



АВИАЦИОННАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ

Авиационная метеорология: Учеб. пособие/П. Д. Астапенко, А. М. Баранов, И. М. Шварев и др.— М.: Транспорт, 1979, 263 с.

В книге рассматриваются состав и строение атмосферы, метеорологические элементы и их влияние на полеты, синоптические процессы, атмосферные фронты, барические системы, метеорологические условия полетов на различных высотах. Даны сведения о комплексном анализе и прогнозах синоптического положения и метеорологических условиях по приземным и высотным картам. Освещены вопросы метеорологического обеспечения полетов.

Предназначена в качестве учебного пособия для курсантов летных училищ. Может быть использована летным и диспетчерским составом гражданской авиации.

Ил. 92, табл. 9, библиогр. 5 назв.

Введение, гл. 1, 6, 7 написаны П. Д. Астапенко (§ 6.5 — совместно с В. И. Ивановым); гл. 3, 8, 10 — И. М. Шваревым (§ 10.2 — совместно с В. И. Ивановым; § 8.1 — О. К. Труновым); гл. 2, 4, 9, 11 — А. М. Барановым (§ 11.4—11.6 — совместно с Л. И. Коганом); гл. 5 — Л. Ю. Белоусовой.

Условия полетов летательных аппаратов (ЛА*) зависят от многих факторов, среди которых одним из решающих является состояние воздушной среды.

Облачность, осадки, ветер, туман и другие метеорологические явления (например, грозы, метели, пыльные бури) оказывают сильное влияние на пилотирование, приемы самолетовождения, часто определяют возможность или невозможность выполнения полетов с точки зрения безопасности и экономической целесообразности. Некоторые метеорологические явления представляют опасность для людей и авиационной техники не только в воздухе, но и на земле; они могут затруднить эксплуатацию ЛА и техническое обеспечение полетов.

При подготовке и осуществлении полетов необходимо учитывать метеорологические условия, что отражается в основных руководящих документах гражданской авиации (ГА), согласно которым ни один полет ЛА не может состояться без консультации о фактическом и ожидаемом по прогнозу состоянии погоды, которое должно соответствовать установленным для пилота и ЛА нормативам — минимуму погоды.

Правильное использование метеорологической информации, умение хорошо разбираться в условиях погоды, принимать грамотные решения при встрече с различными метеорологическими явлениями требуют от личного состава ГА, и в первую очередь от пилотов, штурманов, диспетчеров службы движения, твердых знаний авиационной метеорологии.

Авиационная метеорология — это наука, изучающая влияние метеорологических факторов на деятельность авиации, разрабатывающая теоретические основы и практические вопросы метеорологического обеспечения полетов. Она является самостоятельным разделом метеорологии — науки о земной атмосфере, ее строении, свойствах и происходящих в ней процессах.

Под погодой принято понимать физическое состояние атмосферы в какой-либо момент или промежуток времени. Погода характеризуется совокупностью метеорологических элементов и явлений, таких, как атмосферное давление, ветер, влажность, темпера-

* В данном учебном пособии ЛА означают самолеты и вертолеты.

тура воздуха, видимость, осадки, облака, обледенение, гололед, туманы, грозы, метели, пыльные бури, шквалы, смерчи, различные оптические явления (например, гало, венцы).

Метеорология имеет дело с очень изменчивой средой, какой является земная атмосфера. В различных разделах метеорологии приходится не только изучать атмосферу Земли, но и предсказывать ее будущее состояние.

Этим занимается синоптическая метеорология, разрабатывающая методы прогноза погоды на основе изучения закономерностей ее изменения.

В авиационной метеорологии обычно рассматриваются лишь принципы составления авиационных прогнозов, вопросы их обеспечения и рационального, научно обоснованного использования.

Применительно к нуждам авиации изучаются также строение атмосферы, методы и техника ее исследования, а также основные ее физические характеристики. Кроме того, детально изучаются важнейшие метеорологические элементы, влияющие на полет ЛА, а также явления погоды, определяющие условия посадки, взлета и следования по маршруту. Особое внимание при этом уделяется таким опасным для ГА явлениям погоды, как гроза, болтанка, обледенение, туманы и др.

