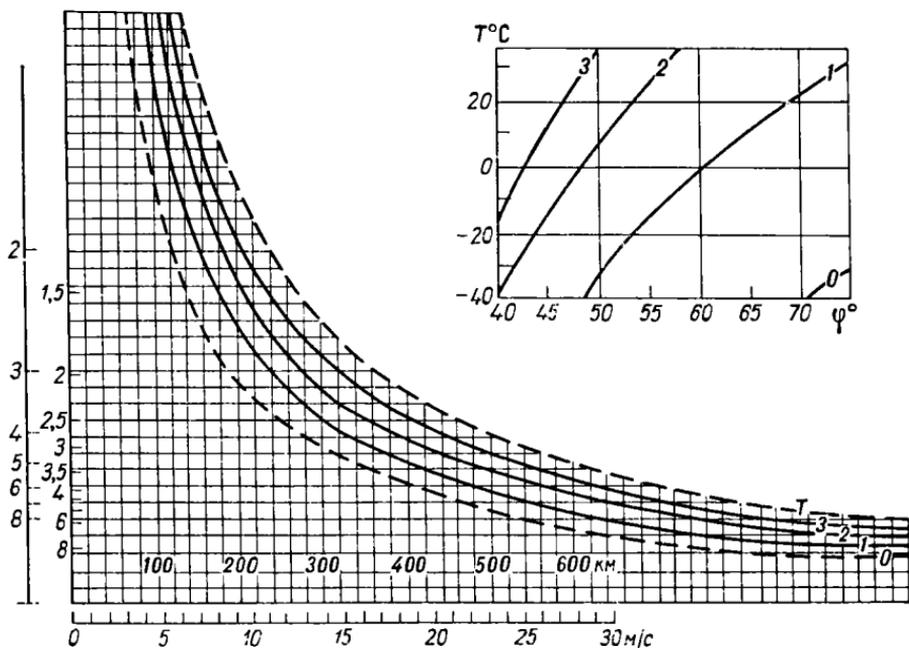


Рис. 5.7. Градиентная линейка ВВГМІІ.

Имеются градиентные линейки, учитывающие значения T на приземной карте. Однако широкого применения такие линейки не получили, так как уточнение расчетов с учетом T обычно не выходит за пределы ошибок измерений.

На рис. 5.7 приведена линейка ВВГМІІ, содержащая ряд гипербол, выбор которых производится с помощью вспомогательной шкалы

в зависимости от широты места и температуры. Гипербола T отвечает условиям субтропиков. При расчете скорости ветра левый нижний угол линейки прикладывается к изобаре так, чтобы левый край линейки был направлен вдоль нормали. Тогда, перемещаясь от второй изобары параллельно нижней шкале до пересечения с выбранной гиперболой, на нижней шкале отсчитываем соответствующую скорость ветра.

Вычисление V_g с помощью градиентных линеек не отличается большой точностью в связи с неточностями проведения изобар (изогипс) и трудностями определения расстояния Δn , особенно в системе сходящихся или расходящихся изобар (изогипс). В ряде случаев

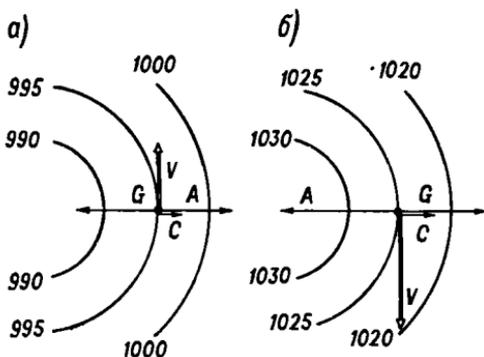


Рис. 5.8. Взаимное расположение действующих сил в случае геострофического ветра в циклоне (а) и антициклоне (б).

Градиентным ветром V_{gr} называется ветер, обусловленный действием сил G , A и C без учета силы трения. Геострофический ветер является частным случаем градиентного ветра при $C = 0$.

Рассмотрим круговую изобару радиусом r . В циклоне $\frac{\partial p}{\partial r} > 0$, в антициклоне $\frac{\partial p}{\partial r} < 0$, т. е. в циклоне сила барического градиента G направлена всегда по радиусу кривизны изобар (изогипс) r к центру, в антициклоне — от центра. Центробежная сила C всегда направлена по радиусу кривизны r от центра. Равновесие действующих сил достигается при таком их расположении, как это показано на рис. 5.8.

При этом вектор градиентного ветра V_{gr} направлен по касательной к изобарам (изогипсам AT) под прямым углом, в северном полушарии всегда вправо, а в южном полушарии — влево относительно вектора G .

¹ Все силы рассматриваются в предположении, что масса частицы $m = 1$.

более точно можно определить значения u_g и v_g путем вычисления $\frac{\partial p}{\partial x}$ и $\frac{\partial p}{\partial y}$ (или $\frac{\partial H}{\partial x}$ и $\frac{\partial H}{\partial y}$) способом, рассмотренным в п. 5.2.

При введении понятия «геострофический ветер» уравнения движения были упрощены. Тем не менее действительный ветер выше пограничного слоя атмосферы, т. е. выше 1 км, часто близок по величине и направлению к геострофическому. Поэтому понятие «геострофический ветер» и его практическое вычисление имеют весьма большое значение в оперативной синоптической работе.

Легко видеть, что в циклоне

$$\frac{V_{gr}^2}{r} + 2\omega V_{gr} \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r},$$

а в антициклоне

$$2\omega V_{gr} \sin \varphi = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{V_{gr}^2}{r}.$$

Отсюда в циклоне

$$V_{gr} = \frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial r} - \frac{1}{l} \frac{V_{gr}^2}{r}, \quad (5.14)$$

а в антициклоне

$$V_{gr} = -\frac{1}{\rho l} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{1}{l} \frac{V_{gr}^2}{r}. \quad (5.14')$$

Таким образом, в циклоне

$$V_{gr} = V_g - \frac{1}{l} \frac{V_{gr}^2}{r},$$

а в антициклоне

$$V_{gr} = V_g + \frac{1}{l} \frac{V_{gr}^2}{r},$$

т. е. на одной широте φ при одном и том же численном значении барического градиента $\frac{\partial p}{\partial r}$ градиентный ветер в циклоне несколько слабее, а в антициклоне сильнее, чем геострофический ветер.

В центре циклона или антициклона $\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial p}{\partial r} = 0$, т. е. сила барического градиента как источник движения равна нулю и соответственно скорость градиентного ветра $V_{gr} = 0$. Инерционное движение при $\mathbf{G} = 0$ мы не рассматриваем.

Уравнения (5.14) и (5.14') справедливы для круговых изобар (изогипс), хотя их иногда применяют и для любого циклонического или антициклонического искривления изобар (изогипс).

Однако при сходимости (расходимости) и изменении кривизны изобар (изогипс) даже выше пограничного слоя (в свободной атмосфере) движения обычно нестационарные и ветер отклоняется от градиентного. В таких случаях из сопоставления V_{gr} и V_g со значениями реального ветра, измеренного с помощью шаропилотных наблюдений, следует, что учет кривизны изогипс часто ухудшает результаты расчета. Поэтому в большинстве случаев при криволинейных изобарах (изогипсах) вычисление градиентного ветра на практике заменяют вычислением геострофического ветра. Это оправдано при малой кривизне изобар (изогипс), т. е. при большом значении n , когда поправка

$\frac{1}{l} \frac{V_{gr}^2}{r}$ не выходит за пределы точности вычислений. Например, при $\varphi = 90^\circ$, $V = 10$ м/с и $r = 500$ км $\frac{1}{l} \frac{V^2}{r} = 1,37$ м/с.

При малых значениях r (менее 300 км) пренебрегать влиянием кривизны изобар (изогипс) на ветер нельзя. В таких случаях можно

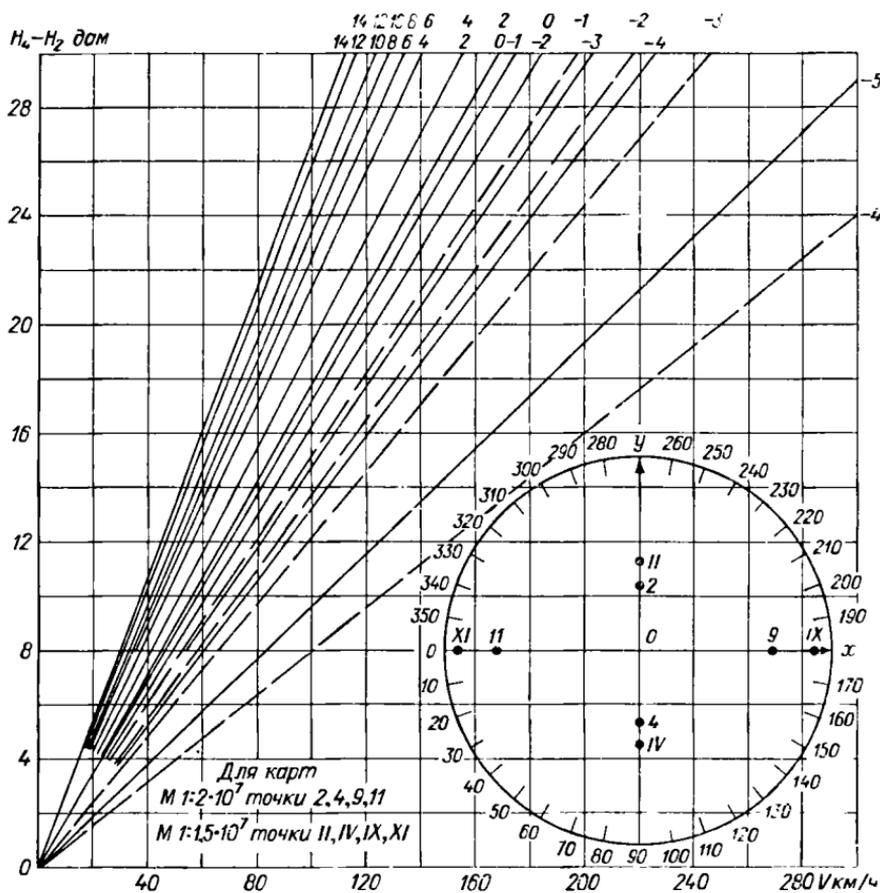


Рис. 5.9. Градиентная линейка, учитывающая влияние кривизны изобар.

применять специальные градиентные линейки, одна из которых (линейка Фрейдсона) изображена на рис. 5.9.

Кружок диаграммы служит для определения направления ветра и исходных расчетных данных по картам АТ. Точку 0 кружка совмещаем с точкой расчета ветра, ось y направляем в сторону понижения давления таким образом, чтобы значения H_p в точках 9 (IX) и 11 (XI) были равны. Тогда в точке пересечения меридиана, проходящего через точку 0, с окружностью отсчитываем направление градиентного ветра (в градусах) и вычисляем разности $H_1 - H_2$ (или $H_{IV} -$

— H_{11}) и $H_9 - H_0$ (или $H_{1X} - H_0$) в гп. дам. Полученное значение $H_4 - H_2$ находим на вертикальной шкале линейки, а значение $H_9 - H_0$ — по наклонным прямым. Верхние надписи наклонных прямых применяются для широт $45-55^\circ$, причем прерывистые линии относятся к этим широтам. Нижние надписи применяются для широт $55-65^\circ$. Из точки пересечения горизонтали $H_4 - H_2$ с наклонной прямой $H_9 - H_0$ по вертикали смещаемся до нижней шкалы линейки, где и производим отсчет скорости градиентного ветра (км/ч).

Отрицательные значения $H_9 - H_0$ соответствуют антициклонической кривизне изогипс. Поскольку градиентный ветер в антициклоне при заданном значении $H_4 - H_2$ не может превышать определенную максимальную скорость, то при больших отрицательных значениях $H_9 - H_0$ отсчет ведется с помощью предельных прямых —4 (для широт $45-55^\circ$) или —5 (для широт $55-65^\circ$).

При таком расчете кривизна изогипс учитывается автоматически без дополнительного измерения радиуса кривизны.

При $r \approx 10$ км и менее сила C может быть очень большой. В формах движения типа *смерчей* (*торнадо*) направление вращения может быть как по часовой, так и против часовой стрелки.

5.5. Вычисление агеострофических составляющих скорости u' и v' . Действительный ветер

Реальные атмосферные движения в большей или меньшей степени нестационарны. Поэтому характеристики действительного ветра отличаются от характеристик градиентного или геострофического ветра.

Можно рассматривать действительный ветер в виде двух слагаемых

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_g + \mathbf{V}'$$

или

$$\left. \begin{aligned} u &= u_g + u' \\ v &= v_g + v' \end{aligned} \right\} \quad (5.15)$$

откуда

$$\left. \begin{aligned} u' &= u - u_g \\ v' &= v - v_g \end{aligned} \right\} \quad (5.15')$$

Величины u' и v' называются *агеострофическими составляющими скорости*. Подставим их в уравнения движения:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x} + \tau v = -\tau v_g + \tau v = \tau v';$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y} - \tau u = \tau u_g - \tau u = -\tau u'.$$

Тогда

$$\left. \begin{aligned} u' &= -\frac{1}{l} \frac{dv}{dt} \approx -\frac{1}{l} \left(\frac{\partial v_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial v_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial v_g}{\partial y} + \tau \frac{\partial v_g}{\partial z} \right) \\ v' &= -\frac{1}{l} \frac{du}{dt} \approx \frac{1}{l} \left(\frac{\partial u_g}{\partial t} + u_g \frac{\partial u_g}{\partial x} + v_g \frac{\partial u_g}{\partial y} + \tau \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) \end{aligned} \right\} \quad (5.16)$$

Заменяя в уравнениях (5.16) $u_g = -\frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y}$, $v_g = \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial x}$, получим

$$\left. \begin{aligned} u' &\approx -\frac{g}{l} \left[\frac{\partial^2 H}{\partial x \partial t} + \frac{g}{l} \left(H, \frac{\partial H}{\partial x} \right) + w \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial z} \right] \\ v' &\approx -\frac{g}{l} \left[\frac{\partial^2 H}{\partial y \partial t} + \frac{g}{l} \left(H, \frac{\partial H}{\partial y} \right) + w \frac{\partial^2 H}{\partial y \partial z} \right] \end{aligned} \right\} \quad (5.16')$$

В формулах (5.16') в соответствии с (5.6) обозначено

$$\left(H, \frac{\partial H}{\partial x} \right) = \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2},$$

$$\left(H, \frac{\partial H}{\partial y} \right) = \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y}.$$

Формулы (5.16') используются в некоторых расчетных схемах для уточнения прогноза путем учета агеострофических составляющих скорости.

Вне рамок численного прогноза вычисление u' и v' практически невозможно ввиду трудоемкости вычислительных операций и отсутствия достоверных сведений о величинах типа $\frac{\partial u_g}{\partial t}$ и $\frac{\partial v_g}{\partial t}$ (или $\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H}{\partial y}$ и $\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H}{\partial x}$). В необходимых случаях непосредственно используются наблюдаемые значения V , хотя и они не всегда достаточно точно характеризуют поле действительного ветра.

Структура поля скоростей такова, что для него характерна большая изменчивость величины V в пространстве и во времени. Поэтому измеренное единичное значение V может существенно отличаться от осредненных значений V_m , определяющих течение крупномасштабных атмосферных процессов. В этом заключается причина того, что при всякой возможности вместо V используют вычисленные значения V_g .

Наибольшие отклонения V от V_g наблюдаются в приземном слое, где помимо нестационарных атмосферных движений велико влияние силы трения R .

На рис. 5.10 показано расположение действующих сил относительно вектора ветра в случае прямолинейных, циклонических и антициклонических изобар с учетом силы трения.

При рассмотрении рис. 5.10 следует обратить внимание на то, что вектор C перпендикулярен вектору V (совпадает с направлением вектора A при циклонических изобарах и противоположен ему при антициклонических). Вектор R составляет с вектором V тупой угол — около 140 — 160° .

В связи с влиянием трения направление ветра в приземном слое отклонено от касательной в изобаре в сторону низкого давления на угол в среднем около 30° (над морем около $15'$, над сушей около 40°).

Таким образом, даже в случае стационарного движения траектории частиц не совпадают с изобарами. Именно поэтому при учете трения центробежная сила C , направленная по радиусу кривизны траектории частицы, не направлена вдоль радиуса кривизны изобар.

Скорость ветра в приземном слое меньше скорости геострофического ветра. В умеренных широтах приближенно

$$V = 0,7V_g \text{ (море),}$$

$$V = 0,4V_g \text{ (суша).}$$

Были предприняты попытки получить формулы для вычисления действительного ветра у поверхности земли (на уровне флю-

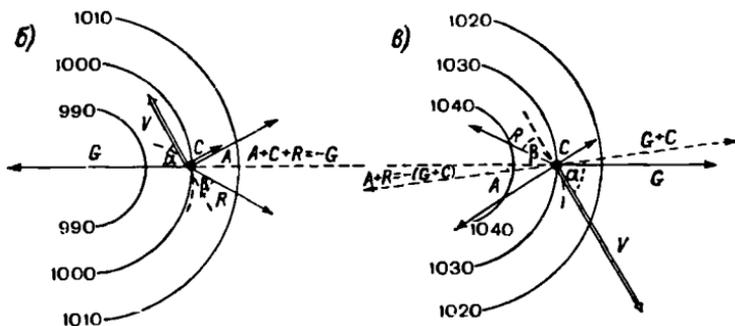
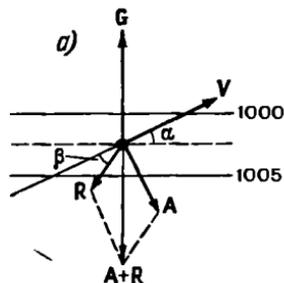


Рис. 5.10. Взаимное расположение действующих сил с учетом силы трения.

a — прямолинейные изобары, *б* — циклонические, *в* — антициклонические.

гера) по заданному барическому градиенту. Например, для широт $35-65^\circ$ предложены следующие формулы:

$$\left. \begin{aligned} V &= \frac{3,7}{\sin \varphi} \frac{\delta p}{\delta n} \text{ м/с (море)} \\ V &= \frac{2,3}{\sin \varphi} \frac{\delta p}{\delta n} \text{ м/с (суша)} \end{aligned} \right\} \quad (5.17)$$

Однако практическая ценность таких формул невелика, так как значение силы трения непосредственно и не зависит однозначно от скорости ветра на данном уровне. Поэтому направление и скорость действительного ветра по отношению к направлению и скорости геострофического ветра могут быть различными в зависимости от особенностей подстилающей поверхности и степени развития турбулентных движений в данном конкретном случае.

5.6. Вычисление дивергенции, вихря и циркуляции скорости

Вектор скорости \mathbf{V} и его составляющие u , v и w относятся к определенной точке пространства. Представляют интерес, в том числе и для прогностических целей, характеристики *поля скоростей*. Такими характеристиками являются дивергенция, вихрь и циркуляция скорости, которые хотя и вычисляются в той или иной точке, но учитывают значения скоростей в соседних точках пространства.

Дивергенция вектора скорости в пространстве определяется уравнением

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (5.18)$$

В горизонтальной плоскости

$$\operatorname{div} \mathbf{V} = D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}. \quad (5.18')$$

Аналогично можно рассматривать *дивергенцию количества движения* в горизонтальной плоскости

$$\operatorname{div} \rho \mathbf{V} = \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y}. \quad (5.19)$$

С дивергенцией¹ действительного ветра связан приток или отток воздуха в данной точке пространства.

При расходимости вектора скорости, когда $D > 0$, происходит отток воздуха от данной точки. При сходимости вектора скорости, когда $D < 0$, происходит приток воздуха к данной точке.

Это не относится к полю геострофического ветра, поскольку

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = D_g = \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \approx 0. \quad (5.20)$$

Действительно, заменяя в (5.20) u_g и v_g их значениями из (5.11'') и направляя ось x на восток, ось y на север, получим

$$D_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} + \frac{g}{f} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} - \frac{g}{f^2} \frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial f}{\partial y} = -v \frac{\partial f}{\partial y}$$

или, поскольку $\frac{\partial f}{\partial y} = \frac{2\omega \cos \varphi}{a}$, где a — радиус Земли,

$$\operatorname{div} \mathbf{V}_g = D_g = -V_g \frac{\operatorname{ctg} \varphi}{a}. \quad (5.20')$$

Значение правой части (5.20') обычно мало и им можно пренебречь, за исключением редких случаев с очень большими значениями V_g .

¹ Термин «дивергенция» иногда применяют только к расходимости, заменяя его в общем случае термином «вергенция» (С. П. Хромов), а при сходимости — термином «конвергенция».

В отличие от градиента скалярной величины (например, $\text{grad } p$), являющегося вектором, дивергенция вектора скорости является скаляром.

Поскольку дивергенция скорости или количества движения характеризует приток или отток массы воздуха, она тесно связана с уравнением неразрывности, которое можно записать в следующем виде:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{V}) = 0,$$

или

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\text{div}(\rho \mathbf{V}). \quad (5.21)$$

Если $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$, т. е. $\rho = \text{const}$, то уравнение неразрывности принимает вид

$$\text{div} \mathbf{V} = 0. \quad (5.21')$$

Не следует полностью отождествлять величину $\text{div} \mathbf{V}$ со сходимостью или расходимостью направлений ветра (изобар или изогипс АТ) в окрестностях рассматриваемой точки, так как величина $D = \text{div} \mathbf{V}$ зависит от изменения вдоль воздушного потока не только направления ветра, но и модуля скорости.

Можно, например, представить ограниченный по размерам район, в котором в прямолинейном параллельном потоке воздуха модуль скорости в направлении потока возрастает (рис. 5.11 а) или убывает (рис. 5.11 б). В первом случае $D = \frac{\partial u}{\partial x} > 0$, во втором $D = \frac{\partial u}{\partial x} < 0$.

В расходящемся или сходящемся потоке воздуха величина и знак D определяются соотношением величин $\frac{\partial u}{\partial x}$ и $\frac{\partial v}{\partial y}$.

Вычисление дивергенции скорости сопряжено с большими трудностями, так как по сравнению с u и v величина D очень мала. При допустимых погрешностях определения u и v можно неправильно определить даже знак D . Ошибка может быть уменьшена, если вычислять среднее значение D_m внутри контура L , охватывающего площадь S , по формуле

$$D_m = \frac{1}{S} \int_L V_r dL, \quad (5.22)$$

где V_r — проекция вектора скорости на радиус кривизны r контура L в данной точке. Значение V_r положительно, если направлено вдоль r за пределы контура.

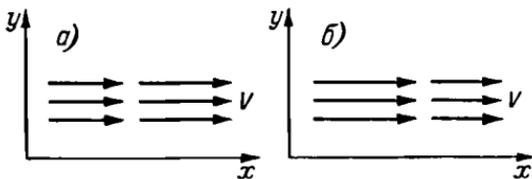


Рис. 5.11. Положительная (а) и отрицательная (б) дивергенция скорости в прямолинейном потоке.

Вихрь скорости определяется формулой

$$\text{rot } \mathbf{V} = \text{curl } \mathbf{V} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \mathbf{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \mathbf{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \mathbf{k}.$$

Каждая из составляющих вихря скорости по осям координат x , y , z характеризует тенденцию вращательного движения частиц воздуха вокруг соответствующей оси. Поскольку вращательные движения в вертикальной плоскости (вокруг осей x и y) в крупномасштабных атмосферных процессах очень малы, для таких процессов достаточно ограничиться рассмотрением *вертикальной составляющей вихря скорости*, характеризующей тенденцию вращательного движения в горизонтальной плоскости вокруг оси z (рис. 5.12). Для этой составляющей было введено (см. гл. 4) обозначение

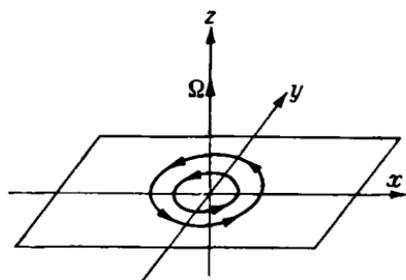


Рис. 5.12. Вращательное (вихревое) движение в горизонтальной плоскости.

$$\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.$$

Напомним также, что для краткости вихрем скорости назвали составляющую Ω , поскольку в дальнейшем изложении практически речь пойдет только об этой величине.

Вихрь скорости является очень важной характеристикой атмосферных процессов, так как с его изменениями тесно связаны изменения барического поля во времени.

Не следует полностью отождествлять вихрь скорости как метеорологическую величину с перемещением частиц воздуха по криволинейным траекториям. Речь идет не столько о вращательном движении, сколько о тенденции возникновения такого движения.

Можно представить такое поле скоростей, когда при прямолинейном движении, но неравномерном распределении скоростей вдоль нормали к воздушному течению $\Omega \neq 0$ (рис. 5.13). С другой стороны, можно представить такое распределение скоростей при вращательном движении частиц воздуха, когда $\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = 0$, т. е. $\Omega = 0$ (рис. 5.14).

Поскольку (см. п. 4.1)

$$\Omega = \frac{1}{\rho l} \left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \right) = \frac{1}{\rho l} \nabla^2 p,$$

или

$$\Omega = \frac{g}{l} \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = \frac{g}{l} \nabla^2 H,$$

вычисление Ω можно заменить вычислением лапласианов $\nabla^2 p$ или $\nabla^2 H$, что легко осуществить, применив формулу (5.18').

Так как в центре циклона $\nabla^2 p > 0$ (или $\nabla^2 H > 0$), а в центре антициклона $\nabla^2 p < 0$ (или $\nabla^2 H < 0$), то циклону соответствует положительное значение Ω , а антициклону — отрицательное.

Аналогично вычислению D_m по формуле (5.22) можно вычислить среднее значение Ω_m внутри контура L по формуле

$$\Omega_m = \frac{1}{S} \oint_L V_L dL = \frac{1}{S} \Gamma, \quad (5.23)$$

где V_L — проекция вектора скорости на касательную, проведенную в данной точке контура L . Значение V_L положительно, если направлено в сторону обхода контура против часовой стрелки.

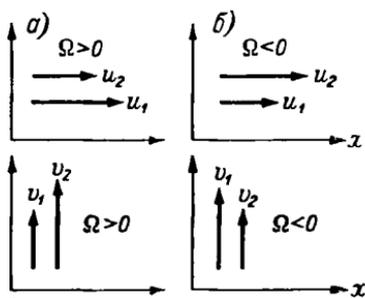


Рис. 5.13. Вихревое движение при неравномерном распределении скоростей вдоль нормали в прямолинейном потоке.
а — циклонический вихрь, б — антициклонический.

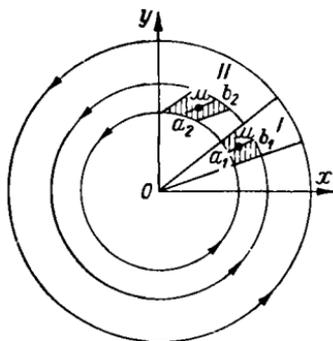


Рис. 5.14. Отсутствие вихря скорости во вращательном движении.
 a_1, b_1 — начальное положение оси симметрии элементарного объема воздуха, a_2, b_2 — последующее положение оси симметрии этого объема.

Криволинейный интеграл Γ по замкнутому контуру L в (5.23) называется *циркуляцией скорости*.

В случае безвихревого поля, когда $\Omega_m = 0$, $\Gamma = \oint_L V_L dL = 0$,

так как в этом случае при обходе контура равные по величине проекции скорости V_L на противоположных отрезках контура имеют противоположные знаки.

Ускорение циркуляции определяется формулой

$$\frac{d\Gamma}{dt} = \oint_L \frac{dV_L}{dt} dL = \oint_L \left(\frac{du}{dt} dx + \frac{dv}{dt} dy + \frac{dw}{dt} dz \right). \quad (5.24)$$

Можно доказать, что

$$\frac{d\Gamma}{dt} = - \oint_L \frac{1}{\rho} dp - 2\omega \frac{dL_1}{dt} = N - 2\omega \frac{dL_1}{dt}, \quad (5.24')$$

где L_1 — проекция контура L на плоскость экватора (рис. 5.15); N — число *единичных термодинамических соленоидов* внутри контура L , которые, например, образуются при пересечении изобарических поверхностей, проведенных через 1 мбар, и изостерических поверхностей

(т. е. поверхностей равного удельного объема $\alpha = \frac{1}{\rho}$), проведенных через 1 м³.

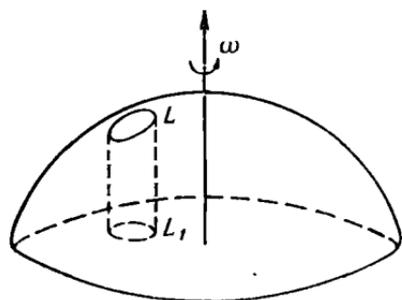


Рис. 5.15. Проекция контура на плоскость экватора

Такие *изобаро-изостерические соленоиды* можно по уравнению состояния газов заменить *изобаро-изотермическими соленоидами*.

На рис. 5.16 показаны изобаро-изотермические соленоиды в вертикальной плоскости. Величина N имеет положительный знак при переходе от вектора ∇p к вектору ∇T (или $\nabla \alpha$) через меньший угол против часовой стрелки и отрицательный — при переходе по часовой стрелке.

В горизонтальной плоскости число соленоидов N на единицу площади внутри контура L в миллионы раз меньше, чем в вертикальной плоскости. Поэтому обычно рассматривают лишь влияние на циркуляционные движения воздуха в вертикальной плоскости для объяснения бризов, горно-долинных ветров и т. п.

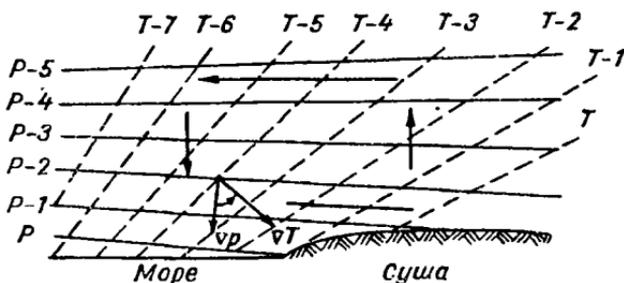


Рис. 5.16. Ускорение циркуляции в системе изобаро-изотермических соленоидов (дневной бриз).

Второе слагаемое в (5.24') имеет значение только при циркуляционных движениях большого масштаба, когда длина контура L измеряется сотнями и тысячами километров.

Из сопоставления (5.23) и (5.22) можно сделать вывод, что в тех случаях, когда вектор скорости направлен в каждой точке по касательной к контуру L , численно $V' = V_L$, $V_r = 0$ и, следовательно, $D = 0$. Такое *чисто вихревое (бездивергентное)* поле скоростей называется *соленоидальным*.

Если в каждой точке вектор скорости направлен по радиусу кривизны контура L , то $V = V_r$, $V_L = 0$ и $\Omega = 0$. Такое *чисто дивергентное (безвихревое)* поле скоростей называется *потенциальным*.

Любое поле скоростей можно разложить на соленоидальную и потенциальную составляющие.

5.7. Линии тока и функции тока. Определение траекторий частиц воздуха

Линией тока называется такая линия, в каждой точке которой вектор скорости направлен по касательной. Для V_{gr} и V_g линии тока совпадают с изобарами или изогипсами карт АТ. Вектор скорости действительного ветра обычно пересекает изобары (изогипсы), поэтому и линии тока действительного ветра пересекают изобары, что особенно ярко проявляется в приземном слое.

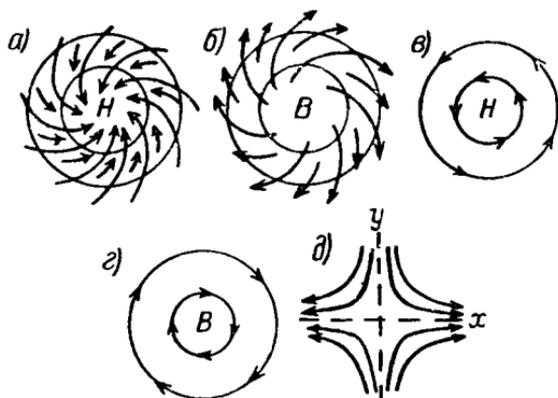


Рис. 5.17. Формы линий тока в горизонтальной плоскости в приземных циклоне (а) и антициклоне (б), в высотных циклоне (в) и антициклоне (г), в деформационном поле (д).

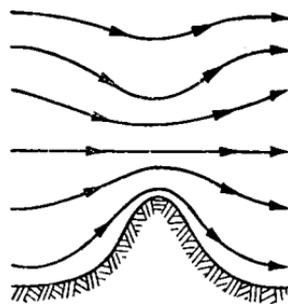


Рис. 5.18. Линии тока над горой.

На рис. 5.17 показаны различные формы линий тока в горизонтальной плоскости. При их проведении учитывают не только направление, но и скорость ветра: чем больше скорость, тем гуще располагаются линии тока. Линии тока можно рассматривать и в вертикальной плоскости. На рис. 5.18 схематически показаны линии тока при пересечении воздушным потоком горного хребта.

Уравнениями линий тока являются соотношения

$$\frac{dx}{u} = \frac{dv}{v} = \frac{dz}{\omega}, \quad (5.25)$$

откуда

$$\frac{dy}{dx} = \operatorname{tg} \gamma = \frac{v(x, y)}{u(x, y)}, \quad (5.25')$$

где γ — угол между осью x и касательной к линии тока.

Функция тока ψ в пространстве характеризует количество воздуха, протекающего в единицу времени через поперечное сечение S тела вращения, образованного при вращении рассматриваемой линии тока вокруг оси симметрии (рис. 5.19).

На плоскости функция тока ψ характеризует количество воздуха, протекающего в единицу времени через поперечное сечение между данной линией тока и другой, принятой за нулевую. Линии тока есть не что иное, как изолинии функции тока $\psi = \text{const}$.

Рассматривая функцию тока $\psi(x, y)$ как характеристику соленоидальной (вихревой) составляющей движения и функцию $\varphi(x, y)$ как характеристику потенциальной (безвихревой или дивергентной) составляющей, можно записать

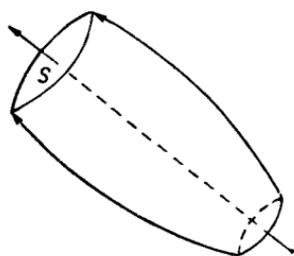


Рис 5.19. К понятию функции тока.

$$\left. \begin{aligned} u &= -\frac{\partial \psi}{\partial y} + \frac{\partial \varphi}{\partial x} \\ v &= \frac{\partial \psi}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (5.26)$$

Действительно, из (5.26) получаем

$$\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = \nabla^2 \psi,$$

т. е. Ω является функцией только ψ ,

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} = \nabla^2 \varphi,$$

т. е. D является функцией только φ .

Поскольку Ω на порядок величины больше D , то приближенно

$$\left. \begin{aligned} u &= -\frac{\partial \psi}{\partial y} \\ v &= \frac{\partial \psi}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (5.26')$$

В формулы (5.26') в отличие от формул (5.11'), не входит параметр $l = 2\omega \sin \varphi$. Поэтому вблизи экватора ($l \rightarrow 0$), где вычисление геострофического ветра лишено смысла, в некоторых схемах численного прогноза (так называемое *квасисоленоидальное приближение*) используется связь между составляющими скорости ветра и функцией тока, т. е. применяются формулы (5.26'), в которые параметр l не входит.

От формы линий тока (или формы изобар и изогипс АТ) зависит локальное изменение барического поля, т. е. знак и значение $\frac{\partial p}{\partial t}$ и $\frac{\partial H}{\partial t}$, а также другие процессы, происходящие в атмосфере.

В частности, с деформационным полем течения (рис. 5.17 д) связан наиболее активный фронтотенез, т. е. образование и усиление

фронтальных зон и атмосферных фронтов. В деформационном поле различают ось растяжения (ось x) и ось сжатия (ось y). Ось растяжения является осью асимптот, а линии тока в деформационном поле являются гиперболами, отнесенными к оси асимптот. Они удовлетворяют уравнению

$$xy = \text{const.}$$

Центральная точка деформационного поля называется *гиперболической точкой*. Нетрудно заметить, что деформационное поле воздушных течений F соответствует барической седловине.

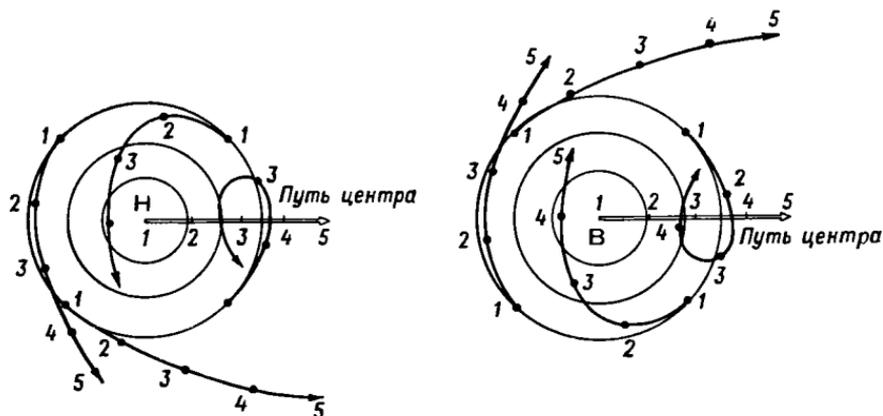


Рис. 5.20. Траектории частиц воздуха в циклоне и антициклоне.

В общем виде

$$F = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}. \quad (5.27)$$

При таком положении осей x и y , как на рис. 5.17 $\partial, F > 0$.

Следует различать линии тока и траектории частиц воздуха. Линия тока характеризует перемещение разных частиц воздуха в один и тот же момент времени. Совокупность линий тока дает как бы фотографический снимок поля скоростей.

Траектория характеризует перемещение одной и той же частицы воздуха в последовательные моменты времени. Однако если барическое поле за рассматриваемый промежуток времени не изменяется, линии тока и траектории частиц геометрически будут совпадать. Любая частица будет перемещаться вдоль той линии тока, на которой она располагалась в начальный момент времени. Например, выше слоя трения в случае стационарного барического поля изогипсы карт АТ одновременно являются линиями тока и траекториями частиц воздуха.

На рис. 5.20 показаны траектории отдельных частиц воздуха в циклоне и антициклоне (по С. Петерсену). Действительные траектории частиц воздуха являются более сложными, чем показано на рис. 5.20,

так как каждая частица воздуха смещается и по вертикали, что обусловлено вертикальными движениями различного происхождения.

Поэтому при вычислениях обычно ограничиваются грубым определением осредненных траекторий частиц воздуха, причем под «частицами» понимаются значительные массы воздуха, внутри которых происходят мелкомасштабные турбулентные и другие движения на фоне крупномасштабных атмосферных движений, которые только и могут быть выявлены с помощью карт погоды.

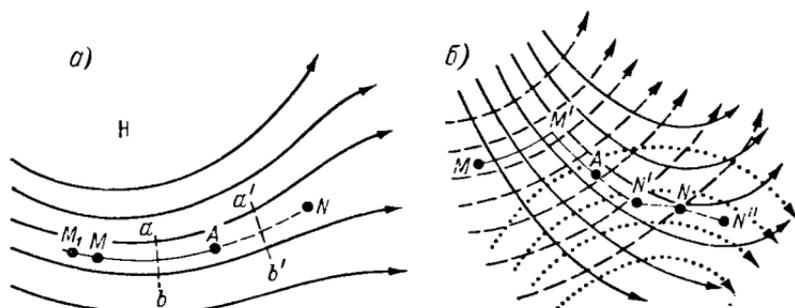


Рис. 5.21. Графический расчет траектории частиц воздуха при горизонтальном движении.

a — в сохраняющемся барическом поле, b — в меняющемся барическом поле.

Метод траекторий позволяет решать следующие задачи синоптического анализа:

1) определять, откуда переместилась (или переместится) частица воздуха в данную точку за промежуток времени δt ;

2) определять, куда переместилась (или переместится) частица воздуха из данной точки за промежуток времени δt .

Простейшим приемом решения этих задач в предположении горизонтальности движений является следующий *графический способ расчета траектории*.

Пусть имеем поле изогипс АТ (рис. 5.21) и точку расчета А, для которой необходимо определить предыдущую и последующую траектории частицы воздуха. Если расчет ведется в пределах ± 12 часов, то приближенно полагаем поле изогипс стационарным.

В направлении, противоположном течению, определяем *среднюю скорость переноса*. Для этого первоначально грубо определяем предполагаемую середину траектории (линия ab) и по значениям ветра или с помощью градиентной линейки определяем среднее значение скорости V_m . Тогда *путь переноса* $s = V_m \delta t$. Откладывая значение s вдоль изогипс с учетом их изгиба, находим исходную точку М, откуда частица воздуха за интервал времени δt переместилась в точку расчета А.

Если линия ab значительно отклоняется от середины траектории и скорость ветра вдоль s меняется, то, получив первое положение

точки M_1 , можно уточнить положение линии ab и, более точно определив значение V_m , найти уточненное положение исходной точки M . Однако уже при небольшом опыте расчета точка M обычно определяется без последующих уточнений.

Аналогично, определив V_m вдоль линии $a'b'$ (рис. 5.21 а), расположенной от точки расчета A по течению, можем найти конечную точку N , куда сместится частица воздуха из точки A за последующий интервал времени δt .

Очевидно, что для точки N точка A является исходной точкой. В данном примере отрезок MA траектории частицы определяется как действительная (фактическая) траектория, а отрезок AN — как прогностическая (будущая) траектория частицы, находившейся в срок, к которому относится карта АТ, в точке расчета A . Такие же вычисления можно производить для любой интересующей нас точки.

Если расчет ведется на срок $\delta t = \pm 24$ ч или когда при $\delta t = 12$ ч имеются карты погоды через 6 часов, определение траектории производится в два этапа с использованием изогипс двух карт АТ. На рис. 5.21 б система сплошных изогипс относится к более позднему сроку, а система прерывистых изогипс — к более раннему.

Чтобы определить для расчетной точки A исходную точку M (24 часа назад), по последней карте АТ определяют промежуточную точку M' (12 часов назад) способом, рассмотренным выше.

Для точки M' по предыдущей карте аналогично находим точку M (еще 12 часов назад). Тем самым определена точка, откуда в точку расчета A переместилась частица воздуха за 24 часа.

Прогноз перемещения частицы из точки A можно осуществить по последней карте только на 12 часов вперед. Для удлинения срока прогноза необходимо использовать будущую (прогностическую) карту АТ (пунктирные изогипсы на рис. 5.21 б). Как определить промежуточную точку N' и прогностическую точку N , становится ясным при рассмотрении рисунка.

Если на будущей карте рассматривать точку N как точку расчета, то для нее можно вычислить исходную точку (этой точкой будет точка A) и конечную точку на новые 12 часов (точка N''). Тем самым можно удлинить срок расчета до 36 часов, так как интервалы времени δt , в которые частицы перемещаются последовательно от A к N' , от N' к N и от N к N'' , равны 12 часам каждый.

При $\delta t = 12$ ч результат расчета будет лишь очень грубым приближением к действительности. При $\delta t = 6$ ч расчет будет более точным, но в этом случае необходимы карты АТ через 6 часов.

Расчет траекторий частиц в приземном слое обычно выполняется на сроки, не превышающие 12 часов. Для расчета используются все дополнительные (кольцевые) карты, а при прогнозе траектории дается прогноз изменения поля изобар.

Направление переноса определяют как среднее между направлением изобар и направлением ветра (г. е. направлением линии тока в приземном слое).

Скорость переноса вычисляют как среднее значение скоростей на высотах 0 (флюгер), 200, 300, 600 и 1000 м.

При грубой оценке траектории за направление перемещения частицы можно принять направление изобар приземной карты. Скорость перемещения частицы можно рассматривать как среднее значение между скоростью ветра в приземном слое и скоростью геострофического ветра, вычисленного по полю изобар. Можно также принять скорость переноса равной 1,3 скорости ветра, причем скорость ветра осредняется между соседними станциями, расположенными вдоль траектории.

В предыдущих расчетах предполагалось, что фиксированная частица воздуха перемещается как целое внутри крупномасштабного воздушного течения в направлении и со скоростью этого течения. Поэтому физический смысл операций по определению траектории частицы воздуха достаточно ясен.

Приемы интерполяции и экстраполяции, используемые при определении траекторий частиц воздуха, можно назвать приемами *физической интерполяции и экстраполяции*, в отличие от приемов формальной интерполяции и экстраполяции, рассмотренных в п. 5.1. В случае формальной интерполяции и экстраполяции скорость и ускорение не связаны непосредственно со скоростью и ускорением воздушного течения.

5.8. Правило ведущего потока (правило переноса). Вычисление трансляционных (адвективных) и эволюционных (трансформационных) изменений метеорологических величин

В оперативной синоптической работе широко применяется *правило ведущего потока*, полученное первоначально эмпирически В. М. Михелем и С. И. Троицким (1932 г.).

Согласно правилу ведущего потока, центры циклонов и антициклонов перемещаются в направлении устойчивого воздушного течения на уровне 4—6 км над ними.

В дальнейшем перемещение центров циклонов и антициклонов осей ложбин и гребней, линий фронтов и даже значений приземного давления p_0 в целях прогноза стали осуществлять вдоль изогипс карт AT_{700} или AT_{500} со скоростью C , пропорциональной скорости ветра V на соответствующем уровне, т. е.

$$C = kV. \quad (5.28)$$

В среднем

$$\left. \begin{aligned} C &= 0,8V_{700} \\ C &= 0,6V_{500} \end{aligned} \right\} \quad (5.28')$$

Техника переноса аналогична рассмотренным выше приемам определения траектории частиц, за исключением того, что $C \neq V$.

Правило ведущего потока, хотя условно и относится к приемам физической экстраполяции, однако не имеет такого наглядного толкования, как метод траекторий. Перемещение барических систем и изменения барического поля в целом являются результатом сложных процессов, происходящих не на одном уровне, а во всей толще атмосферы. Именно с этим связаны значительные отклонения траекторий циклонов и антициклонов от направления изогипс карт АТ₇₀₀ и АТ₅₀₀, а также то, что коэффициент k в формуле (5.28) меняется в достаточно широких пределах.

Попытки усовершенствования правила ведущего потока рассмотрены в соответствующих разделах курса.

Правило ведущего потока в том виде, как оно применяется с использованием карт АТ, иногда называют *правилом переноса*.

Учитывая сказанное о приемах формальной и физической экстраполяции, следует различать трансляционные и адвективные изменения метеорологических величин.

Под *адвекцией* понимается перемещение воздушной массы (частицы) в горизонтальном направлении, в отличие от *конвекции* — перемещения в вертикальном направлении.

Локальное изменение метеорологической величины f под влиянием адвекции определяется очевидным соотношением

$$\text{например,} \quad \left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right), \quad (5.29)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right). \quad (5.29')$$

Используя соотношения (5.15), можно формулу (5.29) переписать

$$\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\left(u_g \frac{\partial f}{\partial x} + v_g \frac{\partial f}{\partial y}\right) - \left(u' \frac{\partial f}{\partial x} + v' \frac{\partial f}{\partial y}\right). \quad (5.30)$$

Первое слагаемое в (5.30) справа называют *геострофической адвекцией* f , второе — *агеострофической адвекцией* f .

Обычно ограничиваются вычислением геострофической адвекции f . Заменяя u_g и v_g их значениями из (5.11"), получим

$$\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\frac{g}{l} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \frac{\partial f}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \frac{\partial f}{\partial x}\right) = -\frac{g}{l} (H, f). \quad (5.31)$$

т. е. геострофическая адвекция пропорциональна якобиану (H, f) .

Очевидно, что значение локального адвективного изменения метеорологической величины f пропорционально составляющим градиента $\frac{\partial f}{\partial x}$ и $\frac{\partial f}{\partial y}$, а также составляющим градиента геопотенциала $\frac{\partial H}{\partial x}$ и $\frac{\partial H}{\partial y}$.

Пусть ось x направлена по нормали v к изолиниям $f = \text{const}$, так что $\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{\partial f}{\partial v}$, а $\frac{\partial f}{\partial y} = 0$. Тогда

$$\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{\text{адв}} - \frac{g}{l} \frac{\partial H}{\partial y} f_v = -u_g f_v.$$

В качестве направлений изолиний H и f примем такие, чтобы их низкие значения, если смотреть в направлении этих изолиний, оставались слева, и обозначим угол между изогипсой $H = \text{const}$ и изолинией $f = \text{const}$ через ϵ . Тогда $u_g = V_g \sin \epsilon$. Следовательно

$$\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{\text{здв}} = -f_v V_g \sin \epsilon. \quad (5.31')$$

Применительно к температуре это было рассмотрено в п. 4.2.

На рис. 5.22 показано взаимное расположение изогипс H и изотерм T в случаях адвекции тепла, адвекции холода и нулевой адвекции.

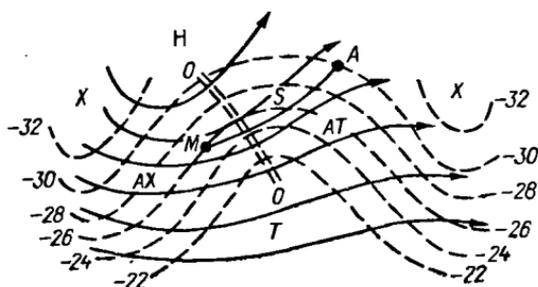


Рис. 5.22. Взаимное расположение изогипс и изотерм в случаях адвекции тепла, адвекции холода и нулевой адвекции.

а в точке M температура была T_2 . При перемещении частицы воздуха из точки M в точку A через интервал времени δt она перенесет и свою температуру (если не испытает других влияний). Поэтому адвективное изменение температуры в точке A за интервал времени δt будет $\delta T_{\text{адв}} = T_2 - T_1$.

Формулу (5.29) можно применить в том случае, если рассматривать не перемещение фиксированной частицы воздуха, обладающей определенными физическими свойствами, а перенос какой-либо характеристики, например изобары.

Однако в этом случае следует говорить не об адвекции, а о *переносе*, или *трансляции*, и соответствующее изменение метеорологической величины следует называть *трансляционным*. Если скорость переноса C и ее составляющие C_x и C_y , то, например,

$$\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\text{трансл}} = -\left(C_x \frac{\partial p}{\partial x} + C_y \frac{\partial p}{\partial y}\right). \quad (5.32)$$

При вычислении адвективных или трансляционных изменений метеорологических величин предполагается, что они переносятся в атмосфере в неизменном виде, т. е. индивидуальные изменения равны нулю.

Пусть, например, $\frac{df}{dt} = 0$. Выражая полную (индивидуальную) производную по времени через частные производные, получим в слу-

жении. Последняя отмечается тогда, когда в данной точке $T_y = 0$, $H_n = 0$ или когда изогипса H и изотерма T параллельны друг другу.

Вычисление адвективных изменений температуры или другой метеорологической величины можно осуществить путем расчета траекторий частиц.

Пусть, например, в точке A (рис. 5.22) в момент времени, к которому относится карта, температура была T_1 ,

чае горизонтального переноса

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} = 0,$$

откуда

$$\left(\frac{\partial f}{\partial t}\right)_{\text{адв}} = -\left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y}\right),$$

т. е. мы получим формулу (5.29).

Пусть теперь $\frac{df}{dt} \neq 0$. Такие изменения метеорологических величин называются *эволюционными* или *трансформационными*. Первый термин применяется преимущественно к преобразованиям барического поля, второй — к изменениям свойств воздушных масс.

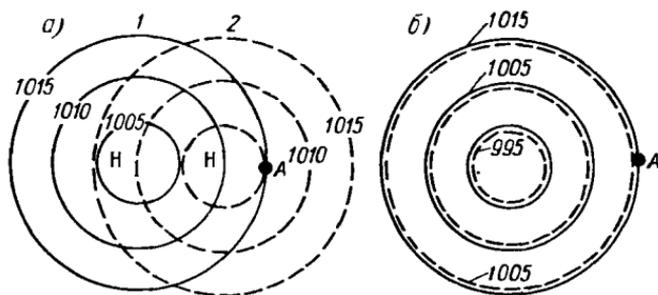


Рис. 5.23. Трансляционное (а) и эволюционное (б) изменение давления в точке А.

Локальные изменения во времени метеорологической величины f можно рассматривать как сумму его эволюционных (трансформационных) и трансляционных (адвективных) изменений. Например,

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{dp}{dt} - \left(C_x \frac{\partial p}{\partial x} + C_y \frac{\partial p}{\partial y}\right) = \left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\text{эвол}} + \left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\text{трансл}} \quad (5.33)$$

или

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right) = \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{трансф}} + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}} \quad (5.33')$$

Рассмотрим в качестве примера изменения давления в точке А под влиянием перемещения и эволюции циклона (рис. 5.23).

Пусть циклон без эволюции, т. е. с сохранением давления в центре, за время δt переместится из положения 1 в положение 2 (рис. 5.23 а). Давление в точке А изменится при этом от 1015 до 1005 мбар. Такое изменение давления является чисто трансляционным и в точке А

$$\delta p_{\text{трансл}} = 1005 - 1015 = -10 \text{ мбар} \cdot \delta t.$$

Пусть теперь циклон, сохраняя свое географическое положение, за время δt углубится на 10 мбар, причем углубление распространится и на окрестности центра (рис. 5.23 б). В этом случае изменение давления в точке А является чисто эволюционным.

Если одновременно происходит перемещение и эволюция циклона, то и изменение давления в точке A будет являться суммой эволюционного и трансляционного изменений.

Часто эволюционное изменение давления в окрестностях центра циклона или антициклона отличается от изменения давления в центре. Его можно определить, если вычислить трансляционное изменение. Тогда из (5.33) получим

$$\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\text{эвол}} = \frac{\partial p}{\partial t} - \left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\text{трансл}}.$$

Барические тенденции на картах погоды есть не что иное, как локальные изменения давления за последние 3 часа. В соответствии со сказанным барическую тенденцию можно рассматривать как результирующую эволюционного и трансляционного изменений давления за 3 часа, т. е.

$$b = b_{\text{эвол}} - b_{\text{трансл}},$$

где $b_{\text{эвол}}$ — тенденция углубления (заполнения) циклона или усиления (ослабления) антициклона, а $b_{\text{трансл}}$ — тенденция перемещения циклона или антициклона.

5.9. Изменение ветра с высотой.

Вычисление термического ветра

Приземный слой (или подслоя пограничного слоя) атмосферы до высоты около 30 м характеризуется возрастанием с высотой коэффициента турбулентного обмена. В этом слое направление ветра с высотой практически не меняется, а скорость быстро возрастает (по логарифмическому или степенному закону).

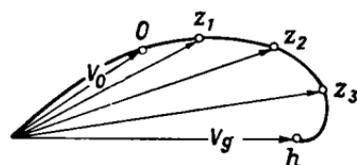


Рис. 5.24. Спираль Экмана.

В пограничном слое (слое трения) выше приземного подслоя коэффициент турбулентного обмена мало меняется с высотой. Здесь скорость продолжает возрастать, причем ветер поворачивает в северном полушарии вправо, в южном — влево до тех пор, пока не будет направлен по касательной к изобаре, т. е. не достигнет значений градиентного ветра. Высота h , начиная с которой ветер приближенно можно считать геострофическим, составляет около 1 км. При ослабленном турбулентном обмене влияние приземного трения распространяется до меньшей высоты ($h \approx 0,3 \div 0,4$ км), при сильном турбулентном обмене — до большей высоты ($h \approx 1,5 \div 2,0$ км).

Если из одного и того же начала координат отложить векторы ветра на различных высотах z пограничного слоя и соединить концы этих векторов, то получится кривая линия, известная под названием *спирали Экмана* (рис. 5.24).

В свободной атмосфере, т. е. над пограничным слоем, изменения ветра с высотой могут иметь различный характер в зависимости от особенностей изменений барического поля с высотой. При этом на каждом уровне ветер в среднем близок к геострофическому, т. е. его направление близко к направлению изогипс на картах АТ этого уровня, а скорость прямо пропорциональна их густоте (градиенту геопотенциала).

Имеется определенная связь между изменениями ветра с высотой и адвекцией температуры, а именно: в северном полушарии области адвекции тепла соответствует правый поворот ветра с высотой, а области адвекции холода — левый. В южном полушарии — обратное соотношение.

Чтобы пояснить сказанное, рассмотрим изменения барического поля с высотой, или, что равноценно, изменения геопотенциальных высот изобарических поверхностей.

Согласно формуле (1.9)

$$H_2 - H_1 = 6,74 T_m \lg \frac{p_1}{p_2} = a_{1,2} T_m,$$

где $a_{1,2} = 6,74 \lg \frac{p_1}{p_2}$ ($a_{1,2} = \text{const}$ для фиксированных значений p_1 и p_2).

Дифференцируя, получим:

$$\frac{\partial H_2}{\partial x} = \frac{\partial H_1}{\partial x} + a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial x},$$

$$\frac{\partial H_2}{\partial y} = \frac{\partial H_1}{\partial y} + a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial y}$$

или

$$\frac{g}{l} \frac{\partial H_2}{\partial x} = \frac{g}{l} \frac{\partial H_1}{\partial x} + \frac{g}{l} a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial x},$$

$$-\frac{g}{l} \frac{\partial H_2}{\partial y} = -\frac{g}{l} \frac{\partial H_1}{\partial y} - \frac{g}{l} a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial y},$$

откуда, принимая во внимание формулу (5.11"), находим:

$$\left. \begin{aligned} u_2 &= u_1 + u_T \\ v_2 &= v_1 + v_T \\ V_2 &= V_1 + V_T \end{aligned} \right\} \quad (5.34)$$

где $u_T = -\frac{g}{l} a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial y}$ и $v_T = \frac{g}{l} a_{1,2} \frac{\partial T_m}{\partial x}$ — составляющие термического ветра V_T , под которым понимается приращение вектора геострофического ветра при переходе с нижнего уровня H_1 на верхний H_2 . Очевидно, что

$$V_T = V_2 - V_1. \quad (5.34')$$

Для термического ветра горизонтальный градиент средней температуры слоя $\Gamma_m = -\frac{\partial T_m}{\partial v}$ играет такую же роль, как барический градиент для геострофического ветра. Это означает, что термический ветер направлен по изотерме таким образом, что в северном полушарии область более низких температур располагается слева, а более высоких — справа, если смотреть по направлению термического ветра.

На рис. 5.25 показано взаимное расположение векторов \mathbf{G} и соответственно \mathbf{V}_g на двух уровнях при различных направлениях Γ_m и

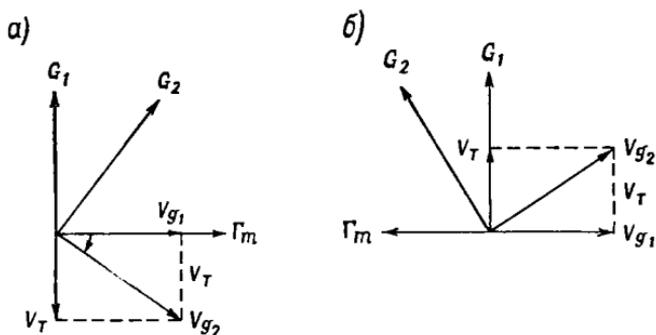


Рис. 5.25. Взаимное расположение векторов \mathbf{G} , \mathbf{V}_g , Γ_m и \mathbf{V}_T при адвекции тепла (а) и холода (б).

соответственно \mathbf{V}_T . Легко видеть, что в области адвекции тепла имеет место правый поворот ветра (северное полушарие), а в области адвекции холода — левый. При этом в зависимости от направления Γ_m возможно как усиление, так и ослабление ветра с высотой. Это же относится и к области нулевой адвекции, где ветер может сменить направление на противоположное.

Во всех случаях вектор ветра на верхнем уровне приближается к вектору термического ветра. Причина заключается в том, что с высотой центр области низкого давления приближается к центру области холода, а центр области высокого давления — к центру области тепла, причем изогипсы на картах АТ приближаются по направлению к изотермам.

Действительно, из элементарных соображений о величине барической ступени следует, что в теплой и менее плотной воздушной массе давление медленнее убывает с высотой, а в холодной и более плотной воздушной массе — быстрее. Поэтому на высотах в несколько километров теплой воздушной массе обычно соответствует область относительно повышенного давления, а холодной воздушной массе — относительно пониженного давления.

Тем самым с высотой осуществляется такая перестройка барического поля, при которой центры областей пониженного давления на высотах приближаются к центрам областей холода, а центры повышенного давления — к центрам областей тепла.

Поскольку в коэффициент $a_{1,2}$ входит $\lg \frac{p_1}{p_2}$, постольку большей толщине рассматриваемого слоя соответствует большая величина V_T при том же значении Γ_m .

Наиболее часто термический ветер вычисляется в слое между изобарическими поверхностями 500 и 1000 мбар по карте OT_{1000}^{500} . Изогипсы на этой карте, проведенные через 4 гп. дам, как известно эквивалентны изогермам средней температуры слоя, проведенным через 2° С.

Направление термического ветра на карте OT_{1000}^{500} определяется как касательная к изогипсе аналогично направлению V_g на картах АТ.

Скорость термического ветра можно определить с помощью обычной градиентной линейки. Действительно, из предыдущего изложения следует, что

$$T_m = \frac{H_2 - H_1}{a_{1,2}} = \frac{H_{p_1}^{p_2}}{a_{1,2}}, \quad \frac{\partial T_m}{\partial v} = \Gamma_m \quad \frac{1}{a_{1,2}} \frac{\partial H_{p_1}^{p_2}}{\partial n}$$

и

$$V_T = \frac{g}{l} a_{1,2} \frac{\partial T_x}{\partial v} = \frac{g}{l} \frac{\partial H_{p_1}^{p_2}}{\partial n}. \quad (5.35)$$

В частности,

$$(V_T)_{1000}^{500} = \frac{g}{l} \frac{\partial H_{1000}^{500}}{\partial n}. \quad (5.35')$$

Напомним, что во всех формулах такого вида (в соответствии с определением геопотенциальных высот) значение $g = 9,8$ является безразмерным постоянным числом.

Другим способом вычисления термического ветра может служить применение формулы (5.34).

Отложив из одного начала векторы ветра V_2 и V_1 в определенном масштабе и соединив концы этих векторов, получим вектор термического ветра V_T (рис. 5.25). Направление термического ветра в этом случае получим непосредственно, а значение — путем измерения длины вектора V_T с учетом принятого масштаба для V_1 и V_2 .

5.10. Вычисление вертикальной составляющей скорости

Вертикальные движения в атмосфере имеют различную природу и масштабы. К ним относятся:

1) *неупорядоченные* вертикальные движения, связанные с турбулентностью;

2) *упорядоченные* местные вертикальные движения, связанные с конвекцией (в облаках С_и и С_б), с местными вихрями (шквалы, смерчи) и местными циркуляционными системами (бризы, горно-долинные ветры);

3) вертикальные движения при *волновых движениях* различного происхождения;

4) вертикальные движения, обусловленные влиянием на воздушные течения *орографических препятствий*;

5) вертикальные движения, обусловленные *приземным трением и нестационарностью крупномасштабных воздушных течений*, особенно у атмосферных фронтов и в центральных частях циклонов и антициклонов.

В настоящем параграфе речь идет о вычислении вертикальной составляющей скорости последнего класса вертикальных движений, скорость которых обозначим через $w = \frac{dz}{dt}$.

В изобарической системе координат вместо вертикальной составляющей скорости используется эквивалентная ей величина $\tilde{w} = \frac{dp}{dt}$ ¹.

Вертикальная составляющая скорости или сокращенно *вертикальная скорость* $w = \frac{dz}{dt}$ характеризует изменение с течением времени высоты фиксированной частицы воздуха. При восходящих движениях воздуха $w > 0$, при нисходящих $w < 0$.

Величина $\tilde{w} = \frac{dp}{dt}$ характеризует изменение давления фиксированной частицы воздуха при ее вертикальном перемещении. Поскольку в атмосфере давление с высотой понижается, то при восходящем движении $\frac{dp}{dt} = \tilde{w} < 0$, а при нисходящем движении $\frac{dp}{dt} = \tilde{w} > 0$.

Величины w и \tilde{w} имеют не только обратные знаки, но и различную размерность: w выражают в см/с, м/с, м/ч, м/12 ч и т. п., тогда как \tilde{w} выражают в мбар/ч, мбар/12 ч и т. п. Величину \tilde{w} следовало бы точно назвать барическим эквивалентом вертикальной скорости, однако ее обычно также называют вертикальной скоростью.

Таблица 5.1

Приближенные соотношения между w и \tilde{w} на различных изобарических поверхностях

Изобарическая поверхность, мбар	Переход от w к \tilde{w}		Переход от \tilde{w} к w	
	w см/с \rightarrow \tilde{w} мбар/ч	w м/ч \rightarrow \tilde{w} мбар/ч w м/12 ч \rightarrow \tilde{w} мбар/12 ч	w см/с \rightarrow \tilde{w} мбар/ч	w м/ч \rightarrow \tilde{w} мбар/ч w м/12 ч \rightarrow \tilde{w} мбар/12 ч
850	$\tilde{w} = -4,00w$	$\tilde{w} = -0,111w$	$w = -0,25\tilde{w}$	$w = -9,0\tilde{w}$
700	$\tilde{w} = -3,33w$	$\tilde{w} = -0,094w$	$w = -0,30\tilde{w}$	$w = -10,7\tilde{w}$
500	$\tilde{w} = -2,63w$	$\tilde{w} = -0,073w$	$w = -0,36\tilde{w}$	$w = -13,8\tilde{w}$
300	$\tilde{w} = -1,67w$	$\tilde{w} = -0,046w$	$w = -0,60\tilde{w}$	$w = -21,5\tilde{w}$

¹ Вместо обозначения \tilde{w} в литературе иногда встречается обозначение τ .

Приближенный переход от ω к $\tilde{\omega}$ и обратно на изобарических поверхностях может быть осуществлен с помощью табл. 5.1.

Вычисление вертикальной составляющей скорости ω или $\tilde{\omega}$ можно осуществить несколькими способами, которые применяются в зависимости от характера решаемой диагностической или прогностической задачи. Поскольку переход от ω к $\tilde{\omega}$ и обратно легко осуществить с помощью табл. 5.1, ограничимся записью формул для вычисления $\tilde{\omega}$, так как эта характеристика наиболее часто применяется в оперативной работе.

1. Вычисление $\tilde{\omega}$ по уравнению неразрывности

В изобарической системе координат, как известно, уравнение неразрывности записывается следующим образом:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial p} = 0. \quad (5.36)$$

Интегрируя эту формулу в пределах от p_1 до p_2 , получим

$$\tilde{\omega}_{p_2} - \tilde{\omega}_{p_1} = - \int_{p_1}^{p_2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp = D_m (p_1 - p_2), \quad (5.37)$$

где $D_m = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_{cp}$ — средняя дивергенция в слое $p_1 - p_2$.

Если $p = 1000$ мбар (уровень земли), то $\tilde{\omega} = 0$. Тогда

$$\tilde{\omega}_p = (1000 - p) D_m \approx (1000 - p) \frac{D_{1000} + D_p}{2}. \quad (5.37')$$

Вычисляя D_p в м/с на 1000 км, $\tilde{\omega}$ в мбар/12 ч, получим рабочие формулы вида:

$$\left. \begin{aligned} \tilde{\omega}_{850} &= 3,2 (D_{1000} + D_{850}) \\ \tilde{\omega}_{700} &= \tilde{\omega}_{850} + 3,2 (D_{850} + D_{700}) \\ \tilde{\omega}_{500} &= \tilde{\omega}_{700} + 4,3 (D_{700} + D_{500}) \end{aligned} \right\} \quad (5.37'')$$

Вычисление D_{1000} по характеристикам ветра часто затруднено в связи с резким несоответствием поля ветра в приземном слое барическому полю. В таких случаях вместо первой формулы в (5.37'') применяют формулу

$$\tilde{\omega}_{850} = -3,5 \nabla^2 p_0 + 3,2 D_{850}, \quad (5.37''')$$

принимая при вычислении $\nabla^2 p_0$ шаг сетки $\delta_s = 500$ км.

Из (5.37''') следует, что если в слое 1000—700 мбар $D_p = \text{const}$, то

$$\tilde{\omega}_{700} \approx 13 D_{850},$$

а если в слое 700—500 мбар $D \approx 0$, то $\tilde{\omega}_{500} \approx \tilde{\omega}_{700}$.

Недостаточность данных о ветре и трудоемкость вычислений D ограничивают применение данного способа.

Вычисленные этим способом значения $\tilde{\omega}_p$ относятся к точке, для которой вычислялись D и к сроку карты, по которой производился расчет.

Определив для точки расчета A исходную точку M и в ней значение D_p , можно дать прогноз $\tilde{\omega}_p$ в точке A через 12 часов. В этом случае предполагается, что при перемещении частицы воздуха вдоль траектории одновременно переносится неизменное значение величины D_p . В действительности значение D_p меняется с течением времени. Поэтому срок прогноза не может быть большим.

2. Вычисление $\tilde{\omega}$ по уравнениям вихря скорости и неразрывности

Полная производная вихря скорости может быть представлена формулой

$$\frac{d\Omega}{dt} = \frac{\partial\Omega}{\partial t} + \left(u \frac{\partial\Omega}{\partial x} + v \frac{\partial\Omega}{\partial y} + \tilde{\omega} \frac{\partial\Omega}{\partial p} \right) \approx -ID \quad (5.38)$$

или

$$\frac{g}{l} \frac{d}{dt} \nabla^2 H = -ID. \quad (5.38')$$

Откуда

$$\frac{g}{l} \int_{p_1}^{p_2} \frac{d}{dt} \nabla^2 H dp = -l \int_{p_1}^{p_2} D dp$$

и

$$D_m = -\frac{g}{l^2} \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_m.$$

Подставляя значение D_m в (5.37), получим

$$\tilde{\omega}_{p_2} - \tilde{\omega}_{p_1} = -\frac{g}{l^2} (p_1 - p_2) \frac{d}{dt} (\nabla^2 H)_m \quad (5.39)$$

или

$$\tilde{\omega}_{p_2} - \tilde{\omega}_{p_1} = \frac{g}{2l^2} (p_1 - p_2) \left[\left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_1} + \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H \right)_{p_2} \right]. \quad (5.39')$$

Основы данного способа вычисления $\tilde{\omega}$ были разработаны А. Ф. Дюбюком, а Н. В. Лебедевой были получены следующие рабочие формулы для вычисления $\tilde{\omega}_p$ в мбар/12 ч:

$$\left. \begin{aligned} \tilde{\omega}_{850} &= \tilde{\omega}_{1000} - 2,1 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{1000} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} \right) \\ \tilde{\omega}_{700} &= \tilde{\omega}_{850} - 2,1 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{700} \right) \\ \tilde{\omega}_{500} &= \tilde{\omega}_{700} - 2,8 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{700} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{500} \right) \\ \tilde{\omega}_{300} &= \tilde{\omega}_{500} - 2,8 \left(\frac{d}{dt} \nabla^2 H_{500} + \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{300} \right) \end{aligned} \right\} \quad (5.40)$$

Индивидуальные изменения лапласианов вида $\frac{d}{dt} \nabla^2 H_p$ вычисляются способом траекторий как разности значений $\nabla^2 H_p$ в точках A и M , откуда частица воздуха сместилась в точку A за последние 12 часов вдоль изогипс карты AT_p .

Для прогноза $\tilde{\omega}_p$ используются будущие (прогностические) карты AT_p .

При вычислении $\nabla^2 H_p$ шаг сетки δs принимают равным 500 км, а вблизи небольших центров циклонов и антициклонов $\delta s = 250$ км.

3. Учет влияния трения и вычисление $\tilde{\omega}$ внутри пограничного слоя

В пограничном слое атмосферы возникают вертикальные движения $\tilde{\omega}_{тр}$, связанные с влиянием трения. Например, сходимоссть ветров к центру циклона стимулирует восходящие движения воздуха в циклоне, а расходимоссть ветров от центра антициклона — нисходящие движения воздуха в антициклоне.

Расчеты показывают, что максимального значения $\tilde{\omega}_{тр}$ достигает на верхней границе пограничного слоя h , причем

$$\tilde{\omega}_{тр} \approx -3,5 (\nabla^2 p_0)_m, \quad (5.41)$$

где $(\nabla^2 p_0)_m$ — среднее из значений $\nabla^2 p_0$ в точке A в данный момент времени и в точке M 12 часов назад, причем траектория частицы и точка M определяются по карте AT_{850} .

Полагая

$$\tilde{\omega}_{1000} = 0 \text{ и } \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{850} \approx \frac{d}{dt} \nabla^2 H_{1000} = 0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0,$$

можем первую из формул (5.40) преобразовать с учетом $\tilde{\omega}_{тр}$, а именно:

$$\tilde{\omega}_{850} = -2,1 \left(0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 + 0,8 \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right) + (\tilde{\omega}_{тр})_h$$

или

$$\tilde{\omega}_{850} = -3,5 \left[(\nabla^2 p_0)_m + \frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \right]. \quad (5.42)$$

Величина $\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0$ определяется как разность значений $\nabla^2 p_0$ в точках A и M .

Подставляя значение $\tilde{\omega}_{850}$ из (5.42) в (5.40), можно при вычислении $\tilde{\omega}_p$ любого стандартного уровня учесть $\tilde{\omega}_{тр}$.

Внутри пограничного слоя принимается

$$\tilde{\omega}_{h_i} = a_i \tilde{\omega}_{850}, \quad (5.43)$$

где a_i — эмпирический коэффициент, принимающий значения:

h_i м	0	100	200	300	400	500	600	700	> 700
a_i	0	0,22	0,42	0,59	0,72	0,83	0,90	0,95	1,00

В слое до 300 м, где основное значение имеет трение, влиянием нестационарности движений, т. е. слагаемыми $\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0$, можно пренебречь. Тогда в слое до 300 м имеем

$$\tilde{\omega}_{h_i} = -0,7h_i (\nabla^2 p_0)_m \text{ мбар/12 ч,} \quad (5.43')$$

где h_i измеряется в сотнях метров.

Данная формула может быть получена из (5.41), если ввести коэффициент $a_i = 0,6$, соответствующий уровню 300 м. Тогда из (5.39) коэффициент для $h_i = 3$ (в сотнях метров) будет $3,5 \times 0,6 = 2,1$.

Из формулы (5.43) при $h_i = 3$ также имеем $0,7 \times 3 = 2,1$.

Рассмотренный способ позволяет вычислять средние значения $\tilde{\omega}_p$ за промежуток времени 12 часов. По будущим (прогностическим) картам АТ можно предвычислять $\tilde{\omega}_p$.

Формулы (5.40) применяются в СССР как основные для вычисления $\tilde{\omega}_p$.

Погрешности вычисления $\tilde{\omega}_p$ данным способом связаны с тем, что уравнение тенденции вихря скорости было использовано в упрощенном виде, а также с тем, что при расчете производится осреднение по большому интервалу времени и большому отрезку траектории частицы.

4. Вычисление $\tilde{\omega}_p$ по адиабатическим изменениям температуры

Из уравнения притока тепла при $\epsilon = 0$ получаем

$$\begin{aligned} \tilde{\omega} &= \frac{pg}{RT(\gamma_a - \gamma)} \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \right] = \\ &= \frac{pg}{RT(\gamma_a - \gamma)} \left[\frac{\partial T}{\partial t} - \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{адв}} \right], \end{aligned}$$

откуда, если $\frac{\partial T}{\partial t} - \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{адв}}$ в $^{\circ}\text{C}/12$ ч, γ_a и γ в $^{\circ}\text{C}/100$ м, получим рабочую формулу для $\tilde{\omega}$ в мбар/12 ч:

$$\tilde{\omega} = \frac{3,8p}{(\gamma_a - \gamma)T} \left[\frac{\partial T}{\partial t} - \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\text{адв}} \right]. \quad (5.44)$$

В случае насыщения вместо γ_a необходимо брать влажноадиабатический градиент γ'_a .

Еще проще получить формулу для вычисления ω по неадвективным изменениям потенциальной температуры Θ . Действительно, в случае адиабатического процесса потенциальная температура фиксированной частицы воздуха сохраняет постоянное значение, т. е.

$$\frac{d\Theta}{dt} = \frac{\partial \Theta}{\partial t} + u \frac{\partial \Theta}{\partial x} + v \frac{\partial \Theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \Theta}{\partial z} = 0,$$

откуда, принимая во внимание, что

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\Theta}{T} (\gamma_a - \gamma) \approx \gamma_a - \gamma, \quad (5.45)$$

получим

$$\omega = - \frac{1}{\gamma_a - \gamma} \left[\frac{\partial \Theta}{\partial t} - \left(\frac{\partial \Theta}{\partial t} \right)_{\text{адв}} \right]. \quad (5.46)$$

На изобарической поверхности $p = \text{const}$ изобарическая температура T_p пропорциональна потенциальной температуре, что непосредственно следует из формулы

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,288},$$

т. е.

$$\Theta_p = k_p T_p,$$

причем $k_{850} = 1,048$, $k_{1000} = 1,108$, $k_{500} = 1,221$, $k_{300} = 1,414$.

Поэтому на изобарической поверхности

$$\omega_p = \frac{1}{\gamma_a - \gamma} \left[\frac{\partial T_p}{\partial t} - \left(\frac{\partial T_p}{\partial t} \right)_{\text{адв}} \right]. \quad (5.47)$$

Если ω_p в м/12 ч, γ_a и γ в °С/100 м, $\frac{\partial T_p}{\partial t} - \left(\frac{\partial T_p}{\partial t} \right)_{\text{адв}}$ в °С/12 ч, то

$$\omega_p = \frac{100}{\gamma_a - \gamma} \left[\frac{\partial T_p}{\partial t} - \left(\frac{\partial T_p}{\partial t} \right)_{\text{адв}} \right] \text{ м/12 ч.} \quad (5.48)$$

При $\gamma = 0,6^\circ \text{ С/100 м}$

$$\omega_p = - 250 \left[\frac{\partial T_p}{\partial t} - \left(\frac{\partial T_p}{\partial t} \right)_{\text{адв}} \right] \text{ м/12 ч,} \quad (5.48')$$

$$\omega_p = - 20 \left[\frac{\partial T_p}{\partial t} - \left(\frac{\partial T_p}{\partial t} \right)_{\text{адв}} \right] \text{ м/ч.}$$

Для грубой оценки среднего значения ω_m в слое между изобарическими поверхностями 1000 и 500 мбар в (5.46) можно подставить

$T_m \approx \frac{1}{2} H_{1000}^{500}$, тогда

$$\omega_m = - 125 \left[\frac{\partial}{\partial t} H_{1000}^{500} - \left(\frac{\partial}{\partial t} H_{1000}^{500} \right)_{\text{адв}} \right] \text{ м/12 ч.} \quad (5.48'')$$

Неадвективные изменения температуры исследовались С. С. Ключаревым для оценки трансформации воздушных масс. Способ вычисления ω по неадвективным изменениям температуры был предложен А. С. Зверевым, а затем и Пановским.

Недостатки данного способа вычисления ω связаны с тем, что при $\gamma \approx \gamma_a$ расчет невозможен, а также с неточностями расчета в связи с неадиабатическими влияниями на изменения температуры, когда $e \neq 0$.

Сравнительная оценка различных способов расчета $\tilde{\omega}$ затруднена, поскольку нет инструментальных измерений величины $\tilde{\omega}$. Поэтому

при решении различных метеорологических задач, требующих вычисления $\tilde{\omega}$, применяется один из перечисленных способов, каждый из которых имеет свои достоинства и недостатки. Наибольшую физическую наглядность имеет адиабатический метод.

5.11. Приближенная оценка $\tilde{\omega}$ и вычисление вертикальных токов конвекции ω_k

1. Упрощенный расчет $\tilde{\omega}_{850}$ по барическим тенденциям.

На осях барических ложбин и гребней, в центрах циклонов и антициклонов при равномерной кривизне и густоте изобар

$$\frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 p_0 \approx \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 p_0 \approx 0;$$

следовательно,

$$\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 \approx \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 p_0 = \nabla^2 \frac{\partial r_0}{\partial t},$$

и из формулы (5.5') при $\delta s = 1$ получаем

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 p_0 = \frac{\partial p_1}{\partial t} + \frac{\partial p_2}{\partial t} + \frac{\partial p_3}{\partial t} + \frac{\partial p_4}{\partial t} - 4 \frac{\partial p_0}{\partial t}.$$

Величины $\frac{\partial p_i}{\partial t}$ можно заменить барическими тенденциями b в этих же точках, но при расчете $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 p_0$ на 12 часов в этом случае полученный результат нужно учетверить, поскольку $b = \delta p/3$ ч. Тогда

$$\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 = \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 p_0 = 4(b_1 + b_2 + b_3 + b_4 - 4b_0).$$

Если в начальный момент времени

$$(\nabla^2 p_0)_{t=0} = (p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4p_0),$$

а через 12 часов

$$(\nabla^2 p_0)_{t=12} = (p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4p_0) + 4(b_1 + b_2 + b_3 + b_4 - 4b_0),$$

то среднее значение

$$\begin{aligned} (\nabla^2 p_0)_m &= \frac{1}{2} [(\nabla^2 p_0)_{t=0} + (\nabla^2 p_0)_{t=12}] = (p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4p_0) + \\ &+ 2(b_1 + b_2 + b_3 + b_4 - 4b_0). \end{aligned}$$

Подставляя значение $(\nabla^2 p_0)_m$ и $\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0$ в (5.42), получим

$$\begin{aligned} \tilde{\omega}_{850} &\approx -3,5(p_1 + p_2 + p_3 + p_4 - 4p_0) - \\ &- 21(b_1 + b_2 + b_3 + b_4 - 4b_0) \text{ мбар/12 ч.} \end{aligned} \quad (5.49)$$

Для центра циклона или антициклона с круговыми изобарами, когда $p_1 = p_2 = p_3 = p_4 = p$ на расстоянии 500 км от центра,

$$\tilde{w}_{850} \approx -14(p - p_0) - 21(b_1 + b_2 + b_3 + b_4 - 4b_0) \text{ мбар/12 ч. (5.49')}$$

Если ось x (см. рис. 5.1) при вычислении производных направить по нормали к оси барической ложбины (гребня), то

$$p_1 \approx p_3, \quad (p_2 - p_0) + (p_4 - p_0) \approx 0.$$

Тогда

$$\tilde{w}_{850} \approx -7(p_1 - p_0) - 21(b_1 + b_2 + b_3 + b_4 - 4b_0) \text{ мбар/12 ч, (5.49'')}$$

а при $b_4 - b_0 \approx b_0 - b_2$

$$\tilde{w}_{850} \approx -7(p_1 - p_0) - 21(b_1 + b_2 - 2b_0) \text{ мбар/12 ч. (5.49''')}$$

Поскольку величины b_i характеризуют изменения давления за последние 3 часа, для уточнения расчета рекомендуется точку расчета (начало координат 0, рис. 5.1) смещать против воздушного течения на расстояние, соответствующее смещению изотенденций за последние 1,5 часа.

Из формулы (5.49) вытекает следующее качественное правило: если $b_1 + b_3 > 2b_0$, где b_0 — значение барической тенденции на оси ложбины (гребня), и от срока к сроку это неравенство возрастает при малых значениях $p_1 - p_0$, то с течением времени восходящие движения воздуха (в ложбине) или нисходящие (в гребне) усиливаются.

2. Оценка знака \tilde{w} по особенностям барического поля

Из формулы (5.41) следует, что $\tilde{w}_{\text{тр}}$ пропорционально $\nabla^2 p_0$. При этом циклону ($\nabla^2 p_0 > 0$) соответствуют восходящие движения воздуха ($\tilde{w}_{\text{тр}} < 0$), а антициклону ($\nabla^2 p_0 < 0$) — нисходящие ($\tilde{w}_{\text{тр}} > 0$).

В натуральных координатах

$$\nabla^2 p_0 = k p_n + p_{nn}. \quad (5.50)$$

При циклонической кривизне изобар ($k > 0$) восходящие движения тем больше, чем больше значения k , p_n и p_{nn} при $p_{nn} > 0$.

При антициклонической кривизне изобар ($k < 0$) нисходящие движения воздуха тем интенсивнее, чем больше значения k , p_n и p_{nn} при $p_{nn} < 0$.

Если знаки k и p_{nn} противоположны, то при не слишком больших значениях p_{nn} преобладающее значение имеет первое слагаемое в формуле (5.48).

Из формул (5.40) и (5.42) следует, что \tilde{w}_p определяется величинами типа $\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0$ и $\frac{d}{dt} \nabla^2 H_p$, т. е. причиной возникновения \tilde{w}_p является нестационарность барического поля и атмосферных движений. Из формулы (5.50)

$$\frac{d}{dt} \nabla^2 p_0 = k \frac{d}{dt} p_n + p_n \frac{d}{dt} k + \frac{d}{dt} p_{nn}, \quad (5.51)$$

аналогично для высоты изобарической поверхности $H_p = H$

$$\frac{d}{dt} \nabla^2 H = k \frac{d}{dt} H_n + H_{n^2} \frac{d}{dt} k + \frac{d}{dt} H_{nn}. \quad (5.51')$$

Сопоставляя формулы (5.51) с формулами (5.40) и (5.42) и ограничиваясь первыми слагаемыми в (5.51), имеющими наибольшее значение, можно заключить следующее:

а) увеличение (уменьшение) p_n и H_n по траектории перемещения частицы воздуха при $k > 0$ обуславливает восходящие (нисходящие) движения воздуха, при $k < 0$ — нисходящие (восходящие) движения;

б) увеличение (уменьшение) циклонической кривизны ($k > 0$) изобар или изогипс по пути перемещения частицы воздуха обуславливает восходящие (нисходящие) движения, увеличение (уменьшение) антициклонической кривизны ($k < 0$) — нисходящие (восходящие) движения.

3. Оценка знака ω по термобарическому полю

При адиабатических процессах перемещающаяся частица воздуха сохраняет свою потенциальную температуру, т. е. остается на одной и той же изэнтропической поверхности $\Theta = \text{const}$.

При $\gamma < \gamma_a \frac{\partial \Theta}{\partial z} > 0$, т. е. фиксированная изэнтропическая поверхность располагается в холодной воздушной массе выше, чем в теплой. Поэтому в зоне адвекции тепла, когда частица воздуха перемещается в сторону повышения изэнтропической поверхности, обычно наблюдается восходящее движение воздуха, а в зоне адвекции холода — нисходящее движение воздуха.

При отсутствии адвекции температуры, когда изотермы $\Theta = \text{const}$ (или $T_p = \text{const}$) параллельны изогипсам карты АТ, вертикальные смещения частиц должны отсутствовать.

Подобным образом можно оценивать вертикальные движения воздуха, определяя адвекцию по карте термобарического поля нижней половины тропосферы, т. е. сопоставляя изогипсы карт АТ₇₀₀ и ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰.

В приведенном рассуждении предполагается, что изэнтропические поверхности как бы закреплены неподвижно относительно перемещающегося потока воздуха, тогда как в действительности эти поверхности сами перемещаются с потоком воздуха как по горизонтали, так и по вертикали. Поэтому в отдельных случаях зоне адвекции тепла могут соответствовать нисходящие движения воздуха, а зоне адвекции холода — восходящие движения. В частности, это может быть в тех случаях, когда знак $\omega_{\text{тр}}$ противоположен знаку ω , определяемому по характеру адвекции температуры.

4. Оценка величины конвективных вертикальных движений ω_k

Конвективные движения обладают весьма большой изменчивостью в пространстве и времени. На небольшом пространстве наблюдается чередование восходящих и нисходящих движений воздуха различной

интенсивности. На эти движения большое влияние оказывают рельеф и другие местные особенности подстилающей поверхности. Над сушей конвективные движения резко усиливаются в дневные часы и ослабевают в ночные. В связи с этим наблюдается большое разнообразие в пространственном распределении облаков C_u и C_b и хорошо выражен суточный ход их развития.

Естественно, что сколько-нибудь достоверные сведения о конвективных движениях могут быть получены косвенно, по степени вертикального развития облаков C_u и C_b , либо по таким явлениям, как болтанка самолетов.

Некоторое общее представление о скорости возможных конвективных вертикальных движений w_k можно получить, оценивая превращение энергии неустойчивости E в кинетическую энергию.

Если на нижней границе рассматриваемого слоя атмосферы $w_k = w_{k_1}$, а на верхней $w_k = w_{k_2}$, то при условии перехода всей энергии неустойчивости в кинетическую должно выполняться условие

$$w_{k_2} = \sqrt{w_{k_1}^2 + 2E}. \quad (5.52)$$

Энергия неустойчивости E слоя между изобарическими поверхностями p_1 и p_2 может быть вычислена по формуле

$$E = -R \int_{p_1}^{p_2} (T' - T) d \ln p, \quad (5.53)$$

где T — температура окружающего воздуха, T' — температура поднимающейся частицы воздуха, R — газовая постоянная.

При $T' > T$ и $E > 0$ частица воздуха совершает восходящие движения, при $T' < T$ и $E < 0$ частица воздуха совершает нисходящие движения.

Рассматривая последовательные слои воздуха, для каждого такого слоя можем записать

$$\begin{aligned} E &= - \int_{p_1}^{p_2} \frac{p}{\rho T} (T' - T) d \ln p \approx - \left(\frac{T' - T}{\rho T} \right)_m \int_{p_1}^{p_2} p d \ln p = \\ &= \left(\frac{T' - T}{\rho T} \right)_m (p_1 - p_2). \end{aligned}$$

Тогда

$$w_{k_2} = \sqrt{w_{k_1}^2 + 2(p_1 - p_2) \left(\frac{T' - T}{\rho T} \right)_m}, \quad (5.54)$$

а при $p_1 - p_2 = 100$

$$w_{k_2} = \sqrt{w_{k_1}^2 + 200 \left(\frac{T' - T}{\rho T} \right)_m}. \quad (5.54')$$

Используя формулу (5.54) и задавая значения $\delta T = T' - T$, можно вычислить средние значения $(\omega_k)_m$, например, от поверхности земли до границы конвекции, т. е. до уровня, где $\delta T = 0$, или от уровня конденсации до границы конвекции

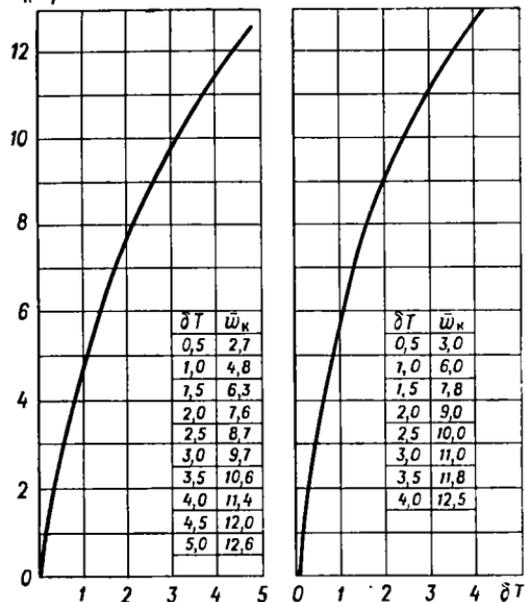
$$\bar{\omega}_k \text{ м/с}$$


Рис. 5.26. К вычислению средней скорости конвективных вертикальных движений.

осредненным в слое от уровня конденсации до уровня конвекции, а правый график — в слое от поверхности земли до уровня конвекции. Однако такого рода подсчеты являются лишь весьма грубым приближением к действительности.

Вопросы и задания к главе 5

1. Запишите упрощенные формулы для вычисления производных через конечные разности.
2. Как вычислить значение и определить направление барического градиента?
3. Запишите формулу для вычисления оператора Лапласа.
4. В чем сущность прямолинейной интерполяции и экстраполяции?
5. В чем сущность криволинейной интерполяции и экстраполяции?
6. Получите из уравнений движения формулы для вычисления u_g , v_g , V_g .
7. Нарисуйте схему расположения относительно вектора V_g действующих сил и изобар (изогипс АТ) в северном и южном полушариях.
8. Каково соотношение скоростей градиентного и геострофического ветра?
9. Каковы причины возникновения агеострофических составляющих скорости?
10. Нарисуйте схему расположения относительно вектора градиентного ветра действующих сил при циклонических и антициклонических изобарах (изогипсах АТ).
11. На каком принципе построены градиентные линии?

$$(\omega_k)_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \omega_{k_i},$$

где n — число слоев.

Практически влияние трения и вихревые движения в облаке уменьшают скорость подъема частицы примерно вдвое. Поэтому

$$(\omega_k)_m = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n \omega_{k_i}. \quad (5.55)$$

Значение $\delta T = T' - T$ можно определить на аэрологической диаграмме по расстоянию между кривыми состояния и стратификации.

На рис. 5.26 показана зависимость $(\omega_k)_m$ от δT , рассчитанная по формулам (5.54) и (5.55). Левый график построен по значениям δT ,

12. Нарисуйте схему расположения относительно вектора ветра действующих сил с учетом силы трения при прямолинейных, циклонических и антициклонических изобарах.
13. Чему равна дивергенция геострофического ветра?
14. Как вычислить среднее значение дивергенции скорости?
15. Какова связь вихря скорости с p или H ?
16. Каков знак вихря скорости в центре циклона? Антициклона?
17. Как вычислить среднее значение вихря скорости?
18. Что такое циркуляция и ускорение циркуляции скорости?
19. Что представляют собой единичные термодинамические солениды?
20. Какое поле скоростей называется соленидальным и какое потенциальным?
21. Что представляют собой линии тока и функции тока?
22. Какова связь между горизонтальными составляющими скорости и функцией тока?
23. Как называются оси и центральная точка в деформационном поле течений?
24. Каково различие между линиями тока и траекториями частиц?
25. Как определить траекторию частицы воздуха выше слоя трения?
26. Как определить траекторию частицы воздуха в приземном слое?
27. В чем заключается правило ведущего потока?
28. В чем различие адвективных и трансляционных изменений метеорологических величин?
29. В чем различие эволюционных (трансформационных) и трансляционных (адвективных) изменений метеорологических величин?
30. Что такое термический ветер? Как его вычислить?
31. Какие основные способы применяются для вычисления вертикальной составляющей скорости?

Раздел второй

ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ СИНОПТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Наиболее существенные изменения погоды связаны с формированием, эволюцией и перемещением синоптических объектов; воздушных масс, атмосферных фронтов, циклонов и антициклонов.

ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

6.1. Определения. Условия формирования воздушных масс

Тропосфера расчленяется на относительно однородные по физическим свойствам *воздушные массы*, внутри которых наблюдаются небольшие горизонтальные градиенты температуры и ряда других метеорологических величин, а изменения этих величин с высотой имеют определенную закономерность, характерную для данной воздушной массы в целом.

Горизонтальные размеры воздушных масс измеряются тысячами километров, *вертикальные* — несколькими километрами.

В одних случаях воздушные массы простираются от поверхности земли до тропопаузы, в других — наслаиваются друг на друга, причем, как правило, более теплая воздушная масса располагается над более холодной.

Переходная зона между соседними воздушными массами может быть достаточно широкой (200—500 км). Если в такой переходной зоне горизонтальные градиенты температуры велики, то она называется *фронтальной зоной*.

В ряде случаев граница между воздушными массами выражена весьма резко, так что на картах погоды можно провести четкую линию раздела двух воздушных масс, называемую *линией атмосферного фронта*, или сокращенно *линией фронта*.

В вертикальной плоскости переходной зоне соответствует *переходный слой*, который в случае атмосферного фронта располагается наклонно и называется *фронтальным слоем*.

Длина переходной (фронтальной) зоны измеряется тысячами километров в соответствии с горизонтальной протяженностью воздушных масс.

Ширина переходной (фронтальной) зоны измеряется сотнями километров. В приземном слое ширина зоны фронта составляет всего несколько десятков километров.

Толщина фронтального слоя измеряется сотнями метров (иногда до 1—2 км), так что при решении некоторых задач можно в целях упрощения рассматривать его как наклонную *фронтальную поверхность*.

Почему на одних и тех же широтах в один и тот же момент времени могут располагаться воздушные массы различных свойств? Прежде чем ответить на этот вопрос, необходимо выяснить условия формирования различных воздушных масс.

Рассмотрим простейший случай, когда в том или ином географическом районе длительно располагается малоподвижный циклон или антициклон, или размытое барическое поле. В подобных случаях одни и те же частицы воздуха будут длительно находиться в данном географическом районе, перемещаясь в пределах этого района (например, совершая циркуляцию вдоль замкнутых изобар циклона или антициклона).

Постепенно частицы воздуха (и воздушная масса в целом) приобретут температуру и другие свойства, типичные для условий погоды в рассматриваемом районе в данный сезон. Когда температура воздушной массы перестает изменяться, считается, что такая масса полностью *сформировалась*. При этом, конечно, речь идет о средней суточной температуре. В пределах суток температура в приземном слое может существенно меняться. Установившаяся температура, типичная для данного географического района и сезона, называется *температурой равновесия*.

Средняя суточная температура у поверхности земли (0 км) выше утренней температуры, приведенной в табл. 6.1, для указанных районов соответственно на 4, 5 и 6° С.

Таблица 6.1

Температура равновесия в июле на различных высотах в утренние часы (по В. Р. Дубенцову)

Район	Высота, км					
	0	1	2	3	4	5
Восточная Европа:						
50—60° с. ш.	21	18	11	4	—2	—9
42—52° с. ш.	22	20	11	4	—1	—6
Средняя Азия	26	26	17	10	3	—3

Очевидно, что в различных очагах формирования воздушных масс, т. е. в географических районах с устойчивыми условиями атмосферной циркуляции, может одновременно происходить формирование различных воздушных масс.

При изменении условий атмосферной циркуляции воздушная масса как целое смещается из очага своего формирования в соседние районы, соприкасаясь и взаимодействуя на пути перемещения с другими воздушными массами, которые по своим свойствам могут существенно отличаться от рассматриваемой массы.

При перемещении воздушная масса непрерывно изменяет свои свойства вследствие взаимодействия с подстилающей поверхностью и под влиянием изменившихся условий радиационного баланса. Этот процесс эволюции, называемый *трансформацией воздушной массы*, продолжается до тех пор, пока в новом районе не будет достигнута температура равновесия, т. е. пока не сформируется новая воздушная масса.

Рассмотренные условия формирования воздушных масс лишь схематично отражают действительность.

Во-первых, циркуляционные условия, при которых обеспечивается длительное пребывание воздушной массы в одном и том же географическом районе, осуществляются сравнительно редко.

Во-вторых, воздушные течения с высотой меняют направление и скорость, так что воздушный столб над любым пунктом формируется из частиц воздуха, поступающих из различных районов. Даже в тех случаях, когда в высоком циклоне или антициклоне сохраняются однородные условия циркуляции до значительных высот, воздушные массы, например в северном и южном секторах циклона или антициклона, будут значительно различаться между собой по физическим свойствам, особенно при большом диаметре циклона или антициклона.

В-третьих, при перемещении воздушной массы в другой район ее температура не всегда достигает температуры равновесия и не всегда эта воздушная масса принимает все прочие свойства, характерные для этого района. Процесс трансформации может еще не закончиться, а по условиям атмосферной циркуляции воздушная масса начнет уже смещаться в следующий географический район, снова изменяя свои свойства.

Тем самым *воздушные массы формируются непрерывно* в любом географическом районе при любых условиях циркуляции, а не только в определенных очагах. Одновременно существует несколько воздушных масс, обладающих различными свойствами, т. е. характеризующихся различными условиями погоды. При этом одни массы находятся в условиях равновесия, другие претерпевают трансформацию.

Задача синоптического анализа заключается в том, чтобы выявить физические свойства любой воздушной массы в любой стадии ее развития и определить последующие изменения погоды как результат перемещения и эволюции воздушных масс, а также их взаимодействия между собой.

Среди характеристик воздушных масс имеются *консервативные*, т. е. такие, которые мало меняются в суточном ходе или при вертикальных перемещениях воздушных частиц. Наиболее консервативны псевдопотенциальная (или эквивалентнопотенциальная) температура и удельная влажность до начала конденсации водяного пара. Достаточно консервативны потенциальная температура и температура выше слоя трения (особенно изобарическая температура на картах АТ), абсолютная влажность и точка росы, дальность горизонтальной видимости до начала конденсации водяного пара. К малоконсерватив-

ным относятся температура и относительная влажность в приземном слое. Эти метеорологические величины имеют наиболее выраженный суточный ход.

Консервативные характеристики используются для оценки эволюции воздушной массы день за днем и на разных уровнях, а также для объективного сопоставления свойств воздушных масс.

6.2. Термодинамическая (термическая) классификация воздушных масс

По термодинамической классификации различают следующие типы воздушных масс:

- 1) *теплые* воздушные массы — устойчивые и неустойчивые;
- 2) *холодные* воздушные массы — устойчивые и неустойчивые;
- 3) *нейтральные (местные)* воздушные массы — устойчивые и неустойчивые.

Теплой называется такая воздушная масса, которая в данном районе постепенно охлаждается, поскольку ее температура выше температуры равновесия, т. е. не соответствует условиям теплового и радиационного баланса.

Холодной называется такая воздушная масса, которая в данном районе постепенно прогревается.

Относительно *теплой* называется такая воздушная масса, которая теплее соседних воздушных масс, в том числе и такая, которая продолжает прогреться, т. е. является холодной в указанном выше смысле.

Относительно *холодной* называется такая воздушная масса, которая холоднее соседних воздушных масс, в том числе и такая, которая продолжает охлаждаться, т. е. является *теплой* в указанном выше смысле.

Нейтральной (местной) называется воздушная масса, которая в данном районе день за днем сохраняет свои основные свойства без существенных изменений.

Нейтральная воздушная масса одновременно может быть относительно *теплой* или относительно *холодной* в зависимости от соотношения ее температуры и температуры соседних воздушных масс. Нейтральная по своим свойствам воздушная масса часто не является *местной* по происхождению и быстро смещается из одного района в другой.

Устойчивой называется воздушная масса, в основной толще которой вертикальный градиент температуры γ меньше влажноадиабатического $\gamma_{ва}$, так что конвективные вертикальные движения даже в самые благоприятные часы суток активно не развиваются и облака кучевых форм не образуются.

Неустойчивой называется воздушная масса, в основной толще которой $\gamma > \gamma_{ва}$, так что по крайней мере в наиболее благоприятные часы суток развиваются крупномасштабная турбулентность и кон-

вективные движения, приводящие к образованию облаков кучевых форм, если воздушная масса не слишком сухая. При большой сухости воздуха уровень конденсации располагается очень высоко и восходящие конвективные движения могут не достигать этого уровня. В таких случаях о неустойчивости воздушной массы можно судить, например, по болтанке самолетов.

Различают *абсолютную неустойчивость, или сухонеустойчивость*, когда $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$, и *относительную (условную) неустойчивость, или влажнонеустойчивость*, когда $\gamma > \gamma_{\text{ва}}$.

Существенно, чтобы указанные соотношения осуществлялись в значительной толще воздушной массы. Большие и даже сверхадиабатические значения γ ($\gamma > \gamma_a$) в тонком приземном слое при малых значениях γ в вышележащих слоях не указывают на неустойчивость воздушной массы, поскольку возникающие конвективные движения с высотой будут быстро ослабевать.

Значение γ_a постоянно и равно $1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, в то время как значение $\gamma_{\text{ва}}$ существенно зависит от температуры и давления. Например, при $p = 1000 \text{ мбар}$ и $T = +20^\circ \text{C}$ $\gamma_{\text{ва}} = 0,44^\circ/100 \text{ м}$, при $T = 0^\circ \text{C}$ $\gamma_{\text{ва}} = 0,66^\circ/100 \text{ м}$ и при $T = -20^\circ \text{C}$ $\gamma_{\text{ва}} = 0,88^\circ/100 \text{ м}$; при $p = 500 \text{ мбар}$ и тех же температурах значения $\gamma_{\text{ва}}$ равны соответственно 0,34, 0,52 и $0,78^\circ/100 \text{ м}$. При температуре ниже -45°C $\gamma_{\text{ва}} \approx \gamma_a$.

Приведенные значения $\gamma_{\text{ва}}$ позволяют заключить, что при одинаковых градиентах γ и прочих равных условиях теплая воздушная масса относительно более неустойчива, чем холодная воздушная масса.

Температура поднимающейся частицы воздуха до уровня конденсации изменяется по сухоадиабатическому закону, т. е. частица охлаждается на 1°C при поднятии на 100 м (если нет обмена теплом с окружающим воздухом). Выше уровня конденсации охлаждение происходит по влажноадиабатическому закону, т. е. менее быстро. За счет архимедовых сил более теплая и легкая частица воздуха будет подниматься и одновременно охлаждаться до тех пор, пока не будет достигнута верхняя граница конвекции, где температура частицы примерно равна температуре среды. Очевидно, что при одной и той же начальной разности температур δT между частицей и средой и при одном и том же значении γ в окружающем воздухе частица поднимется на меньшую высоту, если в процессе поднятия не будет достигнуто насыщение, и на большую высоту, если подъем происходит при условии насыщения водяного пара.

Таким образом, *при одних и тех же условиях более влажная воздушная масса относительно неустойчивее менее влажной воздушной массы*. Иными словами, чем ниже уровень конденсации в воздушной массе, тем она относительно неустойчивее при прочих равных условиях.

Однако наиболее ярко неустойчивость воздушной массы проявляется в образовании мощных Сб, в выпадении ливневых осадков, в развитии гроз и шквалов, что зависит не только от градиента γ и влажности воздушной массы, но и от таких факторов, как состояние

подстилающей поверхности и прилегающего к ней приземного слоя воздуха, рельеф местности, наличие сплошного слоя облаков, препятствующих прогреванию подстилающей поверхности и возникновению конвективных движений, характеристики ветра и т. п. Поэтому условия погоды в неустойчивых воздушных массах отличаются большим разнообразием.

Особенно велико влияние на устойчивость воздушной массы подстилающей поверхности. Если воздушная масса теплее подстилающей

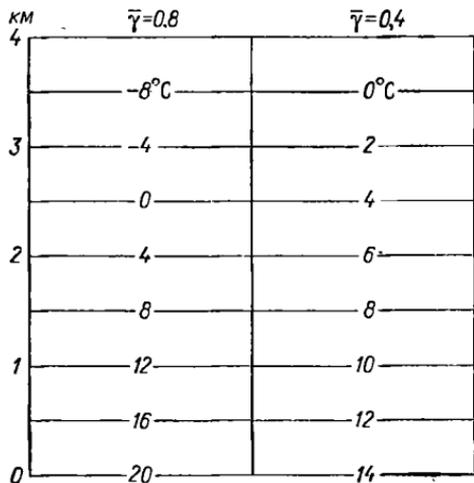


Рис. 6.1. Изменения температуры с высотой в разных воздушных массах.

поверхности, т. е. день за днем охлаждается при взаимодействии с поверхностью, то в приземном слое градиент γ быстро уменьшается и может стать отрицательным (инверсия температуры). Поэтому *теплая воздушная масса*, как правило, *является устойчивой воздушной массой*.

Если воздушная масса холоднее подстилающей поверхности и от нее нагревается, то в приземном слое градиент γ быстро возрастает и условия для развития конвективных движений особенно благоприятны. Поэтому *холодная воздушная масса*, как правило, *одновременно является неустойчивой воздушной массой*.

Это не противоречит сказанному выше о том, что при прочих равных условиях теплая воздушная масса относительно более неустойчива, чем холодная.

Воздушная масса, являющаяся относительно теплой в нижних слоях тропосферы, в верхних ее слоях может быть относительно холодной.

Пусть, например, рядом располагаются две воздушные массы с температурами у поверхности земли 20 и 14° С при $\bar{\gamma} = 0,8^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ в первой массе и $\bar{\gamma} = 0,4^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ во второй.

На рис. 6.1 показан ход температуры с высотой в обеих массах. На уровне 1,5 км располагается слой выравнивания температуры, а выше этого уровня относительно холодная воздушная масса становится уже относительно теплой.

6.3. Географическая классификация воздушных масс

Географическая классификация воздушных масс, предложенная еще в 20-х годах Бергероном, основана на географическом положении очагов формирования воздушных масс. Для ряда районов зем-

ного шара, особенно для океанов, эта классификация не потеряла своего значения и в настоящее время.

По этой классификации воздушные массы делят на четыре типа соответственно положению основных термических поясов земного шара:

- 1) *арктический* или *антарктический воздух* (АВ);
- 2) *воздух умеренных широт* (УВ), называемый иногда *полярным воздухом* (ПВ);
- 3) *тропический воздух* (ТВ);
- 4) *экваториальный воздух* (ЭВ).¹

Каждая из этих воздушных масс, за исключением экваториального воздуха, делится в свою очередь на *морскую* или *континентальную* в зависимости от характера подстилающей поверхности очага его формирования. В ряде случаев дополнительно уточняется положение очага формирования, например: *средиземноморский морской тропический воздух* (СмТВ); иногда выделяют так называемый *муссонный воздух* (МВ). Этот не очень удачный термин относится к воздуху, перемещающемуся в муссонных потоках

На рис. 6.2 и 6.3 изображено положение основных очагов формирования воздушных масс зимой и летом по Петерсону. Проведенные на рис. 6.2 и 6.3 границы очагов являются весьма условными. Например, арктический воздух зимой может формироваться вдоль всего побережья Сибири, формирование тропического воздуха летом над Центральной Азией можно рассматривать лишь вне пределов высоких горных массивов. Это же относится и к положению северной границы очага формирования тропического воздуха летом. Над континентами эта граница местами располагается севернее 50° , т. е. далеко за пределами тропиков и субтропиков.

Если синоптические условия, определяющие формы атмосферной циркуляции, таковы, что через данный район происходит длительное «транзитное» поступление воздуха из других районов, то формирование воздушной массы того типа, который указан для этого района на рис. 6.2 или 6.3, может в том или ином конкретном месяце вообще не наблюдаться. Так, над Европейской территорией СССР в отдельные годы преобладают летом вторжения в тылу циклонов мАВ с северо-запада через Скандинавию и мУВ с северо-запада и запада из районов Северной Атлантики. В такие годы летом вблизи 50° с. ш. кТВ наблюдается сравнительно редко.

В связи с этим в понятие «очаг формирования» часто включают не только географический район, но и барическую систему, с которой наиболее часто связано формирование типичной для этого района воздушной массы.

В некоторых областях, где, согласно рис. 6.2 и 6.3, имеет место широтное перемещение воздуха, в отдельные годы могут преобладать

* ¹ В настоящее время термин «экваториальный воздух» не употребляется, так как большинство метеорологов склоняется к мнению, что такого воздуха нет, а есть влажный тропический воздух. — *Прим. ред.*

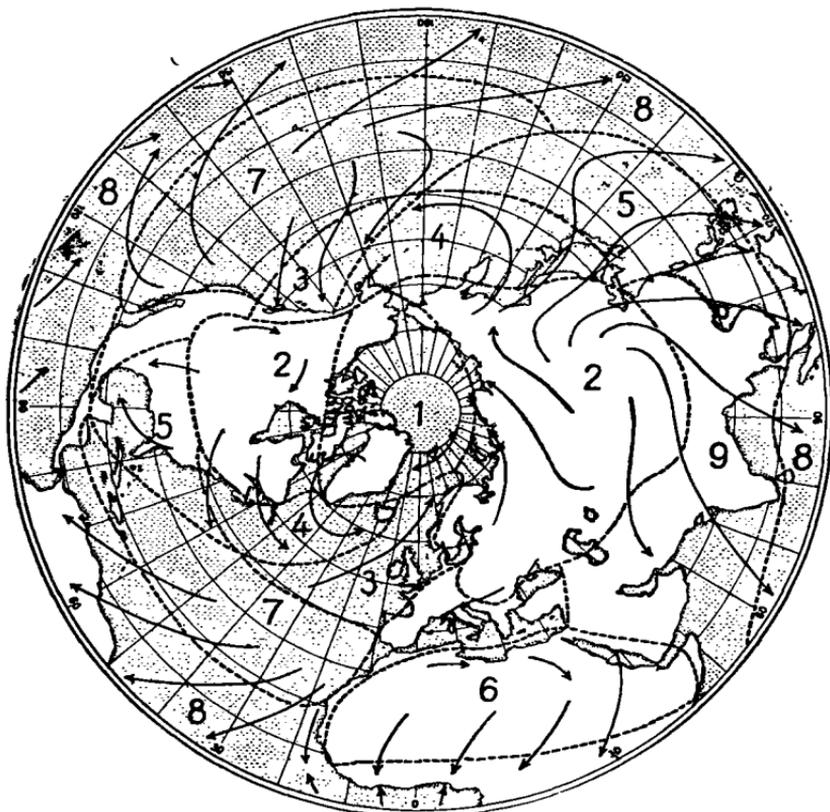


Рис. 6.2. Положение очагов формирования воздушных масс зимой.

Воздух: 1 — арктический, 2 — полярный континентальный, 3 — полярный морской, 4 и 5 — переходный, 6 — тропический континентальный, 7 — тропический морской, 8 — экваториальный, 9 — муссонный.

меридиональные переносы с выносом воздушных масс с совершенно другими температурами и влажностью. Например, при смещении арктического воздуха из арктического бассейна в район Центральной Европы его температура может увеличиться на 20—30° С и более.

Точное определение типа воздушной массы по географической классификации часто бывает затруднительным. Поэтому приходится пользоваться дополнительными характеристиками типов воздушных масс: свежий, прежний, возвращающийся (например, свежий мУВ, прежний кАВ и т. д.), которые характеризуют очаги формирования воздушных масс и историю их перемещения.

В результате интенсивной трансформации воздушной массы наблюдающиеся в ней конкретные условия погоды могут существенно отличаться от типа погодных условий, характерных для данной массы по географической классификации. Поэтому при составлении кратко-

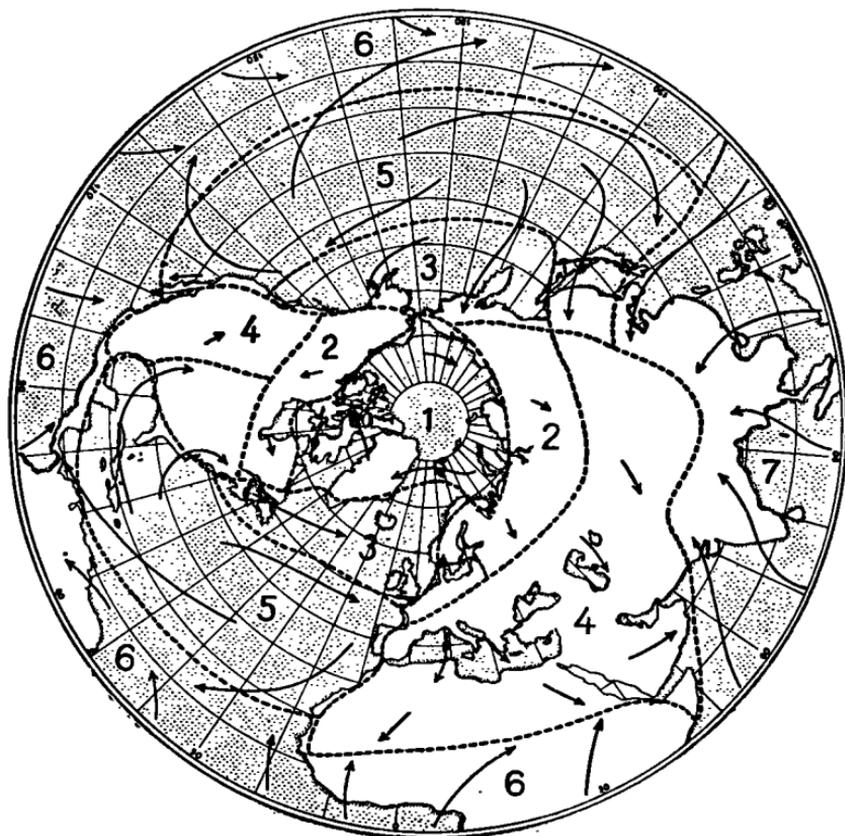


Рис. 6.3. Положение очагов формирования воздушных масс летом.

Воздух: 1 — арктический, 2 — полярный континентальный, 3 — полярный морской, 4 — тропический континентальный, 5 — тропический морской, 6 — экваториальный, 7 — муссонный.

срочных прогнозов погоды синоптику приходится учитывать не только географический тип воздушной массы, поступающей в данный район, но и главным образом реальное распределение метеорологических элементов в этой воздушной массе. Для решения задачи прогноза более полезной и объективной является термодинамическая классификация воздушных масс.

6.4. Характеристики теплых воздушных масс

Теплая устойчивая воздушная масса над материками наблюдается, как правило, в холодную половину года. Обычно это воздушная масса, поступающая на материк после длительного перемещения над относительно теплым океаном (мТВ или мУВ). Над океанами и морями такая воздушная масса отмечается

в основном в теплую половину года, когда теплый воздух с материка (кТВ или кУВ) смещается на относительно холодную водную поверхность. В любой сезон при смещении воздушной массы с теплой части океана на холодную (например, из области теплого течения в область

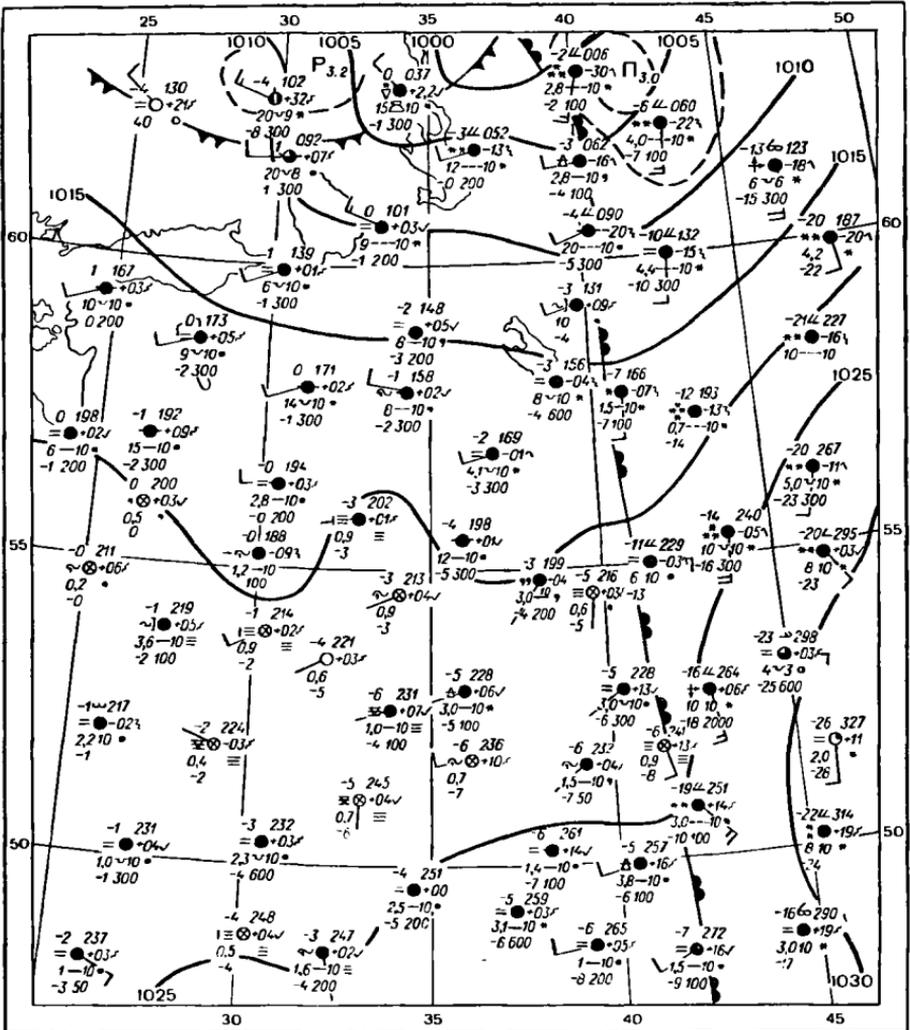


Рис. 6.4. Участок приземной карты погоды с теплой устойчивой воздушной массой. 9 ч 2 февраля 1974 г.

холодного течения) воздушная масса будет приобретать свойства теплой устойчивой массы.

Синоптические (циркуляционные) условия, при которых теплая устойчивая воздушная масса поступает в данный район, могут быть различными. Теплая устойчивая воздушная масса особенно харак-

терна для теплых секторов циклонов и примыкающих к ним северных окраин антициклонов.

Типичная погода в теплой устойчивой воздушной массе: сплошная слоистая (St) или слоисто-кучевая (Sc) облачность, иногда сопровождающаяся выпадением морозящих осадков или образованием адвективных туманов.

Суточный ход метеорологических элементов в теплой устойчивой воздушной массе весьма мал. Более того, в связи со значительной адвекцией тепла, например, ночью вместо похолодания иногда отмечается потепление.

На рис. 6.4 приведена карта погоды с теплой устойчивой воздушной массой.

Первоначально теплая воздушная масса, поступающая в холодное полугодие на материк, может быть неустойчивой, но по мере продвижения в глубь материка она быстро приобретает устойчивость. Причина этого заключается в том, что при охлаждении от подстилающей поверхности в нижнем слое воздушной массы быстро уменьшается вертикальный градиент температуры и может установиться инверсионное распределение температуры, если не у самой поверхности земли, то на высоте в несколько сотен метров.

Формирование слоя инверсии на некоторой высоте способствует обособлению от вышележащих слоев нижнего слоя воздушной массы, который наиболее сильно охлаждается от подстилающей поверхности.

Слой инверсии является *задерживающим слоем* для частиц, перемещающихся по вертикали. Действительно, поднимающаяся частица воздуха охлаждается по адиабатическому закону. Если первоначально такая частица была теплее окружающего воздуха, то, попадая в слой инверсии, она весьма быстро приобретает температуру окружающей среды, в связи с чем дальнейшее поднятие под действием архимедовых сил становится невозможным. Поэтому под слоем инверсии происходит растекание поднимающихся снизу вихрей и накопление водяного пара, а также пылевых частиц, что создает благоприятные условия для дополнительного радиационного охлаждения верхней границы подынверсионного слоя. В результате этого начинается конденсация водяного пара и образуются облака типа St или Sc (в зависимости от высоты слоя инверсии) или туманы.

На рис. 6.5 схематически показано превращение теплой неустойчивой воздушной массы в устойчивую при ее перемещении с моря на сушу в холодную половину года.

Теплая неустойчивая воздушная масса над материками (рис. 6.6) наблюдается летом (мТВ, кТВ), а вблизи побережья морей (рис. 6.5) может наблюдаться и зимой (мУВ). Над океанами и морями такая воздушная масса наблюдается, как правило, в холодную половину года, особенно при перемещении относительно теплого воздуха (мУВ) на еще более теплую водную поверхность. Поскольку прогрев воздуха происходит от водной поверхности, то зимой, когда с материков на океаны поступает холодный воздух,

создаются все условия для формирования неустойчивых воздушных масс над водной поверхностью.

В субтропиках и тропиках над водной поверхностью формируются наиболее теплые воздушные массы (мТВ), которые могут быть неустойчивы и летом.

В приэкваториальных районах океанов, как показали тропические эксперименты 1972 и 1974 гг. (ТРОПЭКС-72 и ТРОПЭКС-74), в июле и августе наблюдалось абсолютное преобладание теплых неустойчивых воздушных масс.

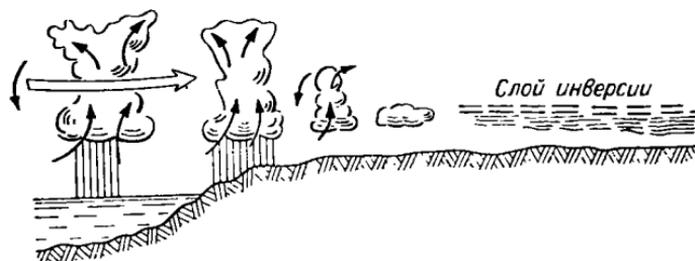


Рис. 6.5. Превращение теплой неустойчивой воздушной массы в устойчивую при ее перемещении с моря на сушу в холодную половину года.

Синоптические условия, при которых теплая воздушная масса может быть неустойчивой, достаточно разнообразны. Теплая воздушная масса может быть неустойчивой в теплых секторах циклонов и на западной периферии антициклонов. Как правило, неустойчива относительно теплая воздушная масса во вторичных теплых секторах циклонов.

Типичная погода в теплой неустойчивой воздушной массе: кучевая (Cu), а иногда кучево-дождевая (Cb) облачность с ливневыми осадками, часто с грозами, в том числе ночными, радиационные туманы (преимущественно после выпадения дождя и наступления прояснения).

Суточный ход метеорологических величин в теплой неустойчивой воздушной массе больше, чем в теплой устойчивой массе, но не слишком велик.

На рис. 6.7 приведен пример неустойчивой воздушной массы. На рис. 6.7 а в районах А, В, С отчетливо проявляются ансамбли кучево-дождевой облачности, что хорошо согласуется с данными карты погоды (рис. 6.7 б), где в области депрессии отмечаются также и грозы. В других районах наблюдаются ячейки хорошо развитой конвективной облачности.

Над материками летом теплая воздушная масса даже при перемещении к северу может с течением времени становиться более неустойчивой. Этому способствует продолжающийся дневной прогрев воздушной массы от земной поверхности и увлажнение ее за счет испарения с местных водоемов, рек и растительного покрова.

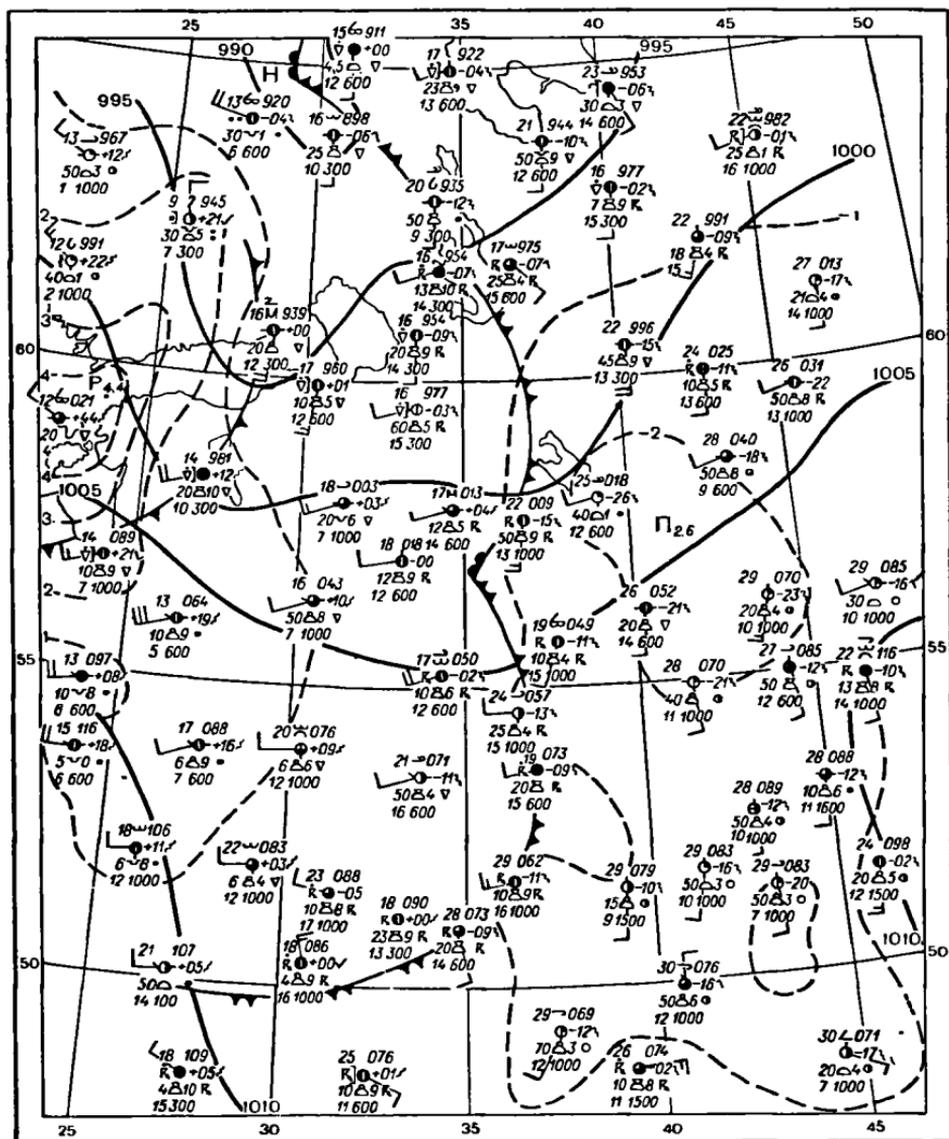


Рис. 6.6. Участок приземной карты погоды с теплой неустойчивой воздушной массой. 15 ч 11 июня 1973 г.

Ночное радиационное охлаждение верхней границы влажного слоя может способствовать развитию конвекции в ночные часы, что в отдельных случаях может привести к образованию мощных Сб, выпадению ливневых осадков и к ночным грозам.

Однако в целом теплая воздушная масса является преимущественно устойчивой воздушной массой, особенно над сушей в холодное полугодие.

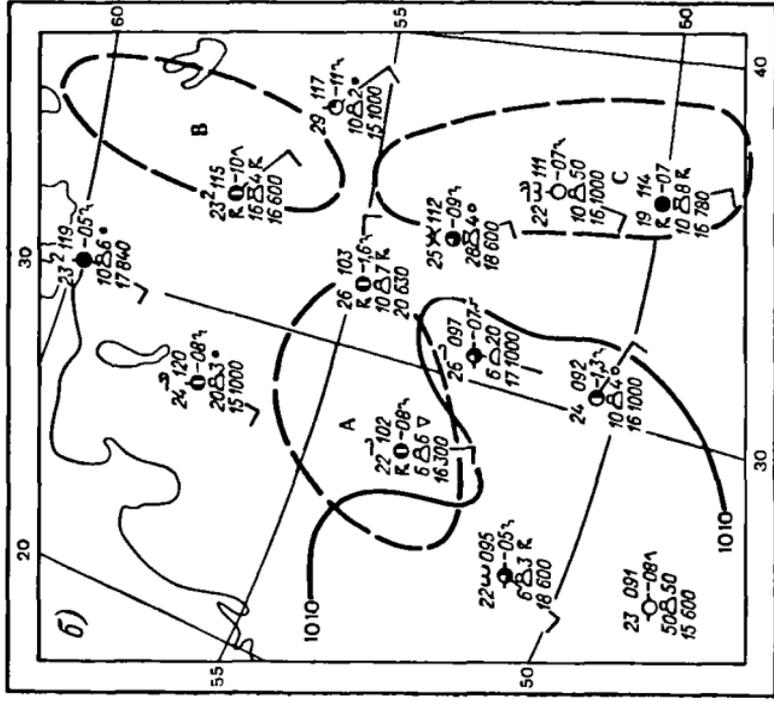
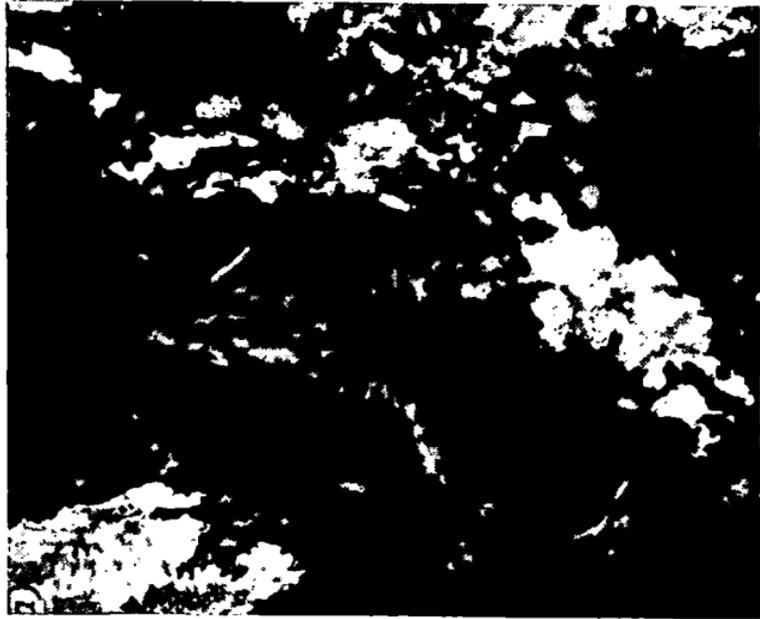


Рис. 6.7. Телевизионная фотография со спутника «Метеор» и карта погоды (неустойчивая теплая воздушная масса).

а) ансамбли кучево-дождевой облачности (А, В, С) по данным М-18 за 16 ч 44 мин 23 июля 1974 г., б) сплюснутые данные за 15 ч 23 июля 1974 г.

6.5. Характеристики холодных и нейтральных воздушных масс

Холодная неустойчивая воздушная масса *над материками* наблюдается, как правило, в теплое полугодие, особенно при вторжениях на материк мУВ и мАВ. *Над океанами и морями* такая воздушная масса отмечается в основном в холодное полугодие, но может наблюдаться и летом при смещении относительно холодной воздушной массы (АВ или УВ) на более теплую водную поверхность.

Синоптические условия, наиболее благоприятные для вторжения холодных неустойчивых воздушных масс, — это прежде всего тыловые части циклонов за холодными фронтами и частично примыкающие к ним окраины антициклонов.

Типичная погода в холодных неустойчивых воздушных массах: кучевая и кучево-дождевая облачность (по крайней мере, в наиболее благоприятные часы), ливневые осадки, часто многократно повторяющиеся (заряды, особенно снежные, на Мурманском побережье), иногда днем грозы, а ночью над материками радиационные туманы. Образование тумана возможно лишь при значительной влажности воздушной массы. При этом ночью в приземном слое воздушная масса вполне устойчива.

Суточный ход метеорологических величин в холодных неустойчивых воздушных массах особенно велик. Например, ночью может наблюдаться ясная холодная погода со слабыми ветрами, днем — значительная облачность, осадки, усиление ветра и повышение температуры на 10—15° С. На рис. 6.8 приведен пример холодной неустойчивой воздушной массы при небольших скоростях переноса воздуха. В аналогичной воздушной массе, но в отличие от предыдущего случая, характеризующейся большими скоростями движения воздуха, и даже в утренние часы могут наблюдаться кучево-дождевая облачность и ливневые осадки на значительном числе станций.

Неустойчивость воздушной массы определяется не только соотношением температур между воздушной массой и подстилающей поверхностью, но и сильно зависит от влагосодержания воздуха. Например, при наиболее сильных похолоданиях на Европейской территории СССР, связанных с вторжениями с северо-востока континентального арктического воздуха, облачность кучевых форм обычно не получает большого развития. Это связано с тем, что вторгающийся кАВ первоначально имеет значительную устойчивость и сухость, поэтому уровень конденсации располагается высоко, а верхняя граница конвекции — сравнительно низко. На устойчивость воздушной массы значительное влияние оказывает рельеф подстилающей поверхности и синоптические условия, в частности наличие зон конвергенции или дивергенции в системе основных потоков внутри воздушной массы.

Холодные устойчивые воздушные массы (кУВ и кАВ) *над материками* наблюдаются в основном зимой, одна-

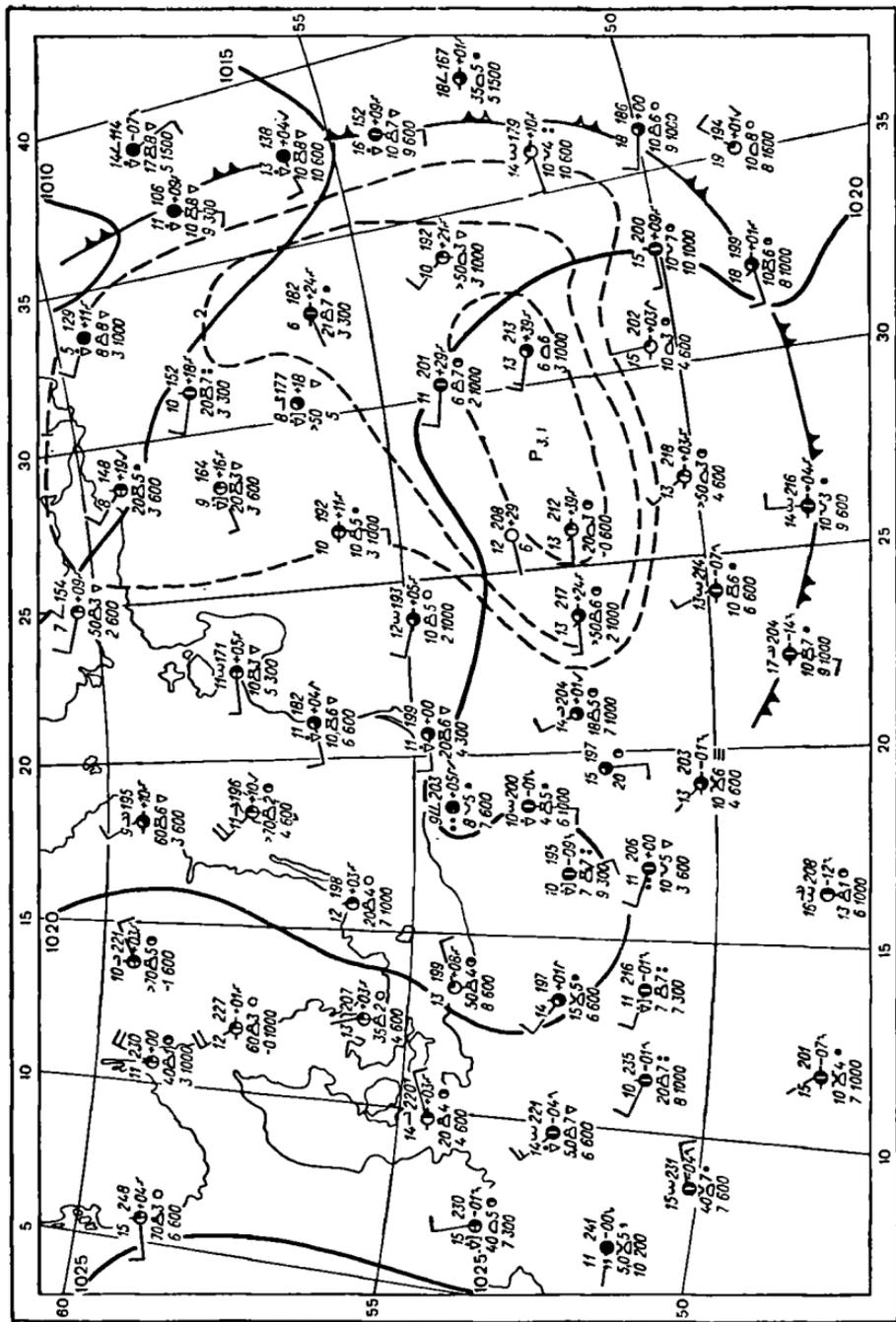


Рис. 6.8. Участок приземной карты погоды с холодной неустойчивой воздушной массой. 15 ч 14 сентября 1971 г.

ко над льдами Арктики и Антарктики они могут наблюдаться и летом. *Над океанами и морями* такие воздушные массы, как правило, не отмечаются.

Синоптические условия, наиболее благоприятные для холодных устойчивых воздушных масс, — антициклонические системы в целом, особенно центральные части антициклонов.

Типичная погода: а) безоблачная морозная, иногда с радиационными туманами (основной тип); б) значительная и сплошная слоистая или слоисто-кучевая облачность, иногда слабые снегопады (дополнительный тип). Дополнительный тип погоды наблюдается преимущественно на западных и северных окраинах антициклонов при адвекции относительно теплого и влажного воздуха над нижним слоем холодного воздуха.

Суточный ход метеорологических величин в холодной устойчивой воздушной массе при ясной погоде существенно больше, чем в теплой устойчивой массе, но меньше, чем в неустойчивых воздушных массах.

На рис. 6.9 приведен пример холодной устойчивой воздушной массы.

В умеренных и высоких широтах зимой радиационный и тепловой баланс земной поверхности, как правило, является отрицательным. Поэтому даже арктический воздух над материками продолжает охлаждаться, по крайней мере в приземном слое.

При неоднородном рельефе земной поверхности наиболее холодный и плотный воздух заполняет низины, образуя местные очаги низких температур. В отдельных случаях в низинах температура может быть на 10—20° С ниже, чем на окружающих холмах, хотя разность высот составляет всего несколько десятков метров.

В процессе охлаждения день за днем вертикальная протяженность сильно выхолаженного слоя увеличивается и может достигать 1—2 км и более.

Первоначально холодный неустойчивый воздух (мАВ или мУВ) по мере продвижения в глубь материка превращается в устойчивый. Формирование антициклона способствует быстрому повышению устойчивости холодного воздуха в связи с развитием нисходящих движений.

Однако *в целом холодная воздушная масса является преимущественно неустойчивой*, в отличие от теплой воздушной массы, особенно над сушей в теплое полугодие.

Нейтральные (местные) воздушные массы в любой сезон могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми в зависимости от начальных свойств и направления трансформацией воздушной массы, из которой образовалась данная воздушная масса.

Нейтральная воздушная масса, образовавшаяся из теплой путем ее охлаждения от подстилающей поверхности, приобретает обычно свойства устойчивой воздушной массы. Нейтральная масса, образо-

вавшаяся из холодной путем ее прогревания от подстилающей поверхности, как правило, является неустойчивой воздушной массой. Исключения определяются добавочными факторами (синоптическими

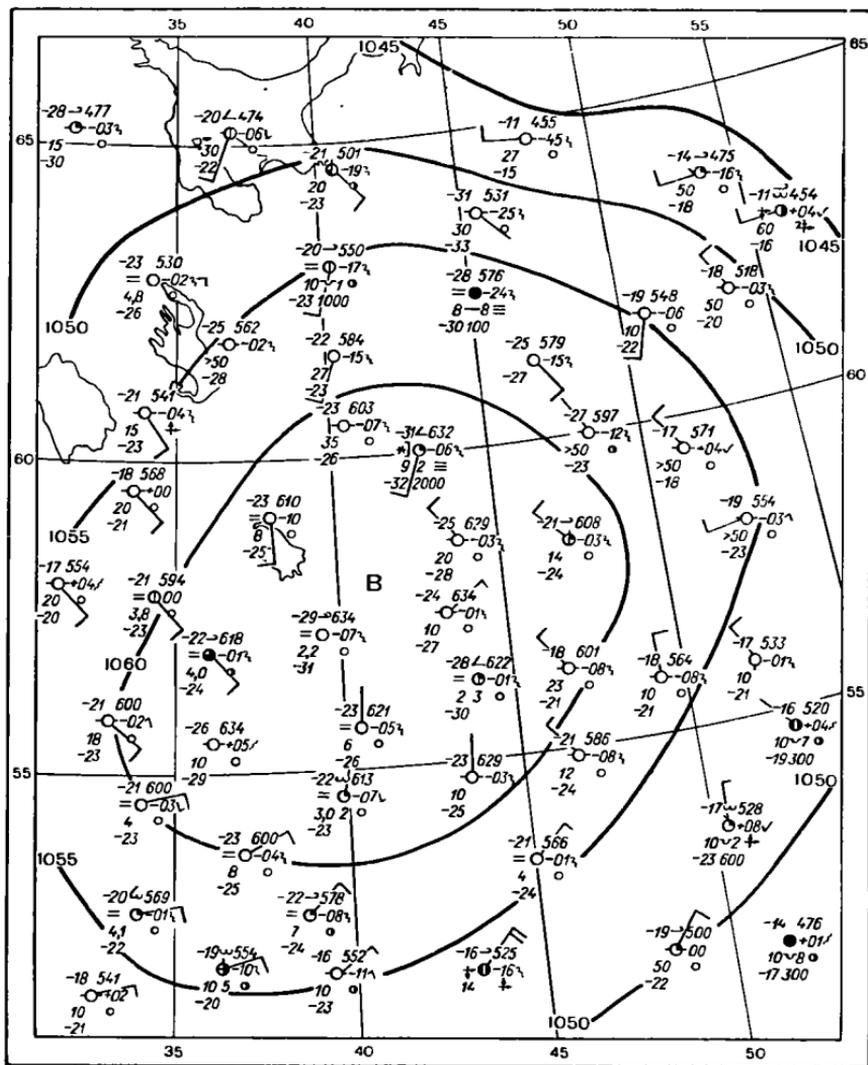


Рис. 6.9. Участок приземной карты погоды с холодной устойчивой воздушной массой. 9 ч 1 февраля 1972 г.

условиями, значением и знаком вертикальной скорости w , начальным облачным покровом и т. п.), влияющими на устойчивость воздушных масс.

Над материками нейтральные массы летом, как правило, неустойчивы, зимой устойчивы. Над океанами и морями такие массы летом чаще устойчивы, зимой неустойчивы.

В зависимости от того, является ли нейтральная воздушная масса устойчивой или неустойчивой, сухой или влажной, а также в зависимости от сезона, состояния подстилающей поверхности и синоптических условий определяются и условия погоды в ней.

6.6. Характеристики географических типов воздушных масс северного полушария

Очаги формирования воздушных масс различных типов показаны на рис. 6.2 и 6.3.

Арктический воздух (АВ) зимой формируется практически во всей области за Полярным кругом, исключая Норвежское море и незамерзающую часть Баренцева моря, летом — в основном над льдами Арктики.

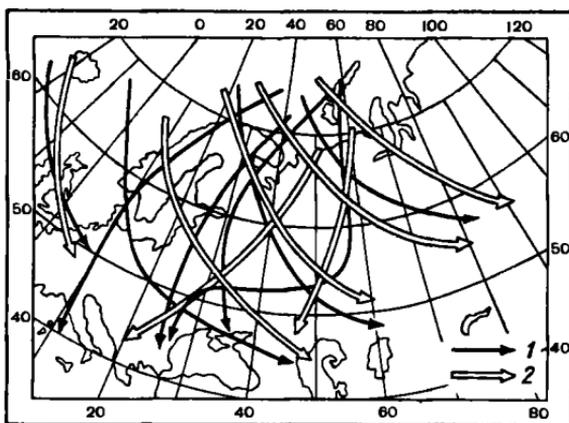


Рис. 6.10. Типовые траектории антициклонов (оси), по Б. П. Мультановскому.

1 — зимние, 2 — летние.

Вторжения в умеренные широты арктического воздуха происходят преимущественно в тылу циклонов за холодными фронтами и при развитии антициклонов за этими фронтами.

Различают траектории антициклонов, направленные с северо-запада на юго-восток, или *нормальные полярные оси*, по Б. П. Мультановскому, и с северо-востока на юго-запад, или *ультраполярные оси* (рис. 6.10).

На Европейскую территорию СССР (ЕТС) с северо-запада через Норвежское море и незамерзающую часть Баренцева моря происходит вторжение мАВ, а с северо-востока через льды Карского моря и замерзающую часть Баренцева моря — вторжение кАВ.

В очагах формирования КАВ устойчиво стратифицирован. Для него типична малооблачная погода или тонкая подынверсионная облачность (St, Sc). Над ЕТС он сохраняет свою устойчивость и также характеризуется малооблачной погодой с сильными морозами или тонкой слоистообразной облачностью.

В очагах формирования МАВ устойчиво стратифицирован, но при вторжении на ЕТС с северо-запада приобретает значительную неустойчивость. Его прохождение над Западной Европой сопровождается появлением Сб и ливневыми осадками.

Для Западной Европы характерен лишь МАВ. Для Азии и Северной Америки характерен КАВ, так как до вторжения на эти материка АВ проходит над поверхностью, покрытой льдом или снегом. На юг Европы АВ проникает до Альп и Кавказа, а иногда и южнее.

Морской умеренный воздух вторгается на материка преимущественно в тылу циклонов за холодными фронтами. В зависимости от траектории циклона и широтной зоны океана, откуда вторгается МУВ, его свойства в одних случаях близки к свойствам МАВ, в других — к свойствам МТВ.

Континентальный умеренный воздух формируется в центральных и восточных районах материков в зоне умеренных широт, зимой это зона от 30 до 50° с. ш., а летом от 50 до 70° с. ш. При ослаблении интенсивности атмосферной циркуляции эта масса становится преобладающей.

Континентальный тропический воздух летом может при длительной малооблачной погоде со слабыми ветрами (в антициклонах) формироваться непосредственно над материками в зоне от 15 до 50° с. ш. Зимой массы КТВ формируются над северной частью Африканского континента.

Основным очагом формирования морского тропического воздуха, поступающего в Европу зимой, является бассейн Средиземного моря, а летом — субтропические широты Атлантического океана. Вообще же МТВ формируется в тропических частях океанов, включая приэкваториальные области. Однако воздух, формирующийся в приэкваториальной полосе, в умеренные широты у поверхности земли не поступает.

Муссонный воздух зимой характерен для южных районов Азии и прилегающих областей Индийского океана, а летом, кроме того, он характерен для территории Китая и Советского Приморья.

В табл. 6.2 приводятся характеристики основных типов воздушных масс применительно к центральным районам Европейской территории СССР. Для других географических районов температурные характеристики будут, естественно, иными, но соотношение температур между различными воздушными массами в общем сохраняется.

Дополнительные замечания. 1. *Вертикальная протяженность* КАВ и МАВ в очагах формирования 4—6 км. Иногда эти воздушные массы достигают тропопаузы, которая в Арктике часто

Таблица 6.2

Характеристики различных географических типов воздушных масс в центральных районах Европейской территории СССР

Характеристика	Воздушная масса					
	кАВ	мАВ	кУВ	мУВ	кТВ	мТВ
Вертикальная протяженность, км	1—3	2—5			Обычно до тропопаузы	
Средняя температура в приземном слое, °С:						
январь	—20	—10	—8	—1	Не характерен	3
июль	+8	+10	+20	+15	+25	Не характерен
Горизонтальная видимость, км	20—50	>50	4—10	10—20	2—6	2—6
Характерные системы конденсации:						
зима	Ясно	Sc	Ясно	Cb, Sc, * Cб, ∇	—	St, ', ≡
лето	Cu	Cб, ∇	Ясно, Cu	Cб, ∇	Ясно, Cб, ∇	Не характерен

располагается сравнительно низко (7—8 км). По мере перемещения к югу в связи с растеканием по площади вертикальная протяженность арктического воздуха уменьшается.

2. *Температура* приземного слоя кУВ над материками зимой часто ниже, чем даже кАВ при его выходе из очага формирования, а летом днем температура приземного слоя кУВ может быть близка к температуре кТВ.

На высотах 3—5 км и более мАВ обычно холоднее кАВ, а мУВ холоднее кУВ.

Суточный ход температуры особенно велик в кУВ летом (часто более 15°).

3. *Горизонтальная видимость* в табл. 6.2 приведена вне зон осадков и туманов. В арктическом воздухе значения горизонтальной видимости, возможно, занижены, поскольку в центральных районах ЕТС на метеорологических станциях нет удаленных ориентиров. На территории Скандинавского полуострова были отмечены случаи, когда горизонтальная дальность видимости в мАВ превышала 100 км.

В тропическом воздухе часто наблюдается дымка и мгла в связи со значительной запыленностью воздуха тончайшей пылью, которая из очагов формирования переносится на огромные расстояния.

4. *Системы конденсации водяного пара* (туман, облачность, осадки) в любой воздушной массе в каждом конкретном случае определяются устойчивостью и влажностью воздушной массы и добавочными факторами, влияющими на их образование. Поэтому, вообще говоря, условия погоды в каждой воздушной массе могут быть достаточно разнообразными и существенно отличаться от типичных условий погоды.

5. *Вертикальное строение* воздушной массы первоначально определяется условиями в очаге формирования, а затем оно изменяется в процессе ее перемещения.

В КАВ в районе о. Диксон в среднем для слоя 200—1000 м $\gamma = 0,13^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. В МАВ и МУВ у побережья Норвегии в этом же слое $\gamma \approx 0,7 \div 0,8^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. В КУВ и МТВ $\gamma \approx 0,2 \div 0,5^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, часты приземные инверсии и слои инверсии внутри воздушной массы на высоте в несколько сотен метров. В КТВ $\gamma \approx 0,7 \div 0,8^\circ \text{C}/100 \text{ м}$.

В каждом случае значение γ в пограничном слое определяется происхождением воздушной массы, направлением и степенью ее трансформации.

Выше пограничного слоя во всех массах $\gamma \approx 0,6^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, хотя при значительной неустойчивости могут быть случаи, когда $\gamma \approx 0,8 \div 0,9^\circ \text{C}/100 \text{ м}$.

Муссонный воздух низких широт может иметь различные свойства в зависимости от географического района и сезона.

Над Индией муссонный воздух зимой сравнительно теплый (в Агре в январе $t \approx 20^\circ \text{C}$) и сухой в связи с нисходящими движениями вдоль склонов гор, а летом неустойчивый очень теплый (в Агре в июле $t > 30^\circ \text{C}$) и влажный. Летние муссоны сопровождаются сильнейшими ливнями и грозами.

В умеренных широтах (например, на Дальнем Востоке) муссонным воздухом зимой является КУВ, летом — МУВ. Под влиянием низких температур прилегающих морей летний муссон здесь относительно холодный. На картах рис. 6.2 и 6.3 выделен лишь муссонный воздух низких широт.

6. *Воздушные массы стратосферы* недостаточно изучены, хотя имеются определенные указания на их различия. Например, обнаруживаются значительные колебания во времени температуры воздуха нижней стратосферы над одним и тем же пунктом, обычно сопровождающие колебания высоты тропопаузы. Имеется и определенное соотношение между температурами воздушных масс тропосферы и стратосферы: теплой воздушной массе тропосферы соответствует высокая тропопауза и низкая температура в стратосфере, холодной тропосферной воздушной массе — низкая тропопауза и относительно высокая температура в стратосфере. Существенное влияние на температурные условия в стратосфере оказывают вертикальные движения.

6.7. Трансформация воздушных масс и приемы ее изучения

Как уже отмечалось, свойства воздушных масс непрерывно изменяются. Этот процесс эволюции обычно называется *трансформацией воздушной массы*. Под трансформацией воздушной массы в широком смысле понимают изменение всех ее важнейших свойств: температуры, влажности, устойчивости, систем конденсации (облака, осадки, туманы) и т. п. В таком широком смысле трансформация воздушных масс происходит практически всегда и никогда не заканчивается. Однако в процессе трансформации можно выделить периоды быстрого изменения свойств воздуха и периоды, когда междусуточные изменения становятся незначительными. Переход от быстрого изменения свойств к медленному происходит постепенно, поэтому установить момент, начиная с которого следует изменить название воздушной массы, трудно. В первые дни после поступления в данный географический район новой воздушной массы, существенно отличающейся по свойствам, происходят междусуточные изменения температуры на 4—5° С, которые далее уменьшаются до 1—2° С. Над океаном при поступлении холодной воздушной массы в первые сутки изменения температуры могут достигать 10—15° С. Поэтому в качестве критерия окончания трансформации воздушной массы принимают момент, начиная с которого изменение средней суточной температуры на уровне подстилающей поверхности и на уровне 850 мбар окажутся менее 1—1,5° С.

Под трансформацией в узком смысле слова понимается изменение тепловых свойств фиксированной частицы воздуха.

Суточный ход метеорологических элементов не является показателем трансформации воздушной массы, поскольку он может быть значительным и в нейтральной массе, хотя его можно рассматривать как особый вид трансформации. Для эмпирического определения трансформации необходимо сопоставлять свойства фиксированной частицы воздуха ото дня ко дню в *одни и те же сроки наблюдений*.

Поскольку при адиабатическом процессе потенциальная температура фиксированной частицы не меняется при изменении ее высоты, индивидуальные изменения свойств фиксированной частицы под влиянием ее вертикальных перемещений обычно не включаются в понятие «трансформация». Это справедливо только для понятия «трансформация» в указанном выше узком смысле. В оперативной прогностической работе сопоставляются не столько индивидуальные свойства фиксированной частицы воздуха, сколько свойства разных частиц воздуха внутри данной воздушной массы в фиксированных точках пространства, т. е. не $\frac{dT}{dt}$, а $\frac{\partial T}{\partial t}$.

Как увидим ниже, вертикальные скорости оказывают большое влияние на локальные изменения температуры $\frac{\partial T}{\partial t}$, на изменение устойчивости воздушной массы и на системы конденсации. Поэтому,

анализируя процесс трансформации, необходимо значительное внимание уделять влиянию вертикальных движений на изменения свойств воздушных масс.

Основными приемами *эмпирического* изучения трансформации воздушных масс являются следующие.

1. *Метод траекторий.* С помощью карт барической топографии определяются траектории фиксированных частиц на каждом уровне способами, указанными в п. 5.7. По результатам зондирования в пунктах на пути перемещающихся частиц воздуха определяют изменения их свойств в процессе перемещения и тем самым направление трансформации воздушной массы в целом.

2. *Метод уравновешенных свободных аэростатов.* Во время полета на свободных аэростатах выбрасыванием балластного груза или выпуском из оболочки части газа по возможности поддерживается постоянная высота полета.

Предполагается, что скорость горизонтального перемещения аэростата совпадает со скоростью воздушного потока на уровне полета; тем самым наблюдения на аэростате характеризуют изменения свойств фиксированной частицы воздуха.

3. *Метод учащенных зондирований.* В выбранных пунктах производятся учащенные зондирования атмосферы для детального выявления локальных изменений метеорологических величин на каждом уровне. Если синоптические условия таковы, что существенного горизонтального перемещения воздушных частиц не происходит, то, сопоставляя результаты последовательных зондирований, можно непосредственно получить скорость трансформации, т. е. значение изменения определенной характеристики (например, температуры) за определенный промежуток времени (обычно за сутки).

При существенной адвекции ее влияние на локальные изменения метеорологических величин необходимо исключить, вычислив, например,

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{трансф}} = \frac{\partial T}{\partial t} - \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{адв}}. \quad (6.1)$$

Перечисленные способы не свободны от недостатков, однако они позволяют получить приближенную количественную оценку скорости трансформации.

Выявлено, что трансформация в первые сутки после вторжения воздушной массы в новый географический район происходит быстрее, чем в последующие дни, т. е. скорость трансформации тем больше, чем больше отклонение метеорологической величины от условий равновесия. Период трансформации, т. е. число дней, за которое будут достигнуты условия равновесия, составляет 5—7 дней.

Теоретические расчеты трансформации воздушных масс основаны на применении уравнений притока тепла, водяного пара и переноса лучистой энергии.

Согласно уравнению притока тепла

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{RT(\gamma_a - \gamma)}{pg} \tilde{\omega} + \frac{\varepsilon}{c_p \rho}. \quad (6.2)$$

Первое слагаемое справа характеризует локальные изменения температуры под влиянием адвекции, т. е. в связи с перемещением самой воздушной массы. Адвективные изменения температуры не характеризуют трансформацию воздушных масс и должны быть, согласно (6.1), исключены.

Второе слагаемое определяет локальные изменения температуры под влиянием вертикальных движений:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\omega} = a_1 (\gamma_a - \gamma) \tilde{\omega} = -a_2 (\gamma_a - \gamma) \omega.$$

Если γ_a и γ в $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$, ω в $\text{м}/12 \text{ ч}$, то

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\omega} = -0,02 (\gamma_a - \gamma) \omega \text{ } ^{\circ}\text{C}/\text{сутки}, \quad (6.3)$$

а при $\tilde{\omega}$ в $\text{мбар}/12 \text{ ч}$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\omega} = 0,58 (\gamma_a - \gamma) \frac{T}{p} \tilde{\omega} \text{ } ^{\circ}\text{C}/\text{сутки}. \quad (6.3')$$

Например, для карты AT_{700}

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{\omega} \approx 0,2 (\gamma_a - \gamma) \tilde{\omega}_{700} \text{ } ^{\circ}\text{C}/\text{сутки}. \quad (6.3'')$$

Если внутри воздушной массы длительное время сохраняются восходящие движения, то такая воздушная масса во всей толще со временем становится холоднее. При нисходящих движениях воздуха воздушная масса становится теплее.

Этот фактор в значительной мере способствует превращению старого малоподвижного циклона в холодную циркуляционную систему, а старого малоподвижного антициклона в теплую циркуляционную систему.

Влияние на изменения температуры индивидуальных изменений давления $\frac{dp}{dt}$, обусловленных общей эволюцией барического поля, незначительно. Например, у поверхности земли изменение давления за сутки обычно не превышает 10—20 мбар, что эквивалентно смещению по вертикали на 80—160 м и адиабатическому изменению температуры на 0,8—1,6 $^{\circ}\text{C}$ за сутки. Такие локальные изменения температуры следует учитывать, однако столь значительные изменения давления встречаются сравнительно редко.

Третье слагаемое в формуле (6.2) позволяет оценивать влияние на локальные изменения температуры и трансформацию воздушных масс турбулентного переноса тепла, радиационного теплообмена и фазовых превращений воды в атмосфере.

Вычисление каждой из перечисленных составляющих притока тепла сопряжено со значительными трудностями. Обычно в оперативной прогностической работе ограничиваются грубыми оценками. Соответствующие приемы будут рассмотрены в главе, посвященной прогнозу температуры.

Аналогично уравнению (6.2) может быть записано *уравнение притока водяного пара*

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} \right) + \frac{RT}{pg} \frac{\partial q}{\partial z} \tilde{\omega} + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \frac{\partial m}{\partial t}, \quad (6.4)$$

где q — удельная влажность; m — количество воды, участвующей в конденсации или испарении, отнесенное к единице массы.

Первое слагаемое в (6.4) определяет адвективные изменения удельной влажности, второе — изменения, связанные с вертикальными движениями, третье — изменения под влиянием турбулентного обмена в вертикальной плоскости, четвертое — изменения, обусловленные конденсацией или испарением.

В процессе трансформации одновременно с изменениями температуры и влажности происходит *изменение устойчивости воздушной массы*.

Перечислим основные факторы, влияющие на изменение устойчивости воздушной массы.

1. *Охлаждение* воздушной массы от подстилающей поверхности способствует возрастанию ее устойчивости (по крайней мере в приземном слое), *нагревание* — возрастанию неустойчивости.

2. *Увлажнение* воздушной массы при прочих равных условиях потенциально увеличивает ее неустойчивость в связи с понижением уровня конденсации.

3. *Неравномерная адвекция температуры* на различных высотах приводит к возрастанию устойчивости, если с высотой адвекция тепла усиливается или адвекция холода уменьшается. При уменьшении адвекции тепла с высотой или увеличении адвекции холода происходит возрастание неустойчивости воздушной массы. Наибольший эффект достигается, когда в нижнем слое воздушной массы знак адвекции противоположен знаку адвекции в верхнем слое при значительных адвективных изменениях температуры.

4. При $\gamma < \gamma_c$, *восходящие движения воздуха*, вызывая на высотах понижение температуры, способствуют возрастанию неустойчивости воздушной массы, если температура у поверхности земли не претерпевает существенных изменений или повышается. С *нисходящими движениями воздуха* при $\gamma < \gamma_c$ связано возрастание устойчивости воздушной массы, завершающееся иногда образованием слоя инверсии температуры.

5. *Радиационное охлаждение верхнего слоя* воздушной массы, в том числе и верхней границы облаков, способствует возрастанию неустойчивости воздушной массы.

Выше были рассмотрены общие условия трансформации. Однако *трансформация воздушных масс над морем и над сушей имеет существенные различия.*

В связи с большой теплоемкостью водных масс и свободным перемешиванием по вертикали температура поверхности океана со временем меняется мало. Температура устойчивой воздушной массы в приводном слое практически равна температуре поверхности воды. Разность температур воды и воздуха в неустойчивой массе не превышает 1—2° С. Поэтому расчет трансформационных изменений температуры воздушной массы сводится к расчету траектории и определению разности температур поверхности воды в исходной и расчетной точках. При больших горизонтальных градиентах температуры поверхности воды трансформационное изменение температуры воздушной массы в приводном слое может за сутки составлять 10—15° С и даже более.

Теплоемкость и теплопроводность почвы малы по сравнению с водой. Поэтому в процессе перемещения воздушной массы над сушей меняется температура не только воздуха, но и почвы. В связи с этим скорость трансформации со временем уменьшается с 3—5° С в сутки при вхождении свежей массы на материк до 1—2° С в последующие дни.

Зимой над снежным покровом при ясной тихой погоде вторгающаяся относительно холодная воздушная масса обычно продолжает охлаждаться. Температура в приземном слое за одну ночь может понизиться на 10—15° С, но в последующие дни и ночи охлаждение уже будет происходить медленнее.

При перемещении над снежным покровом воздушной массы с температурой выше 0° С охлаждение не превышает 1—2° С за сутки, так как при этом обычно наблюдается сплошная облачность, а разность температур между воздухом и тающим снежным покровом невелика.

Летом в сильно запыленной воздушной массе при пыльной или песчаной буре поглощение солнечной радиации запыленным слоем может привести к повышению температуры в нем на 5—8° С по сравнению с окружающими районами, что впервые было обнаружено А. И. Воейковым.

6.8. Влияние орографии на воздушные массы

Воздушные массы могут задерживаться горами, изменять под их влиянием направление перемещения и могут переваливать через них. При этом происходит деформация воздушного потока по горизонтали и вертикали, что вызывает изменение свойств воздушных масс и условий погоды в них. Наибольшее влияние на погоду оказывает развитие вертикальных движений воздуха.

Приближенно добавочная вертикальная составляющая скорости, обусловленная влиянием гор, может быть вычислена по формуле

$$w_h = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y}, \quad (6.5)$$

где h — высота горного хребта.

С наветренной стороны гор $w_h > 0$, с подветренной $w_h < 0$. Поэтому с наветренной стороны гор имеются благоприятные условия для развития облачности и выпадения осадков (*орографические осадки*), на подветренной стороне гор облачность размывается.

С высотой w_h изменяется: у подошвы горы $w_h = 0$, затем она возрастает и, достигнув максимума на некотором уровне h_m , начинает уменьшаться и у вершины горы становится снова равной нулю (поскольку происходит смена знака w_h при переходе на противоположную сторону горы). Следовательно, имеется уровень $h_m < h$, на котором значение $|w_h|$ максимально.

В горном районе имеются также особенности изменений с высотой составляющих скорости u и v или нормальной к хребту составляющей скорости V . У подошвы и вдоль склона горы на уровне флюгера $|V| \approx 0,5 |V_g|$. С высотой значение V возрастает.

Если от равнины вдоль уровня $z = \text{const}$ перемещаться к склону горы, то вблизи склона значение V будет меньше, чем над равниной. Иное соотношение скоростей получается над вершиной горы, где происходит сближение линий тока и скорости ветра могут значительно превосходить скорости ветра над равниной на том же уровне. Это же относится к перевалам и ущельям, где при определенных направлениях ветра скорости могут достигать ураганной силы.

В соответствии с уравнением неразрывности имеется взаимосвязь между составляющими скорости u , v и w . Появление в горном районе компоненты w_h вызывает изменение геострофических соотношений, которые приобретают вид:

$$u = - \frac{p}{\rho_h} \frac{1}{l} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v = \frac{p}{\rho_h} \frac{1}{l} \frac{\partial H}{\partial x}, \quad (6.6)$$

где ρ_h — давление на уровне горы; p — давление у подошвы горы ($p \approx 1000$ мбар).

На рис. 6.11 показано распределение орографически обусловленных значений w и w' (w' — возмущение горизонтальной составляющей скорости при пересечении воздушным потоком горного хребта). При этом имеют место соотношения:

$$w = w_h = k \frac{\partial h}{\partial x}, \quad u' = -k' \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}, \quad (6.7)$$

где коэффициенты k и k' зависят от средней скорости набегающего потока V , устойчивости атмосферы (т. е. величины γ) и высоты рассматриваемой точки над земной поверхностью.

Влияние гор на воздушные течения распространяется на сотни километров от гор по горизонтали и на несколько километров по вертикали.

Помимо общего изменения значений u , v и w по сравнению с равнинными условиями, над горами часто возникают еще и интенсивные волновые движения, с которыми может быть связана болтанка самолетов. Волновые движения могут распространяться до высот 10—15 км и затухают на подветренной стороне по мере удаления от хребта.

Если значение w_h , определяемое формулой (6.5), сохраняет знак на всех уровнях, то мелкомасштабные вертикальные движения, свя-

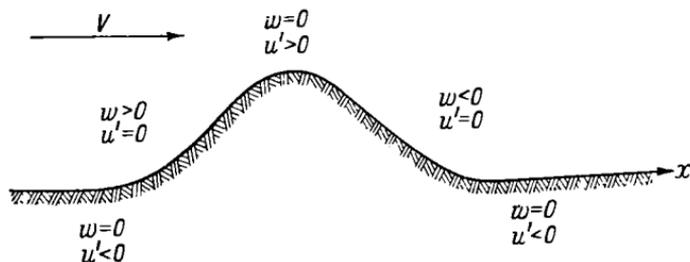


Рис. 6.11. Распределение орографических возмущений потока по склонам хребта.

занные с волновыми движениями, при длине волн, не превышающей нескольких километров, на различных уровнях имеют разные знаки, т. е. происходит сдвиг фазы колебаний с высотой. Первое теоретическое решение задачи влияния гор на воздушные течения принадлежит А. А. Дородницыну.

Колебания скорости воздушного потока в зоне волновых движений могут превышать 10 м/с, что и вызывает болтанку самолетов.

На подветренной стороне гор, помимо волновых движений, возникают вихри с горизонтальной осью. Эти вихри имеют диаметр в несколько сотен метров, часто достигают большой интенсивности и могут, оторвавшись от хребта, перемещаться в направлении воздушного течения. Такие вихри весьма опасны для самолетов и вертолетов.

М. А. Петросянец предложил подразделять тропосферу над горными районами на три слоя:

1) *слой местных горных циркуляций*, простирающийся от подошвы горного хребта до его средней высоты. В этом слое наблюдаются горно-долинные ветры, фёны, стоковые ветры, ветры горных перевалов и другие местные ветры;

2) *горный слой трения* — от средней высоты хребта до уровня выравнивания скоростей ветра над горами и соседними равнинами. Внутри горного слоя трения отмечается интенсивное турбулентное перемешивание и скорость ветра в среднем меньше, чем над соседними равнинами;

3) *горная свободная атмосфера* — от верхней границы слоя трения до тропопаузы. В этом слое над горами ветер в среднем сильнее, чем над соседними равнинами.

Горно-долинные ветры хорошо выражены на фоне сравнительно небольших градиентов давления в малооблачную погоду.

После восхода солнца склоны гор прогреваются быстрее, чем долины, и возникает циркуляционное движение воздуха вверх по долине и вдоль склонов гор (долинный ветер). Наибольших значений скорости достигают к 12—14 ч местного времени (4—7 м/с у поверхности земли), причем максимум скорости наблюдается на высоте 100—300 м над уровнем долины. Во вторую половину дня долинный ветер постепенно ослабевает.

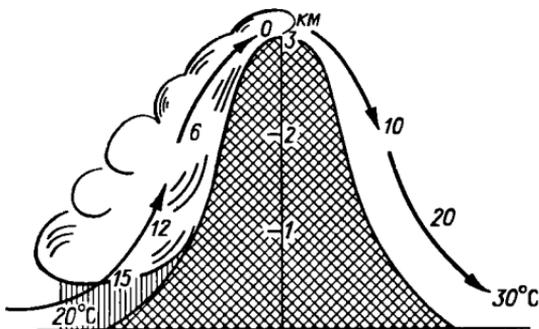


Рис. 6.12. Схема образования фёна.

После захода солнца и наступления затишья возникает ветер, направленный вниз в долину (горный ветер). Такое изменение циркуляции воздуха связано с ночным охлаждением склонов. Горные ветры летом обычно слабее долинных (у поверхности земли 1—3 м/с), но на высоте 50—200 м они достигают максимального значения 6—8 м/с.

Таким образом, при устойчивой погоде в горах наблюдается чередование долинных и горных ветров при штиле около восхода солнца и 2—3 часа спустя (пока не прогрелись склоны), а также за 1—2 часа до захода солнца, когда радиационный баланс близок к нулю и нет условий для возникновения местной циркуляции. Зимой в горах преобладают горные ветры, так как большую часть суток радиационный баланс отрицательный.

С горно-долинными ветрами связаны колебания температуры в долинах (быстрое повышение в период утреннего затишья и быстрое понижение в первый час после возникновения горного ветра) при относительно больших значениях максимальной температуры. С долинным ветром часто связано развитие облаков кучевых форм. Нарушения горно-долинной циркуляции используются как местный признак приближения атмосферного фронта или циклона.

Фёны — особенно сухие и теплые ветры, время от времени дующие с гор в долины, обычно связаны с переваливанием воздушной массы через горы. Наблюдаются они с подветренной стороны гор (рис. 6.12), но могут одновременно наблюдаться и по обе стороны гор (фён из свободной атмосферы). В первом случае существенное значение имеет выделившаяся скрытая теплота при образовании облачности и выпадении орографических осадков с наветренной стороны гор.

Легко видеть, что при достижении уровня конденсации поднимающийся вдоль склона воздух будет охлаждаться по влажноадиабатическому закону, т. е. относительно медленно, тогда как нагревание воздуха при опускании вдоль подветренного склона будет происходить достаточно быстро по сухоадиабатическому закону.

Во втором случае основное значение имеет устойчивость воздушной массы, опускающейся вдоль обоих склонов, например когда центр антициклона располагается над горами. В такой массе в соответствии с формулой

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\Theta}{T} (\gamma_a - \gamma)$$

потенциальная температура с высотой повышается, и при нисходящих движениях воздуха к подошве горы будет поступать потенциально более теплый воздух. Такой *фёновый эффект* наблюдается практически в любом антициклоне и во всех случаях, когда $\omega < 0$ при $\gamma < \gamma_a$. В частности, с этим эффектом в значительной мере связано превращение длительно существующего антициклона в теплое барическое образование.

При фёне в горной долине температура воздуха за несколько часов может повыситься на 10—15°С при одновременном резком понижении относительной влажности. В ряде случаев фёновые ветры могут губительно отразиться на растительности, вызвать бурное таяние и испарение снегов в горах, снежные лавины и наводнения.

Стоковые ветры — движение воздуха под действием силы тяжести по пологому склону местности. К стоковым ветрам относятся *ледниковые ветры*. Охлажденный над поверхностью ледника более плотный воздух стекает с ледника вниз, и если протяженность склона ледника большая, как это, например, имеет место в Антарктиде, то стоковый ветер может достигать значительной силы.

Гравитационный эффект, вызывающий стоковые ветры, проявляется и в других местных ветрах, например при образовании боры.

Борой называют холодный сильный ветер, направленный с прибрежной возвышенности в сторону моря. При этом в прибрежной зоне развивается сильное волнение и связанное с ним обледенение кораблей и сооружений на берегу, если температура воздуха ниже 0°С.

Наблюдаемое усиление ветра при падении холодной массы воздуха с высокого берега может быть приближенно рассчитано по формуле

$$V = \sqrt{2gh \frac{T_2 - T_1}{T_2}}, \quad (6.8)$$

где h — высота (над уровнем моря), с которой опускается холодная воздушная масса; T_1 и T_2 — абсолютные температуры холодной и теплой воздушных масс на исходном уровне. Если, например, $h = 1000$ м, $T_1 = 265$ К, $T_2 = 275$ К, то $V \approx 27$ м/с.

Однако гравитационный эффект не является единственной причиной боры. Он может проявиться лишь при определенном строении береговой возвышенности и благоприятных синоптических условиях, что имеет решающее значение. Относительная неустойчивость холодной воздушной массы также способствует формированию боры. Если $\gamma \ll \gamma_a$, то нисходящие движения воздуха сопровождаются быстрым повышением его температуры, что приводит к развитию фёна вместо боры.

Классическим примером этого ветра является новороссийская бора на Черном море. Условия возникновения новороссийской боры были исследованы Н. А. Коростелевым, И. В. Бутом, а затем А. А. Васильевым.

При благоприятных условиях (например, на южной окраине холодного антициклона) в районе Новороссийска создаются большие барические градиенты и возникают сильные северо-восточные ветры. При этом в пограничном слое тропосферы наблюдается своеобразное пограничное струйное течение вблизи фронтальной поверхности, отделяющей нижний холодный воздух от более теплого воздуха наверху. Толщина слоя холодного воздуха обычно не превышает 1,5—2,0 км, а фронтальная поверхность располагается весьма полого, т. е. переходит в слой инверсии, характерный для антициклона.

Сгущение линий тока над хребтом Варада и Мархотским перевалом (высота 435 м) способствует формированию узкой зоны сильных ветров. При переваливании холодного фронта через хребет Варада струйное течение снижается вдоль подветренного склона хребта.

Согласно исследованию Васильева, новороссийская бора возникает тогда, когда струйное течение достигает поверхности земли в районе города. Если струйное течение с наветренной стороны располагалось относительно высоко, то оно претерпевает малое снижение с подветренной стороны, «перескакивая» через побережье (верховая бора). Струйный характер боры проявляется и в том, что уже на сравнительно небольшом расстоянии от берега в море ветер резко ослабевает.

Бора, аналогичная новороссийской, наблюдается на Новой Земле, на побережье Адриатического моря (Далмация), на оз. Байкал, где она называется сармой, и в некоторых других районах земного шара.

Помимо влияния на системы конденсации и ветер, *горы оказывают существенное влияние на температуру* воздушной массы.

Естественно, что внутри горного массива в одной и той же воздушной массе и на одном уровне могут наблюдаться резко различные температуры в зависимости от освещенности склона, близости снеговой линии, направления ветра и т. п.

Влияние гор на температуру проявляется и в крупномасштабных процессах. Например, в теплое полугодие на картах OT_{1000}^{50} над горами часто располагаются гребни тепла.

Вопросы и задания к главе 6

1. Дайте определение воздушной массы, фронтальной зоны и зоны фронта; укажите их горизонтальную и вертикальную протяженность.
2. Что такое температура равновесия?
3. Какие характеристики воздушных масс являются наиболее и наименее консервативными?
4. Перечислите типы воздушных масс по термодинамической классификации.
5. Дайте определение теплой и холодной воздушной массы, устойчивой и неустойчивой.
6. Перечислите типы воздушных масс по географической классификации.
7. В какие сезоны теплая устойчивая воздушная масса характерна для материков и в какие для океанов? Какая погода типична для теплой устойчивой воздушной массы?
8. В какие сезоны может наблюдаться теплая неустойчивая масса над материками и океанами? Дайте характеристику условий погоды в теплой неустойчивой воздушной массе.
9. Когда холодная неустойчивая воздушная масса типична для суши и моря и какова характерная для нее погода?
10. В какой сезон и где в основном отмечается холодная устойчивая воздушная масса, какие типы погоды наблюдаются в ней?
11. В каких воздушных массах и при каких условиях облачности наиболее велик суточный ход метеорологических величин?
12. Дайте краткую сравнительную характеристику свойств географических типов воздушных масс.
13. В чем заключается трансформация воздушных масс?
14. Каковы приемы эмпирического изучения трансформации воздушных масс?
15. Запишите уравнение притока тепла и дайте анализ роли каждого слагаемого в локальных изменениях температуры.
16. К каким изменениям температуры на заданном уровне или на данной изобарической поверхности приводят восходящие и нисходящие движения при $\gamma < \gamma_a$?
17. Какие факторы влияют на изменение устойчивости воздушной массы?
18. Каковы особенности трансформации воздушных масс над морем и сушей?
19. Как влияют горы на вертикальные движения воздуха?
20. С какой стороны гор наблюдаются орографические осадки и почему?
21. Каковы особенности изменения ветра с высотой в горном районе?
22. Каковы особенности изменений с высотой вертикальных движений, связанных с волновыми движениями над горами?
23. Какие слои можно выделить в тропосфере над горными районами?
24. Дайте краткую характеристику горно-долинных ветров и их влияния на температуру в долинах.
25. В чем заключается явление фёна и каково его влияние на погоду?
26. В чем заключается явление боры, где оно наблюдается и какие условия приводят к его образованию?
27. Какие особенности на картах OT_{1000}^{500} наблюдаются над горными районами?

АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

7.1. Классификация атмосферных фронтов

Фронты — это особые узкие переходные зоны между воздушными массами, различающиеся по протяженности, особенностям перемещения, вертикального и горизонтального строения и условий погоды.

По горизонтальной и вертикальной протяженности и циркуляционной значимости различают следующие фронты:

- 1) *основные (тропосферные, высокие)*;
- 2) *вторичные (приземные, низкие)*;
- 3) *верхние*.

На картах крупного масштаба, а также с помощью радиолокаторов или метеорологических спутников могут быть обнаружены *линии неустойчивости* и другие циркуляционные механизмы, сходные с атмосферными фронтами.

По особенностям перемещения, вертикального строения и условий погоды различают следующие фронты:

1) *простые фронты* — теплые, холодные и малоподвижные (стационарные);

2) *сложные фронты*, или фронты окклюзии (сомкнутые), — теплые, холодные и нейтральные. Фронты окклюзии также могут быть малоподвижными.

Перечисленные фронты могут быть *анафронтами*, когда теплый воздух совершает восходящее скольжение вдоль клина холодного, и *катафронтами*, когда теплый воздух совершает нисходящее скольжение вдоль клина холодного. Кроме того, они могут быть *обостренными* (резко выраженными) и *размытыми* (слабовыраженными).

По географическим признакам в связи с географической классификацией воздушных масс различают следующие *главные фронты*:

- 1) *арктический фронт (АФ)*;
- 2) *полярный фронт (ПФ)*, или *фронт умеренных широт (УФ)*;
- 3) *тропический фронт (ТФ)*.

Понятие «тропический фронт» пришло из норвежской метеорологической школы. В период увлечения фронтами их искали везде. В частности, считалось, что южные и северные пассаты также образуют фронт, который и был назван тропическим фронтом. Позднее обнаружилось, что воздушные массы, лежащие по обе стороны этого фронта, не отличаются существенно по своим свойствам, а черты плохой погоды в зоне «фронта» вызваны только сходимостью воздушных потоков. Отсюда следует, что понятие «тропический фронт», заимствованное из норвежской школы, в данном случае, едва ли применимо. Поскольку наиболее активные части рассматриваемой зоны безусловно связаны со сходимостью (конвергенцией) воздушных потоков, в настоящее время вместо термина «тропический фронт» принято употреблять термин «внутритропическая зона конвергенции» (ВЗК).

Основными (тропосферными, высокими) называются фронты, имеющие большую горизонтальную (несколько тысяч километров) и вертикальную протяженность (несколько километров). Основные фронты прослеживаются не только на приземных картах погоды, но и на картах барической топографии (обычно во всей тропосфере). Основные фронты разделяют воздушные массы, существенно различающиеся по своим свойствам.

У основных фронтов скачок температуры при переходе через линию фронта обычно превышает 5°C на приземной карте. В высотной фронтальной зоне (ВФЗ), связанной с основным фронтом, контрасты температуры в средней тропосфере обычно превышают $8^{\circ}\text{C}/1000\text{ км}$ (на карте OT_{1000}^{500} градиент поля H_{1000}^{500} более 16 гп. дам/1000 км).

На основных фронтах развиваются внетропические циклоны и целые семейства циклонов. Каждый основной фронт можно проследить на картах погоды в течение нескольких дней, хотя за это время он претерпевает различные деформации и смещается на значительные расстояния.

На приземных и высотных картах линии основных фронтов не опоясывают земной шар непрерывно, так как между воздушными массами существуют не только резкие, но и плавные переходы, где линии фронта прерываются.

Одновременно наблюдается несколько ветвей основных фронтов, часто расположенных на различных широтах.

Вторичными (приземными, низкими) называются фронты небольшой горизонтальной (несколько сотен километров) и вертикальной протяженности (1—1,5 км). С вторичными фронтами не связаны ВФЗ, хотя вторичный фронт и может наблюдаться под ВФЗ основного фронта. На картах барической топографии вторичные фронты, как правило, не прослеживаются (часто даже на карте AT_{850}).

Период существования вторичного фронта обычно не превышает 1—2 суток. Однако при благоприятных условиях вторичные фронты могут превратиться в основные.

Холодные вторичные фронты наблюдаются преимущественно в тыловых частях циклонов. Каждый такой фронт обычно не выходит за пределы того циклона, с которым он связан.

Приземные образования, сходные с вторичными фронтами, могут наблюдаться в зонах сходимости ветра, обусловленной местными топографическими условиями: вдоль берега моря, вдоль кромки арктических льдов и т. п. Иногда такие образования называют *топографическими фронтами*, а процессы их образования — топографическим фронтогенезом. Некоторые сведения о таких процессах излагаются в п. 7.8.

В большинстве случаев топографические фронты, в отличие от вторичных фронтов, не перемещаются за пределы района, в котором они образовались.

С помощью густой сети метеорологических станций, радиолокационных и спутниковых наблюдений можно обнаружить циркуляционные системы, родственные фронтам, но еще меньшей протяженности, чем вторичные фронты (несколько десятков километров). Сюда прежде всего относятся *линии неустойчивости*, или *линии шквалов*, иногда расположенные параллельно основным фронтам (впереди или позади) на небольшом расстоянии. Вдоль линий неустойчивости выпадают ливневые осадки, могут наблюдаться грозы и шквалы.

Период существования каждой линии неустойчивости составляет всего несколько часов. Они проявляются преимущественно в те часы, когда наибольшее развитие получают конвективные движения. По-видимому, само возникновение линий неустойчивости в значительной мере связано с особыми формами упорядоченной конвекции, когда облака типа *Cu* и *Cb* располагаются в виде гряд, которые хорошо прослеживаются на снимках метеорологических спутников.

Фронтальный характер имеет смена берегового бриза морским и ряд других процессов, которые не могут быть проанализированы с помощью карт погоды обычного масштаба и в дальнейшем не рассматриваются.

Верхними называются фронты, которые образуются на некоторой высоте в тропосфере. Они прослеживаются на картах барической топографии или на вертикальных разрезах атмосферы, но не выявляются на приземных картах погоды.

Верхним может стать обычный фронт, если на пути его перемещения встречается сильно охлажденный слой воздуха, играющий роль подстилающей поверхности, или если в приземном слое фронт размывается, но сохраняется еще на высотах. Верхние фронты отмечаются и в системах фронтов окклюзии.

В качестве верхнего фронта можно рассматривать любую хорошо выраженную ВФЗ, с которой не связаны фронты на приземной карте погоды. Например, известен субтропический верхний фронт, с которым связаны струйные течения субтропической зоны. Для приземного слоя в субтропиках фронты не характерны в связи с преоблада-

нием здесь антициклонов, в которых фронты отсутствуют или размываются (см. п. 8.4).

