

О. Г. Богаткин

**ИНФОРМАЦИОННО-
СПРАВОЧНАЯ КНИГА
АВИАЦИОННОГО МЕТЕОРОЛОГА**

Книга 1

Санкт-Петербург

2010

УДК 551.: 629.130 (075.)

Богаткин О.Г. Информационно – справочная книга авиационного метеоролога. – СПб.

В соответствии с требованиями подготовки авиационных метеорологов в России и за рубежом, изложены вопросы, связанные с анализом документов, регламентирующих работу авиационных метеорологических органов, по обеспечению безопасности, регулярности и экономичности воздушных перевозок. Кроме того, рассмотрены вопросы, содержащие общие сведения об атмосфере, методы прогноза опасных для авиации явлений погоды, основы аэродинамики и управления воздушным движением, а также порядок метеорологического обеспечения авиации в современных условиях.

Предназначена для авиационных метеорологов, занимающихся непосредственно метеорологическим обеспечением авиации, летного и диспетчерского состава гражданской и военной авиации, курсантов летных училищ и студентов, изучающих вопросы авиационной метеорологии.

92.11. 1433

© Богаткин О.Г. 2010

Российский государственный
гидрометеорологический университет

· БИБЛИОТЕКА

ПРЕДИСЛОВИЕ

*По своей технической подготовке
летчик должен лететь впереди самолета.*

Валерий Чкалов

Если немножко переделать эти крылатые слова великого летчика, то у нас получится, что *по своей подготовке синоптик должен знать больше, чем ему нужно для разработки прогноза погоды.*

И это действительно так на самом деле. Приведем пример. Чукотка, аэродром Анадырь, конец октября. Идет снег при видимости 1800 м, а посадку самолетов можно производить при видимости не менее 1500 м. На связи с диспетчером Анадыря появляется самолет Ту-154, у которого подлетное время до аэродрома примерно полтора часа. Диспетчер запрашивает своих синоптиков: «Метео, в ближайшие два часа видимость будет хуже 1500 м или нет?». Вопрос метеорологический? – Да, метео, дайте прогноз видимости на два часа. Перевожу вопрос диспетчера на «другой язык»: Метео, можно Ту-154 посадить у нас или его нужно отправить на запасной аэродром, до которого больше тысячи километров? Синоптик сказал, что видимость не ухудшится, и самолет благополучно произвел посадку. А вот кто принял решение на посадку – вопрос для вас: диспетчер, сказавший командиру экипажа, что идите к нам, «погода будет» или синоптик, который дал прогноз видимости. На наш взгляд, решение было принято синоптиком, хотя он и не передавал команду командиру экипажа. Вот эту «авиационную кухню» и авиационные подвохи синоптик был должен знать.

Решая такие и похожие вопросы, начинаешь понимать, почему синоптик должен «лететь впереди самолета».

Авторы поставили перед собой сложную задачу: постараться в одной книжке изложить в доступной форме все и метеорологические, и авиационные вопросы, связанные в той или иной форме с метеорологическим обеспечением полетов. Как любят говорить летчики, а синоптики-практики с ними согласны, в книге не должно быть интегралов, а сама книжка не должна быть «толстой». Мы постарались с этой задачей справиться. Что из этого

получилось – судить вам, уважаемый читатель.

Нам кажется, что у этой книги будет «свой читатель».

Хочется поблагодарить всех, кто помогал писать эту книгу, которую мы назвали «Информационно-справочной книгой авиационного метеоролога» или, если хотите, «Настольной книгой авиационного синоптика». Особая благодарность профессору Российского государственного гидрометеорологического университета (РГГМУ) В.Ф. Говердовскому за ценные советы и помощь в написании раздела (5.12), связанного с анализом спутниковой и радиолокационной информации при обеспечении полетов.

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы метеорологического обеспечения полетов являются наиболее важными во всей прикладной метеорологии. С одной стороны, от погодных условий во многом зависит безопасность полетов, и это понятно. С другой стороны, метеорологическое обеспечение авиации дает метеорологической службе примерно 70% внебюджетного финансирования, что очень много. Это тоже понятно. С третьей стороны, чисто по-человечески, метеорологическое обеспечение авиации и все проблемы авиационной метеорологии очень интересны и до конца не решены. Решая их, волей-неволей общаешься с очень интересными и грамотными людьми, замечательными специалистами и чувствуешь, что вместе с ними делаешь большое дело. Ведь не зря же летный состав не видит для себя постоянной работы на земле, а авиационного метеоролога не «уведешь» с аэродрома.

Нашу информационно-справочную книгу мы решили построить следующим образом.

В первой части книги (а их всего пять) хотим напомнить читателям основные руководящие документы Всемирной метеорологической организации (ВМО), Международной организации гражданской авиации (МОГА) или как ее чаще называют ICAO (International Civil Aviation Organization), а также документы Росгидромета по метеорологическому обеспечению авиации. Хотелось сделать не конспективное изложение этих, в общем-то, важных документов, а показать их суть, показать их идею.

Во второй части книги изложены основные физические процессы, происходящие в нашей атмосфере. В доступной форме объяснено то, на чем «держится» вся, а не только авиационная метеорология.

Третья часть книги целиком посвящена прогнозу опасных для авиации явлений погоды. В этой части приведены не все методы прогноза, а только те, которые нашли достаточное распространение в оперативной практике метеорологического обеспечения полетов.

Четвертая часть книги посвящена основам авиации. Хорошее знание этого раздела синоптиком позволит сразу же безошибочно отличить синоптика АМСГ от синоптика бюро погоды или синоптика гидрометцентра.

В пятой, последней части книги, изложены вопросы метеорологического обеспечения полетов в современных условиях.

Даже если писать так, чтобы «словам было тесно, а мыслям просторно», трудно, очень трудно, изложить весь материал в одной не очень толстой книжке. Поэтому целый ряд вопросов изложен достаточно кратко, почти конспективно. Однако мы старались «не выплеснуть с водой ребенка» и не пропустить что-нибудь достаточно важное. Как у нас получилось – повторюсь: судить вам, уважаемый читатель.

Ну а наш потенциальный читатель, как нам представляется, это специалисты-метеорологи, работающие на аэродроме, летный, диспетчерский и руководящий состав авиапредприятий, студенты и аспиранты авиационных и метеорологических образовательных учреждений.

ЧАСТЬ 1. ОСНОВНЫЕ ДОКУМЕНТЫ, РЕГЛАМЕНТИРУЮЩИЕ РАБОТУ АВИАЦИОННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОРГАНОВ

1.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В области авиационной метеорологии давно осуществляется международное сотрудничество, которое с каждым годом расширяется и совершенствуется, и постоянным участником которого с 1971 года является Россия. Международное сотрудничество обусловлено целым рядом факторов, основными из которых являются следующие.

Во-первых, для улучшения качества метеорологического обеспечения авиации необходима всесторонняя метеорологическая информация и знание атмосферных процессов – основы прогнозирования погоды. Эти процессы не знают государственных границ, и поэтому между странами необходим постоянный обмен метеорологической информацией. Кстати, это нужно не только специалистам авиационной метеорологии, но и всем, кто занимается разработкой прогнозов погоды.

Во-вторых, с каждым годом увеличивается во всех странах число международных полетов. Так, протяженность авиатрасс России составляет почти 1 млн. километров, а из них на долю международных трасс приходится около 35%. В настоящее время самолеты гражданской авиации летают более чем в 100 стран мира. Международные полеты не могут проводиться без международного обмена метеорологической информацией.

Сотрудничество в области авиационной метеорологии осуществляется под эгидой двух международных организаций – Всемирной метеорологической организации (ВМО) и Международной организации гражданской авиации (МОГА) или, как ее еще иногда называют, ICAO (International Civil Aviation Organization). МОГА, главным образом, разрабатывает требования к метеорологическому обеспечению, сформированные (сформулированные) на основании запросов гражданской авиации, а ВМО определяет научно обоснованные возможности выполнения этих требований и разрабатывает соответствующие рекомендации.

Это интересно:

В нашей литературе, посвященной вопросам международной аэро-

навигации, иногда встречаются не совсем верные выражения, не совсем верная аббревиатура. Авторы «очень любят» по-русски писать аббревиатуру ИКАО вместо МОГА. Ошибки здесь никакой нет, но все-таки лучше и правильнее в русском тексте писать МОГА, а в английском – ICAO.

В ВМО и МОГА есть постоянные представители России, которые занимаются проблемами авиационной метеорологии и отстаивают наши государственные интересы.

С учетом всех взаимосвязей и возможностей синоптики на АМСГ решают все задачи по обеспечению безопасности, регулярности и экономичности воздушных перевозок. Надо сказать, что в целом со своими задачами синоптики справляются достаточно успешно.

В общем и целом существует целый ряд международных документов (документов ВМО и МОГА), а также документов внутренних (документов российских), относящихся к сфере правительства России, к сфере Росгидромета или к сфере руководства гражданской авиации России, которые полностью регламентируют работу авиационной метеорологической службы в целях обеспечения безопасности, регулярности и экономичности воздушных перевозок.

Об основных документах мы вам расскажем ниже.

1.2. МЕЖДУНАРОДНЫЕ ДОКУМЕНТЫ ПО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМУ ОБЕСПЕЧЕНИЮ ПОЛЕТОВ ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ.

К основным международным документам, регламентирующим работу гражданской авиации, можно отнести следующие:

1. Метеорологическое обеспечение международной авиации (Приложение 3 к Конвенции о международной гражданской авиации. Издание ICAO). В 2004 году вышло в свет уже пятнадцатое издание этого документа.
2. Руководство по практике метеорологических подразделений, обслуживающих авиацию (изд. ВМО №732, 2003).
3. Руководящие принципы образования и подготовки кадров в области метеорологии и оперативной гидрологии (изд. ВМО №258, 2002).

Метеорологическое обеспечение международной авиации (Приложение 3 к Конвенции о международной граждан-

ской авиации). Пожалуй, этот документ по метеорологическому обеспечению гражданской авиации можно считать основополагающим. Это, если хотите, «Всехнее НМО ГА» - наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации.

Документ принят еще в 1944 году и рекомендует стандарты, коды и практику метеорологического обеспечения полетов гражданской авиации во всем мире. Естественно, что с 1944 года в этот документ внесено множество поправок, однако структура документа в принципе осталась практически без изменений.

Отдельные главы Приложения 3 посвящены Всемирной системе зональных прогнозов, метеорологическим наблюдениям и сводкам, наблюдениям с борта воздушного судна, прогнозам погоды и предупреждениям об опасных явлениях погоды. Кроме того, в этом документе говорится об авиационной климатологической информации, порядке обеспечения летного состава и службы движения метеорологической информацией и использовании различных средств связи на аэродроме.

Приложение 3 – очень объемный документ. Все, что в нем указано, является рекомендациями для авиационных метеорологических служб всех государств. Но рекомендация потому-то и называется рекомендацией, что она не является обязательной к исполнению. Каждая страна, в том числе и Россия, могут все организовать по-своему, хотя учет требований Приложения 3 желателен. Например, в Приложении 3 рекомендуется указывать во всех сводках скорость ветра у земли и на высотах в км/ч. Однако в России скорость ветра у земли указывается в м/с, а в некоторых странах – даже в узлах.

Руководство по практике метеорологических подразделений, обслуживающих авиацию (изд. ВМО №732, 2003). Это уже второе издание этого документа. В нем подробно описаны функции метеорологических подразделений, обслуживающих авиацию, начиная от производства наблюдений, разработки прогнозов погоды и кончая проведением консультаций летного, диспетчерского состава и руководства авиапредприятий. Кроме того, отдельные главы этого документа посвящены вопросам автоматизации метеорологических наблюдений, подготовке прогнозов погоды, средствам связи и подготовке кадров.

В дополнение к этому документу МОГА выпустило в качестве инструктивного материала Руководство по координации де-

тельности между службами воздушного движения, службами аэронавигационной информации и подразделениями метеорологического обслуживания авиации (ICAO, док. 9377).

Более подробное изложение данного документа, объемом более пятидесяти страниц, не имеет смысла. Во-первых, при необходимости вы всегда этот (и другие) документы сможете найти, а, во-вторых, требования международных документов по возможности учтены в требованиях российской метеорологической службы.

Руководящие принципы образования и подготовки кадров в области метеорологии и оперативной гидрологии (изд. ВМО №258, 2002). В этом документе изложены требования, которые предъявляются к персоналу авиационных метеорологических станций. Весь кадровый состав АМСГ (АМЦ) разделен на две категории: авиационные метеорологи-прогнозисты и авиационные метеорологи-наблюдатели.

Для каждой группы специалистов в этом документе сформулированы требования по профессиональной подготовке сотрудников. Так, например, для метеорологов-прогнозистов «расписан» круг обязанностей, изложены требования к знаниям и квалификации в области прогнозирования погоды, перечислены специальные знания и навыки, необходимые при прогнозировании погоды для авиации, указаны требования к компетентности в области авиационной метеорологии и представлена учебная программа для подготовки таких специалистов.

Аналогичным образом представлен и весь материал для подготовки метеорологов-наблюдателей.

И, как уже говорилось выше, более подробного изложения этот документ также не требует. По возможности отдельные детали и тонкости при подготовке специалистов в области авиационной метеорологии будут рассмотрены на примере российских документов.

Ну и только что (май 2009 г.) нами получен еще один документ. Это «*Руководство по Глобальной системе наблюдений*», ВМО №488, изд. 3, 2009. В этом документе в разделе 3.4 приводится описание и требования к самолетным метеорологическим станциям, а в разделе 3.5 – к авиационным метеорологическим станциям.

Этот документ важный, достаточно объемный, но относится, скорее всего, к руководящим документам, который необходимо знать руководству метеослужбы. Как настольная книга авиационного метеоролога он, пожалуй, не годится.

1.3. ДОКУМЕНТЫ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМУ ОБЕСПЕЧЕНИЮ ПОЛЕТОВ ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ

Поиск и изучение отечественных документов, регламентирующих работу нашей гражданской авиации, потребовал очень много времени и терпения для того, чтобы можно было эти документы как-то «переварить». Споры нет – все документы нужные, но сколько их! Вот оно великое бумаготворчество!

Это интересно:

По этому поводу очень давно в «Литературной газете» как-то было написано, что правил проезда в метрополитене – 47, правил проезда в трамвае – 35, правил проезда в автобусе – 33, правил проезда в троллейбусе – 39, а правил арифметики – 4 (четыре: сложение, вычитание, умножение и деление). С чем-то похожим на старую «Литературную газету» автор столкнулся, изучая разные порядки обеспечения полетов и воздушных перевозок.

Если серьезно говорить об отечественных документах, по которым работает и живет наша гражданская авиация, то на первое место нужно поставить «Воздушный кодекс Российской Федерации».

«Воздушный кодекс Российской Федерации». Воздушный кодекс Российской Федерации принят как Федеральный закон №60-ФЗ 19.03.1997 года. В него уже неоднократно вносились различные изменения и дополнения, последние из которых датированы 30.12.2008 г. Этот документ, этот закон, является основным для всех видов деятельности всей авиации России.

Воздушный кодекс излагает основные положения всего, что так или иначе связано с авиацией. В нем дается определение воздушного пространства России, указывается, что такое аэродром и аэропорт, изложены права и обязанности экипажа и командира экипажа, перечислены все обеспечивающие авиацию технические службы, говорится о том, как проводится лицензирование и сертификация аэродромов и воздушных судов, как проводится разбор летных происшествий и многое, многое другое. Перечислять все – работа неблагодарная, да и не имеет смысла. Все дело в том, что Воздушный кодекс – это Федеральный закон, а не рабочий документ, и к нему еще много чего нужно.

Это интересно:

Вы, уважаемый читатель, безусловно, знаете, что основным законом в нашей стране является Конституция России. Это так на самом деле. В Конституции провозглашены основные права и обязанности граждан нашей страны, изложены основные принципы нашей жизни и нашего быта. Однако в этом не очень большом по объему документе всего не изложишь. Поэтому по каждому вопросу нашего бытия существует большое количество так называемых «подзаконных актов», которые должны не противоречить Конституции, а дополнять и уточнять ее в деталях. Примерно такая же картина происходит и с Воздушным кодексом России. Для всех авиаторов Кодекс – ну почти как конституция, а подзаконных актов – масса.

Основными подзаконными актами являются Федеральные авиационные правила (ФАП). В иерархии авиационных документов ФАПы стоят на втором месте после Воздушного кодекса. Каждый ФАП посвящен какому-нибудь одному вопросу или группе вопросов, регламентирующих деятельность авиации России. Так, например, есть Федеральные авиационные правила (ФАП) полетов в воздушном пространстве Российской Федерации, Федеральные авиационные правила (ФАП) оформления авиационных билетов, Федеральные авиационные правила (ФАП) перевозки опасных грузов и т.д. и т.п. Все эти документы можно найти в специальных сборниках или в Интернете.

Федеральных авиационных правил по метеорологическому обеспечению авиации нет, но у нас есть *Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации России (НМО ГА – 95)*, утвержденное руководством Росгидромета и Министерством транспорта России. Вот этот документ и является для нас основным.

Это интересно:

Здесь хочется отметить два момента. Во-первых, Наставление по метеорологическому обеспечению авиации, естественно, периодически обновляется. Последнее обновление было вынужденным, и после НМО ГА-90, которое было принято еще в Советском Союзе, вышло новое Наставление уже в 1995 году. Обычно же наставления обновляются через 8-10 лет. Так, до НМО ГА-90 было НМО ГА-82, а до него – НМО ГА-73. Как-то так получается, что каждое следующее наставление по

содержанию и по «понятности написания» оказывается хуже предыдущего, а проект наставления 2000 года так и остался проектом – самым авторам не понравилось. Обновления ныне действующего Наставления не было уже 14 лет.

Во-вторых, или из-за качества многих документов, или из-за нашего менталитета, мы не очень любим (очень не любим) читать до конца деловые бумаги, законы, постановления, наставления и инструкции. С одной стороны, это можно понять (автор в этом плане мало чем отличается от читателей), но, с другой стороны, юридические и прочие тонкости своей работы нужно знать хорошо. Автор не ставит перед собой цель «засадить» вас за изучение всех инструкций и наставлений, но если вспомнить, что незнание документов не освобождает от ответственности за содеянное, то руководящие документы нужно читать.

После того, как вы прочли то, что было написано выше, автору стало как-то проще перечислять руководящие документы. Их очень много. Вот основные из них.

Федеральный закон «О гидрометеорологической службе» №113-ФЗ от 19.07.98. Настоящий Федеральный закон устанавливает правовые основы деятельности в области гидрометеорологии и смежных с ней областях (деятельности гидрометеорологической службы) и направлен на обеспечение потребностей государства, физических и юридических лиц в гидрометеорологической, гелиогеофизической информации, а также в информации о состоянии окружающей природной среды, ее загрязнении.

Остальные важные документы здесь будут только названы, и при необходимости с ними вы сможете ознакомиться. К таким документам относятся:

1. Постановление Правительства Российской Федерации №1425 «Об информационных услугах в области гидрометеорологии и мониторинге загрязнения окружающей среды» от 15.11.1997 г.
2. Распоряжение Правительства Российской Федерации №494-р от 08.04. 1997 г. Положение о Федеральной службе России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, утвержденное постановлением Правительства №372 от 23.07. 2004 г.
3. Постановление Правительства Российской Федерации №532 от 03.08.1992 г. «О повышении эффективности использования в народном хозяйстве гидрометеорологической информации и данных о загрязнении окружающей среды».

4. Постановление Правительства Российской Федерации №173 от 30.03.2006 г.
5. «Соглашение между Федеральной аэронавигационной службой и Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды по метеорологическому обеспечению аэронавигационного обслуживания пользователей воздушного пространства Российской Федерации» №С-04-10/С-140-1 от 02.04. 2007 г.
6. Приказы Министерства транспорта Российской Федерации от 02.10.2000 г. №110 «Об аэропортовых сборах, тарифах за обслуживание воздушных судов эксплуатантов РФ в аэропортах и воздушном пространстве РФ» и №125 от 15.05.2000 г. «Об аэронавигационных сборах за обслуживание воздушных судов иностранных эксплуатантов в воздушном пространстве и аэропортах РФ».
7. Приказ Росгидромета №110 от 15.05. 2003 г. «О метеорологическом обеспечении международной аэронавигации» и изменения к нему от 20.05.2005 г. №157, №16 от 02.02.2006 г. И №356 от 25.10.2007 г.
8. Договор на предоставление авиационной метеорологической информации №984/07 от 11.02. 2008 г.
9. Приказы Росгидромета №191 от 03.12.2004 г. и №264 от 23.12.2003 г.
10. Приказ Росгидромета №112 от 04.09.1998 г. «Методика расчета тарифов на метеообеспечение», утв. 02.04.1998 г.
11. Приказ Росгидромета №24 от 24.02.1999 г. «О порядке ценообразования на гидрометеорологическую продукцию».
12. Приказ АНО МА РГМ (автономной некоммерческой организации Метеоагентство Росгидромета) №44 от 21.07.2005 г.
13. Перечень основных вопросов для совместных проверок №10-602-455/20/112 от 09.12.1996 г.
14. Типовой перечень вопросов для проверки АМСГ (АМЦ) специалистами АНО «Метеоагентство Росгидромета» от 06.08.2008 г.

Вот это, пожалуй, основные документы по метеорологическому обеспечению гражданской авиации России. В данный список не вошло наставление НМО ГА-95, которое и так является у вас настольной книгой, не вошел Сборник международных авиационных кодов, не вошло руководство по SIGMET, не вошли правила эксплуатации метеорологического оборудования аэродро-

мов (ПЭМОА-86), нормы годности к эксплуатации гражданских аэродромов (НГЭА-92) и ряд других документов.

Однако нам кажется, что, прочитав этот раздел, вы, уважаемый читатель, стали юридически более подготовленными и теперь будете в состоянии самостоятельно найти и «осилить» любой необходимый вам документ.

В заключение хочется привести вам еще два документа.

Это «*Положение о методическом сопровождении работ в области метеорологического обеспечения гражданской авиации, осуществляемых организациями и подразделениями Росгидромета*» (2005 г.), в котором «расписаны» цели и задачи авиационных метеорологических структур, начиная от АНО «Метеоагентство Росгидромета» и кончая АМСГ IV разряда и органами метеорологического слежения (ОМС).

Второй документ – это *Руководящий документ РД 52.21.703-2008 «Руководство по образованию и обучению специалистов в области авиационной метеорологии»*. Этот документ разработан Метеоагентством Росгидромета и разработан впервые. В нем рассмотрены вопросы классификации персонала и требования к его профессиональной подготовке, вопросы непрерывного образования и обучения, цели и задачи облета обслуживаемых воздушных трасс, а также приведены программы обучения и повышения квалификации персонала авиационных метеорологических подразделений.

Как и в аналогичном документе ВМО (см. выше), весь персонал разбит на две категории: инженеры-метеорологи и техники-метеорологи. Дополнительно в этом документе приведена программа подготовки прибористов – специалистов по приборам и метеорологическому оборудованию.

Оба последних документа также требуют внимательного прочтения.

ЧАСТЬ 2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ

2.1. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ АТМОСФЕРЫ

Атмосфера представляет собой механическую смесь газов. Основными газами, из которых и состоит наша атмосфера, являются: азот (N_2), кислород (O_2) и аргон (Ar). Полагают, что их количество можно считать постоянным. Кроме того, в состав атмосферного воздуха входят в переменных количествах водяной пар (H_2O), углекислый газ (CO_2) и озон (O_3). В очень небольшом количестве в атмосфере присутствуют такие газы как водород, гелий, неон, ксенон, криптон, метан, а также ряд других природных и промышленных газов.

Если из атмосферы убрать переменные составляющие, то на долю основных газов приходится 99,97% от объема всей атмосферы (азот – 78,09%, кислород – 20,95%, аргон – 0,93%), а на долю остальных газов – всего 0,03%. С одной стороны, это очень мало, однако, с другой стороны, даже такого количества «остальных газов» достаточно для того, чтобы их влияние на различные процессы на Земле было заметным. В процентном отношении состав воздуха практически не меняется до высот более 25 - 30 км.

Количество углекислого газа в атмосфере колеблется, так как зависит от процессов дыхания, горения и наличия растительности в данном регионе. Содержание углекислого газа в больших городах и промышленных центрах несколько больше 0,04% (в сельской местности – около 0,02%). Содержание углекислого газа в атмосфере ночью больше, чем днем, так как растения в темноте перестают усваивать углекислый газ.

Водяной пар в атмосфере содержится в большем количестве, чем углекислый газ. Его количество колеблется в значительных пределах и может меняться от 0,2 до 4,0%.

Озона в атмосфере еще меньше. В процентном отношении озон составляет всего 10^{-6} % общего объема атмосферы, но это тоже очень важный газ. Без него на земле изменилась, а может, и пропала бы, вся жизнь.

Переменные составляющие атмосферного воздуха имеют огромное значение потому, что очень сильно поглощают радиацию (углекислый газ и водяной пар – инфракрасную, излучаемую земной поверхностью и атмосферой, а озон – ультрафиолето-

вую, поступающую на верхнюю границу атмосферы), и тем самым оказывают существенное влияние на температурный режим земли и атмосферы.

Воздух, не содержащий водяного пара, называют сухим, а механическую смесь сухого воздуха и водяного пара называют влажным воздухом.

К газам атмосферного воздуха в естественных условиях всегда примешаны твердые и жидкие взвешенные частицы (атмосферные аэрозоли), а часть молекул воздуха ионизирована.

Вертикальная протяженность атмосферы составляет около 2000 км, однако половина всей ее массы находится в нижнем пятикилометровом слое, 75% массы – в слое до 10 км, 90% массы – в слое до 16 км и 95% массы – в слое до 20 км. Резкой верхней границы атмосферы не существует – она просто постепенно переходит в межпланетное пространство.

42 к. 1433
Незначительная вертикальная протяженность основного (по массе) слоя атмосферы по сравнению с ее горизонтальной протяженностью приводит к тому, что и вертикальные масштабы наблюдаемых в атмосфере явлений и процессов оказываются значительно меньше их горизонтальных масштабов. Метеорологические объекты имеют горизонтальные размеры в сотни и тысячи километров, а по вертикали распространяются всего на несколько километров.

По своим физическим свойствам атмосфера неоднородна как по горизонтали, так и по вертикали. По горизонтали атмосферу земли «делят» на различные воздушные массы, характеристики которых зависят от района формирования этой массы, а по вертикали – на пять основных слоев, которые называют «сферами».

О различных воздушных массах мы поговорим с вами в последующих главах этой книги. Основной характеристикой каждого слоя атмосферы является распределение в нем (по вертикали) температуры воздуха.

Самый нижний слой атмосферы называется *тропосферой*. Этот слой простирается до высоты 10 - 12 км в умеренных широтах, до высоты 8 - 10 км в полярных областях и до высоты 16 - 18 км в тропиках. Тропосфера в большей степени, чем другие слои атмосферы, подвержена влиянию земной поверхности. В тропосфере наблюдается постоянное и постепенное убывание температуры воздуха с высотой. Это связано с тем, что тропос-

фера получает тепло главным образом от поверхности Земли, поглощающей солнечную радиацию. Поэтому, совершенно очевидно, что чем дальше от земной поверхности находится воздух, тем он холоднее.

Вследствие неравномерного распределения тепла и массы воздуха в тропосфере в ней происходит постоянное движение как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Восходящие движения воздуха приводят его к охлаждению, конденсации водяного пара и как следствие – к образованию облаков. Кроме того, перемешивание воздуха в тропосфере вызывается механическим воздействием неровностей земной поверхности на перемещающиеся воздушные массы.

В тропосфере сосредоточено примерно 80% всей массы атмосферы. Для нижней части тропосферы характерно сильное запыление воздуха. Самые нижние 50 - 250 м атмосферы образуют *приземный слой*, а нижний слой атмосферы толщиной в 1 - 2 км образует *пограничный слой*. Иногда пограничный слой называют нижней тропосферой, слой от 2 до 6 - 7 км – средней тропосферой, а выше 6 - 7 км находится верхняя тропосфера. В тропосфере формируются воздушные массы и разделяющие их атмосферные фронты, развиваются и исчезают циклоны и антициклоны, которые иногда распространяются и на следующий слой атмосферы – стратосферу. Переходный слой от тропосферы к стратосфере называется *тропопаузой*.

Тропопауза имеет толщину от нескольких сотен метров до нескольких километров. В этом переходном слое замедляется характерное для тропосферы понижение температуры, которая с увеличением высоты может оставаться постоянной (изотермия) или повышаться (инверсия). Под тропопаузой может наблюдаться зона сильных ветров (струйные течения) и несколько ухудшается горизонтальная видимость из-за скопления водяного пара, пыли и других частиц разного происхождения, так как на любой высоте инверсия или изотермия являются задерживающим слоем для всякого рода примесей и вертикальных движений.

Это интересно:

Вполне естественно, что высота тропопаузы в большей степени, чем кого-либо другого, интересует авиацию. Летчики при получении метеорологической информации очень часто интересуются тропопау-

зой. Такое «трепетное» отношение к этому переходному слою атмосферы, скорее всего, не необходимость, а дань моде и уважение старых традиций. Все дело в том, что после появления первых реактивных самолетов в 50-х годах прошлого столетия военным летчикам платили за выполнение полета в стратосфере. Плата была заметной: 1 рубль за минуту стратосферного полета. Если учесть, что в те годы зарплата летчика не превышала 1500 рублей, а самолет мог находиться в стратосфере до 4 часов и более, то становится понятным интерес летчика к высоте тропопаузы. Ведь, если заданная высота полета 11000 м, а высота тропопаузы 10900 м, то получи свои 240 рублей за четыре часа стратосферного полета, а если наоборот, то, извините, летчику ничего не полагается. Вот с этих пор и «полюбили» летчики тропопаузу.

И еще одно интересное обстоятельство. Если вы летите в самолете, а полет выполняется на высоте, близкой к высоте тропопаузы, то тропопаузу можно увидеть своими глазами. Под тропопаузой небо будет белесым, почти серым, а выше тропопаузы – прозрачным, синим или даже почти фиолетовым. Граница между «серым и синим небом» видна очень хорошо. Это и есть тропопауза. Зная это, вы можете «убить» своих знакомых и незнакомых попутчиков, показав им тропопаузу.

Стратосфера – это слой атмосферы, находящийся на высотах от верхней границы тропосферы (от тропопаузы) до высоты 45 - 50 км. Здесь температура до высоты 25 - 30 км остается практически постоянной, а затем растет, и на ее верхней границе достигает значений, близких к 0°C. Распределение температуры в стратосфере и ее колебания в основном определяются слоем озона, максимальное содержание которого отмечается на высотах 22 - 25 км, а верхняя граница озонового слоя как раз находится на высоте около 50 км.

До недавнего времени считалось, что стратосфера является достаточно спокойным слоем атмосферы, так как на этих высотах атмосфера стратифицирована устойчиво. Это значит, что в стратосфере не должно быть вертикальных движений воздуха, облаков, сильных ветров, сильной турбулентности и других неблагоприятных явлений. Однако оказалось, что это не так. И стратосферные струйные течения, и резкие потепления, и сильная турбулентность, и даже так называемые «перламутровые облака» на высотах 20 - 30 км наблюдаются в стратосфере.

Мезосфера располагается на высотах 50 - 80 км. Для этого

слоя характерно падение температуры воздуха с высотой (озона-то здесь уже нет), которая достигает минимума ($-80...-90^{\circ}\text{C}$) на верхней границе слоя. Вблизи верхней границы мезосферы иногда образуются тонкие облака, которые называют «серебристыми». Причины их образования до конца пока не изучены.

Между стратосферой и мезосферой располагается переходный слой – *стратопauза*. Она находится на той высоте, где температура воздуха на высотах около 50 км достигает максимума.

Это интересно:

Мезосфера – самый «тяжелый» слой для изучения атмосферы. Дело в том, что тропосферу и стратосферу ученые изучают с помощью радиозондирования. На высотах в 200 - 300 км атмосферу можно изучать с помощью искусственных спутников Земли, с помощью ракетного зондирования, а вот слой 50 - 80 км изучать почти невозможно – нет надлежащей аппаратуры. Отечественная и зарубежная наука и приборостроение сейчас прилагают большие усилия к тому, чтобы «справиться с этим капризным слоем атмосферы».

Между мезосферой и следующим по высоте слое атмосферы – *термосферой* расположена мезопauза. Это та высота, на которой в распределении температуры с высотой наблюдаются минимальные значения температуры.

Термосфера представляет собой слой большой вертикальной мощности, в котором температура воздуха непрерывно повышается. Этот слой простирается от высоты 80 км (мезопauзы) до высоты около 450 - 500 км. Повышение температуры воздуха с высотой объясняется поглощением коротковолновой части лучистой энергии Солнца. При этом происходит распад молекул кислорода и азота на атомы. Мы уже говорили выше, что состав атмосферы до высоты примерно 25 - 30 км практически одинаков. Выше этой высоты молекулы кислорода и азота распадаются на атомы, а следовательно, в термосфере состав атмосферы уже не тот, что в нижележащих слоях. Характерной особенностью термосферы является наличие в ней большого количества электрически заряженных частиц – ионов, поэтому при рассмотрении электрических свойств термосферы ее часто называют «*ионосферой*». Полярные сияния и магнитные бури, которые мы наблюдаем, а иногда и чувствуем на земле, обязаны своим происхождением ио-

носфере и повышенной солнечной активности.

Выше уровня 450 - 500 км находится самый верхний слой атмосферы – экзосфера, которая отделена от термосферы *термопаузой*. Плотность воздуха в этом слое атмосферы очень мала, поэтому атомы газов имеют огромные скорости, позволяющие им преодолевать силу земного притяжения и покидать атмосферу Земли, улетая в межпланетное пространство.

2.2. ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

В этом разделе мы познакомим читателей с основными метеорологическими параметрами и единицами их измерения.

Атмосферное давление. Атмосферное давление – это давление, которое производит атмосфера на земную поверхность и находящиеся в атмосфере предметы. В каждой точке атмосферы атмосферное давление равно весу столба воздуха, расположенного выше данной точки (до верхней границы атмосферы) и имеющего основание, равное единице.

На уровне моря атмосферное давление близко к тому давлению, которое производит столб ртути высотой 760 мм. Атмосферное давление, эквивалентное давлению ртутного столба высотой 760 мм при температуре 0°C, равно силе, с которой масса (76•13,596) г давит на поверхность в 1 см² (13,596 г/см² – удельный вес ртути при температуре 0°C).

Так как известно, что сила это произведение массы на ускорение, то в системе СГС это давление будет равно

$$1033,3 \cdot 980,665 = 1013250 \text{ дин/см}^2 = 1013,25 \text{ мбар.}$$

Известно также, что 1 дина – это сила, которая сообщает массе в 1 г ускорение в 1 см/с². Размерность силы в системе СГС [г·см/с²].

В системе СИ давление 1013,25 мбар эквивалентно 101325 Па или 1013,25 гПа, а за единицу силы принят ньютон – это такая сила, которая массе 1 кг сообщает ускорение в 1 м/с². Размерность силы в системе СИ [кг·м/с²].

Отсюда вытекают и основные единицы измерения давления:

$$1 \text{ бар} = 1000000 \text{ дин/см}^2 = 100000 \text{ Па};$$

$$1 \text{ мбар} = 0,001 \text{ бар} = 1000 \text{ дин/см}^2 = 100 \text{ Па} = 1 \text{ гПа};$$

1 Па = 1 н/м² = 0,01 мбар;

1 мм рт. ст. = 1013250·760 = 1333,3 дин/см² = 4/3 мбар или 4/3 гПа, а следовательно, 1 гПа = 1 мбар = 0,75 мм рт. ст.

В настоящее время на практике наиболее распространенными величинами измерения давления в метеорологии являются гектопаскаль (гПа) и миллиметр ртутного столба (мм рт. ст.). Кроме перечисленных единиц измерения давления существуют также техническая атмосфера (ат или кг/см²): 1 ат = 98066,5 н/м² и физическая атмосфера (атм): 1 атм = 101325 н/м² (760 мм рт. ст.).

Это интересно:

С увеличением высоты над любой точкой земного шара атмосферное давление всегда понижается и ни при каких обстоятельствах не бывает наоборот.

На каждого человека, исходя из площади его тела, атмосфера «давит» силой около 15 тонн! Мы не замечаем этой тяжести потому, что внутри каждого из нас существует такое же давление, как и в окружающем нас воздухе. Если вдруг по каким-то причинам внешнее давление резко упадет (произойдет разгерметизация кабины самолета, например), то внутреннее давление, выравниваясь с внешним, попытается «разорвать» человека. Вот поэтому при полетах в стратосфере военные летчики выполняют полеты в специальных высотно-компенсирующих костюмах.

Во всех инструкциях и полезных советах говорится о том, что если по каким-либо причинам следует ожидать очень громкого звука, например, выстрела из пушки, то стоящим рядом людям рекомендуют приоткрыть рот. Такая рекомендация дается для того, чтобы при сильном звуке уменьшить нагрузку на барабанные перепонки. Звуковая волна от взрыва в этом случае через ушную раковину будет воздействовать на внешнюю поверхность перепонки, а через приоткрытый рот – на внутреннюю. Тем самым будет снята излишняя звуковая нагрузка на наши уши.

Пожалуй, каждый из вас, читатель, видел или испытал на себе, как ставят так называемые медицинские банки. Напомню: сначала зажигают спиртовку, затем на короткое время перевернутую банку держат над огнем и только после этого прикладывают к нужному месту на теле. Банка пристает очень крепко и все потому, что в то время, когда ее держат над огнем, внутри банки резко увеличивается температура, а, следовательно, уменьшается давление. Поэтому более высокое внешнее давление как бы «приклеивает» банку к телу. На медицинских аспектах банок мы останавливаться не будем.

Атмосферное давление измеряется с помощью ртутных барометров или барометров – анероидов. Для оценки хода изменения давления, т.е. его записи, используются барографы.

Плотность воздуха. Плотность воздуха это отношение его массы к объему, который он занимает. Обычно плотность воздуха выражается в г/м³. Из уравнения состояния газов для сухого воздуха можно определить его плотность. Она будет равна

$$\rho = \frac{P}{RT} = \frac{P}{R(273+t)} \quad (2.1)$$

где $R = 287 \text{ м}^2/\text{с}^2 \cdot \text{К}$ или $\text{дж}/\text{кг} \cdot \text{К}$ – удельная газовая постоянная сухого воздуха;

p – атмосферное давление, гПа;

t – температура воздуха, °C.

При $p = 1000 \text{ гПа}$ и $t = 0 \text{ °C}$ плотность воздуха $\rho = 1276 \text{ г/м}^3$ или $1,276 \text{ кг/м}^3$. Для других значений p и t плотность воздуха может быть определена по формуле

$$\rho = 1276 \frac{P}{1000} (1 - \alpha t) \quad (2.2)$$

где $\alpha = 1/273$.

Для решения ряда практических задач по аэродинамике вводится понятие относительной плотности воздуха (Δ), которая равна отношению фактической плотности (ρ_ϕ) к плотности воздуха у земли в стандартных условиях ($\rho_{0,ст}$).

$$\Delta = \rho_\phi / \rho_{0,ст} \quad (2.3)$$

Это интересно:

В отличие от обязательного уменьшения атмосферного давления с высотой, плотность воздуха при увеличении высоты иногда может увеличиваться. Для этого необходимо, чтобы с увеличением высоты очень резко уменьшалась температура воздуха.

Однажды в начале двадцатого века Ф.И. Шаляпин пел в каком-то шикарном ресторане в Италии. Публика была в восторге, и после окон-

чания концерта раскупила все, что находилось в том зале, где пел Шаляпин. Одному богатому купцу ничего не досталось – прозевал. Тогда, находясь в состоянии «сильного подпития», он сказал хозяину ресторана, что купит воздух в этом зале. Хозяин, естественно, согласился и быстренько прикинул, что объем зала, где был концерт, равен 5000 кубометрам. Испугавшись такого большого числа «5000», но, не желая отказываться от сделки, богатый купчик сказал, что не будет покупать воздух на кубометры, а купит его по той же цене, но за килограммы. Хозяин сразу же согласился на эту замену и в результате получил за воздух почти на треть больше денег, чем думал в самом начале. Не знал богатый купец, что кубометр воздуха весит значительно больше килограмма.

Плотность атмосферного воздуха на практике никогда не измеряется. На метеорологических станциях измеряют атмосферное давление и температуру воздуха, и по этим данным по формуле (2.2) определяют плотность.

Помимо понятия давления и плотности, существует понятие геопотенциала. Геопотенциал в некоторой точке атмосферы численно равен той работе, которую нужно затратить для того, чтобы поднять единицу массы в поле силы тяжести от уровня моря до данной точки. Геопотенциал на уровне моря принимается равным нулю.

Значение геопотенциала в той или иной точке любой изобарической поверхности (поверхности одинакового давления), выраженное в геопотенциальных метрах (гп.м), является геопотенциальной высотой данной поверхности. Значительно чаще, чем в геопотенциальных метрах, высота изобарических поверхностей измеряется в десятках геопотенциальных метрах (декаметрах). В сокращенном виде в последнее время десятки геопотенциальных метров обозначаются *дам*.

Температура воздуха. Как известно, температура является мерой внутренней энергии тела, поэтому *температурой воздуха* является та температура, которую показывает термометр в условиях его полного контакта с атмосферным воздухом.

Для измерения температуры существуют разные температурные шкалы. Каждая шкала содержит обычно две реперных точки. Общепринятыми реперными точками во всех шкалах являются точка (температура) таяния льда и точка (температура) кипения воды.

На практике используются следующие температурные шкалы:

- стоградусная шкала или шкала Цельсия ($^{\circ}\text{C}$) с реперными точками 0° и 100° ;
- шкала Фаренгейта ($^{\circ}\text{F}$ или $^{\circ}\text{F}$) с реперными точками 32° и 212° .

Для перевода значений температуры из одной шкалы в другую следует пользоваться формулами:

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9}(t^{\circ}\text{F} - 32) \quad (2.4)$$

$$t^{\circ}\text{F} = \frac{9}{5}t^{\circ}\text{C} + 32 \quad (2.5)$$

- абсолютная шкала с реперными точками 273 K и 373 K (шкала Кельвина);
- шкала Реомюра ($^{\circ}\text{R}$) с реперными точками 0° и 80° (в настоящее время эта шкала практически не употребляется).

Кроме указанных выше температурных шкал, существуют международная температурная шкала, термодинамическая температурная шкала и эмпирическая температурная шкала, однако их описание выходит за рамки данной книги.

Это интересно:

Если читая рассказы Джека Лондона о жизни на Аляске, вы обратите внимание на очень сильный холод в тех краях – не удивляйтесь, так как Джек Лондон во всех своих рассказах температуру воздуха указывал в градусах Фаренгейта, а по стоградусной шкале это практически обычные зимние температуры для заполярных районов, правда, все равно очень холодно.

К стоградусной шкале измерения температуры Цельсий никакого отношения не имеет, но почти во всем мире стоградусную шкалу называют шкалой Цельсия.

На земном шаре в любой день и любой час можно найти два пункта, в которых температура воздуха у земли отличалась бы более, чем на 100 (сто!) градусов.

Самая высокая температура в мире ($58,0^{\circ}\text{C}$) отмечалась в Мексике, самая низкая ($-89,2^{\circ}\text{C}$) – на станции Восток в Антарктиде. В России в Оймяконе (Якутия) было $-71,8^{\circ}\text{C}$, а в низовьях Волги $+42,3^{\circ}\text{C}$.

Однажды, после сравнительно теплой зимы в Якутии, один журналист написал, что в прошедшую зиму ртутный столбик термометра в Верхоянске не опускался ниже -53°C . В чем журналист допустил неточность, если все так и было? Оказывается, журналист показал свою полную «физическую и метеорологическую» неграмотность. Дело в том, что ртуть замерзает при температуре $-38,9^{\circ}\text{C}$, и ртутный столбик в принципе не может опуститься ниже этой отметки. Более низкие температуры измеряют спиртовым, а не ртутным термометром. Вот как нужно быть осторожным, когда гонишься за «красным словом».

Температура воздуха на метеорологических станциях измеряется различными термометрами. Они могут быть ртутными, спиртовыми или биметаллическими, но обязательно должны находиться в психрометрической будке (в тени) на высоте 2 м от поверхности. Ну а по назначению термометры бывают срочными (измеряют температуру воздуха в сроки наблюдения), максимальными, минимальными, почвенными и т.д.

Скорость и направление ветра. *Ветром* называется движение воздуха относительно земной поверхности. Обычно под ветром подразумевается горизонтальная составляющая этого движения. Движение воздуха (ветер) происходит под воздействием силы барического градиента, силы трения, отклоняющей силы вращения земли и центробежной силы. Движущей силой является сила барического градиента.

Направление ветра — это направление, откуда дует ветер. Обычно направление ветра измеряют в угловых градусах или в румбах горизонта. При этом чаще всего используют восьмириумбовую шкалу (иногда применяется 4-х и 16-ти румбовые шкалы).

Скорость ветра измеряется в м/с, км/ч, узлах или условных единицах (баллах). Величина скорости ветра, измеряемая в м/с или км/ч, пояснений не требует. Скорость ветра, равная одному узлу, соответствует одной морской миле (1852 м) в час. Приблизленно один узел равен 0,5 м/с.

Для определения скорости (силы) ветра в условных единицах обычно используется 12-ти балльная шкала Бофорта. Она основана на визуальной оценке действия ветра на наземные предметы или состояние моря.

Перевод данных шкалы Бофорта в скорость ветра в м/с приведен в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Перевод скорости ветра из шкалы Бофорта в скорость ветра в м/с.

Балл шкалы Бофорта	м/с	Балл шкалы Бофорта	м/с
0	0 - 0,2	7	13,9 - 17,1
1	0,3 - 1,5	8	17,2 - 20,7
2	1,6 - 3,3	9	20,8 - 24,4
3	3,4 - 5,4	10	24,5 - 28,4
4	5,5 - 7,9	11	28,5 - 32,6
5	8,0 - 10,7	12	> 32,6
6	10,8 - 13,8		

При визуальных судовых наблюдениях часто используют следующие понятия:

- штиль $V = 0$
- умеренный ветер $V = 4$
- сильный ветер $V = 6$
- шторм $V = 10$
- ураган $V = 12$.

В настоящее время наиболее распространенными единицами измерения ветра являются: для направления ветра – измерение направления ветра в угловых градусах, для скорости ветра у земли – скорость ветра в м/с или в узлах, для скорости ветра на высотах – в км/ч.

Международная организация гражданской авиации (МОГА) или, как ее называют за рубежом, ICAO (International Civil Aviation Organization) рекомендует всем странам – членам ICAO для измерения скорости ветра у земли и на высотах использовать только одну единицу измерения – км/ч. Однако, рекомендация – это рекомендация, а не директива. Поэтому каждая страна вправе поступать так, как ей хочется, как привычней. Вот поэтому в России скорость ветра у земли измеряется в м/с, а на высотах – в км/ч.

Это интересно:

Известно, что ветер это движение, т.е. перемещение масс воздуха. Мы мало задумываемся над тем, какие на самом деле массы воздуха переносят силы барического градиента. А между тем, если скорость ветра всего 3 м/с, то за 30 секунд каждого из нас «обдувает» масса воз-

духа, равная весу нашего тела. Действительно, у каждого из нас рост не меньше 1,5 м, а ширина плеч не менее 30 см. Это значит, что площадь нашего тела около 0,5 м². Следовательно, за одну секунду при скорости ветра в 3 м/с нас «обдует» примерно 1,5 м² воздуха, а за 30 секунд – 45 м². Если учесть, что один кубометр воздуха весит 1276 г, то общая масса воздуха, которая коснется каждого из нас за полминуты, составит чуть больше 57 кг. А это как раз ваш вес.

Для измерения направления и скорости ветра на метеостанциях используются различные стационарные и переносные приборы. Направление ветра измеряют с помощью флюгера, а скорость ветра – с помощью вертушки. Обычно ветер у земли измеряют на высоте 6 - 10 м. В настоящее время наиболее распространенными приборами для определения ветра являются приборы М-63 и М-64.

Единицы измерения влажности воздуха. Под *влажностью воздуха* понимается содержание водяного пара в атмосфере, которое характеризуется целым рядом величин. Основными из них являются абсолютная влажность, дефицит влажности, относительная влажность, отношение смеси, точка росы, массовая доля водяного пара (удельная влажность) и упругость водяного пара. Рассмотрим отдельные характеристики влажности более подробно.

Абсолютная влажность (а) – одна из основных характеристик влажности. Она соответствует плотности водяного пара в воздухе, выраженной числом граммов водяного пара, содержащимся в 1 м² воздуха (г/м²).

Абсолютная влажность связана с *упругостью водяного пара (е)*, которая показывает парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе. Упругость водяного пара измеряется в гектопаскалях (миллибарах) или в миллиметрах ртутного столба, как и давление воздуха.

В тех случаях, когда упругость водяного пара выражена в гПа, связь между абсолютной влажностью и упругостью водяного пара определяется соотношением

$$a = 217 \frac{e}{T} = \frac{0,8e}{1 + \alpha t} \quad (2.6)$$

При выражении упругости водяного пара в мм рт. ст. формула

(2.6) принимает вид

$$\alpha = 289 \frac{e}{T} = \frac{1,06e}{1 + \alpha t} \quad (2.7)$$

В обеих последних формулах T – температура воздуха (К), t – температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$), а $\alpha = 1/273$.

Массовая доля водяного пара или удельная влажность (s) показывает отношение плотности водяного пара к плотности влажного воздуха или отношение веса водяного пара к весу влажного воздуха в том же объеме. Массовая доля водяного пара зависит от атмосферного давления (p) и упругости водяного пара. Эта зависимость выражается формулой

$$s = \frac{0,623e}{p - 0,377e} \text{ кг/кг} \quad (2.8)$$

где e и p должны быть выражены в одних и тех же единицах.

На практике массовая доля водяного пара выражается в граммах водяного пара на килограмм влажного воздуха (г/кг) и численно равна

$$s = \frac{623e}{p - 0,377e} \quad (2.9)$$

Отношение смеси (r) представляет собой отношение массы (веса) водяного пара к массе (весу) сухого воздуха в том же объеме, выраженное в граммах водяного пара на килограмм сухого воздуха

$$r = 623 \frac{e}{p - e} \quad (2.10)$$

Точка росы (T_d или t) – это такая температура, при которой воздух достигает состояния насыщения (по отношению к воде) при данном содержании водяного пара и неизменном давлении.

Точка росы практически всегда ниже температуры воздуха. Исключения составляют случаи, когда воздух насыщен. При этом точка росы равна температуре воздуха.

Относительная влажность (R) является отношением фактической упругости водяного пара в атмосфере (e) к упругости насыщающего водяного пара (E) при той же температуре. Она может быть выражена или в процентах, или десятичной дробью, т.е.

$$R = \frac{e}{E} \cdot 100, \% \text{; или, } R = \frac{e}{E} \quad (2.11)$$

Относительную влажность можно также определить как отношение фактической абсолютной или удельной влажности к абсолютной или удельной влажности при насыщении при той же температуре воздуха.