Помимо природы важнейших элементов и явлений в курсе авиационной метеорологии рассматриваются их влияние на эксплуатацию авиационной техники, летно-технические характеристики самолетов; подробно изучается движение воздуха на различных уровнях и способы его учета, а также методы измерения и способы представления данных о ветре, удобные для метеорологического обеспечения авиации.

Одной из главных задач курса авиационной метеорологии является изучение процессов, приводящих к образованию облаков, осадков и явлений, ухудшающих видимость, т. е. вопросов термодинамики атмосферы, конденсации водяного пара в реальной атмосфере.

Значительное место в изучении авиационной метеорологии отводится знакомству с картами погоды, их составлением, анализом и использованием в практике метеорологического обеспечения полетов, а также организационным вопросам метеообеспечения полетов, практике работы подразделений метеослужбы на аэродромах.

Усвоение курса авиационной метеорологии, который изложен в данном учебнике, обеспечивает пилоту, штурману, диспетчеру, любому авиационному командиру:

понимание основных законов развития атмосферных процессов (причины изменения метеорологической обстановки на земле и в воздухе);

возможность правильно оценивать метеорологическую обстановку на земле и в полете (умение читать карты погоды и все аэронавигационные материалы, составляемые на авиаметеостанциях, и правильно разбираться в консультациях метеоспециалистов, понимать метеоинформацию всех видов);

умение хорошо ориентироваться в метеоусловиях и знание их влияния на полеты ЛА, добиваясь обеспечения в метеорологическом отношении безопасности, регулярности и экономичности полетов.

Человек с давних пор наблюдал за метеорологическими элементами и явлениями, стремился найти взаимосвязь между ними, изучал различные приметы погоды, пытался предвидеть погоду. Попытки обобщить сведения о погоде были изложены еще в книге «Метеорология» древнегреческого ученого и философа Аристотеля (384—322 гг. до н. э.). В этой работе описывались некоторые явления погоды, но научного объяснения им было дано мало.

В России много полезного в развитии метеорологии сделал М. В. Ломоносов (1711—1765 гг.), причем он уделял внимание как теоретической, так и практической стороне этой науки. В его трудах объясняются атмосферные явления, связанные с погодой, даются описания приборов для наблюдения за метеорологическими элементами. М. В. Ломоносов впервые в мире высказал мысль об организации сети метеорологических станций на большой территории и необходимости производства одновременных наблюдений за погодой.

Авиационная метеорология как отрасль метеорологии сформировалась на заре развития авиации. Призванная удовлетворить нужды только что созданной авиации, она с первых же дней существования начала обогащаться теоретическими разработками таких видных ученых, как А. А. Фридман, П. А. Молчанов, С. И. Троцкий.

Большой вклад в авиационную метеорологию внесли И. Г. Пчело, Н. В. Петренко, С. В. Солонин и др.

Условно развитие авиационной метеорологии можно ориентировочно разбить на три основных этапа.

На первом этапе (1910—1940 гг.) использовались наблюдения у земли, приземные синоптические карты и методы косвенной аэрологии, а также шаропилотные данные о ветре на высотах, получаемые при ясной погоде.

Второй этап (1940—1960 гг.) характеризуется массовым применением метода барической топографии (БТ) и различных радиотехнических средств и методов радиометеорологии.

На третьем этапе, охватывающем последние 20 лет, широко использовались электронные вычислительные машины (ЭВМ) для составления прогностических карт погоды и разработки приемов практического потребления информации метеорологических спутников Земли (ИСЗ), факсимильные передачи авиационных карт погоды (АКП), началось создание автоматизированной системы метеорологического обеспечения полетов (АСМОП), была разработана программа Всемирной службы погоды (ее проект готовили эксперты многих стран — членов Всемирной метеорологической организации — ВМО). Успешно начата реализация этой программы, которая предусматривает почти полную автоматизацию всех метеонаблюдений, сбора, обработки и анализа необходимой для авиации

информации о погоде, создания зональных авиационных метеорологических центров составления авиационных прогнозов погоды численными методами с использованием ЭВМ, в том числе и для элементов и явлений, представляющих наибольший интерес для авиации.