Следует отметить, что ряд особенностей приземного слоя, прежде всего сходимости ветров в барических ложбинах, обусловленная трением, способствует тому, что ширина переходной зоны между воздушными массами в случае фронта (зоны фронта) в пограничном слое не превышает 100 км. Выше этого слоя ширина зоны фронта достигает 200—300 км. Учитывая это, а также трудности выявления фронтов на картах АТ, целесообразно различать *верхние фронты* и *высотные фронтальные зоны*.

К верхним фронтам можно условно относить лишь ВФЗ, имеющие ширину не менее 500 км, когда на картах АТ выявляются резкие изменения температуры при переходе через зону фронта, причем фронтальный слой прослеживается на нескольких уровнях.

Ввиду большой горизонтальной протяженности каждый основной фронт не является однородным по своим свойствам на всех участках. Одни участки фронта смещаются в сторону теплой воздушной массы, другие — в сторону холодной, третьи — малоподвижны и т. д.

Поэтому фронты классифицируются по ряду дополнительных признаков. Рассмотрим сначала простые фронты.

Теплыми называются участки фронта, перемещающиеся в сторону относительно холодной воздушной массы. За теплым фронтом перемещается теплая воздушная масса, тогда как холодная масса, расположенная перед фронтом, отстывает. Теплые фронты являются преимущественно анафронтами.

Холодными называются участки фронта, перемещающиеся в сторону относительно теплой воздушной массы. За холодным фронтом перемещается холодная воздушная масса, тогда как предфронтальная теплая масса отстывает. Холодные фронты являются преимущественно катафронтами.

Такое перемещение участков фронта определяется условиями атмосферной циркуляции: в случае теплого фронта нормальная к линии фронта составляющая ветра направлена в холодную массу от линии фронта, в теплой — к линии фронта. В случае холодного фронта соотношение обратное.

Малоподвижными (стационарными) называются участки основного фронта, не претерпевающие существенного перемещения от срока к сроку. Это возможно тогда, когда нормальные к линии фронта составляющие ветра отсутствуют или направлены противоположно.

На рис. 7.1 схематически показано положение изобар на приземной карте погоды в случае теплого, холодного и малоподвижного фронтов. Выше слоя трения ветер направлен вдоль изобар. В приземном слое ветер несколько отклоняется от изобар. Кроме того, на рисунке показано разложение векторов ветра на составляющие, параллельные и нормальные относительно линии фронта.

При изменении циркуляционных условий может измениться направление перемещения фронта, или, как говорят, *знак фронта*:

участок теплого фронта может превратиться в участок холодного фронта, а участок холодного — в участок теплого фронта.

Участки малоподвижного фронта в силу изменяющихся во времени циркуляционных условий могут начать смещаться. В зависимости от направления смещения по отношению к расположению воздушных масс можно различать теплый и холодный участки фронта.

Поскольку участки теплого и холодного фронтов являются соседними участками одного и того же основного фронта, то образование этих участков приводит к деформации основного фронта. Одновременно с деформацией фронта происходит преобразование барического поля и возникает циклон, в центре которого происходит смена знака фронта.

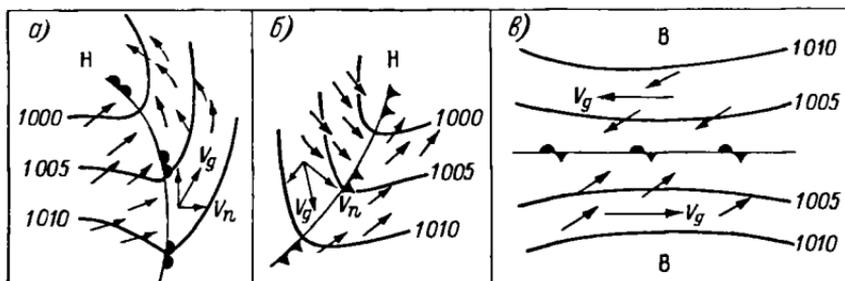


Рис. 7.1. Изобары и ветер у фронтов различного типа.

а — теплый фронт, б — холодный фронт, в — малоподвижный фронт.

менно с деформацией фронта происходит преобразование барического поля и возникает циклон, в центре которого происходит смена знака фронта.

В системе одного и того же циклона холодный фронт перемещается несколько быстрее теплого. Поэтому с течением времени происходит сближение, а затем и слияние холодного и теплого фронтов, начинающееся вблизи центра циклона. При этом наиболее теплая воздушная масса, занимавшая теплый сектор циклона между теплым и холодным фронтами, вытесняется вверх и на переднюю периферию циклона.

Такой процесс называется *процессом окклюирования циклона*, а фронт, образовавшийся в результате слияния холодного и теплого фронтов, называется *фронтом окклюзии (сомкнутым фронтом)*.

На рис. 7.2 схематически показан процесс развития циклона и образования фронта окклюзии (как это выглядит на приземной карте погоды). На этом же рисунке показан и вторичный холодный фронт.

В зависимости от соотношения температур воздуха по обе стороны фронта окклюзии и направления его перемещения аналогично предыдущему различают *теплые и холодные фронты окклюзии* (на рис. 7.2 изображен теплый фронт окклюзии).

В тех случаях, когда температура воздуха у поверхности земли по обе стороны фронта окклюзии практически одинакова, фронт окклюзии называется *нейтральным*.

Не следует смешивать нейтральный фронт окклюзии с малоподвижным фронтом окклюзии. Малоподвижным может иногда быть

участок как нейтрального фронта окклюзии, так и такого фронта окклюзии, по обе стороны от которого температуры воздуха различны.

Как видно из рис. 7.2, фронт окклюзии входит в систему основного фронта, являясь результатом деформации определенного участка основного фронта. Однако по обе стороны фронта окклюзии располагаются воздушные массы, более близкие по своим свойствам, чем на участках неокклюдированных. Поэтому фронты окклюзии обычно относят к вторичным фронтам, которые также разделяют воздушные массы, близкие по своим свойствам, или даже различные порции одной и той же воздушной массы.

При переходе через линию фронта окклюзии или вторичного холодного фронта скачок температуры обычно меньше 5°C .

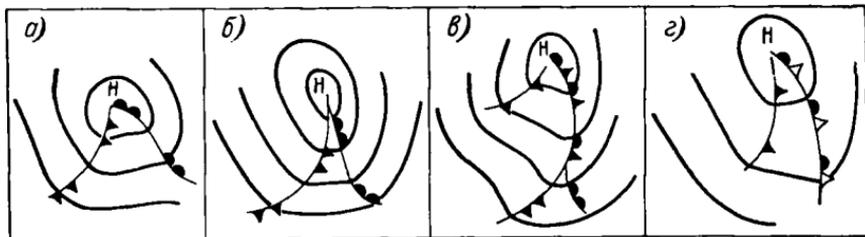


Рис. 7.2. Процесс развития циклона и образования фронта окклюзии (схема).

Горизонтальная протяженность фронтов окклюзии близка к протяженности вторичных фронтов, т. е. не выходит за пределы оди го циклона. Вместе с тем подобно вторичным фронтам протяженность фронта окклюзии в отдельных случаях может составить несколько тысяч километров. Такой фронт окклюзии может приобрести все свойства основного фронта, включая возможность возникновения на нем нового циклона. Таким образом, возможно *превращение фронта окклюзии в основной фронт*.

Продолжительность существования фронта окклюзии зависит от продолжительности существования циклона с момента начала окклюдирования до заполнения. Наиболее часто эта стадия жизни циклона продолжается 2—3 дня.

На рис. 7.3 представлен телевизионный снимок облачной системы циклона в начальной стадии окклюдирования. В циклоне прослеживается облачность фронта окклюзии, теплого и холодного фронтов. Как и следовало ожидать, облачность теплого фронта более мощная и занимает более широкую зону, чем облачность холодного фронта. Некоторое расширение зоны облачности холодного фронта на участке АА означает, что здесь на фронте образуется волна.

Фронты любого типа могут быть в одних случаях резко выраженными, или *обостренными*, и в других случаях слабо выраженными, или *размытыми*.

Если фронт является обостренным, то при переходе через линию фронта резко изменяются температура воздуха и ряд других метеоро-

логических величин, так что линию фронта обнаружить на приземной карте погоды можно достаточно легко. Если фронт является размытым, то при переходе через линию фронта температура воздуха и другие метеорологические величины меняются мало. В таких случаях можно обнаружить фронт, лишь детально анализируя признаки фронта на приземных и высотных картах погоды и используя принцип исторической последовательности синоптического анализа.



Рис. 7.3. Облачная система циклона. Спутник НОАА, 24 октября 1976 г.

Процессы образования и обострения фронтов называются *фронтотенезом*, а процессы размывания фронтов — *фронтотлизом*. Эти процессы рассмотрены в п. 7.7.

В географической классификации воздушных масс рассматриваются главные фронты, которые разделяют воздушные массы основных географических типов.

Арктический фронт разделяет массы арктического и полярного (умеренного) воздуха.

Полярный (умеренный) фронт разделяет массы умеренного (в первоначальной терминологии — полярного) и тропического воздуха.

Тропический фронт разделяет массы тропического и экваториального воздуха.

Так же как и географическая классификация воздушных масс, географическая классификация фронтов в настоящее время используется лишь в описаниях синоптических процессов, когда хотят подчеркнуть географическое происхождение воздушных масс и фронтов.

Конечно, и в географической классификации используется дальнейшее подразделение фронтов на теплые, холодные и т. д.

На рис. 7.4 приведена карта погоды с системами фронтов, на рис. 7.5 и 7.6 — карты AT_{600} и струйных течений за тот же срок.

Все предыдущее изложение относилось к фронтам в тропосфере. В нижней стратосфере наблюдаются ВФЗ, а следовательно, можно говорить и о *стратосферных фронтах*, когда эти зоны имеют малую ширину. Однако такие фронты совершенно недостаточно изучены. Можно лишь отметить, что в стратосфере направление горизонтальных градиентов температуры часто (особенно летом) противоположно направлению в тропосфере. Поэтому над тропосферным теплым фронтом может располагаться стратосферный холодный фронт, над холодным — теплый.

С прохождением стратосферных фронтов иногда связывают резкие локальные изменения температуры в нижней стратосфере. Однако такие колебания могут быть связаны не только со сменой воздушных масс, но и с вертикальными движениями внутри воздушных масс.

В стратосфере $\gamma \approx 0$ и в соответствии с формулой (6.3) при заданном значении ω или $\tilde{\omega}$ значения $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_\omega$ максимальны.

Наиболее узкими являются ВФЗ в случае струйных течений (см. п. 7.9). Поэтому и верхние фронты, включая стратосферные, наиболее вероятны в зонах струйных течений.

7.2. Наклон фронтальной поверхности

На рис. 7.7 показан наклон фронтальной поверхности при одинаковом масштабе по горизонтали и вертикали. В дальнейшем, как и на рис. 7.8, для удобства угол наклона фронтальной поверхности к горизонту α будем изображать в увеличенном виде. Как уже говорилось в п. 6.1, в действительности вместо фронтальной поверхности имеется наклонный переходный фронтальный слой.

Получим формулу для определения α в случае стационарного фронта.

На рис. 7.8 показано сечение фронтальной поверхности, разделяющей две воздушные массы, параметры которых обозначены индексами 1 (холодная масса) и 2 (теплая масса).

Динамическим условием существования фронтальной поверхности является отсутствие разрыва в поле давления, т. е. в любой точке поверхности $p_1 = p_2$ или $dp_1 = dp_2 = 0$. Иначе на поверхности создавались бы бесконечно большие барические градиенты и соответственно бесконечно большие скорости ветра, при которых устойчивая поверхность существовать не может.

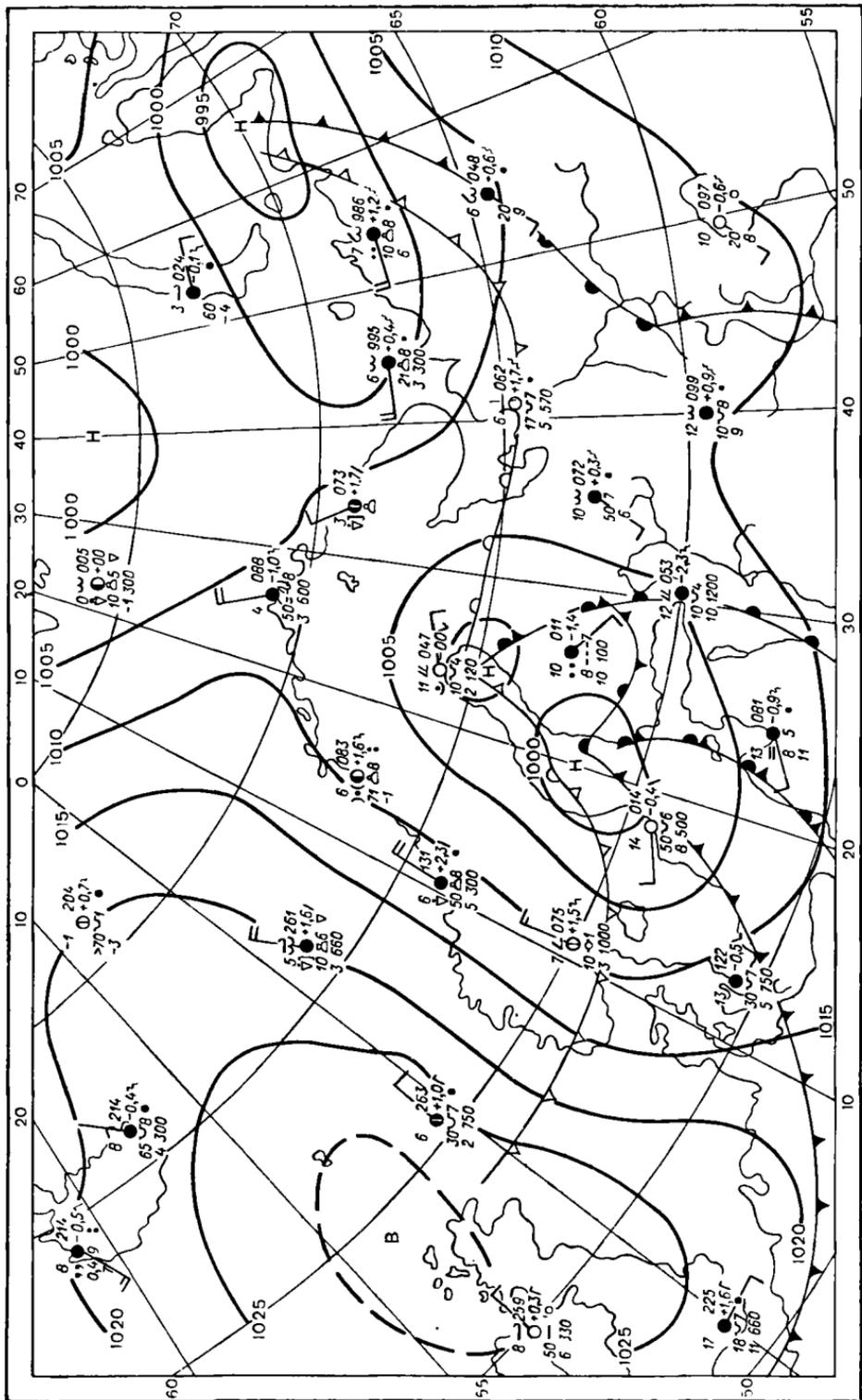


Рис. 7.4. Приземная карта погоды. 27 июня 1975 г.

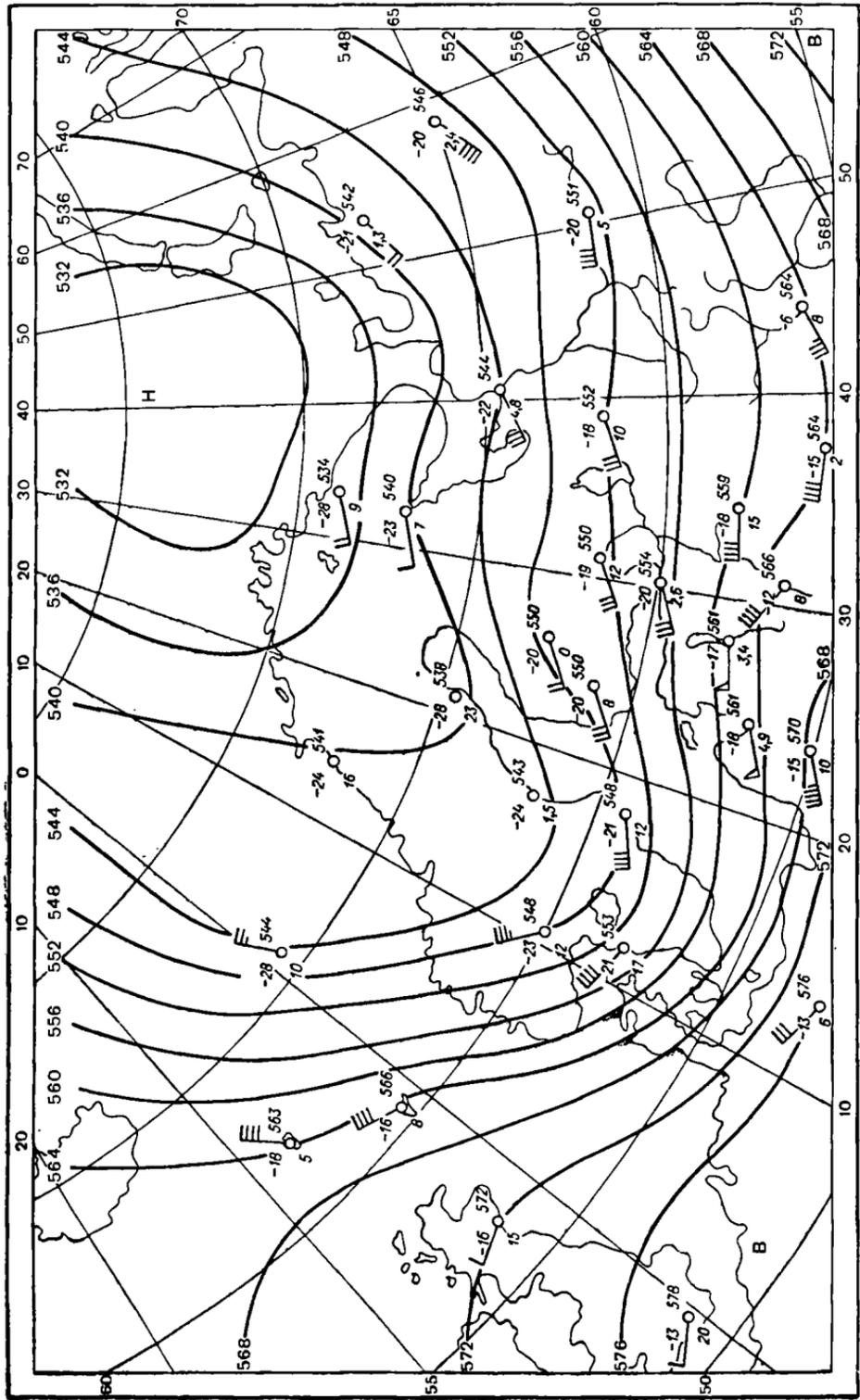


Рис. 7.5. Карта АТ₅₀₀. 27 июня 1975 г.

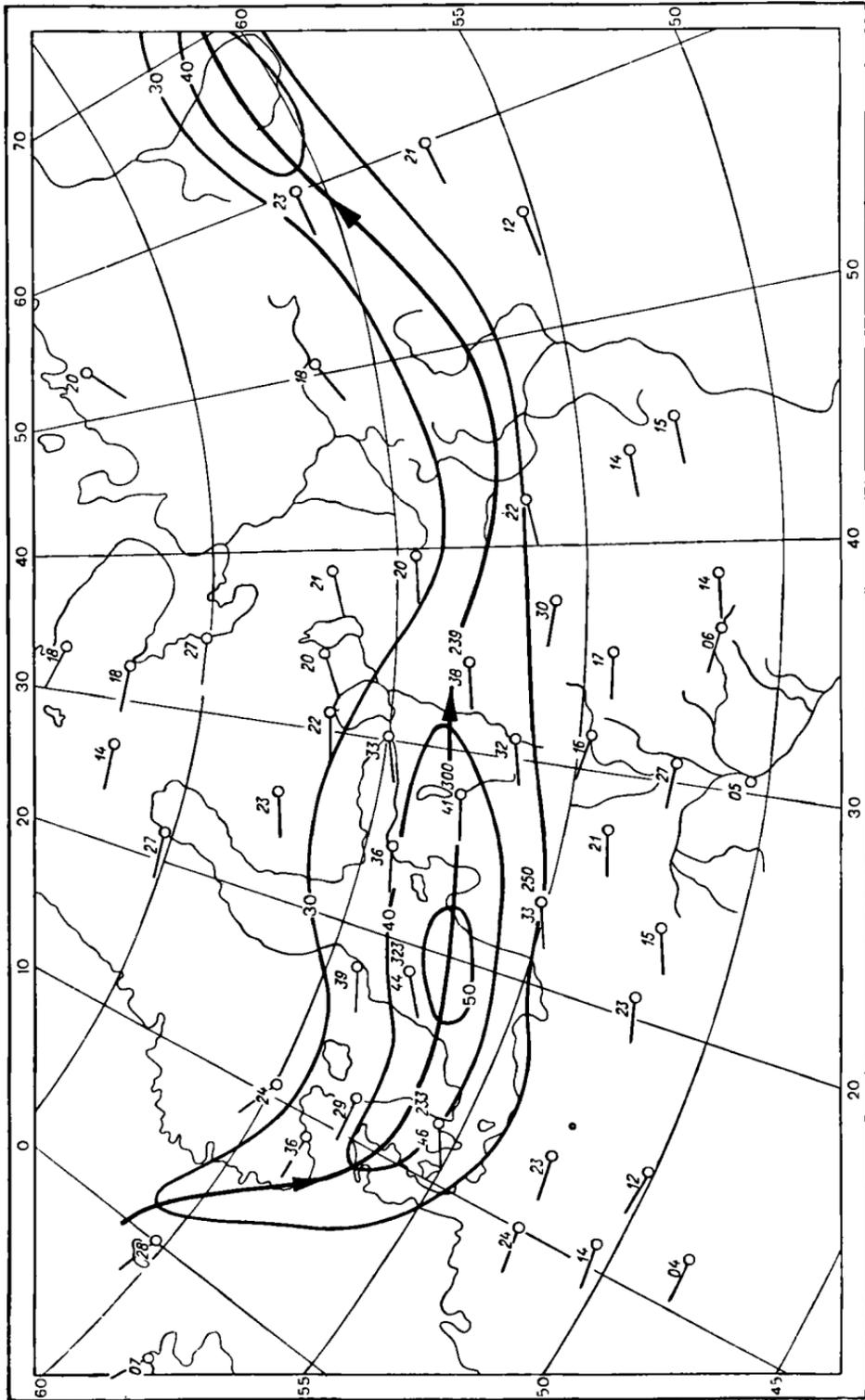


Рис. 7.6. Карта максимальных ветров. 27 июня 1975 г.

Согласно принятому условию, при переходе из точки A в точку B (рис. 7.8) изменение давления не зависит от того, через какую воздушную массу осуществляется переход, например, по пути AM_2B или AM_1B , т. е.

$$dp_1 = \frac{\partial p_1}{\partial x} dx + \frac{\partial p_1}{\partial z} dz = dp_2 = \frac{\partial p_2}{\partial x} dx + \frac{\partial p_2}{\partial z} dz,$$

откуда

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dz}{dx} = \frac{\frac{\partial p_2}{\partial x} - \frac{\partial p_1}{\partial x}}{\frac{\partial p_1}{\partial z} - \frac{\partial p_2}{\partial z}}.$$



Рис. 7.7. Действительный угол наклона фронтальной поверхности.

Заменяя $\frac{\partial p}{\partial x} = l\rho v$, $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$, получим

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l}{g} \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_1 - \rho_2}. \quad (7.1)$$

Учитывая, что $p_1 = p_2 = p$, подставим в (7.1) $\rho_1 = \frac{p}{RT_1}$, $\rho_2 = \frac{p}{RT_2}$, тогда получим

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l}{g} \frac{T_2 v_1 - T_1 v_2}{T_2 - T_1}. \quad (7.1')$$

Эта формула обычно называется формулой Маргулеса. Она может быть приведена к более простому виду, если заменить

$$T_1 = T_m - \frac{\Delta T}{2},$$

$$T_2 = T_m + \frac{\Delta T}{2},$$

$$v_1 = v_m + \frac{\Delta v}{2},$$

$$v_2 = v_m - \frac{\Delta v}{2},$$

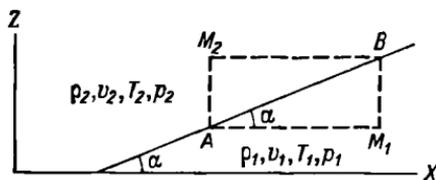


Рис. 7.8. Схема для вычисления угла наклона фронтальной поверхности.

где T_m и v_m — средние значения температуры и скорости ветра. Тогда

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l}{g} \frac{\Delta v}{\Delta T} T_m + \frac{l}{g} v_m \approx \frac{l}{g} \frac{\Delta v}{\Delta T} T_m. \quad (7.1'')$$

Второе слагаемое в (7.1") можно отбросить, поскольку оно характеризует средний наклон изобарической поверхности, который составляет около 0,0001, тогда как первое слагаемое в (7.1") равно около 0,01, т. е.

$$\operatorname{tg} \alpha \approx 0,01.$$

Действительно, в средних широтах $l = 2\omega \sin \varphi \approx 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $g \approx 10 \text{ м/с}^2$, $v_1 \approx 10 \text{ м/с}$, $v_2 \approx 10 \text{ м/с}$, $\Delta v = v_1 - v_2 \approx 20 \text{ м/с}$ (с учетом того, что скорости v_1 и v_2 направлены вдоль линии стационарного фронта в противоположные стороны, как на рис. 7.1), $\Delta T = T_2 - T_1 \approx 5 \text{ К}$, $T_m \approx 300 \text{ К}$. Тогда $\operatorname{tg} \alpha = \frac{10^{-4}}{10} \frac{20}{5} \times 300 \approx 0,01$ или $\alpha \approx 35'$.

Обращаясь к формуле (7.1"), можно отметить, что при прочих равных условиях наклон фронтальной поверхности тем круче, чем ближе к полюсу расположен фронт.

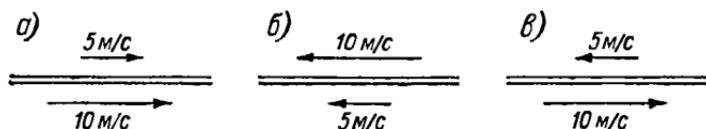


Рис. 7.9. Распределение ветра в зоне стационарного фронта.

Как следует из формулы (7.1"), на экваторе, где $l = 0$, геострофический ветер невозможен, невозможно и существование наклонной поверхности стационарного фронта.

Рассматривая влияние отношения $\frac{\Delta v}{\Delta T}$ на $\operatorname{tg} \alpha$, было бы ошибкой считать, что чем больше ΔT , тем меньше $\operatorname{tg} \alpha$. В действительности имеет место как раз обратное соотношение. Дело в том, что величины ΔT и Δv не являются независимыми. С увеличением ΔT величина Δv возрастает обычно еще больше, в особенности если принять во внимание изменение не только скорости, но и направления ветра.

На рис. 7.9 представлены три случая распределения ветра в зоне фронта. В первых двух случаях значение $\Delta v = 5 \text{ м/с}$, а в третьем значение $\Delta v = 15 \text{ м/с}$. Это означает, что при прочих равных условиях наклон фронтального раздела в третьем случае будет в три раза круче, чем в первых двух случаях.

Таким образом, *увеличению контраста температур ΔT в зоне фронта, как правило, соответствует увеличение угла наклона фронтальной поверхности α .*

Связь горизонтальных градиентов температуры и давления (а значит, и скорости ветра) находит свое выражение и в том, что в ВФЗ одновременно наблюдаются большие горизонтальные градиенты температуры, большие градиенты H на картах АТ и большие скорости ветра. В узких ВФЗ скорости ветра превышают 100 км/ч, что соответствует скоростям струйного течения (см. п. 7.9).

При выводе формулы (7.1) использовались геострофические соотношения, т. е. ускорения движений не учитывались. Для нестационарной фронтальной поверхности можно получить более общую формулу:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{l(\rho_1 \dot{u}_1 - \rho_2 \dot{u}_2) - (\rho_1 \dot{u}_1 - \rho_2 \dot{u}_2)}{g(\rho_1 - \rho_2) + (\rho_1 \dot{w}_1 - \rho_2 \dot{w}_2)}, \quad (7.2)$$

где

$$\dot{u} = \frac{du}{dt}, \quad \dot{w} = \frac{dw}{dt}.$$

При отсутствии ускорений формула (7.2) преобразуется в формулу (7.1). Поскольку $\dot{w} \ll \dot{u}$, то можно ограничиться лишь рассмотрением влияния ускорений \dot{u} на $\operatorname{tg} \alpha$.

Если $\rho_2 \dot{u}_2 > \rho_1 \dot{u}_1$ (нормальная к линии фронта составляющая ускорения в теплой воздушной массе существенно больше такой же составляющей в холодной массе, направленной от линии фронта), теплая воздушная масса совершает восходящее движение вдоль клина холодной массы (анафронт) и тогда, согласно формуле (7.2),

$$(\operatorname{tg} \alpha)_{\text{анафр}} > (\operatorname{tg} \alpha)_{\text{стац.}}$$

Если $\rho_2 \dot{u}_2 < \rho_1 \dot{u}_1$, то теплая воздушная масса совершает нисходящее движение вдоль клина холодной массы (катафронт), тогда

$$(\operatorname{tg} \alpha)_{\text{катафр}} < (\operatorname{tg} \alpha)_{\text{стац.}}$$

Путем анализа вертикальных разрезов атмосферы получено:

$$(\operatorname{tg} \alpha)_{\text{анафр}} \approx 0,01 - 0,03,$$

$$(\operatorname{tg} \alpha)_{\text{катафр}} \approx 0,001 - 0,002.$$

В пограничном слое атмосферы формулы (7.1) и (7.2) не дают правильного значения $\operatorname{tg} \alpha$, поскольку в этих формулах не учтено влияние трения.

При сильных ветрах, когда во всем пограничном слое велико турбулентное перемешивание, фронтальная поверхность в этом слое сильно размыта и на вертикальных разрезах атмосферы ее часто проводят условно, продолжая поверхность фронта, обнаруженную выше пограничного слоя, до линии фронта на приземной карте погоды.

При слабых ветрах в приземном слое в связи с быстрым возрастанием скорости ветра с высотой профиль фронтальной поверхности сильно искажается.

На рис. 7.10 схематически показано искажение профиля холодного и теплого фронтов в пограничном слое.

Сходимость ветров к линии фронта в приземном слое стимулирует восходящие движения воздуха. Поэтому *вблизи линий фронтов имеются наиболее благоприятные условия для образования облаков и выпадения осадков.* Конвергенция трения вызывает восходящие

движения воздуха, образование облачности, а иногда и выпадение осадков не только у перемещающихся фронтов, но и у малоподвижных, или квазистационарных, под которыми понимаются фронтальные разделы со скоростью перемещения, не превышающей 100 км за 12 часов.

Возникает вопрос, почему же определенный угол наклона фронтальной поверхности сохраняется длительное время, а холодный воздух не растекается по горизонтали в виде тонкого слоя? Причина заключается в отклоняющем действии вращения Земли. Под действием силы Кориолиса появляются значительные составляющие скорости, параллельные линии фронта, а в случае малоподвижного фронта выше пограничного слоя ветер вообще направлен параллельно линии фронта. В результате теплая воздушная масса течет вдоль холодной массы и над ней, а холодная при стационарном фронте не имеет составляющей скорости,

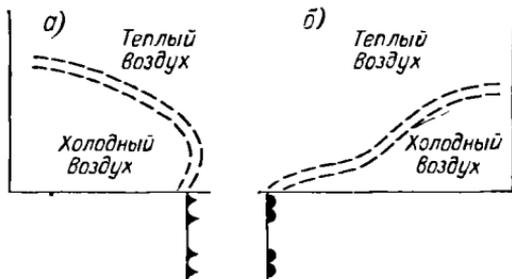


Рис. 7.10. Особенности профилей холодного (а) и теплого (б) фронтов.

направленной в сторону теплой воздушной массы.

Аналогичным образом сохраняется подвижное равновесие наклонной фронтальной поверхности (точнее, наклонного фронтального слоя) и в случае перемещающихся фронтов, хотя в процессе перемещения фронтальная поверхность и может испытывать различные деформации. Кроме того, свойства воздушных масс, разделенных фронтом, непрерывно меняются. Поэтому условия погоды в разных местах фронтального раздела подвергаются постоянным (иногда значительным) изменениям.

7.3. Особенности барического поля и поля тенденций у фронтов. Фронт как бароклиническая система

Теория и опыт показывают, что линии фронтов на картах погоды проходят вдоль осей барических ложбин и не могут располагаться вдоль оси барического гребня, хотя и могут пересекать гребни по нормали к их оси. Поскольку в формуле (7.1") все величины, кроме Δv , положительны, рассмотрим возможные формы барического поля, когда $\Delta v = v_1 - v_2 > 0$ и $\operatorname{tg} \alpha > 0$ (рис. 7.11).

При выводе формулы (7.1") предполагалось, что ось y направлена под прямым углом к оси x влево. Поэтому v_1 и v_2 положительны, когда они направлены так, как это показано на рис. 7.11 в, и отрицательны при противоположном направлении.

На рис. 7.11 а—д показаны возможные схемы барического поля, когда $\Delta v > 0$ и $\operatorname{tg} \alpha > 0$. Во всех случаях изобарические поверх-

ности при пересечении фронтальной претерпевают ложбиннообразный изгиб. При этом в теплой воздушной массе барическая ступень, а следовательно, и расстояние между изобарическими поверхностями по вертикали больше, чем в холодной массе.

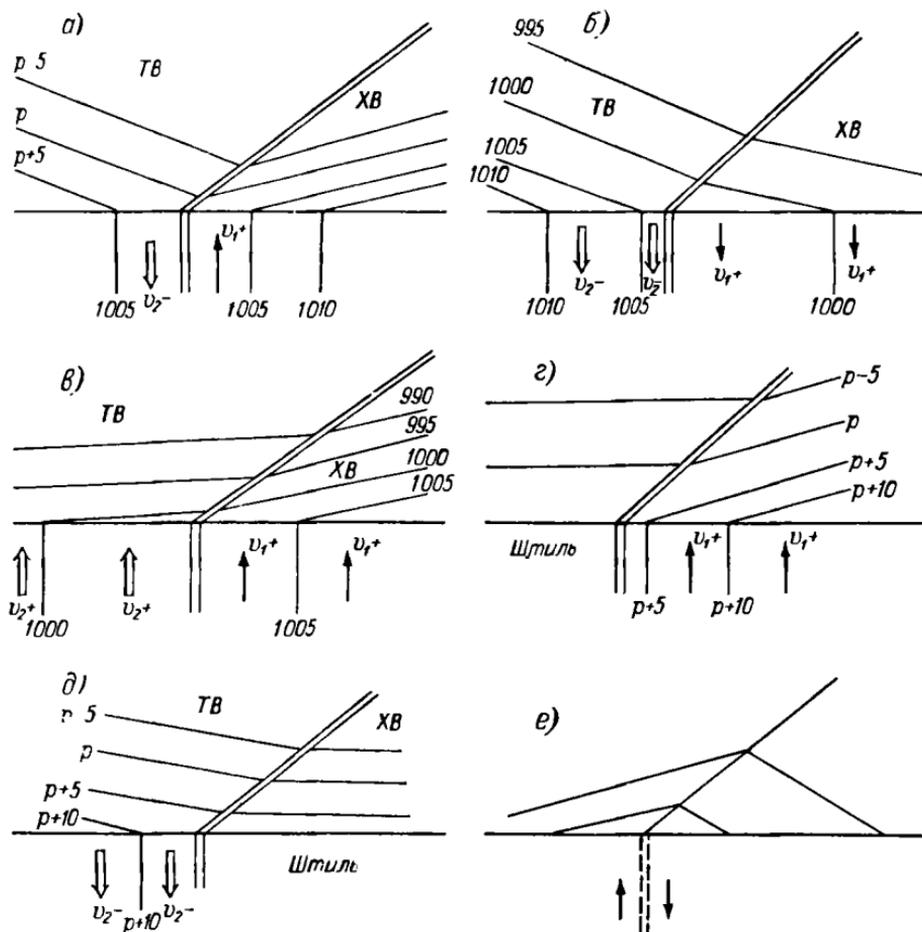


Рис. 7.11. Основные схемы пересечения изобарическими поверхностями фронтальной поверхности стационарного фронта в нижней тропосфере.

Если представить гребнеобразный изгиб изобарических поверхностей при пересечении фронтальной поверхности (рис. 7.11 *е*), то получим не только $\Delta v < 0$, но и такое расположение изобарических поверхностей, при котором барическая ступень в холодной массе больше, чем в теплой, что противоречит физическому смыслу. Тем самым и прохождение линии фронта вдоль оси барического гребня противоречит физическому смыслу.

Сказанное относится к идеализированным условиям нижней тропосферы. В действительности фронт представляет собой переходную

зону, а в вертикальной плоскости — переходный фронтальный слой. Если в качестве линии фронта рассматривать, как это принято, пересечение верхней границы фронтального слоя с поверхностью земли, то даже у поверхности земли линия холодного фронта располагается несколько впереди оси барической ложбины, а линия теплого фронта — позади (рис. 7.12). На практике, анализируя карты погоды обычного масштаба (при ширине зоны фронта в приземном слое около 50 км), невозможно выявить эти особенности, и линию фронта на приземных картах совмещают с осью барической ложбины.

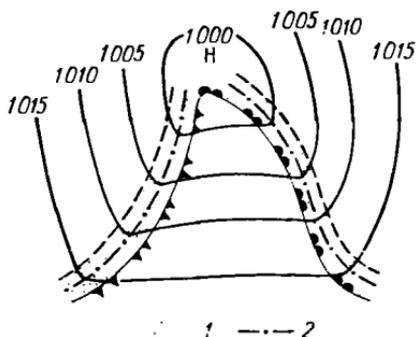


Рис. 7.12. Смещение линий фронта относительно осей барической ложбины на приземной карте погоды.

1 — зона фронта, 2 — оси ложбин.

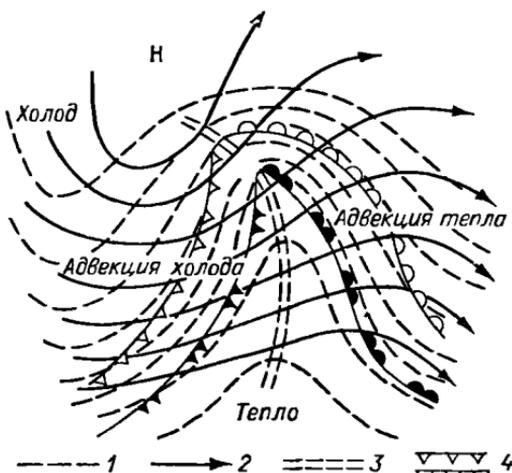


Рис. 7.13. Схема термобарического поля молодого циклона.

1 — изоипсы ОТ₅₀₀, 2 — изоипсы АТ₇₀₀; 3 — линия нулевой адвекции, 4 — фронты на карте АТ₇₀₀.

С высотой, как это следует из рассмотрения рис. 7.16 и др., с одной стороны, теплый сектор расширяется, т. е. линии фронтов смещаются в сторону холодной массы относительно линии фронта у поверхности земли, с другой — происходит расширение фронтальной зоны. Одновременно оси высотных ложбин смещаются в сторону холодных воздушных масс в соответствии со сказанным в п. 5.9 о связи положения высотных барических центров с областями тепла и холода.

Поэтому в средней и верхней тропосфере наблюдается несовпадение положения линий высотных фронтов и осей высотных ложбин. Холодные фронты располагаются далеко в передней части высотной ложбины, а теплые — в тыловой. При этом циклоническое искривление изоипс на картах АТ в зоне фронта может быть выражено весьма слабо.

На рис. 7.13 приведена схема термобарического поля молодого циклона, где все указанные особенности прослеживаются достаточно четко.

В теплом секторе молодого внетропического циклона изобары приблизительно прямолинейны и параллельны друг другу (см. рис. 3.3). В случае фронта окклюзии изобары изогнуты в виде ложбины, обычно симметричной относительно фронта. С этим в значительной мере связаны особенности распределения очагов барических тенденций у различных фронтов.

Перед теплым фронтом обычно располагается замкнутая область падения давления, за холодным фронтом — замкнутая область роста давления. Перед фронтом окклюзии часто наблюдается замкнутая область падения давления, за фронтом — область роста (рис. 7.14).

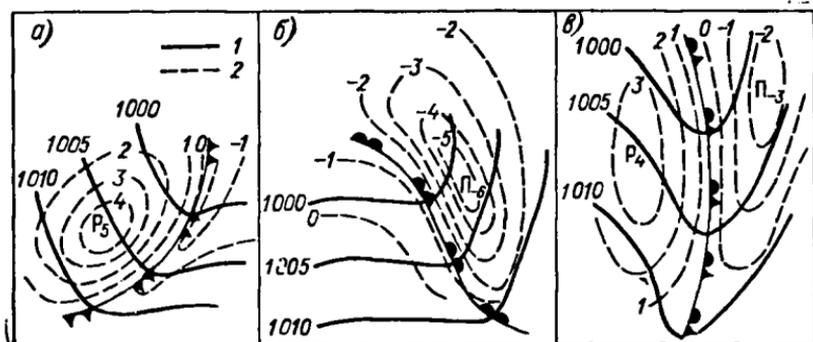


Рис. 7.14. Изобары (1) и изотенденции (2) у резко выраженных фронтов: холодного (а), теплого (б) и окклюзии (в).

Если отмечается не только трансляционное, но и эволюционное изменение давления, то в случае углубления барической ложбины существенное падение давления может наблюдаться и за теплым фронтом, а также перед холодным; в случае заполнения барической ложбины за теплым фронтом и перед холодным фронтом может наблюдаться рост давления. При медленном смещении фронта с углублением барической ложбины может быть связано падение давления по обе стороны фронта окклюзии и даже холодного фронта, а с заполнением ложбины — рост давления по обе стороны фронта окклюзии и даже теплого фронта. У малоподвижных фронтов изменения давления носят лишь эволюционный характер.

В зонах атмосферных фронтов наиболее явно проявляется бароклинность атмосферы. Как известно, в метеорологических расчетах используются две модели атмосферы: баротропная и бароклиная.

В *баротропной* модели предполагается, что плотность воздуха является функцией только давления или только температуры: $\rho = \rho(p)$ или $\rho = \rho(T)$. Это равносильно тому, что изопикнические поверхности $\rho = \text{const}$, изобарические поверхности $p = \text{const}$ и изотермические поверхности $T = \text{const}$ параллельны друг другу и соответственно параллельны друг другу изопикны, изобары и изотермы. Очевидно, что в этом случае выше пограничного слоя адвективные

изменения температуры отсутствуют. Применение баротропной модели атмосферы значительно упрощает прогностические расчеты (см. п. 10.5).

Однако в реальной атмосфере плотность воздуха является одновременно функцией как давления, так и температуры: $\rho = \rho(p, T)$, при этом изопикнические, изобарические и изотермические поверхности пересекаются, образуя термодинамические соленоиды (см. п. 5.6)

Такая атмосфера называется *бароклинной*.

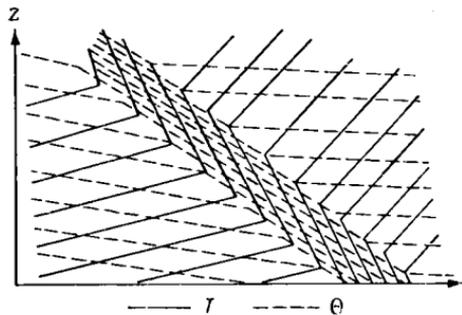


Рис. 7.15. Сгущение термодинамических соленоидов во фронтальном слое.

В зоне фронта горизонтальные градиенты температуры, потенциальной температуры, давления и других метеорологических характеристик наиболее велики, т. е. имеется наибольшее сгущение термодинамических соленоидов (рис. 7.15). Наличие термодинамических соленоидов характеризует бароклинность атмосферы, а число их определяет величину ускорения циркуляции, в связи с чем в зоне фронта скорости ветра больше, чем в соседних районах.

Если рассматривать пространственное положение изотерм T и изотерм потенциальной температуры Θ (изэнтроп), то оказывается, что изэнтропические поверхности имеют в зоне фронта наклон, близкий к наклону фронтального слоя, что и отражено на рис. 7.15.

7.4. Характеристики теплых фронтов

На рис. 7.16 схематически представлен участок теплого фронта на приземной карте погоды, на карте термобарического поля ($AT_{700} + OT_{1000}^{500}$) и в вертикальном разрезе по нормали к линии фронта на приземной карте. Особенности барического поля и поля барических тенденций у теплого фронта уже были выяснены в п. 7.3, и на них мы здесь останавливаться не будем.

Рассматривая *систему облаков теплого фронта*, можно отметить, что она располагается преимущественно перед приземной линией фронта вдоль клина холодной воздушной массы, что соответствует зоне наиболее интенсивных восходящих движений теплого воздуха. Основными составляющими этой системы являются облака $Сi—Cs$ и $As—Ns$, под которыми обычно наблюдаются разорванные облака $St\ fr.$, особенно в зоне выпадающих обложных осадков.

Облака $Сi—Cs$ чаще всего представляют собой самостоятельный слой, верхняя граница которого совпадает с уровнем максимальных скоростей ветра (ось струйного течения), т. е. близка к тропопаузе.

Поскольку верхняя граница облаков As—Ns приблизительно горизонтальна, наибольшая толщина слоя облаков наблюдается вблизи линии фронта.

Вблизи центра циклона, где система облаков теплого фронта имеет наибольшее развитие, ширина зоны Ns и обложных осадков

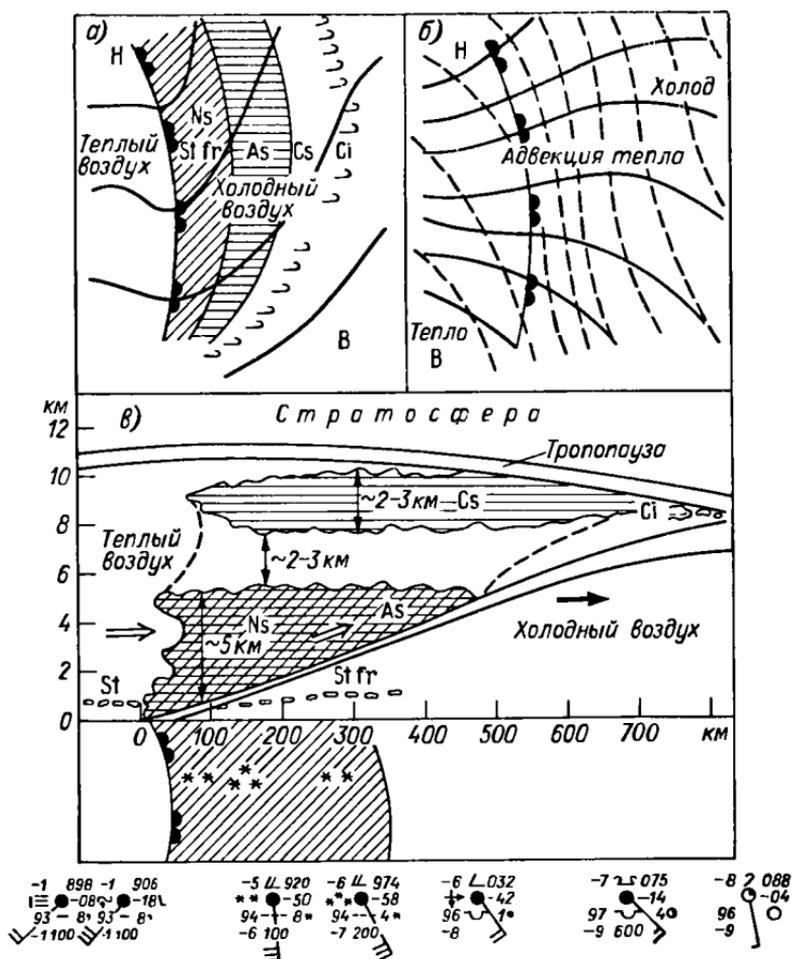


Рис. 7.16. Схема теплого фронта на приземной карте (а), на карте термобарического поля (б), в вертикальном разрезе (в) и распределение погоды на разных расстояниях от фронта.

составляет около 300 км, вся система As—Ns имеет ширину 500—600 км. Зона облаков Ci—Cs располагается перед As—Ns, ширина ее составляет примерно 200—300 км.¹ Таким образом, в целом си-

¹ Протяженность всей системы Ci—Cs, включая часть, расположенную над системой As—Ns, может быть значительно больше (см. рис. 7.16 в).

стема облаков простирается перед линией теплого фронта на расстояние 700—900 км при ширине зоны обложных осадков из Ns около 300 км.

По мере удаления от центра циклона вдоль линии теплого фронта восходящие движения воздуха ослабевают. Соответственно ослабевают процессы облакообразования и образования осадков. На некотором расстоянии от центра циклона осадки у теплого фронта прекращаются, а затем исчезают и облака.

На рис. 7.17 показано уменьшение высоты верхней границы облаков As—Ns по мере удаления участка теплого фронта от центра циклона. В каждом отдельном случае высота верхней границы системы As—Ns вблизи центра циклона может быть как больше, так и меньше указанной на рисунке. Во многих случаях, особенно летом, верхняя граница As—Ns простирается до тропопаузы.

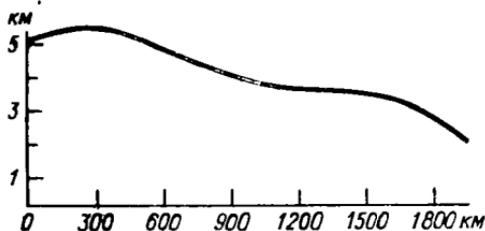


Рис. 7.17. Уменьшение высоты верхней границы системы облаков теплого фронта с удалением от центра циклона.

В таком виде, как на этом рисунке, что зависит от влажности теплой воздушной массы, продолжительности существования циклона и его интенсивности, от величины ω (или $\bar{\omega}$) на различных уровнях, от сезона, географических особенностей района и т. п.

Основные отклонения от типичной схемы, приведенной на рис. 7.16, сводятся к следующему.

1. В начальной стадии зарождения циклона и образования теплого участка фронта развивается преимущественно надфронтальная система облаков As—Ns, из которой часто выпадают интенсивные осадки. В случаях когда восходящие движения вблизи линии фронта приобретают характер конвективных, осадки переходят в ливневые и иногда сопровождаются грозами (рис. 7.18 а). Облака Ci—Cs еще слабо развиты, так что вся система облаков теплого фронта имеет небольшую ширину, но может располагаться по обе стороны фронта.

2. При достаточной влажности пограничного слоя и при активном турбулентном перемешивании в нем подфронтальные облака St fr. вблизи линии фронта сливаются с надфронтальными облаками, а вдали от него образуют сплошной покров (особенно в холодное полугодие), полностью маскирующий для наземного наблюдателя систему облаков теплого фронта (рис. 7.18 б).

Зимой осадки из As могут достигать поверхности земли, а также стимулировать выпадение осадков из системы облаков St—Sc. В таких случаях предфронтальная зона осадков может достигать ширины 400 км и даже более.

3. Если в пограничном слое профиль теплового фронта очень пологий, то основная система облаков и зона обложных осадков может быть смещена вперед от линии фронта (рис. 7.18 в).

Иногда деформации подвергается лишь верхняя граница фронтального слоя в связи с выхолаживанием приземного слоя теплой воздушной массы и с образованием приземного слоя инверсии (рис. 7.18 з).

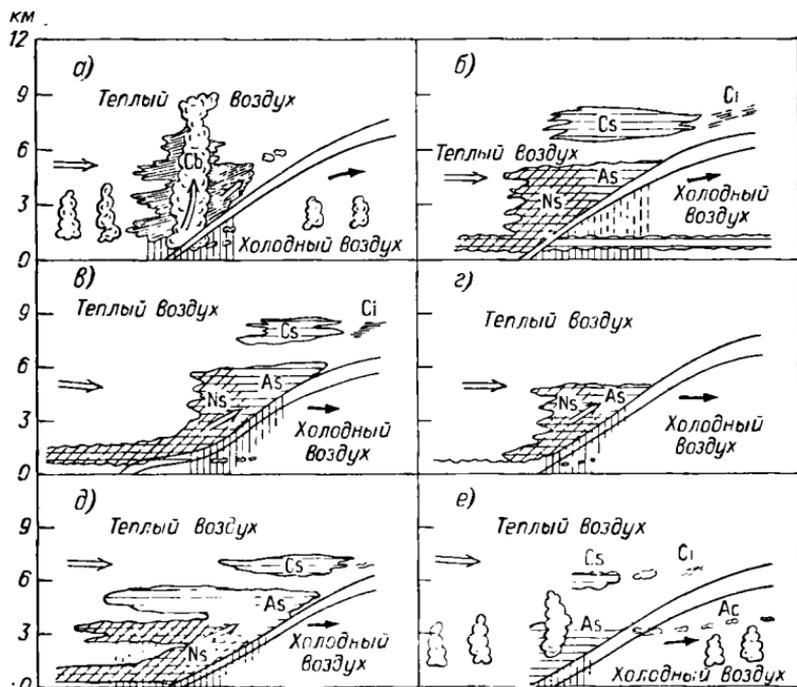


Рис. 7.18. Некоторые видоизменения системы облаков теплового фронта.

4. В тех случаях, когда теплый фронт медленно перемещается (расположен в резко выраженной барической ложбине) и восходящие движения воздуха захватывают зафронтальную область, система As—Ns располагается по обе стороны фронта. Однако за линией фронта эта система сильно расслоена (рис. 7.18 д) и либо не дает осадков, либо осадки выпадают слабые. В ряде случаев это, по-видимому, осадки из системы St—Sc, расположенной за линией фронта в теплой воздушной массе; они могут быть обусловлены засевом капельных облаков St (или Sc) ледяными кристаллами из системы As—Ns. Часто зафронтальные осадки имеют характер мороси.

5. Облачность старых теплых фронтов может быть сильно расслоенной на всем протяжении (рис. 7.18 е). Постепенно эти слои рассеиваются начиная с нижних и осадки прекращаются. Могут появляться облака Ac, Cs, не типичные для теплового фронта. Система

C_i — C_s постепенно также распадается, хотя разрозненные C_i могут наблюдаться на очень большом расстоянии от линии фронта и даже после того, как фронт размылся, и обнаружить его на приземной карте не представляется возможным.

Осадки и низкие облака отсутствуют и тогда, когда теплый воздух очень сух и уровень конденсации в нем располагается очень высоко.

Летом над материками теплые фронты обычно существенно отличаются от типичной схемы. Система A_s — N_s не имеет значительного развития. Перед фронтом облака часто не располагаются сплошным слоем: наблюдаются A_s , в дневные часы развиваются C_u , а вблизи центра циклона иногда и C_b , которые сопровождаются выпадением ливневых осадков и даже грозами.

Расслоение системы облаков теплового фронта, как показали Л. Т. Матвеев и П. И. Смирнов, связано с неоднородностью поля вертикальных движений по высоте. Облачные слои соответствуют слоям активных восходящих движений воздуха, безоблачные прослойки связаны с нисходящими движениями или с ослабленными восходящими движениями.

Имеет значение и начальная неоднородность теплой воздушной массы, в которой могут быть прослойки очень сухого воздуха. С другой стороны, внутри облака могут быть слои с повышенной турбулентностью, в которых происходит особенно интенсивное укрупнение облачных элементов и образование осадков. Радиолокационные наблюдения показывают, что внутри системы A_s — N_s могут быстро возникать изолированные очаги весьма интенсивного образования осадков, также быстро исчезающие и возникающие затем в другом месте. Поэтому не следует представлять систему облаков теплового фронта как вполне спокойную и однородную. В ней происходят сложные и во многом еще до конца не изученные физические процессы, что и приводит к разнообразию строения теплых фронтов.

Выпадение снега перед теплым фронтом зимой часто сопровождается метелями. Если при отрицательной температуре в приземном слое над фронтальной поверхностью температуры положительны, то выпадающие капли дождя в переохлажденном состоянии достигают поверхности земли, что приводит к образованию гололеда.

В ряде случаев перед теплым фронтом и особенно за ним наблюдаются туманы.

По рис. 7.16 легко видеть, что *при продвижении теплового фронта* на пункт наблюдения изменения погоды происходят в определенной последовательности.

1. При первых признаках фронта появляются облака типа C_i , сменяющиеся затем облаками C_s , начинается падение давления и постепенное усиление ветра, который при наиболее частой ориентации линии фронта (от центра циклона) с северо-запада на юго-восток имеет юго-восточное направление.

2. Появляются A_s fr., все более уплотняющиеся и переходящие в A_s op., а затем и в N_s ; начинается выпадение осадков. Увеличи-

вается падение давления, усиливается ветер. Зимой нарушается суточный ход температуры, а разрушение приземного слоя инверсии часто приводит к значительному повышению температуры задолго до прохождения линии теплого фронта. С приближением линии фронта ветер продолжает усиливаться, но падение давления замедляется. Соответственно кривая на барограмме имеет вогнутость (циклоническую кривизну).

3. Прохождение линии фронта отмечается быстрым повышением температуры воздуха, резким поворотом ветра вправо (например,

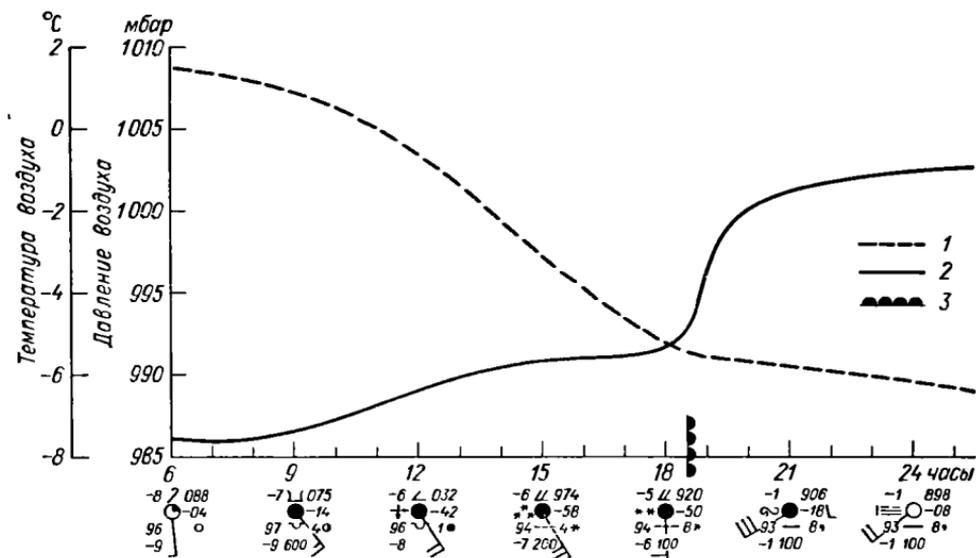


Рис. 7.19. Изменение метеорологических элементов при прохождении теплого фронта через пункт.

1 — давление воздуха, 2 — температура, 3 — момент прохождения линии фронта.

сменой юго-восточного и южного ветра юго-западным), прекращением или резким ослаблением падения давления, прекращением осадков.

Последовательные изменения погоды при прохождении теплого фронта показаны на рис. 7.19. Характеристики облачности, осадков и ветра в отдельные моменты времени представлены в нижней части рисунка синоптическими условными знаками.

Так как последовательные моменты времени отложены слева направо, то прохождение линии фронта отмечается правее начала координат. В связи с этим расположение метеорологических величин, например ветра, противоположно расположению их на рис. 7.16, на котором эти величины относятся к разным пунктам в один и тот же момент времени, тогда как на рис. 7.19 они относятся к одному пункту в разные моменты времени. При скорости теплого фронта

около 30 км/ч продолжительность прохождения системы облаков теплого фронта через пункт наблюдения составляет около одних суток, а выпадения обложных осадков — около 10 часов. Однако эта продолжительность варьирует в широких пределах в зависимости от свойств фронта и скорости его перемещения.

Рассмотрение термобарического поля теплого фронта (см. рис. 7.16 б) позволяет заключить, что наиболее интенсивная адвекция тепла в средней тропосфере наблюдается перед линией теплого фронта, а за линией фронта она ослабевает.

Летом в приземном слое в дневные часы за линией теплого фронта при значительной облачности температура может существенно не отличаться от температуры перед фронтом. В отдельных случаях за теплым фронтом днем температура над сушей может быть даже ниже, чем при тонких облаках перед фронтом. Это явление называется *маскировкой теплого фронта*. В предфронтальной воздушной массе, как уже было отмечено, летом в дневные часы могут наблюдаться облака типа Сп.

7.5. Характеристики холодных фронтов

На рис. 7.20 представлен участок холодного фронта на приземной карте, карте термобарического поля и в вертикальном разрезе для наиболее типичного случая, когда облачная система и осадки наблюдаются в виде узкого вала непосредственно перед линией фронта.

Такого типа быстро движущиеся холодные фронты относят к *холодным фронтам 2-го рода*.

Основной формой облаков при таких холодных фронтах являются мощные Сб, при растекании которых могут образоваться в небольшом количестве Сi, Сс, Ас и Sc, а под ними в зоне выпадающих *ливневых осадков* обычно наблюдаются St fr. или Cu fr. плохой погоды. Нередко облачная система холодного фронта аналогично облачной системе теплого фронта сильно расслоена.

В отдельных случаях прохождении холодного фронта сопровождается *шквалами* и *грозами*.

Ширина зоны перед фронтом, в которой наблюдаются Сб и выпадают ливневые осадки, составляет 50—100 км, так что на приземных картах обычного масштаба она не всегда может быть выявлена, тем более что вал облаков Сб вдоль фронта может быть несплошным, а ночью облака Сб вообще могут размываться. В этом одно из отличий холодных фронтов от теплых.

В случае теплых фронтов в связи с ночным радиационным охлаждением верхней границы сплошного облачного покрова понижение температуры в облаках и усиление вертикального перемешивания при опускании охлажденного воздуха внутрь облака способствуют

образованию ледяной фазы, росту облачных элементов и образованию осадков. В результате обложные осадки ночью образуются даже чаще и в более широкой зоне. Летом днем часть выпадающих осадков испаряется, не достигая поверхности земли.

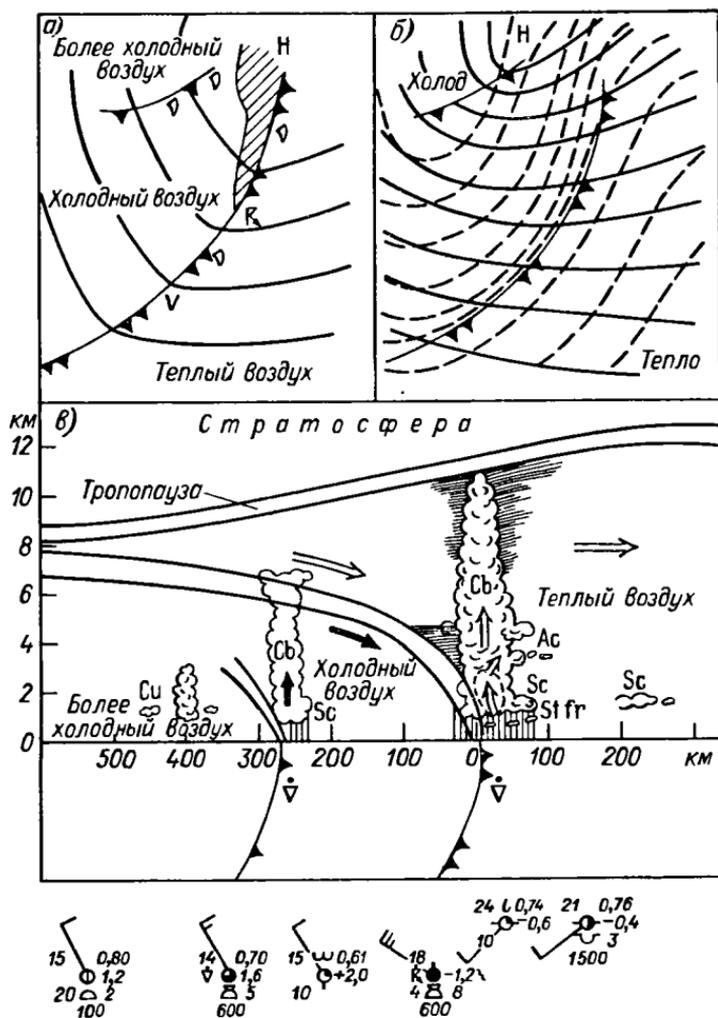


Рис. 7.20. Схема холодного фронта 2-го рода на приземной карте (а), на карте термобарического поля (б) и в вертикальном разрезе (в).

Поскольку днем усиливаются конвективные движения воздуха в связи с прогреванием подстилающей поверхности и развитием турбулентных движений, то наибольшего развития облачность и осадки холодного фронта над сушей достигают в послеполуденные часы, что характерно и для внутримассовых Си и Сб.

Строение холодных фронтов отличается большим разнообразием по сравнению со строением теплых фронтов. Отметим ряд основных отклонений от схемы, приведенной на рис. 7.20.

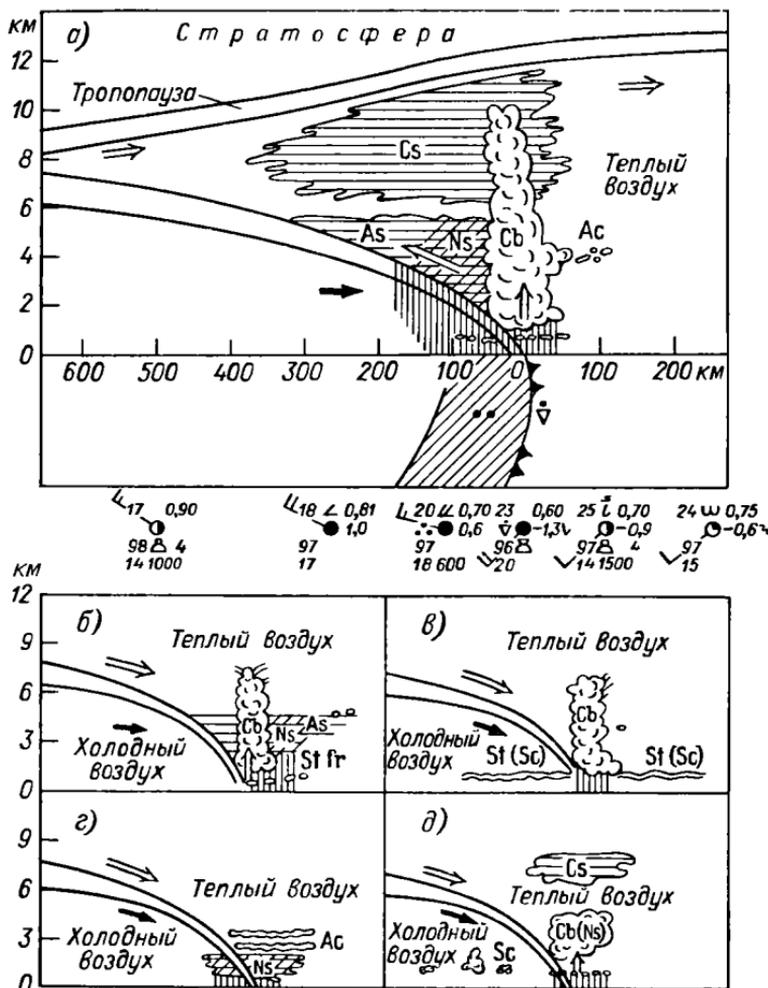


Рис. 7.21. Схема холодного фронта.

а — вертикальный разрез и распределение погоды на разных расстояниях от фронта; б, в, г и д — случаи распределения погоды в области холодного фронта.

1. В начальной стадии зарождения циклона и вообще вблизи центра циклона облачная система холодного фронта располагается в основном за линией фронта, напоминающая зеркальное отражение системы облаков теплого фронта (рис. 7.21 а). Аналогичная система облаков наблюдается и в случае медленно движущихся участков холодных фронтов, в том числе далеко от центра циклона.

Такие холодные фронты относят к *холодным фронтам 1-го рода*. В дальнейшем будут приведены участки карт погоды с фронтами различных типов. Например, холодный фронт 1-го рода хорошо выражен на карте рис. 8.12.

Непосредственно перед фронтом могут наблюдаться облака типа Сб, так что ливневые осадки с прохождением линии фронта переходят в обложные, но вблизи центра зарождающегося циклона обложные осадки наблюдаются как перед холодным фронтом, так и за ним.

Объяснение такого характера облачности на участке холодного фронта вблизи центра циклона можно дать, если учесть, что восходящие движения воздуха охватывают всю центральную часть циклона и что при смещении центра циклона вдоль основного фронта происходит смена знака фронта, т. е. происходит превращение участка теплого фронта в холодный. В результате часть ранее образовавшейся системы облаков теплого фронта оказывается в тылу циклона за холодным фронтом. По мере удаления от центра циклона холодный фронт 1-го рода превращается в холодный фронт 2-го рода.

Возникновение подобной системы облаков в случае медленно перемещающихся холодных фронтов связано, по-видимому, с конвергенцией ветра в пограничном слое.

В случае холодного фронта 2-го рода нормальная к линии фронта составляющая ветра велика и с высотой возрастает. В результате скорость перемещения холодной массы на высоте больше скорости в приземном слое, ослабленной влиянием трения. При этом резко искажается профиль фронтальной поверхности и холодная масса перемещается подобно гусенице трактора, перекатываясь сверху вниз. Быстрое перемещение вала холодного воздуха вызывает бурный подъем перед линией фронта оттесняемого теплого воздуха, а нисходящие движения за линией фронта препятствуют распространению облачной системы в этом направлении.

В случае медленно движущегося холодного фронта 1-го рода нормальные составляющие ветра к линии фронта выше пограничного слоя малы, так что перемещение фронта осуществляется преимущественно за счет конвергенции трения в пограничном слое. Клинь холодного воздуха как бы подползает под теплую воздушную массу, которая натекает на этот клинь, образуя преимущественно зафронтальную систему облаков и зону обложных осадков.

Конечно, приведенные рассуждения лишь схематически объясняют различие облачных систем холодных фронтов 1-го и 2-го рода. Например, летом, а при медленном перемещении холодного фронта и в другие сезоны развиваются лишь Сб, преимущественно в дневные часы. Верхние части таких Сб часто растекаются в обе стороны.

2. При большой влажности предфронтального теплого воздуха система облаков и осадков холодного фронта расширяется по площади, захватывая зону теплого сектора перед фронтом шириной до 200 км. Такая система облаков наблюдается преимущественно в углубляющихся барических ложбинах, когда большие положитель-

ные значения ψ в широкой зоне вдоль оси ложбины способствуют формированию облачности и осадков во всей этой зоне (рис. 7.21 б). Однако и в этом случае вблизи линии холодного фронта наблюдаются преимущественно облака Сb, а осадки носят ливневый характер. Впереди холодного фронта могут наблюдаться и линии неустойчивости.

3. Развивающиеся под влиянием турбулентных вертикальных движений и вертикальных движений, обусловленных трением, облака

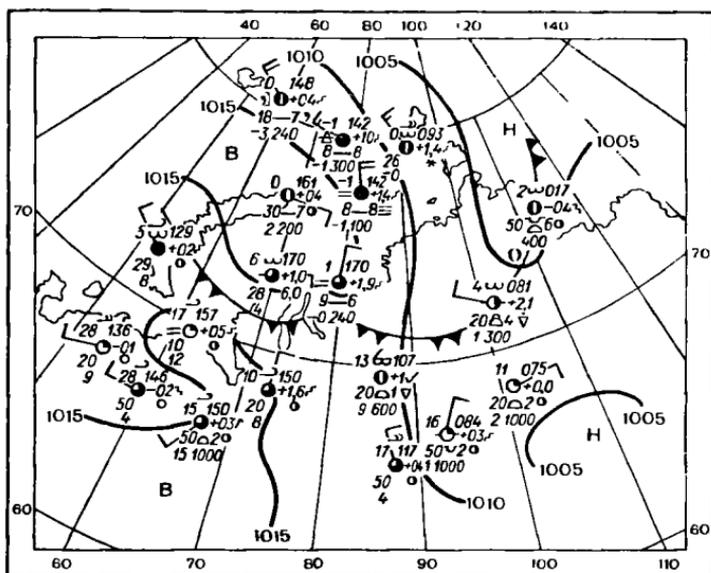


Рис. 7.22. Карта погоды за 15 часов 15 июля 1974 г.

St fr. и Cu fr. плохой погоды могут полностью замаскировать систему облаков холодного фронта. Образованию St fr. и Cu fr. способствует также увлажнение воздуха выпадающими осадками. В результате над сушей в холодную половину года редко удается по наземным наблюдениям проследить приближение системы облаков холодного фронта (рис. 7.21 в и г).

На рис. 7.22 и 7.23 представлены участок карты погоды на 15 ч 15 июля 1974 г. с холодным фронтом, проходящим по северу Азиатской территории Советского Союза, и телевизионная фотография с ИСЗ «Метеор» в 13 ч 50 мин за 15 июля 1974 г. с изображением облачности того же холодного фронта. Облачность типа As—Ns с отдельными кучево-дождевыми облаками, дающими ливневые осадки, проявляется достаточно четко. Интересно отметить, что в точке O на фотографии формируется облачный вихрь, что свидетельствует о появлении волны на фронте, хотя на карте погоды в силу дискретности данных волна еще не обозначается. Расширение зоны облачности на западном участке холодного фронта связано с наличием

уже образовавшейся фронтальной волны. За холодным фронтом облачность поднимается, принимая в основном характер высоко-кучевой, появляются прояснения.

4. При большой сухости и относительной устойчивости предфронтального воздуха холодные фронты могут проходить без осадков и даже без сколько-нибудь полно выраженной системы фронтальных облаков (рис. 7.21 г).



Рис. 7.23. Телевизионная фотография со спутника «Метеор» за 13 ч 50 мин 15 июля 1974 г.

Вступающий на материк холодный фронт (а также холодный фронт, переваливающий через невысокие горы) иногда может смещаться над приземным слоем очень холодного воздуха. Впрочем, такое состояние обычно не является устойчивым. Разрушение этого слоя может привести к тому, что прохождение холодного фронта будет сопровождаться у поверхности земли не похолоданием, а потеплением. Такое явление называется *маскировкой холодного фронта*.

В воздушной массе над материком вертикальные градиенты температуры меньше, чем в более неустойчивом морском воздухе. Поэтому на высоте 1—1,5 км образуется *слой выравнивания температуры*. Ниже этого слоя фронтальная поверхность имеет вид поверхности теплого фронта, выше — верхнего холодного фронта (рис. 7.24). Однако такие маскированные холодные фронты изучены недостаточно.

Вторичные холодные фронты имеют систему облаков, сходную с системой облаков холодного фронта 2-го рода. Один из таких фронтов представлен на рис. 7.20.

По исследованиям А. М. Баранова, вертикальная протяженность облаков вторичных холодных фронтов в среднем меньше протяженности облаков основных холодных фронтов. Формируются вторичные холодные фронты в барических ложбинах в тылу циклона, преимущественно после начала его окклюдирования; часто они являются как бы продолжением фронта окклюдии. В отдельных случаях может быть несколько ложбин и вторичных фронтов. Однако следует помнить, что ливневые осадки в тылу циклона могут быть не только фронтальными, но и внутримассовыми, поскольку холодная воздушная масса в тылу циклона неустойчива.

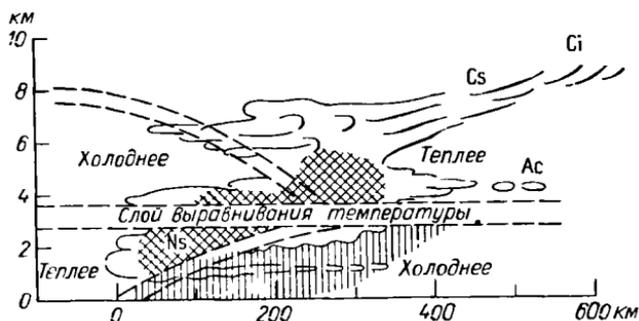


Рис. 7.24. Положение верхнего холодного фронта при наличии слоя выравнивания температуры.

С прохождением вторичных холодных фронтов летом могут быть связаны грозы и шквалы, а зимой — метели. При этом ливневые снегопады как у фронта, так и в неустойчивой массе за ним могут быть хотя и кратковременными, но весьма интенсивными и многократно повторяющимися (снежные заряды).

На рис. 7.25 приведена схема изменений метеорологических величин при прохождении холодного фронта 2-го рода через пункт наблюдения.

При скорости перемещения холодного фронта 2-го рода около 40 км/ч продолжительность прохождения системы облаков этого фронта через пункт наблюдения обычно не превышает 1—2 часов. Конечно, как и в случае теплого фронта, эта продолжительность варьирует в широких пределах в зависимости от скорости фронта и ширины зоны облачности. Для холодных фронтов 1-го рода продолжительность прохождения системы облаков через пункт наблюдения может составлять 10 часов и более.

Рассматривая карту термобарического поля холодного фронта (см. рис. 7.20 б), следует обратить внимание на особенно большие горизонтальные градиенты температуры за линией холодного фронта. При этом адвекция холода, хотя и начинается до прохождения линии холодного фронта, однако наибольших значений она достигает за этой линией.

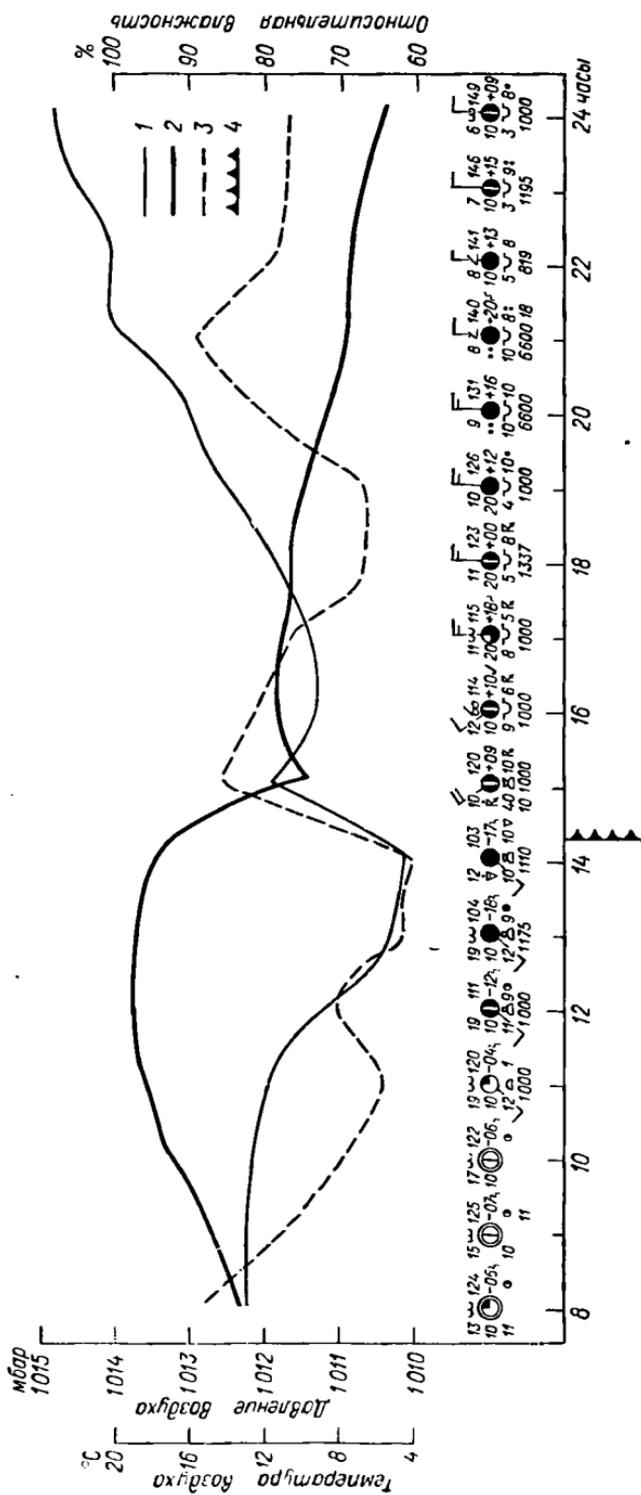


Рис. 7.25. Изменение метеорологических величин при прохождении холодного фронта через пункт.

1 — Давление воздуха, 2 — температура, 3 — относительная влажность, 4 — момент прохождения линии фронта.

Как было отмечено в п. 7.1, теплый и холодный фронты образуются в результате деформации основного фронта в связи с развитием на нем циклона. На рис. 7.26 приведена схема молодого циклона, указано положение фронтов в циклоне, а также дано распределение облачности и осадков.

На рис. 7.13 была приведена схема термобарического поля, соответствующая молодому циклону. На этой схеме проведена линия нулевой адвекции, разделяющая зоны адвекции тепла (справа) и адвекции холода (слева).

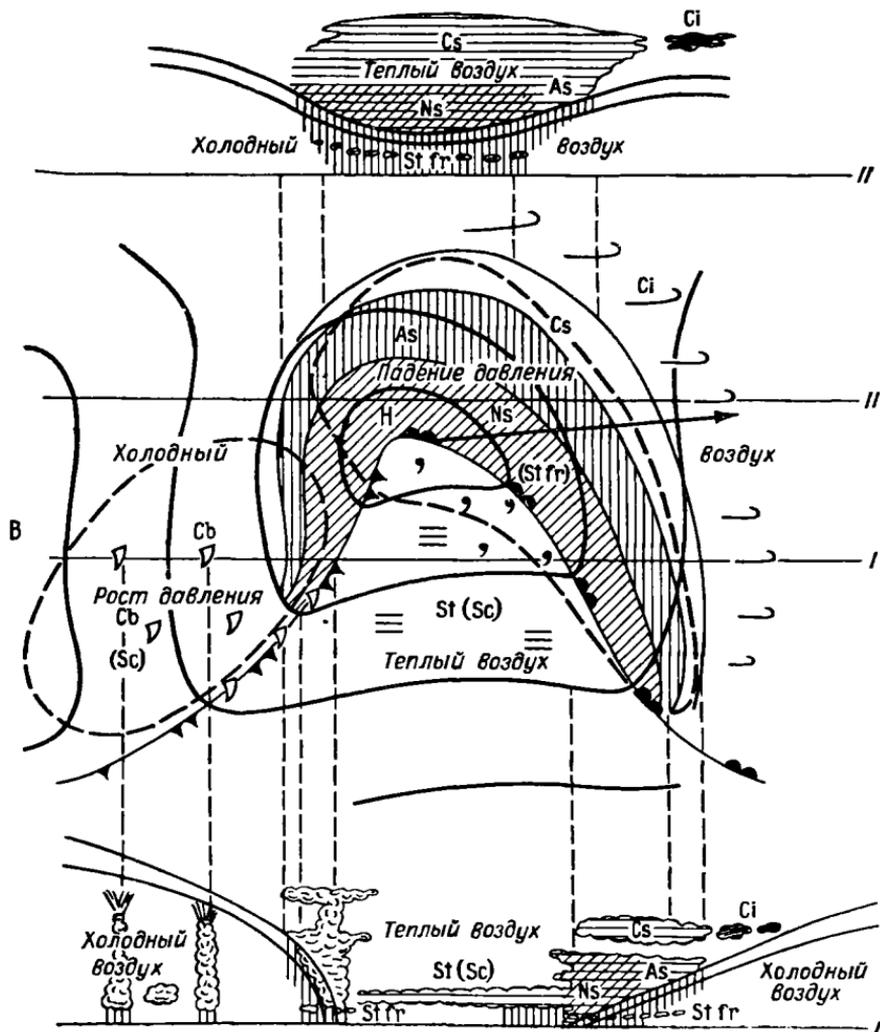


Рис. 7.26. Схема молодого циклона.

Внизу вертикальный разрез вдоль линии I, вверху — вдоль линии II.

7.6. Характеристики фронтов окклюзии

Фронты окклюзии соединяют в себе черты теплового и холодного фронтов, но часто выражены менее резко. Они характерны для поздней стадии развития циклона, для стадии заполнения.

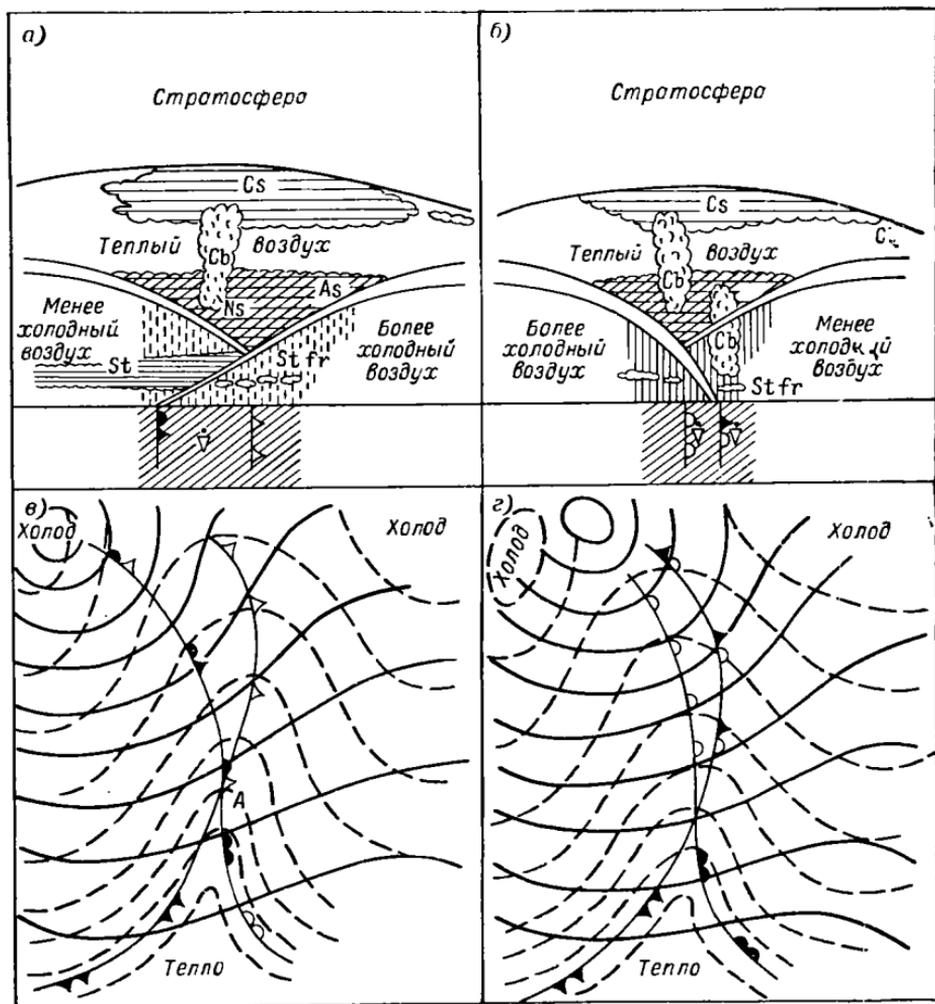


Рис. 7.27. Схемы теплового (а) и холодного (б) фронтов окклюзии и соответствующих им термобарических полей (в и г).

На рис. 7.27 приведены схемы теплового и холодного фронтов окклюзии и соответствующих им термобарических полей, а на рис. 7.28 приземная карта с фронтами.

В системе фронтов окклюзии взаимодействуют три воздушные массы, из которых наиболее теплая уже не соприкасается с поверхностью земли. Поэтому в случае фронта окклюзии, помимо приземной

линии фронта, имеется линия *верхнего фронта*, проекция которого на плоскость приземной карты погоды располагается впереди линии теплого фронта окклюзии (*верхний холодный фронт*) и позади линии

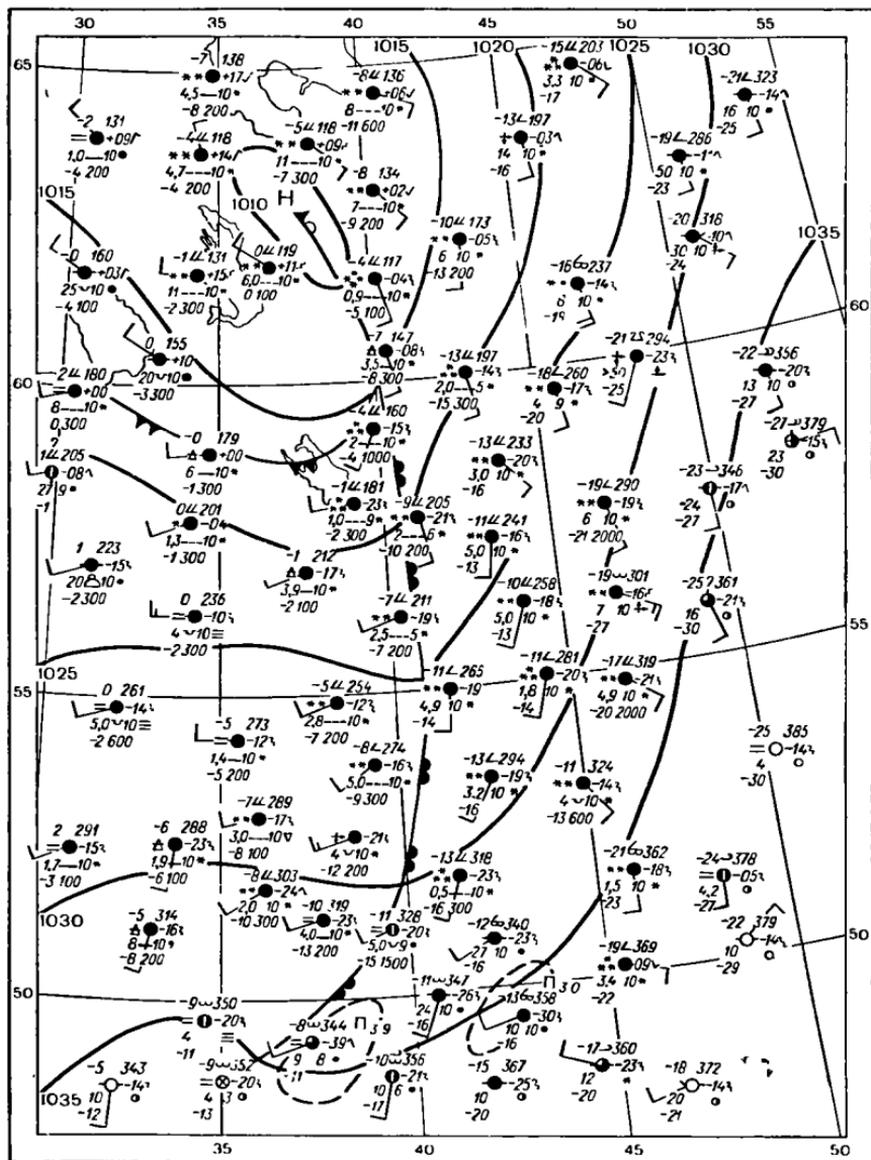


Рис. 7.28. Приземная карта погоды с фронтом на первой фазе окклюдирования. 12 (15) часов 31 января 1974 г.

холодного фронта окклюзии (*верхний теплый фронт*). По мере приближения к точке окклюзии верхний фронт снижается и сближается с приземным, а у точки окклюзии он отсутствует (см. рис. 7.27).

Поскольку, как правило, верхний фронт располагается близко к приземному, то на картах погоды практически разграничить их невозможно. Исключение составляют случаи переваливания теплового фронта окклюзии через горы, когда верхний холодный фронт может за горами перемещаться в известной мере изолированно от приземного фронта, задержанного горами (см. п. 7.8).

Впрочем, трудности выявления пространственной структуры фронтов при редкой сети аэрологических станций таковы, что строение не только фронтов окклюзии, но и более простых теплых и холодных фронтов не может считаться достаточно хорошо изученным.

Обращаясь к рис. 7.27, можно отметить, что облачные системы распространяются по обе стороны от приземного фронта окклюзии, особенно у холодного фронта окклюзии.

Вблизи линии фронта могут сохраняться облака Сb, так что обложные осадки сменяются ливневыми, а затем вновь могут перейти в обложные.

В системах облаков фронтов окклюзии часто наблюдаются облака типа As, а также Ac в соединении с As.

В связи с тем что барическая ложбина, в которой располагается фронт окклюзии, часто сильно вытянута и симметрична относительно линии фронта, то с прохождением фронта окклюзии направление ветра особенно резко меняется, иногда почти на противоположное.

На синоптической карте (рис. 7.28 а) видны условия погоды у хорошо выраженного фронта окклюзии по типу теплого фронта вскоре после образования окклюзии. В северной части ложбина заполняется. Кроме фронтальных осадков, наблюдаются также и внутримассовые, обусловленные поступлением морского, прогретого в нижних слоях воздуха. Результатом этого является маскировка холодного фронта в нижних слоях атмосферы.

Теплые фронты окклюзии над Европой чаще наблюдаются в холодное полугодие, когда зафронтальный воздух, поступающий с Атлантики, теплее предфронтального континентального воздуха. При этом иногда наблюдаются метели, более редко — гололеды.

Для лета более типичны *холодные фронты окклюзии*, вдоль которых нередко наблюдаются грозы, в том числе и вдоль сильно размытых фронтов окклюзии. Часты также туманы, особенно при кратковременных ночных прояснениях в зоне фронта.

На карте термобарического поля у фронтов окклюзии выявляется предфронтальная зона адвекции тепла и зафронтальная зона адвекции холода. Ось гребня тепла в случае теплого фронта окклюзии несколько смещена вперед, а в случае холодного фронта окклюзии — назад относительно приземного фронта окклюзии.

Нейтральные фронты окклюзии чаще всего имеют систему облачности и осадков, сходную с системой облачности и осадков теплых фронтов окклюзии. Они являются «нейтральными» лишь в смысле близких значений температуры на приземной карте погоды по обе стороны фронта.

Следует остановиться на ряде дополнительных характеристик фронтов окклюзии.

1. Молодые фронты окклюзии в углубляющихся барических ложбинах имеют систему облаков и осадков, мало отличающуюся по горизонтальному и вертикальному протяжению от систем простых теплых и холодных фронтов, особенно вблизи центра циклона.

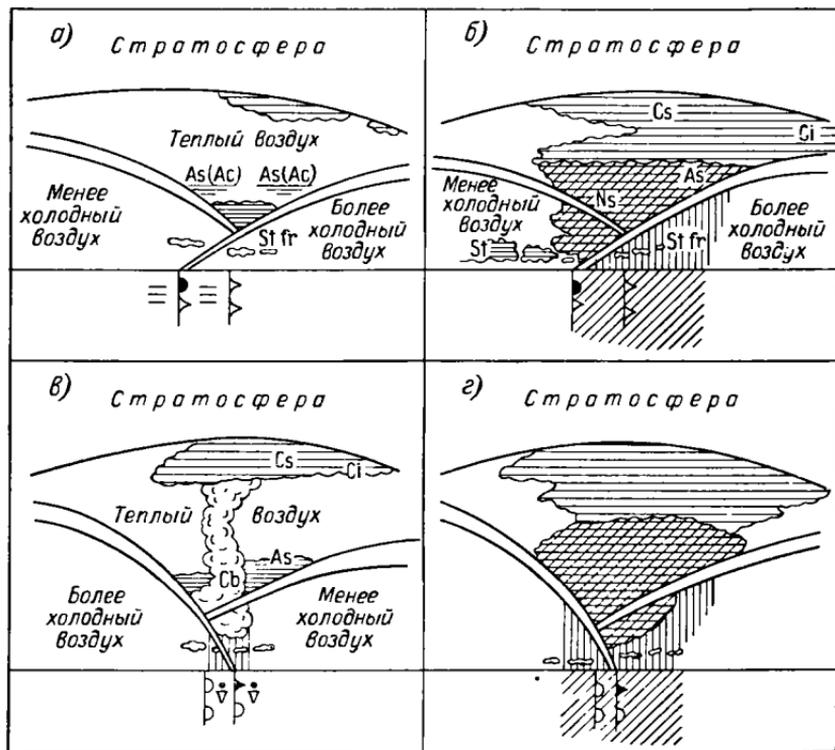


Рис. 7.29. Некоторые видоизменения систем облаков фронтов окклюзии.

В заполняющихся барических ложбинах и вдали от центров циклонов облачная система фронтов окклюзии имеет меньшую вертикальную протяженность, она часто сильно расслоена (рис. 7.29 а) и имеет разрывы. При таких локальных прояснениях ночью, даже если эти прояснения и кратковременны, часто образуются радиационные туманы, чему способствует большая относительная влажность в зоне фронта.

2. Иногда у теплых фронтов окклюзии осадки прекращаются до прохождения линии приземного фронта, т. е. не распространяются за линию верхнего холодного фронта. В других случаях обложные осадки за линией холодного фронта сменяются морозящими.

В ряде случаев за верхним холодным фронтом возникает дополнительный слой облаков, так что в конечном итоге зона облаков и

осадков такого фронта окклюзии практически не отличается от зоны простого теплового фронта (рис. 7.29 б). Зимой ширина зоны осадков перед такими теплыми фронтами может превышать 300 км. Однако слабые снегопады из мощных Сс могут быть не связаны с фронтами.

3. В тех случаях, когда облачность прежнего теплового фронта в системе облаков холодного фронта окклюзии выражена плохо,

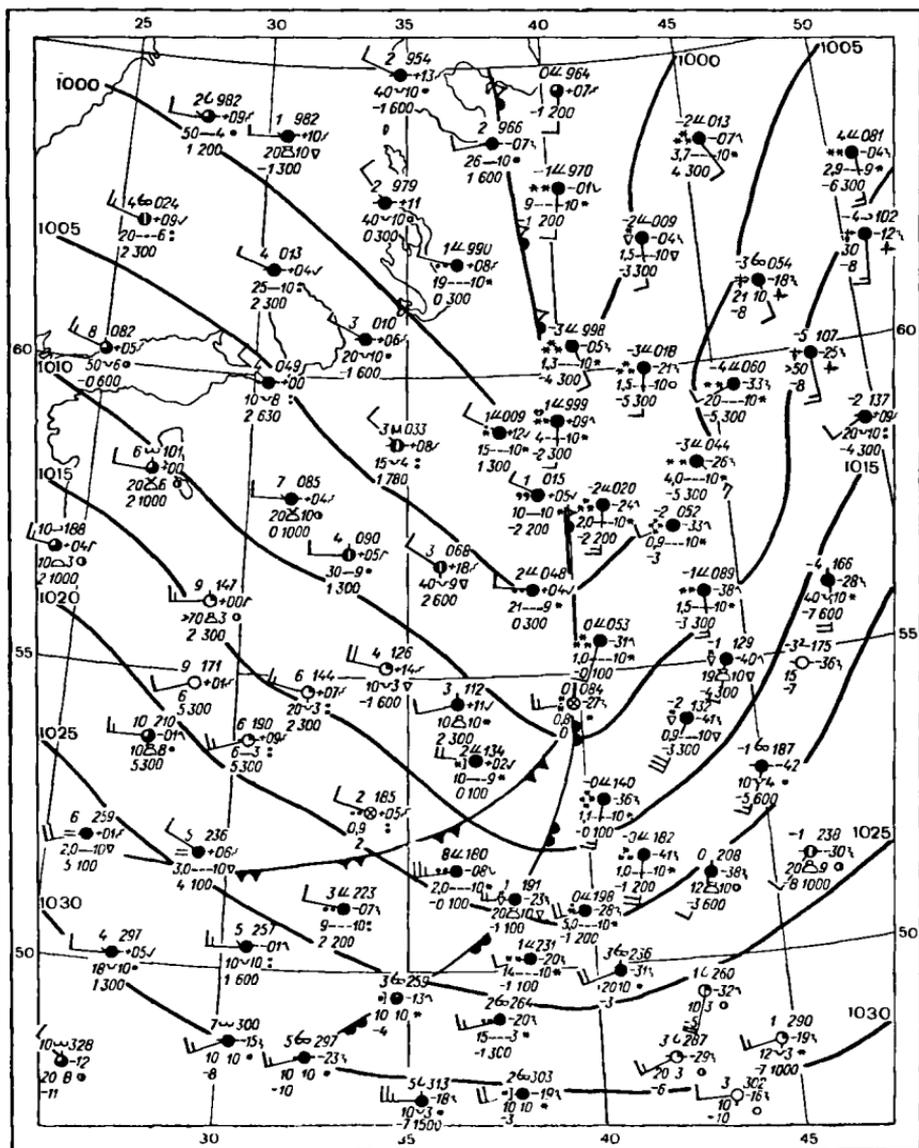


Рис. 7.30. Теплый фронт окклюзии на приземной карте погоды. 12 (15) часов 26 октября 1973 г.

преимущественное значение приобретают облака холодного фронта. Такие холодные фронты окклюзии по системе облаков мало отличаются от простых холодных фронтов (рис. 7.29 в).

4. Облачная система холодного фронта окклюзии, образовавшегося в результате смыкания теплого фронта с холодным фронтом первого рода, состоит из облаков As — Ns. С такими фронтами связаны только обложные осадки (рис. 7.29 г).

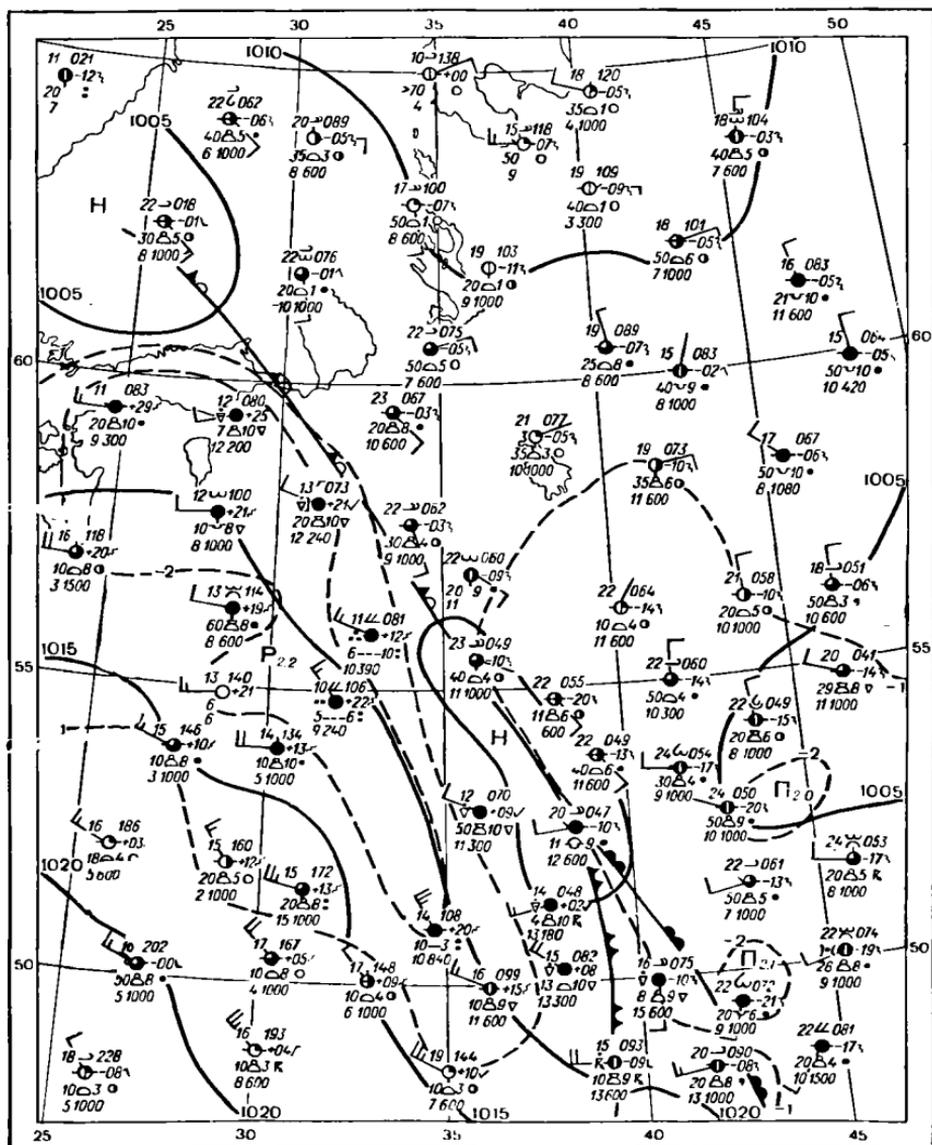


Рис. 7.31. Холодный фронт окклюзии на приземной карте погоды 12 (15) часов 17 июня 1971 г.

Прохождение фронтов окклюзии через пункт наблюдения вызывает изменения погоды, сходные с изменениями погоды при прохождении простых фронтов. Исключение составляет отмеченное ранее более резкое изменение направления ветра и частая смена передфронтального падения давления зафронтальным ростом.

На синоптических картах, приведенных на рис. 7.30 и 7.31, видны условия погоды у фронтов окклюзии разного типа при большой горизонтальной протяженности фронтов; у точки окклюзии (рис. 7.31) образовался новый циклон.

Степень развития системы облаков фронта любого типа, интенсивность осадков и других явлений погоды, связанных с фронтом, или, как говорят, *активность фронта*, определяются не только контрастом температур при переходе через линию фронта или во фронтальной зоне, но и рядом других факторов (влажность воздушных масс, их устойчивость, значение вертикальной составляющей скорости, особенности поля ветра в зоне фронта в связи с характером барического поля и т. д.). Поэтому при анализе фронтов обращают внимание на весь комплекс метеорологических характеристик фронта, не пренебрегая и вторичными фронтами, которые могут быть достаточно активными в указанном выше смысле.

Информация метеорологических спутников позволяет значительно лучше анализировать фронтальные системы облаков. Над обширными пространствами океанов эта информация часто является единственным средством для выявления атмосферных фронтов.

Даже сравнительно непродолжительный опыт использования спутниковой информации показал ее огромную ценность для анализа структуры фронтальных систем и вообще облачности в циклонах. При этом, с одной стороны, была в целом подтверждена справедливость рассмотренных выше типовых схем фронтальных облачных систем; с другой стороны, были более определенно выявлены другие важные особенности систем облаков в циклонах, например их спиралевидная закрученность к центру в соответствии с направлением циркуляции воздуха в циклоне.

7.7. Образование и размывание фронтов (фронтогенез и фронтолиз)

Каждый атмосферный фронт существует ограниченный период времени. Это относится не только к участкам фронтов внутри определенного циклона, но и в целом к основным фронтам большой горизонтальной протяженности, хотя такие фронты существуют более длительно.

Поскольку фронты обнаруживаются на каждой карте погоды, охватывающей значительную территорию, это означает, что *процессы образования фронтов (фронтогенез) и процессы размывания фронтов (фронтолиз) наблюдаются непрерывно*, подобно тому как непрерывно формируются и трансформируются воздушные массы.

Процессы образования фронта. 1. Формируется высотная фронтальная зона (ВФЗ), т. е. зона больших горизонтальных градиентов температуры и давления. На вертикальном разрезе через ВФЗ обнаруживается большая концентрация термодинамических соленоидов, что служит количественным показателем ускорения циркуляции скорости в горизонтальной плоскости и запасов энергии во фронтальной зоне.

2. Происходит дальнейшее обострение фронтальной зоны с образованием наклонного переходного фронтального слоя, увеличением концентрации термодинамических соленоидов в вертикальной плоскости, обнаруживаемых на аэрологических разрезах.

3. При подходящих циркуляционных условиях в пограничном слое атмосферы (например, сходимости ветров вдоль оси барической ложбины) фронт проявляется на приземной карте в виде более или менее четко выраженной линии, разграничивающей соседние воздушные массы с различными свойствами, вдоль которой образуются облака и осадки, соответствующие определенным типам фронтов.

Процесс фронтогенеза на высотах и в пограничном слое может происходить как одновременно, так и в разное время. Кроме того, он может охватить лишь один слой, не захватывая другие. Например, может образоваться высотная фронтальная зона или даже верхний фронт при отсутствии фронта на приземной карте. В других случаях приземный фронт может образоваться вне связи с ВФЗ.

Процессы размывания существующего фронта (фронтотиз) вообще являются процессами, противоположными процессам образования фронта (фронтогенезу): высотная фронтальная зона под влиянием фронтотиза становится все более расплывчатой, в пограничном слое исчезает сходимости ветров вдоль определенной линии и переход от одной воздушной массы к другой становится постепенным. Под влиянием трансформации свойства соседних воздушных масс могут стать настолько сходными, что дальнейшее их разграничение становится невозможным.

Поскольку плотность соленоидального поля пропорциональна горизонтальному градиенту температуры $T_y = \frac{\partial T}{\partial y}$, основным показателем фронтогенеза или фронтотиза служит изменение во времени горизонтального градиента температуры в рассматриваемом слое или на определенном уровне.

Различают *индивидуальный фронтогенез* (или фронтотиз)

$$F_{\text{инд}} = \frac{dT_y}{dt}$$

и *локальный фронтогенез* (или фронтотиз)

$$F_{\text{лок}} = \frac{\partial T_y}{\partial t}.$$

В случае фронтогенеза $\frac{dT_v}{dt} > 0$ или $\frac{\partial T_v}{\partial t} > 0$, в случае фронтолиза $\frac{dT_v}{dt} < 0$ или $\frac{\partial T_v}{\partial t} < 0$.

Индивидуальный фронтогенез (фронтолиз) определяется изменениями горизонтального градиента температуры в перемещающейся воздушной массе и является основным показателем для оценки возможности возникновения фронта и его эволюции.

Локальный фронтогенез (фронтолиз) определяется по локальным изменениям горизонтального градиента температуры, которые могут быть связаны, в частности, только с перемещением фронтальной зоны и изотерм вообще, т. е. с адвекцией.

Поскольку

$$\frac{dT_v}{dt} = \frac{\partial T_v}{\partial t} + \left(u \frac{\partial T_v}{\partial x} + v \frac{\partial T_v}{\partial y} \right) + \omega \frac{\partial T}{\partial p} = \frac{\partial T_v}{\partial t} - \left(\frac{\partial T_v}{\partial t} \right)_{\text{адв}} + \omega \frac{\partial T}{\partial p},$$

то

$$F_{\text{лок}} = F_{\text{инд}} + F_{\text{адв}} + F_{\omega}, \quad F_{\omega} = -\omega \frac{\partial T}{\partial p}.$$

Рассмотрим более детально выражение для $F_{\text{инд}}$:

$$\begin{aligned} F_{\text{инд}} &= \frac{d}{dt} \frac{\partial T}{\partial v} = \frac{d}{dt} \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2} = \\ &= \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right) \right]. \end{aligned} \quad (7.3)$$

Заменяя в формуле (7.3)

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{dT}{dt} \right), \quad \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{dT}{dt} \right),$$

после применения оператора

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tilde{\omega} \frac{\partial}{\partial p}$$

и использования уравнения притока тепла формулу (7.3) можно преобразовать к виду:

$$\begin{aligned} F_{\text{инд}} &= \frac{1}{T_v} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] + \\ &+ \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \tilde{\omega} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \right) + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \tilde{\omega} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \right) + \right. \\ &+ \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \left. \right] + \frac{1}{T_v} \left[\frac{\gamma}{\rho g} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y} \right) + \right. \\ &+ \tilde{\omega} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\gamma}{\rho g} \right) + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\gamma}{\rho g} \right) \right) \left. \right]. \end{aligned} \quad (7.4)$$

Эта формула может быть записана в виде:

$$F_{\text{инд}} = F_1 + F_2 + F_3, \quad (7.5)$$

где

$$F_1 = \frac{1}{T_v} \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right];$$

$$F_2 = \frac{1}{T_v} \left[\frac{\partial T}{\partial x} \tilde{\omega} \frac{\partial \gamma_a - \gamma}{\rho g} + \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \tilde{\omega} \frac{\partial \gamma_a - \gamma}{\rho g} + \right. \\ \left. + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\gamma_a - \gamma}{\rho g} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y} \right];$$

$$F_3 = \frac{1}{T_v} \left[\frac{\gamma}{\rho g} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y} \right) + \right. \\ \left. + \tilde{\omega} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial \gamma}{\rho g} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial \gamma}{\rho g} \right) \right].$$

На рис. 7.32 представлены схемы расположения изогипс и изотерм при фронтогенезе и фронтолизе.

Если рассмотреть деформационное поле воздушных течений, то можно отметить, что когда изотермы наклонены к оси растяже-

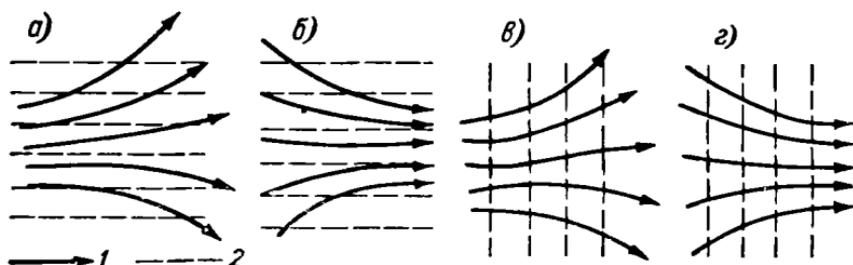


Рис. 7.32. Фронтогенез (б, в) и фронтолиз (а, г) в дивергентном поле течений.

1 — линии тока, 2 — изотермы.

ния под углом менее 45° (рис. 7.33 а), вдоль оси растяжения имеет место фронтогенез, а вдоль оси сжатия — фронтолиз. Если начальный угол более 45° (рис. 7.33 б), то соотношение обратное. Однако и в этом случае угол между изотермами и осью растяжения с течением времени уменьшается, так что процесс завершается фронтогенезом. Именно поэтому высотным деформационным полям воздушных течений придается особенно большое значение при оценке возможностей фронтогенеза, тем более что такие поля часто существуют продолжительное время.

Второе и третье слагаемые (в 7.4) можно упростить. Если ось x направить вдоль изотерм, т. е. совместить с осью s , тогда

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0; \quad \frac{\partial T}{\partial y} = -T_v; \quad F_2 + F_3 = -\tilde{\omega} \left(\frac{\partial}{\rho g} \right) - \frac{\gamma_a}{\rho g} \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y}.$$

Так как углы между изотермами и изогипсами обычно невелики

$$\frac{\partial \gamma_a}{\partial y} \frac{\gamma_a}{\rho g} \approx -\frac{\gamma_a R}{\rho g} T_v,$$

поскольку

$$\frac{\partial p}{\partial y} \approx 0,$$

можно записать

$$F_2 + F_3 = \frac{\gamma_a RT_v}{\rho g} \tilde{\omega} - \frac{\gamma_a RT}{\rho g} \frac{\partial \omega}{\partial y}. \quad (7.6)$$

Отсюда следует, что при $\tilde{\omega} > 0$ (нисходящие движения) отмечается фронтогенез, а при $\tilde{\omega} < 0$ — фронтолиз. Вклад члена, со-

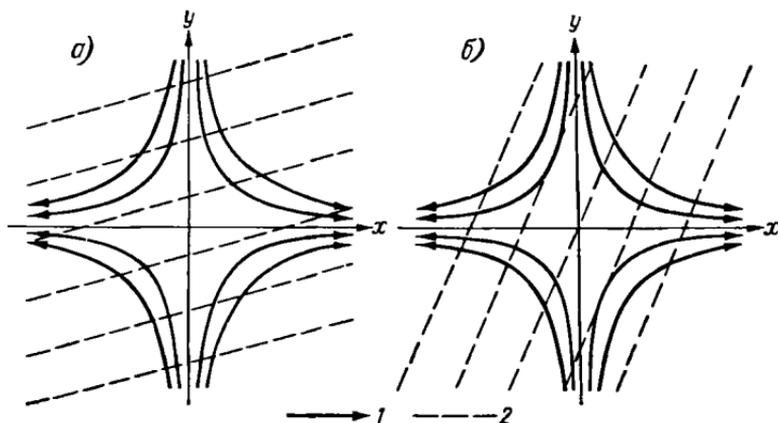


Рис. 7.33. Схема фронтогенеза вдоль оси растяжения деформационного поля.

1 — линии тока, 2 — изотермы.

держащего $\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y}$, следует учитывать в случаях существенного изменения вертикальных скоростей в направлении, перпендикулярном изотермам. Нетрудно видеть, что в этом случае фронтогенезу благоприятствует возрастание скорости нисходящих движений в сторону холодной воздушной массы ($\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial y} < 0$).

Обычно по взаимному расположению изогипс и изотерм легко оценить, что в данный момент времени в определенном районе имеет место — локальный (или индивидуальный) фронтогенез или фронтолиз.

В большинстве случаев начавшийся процесс фронтогенеза или фронтолиза сохраняется на протяжении последующих суток, если не происходит существенной перестройки термобарического поля с изменением знака $F_{\text{инд}}$ и $F_{\text{лок}}$.

Теория фронтогенеза разрабатывалась многими учеными. В Советском Союзе наиболее детально вопросы фронтогенеза были рассмотрены Х. П. Погосяном и Н. Л. Табаровским, затем более строго

И. П. Ветловым, а также В. И. Губиным, который непосредственно оценивал плотность соленоидального поля

$$\Pi = \nabla T \cdot \nabla p$$

и в качестве меры фронтогенеза принимал изменение во времени его модуля

$$\Pi = \rho \sqrt{(a \nabla T - b \nabla H)^2},$$

где a и b — некоторые константы.

Заметим, что, помимо оценки условий фронтогенеза или фронтолиза в тропосфере по формулам (7.4) — (7.6), необходимо учитывать фронтогенетические или фронтолитические условия в приземном слое и фронтолитическое действие трансформации воздушных масс.

7.8. Влияние орографии на атмосферные фронты

Влияние гор на атмосферные фронты проявляется в задерживании фронтов горами и вообще в изменении скорости перемещения того или иного участка фронта, в обострении фронтов, образовании фронтальных волн перед наветренной стороной гор и в размывании фронтов при их переваливании через горы. Свообразным является процесс *орографической окклюзии*, связанный с огибанием линией фронта горного препятствия.

Если холодный фронт располагается под острым углом к горному хребту, то перед фронтом происходит сгущение линий тока в теплой воздушной массе, зажатой между горными хребтом и фронтальной поверхностью. В таких случаях перед фронтом наблюдаются особенно сильные ветры.

Аналогичное явление наблюдается и у сравнительно высоких морских берегов, например вдоль побережья Скандинавии, где сильные ветры наблюдаются перед холодными фронтами, образующими острый угол с берегом. В этом случае усилению ветра способствует *береговой эффект*.

Сущность берегового эффекта заключается в том, что при ветре с моря на сушу вдоль берега наблюдается сходимость линий тока и усиление ветра, а при ветре с суши на море — расходимость линий тока и ослабление ветра (рис. 7.34). Причиной сходимости потоков при переходе с моря на сушу и расходимости при переходе с суши на море является различие турбулентного трения над берегом и над водной поверхностью.

На береговой эффект впервые указал Бержерон. Однако при проверке этот эффект не всегда удается выявить ввиду противоположного действия других факторов. Например, при одном и том же барическом градиенте северные ветры вдоль побережья Скандинавии часто не слабее южных. В более неустойчивой холодной воздушной

массе, поступающей с севера, происходит обмен скоростями между приземным (приводным) слоем и вышележащими слоями, где скорости относительно велики.

Более четко выявляется усиление ветра у далеко выдающихся в море мысов, особенно если мыс высоко поднимается над уровнем моря и сгущение линий тока распространяется на значительный слой воздуха.

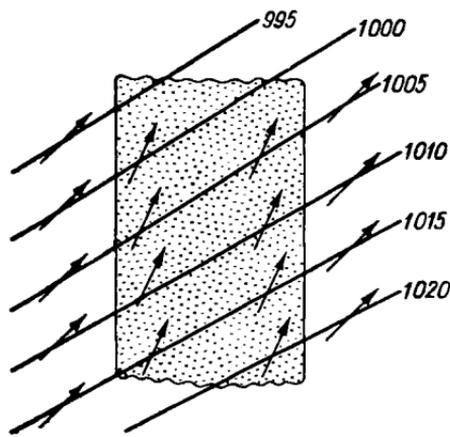


Рис. 7.34. Сходимость и расходимость ветров вдоль берега.

Этот эффект иногда называют *угловым эффектом*. Его проявление зависит также от устойчивости воздушных масс, наложения бриза на общее течение и т. п. Даже у сравнительно округлых выступов берега могут наблюдаться существенные усиления ветра при определенном направлении изобар (рис. 7.35).

Сходимость линий тока вдоль берега при ветрах с моря на сушу благоприятствует фронтогенезу в приземном слое. Такой фронтогенез, обусловленный неоднородностями подстилающей поверхности, называется *топографическим*.

Топографический фронтогенез способствует обострению существующих фронтов и может явиться толчком к образованию нового фронта. Однако нельзя отождествлять любую сходимость потоков вдоль побережья с настоящим атмосферным фронтом, поскольку возникновение атмосферного фронта связано с циркуляционными процессами большого масштаба на границе двух различных по свойствам воздушных масс. При сходимости потоков вдоль побережья, иногда сопровождающейся выпадением орографических осадков, обычно происходит местное изменение погоды внутри одной и той же воздушной массы. Орографические осадки и сама линия сходимости ветров, в отличие от фронта, не смещаются за пределы данного района.

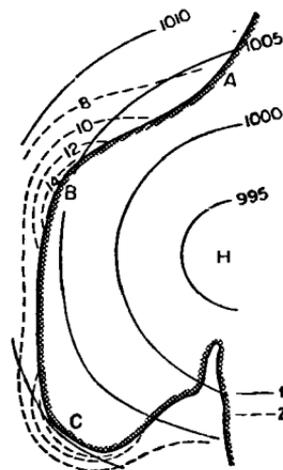


Рис. 7.35. Усиление ветра у выступов материков (угловой эффект).
1 — изобары,
2 — изотехи (м/с).

Однако не всегда удается избежать ошибок при анализе фронтов на картах погоды, так как вдоль побережий морей и вдоль кромки арктических льдов часто имеет место и скачок температуры, характерный для линии фронта. Отсутствие аэрологических данных при этом не позволяет отличить такой *мнимый фронт* от настоящего.

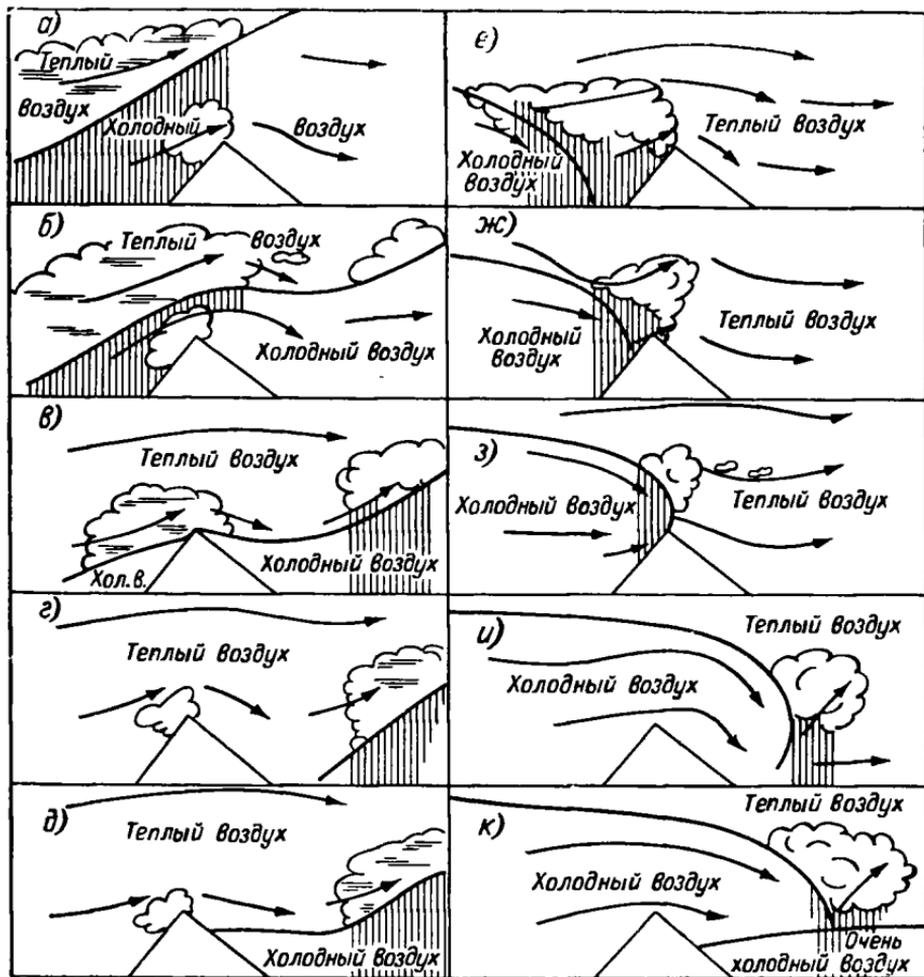


Рис. 7.36. Переваливание теплового (а—г) и холодного (е—и) фронтов через горы, а также образование верхнего теплового (д) и холодного (к) фронтов при очень холодном воздухе в нижнем слое за горами.

На рис. 7.36 схематически показаны последовательные стадии переваливания теплового и холодного фронтов через горы и образования верхних фронтов в отдельных случаях переваливания.

Теплые фронты чаще и легче переваливают через горы, даже высокие. Холодные фронты, как правило, задерживаются горами, имеющими высоту более 2 км. Холодный воздух при этом обтекает

горы, вытесняя теплый воздух по другую сторону гор. Линия фронта огибает горы, образуя своеобразную петлю (рис. 7.37), а затем целиком переходит на подветренную сторону гор, образуя *орографию*

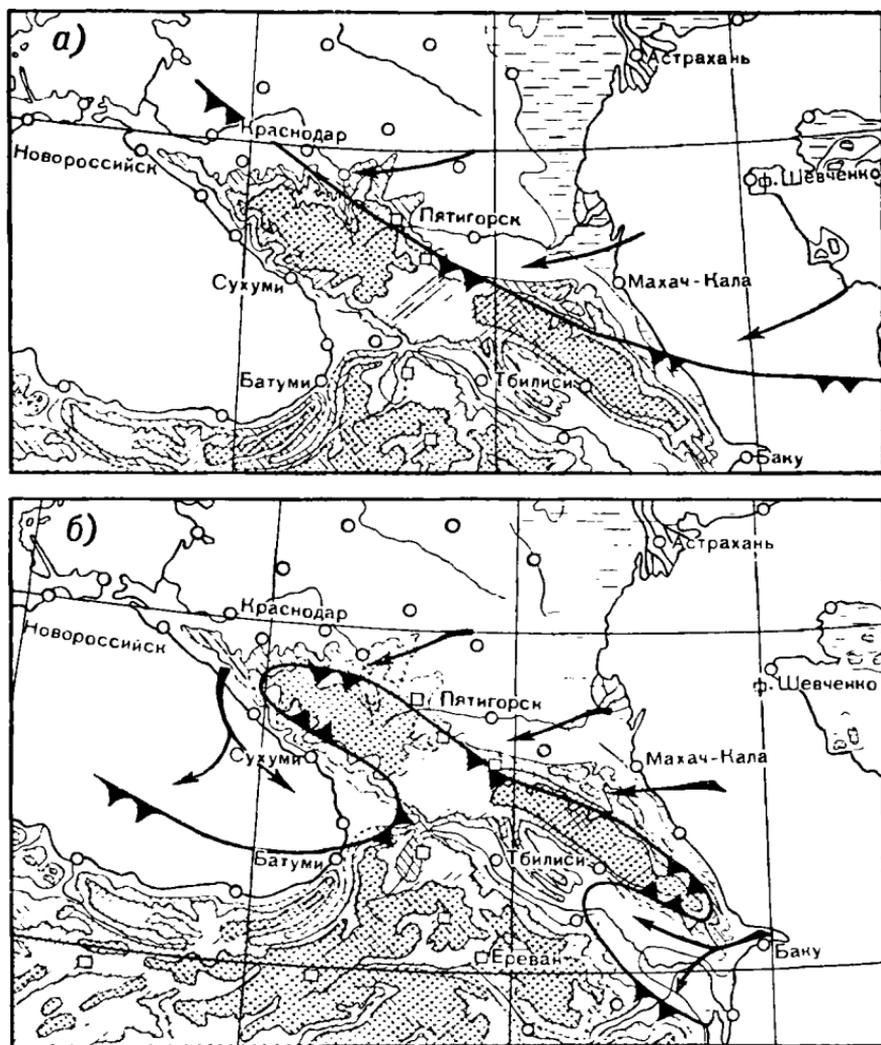


Рис. 7.37. Орографическая окклюзия.

а — приближение холодного фронта к горам, б — деформация фронта.

ческую окклюзию. Одновременно в ряде случаев образуются вторичные фронты и происходит местный циклогенез.

Усиление восходящих движений воздуха с наветренной стороны гор приводит к усилению фронтальных осадков и к расширению их зоны, т. е. к обострению фронта.

Нисходящие движения воздуха на подветренной стороне гор и фёновый эффект вызывают размывание фронта. Часто фронтальные осадки вообще прекращаются и облачная система фронта восстанавливается лишь на некотором расстоянии за горами, а иногда и не восстанавливается (например, летом при большой сухости воздуха).

В тех случаях, когда за горами располагается достаточно мощный слой сильно выхоложенного воздуха, переваливший фронт иногда не достигает поверхности земли. Тогда образуется *верхний фронт*, который за горами может опуститься до поверхности земли на расстоянии несколько сотен километров от них.

Процессы воздействия гор на перемещение и эволюцию фронтов имеют свою специфику в каждом горном районе в зависимости от высоты гор, сезона, начального направления линии фронта относительно направления хребта, а также в зависимости от общего развития и перемещения циклона, с которым связан фронт. Особенно сложной оказывается картина при прохождении фронтов над большими горными массивами, т. е. над системой горных хребтов. Здесь можно наблюдать и малоподвижные участки фронта, задержанного горами, и весьма извилистую линию фронта в горах. Однако провести такую линию можно лишь при весьма детальном синоптическом анализе и достаточной метеорологической информации об условиях погоды в горах.

7.9. Высотные фронтальные зоны и струйные течения

В пределах верхней тропосферы и части нижней стратосферы существуют синоптические объекты планетарного масштаба — высотные фронтальные зоны.

Высотными фронтальными зонами (ВФЗ) называются переходные зоны между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами (см. рис. 7.5). Они действительно являются синоптическими объектами макромасштаба и играют существенную роль в атмосферных процессах, прежде всего в процессах цикло- и антициклогенеза. Размеры ВФЗ огромны. По горизонтали вдоль основного потока их протяженность составляет несколько тысяч километров, ширина — сотни километров (до 1000 км), вертикальная мощность — несколько километров (до 10 км).

ВФЗ являются областями атмосферы, в которых сконцентрировано огромное количество энергии, поскольку в них наблюдаются значительные горизонтальные градиенты давления (а следовательно, и скорости движения воздуха) и температуры. Именно ВФЗ обладают большими запасами кинетической и внутренней энергии, именно в них происходят преобразования одного вида энергии в другой.

На картах AT_{500} , AT_{300} , OT_{1000}^{500} , OT_{500}^{300} ВФЗ отображается в виде области значительного сгущения изогипс. Центральная изогипса

в этой области называется *осевой*. Часть ВФЗ между осевой изогипсой и центральной областью образующего ее циклона называется *циклонической периферией ВФЗ*, а часть между осевой изогипсой и антициклоном — *антициклонической периферией ВФЗ*.

Та часть ВФЗ, где в направлении потока наблюдается сходимость изогипс, называется *входом ВФЗ*, а та часть, где в направлении потока наблюдается расходимость изогипс — *дельтой ВФЗ*.

С ВФЗ всегда связан хотя бы один высокий тропосферный фронт. Отдельные ВФЗ, сливаясь одна с другой, образуют синоптический объект еще более крупного планетарного масштаба — *планетарную высотную фронтальную зону* (ПВФЗ).

ПВФЗ на огромных участках располагается преимущественно зонально, но может иметь волны большой амплитуды меридионального направления. Процессы образования и развития барических систем — циклонов и антициклонов, как будет показано в дальнейшем, с одной стороны, тесно связаны с ВФЗ, а с другой — именно эти процессы приводят к деформации ВФЗ. Именно с цикло- и антициклогенезом связано образование волн в области ПВФЗ, ее ветвление, вся ее деформация.

Исследования показали, что довольно часто (а в климатическом плане всегда) существуют две основные ПВФЗ. Одна ПВФЗ, опоясывающая полушарие в общем по периферии Полярного бассейна, разделяет арктические воздушные массы и воздушные массы умеренных широт, а вторая, проходящая в общем по северной периферии субтропических циклонов, разделяет воздушные массы умеренных широт и субтропиков. Подробнее эти вопросы рассматриваются в гл. 19.

Осуществляющийся межширотный воздухообмен приводит к образованию более или менее значительных разрывов в ПВФЗ, к слиянию их на отдельных участках.

Образование ПВФЗ связывают с наличием в пределах полушария различных по своему радиационному балансу широтных зон, в пределах которых формируются воздушные массы различных географических типов. Конечно, наличие различных по радиационному балансу географических зон является необходимым, но отнюдь не достаточным условием для образования ПВФЗ. Для этого необходимо, чтобы в определенных районах происходил процесс, аналогичный фронтогенезу, но планетарного масштаба. Существует несколько гипотетических теорий возникновения ПВФЗ, но наиболее распространенной, пожалуй, является теория, объясняющая их возникновение различием в скорости зонального перемещения высотных ложбин и гребней в различных широтных зонах.

Россби для скорости смещения длинных волн в атмосфере получил следующую формулу:

$$c = u - \frac{\beta L^2}{4\pi^2}, \quad (7.7)$$

где c — скорость смещения волны, u — скорость зонального потока, L — длина волны, β — изменение параметра Кориолиса с широтой.

При различных длинах волн в северных и южных широтах, но при одинаковой скорости зонального переноса существующее в начальный момент времени совпадение фаз нарушается. Аналогичная картина получится при равных длинах волн, но при различных скоростях зонального переноса. Таким образом, через некоторое время ложбине в высоких широтах будет сопутствовать гребень в низких, т. е. возникнет сходимость воздушных течений большого масштаба, приводящая к обострению горизонтальных градиентов температуры и давления, увеличению скорости ветра, т. е. появляется высотная фронтальная зона.

Выше отмечалось, что ВФЗ отличаются значительными горизонтальными градиентами температуры. Наибольшие градиенты наблюдаются в центральной части ВФЗ по осевой изогипсе вблизи поверхности 500 мбар. Именно примерно здесь на высотах располагается поверхность атмосферного фронта, который связан с ВФЗ. Выше и ниже горизонтальные градиенты температуры уменьшаются. Горизонтальное распределение градиентов температуры относительно осевой изогипсы ВФЗ несимметрично: на циклонической периферии они несколько больше, чем на антициклонической, что связано с соответствующим наклоном фронта. Максимум скорости ветра располагается чаще всего вблизи поверхности 300 мбар.

С высотными фронтальными зонами связаны струйные течения.

Струйное течение (СТ) — сильные узкие воздушные потоки в тропосфере и стратосфере, характеризующиеся значительными градиентами скорости и большой горизонтальной протяженностью.

Длина струйного течения измеряется тысячами километров, ширина — сотнями километров, вертикальная мощность — несколькими километрами.

За границы СТ чаще всего принято считать изотаху 30 м/с (100 км/ч). Вертикальный градиент скорости ветра в струйном течении превышает 5 м/с на 1 км, а горизонтальный — 10 м/с на 100 км. Струйное течение и ВФЗ, с которой оно связано, представлены на рис. 7.38.

Струйное течение — объемный синоптический объект. Линия с максимальной скоростью ветра в пределах ПВФЗ называется *осью струйного течения*. На практике чаще имеют дело с *горизонтальной осью струйного течения* — линией максимальной скорости ветра на данном уровне или на данной изобарической поверхности. Как и в случае ПВФЗ, различают циклоническую и антициклоническую периферии СТ.

По условиям локализации в соответствии с ПВФЗ различают:

- 1) *арктическое струйное течение* (севернее 65° с. ш.) на высотах 6—8 км;
- 2) *струйное течение умеренных широт* (в зоне 45 — 65° с. ш.) на высотах 8—12 км;

3) субтропическое струйное течение (в зоне около 30° с. ш.) на высотах 11—16 км;

4) экваториальное стратосферное струйное течение восточного направления на высотах более 20 км;

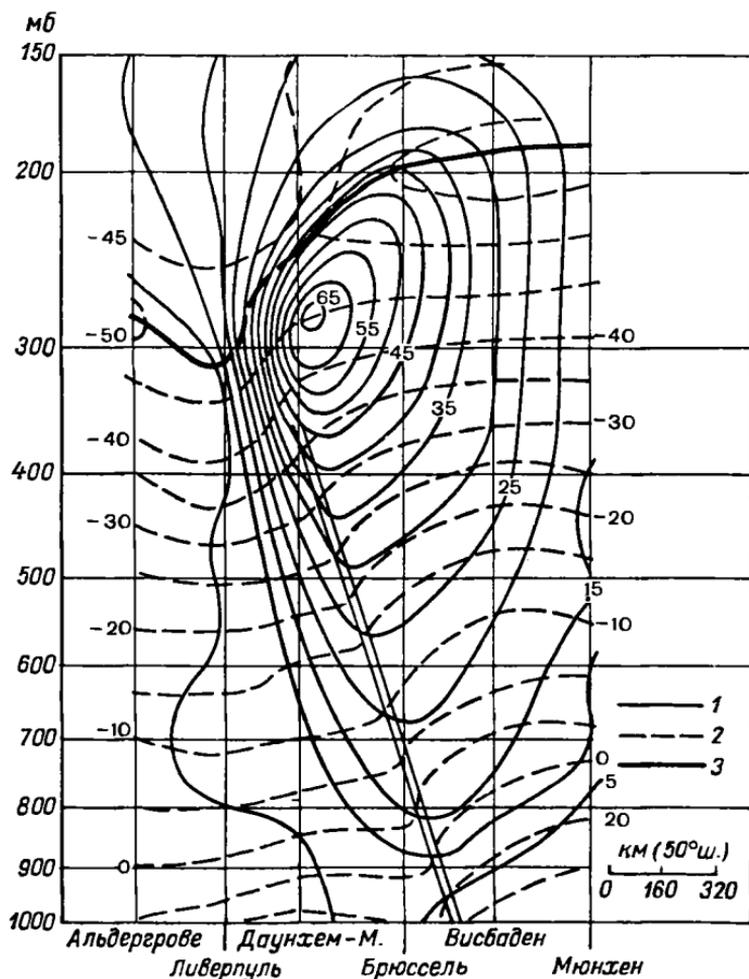


Рис. 7.38. Вертикальный разрез поперек струйного течения.

1 — изобары, 2 — изотермы, 3 — тропопауза.

5) стратосферное струйное течение умеренных и высоких широт восточного направления на высотах более 15 км.

В дальнейшем речь пойдет главным образом о трех первых струйных течениях, поскольку они значительно лучше изучены.

Рассмотрим основные свойства СТ.

В зоне СТ сосредоточена значительная часть кинетической энергии атмосферы. Как показывают расчеты, в слое от земной поверх-

ности до уровня 200 мбар по меридиану 80° з. д. перенос массы воздуха между 10 и 60° с. ш. составляет $5,7 \cdot 10^8$ т/с. По тому же меридиану и в пределах тех же высот в зоне наиболее выраженного СТ между 15 и 35° с. ш. переносится около 40% этого количества массы.

Поле температуры в области струйного течения. Распределение средних горизонтальных градиентов температуры в СТ представлено в табл. 7.1.

Таблица 7.1

Средние значения градиента температуры $\frac{\Delta T}{\Delta y} = T_v$
в СТ ($^\circ\text{C}$ на 100 км)

Слой	Расстояние от оси струйного течения, км								
	циклоническая периферия				ось	антициклоническая периферия			
	800	600	400	200		200	400	600	800
СТ ₅₀₀ ⁵⁰⁰	—	0,56	0,58	0,74	1,25	0,85	0,84	0,72	0,63
СТ ₅₀₀ ³⁰⁰	0,49	0,81	0,73	0,86	1,36	0,81	0,60	0,46	0,37

Как следует из табл. 7.1, горизонтальные градиенты температуры на циклонической периферии в верхней тропосфере больше, чем в средней, а на антициклонической периферии соотношение обратное. Распределение горизонтальных градиентов температуры в слое 300—500 мбар несимметрично относительно оси СТ. На одном и том же удалении от оси горизонтальные градиенты температуры значительно больше на циклонической периферии, чем на антициклонической. На уровне 200 мбар (11—12 км) картина оказывается существенно отличной. Максимум смещается здесь на антициклоническую периферию СТ. Это объясняется значительным наклоном тропопаузы в области СТ и обращением градиента температуры в стратосфере. В тех случаях, когда ВФЗ связана не с одним, а с двумя высотными тропосферными фронтами, в распределении горизонтальных градиентов температуры наблюдаются вторичные максимумы.

Поле давления и ветра в области струйного течения. В области СТ наблюдаются большие горизонтальные градиенты давления (геопотенциала). С высотой при переходе от 500 к 300 мбар область максимальных градиентов геопотенциала смещается в сторону высотного циклона, т. е. на циклоническую периферию. При переходе от 300 к 200 мбар область максимальных градиентов геопотенциала смещается в сторону высотного антициклона. В табл. 7.2 приведены средние значения градиента геопотенциала в СТ для Северо-Запада ЕТС.

Таблица 7.2

Средние значения горизонтальных градиентов геопотенциала $\frac{\Delta H}{\Delta n} = H_n$
в СТ (дам на 100 км)

Изобарическая поверхность, мбар	Расстояние от оси струйного течения, км								
	циклоническая периферия				ось	антициклоническая периферия			
	800	600	400	200		200	400	600	800
500	0,9	1,1	1,4	2,0	2,6	2,7	2,1	1,9	—
300	1,0	2,0	2,5	3,3	5,7	3,8	3,0	2,0	—
200	1,0	2,2	2,9	3,5	4,0	4,5	4,5	3,0	1,7

Как известно, значение скорости ветра определяется градиентом геопотенциала: чем больше градиент геопотенциала, тем больше скорость ветра; чем быстрее он меняется, тем быстрее меняется и скорость ветра. Следовательно, особенно значительное возрастание скорости ветра с высотой наблюдается непосредственно над осью струи. Средний вертикальный градиент скорости в этом слое составляет 8,8 м/с на 1 км, в то время как средний вертикальный градиент скорости в струе в целом составляет 2,2 м/с на 1 км.

Вертикальная мощность СТ находится в прямой зависимости от скорости. Так, например, над ЕТС средняя вертикальная мощность струйного течения при скорости от 100 до 150 км/ч равна 4,7 км, а при скорости более 150 км/ч — 6,7 км. Струйные течения со сравнительно небольшой скоростью локализуются вблизи тропопаузы.

На циклонической периферии скорость ветра с высотой изменяется быстрее, чем на антициклонической.

Горизонтальные градиенты скорости ветра на циклонической периферии также больше, чем на антициклонической. Для Западной Европы средний градиент на антициклонической периферии составляет 0,87 от циклонической, а для Восточной Европы — 0,77.

На рис. 7.38 представлен вертикальный разрез СТ.

Струйные течения особенно хорошо выражены над Тихим океаном, где на северной периферии мощного океанического субтропического антициклона скорость у оси СТ достигает 600 км/ч, а зафиксированные вертикальные градиенты скорости над Японией — 15—20 м/с на 1 км.

Турбулентность в струйных течениях. Значительное изменение ветра с высотой в СТ, особенно вблизи его оси, свидетельствует о том, что в области СТ сильно развита турбулентность. Местами в струйном течении отмечается очень сильная болтанка самолетов, причем перегрузки по акселерографу превышают 0,5g. Развитие турбулентности может быть охарактеризовано числом Ричардсона Ri , причем большие значения Ri соответствуют низким уровням турбулентной энергии, а малые — высоким (табл. 7.3).

Таблица 7.3

Средние значения Ri в зоне СТ и средние отклонения от этих значений

Район струйного течения	Ri_{cp}	ΔRi_{cp}
Циклоническая периферия	10,8	$\pm 4,8$
Вблизи оси	6,5	$\pm 3,5$
Антициклоническая периферия	22,1	$\pm 13,0$

Как следует из табл. 7.3, уровень турбулентной энергии на циклонической периферии струйного течения в среднем заметно выше, чем на антициклонической. Максимум же наблюдается непосредственно вблизи оси. В направлении от оси уровень турбулентной энергии убывает на антициклонической периферии значительно быстрее, чем на циклонической. В связи с этим почти все случаи наиболее сильной болтанки самолетов приходится на район оси и циклоническую периферию. Уровень турбулентной энергии косвенным образом связан со скоростью ветра (табл. 7.4).

Таблица 7.4

Зависимость Ri от максимальной скорости ветра в струйном течении

V_{CT} м/с	Ri_{cp}	ΔRi_{cp}
≤ 40	15,6	$\pm 9,7$
> 40	4,3	$\pm 2,3$

Таким образом, чем больше максимальная скорость ветра в зоне СТ, тем вероятнее сильная болтанка самолетов.

Тропопауза и струйные течения. В ПВФЗ часто наблюдаются два слоя тропопаузы: низкий относительно теплый на циклонической периферии и высокий относительно холодный на антициклонической. В центральной части струйного течения, связанного с ПВФЗ, вблизи его оси тропопауза имеет очень крутой наклон. Иногда в пределах 400—600 км слои тропопаузы располагаются как бы один над другим, а иногда тропопауза вообще исчезает, т. е. имеет место разрыв тропопаузы.

Вертикальные движения и облачность в струйных течениях. Многие ученые, занимавшиеся исследованием СТ, отмечают наличие в них значительных упорядоченных вертикальных движений воздуха. Скорость вертикальных движений в СТ имеет тот же поря-

док, что и на атмосферных фронтах, т. е. несколько сантиметров в секунду, если конечно, в зону СТ не попадают области с сильно развитой конвекцией, где скорость конвективных вертикальных движений на несколько порядков больше. В таких случаях наиболее благоприятные условия для развития кучево-дождевых облаков с наковальнями наблюдаются на холодной циклонической периферии струйного течения, т. е. слева от его оси. В целом же в тыловой части высотной ложбины и в передней части высотного гребня чаще всего наблюдаются упорядоченные нисходящие движения воздуха, с которыми связано образование задерживающих слоев типа инверсий оседания, под которыми могут формироваться высоко-кучевые и перисто-кучевые облака.

Огромные зоны упорядоченных восходящих вертикальных движений чаще всего наблюдаются справа от оси СТ. В связи с этим на антициклонической периферии на расстоянии от 200 до 500 км в теплом воздухе формируются перистые и перисто-слоистые облака ленточной структуры. Эти ленты вытянуты параллельно СТ на расстояние 1000—3000 км в направлении потока. Граница их чаще всего располагается вблизи оси СТ.

Вертикальная мощность перистых и перисто-слоистых облаков колеблется в больших пределах: от 50 до 600 м.

Облачность СТ над ЕТС и частью Западной Сибири представлена на рис. 7.39. На фотографии обширный массив перистых облаков СТ вытянут вдоль потока. Отчетливо видна тень, отбрасываемая ими на подстилающую поверхность и расположенные ниже облака.

Энергетика струйных течений. Выше отмечалось, что струйные течения обладают огромными запасами энергии. Наиболее детально исследование кинетической энергии струйных течений, как в теоретическом плане, так и на основе анализа обширного аэрологического материала, было проведено Е. П. Борисенковым.

Струйное течение в отношении распределения в нем кинетической энергии представляется неоднородным, т. е. кинетическая энергия в его пределах оказывается сосредоточенной в нескольких очагах, имеющих различную протяженность и интенсивность. Чаще всего эти очаги, очерченные изокинемами (линии равных значений кинетической энергии) или изотаксами, имеют овальную форму, причем их большая ось вытянута в направлении потока. Если принять за размеры очага расстояние от его центра до тех точек, где кинетическая энергия равна половине ее значения в центре, то можно определить характерные размеры этих очагов.

В табл. 7.5 представлены характерные размеры очагов с максимальной кинетической энергией и средняя их интенсивность, выраженные значениями кинетической энергии в центре очагов.

Наиболее четко очаги с максимальными значениями кинетической энергии в умеренных широтах выражены в слоях 500—300 и 300—200 мбар. В более низких широтах максимум располагается выше, чем в высоких. В холодную половину года интенсивность



Рис. 7.39. Облачность струйного течения над ЕТС и частью Западной Сибири (видны Уральские горы и о. Новая Земля). Спутник «Метеор». 11 часов (мск.) 25 февраля 1975 г.

Таблица 7.5

Характерные размеры (км) очагов с максимальной кинетической энергией в СТ и их интенсивность

Слой, мбар	Кинетическая энергия, 10^4 эрг	Размер очага, км	
		длина	ширина
700—500	4,20	1900	900
500—300	8,25	1700	850
300—200	9,40	1950	925
200—100	6,70	2000	1100
Среднее		1950	935

очагов в среднем больше, чем в теплую. В конкретных случаях кинетическая энергия в центре очага может значительно отличаться от приведенных выше средних значений.

Очаги перемещаются в направлении потока. Основные локальные изменения кинетической энергии связаны с перемещением этих очагов. Скорость перемещения очага зависит от тенденции его развития. Наиболее быстро перемещаются очаги, которые со временем усиливаются. Средняя скорость перемещения таких очагов в слое 300—200 мбар составляет 970 км/12 ч, а в слое 200—100 мбар — 940 км/12 ч. Для очагов, интенсивность которых со временем не изменяется, средняя скорость составляет соответственно 860 и 850 км/12 ч. Несколько медленнее перемещаются ослабевающие очаги (800 км/12 ч). Сравнение карт изокинем (изотах) с картами распределения числа Ri показывает, что зонам максимальных значений кинетической энергии соответствуют зоны минимальных значений числа Ri , т. е. зоны повышенной турбулентности. Поскольку, как увидим в дальнейшем, положение очагов кинетической энергии можно прогнозировать, появляется возможность прогнозировать и зоны повышенной турбулентности в струйных течениях.

7.10. Дополнительные вопросы анализа воздушных масс и фронтов

1. **Выявление относительно теплых и холодных воздушных масс и оценка их устойчивости.** Температура воздуха в приземном слое не всегда надежно характеризует тепловые свойства воздушных масс, поэтому необходимо привлекать и данные о температуре на картах барической топографии и на аэрологических диаграммах.

Общее представление о географическом положении теплых и холодных воздушных масс дает анализ карты $OT_{1000}^{(0)}$: областям высоких значений $H_{1000}^{(0)}$ и гребням соответствуют относительно теплые

воздушные массы, а областям низких значений H_{1000}^{500} и ложбинам — относительно холодные.

Более детальный послойный анализ тепловых свойств воздушных масс можно провести по изотермам карт АТ. Напомним, что температура на уровне изобарической поверхности на картах АТ эквивалентна потенциальной, т. е. более надежно характеризует тепловые свойства воздушной массы, чем температура на фиксированном уровне $z = \text{const}$.

Послойный анализ от нижних уровней к верхним позволяет обнаружить *обращение направления горизонтального градиента температуры* не только при переходе из тропосферы в стратосферу, но иногда и между нижней и верхней частью тропосферы. Это имеет место тогда, когда относительно теплая в приземном слое воздушная масса при больших значениях γ на высотах более 2—3 км становится уже относительно холодной, если при этом в соседней воздушной массе, более холодной внизу, значение γ мало или наблюдается инверсионное распределение температуры.

Детальнее температурные свойства воздушных масс на различных высотах можно исследовать с помощью аэрологических диаграмм.

При оценке *устойчивости* воздушной массы существенно учитывать не только значения γ , но и влажность воздушной массы, поскольку важно оценить возможность развития облаков.

С этой точки зрения представляет интерес сопоставление температур T и T_a на картах АТ. Чем меньше разность $T - T_a$, тем больше влажность и тем вероятнее развитие облачности при прочих равных условиях. Среднее значение вертикального градиента (К/100 м) в слое между двумя изобарическими поверхностями может быть вычислено по формуле

$$\gamma_m = 10 \frac{T_{p_1} - T_{p_2}}{H_{p_1}^{p_2}}, \quad (7.8)$$

где $H_{p_1}^{p_2}$ в гп. дам.

Еще детальнее можно определить значение γ и характеристики влажности в каждом слое по аэрологическим диаграммам. Для некоторых прогностических расчетов учитывается энергия неустойчивости и число Ричардсона Ri .

Основной задачей определения неустойчивости воздушной массы является оценка возможностей образования облаков кучевых форм и выпадения ливневых осадков. К сожалению, нет вполне однозначной связи между величинами γ , $T - T_a$ и развитием облачности.

Развитие облаков кучевых форм зависит от состояния подстилающей поверхности, времени суток, турбулентности атмосферных движений и других факторов, которые не всегда могут быть учтены в оперативной работе. Поэтому при оценке неустойчивости воздушной массы используется информация о характеристиках погоды в этой массе как в данный момент времени, так и в предыдущие сроки, особенно в часы, наиболее благоприятные для развития облаков

кучевых форм. Учитывается также локальный характер внутримассовых облаков С_и и С_б, ливневых осадков, гроз и шквалов. При редкой сети станций эти явления погоды могут быть не отмечены на карте погоды не только в срок наблюдения, но и в промежутке между наблюдениями.

О факторах, влияющих на изменение устойчивости воздушной массы, было сказано в гл. 6.

2. Мнимые и маскированные фронты, загнутые фронты окклюзии. Атмосферные фронты обнаруживаются на картах погоды по комплексу признаков. Если обращать внимание только на один признак, то можно допустить ошибку и провести на карте линию *мнимого фронта*. Уже отмечалось, что мнимые фронты могут быть связаны со сходимостью ветра и контрастами температур у морских берегов, вдоль кромки арктических льдов, вдоль границы морского течения и т. п. Контрасты температур могут наблюдаться также вдоль границы плотной облачности. Например, перед теплым фронтом зимой в барическом гребне при ясной погоде на Европейской территории СССР температура может быть около -25°C , а на границе зоны осадков — около -10°C . Если учитывать только контраст температур в приземном слое, то вдоль зоны осадков можно было бы провести мнимый теплый фронт, чего, конечно, делать не следует.

В пунктах 7.4 и 7.5 были упомянуты процессы *маскировки фронта*, когда по температурным характеристикам в приземном слое теплый фронт имеет свойства холодного, а холодный — теплого. Как особую форму маскировки холодного фронта можно рассматривать процесс, впервые подмеченный Г. Д. Зубяном, когда в пограничном слое до высоты 1—1,5 км воздушная масса за холодным фронтом оказывается теплее воздушной массы, располагающейся перед фронтом. В этом случае профиль холодного фронта ниже слоя выравнивания температур сходен с профилем теплого фронта (см. рис. 7.24), а часть фронта над слоем выравнивания температур можно рассматривать как верхний холодный фронт. В принципе такая картина, как на рис. 7.24, возможна и при образовании теплого фронта окклюзии, но подобные процессы еще мало изучены.

Изэнтропические поверхности ($\Theta = \text{const}$) в одной и той же воздушной массе, как правило, не располагаются строго горизонтально. В результате на высотах потепление начинается задолго до прохождения теплого фронта, а похолодание — до прохождения холодного фронта. В середине 30-х годов это послужило причиной дискуссии о профиле фронтальной поверхности холодного фронта, поскольку отдельные авторы предполагали возможность образования своего рода карниза холодного воздуха перед линией холодного фронта. Только карты барической топографии позволили выявить гребень тепла в теплом секторе циклона и структуру ВФЗ.

На рис. 7.40 показано положение изэнтропических поверхностей на вертикальном разрезе циклона перед началом окклюдирования и при образовании теплого фронта окклюзии. Фронтальным поверх-

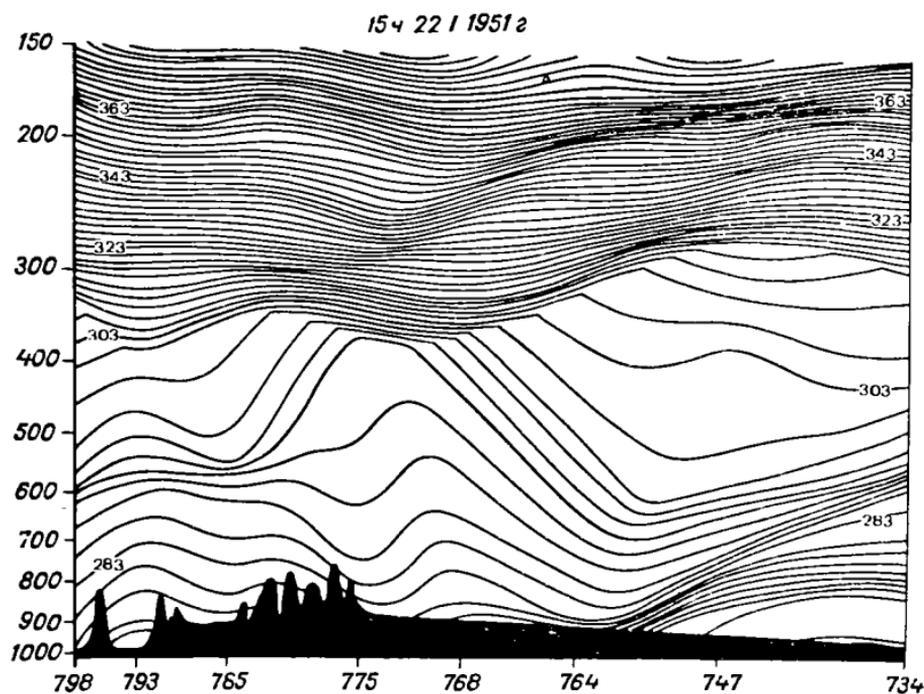
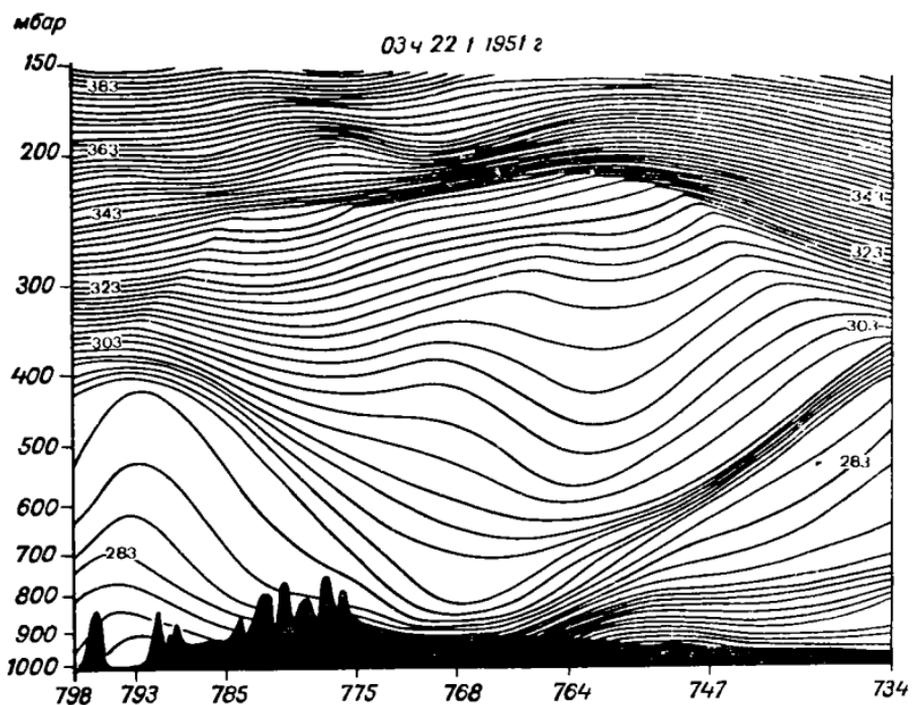


Рис. 7.40. Положение изэнтропических поверхностей и вертикальном разрезе в циклоне перед началом окклюдирования и при образовании теплого фронта окклюзии над северной Америкой (слева скалистые горы) по Дашнэльсену и Мак-Клайну.

ностям соответствует сгущение изэнтропических поверхностей, расположенных наклонно. В нижней части рисунка справа сгущение изэнтропических поверхностей, расположенных горизонтально, соответствует слою инверсии. В верхней части рисунка изолинии потенциальной температуры также сильно сгущены, но это уже относится к стратосфере. Если фронтальный слой теплого фронта выражен достаточно четко, то этого нельзя сказать о холодном фронте, расположенном восточнее Скалистых гор. К сожалению, в оперативной прогностической работе детальные вертикальные разрезы

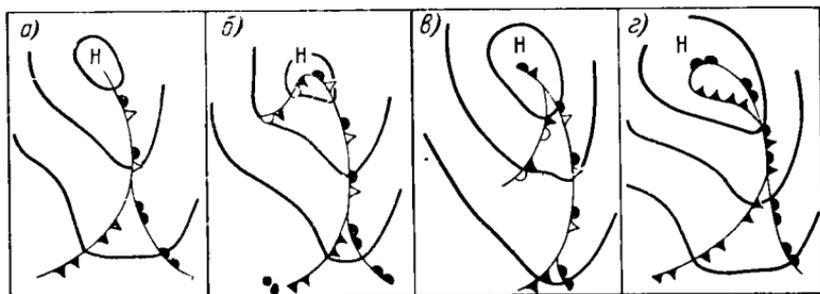


Рис. 7.41. Схемы двукратного окклюдирования циклона (а, б, в) и образования секкюзии (г).

атмосферы, сильно облегчающие анализ фронтов, по техническим причинам составляются сравнительно редко.

На картах погоды 30—40-х годов систематически проводились так называемые *загнутые фронты оккюзии*. Предполагалось, что после начала оккюдирования центр циклона смещается вдоль фронта оккюзии в сторону точки оккюзии. В результате отрезок фронта оккюзии попадает в тыловую часть циклона и погибает в соответствии с направлением ветра. Допускалось даже многократное оккюдирование, как это схематически показано на рис. 7.41. На этом рисунке представлен редко встречающийся процесс *секкюзии*, когда оккюдирование начинается не у центра циклона, а на некотором удалении от него. Изолированный участок теплого сектора вблизи центра циклона сохраняется непродолжительное время. Разновидностью секкюзии является двусторонняя орографическая оккюзия, если непосредственно за горами образуется изолированная область теплого воздуха.

Аэрологический анализ загнутых фронтов оккюзии, проведенный Х. П. Погосьяном и Н. Л. Таборовским (1948 г.), показал, что в подавляющем большинстве случаев загнутому фронту оккюзии на картах OT_{1000}^{1000} соответствует не гребень тепла, как это характерно для фронтов оккюзии, а ложбина холода. Поэтому правильнее трактовать такие фронты как вторичные холодные.

В настоящее время загнутые фронты окклюзии на картах погоды в СССР не проводят, за исключением редких случаев, когда гребень тепла распространяется в тыл циклона.

Конечно, при образовании нового циклона у точки окклюзии фронт окклюзии подвергается значительной деформации и может иметь вид загнутого фронта окклюзии относительно нового углубляющегося циклона. С развитием такого процесса происходит *трансформация фронта окклюзии в основной фронт*. В то же время, как показывают спутниковые наблюдения, облачность в окклюдированном циклоне располагается в виде спирали, закрученной приблизительно к центру циклона.

3. Связность и историческая последовательность фронтологического анализа и вопросы объективного анализа фронтов. Мы уже отмечали необходимость связанного, исторически последовательного фронтологического анализа. Однако на практике при осуществлении этих принципов синоптического анализа встречаются большие трудности.

Одной и той же ВФЗ может соответствовать несколько линий фронтов на приземной карте погоды, а размытость фронтов при пересечении барических гребней и вдали от центров циклонов часто приводит к тому, что специалист испытывает большие затруднения при анализе фронтов за пределами центральных частей циклонов. Если учесть, что синоптики ряда подразделений службы погоды анализируют карты погоды, как правило, лишь ограниченного района, не привлекая карты всего полушария, то станет понятным, почему при проведении линий фронтов на картах погоды допускается нарушение указанных выше принципов анализа и почему иногда имеет место несогласованность карт, проанализированных одновременно в различных подразделениях службы погоды.

Факсимальные передачи карт погоды и консультации Гидрометцентра СССР позволяют в известной мере унифицировать анализ карт погоды, но не решают проблему до конца, поскольку в едином центре нельзя с одинаковой детальностью исследовать фронты во всех районах СССР.

Иногда наблюдается резкое изменение трактовки фронтов от карты к карте, связанное либо с получением дополнительной метеорологической информации, либо с иной оценкой атмосферных процессов различными синоптиками. Таких резких переходов анализа в значительной мере можно избежать путем коллективного обсуждения карт погоды. Вместе с тем не следует ради сохранения исторической последовательности анализа отказываться от исправления явных ошибок анализа (см. п. 3.6).

Естественно, что положение с анализом фронтов могло бы существенно измениться после получения объективных критериев для проведения линий фронтов. Опыты в этом направлении проводились и продолжают проводиться. Например, И. Н. Пономаренко рекомендует для анализа фронтов использовать карты изаномал OT_{1000} .

На картах OT_{1000}^{500} имеются районы, где относительное сгущение изогипс наблюдается почти всегда, т. е. и при отсутствии фронтов. Поэтому существенно выявлять, насколько сгущение изогипс H_{1000}^{500} , характеризующих среднюю температуру пятикилометрового слоя, отличается от климатологической нормы данного дня.

Оказалось, что хорошо выраженные основные фронты располагаются вдоль зон наибольших градиентов изаномал H_{1000}^{500} . При этом очаги положительной аномалии за теплым фронтом и отрица-

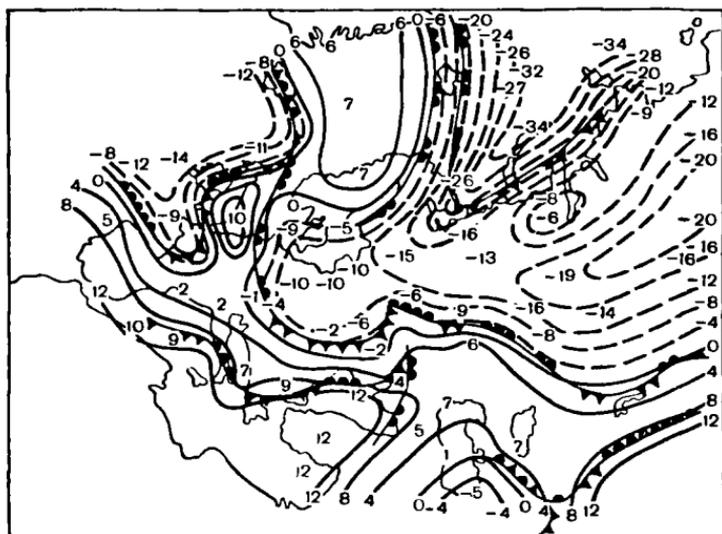


Рис. 7.42. Положение фронтов на карте изаномал H_{1000}^{500} .

тельной аномалии за холодным фронтом обычно интенсивнее очагов противоположного знака перед фронтом (рис. 7.42).

Вновь образующиеся и вторичные холодные фронты располагаются в зоне наибольших градиентов изаномал H_{1000}^{500} , между очагами отрицательной аномалии различной интенсивности. Стационарные фронты в большинстве случаев совпадают с нулевой изаномалой:

Смена знака фронта (т. е. смена теплого фронта холодным и наоборот) происходит в точках пересечений осей гребней (ложбин) положительных (отрицательных) аномалий с нулевой изаномалой. В случае фронтов окклюзии имеет место сложная система 3—4 очагов изаномал различной интенсивности.

Рассматривая особенности перемещения изаномал H_{1000}^{500} вдоль изогипс карт AT_{700} и оценивая скорость перемещения по эмпирической формуле $C \approx 0,8 V_{700}$, можно оценить эволюцию фронта. При этом фронтогенез будет иметь место при следующих условиях:

а) с холодной стороны от линии фронта осуществляется адвекция отрицательной аномалии, а с теплой — адвекция положительной аномалии;

б) с холодной стороны адвекция отрицательной аномалии больше, чем с теплой;

в) с теплой стороны адвекция положительной аномалии больше, чем с холодной.

Фронтотиз будет осуществляться при обратных соотношениях.

Если адвекция аномалии по обе стороны фронта одного знака и значения ее равны, то интенсивность фронта не меняется.

Формирование новых фронтов происходит в областях неравномерного изменения аномалии одного знака, например при разделении старого очага аномалии на два или при появлении нового очага вблизи старого.

Э. И. Костыряченко исследовала положение линий фронтов относительно изолиний лапласианов приземного давления. Как и следовало ожидать, фронты проходят через центры областей положительных значений $\nabla^2 p_0$ и вдоль осей гребней в направлении от этих центров (рис. 7.43).

С. И. Титов и В. А. Ременсон провели опыты объективного анализа атмосферных фронтов с помощью ЭВМ.

Атмосферные фронты в большинстве случаев (около 80%) располагаются в области положительных значений лапласиана $\nabla^2 H$ на AT_{850} и, как, правило, в области повышенных значений горизонтального градиента температуры $\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)_{850}$ на этом уровне. Кроме того, вблизи атмосферных фронтов обычно наблюдаются наибольшие отрицательные значения величин $\frac{\partial^2 T_m}{\partial n^2}$ (T_m — средняя температура слоя между поверхностями 850 и 500 мбар). При этом величины $\frac{\partial^2 T_m}{\partial n^2}$ вычисляются в направлении градиента средней температуры слоя. Для определения положения фронта рассматривалась функция

$$F = \alpha \left| \frac{\partial T}{\partial n} \right|_{850} + \beta |\nabla^2 H|_{850} + \lambda \left| \frac{\partial^2 T_m}{\partial n^2} \right|_{850-500},$$

где α , β и λ — размерные эмпирические коэффициенты.

Расчеты функций F на электронных вычислительных машинах выполняются сравнительно просто и быстро. Результаты расчета F с помощью ЭВМ «М-20» представлены на рис. 7.44. На рисунке видно, что атмосферные фронты располагаются в зоне максимального значения функции F .

Подобные исследования должны в конечном итоге привести к объективному анализу атмосферных фронтов и к более строгой количественной их оценке.

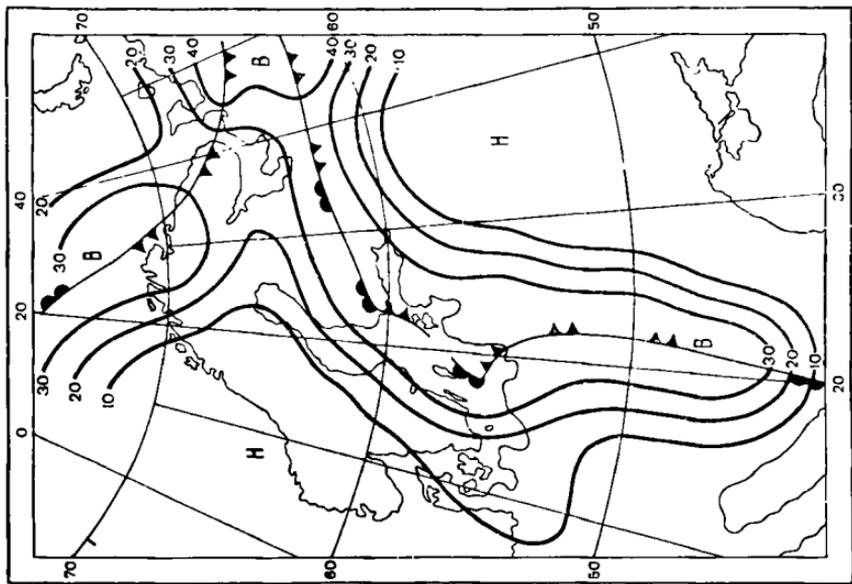


Рис. 7.44. Изолинии функции F и фронты на карте АТ₈₀₀.

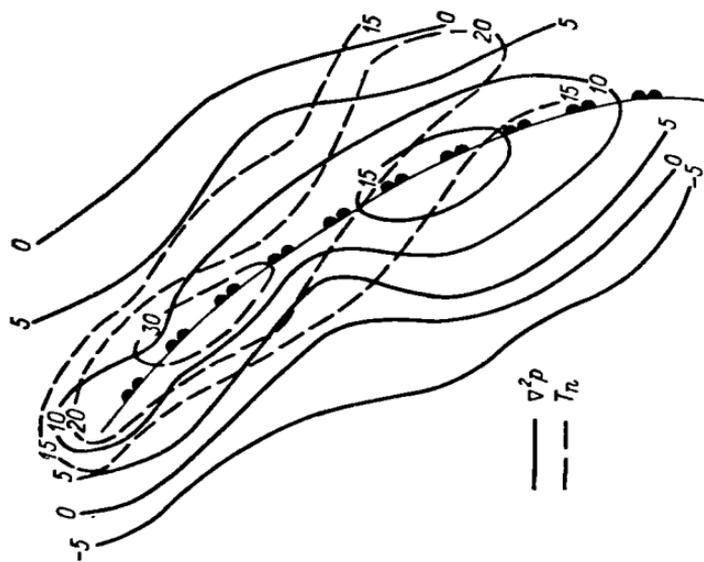


Рис. 7.43. Положение линии фронта относительно изолиний лагранжевых приземного давления.

Вопросы и задания к главе 7

1. Перечислите типы атмосферных фронтов. Что такое линии неустойчивости?
2. Выведите формулу для угла наклона фронтальной поверхности стационарного фронта.
3. Каково барическое поле на приземной карте в типичных случаях теплых, холодных фронтов и фронтов окклюзии?
4. Каково барическое поле тенденций у теплых, холодных фронтов и фронтов окклюзии?
5. В чем заключается бароклинность фронтальных систем?
6. Нарисуйте схему теплового фронта, включая систему облаков и осадков, в зависимости от того, как фронт выглядит:
 - а) на приземной карте погоды, б) в вертикальном разрезе, в) на карте термобарического поля.
7. Выполните аналогичное задание для холодных фронтов, теплых и холодных фронтов окклюзии.
8. Дайте характеристику изменений погоды при прохождении теплового фронта через пункт наблюдений.
9. Дайте характеристику изменений погоды при прохождении холодного фронта и фронтов окклюзии через пункт наблюдения.
10. Какие особые явления погоды могут быть связаны с теплыми, холодными фронтами и фронтами окклюзии?
11. В чем заключаются процессы фронтогенеза и фронтолиза?
Какие условия благоприятствуют фронтогенезу, какие — фронтолизу?
12. В чем различие индивидуального и локального фронтогенеза?
13. Нарисуйте схемы термобарических полей, наиболее благоприятных для фронтогенеза и фронтолиза.
14. В чем сущность берегового и углового эффектов?
15. Что такое топографический фронтогенез?
16. Нарисуйте схемы переваливания теплого и холодного фронтов через горы.
17. Нарисуйте схему деформации линии фронта при орографической окклюзии.
18. Что такое планетарная высотная фронтальная зона?
19. Дайте определение струйного течения.
20. Каковы размеры струйных течений (длина, ширина, толщина)?
21. Каков горизонтальный и вертикальный сдвиг ветра в зоне струйного течения?
22. Каковы значения горизонтального градиента температуры на оси струйного течения?
23. Нарисуйте схему струйного течения в вертикальном разрезе.
24. Перечислите типы струйных течений.
25. Как выявить на картах погоды положение относительно теплых и холодных воздушных масс?
26. Как оценить устойчивость (неустойчивость) воздушной массы?
27. Для чего определяется устойчивость (неустойчивость) воздушной массы?
28. Какие ошибки анализа приводят к проведению мнимых фронтов?
29. В чем заключается маскировка фронтов?
30. Почему редко проводят линии загнутых фронтов окклюзии?
31. Какие характеристики можно использовать для объективного анализа атмосферных фронтов?
32. Какие приемы объективного анализа фронтов вы знаете?

ЦИКЛОНЫ И АНТИЦИКЛОНЫ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ

8.1. Типы циклонов и антициклонов, стадии их развития

В зависимости от географического района, особенностей возникновения и развития различают:

1) *циклоны умеренных широт* — фронтальные и нефронтальные (местные, термические). Несколько циклонов, развившихся на одном основном фронте, образуют *семейство (серию)* циклонов;

2) *тропические циклоны*¹ — ураганные (ураганы, тайфуны) и слабые циклонические образования экваториальной зоны;

3) *антициклоны умеренных широт* — промежуточные (между циклонами одного семейства), заключительные (в тылу последнего циклона семейства) и нефронтальные (местные, термические);

4) *субтропические антициклоны*.

Циклон и антициклон могут быть *одноцентровыми* и *многоцентровыми*. В последнем случае два или более близко расположенных центра на периферии имеют общие замкнутые изобары.

Два циклона примерно одинаковой интенсивности с общими замкнутыми изобарами иногда называют *сопряженными*. Говорят также о двухцентровых и многоцентровых циклонических или антициклонических областях, изредка применяется термин «многоцентровая циклоническая депрессия» (преимущественно для мало-подвижной циклонической системы).

Если более молодой циклон имеет еще небольшие размеры по сравнению с более старым циклоном, в системе которого он возник, то такой циклон называется *вторичным* или *частным*. Для антициклона аналогично различают *вторичный* антициклон, или *отрог*.

Если рассматривать не ограниченный участок карты погоды, а все полушарие, то часто все циклоны одного семейства имеют общие замкнутые изобары.

В средней и верхней тропосфере повторяемость многоцентровых барических систем резко уменьшается, так что барические системы на картах АТ имеют более простой вид, чем на приземной карте.

¹ Сведения о тропических циклонах подробно излагаются в курсе «Тропическая метеорология».

В зависимости от *направления перемещения* (откуда перемещается) различают следующие *траектории циклонов и антициклонов*: северные, западные, южные и восточные, которые часто обозначаются добавочными терминами или более детальным указанием географического района их зарождения или перемещения. Например, различают циклоны: южные средиземноморские, южные балканские, южные черноморские, южные каспийские, «ныряющие» (перемещающиеся с севера или северо-запада на юг или юго-восток), скагерракские, мургабские. Аналогично у антициклонов различают: полярные вхождения (с северо-запада), ультраполярные вхождения (с северо-востока), отроги (ядра) сибирского антициклона (смещающиеся с востока на запад), отроги (ядра) азорского антициклона (смещающиеся с запада на восток).

Направление перемещения циклона или антициклона может существенно измениться с течением времени, т. е. траектории их обычно криволинейные. 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 изобары имеются на приземной карте и могут отмечаться на карте АТ₈₅₀, но отсутствуют на более высоких уровнях;

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

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

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

5) *стратосферные*, к которым относятся высокие циклоны и антициклоны, простирающиеся из тропосферы на нижнюю стратосферу или самостоятельно образовавшиеся в стратосфере.

Однако отдельные авторы, например, различают: низкие циклоны (антициклоны), когда на карте АТ₅₀₀ нет даже высотной ложбины (гребня); средние циклоны (антициклоны), когда на карте АТ₅₀₀ имеется высотная ложбина (гребень); высокие циклоны (антициклоны), когда на карте АТ₅₀₀ появляются замкнутые изогипсы, соответствующие приземному центру циклона (антициклона). Другие авторы различают лишь низкие и высокие циклоны (антициклоны).

При анализе циклонической и антициклонической циркуляции часто пользуются понятием об осях барических систем. Для определенности будем различать:

1) *горизонтальные оси* симметрии (например, большую и малую) при замкнутых эллиптических изобарах или изогипсах (рис. 8.1 а);

2) *высотную ось* циклона или антициклона — линию, соединяющую приземный центр с центрами этого же циклона или антициклона на картах АТ (рис. 8.1 б). Если на одну карту нанести положение центров на различных уровнях и провести линию, соединяющую центры, то получим проекцию высотной оси на горизонтальную плоскость.

Высотная ось обычно наклонена под весьма малым углом к горизонту и может быть криволинейной.

Уже было отмечено, что теплой воздушной массе в верхней тропосфере соответствует область повышенного давления, а холодной — область пониженного давления. Поэтому *высотная ось циклона наклонена в сторону очага холода, а высотная ось антициклона — в сторону очага тепла.*

Чтобы судить о наклоне высотной оси, достаточно сопоставить положение центров на приземной карте и, например, на карте АТ₅₀₀ (уровень около 5 км). При расстоянии между центрами 500 км $\text{tg} \delta \approx 0,01$, т. е. $\delta \approx 0,5^\circ$, как и у фронтальной поверхности. В связи с особенностями поля температуры над центром циклона в средней и верхней тропосфере может располагаться барический гребень, а над центром антициклона — барическая ложбина.

В ряде случаев географическое положение центра на приземной карте и картах АТ практически совпадает. Тогда говорят, что высотная ось вертикальна, хотя на самом деле она может быть и не вертикальной. Действительно, мы не можем на картах погоды определить положение центра с точностью, превышающей ± 50 км. Поэтому уже при $\text{tg} \delta = 0,1$, т. е. при $\delta = 6^\circ$ и более, мы считаем высотную ось вертикальной.

Такие особенности циклонических и антициклонических вихрей позволяют говорить не только о взаимосвязи этих вихрей на различных уровнях, но и об определенной их обособленности. Точнее, следует говорить о взаимосвязи процессов на различных уровнях, учитывая, что один и тот же процесс на определенной стадии может, например, привести над данным районом к циклогенезу у поверхности земли и к антициклогенезу в верхней тропосфере.

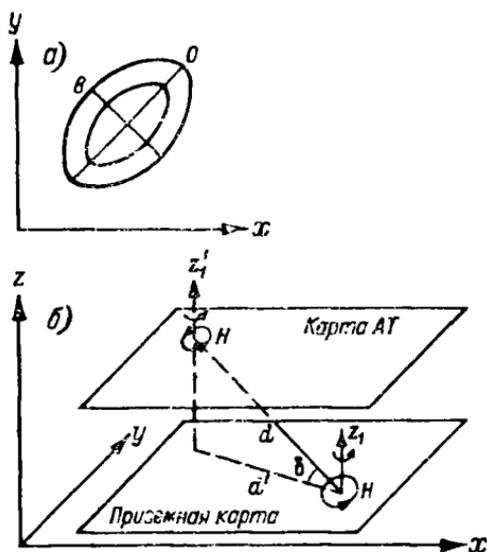


Рис. 8.1. Оси барических систем.

а — горизонтальные оси симметрии,
б — наклон высотной оси циклона.

Если рассматривать жизнь циклона или антициклона от возникновения до исчезновения, можно отметить следующие стадии их развития:

1) *начальная стадия*, или *стадия возникновения циклона (антициклона)*, — от первых признаков зарождения до появления первой замкнутой изобары, кратной 5;

2) *стадия молодого циклона (антициклона)*, или *стадия углубления циклона (усиления антициклона)*;

3) *стадия максимального развития циклона (антициклона)*;

4) *стадия заполнения циклона (ослабления, или разрушения, антициклона)*.

На основании фронтальной природы циклонов можно выделить следующие стадии:

1) *фронтальная волна* — от первых признаков зарождения циклона на фронте до появления первой замкнутой изобары, кратной 5;

2) *молодой циклон* — от оформления циклона до начала окклюдирования;

3) *окклюдированный циклон* — от начала окклюдирования до исчезновения циклона.

В целом стадии развития циклона в том и другом случае практически совпадают, если стадию окклюдированного циклона разделить на две — стадию максимального развития и стадию заполнения.

В каждой стадии циклон и антициклон имеют своеобразную трехмерную структуру и, кроме того, они отличаются характеристиками погоды. Обычно в процессе развития циклон или антициклон превращается из низкого подвижного барического образования в высокое малоподвижное образование с вертикальной высотной осью. Продолжительность каждой стадии колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Наименее продолжительны начальные стадии развития (например, стадия молодого циклона редко продолжается более 12 часов).

Отметим, что циклон или антициклон не обязательно проходит все стадии развития. Часто фронтальные волны не получают дальнейшего развития. Даже молодой циклон может начать заполняться, а молодой антициклон — разрушаться, не получая максимального развития.

Само деление на стадии непрерывного процесса развития циклона и антициклона носит условный характер, поскольку между стадиями нет резких границ. Однако выделение стадий имеет существенное познавательное и прогностическое значение, так как отражает определенные общие закономерности развития каждого циклона и антициклона.

Скорости перемещения циклонов и антициклонов колеблются в широких пределах. В начальной стадии развития низкие циклоны и антициклоны перемещаются со скоростями около 40—50 км/ч в соответствии со скоростью ведущего потока. В отдельных случаях скорость перемещения достигает 100 км/ч. В поздней стадии раз-

вития, когда циклоны и антициклоны превращаются в высокие барические образования, скорость их перемещения резко уменьшается и они становятся малоподвижными. При этом центр часто описывает неправильную петлеобразную траекторию.

Средняя скорость перемещения циклонов и антициклонов составляет около 30—40 км/ч.

Антициклоны в поздней стадии развития достигают больших горизонтальных размеров, чем циклоны (диаметр хорошо развитого одиночного циклона равен примерно 1000 км, антициклона — 2000 км), и чаще становятся малоподвижными. Максимальные диаметры циклонов и антициклонов могут превышать 4000 км.

8.2. Условия возникновения циклонов

Нефронтальные (термические) циклоны возникают преимущественно летом над сушей, зимой над теплыми морями. Они не связаны с атмосферными фронтами, имеют обычно небольшие горизонтальные размеры и слабо развиты по вертикали (до 1—1,5 км).

Причиной возникновения термических циклонов является неравномерное нагревание подстилающей поверхности и образование устойчивых местных восходящих движений воздуха над сравнительно большими площадями (в радиусе 100—200 км), а также появление местных областей падения давления. В малоградиентном барическом поле легко появляется замкнутая циклоническая циркуляция.

