

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ВОЗДУШНОГО ТРАНСПОРТА
(РОСАВИАЦИЯ)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ ГРАЖДАНСКОЙ АВИАЦИИ» (МГТУ ГА)

Кафедра технической эксплуатации
радиоэлектронного оборудования воздушного транспорта

К.И. Галаева

**ОСНОВЫ
АВИАЦИОННОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
АТМОСФЕРЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ
НА ЭКСПЛУАТАЦИЮ
ТРАНСПОРТНОГО РАДИООБОРУДОВАНИЯ**

Учебное пособие

*Утверждено редакционно-
издательским советом МГТУ ГА
в качестве учебного пособия*

Москва
ИД Академии Жуковского
2024

УДК 551.5:629.735.3

ББК 0571.7

Г15

Печатается по решению редакционно-издательского совета
Московского государственного технического университета ГА

Рецензенты:

Петров В.И. (МГТУ ГА) – канд. техн. наук;

Полосин С.А. (ГосНИИАС) – канд. техн. наук

Галаева К.И.

Г15

Основы авиационной метеорологии. Метеорологические характеристики атмосферы и их влияние на эксплуатацию транспортного радиооборудования [Текст] : учебное пособие / К.И. Галаева. – М. : ИД Академии Жуковского, 2024. – 48 с.

ISBN 978-5-907863-51-4

Данное учебное пособие издается в соответствии с рабочей программой по дисциплине «Основы авиационной метеорологии» по учебному плану направления 25.05.03 «Техническая эксплуатация транспортного радиооборудования» для всех форм обучения.

В учебном пособии дисциплины «Основы авиационной метеорологии» изложены вопросы об атмосфере Земли. Показаны основы физики и динамики атмосферы, такие как её строение, термодинамика, радиационный режим.

Учебное пособие включает описание атмосферных параметров и характеристик. Представлены материалы по процессам в атмосфере. Показаны особенности синоптических объектов с последующей классификацией. Проанализированы физические характеристики, параметры и явления в атмосфере, которые влияют на полёты воздушных судов гражданской авиации.

В центре внимания учебного пособия находится влияние метеорологических явлений и характеристик на эксплуатацию транспортного радиооборудования.

Учебное пособие предназначено для студентов, обучающихся по направлению 25.05.03 «Техническая эксплуатация транспортного радиооборудования» всех форм обучения, изучающих дисциплину «Основы авиационной метеорологии».

Рассмотрено и одобрено на заседаниях кафедры 29.08.2024 г. и методического совета 11.09.2024 г.

УДК 551.5:629.735.3

ББК 0571.7

Св. тем. план 2024 г.

поз. 13

ГАЛАЕВА Ксения Игоревна

ОСНОВЫ АВИАЦИОННОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЭКСПЛУАТАЦИЮ ТРАНСПОРТНОГО РАДИООБОРУДОВАНИЯ

Учебное пособие

В авторской редакции

Подписано в печать 09.12.2024 г.

Формат 60x84/16 Печ. л. 3 Усл. печ. л. 2,79

Заказ № 1054/1112-УП01 Тираж 30 экз.

Московский государственный технический университет ГА

125993, Москва, Кронштадтский бульвар, д. 20

Издательский дом Академии имени Н. Е. Жуковского

125167, Москва, 8-го Марта 4-я ул., д. 6А

Тел.: (495) 755-55-43 E-mail: zakaz@itsbook.ru

ISBN 978-5-907863-51-4

© Московский государственный технический
университет гражданской авиации, 2024

Содержание

	Стр.
1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ	4
1.1. Основные понятия метеорологии и климатологии	4
1.2. Состав и строение атмосферы	6
1.3. Газовый состав воздуха в различных слоях атмосферы	8
1.4. Условия фазовых переходов воды в атмосфере	10
1.5. Силы, действующие в атмосфере	11
1.6. Основные понятия об атмосферной радиации	12
1.7. Понятие стандартной атмосферы	16
2. АТМОСФЕРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ХАРАКТЕРИСТИКИ	17
2.1. Основные понятия погоды, её характеристики	17
2.2. Характеристики атмосферы: температура воздуха, плотность воздуха, влажность воздуха, атмосферное давление, ветер в атмосфере	18
3. АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ	24
3.1. Понятие общей циркуляции атмосферы	24
3.2. Синоптические объекты	25
3.3. Классификация атмосферных фронтов на типы: тёплый, холодный фронт, фронт окклюзии, их погодные характеристики	28
4. ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИК НА ПОЛЁТЫ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ	32
4.1. Физические характеристики атмосферы, влияющие на полёты воздушных судов	32
4.2. Влияние явлений погоды на полёты воздушных судов	34
4.3. Опасные явления погоды с точки зрения авиации	41
5. ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИК НА ЭКСПЛУАТАЦИЮ ТРАНСПОРТНОГО РАДИООБОРУДОВАНИЯ	42
5.1. Атмосферная рефракция	43
5.2. Ослабление электромагнитных волн осадками и газами	44
Список принятых сокращений	46
Литература	47

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ

1.1. Основные понятия метеорологии и климатологии

Метеорология – это наука о земной атмосфере, которая ориентирована на прогнозирование погоды. Иногда термин «метеорология» используется как синоним понятия «физика атмосферы», что неверно. Физика атмосферы изучает физические закономерности в атмосфере для других планет. Например, физика атмосферы изучает разреженную атмосферу на Марсе, ураганные ветры на Сатурне, вихрь «Большое красное пятно» на Юпитере и др.

Погода – это то, что происходит за окном в данный момент времени. Это **мгновенный срез**, фотография пространственного распределения совокупности метеорологических величин: давления, температуры, скорости ветра, влажности воздуха, облачности, осадков.

Удобным средством отображения текущего состояния атмосферы, то есть погоды, является ее представление в виде **синоптических карт** (рисунок 1.1). На синоптических картах показаны осадки, линии атмосферных фронтов, зашифрованные в виде специального кода данные метеорологических станций. Проведенные чёрные линии одинакового давления – это **изобары**.

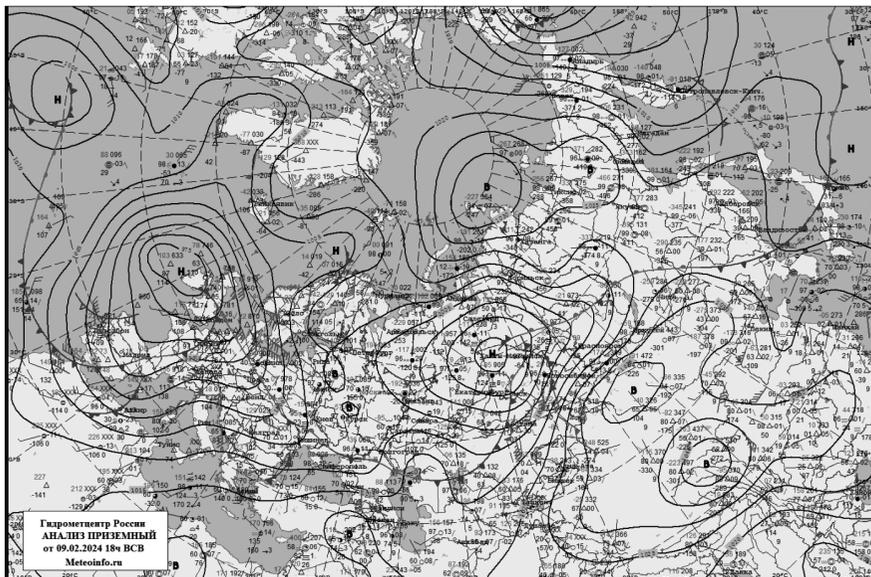


Рисунок 1.1. Синоптическая карта приземного анализа, meteoinfo.ru

Прогноз погоды заключается в следующем: если мы знаем состояние атмосферы в начальный момент времени, то мы должны от этого начального состояния провести **экстраполяцию** наших знаний на будущее с определенной заблаговременностью (т.е. на определенное время).

Прогноз погоды можно выразить в виде формулы (1):

$$X_0 \rightarrow X_t \text{ (на момент времени } t\text{)}, \quad (1)$$

где X_0 – начальное состояние атмосферы, X_t – состояние атмосферы на момент времени t .

Следовательно, качество прогноза должно зависеть от двух вещей:

- 1) Насколько хорошо мы знаем начальное состояние атмосферы, насколько проведение наблюдений было корректным;
- 2) Как мы делаем экстраполяцию и насколько хорошо работает такая методика.

Для решения первой проблемы используются разные способы метеорологических наблюдений (данные станций, радиозонды, спутниковая информация, радиолокаторы, самолёты гражданской авиации и др.). Сбор и объединение такой разнородной информации осуществляет специальная **система усвоения данных (data accumulation)**, обеспечивая тем самым X_0 (в формуле 1).

Экстраполяция осуществляется с помощью математического моделирования, т.е. в качестве средства экстраполяции выступает модель, основанная на уравнениях термогидродинамики: законах сохранения энергии, массы, количества движения.

Таким образом, если существуют система наблюдения, система усвоения данных и математические модели, то они объединяются и непрерывно работают для того, чтобы прогнозы осуществлялись. Это технология, которая запущена, и человек в ней участие принимает только на некоторых стадиях. Следовательно, прогноз погоды – это целая технология.

Наряду с обычным прогнозом, который идет в средства массовой информации, существуют не только физические, но и прогнозы химической погоды, то есть прогнозы загрязнения воздуха. Также прогнозы делаются на наличие в воздухе определенных аллергенов, то есть на определение биологической погоды т.е. происходит расширение классического прогноза погоды. В рамках общего прогноза погоды происходит прогнозирование особо опасных явлений.

Таким образом, метеорология связана с погодой, а климатология – с климатом.

Климатология – это наука, к которой можно и нужно относиться с двух точек зрения:

1) как к области метеорологии, которая описывает усредненное состояние метеорологических величин (показывает географически климатические районы). С учетом сезонов из усреднения значений получаются климатические показатели, типичные для разнообразия погод. При таком подходе климат понимается как усредненное состояние.

2) как к науке о термодинамическом состоянии внешних оболочек Земли и других планет. В отличие от метеорологии, науке об атмосфере, климатология – наука синтетическая, поскольку климат обладает многими определенными свойствами и объединяет разные области науки. Синтез проявляется в термодинамическом взаимодействии атмосферы, Мирового

океана, криосферы, биоты. Такой подход появился недавно ввиду изменяющегося климата.

Авиационная метеорология – специализированная прикладная отрасль метеорологии, изучающая влияние метеорологических условий на авиационную технику и деятельность авиации, а также разрабатывающая теоретические и методические основы метеорологического обеспечения полётов. Важно, что эта отрасль метеорологии напрямую влияет на так называемые «три кита авиации»: **обеспечение безопасности полётов, регулярности полётов и экономичности воздушных перевозок.**

Объектом авиационной метеорологии как науки является совокупность метеорологических факторов, влияющих на полеты ВС.

Предметом авиационной метеорологии являются закономерности влияния метеорологических факторов (на различных этапах полёта ВС) на деятельность авиации.

1.2. Состав и строение атмосферы

Атмосфера – воздушная оболочка Земли, участвующая в ее суточном и годовом вращении. Механическую смесь газов атмосферы можно разделить на основные газовые составляющие и малые газовые составляющие. К первым относятся азот (78% объёма атмосферы) и кислород (21% объёма атмосферы), поэтому атмосферу Земли называют азотно-кислородной. Ко вторым – водяной пар, аргон (0,93% объёма атмосферы), углекислый газ (0,03% объёма атмосферы), неон, гелий, водород, ксенон, озон, на долю других газов приходится примерно 0,04 %. Малые газовые составляющие незначительны по массе, однако их вариации оказываются существенными для климатических изменений. В состав реальной атмосферы, кроме газов, входят твердые и жидкие примеси – аэрозоли естественного и антропогенного происхождения. Аэрозоли – это частицы микронного размера (капли, твердые частицы, или частицы, покрытые водяной пленкой). Они играют важную роль в погодных и климатических процессах, потому что они способны эффективно рассеивать (в некоторых случаях и поглощать) солнечную радиацию. Источники аэрозолей – сжигание топлива, сажа, вулканические извержения, пыль, морская соль, пыльца растений. Каждый из этих источников создает аэрозоли своего типа, которые отличаются оптическими свойствами. Например, сажа обладает способностью поглощать солнечную радиацию и ту радиацию, которая поднимается от поверхности Земли. Сажевый аэрозоль играет активную роль в формировании парникового эффекта. Вулканический аэрозоль эффективно отражает солнечную радиацию, поэтому при крупных вулканических извержениях он обеспечивает уменьшение поступления энергии к Земному шару, что приводит к снижению температуры. Таким образом, аэрозоли – это облака маленьких частиц разного происхождения с разными свойствами, которые необходимо учитывать.

Водяной пар, углекислый газ, озон являются парниковыми газами (т.е. они определяют парниковый эффект), активными в радиационном и химическом отношении. Их содержание в атмосфере существенно изменяется в различных районах земного шара, поэтому эти газы называют переменными газовыми составляющими. Роль этих газов заключается в пропускании к поверхности Земли солнечной радиации; поглощении источника нашей планетой инфракрасного излучения. Если бы Земля была лишена атмосферы, то средняя температура ее деятельной поверхности была бы не 15°C, как это наблюдается в действительности, а -23°C, т. е. была бы на 38°C ниже фактически наблюдаемой, что совершенно изменило бы как характер многих атмосферных процессов, так и условия жизни на Земле. Таким образом, переменные газовые составляющие напрямую влияют на температуру поверхности Земли.

Далее на рисунке 1.2 представлен средний по земному шару профиль температур. В зависимости от вертикального распределения температуры атмосфера разделяется на слои (рисунок 1.2).