Дефицит влажности (d) это разность между насыщающей и фактической упругостью водяного пара при данных температуре и давлении.

$$q = E - e \quad (2.12)$$

Дефицит точки росы (дефицит температуры точки росы) показывает разность между фактической температурой воздуха и температурой точки росы. Численно он равен

$$D = t - \tau \quad (2.13)$$

В зависимости от решаемых задач на практике используются различные характеристики влажности. В интересах разработки краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды наибольшее распространение получили такие единицы как абсолютная влажность, массовая доля водяного пара (удельная влажность), точка росы, относительная влажность и дефицит температуры точки росы. О конкретном использовании той или иной единицы измерения влажности при разработке прогнозов погоды будет указано ниже.

Это интересно:

Известно, что водяной пар (не вода!) легче сухого воздуха. Поэтому, если вы хотите поскорее высушить какой-нибудь сосуд, например, банку, то ее нужно поставить так, чтобы горловина банки была направлена вверх. В этом случае более легкий водяной пар имеет возможность беспрепятственно подниматься вверх, и банка высохнет быстрее, чем при любом другом ее положении.

Для измерения влажности воздуха используются гигрометры, гигрографы, а также психрометры различной конструкции. В психрометре есть два термометра: сухой и смоченный, по показаниям которых с помощью психрометрических таблиц определяются или рассчитываются все характеристики влажности воздуха.

Облачность. Скопление капель воды и кристаллов льда, взвешенных в воздухе, называется *облаком* (*облачностью*). В специализированных прогнозах погоды в качестве характеристик облачности указывается их количество, форма и высота нижней и верхней границы. Если форма облаков единиц измерения не имеет, то остальные ее характеристики могут быть измерены количественно.

Для определения количества облаков могут использоваться баллы или октанты (в авиационных прогнозах погоды используются октанты, а практически во всех остальных прогнозах – баллы). Почему авиация при определении количества облаков поставила себя в обособленное положение – авторам не понятно, и кажется неразумным. При измерении количества облаков в баллах весь небосвод делится на 10 частей, и степень закрытия неба облаками может изменяться от 0 (ясная погода) до 10 баллов (сплошная облачность). В тех случаях, когда количество облаков измеряют в окантах, то количество облаков меняется от 0 до 8 октантов.

Перевод количества облаков из баллов в октанты и обратно осуществляется следующим образом:

Октанты	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Баллы	0	1	2-3	4	5	6	7-8	9	10

Высота нижней и верхней границы облаков измеряется в метрах или километрах, а в ряде стран могут быть указаны даже футы. Если высоты облаков указываются в метрах, то обычно высота нижней границы облаков округляется до десятков, а вер-

хней границы – до сотен метров.

Иногда в прогнозах погоды и в обиходе для определения количества облаков используются следующие выражения:

- безоблачно – 0 - 1 балл облаков;
- малооблачно – 2 - 3 балла облаков;
- переменная облачность – 4 - 7 баллов облаков;
- значительная облачность – 8 - 9 баллов облаков;
- сплошная облачность – 10 баллов облаков.

Это интересно:

Иногда бывает даже трудно себе представить, при какой сложной погоде летают самолеты гражданской авиации. А между тем на больших аэродромах современные самолеты могут производить посадку при высоте нижней границы облаков в 30 м. Представьте себе, что перед вами стоит четырнадцатизэтажный дом. Высота каждого этажа примерно равна трем метрам. А это значит, что самолет может произвести безопасную посадку на аэродроме даже в том случае, когда одиннадцатый этаж дома будет в облаках.

Количество и форму облаков метеоролог всегда определяет визуально. Высота нижней границы облачности может быть определена с помощью измерителя высоты облаков (ИВО), лазерного измерителя высоты облаков (ЛИВО) или с помощью регистратора высоты облаков (РВО-2). Все перечисленные приборы определяют время прохождения светового луча от прожектора, установленного на земле, до облака и обратно. Шкалы приборов проградуированы в значениях высоты облачности, и по времени прохождения луча «туда и обратно» определяется высота облаков.

Видимость. Под *видимостью* (метеорологической дальностью видимости) понимается наибольшее расстояние, с которого можно различить (обнаружить) на фоне неба вблизи горизонта черный объект с угловыми размерами больше 15 минут. В ночное время видимость – это расстояние, на котором при существующей прозрачности атмосферы такой объект можно было бы обнаружить в дневное время.

В зависимости от значений видимость измеряется в метрах с округлением до десятков или сотен метров или в километрах. Кроме того, визуальная оценка видимости может производиться в условных баллах. Шкала видимости в баллах выглядит следующим образом:

Баллы	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Видимость, км	< 0,05	0,05-0,2	0,2-0,5	0,5-1,0	1-2	2-4	4-10	10-20	20-50	>50

В настоящее время определение видимости в баллах практически не производится.

Представляет интерес табл. 2.2, в которой приводятся значения видимости при визуальной оценке интенсивности того или иного метеорологического явления.

Таблица 2.2

Значения видимости (м) при различной интенсивности явлений погоды.

Атмосферное явление	Интенсивность явления		
	Сильная	Умеренная	Слабая
Ливневый дождь	500 - 1000	2000 - 4000	4000 - 10000
Ливневый снег	100 - 500	500 - 1000	1000 - 4000
Метель	< 50	50 - 500	500 - 1000
Морось	1000 - 2000	2000 - 4000	4000 - 10000
Общая метель	< 1000	1000 - 2000	2000 - 4000
Снег, крупа	500 - 2000	2000 - 4000	4000 - 10000
Дымка	1000 - 2000	2000 - 4000	4000 - 10000
Мгла	< 1000	1000 - 2000	2000 - 6000
Низовая метель	1000 - 2000	2000 - 4000	4000 - 10000
Пыльная буря	< 1000	1000 - 2000	2000 - 4000
Туман	50 - 200	200 - 500	500 - 1000

Значений видимости, приведенных в таблице, следует придерживаться при консультации потребителей о фактической и ожидаемой погоде.

Это интересно:

По существующему положению в тех случаях, когда видимость на метеостанции определяется визуально, потребителям указывается видимость до самого дальнего видимого ориентира. На северо-востоке России есть пункты (метеостанции), где из-за географических условий имеется очень небольшое количество ориентиров видимости, в результате чего иногда могут возникать не только курьезные, но и порой конфлик-

тные ситуации. Например, на одном из аэродромов на севере Дальнего Востока можно проводить полеты только при видимости три и более километров, а ориентиры видимости практически отсутствуют. Есть только жилой дом на расстоянии 2 км и сопка на удалении 20 км. Так вот, когда на аэродроме начинает идти слабый снег, и сопка становится не видна, то наблюдатель обязан указывать видимость только 2 км (до самого дальнего видимого ориентира), даже если она больше 10 км. А при видимости в 2 км на аэродроме нельзя летать. Таким образом возникает конфликтная ситуация между метеослужбой и специалистами гражданской авиации, которая через достаточно продолжительное время была разрешена после организации инструментальных наблюдений за видимостью.

Кроме визуального определения видимости с помощью установленных или естественных ориентиров на метеорологических станциях используются чаще всего приборы РДВ (регистраторы дальности видимости) или приборы ФИ-2. Принцип действия этих приборов основан на том, что в приемное устройство прибора попадают одновременно два луча: один замыкается в приборе, а второй проходит определенное расстояние по горизонтали в атмосфере (обычно 100 м), отражается от установленного на этом расстоянии зеркала и возвращается в приемное устройство прибора ослабленным ухудшенной прозрачностью атмосферы. Сравнивая интенсивность этих лучей сам прибор определяет прозрачность атмосферы, а следовательно, и видимость.

Осадки. В качестве характеристик осадков используется обычно два критерия: вид и интенсивность. Вид осадков всегда определяется визуально, а единицей измерения их интенсивности является величина слоя осадков, выпадающих за единицу времени (как правило, за 1 час или за сутки). Сама же величина слоя выпавших осадков всегда измеряется в миллиметрах. Иногда измеряют количество осадков, выпавших не за единицу времени, а при прохождении или сильного ливня, или атмосферного фронта.

Кроме количественной оценки интенсивности осадков существует визуальная оценка их интенсивности, которая производится по ухудшению видимости в явлениях. Интервалы значений видимости при различной интенсивности осадков приведены выше в табл. 2.2.

Это интересно:

Трудно себе представить много или мало выпало осадков, если

известно, что их выпало, предположим, 15 мм. А если немножко поразмыслить, то оказывается, что 15 мм осадков это такое их количество, что на каждый квадратный метр поверхности приходится 1,5 ведра воды. Теперь уже можно говорить, что такое количество осадков для одного дождя можно считать достаточно большим — самое «мокрое место» в мире находится в Индии на южных склонах Гималаев. Там за год выпадает 14000 мм осадков! Это очень много!

По классификации Э.Ю. Берга ливень — это дождь с интенсивностью равной или более 0,38 мм/мин продолжительностью не менее 10 минут. Снегопад с интенсивностью не менее 7 мм за 12 часов является опасным явлением погоды для автотранспорта.

Для определения количества выпавших осадков используют специальные осадкомеры, с помощью которых осадки сначала скапливаются в специальном стакане, если это снег, то сначала его растапливают, а потом всегда в жидком состоянии эти осадки переливают в мензурку и определяют их количество. Для определения высоты снежного покрова используется специальная снегомерная линейка, пользование которой пояснять не требуется.

Обледенение воздушных судов и гололед. *Обледенением* называется отложение льда на внешней поверхности воздушного судна. Под интенсивностью обледенения понимается масса льда, отлагающегося в полете на единице поверхности в единицу времени. В авиации за интенсивность обледенения принимают обычно толщину слоя льда, отлагающегося в единицу времени. В качестве единицы измерения интенсивности обледенения используется величина l , имеющая размерность [мм/мин].

Обледенение считается слабым, если $l < 0,5$ мм/мин, умеренным, если $0,5 < l < 1,0$ мм/мин и сильным, если $l > 1,0$ мм/мин.

Гололед — отложение льда на предметах или на поверхности земли, обусловленное осадждением и замерзанием переохлажденных капель или капель при отрицательных температурах воздуха.

Интенсивность гололеда определяется толщиной (мм) слоя отложившегося льда. Если слой льда меньше 5 мм, то гололед отмечается как слабый, если слой льда 5 - 20 мм — умеренный, 20 - 50 мм — сильный и больше 50 мм — очень сильный гололед. В соответствии с принятой классификацией гололед с интенсивностью более 20 мм относится к опасным явлениям погоды.

Это интересно:

Известны случаи, когда после посадки самолета на нем наблюдался слой льда толщиной в 13 см. Если представить, что так обледенел самолет Ту-154, площадь крыльев которого равна 200 кв. м, а площадь всего самолета — около 500 кв. м, то на этом самолете был бы «привезен» лед, объемом в 65 кубометров и весом около 50 тонн! Но очень хорошо, что обледенению подвержены, в основном, только лобовые части самолетов и на самолете установлена антиобледенительная система.

На метеостанциях для измерения гололеда используется так называемый гололедный станок. Он состоит из проводов, натянутых на столбы в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Отложения льда измеряются или по толщине слоя льда на проводах, или по объему воды, получившейся от таяния отложившегося льда.

Единицы работы, энергии и теплоты. Единицей работы и энергии в системе СГС (сантиметр, грамм, секунда) является 1 эрг. Эрг — это работа, совершаемая силой в 1 дину на пути в 1 см. Размерность работы и энергии в системе СГС $[г \cdot см^2/с^2]$.

В международной системе единиц СИ и в системе МКС (метр, килограмм, секунда) за единицу силы принят 1 джоуль. Размерность джоуля $[кг \cdot м^2/с^2]$. В соответствии с размерностью 1 дж = 10^7 эрг.

В технической системе единиц МКГСС (метр, килограмм-сила, секунда) единицей работы является 1 килограммометр (1 кг·м), который равен 1 кг·м = 9,81 дж.

Важной практической единицей работы является ватт-час (вт.ч); 1 вт.ч = 3600 дж.

Так как теплота является одной из форм энергии, то из этого следует, что единицы измерения теплоты и энергии одинаковы: в системе СГС — 1 эрг, в системах СИ и МКС — 1 джоуль.

На практике широкое распространение получила внесистемная единица теплоты — калория. Одна калория (1 кал) равна количеству тепла, необходимому для нагрева 1 г воды на 1 градус в интервале температур от 19,5°C до 20,5°C (1 кал = 4, 1868 дж).

Единицы измерения потока и притока тепла (энергии). В метеорологии часто используются понятия *потока* и *притока* тепла или энергии. Количество тепла (энергии), проходящее через

единицу поверхности в единицу времени называется *потоком* тепла. Эта величина измеряется в дж/с·м² или в ватт/м².

Разность между входящим в некоторый объем воздуха и выходящим из него потоком тепла (энергии) называется *притоком* тепла или энергии. Обычно приток тепла рассчитывается на единицу массы воздуха и поэтому измеряется в дж/с·м²·кг или в ватт/м²·кг.

Единицы мощности. Как известно из физики, мощность это работа в единицу времени, поэтому в системе единиц СГС мощность измеряется в эргах в секунду и имеет размерность [г·см²/с²].

В системе единиц СИ и МКС за единицу мощности принят 1 ватт, равный 10⁷ эрг/с, а в системе МКГСС — 1 кг·м/с = 9,81 вт.

На практике часто используется так называемая внесистемная единица — лошадиная сила, которая равна: 1 л.с. = 735,5 вт = 75 кг·м/с.

Это интересно:

Мощность в одну лошадиную силу может развить физически сильный человек в те моменты, когда он почти бегом поднимается вверх по лестнице. На самом деле, если подниматься со скоростью пять ступенек в секунду, (каждая ступенька имеет высоту примерно 20 см), то человек весом в 75 кг как раз и разовьет мощность в одну лошадиную силу.

Единицы измерения световых величин. Единицей силы света в системе СИ служит *кандела* (кд), которую до 1970 года называли свечой (св). Кандела — сила света, испускаемого с площади 1/600000 м² сечения полного излучателя, в перпендикулярном к этому сечению направлении при температуре излучателя, равной температуре затвердевания платины при нормальном атмосферном давлении.

Единицей светового потока является *люмен*. 1 люмен (лм) — световой поток, испускаемый точечным источником света с силой света в 1 канделу (свечу) в телесный угол, равный 1 стерadianу.

Единицей световой энергии является *люмен в секунду* (лм/с), а единицей светимости — люмен на квадратный метр (лм/м²).

Освещенность всегда измеряется в *люксах* (лк). 1 люкс — это освещенность поверхности сферы радиусом в 1 метр, создаваемая находящимся в ее центре точечным источником света, сила света которого равна 1 канделе (свече).

Количество освещения определяется в люксах за секунду

(лк·с), а яркость света — в канделах на квадратный метр (кд/м²) или св/м².

Единицы измерения уровня звукового давления. Уровень звукового давления (L) измеряется в белах (б) или децибелах (дб). Этот уровень определяется по формуле (2.14):

$$L = 2k \lg \frac{p_{\text{эфф}}}{p_0^*} \quad (2.14)$$

где: k — коэффициент давления в белах и k=10 при измерениях в децибелах; $p_{\text{эфф}}$ — эффективное давление звуковой волны; p_0^* — условный порог звукового давления, равный $p_0^* = 2 \cdot 10^{-5}$ н/м². Эту величину иногда еще называют *стандартным порогом слышимости* и определяют для частоты 1000 гц.

Приставки для обозначения кратных единиц. На практике часто приходится пользоваться не только основными единицами измерения, но и их производными, которые отличаются от основной единицы на несколько порядков. Каждая такая производная единица имеет свое название, но не всегда мы все эти единицы хорошо представляем. Например, ни у кого не вызывает сомнения такая величина как сантиметр или килограмм, но вот что такое пикофарада или гигакалория сразу ответит далеко не каждый. Все приставки для обозначения кратных единиц приведены в табл. 2.3.

Таблица 2.3

Приставки для обозначения кратных единиц

Наименование	Коэффициент	Сокращенное обозначение	
		Русское	Международное
пико	10^{-12}	п	p
нано	10^{-9}	н	n
микро	10^{-6}	мк	μ
милли	10^{-3}	м	m
санти	10^{-2}	с	c
деци	10^{-1}	д	d
дека	10	да	da

Наименование	Коэффициент	Сокращенное обозначение	
		Русское	Международное
гекто	10^2	г	Н
кило	10^3	к	К
мега	10^6	М	М
гига	10^9	Г	Г
тера	10^{12}	Т	Т

Эти значения кратных единиц, может быть, и не обязательно все знать на память, но такую табличку следует всегда иметь под рукой и уметь ей пользоваться.

Это интересно:

Попробуйте сосчитать, какое количество воды можно нагреть от 0 до 100°C, затратив при этом всего 1 Гкал тепла? (если вы все сосчитали правильно, то у вас должно получиться 10 куб. м).

Нестандартные единицы. Иногда, читая старые (и не очень) книги русских и зарубежных авторов, можно встретить не совсем знакомые единицы измерения разных величин. Мы попытались все эти нестандартные единицы русского и зарубежного происхождения собрать вместе. Вот что у нас получилось.

Меры длины:

1 верста = 1060 м;

1 сажень = 2,13 м;

1 косая сажень — расстояние от пятки до конца поднятой с другой стороны руки;

1 аршин = 0,71 м;

1 локоть = 0,50 м;

1 пядь = 20 см;

1 вершок = 4,4 см;

1 точка = 0,2 см

1 миля (географическая) = 7420 м;

1 миля (сухопутная) = 1609 м;

1 миля (морская) = 1852,2 м;

1 кабельтов = 185,2 м;

1 лье = 4,5 км;

1 ярд = 91,44 см;
1 фут = 30,48 см;
1 дюйм = 2,54 см.

Меры площади:

1 ар = 100 м²;
1 гектар = 100 ар = 10000 м²;
1 сотка = 1 ар = 100 м²;
1 десятина = 2400 кв. сажень = 1,09 га;
1 акр = 4047 м² = 0,4 га.

Меры объема жидких и сыпучих тел:

1 ведро = 12 л = 1/40 бочки;
1 четверть = 3 л;
1 бушель США = 35,24 л;
1 кварта США = 1,101 л;
1 пинта США = 0,5506 л;
1 британская пинта = 0,5682 л;
1 галлон США = 3,785 л;
1 баррель США = 119,24 л;
1 нефтяной баррель = 158,76 л.

Меры веса:

1 пуд = 16,38 кг;
1 унция = 28,35 г;
1 фунт = 373,27 г;
1 золотник = 1/96 фунта = 4,26 г;
1 гран = 64,8 мг;
1 драхма = 1,772 г;
1 карат = 0,2 г.

Астрономия:

1 световой год (путь, который свет проходит за календарный год)
= 9460 млрд. км;
1 парсек = 3,26 световых лет = 30840 млрд. км.

Естественно, что выше мы перечислили далеко не все существующие нестандартные единицы, но о наиболее распространенных нестандартных единицах вы теперь имеете пред-

ставление. С остальными единицами при необходимости вы можете познакомиться в справочниках по физике или математике, энциклопедии или в других справочных книгах.

2.3. РАЗНЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Для специалиста-метеоролога понятие «температура» многоплановое. Это не только температура воздуха, за которой следят все обыватели, и даже не температура точки росы, о которой знают многие, но и целый ряд других температур, которые «подвластны» только специалистам. Ниже мы рассмотрим основные понятия о разных температурах, которые в той или иной мере используются на практике при разработке прогнозов погоды.

Виртуальная температура. Понятие виртуальная температура относится только к влажному воздуху. Виртуальная температура влажного воздуха это такая температура, которую имел бы сухой воздух при том же давлении и плотности, что и влажный. Следовательно,

$$T_v = T + \Delta T_v \quad (2.15)$$

$$a, \quad \Delta T_v = 0,608sT = 0,378T \frac{e}{p} \quad (2.16)$$

где: s – массовая доля водяного пара (удельная влажность), e – упругость водяного пара, p – атмосферное давление, T – температура влажного воздуха.

Величина ΔT_v называется виртуальным добавком и иногда используется при различных теоретических расчетах.

Потенциальная температура. Потенциальная температура (Θ) это такая температура, которую принял бы воздух, если бы его адиабатически привести (поднять или опустить) к давлению 1000 гПа. Следовательно,

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,288} \quad (2.17)$$

Очевидно, что при сухоадиабатических процессах $\Theta = \text{const}$. Если потенциальная температура изменилась, то это означает, что имел место приток или отток тепла, т.е. процесс не был сухоадиабатическим. Уравнение (2.17) еще часто называют уравнением Пуассона. Понятие потенциальной температуры и сама потенциальная температура часто используется в оперативной практике.

Для определения потенциальной температуры нужно от исходной точки на аэрологической диаграмме опуститься или подняться по сухой адиабате до давления 1000 гПа и отсчитать значение температуры. Кроме того, нужно знать, что потенциальная температура изменяется на 1°C при изменении высоты на 100м (при уменьшении высоты температура растет, а при увеличении – падает).

Эквивалентная температура. Эквивалентной температурой (T') называется такая температура, которую примет воздух, если содержащийся в нем водяной пар весь сконденсируется при неизменном давлении.

Известно, что при конденсации 1г водяного пара выделяется 600 кал тепла или $2,501 \cdot 10^2 \text{дж}$. Это повышает температуру воздуха на $\left(\frac{600}{c_p} \right)$

градусов, где c_p – удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении. Из физики известно, что $c_p = 240 \text{ кал/кг} \cdot \text{град}$. Отсюда, если в воздухе содержится «s» граммов водяного пара, то

$$T' = T + \frac{600}{240}s = T + 2,5s \approx T + 2e \quad (2.18)$$

где: e – уругость водяного пара, мм рт.ст.

При замерзании 1г воды дополнительно выделяется еще 80 кал тепла. Тогда эквивалентная температура по отношению ко льду будет равна

$$T' = T + 2,8e \quad (2.19)$$

Понятие эквивалентная температура часто используется в различных теоретических расчетах.

Псевдоэквивалентная температура (псевдотемпература). Псевдоэквивалентная температура (T_{se}) – это такая темпе-

ратура, которую принял бы воздух при адиабатическом процессе, если бы сначала весь водяной пар в этом воздухе сконденсировался и выпал при уменьшении давления, а затем по сухой адиабате опустился бы до начального давления.

Псевдозэквивалентная температура отличается от действительной на скрытую теплоту конденсации.

Псевдопотенциальная температура. Псевдопотенциальная температура (Θ_{ps} , Θ') это такая же псевдозэквивалентная температура с той только разницей, что для получения псевдопотенциальной температуры нужно опускаться не до исходного уровня, а до уровня 1000 гПа. Влажные адиабаты это линии одинаковой псевдопотенциальной температуры.

Для определения T_{se} и Θ_{ps} нужно от исходной точки на аэрологической диаграмме подняться «до упора» по влажной адиабате, а затем опуститься вниз по сухой адиабате до исходного уровня (для определения T_{se}) или до уровня 1000 гПа (для определения Θ_{ps}).

Эквивалентно-потенциальная температура. Эквивалентно-потенциальная температура это такая температура, которую принял бы воздух при адиабатическом процессе, если бы сначала сконденсировалась «вся вода» (весь водяной пар, находящийся в воздухе) при постоянном давлении, вся теплота конденсации пошла бы на нагрев воздуха, а затем воздух был бы приведен к давлению 1000 гПа.

Выше мы с вами рассмотрели шесть различных видов температур. Из них наиболее значимыми и часто встречаемыми на практике являются потенциальная температура, псевдопотенциальная температура и виртуальная температура. Ну, естественно, хорошему специалисту нужно хоть чуть-чуть знать и про остальные три температуры. Что же касается температуры точки росы или просто точки росы, то об этой температуре мы с вами говорили в начале этого раздела.

2.4. ВЕТЕР В АТМОСФЕРЕ

Первопричиной возникновения ветра в атмосфере является неравномерное распределение атмосферного давления по земному шару. Как в сообщающихся сосудах уровень жидкости старается стать одинаковым, так и атмосферное давление у земли старается

выровняться. Следовательно, в атмосфере возникает поток больших, вернее огромных, масс воздуха из районов с высоким атмосферным давлением в районы с пониженным давлением. Движение воздушных масс обусловлено силами барического градиента (G). Однако, как только возникает движение воздуха за счет силы барического градиента, сразу же возникает и сила Кориолиса (K), которая направлена в северном полушарии вправо под углом в 90° градусов от направления начавшегося движения воздушных масс. В результате взаимодействия этих сил в начальный момент времени воздух начнет перемещаться в направлении U_0 (Рис.2.1а).

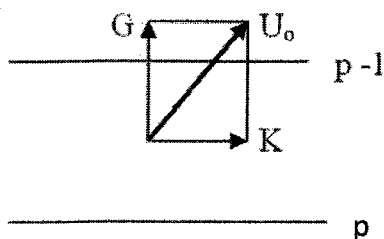


Рис.2.1а. Пояснения к определению движения воздушных масс при наличии сил барического градиента (p – атмосферное давление).

Однако перемещение воздуха в направлении U_0 будет недолгим, так как снова возникнет сила Кориолиса, снова поток воздуха отклонится вправо от направления движения, и снова процесс будет неустойчивым. Это будет происходить до тех пор, пока сила Кориолиса не уравновесит действие силы барического градиента. В этом случае наш воздушный поток станет устойчивым, и теперь можно порассуждать о его направлении (Рис.2.1б).

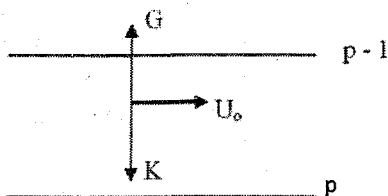


Рис.2.1б. Установившееся движение воздушных масс.

Как видно из рисунка, устойчивое направление перемещения воздушных масс, а это ветер, будет таким, при котором сила барического градиента уравнивается силой Кориолиса, возникающей при перемещении этих воздушных масс. На рис. 2.16 хорошо видно, что при отсутствии сил трения сила Кориолиса может уравновесить силу барического градиента только в том случае, если она будет направлена в сторону, противоположную силе барического градиента. Это обстоятельство автоматически приводит к тому, что ветер должен быть направлен параллельно изобарам, причем зона пониженного давления должна в северном полушарии оставаться слева по движению.

Установившееся горизонтальное движение воздуха в прямолинейных параллельных изобарах при отсутствии сил трения называется *геострофическим ветром*.

Известно, что скорость геострофического ветра определяется по следующей формуле

$$U_0 = -\frac{1}{2\rho\omega_z} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} \quad (2.20)$$

где: $\omega_z = \omega \sin \varphi$; ω – угловая скорость вращения земли, φ – широта места, $\partial p / \partial n$ – горизонтальный градиент давления, а сила Кориолиса (K) равна

$$K = 2\rho\omega \sin \varphi \cdot U \quad (2.21)$$

где U – скорость ветра, а ρ – плотность воздуха.

Однако в пограничном слое атмосферы всегда существуют силы трения (F), в результате чего реально силу барического градиента уравнивает не одна, а две силы: сила Кориолиса и сила трения (рис.2.2).

Как видно из рисунка, в случае (а) и в случае (б) сила барического градиента уравнивается суммой сил Кориолиса и трения. Устойчивый воздушный поток (ветер) будет направлен вдоль U_1 или U_2 , соответственно, на левой и на правой части рисунка. Как говорится, невооруженным глазом видно, что в случае (а) сила трения F значительно больше, чем в случае (б). Также заметно, что угол между изобарой и вектором U_1 больше угла между изобарой и вектором U_2 .

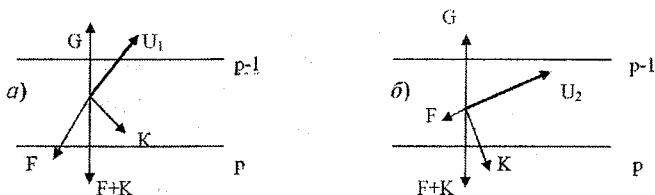


Рис.2.2. Оценка направления движения воздушных масс при различных значениях силы трения.

Следовательно, чем меньше сила трения, тем ближе к изобаре будет расположено направление ветра.

Так как известно, что сила трения с увеличением высоты уменьшается, то и направление ветра с высотой приближается к изобарам (изогипсам). Это особенно хорошо заметно в пограничном слое атмосферы. *Пограничный слой атмосферы* – это слой атмосферы от земли до высоты 500 - 1500 м, в котором за счет земной поверхности и турбулентного обмена хорошо выражен суточный ход метеорологических элементов уменьшающийся с высотой. Нижние 50 - 250 м пограничного слоя называются *приземным слоем*. В приземном слое всегда резко увеличивается коэффициент турбулентности и как следствие – большие и очень большие вертикальные градиенты метеорологических величин.

Изменение направления и скорости ветра с высотой хорошо описывается так называемой «спиралью Экмана», внешний вид которой показан на рис.2.3.

Рисунок (рис.2.2) позволяет сделать еще один интересный вывод. Совершенно очевидно, что на этом рисунке низкое давление расположено в его верхней части, а высокое – в нижней. Внимательно посмотрев на рисунок можно сделать вывод, что в циклонах ветер вращается против часовой стрелки и направлен к центру циклона, а в антициклонах наоборот, вращение ветра происходит по часовой стрелке, а ветер направлен от центра антициклона. Данное утверждение справедливо для северного полушария.

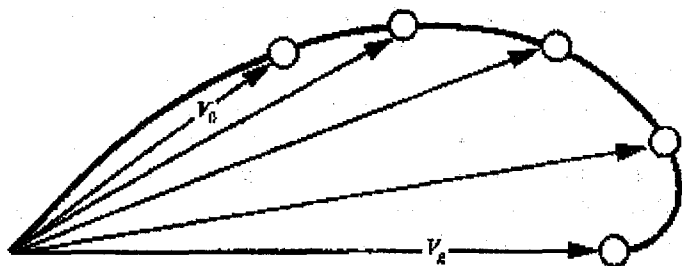


Рис.2.3. Спираль Экмана. V_g – геострофический ветер; V_0 – действительный ветер.

Отклонение направления ветра от направления изобар обусловлено силой трения, и чем больше сила трения, тем больше угол между изобарой и фактическим направлением ветра (см. рис.2.2). Поэтому принято считать, что у земли ветер отклоняется от изобар над морем на 15 - 20 градусов, а над сушей на 30 - 45 градусов.

Помимо геострофического ветра, о котором мы упоминали выше, существуют еще несколько понятий о ветре. Основные из них:

- *градиентный ветер* – ветер, наблюдающийся в круговых изобарах при отсутствии сил трения. Естественно, что в циклонах этот ветер направлен против часовой стрелки, а в антициклонах – по часовой стрелке и направлен по касательной к изобаре.
- *действительный ветер* – реальный ветер в атмосфере с учетом сил трения. С увеличением высоты, из-за уменьшения силы трения, направление ветра постепенно приближается к изогипсе, поворачиваясь всегда (в циклонах и антициклонах) по часовой стрелке. Этот факт также наглядно проиллюстрирован на рис.2.2.
- *термический ветер* представляет из себя прирост геострофического ветра от одного уровня к другому, более высокому, за счет среднего горизонтального градиента температуры в слое между этими уровнями.

Следовательно, термический ветер – это ветер в слое. Аналогично возникновению сил барического градиента, термический ветер возникает за счет сил горизонтального градиента температуры. Более теплый воздух, стараясь выровнять температуру, устремляется в сторону более холодного. А это уже поток массы воздуха, который станет устойчивым только тогда, когда бу-

дет направлен параллельно изотермам, причем так, что область холода останется слева (в северном полушарии). На рис.2.4 приведены примеры термического ветра, который может наблюдаться при адвекции тепла и адвекции холода. Как видно, на левой части рис.2.4 приведен пример барического поля, в котором наблюдается адвекция тепла, а на правом – адвекция холода. Если обозначить скорость ветра на нижнем уровне через U_0 , термический ветер через ΔU_0 , а скорость ветра на верхнем уровне через U , то становится очевидным, что при адвекции тепла имеет место поворот ветра по часовой стрелке, а при адвекции холода – против часовой стрелки.

Как видно из рисунка, при адвекции тепла (рис.2.4 а) наблюдается правый поворот ветра, а при адвекции холода (рис 2.4 б) – левый поворот ветра. Этими правилами часто пользуются на практике, когда только по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы по изменению направления ветра с высотой приходится оценивать характер адвекции.

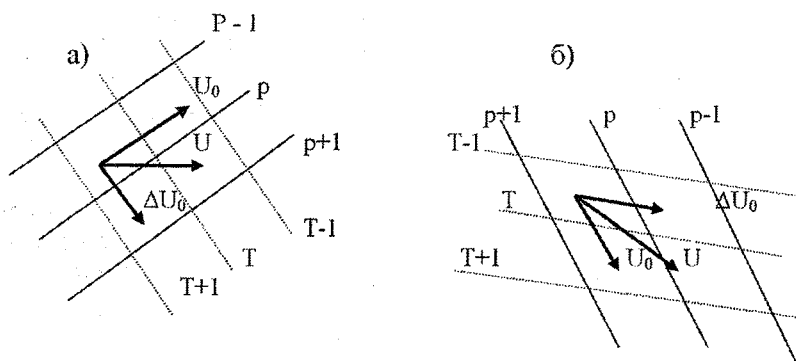


Рис. 2.4. Пояснения к определению термического ветра.

а) при адвекции тепла; б) при адвекции холода.

- *средний ветер*. Средний ветер это ветер в каком-нибудь слое атмосферы, который рассчитывается для нужд Министерства по чрезвычайным ситуациям или Министерства обороны. По данным зондирования атмосферы в произвольном масштабе на специальном бланке или листе бумаги строятся

векторы ветра на различных уровнях, затем определяется результирующий вектор, а по нему – средний ветер в слое от высоты самого нижнего вектора до высоты самого верхнего. Направление среднего ветра сразу же указывает направление результирующего вектора, а для получения его скорости следует длину суммарного вектора разделить на количество просуммированных векторов (рис.2.5).

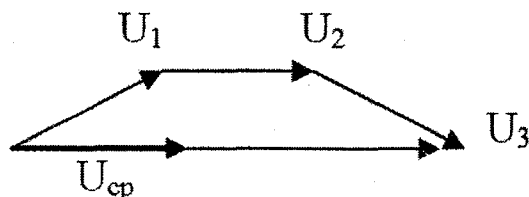


Рис. 2.5. К определению среднего ветра.

- *относительный ветер.* Относительный ветер это ветер в какой-либо относительной системе координат. В отличие от *абсолютного ветра*, равного сумме скоростей ветра относительно земной поверхности и линейной скорости вращения земли.
- *струйное течение.* Струйным течением называется сильный ветер в свободной атмосфере. Принято считать, что струйное течение существует, если на высотах более 5 км наблюдается ветер со скоростью более 30 м/с или 100 км/ч. Обычно струйное течение представляет собой узкую зону сильных ветров. По статистике высота струйного течения не превышает 10 км, ширина нескольких сотен километров, а протяженность – нескольких тысяч километров, хотя известны случаи, когда струйное течение опоясывало весь земной шар. Максимальная скорость ветра, зарегистрированная в струйном течении над территорией России, равнялась 340 км/ч.
- *мезоструйные течения.* Мезоструйными течениями называются потоки воздуха со скоростями 15 - 30 м/с на высотах 200 - 500 м над поверхностью земли. Эти потоки часто наблюдаются над слоями инверсии, ночью в области низких антициклонов, имеющих большой наклон вертикальной оси.

Это интересно:

Самый сильный ветер у земли зафиксирован на одном из перевалов в горах на территории США. Там наблюдался ветер со скоростью 129 м/с, а это больше 450 км/ч.

В 40-е годы XX века, когда только-только начинались наблюдения с помощью радиозондов, не верили данным, если получалось, что скорость ветра на высотах больше 100 км/ч. Тогда еще не знали о струйных течениях. Теперь знают, и над северными районами Тихого океана зафиксирована скорость ветра в 750 км/ч! Самолет ИЛ-18, который имеет крейсерскую скорость 650 км/ч и который еще кое-где летает, попав против такой струи, имел бы отрицательную скорость, т.е. летел бы «хвостом вперед» со скоростью 100 км/ч.

Очень хорошо, что, говоря об относительном ветре, мы имеем в виду ветер относительно земной поверхности. Иначе бы мы запутались. Действительно, Земля движется по орбите вокруг Солнца со скоростью 30 км/с, за счет вращения Земли вокруг своей оси на широте Санкт-Петербурга или Стокгольма каждая точка земной поверхности «пробегают» около 230 м/с, а скорость ветра у Земли всего 5 м/с. Представляете, что бы было, если бы мы изменили систему отсчета?!

2.5. УСТОЙЧИВОСТЬ АТМОСФЕРЫ

Любой элементарный объем воздуха в атмосфере все время находится в движении. Горизонтальное перемещение (движение) происходит за счет сил барического градиента и силы Кориолиса. При этом отклонение от горизонтального движения если и происходит, то только за счет неровностей рельефа. Вертикальное движение воздуха обусловлено устойчивостью или неустойчивостью атмосферы, которая определяется вертикальным градиентом температуры.

Рассмотрим возможные варианты вертикальных движений единичного объема воздуха в зависимости от вертикального градиента температуры. На каждом уровне в атмосфере на единичный объем воздуха (1 см³) действуют две силы. Первая сила – сила тяжести, равная $g\rho$ (g – ускорение силы тяжести, ρ – плотность воздуха единичного объема) и направленная вертикально вниз. Вторая сила – это выталкивающая (Архимедова) сила, которая направлена вертикально вверх и равна $g\rho_e$ (ρ_e – плотность окружающего воздуха). От величины этих сил и зависит поведе-

ние нашей частицы (единичного объема воздуха).

Если плотность воздуха в единичном объеме меньше плотности окружающего воздуха ($\rho_i < \rho_e$), то наш изолированный объем (наша частица) пойдет вверх или, как иногда говорят, будет всплывать. Если же наоборот, плотность окружающего воздуха будет меньше плотности изолированного объема ($\rho_i > \rho_e$), то наша частица будет опускаться или, как иногда говорят, тонуть.

В качестве иллюстрации к сказанному приведем пример. Если вы возьмете сухую палку, опустите ее в воду, а потом отпустите, то ваша палка очень быстро всплывет на поверхность, причем, чем глубже вы опустите палку в воду, тем большая скорость всплытия будет у палки у поверхности воды. Если заменить сухую палку на мокрую и тяжелую, то такая палка тоже всплывет, однако скорость ее всплытия будет значительно меньше. Ну, а если взять палку, которая очень долго пролежала в воде, то такая палка и совсем может опуститься на дно. А теперь представьте, что ваша палка это изолированный объем воздуха, а вода – окружающий воздух, и вам более понятной станет изложенная выше мысль.

А теперь рассмотрим три возможных варианта поведения частицы (изолированного объема) при сухоадиабатическом процессе в атмосфере.

Для начала следует напомнить, что *адиабатическим процессом* называется такой процесс, который происходит в атмосфере без обмена теплом и влагой с окружающим воздухом. *Сухоадиабатическим процессом* называется такой процесс, который происходит в сухом или влажном ненасыщенном воздухе. Атмосферные процессы можно считать адиабатическими или квазиадиабатическими (квази – почти), так как только на границах, предположим, подъема воздуха (а процессы могут быть любые) имеет место взаимодействие с другой воздушной массой (с окружающим воздухом), а внутри поднимающегося воздуха процесс действительно проходит как адиабатический.

Если взять изолированный объем воздуха на пересечении кривой стратификации (сплошная линия) и сухой адиабаты (пунктирная линия) и «толкнуть» его вверх, то изменение температуры изолированного объема будет происходить по сухоадиабатическому закону (по пунктирной линии).

Это значит, что на любом уровне выше точки пересечения кривой стратификации и сухой адиабаты изолированный объем

будет теплее окружающего воздуха (сухая адиабата расположена правее кривой стратификации), следовательно, он будет легче, и в атмосфере есть необходимые условия для его дальнейшего подъема.

Если нашу частицу (изолированный объем) аналогичным образом «толкнуть» вниз, то на каждом уровне этот объем будет холоднее окружающего воздуха, следовательно, тяжелее, и в атмосфере есть необходимые условия для его дальнейшего движения вниз.

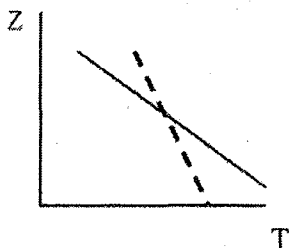
Такое состояние атмосферы, такая ее стратификация, при которой $\gamma > \gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$ называется *сухонеустойчивой*.

Если вертикальный градиент температуры в атмосфере на всех высотах равен сухоадиабатическому, то на любом уровне изолированный объем будет иметь такую же температуру как и окружающий воздух. Это значит, что плотность окружающего воздуха и изолированного объема на всех высотах будет равна, а следовательно, наш изолированный объем будет иметь нулевое ускорение, т.е. частица останется на том же уровне, на котором она и находилась первоначально. Это состояние атмосферы, такая ее стратификация, при которой на всех высотах называется $\gamma = \gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$ *сухобезразличной*.

Третий вариант в какой-то мере противоположен первому. В последнем случае при любом «толчке» вверх изолированный объем на каж. Z дом уровне будет холоднее, а следовательно, тяжелее окружающего воздуха. Поэтому наша частица будет иметь ускорение, которое направлено вниз. Иными словами, изолированный объем вернется на исходный уровень. То же самое произойдет с нашей частицей, если ее первоначально «толкнуть» вниз. На всех уровнях атмосферы опускающаяся частица будет теплее окружающего воздуха, следовательно, легче, и у нее будут все условия для возвращения на исходный уровень. Такая стратификация атмосферы, при которой $\gamma < \gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$ называется *сухоустойчивой*.

Мы рассмотрели три возможных варианта стратификации атмосферы для сухого (влажного ненасыщенного) воздуха. Аналогично можно представить и влажноадиабатические процессы, которые происходят во влажном насыщенном воздухе. Разница заключается лишь в том, что сухоадиабатический вертикальный градиент температуры равен $1^\circ\text{C}/100\text{м}$, а влажноадиабатический

Вариант 1: $\gamma > \gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$

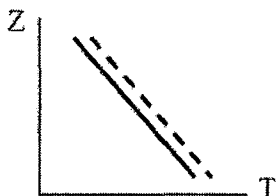


вертикальный градиент температуры меньше и равняется в стандартных условиях $\gamma_{a1} = 0,65^\circ\text{C}/100\text{м}$. Влажноадиабатический вертикальный градиент температуры меньше сухадиабатического потому, что при подъеме влажного насыщенного воздуха происходит конденсация водяного пара, находящегося в

атмосфере. Как известно, при конденсации водяного пара выделяется тепло, а процесс-то у нас адиабатический, следовательно, это тепло остается в том же объеме воздуха и расходуется на его нагрев.

Таким образом можно говорить о влажнонеустойчивой стратификации ($\gamma > \gamma_{a1}$), влажнобезразличной стратификации и

Вариант 2: $\gamma = \gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$.

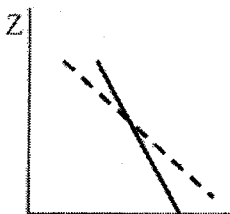


($\gamma = \gamma_{a1}$) влажноустойчивой стратификации ($\gamma < \gamma_{a1}$). Рисунки, поясняющие поведение изолированного объема при той или иной стратификации атмосферы для влажного воздуха, аналогичны приведенным выше рисункам для сухого воздуха.

И еще один очень важный вывод можно сделать, прочитав начало этого раздела. Оказывается, восходящие вертикальные движения воздуха возможны только при влажнонеустойчивой стратификации атмосферы, т.е. когда ($\gamma > \gamma_{a1}$).

Но только восходящие движения воздуха «ответственны» за образование кучево-дождевой облачности, а следовательно, гроз, ливней, града, шквалов и т.д. Это значит, что, прогнозируя температуру воздуха на разных высотах, или иными словами, прогнозируя вертикальный градиент температуры на разных высотах, и сравнивая его с влажноадиабатическим градиентом, мы можем прогнозировать возможность возникновения вертикальных токов, кучево-дождевой облачности и всего того, что с ней связано. Сле-

Вариант 3: $\gamma < \gamma_a = 1^\circ\text{C}/100\text{м}$



довательно, обязательным условием возникновения гроз является условие ($\gamma > \gamma_a$). А теперь вопрос: почему облачные капли сразу не падают на землю? Оказывается все дело в вертикальных токах. Как известно, облачные капли имеют сравнительно небольшие размеры,

и вертикальные токи их просто-напросто «держат» в воздухе. Это как мыльные пузыри, которые удерживаются в воздухе вашим дыханием, или как шарик от пинг-понга, который удерживается в воздухе струей воздуха из пылесоса. Естественно, что более тяжелые предметы, а следовательно, и более тяжелые капли удерживаются большими вертикальными токами. Вот по этой причине в ливневом дожде капли по размеру значительно больше, чем при обложных осадках.

Пока капля маленькая, она не падает. Затем капля начинает расти, ее уже не удерживает восходящий поток, и она падает на землю в виде дождя. Основные причины роста капель следующие: рост кристаллов за счет капель, рост больших капель за счет мелких, рост капель за счет коагуляции (столкновения) и за счет различных электрических полей. Однако, теория роста капель в облаке — большая самостоятельная проблема, и мы ей заниматься не будем.

Это интересно:

Известно, что средний размер облачных капель равен 20 мкм, а средний диаметр капли дождя 2 мм. Простая арифметика говорит о том, что для образования одной дождевой капли нужно, чтобы произошло столкновение 1 миллиона (!) облачных капель.

И еще один вопрос: почему капли мороси по своему размеру меньше, чем капли обложных осадков, а капли обложных осадков меньше, чем ливневых? Оказывается причина одна: при мороси в атмосфере наблюдаются самые слабые вертикальные токи, а при ливневых осадках — самые сильные. Они-то и «регулируют» размер капель.

2.6. ВОДА В АТМОСФЕРЕ. ОСАДКИ.

О «круговороте воды в природе» мы все знаем еще со школьной скамьи: солнце нагревает землю и воду, вода испаряется, в виде пара поднимается в атмосферу, там конденсируется и в виде осадков снова попадает на землю. Ежегодно с земной поверхности (вода + суша) испаряется 355 тыс. км³ воды. Вся вода быстро возвращается опять на землю, но в атмосфере всегда находится примерно 13 тыс. км³ воды. Это очень много! Такое количество воды в 11 раз больше, чем во всех реках мира. Запас воды в атмосфере обновляется примерно через 9 суток, т.е. 40 раз в год.

Рассмотрим путь попадания воды в атмосферу. Этот путь один — *испарение*. В принципе, испарение это отрыв молекул воды (водяного пара) от поверхности. Интенсивность испарения зависит от температуры воздуха, скорости ветра и в меньшей степени от величины атмосферного давления. Физика процесса испарения заключается в следующем. Если представить горизонтальную поверхность воды (рис.2.6), то на этой поверхности постоянно идет процесс отрыва молекул воды (испарение) и возвращение молекул воды из воздуха (конденсация). В зависимости от того, какой процесс преобладает, можно говорить или о процессе испарения, или о процессе конденсации.

В тех случаях, когда количество «оторвавшихся» молекул равно количеству «вернувшихся», можно говорить о процессах насыщения. Причем упругость насыщения водяного пара (E) будет тем больше, чем выше температура, т.е. если $T_1 < T_2$, то $E_1 < E_2$.



Рис. 2.6. К пояснению физики процесса испарения.

Упругость насыщения (E) зависит также и от агрегатного состояния вещества: чем тяжелее оторвать молекулу от той среды, в которой она находится (чем больше силы сцепления молекул),

тем меньше упругость насыщения. Поэтому $E_{\text{льда}} < E_{\text{воды}}$, а упругость насыщения над вогнутой поверхностью меньше, чем над горизонтальной и еще меньше, чем над выпуклой.



Рис. 2.7. Испарение с поверхности различной кривизны.

Это примерно как бег по воде, когда в одном случае воды только по щиколотку, в другом по колено, а в третьем по пояс. Естественно, что в последнем случае «вырваться» из воды вам будет тяжелее всего.

Следовательно, прочитав еще раз последний абзац и внимательно посмотрев на рис.2.7, можно убедиться, что действительно, упругость насыщения над водой больше, чем над льдом, а упругость насыщения над мелкими каплями больше, чем над крупными. Это очень важный вывод. Дело в том, что в облаке всегда рядом существуют капли разных размеров. И вот, представьте себе ситуацию, когда упругость насыщения в облаке (e) больше, чем над крупной каплей, но меньше, чем над мелкой ($E_{\text{крупн.}} < e < E_{\text{мелк.}}$). При таком «раскладе» мелкие капли продолжают испаряться, а крупные конденсируют на себя водяной пар атмосферы, т.е. крупные капли в облаке растут за счет мелких капель.

Аналогичная картина происходит и с ростом облачных кристаллов: кристаллы имеют возможность расти за счет всей жидкой фазы облака: как за счет крупных, так и за счет мелких облачных капель. Ну а рост размеров облачных элементов приводит к выпадению осадков.

Хотелось бы напомнить читателям о сложных тепловых процессах в облаке. Ведь известно, что при испарении воды затрачивается тепло на преодоление сил сцепления молекул (600 кал на 1г или примерно $2,5 \cdot 10^6$ дж/кг), а на плавление льда (разрушение пространственной решетки) дополнительно тратится 80 кал на 1 г или $0,33 \cdot 10^6$ дж/кг. При конденсации водяного пара и замерзании воды выделяется такое же по величине количество тепла. Вот поэтому представить себе достаточно точную модель облака и всех процессов в нем является очень сложной задачей.

Ну, а не привязываясь непосредственно к облаку, можно сказать, что вода в атмосфере может находиться в трех агрегатных состояниях: *вода, пар и лед*. Иногда говорят и о четвертом состоянии — *переохлажденной воде*, но, пожалуй, с точки зрения физики, лучше говорить о трех фазовых состояниях воды, а не о четырех.

В зависимости от температуры (T) и давления (p) состояние влаги в атмосфере может быть различным. Оно, это состояние, может быть определено так называемой диаграммой состояния.



Рис.2.8. Диаграмма состояния для влаги в атмосфере.

Как видно из диаграммы, если параметры атмосферы соответствуют значениям, указанным в точке «А», то в этом случае упругость водяного пара в точке «А» (e_A) меньше упругости насыщения (E), т.е. $e_A < E$ и, следовательно, при такой ситуации будет происходить процесс испарения. В точке «В» наоборот, упругость насыщения $e_B > E$, а это значит, что в данном случае будет происходить процесс конденсации водяного пара.

В точке «С» водяной пар и вода находятся в равновесии. Следовательно, в этом случае имеет место процесс насыщения ($e_C = E$).