В отдельных случаях термические циклоны могут иметь большие размеры и очерчиваться несколькими замкнутыми изобарами (например, циклоны летом над Средней Азией, зимой над Черным морем). При благоприятных условиях, когда в систему такого циклона входит фронт, он может получить дальнейшее развитие и превратиться в обычный фронтальный циклон. В дальнейшем будем рассматривать только *фронтальные циклоны*, которые могут возникать на малоподвижных, холодных и теплых фронтах, а также у точки окклюзии существующего циклона.

Во всех случаях для возникновения и дальнейшего развития циклона необходимы такие циркуляционные условия, при которых обеспечивается относительное понижение давления в районе возникновения циклона. С этой точки зрения полезен анализ уравнения тенденции вихря скорости, что позволяет оценить возрастание с течением времени циклонического или убывание антициклонического вихря, т. е. оценить знак $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p$.

Известно, что

$$H_p = H_{p_0}^p + H_{p_0} = aT_m + H_{p_0},$$

тогда

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p = a \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m + \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_{p_0}. \quad (8.1)$$

Заменяя в формуле (4.14) из (5.48') $\Omega_p = \frac{g}{l} \nabla^2 H_p$ и $\frac{\partial \Omega_p}{\partial t} = \frac{g}{l} \times \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p$ и учитывая (4.16), получим, ограничиваясь основными слагаемыми,

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_p &= -\frac{g}{l} (H, \nabla^2 H)_p - \frac{l^2}{g} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_p = \\ &= -\frac{g}{l} (H, \nabla^2 H)_p - \frac{l^2}{g} D_p, \end{aligned}$$

где индекс p относится к изобарической поверхности $p = \text{const}$.

Рассматривая образование циклона в приземном слое и используя формулу (8.1), можем записать

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_{p_0} = -\frac{g}{l} (H, \nabla^2 H)_p - \frac{l^2}{g} D_p - a \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m. \quad (8.2)$$

Согласно (8.2), изменение вихря скорости у земной поверхности, т. е. изменение лапласиана высоты изобарической поверхности $p_0 = \text{const}$ (например, $p_0 = 1000$ мбар), определяется адвекцией вихря скорости на изобарической поверхности $p = \text{const}$ (например, $p = 700$ мбар или $p = 500$ мбар), дивергенцией скорости D_p на этом же уровне и изменением лапласиана средней температуры слоя между поверхностями p_0 и p , которую можно заменить также относительным геопотенциалом $H_{p_0}^p$.

Переходя по формуле (4.15) от $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H_{p_0}$ к $\frac{\partial}{\partial t} H_{p_0}$, можем (8.2) переписать

$$\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} = \frac{mg^2}{l} (H, \nabla^2 H)_p + ml^2 D_p + amg \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m. \quad (8.3)$$

Таким образом, наиболее благоприятными условиями понижения давления в данном районе $\left(\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} < 0 \right)$ являются такие, при которых в средней тропосфере осуществляется положительная адвекция вихря скорости Ω , т. е. когда $(H, \nabla^2 H)_p < 0$, дивергенция скорости имеет отрицательное значение ($D_p < 0$) и величина $\nabla^2 T_m$, соответствующая вихрю термического ветра, с течением времени уменьшается $\left(\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m < 0 \right)$.

В соответствии с ранее сказанным о том, что барическую тенденцию (в том числе и $\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t}$) целесообразно рассматривать в виде двух составляющих (эволюционной и трансляционной), для циклогенеза (процесса возникновения или усиления циклона) существенно не столько локальное изменение $\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t}$, сколько индивидуальное изменение $\frac{dH_{p_0}}{dt}$. Однако когда в данном районе длительное время $\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} < 0$, то обычно и $\frac{dH_{p_0}}{dt} < 0$.

Знак первого слагаемого в уравнении (8.3) можно определить, используя уравнение вихревой составляющей в натуральных координатах (4.16')

$$\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}} = \frac{m}{l} H_n (kH_{ns} + H_n k_s + H_{sm}),$$

что было рассмотрено в п. 4.1.

Второе слагаемое трудно оценить качественно без специального анализа поля ветра из-за малого значения D_p .

Третье слагаемое в (8.3) можно оценить, если вспомнить, что циклонической системе соответствует $\nabla^2 H > 0$, антициклонической $\nabla^2 H < 0$. Применительно к полю температуры можно заключить, что $\nabla^2 T_m > 0$ в области холода, а $\nabla^2 T_m < 0$ в области тепла.

Таким образом, при $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m < 0$, когда в данном районе возникает или усиливается термический гребень или когда ослабевает ложбина холода средней температуры слоя, имеет место циклогенез. Удобно для таких оценок использовать карту $OT_{10.0}^{500}$, заменяя $T_m \approx \frac{1}{2} H_{1000}^{500}$.

Этот же вывод можно получить несколько иначе. При переходе к натуральным координатам приближенно можно записать $\nabla^2 T \approx \nabla_v k_T$, где k_T — кривизна изотерм. Тогда

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T = T_v \frac{\partial k_T}{\partial t} + k_T \frac{\partial T_v}{\partial t} \approx T_v \frac{\partial k_T}{\partial t}$$

в связи с тем, что в начальный период возникновения циклона кривизна изотерм k_T мала и изменение горизонтального градиента температуры T_v происходит медленно.

Так как величина T_v положительна, то $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T < 0$, если $\frac{\partial k_T}{\partial t} < 0$, т. е. циклогенез имеет место тогда, когда увеличивается со временем антициклоническая или уменьшается циклоническая кривизна изотерм. Наиболее благоприятные условия для циклогенеза создаются тогда, когда множитель T_v велик, т. е. во фронтальных зонах. Это же относится и к первому слагаемому в (8.3), т. е. к величине $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$, поскольку во фронтальных зонах величины H_n (градиенты геопотенциала) наибольшие.

Опыт показывает, что возникновение циклонов действительно связано с высотными фронтальными зонами, а также со струйными течениями. При этом развивающийся циклон зарождается обычно на антициклонической стороне струйного течения и лишь в процессе дальнейшего развития переходит на циклоническую сторону.

На рис. 8.2 приведена схема термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятного для циклогенеза в приземном слое (заштрихованная зона).

Если рассматривать циклогенез на других уровнях, то можно отметить, что первое и второе слагаемые в формуле (8.3) имеют одинаковый знак на всех уровнях. В третьем слагаемом множитель a содержит $\lg \frac{p_0}{p}$, поэтому при $p_0 = p$ третье слагаемое обращается в нуль, а при $p_0 > p$ меняет знак на противоположный. Это означает, что если термический фактор обуславливает циклогенез в нижней тропосфере (ниже уровня $p = 700$ мбар или $p = 500$ мбар), то в верхней тропосфере он одновременно обуславливает антициклогенез.

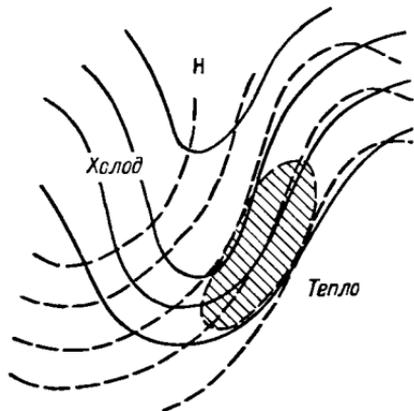


Рис. 8.2. Схема термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятного для циклогенеза.

В процессе возникновения и развития циклона на фронте образуется волна, амплитуда которой со временем увеличивается. Если амплитуда волны не увеличивается, циклон заканчивает свое существование на волновой стадии. Волна называется неустойчивой, если ее амплитуда увеличивается, и устойчивой, если ее амплитуда уменьшается или не изменяется. Критерием устойчивости можно считать длину волны: в интервале длин волн 800—2800 км фронтальная волна неустойчива и развивается в циклон. Волновая теория возникновения циклонов была разработана Н. Е. Кочиным в 1931 г.

Таким образом, процесс возникновения циклона можно рассматривать следующим образом: относительное падение давления в силу указанных выше причин, завихрение воздушных потоков, образование волны на фронте.

Рассмотрим условия возникновения циклонов.

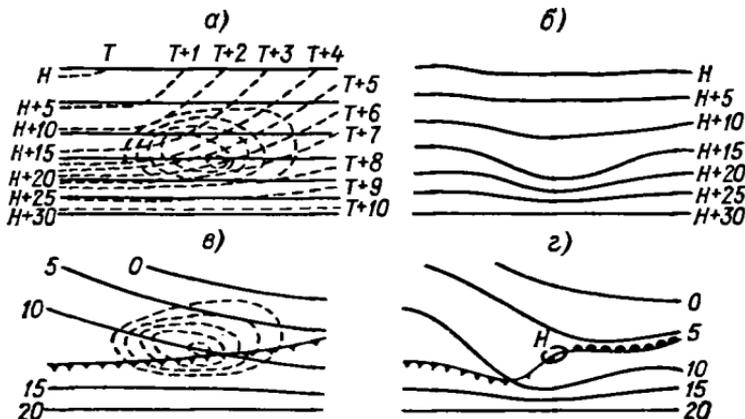


Рис. 8.3. Схема образования циклона на малоподвижном фронте.

На рис. 8.3 приведена схема зарождения циклона на малоподвижном фронте. Образование фронтальных волн на малоподвижных фронтах происходит весьма часто, так как при противоположно направленных воздушных потоках по обе стороны фронта небольшие местные изменения воздушных потоков приводят к деформации линии фронта и к образованию волн на нем. Однако такие фронтальные волны сравнительно редко развиваются в глубокие циклоны, поскольку не всегда термобарическое поле тропосферы в зоне малоподвижного фронта имеет строение, благоприятствующее понижению давления в зоне возникшей волны.

Деформация фронтальной поверхности в начальной стадии возникновения циклона показана на рис. 8.4.

На рис. 8.5 дана схема зарождения циклона на холодном фронте. Возникший на холодном участке фронта циклон обычно получает дальнейшее развитие, являясь «вторичным» циклоном лишь в самом

Рис. 8.4. Деформация фронтальной поверхности в области зарождающегося циклона.

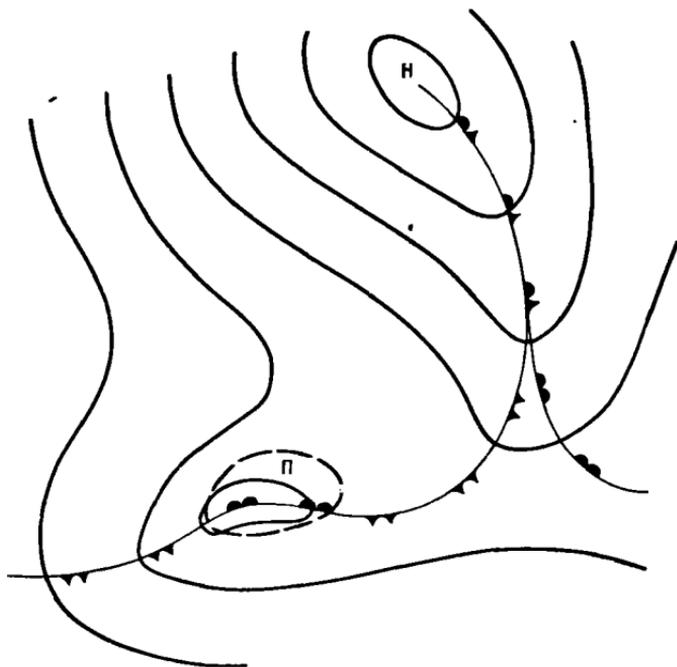
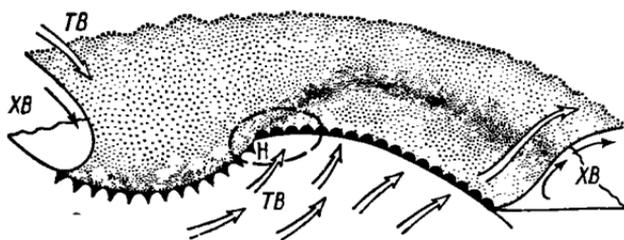


Рис. 8.5. Схема зарождения циклона на холодном фронте.

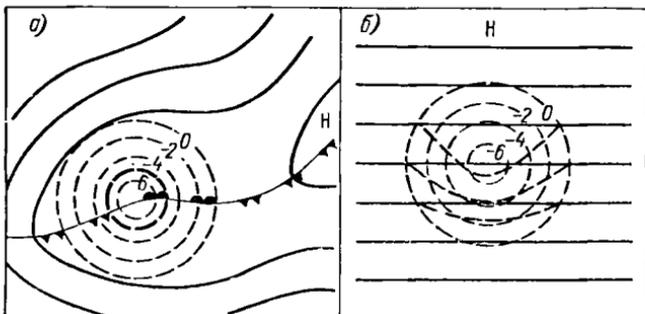


Рис. 8.6. Оформление циклонического центра в системе разреженных изобар (а) и искривление изобар в области падения давления при больших градиентах давления (б).

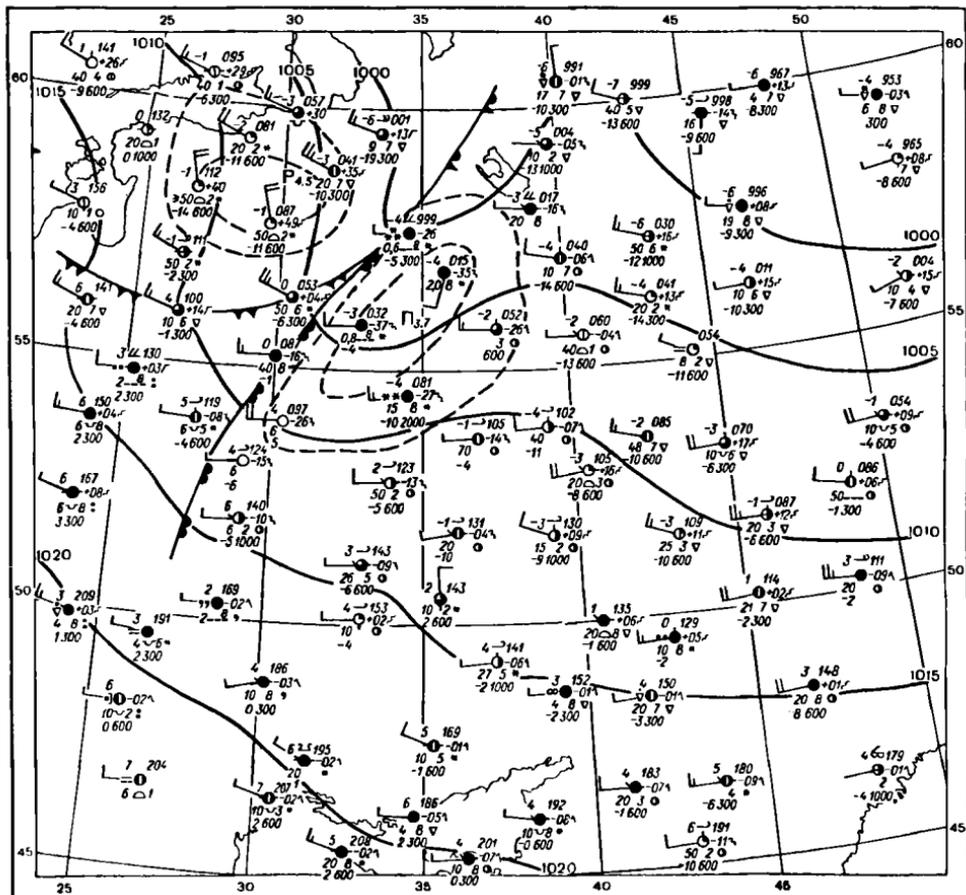


Рис. 8.7. Приземная карта за 12 (15) часов 21 марта 1973 г. У точки окклюзии намечается возникновение циклона.

начале своего существования. В дальнейшем возникший циклон либо сливается с циклоном, расположенным впереди, на холодном фронте которого он образовался, либо сохраняется как самостоятельный вихрь, становясь новым членом семейства циклонов.)

Оформлению нового циклона способствует разрежение изобар вблизи оси барической ложбины, где возникает его центр. Действительно, одна и та же область падения давления в случае разреженных изобар быстро приводит к появлению замкнутых изобар, тогда как при больших барических градиентах она вызывает только их искривление (рис. 8.6).

Иногда циклон возникает на теплых фронтах. Однако такие случаи наблюдаются редко по той причине, что на теплом фронте редко создаются условия, когда в тыл возникающего циклона за-

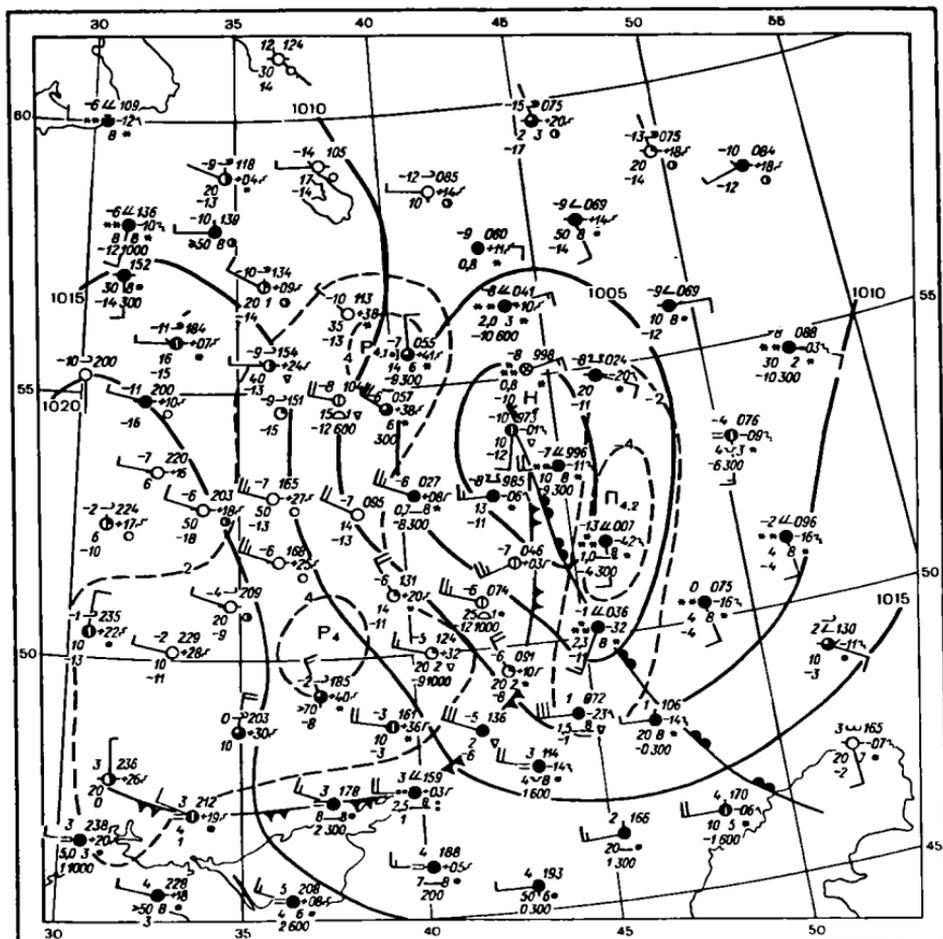


Рис. 8.8. Приземная карта за 06 (09) часов 22 марта 1973 г. У точки окклюзии образовался циклон.

текает холодная воздушная масса, без чего невозможно образование холодного участка фронта вновь образующегося циклона. Другие же факторы циклогенеза на теплом фронте обычно наиболее слабо выражены.

Обращает на себя внимание то, что при образовании циклона на теплом фронте горизонтальные градиенты температуры перед фронтом особенно велики, т. е. ВФЗ сильно обострена и имеется интенсивное струйное течение.

На приземных картах за 21 и 22 марта 1973 г. хорошо выражено зарождение и развитие циклона у точки окклюзии (рис. 8.7 и 8.8). Термобарическое поле в этом случае сходно с термобарическим полем зарождения циклона на холодном фронте. Так же, как и в других случаях, в области зарождающегося циклона у точки окклюзии на приземной карте погоды наблюдается устойчивая область относительного падения давления, захватывающая частично и тыловую часть нового циклона. Появлению нового циклона предшествует также образование вдоль фронта окклюзии сильно вытянутой барической ложбины с малыми барическими градиентами у точки окклюзии.

Циклоны у точки окклюзии возникают сравнительно часто, но редко развиваются в глубокие циклоны, поскольку у точки окклюзии величины T_v и H_n редко достигают больших значений и не всегда структура термобарического поля такова, что возможно значительное понижение давления.

8.3. Свойства циклонов на различных стадиях развития

Возникновение и развитие барических систем связано с определенным состоянием и преобразованием термобарического поля тропосферы. Оно сопровождается волнообразными деформациями фронтов и высотных фронтальных зон.

Стадия волны (начальная стадия развития циклона). На фронте появляется волнообразный изгиб, связанный с образованием области пониженного давления и начавшимся циклоническим завихрением воздушного потока. При развитии волны в циклон в термобарическом поле появляется слабое волновое возмущение, проявляющееся в деформации изогипс AT_{700} . Центр циклона располагается под циклогенетической частью (дельтой) ВФЗ.

Термический фактор обуславливает падение давления перед теплым фронтом, где наблюдается адвекция тепла, и рост давления за холодным фронтом, где наблюдается адвекция холода, при этом линия нулевой адвекции проходит через центр возникшего циклона. Вихревой фактор обуславливает падение давления в большей части волны, при этом нулевая изаллобара проходит далеко от центра в тылу циклона. ВФЗ со временем деформируется все больше и больше. Адвекция тепла приводит к усилению высотного гребня,



Рис. 8.9. Волновая стадия развития циклона. Спутник «Метеор», 10 часов 6 июня 1975 г.

а адвекция холода — к углублению высотной ложбины. Таким образом, амплитуда высотной волны постепенно увеличивается.

На фотографии с ИСЗ «Метеор» за 10 часов 6 июня 1975 г. и на приземной карте за этот же срок хорошо выражен циклон в волновой стадии развития (рис. 8.9 и 8.10).

Молодой (развивающийся) циклон. В связи с продолжающимся падением давления завихрение потоков приводит к дальнейшей

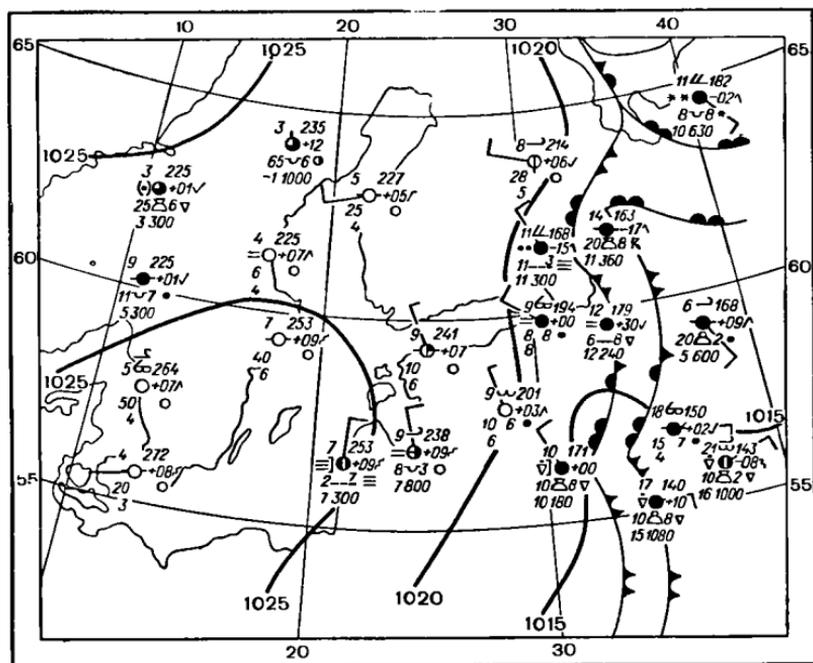


Рис. 8.10. Приземная карта за 06 (09) часов 6 июня 1975 г.

волновой деформации фронта. В циклоне появляется хорошо выраженный теплый сектор с теплым и холодным фронтами, четко очерчивается несколько замкнутых изобар (рис. 8.10). Центр циклона продолжает находиться под дельтой ВФЗ. Адвекция холода распространяется на несколько большую 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, хорошо проявляются высотные ложбины и гребень.

Молодой циклон, как правило, является средним барическим образованием. Конечно, в каждом отдельном случае могут наблюдаться отклонения от приведенной схемы, что определяется свойствами воздушных масс, а также сезонными, орографическими и местными влияниями.

На рис. 8.11 и 8.12 приведены участки карт погоды с молодым циклоном.

В молодом циклоне можно выделить три зоны, резко отличающиеся по условиям погоды (см. рис. 7.26).

Зона I — передняя и центральная части холодного сектора циклона перед теплым фронтом. В этой зоне характер погоды определяется свойствами теплого фронта. Чем ближе к центру циклона и к линии теплого фронта, тем мощнее система облаков и тем вероятнее выпадение обложных осадков.

Зона II — тыловая часть холодного сектора циклона за холодным фронтом. Здесь погода определяется свойствами холодного фронта и холодной неустойчивой воздушной массы. При достаточной влажности и значительной неустойчивости воздушной массы в этой зоне выпадают ливневые осадки, по крайней мере в наиболее благоприятные часы суток.

Если холодный воздух сухой и в нем развиваются интенсивные нисходящие движения ($\bar{\omega} > 0$), косвенным показателем чего является сильный рост давления за холодным фронтом, то здесь может наблюдаться безоблачная или малооблачная погода.

Зона III — теплый сектор между теплым и холодным фронтами. Поскольку теплая воздушная масса является преимущественно влажной и устойчивой, то и условия погоды в ней обычно соответствуют типовым условиям погоды, рассмотренным в п. 6.4.

Зимой над сушей в теплом секторе молодого циклона отмечаются сплошные облака St или Sc, а иногда наблюдаются адвективные туманы и морось. Летом в теплом секторе молодого циклона над сушей в зависимости от влажности и степени устойчивости теплой воздушной массы может наблюдаться как малооблачная, так и облачная погода, а иногда даже грозы. Днем отмечаются преимущественно кучевые облака.

При всей схематичности рассмотренной модели молодого циклона она в целом обобщает характерные черты реальных циклонов. Поэтому использование ее в целях прогноза условий погоды, когда ожидается прохождение молодого циклона через пункт или район, для которого составляется прогноз, в большинстве случаев дает удовлетворительные результаты.

Однако при прогнозе необходимо учитывать скорость углубления циклона, глубину барических ложбин вдоль фронтов, вид изобар в теплом секторе. При быстром углублении молодого циклона все явления погоды обычно протекают более интенсивно, а зона обложных осадков может охватить и часть теплого сектора, прилегающую к центру. Особенно следует учитывать всю информацию о действительных условиях погоды в данном циклоне.

При ложбинообразных изобарах в теплом секторе вдоль оси ложбины иногда наблюдаются обложные осадки, и здесь даже можно провести фронт, который в одних случаях является фронтом окклю-

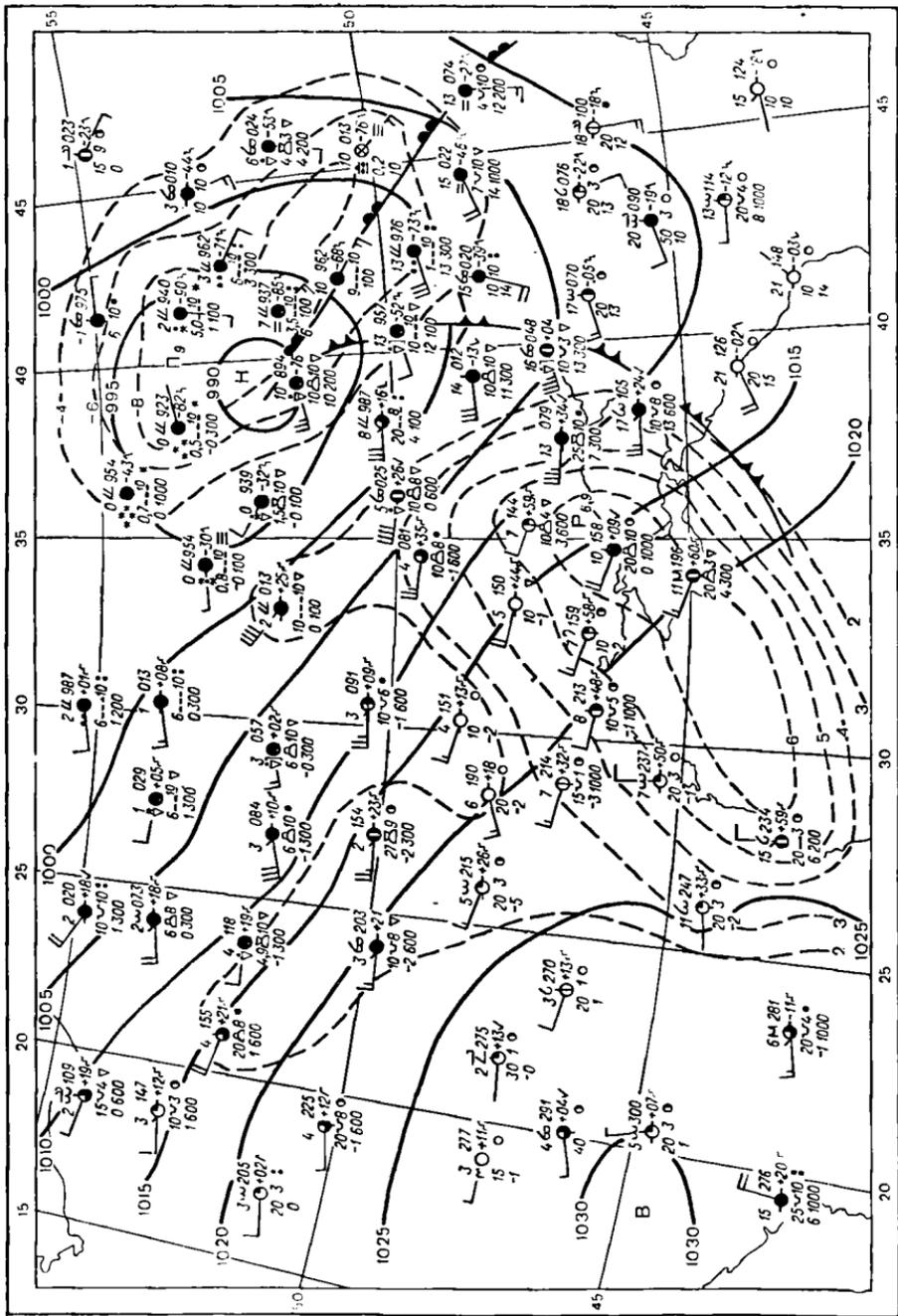


Рис. 8.11. Приземная карта за 06 (09) часов 19 октября 1973 г. Молодой циклон.

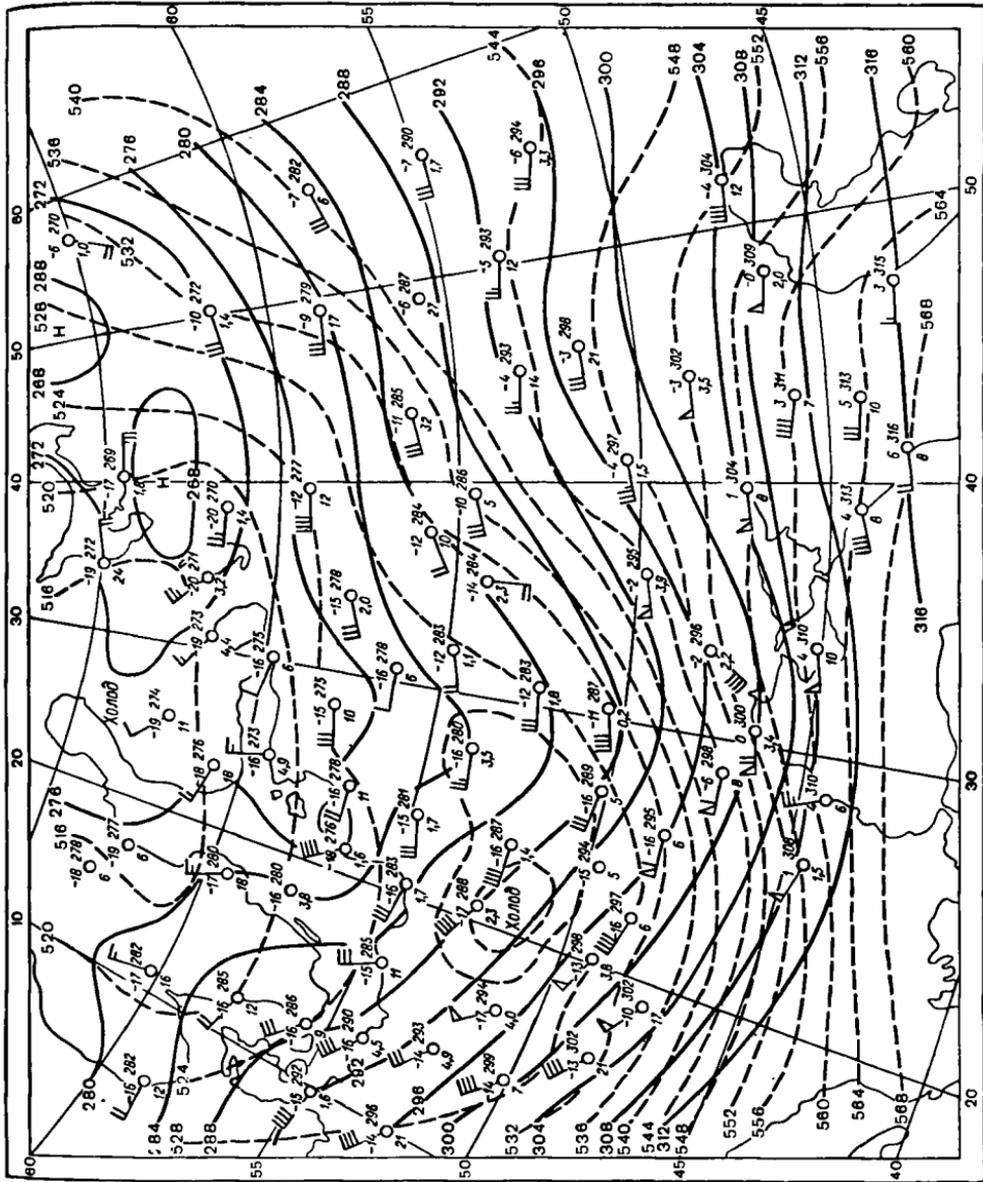


Рис. 8.12. Термо-барическое поле молодого циклона, 19 октября, 1973 г., 06 (09) час. сов.

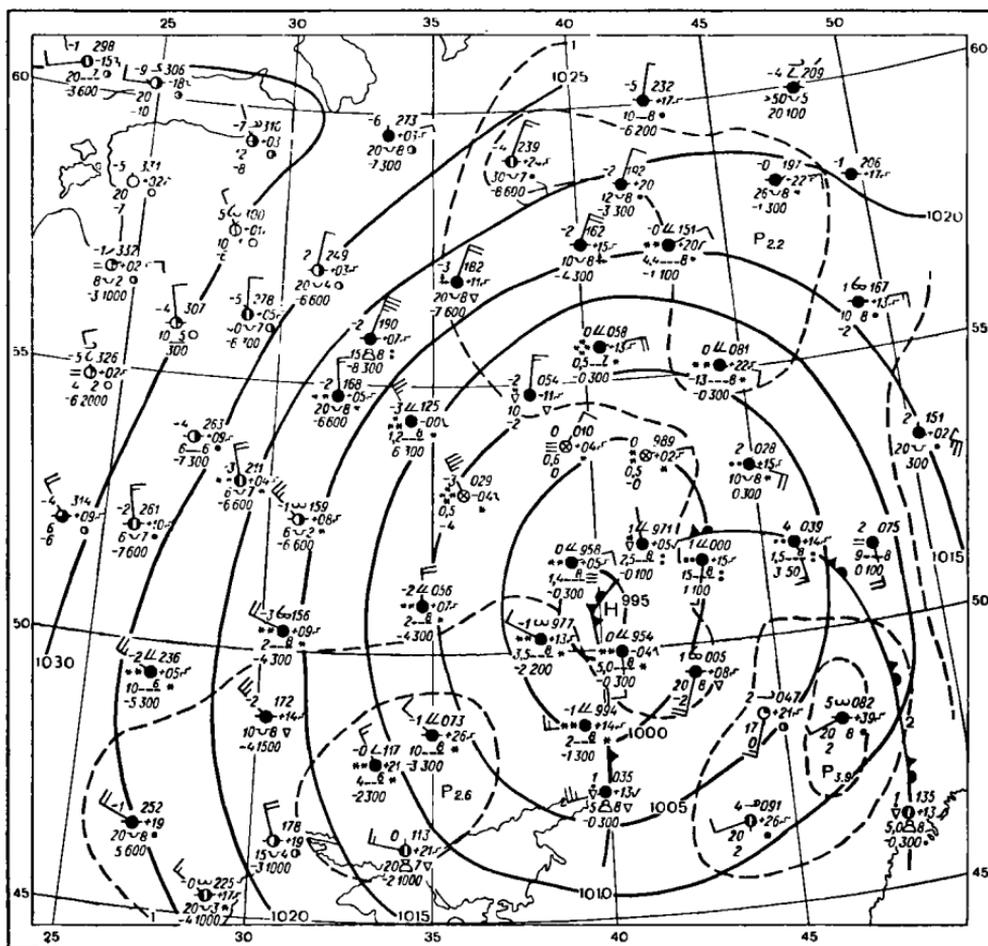


Рис. 8.13. Приземная карта за 06 (09) часов 1 ноября 1973 г. Окклюдированный циклон

зии (см. схему регенерации циклона, рис. 8.30), а в других, по-видимому, образуется самостоятельно. При гребнеобразных изобарах в теплом секторе вдоль оси гребня даже в холодном полугодии могут наблюдаться прояснения.

Такие особенности погоды обусловлены преимущественно знаком и величиной вертикальной составляющей скорости в том или ином секторе циклона.

[**Окклюдированный циклон.** Начало окклюдирования циклона совпадает обычно с моментом его максимального развития. Термобарическое и изаллобарическое поля циклона в этой стадии развития схематически представлены на рис. 8.13 и 8.14. На карте термобарического поля видно, что циклон хорошо выражен в высотном

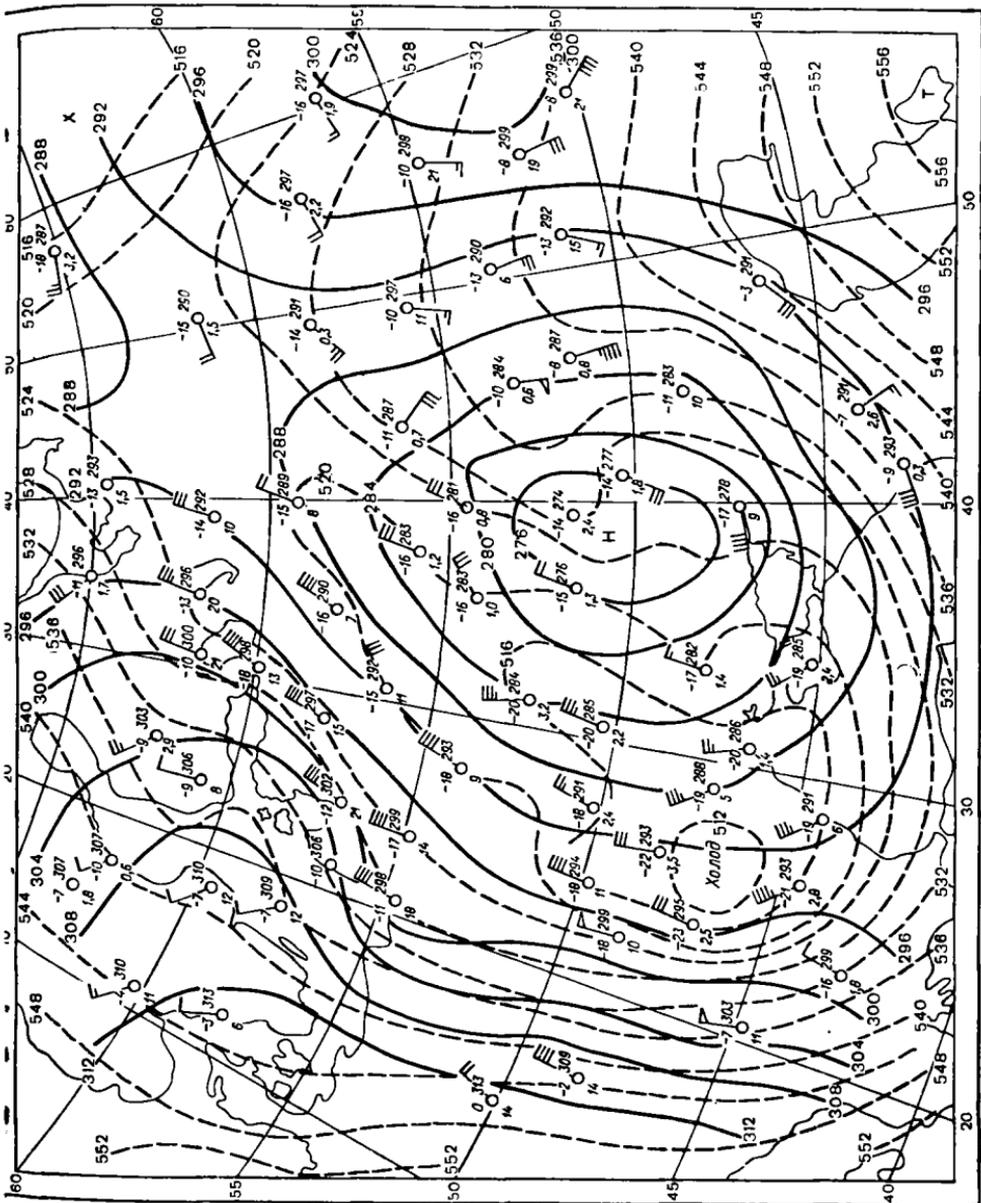


Рис. 8.14. Термо-
 барическое
 поле оклю-
 дирован-
 ного цик-
 лона.
 06 (09) ча-
 сов 1 НОЯБ-
 РЯ 1973 Г.

барическом поле. При этом центры циклонов на приземной карте и карте AT_{710} и центр области холода на карте OT_{1000}^{1000} почти совпадают. Ось циклона заметно выпрямилась. Над его приземным центром располагается область с незначительными барическими градиен-

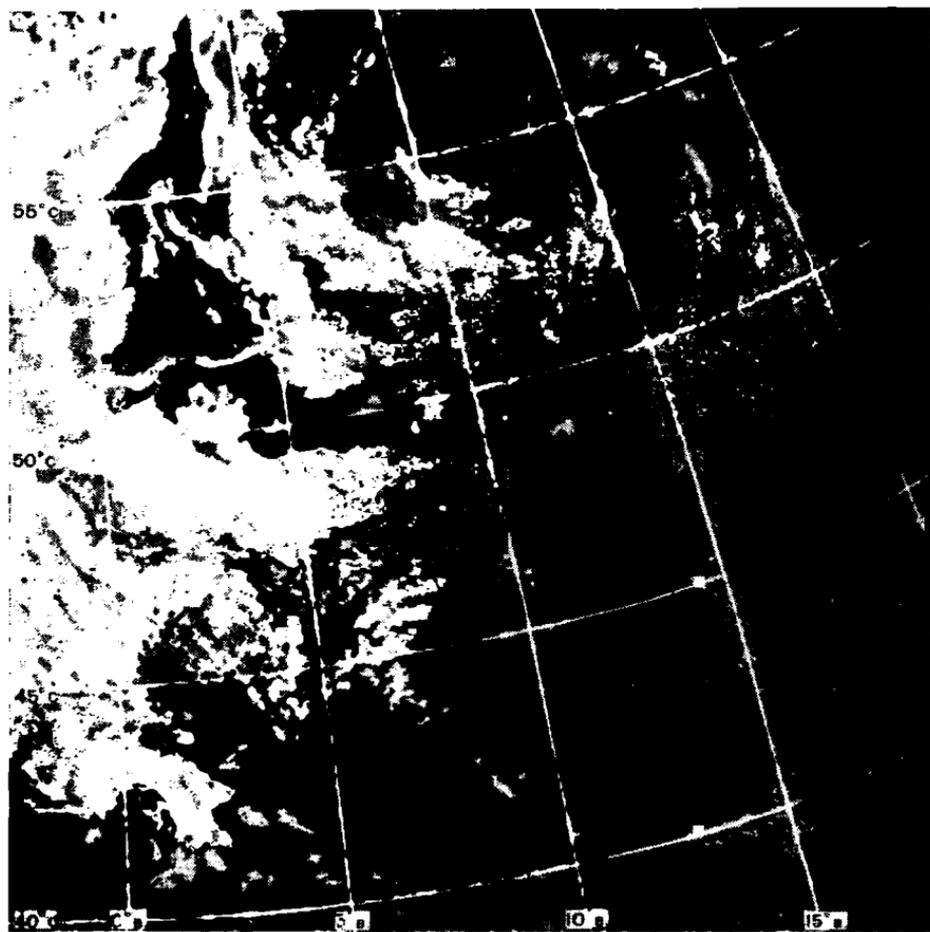


Рис. 8.15. Облачный вихрь, соответствующий окклюдированному циклону со вторичным холодным фронтом с центром над югом Скандинавии. Спутник «Метеор». 16 ч 30 мин 14 ноября 1976 г.

тами — центральная часть образовавшегося высотного циклона. В центральной части приземного циклона изменения давления практически отсутствуют. Адвекция холода распространилась на большую часть циклона, но одновременно и ослабла. Адвекция тепла отмечается только в передней части циклона. Другими словами, теплый воздух начал вытесняться в верхние слои и на переднюю

периферию циклона. Этот процесс, по существу, и является процессом окклюдирования.

Дальнейшее окклюдирование циклона сопровождается его заполнением. В центральной части циклона нет главных фронтов. Циклон представляет собою огромный холодный циклонический вихрь (рис. 8.13 и 8.14). Давление в центре циклона заметно повысилось. На высотах циклон значительно лучше выражен, чем у земной поверхности. Большая часть циклона занята адвекцией холода, высотный и приземный центры расположены близко друг к другу. Ось циклона представляется практически вертикальной. Циклон начинает разрушаться прежде всего в приземном слое вследствие конвергентного действия приземного трения, которое не компенсируется уже действием других факторов. Через 1—2 дня приземный центр обычно исчезает, в то время как высотный циклон может существовать еще в течение нескольких суток.

Схемы фронтов в окклюдированном циклоне приведены на рис. 8.13.

До тех пор пока приземный и высотный центры циклона не совпадают по географическому положению, перемещение приземного центра окклюдированного циклона в общем подчиняется правилу ведущего потока, хотя и не в такой степени, как перемещение молодых циклонов. При совпадении приземного и высотного центров циклон становится малоподвижным.

Развитие и продолжительность существования окклюдированного циклона зависят от строения термобарического поля над его центральной частью. При этом сказывается влияние тех же факторов, которые были рассмотрены в п. 8.2 применительно к условиям возникновения циклона.

В тех случаях, когда строение термобарического поля неблагоприятно для падения давления вблизи центра циклона, его заполнение может начаться уже в самом начале окклюдирования. В других случаях углубление циклона может продолжаться длительное время после начала окклюдирования. В частности, циклоны со вторичным теплым сектором, образованным теплым фронтом окклюзии и вторичным холодным фронтом, как это представлено на рис. 8.10, могут быть очень глубокими и могут существовать длительное время.

Медленно углубляющиеся циклоны в последующем обычно медленно заполняются, а быстро углубляющиеся циклоны быстро заполняются.

В окклюдированном циклоне со вторичным теплым сектором можно различить три зоны условий погоды, аналогичные зонам в молодом циклоне. Кроме того, можно выделить четвертую зону — настоящий теплый сектор — на периферии циклона.

Однако во вторичном теплом секторе даже в холодное полугодие часто наблюдаются ливневые осадки, поскольку относительно теплая в нижних слоях воздушная масса, расположенная за фрон-

том окклюзии, обладает значительной неустойчивостью и в верхней тропосфере является уже холодной. Такая особенность условий погоды во вторичном теплом секторе окклюдированного циклона

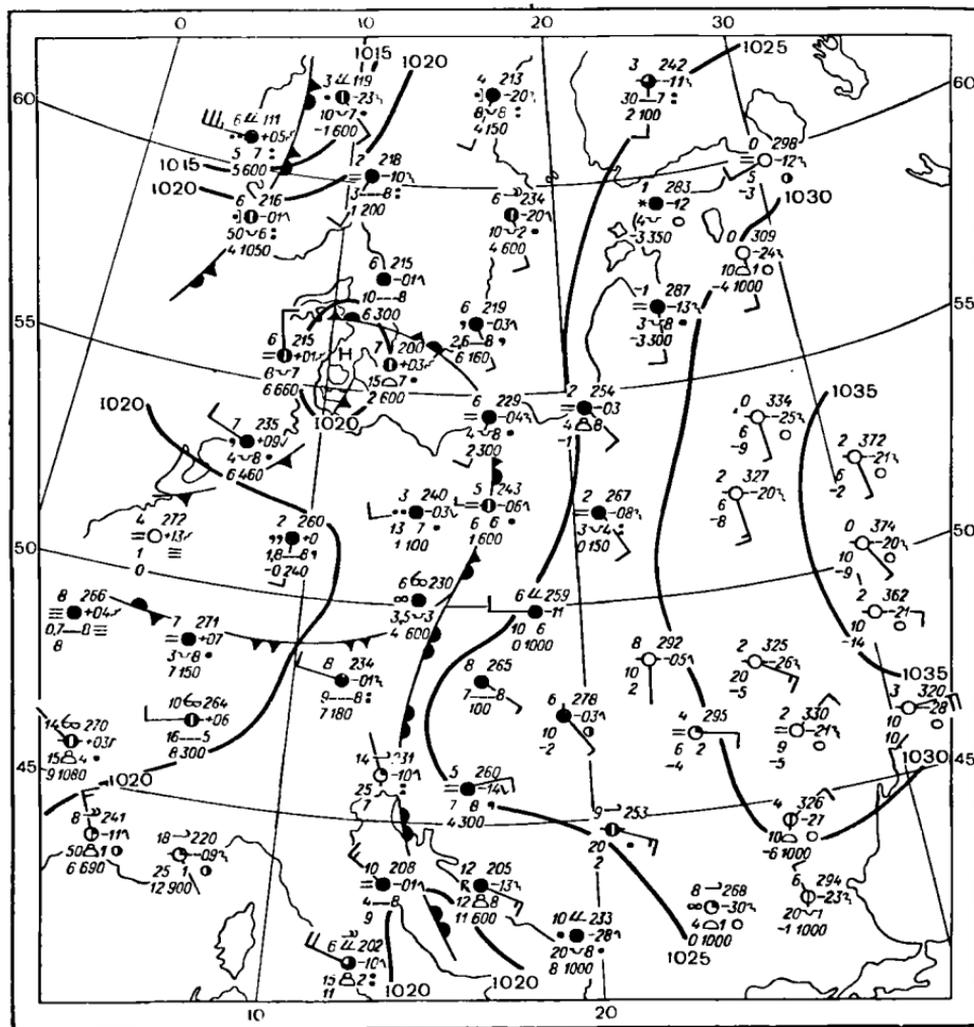


Рис. 8.16. Приземная карта: 12 (15) часов 14 ноября 1976 г.

по сравнению с теплым сектором молодого циклона наглядно обнаруживается при сопоставлении рис. 8.13 и 7.26.

В окклюдированном циклоне, когда вторичный теплый сектор отсутствует, практически по условиям погоды можно выделить лишь две зоны: 1) центральную и переднюю части циклона перед фронтом окклюзии и 2) тыловую часть циклона за фронтом окклюзии. Степень различия условий погоды в обеих зонах определяется

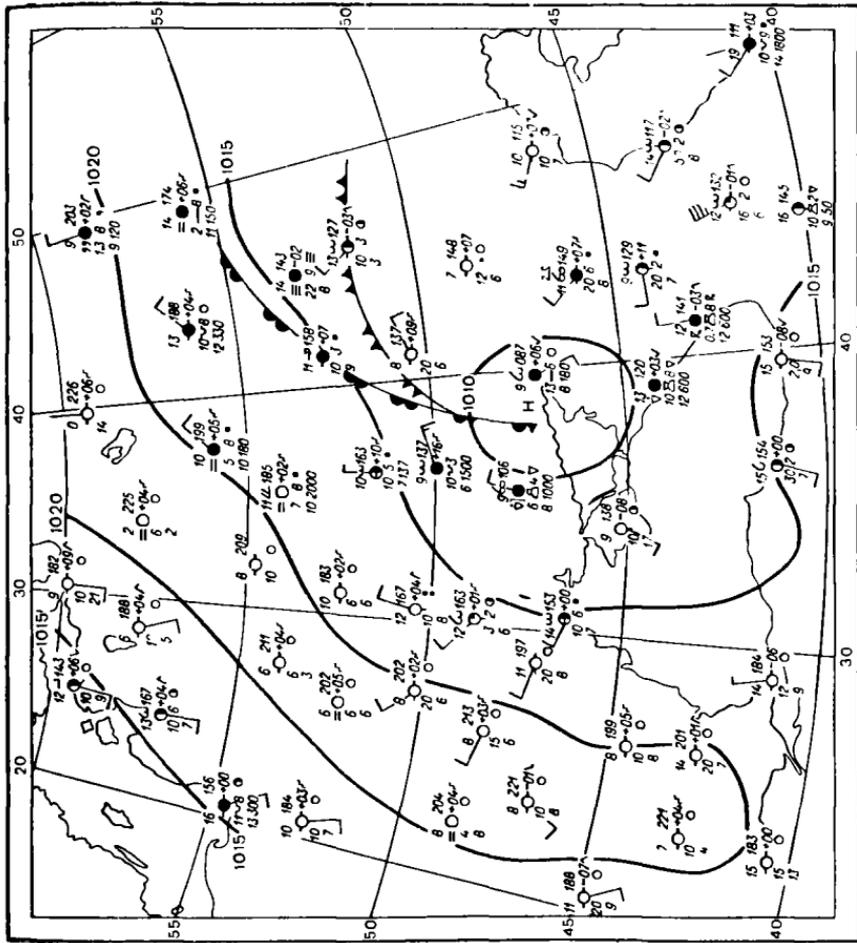


Рис. 8.17. Инфракрасная фотография окклюдиванного циклона, полученная со спутника «Метеор». 11 сентября 1975 г. и приземная карта за 00 (03) часов 11 сентября 1975 г.



степенью различия свойств воздушных масс по обе стороны фронта окклюзии.

В заполняющемся окклюдированном циклоне фронты размываются, сплошная зона обложных осадков распадается на отдельные участки (осадки в виде отдельных пятен), постепенно условия погоды выравниваются во всех его секторах и наконец циклон исчезает как самостоятельная барическая схема, хотя на высотах и может еще прослеживаться длительное время.

На рис. 8.15 представлена телевизионная фотография окклюдированного циклона с центром над югом Скандинавского полуострова, полученная с ИСЗ «Метеор». Отчетливо выражен равномерно занимающий центральную область циклона облачный вихрь, фронтальная структура прослеживается только на юго-восточной периферии. Несколько южнее центра циклона с востока на запад вытянута зона облачности, связанная со вторичным холодным фронтом (рис. 8.16).

На рис. 8.17 представлена инфракрасная фотография окклюдированного циклона, полученная со спутника «Метеор», а также приземная карта погоды за этот же срок.

Как видно, структура облачности на рис. 8.15 аналогична структуре облачности на рис. 8.17. При сравнении рис. 8.15 и 8.17 с рис. 8.9 заметно их существенное различие. В молодом циклоне (рис. 8.9) в соответствии с его фронтальной структурой и термической асимметрией облачная система также асимметрична.

8.4. Условия возникновения и свойства антициклонов в различных стадиях развития

Возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Практически это единый процесс: в одном районе создается дефицит массы воздуха, а в соседнем — избыток. Общим является и то, что развитие соседних циклонов и антициклонов связано с одной и той же высотной фронтальной зоной, но с различными ее участками.

Уравнение (8.3) может быть проанализировано и для выявления условий, наиболее благоприятных для *антициклогенеза* в данном районе. Большие значения горизонтальных градиентов температуры T_v и давления H_n в ВФЗ благоприятны для антициклогенеза так же, как и для циклогенеза. В отличие от циклогенеза, для антициклогенеза благоприятными условиями являются: отрицательная адвекция вихря скорости в средней тропосфере, т. е. $(H, \nabla^2 H) > 0$, положительное значение дивергенции скорости ($D_p > 0$) и увеличение с течением времени лапласиана средней температуры слоя, т. е. $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T_m > 0$.

На рис. 8.18 приведено строение термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятное для антициклогенеза. Конечно,

не всегда именно такое строение поля отмечается в реальных условиях антициклогенеза.

При одновременном действии ряда факторов некоторые из них могут влиять на изменение давления в противоположном направлении.

Для антициклогенеза существенно, чтобы преобладающее значение имели те факторы, с которыми связан относительный рост давления в рассматриваемом районе. При этом имеется в виду рост давления, обусловленный не трансляцией изобар (или изогипс карт АТ), а эволюционным антициклоническим преобразованием барического поля в рассматриваемом районе.

Антициклон возникает, как правило, под входом ВФЗ (циклонической ее частью). Представляется он в виде подвижного температурно асимметричного гребня в тылу циклона.

Нефронтовые (термические) антициклоны сравнительно небольшого размера возникают над охлажденной подстилающей поверхностью. Над сушей такие антициклонические образования летом могут возникать только в ночные часы. Зимой местные антициклоны над сушей могут существовать достаточно длительно, а при определенном строении термобарического поля они нередко превращаются в хорошо развитые антициклоны.

Имеются районы, где местные антициклоны возникают особенно часто, например Кольский полуостров. Здесь при поступлении зимой в тылу циклона сравнительно холодного, но прогретого в нижнем слое воздуха, перемещавшегося над незамерзающей частью Баренцева моря, происходит быстрое выхолаживание этого воздуха и оформление замкнутой антициклонической изобары.

Фронтальными антициклонами будем называть такие, возникновение и развитие которых связано с высотными фронтальными зонами.

В отличие от циклона, *через центр антициклона линия фронта на приземной карте не может проходить*. Это видно как из анализа особенностей пересечения фронтальной поверхности изобарическими (см. п. 7.3), так и из общего представления об условиях фронтогенеза. Воздух оттекает во все стороны от центра антициклона, что исключает возможность сближения и взаимодействия разнородных воздушных масс вблизи его центра. Линия фронта может проходить лишь по окраине антициклона или пересекать гребень антициклона по линии, приблизительно нормальной к оси

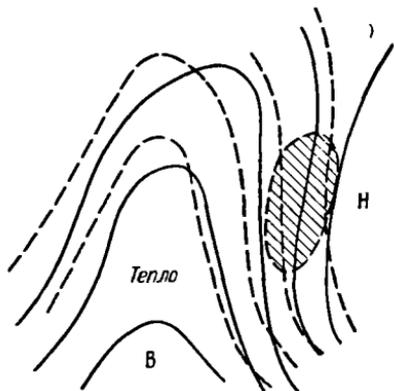


Рис. 8.18. Термобарическое поле, наиболее благоприятное для антициклогенеза.

гребня. В этом случае на линии фронта изобары также изогнуты ложбинообразно, но ложбина менее выражена, чем в системе циклона.

Выше пограничного слоя фронтальная поверхность (точнее, фронтальный слой) может иногда располагаться и в центральной части антициклона, однако более характерным для антициклонов является образование *слоев инверсии*, которые могут иметь различное происхождение. Конечно, в отдельных случаях слои инверсии могут наблюдаться и в циклонах, а также вне связи с циклонами и антициклонами.

Приземные слои инверсии возникают в связи с охлаждением приземного слоя воздуха от подстилающей поверхности. В центральных частях антициклонов при безоблачной погоде и слабых ветрах имеются наиболее благоприятные условия для радиационного охлаждения подстилающей поверхности в ночные часы и образования приземного слоя инверсии. Толщина этого слоя часто составляет всего несколько десятков метров, и он легко разрушается в дневные часы под влиянием прогрева подстилающей поверхности и развития турбулентного и конвективного вертикального перемешивания. Однако над материками зимой радиационное охлаждение может продолжаться и днем, в результате чего устойчивый слой инверсии температуры может от поверхности земли простираться до уровня 1—2 км и даже выше.

Тонкие *слои инверсии внутри пограничного слоя*, начинающиеся на высоте в несколько десятков или сотен метров от поверхности земли, могут образоваться при разрушении приземного слоя инверсии в его нижней части и сохранении в верхней. Подобные слои инверсии могут образоваться сразу на некоторой высоте над поверхностью земли, если в теплой устойчивой воздушной массе скорость ветра в приземном слое значительна. Часто с такими слоями инверсии связаны облака *St* или *Sc*, радиационное охлаждение верхней границы которых способствует обособлению слоя инверсии.

В антициклонах формированию слоев инверсии благоприятствуют нисходящие движения воздуха и растекание опускающегося воздуха по горизонтали. Такие инверсии называются *инверсиями оседания*. Легко видеть, что в этом случае в слое растекания происходит сгущение опускающихся изэнтропических поверхностей, т. е. резко возрастает вертикальный градиент потенциальной температуры Θ (рис. 8.19).

Поскольку

$$\frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\Theta}{T} (\gamma_a - \gamma) \approx \gamma_a - \gamma,$$

то при $\frac{\partial \Theta}{\partial z} = 1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ имеем $\gamma = 0^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, т. е. изотермию, а при $\frac{\partial \Theta}{\partial z} > 1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ имеем $\gamma < 0^\circ \text{C}/100 \text{ м}$, т. е. будет наблюдаться инверсия температуры.

Слои инверсии выше пограничного слоя обычно являются инверсиями оседания. Здесь же могут образоваться слои инверсии в результате деформации фронтальных слоев, когда такие слои практически становятся горизонтальными. Если линия фронта у поверхности земли уже сильно размыта, то установить фронтальное происхождение такого слоя инверсии часто невозможно.

Особую группу представляют динамические инверсии вблизи уровня максимального ветра, в том числе вблизи оси струйного течения. К оси струи и вообще к зоне с максимальной скоростью

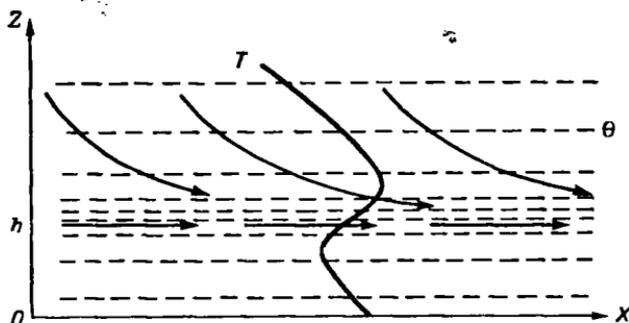


Рис. 8.19. Формирование слоя инверсии в антициклоне при растекании опускающегося воздуха.

ветра подтекает воздух со всех сторон, в том числе снизу и сверху, что приводит к увеличению вертикального градиента потенциальной температуры. При градиенте $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ распределение обычной температуры становится инверсионным.

Конечно, такого рода инверсионные слои возможны и в циклонах, однако восходящие движения воздуха в передней и центральной частях циклона обычно препятствуют образованию инверсионных слоев выше пограничного слоя.

Своеобразными слоями изотермии или инверсии являются тропопауза и расположенная выше стратосфера, формирование которых происходит в основном под влиянием радиационных процессов. Однако на образование тропопаузы, по-видимому, существенное влияние оказывают турбулентное перемешивание и вертикальные движения вблизи уровня ее формирования. С этими же движениями, помимо горизонтальных перемещений теплых и холодных воздушных масс, связаны и колебания высоты тропопаузы.

На рис. 8.20 схематически показаны фронтальные слои и слои инверсии на вертикальном разрезе через циклон и антициклон. Конечно, в каждом индивидуальном случае могут быть весьма существенные отклонения от этой схемы.

Промежуточные антициклоны между соседними циклонами одного семейства представляют собой барические гребни, вытянутые от

одной или двух антициклонических систем, между которыми расположено семейство циклонов. В этих гребнях редко образуются замкнутые антициклонические изобары.

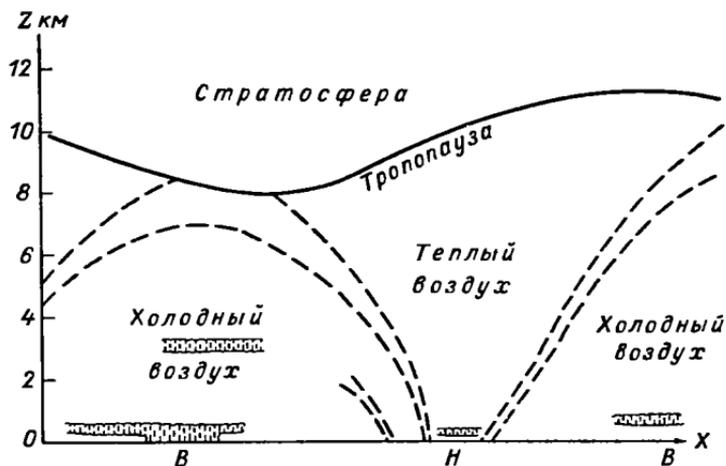


Рис. 8.20. Схематический вертикальный разрез через молодой циклон и молодой антициклон.

Заключительные антициклоны являются основным типом фронтальных антициклонов. Они образуются за холодным фронтом последнего циклона семейства. Точнее говоря, развитие заклю-

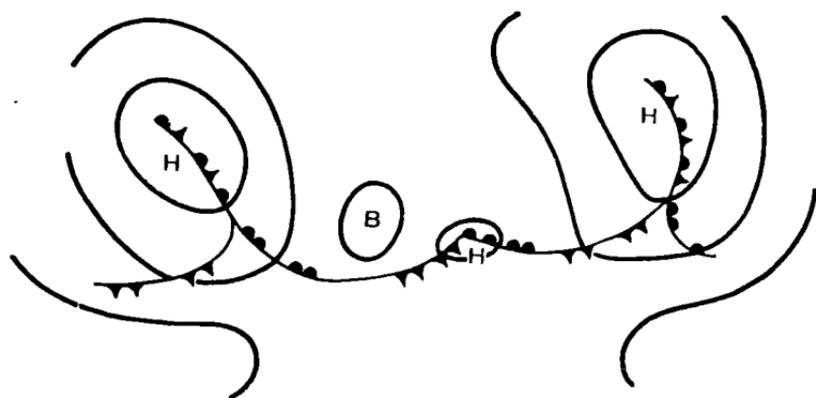


Рис. 8.21. Схема зарождения заключительного антициклона.

чительного антициклона обрывает процесс циклогенеза на данной ветви основного фронта.

Заключительный антициклон, как показал В. И. Буцук, развивается при своеобразном строении термобарического поля тропосферы при наличии двух малоподвижных центральных цик-

лонов, между которыми возникает на холодном фронте небольшой циклон. В тылу этого циклона и зарождается заключительный антициклон (рис. 8.21).

Возникший за холодным фронтом антициклон первоначально является низким и холодным барическим образованием. Схема термобарического поля молодого антициклона представлена на рис. 8.22. В последующем развитии антициклон становится все более высоким и теплым, чему способствуют нисходящие движения воздуха.

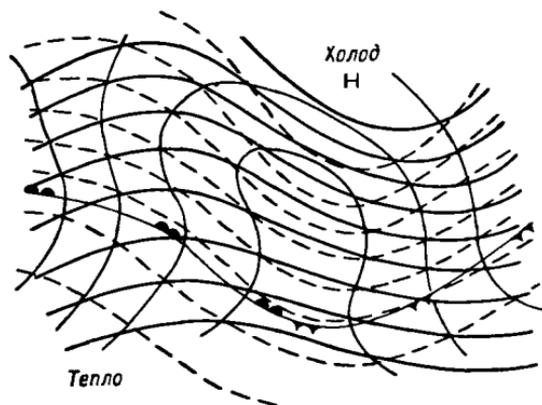


Рис. 8.22. Схема термобарического поля молодого антициклона.

На рис. 8.23 приведена схема термобарического поля антициклона, достигшего максимального развития, а на рис. 8.24 — старого разрушающегося антициклона. Так же как и в случае заполняющегося циклона, в барическом поле ослабевающий антициклон на высотах выражен обычно лучше, чем у поверхности земли.

Приведенная на рис. 8.21 схема возникновения заключительного антициклона не является единственно возможной.

Существуют особенности строения термобарического поля при возникновении антициклонов, смещающихся с северо-запада на юго-восток, с северо-востока на юго-запад, с запада на восток и т. д. Поскольку, в отличие от циклонов, возникновение антициклонов не происходит на линии фронта, то классифицировать процессы антициклогенеза труднее, чем процессы фронтального циклогенеза.

Помимо заключительных антициклонов, развивающихся за холодным фронтом в тылу циклона, иногда различают *передний антициклогенез* перед теплым фронтом существующего циклона. Однако и в этом случае нельзя исключать влияние тыловой части циклона, расположенного восточнее.

В ряде случаев происходит возникновение нового антициклона в системе существующего антициклона, а также слияние двух анти-

циклонов. Такой процесс *регенерации антициклонов* будет рассмотрен ниже (п. 8.6). В частности, антициклоны умеренных широт при смещении в субтропики поддерживают длительное существование субтропических антициклонов.

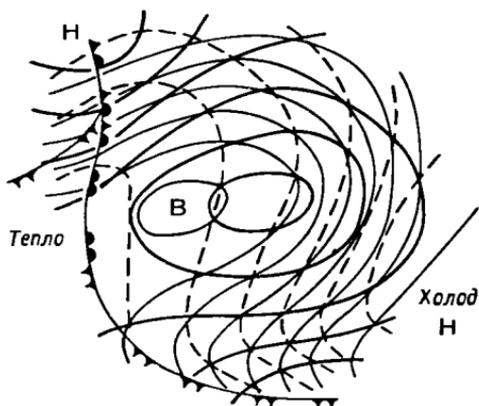


Рис. 8.23. Схема термобарического поля антициклона в период его максимального развития.

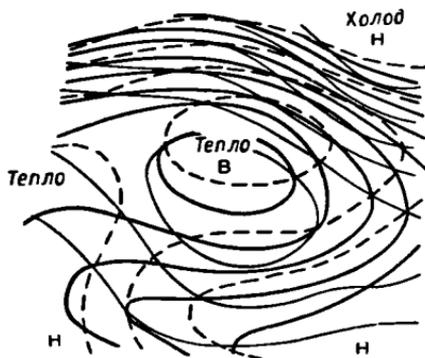


Рис. 8.24. Схема термобарического поля в период разрушения антициклона.

Поскольку в антициклонах атмосферные фронты не получают развития, условия погоды в них определяются преимущественно свойствами воздушных масс, их взаимодействием с подстилающей поверхностью.

В связи с нисходящими движениями воздуха в центральных частях антициклонов преобладает малооблачная погода. Однако при значительной влажности воздуха в холодную половину года

в центральной части антициклона под слоем инверсии оседания могут наблюдаться и сплошные облака St и Sc. Как зимой, так и летом могут наблюдаться радиационные туманы, что видно на рис. 6.9, где воспроизведен участок карты погоды с антициклоном.

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

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

Западная окраина антициклона примыкает к передней части области низкого давления. Здесь могут проявиться первые признаки теплового фронта — облака Ci.

В холодное полугодие в этом секторе антициклона часто отмечаются St и Sc, которые могут достигать значительной вертикальной протяженности, если вдоль изобар с юга на север перемещается достаточно влажный, непрерывно охлаждающийся воздух. В таких случаях могут наблюдаться достаточно обширные зоны преимущественно слабых осадков. Осадки, по-видимому, могут быть также связаны с прохождением верхнего фронта, отделившегося от фронтальной системы окклюдированного циклона, расположенного южнее антициклона. Зона осадков обычно перемещается вдоль изобар, огибает антициклон по часовой стрелке и претерпевает некоторые изменения.

В тех случаях, когда антициклон малоподвижен и существует длительное время (блокирующий антициклон), на его западной периферии часто накапливается несколько параллельных друг другу фронтов, создаются большие градиенты температуры и давления и наблюдаются сильные ветры.

Летом на западной окраине антициклона при высокой температуре воздуха и значительной влажности нередко наблюдаются грозы.

Южная окраина антициклона примыкает к северной части циклона. Поэтому здесь нередко наблюдаются облака верхнего яруса, а иногда и среднего яруса, причем зимой из As может выпадать снег. На южной окраине хорошо развитого антициклона зимой наблюдаются большие градиенты давления и сильные ветры, например на юге Европейской территории СССР, в том числе на побережье Черного моря. В таких случаях возникают метели и особые местные ветры (новороссийская бора).

Восточная окраина антициклона граничит с тыловой частью циклона. При неустойчивой воздушной массе здесь летом в днев-

ные часы образуются Cu и даже Cb , в последнем случае выпадают ливневые дожди. Зимой может наблюдаться безоблачная погода или несплошная облачность Sc , которая образуется в результате растекания облаков Cb , а также в результате перемещения сюда подынверсионных облаков из северной части антициклона.

Циклон и антициклон являются антиподами во многих отношениях, включая условия погоды. Если с понятием «циклон» связано представление о пасмурной с осадками (плохой) погоде, то с понятием «антициклон» связано представление о малооблачной (хорошей) погоде. В целом такое представление соответствует действительности, но оно является слишком общим.

В каждом циклоне и антициклоне погода существенно различается в разных секторах и меняется при переходе циклона или антициклона из одной стадии развития в другую. Значительное различие погоды наблюдается в разных циклонах и антициклонах, что обуславливается в каждом случае свойствами воздушных масс и атмосферных фронтов и зависит от сезона. Поэтому для прогноза погоды свойства каждого циклона и антициклона и вообще любой барической системы исследуются индивидуально.

8.5. Перемещение барических систем

Перемещение барических систем связано с изменениями давления. Циклоны перемещаются в сторону падения давления, а антициклоны — в сторону роста давления.

Следуя «Руководству по краткосрочным прогнозам погоды», рассмотрим теоретическую сторону вопроса.

Известно, что перемещение барических систем связано с интегральным распределением воздушных потоков в средней и верхней тропосфере, т. е. со структурой термобарического поля.

Рассмотрим перемещение центра барической системы на некоторой изобарической поверхности $p_1 = \text{const}$. Если $H_{p_1}(x, y, t)$ — геопотенциал этой изобарической поверхности, то для любой ее точки

$$\left. \begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + u \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + v \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (8.4)$$

Для центра барической системы всегда выполняется условие

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} = \frac{d}{dt} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} = 0. \quad (8.5)$$

Учитывая это и введя вместо составляющих u и v составляющие скорости перемещения центра барической системы u_c и v_c , получим

$$\left. \begin{aligned} u_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} &= - \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} \\ u_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + v_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} &= - \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (8.6)$$

Используя барометрическую формулу геопотенциала, преобразуем (8.6) к виду

$$\left. \begin{aligned} u_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} + v_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial x} &= - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial t} = \\ &= R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_p}{\partial t} \\ u_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} + v_{\text{ц}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial y} &= - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_{p_1}}{\partial t} = \\ &= R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial H_p}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (8.7)$$

Здесь H_p — геопотенциал некоторой верхней изобарической поверхности $p = \text{const}$; \tilde{T} — средняя температура слоя, расположенного между изобарическими поверхностями p и p_1 ; R — газовая постоянная.

Введя скорость $C_{\text{ц}}$ перемещения центра барической системы на изобарической поверхности p_1 и направление перемещения m , получим

$$\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial m^2} C_{\text{ц}} = R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}. \quad (8.8)$$

Выражения (8.7) и (8.8) показывают, что скорость перемещения центра барической системы на некоторой нижней изобарической поверхности p_1 зависит от двух факторов: распределения изменений средней температуры слоя $R \ln \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t}$ (термический фактор) и распределения изменений геопотенциала $-\frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}$ верхней изобарической поверхности $p = \text{const}$ (динамический фактор).

Для центра циклона (циклоническая кривизна изобарической поверхности) всегда справедливо $\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial x^2} > 0$, $\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial y^2} > 0$ и $\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial m^2} > 0$, а для центра антициклона (антициклоническая кривизна изобарической поверхности) $\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial x^2} < 0$, $\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial y^2} < 0$ и $\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial m^2} < 0$.

В соответствии с этим на основании (8.7) и (8.8) можно сформулировать следующие правила.

Вклад термического фактора (первое слагаемое) сводится к следующему.

Центр циклона на нижней изобарической поверхности $p_1 =$

$= \text{const}$ при общем локальном повышении средней температуры слоя $p_1 - p$ перемещается в ту сторону, где температура повышается больше. При общем локальном понижении средней температуры слоя центр циклона перемещается в ту сторону, где она понижается меньше. Другими словами, *центр циклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции тепла или ослабевающей адвекции холода.*

Центр антициклона при общем локальном понижении средней температуры слоя перемещается в ту сторону, где она понижается больше. При общем локальном повышении средней температуры слоя центр антициклона перемещается в ту сторону, где оно меньше, т. е. центр антициклона перемещается в сторону усиливающейся адвекции холода или ослабевающей адвекции тепла.

Вклад динамического фактора (второе слагаемое) сводится к следующему.

Центр циклона при общем локальном понижении геопотенциала верхней изобарической поверхности $p = \text{const}$ перемещается в ту сторону, где ее геопотенциал понижается больше, а при общем повышении геопотенциала — в ту сторону, где он повышается меньше.

Центр антициклона при общем локальном повышении геопотенциала верхней изобарической поверхности $p = \text{const}$ перемещается в ту сторону, где ее геопотенциал повышается больше, а при общем понижении геопотенциала — в ту сторону, где он понижается меньше.

Поскольку величина $\frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t}$ характеризует изаллотермический градиент средней температуры слоя, а величина $\frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}$ — градиент в поле изменений геопотенциала верхней изобарической поверхности $p = \text{const}$, можно заключить, что *скорость перемещения центра барической системы $C_{\text{ц}}$ пропорциональна изаллотермическому градиенту средней температуры слоя и градиенту в поле изменений геопотенциала.*

Из формулы

$$C_{\text{ц}} = \frac{R \Pi_p \frac{p_1}{p} \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial m} \frac{\partial H_p}{\partial t}}{\frac{\partial^2 H_{p_1}}{\partial m^2}} \quad (8.9)$$

следует, что при прочих равных условиях скорость перемещения центра барической системы обратно пропорциональна изменению градиента геопотенциала в центральной части барической системы на самой изобарической поверхности $p_1 = \text{const}$.

Рассмотрим полученный результат применительно к перемещению центра барической системы у земной поверхности ($p_1 = p_0 = 1000$ мбар), а в качестве верхней изобарической поверхности выберем изобарическую поверхность $p = 700$ мбар или $p = 500$ мбар. Другими словами, сопоставим перемещение центра барической си-

стемы с воздушным потоком в средней тропосфере, который в гл. 5 определен как ведущий поток. Для этого выберем натуральную систему координат, направив ось x по касательной s к изогипсе p (700 или 500 мбар), а ось y — по нормали n к изогипсе, приняв положительным направление в сторону высоких значений геопотенциала. Тогда (8.9) преобразуется к следующему виду:

$$C_{\text{цс}} \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s^2} = R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H_p}{\partial t} - C_n \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n},$$

$$C_{\text{цн}} \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial n^2} = R \ln \frac{p_0}{p} \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_p}{\partial t} - C_s \frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s \partial n}. \quad (8.10)$$

Здесь $C_{\text{цс}}$ — составляющая скорости перемещения центра барической системы по касательной к изогипсе поверхности p , $C_{\text{цн}}$ — составляющая скорости перемещения центра барической системы по нормали к изогипсе поверхности p .

Формулы (8.10) показывают, что в общем случае существуют как касательная $C_{\text{цс}}$, так и нормальная $C_{\text{цн}}$ составляющие скорости перемещения барических систем относительно изогипс.

Первое уравнение (8.10) определяет составляющую перемещения приземного центра барической системы по направлению изогипс, т. е. по ведущему потоку. Оценка показывает, что третье слагаемое в первом уравнении (8.10) относительно мало и им можно пренебречь. При этом условии очевидно, что направленная вдоль изогипсы поверхности p составляющая скорости по величине может варьировать в зависимости от характера изменения вдоль потока локальных изменений температуры и геопотенциала. Она также зависит от оформления самого центра у земной поверхности, т. е. от степени сгущения изогипс в центральной части циклона или антициклона $\left(\frac{\partial^2 H_{p_0}}{\partial s^2}\right)$. Чем меньше это сгущение, тем больше скорость, при прочих равных условиях.

Второе уравнение (8.10) показывает, что при определенных условиях центр барической системы при перемещении у земной поверхности может отклоняться от изогипс 700 мбар (500 мбар), так как в общем случае $C_n \neq 0$.

Первое слагаемое определяет нормальную к изогипсе составляющую скорости, зависящую от неравномерного распределения локального изменения средней температуры слоя по нормали к изогипсам AT_{700} (AT_{500}), наблюдающегося над приземным центром. Оценка показывает, что изменения средней температуры справа и слева от приземного центра вполне сравнимы и поэтому первым слагаемым можно пренебречь. Второе слагаемое определяет нормальную к изогипсе составляющую скорости, зависящую от неравномерного распределения по нормали к изогипсам локального изменения геопотенциала. Именно это слагаемое вносит решающий

вклад в отклонение перемещения барического центра от изогипс (ведущего потока) $\Delta T_{700} (\Delta T_{500})$.

Поскольку $\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H_p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H_p}{\partial n}$, можно сделать вывод, что отклонение перемещения центра от направления изогипс обусловлено локальным изменением градиента геопотенциала.

Уменьшение градиента геопотенциала на изобарической поверхности p над перемещающимися приземными центрами вызывает отклонение центра циклона вправо, а антициклона — влево от изогипсы. Увеличение градиента геопотенциала приводит к отклонению центра циклона влево, а антициклона — вправо от изогипсы.

Третье слагаемое определяет нормальную составляющую скорости перемещения центра барической системы за счет отличия изобар приземного центра от круговых. Вклад этот невелик и им можно пренебречь.

Теория показывает, что приземные барические центры перемещаются строго по изогипсам $\Delta T_{700} (\Delta T_{500})$, если во всех точках у поверхности земли приземное давление изменяется пропорционально адвекции температуры, т. е. $\frac{\partial H_{p_0}}{\partial t} = b \left(\frac{\partial H_{p_0}}{\partial x} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial y} - \frac{\partial H_{p_0}}{\partial y} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial x} \right)$. В этом случае скорость перемещения приземного центра барической системы определяется формулой

$$C_{ц} = C_{цс} \frac{b}{R \ln \frac{p_0}{p}} \frac{\partial H_p}{\partial n}, \quad C_{цн} = 0.$$

Фактические данные показывают, что в первом приближении приземные центры барических систем перемещаются со скоростью, пропорциональной скорости потока над центром на уровне $\Delta T_{700} (\Delta T_{500})$, т. е. скорости ведущего потока. Коэффициент пропорциональности K , называемый коэффициентом переноса, зависит от скорости ведущего потока (табл. 8.1).

Таблица 8.1

Средние значения коэффициента переноса K в зависимости от скорости переноса (для ΔT_{700})

Скорость переноса, км/ч	K
<30	1,5
30—35	1,2
35—45	1,0
45—55	0,8
55—65	0,7
65—85	0,7
85—100	0,6

В среднем коэффициент переноса K принимается равным 0,7—0,8 для ΔT_{700} и 0,5—0,6 для ΔT_{500} . Чем больше скорость ведущего потока, тем лучше оправдывается сформулированное правило.

Что касается отклонения перемещения приземного центра барической системы от направления ведущего потока, то на уровне 700 мбар при скорости, равной 20 км/ч, угол отклонения не превышает 15° в 55% случаев, а при скорости, равной 60 км/ч, — в 90%

случаев. Низкие циклоны чаще отклоняются вправо, а низкие антициклоны — влево. Поскольку ведущий поток — это мощное течение в средней и верхней тропосфере, отклонения от его направления, как правило, незначительны.

Рассмотрим другие случаи перемещения барических систем и сформулируем некоторые правила.

Для центра барической системы (циклона или антициклона) при любом выборе осей координат выполняется условие

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0. \quad (8.11)$$

Поскольку это справедливо для любого момента времени, можно записать

$$\left. \begin{aligned} \frac{d}{dt} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial x} + C_{\text{цх}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial x} + C_{\text{цy}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} = 0 \\ \frac{d}{dt} \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial y} + C_{\text{цх}} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} + C_{\text{цy}} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial y} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (8.12)$$

Как было показано, для центра барической системы можно принять $\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} = 0$, и тогда получим

$$\begin{aligned} C_{\text{цх}} &= - \frac{\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t}}{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}}, \\ C_{\text{цy}} &= - \frac{\frac{\partial^2 p}{\partial y \partial t}}{\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}}. \end{aligned} \quad (8.13)$$

В барических системах с круговыми изобарами кривизна изобар постоянна, т. е. $\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = k$, и

$$\left. \begin{aligned} C_{\text{цх}} &= - \frac{1}{k} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t} \\ C_{\text{цy}} &= - \frac{1}{k} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (8.14)$$

Следовательно, центр циклона (антициклона) с изобарами, близкими к круговым, перемещается в направлении изаллобарического градиента в сторону падения (роста) давления (рис. 8.25).

Для барической системы с эллиптическими изобарами правило несколько отличается. Направим в этом случае ось x по большой, а ось y — по малой оси эллипса. Если α — угол между направлением перемещения центра (рис. 8.26) и осью x (большая ось эллипса), то

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{C_x}{C_y} = \frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t}} = \frac{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}}. \quad (8.15)$$

Но

$$\frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t}} = \operatorname{tg} \beta,$$

где β — угол между направлением изаллобарического градиента и осью x , и тогда

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{C_x}{C_y} = \frac{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}}{\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}} \operatorname{tg} \beta. \quad (8.16)$$

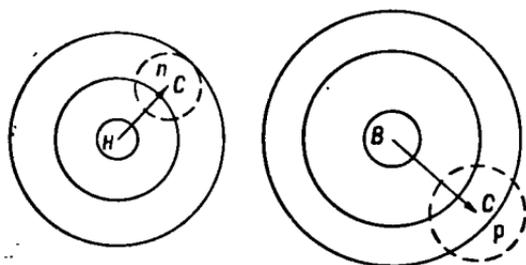


Рис. 8.25. Перемещение центров циклона и антициклона с изобарами, близкими к круговым.

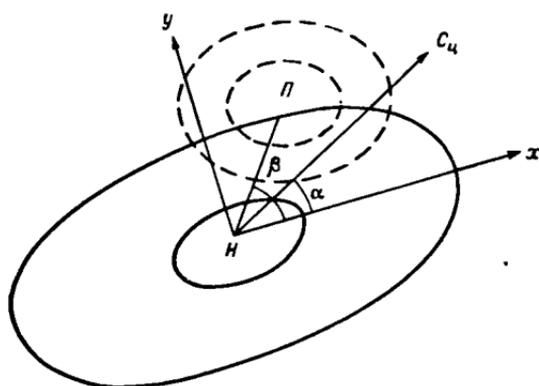


Рис. 8.26. Перемещение центра циклона с изобарами эллиптической формы. Циклон перемещается по биссектрисе угла между большой полуосью и направлением изаллобарического градиента.

При выбранном направлении осей в циклоне $\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} < \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}$, и тогда $\alpha < \beta$.

Следовательно, циклон с изобарами, близкими к эллиптическим, перемещается в направлении между изаллобарическим градиентом и большой осью циклона в сторону падения давления. Аналогичное правило получается и для антициклона.

На практике было установлено, что температурно несимметричные (молодые) циклоны перемещаются в направлении, близком к направлению изобар теплого сектора, причем холодный воздух, если смотреть в направлении движения, находится слева. Это правило, по существу, связано с правилом ведущего потока, поскольку именно изобары теплого сектора по направлению близки к направлению изогипс на уровне AT_{700} (AT_{500}).

Два циклона, имеющие общие замкнутые изобары, совершают движение друг относительно друга против часовой стрелки, а антициклоны — по часовой стрелке, причем та барическая система, которая находится в более ранней стадии развития, движется быстрее.

8.6. Регенерация циклонов и антициклонов

Углубление или заполнение циклонов, усиление или ослабление антициклонов не всегда происходит равномерно. В силу некоторых причин «нормальное» развитие барических образований иногда нарушается. Процессы, при которых начавшееся заполнение циклона сменяется новым его углублением, а начавшееся ослабление антициклона — новым его усилением, называются *регенерацией барических образований*.

Во всех случаях регенерация осуществляется при такой перестройке термобарического поля тропосферы, когда в окрестностях существующего барического центра создаются благоприятные условия для нового его усиления.

Регенерация циклонов происходит при следующих основных процессах:

- 1) при вхождении в систему существующего циклона нового основного фронта;
- 2) при развитии вблизи центра существующего циклона нового циклона с последующим слиянием обоих центров или при быстром заполнении старого центра.

В первом случае осуществляется заток свежих порций холодного воздуха в тыл циклона, начавшего заполняться, создаются дополнительные контрасты температуры и нарушается температурная симметрия в окрестностях центра. На новом основном фронте возникает, по существу, самостоятельный циклон, развитие которого происходит на фоне старого циклона. В результате внешне процесс воспринимается как новое углубление ранее заполнявшегося циклона.

На рис. 8.27 схематически показано термобарическое поле тро-

посферы при регенерации циклона в связи с вхождением новой фронтальной системы. Преобразование приземного барического поля показано на рис. 8.29.

Если строение термобарического поля таково, что адвекция холода направлена не в тыл рассматриваемого циклона, а в его переднюю часть (рис. 8.28), то регенерации циклона не происходит.

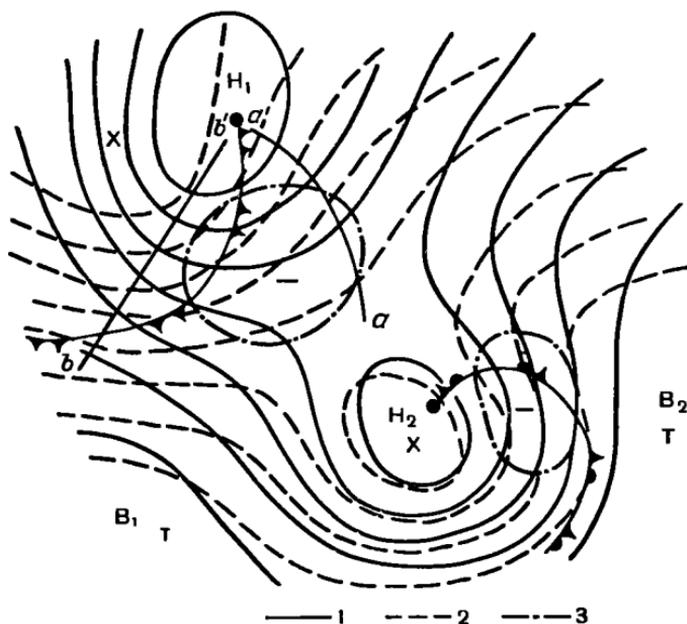


Рис. 8.27. Схема термобарического поля при регенерации циклона на новом фронте.

1 — изогипсы AT_{500} . 2 — изогипсы OT_{1000}^{500} . 3 — изаллогипсы AT_{800} .

Во втором случае циклон, возникший, например, на холодном фронте заполняющегося малоподвижного циклона, продолжая углубляться, смещается в направлении центра старого циклона. При этом барическое поле перестраивается таким образом, что старый циклон быстро заполняется, а на его месте оказывается новый углубляющийся циклон (рис. 8.30).

Поскольку развитие нового циклона происходит на фоне старого, то новый циклон с самого начала как бы является уже высоким барическим образованием.

В некоторых случаях процесс развивается настолько быстро, что возникновение нового циклона и его слияние со старым может быть хорошо прослежено только в том случае, если анализировать карты погоды через каждые три часа. Такого рода процессы повторяются неоднократно и поддерживают длительное существование

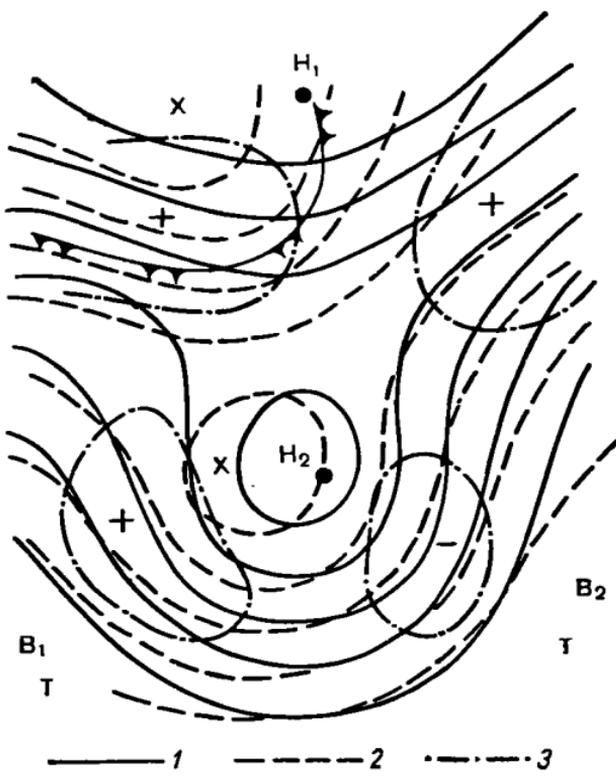


Рис. 8.28. Схема термобарического поля, при котором регенерация циклона не осуществляется.

1 — изогипсы AT_{1000} , 2 — изогипсы OT_{1000}^{500} , 3 — изаллогипсы AT_{500} .

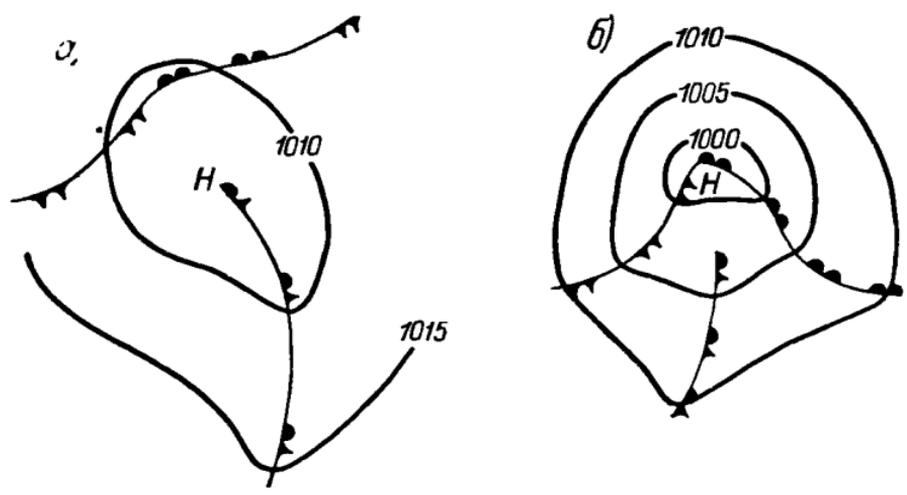


Рис. 8.29. Схема регенерации циклона на новом фронте.

а — начальное положение изобар и фронтов, б — положение изобар и фронтов после регенерации.

весьма глубоких и обширных малоподвижных циклонов (центральные или блокирующие циклоны).

Регенерация антициклонов происходит при следующих условиях:

1) при слиянии заключительного антициклона с малоподвижным старым антициклоном;

2) при развитии нового антициклона в отроге существующего.

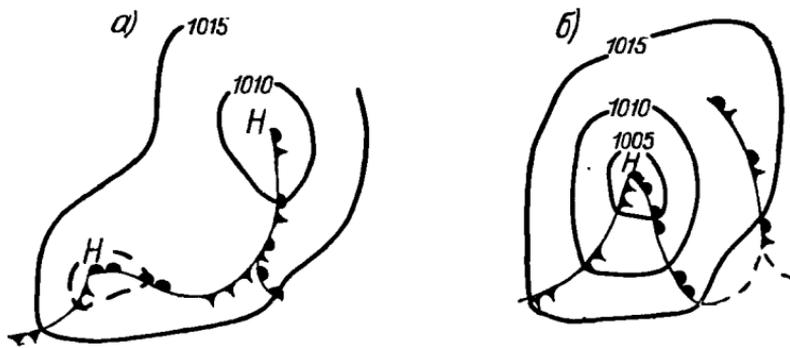


Рис. 8.30. Схема регенерации при развитии нового циклона на холодном фронте.

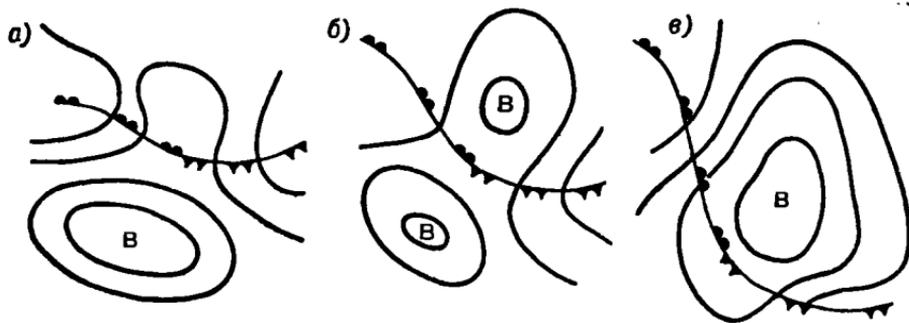


Рис. 8.31. Регенерация антициклона при развитии нового антициклона в отроге старого.

Подобно регенерации циклонов, регенерация антициклонов осуществляется тогда, когда в термобарическом поле происходит новое увеличение горизонтальных градиентов температуры и создаются условия, благоприятные для антициклогенеза.

Оба процесса регенерации антициклонов имеют много общего, поскольку, по существу, речь идет о развитии нового антициклона на фоне старого. На рис. 8.31 показана схема последовательных изменений приземного барического поля во втором случае.

В рассмотренных процессах регенерации циклонов (антициклонов) новый циклон (антициклон), развиваясь на фоне старого, проходит все стадии, как и любой циклон (антициклон). Своеобразие заключается лишь в том, что начальное термобарическое поле соответствует не столько зарождающемуся барическому образованию, сколько старому, уже ослабевающему барическому образованию.

Процессы регенерации циклонов и антициклонов получили правильное толкование лишь после того, как была установлена их фронтальная природа, и после того, как развитие гидродинамической теории циклогенеза позволило проводить анализ факторов, приводящих к преобразованиям барического поля.

Сходимость ветров к центру циклона в приземном слое обуславливает заполнение циклона, а расходимость от центра антициклона — ослабление антициклона. Этот фактор действует постоянно с самого начала возникновения циклона или антициклона. Если вопреки тому циклон продолжает углубляться, а антициклон — усиливаться, то это означает лишь, что другие факторы, действующие в противоположном направлении, имеют перевес на данной стадии развития циклона или антициклона.

Поскольку обусловленное трением отклонение ветра от геострофического в приземном слое зависит от свойств подстилающей поверхности, то при перемещении циклона или антициклона с моря на сушу или наоборот изменяется величина вклада приземного трения в изменение давления. Кроме того, изменение температурных свойств подстилающей поверхности влияет на изменение устойчивости воздушных масс, развитие вертикальных движений и т. п.

Все это приводит к тому, что при перемещении циклона или антициклона с одной подстилающей поверхности на другую происходит изменение интенсивности их развития и даже может иметь место регенерация. Например, при смещении циклонов на Балтийском море часто наблюдается замедление их перемещения и углубление.

8.7. Влияние орографии на циклоны и антициклоны

Анализ карт погоды показал, что возникновение циклонов и антициклонов, их перемещение и развитие зависят не только от распределения материков и океанов, но и от орографических условий.

Поскольку воздушные потоки стремятся обогнуть горные препятствия, то и траектории циклонов и антициклонов часто обгибают высокие горы. Наблюдается также замедление перемещения барических систем перед горами, а низкие холодные антициклоны вообще могут быть задержаны высокими горами. Накопление холодного воздуха по одну сторону гор приводит к резкому перепаду давления при переходе через горы, что вынуждает проводить в та-

ких случаях орографические изобары. Общей закономерностью является антициклогенез с наветренной стороны гор и циклогенез — с подветренной. Несмотря на такую закономерность, наблюдаются и индивидуальные особенности процессов в зависимости от начальных условий атмосферной циркуляции, сезона и географического района, где расположены горы.

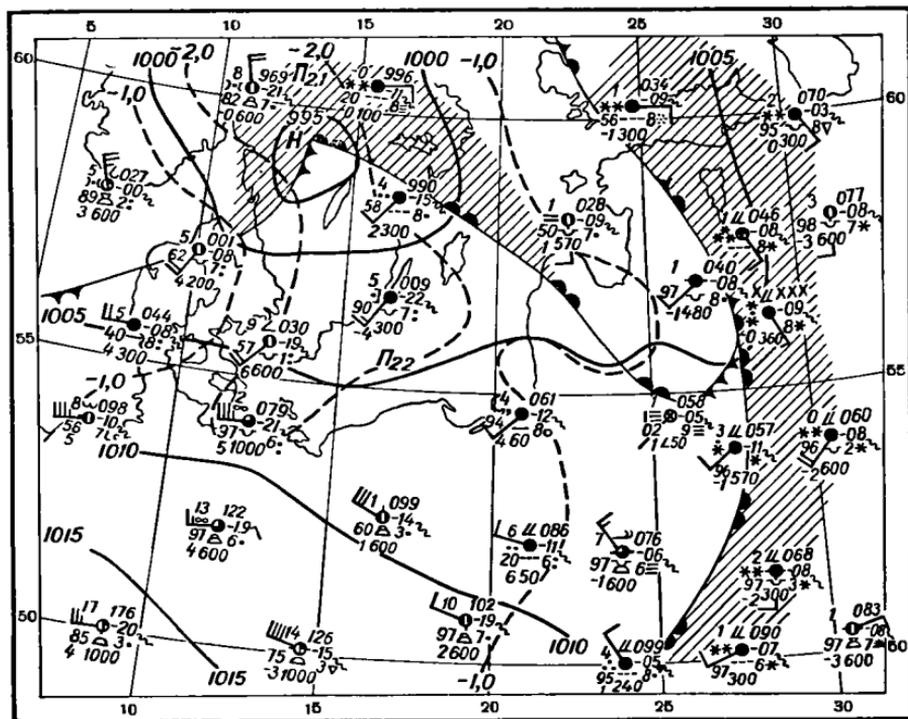


Рис. 8.32. Образование скагерраковского циклона. 15 часов 10 апреля 1956 г.

Деформация линии фронта с наветренной стороны гор часто приводит к образованию фронтальных волн и циклонов (например, летом на Северном Кавказе). Возникающие циклоны хотя и имеют небольшую глубину, однако существенно влияют на условия погоды района. В частности, могут выпадать длительные и интенсивные осадки.

Если фронт подходит к оконечности горного хребта, то также происходит его деформация, которая может привести к образованию нового циклона. Например, при приближении теплого фронта с юга к Скандинавским горам восточная ветвь фронта свободно перемещается вдоль побережья Балтийского моря, тогда как западная ветвь задерживается горами. Деформация воздушных течений и линии фронта часто приводит к образованию циклонов в районе проливов. Такие циклоны получили название *скагерраковских*

(рис. 8.32). Возникновение циклонов в этом районе может быть связано и с деформацией других фронтов.

Влияние гор не является единственной причиной образования подобных циклонов: необходимо благоприятное для циклогенеза термобарическое поле тропосферы, что определяется многими факторами. В данном случае сказывается влияние контраста температур море — суша, причем общая структура термобарического поля в береговой зоне даже на климатических картах ОТ и АТ типична для циклогенеза. Если термобарическое поле тропосферы неблагоприятно для циклогенеза, то при перемещении фронта циклон в данном районе не возникает.

Отмеченные общие закономерности влияния гор на барические системы могут быть объяснены теоретически.

Добавочная скорость перемещения барических центров под влиянием горного хребта приблизительно определяется следующими соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} C'_x &= 0,031 \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial y} \\ C'_y &= 0,031 \frac{g}{l} \frac{\partial h}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (8.17)$$

которые сходны с геострофическими соотношениями, причем роль градиента давления здесь играет крутизна склона.

Уменьшение компоненты C'_x и увеличение компоненты C'_y характеризуют тенденцию к огибанию барическими центрами горного препятствия (ось x направлена по нормали к хребту). В большинстве случаев $C'_x \ll u$ (в среднем около 5 км/ч), так что выявить влияние гор на скорость перемещения центров не всегда удается.

Циклоны и антициклоны за счет составляющей C'_y огибают горы по часовой стрелке. Действительно, при приближении циклона к горам в правой его части поток воздуха направлен к хребту, что обуславливает здесь накопление воздуха и рост давления. В левой части циклона циркуляция воздуха такова, что происходит отток воздуха от склона хребта, сопровождаемый нисходящими движениями воздуха и падением давления. Перемещение центра циклона на наветренной стороне гор в сторону падения давления и характеризует тенденцию огибания гор по часовой стрелке. Подобная же тенденция имеется и у антициклонов, циркуляция в которых такова, что добавочный рост давления за счет накопления воздуха перед горами наблюдается слева от первоначального направления движения.

Конечно, циклоны и антициклоны могут огибать горы и против часовой стрелки, если орографический эффект незначителен, а ведущий поток огибает горы против часовой стрелки.

При переваливании циклонов через горы иногда наблюдается процесс *сегментации* (рис. 8.33), когда на подветренной стороне гор возникает новый циклонический центр при сохранении старого

центра на наветренной стороне. В последующем новый циклон получает дальнейшее развитие, а старый заполняется, но иногда длительно сохраняются оба центра, особенно при широтном расположении горного хребта.

Антициклогенез на наветренной стороне гор и циклогенез на подветренной можно объяснить с помощью уравнения тенденции

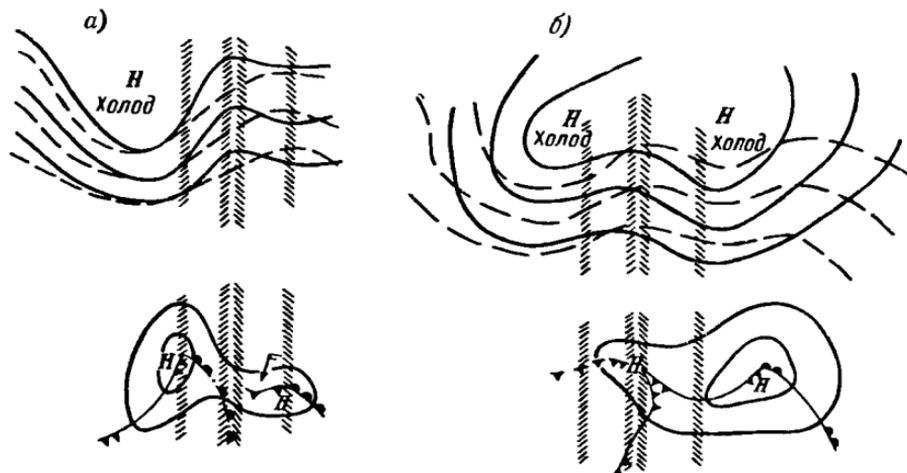


Рис. 8.33. Сегментация циклона при переваливании через горы.

а — начало переваливания, б — окончание.

вихря скорости (4.13). Рассмотрим второе и последнее слагаемые в (4.13), которые при замене $\frac{\partial \Omega}{\partial t}$ на $\frac{\partial H}{\partial t}$ можно записать в виде:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_{\text{див}} &\approx l \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) = -l \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial p}; \\ \left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_{\omega} &\approx \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p}. \end{aligned} \quad (8.18)$$

Хотя знак $\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial p}$ на различных уровнях может быть различным, однако чаще с наветренной стороны гор $\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial p} < 0$ и $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_{\text{див}} > 0$, а с подветренной стороны гор $\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial p} > 0$ и $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_{\text{див}} < 0$, что соответствует антициклогенезу с наветренной стороны и циклогенезу — с подветренной.

Что касается знака $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_{\omega}$, то он может быть указан более определенно. С наветренной стороны гор с приближением к хребту восходящие движения воздуха усиливаются, т. е. $\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x} < 0$, и

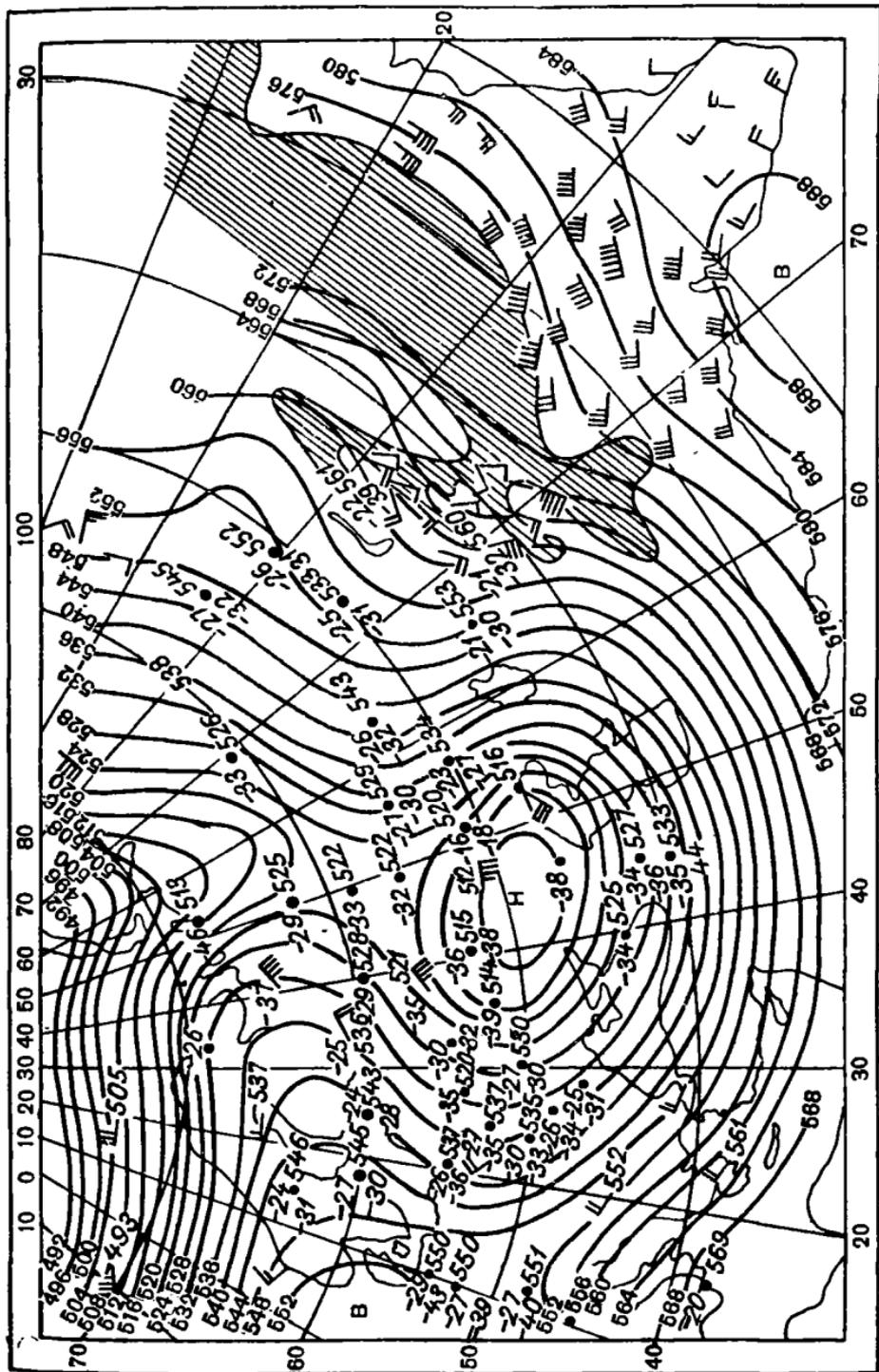


Рис. 8.34. Орोगрафическая деформация ВФ3 (АТ₅₀₀) над Азией. 03 часа 27 января 1968 г.

одновременно наблюдается усиление ветра с высотой, т. е. $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$ (напомним, что ось p направлена вниз). Следовательно, с наветренной стороны гор $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_w > 0$, что и характеризует орографический антициклогенез.

С подветренной стороны гор $\frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial x} > 0$ при $\frac{\partial v}{\partial p} < 0$, т. е. $\left(\frac{\partial H_p}{\partial t}\right)_w < 0$, что характеризует орографический циклогенез.

Впервые влияние гор на локальные изменения давления было проанализировано И. А. Кибелем (1943 г.). В дальнейшем Н. В. Петренко провел детальный анализ переваливания циклонов через меридиональные хребты, а М. А. Петросянц исследовал влияние на барические системы широтно ориентированных горных хребтов и Центрально-Азиатского горного массива. Этот массив вызывает деформацию планетарной высотной фронтальной зоны, например раздвоение ее на северную и южную ветви (рис. 8.34).

Вопросы и задания к главе 8

1. Как различаются циклоны и антициклоны в зависимости от их вертикальной протяженности?
2. Что такое высотная ось циклона или антициклона, каким может быть ее наклон к горизонту? Можно ли утверждать, что при совпадении на карте погоды приземного и высотного центров высотная ось строго вертикальна?
3. Перечислите стадии развития циклонов и антициклонов.
4. На основе формулы (8.3) укажите основные факторы локальных изменений давления, цикло- и антициклогенеза.
5. Нарисуйте схему термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятного для циклогенеза.
6. Нарисуйте схемы зарождения циклона на малоподвижном фронте, холодном фронте и у точки окклюзии.
7. Дайте характеристику погоды в различных секторах молодого циклона.
8. Дайте характеристику погоды в различных секторах окклюдированного циклона.
9. Нарисуйте схему термобарического поля тропосферы, наиболее благоприятного для антициклогенеза.
10. Может ли проходить линия фронта через центр антициклона на приземной карте?
11. Каково происхождение слоев инверсии?
12. Какое термобарическое поле благоприятно для возникновения заключительного антициклона?
13. Дайте характеристику погоды в различных секторах антициклона.
14. Назовите основные причины перемещения циклонов и антициклонов.
15. Выведите формулу для скорости перемещения центров барических образований.
16. Как влияют локальные изменения температуры на скорость перемещения барических систем?
17. Какова связь скорости потока на AT_{700} (AT_{500}) со скоростью перемещения барических систем?

18. Какие процессы приводят к регенерации циклонов? В чем сущность этих процессов?
19. Какие процессы приводят к регенерации антициклонов?
20. Какое значение для цикло- и антициклогенеза имеют особенности поля ветра в приземном слое?
21. Как влияет на развитие циклона (антициклона) его перемещение с моря на сушу или наоборот, с теплой поверхности на холодную или наоборот?
22. Как влияют горы на процессы цикло- и антициклогенеза?
23. Какова причина сегментации циклонов при переваливании через горы?
24. Как влияют горы на траектории циклонов и антициклонов?

Раздел третий

ПРОГНОЗ СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

Под синоптическим положением понимается совокупность атмосферных процессов в данный момент времени, отображенных на картах погоды.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОГНОЗОВ, ОПТИМАЛЬНАЯ СТРАТЕГИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

9.1. Классификация прогнозов

Метеорологическим прогнозом принято называть описание ожидаемого прогнозистом состояния атмосферы. Разработка прогноза производится на основании представлений о закономерностях атмосферных процессов в соответствии с избранным прогностическим методом.

Совокупность логических и математических операций, необходимых для разработки прогноза данным методом, называется *прогностическим алгоритмом*, а используемые при этом материалы наблюдений (в том числе и предварительно обработанные — осредненные, проинтерполированные и т. п.) — *исходными данными*.

Введем следующие определения (рис. 9.1):

а) исходный момент (t_0) — последний из моментов (сроков) производства наблюдений, результаты которых включены в число исходных данных;

б) предысходный период — период, предшествовавший исходному моменту;

в) момент окончания разработки прогноза (t'_0) — момент готовности прогноза к передаче потребителю;

г) прогностический период ($t_1—t_2$) — период, для которого в прогнозе указано ожидаемое состояние атмосферы;

д) заблаговременность прогноза — промежуток времени от момента окончания разработки прогноза (t'_0) до данного момента прогностического периода.

Ввиду того что интервал ($t_0—t'_0$) существенно зависит от организации сбора исходных данных, возможностей используемой вычислительной техники и других причин, не связанных непосредственно с прогностическим алгоритмом, при сравнении степени совершенства различных методов часто заблаговременность прогнозов определяется относительно момента t_0 .

В зависимости от заблаговременности различают *краткосрочные* (с заблаговременностью до 36 часов) и *долгосрочные* (с заблаговременностью более 36 часов) *метеорологические прогнозы*. В данном

курсе рассматриваются только краткосрочные прогнозы. Методика разработки долгосрочных прогнозов имеет свои специфические особенности, изучаемые в специальных курсах.

К краткосрочным прогнозам относятся *суточные, оперативные прогнозы и штормовые предупреждения*. Суточные прогнозы обычно разрабатываются на период от 18—19 часов текущих суток до 18—19 часов следующих суток (отдельно на ночную и дневную половины прогностического периода). Оперативные прогнозы разрабатываются на период полетов, выполнения каких-либо хозяйственных работ и т. п. с требуемой заблаговременностью. Штормовые предупреждения — предупреждения об опасных и особо опасных атмосферных явлениях — составляются независимо от того, рассматривались ли эти явления в данный период ранее составленными прогнозами.

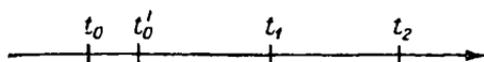


Рис. 9.1. К определению понятия «заблаговременность» прогнозов.

Ко всем прогнозам до окончания срока их действия при необходимости могут даваться соответствующие уточнения.

Метеорологические прогнозы подразделяются на *прогнозы по пункту* (городу, аэродрому и т. п.), *прогнозы по району* (географическому или административному), *прогнозы по маршруту* (авиатрассе, железной дороге и т. п.). Метеорологические прогнозы могут разрабатываться с различной степенью пространственно-временной детализации. Прогнозы для больших территорий с невысокой степенью детализации принято называть фоновыми. Такие прогнозы, регулярно составляемые в центральных прогностических учреждениях, служат основой для разработки в метеорологических подразделениях более детализированных локальных прогнозов.

Перечень отражаемых в прогнозах характеристик состояния атмосферы и степень их детализации регламентируются в СССР Наставлениями по службе прогнозов. Кроме того, Наставления определяют требования к формулировке прогнозов, обеспечивающие необходимое единство терминологии.

Содержание указанного перечня отвечает запросам данной отрасли народного хозяйства или любого другого потребителя метеорологической информации. *Прогнозы общего назначения* разрабатываются для их использования широким кругом потребителей. К таким прогнозам относятся, например, прогнозы погоды для населения, публикуемые в газетах и передаваемые по радио и телевидению. В этих прогнозах даются сведения об ожидаемых облачности, осадках, особых явлениях погоды, ветре и температуре воздуха.

Специализированные прогнозы разрабатываются для конкретного потребителя (или узкого круга потребителей) с учетом специфики его деятельности. Так, в авиационных прогнозах особое внимание уделяется характеристике облачности и явлений, ухудшающих

видимость, в морских прогнозах — характеристике ветра, в сельскохозяйственных прогнозах — характеристике осадков и температуры и т. д.

Из приведенных примеров видно, что метеорологические прогнозы, как правило, являются *комплексными*, т. е. содержат сведения о нескольких характеристиках состояния атмосферы. Составлению комплексного прогноза предшествует разработка и согласование индивидуальных прогнозов всех характеристик, включаемых в комплекс.

В зависимости от типа прогнозируемой характеристики все индивидуальные прогнозы могут быть разделены на количественные и качественные.

Количественными принято называть прогнозы, ошибка которых может быть естественным образом оценена числом, в остальных случаях прогнозы считаются *качественными*. Так, прогноз максимальной температуры воздуха — количественный, ибо различие между предсказанным и осуществившимся ее значениями оценивается числом (обычно разностью этих значений), а прогноз формы облачности — качественный, так как, например, для различий между предсказанной кучевой и наблюдавшейся слоистой облачностью отсутствует естественная числовая оценка.¹

В свою очередь качественные прогнозы могут быть *альтернативными* — предсказывается осуществление одной из двух взаимоисключающих фаз (туман — без тумана, осадки — без осадков и т. п.) — и *многофазовыми* (уже упоминавшийся прогноз формы облачности, вида осадков — морозящие, обложные, ливневые и др.).

Как правило, в настоящее время при разработке краткосрочных прогнозов и передаче их потребителям используются категорические формулировки. При этом в качественных прогнозах указывается фаза, а в количественных — значения (или градация) прогнозируемой характеристики, осуществление которых, по мнению прогнозиста, наиболее вероятно. Однако, как будет показано в п. 9.2, для эффективного использования прогностической информации потребителю, помимо наиболее вероятных значений (градаций, фаз), должны быть сообщены и предполагаемые вероятности осуществления этих и других возможных значений (градаций, фаз). Такая вероятностная формулировка прогноза может быть определена либо непосредственно в результате применения прогностического алгоритма, либо путем статистической обработки материалов прогнозов, ранее составлявшихся данным методом.

При разработке любых прогнозов обязательно используются асинхронные связи — связи между характеристиками состояния атмосферы в различные моменты времени. В некоторых случаях использование только асинхронных связей оказывается достаточным для получения желаемого результата.

¹ Разумеется, и в этих случаях можно ввести числовую оценку, сопоставив каждую из форм облачности, например, с номером фотোগрафии в атласе облаков, но для характеристики успешности прогноза такая оценка, очевидно, будет мало полезной.

Однако значительно чаще в синоптической практике наряду с асинхронными используются и синхронные связи — связи между различными характеристиками состояния атмосферы в фиксированный момент времени. Так, при разработке суточного прогноза ветра у поверхности земли обычно вначале, основываясь на асинхронных связях, предсказывают распределение давления на уровне моря, а уже затем с помощью синхронных связей между распределениями давления и ветра — скорость и направление ветра в период прогноза.

Такой «двухступенчатый» подход характерен, в частности, для синоптического метода, предусматривающего на первом этапе прогноз перемещения и эволюции основных синоптических объектов и лишь на втором этапе (в соответствии с предсказанным синоптическим положением) — непосредственно прогноз погоды.

Синоптический метод наиболее эффективен при разработке комплексных прогнозов погоды, поскольку предсказанное синоптическое положение в этом методе служит общей базой для всех индивидуальных прогнозов, что исключает необходимость их дополнительного согласования.

Разрабатываемые специалистами метеорологические прогнозы, как правило, отражают реальные закономерности атмосферных процессов. Они содержат отличную от нуля информацию о будущем состоянии атмосферы. Такие прогнозы принято называть *методическими* (или неслучайными). Правильное использование прогностической информации обеспечивает успешность деятельности ее потребителей.

В отличие от методических *случайные* прогнозы не отражают реальных закономерностей атмосферных процессов, они не содержат информации о будущем состоянии атмосферы, и их не рекомендуется использовать при планировании хозяйственной деятельности.

При анализе эффективности прогностических методов успешность методических прогнозов иногда сопоставляется с успешностью так называемых *климатологических прогнозов*, в которых предсказывается осуществление значения (градации, фазы) метеорологической величины, имеющей наибольшую климатологическую повторяемость. Однако в практике краткосрочного прогнозирования для сравнения чаще привлекаются не климатологические, а *инерционные прогнозы*, в которых предсказывается осуществление значения (градации, фазы), наблюдавшегося в исходный момент.

9.2. Оптимальная стратегия использования прогностической информации

Сведения об ожидаемом состоянии атмосферы, содержащиеся в прогнозах погоды, используются потребителями метеорологической информации при планировании их деятельности на соответ-

ствующий период. План действий потребителя, составленный с учетом прогноза и обеспечивающий максимальную в известном смысле эффективность этих действий, принято называть *оптимальной стратегией использования прогностической информации*.

В зависимости от специфики потребителя и решаемой задачи эффективность его деятельности может оцениваться материальными затратами, затратами времени на выполнение данного объема работ, стоимостью выпускаемой продукции и другими критериями. Для ряда отраслей народного хозяйства и различных видов Вооруженных Сил такие критерии эффективности зависят от ожидающихся и осуществившихся погодных условий.

Так, например, если в период, предшествовавший интенсивным снегопадам на каком-то участке железной дороги, произведены необходимые подготовительные работы (сосредоточена снегоочистительная техника и т. п.), ущерб, понесенный железной дорогой в результате снегопада, будет (с учетом затрат на подготовительные работы), очевидно, меньше, чем в случае, когда подготовительные работы не проводились. С другой стороны, если снег не выпал, а такие работы были произведены, затраты на них окажутся неоправданными.

Условимся называть те погодные условия, к осуществлению которых готовился потребитель (например, Управление железной дороги), ожидавшимися и предположим, что для каждого из возможных сочетаний ожидавшихся и осуществившихся условий определены затраты (ущерб) потребителя (табл. 9.1).

Таблица 9.1

Таблица затрат

Ожидавшиеся погодные условия	Осуществившиеся погодные условия		
	снег	дождь	без осадков
Снег	Δ_{11}	Δ_{12}	Δ_{13}
Дождь	Δ_{21}	Δ_{22}	Δ_{23}
Без осадков	Δ_{31}	Δ_{32}	Δ_{33}

Пусть, далее, Управлением железной дороги получен прогноз, согласно которому на каком-то участке дороги с вероятностью P_{11} ожидается снегопад, причем вероятность осадков в виде дождя составляет P_{12} и вероятность отсутствия осадков — P_{13} . В этой ситуации потребитель должен выбрать один из трех возможных планов действий: 1) «поверить» прогнозу и готовиться к снегопаду, 2) готовиться к дождю и 3) готовиться к погоде без осадков.

Если в качестве критерия эффективности используются затраты, то оптимальным следует признать тот план, который обеспечит

минимум вероятных затрат потребителя. В рассматриваемом примере вероятные затраты (их математическое ожидание) составят: при подготовке потребителя к снегопаду

$$\bar{\Delta}_{\text{сн}} = \Delta_{11}P_{11} + \Delta_{12}P_{12} + \Delta_{13}P_{13};$$

при подготовке потребителя к дождю

$$\bar{\Delta}_{\text{дж}} = \Delta_{21}P_{11} + \Delta_{22}P_{12} + \Delta_{23}P_{13};$$

при подготовке к погоде без осадков

$$\bar{\Delta} = \Delta_{31}P_{11} + \Delta_{32}P_{12} + \Delta_{33}P_{13}.$$

Оптимальным при указанном прогнозе является план, соответствующий наименьшей из величин $\bar{\Delta}_{\text{сн}}$, $\bar{\Delta}_{\text{дж}}$, $\bar{\Delta}$. Нетрудно видеть, что для данного потребителя (с фиксированными величинами Δ_{ij}) выбор стратегии определяется указанным в прогнозе распределением P . Для некоторых распределений потребителю экономически целесообразно производить подготовительные работы для ликвидации снежных заносов, а для других распределений от этих работ следует отказаться и готовиться к выпадению дождя (или погоде без осадков). С другой стороны, при фиксированном распределении P (при одной и той же формулировке прогноза) разными потребителями могут быть избраны и разные планы действий.

В общем случае, если обозначить через Δ_{ij} ($i = 1, 2, \dots, l; j = 1, 2, \dots, l$) затраты потребителя, ожидавшего осуществления i -того состояния атмосферы, при осуществлении j -того ее состояния и через P_j указанную в прогнозе вероятность осуществления j -того состояния, то ожидаемые затраты потребителя при различных планах его действий можно представить в виде суммы:

$$R_i = \sum_{j=1}^l \Delta_{ij}P_j, \quad i = 1, 2, \dots, l.$$

Оптимальным для данного распределения P является план, обеспечивающий минимум R_i . Очевидно, что соблюдение этого правила для всех распределений P (для всех прогнозов) обеспечивает минимальные общие затраты данного потребителя.

В теории статистических решений ожидаемые затраты (потери) потребителя, соответствующие определенному плану его действий, принято называть *условным риском*, а сформулированное выше правило выбора плана действий — *байесовским решающим правилом*.

Как показывают оценочные работы, оптимальное использование прогностической информации в масштабах всего народного хозяйства может обеспечить весьма значительный экономический эффект.

К сожалению, выработке оптимальной стратегии препятствует как принятая практика разработки прогнозов в категорической

форме (без указания вероятностей осуществления различных фаз или градаций), так и отсутствие для ряда потребителей таблиц затрат или других критериев эффективности их деятельности в зависимости от метеорологических условий.

Первое из этих затруднений может быть частично устранено, если в результате анализа успешности большего числа ранее дававшихся прогнозов (с категорической формулировкой) будет определена повторяемость осуществления различных значений (градаций, фаз) элемента для каждой из формулировок прогноза.

При большом объеме проанализированного материала эти повторяемости могут быть приближенно приравнены к соответствующим вероятностям, и таким образом категорические формулировки прогнозов «преобразуются» в вероятностные, которые и используются для выработки оптимальной стратегии.

Значительно бóльшие трудности принципиального характера возникают при выработке оптимальной стратегии, когда неизвестен единый объективный критерий успешности деятельности потребителя прогностической информации. В этих ситуациях, по сути говоря, единственным методом оптимизации является *метод экспертных оценок*, содержание которого удобно показать на конкретном примере.

Рассмотрим стратегию использования в авиации альтернативных прогнозов гроз. Представим распределение неизвестного нам критерия эффективности K ($K > 0$) в виде, приведенном в табл. 9.2.

Таблица 9.2

Таблица распределения значений критерия эффективности

Ожидавшиеся погодные условия	Осуществившиеся погодные условия	
	гроза	без грозы
Гроза	K_{11}	K_{12}
Без грозы	K_{21}	K_{22}

Пусть в соответствии с прогнозом вероятность грозы на протяжении рассматриваемого периода равна P . Тогда для оценки вероятной эффективности деятельности потребителя, рассчитывавшего на осуществление гроз, получим

$$\bar{K}_{\text{гр}} = K_{11}P + K_{12}(1 - P)$$

и рассчитывавшего на отсутствие гроз

$$\bar{K} = K_{21}P + K_{22}(1 - P).$$

Если считать, что увеличение K характеризует снижение эффективности (рост убытков), то планирование действий потребителя

в расчете на осуществление гроз целесообразно при выполнении неравенства

$$\bar{K}_{\text{гр}} < \bar{K},$$

или

$$K_{11}P + K_{12}(1 - P) < K_{21}P + K_{22}(1 - P),$$

откуда

$$(K_{11} - K_{21})P < (K_{22} - K_{12})(1 - P). \quad (9.1)$$

Естественно предположить далее, что эффективность деятельности потребителя при осуществлении гроз будет значительно выше, если избранный им план строился «в расчете» на грозы, т. е. принять условие

$$K_{11} \ll K_{21}. \quad (9.2)$$

Аналогичное предположение для случаев отсутствия гроз приводит к неравенству

$$K_{22} \ll K_{12}. \quad (9.3)$$

Теперь с учетом (9.2) и (9.3) неравенство (9.1) можно представить в виде

$$K_{21}P > K_{12}(1 - P)$$

или окончательно

$$\frac{P}{1 - P} > \frac{K_{12}}{K_{21}} = \frac{1}{\alpha}. \quad (9.4)$$

Таким образом, если известна «цена» ошибок пропуска (потребитель не рассчитывал на осуществившиеся грозы) K_{21} и ошибок ложной тревоги (не осуществились грозы, ожидавшиеся потребителем) K_{12} , то оптимальная стратегия в соответствии с (9.4) легко определяется путем сравнения указанной в прогнозе вероятности гроз P с пороговым значением вероятности P_n

$$P_n = \frac{1}{1 + \alpha}, \quad (9.5)$$

причем стратегия «гроза» выбирается при $P > P_n$ и стратегия «без грозы» при $P < P_n$ (при $P = P_n$ обе стратегии одинаково эффективны). Но в рассматриваемом примере установить единый объективный критерий для оценки ошибок пропуска и ошибок ложной тревоги весьма затруднительно. Действительно, неясно, в частности, как одновременно отразить в таком критерии и экономические факторы, связанные с отменой рейсов и возвратом самолетов с маршрута, и неизбежные при этом нарушения личных планов пассажиров и получателей грузов и т. д.

В этой и подобных ситуациях для выработки оптимальной стратегии необходима экспертная оценка порогового значения вероятности. Анкета, содержащая, например, вопрос, во сколько раз, с Вашей точки зрения, ошибка пропуска гроз хуже ошибки ложной тревоги, распределяется среди компетентных представителей

заинтересованных организаций (экспертов)¹. Полученные экспертные оценки α усредняются, и по $\bar{\alpha}$ находится $P_{п}$.

Так, если по экспертным оценкам оказалось, что ошибки пропуска гроз в 3 раза хуже, чем ошибки ложной тревоги ($\alpha = 3$), то по (9.5) $P_{п} = \frac{1}{4}$ и стратегия «гроза» должна приниматься, когда вероятность гроз, указанная в прогнозе (или полученная по таблице условных повторяемостей), превышает 25%.

К сожалению, в общем случае, когда потребитель прогностической информации располагает большим набором стратегий и возникает необходимость в определении целого ряда пороговых значений $P_{п}$, применение метода экспертных оценок становится затруднительным.

Кроме того, даже в рассмотренном простейшем примере ($i, j = 1, 2, \dots$) выбор стратегии может зависеть от таких специфических условий, как хозяйственное (или военное) значение рассматриваемых задач, требуемая срочность их выполнения, подготовленность исполнителей и необходимых технических средств и т. п. Поскольку в зависимости от этих условий должны меняться и пороговые значения $P_{п}$, получение соответствующих экспертных оценок может оказаться делом весьма сложным или даже практически невозможным.

Вопросы и задания к главе 9

1. Дайте определение следующих понятий: прогнозы общего назначения, специализированные прогнозы, количественные, качественные и альтернативные прогнозы, случайные, климатологические и инерционные прогнозы.

2. Приведите примеры критериев эффективности специализированных прогнозов.

3. Как разрабатывается оптимальная стратегия использования прогностической информации при вероятностных формулировках прогнозов и наличии таблицы затрат?

4. Как решается эта задача при категорических формулировках прогнозов?

5. Как разрабатывается оптимальная стратегия с использованием экспертных оценок?

¹ При постановке вопроса учтено, что $P_{п}$ зависит только от отношения $\frac{K_{12}}{K_{21}} \frac{1}{\alpha}$.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ И ПРИЕМЫ ПРОГНОЗА СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

10.1. Основные требования к прогностической методике

В настоящее время существует большое число различных методик прогноза погодных характеристик. Часть из них уже опробована и нашла широкое применение в синоптической практике, часть еще проверяется на фактическом материале, наконец, часть находится в стадии разработки. Это — естественный процесс развития науки. Инженер-метеоролог должен уметь оценить прогностическую эффективность той или иной методики (или приема) и выбрать в соответствии с решаемой задачей наиболее рациональную из них.

Выбранная методика должна отвечать следующим требованиям:

1. Прогноз какой-либо погодной характеристики может строиться как непосредственно на исходном материале наблюдений, находящемся в распоряжении прогнозиста к моменту составления прогноза (прогноз 1-го рода), так и на прогностических данных о некоторых других метеорологических величинах, если методика их прогноза достаточно эффективна (прогноз 2-го рода).

В качестве примера прогноза 1-го рода можно привести предвычисление высот изобарических поверхностей, где исходными данными являются наблюдаемые значения геопотенциала и температуры за определенный срок. Примером прогноза 2-го рода может служить прогноз температуры, которому должен предшествовать прогноз облачности и ветра. Следует отметить, что иногда синоптик вынужден отказаться от использования в прогностических целях даже устойчивых и физически обоснованных связей между двумя метеорологическими величинами, если обеспеченность прогноза этих величин независимо друг от друга невелика.

Так, при прогнозе высоты тропопаузы казалось бы проще всего использовать предвычисленные значения температуры на разных уровнях, чтобы определить будущее положение тропопаузы по кривой стратификации. Но хотя связь между изменением кривой стратификации и изменением высоты тропопаузы достаточно надежна, использовать эту связь для прогноза высоты тропопаузы при существующей методике предвычисления температуры на удастся, так

как только за счет случайных ошибок в прогнозе температуры погрешности в прогнозе высоты тропопаузы могут достигать нескольких километров, т. е. превышать ее среднюю суточную изменчивость.

2. Прогностическая методика должна быть, по возможности, объективной. Иначе говоря, два синоптика, пользующиеся одной методикой и одинаковыми исходными данными (синоптическими картами, материалами специальных наблюдений) и, конечно, обладающие соответствующей квалификацией, должны получить одинаковые или во всяком случае достаточно близкие конечные результаты. Наиболее полно этому требованию удовлетворяют численные прогнозы барического поля.

Следует отметить, что во многих прогностических синоптических методиках в какой-то мере присутствуют элементы субъективизма, в связи с чем успешность прогнозов зависит не только от эффективности выбранной методики и уровня теоретической подготовки синоптика, но и от опыта его работы, от знания им географических и климатических особенностей района, умения применить этот опыт и знания на практике.

3. Прогностическая методика должна быть опробирована на фактическом материале, причем следует определить не только ее эффективность, но и установить границы применимости (время года, географический район, исходная синоптическая обстановка и т. д.). Если не учитывать границы применимости, то использование даже хороших методик может привести к существенным просчетам. Например, для горных районов могут оказаться совершенно непригодными экстраполяционные методы прогноза перемещения циклонов и т. п.

Важными критериями оценки эффективности прогностических методик являются климатические характеристики. Так, средние абсолютные (или квадратические) ошибки прогноза метеорологических величин (например, температуры, влажности, геопотенциала и др.) сопоставляются с фактическими данными о их средней изменчивости. Если оказывается, что $\sigma_{\text{пр}} \geq \sigma_{\text{ср}}$, то метод бракуется, либо ищутся такие условия его применимости, когда $\sigma_{\text{пр}} < \sigma_{\text{ср}}$. В случаях альтернативных прогнозов, когда прогнозируется только появление или непоявление какого-либо погодного явления, эффективность прогностической методики оценивается сопоставлением отношения $\frac{n}{N} 100\%$ (n — число оправдавшихся прогнозов, N — общее число прогнозов) с климатической повторяемостью наличия явления Π_1 (или повторяемостью отсутствия явления Π_2). Метод признается эффективным, если $\frac{n}{N} 100\% > \Pi_1$ (Π_2). Подробнее этот вопрос рассматривается в гл. 18.

4. Эффективность прогнозов существенно зависит от точности метеорологических и аэрологических измерений (наблюдений), ко-

торые используются в качестве исходных данных для прогноза. Кроме того, существенную роль играет метод использования этих данных при прогнозе. Например, при предвычислении поля давления по исходным значениям геопотенциала изобарических поверхностей погрешности прогноза даже при расчетах по одним и тем же формулам могут резко колебаться при изменении интервала осреднения исходного поля, значений временных шагов и т. д. Поэтому разработка рациональной, оптимальной методики использования прогностических соотношений представляет очень важную, но одновременно и сложную задачу.

5. При составлении количественного прогноза метеорологических величин указываются пределы (градации), в которые будут укладываться их ожидаемые значения. Например, температура от 15 до 18° С, ветер 4—7 м/с и т. д. Выбор пределов градации, принимая во внимание требования потребителя, должен учитывать реальные возможности прогностической методики.

10.2. Значение и способы прогноза синоптического положения

Под *синоптическим положением* понимается совокупность атмосферных процессов в данный момент времени, отображенных на картах погоды.

Прогноз синоптического положения заключается в прогнозе перемещения и эволюции воздушных масс, атмосферных фронтов, циклонических и антициклонических образований.

Потребителей обычно интересуют не столько общие характеристики атмосферных процессов, сколько ожидаемые значения определенных метеорологических величин. Поэтому прогноз синоптического положения играет вспомогательную роль; он является первым подготовительным этапом прогноза погоды и основой для этого прогноза.

Значение прогноза синоптического положения очевидно. Действительно, каждой воздушной массе или фронту соответствует определенный тип погоды. Отличаются условия погоды в циклонах и антициклонах и в различных секторах этих барических систем. Предсказывая синоптическое положение и его изменения, мы тем самым предсказываем и общий характер погоды в том или ином районе.

Следовательно, второй этап прогноза — *прогноз условий погоды* — неразрывно связан с прогнозом синоптического положения.

Вместе с тем следует учитывать, что прогноз синоптического положения охватывает лишь крупномасштабные процессы, поэтому правильному прогнозу синоптического положения не всегда соответствует правильный прогноз условий погоды, особенно в отдельно взятом пункте.

Местные условия могут существенно влиять на погоду, что особенно относится к образованию ливневых осадков, радиационных туманов, заморозков и т. п.

Иногда ошибки прогноза погоды бывают связаны с недостаточной точностью прогноза синоптического положения. Например, при прогнозе синоптического положения с помощью карт погоды принятого масштаба очень хороший прогноз положения линии фронта или центра циклона на определенный момент времени с точностью ± 100 км может сопровождаться ошибочным прогнозом погоды для пунктов, расположенных вблизи линии фронта или центра циклона. Однако без правильного прогноза синоптического положения, вообще говоря, невозможен правильный прогноз погоды, если не считать случайных совпадений.

При прогнозе условий погоды, кроме прогноза синоптического положения, используются способы расчета ожидаемых количественных характеристик метеорологических величин, учитывается географический район, сезон и время суток. Такие способы будут рассмотрены в следующем разделе курса.

В современной прогностической практике прогноз синоптического положения обычно оформляется графически путем составления специальных *предсказанных карт погоды*, называемых обычно *прогностическими*, или *будущими*, картами. В настоящее время такие карты являются основной формой прогноза синоптического положения.

Способы прогноза синоптического положения можно условно разделить на следующие группы:

1) *численные методы*, основанные на решении уравнений гидродинамики и термодинамики применительно к задаче прогноза погоды или на использовании методов математической статистики и теории вероятностей;

2) *приемы формальной и физической экстраполяции*, не требующие применения сложной вычислительной техники;

3) *качественно-физические заключения синоптика* об ожидаемом течении атмосферных процессов.

Поскольку ни один из способов в настоящее время не обеспечивает решения всех задач прогноза синоптического положения, то в оперативной работе используются все способы, применение которых является целесообразным, т. е. прогноз синоптического положения является *комплексным прогнозом*. При этом непрерывно повышается удельный вес численных методов прогноза.

Перечисленные способы прогноза имеют много общего. Прежде всего они имеют общую синоптическую основу и с этой точки зрения являются синоптическими способами прогноза. Далее, все эти способы опираются на знание определенных закономерностей атмосферных процессов и обобщают опыт прогностической работы. Одной из начальных форм обобщения этого опыта являются *эмпирические прогностические правила*. Важнейшие из них получили в дальнейшем теоретическое обоснование, выдержали статистическую проверку и используются в прогностической работе. Эмпирические прогностические связи и правила устанавливаются и в настоящее

время, особенно в целях уточнения прогнозов для данного района или пункта.

Каждый новый способ прогноза условий погоды или синоптического положения обычно проходит предварительное испытание на независимом материале, т. е. на таком синоптическом материале, с которым не было связано получение прогностических связей. Поскольку и сами прогностические связи часто устанавливаются путем статистической обработки метеорологической информации, то следует подчеркнуть большое значение *статистических закономерностей* наряду с физическими или динамическими (функциональными), что соответствует объективному существованию в атмосфере таких закономерностей.

В оперативной практике прогноз синоптического положения осуществляется примерно по следующей схеме:

1) численными методами с помощью электронных вычислительных машин предвычисляются поля приземного давления и геопотенциальных высот различных изобарических поверхностей и составляются предсказанные (будущие) карты погоды (особенно успешно — карты АТ). Предвычисляются также температура, вертикальные скорости ветра, облачность и осадки;

2) в полученные карты вносятся поправки и дополнения на основе использования всей имеющейся информации, включая данные метеорологических спутников. Особое внимание уделяется прогнозу положения осей струйных течений, центров циклонов и антициклонов. Указывается ожидаемое положение линий атмосферных фронтов, которые пока еще не предсказываются численными методами. При этом синоптик наряду с общими заключениями, основанными на понимании физической сущности атмосферных процессов и личном опыте прогностической работы, использует относительно простые приемы физической и формальной экстраполяции.

В отличие от способов количественного расчета, качественно-физические заключения синоптика содержат лишь элементы количественных оценок типа: «Ожидается углубление (или заполнение) циклона примерно на n миллибар за сутки». У разных синоптиков значение n может оказаться различным, что характеризует определенную субъективность качественно-физических заключений, зависящих от теоретической подготовки синоптика, продолжительности его прогностической работы и способностей к такой работе.

Наибольшие расхождения выявляются при анализе сложных атмосферных процессов.

В своих качественно-физических заключениях синоптик использует обычно следующие положения:

1) знание общих физических закономерностей развития атмосферных процессов, проверенных практикой и получивших выражение в виде термодинамических и динамических зависимостей;

2) знание возможной изменчивости метеорологических величин во времени и пространстве;

3) знание возможных средних значений и крайних пределов значений метеорологических величин на основе климатических данных;

4) знание точности измерений и случайных ошибок в измерении метеорологических величин;

5) знание оптимальных условий использования той или иной прогнозирующей методики;

6) сохранение последовательности в анализе атмосферных процессов;

7) сопоставление с развитием атмосферных процессов в других, но аналогичных ситуациях;

8) учет местных особенностей района и времени года.

На этих же принципах основывается и прогноз погоды.

Атмосферные процессы настолько сложны, что численные методы еще не могут учесть многие стороны этих процессов с такой полнотой и глубиной, как это может сделать квалифицированный синоптик. Вместе с тем труд синоптика становится все более квалифицированным и свободным от субъективных оценок по мере того, как в распоряжение его поступают все более совершенные численные способы прогноза основных метеорологических величин.

10.3. Приемы формальной экстраполяции

Напомним, что под *формальной экстраполяцией* во времени понимается нахождение последующих характеристик синоптического объекта или ожидаемых значений метеорологической величины по закономерностям ее предыдущих изменений. При этом не рассматриваются ни физическая сущность происходящих процессов, ни внутренние причинно-следственные связи, действие которых может привести к коренным качественным изменениям дальнейшего течения этих процессов (например, переход циклона из одной стадии развития в другую). Поэтому применение приемов формальной экстраполяции весьма ограничено и может с успехом производиться лишь в тех случаях, когда не ожидается резких изменений синоптического положения.

К приемам формальной экстраполяции относятся:

- 1) *прямолинейная* (линейная) экстраполяция;
- 2) *криволинейная* (параболическая) экстраполяция;
- 3) расчеты по *дифференциальным формулам* экстраполяции;
- 4) метод *изаллобар*;
- 5) способ *разложения барограммы на волны*.

Первые два приема уже были рассмотрены в гл. 5.

Дифференциальные формулы экстраполяции в наиболее рациональной форме были первоначально предложены С. Петерсенем. Они основаны на применении к метеорологическим величинам оператора

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + CV. \quad (10.1)$$

Полагая $\frac{d}{dt} = 0$, т. е. не учитывая эволюцию, и рассматривая направления вдоль осей координат, из (10.1) получим выражения для составляющих скорости:

$$C_x = - \frac{\frac{\partial}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial x}};$$

$$C_y = - \frac{\frac{\partial}{\partial t}}{\frac{\partial}{\partial y}}. \quad (10.2)$$

Используя основные характеристики изобары ($p(x, y, t_0) = \text{const}$); изаллобары ($\frac{\partial p}{\partial t} = b(x, y, t_0) = p_t = \text{const}$), осей ложбины и гребня ($\frac{\partial p}{\partial x} = p_x = 0$), центров циклонов, антициклонов и седловин ($p_x = p_y = 0$) и линии фронта ($p_1 - p_2 = 0$), можно из (10.2) получить дифференциальные формулы для расчета скоростей перемещения этих объектов. Запишем эти формулы в предположении, что ось x нормальна к изобаре, изаллобаре, оси ложбины, оси гребня и к линии фронта. Тогда для изобары

$$C_x = - \frac{p_t}{p_x}, \quad (10.3)$$

для изаллобары

$$C_x = - \frac{p_{tt}}{p_{tx}} = - \frac{b_t}{b_x}, \quad (10.4)$$

для оси ложбины или гребня

$$C_x = - \frac{p_{xt}}{p_{xx}} = - \frac{b_x}{p_{xx}}, \quad (10.5)$$

для центра циклона, антициклона или седловины

$$\left. \begin{aligned} C_x &= - \frac{p_{xt}}{p_{xx}} = - \frac{b_x}{p_{xx}} \\ C_y &= - \frac{p_{yt}}{p_{yy}} = - \frac{b_y}{p_{yy}} \end{aligned} \right\} \quad (10.6)$$

для линии фронта

$$C_x = - \frac{p_{1t} - p_{2t}}{p_{1x} - p_{2x}} = - \frac{b_1 - b_2}{p_{1x} - p_{2x}}. \quad (10.7)$$

Формулы (10.3) — (10.7) справедливы при условии $\frac{dp}{dt} = 0$, т. е. когда барическое поле не претерпевает эволюции.

Можно получить выражения и для ускорения a , подставляя значения C из формул (10.3)—(10.7) в формулу

$$a = \frac{dC}{dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + C \frac{\partial C}{\partial x}, \quad (10.8)$$

однако значения a не могут быть вычислены надежно, поскольку в формулы для a входят производные высших порядков, так что относительно малые величины a вычисляются как разности относительно больших величин.

Величины типа p_x и p_{xx} могут быть вычислены в конечных разностях (см. п. 5.3).

Если для заданной точки (например, центра циклонов) определены C и a , то перемещение этой точки может быть вычислено по формулам (5.9) и (5.9'). Такие же формулы могут быть применены и для экстраполяции эволюции циклона или антициклона. Подставляя вместо C величину $\frac{dp}{dt}$, а вместо a величину $\frac{d^2p}{dt^2}$, для эволюционного изменения δp можем записать

$$\delta p = \frac{dp}{dt} t + \frac{1}{2} \frac{d^2p}{dt^2} t^2. \quad (10.9)$$

В настоящее время дифференциальные формулы экстраполяции представляют преимущественно методический интерес. С их помощью можно объяснить ряд прогностических правил, подтвержденных эмпирически.

1. *Скорость перемещения резко выраженных барических ложбин (гребней) при прочих равных условиях меньше, чем пологих.*

Действительно, согласно формуле (10.5), скорость прямо пропорциональна градиенту барической тенденции и обратно пропорциональна второй производной от давления, т. е. кривизне изобар, или кривизне профиля давления (рис. 10.1).

2. *Скорость перемещения фронта прямо пропорциональна разности барических тенденций по обе стороны от фронта и обратно пропорциональна кривизне профиля давления у фронта.*

Это правило непосредственно объясняется структурой формулы (10.7).

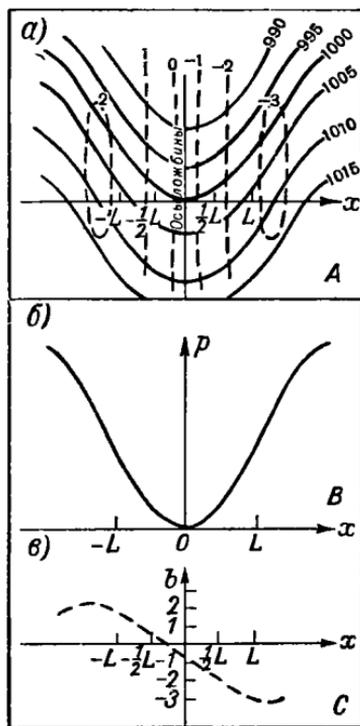


Рис. 10.1. Начальное барическое и изаллобарическое поле (а), профиль давления (б) и профиль барической тенденции (в).

Поскольку ускорение также обратно пропорционально кривизне профиля давления, то резко выраженные ложбины и проходящие вдоль их осей фронты перемещаются медленно и с более постоянной скоростью из-за малого ускорения.

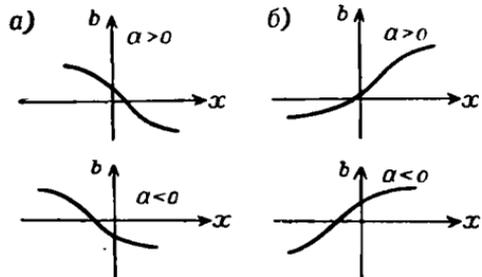


Рис. 10.2. Определение знака ускорения по профилю барической тенденции для ложбины и циклона (а), для гребня и антициклона (б).

3. Циклоны (антициклоны) с круговыми изобарами перемещаются в направлении линии, соединяющей центр барической системы с центром области падения (роста) давления, точнее — в направлении изаллобарического градиента (асцендента).

Это правило легко объясняется с помощью формулы (10.6). В случае эллиптических изобар происходит отклонение направления перемещения циклона в сторону большой оси эллипса, где кривизна изобар наибольшая.

На рис. 10.2 дополнительно приведены типовые профили барических тенденций для определения знака ускорения оси ложбины (или центра циклона) и гребня (или центра антициклона).

Метод изаллобар и способ разложения барограммы на волны (составляющие гармоники) в настоящее время в оперативной работе не применяются.

10.4. Приемы физической экстраполяции

Под приемами *физической экстраполяции* понимаются такие, в которых прогноз характеристик погоды связан с переносом этих характеристик перемещающимися частицами воздуха. К этим приемам относится *метод траекторий*, а также с известным приближением и *правило ведущего потока*, или *правило переноса*.

В дополнение к тому, что было сказано об этих приемах прогноза в п. 5.8, отметим, что если метод траекторий частиц вполне физически нагляден, то в отношении применения правила ведущего потока к прогнозу барического поля остается много неясностей, в связи с чем были предприняты попытки совершенствования этого правила.

Прежде всего были предприняты попытки уточнения значений коэффициента переноса k в формуле

$$C = kV_p. \quad (10.10)$$

где V_p — скорость ветра, определяемая по карте AT_p .

Например, А. Н. Мерцаловым были вычислены средние значения коэффициента переноса для перемещения центров циклонов и

Таблица 10.1

Средние значения коэффициента переноса k по картам AT_{700}

V_{700} , км/ч	Центры низких циклонов	Центры изаллогипс AT_{700}
<30	1,5	1,2
30—35	(1,2)	1,2
35—45	1,0	1,1
45—55	0,8	1,0
55—65	0,7	0,9
65—85	(0,7)	0,8
85—100	(0,6)	0,7

Примечание. В скобках даны значения, полученные А. С. Зверевым.

изаллогипс AT_{700} при различных значениях V_{700} . Эти коэффициенты приведены в табл. 10.1.

К сожалению, отклонения от этих средних значений могут быть велики, что связано не только с неточностями вычисления V_{700} , но и с тем, что барические системы нельзя рассматривать как твердые тела, переносимые воздушным течением одного уровня.

Техника прогноза по правилу ведущего потока перемещения барических центров, осей ложбин (гребней), фронтов приземной карты сводится к тому, что по карте AT_{700} (AT_{500}) определяется средняя скорость ветра (несколько впереди рассматриваемой точки) и осуществляется перенос по потоку вдоль изогипс AT_{700} (AT_{500}) с учетом их кривизны. Если ожидается перестройка поля изогипс, то при прогнозе на сутки первые 12 часов перенос осуществляется вдоль изогипс исходной карты AT_{700} (AT_{500}), а последующие 12 часов — вдоль изогипс предсказанной карты AT_{700} (AT_{500}).

Напомним, что при использовании карты AT_{500} коэффициент переноса принимается в среднем равным 0,6. Однако его значение также зависит от скорости ветра на поверхности 500 мбар. При $V_{500} = 40\div 60$ км/ч значение $k_{500} \approx 1,0$, при $V_{500} = 70\div 90$ км/ч $k_{500} \approx 0,6$ и при $V_{500} = 100$ км/ч и более $k_{500} \approx 0,5$.

Опыт показал, что погрешности прогноза перемещения по правилу ведущего потока могут быть особенно велики при малых скоростях переноса на картах AT_{700} , когда барические образования находятся в более поздней стадии развития и расстояние между приземным центром и проекцией высотного центра составляет всего 100—200 км. В этих случаях при наличии больших температурных контрастов в тропосфере циклоны могут перемещаться почти по нормали к изогипсам со скоростями, превышающими 30 км/ч.

Если же малые скорости ветра будут наблюдаться при незначительных контрастах температур в тропосфере или термической симметрии барических образований, то в этих случаях центр циклона

(антициклона) сместится сравнительно на небольшое расстояние и изменения условий погоды в данном районе окажутся небольшими.

В. И. Бушук предложил под *ведущим потоком* понимать *среднюю векторную сумму поля скоростей всей тропосферы и значительной части стратосферы* над центральной и передней частью (100—200 км от центра) барических образований.

В тех случаях, когда изменение направления ветра выше поверхности 700 мбар мало, т. е. изогипсы AT_{700} и OT_{1000}^{500} (точнее OT_{1000}^{300}) совпадают по направлению, можно предсказывать перемещение центра циклона (антициклона) по направлению изогипс AT_{700} над центральной и передней частью барических образований на приземной карте. При этом предполагается, что направление геострофического ветра на карте AT_{700} достаточно точно отражает направление ведущего потока, который можно экстраполировать на ближайшие сутки.

При несовпадении изогипс AT_{700} и OT_{1000}^{500} рекомендуется определить средний вектор геострофического ветра на карте AT_{700} и средний вектор термического ветра на карте OT_{1000}^{500} над центральной и передней частями циклона на приземной карте. Векторная сумма, или равнодействующая, этих двух векторов, отложенная над приземным центром, будет указывать направление перемещения его в течение ближайших суток.

Недостаток этого способа заключается в недоучете термического ветра в вышележащем слое, геострофического ветра на других высотах и часто в субъективной оценке векторов среднего геострофического ветра и среднего термического ветра.

Для устранения этих недостатков в дальнейшем Бушук предложил определять осредненное поле геострофического ветра на основании осредненного по высоте поля геопотенциала по формуле

$$\bar{V}_g = \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m H_i \right) = \frac{1}{l} \frac{\partial}{\partial n} (\bar{H}),$$

где m — число слоев толщиной Δz ; \bar{H} — осредненное по высоте значение геопотенциальных высот изобарических поверхностей.

Проверка на доброкачественном материале с достаточно густой сетью аэрологических станций показала, что для прогноза направления перемещения низких и средних барических образований, когда ось струйного течения близка к центру, направление ведущего потока можно найти, используя формулу

$$\bar{H} = \frac{H_{350} + H_{700} + H_{500} + H_{300}}{4} + H_{1000}^{300}. \quad (10.11)$$

При совпадении изогипс на всех уровнях слагаемое H_{1000}^{300} не учитывается. В этом случае направление изогипс на любой поверхности отражает направление ведущего потока, которое можно экстраполировать на ближайшие сутки.

Для высоких барических образований, у которых ось струйного течения смещена в правую часть, направление ведущего потока определяется по формуле

$$\bar{H} = \frac{H_{850} + H_{700} + H_{500} + H_{300} + H_{200} + H_{100}}{6} + H_{1000}^{100}. \quad (10.12)$$

Предсказать скорости перемещения низких и средних циклонов можно по формуле $C = 0,5\bar{V}_T$, где \bar{V}_T — средняя скорость термического ветра, вычисленная по карте OT_{1000}^{500} над центральной и передней частью циклона.

В настоящее время практическое значение правила ведущего потока в прогнозе синоптического положения уменьшилось в связи с общим прогнозом барического поля численными методами, когда положение барических центров и их глубина получаются автоматически.

Частные приемы прогноза перемещения барических центров на основе решений уравнений гидротермодинамики будут рассмотрены в дальнейшем.

Отметим, что некоторые прогностические правила, полученные ранее эмпирически, непосредственно вытекают из более общего правила ведущего потока.

1. Термически асимметричный циклон перемещается в направлении, параллельном направлению изобар теплого сектора, причем холодный воздух остается слева от направления перемещения.

Легко видеть, что над центром молодого циклона изогипсы AT_{700} (AT_{500}) примерно параллельны изобарам теплого сектора. В теплом секторе направление горизонтального барического и термического градиентов одинаково и ветер не меняет своего направления с высотой, а только усиливается.

2. Циклон огибает малоподвижный (блокирующий) антициклон по часовой стрелке (имеется в виду северное полушарие).

Поскольку малоподвижный антициклон является высоким барическим образованием, то изогипсы AT_{700} (AT_{500}) близки по направлению к приземным изобарам антициклона (рис. 10.3). Тем самым перемещение циклона происходит в направлении ведущего потока.

Аналогично барическая ложбина перемещается относительно центра циклона против часовой стрелки, а барический гребень относительно центра антициклона — по часовой.

3. Два сопряженных циклона (с общими замкнутыми изобарами) совершают вращательное движение против часовой стрелки относительно друг друга (рис. 10.4). При этом оба циклона могут перемещаться в одном направлении, но расположенный впереди более старый циклон перемещается медленнее.

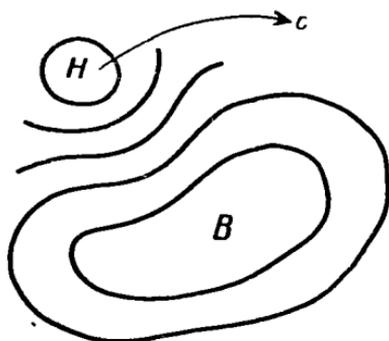


Рис. 10.3. Огибание циклоном малоподвижного антициклона.

В таких случаях передний циклон является высоким барическим образованием и высотные изогипсы этого циклона характеризуют направление ведущего потока для второго более молодого циклона.

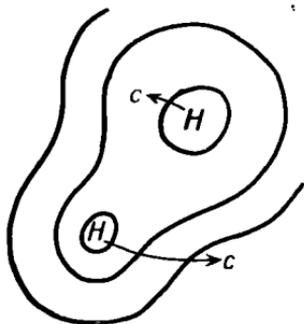


Рис. 10.4. Перемещение сопряженных циклонов.

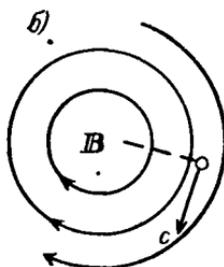
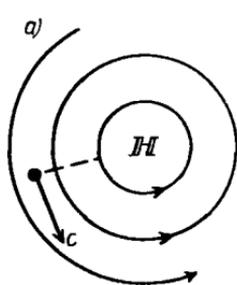


Рис. 10.5. Перемещение циклона (а) и антициклона (б) относительно центра и проекции высотной оси.

Если нанести на карту проекцию высотной оси циклона или антициклона, то циклон будет перемещаться по нормали к этой проекции и против часовой стрелки, а антициклон — по часовой стрелке (рис. 10.5).

10.5. Основы гидродинамического метода прогноза погоды

В последние два десятилетия технология составления прогнозов в СССР и в ряде других развитых стран претерпела существенные изменения. Если раньше прогноз синоптического положения целиком составлялся качественно-синоптическими методами, то теперь такие элементы синоптического положения, как будущее барическое поле, вертикальные токи, ветер, определяются с помощью электронных вычислительных машин путем численного решения системы уравнений гидродинамики. Рассчитанные прогностические карты используются синоптиком в прогностическом центре и готовыми факсимильно передаются в периферийные прогностические подразделения.

Первый практически применимый метод краткосрочного прогноза полей давления и температуры на основе уравнений гидродинамики был предложен в 1940 г. советским ученым И. А. Кибелем.

Оснащение Гидрометцентра СССР электронной вычислительной техникой большого быстрого действия создало условия для составления оперативных гидродинамических прогнозов полей давления и ветра в свободной атмосфере. С тех пор круг прогностических задач, решаемых численными методами, все время расширяется. В настоящее время наряду с прогнозами синоптического положения рассчитываются осадки, максимальная и минимальная температуры воздуха

у земли, волнение моря и др. Эти прогнозы базируются на результатах предвычисления полей давления и вертикальных токов.

Рассмотрим методы гидродинамического прогноза барического поля и других метеорологических величин.

Исходные уравнения гидродинамики. Основные уравнения гидродинамики, используемые для построения гидродинамического прогноза, выражают фундаментальные физические законы, сформулированные для сплошной среды, — закон сохранения количества движения, закон сохранения массы и закон сохранения энергии. Запишем эти уравнения в системе координат *x, y, p*, где *p* — атмосферное давление.

Уравнения (4.12) определяют закон сохранения количества движения в проекциях на горизонтальные координаты *x* и *y*. В левых частях этих равенств записаны ускорения, приобретаемые частицей единичной массы, в правых — силы, действующие на эту частицу.

В свободной атмосфере (выше пограничного слоя, простирающегося до 1—1,5 км) силой турбулентного трения можно пренебречь. Кроме того, в левых частях равенств обычно опускаются как малые слагаемые $\tilde{\omega} \frac{\partial u}{\partial p}$ и $\tilde{\omega} \frac{\partial v}{\partial p}$, зависящие от изменения функций *u* и *v* по вертикали.

С учетом сделанных упрощений уравнения (4.12) записываются в виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial H}{\partial x} + \tau_v, \quad (10.13)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial H}{\partial y} - \tau_u. \quad (10.14)$$

Поскольку в крупномасштабных атмосферных процессах (процессах, имеющих характерные размеры около тысячи километров) ускорения по вертикали пренебрежимо малы, уравнение, выражающее закон сохранения количества движения по оси *p*, упрощается, принимая вид уравнения статики. Однако из этого не следует, будто тем самым исключаются вертикальные движения воздуха (они учитываются другими уравнениями). Запись уравнения в виде

$$T = -\frac{gp}{R} \frac{\partial H}{\partial p} \quad (10.15)$$

говорит лишь о том, что в данном случае пренебрегается ускорениями, обусловленными нарушением равновесия между силой тяжести и вертикальной составляющей силы барического градиента.

Прогностическая модель атмосферы, использующая уравнение статики, получается, таким образом, в *квазистатическом приближении*. Все применяемые в настоящее время схемы прогноза крупномасштабных процессов основываются на квазистатическом приближении. Система уравнений (10.13)—(10.15) называется *квазистатической системой уравнений*.

Закон сохранения массы для сплошной среды записывается в виде уравнения неразрывности. В системе координат xyp в уравнении неразрывности пропадает слагаемое, характеризующее изменение плотности, и оно приобретает вид (5.21'):

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{\omega}}{\partial p} = 0. \quad (10.16)$$

Как видно из этого уравнения, в системе координат xyp атмосферный воздух описывается как несжимаемая жидкость, что значительно упрощает расчеты.

Закон сохранения энергии выражается первым началом термодинамики: притекающая к воздушной частице тепловая энергия расходуется на нагрев воздуха и работу расширения. Для не слишком больших промежутков времени (порядка суток) притоком тепла извне можно пренебречь. В этом случае уравнение притока тепла принимает вид

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} - \frac{RT(\gamma_a - \gamma)}{gp} \tilde{\omega} = 0. \quad (10.17)$$

Модель атмосферного процесса, в которой используется уравнение (10.17), называется *адиабатической моделью*. Принятие условия адиабатичности процессов значительно упрощает решение прогностической задачи и в то же время не вносит существенных ошибок в краткосрочный прогноз. В настоящее время, наряду с адиабатическими, разрабатываются модели, в которых учитывается тепло фазовых переходов воды, турбулентный и радиационный теплообмен.

Система (10.13)—(10.17) состоит из пяти уравнений и содержит пять неизвестных функций. Среди них три производные по времени $\left(\frac{\partial u}{\partial t}, \frac{\partial v}{\partial t}, \frac{\partial T}{\partial t}\right)$, кроме того, неизвестны изменяющиеся во времени высоты изобарических поверхностей H и вертикальная скорость в изобарической системе $\tilde{\omega}$. Таким образом, имеется замкнутая система уравнений относительно функций u , v , T , H , $\tilde{\omega}$. В общем виде аналитически эта система не решается, поэтому решение ее производится численными методами. Рассмотрим один из методов решения системы уравнений (10.13)—(10.17).

Как показывают специальные исследования и многолетний опыт синоптической работы, за пределами приэкваториальной области характерным для свободной атмосферы является близость ветра к геострофическому, что позволяет записать следующие соотношения:

$$u \approx u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial H}{\partial y}, \quad v \approx v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial H}{\partial x}. \quad (10.18)$$

Эта особенность атмосферных движений осложняет численное решение системы уравнений (10.13)—(10.17). Трудность решения вызвана тем, что искомые функции, находящиеся в левых частях

равенств (10.13) (10.14), являются малыми разностями больших величин, стоящих в правых частях равенств. Действительно, из формул (10.18) следует, что слагаемые в правых частях уравнений (10.13) и (10.14), будучи близкими по значениям и имея разные знаки, компенсируют друг друга (в среднем разность этих двух слагаемых не превосходит 10% от каждого из них в отдельности). Из-за малости величин, стоящих в левых частях равенств (10.13) (10.14), относительно небольшие ошибки в определении исходных данных (величин, стоящих в правых частях равенств) приводят к относительно большим погрешностям вычисления $\frac{\partial u}{\partial t}$ и $\frac{\partial v}{\partial t}$ и, следовательно, к существенному искажению результата.

Один из путей преодоления этой трудности заключается в преобразовании уравнений (10.13) и (10.14) таким образом, чтобы искомая функция имела одинаковый порядок с величинами в правых частях равенств. Такое преобразование было предложено А. А. Фридманом. Оно широко используется в настоящее время.

Если уравнение (10.14) продифференцировать по x , а уравнение (10.13) — по y и из первого результата вычесть второй, то придем к уравнению вихря скорости

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} (\Omega + l) + v \frac{\partial}{\partial y} (\Omega + l) = -l \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right), \quad (10.19)$$

где $\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ — вертикальная составляющая вихря скорости.

В правой части равенства (10.19) опущена величина Ω как малая по сравнению с параметром Кориолиса l .

Преимущество уравнения (10.19) по сравнению с уравнениями (10.13) и (10.14) заключается в том, что в нем искомая величина — производная $\frac{\partial \Omega}{\partial t}$ — оказалась одного порядка с другими слагаемыми, входящими в равенство.

В результате выполненных операций два уравнения движения заменены одним и система прогностических уравнений оказалась не замкнутой. В связи с этим возникает необходимость привлечь дополнительное соотношение.

Недостающее уравнение может быть получено, если продифференцировать равенство (10.13) по x , а равенство (10.14) по y и результаты сложить. Тогда, принимая условие бездивергентности (или соленидальности) движения $\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \right)$, придем к так называемому уравнению баланса, связывающему поле движения с полем H . В этом случае система прогностических уравнений описывает квазисоленидальную модель атмосферы.

Второй, более простой способ замыкания системы уравнений заключается в привлечении геострофических соотношений (10.18). В этом случае система прогностических уравнений описывает квазигеострофическую модель атмосферы.

В обоих случаях использование дополнительных предположений (о близости реального ветра к соленоидальному или к геострофическому) не только замыкает систему уравнений, но и позволяет исключить из рассмотрения явления меньших масштабов — отфильтровать «метеорологические шумы».

Квазигеострофическая адиабатическая бароклинная модель атмосферы. В зависимости от свойств, проявляемых жидкостью в изучаемом процессе, жидкости в гидродинамике делятся на баротропные и бароклинные. *Баротропной* называется жидкость, в которой плотность зависит лишь от давления. В *бароклинной жидкости* плотность является функцией не только давления, но и других параметров, например температуры. В соответствии с уравнением состояния воздуха изобарические и изотермические поверхности в баротропной жидкости должны совпадать, в бароклинной — пересекаться.

Опыт синоптического анализа показывает, что в атмосфере изобарические и изотермические поверхности обычно не совпадают (это проявляется в пересечении изотерм с изобарами на приземных синоптических картах и с изогипсами на картах абсолютной топографии изобарических поверхностей) и пространственное распределение давления еще не определяет его изменения во времени. Поэтому для прогноза поля давления требуется анализ, по крайней мере, двух полей метеорологических элементов — поля температуры и поля давления. Следовательно, при описании крупномасштабных атмосферных процессов средствами гидродинамики атмосферный воздух должен рассматриваться как бароклинная жидкость (в которой плотность зависит от давления и температуры). Численная гидродинамическая модель атмосферного процесса, в которой воздух рассматривается как бароклинная жидкость, называется *бароклинной моделью атмосферы*. Эта модель учитывает вертикальную структуру атмосферы и дает более точное описание реальных крупномасштабных процессов в атмосфере по сравнению с баротропной моделью, представляющей осредненное по высоте состояние атмосферы.

Задача прогноза барического поля для бароклинной модели атмосферы в квазигеострофическом и адиабатическом приближениях решена у нас в стране впервые в 1951 г. Н. И. Булеевым и Г. И. Марчуком. Это решение легло в основу ряда прогностических схем, применяемых в настоящее время в практике.

В качестве исходных используются уравнения (10.15)–(10.19). Решение ищется для свободной атмосферы. Затем полученные результаты корректируются с учетом влияния пограничного слоя.

Рассмотрим кратко методику решения, предложенную Булеевым и Марчуком.

В правую часть уравнения вихря скорости (10.19) входит горизонтальная дивергенция скорости. Непосредственно находить дивергенцию, используя информацию о ветре, практически невозможно из-за низкой точности измерений ветра и большой пестроты его поля.

Поэтому горизонтальную дивергенцию скорости исключим с помощью уравнения неразрывности (10.16). Тогда приходим к уравнению

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} - A_{\Omega} = l \frac{\partial \tilde{w}}{\partial p}, \quad (10.20)$$

где

$$A_{\Omega} = - \left(u \frac{\partial (\Omega + l)}{\partial x} + v \frac{\partial (\Omega + l)}{\partial y} \right). \quad (10.21)$$

В уравнении притока тепла (10.17) коэффициент при вертикальной скорости \tilde{w} характеризует устойчивость атмосферы. Полагая его постоянным, получаем

$$\frac{\partial T}{\partial t} - A_T = \frac{c^2}{R\rho} \tilde{w}, \quad (10.22)$$

где

$$A_T = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right), \quad (10.23)$$

$$c^2 = \frac{R^2 T}{g} (\gamma_a - \gamma)$$

— параметр вертикальной устойчивости атмосферы.

От переменной p перейдем к новой независимой переменной $\zeta = \frac{p}{p_0}$ ($p_0 = 1000$ мбар — стандартное давление на уровне моря). Переменная ζ безразмерна. Она меняется от 0 на верхней границе атмосферы до 1 при $p = p_0$ и характеризует часть, которую составляет вес атмосферного столба, расположенного над рассматриваемым уровнем, по отношению к весу всего столба. Исключая из уравнения (10.20) Ω с помощью геострофических соотношений (10.18), а из уравнения (10.22) температуру на основании уравнения статики (10.15), получаем

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \nabla^2 H}{\partial t} - \frac{l}{g} A_{\Omega} &= \frac{l^2}{g\rho_0} \frac{\partial \tilde{w}}{\partial \zeta} \\ \zeta^2 \frac{\partial^2 H}{\partial \zeta^2 \partial t} + \zeta \frac{R}{g} A_T &= - \frac{c^2}{g\rho_0} \tilde{w} \end{aligned} \right\} \quad (10.24)$$

В системе уравнений (10.24) две неизвестные функции H и \tilde{w} . Исключая из этих уравнений \tilde{w} , приходим к уравнению

$$\nabla^2 \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{l^2}{c^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(\zeta^2 \frac{\partial H}{\partial \zeta} \frac{\partial H}{\partial t} \right) = \frac{l}{g} A_{\Omega} - \frac{l^2}{c^2} \frac{R}{g} \frac{\partial}{\partial \zeta} (\zeta A_T). \quad (10.25)$$

Относительно H это уравнение аналитически не решается, поэтому функция H находится приближенно численными методами. Методика определения H основана на замене интегрирования по t решением задачи шагами по времени. При этом на каждом временном шаге H и ее пространственные производные считаются известными функциями координат.

Относительно $\frac{\partial H}{\partial t}$ уравнение (10.25) является линейным дифференциальным уравнением второго порядка эллиптического типа по переменным x , y , ζ . Для решения его на ограниченной области должны быть заданы граничные условия по всем трем координатам. Если уравнение решается на бесконечной плоскости, достаточно задать граничные условия по переменной ζ .

Первое условие по переменной ζ задается у поверхности земли и отражает свойство непроницаемости воздуха через поверхность земли.

Для плоской земли его можно записать в виде

$$\omega|_{z=0} = 0, \quad (10.26)$$

где ω — вертикальная скорость.

Второе условие задается на верхней границе атмосферы следующим образом:

$$\tilde{\omega}|_{\zeta=0} = 0. \quad (10.27)$$

Оно означает, что воздух не покидает атмосферу Земли и не приходит извне. Вместе с тем оно допускает возможность поднятия и опускания верхней границы атмосферы.

Решение уравнения (10.25) при граничных условиях (10.26) и (10.27) для точки с координатами x , y , ζ , полученное Н. И. Булеевым и Г. И. Марчуком, имеет вид

$$\frac{\partial H(x, y, \zeta)}{\partial t} = - \int_0^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} G_1 A_\Omega dx' dy' d\zeta' - \int_0^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} G_2 A_T dx' dy' d\zeta', \quad (10.28)$$

где x' , y' , ζ' — переменные интегрирования, G_1 , G_2 — функции, показывающие влияние соответственно адвекции вихря A_Ω и адвекции температуры A_T в точке с координатами x' , y' , ζ' на искомую функцию $\frac{\partial H}{\partial t}$ в точке x , y , ζ .

Согласно решению (10.28), высоты рассчитываемой изобарической поверхности изменяются в результате действия двух факторов — адвекции вихря скорости (первый интеграл в правой части равенства) и адвекции температуры (второй интеграл).

Функция влияния G_1 всюду положительна. Она убывает с удалением от точки, в которой определяется $\frac{\partial H}{\partial t}$, как по горизонтали, так и по вертикали. При адвекции циклонического вихря (в этом случае $A_\Omega > 0$) изобарическая поверхность опускается ($\frac{\partial H}{\partial t} < 0$). Адвекция антициклонического вихря ($A_\Omega < 0$) приводит к повышению изобарической поверхности ($\frac{\partial H}{\partial t} > 0$).

Полученный результат находится в согласии с основным положением синоптики, связывающим приход циклона с падением давле-

ния на соответствующем уровне, приход антициклона — с ростом давления.

Функция влияния G_2 имеет разные знаки в зависимости от соотношения между ζ' и ζ . Для изобарических поверхностей, расположенных выше поверхности, на которой определяется $\frac{\partial H}{\partial t}$ ($\zeta' < \zeta$), функция G_2 положительна, для поверхностей, лежащих ниже этой поверхности ($\zeta' > \zeta$), функция G_2 отрицательна. Абсолютная величина функции влияния G_2 уменьшается с удалением от точки расчета. Такой вид функции G_2 приводит к тому, что адвекция теплого воздуха ($A_T > 0$), происходящая в слое, расположенном выше рассматриваемого уровня, вызывает понижение высоты изобарической поверхности ($\frac{\partial H}{\partial t} < 0$), т. е. падение давления на этом уровне, и наоборот, адвекция теплого воздуха в нижележащем слое — рост давления на рассматриваемом уровне.

Адвекция холодного воздуха ($A_T < 0$) в слое атмосферы, расположенном выше рассматриваемого уровня, повышает давление на нем ($\frac{\partial H}{\partial t} > 0$), в слое под рассматриваемым уровнем — понижает давление на нем ($\frac{\partial H}{\partial t} < 0$).

Качественно картину изменения давления при адвективном изменении температуры воздуха можно проследить на следующем примере.

Пусть в некотором слое атмосферы происходит адвекция теплого воздуха. Она вызовет падение давления на нижней границе этого слоя, поскольку весь слой, в котором происходит адвекция тепла, располагается выше рассматриваемого уровня. С высотой падение давления будет ослабевать, так как уменьшается толщина слоя адвекции, расположенного выше рассматриваемого уровня, и возрастает толщина слоя под ним. Где-то в середине слоя давление за счет адвекции тепла не должно меняться. Здесь влияние верхнего и нижнего слоев компенсируется. Выше этого уровня падение давления сменяется ростом, который по мере приближения к верхней границе слоя адвекции увеличивается.

При адвективном похолодании картина обратная. В нижней части слоя адвекции температуры давление растет, в верхней части — падает.

Таким образом, внутри слоя, в котором имеет место адвективное изменение температуры, существует уровень, на котором адвекция температуры не изменяет давления. Этот уровень называют *средним*. Высота среднего уровня определяется распределением адвекции температуры.

Зависимость положения среднего уровня от распределения температурной адвекции по высоте иллюстрирует рис. 10.6. На нем схематически изображен временной ход высот изобарических поверхностей в следующих трех случаях: а) адвекция тепла во всем слое

от z_0 до z_B равномерна; б) адвекция теплого воздуха сильнее в нижней половине слоя; в) адвекция теплого воздуха сильнее в верхней половине слоя.

Как видно из рис. 10.6, при адвекции теплого воздуха давление у земли падает, в верхней части слоя адвекции давление в это время растет. Если адвекция теплого воздуха во всем слое равномерна (случай а), то средний уровень располагается на высоте z_2 . Если в нижней половине слоя адвекция выражена сильнее, чем в верхней, то уровень, на котором происходит компенсация противоположных

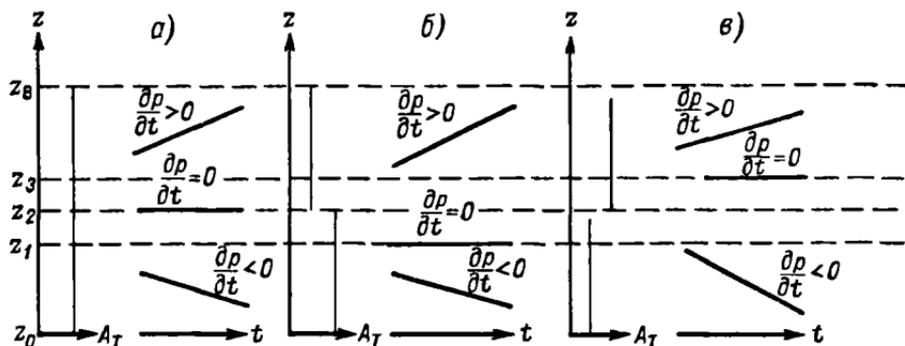


Рис. 10.6. Изменение высот изобарических поверхностей во времени при адвекции теплого воздуха в слое от земли (z_0) до высоты z_B .

а) $(A_T)_H = (A_T)_B$, б) $(A_T)_H > (A_T)_B$, в) $(A_T)_B > (A_T)_H$.

тенденций, снижается и средний уровень опускается до высоты z_1 . При более сильной адвекции в верхней половине слоя средний уровень поднимается на высоту z_3 .

Специально поставленные исследования указывают на значительные колебания высоты среднего уровня атмосферы от точки к точке и во времени. Он может исчезнуть совсем, может быть одновременно несколько уровней с неизменным во времени давлением. Чаще всего средний уровень располагается на высотах 3—5 км.

Анализ формулы (10.28) показывает, что положение среднего уровня атмосферы зависит от распределения температурной адвекции по высоте. В частности, одинаковая по знаку и по интенсивности адвекция температуры в средней тропосфере приводит к появлению одного среднего уровня атмосферы, расположенного на высотах 3—5 км.

Как следует из определения, в бароклинной жидкости изобарические и изотермические поверхности в общем случае пересекаются. В сочетании с движением воздуха это ведет к появлению термической адвекции. Следовательно, решение прогностической задачи в рамках бароклинной модели атмосферы должно содержать члены, зависящие от адвективного изменения температуры. В полученном решении такой член имеется — второй интеграл в формуле (10.28)

дает вклад термической адвекции в изменение давления (в величину $\frac{\partial H}{\partial t}$).

Но на среднем уровне второй интеграл в решении (10.28) равен нулю. По конечному результату это равносильно отсутствию адвекции температуры, что характерно для баротропной жидкости, в которой изобарические и изотермические поверхности совпадают. Следовательно, при прогнозе на среднем уровне можно ограничиться более простой моделью — *баротропной моделью атмосферы*.

На начальном этапе развития численных методов прогноза баротропные модели как более простые широко применялись в практике. По ним составлялись прогностические карты AT_{700} и AT_{500} . В настоящее время в оперативной практике баротропные модели заменены более совершенными *бароклиными моделями*, хотя в ряде случаев они используются как вспомогательные.

Методика расчета на ЭВМ бароклиного прогноза в квазигеострофическом приближении. В применяемых в настоящее время расчетных схемах в качестве исходных данных для составления прогноза используются значения высот изобарических поверхностей в узлах регулярной сетки. В большинстве прогностических схем значения H задаются для трех изобарических поверхностей (так называемые трехуровневые схемы). Но имеются схемы с большим числом используемых уровней.

Методика расчета на ЭВМ бароклиного прогноза в квазигеострофическом приближении состоит в следующем.

Поскольку в прогностическое уравнение (10.25) входят в качестве известных функций координат адвекция вихря A_Ω и адвективное изменение температуры A_T , расчет начинается с нахождения полей этих величин. Функции A_Ω и A_T , определяемые формулами (10.21) и (10.23), в геострофическом приближении принимают вид

$$A_\Omega = -\frac{g}{l} \left(H, \frac{g}{l} \nabla^2 H + l \right),$$

$$A_T = \frac{g^2 \zeta}{lR} \left(H, \frac{\partial H}{\partial \zeta} \right), \quad (10.29)$$

где оператор $(a, b) = \frac{\partial a}{\partial x} \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial a}{\partial y} \frac{\partial b}{\partial x}$ — якобиан.

В соответствии с формулами (10.29) H как функция трех координат (x, y, ζ) целиком определяет величины A_Ω и A_T .

Расчет полей A_Ω и A_T производится на машине по исходным полям H , при этом пространственные производные заменяются отношениями конечных разностей. Если исходное поле H задано в $n \times m$ узлах сеточной области (рис. 10.7), то область вычисления $\nabla^2 H$ в конечных разностях уменьшается, отступая от границ на один шаг. Расчет якобиана также связан с отступлением от границ на

шаг. Поэтому область определения A_{Ω} и A_T составляет $(n - 4) \times (m - 4)$ узлов.

После расчета полей A_{Ω} и A_T на всех уровнях можно приступить к нахождению $\frac{\partial H}{\partial t}$.