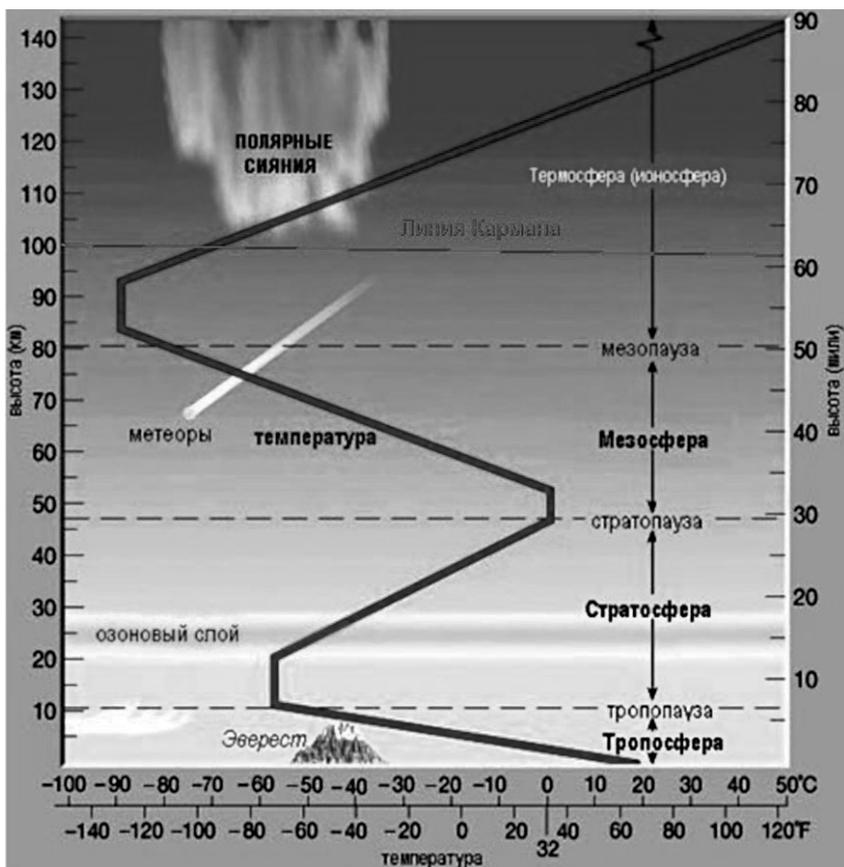


Рисунок 1.2. Распределение температуры с высотой. Деление на слои.

Температура у поверхности Земли убывает с высотой, поскольку происходит удаление от источника тепла (от нагретой атмосферы). Постепенно падение температуры сменяется постоянным ходом температуры, и такие слои в атмосфере называются «изотермия». В стратосфере температура начинает расти, поскольку в этом слое расположен источник тепла – озон, который эффективно поглощает ультрафиолетовую часть солнечного спектра, а также часть земной радиации. Из-за радиационного эффекта происходит нагревание воздуха в той части атмосферы, которая содержит озон. В мезосфере температура с высотой снова начинает убывать, поскольку происходит удаление от источника тепла (от слоя с озоном). В термосфере температура снова растет из-за вторгающегося в этот слой солнечного ветра, коротковолновых потоков радиации (рентген, ультрафиолет).

1.3. Газовый состав воздуха в различных слоях атмосферы

В начале XIX в. Джон Дальтон сформулировал закон, гласящий: в покоящейся смеси газов каждый газ распределяется в пространстве независимо от присутствия других газов. В применении к атмосфере (если бы она действительно была покоящейся) это означало бы, что **каждый газ, составляющий воздух, должен образовывать свою собственную атмосферу**, а значит, доля легких газов должна была бы возрастать с высотой. В этом и заключается идея гравитационного разделения газов. Однако многочисленные и тщательные исследования с помощью летающих баллонов, ракет, а затем искусственных спутников показали, что процентное содержание составных частей сухого воздуха в нижних 100 км с высотой практически не изменяется. Это означает, что в нижних 100 км воздух, находящийся в постоянном движении, так хорошо перемешивается по вертикали, что атмосферные газы не расслаиваются по плотности, как это было бы в условиях неподвижной атмосферы.

По составу воздуха атмосфера делится на гомосферу, гетеросферу, озоносферу, ионосферу, нейтросферу. В гомосфере состав воздуха и его молекулярный вес не изменяется с высотой в связи с перемешиванием воздуха. Гомосфера простирается до высоты 100 км. В гетеросфере – выше 100 км – молекулярный вес воздуха уменьшается с увеличением высоты в связи с гравитационным разделением газов. В гетеросфере с высотой содержание тяжелых газов уменьшается быстрее, чем содержание легких газов. Выше 50 км содержание ионов (заряженных частиц) резко увеличивается, на этих высотах располагается ионосфера, а ниже 50 км – нейтросфера.

Азот, преобладающий в приземном воздухе, в метеорологических процессах очень инертен. Имеется несколько точек зрения на его происхождение – от образования азота в момент зарождения Земли, до его органического происхождения при бактериальном брожении белковых веществ.

Кислород атмосферы обеспечивает дыхание живых организмов, процессы горения. Весь кислород атмосферы имеет биогенное происхождение. Он поступает в атмосферу в результате фотосинтеза зеленых растений и морского планктона. Он участвует во многочисленных реакциях, обеспечивает ход биохимических и геологических процессов, вызывая окисление и восстановление минералов. Как уменьшение, так и увеличение содержания кислорода привело бы к губельным для большинства организмов последствиям – в первом случае в результате замедления биологических процессов, а во втором – по причине их слишком быстрого и энергичного течения, и, следовательно, стгорания органического вещества. Расход кислорода в связи с развитием промышленности и увеличением объемов сжигаемого топлива растет.

Углекислый газ попадает в атмосферу из почвы, в составе вулканических газов и лесных пожаров, из минеральных источников и как продукт жизнедеятельности организмов. Несмотря на небольшое процентное содержание углекислого газа, в жизни Земли он играет не меньшую роль, чем кислород. Он удерживает солнечное тепло в атмосфере, участвует в образовании минералов, горных пород и почв, обеспечивает развитие растительного мира Земли. Для растений современное содержание углекислого газа в атмосфере не является оптимальным, так как при повышении концентрации его в воздухе в несколько раз интенсивность фотосинтеза и продуктивность растений возрастают. Но и очень высокие концентрации углекислого газа в атмосферном воздухе (более 1 %) вредны для растений.

Огромное значение для атмосферных процессов и биосферы Земли имеет озон. В приземном воздухе содержание его ничтожно, с высотой оно увеличивается. В реальной атмосфере этот слой испытывает большие пространственные и временные колебания. Стратосферный озон образуется в результате фотохимических реакций, протекающих под действием ультрафиолетовой радиации. В тропосферу большая часть озона поступает из стратосферы при вертикальном перемешивании воздуха. Однако в очень небольших количествах озон может образовываться и в тропосфере: при грозовых разрядах, окислении компонентов живицы, фотохимических реакциях в смеси выхлопных газов автомашин (при фотохимическом смоге). Стратосферный озон защищает живые организмы на Земле от губительного влияния ультрафиолетовой радиации.

Водяные пары составляют около 4 % всей массы атмосферы и их роль в атмосферных процессах чрезвычайно велика. Они сильно поглощают длинноволновую радиацию, благодаря чему повышается температура земной поверхности и воздуха в тропосфере. На испарение воды с земной поверхности расходуется большая часть энергии радиационного баланса. При конденсации водяного пара соответствующее количество энергии отдается воздуху и нагревает его. Присутствие водяного пара существенно изменяет физические свойства воздуха (теплоемкость, теплопроводность, прозрачность для радиации и др.), что влияет на ход многих атмосферных

процессов. С водяным паром и его фазовыми переходами в атмосфере связаны процессы формирования погоды и климата.

Ежегодно над материками выпадает около 107 тыс. км³ воды, а над океанами 410 тыс. км³. Количество осадков и определяется толщиной слоя воды, который мог бы образоваться, если бы жидкие осадки не впитывались в почву и не испарялись, а оставались бы на ее поверхности. Самая влажная зона экваториальная с годовой суммой осадков более 2000 мм. К ней относятся бассейны рек Амазонка и Конго. Здесь располагаются влажные экваториальные леса с богатым типом растительности – более 50 тысяч видов. Самыми дождливыми районами земного шара являются Гавайские острова (Тихий океан) и район Черрапунджи (Индия). В последнем ежегодно выпадает столько воды, что на один гектар земли ее приходится 12,5 млн. ведер (15 000 мм в год). В сухой зоне тропического пояса, в пустынях выпадает осадков менее 200 мм в год. Наиболее засушливые области пустынь – Африка (Сахара). Бывают случаи, когда на протяжении нескольких лет подряд не выпадает ни одной капли дождя. Минимальное количество осадков 0,8 мм в год отмечается в пустыне Атакама (Чили, Южная Америка).

1.4. Условия фазовых переходов воды в атмосфере

Вода на Земле может находиться в трех фазовых состояниях: твердом (лед), жидком (вода) и газообразном (водяной пар). На Земле вода находится в океанах, ледниках и в атмосфере – примеры ее разных агрегатных состояний. Для характеристик фазовых переходов используется фазовая диаграмма воды, которая отражает равновесное состояние фаз воды (жидкости, водяного пара и различных модификаций льда) в системе координат «температура-давление» – рисунок 1.3.

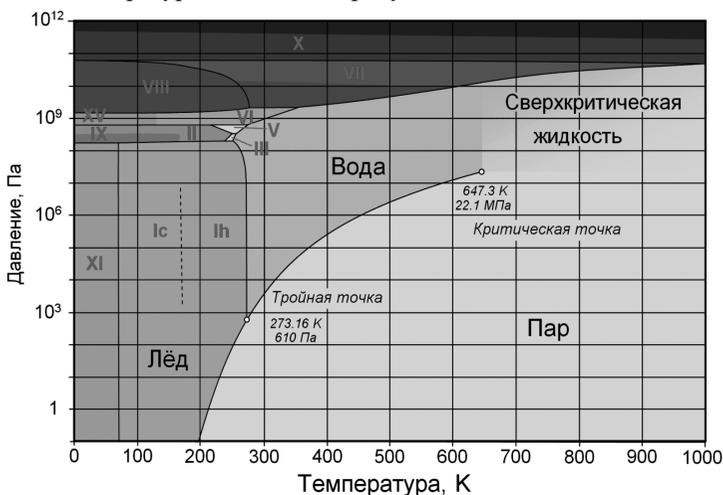


Рисунок 1.3. Фазовая диаграмма воды

Линии среза показывают, когда одна фаза может перейти в другую, между паром и водой показана линия насыщения. Понятие «равновесие» значит, что при рассмотрении разных фазовых переходов нужно дожидаться окончания всех переходных процессов. В реальности такое состояние бывает не всегда, например, при температуре ниже 0°C вода еще может находиться в жидком состоянии.

Фазовая диаграмма используется для определения относительной влажности. Если мы рассмотрим отношение парциального давления водяного пара и давления, при котором водяной пар находится в насыщенном состоянии, то мы получим **относительную влажность воздуха**. Это не характеристика количества пара, а **степень его близости или удаления по отношению к состоянию насыщения**. Когда воздух насыщен, в нем появляются капельки воды (облака, туман), при этом относительная влажность равна 100% или единице.

Таким образом, возможность существования воды на Земле в трёх фазовых состояниях – своего рода уникальный результат комбинации нескольких факторов: определенного расстояния от Земли до Солнца, первоначального состава атмосферы Земли и её температуры.

1.5. Силы, действующие в атмосфере

По взаимодействию атмосферы с подстилающей поверхностью выделяют: приземный слой, пограничный слой, свободную атмосферу. При этом под подстилающей поверхностью понимают поверхность земли, взаимодействующую с атмосферой. В каждом слое действуют свои преобладающие силы, заставляющие двигаться воздушные частицы.

В пределах приземного слоя атмосферы до высоты 50-100 м метеорологические величины резко изменяются с высотой. В пограничном слое атмосферы (слое трения), который простирается до высоты примерно 1-1,5 км, на характер движения воздуха оказывает влияние сила трения; хорошо выражены суточные изменения метеорологических величин (температуры, влажности воздуха, ветра и др.). В свободной атмосфере сила трения близка к нулю.

Выделяют 4 силы, действующих в атмосфере:

- сила барического градиента: характеризует степень изменения атмосферного давления в пространстве, направлена от более высокого давления к более низкому, сообщает ускорение атмосферному воздуху. Поле давления можно описать как систему поверхностей одинакового давления, так называемых изобарических поверхностей (изобар), например: 1000 гПа, 850 гПа, 500 гПа, 200 гПа и т. д.;

- сила Кориолиса: в 1838 г. Кориолисом было показано, что всякое движение в системе координат, связанной с каким-нибудь вращающимся телом, испытывает дополнительное ускорение, так называемое поворотное ускорение, которое вызвано некоторой добавочной силой, называемой

отклоняющей силой вращения Земли или силой Кориолиса. Сила Кориолиса всегда действует по направлению перпендикулярному движению воздушной массы в Северном полушарии – вправо (по отношению к движению), в Южном - влево;

- сила трения: на движущуюся массу воздуха действует сила трения, тормозящая поступательное движение частиц. Сила трения вызывается, с одной стороны, задерживающим воздействием твердой земной поверхности на движущийся воздух, с другой стороны, «вязкостью» самого воздуха (внутреннее трение);

- центробежная сила: при движении массы воздуха по криволинейному пути всегда возникает центробежная сила, она направлена по радиусу кривизны траектории от центра.

Атмосфера обволакивает весь земной шар, оказывая давление на каждый квадратный метр поверхности. Следовательно, на поверхности Земли и на любой высоте в каждой точке создается определенная величина давления, т. е. поле давления, или барическое поле.