На рис.2.8 заметно также, что при отрицательных температурах воздуха максимальная упругость водяного пара над водой чуть больше, чем надо льдом. Этого «чуть-чуть» в атмосфере хватает для возникновения многих важных процессов. Как уже говорилось, во-первых, за счет этого в облаке кристаллы растут за счет капель.

Во-вторых, по той же причине говорят, и говорят совершенно справедливо, что «снежный покров съедает туман», так как капли тумана испаряются, и водяной пар конденсируется на снежной поверхности тем самым уменьшая водность тумана и «съедая» его.

Это интересно:

Хитрый вопрос: пожалуйста, покажите точку на диаграмме состояния, которая соответствует состоянию водяного пара в вашей комнате.

Как мы писали только что выше, небольшая разница в упругости насыщения над водой и над льдом («чуть-чуть») приводят в атмосфере к серьезным и очень интересным процессам. Это в какой-то мере напоминает работу обыкновенного лифта. Обязательной частью каждого лифта является противовес, который по своему весу «чуть-чуть» тяжелее кабины с пассажирами. В результате даже небольшого по мощности двигателя достаточно для приведения кабины лифта в движение, и это возможно практически при любом весе кабины лифта. Здесь, как и в атмосфере (или в атмосфере, как и в лифте), работает принцип «чуть-чуть».

Говоря о процессах испарения и конденсации, хочется привести такой пример. Одна береза за год испаряет несколько тысяч литров воды, а это значит, что за солнечный день каждое дерево испаряет в атмосферу 3 - 5 ведер воды. И это только одно дерево и в один день!

И еще один пример, который наглядно показывает всю силу и величие атмосферных процессов. Если представить себе кучево-дождевое облако средних размеров (10х10 км по горизонтали и 5 км в высоту) и считать, что его водность равна 1 г/м^3 (это меньше среднего значения водности в кучево-дождевом облаке), то в облаке таких размеров содержится $5 \cdot 10^5$ тонн воды или 10000 железнодорожных цистерн. Этой водой из облака можно полностью заполнить бассейн глубиной 5 м с горизонтальными размерами 100х1000 м. Эта «вода» образовалась при конденсации водяного пара, находившегося в воздухе, а, как известно, при конденсации водяного пара выделяется тепло. Так вот, если бы все тепло конденсации пошло только на нагрев воды, то выделившихся $3 \cdot 10^5$ Гкал тепла хватило бы для того, чтобы нагреть от 0 до 100 градусов бассейн с водой размерами 5х100х6000 м. Такое количество энергии сопоставимо с энергией первых атомных бомб.

Теперь давайте поговорим немножко об осадках. Осадками называют воду в жидком или твердом состоянии, которая выпа-

дает из облаков или осаждается из воздуха на поверхность земли или на различные предметы (роса, иней и т.д.). В зависимости от процесса образования, размеров выпадающих частиц и продолжительности выпадения различают следующие типы осадков.

Моросящие осадки (морось). Моросящие осадки выпадают, как правило, из слоистых или редко из слоисто-кучевых облаков. Капли мороси имеют диаметр не более 0,5 мм, а снежная морось состоит из очень маленьких по размеру снежинок. Моросящие осадки характерны для теплой воздушной массы, особенно в теплом секторе циклона. Иногда эти осадки в зоне теплых фронтов могут возникнуть за счет укрупнения частиц тумана, вырождения обложных осадков или (очень редко) за счет вырождения ливневых осадков.

Обложные осадки. Этот вид осадков всегда выпадает из слоисто-дождевых облаков, очень редко и только в холодный период года — из высоко-слоистых облаков. Капли дождя имеют диаметр более 0,5 мм, а размеры снежинок и снежных хлопьев обычные для снегопада. Наиболее часто обложные осадки наблюдаются в области теплых атмосферных фронтов, но они могут выпадать и в зоне любого фронта. Обложные осадки могут быть слабыми, очень похожими на морось, умеренными или сильными. Они выпадают непрерывно или с перерывами, но, как правило, достаточно продолжительное время (до нескольких суток подряд).

Ливневые осадки. Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевой облачности. Это крупные капли дождя или хлопья снега, а также снежная крупа или град.

Ливневые осадки характерны для неустойчивых воздушных масс и холодных фронтов. Этот вид осадков часто сопровождается грозами и шквалами. Ливневые осадки почти всегда кратковременны и внезапны, и после прекращения могут через небольшие промежутки времени возникнуть снова.

Это интересно:

Чисто бытательский совет читателю. Если вы оказались на улице без зонтика, и попали под морось или обложной дождь, то постарайтесь как можно скорее добраться до места, не пережидайте, пока дождь прекратится. Он прекратится нескоро, и вы опоздаете к месту назначения. Зонтик, если он у вас с собой, поможет сохранить вам пристойный и почти «сухой» вид. Если же на улице ливень, то не надейтесь, что вас

от него может защитить зонт. Из-за сильного ветра при ливне вы все равно промокнете до нитки (одна голова будет сухой). Поэтому надо куда-нибудь «спрятаться» под крышу, переждать минут 10 - 15, а потом быстро, пока ливень не начался снова, продолжить свой путь. Имейте в виду, что это «научно обоснованные советы».

Прогноз осадков тесно связан с прогнозом облачности. В умеренных широтах в течение всего года осадки чаще всего выпадают из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков. В этих облаках создаются благоприятные условия для превышения скорости падения капель над скоростью восходящих движений.

Рост капель или кристаллов льда происходит, в основном, в результате конденсации перенасыщенного водяного пара на их поверхности и зависит от температуры воздуха в облаках. Осадки выпадают обычно из смешанных облаков, которые состоят из капель и кристаллов.

Общий прогноз осадков целесообразно проводить в следующей последовательности.

Во-первых, нужно разработать прогноз появления, перемещения и эволюции облаков, дающих осадки. При этом особое внимание уделяется фронтальным системам, с которыми обычно связано выпадение осадков.

Во-вторых, разрабатывается прогноз перемещения и эволюции уже существующей зоны осадков в зависимости от эволюции облачной системы и эволюции барического образования, с которой связана эта облачная система.

В-третьих, дается прогноз положения изотермы -10°C относительно верхней границы облаков. Это связано с тем, что при температуре -10°C в облаке уже может начаться кристаллизация, т.е. образование твердой фазы, а при этом возникают обложные осадки.

Выпадение обложных и фронтальных осадков предсказывается достаточно успешно 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, так как они наиболее подвержены местным влияниям и имеют большой суточный ход.

Не меньшие трудности возникают и при прогнозе мороси. Дело в том, что далеко не из всех слоистых облаков выпадает морось, поэтому, если в прогнозе указываются слоистые облака, это еще не значит, что морось будет наблюдаться.

Таким образом, для прогноза осадков необходимо:

- иметь прогноз облачности;
- знать толщину слоя облаков;
- знать интенсивность вертикальных движений внутри облака или на его верхней границе;
- знать (хотя бы ориентировочно) микрофизическую структуру облака и его водность.

Вид осадков предсказывается с учетом ожидаемой температуры воздуха у поверхности земли и высоты изотермы 0°C . Эмпирически установлено, что при высоте нулевой изотермы более 500 м и температуре в приземном слое выше 3°C , выпадает только дождь. Если высота нулевой изотермы ниже 500 м, а температура в приземном слое ниже 3°C – выпадает снег или мокрый снег.

2.7. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ И АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

Воздушной массой называют «порции» воздуха в тропосфере, размеры которых соизмеримы с большими частями материков и океанов, и которые обладают некоторыми общими свойствами и перемещаются в одном направлении. Из определения следует, что горизонтальные размеры воздушной массы колеблются в пределах от 500 до 4000 км, а вертикальные – от 2 до 10 км.

К основным свойствам воздушных масс относятся температура воздуха, влажность воздуха на различных высотах, вертикальный температурный градиент и прозрачность атмосферы. Формирование воздушной массы происходит под воздействием подстилающей поверхности. Находясь длительно над одним и тем же районом, воздушная масса принимает характерные значения температуры и влажности как у поверхности земли, так и на высотах. Благодаря этому характерным становится и вертикальный градиент температуры в воздушной массе, и условия развития вертикальных движений в ней, и как следствие – запасы энергии неустойчивости в воздухе. Воздушные массы различают либо по термодинамическим характеристикам, либо по географическому положению очагов ее формирования.

Теплой называется воздушная масса, которая перемещается в более холодную среду, т.е. на более холодную подстилающую поверхность. *Холодной*, наоборот, называется такая воздушная масса, которая перемещается на более теплую подстилающую поверхность.

Термическое воздействие подстилающей поверхности на воздушную массу приводит к существенным изменениям ее температурного режима. Так, теплая воздушная масса будет охлаждаться снизу, а холодная – снизу прогреваться. Это приведет к изменению вертикального градиента температуры, который будет уменьшаться в теплой воздушной массе и увеличиваться в холодной. Следовательно, теплая воздушная масса будет становиться более устойчивой, а холодная, наоборот, более неустойчивой.

В зависимости от величины вертикального температурного градиента воздушные массы разделяют на устойчивые и неустойчивые, а в зависимости от их влагосодержания – на сухие и влажные. Для каждого типа воздушных масс характерны определенные условия погоды.

При географической классификации воздушных масс различают воздушные массы четырех широтных зон: арктический или антарктический воздух, воздух умеренных широт (полярный воздух), тропический воздух и экваториальный воздух. В каждом из четырех перечисленных типов (кроме экваториального) воздух может быть континентальным или морским.

Знание очагов формирования, путей движения и основных характеристик воздушных масс имеет большое практическое значение, так как дает возможность правильно оценить характер погоды в заданном районе.

Рассмотрим основные типы воздушных масс, поступающих в Европу или формирующихся над ее территорией.

Морской арктический воздух (МАВ). Этот воздух поступает в Европу с северо-западными, реже с северными, ветрами из района Гренландии и Шпицбергена. Проходя над открытыми ото льда теплыми водами Норвежского и Северного морей, морской арктический воздух прогревается, увлажняется и приобретает неустойчивую стратификацию. У побережья Северной Европы МАВ в течение всего года является неустойчивой влажной воздушной массой, но, как правило, в этом воздухе гроз не бывает. При продвижении на материк свойства и характер погодных условий зави-

сят от времени года. Летом, перемещаясь на теплый материк, этот воздух становится еще более неустойчивым и превращается в континентальный умеренный воздух (КУВ). Зимой при движении над покрытым снегом материком МАВ охлаждается от земной поверхности, т.е. снизу, и постепенно теряет свою неустойчивость, превращаясь в устойчивую воздушную массу. В переходные сезоны года этот воздух днем является влажной неустойчивой воздушной массой, а ночью приобретает устойчивую стратификацию.

Условия погоды в МАВ зависят от характера синоптической обстановки, при которой происходит вторжение этого воздуха в Европу, а также от контраста температур между воздушной массой и подстилающей поверхностью.

Континентальный арктический воздух (КАВ). Континентальная воздушная масса, поступающая в Европу, формируется в районе Баренцева и Карского морей и полуостровов Ямал и Таймыр.

Формирование КАВ происходит над холодной, покрытой льдами и снегом подстилающей поверхностью. В очаге формирования КАВ в течение всего года является устойчивой воздушной массой. Его устойчивость особенно сильно выражена зимой, но, как правило, сохраняется и летом.

Зимой в этом воздухе преобладает малооблачная погода с низкими температурами и морозными дымками и туманами. Летом за счет повышения температуры часто наблюдаются плотные туманы и низкая слоистая облачность.

На европейскую часть России КАВ поступает с северо-востока, реже с северными ветрами. Зимой над ЕЧР этот воздух остается сухим и устойчивым. Обычно в нем наблюдается малооблачная морозная погода с низкими и очень низкими температурами. Иногда из этого воздуха выпадают ледяные иглы, а в зоне крупных городов и крупных промышленных предприятий (аэродромов) образуются морозные дымки и ледяные туманы. Летом, перемещаясь на теплый материк, КАВ снизу (от земли) начинает прогреваться, становится неустойчивым и более влажным. В этом воздухе в средней полосе ЕЧР могут наблюдаться слабые ливневые осадки и очень редко – грозы.

В переходные сезоны года континентальный арктический воздух над ЕЧР является не очень влажной неустойчивой воздушной массой, из которой часто выпадают осадки в виде крупы или снега.

Ранние осенние и поздние весенние заморозки, а также

самые низкие температуры воздуха в Европе связаны именно с вторжением континентального арктического воздуха.

Морской умеренный воздух (МУВ) формируется в умеренных широтах Атлантического и Тихого океанов.

Зимой массы холодного континентального воздуха из районов Канады поступают в районы со сравнительно теплыми водами Атлантики, и в процессе движения к востоку приобретают морские свойства. Прогреваясь от воды снизу, МУВ становится неустойчивым и влажным. Поэтому у побережья Западной Европы в этом воздухе часто наблюдается кучево-дождевая облачность, ливневые осадки и, что очень опасно из-за трудностей прогнозирования, — зимние грозы. При этом обычно бывает сильный порывистый, а иногда и шквальный ветер.

По мере продвижения в глубь холодного материка МУВ теряет свою неустойчивость, охлаждаясь снизу, и приобретает устойчивую стратификацию. Над ЕЧР это типичная влажная устойчивая воздушная масса с низкой слоистой облачностью, туманами или дымками, морозящими осадками и слабым снегом. При активном перемещении этого воздуха на восток часто наблюдаются оттепели, которые могут доходить до Урала.

Летом формирование МУВ происходит над северной Атлантикой, в районе Исландии. Здесь над относительно холодной водной поверхностью воздух имеет обычно устойчивую стратификацию. При своем продвижении на восток (в Европу) МУВ попадает в теплые воды Гольфстрима, прогревается снизу, приобретает неустойчивую стратификацию и дополнительно увлажняется.

У побережья Западной Европы в этом воздухе содержится очень много влаги, и как следствие неустойчивой стратификации и большого влагосодержания — в этих районах часто наблюдаются ливни и грозы. По мере продвижения воздуха на материк количество и интенсивность ливней и гроз в МУВ уменьшается, так как основную массу своей влаги этот воздух «теряет» уже у побережья.

Континентальный умеренный воздух (КУВ). Континентальный умеренный воздух формируется над умеренными широтами Евразии и Америки. Над территорией Европы и России этот воздух является местной воздушной массой. Как и любая воздушная масса, эта воздушная масса образуется в результате изменения основных свойств других воздушных масс, которые длительное время находились в зоне умеренных широт. Свойства КУВ зна-

чительно меняются от зимы к лету и зависят от того, в каком конкретном районе огромной зоны умеренных широт происходило образование континентального умеренного воздуха.

Зимой КУВ обычно является холодной воздушной массой, а летом – теплой. Зимой в этом воздухе преобладает низкая сплошная облачность, иногда с морозящими осадками и туманами, а летом – конвективная облачность, иногда с ливнями и грозами во второй половине дня.

Морской тропический воздух (МТВ). Этот воздух формируется в тропической зоне океанов, а иногда и над Средиземным морем. В районах формирования МТВ обычно является устойчивой и влажной воздушной массой. На континенты этот воздух зимой приносит обширные зоны туманов, низкой облачности, морозящие осадки и гололедные явления.

Летом МТВ над материками быстро прогревается снизу и приобретает неустойчивую стратификацию. Уже на небольшом удалении от береговой черты в МТВ отмечается развитие кучево-дождевых облаков, интенсивные ливневые осадки и грозы с сильными и очень сильными ветрами.

В переходные сезоны года МТВ является обычно влажной и устойчивой воздушной массой. Только ближе к лету (в конце весны и начале осени) этот воздух в дневные часы может быть неустойчивым.

Континентальный тропический воздух (КТВ). Формирование этой воздушной массы происходит над континентальными областями тропической зоны. Для территории России это районы Нижнего Поволжья, а для территории Западной Европы – районы Северной Африки.

Из-за очень сильного прогрева снизу практически всегда КТВ является неустойчивой воздушной массой, но слишком высокие температуры и небольшое влагосодержание приводит к тому, что облака в этом воздухе образуются крайне редко.

Летом в КТВ преобладает жаркая и сухая погода, а зимой наблюдаются низкие слоистые облака, морозящие осадки и сильные туманы.

Справедливости ради следовало бы дать характеристику и *экваториальному воздуху*, но так как на территории России и Европы этот воздух не наблюдается, то о свойствах этого воздуха мы говорить не будем. Кроме того, экваториальный воздух по своим

свойствам почти ни чем не отличается от морского тропического воздуха. Поэтому в последнее время метеорологи в тропических странах перестали выделять его в отдельную воздушную массу.

Узкая переходная зона между двумя различными воздушными массами называется *атмосферным фронтом*. Атмосферный фронт (фронтальная зона) характеризуется резкими изменениями метеорологических величин в горизонтальном направлении. Ширина переходной зоны у поверхности земли составляет 50 - 100 км, а на высотах 200 - 400 км. Толщина переходной зоны у поверхности земли не превышает 100 - 200 м, а на высотах увеличивается до 500 - 1000 м. По сравнению с размерами воздушных масс толщина переходного слоя небольшая, поэтому его называют фронтальной поверхностью, а его пересечение с какой-либо другой поверхностью – фронтом (линией фронта). Протяженность фронтальной поверхности в направлении, перпендикулярном линии фронта, составляет 600 - 1000 км, а в направлении вдоль линии фронта соответствует протяженности воздушной массы (до 5000 км и более). По вертикали атмосферные фронты обычно прослеживаются до высоты 5 - 6 км.

Фронтальная поверхность всегда наклонена так, что под этой поверхностью находится холодный воздух, а над ней – теплый.

Из-за небольшой ширины фронтальной зоны на картах погоды она обозначается (изображается) линией. Взаимодействие воздушных масс в зоне фронта обуславливает образование облачности, осадков и других явлений погоды. Таким образом, на границе двух различных воздушных масс в переходной (фронтальной) зоне происходит резкое изменение метеорологических параметров в горизонтальном направлении. Отсюда такое «трепетное» отношение синоптиков-практиков к качеству синоптического анализа, к правильности проведения атмосферных фронтов на картах погоды.

Итак, атмосферный фронт это раздел между двумя воздушными массами, имеющими различные параметры. Обычно в разных воздушных массах наиболее ярко выражена разница в температуре воздуха и его влагосодержании. По статистике, при переходе из одной воздушной массы в другую, температура воздуха у земли изменяется на 5 градусов и более, а на высотах – на 8 и более градусов на расстоянии в 1000 км.

Атмосферные фронты классифицируются по целому ряду признаков. Основные признаки классификации следующие:

По географическому положению атмосферные фронты бывают:

- арктический фронт;
- полярный фронт;
- тропический фронт.

По горизонтальной и вертикальной протяженности фронта атмосферные фронты могут быть:

- основные;
- вторичные.

По особенностям смещения воздушных масс атмосферные фронты бывают:

- теплые;
- холодные (1 и 2 рода);
- нейтральные;
- стационарные (малоподвижные).

По сложности взаимодействия воздушных масс в зоне фронта атмосферные фронты бывают:

- простые (теплые или холодные);
- сложные (фронты окклюзии).

В зависимости от выраженности характеристик атмосферные фронты бывают:

- хорошо выраженные фронты;
- размытые фронты;
- обостряющиеся фронты;
- размывающиеся фронты;
- маскированные фронты.

Все характеристики атмосферных фронтов мы рассматривать не будем. Отметим только, что холодные фронты обостряются днем и размываются ночью. Это обусловлено увеличением днем прогрева земной поверхности и как следствие – увеличением скорости вертикальных токов и увеличением количества облачности и интенсивности осадков.

Теплые фронты, наоборот, обостряются ночью и размываются днем. Обострение теплых фронтов ночью происходит за счет охлаждения верхней границы облачности и как следствие – увеличение вертикального градиента температуры, возникновение кучево-дождевой облачности, гроз и ливневых осадков.

Самая «плохая» или самая сложная погода практически всегда наблюдается во фронтальных зонах. Здесь и сплошная, часто

низкая, облачность, сильные осадки, сильный и порывистый ветер.

Обычно холодные фронты смещаются несколько быстрее, чем теплые, и через некоторое время холодный фронт «догоняет» теплый и смыкается с ним. При этом возникает так называемый фронт окклюзии. Холодный воздух, как более тяжелый, вытесняет теплый воздух наверх, и в этом воздухе сохраняются основные облака и осадки. Если за холодным фронтом воздушная масса более холодная, чем перед теплым фронтом, то такой фронт окклюзии называется *фронтом окклюзии по типу холодного*, а если наоборот, то *фронтом окклюзии по типу теплового фронта*.

На территории России фронты окклюзии по типу теплового фронта чаще наблюдаются в холодный период года, а по типу холодного фронта – летом.

Все облачные системы наиболее развиты в зоне атмосферных фронтов. Поэтому условия полетов самолетов и вертолетов в зонах атмосферных фронтов всегда сложнее, чем вне фронтальных разделов. Рассмотрим фронтальные облачные системы более подробно, и постараемся рассмотреть их «с авиационным уклоном».

Теплый фронт. Теплый фронт имеет облачную систему, состоящую из надфронтальной облачности, которая образуется в теплом воздухе за счет его упорядоченного подъема, и подфронтальных облаков, формирующихся в холодном воздухе под основным облачным массивом вследствие высокой влажности и турбулентности.

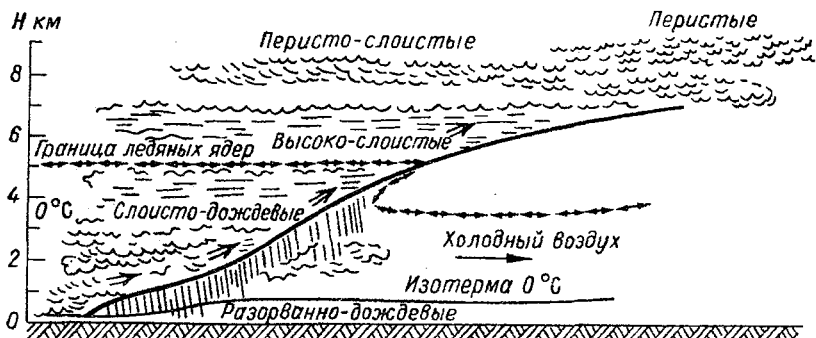


Рис.2.9. Схема облачной системы теплового фронта.

Надфронтальный облачный массив имеет клинообразную форму, следуя наклону фронтальной поверхности. В зависи-

мости от активности фронта и места в барической системе этот облачный массив или сплошной, или расслоенный, что в значительной мере определяется структурой поля вертикальных движений. С приближением к приземной линии фронта вертикальная мощность облачного массива увеличивается, а высота нижней границы облаков понижается. Основную часть надфронтальных облаков составляют высокослоистые и слоисто-дождевые облака. Из слоисто-дождевых облаков выпадают осадки обложного характера. Их ширина зимой составляет примерно 400, а летом – 300 км. Горизонтальная протяженность облаков вдоль линии фронта может достигать 2000 - 2500 км.

Это интересно:

Большая ширина зоны осадков зимой по сравнению с теплым периодом объясняется просто. Дело в том, что зимой образовавшаяся в облаках снежинка как начала падать, так и падает до земли. Летом же мелкие капли (а чем дальше от приземной линии фронта, тем мельче капли по размеру) или снежинки сначала тают, потом начинают испаряться и успевают испариться совсем за тот период, пока летят до земли. Вот поэтому, за счет испарения капель, ширина зоны фронтальных осадков на теплом фронте летом примерно на 100 км меньше, чем зимой.

Самые трудные условия для полетов создаются в зоне шириной в 300 - 400 км от приземной линии фронта. Это вполне естественно, так как в этой области наблюдаются наиболее низкие облака, облака, которые имеют наибольшую вертикальную мощность, в этой же зоне наблюдаются наиболее сильные и продолжительные осадки, значительно ухудшена видимость. Здесь же наиболее часто бывает интенсивное обледенение и грозы. Грозы на теплых фронтах наиболее часто наблюдаются ночью, что является еще одним дополнительным фактором, обуславливающим трудности работы авиации.

Формы облаков достаточно хорошо развитого теплого фронта и вертикальная структура фронта показана на рис.2.9.

Как известно, холодные фронты подразделяются на два рода: холодные фронты первого рода и холодные фронты второго рода.

Холодный фронт первого рода это медленно движущийся фронт. Вдоль всей поверхности фронта наблюдаются восходящие движения теплого воздуха, приводящие к формированию

слоисто-дождевых и высокослоистых облаков, которые непосредственно примыкают к фронтальной поверхности.

В холодный период система облаков похожа на облачную систему теплового фронта и является как бы ее зеркальным отражением (рис.2.10 а).



Рис.2.10 а. Схема облачной системы холодного фронта первого рода зимой.

В данном случае условия полетов на холодном фронте аналогичны условиям, наблюдающимся в таких же облаках теплового фронта. Разница заключается в том, что температура в облаках холодного фронта обычно несколько ниже, чем в облаках теплового фронта, обледенение менее интенсивно из-за меньшей влажности этих облаков; а зона осадков, в том числе и переохлажденных, более узкая, чем на теплом фронте. Ширина зоны обложных осадков на холодном фронте примерно равна 150 - 200 км, а высота нижней границы облаков у приземной линии фронта чаще всего колеблется в пределах 100 - 200 м. Толщина (вертикальная мощность) фронтальной облачности холодного фронта, как правило, всегда несколько меньше, чем на теплом фронте.



Рис.2.10 б. Схема облачной системы холодного фронта первого рода летом.

Иная картина наблюдается летом (рис.2.10 б). В передней части фронта, где наблюдаются сравнительно большие по скорости восходящие движения, формируются кучево-дождевые облака, которые нередко исключают возможность полетов. Судя по наблюдениям из космоса, а также по самолетным данным, эти облака имеют грядовую структуру, зависящую от динамики воздушных потоков в зоне фронта. В передней части фронта кучево-дождевые облака могут развиваться до тропопаузы. Из-за сильной турбулентности, интенсивной болтанки, сильного обледенения и возможности встречи с грозой со всеми вытекающими отсюда последствиями, полеты в зоне фронта настолько сложны, что их часто приходится прекращать до тех пор, пока не пройдет фронт.

Холодный фронт второго рода – быстро движущийся фронт. В зоне этого фронта (рис.2.11) во всей верхней части фронтальной поверхности происходит нисходящее движение воздуха, поскольку теплый воздух отступает быстрее, чем наступает холодный. Передняя часть фронтальной поверхности наклонена круто, теплый воздух интенсивно вытесняется валом надвигающегося холодного воздуха. Вследствие такого процесса облака формируются в основном только в передней части фронта. За линией фронта над фронтальной поверхностью облака отсутствуют, а после прохождения приземной линии фронта наступает прояснение.

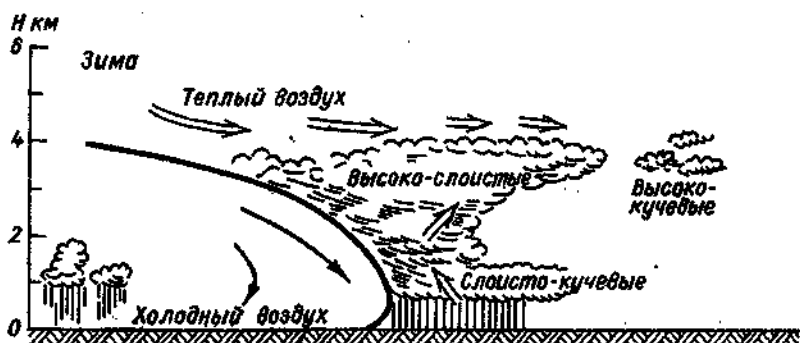


Рис.2.11 а. Схема облачной системы холодного фронта второго рода зимой.



Рис.2.11 б. Схема облачной системы холодного фронта второго рода летом.

В зимний период перед линией фронта наблюдаются высоко-слоистые и высококучевые облака, из которых могут выпадать осадки. Ширина зоны этих осадков составляет несколько десятков километров. Горизонтальная протяженность облаков вдоль фронта может быть равна 1500 - 2000 км, а ширина всей фронтальной облачности в средних широтах (перпендикулярно приземной линии фронта), как правило, не превышает 150 - 200 км.

В летний период характер облаков резко отличается от зимнего. В результате интенсивной конвекции в передней части фронта возникают мощные кучево-дождевые облака с грозами, особенно в тех случаях, когда воздух неустойчив. Здесь часто образуются смерчи и шквалы. Возможность возникновения шква-

лов тем больше, чем больше разность температур теплого и холодного воздуха. Если температура воздуха в теплой воздушной массе около 30°C , а в холодной – около 20°C , то вероятность возникновения шквала очень высока. При наличии фронтальных гроз, которые нельзя облететь, и в кучево-дождевой облачности полеты категорически запрещены.

Фронты окклюзии. За фронтом окклюзии может «наступать» относительно более теплый или более холодный воздух, что и определяет тип фронта окклюзии. Если в тыловой части циклона наблюдается менее холодный воздух, чем в его передней части, то образуется фронт окклюзии по типу тепло-го фронта (рис.2.12 а). В данном случае поверхность тепло-го фронта остается связанной с земной поверхностью, а поверхность холодного фронта отрывается от земли и перемещается вверх по поверхности тепло-го фронта. Поднимаясь вверх, поверхность холодного фронта постепенно вытесняет теплый воздух, фронт со временем разрушается, облачность растекается. Над ЕЧР окклюзия по типу тепло-го фронта чаще всего наблюдается в холодный период года.

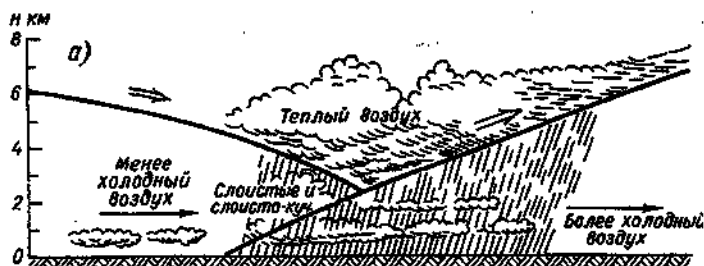


Рис.2.12 а. Схема облачной системы фронта окклюзии по типу тепло-го

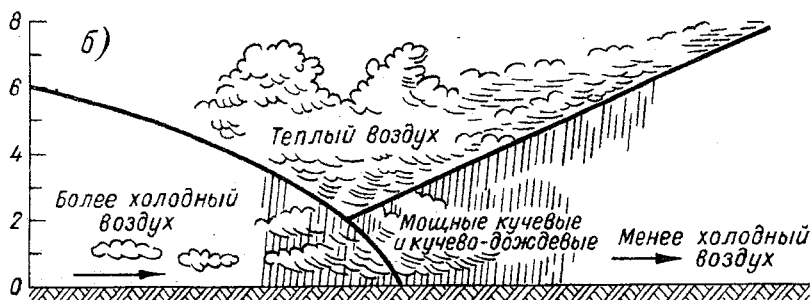


Рис.2.12 б. Схема облачной системы фронта окклюзии по типу холодного

Иная картина процессов отмечается в случае, если в тыловую часть циклона вторгается более холодный воздух. С землей бывает связана только поверхность холодного фронта, поверхность же теплого фронта перемещается в свободной атмосфере. При этом формируется *фронт окклюзии по типу холодного фронта* (рис.2.12 б). Такой процесс над ЕЧР чаще всего наблюдается в теплый период года, поскольку в этот период с океана на материк поступает относительно более холодный воздух.

Условия полетов в облаках на фронтах окклюзии зависят от вида облачности. В зонах «теплых окклюзий» наибольшую опасность для полетов представляют низкие облака, осадки и плохая видимость, а в зоне «холодных окклюзий» — облака вертикального развития, особенно кучево-дождевые с интенсивными ливнями, грозами и градом.

Вторичные фронты разделяют отдельные «порции» воздуха одной и той же воздушной массы. Как правило, наблюдаются вторичные холодные фронты, которые нельзя не учитывать при организации полетов. В зоне вторичных фронтов контраст температуры составляет примерно 3 - 5 градусов. Обычно вторичные фронты наблюдаются примерно через 150 - 250 км после прохождения основного фронта (через 3 - 5 часов). Часто только после прохождения вторичных фронтов на аэродроме наблюдается заметное похолодание, летом на этих фронтах появляется кучево-дождевая облачность, ливневые осадки, грозы. Грозы на вторичных фронтах носят очаговый характер. Их достаточно просто обойти, а по ширине эти очаги не превышают 50 - 70 км.

В холодный период года на вторичных фронтах отмечается низкая облачность, заряды снега и метели. Ширина очагов примерно такая же, как и в летний период.

И еще раз: полеты в зоне вторичных атмосферных фронтов опасны в любое время года.

Это интересно:

При анализе приземных карт погоды синоптик обычно очень старается правильно найти положение основных атмосферных фронтов и хочет провести их как можно точнее. Это вполне естественно. Он бы с такой же тщательностью подошел бы и ко вторичным фронтам, но так обычно не получается. Найти границу между «двумя порциями» одного и того же воздуха на карте погоды — очень сложная задача. Часто синоптик проводит на карте вторичный фронт там, где на карте нанесены осадки, и ему их надо как-то «научно оправдать». Поэтому вторичный фронт иногда приходит в район аэродрома внезапно, и нужен большой синоптический (и не только) опыт, чтобы не прозевать приход «незваного гостя» на свой аэродром. Да и летчикам в такой ситуации нужно быть предельно внимательными к погоде.

Иногда на картах погоды можно увидеть атмосферные фронты (зоны раздела между воздушными массами), которые не смещаются ни в сторону теплой, ни в сторону холодной воздушной массы. Такие фронты называют *стационарными*.

Определить, что это за фронт на карте: теплый, холодный, стационарный и т.д. — дело синоптика. Он об этом обязательно скажет. Однако о том, что на фронте (любом!) погода всегда сложнее, чем в однородной воздушной массе нужно помнить всегда. В этом случае стационарный фронт не является исключением.

Летом на стационарных фронтах возникают отдельные очаги кучево-дождевой облачности, ливней и гроз, а зимой — низкие слоистые, слоисто-дождевые (реже слоисто-кучевые) облака, осадки обложного или морозящего характера, туман и гололед. Ширина зоны стационарного фронта обычно не превышает 100 км.

Это интересно:

Если ширина зоны стационарного фронта около 100 км, то это совсем не значит, что на вашем аэродроме погода скоро наладится. Фронт-то стационарный! Следовательно, он смещается с очень не-

большой скоростью, да еще толком и не поймешь – в какую сторону. Поэтому прогнозировать изменение погоды в связи с прохождением стационарного фронта – очень трудная для синоптика задача. Для него, чем быстрее и «солиднее» идет фронт, тем легче дать прогноз его перемещения. А разобраться в «стационарном болоте» не всегда получается даже у опытных синоптиков.

2.8. МАСШТАБЫ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

В различных «умных» книжках и на лекциях иногда приходится слышать выражения: «Это является процессом планетарного масштаба» или «Это мезомасштабный процесс» и т.д.

Мы, конечно, приблизительно представляем, что это означает, но хотелось бы, чтобы у вас было бы более правильное представление о масштабах атмосферных процессов. Авторы надеются, что приведенная ниже таблица поможет решить вам эту задачу.

Таблица 2.4

Масштабы атмосферных процессов

Масштаб атмосферного процесса	Размер		Время жизни	
	м	км	секунды	Разные единицы
Макромасштаб (планетарный)	$10^7 - 10^6$	10000 - 1000	$10^6 - 10^5$	10 - 1 суток
Синоптический	$10^6 - 10^5$	1000 - 100	$10^5 - 10^4$	30 - 3 часов
Мезомасштаб	$10^5 - 10^4$	100 - 10	$10^4 - 10^3$	180 - 20 минут
Микромасштаб	$< 10^4$	< 10	$< 10^3$	< 20 мин.

Теперь вы можете свободнее и правильнее употреблять часто встречающиеся выражения и не путать масштабы атмосферных процессов. Это будет характеризовать вас как достаточно грамотного специалиста.

2.9. ВОЗНИКНОВЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ЦИКЛОНОВ

Общие положения.

Циклоном называется атмосферное возмущение с пониженным давлением воздуха и минимальным давлением в центре. Такое определение циклонов дается в метеорологическом словаре С. П. Хромова. И, на всякий случай, напомним, что атмосферное давление равно весу столба воздуха с единичным сечением от высоты, на которой оно измеряется, до верхней границы атмосферы.

По принятой классификации в зависимости от вертикальной протяженности циклоны подразделяются на *низкие* – замкнутые изобары (изогипсы) есть на приземных картах и на картах АТ-925 и АТ-850, но их нет на картах АТ-700; *средние* – замкнутые изогипсы прослеживаются до поверхности 400 гПа, но их нет на уровне 300 гПа; *высокие* – замкнутые изогипсы прослеживаются на всех уровнях, включая поверхность 300 гПа; *верхние* – замкнутые изогипсы есть на некоторых уровнях в тропосфере, но нет замкнутых изобар у земной поверхности и *стратосферные* – высокие циклоны, проникающие в стратосферу, или там образовавшиеся.

Также общепринятыми являются и стадии развития циклонов: *начальная стадия* – от момента возникновения до появления первой замкнутой изобары на приземной карте; *стадия молодого циклона* – от момента оформления циклона до начала окклюдирования; *стадия наибольшего (максимального) развития* – от начала окклюдирования до начала заполнения и *стадия заполнения* – от момента начала заполнения до полного исчезновения на приземной карте.

Возникновение циклонов.

Основными факторами, влияющими на возникновение и эволюцию циклонов (и антициклонов тоже), являются:

- адвекция температуры;
- характер подстилающей поверхности (ее термические свойства);
- характер устойчивости воздушных масс;
- волновые движения большого масштаба;
- нестационарность атмосферных движений;
- вихревые движения и центробежные силы;
- силы трения в приземном слое;
- сила Кориолиса;

- орография района;
- взаимосвязь процессов в нижней тропосфере с процессами в верхней тропосфере и стратосфере.

Если попытаться все объяснить качественно (без формул), то частицы воздуха, перемещаясь по инерции, переносят определенный вихрь скорости. В новом районе, куда переместились частицы, выявляется несоответствие поля скоростей и поля давления, в результате чего происходит их адаптация. Изменение полей скорости и давления приводит к возникновению, эволюции и перемещению циклонов (антициклонов), а дополнительным фактором возникновения и развития барических образований является термический фактор, связанный с бароклинностью атмосферы.

Так как, по определению, циклон является барическим образованием с пониженным атмосферным давлением, то возникновение циклонов следует ожидать в тех районах, где создаются условия для понижения давления. Основными правилами и признаками возникновения циклонов являются следующие:

1. Циклон возникает или углубляется под дельтой высотной фронтальной зоны при больших контрастах температуры и больших скоростях ветра. Практически циклоны возникают только при наличии струйных течений справа от его оси. (Действительно, в дельте струйного течения наблюдается расходимость потоков воздуха, который справа теплее, а значит легче. Таким образом, в этом районе наблюдается отток воздуха. Этот воздух теплый, что и приводит к уменьшению давления и образованию циклонов).
2. Непосредственными признаками зарождения циклона являются:
 - деформация линии фронта (возникновение волны);
 - образование вблизи фронта зоны разреженных изобар, особенно при их циклонической кривизне;
 - образование и усиление замкнутой области падения (относительного падения) давления, распространяющейся по обе стороны фронта;
 - появление замкнутых изобар (хотя бы промежуточных).
3. Наличие интенсивной адвекции холода за холодным фронтом и адвекции холода в область между двумя высотными циклонами.
4. Циклоны часто возникают на том участке фронта, к которому приближается область падения давления.

5. Циклоны зарождаются над зоной нулевых изаллогипс на уровне АТ-700.
6. Фронтальные волны развиваются в циклон только при длине волны больше 1000 км.
7. Циклоны возникают в той области, где высотное барическое поле (АТ-700, АТ-500) характеризуется циклонической кривизной изогипс, которая уменьшается по потоку.
8. Термобарическое поле тропосферы должно способствовать понижению давления у земли в зоне возникновения волны. Такие условия создаются в передней части высотной ложбины.
9. Малоградиентное поле у земли при отрицательных барических тенденциях.

Нефронтальные (термические) циклоны возникают летом над хорошо прогретой сушей, зимой – над теплыми морями. Эти циклоны обычно малы по площади, по высоте – низкие или средние и быстро заполняются.

Иногда выявить зону и «поймать» момент зарождения циклона очень помогает информация искусственных спутников Земли, особенно, если эта зона находится над морем.

Эволюция циклонов.

Основные правила и признаки эволюции циклонов следующие:

1. Стадия углубления циклонов продолжается в среднем 24 - 48 часов.
2. Циклон углубляется, если давление в центре циклона и его теплом секторе падает.
3. При положительных барических тенденциях в центре циклона и удалении области падения давления от центра циклон заполняется.
4. Циклон достигает большой глубины и достаточно быстро в тех случаях, когда с ним связаны две фронтальные зоны и обе зоны находятся близко друг от друга.
5. Быстрое сближение теплого и холодного фронтов одного циклона хороший признак быстрого углубления циклона.
6. Высокие циклоны перестают углубляться.
7. Циклоны и ложбины углубляются тогда, когда нулевая изаллобара проходит в тылу циклона или за осью ложбины (обратное верно).
8. Окклюдированные циклоны, как правило, заполняются.
9. Скорость углубления циклона равна величине барической

тенденции в нем.

Регенерация циклонов.

Регенерация циклонов является особым видом эволюции циклонов. Основными признаками регенерации циклонов являются наличие струйного течения над районами окклюзии, появление области падения давления и появление волны на холодном фронте, а также подход новой ветви фронта к области заполняющегося циклона, что приводит к усилению контраста температуры и регенерации циклона.

Регенерация циклонов может происходить на атмосферном фронте, при развитии волнового циклона, а также при переходе циклона с суши на море.

Как указывалось выше, приближение атмосферного фронта к заполняющемуся циклону приводит к увеличению контраста температур в зоне фронта, что является причиной появления максимума ветра на высотах. Таким образом возникает отток воздуха, а отток воздуха это уменьшение давления, т.е. углубление (регенерация) циклона. Следовательно, приближающийся к окклюдированному циклону атмосферный фронт, как бы «вдыхает новую жизнь в умирающий циклон». Из-за оттока воздуха при этом виде регенерации уменьшение атмосферного давления в центре циклона может составить 15 - 20 гПа за сутки.

Как правило, волновой циклон движется быстрее окклюдированного, поэтому происходит сначала их сближение, затем слияние, в результате которого образуется более глубокий циклонический вихрь.

При переходе с суши на море изменяется влагосодержание и стратификация воздушной массы. Кроме того, над водной поверхностью ветер по направлению приближается к направлению изобар, а следовательно, опять имеет место отток воздуха от центра циклона. Возникают все условия для углубления циклона, т.е. его регенерации. Однако при переходе с суши на море циклоны углубляются незначительно.

Мы рассмотрели основные правила эволюции циклонов. Далее в таком же сжатом виде нами будут предложены читателям правила перемещения циклонов.

Правила перемещения циклонов.

Как всегда синоптику значительно проще (хотя тоже трудно) прогнозировать перемещение уже возникшего циклона, чем оп-

ределить момент его возникновения. Ниже мы в тезисной форме перечислим основные правила определения направления и скорости перемещения циклонов. Эти правила следующие:

1. По общим принципам, изложенным во всех учебниках по синоптической метеорологии.
2. По изобарам теплого сектора циклона. Для того, чтобы определить направление смещения циклона нужно на второй или третьей замкнутой изобаре от центра циклона соединить прямой линией точки пересечения этой изобары с теплым и холодным фронтами, связанными с этим циклоном. Центр данного циклона будет смещаться параллельно данной линии в направлении от холодного фронта к теплову.
3. Направление смещения циклона можно определить по изаллобарической паре. Центр циклона будет смещаться параллельно линии, соединяющей очаги роста и падения давления, в сторону падения давления.
4. Циклон будет смещаться в направлении, перпендикулярном своей пространственной оси вправо от нее. Качественное правило: чем длиннее проекция оси циклона на горизонтальную поверхность, тем больше скорость его перемещения (рис.2.13).

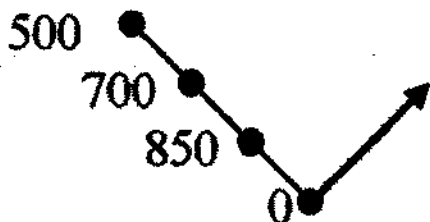


Рис.2.13. Определение направления перемещения циклона по наклону его пространственной оси. Точки с числами 0,850,700 и 500 соответствуют положению центра циклона на каждом из указанных уровней.

Это интересно:

Пожалуй, каждый из вас в детстве играл с волчком. Надеюсь, что не нужно объяснять, как выпадит эта игрушка. Так вот, когда ось волчка вертикальна (горизонтальная проекция оси волчка превратилась в точку), он стоит на месте. Стоит только попытаться немножко отклонить

ось от вертикального положения, как весь волчок придет в движение и «побежит» по столу или полу в направлении, перпендикулярном тому, в какую сторону мы отклонили волчок. Причем это движение будет происходить вправо от проекции оси волчка. Аналогичная картина наблюдается и в циклоне, только в этом случае волчок «чуть побольше».

1. Циклон с круговыми изобарами, имеющий только одну хорошо выраженную область падения или роста давления, движется вдоль прямой, соединяющей центр циклона и центр этой области.
2. Циклоны с круговыми изобарами обычно имеют криволинейные траектории.
3. Циклоны с эллиптическими изобарами движутся вдоль большей оси эллипса.
4. Циклоны перемещаются вдоль изотерм, оставляя область холода слева.
5. Циклон движется в том направлении, в котором быстрее всего повышается температура среднего слоя атмосферы (раз повышается температура, то при прочих равных условиях уменьшается давление, а это значит, что «идет циклон»).
6. Циклоны отклоняются от направления потока на АТ-700 в ту же сторону, в какую отклонены изотермы на этом уровне, но на меньший угол.
7. Частные циклоны при своем движении огибают основные против часовой стрелки.
8. Два одинаковых по глубине циклона вращаются относительно друг друга против часовой стрелки (в северном полушарии).
9. В циклонической серии каждый следующий циклон смещается южнее предыдущего.
10. После окклюдирования циклоны отклоняются влево от своей траектории и замедляются.
11. Циклоны смещаются в ту сторону, где у земли наблюдаются наиболее слабые ветры. Циклоны, в которых наблюдаются сильные ветры в передней части, быстро заполняются и становятся малоподвижными.
12. Вероятность смещения циклонов по потоку на уровне АТ-700 или АТ-500 тем больше, чем больше скорость ветра на этих уровнях.
13. Высокие и холодные циклоны, как правило, малоподвижны.

14. На увеличение скорости перемещения циклонов указывает увеличение интенсивности очагов роста и падения давления, а также уменьшение расстояния от центра циклона до центра зоны падения давления.
15. На уменьшение скорости движения циклона указывают обратные признаки, а также увеличение высоты барического образования.
16. Температурно неоднородные циклоны смещаются по изогипсам ОТ 500/1000, а температурно однородные циклоны обычно стационарные или малоподвижны.

2.10. ВОЗНИКНОВЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ АНТИЦИКЛОНОВ.

Общие положения.

Антициклоном называется область повышенного атмосферного давления с замкнутыми изобарами на уровне моря и с соответствующим распределением ветра. Это определение антициклона тоже взято из метеорологического словаря С.П Хромова.

Общепринятые стадии развития антициклона следующие: *начальная стадия* – от первых признаков зарождения антициклонического вихря до первой замкнутой изобары, кратной 5 гПа, на приземной карте погоды; *стадия усиления* – от оформления антициклона на приземной карте до наибольшей интенсивности развития; и *стадия разрушения* – от начала падения давления в центре антициклона до полного его исчезновения на приземной карте.

Возникновение антициклонов.

Антициклоны возникают в тех районах, где создаются условия для увеличения атмосферного давления (это вес столба воздуха до верхней границы атмосферы). Такие условия возникают:

1. При вторжении холодного воздуха в тылу циклона.
Если циклоны, между которыми возникает антициклон, низкие или средние и достаточно быстро смещаются, то часто возникают только гребни, а если циклоны высокие и малоподвижные, то гребень развивается в самостоятельный антициклон, который увеличивается по площади.
2. В отроге малоподвижного антициклона при интенсивном росте давления в холодном воздухе. В этих случаях новый антициклон растет быстро, а старый превращается в его от-

рог. Необходимым условием развития антициклона является рост давления в тыловой части антициклона.

3. Антициклоны возникают при неравномерном падении давления в размытом барическом поле. Такие антициклоны обычно занимают небольшую площадь и долго «не живут».
4. Нефронтальные (термические) антициклоны возникают при охлаждении воздуха от подстилающей поверхности (Сибирский зимний антициклон и т.д.).
5. Развитие антициклонов происходит медленнее, чем циклонов.
6. Наибольшей интенсивности антициклоны достигают в тех случаях, когда они сформированы из холодного воздуха в нижней половине тропосферы и теплого в верхней половине тропосферы.
7. Антициклоны возникают (усиливаются) под входом в высотную фронтальную зону при больших градиентах температуры ($>8^{\circ}\text{C}/1000\text{ км}$) и большой скорости ветра ($>70\text{ км/ч}$) на уровне 500 гПа.

Это правило вполне естественно: приток воздуха $\rightarrow$ увеличение его массы $\rightarrow$ увеличение давления у земли $\rightarrow$ антициклон.

Эволюция антициклонов.

Для оценки эволюции антициклонов можно использовать следующие правила:

1. Антициклон усиливается в тех случаях, когда давление в его центре продолжает расти.
2. Если барические тенденции в центре антициклона близки к нулю, то его интенсивность меняться не будет.
3. В малоподвижных антициклонах величина тенденции характеризует его эволюцию.
4. Гребень усиливается (ослабевает) в тех случаях, когда нулевая изаллобара проходит позади (впереди) оси гребня.
5. Чем дальше в тылу антициклона есть зона увеличения давления, тем дольше по времени антициклон будет усиливаться.
6. Удаление зоны роста давления от центра антициклона говорит о прекращении его усиления.
7. Регенерация антициклонов (процесс повторного усиления) наблюдается при слиянии старых антициклонов с новыми областями холодного воздуха, а также при активном циклогенезе, когда в передней части нового циклона оказывается теплый воздух. Это способствует усилению старого антициклона.

8. Высокий антициклон никогда не усиливается.

Перемещение антициклонов.

Перемещение антициклонов можно оценить используя следующие простые правила:

1. Общие правила смещения барических образований.
2. Температурно симметричные антициклоны малоподвижны, но их центр может резко и быстро смещаться из-за неодинакового роста или падения давления.
3. Два одинаковых антициклона вращаются вокруг общего центра по часовой стрелке (в северном полушарии), а отрог или ядро повышенного давления огибает основной антициклон также по часовой стрелке.
4. Подвижный циклон обегает малоподвижный антициклон по часовой стрелке. Если антициклон холодный, то на высотах происходит обращение барического поля, и тогда циклон обегает антициклон против часовой стрелки.
5. Смена циклонов и антициклонов происходит обычно зимой через 12, а летом через 24 часа.
6. Небольшие по площади антициклоны обычно смещаются со скоростью впереди идущих циклонов.
7. Антициклоны смещаются параллельно линии, соединяющей очаги падения и роста давления. Это правило лучше оправдывается при круговых изобарах. При эллиптических изобарах антициклон смещается по своей большой оси.

2.11. ПЕРЕМЕЩЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ.

В этом разделе мы основное внимание уделим вопросам перемещения и эволюции атмосферных фронтов так как общие сведения о фронтах обсуждались нами ранее, и нет смысла повторять уже изложенный материал.

Перемещение атмосферных фронтов.

Перемещение атмосферных фронтов тесно связано с перемещением циклонов и антициклонов. Это вполне естественно. На практике синоптики очень часто для оценки скорости и направления смещения фронта используют карту АТ-700. Установлено, что теплые фронты обычно смещаются по потоку со

скоростью $0,8U_{700}$, а холодные – со скоростью $0,9U_{700}$. Само же смещение фронта определяется по нормали к фронтальной поверхности.

Говоря о перемещении атмосферных фронтов, следует иметь в виду, что иногда фронт может изменить направление смещения и даже свой знак. Это может произойти в следующих случаях:

- при приближении к фронту нового циклона. В этом случае малоподвижный теплый фронт, лежащий севернее нового циклона, оказывается втянутым в его циркуляцию, и участок этого фронта вместо теплого становится холодным.
- при приближении теплого фронта к мощному антициклону. В этих случаях теплый фронт сначала замедляется, а затем останавливается и начинает постепенно отступать назад, превращаясь из теплого в холодный. Аналогичная ситуация наблюдается также при приближении теплого фронта к горам. Наиболее ярко это проявляется при подходе фронта к Уральскому хребту.
- при неравномерном заполнении обширного циклона. В этих случаях даже незначительное изменение давления в центре обширного циклона может быстро и на значительное расстояние переместить его центр. При этом некоторые участки фронта могут изменить свой знак.
- теплый фронт заполняющегося циклона может превратиться в холодный фронт, если впереди него находится углубляющийся циклон.

Для определения скорости смещения теплого фронта можно воспользоваться формулой:

$$V_{\text{т.ф}} = K \Delta H / \Delta t \quad (2.22)$$

где: $V_{\text{т.ф}}$ – скорость смещения теплого фронта (км/ч), $K=0,1 - 0,2$ – коэффициент, ΔH – понижение облачности при приближении фронта (м), Δt – время, за которое произошло это понижение облаков.

Что же касается отыскания фронтальных разделов на приземной карте, то для этого лучше всего использовать карту АТ-850. Практически всегда атмосферный фронт расположен параллельно какой-либо изотерме на этой карте. А вот к какой изотерме фронт расположен ближе – решать синоптику с учетом

местоположения района, времени года и особенностей синоптического процесса.

Эволюция фронтов.

Под эволюцией атмосферных фронтов понимается изменение контраста температур между воздушными массами, изменение сходимости (расходимости) потоков теплого и холодного воздуха, изменение стратификации и влагосодержания воздушных масс (а это изменение вертикальных токов), а также изменение интенсивности осадков и их продолжительности.

Атмосферные фронты обостряются в тех случаях, если:

- увеличивается контраст температур в зоне фронта,
- увеличивается сходимость потоков в зоне фронта,
- увеличивается вертикальная неустойчивость и влагосодержание воздушных масс.

Атмосферные фронты размываются при обратных процессах.

На эволюцию атмосферных фронтов сильное влияние оказывает время суток, время года, трансформация воздуха при его движении, а также при перемещении воздушной массы с моря на сушу и наоборот. Поясним это на некоторых конкретных примерах.

Так холодный фронт зимой при движении с моря на сушу оказывается маскированным, так как вода теплее суши, и в поле температур этот фронт никак не проявляется. В летний период теплый фронт при движении с моря на сушу быстро размывается, так как суша значительно теплее воды, и как следствие – быстрое выравнивание температур до и после фронта. Также и холодный фронт летом при движении с моря на сушу быстро размывается из-за быстрого прогрева над сушей холодного воздуха. При этом холодный фронт размывается тем быстрее, чем выше температура и чем меньше влажность воздуха над континентом.

Вместе с перемещением фронта, естественно, меняется и географический район, в котором находится атмосферный фронт. Поэтому холодный фронт размывается при перемещении на юг и обостряется при перемещении на север, а теплый фронт – наоборот. Следовательно, при прогнозе эволюции атмосферного фронта необходимо:

- оценить эволюцию фронта за последние 12 - 24 часа;
- в соответствии с прогнозом барического поля дать прогноз эволюции фронта;
- исходя из прогноза температуры, влажности и стратификации

в зоне фронта, уточнить прогноз эволюции того участка фронта, который будет оказывать влияние на район прогноза;

- учесть суточный ход изменения погоды на атмосферных фронтах (на всякий случай напомним, что холодные фронты обостряются в дневное время, а теплые – ночью).

На основании проведенного анализа эволюции фронта синоптик разрабатывает прогноз отдельных элементов погоды с учетом действующих руководств и наставлений по службе погоды или требований заказчика.

ЧАСТЬ 3. ПРОГНОЗ ОПАСНЫХ ДЛЯ АВИАЦИИ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ

3.1. ПРОГНОЗ ВЕТРА У ЗЕМЛИ И ШКВАЛОВ

О ветре авиации нужно знать все: направление ветра, скорость ветра, скорость отдельных порывов и скорость ветра при шквале.

Сравнительно мало есть отраслей народного хозяйства, которых очень интересует прогноз направления ветра. Если не считать чисто обывательского подхода: северный ветер — это прохлада или холод, а южный ветер — это тепло или жара, то серьезное отношение к направлению ветра есть только у авиации. Однако в любом случае прогноз направления ветра дается специалистами синоптическим методом. Это значит, что синоптик, оценив и спрогнозировав синоптическое положение в зоне ответственности, определяет преобладающее направление ветра. Причем наиболее часто в прогнозах погоды направление ветра указывается по восьми румбам.

Только в интересах авиации направление ветра указывается в десятках градусов. Это нужно для того, чтобы работники гражданской авиации смогли оценить встречную (попутную) и боковую составляющую скорости ветра. Дело в том, что для обеспечения безопасности при взлете и посадке самолетов есть ограничения как по боковому, так и по встречному (попутному) ветру. При прогнозе направления ветра и даже по фактическому ветру на авиационных метеорологических станциях определяется боковая составляющая ветра. Обычно это делается с помощью графика, представленного на рис. 3.1.

Порядок определения боковой составляющей скорости ветра на рис. 3.1 показан стрелками. Так при скорости ветра 13 м/с и угле между направлением ветра и направлением ВПП в 40 градусов боковая составляющая скорости ветра равна 8 м/с.

Только авиацию и специалистов — метеорологов интересует направление ветра на высотах. Очень часто (практически всегда) при краткосрочных прогнозах погоды прогноз направления ветра заменяют его диагнозом. В принципе это допустимо и не дает больших ошибок.

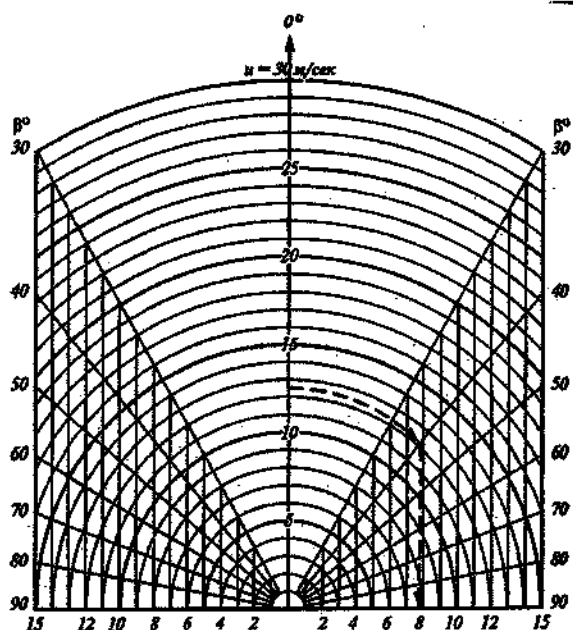


Рис.3.1. Номограмма для определения боковой составляющей ветра по скорости ветра U и углу β между направлением ветра и направлением ВПП.

Вместе с тем крупные прогностические центры разрабатывают прогноз ветра на различных уровнях численными методами. Результаты этих расчетов оформляются в виде карт температуры и ветра и безвозмездно передаются всем потребителям, нуждающимся в этой информации. Таким образом, в руках синоптика оказываются карты с краткосрочным (до 12 ч) прогнозом температуры, направления и скорости ветра на основных изобарических поверхностях.

Это интересно:

Следует иметь в виду, что в интересах обеспечения авиации направление ветра у земли указывается относительно истинного меридиана, а не магнитного (разницу между ними вам объясняли еще в школе). А что делать, если направление ВПП и посадочный курс легчик

определяет по компасу, т.е. по магнитному меридиану? Если магнитное склонение достаточно большое, а ветер почти строго боковой, то возникают проблемы, связанные с определением, какая составляющая ветра наблюдается: попутная или встречная или, иными словами, с каким курсом надо взлетать? На аэродромах эту проблему решили следующим образом: во всех сводках, которые передаются на другие аэродромы, направление ветра указывается относительно истинного меридиана, а на своем аэродроме направление ветра всегда дается относительно магнитного меридиана;

На земном шаре есть две интересные точки, в которых ветер всегда имеет одно и то же направление: на северном полюсе всегда дуют южные ветры, а на южном – всегда северные.

Нет сомнения в том, что большинство потребителей интересуется только сильным ветром. Только авиацию ветер начинает интересовать при скорости от 5 м/с. Такой ветер важен для малой и сверхмалой авиации, для парашютных прыжков и для безмоторной авиации.

Практически во всех регионах России для прогноза слабых ветров используется метод А.С. Зверева, который описан во всех учебниках по краткосрочным прогнозам погоды. На нем мы останавливаться не будем, а поговорим о некоторых методах прогноза сильного ветра.

Прогноз максимального ветра при грозах по аэрологической диаграмме. Для прогноза максимального ветра при грозах по аэрологической диаграмме поступают следующим образом. От спрогнозированного значения максимальной температуры воздуха у земли (рис. 3.2) нужно подняться сразу по влажной адиабате до уровня 600 гПа и на этом уровне следует определить величину ΔT , равную разности между температурой на влажной адиабате и на кривой стратификации. Максимальная скорость ветра при этом определится выражением

$$U_{\text{макс}} = 2 \Delta T \quad (3.1)$$

где: $U_{\text{макс}}$ – скорость ветра, м/с; ΔT – в градусах.

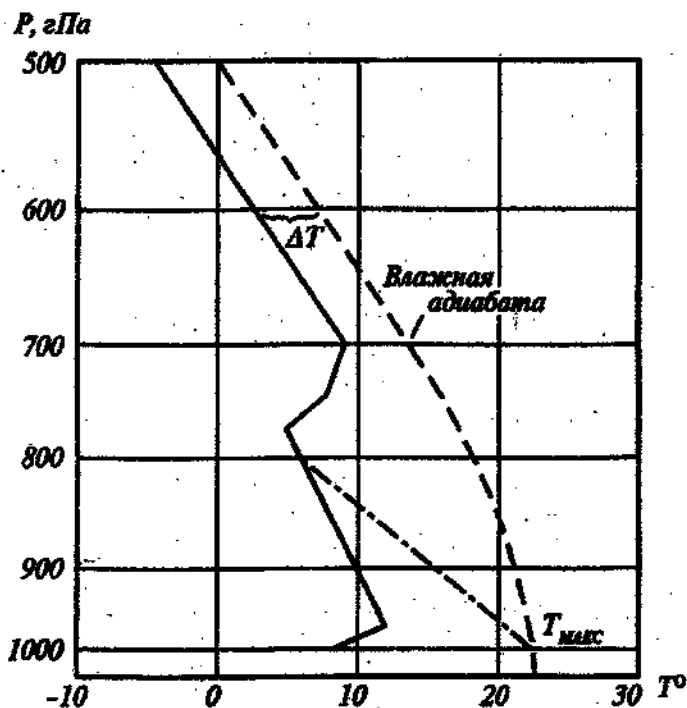


Рис.3.2. График для прогноза максимальных порывов ветра у земли при грозах.

Б.Е. Песков и А.И. Снитковский предложили методику прогноза шквалов с заблаговременностью 3 - 6 часов при ожидаемом развитии кучево-дождевой облачности (а шквалы иначе и не бывают). На рис. 3.3 представлен их график для прогноза шквала.

На рис.3.3 по горизонтальной оси отложено суммарное значение скоростей ветра на уровне земли, 850, 700 и 500 гПа (м/с), а по вертикальной оси – вертикальная мощность кучево-дождевого облака, гПа.

Если по исходным данным наша точка попала в зону «шквал», то скорость ветра при шквале можно уточнить по графику, представленному на рис.3.4.

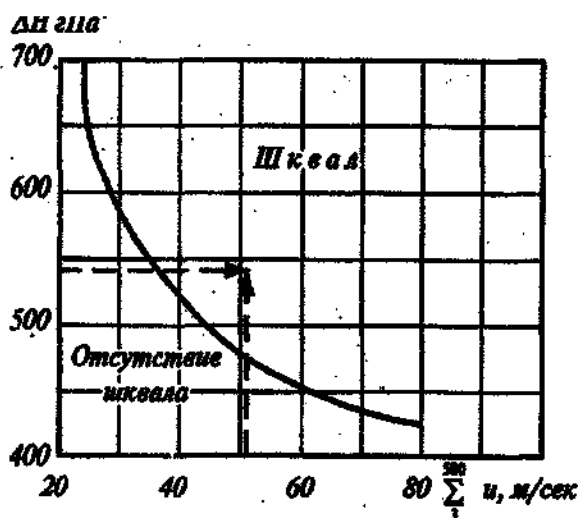


Рис. 3.3. График для определения возможности возникновения шквала.

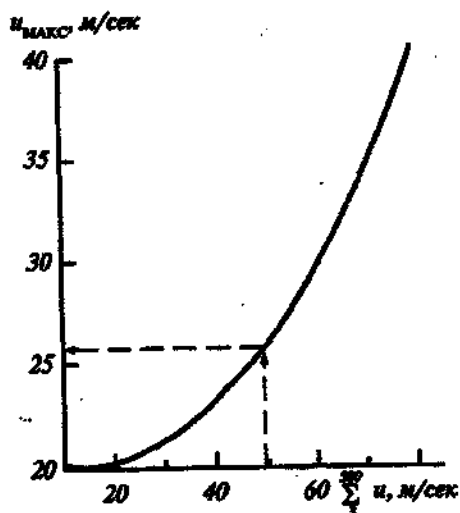


Рис. 3.4. Определение максимальной скорости ветра при шквале по Б.Е. Пескову и А.И. Снитковскому.

Определение скорости порывов ветра можно определить по полуэмпирической формуле

$$U_{\text{пор.}} = U_{\text{ср}} + 0,5 U_{\text{ср}} \quad (3.2)$$

Коэффициент 0,5, естественно, определяется подбором для каждого пункта.

Это интересно:

Когда прогнозируется порывистый ветер и указывается скорость ветра в порывах, не стоит забывать о том, что скорость ветра в порывах указывается только в том случае, когда она превышает среднюю скорость ветра на 5 м/с и более. Иначе может получиться так, как иногда слышишь «погоду по радио»: ветер 1 м/с, порывы 2 м/с – не звучит!

И еще одно обстоятельство. Ни один синоптик не хочет, чтобы его прогнозы не оправдывались. Поэтому, что-то, а критерии оправдываемости прогнозов он знает хорошо. Так, если в прогнозе погоды указана скорость ветра до 15 м/с, то по скорости ветра прогноз оправдывается при отличии фактического ветра от указанного в прогнозе на ± 3 м/с, а при скорости ветра 3 м/с и менее прогноз всегда считается оправдавшимся. Вот поэтому «хитрые» (читай – грамотные) синоптики в своих прогнозах дают скорость ветра 6 м/с. Интервал оправдываемости в этом случае от 0 до 9 м/с. А в такую градацию много синоптических ситуаций попадает. Вот так, уметь надо!

Прогноз ветра у земли по данным о ветре на уровне 850 гПа. Этот метод позволяет спрогнозировать скорость ветра у земли с заблаговременностью до суток. Для прогноза используется график, представленный на рис.3.5. Здесь по вертикальной оси отложена скорость ветра на уровне АТ-850, а по горизонтальной – ожидаемая скорость ветра у земли. Возможный интервал скоростей ветра у земли находится между наклонными кривыми на графике.

На севере для определения скорости ветра используют график (рис.3.6). По горизонтальной оси на графике откладывается величина Δp_1 – разность значений атмосферного давления в двух пунктах по потоку, а по вертикальной оси – величина Δp_2 – разность значений давления в двух пунктах по нормали к потоку. Наклонные линии соответствуют прогнозируемым значениям скорости ветра.

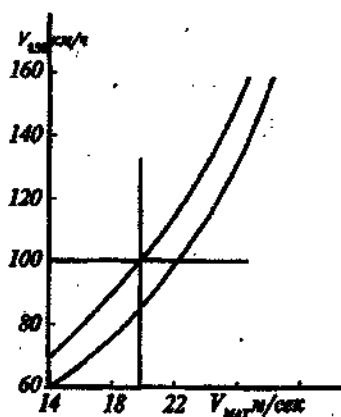


Рис.3.5. График для прогноза скорости ветра у земли по данным о ветре на уровне 850 гПа.

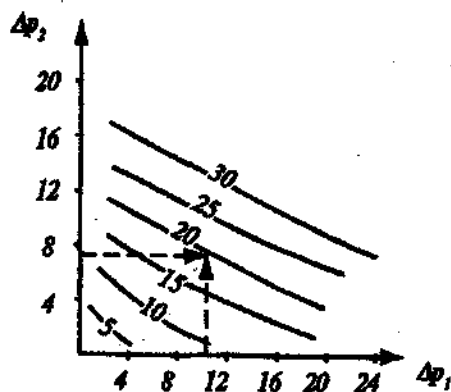


Рис.3.6. График для определения скорости ветра, применяемый в районах Крайнего Севера.

Увы, к сожалению, из-за крайне редкой сети станций практически всегда при прогнозе скорости ветра «в ход идут» данные одних и тех же станций. Однако даже такой, на первый взгляд, примитивный метод дает вполне удовлетворительные результаты. Его целесообразно «попробовать» и в других регионах.

Это интересно:

Хочется остановиться на двух интересных случаях, связанных с прогнозом скорости ветра у земли. Первый случай можно назвать закономерным, и такое может произойти с любым синоптиком. Представьте себе, что вы прогнозировали ветер, и у вас получилось, что ожидается скорость ветра в 30 м/с. Что в таком случае в первую очередь приходит в голову синоптику? Ну конечно же то, что метод дал неверный результат. Синоптик не поверит этому, за что и будет «наказан» шквалом. Если для прогноза используются проверенные методы, то не обращать внимания даже на невероятный результат прогноза нельзя. Просто в таких случаях (и это касается не только ветра) нужно использовать для прогноза большее количество известных методов, а также внимательно следить за изменениями фактической погоды. В этом случае, даже при неверном прогнозе, вы успеете своевременно предупредить об опасном явлении погоды своих потребителей.

Еще один интересный случай произошел с автором этих строк. В 1994 году в Петербурге проводились Игры доброй воли. Наш университет был официальным гидрометеорологом Игр. В обязанности нашего информационно-прогностического центра входило обеспечение оргкомитета Игр и судейские коллегии по всем видам спорта прогнозами погоды на период соревнований, а также проведение метеорологических наблюдений в местах соревнований. С работой мы справились успешно. Забавный казус произошел во время проведения соревнований по парусному спорту. Дело в том, что в период Игр наблюдалась все время сухая и жаркая погода. Температура воздуха днем колебалась в пределах 23 - 26 градусов тепла, а температура воды в Финском заливе была 22 - 24 градуса. На первый день соревнований мы дали ветер со скоростью 2 - 5 м/с. Яхтсменов это устроило, хотя для соревнований по парусному спорту желателен более сильный ветер.

Перед стартом первой парусной гонки мы приехали в яхтклуб, измерили скорость ветра, и она оказалась равной 3 м/с. Все по прогнозу. Довольны мы, довольны судьи, довольны спортсмены. Яхты вышли в Финский залив к месту старта, которое находилось в пятистах метрах от берега, от яхтклуба, где мы замеряли скорость ветра. А в месте старта и по всей дистанции был... штиль. Яхты простояли до вечера и, так и не начав гонку, вернулись в яхтклуб. Во всем виноватым оказался бриз, который еще «давал» 3 м/с у берега и ничего не мог сделать на удалении в 500 - 1000 м от него. Так и прошли соревнования по парусному спорту, в которых вместо

запланированных четырех гонок было всего две. Вот что значит не знать или не учитывать местные условия формирования погоды.

3.2. ПРОГНОЗ ВЕТРА НА ВЫСОТАХ И СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

О прогнозе ветра на высотах мы писали в предыдущем параграфе. Действительно, синоптики на АМСГ очень часто заменяют прогноз ветра на высотах его диагнозом или используют прогностические карты прогноза ветра и температуры, которые разрабатываются в крупных прогностических центрах.

Еще одна проблема в практике метеорологического обеспечения авиации возникает при необходимости определить параметры струйного течения. Известно, что за границу струйного течения принимается высота, на которой в свободной атмосфере (выше 5000 м) скорость ветра превышает 30 м/с, а специалистов гражданской авиации интересует не только высота оси струйного течения, но и максимальная скорость ветра на оси струи, а также толщина струйного течения, т.е. высота его нижней и верхней границ.

Все эти задачи позволяет решать метод Е.Рейтера. Е.Рейтер предложил по данным зондирования атмосферы в произвольном масштабе строить график, по горизонтальной оси которого откладывается скорость ветра, а по вертикальной – высота (рис. 3.7).

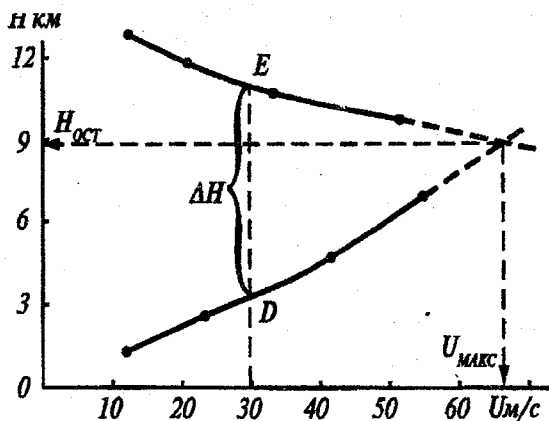


Рис.3.7. Определение параметров струйного течения по методу Е. Рейтера.

И еще совершенно очевидное предположение Е.Рейтера: так как информация о направлении и скорости ветра в свободной атмосфере в распоряжении синоптика есть практически всегда только на основных изобарических поверхностях, то совершенно необязательно, чтобы уровень максимального ветра совпадал с этой поверхностью. Для определения всех параметров струйного течения Е.Рейтер предложил на график (рис.3.7) нанести точки, в которых есть информация о скорости ветра, и соединить эти точки отрезками прямых линий. Причем соединение точек производить как сверху, так и снизу до максимальных значений скорости ветра. Далее, продлив последние отрезки, проведенные сверху и снизу, до их пересечения, мы получим высоту оси струйного течения, максимальную скорость ветра на оси, а величина ΔH укажет нам не только толщину струйного течения, но и нижнюю и верхнюю границу струи.

Это интересно:

Для прогноза параметров струйного течения можно еще больше упростить свою работу. Ведь мы все параметры струи определяем только по двум последним отрезкам, проведенным сверху и снизу. Поэтому можно делать так. По данным зондирования нанести на график (рис.3.7) только четыре точки с наибольшими значениями скорости ветра, а затем попарно соединить их сверху и снизу, и продлить отрезки до пересечения. Мы получим тот же самый результат. Правда, иногда приходится строить несколько большее количество точек для определения толщины струйного течения: нижняя точка берется со значением скорости ветра до 30 м/с при его усилении, а верхняя – со скоростью ветра меньше 30 м/с при его ослабевании. Для определения максимального ветра и уровня максимального ветра достаточно и четырех точек.

Уважаемый читатель! Мы не будем останавливаться на других методах прогноза ветра. Это делается нами умышленно. Не потому, что других методов прогноза нет, а потому, что в оперативной практике только эти методы получили достаточно широкое распространение. Мы будем вам очень признательны, если вы пришлете нам какую-нибудь оригинальную методику прогноза любого элемента погоды, применяемую в вашем регионе. Если она окажется интересной и для других районов России, то мы постараемся включить ее во второе из-

дание книги с безусловным сохранением вашего авторства на присланную методику.

3.3. ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ

Отступив от общего правила, рассмотрим сначала основные характеристики видимости, используемые при анализе и прогнозе условий погоды.

Проблема видимости в пространстве при современных темпах развития народного хозяйства, техники, в частности, скоростного транспорта приобретает все более актуальное значение. Учение о видимости – это научное направление, основной задачей которого является исследование закономерностей зрительного восприятия разнообразных естественных и искусственных объектов ландшафта и сигнальных огней в различных атмосферных условиях.

Видимость – зрительное восприятие объектов, обусловленное существованием яркостных и цветовых контрастов между предметами и фоном. Видимость характеризуется дальностью видимости (как далеко видно) и степенью видимости (как хорошо видно). На практике почти всегда интересуются только дальностью видимости, которую обычно называют *видимостью*. При дальнейшем изложении материала мы также будем пользоваться этим термином.

Под видимостью понимается максимальное расстояние, с которого видны и опознаются освещенные объекты днем и световые ориентиры ночью. Теоретическое максимальное значение видимости составляет 350 км, а минимальное может не превышать нескольких метров. Именно ограниченная видимость особенно интересует всех потребителей метеорологической информации.

Видимость зависит от размеров и формы предметов, освещенности, цвета и яркости фона и предмета, а также прозрачности атмосферы. Эти факторы обычно проявляются в комплексе, обуславливая сложный характер видимости.

Угловые размеры предмета должны быть больше остроты зрения наблюдателя. Нормальная острота зрения человека – 1 угловая минута, т.е. если размер объекта меньше $1/150$ расстояния до него, то человеческий глаз не должен его воспринимать. Из этого правила есть исключение: провода, проектирующиеся

на фон неба, видны на расстоянии, превышающим 150 их диаметров. Форма предмета также влияет на видимость. Объекты с резко очерченными гранями (здания, трубы и т.д.) видны лучше, чем объекты с «расплывчатой» границей (лес).

Видимость зависит также и от освещенности. В экстремальных условиях объекты становятся неразличимыми. Следовательно, для видимости объекта необходимо, чтобы освещенность его и фона была не меньше определенной величины, и чтобы между фоном и объектом был яркостный контраст.

Это интересно:

Видимость объектов – это не только физическая величина, но и величина физиологическая, т.е. зависит от того, как мы воспринимаем тот или иной предмет на окружающем его фоне. Вспомните войну и белые маскировочные халаты солдат или камуфляжную форму теперешних военных – все сделано для того, чтобы человек был менее заметен на местности. И наоборот, нет ни одного костюма горнолыжника белого цвета. Это не случайно. Если спортсмен сошел с трассы, а попросту просто завалился в сугроб, то по торчащему из снега, очень белого в горах снега, фрагменту цветного и яркого костюма, этого «неудачника» обнаружить значительно проще, чем, если бы он был в белом костюме.

И еще одно обстоятельство, связанное с видимостью и ее восприятием. В самом начале параграфа мы сказали, что видимостью в особенности интересуется скоростной транспорт. Это так на самом деле. Существует такое понятие, как аккомодация (инерция) зрения. Поэтому у летчиков, машинистов и шоферов при быстрой езде скользящий взгляд на окружающие предметы, а это дополнительно «скрадывает» видимость. Вот поэтому на автобанах вся реклама и все указатели состоят из минимального количества слов – при большой скорости движения большего просто не прочитаешь. Попробуйте, сидя на велосипеде, прочитать не очень крупно написанную вывеску какого-нибудь учреждения – и первый столб будет вашим.

По нашим, метеорологическим, правилам, если видимость 10 км и более, то в атмосфере не наблюдается никаких опасных явлений погоды. Если же видимость меньше 10 км, то обязательно в атмосфере наблюдается какое-нибудь явление, ухудшающее видимость. Поэтому прогноз видимости тесно связан с прогнозом отдельных явлений погоды и их интенсивности. В этом

плане о некоторых методах прогноза видимости мы поговорим в следующем параграфе.

Это интересно:

По нашим, метеорологическим, правилам видимость и визуально, и по приборам измеряется в горизонтальном направлении на уровне глаз наблюдателя, т.е. на высоте примерно 1,5 м. Но при заходе на посадку летчика интересует не метеорологическая, а наклонная видимость в слое 0 - 100 м. Даже при стоянке на земле, командир самолета Ту-154 сидит на высоте 5 м. Машинист электровоза на рабочем месте находится на высоте 3,0 - 3,5 м от поверхности земли, а шофер большегрузного автомобиля – на высоте 2,0 - 2,5 м. Похоже, что метеорологическая видимость на высоте 1,5 м их всех мало интересует. Но, и это самое главное, мы прогнозируем и отвечаем только за метеорологическую видимость. Из-за этого иногда случаются курьезы. Например, на аэродроме наблюдается низкий туман при видимости 500 м. Если высота тумана составляет всего 3 м, а минимум погоды по видимости – 1000 м, то аэропорт должен быть закрыт. Однако, вы знаете, что высота любого одноэтажного дома не менее 5 м, поэтому с воздуха видны крыши всех, даже одноэтажных домов. Вот и получается, что аэропорт закрыт, а летчику «сверху видно все».

Прогноз видимости в дымках и туманах. Видимость в дымках и туманах изменяется в значительных пределах и зависит от количества и размеров взвешенных частиц, находящихся в единице объема, т.е. от водности тумана. Если предположить, что туман состоит из капель одного размера радиусом r , то видимость в тумане можно определить по формуле

$$S_m = 2,3 \cdot 10^4 r / q \quad (3.3)$$

где: r – радиус капель, см; q – водность тумана, г/см³.

Из формулы видно, что при одинаковой водности видимость будет меньше при наличии капель меньшего размера. На рис.3.8 представлена зависимость видимости в тумане от его водности, полученная для центральных районов ЕЧР и Украины.

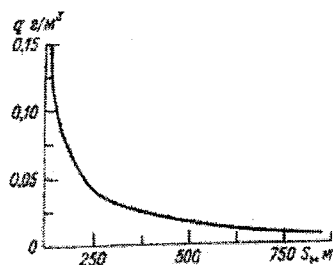


Рис.3.8 Зависимость видимости в тумане от его водности.

Если в формулу (3.3) подставить среднее значение радиуса капель в тумане, равное $5 \cdot 10^{-4}$ см, то это выражение примет вид

$$S_m = 11,5/q \quad (3.4)$$

Установлено, что чем выше начальная температура точки росы вечером и чем больше ее понижение ночью при охлаждении приземного слоя воздуха, тем меньше видимость в тумане при прочих равных условиях. Этим выводом можно руководствоваться при прогнозе видимости в туманах охлаждения, особенно в радиационных и адвективно-радиационных туманах.

Для прогноза видимости в тумане можно воспользоваться еще одной полуэмпирической формулой:

$$S_m = 60/q^{0.5} \quad (3.5)$$

где q – водность тумана, $г/м^3$. Ну а водность тумана можно, в свою очередь, определить по другой формуле:

$$q = 3 \cdot 10^{-4} (T_T)^2 + 1,2 \cdot 10^{-2} (T_T) + 0,14 \quad (3.6)$$

где T_T – температура туманообразования, $^{\circ}C$.

Следовательно, определив температуру туманообразования, а без этого прогноз тумана невозможен, по двум последним формулам достаточно просто определить видимость в тумане. Это далеко не единственный способ определения видимости в дымках и туманах.

В реальных условиях видимость в тумане может значитель-

но отличаться от той величины, которую мы получили, используя тот или иной метод прогноза. Эти различия обусловлены, с одной стороны, неточностью измерения и прогноза температуры и температуры точки росы, а с другой стороны, плохим учетом местных особенностей и реально происходящих процессов. Ведь известно, что при выпадении теплого дождя воздушная масса дополнительно увлажняется, а, следовательно, видимость будет меньше той, которую мы указывали в прогнозе. И наоборот, если выпала роса, то из атмосферы исчезло какое-то количество влаги, следовательно, фактическая видимость будет больше той, на которую мы рассчитывали в прогнозе. Так что учет происходящих в атмосфере процессов и местных особенностей возникновения любых опасных явлений погоды обязателен для каждого синоптика.

Представляет практический интерес и изменение видимости в тумане с высотой. В адвективных и фронтальных туманах, как и в слоистой облачности, водность увеличивается с высотой и достигает максимальных значений вблизи верхней границы. Как следует из выражения (3.3), горизонтальная видимость в этих туманах должна уменьшаться по мере увеличения высоты. В действительности же уменьшение видимости происходит, но на меньшую величину, так как с увеличением высоты несколько увеличивается и размер капель.

В радиационном тумане наиболее плохая видимость наблюдается в самом нижнем слое воздуха.

В туманах охлаждения минимальная видимость должна наблюдаться (теоретически) в момент восхода солнца, т.е. в то время, когда температура воздуха минимальна. Однако из практики известно, что минимум температуры по отношению к моменту восхода солнца «запаздывает» на 1 - 2 ч, поэтому и минимум видимости приходится на то же самое время. В реальных условиях минимальная видимость может по разным причинам наблюдаться в период $\pm 2 - 3$ ч от момента восхода солнца.

После восхода солнца по мере прогревания воздуха и усиления ветра у поверхности земли, радиационный туман утрачивает устойчивость. Это влечет за собой колебания видимости с тенденцией к ее улучшению.

Следует иметь в виду, что в настоящее время для прогноза видимости в туманах чаще всего используется или синоптический метод, или какие-либо региональные графики, основанные

на ряде наблюдений на каждой станции, т.е. физико-статистические методы прогноза.

Прогноз видимости в осадках. Совершенно очевидно, что видимость зависит от интенсивности осадков. Корреляционная связь этих характеристик показана на рис.3.9. На этом рисунке прямая 1 построена по результатам экспериментов, проведенных в России (еще в СССР), а прямая 2 – по результатам экспериментов в США. Хорошее совпадение результатов говорит о том, что данный график можно использовать в различных регионах.

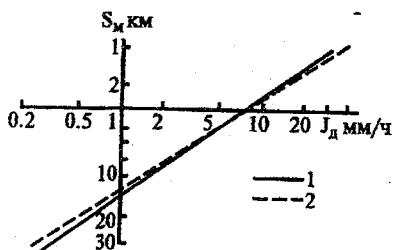


Рис.3.9. График зависимости видимости S_m от интенсивности дождя I_d .

Имея информацию об интенсивности дождя, видимость можно рассчитать по формуле:

$$V_d = V_o (I_d)^{-0.71} \quad (3.7)$$

где: V_o – видимость вне зоны осадков; I_d – интенсивность осадков, мм/ч.

В настоящее время, к сожалению, количественный прогноз осадков практически никогда не дается, поэтому следует иметь в виду, что обложные осадки в среднем ухудшают видимость до 4 - 6 км (редко до 1 - 2 км), а ливневые осадки – до 1 - 2 км практически всегда, а иногда даже до нескольких сотен или десятков метров.

При выпадении снега, как и при выпадении дождя, видимость заметно ухудшается. Это ухудшение находится в прямой зависимости от интенсивности снегопада. Однако и при снегопадах прогноз видимости чаще всего разрабатывается синоптическим методом. В тех случаях, когда известна или предсказана

интенсивность снегопада, для определения видимости в нем при слабом ветре можно воспользоваться графиком, представленным на рис.3.10.

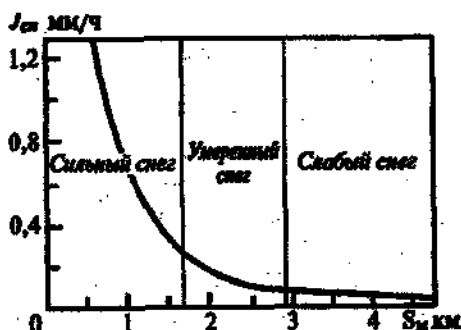


Рис.3.10. График зависимости видимости от интенсивности снегопада при слабом ветре.

Сильный ветер является дополнительным фактором ухудшения видимости при снегопаде. Наглядное представление об этом дает рис.3.11.

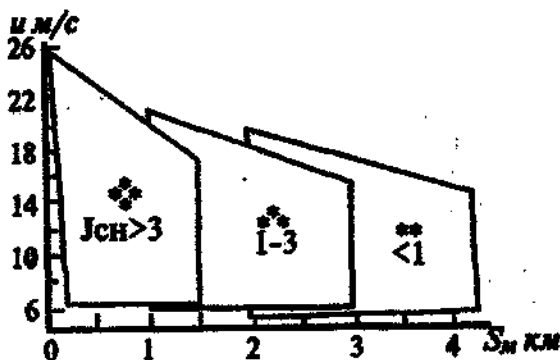


Рис.3.11. График зависимости видимости от интенсивности снегопада при сильном ветре.

Как видно из рисунка, при слабом снеге видимость, в зависимости от скорости ветра, может изменяться от 2 до 4 км, при

умеренном – от 1 до 3 км, а при сильном – от нескольких сот метров до 1,5 км. «Перекрытие» зон на рис.12.4 говорит о том, что показанная на нем зависимость выражена недостаточно четко.

Существующие различные формулы для определения видимости в снеге обязательно учитывают интенсивность снегопада и характер подстилающей поверхности. Все они носят локальный характер, и поэтому здесь нами не приводятся.

Прогноз видимости в метелях, пыльных и песчаных бурях и мгле. При прогнозе видимости в метелях необходимо учитывать вид метели и ее интенсивность, зависящую от скорости ветра и состояния снежного покрова. Различают три вида метелей: общая метель, низовая метель и поземок.

Общая метель – это снегопад при скорости ветра у земли более 7 м/с с одновременным переносом снега, поднятого с земной поверхности. *Низовая метель* – перенос сильным ветром (более 10 м/с) сухого снега, поднятого с земной поверхности на высоту нескольких метров при отсутствии снегопада. *Поземок* – перенос ветром со скоростью 6 м/с и более сухого снега над снежной поверхностью и его подъем до высоты не более 1 м.

Любой вид метели значительно ухудшает видимость. Установлено, что при низовой метели и поземке при скорости ветра 12 - 15 м/с видимость, как правило, составляет 2 - 4 км, при ветре 15 - 18 м/с – 0,5 - 2 км, а при более сильном ветре видимость обычно менее 500 м.

Общая метель ухудшает видимость в большей степени, чем низовая метель или поземок, так как при этом наблюдается помимо переноса еще и выпадение снега.

Для прогноза метелей и видимости в них наиболее часто используется синоптический метод. Метели обычно наблюдаются в восточной части циклона перед теплым фронтом или фронтом окклюзии. Сильные метели отмечаются на участках фронтальной зоны, расположенной между глубоким циклоном и высоким обширным антициклоном.

Чтобы разработать прогноз видимости в метелях нужно сначала разработать прогноз скорости ветра и прогноз интенсивности снегопада. В отдельных районах по достаточно длинному ряду наблюдений можно построить эмпирические графики зависимости видимости от скорости ветра при низовой метели и поземке.

На рис.3.12 представлен такой график для аэродрома Ям-

бург. Этот график «подарила» автору синоптик АМСГ Ямбург Ю.В. Компаниченко.

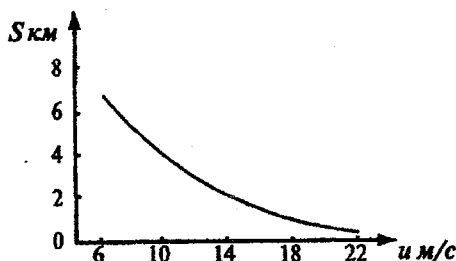


Рис.3.12. График зависимости видимости в низовых метелях от скорости ветра для Ямбурга.

Редко встречающимся явлением, а поэтому особенно трудным для прогнозирования, является так называемая *снежная или белая мгла*. Достаточно надежных методов прогноза этого явления пока нет. Можно только выделить определенные условия, при которых снежная мгла может образоваться. Во-первых, если при наличии снежного покрова наблюдаются слоистые облака, а какие-либо наземные ориентиры отсутствуют, то при таких условиях исчезают яркостные контрасты даже при сравнительно большой прозрачности атмосферы. Полет при такой обстановке называют «полетом в шарике от пинг-понга». Летчики с этим явлением сталкиваются в северных районах России и в Антарктиде.

Во-вторых, снежная мгла может наблюдаться при сравнительно низких температурах воздуха (-20°C и ниже), сильном ветре (12 м/с и более) и обязательной инверсии в приземном слое.

На рис.3.13 представлен график для прогноза видимости при снежной мгле по данным о температуре воздуха у земли и скорости ветра, предложенный Н.И. Колпиновым

При *пыльных и песчаных бурях* ухудшение видимости может быть до нескольких сотен и даже десятков метров. Пыльные бури образуются обычно над южными районами, однако иногда они могут наблюдаться и в умеренных широтах, особенно в засушливое время. Из-за неразумного природопользования пыльные бури наблюдаются даже в районах БАМа.

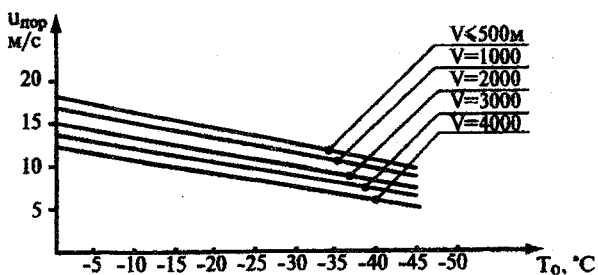


Рис.3.13. График зависимости видимости от температуры и скорости ветра.

Это интересно:

Автору этих строк однажды в районе Семипалатинска (Казахстан) довелось в течение часа быть на улице при пыльной буре с видимостью 100 м. После этого костюм навсегда изменил цвет, а на зубах песок хрустел еще целую неделю. И еще одно. В пустынных районах окна заклеивают не на зиму, как в северных широтах, а на лето, чтобы в доме было меньше пыли. Однако, если заклеить окна и на месяц уехать в отпуск, то по приезду дома найдешь на полу и на всей мебели толстенный слой пыли. Откуда она взялась, если всё все время закрыто и заклеено – трудно сказать, но такое бывает всегда.

Горизонтальная протяженность зон с пыльными бурями, как правило, не превышает несколько сотен километров, а их вертикальная мощность зависит от скорости ветра, степени турбулизации атмосферы и ее стратификации и колеблется от нескольких метров до нескольких сотен метров. Повторяемость пыльных бурь имеет хорошо выраженный суточный ход: в равнинных районах они чаще всего наблюдаются с 12 до 15 ч, а предгорных районах – с 14 до 18 ч местного времени. Минимум повторяемости пыльных бурь приходится на ночное время.

В принципе, прогноз пыльных бурь сводится к прогнозу сильного ветра с учетом состояния и характера подстилающей поверхности.

Пыльные бури могут наблюдаться при прохождении холодных фронтов, особенно холодных фронтов второго рода. Предфронтальное усиление ветра обычно становится заметным примерно за 200 км от приземной линии фронта, и при соответствующем состоянии подстилающей поверхности усиливающийся

ветер за 100 - 150 км вызывает сначала пылевой поземок, а затем и пыльную бурю. Узкая полоса непосредственно перед самой линией фронта характеризуется наиболее сильными бурями, особенно если на фронте наблюдаются шквалы. За фронтом пыльные бури постепенно ослабевают и прекращаются.

Пыльные бури могут возникать и в однородной воздушной массе, в тех случаях, когда у поверхности земли создаются большие горизонтальные барические градиенты, обуславливающие сильные ветры, что чаще всего бывает на перифериях антициклонов.

Для прогноза видимости в пыльных бурях в разных регионах строят эмпирические графики зависимости видимости от скорости ветра или величины горизонтального барического градиента. Для успешного применения таких графиков необходимо использовать «свой» ряд наблюдений и строить их отдельно для различных сезонов года (хотя бы для теплого и холодного сезона).

Следует иметь в виду, что после окончания пыльной бури иногда возникает *пыльная мгла*. Она может ухудшать видимость до 1000 м и менее и сохраняться (висеть в воздухе) в течение 1,0 - 1,5 суток. Видимость в пыльной мгле и время ее сохранения зависят от характера подстилающей поверхности, скорости ветра, температуры воздуха и термической стратификации атмосферы.

Аналогично морозным туманам, пыльная мгла может образоваться при определенных условиях после взлета самолета с грунтового аэродрома и сохраняться несколько часов.

3.4. ПРОГНОЗ ОБЛАЧНОСТИ

Как вы знаете, уважаемый читатель, в соответствии с основными руководящими документами по метеорологическому обеспечению гражданской авиации в авиационные прогнозы погоды включается следующая информация об облачности: количество облаков, их форма, а также высота нижней и верхней границ. Пожалуй, ни один потребитель метеорологической информации не требует от метеослужбы таких подробностей. Недаром авиацию называют «кнута» развития метеорологии и краткосрочных прогнозов погоды.

Мы уже писали выше, что низкая облачность затрудняет, а иногда делает невозможным полет воздушного судна. Она (низкая облачность) вместе с ограниченной видимостью является тем

элементом погоды, который определяет *минимум погоды*. Поэтому во все времена к прогнозу высоты нижней границы облачности синоптики АМСГ относились и относятся очень серьезно.

Мы не будем подробно рассматривать понятие «минимум погоды», а просто, на всякий случай напомним нашим читателям, что минимум погоды – это минимальные значения высоты нижней границы облачности (высоты принятия решения) и/или видимости, при которых возможны безопасные взлет (полет или посадка) воздушного судна.

Это интересно:

Если вас, читатель, интересуют проблемы прогноза низкой облачности, то, читая специальную литературу разных лет, вы сможете заметить, что пределы высоты нижней границы облаков, о которых говорят как о низких, все время уменьшаются. Действительно, в литературе 50-х годов за низкую облачность принимали облачность с высотой нижней границы в 300 м и ниже, в 80-е годы низкими облаками стали называть облачность ниже 200 м, а сейчас это облака с нижней границей менее 100 м. В чем дело? Оказывается все правильно. Все зависит от минимумов погоды. В 50-е годы можно было только мечтать о том, чтобы произвести посадку при высоте облаков 200 м и ниже, поэтому в те времена за низкую облачность и принимали облака ниже 300 м. К 80-м годам при такой высоте облаков летать научились, и за низкие облака стали принимать облачность ниже 200 м. Более того, в Наставлении по производству полетов гражданской авиации России (НПП ГА) записано, что полетами в сложных метеоусловиях являются полеты при высоте нижней границы облачности в 200 м и ниже. Ну а теперь и этот рубеж преодолен. Теперь нужно летчикам учиться летать, а нам учиться прогнозировать облачность с высотой нижней границы 100 м и менее.

Прогноз формы и количества облаков. В заголовке этого раздела слова «формы и количества» не случайно записаны как бы в обратном порядке. Дело в том, что синоптики на практике форму облачности *всегда*, а количество облаков *почти всегда* прогнозируют синоптическим методом. Вот поэтому в заголовке так и расставлены «приоритеты».

Учитывая географическое положение аэродрома, время года и время суток, а также синоптическую ситуацию, форма и

количество облачности практически всегда прогнозируется синоптическим методом.

Пожалуй, единственным случаем, когда потребителя не устраивает синоптический метод прогноза количества облаков, является случай, связанный с метеорологическим обеспечением полетов на аэрофотосъемку (АФС). Дело в том, что аэрофотосъемку можно проводить только в том случае, когда количество облачности не превышает трех октантов (4 баллов). Вот поэтому летный и руководящий состав авиапредприятия, отвечающего за проведение аэрофотосъемки, очень требовательно подходит к прогнозу количества облаков. Естественно, чаще всего проблемы с прогнозом количества облачности возникают летом при прогнозе внутримассовой конвективной облачности (да и полетов на АФС больше всего бывает в летнее время).

Для района Москвы М.Г. Приходько предложил расчетный метод прогноза конвективной облачности на момент ее максимального развития по данным утреннего температурно-ветрового зондирования атмосферы.

На первом этапе расчета по формуле (3.8) определяется коэффициент стратификации атмосферы:

$$K_{стр.} = \frac{0,3\Delta T_0 R_{cp}}{D_{cp} + (1 - \gamma_{cp})} \quad (3.8)$$

где: ΔT_0 – разность температур между максимальной (прогноз) и температурой в срок зондирования; R_{cp} – среднее значение относительной влажности (в %) в слое от земли (верхней границы приземной инверсии) до высоты 3000 м (700 гПа); γ_{cp} – средний вертикальный градиент температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) в том же слое; D_{cp} – средний дефицит точки росы в слое от поверхности земли до 200 м, если у поверхности земли $1^{\circ}\text{C} < D_{cp} < 4^{\circ}\text{C}$, или от земли до 500 м в остальных случаях. Если данных о распределении дефицита точки росы нет, то можно воспользоваться данными о дефиците температуры точки росы у земной поверхности.

По найденному значению $K_{стр.}$ с помощью графика, представленного на рис.3.14, определяется количество внутримассовой конвективной облачности в момент ее максимального разви-

тия. Дополнительных пояснений для пользования графиком, на наш взгляд, не требуется.

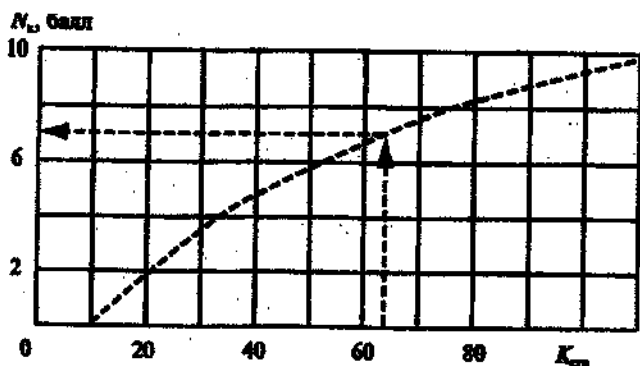


Рис.3.14. Зависимость количества конвективной облачности от коэффициента стратификации.