Значения тенденции $\frac{\partial H}{\partial t}$ в узлах сетки определяются в результате численного решения дифференциального уравнения (10.25) для этой функции. При этом используется либо метод функций влияния, либо итерационный метод.

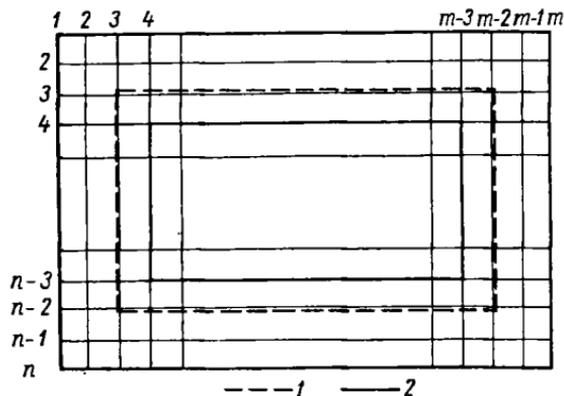


Рис. 10.7. Сетка точек для расчета $\frac{\partial H}{\partial t}$.

1 — граница области расчета A_{Ω} , A_T ,

2 — граница области расчета $\frac{\partial H}{\partial t}$.

Исходным для расчета $\frac{\partial H}{\partial t}$ методом функций влияния является интегральное решение (10.28). Метод основан на численном нахождении значений интегралов, которые заменяются суммами. Величины A_{Ω} и A_T , входящие в подынтегральные выражения, берутся в точках сеточной области с весами, определенными заранее теоретически. Поскольку функция влияния убывает с удалением от узла, в котором ищется $\frac{\partial H}{\partial t}$, вклад, вносимый величинами A_{Ω} и A_T в дальних точках, незначителен. Это позволяет при расчете $\frac{\partial H}{\partial t}$ ограничиться учетом значений A_{Ω} и A_T в узлах, ближайших к рассматриваемому, что упрощает решение задачи.

Итерационный метод расчета $\frac{\partial H}{\partial t}$ основан на численном решении непосредственно уравнения (10.25). При использовании метода дифференциальное уравнение (10.25) заменяется конечно-разностным (сеточным) уравнением, которое и решается относительно $\frac{\partial H}{\partial t}$. При этом получается система, содержащая большое число алгебраических уравнений (число уравнений n соответственно неизвестных равно числу узлов, для которых ищется $\frac{\partial H}{\partial t}$). Наиболее экономично решение ее может быть получено различными итерационными способами (путем последовательных приближений). По сравнению с методом функций влияния итерационный метод расчета является более строгим в математическом отношении, но одновременно и более сложным

в реализации, так как требует большего быстродействия машины и более емкой оперативной памяти ЭВМ.

Метод нахождения $\frac{\partial H}{\partial t}$ с помощью функций влияния в СССР реализован в прогностических схемах П. К. Душкина и Е. Г. Ломоносова, С. Л. Белоусова и др. Примером прогноза итерационным методом может служить схема, разработанная П. Н. Беловым. Поскольку при расчете $\frac{\partial H}{\partial t}$ в узле сетки используются величины A_{Ω} и A_T не только в этом узле, но и в окружающих узлах, результат получается для сеточной области, которая находится внутри области расчета A_{Ω} и A_T и включает $(n - 6) \times (m - 6)$ узлов (см. рис. 10.7).

Найденные значения $\frac{\partial H}{\partial t}$ используются для определения H в следующий момент времени $t + \delta t$ (делается шаг по времени). Расчет проводится по формуле

$$H(t + \delta t) = H(t) + \frac{\partial H}{\partial t} \delta t, \quad (10.30)$$

где δt — шаг по времени, обычно принимаемый в расчетах равным 1 или 1,5 часа.

В результате осуществления шага по времени значения H , полученные для момента времени $t + \delta t$, заполняют внутреннюю область в $(n - 6) \times (m - 6)$ узлов. В то же время для проведения расчетов на следующем шаге по времени необходимы значения H во всей сеточной области, состоящей из $n \times m$ узлов. Чтобы восполнить недостающие значения H , используются граничные условия. Обычно для граничных узлов сетки принимается условие $\frac{\partial H}{\partial t} = 0$, оставляющее в этих узлах исходные значения H .

Поле H , составленное из рассчитанных значений H в узлах внутренней области и из исходных H в остальных узлах, может содержать мелкомасштабные возмущения, которые, накапливаясь в процессе счета по времени, могут возрасти до такой степени, что исказят истинную картину развития крупномасштабных процессов. Чтобы ослабить роль этих возмущений, перед выполнением нового цикла расчетов по времени поле H в некоторых расчетных схемах подвергается сглаживанию.

Сглаженное поле H , соответствующее моменту времени $t + \delta t$, оказывается, таким образом, подготовленным к повторению нового цикла расчетов.

На следующем шаге по времени счет опять начинается с вычисления значений A_{Ω} и A_T , затем в узлах внутренней области определяются значения $\frac{\partial H}{\partial t}$ и H , соответствующие моменту времени $t + 2\delta t$. После присоединения к ним значений H в узлах граничной области, взятых с предыдущего временного шага, и проведения сглаживания образованного таким образом поля H для всей сеточной области

можно приступить к новому циклу расчетов. Так, шагами по времени рассчитываются прогностические значения поля H в узлах сетки. Результаты расчета выдаются на печать — автоматически печатаются на специальном устройстве, соединенном с вычислительной машиной и управляемом ею.

Попутно с прогнозом поля H на машине рассчитываются поля крупномасштабных вертикальных движений на основных изобарических поверхностях, соответствующие исходному моменту времени, и прогностические. Вертикальная скорость в изобарических координатах $\tilde{\omega}$ определяется из второго уравнения системы (10.24) с использованием рассчитанных значений $\frac{\partial H}{\partial t}$.

В связи с тем, что в исходных уравнениях движения (10.13), (10.14) отброшены члены, учитывающие трение, полученное решение справедливо лишь для идеальной жидкости. Поскольку, как показали исследования, силы трения, вызванные взаимодействием движущегося воздуха с подстилающей поверхностью, выше пограничного слоя атмосферы малы, свободную атмосферу, в общем, можно считать идеальной жидкостью (исключение составляют зоны фронтов и струйных течений со значительным вертикальным и горизонтальным сдвигами ветра). Поэтому при описании крупномасштабных процессов в реальной атмосфере появляется возможность воспользоваться решением, полученным для идеальной жидкости, введя в него поправку на трение в пограничном слое.

Поскольку приземное трение отклоняет ветер от изобар в сторону низкого давления, в зависимости от кривизны барического поля у земли при этом возникают восходящие (в циклонах и ложбинах) или нисходящие (в антициклонах и гребнях) движения. Метод расчета вертикальной составляющей скорости в пограничном слое изложен в (п. 5.8). В прогностических схемах вертикальные движения, порожденные трением у земли, учитываются путем замены граничного условия (10.26) на условие

$$\omega|_{z=0} = \omega_{\text{тр}}, \quad (10.31)$$

где $\omega_{\text{тр}}$ — вертикальная скорость, вызванная трением у земли. Это приводит, в частности, к появлению в решении (10.28) дополнительного слагаемого, содержащего интеграл от произведения $\omega_{\text{тр}}$ на соответствующую функцию влияния.

В решении, полученном с учетом условия (10.31), эффект приземного трения проявляется в некотором сглаживании барического поля и в появлении дополнительных вертикальных движений в районах, занятых циклонами и антициклонами у земли. С высотой влияние приземного трения на решение ослабевает.

Аналогично в решение может быть введена поправка на орografiю.

Поскольку движущийся вблизи земной поверхности воздух в соответствии с рельефом местности совершает вынужденные подъем

и опускание, роль орографии приближенно может быть учтена введением в граничное условие (10.31) дополнительной вертикальной скорости. Последняя зависит от крутизны склона на пути потока воздуха и от скорости этого потока. Однако такой способ учета орографии в решении приемлем лишь для сравнительно невысоких гор (для гор высотой до 1,5—2 км), поскольку поправка вводится в граничное условие, которое сформулировано для уровня $z = 0$. Для высоких горных массивов граничное условие должно задаваться на уровнях, соответствующих высоте рельефа.

Такова в общих чертах методика расчета на ЭВМ бароклинического прогноза в квазигеострофическом приближении.

Наряду с квазигеострофическими прогностическими моделями в настоящее время разработаны и используются в практике различные *негеострофические модели*, в которых решение системы квазистатических уравнений (10.13)—(10.17) производится без привлечения соотношений (10.18). При этом получение прогноза крупномасштабных процессов осложняется появлением метеорологических шумов — мелкомасштабных возмущений, которые, накладываясь на процессы крупного масштаба, искажают последние, — и вычислительной неустойчивостью решения. Преодолеть эти трудности удастся введением различных видов взаимного согласования исходных и рассчитываемых полей давления и ветра и путем применения более сложного математического аппарата. В этом направлении используются различные средства: вводятся более короткие шаги интегрирования по времени, применяются неявные и иные более устойчивые схемы решения уравнений, проводится решение задачи «методом расщепления».

Метод расщепления упрощает процедуру получения численного решения дифференциальных уравнений на электронных вычислительных машинах. Он заключается в следующем. Исходные дифференциальные уравнения разбиваются (расщепляются) на более простые уравнения, учитывающие отдельные физические факторы из общего числа факторов, фигурирующих в модели. Соответственно шаг по времени разбивается на более короткие интервалы, и интегрирование исходных уравнений в течение шага по времени заменяется последовательным интегрированием упрощенных уравнений в пределах каждого интервала.

10.6. Оперативная работа метеорологического вычислительного центра

Для расчета прогноза на ЭВМ в машину должна быть введена необходимая исходная информация. Подготовка и ввод этой информации в машину требуют выполнения большой трудоемкой работы. Поэтому ручная подготовка исходных данных связана со значительными затратами времени, что задерживает начало счета на ЭВМ

и выдачу прогноза потребителю и тем самым снижает эффективность прогноза. Кроме того, ручная переработка информации неизбежно порождает дополнительные ошибки, ухудшающие качество прогноза. Все сказанное, а также соображения экономического характера, связанные с необходимостью содержать большой штат работников, выдвигают проблему *автоматизации подготовки исходных данных к расчету прогноза на машине как первоочередную*.

Решение задачи автоматического ввода метеорологической информации в ЭВМ и подготовки исходных данных для расчета прогноза проводилось постепенно по мере совершенствования парка ЭВМ и накопления опыта. В настоящее время эта проблема в основном решена, и в оперативную прогностическую работу внедрен комплекс автоматизированной обработки метеорологической информации.

Комплекс автоматизированной обработки информации включает следующие этапы работы:

- 1) сбор и первичную обработку поступающих аэрологических и синоптических сводок;
- 2) численный анализ метеорологических полей;
- 3) расчет прогнозов по разным прогностическим схемам для различных районов и на разные сроки;
- 4) выдачу результатов анализа и прогноза в удобном для потребителя виде.

Весь цикл работы проводится 2 раза в сутки соответственно срокам основных аэрологических наблюдений. Результаты расчетов по всему комплексу, как правило, бывают готовы через 6—9 часов после срока наблюдений. Время это в значительной степени зависит от размеров района, для которого дается прогноз, так как с увеличением области сбора информации возрастает время, необходимое для поступления сводок с исходными данными. Поэтому в ряде случаев целесообразно проводить два сеанса расчетов. Сначала, по мере поступления метеорологической информации от ближайших пунктов, расчеты проводить для сравнительно небольшой территории, затем цикл расчетов повторить для увеличенной области.

Кратко рассмотрим основные этапы работы комплекса.

1. Сбор и первичная обработка поступающих аэрологических и синоптических сводок. Задача этого этапа работы — ввести в память ЭВМ значения основных метеорологических величин на станциях.

Для осуществления сбора метеорологической информации вычислительная машина через специальную аппаратуру сопряжения соединяется с каналами связи.

Поскольку телеграммы могут поступать по нескольким каналам связи одновременно, пришедшие по разным каналам телеграфные символы оказываются перемешанными в памяти машины. Чтобы после приема информации полученные данные можно было расшифровать и скомпоновать в телеграммы, каждый принятый и записанный в память ЭВМ телеграфный символ маркируется номером

канала связи. С помощью маркера машина затем сортирует все поступившие символы по каналам связи, выстраивая их в порядке поступления в каждом направлении отдельно, — производится «сшивка» телеграмм п сводок.

Принимаемые телеграммы могут содержать аэрологическую, синоптическую, гидрологическую и иную информацию. Поэтому на следующей стадии обработки они анализируются на предмет выявления той информации, которая подлежит обработке. Для этого путем выполнения ряда логических операций программа, имитируя действия человека, отыскивает такие служебные сигналы телеграфных сообщений, как пробел, перевод рулона, возврат каретки, и с их помощью сообщения расчленяет на отдельные телеграммы, а каждую телеграмму разбивает на пятизначные группы. Затем проводится последовательный просмотр групп. Используя характерные признаки заголовка и структуру телеграммы (например, аэрологическая телеграмма в части А содержит повторяющиеся группы, соответствующие главным изобарическим поверхностям с признаками этих поверхностей), программа отбирает нужные телеграммы. Содержание этих телеграмм расшифровывается и выписывается в упорядоченном виде по стандартному макету, разработанному для этого типа телеграмм. Так, например, макет для записи аэрологических данных на станции содержит индекс станции и срок наблюдений, затем идут сведения о высоте, температуре, точке росы, направлении и скорости ветра последовательно на главных изобарических поверхностях. Макет каждой станции занимает несколько ячеек памяти машины.

Работа первого этапа заканчивается контролем правильности принятых сообщений. Контроль проводится для каждой телеграммы отдельно и предусматривает проверку согласованности отдельных данных, содержащихся в телеграмме, между собой. Для этого в память машины введены критериальные соотношения между разными параметрами атмосферы, полученные на основе изучения физических и статистических связей. С помощью этих соотношений машина анализирует телеграмму и выявляет противоречивые сообщения, подлежащие браковке. Например, точка росы не может быть выше температуры, толщина слоя между главными изобарическими поверхностями зависит от температуры слоя и не должна превосходить некоторый заранее установленный предел и т. д. Сведения о забракованных станциях выдаются на печать.

2. Численный анализ метеорологических полей. Задача этого этапа — получить значения метеорологических величин в узлах регулярной сетки (например, в узлах сетки, изображенной на рис. 10.7), используя данные наблюдений на станциях.

Работа программы начинается с горизонтального контроля, который, дополняя вертикальный контроль телеграмм, обеспечивает согласование данных по горизонтали. Для проведения горизонталь-

ного контроля и последующего анализа в памяти машины строится так называемая машинная карта. В машинной карте место для размещения сообщения с каждой станции строго зафиксировано. Для нахождения этого места (номера ячейки) используется машинный «словарь станций», таблица, позволяющая по индексу станции определять ее «координаты» (место) на машинной карте. При поступлении данных с какой-либо станции в соответствии с «положением» станции на машинной карте эти данные записываются в определенные ячейки памяти. Отсутствие данных со станции фиксируется на машинной карте специальным признаком.

После построения машинной карты программой расчета осуществляется горизонтальный контроль данных на станциях. Контролю подвергаются поочередно данные всех станций. При этом используются разные средства. Подобно синоптику, машина сравнивает значения метеорологического элемента на одной станции со значениями на окружающих ее станциях. Если расхождения допустимы (станция не выпадает), то данные этой станции сохраняются. В противном случае станция бракуется, сведения о ней выдаются на печать. Аналогичным образом может быть проведено сравнение горизонтальных градиентов анализируемой метеорологической величины, рассчитанной на станции и в ее окружении.

Контроль информации на станции может осуществляться также путем сравнения значения метеорологической величины на проверяемой станции с тем значением, которое получается на ней посредством интерполяции данных других станций. Для этого со станций, окружающих проверяемую станцию, значение анализируемой метеорологической величины интерполируется на проверяемую станцию, для этой станции находится разность между сообщенным и интерполированным значениями, которая и сравнивается с допустимой. Преимущество такого вида контроля обусловлено тем, что для его проведения не требуется специальная программа — он может выполняться по программе, осуществляющей интерполяцию на узел.

Сейчас разрабатывается методика более эффективной организации контроля аэрологических телеграмм. Она заключается в том, что два вида контроля — контроль по вертикали и контроль по горизонтали, выполняемые последовательно и независимо друг от друга, объединяются в один комплексный.

По окончании горизонтального контроля машина переходит непосредственно к *объективному анализу* — к интерполяции значений метеорологической величины со станций на узлы регулярной сетки.

В настоящее время осуществляется объективный анализ полей следующих метеорологических величин:

- высот основных изобарических поверхностей,
- составляющих ветра на основных изобарических поверхностях,
- температуры воздуха на основных изобарических поверхностях и у земли,

— точки росы на основных изобарических поверхностях и у земли,
— давления воздуха на уровне моря и барической тенденции у земли.

Среди используемых методов объективного анализа наибольшее распространение получили следующие:

- 1) метод полиномиальной интерполяции,
- 2) метод последовательных уточнений,
- 3) метод оптимальной интерполяции.

При *полиномиальной интерполяции* поле метеорологической величины в районе узла сетки аппроксимируется алгебраическим полиномом относительно переменных x и y . Обычно для аппроксимации привлекается полином второй, иногда третьей степени. Коэффициенты аппроксимирующего полинома вычисляются по значениям метеорологической величины на станциях, окружающих узел. Расчет коэффициентов полинома производится методом наименьших квадратов. Этим достигается наилучшее приближение аппроксимированного поля к значениям, имеющимся на станциях. Вычисленные коэффициенты полинома используются для нахождения интерполированного значения метеорологической величины в узле. Цикл операций повторяется для всех узлов сетки.

Методом *последовательных уточнений* предусматривается следующий порядок расчетов. Заранее, до поступления информации со станций, в узлы регулярной сетки записываются ожидаемые по прогнозу значения метеорологической величины либо климатические нормы, либо сочетания климатических и прогностических значений. Созданное таким образом «предварительное» поле затем исправляется, корректируется фактическими данными на станциях. Для этого значения метеорологической величины, записанные в узлах регулярной сетки, интерполируются на станции, где они сравниваются с фактическими значениями — определяются невязки. По рассчитанным невязкам находят поправки, которые вносятся в предварительное поле с целью его согласования с полем фактических значений на станциях. Подправленные после первого приближения значения метеорологической величины в узлах регулярной сетки снова интерполируются на станции, находят новые невязки между интерполированными и фактическими значениями на станциях, по ним проводится новая коррекция.

Так, последовательно, многократным повторением расчетов, поле в узлах регулярной сетки приводится в соответствие с полем фактических данных на станциях.

При объективном анализе методом *оптимальной интерполяции* значение метеорологической величины в каждом узле регулярной сетки получается путем сложения климатической нормы анализируемой метеорологической величины в этом узле с аномалией (с отклонением от нормы). Аномалия в узле рассчитывается по фактическим аномалиям на станциях, окружающих узел. В применяемых расчетных схемах к интерполяции на узел привлекаются данные 4—8 стан-

ций. При этом аномалия в узле находится суммированием значений аномалий на окружающих станциях с определенными весовыми множителями. Последние зависят от взаимного расположения станций и узла. С удалением станции от узла вес ее уменьшается. Он также уменьшается при возрастании плотности близлежащих станций, из числа привлекаемых к интерполяции. Весовые множители подбираются оптимальными в статистическом смысле, исходя из условия минимума ошибки интерполяции. Для их нахождения используется пространственная автокорреляционная функция анализируемой метеорологической величины, характеризующая статистическую связь между значениями его аномалии в двух точках в зависимости от расстояния между ними.

Подробное описание рассмотренных методов интерполяции дается в литературе по численному анализу метеорологических полей. Не останавливаясь на нем, отметим лишь, что в связи с развитием спутниковой метеорологии в последнее время активно разрабатываются и внедряются в оперативную работу методы численного анализа и усвоения несинхронной метеорологической информации. В отличие от разобранных методов эти методы призваны проводить совместный анализ синхронных наблюдений с сети метеорологических и аэрологических станций и непрерывных измерений, поступающих с ИСЗ. Поскольку в этом случае анализируемые параметры могут различаться тремя пространственными координатами и временем наблюдения, анализ должен быть четырехмерным.

Результаты численного анализа используются в дальнейшем счете на машине и выдаются на печать.

3. Расчет прогнозов по разным прогностическим схемам для различных районов и на разные сроки. После завершения численного анализа машина переходит к следующему этапу работы — к расчету прогнозов.

Оперативно в настоящее время составляются численные прогнозы карт барической топографии, вертикальных токов и ветра в свободной атмосфере на различные сроки до 72 часов, суточные прогнозы приземного давления, обложных и конвективных осадков, максимальных и минимальных температур и скорости ветра в приземном слое. Расчеты производятся по различным численным схемам. Условно все применяемые прогностические схемы можно разбить на следующие основные группы:

- а) схемы, использующие квазигеострофическое приближение;
- б) негеострофические схемы, в которых прогноз получается путем интегрирования полной квазистатической системы уравнений;
- в) синоптико-гидродинамические схемы.

Наиболее простыми в реализации являются схемы, основанные на квазигеострофическом приближении. Они нашли широкое применение в работе Гидрометцентра СССР, ряда региональных метеорологических центров и бюро погоды в СССР.

В квазигеострофической трехуровневой схеме С. Л. Белоусова в качестве исходных используются значения H в узлах регулярной сетки с шагом 300 км на поверхностях 850, 500 и 300 мбар. В расчетах учитывается изменение масштаба карты с широтой. Прогноз H , вертикальных движений и траекторий воздушных частиц строится полуторачасовыми шагами по времени для поверхностей 850, 500 и 300 мбар. Кроме того, интерполяцией между поверхностями 850 и 500 мбар получается прогноз H поверхности 700 мбар. Прогноз дается на срок до трех суток. В другом варианте этой же схемы вместо AT_{300} дается прогноз AT_{200} .

В трехуровневой прогностической схеме П. Н. Белова прогнозируются карты AT_{850} , AT_{500} и AT_{200} . Учитывается трение в приземном слое, изменение масштаба карты и параметра Кориолиса с широтой.

В квазигеострофической схеме Л. В. Руховца прогноз дается для пяти уровней (AT_{1000} , AT_{850} , AT_{700} , AT_{500} , AT_{300}). В целях экономии оперативной памяти машины и сокращения времени счета вертикальная структура атмосферы в каждом узле описывается параметрически. При этом вместо пяти значений высот основных изобарических поверхностей появляется возможность ограничиться рассмотрением 2—3 параметров.

Всесторонние испытания прогностических схем, основанных на гипотезе квазигеострофичности, показали, что процессы в свободной атмосфере предвычисляются ими, в общем, с удовлетворительной точностью. Так, по оценкам оправдываемости оперативных суточных прогнозов H_{500} и H_{300} , проведенным в 1965—1966 гг., средняя относительная ошибка оказалась равной 0,69 для карт AT_{500} , 0,64 для карт AT_{300} (для сравнения отметим, что средняя относительная ошибка прогноза этих карт синоптиком составляет около 0,8). В то же время достигнуть хорошего качества прогноза поля приземного давления в рамках квазигеострофической модели не удастся.

В настоящее время, наряду с квазигеострофическими прогностическими моделями атмосферы, в оперативную работу внедрены *более сложные негеострофические* модели, в которых при численном решении системы уравнений (10.13)—(10.17) уравнения горизонтального движения (10.13), (10.14) сохраняются неизменными.

Негеострофическая схема прогноза по северному полушарию Д. Я. Прессмана имеет шесть расчетных уровней, включающих тропосферу и нижнюю стратосферу (земля, поверхности 700, 500, 300, 200 и 100 мбар), шаг квадратной сетки 420 км, шаг по времени 10 мин. Прогнозы по этой схеме даются на срок до трех суток и могут использоваться для оценки предстоящего развития синоптических процессов на 2—3 суток, а также в целях обслуживания высотных и трансконтинентальных полетов. В настоящее время отдельные части данной схемы вошли в качестве составных элементов в более общую полушарную шестиуровневую негеострофическую прогностическую модель Гидрометцентра СССР.

Для целей регионального обслуживания применяются схемы, в которых прогноз дается для ограниченной территории. В Гидрометцентре СССР рассчитываются прогнозы по схемам В. М. Кадышникова и С. А. Бортникова, в Западно-Сибирском региональном центре — по неадиабатической схеме, разработанной под руководством Г. И. Марчука.

На основе модели Кадышникова составляется численный прогноз обложных осадков в предположении псевдоадиабатичности атмосферных процессов. По схеме Бортникова дается прогноз ветра в верхней тропосфере, рассчитываются зоны с умеренной и сильной болтанкой самолетов.

Негеострофическая схема прогноза, разработанная в Вычислительном центре Сибирского отделения АН СССР, построена на неадиабатической модели атмосферы. В ней учитываются фазовые притоки тепла. Поправка на трение у земли вводится заданием вертикальной скорости на нижней границе в виде (10.31) на основе квазистационарной модели планетарного пограничного слоя. Кроме прогноза высот главных изобарических поверхностей, ветра и температуры, в расчетной схеме определяются границы слоистообразной облачности, рассчитывается количество осадков. Прогноз указанных параметров дается на срок до 48 часов.

В *синоптико-гидродинамических прогностических схемах*, наряду с уравнениями гидродинамики, в расчетах на ЭВМ используются эмпирические соотношения, заимствованные из синоптики. Примерами синоптико-гидродинамических прогнозов могут служить схема прогноза приземного давления А. Н. Мерцалова и схема прогноза конвективных явлений и обложных осадков А. Н. Багрова.

Прогноз приземного давления в схеме Мерцалова основывается на использовании правила ведущего потока, успешно применяемого синоптиками. Ведущий поток отождествляется в ней с потоком на изобарической поверхности 500 мбар и предвычисляется на основе гидродинамической модели Белоусова. При расчете приземного поля используются барические тенденции у земли, вводятся эмпирические поправки на эволюцию барических образований и суточный ход барической тенденции.

Численная схема прогноза обложных осадков и конвективных явлений Багрова также базируется на квазигеострофической модели прогноза Белоусова. Прогноз полей температуры и влажности в ней дается шагами по времени одновременно с прогнозом барического поля. Обложные осадки прогнозируются на 30 часов, кроме того, в теплое полугодие прогнозируются конвективные явления на 12 часов. В качестве исходных данных, кроме данных, необходимых для прогноза по модели Белоусова, используются значения температуры и точки росы у земли и на поверхностях 850, 700, 500 и 300 мбар. Прогноз конвективных явлений и обложных осадков основывается на расчете для внутренних узлов регулярной сетки прогностических кривых стратификации и точки росы. Для этого по предвычисленным

на каждом шаге по времени полям H и $\tilde{\omega}$ рассчитываются трехмерные траектории воздушных частиц и прослеживаются изменения в этих частицах температуры и точки росы, вызванные вертикальными движениями. Суточный ход температуры у земли учитывается эмпирическими соотношениями.

Общая оправдываемость прогноза обложных осадков, как показала оценка, около 80%. Поля рассчитанных осадков оказались более гладкими по сравнению с полями фактических осадков, в области фронтов количество осадков занижено. Это связано со сглаживанием полей температуры и влажности при объективном анализе и неучетом дополнительных восходящих движений, возникающих в области фронтов.

4. Выдачей результатов счета на машине в виде расчерченных и подписанных прогностических карт, специальных таблиц и сводок, подготовленных к передаче по линиям связи, заканчивается работа комплекса автоматизированной обработки метеорологической информации. Для этого используются аппаратные средства (например, двухкоординатные самописцы) и специально составленные программы, управляющие работой самописцев при проведении изолиний, редактирующие результаты счета и печатающие таблицы заданного формата.

10.7. Постановка задачи физико-статистического прогноза

Как показано в предыдущем параграфе, применение гидродинамических методов позволяет построить математические модели некоторых метеорологических процессов, в которых будущее состояние атмосферы однозначно определяется ее предшествовавшим состоянием и граничными условиями.

Наряду с такими *детерминированными моделями* в прогностической практике широко распространены *вероятностные модели*, устанавливающие связь между предшествовавшим состоянием атмосферы и вероятностью осуществления в период прогноза различных градаций (фаз) прогнозируемого элемента. Так как для построения вероятностных моделей привлекаются результаты статистической обработки материалов метеорологических архивов, соответствующие прогностические методы (и сами прогнозы) называются *статистическими*.

В теории статистических прогнозов характеристики предшествовавшего состояния атмосферы x_1, x_2, \dots, x_n , используемые при составлении прогнозов данным методом, принято называть *предикторами* (предсказателями, прогностическими признаками), а прогнозируемые характеристики y_1, y_2, \dots, y_n — *предиктантами*.

Как правило, конкретный прогностический метод обеспечивает получение прогноза какой-либо одной характеристики (предиктанта)

y . Таким образом, задачей статистического прогноза в общем случае является определение для известного значения вектора-предиктора \mathbf{X} (x_1, x_2, \dots, x_n) распределения вероятностей осуществления различных градаций (фаз) предиктанта $P(y/\mathbf{X})$ или, если y — непрерывная переменная, плотности распределения $p(y/\mathbf{X})$.

При разработке статистических методов прогноза необходимо считаться с двумя важными обстоятельствами. Во-первых, поскольку связь между предиктантом y и вектором-предиктором \mathbf{X} устанавливается на архивном материале, ее эффективное применение в оперативной прогностической практике возможно, строго говоря, лишь при условии *статистической стационарности процесса*, когда распределение условных вероятностей зависит только от временных интервалов между моментами измерений, но не от самих моментов измерений.¹

Для рассматриваемых в синоптической метеорологии временных интервалов нарушения статистической стационарности вызываются главным образом периодическими колебаниями параметров распределений $P(y/\mathbf{X})$ или $p(y/\mathbf{X})$, т. е. суточным и годовым ходом, и могут быть устранены, если эти распределения построены для определенных моментов суток и календарных дней.

Однако при таком подходе для статистической оценки исследуемых связей может использоваться весьма незначительная часть архивного материала, что допустимо лишь при очень большом его объеме. Поэтому в синоптической практике, как правило, ограничиваются учетом периодических колебаний только математических ожиданий (норм) \mathbf{X} и y , считая стационарными последовательности (\mathbf{X}', y') , где \mathbf{X}' и y' — отклонения значений вектора-предиктора и предиктанта от их норм, определенных для соответствующих моментов суток и календарных дат. Основываясь на этом предположении, для оценки связей между y' и \mathbf{X}' привлекают архивные материалы, относящиеся к различным периодам суток и года.

Иногда для уменьшения влияния нестационарности на разброс значений \mathbf{X} и y относительно их математических ожиданий предикторы и предиктант нормируются на величину соответствующих дисперсий, т. е. анализируется связь между предикторами $\frac{x'_1}{\sigma_1}, \frac{x'_2}{\sigma_2}, \dots, \frac{x'_n}{\sigma_n}$ и предиктантом $\frac{y'}{\sigma_y}$, где σ_i — среднее квадратическое отклонение предиктора x_i ($i = 1, 2, \dots, n$), определенное для данного момента суток и календарной даты, а σ_y — аналогичное отклонение предиктанта y . При таком подходе стационарными предполагаются последовательности $\left(\frac{x'_i}{\sigma_i}, \frac{y'}{\sigma_y}\right)$.

¹ С этой точки зрения безусловное преимущество имеет гидродинамические методы прогноза, основанные на использовании фундаментальных физических законов, применимость которых для любых моментов времени не вызывает сомнений.

Второе обстоятельство, с которым приходится считаться при разработке статистических методов прогноза, состоит в том, что полученные на ограниченном архивном материале *выборочные оценки* связей между предикторами и предиктантом (а следовательно, и основанные на использовании этих оценок прогностические рекомендации) неизбежно являются приближенными. Поэтому в процессе разработки статистических методов прогноза должны приниматься специальные меры для контроля надежности таких оценок и эффективности методов.

Процесс разработки статистических методов прогноза включает несколько основных этапов, рассматриваемых ниже.

Первый этап. Уяснение задачи. На этом этапе, исходя из требований потребителя прогностической информации и возможностей прогнозиста, следует установить: какая именно характеристика состояния атмосферы, для какого района, с какой заблаговременностью и степенью детализации должна прогнозироваться; в какой форме (категорической или вероятностной) должны представляться прогностические выводы; какие аэросиноптические материалы могут использоваться при разработке прогнозов; каковы объем архива и вычислительные возможности разработчика (наличие ЭВМ, допустимые затраты времени) и т. д.

Второй этап. Составление предварительного перечня предикторов. Как уже отмечалось, выбор предикторов статистического прогноза производится на основании предполагаемых закономерностей рассматриваемых атмосферных процессов. При определении этих закономерностей обычно исходят из общих (качественных) представлений о происходящих в атмосфере физических процессах. Прогностические методы (и сами прогнозы) при таком подходе к выбору предикторов и анализируемых связей принято называть *физико-статистическими*. В некоторых случаях выбор предикторов и вида связей производится в соответствии с прогностической зависимостью, полученной гидродинамическим методом. Результаты статистической обработки архивного материала используются при этом лишь для определения оптимальных значений параметров, входящих в прогностические формулы. Такие методы прогноза (и сами прогнозы) принято называть *динамико-статистическими*. К динамико-статистическим относится, в частности, подробно рассматриваемый в курсах численных прогнозов метод *эмпирических функций влияния*.

Так как дальнейший анализ может вынудить отказаться от части выбранных на данном этапе предикторов, полученный перечень носит предварительный (ориентировочный) характер, в связи с чем входящие в него предикторы принято называть *предполагаемыми*.

Таким образом, задача второго этапа — определение перечня предполагаемых предикторов.

При решении этой задачи может сложиться впечатление, что чем больше предикторов включено в предварительный перечень, тем успешнее будут прогнозы, составленные данным методом (тем более,

что, как упоминалось, ошибочно включенные в перечень предикторы будут все равно исключены при дальнейшем анализе). Однако ниже будет показано, что чрезмерное увеличение числа предполагаемых предикторов приводит, как правило, не к повышению, а к снижению успешности прогнозов.

Третий этап. *Анализ прогностических связей.* После составления предварительного перечня предикторов необходимо исследовать статистическую связь между вектором-предиктором \mathbf{X} (x_1, x_2, \dots, x_n) и предиктантом y . Если такая связь существует, то каждому значению \mathbf{X} должно соответствовать свое распределение вероятностей $P(y/\mathbf{X})$ осуществления различных фаз (градаций) y . При расчетах на архивном материале в качестве выборочной оценки $P(y/\mathbf{X})$ используется условная повторяемость $P^*(y/\mathbf{X})$, определяемая по формуле

$$P^*(y_j/\mathbf{X}_k) = \frac{m_{kj}}{m_k}, \quad (10.32)$$

где m_{kj} — число случаев, когда k -му сочетанию значений предикторов соответствует j -я градация (фаза) предиктанта; m_k — общее число случаев с k -м сочетанием значений предикторов.

При достаточно большом объеме использованного архивного материала можно ожидать, что полученные значения повторяемостей мало изменяются при переходе к любой другой независимой выборке большого объема. Исходя из этого предположения, принимают

$$P^*(y_j/\mathbf{X}_k) = P(y_j/\mathbf{X}_k), \quad (10.33)$$

где $P(y_j/\mathbf{X}_k)$ — указываемая в прогнозе вероятность j -й градации (фазы) предиктанта при осуществлении k -го сочетания значений предикторов.

Если таблицы условных повторяемостей P^* рассчитаны заранее, составление прогноза сводится к выбору из этих таблиц значений P^* , соответствующих данному сочетанию значений предикторов x_1, x_2, \dots, x_n .

При таком подходе к разработке прогностической методики, естественно, отпадает необходимость принимать какие-либо гипотезы относительно вида связей между предикторами и предиктантом; с этой точки зрения, указанный подход является наиболее универсальным.

К сожалению, как отмечалось выше, выполнение условия (10.33) с удовлетворительной точностью может быть обеспечено только при достаточно большом числе наблюдений m_k . Но количество возможных сочетаний значений предикторов очень быстро возрастает с увеличением числа предикторов и степени их квантования (количества градаций). Так, при двух предикторах, каждый из которых может находиться в одной из трех градаций (например, «около нормы», «выше нормы» и «ниже нормы»), число возможных сочетаний равно 9,

а при четырех предикторах и десяти градациях (для каждого предиктора) число сочетаний возрастает до 10 000.

Для того чтобы при этом исходная выборка содержала хотя бы по 10 случаев каждого сочетания, ее объем должен составлять, по крайней мере, сотни тысяч случаев. Разумеется, даже создание такого архива (не говоря уже о его статистической обработке), как правило, невозможно. Поэтому непосредственное использование условия (10.33) оказывается целесообразным только при очень небольшом числе предикторов и градаций.

В тех случаях, когда соответствующее сокращение количества предикторов и укрупнение градаций могут привести к значительному ухудшению прогностических связей, метеоролог бывает вынужден отказаться от детального анализа распределения условных повторяемостей и ограничиться установлением на архивном материале только основных (устойчивых) характеристик этого распределения, которые могут быть эффективно использованы в прогностической практике.

Так, например, архивный материал может использоваться только для оценки параметров выбранного заранее закона распределения условных вероятностей $P(\mathbf{X}/y)$. После получения таких оценок искомая вероятность $P(y/\mathbf{X})$ оценивается по формуле Байеса

$$P^*(y_j/\mathbf{X}_k) = \frac{P^*(\mathbf{X}_k y_j)}{P^*(\mathbf{X}_k)} P^*(y_j), \quad (10.34)$$

где значения $P^*(\mathbf{X})$ и $P^*(y)$ находятся непосредственно по данным метеорологического архива, а условные вероятности $P^*(\mathbf{X}/y)$ рассчитываются в соответствии с принятым законом распределения.

При непрерывном распределении значений вектора-предиктора формула Байеса принимает вид

$$P^*(y_j/\mathbf{X}_k) = \frac{p^*(\mathbf{X}_k y_j)}{p^*(\mathbf{X}_k)} P^*(y_j), \quad (10.35)$$

где $p^*(\mathbf{X}/y)$ и $p^*(\mathbf{X})$ — соответствующие плотности распределений.

Наиболее часто при аппроксимации непрерывных распределений используется нормальный закон. В этом случае для каждой градации (фазы) предиктанта должно быть оценено $n + \frac{n(n+1)}{2}$ значений параметров: n математических описаний предикторов и $\frac{n(n+1)}{2}$ независимых элементов ковариационной матрицы. Если дополнительно предполагается взаимная статистическая независимость предикторов, т. е. все элементы ковариационной матрицы, кроме диагональных, считаются равными нулю, то число оценивае-

мых параметров уменьшается до $2n$, а формула (10.35) может быть представлена в виде

$$P^*(y_j/\mathbf{X}_k) = P^*(y_j) \frac{p^*(x_{1k} y_j)}{p^*(x_{1k})} \cdot \frac{p^*(x_{2k} y_j)}{p^*(x_{2k})} \cdots \frac{p^*(x_{nk} y_j)}{p^*(x_{nk})}. \quad (10.36)$$

Здесь x_{ik} — значение i -й составляющей вектора-предиктора \mathbf{X}_k .

Рассмотренный «вероятностный» подход использован, например, в задаче прогноза болтанки самолетов в верхней тропосфере (см. п. 17.8).

Хотя при указанном подходе достигается полное описание вероятностной модели процесса, его практическая реализация возможна лишь в тех сравнительно редких в прогностической практике случаях, когда распределение вектора-предиктора \mathbf{X} удается с удовлетворительной точностью аппроксимировать стандартным мало-параметрическим законом. Поэтому при разработке прогностических методов часто ограничиваются нахождением правила, определяющего только то конкретное значение (градацию, фазу) предиктанта, которое должно быть указано в прогнозе при осуществлении данного сочетания значений (градаций, фаз) предикторов x_1, x_2, \dots, x_n .

При непрерывном распределении предикторов и предиктанта в основу такого правила может быть положена корреляционная связь

$$\hat{y}' = f(x'_1, x'_2, \dots, x'_n), \quad (10.37)$$

где \hat{y}' — условное математическое ожидание y' при фиксированном значении вектора-предиктора \mathbf{X} .

Для нормального совместного распределения \mathbf{X} и y , как показано в теории случайных функций, функцию f следует положить линейной. Прогностическая связь в этом случае представляется в виде линейного уравнения множественной регрессии

$$\hat{y}' = \sum_{i=1}^n a_i x'_i, \quad (10.38)$$

где a_1, a_2, \dots, a_n — коэффициенты регрессии.

Для прогноза y по (10.38) должны быть определены выборочные оценки только математических ожиданий y и \mathbf{X} и коэффициентов a_i — всего для $2n + 1$ параметров. В связи с этим уравнения типа (10.38) широко используются в прогностических задачах, даже при отклонениях распределений \mathbf{X} и y от нормального. Примеры использования уравнений регрессии в целях прогноза низкой облачности приводятся в п. 15.4.

Если известно, что связь между каким-то предиктором и предиктантом, например x_n и y , явно нелинейная, учесть это обстоятельство

можно, разбив интервал наблюдаемых значений на ряд градаций и построив уравнения регрессии

$$\hat{y}' = \sum_{i=1}^{n-1} b_i x'_i.$$

отдельно для каждой из выделенных градаций.

Наряду с аналитическими методами для исследования корреляционных связей между предиктантом и системой предикторов используются различные графические способы, не требующие применения быстросействующей вычислительной техники.

В простейшей ситуации, когда исследуется связь между предиктантом и *одним предиктором*, хорошее представление о виде и тесноте связи можно получить из рассмотрения *корреляционного графика*. При сравнительно небольшом разбросе точек относительно линии регрессии график рекомендуется для прогностического использования. Ожидаемые значения предиктанта находятся как соответствующие координаты точек, лежащих на линии регрессии (пример корреляционных графиков см. на рис. 17.1 и 17.7).

При *двух предикторах* удобно использовать *диаграммы*, для построения которых на осях абсцисс и ординат откладываются значения первого и второго предикторов. На поле диаграммы для каждого случая исходной выборки отмечаются точки, подписываются значения предиктанта и проводятся изолинии y . Выявленные при этом мелкомасштабные возмущения некоторых изолиний сглаживаются, после чего диаграмма рекомендуется для прогностического использования.

При *трех и более предикторах* необходим уже некоторый набор диаграмм, последовательно используемых при разработке прогнозов, — так называемый *метод последовательной графической регрессии*.

В метеорологической практике встречаются два способа построения такой системы диаграмм. В одном из них вначале строится диаграмма связи между предиктантом и какими-либо двумя предикторами. В тех случаях, когда на диаграмме наблюдается большой разброс значений y , затрудняющий проведение плавных, хорошо согласующихся друг с другом изолиний, диаграмма бракуется и оба предиктора исключаются из дальнейшего рассмотрения. Если при небольшом разбросе изолинии на диаграмме почти вертикальны (горизонтальны), бракуется только один соответствующий предиктор, а для оставленного и любого другого строится новая диаграмма.

Затем для каждого случая исходной выборки с помощью диаграмм находится приближенное значение предиктанта и строится диаграмма связи между предиктантом, его приближенным значением и третьим предиктором. С помощью этой диаграммы находится уточненное значение предиктанта, после чего привлекается новый предиктор и строится третья диаграмма и т. д.

Работа с диаграммами, построенными по указанному принципу, состоит в последовательном определении значений предиктанта в первом приближении (с учетом двух предикторов), во втором приближении (с учетом трех предикторов) и т. д. (Пример использования описанного способа в задаче прогноза гроз дан в п. 15.6).

При использовании второго способа вначале для различных пар предикторов (например, x_1 и x_2 , x_3 и x_4 , x_5 и x_6 , x_7 и x_8) строятся диаграммы «первой очереди». После проведения изолиний y для всех случаев исходной выборки с диаграмм снимаются приближенные значения предиктанта (например, y_1 , y_2 , y_3 , y_4). Затем, рассматривая полученные приближенные значения в качестве новых предикторов, из них образуют различные пары (например, y_1 и y_2 , y_3 и y_4) и на материале той же выборки строят диаграммы «второй очереди», с которых снимаются новые значения предиктанта (y_5 и y_6). По этим значениям строятся диаграммы «третьей очереди» и т. д. (в нашем примере построением диаграммы связи y с y_5 и y_6 анализ заканчивается).

При использовании диаграмм в прогнозе указывается значение предиктанта, определенное по последней из серии диаграмм.

Рассмотренные выше методы корреляционного и регрессионного анализа применяются при разработке прогнозов *количественных характеристик* состояния атмосферы (высоты облачности, скорости ветра и др.). Прежде чем перейти к рассмотрению методов прогноза *качественных характеристик* (форма облаков, вид осадков и др.), отметим, что эти методы могут использоваться и для прогноза количественных характеристик, если диапазон значений последних предварительно разбить на конечное число градаций.

Напомним также, что в силу ограниченности метеорологических архивов полное вероятностное описание модели анализируемых процессов при большом числе предикторов и фаз (градаций), как правило, невозможно. Поэтому в синоптической практике широкое распространение получили алгоритмы, ставящие в соответствие каждому значению вектора-предиктора X одну из фаз (градаций) y (прогноз дается в категорической формулировке, без указания вероятностей осуществления различных фаз предиктанта). При такой постановке задачи для ее решения могут быть эффективно использованы методы *дискриминантного анализа*, развитые в последние годы в *теории распознавания образов* (ТРО).

В *параметрических методах дискриминантного анализа* вектор-предиктор X (в ТРО — вектор признаков) предполагается случайным, причем *вид функций распределения вероятностей считается известным* и архивная выборка (в ТРО — обучающая последовательность) используется только для получения оценок параметров этих функций.

Необходимые для выбора указываемой в прогнозе фазы предиктанта значения вероятностей $P(y_j/X_k)$ оцениваются в соответствии с полученным распределением X по формуле (10.34) или (10.35),

а сам выбор осуществляется с помощью рассмотренного в п. 12.7 байесовского решающего правила.

Необходимость в аппроксимации распределения \mathbf{X} стандартным законом существенно ограничивает возможности применения параметрических методов в задачах метеорологического прогноза. Значительно больший интерес с этой точки зрения представляют *непараметрические методы дискриминантного анализа*.

В непараметрических методах не используются какие-либо предположения о распределении \mathbf{X} , а для нахождения решающего правила *исследуются «геометрические» свойства пространства предикторов*, точками которого являются значения векторов $\mathbf{X}_1, \mathbf{X}_2, \dots, \dots, \mathbf{X}_N$. Пространство R_n обычно метризуется введением евклидова расстояния $d(\mathbf{X}_k, \mathbf{X}_l)$.

Непараметрические методы дискриминантного анализа могут быть условно объединены в три группы.

В методах *первой группы* по значению \mathbf{X}_k в пространстве R_n строится сфера радиусом r с центром в точке \mathbf{X}_k и по числу точек осуществления j -й фазы предиктанта, попавших внутрь сферы, определяется условная повторяемость $P^*(y_j/\mathbf{X}_k)$, $j = 1, 2, \dots$. Выбор указываемой в прогнозе фазы y производится на основании байесовского решающего правила. Оптимальное значение радиуса r находится на архивном материале.

В методах *второй группы* построение решающих правил не связывается с оценкой вероятностей $P(y/\mathbf{X})$.

В *методе K ближайших соседей* рассматривается группа из K ближайших к \mathbf{X}_k точек пространства R_n , имеющих отметки об осуществившихся фазах предиктанта. В прогнозе указывается фаза, представленная в группе наибольшим количеством точек. Оптимальное значение K определяется путем проб на материале исходной выборки. В простейшем случае при $K = 1$ предиктанту присваивается фаза, отмеченная в ближайшей точке R_n (*метод ближайшего соседа*).

В *методе среднего расстояния* определяется среднее расстояние \mathbf{X}_k от точек осуществления первой фазы предиктанта, второй фазы и т. д. В прогнозе указывается фаза, соответствующая минимальному расстоянию.

В *методе эталонов* предварительно определяются значения эталона $\mathbf{X}_{эj}$ для случаев осуществления различных фаз предиктанта (в качестве эталона обычно используется среднее значение \mathbf{X} , мода или медиана). В прогнозе указывается фаза, соответствующая минимальному расстоянию $d(\mathbf{X}_k, \mathbf{X}_{эj})$.

В методах *третьей группы* рассматриваются *поверхности решений*

$$g_i(\mathbf{X}) = 0, \quad i = 1, 2, \dots, l - 1,$$

разделяющие пространство предикторов R_n на l областей осуществления различных фаз предиктанта. При этом *вид разделяющих функций $g(\mathbf{X})$ предполагается известным* и архивный материал используется только для оценки их параметров.

Оценка параметров разделяющих функций при разработке методов специализированных прогнозов основывается на минимизации *выборочного риска* (т. е. средних ожидаемых затрат потребностей прогностической информации). При разработке методов универсальных прогнозов минимизируется число ошибок в определении фаз предиктанта. Естественно, что при $n = \text{const}$ число таких ошибок, вообще говоря, уменьшается с возрастанием числа варьируемых параметров разделяющих функций. Однако поскольку увеличение числа параметров неизбежно связано со снижением значимости их выборочных оценок, использование сложных, многопараметрических разделяющих функций часто приводит не к уменьшению, а к увеличению повторяемости ошибочных «оперативных» прогнозов, составленных на материале независимой выборки.

В связи со сказанным в прогностической практике *используются преимущественно линейные разделяющие функции*

$$g(\mathbf{X}) = \omega_1 x_1 + \omega_2 x_2 + \dots + \omega_n x_n + \omega_0 = \omega_0 + \sum_{i=1}^n \omega_i x_i, \quad (10.39)$$

задающие в пространстве предикторов систему гиперплоскостей

$$g(\mathbf{X}) = 0.$$

В выражении (10.39) $\mathbf{W} (\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_n)$ — *весовой вектор*, а ω_0 — *значение порога*.

Выборки, допускающие безошибочное разделение фаз предиктанта с помощью линейных разделяющих функций, принято называть *линейно разделимыми*.

К виду (10.39) заменой $x_1 = f_1(z)$, $x_2 = f_2(z)$, \dots , $x_m = f_m(z)$ приводятся *обобщенные линейные функции*

$$g(z) = \sum_{i=1}^m a_i f_i(z).$$

Для определения весового вектора $\mathbf{A} (a_1, a_2, \dots, a_m)$ используются различные процедуры, основанные на *методе градиентного спуска*.

Линейный дискриминантный анализ успешно применен, в частности, Г. Д. Решетовым для прогноза шквалов (см. п. 12.12).

С целью упрощения задачи распознавания при большом количестве предикторов часто оказывается полезным предварительное преобразование пространства R_n . Простейший прием такого преобразования, обеспечивающий уменьшение размерности пространства до 1, состоит в нахождении проекций векторов \mathbf{X} на некоторую прямую, направление которой выбирается из условия наилучшей разделимости фаз y .

В методе обобщенного портрета условие делимости гиперплоскостью множества X на два класса задается неравенствами:

$$(X\psi) > c$$

— при осуществлении первой фазы предиктанта,

$$(X\psi) \leq kc$$

— при осуществлении второй фазы предиктанта (здесь скобки обозначают скалярное произведение, k — заданный порог, c — постоянная, а вектор ψ задает направление искомой прямой).

Уравнение разделяющей гиперплоскости в этом случае записывается в виде

$$(X\psi) = c \frac{1+k}{2}.$$

Минимальный по модулю вектор ψ_0 , обеспечивающий выполнение приведенных выше неравенств, называют *обобщенным портретом*. Различные алгоритмы формирования обобщенного портрета позволяют находить по материалам исходной выборки значения ψ_0 и c , которые используются затем при разработке прогнозов.

Если безошибочное разделение исходного множества X гиперплоскостью оказывается невозможным, из этого множества последовательно исключаются векторы, «наиболее препятствующие разделению».

В п. 12.2 рассматривается пример использования метода обобщенного портрета в задаче прогноза шквалов.

Наряду с рассмотренными выше аналитическими методами для прогноза качественных характеристик состояния атмосферы в синоптической практике используются различные графические методы.

Так, для установления связей «качественного» предиктанта с несколькими «количественными» предикторами часто прибегают к построению на архивном материале серии *диаграмм рассеяния* (демаркационных графиков).

На первой диаграмме по осям координат откладываются значения каких-либо двух предикторов. На поле диаграммы для каждого случая исходной выборки находится точка, в которой определенным символом отмечается осуществившаяся фаза предиктанта. После этого на диаграмме выделяются области с явным преобладанием одной из фаз.¹ Для случаев, не вошедших в выделенные области, привлекается другая пара предикторов и строится вторая диаграмма, и т. д. до тех пор, пока каждому (или почти каждому) случаю исходной выборки не будет соответствовать точка в области преобладания какой-либо фазы предиктанта.

¹ При выделении областей преобладания фаз необходимо сглаживать мелко-масштабные особенности демаркационных линий, так как учет этих особенностей приводит, как правило, к снижению успешности прогнозов.

Прогностическое использование диаграмм рассеяния сводится к их последовательному просмотру и определению фазы предиктанта, преобладающей на одной из диаграмм при данных значениях предикторов.

Очевидное достоинство метода состоит в простоте его разработки и практического использования. Недостаток метода — субъективизм в определении областей преобладания фазы и использование при составлении каждого конкретного прогноза только двух предикторов. Наиболее часто диаграммы рассеяния используются в задачах альтернативного прогноза (см. п. 15.1).

При решении некоторых прогностических задач, особенно когда в число предикторов включаются не только количественные, но и качественные характеристики состояния атмосферы, прогностические рекомендации могут быть представлены в виде анкеты.

Для разработки анкеты предварительно количественные характеристики, *вошедшие в число предикторов*, «превращаются» в качественные путем разбивки диапазона их наблюдавшихся значений на градации. После этого составляется перечень вопросов о фазах (градациях), в которых могут находиться предикторы и предиктант, сформулированных таким образом, чтобы на них были возможны только либо положительные, либо отрицательные ответы, например: «находится ли предиктор x_k во второй фазе?»

Затем для каждого случая исходной выборки заполняется анкета, содержащая указанные вопросы, и подсчитываются повторяемости различных сочетаний положительных и отрицательных ответов для каждой из фаз предиктанта. Результаты анализа оформляются в виде прогностических рекомендаций.

В п. 15.2 приводится анкета, разработанная для альтернативного прогноза облачности верхнего яруса.

Четвертый этап. Окончательный отбор предикторов. Необходимость дополнительного отбора предикторов из предварительного перечня вытекает из следующих соображений.

Для построения прогностических графиков, уравнений и таблиц используются значения X и y , полученные по материалам ранее выполненных наблюдений. Поэтому, строго говоря, эти графики, уравнения и таблицы характеризуют связи, присущие *исходной выборке*, и применение их при разработке прогнозов целесообразно только тогда, когда указанные связи сохраняются, и в случаях, *не вошедших в исходную выборку*.

Очевидно, можно ожидать, что для стационарных процессов при фиксированном объеме исходной выборки N это условие будет выполняться тем лучше, чем меньше число оцениваемых связей n , в частности, чем меньше число предикторов. Таким образом, с указанной точки зрения, желательно максимально сократить число предикторов. Разумеется, при этом нельзя и «перегибать палку», исключая предикторы, несущие основную информацию о предиктанте, и, следовательно, необходим специальный отбор предикто-

ров из предварительного перечня. Такой отбор и является задачей четвертого этапа.

Обычно окончательный отбор предикторов производится после определения вида прогностических связей, но в некоторых случаях он может и предшествовать этому определению.

Основанием для отбора предикторов, проводимого после установления вида прогностических зависимостей, естественно считать результаты сравнительного анализа ожидаемой успешности прогнозов, составленных с использованием различных групп предполагаемых предикторов. В качестве *критерия отбора* K при таком подходе используются приведенные в пп. 18.2 и 18.3 характеристики успешности, выбранные в соответствии с категорией прогнозов.

Если отбор производится до определения вида прогностических зависимостей, в его основу могут быть положены результаты анализа тесноты связей между сравниваемыми группами предикторов и предиктантом. Наиболее распространенным критерием отбора в этих случаях является количество прогностической информации.

При дискриминантном анализе роль критериев отбора обычно отводится различным показателям *разделимости ситуаций*. К таким показателям относится, например, отношение расстояния между векторами-эталоном, соответствующими двум фазам y , к среднему расстоянию векторов-предикторов от «своих» эталонов.

Для определенности будем в дальнейшем считать, что более успешным прогнозам (или более тесным связям между предикторами и предиктантом) соответствуют большие значения критерия K . Тогда лучшим должно быть признано такое сочетание предикторов, при котором обеспечивается максимальное значение K (как отмечалось выше, в это сочетание, как правило, оказывается включенной лишь часть предполагаемых предикторов).

Однако в результате обработки ограниченного архивного материала может быть получена лишь приближенная *выборочная оценка* критерия отбора K^* , и поскольку, вообще говоря, $K^* \neq K$, при отборе предикторов по оценкам K^* всегда существует опасность ошибочного определения оптимальной группы. Эта опасность для фиксированного объема архива N , очевидно, тем больше, чем больше число сравниваемых в процессе отбора групп предполагаемых предикторов. Уменьшить ее можно двумя способами.

Во-первых, следует максимально ограничить предварительный перечень предикторов, включая в него только характеристики, соответствующие физическим закономерностям рассматриваемого процесса. Недопустимость «перебора» большого числа предполагаемых предикторов при определении окончательного перечня иногда образно называют «табу статистического прогноза».

Во-вторых, число сравниваемых групп предикторов можно существенно уменьшить, если при их формировании руководствоваться определенными ограничивающими правилами. Так, можно вначале отобрать из перечня один «лучший» предиктор, а затем рассматривать

только те пары предикторов, которые включают этот предиктор. Отобрав из них «лучшую», рассматривают группы предикторов, включающих эту пару, и т. д. Процедуры такого типа принято называть *процедурами вычерпывания информации* или *просеивания*.

В процедурах другого типа, наоборот, вначале находится и отбраковывается «худший» предиктор, затем «худшая» пара, включающая отбракованный предиктор, и т. д. Процедуры такого типа можно назвать *процедурами последовательной отбраковки*.

Применение процедур первого типа наиболее целесообразно, когда из большого предварительного перечня предполагается отобрать лишь несколько предикторов. Если, наоборот, из этого перечня намечается исключить только несколько предикторов, целесообразнее использование процедур второго типа.

При реализации указанных процедур наибольшие трудности связаны с определением момента окончания отбора (с определением оптимальной размерности вектора-предиктора).

В процедурах вычерпывания информации отбор, строго говоря, должен прекращаться, когда переход к очередной «лучшей» группе не дает увеличения K , а в процедурах последовательной отбраковки, — когда следующий шаг отбора приводит к уменьшению K . Но, как уже отмечалось, значения K неизвестны, и практически целесообразность увеличения или уменьшения размерности вектора-предиктора определяется по изменению на очередном шаге отбора оценки K^* .

Поскольку это изменение вызывается не только изменением K , но и случайными причинами (ограниченностью архивной выборки), процедурами отбора должны предусматриваться специальные меры контроля получаемых выводов. Рассмотрим некоторые из них.

1. Установление *пороговой величины* приращения оценки критерия отбора $(\Delta K^*)_n$. При реализации процедур вычерпывания информации отбор прекращается, когда на следующем шаге увеличение K^* становится меньше $(\Delta K^*)_n$. При последовательной отбраковке отбор прекращается, когда на очередном шаге $\Delta K^* > (\Delta K^*)_n$.

2. Проверка «нулевой гипотезы», согласно которой полученное на очередном шаге отбора приращение выборочной оценки критерия ΔK^* отлично от нуля только в силу ограниченности выборки. Включение (исключение) очередного предиктора признается целесообразным, если нулевая гипотеза может быть отвергнута с высокой вероятностью (обычно 95% и более). Методы проверки статистических гипотез рассматриваются в специальных курсах. Из числа этих методов для задачи отбора предикторов наибольший интерес представляет метод статистических испытаний (метод Монте-Карло).

3. Образование на архивном материале *двух не пересекающихся выборок* (в теории распознавания образов — обучающей и экзаменуемой последовательностей): исходной и независимой. По материалам исходной выборки на каждом шаге отбора строятся прогностические уравнения (таблицы, графики), а по материалам независимой выборки с помощью этих уравнений составляются прогнозы и оце-

нивается их успешность. Отбор прекращается, когда очередной шаг не приводит к повышению успешности таких прогнозов (в процедурах первого типа) или приводит к ее снижению (в процедурах второго типа). При таком контроле хорошие результаты дает следующий прием. Последовательно формируется N выборок, включающих (каждая) все случаи архива, кроме «первого», все случаи, кроме «второго» и т. д. По каждой выборке производится отбор одного предиктора и для не вошедшего в выборку случая разрабатывается прогноз.

Таким образом, для вектора-предиктора размерности 1 будет составлено N прогнозов. Затем по тем же N выборкам отбираются группы из двух предикторов и составляется вторая серия из N прогнозов и т. д. Оптимальная размерность вектора-предиктора устанавливается по результатам сравнительного анализа успешности прогнозов различных серий.

Рассмотрим в качестве примера процесс отбора предикторов, предполагая, что связь между предиктантом y и предикторами x_1, x_2, \dots, x_n описывается линейным уравнением множественной регрессии, архивный материал содержит N значений y и X ($N \gg n$) и для отбора используется процедура вычерпывания информации с контролем по независимой выборке.

Так как y и X связаны линейным уравнением регрессии, в качестве критерия отбора естественно принять множественный коэффициент корреляции R .

На архивном материале образуются исходная и независимая выборки (N_1 и N_2). Процедура отбора начинается с получения по выборке N_1 оценок коэффициентов корреляции между предиктантом и каждым предиктором предварительного перечня: R_{y, x_1}^* , R_{y, x_2}^* , ..., R_{y, x_n}^* .

После того, как определен предиктор x_k , соответствующий наибольшему коэффициенту, по материалам этой же выборки строится уравнение регрессии

$$\hat{y}' = a_{11}x_k'$$

и для случаев, вошедших в выборку N_2 , разрабатываются прогнозы. Успешность этих прогнозов оценивается коэффициентом корреляции R_1 между рассчитанными и осуществившимися значениями предиктанта.

На втором шаге отбора по исходной выборке вычисляются оценки множественных коэффициентов корреляции между предиктантом и различными парами предикторов, включающими x_k : R_{y, x_k, x_1} , R_{y, x_k, x_2} , ..., выбирается «лучшая» пара, например (x_k, x_1) , и строится уравнение регрессии

$$\hat{y}' = a_{21}x_k' + a_{22}x_1'$$

С помощью этого уравнения для всех случаев независимой выборки составляют прогнозы, успешность которых оценивается коэффициентом корреляции R_2 . При условии $R_2 \leq R_1$ отбор заканчивается и в окончательный перечень включается только один предиктор (x_k). При условии $R_2 > R_1$ переходят к следующему шагу отбора.

На третьем шаге рассматриваются тройки предикторов, включающие x_k и x_l , отбирается «лучшая» тройка и строится уравнение регрессии, по которому на материале независимой выборки составляются прогнозы. Затем находится коэффициент корреляции R_3 и по результатам его сравнения с R_2 решается вопрос о целесообразности перехода к следующему шагу отбора, и т. д. до окончания отбора.

Иногда при выполнении условия $N \gg n$ для обработки привлекается лишь часть архивного материала. В этих случаях следует стремиться к тому, чтобы в выборку вошли все те варианты исходного состояния, для которых предполагается разработка прогнозов. Если, как это часто бывает, данный метод предназначен для разработки прогнозов при любом исходном состоянии атмосферы, в выборку желательно включить случаи, разделенные временными интервалами 2—3 суток. При меньших интервалах результаты «соседних» наблюдений статистически связаны друг с другом и содержащаяся в них суммарная информация об анализируемом процессе резко уменьшается по сравнению с таким же числом «независимых» наблюдений.

Пятый этап. *Определение параметров прогностических связей.* Значения параметров прогностических связей определяются путем статистической обработки архивного материала, причем эта задача может решаться как в процессе отбора предикторов, так и после окончания отбора.

При аналитическом представлении связей оценки параметров находятся стандартными статистическими методами (например, методом наименьших квадратов и др.). При графическом представлении значения параметров связей задаются положением и конфигурацией линий регрессии, демаркационных линий и т. п. и обычно специально не рассчитываются.

Определением параметров связей, по сути говоря, заканчивается разработка прогностического метода. Однако до его оперативного использования весьма желательно составление серии контрольных прогнозов, на материале которых уточняются границы применимости метода, оценивается его эффективность и подготавливаются рекомендации (инструкция) по разработке прогнозов предлагаемым методом.

10.8. Формальная и статистическая экстраполяция

Проиллюстрируем применение некоторых из сформулированных в предыдущем параграфе положений на примере разработки прогнозов в случаях, когда и предиктантом и предикторами являются зна-

чения одной и той же метеорологической величины, причем значения предикторов определяются в том же пункте (локальная экстраполяция) или для того же синоптического объекта (индивидуальная экстраполяция), для которого дается прогноз.

Гипотезы, накладывающие указанное ограничение на выбор предикторов, могут быть различными в зависимости от анализируемого процесса. Так, например, в основу экстраполяции перемещения некоторого синоптического объекта (циклона, антициклона, атмосферного фронта) может быть положено предположение о постоянстве на протяжении рассматриваемого периода суммы всех внешних сил, действующих на этот объект.

Соответствующая такому предположению модель процесса перемещения объекта, очевидно, описывается уравнением

$$\sum \mathbf{F} = m \frac{d^2 \boldsymbol{\rho}}{dt^2} = \text{const}, \quad (10.40)$$

где $\boldsymbol{\rho}$ — радиус-вектор, определяющий положение объекта (рис. 10.8).

Проинтегрировав уравнение (10.40) при условии постоянства массы объекта m , получим непосредственно прогностическую формулу

$$\Delta_T \boldsymbol{\rho} = b_1 \Delta_{1T} \boldsymbol{\rho} + b_2 \Delta_{2T} \boldsymbol{\rho}, \quad (10.41)$$

где

$$b_1 = \frac{T - t_0}{t_0 - t_1} \left(\frac{T - t_1}{t_0 - t_2} + 1 \right), \quad b_2 = \frac{T - t_0}{t_1 - t_2} \frac{T - t_1}{t_0 - t_2}.$$

Формула (10.41) устанавливает функциональную связь между положением объекта в момент T и положением этого же объекта в моменты t_0 , t_1 и t_2 при условии, что процесс его перемещения соответствует принятой модели.

Рассмотренный подход, как отмечалось ранее, характерен для *гидродинамических методов*. В синоптической практике экстраполяцию с использованием значений коэффициентов, определенных без учета статистических связей, принято называть *формальной*.

Коэффициенты b_1 и b_2 в формуле (10.41) могут быть рассчитаны для различных вариантов расположения моментов t_1 , t_2 , T относительно исходного момента t_0 . На первый взгляд, выбор временных интервалов, для которых определяются перемещения $\Delta_{1T} \boldsymbol{\rho}$ и $\Delta_{2T} \boldsymbol{\rho}$, не должен влиять на среднюю успешность прогнозов. Казалось бы, например, безразлично использовать при разработке прогнозов на момент $T = t_0 + 24$ ч данные синоптических карт за сроки, отстоящие друг от друга на 6 часов ($t_0 - t_1 = t_1 - t_2 = 6$ ч) или 24 часа ($t_0 - t_1 = t_1 - t_2 = 24$ ч). Однако на практике из-за того, что пе-

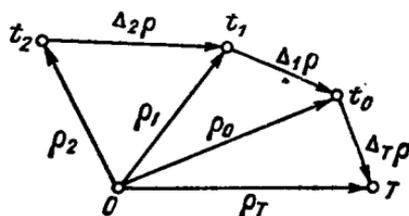


Рис. 10.8. Экстраполяция перемещения синоптических объектов. Точками отмечено положение объекта в моменты t_{20} , t_{10} , t_0 и T .

ремещения объекта $\Delta_{1\rho}$ и $\Delta_{2\rho}$ определяются с некоторыми погрешностями, выбор моментов t_1 и t_2 существенно сказывается на точности прогнозов.

Действительно, положим для упрощения расчетов, что векторы $\Delta_{1\rho}$ и $\Delta_{2\rho}$ имеют одинаковое направление и их длина определена с ошибками соответственно 150 и 50 км (такие ошибки вполне возможны при определении перемещения объекта в районах с редкой сетью станций).

Формула (10.41) принимает вид: при условии $t_0 - t_1 = t_1 - t_2 = 6$ ч, $T - t_0 = 24$ ч

$$\Delta_{T\rho} = 14\Delta_{1\rho} - 10\Delta_{2\rho} \quad (10.42)$$

и при условии $t_0 - t_1 = t_1 - t_2 = T - t_0 = 24$ ч

$$\Delta_{T\rho} = 2\Delta_{1\rho} - \Delta_{2\rho}. \quad (10.43)$$

Если действительно перемещение объекта в период $t_2 \div T$ строго соответствует условию (10.40), то при расчетах по (10.42) в результате указанных погрешностей в определении $\Delta_{1\rho}$ и $\Delta_{2\rho}$ будет допущена ошибка, равная 1600 км. В то же время ошибка прогноза по (10.43) при тех же погрешностях в определении $\Delta_{1\rho}$ и $\Delta_{2\rho}$ составит всего 250 км, и, следовательно, применение этого варианта экстраполяции предпочтительнее.

Совершенно иная картина будет наблюдаться, если погрешности в определении $\Delta_{1\rho}$ и $\Delta_{2\rho}$ равны соответственно 100 и 140 км. Нетрудно подсчитать, что в этом случае лучшие результаты должно дать применение первого варианта экстраполяции.

Разумеется, поскольку прогнозисту неизвестны погрешности, допущенные при определении перемещений $\Delta_{1\rho}$ и $\Delta_{2\rho}$, невозможно заранее указать тот вариант экстраполяции, который обеспечит наименьшую ошибку данного прогноза. Однако, проводя статистическую обработку архивного материала, можно оценить средние ошибки прогнозов для различных сочетаний $\Delta_{1\rho}$ и $\Delta_{2\rho}$ и выбрать оптимальные в этом смысле экстраполяционные схемы.

Таким образом, при практической реализации даже тех экстраполяционных схем, которые непосредственно вытекают из функциональных, гидродинамических моделей, оказывается целесообразным учет результатов статистической обработки архивного материала (как отмечалось выше, такой подход к задаче прогноза характерен для динамико-статистических методов).

С другой стороны, реальные синоптические объекты в процессе перемещения изменяют свои размеры и массу (например, по мере развития циклонов в циклоническую циркуляцию вовлекаются все более высокие слои тропосферного воздуха); не остаются постоянными и силы, вызывающие это перемещение. Поэтому даже при отсутствии погрешностей в определении предикторов $\Delta_{1\rho}$, $\Delta_{2\rho}$ (когда будущее состояние рассматриваемой модели может быть определено

абсолютно точно) положение реального объекта, предвычисленное по формуле (10.41), будет отличаться от действительного.

Отмеченные недостатки, неизбежные при формальной экстраполяции, могут быть (по крайней мере, частично) устранены при физико-статистическом подходе к разработке прогноза.

При таком подходе в рассматриваемом примере гипотеза о постоянстве равнодействующей внешних сил, приложенных к данному объекту, используется лишь для выбора предполагаемых предикторов: $\Delta\rho_1, \Delta\rho_2, \dots, \Delta\rho_n$, связь которых с предиктантом $\Delta_T\rho$ определяется в результате обработки архивного материала. Указанная связь после выполнения процедур отбора (решающих вопрос об оптимальном выборе моментов измерений ρ) обычно представляется в виде уравнения множественной регрессии

$$\hat{\Delta}_T\rho = \sum_{i=1}^k a_i \Delta_i\rho. \quad (10.44)$$

Это уравнение внешне аналогично (при $k = 2$) формуле (10.41). Однако, так как коэффициенты регрессии a_1, a_2, \dots, a_k рассчитываются на массовом архивном материале, оно, в отличие от формулы (10.41), отражает реальные (а не модельные) связи между последующим и предыдущим перемещениями объекта. Поэтому средняя точность статистической экстраполяции, когда перемещение объекта предсказывается с помощью уравнения регрессии (10.44), выше, чем формальной.

В синоптической практике экстраполяционные методы широко используются для прогноза не только перемещения синоптических объектов, но и непосредственно значений метеорологических величин в данной точке. Так, например, путем формальной или статистической экстраполяции наблюдавшихся в пункте прогноза значений температуры воздуха и точки росы предсказывается время образования радиационного тумана. На основе экстраполяции разрабатываются (с небольшой заблаговременностью) прогнозы ветра в свободной атмосфере и т. п.

Уравнения регрессии, предназначенные для прогноза различных метеорологических величин, естественно, отличаются друг от друга не только значениями коэффициентов a_i , но и числом используемых предикторов. Однако, как показывает синоптическая практика, при разработке прогнозов большинства метеорологических элементов (величин) в формулах типа

$$\dot{\mathcal{E}}_T = \sum_{i=1}^n a_i \mathcal{E}'_i, \quad (10.45)$$

где \mathcal{E}' — отклонение значения элемента \mathcal{E} от климатологической нормы, оказывается достаточным учет только первого слагаемого $a_1 \mathcal{E}'_1$, т. е. только значения элемента \mathcal{E} в исходный момент.

Так, при разработке прогноза давления на уровне моря по значениям давления в том же пункте в предшествовавший период включение в уравнение регрессии второго предиктора приводит, по данным Е. П. Борисенкова, к увеличению коэффициента корреляции между предсказанным и наблюдавшимся в момент $t_0 + 24$ ч значениями давления всего на 0,01 (от 0,76 при одном предикторе до 0,77 при двух).

Указанное обстоятельство тесно связано с особенностями временной корреляционной функции, описывающей зависимость коэффициента корреляции r между двумя значениями метеорологической величины от временного интервала Δt , разделяющего моменты измерений. Для большинства метеорологических величин эта зависимость близка к экспоненциальной:

$$r(\Delta t) = e^{-k\Delta t}. \quad (10.46)$$

Рис. 10.9. Временные корреляционные функции зональной составляющей скорости перемещения циклонов, осредненной по 3-часовым интервалам (1) и среднего ветра для слоя 0—20 км (лето) (2).

На рис. 10.9 приведен график временной корреляционной функции для скорости ветра в свободной тропосфере (по К. К. Гарифулину). Поскольку график построен в полулогарифмической шкале, расположение рассчитанных значений на прямой, проходящей через точку ($\Delta t = 0$, $r = 1$), свидетельствует о выполнении условия (10.46).

Но, как нетрудно видеть, частный коэффициент корреляции между предиктантом \mathcal{E}_T и вторым предиктором \mathcal{E}_2 , рассчитываемый по известной формуле

$$r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_2, \mathcal{E}_1} = \frac{r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_2} - r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_1} r_{\mathcal{E}_1 \mathcal{E}_2}}{\sqrt{1 - r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_1}^2} \sqrt{1 - r_{\mathcal{E}_1 \mathcal{E}_2}^2}}, \quad (10.47)$$

при условии (10.46) обращается в нуль.

Действительно, пусть интервал между измерениями \mathcal{E}_2 и \mathcal{E}_1 равен Δt_1 , а интервал между измерениями \mathcal{E}_1 и \mathcal{E}_T равен ΔT . Тогда из условия (10.46) получаем

$$r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_1} r_{\mathcal{E}_1 \mathcal{E}_2} = r(\Delta T) r(\Delta t_1) = e^{-k\Delta T} e^{-k\Delta t_1} = e^{-k(\Delta T + \Delta t_1)} = r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_2}$$

и по (10.47) $r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_2, \mathcal{E}_1} = 0$.

Таким образом, дополнительное включение в уравнение регрессии (10.45) второго предиктора не дает никакой новой информации о зна-

чении элемента \mathcal{E} в момент T^1 . Иначе говоря, процесс изменения значений большинства метеорологических элементов (величин) протекает так, что результаты измерения этих элементов в любой момент t_2 теряют, с точки зрения экстраполяции, всякое значение, как только получены результаты нового измерения этого элемента \mathcal{E}_1 . Указанный процесс является одним из видов так называемых *процессов без последствия* (или марковских процессов).

Следует подчеркнуть, что даже при такой «неблагоприятной» ситуации (когда в уравнение регрессии включается лишь одно слагаемое) *статистическая экстраполяция обеспечивает существенно лучшие результаты, чем инерционные и климатологические прогнозы*. Покажем справедливость этого утверждения на конкретном примере.

Пусть для прогноза давления в момент $t_0 + 24$ ч используется уравнение регрессии

$$\hat{p}_T = ap_0,$$

где p'_0 — отклонение значения давления от нормы в исходный момент t_0 ; \hat{p}_T — среднее для данного p_0 отклонение от нормы давления в момент $t_0 + 24$ ч в том же пункте.

Будем оценивать успешность прогнозов отношением среднего квадрата ошибки экстраполяции δ_s к дисперсии распределения p_T . Как известно из курса математической статистики, это отношение связано с коэффициентом корреляции r между рассчитанными с помощью уравнения регрессии и наблюдавшимися в момент $t_0 + 24$ ч значениями p условием

$$\frac{\sum \delta_s^2}{\sum (p'_T)^2} = 1 - r^2.$$

Для инерционного прогноза, при котором принимается

$$p_T = p_0,$$

аналогичное отношение равно:

$$\frac{\sum \delta_n^2}{\sum (p'_T)^2} = \frac{\sum (p_T - p_0)^2}{\sum (p'_T)^2},$$

откуда, положив $\sum (p_T - p_0)^2 = \sum (p'_T - p'_0)^2$ и $\sum (p'_T)^2 = \sum (p'_0)^2$, получим

$$\frac{\sum \delta_n^2}{\sum (p'_T)^2} = 2 - 2 \frac{\sum p'_T p'_0}{\sqrt{\sum (p'_0)^2} \sqrt{\sum (p'_T)^2}}$$

¹ Напомним, что коэффициент корреляции $r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_2 \mathcal{E}_1}$ характеризует ту дополнительную информацию об \mathcal{E}_T , которую дает включение в уравнение регрессии (10.42), помимо $a_1 \mathcal{E}'_1$, слагаемого $a_2 \mathcal{E}'_2$.

или, учитывая, что в нашем случае второе слагаемое равно $2r$,

$$\frac{\sum \delta_{\text{н}}^2}{\sum (p'_T)^2} = 2(1 - r).$$

Наконец, для ошибки $\delta_{\text{к}}$ климатологического прогноза

$$p'_T = 0$$

можно записать $\delta_{\text{к}} = -p'_T$, и, следовательно,

$$\frac{\sum \delta_{\text{к}}^2}{\sum (p'_T)^2} = 1.$$

Поскольку при $0 < r < 1$ выполняются неравенства

$$1 - r^2 < 2(1 - r)$$

и

$$1 - r^2 < 1,$$

справедливость высказанного выше утверждения доказана.

Для рассматриваемого примера, в частности, положив $r = 0,76$, найдем:

$$\frac{\sum \delta_{\text{э}}^2}{\sum (p'_T)^2} = 0,42; \quad \frac{\sum \delta_{\text{н}}^2}{\sum (p'_T)^2} = 0,48; \quad \frac{\sum \delta_{\text{к}}^2}{\sum (p'_T)^2} = 1,00.$$

Более сложным является анализ экстраполяционных схем в тех случаях, когда временная корреляционная функция не является экспоненциальной. Покажем, что в таких случаях желательно включение в уравнение регрессии (10.45) по крайней мере двух предикторов.

Очевидно, это утверждение можно считать доказанным, если удастся доказать, что условие

$$r_{\text{э}_T \text{э}_2 \text{э}_1} = 0 \quad (10.48)$$

выполняется только тогда, когда коэффициент корреляции является экспоненциальной функцией Δt (обратная теорема была доказана ранее).

Перепишем уравнение (10.48) с учетом формулы (10.47) в виде

$$r_{\text{э}_T \text{э}_1} r_{\text{э}_1 \text{э}_2} = r_{\text{э}_T \text{э}_2}$$

или при введенных обозначениях интервалов

$$r(\Delta T) r(\Delta t_1) = r(\Delta T + \Delta t_1). \quad (10.49)$$

Введем новые обозначения: $x = \Delta T$, $y = \Delta t$, и продифференцируем выражение (10.49) по x и y , считая эти переменные независимыми друг от друга. Дифференцирование по x приводит к формуле

$$\frac{\partial r(x)}{\partial x} r(y) = \frac{\partial r(x+y)}{\partial (x+y)} \frac{\partial (x+y)}{\partial x},$$

откуда

$$\frac{dr(x)}{dx} r(y) = \frac{dr(x+y)}{d(x+y)}. \quad (10.50)$$

Аналогично для производной по y получим:

$$\frac{dr(y)}{dy} r(x) = \frac{dr(x+y)}{d(x+y)}. \quad (10.51)$$

Сравнение формул (10.50) и (10.51) приводит к равенству

$$\frac{dr(x)}{dx} r(y) = \frac{dr(y)}{dy} r(x)$$

или

$$\frac{1}{r(x)} \frac{dr(x)}{dx} = \frac{1}{r(y)} \frac{dr(y)}{dy}, \quad (10.52)$$

из которого следует, что для любых Δt и ΔT , соответствующих требованию (10.49), отношение производной корреляционной функции к самой функции должно быть постоянным:

$$\frac{1}{r(\Delta t)} \frac{dr(\Delta t)}{d\Delta t} = \text{const} = k. \quad (10.53)$$

В результате интегрирования (10.53) получаем

$$\ln r(\Delta t) = k \Delta t + c,$$

и, так как при $\Delta t = 0$ значение $r = 1$, выполняется равенство (10.46), что и доказывает сформулированное выше утверждение.

На рис. 10.9 приведен график корреляционной функции для одной из составляющих скорости перемещения циклонов. Как видно на этом рисунке, график функции (в полулогарифмической шкале) не может быть удовлетворительно аппроксимирован прямой линией, проведенной через точку ($\Delta t = 0, r = 1$). Поэтому можно ожидать, что при экстраполяционном прогнозе перемещения циклона следует учитывать не только последние сведения о скорости его движения, но и результаты более ранних наблюдений. Как будет показано в гл. 11, этот вывод подтверждается синоптической практикой.

В заключение рассмотрим вопрос о перечне предикторов, включение которых в экстраполяционную формулу (10.45) целесообразно для одного специального случая, когда все точки на корреляционном графике ($r_{ЭТЭ1}, r_{ЭТЭ2}, \dots, r_{ЭТЭn}, r_{Э1Э2}, \dots, r_{Э1Эn}, \dots, r_{Эn-1Эn}$) ложатся на прямую

$$r(\Delta t) = 1 - \alpha \Delta t. \quad (10.54)$$

(Разумеется, так как $|r| \leq 1$, выполнение условия (10.54) возможно только при $\alpha \geq 0$ и, если $\alpha > 0$, для $\Delta t < \frac{2}{\alpha}$.)

Прежде всего докажем, что, помимо наблюдения в исходный момент, наибольшую прогностическую информацию несет самое раннее из наблюдений $Э_n$. Для этого вновь обратимся к формуле

(10.47) и посмотрим, как сказывается увеличение интервала Δt_1 между исходным моментом и моментом предыдущего измерения на изменении точности экстраполяции. После подстановки в формулу (10.47) выражения (10.54) и небольших преобразований найдем

$$r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_2, \mathcal{E}_1} = - \frac{\alpha^2 \Delta T}{\sqrt{2\alpha \Delta T - \alpha^2 (\Delta T)^2}} \frac{\Delta t_1}{\sqrt{2\alpha \Delta t_1 - \alpha^2 (\Delta t_1)^2}}. \quad (10.55)$$

Значение первого множителя в правой части (10.55) не зависит от выбора момента измерения \mathcal{E}_2 . Что касается второго множителя, то, переписав его в виде

$$f(\Delta t_1) = \frac{1}{\sqrt{\frac{2\alpha}{\Delta t_1} - \alpha^2}}$$

и учтя, что в выражении, стоящем под корнем, первое слагаемое больше второго (так как $|r| \leq 1$, все подкоренное выражение существенно положительно), нетрудно убедиться в возрастании функции f при увеличении Δt_1 .

Следовательно, в рассматриваемом случае в результате просеивания виртуальных предикторов для включения в уравнение регрессии после слагаемого $a_1 \mathcal{E}_1$ должно быть рекомендовано слагаемое $a_n \mathcal{E}_n$.

Дальнейшее просеивание предикторов приводит к парадоксальному, на первый взгляд, результату: оказывается, что все остальные измерения $\mathcal{E}_2, \mathcal{E}_3, \dots, \mathcal{E}_{n-1}$ не дают никакой дополнительной (по сравнению с \mathcal{E}_1 и \mathcal{E}_n) информации с \mathcal{E}_T . Этот вывод вытекает непосредственно из анализа частного коэффициента корреляции $r_{\mathcal{E}_T \mathcal{E}_3, \mathcal{E}_1 \mathcal{E}_n}$, который при любом расположении момента измерений \mathcal{E}_3 между моментами измерений \mathcal{E}_n и \mathcal{E}_1 оказывается при выполнении условия (10.54) тождественно равным нулю.

Таким образом, при линейной зависимости коэффициента корреляции от интервала между моментами измерений в уравнении регрессии (10.45) остаются всего два слагаемых:

$$\hat{\mathcal{E}}_T = a_1 \mathcal{E}'_1 + a_n \mathcal{E}'_n.$$

Не останавливаясь на других частных случаях экстраполяции, отметим, что временные корреляционные функции для ряда метеорологических величин приводятся в справочной литературе в виде таблиц значений $r(\Delta t)$, графиков или аналитических выражений. Располагая такими сведениями, как правило, удается определить, не прибегая к процедуре просеивания, окончательный перечень предикторов, после чего значения коэффициентов регрессии рассчитываются по известным формулам математической статистики.

Вопросы и задания к гл. 10

1. Каковы основные требования к прогностической методике?
2. Что понимается под прогнозом 1-го и 2-го рода?
3. Что понимается под принципами оценки объективности прогностической методики?
4. Что понимается под синоптическим положением и каково значение прогноза синоптического положения?
5. На чем основываются качественно-физические заключения синоптика?
6. В чем заключается сущность приемов формальной экстраполяции?
7. В чем заключается сущность приемов физической экстраполяции?
8. Какие прогностические правила обосновываются правилом ведущего потока?
9. Что понимается под квазистатическим приближением?
10. Какие ограничения на атмосферные процессы накладывают условия квазистатичности, квазигеострофичности и адиабатичности?
11. Каков физический смысл граничных условий у поверхности земли и на верхней границе атмосферы?
12. Какими факторами определяется изменение давления согласно решению, полученному Н. И. Булеевым и Г. И. Марчуком?
13. Как влияет адвекция вихря на величину $\frac{\partial H}{\partial t}$?
14. Как влияет адвекция тепла на величину $\frac{\partial H}{\partial t}$?
15. Какой уровень в атмосфере называется средним, каковы свойства среднего уровня?
16. Какими факторами определяется положение среднего уровня в атмосфере?
17. Какую задачу решает объективный анализ?
18. Перечислите методы, применяемые в объективном анализе.
19. В чем состоят основные различия между гидродинамическими и статистическими методами прогноза?
20. Перечислите этапы разработки статистических методов прогноза и укажите задачи каждого этапа.
21. В чем состоит «табу» статистических прогнозов и какова его причина?
22. Как могут быть использованы методы линейного регрессионного анализа, если один из предикторов — качественная характеристика состояния атмосферы?
23. Как используется при анализе статистических связей метод последовательной графической регрессии?
24. Как осуществляется построение демаркационных графиков?
25. Как составляются вопросы для разработки прогнозов методом анкеты?
26. Какими причинами вызывается необходимость отбора предикторов из виртуального перечня?
27. Как организуются процедуры отбора предикторов методами вычерпывания информации и последовательной отбраковки?
28. Как определяется момент окончания отбора предикторов?
29. Докажите, что статистическая экстраполяция обеспечивает в среднем лучшие результаты, чем инерционные и климатологические прогнозы.
30. Докажите, что при экспоненциальной корреляционной функции достаточно включения в экстраполяционные формулы только одного предиктора.

ПРОГНОЗ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ЭВОЛЮЦИИ И ПЕРЕМЕЩЕНИЯ СИНОПТИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

11.1. Прогноз возникновения циклонов и антициклонов

При составлении прогноза возникновения новых циклонов и антициклонов приходится решать три задачи: предсказывать факт возникновения, указывать район появления нового образования и определять давление в его центре. Решение каждой из трех задач сопряжено со значительными трудностями, но наиболее сложной все же является первая задача.

Возникновение нового циклона (или антициклона) сопровождается значительными изменениями барического и ветрового полей. Принято говорить, что система циркуляции переходит в новое качественное состояние, атмосферные движения теряют устойчивость и образуется вихрь. Попытки установить какой-либо критерий потери устойчивости пока успеха не имели, поэтому синоптику приходится решать эту задачу по ряду признаков, в основном качественного характера. Трудности иногда усугубляются быстрым развитием цикло- и антициклогенеза, когда достаточно информативные и надежные признаки в лучшем случае появляются перед самым возникновением нового барического образования, а нередко они и вовсе отсутствуют.

Циклоны чаще всего возникают на медленных холодных и стационарных фронтах, реже у точки окклюзии и совсем редко на теплых фронтах. Следовательно, фронты являются потенциальными носителями возможности возникновения циклонов. Верным признаком начавшегося процесса циклогенеза можно считать *появление волны на фронте*. До ее появления без привлечения дополнительной информации обычно не удается с достаточной степенью надежности судить о возникновении циклона на данном фронте. Дополнительную информацию могут дать *барические тенденции*. Волну следует ожидать там, где наблюдаются отрицательные тенденции с обеих сторон фронта, или там, где вблизи фронта на фоне положительных тенденций (или слабых отрицательных) имеется очаг значительного падения давления. Второй источник дополнительной информации — *спутниковая фотография*. Если на фотографии обнаруживается значитель-

ное поле перисто-слоистых облаков за холодным фронтом или на холодной стороне стационарного фронта, то в данном месте следует ожидать появления волны на фронте. Хорошим признаком является *распределение адвекции*. Если по картам барической топографии удастся обнаружить признаки адвекции тепла на каком-либо участке холодного фронта, или адвекции холода на каком-либо участке теплого фронта, или разнозначной адвекции на участке стационарного фронта, то именно на этих участках возможно появление волны. Следует оговориться, что обнаружить четкие признаки разнозначной адвекции в районе возможного циклогенеза удастся не всегда. Поэтому отсутствие признаков такой адвекции ни в коем случае не указывает на невозможность образования волны.

Возникновение волны на фронте не всегда ведет к образованию циклона. Волна является необходимым, но не достаточным условием. Обнаружить волну на карте погоды или определить район ее возможного появления еще не значит спрогнозировать появление циклона. Волна может развиваться в циклон, но может и затухнуть, не превратившись в вихрь. В первом случае говорят о неустойчивой волне, а во втором — об устойчивой. Выше уже упоминалось, что пока не существует надежного критерия устойчивости. Можно лишь сказать, что волны, длина которых менее 800 км и более 2800 км, в подавляющем большинстве случаев устойчивы. Поэтому при определении возможности развития волны в циклон рассматривают только волны длиной от 800 до 2800 км.

Поскольку возможность появления волны и даже сам факт ее появления не являются достаточным признаком для прогноза возникновения циклона, приходится прибегать к дополнительному анализу условий, складывающихся на высотах и у поверхности земли в районе, где ожидается или уже появилась волна. Такой же анализ проводится при прогнозе возникновения циклона у точки окклюзии.

В первую очередь рассматривается характер фронта. Обычно волны возникают и затем развиваются в циклоны на основных фронтах, достаточно хорошо прослеживающихся в большей части тропосферы. При этом у поверхности земли они могут быть выражены плохо, а на высотах, наоборот, хорошо. Если же фронт хорошо выражен у поверхности земли, но быстро ослабевает с высотой, то на таких фронтах циклоны, как правило, не возникают. Следует иметь в виду, что на слабо выраженных в поле температуры фронтах, если даже они прослеживаются до больших высот, циклоны возникают очень редко. Волна не развивается в циклон, если контраст температуры (средний в слое 0—5 км) на фронте менее 16 дам 1000 км. При контрастах более 16 дам 1000 км волны, как правило, получают дальнейшее развитие и превращаются в циклонические вихри. Однако приведенные количественные оценки не могут сами по себе служить критерием устойчивости волн, они лишь дают некоторую ориентировку в происходящем процессе.

При оценке возможности циклонообразования следует обращать внимание на структуру термобарического поля. Волна, вершина которой находится под передней частью высотной ложбины или под дельтой циклонической ВФЗ, развивается в циклон чаще, чем во всех других случаях, ибо именно здесь имеет место наибольшая адвекция положительного вихря скорости. В любом случае рекомендуется оценивать величину $\left(\frac{\partial \nabla^2 H}{\partial t}\right)_{\text{адв}}$ или $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$ или хотя бы определять знак $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$ (см. п. 8.2).

Чем больше положительное значение $\left(\frac{\partial \nabla^2 H}{\partial t}\right)_{\text{адв}}$ или отрицательное значение $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$, тем больше вероятность образования циклона. Весьма полезно рассчитать $\left(\frac{\partial \nabla^2 H}{\partial t}\right)_{\text{адв}}$ или $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$ для нескольких точек в районе предполагаемого возникновения циклона. Циклон возникает там, где по абсолютному значению эти величины окажутся наибольшими.

Существенную роль в процессах циклогенеза играет дивергенция скорости ветра $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ на поверхности 700 или 500 мбар. Циклоны возникают при $D < 0$. К сожалению, определение дивергенции в условиях оперативной работы — дело чрезвычайно сложное. В лучшем случае удастся определить ее знак. Наиболее надежно это можно сделать, если над вершиной волны на уровне 700 или 500 мбар наблюдаются прямолинейные потоки (или близкие к ним). Тогда $\frac{\partial v}{\partial y} = 0$ и в случае увеличения скорости ветра в направлении движения будет наблюдаться положительная дивергенция ($D > 0$), а в случае уменьшения — отрицательная дивергенция ($D < 0$).

Как известно, термическое поле тоже играет определенную роль в процессах циклогенеза. Так, возникновение или усиление термического гребня в слое ниже 500 или 700 мбар способствует возникновению циклона у поверхности земли. Наоборот, отсутствие гребня или его ослабление препятствует процессу циклогенеза. Часто на картах барической топографии такой гребень не обнаруживается в явном виде. Существенную помощь могут оказать расчеты $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T$. Если $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T < 0$, то имеют место условия, способствующие развитию циклона. Знак $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T$ можно определить по приближенной формуле

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T \approx T_v \frac{\partial k_T}{\partial t},$$

где T_v — градиент температуры ($T_v > 0$, так как нормаль v к изотерме направлена в сторону повышения температуры); k_T — кри-

визна изотерм ($k_T > 0$ при циклонически изогнутых изотермах и $k_T < 0$ при антициклонически изогнутых изотермах).

Если с течением времени в зоне волны увеличивается гребнеобразный изгиб (уменьшается ложбинообразный) изотерм, то $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T < 0$.

Изменение $\nabla^2 T$ в значительной мере определяется адвекцией температуры. Образование гребня под влиянием адвекции происходит при наличии неодинаковой адвекции температуры в передней и тыловой частях волнового возмущения. При этом важно, чтобы адвекция холода в тылу превышала адвекцию тепла в передней части. Такое распределение адвекции — хороший признак возникновения циклона. Даже просто интенсивная адвекция холода в каком-либо месте за холодным фронтом служит хорошим показателем возможного развития волнового возмущения. Вместе с тем наличие адвекции холода впереди волнового возмущения свидетельствует о невозможности дальнейшего развития этого возмущения.

Определенную роль в развитии волнового возмущения играет изменение ветра с высотой над вершиной волны. При оценке этого фактора можно использовать геострофический ветер или просто градиент геопотенциала H_n . Исследования показали, что если выше уровня 700 мбар $\frac{\partial H_n}{\partial z} < 0$, то волна будет затухать; если $\frac{\partial H_n}{\partial z} \approx 0$, то по крайней мере в ближайшие 12 часов вероятность развития волны в циклон очень мала. При $\frac{\partial H_n}{\partial z} > 0$ и при прочих благоприятствующих условиях волна почти всегда развивается в циклон.

Выше уже упоминалось о барических тенденциях как об указателях характера процесса. Существование области падения давления вблизи вершины волны, а тем более усиление падения давления в ней говорит о процессе развития волны в циклон. Чем больше отрицательные тенденции, тем быстрее идет процесс. При нулевых или положительных тенденциях вблизи вершины волны в ближайшие 12—18 часов развитие волны в циклон маловероятно.

Весьма информативно поле барических тенденций при рассмотрении образования циклона у точки окклюзии. Хорошим признаком образования циклона служит раздвоение области падения давления: один очаг остается в передней части существующего циклона, а другой смещается в район точки окклюзии, причем последний становится больше, чем область падения давления у существующего циклона. Чем больше различие этих двух очагов, тем более вероятно образование нового циклона у точки окклюзии. Вероятность образования циклона еще больше возрастает, если отрицательные тенденции появляются за холодным фронтом вблизи точки окклюзии.

О возможности и быстроте развития циклона можно судить по характеру приземного барического поля. Чаще всего циклоны образуются на осях сильно вытянутых ложбин, в тех местах, где вдоль

оси расстояние между изобарами наибольшее. Нередко циклоны возникают в перемычке пониженного давления между двумя антициклонами. Циклоны образуются и в обычных ложбинах, как правило, на оси, в том месте, где градиент давления наименьший. Вообще циклоны быстрее всего образуются в зоне слабых градиентов приземного давления, т. е. там, где барическое поле как бы «подготовлено» к возникновению циклона. В малоградиентных и безградиентных барических полях достаточно небольшого понижения давления в каком-либо месте или даже повышения давления в окружающих районах, для того чтобы возник циклонический вихрь.

Было бы неверным утверждать, что при значительных барических градиентах у поверхности земли циклоны вообще не образуются. При прочих благоприятных условиях волна может развиваться в циклон и в этом случае, но времени для развития потребуется намного больше, чем в случае малоградиентного поля.

Заблаговременность предсказания факта возникновения циклона при наличии информации о благоприятно складывающихся условиях на высотах и у поверхности земли составляет 12—15 часов.

Антициклоны у поверхности земли возникают под зоной больших контрастов температуры, но, в отличие от циклонов, они образуются не на фронте, а за линией фронта в холодной воздушной массе. Контрасты температуры в слое 500—1000 мбар составляют в среднем 16—18 дам/1000 км. Как и в случае циклонообразования, это условие не является достаточным, но оно показывает, что начавшийся процесс антициклогенеза имеет энергетическую базу.

Сначала антициклон появляется в виде гребня или ядра высокого давления. Чаще всего это происходит в промежутке между двумя циклонами. Последние могут принадлежать к одной и той же серии, но могут быть и циклонами разных серий. Соответственно образуются промежуточные и заключительные антициклоны (см. гл. 8).

Антициклон может также образоваться на оси ранее существовавшего гребня (аналогия с образованием циклона у точки окклюзии).

Первые признаки образующегося антициклона на карте еще не являются достаточным основанием для прогноза возникновения развитого антициклона. Рекомендуется рассмотреть комплекс условий у поверхности земли и на высотах в районе возникающего антициклона и только после этого решать вопрос о дальнейшем направлении процесса.

Чаще всего антициклоны развиваются под передней частью высотного гребня или под тыловой частью высотной ложбины, где наиболее значительна адвекция отрицательного вихря скорости. Благоприятным фактором является $\left(\frac{\partial v^2 H}{\partial t}\right)_{\text{адв}} < 0$ или $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}} > 0$. Чем больше отрицательное значение $\left(\frac{\partial v^2 H}{\partial t}\right)_{\text{адв}}$ или положительное значение $\left(\frac{\partial H}{\partial t}\right)_{\text{вихр}}$, тем больше вероятность образования

антициклона. Весьма полезно оценить дивергенцию скорости ветра на уровне 700 или 500 мбар над возникающим антициклоном. Если $D > 0$, то существует большая вероятность развития антициклона. При этом рекомендуется принимать во внимание все оговорки, сделанные выше в отношении вычисления дивергенции (см. стр. 396).

Определенную помощь оказывают расчеты $\nabla^2 T$ в слое ниже 700 или 500 мбар. При

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T \approx T_v \frac{\partial k_T}{\partial t} > 0$$

имеют место условия, способствующие развитию антициклона. Нетрудно видеть, что увеличение циклонической кривизны изотерм (уменьшение антициклонической) со временем обеспечивает эти условия.

Как и в случае циклогенеза, здесь существенную роль играет неодинаковая адвекция. Преобладание адвекции тепла в тылу возникающего антициклонического вихря над адвекцией холода в его передней части — хороший признак активного антициклогенеза.

При анализе приземного поля следует обращать внимание прежде всего на тенденции. Если рост давления наблюдается не только в передней части гребня, но и на некотором расстоянии от оси гребня в тыловой части, то есть основание ожидать появления антициклона. При анализе поля тенденций нельзя забывать о суточном ходе давления. Это особенно важно иметь в виду в теплую половину года.

Наконец, важно, чтобы приземное поле было «подготовлено» для образования антициклона. Антициклоны, так же как и циклоны, легче и быстрее образуются в безградиентном или малоградиентном барическом поле.

Вторая задача — предсказание района появления нового циклона (или антициклона) — частично решается в процессе решения первой задачи. Любое новообразование, возникнув, довольно быстро перемещается. Предсказанное в исходный срок в одном месте, оно на последующей карте может оказаться далеко от места своего возникновения. Поэтому синоптик вынужден следить за перемещением волны или антициклонического ядра и прогнозировать последовательное положение центра возмущения. Новообразование, будучи низким, смещается вдоль потока на уровне 700 или 500 мбар. Поскольку этот поток практически не отклоняется от изогипс на картах соответствующего уровня, принято считать, что волна (ядро) движется вдоль изогипс карт AT_{700} или AT_{500} со скоростью, равной 0,8 или 0,6 от скорости геострофического ветра над центром возмущения на этих уровнях соответственно, т. е.

$$\begin{aligned} C &= 0,8V_{g700}, \\ C &= 0,6V_{g500}, \end{aligned} \quad (11.1)$$

где C — скорость новообразования.

Результаты получаются лучше, если пользоваться не только фактическими, но и прогностическими картами барической топографии.

Несколько сложнее обстоит дело с прогнозом перемещения циклона, возникающего у точки окклюзии. Продолжающееся смыкание теплого и холодного фронтов «уводит» точку окклюзии вправо от направления ведущего потока. Поэтому рекомендуется будущее положение точки окклюзии, а следовательно, и возникающего циклона определять на основе смещения теплого и холодного фронтов. Для этого следует «переместить» несколько точек теплого и холодного фронтов и по их прогностическому положению отыскать будущее положение точки окклюзии.

Решение третьей задачи — предсказание давления в центре вновь возникающего циклона (или антициклона) — возможно на основе использования приземных барических тенденций. В радиусе 250 км от центра возмущения (вершина волны или центр ядра повышенного давления) определяется средняя тенденция:

$$\bar{p}_t = \frac{\sum_{i=1}^n (p_t)_i}{n},$$

где $(p_t)_i$ — тенденция на отдельной станции, n — число станций в радиусе 250 км от центра возмущения.

Полученное значение \bar{p}_t в мбар/3 ч умножают на $\frac{\tau}{3}$, где τ — срок прогноза в часах, и получают изменение давления $\Delta p = \bar{p}_t \frac{\tau}{3}$ в центре возмущения в течение срока прогноза. Алгебраически сложив Δp с давлением в центре возмущения в исходный срок, получают ожидаемое давление в центре прогнозируемого барического образования. Следует помнить, что барические тенденции описывают изменение давления за последние три часа и простая их экстраполяция может привести к значительным ошибкам, ибо сами тенденции изменяются со временем. Если в распоряжении синоптика есть карты за несколько сроков, то полезно учесть ускорение тенденции, не забывая при этом о разумных пределах изменения давления.

Возникновение циклонов и антициклонов вне зоны атмосферных фронтов происходит при небольших градиентах давления и температуры на высотах. Поэтому в данном случае главная роль в прогнозе отводится барическим тенденциям. Такие барические образования возникают обычно в малоградиентных барических полях у поверхности земли и не получают сколько-нибудь заметного смещения. Небольшие понижения или повышения давления за счет прогрева или охлаждения воздуха от подстилающей поверхности могут привести к появлению циклона или антициклона. В районах, где склады-

ваются благоприятные условия, по барическим тенденциям предвычисляется давление в ряде пунктов (см. гл. 10) и по результатам предвычисления делается вывод о возможности или невозможности возникновения соответствующего барического образования.

11.2. Прогноз эволюции циклонов и антициклонов

Прежде всего необходимо условиться, что мы будем понимать под терминами «эволюция циклона» и «эволюция антициклона». Иными словами, какой параметр (величина) подлежит прогнозу.

Эволюция циклона — понятие широкое. В него входит: изменение давления в центре циклона; расширение (сужение) площади, занятой циклоном; увеличение (уменьшение) градиентов давления в циклоне, а следовательно, и скорости ветра; колебание интенсивности осадков и ширины зоны, занятой осадками; распространение циклона кверху; изменение положения фронтов в циклоне и, наконец, изменение общего характера погоды в системе циклона. Из предыдущих глав уже известно, что все эти процессы эволюции циклона тесно связаны между собой. Углубление циклона ухудшает погоду, циклон становится обширнее, зона осадков шире и осадки интенсивнее, усиливается ветер. Наоборот, рост давления в центре циклона в целом приводит к улучшению погоды в системе циклона, при этом размеры циклона могут меняться незначительно как по горизонтали, так и по вертикали. Он исчезает как бы изнутри и снизу. Сначала циклон заполняется у поверхности земли и остается еще некоторое время на высотах. На приземной карте в первую очередь исчезает изобара, ближайшая к центру, затем следующая за ней и так далее, пока циклон не исчезнет совсем или не начнет регенерировать.

Нетрудно видеть, что изменение давления в центре циклона является важным показателем эволюции. Прогнозируя его, мы тем самым открываем возможность хотя бы качественно предвидеть изменение ряда других характеристик циклона. Однако не все изменения можно таким образом предвидеть. Например, поведение фронтов далеко не всегда коррелируется с изменением давления в центре. То же самое можно сказать о распространении циклона по вертикали. Так, регенерирующий циклон, только начиная углубляться, уже выступает как высокое барическое образование. Таким образом, прогноз только лишь изменения давления в центре дает важную, но далеко не полную информацию об ожидаемой эволюции циклона.

Известно, что весь жизненный цикл циклона можно разбить условно на четыре стадии: ранняя стадия (стадия волны); молодой циклон; циклон, достигший максимального развития; заполняющийся циклон. Каждая из стадий характеризуется определенной погодой, расположением фронтов и вертикальным развитием циклона. Следовательно, задача синоптика состоит в том, чтобы предсказать, будет ли циклон в течение срока прогноза оставаться в той

же стадии, что и в исходный момент времени, или перейдет в следующую стадию. Прогнозируя изменение давления в центре циклона и стадию его развития, синоптик тем самым дает достаточно полную картину будущего состояния циклона.

Эволюция антициклона — столь же сложное понятие, как и эволюция циклона. Применяя к антициклону те же рассуждения, что и к циклону, можно сказать, что прогноз изменения давления в центре и прогноз стадии развития антициклона дает достаточно полную информацию об эволюции антициклона в течение срока прогноза.

Итак, прогноз эволюции барических образований включает в себя две фазы:

- 1) прогноз изменения давления в центре и стадии развития;
- 2) использование результатов первой фазы для суждения о всех остальных характеристиках барического образования на основе известных моделей циклонов и антициклонов в разных стадиях развития.

Предполагается, что отклонение от модели в исходный срок соответствующим образом сохранится и в течение срока прогноза. Разумеется, при этом необходимо учитывать эволюцию фронтов и трансформацию воздушных масс, из которых сформировано данное барическое образование.

Исходными данными для прогноза служат результаты анализа предшествовавшего развития циклона или антициклона. Анализ предполагает выяснение причин, которые определяли эволюцию барического образования за 12—24 часа до исходного срока. При этом имеется в виду, что те факторы, которые действовали в предыдущие сутки (12 часов), будут действовать и в последующие. Обычно анализу подлежат: адвекция вихря скорости и температуры на разных уровнях, изменение лапласиана температуры, дивергенция скорости ветра на средних уровнях, изменение ветра с высотой и его временной ход, приземное трение, перемещение фронтов. Все эти факторы сопоставляются с происходящей эволюцией циклона или антициклона и таким образом устанавливается роль каждого из них. Большую помощь оказывают прогностические карты барической топографии, составленные численными методами.

Сравнивая исходные барические поля на разных уровнях над центром барического образования с прогностическими, а также анализируя последние, можно судить об ожидаемых изменениях высотных полей над циклоном или антициклоном. Производя такой анализ, не следует забывать, что циклоны и антициклоны подвижны. Следовательно, чтобы сравнивать и анализировать поля на высотах над ожидаемым положением того или иного барического образования, рекомендуется предварительно дать прогноз перемещения циклонов. Поскольку определенной стадии развития соответствует и определенным образом развитое барическое поле на разных уровнях, нетрудно определить будущую стадию развития циклона или антициклона.

В гл. 8 уже рассмотрена роль адвекции температуры и вихря скорости, а также дивергенции скорости ветра в процессах эволюции барических образований. В основе предвычисления высотных барических полей лежат методы, предполагающие использование тех же факторов. Следовательно, в прогностических картах, составленных численными методами, уже учтены и перенос вихря скорости, и дивергенция скорости ветра, и адвекция температуры. Такие карты могут служить своего рода индикаторами процессов цикло- и антициклогенеза.

Проведенные исследования показали, что в ходе эволюции циклонов на картах барической топографии над приземными центрами особенно заметно меняются две характеристики: 1) интенсивность ВФЗ на разных уровнях, измеряемая градиентом геопотенциала $\frac{\partial H}{\partial u} = H_n$, и 2) относительный вихрь геострофического ветра, достаточно хорошо отображаемый лапласианом геопотенциала $\nabla^2 H$. Информативным фактором является изменение этих характеристик с высотой над центром циклона на прогностических картах.

Если по данным прогностических карт над центром циклона $\frac{\partial H_n}{\partial z} < 0$ (интенсивность фронтальной зоны уменьшается с высотой), то такой циклон обязательно будет заполняться, независимо от того, что с ним происходило до исходного срока.

При $\frac{\partial H_n}{\partial z} \approx 0$ и $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H \approx 0$, по данным прогностических карт, циклоны также заполняются. Однако если $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H < 0$ (завихренность с высотой убывает), то чаще всего циклоны либо не меняют своей интенсивности, либо незначительно (не более 5 мбар в сутки) углубляются. Если же $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H > 0$ (завихренность с высотой возрастает), то необходимо проанализировать изменение $\nabla^2 H$ и H_n со временем, т. е. сравнить характеристики, вычисленные по прогностическим картам с аналогичными характеристиками, вычисленными по исходным фактическим картам. Возрастание со временем этих характеристик на всех уровнях, начиная с 700 мбар и выше, говорит о том, что циклон останется в неизменном состоянии. Во всех других случаях он должен заполняться, причем наиболее интенсивное заполнение произойдет тогда, когда $\nabla^2 H$ и H_n на всех уровнях будут со временем уменьшаться.

Чаще всего наблюдается такое состояние атмосферы, когда $\frac{\partial H_n}{\partial z} > 0$. При таких условиях в сочетании с $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H < 0$ (завихренность с высотой убывает) циклон будет углубляться, причем в 60% случаев это углубление будет значительным. В сочетании с $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H = 0$ никогда не наблюдается значительного углубления циклона. При этом полезно проанализировать временные изменения

$\nabla^2 H$ и H_n на разных уровнях. Если $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H = 0$ и $\frac{\partial H_n}{\partial t} = 0$, то интенсивность циклона, как правило, не меняется. Если же $\frac{\partial H_n}{\partial t} < 0$ по крайней мере на уровнях 700 и 500 мбар и $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 H < 0$ на всех уровнях, то следует ожидать значительного заполнения циклона, независимо от хода его предыдущего развития.

При $\frac{\partial H_n}{\partial z} > 0$ в сочетании с $\frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 H > 0$ значительное углубление циклона следует ожидать, когда H_n и $\nabla^2 H$ возрастают со временем на всех уровнях. При любых других сочетаниях указанных характеристик определенных рекомендаций в отношении эволюции циклона дать нельзя и приходится пользоваться иными правилами. Они предусматривают, в частности, оценку по исходным картам горизонтального переноса температуры и вихря скорости геострофического ветра и дивергенции ветра. Оценка производится способами, приведенными в предыдущем параграфе. Так же поступают при отсутствии прогностических карт.

Заключение о будущем развитии циклонов или антициклонов делают на основе следующих соображений: дивергенция $D = \left(\frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) < 0$ способствует углублению циклонов и разрушению антициклонов. $D > 0$, наоборот, способствует заполнению циклонов и развитию антициклонов. Адвекция тепла в нижней тропосфере благоприятна для падения давления у поверхности земли, адвекция холода — для роста. Циклоны чаще углубляются при $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T < 0$, а антициклоны развиваются при $\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 T > 0$. Роль адвекции вихря скорости ветра иллюстрируется табл. 11.1.

Таблица 11.1

Вероятность (%) усиления или ослабления циклонов и антициклонов у поверхности земли при различных значениях изменения H_{500} , обусловленного адвекцией вихря

Барическое образование	Эволюция	Изменение H_{500} , гп. дам/12 ч						
		≥ 0	≤ 0	< -4	< -6	≤ 0	> 0	> 3
Циклон	Углубление	13	53	65	72	—	—	—
	Без изменений	10	16	12	12	—	—	—
	Заполнение	77	31	23	16	—	—	—
Антициклон	Усиление	—	—	—	—	32	58	73
	Без изменений	—	—	—	—	19	16	9
	Ослабление	—	—	—	—	49	26	18

Данные табл. 11.1 указывают лишь вероятность направления эволюции и потому не могут служить основанием для уверенного прогноза. Уверенность возрастает, если и другие факторы — дивер-

генция ветра и адвекция температуры — дают указание на то же направление эволюции, что и данные таблицы.

Лишь один фактор действует всегда в одном и том же направлении — это приземное трение, которое способствует заполнению циклонов и разрушению антициклонов. Чем сильнее ветер и больше шероховатость поверхности, тем больше вклад этого фактора.

Все другие факторы не обязательно действуют в одном и том же направлении; в практике часто встречаются такие положения, когда различные факторы эволюции действуют в противоположных направлениях. В таких случаях особенно ценными являются некоторые эмпирические правила, основанные на использовании барических тенденций, изаллогипс, положения фронтов, пространственной структуры барических образований и др.

Барические тенденции:

1. Если нулевая изотенденция проходит в тылу циклона (антициклона) и его центр занят областью падения (роста) давления, то такой циклон (антициклон) будет углубляться (усиливаться).

2. Если нулевая изотенденция проходит в передней части циклона (антициклона) и его центр занят областью роста (падения) давления, то такой циклон (антициклон) будет заполняться (разрушаться).

3. Чем дальше нулевая изотенденция проходит от центра циклона (антициклона), тем интенсивнее идет процесс его эволюции.

4. Если нулевая изотенденция проходит через центр циклона (антициклона), то такой циклон (антициклон) в ближайшее время не будет существенно менять своей интенсивности. Важно помнить, что период времени, в течение которого не меняется интенсивность, у циклонов намного короче, чем у антициклонов (у циклонов несколько часов, у антициклонов несколько суток).

5. Барическая ложбина (гребень) углубляется (усиливается), если нулевая изотенденция проходит в ее (его) тылу, и заполняется (разрушается), если нулевая изотенденция проходит в передней части. При совпадении нулевой изотенденции с осью ложбины (гребня) интенсивность ложбины (гребня) не меняется.

6. Циклон углубляется, если его теплый сектор захвачен областью падения давления, и заполняется, если в теплом секторе наблюдаются положительные тенденции изменения давления. Если в теплом секторе тенденции близки к нулевым, то давление в центре циклона существенно не меняется.

7. Смещение очага роста давления на периферию антициклона свидетельствует о предстоящем разрушении антициклона.

Сопоставляя нулевую изотенденцию с положением центра циклона (антициклона) или с осью ложбины (гребня), следует учитывать смещение барических образований. Тенденция — изменение давления за три часа, а не его мгновенное изменение. Поэтому рекомендуется центры (оси) барических образований намечать на картах там, где они были за полтора часа до срока, на который составлена карта.

Барические тенденции можно использовать и для вычисления будущего давления в центре циклона или антициклона. Вычисление производится способом, описанным в предыдущем параграфе. Однако есть особенность, которую приходится учитывать, имея дело с уже оформившимися циклонами. В последних часто наблюдается асимметричное барическое поле, что искажает поле тенденций в движущемся барическом образовании и, следовательно, ведет к ошибкам прогноза давления в его центре. Так, при небольших градиентах давления в передней части циклона и больших в его тыловой части отрицательные тенденции в передней части по абсолютному значению будут меньше положительных тенденций в его тылу. Рас-



Рис. 11.1. К расчету поправки на асимметричность циклона.

четы неизменно приведут к увеличению давления в центре циклона, хотя на самом деле циклон не обязательно будет заполняться. В таких случаях рекомендуется вводить поправку на асимметричность.

Для этой цели определяют ожидаемое перемещение циклона (антициклона) на 24 часа. Затем на прямой, соединяющей положения центра циклона в исходный срок (t_0) и через 24 часа (t_{24}), отмечают точку, соответствующую перемещению циклона за 6 часов (t_6). Продолжая прямую $t_0 t_{24}$ в направлении тыла циклона, отмечают на ней точку t_{-6} , отстоящую от центра на расстояние, равное шестичасовому пути циклона (рис. 11.1). Разность давлений в точках t_6 и t_{-6} $\delta p = p_{t_6} - p_{t_{-6}}$ прибавляют алгебраически к значению рассчитанного по тенденциям изменения давления за 12 часов Δp_{12} и получают таким образом изменение давления в центре циклона или антициклона, исправленное на асимметричность:

$$\Delta p_{\text{испр}} = \Delta p_{12} + \delta p. \quad (11.2)$$

Прибавив алгебраически $\Delta p_{\text{испр}}$ к исходному давлению в центре циклона или антициклона, получают ожидаемое давление в центре через 12 часов.

Прогноз давления по тенденциям в центре барического образования не всегда оказывается удачным. Так, большие ошибки возникают в случае быстрого развития циклона. На быстрое развитие указывают большие отрицательные тенденции. Интенсивное развитие циклона приводит к тому, что в течение срока прогноза он может превратиться из низкого в высокое барическое образование, в результате чего резко замедляется или вовсе прекращается его углубление. Тогда реальное значение давления в центре циклона окажется намного выше прогностического, ибо в течение короткого промежутка времени циклон перейдет в другую стадию развития.

Часто большие ошибки возникают, когда циклон находится в стадии максимального развития. Средняя тенденция оказывается близкой к нулю. Между тем циклон может перейти в стадию заполне-

ния или, наоборот, начнет регенерировать. И в том, и в другом случае неизбежны большие ошибки в прогнозе давления в центре циклона.

Опыт показывает, что расчет давления по тенденциям оказывается удовлетворительным только в тех случаях, когда циклон в течение срока прогноза остается в одной и той же стадии, ибо прогноз по тенденциям — это экстраполяция, а ее применение возможно только тогда, когда сохраняются первоначальные условия развития атмосферных процессов. Иногда для суждения о переходе из одной стадии к другой бывает достаточно определить знак ожидаемого изменения давления. В таких случаях некоторую помощь могут оказать полусуточные изаллогипсы AT_{700} .

Из а л л о г и п с ы AT_{700} . Имеется определенная связь между изменением давления в центре барического образования и изменением высоты поверхности 700 мбар над ним. Увеличение высоты 700 мбар совпадает с ростом давления в центре циклона или антициклона, а уменьшение — с падением. Это правило не абсолютно, из него есть ряд исключений.

1. В интенсивно развивающихся циклонах, когда они приближаются к стадии максимального развития, восходящие движения достигают значительных величин. Связанное с этим понижение температуры воздуха приводит к опусканию поверхности 700 мбар. Циклон же, достигающий к этому времени максимального развития, перестает углубляться, и давление в его центре существенно не меняется, а в отдельных случаях даже растет.

2. В летнее время в области гребней и антициклонов наблюдается существенный суточный ход температуры. За счет ее изменения колеблется также и высота поверхности 700 мбар, давление же в центре антициклона может при этом вовсе не меняться или меняться независимо от колебания высоты поверхности 700 мбар.

Существуют и случайные отклонения от этого правила.

Вероятность совпадения знаков изменения давления в центре циклона или антициклона тем больше, чем ближе он расположен к центру очага изаллогипс. Однако может случиться так, что расстояние от центра циклона или антициклона до положительного и отрицательного очага изаллогипс окажется одинаковым. В этом случае рекомендуется отдавать предпочтение более интенсивному очагу, а при одинаковой интенсивности — положительному очагу.

Поскольку 12-часовые изаллогипсы отражают не мгновенные изменения высоты поверхности 700 мбар, рекомендуется рассматривать положение центра приземного циклона или антициклона относительно очагов изаллогипс не на исходной карте, а то, которое циклон (антициклон) занимал за 6 часов до исходного срока. В тех случаях, когда по каким-либо причинам не удастся определить положение центра барического образования за 6 часов до исходного срока, рекомендуется, пользуясь правилами экстраполяции, переместить очаг изаллогипс на 6 часов вперед. Положение очага на исходной карте и его

положение 12 часов назад соединяют прямой линией, которую продолжают в направлении перемещения очага. Затем на продолженном отрезке откладывают половину 12-часового пути очага. Полученную точку приближенно можно считать за очаг изменения высоты поверхности 700 мбар в срок, за который составлена исходная карта.

П о л о ж е н и е ф р о н т о в. По положению фронтов в циклоне и его изменению можно судить о стадии развития циклона и предстоящем ее изменении. Чем быстрее движутся фронты в молодом циклоне, тем быстрее наступит стадия его максимального развития, а затем и стадия заполнения. Определив скорость смещения фронтов, можно наметить их будущее положение в конце срока прогноза. По их положению легко видеть, начнется окклюдирование или нет. Если начнется, значит в течение срока прогноза циклон перейдет по крайней мере в стадию максимального развития. Если процесс окклюдирования окажется быстрым, то циклон перейдет в стадию заполнения. Приближение к циклону нового фронта указывает на возможность регенерации.

При составлении прогноза перехода циклона из одной стадии в другую полезно использовать сведения о продолжительности существования каждой его стадии (табл. 11.2). Известно, что чем быстрее циклон углубляется, тем быстрее идет его заполнение.

Таблица 11.2

Продолжительность существования стадий циклона по отношению ко всему периоду его существования

Стадия циклона	Продолжительность существования, %
Волна	10—15
Молодой циклон	25—30
Максимальное развитие	10—15
Заполнение	40—55

Пользуясь данными табл. 11.2 и зная скорость перемещения фронтов, нетрудно предсказать, в какой стадии (стадиях) развития будет находиться циклон в течение срока прогноза. Пусть, например, стадия волны какого-то циклона длилась 12 часов, а скорость движения фронтов в нем указывает на то, что окклюдирование начнется через 30 часов после образования первой замкнутой изобары, т. е. ожидается, что стадия молодого циклона будет продолжаться 30 часов. Нетрудно подсчитать, что продолжительность стадии максимального развития составит около полусуток, а еще через 2,5 суток циклон заполнится, если не будет процесса регенерации.

К сожалению, такой подход совершенно неприменим к антициклонам, так как фронты в них сильно размыты и не наблюдается четко выраженных стадий их развития.

П р о с т р а н с т в е н н а я с т р у к т у р а б а р и ч е с к и х о б р а з о в а н и й. Пространственная структура барических

образований и особенно ее изменение в ряде случаев дают хорошее указание на резкое изменение процесса эволюции, что позволяет предвидеть переход от углубления циклонов к их заполнению и от усиления антициклонов к их разрушению.

Превращение циклона (антициклона) из низкого или среднего в высокое барическое образование свидетельствует о резком замедлении падения (роста) давления в центре циклона (антициклона). Однако пока высотные и приземные центры барического образования не совпадают (высотная ось наклонена), падение (рост) давления полностью не прекращается. После того как высотная ось становится квазивертикальной, изменение давления в центре барического образования прекращается, и, если не будет процесса регенерации, дальнейшая эволюция определяется приземным трением. В циклонах, где ветры вблизи центра намного сильнее, чем в антициклонах, почти сейчас же начинается рост давления. В антициклонах же процесс, приводящий к падению давления, идет значительно медленнее. Иногда проходит несколько суток, прежде чем станет ощутимым процесс разрушения антициклона. Чем мощнее антициклон, тем медленнее идет процесс его разрушения.

А д в е к ц и я х о л о д а. Интенсивная адвекция холода в тылу циклона приводит к увеличению контраста температур и, следовательно, способствует углублению циклона. Ослабление адвекции холода в тылу циклона ведет к его заполнению.

С т р а т и ф и к а ц и я а т м о с ф е р ы. При влажноустойчивой стратификации атмосферы создаются благоприятные условия для развития циклонов. Чем толще слой влажноустойчивого воздуха, тем быстрее идет процесс развития циклонов.

Устойчивое состояние атмосферы мало влияет на развитие барических образований. Лишь небольшие по размерам циклоны и антициклоны ($R < 200$ км) не получают дальнейшего развития в устойчивой атмосфере. При $R > 200$ км устойчивая стратификация несколько замедляет развитие, а при $R \approx 1000$ км устойчивость никак не сказывается на эволюции циклонов и антициклонов.

Наряду с эмпирическими правилами прогноза эволюции барических образований часто применяется прямолинейная или криволинейная экстраполяция изменения давления в центре циклонов или антициклонов (см. п. 10.3). Следует, однако, заметить, что экстраполяция дает удовлетворительные результаты лишь при прогнозе на короткие сроки.

11.3. Прогноз эволюции фронтов

Под эволюцией фронтов понимают изменение условий погоды в зоне фронта, происходящее в результате их обострения или размывания. Обострение фронта ведет к ухудшению погоды, размывание — к улучшению. Следует, однако, помнить, что формирование

погодных условий зависит от многих факторов. Роль фронта велика, но не единственна. Существенное влияние оказывает орография, характер подстилающей поверхности, свойства воздушных масс по обе стороны фронта и характер барического поля.

Все эти факторы приходится принимать во внимание, решая вопрос об изменении погоды на атмосферных фронтах. И все же эволюция фронта как синоптического объекта должна рассматриваться как индивидуальное изменение параметров структуры фронта, а именно: контраста температуры в зоне фронта, наклона фронтальной поверхности, профиля ложбины (а отсюда и сходимости ветра), в которой лежит фронт. Эти параметры во взаимодействии с подстилающей поверхностью определяют характер и интенсивность циркуляции в зоне фронта, в том числе и вертикальных движений. Последние же в свою очередь определяют условия погоды на фронте. Усиление восходящих движений означает обострение фронта, их уменьшение или появление нисходящих движений — размыкание фронта.

Наипростейший прием прогноза эволюции фронта состоит в прослеживании на синоптических картах условий погоды от одного срока наблюдений к другому. Ухудшение условий погоды, отображаемое на исходной карте, по сравнению с предыдущим сроком свидетельствует о происходящем обострении фронта. Предполагается, что процесс обострения будет продолжаться и в будущем. Улучшение погоды свидетельствует об обратном процессе и, следовательно, о предстоящем размыкании фронта. Предполагается, что процесс обострения будет продолжаться и в будущем. Улучшение погоды свидетельствует об обратном процессе и, следовательно, о предстоящем размыкании фронта.

Такой прием может дать положительные результаты только при прогнозах на очень малые сроки (3—6 часов). Используя его, нельзя забывать, что на холодных фронтах, особенно холодных фронтах окклюзии, летом имеет место суточный ход погоды. Ночью фронт как бы размывается, а днем вновь обостряется. При прогнозе на более длительные сроки приемы прогноза значительно усложняются. Прежде всего прогнозируется изменение каждого параметра структуры фронта.

Контраст температуры (T_v). Увеличение контраста температуры (T_v) способствует обострению фронта, его уменьшение должно приводить к размыканию фронта. В самом деле, возрастание T_v ведет к увеличению числа термодинамических соленидов на фронте, к усилению циркуляции в зоне фронта и, как следствие, к увеличению вертикальных движений. Кроме того, чем больше T_v , тем более циклогенетичен фронт. Вместе с тем увеличение контрастов температуры может дать противоположный эффект. Существование контрастов температуры и их увеличение в высотной фронтальной зоне может при определенных условиях способствовать антициклогенезу у поверхности земли. В таких случаях происходит быстрое размыкание фронта.

Уменьшение же контрастов температуры далеко не всегда проявляется в изменении условий погоды. При наличии хорошо выраженной ложбины даже при незначительных контрастах температуры погода на фронте не улучшается, ибо ложбина, обуславливающая конвергенцию воздушных течений, поддерживает условия для существования восходящих движений на фронте. Однако вероятность образования циклона или антициклона на таком фронте ничтожна.

На практике не представляется возможным учесть все факторы, влияющие на изменение контрастов температуры. Обычно пользуются только двумя главными факторами: кинематическим фронтогенезом и трансформацией воздушных масс. Их использование позволяет определить более или менее надежно знак ожидаемых изменений.

В гл. 7 подробно рассмотрены условия фронтогенеза и фронтолиза. Остается лишь напомнить, что фронтогенез ведет к увеличению горизонтальных градиентов температуры, а фронтолиз — к их уменьшению.

Трансформация, как правило, действует в одном и том же направлении, а именно уменьшает контраст температуры. В самом деле, холодная воздушная масса в процессе трансформации прогревается, а теплая, наоборот, охлаждается. Отсюда и уменьшение контрастов температуры.

В отдельных случаях контрасты температуры на фронтах меняются под влиянием орографии, например при переходе фронта с океана на континент или с континента на океан. Так, летом теплые фронты после перемещения с океана на сушу становятся сильно размытыми в поле температуры, ибо морской воздух,двигающийся за фронтом (теплый), имеет в целом такую же температуру у поверхности земли, как и прогретый над сушей континентальный воздух (холодный), находящийся перед фронтом. Холодный воздух, смещающийся за холодным фронтом с материка на океан зимой, оказывается намного холоднее океанического воздуха перед фронтом, и такой фронт обостряется. Смещение же холодного воздуха за холодным фронтом зимой с океана на материк приводит к размыванию холодного фронта, так как перед ним располагается выхоленная на материке воздушная масса.

Следует оговориться, что фронты, смещающиеся с океана на материк и обратно, размываются (обостряются) в поле температуры только в нижних слоях, наверху же контрасты температуры, как правило, сохраняются.

Наклон фронтальной поверхности. Чем круче наклонена фронтальная поверхность, тем больше при прочих равных условиях вертикальная составляющая движения воздуха на фронте. Изменение угла наклона фронтальной поверхности со временем зависит от распределения ветра с высотой. Как известно, в пограничном слое существенную роль в распределении ветра с высотой играет трение, выше оно определяется только изменением барического поля с высотой.

При ослаблении ветра у поверхности земли или усилении его на высотах угол наклона теплого фронта уменьшается, а холодного — увеличивается. Это правило справедливо во всех случаях, когда нет существенного изменения направления ветра с высотой. Как известно из предыдущих глав, скорость фронта пропорциональна нормальной к фронту составляющей скорости ветра. Если изменяется направление ветра, то меняется и нормальная к фронту составляющая скорости ветра. Так, правый поворот ветра с высотой в зоне теплого фронта при значительной сходимости ветра у поверхности земли, когда перед фронтом ветер имеет небольшую составляющую в сторону фронта, приводит к тому, что в приземном слое фронтальная поверхность перемещается намного медленнее, чем на высотах. Угол наклона фронта в пограничном слое настолько уменьшается, что восходящие движения становятся близкими к нулю. В таких случаях у линии фронта не наблюдается ни осадков, ни облаков.

Прогноз изменения угла наклона дается на основании данных об изменении барического поля и ветра с высотой в зоне фронта в исходный момент и по данным прогностических карт на срок прогноза. Рекомендуется также учитывать изменение условий на подстилающей поверхности. Так, если фронт в течение срока прогноза перейдет с более гладкой на более шероховатую поверхность, то следует ожидать уменьшения угла наклона теплого фронта и увеличения угла наклона холодного фронта. При переходе на более гладкую поверхность произойдет обратное явление, если сохранится первоначальное распределение скоростей ветра на высоте.

П р о ф и л ь л о ж б и н ы. Профиль ложбины определяет конвергенцию воздушных потоков в нижних слоях атмосферы в зоне фронта. Чем больше конвергенция, тем больше восходящие движения и тем активнее процессы образования облаков и осадков. Именно поэтому фронты в пологих ложбинах имеют более узкую полосу облаков, а фронты на периферии антициклонов часто вовсе не выражены в поле облаков. Чем круче наклонены изобарические поверхности в ложбине, тем более обострен фронт. Углубление ложбины ведет к обострению фронта, заполнение ложбины размывает фронт.

Крутизна ложбины Δp может быть определена по формуле

$$\Delta p = p_t + p_x - 2p_0, \quad (11.3)$$

где p_t и p_x — давление в теплой и холодной воздушных массах соответственно на расстоянии 150 км от фронта, а p_0 — давление воздуха у линии фронта.

Одним из способов прогноза Δp является экстраполяция, когда сравниваются значения Δp , вычисленные по исходной и предыдущей картам погоды, и предполагается, что происходящий процесс изменения Δp сохранится и на срок прогноза.

Изменение крутизны ложбины за три часа $\dot{\Delta p}$ может быть вычислено по барическим тенденциям

$$\dot{\Delta p} = \dot{p}_t + \dot{p}_x - 2\dot{p}_0, \quad (11.4)$$

где \dot{p}_T и \dot{p}_X — тенденции на расстоянии 150 км от фронта в сторону теплого и холодного воздуха соответственно, \dot{p}_0 — тенденция у линии фронта. Наименьшие ошибки возникают, когда фронт лежит в симметричной ложбине.

Влажность воздуха. Прогнозируя эволюцию условий погоды на фронте следует учитывать возможные изменения влажности воздуха по обе стороны фронта, особенно в теплой воздушной массе. Прежде всего рекомендуется обращать внимание на топографию и характер подстилающей поверхности. Так, например, фронт, перевалив Скандинавские горы, в Швеции часто не сопровождается осадками. При прохождении фронта над Балтийским морем воздушные массы по обе его стороны насыщаются водой. В этом случае, вступая вновь на сушу, фронт дает обильные осадки.

Можно рекомендовать правило: *движение фронта в сторону более влажной подстилающей поверхности увеличивает его активность, а в сторону более сухой — уменьшает.*

Влажнoнеустoйчивoсть воздуха. Иногда при заполнении ложбины осадки на фронтах не прекращаются, а, наоборот, усиливаются, переходя из обложных в ливневые. Происходит это в тех случаях, когда воздух в зоне фронта влажнoнеустoйчив. Чем слабее выражен фронт в барическом поле, тем больше роль влажнoнеустoйчивoсти в формировании осадков. Особенно заметна эта роль летом, когда слабовыраженные фронты наблюдаются достаточно часто. При таких фронтах в устойчивом теплом воздухе осадки не выпадают вовсе. Если же теплый воздух оказывается влажнoнеустoйчивым, то прохождение фронтов сопровождается выпадением ливневых осадков.

11.4. Прогноз перемещения барических систем

При прогнозе перемещения барических систем, воздушных масс и фронтов синоптик использует те общие приемы прогноза, которые были рассмотрены выше.

Прогноз перемещения барических систем можно осуществить следующим образом:

1) определяется траектория циклона (антициклона) за предшествующий период и при этом экстраполируется его дальнейшее перемещение;

2) определяется направление и скорость ведущего потока и оценивается возможное перемещение по правилу ведущего потока;

3) вносятся поправки на изменение скорости перемещения в связи с переходом циклона (антициклона) в новую стадию развития, в том числе учитывается возможность стационарирования при переходе в стадию максимального развития;

4) учитывается влияние соседних барических систем (см. правила, изложенные в пп. 10.3 и 10.4);

5) учитывается возможность регенерации циклона (антициклона), возникновения новых барических систем и преобразования барического поля (превращение многоцентрковой барической системы в одноцентрковую или наоборот и т. п.).

При прогнозе необходимо согласовать выводы, полученные для перемещения соседних барических систем. Если, например, антициклон остается малоподвижным, то его место не может занять циклон, смещающийся в этом направлении.

Для циклонов с эллиптическими изобарами удовлетворительные результаты были получены при расчете по формуле Гандина, являющейся модификацией формулы Петерсена (10.6):

$$C_x = - \frac{x_1^2}{2(p_1 - p_0)} p_{xt}; \quad C_y = - \frac{y_1^2}{2(p_1 - p_0)} p_{yt}, \quad (11.5)$$

где x_1 и y_1 — соответственно половина большой оси эллипса и половина малой оси в условных единицах, в которых будет вычислено и значение C , при этом в качестве эллипса рассматривается первая замкнутая изобара; p_0 — давление в центре; p_1 — давление выбранной изобары; p_{xt} и p_{yt} — составляющие изаллобарического градиента.

Полученные значения C_x и C_y откладываются как векторы с учетом масштаба, и вектор перемещения C находится по правилу параллелограмма.

Если циклону соответствует хорошо выраженная изаллобарическая пара (барических тенденций), то циклон обычно перемещается параллельно линии, соединяющей центр области падения давления в передней части циклона и центр области роста давления в его тылу. Скорость перемещения (сотни километров в сутки) при прогнозе на сутки может быть вычислена по формуле Ключарева

$$C \approx \frac{L(|b_1| + |b_2|)}{0,5(p_1 + p_2) - p_0}, \quad (11.6)$$

где L — расстояние между областями падения и роста давления (сотни километров); b_1 , b_2 и p_1 , p_2 — барические тенденции и давление в центрах изаллобарических областей (изотенденций); p_0 — наименьшее давление на линии, соединяющей изаллобарические центры.

Прогноз перемещения *высотных барических центров* осуществляется преимущественно путем экстраполяции при дополнительном учете перестройки высотного барического поля в связи с эволюцией барических систем.

М. И. Юдин и К. В. Пятыгина предложили метод прогноза перемещения барических систем, получивший название *метода агеострофического ветра*. Сущность этого метода заключается в следующем.

В барических центрах по условию экстремума давления

$$\frac{\partial H}{\partial x} = \frac{\partial H}{\partial y} = 0. \quad (11.7)$$

Это условие сохраняется и в процессе перемещения центра со скоростью C , тогда и $\frac{d}{dt} \frac{\partial H}{\partial x} = \frac{d}{dt} \frac{\partial H}{\partial y} = 0$, или, раскрывая оператор $\frac{d}{dt}$, получим:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial t} + C_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + C_y \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} &= 0 \\ \frac{\partial^2 H}{\partial y \partial t} + C_x \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} + C_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (11.8)$$

Отсюда

$$\left. \begin{aligned} C_x &= \frac{-\frac{\partial^2 H}{\partial x \partial t} \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y \partial t} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y}}{\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y}\right)^2} \\ C_y &= \frac{\frac{\partial^2 H}{\partial y \partial t} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial t} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y}}{\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y}\right)^2} \end{aligned} \right\} \quad (11.9)$$

Если направить оси x и y вдоль большой и малой осей циклона (антициклона) при эллиптических изобарах, то $\frac{\partial^2 H}{\partial x \partial y} = 0$ и формулы (11.9) преобразуются в приведенные ранее формулы (10.6).

Используя выражения (5.16') для агеострофических отклонений скорости и ограничиваясь только первым слагаемым, имеющим наибольшее значение, получим:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 H}{\partial x \partial t} &\approx -\frac{l^2}{g} u' \\ \frac{\partial^2 H}{\partial y \partial t} &\approx -\frac{l^2}{g} v' \end{aligned} \right\} \quad (11.10)$$

Подставляя эти значения в (11.9) и вводя обозначения $\frac{\partial H}{\partial x} = H_x$ $\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = H_{xx}$, можем записать:

$$\left. \begin{aligned} C_x &= \frac{l^2}{g} \frac{u' H_{yy} - v' H_{xy}}{H_{xx} H_{yy} - H_{xy}^2} \\ C_y &= \frac{l^2}{g} \frac{v' H_{xx} - u' H_{xy}}{H_{xx} H_{yy} - H_{xy}^2} \end{aligned} \right\} \quad (11.11)$$

При условии $H_{xy} = 0$, т. е. при эквидистантных изобарах (изогипсах), получаются более простые формулы:

$$\left. \begin{aligned} C_x &= \frac{l^2}{g} \frac{u'}{H_{xx}} \\ C_y &= \frac{l^2}{g} \frac{v'}{H_{yy}} \end{aligned} \right\} \quad (11.12)$$

Для вычисления значений u' и v' применяют треугольную сетку точек, представленную на рис. 11.2, с шагом $\delta s = 330$ км.

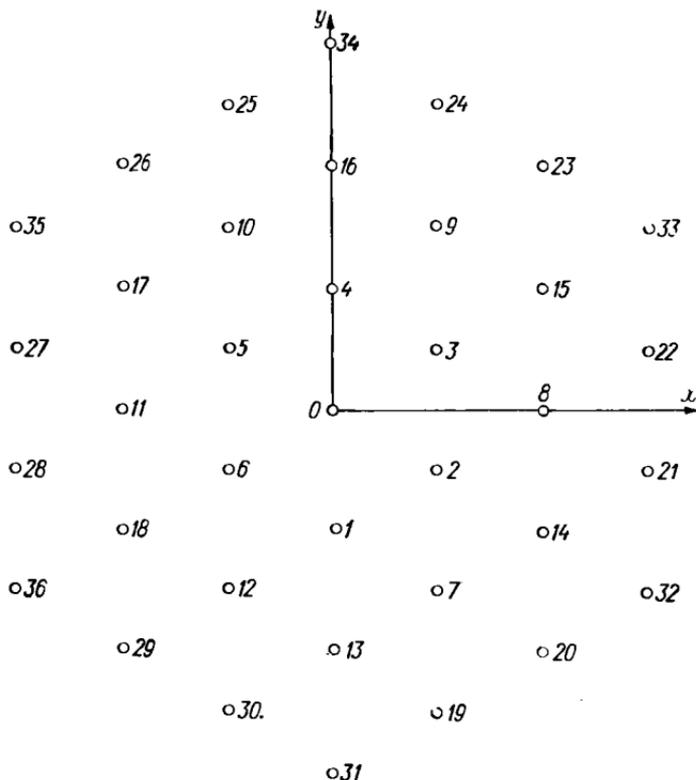


Рис. 11.2. Треугольная сетка точек для вычисления значений u' и v' .

Из формулы (5.16') следует, что величины u' и v' зависят от характеристик поля давления на различных уровнях. Для вычисления значений u' и v' в приземном слое используют данные изобарических поверхностей 1000, 850 и 500 мбар и следующие упрощенные формулы:

$$\left. \begin{aligned} u'_{1000} &= 5,0M_{1000} + 16,4M_{850} + 8,5M_{500} + 2,3N_{1000} + \\ &\quad + 8,0N_{850} + 4,4N_{500} \\ v'_{1000} &= 5,0P_{1000} + 16,4P_{850} + 8,5P_{500} + 2,3Q_{10.0} + \\ &\quad + 8,0Q_{850} + 4,4Q_{500} \end{aligned} \right\} \quad (11.13)$$

В (11.13) введены обозначения:

$$\left. \begin{aligned} 5,0M_{1000} &= -a_1 (p_{xx}T_y - p_{xy}T_x)_{p=1000} \\ 16,4M_{850} &= -a_2 (H_{xx}T_y - H_{xy}T_x)_{p=850} \\ 8,5M_{500} &= -a_3 (H_{xx}T_y - H_{xy}T_x)_{p=500} \end{aligned} \right\} \quad (11.14)$$

$$\left. \begin{aligned} 2,3N_{1000} &= -a_4 [(p_{xx}p_{yy} - p_{xy}^2)_y]_{p=1000} - \\ &\quad - a_5 (p_{xx} \cos \alpha - p_{xy} \sin \alpha)_{p=1000} \\ 8,0N_{850} &= -a_6 [(p_{xx}p_{yy} - p_{xy}^2)_y]_{p=850} - \\ &\quad - a_7 (H_{xx} \cos \alpha - H_{xy} \sin \alpha)_{p=850} \\ 4,4N_{500} &= -a_8 [(p_{xx}p_{yy} - p_{xy}^2)_y]_{p=500} - \\ &\quad - a_9 (H_{xx} \cos \alpha - H_{xy} \sin \alpha)_{p=500} \end{aligned} \right\} \quad (11.15)$$

$$\left. \begin{aligned} 5,0P_{1000} &= a_1 (p_{yy}T_x - p_{xy}T_y)_{p=1000} \\ 16,4P_{850} &= a_2 (H_{yy}T_x - H_{xy}T_y)_{p=850} \\ 8,5P_{500} &= a_3 (H_{yy}T_x - H_{xy}T_y)_{p=500} \end{aligned} \right\} \quad (11.16)$$

$$\left. \begin{aligned} 2,3Q_{1000} &= a_4 (p_{xx}p_{yy} - p_{xy}^2)_x + a_5 (p_{yy} \sin \alpha - p_{xy} \cos \alpha)_{p=1000} \\ 8,0Q_{850} &= a_6 (H_{xx}H_{yy} - H_{xy}^2)_x + a_7 (H_{yy} \sin \alpha - H_{xy} \cos \alpha)_{p=850} \\ 4,4Q_{500} &= a_8 (H_{xx}H_{yy} - H_{xy}^2)_x + a_9 (H_{yy} \sin \alpha - H_{xy} \cos \alpha)_{p=500} \end{aligned} \right\} \quad (11.17)$$

где p — приземное давление в миллибарах; H — высота изобарической поверхности в геопотенциальных декаметрах; α — угол между параллелью и осью x ($\alpha = 0$, если ось x направлена вдоль параллели с запада на восток); a_i — коэффициенты, зависящие от широты (приведены в табл. 11.3). В этой же таблице даны значения

Таблица 11.3

Значения коэффициентов a_i для различных широт

φ°	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9	a_{10}
45	5,58	23,80	12,40	4,41	1,33	20,00	6,03	11,00	3,32	6,50
50	4,39	18,80	9,72	3,47	1,03	15,70	4,67	8,65	2,57	7,61
55	3,59	15,40	7,96	2,84	0,80	12,90	3,64	7,08	2,00	8,70
60	3,05	13,00	6,75	2,41	0,63	10,90	2,84	6,00	1,56	9,72
65	2,66	11,40	5,88	2,10	0,48	9,52	2,19	5,24	1,21	10,70
70	2,38	10,20	5,27	1,88	0,36	8,53	1,65	4,69	0,91	11,50

коэффициента a_{10} для вычисления смещения центра циклона на приземной карте по формулам:

$$\left. \begin{aligned} \delta x &= a_{10} \frac{u' p_{yy} - v' p_{xy}}{p_{xx} p_{yy} - p_{xy}^2} \text{ км/12 ч} \\ \delta y &= a_{10} \frac{v' p_{xx} - u' p_{xy}}{p_{xx} p_{yy} - p_{xy}^2} \text{ км/12 ч} \end{aligned} \right\} \quad (11.18)$$

Значения u'_{1000} и v'_{1000} (в см/с), полученные по формулам (11.13) с использованием коэффициентов из табл. 11.3, подставляются в формулы (11.18).

Вычисление первых производных в начале координат (рис. 11.1) при заданном шаге сетки $\delta s = 330$ км производится по формулам:

$$\left. \begin{aligned} f_x &= \frac{1}{2\sqrt{3}} [(f_2 - f_6) + (f_3 - f_5)] \\ f_y &= \frac{1}{6} [2(f_4 - f_1) + (f_3 - f_2) + (f_5 - f_6)] \end{aligned} \right\} \quad (11.19)$$

При этом начало координат совмещается с центром циклона, а оси координат направляются таким образом, чтобы выполнялось условие

$$p_x = p_y = 0,$$

что в соответствии с (11.19) обеспечивается, если

$$p_2 - p_5 = p_3 - p_6 = p_4 - p_1 = 0$$

(расчет ведется с точностью до 1 мбар).

Вторые производные вычисляются путем применения формул (11.19) к значениям первых производных, вычисленных для узлов сетки.

Техника расчета сводится к выполнению ряда операций.

1. Палетка (рис. 11.2), выполненная на прозрачном материале в масштабе карты (между точками 330 км), накладывается на соответствующую карту с соблюдением указанного условия о направлении осей координат. Положение начала координат и направление осей, выбранные для приземной карты, сохраняются для всех рассматриваемых уровней.

2. Для уровней 1000, 850 и 500 мбар в специальные таблицы вписываются соответственно значения p_0 и H_p во всех точках сетки (0, 1, ..., 36). При этом рекомендуется для уменьшения громоздкости расчетов вместо p_0 записывать значение ($p_0 - 1000$), вместо H_{850} записывать ($H_{850} - 100$) или ($H_{850} - 130$) и вместо H_{500} записывать ($H_{500} - 500$) или ($H_{500} - 530$).

3. Аналогично в точках 1-6 определяется значение температуры на каждом уровне (в градусах Цельсия) и также записывается в таблицы.

4. По формулам (11.19) вычисляются первые производные p_x , p_y и H_x , H_y для точек 1, 2, ..., 18. Значения этих производных записываются в таблицы.

5. Аналогично вычисляются значения T_x и T_y в начале координат.

6. По формулам (11.19) вычисляются производные p_{xx} , p_{xy} , p_{yy} и H_{xx} , H_{xy} , H_{yy} в точках 0—6 по значениям первых производных в точках 1—18.

7. Вычисляются значения агеострофического вихря $\Omega'_p = p_{xx}p_{yy} - p_{xy}^2$ в точках 0—6 и $\Omega'_H = H_{xx}H_{yy} - H_{xy}^2$ в точках 1—6.

8. Для точки 0 вычисляются значения величин

$$\frac{\partial \Omega'_p}{\partial x} = (p_{xx}p_{yy} - p_{xy}^2)_x \quad \text{и} \quad \frac{\partial \Omega'_p}{\partial y} = (p_{xx}p_{yy} - p_{xy}^2)_y,$$

входящих в формулы (11.16) и (11.17), с помощью формул (11.19).

9. Вычисляются значения u'_{1000} и v'_{1000} по формулам (11.13) с учетом формул (11.14)—(11.17) и значений коэффициентов a_i , приведенных в табл. 11.3.

10. По формулам (11.18) вычисляются смещения центра циклона δx и δy за 12 часов. Отрезки δx и δy откладываются вдоль осей координат с учетом знака, а затем по правилу параллелограмма находится значение смещения

$$\delta S = \sqrt{(\delta x)^2 + (\delta y)^2}.$$

Если рассматривать диагональ δS как вектор, проведенный из начала координат, то конец этого вектора укажет ожидаемое положение центра циклона на приземной карте через 12 часов.

Опыт расчетной группы Северо-Западного управления Гидрометслужбы показал, что данный способ дает хорошие результаты при расчете перемещения высоких циклонов не только на 12 часов, но и на 24 часа путем простого удвоения результатов, полученных по формулам (11.18). Для средних циклонов расчет вручную возможен лишь на 12 часов, так как шаг по времени 24 часа для таких циклонов является чрезмерно большим. Еще хуже результаты для низких циклонов, которые претерпевают большие изменения. Для них расчет u' возможен лишь малыми шагами с помощью электронных вычислительных машин.

Рассмотренный метод нельзя применять в следующих случаях:

1) для циклонов с малоградиентным (размытым) полем давления в обширной центральной части;

2) для двухцентральной системы циклонов, когда оба центра имеют только по одной замкнутой изобаре, а остальные изобары являются общими (если имеется несколько замкнутых изобар, то расчет можно произвести для каждого центра в отдельности);

3) для циклонических центров, расположенных перед горными хребтами, поскольку орографические влияния данным способом не учитываются.

Прогноз перемещения приземных центров циклонов по пространственному ведущему потоку. В п. 10.4 было изложено правило ведущего потока и рассмотрены некоторые его уточнения, предложенные В. И. Бушуком. Приведем еще одну модификацию правила ведущего потока, полученную М. И. Юдиным из решения задачи об изменениях геопотенциальных высот изобарических поверхностей во времени. В этом решении главные слагаемые могут рассматриваться как перенос H или p вдоль некоторого осредненного пространственного ведущего потока, расчет которого может быть осуществлен по формуле

$$\bar{M} = 0,72 \sum_{r=660}^6 H_{850} - 0,3 \sum_{r=330}^6 H_{850} - 1,3H_{850} + 2,8H_{700} + H_{500} + n(\varphi). \quad (11.20)$$

В формуле (11.20) символ $\sum_{r=660}^6 H_{850}$ обозначает суммирование значений H_{850} в шести точках, расположенных относительно точки расчета на окружности радиусом $r = 660$ км, например в точках 13—18 рис. 11.1.

Два первых слагаемых в (11.20) характеризуют значение лапласиана H_{850} . Слагаемое $1,3H_{850}$ введено для увеличения устойчивости потока. Слагаемые $2,8H_{700}$ и H_{500} получаются при решении в результате учета адвекции температуры. Величина

$$n(\varphi) = \frac{\varphi - 55,5}{1,5} = 0,67(\varphi - 55,5) \quad (11.21)$$

учитывает изменения параметра Кориолиса с широтой φ .

Таким образом, осредненный ведущий поток получается по значениям H трех уровней: 850, 700 и 500 мбар. Для расчета используется треугольная сетка с шагом $\delta s = 330$ км, как и в предыдущем случае (см. рис. 11.1). Сетка ориентирована таким образом, чтобы ее узлы располагались вдоль меридианов и параллелей. По значениям \bar{M} , вычисленным для узлов расчетной сетки, проводятся изолинии через 10 или 20 единиц в зависимости от густоты изолиний.

Направление перемещения центра циклона определяется по направлению изолиний \bar{M} , проходящих через центр циклона. Скорость перемещения определяется с помощью градиентной линейки по среднему расстоянию между изолиниями \bar{M} , отличающимися на 20 единиц. При этом определение скорости производится вдоль пути последующего перемещения циклона на отрезках, соответствующих ожидаемому перемещению центра за 12 часов, а при значительных изменениях градиента изолиний \bar{M} вдоль пути циклона — за 6 часов.

Для удобства изолинии \bar{M} проводятся на кальке, а вычисленное положение центра циклона через 12, 24 и 36 часов переносится на карту погоды.

Техника расчета по методу пространственного ведущего потока заключается в следующем.

1. На карту AT_{850} (AT_{700} , AT_{500}) накладывается расчетная сетка с расстоянием между узлами вдоль меридианов 3° (330 км) и вдоль параллелей 10° . В узлах сетки в окрестностях центра циклона (преимущественно в направлении его ожидаемого перемещения) определяются значения H_{850} , H_{700} и H_{500} или ($H_{850}-130$), ($H_{700}-280$), ($H_{500}-530$) и записываются в виде таблицы (табл. 11.4). Для уровня

Таблица 11.4

Схема записи характеристик барического поля для расчетов по треугольной сетке

φ° с. ш.	λ° в. д.					
	15	21	25	30	35	...
73,5	●		●		●	
72,0		●		●		●
70,5	●		●		●	
69,0		●		●		●
67,5	●		●		●	
...						

850 мбар точки сетки выбираются в большем количестве (по четыре ряда к северу и югу и по два ряда к западу и востоку от центра).

2. На таблице для карты AT_{850} выделяется прямоугольник точек, отступая по четыре ряда с севера и юга и по два ряда с запада и востока. Для каждой точки внутри прямоугольника вычисляются

суммы $\sum_{r=330}^6 H_{850}$ и $\sum_{r=660}^6 H_{850}$, которые записываются в таблицы,

охватывающие тот же набор точек, что и таблицы для H_{700} и H_{500} .

3. По формуле (11.20) вычисляются значения \bar{M} и наносятся на кальку в соответствующих точках, после чего проводятся изолинии потока \bar{M} .

4. С помощью градиентной линейки вычисляется скорость перемещения центра (в км ч) по расстоянию между изолиниями \bar{M} , отличающимися на 20 единиц. После умножения на 12 получаем путь циклона за 12 часов. Этот путь откладываем вдоль изолиний \bar{M} с учетом их кривизны. При прогнозе на 24 и 36 часов вычисление средней скорости производится на отрезках пути за каждые последующие 12 часов.

На рис. 11.3 даны изолинии \bar{M} , вычисленные по начальным данным за 3 часа 7 марта 1962 г. Вычисленная траектория циклона Z на 24 часа показана прерывистой линией вдоль изолинии \bar{M} 30.

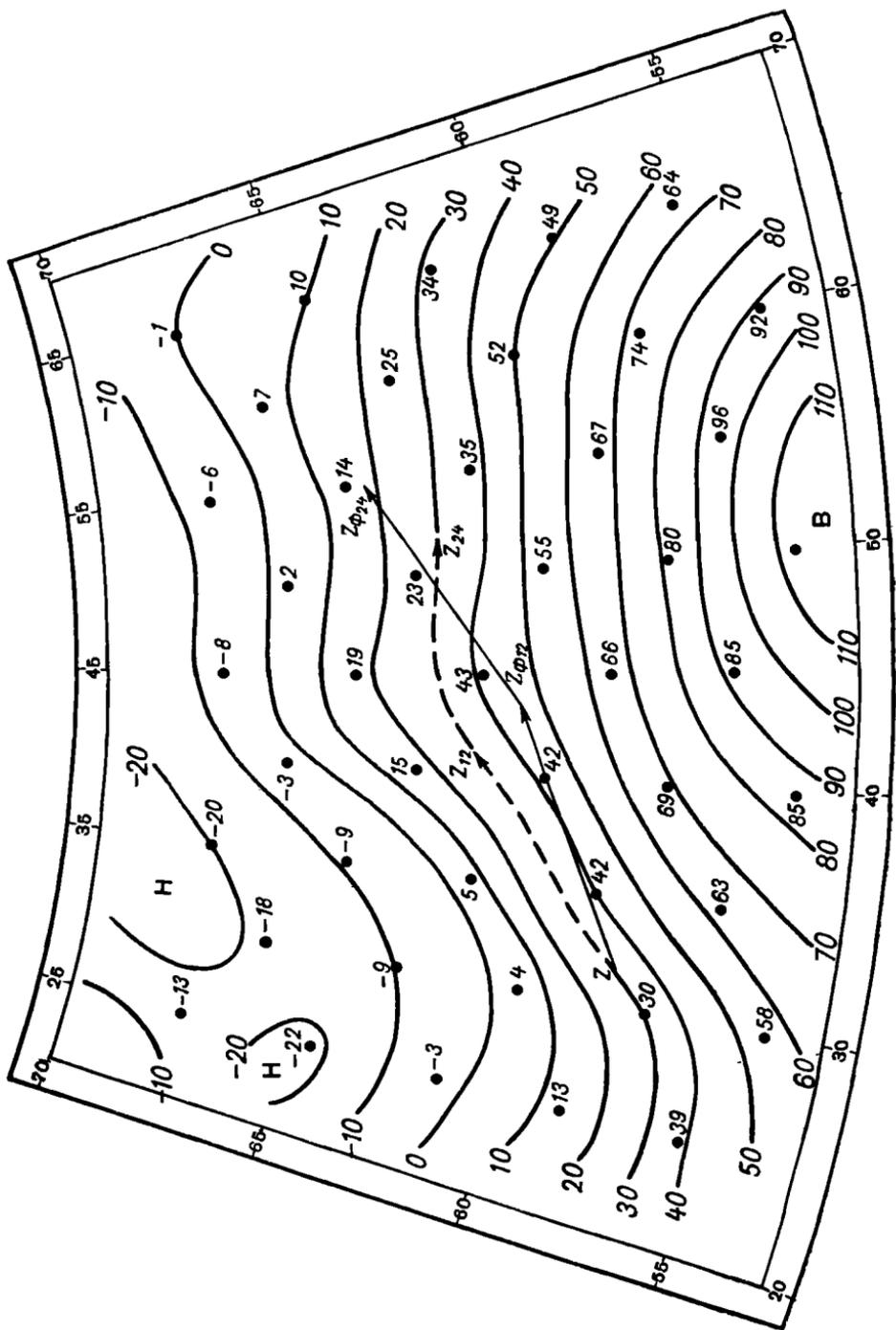


Рис. 11.3. Изолинии \bar{M} , вычисленные по начальным данным за 3 часа 7 марта 1962 г.

Фактическое положение центра циклона Z_{ϕ} через 12 и 24 часа соответствует концам отрезков ломаной линии.

Метод пространственного ведущего потока рекомендуется применять для прогноза перемещения низких и средних циклонов на сроки до 36 часов. Для высоких циклонов лучшие результаты получаются по методу агеострофического ветра, рассмотренному выше.

Прогноз перемещения приземных центров антициклонов вдоль изолиний B_{500} . Хотя рассмотренные выше методы агеострофического ветра и пространственного ведущего потока в принципе применимы к любому барическому образованию, опыт показал, что для антициклонов эти способы недостаточно эффективны. Лучшие результаты для антициклонов получаются по методике, предложенной Н. И. Булевым, с применением карт изолиний B_{500} , причем

$$B_{500} = \frac{1}{4} (H_1 + H_2 + H_3 + H_4)_{500}, \quad (11.22)$$

где H_i — значения H_{500} в четырех точках прямоугольной сетки, отстоящих от точки расчета 0 на 1000 км.

Вычисление значений B_{500} производится в узлах сетки с шагом $\delta s = 500$ км в радиусе 1500—2000 км от центра антициклона. Как и в предыдущих случаях, вместо H_{500} можно использовать величины $(H_{500} - 500)$ или $(H_{500} - 530)$.

Изолинии B_{500} проводятся через 4 гп. дам. Скорость перемещения центра антициклона C_A считается пропорциональной скорости переноса C_B по изолиниям B_{500} , вычисленной с помощью градиентной линейки, т. е.

$$C_A = k_B C_B. \quad (11.23)$$

По эмпирическим данным, при $C_B \geq 40$ км/ч $k_B = 0,7$, при $C_B \leq 30$ км/ч $k_B = 1,0$. Расчет осуществляется обычно на 24 часа вперед.

Легко видеть, что перенос по изолиниям B_{500} является простейшей модификацией правила ведущего потока при замене изогипс $H_{500} = \text{const}$ некоторыми осредненными значениями этих изогипс $B_{500} = \text{const}$.

Данный прием может быть обоснован теоретическими соображениями, если в упрощенных формулах (11.9)

$$\left. \begin{aligned} C_x &= - \frac{H_{xt}}{H_{xx}} \\ C_y &= - \frac{H_{yt}}{H_{yy}} \end{aligned} \right\} \quad (11.24)$$

рассматривать изменения $H_t = \frac{\partial H}{\partial t}$ только под влиянием адвекции вихря скорости, т. е. не учитывать эволюцию высотного барического поля.

В тех случаях, когда высотное барическое поле претерпевает значительную перестройку, что приводит и к перестройке изолиний B_{500} , данный прогностический прием недостаточно эффективен.

Существенное улучшение прогноза перемещения низких антициклонов может быть достигнуто, если учитывать влияние адвекции температуры.

При одном и том же значении C_B скорость перемещения антициклона тем больше, чем значительнее понижение температуры в передней части антициклона (относительно направления перемещения) и чем быстрее повышается температура в его тыловой части. Поэтому коэффициент переноса k_B в формуле (11.23) зависит от структуры поля температуры.

Для уточнения прогноза перемещения приземного низкого антициклона с учетом температуры применяется следующий практический прием.

На первой разомкнутой изогипсе H_{850} вблизи центра антициклона выбирается точка A , лежащая на оси ложбины холода (рис. 11.4). На этой же изогипсе на расстоянии ± 1000 км от точки A выбираются точки B (вперед по течению) и C (против течения). Затем вычисляется вторая производная температуры вдоль изогипсы

Рис. 11.4. К уточнению прогноза перемещения антициклона с учетом поля температуры.

На картах AT_{700} и AT_{200} точка A выбирается над приземным центром антициклона, а затем вычисляются значения $(T_{ss})_{700}$ и $(T_{ss})_{200}$ аналогично вычислению $(T_{ss})_{850}$ по формуле (11.25). Далее вычисляется величина

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial s^2} \right)_{850} &= (T_{ss})_{850} \approx [(T_B - T_A) - (T_A - T_C)]_{850} = \\ &= (T_B + T_C - 2T_A)_{850}. \end{aligned} \quad (11.25)$$

пропорциональная адвекции температуры в слое 850—200 мбар.

Эмпирически было установлено, что в зависимости от величины $(T_{ss})_{\Sigma}$ в формуле (11.23) следует принимать:

$$\begin{aligned} k_B &= 1,0 \text{ при } (T_{ss})_{\Sigma} \geq 15^\circ \text{C}, \\ k_B &= 0,5 \text{ при } (T_{ss})_{\Sigma} = 2 \div 14^\circ \text{C}, \\ k_B &= 0 \text{ при } (T_{ss})_{\Sigma} < 2^\circ \text{C}, \end{aligned}$$

хотя в последнем случае C_B может существенно отличаться от 0.

Указанное уточнение величины k_B с учетом $(T_{ss})_{\Sigma}$ не рекомендуется производить:

а) над территорией, недостаточно освещенной аэрологическими данными;

б) если над приземным центром антициклона на карте AT_{850} имеется несколько замкнутых изогипс, кратных 4, или имеются замкнутые изогипсы на карте AT_{700} ;

в) если сгущение изогипс H_{500} и H_{100}^{500} находится справа, а не слева от приземного центра антициклона;

г) если при $(T_{ss})_{\Sigma} > 15^{\circ}C$ изолинии B_{500} направлены по нормали к горному хребту, а расстояние приземного центра антициклона от горного хребта менее 500 км.

В перечисленных случаях прогноз лучше осуществлять по формуле (11.23) без учета влияния величины $(T_{ss})_{\Sigma}$ на коэффициент переноса k_B .

11.5. Прогноз перемещения атмосферных фронтов

Перемещение атмосферных фронтов тесным образом связано с атмосферной циркуляцией, с состоянием барического поля. Поэтому прогноз поля давления, т. е. прогноз перемещения и эволюции циклонов и антициклонов, должен обязательно предшествовать прогнозу перемещения фронта.

При прогнозе будущего положения фронта широко используется экстраполяция, если речь идет о небольшом сроке, до 12 часов. Для этого полезно использовать кольцевые карты погоды, которые позволяют выяснить тенденцию в скорости и направлении смещения фронта.

Теоретически фронт перемещается в направлении нормальной к фронту составляющей геострофического ветра со скоростью, пропорциональной значению этой составляющей. Используя это положение, на практике при экстраполяционном прогнозе с помощью градиентной линейки определяется в нескольких точках фронта нормальная составляющая геострофического ветра. Для теплых фронтов коэффициент пропорциональности равен 0,5—0,6, для холодных фронтов 2-го рода 0,8—0,9, а для холодных фронтов 1-го рода поправка не вводится.

По характеру барического и изаллобарического поля в области фронта при экстраполяционном прогнозе можно рассчитать скорость его перемещения. Скорость перемещения фронта определяется формулой

$$C_{\text{фр}} = - \frac{\frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial p}{\partial t}}{\frac{\partial^2 p}{\partial n^2}}. \quad (11.27)$$

При выполнении расчетов по приземной карте погоды следует воспользоваться конечными разностями.

Поскольку атмосферные фронты очень часто связаны с подвижными циклонами, кроме предполагаемого смещения фронта в системе циклона, необходимо учитывать смещение и самого циклона.

Ю. Н. Волконский рекомендует это сделать следующим образом (рис. 11.5). На линии фронта по исходной карте выбирается несколько точек (a, b, c, \dots), для которых определяется положение фронта

через время Δt (точки a_1, b_1, c_1, \dots), пока без учета перестройки барического поля.

Учет перестройки барического поля производится построением отрезков $a_1a_2, b_1b_2, c_1c_2, \dots$, причем длина их рассчитывается по формуле

$$b_1b_2 = L_1 \frac{bd}{o_1d},$$

где L_1 — ожидаемое перемещение барического центра, o_1d и bd — расстояния от центра и рассматриваемой точки до точки смены знака фронта.

После этого намечается окончательное будущее положение фронта (пунктирная линия).

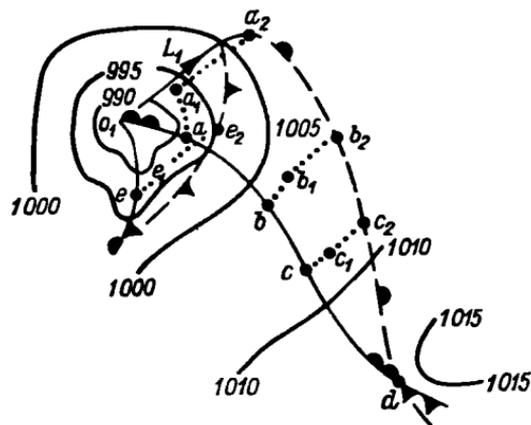


Рис. 11.5. Пример прогноза перемещения атмосферных фронтов по приземной карте погоды (ожидаемое перемещение центра циклонов показано стрелками).

При определении будущего положения фронта необходимо учитывать, что скорость фронта уменьшается с приближением к малоподвижному циклону, при углублении ложбины. Наконец, фронт при определенной перестройке циркуляции (например, регенерация циклона) может сменить знак, т. е. из холодного превратиться в теплый и наоборот.

Для прогноза перемещения фронта часто используется карта AT_{700} , причем перемещение фронта за интересующий промежуток времени определяется по правилу ведущего потока с коэффициентом переноса $k = 0,8$.

11.6. Простейшие приемы составления прогностических карт погоды

После того как предсказаны перемещение и эволюция барических систем, можно без дополнительных расчетов провести изобары и таким образом оформить предсказанную карту погоды. Следует более точно количественно определить давление в барических центрах и вычислить ожидаемое давление в ряде вспомогательных точек.

При прогнозе на 12 часов давления в центрах циклонов на северо-западе Европейской территории СССР хорошо оправдывается эмпирическая формула

$$\delta p_0 = (\delta p)_T + 0,5 [(\delta p)_T - (\delta p)_3] = 1,5 (\delta p)_T - 0,5 (\delta p)_3, \quad (11.28)$$

где $(\delta p)_T$ — ожидаемое изменение давления, вычисленное по средней барической тенденции в окрестностях центра в радиусе 250 км; $(\delta p)_3$ — изменение давления в центре циклона за последние 12 часов в процессе его эволюции.

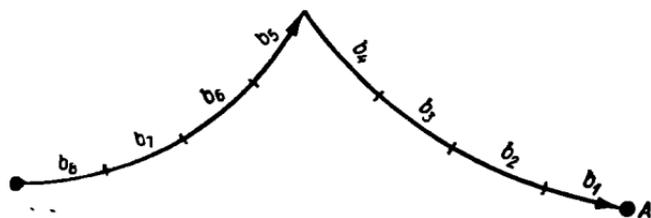


Рис. 11.6. К прогнозу локального изменения давления по полю барических тенденций.

Давление в вспомогательных точках может быть вычислено по видоизмененному методу изаллобар с использованием барических тенденций. Сущность этого метода кратко сводится к следующему (рис. 11.6):

- 1) для заданной точки A определяется траектория частицы, которая переместится в эту точку через 12 или 24 часа;
- 2) при прогнозе на 12 часов эта траектория разбивается на четыре отрезка, а при прогнозе на 24 часа — на восемь отрезков;
- 3) на каждом i -том отрезке траектории определяется среднее значение барической тенденции b_i с учетом знака;
- 4) ожидаемое изменение давления δp_t в точке A определяется как алгебраическая сумма этих значений барической тенденции, т. е.

$$\delta p_{12} = \sum_{i=1}^4 b_i, \quad \delta p_{24} = \sum_{i=1}^8 b_i; \quad (11.29)$$

тогда

$$(p_A)_t = (p_A)_0 + \delta p_t. \quad (11.30)$$

Такой простой прием часто дает хорошие результаты. Однако для большей надежности результаты расчета следует согласовывать с оценками изменения синоптического положения, полученными другими способами.

Прогностические карты АТ и ОТ могут быть составлены и путем экстраполяции. Карта АТ₅₀₀ может быть получена на основании прогностических карт ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ и АТ₁₀₀₀, т. е. приземной

$$H_{500} = H_{1000}^{500} + H_{1000}. \quad (11.31)$$

Однако, как уже отмечалось, практически карты АТ предвычисляются сейчас только с применением численных методов.

Вопросы и задания к главе 11

1. Какие задачи решаются при прогнозе возникновения циклона (антициклона)?
2. Какова роль атмосферных фронтов в процессах циклогенеза?
3. Перечислите признаки возникновения волны на фронте.
4. Какова роль адвекции температуры и вихря скорости в процессах циклогенеза?
5. Перечислите признаки развития волны в циклон.
6. Каково высотное барическое поле над возникающим циклоном (антициклоном)?
7. Как рассчитать ожидаемое изменение давления в центре циклона (антициклона)?
8. Как используются барические тенденции при прогнозе эволюции циклона (антициклона)?
9. Как используются изаллогипсы АТ₇₀₀ при прогнозе эволюции циклона (антициклона)?
10. Каким образом можно судить по положению фронтов в циклоне о его эволюции?
11. Что понимают под эволюцией фронтов?
12. Как учитывается орография при прогнозе эволюции фронта?
13. Как предсказать изменение контраста температур на фронте?
14. Как связано изменение контраста температур с изменением условий в зоне фронта?
15. Как предсказывают изменение угла наклона фронтальной поверхности?
16. Какова связь профиля ложбины, в которой лежит фронт, с эволюцией фронта?
17. Как дать общий прогноз перемещения барических систем?
18. Как дать общий прогноз перемещения атмосферных фронтов?
19. Как дать прогноз перемещения фронта с помощью градиентной линейки?
20. Как вычислить скорость перемещения фронта по экстраполяционной формуле?
21. Учитывается ли при прогнозе перемещения фронта перемещение циклона, с которым связан фронт, и если да, то каким образом?
22. Напишите формулы Гандина и Ключарева и поясните их применение.
23. В чем сущность метода агеострофического ветра, применяемого для прогноза перемещения приземных центров циклонов?
24. Для каких циклонов метод агеострофического ветра дает хорошие результаты при прогнозе на 24 часа? Когда этот метод применим?
25. В чем сущность метода пространственного ведущего потока?
26. Как осуществить прогноз перемещения приземных центров антициклонов по карте изолиний B_{500} ?
27. Какое уточнение может быть внесено в прогноз по изолиниям B_{500} ? Когда это уточнение производить не следует?
28. Как составить будущую приземную карту без применения численных методов?

Раздел четвертый

ПРОГНОЗ УСЛОВИЙ ПОГОДЫ

Качественный прогноз условий погоды и ее отдельных элементов и явлений возможен только при тщательном анализе синоптической обстановки и на основе применения знаний о физических закономерностях развития атмосферных процессов.

ПРОГНОЗ ВЕТРА И ОСОБЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ, СВЯЗАННЫХ С ВЕТРОМ

12.1. Прогноз ветра в приземном слое

В предыдущем изложении обращалось внимание на взаимную связь полей давления и ветра. А. М. Обухов доказал, что при несоответствии полей давления и ветра, вызванном местными возмущениями барического поля, происходит их взаимная адаптация, т. е. эти поля изменяются таким образом, чтобы соответствие между ними вновь было восстановлено. При этом особенно быстро изменяется поле давления, приспосабливаясь к полю ветра. Благодаря подобной адаптации в среднем в свободной атмосфере действительный ветер близок к геострофическому.

Если рассматривать поле ветра в определенный момент времени, то в свободной атмосфере и особенно в приземном слое выявляется его незначительная неоднородность.

В прогнозе ветра в приземном слое указываются: 1) направление ветра и 2) скорость или сила ветра.

Направление ветра в общих прогнозах и для морского флота обычно предсказывается с точностью до четверти горизонта. Например, если предсказывается: «Ветер северо-западный» (NW), то это означает, что ожидается перемещение воздуха в общем с северо-запада на юго-восток, хотя могут наблюдаться и направления западо-северо-западное (WNW) и северо-северо-западное (NNW).

Если на протяжении полусуток ожидается переход ветра к следующей четверти горизонта, то в прогнозе отмечается последовательное чередование направлений, например: «Ветер юго-восточный и южный» или «Ветер юго-западный, с переходом к концу дня на северо-западный».

При малых барических градиентах направление ветра может не соответствовать направлению изобар. На соседних станциях слабые ветры под влиянием местных условий могут иметь даже противоположные направления. В таких случаях (при скорости ветра до 3 м/с) разрешается в прогнозе указывать: «Ветер неустойчивый по направлению, слабый».

Для авиации направление ветра на высотах предсказывается в градусах (восточный — 90° , южный — 180° , западный — 270° , северный — 360° и т. д. с округлением до 10°).

Скорость ветра в общих и авиационных прогнозах для аэродрома указывается в м/с с допустимым интервалом 3 м/с при скорости менее 15 м/с и 5 м/с при большей скорости. Скорость ветра на высотах предсказывается в км/ч с округлением до 10 км/ч. Для морского флота предсказывается *сила ветра* в баллах (см. приложение 3).

При *порывистом ветре* в приземном слое указывается максимальная скорость при порывах.

В первом приближении ветер предсказывается в соответствии с прогнозом барического поля.

1. *Направление на высотах* предсказывается как направление геострофического (градиентного) ветра, а в приземном слое — с учетом отклонения ветра от направления изобары на угол около 30° над сушей и около 15° над морем. Например, в южной части высотного циклона предсказывается западный ветер (270°), а в южной части приземного циклона предсказывается юго-западный ветер (в северной полушарии).

2. *Скорость на высотах* предсказывается как скорость геострофического ветра V_g , а в приземном слое — с учетом отклонения скорости от V_g , т. е.

$$V = kV_g, \quad (12.1)$$

где коэффициент k в среднем равен над морем 0,7—0,8, а над сушей 0,5—0,6 для ветров скоростью менее 10—15 м/с.

К первому приближению вносятся *уточнения* с учетом: а) сезона и времени суток, б) стратификации воздушной массы и суточного хода температуры, в) местных особенностей подстилающей поверхности и атмосферной циркуляции.

Учет сезона и времени суток необходим в связи с тем, что среднее значение коэффициента k в формуле (12.1) меняется от сезона к сезону и на протяжении суток.

Полезно для каждого района по многолетним данным составлять графики зависимости скорости ветра от горизонтального градиента давления. Такие графики можно составить для различных секторов циклонов и антициклонов с учетом облачности и других характеристик погоды.

На рис. 12.1 приведен график зависимости, скорости ветра от горизонтального градиента давления, построенный для степных и полупустынных районов СССР при малооблачной погоде в южном и западном секторах антициклона. Можно построить аналогичный график для определения величины $k = \frac{V}{V_g}$ (рис. 12.2).

Учет стратификации воздушной массы и суточного хода температуры является дальнейшей детализацией прогноза ветра.

Направление и скорость ветра в приземном слое зависят от степени развития турбулентного обмена, который в свою очередь зависит от стратификации воздушной массы.

При больших значениях γ и сильном развитии турбулентного обмена в пограничном слое атмосферы ветер приближается к градиентному. Угол пересечения вектором ветра изобары (точнее,

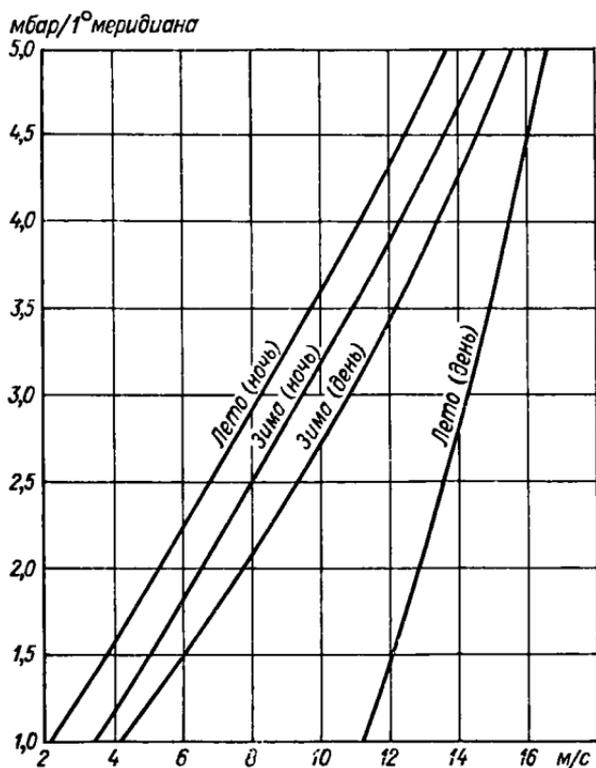


Рис. 12.1. Зависимость скорости ветра от горизонтального градиента давления.

касательной к изобаре в данной точке) может стать менее 15° даже над сушей. Скорость ветра в приземном слое в таких случаях приближается к скорости геострофического ветра и даже может превзойти ее при малых барических градиентах (рис. 12.2).

Вообще при малых барических градиентах ночью с образованием приземного слоя инверсии ветер в приземном слое может быть в 2—3 раза слабее геострофического, а часто наблюдается и полный штиль. Наоборот, днем при сильном прогреве подстилающей поверхности и сверхадиабатических градиентах температуры в пограничном слое скорость ветра может в 2—3 раза превосходить скорость геострофического ветра. Это явление довольно часто наблюдается летом в южных районах СССР.

Превышение фактической скорости ветра над геострофической может также наблюдаться и зимой при сравнительно больших значениях барического градиента.

Для учета стратификации воздушной массы и суточного хода температуры при прогнозе ветра графики типа приведенных на рис. 12.1 и 12.2 следует составить для различных значений γ . При этом желательно раздельно рассматривать различные синоптические процессы (сектора циклонов и антициклонов, фронты различных типов и т. д.). Следует также рассматривать особенности изменений ветра с высотой хотя бы путем сопоставления ветра (или барического поля) на приземной карте и на карте AT_{850} . Напомним, что ветер существенно усиливается при прохождении атмосферных фронтов через данный район.



Рис. 12.2. График для определения величины $\frac{V}{V_g}$.

1 — лето (ночь), 2 — лето (день), 3 — зима (день),
4 — зима (ночь).

Учет местных особенностей подстилающей поверхности и атмосферной циркуляции косвенно уже производится при построении графиков, подобных приведенным на рис. 12.1 и 12.2, поскольку эти графики строятся для определенного района.

К сожалению, такие графики построены не для всех районов. Кроме того, они не могут учесть все местные влияния на ветер.

Уже говорилось, что над морем ветер ближе к геострофическому (градиентному), чем над сушей. Над равниной и холмистой местностью также имеются особенности у полей ветра (в холмистой местности угол пересечения вектором ветра изобары в среднем равен 45°). Поэтому при перемещениях, например, циклона с суши на море или наоборот даже при сохранении его глубины ветер в соответствующем секторе изменится, что необходимо принимать во внимание при прогнозе.

Имеются особенности поля ветра над внутренними водоемами (озера, водохранилища и т. п.) и вблизи них. В большей степени это относится к горным районам. При определенных условиях разви-

ваются бризы, горные и долинные ветры, фены, бора и другие местные ветры (см. гл. 6). Поэтому наряду с методами общего (фонового) прогноза ветра разрабатываются частные методики его прогноза для определенных водоемов, морских портов, аэродромов и т. п.

Поскольку потребителя чаще всего интересует прогноз сильных ветров, то в первую очередь должны изучаться условия возникновения именно таких ветров и рассматриваться способы их прогноза.

12.2. Прогноз шквала

Для взлета и посадки самолетов, а также для сплава леса на реках и озерах, для движения небольших судов и в ряде других случаев представляет опасность уже ветер более 15 м/с. Поэтому при наблюдении такого ветра метеорологические станции передают *штормовые оповещения* в установленные адреса, а подразделения службы погоды передают и *штормовые предупреждения* о возможности возникновения сильного ветра. Чем больше скорость ветра, тем он опаснее для народного хозяйства. К особо опасным метеорологическим явлениям относятся ветры и шквалы при скорости 30 м/с и более, а для прибрежных районов северных и дальневосточных морей 35 м/с и более¹.

Наибольшую опасность представляют шквалы ввиду их внезапного появления часто на фоне слабых ветров.

Шквалом называется кратковременное местное усиление ветра до значений, намного превышающих значение градиентного ветра в этом районе. Продолжительность шквала по наблюдениям в одном пункте обычно не превышает нескольких минут, хотя может составлять и десятки минут. Перемещаясь узкой полосой от нескольких сотен метров до нескольких километров (в отдельных случаях до 50—70 км), шквал может существовать несколько часов.

Направление ветра при шквале обычно претерпевает резкие изменения. Скорость ветра может достигать 30—40 м/с и более. С прохождением шквала обычно связано местное колебание давления — «грозовой нос» на барограмме (падение давления перед шквалом, быстрый рост во время шквала и новое падение непосредственно по окончании шквала). Часто при прохождении шквала наблюдается понижение температуры.

Возникновение шквалов связано с образованием относительно устойчивых вихрей с горизонтальной осью вращения, захватывающих и приземный слой воздуха. Однако и прохождение вихря с вертикальной осью вращения — смерча (тромба, торнадо), если диаметр этого вихря значителен и наблюдается оформленный столб поднятой воды или пыли, будет восприниматься наблюдателем как шквал. Таким образом, между смерчами и шквалами имеется много общего.

¹ См. «Положение о сборе, изучении и передаче сведений об особо опасных гидрометеорологических явлениях». М., Гидрометеоздат, 1972.

Большинство шквалов связано с прохождением мощных кучево-дождевых облаков Сb с выпадением ливневого дождя или града, сопровождаемых грозой. Однако наблюдаются и *сухие шквалы*, когда при большой сухости нижнего слоя воздуха выпадающие осадки не достигают поверхности земли (подобно *сухим грозам*).

Практически прохождение любого мощного облака типа Сb представляет угрозу возникновения шквала, но в большинстве случаев ветер не превышает 10—15 м/с. Кроме того, не все шквалы могут быть отмечены при редкой сети станций.

Часто вихрь с горизонтальной осью в передней части Сb проявляется в виде особой формы облаков (Сb агс).

Поскольку мощные Сb развиваются при неустойчивом состоянии атмосферы, когда $\gamma \approx \gamma_a$, то на высотах в таких случаях наблюдаются относительно низкие температуры. При нисходящих движениях воздуха в зоне ливневых осадков нагревание опускающегося воздуха происходит по влажноадиабатическому закону, причем обычно $\gamma_{ва} < \gamma$. Поэтому опускающийся воздух оказывается холоднее окружающего воздуха в приземном слое. Этот эффект усиливается при испарении выпадающих осадков. Вот почему с выпадением ливневых осадков даже из внутримассовых Сb часто связано понижение температуры.