Таким образом, причина горизонтального перемещения воздуха – сумма всех сил, действующих в атмосфере на воздушную частицу, формула (2):

$$dv/dt=G+A+F_{тр}+C, \quad (2)$$

где dv/dt – изменение скорости движения воздушной частицы во времени;

G – сила барического градиента – основная массовая сила;

A – сила Кориолиса – инерционная, не массовая – не влияет на скорость, а только на направление;

$F_{тр}$ – сила трения, массовая, изменяет скорость;

C – центробежная сила – инерционная, влияет только на направление;

Силы в атмосфере действуют всегда, но при определенных условиях какими-то из них можно пренебречь:

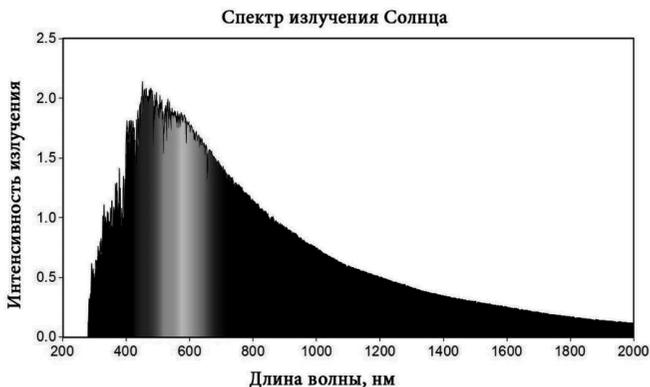
- Центробежная – учитывается только тогда, когда движение воздушной частицы осуществляется по сильно криволинейным траекториям;

- Сила трения – соизмерима с другими силами в приземном слое;

- Сила Кориолиса – оказывает значительное влияние на крупномасштабные процессы.

1.6. Основные понятия об атмосферной радиации

Атмосферная радиация – это электромагнитные волны, находящиеся в атмосфере. Главным источником энергии почти всех процессов, развивающихся в атмосфере, является Солнце. Основная часть (свыше 95%) энергии излучения Солнца приходится на область, так называемого, «оптического окна» (0,29 – 2,4 мкм) – рисунок 1.4.



«Оптическое окно» включает видимый участок спектра, и его близкие «окрестности» в ультрафиолетовой и инфракрасной областях. Название «оптическое окно» эта область получила потому, что именно в этом диапазоне длин волн земная атмосфера наиболее прозрачна для солнечного излучения (пропускает около 80%), в то время как излучение в дальних коротковолновой и инфракрасной областях почти полностью поглощается атмосферой.

Приток тепла к планете Земля от Солнца определяется тремя параметрами:

- расстоянием Земли от Солнца;
- светимостью Солнца: интегральный во всем диапазоне электромагнитных волн солнечного спектра поток энергии определяет так называемую солнечную постоянную планеты, это количество солнечной энергии, приходящей в единицу времени на перпендикулярную к солнечным лучам площадку единичной площади, расположенную на внешней границе атмосферы (ВГА), при среднем расстоянии Земли до Солнца. Верхняя граница атмосферы - высота, на которой плотность атмосферных газов падает до значений плотности газов в межпланетном пространстве (несколько десятков тысяч километров);
- отражательными свойствами планеты (альбедо). Альбедо - характеристика диффузной (т.е. распространяющейся во все стороны) отражательной способности поверхности. Отражательные свойства атмосферы в очень большой степени зависят от облачности, причем существенное значение имеет то, под каким углом происходит падение солнечных лучей на облако.

На пути распространения от внешних пределов атмосферы до земной поверхности солнечная радиация подвергается ряду существенных изменений. Они происходят вследствие процессов поглощения, отражения и рассеяния радиации.

Значительная часть солнечной радиации достигает земной поверхности в виде параллельного пучка лучей на освещаемой поверхности земного шара — прямая солнечная радиация. Некоторая часть радиации, рассеянная в атмосфере во всех направлениях (её называют диффузной), поступает на земную поверхность от всех точек небесного свода. Прямая солнечная радиация в атмосфере ослабляется путём её рассеяния. При этом рассеяние радиации тем больше, чем больше аэрозольных примесей содержит воздух. Около 25 % общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию. Прямая солнечная радиация и рассеянная в сумме их поступления дают суммарную радиацию. Солнечная радиация, поступающая на земную поверхность, частично отражается от неё, но большая её часть поглощается этой поверхностью и идёт на её нагревание.

Радиационный баланс представляет собой разность между всеми потоками радиации, приходящими на земную поверхность и уходящими от нее. Иными словами, это разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением. Значение его показывает, сколько энергии получает или отдает земная поверхность в данном месте радиационном путем в определенный момент времени (в секунду) или за определенный период времени (сутки, месяц, год и др.).

На рисунке 1.5 представлен глобально осредненный бюджет тепла в атмосфере (с учетом обмена с поверхностью).

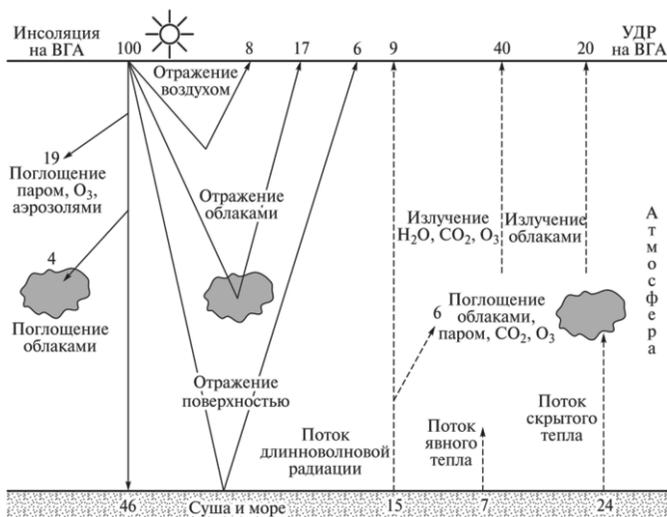


Рисунок 1.5. Радиационный баланс атмосферы

Из 100% энергии, поступающей на верхнюю границу атмосферы (ВГА), 25% отражает воздушная среда (включая облачность) и еще 6% составляет поток, дошедший от поверхности. Итого 31% — это планетарное

альбедо. Паром, озоном, аэрозолями поглощается 19% солнечного излучения, поступающего на ВГА, облаками — 4%, поверхностью Земли (суша и океан) — 46%. Энергия, поглощенная поверхностью, в стационарных условиях отсутствия нагрева или охлаждения распределяется между компонентами теплового баланса деятельного слоя так: потери за счет длинноволнового излучения составляют 15%, поток в атмосферу явного и скрытого тепла — 7 и 24% соответственно. До ВГА непосредственно от поверхности доходит 9% энергии (это излучение в окне прозрачности водяного пара), а 6% длинноволнового излучения от поверхности поглощается паром, облаками, озоном, углекислым газом. Излучение, создаваемое воздушной средой, равно 60% (40% излучения обусловлено водяным паром, углекислым газом, озоном и другими парниковыми газами, а за остальные 20% ответственны капли и кристаллы облаков). Таким образом, уходящее излучение на ВГА составляет 69%, что вместе с отраженной радиацией равно 100%.

Потоки явного тепла обусловлены наличием пространственных неоднородностей удельного теплосодержания, т.е. градиентов температуры в воздушных массах и в системе «атмосфера - подстилающая поверхность». В результате явного теплообмена происходит сглаживание градиентов температуры, т.е. система стремится к термическому равновесию.

Поток скрытой теплоты - это поток теплоты от земной поверхности в атмосферу, который сопровождается испарением воды с поверхности с последующей конденсацией водяных паров в тропосфере. Этот процесс является очень важным с точки зрения обеспечения энергетического бюджета Земли.

Земная поверхность, поглощая коротковолновую радиацию, одновременно теряет энергию путем длинноволнового излучения. Значительная часть излучения земной поверхности, как уже было отмечено выше, поглощается атмосферой. Атмосфера, в свою очередь, излучает длинноволновую радиацию, часть которой, направленная к земной поверхности, называется встречным излучением или противоизлучением атмосферы.

Природный парниковый эффект определяется наличием в атмосфере малых количеств водяного пара, углекислого газа, метана и закиси азота, так называемых парниковых газов. Роль этих газов: пропускание к поверхности Земли солнечной радиации; поглощение исходящего нашей планетой инфракрасного излучения, т.е. они задерживают тепло в атмосфере и вновь излучают его на Землю. Если бы Земля была лишена атмосферы, то средняя температура ее деятельной поверхности была бы не 15°C, как это наблюдается в действительности, а -23°C, т. е. была бы на 38° ниже фактически наблюдаемой, что совершенно изменило бы как характер многих атмосферных процессов, так и условия жизни на Земле.

1.7. Понятие стандартной атмосферы

Все параметры атмосферы существенно меняются в пространстве и времени, зафиксированное наземными метеостанциями давление колеблется в диапазоне 890...1080 гПа, температура воздуха -85°C ... $+50^{\circ}\text{C}$. Такая изменчивость атмосферных параметров приводит к тому, что становится невозможным прямое сравнение результатов различных испытаний авиационной техники, которые проводятся в разных погодных условиях. Для того, чтобы результаты можно было сравнивать, было введено понятие стандартной атмосферы СА.

Стандартная атмосфера – условная модель атмосферы, для которой заданы средние значения основных параметров (температуры, давления, плотности, скорости звука и др.). Характеристики СА рассчитаны по барометрическим формулам и уравнению состояния идеального газа, исходя из предположения, что на уровне моря давление равно 1013,25 гПа (760 мм.рт.ст.), температура $288,15^{\circ}\text{K}$ (15°C), ускорение свободного падения $9,8 \text{ м/с}^2$.

СА является периодически уточняемым стандартом, выпускаемым в виде таблиц (ГОСТ 4401-81 «Атмосфера стандартная. Параметры»)

СА используется при приведении результатов летных испытаний ВС к стандартным условиям, а также для оценки фактических летно-эксплуатационных характеристик, зависящих от состояния реальной атмосферы.

2. АТМОСФЕРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ХАРАКТЕРИСТИКИ

2.1. Основные понятия погоды, её характеристики

Вследствие взаимодействия с земной поверхностью и космическим пространством физическое состояние атмосферы непрерывно изменяется. Для характеристики этого состояния используют метеорологические величины и атмосферные явления.

Метеорологические величины — это температура, влажность, давление, скорость и направление ветра, количество и интенсивность осадков, потоки солнечной энергии, метеорологическая дальность видимости, которые могут быть выражены в тех или иных единицах измерения. Количественная оценка (мера) метеорологической величины называется ее значением.

Изменение метеорологической величины в течение суток называется суточным ходом, в течение года — годовым ходом. Суточный ход характеризуется изменением часовых значений величины, временем наступления максимальных и минимальных значений и амплитудой; Средние за многолетний период (не менее 30 лет) значения метеорологической величины называют нормой.

Атмосферные явления — это туманы, дымка, мгла, грозы, бури, шквалы, метели, заморозки, роса, иней, зарница, гололед, полярные сияния. Их интенсивность определяется с помощью терминов «слабый, умеренный, сильный», или через метеорологические величины, например: туман с дальностью видимости 500 м. Туман — это взвешенная в воздухе система капель воды или ледяных кристаллов у поверхности земли с метеорологической дальностью видимости менее 1 км. Мгла — это взвешенные в воздухе частицы пыли, дыма, гари. Роса — осадок в виде мельчайших капелек воды. Иней — белый кристаллический осадок, образующийся на поверхности земли и предметах, когда температура меньше 10°C. Зарница — отдаленная молния без грома.

Непрерывно изменяющееся физическое состояние атмосферы в данный момент или за некоторый конкретный промежуток времени у земной поверхности, а также и в более высоких слоях называется погодой. Погода характеризуется совокупностью значений метеорологических величин, а также атмосферными явлениями, которые наблюдаются в это время. Погода за промежуток времени (сутки, декаду, месяц, год и др.) определяется средними, максимальными и минимальными значениями метеорологических величин, отклонениями их от нормы, характером и особенностями изменения на протяжении рассматриваемого периода.

Выделяют следующие физические характеристики, которые влияют на полёты воздушных судов: температура воздуха, влажность и плотность воздуха, атмосферное давление, ветер в атмосфере, видимость. Такие метеопараметры будут рассмотрены подробнее в разделе 2.2., видимость — в разделе 4.2.

2.2. Характеристики атмосферы: температура воздуха, плотность воздуха, влажность воздуха, атмосферное давление, ветер в атмосфере

Температура воздуха

Температура воздуха используется при метеорологическом обеспечении полетов ВС, характеризует тепловое состояние воздуха, является характеристикой средней кинетической энергии движения молекул воздуха и потому называется кинетической (истинной) температурой. Пилоты и диспетчеры УВД должны знать и уметь использовать информацию о температуре воздуха при оценке метеорологических условий полета. Эта оценка предполагает:

- учет временного и пространственного изменения температуры воздуха;
- влияния температуры воздуха на летно-технические характеристики ВС. Чем выше температура, тем больше длина разбега и пробега, скорость отрыва и посадки ВС. При отклонении температуры воздуха от стандартной температуры изменяется предельно допустимая высота полета ВС. От температуры зависит расход топлива;
- связи температуры воздуха с другими характеристиками состояния атмосферы: давлением, плотностью и влажностью воздуха; не зная температуры воздуха, нельзя определить его плотность, поскольку последняя не измеряется, а рассчитывается с учетом температуры;
- связи температуры воздуха с явлениями погоды, влияющими на деятельность авиации, в том числе и опасными явлениями.

Информация о фактической температуре воздуха в приземном слое атмосферы (на высоте 2 м от поверхности земли) дается в местных сводках фактической погоды на аэродроме, в передачах ATIS, телеграммах METAR, на приземных картах погоды. Температура воздуха на высотах указывается на картах абсолютной барической топографии, карте тропопаузы.