Организация полетов ЛА ГА в масштабах земного шара, как и метеорологическое обеспечение этих полетов, немыслима без международного сотрудничества. Существуют международные организации, регулирующие организацию полетов и их метеорологическое обеспечение. Это ИКАО (Международная организация гражданской авиации) и ВМО, которые тесно сотрудничают между собой по всем вопросам сбора и распространения метеорологической информации в интересах гражданской авиации. Сотрудничество между этими организациями регулируется специальным рабочим соглашением, заключенным между ними. ИКАО определяет требования к метеорологической информации, вытекающие из запросов ГА, а ВМО определяет научно обоснованные возможности их удовлетворения и разрабатывает рекомендации и правила, а также различные инструктивные материалы, обязательные для всех стран ее членов.

ВМО предусмотрены формы документации, содержащей: данные о фактической погоде и прогноз погоды; цифровые и буквенные коды и способы передачи метеорологической информации; терминологию авиационных прогнозов погоды; срок производства всех видов наблюдений; требования к точности измерений отдельных метеоэлементов и т. п.

1.1. Строение атмосферы

Атмосфера — воздушная оболочка Земли, состоящая из смеси газов и коллоидных примесей (пыли, кристаллов, капелек).

Толщина воздушной оболочки Земли составляет около 36 000 км, но резкой верхней границы атмосфера не имеет. Почти вся масса атмосферного воздуха (около 99,9%) сосредоточена в нижних 100 км, причем 0,9 массы атмосферы приходится на первые 20 км, а 0,5 — на первые 5 км.

По своим свойствам и составу атмосферу можно разделить на два основных слоя: гомосферу (до 94 км) и гетеросферу (выше 94 км).

Воздух гомосферы однороден по составу входящих в него газов, которые находятся в молекулярном состоянии. По объему он содержит (в %):

Азота	78,09	Криптона	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Кислорода	20,95	Водорода	$5,0 \cdot 10^{-5}$
Аргона	0,93	Ксенона	$8,0 \cdot 10^{-6}$
Неона	$1,8 \cdot 10^{-3}$	Радона	$1,0 \cdot 10^{-18}$
Гелия	$5,24 \cdot 10^{-4}$		

Кроме того, в атмосферном воздухе находится непостоянное количество других газов, а также твердых и жидких аэрозольных примесей (например, водяного пара, углекислого газа, озона, титана, аммиака, перекиси водорода, соединений серы, йода, кристаллов морской соли, продуктов сгорания органических веществ, континентальной пыли).

В гетеросфере состав воздуха несколько меняется, а с высоты примерно 100 км начинается распад (диссоциация) молекул кислорода и других газов на атомы. На высоте около 1000 км в атмосферном воздухе уже преобладает гелий, а в самых верхних слоях — атмосферный водород.

Так как в пределах гетеросферы газы, входящие в состав воздуха, частично диссоциированы, т. е. в значительной мере находятся в атомарном состоянии, то в целом здесь резко возрастает количество заряженных частиц — ионов и воздушная среда приобретает свойства, близкие к свойствам плазмы.

Ионизированное состояние воздуха гетеросферы нашло свое отражение в названии ионосфера, присвоенном в радиофизике

нижним слоем гетеросферы (слой D на границе гомосферы и гетеросферы, слои E₁ и E₂ на высотах 90—150 км, слои F₁ и F₂ на высотах 200—500 км и слой выше 500 км).

В метеорологии принято атмосферу делить не только на гомосферу и гетеросферу, но и в соответствии с вертикальным распределением температуры на пять основных и четыре промежуточных слоя.

Тропосфера (табл. 1.1) — самый нижний из основных слоев атмосферы. Ее характерной особенностью является убывание температуры с высотой (в среднем на 0,65° C/100 м). Основным источником тепла для воздуха тропосферы является земная поверхность, нагреваемая Солнцем. Тепло сообщается воздуху и перераспределяется в нем за счет следующих явлений:

Таблица 1.1

Основные и промежуточные слои атмосферы

Высота, км	Основные слои	Содержание от всей массы атмосферного воздуха, %	Промежуточные слои
0—11	Тропосфера	80	Тропопауза
11—51	Стратосфера	20	Стратопауза
51—86	Мезосфера	0,25	Мезопауза
86—800	Термосфера	0,005	Термопауза
800—3000	Экзосфера	1·10 ⁻¹²	

лучистого теплообмена (главным образом через длинноволновое излучение Земли, поглощаемое водяным паром, углекислым газом, озоном);

вертикального перемешивания (турбулентности) воздуха, благодаря которому температура с высотой убывает на $\frac{1}{3}$ медленнее, чем при отсутствии такого перемешивания;

фазовых превращений воды (процессов конденсации и сублимации водяного пара, замерзания и испарения водяных капель, таяния ледяных кристаллов). На каждый грамм воды: выделяется при конденсации около 600 калорий, при замерзании около 80 калорий, при сублимации около 680 калорий; поглощается при испарении около 600 калорий, при таянии около 80 калорий;

горизонтального и вертикального переноса (адвекции и адiabатических процессов).