Нисходящее движение относительно холодного воздуха в полосе ливневых осадков и восходящее движение относительно теплого воздуха в передней части облака Сb являются механизмом, благоприятствующим образованию вихря с горизонтальной осью. Однако этот механизм «срабатывает» только тогда, когда вертикальные движения интенсивны и устойчивы (*упорядоченная конвекция*).

В соответствии с годовым и суточным ходом развития конвективных движений шквалы над сушей наблюдаются преимущественно летом в послеполуденные часы. Над теплыми морями шквалы наблюдаются и зимой.

Родственны шквалам *снежные заряды* — весьма интенсивные ливневые снегопады, сопровождающиеся резким усилением ветра при их прохождении. Однако снежные заряды обычно следуют друг за другом через небольшие промежутки времени и наблюдаются на фоне относительно сильных ветров. Они обычно наблюдаются в тылу циклонов зимой над незамерзающими морями и их побережьями, например вдоль побережья Кольского полуострова. Контраст температур вода—воздух способствует развитию конвективных и макротурбулентных движений большой интенсивности. Опасность снежных зарядов усугубляется уменьшением видимости практически до нуля при их прохождении. Конечно, возможны заряды и при выпадении дождя.

Различают внутримассовые и фронтальные шквалы.

Внутримассовые шквалы характерны для теплой неустойчивой влажной массы при развитии гроз (иногда даже ночью). В холодной неустойчивой воздушной массе в тылу циклона грозы и интен-

сивные шквалы наблюдаются редко. Чаще это лишь дополнительное усиление ветра при прохождении Сб и выпадении ливневых осадков (заряды).

Иногда грозы и шквалы располагаются вдоль *линий неустойчивости*, которые, в отличие от настоящих фронтов, существуют кратковременно и не выявляются на картах барической топографии.



Рис. 12.3. Линии шквалов впереди холодного фронта над севером ЕТС. Телевизионная фотография со спутника «Метеор», около 17 часов 16 июля 1974 г.

Поскольку вблизи центра циклона влажность воздуха велика и имеет место упорядоченный подъем воздуха, то и шквалы наиболее часто наблюдаются вблизи центра циклона, особенно вблизи вершины теплого сектора зарождающегося и молодого циклонов.

Иногда, особенно у холодного фронта окклюзии, а также когда предфронтальная относительно теплая воздушная масса является сравнительно сухой, линия неустойчивости может наблюдаться за линией фронта.

Иногда грозы и шквалы связаны непосредственно с прохождением линии холодного фронта.

Фронтальные шквалы наиболее часто связаны с холодными фронтами, включая холодные фронты окклюзии. Если относительно теплая воздушная масса является влажной и неустойчивой, то на расстоянии 50—100 км перед линией холодного фронта может образоваться линия неустойчивости длиной 100—500 км, вдоль которой наблюдаются грозы и шквалы, но чаще грозы и шквалы связаны непосредственно с прохождением линии холодного фронта.

На телевизионной фотографии с ИСЗ (рис. 12.3) наряду с полосой облачности холодного фронта, проходя-

Прогноз шквалов разрушительной силы может быть дан лишь весьма предположительно, если в данном районе ожидаются синоптические условия, благоприятные для их развития. К таким условиям относятся:

1) большая удельная влажность внутри воздушной массы (10 г/кг и более в приземном слое);

2) неустойчивость воздушной массы (во всяком случае, влажно-неустойчивость, когда $\gamma > \gamma_{ва}$);

3) высокая температура перед холодным фронтом при большом контрасте температур (над сушей разность температур перед фронтом и за ним 7—10° С и более), значительный рост давления за фронтом (3—5 мбар/3 ч);

4) перемещение холодного фронта со скоростью 30—40 км/ч и более и наличие на фронте волновых возмущений;

5) расходимость относительно слабых южных или юго-западных потоков (расходимость изогипс) в передней части (обычно восточной) высотной барической ложбины или в тыловой части высотного гребня (для внутримассовых шквалов);

6) расходимость изогипс и значительное ослабление ветра в зоне струйного течения (для фронтальных шквалов), причем практически все фронтальные шквалы наблюдаются на антициклонической стороне струйного течения;

7) значительная конвергенция ветра у поверхности земли.

При условиях 5, 6, 7 обычно вертикальная составляющая скорости $w > 0$, что благоприятствует понижению температуры на высотах и сохранению относительной неустойчивости воздушной массы до больших высот. В результате интенсивные конвективные движения, благоприятные для гроз и шквалов, могут достигать тропопаузы и нижней стратосферы.

На рис. 12.4 приведена карта, характеризующая синоптические условия в период шквала в районе Стародуба 29 июня 1963 г., а на рис. 12.5 — аналогичная карта для случая шквала в районе Кишинева 16 августа 1963 г.

На картах даны изобары, изогипсы AT_{300} , положение оси струйного течения, характерные значения ветра на уровне AT_{300} и значения температуры в приземном слое. На первой карте показана также траектория циклона, смещавшегося из района Калининграда в район Курска.

29 июня шквал имел наибольшую интенсивность с 18 часов 45 минут до 19 часов 25 минут в районе Стародуба, где скорость ветра достигала 50 м/с. В дальнейшем шквал, ослабевая, сместился за 5 часов к юго-востоку на расстояние более 450 км со средней скоростью около 90 км/ч. Ширина зоны, где скорость ветра превышала 30 м/с, составляла около 40 км.

16 августа в районе Кишинева шквал прошел в 16—17 часов, причем скорость ветра достигала 30—40 м/с, а ширина зоны шквала была около 60 км.

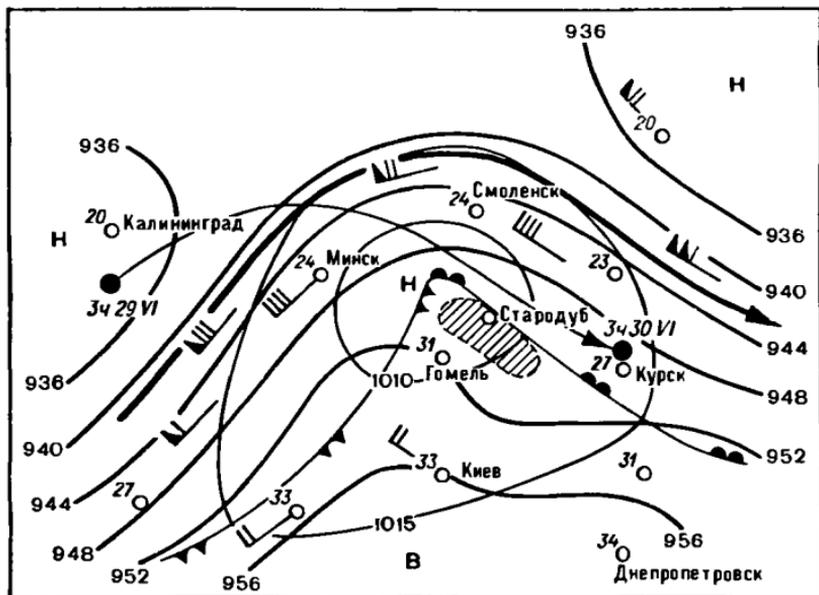


Рис. 12.4. Синоптические условия в период шквала в районе Стародуба. 15 часов 29 июня 1963 г.

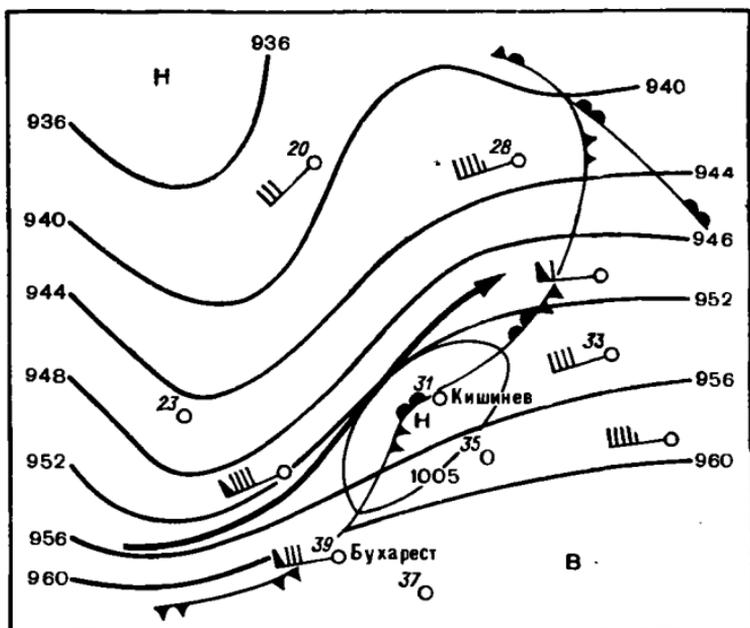


Рис. 12.5. Синоптические условия в период шквала в районе Кишинева. 15 часов 16 августа 1963 года.

Во всех этих случаях шквалы сопровождались грозами, сильными ливнями и градом, вызвали ряд разрушений.

Перемещение возникших шквалов может быть прослежено с помощью радиолокаторов и авиаразведки погоды. Полученные данные используются для штормовых предупреждений о шквалах, к сожалению, с малой заблаговременностью.

В целях прогноза на 3—6 часов сделаны попытки установления связи между ожидаемым понижением температуры при выпадении ливневого дождя и максимальной скоростью ветра при шквале.

В частности, для вычисления $V_{\text{макс}}$ (м/с) может быть применена формула

$$V_{\text{макс}} = 5 + 2,5\Delta T. \quad (12.2)$$

Здесь $\Delta T = T_0 - \Theta_{0w}$, где T_0 — ожидаемая температура воздуха в приземном слое перед дождем, Θ_{0w} — потенциальная температура смоченного термометра, полученная путем перемещения вдоль влажной адиабаты с уровня, на котором температура смоченного термометра равна 0°C , до поверхности земли. Значение Θ_{0w} приближенно можно получить следующим образом.

На аэрологической диаграмме (формы АДКТ или АДКХ) находим точку пересечения кривой точки росы (депеграммы) с изотермой 0°C (точка А на рис. 12.6). Аналогично находим точку пересечения кривой стратификации с изотермой 0°C (точка В).

Далее на изотерме 0°C находим точку С в середине слоя между точками А и В. Приближенно в этой точке температура смоченного термометра равна 0°C . Из точки С вдоль влажной адиабаты перемещаемся до приземной изобары ($p = p_0$), где и отсчитываем по шкале температуры значения Θ_{0w} .

Вычислив $\Delta T = T_0 - \Theta_{0w}$, по формуле (12.2) можем определить максимальные порывы ветра при шквале $V_{\text{макс}}$.

Для шквала в районе Кишинева были получены значения $T_0 = 32^\circ\text{C}$, $\Theta_{0w} = 18^\circ\text{C}$, $\Delta T = 14^\circ\text{C}$. Тогда $V_{\text{макс}} \approx 5 + 2,5 \cdot 14 = 40$ м/с, что соответствует верхнему пределу наблюдавшейся скорости ветра¹.

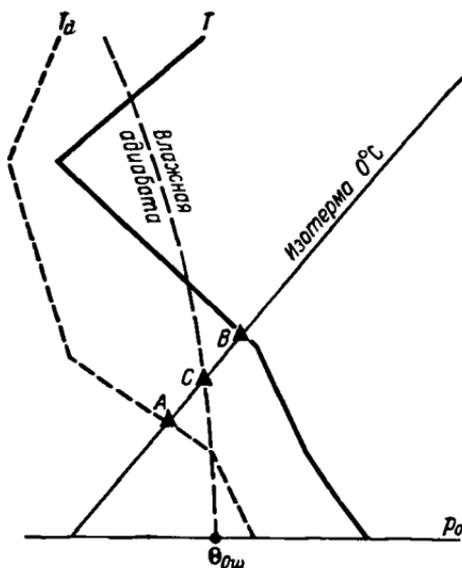


Рис. 12.6. К приближенному вычислению Θ_{0w} .

¹ Более детальный способ расчета Θ_{0w} и график для вычисления $V_{\text{макс}}$ приведены в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды, часть II. Гидрометеоздат, 1965.

Величина ΔT была включена в предварительный перечень предикторов Г. Д. Решетовым и В. Ф. Черновой, исследовавшими возможность применения к задаче прогноза шквалов методов линейного дискриминантного анализа. Всего перечень содержал 85 тесемодинамических и термогигрометрических характеристик состояния атмосферы. Расчеты проводились только для ситуаций, в которых выполнялись указанные выше условия возникновения шквалов. По этому признаку было отобрано 280 случаев возникновения и 200 случаев невозникновения шквалов на ЕТС в 1959—1973 гг.

Поскольку объем исходной выборки (480 случаев) был, очевидно, недостаточен для нахождения оптимального сочетания предикторов с помощью стандартных процедур отбора, авторы ограничились сравнением только различных пар, образованных из предполагаемых предикторов. После исключения пар, между элементами которых следовало ожидать наличия тесной статистической зависимости, в перечне было оставлено 396 парных сочетаний предикторов.

В качестве критерия дальнейшего отбора пар предикторов использовалось расстояние Махаланобиса, которое для предикторов x_i и x_j рассчитывается по формуле

$$s = \frac{1}{1-r^2} \left[\frac{(x'_i - x''_i)^2}{\sigma_{x_i}^2} - 2r \frac{(x'_i - \bar{x}_i)(x'_j - \bar{x}_j)}{\sigma_{x_i}\sigma_{x_j}} + \frac{(x'_j - \bar{x}_j)^2}{\sigma_{x_j}^2} \right],$$

где r — коэффициент корреляции между x_i и x_j , принимавшийся равным нулю; x'_i и x'_j — значения x_i и x_j , в случаях осуществления шквала; x''_i и x''_j — значения x_i и x_j при отсутствии шквала; σ_{x_i} и σ_{x_j} — средние квадратические отклонения.

Для двух пар предикторов, соответствующих наибольшему значению:

- 1) ΔT и $(T_{500} - T_0)$,
- 2) $\sum_{850}^{500} (T_a - T)$ и $(T_{500} - T_0)$,

где T_0 и T_{500} — максимальная температура у поверхности земли, ожидаемая перед дождем, и температура на поверхности 500 мбар в этот же срок; $\sum_{850}^{500} (T_a - T)$ — сумма отклонений прогностической кривой состояния от кривой стратификации на поверхностях 850, 700, 600 и 500 мбар, были получены соответственно дискриминантные функции:

- 1) $L_1 = 0,054860 \Delta T + 0,029271 (T_{500} - T_0) - 1,510832,$
- 2) $L_2 = 0,039334 \sum_{850}^{500} (T_a - T) + 0,024883 (T_{500} - T_0) - 1,161642.$

Прогноз шквала по Г. Д. Решетову составляется в два этапа: вначале анализируются условия, ожидаемые в период прогноза, и, если эти условия оказываются благоприятными для возникновения шквала, рассчитываются значения L_1 (или L_2). Шквал в прогнозе указывается при $L_1 > 0$ (или $L_2 > 0$).

С целью учета возможной нелинейности дискриминантных функций дальнейший анализ прогностических связей выполнялся с помощью демаркационных графиков. Лучшие результаты альтернативного прогноза шквалов были получены (на независимом материале) при использовании второй пары предикторов и дополнительно значения средней скорости ветра в слое земля — 500 мбар:

$$V_{\text{ср}} = \frac{1}{4} (V_0 + V_{850} + V_{700} + V_{500}).$$

График для альтернативного прогноза шквалов с использованием названных предикторов приведен на рис. 12.7.

Для прогноза максимальной скорости ветра при шквале этими же авторами предложен график, представленный на рис. 12.8.

По результатам оперативного испытания метода в УГМС Белорусской ССР, Центрально-Черноземных областей и Верхне-Волжском получены следующие характеристики успешности альтернативных прогнозов (по пункту): общая повторяемость оправдавшихся прогнозов 84%, повторяемость оправдавшихся прогнозов «Шквал» 66% и «Без шквала» 96%.

Примерно такую же общую повторяемость оправдываемости (83%) альтернативного прогноза шквалов обеспечивает способ А. Н. Багрова, В. Н. Вапника и А. И. Снитковского, основанный на применении метода обобщенного портрета. Однако различия между повторяемостью оправдавшихся прогнозов «Шквал» и «Без шквала» для последнего способа значительно меньше (78 и 88%), чем для способа Решетова.

Архивная выборка, использованная Багровым, Вапником и Снитковским, состояла из 152 случаев шквалов и 239 случаев их отсутствия на ЕТС в 1956—1972 гг. В предварительный перечень предикторов было включено 26 характеристик исходного состояния атмосферы.

При отборе предикторов учитывалась их взаимная коррелированность: из групп предикторов с тесной взаимной корреляцией ($r > 0,5$) в окончательный перечень выделялось по одному представителю. Всего таким образом было отобрано 10 следующих предикторов:

$x_1 = V_{850} + V_{700} + V_{500}$ — сумма скоростей ветра (м/с) на поверхностях 850, 700 и 500 мбар;

$x_2 = p_{\text{конд}} - p_{\text{конв}}$ — разность значений давления (мбар) на уровнях конденсации и конвекции;

$x_3 = p_{-10}$ — давление (мбар) на уровне, где $T = -10^\circ \text{C}$;

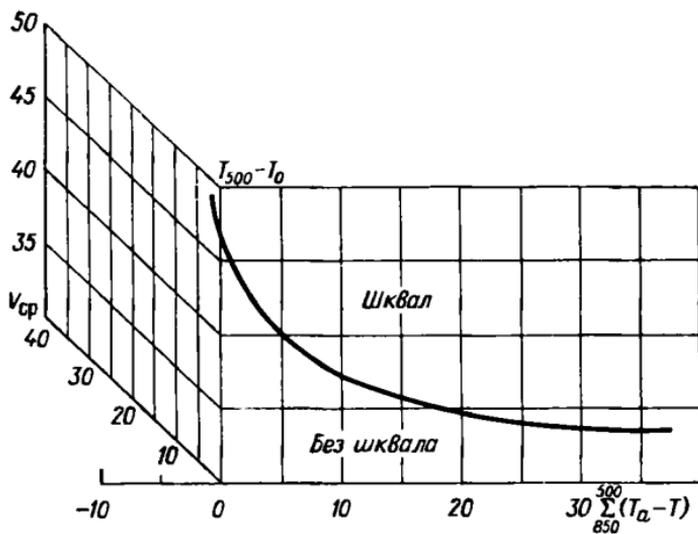


Рис. 12.7. График для альтернативного прогноза шквалов.

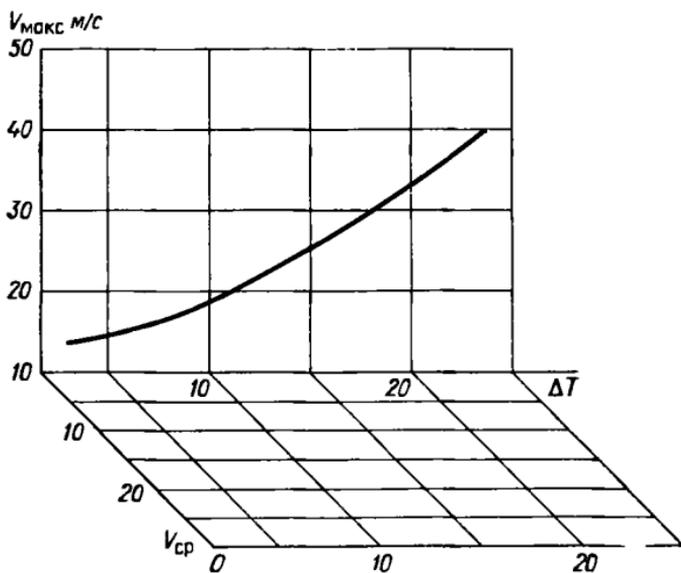


Рис. 12.8. График для прогноза максимальной скорости ветра при шквале.

- $x_4 = (T - T_d)_{500}$ — дефицит точки росы ($^{\circ}\text{C}$) на поверхности 500 мбар;
- $x_5 = H (T_u - T)_{\text{макс}}$ — высота уровня максимального отклонения кривой состояния от кривой стратификации (км);
- $x_6 = \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_0$ — горизонтальный градиент температуры ($^{\circ}\text{C}/600$) км у поверхности земли;
- $x_7 = \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_{850}$ — горизонтальный градиент температуры ($^{\circ}\text{C}/600$ км) на поверхности 850 мбар;
- x_8 — тип фронта, кодируемый следующим образом: 1 — холодный, 2 — холодный с волнами, 3 — холодный вторичный, 4 — окклюзии, 5 — мало-подвижный, 6 — теплый, 7 — теплый вторичный, 8 — отсутствие фронтов;
- $x_9 = \nabla^2 p$ — лапласиан давления (мбар/300 км²) у поверхности земли;
- $x_{10} = T_{d \text{ макс}}$ — максимальное значение точки росы ($^{\circ}\text{C}$), ожидаемое у поверхности земли.

Нахождение линейной дискриминантной функции проводилось в преобразованном пространстве предикторов. Преобразование осуществлялось путем дискретной кодировки координат, причем диапазон изменений значений каждого предиктора делился на четыре градации. Границы градаций и коэффициенты обобщенного портрета приведены в табл. 12.1.

Разработка прогноза рассматриваемым методом включает определение значений предикторов x_1, x_2, \dots, x_{10} , нахождение соответствующих градаций и суммирование коэффициентов обобщенного портрета (вначале для каждого предиктора суммируются коэффициенты, относящиеся к данной и предыдущим градациям, а затем вычисляется итоговая сумма по всем предикторам).

Шквал указывается в прогнозе, если итоговая сумма превышает пороговое значение, равное 1,2; в противном случае прогнозируется отсутствие шквала.

Возникновение шквала можно прогнозировать, используя график (рис. 12.9), построенный Б. Е. Песковым и А. И. Снитковским. График связывает две характеристики, влияющие на возникновение шквалов: мощность кучево-дождевого облака и сумму скоростей ветра в слое земля — поверхность 500 мбар. Нетрудно видеть, что чем больше мощность облака, тем меньше может быть сумма скоростей ветра в слое земля — поверхность 500 мбар. При уменьшении же мощности облака для возникновения шквала суммарное значение

Таблица 12.1

Кодировка предикторов и коэффициенты обобщенного портрета

Предиктор	Градации	Коэффициент обобщенного портрета
x_1	$27 \geq x_1$	-0,009
	$42,5 \geq x_1 > 27$	0,210
	$57,5 \geq x_1 > 42,5$	0,169
	$x_1 > 57,5$	0,175
x_2	$350 \geq x_2$	-0,009
	$475 \geq x_2 > 350$	0,291
	$625 \geq x_2 > 475$	0,117
	$x_2 > 625$	0,145
x_3	$510 \geq x_3$	-0,009
	$575 \geq x_3 > 510$	0,042
	$620 \geq x_3 > 575$	0,151
	$x_3 > 620$	-0,167
x_4	$4,5 \geq x_4$	-0,009
	$12 \geq x_4 > 4,5$	-0,016
	$15 \geq x_4 > 12$	0,108
	$x_4 > 15$	-0,097
x_5	$3,5 \geq x_5$	-0,009
	$4,75 \geq x_5 > 3,5$	0,266
	$7,25 \geq x_5 > 4,75$	0,036
	$x_5 > 7,25$	0,003
x_6	$2,5 \geq x_6$	-0,009
	$4,5 \geq x_6 > 2,5$	0,060
	$9,5 \geq x_6 > 4,5$	0,078
	$x_6 > 9,5$	0,246
x_7	$2,5 \geq x_7$	-0,009
	$4,5 \geq x_7 > 2,5$	0,122
	$7,5 \geq x_7 > 4,5$	0,171
	$x_7 > 7,5$	-0,544
x_8	$2,5 \geq x_8$	-0,009
	$3,5 \geq x_8 > 2,5$	-0,090
	$5,5 \geq x_8 > 3,5$	0,110
	$x_8 > 5,5$	-0,235
x_9	$0 \geq x_9$	-0,009
	$6,5 \geq x_9 > 0$	0,072
	$21,5 \geq x_9 > 6,5$	-0,008
	$x_9 > 21,5$	0,000
x_{10}	$11,5 \geq x_{10}$	-0,009
	$14,5 \geq x_{10} > 11,5$	0,042
	$19,5 \geq x_{10} > 14,5$	0,213
	$x_{10} > 19,5$	0,060

скоростей ветра в рассматриваемом слое должно возрасти. На графике проведена демаркационная линия, отделяющая область шквалов от области отсутствия шквалов. Например, точка, соответствующая сумме скоростей 50 м/с и мощности облака $\Delta H = 600$ мбар, попадает в область шквалов; при той же сумме скоростей, но при мощности облака 450 мбар точка ляжет вне области шквалов — шквала не будет.

Таким образом, зная мощность приближающегося облака или облаков фронтальной системы (например, по радиолокационным данным) и сумму скоростей ветра в слое земля — поверхность 500 мбар (по данным последнего зондирования), можно предсказать факт появления шквала.

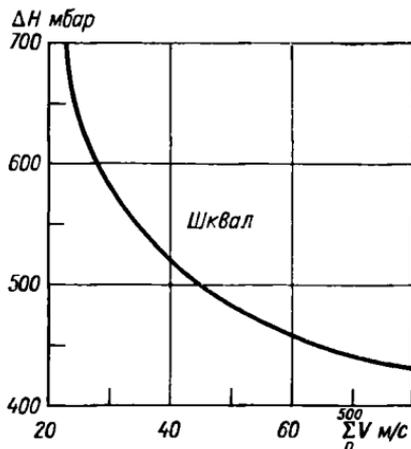


Рис. 12.9. Связь между мощностью облака и суммой скоростей ветра в слое земля — поверхность 500 мбар, по Б. Е. Пескову и А. И. Снитковскому.

12.3. Прогноз метели

Различают: 1) *общую метель*, когда снегопад сопровождается переносом снега, поднятого с поверхности снежного покрова; 2) *низовую метель* — перенос снега, поднятого с поверхности снежного покрова до высоты несколько метров, при отсутствии снегопада; 3) *поземок* — перенос снега непосредственно вдоль поверхности снежного покрова (высота поднятия менее 1 м).

Возникновение метели связано не только со скоростью ветра и его структурой (турбулентностью), но и с состоянием снежного покрова. В одних случаях, когда выпавший снег сухой и сыпучий, уже при ветре около 5 м/с может возникнуть поземок и даже низовая метель. В других случаях, например, при оттепели, снег не может быть поднят даже сильным ветром. Для поземка и низовой метели особенно благоприятными являются условия, когда сухой снег выпал на ледяную корку (наст).

При усилении ветра поземок может перейти в низовую метель, а низовая метель, как только начинается снегопад, переходит в общую метель.

Метели вызывают снежные заносы на железных и автомобильных дорогах, которые могут привести к нарушению регулярного железнодорожного и автомобильного сообщения; затрудняют работу авиации, образуя сугробы на взлетно-посадочных полосах и ухудшая видимость; наносят вред сельскому хозяйству, сдувая снег с полей, засеянных озимыми культурами. В южных районах СССР, где снежный покров незначительный, сухая рыхлая почва иногда сдувается и

переносится вместе с частицами снега, что вызывает особенно тяжелые, трудно ликвидируемые заносы на дорогах.

Образование сугробов и снежных заносов зависит от рельефа местности, наличия тех или иных препятствий на пути воздушного потока. Поэтому при обслуживании дорог должны выявляться участки, наиболее подверженные снежным заносам при ветре того или иного направления.

Прогноз метелей основывается на прогнозе ветра с учетом состояния снежного покрова. Поскольку условия, благоприятные для метелей, создаются при определенных синоптических процессах, то обычно в подразделениях службы погоды проводится предварительная работа по выявлению таких типовых процессов в целях использования при прогнозе.

Например, сильные ветры часто наблюдаются в пограничной зоне между циклоном и антициклоном. Смещение такой зоны в данный район или приближение углубляющегося циклона к малоподвижному антициклону создает опасность возникновения метели, если температура воздуха отрицательная и имеется снежный покров. Общие метели связаны в основном с прохождением атмосферных фронтов. Наиболее часто они отмечаются перед теплыми фронтами и теплыми фронтами окклюзии после морозной погоды при наличии сухого снежного покрова. Перед холодными фронтами, особенно когда перед ними наблюдалась оттепель (мокрый снежный покров), метели наблюдаются сравнительно редко, хотя снегопады могут быть весьма интенсивными. В тылу циклонов могут наблюдаться поземки и низовые метели, а при выпадении ливневого снега — и интенсивные общие метели. Однако такие общие метели непродолжительны, хотя и могут многократно повторяться (снежные заряды).

Таким образом, при прогнозе метели необходимо:

1) сопоставить ожидаемое синоптическое положение на карте погоды с типовыми синоптическими процессами метелей в данном районе;

2) дать прогноз скорости ветра. Слабые поземки и низовые метели могут наблюдаться уже при скорости ветра около 5 м/с, но существенные снежные заносы обычно наблюдаются при скорости 10 м/с и более. Общая метель может возникнуть уже при ветре 7 м/с;

3) определить температуру воздуха (она должна быть ниже 0° С) и состояние снежного покрова;

4) обратить внимание на местные условия (рельеф, местные ветры и т. п.).

12.4. Прогноз пыльной (песчаной) бури

Пыльной (песчаной) бурей называется перенос сильным ветром большого количества пыли (песка, частиц сухой почвы), вызывающий часто значительное ухудшение видимости.

Горизонтальная протяженность пыльной бури — от сотен метров до тысячи километров и более, а вертикальная протяженность — от нескольких метров (*песчаный поземок*) до нескольких километров. Иногда запыленность атмосферы при пыльной буре простирается до высоты 6—7 км.

Высота поднятия пыли (песка) зависит от силы ветра и степени развития турбулентных завихрений, т. е. от устойчивости воздушной массы в приземном слое и на высотах. Очень сильный ветер переносит песок и даже мелкие камушки (диаметром до 5—8 мм). Мелкий песок и пыль могут переноситься на тысячи километров от района поднятия, вызывая ухудшение видимости (*мгла*). Постепенно пыль и песок осаждаются, иногда значительным слоем.

Видимость при пыльной буре колеблется в широких пределах в зависимости от интенсивности явления (от 10—20 м до 4—10 км).

В зависимости от продолжительности различают кратковременные пыльные бури (до получаса) и длительные (несколько часов и даже суток).

Пыльная (песчаная) буря является аналогом метели и иногда они наблюдаются совместно. Однако пыльные бури наблюдаются преимущественно в теплую половину года, в частности, в южных районах СССР (особенно в Казахстане и Средней Азии). В степной зоне Европейской территории СССР перенос верхнего слоя почвы называется *черной бурей*.

На Аравийском полуострове и в Сахаре пыльная буря часто имеет характер шквала, который иногда сопровождается грозой (*самум*).

Кроме пыльных бурь, наблюдаются *пыльные вихри*, которые имеют диаметр всего несколько метров и достигают особенно большой интенсивности в пустынях.

С пыльными бурями часто связана электризация атмосферы, влияющая на радиосвязь. В дневные часы запыленный слой воздуха сильно прогревается во всей толще (*эффект Воейкова*), в нем значительно понижается относительная влажность. В Средней Азии температура воздуха в зоне пыльной бури может достигать 42—44° С, тогда как в окружающих районах она составляет 35—37° С.

Различают: 1) *внутримассовые пыльные бури* в зоне сильных ветров (штормовая зона), часто на южной и юго-западной периферии антициклонов и между антициклоном и углубляющимся циклоном и 2) *фронтальные пыльные бури*, преимущественно в зоне усиления ветра перед холодными фронтами.

Прогноз пыльной бури дается аналогично прогнозу метели:

1) сопоставляется ожидаемое синоптическое положение на карте погоды с типовыми процессами;

2) составляется прогноз скорости ветра, при этом учитывается, что при дневном перегреве приземного слоя воздуха скорость ветра может местами превышать скорость градиентного ветра в 2—3 раза (неоднородность поля ветра видна на карте рис. 12.10);

3) учитывается состояние почвы и стратификация воздушной массы;

4) учитываются рельеф и другие местные условия.

Перемещение фронтальных пыльных бурь предсказывается одновременно с прогнозом перемещения соответствующего фронта, а перемещение внутримассовых пыльных бурь — в соответствии с прогнозом перемещения штормовой зоны.

Ослабление или усиление пыльной бури предсказывается с учетом как общих изменений барического поля и поля ветра, так и суточного хода ветра.

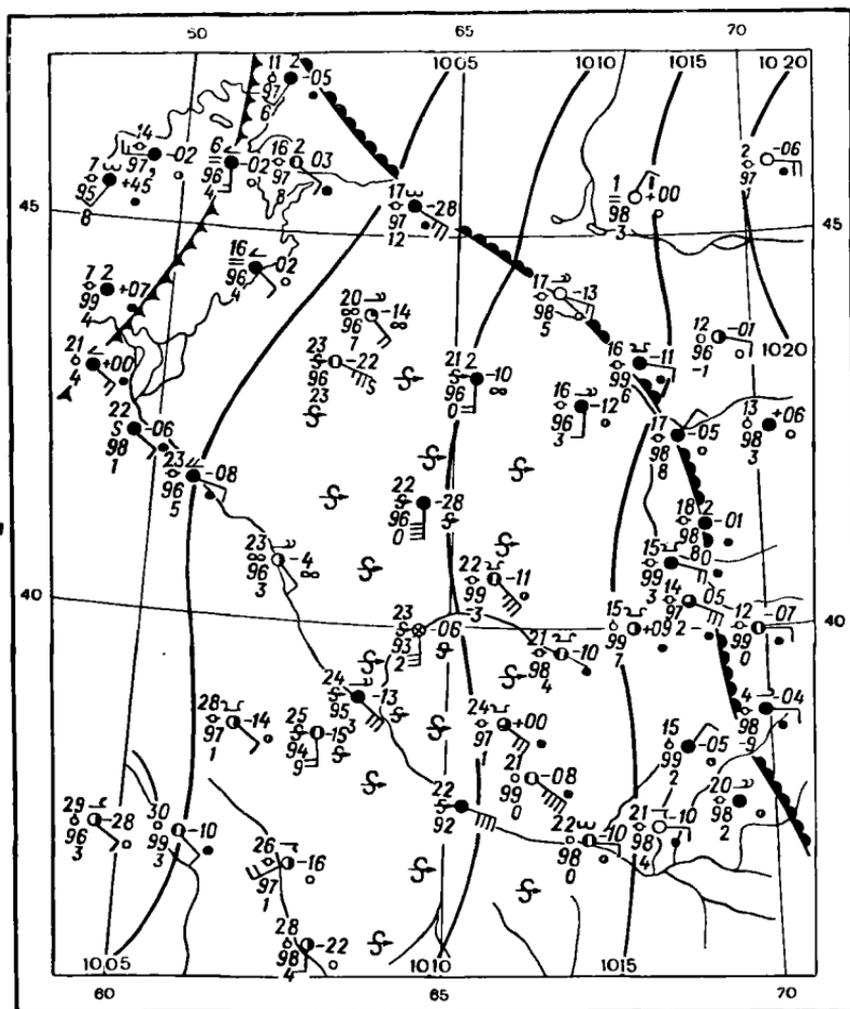


Рис. 12.10. Синоopticические условия в период пыльной бури в Средней Азии. 15 часов 12 марта 1951 г.

12.5. Прогноз ветра на различных высотах

1. **Пограничный слой.** В предыдущем изложении подразумевалось, что используются характеристики ветра, нанесенные на приземную карту погоды, т. е. результаты наблюдений на высоте 10—12 м от поверхности земли. Однако в ряде случаев требуется дать прогноз ветра на других высотах пограничного слоя, например на высотах 5—6 м для взлета и посадки самолетов, на высотах 100—200 м при строительстве высоких объектов и т. п.

Поскольку изменение ветра с высотой зависит от состояния подстилающей поверхности, развития турбулентных движений и изменения барического поля с высотой (термический ветер), то, вообще говоря, в каждом районе необходимо провести предварительное сопоставление наблюдений за ветром на различных высотах при типовых синоптических процессах в каждом сезоне.

В табл. 12.2 приведены сведения об изменении направления и скорости ветра с высотой по сравнению с ветром на высоте 10—12 м в центре Европейской территории СССР в холодное полугодие.

Таблица 12.2

Изменение ветра с высотой в пограничном слое

Высота, м	Угол поворота вправо, градусы	$\frac{V}{V_0}$	Высота, м	Угол поворота вправо, градусы	$\frac{V}{V_0}$
10	0	1,00	600	25	2,32
100	9	1,65	700	26	2,36
200	14	1,93	800	28	2,40
300	18	2,08	900	28	2,43
400	21	2,19	1000	29	2,46
500	23	2,27			

Например, при прогнозе в приземном слое направления ветра 180° и скорости около 10 м/с на высоте 300 м можно ожидать направления ветра 200° и скорости около 20 м/с. Однако такой прогноз без учета синоптической обстановки и местных условий будет недостаточно надежным.

При прогнозе ветра в верхней части пограничного слоя следует учитывать данные о ветре на картах АТ₉₂₅ и АТ₈₅₀.

2. **С в о б о д н а я а т м о с ф е р а.** Для прогноза ветра выше пограничного слоя используются прогностические карты изобарических поверхностей 850, 700, 500, 400, 300 и 200 мбар, предвычисляемые с помощью электронных вычислительных машин на сроки 12, 18, 24 и 30 часов. Каждая из таких карт может быть использована в пределах интервала времени ± 3 часа от указанного срока. Для небольших сроков прогноза (до 12 часов) предпочтительнее поль-

зваться фактическими сведениями о ветре на высотах в исходный срок.

Как показал Л. Л. Рупперт, ошибки в аэрологических наблюдениях нарастают с высотой. Кроме того, с высотой уменьшается и количество данных. На больших высотах иногда отмечается существенное несоответствие действительного ветра градиентному, обусловленное нестационарностью барического поля и поля ветра. Все это уменьшает точность прогноза ветра на высотах.

Значительный интерес представляет изменчивость ветра на высотах в различные интервалы времени. Как показали подсчеты К. К. Гарифулина, эта изменчивость пропорциональна интервалу времени и зависит от скорости ветра. При этом чем меньше начальная скорость ветра, тем больше изменчивость его направления и тем меньше изменчивость скорости.

В табл. 12.3 приведены данные о примерном изменении направления и скорости ветра в тропосфере при обеспеченности 68%.

Таблица 12.3

Изменчивость направления и скорости ветра в тропосфере

Начальная скорость, км/ч	Интервал времени, часы			
	4	6	12	24
	Направление, градусы			
50	17	22	28	42
100	10	12	20	30
	Скорость, км/ч			
50	12	15	20	25
100	17	20	30	37

Данные Гарифулина об изменчивости направления и скорости ветра с обеспеченностью 68% для тропосферы и нижней стратосферы (10—14 км) приведены на рис. 12.11 и 12.12. Из этих рисунков следует, что на сроки 4—6 часов инерционный прогноз ветра в тропосфере и нижней стратосфере достаточно удовлетворителен.

Если используются *предсказанные карты* АТ, прогноз ветра на высотах осуществляется по следующей схеме.

1. Выбирается предсказанная карта АТ, ближайшая к интересующему уровню (карты поверхностей 850, 700, 500, 400, 300 и 200 мбар примерно соответствуют высотам 1,5, 3, 5, 7, 9 и 12 км) и сроку прогноза.

2. С помощью градиентной линейки по карте определяется ожидаемая скорость геострофического ветра в интересующем районе; за направление ветра в первом приближении принимается касательная к изогипсе. При значительной кривизне изогипс необходимо исполь-

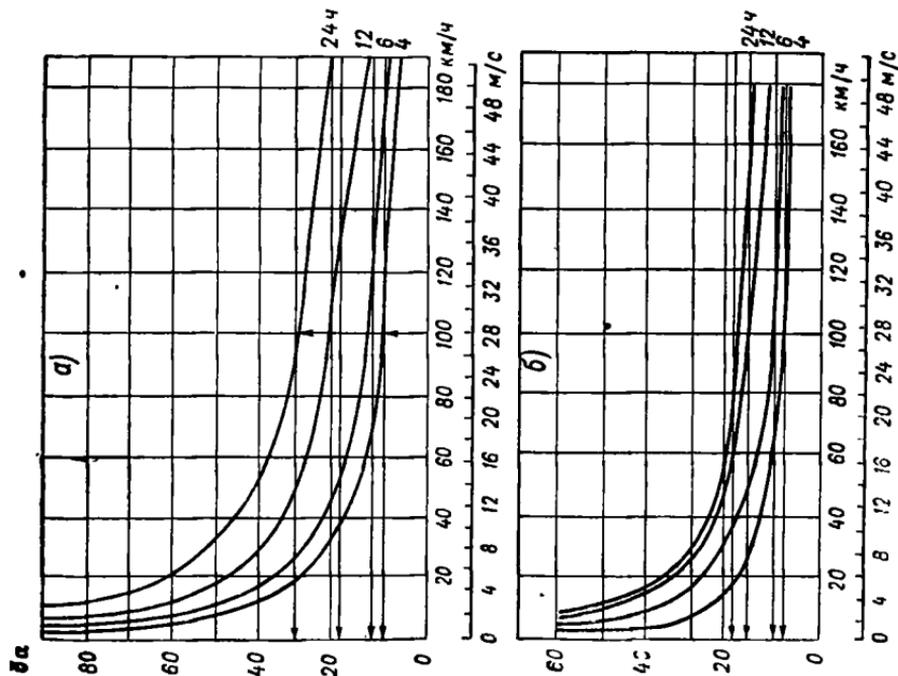


Рис. 12.11. Изменчивость направления ветра с обеспеченностью 68% для различных интервалов времени в тропосфере (а) и в нижней стратосфере (б).

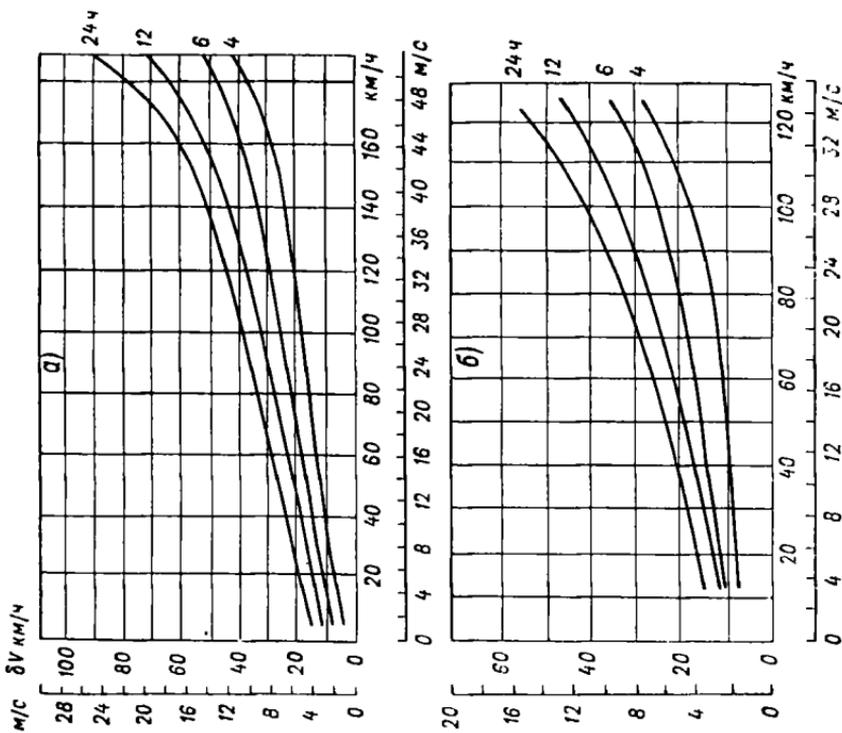


Рис. 12.12. Изменчивость скорости ветра с обеспеченностью 68% для различных интервалов времени в тропосфере (а) и в нижней стратосфере (б).

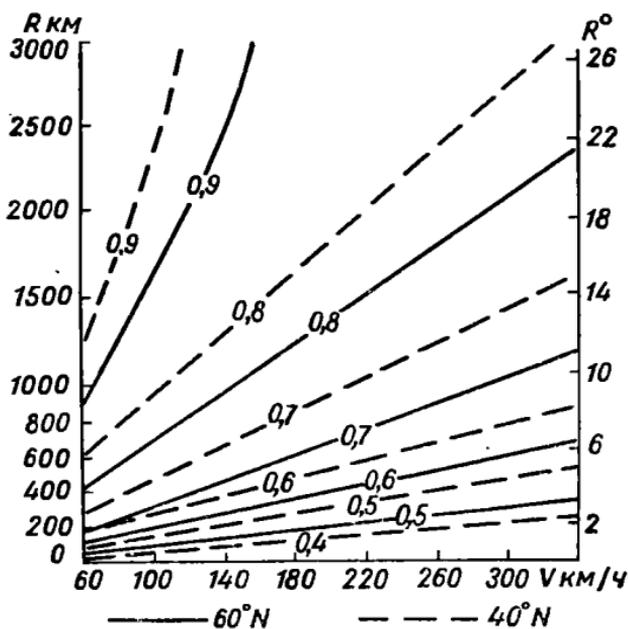


Рис. 12.13. График для перехода от геострофического к градиентному ветру при циклонической кривизне изогипс.

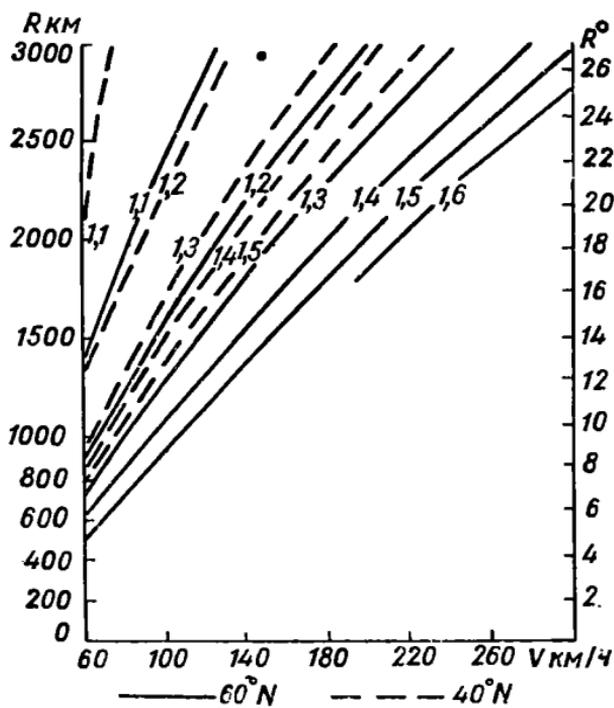


Рис. 12.14. График для перехода от геострофического к градиентному ветру при антициклонической кривизне изогипс.

зовать линейку, учитывающую кривизну изогипс, или умножить скорость геострофического ветра на коэффициент перехода k , зависящий от радиуса и знака кривизны изогипс, т. е. вычислить

$$V_{gr} = kV_g. \quad (12.3)$$

Значения k можно определить по графикам (рис. 12.13 и 12.14). На рис. 12.14 значения коэффициентов не превышают 1,5—1,6. Это означает, что скорость градиентного ветра не может превышать скорость геострофического ветра более чем в 1,5—1,6 раза. При ветрах менее 60 км/ч принимается $k = 1$.

3. К полученным значениям направления и скорости ветра вносятся поправки, если на исходной карте имелись значительные расхождения между фактическим ветром и градиентным. Знак поправки определяется путем сопоставления градиентного и фактического ветра на исходной карте. Особенно велики отклонения ветра от геострофического в высотных гребнях и ложбинах и на их осях, причем при переходе через ось знак отклонения обычно меняется на противоположный.

На рис. 12.15 показаны два типа наиболее характерных отклонений ветра от геострофического в высотных гребнях и ложбинах (тип А преобладает). Длина стрелки пропорциональна значению отклонения.

4. Если заданный уровень расположен в промежутке между двумя главными изобарическими поверхностями, то определяется прогностическое значение V_{gr} на каждой из этих поверхностей. Промежуточное значение V_{gr} на заданном уровне находится путем интерполяции. Однако вблизи *уровня максимальных ветров* изменение ветра с высотой нелинейно. Поэтому целесообразно графически изобразить профиль ветра, отложив вдоль одной шкалы графика ожидаемые скорости ветра на стандартных высотах, вдоль другой — высоты. Тогда интерполяция может быть осуществлена с учетом кривизны профиля ветра.

5. Аналогичным образом проводится интерполяция между сроками, для которых предвычислены карты АТ, или между предвычисленной и исходной картами АТ.

При прогнозе ветра по авиатрассе большого протяжения расчет производится для отдельных участков с учетом времени, когда самолет будет находиться на данном участке.

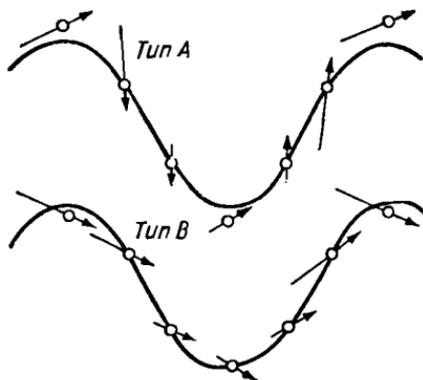


Рис. 12.15. Два типа наиболее характерных отклонений ветра от геострофического в высотных гребнях и ложбинах.

12.6. Прогноз струйных течений и скорости максимального ветра

Вертикальный профиль ветра имеет один или несколько максимумов. Наибольший максимум скорости ветра отмечается вблизи тропопаузы; он часто связан со струйными течениями (СТ) в атмосфере.

В настоящее время в основном предсказывается будущее положение оси струйного течения (ОСТ) и будущее положение областей максимального ветра на ОСТ.

При анализе и прогнозе струйных течений используется их связь с планетарными высотными фронтальными зонами (ПВФЗ) и учитываются некоторые закономерности, свойственные СТ. Наиболее четко СТ выявляются на картах АТ₃₀₀ и АТ₂₀₀.

При определении положения ОСТ в исходный срок учитывается, что на протяжении 1000 км высота ее может изменяться на 1—2 км. Поэтому полезно привлекать карты АТ различных уровней.

Наглядно оси струйных течений выявляются на картах максимальных ветров (рис. 12.16). При составлении таких карт используются данные о ветре на картах АТ, а также учитываются закономерности изменения ветра с высотой.

Из понятия «термический ветер» следует, что до тех пор, пока горизонтальные барический и термический градиенты совпадают между собой или имеют угол менее $\pm 90^\circ$, ветер с высотой усиливается. При противоположных направлениях этих градиентов ветер с высотой ослабевает. Следовательно, уровень максимального ветра совпадает с высотой, на которой угол между барическим и термическим градиентами равен $\pm 90^\circ$. Таким образом, необходимо по картам АТ определить уровень, выше которого направление термического градиента становится противоположным направлению барического.

Поверхность уровня максимального ветра пересекает ось струйного течения не горизонтально, а образует своеобразный желоб с минимумом высоты слева от оси струйного течения (рис. 12.17).

Проведя изотакси максимального ветра (рис. 12.16), легко обнаружить эллиптические области, вдоль больших осей которых ветер достигает наибольших значений. Соединив такие оси между собой, получим положение оси струйного течения.

Прогноз положения оси струйного течения основывается на прогнозе перемещения и деформации ПВФЗ и на прогнозе перемещения и деформации самой оси струйного течения, выявляемой по карте максимальных ветров.

Вертикальные смещения ОСТ не могут быть пока достаточно надежно предсказаны. При прогнозе учитываются колебания высоты тропопаузы, связанные с адвекцией тепла или холода, а также с развитием циклонов и антициклонов. Изменение высоты ОСТ происходит в том же направлении, что и изменение высоты тропопаузы.

Для прогноза горизонтальных смещений ОСТ преимущественно используются статистические закономерности и графические способы (Е. П. Борисенкова, В. И. Воробьева, Е. Рейтера, Х. П. Погосьяна и др.). Сущность этих способов заключается в предположении о смещении ОСТ вдоль осредненного воздушного потока на уровне AT_{300} . По способу Рейтера выполняются следующие две операции.

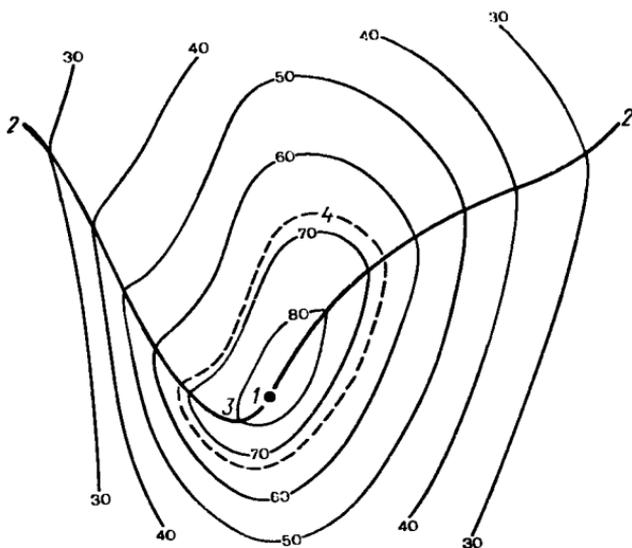


Рис. 12.17. Распределение максимального ветра в струйном течении.

1 — ось СТ, 2 — линия максимальных скоростей ветра, 3 — желоб максимальных высот, 4 — граница сердцевины СТ.

1. По исходной карте AT_{300} вычисляются составляющие осредненного потока. Для осреднения в точке 0 с координатами φ_0, λ_0 используется область, ограниченная координатами $\varphi_0 \pm 7,5^\circ$ и $\lambda_0 \pm 10^\circ$, а также система точек 1, 2, ..., 8 (рис. 12.18).

Точка 0 выбирается на карте AT_{300} вдоль проекции ОСТ на эту карту. Число таких точек тем больше, чем больше искривлена ОСТ и чем неоднороднее поле изогипс карты AT_{300} вблизи ОСТ.

Меридиональная составляющая осредненного потока $C_{мер}$ ($^\circ/24$ ч) в точке 0 вычисляется по формуле

$$C_{мер} = 0,1 [(H_3 - H_1) + (H_5 - H_4) + (H_8 - H_6)], \quad (12.4)$$

а зональная составляющая осредненного потока $C_{зон}$ ($^\circ/24$ ч) — по формуле

$$C_{зон} = 0,1 [(H_6 - H_1) + (H_7 - H_2) + (H_8 - H_3)]. \quad (12.5)$$

Здесь H_1, H_2, \dots, H_8 — значения H_{300} (гп. дам) в точках 1, 2, ..., 8 соответственно.

2. По значениям $C_{\text{мер}}$ и $C_{\text{зон}}$ определяется ожидаемое смещение ОСТ в точке 0. Для этого при положительном значении $C_{\text{мер}}$ из точки 0 откладывается вектор $C_{\text{мер}}$, направленный на север. Длина этого вектора выражается в градусах широты. Отрицательный вектор $C_{\text{мер}}$ откладывается к югу. Аналогичным образом положительный вектор $C_{\text{зон}}$ откладывается к востоку, отрицательный — к западу (длина выражается в градусах долготы). Точка 0 через 24 часа сместится в точку 0' и совпадет с концом вектора C , являющегося суммой векторов $C_{\text{мер}}$ и $C_{\text{зон}}$. Производя расчет для ряда точек оси струйного течения, $0_1, 0_2, \dots, 0_n$, получим соответствующие им точки $0'_1, 0'_2, \dots, 0'_n$, и, соединив между собой эти точки, получим ожидаемое через 24 часа положение ОСТ.

В уравнениях регрессии (12.4) и (12.5) приняты коэффициенты, равные 0, 1, которые получены в СССР для Европы, Западной Сибири и Казахстана к северу от 40-й параллели. В других районах эти коэффициенты могут быть иными.

Е. П. Борисенков предложил способ прогноза положения ОСТ исходя из энергетических соотношений применительно к среднему энергетическому уровню атмосферы h .

Уравнение энергии атмосферных движений на этом уровне запишется следующим образом:

$$\frac{\partial K_h}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial K_h}{\partial x} + v \frac{\partial K_h}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho} \left(u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} \right), \quad (12.6)$$

где K_h — значение кинетической энергии на уровне h .

Уравнение (12.6) показывает, что изменение кинетической энергии в данной точке на уровне h определяется приходом частиц с другим уровнем энергии и работой сил барического градиента. Средний энергетический уровень является изопикническим уровнем, т. е. $\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0$. Тогда, воспользовавшись уравнением состояния, получим

$$\frac{\partial K_h}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial K_h}{\partial x} + v \frac{\partial K_h}{\partial y} \right) - RC \text{ grad } T, \quad (12.7)$$

где R — газовая постоянная, C — скорость погоды, т. е.

$$C \text{ grad } T = u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}.$$

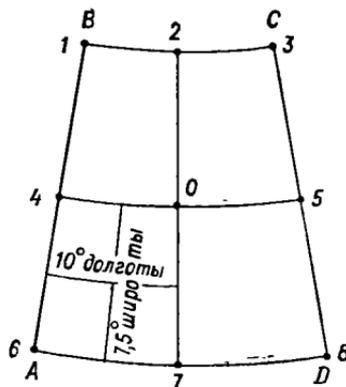


Рис. 12.18. Система точек для вычисления составляющих осредненного потока.

Если направим ось x по касательной к ОСТ, а ось y по нормали к ней и учтем, что на ОСТ кинетическая энергия максимальна в любой момент времени, т. е.

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial K_h}{\partial y} = \frac{\partial^2 K_h}{\partial t \partial y} + C_{CT} \frac{\partial^2 K_h}{\partial y^2} = 0, \quad (12.8)$$

где C_{CT} — скорость перемещения оси СТ по нормали (по оси y), получим формулу

$$C_{CT} = - \frac{\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial K_h}{\partial t}}{\frac{\partial^2 K_h}{\partial y^2}} \quad (12.9)$$

или с учетом (12.7)

$$C_{CT} = - \frac{R \frac{\partial}{\partial y} C_h \text{ grad } T}{\frac{\partial^2 K_h}{\partial y^2}}. \quad (12.10)$$

Если применить (12.10) к единице массы, то

$$\frac{\partial^2 K_h}{\partial y^2} = C_h \frac{\partial^2 C_h}{\partial y^2}$$

и формула для определения скорости перемещения оси СТ в направлении нормали принимает вид

$$C_{CT} = - \frac{R \frac{\partial}{\partial y} C_h \text{ grad } T}{C_h \frac{\partial^2 C_h}{\partial y^2}}. \quad (12.11)$$

Проанализируем формулу (12.11). Очевидно, на оси СТ, где C_h имеет максимальное значение, $\frac{\partial^2 C_h}{\partial y^2} < 0$, т. е. знак C_{CT} определяется только знаком числителя. Но $\frac{\partial}{\partial y} C_h \text{ grad } T$ — это не что иное, как распределение адвективного изменения температуры в направлении, перпендикулярном к ОСТ. Таким образом, на основании формулы (12.11) можно сделать ряд прогностических выводов качественного характера.

1. Если слева от оси наблюдается адвекция холода, а справа — адвекция тепла или более слабая адвекция холода, т. е. $\frac{\partial}{\partial y} C \text{ grad } T > 0$, то ОСТ будет смещаться в сторону его антициклонической периферии.

2. Если слева от оси наблюдается адвекция тепла, а справа — адвекция холода или более слабая адвекция тепла, т. е. $\frac{\partial}{\partial y} C \text{ grad } T < 0$, то ОСТ будет смещаться в сторону его циклонической периферии.

3. ОСТ вообще не будет смещаться, если она располагается в поле однородной или нулевой адвекции.

Количественные расчеты по формуле (12.11) затруднены, так как для этого надо иметь данные о поле фактического ветра и поле температуры на среднем уровне. В связи с этим удобнее воспользоваться картами барической топографии, т. е. воспользоваться геострофическими соотношениями. В этом случае получим формулу

$$C_{СТ} = \frac{12R \frac{\partial}{\partial y} C \text{ grad } T}{9,8^2 H_n \frac{\partial^2 H_n}{\partial y^2}}, \quad (12.12)$$

где n — нормаль к изогипсе, направленная в сторону высоких значений H , а $H_n = \frac{\partial H}{\partial y} = \frac{\partial H}{\partial n}$ при выбранной системе координат. Если рассчитывать адвективное изменение температуры за 12 часов, а H_n — в декаметрах на 400 км (рис. 12.19), получится следующая рабочая формула для скорости смещения оси СТ:

$$C_{СТ} = \frac{3,2 \cdot 10^2 \delta (C \text{ grad } T)}{(H_n)_0 (\nabla^2 H_n)_0}, \quad (12.13)$$

где H_n — градиент геопотенциала в точке 0 (начало координат),

$$(\nabla^2 H_n)_0 = (H_n)_A - (H_n)_B - 2(H_n)_0;$$

$$\delta (C \text{ grad } T) = (C \text{ grad } T)_A - (C \text{ grad } T)_B.$$

Прогноз по формуле (12.13) предусматривает проведение следующих операций:

1) по обработанной карте АТ₅₀₀ или АТ₃₀₀ (еще лучше использовать карту АТ₄₀₀, которая ближе к среднему энергетическому уровню) для ряда точек в области СТ определяется H_n (рис. 12.19);

2) в поле H_n проводятся изолинии через 2 дам/400 км и по максимальным значениям H_n определяется положение ОСТ;

3) для этого района любым способом рассчитывается распределение адвекции на данном уровне. Расчет можно производить по формуле $C \text{ grad } T \approx u \frac{\partial T}{\partial x}$;

4) на ОСТ выбирается несколько точек, для которых рассчитывается скорость смещения оси и намечается ее новое положение через 12 часов.

Прогноз областей максимальных ветров (ОМВ) заключается в оценке их перемещения и эволюции. Тем самым предсказывается скорость ветра вдоль оси струйного течения.

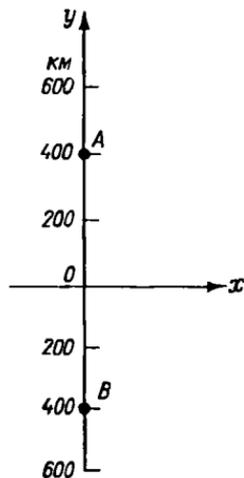


Рис. 12.19. К определению скорости смещения оси струйного течения.

Перемещение ОМВ имеет две составляющие: 1) смещение центра ОМВ вместе со смещением ОСТ, предсказываемое способом Рейтера, и 2) смещение ОМВ вдоль ОСТ.

Смещение ОМВ вдоль ОСТ происходит со скоростью, меньшей, чем скорость ветра на ОСТ. Однако нет постоянного соотношения

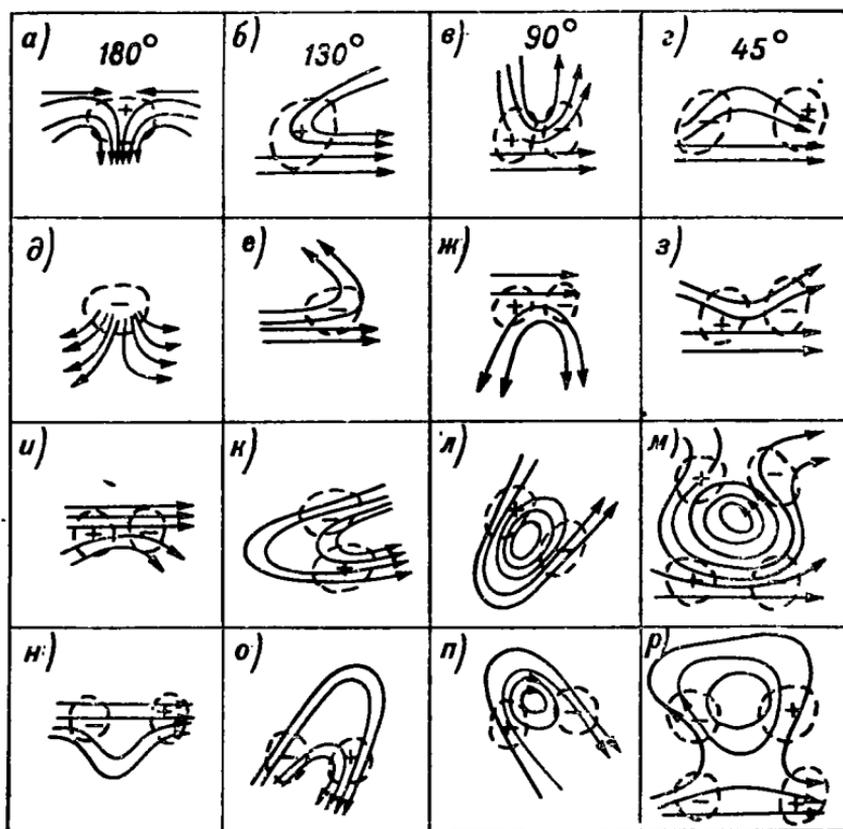


Рис. 12.20. Зоны зарождения или усиления (+) и исчезновения или ослабления (-) областей максимальных скоростей ветра в различных системах изогипс.

между этими скоростями. Замечено, что в тех случаях, когда в передней части (по направлению ветра) ОМВ изотахи сильно разрежены, а в тыловой сгущены, ОМВ перемещается медленно. Наоборот, при сгущенных изотахах в передней части ОМВ и разреженных в тыловой происходит быстрое смещение ОМВ вдоль ОСТ. Применение экстраполяции (линейной или с учетом ускорения) не всегда дает удовлетворительные результаты, поскольку ОМВ часто претерпевают значительные изменения, включая слияние и сегментацию.

Эволюция ОМВ определяется изменением соответствующего участка ПВФЗ. Все, что содействует фронтогенезу, одновременно содей-

ствует усилению ОМВ, и, наоборот, с фронтолизом связано ослабление ОМВ. Зарождение и усиление ОМВ происходит преимущественно там, где наблюдается сходимость изогипс на карте AT_{300} , а ослабление и исчезновение ее отмечается в зонах расходимости изогипс.

На рис. 12.20 показаны наиболее типичные системы изогипс AT_{300} и указаны зоны зарождения или усиления ОМВ (знак плюс) и ослабления или исчезновения ОМВ (знак минус).

В САРНИГМИ был предложен метод прогноза перемещения и эволюции ОМВ на 12 часов, основанный на оценке дивергенции (конвергенции) воздушных течений в передней и тыловой частях ОМВ, точнее, на оценке сходимости или расходимости изогипс на карте AT_{300} .

Предполагается, что дивергенция (конвергенция) имеет основное значение в перемещении ОМВ, причем ОМВ перемещается подобно твердому телу с постоянной скоростью на различных уровнях, а дивергенция (конвергенция), выявленная по карте AT_{300} , сохраняет свое значение и для уровня максимального ветра.

Характеристикой дивергенции (конвергенции) является величина

$$k = \frac{a}{b},$$

где $a = |(H_{300})_1 - (H_{300})_2|$, $b = |(H_{300})_3 - (H_{300})_4|$ (H_{300} — значение геопотенциала в точках 1—4).

Точки 1 и 2 берутся на расстоянии 2° широты от ОСТ и 5° широты от центра ОМВ в передней части ОМВ, а точки 3 и 4 на аналогичных расстояниях в тыловой части ОМВ.

Кроме того, были установлены эмпирические зависимости перемещения и эволюции ОМВ от соотношения величин a и b для различных сезонов и направлений струйных течений и составлены прогностические таблицы и графики. Оправдываемость прогноза перемещения ОМВ с точностью до $\pm 2^\circ$ широты составляет около 70%, а оправдываемость прогноза интенсивности ОМВ с точностью до ± 50 км/ч — только 60%, что объясняется недостаточной изученностью закономерностей эволюции ОМВ.

12.7. Прогноз болтанки самолетов

Под *болтанкой самолета* понимаются чередующиеся неупорядоченные толчки и броски, испытываемые самолетом во время полета.

Причинами болтанки могут быть интенсивные турбулентные пульсации ветра, конвективные движения воздуха на высоте полета и волновые движения в атмосфере. Чем больше размеры и скорость самолета, тем более крупные возмущения воздушного потока могут влиять на режим его полета. При бросках самолета возникают добавочные ускорения, т. е. *перегрузки*. Перегрузки Δn измеряются

в долях значения ускорения свободного падения $g = 9,81 \text{ м/с}^2$. Для каждого типа самолета имеется определенное значение перегрузки, превышение которого может привести к повреждениям самолета и даже к его разрушению. Кроме того, при болтанке резко ухудшается самочувствие пассажиров и экипажа самолета из-за «воздушной болезни», подобной «морской болезни». Иногда может быть потеряно управление самолетом.

С увеличением скорости полета самолет пересекает в единицу времени больше волн и вихрей. При этом, если число толчков превышает 100 в минуту, может появиться вибрация, особенно опасная для самолета. Во избежание опасных последствий прибегают к уменьшению скорости полета. Однако уменьшение скорости возможно лишь до определенного критического значения, ниже которого самолет теряет управляемость и может сорваться в штопор. Критические значения скорости различны для разных типов самолетов.

Таким образом, *безопасный полет в зоне болтанки возможен лишь в определенном интервале скоростей*. При больших скоростях начинается опасная зона по условиям прочности, а при меньших — опасная зона по условиям управляемости.

Интервал скоростей безопасного полета зависит не только от типа самолета, но и от скорости вертикальных порывов и часто является достаточно узким. Например, для транспортного самолета при скорости вертикальных порывов 13 м/с критическая скорость по условиям прочности составляет 350 км/ч, а по условиям управляемости — 220 км/ч. Безопасная скорость полета равна 260—300 км/ч.

В зависимости от воздействия турбулентности на самолет различают:

1) *слабую болтанку* b^1 ($\Delta n = \pm 0,2g$), когда самолет изредка слегка вздрагивает;

2) *умеренную болтанку* b^2 ($\Delta n \pm 0,5g$), когда самолет испытывает частые толчки и покачивания с изменением высоты полета, но существенные затруднения пилотирования отсутствуют;

3) *сильную болтанку* b^3 ($\Delta n = \pm 1,0g$), когда самолет резко вздрагивает и ощущаются отдельные броски, сопровождающиеся большим креном, что нарушает установившийся режим полета по высоте и курсу и затрудняет использование автопилота и других приборов;

4) *штормовую, или очень сильную болтанку* b^4 ($\Delta n \geq \pm 1,1g$), когда при резких бросках самолета возникающие перегрузки сильно прижимают или отрывают от кресел экипаж и пассажиров. При такой болтанке происходят большие отклонения полета по высоте и курсу, искажаются показания приборов, при этом ухудшается управляемость самолета.

В зависимости от происхождения вертикальных пульсаций атмосферных движений можно выделить следующие основные типы болтанки самолетов:

1) термическая болтанка;

2) волновая болтанка, особенно орографическая болтанка.

Термическая болтанка в свою очередь может быть подразделена на три вида: а) болтанку в пограничном слое, б) болтанку внутри неустойчивой воздушной массы (вне облаков и внутри кучевых облаков) и в) болтанку в системе облаков холодного фронта.

В пограничном слое болтанка наблюдается над сушей преимущественно летом и достигает максимального развития к 14—15 часам, когда слой интенсивной турбулентности достигает высоты 1000—1500 м от поверхности земли, а иногда и 2000—2500 м. Над морями и озерами термическая болтанка в пограничном слое получает наибольшее развитие ночью.

Внутри неустойчивой воздушной массы выше пограничного слоя болтанка может наблюдаться вне облаков — либо в промежутках между облаками кучевых форм и над ними, либо при отсутствии облаков из-за большой сухости воздуха. Однако наибольшая интенсивность болтанки наблюдается внутри кучево-дождевых облаков, где вертикальные порывы 15—20 м/с являются обычными, но иногда они могут достигать 40 м/с и более. Поскольку значения порывов внутри облаков С_б заранее неизвестны, заход в эти облака для самолетов является опасным, особенно в стадии максимального их развития.

Болтанка вне пограничного слоя также наблюдается в часы суток, наиболее благоприятные для развития конвекции.

В табл. 12.4 приведена (по Н. З. Пинусу) повторяемость турбулентности, вызывающей болтанку, в облаках различных форм.

Из табл. 12.4 следует, что в умеренных широтах практически с любым облаком С_и или С_б связана болтанка самолетов. В облаках верхнего яруса болтанка наблюдается, если эти облака связаны с С_б или если в них развиваются волновые движения (С_с).

Таблица 12.4

Повторяемость (%) значительной турбулентности в облаках различных форм

Широты	Форма облаков				
	слоистые, слоисто-кучевые	кучевые, кучево-дождевые	высоко-слоистые, слоисто-дождевые	высоко-кучевые	верхнего яруса
Умеренные	57,2	96,0	53,0	69,2	72,8
Южные	26,8	86,5	32,5	35,8	27,9

Болтанка в системе облаков холодного фронта или *холодного фронта окклюзии* связана с фронтальными облаками С_б и может наблюдаться в любые часы суток, но наиболее интенсивна она над сушей в дневные часы, когда поднятие воздушной массы перед холодным фронтом усиливается термической конвекцией.

Разумеется, болтанка возможна в зонах лобных фронтов, включая теплые, если развиваются облака типа Сb или волновые движения.

Болтанка самолетов, связанная с возникновением воздушных волн, наблюдается на границах слоев инверсии и в облаках, имеющих волнистую структуру (St, Sc, Ac, Cc), над орографическими препятствиями и за ними (орографическая болтанка), а также в струйных течениях.

Болтанка на границах слоев инверсии и в облаках, имеющих волнистую структуру, обычно слабая. Это обусловлено недостаточной интенсивностью и малой амплитудой волновых движений.

Болтанка в струйных течениях может наблюдаться даже при ясном небе, что связано с интенсивными турбулентными движениями. Наблюдается она обычно не на всем протяжении струйного течения, а на отдельных его участках длиной 100—200 км; вертикальная протяженность слоя болтанки обычно менее 1000 м. На одном и том же участке болтанка может появляться и исчезать через небольшие интервалы времени (несколько часов). Наиболее часто умеренная и сильная болтанка наблюдается на циклонической стороне струйного течения, особенно ниже его оси.

По И. Г. Пчелко, основной причиной болтанки в струйных течениях являются большие горизонтальные градиенты (сдвиги) ветра как в направлении, перпендикулярном оси струйного течения (боковой сдвиг), так и вдоль оси (сдвиг по потоку).

Поскольку развитие турбулентности тесно связано с изменениями вектора ветра по вертикали, этот фактор имеет большое значение в зонах струйных течений. Развитие интенсивной болтанки происходит при малых числах Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\left(\frac{dV}{dz}\right)^2} = \frac{g}{T} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\beta^2}. \quad (12.14)$$

В струйных течениях значение Ri обычно мало, так как велик вертикальный сдвиг ветра $\frac{dV}{dz}$.

Поскольку вертикальный сдвиг ветра тесно связан с понятием «термический ветер», а последний зависит от горизонтального градиента температуры, то формула (12.14) может быть переписана в следующем виде:

$$Ri = \frac{l^2 T}{g} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)^2} = \frac{l^2 T}{g} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\beta_1^2}. \quad (12.15)$$

В облаках вместо γ_a необходимо использовать $\gamma_{вн}$.

На рис. 12.21 показаны области различной вероятности болтанки в зависимости от величин γ , β и β_1 .

Н. И. Давыдов, Е. Г. Ломоносов и И. А. Черешкова, проанализировавшие более 1200 случаев болтанки самолетов в верхней тропо-

сфере при полетах вне облаков и в перистой облачности, определили зависимость вероятности турбулентного состояния атмосферы, вызывающего болтанку «при ясном небе» (ТЯН), от скорости ветра и конфигурации изогипс на картах АТ₃₀₀ (АТ₄₀₀).

При выполнении расчетов территория, ограниченная параллелями 45 и 60° с. ш. и меридианами 25 и 95° в. д., делилась на «квадраты» со сторонами 2,5° широты и 5° долготы. «Квадратом с болтанкой» считался квадрат, в котором хотя бы в одном полете в данный период отмечалась болтанка. К «квадратам без болтанки» относились квадраты, в которых при числе полетов больше четырех болтанка не отмечалась ни разу (оставшиеся квадраты не рассматривались).

Относительная повторяемость болтанки при различных «признаках» (скорости ветра и конфигурации изогипс) указана в табл. 12.5.

Орографическая болтанка обуславливается вертикальными смещениями воздушного потока над горами. С наветренной стороны гор болтанка может возникнуть лишь при развитии мощных орографических облаков типа Сб. С подветренной стороны возникают как

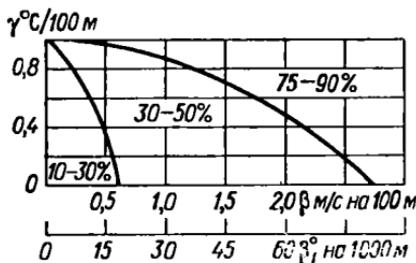


Рис. 12.21. График для определения вероятности болтанки.

Таблица 12.5

Повторяемость болтанки в верхней тропосфере в зависимости от скорости ветра и конфигурации изогипс АТ₃₀₀ (АТ₄₀₀)

№ признака	Характеристика признака	Повторяемость болтанки	
		все случаи	умеренной и сильной
	Для всех скоростей C	0,41	0,16
	Для $C \geq 90$ км/ч	0,54	0,26
1	Циклоническая часть СТ	0,61	0,33
2	Антициклоническая часть СТ	0,51	0,23
3	Освая часть СТ	0,28	0,07
4	Гребень в СТ	0,75	0,41
5	Ложбина в СТ	0,51	0,26
6	Прямолинейное СТ	0,50	0,23
	Для $C < 90$ км/ч	0,35	0,12
7	Гребень	0,39	0,11
8	Ложбина	0,43	0,20
9	Прямолинейный поток для всех скоростей C	0,31	0,10
10	Конвергенция или дивергенция изогипс	0,51	0,21
11	Отсутствие конвергенции или дивергенции изогипс	0,37	0,15

мощные волны, так и завихрения воздушного потока, что может вызвать сильную болтанку. Чем сильнее ветер, тем сильнее болтанка.

На рис. 12.22 показаны зоны орографической болтанки. Ограничены зоны слабой болтанки (b^1), умеренной (b^2) и сильной или штормовой (b^{3-4}). Из рис. 12.22 следует, что даже над невысокими горами болтанка может распространяться до больших высот.

Волновая болтанка характеризуется периодичностью бросков самолета.

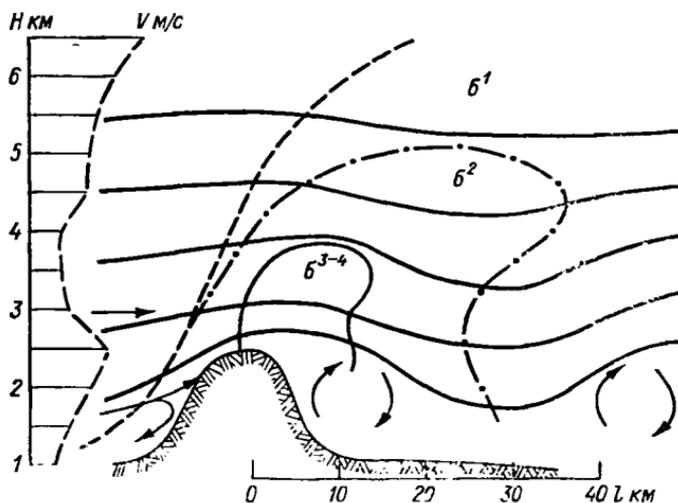


Рис. 12.22. Структура зоны орографической болтанки.

При прогнозе болтанки учитываются:

1) процессы, при которых возможно развитие интенсивных конвективных вертикальных движений, особенно развитие мощных кучево-дождевых облаков;

2) процессы, при которых возможно развитие интенсивных турбулентных движений на высоте полета самолетов. Учитываются не только зоны струйных течений, но и все зоны больших горизонтальных и вертикальных градиентов (сдвигов) ветра по нормали к воздушному потоку и вдоль потока. Болтанка часто возникает как на циклонической стороне струйного течения, так и в дельте высотной фронтальной зоны (особенно там, где кривизна изогипс антициклоническая);

3) возможность развития волновых движений, особенно над горами и с наветренной стороны гор.

Прогноз болтанки является трудной задачей. Рекомендации по прогнозу болтанки даны И. Г. Пчелко, Н. И. Давыдовым, Д. Л. Лайхтманом и др.

О. Г. Богаткин предложил следующие два способа диагноза и прогноза болтанки.

Графический способ заключается в построении сглаженных кривых изменений с высотой (вертикальных профилей) скорости C и направлении α ветра, а также температуры воздуха T . Болтанка вероятна там, где имеются критические значения градиентов: 10 м/с на 1 км высоты для скорости, $15^\circ/\text{км}$ для направления ветра и $7^\circ \text{C}/\text{км}$ для температуры воздуха (рис. 12.23). Для удобства определения

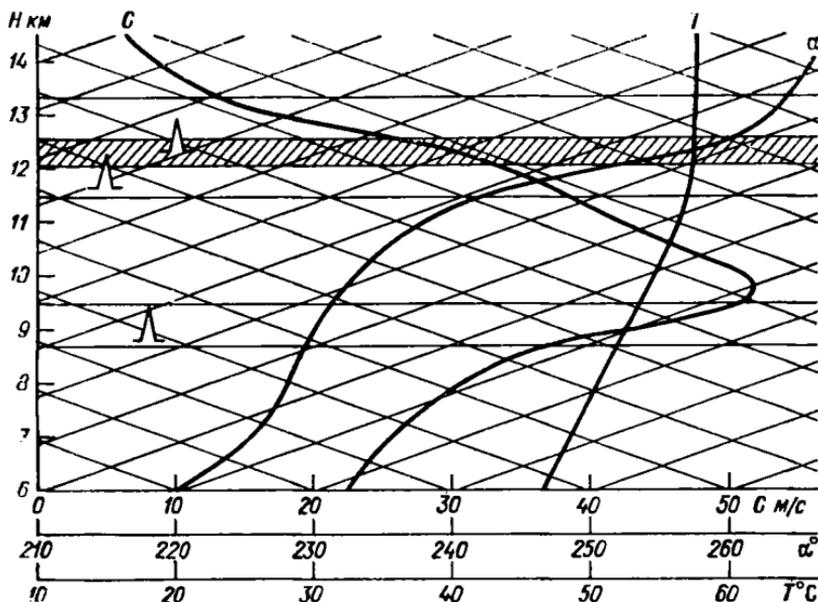


Рис. 12.23. К диагнозу и прогнозу болтанки.

критических значений градиентов на графике проведены наклонные прямые. Заштрихован слой наиболее интенсивной болтанки, в котором отмечаются критические значения C и α .

Болтанка предсказывается при условии, если предполагается сохранение вертикальных профилей ветра и температуры, определенных по результатам зондирования, или если дан прогноз этих профилей.

Способ комплекса критериев основан на учете следующих критериев: 1) скорость ветра 25 м/с и более; 2) вертикальный градиент скорости 10 м/с и более на 1 км; 3) горизонтальный градиент скорости 5 м/с и более на 100 км; 4) вертикальный градиент направления $15^\circ/\text{км}$ и более; 5) усиление ветра на 10 м/с и более за 6 часов; 6) горизонтальный градиент температуры $2^\circ \text{C}/100 \text{ км}$ и более; 7) наличие кучево-дождевой облачности.

Болтанка предсказывается в том случае, если в заданном районе ожидается осуществление не менее 3—4 критериев из перечисленных выше.

Таблица 12.6

Вероятность болтанки в верхней тропосфере при различных сочетаниях признаков (к.с.мера признаков см. табл. 12.5)

Сочетания признаков (номер)	1, 4, 10	2, 4, 10	1, 4, 11	2, 4, 11	1, 5, 10	1, 6, 10	3, 4, 10	2, 5, 10	2, 6, 10	1, 5, 11	1, 6, 11
Вероятность болтанки, %	50	57	85	79	77	77	72	69	69	67	66
Сочетания признаков (номер)	3, 4, 11	2, 5, 11	8, 10	2, 6, 11	7, 10	3, 6, 10	3, 5, 10	9, 10	8, 11	7, 11	3, 6, 11
Вероятность болтанки, %	59	54	53	49	48	45	41	41	37	34	32
											27

При практическом применении наибольшая оправдываемость прогноза болтанки (около 80%) оказалась по способу комплекса критериев.

Для прогноза болтанки в верхней тропосфере «при ясном небе» могут быть использованы значения повторяемостей, приведенные в табл. 12.5, причем наличие различных признаков болтанки следует устанавливать по прогностическим картам АТ₃₀₀ или АТ₄₀₀.

Вероятность болтанки самолетов с учетом нескольких признаков можно оценить, основываясь на данных табл. 12.6, по формуле Байеса, если предположить взаимную статистическую независимость признаков. Тогда, обозначив состояние болтанки через b , а соответствующие признаки через x_1, x_2, \dots, x_k , можно записать

$$\begin{aligned}
 P(b/x_1, x_2, \dots, x_k) &= \\
 &= \frac{P(b) P(x_1, x_2, \dots, x_k/b)}{P(x_1, x_2, \dots, x_k)} = \\
 &= P(b) \frac{P(x_1/b)}{P(x_1)} \frac{P(x_2/b)}{P(x_2)} \dots \frac{P(x_k/b)}{P(x_k)} = \\
 &= P(b) \frac{P(b/x_1)}{P(b)} \frac{P(b/x_2)}{P(b)} \dots \frac{P(b/x_k)}{P(b)}.
 \end{aligned} \tag{12.16}$$

В табл. 12.6 приводятся рассчитанные по формуле (12.16) вероятности болтанки при различных сочетаниях признаков. При необходимости в категорических формулировках прогнозов указанные в таблице вероятности $P(b)$ сравниваются с пороговым значением P_n , определяемым по матрице затрат данного потребителя. Прогноз болтанки дается при выполнении условия $P(b) > P_n$.

По каждой воздушной трассе следует обобщать данные о болтанке, полученные по сообщениям пилотов. Это необходимо для учета действия болтанки на самолеты различных типов и для

определения наиболее безопасной высоты полета, поскольку болтанка обычно захватывает относительно узкие слои. Одновременно необходимо выявлять синоптические процессы и условия погоды, при которых возможна инверсионная болтанка на данной трассе.

Вопросы и задания к главе 12

1. В каких единицах предсказываются характеристики ветра в общих прогнозах, авиационных прогнозах и в прогнозах для морского флота?
2. Что служит основой для прогноза направления и скорости ветра?
3. Какие уточнения вносятся в прогноз ветра?
4. Что такое шквал?
5. Какие условия благоприятствуют возникновению шквалов?
6. Какие признаки используются для прогноза шквалов?
7. Назовите типы метелей, укажите их различия.
8. Какие показатели используются для прогноза метелей?
9. Дайте общую характеристику пыльной (песчаной) бури. Укажите, где в СССР наиболее часто наблюдаются пыльные (песчаные) бури.
10. Как осуществляется прогноз пыльной бури?
11. Как можно предсказать ветер на различных высотах пограничного слоя?
12. Как можно предсказать ветер в свободной атмосфере?
13. Укажите, какие характеристики струйного течения предсказываются.
14. Какова связь уровня максимального ветра с изменением направления горизонтального градиента температуры относительно барического градиента?
15. Как осуществляется прогноз положения оси струйного течения?
16. Как осуществляется прогноз смещения области максимальных ветров?
17. Как осуществляется прогноз эволюции области максимальных ветров?
18. Куда будет смещаться ось струйного течения, если слева от нее наблюдается адвекция холода, а справа адвекция тепла или более слабая адвекция холода?
19. Куда будет смещаться ось струйного течения, если слева от нее наблюдается адвекция тепла, а справа адвекция холода или более слабая адвекция тепла?
20. В чем заключается сущность явления болтанки самолетов?
21. По каким признакам различают интенсивность болтанки самолетов?
22. Какие причины вызывают болтанку самолетов?
23. В каких облаках наблюдается наиболее интенсивная болтанка самолетов?
24. В какой части гор наблюдается наиболее интенсивная болтанка самолетов?
25. Какие показатели используются для прогноза болтанки самолетов?

ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ, ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА И ЗАМОРОЗКОВ НА ПОЧВЕ

13.1. Изменения температуры и влажности воздуха

Локальные изменения температуры воздуха связаны с переносом воздушных масс, с притоком (оттоком) тепла при турбулентном и лучистом теплообмене, с фазовыми превращениями воды, с вертикальными смещениями частиц воздуха и изменениями давления на данном уровне, т. е.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -a_1 \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) + a_2 (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3) + a_3 (\gamma_a - \gamma) \tilde{w} + a_4 \frac{\partial p}{\partial t}, \quad (13.1)$$

где a_1, a_2, a_3, a_4 — положительные коэффициенты, значения которых зависят от выбора системы единиц.

Для прогноза температуры в приземном слое значение имеют только два первых слагаемых, так как $\tilde{w} \approx 0$, а $\frac{\partial p}{\partial t}$ в наблюдаемых пределах не вызывает существенных изменений температуры воздуха.

Третье слагаемое может иметь существенное значение на высотах при больших значениях \tilde{w} , когда $\gamma \neq \gamma_a$. В облаках вместо γ_a необходимо рассматривать $\gamma_{\text{ва}}$.

Суточный ход температуры в приземном слое определяется изменением в течение суток соотношения температур почва — воздух и изменением турбулентного теплообмена между подстилающей поверхностью и прилегающим слоем воздуха.

Поскольку соотношение температур почва — воздух зависит от нагревания почвы днем за счет поглощения солнечной радиации и охлаждения ночью в связи с эффективным излучением, то необходим учет облачности, так как именно облачность уменьшает приток солнечной радиации днем и эффективное излучение ночью.

Можно рассматривать задачу прогноза температуры как задачу определения адвективных и трансформационных изменений температуры с учетом ее суточного хода.

В численных методах прогноза барического поля, как правило, одновременно решается и задача прогноза поля температуры. Однако такой прогноз относится лишь к свободной атмосфере. В дальнейшем изложении остановимся на таких практических приемах прогноза температуры, которые позволяют, во-первых, определять адвективные и трансформационные изменения температуры без применения сложной вычислительной техники, во-вторых, детализировать прогноз с учетом местных особенностей района, условий облачности, стратификации воздушной массы и т. п.

Локальные изменения удельной (влажности или точки росы) имеют много общего с изменениями температуры. Для их оценки необходимо определить адвективные изменения удельной влажности и изменения, связанные с трансформацией воздушной массы, т. е. с притоком влаги при испарении с подстилающей поверхности и потерей влаги при конденсации водяного пара и выпадении осадков.

Для *суточного хода относительной влажности* большое значение имеет суточный ход температуры: дневному повышению температуры соответствует уменьшение относительной влажности, ночному понижению температуры — увеличение относительной влажности.

Прогноз влажности входит лишь в некоторые специализированные прогнозы или является составной частью прогноза других метеорологических элементов (облачность, туманы). Поэтому на прогнозе влажности остановимся весьма кратко. Напомним также, что общие принципы численного прогноза влажности уже были рассмотрены в п. 10.5.

13.2. Прогноз температуры воздуха в приземном слое

В общих прогнозах ограничиваются указанием минимальной температуры воздуха в приземном слое ночью и максимальной днем. В специализированных прогнозах указывается температура в сроки, которые интересуют потребителя.

Прогноз температуры осуществляется по следующей схеме.

1. По исходной и прогностической приземным картам определяют *воздушную массу*, которая будет располагаться в данном районе в срок прогноза. Особое внимание обращают на возможность резкой смены воздушных масс в связи с прохождением атмосферного фронта. Характеристики температуры воздушной массы, приход которой ожидается в данный район, являются начальной основой для прогноза.

Однако на исходной карте эти характеристики относятся лишь к начальному моменту времени. Кроме того, на них может влиять облачность, ветер и состояние подстилающей поверхности. На эти факторы необходимо обращать внимание при сопоставлении начальных температур по исходной карте в районе, для которого составляется прогноз, и в районе, откуда ожидается поступление воздушной массы в срок действия прогноза. Очевидно, такое сопоставление поз-

воляет оценить ожидаемое *адвективное изменение температуры*. Можно, конечно, адвективное изменение температуры определить, построив прогностические траектории частиц и воспользовавшись приемами, рассмотренными в пп. 5.3 и 5.6.

2. Вычисляют *трансформационные изменения температуры* в той воздушной массе, приход которой ожидается в данный район.

Строгий расчет трансформационных изменений температуры в приземном слое достаточно сложен. Поэтому ограничиваются приближенными оценками.

Приближенно можно считать, что трансформационное изменение температуры $\delta T_{\text{тр}}$ прямо пропорционально начальной разности температур $\delta T_0 = T_A - T_B$, где T_A — температура в пункте (районе), для которого составляется прогноз, а T_B — температура в пункте (районе), откуда ожидается перемещение частиц воздуха (воздушной массы). Очевидно, что $\delta T_0 = -b\delta T_{\text{адв}}$.

В процессе перемещения воздушной массы осуществляется турбулентный теплообмен между подстилающей поверхностью и воздушной массой. При сильном ветре в перемешивание вовлекается слой воздуха большой толщины. Поэтому соприкосновение с подстилающей поверхностью будет испытывать большое число частиц воздуха, причем каждая частица будет незначительно нагреваться или охлаждаться от подстилающей поверхности. При слабом ветре турбулентное перемешивание ослаблено и будет более сильно нагреваться или охлаждаться тонкий слой воздуха, непосредственно прилегающий к земной поверхности. Таким образом, можно считать, что приближенно $\delta T_{\text{тр}}$ в приземном слое обратно пропорционально скорости ветра V на пути переноса или длине пути переноса, например, при расчете на сутки. Следовательно, $b = \frac{1}{V}$.

С другой стороны, трансформационное изменение температуры зависит от изменения радиационного баланса подстилающей поверхности на пути перемещения частицы воздуха, т. е. в первую очередь (при слабом изменении испарения и альбедо подстилающей поверхности) от изменения количества облаков δN . Увеличению облачности соответствует уменьшение величины $\delta T_{\text{тр}}$, зависящей также от широты места и сезона.

Процессы конденсации изменяют $\delta T_{\text{тр}}$ на величину $\delta T_{\text{конд}}$, которая всегда положительна и должна вычитаться из $\delta T_{\text{тр}}$, поскольку конденсация возможна, если $\delta T_{\text{тр}} < 0$.

Тогда можно записать

$$\delta T_{\text{тр}} = \frac{a_1}{V^m} \delta T_0 + \frac{a_2}{V^n} \delta N + \delta T_{\text{конд}} \quad (13.2)$$

Для грубых расчетов можно положить $m = n = 1$. Изменение количества облаков различного яруса входит с различными весовыми коэффициентами

$$\delta N = \delta N_L + 0,756 \cdot V_M + 0,256 \delta N_H; \quad (13.3)$$

например, если известно только количество облаков среднего и верхнего ярусов, то

$$\delta N \approx 0,5 [(N_M + N_H)_{A_1} - (N_M + N_H)_{B_0}],$$

причем $(N_M + N_H)_{A_1}$ — ожидаемое количество облаков в точке A через сутки, а $(N_M + N_H)_{B_0}$ — наблюдаемое количество облаков (по исходной карте) в точке B . Для расчетов на 24 часа первого слагаемого в (13.2) можно записать

$$(\delta T_{\text{тр}})_1 \approx \frac{6}{V} \delta T_0 = \frac{144}{S} \delta T_0, \quad (13.4)$$

где V — скорость ветра в км/ч, S — длина пути частицы за 24 часа между точками B и A в км.

Для расчетов второго слагаемого в формуле (13.2) на 24 часа на широте $\varphi = 50^\circ$ можно записать:

для лета (день)

$$(\delta T_{\text{тр}})_2 \approx -\frac{30}{V} \delta N = -\frac{720}{S} \delta N, \quad (13.5)$$

для зимы (день и ночь) и лета (ночь)

$$(\delta T_{\text{тр}})_2 \approx \frac{7}{V} \delta N = \frac{170}{S} \delta N. \quad (13.6)$$

На широте $\varphi > 50^\circ$ значение $|(\delta T_{\text{тр}})_2|$ меньше, чем на широте 50° , а на широте $\varphi < 50^\circ$ — больше.

Более точно расчет $(\delta T_{\text{тр}})_1$ и $(\delta T_{\text{тр}})_2$ может быть выполнен по графикам (рис. 13.1, 13.2а и 13.2б).

Если при перемещении частицы воздуха из точки B в точку A произойдет конденсация водяного пара, то выделение скрытой теплоты парообразования уменьшит значение $\delta T_{\text{тр}}$ на величину $\delta T_{\text{конд}}$. С помощью графика (рис. 13.3) по T_d в точке B и полученному значению $\delta T'_{\text{тр}} = (\delta T_{\text{тр}})_1 + (\delta T_{\text{тр}})_2$ можно вычислить исправленное значение $\delta T_{\text{тр}}$ с учетом конденсации. Этот же график служит для вычисления изменения удельной влажности в связи с процессом конденсации.

Например, если $(T_d)_B = 15^\circ \text{C}$, $\delta T_{\text{тр}} = -10^\circ \text{C}$, то при полном насыщении, когда $(T - T_d)_B = 0$, по рис. 13.3 найдем $\delta T'_{\text{тр}} = -4^\circ \text{C}$ (сплошная кривая, в точке пересечения вертикали $T_d = 15^\circ \text{C}$ и горизонтали $\delta T_{\text{тр}} = -10^\circ \text{C}$). В этой же точке найдем $\delta q = 3 \text{ г/кг}$ (прерывистая кривая). Очевидно, что $\delta T_{\text{конд}} = \delta T'_{\text{тр}} - \delta T_{\text{тр}} = -4 - (-10) = 6^\circ \text{C}$.

Если дефицит точки росы не равен нулю, т. е. $(T - T_d)_B = \Delta_B$, то вместо $\delta T_{\text{тр}}$ на вертикальной шкале находим величину $\delta T_{\text{тр}} + \Delta_B$ и отсчет производим, как в предыдущем случае. При $T_d = 15^\circ \text{C}$ и $T = 18^\circ \text{C}$, т. е. при $T - T_d = 3^\circ \text{C}$, получим $\delta T_{\text{тр}} + \Delta_B = -10 + 3 = -7^\circ \text{C}$, а по рис. 13.3 значению $\delta T_{\text{тр}} = -7^\circ \text{C}$ при $T_d = 15^\circ \text{C}$ соответствуют $\delta T'_{\text{тр}} = -2,9^\circ \text{C}$, $\delta q = 2,2 \text{ г/кг}$. В этом случае $\delta T_{\text{конд}} = \delta T'_{\text{тр}} - \delta T_{\text{тр}} = -2,9 - (-7) = 4,1^\circ \text{C}$.

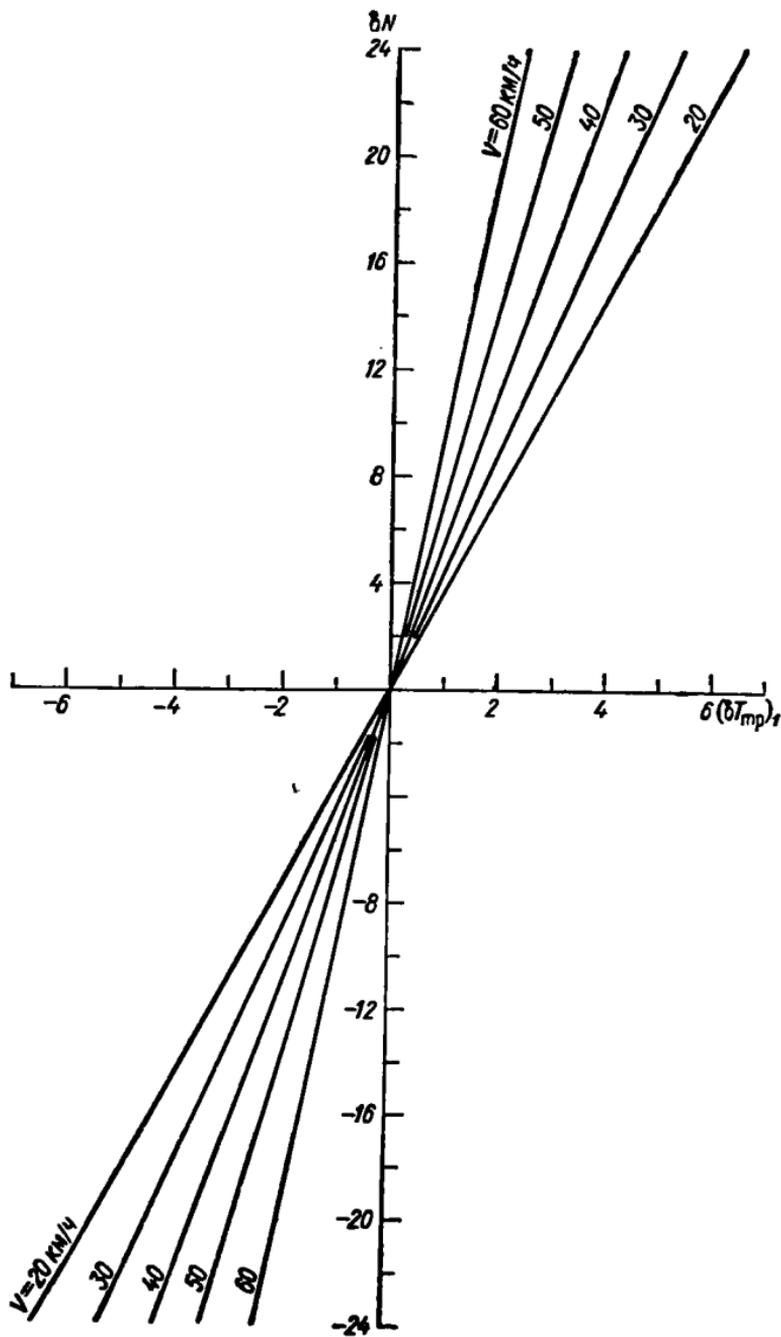


Рис. 13.1. Трансформационное изменение температуры при адвекции.

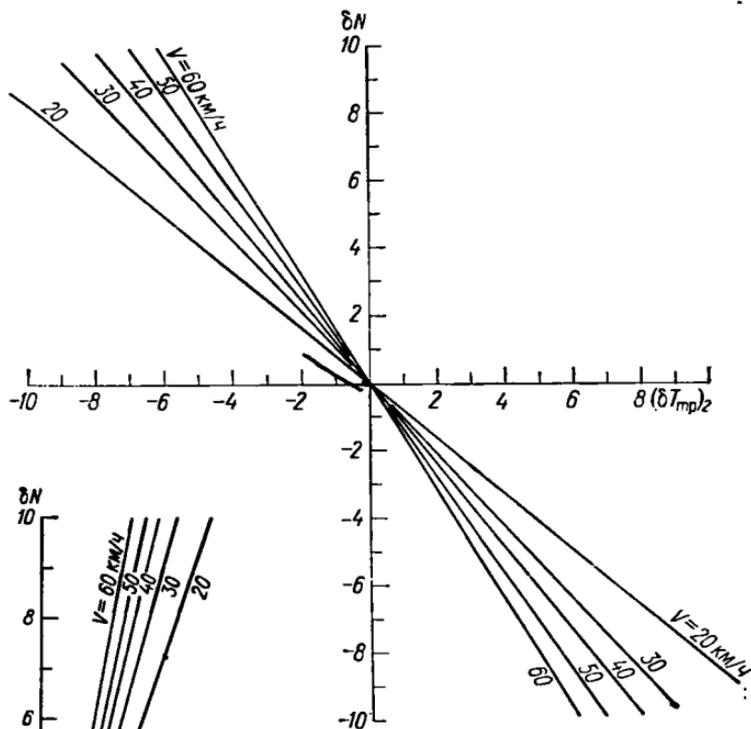


Рис. 13.2а. Влияние изменения облачности на трансформационное изменение температуры. Лето, $\varphi = 50^\circ$.

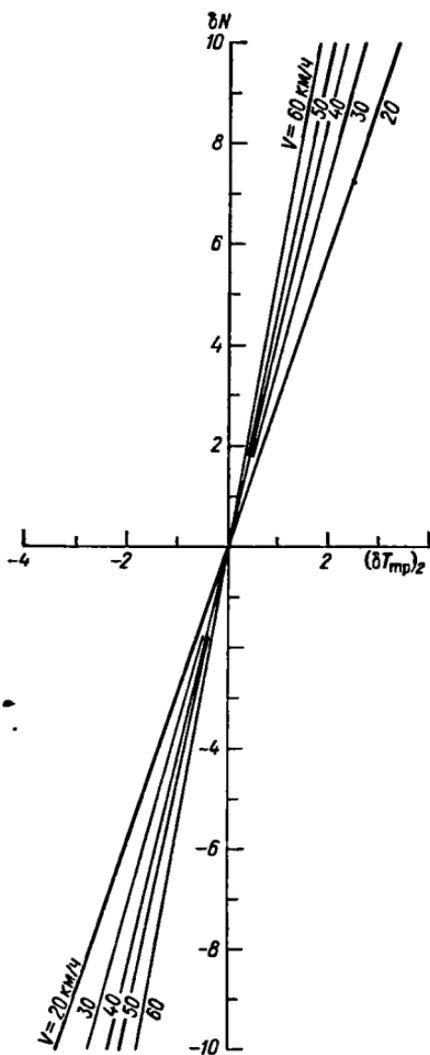


Рис. 13.2б. Влияние изменения облачности на трансформационное изменение температуры. Зима, $\varphi = 50^\circ$.

Окончательно

$$\delta T_{\text{тр}} = (\delta T_{\text{тр}})_1 + (\delta T_{\text{тр}})_2 + \delta T_{\text{конд}} \quad (13.7)$$

Такой расчет не может быть достаточно точным по ряду причин (не считая погрешностей в измерении T и T_d). Во-первых, могут быть погрешности в определении средней скорости переноса V и траектории частицы. Во-вторых, изменение количества облаков δN более строго надо рассматривать не путем сопоставления значения N_B в точке B в начальный момент времени и значения N_A в точке A

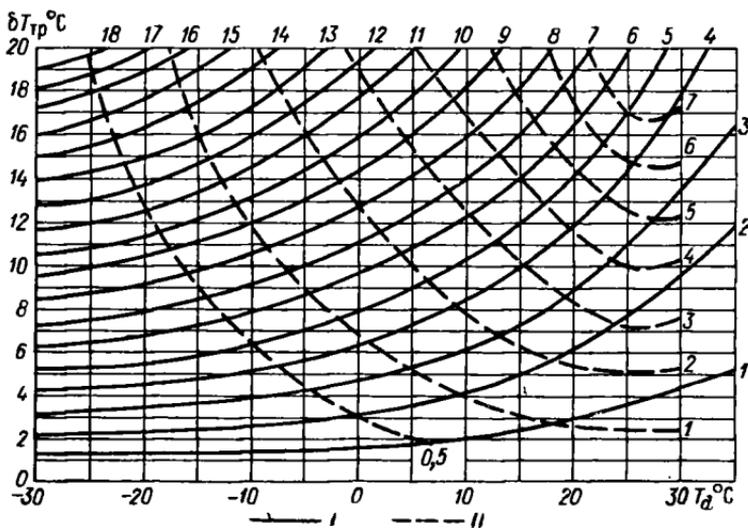


Рис. 13.3. Влияние конденсации на трансформационные изменения температуры.

I — охлаждение воздуха при учете скрытой теплоты конденсации, *II* — изменение удельной влажности в г/кг.

через сутки, а как осредненное значение на всем пути перемещения воздушной массы. В-третьих, T_d не остается неизменной до начала конденсации в перемещающейся воздушной массе.

Кроме того, недостаточно учитываются свойства подстилающей поверхности и орографические особенности района. Поэтому вычисления $(\delta T_{\text{тр}})_1$, $(\delta T_{\text{тр}})_2$ и $\delta T_{\text{конд}}$, а соответственно и суммарного значения $\delta T_{\text{тр}}$ производятся весьма приближенно. Все же такие расчеты оказываются полезными.

3. Определяют *суточный ход температуры*. Имеются теоретические решения задачи о суточном ходе температуры. Например, М. Е. Швец получил решение вида

$$T(z, t) = \bar{T}(z) + \sum r_i(z, t) = \bar{T}(z) + \Delta T, \quad (13.8)$$

где $\bar{T}(z)$ — предсказанная средняя суточная температура на высоте z .

Величины

$$r_i = \varepsilon_i (1 - \beta) j_i \quad (13.9)$$

определяют зависимость изменения температуры от ряда параметров, ε_i — величины, зависящие от времени суток и состояния почвы, β — коэффициент отражения (альbedo) подстилающей поверхности, j_i — коэффициенты ряда, зависящие от широты места, времени года и коэффициента прозрачности воздуха.

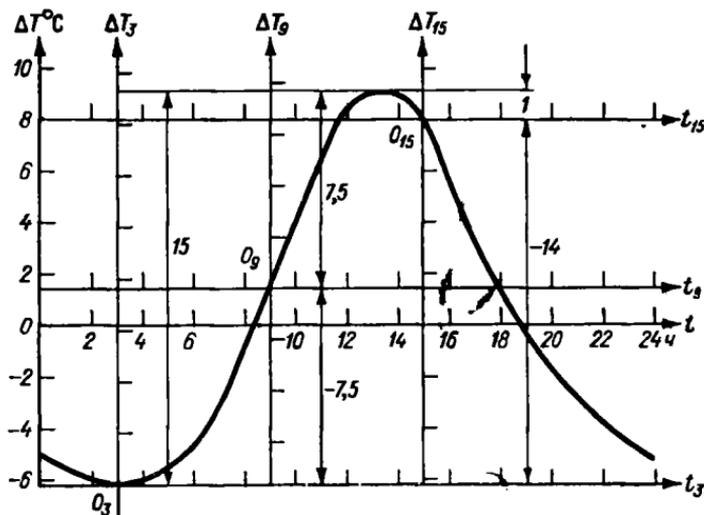


Рис. 13.4. Суточный ход температуры воздуха в августе на широте 55° по теоретическим расчетам.

Обычно в формуле (13.8) ограничиваются поправкой на суточный ход температуры $\Delta T = \tau_1 + \tau_2 + \tau_3$ — первыми тремя членами ряда, для вычисления которых имеются таблицы.

На рис. 13.4 приведен пример теоретического расчета суточного хода температуры в августе на широте 55° при сухой почве и коэффициенте прозрачности атмосферы $p = 0,8$ в предположении ясного неба.

Около 8—9 и 18—19 часов $\Delta T = 0$, т. е. в эти часы температура близка к средней суточной температуре \bar{T} . Для любого другого часа с помощью графика может быть вычислено значение ΔT .

Если прогноз производится по исходной карте в иные сроки, чем 9 и 18 часов, то от предсказанного значения температуры $T = T_B + \delta T_{\text{тр}}$ необходимо отнять значение ΔT , соответствующее этому сроку, для получения величины \bar{T} .

Графики, подобные рис. 13.4, могут быть заранее вычислены для каждого месяца. Однако необходим дополнительный учет облачности, ветра и местных условий. Над морем, например, суточный

ход температуры не превышает $1-2^{\circ}\text{C}$, хотя адвективные и трансформационные изменения температуры могут быть значительными. Поэтому на практике чаще строят графики или составляют таблицы

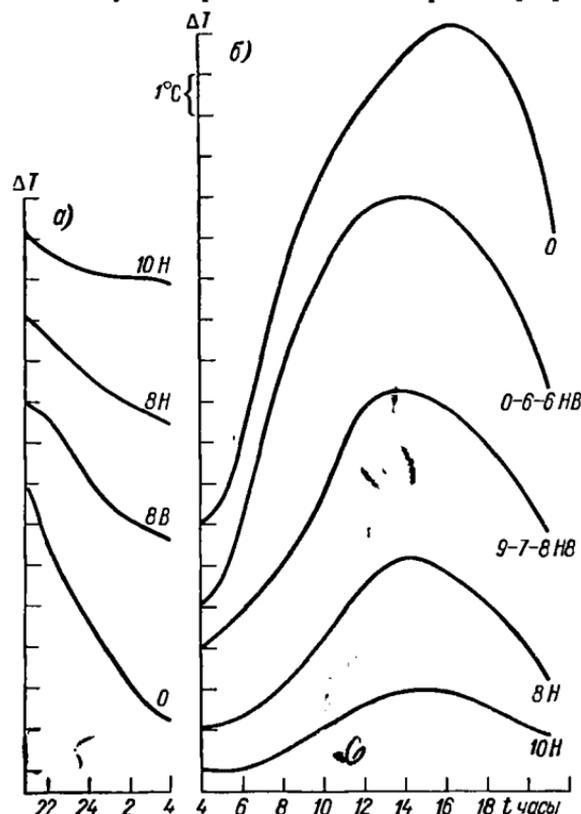
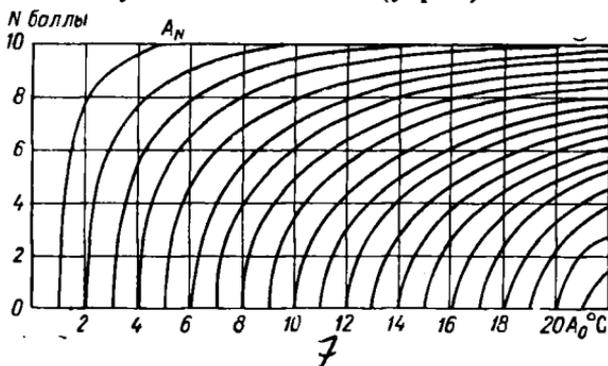


Рис. 13.5. График среднего хода температуры воздуха в Москве в июле ночью (а) и днем (б) при различном состоянии неба.

на ΔT , которая отсчитывается от начального момента времени до интересующего часа. Обычно представляет интерес амплитуда колебаний температуры воздуха между ее минимальным (утром) и максимальным (днем) значениями.

Рис. 13.6. Зависимость суточной амплитуды температуры A_N от количества облаков N и суточной амплитуды при ясном небе A_0 .



суточного хода температуры не по теоретическим расчетам, а путем обработки наблюдений за ряд лет. Такие графики могут быть построены не только для различных месяцев, но и для различных характеристик погоды (облачность, ветер, устойчивость воздушной массы и т. п.). Обычно ограничиваются лишь учетом ожидаемой облачности.

На рис. 13.5 в качестве примера приведен график среднего хода температуры воздуха в Москве в июле при различном состоянии неба (0—ясно или до 3—5 баллов облаков верхнего и среднего ярусов, 10Н—сплошная облачность нижнего яруса, 9—7—8НВ—колебания количества облаков нижнего яруса, включая облака вертикального развития и верхнего яруса). На вертикальной шкале отложена величина

Значение суточной амплитуды температуры A_N можно рассчитать по формуле

$$A_N = A_0 (1 - 0,008N^2),$$

где A_N — суточная амплитуда температуры при ожидаемом количестве облаков N , A_0 — то же при ясном небе, а N — количество облаков в баллах.

Суточную амплитуду температуры можно определить также по графику, приведенному на рис. 13.6.

13.3. Дополнительные приемы прогноза максимальной температуры воздуха

1. Прогноз максимальной температуры по аэрологическим наблюдениям. Данный способ, первоначально предложенный Н. И. Бельским, позволяет с помощью аэрологической диаграммы по утренним наблюдениям уточнить прогноз дневного максимума температуры.

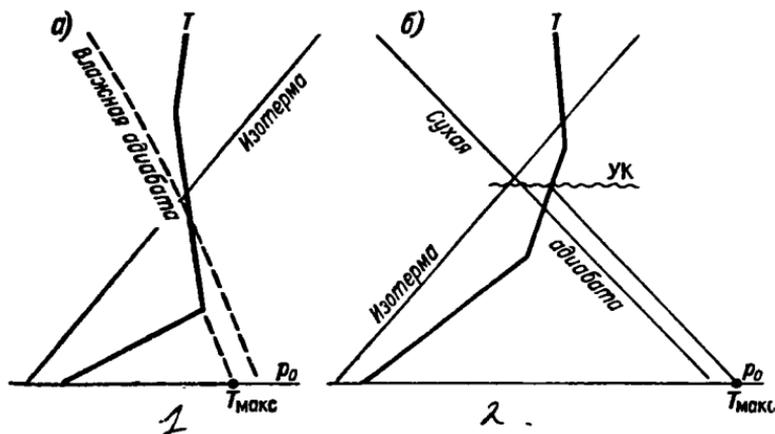


Рис. 13.7. Прогноз максимальной температуры по кривой стратификации за утренний срок, зимой (а) и летом (б).

По способу Бельского, для определения T_{\max} в холодную половину года достаточно от верхней границы приземного слоя инверсии переместиться вдоль влажной адиабаты до изобары приземного давления, чтобы по шкале температуры прочесть ожидаемое значение T_{\max} (предполагается дневное разрушение слоя инверсии). Летом при сухой погоде для определения T_{\max} аналогичное перемещение производят от уровня конденсации вдоль сухой адиабаты (рис. 13.7).

В дальнейшем для центральных районов Европейской территории СССР было проведено уточнение толщины слоя, с верхней границы

которого от точки на кривой стратификации необходимо перемещаться вдоль сухой адиабаты для прогноза $T_{\text{макс}}$. Со второй половины октября и до первой половины марта перемещение производится вдоль влажной адиабаты. Толщина этого слоя показана на рис. 13.8.

Если ниже уровня, определяемого с помощью рис. 13.8, на кривой стратификации обнаруживается слой инверсии или изотермии, то перемещение вдоль сухой адиабаты до изобары $p = p_0$ производится от нижней границы этого слоя (рис. 13.9).

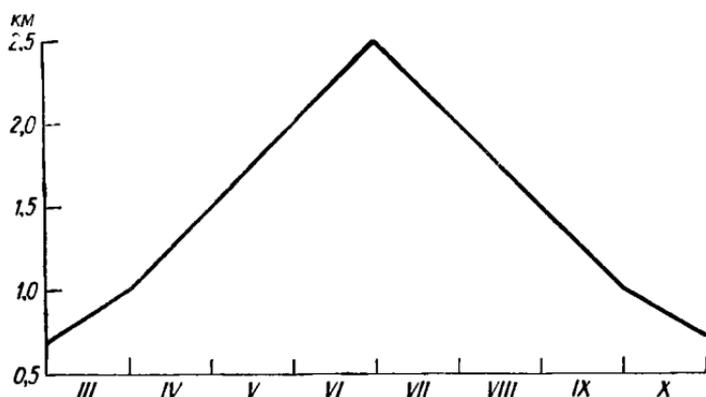


Рис. 13.8. Высота слоя адиабатического градиента над центральными районами ЕТС по месяцам в дневные часы.

Следующим уточнением является учет адвекции температуры на верхней границе слоя. Для этого по картам AT_{850} или AT_{700} определяется адвективное изменение температуры от исходного срока до 15 часов и соответственно смещается кривая стратификации. Затем перемещение вдоль адиабаты производится уже от нового значения температуры на верхней границе слоя. Можно также адвективное изменение температуры добавить к значению $T_{\text{макс}}$, вычисленному без учета адвекции.

В целях увеличения заблаговременности прогноза можно по картам AT_{850} , AT_{700} и AT_{500} предсказать положение кривой стратификации на следующий день в 15 часов, т. е. через 36 часов (если используется аэрологическая диаграмма за 3 часа текущего дня). Вычислив адвективные изменения температуры на поверхностях 850, 700 и 500 мбар и прибавив их к значениям T на тех же уровнях исходной аэрологической диаграммы, можно построить прогностическую кривую стратификации. Далее находим ожидаемое значение $T_{\text{макс}}$ по указанному выше способу.

Вполне удовлетворительные результаты прогноза $T_{\text{макс}}$ указанным способом получаются при облачности нижнего и среднего ярусов не более 6 баллов.

При значительной облачности и особенно при выпадении осадков в первую половину дня значение $T_{\text{макс}}$ будет ниже (иногда более чем на 5°C) по сравнению с результатами расчета.

На величину $T_{\text{макс}}$ оказывает влияние рельеф местности: в котловинах $T_{\text{макс}}$ летом выше, чем на вершине холма, в связи с ослаблением перемешивания воздуха в котловине.

На побережьях морей и озер значение $T_{\text{макс}}$ может быть искажено бризом, а в горах — фёном.

2. Прогноз повышения температуры по термическому эквиваленту Γ_d вертикального сдвига вектора ветра. В тех случаях, когда при наличии приземной инверсии в слое 0—300 м ветер с высотой быстро усиливается, а также для прогноза $T_{\text{макс}}$ при безветренной пасмурной погоде рассмотренные выше приемы прогноза неприменимы, необходимо учитывать влияние динамической турбулентности.

Изменения T при отсутствии адвекции в пасмурную погоду объясняются турбулентным перемешиванием, которое тем больше, чем больше сдвиг вектора ветра по вертикали.

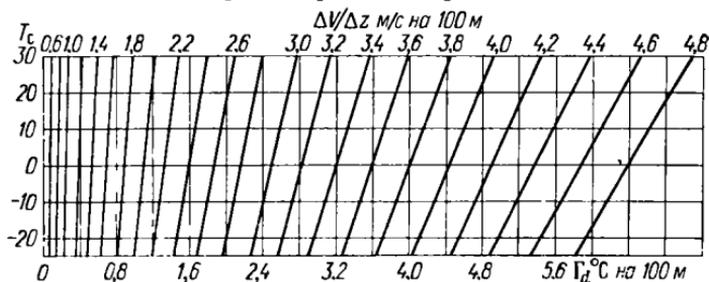


Рис. 13.10. Диаграмма для вычисления Γ_d .

При ясной погоде сильное турбулентное перемешивание также отражается на суточном ходе температуры, вызывая, например, повышение температуры зимой среди ночи.

На рис. 13.10 приведена диаграмма для вычисления Γ_d и повышения температуры за счет турбулентного обмена. Для этой цели по аэрологическим данным в слое 0—300 м вычисляется значение

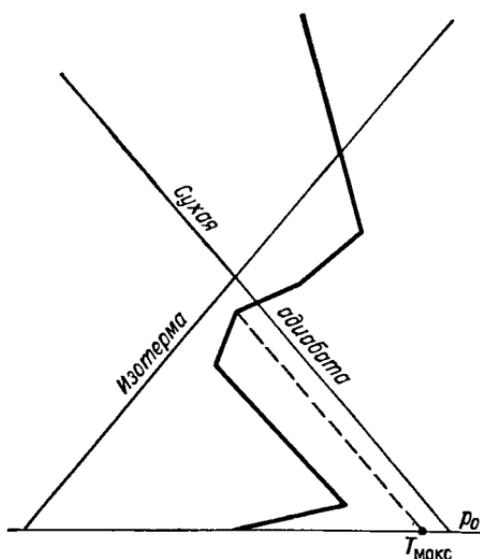


Рис. 13.9. Прогноз максимальной температуры по кривой стратификации в Курске. 3 часа 21 июля 1961 г.

$\frac{\Delta V}{\Delta z}$ м/с на 100 м и среднее значение температуры воздуха в слое T_c .

На вертикальной шкале диаграммы находим значение T_c и на горизонтали находим точку, соответствующую полученному значению $\frac{\Delta V}{\Delta z}$ (наклонные прямые), после чего на нижней шкале отсчитываем значение Γ_d °С/100 м.

Численно ожидаемое повышение температуры ΔT_d равно Γ_d . Например, для $T_c = -15^\circ \text{C}$ и $\frac{\Delta V}{\Delta z} = 4,0$ м/с на 100 м с помощью диаграммы находим $\Gamma_d = 4,2^\circ \text{C}/100 \text{ м}$. Если в момент зондирования температура у поверхности земли была -20°C , то в ближайшие часы можно ожидать повышения температуры примерно на 4°C , т. е.

$$T_{\text{предск}} = -20 + 4 = -16^\circ \text{C}.$$

Однако прогноз этим способом не может быть дан с большой заблаговременностью, так как величина $\frac{\Delta V}{\Delta z}$ быстро меняется.

13.4. Дополнительные приемы прогноза минимальной температуры воздуха и поверхности почвы

Помимо определения минимальной температуры воздуха с помощью графика суточного хода температуры (см. рис. 13.5), иногда применяются и другие способы преимущественно в целях прогноза заморозков в воздухе и на почве и прогноза туманов.

Минимальная температура воздуха ночью (утром) зависит от многих факторов, которые не всегда могут быть достаточно полно учтены. К этим факторам относятся:

1) влажность воздуха, наличие или отсутствие облачности, что определяет эффективное излучение, т. е. степень охлаждения поверхности земли и прилегающего слоя воздуха;

2) скорость ветра, ее изменение с высотой и стратификация атмосферы в пограничном слое, что определяет интенсивность турбулентного перемешивания и теплообмена между приземным слоем воздуха и вышележащими слоями;

3) состояние поверхности почвы (сухая, мокрая, снежный покров), структура почвы и изменение температуры почвы с глубиной, с чем связан приток тепла из почвы;

4) конденсация водяного пара (туман, выпадение росы или иней) или испарение влаги с поверхности почвы и соответственно нагревание или охлаждение приземного слоя воздуха;

5) рельеф местности (например, при стекании холодного воздуха в низины при ясной погоде ночью разность минимальных температур в низине и на соседней возвышенности может составлять $10-20^\circ \text{C}$ и более).

Разумеется, минимальная температура, как и температура воздуха в любой срок, в первую очередь зависит от условий атмосферной циркуляции и тепловых свойств той воздушной массы, которая поступает в данный район.

1. Теоретические способы расчета минимальной температуры. Такие способы были предложены многими авторами (И. Г. Лютерштейн и А. Ф. Чудновский, М. Е. Берлянд, Д. Л. Лайхтман, Ройтер и др.).

В Советском Союзе широко применяется метод, разработанный М. Е. Берляндром, который получил формулы:

$$T(t) = \bar{T} + A \cos \omega (t - t_{\text{макс}});$$

$$q(t) = \bar{q} + a_1 \cos \omega (t - t_{\text{макс}}) + a_2 \cos 2\omega (t - t_{\text{макс}}), \quad (13.10)$$

где $\bar{T} = \frac{1}{5} (2T_0 + T_{13} + T_7 + T_1)$ — температура, полученная путем осреднения удвоенной температуры воздуха за исходный срок 19 часов ($T_0 = T_{19}$) и температуры воздуха за предшествующие сроки 13, 7 и 1 час по местному времени; если за исходный срок принять 13 часов ($T_0 = T_{13}$), то $\bar{T} = \frac{1}{5} (2T_0 + T_7 + T_1 + T_{19})$, причем T_{19} — температура в 19 часов предшествующих суток; \bar{q} — среднее значение удельной влажности (или абсолютной влажности e), полученное аналогичным образом; A — амплитуда суточного хода температуры за предшествующие сутки; $t_{\text{макс}}$ — время наступления максимума температуры или главного максимума удельной (или абсолютной) влажности. Две гармоники в (13.10) учитывают наличие двух максимумов удельной влажности.

При дальнейшем совершенствовании метода были учтены эмпирические данные о влиянии облачности и ветра. Для оперативных целей построены две номограммы — для прогноза минимальной температуры воздуха $T_{\text{мин}}$ (в метеорологической будке на высоте 2 м) и минимальной температуры на поверхности почвы $\Theta_{\text{мин}}$.

На рис. 13.11 и 13.12 приведены номограммы Берлянда для вычисления $T_{\text{мин}}$ и $\Theta_{\text{мин}}$. (Детально номограммы Берлянда рассмотрены в Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды, часть II.)

2. Эмпирические способы прогноза минимальной температуры. Было предложено много формул и графиков для прогноза $T_{\text{мин}}$ и заморозков на почве, большинство из которых дает удовлетворительные результаты лишь в том районе, материалы наблюдений в котором были использованы для получения формулы или графика.

1) Формулы Михалевского имеют вид:

$$T_{\text{мин}} = T' - (T - T')c + A, \quad (13.11)$$

$$\Theta_{\text{мин}} = T' - 2(T - T')c + A, \quad (13.12)$$

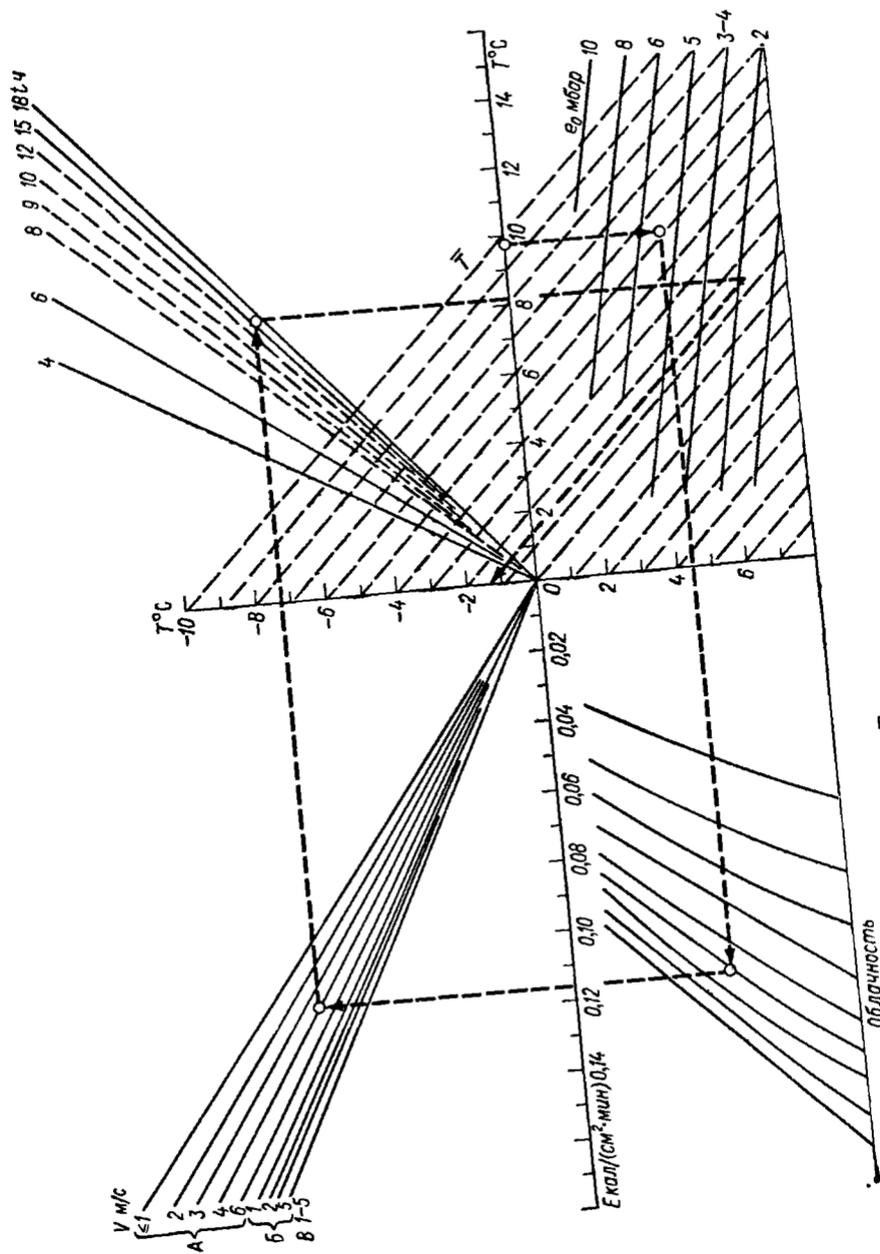


Рис. 13.11. Номограмма для вычисления T_{\min}

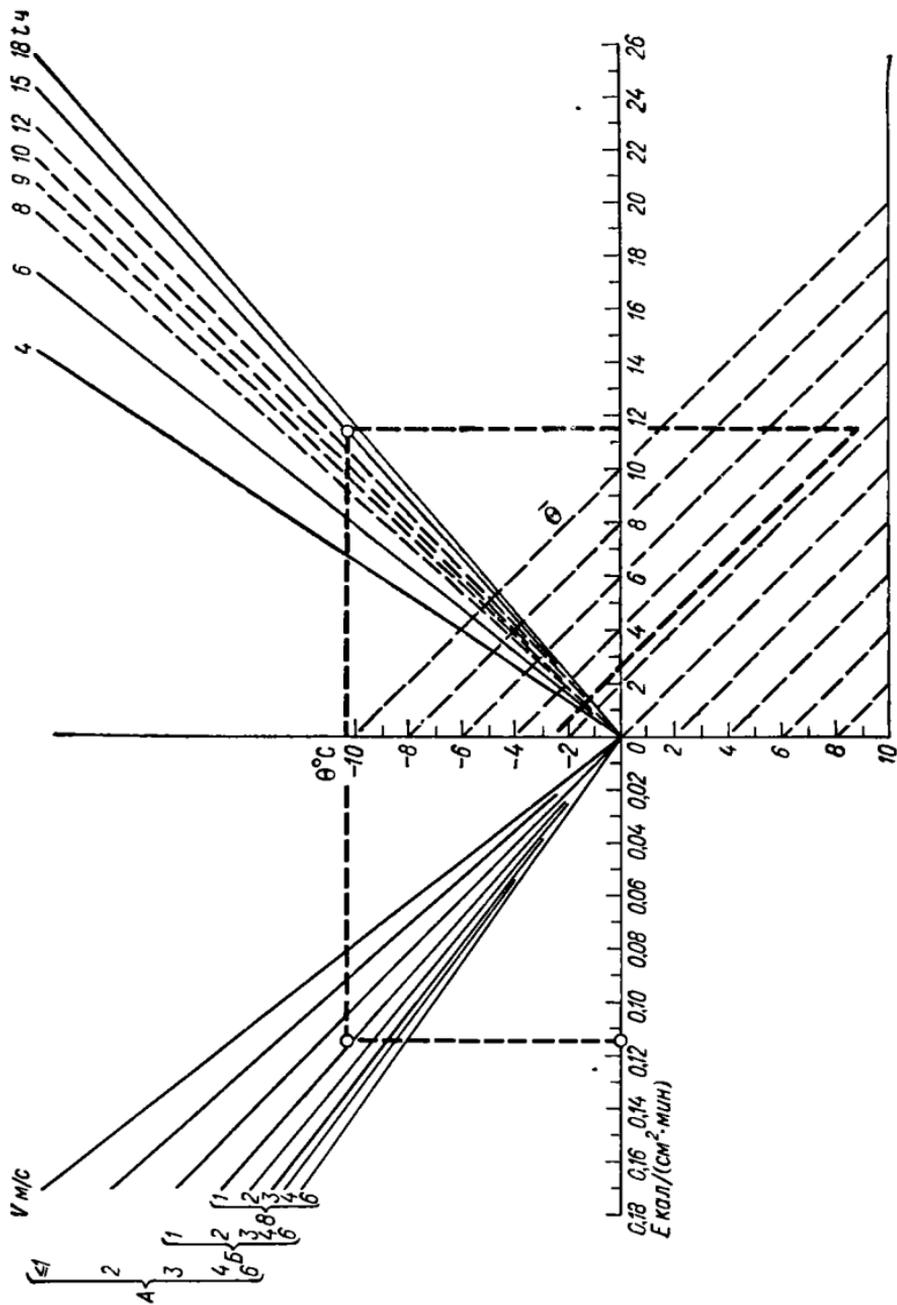


Рис. 13.12. Номограмма для вычисления $\Theta_{мин}$.

где T и T' — показания сухого и смоченного термометров в 13 часов по местному времени; c — эмпирический коэффициент, зависящий от относительной влажности в 13 часов; A — поправка, зависящая от облачности в 21 час (при ясном небе $A = -2$, при нижней облачности 4—7 баллов $A = 0$, при сплошной облачности $A = 2$).

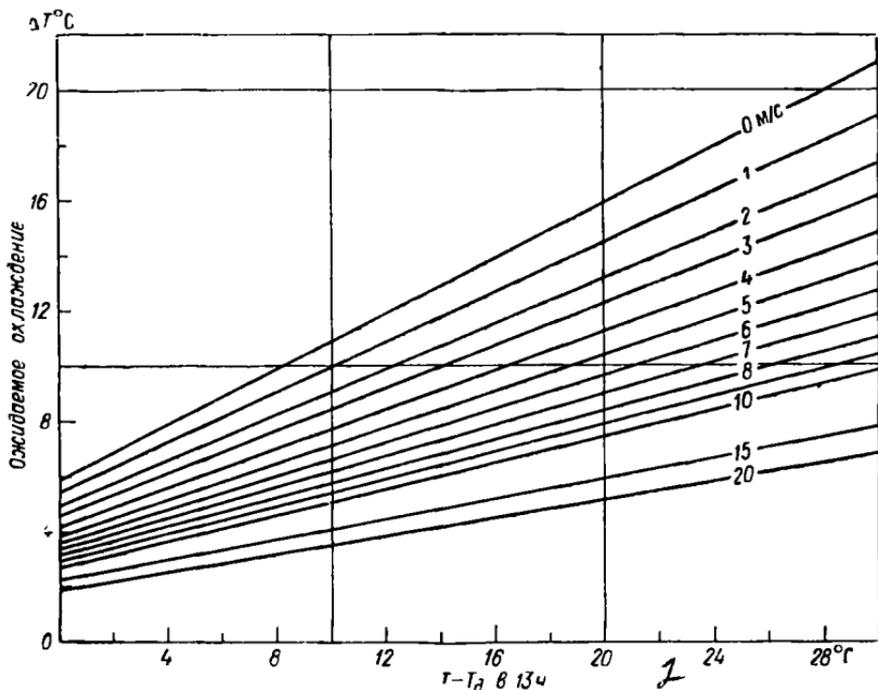


Рис. 13.13. Диаграмма для прогноза ночного минимума температуры по наблюдениям в 13—15 часов.

2) Формула Михельсона

$$\Theta_{\text{мин}} = T_d - k, \quad (13.13)$$

где T_d — точка росы в 21 час, k — коэффициент, который для ясных ночей равен примерно 2.

3) Формула Зверева

$$T_{\text{мин}} = T_0 - \Delta T = T_0 - [a(T_0 - T_d) + b]. \quad (13.14)$$

В большинстве случаев можно принять $a = \frac{1}{2}$, $b_{13} = 6$, $b_{19} = 4$ (зимой при T ниже -15°C $b_{13} = 8$, $b_{19} = 6$), т. е.

$$T_{\text{мин}} = T_{13} - \frac{1}{2}(T_{13} - T_{d13}) - 6, \quad (13.15)$$

$$T_{\text{мин}} = T_{19} - \frac{1}{2}(T_{19} - T_{d19}) - 4. \quad (13.16)$$

Формулы (13.15) и (13.16) применимы в случае ясной тихой погоды ночью.

Для вычисления значения понижения температуры ΔT с учетом ожидаемых ночью ветра и облачности построены графики, приведенные на рис. 13.13 и 13.14.

От значения $T - T_{d13}$ или $T - T_{d19}$ на нижней шкале по вертикали находится точка на прямой, соответствующей ожидаемой ночью

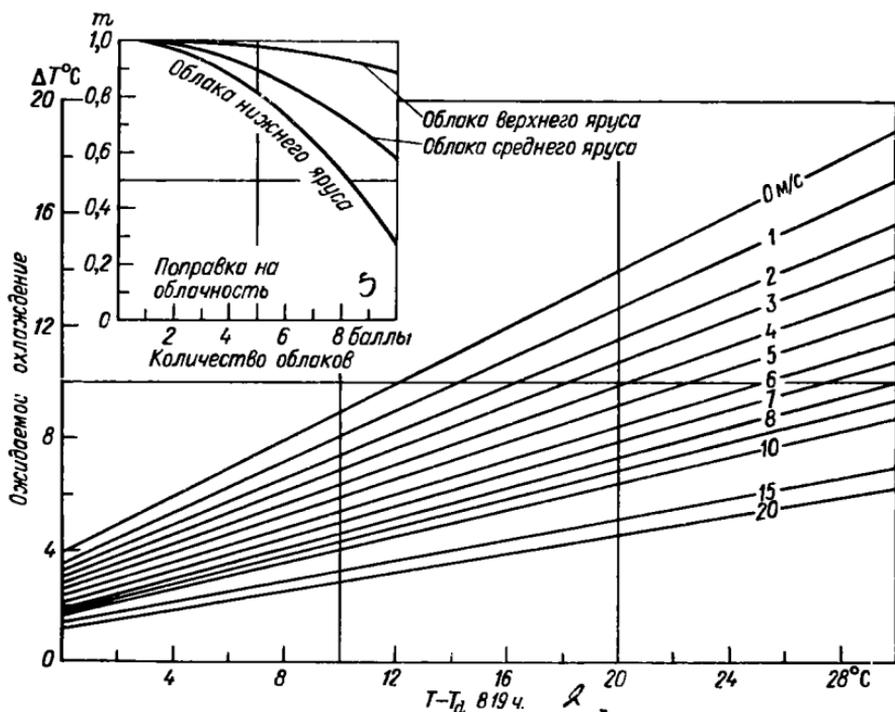


Рис. 13.14. Диаграмма для прогноза ночного минимума температуры по наблюдениям в 18—20 часов.

скорости ветра, после чего на вертикальной шкале делается отсчет значения ΔT_{13} или ΔT_{19} . Если ночью ожидается облачность, то с помощью вспомогательной диаграммы в верхней части рис. 13.14 находится множитель m , на который умножается полученное значение ΔT_{13} или ΔT_{19} . Тогда $T_{\text{мин}} = T_{13} - m \Delta T_{13}$ и $T_{\text{мин}} = T_{19} - m \Delta T_{19}$.

Имеются графики с использованием вместо точки росы T_d значений относительной влажности.

Различными авторами были предложены усовершенствования графиков Зверева путем учета местных особенностей того или иного района и введения дополнительных поправок к результатам расчетов.

4) Экстраполяционное определение температуры и точки росы ночью. По ежечасным наблюдениям можно строить кривые хода

температуры и точки росы, а затем экстраполировать эти кривые на несколько часов вперед, если не ожидается резких изменений режима облачности и ветра.

Иногда в целях вычисления ночного понижения температуры используют разность температур в момент захода солнца и после захода солнца, например по эмпирической формуле

$$\Delta T = (T_0 - T_2) \frac{1 - 0,869^n}{0,2448}, \quad (13.17)$$

где T_0 и T_2 — температуры воздуха в момент захода солнца и два часа спустя. По этой формуле Зверевым был построен график, приведенный на рис. 13.15.

В Советском Союзе наиболее широко применяются номограммы М. Е. Берлянда (см. рис. 13.11 и 13.12) и графики А. С. Зверева см. рис. 13.13 и 13.14).

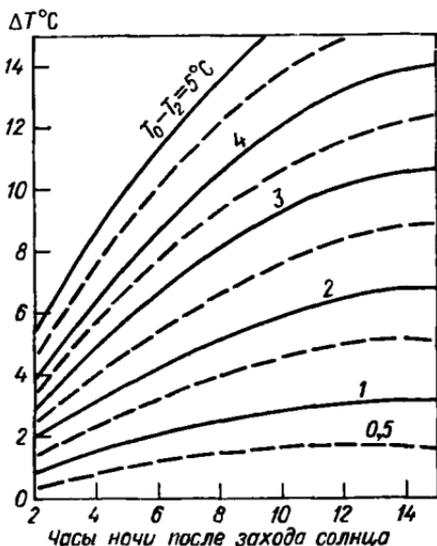


Рис. 13.15. График для прогноза температуры на ночь по разности температур в момент захода солнца T_0 и два часа спустя T_2 .

Заморозками называются кратковременные понижения температуры ниже нуля в период, когда преобладают положительные температуры. Различают *общий заморозок* (или заморозок в воздухе), когда отрицательная температура наблюдается на уровне 2 м, и *заморозок на почве*, когда при положительной температуре на уровне 2 м на поверхности почвы наблюдается отрицательная температура.

Весенние заморозки вредно отражаются на молодых всходах растений, губят цветы плодовых деревьев. Осенние заморозки вызывают порчу несобранных овощей и фруктов.

Прогноз заморозков имеет большое значение для принятия предупредительных мер по сохранению урожая (дымление, грелки, укутывание растений и т. п.).

Основной причиной заморозков является вторжение холодных масс воздуха арктического происхождения преимущественно в тылу циклонов за холодными фронтами. Эффект усиливается ночным понижением температуры, чему способствуют ночные прояснения и ослабление ветра в холодной воздушной массе, а также малая удельная влажность, благодаря чему эффективное излучение поверхности почвы особенно велико. Часто заморозок наблюдается только ночью и достигает наибольшей интенсивности перед восходом солнца, когда температура имеет минимальное значение.

13.5. Прогноз заморозков

Большое значение имеют рельеф местности и свойства почвы. Особенно подвержены заморозкам низины с плохо проводящей тепло торфяниковой почвой.

Различают:

1) *адвективные заморозки* (когда понижение температуры обусловлено адвекцией холода). Адвективные заморозки относятся к общим и могут наблюдаться в любое время суток и охватывать весьма обширные районы;

2) *радиационные заморозки* (когда в поступившей относительно холодной воздуш-

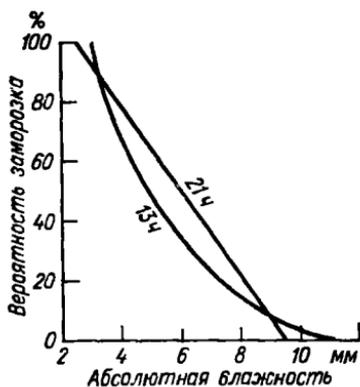


Рис. 13.16. График Михельсона для определения вероятности заморозка.

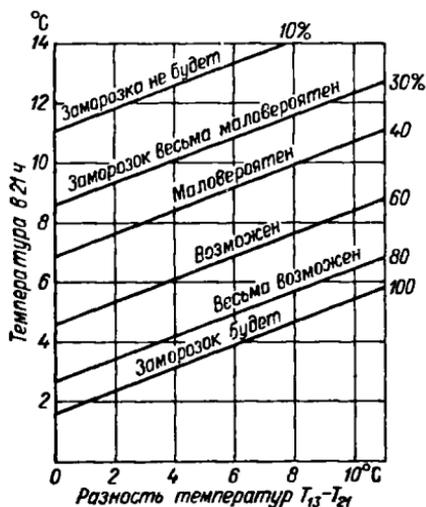


Рис. 13.17. График Броунова для определения вероятности заморозка.

ной массе произошло ослабление ветра и уменьшение облачности). Радиационные заморозки наблюдаются ночью (или утром), часто только на почве и обычно отмечаются местами, особенно в низинах;

3) *адвективно-радиационные заморозки* (когда при адвекции холода днем наблюдается положительная температура, а ночью — отрицательная в связи с добавочным радиационным охлаждением). Этот тип заморозков отмечается наиболее часто, хотя и является переходным от адвективных к радиационным заморозкам.

Прогноз заморозков дается при составлении общего прогноза погоды и прогноза для сельского хозяйства на основании прогноза синоптического положения в сопоставлении с ранее изученными условиями заморозков в данном районе. Возможность заморозка определяется значением предсказанной минимальной температуры воздуха с учетом адвективного и трансформационного изменения температуры, а также ее суточного хода.

По сравнению с температурой воздуха (уровень 2 м) температура поверхности почвы на равнине обычно на 2—3° С ниже, причем

минимум температуры часто наблюдается на высоте около 20 см над поверхностью почвы. В отдельных случаях на равнине разность $T_{\text{мин}} - \Theta_{\text{мин}}$ может достигать 6—8° С, а в небольших низинах 10° С. При ветре более 5 м/с $T_{\text{мин}} - \Theta_{\text{мин}} \approx 0^\circ \text{С}$.

Весьма полезно ежедневно составлять карты минимальных температур воздуха и поверхности почвы и проследивать перемещение области отрицательных температур.

На материале прошлых лет может быть также построен график связи между начальной температурой поступающей воздушной массы и последующей минимальной температурой в данном районе. Такие графики могут быть построены отдельно для различных направлений вторжения холодной воздушной массы (с северо-востока, с северо-запада и т. п.) и детализированы по условиям облачности, ветра и влажности.

Дальнейшее уточнение прогноза заморозка может быть выполнено с помощью одного из рассмотренных выше способов расчета $T_{\text{мин}}$ и $\Theta_{\text{мин}}$.

Представляют методический интерес попытки такой статистической обработки местных наблюдений, которая позволила бы определить вероятность заморозка по начальным характеристикам погоды. Например, Михельсоном был построен график для определения вероятности заморозка по значениям абсолютной влажности в 13 или 21 час (рис. 13.16), а Броуновым — по разности температур $T_{13} - T_{21}$ и значению температуры в 21 час (рис. 13.17).

К особо опасным гидрометеорологическим явлениям, связанным с температурой воздуха, относятся:

1) повышение температуры воздуха до 35° С и выше (по районам Средней Азии до 45° С и выше);

2) понижение температуры до —30° С и ниже (для северных и северо-восточных районов до —50° С и ниже) при резком изменении средней суточной температуры на 10° С и более;

3) понижение температуры в субтропических районах до —5° С и ниже.

К особо опасным агрометеорологическим явлениям относятся заморозки при понижении минимальной температуры воздуха до 0° С и ниже в теплый период года, если это обуславливает гибель сельскохозяйственных или плодовых культур на площади, составляющей более 25% общей площади посева или посадки.

13.6. Прогноз температуры и влажности воздуха на различных высотах, прогноз стратификации атмосферы

1. Прогноз влажности в приземном слое. Определяя траекторию частицы воздуха для прогноза адвективных изменений температуры, можно одновременно определить и адвектив-

ные изменения удельной влажности q или точки росы T_d . Если A — пункт прогноза, а B — точка, откуда переместится частица в точку A , например, через 24 часа, то значения q_B или $(T_d)_B$ в первом приближении являются прогностическими значениями этих же величин в точке A через сутки.

Поскольку различные характеристики влажности воздуха функционально связаны между собой, то, зная T и T_d , можем с помощью

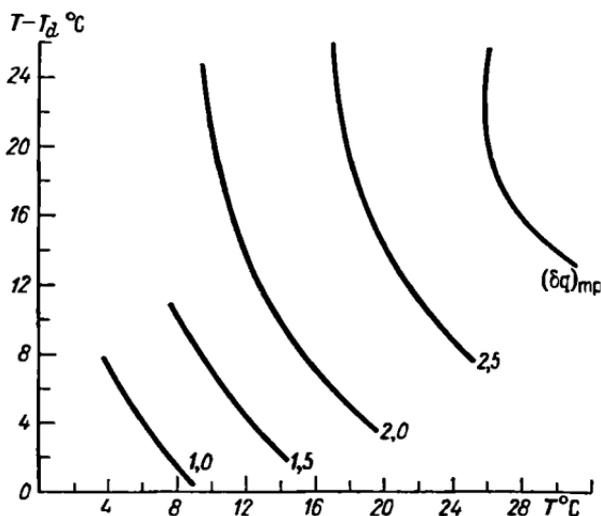


Рис. 13.18. Трансформационное изменение удельной влажности.

таблиц или аэрологической диаграммы определить величину q , абсолютную влажность e или относительную влажность f . Поэтому будем рассматривать лишь прогноз T_d или q .

Трансформационные изменения q зависят от процессов испарения и конденсации, т. е. от влажности почвы на пути перемещающейся частицы воздуха.

Если частица воздуха перемещается над однородно увлажненной почвой, то принимают

$$(\delta q)_{тр} = 0,07 q_B (\delta T)_{тр} \text{ г/кг.} \quad (13.18)$$

При перемещении частицы воздуха с сухой почвы на размокшую для вычисления $(\delta q)_{тр}$ за сутки применяют график, приведенный на рис. 13.18. При перемещении частицы воздуха с сухой почвы на влажную применяют этот же график, но результат уменьшают на 1 г/кг.

При перемещении частицы воздуха с влажной или размокшей почвы на сухую принимают

$$(\delta T_d)_{тр} \approx -1,5^\circ \text{C за сутки.} \quad (13.19)$$

Если перемещается насыщенный воздух, т. е. в процессе перемещения $T - T_d = 0$, то

$$(\delta T_d)_{\text{тр}} = (\delta T)_{\text{тр}}. \quad (13.20)$$

Если $(\delta T)_{\text{тр}} > (T - T_d)$, то предсказанное значение T_d принимается равным предсказанному значению T , т. е. считается, что будет достигнуто насыщение.

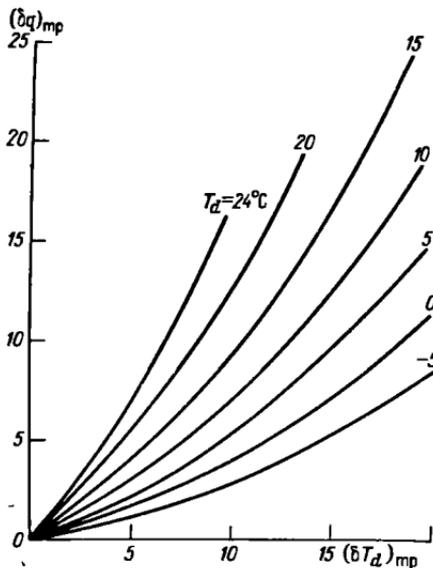
Для перехода от (δT_d) к $(\delta q)_{\text{тр}}$ и обратно можно воспользоваться рис. 13.19.

Уже говорилось, что на небольшой срок можно экстраполировать ход кривой T_d .

2. Прогноз температуры и влажности на высотах. Построение прогностической кривой стратификации.

В первом приближении прогноз осуществляется путем переноса изотерм или изолиний T_d вдоль изогипс карт АТ со скоростью ветра на каждом уровне, т. е. определяются адвективные изменения температуры и влажности воздуха. На аэрологической диаграмме проводится прогностическая кривая стратификации (первое приближение) — ломаной линией соединяются

Рис. 13.19. Связь между изменениями удельной влажности и точки росы.



предсказанные значения T_{1000} , T_{8000} , T_{7000} , T_{5000} и T_{3000} .

В холодное полугодие к адвективным изменениям температуры на уровнях 850 и 700 мбар вносятся поправки на трансформацию. Для этой цели служит эмпирический график А. А. Бачуриной (рис. 13.20). На вертикальной шкале этого графика отложено значение $(\delta T)_{\text{адв}}$, а на горизонтальной шкале $(\delta T)_{\text{тр}}$ в расчете на сутки.

Определив, например, что на уровне 700 мбар адвективное изменение температуры за сутки составит $+8^\circ\text{C}$, на графике находим (с помощью кривой линии сверху слева) значение $(\delta T)_{\text{тр}} = -5^\circ$. На это значение следует уменьшить предсказанное адвективное изменение температуры на уровне 700 мбар в рассматриваемом пункте и соответственно передвинуть точку на прогностической кривой стратификации (рис. 13.21).

Кроме того, вводится поправка на влияние вертикальной скорости $\tilde{\omega}$. Если предсказано среднее значение $\tilde{\omega}$ мб/12 ч, то при прогнозе на 12 часов при отсутствии насыщения и $\tilde{\omega} > 0$ смещаемся вдоль сухой адиабаты вниз на величину $\tilde{\omega}$, а в случае $\tilde{\omega} < 0$ сме-

щаемся вверх. После достижения насыщения смещение вверх производится вдоль влажной адиабаты (вниз — вне облаков вдоль сухой адиабаты, поскольку при нисходящих движениях воздух удаляется от насыщения).

Построение *прогностической кривой стратификации* с учетом указанных поправок пояснено на рис. 13.21.

Учет трансформационных изменений температуры и

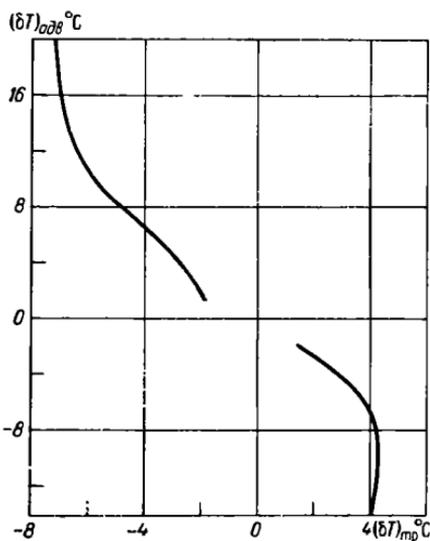


Рис. 13.20. График для определения трансформационных изменений температуры на уровнях 850 и 700 мбар.

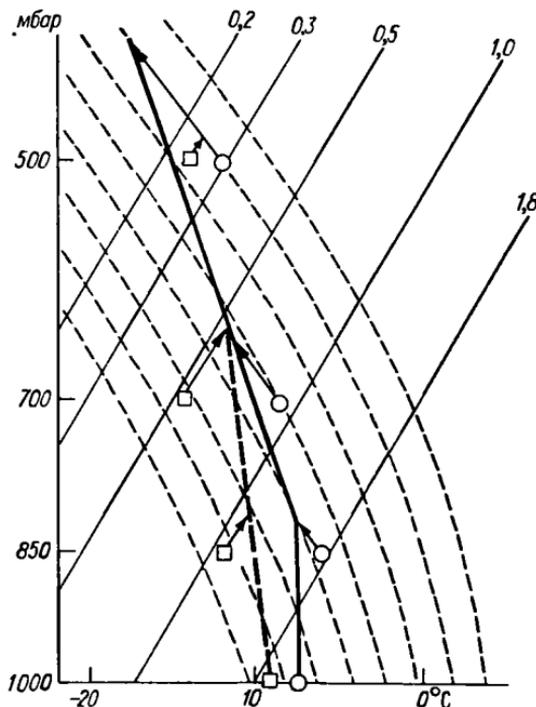


Рис. 13.21. К прогнозу стратификации воздушной массы.

влияния $\tilde{\omega}$ производится тогда, когда требуется достаточно детальный прогноз стратификации и когда есть уверенность в надежности вычисленных значений $\tilde{\omega}$. За сутки $\tilde{\omega}$ иногда меняет знак, так что среднее значение $\tilde{\omega}$ становится малым. По этой причине и ввиду недостаточной надежности расчета $\tilde{\omega}$ в простейших задачах ограничиваются только вычислением $(\delta T)_{адв}$.

Прогностическая кривая точки росы (депеграмма) строится аналогично прогностической кривой стратификации. Необходимо помнить лишь, что температура точки росы не может быть выше обычной температуры, т. е. выше уровня конденсации кривая точки росы (или удельной влажности) совпадает с кривой стратификации.

Прогностические кривые стратификации и точки росы используются преимущественно в целях прогноза облачности и осадков, особенно в связи с развитием конвективных движений.

Развитие конвекции происходит в слое, где прогностическая кривая стратификации отклоняется влево от влажной адиабаты, т. е. где $\gamma > \gamma_{ва}$.

При образовании облаков кучевых форм выделяется скрытая теплота парообразования, в результате кривая стратификации приближается к влажной адиабате, что должно быть учтено при построении прогностической кривой стратификации в подобных случаях.

Охлаждение воздуха в пограничном слое от подстилающей поверхности может привести к формированию приземной инверсии или изотермии, а нагревание — к их разрушению. Такого рода влияния также должны учитываться при прогнозе кривой стратификации.

На уровнях 300—100 мбар достаточно ограничиться вычислением адвективных изменений температуры с введением поправок на влияние $\tilde{\omega}$, если значения $\tilde{\omega}$ велики и достаточно надежно вычислены. Тогда можно, например, предсказать высоту тропопаузы и характеристики температуры в стратосфере.

Вопросы и задания к главе 13

1. Напишите формулу локальных изменений температуры в общем виде. Поясните, от каких факторов зависят локальные изменения температуры.
2. Какие основные факторы учитываются при прогнозе температуры воздуха в приземном слое?
3. Как вычислить адвективные изменения температуры?
4. Как вычислить трансформационные изменения температуры?
5. Как определить суточный ход температуры?
6. Как использовать аэрологическую диаграмму для прогноза максимальной температуры?
7. Проведите самостоятельные расчеты минимальной температуры воздуха и поверхности почвы по номограммам Берлянда.
8. Сделайте аналогичный расчет по графику Зверева, вычислив значение точки росы и предположив, что ночью будет штиль.
9. Какое явление погоды называется заморозком?
10. Каковы типы заморозков и причины их возникновения?
11. Как составляется прогноз заморозков?
12. Какие характеристики температуры относятся к особо опасным для народного хозяйства?
13. Как можно составить прогноз влажности в приземном слое воздуха?
14. Какой основной прием используется при прогнозе температуры и влажности воздуха на высотах?
15. Какие поправки вносятся в прогноз? Как их вычислить?
16. Как построить прогностическую кривую стратификации?
17. Как построить прогностическую кривую точки росы?
18. Как влияет конвективная неустойчивость на изменение кривой стратификации?

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКОВ

14.1. Общие принципы прогноза облачности

Прогноз облачности занимает одно из важных мест при прогнозе погоды как по своему практическому значению, так и по сложности составления. Особое внимание прогнозу облачности уделяется при составлении авиационных прогнозов погоды, поскольку облачность является важнейшим элементом летной обстановки. Положение нижней границы облаков входит в определение погодного минимума аэродрома, самолета, экипажа. С облачностью связаны такие опасные явления, как обледенение и болтанка самолетов. Прогноз облачности предшествует прогнозу осадков.

Основная трудность прогноза облачности заключается в сложных связях процессов облакообразования с состоянием и изменением полей таких метеорологических величин, как температура, влажность, ветер, вертикальные движения воздуха.

Кроме того, следует учитывать большую изменчивость облачности, что при отсутствии достаточной информации об ее пространственном распределении за счет дискретности наблюдений создает дополнительные трудности. В настоящее время при прогнозе облачности и осадков используются дополнительно сведения об этих характеристиках, полученные с метеорологических ИСЗ от сети радиолокационных станций.

Полная схема прогноза облачности должна включать:

- 1) ожидаемое количество и форму облачности;
- 2) ожидаемое положение нижней и верхней границ;
- 3) особые явления погоды, связанные с системами конденсации (обледенение, болтанка самолетов и др.), которые будут рассмотрены отдельно.

В авиационных прогнозах небольшой заблаговременности (несколько часов) начальную основу прогноза составляет последняя информация об облачности в окрестностях аэродрома и по маршруту. К этой информации вводятся поправки:

- 1) на перемещение облаков;
- 2) на эволюцию системы облаков, особенно в связи с суточным ходом облачности;

3) на неоднородность системы облаков, которая может быть не выявлена редко расположенными метеорологическими станциями. Особенно это относится к влиянию возвышенностей на высоту нижней и верхней границ облаков.

При прогнозе на сутки принцип остается таким же: начальную основу прогноза составляют характеристики облачности в той воздушной массе или у того атмосферного фронта, смещение которых ожидается в данный район. Эти характеристики определяются не только по исходной карте погоды, но и по предыдущим картам, когда необходимо выяснить, например, суточный ход облачности.

К начальным характеристикам облачности вводятся поправки:

1) на эволюцию системы облаков в связи с изменениями свойств воздушной массы или фронта в процессе их перемещения и эволюцией барической системы, с которой эта масса или фронт связаны;

2) на влияние особенностей района (маршрута) на характеристики облачности, включая изменение свойств подстилающей поверхности;

3) на суточный ход облачности в связи с суточным ходом других метеорологических элементов.

Такая схема прогноза является общей для большинства метеорологических элементов: перемещение (адвекция) + эволюция (трансформация) + суточный ход + влияние местных факторов.

При рассмотрении свойств воздушных масс различных типов было отмечено, что для неустойчивых воздушных масс характерны облака Cu и Cb , развивающиеся в наиболее благоприятные часы суток. Для устойчивых воздушных масс характерны облака St и Sc .

Для теплых фронтов характерна система облаков $Ci-Cs-As-Ns$ и $St\ fr.$ плохой погоды.

Для холодных фронтов характерны облака Cb и $St\ fr.$ плохой погоды.

Конечно, эти общие свойства воздушных масс и фронтов являются лишь самым грубым приближением к действительности. В каждом случае карты погоды позволяют проанализировать системы облаков, зоны осадков и их эволюцию значительно детальнее, не говоря уже о спутниковой информации.

Следует учитывать многообразие форм облаков при различных синоптических процессах. В первую очередь необходимо обращать внимание на те формы, которые преобладают, продолжают развиваться, имеют наибольшее влияние на условия погоды или связаны с выпадением осадков.

Возникшая система облаков, особенно при ее большой начальной пространственной протяженности, может длительное время существовать и после того, как исчезнут факторы, которые вызвали ее появление. В дальнейшем эта система будет перемещаться (дрейфовать), постепенно распадаясь. Остатки ее могут оказаться в районе, весьма удаленном от района начального образования. Чем выше

облака, тем обычно медленнее протекают процессы их распада. Например, перистые облака могут перемещаться на весьма большие расстояния и в небольших количествах наблюдаться почти при любых синоптических процессах. Все это необходимо учитывать при диагнозе и прогнозе облачности.

Прогноз количества и формы облаков основывается, таким образом, на прогнозе синоптического положения. Для различных типов синоптических процессов характерно наличие следующего количества облаков по градациям:

1. *Ясно* (0 баллов). В холодную половину года — центральные части антициклонов, оси барических гребней, ночью иногда тыловые части циклонов (при большой сухости и устойчивой стратификации холодного воздуха или при быстром возрастании устойчивости под влиянием охлаждения над снежным покровом и нисходящих движений воздуха). Признаком ночных прояснений в тылу циклона часто служит интенсивный рост давления.

В теплую половину года над сушей — в любой области высокого давления, в барических седловинах, часто в теплых секторах циклонов и ночью в тылу циклона при большой сухости воздуха, когда уровень конденсации лежит высоко и особенно когда ниже уровня конденсации имеется слой инверсии.

2. *Небольшая облачность* (0—3 или 2—5 баллов). Характерные формы облаков днем — кучевые, в остальное время суток — слоисто-кучевые, высоко-кучевые, разорванно-слоистые (приподнятый туман). Синоптические условия те же, что и для ясной погоды, но при несколько большей влажности воздушных масс.

В общих прогнозах погоды термином «небольшая облачность» характеризуют также тонкие (просвечивающие) облака верхнего и среднего ярусов независимо от их количества. Они наблюдаются преимущественно летом в передней части циклона при первых признаках приближения теплого фронта или фронта окклюзии. Зимой облака верхнего и среднего ярусов часто замаскированы более низким слоем St или Sc.

3. *Переменная облачность* (3—7 или 6—9 баллов). Характерные формы облаков — кучевые, кучево-дождевые, слоисто-кучевые, высоко-кучевые, разорванно-слоистые. Такая облачность типична для неустойчивых воздушных масс, а также для фронтов, особенно в дневные часы.

В холодное полугодие — в тыловых частях циклонов при значительной влажности неустойчивой воздушной массы, особенно в прибрежных районах, когда воздушные массы перемещаются с моря на сушу.

В теплое полугодие — в антициклонах (особенно на их окраинах), в малоградиентных (размытых) барических полях, включая седловины, особенно при наличии размытых фронтов, в тыловых частях циклонов, в теплых секторах циклонов (при значительной влажности и неустойчивости теплого воздуха).

4. *Резко меняющаяся облачность* (0—10 баллов). Основная форма — кучево-дождевые облака, обычно сопровождающиеся разорванно-слоистыми облаками. Между последовательно проходящими через пункт облаками Сб наступают прояснения, иногда полные.

В любое время года подобные условия могут наблюдаться в тылу циклона при большой неустойчивости холодной массы или при прохождении вторичных холодных фронтов и линий неустойчивости.

5. *Облачная с прояснениями погода* (7—10 баллов с кратковременными уменьшениями облачности). Основные формы облаков те же, что и при переменной облачности, но чаще всего отмечаются слоисто-кучевые облака. Аналогичны и синоптические условия, особенно размытые фронты и процессы, при которых происходит уменьшение неустойчивости влажной воздушной массы и облака кучевых форм растекаются по горизонтали, превращаясь в слоисто-кучевые.

6. *Значительная облачность* (8—10 баллов с возможными отдельными уменьшениями до 5 баллов).

Условия те же, что в предыдущем случае, но при еще большем развитии облачности.

4. *Сплошная облачность* (10 баллов). Основные формы облаков — слоистые, слоисто-кучевые, слоисто-дождевые, плотные высоко-слоистые.

В холодную половину года сплошная облачность наблюдается в основном в зонах теплых фронтов и фронтов окклюзии, в центральных частях и теплых секторах циклонов, а также на окраинах антициклонов, особенно на северных, примыкающих к теплым секторам циклонов. При значительной влажности воздуха даже центральная часть антициклона может быть занята сплошной слоистой или слоисто-кучевой облачностью. Это же относится к барическим седловинам, пологим барическим гребням, тыловым частям циклонов.

В теплую половину года сплошная облачность наблюдается преимущественно перед линией теплого фронта и вблизи центра циклона.

При оценке факторов, влияющих на образование и эволюцию систем облаков, наибольшее внимание уделяется:

- 1) фронтальным разделам и слоям инверсии;
- 2) влажности и устойчивости воздушных масс;
- 3) изменению температуры и влажности в процессе перемещения воздушной массы, в частности, изменению дефицита точки росы $T - T_d$ в приземном слое и на высотах;
- 4) вертикальной составляющей скорости \tilde{w} ;
- 5) температуре на верхней границе облаков для косвенной оценки возможности появления ледяной фазы в облаке и выпадения осадков.

14.2. Типы осадков и их общий прогноз

В зависимости от процесса образования, размеров выпадающих частиц и длительности выпадения различают следующие типы осадков:

1. *Морозящие осадки* (морось) из облаков St или Sc — мелкие капли дождя (диаметром до 0,5 мм) или очень мелкие снежинки и

снежные зерна (снежная морось). Морозящие осадки характерны для теплой воздушной массы (особенно в теплом секторе циклона). Иногда они являются результатом укрупнения частиц тумана. В отдельных случаях у теплых фронтов и теплых фронтов окклюзии морозящие осадки образуются в результате вырождения обложных осадков, еще реже (осенью) — в результате вырождения ливневых осадков; такие осадки могут выпадать длительное время (несколько часов).

2. *Обложные осадки* из облаков Ns, реже из As — капли дождя диаметром более 0,5 мм или обычные снежинки и снежные хлопья. Обложные осадки характерны для теплых фронтов и теплых фронтов окклюзии, но могут выпадать и у фронтов любого типа. Они могут быть слабыми, близкими к мороси, умеренными и сильными; могут выпадать непрерывно или с перерывами, но, как правило, длительно (несколько часов и даже дней подряд).

3. *Ливневые осадки* из облаков Сb, реже (осенью) из Сu динамического происхождения при развитой турбулентности — обычно крупные капли дождя или хлопья снега, иногда снежная крупа или град.

Ливневые осадки характерны для неустойчивых воздушных масс, холодных фронтов и холодных фронтов окклюзии; они нередко сопровождаются грозами и шквалами. Ливневые осадки могут быть слабыми, умеренными и сильными (иногда катастрофическими), но они всегда кратковременны и внезапны, хотя могут повторно выпадать через небольшие промежутки времени — при надвигении следующего облака Сb.

В отдельных случаях наблюдается переход обложных осадков в ливневые: вблизи линии теплого фронта, когда при большой неустойчивости теплой воздушной массы в общей системе As—Ns образуются Сb; у фронтов окклюзии, для которых характерно соединение систем облаков теплого и холодного фронтов; в особых случаях холодных фронтов второго рода, когда перед фронтом система облаков сильно растянута и имеет характер As—Ns. В других случаях ливневые осадки могут непосредственно перейти в обложные: за линией холодного фронта первого рода, за линией холодного фронта окклюзии вблизи центра циклона.

При прогнозе осадков, помимо их *вида*, дается словесная характеристика с учетом ожидаемого *количества осадков* (за полусутки). При этом применяют следующие термины:

- 1) без осадков;
- 2) без существенных осадков (не более 0,3 мм при дожде или 0,2 мм при снеге);
- 3) небольшой дождь (менее 3 мм) или снег (менее 1 мм);
- 4) дождь (3—8 мм) или снег (1—3 мм);
- 5) значительный дождь (более 8 мм) или снег (более 3 мм);
- 6) кратковременный дождь или снег из кучево-дождевых облаков продолжительностью менее 3 часов.

Если ожидается мокрый снег или град, об этом указывается в прогнозе отдельно.

К особо опасным относятся следующие метеорологические явления:

1) град диаметром более 20 мм, а также интенсивный град меньшего диаметра, причиняющий значительный ущерб народному хозяйству;

2) дожди с количеством осадков 30 мм и более, а для побережья Черного моря и побережья Дальнего Востока — 50 мм и более за сутки или полусутки;

3) линии интенсивностью 20 мм/ч;

4) снегопады при количестве осадков 20 мм и более за сутки или полусутки;

5) снегопады, вызывающие в районах отгонного животноводства увеличение высоты снежного покрова на 15 см и более.

Прогноз осадков тесно связан с прогнозом облачности. Однако прогноз осадков каждого типа имеет свои особенности.

Выпадение обложных осадков и фронтальных ливневых осадков характеризуется относительной устойчивостью во времени. Их можно предсказывать одновременно с прогнозом перемещения линии фронта, внося те или иные коррективы в связи с эволюцией фронта, суточным ходом облаков и осадков, влиянием орографии и других местных особенностей района.

Предсказание внутримассовых ливневых осадков связано с большими трудностями: во-первых, потому что облака, из которых ожидается выпадение осадков, часто еще не существуют в момент составления прогноза; во-вторых, в связи с неточностями прогноза стратификации атмосферы; в-третьих, из-за локального характера выпадения осадков, поскольку в пунктах, удаленных друг от друга всего на несколько километров, характер погоды может быть совершенно различным.

Внутримассовые ливневые осадки наиболее подвержены местным влияниям и имеют большой суточный ход. Они могут прекращаться вечером (над сушей) и возобновляться на следующий день, если неустойчивость воздушной массы сохраняется.

Не меньшие трудности вызывает *прогноз мороси*. Если из Ns и Cb осадки выпадают всегда, за исключением редких случаев особой сухости нижнего слоя воздуха, когда осадки испаряются, не достигая поверхности земли, то из St и Sc осадки выпадают сравнительно редко. Поэтому из прогноза появления облаков St или Sc еще не следует прогноз мороси.

Причина такого различия облаков Ns, Cb и St (Sc) заключается в особенностях их микрофизического строения и вертикальной протяженности. Облака St и Sc, как правило, состоят из небольших капелек воды, имеют небольшую вертикальную протяженность и находятся в поле малых значений $\tilde{\omega}$. При таких условиях слияние капелек и их укрупнение за счет конденсации происходят крайне

медленно и обычно компенсируются противоположным процессом испарения капелек. Облака Ns и Cb состоят из капельных и ледяных элементов, что при меньшей упругости насыщения пара над льдом ведет к сублимационному росту ледяных элементов. Кроме того, при большой вертикальной протяженности этих облаков и интенсивных вертикальных движениях внутри них обеспечивается быстрое слияние (коагуляция) облачных частиц, что и приводит к выпадению осадков.

Таким образом, в умеренных и высоких широтах основным условием выпадения осадков является наличие в облаке трех фаз — водяного пара, капелек и ледяных элементов. Добавочными условиями являются большая вертикальная протяженность облака и большие скорости вертикальных движений внутри облака, определяющие интенсивность выпадающих осадков.

В тропиках при очень большой вертикальной протяженности облаков и весьма интенсивных вертикальных движениях осадки выпадают и из чисто капельных облаков. При определенных условиях такие осадки могут выпасть и в умеренных широтах. Соответствующий расчет приведен в п. 15.6.

Таким образом, для прогноза осадков необходимо:

- 1) иметь сведения об ожидаемой форме (роде) облаков, их количестве;
- 2) знать толщину слоя облаков;
- 3) знать интенсивность вертикальных движений внутри облака или, по крайней мере, на его верхней границе;
- 4) иметь сведения о микрофизическом строении облака и его водности.

Первые две характеристики в общем предсказываются, хотя и не всегда достаточно надежно. Предсказывается поле $\tilde{\omega}$ и могут быть сделаны некоторые предположения об интенсивности конвективных вертикальных движений. О микрофизическом строении облака в оперативной практике сведения отсутствуют; можно лишь произвести косвенный расчет изменений агрегатного состояния воды в облаке.

Общий прогноз осадков осуществляется по следующей схеме:

1. Предсказывается появление, перемещение и эволюция облаков, дающих осадки, особенно фронтальных систем облаков, с которыми связано преобладающее число случаев выпадения осадков.

2. Предсказывается перемещение существующей зоны осадков, ее расширение или сужение в зависимости от эволюции системы облаков, углубления или заполнения циклона, обострения или размывания фронта. В ряде случаев в холодное полугодие зона осадков из As—Ns расширяется за счет осадков, выпадающих из расположенного ниже слоя St—Sc. Ледяные кристаллы, выпадающие из плотных Cs и тонких As, попадая в капельные облака St или Sc, нарушают их коллоидальное равновесие, что и приводит к дополни-

тельному выпадению снега (обычно слабого). Этот процесс схематически представлен на рис. 14.1.

3. Предсказывается положение изотермы -10°C относительно верхней границы облаков, так как при $\omega > 0$ уже при этой температуре начинается образование ледяной фазы в облаке. При достаточной вертикальной протяженности St или Sc и при температуре в них ниже -10°C эти облака также могут иметь облачные элементы в смешанной фазе и давать обложные осадки. Такие осадки, например, наблюдаются на окраинах антициклонов в холодное полугодие.

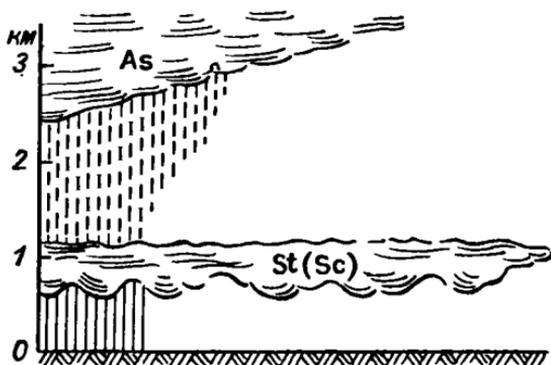


Рис. 14.1. Выпадение осадков из системы St—Sc при наличии полос падения ледяных элементов из As.

дождь. При высоте изотермы 0°C менее 500 м и температуре в приземном слое ниже $+3^{\circ}\text{C}$ выпадает снег или мокрый снег.

Наибольшие трудности представляет прогноз града. Град образуется при большой вертикальной протяженности Cb (сильные вертикальные движения внутри облака) и низкой температуре в верхней части облака (ниже -20°C). Поэтому при очень большой неустойчивости влажного воздуха, очень низких температурах на уровнях 700—500 мбар и выше и относительно низких температурах в приземном слое (когда падающие градины не успевают растаять при падении) следует учитывать возможность выпадения града.

При малой заблаговременности прогноза могут быть использованы радиолокационные наблюдения для определения процессов, происходящих в облаке, и направления перемещения облака. Такие наблюдения, в частности, применяются для выявления начальной стадии образования града в целях борьбы с градобитиями.

Прогноз морозящих осадков осуществляется путем прогноза перемещения имеющейся зоны этих осадков. В тех случаях, когда ожидается интенсивная адвекция очень теплого и влажного воздуха, например, в теплых секторах южных циклонов осенью, морозящие осадки могут быть предсказаны и тогда, когда на исходной карте они еще отсутствуют.

В п. 15.6 более детально рассматривается зависимость температуры интенсивной кристаллизации от величины $\tilde{\omega}$.

Вид осадков предсказывается с учетом ожидаемой температуры у поверхности земли и высоты изотермы 0°C над поверхностью земли. Эмпирически найдено, что при высоте изотермы 0°C более 500 м и температуре в приземном слое выше $+3^{\circ}\text{C}$ выпадает только

Прогноз обложных осадков осуществляется одновременно с прогнозом перемещения центра циклона и фронтов, с которыми связаны эти осадки. В гл. 15 рассматриваются некоторые способы расчета обложных осадков.

Прогноз ливневых осадков осуществляется одновременно с прогнозом перемещения неустойчивой воздушной массы или фронтов, с которыми связаны ливневые осадки. Способы расчета этих осадков будут рассмотрены ниже.

Морозящие и обложные осадки часто усиливаются в ночные часы в результате добавочного радиационного охлаждения верхней границы облаков. Ливневые осадки над сушей выпадают преимущественно в дневные и вечерние часы, когда конвективные движения воздуха наиболее интенсивны.

Вопросы к главе 14

1. Каковы общие принципы прогноза облачности?
2. Какие формулировки используются для общего прогноза облачности?
3. Какова полная схема прогноза облачности?
4. При каких синоптических условиях наблюдается малооблачная погода, переменная облачность и облачная погода?
5. Каковы общие принципы прогноза осадков?
6. Назовите типы осадков и облака, из которых они выпадают.
7. Какая информация необходима для прогноза осадков?
8. Какова полная схема прогноза осадков?

МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКОВ

15.1. Прогноз облаков нижнего яруса

Облака нижнего яруса — это преимущественно слоистые (St) и слоисто-кучевые (Sc) облака. Они достаточно близки по условиям формирования и структуре и располагаются преимущественно в нижней тропосфере (1—1,5 км). Эти облака возникают чаще всего при адвекции теплого и влажного воздуха над относительно холодной подстилающей поверхностью в теплых секторах циклонов и на периферии антициклонов, где наблюдается адвекция тепла, и удерживаются в течение более или менее продолжительного времени. В этом случае причиной образования облачности является охлаждение приземного слоя воздуха за счет достаточно интенсивного турбулентного теплообмена с подстилающей поверхностью. Реже они образуются при слабой адвекции холодного воздуха в системе антициклона. Основной причиной образования облачности является дополнительное поступление водяного пара в приземный слой воздуха с подстилающей поверхности. Существенную роль играет также наличие температурных антициклонических высотных инверсий, под которыми располагается образующаяся облачность.

При прогнозе низкой облачности исходят из следующих предпосылок.

Основным показателем образования низкой облачности является разность между фактической температурой T на данной станции (в данном районе) и точкой росы T'_d того района, откуда притекает воздух ($T - T'_d$). Этот район определяется методом построения траекторий или любым другим способом. Если разность $T - T'_d \leq 0$, то это означает, что в данный район поступает более теплый и влажный воздух, т. е. есть основание ожидать образования облачности.

Существует целый ряд эмпирических приемов прогноза низкой неконвективной облачности.

1. Прогноз на сутки по способу А. К. Лугченко. Статистически установлена связь между начальной температурой в пункте, для которого составляется прогноз, ожидаемым суточным изменением температуры в этом пункте и вероятностью появления низкой облачности.

Удовлетворительные результаты получаются для таких процессов, когда возникновение и развитие низкой облачности связано с адвекцией тепла.

На рис. 15.1 представлен график для определения вероятности появления облаков высотой 200 м и ниже на северо-западе Европейской территории СССР: Вдоль горизонтали отложены значения температуры в 9 часов, вдоль вертикали — ожидаемые температуры в 9 часов через сутки. Чем ниже начальная температура и выше ожидаемая, тем вероятнее появление низкой облачности. Для других районов и часов суток график будет иметь несколько иной вид.

Способы, аналогичные способу Лугченко, могут быть применены к различным срокам. Например, для Европейской территории СССР получены критические значения адвективных изменений температуры воздуха за 12 часов, при которых облачность либо снижается, либо повышается. Для этого определяется траектория частиц воздуха в предстоящие 12 часов и адвективное изменение температуры (по разности температур в точке, откуда переместится частица воздуха через 12 часов, и в исходной точке). Из этого следует:

1) если $|\delta T_{\text{адв}}| \geq 4^\circ \text{C}/12 \text{ ч}$, то при адвекции тепла будет происходить понижение облаков, при адвекции холода — повышение;

2) если $|\delta T_{\text{адв}}| > 6^\circ \text{C}/12 \text{ ч}$, то при адвекции тепла и восходящих движениях воздуха следует ожидать зарождения низкой облачности или ее резкого снижения, при адвекции холода — размывания низкой облачности;

3) если $|\delta T_{\text{адв}}| < 4^\circ \text{C}/12 \text{ ч}$, то в ближайшие 12 часов можно ожидать сохранения высоты облаков без существенных изменений. Однако в таких случаях необходимо учитывать адвективное изменение дефицита точки росы. Если $\delta T_{\text{адв}} - \delta T_{d \text{ адв}} > 0$, т. е. когда воздух удаляется от насыщения паром, следует предсказывать повышение облаков, а при $\delta T_{\text{адв}} - \delta T_{d \text{ адв}} < 0$, т. е. когда в процессе адвекции воздух приближается к насыщению паром, следует предсказывать понижение облаков.

2. Прогноз времени появления низких облаков ночью способом Ю. Н. Волконского. Автором предложена формула для вычисления времени появления низких облаков или их снижения до высот ниже 300 м по наблюде-

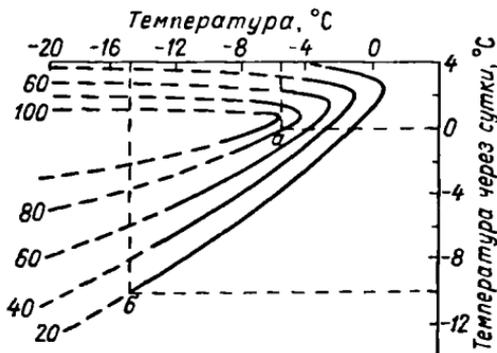


Рис. 15.1. График для определения вероятности появления облаков высотой 200 м и ниже на северо-западе ЕТС.

ниями в момент захода солнца и 3 часа спустя:

$$\Delta t - a_1(100 - f_0) + a_2(f_3 - f_0) + a_3\beta, \quad (15.1)$$

где $\Delta t = t - t_0$ — интервал времени между заходом солнца и появлением низких облаков (или их снижением); f_0 и f_3 — относительная влажность воздуха в момент захода солнца и 3 часа спустя; β — угол между направлением ветра в момент захода солнца и преобладающим направлением ветра при низкой облачности; коэффициенты a_1 , a_2 и a_3 подбираются эмпирически.

Прекращение понижения температуры в ясную ночь или даже ее слабое повышение указывают на начавшуюся конденсацию водяного пара. Часто это является признаком появления сплошной низкой облачности через 2—4 часа.

3. Прогноз низкой облачности на срок до 12 часов по способу Е. И. Гоголевой. Ожидаемая высота облаков рассматривается как функция величины $(T - T'_d)$, где T — температура в исходный момент времени в пункте прогноза, а T'_d — точка росы в начале траектории, откуда частица воздуха переместится в пункт прогноза через n часов (при $n \leq 12$ часов). Для построения траектории Гоголева рекомендует использовать карту АТ₈₅₀.