Температурой воздуха называют температуру, которую показывает **термометр** при наличии теплового равновесия между ним и атмосферным воздухом. Термометры бывают жидкостные (ртутные, спиртовые), металлические (термометры сопротивления, биметаллические пластинки), полупроводниковые (термисторы).

В местных сводках фактической погоды на аэродроме и в телеграммах METAR температура воздуха указывается с точностью до 1 °С. На приземную карту погоды (рисунок 1.1) температура воздуха наносится с точностью до 0,1 °С. Приземная карта погоды – это географическая карта, на которую наносят данные наблюдений за погодой на синоптических станциях в синоптические сроки (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч). При измерении температуры воздуха на высотах методом радиозондирования используются полупроводниковые термометры, обеспечивающие точность измерения температуры до 1 °С.

Для количественной оценки изменения температуры воздуха по вертикали используется вертикальный градиент температуры γ – изменение температуры воздуха в градусах Цельсия на 100 м высоты. При понижении температуры с высотой $\gamma > 0$, при повышении – $\gamma < 0$, при постоянстве температуры – $\gamma = 0$. Кривая стратификации – кривая распределения температуры воздуха с высотой – строится по данным радиозондирования атмосферы.

Задерживающие слои в атмосфере – инверсия, изотермия – играют большую роль в формировании погодных условий. **Инверсия** – слой атмосферы, где $\gamma < 0$, **изотермия** – слой атмосферы, где $\gamma = 0$. Приземные инверсии начинаются от подстилающей поверхности. Инверсии свободной атмосферы возникают на некоторой высоте от земной поверхности. Толщина инверсий изменяется от нескольких метров до 2-3 км. Скачок температуры – разность температуры на границах инверсии – может достигать 10 °С и более.

Приземные инверсии бывают радиационными и адвективными. Радиационные инверсии формируются при ясной погоде и слабом ветре летом – ночью, а зимой – в любое время суток. Инверсии достигают максимальной толщины утром на рассвете. Зимние инверсии могут сохраняться несколько недель. Адвективные инверсии образуются при натекании теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность.

Инверсии свободной атмосферы называются инверсиями сжатия, оседания и антициклоническими инверсиями. Они образуются в областях повышенного давления, где наблюдаются нисходящие движения воздуха. Опускающийся воздух сжимается и растекается на некоторой высоте, не достигая поверхности земли. Температура опускающегося воздуха возрастает на 1 °С на 100 м высоты.

Фронтальные инверсии связаны с атмосферными фронтами – переходными зонами между теплыми и холодными воздушными массами. Фронтальные инверсии имеют толщину несколько сотен метров.

Задерживающие слои в атмосфере препятствуют развитию восходящих движений воздуха. Под ними происходит скопление водяного пара, твердых частиц (литометеоров), продуктов конденсации и сублимации водяного пара, ухудшающих видимость в атмосфере. Инверсии являются слоями разрыва ветра: над и под инверсией наблюдается резкое изменение скорости и направления ветра. С инверсиями связаны опасные для полетов сильные сдвиги ветра – изменения скорости и/или направления ветра в пространстве.

Плотность воздуха

Плотность воздуха – это масса воздуха в единичном объеме. Она не измеряется, а рассчитывается по уравнению состояния воздуха по измеренным значениям давления и температуры воздуха.

Влажность воздуха

Информация о влажности воздуха при оценке метеорологических условий полёта предполагает учет следующих закономерностей:

- изменения влажности воздуха во времени и пространстве;
- влияния влажности воздуха на летно-технические характеристики ВС;
- связи влажности воздуха с его температурой, давлением и плотностью;
- связи влажности воздуха с явлениями погоды, влияющими на полеты ВС.

Содержание водяного пара в воздухе называется **влажностью воздуха**. Характеристики влажности воздуха называются гигрометрическими характеристиками. При метеорологическом обеспечении полетов используется информация о точке росы, дефиците точки росы и относительной влажности воздуха.

Точка росы – температура, при которой воздух достигает состояния насыщения по отношению к ровной водной поверхности при данном содержании водяного пара и постоянном атмосферном давлении. Точка росы равна температуре воздуха при состоянии насыщения. В ненасыщенном воздухе точка росы всегда ниже температуры воздуха. На приземных картах погоды точка росы указывается с точностью до 0,1 °С. В местных сводках фактической погоды на аэродроме и в телеграммах METAR точка росы дается в целых градусах Цельсия.

Дефицит точки росы – разность между температурой воздуха и точкой росы. При насыщении воздуха водяным паром дефицит точки росы равен 0. Чем меньше дефицит точки росы, тем ближе воздух к состоянию насыщения, тем больше вероятность тумана. Дефицит точки росы указывается на картах абсолютной барической топографии.

Относительная влажность воздуха – отношение фактического содержания водяного пара в воздухе к максимально возможному содержанию водяного пара при данной температуре воздуха. При насыщении воздуха водяным паром относительная влажность его равна 100 %. Относительная влажность воздуха дается в местных сводках погоды на аэродроме.

Водяной пар, как и другие газы атмосферы, создает давление. **Давление (упругость) водяного пара** выражается в гектопаскалях гПа (миллибарах). Давление водяного пара у земной поверхности на земном шаре меняется от сотых долей гПа (при низких температурах) до 35 гПа и более (при высоких температурах). Давление водяного пара в состоянии насыщения называется давлением насыщенного водяного пара (упругостью насыщения). Чем выше температура воздуха, тем больше давление насыщенного водяного пара.

Упругость насыщения над выпуклой поверхностью воды (над каплей) меньше, чем над ровной поверхностью воды, и надо льдом меньше, чем над

водой. Эта закономерность играет большую роль в процессе образования атмосферных осадков.

Абсолютная влажность (плотность водяного пара) – это масса водяного пара, содержащегося в единичном объеме влажного воздуха. Насыщающая абсолютная влажность – это максимально возможная абсолютная влажность при данной температуре воздуха. Удельная влажность – масса водяного пара в единичной массе влажного воздуха. Насыщающая удельная влажность – максимально возможная удельная влажность при данной температуре воздуха.

На аэродромах **влажность воздуха, %** определяется с помощью **гигрометрического** и **психрометрического** (более точный) методов. Гигрометры и психрометрические установки (психрометры) размещаются на высоте 2 м от поверхности земли.

В основе психрометрического метода лежит измерение температуры воздуха сухим и смоченным термометрами. С помощью психрометрических таблиц по измеренным значениям температуры сухого и смоченного термометров можно определить все гигрометрические характеристики: точку росы, относительную влажность, давление водяного пара, давление насыщенного водяного пара, абсолютную влажность, удельную влажность воздуха.

В основе гигрометрического метода лежит измерение влажности воздуха прибором, который основан на свойстве обезжиренного волоса (чаще светлого) изменять свою длину при изменении относительной влажности.

Атмосферное давление

Давление атмосферы – это сила, с которой атмосфера давит на единичную горизонтальную площадку. При метеорологическом обеспечении полетов, при анализе и оценке условий погоды используются пять значений давления воздуха, которые обозначаются так: QFE, QNH, QNE, QFF, P_{мин.прив.}

Давление QFE – атмосферное давление на аэродроме, соответствующее уровню порога ВПП рабочего курса посадки. QFE дается в местных сводках фактической погоды на аэродроме, в передачах ATIS, сообщается диспетчером УВД экипажу на борт ВС перед посадкой для установки высотомера. Это давление указывается в мм рт. ст. с округлением в меньшую сторону до целых значений. В телеграммах METAR после сокращения RМК оно дается не только в мм рт. ст., но и в гектопаскалях гПа. Один гектопаскаль (гПа) равен одному миллибару (мбар) и составляет 3/4 мм. рт. ст.

Давление QNH – давление воздуха на аэродроме, приведенное к уровню Балтийского моря (этот уровень является мировым эталоном) по условиям СА. Приведение осуществляется с помощью барометрической формулы. Давление QNH указывается в телеграммах METAR в

гектопаскалях с округлением до целых значений в меньшую сторону после буквы Q. Если ВС находится на ВПП, и на шкале высотомера установлено давление QNH, то высотомер должен с достаточной точностью показывать высоту аэродрома относительно уровня моря. Если установлено давление QFE, то высотомер должен показывать нулевую высоту.

Давление QNE – это стандартное давление на уровне моря, которое составляет 760 мм рт. ст. (1013 гПа или 29,92 дюйма рт. ст.).

Давление QFF определяется на синоптических станциях и наносится на приземные карты погоды в гектопаскалях с точностью до 0,1 гПа. QFF – давление на станции, приведенное к уровню моря не по СА, а по фактическим погодным условиям – с учетом измеренных значений температуры и влажности воздуха. Все синоптические станции располагаются на разных высотах относительно уровня моря, поэтому величины давления воздуха, измеренные на этих станциях, нельзя сравнивать. Данные об атмосферном давлении приводятся к уровню моря, чтобы их можно было использовать в целях анализа и прогноза погоды на аэродромах. На земном шаре QFF изменяется от 1085 гПа в Сибирском антициклоне до 877 гПа в тропическом циклоне. Чаще всего оно изменяется в пределах от 950 до 1040 гПа.

Минимальное приведенное давление $R_{мин}$. прив. сообщается в прогнозах по площадям при обслуживании полетов на малых высотах. Это давление в практике метеообеспечения полетов определяется по приземным картам погоды и дается в мм.рт.ст. с округлением до целых значений в меньшую сторону.

Знание закономерностей изменения атмосферного давления во времени и пространстве для диспетчера УВД и пилота необходимо, по крайней мере, по двум причинам: во-первых, основным методом определения высоты в авиации является барометрический метод; во-вторых, с изменением атмосферного давления во времени и пространстве связано изменение погоды.

Самым точным прибором для измерения атмосферного давления на метеорологических станциях является ртутный чашечный барометр, который обеспечивает точность до 0,1 гПа.

Датчик давления станции КРАМС обеспечивает точность до 0,5 гПа, которая является достаточной для целей производства полетов ВС. Приемником атмосферного давления в этом датчике является вакуумированный сильфон – металлическая камера с гофрированной боковой поверхностью. Измерение атмосферного давления преобразуется в пропорциональное изменение электрического сопротивления. Датчик давления станции КРАМС является усовершенствованной модификацией барометра-анероида, принцип действия которого заключается в измерении деформации упругой вакуумированной гофрированной металлической коробки под действием атмосферного давления.

Ветер в атмосфере

Ветер – это вектор, который характеризуется скоростью и направлением.

При метеорологическом обеспечении полетов используется **метеорологический ветер**, направление которого выражается в десятках градусов и определяется азимутом той точки горизонта, **откуда** ветер дует.

Метеорологический ветер отличается по направлению от **навигационного ветра** на 180°.

Скорость ветра у поверхности земли в РФ измеряется с помощью анеморумбометров в м/с. С помощью анеморумбометров можно определить мгновенный ветер, период осреднения которого 2-3 с. Если максимальная мгновенная скорость ветра превышает среднюю скорость за период осреднения на 5 м/с или более, то в местных сводках погоды по аэродрому и в телеграммах METAR дается максимальный ветер – порыв.

Порывистость ветра указывает на наличие турбулентности в атмосфере: движение воздуха в атмосфере носит турбулентный (вихревой) характер, следствием чего является изменение (колебание) направления и скорости ветра около некоторого среднего значения. Чем больше величина порыва, тем более выражена атмосферная турбулентность.

Приземный ветер на синоптических станциях, на аэродроме определяется на высоте 10 м от поверхности земли. Точность измерения приземного ветра на аэродромах по скорости – до 1 м/с, по направлению – до 10°.

В передачах ATIS для прилетающих и вылетающих ВС дается ветер на высотах 100 м и на круге для того, чтобы можно было оценить изменение ветра по вертикали.

Ветер на высотах измеряется с помощью радиозондирования атмосферы на аэрологических станциях (АЭ). Точность измерения по скорости – до 10 м/с, по направлению – до 10°.

Радиус действия реального ветра – это расстояние от точки его измерения, в пределах которого изменчивость ветра не превышает заранее заданной величины. Радиус действия ветра, измеренного с помощью радиозондов, считается равным 150 км.

Срок годности реального ветра – промежуток времени от момента измерения ветра, в пределах которого изменчивость ветра не превышает заранее заданной величины, – составляет примерно 6 ч.

Струйное течение – это перенос воздуха в виде узкого течения с большими скоростями, обычно в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Максимальная скорость – 30 м/с и более. Образуются в зонах наибольшего сближения тёплых и холодных воздушных масс, где создаются значительные горизонтальные градиенты давления и температуры. Наиболее активны в холодный период года, когда наблюдаются наибольшие контрасты на атмосферных фронтах. Стратосферные струйные течения могут наблюдаться на всех широтах.

3. АТМОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

3.1. Понятие общей циркуляции атмосферы

Общая циркуляция атмосферы (ОЦА) – совокупность воздушных течений планетарного масштаба. Формируется при взаимодействии основных центров действия атмосферы. Захватывает тропосферу и нижнюю стратосферу до высоты ≈ 20 км, характеризуется относительным постоянством. Существование и структура общей циркуляции атмосферы обусловлены неравномерным распределением атмосферного давления, перетоком воздуха из барических максимумов в минимумы и отклоняющей силой вращения Земли. Зональные переносы воздуха преобладают над меридиональными.

Основные зональные потоки нижней тропосферы – восточные ветры (пассаты) в экваториально-тропических широтах, западные – в умеренных широтах и восточные – в приполярных.

К ветрам субмеридионального направления относятся муссоны (ветры, идущие из тропиков к экватору, летом дуют с океана, зимой— с материка, свойственны тропическим областям и некоторым приморским местностям умеренного пояса). В верхней тропосфере господствует перенос воздуха с запада на восток.