Это интересно:

В приведенном рисунке, на самом деле, все определяется очень просто. Однако следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, во всех «старых» книжках количество облачности всегда определялось в баллах, а не в октантах. Поэтому многие (почти все) графики и формулы позволяют определять количество облаков в баллах. Во-вторых, если в формуле (3.8) определять ΔT_0 как разность между фактической температурой воздуха и температурой, прогнозируемой на какой-либо час, а не максимальной, то таким образом по графику на этот же час можно определить количество облачности. Иными словами, зная ограничения по количеству облачности для полетов на АФС, можно спрогнозировать, до которого часа такие полеты возможны. Этим нами будет оказана существенная помощь авиапредприятию.

Оперативная проверка использования графика, предложенного на рис.3.14, показала, что его можно использовать и для некоторых других районов, однако результаты прогноза будут значительно лучше, если воспользоваться рядом наблюдений «своей» станции.

Кроме формулы (3.8) для прогноза количества конвективной облачности можно также воспользоваться следующими формулами:

$$N = 0,075 \Delta h \pm 1,5 \quad (3.9)$$

$$N = 10 \frac{\overset{\text{или}}{T_{\text{ад},850} - T_{850}}}{T_{\text{ад},850} - T_{\text{сух},850}} \quad (3.10)$$

где: Δh – толщина конвективно-неустойчивого слоя по данным утреннего зондирования (гПа); T_{850} , $T_{\text{ад},850}$ и $T_{\text{сух},850}$ – температуры воздуха на уровне 850 гПа, отсчитанные, соответственно, на кривой стратификации, на влажной и на сухой адиабатах, проходящих через точку с максимальной (прогностической) температурой воздуха у земли. Последние две формулы используются на практике сравнительно редко, а вот метод М.Г. Приходько получил достаточное распространение. Правда, в формуле (3.8) вместо значения $D_{\text{ср}}$ практически всегда используется дефицит температуры точки росы у земной поверхности.

Прогноз высоты нижней границы облаков. Пожалуй, только два явления погоды – низкая облачность и туманы больше всего зависят от местных условий. Поэтому методов прогноза одного и другого явления разработано очень много. Мы с вами в этом разделе рассмотрим основные методы или приемы, которые используются в различных регионах России. Многие из этих приемов являются синоптико-статистическими, а поэтому, используя аналогичный подход, желательно получать статистические зависимости по своему ряду наблюдений. В этом случае результаты прогнозирования будут значительно лучше, чем при использовании «напрямую» приведенных ниже графиков и формул.

Можно только с уверенностью говорить о правильном физическом подходе при решении данной задачи, а вот сам ряд наблюдений должен быть «вашим».

Прогноз высоты нижней границы облаков по полуэмпирическим формулам.

Для определения высоты нижней границы облачности наибольшее распространение получили следующие формулы:

$$\text{формула Ипполитова: } H = 24(100 - R) \quad (3.11)$$

$$\text{формула Ферреля: } H = 122(T - T_d)_0 \quad (3.12)$$

$$\text{безымянная формула: } H = 122(T - T_d)_0 - m \quad (3.13)$$

Во всех этих формулах: H – высота нижней границы облаков, м; T – температура воздуха у земли, °C; T_d – температура точки росы у земли, °C; R – относительная влажность, %; m – коэффициент, учитывающий наличие осадков. При мороси $m = 80$, при других видах осадков $m = 50$ и $m = 0$ при отсутствии осадков (в этом случае получается формула Ферреля).

Кроме приведенных выше формул существует еще много других, которые или имеют конкретного автора, или безымянных. Однако на них мы останавливаться не будем, так как в их основе лежат те же самые параметры, а отличаются эти формулы только коэффициентами. Иными словами, остальные формулы получены в результате обработки своего ряда наблюдений.

Это интересно:

На первый взгляд не очень понятно, зачем на аэродроме, где всегда проводятся инструментальные наблюдения за высотой нижней границы облаков, нужно определять высоту облачности по полуэмпирическим формулам. На самом деле, действительно на аэродроме этого делать не надо. Но когда самолет или вертолет выполняют полеты в районе аэродрома или на удалении от него на 100 - 200 км, то синоптику приходится оценивать высоту облачности в районе полетов. Как правило, в этих районах есть только наблюдательские метеостанции, на которых высота облачности не измеряется. В этих случаях и нужно применять указанные выше полуэмпирические формулы. Например, если на метеостанции измерили только температуру воздуха и температуру точки росы, и мы получили значение дефицита температуры, равное 2 градусам, то, вспомнив формулу Ферреля, можно ориентировочно сказать, что в этом районе высота облачности должна колебаться в пределах 200 - 250 м. Вот для чего нужны эти формулы.

Прогноз высоты нижней границы облачности по методу Е.И. Гоголевой.

Значения температуры T и температуры точки росы T_d использованы Е.И. Гоголевой при построении графика для прогноза низкой облачности (рис.3.15). На графике по вертикальной

оси откладывается температура воздуха T , а по горизонтальной – прогностическая температура точки росы T'_d . Наклонные линии разделяют области с преобладанием облаков указанных пределов. Этот метод целесообразно применять при медленно меняющейся синоптической обстановке и достаточно хорошо выраженном переносе воздушных масс. Оптимальный срок прогноза по этому методу 9 часов, однако, при необходимости с помощью метода Е.И. Гоголевой можно разрабатывать прогнозы с заблаговременностью до 12 часов.

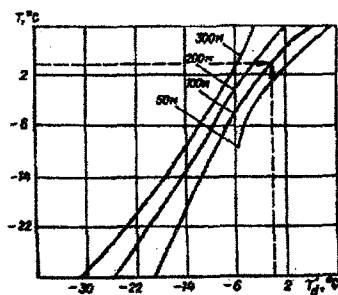


Рис.3.15. График для прогноза высоты нижней границы облаков по методу Е.И. Гоголевой.

К.Г. Абрамович получены дополнительные критерии прогноза низкой облачности. Если адвективные изменения температуры воздуха превышают $4^{\circ}\text{C}/12\text{ ч}$, то при адвекции тепла наблюдается понижение облачности, а при адвекции холода – повышение. Если же адвективные изменения температуры больше или равны $6^{\circ}\text{C}/12\text{ ч}$, то при адвекции тепла имеет место образование или резкое понижение облачности, а при адвекции холода – повышение или растекание облаков. Оправдываемость этих прогнозов для ЕЧР составляет в среднем 70 – 80%. На основе метода Е.И. Гоголевой разработаны и другие способы прогноза облачности, предикторами для которых являются другие параметры.

Так, например, для прогноза высоты нижней границы облаков на срок до 12 ч можно рекомендовать график, представленный на рис.3.16. На графике по вертикальным осям откладывается адвективное повышение температуры у земли ($T'-T$) за срок прогноза, наклонные линии учитывают прогностическое значе-

ние ветра у земли, а значение высоты нижней границы облаков отсчитывается по горизонтальной оси.

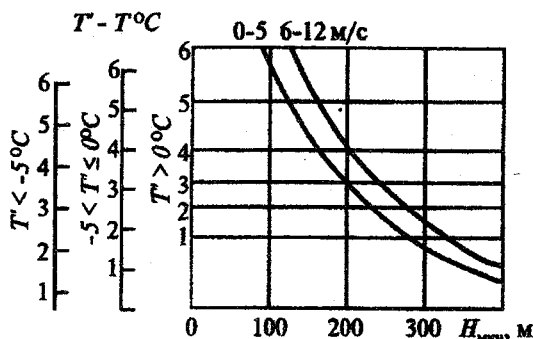


Рис. 3.16. График для прогноза минимальной высоты нижней границы облаков.

Наличие трех вертикальных шкал позволяет учесть влияние температуры на высоту облачности. Первая шкала используется при значениях $T' < -5^{\circ}\text{C}$, вторая — при $-5^{\circ}\text{C} < T' \leq 0^{\circ}\text{C}$ и третья — при $T' > 0^{\circ}\text{C}$.

Для оценки возможности возникновения облачности высотой 300 м и ниже в зимний период можно использовать график, представленный на рис. 3.17. Здесь по горизонтальной оси отложена фактическая температура воздуха у земли T , а по вертикальной оси — величина ожидаемого потепления ΔT . Разграничительные линии делят всю площадь графика на две зоны. Если точка с исходными значениями T и ΔT попадает в зону «Облака», то в прогнозе следует указывать низкую облачность, если не попадет — указывается отсутствие низких облаков.

Прогноз высоты нижней границы облачности по методу ГАМЦ

Сотрудниками ГАМЦ разработаны методы прогноза нижней границы облачности, основанные на данных об адвективных изменениях температуры и точки росы. Эти методы сведены к использованию графиков, представленных на рис. 3.18 и 3.19.

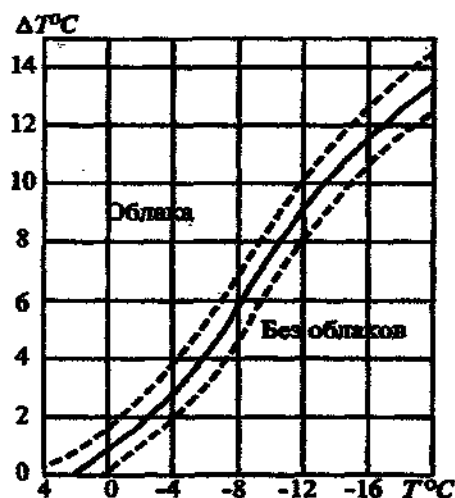


Рис.3.17. График для прогноза облачности высотой 300 м и ниже при адекватности тепла в зимний период.

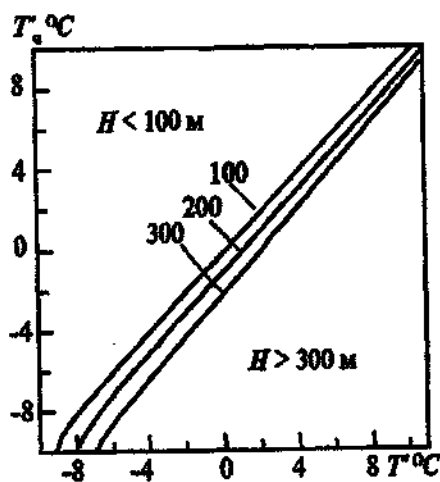


Рис. 3.18. График для прогноза высоты нижней границы облаков по прогностическим значениям температуры T' и температуры точки росы T'_σ .

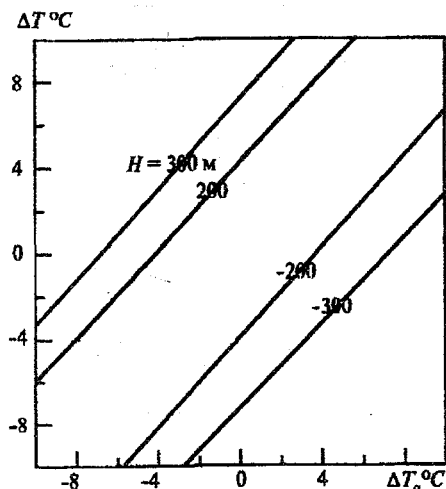


Рис.3.19. График для оценки изменений высоты нижней границы облаков.

Рисунок 3.18 позволяет оценить высоту нижней границы облачности по прогностическим значениям температуры T' и температуры точки росы T'_{σ} , а рис. 3.19 – изменение высоты облачности в зависимости от адвективных изменений температуры ΔT и температуры точки росы ΔT_{σ} . Указанные графики дают удовлетворительные результаты при прогнозе облачности на срок от 6 до 12 часов.

Очень часто за нижнюю границу низких облаков принимается уровень конденсации, для определения которого можно воспользоваться аэрологической диаграммой.

Высоту нижней границы облачности можно оценить и по ожидаемому характеру погоды синоптико-статистическим методом. Установлено, что для средних широт Европейской части России при осадках и дымке, ухудшающих видимость до 4 км, высота нижней границы облачности обычно не превышает 100 - 200 м; при видимости 1,5 - 4,0 км высота облачности колеблется в пределах 60 - 100 м, а при видимости менее 1,5 км – 30 - 60 м.

Прогноз облачности ниже 400 м в Красноярске. В практике метеорологического обеспечения полетов в Красноярске для оценки эволюции облачности ниже 400 м используется формула (3.14)

$$\Delta p = \sum_{i=1}^4 p_i - 4p_0 \quad (3.14)$$

где: p_0 – атмосферное давление в пункте прогноза (Красноярске), снятое с кольцевой карты погоды; p_i – атмосферное давление в пунктах, отстоящих от Красноярска на север, юг, восток и запад примерно на 150 км, и снятое с той же кольцевой карты погоды. Для Красноярска это пункты Енисейск, Абакан, Канск и Ачинск соответственно.

Если в районе аэродрома наблюдается облачность высотой 400 м и ниже и по расчетам оказывается, что $\Delta p < 0$, то в ближайшие 3 – 6 ч следует ожидать понижение облачности. В тех случаях, когда $\Delta p > 0$, облачность будет повышаться.

Прогноз высоты нижней границы облаков по методу В.М. Ярковой. В районах Западной Сибири и Урала нашли широкое применение методы прогноза низкой облачности, предложенные В.М. Ярковой. Исходными данными для прогноза является информация о температуре (T_a) и дефиците температуры точки росы у земли ($T - T_d$), прогностические данные о скорости приземного ветра (V). На основании этих данных, по простым графикам В.М. Яркова предлагает определять возможность возникновения облачности высотой 300 м и ниже на срок до 9 ч (рис.3.20).

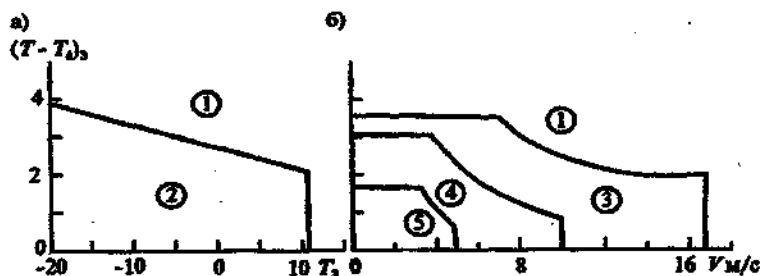


Рис.3.20. Графики В.М. Ярковой для прогноза облачности высотой ниже 300 м.

а) по дефициту точки росы и температуре воздуха у земли;
б) по дефициту точки росы и скорости ветра. 1 – $H > 300$ м, 2 – $H < 300$ м, 3 – $H = 200 - 300$ м, 4 – $H < 200$ м, 5 – $H < 100$ м.

Прогноз низкой облачности в Воркуте. Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ Воркуты Т.А. Кузьмина.

В Воркуте низкая облачность обычно наблюдается при прохождении теплых фронтов через данный район. По кольцевым картам погоды и другим синоптическим материалам определяются прогностические значения температуры воздуха у земли (T_0) и точки росы ($T_{до}$). По графику (рис.3.21) с учетом изменения указанных параметров и судят о возможной высоте облачности. Такие графики в Воркуте строятся отдельно для каждого сезона.

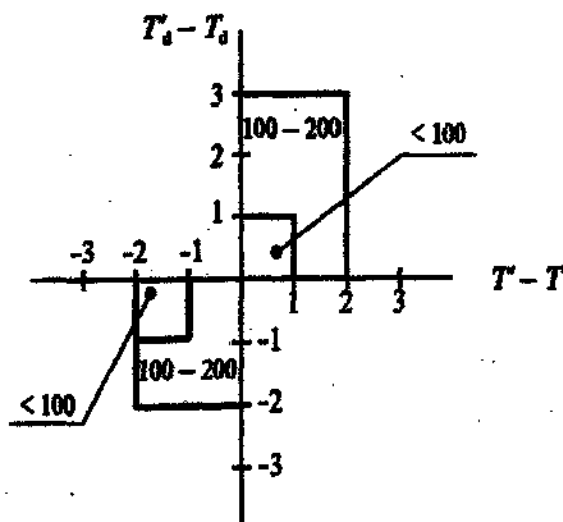


Рис. 3.21. График для определения низкой облачности, используемый в Воркуте.

Оптимальный срок прогноза по этому методу — не более 9 ч.

В Средней Азии (аэропорт Манас, Киргизия) для прогноза низкой облачности используется график, осями которого являются: температура воздуха на уровне 850 гПа и прогностическое значение температуры точки росы на этом же уровне. Две кривые делят всю площадь графика на три области: зона облачности выше 200 м, зона с облачностью 100 - 200 м и зона с облачностью ниже 100 м (рис. 3.22).

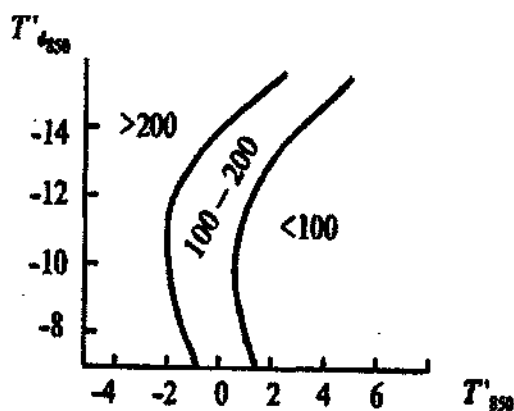


Рис.3.22. График для прогноза низкой облачности, используемый в аэропорту Манас.

Метод дает удовлетворительные результаты при сроке прогноза до 12 ч, а об этом методе автору рассказала главный синоптик АМСГ Манас Т.А. Орозбаева.

Это важно, но не очень интересно:

Вы, уважаемый читатель, могли заметить, что не на всех рисунках подписаны значения величин на осях. Это сделано не по забывчивости авторов. Дело в том, что при прогнозе высоты нижней границы облаков на каждом аэродроме будет свой график, при своих значениях метеорологических величин будет наблюдаться облачность определенной высоты. В принципе оси можно было вообще не подписывать ни на одном графике. В нашей работе мы вам предлагаем только *подход* к решению проблемы, а уж строить графики по данным наблюдений на своем (вашем) аэродроме — это ваша работа.

Интересен также график для прогноза низкой облачности, предложенный З.А.Спарышкиной (рис.3.23). Он позволяет по значениям температуры T_0' и температуры точки росы $T_{до}'$ в начале траектории переноса определить возможность возникновения облачности высотой до 100 м. Оптимальная заблаговременность при использовании данного метода 6 - 9 ч.

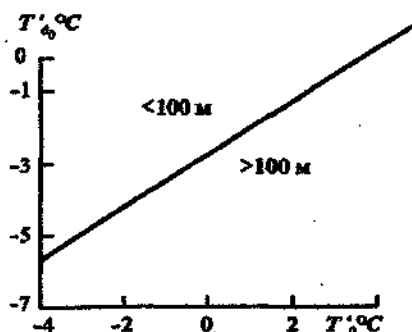


Рис.3.23. График 3.А. Спарышкиной для прогноза облачности высотой до 100 м.

Для определения возможности перехода низкой облачности в туман в ближайшие 6 ч в зимний период в Ашхабаде используется график, приведенный на рис. 3.24. По горизонтальной оси этого графика откладывается значение барической тенденции в Ашхабаде (Δp). А по вертикальной — разница высот поверхности 850 гПа в Ашхабаде и Ташаузе по данным последнего зондирования атмосферы (ΔH).

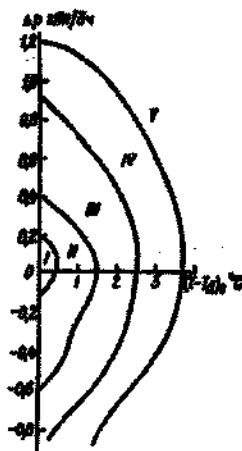


Рис.3.24. График для определения возможности перехода низкой облачности в туман, используемый в Ашхабаде.

Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ Ашхабад О.М. Стряпина.

Несколько своеобразный, и поэтому интересный, метод прогноза высоты нижней границы облаков используется в Бухаре (рис. 3.25). Исходными данными для прогноза высоты облаков являются только фактические, а не прогностические величины. Такими величинами являются барическая тенденция Δp и дефицит температуры точки росы у земли ($T - T_d$). В зависимости от исходных данных прогнозируется высота нижней границы облаков на срок до 6 - 9 ч.

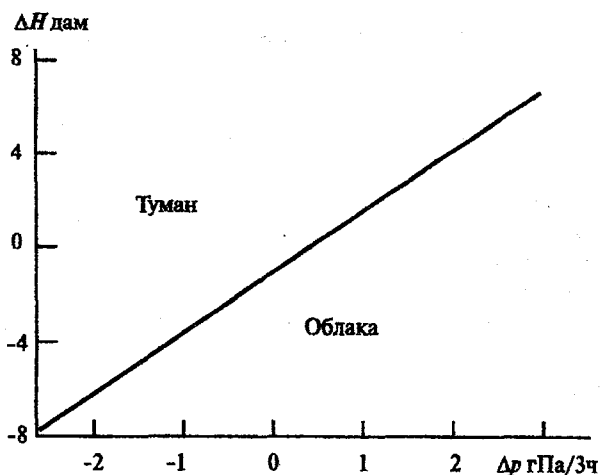


Рис. 3.25. График для прогноза высоты облаков, используемый в Бухаре.

На северо-востоке страны, в аэропорту Черский, для прогноза облачности высотой 300 м и ниже на срок до 6 ч используется график, предложенный на рис. 3.26. Здесь по горизонтальной оси откладывается дефицит температуры точки росы у земли, а по вертикали — эта же величина, вычисленная по значениям температуры и точки росы нижней особой точки данных температурно-ветрового зондирования атмосферы (в аэропорту Черский есть своя аэрологическая станция, поэтому проблем с данными зондирования не существует). Зона низкой облачности на рисунке заштрихована.

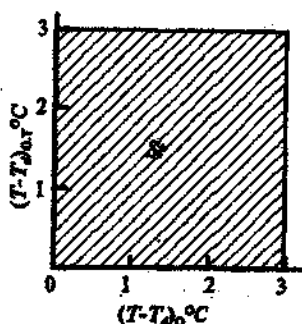


Рис.3.26. График для прогноза облачности ниже 300 м, используемый в аэропорту Черский.

Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ Черский Л.В. Авдеева.

Для использования графиков и формул, приведенных в этом разделе, целесообразно уточнить их для каждого аэродрома по данным наблюдений в этом пункте и внести в них соответствующие коррективы.

В самом общем виде можно сказать, что облака будут понижаться, если:

- Есть восходящие движения воздуха.
- Есть адвекция теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность.
- Происходит увеличение влажности воздуха.
- Происходит падение давления.
- Происходит приближение атмосферного фронта.

Облака будут повышаться, если:

- Есть нисходящие движения воздуха.
- Наблюдается сильный ветер у земли.
- Наблюдается адвекция холода в нижнем слое атмосферы.
- Наблюдается рост давления.
- Происходит удаление атмосферных фронтов от пункта прогноза или размывание фронтальных разделов.

Определенную трудность представляет и измерение высоты нижней границы облаков нижнего яруса. Дело в том, что, с одной стороны, нижняя граница облаков имеет сложную структуру. Она представляет собой слой переменной оптической плотности от

легкого помутнения до полной потери вертикальной видимости. Плотной части облака предшествует подоблачный слой, который подразделяется на две части (рис.3.27).

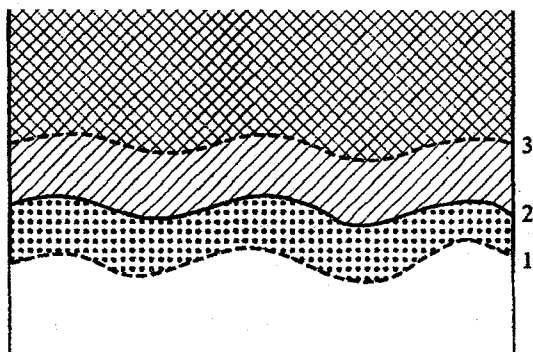


Рис.3.27. Схема структуры нижней границы облаков.

1 – уровень конденсации; 2 – нижняя граница облаков; 3 – верхняя граница подоблачного слоя; 1 - 2 – слой дымки; 2 - 3 – переходный слой.

Исследованиями установлено, что нижняя граница облаков высотой 200 м и менее в течение 3 - 5 минут может изменить свою высоту примерно на 50%.

С другой стороны, результаты измерений высоты нижней границы облаков существенно зависят от способа ее измерения. Так, например, если за нижнюю границу облачности принимать высоту, на которой наблюдается потеря горизонта в полете или потеря вертикальной видимости, то разница в оценке высоты нижней границы облаков в среднем будет составлять 120 м. При определении высоты нижней границы облаков с помощью измерителя высоты облаков (ИВО) результаты оказываются завышенными примерно на 70 м по сравнению с уровнем потери горизонта. Эта ошибка увеличивается при измерении высоты облачности шаропилотным методом и составляет 80 м в случае, когда «шар-пилот туманится», и 100 м в момент, когда фиксируется, что «шар-пилот скрылся».

Много неприятностей в прямом и переносном смысле слова доставляет синоптикам и летному составу так называемая *облач-*

ная пелена. Это очень тонкий слой слоистообразной облачности, наблюдающийся на высотах 50 - 250 м. Эта пелена наблюдается только зимой в северных районах. Иногда облачную пелену можно зафиксировать с помощью ИВО (РВО-2) как обычную низкую облачность. С земли пелена, как правило, не обнаруживается. Облачную пелену можно определить также с борта воздушного судна. Иногда в облачной пелене наблюдается сильное обледенение.

К сожалению, методов прогноза облачной пелены пока нет. Сейчас собирается, но еще не обработан исходный ряд данных с синоптическими условиями возникновения облачной пелены, а исследования Н.И. Колпинова не очень помогли в решении этой задачи. Пока можно только с уверенностью сказать, что облачная пелена образуется при достаточно глубокой инверсии температуры в нижнем слое атмосферы, ветре у земли со скоростью 5 - 8 м/с, небольшом дефиците температуры точки росы у земли и температуре воздуха у земли -15°C и ниже.

Вопросы, связанные с прогнозом облачной пелены являются предметом дальнейшего исследования.

Прогноз высоты верхней границы облаков. Высота верхней границы облаков значительно меньше влияет на безопасность полетов по сравнению с нижней границей облачности. Однако вертикальная мощность облачных слоев оказывает существенное влияние на условия выполнения полетного задания.

Диагноз и прогноз высоты верхней границы облачности с достаточной степенью точности может быть дан только при наличии информации от экипажей воздушных судов, находящихся в воздухе. Все косвенные методы прогноза позволяют получить лишь приближенное значение высоты верхней границы облаков, которое все-таки следует использовать в оперативной практике.

При отсутствии сведений от пролетающих экипажей диагноз и прогноз верхней границы облаков сводится, как правило, к анализу аэрологической диаграммы. Верхняя граница облачности отмечается на том уровне, на котором происходит резкое или заметное уменьшение относительной влажности воздуха. На аэрологической диаграмме этот уровень можно определить по удалению кривой точек росы от кривой стратификации или по резкому отклонению влево кривой дефицитов влажности.

Приблизительно оценить высоту верхней границы облаков можно по данным о средней вертикальной мощности различных

облачных систем. Для центральных районов ЕЧР А.М. Барановым получены данные о толщине облачности различных форм. Эти данные приведены в табл. 3.1.

Кроме того, для определения высоты верхней границы облачности можно использовать ряд эмпирических формул. Так, например, для расчета высоты верхней границы слоисто-кучевых облаков рекомендуется формула

$$H_v = 2(H_n + 100) \quad (3.15)$$

где: H_n – высота нижней границы облаков, м.

Для расчета высоты верхней границы облаков на теплых фронтах можно использовать формулу

$$H_v = L/100 + 1 \quad (3.16)$$

где: H_v – верхняя граница облачности, км; L – ширина зоны осадков на данном участке фронта, км.

Таблица 3.1.

Средние значения вертикальной мощности различных облачных систем.

Форма облаков	Толщина облаков, км
Слоистые и слоисто-кучевые	0,5 - 0,7
Слоистые и слоисто-дождевые зимой в теплом секторе	2 - 3
Слоисто-кучевые из кучево-дождевых	2 - 3
Слоисто-дождевые при размывании фронтов	2 - 3
Высоко-слоистые и слоисто-дождевые на активных фронтах	5 - 8
То же на размывающихся фронтах	1 - 2
Высоко-кучевые	1 - 3
Кучево-дождевые	до 9 - 11
Перистые	до 1 - 3

Приведенные методы прогноза высоты верхней границы облачности достаточно просты и не требуют много времени для по-

лучения результатов прогнозирования. Однако незначительное (по сравнению с нижней границей облачности) влияние высоты верхней границы облаков на безопасность полетов позволяют успешно использовать их в практике метеорологического обеспечения авиации.

Прогноз конденсационных облачных следов за самолетами. Как известно, при полетах на больших высотах за самолетами иногда образуются конденсационные следы, которые внешне напоминают перистые или перисто-кучевые облака. Образуются они за счет конденсации водяного пара, содержащегося в газовом потоке самолетного двигателя.

Большая относительная влажность воздуха на высоте полета и низкая температура являются благоприятными условиями для конденсации водяного пара, т.е. для образования конденсационных облачных следов.

Установлено, что нижняя граница конденсационного следа обычно соответствует уровню, где массовая доля водяного пара равна 0,15 г/кг по отношению к воде. Этот уровень можно определить по аэрологической диаграмме в точке пересечения кривой стратификации с изограммой 0,15 г/кг.

За верхнюю границу зоны образования следа обычно принимается высота тропопаузы или уровень пересечения кривой стратификации с изограммой 0,10 г/кг.

Время сохранения конденсационных следов может служить косвенным признаком эволюции облачности. Если след за самолетом сохраняется в течение 10 мин и более и уплотняется, то на высоте образования следа в течение ближайших 6 ч следует ожидать образования перистых облаков или их уплотнения.

Если конденсационный след сохраняется за самолетом менее 10 мин, то в ближайшие 6 ч облачность или не образуется, или следует ожидать растекание перистой облачности.

Совершенно очевидно, что синоптик с часами в руках не определяет время существования следа. Это делается качественно. Если после пролета самолета след «перечеркнул» все небо и не рассеялся, то можно считать, что время его сохранения больше 10 мин. Кроме того, след за самолетом может использоваться для качественного определения скорости и направления ветра на высоте полета самолета (по скорости и направлению смещения следа) и турбулентности (по величине выбросов отдельных облачных структур на подветренной стороне следа).

Это интересно:

Первыми разрабатывать методику прогноза конденсационных облачных следов стали военные синоптики, так как след оказался хорошим демаскирующим признаком летящего самолета.

Характер облачного следа может сослужить хорошую службу синоптику при отсутствии метеорологической информации. Вот пример использования следа для целей прогноза. Автору этих строк приходилось неоднократно бывать в лодочных походах по Карельскому перешейку. Информации о погоде никакой, а туристическая группа требует прогноза. Иногда «следы» очень выручали. Представьте себе, что след сохраняется больше 10 мин. Это значит, что облака будут уплотняться. Как известно, перистая облачность – предвестник теплого фронта, до которого примерно 600 км. Следовательно, считая скорость смещения фронта равной 30 км/ч, можно сказать, что примерно через 10 ч пойдет дождь, а потеплеет только на следующий день примерно через сутки. И еще. Если след смещается с юга на север, то это означает, что практически во всей тропосфере наблюдаются южные потоки, значит в ближайшее время ждать похолодания не следует. Если к этому прибавить еще и знание местных особенностей района, то даже только по одному следу прогноз погоды может получиться вполне приличный.

3.5. ПРОГНОЗ ТУМАНОВ

Если вспомнить, что туманом называется такое метеорологическое явление, при котором за счет конденсации водяного пара в нижнем слое атмосферы видимость уменьшается до значений менее 1000 м, то становится очевидным, что процессы в атмосфере сначала должны привести к тому, что воздух у земли станет насыщенным. Затем должна начаться конденсация водяного пара и ухудшение видимости, приводящее к возникновению тумана. Процессов, приводящих к возникновению тумана несколько. Основными из них являются радиационное выхолаживание воздуха, и как следствие – возникновение *радиационного тумана*. Вторым по значимости можно считать процесс, при котором теплый и влажный воздух начинает поступать на холодную подстилающую поверхность. Над холодной поверхностью воздух охлаждается, водяной пар начинает конденсироваться, и в результате образуется *адвективный туман*. Кроме этих туманов, которые составляют 75% от общего числа туманов, наблюдаются

ся еще и *морозные туманы* (туманы при значительных отрицательных температурах воздуха), *фронтальные туманы*, а также *туманы испарения и смешения*. Физические причины возникновения этих туманов вам достаточно хорошо известны из курса общей метеорологии.

В зависимости от степени ухудшения видимости туманы подразделяются на слабые (видимость 500 - 1000 м), умеренные (видимость 200-500 м), сильные (видимость 50 - 200 м) и очень сильные (видимость менее 50 м). По своей вертикальной мощности (ΔH) туманы подразделяются на поземные ($\Delta H < 2$ м), низкие ($2 < \Delta H < 10$ м), средние ($10 < \Delta H < 100$ м) и высокие ($\Delta H > 100$ м).

Совершенно очевидно, что чем меньше видимость в тумане и чем больше его вертикальная мощность, тем более негативное воздействие он оказывает на различные отрасли народного хозяйства, в большей или меньшей степени зависящие от тумана.

Прогноз тумана сводится, в принципе, к прогнозу двух температур: температуры туманообразования (T_T), минимальной температуры воздуха ($T_{\min}$) и их сравнению. В тех случаях, когда температура туманообразования оказывается выше минимальной температуры, в прогнозах погоды нужно указывать туман. Следовательно, если

$$T_T > T_{\min} \rightarrow \equiv \quad (3.17)$$

Это интересно:

Если рано утром прийти на аэродром, то иногда во время поземного тумана можно увидеть интересную и необычную картину: создается полное впечатление, что самолеты «плавают» в тумане. Действительно, кабина Ту-154 расположена на высоте 5 м, а поземный туман имеет всего двухметровую толщину. Поэтому стоек шасси самолета из-за тумана не видно, а вот весь самолет величественно «лежит на тумане». Правда, для того, чтобы увидеть эту картину, нужно пораньше встать и приехать на аэродром.

Однажды в наших газетах было написано, что во Франции во время тумана произошло дорожно-транспортное происшествие. Водители обеих машин в тяжелом состоянии доставлены в больницу. Машины не пострадали... Так как такая ситуация не очень понятна, то далее следовало разъяснение. На дороге был очень сильный туман с очень плохой видимостью. Водители обеих машин, чтобы лучше видеть дорогу,

опустили боковые стекла и высунулись из окон своих машин. В результате в буквальном смысле слова произошло «лобовое столкновение» водителей, а машины остались целы.

Прогноз радиационных туманов. Радиационный туман образуется над сушей при безоблачном небе и слабом ветре в результате охлаждения воздуха, когда его температура становится ниже температуры туманообразования.

Наиболее часто благоприятные условия для возникновения радиационных туманов создаются в антициклонах, их отрогах, барических гребнях и седловинах, реже и главным образом летом – в поле пониженного давления с небольшими барическими градиентами.

Радиационный туман в большинстве случаев возникает при штиле или слабом ветре со скоростью до 3 м/с. Для образования тумана благоприятно слабое увеличение скорости ветра с высотой. Такие условия способствуют турбулентному переносу продуктов конденсации от земной поверхности вверх и их поддержанию во взвешенном состоянии в приземном слое воздуха. В процессе перемешивания толщина слоя тумана увеличивается. Если воздух совершенно неподвижен, то перенос влаги обусловлен только молекулярными процессами, и туман может не возникнуть.

Вертикальная мощность радиационных туманов обычно не превышает 200 - 300 м. Радиационный туман, как правило, образуется в приземном подынверсионном слое.

Таким образом, при прогнозе радиационных туманов необходимо учитывать продолжительность ночного выхолаживания, характер облачного покрова (прогноз), скорость и направление ветра (прогноз), исходные значения температуры и влажности воздуха, характер и стратификацию воздушной массы.

Исследователями-прогнозистами разработано много (как и для прогноза низкой облачности) различных методов прогноза туманов. Такое многообразие методов обусловлено не только важностью правильной оценки возможности возникновения тумана, но и существенной зависимостью туманов и их появления от местных условий. Так как о прогнозе минимальной температуры мы поговорим чуть позже, то основное внимание здесь будет уделено прогнозу температуры туманообразования. Ну а сравнение ее с минимальной температурой никакой сложности не представляет.

Прогноз туманов по методу Н.В. Петренко. Н.В. Петренко

предложил определять температуру туманообразования по формуле:

$$T_{\tau} = T_d - \Delta T_d \quad (3.18)$$

где: T_d – температура точки росы в срок, близкий к заходу солнца; ΔT_d – возможное понижение температуры точки росы в течение ночи от начального срока до момента образования тумана.

Величина ΔT_d зависит в основном от температуры точки росы в исходный срок и определяется по табл. 3.2.

Таблица 3.2

Средние значения ΔT_d в зависимости от температуры точки росы в исходный срок.

$T_d, ^\circ\text{C}$	20 - 11	10 - 0	-1 - -10	-11 - -20	-21 - -30
$\Delta T_d, ^\circ\text{C}$	1,4	1,6	2,0	2,5	2,3

Как видно из формулы (3.18) и из таблицы, определить температуру туманообразования не составляет большого труда. Тем не менее на практике часто делают еще проще: при положительных значениях T_d от ее величины вычитают 1°C , а при отрицательных значениях 2°C . Более того, Н.В. Петренко предложен график для определения температуры туманообразования (рис.3.28). На этом графике по горизонтальной оси отложена температура точки росы, а по вертикальной – температура образования тумана или температура образования дымки (T_d). Проведенные на графике наклонные линии позволяют определить искомую величину.

Графический метод Н.В. Петренко дает положительные результаты при условии однородности воздушной массы, когда на ее влагосодержание не будет влиять испарение с подстилающей поверхности или осадки.

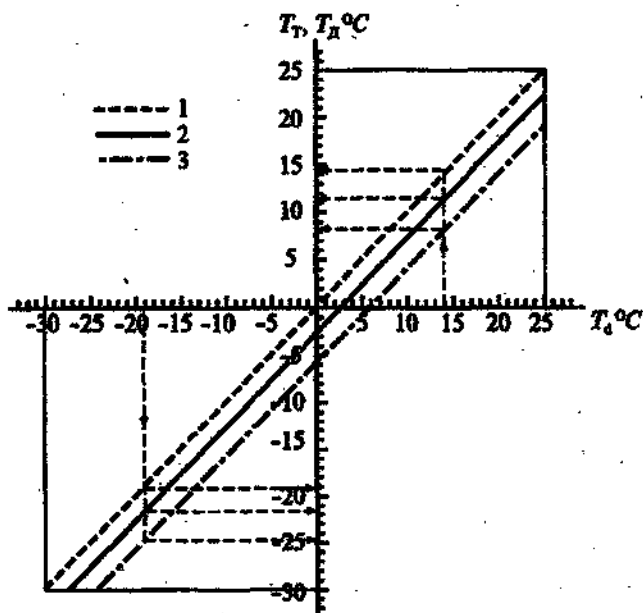


Рис. 3.28. График для прогноза радиационного тумана по методу Н.В. Петренко.

1 – линия дымки, 2 – линия слабого тумана, 3 – линия сильного тумана.

Это интересно:

Пожалуй, не было смысла строить график для того, чтобы от значения температуры точки росы вычесть один или два градуса. Это просто сделать и без графика, и без калькулятора. Однако, график все-таки нужен. Для чего?! Этот график больше нужен для того, чтобы при определении температуры туманообразования каким-либо другим способом можно было по этому графику определить: будет ли туман, и если будет, то какой интенсивности. Для этого только нужно от значений, снятых с осей графика, сместиться на его площадь. Ведь зоне выше линии 1 соответствует отсутствие тумана, зоне между линиями 1 - 2 соответствует дымка, зоне между линиями 2 - 3 – слабый или умеренный туман и ниже линии 3 – сильный туман. Таким образом, по методу Н.В. Петренко можно не только прогнозировать туман, но и видимость в нем, что очень важно.

Кроме того, на некоторых аэродромах, учитывая местные особенности возникновения тумана, на графике Н.В. Петренко выше линии *I* проводят еще одну линию. Так, например, сделано в Днепропетровске. В этом городе в 6 км от ВПП находится городская свалка. В тех случаях, когда «свалка горит», а направление ветра такое, что дым со свалки распространяется на аэродром, туман может возникнуть при более высокой температуре, чем температура туманообразования. Это вполне естественно, так как вместе с дымом на аэродром приходит громадное количество ядер конденсации, которые и провоцируют возникновение тумана. Вот поэтому синоптику на АМСГ Днепропетровск при прогнозе тумана, образно говоря, нужно сначала посмотреть горит ли свалка, потом на месте оценить, в какую сторону от свалки идет дым, а уже потом решать, по какой линии графика (первой, второй, третьей или «дымовой») определять температуру туманообразования.

Прогноз туманов по методу Б.В. Кирюхина. Достаточно высокую оправдываемость определения температуры туманообразования имеет метод Б.В.Кирюхина. Им предложена номограмма, представленная на рис.3.29. Эту номограмму условно можно разделить на две части от нулевого значения ΔT по вертикальной оси.

По нижней части номограммы, используя фактические значения температуры и относительной влажности воздуха, определяется величина ΔT_1 – необходимое понижение температуры для достижения воздухом насыщения. По верхней части номограммы определяется величина ΔT_2 – дополнительное понижение температуры, необходимое для возникновения тумана определенной интенсивности.

Следовательно, общее понижение температуры, необходимое для возникновения тумана определенной интенсивности, будет равно

$$\Delta T_T = \Delta T_1 + \Delta T_2 \quad (3.19)$$

а отсюда температура туманообразования

$$T_T = T - \Delta T_T \quad (3.20)$$

Порядок пользования номограммой показан на рис.3.29 и дополнительных пояснений не требует.

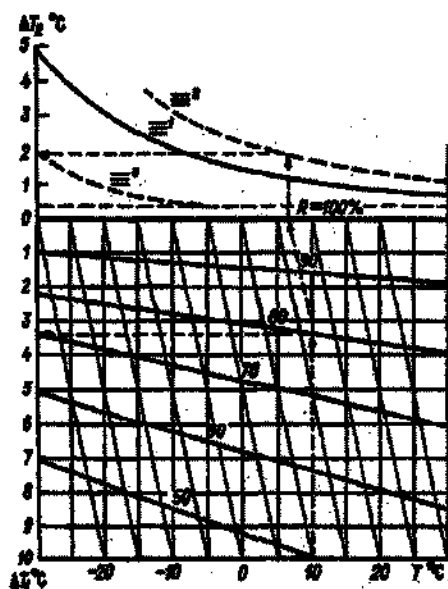


Рис.3.29. Номограмма Б.В. Кирюхина для определения величины ΔT_t .

Хочется обратить внимание читателей на верхнюю часть этой номограммы. Дело в том, что кривые линии, проведенные на рисунке, соответствуют границе возникновения слабого, умеренного или сильного тумана, т.е. соответствуют видимости 1000, 500 или 200 м. Поэтому на каждом аэродроме вместо стандартных линий можно провести другие линии, которые будут соответствовать минимумам, установленным на вашем аэродроме (например, видимости 800 или 400 м). Таким образом вы будете не только прогнозировать туман, но прогнозировать туман такой интенсивности, которая в какой-то мере влияет на деятельность вашего авиапредприятия. Эта же мысль справедлива и для других методов прогноза тумана, которые позволяют спрогнозировать видимость в них.

Прогноз туманов по методу А.С. Зверева. Для определения ночного понижения температуры, необходимого для образования тумана (ΔT_t) или дымки (ΔT_d), А.С. Зверевым предложена следующая номограмма, представленная на рис.3.30.

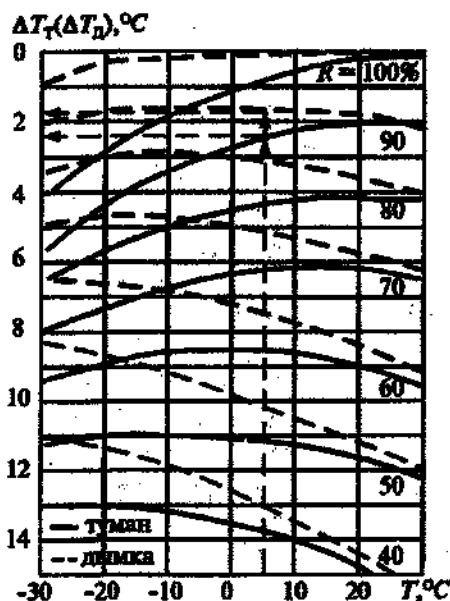


Рис. 3.30. Номограмма А.С. Зверева для прогноза тумана

Здесь по горизонтальной оси отложена температура воздуха в момент, близкий к моменту захода солнца, кривые линии соответствуют относительной влажности воздуха в тот же момент времени, а по вертикальной оси определяется необходимое понижение температуры для возникновения тумана или дымки. Причем по пунктирным кривым линиям определяется понижение температуры, необходимое для возникновения дымки, а по сплошным линиям — для возникновения тумана. Дополнительных пояснений для пользования данной номограммой, на наш взгляд, больше не требуется.

Прогноз туманов по методу Д.Н. Лаврищева. В практике обеспечения авиации достаточно распространение получил метод Д.Н. Лаврищева для определения T_t . Суть метода заключается в следующем. На графике (рис.3.31) проведена кривая, которая соответствует максимальной упругости водяного пара при насыщении при различных температурах.

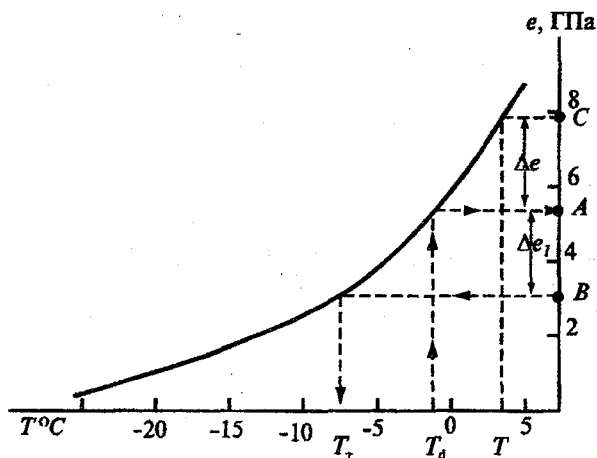


Рис. 3.31. График определения величины T_t по методу Д.Н. Лаврищева.

Как известно, фактическое содержание водяного пара в воздухе обусловлено температурой точки росы T_d и может быть определено по графику (точка А на рис. 3.31). Также по графику можно определить максимально возможную упругость водяного пара (точка С), которая обусловлена температурой воздуха T .

Разница между максимально возможной упругостью водяного пара и фактической упругостью на рис.3.31 обозначена Δe . Для определения T_t по исходным данным следует от точки А сместиться по вертикали вниз до точки В на величину Δe_1 , которая должна быть определена по статистическим данным своего аэродрома. Дальнейший порядок определения T_t по графику показан стрелками и пояснений не требует.

Метод Д.Н. Лаврищева для определения температуры туманообразования близок к правилам определения T_t по аэрологической диаграмме. Следует отметить одно обстоятельство. На ряде АМСГ, где пользуются данным методом для прогноза радиационных туманов (Алма-Ата, Волгоград и др.), принимают $\Delta e = \Delta e_1$. В принципе это не совсем верно (скорее совсем не верно). Данный метод имел бы на этих станциях еще более высокую оправдываемость, если бы величина Δe_1 определялась с учетом имеющихся статистических характеристик, но так проще – не

нужно ничего считать. Просто по фактическим данным определил Δe и на такую же величину по графику опустил вниз и все.

Довольно оригинальный прием для определения T_t используется в Средней Азии. Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ О.Н. Иляхина. По исходным данным о температуре и относительной влажности воздуха входим в график (рис.3.32), а затем смещаемся по горизонтали вправо до той оси, которая соответствует спрогнозированной на ночь скорости ветра. С этой оси и отсчитывается температура туманообразования.

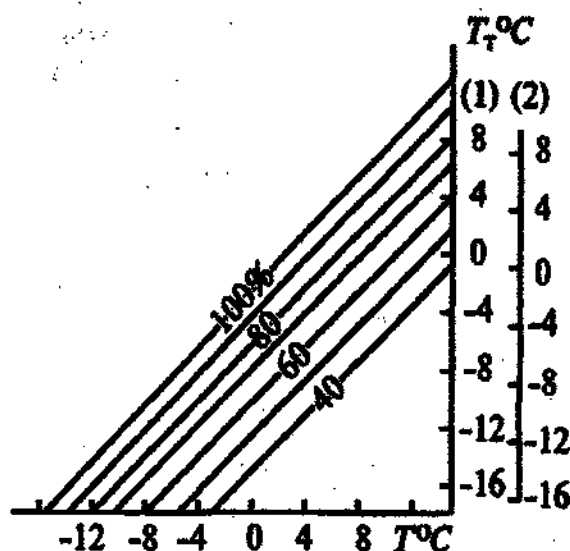


Рис.3.32. График для определения T_t , используемый в Средней Азии.

Шкала (1) – для ветра 0 - 2 м/с, шкала (2) – для ветра 3 - 5 м/с.

Еще один нестандартный метод определения температуры туманообразования используется на АМСГ аэропорта Нукус, о котором рассказала синоптик АМСГ Л.И. Анцибарова. Там для определения T_t используется график (рис.3.33), осями которого являются значения температуры и температуры точки росы. Определение T_t по этому графику дополнительных пояснений не требует.

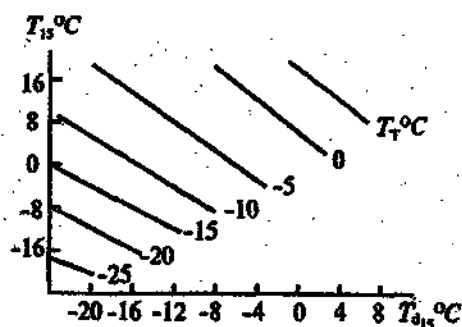


Рис.3.33. График для определения T_m , используемый на АМСГ Нукус.

Оперативные методы прогноза радиационных туманов.

Эти методы иногда еще называют графическими. С помощью графических методов прогноза тумана можно определить время его образования и рассеяния. Наиболее удобный для пользования график предложен Н.В. Петренко, представленный на рис.3.34. На этом рисунке по горизонтальной оси откладывается время, а по вертикальной оси – температура воздуха (T), температура точки росы (T_d) и температура туманообразования (T_T).

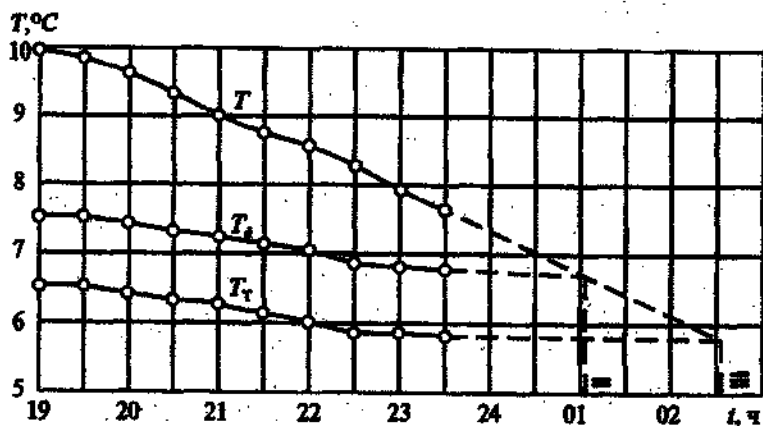


Рис.3.34. Графический способ определения времени образования тумана.