Путем предварительной обработки материала наблюдений строится прогностический график (рис. 15.2), на котором преобладающие высоты разграничиваются линиями. Подобные графики рекомендуется строить отдельно для дня и ночи, чтобы учесть влияние суточного хода на высоту облаков.

4. Использование для прогноза низкой облачности диаграмм рассеяния. Как уже отмечалось, при разработке прогнозов низкой облачности необходимо учитывать местные особенности района, характер барического поля и стратификации пограничного слоя атмосферы. Эти требования должны учитываться, в частности, и в тех ситуациях, когда в качестве предикторов используются результаты наблюдений только в пункте прогноза.

Поскольку асинхронная связь между значениями метеорологических величин в одном и том же пункте может быть достаточно тесной лишь при их незначительных адвективных изменениях, такой подход целесообразен, как правило, при разработке прогнозов внутримассовой облачности в малоградиентных барических системах.

На рис. 15.3 даны диаграммы рассеяния, построенные для альтернативного прогноза низкой облачности ($H_n \leq 100$ м) в районе Москвы в ночные часы (0—3 часа) по наблюдениям в пункте прогноза в 21 час предыдущих суток.

При построении диаграммы в качестве предикторов использовались значения дефицита точки росы у поверхности земли $(T - T_d)$ и на уровне первой особой точки по данным вечернего зондирования $(T - T_d)_{0.1}$, вертикального градиента температуры в слое от земли

до первой особой точки и разности между скоростью ветра на уровнях 600 м и флюгера ($V_{600} - V_0$). В исходную выборку были включены только «квазистационарные» случаи, когда скорость ветра по флюгеру в 21 час не превышала 3 м/с, а барическая тенденция по абсолютному значению была меньше 1,3 мбар/3 ч.

Как видно на рис. 15.3 а, при сочетаниях значений предикторов ($V_{600} - V_0$) и γ , соответствующих области F_1 , весьма вероятно от-

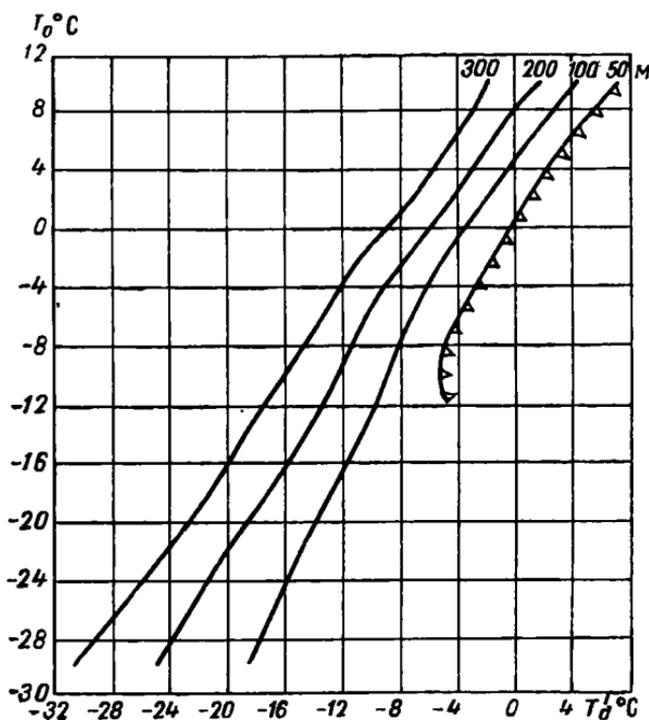


Рис. 15.2. График для прогноза низкой облачности.

сутствие в период прогноза низкой облачности. При других сочетаниях значений этих же предикторов (область f_1) повторяемости случаев наличия и отсутствия низкой облачности примерно одинаковы, и для разработки прогнозов должна быть привлечена вторая диаграмма (рис. 15.3 б).

Если при этом сочетание значений второй пары предикторов ($T - T_d$) и $(T - T_d)_{0.7}$ соответствует области F_2 , следует также прогнозировать отсутствие низкой облачности, и только при одновременном попадании расчетной точки в области f_1 первого графика и F_2 второго графика в прогнозе должно быть указано сохранение или появление низкой облачности в данном пункте.

По результатам проверки на независимом материале общая повторяемость оправдавшихся прогнозов, составленных рассмотренным методом, для района Москвы равна 89%.

Дополнительно отметим, что особенно резкие снижения облаков часто связаны с приближением линии теплого фронта и размытых фронтов, поскольку все те факторы, которые являются важнейшими для формирования облаков нижнего яруса и их снижения, выражены здесь наиболее ярко.

С наветренной стороны гор при прогнозе учитывается дополнительная составляющая $\tilde{\omega}$, пропорциональная крутизне склонов гор.

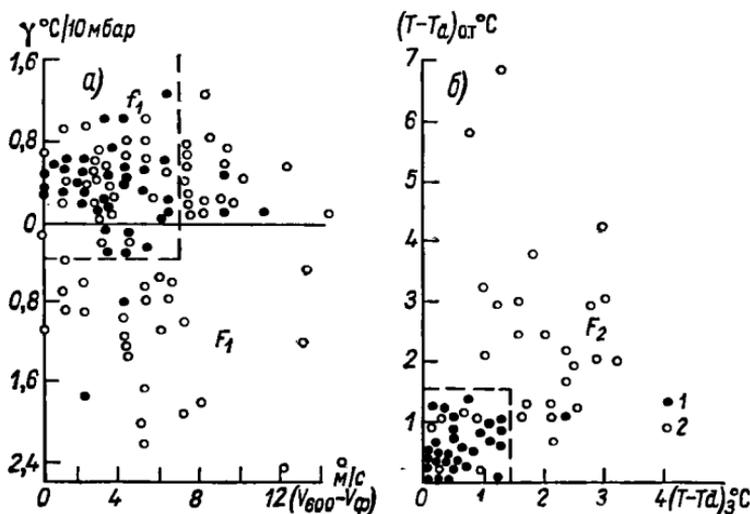


Рис. 15.3. Диаграмма рассеяния для альтернативного прогноза низкой облачности.

1 — наличие облачности, 2 — отсутствие облачности.

Горы и возвышенности влияют и на высоту основания облаков. Так, для Валдайской возвышенности снижение основания сплошного покрова St составляет около 0,5 высоты пункта над уровнем моря. В горах, где велико $\tilde{\omega}$ и сказываются другие факторы, это правило неприменимо.

Имеется также связь высоты основания облаков с условиями видимости и влажности в приземном слое. В частности, при относительной влажности более 90% (или $T - T_d \leq 1^{\circ}\text{C}$) и скорости ветра менее 3 м/с отмечается следующая связь высоты основания облаков h_1 с видимостью S и осадками: если $S > 4$ км, выпадают осадки и возможна дымка, то $h_1 = 100 \div 200$ м; если $S = 1,5 \div 4$ км, наблюдается дымка и возможны осадки, то $h_1 = 60 \div 100$ м; если $S < 1,5$ км, то $h_1 = 30 \div 60$ м.

В антициклонах при малых барических градиентах высота уровня конденсации и соответственно высота основания St или Sc могут быть определены по относительной влажности в приземном слое и среднему вертикальному градиенту температуры под слоем инверсии. Соответствующий график приведен на рис. 15.4.

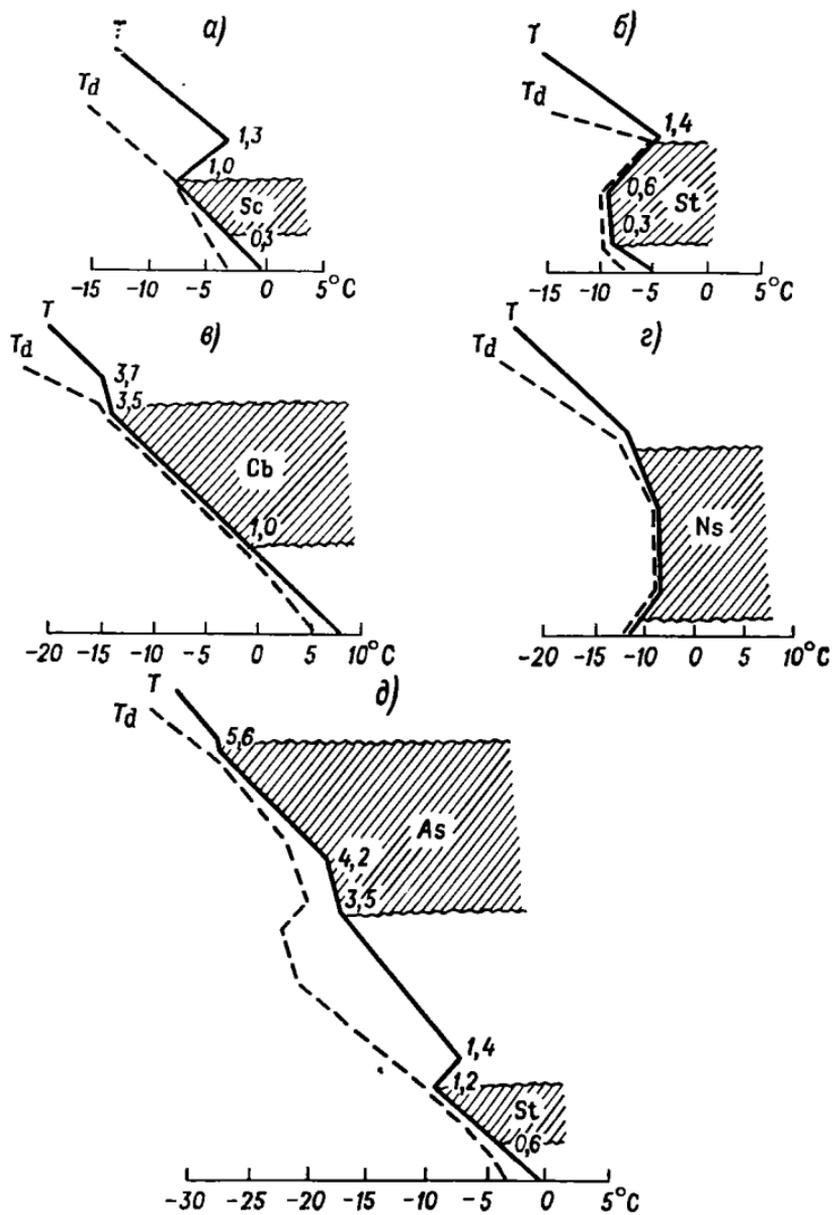


Рис. 15.4. Типовые кривые температуры и точки росы при наличии слоев облачности. (по Н. П. Богдановой и М. Е. Швецу).

В предыдущем изложении основное внимание уделялось прогнозу высоты основания слоя облаков h_1 . Верхняя граница этих облаков может быть определена по аэрологической диаграмме с помощью типовых кривых, приведенных на рис. 15.4. Полезно учитывать, что толщина слоя St и Sc составляет около 500 м. Конечно, наиболее надежные данные о положении верхней границы слоя облаков могут быть получены с помощью авиаразведки погоды.

Необходимо также обращать внимание на эволюцию облаков: облака St, переходящие в Ns, или Sc, образовавшиеся при растекании Cb или Ns, могут иметь толщину 2—3 км.

15.2. Прогноз фронтальной неконвективной облачности

Основной фронтальной облачной системой является система высоко-слоистых (As) и слоисто-дождевых (Ns) облаков. Довольно часто, особенно на теплых фронтах, развиваются также перисто-слоистые (Cs) и перистые (Ci) облака.

Фронтальная облачная система образуется в результате упорядоченных вертикальных восходящих движений воздуха у фронтов, охватывающих огромные пространства (см. гл. 7).

Вертикальная протяженность слоя фронтальных облаков зависит от синоптических условий. Соответствующие данные, по А. М. Баранову, приведены в табл. 15.1.

Таблица 15.1

Повторяемость (%) вертикальной протяженности фронтальных облаков

Условия	Вертикальная протяженность, км						
	1	1,1—3,0	3,1—5,0	5,1—7,0	7,1—9,0	9,1—11,0	11,1—13,0
Теплые фронты							
в углубляющихся циклонах	4,8	19,3	35,2	25,2	8,5	6,2	0,8
в заполняющихся циклонах	24,3	27,7	21,0	3,5	1,2	2,3	—
на периферии антициклона	48,8	39,0	8,5	3,7	—	—	—
Холодные фронты							
в углубляющихся циклонах	—	43,1	40,6	12,3	2,6	1,4	—
в заполняющихся циклонах	31,7	43,6	18,7	5,0	1,0	—	—
на периферии антициклона	50,0	37,0	9,3	1,9	1,8	—	—

Из рассмотрения табл. 15.1 следует, что только в углубляющихся циклонах верхняя граница фронтальных облаков h_2 сравнительно часто выходит за пределы высоты 5 км, так как в среднем нижняя граница таких облаков $h_1 \approx 0,5$ км.

По исследованиям С. В. Солонина и Г. Г. Тараканова, верхняя граница системы облаков $Ns-As-Cs-Ci$ хорошо совпадает с уровнем максимального ветра в верхней тропосфере, что можно использовать в качестве прогностического признака.

Имеется определенная связь эволюции облачных систем с адвекцией температуры, влажности и с вертикальной скоростью.

Так, по данным М. Е. Каулиной, система $Ns-As-Cs$ образуется преимущественно при адвекции тепла (85%) и развивается при адвекции холода (70%) в соответствующем слое. Было также установлено, что наиболее благоприятные условия для образования мощной облачности существуют тогда, когда усиливается с высотой адвекция тепла, а наименее благоприятные, — когда с высотой усиливается адвекция холода. На этом основании положение верхней границы облачной системы можно определять: а) по уровню смены адвекции тепла адвекцией холода; б) по уровню резкого уменьшения адвекции тепла; в) по уровню резкого усиления адвекции холода.

Прогноз систем фронтальных облаков составляется на основе прогноза перемещения атмосферных фронтов, с которыми эти системы связаны.

Эволюция фронтальных систем облаков тесно связана с эволюцией атмосферных фронтов. В углубляющихся циклонах и барических ложбинах фронты обостряются и облачные системы, а также зоны осадков получают дальнейшее развитие. В заполняющихся циклонах и барических ложбинах фронты размываются и соответственно прекращается развитие облачных систем, и начинается их распад.

Рассмотрим дополнительные приемы прогноза облачности.

Прогноз эволюции слоистообразной облачности на 12—18 часов по способу Т. П. Поповой. Был составлен график связи эволюции облачности со значениями адвекции температуры и дефицита точки росы (рис. 15.5). Значения δT_{adv} и $\delta(T-T_d)$ вычисляются на 12—18 часов по картам AT_{850} (для слоя 1—2 км) и по картам AT_{500} (для слоя 4—6 км).

На рис. 15.5 выделены следующие области: *I* — облачность отсутствует или размывается (обеспеченность 87%), *II* — размывание и образование облачности равновероятно, *III* — облачность образуется или сохраняется (обеспеченность 77%).

Прогноз облаков верхнего яруса на срок до 24 часов по способу «анкетки». Составляется алгоритм в виде вопросника. По ответам на эти вопросы дается прогноз облаков верхнего яруса с указанием высоты их верхней границы и толщины слоя. В Руководстве по краткосрочным прогнозам, ч. II, предлагается следующий вопросник:

1. Можно ли ожидать, что линия фронта будет располагаться не далее 500—600 км от пункта прогноза?

2. Какая синоптическая обстановка:

- передняя часть (ложбины) циклона,
- тыловая часть антициклона (гребня),

- в) антициклоническая сторона струйного течения на расстоянии не более 400—500 км от оси струи,
 г) циклоническая сторона струйного течения на расстоянии не более 200—300 км от оси струи
 — будет отмечаться на карте AT_{300} в районе пункта прогноза?

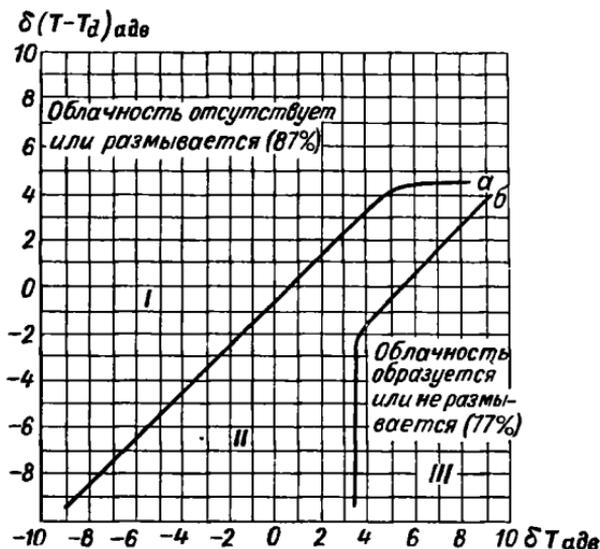


Рис. 15.5. График связи эволюции слоистообразной облачности со значениями адвекции температуры и точки росы.

3. Ожидается ли над пунктом прогноза гребень тепла на карте OT_{1000}^{500} ?
4. Можно ли ожидать развития грозовой деятельности в районе пункта прогноза?
5. Какова ожидаемая высота тропопаузы (или уровня максимального ветра)?
6. Какая форма и какое количество облаков ожидается?
7. Какова ожидаемая высота верхней границы облаков верхнего яруса?
8. Какова ожидаемая толщина слоя облаков верхнего яруса?

Положительные ответы на первые два вопроса уже дают основание для прогноза наличия облаков верхнего яруса. Еще бо́льшая надежность прогноза получается, если положительными являются ответы на первые четыре вопроса.

Высота тропопаузы (или уровня максимального ветра) определяет положение верхней границы облаков.

Количество и форма облаков учитываются при прогнозе толщины слоя. При количестве S_i до 5 баллов толщина слоя их обычно не превышает 1 км. Исключение составляют $S_i inc.$, остатки наковальни S_b , которые могут иметь большую вертикальную протяженность.

При количестве S_i или S_s 7—10 баллов толщина их слоя обычно составляет 2—3 км.

Подобные анкеты могут использоваться в сочетании с другими приемами прогноза. Число вопросов может быть увеличено для получения более определенных количественных характеристик облаков.

15.3. Понятие о численных методах прогноза облачности¹

В предыдущем изложении рассматривались приемы расчета облаков, основанные преимущественно на получении эмпирических связей между развитием облачности и некоторыми физическими параметрами, влияние которых на облака очевидно.

За последние годы сделаны попытки более строгого и систематического численного прогноза облаков (в первую очередь слоистообразных облаков) путем решения системы уравнений, характеризующих изменения во времени удельной влажности и температуры (или потенциальной температуры). Наиболее существенные результаты в этом направлении получены М. Е. Швецом, Л. Т. Матвеевым, П. К. Душкиным, Е. Г. Ломоносовым и Ю. Н. Луниным, Л. А. Кузнецовым, В. Льюисом и др.

Рассмотрим теоретические основы определения нижней и верхней границ слоя облаков.

Пусть q — удельная влажность, а δ — количество сконденсированной воды, приходящееся на единицу массы воздуха. Тогда удельное влагосодержание воздуха $\tilde{s} = q + \delta$.

Изменение влагосодержания происходит под влиянием индивидуальных изменений q и потенциальной температуры Θ в связи с турбулентным обменом и процессами конденсации (испарения), т. е.

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{m}{\rho}, \quad (15.2)$$

$$\frac{d\Theta}{dt} = \frac{\partial \Theta}{\partial t} + u \frac{\partial \Theta}{\partial x} + v \frac{\partial \Theta}{\partial y} + w \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \frac{Lm}{c_p \rho}, \quad (15.3)$$

где m — скорость конденсации, т. е. масса водяного пара, переходящего в продукты конденсации, в единице объема в единицу времени; L — скрытая теплота парообразования; k — коэффициент турбулентного обмена.

В уравнениях (15.2) и (15.3) неопределенной является величина m , которую желательно исключить. Полагая, что элементы облака вовлекаются в турбулентный обмен, можем записать

$$\frac{d\tilde{s}}{dt} = \frac{\partial \tilde{s}}{\partial t} + u \frac{\partial \tilde{s}}{\partial x} + v \frac{\partial \tilde{s}}{\partial y} + w \frac{\partial \tilde{s}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \tilde{s}}{\partial z}. \quad (15.4)$$

¹ Детальнее см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II, п. 13, Л., Гидрометеоназдат, 1965.

Умножив уравнение (15.3) на $\frac{L}{c_p}$ и обозначив $\pi = \theta + \frac{L}{c_p} q$, после сложения уравнений (15.2) и (15.3) получим второе уравнение системы

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} + w \frac{\partial \pi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \pi}{\partial z}. \quad (15.5)$$

Вычисляя величины \tilde{s} и π при заданных начальных и граничных условиях путем решения системы (15.4) и (15.5) на уровне z , можно определить отсутствие облака (при $\tilde{s}(z) < q_{\text{макс}}$) или наличие его, а также водность облака δ (при $\tilde{s} > q_{\text{макс}}$), причем $q_{\text{макс}}$ определяется в соответствии со значением T на уровне z .

Подобный расчет может быть выполнен лишь с применением электронных вычислительных машин. Некоторые выводы могут быть сделаны при ряде упрощающих предположений и без применения вычислительных машин.

Одно из упрощений основано на том, что адвекции тепла соответствует увеличение удельной влажности, а адвекции холода — уменьшение, т. е. $\frac{\partial \tilde{s}}{\partial t} + \left(u \frac{\partial \tilde{s}}{\partial x} + v \frac{\partial \tilde{s}}{\partial y} \right) \approx 0$ и в первом приближении

$$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \tilde{s}}{\partial z} - w \frac{\partial \tilde{s}}{\partial z} = 0. \quad (15.6)$$

Рассматривая в (15.6) средние значения k и w в слое между поверхностью земли ($z = 0$) и тропопаузой ($z = H_T$), получим решение вида

$$\tilde{s}(z) = \tilde{s}_1 - \frac{\tilde{s}_1 - \tilde{s}_2}{r - 1} \left(r^{\frac{z}{H_T}} - 1 \right), \quad (15.7)$$

где $\tilde{s}_1 = q_1$ и $\tilde{s}_2 = q_2$ — значения удельной влажности в приземном слое и у тропопаузы соответственно; r — безразмерный параметр, зависящий от w , k и H_T ; $r = \exp\left(\frac{w}{k} H_T\right) = \exp \eta$.

Практически можно принять $s_2 = 0$ в связи с низкими температурами на уровне тропопаузы.

В частном случае, когда $w \approx 0$ и $\frac{w}{k} H_T \approx 0$, может быть получено соотношение, позволяющее производить расчет высоты нижней границы слоистообразных облаков h_1 :

$$\lg \left(1 - \frac{h_1}{H_1} \right) + \frac{H_T}{B} \frac{h_1}{H_T} = 0,434b(T - T_d). \quad (15.8)$$

Здесь T и T_d — температура и точка росы в приземном слое; $b = \frac{L}{AR_n T_d^2}$, причем $AR_n = 0,111$ кал/(г·°С) (R_n — газовая постоянная водяного пара); $\frac{1}{B} = 0,434 \left(b_v - \frac{1}{H_1} \right)$, где $H_1 = \frac{RT_d}{g}$.

Для вычисления $\frac{h_1}{T}$, а следовательно, и h_1 построена номограмма, к которой даны поправки на вертикальную скорость (например, для $\eta = 2$, $\eta = -2$).

Величина B зависит от v и T_d . Для ее вычисления составлена таблица, которая здесь не приводится.

Полученные соотношения (15.7) и (15.8) могут быть использованы для определения водности облаков и их верхней границы. В частности, для определения толщины слоя облаков δh получена формула

$$\frac{\delta h}{H_T - h_1} = \frac{B}{H_T - h_1} \lg \frac{r-1}{r-r \frac{\delta h}{H_T - h_1}}, \quad (15.9)$$

для расчета по которой построена номограмма.

Зная высоту нижней границы слоя облаков h_1 и толщину слоя δh , легко определить высоту верхней границы слоя облаков h_2 .

Как отмечает Л. Т. Матвеев, вычисленная величина h_2 обычно на 0,5—1 км больше наблюдаемой. Учет фазового состояния облака может улучшить расчеты.

Для прогноза облачности используется прогностическое уравнение дефицита точки росы

$$\frac{\partial \Delta}{\partial t} + u \frac{\partial \Delta}{\partial x} + v \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial \Delta}{\partial p} - \left(\frac{\kappa-1}{\kappa} T - \frac{AR_{\pi} T_d^2}{L} \right) \frac{\tilde{w}}{p} = 0, \quad (15.10)$$

где $\kappa = \frac{c_p}{c_v} = 1,402$ и $\frac{\kappa-1}{\kappa} = \frac{AR}{c_p} = 0,2858$.

Считая ветер геострофическим, составляющие w и v можно выразить через градиенты геопотенциальных высот H изобарических поверхностей. Тогда, пренебрегая в (15.10) четвертым слагаемым и полагая приближенно коэффициент при последнем слагаемом равным постоянной величине, получим прогностическое уравнение в рабочей форме

$$\frac{\partial \Delta_p}{\partial t} = a_1 (\Delta, H_p) - \frac{a_2}{p} \tilde{w} p. \quad (15.11)$$

Прогноз полей H_p и \tilde{w}_p в проводившихся расчетах осуществлялся по трехуровневой схеме для поверхностей 850, 500 и 300 мбар. Шаг расчетной сетки был выбран равным 300 км, а шаг по времени — 1 часу. После вычисления значения $\Delta_p + \frac{\partial \Delta_p}{\partial t}$ к концу первого шага расчет повторяется, как обычно при численных расчетах с помощью электронных вычислительных машин.

Предвычисленные значения Δ_p и \tilde{w}_p сопоставлялись с характеристиками облачности и с осадками для каждого уровня. На рис. 15.6 представлен график для прогноза облачности и осадков по предсказанным значениям Δ_{850} и \tilde{w}_{850} по методике П. К. Душкина, Е. Г. Ломоносова и Ю. Н. Лунина.

На рис. 15.6 выделены области: ясно (облачность менее 4 баллов), облачность 4—6 баллов, облачность 7—10 баллов и осадки.

В настоящее время делаются также попытки численного прогноза высоты нижней и верхней границ облачности. К сожалению, неточности измерения влажности на высотах и неточности характеристик полей других метеорологических величин существенно влияют на точность подобных расчетов.

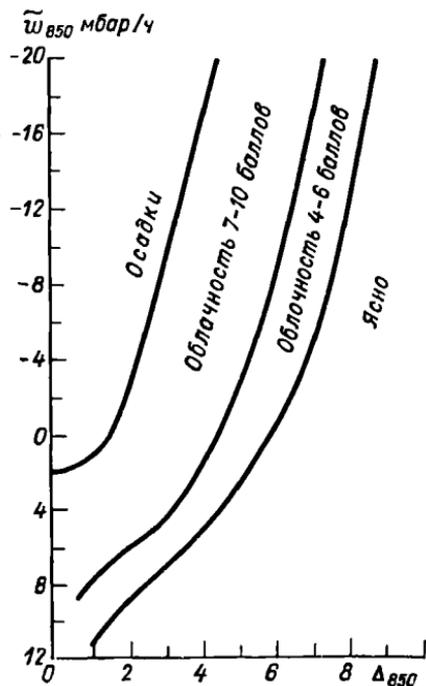


Рис. 15.6. График для прогноза облачности и осадков.

их падения превышает скорость восходящих движений в облаке.

Рост элементов облака происходит как за счет дальнейшей конденсации (или сублимации) пара, так и за счет гравитационной коагуляции, т. е. соединения частиц облака при неодинаковой скорости их падения в поле тяжести.

Укрупнение частицы облака радиусом r при ее перемещении вдоль оси z зависит от величины r , т. е.

$$\frac{dr}{dz} = \varphi(r) \quad (15.12)$$

или

$$\frac{dz}{dr} = f(r). \quad (15.12')$$

15.4. Прогноз обложных осадков

В настоящее время наметились два основных направления в прогнозировании обложных осадков: одно, основанное на учете внутриоблачных физических процессов, и второе, основанное на учете макрофизических атмосферных процессов. Следует отметить, что все существующие схемы прогноза обложных осадков в той или иной мере вынужденно допускают ряд упрощений и предположений.

1. Прогноз обложных осадков по методу Л. Г. Качурина. Для выпадения осадков необходимо, чтобы часть элементов облака выросла до таких размеров, когда скорость

Чем меньше величина $\frac{dz}{dr}$, тем быстрее идет рост частицы на единицу высоты. На рис. 15.7 представлен ряд кривых, характеризующих рост элементов облака при различной структуре облаков.

Площадь, заключенная между соответствующей кривой на рис. 15.7 и горизонтальной осью r , соответствует длине пути δz , на протяжении которого размеры частицы изменяются от r_1 до r_2 . Действительно

$$\int_{r_1}^{r_2} \frac{dz}{dr} dr = - \int_{z_2}^{z_1} dz = z_2 - z_1. \quad (15.13)$$

Кривые 1 и 2 относятся к чисто водяным облакам при малых размерах капелек в облаке. Резкий подъем кривой соответствует таким размерам капелек, которые растут чрезвычайно медленно ввиду малой скорости конденсации и малой вероятности слияния капелек.

Кривые 3 и 4 характеризуют смешанные по фазе облака. Помимо сублимации пара на ледяных элементах облака, разность скоростей падения капелек и кристаллов резко увеличивает вероятность захвата капелек растущей снежинкой. Этот эффект отмечается в облачных элементах всех размеров. Поэтому на кривых 3 и 4 отсутствует «пик», являющийся как бы барьером для роста облачных элементов. Это означает, что кристаллизация верхней части облака имеет особое значение для укрупнения его частиц и выпадения осадков.

Однако для того, чтобы осадки достигли поверхности земли не испарившись, необходимо определенное соотношение между размерами падающих капель или снежинок, дефицитом точки росы в подоблачном слое воздуха и высотой нижней границы облака. При h_1 более 2000 м осадки очень редко достигают поверхности земли.

Из сказанного следует, что для прогноза осадков необходимо иметь ряд характеристик облака и подоблачного слоя, информация

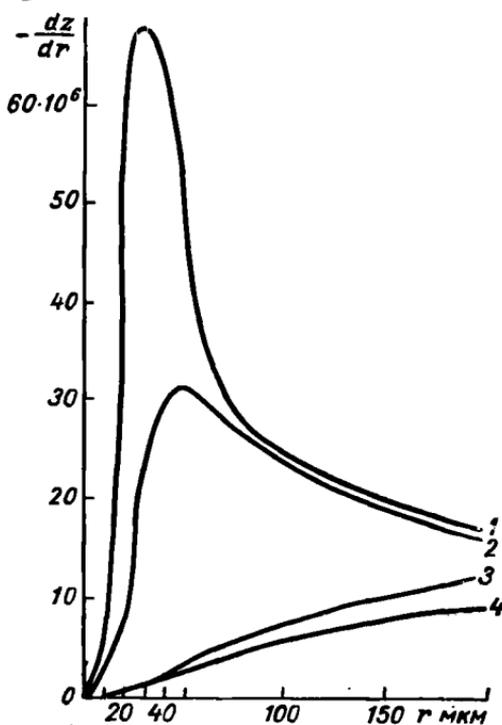


Рис. 15.7. Рост элементов облака при различной структуре облаков.

о которых при составлении прогноза отсутствует. Особенно это относится к распределению элементов облака по размеру, их агрегатному состоянию и водности, т. е. количеству сконденсированной влаги. Поэтому приходится привлекать другие доступные характеристики путем установления эмпирических зависимостей между ними и процессами образования осадков.

Наиболее важными из этих характеристик являются вертикальная протяженность облака и температура на его верхней границе. Первая величина определяет общие условия конденсации и коагуляции, а вторая — вероятность появления твердой фазы в облаке. Для образования осадков необходимо определенное соотношение обоих факторов: чем меньше толщина слоя облаков, тем ниже должна быть температура на его верхней границе для образования осадков.

Более надежной характеристикой, чем температура на верхней границе облака, является *температура интенсивной кристаллизации*, которая зависит от величины вертикальной составляющей скорости w в облаке. Чтобы понять физический смысл температуры интенсивной кристаллизации, рассмотрим относительное число капель, замерзающих в единицу времени (скорость замерзания):

$$\frac{dn}{dt} = 1,63\pi\varphi(T) \left[\frac{9\chi}{2\rho g} w \right]^{3/2}, \quad (15.14)$$

где $\varphi(T)$ — вероятность образования ледяных зародышей в единице объема переохлажденной воды в единицу времени, увеличивающаяся с понижением температуры T ; χ — коэффициент вязкости воздуха.

Можно считать, что минимальное число замерзающих капель, достаточное для образования заметных осадков, приближенно постоянно, т. е.

$$\frac{dn}{dt} = \delta n_{\min} \approx \text{const.} \quad (15.15)$$

Температурой интенсивной кристаллизации $T_{н.к}$ называется температура, при которой осуществляется условие (15.15).

При расчетах по данному способу принималось эмпирически уточненное значение

$$\delta n_{\min} = 2,3 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1},$$

а температура $T_{н.к}$ рассматривалась как температура на верхней границе облака, зависящая от величины \tilde{w} на этой границе.

На рис. 15.8 температура $T_{н.к}$ представлена как функция величины \tilde{w} . Максимальное значение $T_{н.к}$ при \tilde{w} более —100 мбар/12 ч составляет около —10° С, минимальное значение при положительных значениях \tilde{w} (нисходящие движения воздуха) составляет около —15° С.

Рисунок 15.8 может быть использован для прогноза $T_{н.к}$ по предсказанному значению \tilde{w} . Сопоставляя предсказанное значение

$T_{и.к}$ с предсказанной температурой на верхней границе облака T_{h_2} и на нижней границе T_{h_1} , можем заключить:

- 1) если $T_{h_2} < T_{и.к} < T_{h_1}$, то облако будет состоять из смешанных элементов и следует ожидать выпадения осадков;
- 2) если $T_{h_2} > T_{и.к} < T_{h_1}$, то облако сохранит капельную структуру и существенные осадки выпадать не будут;
- 3) если $T_{h_2} < T_{и.к} > T_{h_1}$, то облако будет состоять только из ледяных элементов и образование существенных осадков также невозможно.

Второй характеристикой, определяющей условия выпадения осадков, является толщина слоя облаков $\delta h = h_2 - h_1$. Оказалось, что при $\delta h < 400$ м осадки не образуются.

В. С. Антоновым эмпирически установлена связь между толщиной слоя облаков, величиной $\lg \frac{dn}{dt}$ и возможностью выпадения осадков (рис. 15.9).

До величины $\lg \frac{dn}{dt} = -4,65$, соответствующей $\frac{dn}{dt} = 2,3 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, осадки образуются при $\delta h > 400$ м. При $\lg \frac{dn}{dt} = -6,2$ достигается наибольшее значение $\delta h = 2600$ м. Вычисление $\lg \frac{dn}{dt}$ производилось по формуле

$$\lg \frac{dn}{dt} = 0,4343 \left[19,6 - \frac{1540}{T} - \frac{2,4T}{(273 - T)^2} \right] - 8,4921 - \frac{3}{2} \lg \omega, \quad (15.16)$$

полученной из (15.14) для $\frac{dn}{dt} = 2,3 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.

Для вычисления $\lg \frac{dn}{dt}$ по значениям на верхней границе облака $\tilde{\omega}$ в мбар/12 ч и T_{h_2} служит график, представленный на рис. 15.10, на нижней шкале которого отложен модуль $\lg \frac{dn}{dt}$.

Резкое увеличение δh в интервале $\lg \frac{dn}{dt}$ от $-4,65$ до $-6,2$ соответствует переходу от смешанных облаков к чисто водяным. Для чисто водяных слоистообразных облаков зависимость минимальной

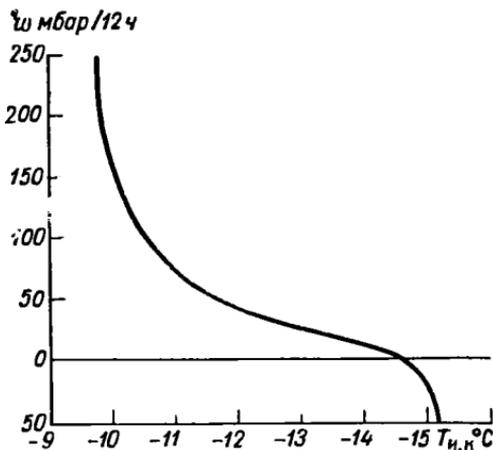


Рис. 15.8. График для определения температуры интенсивной кристаллизации $T_{и.к}$.

толщины слоя облаков, дающих заметный дождь, от средней температуры внутри этого слоя T_m (рис. 15.11) очень проста.

Для того, чтобы определить, достигнет ли выпадающий дождь поверхности земли, необходимо знать размеры капель, дефицит

влажности в подоблачном слое и толщину этого слоя, т. е. путь падения капель. Косвенно толщина слоя облака δh характеризует максимальные размеры выпадающих капель, а высота нижней границы облака h_1 характеризует не только путь падения капель, но в известной мере и дефицит влажности на этом пути. На рис. 15.12 показано, при каких соотношениях h_1 и δh возможно выпадение дождя.

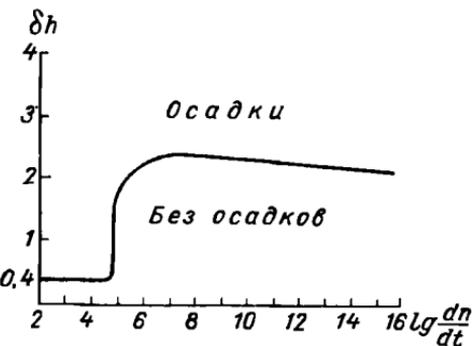


Рис. 15.9. График для определения вероятности осадков.

Из рис. 15.11 и 15.12 следует, что условия для выпадения дождя из чисто капельных облаков в ряде случаев могут осуществляться и в умеренных широтах.

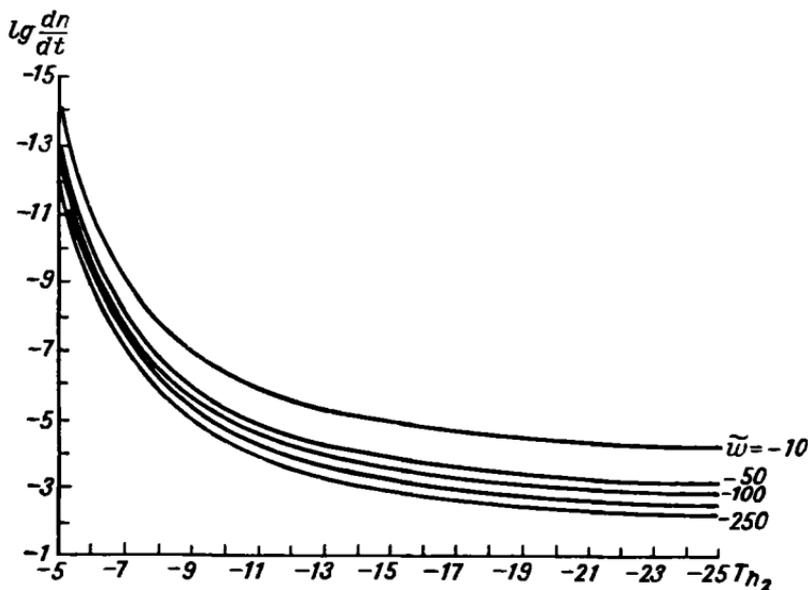


Рис. 15.10. Зависимость $\lg \frac{dn}{dt}$ от $\tilde{\omega}$ и температуры на верхней границе облаков T_{h_2} .

Приведенные выше соображения могут быть применены как для диагноза, так и для прогноза обложных осадков. Расчеты могут

проводиться вручную и с применением электронной вычислительной машины.

Диагноз осуществляется по следующей примерной схеме.

1. На карте погоды выделяются зоны обложных осадков и прилегающие к ним зоны сплошной облачности слоистых форм, отмечается положение аэрологических станций.

2. Строятся пространственные вертикальные разрезы через эти зоны с указанием на высотах T , T_d , положения верхней и нижней границ облаков, значения $T_{и.к}$, проводятся соответствующие изо-

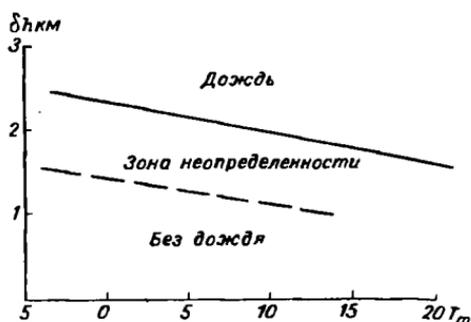


Рис. 15.11. К оценке вероятности выпадения осадков из капельных облаков.

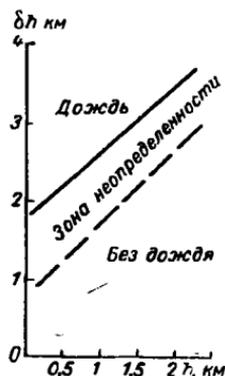


Рис. 15.12. Возможность выпадения дождя при различных соотношениях h_1 и δh .

линии. Изолиния $T_{и.к}$ называется линией интенсивной кристаллизации. Для определения h_1 и h_2 используются приведенные ранее данные о связи облачности с дефицитом точки росы ($T - T_d$) на различных уровнях. По особым точкам на аэрологических диаграммах уточняют положение слоя облаков, наличие в нем безоблачных прослоек. Пример вертикального разреза по линии Рига — Ростов-на-Дону приведен на рис. 15.13.

Там, где облака целиком расположены выше $T_{и.к}$, осадки отсутствуют (облако чисто ледяное). Из смешанных облаков большей вертикальной протяженности между Харьковом (несколько западнее) и Ростовом-на-Дону осадки выпадают. Такие разрезы строятся для нескольких направлений через зону осадков.

Диагноз с помощью ЭВМ может быть осуществлен по блок-схеме, представленной на рис. 15.14.

В блок 1 вводятся значения геопотенциальных высот H , T и T_d . В блоке 2 осуществляется вызов поля $\tilde{\omega}$ с внешнего запоминающего устройства. В блоке 3 по данным рис. 15.8 определяется $T_{и.к}$. В блоке 4 осуществляется интерполяция H , T и T_d по вертикали, вычисляется значение $(T - T_d)$ и сопоставляется со значением

$(T - T_d)_{\text{крит}}$, определенным для наличия облаков. Блок 5 служит для определения высоты изотермы $T_{и.к.}$. В блоке 6 вычисляется высота верхней и нижней границ облаков и толщина слоя облаков. В блоках 7 и 8 осуществляется определение структуры облаков путем сравнения T_{h_1} и T_{h_2} с $T_{и.к.}$. После этого в блоках 9—13 получается

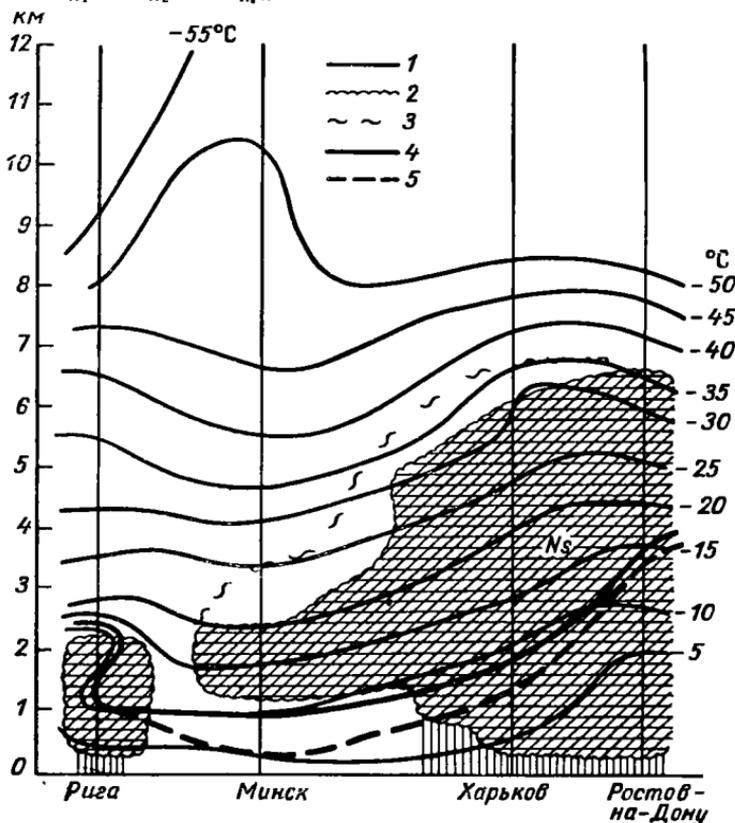


Рис. 15.13. Пример вертикального разреза по линии Рига—Ростов-на-Дону. 3 часа, 5 января 1965 г.

1 — изотермы, 2 — границы облачности, 3 — прогноз ее изменения через 24 часа, 4 — линия интенсивной кристаллизации, 5 — прогноз положений этой линии через 24 часа.

решение задачи о выпадении осадков из водяных облаков с использованием зависимостей, представленных на рис. 15.11 и 15.12, и проводится сопоставление с информацией о выпадающих осадках.

В случае смешанных облаков аналогичная задача решается в блоках 15—18.

Прогноз зоны осадков может быть составлен по следующей схеме:

1) вычисляются прогностические значения \tilde{w} для изобарических поверхностей 850, 700 и 500 мбар (на практике используются значения \tilde{w} , полученные в результате численного прогноза барического поля);

2) предсказывается изменение кривой стратификации и кривой точек росы в каждом пункте зондирования;

3) определяется ожидаемое изменение высоты нижней и верхней границ слоя облаков (см. рис. 15.13);

4) определяется ожидаемое изменение $T_{и,к}$ в каждом пункте зондирования, и на вертикальном разрезе указывается измененное положение линии интенсивной кристаллизации (см. рис. 15.13);

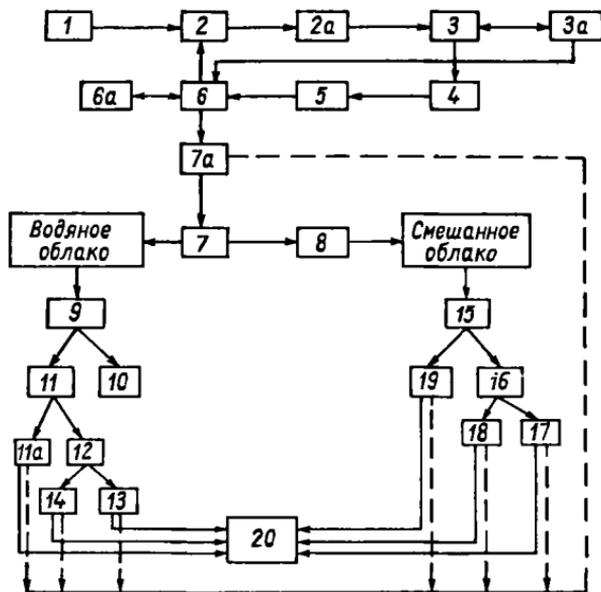


Рис. 15.14. Блок-схема ЭВМ для расчета осадков.

5) определяются ожидаемые границы зоны осадков путем анализа прогностических характеристик по всем вертикальным разрезам. На рис. 15.15 схематически показана эволюция зоны осадков по оценкам через каждые 3 часа после исходного момента времени.

Перечисленные прогностические характеристики могут быть предвычислены с помощью ЭВМ. Применение блок-схемы (рис. 15.14) к предвычисленным характеристикам позволяет рассчитать ожидаемое положение зоны осадков с учетом ее горизонтального смещения.

Опытные прогнозы по рассмотренной методике на сроки до 24 часов показали ее преимущество по сравнению с другими способами, предлагавшимися до сих пор.

2. Расчет интенсивности осадков по методу А. С. Зверева. Наиболее простая формула была предложена А. С. Зверевым

$$j = \frac{5q_1}{\delta h} \omega_m \text{ мм, ч,} \quad (15.17)$$

где q_1 — удельная влажность на нижней границе облаков (на уровне конденсации) в г/кг; δh — толщина слоя облаков в метрах; ω_m — среднее значение вертикальной скорости в м/ч, за которое приближенно можно принять ω_{700} .

Иначе можно записать

$$Q = - \frac{60q_1}{\delta h} \tilde{\omega}_{700} \text{ мм/12 ч,} \quad (15.17')$$

где $\tilde{\omega}_{700}$ — значение $\tilde{\omega}$ на уровне 700 мбар (в мбар/12 ч).

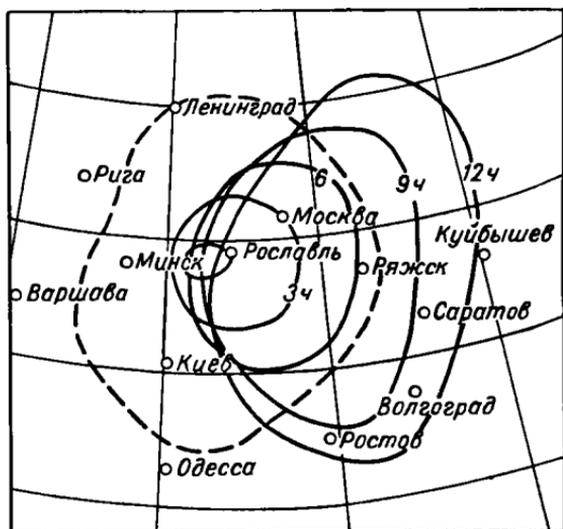


Рис. 15.15. Эволюция зоны осадков по оценкам через каждые 3 часа после исходного момента времени.

частицы воздуха с соответствующей изобарической поверхности за время δt (часы).

Рассматривая более мощный слой конденсации (6 км), вместо (15.19) можно записать

$$Q = 1,5\delta q_{850} + 3\delta q_{700} \text{ мм/}\delta t. \quad (15.19')$$

Величины δq_p могут быть определены по значениям $\tilde{\omega}_p$ с помощью аэрологической диаграммы путем смещения частицы воздуха вдоль влажной адиабаты вверх на величину $\tilde{\omega}_p \delta t$, после чего отсчитывается новое значение q .

4. Расчет осадков по неадвективным изменениям температуры. Для прогноза осадков используется неравенство, согласно которому осадки ожидаются, если

$$\omega + \delta p [(T - T_d) + \delta T_{\text{транс}}] \leq 0, \quad (15.20)$$

3. Расчет облажных осадков по методу Н. В. Лебедевой. Точнее расчет может быть выполнен по формуле А. Ф. Дюбюка

$$Q = \frac{1}{g} \int_0^t \int_{p_1}^{p_2} \frac{dq}{dt} dp dt, \quad (15.18)$$

на основании которой Н. В. Лебедевой была получена рабочая формула (для слоя 1000—500 мбар)

$$Q = 1,5\delta q_{850} + 1,8\delta q_{700} + \delta q_{500} \text{ мм/}\delta t, \quad (15.19)$$

где δq_p — индивидуальное изменение удельной влажности (г/кг) при подъеме

где δp — вертикальный барический градиент на разных изобарических поверхностях, численно равный: $\delta p_{850} \approx 12,5$ мбар/100 м; $\delta p_{700} \approx 10$ мбар/100 м и $\delta p_{500} \approx 7$ мбар/100 м.

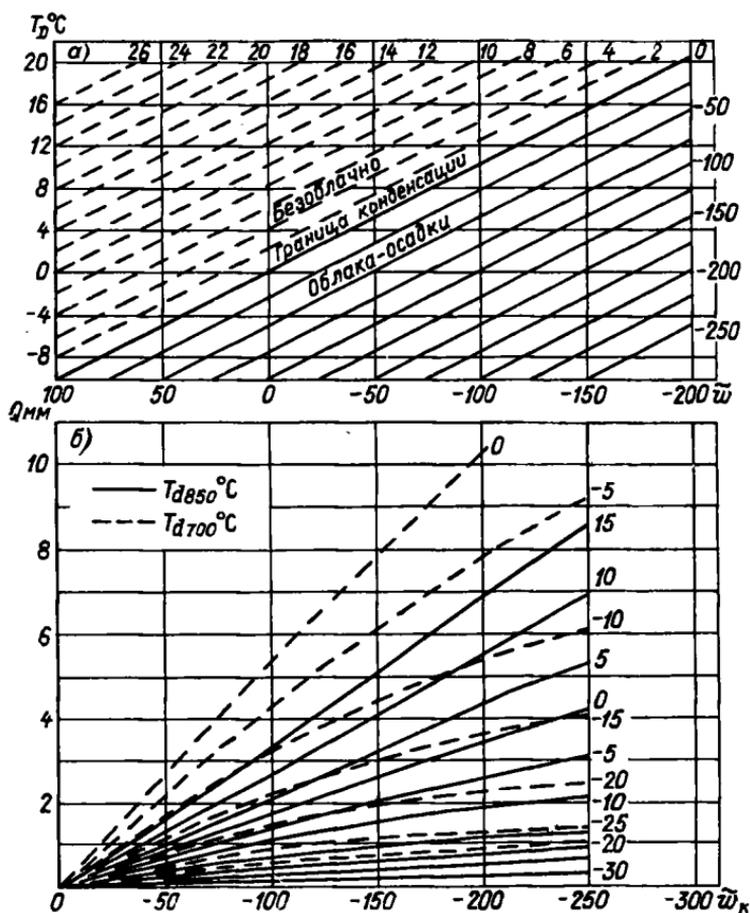


Рис. 15.16. График для прогноза облаков и осадков (а) и количества осадков (б).

Для облегчения расчетов могут быть применены графики (рис. 15.16). Первый график (рис. 15.16 а) позволяет предсказать наличие или отсутствие облаков (осадков) по предсказанной величине \tilde{w} и предсказанному значению T_D ($T - T_d$) + $\delta T_{\text{трансф}}$ на 12 или 24 часа.

Граница конденсации, указанная на рис. 15.16 а, определена для расчетов по данным T_D и \tilde{w} на уровне 700 мбар, но приближенно может быть применена и к данным на уровне 850 мбар.

Прерывистые наклонные линии на графике (рис. 15.16 *a*) представляют собой величины $(T - T_d)$ с учетом адвективных изменений, влияния $\tilde{\omega}$ и трансформационных изменений.

Сплошные наклонные линии в правой части графика соответствуют величинам $\tilde{\omega}_k$, при которых происходит конденсация водяного пара с учетом трансформационных изменений температуры.

Другой график (рис. 15.16 *б*) построен по формуле (15.19') для прогноза ожидаемого количества осадков. На нижней шкале рис. 15.16 *б* отложены величины $\tilde{\omega}_k$, отсчитанные по вертикальной шкале справа рис. 15.16 *a*. Сплошные наклонные линии соответствуют значению T_d на уровне 700 мбар, прерывистые — значению T_d на уровне 850 мбар. Используя обе системы линий, получаем с помощью левой вертикальной шкалы $Q = Q_{850} + Q_{700}$ мм.

Срок прогноза определяется сроком расчета T_D и $\tilde{\omega}$ (обычно на 12 или 24 часа).

Прогноз получается более надежным, когда имеется уверенность, что верхняя граница облака достигла уровня кристаллизации.

15.5. Прогноз конвективной облачности

К конвективной облачности относят облака кучевых форм; кучевые (Cu), мощные кучевые (Cu cong) и кучево-дождевые (Cb) с их разновидностями. Эти облака образуются в неустойчивых воздушных массах. Кучево-дождевые облака образуются часто на холодных фронтах и холодных фронтах окклюзии, реже — на теплых фронтах и теплых фронтах окклюзии.

Современные методы прогноза конвективной облачности основаны на использовании моделей процесса конвекции. Связи, характеризующие эти модели, учитываются как при формировании перечня виртуальных «элементарных» предикторов, так и при создании различных комплексных показателей, применение которых позволяет учесть нелинейность рассматриваемых связей и упростить процедуру разработки прогнозов.

Числовые значения параметров большинства приводимых ниже прогностических зависимостей определены на материале наблюдений в ограниченном географическом районе. При использовании соответствующих прогностических методов для другого района значения параметров предварительно должны быть проверены и при необходимости уточнены по данным наблюдений в этом районе.

1. Прогноз количества конвективной облачности. Количество развивающейся в дневные часы конвективной облачности N_k определяется в первую очередь распределением по вертикали в эти часы температуры и влажности воздуха. Поэтому, предсказав указанное распределение и используя син-

хронные связи его характеристик с интенсивностью конвекции, можно оценить вероятное развитие конвективной облачности в период прогноза.

Однако реализация такого подхода в оперативной практике затруднена из-за отсутствия достаточно простой и в то же время эффективной методики прогноза вертикального профиля температуры и особенно влажности воздуха. Более предпочтительным с этой точки зрения является применение в прогностических целях асинхронных связей N_k непосредственно со значениями метеорологических элементов в исходный момент времени t_0 .

В качестве примера, иллюстрирующего возможности учета асинхронных связей, рассмотрим метод прогноза количества конвективной облачности в часы ее максимального развития, предложенный М. Г. Приходько для района Москвы.

Исходными данными при разработке прогноза являются результаты радиозондирования или самолетного зондирования в утренние часы текущих суток (таким образом, заблаговременность прогноза составляет около 8—10 часов). Виртуальные предикторы в соответствии с видом предполагаемой связи между ними и N_k учитываются коэффициентом стратификации $k_{стр}$, рассчитываемым по формуле

$$k_{стр} = \frac{0,3\Delta T \bar{f}}{(T - T_d) + (1 - \bar{\gamma})}, \quad (15.21)$$

где ΔT — разность между ожидаемым максимальным значением температуры воздуха у поверхности земли днем и ее значением в момент утреннего зондирования; \bar{f} — среднее значение относительной влажности воздуха в момент зондирования в слое от верхней границы приземной инверсии до 3 км; $(T - T_d)$ — средняя разность между значениями температуры и точки росы по данным утреннего зондирования в слоях от земли до 200 м, если у поверхности земли $1^\circ \text{C} < (T - T_d) < 4^\circ \text{C}$, и от земли до 500 м в остальных случаях; $\bar{\gamma}$ — средний вертикальный градиент температуры воздуха в слое от верхней границы приземной инверсии до 3 км (по данным утреннего зондирования) в градусах на 100 км.

Как видно из приведенной формулы, для расчета $k_{стр}$, помимо результатов утреннего зондирования, должно быть известно максимальное значение температуры воздуха у поверхности земли $T_{\text{макс}}$. Прогноз $T_{\text{макс}}$ при внутримассовой обстановке и незначительной адекции может быть дан по результатам того же зондирования методами, описанными в п. 13.3.

Статистическая связь между искомой величиной N_k и значением коэффициента стратификации $k_{стр}$ для района Москвы характеризуется графиком, представленным на рис. 15.17.

Проверка возможностей использования рассчитанных по формуле (15.21) значений $k_{стр}$ при прогнозе N_k в других географических районах, выполненная С. Д. Кияном, показала, что для ряда

станций ЕТС формула (15.21) и график М. Г. Приходько могут использоваться без введения каких-либо поправок. Так, при допустимой ошибке в 2 балла повторяемость оправдавшихся прогнозов (при безошибочном предсказании T_{\max}) в Ленинграде, Киеве и Ростове-на-Дону составляет 60—65%.

Для тех пунктов, где непосредственное использование приведенных формулы и графика приводит к грубым просчетам, удовлетворительных результатов удается добиться путем незначительного изменения формулы (15.21) или графика связи. Так, для района Тбилиси весьма эффективным оказалось применение метода Приходько при условии, что коэффициент стратификации рассчитывается по формуле

$$k_{\text{стр}} = \frac{0,2\Delta T f}{(T - T_d)_0 + (1 - \bar{y})}, \quad (15.22)$$

где $(T - T_d)_0$ — разность между значениями температуры и точки росы у поверхности земли.

2. Прогноз высоты нижней и верхней границ конвективной облачности. Согласно современным представлениям нижняя и верхняя границы конвективной облачности располагаются соответственно вблизи уровней конденсации $z_{\text{конд}}$ и конвекции $z_{\text{конв}}$. К прогнозу положения этих уровней, по сути говоря, и сводится задача прогноза границ конвективной облачности.

Прогноз положения уровня конденсации в часы наибольшего развития конвекции может быть разработан по предварительно предсказанным значениям максимальной температуры воздуха T_{\max} и точки росы T_d у поверхности земли. Определение $z_{\text{конд}}$ по этим данным производится либо путем построения на бланке аэрологической диаграммы кривой состояний частицы, поднимающейся от поверхности земли, либо путем расчетов по какой-либо из формул, связывающих высоту нижней границы облачности h_n со значениями T_{\max} и T_d . Это можно сделать по формуле Е. С. Селезневой

$$h_n = 200 + 110(T_{\max} - T_d) \text{ м} \quad (15.23)$$

или по формуле Ферреля

$$h_n = 122(T_{\max} - T_d) \text{ м}. \quad (15.24)$$

Основной причиной ошибок прогноза h_n указанным способом являются погрешности предсказания T_{\max} и T_d . Как видно из формулы (15.24), при точном прогнозе T_{\max} и завышении или занижении значения T_d всего на 2°C ошибка прогноза h_n составит около 250 м. С этой точки зрения наиболее эффективным является алгоритм прогноза h_n , предложенный И. А. Славным.

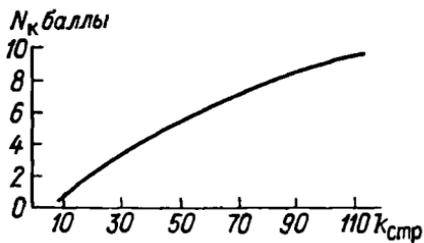


Рис. 15.17. График связи между величинами N_k и $k_{\text{стр}}$ для района Москвы.

Высота нижней границы конвективной облачности в часы ее максимального развития предсказывается методом Славина непосредственно по результатам утреннего зондирования в пункте прогноза (или в начальной точке траектории ожидаемого перемещения воздуха в пункт прогноза).

Исходными данными для прогноза h_n являются значения температуры воздуха T_{850}^y и точки росы T_{d850}^y на поверхности 850 мбар утром (около 03 часа) текущих суток. По этим значениям предсказывается положение кривой состояния поднимающегося воздуха в зоне уровня $z_{\text{конд}}$.

И. А. Славин на архивном материале установил связь между значениями псевдопотенциальной температуры в облаке в период его максимального развития $\Theta_{p\text{ обл}}$ и на поверхности 850 мбар в 03 часа Θ_{p850}^y (рис. 15.18). Так как Θ_{p850}^y в свою очередь определяется значениями температуры воздуха и точки росы на поверхности 850 мбар в 03 часа, по этим значениям с помощью приведенного графика может быть предсказана $\Theta_{p\text{ обл}}$, задающая положение влажной (облачной) адиабаты на бланке аэрологической диаграммы.

Для выполнения практических расчетов Славин предлагает определять положение облачной адиабаты на бланке диаграммы не величиной $\Theta_{p\text{ обл}}$, а температурой в точке пересечения этой адиабаты с изобарой 500 мбар (T_{a500}). Значения T_{a500} при различных сочетаниях T_{850}^y и T_{d850}^y сведены в таблицу, часть которой приводится ниже (табл. 15.2).

Сухая адиабата, проходящая на аэрологической диаграмме через точку конденсации K_c в часы максимального развития конвекции, пересекает изобару 850 мбар, по Славину, в точке $T_{850}^y + 1,5^\circ \text{C}$ (рис. 15.19).

После того, как на бланке диаграммы проведены участки облачной и сухой адиабат, высота нижней границы облачности h_n определяется по положению точки их пересечения K .

Таким образом, при составлении прогноза высоты нижней границы конвективной облачности рассмотренным способом необходимо:

— по исходным значениям T_{850}^y и T_{d850}^y с помощью табл. 15.2 найти T_{a500} и провести на бланке диаграммы облачную адиабату;

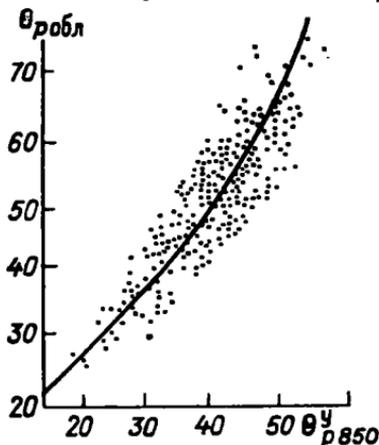


Рис. 15.18. График связи между псевдопотенциальной температурой в облаке в период его максимального развития $\Theta_{p\text{ обл}}$ и на поверхности 850 мбар в 03 часа Θ_{p850}^y .

Таблица 15.2

Значения T_{a500} как функции T_{d850}^y и T_{850}^y

T_{850}^y	T_{d850}^y					
	-6	-5	-4	-3	-2	-1
7	-23,4	-23,0	-22,5	-21,9	-21,3	-20,9
8	-22,7	-22,1	-21,9	-21,0	-20,6	-20,0
9	-22,0	-22,4	-21,0	-20,4	-19,9	-19,2
10	-21,1	-20,7	-20,2	-19,6	-19,0	-18,3
11	-20,4	-20,0	-19,5	-19,0	-18,1	-17,6
12	-19,7	-19,1	-18,9	-18,1	-17,4	-17,0
13	-19,0	-18,3	-18,0	-17,4	-16,8	-16,0
14	-18,1	-17,5	-17,2	-16,6	-15,9	-15,1
15	-17,4	-16,9	-16,4	-15,8	-15,0	-14,3

T_{850}^y	T_{d850}^y					
	0	1	2	3	4	5
7	-20,2	-19,5	-18,9	-18,0	-17,0	-16,0
8	-19,3	-18,7	-18,0	-17,0	-16,2	-15,3
9	-18,4	-17,7	-17,0	-16,3	-15,3	-14,5
10	-17,6	-17,0	-16,1	-15,5	-14,6	-13,8
11	-16,9	-16,0	-15,3	-14,8	-14,0	-13,0
12	-16,0	-15,3	-14,5	-14,0	-13,1	-12,2
13	-15,3	-14,5	-13,9	-13,2	-12,3	-11,4
14	-14,4	-13,6	-13,0	-12,3	-11,5	-10,5
15	-13,7	-12,9	-12,2	-11,5	-10,7	-9,7

— провести на этом же бланке сухую адиабату через точку с координатами $p = 850$ мбар, $T = T_{850}^y + 1,5$;

— рассчитать h_n как расстояние от точки пересечения проведенных линий до поверхности земли.¹

По результатам испытаний метода для летних месяцев 1951—1960 гг. (на станциях Внуково и Киев) абсолютное значение ошибки прогнозов h_n на текущий день не превышало 300 м в 76% случаев и 200 м в 63% случаев.

Положение уровня конвекции, определенного по пересечению кривой стратификации с адиабатической кривой состояния воздушных частиц, поднимающихся от поверхности земли, может существенно отличаться от положения верхней границы конвективной облачности. Еще более значительные расхождения между рассчитанной и наблюдаемой высотой верхней границы облачности h_b возможны при построении адиабатической кривой состояния по предсказанным с некоторыми погрешностями значениями T_{\max} и T_d .

¹ Как видно из приведенного алгоритма, для его реализации могут быть использованы данные утренних карт АТ₈₅₀.

С другой стороны, успешное использование в целях прогноза усовершенствованных адиабатических моделей конвекции, учитывающих мощность конвективно-неустойчивого слоя и интенсивность компенсирующих нисходящих движений безоблачного воздуха, возможно только при труднодостижимой в оперативных условиях высокой точности прогноза вертикальных профилей температуры и влажности воздуха.

В то же время хорошие результаты при прогнозе h_v в этих условиях могут быть получены, как показал Славин, на основании неадиабатической модели конвекции.

Сущность этой модели заключается в том, что учитывается так называемый эффект вовлечения, т. е. втекание в объем поднимающегося насыщенного облачного воздуха масс окружающего ненасыщенного воздуха. Вовлечение ненасыщенного воздуха в облако приводит к частичному испарению облачных капель и дополнительному понижению температуры δT поднимающегося объема воздуха по сравнению с адиабатическим его охлаждением. Таким образом, «истинная» кривая состояния проходит на аэрологической диаграмме левее влажной адиабаты. Эффект вовлечения тем больше, чем сильнее отличается влагосодержание (удельная влажность) облачного и окружающего облако воздуха. Интенсивность вовлечения зависит в первую очередь от ускорения конвекции, которое пропорционально разности температуры $\Delta T_a = T_a - T$, где T_a — температура в точке пересечения соответствующей влажной адиабаты с изобарой $p_{\text{конд}}$ (уровень конденсации), а T — температура окружающего воздуха (на пересечении кривой стратификации с той же изобарой $p_{\text{конд}}$).

Количественно эффект вовлечения учитывается *барическим показателем вовлечения* ϵ — массой ненасыщенного воздуха, присоединяющийся к единице массы облачного воздуха при ее подъеме на 1 мбар. Связь между средним значением ϵ в слое $\Delta p - p_{\text{конд}} - p$ и ускорением конвекции, точнее величиной $\frac{T_a - T}{\Delta p}$, представлена на рис. 15.20.

Дополнительное охлаждение воздуха при подъеме его от уровня конденсации на Δp мбар

$$\delta T = 2,5\epsilon \Delta p \frac{\bar{q}_a - \bar{q}}{1 + 0,18J_a}, \quad (15.25)$$

где \bar{q}_a — удельная влажность поднимающегося воздуха в точке

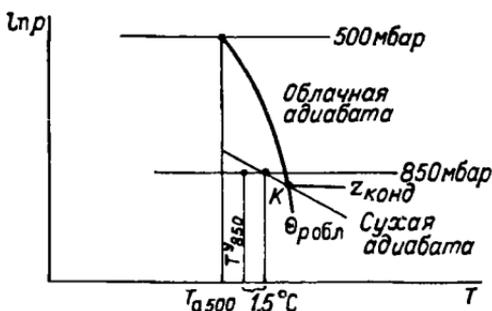


Рис. 15.19. К прогнозу уровня конденсации.

пересечения влажной адиабаты, проходящей через $p_{\text{конд}}$, и изобарой $p_{\text{конд}} - \frac{\Delta p}{2}$; \bar{s} — удельная влажность окружающего воздуха на том же уровне.

Разработанный алгоритм прогноза положения верхней границы конвективной облачности (в часы ее максимального развития) по данным утреннего зондирования атмосферы сводится к выполнению следующих операций:

1. По значениям T_{850}^y и T_d^{y850} с помощью табл. 15.2 находится значение T_{a600} , на бланке аэрологической диаграммы (рис. 15.21)

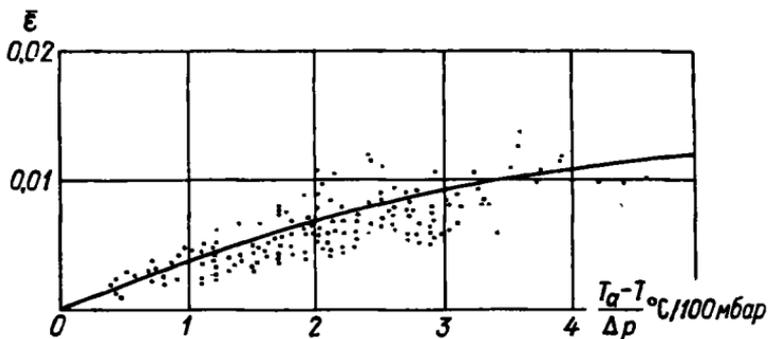


Рис. 15.20. График для определения среднего барического показателя вовлечения в слое $p_{\text{конд}} - (p_{\text{конд}} - \Delta p)$ на верхней границе этого слоя.

проводится соответствующая облачная адиабата и определяется точка ее пересечения с изобарой 600 мбар (точка А).

2. По формуле

$$\bar{p} = \frac{p_k + 600}{2}$$

рассчитывается среднее значение давления в слое от уровня конденсации до поверхности 600 мбар. В точках пересечения изобары \bar{p} с облачной адиабатой и кривой точек росы с диаграммы снимаются значения удельной влажности насыщенного воздуха s_a и удельной влажности безоблачного воздуха \bar{s} .

3. Вычисляется отношение $\frac{T_{a600} - T_{600}}{p_k - p_{600}}$ и по рис. 15.20 находится величина показателя вовлечения ϵ .

4. Определяется отклонение неадиабатической кривой состояния от облачной адиабаты на поверхности 600 мбар (отрезок АВ на рис. 15.21). Расчеты производятся одним шагом по приближенной формуле (15.25). Если точка В расположена правее (левее) кривой стратификации, верхняя граница облаков будет находиться выше (ниже) поверхности 600 мбар.

5. Для уточнения положения верхней границы облачности относительно поверхности 600 мбар в окрестностях этой поверхности намечается участок неадиабатической кривой состояния, пересечение которой с кривой стратификации (точка С) и указывает положение уровня конвекции. Кривая состояния в окрестностях изобары 600 мбар определяется приближенно, как линия, делящая пополам угол между сухой и влажной адиабатами, проходящими через точку В.

По результатам испытаний описанного метода, проводившихся на материале наблюдений во Внуково и Киеве (74 случая), средняя абсолютная ошибка прогноза h_v составила 0,9 км (при средней ошибке диагноза высоты верхней границы облачности по адиабатической модели 2,7 км).

При использовании приведенного алгоритма следует иметь в виду, что в случаях интенсивной адвекции расчеты должны выполняться по данным зондирования в том районе, откуда ожидается перемещение воздуха в пункт прогноза в ближайшие 12 часов.

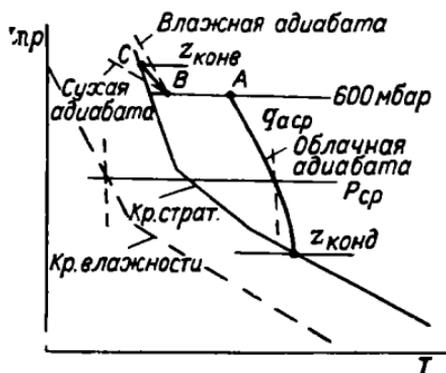


Рис. 15.21. К прогнозу положения верхней границы конвективной облачности.

15.6. Прогноз ливневых осадков и гроз

Ливневые осадки и грозы обязаны своим происхождением конвективным движениям влажного воздуха (конвекции, которая развивается в условиях неустойчивой стратификации). Как те, так и другие обязательно связаны с развитием достаточно мощной кучево-дождевой облачности, которая является необходимым условием для их образования.

Общими благоприятными условиями для возникновения ливневых осадков (ливней) и гроз являются:

1) высокое влагосодержание воздуха у поверхности земли и на высотах;

2) значительная неустойчивость воздушной массы (большие вертикальные градиенты температуры) при отсутствии в период максимального развития конвекции мощных слоев инверсии или изотермии, т. е. значительная положительная энергия неустойчивости;

3) относительно низкое положение изотермы -10°C , около которой располагается уровень интенсивной кристаллизации;

4) большая вертикальная протяженность кучево-дождевых облаков, верхняя граница которых достигает высоты изотермы -20°C ;

5) неоднородности подстилающей поверхности, облегчающие развитие динамической или термической конвекции.

Прогноз гроз тесно связан с прогнозом ливневых осадков. Грозы, как правило, сопровождаются ливнями, однако далеко не все ливни сопровождаются грозами. Дело заключается в том, что не во всех кучево-дождевых облаках, из которых выпадают осадки, создается такое электрическое поле, при котором образуются разряды, являющиеся неотъемлемым свойством грозы. Поэтому повторяемость гроз в соответствующих районах значительно меньше повторяемости ливней.

Различают *внутримассовые и фронтальные ливни и грозы*. Первые характерны для влажных, неустойчивых воздушных масс. Ливневые осадки могут наблюдаться в любое время года, хотя максимум их повторяемости приходится на лето. Грозы возникают преимущественно летом. Зимой «снежные» грозы — явление крайне редкое. Наиболее благоприятные условия для возникновения ливневых осадков и гроз размытые барические поля, слабо выраженные и заполняющиеся циклоны, западная окраина антициклонов, иногда теплый сектор циклона. Ливневые осадки — частое явление в холодном воздухе в тыловой части циклона.

Фронтальные ливневые осадки и грозы часто связаны с медленно перемещающимися холодными фронтами и с размытыми фронтами окклюзии. Ливневые осадки часто (грозы значительно реже) наблюдаются при прохождении вторичных холодных фронтов в тыловой части циклона. В летнее время ливневые осадки и грозы (особенно ночные грозы) довольно часто связаны с прохождением теплых фронтов при неустойчивой теплой воздушной массе.

Следует отметить, что ливневые осадки и грозы — явления локальные и неоднократно повторяющиеся, в связи с чем конкретный прогноз времени и места их появления крайне сложен. Поэтому при прогнозе этих явлений вполне обосновано применение терминов «временами» и «местами».

При прогнозе ливневых осадков и гроз используются адиабатические и неадиабатические модели конвекции. Существует ряд методов прогноза, основанных на использовании как первых, так и вторых моделей. Рассмотрим некоторые из них.

1. Метод частицы. Если рассматриваемая частица воздуха с температурой T' теплее окружающей среды с температурой T , то она получает ускорение под действием архимедовых сил:

$$\frac{dw}{dt} = - \frac{g(T' - T)}{T}. \quad (15.26)$$

Значительный подъем частицы воздуха может осуществиться тогда, когда в большом слое имеется положительная энергия не-

устойчивости, вычисляемая по формуле

$$E = -R \int_{p_1}^{p_2} (T' - T) d \ln p. \quad (15.27)$$

Графически энергию неустойчивости можно определить с помощью аэрологической диаграммы, сопоставляя взаимное расположение кривых стратификации и состояния.

Применение метода частицы к прогнозу ливневых осадков в СССР наиболее успешно осуществила Н. В. Лебедева.

На аэрологической диаграмме рассматриваются конвективно-неустойчивые слои (КНС), т. е. *сухонеустойчивый слой*, где $\gamma > \gamma_a$ при $T - T_d > 0$, и *влажнонеустойчивый слой*, где $\gamma > \gamma_{ва}$ при $T - T_d \approx 0$.

Далее определяется положение уровня конденсации и верхней границы конвекции, а также *толщина конвективно-неустойчивого слоя*, т. е. слоя, все частицы которого будут подниматься под действием сил плавучести до больших высот.

Для определения *верхней границы конвекции* обычно на аэрологической диаграмме проводится кривая состояния от ожидаемого значения максимальной температуры в приземном слое.

Для определения толщины конвективно-неустойчивого слоя находится точка пересечения кривой состояния, проведенной из точки *A*, где $T = T_{\max}$, с кривой стратификации (точка *B*) (рис. 15.22).

Перемещаясь из точки *B* вдоль изограммы, находим точку *B* на кривой точек росы. Давление в точке *B* и будет характеризовать давление на верхней границе конвективно-неустойчивого слоя. Соответствующая изобара *Bв* показана на рис. 15.22.

Перемещаясь вдоль изограммы от середины КНС, находим точку *Г* на сухой адиабате, проведенной из точки *A*. Изобара *Гг* соответствует средней высоте уровня конденсации и, следовательно, средней высоте нижней границы облаков *Сн* или *Сб*.

Из точки *Г* кривая состояния проводится вдоль влажной адиабаты до пересечения с кривой стратификации в точке *Д*. Изобара *Дд* характеризует среднее положение границы конвекции, т. е. среднюю высоту облаков *Сн* или *Сб*. Частицы, поднимающиеся от поверхности земли, могут проникать несколько выше уровня *Дд*, а частицы, поднимающиеся с верхней границы КНС, могут достигать лишь уровней ниже положения изобары *Дд*.

В тех случаях, когда $\gamma < \gamma_{ва}$, или при наличии слоя инверсии температуры расчет толщины КНС отличается от рассмотренного выше (см. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II). При оценке результатов расчета используется ряд эмпирических положений, полученных Н. В. Лебедевой.

Выпадение значительных ливневых осадков (10—30 мм и больше) в дневные часы, часто сопровождающихся грозами, благоприятствуют:

- а) толщина КНС 60—100 мбар и более;
 б) отклонение вправо кривой состояния от кривой стратификации в среднем на 3°C и более в слое от уровня конденсации до уровня конвекции;
 в) положение верхней границы конвекции выше изобарической поверхности 400 мбар;

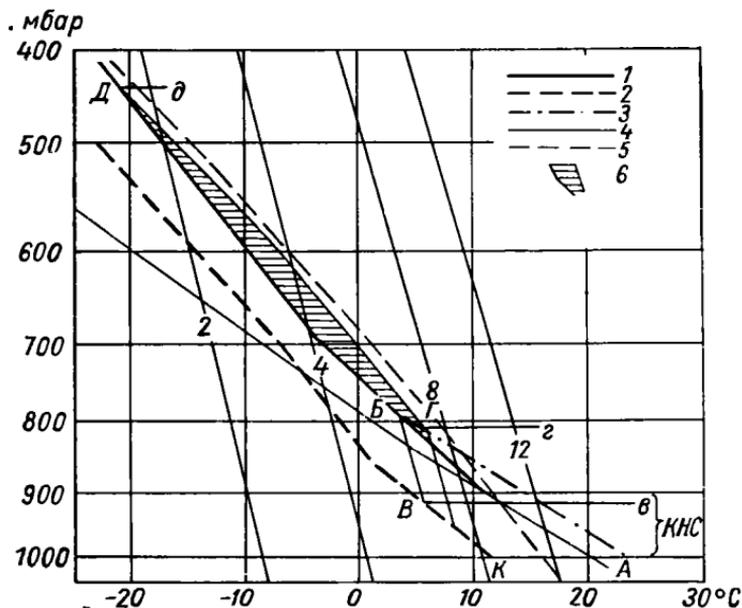


Рис. 15.22. Определение толщины КНС.

1 — кривая стратификации, 2 — кривая влажности, 3 — кривая стратификации с учетом дневного прогрева, 4 — кривая состояния выше уровня конденсации, 5 — влажная адиабата, 6 — площадь положительной энергии неустойчивости

- г) относительная влажность в слое 850—500 мбар, равная 60—70% и выше, т. е. небольшой суммарный дефицит точки росы:

$$\sum_1^3 (T - T_d) = (T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500} < 18^\circ \text{C};$$

- д) высокое значение T_d в приземном слое ($T_{\text{макс}} - T_d < 12^\circ \text{C}$), так что уровень конденсации располагается ниже уровня, до которого распространяется дневной прогрев воздуха от подстилающей поверхности.

Слабые ливневые осадки (≤ 3 мм) в послеполуденные часы (иногда сухие грозы) выпадают при следующих условиях:

- а) толщина КНС составляет 20—40 мбар, но указанные выше условия сохраняются. При малом отклонении вправо кривой со-

стояния от кривой стратификации (1°C) ливневые осадки выпадают после 18 часов;

б) толщина КНС составляет 10—30 мбар, относительная влажность в слое 850—500 мбар низкая ($<50\%$), но отмечается очень большое отклонение вправо кривой состояния от кривой стратификации (в среднем $>4^{\circ}\text{C}$).

3. *Ливневые осадки не выпадают*, если при малой толщине КНС (10—20 мбар) и отклонении кривой состояния от кривой стратификации вправо в среднем на 1°C суммарный дефицит точки росы

$$\sum_1^3 (T - T_d) = (T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500} \geq 25^{\circ}\text{C}.$$

2. Метод слоя. Данный метод применяется к анализу неустойчивости воздушных масс наряду с методом частицы. В Советском Союзе исследования в этом направлении проводились Н. С. Шишкиным и др.

Если в методе частиц рассматривается изменение свойств частицы воздуха при ее вертикальном перемещении без учета поведения соседних частиц воздуха, то в методе слоя рассматривается энергия компенсирующих движений противоположного направления соседних частиц.

Для удобства рассматривается относительно тонкий слой воздуха ($p = 50 \div 100$ мбар) вдоль изобарической поверхности $p = \text{const}$ при отсутствии притока или оттока массы через боковые грани, что естественно допустить ввиду большой горизонтальной протяженности слоя. Далее, считается, что приток и отток массы в связи с восходящими и нисходящими движениями воздуха компенсируют друг друга, т. е.

$$m_1 \tilde{\omega}_1 + m_2 \tilde{\omega}_2 = 0, \quad (15.28)$$

где m_1 и m_2 — массы восходящего и нисходящего воздуха соответственно.

Если имеются облака, то предполагается теплообмен между облаками и окружающей средой, приводящий к выравниванию температур на одном уровне, т. е. предполагается известная неадиабатичность процесса, хотя при оценке температурных изменений в связи с вертикальными смещениями расчет ведется с использованием сухих и влажных адиабат. Это накладывает существенные ограничения на точность расчетов, проводимых по методу слоя.

Подъем воздуха в слое прекращается, когда в нем отрицательная энергия компенсирует положительную энергию неустойчивости, а при большой сухости воздуха ($T - T_d$ очень велико) даже большая неустойчивость не может привести к формированию облаков кучевых форм.

Для прогноза конвективной облачности и ливневых осадков методом слоя используются следующие характеристики:

а) энергия неустойчивости

$$E = \frac{g \Delta H}{T_m} \sum_{k=1}^n [(T_{ва} - T) - N_1 (T_{ва} - T_a)]_k, \quad (15.29)$$

где $\Delta H = \sum_{k=1}^n \Delta H_k$ — толщина всего рассматриваемого слоя над нижней границей С_и или С_б, состоящего из n единичных слоев, причем толщина каждого k -го слоя равна ΔH_k ; T_m — средняя температура всего слоя; T — температура на верхней границе k -го слоя; T_a и $T_{ва}$ — температуры на верхней границе k -го слоя, полученные при перемещении частицы воздуха с нижней границы слоя на верхнюю соответственно вдоль сухой и влажной адиабаты; N_1 — количество облаков в долях покрытия неба (например, 0,5 соответствует покрытию облаками половины неба);

б) оптимальное количество облаков, при котором происходит максимальное преобразование энергии неустойчивости,

$$N_{\text{опт}} = 1 - \sqrt{\frac{\sum (T - T_a)}{\sum (T_{ва} - T_a)}}; \quad (15.30)$$

в) критическое количество облаков, при котором еще проявляется неустойчивость воздушной массы,

$$N_{\text{крит}} = \frac{\sum (T_{ва} - T)}{\sum (T_{ва} - T_a)}. \quad (15.31)$$

Расчет конвективной облачности и ливневых осадков методом слоя может быть выполнен в следующей последовательности операций:

1) по прогностической кривой стратификации вычисляется суммарный дефицит точки росы

$$\sum_1^3 (T - T_d) = (T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}.$$

Если $\sum_1^3 (T - T_d) \geq 26^\circ \text{C}$ или $\sum_1^2 (T - T_d) > 20^\circ \text{C}$, то развития мощной конвективной облачности не происходит, и дальнейший расчет прекращается. Однако критические значения суммарного дефицита точки росы 26 и 20°C рекомендуется уточнять в каждом географическом районе;

2) при $\sum_1^3 (T - T_d) < 25^\circ \text{C}$ определяется уровень конденсации по прогностической кривой стратификации. Если полученная температура конденсации на $3-5^\circ \text{C}$ ниже температуры окружающего воздуха, то расчет также прекращается ввиду малой вероятности развития интенсивных конвективных движений;

3) кривая стратификации разбивается на единичные слои $\Delta p = 50 \div 100$ мбар так, чтобы внутри каждого слоя выполнялось условие $\gamma = \text{const}$. Поэтому границами единичных слоев являются границы слоев инверсии и изотермии (при любой их толщине) и все особые точки на кривой стратификации. При их отсутствии начиная с уровня конденсации выделяются единичные слои 900—800, 800—700, 700—600 мбар и т. д.;

4) для каждого единичного слоя проводятся отрезки сухой и влажной адиабаты;

5) для верхней и нижней границ каждого единичного слоя выписываются в виде таблицы значения p мбар, z км, $T_{\text{ва}} - T$, $T_{\text{ва}} - T_a$;

6) вычисляется сумма значений $(T_{\text{ва}} - T)$ на верхних границах единичных слоев до тех пор, пока эта сумма не обратится в нуль. Последняя высота, включенная в сумму, будет характеризовать уровень h_2 , до которого могут развиваться конвективные облака. Уточнение уровня производится путем интерполяции между значениями $\sum (T_{\text{ва}} - T) > 0$ и первым значением $\sum (T_{\text{ва}} - T) < 0$;

7) определяется максимально возможная вертикальная протяженность облаков $h_2 - h_1$ (h_1 — уровень конденсации);

8) определяется вертикальная протяженность облаков аналогично предыдущему, путем вычисления значений $(T_{\text{ва}} - T) - 0,1N_1(T_{\text{ва}} - T)$ для $N_1 = 1$, $N_2 = 2$ и т. д. Суммированием величин, подобно тому, как это рассмотрено в операции 6, определяется вертикальная мощность облаков с учетом их количества.

Критическая минимальная мощность S_b , дающих осадки, на Европейской территории СССР около 2,2 км, в Закавказье около 3,2 км. По достижении критической мощности расчет прекращают.

Подобные расчеты позволяют оценить ожидаемое количество облаков, возможность выпадения ливневых осадков и возможность грозы (при грозах критическая минимальная мощность облаков S_b около 4,5 км, а температура на их верхней границе ниже -23°C).

3. Прогноз гроз по Уайтингу. Уайтинг предложил для прогноза гроз по утренним наблюдениям строить карту величины

$$K = (T_{850} - T_{500}) + [T_d 850 - (T - T_d)_{700}] \quad (15.32)$$

с проведением изолиний через 5 единиц.

При $K \leq 20$ грозы не ожидаются; при $20 < K < 35$ ожидаются отдельные грозы, число которых возрастает с увеличением K ; при $K \geq 35$ ожидаются многочисленные грозы.

Изолинии $K = \text{const}$ можно перемещать вдоль изогипс карт AT_{700} или AT_{500} .

Возникновению гроз благоприятствуют условия сходимости изогипс в слое 850—700 мбар.

4. Прогноз гроз по Фаусту. Фауст рекомендует по T_{850} и среднему значению $(T - T_d)_{850-500}$ с помощью специальной таблицы вычислять «температуру нулевого испарения» T_v , а затем индекс неустойчивости $\Delta T_{\text{неуст}} = T_v - T_{500}$.

К величине $\Delta T_{\text{неуст}}$ вводится поправка на кривизну изобар ($\delta T_1 > 0$ при циклонической кривизне и $\delta T_1 < 0$ при антициклонической). Учитывается сходимость (расходимость) воздушных течений в окрестностях рассматриваемого пункта (при сходимости $\delta T_2 > 0$, при расходимости $\delta T_2 < 0$). При введении поправок учитывается как исходная карта погоды (за 9 часов), так и будущая карта (через 24 часа).

Вычисленные в ряде пунктов значения $\Delta T_{\text{неуст}}$ наносятся на карту и проводятся изолинии $\Delta T_{\text{неуст}} = \text{const}$. Считается, что в зоне положительных значений $\Delta T_{\text{неуст}}$ следует ожидать ливневые осадки и грозы, а в области отрицательных значений $\Delta T_{\text{неуст}}$ их ожидать не следует.

Построены отдельные графики вероятности грозы в циклонах, барических ложбинах и у фронтов по величинам $\Delta T_{\text{неуст}}$ и $(T - T_d)_{1000}$, а также в антициклонах и барических гребнях по $\Delta T_{\text{неуст}}$ и $(T - T_d)_{1000} + (T - T_d)_{500}$.

5. Н. П. Фатеев для прогноза гроз предложил использовать критерий

$$A = T_{850} - T_{500} - (\Delta_{850} + \Delta_{700} + \Delta_{600} + \Delta_{500}), \quad (15.33)$$

где $\Delta = T - T_d$ на соответствующем уровне.

Гроза вероятна при $A \geq 0$. Успешность прогноза повышается при комплексном прогнозе с учетом перемещения изолиний A вдоль изогипс карты AT_{700} , близости линии атмосферного фронта и высоты оси струйного течения (при высоте менее 7 км гроза маловероятна независимо от других показателей).

6. Метод И. А. Славина. Метод основывается на известной неадиабатической модели конвекции с учетом условий возникновения гроз. По Славину, гроза возникает, если разность между температурами облачного воздуха и окружающего воздуха на уровне 500 мбар превышает некоторую критическую величину.

Охлаждение поднимающегося воздуха с учетом эффекта вовлечения рассчитывается по формуле (15.25), причем за середину слоя принимается уровень 700 мбар ($q_{a \text{ ср}} = q_{a 700}$, $q_{\text{ср}} = q_{700}$).

Для упрощения расчетов автором разработаны таблицы.

Операции проводят в следующей последовательности:

- 1) по значениям T_{850}^y и T_{850}^d по табл. 15.2 определяют $T_{a 500}$;
- 2) по значениям $T_{a 500}$ и T_{500}^y (температура воздуха на уровне 500 мбар) с помощью табл. 15.3 определяют показатель *грозовой неадиабатической неустойчивости* β . Если $\beta \leq 0$, дальнейшие операции не проводятся и гроза не прогнозируется;
- 3) если $\beta > 0$, по табл. 15.3 определяют величину

$$E = 2,5\epsilon \Delta p;$$

Таблица 15.3
Значения β (числитель) и E (знаменатель) как функций $T_{a 500}$ и T_{500}

$T_{a 500}$	T_{500}																
	-16	-17	-18	-19	-20	-21	-22	-23	-24	-25	-26	-27	-28	-29	-30	-31	-32
-20	—	-0,2	0,8 12,0	1,7 6,0	2,6 1,9	3,7 2,0	4,7 3,0	5,7 3,6	6,6 4,0	7,5 4,2	8,5 4,3	9,5 4,3	10,5 4,3	11,6 4,3	12,6 4,3	13,5 4,3	14,5 4,3
-19	-0,4	0,6 13,0	1,6 8,0	2,5 3,0	3,6 2,0	4,5 3,0	5,5 3,4	6,5 3,8	7,4 4,0	8,3 4,1	9,3 4,2	10,3 4,2	11,4 4,2	12,4 4,2	13,3 4,2	14,3 4,2	15,4 4,2
-18	0,4 16,0	1,3 10,0	2,3 4,0	3,3 2,0	4,3 2,6	5,3 3,2	6,3 3,6	7,2 3,8	8,1 4,0	9,0 4,0	10,0 4,0	11,2 4,0	12,2 4,0	13,0 4,0	14,1 4,0	15,2 4,0	16,0 4,0
-17	1,0 13,0	2,0 5,0	3,0 2,0	4,1 2,4	5,0 3,1	6,0 3,3	7,0 3,6	8,0 3,8	8,9 3,8	9,9 3,8	11,0 3,8	12,0 3,8	12,9 3,8	14,0 3,8	15,0 3,8	15,9 3,8	17,0 3,8
-16	1,8 7,0	2,8 2,0	3,9 2,0	4,8 3,0	5,9 3,3	6,8 3,4	7,6 3,6	8,6 3,6	9,6 3,6	10,6 3,6	11,7 3,6	12,6 3,6	13,7 3,6	14,7 3,6	15,6 3,6	16,7 3,6	17,6 3,6
-15	2,5 4,0	3,6 2,0	4,5 2,6	5,4 3,1	6,4 3,3	7,3 3,4	8,3 3,5	9,3 3,5	10,3 3,5	11,3 3,5	12,3 3,5	13,3 3,5	14,3 3,5	15,3 3,5	16,3 3,5	17,3 3,5	18,4 3,5
-14	3,0 2,0	4,1 2,2	5,0 2,9	6,0 3,2	7,0 3,0	7,9 3,3	9,0 3,3	9,9 3,3	11,0 3,3	12,0 3,3	13,0 3,3	14,0 3,3	15,0 3,3	15,8 3,3	16,9 3,3	17,9 3,3	19,0 3,3
-13	3,6 2,0	4,5 2,5	5,4 3,0	6,4 3,1	7,3 3,1	8,3 3,1	9,3 3,1	10,4 3,1	11,4 3,1	12,5 3,2	13,5 3,2	14,5 3,2	15,4 3,2	16,4 3,2	17,4 3,2	18,5 3,2	19,4 3,2
-12	4,0 2,0	5,0 2,5	5,8 2,7	6,8 2,9	7,8 3,0	8,9 3,0	10,0 3,0	11,0 3,0	12,0 3,0	13,0 3,0	14,0 3,0	15,0 3,0	15,9 3,0	16,9 3,0	17,9 3,0	18,9 3,0	19,7 3,0
-11	4,3 2,0	5,2 2,3	6,2 2,5	7,2 2,6	8,2 2,6	9,2 2,6	10,2 2,6	11,3 2,6	12,2 2,6	13,3 2,6	14,2 2,6	15,3 2,6	16,2 2,6	17,2 2,6	18,2 2,6	19,0 2,6	20,0 2,6
-10	4,6 2,0	5,6 2,1	6,6 2,2	7,6 2,3	8,6 2,3	9,7 2,3	10,7 2,3	11,7 2,3	12,7 2,3	13,7 2,3	14,8 2,3	15,7 2,3	16,6 2,3	17,4 2,3	18,3 2,3	19,0 2,3	—
-9	5,0 1,7	5,9 1,9	6,9 2,0	8,0 2,0	9,0 2,0	10,0 2,0	11,0 2,0	12,0 2,0	13,0 2,0	14,0 2,0	15,0 2,0	16,0 2,0	16,8 2,0	17,6 2,0	18,0 2,0	—	—

4) по значениям $T_{a\ 500}$ и T_{700}^y по табл. 15.4 определяют величину

$$D = \frac{q_{a\ 700} - q_{cp\ 700}}{1 + 0,18q_{a\ 700}};$$

5) вычисляют *грозовой индекс*

$$\varphi = \beta - ED. \quad (15.34)$$

Значения φ для соответствующей территории рассчитываются по значениям T и $T - T_d$ на утренних картах барической топографии (AT_{850} , AT_{700} и AT_{500}) и наносятся на карту AT_{500} . На этой карте проводятся демаркационные линии $\varphi = 0$. Эти линии со скоростью геострофического ветра переносятся вдоль изогипс с учетом заблаговременности прогноза, которая составляет 12—18 часов. В тех областях, где $\varphi > 0$, прогнозируются грозы, а в областях, где $\varphi < 0$, грозы не прогнозируются.

Метод рассчитан на равнинные районы Европы. Общая оправданность прогнозов 86%.

15.7. Прогноз града

Прогноз града тесно связан с прогнозом гроз и имеет большое значение. В ряде районов организованы противоградовые защитные мероприятия. Наиболее детально методика прогноза града разработана Н. И. Глушковой, которая рассматривает условия наиболее опасного роста градин во влажном режиме, когда часть воды не успевает полностью замерзнуть на градине, приобретающей грубчатое строение. В сухом режиме замерзания образуется преимущественно снежная крупа и снег.

На рис. 15.23 разграничены области образования крупы (или снега) и града в зависимости от соотношения максимальной скорости восходящего потока воздуха внутри облака и температуры на том же уровне.

Поскольку при падении градин частично происходит их таяние, то размеры выпадающих градин зависят не только от максимальной скорости восходящего потока в облаке, но и от высоты изотермы 0°C над поверхностью земли. Зависимость радиуса выпадающих градин от $W_{\text{макс}}$ и высоты изотермы 0°C представлена на рис. 15.24.

Так как крупные градины при падении не успевают растаять, при $W_{\text{макс}} > 30$ м/с радиус градин (в сантиметрах) можно непосредственно вычислять по формуле

$$R \leq 0,00144W_{\text{макс}}^2, \quad (15.35)$$

если $W_{\text{макс}}$ измерено в м/с.

Для расчета $W_{\text{макс}}$ Глушкова предложила следующую формулу:

$$W_{\text{макс}} = \sqrt{2Ac_p \Delta T_{\text{макс}} \eta}, \quad (15.36)$$

Таблица 15.4

Значения D как функции $T_{a 500}$ и T_{500}^{γ}

$T_{a 500}$	T_{500}^{γ}																
	-27	-26	-25	-24	-23	-22	-21	-20	-19	-18	-17	-16	-15	-14	-13	-12	-11
-20	2,20	2,16	2,13	2,10	2,06	2,01	1,96	1,90	1,86	1,80	1,73	1,66	1,58	1,51	1,43	1,34	1,24
-19	2,28	2,25	2,22	2,19	2,15	2,10	2,06	2,00	1,95	1,90	1,84	1,76	1,69	1,62	1,54	1,45	1,36
-18	2,38	2,34	2,31	2,28	2,24	2,20	2,15	2,10	2,05	2,00	1,93	1,87	1,80	1,72	1,65	1,57	1,48
-17	2,47	2,44	2,40	2,37	2,33	2,29	2,24	2,20	2,14	2,10	2,03	1,96	1,90	1,83	1,75	1,68	1,58
-16	2,55	2,52	2,50	2,47	2,43	2,38	2,33	2,29	2,24	2,19	2,13	2,06	2,00	1,93	1,86	1,79	1,68
-15	2,64	2,60	2,58	2,56	2,51	2,47	2,43	2,38	2,34	2,28	2,23	2,16	2,11	2,04	1,96	1,90	1,80
-14	2,72	2,70	2,66	2,64	2,60	2,56	2,52	2,48	2,43	2,38	2,32	2,25	2,20	2,14	2,06	2,00	1,90
-13	2,80	2,77	2,75	2,73	2,69	2,65	2,61	2,57	2,53	2,47	2,42	2,36	2,30	2,24	2,17	2,10	2,02
-12	2,88	2,86	2,84	2,80	2,77	2,74	2,69	2,65	2,60	2,56	2,50	2,45	2,40	2,34	2,27	2,20	2,10
-11	2,96	2,94	2,92	2,89	2,85	2,82	2,78	2,75	2,70	2,65	2,60	2,55	2,50	2,43	2,37	2,32	2,22
-10	3,04	3,02	3,00	2,97	2,93	2,90	2,86	2,83	2,78	2,74	2,70	2,64	2,59	2,52	2,47	2,42	2,33
-9	3,12	3,10	3,07	3,05	3,02	2,99	2,95	2,92	2,86	2,84	2,79	2,74	2,68	2,62	2,57	2,51	2,43

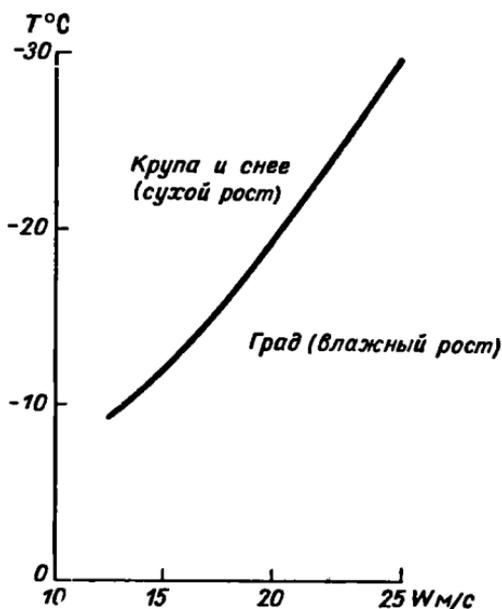


Рис. 15.23. Зависимость фазового состояния осадков в облаке от максимальной скорости восходящего потока и температуры на уровне максимальной скорости.

где A — механический эквивалент тепла; $\Delta T_{\text{макс}}$ — максимальное отклонение температуры на кривой состояния от температуры на кривой стратификации на том же уровне; η — коэффициент, определяемый по формуле

$$\eta = \frac{T_{h_1} - T_{h_2}}{T_{h_1}} \lg \frac{p_{h_1}}{p_{h_2}}.$$

Здесь T_{h_1} — температура на уровне конденсации; T_{h_2} — температура на верхней границе слоя, где $\Delta T = \Delta T_{\text{макс}}$ и $W_k = W_{\text{макс}}$; p_{h_1} — давление на уровне конденсации; p_{h_2} — давление на уровне, где $W_k = W_{\text{макс}}$. Расчеты по (15.36) упрощаются, если учесть, что $A_{c_p} \approx 1$.

Для более точного расчета следует учитывать вовлечение окружающего, относительно сухого воздуха в развивающееся кучевое облако. Однако при средней относительной влажности в слое 850—500 мбар $f > 60\%$ эффект вовлечения мало влияет на вычисление $W_{\text{макс}}$. Если $f < 60\%$, то в формуле (15.36) вместо $\Delta T_{\text{макс}}$ следует вычислять $\Delta T_{\text{макс}}$, т. е. максимальное отклонение температуры на кривой стратификации от температуры на кривой состояния с учетом поправки на эффект вовлечения сухого воздуха.

Выпадение града происходит при определенных синоптиче-

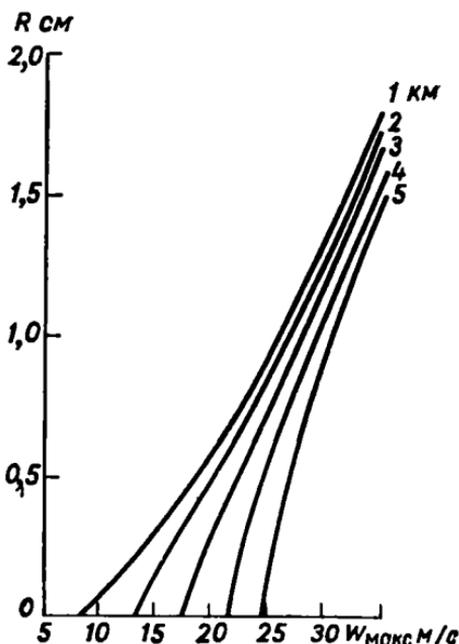


Рис. 15.24. Конечный размер града в зависимости от высоты изотермы 0°C при различных максимальных скоростях ведущего потока.

ских процессах. Для Северного Кавказа Глушкова установила пять типовых процессов, при которых наиболее вероятно выпадение града. Для ряда других районов также выделены процессы, благоприятные для выпадения града.

Таким образом, прогноз града осуществляется по следующей схеме:

1) анализируется синоптическое положение и выявляется общая возможность выпадения града;

2) вычисляются значения $W_{\text{макс}}$;

3) по рис. 15.23 уточняется возможность образования града;

4) по рис. 15.24 определяется возможный размер градin.

По данным зондирования в 03 часа с учетом дневного прогрева воздуха в приземном слое можно составить прогноз с заблаговременностью 10—15 часов. При большой скорости ветра в нижней тропосфере и при значительных адвективных изменениях температуры и влажности рекомендуется строить прогностическую кривую стратификации на момент начала развития конвекции.

Вопросы и задания к главе 15

1. Какие процессы приводят к образованию низкой облачности?
2. Какие методы используются для прогноза низкой облачности?
На чем они основываются?
3. Опишите методику прогноза фронтальной неконвективной облачности.
4. На чем основаны расчетные методы прогноза неконвективной облачности?
5. Опишите метод прогноза обложных осадков по Л. Г. Качурину, по Н. В. Лебедевой.
6. Как можно рассчитать интенсивность обложных осадков?
7. В чем сущность расчета обложных осадков по неадвективным изменениям температуры?
8. Опишите метод прогноза конвективной облачности по М. Г. Приходько.
9. На чем основывается прогноз нижней границы конвективной облачности?
10. На чем основывается прогноз верхней границы конвективной облачности?
11. В чем сущность эффекта вовлечения?
12. Опишите условия, благоприятные для возникновения ливневых осадков и гроз.
13. На чем основывается метод прогноза ливневых осадков и гроз, предложенный Н. В. Лебедевой?
14. Изложите основы прогноза ливневых осадков и гроз с помощью метода слоя.
15. Какова методика прогноза гроз по Уайтингу, Фаусту, Н. П. Фатееву?
16. Изложите методику прогноза гроз по И. А. Славину.
17. Изложите основы методики прогноза града.

ПРОГНОЗ ТУМАНОВ И ВИДИМОСТИ

16.1. Классификация туманов

Напомним, что *туманом* называется помутнение воздуха в приземном слое, вызванное взвешенными в нем каплями воды, ледяными кристаллами или их смесью, при горизонтальной видимости менее 1 км хотя бы в одном направлении.

Типы туманов. В зависимости от синоптических условий образования выделяют два типа туманов: *внутримассовые* и *фронтальные*.

В зависимости от основных физических процессов образования туманы можно классифицировать следующим образом.

1. Туманы охлаждения:
 - 1) *радиационные* — поземные, низкие и высокие;
 - 2) *адвективные* — адвекция теплой воздушной массы, снижение облаков и перемещение туманной массы;
 - 3) *адвективно-радиационные*;
 - 4) *орографические* (горных склонов, адиабатические).
2. Туманы испарения:
 - 5) *испарения (парения) водоемов* — испарения (парения) арктических морей, осенние (зимние) испарения (парения) рек, озер, внутренних морей, а также испарения капель теплого дождя в холодном приземном слое;
 - 6) *смешения* (береговые);
 - 7) *водяная пыль* (водопадов, морского прибоя и т. п.).
3. Туманы, связанные с деятельностью человека:
 - 8) *городские*;
 - 9) *морозные* (поселковые печные, аэродромные);
 - 10) *искусственные*.

Наибольшее значение имеют туманы охлаждения. Часто различные физические процессы действуют одновременно и разделить их не представляется возможным. Поэтому приведенная классификация (по А. С. Звереву), как и любая классификация природных явлений, имеет условное значение. Например, при адвективном охлаждении теплой воздушной массы ночью одновременно действует радиационное охлаждение, которое особенно велико при прояснениях. В связи

с этим выделен тип адвективно-радиационных туманов, возникающих при адвекции теплой воздушной массы, когда решающее влияние на образование тумана оказывает ночное радиационное охлаждение.

Видимость в тумане. Дальность видимости в тумане зависит от размеров взвешенных частиц и их числа в единице объема, т. е. от *водности тумана*,

$$L = 2,3 \cdot 10^4 \frac{r}{\delta m} \text{ м}, \quad (16.1)$$

где r — радиус капель (см), δm — водность тумана, т. е. количество сконденсированной воды (г/м^3).

На рис. 16.1 представлена зависимость видимости в тумане от его водности и зависимость водности тумана от его температуры.

В сформировавшемся тумане преобладают капельки с $r = 10^{-3} \div 1,5 \cdot 10^{-3}$ см. При конденсации водяного пара точка росы понижается. Поэтому косвенно об ожидаемой водности тумана можно судить по изменению T_d с 18—19 часов до наступления $T_{\text{мин}}$, т. е. по значению

$$\delta T_d = T_d - T_{\text{мин}} \quad (16.2)$$

Таким образом, представляется возможность связать ожидаемую наименьшую видимость в тумане с предсказанным значением δT_d (рис. 16.2).

Действительная видимость в тумане может отличаться от вычисленной по диаграмме (рис. 16.2). Помимо неточностей в измерении T_d и прогнозе δT_d , отклонения в сторону большей видимости часто связаны с тем, что понижение T_d может быть обусловлено не только образованием тумана, но и выпадением росы (иней), сублимацией водяного пара на снежном покрове, турбулентным обменом с вышележащими слоями воздуха. Если туман образуется при низкой температуре (ниже -20°C), то ввиду малой начальной удельной влажности водность тумана вообще не может быть велика, чем и объясняется резкое преобладание при низких температурах дымки и слабого тумана.

С другой стороны, отклонение в сторону меньшей видимости возможно тогда, когда имеются местные источники увлажнения воздушной массы (выпадение теплого дождя вечером, поступление в атмосферу продуктов сгорания топлива). Поэтому на основе местного опыта прогностической работы должны вноситься соответствующие коррективы в прогноз видимости в туманах.

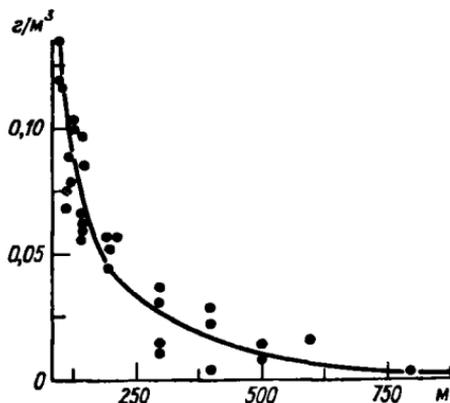


Рис. 16.1. Зависимость видимости от водности тумана.

Минимальная видимость в тумане отмечается в часы, когда $T = T_{\text{мин}}$ — в теплое полугодие около восхода солнца, а в холодное полугодие при снежном покрове чаще через 1—2 часа после восхода солнца. Нарушения этого правила могут быть обусловлены изменениями режима ветра или адвективными изменениями температуры.

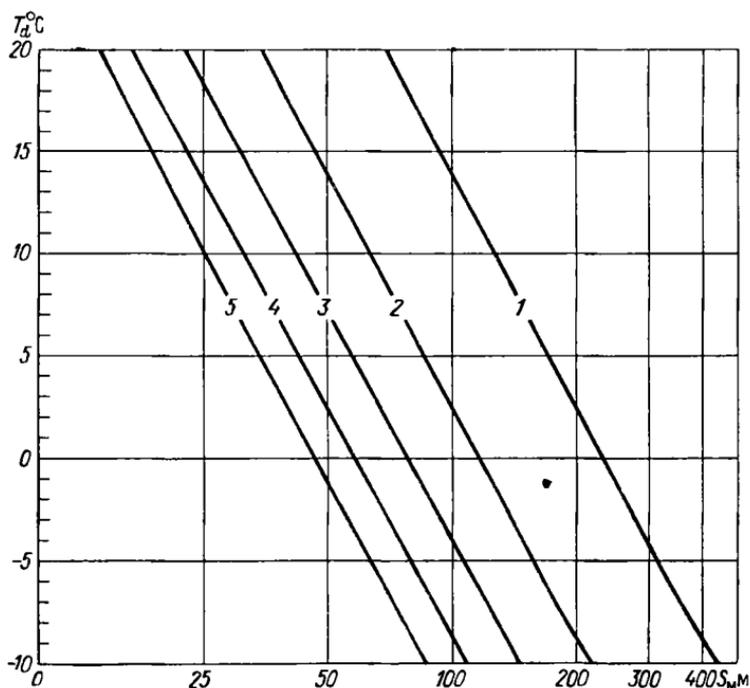


Рис. 16.2. Диаграмма для определения минимальной видимости в тумане S_M по значениям T_d и ΔT_d (наклонные прямые).

Видимость в туманах испарения тем меньше, чем больше положительная разность температур вода — воздух.

16.2. Прогноз радиационного тумана

Основной причиной радиационного тумана является ночное понижение температуры в приземном слое ниже начального значения точки росы, обусловленное радиационным охлаждением подстилающей поверхности.

Наиболее благоприятные условия для образования радиационного тумана следующие:

- 1) ясная погода или небольшая облачность ночью;
- 2) слабый ветер (не более 3—4 м/с);
- 3) малый начальный дефицит точки росы, большая относительная влажность вечером (более 60%), увлажнение воздуха вечером в связи с выпадением дождя;

4) сухая поверхность почвы (малая теплопроводность для потока тепла, направленного из глубины почвы к поверхности);

5) инверсионное распределение температуры при малом дефиците точки росы в слое до 50—300 м от поверхности земли;

6) вогнутая поверхность рельефа, обеспечивающая накопление холодного воздуха в низине.

При штиле охлаждение не распространяется высоко, выпадает роса (иней) и туман не образуется или образуется только поземный туман в слое высотой несколько метров. При сильном ветре перемешивается очень мощный слой воздуха, каждая частица воздуха на протяжении ночи охлаждается мало и туман не образуется.

При прогнозе радиационного тумана в идеальном случае необходимо ответить на вопросы:

- 1) будет ли туман и когда он возникнет;
- 2) какая минимальная видимость ожидается в тумане;
- 3) какова будет вертикальная протяженность слоя тумана;
- 4) какова будет горизонтальная протяженность тумана;
- 5) когда туман рассеется.

К сожалению, современные методы прогноза тумана не позволяют дать достаточно полные ответы на все эти вопросы.

Чтобы выяснить, будет ли туман, необходимо определить температуру начала образования тумана T_T в данной воздушной массе и предсказать минимальную температуру воздуха в приземном слое T_{\min} . При $T_T > T_{\min}$ туман возможен, при $T_T < T_{\min}$ туман маловероятен.

Предварительный прогноз тумана составляется в тот же срок, когда составляется общий прогноз погоды на сутки. В дальнейшем вносятся уточнения на основании слепополуденных наблюдений, например в 15 и 18 часов. Туман предсказывается тогда, когда имеются перечисленные выше благоприятные условия для его образования или когда туман уже наблюдался в данной воздушной массе (при сохранении свойств воздушной массы на следующие сутки).

Прогноз T_T осуществляется по начальному значению точки росы T_d , уменьшенному на возможное понижение точки росы δT_d до начала образования тумана и на добавочное охлаждение $\delta T'_t$, необходимое для образования тумана такой влажности, чтобы видимость была менее 1 км, т. е. необходимо найти

$$T_T = T_d - \delta T_d - \delta T'_t. \quad (16.3)$$

При положительных температурах, когда насыщающая удельная влажность велика, для образования тумана достаточно охлаждения воздуха $\delta T'_t$ на десятые доли градуса ниже значения T_d в момент насыщения. Если учесть, что станционные наблюдения показывают образование тумана в интервале положительных температур при относительной влажности 95—100%, то величиной $\delta T'_t$ в этом интервале можно пренебречь, поскольку она находится в пределах 0—1° С.

При отрицательных температурах в связи с уменьшением насыщающей удельной влажности $\delta T'_T$ возрастает, достигая при температуре -30°C значения около 3°C , а при температуре -50°C значения около 6°C . Однако во всех случаях значения $\delta T'_T$ определяются недостаточно точно, поскольку видимость в тумане зависит не только от его водности, но и от размеров частиц. Еще менее точно определяется величина δT_d , поскольку факторы, влияющие на изме-

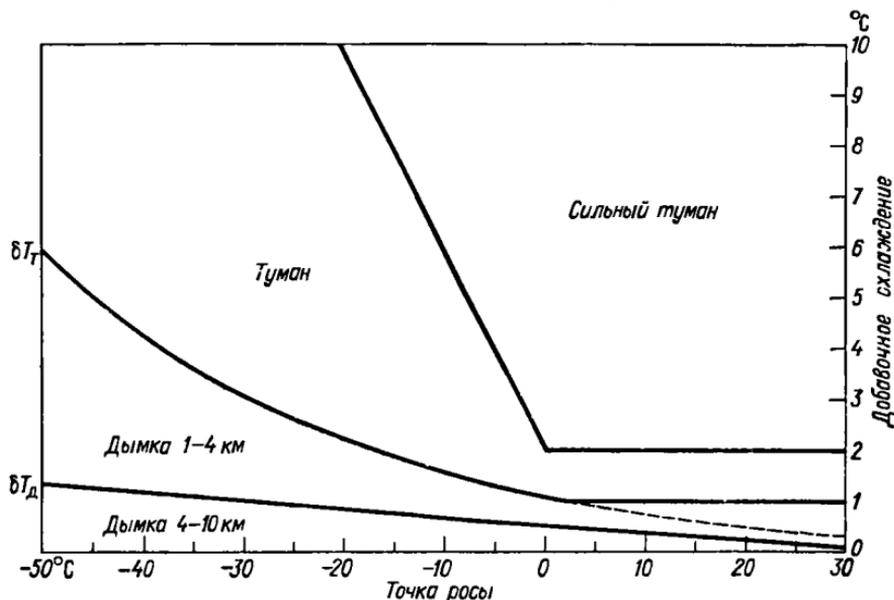


Рис. 16.3. График для вычисления температуры образования тумана.

нения точки росы в ту или другую сторону, обычно количественно не могут быть оценены. Поэтому целесообразно находить эмпирические значения величины

$$\delta T_T = \delta T_d + \delta T'_T \quad (16.4)$$

путем сопоставления значений T_d в исходный срок наблюдения и в момент образования тумана. При этом можно детализировать получение средних значений δT_T в зависимости от начальных значений T или T_d в исходный срок, состояния почвы, скорости ветра, вертикального градиента T_d или $(T - T_d)$ и т. п. При эмпирическом определении δT_T косвенно учитываются и другие местные особенности пункта.

По наблюдениям в ряде пунктов в 18 часов получена следующая зависимость δT_T от T_d :

$$\begin{array}{l} T_d^\circ\text{C} \dots \geq 0 \quad -1, \quad -30 < -30 \\ \delta T_T^\circ\text{C} \dots 1-2 \quad 1,5-3 \quad 3-5 \end{array}$$

На рис. 16.3 приведен обобщенный график (по А. С. Звереву) для определения δT_T в умеренных широтах Советского Союза по

значению T_d в 18 часов. Подобные графики целесообразно строить по данным местных наблюдений для различных исходных сроков.

Вычислив

$$T_T = T_d - \delta T_T, \quad (16.5)$$

по неравенству $T_T > T_{\text{мин}}$ определяем возможность возникновения тумана. Способы прогноза $T_{\text{мин}}$ были рассмотрены в гл. 13.

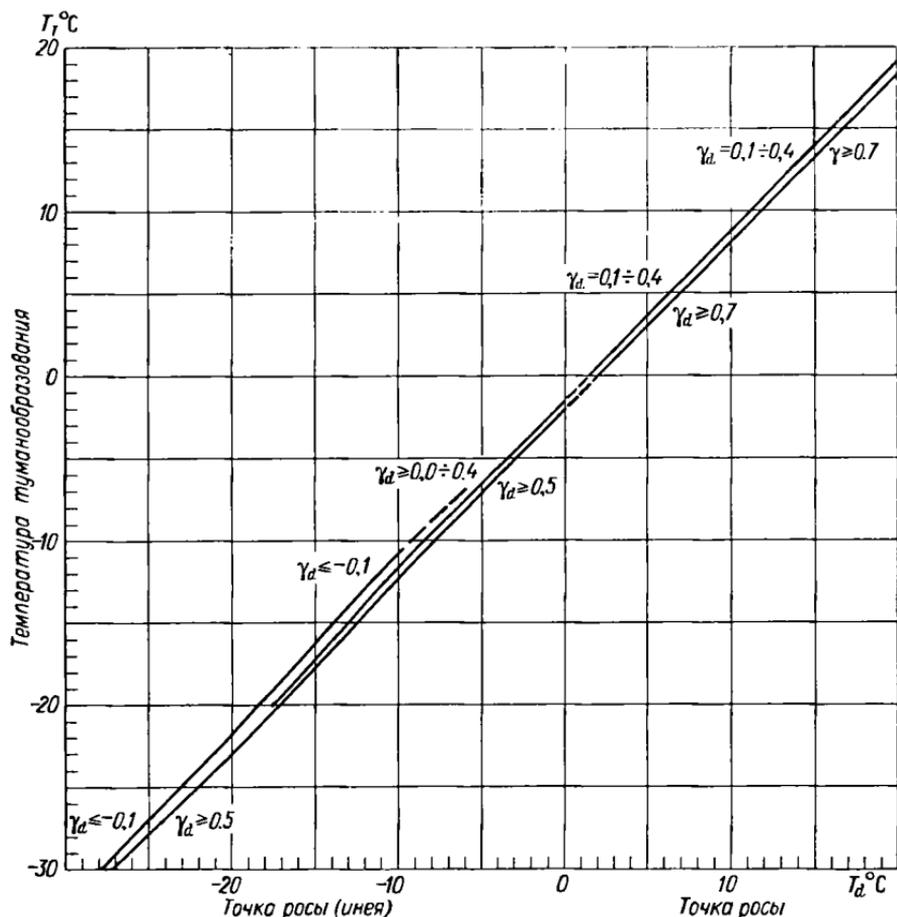


Рис. 16.4. График для определения температуры образования тумана с учетом вертикального градиента точки росы γ_d ($^{\circ}\text{C}$).

На рис. 16.4 приведен уточненный график Н. В. Петренко для определения T_T с учетом γ_d — вертикального градиента T_d в слое 0—300 м. В большинстве случаев значение уточнения не выходит за пределы 1°C .

Поскольку ночное понижение температуры зависит от $(T - T_d)$, можно построить график для прогноза вероятности тумана при ясной тихой погоде по значениям T и $(T - T_d)$.

Время возникновения тумана может быть предсказано путем экстраполяции ночного понижения температуры. Момент времени, когда экстраполированное значение $T = T_{\tau}$, и будет соответствовать началу образования тумана. Для этой же цели служит график Зверева, представленный на рис. 16.5.

На горизонтальной шкале графика отложено отношение

$$\frac{T - T_{\tau}}{T - T_{\text{мин}}} = \frac{\Delta T_{\tau}}{\Delta T_{\text{н}}}, \quad (16.6)$$

где ΔT_{τ} — ожидаемое понижение температуры от исходного срока до образования тумана, а $\Delta T_{\text{н}}$ — ожидаемое понижение температуры от исходного срока до наступления ночного минимума температуры.

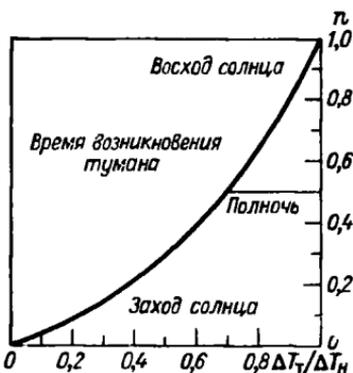


Рис. 16.5. График для прогноза времени образования тумана.

На рис. 16.6 приведены характеристики этих величин для некоторых пунктов Украины, по И. В. Кошеленко.

После того как туман образовался, дальнейшее понижение температуры должно приводить к возрастанию влажности тумана и ухудшению видимости.

Диаграмма на рис. 16.2 позволяет предсказать минимальную видимость в тумане по значению T_d в 18—19 часов и ожидаемому изменению точки росы до наступления $T_{\text{мин}}$. Такого рода расчеты не отличаются большой точностью ввиду трудности учета вертикального переноса влаги. Во всяком случае, опыт показывает, что минимальная видимость в тумане наблюдается в период времени, близкий к восходу солнца (иногда 1—3 часа спустя); она пропорциональна продолжительности существования радиационного тумана. Соответствующие данные для района Москвы приведены на рис. 16.7.

Толщина слоя радиационного тумана зависит от продолжительности его существования и вертикального перемешивания в приземном слое, т. е. от скорости ветра и величины γ в этом слое.

На вертикальной шкале отложена доля ночи n в момент образования тумана (при заходе солнца $n = 0$, в полночь $n = 0,5$, при восходе солнца $n = 1$).

Чем меньше значение $\frac{\Delta T_{\tau}}{\Delta T_{\text{н}}}$, тем ближе ко времени захода солнца возможно образование тумана. При $\frac{\Delta T_{\tau}}{\Delta T_{\text{н}}} = 1$ туман может образоваться лишь во время, близкое к восходу солнца.

Видимость в тумане в основном зависит от его влажности, которая в свою очередь является функцией температу-

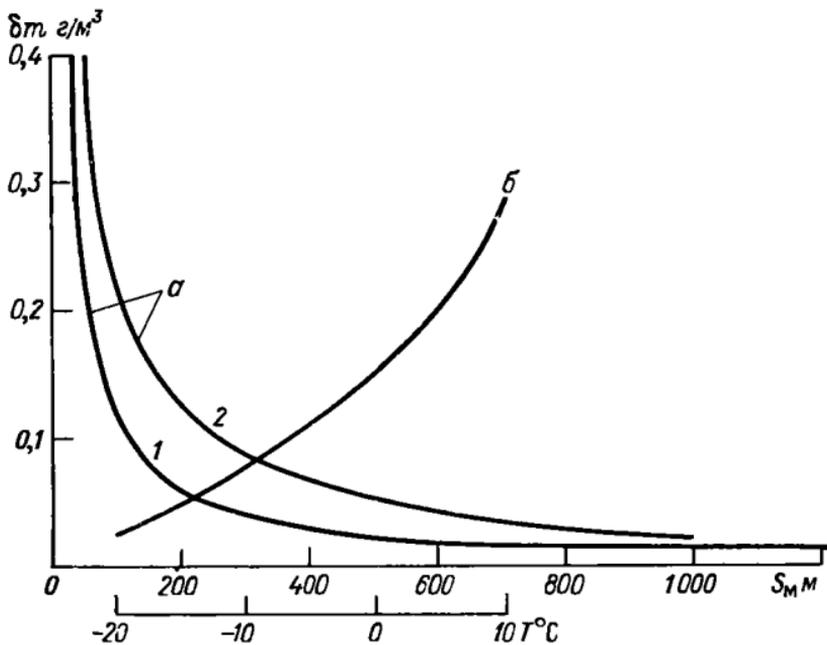


Рис. 16.6. Зависимость видимости в тумане S_M от водности δt (а) по экспериментальным данным (1) и по данным вычислений (2) и зависимость водности от температуры воздуха (б).

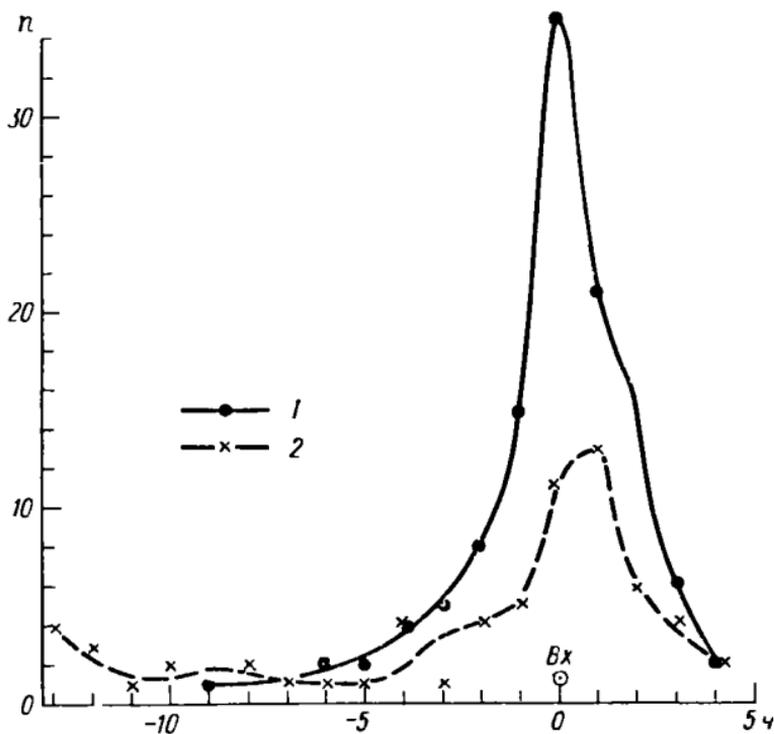


Рис. 16.7. Повторяемость n (число случаев) минимальной видимости в радиационном тумане по отношению ко времени восхода солнца. 1 - туман над открытой почвой, 2 - туман над снежным покровом.

Условно по высоте верхней границы h_2 можно различать четыре вида туманов: 1) поземные ($h_2 < 2$ м), 2) низкие ($h_2 = 2 \div 10$ м), 3) средние ($h_2 = 10 \div 100$ м) и 4) высокие ($h_2 > 100$ м).

Летом преобладают поземные, низкие и средние туманы, а зимой — высокие туманы.

В момент рассеяния туман приподнимается.

Верхнюю границу поземных туманов, образовавшихся в низинах, можно наблюдать с небольших возвышенностей. Верхнюю границу низких и даже средних туманов можно наблюдать с вышки. Вертикальная протяженность высоких туманов может быть определена лишь с привязного аэростата или при полете над слоем тумана. Положение верхней границы туманов еще недостаточно изучено. Также недостаточно изучена и *горизонтальная протяженность туманов*, которая прямо пропорциональна толщине слоя тумана. Наименьшую горизонтальную протяженность имеют поземные туманы, наибольшую — высокие туманы, которые иногда распространяются на сотни километров.

Сделаны попытки определения вертикальной протяженности туманов по эффективному излучению ночью и по рассеянной радиации после восхода солнца.

Прогноз времени рассеяния радиационного тумана дается с учетом известной или предполагаемой его вертикальной и горизонтальной протяженности, а также широты места и сезона.

Летом быстрый прогрев подстилающей поверхности обычно обеспечивает рассеяние радиационного тумана через 1—2 часа после восхода солнца.

Осенью туман может сохраняться в течение 3—5 часов после восхода солнца.

Зимой над снежным покровом дневной прогрев вообще невелик и возникший туман иногда может сохраняться в течение всего дня, если не произойдет значительного изменения синоптических условий в районе (смещение барических систем, значительное усиление ветра).

При изменении синоптических условий (усиление ветра, продвижение облачности, выпадение осадков и т. п.) радиационный туман может рассеяться в любой час ночи.

В целях прогноза времени рассеяния тумана иногда экстраполируют повышение температуры в утренние часы с учетом предыдущего хода температуры и типичного суточного хода температуры в данном районе. Рассеяния тумана можно ожидать тогда, когда температура воздуха в приземном слое повысится до ее значения в момент образования тумана. Обычно температура рассеяния $T_p < T_T$.

Целесообразно для каждого интересующего пункта рассмотреть возможность установления эмпирических связей между характеристиками тумана и временем его рассеяния для каждого сезона в отдельности с учетом синоптических условий образования тумана.

Наиболее часто рассматриваются связи вида:

$$T_p = T_T + (\delta T_p)_1, \quad (16.7)$$

$$T_p = (T_d)_{18} + (\delta T_p)_2, \quad (16.8)$$

$$T_p = T_{\text{восх}} + (\delta T_p)_3, \quad (16.9)$$

где $(T_d)_{18}$ — температура точки росы в 18 часов (или в момент захода солнца); $T_{\text{восх}}$ — температура воздуха в момент восхода солнца.

Например, в районе г. Сумы, по данным В. Ф. Князькова, величина (δT_p) принимала следующие значения: $(\delta T_p)_1 = -1^\circ\text{C}$ при $T_T = 20 \div 11^\circ\text{C}$; $(\delta T_p)_2 = -2^\circ\text{C}$ при $T_T = +10^\circ\text{C} \div (-10^\circ\text{C})$ и т. д.

Для Новосибирска было получено

$$T_p = T_{\text{восх}} + k [(T_d)_{18} + (T_d)_{t_T-6} - 2T_T],$$

где $(T_d)_{t_T-6}$ — температура точки росы за 6 часов до появления тумана; $k = 1$, если $(T_d)_{\text{зах}} < (T_d)_{t_T-6}$, и $k = 0,5$, если $(T_d)_{\text{зах}} > (T_d)_{t_T-6}$.

При рассеянии тумана часто образуются облака St fr., которые летом обычно быстро исчезают, а осенью могут длительное время закрывать все небо.

В ряде случаев, особенно в пересеченной местности, в период рассеяния тумана наблюдаются *волны тумана* — кратковременные появления тумана в пункте наблюдения после его первоначального рассеяния. Этот процесс связан с утренним усилением ветра и перемещением туманной массы как целого. Туман, перемещаясь из болотистой низины, где он находился ночью, после восхода солнца может появиться и в пунктах, где его ночью не было.

В различных пунктах СССР получены местные зависимости как для вычисления величины δT_T , так и для прогноза $T_{\text{мин}}$ и внесены те или иные усовершенствования в методику расчета. Так, например, А. И. Неушкин для расчета T_T в Ташкенте дифференцировал шкалы в зависимости от скорости ветра (1—2, 3—5 и 5 м с).

В США применялся график Джорджа и Бредли для прогноза тумана при ночных прояснениях после облачной погоды днем (рис. 16.8). График позволяет определять время возникновения тумана после захода солнца в зависимости от суммы $(S + D)$, где

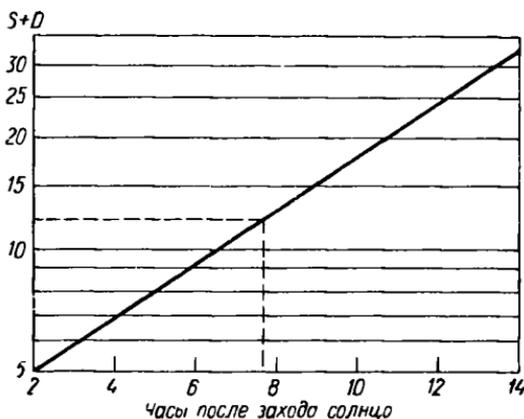


Рис. 16.8. График для прогноза времени возникновения тумана ясной ночью после облачной погоды днем.

S — число часов солнечного сияния днем, а $D = (T - T_d)_{\text{зах}}$ — дефицит точки росы во время захода солнца. В СССР этот график недостаточно испытан.

16.3. Прогноз адвективного тумана и других видов туманов охлаждения

Адвективный туман. Образование адвективного тумана связано с охлаждением относительно теплой и влажной воздушной массы в процессе ее перемещения на более холодную подстилающую поверхность. Одновременно образуются облака St или Sc , так что туман часто является результатом снижения этих облаков.

Однако нельзя полностью отождествлять процессы образования адвективных туманов и снижения облаков типа St . Вблизи поверхности земли охлаждение воздушной массы идет наиболее интенсивно, и нередко при четко обозначенной нижней границе St или Sc одновременно наблюдается туман в приземном слое, а при полете можно обнаружить прослойку с более хорошей видимостью между слоем тумана и нижней границей облаков.

В других случаях, например в пересеченной местности, снижение облаков над возвышенностями иногда вызывает локальные *туманы снижения облаков*, которые при резких колебаниях высоты облаков могут то появляться, то исчезать. Такие туманы могут распространяться и в низины при дальнейшем общем снижении облаков.

К адвективным туманам можно отнести и туманы, связанные с горизонтальным переносом туманной массы (*туманы смещения*).

Туман переносится туда, где скорость ветра не больше, чем в очаге его формирования.

Уже упоминалось о волнах тумана, иногда наблюдающихся при рассеянии радиационных туманов. Большие смещения туманов наблюдаются над морями, где высокая влажность воздуха в приводном слое и малые изменения температуры поверхности воды способствуют длительному сохранению тумана при его перемещении.

В какой-то мере это относится и к фронтальным туманам. Однако здесь не только перемещается туманная масса, но и продолжается действие механизма, вызывающего образование тумана (увлажнение воздуха выпадающими осадками, понижение температуры, снижение облаков и т. п.).

Адвективные туманы могут наблюдаться в любое время суток, хотя обычно они усиливаются ночью в связи с добавочным радиационным охлаждением воздуха в приземном слое. Наиболее часто адвективные туманы возникают поздней осенью в прибрежных районах суши. К этому времени поверхность суши уже достаточно охлаждена, тогда как с моря могут поступать еще очень теплые и влажные воздушные массы.

Если для радиационных туманов наиболее благоприятные условия создаются в центральных частях антициклонов и вдоль осей барических гребней, то для адвективных туманов наиболее благоприятны теплые секторы циклонов и прилегающие к ним окраины антициклонов.

Скорости ветра более 6 м/с неблагоприятны для образования адвективных туманов, хотя в отдельных случаях адвективные ту-

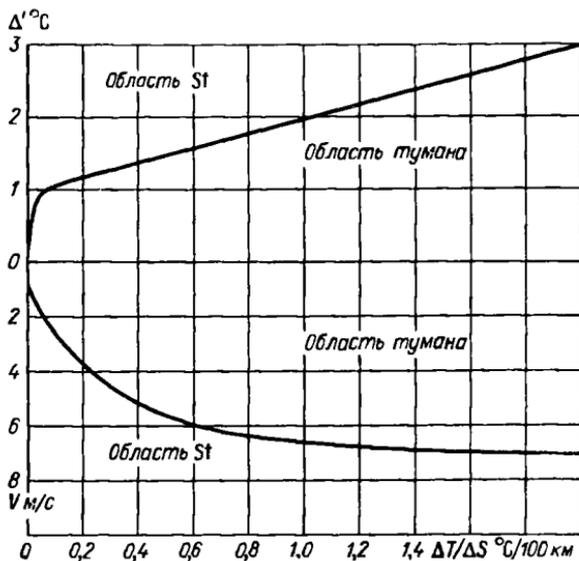


Рис. 16.9. Комплексный график для прогноза адвективного тумана по горизонтальному градиенту температуры $\frac{\Delta T}{\Delta S}$ вдоль девятичасовой траектории частицы воздуха, дефициту точки росы Δ' в начале этой траектории и ожидаемой скорости ветра в пункте прогноза.

маны (главным образом снижения облаков и смещения туманов с моря на берег) наблюдаются и при скоростях ветра более 15 м/с.

При прогнозе адвективного тумана учитываются: 1) перемещения имеющихся областей тумана, если сохраняются условия образования или по крайней мере существования возникшего тумана; 2) адвективные изменения температуры и точки росы в приземном слое; 3) возможность снижения облаков.

На рис. 16.9 приведен график Петренко для прогноза адвективных туманов в зависимости от составляющей горизонтального градиента температуры $\frac{\Delta T}{\Delta S}$ вдоль пути перемещения воздушной частицы в исходный срок и ожидаемой скорости ветра в пункте про-

гноза (на уровне флюгера) для аэропорта Шереметьево. Траектории частиц строятся на 9 часов от срока исходной карты, что обеспечивает заблаговременность прогноза тумана около 6 часов.

В начальной точке траектории снимаются значения температуры T' и дефицит точки росы Δ' . Затем вычисляется $\frac{\Delta T}{\Delta S}$ по формуле

$$\frac{\Delta T}{\Delta S} = \frac{T' - T}{\Delta S},$$

где T — температура воздуха на станции в момент наблюдения, ΔS — расстояние между начальной и конечной точками траектории.

По $\frac{\Delta T}{\Delta S}$ и Δ' в верхней части рис. 16.9 определяется возможность образования адвективного тумана через 9 часов.

Если точка, соответствующая значениям этих параметров, попадает в область тумана, тогда от нее надо опуститься по вертикали до пересечения с изотой (горизонтальные линии), соответствующей ожидаемой через 9 часов скорости ветра V в пункте прогноза. Туман прогнозируется, если точка пересечения на графике попадет в область тумана.

Подобные графики рекомендуется строить для каждого географического района. Детализация возможна путем учета направления траектории частицы и свойств подстилающей поверхности (особенно границы снежного покрова). Например, согласно исследованию Е. П. Драневич, в Ленинградской области адвективные туманы образуются лишь при перемещении теплых воздушных масс с юга, юго-запада и запада при положительной адвекции удельной влажности. При северо-западных траекториях даже в очень теплых воздушных массах туман не возникает. Причина заключается в большой неустойчивости таких воздушных масс и потере ими части влаги при переваливании через Скандинавские горы. За 12 часов до образования тумана в большинстве случаев $(T'_d - T_d) \geq 0$.

Вблизи берега моря образование адвективного тумана тесно связано с разностью температур вода — суша. На рис. 16.10 представлен график Л. А. Ключниковой для прогноза адвективных туманов в прибрежной зоне шириной 25—100 км.

Помимо местного уточнения графика, целесообразно дополнительно рассмотреть влияние на образование тумана скорости ветра в прибрежной зоне и устойчивости поступающей воздушной массы.

Над открытым морем адвективный туман образуется в любое время года при смещении воздушной массы с теплой поверхности моря на холодную. Чем больше горизонтальный градиент температуры поверхности воды вдоль траектории воздушной массы, тем благоприятнее условия для образования тумана. Именно с большими градиентами температуры связаны частые туманы в районах островов Ньюфаундленд, Медвежий и в ряде других районов моря.

Летом образование адвективных туманов может быть связано с перемещением очень теплого воздуха с суши на относительно холодную поверхность моря, например через север Европейской территории СССР на Баренцево и Карское моря.

На побережьях дальневосточных морей летом часто наблюдается вынос морского адвективного тумана ночью в глубь материка на расстояние нескольких километров от берега. Такие туманы характерны, например, для районов Владивостока, Магадана, Южно-Сахалинска.

Как уже отмечалось, возникший над морем туман может перемещаться на значительные расстояния от места непосредственного возникновения.

При прогнозе адвективных туманов необходимо следить за изменениями высоты облаков, особенно вблизи линии фронта.

Для теплых фронтов и теплых фронтов окклюзии туман характерен

при слабых ветрах (медленное перемещение фронта) и выпадении лишь слабых осадков (особенно мороси). Крупнокапельный дождь или интенсивный снег редко сопровождается туманом, наоборот, они способствуют рассеиванию тумана в приземном слое, так как коагуляция капель и пере конденсация пара (перенос пара с мелких капель на крупные) приводят к уменьшению числа мелких капель. С другой стороны, испарение капель увлажняет приземный слой воздуха, что благоприятствует образованию фронтальной разновидности тумана испарений, рассматриваемой ниже.

Прогноз рассеяния адвективных туманов дается тогда, когда ожидается прекращение действия факторов, благоприятствующих его образованию или сохранению, и появляются факторы противоположного действия:

1) исчезновение теплого сектора циклона в процессе его окклюдирования;

2) прекращение адвекции тепла в связи с изменением направления ветра или при достижении воздушной массой температуры равновесия;

3) понижение точки росы в связи с конденсацией (сублимацией) водяного пара в приземном слое. Особенно значительное осаднение

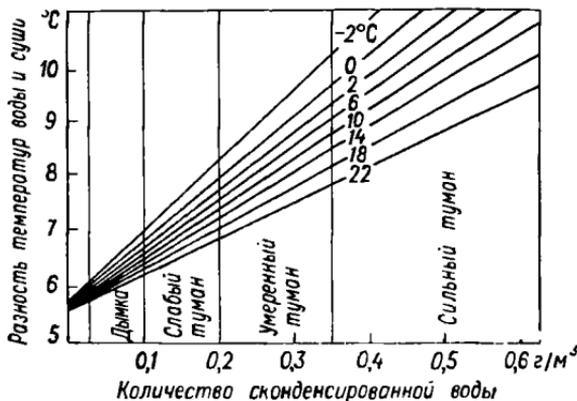


Рис. 16.10. Диаграмма для прогноза адвективного тумана в береговой зоне.

Наклонные линии — изолинии температуры воды.

влаги происходит на снежном покрове при температурах, отличающихся от 0°C . В связи с этим над снежным покровом резко уменьшается вероятность адвективного тумана, если уменьшение водяного пара не восполняется положительной адвекцией удельной влажности;

4) увеличение в пограничном слое γ при понижении удельной влажности с высотой и возрастании вертикального турбулентного обмена, значительное усиление ветра;

5) переход тумана в морось или выпадение интенсивных осадков, что, как отмечено выше, способствует рассеянию тумана.

Адвективно-радиационный туман. К адвективно-радиационным туманам относятся такие туманы, в образовании которых играют роль как адвективные, так и радиационные факторы. Обычно адвекция тепла и положительная адвекция удельной влажности, приводящие к уменьшению дефицита точки росы, наблюдаются еще днем, но образование такого тумана связано непосредственно с ночным полным или неполным прояснением.

Прогноз осуществляется по схеме прогноза радиационных туманов с дополнительным учетом влияния адвекции.

Орографический туман (туман горных склонов). В образовании таких туманов большое значение имеет адиабатическое охлаждение влажного воздуха, поднимающегося вдоль склона горы. Одновременно происходит теплообмен воздуха с поверхностью склона. Из долины такой туман виден как облако, окутывающее склон горы. Если поднимающаяся воздушная масса вблизи склона неустойчива, то облако не соприкасается со склоном.

Прогноз орографического тумана может быть дан с учетом направления ветра относительно склона, влажности и устойчивости поднимающегося воздуха. Ввиду сложности рельефа в горах предварительное изучение местных особенностей образования тумана необходимо для повышения успешности прогноза.

16.4. Прогноз туманов испарения и туманов, связанных с деятельностью человека

Туманы испарения. Над водной поверхностью туманы испарения (туманы парения водоемов) возникают тогда, когда температура поверхности воды значительно выше температуры окружающего воздуха. Обычно при тумане $T_{\text{воды}} - T_{\text{возд}} \geq 10^{\circ}\text{C}$, а относительная влажность окружающего воздуха $f \geq 70\%$.

Наиболее часто туманы испарения наблюдаются над незамерзающими заливами арктических морей (например, над Кольским заливом), вблизи кромки арктических льдов, осенью и зимой над быстрыми незамерзающими реками. Образование таких туманов связано, с одной стороны, с непрерывным испарением с теплой поверхности воды, с другой — с охлаждением поднимающегося от

поверхности воды теплого воздуха в процессе его перемешивания с окружающим холодным воздухом при конвективных и турбулентных движениях. Аналогом этих туманов являются клубы пара над котлом горячей воды.

Поскольку зимой температура открытой поверхности воды обычно близка к 0°C , то в таких случаях можно рассматривать непосредственно зависимость образования тумана от температуры воздушной массы и ее влажности. Дополнительно полезно учитывать устойчивость воздушной массы, скорость и направление ветра. В частности, если ветер направлен не вдоль залива или реки, а поперек, то продукты конденсации пара будут непрерывно сноситься на берег и рассеиваться. Обычно же туман захватывает и прибрежную полосу шириной до 10—20 км. Если берег залива высокий и если ветер направлен вдоль залива, туман может достигать большой вертикальной протяженности (более 100 м) и большей интенсивности.

Помимо эмпирических исследований туманов испарения, достигнуты успехи и в теоретическом решении задачи (М. П. Тимофеев, Р. И. Оникул и др.).

На рис. 16.11 приведен график для определения интенсивности тумана испарения в зависимости от температуры и относительной влажности воздушной массы.

Инверсия температуры в нижнем слое благоприятствует образованию тумана, хотя она, естественно, и разрушается над водной поверхностью до высот 50—100 м.

Если в приводном слое штиль, а на высоте около 100 м отмечается существенное усиление ветра, то иногда вместо тумана наблюдаются низкие облака. В целом же слабые ветры благоприятны для образования тумана.

Часто туманы испарения образуются при вторжении холодной воздушной массы за холодным фронтом. Ночное радиационное выхолаживание усиливает туман. Над небольшими реками осенью туман вообще может наблюдаться только ночью, причем часто он имеет вид поземного тумана. При образовании радиационных туманов над заболоченными низинами также существенна роль фактора испарения. Вечером, когда в заболоченной почве еще значительны запасы тепла, быстрое понижение температуры воздуха приводит к образованию поземного тумана (типа тумана испарений). В дальнейшем,

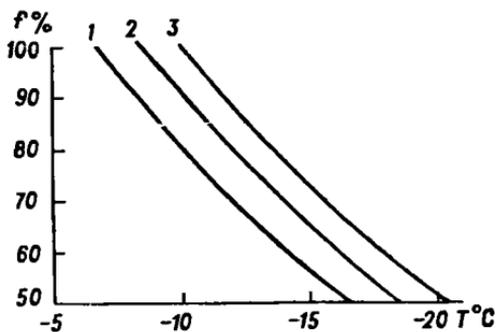


Рис. 16.11. График для прогноза тумана испарения различной влажности.

1 — влажность $0,03 \text{ г/м}^3$, 2 — влажность $0,03-0,04 \text{ г/м}^3$, 3 — влажность $0,05-0,1 \text{ г/м}^3$.

когда температура почвы существенно понизится, туман может сохраниться как радиационный или рассеяться, если в окружающем воздухе относительная влажность мала. Этим объясняются на первый взгляд непонятные случаи быстрого рассеяния тумана, образовавшегося с вечера над заболоченными низинами, хотя сохраняются условия ясной тихой погоды и радиационное ночное охлаждение почвы и воздуха продолжается.

Фронтальный туман испарений образуется, когда над приземным слоем холодного воздуха располагается слой значительно более теплого воздуха. Тогда испарение выпадающих относительно теплых капель дождя способствует образованию тумана.

Однако этот механизм не является единственным. Опыт показывает, что фронтальные туманы возникают преимущественно при выпадении мелкого дождя типа мороси. В этом случае трудно предполагать, что разность температуры капли — воздух будет существенна, тем более что потеря тепла при испарении быстро охлаждает каплю.

В образовании фронтального тумана, несомненно, большую роль играют увлажнение приземного слоя воздуха выпадающими осадками и испарение с увлажненной почвы, а также процессы турбулентного перемешивания и адвективного охлаждения воздушной массы.

При очень интенсивной турбулентности поднимающийся влажный воздух добавочно испытывает адиабатическое охлаждение, что приводит к образованию вторичного уровня конденсации на высоте несколько десятков или сотен метров. Вдоль этого уровня и образуются облака типа St fr.

Туман испарения также может возникнуть после выпадения дождя перед холодным фронтом на сильно прогретую днем поверхность земли. Последующее резкое похолодание, связанное с прохождением фронта, может привести к образованию тумана над сырой почвой и болотами. Однако и в этом случае процесс обычно не выступает в чистом виде, так как поверхностный слой воды быстро охлаждается и решающее значение приобретает добавочное ночное радиационное охлаждение приземного слоя воздуха.

Для прогноза фронтальных туманов теплового фронта в дополнение к тому, что было сказано о прогнозе адвективных туманов, полезно использовать график, представленный на рис. 16.12. На горизонтальной шкале отложена относительная влажность f и соответствующий ей дефицит точки росы в приземном слое, на вертикальной шкале — разность температур на верхней границе фронта и инверсии и в приземном слое (2 м). Считается, что температура на верхней границе слоя инверсии соответствует температуре капли T_k .

Однако напомним, что при изотермии и тем более при понижении температуры с высотой выпадение крупнокапельного дождя оказывает даже туманорассеивающее действие.

Туманы смешения (береговые) могут образоваться в тех редких случаях, когда разность температур смешивае-

мых воздушных масс очень велика и обе смешиваемые массы близки к насыщению.

Эффект смешения связан с тем, что удельная влажность насыщения зависит от изменения температуры нелинейно. Соответственно относительная влажность смеси двух равных количеств воздуха с различной температурой оказывается больше средней арифметической относительной влажности смешиваемых масс. Например, если смешать массы с температурами 5 и 25° С при относительной

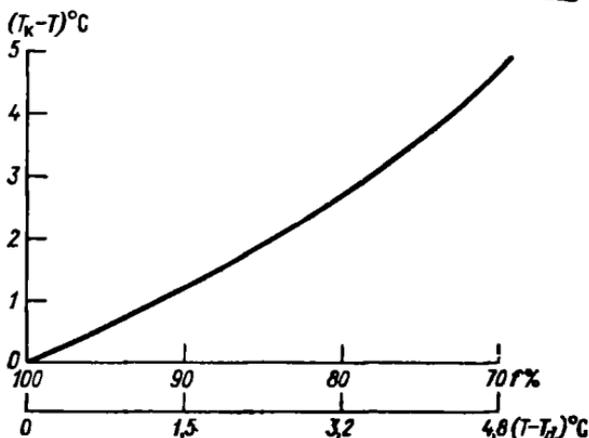


Рис. 16.12. График для прогноза фронтального тумана испарения.

влажности в них 80%, то смесь, имея температуру 15° С, будет иметь относительную влажность уже 93%. Если при той же температуре начальная влажность каждой воздушной массы была бы 90%, то после смешения сконденсировалось бы влаги 0,6 г/м³, чего вполне достаточно для образования облаков или тумана.

Из рассмотренного примера видно, что в реальной атмосфере эффект смешения может быть существенным лишь в редких случаях (вдоль берега моря, границы ледника и т. п.). Однако как сопутствующий процесс эффект смешения различных по температуре частиц воздуха способствует образованию туманов почти любого типа (туманов испарений водоемов, фронтальных, адвективных, орографических).

Особенно должен учитываться эффект смешения летом при низкой температуре воды в море и высокой температуре воздуха на побережье в малоградиентном барическом поле, когда направление ветра неустойчиво (побережья арктических морей, Охотского моря и т. п.). Однако в ряде случаев происходит не только образование тумана, но и вынос на берег тумана, образовавшегося над морем.

Туманы всех остальных видов, перечисленных в приведенной выше классификации, имеют меньшее значение по сравнению с рас-

смотренными. Однако в отдельных случаях и они могут существенно затруднять работу авиации, наземного транспорта и т. д.

Водяная (ледяная) пыль образуется при сильном разбрызгивании капель воды у водопадов, во время морского прибоя, у плотин электростанций и т. д. Самостоятельного значения такие туманы обычно не имеют ввиду малого их горизонтального распространения, если одновременно не действуют другие процессы образования туманов.

Городские туманы обычно выделяются в отдельный тип в связи с тем, что туман в большом индустриальном городе часто наблюдается и тогда, когда в окрестностях города он отсутствует. Особенно это относится к зимним условиям.

Вообще говоря, городской туман является либо радиационным, либо адвективным, либо туманом любого другого типа. Специфика заключается, во-первых, в том, что в большом городе режим всех основных метеорологических элементов (ветер, температура, влажность) отличается от режима этих же элементов в окрестностях города; во-вторых, в том, что в городе всегда имеются дополнительные источники водяного пара и дыма. Загрязнение городского воздуха отходами производства способствует значительному ухудшению видимости и образованию тумана.

Иногда городской туман распространяется за пределы города в направлении ветра.

Прогноз городского тумана составляется на основе учета общих факторов туманообразования (радиационных, адвективных, испарения) с введением местных поправок на условия города.

Морозные (поселковые печные, аэродромные) туманы возникают при сильных морозах, если появляется дополнительный источник водяного пара (топка печей, работа двигателя самолета, паровоза и т. п.). Исследование таких туманов было проведено А. В. Садовниковым.

При очень слабом ветре и инверсионном распределении температуры продукты сгорания топлива не рассеиваются на большой площади, а распространяются на небольшом расстоянии вокруг источника. Облако «пара» состоит из огромного количества мельчайших капелек воды. Если относительная влажность в окружающем воздухе выше некоторого критического для данной температуры значения, то возникает пересыщение по отношению ко льду, зародышевые капельки воды замерзают и быстро растут, что и ведет к образованию *ледяного тумана*. При температуре воздуха ниже -39°C зародышевые капельки воды замерзают независимо от влажности окружающего воздуха и продолжают расти за счет пара окружающего воздуха или пара, поступающего с продуктами сгорания. Поэтому при температуре ниже -39°C в естественных условиях наблюдается только ледяной туман.

Если $p = 1000$ мбар, то при относительной влажности $f = 100\%$ (по отношению к воде) $T_{\text{крит}} = -29^{\circ}\text{C}$; при $f = 90\%$ $T_{\text{крит}} =$

$= -33^{\circ}\text{C}$; при $f = 60\%$ $T_{\text{крит}} = -36^{\circ}\text{C}$ и при $f = 0\%$ $T_{\text{крит}} = -39^{\circ}\text{C}$.

Если температура окружающего воздуха выше $T_{\text{крит}}$, то капельки пара не замерзают и в связи с недонасыщением относительно капелек воды испаряются, что и ведет к рассеиванию клубов пара без образования тумана.

Количество водяного пара, поступающего в атмосферу, зависит от вида и количества сжигаемого топлива и времени горения. Количество выделяемого пара W при сгорании 1 кг топлива составляет:

Т о п л и в о	W г/кг
Природный газ (метан)	2160
Бензин	1305
Торф	637
Дрова	632
Бурый уголь	458
Кокс	60

Количество водяного пара δa в г/м^3 , поступающего за счет сжигания топлива, может быть рассчитано по формулам:

$$\delta a = \frac{WQ}{2,4 \cdot 10^7 S h} t, \quad (16.10)$$

$$\delta a = \frac{WQ}{8,64 \cdot 10^7 d V h}, \quad (16.11)$$

где Q — вес сжигаемого топлива (кг/сутки); S — площадь района сжигания топлива (км^2); h — толщина слоя распространения водяного пара (м); t — время (часы); d — ширина населенного пункта (км) в направлении нормали к вектору скорости V (м/с).

По вычисленному значению δa и величине T_d может быть вычислено повышение точки росы δT_d с помощью графика рис. 16.13, причем расчет δa и δT_d производится за один и тот же интервал времени.

Вычислив ожидаемое значение точки росы как величины ($T_d + \delta T_d$) и температуру воздуха в приземном слое, для определения возможности образования морозного тумана можно применить график рис. 16.14.

Если источники пара являются достаточно постоянными, то полезно исследовать местные условия образования морозных туманов по предыдущим наблюдениям.

Искусственные туманы и дымы могут создаваться, например, в целях защиты садов от заморозков. Их устойчивость тем больше, чем слабее ветер в приземном слое, больше относительная влажность и ближе к инверсионному распределению температуры.

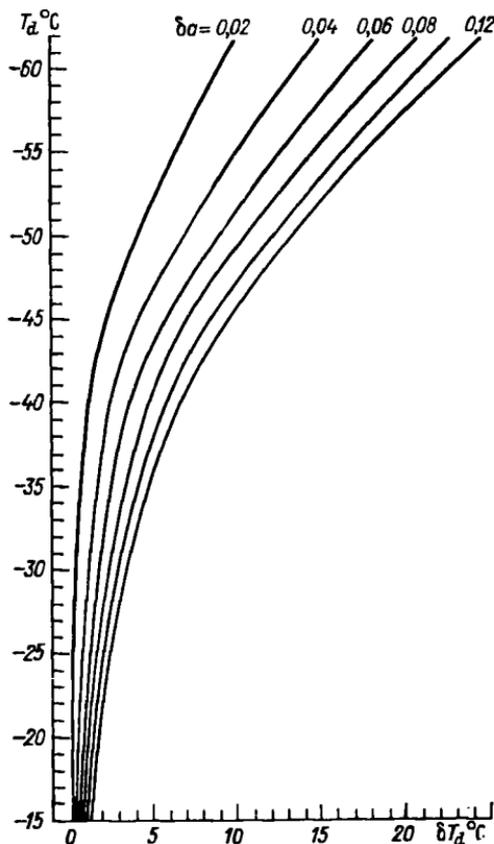


Рис. 16.13. Диаграмма для расчета повышения точки росы по значениям T_d и $\delta\sigma$ (наклонные кривые).

К особо опасным метеорологическим явлениям относится туман при видимости 100 м и менее, при котором прекращается движение автомобильного и железнодорожного транспорта на дорогах союзного и республиканского значения.

16.5. Прогноз видимости

Метеорологической дальностью видимости называется наибольшее расстояние, на котором абсолютно черный предмет, имеющий угловые размеры более $20'$, еще различим днем на фоне неба у горизонта. Ночью дальность видимости определяется по расстоянию до наиболее удаленного видимого точечного источника света, сила света которого известна.

При визуальном определении видимости используются реальные объекты, которые в большинстве случаев не отвечают указанным требованиям (например, предмет окрашен в светлые тона). Поэтому визуальная дальность видимости обычно меньше метеорологической.

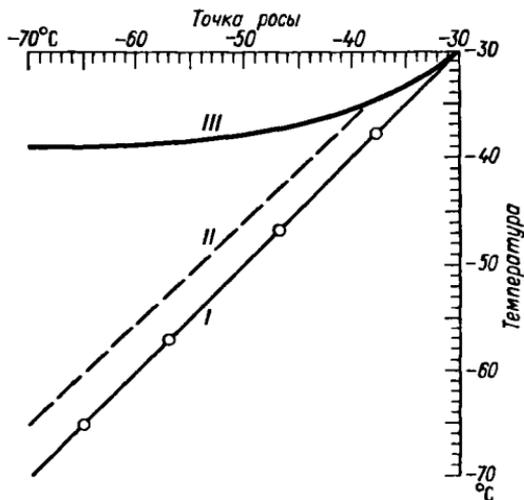


Рис. 16.14. Условия образования ледяного тумана.

I — область устойчивого тумана, II — область неустойчивого тумана, III — область отсутствия тумана.

Кроме того, видимость реальных объектов сильно зависит от условий наблюдения. При одной и той же прозрачности воздуха наблюдаемая видимость может оказаться различной при ясном небе и серых облаках, при травяном покрове и свежевыпавшем снеге и т. д. Наибольшая неопределенность возникает в сумерки, когда при резком уменьшении освещенности быстро размываются контуры предметов.

Наконец, отсутствие объектов наблюдения на нужных расстояниях часто не позволяет определить действительную дальность видимости. Поэтому визуальные наблюдения дальности видимости имеют большие погрешности и не всегда сравнимы.

Наблюдения за видимостью с помощью приборов, определяющих прозрачность приземного слоя воздуха (например, регистратора прозрачности), дают более однородные и сравнимые результаты, хотя и не всегда удовлетворяют запросам практики, особенно авиации, для которой важна не только дальность горизонтальной видимости (при взлете самолета), но и дальность наклонной видимости (при посадке самолета).

Дальность видимости является одной из важнейших характеристик, входящих в комплекс метеорологических элементов, определяющих степень сложности условий погоды для взлета, посадки и полета самолетов каждого типа.

Прогноз видимости дается только в специализированных прогнозах (например, в прогнозах для авиации, морского и речного флота, для автомобильного транспорта и др.) с использованием преимущественно тех градаций, которые применяются в метеорологических телеграммах.

При прогнозе видимости учитывается происхождение воздушной массы, ее запыленность и влажность. Наибольшую прозрачность в северном полушарии имеют массы воздуха арктического происхождения, в котором видимость таких объектов, как вершины гор, может превышать 300 км. В запыленных воздушных массах тропического происхождения видимость значительно хуже. Кроме того, учитывается наличие в приземном слое воздуха примесей, рассеивающих свет и ухудшающих видимость. Такими примесями могут быть частицы пыли, капельки воды (или кристаллы льда), а также осадки.

Сухое опалесцирующее помутнение вызывает голубоватую окраску отдаленных предметов, оранжевые тона в проходящих лучах солнца, когда рассеивающие частицы очень малы (близки к длинам волн видимого света) или имеется небольшое их количество. Горизонтальная видимость при этом остается более 10 км.

Мгла называется сероватая или беловатая пелена, ухудшающая видимость до значений менее 10 км. Относительная влажность при этом часто бывает менее 50%.

Разновидностью очень сильной мглы является интенсивная пыльная (песчаная) буря.

Интенсивность мглы оценивается по следующей шкале:

Видимость, км	Термин
4—10	Слабая мгла
2—4	Умеренная мгла
1—2	Сильная мгла
<1	Очень сильная мгла (сухой туман)

С капельками воды, ледяными кристаллами (или их смесью), взвешенными в воздухе, связано образование *дымки* и *тумана*. Интенсивность дымки и тумана можно оценивать по шкале:

Видимость	Термин
4—10 км	Слабая дымка
2—4 км	Умеренная дымка
1—2 км	Сильная дымка
500—1000 м	Слабый туман
200—500 м	Умеренный туман
50—200 м	Сильный туман
<50 м	Очень сильный туман

Можно также различать влажное опалесцирующее помутнение или очень слабую дымку при видимости более 10 км.

Прогноз видимости в радиационном и адвективном туманах может быть дан с помощью номограмм Н. В. Петренко, построенных по полуэмпирическим формулам.

Номограмма для прогноза минимальной дальности видимости в радиационном тумане (рис. 16.15) строится по формуле

$$S_{\text{м мин}} = \frac{c}{10^{0,03T_d \delta T_{d \text{ макс}}}}, \quad (16.12)$$

где $S_{\text{м мин}}$ — дальность видимости в радиационном тумане при его минимальной плотности (метры); T_d — начальное значение точки росы в вечерний срок наблюдения, наиболее близкий к заходу солнца; c — коэффициент, рассчитанный по формуле (16.12) по архивным данным наблюдений за $S_{\text{м}}$ и T_d в рассматриваемом пункте.

Оправдываемость прогнозов по этой номограмме при допуске ± 250 м равна 80%.

Номограмма для прогноза дальности видимости в адвективном тумане (рис. 16.16) строится по формуле

$$S_{\text{м}} = \frac{c_1}{10^{0,03T_d(T'_d - T_d)}}, \quad (16.13)$$

где c_1 — коэффициент, рассчитанный по формуле (16.13) по архивным данным наблюдений за точкой росы в начале 9-часовой траектории T'_d и в пункте прогноза в исходный срок T_d .

При $T'_d - T_d \geq 2^\circ \text{C}$ и скорости ветра $V \leq 4$ м/с оправдываемость прогнозов дальности видимости в адвективном тумане для Шереметьево при допуске ± 250 м составляет 90%.

На практике не всегда можно разделить сухое помутнение, вызванное частицами пыли или дыма, и влажное помутнение, вызванное капельками воды (ледяными кристаллами). Например, город-

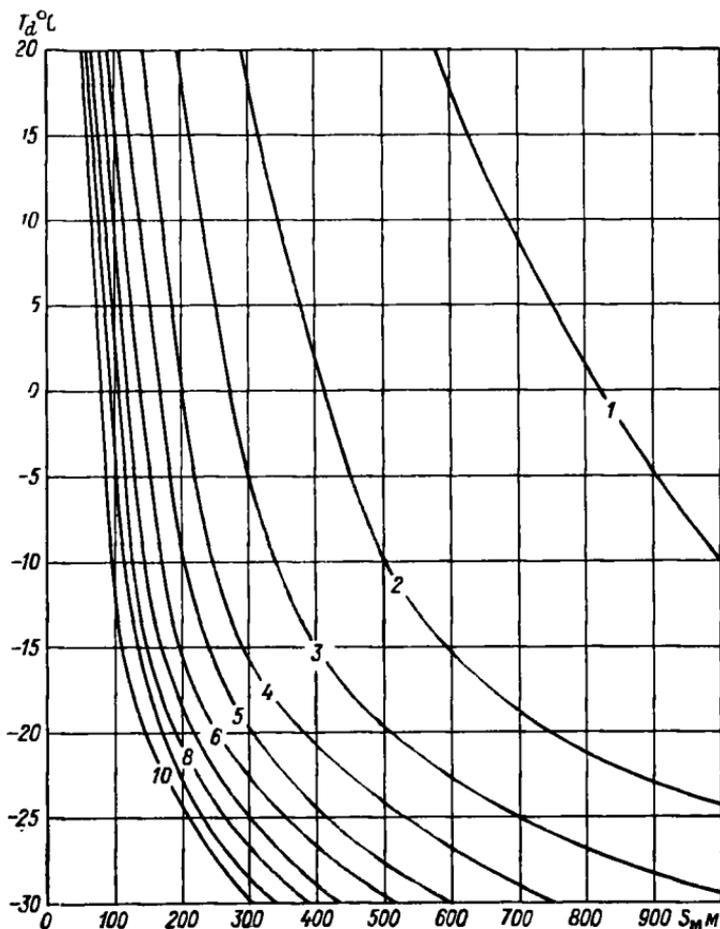


Рис. 16.15. Полуэмпирическая номограмма для прогноза минимальной видимости в радиационном тумане по начальной точке росы T_d и ее понижению в течение ночи $\delta T_d \max$ (кривые линии) для ст. Быково и Внуково.

ской туман является результатом как задымления воздуха промышленными предприятиями, так и конденсации водяного пара.

Видимость при дожде, снеге, граде, метели зависит от их интенсивности и размеров выпадающих частиц. Например, при достаточно интенсивном крупнокапельном дожде видимость может быть более 4 км, тогда как при слабой мороси она может ухудшиться до 1 км и менее. Видимость при снегопаде хуже видимости при дожде такой же интенсивности.

Имеется связь между видимостью в приземном слое и высотой нижней границы облаков нижнего яруса h_1 . Чем меньше h_1 , тем хуже видимость, поскольку при большой влажности в приземном слое образуется дымка. Отмечается также связь между видимостью и устойчивостью пограничного слоя. Если этот слой неустойчив, то интенсивное турбулентное перемешивание уменьшает концентрацию частиц, ухудшающих видимость в приземном слое. При инвер-

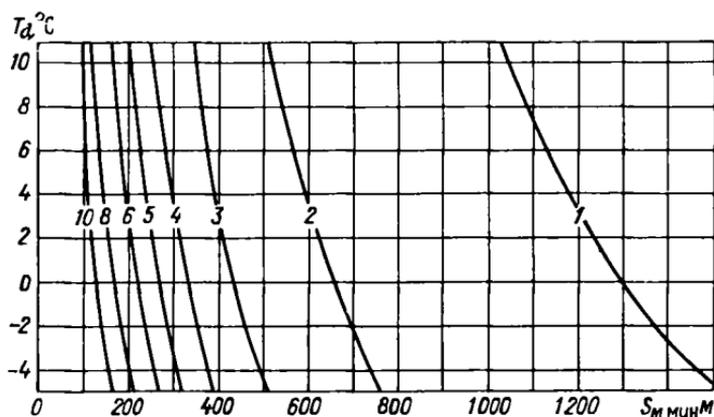


Рис. 16.16. Полуэмпирическая номограмма для прогноза минимальной видимости в адвективном тумане по точке росы в начале траектории T_d и разности значений точки росы в начале и конце 9-часовой траектории (кривые линии) для ст. Шереметьево.

сии температуры в приземном слое и слабом ветре такие частицы накапливаются здесь и вызывают резкое ухудшение видимости.

Наконец, на видимость оказывают влияние местные условия, в результате чего в соседних пунктах видимость может быть различной. Так, радиационные туманы наблюдаются преимущественно в заболоченных низинах, но отсутствуют на соседних возвышенностях. В пригородах крупных промышленных центров видимость ухудшается, когда ветер направлен от города. Туманы могут возникать над местными водоемами, наветренными склонами гор и т. п. Иногда в одном и том же пункте видимость различна в разных направлениях горизонта.

Суточный ход видимости определяется преимущественно суточным ходом относительной влажности в приземном слое. Увеличение относительной влажности при ночном охлаждении приземного слоя воздушной массы вызывает ухудшение видимости, вплоть до образования дымки и тумана.

Приведем некоторые дополнительные сведения, учет которых полезен при прогнозе видимости.

1. Видимость при низкой облачности. Связь высоты облаков с видимостью при относительной влажности более 90% ($T - T_d \leq 1^\circ \text{C}$) следующая:

Высота облаков, м	100—200	60—100	30—60
Видимость, км	>4	1,5—4	<1,5

При этом скорость ветра на равнине обычно менее 5 м/с.

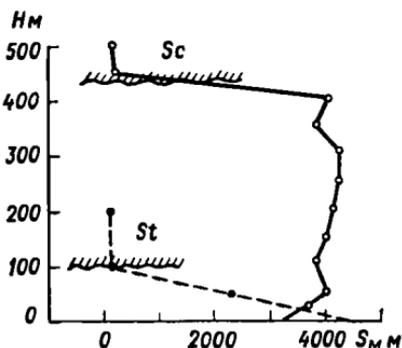


Рис. 16.17. Измерение горизонтальной видимости по облакам St и Sc.

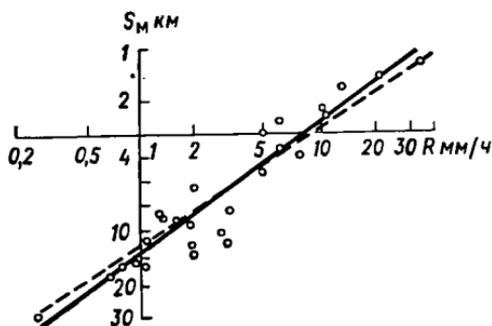


Рис. 16.18. Связь видимости и интенсивности дождя.

Если имеется снежный покров, то независимо от высоты облаков видимость более 1 км отмечается при ветре 3—4 м/с, видимость более 1,5 км — при ветре 5—6 м/с.

При полете под слоем облаков с приближением к нижней границе облаков видимость резко ухудшается (рис. 16.17).

2. Видимость при дожде. Связь видимости с интенсивностью дождя показана на рис. 16.18. Интенсивность дождя косвенно характеризует и размеры его капель. Возможна детализация графика для ливневого, обложного и морозящего дождя. Предсказывая время

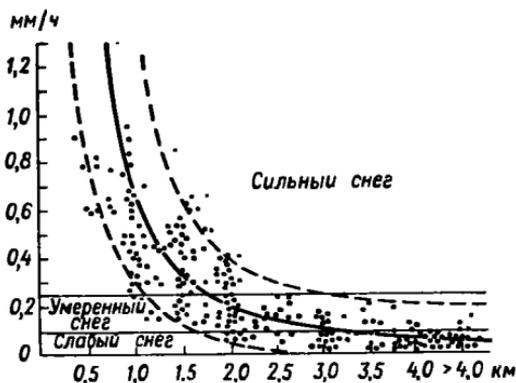


Рис. 16.19. Зависимость видимости от интенсивности снегопада при слабом ветре.

максимальной интенсивности дождя (например, с приближением фронта), можно предсказать и время наибольшего ухудшения видимости при дожде. На территории СССР дожди редко ухудшают видимость до 2 км и еще реже до 1 км. Конечно, следует учитывать имеющуюся информацию на картах погоды о видимости при дожде ожидаемой интенсивности.

3. Видимость при снегопаде и метели. На рис. 16.19 приведены данные, характеризующие видимость при снегопадах различной интенсивности на Украине. Средняя интенсивность снегопада определялась путем деления количества осадков, выпавших за 12 часов, на продолжительность снегопада. Рассматривались случаи слабого ветра.

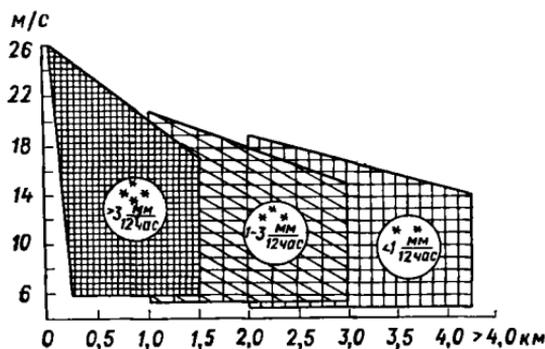


Рис. 16.20. Зависимость видимости от интенсивности снегопада и скорости ветра.

Зависимость видимости при снегопаде различной интенсивности от скорости ветра представлена на рис. 16.20. Зоны различной интенсивности перекрывают друг друга, что обусловлено неточностями измерения количества и интенсивности осадков в виде снега при сильном ветре, а также учетом размеров снежинок. Все же определенно выявляется ухудшение видимости с усилением ветра и возрастанием интенсивности снегопада.

Прогноз видимости при метели должен учитывать вид метели и ее интенсивность, зависящую от скорости ветра и состояния снежного покрова.

Косвенно сам вид метели характеризует скорость ветра. Поэтому при переходе от низовой метели к общей вероятность меньших значений видимости возрастает, что видно, например, из приведенных в табл. 16.1 данных.

Таблица 16.1

Повторяемость (%) дальности горизонтальной видимости при метелях (Новосибирск, 1951—1955 гг.)

Вид метели	Видимость, км			
	0,0—1,0	1,1—2,0	3,0—4,0	>4,0
Поземок	—	3	4	93
Низовая метель	10	10	18	62
Общая метель	25	22	28	25

В среднем по Европейской территории СССР и Западной Сибири при низовой метели зависимость видимости от скорости ветра следующая:

Ветер, м/с	11—14	15—19	>19
Видимость, км	2—4	0,5—2	<0,5

4. Видимость при пыльной буре и мгле. При мгле дальность видимости достаточно устойчива день за днем и может быть предсказана по имеющейся на картах погоды информации. Исключение составляют случаи непосредственного перехода пыльной бури в мглу, когда изменения видимости происходят быстро. Однако в таких случаях видимость обычно 2—4 км и более.

При пыльной буре видимость зависит от состояния почвы и скорости ветра и резко колеблется во времени. Как правило, наи-

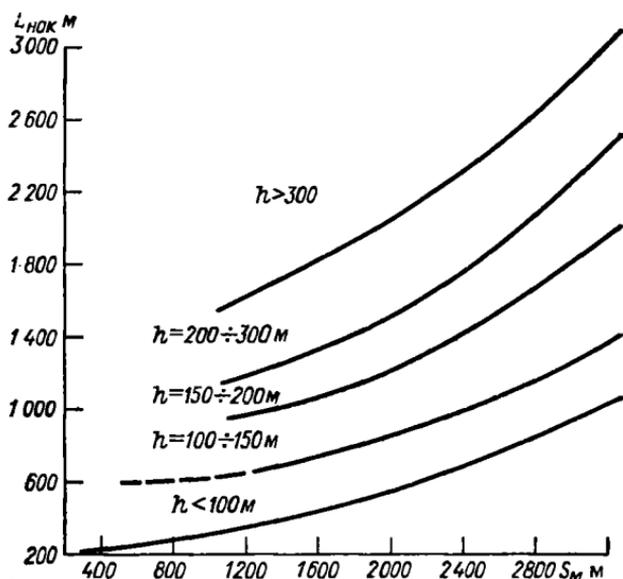


Рис. 16.21. Диаграмма для определения наклонной видимости в дневное время.

меньшее значение она имеет в начале пыльной бури. Для каждого района, подверженного пыльным бурям, рекомендуется составлять графики зависимости видимости при пыльной буре (для каждого сезона отдельно) от скорости ветра (или от горизонтального градиента давления), устойчивости воздушной массы и времени суток. Ухудшение видимости до 500 м и менее наблюдается при пыльной буре преимущественно в дневные часы и в данном пункте обычно продолжается не более 1 часа.

5. Наклонная визуальная дальность видимости взлетно-посадочной полосы (ВПП). Снижение самолета при посадке происходит вдоль плоскости (глиссады снижения), имеющей угол наклона к горизонту $\beta = 2 \div 3^\circ$.

Высота обнаружения ВПП

$$H_{\text{обн}} = L_{\text{накл}} \sin \beta, \quad (16.14)$$

где $L_{\text{накл}}$ — наклонная дальность видимости. При $\beta = 2^\circ 54'$

$$H_{\text{обн}} = 0,05L_{\text{накл}}. \quad (16.15)$$

Значение $L_{\text{накл}}$ можно определить с помощью диаграммы, приведенной на рис. 16.21, по горизонтальной видимости S_m в приземном слое и высоте основания облаков h_1 . Зная $L_{\text{накл}}$, по формуле (16.15) можно вычислить $H_{\text{обн}}$.

При посадке самолета необходимо знать видимость на ВПП. Поэтому визуальные наблюдения видимости ВПП следует производить

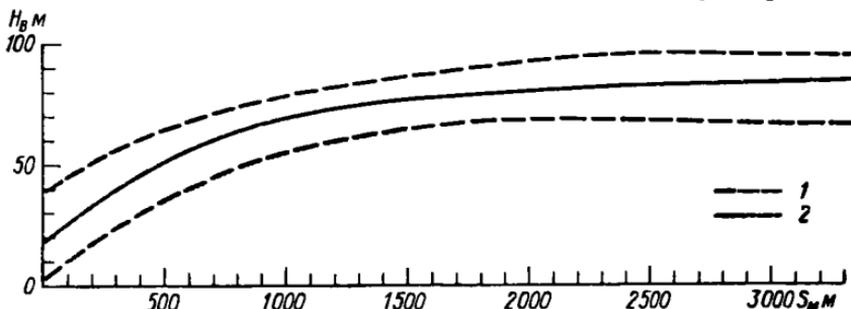


Рис. 16.22. Соотношение между вертикальной и горизонтальной видимостью в адвективном тумане под слоистыми облаками высотой менее 100 м.

с площадки высотой 5 м, что соответствует высоте кабины пилота при касании самолетом ВПП.

Высота обнаружения ВПП при тумане и осадках связана с *вертикальной видимостью* $H_{\text{верт}}$, которая может быть вычислена по видимости в приземном слое по графикам, подобным приведенному на рис. 16.22. Однако $H_{\text{обн}}$ зависит от типа тумана. В адвективном тумане, плотность которого с высотой обычно возрастает,

$$H_{\text{обн}} \leq \frac{1}{2} H_{\text{верт}}.$$

В радиационном тумане, плотность которого с высотой уменьшается, а также при выпадении осадков

$$H_{\text{обн}} \geq H_{\text{верт}}.$$

Вопросы и задания к главе 16

1. Дайте общую характеристику типов туманов и условий образования тумана каждого типа.
2. От каких характеристик и как зависит видимость в тумане?
3. Как осуществляется прогноз возникновения радиационного тумана?
4. Как предсказать время образования радиационного тумана?
5. Как предсказать время рассеяния радиационного тумана?
6. Как предсказать адвективный туман?
7. Какие процессы вызывают рассеяние адвективного тумана?
8. Какие характеристики используются при прогнозе туманов испарения?
9. Каковы причины морозных (поселковых) туманов?
10. Какие факторы могут ухудшить горизонтальную видимость?
11. По какой шкале оценивается интенсивность дымки и тумана?
12. Какова связь видимости с высотой низких облаков?
13. Как определить высоту обнаружения взлетно-посадочной полосы?

ПРОГНОЗ ГОЛОЛЕДА, ИЗМОРОЗИ, ОБЛЕДЕНЕНИЯ САМОЛЕТОВ И МОРСКИХ СУДОВ

17.1. Прогноз гололеда и изморози

Гололедом называется отложение льда на любых предметах (преимущественно с наветренной стороны) или на поверхности земли, обусловленное осаждением и замерзанием переохлажденного дождя, мороси или тумана при отрицательной температуре в приземном слое воздуха.

Изморозью называются отложения льда на ветках деревьев, проводах, травинках и т. п., нарастающие главным образом на наветренной стороне. Различают кристаллическую и зернистую изморозь.

Кристаллическая изморозь состоит из кристаллов льда нежной тонкой структуры, легко осыпающихся при встряхивании. Образуется в результате сублимации водяного пара в тихую погоду, особенно ночью, чаще всего при температуре воздуха от -5 до -20°C .

Зернистая изморозь — снеговидный, рыхлый лед аморфного строения. Образуется в туманную, преимущественно ветреную погоду за счет намерзания переохлажденных капель тумана при температурах воздуха от 0 до -10°C , иногда и при более низких температурах.

Гололеდიцей называется лед на поверхности земли, образовавшийся после оттепели или дождя в результате наступления внезапного похолодания, а также вследствие замерзания мокрого снега или капель дождя и мороси от соприкосновения с сильно охлажденной поверхностью земли. Аналогичные обледенелые снежные наросты образуются на проводах, деревьях и других предметах после выпадения мокрого снега с наступлением похолодания. Гололедица, как правило, наблюдается одновременно с гололедом, но при гололедице обледеневаает сама поверхность земли, чаще всего дорожные покрытия, что затрудняет движение транспорта.

Отложения гололеда, изморози и замерзшего мокрого снега часто приводят к обрыву проводов и падению опор, что нарушает работу линий связи и электропередачи.

Ледяная корка — слой льда на поверхности почвы или снежного покрова. Ледяная корка на поверхности почвы называется *притертой ледяной коркой*, а на поверхности снега *висячей ледяной коркой* или

настом. После выпадения снега ледяная корка (наст) может оказаться внутри снежного покрова. Иногда таких корок несколько и в разрезе снежный покров имеет слоистую структуру с чередованием рыхлых и уплотненных слоев.

Ледяная корка может вызвать гибель озимых посевов, а в районах пастбищного содержания скота в зимних условиях приводит к гибели животных, особенно северных оленей.