Главные факторы ОЦА:

- зональное распределение солнечной радиации, и, как следствие, изменение температуры и давления;
- осевое вращение Земли и связанные с ним отклонения воздушных потоков от градиентного направления;
- неоднородности земной поверхности — наличия материков и океанов с разными физическими характеристиками воздуха над ними.

Схема общей циркуляции атмосферы представлена на рисунке 3.1, на котором рассмотрено одно полушарие в вертикальном разрезе от полюса к экватору (широты – ось X, высота – ось Y). В нижней тропосфере пассаты одного и другого полушария сходятся друг к другу. В итоге происходит подъём воздуха, и на этой поднимающейся массе возникает облачность внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Этот подъём достигает почти 18 км, выше располагается тропопауза. В антициклонах происходит оседание воздуха. Наибольшие градиенты температуры в верхней тропосфере достигаются над антициклонами, и поэтому здесь возникает **субтропическое струйное течение (ССТ)**. Дальше, продвигаясь в умеренные широты, за антициклонами наблюдаются системы низкого давления. Здесь тропические воздушные массы контактируют с умеренными и полярными воздушными массами. Здесь самые большие температурные градиенты, и выражено это существованием зоны такого различия между этими массами, которая называется **атмосферный фронт**. В приведенном на рисунке 3.1. случае

наблюдается **полярный фронт (ПФ)**. В более низких широтах находится тёплый тропический воздух, в более высоких широтах – воздух умеренный, они обладают совершенно разными термодинамическими свойствами. Из-за того, что на фронте достигаются самые сильные контрасты температур, возникает другая ось ещё одного струйного течения. Поскольку оно связано с полярным фронтом, то оно называется полярно-фронтальное струйное течение (**ПФСТ**), у ПФСТ большая флуктуация в пространстве и времени по сравнению с ССТ. В месте ПФСТ происходит сильный циклогенез (активное движение циклонов и фронтальных систем). Арктический фронт (**АФ**) разделяет умеренную воздушную массу и арктическую воздушную массу.

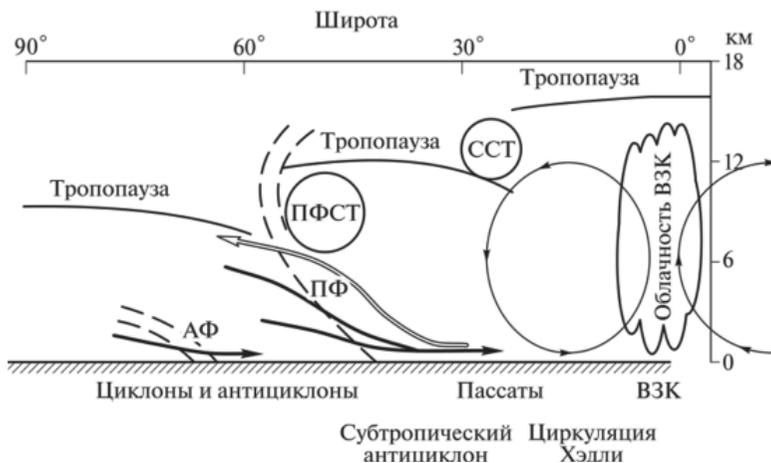


Рисунок 3.1. Схема общей циркуляции атмосферы

Таким образом, **обобщенная планетарная схема распределения давления** у поверхности Земли по многолетним данным выглядит следующим образом:

- вдоль экватора – пояс пониженного давления;
- к северу и к югу от экватора на широтах 30–40° – пояса повышенного давления;
- в умеренных и субполярных широтах – пояса пониженного давления;
- в полярных широтах – области повышенного давления.

Фактическое распределение давления гораздо сложнее, потому что зональность нарушается вследствие неравномерного распределения материков и океанов, которые по-разному нагреваются и остывают в течение года.

3.2. Синоптические объекты

Синоптические объекты – это воздушные массы, барические системы, очаги тепла и холода, струйные течения, высотные фронтальные зоны и т.д.

Воздушные массы – относительно однородные по условиям погоды массы воздуха в тропосфере, соизмеримые по площади с материками и океанами, перемещающиеся в системе ОЦА (т.е. в системе макромасштабных воздушных течений над Земным шаром).

Общность свойств воздушных масс определяется их формированием в определённом очаге над однородной подстилающей поверхностью и в однородных радиационных условиях. При формировании воздушной массы должны осуществляться такие циркуляционные условия, которые способствуют стационариванию её в данном очаге. При выходе из очага воздушная масса, перемещаясь, изменяет свои свойства (трансформируется), но при этом внутри воздушной массы сохраняется непрерывность в изменении температуры и другие свойства в горизонтальном направлении. Свойства воздушных масс в большой степени определяют режим погоды над занимаемой территорией, со сменой воздушных масс во внетропических широтах связаны неперiodические изменения погоды.

Воздушная масса взаимодействует с подстилающей поверхностью и, через потоки тепла и влаги, обретает свойства, обусловленные:

- А) подстилающей поверхностью;
- Б) условиями радиационного и теплового баланса в условиях формирования.

Любой воздух инертен (приобретенные свойства не могут изменяться мгновенно); поэтому, перемещаясь, воздушные массы переносят свои свойства на значительные расстояния.

Условия погоды в конкретном районе зависят от того, какая воздушная масса здесь находится, а будущая погода – от того, какая придёт.

Воздушные массы по скорости перемещения разделяют на две группы: движущиеся (тёплые, холодные), местные или нейтральные (длительное время не меняют своё географическое положение). Данное разделение воздушных масс учитывает один из важнейших результатов теплового обмена – вертикальное распределение температуры воздуха и соответствующий ему вид вертикального равновесия. С устойчивыми и неустойчивыми воздушными массами связаны определённые условия погоды.

По географической классификации, в зависимости от широтных зон, где образуются воздушные массы, различают арктические и антарктические воздушные массы (АВ), воздушные массы умеренных широт (УВ) или полярные воздушные массы (ПВ), тропические (ТВ) и экваториальные (ЭВ) воздушные массы.

Воздушные массы разделяются также на морские и континентальные, например, континентальный умеренный воздух, морской умеренный воздух обозначается кУВ и мУВ соответственно.

Барические системы – совокупность обширных подвижных областей пониженного и повышенного атмосферного давления в барическом поле атмосферы Земли. Выделяют пять барических систем, которые являются

объектами синоптического анализа– синоптическими объектами (рисунок 3.2.)

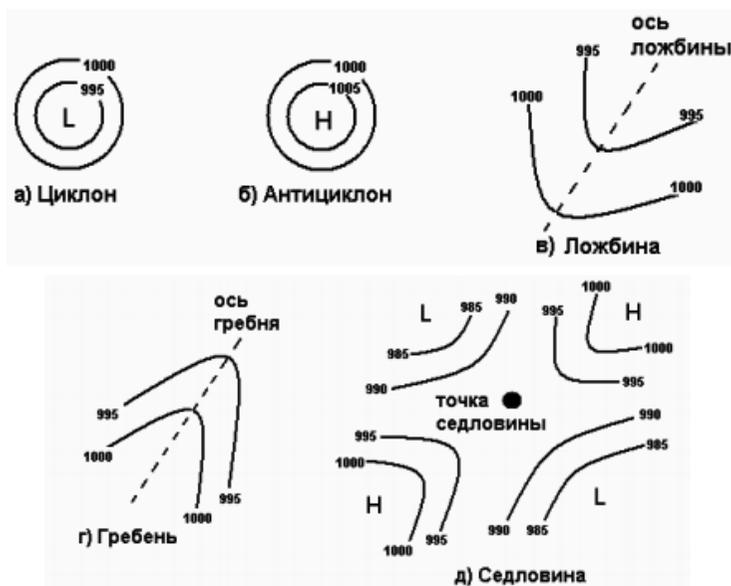


Рисунок 3.2. Барические системы
Изобары показаны чёрным цветом

Циклон – атмосферный вихрь с замкнутыми изобарами, с пониженным давлением, минимальным в центре, и вращением воздуха против часовой стрелки в северном полушарии (по часовой – в южном).

Антициклон — область высокого давления, ограниченная замкнутыми изобарами. Наибольшее атмосферное давление в этой области соответствует центру антициклона, в центральной части их происходит опускание огромных объемов воздуха, а у земной поверхности воздух оттекает к периферии. Опускающийся воздух попадает в слои атмосферы с возрастающим давлением, вследствие чего воздух сжимается и одновременно растекается в стороны, не достигая земной поверхности.

Ложбина – вытянутая область пониженного давления с незамкнутыми изобарами. Линия наименьшего давления вдоль ложбины называется осью ложбины.

Гребень – вытянутая область повышенного давления с незамкнутыми изобарами. Линия наибольшего давления вдоль гребня называется осью гребня.

Седловина – барическое поле с незамкнутыми изобарами между двумя циклонами и антициклонами, расположенными крест-накрест.

3.3. Классификация атмосферных фронтов на типы: тёплый, холодный фронт, фронт окклюзии, их погодные характеристики

Атмосферные фронты – узкие переходные зоны между соседними воздушными массами, различающиеся по протяженности, особенностям перемещения, вертикальной и горизонтальной стратификации и условиям погоды.

В зависимости от того, по какому признаку мы ранжируем фронты, существует целый ряд классификаций атмосферных фронтов: по горизонтальной и вертикальной стратификации и циркуляционной значимости; по характеру вертикальных движений воздуха над фронтальной поверхностью; по активности процессов, проходящих в зоне фронта; по географическим особенностям.

В настоящем учебном пособии рассмотрен тип классификации атмосферных фронтов по особенностям перемещения вертикальной стратификации и условиям погоды.

Здесь выделяют два основных типа:

А - Простые фронты – они, в свою очередь, разделяются на:

- Теплые
- Холодные
- Малоподвижные (стационарные)

Б - Сложные (сомкнутые) – фронты окклюзии, делятся на:

- фронты окклюзии по типу теплого фронта
- фронты окклюзии по типу холодного фронта
- нейтральные
- малоподвижные

А. Простые фронты.

• Теплый фронт - участок основного фронта, перемещающийся в сторону холодного воздуха, на рисунке 1.1. показан красным цветом. Естественно, за теплым фронтом наступает теплая воздушная масса, также можно отметить, что теплые фронты чаще всего являются анафронтами (анафронт – атмосферный фронт, над поверхностью которого теплый воздух совершает восходящее движение по клину холодного).

По мере приближения линии тёплого фронта начинает падать давление, уплотняются облака, выпадают обложные осадки. Зимой при прохождении фронта обычно появляются низкие слоистые облака. При прохождении фронта температура и влажность обычно быстро возрастают, ветер усиливается. После прохождения фронта направление ветра меняется, падение давления прекращается и начинается его слабый рост, облака рассеиваются, осадки прекращаются. Поле барических тенденций представлено следующим образом: перед тёплым фронтом располагается замкнутая область падения давления, за фронтом — либо рост давления, либо относительный рост (падение, но меньшее, чем перед фронтом).

• Холодный фронт – участок основного фронта, перемещающийся в сторону теплого воздуха, на рисунке 1.1 показан синим цветом. Ему сопутствует

наступление холодной воздушной массы и отступления теплой. Холодные фронты преимущественно являются катафронтами (катафронт – атмосферный фронт, над поверхностью которого теплый воздух совершает нисходящее скольжение по клину холодного.). Перед фронтом часто наблюдаются осадки, а нередко грозы и шквалы (особенно в тёплое полугодие). Температура воздуха после прохождения фронта падает (адвекция холода), причём порой быстро и резко — на 5...10 °С и более за 1-2 часа. Характер погоды на холодном фронте заметно различается в зависимости от скорости смещения фронта, свойств тёплого воздуха перед фронтом, характера восходящих движений тёплого воздуха над клином холодного.

Существуют следующие виды холодных фронтов:

- ✓ Первого рода. В холодном фронте первого рода холодный воздух движется относительно медленно.
- ✓ Второго рода. В холодном фронте второго рода холодный воздух движется относительно быстро.
- Малоподвижный (стационарный) фронт - участок основного фронта, не претерпевающий существенного перемещения. Малоподвижным фронт становится в случае, если нормальные составляющие скорости, перпендикулярные линии фронта, отсутствуют, или направлены навстречу друг другу и приблизительно одинаковы по величине (более редкая ситуация). Чаще всего ветер параллелен фронту в воздушных массах по обе стороны от фронта, поэтому малоподвижный фронт часто называют фронтом в параллельных потоках.

Нужно понимать, что главная линия раздела - основной фронт, разделяющий воздушные массы. Его название – теплый, холодный, малоподвижный – обусловлено циркуляцией, которая постоянно изменяется, поэтому фронт, который был теплым, может стать холодным и т.д. - в этом случае говорят о смене знака фронта. Также малоподвижный фронт может стать теплым, или холодным, если появятся волны на линии основного фронта.

Б. Сложные (сомкнутые) фронты окклюзии.

Вследствие того, что холодный фронт перемещается быстрее, чем теплый, и догоняет его, происходит смыкание холодного и тёплого фронтов, теплый воздух вытесняется в верхние слои и формируется сомкнутый фронт окклюзии. Фронты окклюзии (показаны на рисунке 1.1 фиолетовым цветом) подразделяются на несколько типов:

- Окклюзия по типу теплого фронта - возникает в случае, если за фронтом находится более теплая воздушная масса, и прохождение такого фронта приводит к повышению температуры.
 - Окклюзия по типу холодного фронта – возникает в случае, если за фронтом находится более холодная воздушная масса, и при его прохождении наблюдается похолодание.

- Нейтральный фронт окклюзии – возникает в случае, если температуры воздушных масс по обе стороны от фронта окклюзии не сильно различаются.

- Малоподвижный фронт окклюзии – возникает в случае, если скорости воздушных масс по обе стороны от фронта окклюзии не сильно различаются.