На график последовательно наносятся необходимые значения различных температур и соединяются отрезками прямых линий. Затем каждая линия продлевается вперед по времени на несколько часов. Точка пересечения линии (T) и (T_d) соответствует времени образования дымки, а точка пересечения линии (T) с линией (T_t) – времени образования тумана. Естественным и обязательным условием является то, что время образования дымки и тумана должно по графику получаться не позднее момента восхода солнца.

Радиационные туманы практически всегда рассеиваются после восхода солнца. Время рассеяния тумана обусловлено тем промежуток времени, в течение которого температура прогревающегося от земной поверхности воздуха достигает температуры точки росы при заходе солнца. Эта задача решается графически. Пример определения времени рассеяния тумана приведен на рис.3.35.

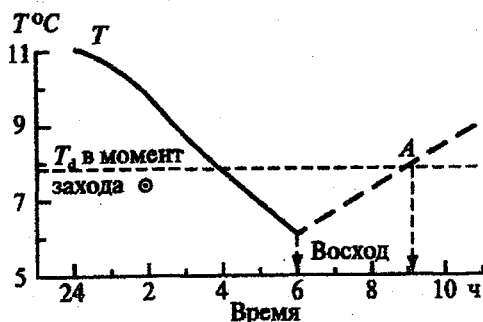


Рис.3.35 Графический метод прогноза времени рассеяния тумана.

Согласно данным рис.3.35, рассеяние тумана произойдет в момент, определяемый точкой A. Ход температуры после восхода солнца экстраполируется по данным непосредственных наблюдений.

При прогнозе времени рассеяния тумана, естественно, учитывается общая синоптическая обстановка, принимается во внимание время года и местные особенности расположения аэродрома. Летом радиационный туман рассеивается, как правило, через 1 - 2 ч после восхода солнца при безоблачной погоде и

через 2 - 3 ч при наличии облачности. Осенью продолжительность туманов больше, чем летом, зимой (в антициклонах) при наличии мощного слоя инверсии туман может сохраняться в течение суток и более.

Усиление ветра, появление облачности, адвекция температуры и выпадение осадков могут привести к разрушению тумана в любое время суток.

Температуру рассеяния тумана (T_p) можно определить по графику, приведенному на рис. 3.36. Значение T_p находится по температуре туманообразования.

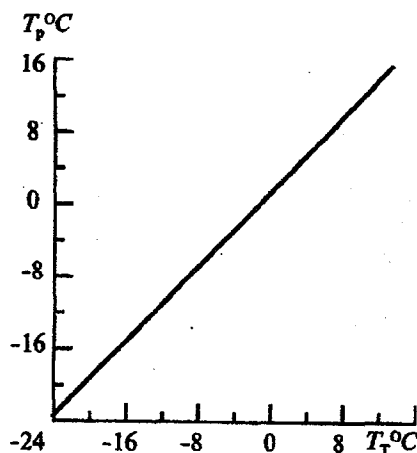


Рис.3.36. График для определения T_p по значению T_t .

Определив по рис. 3.36 температуру рассеяния тумана, следует воспользоваться графиком, аналогичным тому, который представлен на рис. 3.35. Разница будет только в том, что горизонтальная изотерма будет проведена не на уровне температуры точки росы в момент захода солнца, а на уровне температуры рассеяния тумана, определенной по графику, приведенному на рис. 3.36.

Это интересно:

Графические методы прогноза тумана хороши тем, что они достаточно просты, оперативны, и синоптик, являющийся старшим дежур-

ной смены, может всегда приказать (лучше попросить) своих наблюдателей вне сроков наблюдений лишний раз замерить температуру и точку росы. Таким образом получается «оперативное отслеживание» изменений этих температур и как следствие – оперативное уточнение времени образования и рассеяния туманов.

Еще один оперативный метод определения времени рассеяния тумана получил достаточно широкое распространение. Об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ аэропорта Магадан-13 Л.А. Пономарева. Суть его заключается в следующем. По статистическим данным своего аэродрома устанавливается значение дефицита температуры точки росы, при котором туман рассеивается. Далее оперативным методом по графику прогнозируется время, когда дефицит температуры точки росы, увеличиваясь после восхода солнца, достигнет значения, при котором туман рассеивается (на аэродроме Магадан-13 это значение дефицита равно 4 градусам). Пожалуй, пояснять, как это делается графически, излишне.

Метод Р.М. Меджитова. Р.М. Меджитов предложил формулы, по которым можно определить время образования и рассеяния тумана. Эти формулы имеют вид:

$$t_{\text{расс.т}} = t_{\text{в.с.}} + \frac{Td_{\text{з.с.}} - T_{\text{мин}}}{\Delta T_{\text{всх}}} \quad (3.21)$$

$$t_{\text{расс.т}} = t_{\text{в.с.}} + \frac{Td_{\text{з.с.}} - T_{\text{мин}}}{\Delta T_{\text{всх}}} \quad (3.22)$$

где: $t_{\text{обр.т}}$, $t_{\text{расс.т}}$ – соответственно время образования и рассеяния тумана; $t_{\text{з.с.}}$, $t_{\text{в.с.}}$ – время захода и восхода солнца; $T_{\text{з.с.}}$ и $Td_{\text{з.с.}}$ – температура и точка росы в момент захода солнца; $T_{\text{т}}$ и $T_{\text{мин}}$ – температура туманообразования и минимальная температура; $\Delta T_{\text{зах}}$ и $\Delta T_{\text{всх}}$ – ежечасные изменения температуры воздуха соответственно после захода и после восхода солнца.

В формуле (3.22) вместо $Td_{\text{з.с.}}$ можно использовать температуру рассеяния тумана, полученную по графику, представленному на рис. 3.36.

Значения $\Delta T_{\text{зах}}$ и $\Delta T_{\text{всх}}$ приведены в табл.3.3. Они получены по статистическим данным для средних широт и безоблачной погоды.

Таблица 3.3

Значения ежечасных изменений температуры воздуха после захода или восхода солнца ($^{\circ}\text{C}/\text{ч}$) в различные месяцы

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Delta T_{\text{зах}}$	0,4	0,5	0,8	0,7	1,0	0,7	0,7	0,7	0,7	1,0	0,4	0,5
$\Delta T_{\text{всх}}$	1,3	1,4	1,1	1,2	1,2	0,9	0,8	0,7	1,2	1,0	0,6	1,3

Естественно, что на величину ΔT , указанную в таблице, после восхода солнца температура воздуха повышается, а после захода – понижается.

Это интересно:

Безусловно, в методе Р.М. Меджитова заложен понятный всем и всеми принятый физический смысл. Суть его заключается в том, что автор метода считает, что туман образуется тогда (в то время), когда температура воздуха, понижаясь, станет равной температуре туманообразования. Это видно из формулы (3.21). Из формулы (3.22) видно, что туман рассеется тогда, когда температура воздуха, повышаясь, станет равна температуре точки росы в момент захода солнца.

И все бы ничего, но как-то не очень много доверия вызывают ежечасные изменения температуры, указанные в табл.3.3. Трудно поверить в тот факт, что в средних широтах зимой (в феврале) после восхода солнца температура воздуха каждый час повышается на 1,4 градуса, а летом (в августе) только на 0,7 градуса. Справедливости ради нужно сказать, что во многих литературных источниках, в которых упоминается метод Р.М. Меджитова, указаны именно эти значения ежечасных изменений температуры.

Аналогичную таблицу целесообразно построить по исходным данным для своего аэродрома.

Успешность прогноза радиационного тумана в значительной мере зависит от качества прогноза облачности, ветра, минималь-

ной температуры воздуха и учета местных физико-географических условий района.

Прогноз адвективных туманов. Адвективный туман следует ожидать в том случае, когда по прогнозу синоптического положения существуют условия для адвекции теплого и влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность. Эти туманы могут наблюдаться в любое время суток. Адвективные туманы возникают, как правило, зимой или в переходные сезоны года при заметном потеплении.

При прогнозе адвективных туманов следует учитывать перемещение уже имеющихся зон тумана, адвективные изменения температуры и точки росы в приземном слое, возможность снижения облаков до поверхности земли, а также охлаждение воздуха в процессе ночного радиационного выхолаживания.

Общими условиями возникновения адвективных туманов являются:

- Дефицит температуры точки росы у земли должен быть небольшим (при $T_0 > 3^{\circ}\text{C}$ туманы, как правило, не возникают);
- Скорость ветра у земли должна быть меньше 8 м/с (при большей скорости ветра происходит разрушение приземной инверсии и, как правило, разрушение тумана).

Для прогноза адвективных туманов можно воспользоваться несколькими методами. Основные из них следующие.

Метод И.В. Кошеленко. И.В. Кошеленко для прогноза адвективного тумана предложил график, представленный на рис.3.37. По вертикальной оси на графике откладывается прогностическое значение скорости ветра на высоте флюгера, а по горизонтальной оси – горизонтальный градиент температуры, который определяется по картам погоды. Расстояние, а следовательно, и температуру воздуха с карт погоды необходимо определять в направлении, откуда переместится воздух в пункт прогноза. С помощью этого графика можно прогнозировать адвективный туман с заблаговременностью до 9 ч.

Если точка, соответствующая исходным данным, окажется ниже кривой на графике, то в прогнозе погоды следует указывать туман, а если выше – туман не прогнозируется.

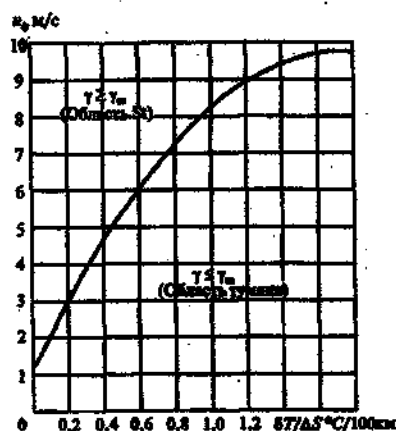


Рис.3.37. График для прогноза адвективного тумана (по И.В. Кошеленко).

Метод Н.В. Петренко. На рис.3.38 представлен комплексный график Н.В. Петренко для прогноза адвективного тумана, который учитывает горизонтальный градиент температуры, дефицит точки росы в начале траектории и прогностическое значение скорости ветра у земли. Если обе точки на графиках а и б, построенные по исходным данным, попадут в область тумана, то в прогнозе следует указывать туман. Метод можно успешно использовать на практике при заблаговременности прогноза до 9 ч.

Это интересно:

Хочется, уважаемый читатель, обратить ваше внимание на два последних рисунка (3.37 и 3.38). Присмотритесь к ним повнимательнее. Если посмотрели, то, очевидно, увидели, что «нижняя половина» рис.3.38 является точной копией рис.3.37, только перевернутого «вверх ногами». Так иногда бывает, но автором метода, представленного на рис.3.37 является И.В. Кошеленко, а автором другого метода — Н.В. Петренко. Не будем говорить о приоритете, кто из них был первый, но, пожалуй, в своих работах друг на друга надо было бы ссылаться.

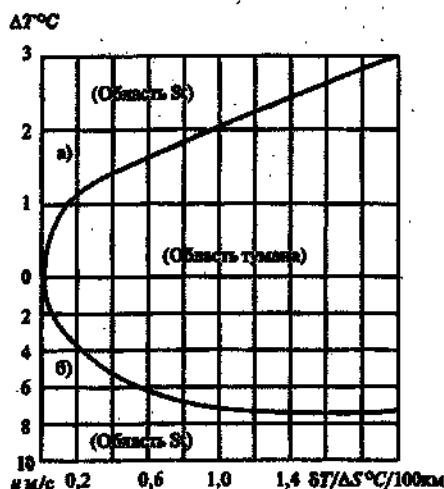


Рис.3.38. Комплексный график для прогноза тумана (по Н.В. Петренко).

Если точка пересечения температур T и T'_a у земной поверхности окажется ниже сплошной линии или ниже пунктирной линии для данных на уровне 850 гПа (рис.3.39), то в прогнозе следует указывать туман. Этот метод дает хорошие результаты при сроке прогноза до 9 ч.



Рис.3.39. График для прогноза тумана по методу А.А. Шадринной.

Возможность возникновения тумана можно определить также по графику, представленному на рис. 3.40. Если по значениям ожидаемой скорости ветра у земли в пункте прогноза и фактической разности температур $T'-T$ в начале и конце траектории точка попадет в область тумана на графике, то в прогнозе следует указывать туман. Этот метод также дает хорошие результаты при сроке прогноза до 9 ч.

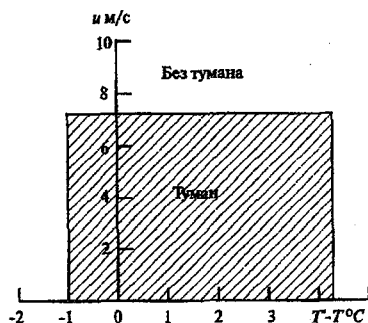


Рис.3.40. График для прогноза адвективного тумана.

Несколько «особняком» стоят методы прогноза адвективных туманов в прибрежных районах. Таких методов также несколько, и каждый из них используется в каком-либо приморском регионе от Балтики и Кавказа до Заполярья и Приморья. Рассмотрим основные из этих методов.

Метод Л.А. Ключниковой. В прибрежных районах, примерно в 100-километровой зоне, для прогноза тумана при вторжении теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность можно пользоваться графиком, предложенным Л.А. Ключниковой (рис.3.41). Зная температуру воздуха в пункте прогноза T и температуру воды T_w , по этому графику определяется не только возможность возникновения тумана, но и его интенсивность.

Известно, что в слабом тумане видимость меняется от 1000 до 500 м, в умеренном — от 500 до 200 м и в сильном — от 200 до 50 м. Поэтому границы тумана определенной интенсивности соответствуют конкретным значениям видимости.

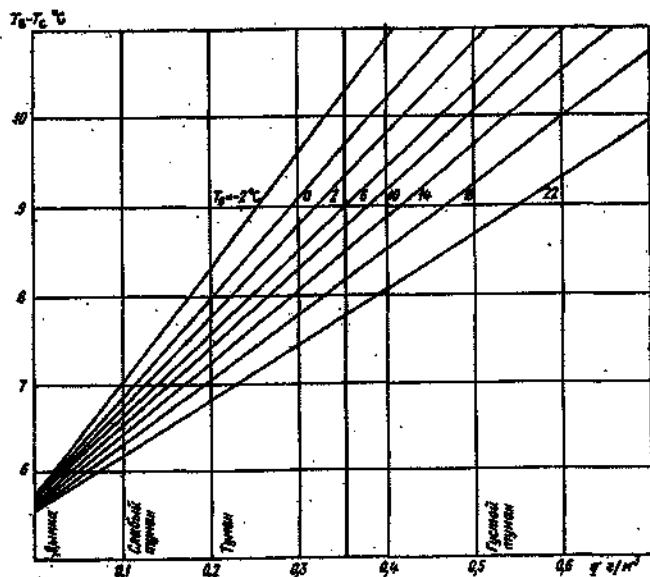


Рис. 3.41. График для прогноза тумана по методу Л.А. Ключниковой.

Если на этом графике (рис. 3.41) вместо линий, разделяющих туманы разной интенсивности, провести линии, соответствующие различным значениям видимости (по существующим минимумам погоды), то данный график можно использовать более эффективно.

Это положение справедливо и для всех других методов, которые позволяют определить интенсивность тумана.

Это интересно:

Как понятно из методики, для прогноза тумана необходимо иметь информацию о температуре воды. Если аэродром находится на расстоянии 80 - 100 км от водоема (или хотя бы даже 1 км), то, образно говоря, «не набегаетесь» каждый час измерять температуру воды. Правда, этого делать и не нужно. Температура воды — более консервативная характеристика, чем температура воздуха, поэтому данные о температуре воды достаточно обновлять два раза в сутки: утром и вечером. Это делается всегда, но и в этом случае нужна связь АМСГ с гидромет-

обсерваторией, расположенной на берегу водоема, а не «утренние и вечерние забеги» наблюдателей до воды и обратно.

Метод Напетваридзе. В прибрежной зоне южных районов страны для прогноза адвективных туманов довольно часто используется метод Напетваридзе (рис.3.42). Здесь на графике по вертикальной оси откладывается разность температуры воздуха в 19 ч (T_{19}) и температуры воды (T_w), а по горизонтальной оси – разность температуры точки росы и температуры воды за тот же срок ($T_d - T_w$). Вся площадь графика разделена одной линией на зону с туманами и зону без тумана. Такие графики целесообразно строить по данным своего аэродрома.

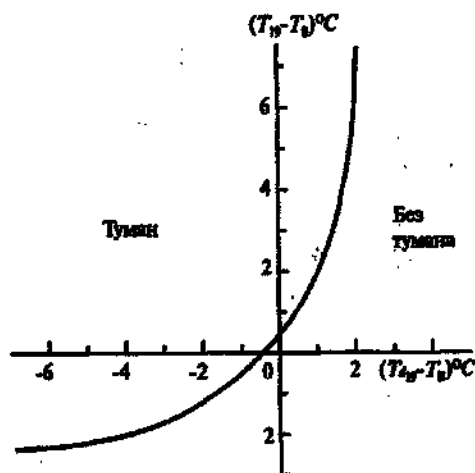


Рис. 3.42. График для прогноза адвективных туманов по методу Напетваридзе.

Метод прогноза тумана, применяемый в Краснодаре. В Краснодаре для прогноза тумана используется график, представленный на рис.3.43. Исходными данными здесь являются разность температур воздуха и воды ($T - T_w$) и относительная влажность воздуха в начале траектории (R').

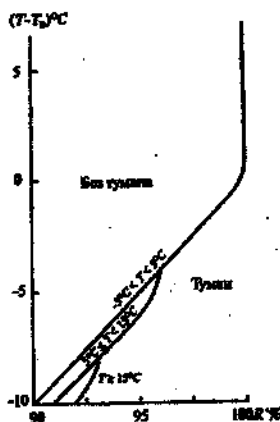


Рис. 3.43. График для прогноза адвективных туманов, используемый в Краснодаре.

На графике проведены три линии, соответствующие разным значениям температуры воздуха, которые отделяют зону с туманом от зоны без тумана.

Для прогноза адвективного тумана на Чукотке используется график, предложенный на рис.3.44. О нем автору рассказала инженер-синоптик АМСГ Шахтерск И.А. Цой. Осями этого графика являются по горизонтали – разность температур воздуха и воды ($T_c - T_w$), а по вертикали – величина фактического дефицита температуры точки росы (D).

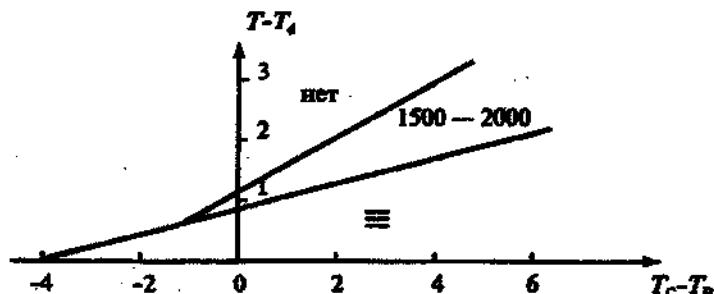


Рис.3.44. График для прогноза адвективных туманов, используемый в Шахтерске (Чукотка).

Такие графики позволяют прогнозировать возможность возникновения тумана на срок до 3 ч и строятся по своему ряду наблюдений для различных направлений ветра.

Несколько нестандартный способ прогноза адвективного тумана используется в Ставропольском крае. Здесь на кольцевой карте погоды за последний срок выделяют зону, в которой дефицит температуры точки росы равен или меньше 1°C (проводят изолинию $D = 1^{\circ}\text{C}$). Затем по данным двух кольцевых карт погоды (за последний и предыдущий сроки) определяют область, в которой температура точки росы увеличилась на 1°C и более (проводят изолинию $\Delta T_d = 1^{\circ}\text{C}$). Зона «перекрытия», где одновременно выполняются оба условия ($D \leq 1^{\circ}\text{C}$, $\Delta T_d \geq 1^{\circ}\text{C}$), смещается по потоку на 3 - 9 ч, и в этом районе в прогнозах указывается туман.

При прогнозе тумана в приморских районах важно учитывать наличие теплых или холодных морских течений, их температуру и температуру перемещающегося над ними воздуха. Только в этом случае прогноз адвективного тумана будет достаточно успешным.

Для определения времени рассеяния адвективных туманов необходимо знать следующее:

- адвективные туманы рассеиваются после прекращения адвекции тепла (поворота ветра);

- адвективные туманы рассеиваются при радиационном нагреве тумана после восхода солнца (обычный рост температуры);

- адвективные туманы рассеиваются при радиационном охлаждении тумана (традиционное понижение температуры верхней границы тумана за счет радиационного выхолаживания и как следствие – разрушение инверсии и рассеяние тумана). Однако при этом нужен хороший прогноз облачности на ночь;

- усиление приземного ветра до 8 м/с и более, что приводит к рассеянию тумана через 1 - 6 ч;

- рассеяние адвективных туманов происходит при уменьшении температуры точки росы за счет конденсации и сублимации водяного пара на поверхности почвы или снега (выпадение росы);

- рассеяние адвективных туманов происходит при выпадении осадков.

Рассеяние адвективного тумана может происходить в любое время суток, однако, чаще всего это происходит через 3 - 5 ч после восхода солнца. Иногда осенью туманы рассеиваются во второй половине дня, а зимой даже ночью.

Прогноз туманов испарения и фронтальных туманов. Над водной поверхностью, температура которой значительно выше температуры окружающего воздуха ($T_{\text{в}} - T \geq 10^\circ\text{C}$), при относительной влажности воздуха $R \geq 70\%$ возникают *туманы испарения*.

Туманы испарения образуются обычно над открытым морем в тылу циклонов за холодными фронтами, но они могут возникнуть и в глубине континентов над влажной почвой или заболоченными районами. Наиболее известный в России район, где зимой часто возникают туманы испарения – северное побережье Кольского полуострова. Незамерзающий Кольский залив и традиционное Заполярье создают очень благоприятные условия для возникновения туманов испарения.

Для прогноза туманов испарения можно воспользоваться графиком, предложенном на рис.3.45. Здесь по горизонтальной оси откладывается температура воздуха, движущегося с суши на море, а по вертикальной оси – относительная влажность этого воздуха. Если точка, соответствующая параметрам воздушной массы, попадает в область I, то тумана ожидать не следует, а если в области II или III, то следует ожидать умеренный или густой туман соответственно.

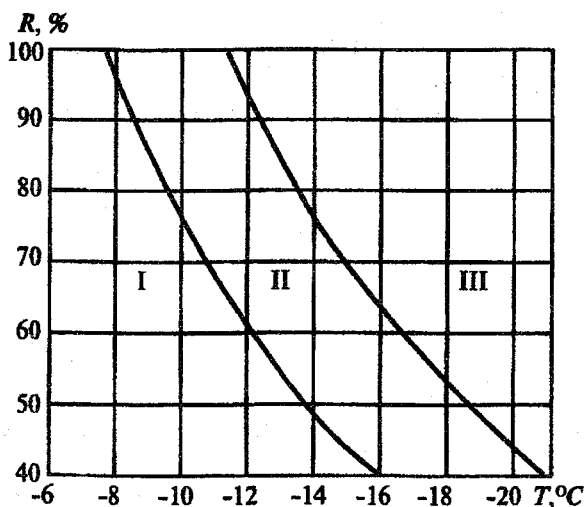


Рис.3.45. График для прогноза туманов испарения.

Физически этот процесс объясняется очень просто. Более холодный воздух с поверхности суши, над водной, сравнительно теплой поверхностью, быстро достигает насыщения. Такие процессы наблюдаются не только зимой над арктическими морями, но и, особенно осенью, над реками и озерами.

Представляет интерес также прогноз *фронтальных туманов*. Как правило, фронтальные туманы образуются перед медленно смещающимися теплыми фронтами или за малоподвижными холодными фронтами в холодную половину года. Основной причиной образования этих туманов является испарение капель дождя или мороси, которое будет тем сильнее, чем больше разность температур на верхней границе фронтальной инверсии и у земной поверхности ($T_{инв} - T$).

Физический смысл возникновения фронтальных туманов заключается в следующем. Капли осадков (дождя или мороси) выпадают из более теплого воздуха и попадают на землю в тот район, где еще находится холодный воздух. Здесь они быстро испаряются, воздух достигает насыщения, и возникает фронтальный туман. Обычно эти туманы возникают в тех случаях, когда наклон фронтальной поверхности не превышает $1/300$, и на стационарных фронтах туманы чаще возникают ночью.

При прогнозе фронтальных туманов синоптическим методом необходимо помнить, что для возникновения тумана нужно, чтобы одновременно выполнялись следующие условия:

- температура на верхней границе фронтальной инверсии должна быть больше 0°C ;
- разность температур на верхней границе инверсии и у земли должна быть больше или равна 3°C ;
- дефицит температуры точки росы в холодном воздухе у земли вне зоны осадков не должен превышать 2°C ;
- скорость ветра у земли в холодном воздухе не должна быть больше 6 м/с .

Для прогноза фронтального тумана можно также воспользоваться графиком, представленным на рис.3.46. По горизонтальной оси графика откладывается или относительная влажность R в пункте прогноза, или дефицит температуры точки росы ($T - T_d$), а по вертикальной оси – разность температур ($T_{инв} - T$). В тех случаях, когда точка, соответствующая исходным данным, попадает в область тумана, в прогнозе следует указывать туман.

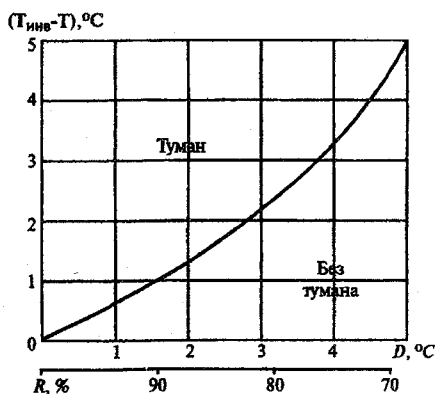


Рис. 3.46. График для прогноза фронтального тумана.

Время образования и рассеяния тумана можно определить по скорости смещения атмосферного фронта, а, следовательно, и по скорости смещения фронтального тумана. Если же фронтальный туман образуется вновь, то происходит это обычно через 0,5 – 1,0 ч после прохождения фронта.

В научной литературе предлагается для прогноза фронтальных туманов использовать дискриминантную функцию, которая имеет вид:

$$L = T_{\text{инв}} - T_0 - (7,78 \cdot 10^{-2} D_{o',2 \text{ хол}} + 0,67 D_{o', \text{хол}}) \quad (3.23)$$

где: $D_{o', \text{хол}}$ – дефицит температуры точки росы в холодном воздухе.

Если при расчетах получается, что $L \geq 0$, то в прогнозе следует указывать туман. Если же $L < 0$, то тумана ожидать не следует. Все верно, но справедливости ради, нужно отметить, что до тех пор, пока прогностические станции не будут полностью укомплектованы вычислительной техникой, пока синоптики этих станций в большинстве своем не станут хорошими пользователями персональных ЭВМ, очень трудно рассчитывать на то, что дискриминантные функции найдут практическое применение.

Дополнительно для оценки времени рассеяния фронтальных туманов необходимо учитывать изменение синоптической обстановки, характера адвекции, турбулентного обмена и, обяза-

тельно, местные признаки возникновения туманов.

Прогноз туманов при отрицательной температуре воздуха. При низких температурах воздуха (-30°C и ниже) на аэродромах и в населенных пунктах могут образовываться туманы, которые обычно называют морозными или ледяными. Эти туманы возникают за счет смешения холодного атмосферного воздуха с теплым и влажным воздухом выхлопных и топочных газов. При определенных условиях смешения воздух может достичь состояния насыщения, что вызывает конденсацию или сублимацию водяного пара.

Этот вид тумана следует ожидать в населенных пунктах при развитии антициклона или отрога, в котором создаются условия для застоя и сильного выхолаживания воздуха.

При слабом ветре и наличии инверсии в приземном слое продукты сгорания топлива не рассеиваются по большой площади. Если относительная влажность в окружающем воздухе выше некоторого критического для данной температуры значения, то возникает пересыщение воздуха по отношению ко льду, зародышевые капли воды замерзают и быстро растут, что и приводит к образованию ледяного тумана.

Критическая температура насыщения воздуха $T_{кр}$ при давлении у земной поверхности 1000 гПа определяется следующими значениями относительной влажности R (по отношению к воде):

$R, \%$	100	90	60	0
$T_{кр}, ^{\circ}\text{C}$	-29	-33	-36	-39

При температуре ниже -39°C зародышевые капли воды замерзают независимо от влажности воздуха и продолжают расти за счет влаги атмосферного воздуха или влаги продуктов сгорания топлива. Поэтому при температуре ниже -39°C наблюдается только ледяной туман.

Если температура окружающего воздуха выше критической, то капельки воды не замерзают и в связи с недосыщением относительно воды испаряются. Это приводит к испарению капель без образования тумана.

Для прогноза возможности возникновения ледяного тумана по температуре и точке росы можно воспользоваться графиком, предложенным на рис.3.47.

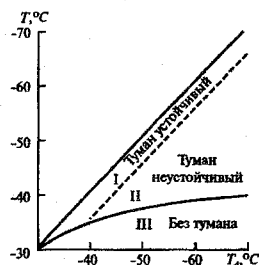


Рис.3.47. График для прогноза ледяного тумана (по А.В. Садовникову).

Вся площадь графика разделена на три области: I — область устойчивого ледяного тумана; II — область неустойчивого тумана, в которой туман образуется только при сгорании топлива, если при этом воздух достигает насыщения по отношению ко льду и III — область без тумана.

На каждом аэродроме местные условия таковы, что при отрицательных температурах воздуха туман образуется при относительной влажности менее 100%, причем, чем ниже температура, тем при меньших значениях относительной влажности может возникнуть туман. Поэтому целесообразно, используя ряд наблюдений на аэродроме, построить график зависимости относительной влажности от температуры воздуха при возникновении тумана. Такой график представлен на рис. 3.48. Он может использоваться в оперативной практике, причем ценность его увеличивается, если такие графики строить отдельно для разных направлений ветра.

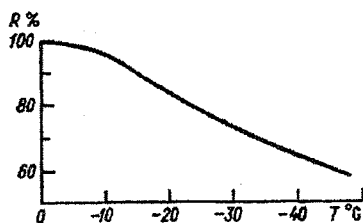


Рис.3.48. Зависимость относительной влажности R от температуры воздуха при возникновении тумана.

В Якутии для прогноза морозных туманов используется и синоптико-статистический метод. Об этом автору рассказала инженер-синоптик АМСГ Якутск Л.Е. Жаркова. Все синоптические ситуации, при которых возникают морозные туманы, отнесены к одной из пяти групп. Для каждой группы в зависимости от фактической (ожидаемой) температуры воздуха по специальному графику можно определить наиболее вероятное значение видимости, а, следовательно, и спрогнозировать возможность возникновения тумана.

Это интересно:

Количество водяного пара, поступающего в атмосферу, зависит от количества и вида сжигаемого топлива. Так, при сжигании (сгорании) 1 кг природного газа (метана) в атмосферу поступает 2160 г водяного пара, бензина – 1305 г, дров – 632 г, бурого угля – 458 г, кокса – 60 г. При очень низких температурах для образования тумана требуется поступление в атмосферу сравнительно небольшого количества водяного пара. При таких ситуациях туман может возникнуть на ВПП после взлета или посадки самолета, а также при работе на аэродроме автомобильного транспорта. Иногда можно видеть редкую картину: по ВПП идет машина и чистит полосу, а за ней тянется шлейф тумана.

В некоторых районах Якутии прогнозируют только температуру воздуха, но синоптики твердо знают, что если температура опустится ниже определенного (для каждого аэродрома своего) значения, то туман обязательно будет.

3.6. ПРОГНОЗ ГРОЗ

Гроза, пожалуй, является не просто опасным, а самым опасным явлением погоды. Нет ни одной отрасли хозяйства, которую не интересовала бы возможность возникновения грозы. Такое «почтительное» отношение к грозам обусловлено тем, что с грозами связаны сильные электрические разряды, интенсивные ливневые осадки, град, шквалистое усиление ветра, смерчи и прочие «неприятности».

Помимо мощных электрических разрядов, которые возможны в облаке, на воздушное судно оказывают влияние сильные вертикальные токи, наблюдающиеся в облаке и вокруг него, интенсивная турбулентность, вызывающая болтанку ВС, сильное

обледенение, град, удары которого об обшивку самолета могут привести к разгерметизации кабины. И это, не говоря о нарушении связи, искажении показаний навигационных приборов и электризации ВС. Полет в зоне грозовой деятельности настолько опасен, что все руководящие документы, регламентирующие деятельность гражданской и военной авиации, запрещают преднамеренно заходить в кучево-дождевые облака.

Это интересно:

- Гроза – одно из самых опасных, если не самое опасное, явление погоды.
- На земном шаре наблюдается 44000 гроз в сутки или 1800 гроз в час, а каждую минуту сверкает 100 молний.
- Энергия всех гроз составляет одну тысячную часть той энергии, которая поступает на землю от солнца. Со времен М.В.Ломоносова ведутся опыты по обузданию этой энергии, но пока, к сожалению, безуспешно.
- Энергия грозового облака размером (10 x 10) км и высотой (толщиной) 5 км примерно равна энергии атомной бомбы, сброшенной на Хиросиму или Нагасаки.
- Восходящие потоки в грозовом облаке могут иметь скорость до 50 - 60 м/с, а нисходящие 30 - 35 м/с. Это соответственно около 200 и около 100 км/ч.
- Перед грозовым облаком у земли могут наблюдаться шквалы со скоростью ветра больше 60 м/с, а это больше 230 км/ч.
- Гром не опасен для человека, но мы так устроены, что не успеваем среагировать на молнию и быстро пригибаемся, услышав гром. Те, кто был в боях, говорят, что пуля, которая просвистела, «не твоя». «Своей пули» солдат не услышит.
- Если время (в секундах), через которое после молнии загремит гром, разделить на 3, то получится расстояние в километрах, на котором от вас сверкнула молния.
- В сильном ливне видимость может уменьшиться до нескольких десятков метров. Известны случаи, когда из-за плохой видимости в дожде приостанавливал работу весь наземный транспорт.
- Общая сила удара капель ливня о верхнюю поверхность самолета Ту-154 составляет ...2,5 тонны!
- С грозой связан и очень опасен град, размеры которого могут быть достаточно большими. На территории России самый крупный град

наблюдался в Ростовской области. Здесь зафиксирован вес отдельных градин в 1800 г. Представьте себе, что на вас с высоты 5 км падает двухлитровая банка с водой! Это то же самое. Самый крупный град наблюдался в Индии. Там вес отдельных градин достигал 2200 г. Попад под такой град не выдержал и через три дня умер слон. Слоника, конечно, жалко, но представьте себе, что осталось от посевов, садов, зданий, самолетов и автомашин, которые стали жертвами этого стихийного бедствия.

В зависимости от условий образования различают *внутримассовые и фронтальные грозы*. Принципиальной разницы в строении внутримассовых и фронтальных облаков нет, они одинаково проходят три стадии: развивающееся облако (от кучевого облака хорошей погоды в мощное кучевое и кучево-дождевое лысое: $Cu\ hum \rightarrow Cu\ cong \rightarrow Cb\ calv$), стадия максимального развития (из кучево-дождевого лысого в кучево-дождевое волосатое с грозовыми явлениями: $Cb\ calv \rightarrow Cb\ cap$) и наконец стадия разрушения облака. Нередко грозовая облачность имеет многоячейковую структуру с большой продолжительностью грозовой активности.

К внутримассовым грозам относятся конвективные (тепловые или местные), адвективные и орографические грозы.

Конвективные грозы возникают при сильном прогреве земной поверхности и влажной воздушной массы в нижнем слое атмосферы. Выше располагается относительно холодная воздушная масса. Возникновение конвективных гроз чаще всего отмечается летом в послеполуденные часы в размытом барическом поле, на периферии заполняющихся циклонов и в седловинах.

Адвективные грозы отмечаются летом в быстро перемещающейся относительно холодной, но влажной воздушной массе над теплой подстилающей поверхностью, например, в передней части гребня в холодной воздушной массе за холодным фронтом. Адвективные грозы наблюдаются и над побережьем в дневное время, и над прибрежными водами морей ночью.

Орографические грозы образуются при вынужденном подъеме неустойчивой воздушной массы вдоль наветренных склонов горных препятствий.

Фронтальные грозы обычно связаны с холодными фронтами и фронтами окклюзии по типу холодного фронта. Возникают

они преимущественно в летнее время, хотя могут наблюдаться и в любые другие сезоны. Считается, что суточного хода фронтальные грозы не имеют: когда подошел фронт «с грозой», тогда гроза и будет. Однако на холодных фронтах фронтальные грозы чаще бывают во второй половине дня, и в это время суток они наиболее интенсивны, а на теплых фронтах грозы преимущественно наблюдаются ночью. Это объясняется тем, что в слоисто-дождевых облаках могут развиваться интенсивные вертикальные движения за счет образования неустойчивой стратификации при понижении температуры верхней части облаков.

Действительно, если в реальных условиях вертикальный градиент температуры несколько меньше влажноадиабатического ($\gamma < \gamma_{\text{ва}}$), то в атмосфере нет условий для развития конвекции, и сильные вертикальные токи в облаке не возникнут. Если же ночью, после того, как солнце перестанет освещать верхнюю границу облаков, температура верхней части облачности понизится за счет обычного излучения, то этот процесс приведет к увеличению вертикального градиента температуры в облаке. Этот градиент может даже стать больше влажноадиабатического ($\gamma > \gamma_{\text{ва}}$), и тогда в атмосфере создаются условия для развития *ночью* конвекции, возникновения кучево-дождевой облачности и гроз.

Это интересно:

Грозы на теплом фронте всегда очень трудно прогнозировать. Дело совсем не в том, что нет методов прогноза, а в том, что для достаточно сильного охлаждения верхней границы облачности нужно, чтобы выше этой облачности не было облаков верхнего яруса. Так что, кроме прогноза грозы нужно еще успешно «справиться» с прогнозом облачности.

Есть и еще одно обстоятельство — человеческий фактор. Ночью все хотят спать, поэтому качество наблюдений и качество штормовой информации в ночные часы оставляет желать лучшего. Поэтому часть информации о ночных грозах может быть пропущена. Я ни в коей мере не бросаю упрек всем наблюдателям. Наоборот, как правило, это очень порядочные и очень ответственные люди, но все-таки иногда такое случается.

С учетом особенностей развития конвективной облачности разработано много методов прогноза гроз как внутримассовых, так и фронтальных. Ниже мы рассмотрим те методы прогноза, которые нашли наиболее широкое применение на практике.

Прогноз гроз методом частицы. Прогноз гроз методом частицы – это, пожалуй, самый простой и самый доступный метод прогноза. По данным температурно-ветрового зондирования за утренний срок синоптик обрабатывает аэрологическую диаграмму, на которой и строит кривую состояния. Как известно, об этом мы вам говорили раньше, кривая состояния показывает, как изолированный объем воздуха (отдельная частица) будет изменять свою температуру при изменении высоты. Если после всех построений на аэрологической диаграмме оказывается, что уровень конвекции выше уровня конденсации на 4,5 км и более, то по району следует ожидать грозы, а для пункта нужно прогнозировать грозу каким-нибудь другим способом.

Это интересно:

Во-первых, будем считать, что совершать необходимые построения на аэрологической диаграмме вы умеете.

Во-вторых, этот метод прогноза гроз и называется «методом частицы» потому, позволяет определить параметры поднимающейся изолированной частицы воздуха, изолированного объема.

В-третьих, разрушенная сеть аэрологических станций сейчас привела, увы, к тому, что от аэродрома до ближайшего пункта зондирования расстояние может быть от 300 до 500 км, а то и больше. Вот и приходится синоптику смотреть на направление воздушных потоков, а потом уже решать, чей радиозонд в этой ситуации больше подходит для определения параметров свободной атмосферы. Это неудобно для всех, однако, ничего другого не остается делать.

Прогноз гроз по методу Н.В. Лебедевой. Для прогноза гроз, ливневых осадков и других явлений, связанных с развитием мощной кучевой и кучево-дождевой облачности, Н.В. Лебедева предложила по данным утреннего зондирования атмосферы рассчитывать параметры конвекции, по которым и определяется возможность возникновения тех или иных конвективных явлений. К таким параметрам относятся:

1. Суммарный дефицит температуры точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа ($\Sigma D, ^\circ\text{C}$). Этот параметр косвенно учитывает влияние вовлечения и характеризует возможность образования облачности в слое 850 - 500 гПа. Если $\Sigma D > 25^\circ\text{C}$, то дальнейшие расчеты не производятся, так как при большой

сухости воздуха в нижней половине тропосферы конвекция не приводит к образованию кучево-дождевых облаков. Если же $\Sigma D \leq 25^\circ\text{C}$, то рассчитывается второй параметр.

2. Дефицит температуры точки росы у земли или на верхней границе приземной инверсии на момент максимального развития конвекции (D_0 , $^\circ\text{C}$). Если $D_0 > 20^\circ\text{C}$, то уровень конденсации расположен на высоте более 2,5 км, следовательно, осадки не будут достигать поверхности земли, и дальнейшие расчеты не производятся. При такой высоте уровня конденсации, а следовательно, и высоте нижней границы облаков, капля дождя по пути к земле успеет полностью испариться. Если же уровень конденсации расположен ниже 2 км и для возникновения конвекции существуют благоприятные условия, то в этом случае следует определять все остальные параметры.
3. Толщина конвективно-неустойчивого слоя (КНС) – ($\Delta H_{\text{КНС}}$, гПа). Каждая частица этого слоя будет участвовать в конвекции до больших высот. Чем больше толщина КНС, тем больше вероятность образования кучево-дождевой облачности, тем больше вероятность развития грозовой деятельности (будем считать, что определять толщину КНС по аэрологической диаграмме вы еще не разучились).
4. Уровень конденсации ($H_{\text{конд.}}$, км). Уровень конденсации указывает среднее положение высоты нижней границы кучево-дождевой облачности. Определение уровня конденсации также производится по аэрологической диаграмме.
5. Уровень конвекции ($H_{\text{конв.}}$, км). Уровень конвекции позволяет определить среднее положение вершин кучево-дождевых облаков. Совершенно очевидно, что чем выше этот уровень, тем более мощными должны быть «грозовые» облака.
6. Температура воздуха на уровне конвекции ($T_{\text{конв}}$, $^\circ\text{C}$). Установлено, что чем ниже эта температура, тем более вероятны ливни и грозы.
7. Средняя величина отклонения температуры на кривой состояния (T') от температуры на кривой стратификации (T). Это отклонение обозначается ΔT и определяется по формуле:

$$\Delta T = \frac{\sum_{j=1}^n (T^j - T)}{n} \quad (3.24)$$

где: T^j и T – температуры на кривой состояния и кривой стратификации, соответственно на уровнях, кратных 100 гПа, n – число целых слоев толщиной по 100 гПа, начиная от уровня конденсации и до уровня конвекции.

8. Совершенно очевидно, что чем больше ΔT , тем больше степень неустойчивости воздуха, а следовательно, тем интенсивнее может развиваться конвекция.

Средняя вертикальная мощность конвективных облаков ($\Delta H_{к.о.}$, км). Эта величина определяется как разность высот уровня конвекции и уровня конденсации. Чем больше эта величина, тем более вероятно возникновение конвективных явлений и тем больше их интенсивность. По результатам расчета указанных восьми параметров конвекции в соответствии с табл. 3.4 Н.В. Лебедева предлагает оценивать возможность возникновения конвективных явлений.

Таблица 3.4

Параметры конвекции и соответствующие им конвективные явления (по Н.В. Лебедевой).

ΣD	D_0	$\Delta H_{к.о.}$	$H_{конд}$	$H_{конв}$	$T_{конв}$	ΔT	$\Delta H_{к.о.}$	Конвективные явления
> 25	> 20	-	-	-	-	-	-	Не ожидаются
≤ 25	≤ 16	> 10	$\sim 1,5$	> 6	< -23	> 4	$\sim 4,5$	Слабый ливневой дождь
≤ 20	≤ 14	> 20	$\sim 1,5$	> 5	от -23 до -10	≥ 3	$> 3,5$	Ливневый дождь без грозы
≤ 20	≤ 14	> 30	$\sim 1,5$	> 8	< -23	≥ 3	$> 6,5$	Ливневый дождь, местами гроза
≤ 16	~ 10	$> 60-100$	от 1,5 до 1,0	> 8	< -23	≥ 3	$> 7,5$	Сильный ливневой дождь с грозой

~16	~10	-	от 1,5 до 1,0	> 8	<-23	> 3	> 7,5	Град
-----	-----	---	------------------	-----	------	-----	-------	------

Оправдываемость прогноза наличия гроз по методу Н.В. Лебедевой составляет 80%, а их отсутствия – 89%.

Метод Н.В. Лебедевой разработан, как и некоторые другие, на основе метода частицы. Далее мы рассмотрим и другие методы, в основе которых также лежит метод частицы.

Прогноз гроз по методу Бейли. Метод Бейли для прогноза гроз используется обычно в сочетании с другими методами. Бейли (США) установлены признаки отсутствия грозы. Если в каком-либо районе по данным утреннего зондирования выполняется хотя бы один из перечисленных ниже пяти признаков, то в этом районе гроза не ожидается:

1. На любом уровне в слое 850 – 700 гПа дефицит температуры точки росы равен или больше 13° .
2. Сумма дефицитов температуры точки росы на уровнях 700 и 600 гПа больше или равна 28° .
3. Заметная на картах барической топографии адвекция сухого воздуха на уровнях 850 и 700 гПа.
4. Вертикальный градиент температуры в слое 850 – 500 гПа равен или меньше $0,5^{\circ}/100$ м.
5. Уровень замерзания ($T = -12^{\circ}\text{C}$) располагается ниже высоты 3600 м. В этом случае из развивающихся облаков могут выпадать только слабые ливневые осадки.

Если же по данным утреннего зондирования не выполняется ни один признак отсутствия грозы, то в этом районе грозу следует указывать в прогнозе погоды. Вероятность возникновения гроз по Бейли можно определить с помощью графика, представленного на рис.3.49.

На этом графике по горизонтальной оси откладывается сумма дефицитов точки росы на уровнях 700 и 600 гПа, а по вертикальной оси – разность температур на уровнях 850 и 500 гПа. Вся площадь графика разделена двумя кривыми на три области с разной вероятностью грозы. Порядок работы с графиком на всякий случай показан на рисунке стрелками.

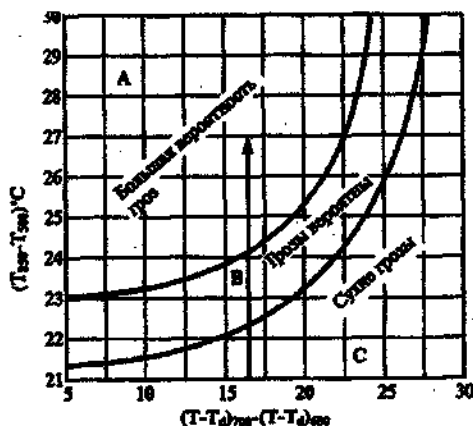


Рис.3.49. График для прогноза гроз по методу Бейли.

Это интересно:

Бейли, разрабатывая свой метод, решил оказаться «хитрее всех». Дело в том, что гроза – явление сравнительно редкое, поэтому метод прогноза будет «работать» лучше, если прогнозировать не наличие, а отсутствие грозы. Это примерно то же самое, если бы я все время говорил, что выиграю по лотерее автомобиль, выиграю по лотерее автомобиль..., то оправдываемость моего желания близка к нулю (точно, ноль). Другое дело, если все время говорить, что я не выиграю автомобиля, я не выиграю автомобиля... Здесь оправдываемость равна почти единице (для меня и автомобиля – точно единица). Это, конечно, шутка, так как разумные методы оценки оправдываемости учитывают все возможные варианты.

Еще одно интересное наблюдение: посмотрите, пожалуйста, на критерии Бейли и на параметры конвекции по Н.В. Лебедевой. Пожалуй, в них вы найдете много общего, хотя метод Бейли «старше» метода Н.В. Лебедевой на добрый десяток лет.

Прогноз гроз по методу Вайтинга. Метод Вайтинга основан на расчете по данным утреннего зондирования параметра K , который определяется по формуле:

$$K = 2T_{850} - T_{300} - D_{850} - D_{700} \quad (3.25)$$

где: T – температура, а D – дефицит температуры точки росы на

соответствующем уровне.

Если в результате расчета окажется, что $K < 20$, то гроз ожидать не следует, если $20 < K < 25$, то следует ожидать изолированные грозы, если $25 < K < 30$, то в прогнозе следует указывать отдельные грозы, ну а если величина $K > 30$ – грозы повсеместно.

Метод Вайтинга дает хорошие результаты при прогнозе гроз не по пункту, а по площади. Обычно синоптик утром, получив данные зондирования атмосферы, для своей территории (зоны ответственности), строит карту изолиний коэффициента K . Для этого сначала рассчитываются и наносятся на карту значения K , а затем проводятся изолинии через 5 единиц, начиная со значения 20. Затем очаг с максимальным значением этого коэффициента переносится по потоку на 12 часов, и в том районе, где этот очаг окажется, следует указывать грозы. Данный метод получил достаточно широкое распространение по территории России. Значения коэффициента K , целесообразно уточнять для каждого пункта.

Это интересно:

Трудно в метеорологической литературе отыскать разъяснения по вопросу, какая разница между изолированными грозами и отдельными грозами. Только в одной старой – старой книге я нашел объяснение. *Изолированные грозы* – это такие грозы, когда указывает (дает) грозу одна из десяти наблюдательских станций, а *отдельные грозы* – это такие грозы, когда грозу дает одна из четырех наблюдательских станций.

Иногда в рассчитанные значения коэффициента K вводится поправка на кривизну приземных изобар. Величину поправки можно взять из табл.3.4.

Таблица 3.4

Величина поправки на кривизну приземных изобар.

R, км	> 1000	1000-500	500-250	< 250
Zn	0	1,0	1,4	2,0
AZn	0	-1,0	-1,4	-2,0

Надеюсь, что порядок определения радиуса кривизны изобар вам, уважаемый читатель, известен.