Вследствие неравномерности нагрева земной поверхности, различия ее свойств и условий теплообмена, а также влагообмена с атмосферой (водная поверхность океанов, полярные льды, суша, покрытая снегом или свободная от него, горы, равнины, болота, леса, пустыни и т. д.) воздух в тропосфере неоднороден. Существуют

различные воздушные массы тропосферы, разделяемые атмосферными фронтами.

Для тропосферы характерна сложная схема воздухообмена между различными географическими районами и широтами, в том числе с образованием крупномасштабных вихревых возмущений — циклонов и антициклонов, а также своего рода воздушных рек в ее верхней части — тропосферных струйных течений, в которых скорость ветра превышает 100 км/ч и иногда может достигать 800—900 км/ч.

В этом слое сосредоточены основной запас атмосферной влаги (водяного пара, капелек воды, ледяных кристаллов) и основная масса облаков, дающих атмосферные осадки. В нем же находится большая часть континентальной пыли, дыма и других примесей воздуха.

Тропосферу условно делят на нижнюю (до 2,5 км), среднюю (от 2,5 до 6 км) и верхнюю (от 6 км до тропопаузы). Вся она отличается разнообразием и значительной изменчивостью условий погоды, но особенно ее нижняя часть. Здесь — большой суточный ход температуры и влажности воздуха, ветра, больше всего продуктов конденсации водяного пара. В нижней части тропосферы выделяют еще самый нижний приземный слой (до 100 м) и слой трения, или пограничный слой (до 1000—1500 м).

Тропопауза — переходный слой между тропосферой и стратосферой, характеризующийся прекращением свойственного тропосфере падения температуры воздуха с высотой или заметным уменьшением этого падения. Это задерживающий слой толщиной от нескольких сот метров до нескольких километров, затрудняющий обмен воздуха между тропосферой и стратосферой. Под тропопаузой наблюдается скопление продуктов конденсации водяного пара и аэрозольных частиц. Она часто является верхней границей тропосферной облачности. Высота тропопаузы в зависимости от сезона года и развития атмосферных процессов может колебаться в пределах нескольких километров (над полярными областями она в среднем находится на высоте 8—10 км, над умеренными широтами — на 10—12 км, а над экватором — на 16—18 км).

Температура тропопаузы над полюсами зимой в среднем около -65° , летом -45° , над экватором круглый год от -70 до -80° . Среднее значение температуры тропопаузы принимают равным $-56,5^{\circ}$.

Тропопауза в целом характеризуется значительными изменениями температуры, ветра и видимости, а также степени устойчивости воздуха, влияющей на условия полета. Участки тропопаузы с большим наклоном ее поверхности (тангенс угла более или равный $1/300$) отличаются значительной возмущенностью воздуха, неблагоприятными условиями полета. Под такими участками тропопаузы часто находится струйное течение с максимальной скоростью ветра (ось струйного течения) на 1—1,5 км ниже тропопаузы. Иногда под струйными течениями тропопауза разрывается и не прослеживается на протяжении многих километров, а затем обнаруживается вновь на другой высоте (рис. 1.1).