Воздушные массы, находящиеся по обе стороны от фронта окклюзии, различаются между собой меньше, чем воздушные массы на основном фронте. Скачок температуры, как правило, меньше пяти градусов. По своей структуре фронты окклюзии ближе к вторичным фронтам, их горизонтальная протяженность редко превышает 1000 км, и они так же, как и вторичные фронты, не выходят за пределы одного циклона (исключения есть, но достаточно редкие).

При благоприятных циркуляционных условиях, то есть, при наличии интенсивной адвекции тепла и холода, фронт окклюзии может стать основным фронтом.

Продолжительность существования фронта окклюзии зависит от интенсивности разрушения циклона. Если не происходит регенерации циклона, то фронт окклюзии существует, как правило, первые 1-2 суток, но при специфических условиях, особенно в случае малоподвижных центральных циклонов, которые регенерируют по нескольку раз за счет того, что в них вливаются новые члены циклонической серии, фронты окклюзии могут существовать намного более длительное время, иногда даже до недель.

Дополнительные факторы, способствующие фронтогенезу (процесс образования и обострения фронтов) или фронтолизу (процесс размывания фронтов)

- подстилающая поверхность - в приземном слое велико влияние трения, которое приводит к конвергенции в областях пониженного давления и дивергенции в областях повышенного давления. Трение способствует фронтогенезу в ложбинах и фронтолизу в гребнях. Влияние трения с высотой сильно ослабевает, поэтому на высотах фронты в антициклонах могут быть прекрасно выражены, но размыты у земли.

- орография - на наветренных склонах фронты обостряются, на подветренных склонах фронты размываются.

- испарение с поверхности - увеличение влагосодержания приводит к формированию более мощной облачности и выпадению более интенсивных осадков, поэтому интенсивность фронтов над морями и океанами, как правило, больше, чем над сушей. Конечно, не стоит забывать о том, что на интенсивность влияют еще и конвективные процессы, которые лучше развиваются над сушей в результате радиационного нагрева.

- трансформация воздушных масс – в результате трансформации температура воздушной массы может меняться на 3-5 и более градусов за сутки. Если

меняется температура воздушной массы, то будет меняться и градиент, а значит, и интенсивность фронта.

Если фронт движется по холодной поверхности, то в этом случае теплый воздух будет интенсивно выхолаживаться, контраст будет ослабевать, но максимальное охлаждение теплого воздуха будет происходить в приземном слое. При этом сформируется устойчивая стратификация - ослабнет перемешивание по вертикали, выхолаживание вверх будет распространяться слабо. Таким образом, при движении фронта по холодной поверхности фронты быстро размываются внизу и медленно размываются на высотах, то есть, в зимнее время фронты могут быть хорошо выражены в облачности и осадках, но слабо выражены в температуре.

4. ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИК НА ПОЛЁТЫ ВОЗДУШНЫХ СУДОВ

4.1. Физические характеристики атмосферы, влияющие на полёты воздушных судов

Влияние температуры и давления на показания барометрического высотомера

Проблема измерения высоты, на которой летит воздушное судно, не такая простая, как может показаться на первый взгляд. Действительно, если самолет летит горизонтально, то можно говорить об **истинной** высоте полета (Нист), **абсолютной** высоте полета (Набс)-высоте полета над уровнем моря, а также об **относительной** высоте полёта (Нот)-высоте полета относительно аэродрома вылета (посадки) или относительно стандартного давления у земли.

Высота полёта может определяться или с помощью радиотехнических средств, или с помощью барометрического высотомера. При использовании радиовысотомера определяется истинная высота полета (Нист). Принцип работы прибора основан на измерении времени прохождения радиоволной расстояния от передатчика, установленного на борту самолета, до поверхности земли и обратно. Радиовысотомеры обеспечивают высокую точность измерений, их показания не зависят от метеорологических условий и скорости полета. Однако использовать радиовысотомеры при полетах трудно, особенно над пересеченной местностью, так как в этом случае показания высотомера будут «прыгать» со скоростью изменения высоты рельефа.

Основным методом измерения высоты в полете является барометрический метод, использующий закономерности изменения атмосферного давления с высотой. Иными словами, летчик в полете измеряет не высоту полета, а давление на высоте полета и, введя в показания высотомера необходимые поправки, определяет высоту полета. Основная шкала барометра (высотомера) градуируется в единицах высоты для условий стандартной атмосферы.

Как указывалось выше, шкала барометрического высотомера градуируется применительно к условиям стандартной атмосферы (СА). При полете в реальной атмосфере истинная высота полета может быть различной. Возникающие ошибки могут быть или барометрическими, или температурными.

Барометрическая ошибка устраняется при внесении поправки на давление путем установки подвижной шкалы высотомера в соответствующее положение.

В дальнейшем высотомер будет показывать относительную высоту – высоту, относительно аэродрома вылета.

Чтобы выдерживать в полете высоту эшелона, летчик после достижения безопасной высоты обязан на подвижной шкале установить давление 760 мм.рт.ст. в качестве исходного значения для отсчета высоты эшелона относительно давления на уровне моря в условиях СА.

При подходе к пункту посадки летчик снова устанавливает на приборе давление на уровне ВПП аэродрома посадки.

Сведения об атмосферном давлении в миллиметрах ртутного столба на уровне ВПП обязательно передаются на борт самолета в сводке погоды, составляемой на авиаметеорологической станции.

Ошибки в определении давления на уровне ВПП могут явиться причиной летных происшествий или предпосылок к ним. Например, если на борт самолета передано давление с ошибкой на 5 мм.рт.ст. в сторону увеличения, то высота по барометрическому высотомеру при заходе на посадку будет завышена примерно на 50 м, что в сложных метеорологических условиях может привести к столкновению самолета с наземными объектами.

Однако, ошибки в 5 мм.рт.ст. встречаются крайне редко. Температурная ошибка возникает за счет отклонения средней температуры слоя от земли до заданной высоты полета от стандартного значения. Значение этой ошибки рассчитывается штурманом, но по метеорологическим данным о распределении температуры воздуха с высотой.

Если не учитывать отклонение средней температуры слоя от стандартного значения, то ошибки в определении высоты полета могут составить 8-13%, а это уже достаточно много.

Вот одна из причин, зачем необходим прогноз температуры воздуха у земли и на высотах, который сообщается летному составу.

Влияние ветра на путевую скорость и дальность полета

По отношению к летящему самолету ветер представляет собой переносное движение. При наличии ветра направление движения самолета относительно земной поверхности не совпадает с продольной осью самолета, т.е. ветер сносит самолет с того курса, каким этот самолет летит.

Летчику воздушного судна, естественно, еще до вылета необходимо знать, каким курсом и с какой скоростью нужно лететь, чтобы, выполняя полет в поле реального ветра.

Все задачи, связанные с так называемым предварительным штурманским расчетом, выполняет экипаж самолета по исходным данным: маршрут и высота полета, время вылета и расчетное время посадки, направление и скорость ветра на эшелоне полета.

Задачи предварительного штурманского расчета помогает решить навигационный треугольник скоростей. Элементы навигационного треугольника скоростей при полёте самолета могут существенно изменяться

вследствие большой пространственной и временной изменчивости ветра и большой протяженности многих маршрутов. Учет пространственной и временной изменчивости ветра особенно важен для воздушной навигации.

Влияние ветра на взлёт и посадку

Если предположить, что скорость встречного ветра равна 10м/с, а скорость отрыва самолета 250км/ч (70м/с), то при таких условиях время разбега самолета уменьшится по сравнению со штилевыми условиями на 14%, а длина разбега на 26%. Таким образом, не учитывать влияние ветра на взлет и посадку, безусловно, нельзя.

Увеличение или уменьшение времени разбега самолета не принципиально, так как это при скорости ветра 10м/с составляет всего около 10с. Другое дело - длина разбега самолета. Если при штиле она равна 1000 м, то при встречном ветре скоростью 10 м/с длина разбега сократится до 740 м, а при таком же попутном ветре - увеличится до 1260 м. Естественно, что увеличение длины разбега примерно на четверть может привести к неприятным последствиям.

Боковой ветер (а ветер любого направления можно разложить на две составляющие таким образом, что одна из них будет строго попутная или встречная, а другая - строго боковая) так же оказывает неприятное, а иногда и опасное воздействие на самолет.

Для обеспечения безопасности полетов для каждого типа самолета устанавливаются предельно допустимые значения скорости бокового ветра (его боковой составляющей), скорости попутного ветра и даже скорости встречного ветра.

4.2. Влияние явлений погоды на полёты воздушных судов

Облака

Облаками называют видимое скопление продуктов конденсации и сублимации водяного пара на некоторой высоте в атмосфере. Состоят облака из капель воды и кристаллов льда, которые принято называть облачными элементами. Обычно последние настолько малы и легки, что удерживаются в воздухе восходящими турбулентными и конвективными потоками и длительное время остаются во взвешенном состоянии, перемещаясь в различных направлениях.

В зависимости от состава облачных элементов облака делятся на три класса:

- водяные, состоящие только из капель. Наблюдаются они при положительных и небольших отрицательных температурах (до -10°C); в последнем случае капли находятся в переохлажденном состоянии;

- смешанные, состоящие одновременно из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов. Существуют они при умеренных отрицательных температурах от -10 до -40 °С;

- ледяные или кристаллические, состоящие только из ледяных кристаллов, существующие при температурах ниже - 40 °С.

Возникнув, облако не остается неизменным: в одних частях, особенно на периферии, где воздух не насыщен водяным паром, облачные элементы постоянно испаряются; в других, где при восходящих потоках воздуха интенсивно поступает водяной пар, образуются новые элементы. Следовательно, в одних местах облако постоянно образуется, в других тает. В пределах облака его элементы переносятся в вертикальном и горизонтальном направлениях турбулентными и конвективными токами, а само облако перемещается вместе с ветром. Длительность существования облаков определяется временем, пока существуют благоприятные условия облакообразования, с исчезновением их облака быстро рассеиваются. Поэтому время существования отдельных облаков, например, кучевых, очень непродолжительно (десятки минут).

Международная классификация облаков базируется на использовании морфологических признаков (внешнего вида) и высоты нижней границы (основания) облаков. В зависимости от высоты основания облаков выделяют 4 семейства, которые по морфологическим признакам делятся на 10 основных форм (родов).

А. Семейство облаков верхнего яруса (высота основания более 6 км): перистые — *Cirrus* (Ci); перисто-кучевые — *Cirrocumulus* (Cc); перисто-слоистые — *Cirrostratus* (Cs).

Б. Семейство облаков среднего яруса (высота основания 2-6 км): высококучевые — *Alto cumulus* (Ac), высокослоистые — *Altostratus* (As).

В. Семейство облаков нижнего яруса (высота основания до 2 км): слоисто-кучевые — *Strato cumulus* (Sc), слоистые — *Stratus* (St); слоисто-дождевые — *Nimbostratus* (Ns).

Г. Семейство облаков вертикального развития (сильно вытянуты по вертикали, основание их располагается в нижнем ярусе, а вершина в среднем или верхнем): кучевые — *Cumulus* (Cu); кучево-дождевые -*Cumulonimbus* (Cb).

Облака верхнего яруса - самые высокие в тропосфере. Образуются при очень низких температурах, состоят из ледяных кристаллов и поэтому имеют заметную волокнистую структуру. Это тонкие белые прозрачные облака, не образующие теней. Сквозь них хорошо просвечивают все небесные светила, и они почти не ослабляют солнечного света. Перистые облака выглядят в виде нитей, гряд, завитков и полос волокнистой структуры; перисто-кучевые состоят из отдельных мелких волн, ряби, мелких хлопьев или завитков; перисто-слоистые — прозрачная белесая вуаль, частично или полностью закрывающая небосвод.

Облака среднего яруса - более плотные, чем перистые, белого или сероватого цвета. Высококучевые облака состоят из облачных волн, гряд,

отдельных пластин или хлопьев, расположенных упорядоченно и разделенных просветами голубого неба. Высокослоистые облака светлого-серого цвета, слегка волокнистые, иногда со слабо выраженной волнистостью. Обычно они образуют сплошную пелену, постепенно закрывающую все небо. Солнце и Луна просвечивают сквозь них в виде светлых размытых пятен, порою слабо различимых. Высококучевые облака состоят из мелких переохлажденных капель и осадков не образуют. Высокослоистые облака являются типичными смешанными облаками. В летнее время из них могут выпадать морозящие осадки, однако выпадающие капли мороси чаще испаряются во время падения, и не достигают земной поверхности. Зимой из них часто выпадает снег.

Облака нижнего яруса - самые низкие и плотные в тропосфере. Слоисто-кучевые облака состоят из гряд, валов, пластин или хлопьев, разделенных просветами или сливающихся в сплошной серый волнистый покров, местами более темный. Эти облака водяные и не дают осадков. Слоистые облака представляют собой однородный серый сплошной низкий слой, часто с клочковатой нижней поверхностью. Обычно они водяные, в верхней части изредка смешанные. Могут образовывать морозящие осадки в виде мелкого снега или дождя. Слоисто-дождевые облака — очень мощный (высотой в несколько километров) облачный слой темно-серого цвета, сплошь закрывающий небо. Под ними часто видны темные клочья низких разорванных облаков. По составу элементов слоисто-дождевые облака всегда смешанные, из них выпадает обложной дождь или снег. Большая часть осадков в сумме выпадает именно из этих облаков.