Совершенствуя метод Вайтинга, Н.П. Фатеев предложил ис-

пользовать для прогноза гроз параметр A , который полнее учитывает распределение влажности по высотам. По Н.П. Фатееву

$$A = T_{850} - T_{500} - (D_{850} + D_{700} + D_{600} + D_{500}) \quad (3.26)$$

Обозначения в формуле (3.25) пояснений не требуют. Если по расчетам получается, что $A \geq 0$, то в прогнозе следует указывать грозу.

Прогноз гроз по методу Фауста. Прогноз гроз по методу Фауста основан на определении разности (ΔT) между температурой нулевого испарения (T_v) и температурой на уровне 500 гПа (T_{500}). Эта разность определяется по формуле

$$\Delta T = T_v - T_{500} \quad (3.27)$$

Иногда в полученное значение ΔT вводят две поправки: поправку на кривизну изобар (как в методе Вайтинга) и поправку на схождение или расхождение изобар (поправка равна $+1^\circ\text{C}$ при сходимости изобар и -1°C при их расходимости).

Сама же величина (T_v), определяется по графику, представленному на рис.3.50, осями которого являются температура воздуха на уровне 850 гПа и средний дефицит температуры точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа.

Грозы следует указывать в прогнозе в тех случаях, когда $T_v > 0$.

На европейской части России оправдываемость наличия гроз по методу Фауста составляет 82%, а их отсутствия – 91%.

Прогноз гроз по методу Г.Д. Решетова. Г.Д. Решетов предложил определять возможность возникновения гроз по трем параметрам, которые сравнительно легко находятся по аэрологической диаграмме. Такими параметрами являются: высота вершин кучево-дождевой облачности (H_v), значение температуры воздуха на этой высоте (T_v) и толщина слоя облака, его верхней части, в которой наблюдаются отрицательные температуры (ΔH).

Если наблюдаются благоприятные синоптические условия, к которым Г.Д. Решетов относит наличие фронтальных разделов, особенно холодных фронтов, области вблизи вершины волны, центральной части молодого или развитого циклона, окрестности точки окклюзии, ложбина в теплом секторе циклона, а также

малоградиентное поле давления на приземной карте и ложбина или очаг холода на высотах.

Возможность возникновения гроз определяется по графику, представленному на рис. 3.51.

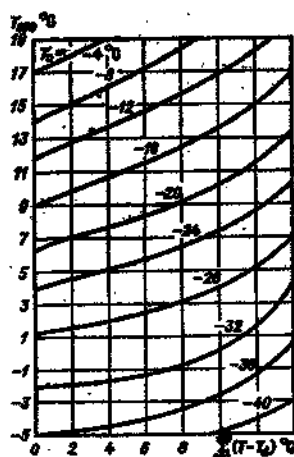


Рис.3.50 График для определения температуры нулевого испарения.

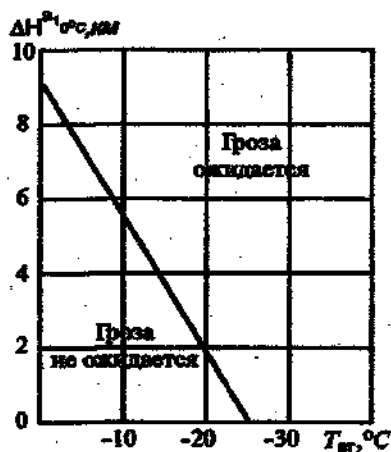


Рис.3.51. График для прогноза гроз по методу Г.Д. Решетова.

На этом графике по горизонтальной оси откладывается температура (T_B), а по вертикальной – величина (ΔH). Пользование графиком не представляет никаких трудностей, а оправдываемость прогноза составляет около 90%.

Кроме перечисленных выше методов прогноза гроз, существует еще «великое множество» различных методов и методик, которые носят региональный характер. Поэтому мы не будем их рассматривать, а остановимся ниже еще на нескольких методах, получивших достаточно широкое распространение.

Прогноз гроз по методу И.А. Славина. При образовании конвективных облаков поднимающийся насыщенный воздух перемешивается с окружающим более холодным и менее влажным воздухом. Вследствие вовлечения неадиабатическая (близкая к реальной) кривая состояния облачного воздуха не будет совпадать с влажной адиабатой, а будет лежать левее, ближе к кривой стратификации (рис.3.52).

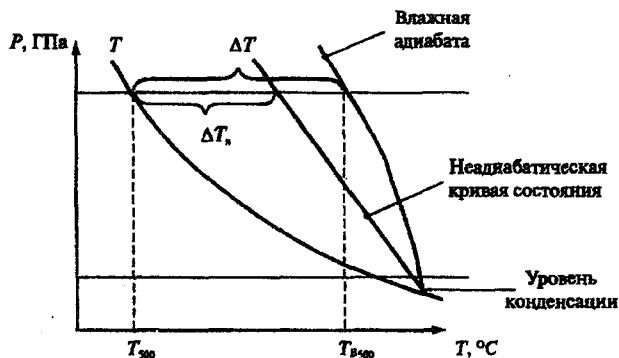


Рис. 3.52. К прогнозу гроз по методу И.А. Славина.

Пожалуй, И.А. Славина можно считать основоположником неадиабатических методов прогноза гроз. Он, как и многие другие авторы, в качестве «базового уровня» принимает уровень 500 гПа. Если на этом уровне не величина ΔT , а величина ΔT_a будет больше нуля, то только в этом случае в прогнозах следует указывать гроз. И.А. Славин довел метод до практического применения, создав удобные для пользования таблицы и графики. У этого метода есть недостаток: он «старый». И, несмотря на то,

что метод имел широкое распространение по территории России, об этом методе постепенно забывают, а жаль.

Прогноз гроз по методу Кокса. Метод Кокса, уточненный Л.П. Яковлевой для северо-запада ЕЧР, основан на расчете следующих параметров: индекса устойчивости (ΔT_k), дефицита температуры точки росы на уровне 700 гПа ($T - T_d$)₇₀₀, индекса устойчивости S и давления p на уровне конденсации при подъеме частицы с земной поверхности.

Величина (ΔT_k) представляет собой разность между фактической температурой на уровне 500 гПа и температурой на той же высоте на влажной адиабате, проходящей через температуру смоченного термометра, среднюю в слое от земли до 900 гПа.

Индекс устойчивости S определяется как разность между фактической температурой на поверхности 600 гПа и температурой на влажной адиабате, проведенной от поверхности земли по значению потенциальной температуры на поверхности 850 гПа.

Прогноз гроз дается по графикам, приведенным на рис. 3.53.

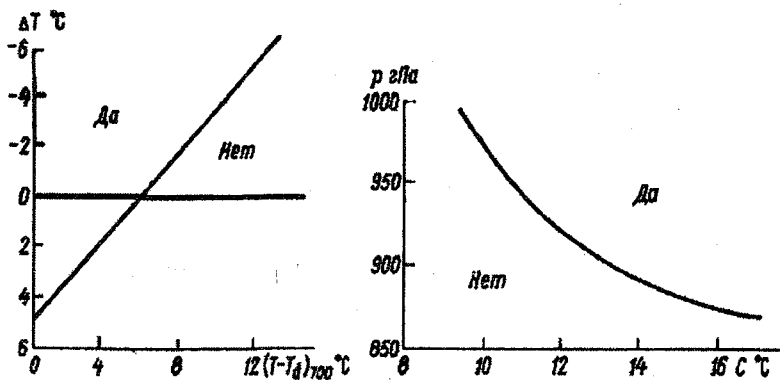


Рис.3.53. Графики для прогноза гроз по методу Кокса.

В прогнозах следует указывать грозу в том случае, если на обоих графиках точка с исходными значениями параметров попадает в область с грозой. Если же один график указывает на грозу, а второй нет, то в прогнозе погоды гроза дается только при циклонической кривизне изобар в районе прогноза.

Повышения качества прогноза гроз, и не только гроз, можно

добиться при привлечении к анализу радиолокационной и спутниковой информации.

Это интересно:

Иногда грозы наблюдаются тогда, когда по прогнозу даже опытный синоптик их не ждет. Действительно, по построенной по всем правилам аэрологической диаграмме получается, что в атмосфере на всех уровнях энергия неустойчивости отрицательная, и, следовательно, нет условий для развития конвекции. А гроза есть. В чем здесь дело? А дело в том, что при небольшой влажности воздуха у земли при классических построениях грозы быть не должно. Однако, если кривую состояния начинать строить не от земли, а от верхней границы фронтальной зоны, то может получиться сильная неустойчивость и как следствие – грозы. Поэтому иногда целесообразно более внимательно подойти к анализу аэрологической диаграммы, особенно в тех случаях, когда не очень уверен в том, что грозы не будет.

Иногда при внутримассовых грозах создается впечатление, что отдельное кучево-дождевое облако перемещается против потока, чего в принципе быть не может. А здесь в чем дело? А дело в том, что для перемещающегося воздуха облако является какой-то «посторонней субстанцией». Поэтому при подходе к облаку, т.е. на его наветренной стороне наблюдаются восходящие потоки, а на подветренной стороне – нисходящие потоки. А известно, что восходящие токи приводят к образованию облачности, а нисходящие – к ее растеканию. Вот и создается впечатление, что облако «движется против ветра». На самом деле это не движение облака, а рост его с наветренной стороны и растекание с подветренной стороны, и слабое продвижение облака по потоку, по ветру.

3.7. ПРОГНОЗ ОБЛЕДЕНЕНИЯ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

Обледенением называется отложение льда на обтекаемых частях самолетов и вертолетов, а также на силовых установках и внешних деталях специального оборудования при полете в облаках, тумане или мокром снеге. Обледенение возникает в том случае, если в воздухе на высоте полета имеются переохлажденные капли, а поверхность воздушного судна имеет отрицательную температуру.

Обледенение – одно из наиболее неблагоприятных метеорологических явлений, от которого в значительной мере зависит

безопасность и регулярность полетов самолетов и вертолетов. Сильное обледенение может привести к авиационному происшествию. На регулярных авиалиниях стран – членов ИКАО неоднократно фиксировались аварии транспортных самолетов из-за обледенения при посадке в сложных метеорологических условиях. Поэтому, совершенно очевидно, что проблема обледенения воздушных судов привлекает внимание специалистов самого различного профиля: от аэродинамики до метеорологии и эксплуатации авиационной техники.

Ухудшение летных качеств воздушных судов при полете в зоне обледенения зависит от интенсивности обледенения, количества отложившегося на поверхности самолета льда, формы ледяных отложений и структуры льда. Все перечисленные причины, в свою очередь, зависят от водности облака, фазового состояния и размеров облачных частиц, температуры воздуха и температуры поверхности самолета, скорости полета и особенностей обтекания отдельных частей воздушного судна.

К обледенению самолетов могут привести следующие процессы:

- непосредственное оседание льда, снега или града на поверхности самолета;
- замерзание капель облака или дождя при соприкосновении с поверхностью воздушного судна;
- сублимация водяного пара на поверхности самолета.

Лед, сухой снег и град обычно сносятся потоком не вызывая обледенения. Оседание этих частиц наблюдается только при достаточно больших положительных значениях температуры поверхности самолета, когда частица успевает сначала расплавиться, а затем снова замерзнуть при столкновении на поверхности ВС с себе подобными.

Сублимация водяного пара имеет место в тех случаях, когда упругость водяного пара в воздухе превышает упругость насыщения пара над льдом. Это происходит при соприкосновении водяного пара (воздуха) с более холодными, чем воздух, частями самолета (при быстром снижении самолета из зоны холодного воздуха или при входе самолета в слой инверсии). При этом на поверхности самолета образуются кристаллы льда, которые быстро исчезают.

Замерзание переохлажденных капель на поверхности самолета

та — самый распространенный и самый опасный вид обледенения.

В результате отложения льда на поверхности ВС изменяются аэродинамические условия обтекания самолета воздушным потоком. При этом увеличивается вес самолета и нарушается равновесие аэродинамических сил. Отложение льда на внешних частях воздухозаборника уменьшает поступление воздуха в двигатель, тем самым уменьшая его мощность и тягу. Отложение льда на антеннах ухудшает радиосвязь, а лед, образовавшийся на остеклении кабины самолета, может исключить для экипажа возможность визуальной ориентировки. Неравномерный срыв кусков льда с обледеневшей поверхности самолета или вертолета и их попадание в двигатель или просто столкновение с поверхностью воздушного судна может вызвать поломку отдельных агрегатов и узлов и тем самым стать причиной летного происшествия или предпосылки к нему. Поэтому сильное обледенение и сейчас является одним из опасных для полетов метеорологических явлений.

Обледенению подвержены все типы воздушных судов, включая сверхзвуковые самолеты, так как при взлете и посадке любой сверхзвуковой самолет летит со сравнительно небольшой дозвуковой скоростью. Отложения льда в полете, их вид и структура зависят от микроструктуры облаков, температуры воздуха на эшелоне полета и режима полета. По своему характеру эти отложения могут быть в виде льда, изморози или инея.

Лед может быть прозрачным, матовым (полупрозрачным, смешанным) и белым (крупнообразным).

Прозрачный лед образуется, как правило, при полете в облаках, состоящих только из переохлажденных капель, или под облаками в зоне переохлажденного дождя при температурах от нуля до -10°C . Лед отлагается весьма интенсивно, преимущественно на передних кромках крыла и стабилизатора, на носовом коке самолета и воздухозаборнике. Образующийся лед гладкий плотно прилипает к поверхности самолета, удаляется с трудом. Обычно прозрачный лед незначительно искажает профиль несущих поверхностей самолета и малоопасен до тех пор, пока толщина льда небольшая. При значительной толщине такое отложение льда становится опасным.

Это интересно:

Пожалуй, каждому из вас, уважаемый читатель, приходилось

видеть зимой на асфальте раскатанные мальчишками так называемые катки и даже кататься на них. Иногда их можно увидеть на снегу, а иногда под таким катком просматривается асфальт. Это и есть как раз прозрачный лед, и увидеть его значительно проще, чем прозрачный лед на поверхности самолета. Физика образования одного и другого льда практически одинакова. Даже когда на асфальте начинает таять снег, и на тротуаре много воды, каток «держится» — так прочно он прилип к асфальту. Вот чем опасны такие катки на асфальте, вот чем опасен прозрачный лед на самолете.

Матовый (полупрозрачный, смешанный) лед возникает при полете в смешанных облаках, состоящих из большого количества мелких и крупных переохлажденных капель, а также из ледяных кристаллов и снежинок. Крупные капли растекаются и замерзают, а мелкие, сталкиваясь с самолетом, замерзают не растекаясь. Снежинки и кристаллы, прилипая к замерзающей водяной пленке, вмерзают в нее и образуют ледяное отложение с матовой шероховатой поверхностью, резко ухудшающей аэродинамические характеристики самолета. Такое отложение возникает чаще всего при температуре воздуха от -6 до -10°C и является наиболее тяжелым и опасным видом обледенения.

Белый (крупнообразный) лед возникает вследствие замерзания мелких капель при температуре ниже -10°C . Обледенение такого характера обычно наблюдается в облаках, состоящих из сравнительно однородных мелких капель. Образующийся белый пористый лед, неплотнo прилипает к поверхности самолета. При продолжительном полете и увеличении плотности льда он может представлять серьезную опасность.

Изморозь. Изморозь представляет собой белое крупнозернистое кристаллическое отложение, образующееся при полете в облаках при температуре значительно ниже -10°C . Изморозь возникает при замерзании капель вместе с ледяными кристаллами. Она имеет неровный шероховатый вид, непрочно прилипает к поверхности самолета и сдувается воздушным потоком.

Иней. Иней представляет собой белый мелкокристаллический налет, возникающий в результате сублимации водяного пара. При вибрации самолета он легко отделяется от его поверхности и обычно не создает трудностей для полета. Опасность представляет только отложение инея на остеклении кабины, что

создает определенные трудности при визуальном обзоре и как следствие – при управлении самолетом.

Ледяные отложения, встречающиеся в полете, можно также классифицировать по форме отложения льда на поверхности воздушного судна. При классификации ледяных отложений по этому признаку можно выделить следующие виды обледенения:

- *профильное отложение льда.* Этот вид обледенения чаще всего наблюдается в облаках с небольшой водностью при температуре воздуха ниже -20°C . Отложение льда по форме повторяет профиль (форму) той части воздушного судна, на которой этот лед отложился. Такой лед держится на поверхности очень прочно, но не очень опасен, так как только увеличивает вес самолета и не очень искажает (ухудшает) его аэродинамические характеристики.
- *желобковый вид обледенения.* Такой вид обледенения наблюдается тогда, когда на передней кромке крыла температура воздуха выше нуля градусов, а на остальной части крыла – ниже нуля градусов. Иногда такой вид обледенения наблюдается и полете в крупнокапельных облаках. Капля в критической (передней) точке крыла из-за своих больших размеров не успевает сразу замерзнуть, растекается по поверхности крыла и замерзает на некотором удалении от передней кромки. За счет этого «наrostы льда» появляются не на самой передней кромке, образуя желобковый вид обледенения. Этот вид обледенения образуется в облаках с большой водностью при температуре воздуха от -5 до -8°C . Такой вид обледенения достаточно опасен, так как, с одной стороны, он сравнительно прочно держится на поверхности самолета, а, с другой стороны, значительно изменяет форму обтекаемых частей самолета и ухудшает его аэродинамику.

Это интересно:

Вам, уважаемый читатель, по всей вероятности, приходилось, и не раз, оказываться на улице под дождем в достаточно ветреную погоду. При такой погоде зонтик от дождя практически не спасает, но, если он у вас есть, вы обязательно им пользуетесь. Так вот, вы идете по улице в такую погоду под зонтом. Как вам приходится держать зонт? Все просто: вы держите его таким образом, чтобы набегающий ветер обтекал ваш зонтик. Если вдруг вы как-то неосторожно повернули зонт

или ветер внезапно изменил направление и задул во внутрь зонта, то удержать зонт в руках и, тем более, спастись от дождя при таком положении зонта и таком ветре невозможно. Аналогичные процессы происходят и на самолете при желобковом виде обледенения. Обледенелая поверхность самолета представляет собой «зонтик наоборот» со всеми вытекающими отсюда последствиями. Пожалуй, дальше прояснять ситуацию уже не требуется.

- *хаотический вид обледенения.* Этот вид обледенения наблюдается при полетах в смешанных облаках и осадках. Наросты льда при этом в буквальном смысле слова «торчат в разные стороны». Этот вид обледенения достаточно опасен и был бы даже опаснее предыдущего, но он очень непрочен и удерживается на поверхности самолета и легко сдувается потоком набегающего воздуха.

Для оценки влияния обледенения на полет вводится понятие *интенсивности обледенения*. В самом общем виде интенсивность обледенения это масса льда, которая откладывается на единице площади в единицу времени. Однако, и вы это хорошо себе представляете, что интенсивность обледенения в полете так не измеришь. Поэтому в авиации под интенсивностью обледенения понимают толщину слоя льда, который откладывается на поверхности ВС в единицу времени. Размерность у интенсивности обледенения [мм/мин].

Обледенение считается слабым, если его интенсивность (I) не превышает 0,5 мм/мин. Обозначается такое обледенение значком (ψ). Умеренным считается обледенение с интенсивностью от 0,5 до 1,0 мм/мин обозначается такой же буквой (ψ), только с двумя вертикальными чертами. Сильное обледенение имеет интенсивность от 1,0 до 1,5 мм/мин, а очень сильное – свыше 1,5 мм/мин. Оба вида обледенения обозначаются буквой (ψ) с тремя вертикальными чертами.

Интенсивность обледенения в значительной мере зависит от типа самолета. Известны случаи, когда после полета самолет «привозил» слой льда толщиной более 10 см! Совершенно очевидно, что такое количества льда на поверхности самолета снижает его потолок, дальность полета, маневренность и мощность двигателей.

С увеличением скорости полета интенсивность обледенения увеличивается. Это справедливо всегда, но только до такой

скорости полета, пока в дело «не вмешивается» кинетический нагрев поверхности самолета. Кинетический нагрев поверхности воздушного судна возникает за счет соударения молекул воздуха с поверхностью и может достигать значительной величины.

Это интересно:

В конце сороковых годов прошлого века перед авиаконструкторами стояла главная проблема – преодоление звукового барьера, а примерно через десяток лет главной стала проблема преодоления теплового барьера. Дело в том, что при большой скорости полета кинетический нагрев настолько велик, что дюраль, из которого делался и делается фюзеляж самолетов, не выдерживал таких высоких температур. Пришлось передние кромки крыльев и других частей самолета делать из более жаропрочных титаниевых сплавов. В последствии при конструировании космических кораблей и эти сплавы пришлось заменять на более термоустойчивые керамические покрытия.

Величину кинетического нагрева поверхности самолета можно определить по формуле

$$\Delta T = \frac{V^2}{2000} = 5 \left(\frac{V}{100} \right)^2 \quad (3.28)$$

где: V – скорость полета в м/с.

Давайте, уважаемый читатель, прикинем, чему будет равен кинетический нагрев при разных скоростях полета:

- при скорости полета 360 км/ч (100 м/с) – примерная скорость полета вертолетов – кинетический нагрев $\Delta T = 5^\circ$;
- при скорости полета 720 км/ч (200 м/с) – примерная скорость полета самолетов местных воздушных линий – $\Delta T = 20^\circ$;
- при скорости полета 900 км/ч (250 м/с) – скорость полета современных магистральных самолетов – $\Delta T \approx 31^\circ$;
- при скорости полета 1200 км/ч (340 м/с) – скорость звука ($M=1$) – $\Delta T \approx 61^\circ$;
- при скорости полета 2400 км/ч (680 м/с) – скорость $M=2$ – $\Delta T \approx 240^\circ$.

Глядя на указанные выше величины кинетического нагрева,

становится понятным, что при больших скоростях полета поверхность самолета при любых температурах наружного воздуха может быть не только теплой, но и горячей, и ни о каком обледенении тогда речи быть не может.

Справедливости ради следует сказать, что кинетический нагрев, определенный по формуле (3.28), будет наблюдаться только в сухом воздухе, а в сухом воздухе обледенение, естественно, наблюдаться не будет. Во влажном воздухе величина кинетического нагрева примерно в два раза меньше, чем в сухом воздухе, а нагрев боковых поверхностей самолета составляет примерно 70% от нагрева лобовых его частей. Совершенно очевидно, что от кинетического нагрева, определенного по формуле (3.28), остается примерно одна треть, и именно этот нагрев нужно учитывать при прогнозе обледенения. Если температура поверхности самолета с учетом кинетического нагрева будет отрицательной, то в этом случае обледенение возможно, а если положительной — обледенения не будет.

Из этого рассуждения становится понятным, что обледенение скоростных самолетов возможно только при достаточно низких температурах воздуха. В целом установлено, что наиболее интенсивное обледенение наблюдается в интервале температур воздуха на эшелоне полета от 0°C до -20°C . Обледенение в осадках связано с полетами под облаками. Наиболее опасными видами осадков для возникновения обледенения являются переохлажденный дождь и морось. Интенсивность обледенения в этих видах осадков может превышать 1 мм/мин. В снеге обледенения, как правило, не наблюдается, так как сухой снег сдувается потоком воздуха. Обледенение может иметь место только при выпадении мокрого снега.

Для оценки возможности возникновения обледенения ВС и его интенсивности синоптик должен оценить распределение температуры и влажности воздуха, наличие облачности и водности облаков.

Орография района полета также накладывает свой отпечаток на возможность возникновения обледенения и его интенсивность: на наветренной стороне всегда создаются благоприятные условия для возникновения и развития облачности и увеличения интенсивности обледенения, а на подветренной стороне — условия для растекания облачности и уменьшения интенсивности об-

леденения или его прекращения.

Метеорологические и синоптические условия обледенения. Очень бы хотелось, уважаемый читатель, чтобы вы могли правильно ответить на вопрос: какая разница между метеорологическими и синоптическими условиями. И хотя здесь все достаточно просто и понятно, иногда ответ на этот вопрос вызывает затруднения. Поясняем: *метеорологические условия* – это физика возникновения явления, а *синоптические условия* – это характеристика тех синоптических условий, при которых данное явление наблюдается. Все только что сказанное относится не только к обледенению, а к любому метеорологическому явлению.

Метеорологические условия обледенения. Говоря о физике обледенения, можно еще раз подчеркнуть, что для его возникновения необходимыми условиями являются наличие отрицательной температуры поверхности воздушного судна (с учетом кинетического нагрева) и наличие в воздухе сконденсированной влаги (облака, осадки). Справедливости ради нужно сказать, что иногда (сравнительно редко) обледенение поверхности ВС может произойти и при непосредственной сублимации водяного пара, но такое обледенение опасным, пожалуй, не назовешь, и перечисленных выше двух условий можно считать достаточным для возникновения обледенения.

Синоптические условия обледенения. Здесь в первую очередь нужно отметить, что в зоне атмосферных фронтов обледенение ВС встречается чаще, а его интенсивность значительно больше, чем при внутримассовой облачности. На теплых фронтах обледенение чаще всего наблюдается в теплом воздухе в интервале температур от -10 до -20°C . Чем активнее фронт, чем четче в зоне фронта прослеживаются все фронтальные характеристики и признаки, тем интенсивнее обледенение в зоне теплого фронта. На холодных фронтах, также как и на теплых, обледенение чаще наблюдается в теплом воздухе. Интенсивность обледенения зависит от типа холодного фронта. На холодных фронтах первого рода интенсивность обледенения, как правило, не превышает умеренную (если на этом фронте нет кучево-дождевой облачности), а на холодных фронтах второго рода интенсивность обледенения обычно сильная. На фронтах окклюзии обледенение чаще всего наблюдается в зоне точки окклюзии в районе холодного фронта. Температурный слой, в котором обле-

денение ВС возникает наиболее часто, на всех фронтах остается примерно одинаковым: от -5 до -20°C .

При наличии в районе полетов внутримассовой облачности обледенение ВС также возможно. Его интенсивность зависит от формы облачности и ее водности. Из всей внутримассовой облачности чаще всего обледенение наблюдается в слоистых облаках и кучево-дождевых облаках. В слоистых облаках по интенсивности преобладает умеренное обледенение, а в кучево-дождевых – умеренное или сильное обледенение.

С точки зрения выполнения полетов в условиях возможного обледенения для авиации наибольшую опасность представляют слоисто-дождевые облака при полетах магистральных самолетов и слоистые облака при полетах вертолетов и малой авиации.

Это интересно:

Во всех метеорологических книжках и учебниках правильно написано, что наиболее сильное обледенения наблюдается при полете в кучево-дождевой облачности, а наибольшую опасность для полетов с точки зрения обледенения представляют слоисто-дождевые облака. В чем здесь дело? Оказывается, что все очень просто. Действительно, интенсивность обледенения в кучево-дождевых облаках значительно больше, чем в слоисто-дождевых облаках. Однако, правилами полетов как гражданской, так и военной авиации летать в кучево-дождевой облачности категорически запрещено. Вот и получается, что «самым страшным зверем» для полетов оказалась слоисто-дождевая, а не кучево-дождевая облачность.

Как указывалось выше, обледенению подвержены все, даже скоростные и сверхзвуковые самолеты. Дело в том, что при взлете и заходе на посадку никакой «суперсамолет» не может лететь со сверхзвуковой скоростью (он это не может делать на высотах ниже 10000 м). Поэтому и наш Ту-144, и наши и зарубежные сверхзвуковые военные самолеты на этапе взлета и посадки подвержены обледенению. Со скоростными самолетами здесь, пожалуй, все просто и понятно. Хочется отметить только один момент. Так как кинетический нагрев лобовых и боковых частей самолета разный, при определенных условиях может возникнуть такая ситуация, когда температура лобовой части крыла будет положительной, а боковой части крыла – отрицательной. Есте-

твенно, что при этом на лобовой части лед откладываться не будет, а на боковой поверхности отложение льда возможно. Здесь появляется физическая возможность возникнуть обледенению с желобковой формой отложения льда, которая наиболее опасна, и о которой мы с вами уже говорили.

Вертолеты более подвержены обледенению, чем самолеты, и их чисто технически значительно труднее защитить от обледенения. Это несмотря на то, что физические условия обледенения самолетов и вертолетов практически одинаковы.

Вертолеты могут обледеневать как при горизонтальном, так и при вертикальном полете. При горизонтальном полете с относительно большой скоростью в условиях, благоприятных для обледенения, лед обычно отлагается на винтах, лобовых частях вертолета, носовой части кабины, антеннах, приемнике воздушного давления и т.д. Во время полета с относительно малыми скоростями в режимах набора высоты и вертикального снижения или при висении обледеневают только винты. При переохлажденном дожде, мороси, мокром снеге кроме винтов могут обледеневать и другие части вертолета.

Наибольшую опасность представляет обледенение несущего винта, которое возможно при любом режиме полета вертолета. Обледенение лопастей винтов отличается значительным своеобразием. Скорость обтекания лопасти воздушным потоком изменяется в значительных пределах: от почти звуковой на конце лопасти до отрицательной в зоне обратного обтекания. Последняя представляет собой зону в комлевой части лопасти, в пределах которой лопасть движется задней кромкой вперед.

Интенсивность обледенения винтов при постоянном числе оборотов двигателя зависит от линейной скорости движения лопастей при вращательном движении, от материала, из которого сделаны лопасти, и качества его обработки, а также от метеорологических факторов. Среди последних наиболее существенны водность облака, размер облачных капель и температура воздуха. Интенсивность обледенения тем больше, чем больше водность облака и крупнее капли.

При температуре воздуха -10°C и ниже лопасти несущего винта большинства вертолетов обледеневают практически по всей длине. При полете с поступательной скоростью лед отлагается вдоль лопасти неравномерно. Так, в зоне обратного об-

текания интенсивность обледенения невелика и лишь немного возрастает вдоль лопасти. По мере удаления от оси винта интенсивность обледенения начинает довольно быстро увеличиваться.

Когда температура воздуха выше некоторой предельной величины, концевые части лопастей перестают обледеневать, поскольку кинетический нагрев этой части лопастей становится достаточным для того, чтобы температура здесь была положительной.

Вследствие совместного воздействия температуры воздуха и скорости потока отложение льда по длине лопасти может иметь разные формы. На форму отложения льда влияют также различные небольшие неровности поверхности лопасти.

По сравнению с самолетами вертолеты более чувствительны к обледенению, так как на лопастях винтов лед откладывается быстрее, чем на плоскостях самолетов при одних и тех же погодных условиях. Поэтому очень часто в тех случаях, когда в прогнозах погоды указывается умеренное или сильное обледенение, полеты вертолетов не производятся.

Обледенение вертолетов наиболее вероятно при полетах в облаках, в зоне переохлажденного дождя и над открытыми водными пространствами при температурах воздуха от 0 до -10°C . Если полет выполняется при температурах воздуха -20°C и ниже, лед может образоваться на внутренней поверхности фонаря кабины вертолета, в результате чего сильно ухудшаются условия обзора и затрудняется визуальная ориентировка.

Это интересно:

Во многих руководствах по эксплуатации вертолетов написано, что у турбовинтовых вертолетов обледенение начинается при температуре воздуха $+5^{\circ}\text{C}$ и ниже, причем в первую очередь начинают обледеневать входные устройства двигателей (воздухозаборники). Тому есть физическое объяснение. Входное устройство, всасывая воздух в двигатель, несколько уменьшает давление на самом входе этого устройства. В результате на поверхности воздухозаборника в результате уменьшения давления уменьшается и температура, которая при температуре воздуха $+5^{\circ}\text{C}$ может стать отрицательной, а следовательно, и способной вызвать обледенение.

Обледенение воздушного судна в полете настолько опасно, что практически на каждом типе самолета и вертолета предус-

мотрена и используется какая-нибудь противообледенительная система (ПОС). Все способы борьбы с обледенением можно разделить на несколько групп. Основные из них следующие.

Механический способ. Этот способ заключается в механическом удалении образовавшегося льда с лобовых частей самолета, его плоскостей и хвостового оперения. Способ применялся давно на нескоростных самолетах. Его суть заключается в следующем. В передних кромках крыла, хвостового оперения и т.д. прокладываются резиновые протекторы (проще – резиновые шланги), через которые периодически пропускают сжатый воздух. Протекторы начинают пульсировать, ломать лед, который на них отложился, а остальное делает воздушный поток, который этот лед сдувает. Недостатком этой противообледенительной системы является нарушение аэродинамических характеристик крыла и оперения при вздутии протекторов, а также их слабая эффективность.

Физико-химический способ. Физико-химический способ борьбы с обледенением основан на уменьшении сцепления льда с поверхностью самолета или на уменьшении температуры замерзания воды. Для уменьшения силы сцепления льда с обшивкой самолета или вертолета использовались различные защитные покрытия в виде лаков, паст или смазок, а также вещества, не смачивающиеся водой (парафин, вазелин, жиры и т.д.), однако эти средства не дали желаемого эффекта.

Это интересно:

Попробуйте ответить, уважаемый читатель, сколько граммов краски нужно израсходовать для того, чтобы покрасить квадратный метр поверхности. Если вы делали у себя дома ремонт, то очевидно знаете, что на покраску 1 м^2 поверхности требуется около 200 г краски (это норма расхода краски для маляра средней квалификации). Пусть у «авиационного маляра» будет самая высокая квалификация, и он будет расходовать всего 100 г краски на 1 м^2 поверхности. Но площадь Ту-154 составляет примерно 1000 м^2 , а следовательно, окрашенный самолет будет все время «возить» лишних 100 кг! Вот поэтому данный способ борьбы с обледенением не получил широкого распространения.

Большее применение получило смачивание защищаемых от обледенения поверхностей жидкостями, понижающими тем-

пературу замерзания воды. Такие жидкости должны иметь достаточно низкую температуру замерзания, хорошо смачивать поверхность, не быть ядовитыми, не коррозировать и не портить лакокрасочные покрытия. Таким требованиям отвечают спирты, смесь спирта с глицерином и другие жидкости.

Данный способ используется, в основном, для защиты от обледенения винтов и стекол кабины, хотя может применяться и для защиты от обледенения плоскостей и хвостового оперения. Главные недостатки этого метода заключаются в том, что, во-первых, этот способ не устраняет тот лед, который уже образовался. Во-вторых, антиобледенительная система такого действия имеет достаточно сложную конструкцию, ограничена в действии по времени и должна предусматривать наличие на борту ВС значительный запас жидкости. Например, на вертолетах Ми-8 и других жидкостные антиобледенительные системы имеют расход спирта на нормальном режиме около 1,5 л/мин, а на форсированном режиме – в 1,5 – 2,0 раза больше.

Это интересно:

У этих жидкостных систем, в которых чаще всего применяется спирт, как наиболее дешевая жидкость, есть еще один огромный недостаток, о котором все знают, но о котором стараются не говорить, а уж тем более не писать. Дело в том, что на аэродромах спирт часто используют не по прямому (а, может быть, именно по прямому?!) назначению. Ведь недаром говорят, что на аэродроме не пьют только два пилота: шарилот и автопилот. Шутка – шуткой, но если воздушное судно попадает в зону с обледенением, а в противообледенительной системе нет спирта, то любому даже самому подготовленному экипажу будет очень тяжело благополучно завершить такой полет.

Тепловой (термический) способ. Тепловой способ борьбы с обледенением основан на термическом способе удаления льда. Этот способ в настоящее время получил самое широкое распространение. А для удаления льда всего-то нужно повысить температуру обледеневающих поверхностей до значений более 0°C. С этой целью широко применяются воздушно-тепловые противообледенительные устройства, обеспечивающие нагрев передних кромок крыла и хвостового оперения, воздухозаборников и остекления кабины экипажа. Воздушно-тепловые системы достаточно

просты, однако они имеют один существенный недостаток. Дело в том, что если после двигателя горячие газы не сразу попадают в выходное сопло, а «гуляют» по самолету (даже делая «доброе дело» — борясь с обледенением), то в этом случае происходит заметная потеря мощности двигателя. Поэтому в последнее время все большее применение находят электротепловые противообледенительные системы, в которых рабочей частью является токопроводящий слой. Располагая его между изоляционными слоями и пропуская ток, можно обеспечить нагрев обледеневающей поверхности и удаление льда. Для уменьшения расхода электроэнергии электротепловая система работает в импульсном режиме, но исправно делает свое дело. Обогрев остекления кабины также осуществляется электрическим способом. В стекла кабины (а это далеко не обычное оконное стекло) вмонтирована тонкая проволока, по которой при необходимости пропускают электрический ток. При прохождении тока стекло нагревается как в обычной бытовой электроплитке, лед тает, и у экипажа пропадают все проблемы, связанные с обледенением.

Комбинированный способ. Этот способ заключается в совместном использовании всех трех, изложенных выше. Однако обычно так не делается. На воздушных судах одного типа, как правило, используется только какой-нибудь один способ борьбы с обледенением.

Косвенные приемы борьбы с обледенением. Косвенные приемы борьбы с обледенением заключаются в комплексном анализе метеорологических условий на предмет оценки возникновения обледенения и при возможности — изменения маршрута и профиля полета, а также в увеличении скорости полета.

Если позволяют условия и полетное задание, то можно изменить маршрут полета, т.е. обойти стороной зону возможного обледенения. При изменении высоты полета экипажу следует или выйти из облаков, или снизиться так, чтобы на высоте полета была положительная температура воздуха, или, наоборот, набрать высоту так, чтобы на эшелоне температура воздуха оказалась ниже -20°C . Что же касается увеличения скорости полета, то это тривиальный кинетический нагрев, который доводит поверхность ВС до положительных температур.

Большую опасность для авиации представляет гололед и гололедица.

Гололед – это матовый или прозрачный лед, который при определенных погодных условиях нарастает на аэродромных постройках, подъездных дорогах, взлетно-посадочной полосе и рулежных дорожках, на самолетах, стоящих на стоянке вне ангаров, а также на проводах линий связи и электропередач. Толщина слоя льда составляет обычно 1 - 3 мм, редко 8 - 10 мм. Слой льда образуется преимущественно с наветренной стороны всех объектов. Обычно гололед образуется при температуре воздуха от 0 до -6°С, относительной влажности 95 - 100% и скорости ветра до 5 - 7 м/с. Типичный случай гололеда: резкое похолодание или потепление и выпадающая атмосферная влага, которая замерзает на аэродромных объектах и воздушных судах.

Гололед – одно из опасных для полетов метеорологических явлений, которое может серьезно осложнить деятельность авиации. При гололеде возникают проблемы при подготовке воздушных судов к полету, а аэродромов к приему и выпуску самолетов и вертолетов. При отложении льда на поверхности воздушного судна на земле взлет этого такого судна запрещается. Если же гололед возник на ВПП или рулежных дорожках, то это значительно уменьшает трение колес шасси о бетон, что затрудняет как разбег, так и пробег самолета. При посадке на обледенелую полосу при боковом ветре создается опасность уклонения самолета от нужного направления движения и выкатывания его за пределы ВПП.

Гололедица – это явление погоды (не осадки) которое наблюдается в тех случаях, когда под действием солнечного тепла снег и лед на ВПП, рулежных дорожках и местах стоянки самолетов сначала тают, а затем при похолодании замерзают, образуя слой льда на поверхности.

Особую опасность для взлета и посадки самолетов и вертолетов представляет наличие на искусственных ВПП «пятен» льда, мокрого снега и застоявшейся воды. В этом случае вода и снег могут быть затянутыми в двигатель и вывести его из строя, а лед и снег, и даже вода на полосе делают процесс торможения, мягко говоря, плохо управляемым.

Борьба с гололедом на аэродроме осуществляется механическим, тепловым и химическим способами.

Механический способ состоит в применении снегоочистителей, оборудованных для удаления гололеда. Этот способ используется в тех случаях, когда сила сцепления льда с поверх-

ностью еще сравнительно мала.

Тепловой способ основан на воздействии теплового потока, который расплавляет лед и сдувает образующуюся воду и остатки льда в сторону боковых полос безопасности. Тепловой поток создается реактивным двигателем, смонтированным на специальной машине. Производительность тепловых машин зависит от толщины слоя льда, температуры воздуха, скорости и направления ветра. Тепловые машины применяются на жестких аэродромных покрытиях и частично на асфальтобетонных. При разной температуре воздуха скорость движения машин выбирается, естественно, всегда разной, но такой, чтобы при проходе и остановке машины не было чрезмерного нагрева поверхности ВПП и ее разрушения.

Это интересно:

Для тепловых машин не создают специальных реактивных двигателей. Обычно берется и устанавливается на грузовик авиационный двигатель, который уже отслужил свой срок и который уже нельзя устанавливать на самолете. Вот такие работающие, но «старенькие» двигатели используются в тепловых машинах. Конечно же, на грузовике крепится специальная рама, которая удерживает двигатель в кузове (тепловая машина без бортов) и «не дает тепловой машине взлететь».

Химический способ борьбы с гололедом используется или как предупреждающее мероприятие, или как способ плавления образовавшегося льда. Этот способ борьбы с гололедом дает хорошие результаты при температурах воздуха от 0 до -8°C , а при более низких температурах способ малозффективен.

Для прогноза обледенения на практике используется несколько достаточно простых и эффективных способов. Основные из них следующие:

Синоптический метод прогноза. Этот метод заключается в том, что по имеющимся в распоряжении синоптика материалам определяются слои, в которых наблюдается облачность и отрицательные температуры воздуха. Слои с возможным обледенением определяются по аэрологической диаграмме, а порядок обработки диаграммы вам, уважаемый читатель, достаточно хорошо знаком. Дополнительно можно еще раз сказать, что наиболее опасное обледенение наблюдается в слое, где температура воздуха колеблется от 0 до -20°C , а для возникновения сильного

или умеренного обледенения наиболее опасным является перепад температур от 0 до -12°C . Данный метод достаточно прост, не требует значительного времени на выполнение расчетов и дает хорошие результаты. Других пояснений по его использованию давать нецелесообразно.

Метод Годске. Этот чешский физик предложил по данным зондирования определять величину $T_{н.л.}$ – температуру насыщения надо льдом по формуле:

$$T_{н.л.} = -8D = -8(T - T_d) \quad (3.29)$$

где: D – дефицит температуры точки росы на каком-либо уровне. Если оказывалось, что температура насыщения надо льдом выше температуры окружающего воздуха, то на этом уровне следует ожидать обледенения.

Прогноз обледенения по этому методу также дается с помощью аэрологической диаграммы. Если по данным зондирования получается, что кривая Годске в каком-то слое лежит правее кривой стратификации, то в этом слое следует прогнозировать обледенение. Годске рекомендует использовать свой метод прогноза обледенения ВС только до высоты 2000 м.

В качестве дополнительной информации при прогнозе обледенения можно использовать следующую установленную зависимость. Если в интервале температур от 0 до -12°C дефицит точки росы больше 2°C , в интервале температур от -8 до -15°C дефицит точки росы больше 3°C , а при температурах ниже -16°C дефицит точки росы больше 4°C , то с вероятностью более 80% обледенение при таких условиях наблюдаться не будет.

Ну и, естественно, важным подспорьем для синоптика при прогнозе обледенения (и не только его) является информация, передаваемая на землю пролетающими экипажами, или экипажами взлетающими и заходящими на посадку.

Прогноз гололеда. Прежде чем говорить о методах прогноза гололеда, следует отметить, что интенсивность гололеда определяется по толщине (мм) отложившегося льда: слабый гололед (величина отложения льда меньше 5 мм), умеренный (5 - 19 мм), сильный (20 - 50 мм) и очень сильный – более 50 мм.

Условия образования гололеда зависят от температуры воздуха T и дефицита точки росы ($T - T_d$), от изменения во вре-

мени и пространстве направления и скорости ветра, от величины охлаждения воздуха в приземном слое, рельефа местности и состояния подстилающей поверхности. Наибольшее число случаев образования гололеда наблюдается при температуре воздуха от 0 до -10°C , причем при понижении температуры воздуха соответствующие значения дефицита точки росы у поверхности земли, при которых отмечается гололед, возрастают.

Ветровой режим оказывает большое влияние на образование гололеда. Чем больше скорость ветра при прочих равных условиях, тем интенсивнее отложение льда. Обычно можно выявить основные направления ветра, при которых в данном пункте вероятность гололеда более высокая.

Велика также роль охлаждения масс воздуха в приземном слое у поверхности земли и на высоте образования облаков. В облаках и туманах это приводит к укрупнению облачных элементов до размеров капель дождя (мороси), и оседающие капли при соприкосновении с переохлажденной поверхностью образуют гололед.

Синоптические процессы, при которых отмечается гололед, характеризуются, в основном, адвекцией теплого и влажного воздуха. По условиям образования принято выделять фронтальный и внутримассовый гололед.

Фронтальный гололед отмечается перед теплым фронтом, на холодных фронтах, в зоне фронтов окклюзии и на малоподвижных фронтах.

Гололед перед теплым фронтом со значительными контрастами температуры во фронтальной зоне (больше 10°C на 500 км) представляет наибольшую опасность. В зоне теплого фронта, типичного для возникновения гололеда, характерным является очень малый наклон фронтальной поверхности в ее нижней части и сравнительно небольшая вертикальная мощность облаков в этой части фронта. Верхняя граница облаков обычно располагается на высоте, где температура воздуха лишь немного ниже 0°C , однако из этих облаков выпадают осадки в виде переохлажденного дождя.

Особенностью теплых фронтов, в зоне которых бывает сильный гололед, является их медленное движение (со скоростью до 25 км/ч). Большая скорость движения фронта, даже при выпадении переохлажденного дождя, способствует быстрому прекращению гололеда.

При прохождении холодного фронта гололед образуется

значительно реже. Переохлажденные дожди обычно связаны с холодными фронтами первого рода, которые смещаются со скоростью 10 - 20 км/ч.

Составляя прогноз фронтального гололеда, дополнительно нужно учитывать следующие синоптические признаки:

- гололед возникает на атмосферных фронтах, скорость смещения которых уменьшается и не превышает 30 км/ч;
- температура воздуха перед теплым фронтом не должна быть ниже -16 и выше 2°C . Кроме того, необходима инверсия или изотермия температуры при дефиците точки росы не более 2°C ;
- образованию гололеда перед теплым фронтом способствует адвекция теплого и влажного воздуха;
- на холодном фронте гололед возникает на тех его участках, которые расположены вблизи оси гребня, у вершины волны, а также при слабой адвекции холода у земли и адвекции тепла на уровне 850 гПа.

Внутримассовый гололед возникает в зонах адвекции тепла на периферии стационарных антициклонов, а также на южной периферии циклонов. Адвекция тепла при этом выражена слабее, чем при фронтальном гололеде. Обязательными условиями образования внутримассового гололеда являются: наличие слоистой облачности, наличие слабого дождя или морозящих осадков, а также отрицательные температуры воздуха у земли.

Все, сказанное выше, относится к *синоптическому методу* прогноза гололеда. В оперативной практике для прогноза гололеда, кроме синоптического метода можно использовать некоторые рекомендации, предложенные в различных регионах России. Так, например, на рис.3.54 представлен график для оценки возможности возникновения гололеда в вероятностной форме. Здесь по вертикали отложена разность геопотенциальных высот уровней 1000 и 850 гПа, а по горизонтальной оси – вероятность возникновения гололеда.

Широкое распространение на практике получил метод прогноза гололеда, предложенный Р.А. Ягудиным. Опуская все теоретические предпосылки, заметим, что автор довел свой метод до номограммы, представленной на рис.3.55.

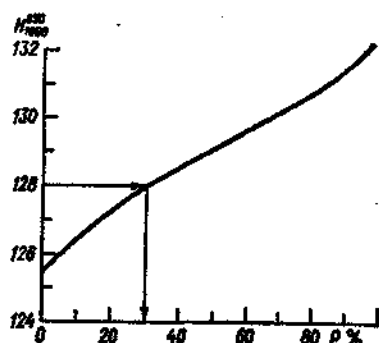


Рис.3.54. График для определения вероятности возникновения гололеда. Пользование графиком специальных пояснений не требует.

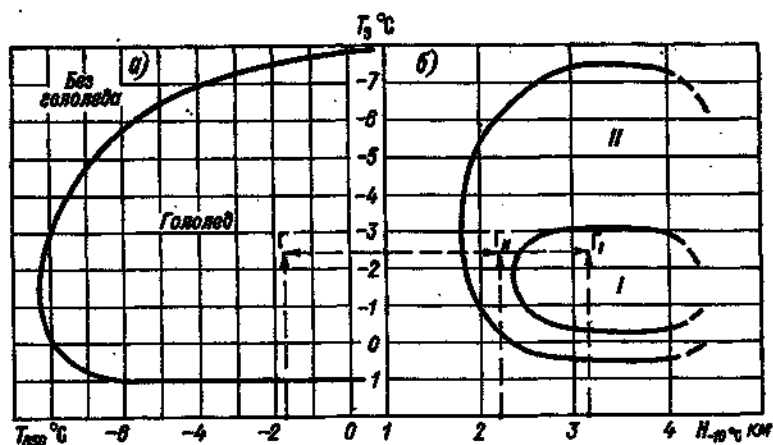


Рис.3.55. Номограмма Р.А. Ягудина для определения возможности возникновения гололеда (а) и его интенсивности (б). I – зона умеренного гололеда; II – зона слабого гололеда.

По левой части номограммы в зависимости от температуры воздуха у земли и на уровне 850 гПа определяется возможность возникновения гололеда. Используя те же исходные данные, перемещаемся в правую часть номограммы, и по температуре воздуха у земли и высоте изотермы -10°C определяем интенсивность

гололеда. Порядок работы с номограммой показан на рисунке.

Кроме гололеда много различных неприятностей может принести *гололедица*, под которой понимают ледяную пленку или корку льда, образовавшуюся на покрытии.

Это интересно:

Совсем не профессионально, а чисто по обывательски постараюсь пояснить разницу между гололедом и гололедицей. *Гололед* – это явление погоды (осадки), при котором «что-то» выпадает, замерзает и держится на поверхности. *Гололедица* – тоже явление погоды, при котором на поверхности (дороге) снег и лед сначала растают, а потом при понижении температуры снова замерзнут и образуют пленку или корку. Понятней стало, дорогой читатель?

Наиболее благоприятными для возникновения гололедицы являются синоптические процессы, характеризующиеся адвекцией теплого и влажного воздуха. Если по прогнозу погоды ожидается выпадение осадков (любых), а температура поверхности чуть ниже нуля градусов, то в этом случае в прогнозах следует указывать гололедицу. График для прогноза гололедицы представлен на рис.3.56.

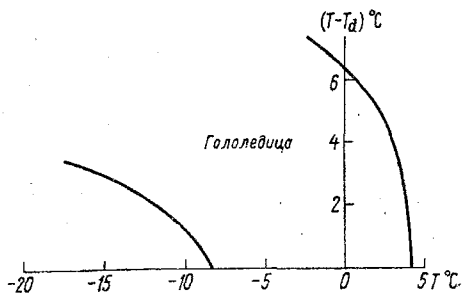


Рис.3.56. График для прогноза гололедицы.

Предложенный график использует в качестве исходных данных, данные о температуре воздуха у земли и дефиците точки росы у земли. Этот график нашел широкое применение на ЕЧР.