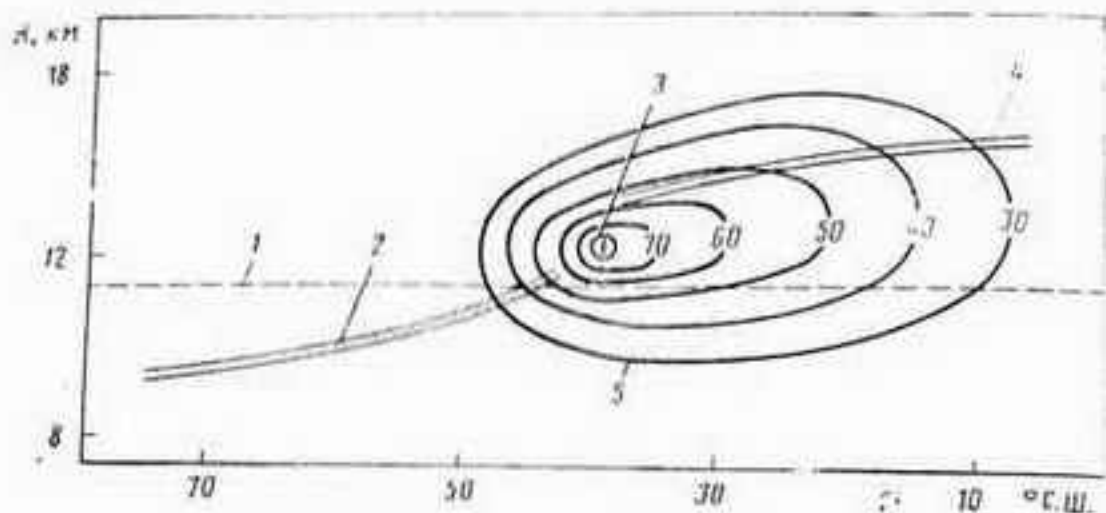


Рис. 1.1. Тропопауза в струйном течении:

1 — высота тропопаузы при отсутствии струйного течения; 2 — положение тропопаузы в высоких и умеренных широтах; 3 — ось струйного течения; 4 — положение тропопаузы в низких широтах; 5 — линии равной скорости ветра (в м/с)

Стратосфера — второй слой атмосферы, располагающийся над тропопаузой примерно до высоты 51 км. Отличается в нижней половине отсутствием изменения температуры с высотой (изотермия), а в верхней половине — слабым повышением температуры с высотой (температурная инверсия с увеличением температуры от 1 до 3° С/км).

В отличие от тропосферы источником тепла для стратосферы является не земная поверхность, а слой озона, находящийся на высоте около 23 км. Озон поглощает значительную часть ультрафиолетового излучения Солнца (с длиной волны менее 2900 А), пропуская к земной поверхности ультрафиолетовые лучи с длиной волны — 2900—4000 А, являющиеся дезинфекторами атмосферного воздуха.

Стратосфера характеризуется как слой атмосферы, температурный режим которого определяется процессом лучистого теплообмена.

Стратосфера более устойчива, чем тропосфера. Здесь облака преимущественно кристаллические. На высоте 20—30 км в зимнее время года при низком положении Солнца можно иногда наблюдать перламутровые облака, светящиеся на темном фоне неба. Сильная иризация (радужная окраска) этих облаков может объясняться сферической структурой облачных элементов, т. е. тем, что эти облака состоят из мелких капелек переохлажденной воды. На верхней границе стратосферы температура воздуха приближается к 0° С. В конце зимы и весной иногда бывают случаи резких потеплений стратосферы.

В стратосфере хорошо выражено годовое изменение направления ветра от западного зимой к восточному летом. Здесь также бывают струйные течения, но с меньшей скоростью ветра. Турбулент-

ность в стратосфере имеет иную природу, чем турбулентность в тропосфере.

Стратопауза — переходный слой между стратосферой и мезосферой, располагается в среднем на высоте около 51 км. В ней прекращается рост температуры с высотой, начинает понижаться температура.

Мезосфера — третий слой атмосферы, находящийся над стратопаузой приблизительно между 51 и 84 км. Характеризуется значительным падением температуры с высотой, достигающей минимального значения около -90°C на верхней границе слоя. Ветры (до 500—600 км/ч) зимой западные, летом восточные.

Мезопауза — переходный слой между мезосферой и термосферой, в котором начинается постепенный рост температуры с высотой. Высота мезопаузы около 86 км. На этой высоте иногда наблюдаются серебристые облака, состоящие, по-видимому, из ледяных кристаллов.

Термосфера — четвертый слой атмосферы, лежит выше мезопаузы на высоте между 86 и 800 км. В этом слое непрерывно растет температура, которая начиная с высоты в среднем 112 км приобретает положительные значения (по Цельсию), а на верхней границе слоя достигает значения $+2000^{\circ}\text{C}$. Воздушные течения круглый год западные.