Облака вертикального развития - возникают при быстром вертикальном поднятии воздуха. Кучевые облака — отдельные, с резко очерченными контурами, плотные, развивающиеся по вертикали с куполообразными клубящимися белыми вершинами и более темными основаниями. Они состоят только из капель и осадков не дают. Кучево-дождевые облака образуются при дальнейшем развитии кучевых и представляют собой мощные кучевообразные массы, сильно развитые по вертикали, с приплюснутыми вершинами волокнистообразной структуры. Последние возникают при обледенении верхней части облаков, обычно в этой части кучево-дождевые облака состоят из одних ледяных кристаллов, в средней и нижней частях — из кристаллов и капель разного размера, вплоть до самых крупных. При очень сильных морозах (зимой облака могут быть ледяными по всей высоте.) в верхней части кучево-дождевые облака белые, основания же их имеют темно-свинцовый мрачный цвет. Эти облака дают осадки ливневого характера (дождь, снег, крупа и др.). С ними связаны грозы, смерчи, бури и град.

Степень покрытия неба облаками называется облачностью. Количественно ее характеризуют в баллах от 0 (чистое небо) до 10 (все небо покрыто облаками), либо в октантах от 0 (чистое небо) до 8 (все небо покрыто облаками).

Полярные сияния - имеющее либо размытые (диффузные) формы, либо вид корон или занавесей (драпри), состоящих из многочисленных отдельных лучей. Дуги или полосы шириной в несколько десятков километров простираются с востока на запад на расстоянии до 1000 км. Полосы могут сворачиваться, принимая спиральную или S-образную форму. Можно увидеть и лучи, идущие вдоль магнитного поля. Пятна полярных сияний - это отдельные светящиеся области неба без образования каких-либо форм. Самые мощные и высокие полярные сияния наблюдаются не только в северных и средних широтах, но даже в тропиках. Полярные сияния являются следствием вторжения в земную атмосферу заряженных частиц солнечного ветра - корпускул.

В целях активного воздействия на облака и туманы для их рассеивания или вызывания осадков, а также для предотвращения града и сильных ливней используют химические реагенты, которые вносят в облака и туманы с помощью пиропатронов, артиллерийских снарядов, специальных ракет, аэрозольных генераторов и др. В качестве реагентов используется чаще всего твердая углекислота (сухой лед), йодистое серебро и йодистый свинец. При введении в воздух размельченных частиц углекислоты, имеющих очень низкую температуру (температура кипения углекислоты - $78,9^{\circ}\text{C}$), происходит испарение этих частиц, вследствие чего воздух на некотором расстоянии от них охлаждается.

В слое, где температура около -40°C и ниже, капельки воды замерзают, образуя устойчивые ледяные зародыши. За пределами этой зоны происходит переохлаждение капелек. Образовавшиеся таким образом ледяные зародыши быстро укрупняются, как и в смешанных облаках.

Йодистое серебро и йодистый свинец представляют собой очень мелкие кристаллы, структура кристаллической решетки которых подобна структуре льда. Поэтому кристаллы этих веществ, введенные в облака, играют роль ледяных зародышей, на которые интенсивно перегоняется водяной пар с переохлажденных капелек. Эффективное воздействие с использованием этих реагентов возможно только в случае переохлажденных облаков и туманов. Хорошие результаты они дают для рассеивания туманов при температуре воздуха ниже -40°C , что практикуется во многих аэропортах для обеспечения взлета и посадки самолетов.

Воздействие на облака может проводиться для увеличения количества осадков в определенной местности. Воздействием на слоистообразные облака в холодный период можно увеличить сумму осадков на 12-15 %, на кучевые облака летом — на 10-12 %. Для эффективного воздействия необходимо соблюдение нескольких условий: облака должны иметь большую мощность и влажность и быть переохлажденными в мощном слое (для кучевых облаков температура воздуха в верхней части, на уровне засева, должна быть не выше -12°C , мощность облака — больше 3,6 км, толщина переохлажденной части - более 2 км).

Воздействие на кучевые облака используют при тушении лесных пожаров в труднодоступных районах. В этом случае подбирают несколько

облаков, подходящих для воздействия, движущихся в направлении пожара. Вводят реагент с самолета: 2-3 пиропатрона диаметром 26 мм выстреливают из ракетницы в каждое облако. Пиропатрон содержит 15 г йодистых реагентов. Выпадение осадков начинается примерно через 10 мин, максимальная интенсивность наблюдается через 20-40 мин, общая продолжительность осадков — около 1 ч. Осадки выпадают в виде полосы шириной 2-6 км, длиной — от 3 до 30 км.

Широкое распространение в СНГ получило искусственное воздействие на кучево-дождевые фронтальные и конвективные облака для предотвращения града. С этой целью созданы специальные противогородовые отряды, под защитой которых находится несколько миллионов гектаров наиболее ценных земель в Молдове, на юге Украины, на Кавказе и в Средней Азии. Противогородовые отряды осуществляют слежение за развитием градоопасных облаков и возникновением градовых очагов в них с помощью радиолокаторов, что позволяет с большой точностью определить координаты образовавшегося градового очага и принять оперативные меры к его уничтожению. Поскольку образование града происходит очень быстро, воздействовать необходимо не позже чем через 15-20 мин после возникновения градовых облаков. Для введения реагентов в градовый очаг используют зенитные орудия и специальные противогородовые ракеты. Снаряды и ракеты начиняют пиротехническим составом, содержащим йодистое серебро или йодистый свинец, которые возгоняются и вводятся в облако при горении этого состава. Таким образом, в градовый очаг облака вносится большое количество льдообразующих частиц, что приводит к возникновению множества сравнительно мелких кристаллов льда, вместо небольшого числа крупных градин, которые возникли бы на редких естественных зародышах льда. После воздействия из градовых облаков выпадает крупнокапельный ливень, так как мелкие кристаллы льда при выпадении тают. Противогородовые мероприятия имеют высокую эффективность (около 90 %) и многократно снижают ущерб от градобитий.

Атмосферные осадки

К осадкам относятся: дождь, снег, морось, мокрый снег, ледяная и снежная крупа, снежные зерна, град, ледяной дождь, ледяные иглы.

Выпадение осадков из облаков происходит в тех случаях, когда скорость падения капель воды или кристаллов льда больше скорости восходящих потоков воздуха.

Рост облачных элементов может происходить также в результате столкновения и смерзания ледяных частичек с переохлажденными каплями (аккреция).

Переконденсация – процесс роста кристаллов льда в смешанном облаке при испарении переохлажденных капель. Капли испаряются, а кристаллы льда растут: в облаке происходит «перекачка» водяного пара с капель на кристаллы.

Морось – осадки, выпадающие из St и состоящие из водяных капелек диаметром от 0,2 до 0,5 мм. Морось возникает как результат коагуляции

капель воды, содержащихся в облаках.

Обложной дождь выпадает в виде капель диаметром более 0,5 мм.

Ливневый дождь в умеренных широтах выпадает из Сб. В тропической зоне имеют большую вертикальную протяженность, ливневый дождь выпадает из этих облаков и является результатом коагуляционного роста капель.

Снежные зерна – осадки, выпадающие из St в холодный период, диаметр зерен менее 1 мм.

Ледяная и снежная крупа – осадки в виде прозрачных и белых шариков диаметром менее 5 мм, выпадающих из Сб.

Град имеет диаметр от 5 до 50 мм и выпадает из Сб. Частицы града (градины), как правило, имеют неправильную форму.

Ледяные иглы называются алмазной пылью. Они имеют форму очень мелких иголок, столбиков, пластинок, образуются в результате сублимации водяного пара в воздухе при низкой температуре воздуха (ниже -20°C). Они медленно оседают на поверхность земли при ясном небе. Эти осадки называют «перистым облаком в приземном слое».

Ледяной дождь – осадки в виде ледяных шариков с жидким ядром внутри, выпадающие из Сб. Ледяной дождь сопровождается образованием ледяной корки (гололеда) на предметах, ВПП, ВС во время их стоянки на земле. Это опасный для авиации вид осадков.

Нижняя и верхняя граница облачности

Высота НГО – расстояние от поверхности земли до основания облака.

Сильная флуктуация во времени и в пространстве. Над аэродромом изменения высоты НГО в течение 10 мин могут достигать 50 % ее средней величины.

При определении этой высоты в полете нужно учитывать:

- нижняя граница переходного слоя (основания облака) соответствует уровню потери видимости естественного горизонта;
- верхняя граница этого слоя – уровню потери вертикальной видимости под самолетом.

Высота нижней границы переходного слоя считается высотой НГО. Толщина переходного слоя может колебаться от 50 до 200 м. Чем более выражена атмосферная турбулентность, тем больше толщина переходного слоя.

Высота НГО понижается над холмами, лесами, а также в зоне выпадения атмосферных осадков.

Видимость

Характеристикой горизонтальной видимости является дальность видимости – наибольшее расстояние, на котором можно обнаружить (увидеть и опознать) черные объекты днем и световые ориентиры ночью.

Дальность видимости на ВПП – это расстояние, в пределах которого пилот ВС, находящегося на осевой линии ВПП, может видеть маркировку ее покрытия или огни, которые ограничивают ВПП или обозначают ее осевую линию. Считается, что высота уровня глаз пилота, находящегося в ВС, равна

примерно 5 м. Наблюдение за дальностью видимости на ВПП должно представлять собой как можно более точную оценку этого расстояния.

Информация предназначена для пилотов и органов УВД как характеристика условий видимости на ВПП в период ограничения видимости (2 км и менее), связанного с атмосферными явлениями.

Наклонная дальность видимости – это расстояние, в пределах которого экипаж ВС, выполняющего заход на посадку, видит наземные объекты или огни. В данном случае линия визирования значительно отличается от горизонтальной линии.

Видимость – зрительное восприятие объектов в атмосфере – всегда ограничивается вследствие молекулярного рассеяния света и из-за рассеяния и поглощения его частицами (аэрозолями), содержащимися в атмосфере.

Мгла – понижение видимости, вызванное взвешенными в атмосфере литометеорами – частицами пыли, песка, дыма. В северных районах РФ отмечают в холодный период снежную мглу. Информация о мгле передается пилотам и органам УВД, когда горизонтальная видимость составляет 5 км или менее.

Песчаная буря – это подъем в воздух песка на высоту до 15 м под действием ветра и турбулентности. Диаметр песчинок составляет от 0,8 до 1 мм. Песчаные бури характерны для пустынь и возникают обычно днем, а ночью прекращаются. Фронтальная песчаная буря выглядит как стена песка. При этом могут отмечаться кучево- дождевые облака, скрытые частицами песка.

Пыльная буря – подъем в воздух пыли на высоту выше 3 км под действием сильного ветра и турбулентности. Диаметр частичек пыли, в отличие от песка, значительно меньше 1 мм. Пыльная буря наблюдается в степях и охватывает обширный район длиной несколько километров. Впереди надвигающейся пыльной бури могут наблюдаться пыльные вихри. Пыльные бури часто сопровождают кучево-дождевые облака, которые скрываются за частицами пыли.

Пыльные и песчаные вихри – это вращающиеся столбы воздуха высотой, как правило, не более 90 м, однако в пустынях могут достигать высоты 600 м. В систему вращения вихря могут втягиваться песок, пыль, другие мелкие предметы.

Дымка и туман являются основными причинами ухудшения горизонтальной видимости до 2 км и менее. Туман – совокупность капель воды и/или кристаллов льда в приземном слое, ухудшающих видимость до значений менее 1 км.

Снежная метель – перенос снега вдоль поверхности земли на высоту 2 м или более под действием ветра.

Снежный поземок, в отличие от метели, не ухудшает видимость, т.к. снег поднимается в воздух на высоту менее 2 м, но поземок может очень быстро перерасти в метель.

Туманы

- Радиационный (образуется вследствие радиационного выхолаживания земной поверхности и прилегающего к ней слоя воздуха при антициклональной погоде: слабом ветре (1-3 м/с) и отсутствии облаков). Морозные и антропогенные туманы;
- Адвективный (образуется при движении теплого влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность, являются мощными, и занимают большую площадь);
- Туманы испарения (образуются в холодной и устойчивой воздушной массе за счет испарения с водной поверхности озер, рек, водохранилищ тогда, когда температура этой поверхности на 8-12°C выше прилегающего к ней слоя воздуха);
- Фронтальные туманы (возникают в зоне теплых фронтов в клине холодного воздуха вследствие смешения теплого и холодного воздуха, а также испарения выпадающих из фронтальных облаков обложных осадков);
- Орографические туманы (они образуются при адиабатическом охлаждении перемещающегося вверх по склону горы влажного воздуха).

4.3. Опасные явления погоды с точки зрения авиации

В документе ФАП-60 указаны опасные для авиации явления погоды, организация штормового оповещения и предупреждения на аэродроме. Штормовое оповещение и предупреждение на аэродроме заключается в разработке сводок о фактической и ожидаемой погоде с опасными для авиации явлениями погоды, которые могут повлиять на безопасность полетов и сохранность техники на земле, и передаче этих сводок в установленные адреса.

К опасным явлениям погоды при полетах по трассам относятся: грозы (любые); тропические циклоны; сильные турбулентность и обледенение; сильные горные волны и песчаные бури; вулканический пепел.

К опасным явлениям погоды при полетах на местных воздушных линиях и по району (на высотах до 3000 м) дополнительно к указанному выше относятся: ветер у земли скоростью более 15 м/с; видимость у земли менее 5 км на большой территории; облачность с высотой нижней границы менее 300 м на большой территории; умеренная турбулентность и умеренное обледенение; умеренные горные волны.

К опасным явлениям погоды, которые наблюдаются на аэродроме, относятся: тропические циклоны; гроза, град; сильный снег продолжительностью более 2 ч; гололед и гололедица; шквал и смерч; пыльная или песчаная буря; ветер со скоростью более 15 м/с; температура воздуха у земли или ниже -30 °С или выше 40 °С; переход температуры воздуха у земли через 0 °С к отрицательным значениям.

5. ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИК НА ЭКСПЛУАТАЦИЮ ТРАНСПОРТНОГО РАДИООБОРУДОВАНИЯ

Метеорологические явления и характеристики влияют на эксплуатацию транспортного радиооборудования. Адекватный учёт этих факторов позволяет специалистам осуществлять эффективную эксплуатацию радиосистем, обеспечивающих управление воздушным движением. При проектировании радиолокационных систем и систем связи необходимо с первых этапов анализировать все возможные мешающие работе системы факторы, степень их влияния на неё и пути их сведения к минимуму.

Некоторые аспекты влияния метеоявлений и характеристик:

- Радиофизические свойства тропосферы. Они определяют влияние на радиолокационное наблюдение, в том числе рефракцию и ослабление радиоволн в тропосфере.
- Взаимодействие с атмосферными гидрометеорами. Между излучением и дождём, снегом, градом и ледяными кристаллами могут происходить сильные взаимодействия, которые существенно снижают качество связи.
- Температурная инверсия в тропосфере. Неравномерное распределение температуры по высоте приводит к нарушению нормального изменения коэффициента преломления радиоволны, из-за чего она искривляется по направлению к земле.
- Отражение радиоволн от ионосферы, которая характеризуется значительным содержанием свободных электронов и ионов.

Радиофизические свойства тропосферы изменяются от одного сферического слоя к другому, т.е. обычно тропосфера в среднем по высоте представляет собой слоисто-неоднородную среду.

Часто трассы распространения радиолокационного сигнала на всем протяжении или на начальном или конечном участке проходят вблизи поверхности моря или суши. Волнение моря, неровности и растительный покров земной поверхности могут существенно влиять на распространение радиолокационного сигнала, а, следовательно, на работу РЛС в целом.

При определённых метеорологических условиях и синоптической ситуации в тропосфере, особенно в ее нижней части, могут иметь место весьма протяженные (сотни километров) плоские слои со сравнительно быстрым изменением индекса преломления на их границах. Это может стать причиной «захвата» таким слоем распространяющихся радиоволн, и тогда их распространение приобретает волноводный характер. Дальность действия РЛС при этих условиях будет существенно отличаться от таковой в тропосфере, приближенной к стандартным условиям.

По причинам неравномерного распределения температуры поверхности Земли, различных физических свойств её участков, наличия ветра, восходящих и нисходящих потоков воздуха радиофизические свойства

тропосферы по сферическим поверхностям, проведенным в ней вокруг центра Земли, часто не остаются постоянными – имеют место объемные мелко- и крупномасштабные неоднородности ограниченных размеров с плоскими границами, параллельными или наклонными к горизонту. Влияние неоднородностей с плоскими поверхностями ограниченных размеров к настоящему времени мало изучено из-за того, что его трудно отделить от влияния других крупномасштабных неоднородностей. Аналогична ситуация с крупномасштабными неоднородностями (от сотен метров до десятков километров), имеющим неплоские границы.

5.1. Атмосферная рефракция

Свойства тропосферы на трассе распространения радиолокационного сигнала под воздействием естественных и искусственных причин могут изменяться в пространстве и во времени, что существенно влияет на эффективность работы РЛС различного назначения. Неоднородность тропосферы приводит к искривлению направления распространения радиоволн УКВ диапазона – к атмосферной рефракции.

Под атмосферной рефракцией понимают изменение распространения радиолокационного луча ввиду неоднородности преломления, которое зависит от высотного распределения атмосферного давления, влажности и температуры воздуха. Существует несколько видов атмосферной рефракции (рисунок 5.1), а именно: субрефракция, нормальная рефракция, сверхрефракция. Кратко перечислим их первопричины.

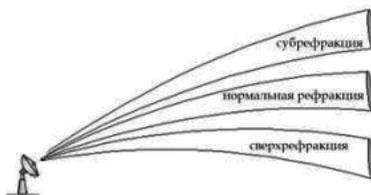


Рисунок 5.1 – Виды атмосферной рефракции

Нормальная рефракция с учетом кривизны земли возникает при следующих условиях: стандартная атмосфера (при нижеуказанных метеорологических параметрах на среднем уровне моря: атмосферное давление 760 мм.рт.ст., температура воздуха 15°C, температурный градиент 0.65°C /100 м), а также при высотном изменении показателя преломления.

Субрефракция (или слабый загиб луча к поверхности земли) возникает в случае слабого изменения температуры воздуха с высотой. Субрефракция является источником аномального завышения положения луча антенны, некоторые атмосферные образования на большой дальности могут находиться в «радиотени».

Причина возникновения сверхрефракции заключается в температурной инверсии. В таких условиях градиента температуры атмосферные слои подвержены меньшему перемешиванию, следовательно, возникают слои с меньшей и большей плотностями. Слои с большей плотностью и диагностируются метеолокатором как метеорологические цели. Подобное явление характерно, например, для республики Якутия (Саха), в условиях господствующего Сибирского антициклона. В случае сверхрефракции луч локатора на небольших дальностях начинает сканировать не атмосферу, а поверхность земли, получая тем самым засветки с большими значениями радиолокационной отражаемости.

5.2. Ослабление электромагнитных волн осадками и газами

Наличие в тропосфере газов, водяных паров, льда и снега приводит к поглощению энергии радиоволн сантиметрового, миллиметрового и более короткого диапазонов, рассеянию и, в конечном счете, – к ослаблению их при распространении даже в «чистой» тропосфере.

В реальных же условиях в тропосфере всегда присутствуют включения из жидких и твердых частиц в виде облаков, осадков, туманов, называемых для краткости гидрометеобразованиями или гидрометеорами, а также в виде пыли и т.п. Указанные включения, особенно гидрометеобразования, вызывая поглощение и рассеяние радиоволн рассматриваемых диапазонов, могут существенно влиять на работу РЛС различного назначения.

При этом Бинном и Даттоном было показано, что поглощение варьируется при различной интенсивности осадков. Лоусом и Парсоном были приведены данные об ослаблении электромагнитных волн дождём, примерно в это же время было рассчитано распределение капель по размерам.

Распространяясь в атмосфере, радиоволны ослабляются из-за потери части электромагнитной энергии, которая поглощается и рассеивается молекулами кислорода и водяного пара, атмосферными осадками, частицами пыли и другими неоднородностями атмосферы. Ослабление энергии радиоволн осадками происходит как за счёт её поглощения частицами влаги (в основном при малых размерах капель, например, при тумане), так и вследствие её рассеяния (при крупных каплях). Ослабление энергии зависит от длины волны, температуры, влажности, атмосферного давления и параметров частиц, вызывающих поглощение и рассеивание электромагнитной энергии, что продемонстрировано на рисунке 5.2. По оси ординат указан коэффициент ослабления (затухания) радиоволн на единицу расстояния в осадках (рисунок 5.2, а) и коэффициент ослабления газами (рисунок 5.2, б).

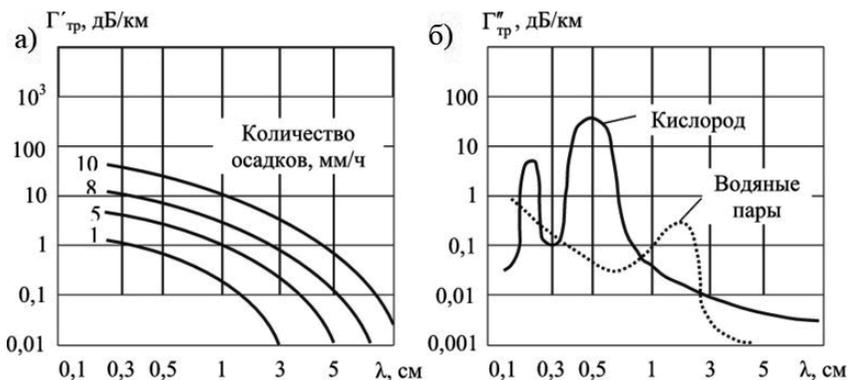


Рисунок 5.2 – Поглощение радиоволн метеорологическими осадками и газами

Как видно из рисунка 5.2, затухание радиоволн в каплях воды резко уменьшается при возрастании длины волны и становится ничтожно малым для волн длиннее 10 см.

Из графика 5.2 б) следует, что имеются две резонансные линии поглощения радиоволн в кислороде: на волне $\lambda = 0,5$ см и на волне $\lambda = 0,25$ см. Резонансное поглощение в парах воды имеет место на волне $\lambda = 1,35$ см.

Практически поглощение радиоволн в тропосфере начинает проявляться на волнах $\lambda < 2$ см, хотя на больших расстояниях (несколько сот километров) оно заметно на волнах 3 см и даже 10 см.

Снег и град при одинаковой с дождем интенсивности значительно меньше влияют на величину ослабления энергии, поэтому их можно не принимать во внимание. Следует иметь в виду, что затухание радиоволн уменьшается более чем в три раза при повышении температуры от 0 до 40° С. Поглощение в кислороде пропорционально квадрату давления и, следовательно, уменьшается с подъемом на высоту. Поглощение в парах воды пропорционально влажности.

Список принятых сокращений

АЭ	аэрологические станции радиозондирования атмосферы
ВПП	взлётно-посадочная полоса
ВС	воздушное судно
КРАМС	комплексные радиотехнические аэродромные
метеостанции	
ОЦА	общая циркуляция атмосферы
РЛС	радиолокационная станция
СА	стандартная атмосфера
УВД	управление воздушным движением
УКВ	ультракороткие волны
АТIS	automatic terminal information service, служба
автоматической передачи информации в районе аэродрома	
METAR	METEorological Aerodrome Report, авиационный
метеорологический код для передачи сводок о фактической погоде на аэродроме	
St	слоистообразные облака
Cb	кучево-дождевые облака

Литература

- ГОСТ 4401-81 «Атмосфера стандартная. Параметры».
- Гущина Д.Ю. Синоптическая метеорология. Часть 1. М.: Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. 2020 г.
- Гущина Д.Ю. Синоптическая метеорология. Часть 2. М.: Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. 2020 г.
- Фридзон М.Б. Основы авиационной метеорологии. Учебное пособие. М.: ИД Академии Жуковского. 2018 г.
- Богаткин О.Г. Основы авиационной метеорологии. СПб.: Изд. РГГМУ. 2009 г.
- Морина О.М., Дербенцева А.М., Морин В.А. Метеорология и климатология. Хабаровск, изд. ТОГУ. 2013 г.
- Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Изд.2. Л.: Гидрометеиздат. 1984 г.
- Федеральные авиационные правила «Использование воздушного пространства Российской Федерации», приказ Минтранса РФ №138 от 11.03.2010 г.
- Федеральные авиационные правила «Подготовка и выполнение полетов в гражданской авиации Российской Федерации», приказ Минтранса РФ №128 от 31.07.2009 г.
- Федеральные авиационные правила «Предоставления метеорологической информации для обеспечения полетов воздушных судов» 3.03.2014 г. №60.
- Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. ВМО-№8, Женева, 2010 г.
- Руководство по Глобальной системе наблюдений. Изд.3-е. ВМО №488, Женева, 2010 г.
- Руководство по авиационной метеорологии. Изд.10. ИКАО, Монреаль, 2015 г.
- Нормы годности к эксплуатации гражданских аэродромов (НГЭА-92). – Новосибирск, 1992 г.
- Наставление гидрологическим станциям и постам. Вып.3. Ч.1 – Л.: Гидрометеиздат, 1985 г.
- Комплексная радиотехническая аэродромная метеорологическая станция «КРАМС-4» // Официальный сайт «Институт радарной метеорологии» <http://iram.ru>.
- Киселев В.Н., Кузнецов А.Д. Методы зондирования окружающей среды (атмосферы). Учебник. – СПб., изд. РГГМУ, 2004 г.
- Иванов В.Э., Фридзон М.Б., Ессяк С.П.. Радиозондирование атмосферы. Технические и метеорологические аспекты разработки и использования радиозондовых измерительных средств. – Екатеринбург: Научное издание НИСО УрО РАН, 2004 г.

Иванова А.Р. Опыт верификации численных прогнозов влажности и оценка их пригодности для прогноза зон обледенения воздушных судов. // Метеорология и гидрология. 2009 г. № 6.

Калистратова М.А., Кон А.И. Радиоакустическое зондирование атмосферы.— М. : Наука, 1985 г.

Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, 2007 г.

Масалов, Е. В. Безопасность полетов: Учебное пособие [Электронный ресурс] / Е. В. Масалов. — Томск: ТУСУР, 2012. — 79 с. — Режим доступа: <https://edu.tusur.ru/publications/1255>

Огути Т. Распространение и рассеяние электромагнитных волн в дожде и других гидрометеорах // ТИИЭР, 1983, №9.

Современная радиолокация. Анализ, расчёт и проектирование систем. Под ред. Ю.Б.Кобзарева. – М.: Советское радио, 1969.

Красюк Н.П. Влияние тропосферы и подстилающей поверхности на работу РЛС. – М.: Радио и связь, 1988.

Бин Б.Р., Даттон Е.Дж. Радиометеорология.– Л.: Гидрометеиздат, 1971.

Вяльцева Э.Е. О горизонтальной неоднородности показателя преломления воздуха для УКВ в атмосферных фронтах // Тр. ИЭМ. Серия «Физика нижней атмосферы», 1975, выпуск 10.

Васищева М.А., Шукин Г.Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. – Обнинск: ВНИИГМИ, Информационный центр, 1976.

Хогг Д.С, Чжу Г.С. Влияние дождя на космическую связь. // ТИИЭР, 1975, №9.

Быстров Р.П., Потапов А.А., Соколов А.В. ММ радиолокация с фрактальной обработкой. – М.: Радиотехника, 2005.

Баранов А.М. Облака и безопасность полетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1983.

Дубровский А.И. Эксплуатация средств навигации и УВД. – М.: Воздушный транспорт, 1995.

Довиак, Р. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения: монография/Р. Довиак, Д.Зрнич. – Л.: Гидрометеиздат, 1988 – 512 с.