Как уже не раз говорилось выше, все методы прогноза будут «работать» лучше, если разработчики методов будут учитывать

местные признаки возникновения опасных и неблагоприятных явлений погоды.

3.8. ПРОГНОЗ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ И БОЛТАНКИ

Среди метеорологических явлений, оказывающих влияние на полеты воздушных судов (ВС), одним из наиболее опасных является атмосферная турбулентность, вызывающая интенсивную болтанку самолетов. Болтанка, особенно сильная, — явление сравнительно редкое. Тем не менее, внезапное попадание самолета в зону интенсивной турбулентности может быть причиной серьезных летных происшествий. Известны случаи, когда самолет в течение всего нескольких минут терял 5000 - 8000 м высоты, и никакое вмешательство летчика в управление самолетом не могло остановить это, в буквальном смысле слова, падение воздушного судна. Даже катастрофы самолетов иногда бывали из-за сильной турбулентности.

Совершенно очевидно, что основным, и, пожалуй, единственным потребителем прогнозов атмосферной турбулентности является авиация.

Это интересно:

Не раскрою «больших авиационных» секретов, если скажу, что летчик не сжимает судорожно руками штурвал самолета от взлета до посадки. Взлет и посадка, естественно, производится «вручную», а при полете по маршруту летчику помогает автопилот, который позволяет воздушному судну выдерживать заданную высоту, скорость и курс полета. А теперь представьте себе, что самолет летит на автопилоте, летчик сидит в своем кресле и пьет кофе, и вдруг самолет неожиданно попадает в зону сильной болтанки — самолет начинает бросать вверх и вниз. Что в этом случае нужно делать летчику? Во-первых, нужно куда-то поставить чашку с кофе. Ведь ни ошпариться, ни облиться никто не хочет. Во-вторых, надо выключить автопилот и после этого взять управление самолетом на себя. На все это потребуется около 10 секунд, но за это время самолет при скорости полета 900 км/ч пролетит 2,5 км, и от болтанки «достанется» и пассажирам, и экипажу. Вот чем опасна сильная болтанка.

Еще вы могли заметить, что бортпроводницы внимательно следят

за тем, чтобы в самолете на верхней полке, над головами пассажиров, не лежало тяжелых пакетов, чемоданов и сумок. Это не прихоть экипажа, а правило, выполняя которое вам не грозит удар по голове тяжелым предметом при попадании самолета в зону болтанки.

Основной причиной турбулентности воздушных течений являются возникающие в атмосфере контрасты в поле ветра и температуры. Эти контрасты порождают следующие процессы: трение воздушного потока о поверхность земли; деформация воздушных течений орографическими препятствиями; неравномерный нагрев различных участков подстилающей поверхности и как следствие — термическая конвекция; процессы облакообразования, при которых выделяется тепло конденсации и изменяется характер полей температуры и ветра; взаимодействие воздушных масс, различных по своим свойствам, на границе которых очень резко выражены горизонтальные градиенты температуры и ветра и наличие в атмосфере инверсионных слоев, в которых могут возникать гравитационные волны, теряющие при определенных условиях устойчивость.

Все перечисленные выше процессы могут действовать одновременно в одном или разных направлениях и тем самым увеличивать или уменьшать степень турбулентности атмосферы. В результате в атмосфере возникают вихри разных размеров и различной ориентации. Одни вихри имеют горизонтальную ось вращения, другие — вертикальную, а третьи — наклонную. Что же касается размеров вихрей, то они могут быть самыми разными. Самые маленькие вихри вы все видели своими глазами. Это пылевые вихри на асфальте перед грозой или просто при сильном ветре. Самые большие вихри вы никогда не видели, но «все о них знаете» — это циклоны и антициклоны.

Это интересно:

Практически каждому из вас хотя бы один раз в жизни приходилось варить кашу. И вот, когда каша почти готова, на ее поверхности появляются пузырьки. В каком месте появится очередной пузырек, какого он будет размера — сказать трудно. А теперь представьте, что вся ваша каша — это атмосфера, только в кастрюльке вы видите пузырьки на поверхности, а в атмосфере (и в каше тоже) они наблюдаются во всей ее толщине.

При классификации турбулентности обычно во внимание принимаются не причины ее возникновения, а особенности развития. Поэтому всегда говорят о механической (орографической) турбулентности, термической (конвективной) турбулентности и динамической турбулентности.

Механическая турбулентность является функцией скорости ветра у поверхности Земли, шероховатости земной поверхности, а также взаимного расположения направления ветра и направления хребта. Возмущения, возникающие за счет неровностей земной поверхности, приводят к образованию сильных восходящих и нисходящих потоков, которые и вызывают болтанку ВС.

Термическая турбулентность образуется за счет неравномерного нагрева земной поверхности или при адвекции холодного воздуха на теплую подстилающую поверхность.

Динамическая турбулентность возникает в атмосфере в тех слоях, где наблюдаются большие вертикальные и горизонтальные сдвиги ветра и температуры.

Ученых многих стран привлекает проблема *турбулентности ясного неба* (ТЯН). Это связано с обеспечением безопасности полетов в метеорологическом отношении. ТЯН наиболее опасный вид турбулентности, так как всегда оказывается внезапной для экипажа.

Однако для того, чтобы атмосферные турбулентные вихри вызвали болтанку самолета, необходимо, чтобы их размеры были соизмеримы с размерами воздушного судна. Так, установлено, что на дозвуковые самолеты оказывают влияние вихри размерами от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а на сверхзвуковые самолеты — от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

Очень крупные вихри как бы вовлекают самолет в свой поток. При этом самолет не испытывает болтанки, а вместе с потоком совершает плавное изменение высоты полета. На очень мелкие турбулентные вихри самолет также не реагирует, поскольку они разного знака и взаимно компенсируются.

Образно влияние турбулентных вихрей на самолет можно сравнить с ездой на автомашине по неровной дороге. Длинные, но пологие подъемы и спуски водитель практически не ощущает. Не ощущает он и мелких шероховатостей покрытия дороги, а вот чередование подъемов и спусков на расстояниях, соизмеримых с размерами автомобиля, будет очень затруднять езду.

Это интересно:

Иногда в практике метеорологического обеспечения полетов возникает полукурьезная или полуконфликтная ситуация. Представьте себе, что синоптик во время консультации перед вылетом говорит летчику, что при полете по маршруту в слое 9 - 11 км будет наблюдаться сильная турбулентность. По форме и по содержанию все сказано верно. Но летчик в ответ спрашивает, что про турбулентность он все понял, а вот будет ли болтанка? Хитрый вопрос. Все дело в том, что мы, специалисты метеослужбы, прогнозируем турбулентное состояние атмосферы, а болтанка самолета — это реакция конкретного самолета на турбулентное состояние атмосферы и прогнозировать ее не наше дело. Это все так, но если вспомнить о том, что наша основная задача — помогать авиапредприятию успешно решать свои задачи, то такой ответ не годится. Да и раньше, все авторы различных методов прогноза атмосферной турбулентности прогнозировали не турбулентность, а болтанку. Только в последнее время, подстраиваясь под международные стандарты, мы стали так говорить. Поэтому все получается, к взаимному согласию и летчиков, и синоптиков, почти по В. Маяковскому: мы говорим турбулентность — подразумеваем болтанка, они говорят болтанка — мы подразумеваем турбулентность.

Синоптический метод прогноза атмосферной турбулентности. Суть синоптических методов прогноза атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, заключается в комплексном анализе приземных карт погоды и карт барической топографии разных уровней, на которых выделяются участки воздушных течений с наибольшей вероятностью болтанки.

Комплексный анализ позволяет определить характер облачности в интересующем районе, наличие фронтальных разделов и их активность. С помощью высотных карт определяются особенности барического поля, скорость ветра на высоте полета, характер адвекции и вергенции потока.

Тщательный анализ данных полетов самолетов позволил выявить особенности атмосферных полей и процессов, при которых наблюдается болтанка, а также сформулировать некоторые прогностические правила. При анализе главное внимание обращалось на особенности барического поля на высоте полета, а также на наличие в районе полета атмосферных фронтов, облачных полей, струйных течений и т.д.

Установлено, что однозначной зависимости болтанки от си-

ноптического положения не существует, однако исследование характера барического поля при болтанке самолетов позволило выявить типичные области, в которых интенсивная турбулентность встречается наиболее часто. Впервые такой анализ был выполнен И.Г.Пчелко. В дальнейшем многие авторы подтвердили первые выводы, полученные И.Г.Пчелко.

Приняв за основу барическое поле на высоте 300 - 200 гПа, было выделено пять типов характерных барических полей с наибольшей повторяемостью интенсивной турбулентности (рис. 3.57).

Первый тип барического поля (рис.3.57 а) характеризуется наличием глубокой высотной ложбины, в которой можно выделить отдельный частный циклон. При этом типе барического поля зоны наиболее интенсивной болтанки самолетов располагаются обычно в области сильной расходимости и сходимости изогипс. Скорость ветра в зонах интенсивной турбулентности обычно составляет 100 - 150 км/ч, а средние значения горизонтальных (боковых) сдвигов ветра, как правило, превышают 15 - 20 км/ч на 100 км. В области сходимости изогипс граница зоны с наибольшей вероятностью болтанки расположена непосредственно от приземной линии холодного фронта до оси ложбины. В области сходимости изогипс преобладает, как правило, умеренная болтанка, а в области расходимости – сильная.

По данным И.Г. Пчелко, при резко выраженной расходимости потока, сильном ветре и значительном сдвиге ветра вероятность встречи с интенсивной болтанкой повышается.

Второй тип барического поля характеризуется высотным циклоном (рис.3.57 б). При этом типе поля также имеются две зоны, в которых болтанка встречается наиболее часто. В первой зоне, находящейся в тыловой части циклона, болтанка, как правило, умеренная; скорость ветра около 100 - 120 км/ч, наблюдается незначительная сходимость изогипс. Вторая зона болтанки располагается в передней части циклона в области сильной расходимости изогипс и больших горизонтальных сдвигов ветра.

Скорость ветра здесь достигает 100 - 150 км/ч, а горизонтальные сдвиги ветра на отдельных коротких участках могут превышать 50 км/ч на 100 км. На приземной синоптической карте этой зоне соответствует теплый сектор циклона и прилегающие к нему участки шириной 100 - 200 км за холодным и впереди теплого фронтов. Интенсивность болтанки в этой зоне может превышать умеренную.

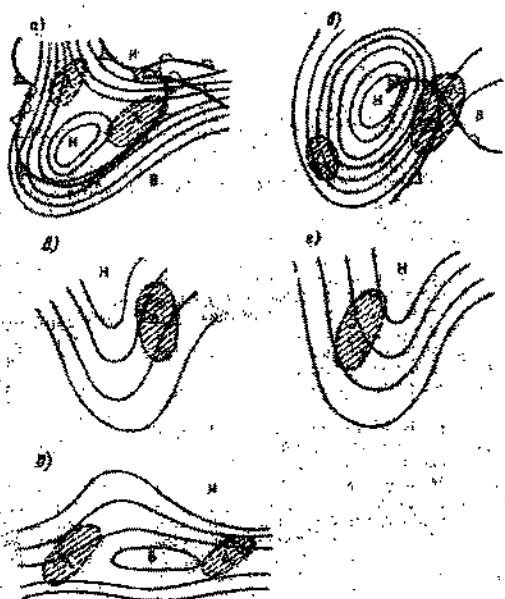


Рис.3.57. Распределение и положение зон болтанки при различных типах синоптических ситуаций. а – барическое поле, выраженное глубокой ложбиной, б – высотный циклон, в – передняя часть ложбины, г – тыловая часть ложбины, д – область высотного гребня.

Третий тип барического поля характеризуется тем, что болтанка наблюдается в передней части ложбины, несколько правее ее оси в области расходящихся изогипс (рис.3.57 в). Интенсивность болтанки в этом барическом поле может быть умеренной. Особенно большая вероятность болтанки имеет место тогда, когда ложбине на картах барической топографии предшествует гребень, и ложбина углубляется. Скорость ветра при этом, как правило, не превышает 80 - 100 км/ч, а боковые сдвиги ветра незначительны.

При четвертом типе барического поля зона повышенной турбулентности располагается в тыловой части ложбины в области сходимости изогипс (рис.3.57 г). Скорость и боковые сдвиги ветра здесь такие же, как и в предыдущем случае, и со-

ставляют соответственно 80 - 100 км/ч и 5 - 10 км/ч на 100 км. Интенсивность болтанки в этой зоне может быть значительной.

Пятый тип барического поля, характеризующийся повышенной интенсивностью болтанки самолетов, определяется высотным гребнем (рис.3.57 д). В этом типе барического поля также можно выделить две зоны повышенной турбулентности, одна из которых расположена в передней, а другая – в тыловой части гребня. Вероятность встречи с болтанкой в тыловой части гребня выше, чем в передней.

Скорость ветра при этой синоптической ситуации незначительна и редко превышает 40 - 60 км/ч. Боковые сдвиги ветра в области высотного гребня, как правило, составляют 10 - 15 км/ч на 100 км. Интенсивность болтанки обычно умеренная или слабая, однако, иногда может отмечаться сильная болтанка на фоне более сильного ветра (до 100 км/ч). Устойчивой связи с приземным барическим полем для зон повышенной турбулентности в высотном гребне установить не удалось.

Представленные на рис.3.57 схемы типичных синоптических положений можно использовать для диагноза и прогноза турбулентности.

Поскольку однозначной связи между болтанкой самолетов и характером синоптического положения на высоте полета нет, то следует привлекать дополнительные прогностические признаки, указывающие на возможность возникновения болтанки. К таким признакам необходимо отнести следующие условия.

- *Холодные фронты I и II родов на приземной карте.* Повторяемость болтанки на холодных фронтах наибольшая по сравнению с другими атмосферными фронтами. Болтанка на холодных фронтах не наблюдается в тех случаях, когда они слабо выражены или когда горизонтальный градиент температуры в области фронтальной зоны составляет менее 2°С на 100 км, а горизонтальный градиент скорости ветра менее 20 км/ч на 100 км.
- *Теплый фронт или фронт окклюзии,* связанные с четко выраженными высотропосферными струйными течениями и имеющие горизонтальный градиент температуры более 2°С на 100 км, а горизонтальный градиент скорости ветра более 20 км/ч на 100 км.
- *Высотропосферные или стратосферные струйные*

течения. Показателями болтанки в струйных течениях являются: скорость ветра более 25 м/с, вертикальный градиент скорости ветра более 10 м/с на 1 км высоты, и изменение направления ветра более 15° на 1 км высоты.

- *Периферия циклона, ложбина, гребень.* При наличии этих форм барического рельефа на высоте полета повторяемость болтанки самолетов наибольшая. Особенно благоприятные условия для развития турбулентности создаются в барической ложбине, которая продолжает углубляться. Случаи болтанки в заполняющихся ложбинах встречаются значительно реже.

При пересечении высотных циклонов и антициклонов в центральной части болтанка самолетов наблюдается редко. На периферии барических образований повторяемость болтанки значительно выше, особенно высока она в западной и юго-западной частях углубляющихся циклонов при адвекции холода и сходимости изогипс.

5. *Наличие облачности на эшелоне полета.* Установлено, что повторяемость болтанки самолетов при наличии облачности на высоте полета в несколько раз больше, чем при безоблачном небе. Данные о повторяемости болтанки в облаках различных форм (по С.М. Шметеру) приведены в табл. 3.5.

Таблица 3.5
Повторяемость (%) болтанки самолетов в облаках различных форм.

Форма облаков				Без уточнения формы
St, Sc	Ns-As	Ac	Cs, Cc	
34	30	29	34	40

При наличии облачности вертикального развития на эшелоне полета повторяемость болтанки самолетов составляет 90 - 95 %.

- *Адвекция холода.* При этой ситуации болтанка самолетов наблюдается наиболее часто.
- *Значительное усиление ветра на эшелоне полета.* Если за критерий усиления ветра принять изменение скорости ветра более чем на 10 м/с за 6 ч, то в этих условиях на высотах резкого изменения скорости ветра болтанка наблюдается в 68 % случаев. Если же критерием является усиление ветра на 20 м/с и более за 6 ч, то повторяемость болтанки составляет около 75 %.

При слабом ветре на высоте полета (до 15 м/с) болтанка обычно наблюдается в зонах больших боковых сдвигов ветра на циклонической стороне струйных течений.

Опираясь на приведенные выше схемы синоптического положения и другие синоптические данные, можно оценить возможность возникновения болтанки в заданном районе и на заданной высоте.

Физико-статистические методы прогноза атмосферной турбулентности. Изложенный выше синоптический метод прогноза болтанки самолетов является качественным, поэтому практический интерес представляет диагноз и прогноз болтанки самолетов путем одновременного учета нескольких количественных критериев. Основу при этом должны составлять данные температурно-ветрового зондирования атмосферы, так как другой информации просто нет в распоряжении синоптика на АМСГ. Подобный учет производится путем отыскания статистических связей между количественными критериями состояния атмосферы и фактом наличия или отсутствия болтанки.

Основным при физико-статистическом методе прогноза турбулентности (и не только турбулентности) является определение пороговых значений параметров с помощью графиков, номограмм и эмпирических зависимостей. В настоящее время таких зависимостей установлено достаточно много, и некоторые из них мы с вами рассмотрим.

Это интересно:

Известно, что теоретически турбулентное состояние атмосферы определяется числом Ричардсона (числом Ri), а число Ричардсона, в свою очередь, определяется по формуле:

$$Ri = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{\bar{T} \left(\frac{d\bar{U}}{dz} \right)^2}$$

Здесь: g – ускорение силы тяжести, T – средняя температура слоя dz , γ_a – сухадиабатический вертикальный градиент температуры, γ – реальный вертикальный градиент температуры в слое dz , $d\bar{U}/dz$ – вертикальный градиент вектора ветра. Теоретически турбулентность должна

наблюдаться в тех слоях атмосферы, где $Ri \leq 1$. Те же «теоретики» говорят, что толщина слоя dz не должна превышать 500 м. А где «бедному синоптику» на АМСГ взять информацию о распределении температуры и ветра в свободной атмосфере через 500 м? У него-то и радиозонда ближе, чем за 300 км нет. Если рассчитывать число Ричардсона по данным зондирования, то ошибки могут достигать ...400%! Автору этих строк в качестве критического значения числа Ri приходилось встречать в литературе значения от $\frac{1}{4}$ до 10, т.е. разница составляла не 400, а 4000%! Вот поэтому многие критерии турбулентности, основу которых составляет число Ричардсона не нашли практического применения.

Рассмотрим два метода диагноза и прогноза болтанки самолетов по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы, которые нашли применение в практике обеспечения полетов: *графический метод* и *метод комплекса критериев*. В основу графического метода диагноза и прогноза болтанки положено предположение, что турбулентность, вызывающая болтанку самолетов, обусловлена только вертикальными градиентами скорости ветра, направления ветра и температуры воздуха.

Суть графического метода прогноза заключается в следующем. Если построить вертикальные профили скорости, направления ветра и температуры воздуха, то для каждого линейного участка профиля вертикальные градиенты соответствующих метеорологических величин будут характеризоваться наклоном рассматриваемого участка кривой распределения к горизонтальной оси. Чем меньше угол наклона между построенными кривыми и горизонтальной осью, тем больше вертикальный градиент данной метеорологической величины.

В качестве критериев при диагнозе и прогнозе болтанки используется понятие критических значений вертикальных градиентов. По результатам экспериментальных исследований за критические значения вертикальных градиентов (на 1 км высоты) приняты следующие величины: для скорости ветра — 10 м/с, для направления ветра — 15 градусов и для температуры -7°C .

Методика выделения зон болтанки самолетов сводится к тому, что по построенным профилям ветра и температуры воздуха для каждого линейного участка определяется угол наклона вертикального профиля к горизонтальной оси и сравнивается с критическим значением.

Для удобства расчетов можно так подобрать масштаб, что для всех трех величин критический угол наклона окажется одинаковым. С этой целью, произвольно выбрав масштаб по вертикали для высоты и одной из трех величин (например, для скорости ветра) по горизонтали, необходимо подобрать масштаб для двух других величин таким образом, чтобы отрезку, соответствующему 10 м/с на оси скорости ветра, соответствовал отрезок на оси направления ветра равный 15° , а на оси температуры – отрезок, равный 7°C .

После этого на график вертикального распределения ветра и температуры воздуха следует нанести сетку, наклон которой будет соответствовать критическим значениям вертикальных градиентов (это можно делать и в обратном порядке: на специальном бланке с уже выбранными масштабами и нанесенной сеткой построить вертикальные профили распределения ветра и температуры). Теперь прогноз болтанки самолетов сведется к сравнению наклона стандартных линий сетки и наклона исследуемого участка профиля. Это осуществляется таким же образом, как и определение устойчивости стратификации с помощью аэрологической диаграммы или при определении характера адвекции на совмещенной карте АТ-700 и ОТ500/1000. Однако, в отличие от аэрологической диаграммы в данном случае «характер устойчивости» определяется отдельно для каждого вертикального профиля.

Наличие «неустойчивости» одного из вертикальных профилей является признаком существования турбулентности, благоприятной для возникновения болтанки. Если в каком-нибудь слое «неустойчивость» обнаруживается по вертикальным профилям двух величин, то это служит указанием на большую вероятность болтанки.

Пример графического метода прогноза болтанки приведен на рис.3.58. В зависимости от вертикальных градиентов скорости ветра на рис.3.58 можно выделить два слоя повышенной турбулентности: первый располагается на высотах 8,1 - 9,0 км, а второй – на высотах 10,7-11,4 км. В зависимости от вертикальных градиентов направления ветра слой повышенной турбулентности расположен на высотах 11,0 - 12,0 км. В слое 11,0 - 11,4 км наблюдается зона наибольшей вероятности болтанки, так как здесь одновременно выполняются два признака «неустойчивости». Судя по распределению температуры воздуха с высотой, из-за вертикальных градиентов температуры в приведенном примере болтанки не наблюдается.

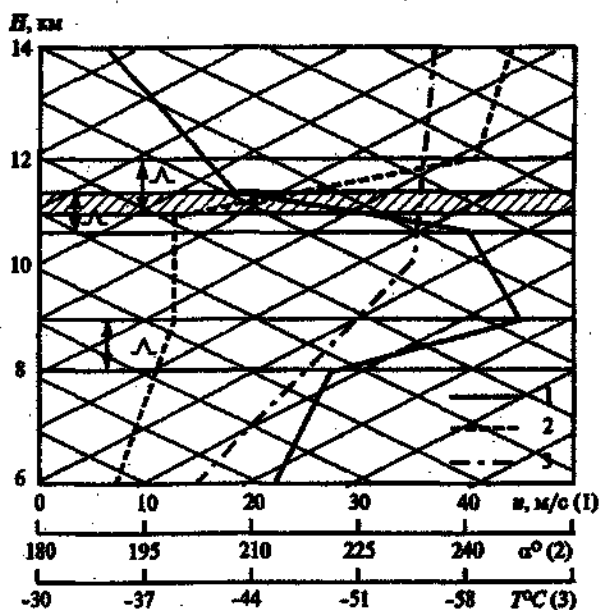


Рис.3.58. Графический метод прогноза болтанки самолетов.

Основное достоинство графического метода – высокая оперативность. Его целесообразно использовать в тех случаях, когда необходимо получить картину вертикального распределения слоев повышенной турбулентности и болтанки самолетов для всех высот в определенном районе. Графический метод диагноза и прогноза болтанки самолетов по сути дела позволяет проследить за вертикальным распределением всех характеристик, которые входят в число Ричардсона. Получение непрерывной характеристики распределения зон болтанки самолетов для всех высот устраняет недостаток методов прогноза болтанки, основанных на определении числа Ri .

Однако при графическом методе прогноза болтанки самолетов совершенно не учитываются горизонтальные градиенты температуры и ветра, что вносит ошибки в результаты прогнозирования.

Для определения возможности встречи с турбулентными зонами на заданном эшелоне полета целесообразно использовать другой метод – метод комплекса критериев. Он заключается в

следующем. По данным температурно-ветрового зондирования определяются шесть критериев турбулентности: скорость ветра 25 м/с и более; вертикальный градиент скорости ветра -10 м/с на 1 км; горизонтальный градиент скорости ветра -5 м/с на 100 км; вертикальный сдвиг направления ветра -15° на 1 км; вертикальный градиент температуры воздуха -7°С на 1 км; горизонтальный градиент температуры воздуха -2°С на 100 км. Если на высоте полета одновременно выполняются не менее трех любых критериев, то следует указывать болтанку.

Перед определением зон болтанки самолетов методом комплекса критериев необходимо разделить маршрут полета на участки длиной 300 - 400 км (2 - 3 см на картах барической топографии), приняв за узловые точки пункты, в которых производится температурно-ветровое зондирование атмосферы, т.е. те пункты, данные которых нанесены на карту. Затем по данным зондирования рассчитываются вертикальные и горизонтальные градиенты температуры и ветра для каждого участка трассы на эшелоне полета и оценивается скорость ветра на заданной высоте. В зависимости от числа параметров, значения которых превышают критические, дается прогноз болтанки самолетов на заданном участке. Горизонтальные градиенты температуры и ветра определяются по *карте* барической топографии, ближайшей к эшелону полета, а вертикальные градиенты – по *картам* барической топографии, между которыми находится эшелон.

Нестандартные методы прогноза атмосферной турбулентности. К нестандартным методам прогноза атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, нами отнесены те методы, которые не получили широкого распространения на практике, однако сами по себе, по подходу к решению задачи, представляют определенный интерес. К таким методам можно отнести следующие.

Прогноз термической турбулентности по аэрологической диаграмме. Термическая турбулентность по аэрологической диаграмме прогнозируется очень просто. На интересующем нас уровне (эшелоне полета) определяется величина ΔT , равная разности температур на влажной адиабате и кривой стратификации. Если ΔT меньше нуля, то термическая болтанка не прогнозируется, если ΔT колеблется в интервале от 0 до 3 градусов, то в прогнозах указывается слабая болтанка, если $\Delta T = 3 - 6$ градусам, то указывается умеренная болтанка, а если ΔT больше 6

градусов – сильная болтанка. Авторы метода предлагают использовать его только до уровня 400 гПа (примерно 7,2 км). Это достаточно интересное ограничение. С одной стороны, на таких высотах, действительно, величина ΔT сравнительно редко бывает больше 3 градусов, а с другой стороны, самолеты гражданской авиации обычно выполняют полеты на высотах 9000 – 11000 м, т.е. на высотах 300 – 200 гПа. Поэтому введенное авторами ограничение высоты применения метода делает его практически бесполезным, хотя сам по себе подход к решению задачи прогноза термической турбулентности очень разумный, очень простой и доступный для использования на любой АМСГ.

Прогноз турбулентности в горных районах. На одном из аэродромов на Дальнем Востоке со всех сторон окруженного невысокими горами (об этом методе автору рассказала синоптик АМСГ Л.А. Пономарева) для прогноза болтанки самолетов используют результаты наблюдений за скоростью ветра на ВПП. Если на ВПП скорость ветра колеблется в пределах от 5 до 8 м/с, то в прогнозах всегда указывается умеренная турбулентность, а если скорость ветра больше 12 м/с, то всегда указывается сильная турбулентность. Все просто, быстро, понятно и практически всегда оправдывается.

И еще один метод прогноза болтанки в приземном слое. Для прогноза болтанки в приземном слое можно использовать график, предложенный на рис.3.59а. Здесь по горизонтальной оси откладывается максимальная скорость ветра у земли, на возвышенности в районе аэродрома, а по вертикальной оси – разность (по абсолютной величине) скоростей ветра на возвышенности и на ВПП. На рисунке выделены зоны слабой (δ^{0-1}) и умеренной или сильной турбулентности (δ^{2-3}).

Турбулентность в нижнем слое атмосферы можно определить и по графику на рис.3.59б. На этом графике по горизонтальной оси отложена максимальная скорость ветра на ВПП ($U_{\text{макс. ВПП}}$, м/с), а по вертикальной – горизонтальный градиент температуры на уровне 850 гПа (Γ_{T850} , °C/100 км). Пользование обоими графиками пояснений не требует.

Перечисленные выше методы прогноза атмосферной турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, не претендуют на исчерпывающую полноту информации о данной проблеме. Однако выше рассмотрены те методы прогноза атмосферной турбулентности, которые в той или иной мере нашли практическое применение.

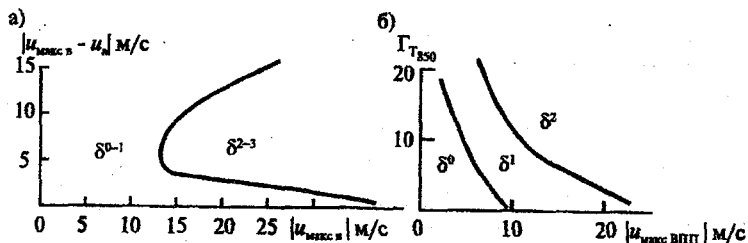


Рис. 3.59. Графики для прогноза болтанки в приземном слое. а – по приземным данным; б – по данным о ветре на ВПП и горизонтальном градиенте температуры на уровне 850 гПа.

Увы, сейчас мало кто из синоптиков на АМСГ для прогноза болтанки самолетов будет заниматься расчетами вертикальных градиентов температуры и ветра, хотя такие расчеты помогли бы сделать прогноз более успешным. Сейчас чаще всего используется или синоптический метод прогноза или методы прогноза, основанные на результатах наземных наблюдений на аэродроме. Только тогда, когда все наши АМСГ будут в полной мере оборудованы и оснащены компьютерной техникой, а персонал АМСГ будет уметь этой техникой уверенно пользоваться, можно ждать «большого скачка» в практике метеорологического обеспечения гражданской авиации.

3.9. ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Температура воздуха является очень важным показателем состояния атмосферы. Она (температура) указывается как в прогнозах общего пользования для населения, так и в специализированных прогнозах погоды.

Минимальная температура воздуха нужна синоптику для прогноза туманов и низкой облачности, а максимальная – для прогноза гроз, шквалов и других явлений погоды. При необходимости перечень отраслей народного хозяйства, для которых прогноз температуры воздуха представляет большой интерес, можно сделать «очень длинным». Это и лесное хозяйство (лесные пожары), и металлургия (смерзание руды и угля при резком понижении температуры), и проведение спортивных и массовых

зрелищных мероприятий на открытом воздухе и т. д.

На всякий случай напоминаем нашим читателям, о том, что теоретически минимальная температура должна наблюдаться в момент восхода солнца, а максимальная – в местный полдень. На самом же деле наступление экстремумов температуры несколько запаздывает, и минимальная температура наблюдается в средних широтах чаще всего примерно через час после восхода солнца, а максимальная – через 1 - 2 часа после местного полдня. Это объясняется тем, что приземный слой воздуха нагревается (и остывает) от земной поверхности, а температура воздуха измеряется на высоте 2 м. Поэтому и имеет место на практике некоторое запаздывание экстремумов температуры от моментов восхода солнца и местного полдня.

Это интересно:

Мы уже писали, что все СМИ России передают информацию о погоде более тысячи раз в сутки. А вот еще несколько интересных цифр:

- ежедневно информацию о погоде слушают, как минимум, 70 млн. жителей России;
- по всем телевизионным каналам России информацию о погоде передают более 24 часов в сутки;
- если информацию о погоде из всех газет России собрать в одну газету, то получится ежедневная газета объемом в 24 страницы.

Прогноз минимальной температуры воздуха. Для прогноза минимальной температуры воздуха на практике может использоваться целый ряд методов и приемов, которые прошли в течение нескольких лет (а иногда и десятков лет) оперативную проверку в различных регионах России. К таким методам можно отнести следующие.

Метод А.С.Зверева. Метод А.С. Зверева позволяет определить по номограммам ночное понижение температуры с учетом облачности и ветра (рис.3.60 и 3.61). В обеих номограммах по горизонтальной оси откладывается значение (фактическое) температуры точки росы за 13 или 19 часов, а по вертикальной оси – ночное понижение температуры при безоблачном небе. Наклонные линии указывают прогностическое значение скорости ветра. Для получения ночного понижения температуры (ΔT) нужно от исходного значения температуры точки росы подняться по верти-

кали до линии, соответствующей спрогнозированному значению скорости ветра, а затем по вертикальной оси определить ΔT .

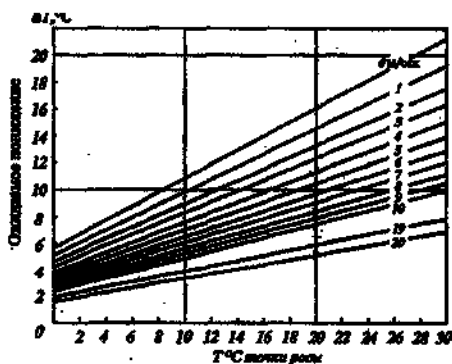


Рис.3.60. Номограмма для определения ночного понижения температуры по данным наблюдений в 13 часов.

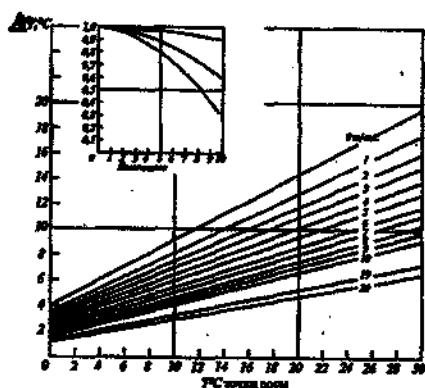


Рис. 3.61. Номограмма для определения ночного понижения температуры по данным наблюдений в 19 часов.

Для получения ночного понижения температуры при наличии облачности следует воспользоваться формулой: $\Delta T_{\text{очн}} = m \Delta T$, где m — коэффициент, учитывающий количество и высоту облачности в ночное время (прогноз) и определяющийся по дополнительному графику на рис. 3.61.

Тогда в окончательном виде минимальную температуру воздуха можно определить следующим образом:

$$T_{\text{мин}} = T_{13} - m\Delta T_{13} \text{ или } T_{\text{мин}} = T_{19} - m\Delta T_{19}. \quad (3.30)$$

А.С. Зверевым предложены также простые формулы для определения минимальной температуры при ясной и тихой погоде. Эти формулы имеют вид:

$$T_{\text{мин}} = T_{13} - 0,5(T_{13} - T_{d13}) - 6 \text{ или } T_{\text{мин}} = T_{19} - 0,5(T_{19} - T_{d19}) - 4 \quad (3.31)$$

где: T и T_d — температура и точка росы за соответствующий срок.

В принципе метод прогноза температуры, предложенный А.С.Зверевым очень простой, но есть одна тонкость, которая делает его не очень удобным на практике. Обычно прогноз погоды на ночь должен быть готов к 17 часам местного времени (в формулах 3.30 и 3.31 — время местное), а это значит, что в 19 часов его составлять уже поздно. Следовательно, использование второй записи формул 3.30 и 3.31 на практике проблематично. Справедливости ради нужно отметить, что этим же недостатком «страдают» и другие методы прогноза минимальной температуры.

Метод М.Е.Берлянда. М.Е.Берлянд предложил следующие формулы для прогноза минимальной температуры, которые получили достаточно широкое распространение. Эти формулы следующие:

$$T_{\text{мин}} = T_{\text{макс}} - mA \quad (3.32)$$

где: $T_{\text{макс}}$ — максимальная (наблюдавшаяся) температура воздуха, m — коэффициент, учитывающий прогноз облачности, как и в формуле (3.30), A — амплитуда суточного хода температуры с учетом времени года и географического положения пункта, для которого дается прогноз или амплитуда суточного хода температуры за предшествующие сутки.

Совершенно очевидно, что, несколько видоизменив формулу (3.32), можно по ней определять и максимальную температуру воздуха. Эта процедура настолько проста, что не требует каких-либо пояснений.

Вторая формула М.Е. Берлянда имеет вид:

$$T_{\text{мин}} = 1/5 (2T_{19} + T_{07} + T_{01} + T_{19 \text{ пред. суток}}) \quad (3.33)$$

где: T – температуры воздуха за предшествующие сроки по местному времени.

Это интересно:

Температура воздуха (и не только она одна) в значительной степени подвержена влиянию местных условий. Например, если в Петербурге в центре города зимой температура воздуха равна -10°C , то на аэродроме Пулково, до которого от центра города не более 15 км, может быть -18°C . Поэтому, решая локальную задачу для конкретного пункта, нужно обязательно воспользоваться рядом наблюдений на этом пункте, получить интересующие вас зависимости именно для этого пункта, и тогда ваши прогнозы для этого пункта будут иметь большую оправдываемость. Так вы получите физико-статистический или синоптико-статистический метод прогноза для своего пункта.

Формула Михельсона. Михельсоном для прогноза минимальной температуры предложена формула:

$$T_{\text{мин}} = T_{d_{21}} - 2 \quad (3.34)$$

где: $T_{d_{21}}$ – температура точки росы за срок 21 ч, «2» – коэффициент, полученный путем подбора.

Формулы Куприянова. Куприяновым предложены несколько необычные формулы для определения минимальной и максимальной температуры. Эти формулы имеют вид

$$T_{\text{мин}} = 0,5(T_{\text{макс}} + T_{850}) - \Delta T_{\text{мин}} \quad (3.35)$$

и

$$T_{\text{макс}} = 0,5(T_{\text{мин}} + T_{850}) + \Delta T_{\text{макс}} \quad (3.36)$$

где: $\Delta T_{\text{мин}} = 0,5(T_{\text{макс}}^* + T_{850}) - T_{\text{мин}}$ и $\Delta T_{\text{макс}} = T_{\text{макс}} - 0,5(T_{\text{мин}}^* + T_{850})$, а

$T_{\text{макс}}$ и $T_{\text{мин}}$ – температуры за текущий день, $T_{\text{макс}}^*$ и $T_{\text{мин}}^*$ – температуры предыдущих суток.

Метод прогноза минимальной температуры, применяемый на одной из АМСГ на острове Сахалин. На этой АМСГ для прогноза минимальной температуры воздуха в зимний период используется формула

$$T_{\text{мин, 0}} = 1,5 T_{850} \quad (3.37)$$

где: 1,5 – коэффициент, установленный путем анализа собственного ряда наблюдений (см. выше), T_{850} – температура воздуха на уровне 850 гПа в срок вечернего зондирования.

Метод прогноза минимальной температуры, применяемый в Якутске. В Якутске для прогноза минимальной температуры используется формула

$$T_{\text{мин}} = T_{12} - [0,5(T - Td)_{12} + B] \quad (3.38)$$

где: T_{12} и Td_{12} – температура и точка росы за 12 ч местного времени; B – коэффициент. В период с ноября по январь и с мая по июль включительно $B = 3$, а в остальные месяцы при температуре воздуха выше -15°C $B = 6$, а при температуре ниже -15°C $B = 8$.

Прогноз максимальной температуры воздуха. Как указывалось выше, для многих отраслей народного хозяйства прогноз максимальной температуры воздуха также представляет значительный интерес.

По аэрологической диаграмме. На практике максимальную температуру чаще всего определяют по данным температурно-ветрового зондирования атмосферы (по аэрологической диаграмме) за утренний срок. С этой целью от исходного уровня на кривой стратификации проводится до значения давления у земли в теплый период года сухая, а в холодный период – влажная адиабата. Изотерма, проходящая через точку пересечения, указывает максимальную температуру воздуха (рис. 3.62).

Начальные высоты, от которых проводится сухая или влажная адиабата, представлены в табл.3.6.

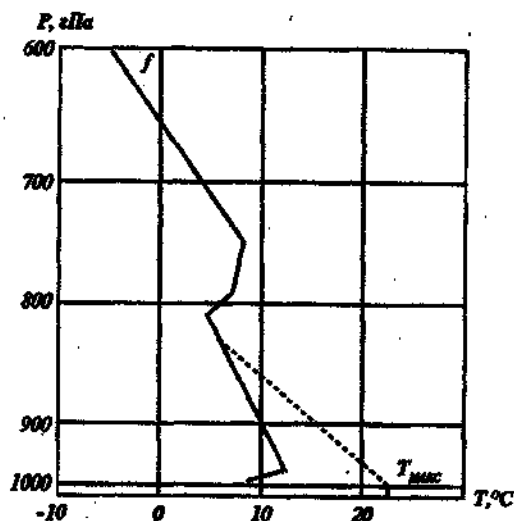


Рис. 3.62. Пример прогноза максимальной температуры воздуха.

Таблица 3.6

Исходные высоты (км) для определения максимальной температуры (по О.П.Глазовой)

Месяц	Начало месяца	Конец месяца	Месяц	Начало месяца	Конец месяца
Январь	0,4	0,4	Июль	2,5	2,0
Февраль	0,4	0,4	Август	2,0	1,5
Март	0,7	1,0	Сентябрь	1,5	1,0
Апрель	1,0	1,5	Октябрь	1,0	0,7
Май	1,5	2,0	Ноябрь	0,4	0,4
Июнь	2,0	2,5	Декабрь	0,4	0,4

Для учета влияния облачности на максимальную температуру следует воспользоваться формулой:

$$T_{\text{макс}} = T_0 + m\Delta T \quad (3.39)$$

где: T_0 – температура в срок зондирования, ΔT – разность между максимальной температурой при безоблачном небе и темпе-

ратурой в срок зондирования, m – коэффициент, учитывающий влияние облачности (определяется аналогично тому, как определяется коэффициент m при прогнозе минимальной температуры по методу А.С. Зверева на рис. 3.61).

В тех случаях, когда на кривой стратификации ниже уровня, указанного в табл.3.6, наблюдается инверсия температуры, то сухую адиабату следует проводить от нижней границы слоя инверсии. При этом необходимо иметь в виду, что небольшие по мощности приземные инверсии или инверсии, расположенные близко к земной поверхности, за счет прогрева быстро разрушаются, и их не следует принимать во внимание.

Пример прогноза максимальной температуры показан на рис. 3.62. На этом рисунке обе инверсии учитывать не следует, так как нижняя (приземная) инверсия будет разрушена дневным прогревом, а инверсия, расположенная на уровне 810 гПа, находится не ниже, а выше исходного уровня, от которого следует определять максимальную температуру воздуха.

Оправдываемость данного метода прогноза максимальной температуры по данным исследователей достаточно высока и составляет 90 - 95 %. Основные ошибки при прогнозе возникают из-за неправильного прогноза облачности. Так, в нашем примере (рис.3.62) при сравнительно невысокой температуре воздуха максимальная температура при безоблачном небе составляет 23°C, а при сплошной низкой облачности 13°C.

Вопросы прогноза облачности нами были рассмотрены выше.

По полуэмпирическим формулам. При прогнозе максимальной температуры воздуха по полуэмпирическим формулам обычно ее связывают с температурой воздуха на уровне 850 или 700 гПа, добавляя к значению этих температур какой-либо эмпирический коэффициент. На территории нашей страны наибольшее распространение получили формулы

$$T_{\text{макс}} = T_{700} + 23 \quad (3.40)$$

или

$$T_{\text{макс}} = T_{850} + 14 \quad (3.41)$$

Формула (3.40) получила достаточное распространение на юге восточной и западной Сибири, а формула (3.41) – в европейской части России.

Прогноз температуры воздуха на высотах. При метеорологическом обеспечении авиации в прогнозах погоды следует указывать и температуру воздуха на высотах или ее отклонение от стандартного значения. Для прогноза этой температуры синоптики чаще всего пользуются синоптическим методом или просто заменяют прогноз диагнозом. При сроке прогноза до 12 часов и высоте, для которой дается прогноз температуры, более 5 км, это вполне оправдано. Кроме того, в распоряжении синоптика всегда (почти всегда) есть численный прогноз температуры и ветра на разных уровнях.

Если же по каким-либо причинам температуру воздуха на различных уровнях нужно определить поточнее, то можно воспользоваться формулами:

$$T_{850} = 1,806(H_{700} - H_{850}) \quad (3.42)$$

$$T_{700} = 1,041(H_{500} - H_{700}) \quad (3.43)$$

$$T_{500} = 0,690(H_{300} - H_{500}) \quad (3.44)$$

В трех последних формулах температура воздуха указана в Кельвинах, а высота поверхности в декаметрах.

Пользоваться формулами 3.42 - 3.44, в принципе, удобно, они простые. Однако не будет большим и заметным «загрублением» результатов расчета, если в формуле (3.42) взять коэффициент 1,8 вместо 1,806, в формуле (3.43) – коэффициент 1,0 вместо 1,041, а в формуле (3.44) – 0,7 вместо 0,690. При этом синоптик получает возможность быстро, без какой-либо вычислительной техники (в уме) получить результаты расчета. Это обстоятельство следует иметь в виду всем специалистам, работающим в области краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды.

Прогноз заморозков. Заморозком называется понижение температуры воздуха до отрицательных значений вечером и ночью при положительной температуре днем. Заморозки бывают адвективные с суточным ходом температуры (ΔT) около 3 градусов, радиационные, с суточным ходом температуры в 10 – 15 градусов и адвективно-радиационные с суточным ходом температуры от 5 до 10 градусов.

Нет сомнений в том, что заморозки наиболее опасны для

сельского хозяйства и различных других посевов.

Принято считать, что если в 21 час по местному времени $T_d \leq 0^\circ\text{C}$ или $T_d \leq 2^\circ\text{C}$ при ясном небе и штиле, то ночью следует ожидать заморозки. Если же температура точки росы в 21 час больше 2°C , то заморозки маловероятны.

Для прогноза заморозков можно воспользоваться одним из двух методов.

Метод Михельсона. Михельсон предложил определять вероятность возникновения заморозка по графику, представленному на рис.3.63.

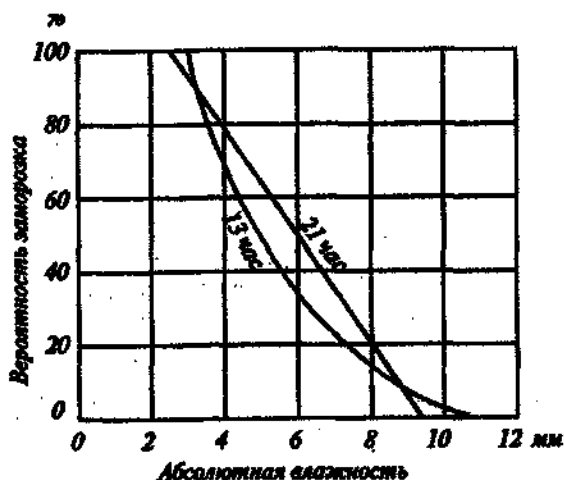


Рис.3.63. График Михельсона для определения вероятности заморозков.

На этом графике по горизонтальной оси отложены значения абсолютной влажности воздуха (в мм рт. ст.), а по вертикальной — вероятность возникновения заморозков. Наклонные линии соответствуют абсолютной влажности воздуха в 13 и 21 час местного времени. Пользование данным графиком трудностей не вызывает. А вот принятие решения по полученной вероятности возникновения заморозков — представляет из себя не самую простую задачу.

Метод Броунова. График, предложенный Броуновым, также позволяет определить возможность возникновения заморозков

в вероятностной форме. На этом графике (рис.3.64) по горизонтальной оси откладывается разность температур в 13 и 21 час по местному времени, а по вертикальной оси – температура воздуха в 21 час. Шесть наклонных линий показывают различную вероятность возникновения заморозков.

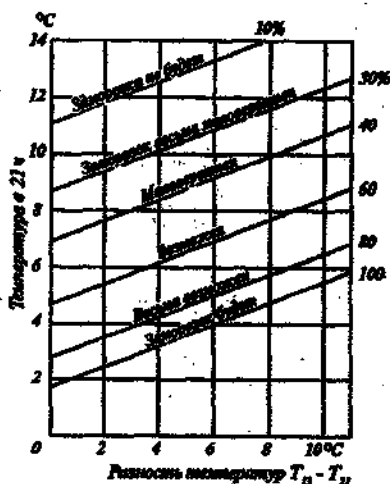


Рис.3.64. График Броунова для определения вероятности заморозков. Пользование этим графиком также не может вызвать никаких трудностей.

Это интересно:

Обратите внимание, читатель, на великий и могучий русский язык. Ведь Броунов сумел для шести различных вероятностей возникновения заморозков предложить шесть вариантов различных ответов на вопрос, будет заморозок или нет. Однако, как и у Михельсона, решение вопроса о том, будет заморозок или не будет должен принимать потребитель нашей метеорологической информации. Здесь оба автора разумно подошли к разработке методики прогноза заморозков. А что делать, если прогноз нужно дать в альтернативной форме, т.е. синоптику принимать решение? По графику Михельсона это практически невозможно сделать, а на графике Броунова в этом случае следует оставить только одну нижнюю наклонную линию. Прочувствуйте, читатель, еще раз разницу между альтернативными прогнозами и прогнозами в вероятностной форме.

Оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
ВВЕДЕНИЕ.....	5
 ЧАСТЬ 1. ОСНОВНЫЕ ДОКУМЕНТЫ, РЕГЛАМЕНТИРУЮЩИЕ РАБОТУ АВИАЦИОННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОРГАНОВ.....	 7
1.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ.....	7
1.2. МЕЖДУНАРОДНЫЕ ДОКУМЕНТЫ ПО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМУ ОБЕСПЕЧЕНИЮ ПОЛЕТОВ ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ.....	8
1.3. ДОКУМЕНТЫ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМУ ОБЕСПЕЧЕНИЮ ПОЛЕТОВ ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ.....	11
 ЧАСТЬ 2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ.....	 16
2.1. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ АТМОСФЕРЫ.....	16
2.2. ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН.....	21
2.3. РАЗНЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА.....	41
2.4. ВЕТЕР В АТМОСФЕРЕ.....	43
2.5. УСТОЙЧИВОСТЬ АТМОСФЕРЫ.....	50
2.6. ВОДА В АТМОСФЕРЕ. ОСАДКИ.....	55
2.7. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ И АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ.....	61
2.8. МАСШТАБЫ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ.....	76
2.9. ВОЗНИКНОВЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ЦИКЛОНОВ.....	77
2.10. ВОЗНИКНОВЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ АНТИЦИКЛОНОВ.....	83
2.11. ПЕРЕМЕЩЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ.....	85
 ЧАСТЬ 3. ПРОГНОЗ ОПАСНЫХ ДЛЯ АВИАЦИИ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ.....	 89
3.1. ПРОГНОЗ ВЕТРА У ЗЕМЛИ И ШКВАЛОВ.....	89
3.2. ПРОГНОЗ ВЕТРА НА ВЫСОТАХ И СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ.....	97
3.3. ПРОГНОЗ ВИДИМОСТИ.....	99

3.4. ПРОГНОЗ ОБЛАЧНОСТИ.....	109
3.5. ПРОГНОЗ ТУМАНОВ.....	129
3.6. ПРОГНОЗ ГРОЗ.....	157
3.7. ПРОГНОЗ ОБЛЕДЕНЕНИЯ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ.....	171
3.8. ПРОГНОЗ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ И БОЛТАНКИ.....	193
3.9. ПРОГНОЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА.....	207