К *особо опасным метеорологическим явлениям* относятся:

1) гололед — при отложениях льда на проводах и сооружениях толщиной 20 мм и более;

2) изморозь — при обложении 50 мм и более;

3) сложное отложение льда и мокрого налипшего снега — при толщине 35 мм и более;

4) гололедица — при наличии льда или замерзшей воды на дорожных покрытиях; затрудняет или прекращает движение транспорта;

5) притертая ледяная корка и наст на больших площадях, занятых озимыми посевами и пастбищной растительностью.

Прогноз гололеда основывается на прогнозе условий, благоприятствующих его образованию.

Внутри воздушных масс гололед образуется в зонах адвекции тепла при отрицательной температуре в приземном слое, если имеется достаточно мощная слоистая облачность, из которой возможно выпадение мороси. При этом характерно наличие слоя инверсии температуры, нижняя граница которого находится на высоте около 500—1000 м, а верхняя — на высоте около 1500 м, а также инверсии влажности.

Такие условия создаются зимой в теплом секторе и в передней части циклона, а также на западной и северной периферии антициклона.

Фронтальные гололеды наблюдаются преимущественно перед теплыми фронтами и теплыми фронтами окклюзии в связи с выпадением переохлажденного дождя. Такие гололеды наиболее интенсивны и опасны.

Наиболее сильные гололеды наблюдаются при интенсивных атмосферных процессах, при которых контрасты температуры во фронтальной зоне достигают более 10° С на 500 км. На рис. 17.1 перед линией фронта наблюдается слой инверсии с положительными значениями температуры в его верхней части. Дождь выпадает практически из капельных облаков. На возможность появления таких осадков было обращено внимание в п. 13.6.

По исследованиям К. Г. Абрамович, при значительном гололеде скорость теплого фронта не превышала 20—25 км/ч. Для Европейской территории СССР гололедные образования наиболее часты при выходе южных циклонов.

В отдельных случаях гололеды связаны с медленно перемещающимися холодными фронтами первого рода, особенно если на них

возникают фронтальные волны. Такие условия гололеда более характерны для южных районов СССР, особенно для Северного Кавказа. Если при гололеде наблюдается сильный ветер, то намерзание слоя льда происходит особенно интенсивно, что в сочетании с действием ветра приводит к наиболее разрушительным последствиям.

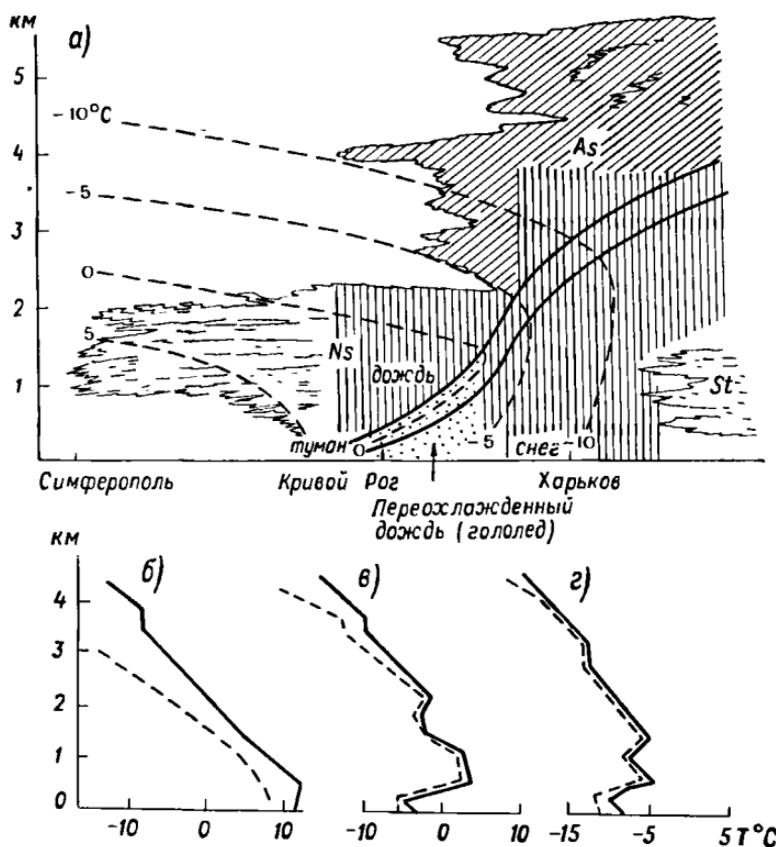


Рис. 17.1. Вертикальный разрез через теплый фронт при возникновении гололеда (а) и кривые стратификации температуры и влажности в теплом воздухе (б) и в предфронтальной зоне (в, г). 3 часа 17 декабря 1963 г.

Прогноз этого явления облегчается, когда можно предсказать перемещение зоны с уже наблюдающимся гололедом. Для прогноза гололеда должны быть использованы результаты прогноза осадков и их агрегатного состояния, а также прогноза температуры. Прогноз должен быть согласован с прогнозом перемещения зоны осадков и линии фронта (в случае фронтального гололеда).

Рекомендуется проводить дополнительный расчет вероятности гололеда с использованием карты АТ₈₅₀. Для этого вычисляется адвек-

тивное изменение H_{1000}^{850} на предстоящие 24 часа, к которому вносится поправка на трансформацию воздушной массы (например, с помощью рис. 12.19). По предсказанной величине H_{1000}^{850} с помощью рис. 17.2 определяется вероятность гололеда.

Прогноз изморози может быть дан тогда, когда ожидается возникновение тумана при отрицательных температурах. Помимо адвективных туманов, к образованию изморози может привести и наличие адвективно-радиационных туманов и даже чисто радиационных туманов (например, в центральной части антициклона), если продол-

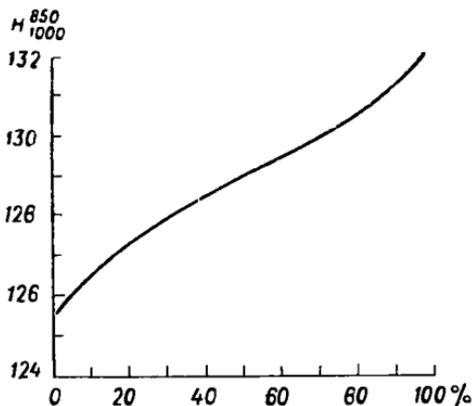


Рис. 17.2. График вероятности гололеда.

жается охлаждение воздуха в приземном слое, способствующее сублимации водяного пара и осаджению капелек тумана, замерзающих при соприкосновении с ледяными частицами.

Е. П. Драневич показала, что синоптические условия образования зернистой изморози, по существу, такие же, как и для внутримассового гололеда. Структура отложений зависит от размеров капель тумана, что в свою очередь определяется влажностью тумана. Если капли тумана меньше 20 мкм, образуется изморозь, если больше 20 мкм — гололед.

Кристаллическая изморозь образуется в основном в малоградиентных барических полях. Поэтому она часто возникает в центральных частях антициклонов, перемычках повышенного давления, в заполняющихся циклонах и барических ложбинах, при уменьшении облачности до 1—4 баллов. При этом необходимо наличие приземной инверсии температуры. Дефицит точки росы на нижней границе инверсии должен быть менее 2°C , а на верхней — более 2°C .

Прогноз гололеда дается тогда, когда после оттепели или выпадения дождя ожидается резкое похолодание, например, в связи с прохождением холодного фронта второго рода.

При таких же условиях образуется ледяная корка (наст). Если выпадал мокрый снег, налипавший на провода и ветки деревьев, то с похолоданием он превращается в оледенелый снег.

Интенсивное обледенение дорог наступает также и при резком потеплении, которому предшествуют длительные морозы с температурой воздуха в приземном слое -15 , -25°C и ниже.

17.2. Прогноз обледенения самолетов

Обледенением самолета называется отложение льда на плоскостях и других частях самолета во время полета. Отложения льда или изморози при стоянке самолета на аэродроме обычно называют *обмерзанием самолета*.

Обледенению могут подвергаться любые летательные аппараты (вертолеты, дирижабли). При одних и тех же условиях полета самолеты одних типов обледеневают сильно, других — менее интенсивно, а некоторые самолеты не обледеневают совсем. Самолеты новых конструкций имеют меньше выступающих деталей и отличаются большими скоростями полета (внешние поверхности при полете нагреваются), поэтому они менее подвержены обледенению.

Обледенение нарушает аэродинамические свойства самолета, работу приборов и двигателей, связь, ухудшает видимость (обледенение кабины пилота), может вызвать опасные для прочности самолета вибрации и даже привести к катастрофе.

Условия обледенения самолетов изучались А. Х. Хргианом, И. Г. Пчелко, И. П. Мазиным и другими советскими учеными.

По форме различают следующие виды отложений льда:

- 1) *профильное* (идеальное), повторяющее профиль поверхности, на которой происходит отложение;
- 2) *желобковое* (корытообразное), имеющее выемку в средней части вследствие сдувания части капель на выступе крыла или подтаивания льда в месте наибольшего нагрева;
- 3) *неправильное* (бесформенное) — неопределенной формы за пределами лобовой части крыла.

Профильное отложение характерно для переохлажденных облаков малой водности при низкой температуре (обычно ниже -20°C), когда все осевшие капли замерзают, повторяя форму поверхности.

Желобковое отложение наблюдается в переохлажденных облаках большой водности обычно при более высокой температуре, чем в предыдущем случае.

Неправильное отложение наблюдается иногда в смешанных облаках, когда при данном режиме полета на лобовых выступах самолета температура выше нуля.

По интенсивности обледенение различают:

- 1) *слабое*, когда скорость отложения льда на шаблоне не превышает 0,5 мм/мин;
- 2) *умеренное* — при скорости отложения льда 0,6—1,0 мм/мин;
- 3) *сильное* — при скорости отложения льда 1,1—2,0 мм/мин;
- 4) *очень сильное*, когда скорость отложения льда превышает 2,0 мм/мин.

Степень обледенения самолета зависит от его типа, скорости и продолжительности полета в условиях обледенения данной интенсивности.

Для вертолетов и самолетов, летающих с небольшими скоростями (число $M = 0,5$), интенсивность обледенения определяется формулой

$$I = 10^{-2} \delta C \text{ мм/мин}, \quad (17.1)$$

где δ — водность облака (г/м^3), а C — скорость полета (км/ч).

Для указанных самолетов опасное обледенение (толщина льда 3—4 см) при скорости отложения льда 1 мм/мин достигается за 30—40 минут.

По виду и структуре различают следующие отложения:

- 1) прозрачный лед;
- 2) матовый полупрозрачный лед, часто с бугристой поверхностью;
- 3) непрозрачный белый лед, часто сравнительно рыхлый и непрочный;
- 4) изморозь;
- 5) иней.

Вид отложения зависит от структуры облаков, температуры в них, а также от скорости полета самолета.

Приближенно структуру льда можно определить с помощью равновесного кинетического параметра

$$H = \frac{\Delta T}{E \delta C}, \quad (17.2)$$

где ΔT — переохлаждение капель, ударяющихся о самолет; E — безразмерный коэффициент захвата капель.

Если температура в $^{\circ}\text{C}$, скорость в м/с , водность в г/м^3 , то критическое значение параметра H

$$H_{\kappa} = 0,52^{\circ}\text{C} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}.$$

При меньших значениях H образуется плотный прозрачный, очень прочный лед. Это наиболее опасный вид обледенения.

При больших значениях H образуется или матовый непрозрачный, или непрозрачный лед, обладающий меньшей плотностью и прочностью. Чем больше значение H , тем образующийся лед менее плотный и менее прочный. Его плотность (г/см^3) при $H > H_{\kappa}$ можно приближенно оценить по формуле

$$\rho_{\text{л}} = 0,92 \left(1 - e^{-\frac{1,68}{H}} \right). \quad (17.3)$$

Обледенению в виде изморози соответствует

$$\rho_{\text{л}} \approx 0,2 \div 0,3 \text{ г/см}^3.$$

На современных самолетах изморозь и иней в полете наблюдаются очень редко и притом они наименее опасны.

Кинетический нагрев лобовых выступов самолета в зависимости от скорости полета вне облаков определяется формулой

$$\delta T = \frac{C^2}{2000} = 5 \left(\frac{C}{100} \right)^2, \quad (17.4)$$

где C — скорость полета (м/с).

В облаках значение кинетического нагрева почти в 2 раза меньше (табл. 17.1).

Таблица 17.1

Кинетический нагрев $\delta T^\circ \text{C}$ лобовых частей самолета при различных условиях полета

Условия полета	C км/ч									
	200	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100
Вне облаков	2	4	6	10	14	19	25	31	39	47
В облаках	1	2	4	6	8	11	15	19	23	26

Хотя на большинстве самолетов имеются антиобледенительные устройства, прогноз обледенения совершенно необходим для обеспечения безопасности полета.

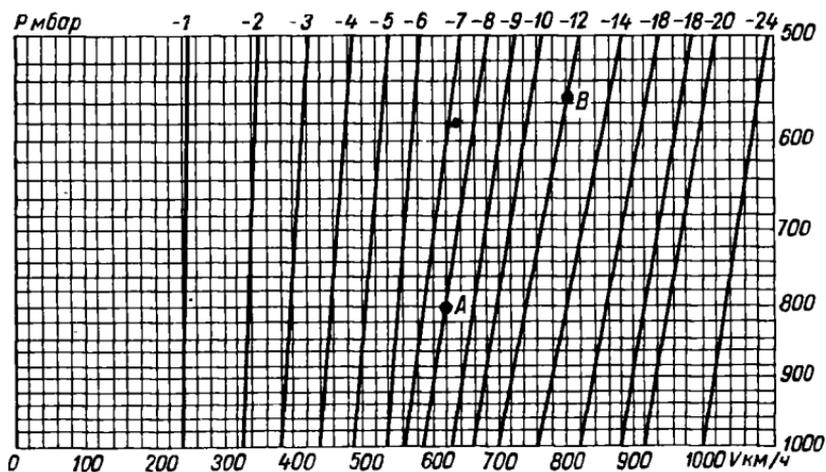


Рис. 17.3. Диаграмма для определения минимальной скорости полета, исключающей обледенение.

Прогноз обледенения осуществляется по следующей примерной схеме.

1. По диаграмме (рис. 17.3) определяется возможность обледенения при заданной скорости, высоте полета и температуре на этой

высоте. Например, при полете на уровне 800 мбар при $T_{800} = -8^\circ \text{C}$ минимальная скорость полета в облаках, исключая обледенение, должна быть не менее 620 км/ч (точка А на рис. 17.3), а при полете на уровне 550 мбар и температуре на этом уровне -12°C полет в облаках безопасен при скоростях более 800 км/ч.

2. Определяются границы слоя облаков и положение изотерм 0, -10 и -20°C внутри этого слоя. Обледенение наиболее вероятно в слое 0, -10°C , где преобладают переохлажденные капли воды; обледенение возможно в слое -10 , -20°C ; обледенение менее вероятно выше изотермы -20°C , где обычно преобладают ледяные облака. Однако отдельные случаи обледенения наблюдались даже при температурах ниже -40°C , когда в облаках $\text{Ci}-\text{Cs}$ (особенно связанных с Cb) имелись сильно переохлажденные капельки воды.

При анализе *аэрологической диаграммы* обращается внимание на следующее:

1) если значение $(T - T_d)$ быстро возрастает с высотой, то существенное обледенение маловероятно;

2) если имеется задерживающий слой инверсии, изотермии или малых значений γ и если разность $(T - T_d)$, уменьшаясь с высотой, принимает наименьшее значение у нижней границы слоя, то зона возможного обледенения находится под задерживающим слоем (при отрицательной температуре);

3) если внутри задерживающего слоя величина $(T - T_d)$ продолжает уменьшаться с высотой, то обледенение возможно как под задерживающим слоем, так и внутри его;

4) если на некоторой высоте усиливается падение температуры с высотой (увеличивается γ) при одновременном уменьшении разности $(T - T_d)$, то имеется большая вероятность обледенения в этом слое;

5) обледенение до высоты 2,0 км возможно, если температура на этих высотах $T \leq -8$ ($T - T_d = T_{\text{нл}}$, где $T_{\text{нл}}$ — температура насыщения по отношению ко льду (градусы Цельсия), так как нарастание льда при обледенении происходит обычно после достижения насыщения относительно поверхности льда.

Обледенение наиболее вероятно в чисто капельных переохлажденных облаках (St , Sc , Cu , нижние части Ns и Cb). В смешанных облаках обледенение менее вероятно (As , верхние части Ns).

В чисто ледяных облаках (Ci , Cs) обледенение не наблюдается, за исключением тех сравнительно редких случаев, когда в этих облаках содержатся переохлажденные капли воды.

На рис. 17.4 показаны, по И. Г. Пчелко, зоны обледенения в St и Sc в антициклоне, а на рис. 17.5 такие же зоны в Cu и Cb в тыловой части циклона, т. е. внутри воздушных масс.

В зоне хорошо выраженного *теплого фронта* с осадками обледенение, как правило, отсутствует. При слабых осадках и слабом передфронтальном падении давления (или даже росте) обледенение возможно.

На рис. 17.6 выделены зоны возможного обледенения в различных системах облаков теплого фронта. Самая нижняя схема относится к орографическому препятствию, с наветренной стороны которого обледенение обычно усиливается.

На рис. 17.7 выделены зоны возможного обледенения в системах облаков холодных фронтов и фронтов окклюзии различного типа.

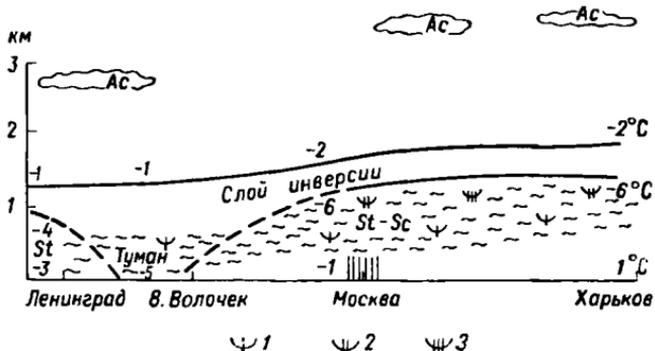


Рис. 17.4. Зоны слабого (1), умеренного (2) и сильного (3) обледенения в слоистых и слоисто-кучевых облаках в области антициклона.

При полете вблизи фронтов следует учитывать возможность интенсивного обледенения в зоне переохлажденного дождя или мороси под облаками.

Поскольку местные факторы и условия сезона накладывают определенный отпечаток на развитие облаков, необходимо использовать

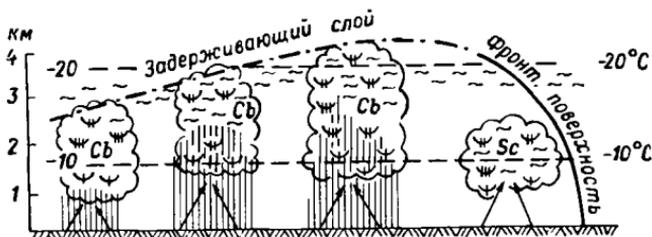


Рис. 17.5. Зоны обледенения в облаках Ci и Cb в тылу циклона.

Условные обозначения см. рис. 17.4.

каждое сообщение экипажа самолета об обледенении для учета в последующих прогнозах при аналогичных синоптических процессах.

Отложение льда на поверхности самолета может происходить во время стоянки на аэродроме. Следует помнить, что взлет при наличии на самолете льда или снега весьма опасен.

Прогноз облачных (конденсационных или сублимационных) следов за самолетами. В ряде

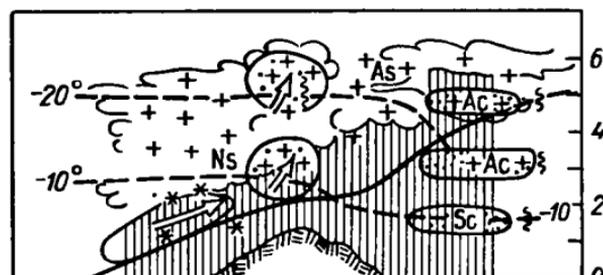
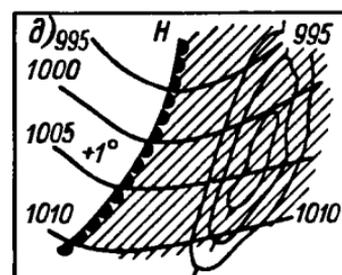
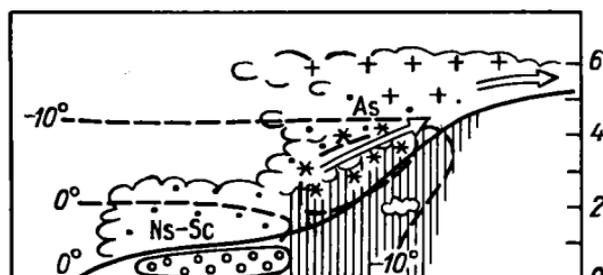
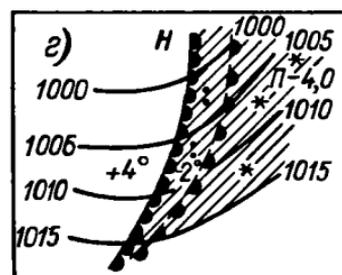
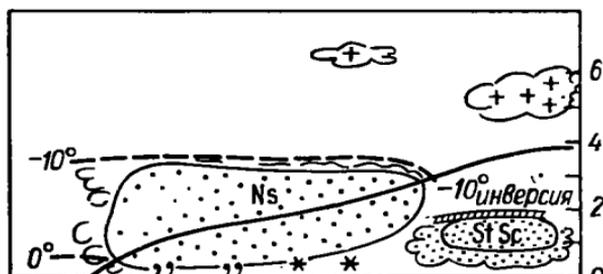
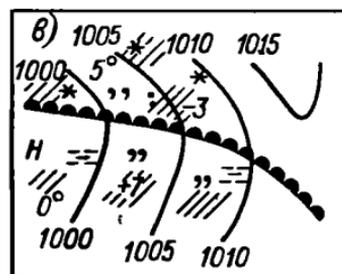
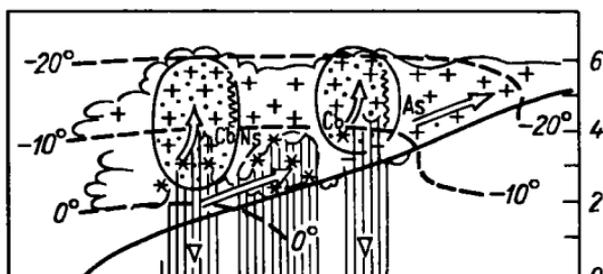
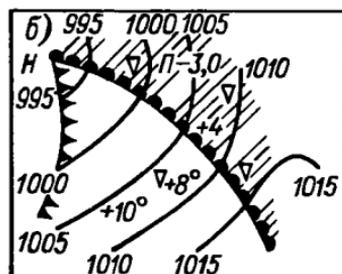
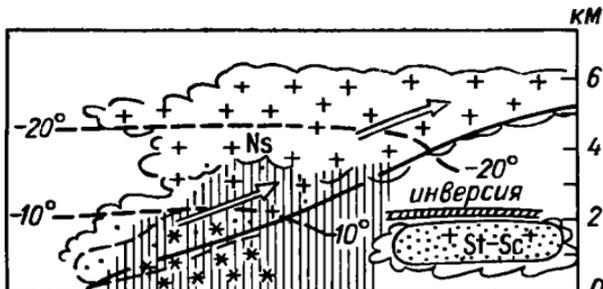
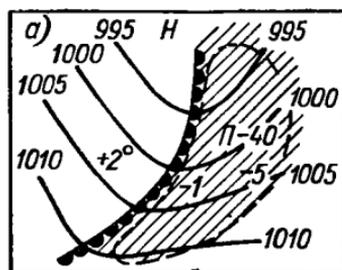


Рис. 17.6. Зоны обледенения в системах облаков теплого фронта.

Сплошной линией очерчены зоны значительного обледенения, прерывистой — зоны слабого обледенения.

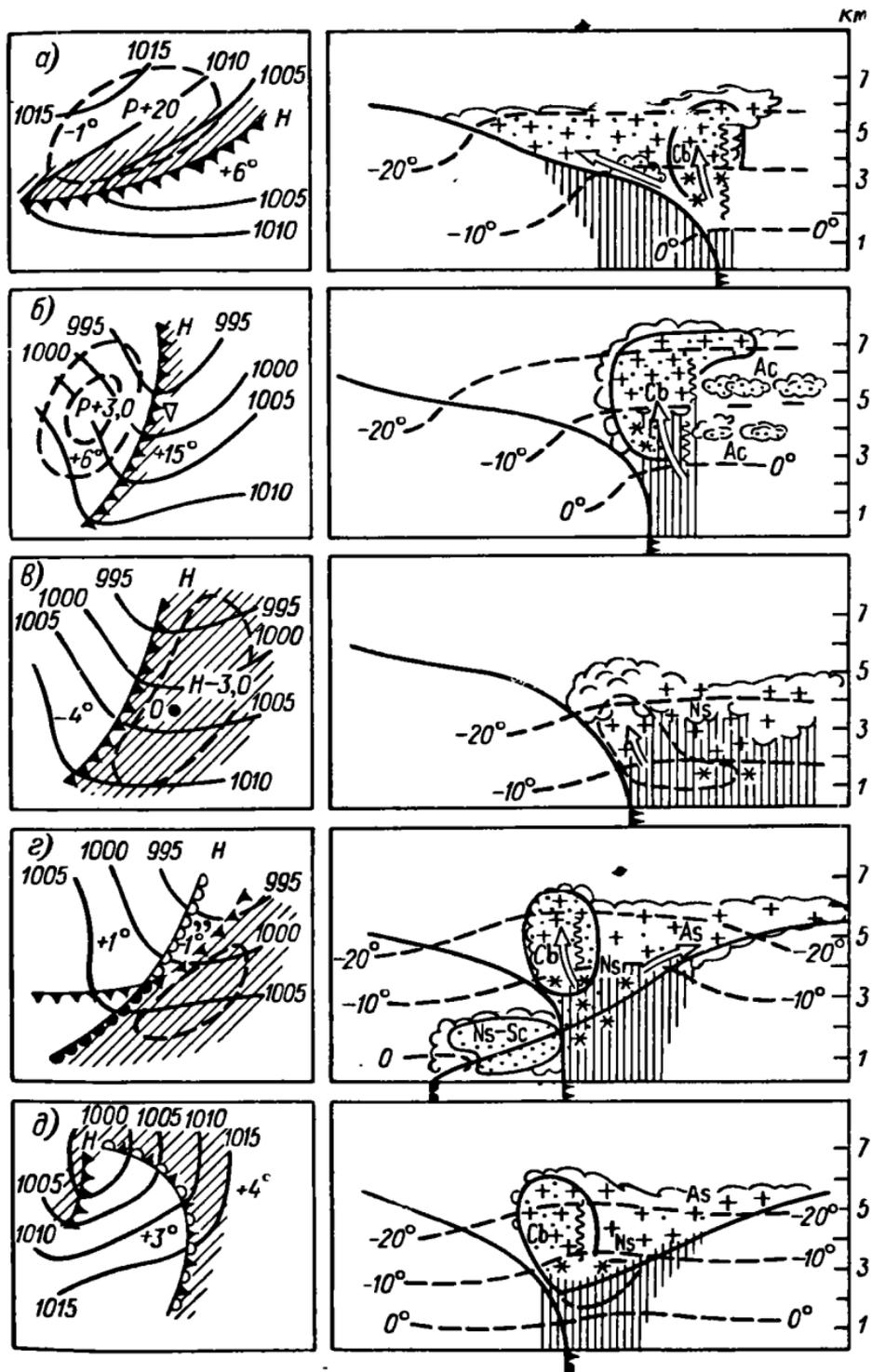


Рис. 17.7. Зоны обледенения в системах облаков холодных фронтов и фронтов окклюзии.

случаев полет самолета на высотах 7—12 км сопровождается облачным следом толщиной от нескольких сотен метров до 1,5—2,0 км, сходным с перисто-кучевыми облаками.

След образуется из пара выхлопных газов при смешивании с окружающим холодным воздухом. Образование облачного следа сходно с образованием морозного тумана и происходит обычно при температурах воздуха на уровне полета от -43 до -65°C . Чем больше относительная влажность на этом уровне, тем вероятнее образование облачного следа. Поэтому устойчивые облачные следы часто образуются перед надвижением перистых облаков или когда эти облака уже появились, т. е. в передней части циклона.

Неустойчивые облачные следы наблюдаются в тыловых частях заполняющихся циклонов и в малоградиентных барических полях при развитии конвективных движений.

В центральных частях антициклонов облачные следы, как правило, не образуются.

Нижняя граница облачного следа соответствует уровню, где удельная влажность насыщения равна $0,10$ г/кг по отношению ко льду или $0,15$ г/кг по отношению к воде. Верхней границей облачного следа обычно является тропопауза.

Полагая, что вблизи тропопаузы воздух близок к насыщению по отношению ко льду, нижнюю границу облачного следа можно определить с помощью аэрологической диаграммы в точке пересечения кривой стратификации с изограммой $0,1$ (или $0,15$).

При отсутствии данных о влажности можно воспользоваться диаграммой, приведенной на рис. 17.8. На этой диаграмме прерывистой линией показан ход температуры с высотой. Давление в точке *A* соответствует нижней границе возможного облачного следа, а давление в точке *B* — верхней границе облачного следа. Разумеется, в других случаях ход температуры с высотой может быть иным, соответственно иным будет и положение точек *A* и *B*, если вообще кривая стратификации пересечет область на диаграмме, где отмечено: «След образуется».

При отсутствии данных о влажности можно воспользоваться диаграммой, приведенной на рис. 17.8. На этой диаграмме прерывистой линией показан ход температуры с высотой. Давление в точке *A* соответствует нижней границе возможного облачного следа, а давление в точке *B* — верхней границе облачного следа. Разумеется, в других случаях ход температуры с высотой может быть иным, соответственно иным будет и положение точек *A* и *B*, если вообще кривая стратификации пересечет область на диаграмме, где отмечено: «След образуется».

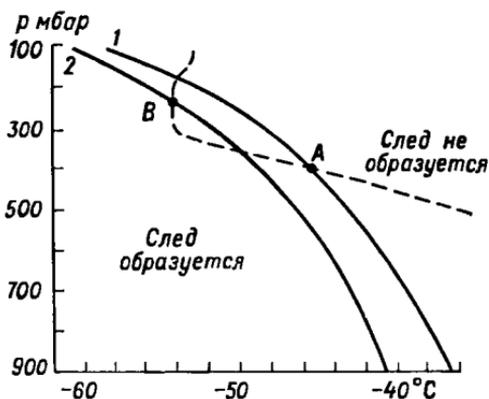


Рис. 17.8. Диаграмма для определения высоты образования облачного следа за самолетом.

1 — кривая для определения нижней границы следов, 2 — кривая для определения верхней границы, пунктирная линия — кривая стратификации.

17.3. Прогноз обледенения морских судов

В северных и умеренных широтах при неблагоприятных условиях (низкая температура воздуха, сильный ветер, волнение и т. д.) наблюдается одно из особо опасных явлений на море — обледенение судов.

Обледенение судов затрудняет плавание и промысловые работы, а в некоторых случаях приводит к катастрофическим последствиям.

Опасности обледенения в той или иной степени подвергаются суда почти всех типов, независимо от их размеров и технических данных. Однако наибольшую опасность оно представляет для малых рыбопромысловых судов, которые в штормовую погоду подвергаются сильному забрызгиванию и заливанию забортной водой, в результате чего происходит их интенсивное обледенение.

Обледенение судов в северном полушарии отмечается осенью, зимой и весной. Оно продолжается примерно три месяца в морях Северной Атлантики и четыре месяца на Дальнем Востоке. В арктических морях обледенение судов возможно даже в летнее время — при отрицательной температуре воздуха и развитом штормовом волнении.

Одним из главных типов синоптических процессов, определяющих обледенение судов, является адвекция холодного воздуха в тылу циклона при достаточно сильных ветрах.

Зона обледенения в тылу циклона обычно начинается не сразу после прохождения холодного фронта, а на некотором удалении от него. Объясняется это, во-первых, тем, что непосредственно за холодным фронтом температура холодной воздушной массы еще не достигает таких низких значений, которые требуются для обледенения; во-вторых, тем, что в зоне прохождения холодного фронта вследствие изменения направления и скорости ветра происходит ослабление волнения. Анализ показывает, что наиболее опасная зона обледенения создается в районе расположения ложбины холода, ось которой на карте АТ₈₅₀ проходит за линией холодного фронта.

Вторым типом синоптических процессов, обуславливающих обледенение, является прохождение теплых фронтов или соответствующих фронтов окклюзии. Эти случаи наиболее типичны для районов Баренцева и Норвежского морей, причем особо важную роль здесь играет предфронтальное усиление ветра. В зависимости от того, в каком направлении движется циклон, фронты могут быть ориентированы в широтном или меридиональном направлении. В первом случае обледенение происходит при северо-восточных ветрах, т. е. при ветрах, дующих со стороны центральных районов Арктики; во втором — при южных или юго-западных ветрах, дующих со стороны выходящего континента Евразии.

К третьему типу синоптических процессов, определяющих обледенение, относится передняя часть мощного антициклона, вдоль которой осуществляется адвекция очень холодного арктического воз-

духа. Если при этом антициклон располагается над восточными районами Европейской территории СССР, а над южными районами существует область пониженного давления, то создается зона очень сильных северо-восточных и восточных холодных ветров, охватывающих Каспийское, Азовское и Черное моря. В результате этого в северных районах указанных морей могут возникнуть зоны опасного обледенения. Аналогичная ситуация нередко отмечается в районах других морей, в частности Берингова и Охотского.

Необходимым условием для возникновения опасного обледенения, кроме понижения температуры воздуха ниже точки замерзания, является приток воды к обледеневающей поверхности судна. По характеру притока воды к поверхности судна условно различают несколько видов обледенения.

1. *Обледенение в потоке морских брызг*, образующихся при ударе волн о корпус судна. Этот наиболее часто встречающийся вид обледенения представляет серьезную опасность. Образующийся в этом случае лед отличается большой прочностью, плотностью и силой сцепления с различными конструкциями судна.

2. *Обледенение вследствие заливания палубы судна забортной водой*. При этом на некоторых участках образуется «ледяная каша». Если такое отложение не удалить сразу же после прекращения заливания палубы, оно со временем твердеет и превращается в ледяной панцирь.

3. *Обледенение в атмосферных осадках* — в переохлажденном дожде, мороси или мокром снеге, в переохлажденном тумане. Интенсивность такого обледенения, как правило, мала. Однако образующийся пресный лед обладает большой прочностью и силой сцепления.

4. *Смешанное обледенение*, которое образуется при совместном действии указанных выше факторов.

Наблюдения показали, что основной причиной опасного обледенения судов является кристаллизация капель брызгового облака, постепенно обволакивающего палубные надстройки, расположенные выше центра тяжести судна. При обледенении высоких конструкций судна сильно ухудшается его остойчивость, увеличивается кренящий момент под действием ветра, появляются дополнительные трудности околки льда. Все это делает брызговое обледенение наиболее опасным, несмотря на то, что ледовая нагрузка при других видах обледенения, и прежде всего обледенения вследствие заливания палубы забортной водой, в некоторых случаях бывает значительно больше. Поэтому в основу схемы диагноза и прогноза обледенения судов положено обледенение в брызговом потоке.

Существуют различные подходы к прогнозу обледенения. Наиболее перспективный для рыбопромысловых судов (водоизмещением менее 1000 т) заключается в отыскании корреляционной зависимости между интенсивностью их обледенения в различных гидрометеорологических условиях и величиной комплексного теоретического крите-

рия обледенения, рассчитанного для фигуры правильной формы, например цилиндрического стержня, находящегося в тех же гидрометеорологических условиях, что и судно в море.

Если считать процесс обледенения установившимся и расчеты относить к достаточно большим интервалам времени, то приближенно скорость обледенения стержня (критерий интенсивности обледенения N в см/с) в различных гидрометеорологических условиях может быть рассчитана как

$$N = \frac{dh_{\text{л}}}{d\tau} = \frac{\frac{V\lambda_{\text{вх}}}{\nu} \frac{\text{Nu}}{\text{Re}} (T_{\text{ф}} - T_{\text{вх}}) + c_{\text{в}} [(T_{\text{ф}} - T_{\text{вх}}) - k(T_{\text{в}} - T_{\text{вх}})] \times}{\rho_{\text{л}} L^* - a c_{\text{п}} \rho_{\text{в}} [(T_{\text{ф}} - T_{\text{вх}}) - k(T_{\text{в}} - T_{\text{вх}})]} \times V \xi H_{\text{п}} E (1 - a) + \frac{V\lambda_{\text{вх}}}{\nu} \frac{\text{Nu}}{\text{Re}} \frac{L}{c_{\text{вх}}} \frac{\mu}{M} \frac{c_{\text{п}} - e_{\text{вх}}}{p} \quad (17.5)$$

Здесь $h_{\text{л}}$ — толщина ледяного слоя на стержне; τ — время; V — скорость ветра; $T_{\text{вх}}$ и $T_{\text{в}}$ — температура воздуха и воды; $H_{\text{п}}$ — высота волны; Nu и Re — числа Нуссельта и Рейнольдса; $T_{\text{ф}}$ — температура на фронте кристаллизации; L^* — теплота кристаллизации воды; E — коэффициент захвата капель обледеневающим объектом; a — коэффициент, показывающий, какая часть тепла, приносимого брызгами, уносится сливающейся водой; $\lambda_{\text{вх}}$ — теплопроводность воздуха; ν — кинематическая вязкость воздуха; ξ — коэффициент пропорциональности уравнения связи между водностью брызгового облака и высотой волны; L — теплота испарения воды; $c_{\text{вх}}$ и $c_{\text{в}}$ — удельные теплоемкости воздуха и воды; μ и M — молекулярные веса водяного пара и воздуха; $e_{\text{вх}}$ и $e_{\text{п}}$ — упругости пара в воздухе и у поверхности пленки; $\rho_{\text{л}}$ и $\rho_{\text{в}}$ — плотности льда и воды; p — давление воздуха;

$$k = \frac{T_{\text{бр}} - T_{\text{вх}}}{T_{\text{в}} - T_{\text{вх}}} = e^{-\frac{3X}{c_{\text{рв}} r_{\text{к}}} \frac{\lambda_{\text{вх}}}{\nu} \frac{\text{Nu}}{\text{Re}}},$$

где $r_{\text{к}}$ — радиус капли; X — характерное расстояние, пролетаемое каплей до поверхности судна; $T_{\text{бр}}$ — температура брызг.

Решение может быть использовано для скоростей ветра не менее 5 м/с.

На рис. 17.9 представлена корреляционная связь между рассчитанным по формуле (17.5) критерием интенсивности обледенения N и фактической интенсивностью обледенения $\frac{dp}{d\tau}$ рыбэпромысловых судов типа РС, СРТ и СРТМ. Для построения корреляционного графика были использованы все известные результаты измерений обледенения, выполненных на советских и японских исследовательских судах и советских промысловых судах.

Интенсивность обледенения при прочих равных условиях зависит от курса судна относительно ветра: она максимальна при курсовых углах плавания 15—45° и несколько уменьшается при больших углах и при курсе судна против ветра. Рисунок 17.9 характерен

зует максимальную интенсивность обледенения при данных гидрометеорологических условиях.

Наиболее точно вышеуказанная корреляционная связь может быть аппроксимирована нелинейной зависимостью вида

$$\frac{dp}{dr} = a[1 - \exp(-bN)], \quad (17.6)$$

где $a = 9,56$ т/ч, $b = 0,09$ ч/см.

Используя прогностические значения температуры воздуха и воды, скорости ветра и высоты волны и учитывая при этом соленость морской воды, можно по формуле (17.5) рассчитать критерий интенсивности обледенения \tilde{N} и далее по формуле (17.6) — ожидаемую максимальную интенсивность обледенения судов.

В оперативной работе удобнее пользоваться номограммой (рис. 17.10), построенной следующим образом.

Рассчитывается значение критерия интенсивности обледенения \tilde{N} как функция скорости ветра и температуры воздуха при некоторых фиксированных значениях температуры воды, ее солености и высоты волны. Переход от критерия \tilde{N} к истинному критерию N осуществляется путем введения поправок. Приближенное значение поправки можно получить, дифференцируя выражение (17.5) по соответствующему параметру.

Кривые в квадранте I выражают зависимость критерия \tilde{N} от скорости ветра и температуры воздуха при температуре воды $T_v = 1^\circ \text{C}$, ее солености $s = 35\text{‰}$ и высоте волны $H_v = 4$ м.

По кривым в квадранте II учитывается влияние реальной температуры воды на критерий N . Каждая кривая соответствует определенной температуре воды.

По кривым в квадранте III учитывается влияние реальной высоты волны. Каждая кривая соответствует определенной высоте волны.

В квадранте IV по формуле (17.6) построена линия связи между $\frac{dp}{dr}$ и N , позволяющая определить ожидаемую максимальную интенсивность обледенения судна в т/ч. Кроме того, по кривым в этом квадранте учитывается влияние солености на интенсивность обледенения. Каждая кривая соответствует определенной солености.

Рассчитаем, например, интенсивность обледенения судна типа СРТ при температуре воздуха $-13,5^\circ \text{C}$, скорости ветра 18 м/с, температуре воды -1°C , ее солености 15‰ и высоте волны 3 м. На номограмме стрелками показан порядок операций.

В квадранте I из точки, соответствующей скорости ветра, опускают перпендикуляр до пересечения с кривой, соответствующей температуре воздуха. Из полученной точки переходят в квадрант II до пересечения с кривой, соответствующей температуре воды. Затем опускаются вниз в квадрант III до пересечения с кривой, соответ-

ствующей высоте волны. Далее из полученной точки перемещаются в квадрант IV до пересечения с линией регрессии и из полученной точки опускаются вниз до пересечения с кривой, соответствующей солености воды. Затем для этой точки на шкале справа снимают значение ожидаемой максимальной интенсивности обледенения, которое равно 2,7 т/ч.

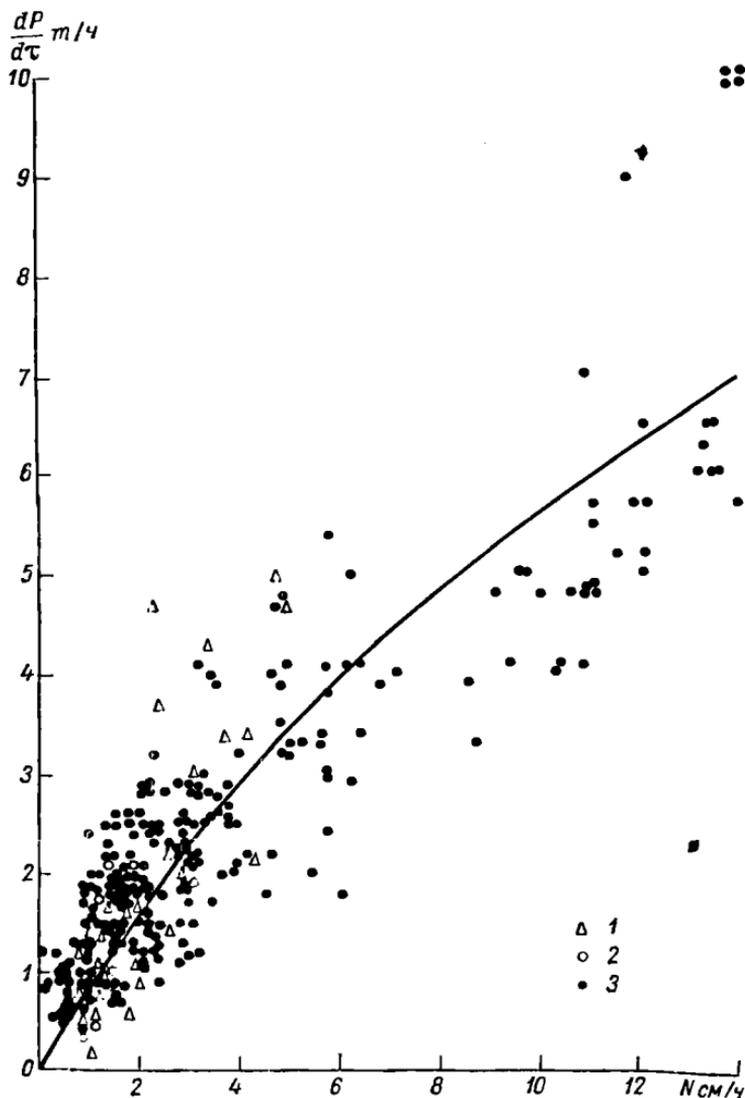


Рис. 17.9. Связь между критерием интенсивности обледенения N и фактической интенсивностью обледенения судов $\frac{dP}{d\tau}$ типа РС, СРТ, СРТМ.

1 — советские исследовательские суда, 2 — японские исследовательские суда, 3 — промышленные суда.

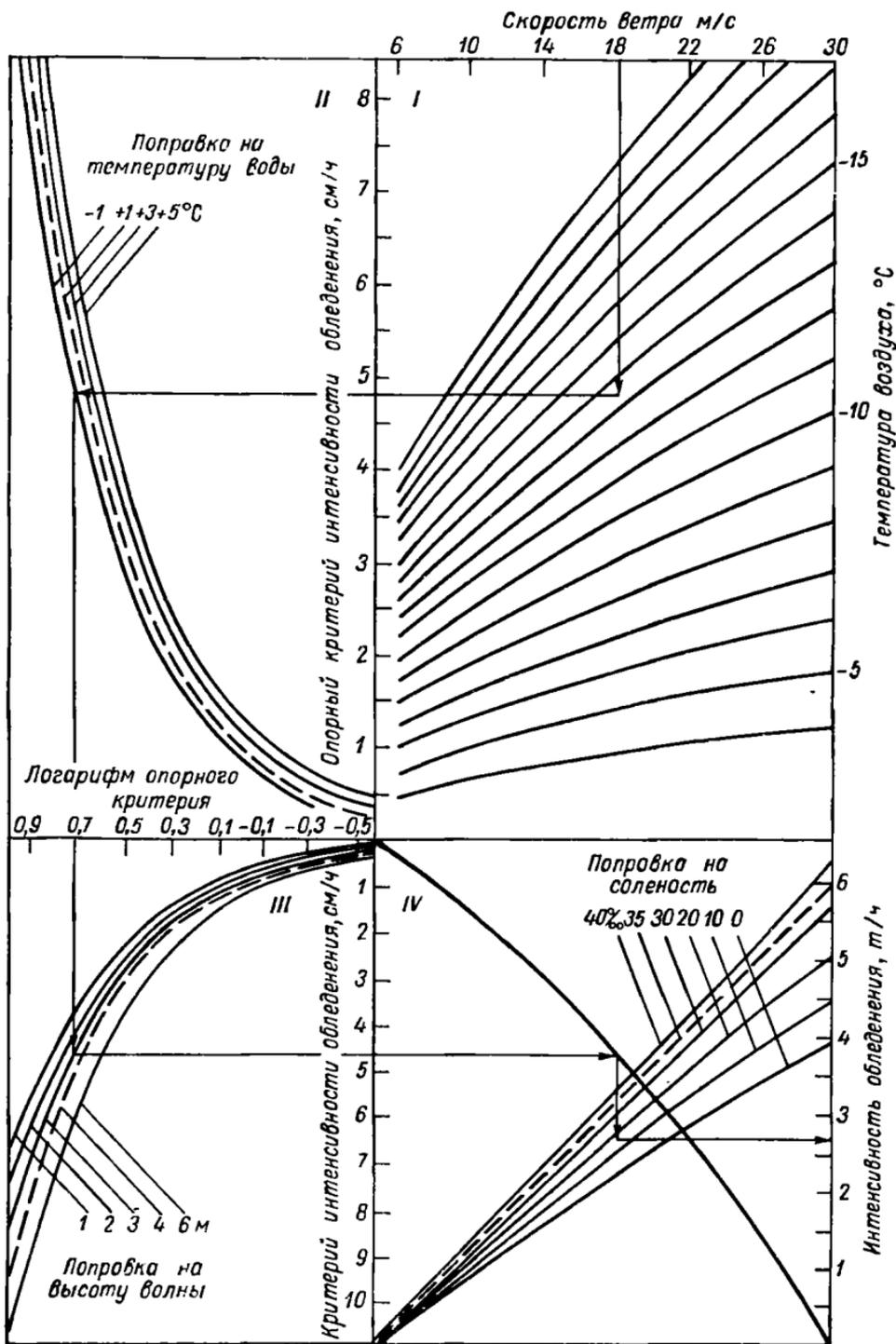


Рис. 17.10. Номограмма для определения интенсивности обледенения морских судов РС, СРТ и СРТМ.

Для характеристики скорости обледенения судов по степени его опасности условно различают три градации: медленное, быстрое и очень быстрое обледенение. Эти категории различны для разных типов судов. Однако для судов, близких по размерам, водоизмещению и конструкции, указанные категории будут весьма сходны. Для судов типа СРТ обледенение считается медленным, если интенсивность обледенения на судне менее 1,5 т/ч, быстрым, если интенсивность обледенения составляет 1,5—4 т/ч, и очень быстрым, если интенсивность обледенения более 4 т/ч.

Таким образом, с помощью номограммы можно прогнозировать интенсивность и степень возможного обледенения. Это позволяет судоводителю определить время, в течение которого судно соответствующего типа в данном районе может получить опасную ледовую нагрузку, и выбрать решение по предупреждению аварийной ситуации.

Методика прогнозирования интенсивности обледенения морских судов предусматривает два этапа. На первом этапе осуществляется прогноз и расчет основных гидрометеорологических параметров, обуславливающих обледенение: скорости ветра, температуры воздуха, температуры воды и высоты волны. На втором этапе производится расчет ожидаемой интенсивности обледенения и построение карты обледенения.

Основой для непосредственного расчета параметров V , $T_{вх}$, $T_{в}$, $H_{в}$ являются прогностические карты атмосферного давления на уровне моря, температуры воздуха у водной поверхности и температуры воды. Приземное барическое поле пересчитывается на поле ветра, по которому определяется поле волнения.

Построение прогностических карт обледенения производится в следующем порядке.

1. Для расчета ожидаемого поля обледенения выбирается несколько десятков характерных точек. Количество точек и их расположение зависит от акватории и изменчивости прогностических значений метеорологических величин. При отсутствии большого опыта расчетов на синоптическую карту накладывают кальку с одноградусной сеткой параллелей и меридианов и расчет интенсивности обледенения производят для всех точек пересечения этих линий.

2. Полученную кальку накладывают поочередно на прогностические карты полей ветра, волнения, температуры воздуха над морем и температуры воды поверхности моря и определяют в узлах сетки величины V , $H_{в}$, $T_{вх}$, $T_{в}$ путем интерполяции.

3. По полученным значениям скорости ветра, высоты волны, температуры воздуха и воды с учетом солёности воды в данном участке акватории определяют с помощью номограммы ожидаемую интенсивность обледенения.

4. По полученным данным проводятся изолинии интенсивности обледенения через 0,5 т/ч и выделяются зоны различной степени обледенения: медленное, быстрое и очень быстрое.

На рис. 17.11 приведена прогностическая карта обледенения для Баренцева моря.

Следует отметить, что прогноз обледенения по данной схеме полностью основывается на метеорологическом прогнозе и его оправ-

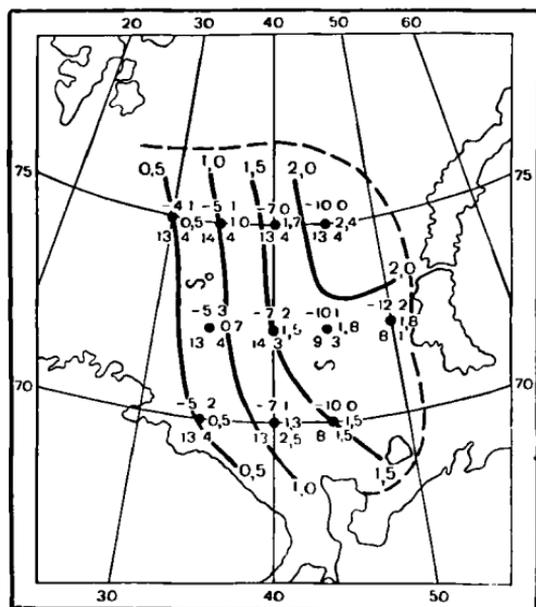


Рис. 17.11. Прогностическая карта на 03 ч 24 января 1973 г.

В узлах сетки даны прогностические значения температуры воздуха (вверху слева), воды (вверху справа), скорости ветра (внизу слева), высоты воды (внизу справа) и рассчитанные значения интенсивности обледенения (в середине справа). Знаками \odot и \circ отмечены места, где были зафиксированы случаи соответственно медленного и быстрого обледенения; пунктир — положение кромки льда.

дываемость находится в прямой зависимости от точности прогноза поля атмосферного давления (поля ветра), поля температуры воздуха над морем и т. д. Заблаговременность и надежность прогноза обледенения также определяется заблаговременностью и надежностью прогноза метеорологических величин.

Вопросы и задания к главе 17

1. Дайте определение гололеда, изморози, гололедицы.
2. Какие условия погоды благоприятствуют образованию гололеда, изморози и гололедицы?
3. В чем сущность обледенения самолета?
4. Какие отложения льда различают по форме, по интенсивности, по виду и структуре.
5. Напишите формулу для вычисления кинетического нагрева лобовых выступов самолета.
6. Нарисуйте схемы фронтальных облаков у фронтов различного типа и очертите зоны наиболее вероятного обледенения самолетов.
7. Как предсказать обледенение самолета?
8. При каких условиях образуются облачные следы за самолетом?
9. Какие факторы благоприятствуют обледенению судов?
10. Какие существуют виды обледенения судов?
11. Как предсказать обледенение судов?

АНАЛИЗ ОПРАВДЫВАЕМОСТИ ПРОГНОЗОВ

18.1. Задачи анализа

Под оправдываемостью прогноза понимают соответствие предсказанного состояния атмосферы осуществившемуся. Определение оправдываемости всех видов прогнозов производится немедленно по окончании срока их действия.

Анализ оправдываемости состоит в выяснении причин расхождений между предсказанным и наблюдавшимся состоянием атмосферы и получении статистических характеристик, необходимых для определения границ применимости различных прогностических методов и выбора из них наиболее эффективных, сравнительной оценки квалификации прогнозистов, выработки оптимальной стратегии использования прогностической информации и решения некоторых других прикладных задач.

Выяснение причин расхождений между предсказанным и наблюдаемым состоянием атмосферы. Имеет целью недопущение или уменьшение ошибок прогнозов по аналогичным причинам в дальнейшем. Выяснение причин ошибок прогноза особенно важно при регулярной прогностической работе, так как в силу преемственности атмосферных процессов причина, вызвавшая, например, ошибочный прогноз перемещения циклона и своевременно не выявленная, может привести к ошибочному прогнозу и на следующий период.

Ошибки прогнозов в зависимости от вызвавших их причин можно условно объединить в следующие три группы:

- 1) ошибки, возникающие за счет недостаточной точности и полноты исходных данных, использовавшихся при разработке или при выпуске прогноза;
- 2) ошибки, возникающие в результате неправильного применения прогностического метода;
- 3) ошибки, вызванные несовершенством самого прогностического метода.

Так, например, причинами ошибок экстраполяции перемещения циклона могут быть: погрешности, допущенные при определении его перемещения в предыдущий период, неточности вычислений или

графических построений на бланках карт и, наконец, нестрогость самой модели движения циклонов, на которой основана экстраполяция формула.

В реальных условиях ошибки прогнозов вызываются, вообще говоря, совместным действием всех трех перечисленных факторов, причем выяснение «вклада» каждого из них в суммарную ошибку конкретного прогноза вызывает большие затруднения. Однако в ряде случаев *среднее значение* указанных вкладов сравнительно просто находится в предположении о статистической независимости ошибок различных групп.

При таком предположении из формулы

$$\Delta_{\Sigma} = \Delta_1 + \Delta_2 + \Delta_3,$$

где Δ_{Σ} — суммарная ошибка прогноза, Δ_1 , Δ_2 и Δ_3 — ошибки прогноза 1, 2 и 3-й групп, после возведения в квадрат и осреднения по большому числу прогнозов получим:

$$\overline{\Delta_{\Sigma}^2} = \overline{\Delta_1^2} + \overline{\Delta_2^2} + \overline{\Delta_3^2}. \quad (18.1)$$

Величина первого слагаемого правой части (18.1) может быть оценена по известным характеристикам средней точности исходных значений метеорологических величин. Второе слагаемое обычно оценивается по результатам «параллельных» прогнозов, составленных на одном и том же исходном материале несколькими прогнозистами, а третье слагаемое, определяющее степень совершенства прогностического метода, вычисляется как разность:

$$\overline{\Delta_3^2} = \overline{\Delta_{\Sigma}^2} - \overline{\Delta_1^2} - \overline{\Delta_2^2},$$

после чего легко находится относительный вклад каждого из слагаемых

в суммарную ошибку прогнозов: $\frac{\overline{\Delta_1^2}}{\overline{\Delta_{\Sigma}^2}}$, $\frac{\overline{\Delta_2^2}}{\overline{\Delta_{\Sigma}^2}}$ и $\frac{\overline{\Delta_3^2}}{\overline{\Delta_{\Sigma}^2}}$.

Определение сравнительной эффективности и границ применимости различных прогностических методов. В настоящее время синоптик располагает довольно большим арсеналом различных прогностических приемов, рекомендаций и методов, с помощью которых может быть предсказано значение (фаза) данной метеорологической величины. Для прогноза гроз, например, в службе погоды Советского Союза и зарубежных стран используется более 40 различных способов.

Естественно поэтому, что вопрос о том, какой из известных прогнозисту методов обеспечивает в данном географическом районе (времени года и суток), при данном исходном состоянии атмосферы (синоптическом положении) в среднем наилучшую оправдываемость прогнозов, имеет первостепенное значение. Этот вопрос может быть

решен (в вероятностном смысле) по результатам статистического анализа ранее составлявшихся прогнозов.

В результате такого анализа, как правило, оказывается, что при некоторых условиях — так называемых *границах применимости*, лучше «работает» один метод, при других условиях — другой и т. д. Полученные указанным способом рекомендации служат в дальнейшем основанием для выбора оптимальной методики прогноза.

Оценка квалификации прогнозиста. Поскольку разработка прогнозов, как правило, не может быть сведена к выполнению стандартного набора арифметических и логических операций¹, оправдываемость прогнозов существенно зависит от понимания прогнозистом закономерностей атмосферных процессов, знания различных прогностических методов и умения ими пользоваться, его личного опыта работы в данном районе и других субъективных особенностей. Поэтому статистические сведения об оправдываемости прогнозов могут использоваться для сравнительной оценки квалификации метеорологов, работающих в аналогичных условиях.

Выработка оптимальной стратегии и использования прогностической информации. Ни один из современных прогностических методов не гарантирует постоянного совпадения предсказанного значения (фазы) данной метеорологической величины с наблюдаемым. С этой точки зрения все прогнозы являются вероятностными. Потребителю сообщаются те значения метеорологической величины (та градация или фаза), осуществление которых, по мнению прогнозиста, в данном случае наиболее вероятно.

Однако потребителю прогнозов вовсе не безразлично, с какой именно вероятностью ожидается то или иное значение метеорологической величины, то или иное погодное явление. В зависимости от того, насколько велика эта вероятность, потребитель так планирует свою деятельность, чтобы добиться наибольшего экономического эффекта (см. п. 9.2). Поэтому потребителю должны быть известны значения вероятностей осуществления различных явлений (градаций) элемента при данной формулировке прогноза. Определение этих вероятностей также является одной из важных задач анализа оправдываемости прогнозов.

18.2. Анализ оправдываемости прогнозов общего назначения

Решение большинства из перечисленных выше задач основывается на результатах статистического анализа оправдываемости прогнозов. Методику такого анализа рассмотрим вначале для индивидуальных прогнозов общего назначения.

Первым шагом анализа является формирование исходной выборки, т. е. отбор случаев (прогнозов), по которым будут производиться расчеты. При формировании выборки, очевидно, желательно, чтобы

¹ Исключением являются так называемые машинные прогнозы, составляемые на ЭВМ практически без участия человека.

в нее вошли прогнозы, составленные при аналогичных исходных условиях (географический район, время года и суток, синоптическая обстановка). Нарушение этого требования может привести к дискредитации эффективных прогностических методов. Так, может оказаться, что метод, обеспечивающий высокую оправдываемость прогнозов внутримассовой облачности, но непригодный для прогнозов фронтальной облачности, при анализе выборки, содержащей все (и внутримассовые, и фронтальные) ситуации, будет забракован.

Вместе с тем желательно, чтобы исходная выборка включала все варианты атмосферных процессов, для которых рекомендовано применение данного прогностического метода. Так, например, если анализируется оправдываемость прогнозов фронтальной облачности, составленных методом, не содержащим каких-либо ограничений относительно типа фронтов, в исходную выборку желательно включить случаи перемещения (стабилизации) в районе прогноза атмосферных фронтов всех наблюдающихся в этом районе типов.

Для получения «надежных» (статистически значимых) характеристик оправдываемости прогнозов количество случаев, включенных в исходную выборку, должно быть достаточно большим. Как показывает практика анализа оправдываемости краткосрочных прогнозов, это требование обычно выполняется при включении в выборку 100—200 прогнозов, если «соседние» случаи разделены временным интервалом, не меньшим трех-пяти суток (не учитываемые при этом «промежуточные» случаи находятся в тесной статистической связи с включенными в выборку и поэтому не несут существенной дополнительной информации о качестве прогнозов).

По материалам исходной выборки строится таблица распределения (см. табл. 9.2), являющаяся основой для дальнейшей статистической обработки.

В дальнейшем повторяемости, приведенные в табл. 9.2, будут рассматриваться как вероятности соответствующих событий. Такой подход правомерен только при условии, что число случаев, стоящее в последних строке и столбце табл. 9.2, достаточно велико. Если при составлении табл. 9.2 обнаружилось, что это условие не выполняется, необходимо либо увеличить объем исходной выборки, либо укрупнить используемые градации.

Таблица 9.2 содержит наиболее полную статистическую характеристику оправдываемости прогнозов. Однако для решения сформулированных в п. 18.1 задач непосредственное использование таблиц распределения неудобно. Неясно, например, каким образом путем сравнения таблиц распределения для прогнозов, составленных разными методами, можно определить, какой из них является наиболее совершенным. Для решения подобного рода задач основные особенности распределения, представленного табл. 9.2, желательно выразить одним числом.

Методика расчета числовых характеристик распределения, так называемых *критериев успешности*, зависит от вида прогнозов.

Количественные прогнозы. Для оценки успешности количественных прогнозов используются следующие критерии.

1. Коэффициент корреляции между предсказанным и фактически осуществившимся значениями элемента (метеорологической величины):

$$r = \frac{\overline{(\mathcal{E}_{\text{пр}} - \bar{\mathcal{E}}_{\text{пр}})(\mathcal{E}_{\text{ф}} - \bar{\mathcal{E}}_{\text{ф}})}}{\sqrt{\overline{(\mathcal{E}_{\text{пр}} - \bar{\mathcal{E}}_{\text{пр}})^2}} \sqrt{\overline{(\mathcal{E}_{\text{ф}} - \bar{\mathcal{E}}_{\text{ф}})^2}}}, \quad (18.2)$$

где $\mathcal{E}_{\text{пр}}$ и $\mathcal{E}_{\text{ф}}$ — предсказанное и фактическое значения элемента \mathcal{E} , $\bar{\mathcal{E}}_{\text{пр}}$ и $\bar{\mathcal{E}}_{\text{ф}}$ — соответствующие средние значения.

2. Вероятность того, что ошибка прогнозов по абсолютной величине не превосходит некоторого «допустимого» значения. Вероятность рассчитывается проще, но менее показательна, чем коэффициент корреляции, так как результат сравнения анализируемых методов может зависеть от выбора «допустимого» значения.

3. Средняя абсолютная η или средняя квадратическая σ ошибки прогнозов. Эти ошибки рассчитываются по формулам:

$$\eta = \overline{|\mathcal{E}_{\text{пр}} - \mathcal{E}_{\text{ф}}|}, \quad (18.3)$$

$$\sigma = \sqrt{\overline{(\mathcal{E}_{\text{пр}} - \mathcal{E}_{\text{ф}})^2}}. \quad (18.4)$$

Для распределения ошибок, подчиняющегося нормальному закону, $\eta = 0,8\sigma$.

Применение η и σ в качестве критериев целесообразно в тех случаях, когда эти характеристики достаточно полно описывают наблюдающееся распределение (например, при нормальном распределении, если средняя арифметическая ошибка прогнозов равна нулю).

4. Средняя относительная ошибка прогнозов. Эта ошибка рассчитывается по одной из следующих формул:

$$\frac{\eta}{\eta_1} = \frac{\overline{|\mathcal{E}_{\text{пр}} - \mathcal{E}_{\text{ф}}|}}{\overline{|\mathcal{E}_{\text{ф}} - \bar{\mathcal{E}}_{\text{ф}}|}}, \quad \frac{\sigma}{\sigma_1} = \frac{\sqrt{\overline{(\mathcal{E}_{\text{пр}} - \mathcal{E}_{\text{ф}})^2}}}{\sqrt{\overline{(\mathcal{E}_{\text{ф}} - \bar{\mathcal{E}}_{\text{ф}})^2}}} \quad (18.5)$$

или

$$\frac{\eta}{\eta_2} = \frac{\overline{|\mathcal{E}_{\text{пр}} - \mathcal{E}_{\text{ф}}|}}{\overline{|\mathcal{E}'_{\text{ф}} - \mathcal{E}_{\text{ф}}|}}, \quad \frac{\sigma}{\sigma_2} = \frac{\sqrt{\overline{(\mathcal{E}_{\text{пр}} - \mathcal{E}_{\text{ф}})^2}}}{\sqrt{\overline{(\mathcal{E}'_{\text{ф}} - \mathcal{E}_{\text{ф}})^2}}}, \quad (18.6)$$

где η_1 (σ_1) — средняя абсолютная (квадратическая) ошибка климатологического прогноза, η_2 (σ_2) — средняя абсолютная (квадратическая) ошибка инерционного прогноза, при котором предсказывается значение $\mathcal{E}'_{\text{ф}}$, наблюдавшееся в момент составления прогноза.

Относительные ошибки меньше, чем η и σ , зависят от состава выборки. Поэтому при сравнении оправдываемости прогнозов по материалам различных выборок использование приведенных критериев предпочтительнее, чем η или σ .

Для краткосрочных прогнозов обычно $\eta_2 < \eta_1$ и $\sigma_2 < \sigma_1$. Для долгосрочных прогнозов чаще выполняются противоположные неравенства.

Альтернативные прогнозы. При альтернативных прогнозах распределение случаев осуществления фаз предиктанта \mathcal{E}_1 и \mathcal{E}_2 представляется в виде табл. 18.1.

Таблица 18.1

Предсказано	Осуществилось		
	\mathcal{E}_1	\mathcal{E}_2	Σ
\mathcal{E}_1	n_{11}	n_{12}	n_{10}
\mathcal{E}_2	n_{21}	n_{22}	n_{20}
Σ	n_{01}	n_{02}	n_{00}

Для оценки успешности альтернативных прогнозов используют следующие критерии:

1. Повторяемость оправдавшихся прогнозов

$$u = \frac{n_{11} + n_{22}}{n_{00}}. \quad (18.7)$$

2. Критерий Н. А. Багрова

$$H_B = \frac{u - u_0}{1 - u_0}, \quad (18.8)$$

где $u_0 = \frac{n_{01}n_{10} + n_{02}n_{20}}{n_{00}n_{00}}$ — повторяемость оправдавшихся случайных прогнозов при условии, что число таких прогнозов с формулировкой \mathcal{E}_1 равно n_{10} , а с формулировкой \mathcal{E}_2 равно n_{20} .

Как нетрудно видеть, числитель в формуле (18.8) дает превышение повторяемости оправдавшихся анализируемых методических прогнозов над повторяемостью оправдавшихся случайных прогнозов, составленных с соблюдением указанного условия и в этом смысле аналогичных методическим. Знаменатель в формуле (18.8) можно рассматривать как такое же превышение для идеальных прогнозов ($u = 1$). Таким образом, критерий Багрова характеризует превышение повторяемости оправдавшихся методических прогнозов над «аналогичными» случайными по сравнению с превышением повторяемости оправдавшихся идеальных прогнозов над теми же случайными.

Естественно, что для случайных прогнозов $H_B = 0$ и метод считается тем совершеннее, чем ближе значение H_B к единице.

3. Критерий Обухова

$$Q = \frac{u - u_0'}{1 - u_0'}, \quad (18.9)$$

где $u'_0 = \frac{n_{01}n_{01} + n_{02}n_{02}}{n_{00}n_{00}}$ — повторяемость оправдавшихся случайных прогнозов при условии, что число таких прогнозов с формулировкой \mathcal{E}_1 равно n_{01} , а с формулировкой \mathcal{E}_2 равно n_{02} (т. е. идеальный прогноз сравнивается с аналогичным ему случайным, при котором повторяемость предсказываемых значений та же, что и при идеальном прогнозе и, следовательно, равна климатологической).

Для выполнения практических расчетов формула (18.9) может быть представлена в виде

$$Q = 1 - (\alpha + \beta), \quad (18.10)$$

где $\alpha = \frac{n_{12}}{n_{02}}$, $\beta = \frac{n_{21}}{n_{01}}$ — условные повторяемости неоправдавшихся прогнозов при осуществлении соответственно фаз \mathcal{E}_2 и \mathcal{E}_1 .

Очевидно, для случайных прогнозов $Q = 0$ и для идеальных $Q = 1$ (так как если рассматриваемые прогнозы являются идеальными, то $u'_0 = u_0$).

При анализе оправдываемости специальных прогнозов критерий Q является более показательным, чем H и тем более u .

Многофазовые качественные прогнозы. Основным критерием успешности многофазовых качественных прогнозов является *количество прогностической информации*.

Как отмечалось, таблица распределения (см. табл. 9.2) позволяет приближенно судить о вероятностях осуществления различных градаций (фаз) элемента при данной формулировке прогноза. Так, при формулировке прогноза A_i вероятность осуществления градации A_1 можно считать равной P_{i1} , а градации A_2 равной P_{i2} и т. д. Это распределение вероятностей, очевидно, характеризует степень неопределенности заключения прогнозиста об ожидаемом состоянии атмосферы (градации или фазе предиктанта).

В качестве меры неопределенности состояния вероятностных систем в математике используется *статистическая энтропия* H , рассчитываемая по формуле

$$H = - \sum_{(n)} P \log P,$$

где n — число возможных состояний (фаз) системы, P — вероятность того, что система находится в данном состоянии (в данной фазе).

Применительно к рассматриваемому распределению (см. табл. 9.2) указанная формула для совокупности прогнозов с формулировкой A_i приобретает вид

$$H_{i0} = - \sum_{j=1}^l P_{ij} \log P_{ij}. \quad (18.11)$$

Величина *частной статистической энтропии* H_{i0} характеризует неопределенность сведений о будущем значении предиктанта, содержащихся в прогнозах с формулировкой A_i .

Полная или средняя энтропия всей совокупности прогнозов H образуется как средняя взвешенная из значений H_{i0} :

$$H = \sum_{i=1}^k P_{i0} H_{i0}. \quad (18.12)$$

Напомним основные свойства статистической энтропии, позволяющие использовать ее как меру неопределенности прогностических сведений.

Величина H_{i0} достигает максимума, если при данной формулировке прогноза осуществление всех значений предиктанта равновероятно ($P_{i1} = P_{i2} = \dots = P_{ij}$). Наоборот, если какая-либо из его градаций предсказывается с вероятностью, близкой к единице (например, $P_{i2} \approx 1$, $P_{ij} \approx 0$ при $j \neq 2$), то $H_{i0} \approx 0$, т. е. прогностические сведения содержат минимальную неопределенность — прогностист практически «наверняка» указывает будущее значение (градацию) предиктанта.

Увеличение числа градаций в таблице распределения приводит к возрастанию H_{i0} . Поэтому, в частности, при сравнении таблиц распределения разбивка их на графы для всех сравниваемых прогнозов должна быть одинаковой.

Логарифм в формуле (18.11) может быть взят при любом основании α . Выбор α равносителен выбору единицы измерения энтропии. При $\alpha = 2$ значения H выражаются в двоичных единицах, при $\alpha = 10$ в десятичных единицах и т. д.

Так как P_{ij} всегда меньше единицы (случай $P_{ij} = 1$ практически невозможен), $\log P_{ij} < 0$ и $H_{ij} > 0$ — энтропия всегда является положительной величиной.

Нетрудно видеть, что при случайном прогнозе, когда, по определению случайного прогноза, $P_{ij} = P_{0j}$ при любых i и j формула (18.12) приводится к виду

$$H_0 = - \sum_{j=1}^l P_{0j} \log P_{0j}. \quad (18.13)$$

Как следует из формулы (18.13), энтропия случайных прогнозов определяется климатологическим распределением вероятностей различных градаций элемента, не зависящим от формулировки прогноза. Поэтому энтропию случайных прогнозов H_0 принято называть *климатологической или безусловной*.

Из сказанного следует, что для оценки содержательности прогностических сведений удобно ввести величину

$$I = H_0 - H, \quad (18.14)$$

характеризующую уменьшение неопределенности сведений о будущем состоянии атмосферы (градации или фазе элемента), содержащихся в методических прогнозах, по сравнению со случайными, и получив-

шую название количества прогностической информации¹. Иногда в качестве критерия успешности прогнозов используется удельное количество прогностической информации, равное отношению $\frac{I}{H_0}$.

При сравнении различных прогностических методов более совершенным признается тот метод, для которого величина I (или $\frac{I}{H_0}$) оказывается максимальной. Легко видеть, что для любых случайных прогнозов $I = 0$ и $\frac{I}{H_0} = 0$, а для идеальных $I = H_0$ $\frac{I}{H_0} = 1$. Таким образом, величины I и $\frac{I}{H_0}$ лежат в диапазонах: $0 \leq I \leq H_0$ и $0 \leq \frac{I}{H_0} \leq 1$.

В заключение рассмотрим пример статистического анализа оправдываемости прогнозов гроз, составленных двумя методами (1 и 2). Распределения числа случаев (табл. 18.2) и повторяемости

Таблица 18.2

Распределение сочетаний предсказанной и осуществившейся фаз для прогноза гроз (число случаев)

Предсказано	Осуществилось		Σ
	$\bar{\bar{K}}$	\bar{K}	
Метод 1			
$\bar{\bar{K}}$	150	50	200
\bar{K}	200	600	800
Σ	350	650	1000
Метод 2			
$\bar{\bar{K}}$	300	250	550
\bar{K}	50	400	450
Σ	350	650	1000

(табл. 18.3) получены для прогнозов, одновременно составляющихся в одном и том же пункте обоими методами.

¹ Следует подчеркнуть, что в отличие от ранее рассмотренных критериев количество информации является универсальной характеристикой: оно может быть определено и для качественных (альтернативных и многофазовых), и для количественных прогнозов.

Таблица 18.3

Распределение повторяемостей различных сочетаний предсказанной и осуществившейся фаз при прогнозе гроз

Предсказано	Осуществилось		Общая повторяемость
	\overline{K}	$\overline{\overline{K}}$	
Метод 1			
\overline{K}	0,75	0,25	0,20
$\overline{\overline{K}}$	0,25	0,75	0,80
Общая повторяемость	0,35	0,65	1,00
Метод 2			
\overline{K}	0,55	0,45	0,55
$\overline{\overline{K}}$	0,11	0,89	0,45
Общая повторяемость	0,35	0,65	1,00

Рассчитаем значения критериев успешности для прогнозов, составленных первым методом:

$$u = \frac{150 + 600}{1000} = 0,75,$$

$$u_0 = \frac{350 \cdot 200 + 650 \cdot 800}{1000 \cdot 1000} = 0,59,$$

$$H_B = \frac{0,75 - 0,59}{1 - 0,59} = 0,39,$$

$$Q = 1 - \left(\frac{200}{350} + \frac{50}{650} \right) = 0,35;$$

$$H_{10} = - (0,75 \log 0,75 + 0,25 \log 0,25) = 0,244 \text{ дед},$$

$$H_{20} = - (0,25 \log 0,25 + 0,75 \log 0,75) = 0,244 \text{ дед},$$

$$H = 0,20 \cdot 0,244 + 0,80 \cdot 0,244 = 0,244 \text{ дед},$$

$$H_0 = - (0,35 \log 0,35 + 0,65 \log 0,65) = 0,281 \text{ дед};$$

$$I = 0,281 - 0,244 = 0,037 \text{ дед};$$

$$\frac{I}{H_0} = \frac{0,037}{0,281} = 0,13.$$

Аналогично для прогнозов, составленных вторым методом, получим:

$$u = \frac{390 + 400}{1000} = 0,70,$$

$$u_0 = \frac{350 \cdot 550 + 650 \cdot 450}{1000 \cdot 1000} = 0,485,$$

$$H_B = \frac{0,70 - 0,485}{1 - 0,485} = 0,42,$$

$$Q = 1 - \left(\frac{50}{350} + \frac{250}{650} \right) = 0,47;$$

$$H_{10} = -(0,55 \log 0,55 + 0,45 \log 0,45) = 0,299 \text{ дед},$$

$$H_{20} = -(0,11 \log 0,11 + 0,89 \log 0,89) = 0,150 \text{ дед},$$

$$H = 0,55 \cdot 0,299 + 0,45 \cdot 0,150 = 0,232 \text{ дед},$$

$$I = 0,281 - 0,232 = 0,049 \text{ дед};$$

$$\frac{I}{H_0} = \frac{0,049}{0,281} = 0,17.$$

Сравнение значений критерия u показывает, что первый метод обеспечивает несколько большую повторяемость оправдавшихся прогнозов, чем второй. Однако значения остальных критериев (H , Q и I) оказываются большими для прогнозов, составленных вторым методом. Это означает, что прогнозы, составленные вторым методом, содержат меньший элемент случайности и несут большую информацию о будущем состоянии атмосферы. Поэтому, оценивая степень совершенства прогностических методов, следует отдать предпочтение второму из них.

18.3. Анализ эффективности специализированных прогнозов

Как отмечалось в п. 9.2, при анализе эффективности специализированных прогнозов должна быть получена оценка степени их «полезности» для данного потребителя метеорологической информации. Разумеется, такая оценка предполагает, что потребитель придерживается оптимальной стратегии использования этой информации.

Методику анализа эффективности индивидуальных специализированных прогнозов рассмотрим на примере альтернативных прогнозов гроз, разрабатывавшихся двумя способами.

Предположим, что для данного потребителя известны величины ущерба, обусловленного грозами (табл. 18.4).

Таблица 18.4

Затраты потребителя прогнозов гроз (условные единицы)

Ожидавшиеся погодные условия	Осуществившиеся погодные условия	
	\bar{X}_1	\bar{X}_2
\bar{X}_1	2	4
\bar{X}_2	10	0

Рассчитаем вероятные затраты потребителя при получении прогноза «гроза», составленного первым методом. Если потребитель «поверил» прогнозу, то эти затраты составят

$$\bar{\Delta}_R = 2 \cdot 0,75 + 4 \cdot 0,25 = 2,5.$$

В противном случае они будут равны

$$\bar{\Delta}_{\bar{R}} = 10 \cdot 0,75 + 0 \cdot 0,25 = 7,5.$$

Следовательно, оптимальная стратегия в данном случае — готовиться к грозе, и вероятные затраты при этом равны: $\bar{\Delta}^R = 2,5$. Аналогично для прогнозов «без грозы» получим:

$$\bar{\Delta}_R = 2 \cdot 0,25 + 4 \cdot 0,75 = 3,5,$$

$$\bar{\Delta}_{\bar{R}} = 10 \cdot 0,25 + 0,75 = 2,5$$

и, таким образом, $\bar{\Delta}^R = 2,5$.

Итак, средние вероятные затраты при оптимальном использовании данным потребителем прогнозов, составленных первым методом, равны

$$\bar{\Delta} = 2,5 \cdot 0,20 + 2,5 \cdot 0,80 = 2,5.$$

Для прогнозов, составленных вторым методом, аналогично получим:

при прогнозах «гроза»

$$\bar{\Delta}_R = 2 \cdot 0,55 + 4 \cdot 0,45 = 2,9,$$

$$\bar{\Delta}_{\bar{R}} = 10 \cdot 0,55 + 0 \cdot 0,45 = 5,5,$$

$$\bar{\Delta}^R = 2,9;$$

при прогнозах «без грозы»

$$\bar{\Delta}_R = 2 \cdot 0,11 + 4 \cdot 0,89 = 3,78,$$

$$\bar{\Delta}_{\bar{R}} = 10 \cdot 0,11 + 0 \cdot 0,89 = 1,1,$$

$$\bar{\Delta}^R = 1,1$$

и

$$\bar{\Delta} = 2,9 \cdot 0,55 + 1,1 \cdot 0,45 = 2,09.$$

Наконец, для случайных прогнозов:

при прогнозах «гроза»

$$\bar{\Delta}_R = 2 \cdot 0,35 + 4 \cdot 0,65 = 3,3,$$

$$\bar{\Delta}_{\bar{R}} = 10 \cdot 0,35 + 0 \cdot 0,65 = 3,5,$$

$$\bar{\Delta}^R = 3,3;$$

при прогнозах «без грозы»

$$\bar{\Delta}_R = 2 \cdot 0,35 + 4 \cdot 0,65 = 3,3,$$

$$\bar{\Delta}_{\bar{R}} = 10 \cdot 0,35 + 0 \cdot 0,65 = 3,5,$$

$$\bar{\Delta}^{\bar{R}} = 3,3.$$

Пусть повторяемость случайных прогнозов с формулировкой «гроза» равна P_{10} , а с формулировкой «без грозы» равна P_{20} . Тогда

$$\bar{\Delta}_0 = 3,3P_{10} + 3,3P_{20} = 3,3^1.$$

Оценка экономической эффективности для прогнозов, составленных первым методом, дает

$$\bar{\Delta}_0 - \bar{\Delta} = 3,3 - 2,5 = 0,8$$

и для прогнозов, составленных вторым методом,

$$\bar{\Delta}_0 - \bar{\Delta} = 3,3 - 2,09 = 1,21.$$

Таким образом, использование данным потребителем прогнозов, составленных вторым методом, обеспечивает в среднем уменьшение экономических затрат (по сравнению с прогнозами, составленными первым методом) на 0,41 условной единицы. С этой точки зрения, второй метод является предпочтительным.

В рассматриваемом примере выводы о сравнительной ценности методов, полученные из анализа критериев успешности (H_B , Q и I) и экономической эффективности прогнозов, совпали. Это совпадение не случайно. Как показано Г. А. Карпеевым, для большинства потребителей альтернативных прогнозов наибольший экономический эффект дает применение методов, характеризующихся максимальными величинами критериев H_B и особенно Q . Однако поскольку такое совпадение не является обязательным, основой для оценки специализированных прогнозов должны служить результаты расчетов их экономической эффективности.

¹ Здесь хорошо видно, что, хотя повторяемость оправдавшихся случайных прогнозов существенно зависит от значений P_{10} и P_{20} , «полезность» таких прогнозов при любых P_{10} и P_{20} одинакова.

К сожалению, необходимые для выполнения указанных расчетов таблицы затрат, как отмечалось в п. 9.2, могут быть составлены лишь в исключительных случаях. Отсутствие объективных показателей влияния погодных условий на деятельность потребителей вызывает наибольшие трудности при оценке комплексных специализированных прогнозов, когда каждому индивидуальному прогнозу должен придаваться свой «вес», определяемый важностью этого прогноза для данного потребителя.

Из-за указанных трудностей оценка комплексных специализированных прогнозов, как правило, производится в упрощенной форме. Принцип такой упрощенной оценки состоит в следующем. Прежде всего для каждой категории прогнозов устанавливается перечень метеоэлементов, точность прогноза которых учитывается при оценке. Затем для каждого из отобранных элементов определяются допустимые расхождения между предсказанными и осуществившимися значениями.

Все оцениваемые комплексные прогнозы делятся на две категории: «оправдавшиеся» и «неоправдавшиеся». В оправдавшихся прогнозах допустимые расхождения между предсказанным и осуществившимся значениями могут быть превышены только для предусмотренной инструкцией части включенных в перечень метеорологических величин. Все остальные прогнозы считаются неоправдавшимися.

Перечень оцениваемых элементов, допустимые расхождения и другие необходимые указания по оценке комплексных специальных прогнозов содержатся в соответствующих наставлениях и инструкциях. Статистическая обработка результатов оценок серии комплексных прогнозов обычно сводится к определению повторяемостей оправдавшихся и неоправдавшихся прогнозов.

В качестве примера приведем правила *оперативно-производственной оценки оправдываемости прогнозов погоды* по территории аэропорта, установленные действующим наставлением по метеорологическому обеспечению гражданской авиации (НМО ГА—73).

1. Прогнозы погоды по территории аэропорта на 6 и 9 часов оцениваются по каждому 3-часовому периоду, прогнозы на 12 и 24 часа — по каждому 6-часовому периоду.

2. Оценка оправдываемости авиационных прогнозов погоды производится исходя из двух определений:

- прогноз оправдался,
- прогноз не оправдался.

3. Прогноз погоды считается неоправдавшимся в следующих случаях:

а) прогнозом не были предусмотрены метеорологические явления или условия погоды, которые привели к прекращению приема, возврату или посадке воздушного судна вне аэродрома или на другом аэродроме;

б) прогнозом предусматривались условия погоды ниже минимума, в связи с чем имели место (могли быть) задержки или отмены рейсов.

В действительности фактическая погода позволяла производить прием воздушных судов соответствующих типов;

в) прогнозом предусматривалась высота облачности и/или видимость в грациях, в которые входит минимум погоды командира воздушного судна (пилота). В действительности значения указанных величин были ниже прогнозируемых, что привело к возврату, посадке вне аэродрома или на другом аэродроме. Однако, если фактические значения высоты облачности и/или видимости соответствовали грациям, предусмотренным прогнозом, прогноз считается оправдавшимся.

Прогнозом предусматривалась скорость ветра градацией, в которую входило предельное значение, допустимое для посадки воздушного судна данного типа, а в действительности значение скорости ветра было выше прогнозируемой градации.

Прогнозом предусматривалось количество облачности ниже уровня полета градацией, не превышающей 2—5 баллов, а в действительности оно было более 5 баллов;

г) прогнозом предусматривались (не предусматривались) опасные метеорологические явления: гроза, гололед, умеренное или сильное обледенение, сильная болтанка (турбулентность). Фактически указанные явления не наблюдались (наблюдались).

Вопросы и задания к главе 18

1. Перечислите задачи, при решении которых используются результаты анализа оправдываемости прогнозов.

2. Какие критерии используются при анализе оправдываемости количественных прогнозов общего назначения? Приведите расчетные формулы.

3. Какие критерии используются при анализе оправдываемости альтернативных прогнозов общего назначения? Приведите расчетные формулы.

4. Как рассчитывается количество прогностической информации? Почему величина I может использоваться как мера содержательности прогностических сведений?

5. Как оценивается успешность специализированных прогнозов?

6. Докажите, что успешность любых случайных прогнозов равна успешности климатологических прогнозов.

7. Какие принципы положены в основу анализа оправдываемости комплексных специализированных прогнозов?



ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

19.1. Главные факторы, определяющие циркуляцию атмосферы

Общей циркуляцией атмосферы называется совокупность основных воздушных течений в тропосфере, стратосфере и нижней мезосфере. Атмосферные процессы в этих слоях взаимосвязаны и в некоторой степени описываются уравнениями гидродинамики. Верхние разреженные слои атмосферы (термосфера и экзосфера) по характеру физических и химических процессов существенно отличаются от нижних слоев. Взаимосвязь процессов, происходящих в верхних слоях, еще недостаточно изучена. Таким образом, в нижних трех слоях в результате общей циркуляции осуществляется обмен большими массами воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях.

К основным крупномасштабным атмосферным движениям относятся струйные течения, циркуляция воздуха в системе циклонов и антициклонов, пассаты, муссоны. Именно эти виды воздушных течений играют важную роль в формировании погоды и климата Земли.

Более мелкие по своим масштабам движения, характерные для определенных географических районов, такие, как шквалы, смерчи, бризы, горно-долинные ветры и некоторые другие, имеют местное значение и не могут оказать существенное влияние на режим общей циркуляции атмосферы. Обычно эти мезомасштабные движения под влиянием крупномасштабной циркуляции либо нарушаются (бризы, горно-долинные ветры), либо зарождаются (смерчи, шквалы и др.).

Циркуляция атмосферы определяется многими факторами, среди которых наиболее важными являются: лучистая энергия Солнца, вращение Земли вокруг своей оси, неоднородность земной поверхности, трение.

Лучистая энергия Солнца является основным источником атмосферной циркуляции, а неравномерное ее распределение по земному шару — главной причиной глобальной циркуляции.

Вращение Земли. Вращение Земли наиболее существенно влияет на движения в атмосфере в высоких и умеренных широтах. На экваторе это влияние приближается к нулю. Поэтому при изучении крупномасштабных движений обычно учитывается изменение влияния вращения Земли с широтой (т. е. вдоль меридианов). При решении теоретических задач общей циркуляции атмосферы угловая скорость вращения Земли обычно принимается постоянной.

Влияние подстилающей поверхности на температуру воздуха и, следовательно, на циркуляцию атмосферы не ограничивается лишь приземным слоем, а распространяется на всю тропосферу в результате турбулентного перемешивания.

Трение воздуха о земную поверхность всегда уменьшает скорость воздушных течений и изменяет их направление. Это происходит в пограничном слое атмосферы, ограниченном высотой 1,0—1,5 км.

На атмосферную циркуляцию влияет изменение температуры, вызванное вертикальными движениями воздуха, и выделяемое тепло конденсации водяного пара. Эти изменения температуры значительны и за сутки нередко достигают нескольких градусов. В процессах, развивающихся в тропосфере, стратосфере, а также, очевидно, и в нижней мезосфере, роль адиабатических изменений температуры в течение 1—2 суток велика.

На формирование общей циркуляции атмосферы оказывают влияние размеры атмосферы (соотношение ее размеров по вертикали и горизонтали). По современным данным, условная верхняя граница атмосферы лежит на высоте около 2000 км, однако в тропосфере и стратосфере сосредоточена почти вся масса атмосферы. У верхней границы стратосферы (50—55 км) давление воздуха составляет около 0,1 мбар. Иначе говоря, давление воздуха вблизи уровня 55 км составляет менее 0,0001 давления всей атмосферы. Так как в погодообразовании главную роль играют процессы, развивающиеся в тропосфере, то это позволяет в теоретических исследованиях рассматривать атмосферу как тонкую пленку воздуха вблизи поверхности земли, в пределах которой вертикальная скорость на два-три порядка меньше горизонтальной.

К основным закономерностям общей циркуляции атмосферы, отражающим влияние указанных выше основных факторов, ее определяющих, относятся:

1) превышение скоростей горизонтальных движений над вертикальными в крупномасштабных процессах ($u \approx 10$ м/с, $v \approx 10$ см/с, $w \approx 1$ см/с);

2) преобладание зональных (вдоль широтных кругов) воздушных течений над меридиональными;

3) преимущественно вихревой характер атмосферных движений;

4) нестационарность атмосферных движений, их постоянная изменчивость и вызванные нестационарностью непрерывные изменения атмосферной циркуляции и ее структурных элементов. При этом фикс-

сированные частицы воздуха не перемещаются по замкнутым траекториям;

б) изменения направления и скорости воздушных течений при переходе от слоя к слою и неравномерное распределение кинетической энергии как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении;

б) изменения направления и скорости воздушных течений при переходе от сезона к сезону.

Если рассматривать атмосферную циркуляцию более детально, то перечисленные основные закономерности могут быть дополнены некоторыми другими.

В тропосфере горизонтальная составляющая силы барического градиента в основном направлена от тропиков (области тепла) к полюсам (области холода), что под влиянием отклоняющего действия вращения Земли обуславливает преобладание в тропосфере и нижней стратосфере западных ветров. Таким образом, масса атмосферы умеренных и высоких широт в основном совершает движение с запада на восток, т. е. преобладает перенос масс с запада. Однако в определенные периоды времени в некоторых районах Земли меридиональная циркуляция может преобладать над зональной.

Кроме вихревых движений, атмосфере свойственны волновые движения, к которым можно отнести малоизученные приливные движения атмосферы, аналогичные приливам в океанах, колебания высоты тропопаузы и волновые движения на границах слоев атмосферы различной плотности, а также вблизи поверхности земли. Барические гребни и ложбины также можно условно рассматривать как проявление волновых процессов. В системе планетарной высотной фронтальной зоны Россби различал, например, длинные волны ($\lambda > 5000$ км), которым соответствуют семейства циклонов, и короткие волны ($\lambda < 5000$ км), которым часто соответствуют отдельные циклоны и антициклоны. Такого рода волны, в отличие от гравитационных, где колебания частиц воздуха происходят в вертикальной плоскости, характеризуют волнообразные сдвиги воздушных потоков преимущественно в горизонтальной плоскости. Поскольку эти сдвиги связаны с особенностями барического поля (гребни и ложбины), а изменения поля давления имеют весьма сложную природу, то такого рода волновые процессы (волны давления) не имеют физического толкования.

Формально любые более или менее периодические колебания давления можно рассматривать как волновой процесс (последовательное прохождение циклона и антициклона, отрицательного и положительного изаллобарического очага и т. п.), к тому же, как уже отмечалось, волновая теория связывает зарождение внетропических циклонов с волновыми колебаниями фронтальной поверхности.

Непосредственной причиной изменений поля атмосферного давления и циркуляции, включая наиболее крупные преобразования при развитии циклонов и антициклонов, является нестационарность

движений. Именно в результате нестационарности атмосферных движений общая картина циркуляции непрерывно меняется, никогда не повторяясь полностью. Однако если исключить детали, то можно установить некоторые характеристики относительной устойчивости атмосферных процессов.

Своеобразие газовой оболочки Земли заключается в том, что основная масса атмосферы сосредоточена в весьма тонком (по сравнению с радиусом Земли) слое. Действительно, около 50% массы атмосферы сосредоточено в нижнем слое толщиной 5 км, 90% — в слое 16 км и 99% — в слое 32 км, что составляет лишь 0,005 радиуса Земли ($a \approx 6370$ км). Именно поэтому при оценке кинетической энергии в том или ином слое необходимо учитывать не только скорость ветра, но и плотность воздуха. По этой же причине энергетический вклад нижней половины тропосферы достаточно велик, хотя скорости ветра здесь в среднем невелики.

Закономерности сезонных изменений атмосферной циркуляции связаны с изменениями притока солнечного тепла от сезона к сезону. Особенно резко это проявляется в северном полушарии, где материки занимают значительные пространства. Относительное охлаждение материков зимой и нагревание летом приводят к смене знака контрастов температур между материками и океанами. Наибольшее проявление сезонные изменения атмосферной циркуляции находят в районах, где при смене сезонов происходит изменение преобладающих направлений ветров на противоположные (муссоны). Сезонные изменения атмосферной циркуляции происходят и в других районах. Проявляются они в различной повторяемости и интенсивности циклонов и антициклонов, смещении их траекторий, изменении географического положения и интенсивности высотных фронтальных зон и т. п.

Изучение общей циркуляции атмосферы проводится различными методами:

- 1) синоптическим — изучение крупномасштабных процессов с помощью карт погоды различных уровней;
- 2) гидродинамическим — изучение (физическое объяснение) закономерностей развития атмосферной циркуляции;
- 3) статистическим (климатологическим) — изучение (путем получения статистических характеристик) воздушных течений (или барического поля) и др.

Эти методы изучения дополняют друг друга, а результаты, полученные с применением каждого из них, позволяют более глубоко проникать в сущность атмосферных процессов большого масштаба.

19.2. Температура воздуха в тропосфере и стратосфере земного шара

Физические свойства атмосферы различны по вертикали и горизонтали. По характеру распределения температуры с высотой в атмосфере различают несколько слоев. Вследствие сезонных изменений

радиационного режима существенные изменения происходят и в широтном распределении температуры воздуха.

На рис. 19.1 приведен средний меридиональный разрез атмосферы зимой и летом до высоты 90—100 км. На разрезе видно, что в одни и те же сезоны температуры в высоких, средних и низких широтах заметно различаются. Зимой и летом они также различны. Поверхности, разделяющие слои, изображены жирными пунктирными

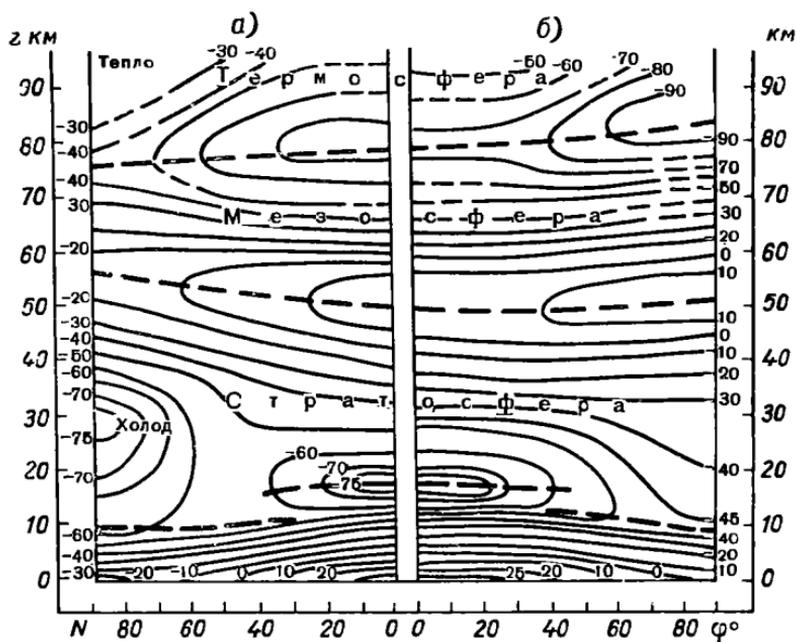


Рис. 19.1. Меридиональный разрез атмосферы (температура воздуха) зимой (а) и летом (б).

линиями. Внизу выделена тропосфера с характерным понижением температуры с высотой и разрывом тропопаузы в районе тропиков. В стратосфере в целом наблюдается повышение температуры (максимум отмечается на высоте около 55 км). При этом в стратосфере высоких широт температура выше тропопаузы зимой понижается и на высоте 30 км достигает -65 , -75°C , а затем, заметно возрастая, на уровне стратопаузы она приближается к 0 , -10°C . В низких широтах сезонные различия температуры незначительны.

Выше стратопаузы вновь начинается понижение температуры, и на уровне мезопаузы она достигает -75 , -85°C . Это наиболее низкая температура в атмосфере, поскольку выше мезопаузы и до условной границы атмосферы наблюдается значительное ее повышение. В слое мезопаузы температура зимой выше, чем летом, на 50 — 60°C . Из разреза также следует, что в слое 10 — 40 км разности температуры зима—лето наибольшие в высоких широтах.

Временные разрезы атмосферы (рис. 19.2) существенно дополняют представление о годовом ходе изменения температуры. Разрезы построены по ежедневным данным ракетного зондирования. Чтобы показать некоторые интересные детали годового хода температуры и ветра, были выбраны три станции, расположенные на разных широтах: Туле ($76^{\circ} 33' \text{ с. ш.}, 68^{\circ} 49' \text{ з. д.}$), форт Грили ($64^{\circ} 00' \text{ с. ш.}, 145^{\circ} 44' \text{ з. д.}$) и Антигуа ($17^{\circ} 09' \text{ с. ш.}, 61^{\circ} 47' \text{ з. д.}$). Для станций форт Грили и Антигуа данные взяты за 1967 г., а для ст. Туле за 1968 г.

Общий характер изменения температуры в течение этих лет, за исключением отдельных деталей, мало отличается от средней картины. В Туле и Грили между зимними и летними месяцами существует очень заметное различие температур (рис. 19.2). На высотах 50—60 км разности температур достигают $10\text{--}20^{\circ} \text{C}$, а на высотах 20—30 км, где для зимы характерны сравнительно низкие температуры, эти разности возрастают до $20\text{--}25^{\circ} \text{C}$. Как видно, для высоких широт Земли в тропосфере, стратосфере и нижней мезосфере существенны сезонные изменения температуры. В Антигуа, наоборот, лишь на уровне тропопаузы разность температуры между зимой и летом достигает $5\text{--}10^{\circ} \text{C}$.

При переходе от слоя к слою с изменением температуры происходит и изменение ветра. Следует, однако, помнить, что между слоями атмосферы нет перегородок. Все слои взаимодействуют между собой, и атмосфера в конечном счете является единой газовой оболочкой, окружающей нашу планету.

На температурный режим не только приземного слоя воздуха, но и всей тропосферы значительное влияние оказывает подстилающая поверхность. Вместе с тем температура у поверхности земли не всегда характеризует всю тропосферу, особенно при температурных инверсиях. Кроме того, приземная температура подвержена влиянию мелких неоднородностей земной поверхности. Поэтому поле температуры уже на уровне 1—2 км отличается от приземного.

Влияние подстилающей поверхности на структуру сезонного поля температуры вышележащих уровней хорошо видно на картах относительной топографии (рис. 19.3 и 19.4). В соответствии с тепловыми условиями подстилающей поверхности изотерма 0°C на севере Атлантики проходит по 70° с. ш. , а над Восточной Азией — по 35° с. ш.

В южном полушарии над океанами изотермы следуют вдоль широт и лишь над материками претерпевают небольшие изменения в зависимости от времени года.

Из карт относительной топографии следует, что области тепла, как и полоса тепла в слое воздуха между поверхностью земли и высотой около 9 км, находятся вблизи экваториальной зоны и тропиков, а градиенты температуры независимо от времени года направлены из низких широт к высоким. Характерно и то, что изогипсы относительной топографии следуют не по кругам широт, а испытывают сильную деформацию. Вследствие различия в прогревании

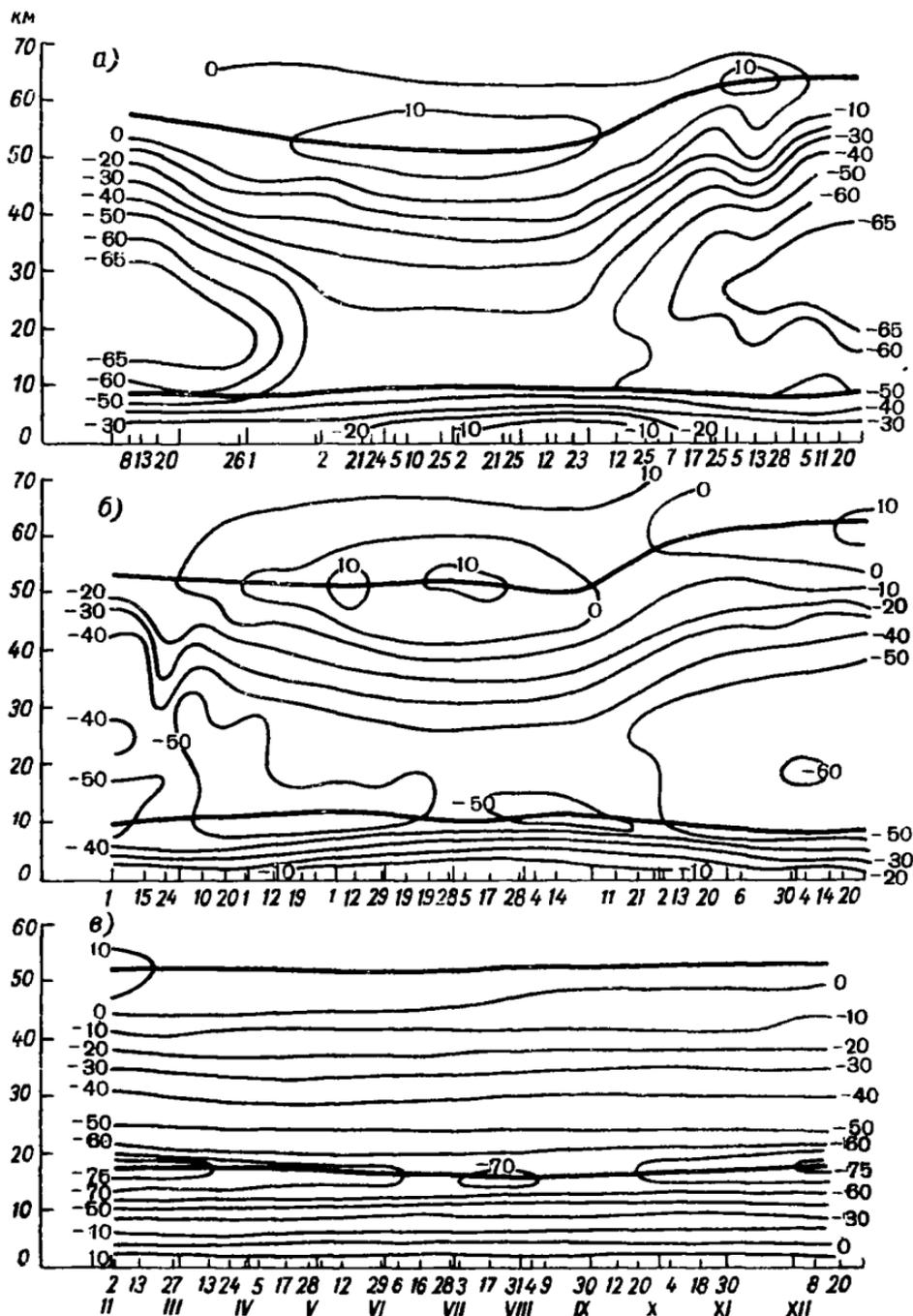


Рис. 19.2. Годовой ход изменений температуры воздуха в слое 0—60 км в различных широтных зонах по данным ежегодных наблюдений в Туле (а), Григли (б) и Антигуа (в).

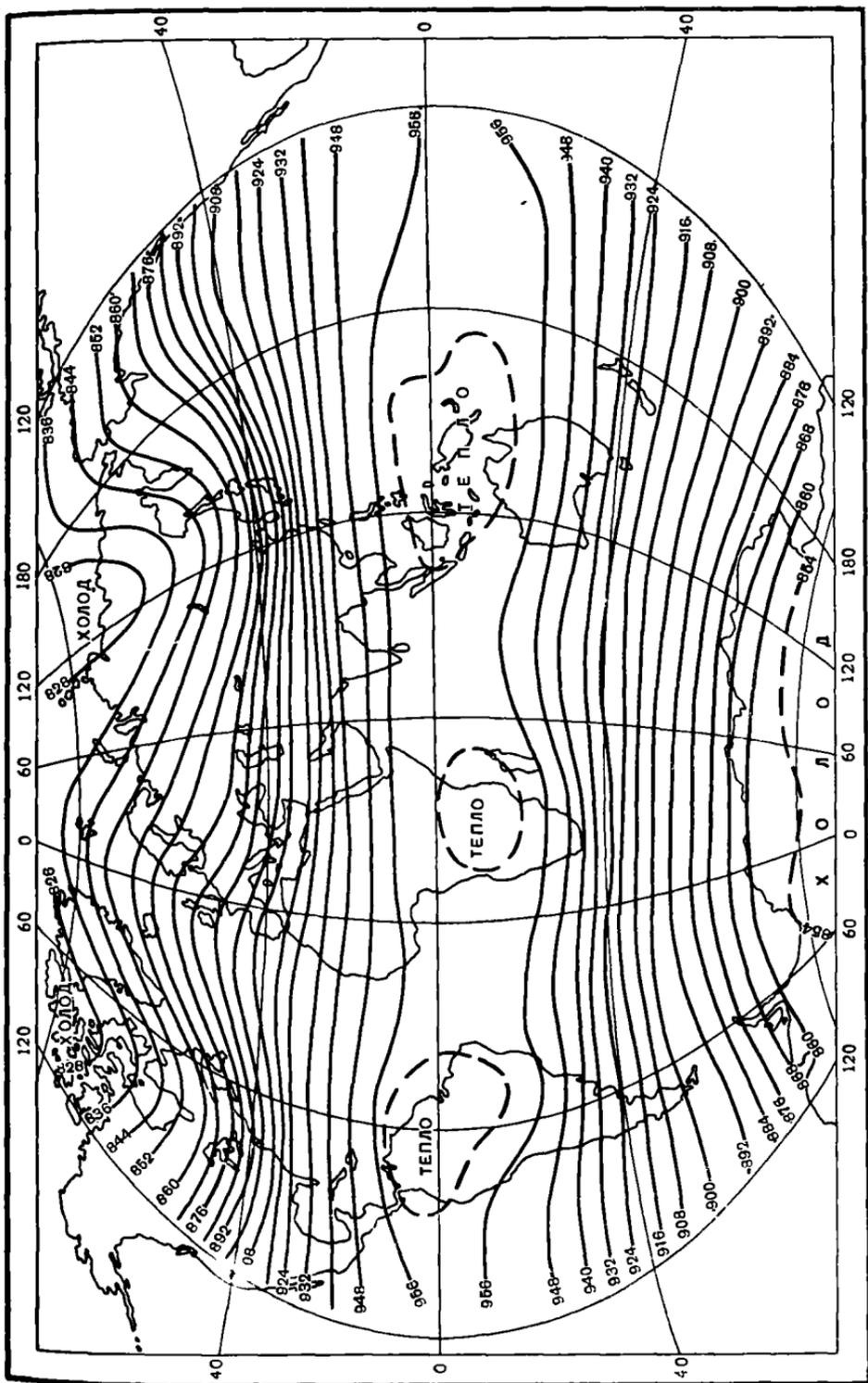


Рис. 19.3. Относительная топография ОТ₁₀₀₀³⁰⁰. Январь.

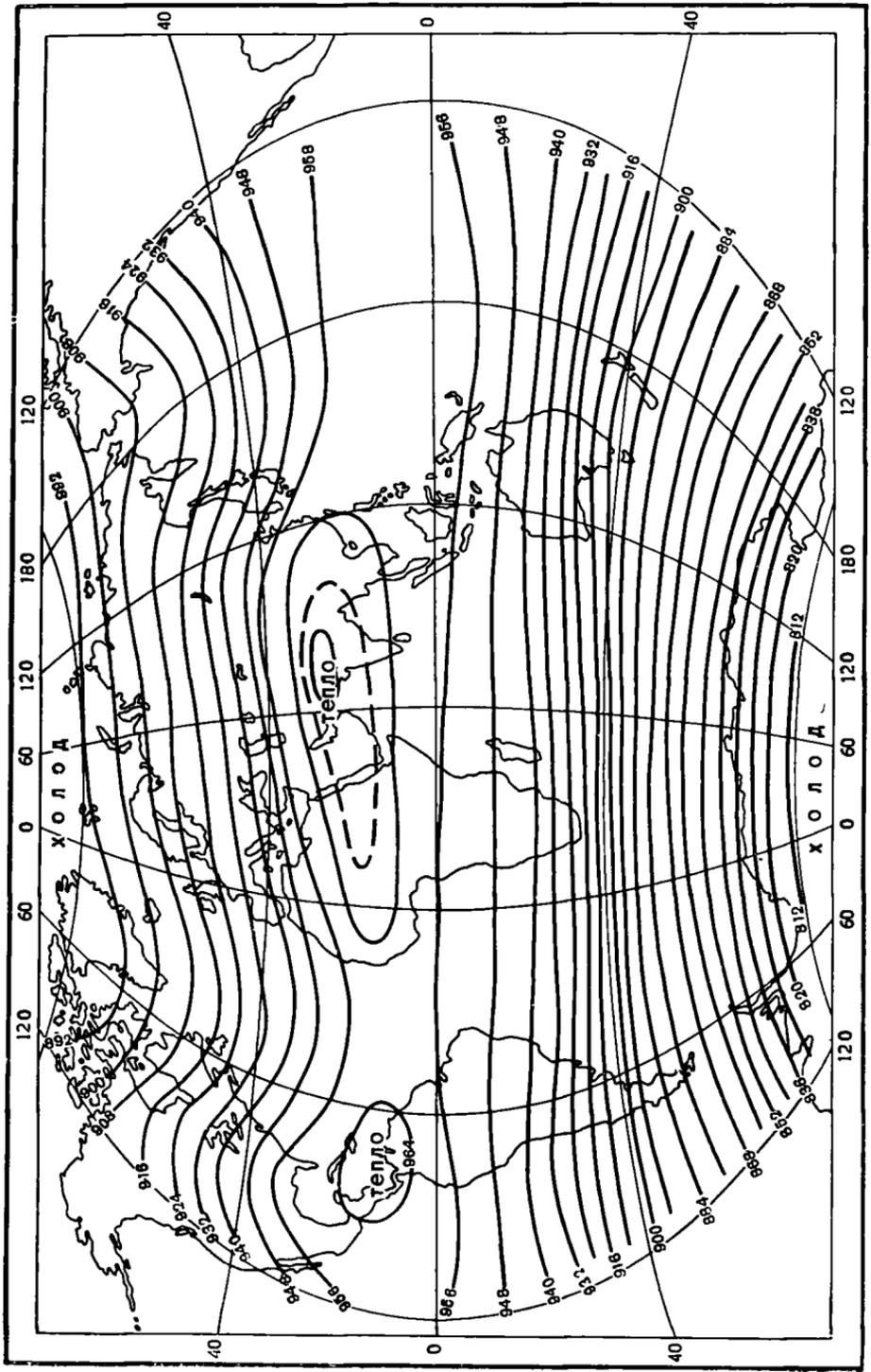


Рис. 19.4. Относительная топография от 1000. Июль.

воздуха над материками и океанами в северном полушарии зимой ложбины располагаются над материками, а гребни тепла — над океанами (см. рис. 19.3). Менее заметная и обратная деформация изогипс происходит в это время в южном полушарии. Здесь в январе (в разгар лета) материки прогреваются сильнее, чем океаны. Поэтому над материками образуются даже замкнутые области тепла с небольшими гребнями, направленными в сторону низких широт. Интересно, что в северном полушарии зимой в низких широтах также возникают небольшие области тепла.

В средних и высоких широтах южного полушария изогипсы относительной топографии описывают круги вдоль широт с небольшими отклонениями. Возмущение изогипс ограничивается лишь теми широтами, где располагаются материки.

К лету картина в обоих полушариях меняется (см. рис. 19.4). Значительное прогревание материков и меньшее прогревание поверхностных вод океанов в северном полушарии приводит к выравниванию изогипс вдоль широт. В южном полушарии также исчезает возмущение изогипс, однако выравнивание здесь происходит вследствие небольшого охлаждения материков южной зимой. Область тепла, широко опоясывающая земной шар, переходит в северное полушарие. Вместо исчезнувших гребней тепла над северными частями океанов появляются ложбины холода, хотя от северной зимы к северному лету происходит повсеместное повышение температуры.

На всем протяжении от экватора до Центральной Антарктиды изогипсы проходят вдоль широт, а густота их по сравнению с январем возрастает. Соответственно увеличивается разность температур между областью тепла над Южной Африкой и Центральной Антарктидой.

Влиянием подстилающей поверхности объясняются большие разности температуры между наблюдаемой средней месячной температурой и средней широтной температурой зимой. Наибольшие отрицательные отклонения наблюдаются над северо-востоком Азии (-20°C) и над Северной Америкой (-14°C), а положительные — над Северной Атлантикой (24°C) и над севером Тихого океана ($13-14^{\circ}\text{C}$).

В южном полушарии вследствие преобладания водной поверхности и малых размеров материка отклонения температуры от среднеширотной не превышают $6-8^{\circ}\text{C}$.

Аналогичными являются отклонения средней температуры от среднеширотной. При этом максимальные значения положительных и отрицательных отклонений от среднеширотных в северном полушарии равны $4-7^{\circ}\text{C}$ зимой и $2-4^{\circ}\text{C}$ летом. В южном полушарии эти отклонения не превышают $2-3^{\circ}\text{C}$.

Влияние подстилающей поверхности сказывается не только на распределении температуры воздуха, но и на изменении других его характеристик (влажности, запыленности и т. п.), особенно если

массы воздуха находились над каким-либо районом сравнительно долгое время.

Тепловой режим стратосферы определяется главным образом солнечной радиацией, прежде всего способностью озона поглощать коротковолновую радиацию Солнца.

Зимой в течение полярной ночи воздух в стратосфере высоких широт охлаждается за счет длинноволнового излучения, а летом происходит нагревание воздуха вследствие поглощения солнечной радиации главным образом озоном. С повышением температуры уменьшается концентрация озона и, следовательно, уменьшается поглощение. Такая зависимость между температурой воздуха и количеством озона обуславливает устойчивую температуру на уровне около 50 км. В нижележащих слоях, особенно в слое 25—35 км, над высокими широтами северного полушария создаются большие разности температур между зимой и летом (табл. 19.1).

Таблица 19.1

Разности между средними широтными температурами июля и января на высотах 0—60 км

Высота, км	Широта, градусы									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
0	-1	1	6	13	17	24	29	32	31	39
5	1	0	4	11	14	17	18	19	19	17
9	1	0	5	9	13	14	13	18	14	15
12	1	0	3	4	4	4	9	14	17	20
16	4	3	0	-1	-2	2	10	16	22	24
20	7	6	6	3	5	7	14	22	27	30
24	6	4	5	6	5	10	17	25	31	34
30	2	2	3	4	4	10	19	27	38	41
40	7	7	12	19	29	35	40	44	44	—
50	1	1	6	8	21	39	53	57	56	—
55	-1	-1	-3	-7	-2	16	30	39	42	—
60	—	—	-7	-10	-13	-1	12	22	26	—

В то же время данные наблюдений показывают, что в стратосфере и нижней мезосфере происходят значительные непериодические изменения температуры и циркуляции воздуха, которые никак нельзя объяснить лучистым теплообменом. Произведенные в последние годы расчеты адвективных и адиабатических изменений температуры показали, что они играют важную роль в непериодических, в частности суточных, изменениях полей температуры и геопотенциала, а следовательно, и ветра.

В табл. 19.1 приведены разности между средними широтными температурами июля и января на высотах 0—60 км. Как следует из этой таблицы, разности температур возрастают от низких широт к высоким. Наибольшие значения их наблюдаются в верхней стра-

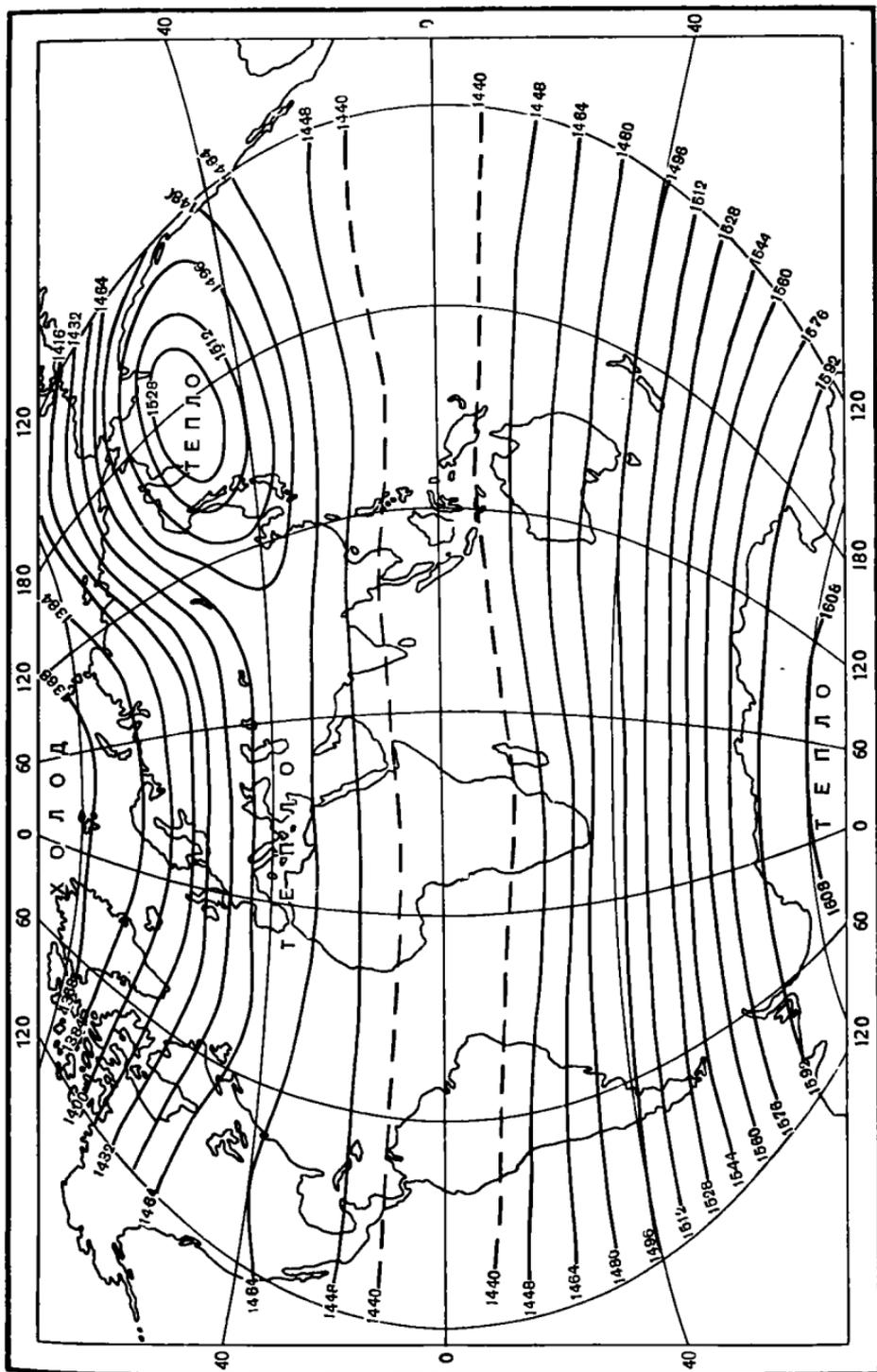


Рис. 19.5. Средняя карта ОТ₁₀₀. Январь.

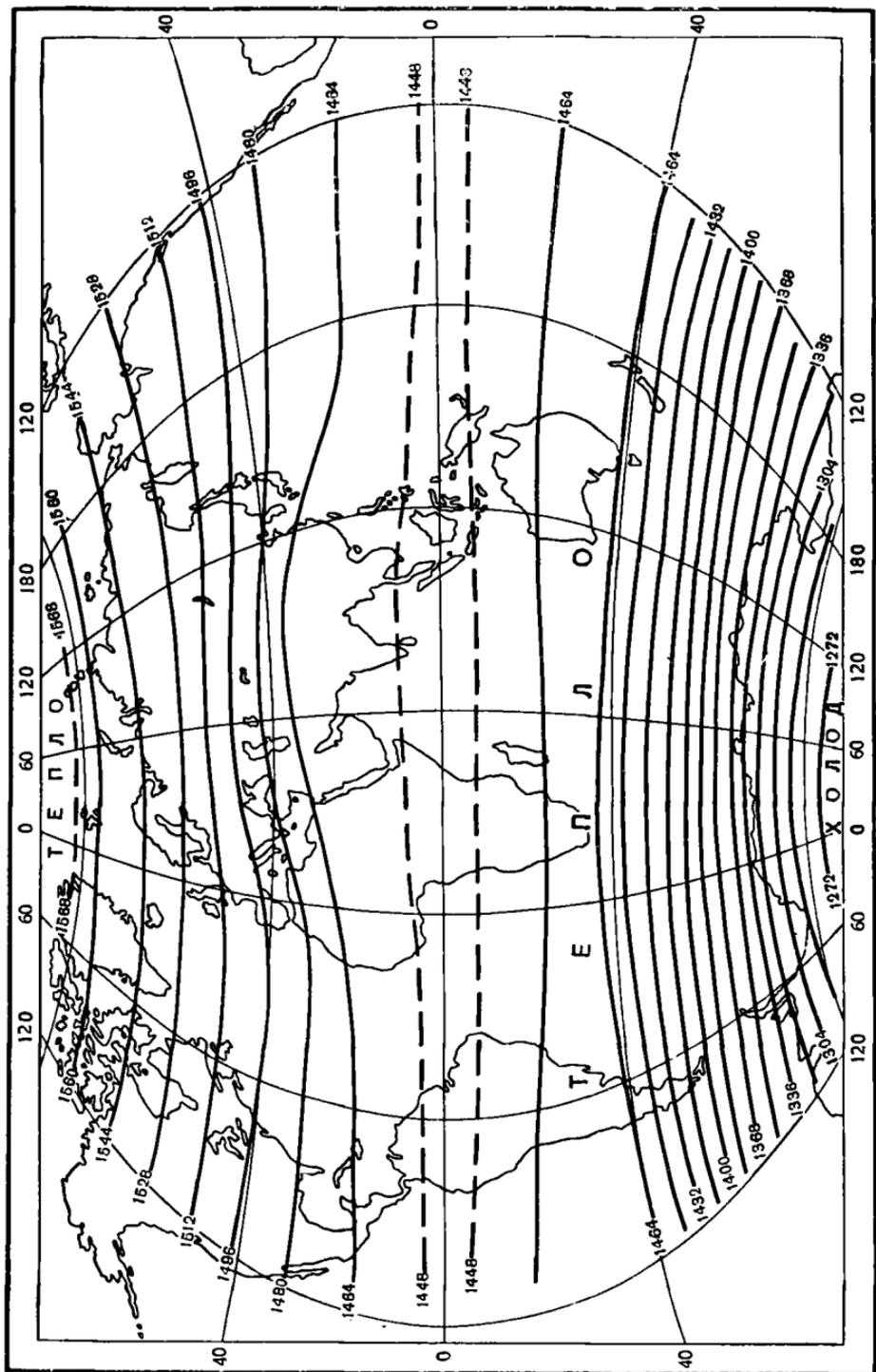


Рис. 19.6. Средняя карта OT_{10}^{10} . Июль.

тосфере высоких широт, что объясняется условиями как охлаждения воздуха в период полярной ночи, так и нагревания в период полярного дня.

Переход от зимнего режима температуры и циркуляции к летнему и, наоборот, от летнего к зимнему определяется условиями лучистого теплообмена. Уже в середине марта солнечные лучи освещают высокие широты северного полушария. В результате вместо характерной для зимних месяцев температуры -70 , -75°C в стратосфере Центральной Арктики преобладает температура -50 , -60°C .

Характерной особенностью поля температуры в слое 10—100 мбар (30—16 км) в северном полушарии зимой (рис. 19.5) является широкая полоса тепла между тропической и умеренной зонами, смещенная на Тихом океане к северу. Она здесь оформлена в виде замкнутой области тепла. Аналогичная полоса тепла обнаружена зимой и в южном полушарии, т. е. в июле (рис. 19.6), но здесь область тепла не замыкается, как на севере Тихого океана.

Из рис. 19.1 и 19.2 также следует, что в одном сезоне и на одном уровне разности температуры воздуха между различными широтами превышают 10 — 20°C . При этом неоднородность особенно значительна в слое высоких температур (50—60 км) и в слое низких температур в верхней мезосфере (75—85 км). Создающиеся при этом горизонтальные градиенты температуры и объясняют сезонный режим циркуляции воздуха в стратосфере и мезосфере. Зимой в северных широтах в зависимости от зональной и меридиональной циркуляции температура воздуха не только в тропосфере, но и в стратосфере может существенно изменяться. В средних и особенно низких широтах внутрисезонные изменения сравнительно небольшие.

Таким образом, полоса сравнительно высоких температур в обоих полушариях зимой характерна для всей нижней половины стратосферы. Она выделяется на фоне низких значений температур полярной области и экваториальной зоны. В высоких широтах низкие температуры формируются во время полярной ночи вследствие охлаждения воздуха, температура которого в слое 25—30 км понижается в среднем до -65 , -75°C в Арктике и до -75 , -80°C в Антарктике. Низкие температуры в экваториальной зоне обусловлены высоким положением тропопаузы, на уровне которой температура воздуха достигает -80 , -85° , и, хотя в стратосфере она повышается с высотой, все же средняя температура слоя оказывается ниже, чем в субтропиках.

На приведенных средних картах относительной топографии не получили отражения многие интересные детали поля температуры в стратосфере, обуславливаемые здесь непериодическими процессами. С ними мы познакомимся несколько ниже.

19.3. Некоторые характеристики общей циркуляции атмосферы

Средние месячные или сезонные карты метеорологических величин обычно дают представление о структурных особенностях полей соответствующих величин и о распределении их по территории. Так как структура барического поля на высотах определяется главным образом температурой нижележащего слоя воздуха, то основным видом циркуляции воздуха на вращающейся Земле является зональный перенос, обусловленный разностью температур между низкими и высокими широтами. В тропосфере и нижней стратосфере умеренных и высоких широт во все сезоны года преобладает западная циркуляция, так как значения температуры и давления воздуха на высотах более высокие в тропиках и более низкие в полярных областях. По той же причине западная циркуляция преобладает в холодное полугодие и в стратосфере — нижней мезосфере. Летом в этой широтной зоне западный перенос воздуха ограничен высотами 16—20 км, а выше устанавливается восточный перенос, вызванный более значительным прогреванием воздуха в полярной стратосфере.

Междуширотным обменом массами воздуха поддерживается существующее распределение температуры, которое значительно отличается от создаваемого лучистым теплообменом. В холодном полушарии энергии, расходуемой на движение воздуха, всегда больше, чем в теплом, поскольку в зимнем полушарии горизонтальные градиенты температуры и давления во всей тропосфере значительно возрастают. Кроме того, из-за возникающих разностей температур вследствие неодинакового нагревания и охлаждения материков и океанов между ними осуществляется циркуляция, имеющая сезонный характер. Правда, эта циркуляция в значительной мере «поглощается» более мощной циркуляцией, создаваемой тепловыми различиями между экватором и полюсами, однако она все же проявляется в сезонной смене воздушных течений у поверхности земли. Постоянное возникновение, перемещение и разрушение многочисленных циклонов и антициклонов значительно усложняет общую циркуляцию атмосферы.

Как и поле температуры, характер поля давления и воздушных течений у поверхности земли и на высотах существенно различен. Средние месячные изобары у поверхности земли показывают, что в полярных областях обоих полушарий преобладает высокое атмосферное давление. Ветры из этих областей направлены в сторону умеренной зоны северного и южного полушарий. Для умеренных зон характерно частое возникновение циклонов, в результате чего здесь преобладает низкое давление и сюда направлены воздушные течения не только со стороны высоких широт, но и из субтропиков, где часто возникают антициклоны. Из субтропического пояса высокого давления ветры направлены и в сторону экваториальной зоны.

Это пассаты северного и южного полушарий. Такая картина характерна для всех месяцев года.

Отмеченные выше черты общей схемы поля давления и преобладающего приземного ветра на земном шаре обнаруживаются на январской и июльской картах (рис. 19.7 и 19.8). Особенно это хорошо выражено в южном полушарии, где материки не столь существенно искажают структуру поля давления и ветра, как в северном.

На средних сезонных картах давления в определенных районах как результат статистических расчетов выделяются так называемые *центры действия атмосферы*. Эти центры действия не играют особой роли в общей циркуляции атмосферы, но они интересны тем, что указывают на частую повторяемость циклонов и антициклонов, пониженного или повышенного давления воздуха в тех или иных районах земного шара (рис. 19.7 и 19.8). На средних картах приземного давления различают следующие центры действия атмосферы: в северном полушарии — исландская депрессия и азорский антициклон, алеутская депрессия, азиатский и североамериканский зимний антициклоны, южноазиатская летняя депрессия; в южном полушарии — предантарктическая зона пониженного давления, южноатлантический антициклон, южноиндийский и южноокеанские антициклоны.

Кроме перечисленных основных центров действия, можно назвать и австралийский летний циклон, австралийский зимний антициклон, южноафриканский летний циклон, а также слабо выраженный арктический антициклон, экваториальную зону пониженного давления и др.

Такая сложная структура поля давления вблизи поверхности земли с высотой становится более простой. Все мелкие особенности приземного барического поля, обусловленные преобладанием атмосферных вихрей, орографией и рельефом земной поверхности, исчезают. Уже на уровнях 3—5 км и выше среднее поле давления в обоих полушариях отражает основную систему атмосферной циркуляции — западный перенос.

Следует указать на большое различие между высотными картами AT_{300} (рис. 19.9 и 19.10) и картами приземного давления. В то же время карты AT_{300} отражают почти все детали структуры поля средней температуры, выраженные на картах OT_{1000}^{00} .

Структура поля изогипс в стратосфере зимой мало отличается от структуры его в тропосфере. Это особенно заметно в северном полушарии в январе. Как и на поверхности 300 мбар, здесь отчетливо выражены сезонные гребни над океанами и ложбины над материками, обусловленные неодинаковым нагреванием воздуха в тропосфере. Иначе говоря, условия формирования поля H в тропосфере отражаются и на поле H в нижней стратосфере, и не только на поверхностях AT_{100} , но и на AT_{50} и выше. Более того, из ежедневных карт барической топографии следует, что меридиональные преобра-

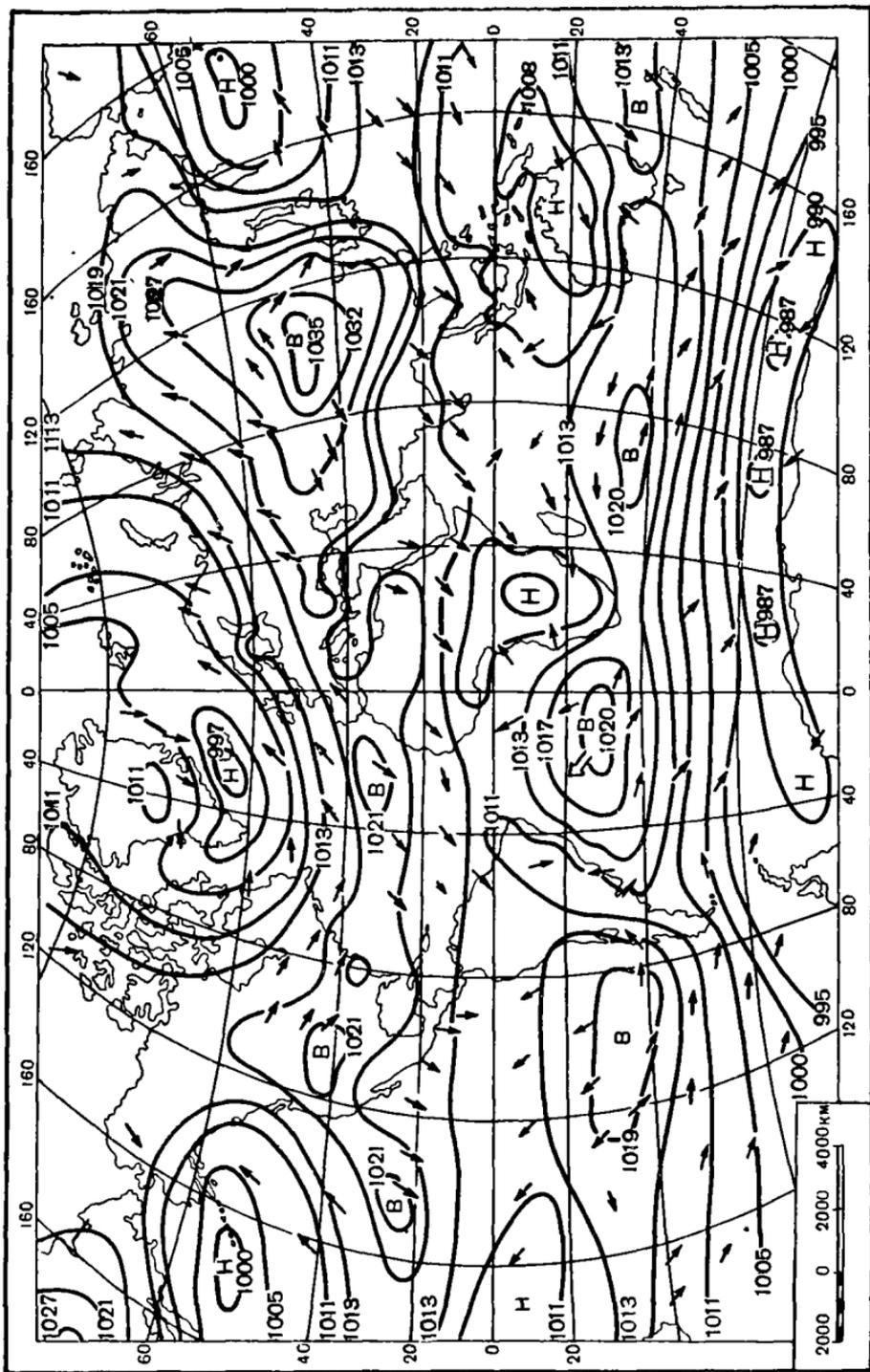


Рис. 19.7. Атмосферное давление и система воздушных течений на уровне моря. Январь.

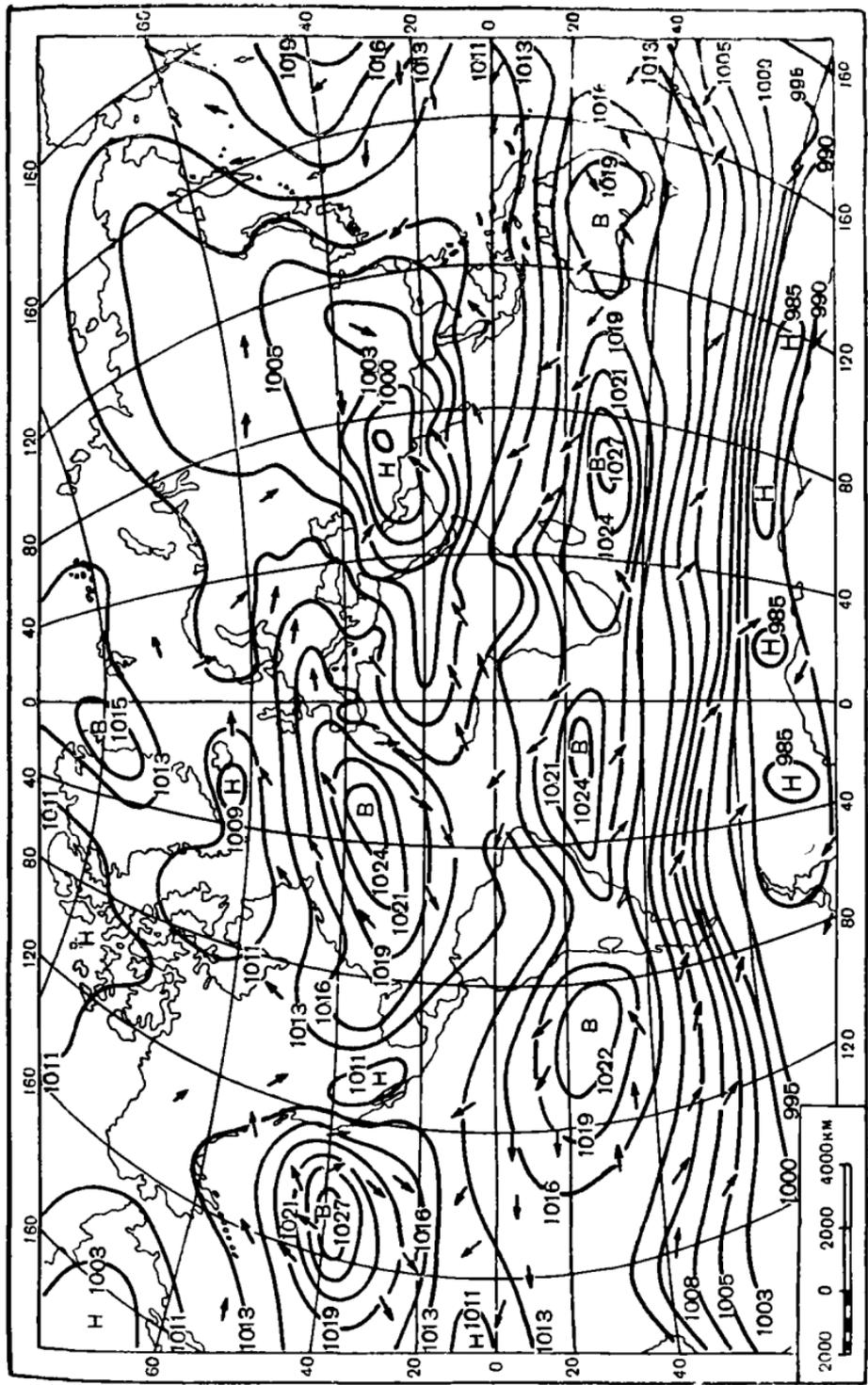


Рис. 19.8. Атмосферное давление и система воздушных течений на уровне моря. Июль.

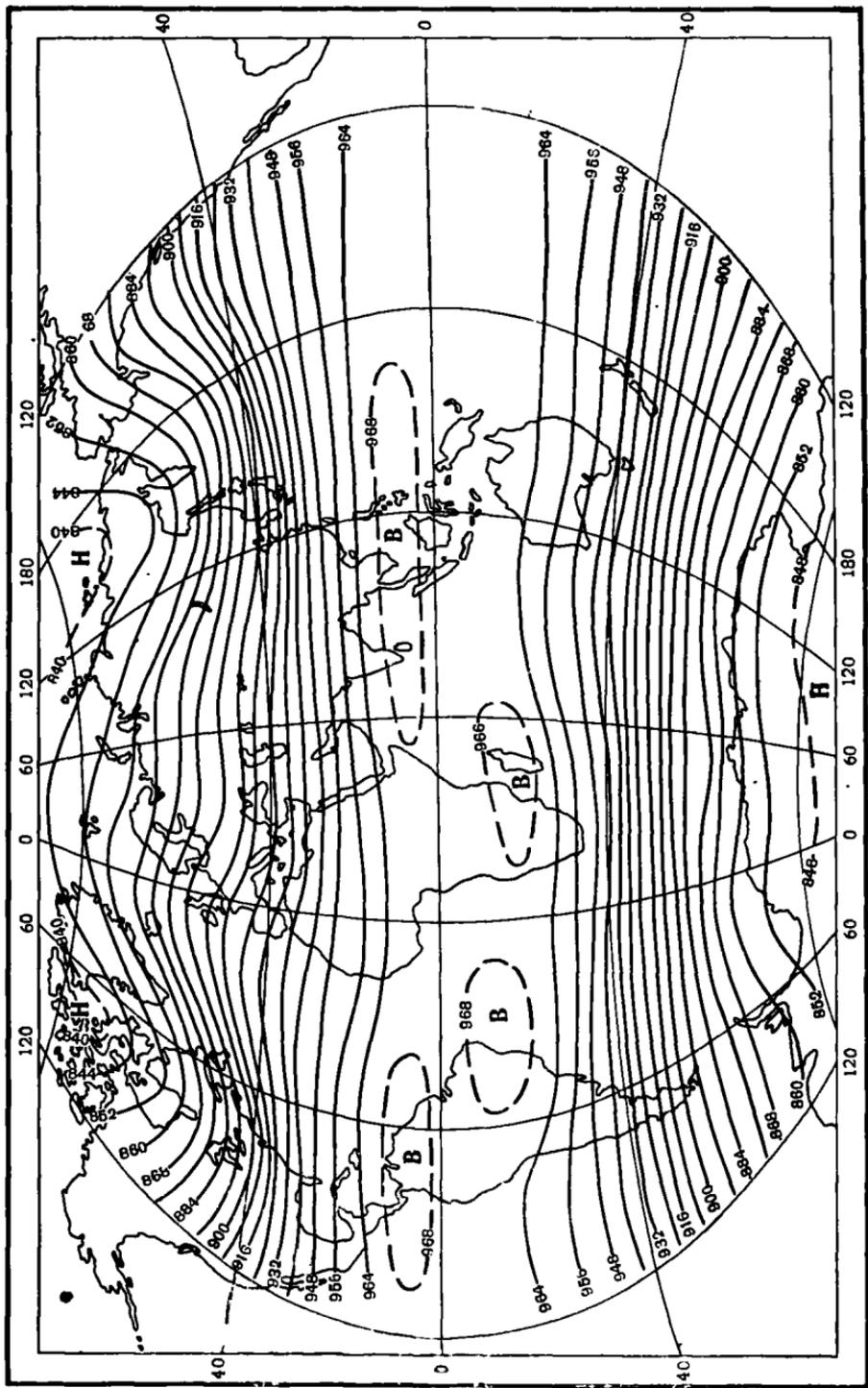


Рис. 19.9. Карта АТЗюв. Январь.

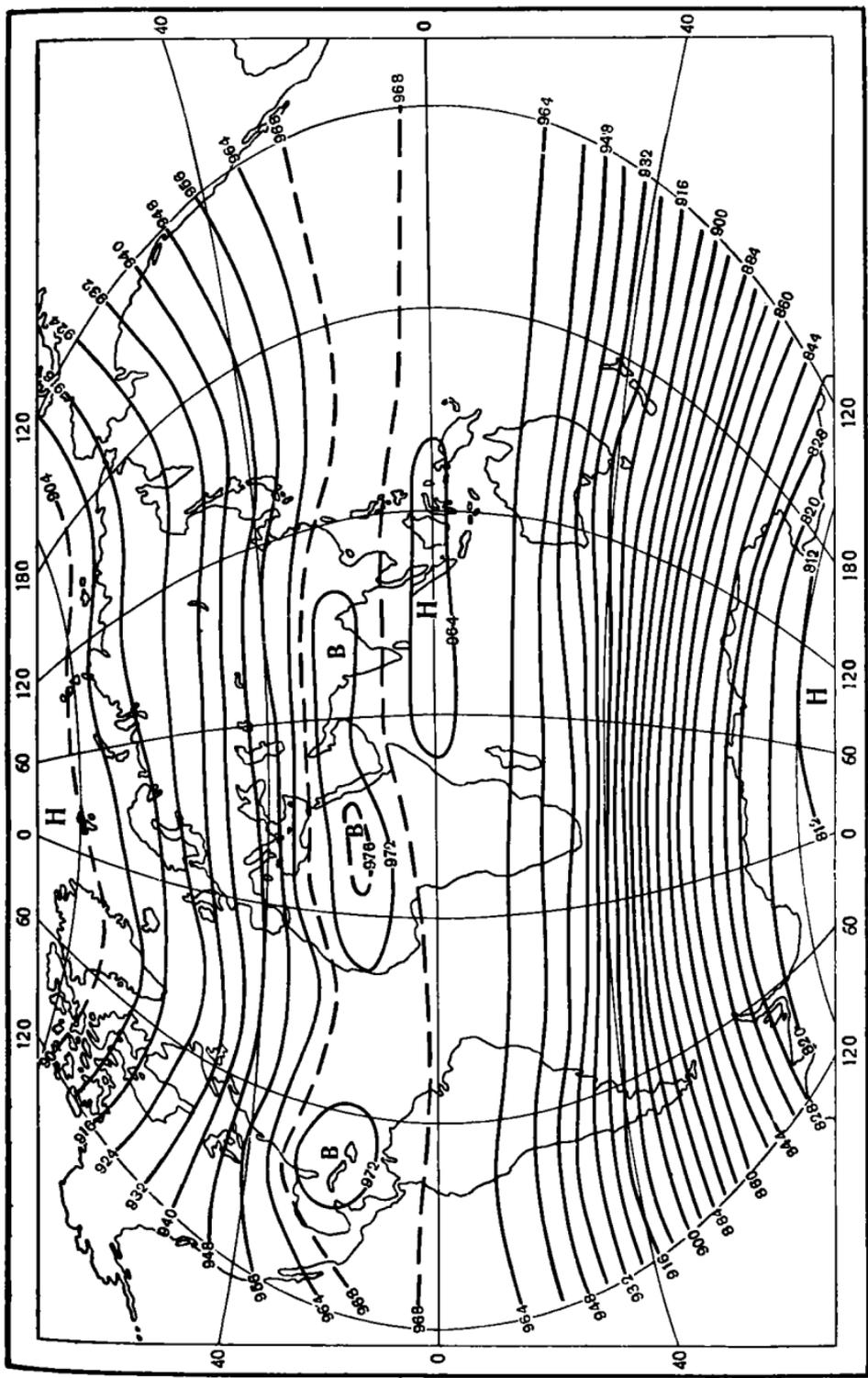


Рис. 19.10. Карта АТ₃₀₀. Июль.

зования термобарического поля, наблюдающиеся в тропосфере, отчетливо выражаются и в нижней стратосфере. Даже отдельные глубокие изолированные циклоны и антициклоны над северными районами материков зимой бывают достаточно отчетливо выражены в поле давления и циркуляции не только на карте AT_{100} и AT_{50} , но иногда и выше.

На средней карте AT_{50} за январь (рис. 19.11) в северном полушарии густота изогипс еще больше, чем на нижележащей поверхности. Здесь также преобладает западный перенос. Исключение составляет экваториальная зона, где восточное направление воздушных течений является преобладающим. Лишь временно оно нарушается в связи с меридиональной циркуляцией, охватывающей почти все полушарие. Такая система воздушных течений в январе над северным полушарием определяется высокими значениями H , характерными для зимы северного полушария в широтной зоне около 40° .

В южном полушарии на поверхности 50 мбар густота изогипс ничтожно мала. Вблизи этого уровня западные ветры обычно сменяются восточными. Здесь наблюдаются наиболее слабые ветры неустойчивых направлений.

Обратная картина поля H обнаруживается в июле (рис. 19.12). В северном полушарии градиенты H ничтожно малы, в южном — значительны. В южном полушарии легко обнаружить зону сравнительно высоких значений H между 40 и 30° широты.

Летом на уровне 50 мбар (и даже 30 мбар) барические образования обычно выражены слабее, чем зимой. Соответственно и меридиональные преобразования термобарического поля летом на этом уровне выражены слабее, чем зимой. Объясняется это тем, что зимой горизонтальный градиент температуры направлен от низких широт к высоким как в тропосфере, так и в стратосфере. Поэтому интенсивная меридиональная циркуляция, начинающаяся в тропосфере, выше тропопаузы немного ослабевает, а затем вновь усиливается, распространяясь на всю стратосферу. Наоборот, летом выше тропопаузы поле температуры ослабляюще действует на меридиональную циркуляцию, так как градиент температуры выше тропопаузы направлен от высоких широт к низким.

В средней стратосфере северного полушария (рис. 19.13) между широтами 50 — 70° скорости ветра зимой составляют в среднем 50 — 55 м/с. В южном полушарии средние скорости западного ветра превышают 50 — 60 м/с. Летом на уровне 10 мбар восточные ветры в северном полушарии достигают 10 — 15 м/с над средними и высокими широтами и 30 — 40 м/с над низкими широтами (рис. 19.14).

Поле геопотенциала на уровне 10 мбар в северном и южном полушариях в одни и те же сезоны приблизительно одинаково, но абсолютные значения H различны. Зимой в южном полушарии (в июле) зона наибольших сгущений изогипс расположена почти вдоль широт, а в северном полушарии (в январе) отчетливо выражена замкну-

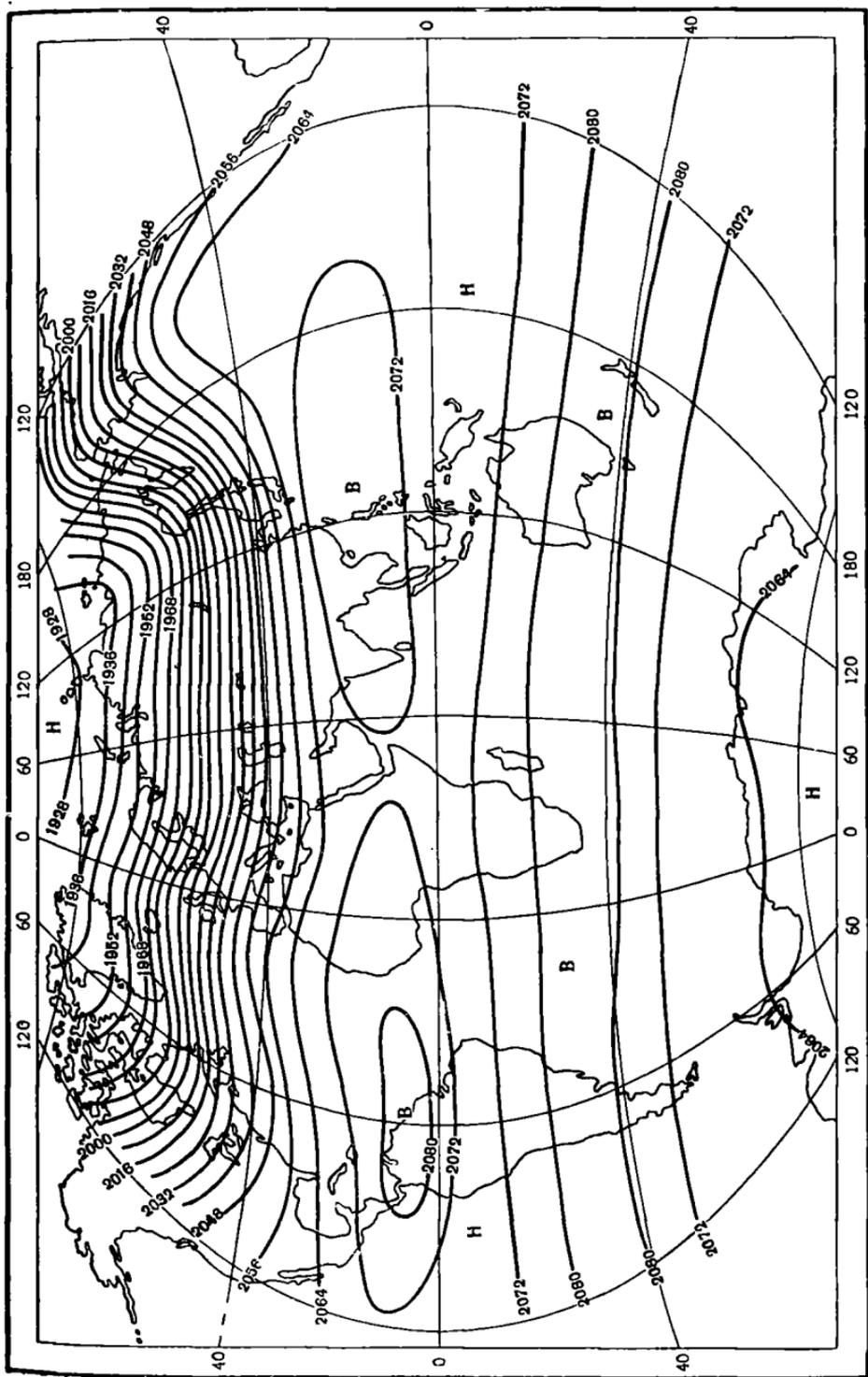


Рис. 19.11. Карта АТ₅₀. Январь.

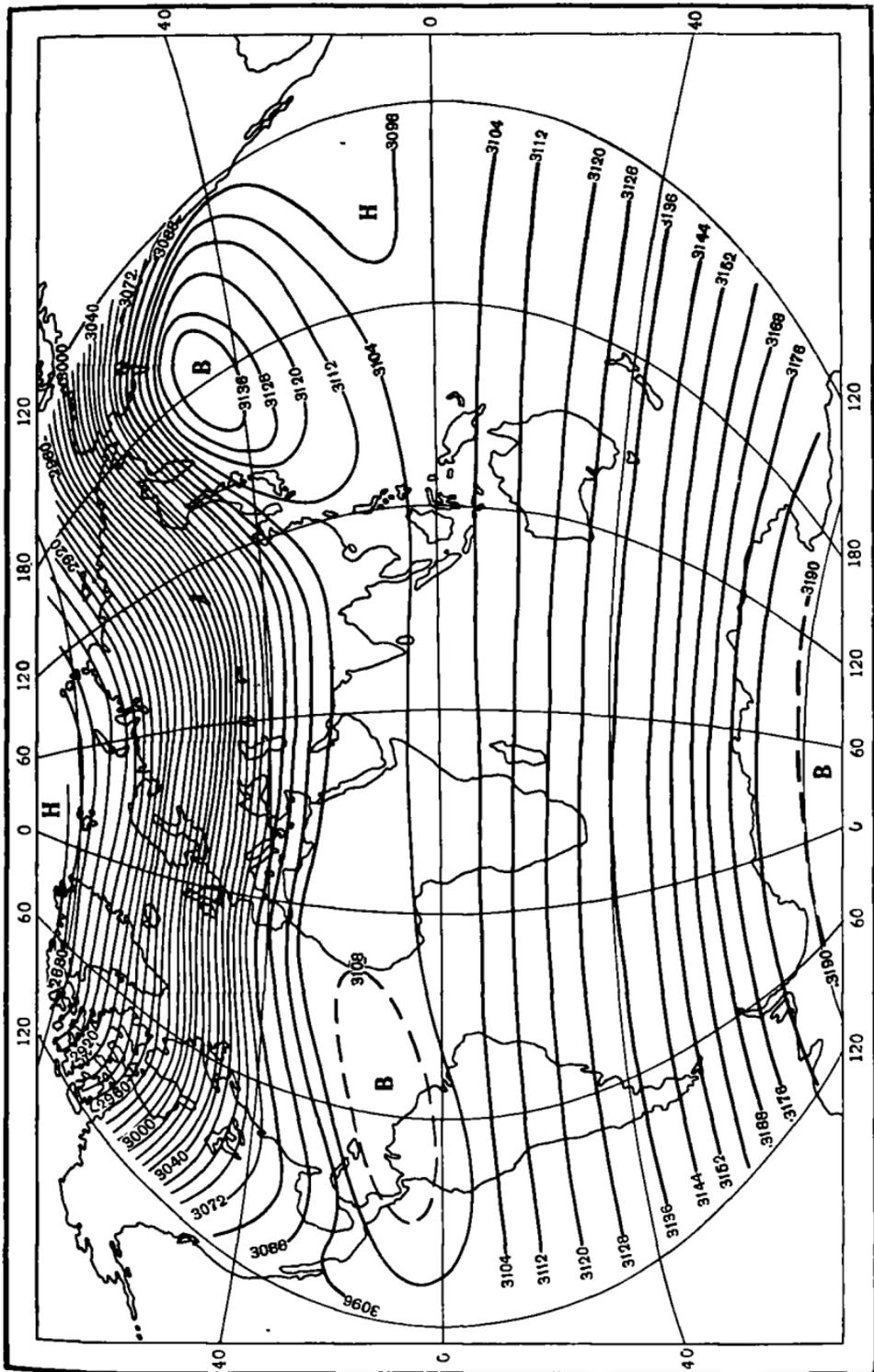


Рис. 19.13. Карта АТ₁₀. Январь.

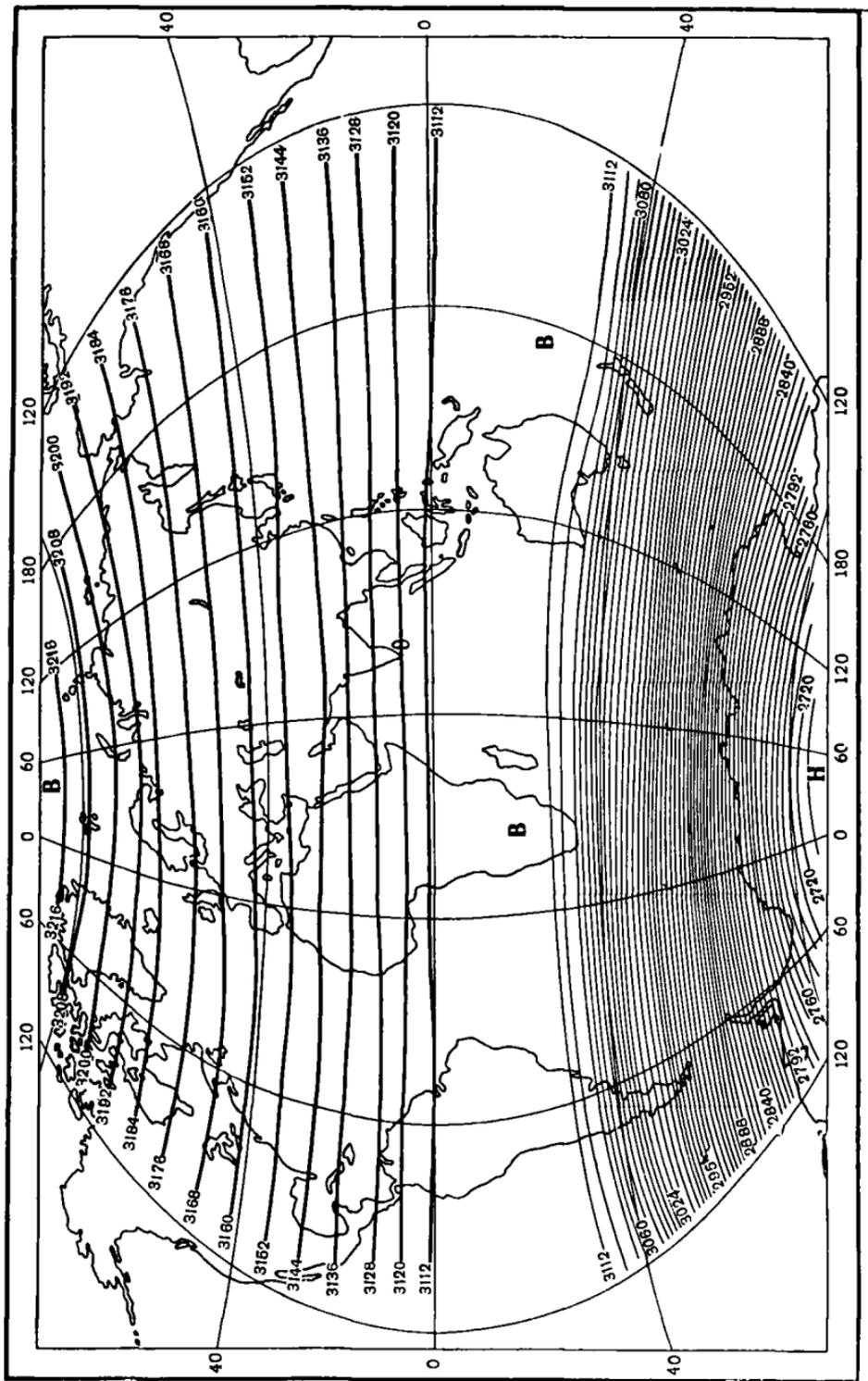


Рис. 19.14. Карта АТ₁₀. Июль.

тая область высокого давления на севере Тихого океана. В связи с этим даже на средней сезонной карте изогипсы над Дальним Востоком и Северной Америкой имеют значительные меридиональные составляющие. В то же время в обоих полушариях для стратосферы характерно высокое давление в тропической зоне. Среднее поле давления на высотах обычно носит почти все черты поля температуры.

Таким образом, характер температурного поля зимой и летом в стратосфере, вызванный лучистым теплообменом, особенно в высоких широтах в условиях полярной ночи и полярного дня, приводит к различным результатам. Зимой между средними и высокими широтами в стратосфере с высотой горизонтальные градиенты температуры возрастают и ветры усиливаются, достигая на высотах 25—35 км более 40—50 м/с. Летом, наоборот, выше тропопаузы ветер с высотой меняет направление на восточное, а скорость его уменьшается и на тех же высотах обычно не превышает 10—15 м/с. Следовательно, в стратосфере скорость горизонтальной составляющей циркуляции воздуха зимой с высотой возрастает, а летом убывает. Этим объясняется различие в характере зимних и летних процессов в стратосфере, в частности отсутствие мощных преобразований полей температуры и давления в высоких широтах в теплое время года. Этим же объясняется разница в вертикальной протяженности атмосферных вихрей зимой и летом.

В табл. 19.2 приведены значения высот изобарических поверхностей для зимы и лета.

Исследования режима температуры и циркуляции атмосферы в стратосфере и мезосфере проводятся на основе данных зондирования атмосферы с помощью метеорологических ракет. В ряде районов северного полушария уже создана сеть ракетного зондирования, позволяющая выборочно (за отдельные дни) строить карты барической топографии изобарических поверхностей 1,0; 0,6; 0,3 и даже 0,2 мбар, соответствующих приблизительно высотам 46—47, 49—51, 55—57 и 58—60 км. Отдельные ракеты запускаются до высот 70—90 км и выше. Таким образом, появилась возможность уточнить представления о режиме температуры и ветра до высот 80—100 км.

Приведенная на рис. 19.15 схема преобладающей зональной циркуляции зимой построена на основе данных ракетного зондирования в различных точках земного шара. В последующие годы схема была несколько усовершенствована, но в целом мало изменилась.

В соответствии с распределением температуры на разных широтах и высотах (см. рис. 19.1) формируется и поле ветра, изображенное на рис. 19.15. На этой схеме представлено распределение ветра и, следовательно, особенности циркуляции одновременно в северном (зима) и южном (лето) полушариях. Различия подстилающей поверхности в обоих полушариях создают, как мы видели, отличительные особенности в структуре полей температуры и ветра. Но это характерно в основном для тропосферы и нижней стратосферы.

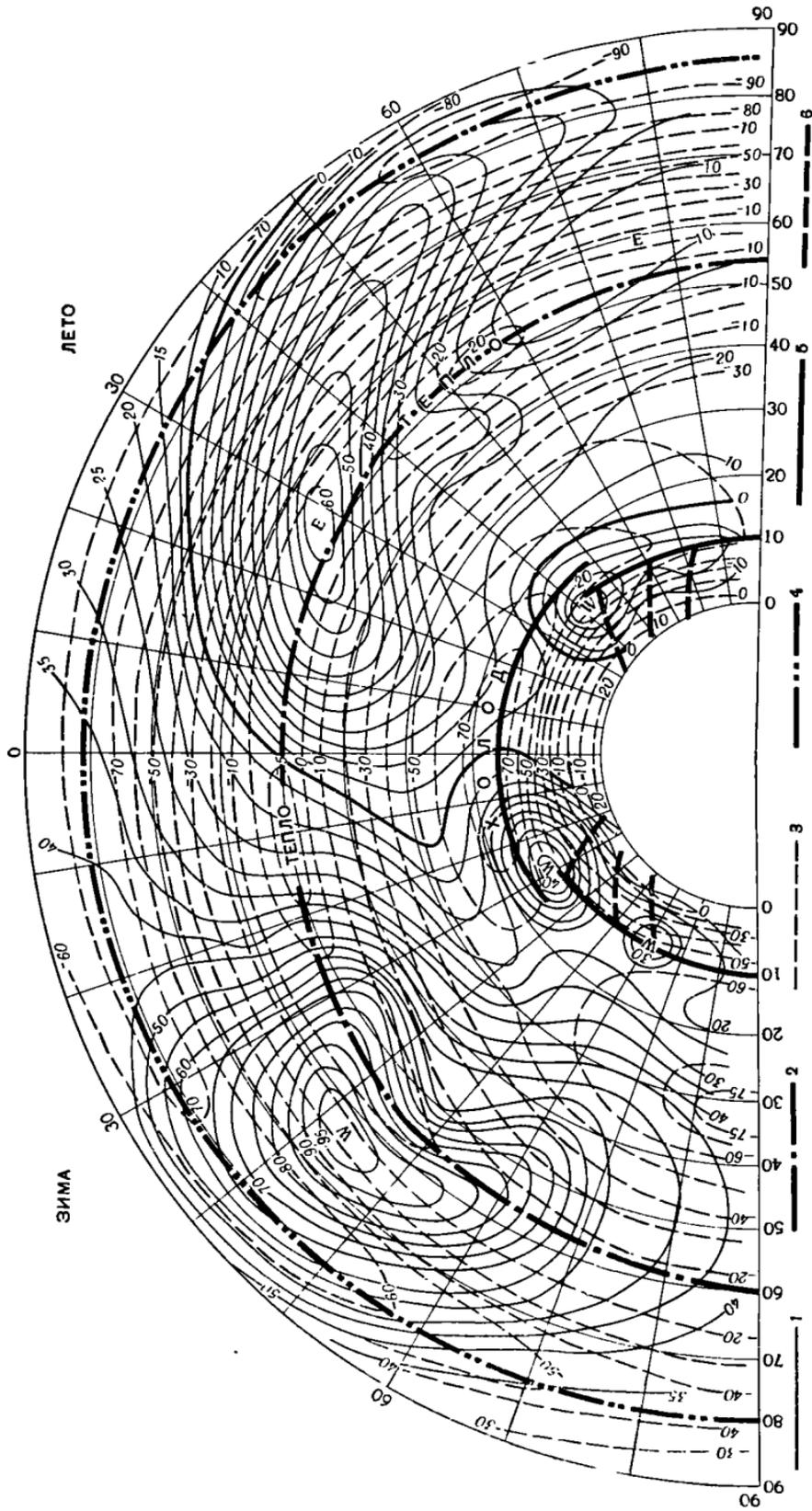


Рис. 19.15. Средние скорости преобладающего западного и восточного ветра между поверхностью земли и высотой 90 км зимой и летом (по Х. П. Погосяну).

1 — изотерми, 2 — стратопауза, 3 — изотермы, 4 — мезопауза, 5 — тропопауза, 6 — фронты.

В верхней стратосфере и мезосфере, где сезонный режим метеорологических элементов в обоих полушариях определяется главным образом лучистым теплообменом, структура полей температуры и ветра должна быть принципиально аналогичной. На схеме нашли отражение тропосферные струйные течения, фронтальные зоны, положение тропопаузы, преобладающие в стратосфере и мезосфере циркуляции (западная зимой со средними максимальными скоростями до 100 м/с на уровне 60—70 км, восточная циркуляция летом со средними максимальными скоростями до 65 м/с в слое 50—60 км) и другие особенности.

Рассмотренные выше карты барической топографии и вертикальные разрезы атмосферы представляют лишь преобладающую структуру поля давления и соответствующую ей циркуляцию атмосферы, поскольку они осреднены по месяцам и сезонам. В действительных условиях структура поля давления и характер атмосферной циркуляции намного разнообразнее. В частности, средние карты дают очень плохое представление о процессах меридиональной циркуляции.

19.4. Планетарные высотные фронтальные зоны

Карты относительной топографии показывают, что зоны наибольших горизонтальных градиентов температуры окаймляют средние широты северного и южного полушарий. В соответствии со структурой полей температуры и давления в тропосфере выделяются две главные фронтальные зоны, границы которых можно определить положением гребней высокого давления. Характерное для тропосферных фронтальных зон распределение контрастов температуры зависит главным образом от общих радиационных условий, определяющих существующую разность температуры между материками и океанами на одних и тех же широтах. Эта разность в средних широтах значительно больше, чем в низких. Так как структура высотного барического поля лишь в основных чертах повторяет структуру поля температуры соответствующего слоя тропосферы, но не полностью совпадает, то в тропосфере осуществляется перенос холодных и теплых масс воздуха, т. е. адвекция.

Например, зимой, по данным средних карт, над западными районами океанов адвекция холода ослабевает с севера на юг вследствие уменьшения разности температуры между сушей и морем. Сезонная высотная фронтальная зона отражает преобладающее положение индивидуальных тропосферных фронтов и основные процессы, развивающиеся в различных географических районах в различные сезоны.

Процессы, которые в различных географических районах носят спорадический характер, на средних картах отражены плохо. Носящий спорадический характер процесс фронтогенеза, проявляющийся лишь при развитии меридионального переноса холодных масс

воздуха с севера на юг, имеет место, например, в районе Средиземного моря.

Наличие на средней месячной карте значительных контрастов температуры указывает на то, что в этих районах наиболее часто происходит интенсивный тропосферный фронтогенез и циклогенез. Это относится прежде всего к районам максимальных контрастов температуры у восточных берегов Азии и восточных берегов Северной Америки зимой. Здесь чаще всего возникают не только резко выраженные тропосферные фронты, но и циклоны.

К лету в тропосфере северного полушария контрасты температуры весьма заметно уменьшаются. Наоборот, в южном полушарии довольно часто вырисовываются две зоны больших контрастов, с которыми связаны струйные течения субтропических и умеренных широт. Зона с наибольшими контрастами температуры в южном полушарии располагается над океанами.

Низкие температуры зимой и летом на всех высотах характерны для Арктики и Антарктики. Однако в стратосфере над Антарктикой летом температура выше, чем над Арктикой. Различия в режиме температуры в Арктике и Антарктике обусловлены малыми масштабами макротурбулентного обмена между средними и высокими широтами и малой его локализацией в южном полушарии в сравнении с северным. Различие в интенсивности и локализации меридионального обмена в северном и южном полушариях вызвано условиями подстилающей поверхности: сплошь океанической в южном полушарии и чередующейся с материками в северном. Отсюда и появление высотных гребней и ложбин на севере и близкое к зональному расположение изотерм и изобар на юге. Довольно симметричное расположение материка Антарктиды по отношению к Южному полюсу не способствует большому междуширотному обмену. Этим объясняется тот факт, что над Центральной Антарктидой бывает спокойная погода, способствующая выхолаживанию воздуха у поверхности льда и снега до -75 , -80°C , а в отдельные дни до $-87,3$, $-88,3^{\circ}\text{C}$. Правда, такие низкие температуры вызваны и тем, что центральная часть Антарктиды находится на высоте около 3 км над уровнем моря. При таких экстремально низких значениях температуры у поверхности льда на высотах 3—4 км изменения ее очень незначительны, что указывает на исключительно большую роль радиационного выхолаживания прилегающего к ледовой поверхности слоя воздуха при штилевой погоде. В этих случаях разность температуры воздуха между нижней и верхней границами инверсии обычно достигает 20 — 25°C .

На сравнительно малые масштабы междуширотного воздухообмена указывают и траектории циклонов, которые в северном полушарии пересекают большее число параллелей, чем в южном. Нередки случаи, когда теплые воздушные течения из субтропиков и тропиков перемещаются в район Северного полюса. В южном полушарии такие случаи почти исключены. Этим главным образом и

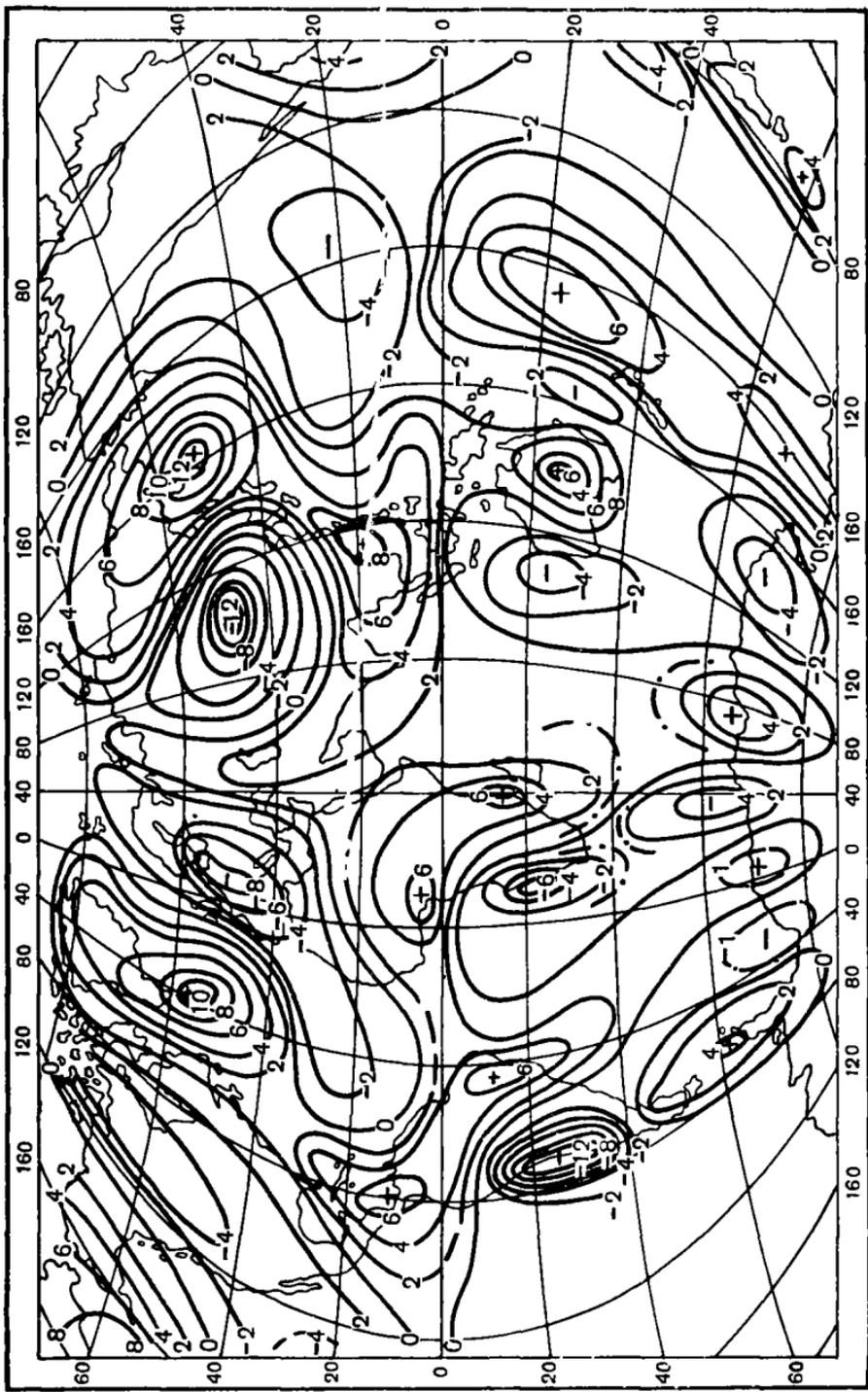


Рис. 19.16. Меридиональные составляющие результирующего ветра (м/с) на поверхности 200 мбар. Январь.
Область с отрицательными значениями соответствует северным слагающим.

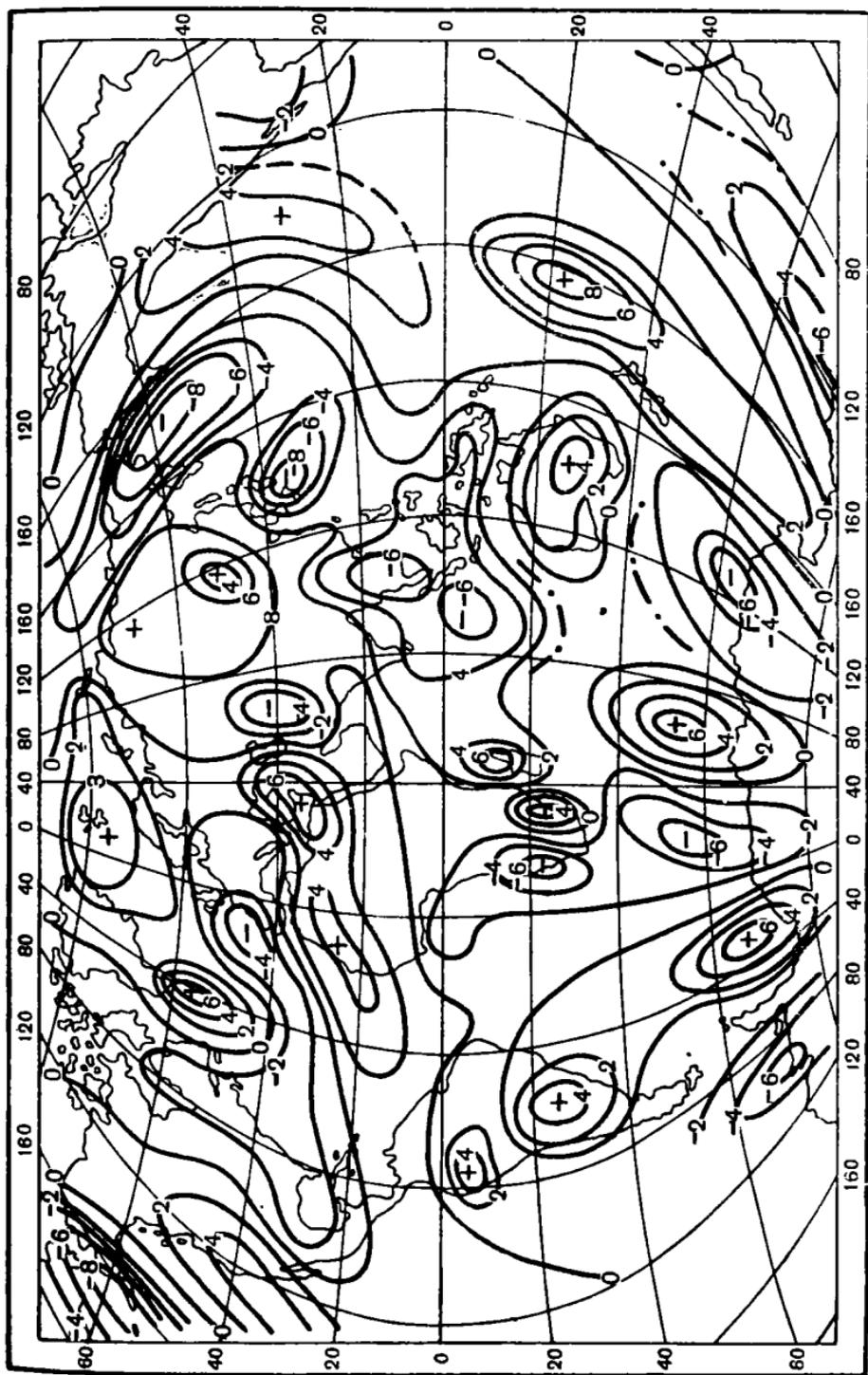


Рис. 19.17. Меридиональные составляющие результирующего ветра (м/с) на поверхности 200 мбар. Июль.
Усл. обозначения см. рис. 19.16.

объясняется различие в характере погоды в Центральной Арктике и во внутренних районах Антарктиды в течение всего года. К тому же открытые воды теплого Атлантического океана находятся на значительно более близком расстоянии от Северного полюса. Можно добавить, что большие внутрисезонные изменения температуры и циркуляции в стратосфере Центральной Арктики зимой также указывают на значительную меридиональную циркуляцию в северном полушарии.

На картах (рис. 19.16 и 19.17) изображено расположение средних меридиональных составляющих вектора ветра на поверхности 200 мбар в январе и июле (по И. Г. Гутерману). Эти карты показывают, что макротурбулентный обмен в южном полушарии протекает слабее. Поверхность 200 мбар, по существу, характеризует меридиональные составляющие атмосферной циркуляции в средней и верхней тропосфере и нижней стратосфере.

На январской карте (рис. 19.16) выделяются большие области северных и южных меридиональных составляющих ветра. При этом в соответствии с расположением высотных гребней и ложбин для материков характерны северные составляющие меридиональной циркуляции, а для океанов — южные. Во всех областях максимальные скорости превышают 8—10 м/с. Области вытянуты с севера на юг, особенно с южными составляющими ветра над Атлантикой и западом Тихого океана.

В южном полушарии также очерчиваются области с северной и южной меридиональными составляющими ветра, однако они сравнительно малы по площади, а скорости ветра в их пределах не превышают 4—6 м/с. В северном полушарии, где в это время года лето, области меридиональных составляющих по площади и скоростям ветра в них подобны зимним в южном полушарии (рис. 19.17).

Как уже говорилось выше, в изменении полей температуры, геопотенциала и атмосферной циркуляции основную роль играют адвекция вихря и адиабатическое изменение температуры. В короткие периоды времени (в течение 1—2 суток) последнее обычно отождествляется с неадвективными изменениями, поскольку суточный приток тепла извне по величине, как правило, значительно меньше, чем адиабатический.

19.5. Типизация атмосферных процессов и индексы циркуляции

В многообразии видов атмосферных процессов трудно выявить повторяющиеся процессы или установить закономерности в последовательности смены одних процессов другими. Исследования циркуляции атмосферы начались почти одновременно с появлением во второй половине прошлого века первых приземных карт погоды. Как в других науках, так и в метеорологии исследователями стави-

лась цель произвести систематизацию атмосферных процессов, выявить среди них характерные, наиболее часто повторяющиеся процессы в те или иные сезоны в различных районах земного шара. Многие авторы стремились к установлению преемственности в развитии макроциркуляционных процессов, для чего производили их типизацию. Здесь мы вкратце остановимся на способах типизации, применяющихся в СССР при решении различных практических задач. Одна из типизаций предложена Г. Я. Вангенгеймом, в последующем усовершенствованная им совместно с А. А. Гирсом.

Типизация макросиноптических процессов, разработанная Вангенгеймом (1932—1935 гг.), основана на понятии *элементарного синоптического процесса* (ЭСП), в течение которого в данном географическом районе сохраняются основные направления воздушных течений и, следовательно, знак барического поля. Все виды процессов были выражены в 26 типах, которые затем, согласно преобладающему переносу в тропосфере умеренных широт, были сгруппированы в три типа: первый отражает западный (W), второй — восточный (E) и третий — меридиональный (С) переносы. Для западного типа циркуляции W характерны быстро движущиеся с запада на восток волны малой амплитуды. Типами циркуляции С и E характеризуют меридиональную циркуляцию атмосферы. Они отличаются хорошо выраженными высотными гребнями и ложбинами. При типе С макротурбулентный обмен происходит наиболее интенсивно. Тип E отличается от типа С тем, что на месте основных гребней находятся ложбины, и наоборот. Среднее поле давления при типе циркуляции E характеризуется более мощными барическими образованиями, чем при типе циркуляции С, и более значительным нарушением западной циркуляции.

Можно сказать, что эта типизация выгодно отличается от других своей простотой и, очевидно, поэтому нашла широкое применение у разных исследователей, особенно у гидрологов.

Типизация макропроцессов, разработанная Б. Л. Дзержевским в сотрудничестве с В. М. Курганской и З. М. Витвицкой, охватывает все северное полушарие и основана на учете меридиональных преобразований, сопровождающихся вторжением холода из Арктики. Все многообразие форм циркуляции на северном полушарии выражено 13 типами. Средняя продолжительность процессов, названных элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ), колеблется в пределах 3—5 суток. В зависимости от повторяемости типов по месяцам определена их сезонная принадлежность. Одни типы чаще повторяются в зимние и весенние месяцы, другие в летние и т. п.

В течение ряда лет этот способ типизации был усовершенствован с привлечением карт барической топографии различных поверхностей. Это позволило улучшить подбор типов процессов и в известной мере объективизировать способ типизации.

К недостаткам указанных способов типизации можно отнести качественный подход к определению типов и, следовательно, извест-

ный субъективизм, несмотря на то, что во всех случаях используются карты барической топографии.

В целях объективизации определения типов атмосферной циркуляции предложены различные способы количественной их оценки. Первый из них относится еще к 1921 г., когда было предложено рассматривать воздушные течения как турбулентные движения большого масштаба с помощью определения коэффициента макротурбулентного обмена. Позднее появились и некоторые другие способы количественной оценки циркуляции, однако наиболее удачным из них был способ, предложенный в 1939 г. Россби. Им в качестве *индекса циркуляции* была использована зональная составляющая скорости движения воздуха, которую можно вычислить по разности давления между определенными широтами как для всего широтного пояса, так и для любой его части. При этом атмосферные процессы в соответствии с различными значениями зонального индекса были разделены на два типа циркуляции: тип высокого и тип низкого индекса.

Индекс, предложенный Е. Н. Блиновой, характеризует угловую скорость вращения атмосферы на данной широте по отношению к поверхности земли и в общем аналогичен индексу Россби:

$$I = \frac{a}{\omega} \cdot 10^3 = \frac{v_x}{\omega R \cos \varphi} \cdot 10^3,$$

где a — угловая скорость зонального ветра по отношению к Земле, ω — угловая скорость вращения Земли, R — радиус Земли, φ — широта, v_x — линейная зональная скорость относительно Земли.

Этот индекс дает планетарную оценку интенсивности зональной циркуляции, и поэтому вполне естественно, что многие особенности процессов, возникающих в отдельных районах, не находят отражения в ходе кривой изменения индекса.

Способы количественной оценки циркуляции в последующем были предложены и другими авторами, однако сравнительно рациональным является способ А. Л. Каца, где в качестве количественных показателей циркуляции принята интенсивность переноса массы воздуха в единичном слое за единицу времени.

Предложенная система индексов позволяет оценить не только зональную и меридиональную составляющие циркуляции, но и общий индекс, характеризующий отношение зональной циркуляции к меридиональной или наоборот.

При проведении изобар через b мбар формулы для расчета зонального (I_z), меридионального (I_m) и общего (I') индексов имеют вид:

$$I_z = \frac{b_n}{(\varphi_2 - \varphi_1) i} \text{ мбар/град. экв.},$$

$$I_m = \frac{b_m}{(\lambda_2 - \lambda_1) j \cos \varphi} \text{ мбар/град. экв.}, \quad I' = \frac{I_m}{I_z}.$$

Здесь i — число меридианов, на которых подсчитываются мери-

диональные градиенты давления между параллелями φ_1 и φ_2 ; j — число параллелей, на которых подсчитываются зональные градиенты давления между меридианами λ_1 и λ_2 ; φ — географическая широта; n — число пересечений изобарами меридианов; m — число пересечений изобарами параллелей.

С помощью количественных индексов по ежедневным или осредненным данным произведена оценка интенсивности атмосферной циркуляции в разных районах полушария. Условные границы районов совпадают с границами так называемых синоптических районов. В первый район включены север Атлантического океана, Европа и Западная Сибирь (45° з. д. — 90° в. д.), во второй район — Восточная Азия и прилегающая часть Тихого океана (90° в. д. — 160° з. д.), в третий район — восточная часть Тихого океана и Северная Америка (160 — 45° з. д.).

Установлено, что зональная и меридиональная составляющие циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере достигают максимальных значений в холодную часть года, т. е. именно тогда, когда создаются наиболее значительные градиенты температуры воздуха юг—север и океан—материк. Наиболее высокие значения индексов характерны для третьего района в силу его физико-географических особенностей (холодный сравнительно небольшой материк Северной Америки со сложной орографией, граничащий с теплыми океанами).

Заметим, что в таких крупных районах полушария индекс не может быть равным нулю, так как при любом даже очень хорошо развитом зональном процессе изогипсы на ежедневных картах барической топографии никогда не бывают строго параллельны кругам широты.

Было также получено, что изменение индексов ото дня ко дню в тропосфере и нижней стратосфере в большинстве случаев происходит однозначно: при увеличении интенсивности циркуляции в тропосфере, как правило, увеличивается интенсивность циркуляции в нижней стратосфере.

В первом районе зимой преобладает зональная циркуляция, обусловленная большим температурным контрастом между холодной Арктикой и относительно теплым югом Европы и Средней Азии, а также между холодной Гренландией и теплой Атлантикой. Поскольку в холодную часть года контрасты температуры наиболее велики, годовой максимум повторяемости зональных процессов наблюдается здесь зимой. В декабре и январе число дней с зональными процессами на поверхности 100 мбар по сравнению с поверхностью 500 мбар возрастает на 35—40%.

Зональные процессы имеют большую повторяемость и в начале весны (в марте). Хотя уже начинается заметное уменьшение горизонтальных градиентов температуры и геопотенциала, однако контрасты температуры юг—север еще остаются значительными, а в тропосфере и нижней стратосфере еще преобладают зональные процессы. То же приблизительно имеет место и в апреле.

Позднее в связи с быстрым нагреванием материка происходит выравнивание температур между Атлантикой, Европой и Западной Сибирью, а затем над материком формируется гребень тепла. Это сопровождается увеличением меридиональных и уменьшением зональных процессов, а минимальная повторяемость зональной циркуляции наблюдается в июне—июле. В августе—сентябре летний режим начинает ослабевать: градиенты температуры уменьшаются между материками и океанами, и увеличиваются между низкими и высокими широтами, число зональных процессов также резко увеличивается.

Во втором районе более сложны физико-географические условия. Здесь максимум повторяемости зональной циркуляции наблюдается не зимой, как в первом районе, а осенью (в октябре). Второй небольшой максимум отмечается в марте, когда происходит выравнивание температур между материком и омывающим его океаном. Интенсивное охлаждение континента в ноябре—декабре при сравнительно небольшом понижении температуры поверхностных вод океана приводит к увеличению градиента температуры океан—материк, развитию меридиональной циркуляции и соответственно к уменьшению повторяемости зональных процессов в тропосфере и нижней стратосфере.

В зимние месяцы контрасты температуры на стыке материка и океана еще более возрастают и, следовательно, условия для развития меридиональных процессов сохраняются. Повторяемость меридиональной циркуляции в период октябрь—февраль непрерывно растет, а зональной — уменьшается. Только в марте, когда материк начинает прогреваться и градиент температуры океан—материк уменьшается, число дней с меридиональными процессами убывает, а повторяемость зональной циркуляции несколько возрастает.

В третьем районе максимум повторяемости зональной циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере приходится на осенние месяцы, когда одновременно с выравниванием температур материка и океана возрастают горизонтальные градиенты геопотенциала между еще прогретыми южными районами и охлаждающимися полярными районами Северной Америки. Осенью в высоких широтах материка стратосфера теплее, чем в низких, но разность температур не так велика, как летом, и не оказывает большого влияния на изменение поля геопотенциала.

Однако и в способе оценки макропроцессов Каца не учитывается циркуляция воздуха над полярным бассейном. Между тем результаты ранее выполненных исследований указали на необходимость учета интенсивности зональной и меридиональной циркуляции на всем полушарии между широтами 30—90°.

В способе количественной оценки циркуляции, предложенном Х. П. Погосяном и А. А. Павловской, расчет индекса атмосферной циркуляции, основан на следующих положениях.

Известно, что при западном переносе воздуха циклонические вихри обычно движутся с запада по северной части умеренной зоны, а полоса высокого давления с отдельными антициклонами располагается преимущественно в южной половине этой зоны. Наоборот, при меридиональных процессах в северных районах полушарий возникают антициклоны, а в южных — циклоны. С продолжительными меридиональными процессами чаще связаны наиболее интенсивные месячные аномалии поля давления и погоды.

Так как аномалии атмосферных процессов более четко выражены в средней и верхней тропосфере, чем у поверхности земли, для количественного определения характера макроциркуляции используются карты отклонений средних месячных значений \bar{H}_{500} от нормы.

По картам отклонений \bar{H}_{500} от нормы для всех сезонов за одиннадцатилетний период (1961—1971 гг.) была произведена выборка очагов аномалий, интенсивность которых составляла 4 дам и более. Для оценки зональности (меридиональности) атмосферных процессов согласно вышеизложенным условиям положительные и отрицательные очаги группируются севернее и южнее широты, которая является срединной в системе общего западного переноса воздуха в умеренной зоне для данного сезона. Для холодного полугодия принята широта 50° .

Превышение отрицательных месячных сумм аномалий геопотенциала в центрах очагов $\Delta\bar{H}_{500}$ над положительными севернее широты 50° и положительных сумм над отрицательными южнее этой широты служит указанием о преобладании западного переноса воздуха (зональной циркуляции). При обратном их соотношении, т. е. если большие положительные значения месячных сумм $\Delta\bar{H}_{500}$ находятся севернее широты 50° , а большие отрицательные суммы — южнее указанной широты, преобладающей формой циркуляции является меридиональная.

Для точного учета положительных и отрицательных значений аномалий используется способ равновеликих площадей. По этому способу площадь между полюсом и широтой 30° разбивается на 101 часть, каждая из которых равна $1270\ 000\ \text{км}^2$. При этом число частей составило 47 севернее 50° широты и 54 южнее (30° с. ш.).

Так как летом движение циклонов в восточном направлении происходит севернее и меридиональные процессы обычно не распространяются южнее широт 50 — 40° , то для этого периода в качестве срединной берется широта 60° с., а широтная зона 30 — 40° из учета исключается. В целях сравнения результатов расчета сумм аномалий \bar{H}_{500} севернее и южнее 60° с. ш. число точек в широтной зоне 40 — 50° уменьшается вдвое. В результате число точек составляет 27 севернее 60° и 32 южнее, что сравнимо с зимним соотношением точек.

Вычисление индекса циркуляции A (в декаметрах) производится по формуле

$$A = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} \Delta H_i + \sum_{j=1}^{n_2} \Delta H_j}{n_1 + n_2} - \frac{\sum_{k=1}^{n_3} \Delta H_k + \sum_{m=1}^{n_4} \Delta H_m}{n_3 + n_4}.$$

Здесь ΔH_i — положительные и ΔH_j — отрицательные отклонения геопотенциала от нормы в точках сетки, расположенных севернее 50° с. ш. (между полюсом и 50° с. ш.), ΔH_k и ΔH_m — то же южнее 50° с. ш. (между 50 и 30° с. ш.), n_1 и n_2 — число точек (площадей) севернее 50° с. ш., в которых $\Delta H_i > 0$ и $\Delta H_j < 0$ соответственно, n_3 и n_4 — число точек (площадей) южнее 50° с. ш., в которых $\Delta H_k > 0$ и $\Delta H_m < 0$ соответственно.

Если индекс циркуляции $A > 0$, преобладают меридиональные процессы, если $A < 0$ — зональные процессы. Большому значению A соответствует большая интенсивность зональных (меридиональных) процессов.

Путем несложных вычислений по приведенной формуле можно получить значения индекса A для всего полушария и для отдельных его районов, на уровне моря и на различных высотах.

Этот индекс циркуляции сравнительно полно характеризует особенности зональных и меридиональных процессов на полушарии или в отдельных его секторах.

19.6. Повторяемость циклонов и антициклонов

В северном полушарии циклоны внетропических широт чаще всего возникают и развиваются над северными районами Атлантики и Тихого океана. Это хорошо видно на картах их повторяемости. Для установления повторяемости циклонов и антициклонов карта северного полушария разбивается на квадраты, в которые ежедневно заносятся положения их центров. При этом берутся все фронтальные циклоны и антициклоны, которые претерпевают эволюцию от стадии появления возмущения до стадии заполнения.

Однако для построения карт повторяемости барических образований учитываются не все циклоны, в том числе и термические, т. е. небольшие области низкого давления, которые оформляются над ограниченной холодной или теплой подстилающей поверхностью. При учете всех видов депрессии и областей повышенного давления картина их повторяемости получится искаженной. При изучении макропроцессов важно учитывать лишь такие циклоны и антициклоны, которые возникают и развиваются при нестационарности макросиноптических процессов и больших градиентах температуры и скоростях ветра в средней и верхней тропосфере. Поэтому малоподвижные летние термические депрессии над югом Азии, северной Африкой и югом Северной Америки, а также зимние

депрессии над Средиземным морем, обусловленные преимущественно температурным режимом подстилающей поверхности, на картах повторяемости барических образований не учитываются.

Из карты (рис. 19.18) видно, что зимой наибольшая повторяемость циклонов имеет место над океанами и именно там, где находятся наибольшие контрасты температур. Циклоны, возникая в северном полушарии преимущественно у восточных берегов Северной

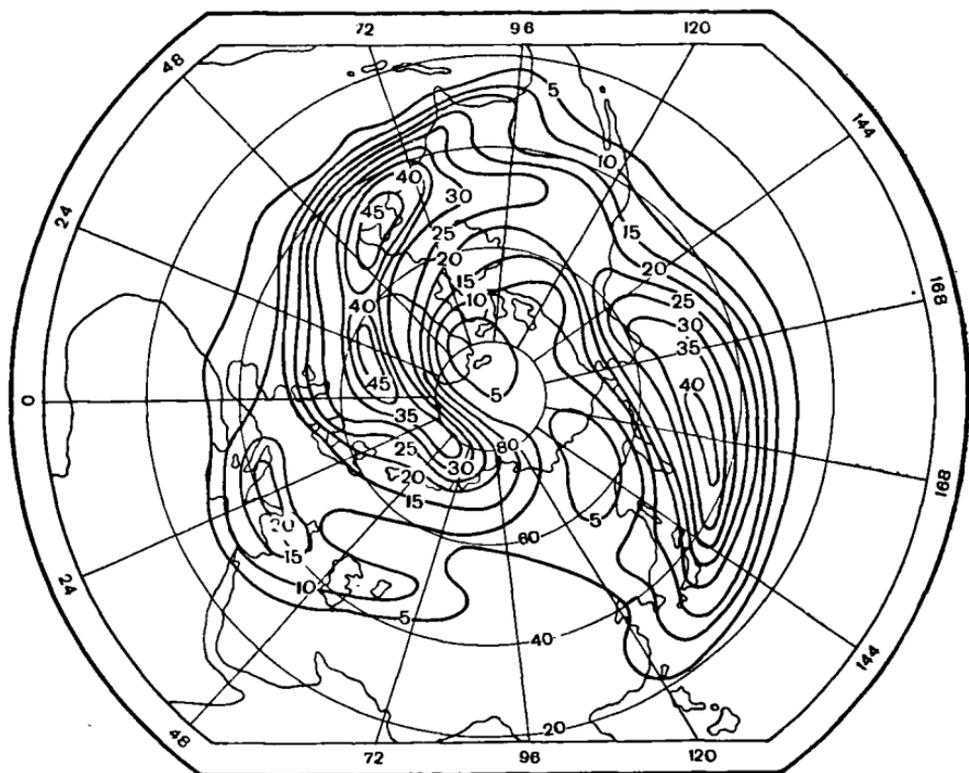


Рис. 19.18. Повторяемость подвижных циклонов. Январь.

Америки и Азии в зоне интенсивной адвекции холода, перемещаются главным образом в направлении Исландии и Алеутских островов, после чего, следуя дальше на восток или северо-восток, они, как правило, заполняются. В районе Исландии и юго-восточнее Камчатки эти циклоны имеют наибольшую повторяемость и наибольшую глубину.

Рассматривая детальнее рис. 19.18, можно заметить, что в районе Средиземного моря зимой чаще, чем летом, возникают и развиваются циклоны. Средняя карта барической топографии за январь (см. рис. 19.9) позволяет видеть, что восточнее теплого гребня, направленного на Скандинавию, находится довольно глубокая ложбина холода. Правда, здесь нет области расходимости изогипс, как на

океанах, и контрасты температур не превышают критическое значение. Однако наличие на средней карте высотного гребня и ложбины восточнее его указывает на то, что процессы, приводящие к усилению этого гребня, а соответственно и усилению меридионального переноса холодных масс воздуха с севера в район Средиземного моря обычно сопровождаются тропосферным фронтогенезом, обострением фронтальной зоны и возникновением циклонов. Процесс циклогенеза наблюдается здесь не так часто, как на восточном побережье севера Азии и Америки, но этот процесс протекает здесь более интенсивно, чем внутри континента. Это объясняется тем, что в Восточной Европе, а также в Сибири и Казахстане в зимние месяцы вследствие происходящего охлаждения воздуха только при очень интенсивном меридиональном обмене создаются условия для циклогенеза. Средняя же структура термобарического поля тропосферы (сходимость течений) в этих районах соответствует условиям частого возникновения антициклонов, причем эти антициклоны возникают на фоне повышенного давления, обусловленного термическим режимом материка. Сравнительно частое возникновение циклонов над районами Средиземного моря в какой-то мере обязано и орографическим особенностям Западной Европы. Частое возникновение блокирующихся циклонов у северо-западных берегов Африки объясняется термическими условиями и орографией этого района, а также более южным положением здесь субтропического струйного течения по сравнению с другими районами северного полушария.

Карта повторяемости циклонов позволяет судить также и о направлении их перемещения. Она показывает, что перемещение циклонов над Атлантикой в основном происходит из района Ньюфаундленда к району Исландии и далее на Баренцево море. Увеличение повторяемости циклонов от берегов Северной Америки к району Исландии указывает на то, что на этом участке преобладает возникновение циклонов, в то время как на участке Исландия—Баренцево море, где наблюдается уменьшение повторяемости, происходит заполнение их. Сопоставление карт повторяемости циклонов в январе со средними картами барической топографии показывает, что над Атлантикой области максимальной повторяемости циклонов совпадают с зонами наибольших контрастов температуры, а направление их перемещения — с изогипсами. То же самое происходит на севере Тихого океана.

Максимум повторяемости циклонов лежит приблизительно в районе 170° в. д. и 45° с. ш. Начиная отсюда и до берегов Азии преобладает возникновение циклонов, в то время как к востоку от этого района чаще происходит их заполнение.

Повторяемость подвижных антициклонов также [обусловлена структурой термобарического поля. Поскольку наибольшие контрасты температур распространяются не только на области дельты, но также и на области входа фронтальных зон над материками, то области входа, соответствующие наибольшим контрастам темпера-

тур, и являются областями возникновения и развития антициклонов. Карты повторяемости антициклонов в северном полушарии для января и июля построены по данным за 10 лет (1930—1939 гг.) на основе тех же положений, которые были приняты при построении карт повторяемости циклонов. Зимой (рис. 19.19) наибольшая по-

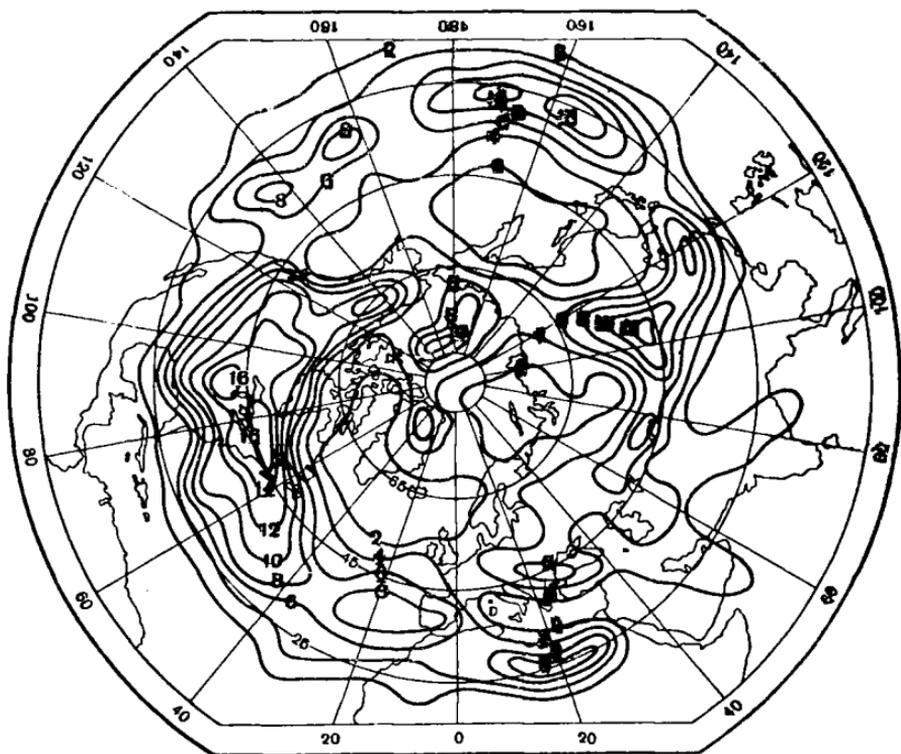


Рис. 19.19. Повторяемость подвижных антициклонов. Январь.

вторяемость движущихся антициклонов отмечается на материках Азии и Северной Америки.

Над Евразийским материком, кроме Восточной Сибири и востока Китая, значительная повторяемость антициклонов наблюдается также над Западной Сибирью, Восточной Европой и Балканами. Распределение повторяемости антициклонов подтверждает, что их траектории проходят над Северной Америкой и Восточной Азией, а также над Восточной Европой вдоль основного переноса в тропосфере зимой.

Летом высотное барическое поле характеризуется значительно меньшими горизонтальными градиентами температур по сравнению с зимой. Объясняется это тем, что летом материк являются не охлаждающими, а нагревающими поверхностями, вследствие чего в низких широтах (на юге Америки и над Северной Африкой) воз-

никают области тепла и теплые гребни, которые и вызывают указанное усиление сходимости. Океаны же аккумулируют тепло, поэтому температура поверхности воды имеет малую годовую амплитуду колебания, вследствие чего температура воздуха над ними летом повышается сравнительно мало.

В соответствии с этим горизонтальные градиенты температуры летом значительно меньше, чем зимой. Не существует районов, где

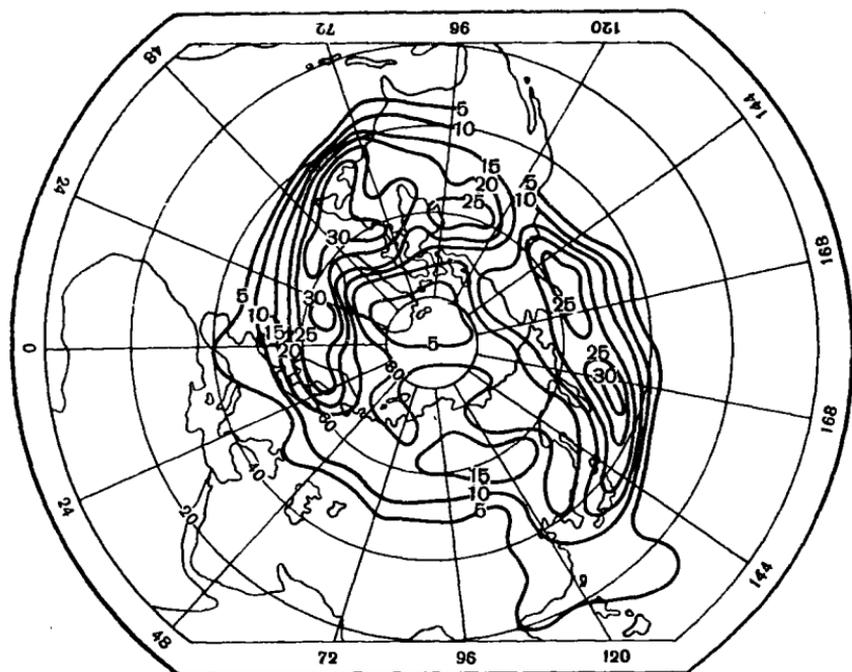


Рис. 19.20. Повторяемость подвижных циклонов. Июль.

бы средние горизонтальные градиенты температуры достигали 8 дам и более на 1000 км. Однако это не означает, что летом фронтальные зоны тропосферы не обостряются и циклоны и антициклоны не возникают. Цикло- и антициклоническая деятельность имеет место и летом, поскольку при усилении в отдельных районах междуширотного обмена масс воздуха возникают и обостряются фронтальные зоны и значения градиентов температуры достигают 20—30 дам и более. Частота и интенсивность цикло- и антициклогенеза, как правило, летом значительно меньше.

Повторяемость циклонов над океанами в июле (рис. 19.20) заметно меньше повторяемости циклонов в январе. Она больше над континентами, особенно над северо-восточными районами Азии. В связи с малыми горизонтальными градиентами температуры интенсивность циклонов летом, безусловно, мала по сравнению с зимой.

Кроме того, так как области сходимости и расходимости изогипс АТ и ОТ, обусловленные сезонным характером притока тепла, летом выражены слабее, то они мало способствуют локализации цикло- и антициклонической деятельности в сравнении с зимой.

Зона наибольшей повторяемости атлантических циклонов в основных чертах совпадает с районами наибольших контрастов температур и проходит по северу Канады через Лабрадор в районе Исландии.

В отличие от зимы, летом над Сибирью наблюдается некоторое увеличение повторяемости циклонов. Эти циклоны спорадически возникают в области увеличенных контрастов температур в бассейне рек Оби и Енисея. Перемещаются они на востоко-северо-восток, достигая наибольшего развития над Восточной Сибирью и Дальним Востоком.

Летом перемещение антициклонов с севера на континенты Евразии и Северной Америки происходит несколько восточнее, чем зимой, что находится в полном соответствии со структурой среднего высотного барического поля зимой и летом. Для Европы это подтверждается данными А. Ф. Дюбюка, определившего повторяемость антициклонических вхождений через различные участки северного побережья Европы и Западной Сибири. Было получено, что антициклонические вхождения зимой распределяются приблизительно равномерно от Северного моря до устья р. Оби. Летом же максимум антициклонических вхождений отмечается восточнее, в направлении от Баренцева моря на Урал.

Карта повторяемости антициклонов в июле (рис. 19.21) показывает, что наиболее подвижные антициклоны оформляются в субтропической зоне океанов, частично в районе Средиземного моря (в противоположность зиме), а также над восточными районами Северной Америки, Восточной Европой, Уралом и Западной Сибирью. При этом наибольшая повторяемость стационарных антициклонов в июле наблюдается над Атлантикой и восточной частью Тихого океана, между 25 и 40° с. ш. В остальных частях северного полушария повторяемость стационарных антициклонов незначительна. В январе стационарные антициклоны чаще наблюдаются над Северной Америкой и Восточной Сибирью.

Таким образом, основные черты планетарного распределения давления в тропосфере сохраняются весь год. Различие между зимой и летом обусловлено изменением условий притока тепла над материками и океанами. Это приводит к уменьшению горизонтального градиента температуры и давления и к изменению общей конфигурации полей температуры и давления в связи со смещением основных ложбин холода с континентов на океаны.

Повторяемость циклонов в южном полушарии по данным наблюдений за четыре года (1956—1959) получена Н. Г. Давыдовой на основании учета положения центров циклонов в равновеликих квадратах (рис. 19.22). Средняя повторяемость циклонов выражена в процентах. Из рис. 19.22 следует, что расположение циклонов

в южном полушарии совершенно иное по сравнению с северным. Если в северном полушарии наибольшая повторяемость циклонов отмечается у восточных границ материков и на севере океанов, то в южном полушарии наибольшее число циклонов как зимой, так и летом сосредоточено вокруг Антарктиды. Исключение составляет

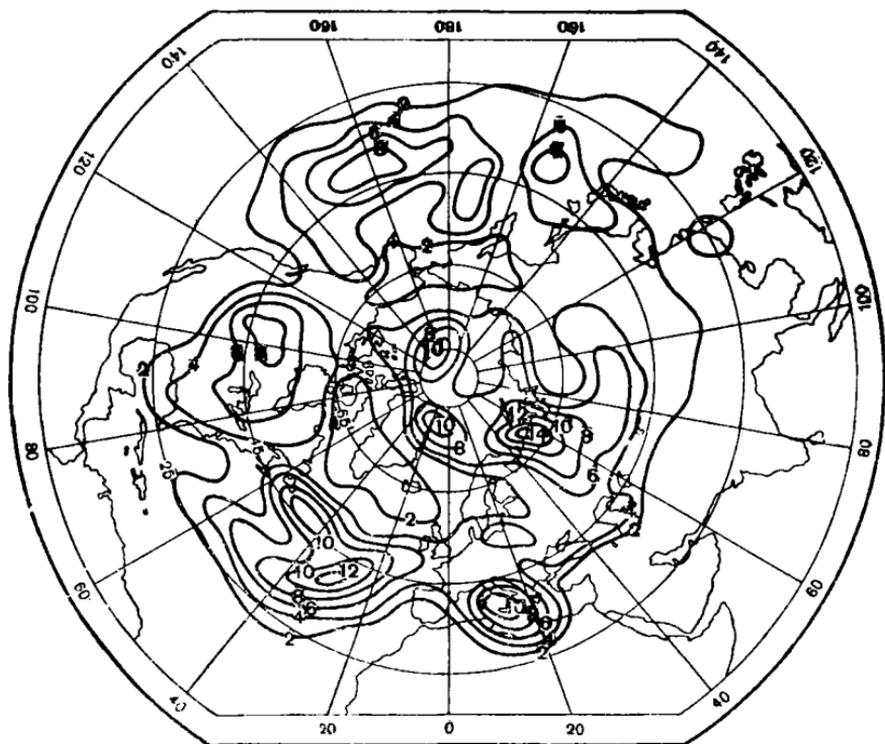


Рис. 19.21. Повторяемость подвижных антициклонов. Июль.

район моря Амундсена с примыкающей частью Тихого океана. В отличие от северного, в южном полушарии циклоны меньше продвигаются на юг (остаются преимущественно в зоне 60—70° ю. ш.). В северном полушарии на 80° с. ш. наблюдается большая повторяемость циклонов, которая охватывает и околополюсные районы. Такая же картина в основном характерна и для повторяемости траекторий антициклонов.

19.7. Тропические циклоны

Среди процессов в низких широтах большое значение имеют возникающие здесь тропические циклоны, отличающиеся от внетропических малыми размерами, очень низким давлением в центре и большими скоростями ветра. Диаметр их не превышает нескольких

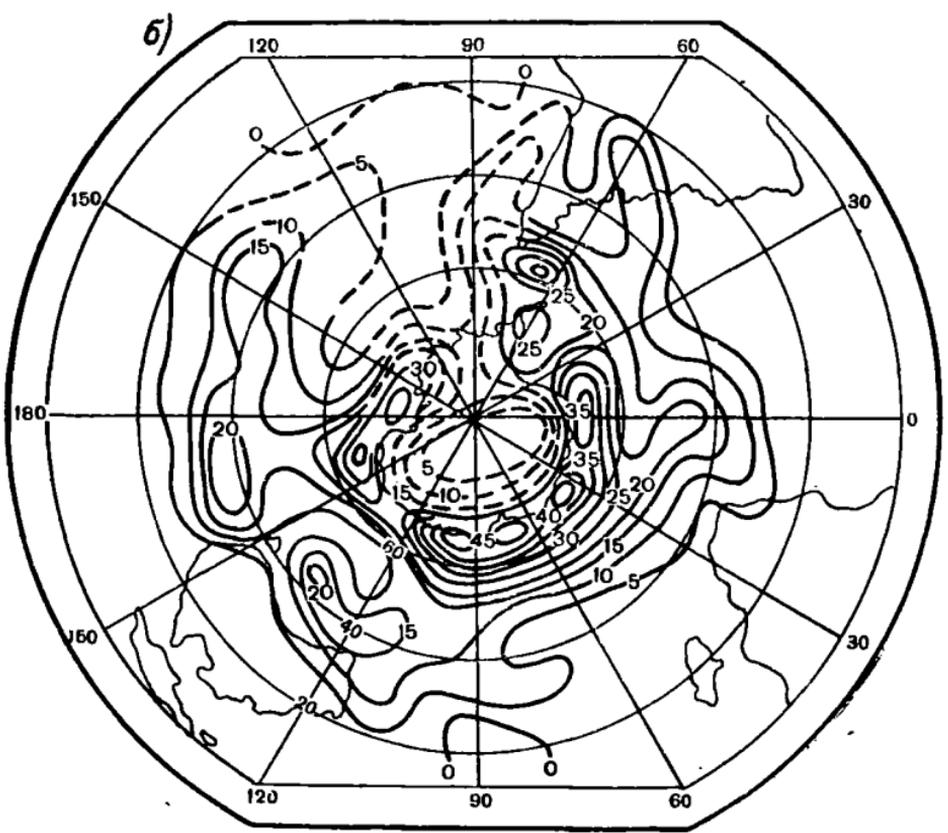
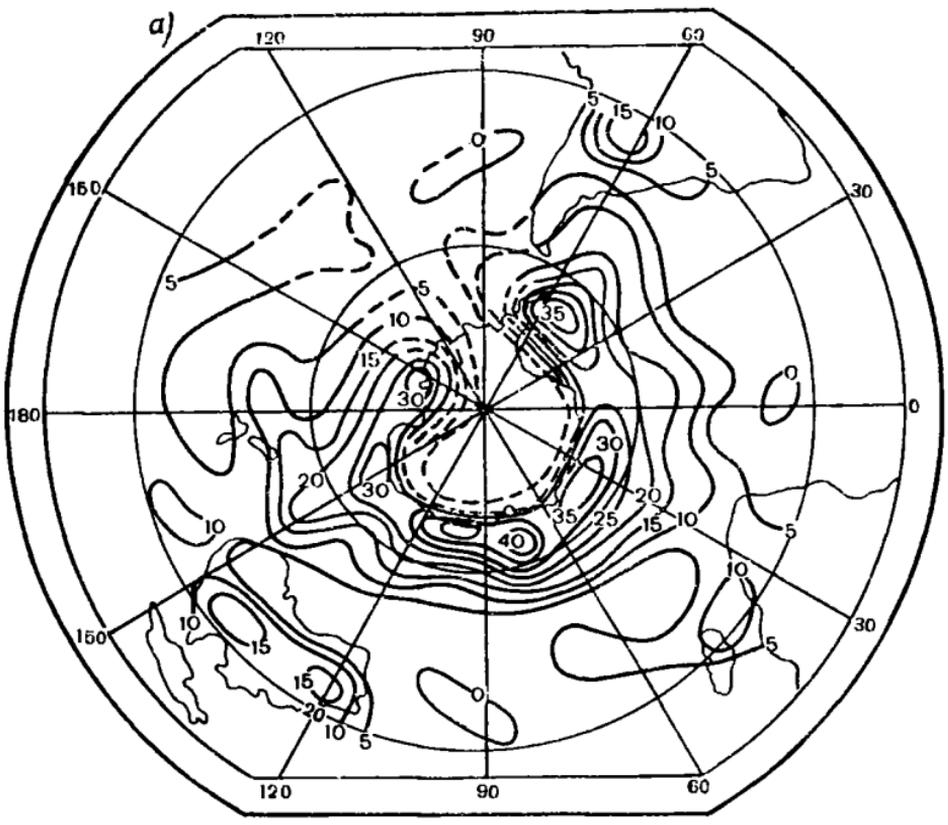


Рис. 19.22. Повторяемость циклонов в южном полушарии зимой (а) и летом (б).

сотен километров, но горизонтальные градиенты давления и скорости ветра в них намного больше, чем в сильно развитых циклонах умеренных широт. Различны и условия их возникновения.

Тропические циклоны возникают в штилевой зоне над океанами преимущественно между широтами 5 и 20° северного и южного полушарий и перемещаются вдоль приземных изобар с востока на запад. В северном полушарии над Тихим океаном тропические циклоны, перемещаясь вдоль пассатов, подходят к юго-восточным берегам Азии и в зависимости от структуры поля течений движутся в направлении к Японским островам, либо на юго-востоке Азии вступают на материк и здесь заполняются (рис. 19.23). В среднем за год у юго-восточных берегов Азии зарождается свыше 20 тайфунов.

Над Атлантикой тропические циклоны также перемещаются вдоль пассатов. Достигнув Мексиканского залива и Флориды, они поворачивают на север и, перемещаясь далее над Атлантикой, постепенно заполняются. Однако попадая в зону больших контрастов температуры средних широт, тропические циклоны вновь углубляются, превращаясь в обычные циклоны с хорошо выраженной температурной асимметрией. Тропические циклоны часто наблюдаются в морях Индокитая, Индостана, на Тихоокеанском побережье Китая и Японии. Иногда они появляются на советском Дальнем Востоке и Атлантическом побережье Северной Америки.

В южном полушарии тропические циклоны возникают в экваториальной зоне Индийского и Тихого океанов. Над южной Атлантикой они отсутствуют.

Система циркуляции в тропических циклонах аналогична циркуляции в циклонах умеренных широт: в северном полушарии против часовой стрелки, в южном полушарии — по часовой стрелке.

19.8. Струйные течения в атмосфере

На ежедневных картах барической топографии в средней и верхней тропосфере и нижней стратосфере обычно выделяются зоны большого сгущения абсолютных и относительных изогипс. Это — высотные фронтальные зоны, вдоль которых изогипсы непрерывно сгущаются и разрежаются. К числу основных характеристик этих бароклинических зон относится ветер. Здесь ветер характеризуется большими скоростями по сравнению со скоростями ветра в смежных районах. Эти сильные воздушные течения выделяются и среди относительно слабых ветров на выше- и нижележащих поверхностях.

По принятому определению, *«струйное течение — это сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или в стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и одним или более максимумами скорости»*.

Нижний предел скорости ветра на оси струйного течения условно принят равным 30 м/с (108 км/ч).

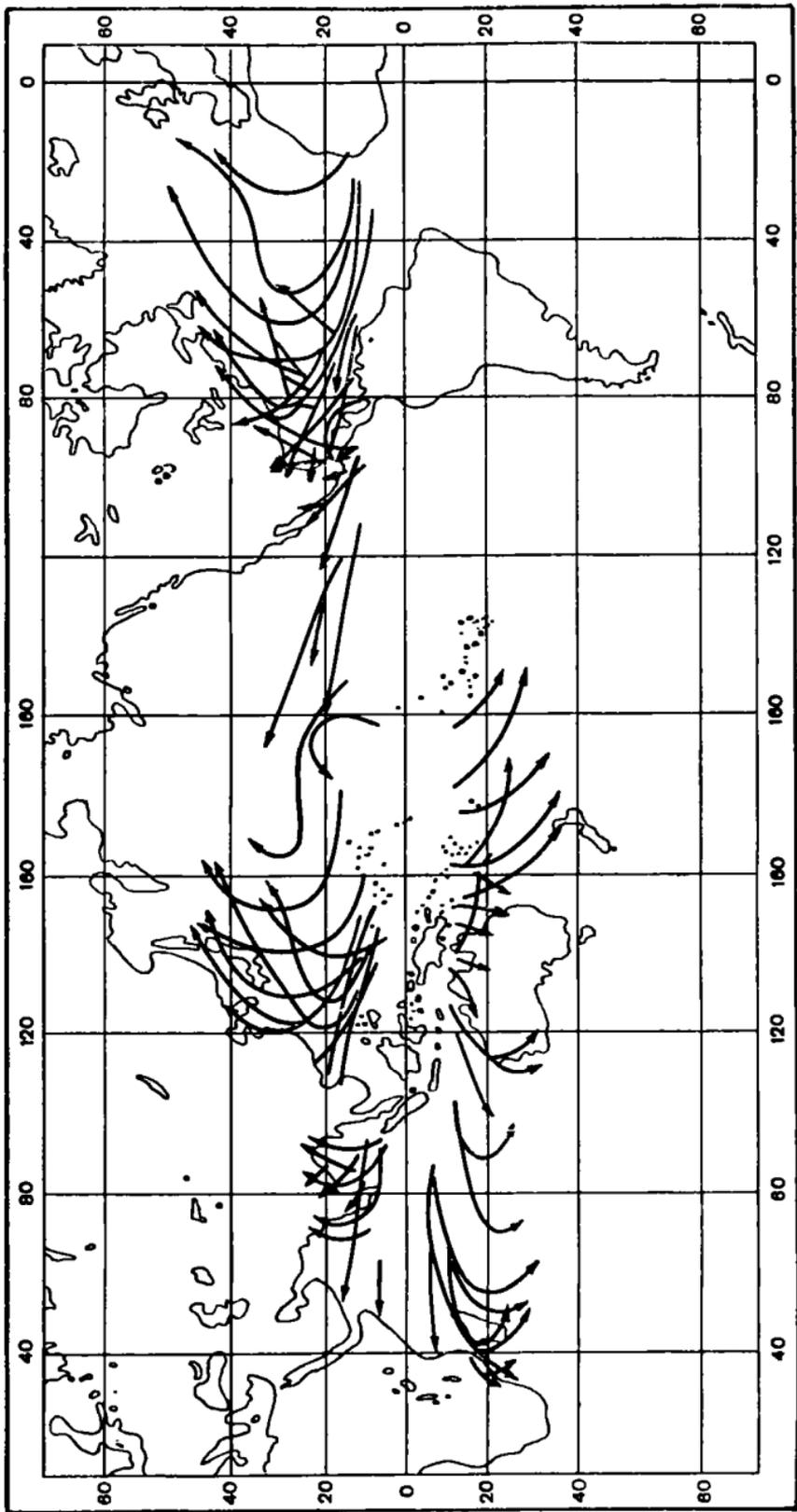


Рис. 19.23. Карта траекторий тропических циклонов (по Минниной).

Скорость 30 м/с принята за нижний предел не случайно. Она существенна для метеорологического обеспечения полетов реактивных и турбовинтовых самолетов, поскольку такая скорость уже оказывает влияние на их путевую скорость.

На всем протяжении струйные течения периодически усиливаются и ослабевают в зависимости от фронто- и циклогенетических процессов. При меридиональных преобразованиях термобарического поля атмосферы очень сильные струйные течения ограничиваются длиной 1—3 тыс. км. Скорости в направлении от оси струи к периферии быстро уменьшаются. Изменения градиента скорости (сдвига ветра) часто достигают больших величин.

На картах барической топографии легко определить положение струйных течений по густоте изогипс. При этом струи умеренных широт хорошо выделяются на картах AT_{300} , а субтропические — на картах AT_{200} . Их часто изображают с помощью карт изотак на высоте максимальных скоростей ветра или на изобарических поверхностях 300 и 200 мбар. Отмечаются они и на вертикальных разрезах атмосферы, построенных по данным о температуре и ветре поперек струйного течения.

Струйные течения отличаются большим многообразием. Обычно их делят на несколько видов в зависимости от признака, положенного в основу деления, например, по высоте — тропосферные и стратосферные, по широтному положению — умеренных широт, субтропические и экваториальные.

Тропосферные струйные течения. *Струйные течения умеренных широт* возникают между высокими антициклонами и циклонами. Они являются наиболее подвижными, а интенсивность их непрерывно изменяется в связи с возникновением и развитием циклонов и антициклонов. Высота оси струи располагается чаще всего на уровне 7—10 км зимой и 8—11 км летом.

Тропосферные струйные течения в средних и южных районах умеренной зоны более интенсивны. Ось струи чаще всего располагается на высотах 9—10 км зимой и 10—12 км летом. Максимальные скорости часто достигают 50—60 м/с. Как и струйные течения севера умеренных широт, они не являются непрерывной планетарной струей вдоль одноименных широт, а перемещаются между широтами в зависимости от развития циклонов и антициклонов. При этом через каждые 1000—2000 км тропосферные струйные течения могут ослабевать и усиливаться, а местами даже размываться. Зимой они более интенсивны, чем летом.

Субтропические струйные течения в северном полушарии формируются на северной периферии субтропических антициклонов, а в южном полушарии — на южной периферии субтропических антициклонов. Эти струи являются менее подвижными, но при крупных меридиональных преобразованиях их положение и интенсивность изменяются. Средние максимальные скорости на оси струи зимой местами превышают 50—60 м/с. Зимой субтропическая струя

на материках находится большей частью между $25\text{--}35^\circ$ с. ш., летом — севернее на $10\text{--}15^\circ$. Интенсивность их больше у восточных берегов материков Азии и Северной Америки и слабее над восточными районами Атлантики и Тихого океана. Эти струйные течения с небольшими изменениями интенсивности окаймляют земной шар в обоих полушариях. Ось струи обычно находится на высотах $12\text{--}14$ км. Максимальные скорости зимой достигают $50\text{--}60$ м/с, а нередко превышают $80\text{--}100$ м/с.

Во всех тропосферных струйных течениях преобладает западное направление ветра. От зимы к лету интенсивность их уменьшается, а сами струи в северном полушарии смещаются к северу. При этом наибольшие смещения их происходят над материками, наименьшие — над океанами.

В южном полушарии тропосферные струйные течения в высоких широтах располагаются приблизительно вдоль берегов Антарктиды. Сильные ветры характерны для северной части умеренной зоны. Здесь струйные течения распространяются вдоль широт и в сравнении с северным полушарием менее интенсивны и менее локализованы. Однако при интенсивной циклонической деятельности максимальные скорости ветра могут достигать $150\text{--}200$ км/ч и более.

На рис. 19.24 и 19.25 представлены средние вертикальные разрезы струйных течений в июне—августе и декабре—феврале, построенные по данным радиозондовых наблюдений между Южным полюсом (Амундсен-Скотт) и Кантоном — в средней части Тихого океана.

Как видно из разрезов, в южном полушарии хорошо выражены два струйных течения. Ось внетропического струйного течения зимой расположена на 60° , а субтропического — между 30 и 20° ю. ш. (рис. 19.24). Эти течения не отличаются большой интенсивностью. Средние максимальные скорости в них равны соответственно 120 и 150 км/ч. На высотах $25\text{--}30$ км над внетропическими широтами хорошо выражено основание стратосферных сильных ветров.

К лету положение струйных течений изменяется мало (рис. 19.25). Малы изменения и максимальных скоростей в системе струй. Аналогичные разрезы, построенные между Южным полюсом и Найроби (экваториальная Африка), дали ту же картину, что и на рис. 19.24 и 19.25.

Совсем иную картину можно видеть на вертикальных разрезах северного полушария, особенно между Кантоном и Северным полюсом. На рис. 19.26 представлен средний разрез для зимних месяцев и для июля. Сопоставляя рис. 19.26 с рис. 19.24 и 19.25, нетрудно определить существенные различия в положении, структуре и максимальных скоростях струйных течений в обоих полушариях. Отметим лишь главные. Зимой на севере видна одна мощная струя на широте 35° с. ш. с максимальной скоростью на оси, равной $220\text{--}230$ км/ч. Летом она вдвое слабее. Максимальная скорость ее составляет 120 км/ч, а центр струи располагается на широте 45° с. ш.,

т. е. на 10° севернее. Вторая внетропическая струя находится над Якутией и слабо выражена.

Экваториальные струйные течения большей частью возникают в теплое время года в слое 15—20 км между 5° с. ш. и 5° ю. ш. Наиболее часто эти течения образуются над Африкой, Южной

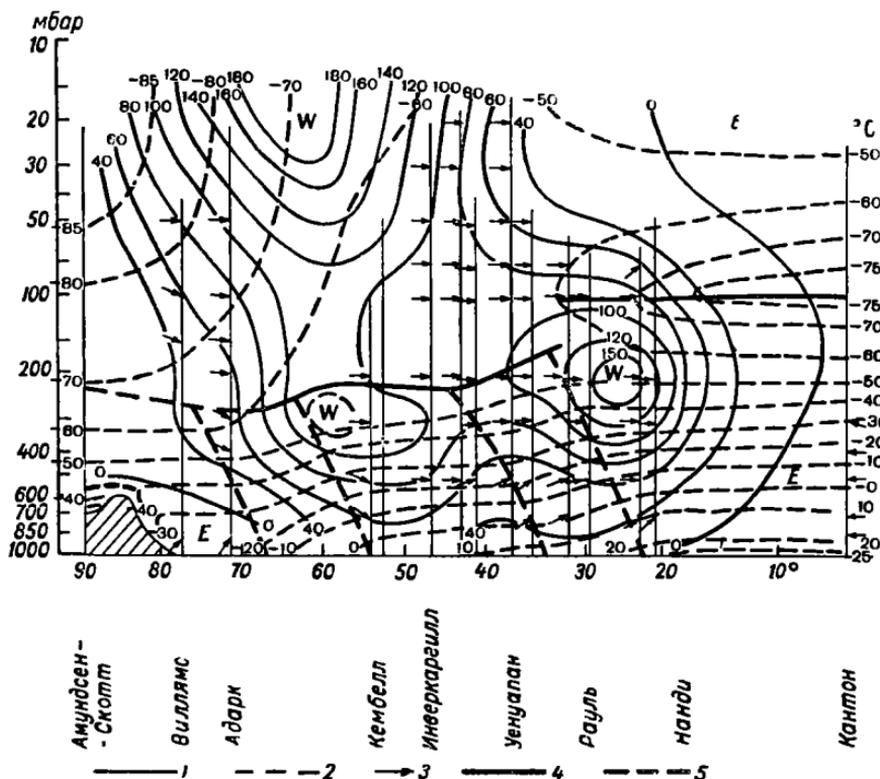


Рис. 19.24. Вертикальный разрез струйных течений между южным полюсом и Кантоном зимой (июнь—август).

1 — изобары (км/ч), 2 — изотермы, 3 — преобладающее направление ветра, 4 — тропопауза, 5 — зона тропических фронтов.

Азией, Северной Австралией, севером Южной Америки. Направление их неодинаковое. Южнее Азии и над экваториальной Африкой они возникают летом и имеют преимущественно восточное направление.

Выше тропопаузы скорости ветра в экваториальной зоне с высотой почти повсеместно возрастают. Здесь преобладает восточное направление ветра. В стратосфере внетропических широт в холодное полугодие скорости западного ветра, как правило, с высотой возрастают, достигая максимума 100 м/с на уровне около 60 км.

Стратосферные струйные течения. Максимальные скорости их составляют 60—70 м/с и располагаются на

высотах около 60 км. Поля температуры и геопотенциала в стратосфере летом почти не претерпевают изменений, и струйное течение имеет лишь восточное направление без большого изменения скорости.

Зимой и в переходные сезоны года при кратковременных меридиональных преобразованиях в нижней стратосфере образуются

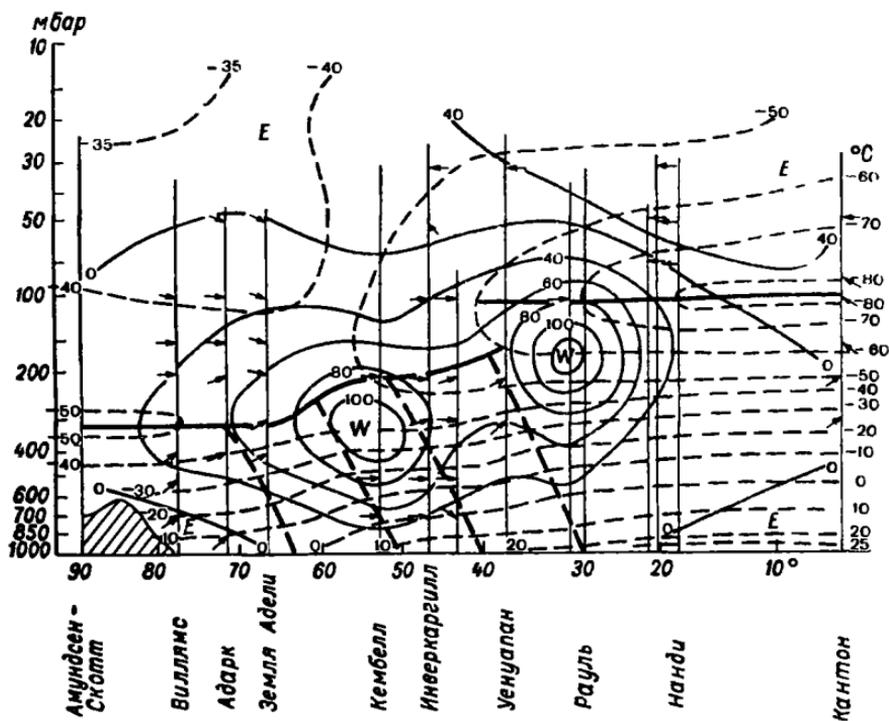


Рис. 19.25. Вертикальный разрез струйных течений между южным полюсом и Кантоном летом (декабрь—февраль).

Усл. обозначения см. рис. 19.24.

струйные течения, в системе которых скорости ветра значительно превышают средние величины.

В системы высотных фронтальных зон всегда имеются атмосферные фронты различной вертикальной протяженности и интенсивности. Ось струйного течения в среднем располагается позади линии холодного фронта и впереди линии теплого фронта у поверхности земли.

Если рассматривать более или менее стационарные участки фронта, вдоль которых возникают слабые циклонические возмущения, не получающие развития, то резкого различия расстояний между линиями холодного и теплого фронтов у поверхности земли и осью струй не обнаруживается. В то же время расстояние между осью струй и линией фронта у поверхности земли в циклонических областях меньше, чем в антициклонических, что объясняется разной

циркуляцией в системах этих барических образований, обуславливающей соответствующие изменения вертикального профиля фронта. Струйные течения в системе циклонов и антициклонов. В начале развития циклонов и антициклонов струйное течение обычно наиболее интенсивно. На рис. 19.27

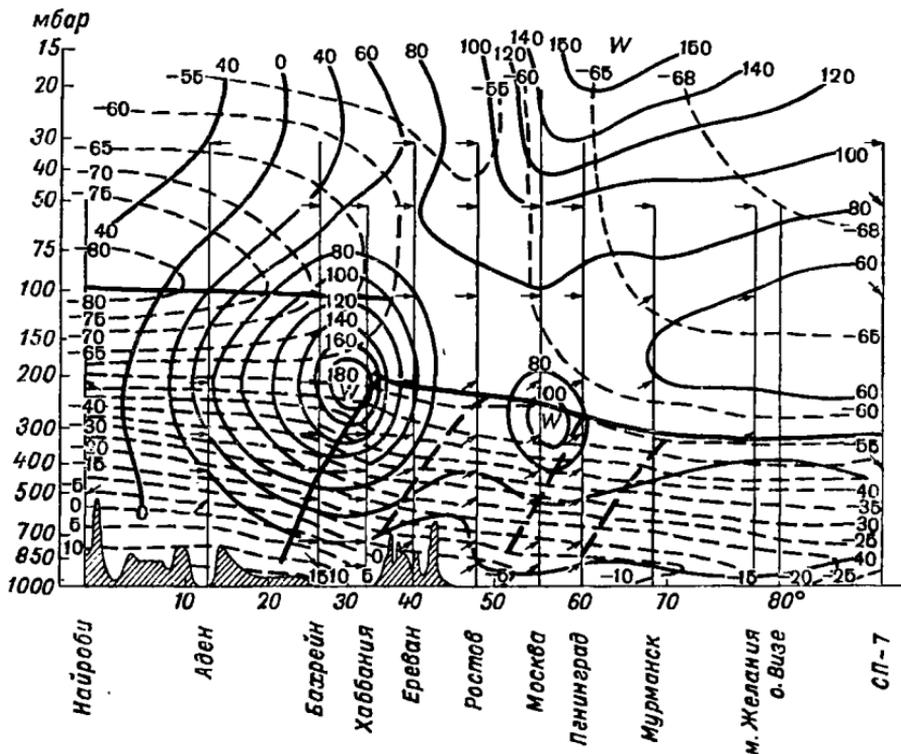


Рис. 19.26. Средний вертикальный разрез струйного течения между северным полюсом и экватором. Январь.

Усл. обозначения см. рис. 19.24.

схематически изображена ось струйного течения по отношению к центральной части циклона у поверхности земли в различных стадиях его развития.

В начале возникновения циклонического возмущения ось струйного течения находится слева от приземного его центра (если смотреть вдоль потока) непосредственно за холодным и перед теплым участками фронтов, т. е. в зоне наибольших контрастов температуры, возникшей в результате фронтогенеза (рис. 19.27 а). По мере углубления циклона, в результате главным образом адвекции и адиабатического охлаждения воздуха в центральной и тыловой частях высотная фронтальная зона и струйное течение деформируются и ось струйного течения постепенно отходит на теплую периферию

циклона (рис. 19.27 б и в). В этот период максимальные скорости на оси струи обычно превышают 120—150 км/ч. Процесс деформации струи тесно связан с условиями дальнейшего углубления циклона.

Так как циклон углубляется до тех пор, пока в его тылу существует интенсивная адвекция холода, то в углубляющемся циклоне наиболее значительные контрасты температуры, как и скорости в системе струйного течения, наблюдаются в тыловой его части.

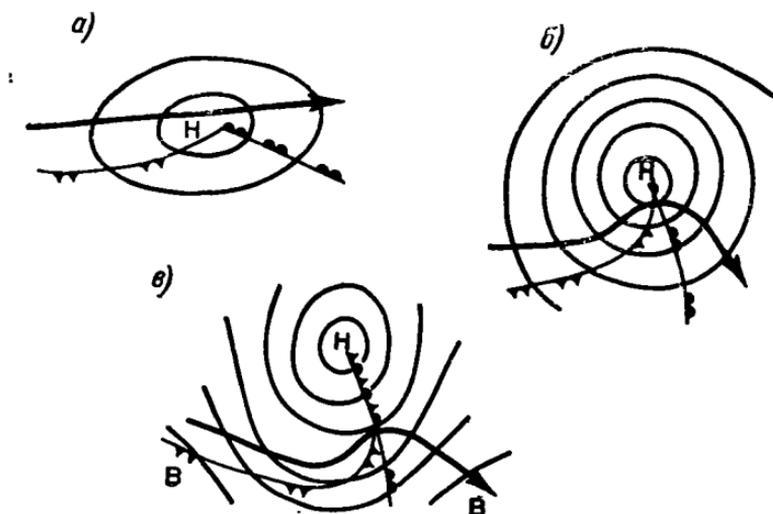


Рис. 19.27. Положение оси струйного течения при различных стадиях развития циклона.

С другой стороны, чем больше углубляется циклон, тем значительнее происходит меридиональное преобразование высотной фронтальной зоны и деформация струйного течения.

По мере углубления циклона температура воздуха в его системе почти непрерывно понижается. Циклон продолжает заполняться холодным воздухом вследствие как адвекции холода, так и адиабатического понижения температуры, а высотная фронтальная зона и струйное течение перемещаются на периферию.

В последней стадии, стадии заполнения циклона, струйное течение постепенно выходит за его пределы.

В системе антициклона происходит аналогичный процесс, с тем лишь существенным различием, что здесь по мере его усиления струя перемещается в холодную часть. Так, например, в стадии возникновения ось струи находится почти над приземным центром антициклона (рис. 19.28 а). По мере усиления струя перемещается в сторону холода (рис. 19.28 б), а в последней стадии вовсе уходит за пределы основного, но уже ослабевающего антициклона (рис. 19.28 в).

Таким образом, в системе углубляющегося циклона в связи с охлаждением воздуха струйное течение смещается на теплую его периферию, а в системе усиливающегося антициклона в связи с адвективным и адиабатическим нагреванием воздуха оно перемещается на холодную его периферию. В том и в другом случае по мере развития барического образования скорости воздушных течений над ними в верхней тропосфере ослабевают.

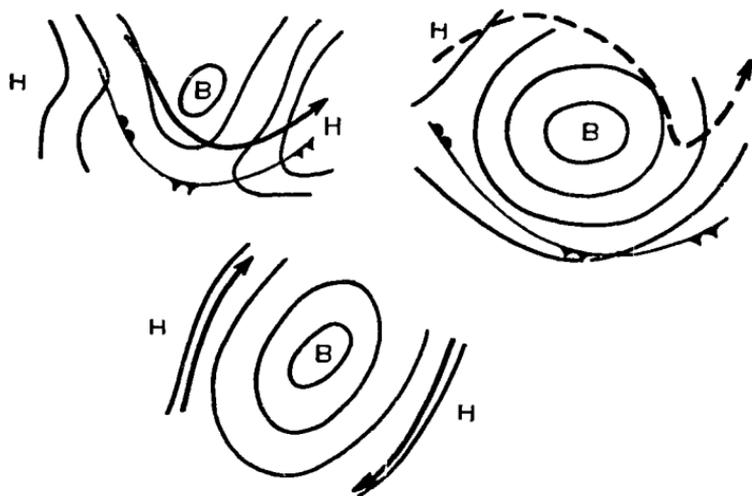


Рис. 19.28. Положение струйного течения при различных стадиях развития антициклона.

На основании проведенного анализа можно сформулировать следующие положения:

1. Ось струйного течения над возникающим и углубляющимся циклонами обычно находится слева (если смотреть в направлении потока) от их центров у поверхности земли.

Максимальные скорости на оси струи обычно равны или превышают 120—150 км/ч.

2. Ось струйного течения располагается над приземным центром молодого циклона, позади приземной линии холодного фронта на расстоянии 200—300 км и перед линией теплового участка фронта на расстоянии 300—400 км.

В системе углубляющегося циклона наибольшие скорости в струе находятся непосредственно в тылу его приземного центра, в зоне холодного фронта. Над передней и внешней тыловой частями приземного циклона скорости в струе уменьшаются.

3. В стадии наибольшего развития циклона струйное течение смещается вправо от приземного центра и пересекает холодный и теплый фронты вблизи возникающей точки окклюзии. С удалением

от точки окклюзии расстояние между приземной линией фронта и положением оси струи возрастает.

В период интенсивного углубления циклона горизонтальные контрасты температуры и максимальные скорости на оси струйного течения увеличиваются.

4. В стадии окклюдирования и заполнения циклона струйное течение находится справа от приземного его центра. По мере окклю-

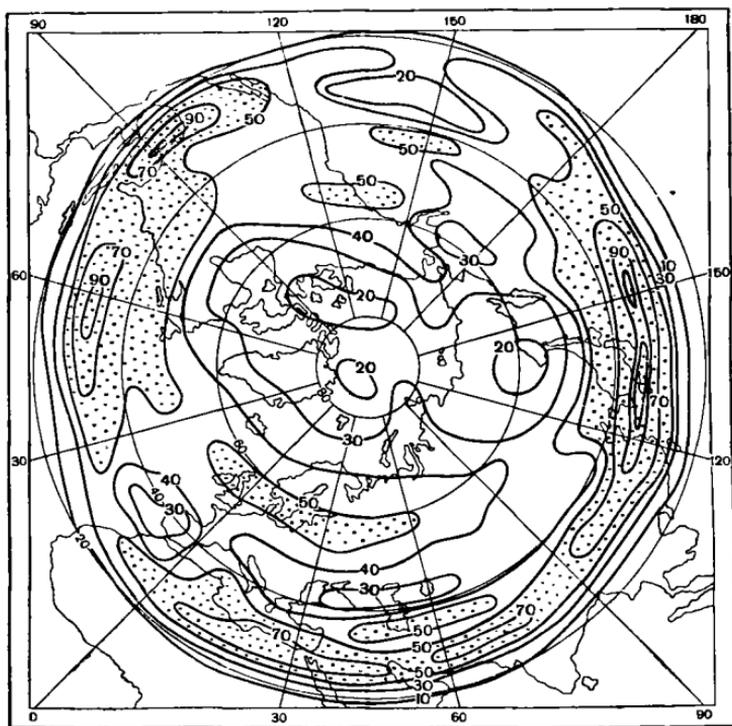


Рис. 19.29. Повторяемость (%) струйных течений зимой (выделены зоны повторяемости $> 50\%$).

дирования циклона струйное течение теряет связь с основным циклоном.

5. В начальной стадии возникновения антициклона или гребня у поверхности земли ось струйного течения находится над ним или несколько правее от него (если смотреть в направлении потока). Над приземным центром максимальные скорости на оси струи обычно превышают 120—150 км/ч.

По мере усиления антициклона струйное течение переходит на левую холодную его периферию, а над центром скорости ветра ослабевают.

6. В стадии наибольшего развития антициклона струйное течение уже находится на периферии, а над центром наблюдаются слабые ветры.

7. В стадии разрушения антициклона струйное течение теряет связь с основным антициклоном.

На рис. 19.29 и 19.30 приведены карты повторяемости тропосферных струйных течений в северном полушарии для зимы и лета (по И. В. Воробьеву). Изолиниями на картах — повторяемости струйных течений со скоростью ветра на оси >30 м/с. На рис. 19.29 выделяется большая повторяемость струйных течений зимой на

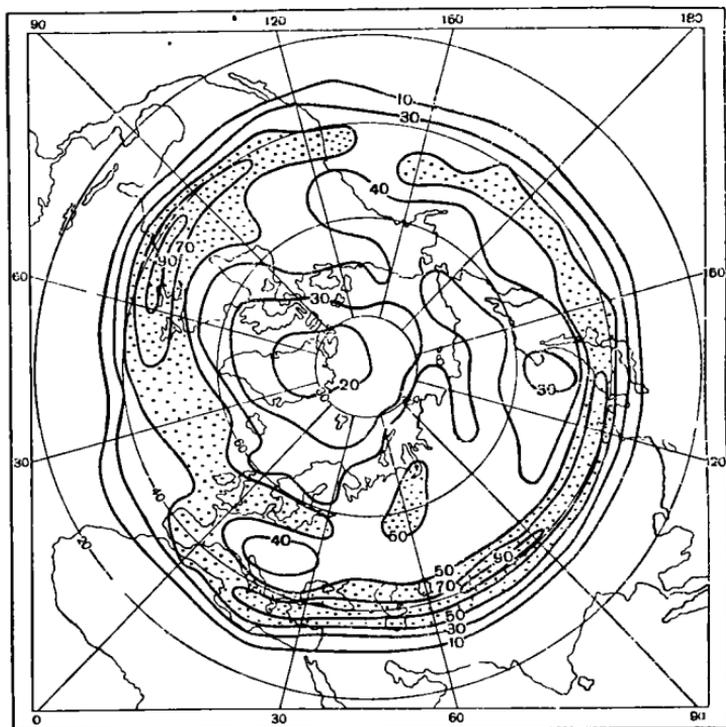


Рис. 19.30. Повторяемость струйных течений летом (выделена зона повторяемости $>50\%$).

севере Африки, юге Азии, в западных районах Атлантики и особенно Тихого океана. Над Японскими островами повторяемость достигает 100%, т. е. струйные течения со скоростью ветра на оси более 30 м/с здесь наблюдаются постоянно. В средних широтах большая повторяемость струйных течений ($>50\%$) приходится на район между Англией и Уралом вдоль 60° с. ш. Однако в той же зоне на востоке Азии и над Канадой повторяемость струйных течений минимальна.

В субтропической зоне повторяемость струйных течений с интенсивностью >60 м/с повсеместно больше 50%. Однако наиболее сильные струйные течения отмечаются на юге Японских островов, где повторяемость их превышает 90%.

К лету общая повторяемость струйных течений значительно уменьшается. Из карты летней повторяемости (рис. 19.30) следует,

что не только в умеренных широтах, но и в субтропических площадь с повторяемостью струйных течений $>50\%$ сократилась. Она осталась главным образом над Атлантикой и югом Азии. К тому же произошло смещение всей зоны к северу. Что касается интенсивных струй, то небольшая повторяемость их (до 30%) осталась над Малой Азией, Кавказом и Средней Азией. В умеренных широтах они отмечаются в редких случаях.

В переходные сезоны года повторяемость и интенсивность струйных течений занимает промежуточное положение между зимой и летом.

19.9. Особенности режима температуры и циркуляция воздуха в стратосфере

В стратосфере особенно четко выделяются сезонные различия режима температуры и циркуляции. Поскольку сезонные поля температуры и геопотенциала в стратосфере определяются в основном условиями лучистого теплообмена, то в холодном полушарии в этом слое формируется циркумполярный циклон с центром над полюсом. Иные условия создаются летом в результате сильного прогрева воздуха в полярном районе. В это время года направление градиента температуры становится обратным тропосферному. Поэтому в слое $16-20$ км появляются слабые ветры неустойчивых направлений, а выше — устойчивые восточные ветры. Таким образом, происходит как бы изоляция тропосферы от вышележащего слоя. И, действительно, тропосферные процессы, какими бы ни были они интенсивными, затухают в этом слое.

Иное положение зимой. В связи с большим охлаждением воздуха в полярной стратосфере градиент температуры и геопотенциала, как и в тропосфере, бывает направлен из низких в сторону высоких широт, в связи с чем происходит увеличение скорости западного ветра с высотой. Зимой в стратосфере создаются большие градиенты температуры и геопотенциала и при воздействии извне, в частности из тропосферы, здесь возникают крупные преобразования циркуляции. Слой слабых ветров, изолирующих стратосферу от нижнего слоя, зимой отсутствует.

Таким образом, в соответствии с радиационными условиями в летнем полушарии формируется стратосферный полярный антициклонический вихрь, который зимой сменяется еще более мощным вихрем — циклоническим.

Окончательный переход к летнему режиму обычно заканчивается к середине июня, когда в стратосфере над полюсом образуется устойчивый антициклон и над всем полушарием устанавливается восточная циркуляция. Летний стратосферный антициклон характеризуется более спокойным режимом. Разрушение летнего стратосферного антициклона в августе—сентябре, как и формирование зимнего циклона в сентябре—октябре, происходит более однообразно, чем разру-

шение зимнего стратосферного циклона в марте—апреле и формирование антициклона в феврале—мае. Различия в формировании и разрушении стратосферного полярного циклона и антициклона весной и осенью объясняется разной интенсивностью атмосферных процессов в эти сезоны.

Приведенные на рис. 19.31 и 19.32 временные разрезы атмосферы существенно дополняют представление о годовом ходе изменения преобладающего зонального компонента ветра на различных широтах. Разрезы построены по ежедневным данным ряда станций ракетного зондирования. На рис. 19.31 представлен годовод ход ветра до высот 60—70 км над ст. Туле (1968 г.), Черчилл и Антигуа (1967 и 1968 гг.), а на рис. 19.32 — над ст. Шерман и о. Вознесения (1967 и 1968 гг.), расположенными в разных широтных зонах.

Из графиков следует, что в течение всего года для тропосферы внетропических широт характерны западные ветры. В стратосфере направление их зависит от времени года. Зимой преобладают ветры западные, а летом — восточные. Переход западных составляющих ветра на восточные происходит везде весной, а обратный переход — осенью. Кроме того, наиболее сильные ветры характерны для умеренной зоны (ст. Черчилл). В высоких и тропических широтах (Туле, Антигуа) скорости как западных, так и восточных ветров заметно меньше. Однако для всех широт характерно то, что западные ветры имеют большие скорости, чем восточные. Это не является спецификой рассматриваемых лет, ибо определяется разностями температуры экватор—полюса. Зимой в средних широтах (ст. Черчилл) скорости западного ветра, с высотой обычно возрастая, достигают максимума в верхней стратосфере. Летом западные ветры выше тропопаузы, ослабевая с высотой, становятся восточными и, хотя скорости с высотой возрастают, все же они не достигают зимнего максимума.

В холодное полугодие западные составляющие ветра в стратосфере не столь устойчивы, как летом восточные. Это объясняется крупными меридиональными преобразованиями полей температуры и давления, которые здесь происходят под влиянием тропосферных процессов. Например, на ст. Туле, расположенной в высоких широтах ($76^{\circ} 30'$ с. ш.), восточные ветры летом обладают сравнительно малыми скоростями (около 30 м/с), а западные ветры не отличаются устойчивостью, так как они зависят от частых преобразований поля давления.

Таким образом, несмотря на некоторую неустойчивость западного ветра, все же общими для всех широт в стратосфере остаются западные ветры в холодное время года и восточные — в теплое. Тем не менее возможны кратковременные изменения ветра зимой и в начале весны.

Как и в тропосфере внетропических широт северного полушария, зимой и весной в стратосфере часто отмечаются внутрисезонные изменения полей температуры, геопотенциала и ветра.

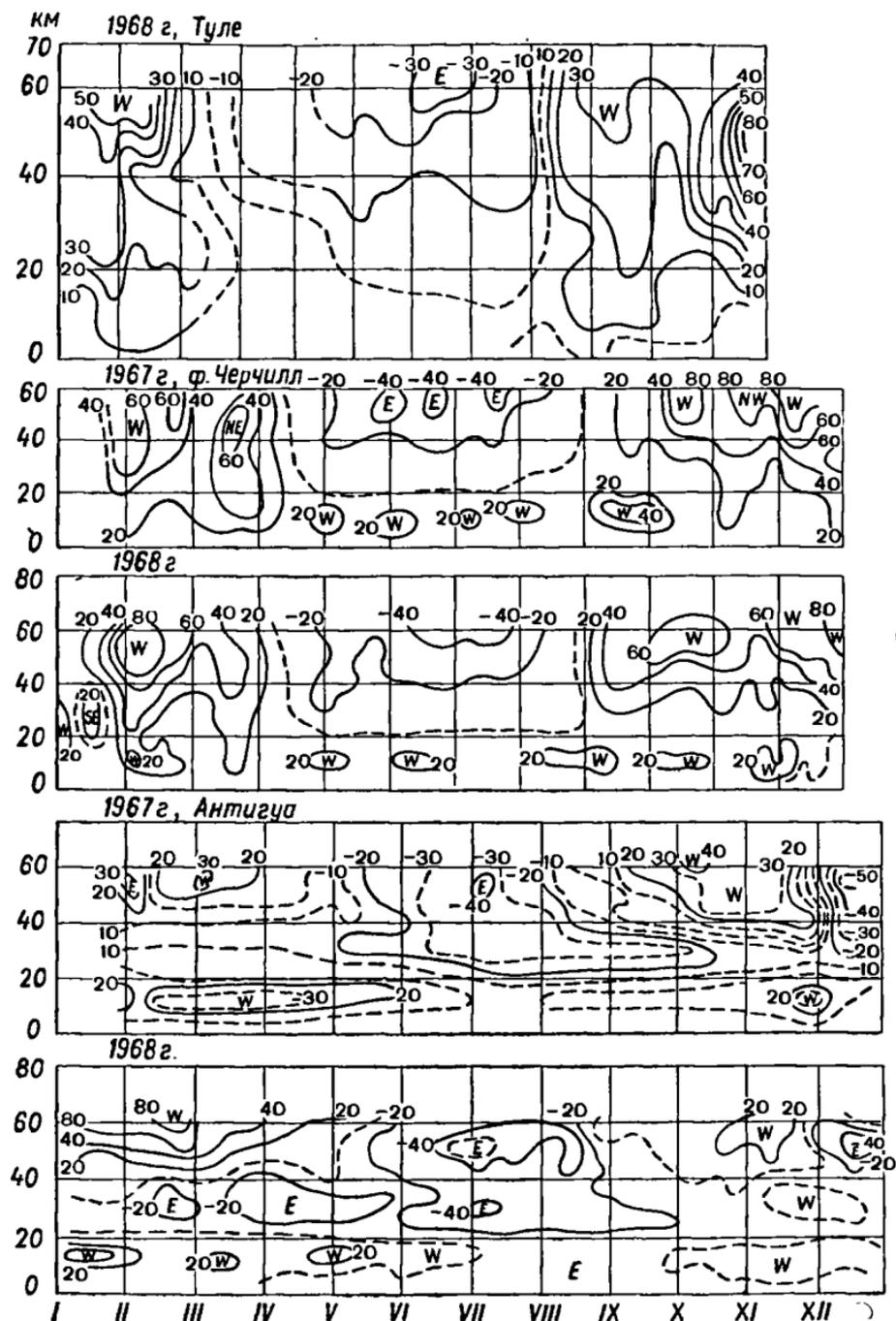


Рис. 19.31. Годовой ход зонального компонента ветра (м/с) по данным ежедневных ракетных измерений в Туле, Черчилле и Антигуа.

Зимний полярный циклон обычно называют циркумполярным, но он редко оправдывает свое название, так как непрерывно подвергается преобразованиям. При таких преобразованиях стратосферный

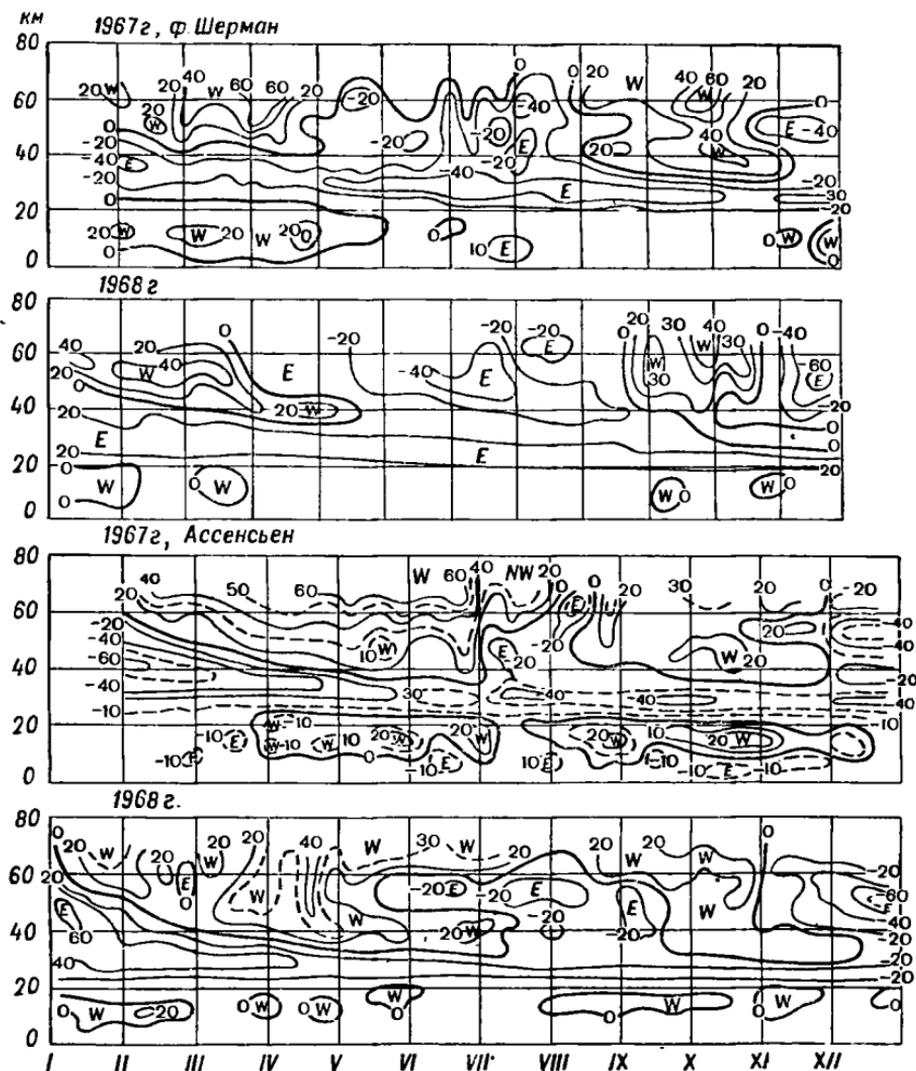


Рис. 19.32. Годовой ход зонального компонента ветра (м/с) по данным ежедневных ракетных измерений в ф. Шермане и на о. Вознесенье.

полярный циклон обычно раздваивается и возникают два центра. Такие раздвоения центра циклонического вихря в стратосфере северного полушария вызываются крупными процессами междуширотного воздухообмена, которые начинаются в тропосфере и охватывают нижние и средние слои стратосферы. Процесс этот сопровождается

изменением скорости и направления ветра в стратосфере высоких и средних широт почти над всем полушарием. Обычно происходит увеличение южной меридиональной составляющей ветра как над востоком Азии и севером Тихого океана, так и над востоком Северной Америки и севером Атлантики.

Повторяемость и продолжительность существования двух центров в системе деформировавшегося полярного стратосферного циклона могут быть различными в разные годы (табл. 19.3). В одни годы раздвоение полярного стратосферного циклона происходит чаще, в другие реже.

Таблица 19.3

Число дней с двухцентровым циклоном в средней стратосфере (23—25 км) в октябре—марте 1957—1967 гг.

Полугодие	Число дней	% от общего числа дней
1957/58	51	28,0
1958/59	22	12,1
1959/60	47	24,1
1960/61	57	29,2
1961/62	43	23,6
1962/63	51	28,0
1963/64	10	5,5
1964/65	62	34,1
1965/66	86	47,2
1966/67	120	65,9
Среднее	55	29,8

Примечание. В 1960 и 1961 гг. учтены двухцентровые циклоны в начале апреля.

Из данных табл. 19.3 следует, что за 10 лет два центра стратосферного зимнего полярного циклона наблюдались ежегодно в среднем около 30% времени (или 55 суток) при колебаниях примерно от 6% в 1963-64 г. до 66% в 1966-67 г., т. е. от 10 до 120 суток. Иначе говоря, резкие нарушения западного переноса и циркумполярности зимнего вихря в стратосфере — явление довольно частое.

Раздвоение стратосферного полярного вихря сопровождается изменениями поля температуры. При этом нередко происходит повышение температуры в средней стратосфере. В слое 20—30 км температура иногда повышается до -20 и даже 0°C вместо обычных для зимы -65 , -75°C .

Резкие повышения температуры зимой в стратосфере высоких и средних широт северного полушария — явление обычное. О природе зимних стратосферных потеплений существуют разные мнения. Однако из большого числа гипотез, предложенных для объяснения потеплений, в последние годы наибольшее признание находит гипотеза, объясняющая потепления динамикой атмосферных процессов.

В большинстве работ доказывается, что зимние потепления в стратосфере Арктики обусловлены главным образом нисходящими движениями воздуха и в известной мере адвекцией тепла из средних широт. В последние годы стало необходимым изучение этого явления проводить в тесной связи с процессами, развивающимися в тропосфере. Из работ Х. П. Погосяна и его сотрудников следует, что аномальным потеплениям в стратосфере предшествуют интенсивные процессы макротурбулентного воздухообмена в тропосфере, которые затем охватывают нижние и средние слои стратосферы.

Согласно установленному положению, процессы, развивающиеся в тропосфере, оказывают большое влияние на преобразование полей температуры и давления в стратосфере. Однако не все виды тропосферных процессов могут оказать влияние на изменения этих полей в стратосфере. Малые по размерам возмущения, например отдельные циклоны и антициклоны, выражены в самой нижней части стратосферы лишь в виде ложбин и гребней. В соответствии с характером распределения температуры в системе гребней и ложбин они исчезают обычно в слое 15—20 км, а выше осуществляется зональная западная или восточная циркуляция. Наоборот, крупные меридиональные преобразования в тропосфере непосредственно отражаются на процессах в стратосфере, где происходит аналогичная перестройка полей давления и циркуляции. Следовательно, развивающиеся в стратосфере процессы являются преимущественно крупномасштабными и изучение их пространственной структуры и временной изменчивости, несомненно связано с меньшими трудностями, чем в тропосфере.

19.10. Характерные черты циркуляции воздуха в тропической и экваториальной зонах

Во внетропических широтах Земли атмосферные процессы носят преимущественно непериодический характер, обусловленный интенсивной цикло- и антициклонической деятельностью. Частота возникновения и интенсивность развития барических образований определяются здесь общими сезонными изменениями горизонтальных градиентов температуры и давления в тропосфере между низкими и высокими широтами с существенными коррективами, вносимыми подстилающей поверхностью. Процессы в низких широтах имеют свою специфику. Возникающие здесь атмосферные вихри мало определяют внутрисезонные особенности циркуляции, и поле давления не претерпевает столь резких непериодических изменений, как в средних и высоких широтах. Исключение составляют возникающие в экваториальной зоне тропические циклоны. Поэтому сезонные явления погоды, определяющиеся термическими условиями, здесь выражаются более отчетливо, чем во внетропических широтах.

На схемах общей циркуляции атмосферы изображаются *вертикальные кольца циркуляции* между экватором и полюсами. Одним

из этих колец представляется циркуляция между экватором и тропиками. По существующим классическим представлениям, на высотах воздух из экваториальной зоны направляется к тропикам, а течения, исходящие из субтропических областей высокого давления, у поверхности земли — в сторону экватора. Эти почти постоянные ветры северо-восточного направления в северном полушарии и юго-восточного в южном, дующие у поверхности земли в сторону экватора, были названы *пассатами*. Предполагается, что в зоне затишья, образуемой сходящимися пассатами северного и южного полушарий, происходит подъем воздуха, который направляется к северу и югу от экватора (антипассаты), а опускание их происходит в областях высокого давления, образующихся в тропической зоне. Возникновение этих областей высокого давления объясняется накоплением воздуха в этих широтах в связи со сходимостью воздушных течений на высотах к северу и к югу от экваториальной зоны, определяющейся действием отклоняющей силы вращения Земли.

Области высокого давления в субтропиках (субтропические антициклоны) хорошо выражены на климатологических месячных и сезонных картах атмосферного давления. Географическое положение пассатных ветров вместе с зоной затишья в течение года претерпевает сезонные смещения. Исходя из рассмотренных выше представлений о пассатной циркуляции, области высокого давления над тропиками должны быть непрерывными, окаймляющими земной шар между широтами 20—30° в северном и южном полушариях. В действительности, как это видно из рис. 19.9 и 19.10, области высокого давления расчленены на несколько антициклонов, располагающихся над океанами и сушей с меняющимися положениями центров в зависимости от сезона года. При этом разрывы вдоль широт 30—40° в обоих полушариях более отчетливо выражены летом (в нагретом полушарии). Более того, на севере Индийского океана северным летом направление ветра обусловлено полем давления южноазиатской термической депрессии. Субтропический антициклон в этом тропическом районе не образуется, а пассатные ветры отсутствуют. Нарушения пассатов происходят и в северной Австралии, на юге Северной Америки и в других районах тропической зоны земного шара.

Так как в низких широтах режим воздушных течений определяется радиационными условиями, то в соответствии с характером подстилающей поверхности прогревание воздуха в тропосфере происходит неодинаково, что получило отражение и на сезонной структуре высотного барического поля. Заметно различен режим воздушных течений и внутри сезонов над сушей и над океанами. Наиболее резко это выражено над Азией и Тихим океаном летом.

Циклонические возмущения в экваториальной зоне возникают непрерывно. Их возникновение обычно связано с небольшими, но частыми изменениями приземного барического поля. При этом здесь в приземном и надводном слоях воздуха суточные изменения температуры малы; лишь в отдельных случаях обнаруживается

большая изменчивость температуры и ветра, связанная с перемещением относительно крупных вихрей.

В зоне пассатов почти всегда существует инверсия температуры. Пассатная инверсия образуется в восточной части океанов. Верхняя граница ее достигает 1—2 км над уровнем моря, а высота непрерывно колеблется. Наблюдения показали, что инверсия иногда исчезает на короткие промежутки времени. Это происходит при смене северных составляющих ветра на южные. Инверсия наиболее интенсивна над областями холодных океанических течений. В соответствии с температурой поверхностных вод в нижнем слое, до высоты 1—2 км, воздух имеет более низкую температуру, чем в расположенном выше слое. Здесь в слое преобладающего восточного переноса температура воздуха выше, поскольку она формируется в зоне высоких температур в системе субтропических антициклонов.

Согласно данным аэрологических наблюдений, в тропической зоне северного полушария северо-восточные ветры, наблюдающиеся в приземном слое воздуха, на высотах не переходят в юго-западные антипассаты, как это следует из теоретических положений о пассатной циркуляции, а в значительной части зоны остаются восточными и с высотой даже усиливаются. Антипассаты в классическом понимании не были обнаружены. Это дало основание считать, что представление о замкнутой циркуляции между экватором и тропиками требует пересмотра.

Наблюдения показали, что меридиональные составляющие пассатной циркуляции в слое трения образуют зону сходимости воздушных потоков. Выше 1—2 км в зоне сходимости наблюдаются устойчивые восточные ветры с небольшими отклонениями в меридиональном направлении (экваториальные восточные ветры). Восточные ветры четко обнаруживаются не только на высотах 5 км, но и на 9—12 км и даже на вышележащих уровнях (см. рис. 20.9, 20.10 и др.).

Синоптическое изучение процессов возникновения и регенерации антициклонов позволило установить, что субтропические антициклоны непрерывно регенерируют в связи с перемещением с материков средних широт на океаны подвижных антициклонов, возникающих под высотными фронтальными зонами тропосферы. Было установлено, что движущиеся антициклоны отклоняются в направлении к экватору, а движущиеся циклоны в направлении к полюсам. Физическое объяснение этого факта дано Россби и Ван Мигемом. Сущность этого явления состоит в том, что в связи с уменьшением параметра Кориолиса с широтой антициклоны имеют тенденцию двигаться с составляющими в сторону экватора, а циклоны, наоборот, в связи с возрастанием параметра Кориолиса имеют тенденцию двигаться с составляющими в сторону высоких широт. Правда, циклоны и антициклоны перемещаются не только в зависимости от изменения параметра Кориолиса вдоль меридиана, но также и к югу, а антициклоны — к северу в соответствии со структурой термобарического поля и процессов, развивающихся в системе высотных

фронтальных зон. Однако в преобладающем числе случаев в северном и южном полушариях антициклоны движутся с составляющими в сторону экватора, а циклоны — в сторону высоких широт.

В частности, возникающие в средних широтах в тылу циклонов антициклоны на материках северного полушария перемещаются к юго-востоку, а затем над океанами — к востоку. Этот процесс наиболее ярко выражен в северном полушарии зимой, когда возникающие на материках антициклоны переходят на океаны и далее, двигаясь в восточном направлении, входят в субтропическую область высокого давления, обуславливают регенерацию субтропических антициклонов. Это довольно отчетливо выражено на карте повторяемости антициклонов. Так как эти процессы имеют место достаточно часто, то, естественно, они отражаются на среднем поле приземного давления. Поэтому субтропические антициклоны обычно располагаются центрами на широтах 30 и даже 40°. При этом сезонное давление зимой и особенно летом в большей мере определяется муссонным фактором.

Таким образом, вследствие частого перемещения возникающих на материках антициклонов в субтропики и тропики здесь создаются области высокого давления и барические градиенты, направленные у поверхности земли и на высотах в экваториальную зону пониженного давления, чем обуславливается преобладающий восточный перенос. При этом скорость такого переноса непостоянна. Она подвергается непрерывным изменениям в зависимости от сезонов года и процессов, происходящих вне экваториальной зоны.

Погода в экваториальной зоне во многом зависит от температуры поверхностных вод океанов и, следовательно, от теплых и холодных морских течений, способствующих или противодействующих возникновению конвективной неустойчивости облаков и выпадению осадков. Большое влияние на погоду низких широт оказывает зона сходимости пассатов северного и южного полушарий. Это довольно широкая зона, где могут наблюдаться одновременно одна и несколько линий сходимости приземного ветра, и названа *внутритропической зоной конвергенции* (ВЗК). От зимы к лету и, наоборот, от лета к зиме ВЗК перемещается на большие расстояния по меридиану, в частности над Атлантикой — на 10°, над Африкой и Австралией — на 20°, а над севером Индийского океана и югом Азии — на 25—30°. Этим определяется различие в распределении температуры и влажности на высотах в различных пунктах экваториальной зоны по сезонам.

Если проследить за сезонным перераспределением атмосферного давления над материками и океанами и сезонными смещениями ВЗК, то нетрудно убедиться в тесной связи между ними. Перемещения ВЗК обусловлены главным образом сезонными изменениями радиационных условий над материками и океанами. Различными условиями притока тепла объясняется и неоднородность ВЗК вдоль широты,

как и сезонное положение субтропических областей повышенного давления на материках и океанах.

Зимой, как известно, в северном полушарии субтропические антициклоны над океанами расположены южнее, чем антициклоны над материками Азии и Северной Америки. Летом субтропические антициклоны отчетливо выражены на океанах, а на суше в ряде районов отмечаются лишь их гребни. Поэтому горизонтальный градиент давления, направленный от субтропического антициклона в сторону экватора, меньше над западными районами океанов, чем над центральными и восточными их районами. Такое различие особенно проявляется над юго-востоком Азии и примыкающей частью Тихого океана. На тех же широтах над югом Азии, наоборот, градиент давления у поверхности земли направлен с экваториальной зоны и Индийского океана в систему южноазиатской летней депрессии, центр которой располагается на севере Индии и над Ираном.

Однако внутрисезонная эволюция зависит и от процессов в средних широтах. При меридиональном преобразовании термобарического поля нижней атмосферы, сопровождающемся адвекцией холода в низкие широты, в результате прогревания вторгшегося холодного воздуха давление в центре депрессии изменяется, а центр ее смещается в районы распространения холодной адвекции. В результате этого на севере Индийского океана (над Аравийским морем и Бенгальским заливом) в течение летних месяцев градиенты давления нередко возрастают и ветры усиливаются до штормовых.

В соответствии с условиями нагревания воздуха режим воздушных течений на высотах также различен над указанными выше районами. В частности, над Аравией и Иранским нагорьем, где нагревание воздуха летом происходит более интенсивно, чем над смежными широтами, высотный теплый антициклон является более мощным, а градиент давления на его южной периферии более значительным. Поэтому восточные ветры в верхней тропосфере и нижней стратосфере на юге Аравии и Ирана сильнее, чем над теми же широтами на юго-востоке Азии и особенно над Тихим океаном. Широтным распределением притока тепла объясняется и то, что высотные оси субтропических антициклонов над океанами наклонены в сторону экватора, а над зоной низкого приземного давления между западом Африки и востоком Азии ($25-35^\circ$ с. ш.) летом в верхней тропосфере и нижней стратосфере образуется ярко выраженная полоса высокого давления.

Так как интенсивность нагревания воздуха и формирование поля давления зависит и от характера подстилающей поверхности, то особенности циркуляции в низких широтах заметно различны над сушей и океаном. Слабые и кратковременные изменения давления здесь часто происходят под влиянием крупномасштабных преобразований термобарического поля тропосферы в умеренной зоне.

Внутритропическая зона конвергенции на средних картах приземного давления и ветра обычно представляется линией сходимости

пассатов северного и южного полушарий. Ранее она неудачно была названа тропическим фронтом. Однако аэрологические данные показали, что в зоне сходимости ветра нет сколько-нибудь выраженных горизонтальных контрастов температуры, характерных для фронтов внетропических широт.

На рис. 19.33 и 19.34 представлены карты средней повторяемости ВЗК в феврале и августе за пять лет. Повторяемость выражена числом случаев в квадратах, ограниченных 5° географической широты и долготы. В феврале и августе ширина зоны, где возникает внутритропическая конвергенция, превышает 1000—1500 км. Это означает, что ВЗК в течение этих месяцев может возникнуть в различных районах, охватывающих широкий диапазон низких широт.

Муссоны — сравнительно устойчивые в течение сезона ветры — возникают между материками и океанами и резко меняют направление от зимы к лету и от лета к зиме. Главным фактором возникновения муссонной циркуляции является неодинаковое нагревание суши и моря и обусловленные этим разности температур воздуха. По С. П. Хромову, муссонная циркуляция в любой области земли определяется циклонической деятельностью. Аналогичный вывод высказан и Флёном.

Муссон в нижнем слое тропосферы обусловлен градиентом давления и, следовательно, направлен из области высокого давления в сторону низкого давления. Именно вследствие сезонных температурных условий зимой на суше формируется высокое давление, а летом низкое, в результате чего воздушные течения вблизи поверхности земли зимой направлены с материков (из области высокого давления) на океаны (в область низкого давления), а летом, наоборот, с океанов на материки.

Так как муссонная циркуляция возникает вследствие теплового различия между материками и океанами, то она имеет место не только в тропиках, но и в любой части земного шара, где создаются разности температуры между сушей и морем, не исключая и высокие широты.

Во внетропических областях атмосферные процессы носят преимущественно непериодический характер с частым чередованием циклонов и антициклонов.

В низких широтах горизонтальные градиенты температуры и давления в тропосфере малы и отчетливо выражена циркуляция, обусловленная сезонными радиационными условиями. Об этом свидетельствуют сезонные перемещения внутритропической зоны конвергенции и пассатов. В этих же широтах наиболее сильно выражена и муссонная циркуляция.

Муссонная циркуляция как результат теплообмена между материками и океанами в значительной степени поглощается действием западного переноса в тропосфере и обнаруживается лишь у поверхности земли в виде сезонной смены ветра. При этом в низких широтах, где циклоны и антициклоны слабо развиты, муссонные потоки

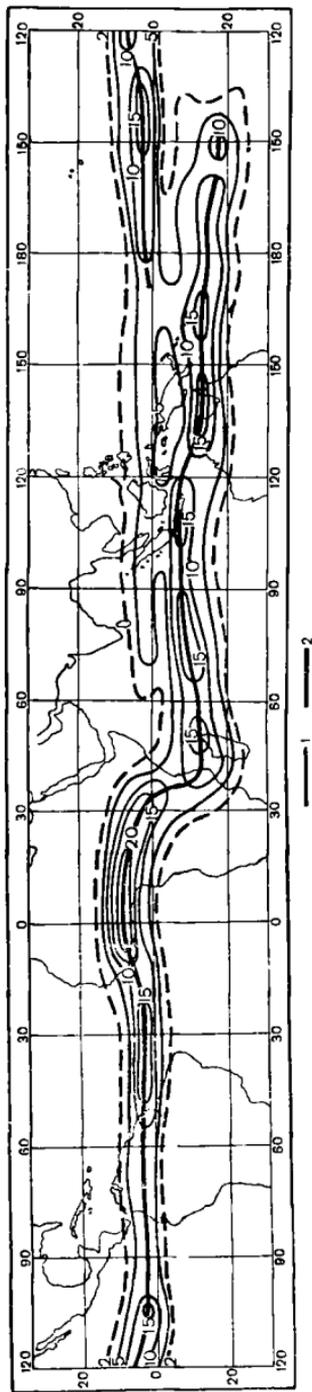


Рис. 19.33. Повторяемость ВЗК в феврале за пять лет (1966—1970 гг.).

1 — изолинии повторяемости ВЗК, 2 — линия наибольшей повторяемости ВЗК

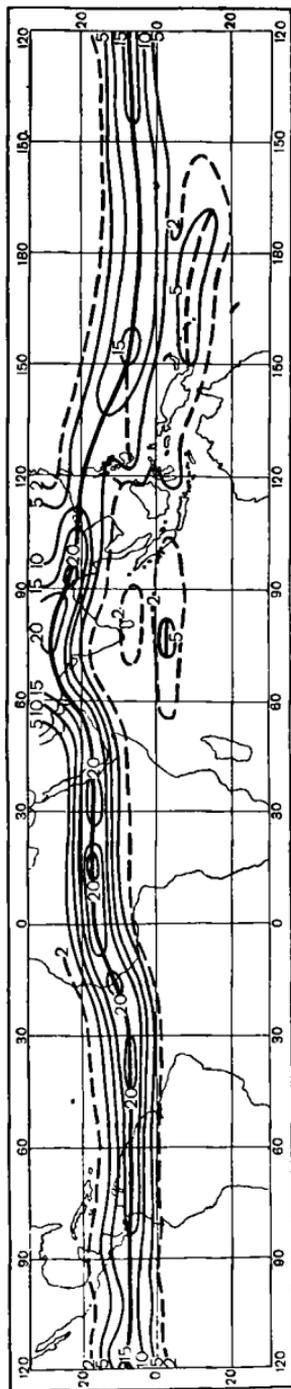


Рис. 19.34. Повторяемость ВЗК в августе за пять лет (1966—1970 гг.).

Усл. обозначения см. рис. 19.33.

выражены наиболее отчетливо. Наоборот, в умеренных широтах, особенно зимой, когда контрасты температуры экватор — полюс значительны и имеет место интенсивная цикло- и антициклоническая деятельность, муссонные потоки не отличаются устойчивостью, но они создают соответствующий фон приземного давления, а тем самым обнаруживаются на картах среднего сезонного приземного давления.

На рис. 19.35 приведена карта географического распространения муссонов. Карта построена на основании разности преобладающих направлений ветра в январе и июле в муссонных областях, в которых угол между преобладающими направлениями ветра для января и июля составлял не менее 120° .

Следует обратить внимание на расположение зон муссонов и «муссонной тенденции». Они хорошо оконтуривают Евразийский материк с севера, востока и юга, Африку и Североамериканский материк с севера и другие районы, где происходит изменение направления горизонтального градиента температуры между сушей и морем.

Перемещение ВЗК и пассатов также связано с сезонными различиями притока тепла и, следовательно, поля давления. Как видим, внешнее различие между пассатами и муссонами практически стирается, поскольку и те и другие ветры определяются структурой поля давления. Внешне создается впечатление, что пассаты из южного полушария как бы перемещаются в северное. В действительности, в соответствии с изменениями термического режима подстилающей поверхности давление воздуха над Азиатским материком от зимы к лету постепенно понижается и уже в апреле—мае над Южной Азией начинают возникать зоны конвергенции ветра. В летние месяцы с углублением южноазиатской депрессии повторяемость конвергирующих ветров резко возрастает на севере Индии. Однако на севере Индийского океана, вблизи экватора (в зоне сравнительно высоких температур) условия для формирования ВЗК еще сохраняются. В этом районе и наблюдаются, правда, слабые, но конвергирующие ветры.

Внутрисезонные усиления и ослабления муссонов над Индией зависят от углубления и ослабления, а также территориального перемещения центра южноазиатской летней депрессии. Все эти изменения зависят главным образом от процессов, развивающихся в умеренных широтах. При этом возникают дополнительные центры над Аравией, Ираном, Индией, Южным Китаем в случае значительных меридиональных преобразований деформационных полей тропосферы, сопровождающихся адвекцией холодных масс воздуха с севера на юг и увеличением горизонтальных градиентов температуры и давления к северу от центра этой термической депрессии. Увеличение нестационарности, вызванной усилением адвекции холода и дивергенции к северу от центра южноазиатской депрессии, приводит к изменению атмосферного давления в центральной части депрессии и перемещению ее центра. Очевидно, что на интенсивность летнего муссона

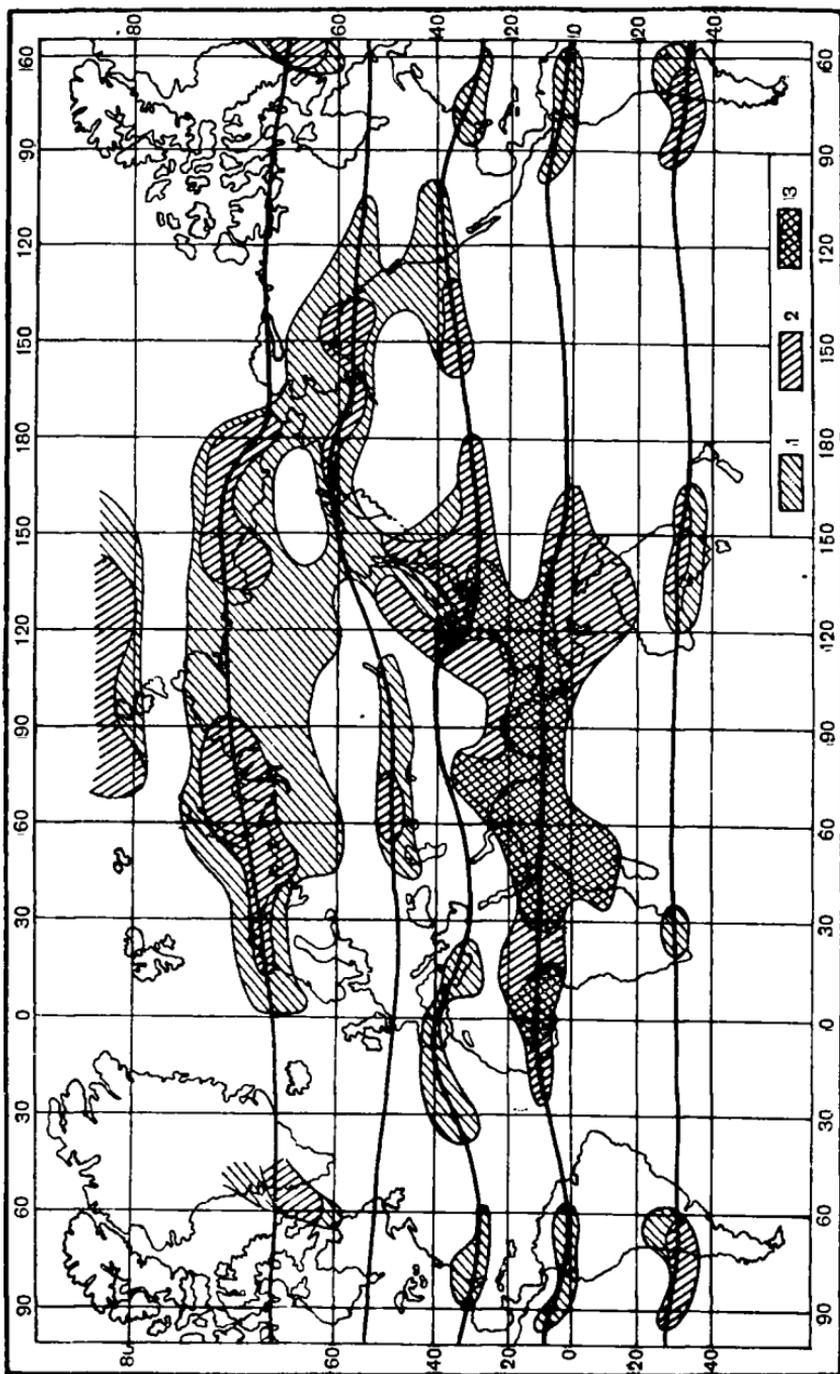


Рис. 19.35. Повторяемость преобладающих направлений ветра (по С. П. Хромову).

1 — $\leq 40\%$, 2 — 60% , 3 — $> 60\%$.

Заштрихованы области, в которых угол между преобладающими направлениями ветра в январе и июле равен $120-180^\circ$.

вообще и муссона над Индией и востоком Азии в частности влияет циклоническая деятельность, развивающаяся на фоне относительно низкого давления на материках.

Вертикальная протяженность муссонов различна в разных географических районах. Летом над Восточной Азией муссонный воздухообмен происходит в слое 0—5 км. По-видимому, при различных синоптических ситуациях вертикальная протяженность муссона может колебаться в широких пределах.

Наличие мощного западного переноса затрудняет выделение муссонной составляющей ветра на высотах. Тем не менее втекание воздуха, происходящее в нижних слоях тропосферы в системе южноазиатской депрессии, должно компенсироваться вытеканием масс воздуха в средних и верхних слоях тропосферы.

Перераспределение масс воздуха на земном шаре носит и сезонный характер. Оно значительно по масштабам, осуществляется в основном между материками и океанами в соответствии с их сезонным термическим режимом. Имеют место также перемещения воздуха и между полушариями. Количественные оценки обмена воздуха между полушариями впервые были сделаны Шоу, а позднее Н. А. Белинским, по расчетам которого получалось, что из одного полушария в другое ежегодно перетекает около $38,7 \cdot 10^{11}$ т воздуха. Несмотря на внушительность приведенной цифры, такое количество воздуха составляет лишь около десятой доли процента от всей массы атмосферы.

Перенос массы воздуха через некоторое сечение определяется величиной ρv_1 . При условии, что сечение относится к участку экватора, взятому в вертикальной плоскости, ρv_1 будет выражать перенос воздуха через этот участок.

Меридиональный перенос воздуха через контур единичной длины можно выразить формулой

$$\int_0^{\infty} \rho v_1 dz = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} v_1 dp,$$

где ρ — плотность, v_1 — меридиональный компонент скорости ветра, g — ускорение свободного падения, p — давление.

На основании этой формулы Л. И. Литвиненко рассчитала перенос воздуха через экватор в различных долготных зонах на поверхностях 850, 700, 500, 300, 200, 150 и 100 мбар. Оказалось, что, независимо от местоположения станции, преобладающее направление воздушных течений зависит главным образом от времени года. Северной зимой обычно течения через экватор в верхней тропосфере направлены с юга на север, а летом, наоборот, с севера на юг. Однако такой перенос не носит постоянного характера. Он только преобладает. Результирующий перенос в январе был направлен из северного полушария в южное, а в июле, наоборот, из южного в северное.

В январе перенос был равен $2,27 \cdot 10^{13}$ т, или 0,43% массы атмосферы, а в июле — $1,47 \cdot 10^{13}$ т. Значения весьма приближены, так как получены они по данным наблюдений всего шести станций экваториальной зоны. Однако можно допустить, что перенос массы воздуха через экватор в течение месяца в отдельных случаях соизмерим с сезонным переносом ее от зимы к лету.

При анализе условий переноса воздуха через экватор приходится учитывать взаимодействие ряда сил, что значительно затрудняет вычисление количества воздуха, перетекающего из полушария в полушарие.

19.11. Цикличность ветра в экваториальной стратосфере

В стратосфере земного шара выделяются три наиболее крупные системы циркуляции воздуха: 1) четко выраженная сезонная смена циркуляции во внетропических широтах, 2) шестимесячная цикличность ветра в верхней стратосфере — нижней мезосфере экваториальной зоны, 3) квазидвухлетняя цикличность в слое 20—35 км в экваториальной стратосфере.

Первая система циркуляции носит сезонный характер и обусловлена радиационными условиями глобального масштаба. При этом происходят значительные изменения температуры, которые влекут за собой коренные сезонные изменения глобальной циркуляции.

Вторая система циркуляции также обусловлена значительными сезонными изменениями поля температуры. Характерные для основных сезонов ветры восточного направления в верхней стратосфере и нижней мезосфере, как и западные ветры в переходные сезоны года, определяются существенными сезонными изменениями температуры в высоких и средних широтах. Иначе говоря, шестимесячная цикличность ветра — такое же периодическое сезонное явление, как и зимняя западная и летняя восточная циркуляции в стратосфере внетропических широт, и определяется глобальными радиационными условиями и соответствующими сезонными изменениями поля температуры.

Третья система циркуляции, т. е. квазидвухлетняя цикличность ветра в экваториальной стратосфере, была открыта лишь в 50-х годах XX в. В метеорологии известно много попыток установления периодичности или цикличности в изменении погоды и климата на земном шаре. Почти все обнаруженные примеры цикличности не отличаются практически необходимой четкостью. К тому же во многих случаях цикличность устанавливается для отдельных метеорологических величин в различных крупных или небольших районах Земли. В большинстве своем найденные разными авторами плохо выраженные цикличности не нашли общего признания и оказались практически непригодными для целей долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов погоды. Открытая в пятидесятых годах квази-

двухлетняя цикличность ветра в нижней и средней стратосфере экваториальной зоны подкупает большими масштабами явления. Квазидвухлетняя цикличность характеризуется тем, что в течение отрезка времени, равного приблизительно одному году, в экваториальной стратосфере ветры имеют восточное направление, а в следующем году — западное. Такое чередование направлений ветра лучше выражено в узкой зоне между экватором и 10° с. и ю. ш. в слое 18—35 км. Выше и ниже этого слоя к северу и югу от широт

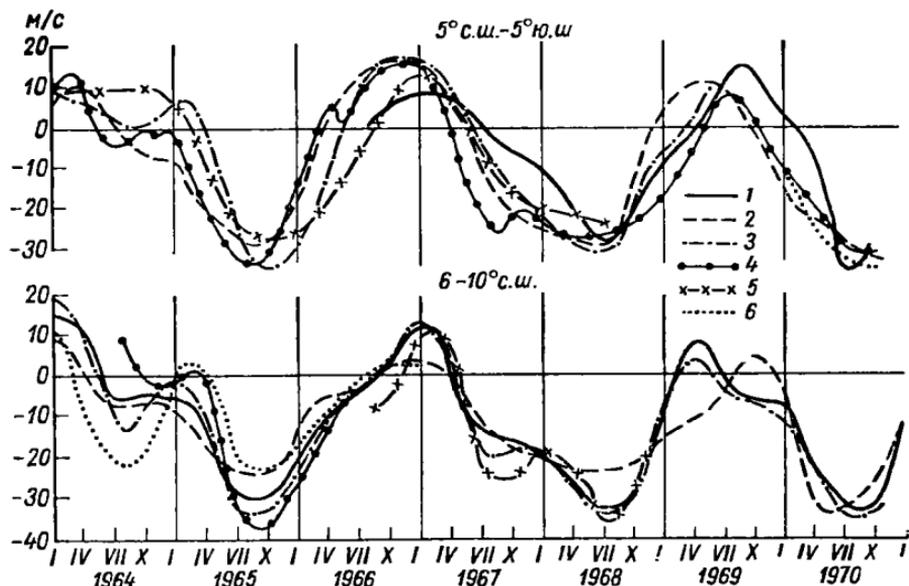


Рис. 19.36. Изменение зональной составляющей скорости ветра на изобарической поверхности 30 мбар в экваториальной зоне (по М. В. Шабельниковой).

а) 1 — Найроби, 2 — Сиангапур, 3 — Кантон, 4 — Богота, 5 — Абиджан, 6 — Ган; б) 1 — Майуро, 2 — Санкла, 3 — Корф, 4 — Тумба, 5 — Шермане, 6 — Малакаль.

10° цикличность ветра плохо прослеживается. Продолжительность указанного цикла неодинаковая. Полный цикл может длиться от 20 до 30 месяцев, а в среднем около 26 месяцев. Поэтому цикличность и называют 26-месячной, хотя восточная составляющая ветра длится более продолжительное время, чем западная. Кроме того, в самой экваториальной зоне скорости восточного ветра обычно достигают 25—30 м/с, а западного не превышают 15—20 м/с; переход направления ветра от одной фазы к другой в этой зоне происходит не одновременно, а с отклонениями в несколько недель и даже месяцев.

На рис. 19.36 показано изменение зональной составляющей скорости ветра на изобарической поверхности 30 мбар в зонах 5° с. ш. — 5° ю. ш., 6° — 10° с. и ю. ш. Графики построены по данным средних месячных значений направления и скорости ветра на станциях, равномерно расположенных вдоль указанных кругов широты.

Интересно отметить, что смена одной фазы на другую происходит не одновременно, а осуществляется в одних районах раньше, в других позднее. Это занимает некоторый промежуток времени, после чего устанавливается новая фаза цикла, распространяющаяся на всю экваториальную зону. Смена фазы ветра начинается в период спада скорости предыдущего направления. Поэтому, если на каком-либо участке экватора происходит устойчивое ослабление ветра, то вслед за этим можно ожидать ослабления его и на других участках, а также смены направления на противоположное. Очень важно, что тенденция изменения ветра хорошо выражена не только в зоне $0-5^{\circ}$ с. и ю. ш., но и в соседних зонах $6-10^{\circ}$. Иначе говоря, квазидвухлетняя цикличность ветра наблюдается как в узкой экваториальной зоне, так и в смежных районах $6-10^{\circ}$ с. и ю. ш.

Преобладание восточной составляющей ветра в экваториальной зоне получило хорошее выражение и на картах топографии. Почти во все сезоны года восточные ветры преобладают в слоях между поверхностью земли и высотами $8-10$ км и выше $21-22$ км. Между этими слоями атмосферы на высотах $11-20$ км часты западные ветры, которые, судя по схемам общей циркуляции атмосферы, являются периферией субтропических западных струйных течений северного или южного полушарий, в зависимости от сезона года. Это нашло отражение не только на схемах, но и на средних месячных вертикальных разрезах, построенных вдоль различных меридианов.

Исследования показали, что при западной фазе цикла несколько преобладает зональная циркуляция, а при восточной — меридиональная, если учитывать фазы ветра на поверхности 30 мбар, расположенной близко к середине слоя квазидвухлетней цикличности ветра в экваториальной стратосфере.

Х. П. Погосян предложил гипотезу, согласно которой глобальная атмосферная циркуляция подвержена циклическим колебаниям, которые выражаются в усилении и ослаблении макротурбулентного воздухообмена. В одни периоды времени, измеряемые несколькими месяцами (независимо от сезонов года), меридиональные процессы ослабевают и усиливается западная циркуляция, в другие периоды, наоборот, усиливается меридиональная циркуляция. В этом и проявляется цикличность ветра в стратосфере экваториальной зоны.

Такая цикличность проявляется одновременно в обоих полушариях. При этом радиационное нагревание воздуха в летнем полушарии происходит столь интенсивно, что за пределами экваториальной зоны в стратосфере устанавливается устойчивый восточный перенос.

Следует сказать, что квазидвухлетняя цикличность ветра в экваториальной стратосфере — явление довольно сложное. Оно сопровождается не только нарушением продолжительности фаз, но и неустойчивостью меридиональных процессов в течение обеих фаз цикла.

19.12. Схематическое изображение общей циркуляции на вертикальных разрезах атмосферы

Схематизировать сложную по многообразию форм и интенсивности циркуляцию атмосферы пытались многие исследователи. В предложенных до 40-х годов XX в. схемах большое значение придавалось межширотному воздухообмену, который изображался замкнутыми и полужамкнутыми кольцами циркуляции между смежными широтными зонами. Позднее было установлено, что межширотный обмен осуществляется главным образом за счет горизонтального переноса, характеризующегося большими скоростями, в то время как вертикальные движения воздуха имеют скорости на два порядка меньше.

Ниже приводятся четыре схемы сезонной циркуляции атмосферы вдоль двух долготных зон на западе и востоке Евразии, различающихся по физико-географическим условиям, предложенные Х. П. Погосяном (рис. 19.37 и 19.38).

На сезонных схемах в вертикальной плоскости изображены средние месячные изотермы, изотахи, фронты и тропопауза, а на периферии внутреннего круга — средние месячные изобары на уровне моря вдоль линий разрезов. В центре систем изотах буквами изображено преобладающее направление воздушных течений. Январская схема (рис. 19.37) хорошо выражает особенности зимнего режима температуры и циркуляции в северном полушарии и летнего режима в южном.

Из схемы следует, что в районе северного полюса на уровне 25—30 км температура воздуха составляет -70 , -75°C , а на тех же высотах над Центральной Антарктидой -30 , -40°C . Четко выражены субтропические и внетропические струйные течения. В зимнем полушарии в стратосфере высоких широт заметно возрастают скорости западного переноса с высотой. На уровне 30 км они превышают 160—180 км/ч. В то же время в теплом (южном) полушарии выше 20—23 км господствует восточная циркуляция, достигающая в умеренной зоне на уровне 25—30 км скорости, в среднем равной 10—15 м/с. Хорошо выражены отличительные особенности режима температуры и циркуляции вдоль западных и восточных долгот в северном полушарии.

У западных берегов Африки субтропическое струйное течение слабее, чем на востоке Азии, и расположено на 8 — 10° южнее. Разность средних максимальных скоростей на оси струй составляет 14—16 м/с, что объясняется общими физико-географическими различиями. Существенно различны и внетропические струйные течения. В зоне 60° широты на западе хорошо выражено внетропическое западное струйное течение, а над северо-восточной Азией — слабые ветры преобладающего восточного направления.

Несмотря на отдельные различия в циркуляции на западе Европы, востоке Азии и на тех же долготах южного полушария, между ними

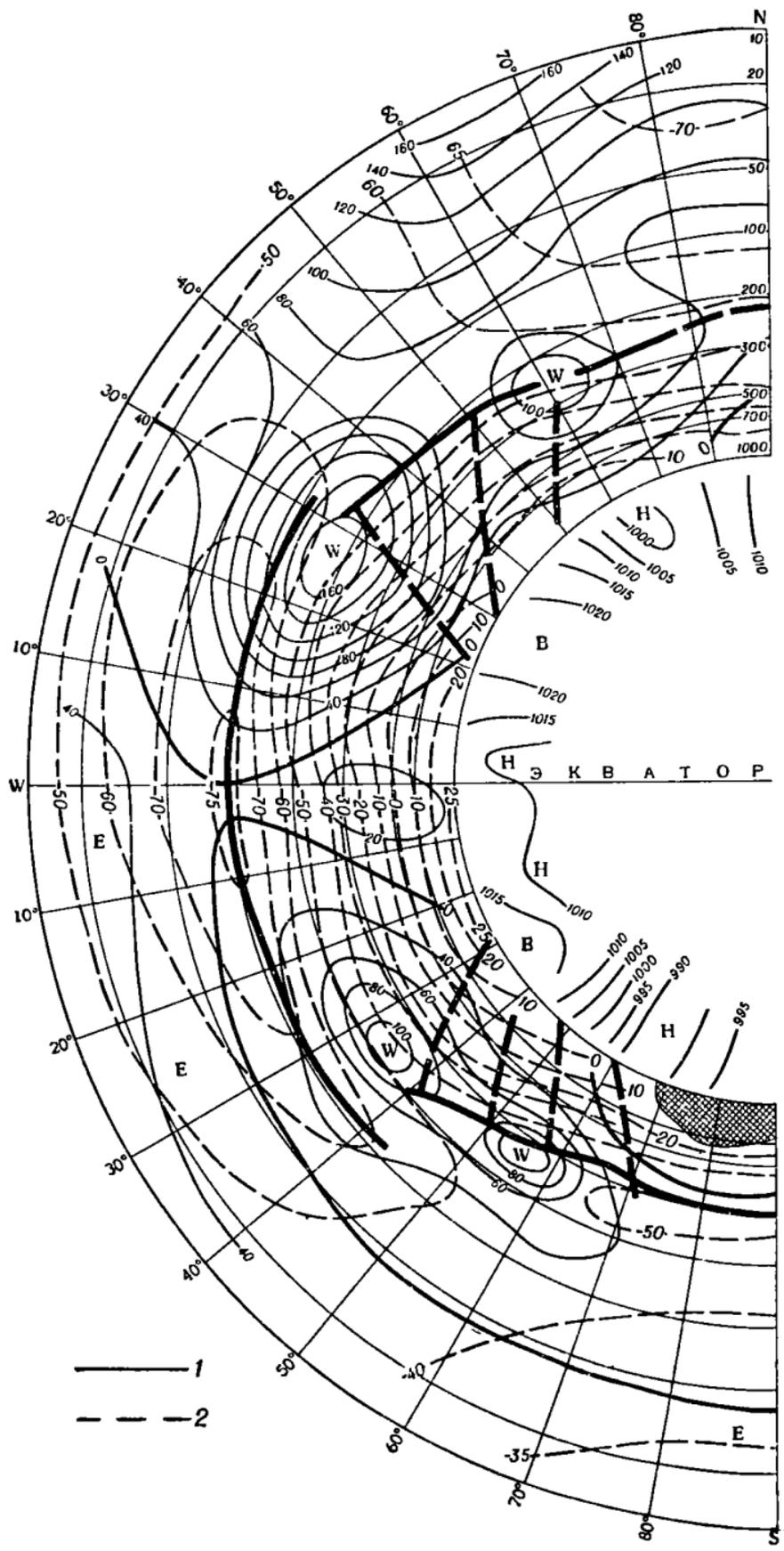
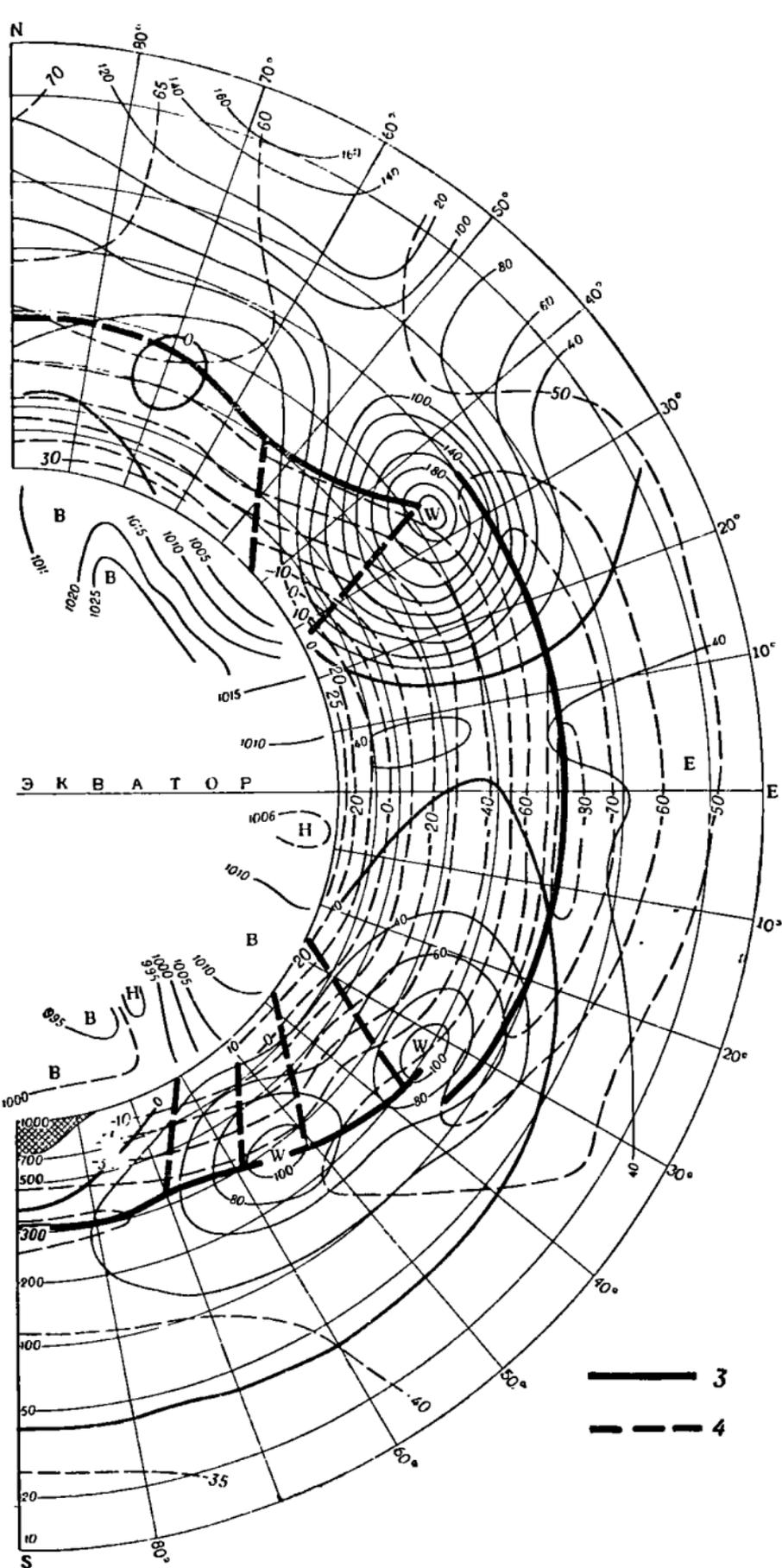


Рис. 19.37. Схема горизонтальной циркуля
 1 — изотакхи, 2 — изотермы,



ци в воздуха. Декабрь—февраль.
 3 -- тропопауза, 4 -- фронты.

много общего, что легко обнаружить на представленных здесь схемах.

В июле (рис. 19.38) циркуляция в стратосфере резко отличается от январской. В тропосфере северного полушария контрасты температуры и ветры между экватором и полюсом значительно уменьшаются. Ослабевает и интенсивность циркуляции, что выражается в уменьшении скоростей ветра. В стратосфере выше уровня 18—20 км в северном полушарии устанавливаются восточные течения, в южном, наоборот, преобладающим становится западный перенос, а контрасты температуры и ветер несколько усиливаются. Здесь следует отметить, что циркуляция атмосферы в северном полушарии в январе носит те же черты, что и циркуляция в июле в южном полушарии. Иначе говоря, характер сезонной циркуляции в обоих полушариях во многом одинаков.

В тропосфере обоих полушарий высота преобладающего восточного направления ветра ограничена в среднем 3—5 км, а в Антарктике — 6—8 км. Зона действия восточного ветра у поверхности земли в южном полушарии заметно больше, чем в северном. Характерно также, что в экваториальной зоне преобладают ветры восточного направления (пассаты северного и южного полушарий).

В нижней тропосфере в отдельных районах наблюдаются западные ветры. Наиболее ярко это выражено на юге Азии, когда на материке развивается летняя термическая депрессия. В этом случае западные ветры отмечаются в слое между поверхностью земли и высотами 4—6 км. Как частное явление это не отразилось на приведенных здесь схемах циркуляции.

Весной в северном полушарии по мере освещения полярной области солнцем и нагревания воздуха горизонтальные градиенты температуры между тропиком и высокими широтами уменьшаются в тропосфере и еще более интенсивно в стратосфере. Соответственно уменьшаются и скорости ветра.

В южном полушарии, наоборот, с наступлением осени и окончанием полярного дня воздух в Антарктике охлаждается и наблюдается тенденция к возрастанию горизонтального градиента температуры в тропосфере между высокими и низкими широтами.

Условия, определяющие общую циркуляцию атмосферы в сентябре — ноябре, аналогичны. С наступлением в Антарктике полярного дня начинается быстрое прогревание воздуха в стратосфере. Слабый междуширотный воздухообмен, определяющийся физико-географическими условиями южного полушария, способствует быстрому изменению зимнего режима температуры над Антарктидой.

Следует отметить, что характерные черты горизонтальной циркуляции, нашедшие отражение на схемах, можно получить на любых индивидуальных вертикальных разрезах между Северным и Южным полюсами в любой день. Это указывает на реальность созданных схем.

К недостаткам приведенных схем можно отнести отсутствие показателей вертикальных движений воздуха и междуширотного

обмена. Их изображение на схемах горизонтальной атмосферной циркуляции связано с большими трудностями. Так как механизмами междуширотного воздухообмена в реальной атмосфере служат циклоны и антициклоны, то о преобладающих вертикальных движениях в различных районах Земли можно судить по повторяемости циклонов и антициклонов.

19.13. Некоторые проблемы общей циркуляции атмосферы

На поддержание движения в атмосфере тратится солнечная энергия. Движущая атмосфера обладает колоссальными запасами энергии, которую трудно сопоставить с видами энергии, доступной человеку. Если бы поступление солнечной энергии прекратилось, то энергия движения постепенно бы рассеялась.

Принимая массу атмосферы $m = 5,3 \cdot 10^{18}$ кг, среднюю скорость ветра $V = 15$ м/с, получим

$$K = \frac{mV^2}{2} \approx 6 \cdot 10^{20} \text{ Дж/с};$$

а для одного полушария $K_1 = 3 \cdot 10^{20}$ Дж. Обычный поезд весом 1000 т, мчащийся со скоростью 90 км/ч, развивает энергию всего $3 \cdot 10^8$ Дж, так что энергия атмосферных движений в каждом полушарии сопоставима с энергией 10^{12} таких поездов.

Рассматривая взаимные превращения различных видов энергии, сделаем несколько дополнительных замечаний.

Напомним, что для столба воздуха единичного сечения внутренняя энергия

$$I = j c_v \int_{z_1}^{z_2} T \rho dz = \frac{j c_v}{g} \int_{p_1}^{p_2} T dp$$

определяется тепловыми свойствами частиц воздуха, потенциальная энергия

$$U = \int_{z_1}^{z_2} z \rho g dz = - \int_{p_1}^{p_2} z dp$$

определяется высотой уровня, на котором находятся частицы воздуха в поле силы тяжести, и кинетическая энергия

$$K = \int_{z_1}^{z_2} \frac{\rho V^2}{2} dz = - \frac{1}{2g} \int_{p_1}^{p_2} V^2 dp$$

определяется скоростью перемещающихся частиц воздуха на каждом уровне.

Внутреннюю и потенциальную энергию часто объединяют, называя их сумму $I + U$ лабильной энергией.

Дополнительно рассматривают: энергию неустойчивости, энергию фазовых превращений воды в атмосфере и энергию барического поля, высвобождаемую при выравнивании давления на данном уровне.

Диссипация кинетической энергии, обусловленная трением, сопровождается переходом кинетической энергии в тепловую. Оценивая в грубом приближении диссипацию энергии $\delta K = 6 \cdot 10^{13}$ Дж/с, можно заключить, что движения в атмосфере прекратились бы примерно через месяц (при постоянной скорости диссипации), если бы кинетическая энергия непрерывно не возобновлялась за счет лабильной энергии (по подсчетам Д. Брента, движения прекратились бы даже через неделю).

Из табл. 19.4 следует, что запасы внутренней энергии больше запасов потенциальной энергии и что количество каждой из них больше количества кинетической энергии.

Таблица 19.4

Соотношение различных видов энергии в атмосфере над северным полушарием в январе и июле (в джоулях)

Вид энергии	Январь	Июль	Разность
Потенциальная	$1,88 \cdot 10^{23}$	$1,93 \cdot 10^{23}$	$-0,05 \cdot 10^{23}$
Внутренняя	$4,69 \cdot 10^{23}$	$4,83 \cdot 10^{23}$	$-0,14 \cdot 10^{23}$
Лабильная	$6,57 \cdot 10^{23}$	$6,76 \cdot 10^{23}$	$-0,19 \cdot 10^{23}$
Кинетическая	$4,36 \cdot 10^{20}$	$0,86 \cdot 10^{20}$	$3,50 \cdot 10^{20}$
Масса атмосферы, кг	$2,64 \cdot 10^{18}$	$2,63 \cdot 10^{18}$	$0,01 \cdot 10^{18}$

Особого внимания заслуживает большое сезонное изменение кинетической энергии при относительно малом изменении лабильной энергии. Однако и этого изменения лабильной энергии вполне достаточно для объяснения изменений кинетической энергии, поскольку значение кинетической энергии на три порядка меньше значения лабильной энергии.

Схемы преобразования потенциальной энергии в кинетическую, предложенные Маргулесом, скорее применимы к локальным явлениям. В крупномасштабных процессах основным механизмом преобразования лабильной энергии в кинетическую является увеличение горизонтальных барических градиентов, т. е. такое преобразование барического поля, при котором возникают положительные ускорения перемещающихся частиц воздуха. Именно в холодное полугодие контрасты температур экватор—полюс наиболее велики, особенно во фронтальных зонах; наибольшее развитие получают струйные течения и циклоны, т. е. все те формы атмосферной цирку-

ляции, которые характеризуются наибольшими запасами кинетической энергии.

Таким образом, можно отметить, что в самой атмосферной циркуляции имеются механизмы, поддерживающие ее. Нестационарность атмосферных движений и дивергенция скорости приводят к накоплению воздушных масс в одних районах и к убыванию в других с последующим их перераспределением. Создающиеся барические градиенты и являются механизмами самовозбуждения циркуляции атмосферы.

Наблюдения за погодой и измерения метеорологических величин на разных высотах помогли установить многие особенности строения атмосферы и некоторые закономерности ее изменения. Это является основой теоретических исследований и численных экспериментов. Варьируя модель, внешние параметры и начальные условия, а также сравнивая полученные результаты численного эксперимента с данными наблюдений, можно проверить правильность физической гипотезы и определить роль разных факторов в формировании процесса. В формировании крупномасштабных атмосферных процессов участвует очень большой комплекс взаимодействующих факторов. Учесть все факторы при решении различных задач практически невозможно, поэтому приходится выбирать наиболее важные из них. В выборе и оценке роли различных факторов должны помочь численные эксперименты.

Несмотря на успехи исследований общей циркуляции атмосферы, остается еще много нерешенных задач, связанных главным образом с существованием трудно учитываемых факторов и неизвестностью их удельного веса в развитии крупномасштабной циркуляции.

Известно, что изменение притекающей солнечной радиации к поверхности земли влияет на изменение поля температуры и циркуляции. Облачность является важным регулятором основных атмосферных процессов, формирующих долговременные изменения погоды.

Облака изменяют соотношение потоков радиации и оказывают непосредственное воздействие на различные параметры атмосферы, особенно на температуру и влажность. Облака задерживают поступление солнечной радиации к подстилающей поверхности; в них происходит выделение большого количества тепла при конденсации водяного пара. В этих процессах остается неизвестным количественное соотношение между изменениями энергии вследствие преобразования облачного покрова и общим количеством кинетической энергии, содержащимся в атмосфере, в частности в системе высотных фронтальных зон и атмосферных вихрей, где чаще всего образуется облачность.

Очень важно выяснить и влияние тепловых запасов океана на формирование аномалий крупномасштабных процессов. В результате различных процессов температура поверхностных вод океана в отдельные периоды времени отклоняется от нормы на 1—2°С.

Однако еще неизвестно, какое влияние на изменение атмосферных процессов и, в частности, на возникновение крупных аномалий циркуляции и погоды оказывает такое изменение температуры поверхности океана.

Если в дальнейшем результаты исследований покажут, что это влияние существенно, то возможно, что прогнозисты получат важную основу для долгосрочного прогнозирования погоды. Выполненные, однако, до настоящего времени исследования пока еще не подтвердили достаточно убедительно большой роли этого фактора в формировании крупномасштабных аномалий циркуляции атмосферы. Окончательное решение этой важной задачи, по-видимому, можно получить на основе определения соотношения между количеством энергии, которое поступает в атмосферу в связи с изменением температуры поверхностных вод в отдельных районах океанов, и запасами энергии, содержащимися в самой атмосфере.

Совершенно не изучено влияние средних по масштабам процессов на общую циркуляцию атмосферы. Очевидно, что выявление этих закономерностей в большой степени будет способствовать усовершенствованию методов прогноза погоды малой заблаговременности.

Исследования крупномасштабной циркуляции нельзя вести без учета процессов, развивающихся в низких широтах, включая перетекание воздуха из полушария в полушарие. Площадь между 30° с. ш. и 30° ю. ш. равна половине поверхности земного шара, а притекающая сюда солнечная радиация составляет более 60% общего её притока. Старый тезис, что Арктикой определяется погода средних широт северного полушария, страдает некоторой односторонностью.

Мало известно о количестве воздуха, перетекающего через экватор в большие и малые промежутки времени, как и о связи между процессами внутритропических и низких широт, особенно когда процессы отличаются резко выраженными аномалиями.

В исследованиях общей циркуляции атмосферы заметное место занимают и вопросы солнечно-земных связей.

Солнечная радиация, являющаяся основным источником движения воздуха, действует на тропосферу главным образом через подстилающую поверхность, а на стратосферу и мезосферу — непосредственно. Необходимо расширить исследования не только радиационно-теплового режима в стратосфере, но и взаимосвязи процессов в тропосфере и стратосфере.

Не менее важно исследовать влияние изменения солнечной активности на атмосферные процессы. Изучение этого вопроса показывает, что солнечно-земные связи очень сложны. Поэтому обычные способы простых сопоставлений изменения солнечной активности с атмосферными процессами, а тем более с погодой не могут дать практически ценных результатов.

Численное моделирование принимается как необходимое средство в попытках понимания общей циркуляции атмосферы.

В программе исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) поставлена задача изучения крупномасштабных физических процессов в тропосфере и стратосфере и закономерностей общей циркуляции атмосферы с целью поведения прочной физической и математической базы под долгосрочные прогнозы погоды. Моделирование атмосферных процессов и численные эксперименты по их проверке также являются важным, действенным средством при решении этих задач.

19.14. Особенности синоптических процессов и условий погоды в некоторых районах

В Арктике синоптические процессы (по классификации Л. А. Дыдиной) представлены 16 типами, объединенными в шесть групп в зависимости от типа барического поля над той или иной частью Арктики. Каждый тип характеризуется географическим положением циклонов и антициклонов и их траекториями, а следовательно, и определенными условиями погоды в различных секторах Арктики.

В Карском море наиболее часто сильные восточные ветры наблюдаются в северо-восточном секторе циклона, в море Лаптевых — северные ветры в северо-западном секторе циклона, в Восточно-Сибирском море — западные ветры в юго-западном секторе циклона и в Чукотском море — южные ветры в юго-восточном секторе циклона.

В прибрежных районах под влиянием орографии часто наблюдаются местные ветры, достигающие большой силы. Так, в Чаунской губе (Восточно-Сибирское море) вблизи мыса Певек порывистый ветер южных румбов (южак) иногда достигает 40 м/с и более. На формирование этого ветра оказывают влияние местные горы, высотой 500 м.

Фёновые сильные ветры южных направлений наблюдаются в бухте Тикси летом, причем температура воздуха обычно повышается на 10—15° С.

В циклонах туманы более вероятны в центральных частях, но иногда они наблюдаются и в северо-восточном секторе (например, в районе Чукотского моря).

В отдельных случаях туманы могут появиться и в любой части циклона. В антициклонах туманы имеют большую повторяемость, чем в циклонах. Более часто наблюдаются туманы в летние месяцы (июнь—август), когда их образование связано с адвекцией относительно теплого и влажного воздуха на холодную поверхность арктических морей. Таким образом, преобладающими в Арктике являются адвективные туманы. Зимой над незамерзающими заливами и трещинами во льдах часто отмечаются туманы испарения (парения).

Умеренные широты характеризуются активной циклонической деятельностью, в связи с чем происходят достаточно быстрые и резкие изменения погоды, особенно в связи с прохождением атмо-

сферных фронтов. В один и тот же момент времени на одной и той же широте, но на различных долготах температура и другие характеристики погоды весьма резко различаются. Отклонения характеристик погоды от средних многолетних данных, т. е. аномалии, могут быть оценены количественно, однако часто отмечается лишь направление отклонения (знак аномалии). Области (очаги) аномалий охватывают большие районы, площади которых имеют тот же порядок величины, что и площади, охватываемые внетропическими циклонами или антициклонами.

Умеренные широты подвергаются воздействию процессов со стороны как арктического бассейна, так и тропиков.

Для умеренной зоны северного полушария характерны большие сезонные изменения атмосферной циркуляции, поскольку при переходе от зимы к лету и наоборот меняется знак контраста температур океан—материк.

В целом зимой имеется тенденция к образованию и стационарированию антициклонов над холодными материками (сибирский и канадский антициклоны). Летом над материками преобладают области пониженного давления. Однако эти области еще сильно размыты и редко имеют вид хорошо развитых циклонов, за исключением прибрежных районов, куда проникают циклоны из других районов.

На атмосферные процессы умеренных широт и условия погоды в том или ином географическом районе большое влияние оказывают орография, изрезанность береговой линии материков, внутренние моря и т. п. Соответственно и условия погоды в каждом географическом районе имеют свою специфику. Кратко остановимся лишь на некоторых особенностях синоптических процессов и условий погоды над территорией СССР.

Европейская территория Советского Союза (ЕТС) в связи с преобладанием зональной циркуляции подвергается постоянному воздействию атмосферных процессов, развивающихся над Северной Атлантикой. В этом отношении здесь имеется много общего с условиями над Западной Европой. Однако отметим, что значительное число циклонов перемещается через Балтийское море и Финский залив, часто обуславливая резкое различие условий погоды над ЕТС севернее и южнее 60-й параллели. В отдельных случаях с этими циклонами связаны наводнения в Ленинграде.

На территорию ЕТС часто выходят средиземноморские, черноморские, а летом и каспийские циклоны. Эти циклоны иногда проникают севернее 55-й параллели. Над центром ЕТС они часто становятся малоподвижными и вызывают здесь длительное выпадение осадков. Зимой с ними связаны метели и иногда гололед, летом — грозы (особенно с каспийскими циклонами).

В отдельных случаях на ЕТС почти меридионально перемещаются циклоны со стороны Кольского полуострова.

Сильные ветры на Украине, особенно в районе Черного моря, наблюдаются либо при прохождении глубоких циклонов (или их

ложбин), либо на периферии интенсивных антициклонов, стационарирующих над ЕТС или Казахстаном.

При проникновении холодного воздуха в системе антициклона далеко к югу в районе Новороссийска может наблюдаться бора.

Перемещение циклонов вдоль побережья Скандинавии в район Баренцева моря часто сопровождается штормовыми ветрами над этим морем, вдоль Мурманского побережья и на Белом море.

В отдельные годы весной и летом над районами Украины и Поволжья на длительное время устанавливается антициклоническая малооблачная погода без осадков, обуславливающая явление, называемое *засухой*. Неблагоприятное действие засухи на урожай усугубляется *суховеями* — сильными ветрами при весьма малой относительной влажности (около 10%). Иногда при таких условиях наблюдаются пыльные бури. Наиболее часто они возникают в Ростовской области, Ставропольском и Краснодарском крае.

Для Западной Сибири и Казахстана в Казахском научно-исследовательском гидрометеорологическом институте разработана типизация атмосферных процессов, в основу которой положены преобладающие траектории циклонов и антициклонов на протяжении синоптического периода продолжительностью 5—8 дней.

Типы синоптических процессов выделены и для Средней Азии в САРНИГМИ.

Каждому типу атмосферных процессов в Западной Сибири, Казахстане и Средней Азии соответствуют определенные характеристики погоды. Вблизи Уральских гор на условия погоды оказывает влияние меридионально расположенный горный массив. В других районах, особенно в Средней Азии, также проявляется сильное влияние гор.

В ряде случаев наблюдаются сильные местные ветры, обусловленные орографией. Так, в Казахстане в районе перевала Джунгарские Ворота общее число дней со штормовым ветром составляет около 80 в год. Сильные ветры возникают и на юго-востоке Казахстана.

В Средней Азии известен урсатьевский ветер, дующий из Ферганской долины через узкое Урсатьевское ущелье между Кураминским и Туркестанским хребтами. В ряде районов Средней Азии наблюдаются фёновые ветры.

В Казахстане и Средней Азии довольно часты пыльные и песчаные бури, наиболее интенсивные при прохождении хорошо выраженных холодных фронтов. В основном пыльные бури развиваются в дневные часы (10—18 часов), что обусловлено суточным ходом ветра. При сильном прогреве приземного слоя воздуха отмечаются местные усиления ветра, намного превышающие среднюю скорость ветра в приземном слое при данном барическом градиенте.

Зимой большое значение имеет развитие азиатского (сибирского) антициклона при активной циклонической деятельности над Японским, Охотским и Беринговым морями.

Летом над материком преобладает область пониженного давления в большинстве случаев с местными центрами.

Формирование зимнего антициклона над Азией часто происходит путем стационарирования антициклонов, перемещающихся с запада. Однако особенно большой интенсивности такие антициклоны достигают при меридиональных формах атмосферной циркуляции. В холодное полугодие циклоны на Японское и Охотское моря приходят с материка либо с южных районов Дальнего Востока (Восточно-Китайское, Желтое моря и большая часть Японского моря).

Иногда дальневосточные районы СССР посещают тропические циклоны (тайфуны).

Летом над Охотским морем характерно преобладание малоподвижных антициклонов, тогда как над бассейном Амура преобладает малоподвижная область пониженного давления (депрессия).

Типовыми синоптическими процессами определяют характер погоды в восточных районах СССР. Суровые условия зимой связаны с низкими температурами в области сибирского антициклона. Прохладное лето обусловлено поступлением на побережье антициклона. Прохладное лето обусловлено поступлением на побережье относительно холодного воздуха с Охотского моря.

Для морей и побережья Дальнего Востока характерны штормовые ветры, особенно в холодное полугодие.

В местных подразделениях службы погоды накоплен опыт прогноза погоды в зависимости от ожидаемого синоптического процесса. На климатических картах умеренные и высокие широты южного полушария характеризуются большими барическими градиентами при зональном расположении изобар и изогипс. Соответственно в южном полушарии отмечается активная циклоническая деятельность. Глубокие циклоны перемещаются с запада на восток вокруг Антарктиды, обуславливая на климатических картах полосу относительно пониженного давления вдоль побережья.

Барические градиенты и скорости ветра велики как в Антарктиде, так и в пограничной зоне между субтропическими антициклонами южного полушария и соседними циклонами. Следует иметь в виду особенности анализа барического поля и траекторий барических систем над Антарктидой ввиду большой высоты над уровнем моря (высота основной части материка превышает 2000 м, в ряде районов она достигает 4000 м). Это же относится к анализу антарктического антициклона, который над холодным материком является низким барическим образованием и не может быть достаточно выявлен по приземному полю давления без приведения к уровню моря. Уже на картах AT_{500} Антарктида занята преимущественно областью низкого давления. Приведение к уровню моря для таких больших высот может иметь лишь весьма условное значение. На карте AT_{700} над Антарктидой преимущественно выявляется область высокого давления.

Температура воздуха в июле в Центральной Антарктиде даже в среднем составляет -60°C , а в отдельных случаях она понижается до -80°C . Резкие изменения температуры, снегопады и метели в периферийных районах Антарктиды связаны с атмосферными фронтами.

Вопросы и задания к главе 19

1. Дайте определение общей циркуляции атмосферы.
2. Какие причины обуславливают общую циркуляцию атмосферы?
3. Назовите основные закономерности развития общей циркуляции атмосферы.
4. С чем связаны сезонные изменения атмосферной циркуляции?
5. Каковы закономерности глобального распределения областей тепла и холода в тропосфере?
6. Каков характер глобального распределения давления и воздушных течений у поверхности земли и на высотах в тропосфере?
7. Каковы закономерности глобального распределения температуры в стратосфере?
8. Каковы особенности циркуляций в стратосфере в северном и южном полушариях?
9. Что такое планетарные фронтальные зоны и какую роль они играют в процессах общей циркуляции атмосферы?
10. Что такое типизация атмосферных процессов? Назовите способы типизации, применяемые в СССР.
11. На чем основана типизация, предложенная Г. Я. Вангенгеймом?
12. На чем основана типизация, предложенная Б. Л. Дзердзеевским?
13. Что такое индексы циркуляции? Перечислите известные вам индексы циркуляции и дайте им краткую характеристику.
14. Где чаще наблюдаются циклоны зимой и летом?
15. Где чаще наблюдаются антициклоны зимой и летом?
16. Чем обуславливается распределение циклонов и антициклонов по земному шару зимой и летом?
17. Перечислите струйные течения, входящие в систему общей циркуляции атмосферы.
18. Что такое муссонная циркуляция? Где она наблюдается?
19. Что такое квазидвухлетняя цикличность ветра в экваториальной стратосфере?
20. В чем заключаются особенности синоптических процессов в Арктике?
21. Что характерно для синоптических процессов умеренных широт?
22. Что характерно для синоптических процессов Европейской территории СССР?
23. Каковы особенности синоптических процессов над Сибирью, Казахстаном и Средней Азией?
24. Дайте характеристику основных синоптических процессов на Дальнем Востоке.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Авиационные метеорологические станции
Министерства гражданской авиации
(АМСГ) 51
- Адвекция 157
- агеострофическая 157
 - вихря скорости 354
 - геострофическая 157
 - тепла 73, 100, 161, 202
 - , угол 100
 - холода 73, 100, 161, 202
- Адиабаты влажные 79
- сухие 79
- Алгоритм прогностический 327
- Анализ объективный метеорологической информации 124, 364
- — фронтов 274
 - первичный карт погоды 56—78
 - синоптический, основные приемы 8
 - , основные принципы 8
 - численный метеорологических полей 363—366
- Анафронт 210, 223
- Антипассат 673, 674
- Антициклонез 300, 301
- передний 305
- Антициклоны 10, 12
- блокирующие 347
 - вторичные (отроги) 10, 277
 - , вхождения полярные (нормальные) 278
 - , — ультраполярные 195, 278
 - заключительные 277, 304
 - многоцентровые 61, 277
 - нефронтальные (местные, термические) 277, 301
 - одноцентровые 277
 - , окраины 307
 - , отроги (ядра) азорского антициклона 278
 - , — сибирского антициклона 278
 - промежуточные 303
 - , регенерация 306, 315—319
 - субтропические 277
 - траектории (оси) 195, 278, 279
 - умеренных широт 277—281
 - , условия возникновения 300—307
 - фронтальные 301
- Атмосфера, масса 691
- , модель бароклинная 228
 - , — баротропная 227
 - , общая циркуляция 610—699
 - , радиозондирование 30, 31
 - свободная 161, 349
 - — горная 206
 - , средний уровень 355
- Аэрологическая диаграмма (АД) 14, 21, 78
- Багрова критерий 600
- Байеса формула 373, 374
- Блиновой индекс циркуляции 644
- Болтанка самолетов 82, 205, 461—469
- — орографическая 465
 - —, типы 462—465
- Бора 207
- Бриз 124, 150
- Бугаева формула 98
- Буря пыльная (песчаная) 446—448
- черная 447
- Бюллетень погоды 29
- Бюро погоды (БП) 51
- Вергенция 146
- Ветер, агеострофическая составляющая скорости 143
- , вертикальная составляющая скорости (вертикальная скорость) 163, 164, 253
 - барический эквивалент 74, 164
 - способы вычисления 161—174
 - , вертикальные токи конвекции 170, 171
 - геострофический 134, 136—141
 - гециклострофический 140—142
 - градиентный 140, 141
 - действительный 143—145
 - , местные системы 124, 206, 207, 695
 - бора 207
 - бриз 124, 150
 - горно-долинный 124, 206
 - ледниковый 207
 - стоковый 207
 - сухой 697
 - фён 206, 695
 - южак 695
 - термический 161—163
 - циклострофический 140, 141
- Вихри облачные 238
- — внутримассовые 110
 - — мезомасштабные 113
 - — планетарного масштаба 113, 115, 120
 - — синоптического масштаба 113, 115
 - — субсиноптического масштаба 113, 114

- фронтальные 110
- пыльные 447
- Вихрь скорости 95, 148, 351
- абсолютный 96
- относительный 96
- термического ветра 282
- Влажность относительная 82, 471
- удельная 82, 471
- Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) 211, 675—679
- Воейкова эффект 447
- Воздух арктический 183, 195
- муссонный 183, 196
- полярный (умеренных широт) 183, 196
- тропический 183, 196
- умеренных широт 183, 196
- экваториальный 183
- Всемирная метеорологическая организация (ВМО) 52, 53
- Всемирная служба погоды (ВСП) 52—55
- Высотная фронтальная зона (ВФЗ) 13, 211, 213, 250, 258—260, 288

- Гандина формула 414
- Геопотенциал 19
- абсолютный 19
- относительный 19
- Геопотенциальный метр 19
- Гидрометеорологическая обсерватория (ГМО) 51
- Гидрометеорологическое бюро (ГМБ) 51
- Гидрометцентр СССР 51
- Гиперболическая точка 153
- Главное управление гидрометеорологической службы (ГУГМС) при Совете Министров СССР 50—52
- Глобальная система наблюдений (ГСН) 53
- Глобальная система обработки данных (ГСОД) 54
- Глобальная система телесвязи (ГСТ) 55
- Гололед 575—578
- Гололедица 575—578
- Град 542—545
- Градиент барический 92
- изаллобарический 313
- температуры 99
- вертикальный 85, 99
- горизонтальный 99
- —, обращение направления 268
- Градиентная линейка 138—143
- График термоизоплет 89
- Гребень барический 10, 12
- Гроза 43, 73, 188, 191, 198, 212, 234, 241, 533—542
- сухая 435
- Гряды облачные 113

- Дальность видимости (видимость) визуальная 566
- вертикальная 574
- в тумане 547—548, 568—570
- метеорологическая 566
- наклонная 573, 574
- , опалесцирующее помутнение 567
- при мгле и пыльной буре 567, 568, 573
- при низкой облачности и осадках 571, 572
- при снегопаде и метели 572
- Движение воздуха геострофическое 136
- нестационарное 135
- установившееся (стационарное) 135

- Движения вертикальные конвективные 172—174
- Депеграма 80
- Депрессия барическая 61
- Диаграмма аэрологическая 14, 21, 78
- рассеянная (демаркационный график) 379
- Дивергенция вектора скорости 146
- количества движения 146
- Дым 565

- Заморозки 73, 488—490
- Засуха 697
- Зверева метод 523
- формула 486
- Знаки (символы) 14, 15
- Зона высотная фронтальная 13, 211, 213, 250, 258—260, 288
- — —, вход 259
- — —, дельта 259
- — —, периферия антициклоническая 259
- — — — циклоническая 259
- — — планетарная 259, 638—642
- конвергенции внутритропическая 211, 675—679
- фронтальная (переходная) 13, 177
- Зональные авиаметеорологические центры 51

- Изаллобары 59, 79
- Изаллопсы 70, 72
- Изаллотермы 99
- Изаномалы 272, 273
- Изменения адвективные (трансляционные) 156—160, 472
- локальные 159, 470—471
- погоды неперIODические 23
- эволюционные (трансформационные) 159, 160, 472
- Изморозь 575, 578
- зернистая 575
- кристаллическая 575
- Изобары 10, 21, 57, 79, 227
- орографические 59
- Изогигеты 73
- Изогипсы 21, 73
- Изограммы 79
- Изолинии Вьова 423—425
- функции тока 151
- Изопикны 227
- Изоплеты удельной влажности 89
- Изотакхи 87
- Изотенденции 59, 227
- Изотермы 21, 73, 79, 87, 99
- Изохроны 73
- Инверсии температуры воздуха 82, 87, 302, 303
- динамические 303
- оседания 302
- приземные 302
- Индекс циркуляции Блиновой 644
- — общий 644
- Индексы циркуляции Каца 644
- Интерполяция 9, 123, 130—134, 156
- оптимальная 35, 134
- физическая 156, 339, 344—348
- формальная 130—134, 339, 341, 381—387
- — криволинейная (параболическая) 132—134, 341
- — прямолинейная (линейная) 131—132, 341
- Информация метеорологическая 35—55, 330
- — вторичная 35

- —, международный обмен 29
- — — первичная 35
- — —, требования к ней 36
- — — прогностическая 330, 331, 596, 597, 603
- — — спутниковая 33, 44
- Искусственные спутники Земли (ИСЗ) 38, 44—48

- Карты абсолютной топографии (АТ) 17, 69
- вертикальных движений 74
- влажности 73
- максимальных ветров 74
- опасных и особо опасных явлений погоды 73
- осадков 73
- относительной топографии (ОТ) 17, 18, 72
- погоды вспомогательные 74
- — — высотные 14, 31, 69, 72
- — — барической топографии 17
- — — изэнтропические 17
- — — предсказанные 339
- — — приземные 14
- — — кольцевые (кольцовки) 17
- — — основные 17
- — — полушарий 17
- — — прогностические (будущие) 339
- — —, приемы составления 427, 428
- синоптические 7
- снежного покрова и состояния почвы 73
- термобарического поля (термобарическое) (ТБ) 72
- тропопаузы 74
- экстремальных температур 73
- Катафронт 210, 223
- Качурина метод 516
- Каца индексы 644
- Ключарева формула 414
- графики 77
- Код синоптический 14
- Количество прогностической информации 603
- Конвекция 157
- упорядоченная 435
- Конвергенция 146
- Кориолиса сила 134, 611
- Корка ледяная 575, 576
- — — висьячая (наст) 575, 576
- — — притертая 575
- Коэффициент эмпирический весовой (функция влияния) 26
- Кривая состояния 80
- стратификации 79
- — — прогностическая 493
- — — точек росы 80
- — — — прогностическая 493
- Критерий Багрова 600
- Обухова 600
- эффективности 333

- Лавины снежные 50
- Лапласиан 97, 129
- Лебедевой метод 524
- Линия неустойчивости 212
- шквалов 212
- тока 151
- фронта 177, 223, 224
- — — верхнего 244
- Ложбина барическая 10, 11

- Маргулеса формула 221
- Массы воздушные 12, 177—209
- —, абсолютная неустойчивость 181
- —, влияние орोगрафии 203—206
- —, географическая классификация 182—185
- —, консервативные характеристики 179
- — нейтральные (местные) 180, 193—194
- — неустойчивые 180—182
- —, относительная неустойчивость 181
- — относительно теплые 182, 267
- — — холодные 182, 267
- —, очаги формирования 183—185, 195
- — теплые 180, 185—190
- — — неустойчивые 180—182, 187—190
- — — устойчивые 180—182, 185—187
- — стратосферы 198
- —, термодинамическая классификация 180—182
- —, трансформация 12, 179, 199—203
- —, —, теоретические расчеты 200—203
- — устойчивые 180—182
- — — холодные 180, 191—193
- — — — неустойчивые 180—182, 191
- — — — устойчивые 180—182, 191—193
- Мгла 447, 567, 568
- Мезомасштабные вихри 114
- Метель 445, 446
- низовая 445
- общая 445
- Метеорологические космические системы (МКС) 38, 44—48
- Метеорологические «шумы» 352
- Метод агеострофического ветра 414
- дискриминантного анализа 376
- — — параметрический 376
- — — непараметрический 377
- Зверева 523, 524
- нзаллобар 341, 344
- итерационный 358
- Качурина 516
- краткосрочного прогноза динамико-статистический 371
- — — синоптический 24, 339, 341—348, 394—428, 430—594
- — — физико-статистический 24, 26, 369—384
- — — численный (гидродинамический) 24, 25, 31, 33, 97, 339, 348—361
- Лебедевой 524
- линейного дискриминантного анализа 440
- обобщенного портрета 441
- оптимальной интерполяции 365
- полноинформальной интерполяции 365
- последовательной графической регрессии 375
- последовательных уточнений 365
- Приходько 527, 528
- Славина 528—531
- слоя 537
- траекторий 154, 200, 344
- уравновешенных свободных азростатов 200
- учащенных зондирований 200
- экспертных оценок 333
- Мировые метеорологические центры (ММЦ) 54
- Модель атмосферы адиабатическая 350
- — бароклинная 228, 352
- — баротропная 227, 357
- — вероятностная 369
- — детерминированная 369
- — квазигеострофическая 351
- — — адиабатическая бароклинная 352
- — квазисоленоидальная 351
- — негеострофическая 361
- Морось 231, 498
- Муссон 677, 679, 681

- Наводнения 49, 696
 Наст (висячая ледяная корка) 575, 576
 Национальные метеорологические центры (НМЦ) 54
 Неустойчивость абсолютная 181
 — относительная 181
 Нефаланализ 113
- Обвалы снежные 50
 Облака теплового фронта 228—234
 — холодного фронта 234—242
 — фронта окклюзии 245—249
 Область падения давления 60
 — роста давления 60
 — тепла 72, 615, 619
 — холода 72
 Облачные следы за самолетами 583, 586
 Обледенение морских судов 587—594
 — самолетов 82, 579—583
 Обухова критерий 600
 Окклюзия орографическая 254—258
 Опалесцирующее помутнение 567
 Оператор Лапласа 97, 129
 — Якоби 130
 Оповещение штормовое 29, 328, 434
 Осадки, зоны 82, 87
 — ливневые 499
 — морозящие 498
 — обложные 499
 — орографические 204
 —, расчет интенсивности 523—526
 —, прогноз 516—523, 534—539
 —, типы 498—499
 Ось растяжения 152, 252
 — сжатия 153, 252
 Отношение смесей 82
 Острок 10, 12
 Очаг аномалии 647
 — формирования воздушной массы 182—183, 195—196
 Ошибки на картах погоды 74—78
 — средние абсолютные 599
 — квадратические 599
 — относительные 599
- Пассат 673, 674
 Перегрузки 461
 Перемычки давления повышенного 10
 — пониженного 10
 Пластикарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ) 259, 638—641
 Поверхность изобарическая 18, 91
 — изэнтропическая 17, 172
 — фронтальная 13, 177, 217—224
 Подъем карты погоды 62
 Поэмок 445
 — песчаный 447
 Показатель вовлечения, барический 531
 — грозовой неадиабатической неустойчивости 540—542
 Поле барическое (атмосферного давления) 91, 224
 — — размытое 10
 — ветра 120—123
 — влажности 105
 — облачности 106—120
 — осадков 120
 — скоростей 144
 — — потенциальное (чисто дивергентное, безвихревое) 151
 — — соленоидальное (бездивергентное, чисто вихревое) 150
 — температуры 99—104
 — течения деформационное 152, 153, 252
 — термобарическое 72, 172
- Полосы облачности верхнего яруса 120
 Поток ведущий 346
 — — пространственный 420
 Правила (признаки) прогностические 339, 343—344, 347—348, 405—409
 Правило байесовское решающее 332
 — ведущего потока (переноса) 156—157, 344, 346, 420
 Предиктор (предсказатель) 26, 369—375
 Предиктант (прогнозируемая характеристика) 26, 369—375
 Предупреждения штормовые 29, 328, 434
 Приближение квазигеострофическое 357, 366
 — квазисоленоидальное 152, 351
 — квазистатическое 349
 Приходько метод 527—528
 Прогноз барического поля 97
 — болтанки самолетов 461—469
 — ветра 430—434, 449—466
 — влажности 490—494
 — видимости 566—574
 — возникновения циклонов (антициклонов) 394—401
 — геопотенциальных высот 353—360
 — гололеда 576—578
 — гололедницы 578
 — града 542—545
 — гроз 533—542
 — заморозков 488—490
 — изморозь 578
 — климатологический 330, 389
 — кривой точек росы 493—494
 — метели 445—446
 — метеорологический 327—330
 — — долгосрочный 24, 33, 34, 327
 — — инерционный 330, 389
 — — качественный 329, 601
 — — альтернативный 329, 441, 600
 — — многофазовый 329, 601
 — — классификация 327—335
 — — количественный 329, 599
 — — комплексный 329
 — — краткосрочный 24, 327—328
 — — оперативный 328
 — — суточный 328
 — — методический (неслучайный) 330
 — — общего назначения 328, 597
 — — анализ оправданности 597—605
 — — критерий успешности 598—605
 — — оптимальная стратегия использования информации прогностической информации 330—335, 597
 — — случайный 330, 601, 602, 607
 — — специализированный 328, 605
 — —, анализ эффективности 605—609
 — облачности 495—498, 504—516
 — — конвективной 526—533
 — — нижнего яруса 504—510
 — — фронтальной неконвективной 510—513
 — — облачных следов за самолетами 583—586
 — — обледенения морских судов 587—594
 — — самолетов 579—583
 — — осадков 498—503, 516—526
 — — ливневых 533—539
 — — обложных 516—526
 — — перемещения барических систем 413—425
 — — фронтов 425—426
 — — синоптического положения 24, 336—393
 — —, способы прогноза 338—341
 — — струйных течений 454—461
 — — температурной стратификации 492—494
 — — температуры воздуха 471—488

- — — в приземном слое 471—479
- — — максимальной 479—482
- — — минимальной 482—488
- — — на высотах 490—493
- тумана 546—566
- условий погоды 24, 338—339, 430—594
- шкала 434—445
- эволюции циклонов (антициклонов) 401—409
- фронтов 409—413
- Программа исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) 695
- Профиль барической тенденции 344
- давления 343
- Разведка погоды авиационная 38, 48—49
- Разрезы атмосферы вертикальные 14, 85
- — — временные (серийные) 22, 85, 87
- — — пространственные 21, 85, 86, 88
- — — график термозонлет 89
- Региональные метеорологические центры (РМЦ) 51, 54
- Ричардсона число 268
- Россби формула 259
- Самум 447
- Сдвиг ветра 121
- Седловина 10, 11
- Секклюдия 271
- Селезневой формула 528
- Сели 50
- Сетка расчетная прямоугольная 126, 127
- — — треугольная 130, 416
- — — узлы 126
- — — шаг по времени 25
- Сила барического градиента 134—137
- Кориолиса 134, 611
- трения 134, 611
- центробежная 134
- Синоптическая метеорология 7
- — региональная 27, 695—699
- — фронтологическая 30
- Синоптическое положение 24, 338—393
- Системы барические 9, 10
- облаков 106, 110—120, 228—240
- Славная метод 528—533, 540—542
- Слой болтанки 82, 86, 87
- , горная свободная атмосфера 206
- инверсии 82, 87, 302—303
- конвективно-неустойчивый (КНС) 535
- — влажнонеустойчивый 181, 535
- — сухонеустойчивый 181, 535
- местных горных циркуляций 82, 302—303
- облаков 82, 232
- обледенения самолетов 82, 86, 87, 579—583
- фронтальный (переходный) 81, 87, 177
- пограничный 167, 223, 302, 349
- приземный 155, 160
- трения горный 205
- тумана 82, 86
- Служба погоды 28, 29, 50—55
- штормовая 52
- Снежные «заряды» 435
- Соленоиды изобаро-изотермические 150
- изобаро-изотермические 150
- термодинамические 150, 228
- Солнечная активность 694
- Солнечно-земные связи 694
- Спираль Экмана 160
- Способ «анкетки» 511
- Поповой 511
- разложения барограммы на волны 341, 344
- Сроки наблюдений синоптические дополнительные 39
- — — основные 39
- Станции аэрологические 38—42
- гидрометеорологические морские 42
- — — автоматические дрейфующие буйковые 42
- — — якорные (стационарные) 42
- — — островные 42
- — — судовые 42
- —, суда погоды 42
- — наземные 38—42
- —, репрезентативность 39, 75
- радиолокационные 43, 44
- синоптические 38—41
- Стратосфера 303, 611
- Струйное течение (СТ) 46, 260—267, 283, 454—461, 656—667
- —, ось (ОСТ) 260, 454—461
- —, типы 260—261, 656—667
- —, характеристики 260—267, 656—667
- Суховен 697
- Тайфуны 46, 277, 656, 698
- Температура виртуальная 84
- , —, градиент вертикальный 85, 100
- , — горизонтальный 99
- изобарическая 18, 169
- , — изменения адвективные 100, 472
- , — индивидуальные 100
- , — локальные 100, 470
- , —, обусловленные фазовыми превращениями воды в атмосфере 104
- , —, связанные с вертикальными движениями 101
- , — трансформационные 472
- , — инверсии 82, 87, 302—303
- , — слой выравнивания 239
- , — суточный ход 103, 470, 476—478
- интенсивной кристаллизации 518
- потенциальная 70, 83, 169
- псевдопотенциальная 83
- равновесия 178
- тропосферы и стратосферы 613—623
- Тенденция барическая 75, 94, 170
- — перемещения 160
- — углубления (заполнения) 160
- — усиления (ослабления) 160
- Термозонлеты 22, 87, 89
- Типы атмосферных процессов 642—648
- Топография абсолютная 17, 19, 21
- относительная 17, 19, 21
- Торнадо (смерч) 143
- Точка окклюзии 244
- росы 83
- Тропопауза 303
- Туман 546—564
- адвективно-радиационный 546, 560
- адвективный 546, 556—560
- , — волны 555
- , — видимость 547, 568—570
- , — водяная пыль *546, 561
- городской 546, 564
- искусственный 546, 565
- испарения 546, 560—562
- — (парения) водоемов 516
- морозный 546, 564
- орографический 546, 560
- охлаждения 546
- радиационный 546, 548—556
- смешения (береговой) 516, 562—561
- смешения 556
- , — типы 546
- Управления гидрометеорологической службы (УГМС) 51
- Уравнение вихря скорости 95, 166, 351
- движения 134, 135

- дивергенции вектора скорости 146, 147
- линейное множественной регрессии 374
- неразрывности 165
- притока водяного пара 202
- — тепла 201
- регрессии прогностическое 26
- статистики атмосферы 20
- тенденции 94
- — вихря скорости 95—99
- Уравнения гидродинамики 349—350
 - — основные (исходные) 349
 - диагностические 125
 - линий тока 151—152
 - прогностические 25, 126
- Ураганы 46, 277, 656
- Уровень конвекции 84, 530—533
- конденсации 84, 528—530
- максимальных ветров 453
- Условные обозначения на картах погоды 62—65
- Факсимильные передачи 21**
- Факторы местные 23**
 - трансляционные (перемещения) 24
 - трансформационные 23
 - циркуляционные 23
- Ферреля формула 528
- Фён 206, 695
- Формула Байеса 373, 374
 - барометрическая 92
 - Бугаева 98
 - вихря скорости 148
 - Гандина 414
 - геопотенциала 20
 - Зверева 486
 - кинетического нагрева 581
 - Ключарева 414
 - Маргулеса 221
 - Михалевского 483
 - Михельсона 486
 - наклона изобарических поверхностей 91
 - потенциальной температуры 70
 - Россби 259
 - Селезневой 528
 - ускорения циркуляции 149
 - Ферреля 528
 - циркуляции скорости 149
- Формулы вертикальных скоростей 165—174
 - геострофического ветра 136, 137, 139
 - градиентного ветра 141
 - действительного ветра 143, 145
 - для расчета осадков 523—524
 - индекса циркуляции 644
 - формальной экстраполяции 342, 343
 - фронтогенеза 250—254
- Формы барического рельефа 10
- Фронтальная волна 215, 238, 280
- Фронтогенез 152, 216, 249—254
 - индивидуальный 250, 251
 - локальный 250, 251
 - топографический 255
- Фронтотиз 216, 249—254
 - индивидуальный 250, 251
 - локальный 250, 251
- Фронты атмосферные 12, 13, 30, 65, 210—217
 - верхние 210, 212, 213, 244, 258
 - — теплые 244
 - — холодные 244
 - , влияние орографии 254—258
 - вторичные (приземные, низкие) 210, 211
 - — холодные 239
 - , выявление и проведение на приземной карте 65, 67
 - главные 210, 216
 - — арктические (АФ) 210, 216
 - — полярные (ПФ) или умеренных широт (УФ) 210, 216
 - — тропические (ТФ) 210, 211, 216
 - , классификации 210
 - , маскировка 234, 239, 269
 - мнимые 256, 259
 - , обозначения на картах погоды 66
 - обостренные 210, 215
 - основные (тропосферные, высокие) 210, 211
 - приземные (низкие) 13
 - простые 13, 210, 213, 228—242
 - — малоподвижные (стационарные) 13, 210, 213
 - — теплые 13, 210, 213, 228—234
 - — холодные 13, 210, 213, 234—242
 - — — 1-го рода 237—238
 - — — 2-го рода 234—237
 - размытые 210, 215
 - сложные (окклюзии) 210, 214, 243—249
 - — загнутые 271
 - — нейтральные 210, 214, 245
 - — стационарные (малоподвижные) 210, 213
 - — теплые 210, 214, 245
 - — холодные 210, 214, 245
 - —, трансформация в основные 215, 272
 - , смена знака 213
 - топографические 212
 - тропосферные (высокие) 13
- Функция влияния (эмпирический весовой коэффициент) 26
 - тока 152
- Центры действия атмосферы 625**
 - метеорологические мировые 54
 - радиометеорологические 52
 - циклонические (антициклонические) сопряженные 60
- Циклогенез (антициклогенез) 282—288**
 - орографический 319—324
- Циклоны 10, 11, 277—300**
 - верхние 278
 - вторичные (частные) 277
 - высокие 278
 - высотные 69
 - многоцентровые 60, 277
 - нефронтальные (местные, термические) 284
 - низкие 278
 - одноцентровые 277
 - , орографические влияния 319—324
 - , оси горизонтальные 278
 - , — высотные 279
 - , повторяемость 648—656
 - , регенерация 305, 315—319
 - , сегментация 321—322
 - , семейства (серия) 287
 - , скагерраксские 320
 - , скорости перемещения 280—281, 308—315
 - сопряженные 277
 - средние 278
 - , стадии развития 280—300
 - , фронтальная волна 288—290
 - , молодой циклон 280, 290—294
 - , окклюдированный циклон 214, 280, 294—300
 - стратосферные 278
 - , типы 277—280
 - , траектории (вхождения) 278
 - тропические 43, 277, 654—656
 - умеренных широт 277—323

- , условия возникновения 281—288
- фронтальные 277, 281
- Циркуляция атмосферы общая 610—699
 - — зональная 644, 645—648
 - —, индексы 644—648
 - — меридиональная 643, 644, 648
 - —, методы изучения 613
 - —, особенности режима температуры и циркуляции в стратосфере 667—672
 - —, струйные течения 656—667
 - —, типы 643
 - —, характерные черты в тропической и экваториальной зонах 672—682
 - —, цикличность ветра в экваториальной стратосфере 682—684
- Цунами 49
- Число Ричардсона 268
- Шквалы внутримассовые 435
 - сухие 435
 - фронтальные 436
- Шумы метеорологические 352
- Эквивалент вертикального сдвига вектора ветра термический 481
- Экмана спираль 160
- Экстраполяция 9, 125, 130—134, 156, 339, 341—348, 384—389
 - оптимальная 134, 365—366
 - статистическая 387—389
 - физическая 156, 339, 344—348
 - формальная 130—134, 339, 341, 384—387
 - — криволинейная (параболическая) 132—134, 341
- — прямолинейная (линейная) 131—132, 341
- Элементарный синоптический процесс (ЭСП) 643
- Энергия внутренняя 691, 692
 - кинетическая 691, 692
 - —, диссипация 135, 692
 - лабильная 692
 - —, преобразование в кинетическую 692
 - неустойчивости 84, 535, 537
 - потенциальная 691, 692
 - фазовых превращений воды 692
- Энтропия статистическая частная 601
 - климатологическая (безусловная) 602
 - полная (средняя) 602
- Эффект береговой 254
 - Воейкова 447
 - гравитационный 207
 - угловой 255
 - фёновыи 206, 258, 695
- Южак 695
- Явления опасные 73
 - особо опасные 73, 434—445, 566, 573, 576—578
- Ядро высокого давления (отрог антициклона) 10, 278
- Якобиан 130, 357
- Ячейки облачные 113

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Предисловие редакторов</i>	3
<i>Предисловие автора</i>	4
РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ. СИНОПТИЧЕСКИЙ МЕТОД	
ГЛАВА 1. <i>Предмет синоптической метеорологии</i>	7
1.1. Определения. Синоптический метод	—
1.2. Основные понятия синоптической метеорологии	9
1.3. Средства синоптического анализа и прогноза погоды. Принципы составления карт погоды	14
1.4. Сущность методов научного прогноза погоды и пути их совершенствования	22
1.5. Краткие сведения из истории синоптической метеорологии и развития методов краткосрочных прогнозов погоды	27
ГЛАВА 2. <i>Метеорологическая информация. Общие сведения о службе погоды</i>	35
2.1. Определения. Характеристика метеорологической информации	—
2.2. Общие требования к первичной метеорологической информации	36
2.3. Системы получения метеорологической информации	38
2.4. Наземная сеть синоптических и аэрологических станций	—
2.5. Судовые, стационарные и дрейфующие автоматические буйковые морские гидрометеорологические станции	42
2.6. Метеорологические радиолокационные станции	43
2.7. Метеорологическая космическая система	44
2.8. Авиационная разведка погоды	48
2.9. Информация о некоторых неатмосферных явлениях	49
2.10. Служба погоды в СССР. Система сбора и распространения метеорологической информации	50
2.11. Всемирная служба погоды	52
ГЛАВА 3. <i>Первичный анализ (обработка) карт погоды, аэрологических диаграмм и вертикальных разрезов атмосферы</i>	56
3.1. Задачи анализа карт погоды	—
3.2. Проведение изобар и изотенденций на приземных картах	57
3.3. Выявление центров циклонов и антициклонов, обозначение их траекторий	60

3.4. Выявление осадков, туманов и других характеристик погоды (подъем карты)	62
3.5. Проведение линий фронтов	65
3.6. Последовательность операций при обработке карт погоды	68
3.7. Обработка карт барической топографии	69
3.8. Обработка вспомогательных карт	73
3.9. Выявление и исправление ошибок на картах погоды	74
3.10. Аэрологические диаграммы и их обработка	78
3.11. Вертикальные разрезы атмосферы, их обработка и анализ	85
ГЛАВА 4. <i>Основные характеристики полей метеорологических величин</i>	91
4.1. Поле атмосферного давления	—
4.2. Поле температуры	99
4.3. Поле влажности	105
4.4. Поле облачности и осадков	106
4.5. Поле ветра	120
ГЛАВА 5. <i>Вычисление некоторых характеристик метеорологических полей по данным карт погоды</i>	125
5.1. Основные задачи вычисления характеристик метеорологических полей	—
5.2. Вычисление по данным карт погоды производных, градиентов, лапласианов и якобианов	126
5.3. Простейшие приемы интерполяции и экстраполяции	130
5.4. Вычисление геострофического и градиентного ветра. Градиентные линии	134
5.5. Вычисление агеострофических составляющих скорости u' и v' . Действительный ветер	143
5.6. Вычисление дивергенции, вихря и циркуляции скорости	146
5.7. Линии тока и функции тока. Определение траекторий частиц воздуха	151
5.8. Правило ведущего потока (правило переноса). Вычисление трансляционных (адвективных) и эволюционных (трансформационных) изменений метеорологических величин	156
5.9. Изменение ветра с высотой. Вычисление термического ветра	160
5.10. Вычисление вертикальной составляющей скорости	163
5.11. Приближенная оценка $\tilde{\omega}$ и вычисление вертикальных токов конвекции ω_k	170
РАЗДЕЛ ВТОРОЙ. ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ СИНОПТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	
ГЛАВА 6. <i>Воздушные массы</i>	177
6.1. Определения. Условия формирования воздушных масс	—
6.2. Термодинамическая (термическая) классификация воздушных масс	180
6.3. Географическая классификация воздушных масс	182
6.4. Характеристики теплых воздушных масс	185
6.5. Характеристики холодных и нейтральных воздушных масс	191
6.6. Характеристики географических типов воздушных масс северного полушария	195
6.7. Трансформация воздушных масс и приемы ее изучения	199
6.8. Влияние орографии на воздушные массы	203
ГЛАВА 7. <i>Атмосферные фронты</i>	210
7.1. Классификация атмосферных фронтов	—
7.2. Наклон фронтальной поверхности	217

7.3. Особенности барического поля и поля тенденций у фронтов. Фронт как бароклинная система	224
7.4. Характеристики теплых фронтов	228
7.5. Характеристики холодных фронтов	234
7.6. Характеристики фронтов окклюзии	243
7.7. Образование и размывание фронтов (фронтогенез и фронтолиз)	249
7.8. Влияние орографии на атмосферные фронты	254
7.9. Высотные фронтальные зоны и струйные течения	258
7.10. Дополнительные вопросы анализа воздушных масс и фронтов	267

ГЛАВА 8. <i>Циклоны и антициклоны умеренных широт</i>	277
8.1. Типы циклонов и антициклонов, стадии их развития	—
8.2. Условия возникновения циклонов	281
8.3. Свойства циклонов на различных стадиях развития	288
8.4. Условия возникновения и свойства антициклонов в различных стадиях развития	300
8.5. Перемещение барических систем	308
8.6. Регенерация циклонов и антициклонов	315
8.7. Влияние орографии на циклоны и антициклоны	319

РАЗДЕЛ ТРЕТИЙ. ПРОГНОЗ СИНОПТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ

ГЛАВА 9. <i>Классификация прогнозов, оптимальная стратегия использования прогностической информации</i>	327
9.1. Классификация прогнозов	—
9.2. Оптимальная стратегия использования прогностической информации	330

ГЛАВА 10. <i>Общие принципы и приемы прогноза синоптического положения</i>	336
10.1. Основные требования к прогностической методике	—
10.2. Значение и способы прогноза синоптического положения	338
10.3. Приемы формальной экстраполяции	341
10.4. Приемы физической экстраполяции	344
10.5. Основы гидродинамического метода прогноза погоды	348
10.6. Оперативная работа метеорологического вычислительного центра	361
10.7. Постановка задачи физико-статистического прогноза	369
10.8. Формальная и статистическая экстраполяция	384

ГЛАВА 11. <i>Прогноз возникновения, эволюции и перемещения синоптических объектов</i>	394
11.1. Прогноз возникновения циклонов и антициклонов	—
11.2. Прогноз эволюции циклонов и антициклонов	401
11.3. Прогноз эволюции фронтов	403
11.4. Прогноз перемещения барических систем	413
11.5. Прогноз перемещения атмосферных фронтов	425
11.6. Простейшие приемы составления прогностических карт погоды	426

РАЗДЕЛ ЧЕТВЕРТЫЙ. ПРОГНОЗ УСЛОВИЙ ПОГОДЫ

ГЛАВА 12. <i>Прогноз ветра и особых явлений погоды, связанных с ветром</i>	430
12.1. Прогноз ветра в приземном слое	—
12.2. Прогноз шквала	434

12.3. Прогноз метели	445
12.4. Прогноз пыльной (песчаной) бури	446
12.5. Прогноз ветра на различных высотах	449
12.6. Прогноз струйных течений и скорости максимального ветра	454
12.7. Прогноз болтанки самолетов	461
ГЛАВА 13. <i>Прогноз температуры, влажности воздуха и заморозков на почве</i>	470
13.1. Изменения температуры и влажности воздуха	—
13.2. Прогноз температуры воздуха в приземном слое	471
13.3. Дополнительные приемы прогноза максимальной температуры воздуха	479
13.4. Дополнительные приемы прогноза минимальной температуры воздуха и поверхности почвы	482
13.5. Прогноз заморозков	488
13.6. Прогноз температуры и влажности воздуха на различных высотах, прогноз стратификации атмосферы	490
ГЛАВА 14. <i>Общие принципы прогноза облачности и осадков</i>	495
14.1. Общие принципы прогноза облачности	—
14.2. Типы осадков и их общий прогноз	498
ГЛАВА 15. <i>Методы прогноза облачности и осадков</i>	504
15.1. Прогноз облаков нижнего яруса	—
15.2. Прогноз фронтальной неконвективной облачности	510
15.3. Понятие о численных методах прогноза облачности	513
15.4. Прогноз обложных осадков	516
15.5. Прогноз конвективной облачности	526
15.6. Прогноз ливневых осадков и гроз	533
15.7. Прогноз града	542
ГЛАВА 16. <i>Прогноз туманов и видимости</i>	546
16.1. Классификация туманов	—
16.2. Прогноз радиационного тумана	548
16.3. Прогноз адвективного тумана и других видов туманов охлаждения	556
16.4. Прогноз туманов испарения и туманов, связанных с деятельностью человека	560
16.5. Прогноз видимости	566
ГЛАВА 17. <i>Прогноз гололеда, изморози, обледенения самолетов и морских судов</i>	575
17.1. Прогноз гололеда и изморози	—
17.2. Прогноз обледенения самолетов	579
17.3. Прогноз обледенения морских судов	587
ГЛАВА 18. <i>Анализ оправдываемости прогнозов</i>	595
18.1. Задачи анализа	—
18.2. Анализ оправдываемости прогнозов общего назначения	597
18.3. Анализ эффективности специализированных прогнозов	605

ГЛАВА 19. <i>Основные черты общей циркуляции атмосферы</i>	610
19.1. Главные факторы, определяющие циркуляцию атмосферы	—
19.2. Температура воздуха в тропосфере и стратосфере земного шара	613
19.3. Некоторые характеристики общей циркуляции атмосферы	624
19.4. Планетарные высотные фронтальные зоны	638
19.5. Типизация атмосферных процессов и индексы циркуляции	642
19.6. Повторяемость циклонов и антициклонов	648
19.7. Тропические циклоны	654
19.8. Струйные течения в атмосфере	656
19.9. Особенности режима температуры и циркуляция воздуха в стратосфере	667
19.10. Характерные черты циркуляции воздуха в тропической и экваториальной зонах	672
19.11. Цикличность ветра в экваториальной стратосфере	682
19.12. Схематическое изображение общей циркуляции на вертикальных разрезах атмосферы	685
19.13. Некоторые проблемы общей циркуляции атмосферы	691
19.14. Особенности синоптических процессов и условий погоды в некоторых районах	695
<i>Предметный указатель</i>	700

Алексей Семенович Зверев

СИНОПТИЧЕСКАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Редактор Л. И. Штанникова. Художник Л. А. Унрод.
Художественный редактор Б. А. Денисовский.
Технический редактор Л. М. Шишкова. Корректоры: И. А. Динабург,
Е. И. Бородина, И. А. Крайнева, Т. Н. Черненко

ИБ № 514

Сдано в набор 22/VII 1977 г. Подписано к печати 30/XI 1977 г. М-20406
Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1 Печ. л. 44,5 Уч.-изд. л. 48,13 Тираж 11 000 экз.
Индекс МЛ-28. Заказ № 382 Цена 2 руб.
Гидрометеонздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
193144, Ленинград, С-144, ул. Монсеенко, 10.