Газы воздуха в термосфере находятся в ионизированном состоянии, их молекулы расщеплены. Частицы воздуха электрически заряжены, активно реагируют на состояние магнитного поля Земли и колебания солнечной активности.

Термопауза — переходный слой между термосферой и экзосферой, располагается на высоте приблизительно 800 км.

Экзосфера — пятый слой атмосферы, находящийся между 800 и 3000 км, в котором вместо атмосферного воздуха присутствует уже межпланетный газ с концентрацией до 1000 атомов на 1 км^3 .

Выше 3000 км находится исчезающее малое количество атомов водорода. Это земная корона, верхняя граница которой (36 000 км) совпадает с теоретической высотой верхней границы атмосферы.

1.2. Методы исследования атмосферы

Атмосферу исследуют как прямыми, так и косвенными методами. Первые охватывают все способы непосредственных измерений состояния атмосферы с использованием самых различных приборов и оборудования; вторые основаны на изучении различных природных явлений, позволяющих судить о происходящих процессах и в какой-то мере о состоянии атмосферы.

Прямые методы, как правило, применяются в более доступных, расположенных обычно ближе к земной поверхности участках и слоях атмосферы.

В приземном слое преобладающими являются прямые непосредственные и дистанционные измерения всех параметров атмо-

сферы приборам, установленным на столбах и специальных мачтах. В слое трения производится в основном прямые дистанционные измерения с использованием радиоэлектронного оборудования, светотехнических средств, самолетов, вертолетов, ракет, метеорологических искусственных спутников Земли (МИСЗ).

Выше слоя трения, в так называемой свободной атмосфере, наряду с прямыми методами широко применяются косвенные, например с использованием наблюдений за различными оптическими явлениями, за облачностью, за состоянием неба, за скоростью прохождения звука.

Метеорологические искусственные спутники Земли для ряда метеорологических элементов также позволяют производить измерения косвенным методом.

Для изучения атмосферы созданы стандартные приборы, входящие в комплект оборудования сети наземных метеорологических и аэрологических станций (термометры, термографы, барометры, барографы, флюгера, самописцы ветра, ураганометры, осадкомеры, гигрографы, светолокаторы, радиозонды и др.). Кроме того, используются метеорологические радиолокаторы (МРЛ), грозоуловители, автоматические радиометеостанции (АРМС), метеорологические ракеты, метеорологические искусственные спутники Земли, корабли погоды, буйковые станции в морях и океанах.

Для основных метеорологических элементов точность определения их значения прямыми методами на порядок выше, чем косвенными, а при непосредственном измерении она выше, чем при дистанционных. Развитие техники и научные достижения в различных областях находят свое отражение в непрерывном совершенствовании методов исследования атмосферы, получении возможности изучить все более удаленные ее участки с все возрастающей точностью.

Плотность воздуха в земной атмосфере быстро убывает с высотой. На уровне моря она составляет $1,225 \text{ кг/м}^3$, на высоте 5 км — 60% от плотности на уровне моря, на высоте 50 км — около 0,1% от плотности на уровне моря. Поэтому лишь в пределах тропосферы и нижней стратосферы возможны полеты самолетов, а в вышележащих слоях атмосферы из-за малой плотности атмосферного воздуха вместо самолетов могут использоваться летательные аппараты принципиально иной конструкции — баллистические ракеты.

Так как летно-технические данные всех летательных аппаратов сильно зависят от состояния атмосферы и могут зачастую изменяться в широких пределах в зависимости от пространственного и временного распределения метеорологических элементов, возникла необходимость в создании некоего эталона или стандарта состояния атмосферы, из которого можно было бы исходить при конструировании летательных аппаратов, их оборудования, узлов, агрегатов, приборов, а также при проведении различных летных испытаний и сопоставлении их результатов. Этот эталон получил название «стандартная атмосфера».

1.3. Стандартная атмосфера

Стандартная атмосфера (СА) — характеристика некоторого независимого от времени суток и года постоянного состояния атмосферы, рассматриваемой в предположении, что воздух представляет собой идеальный газ и основные его параметры на уровне моря имеют определенные общепринятые исходные значения.

Существуют СА как международные (например, СА ICAO, СА COSPAR, СА CIRA), так и национальные, а также для отдельных географических районов (тропическая, арктическая летняя, арктическая зимняя).

Действующая в СССР стандартная атмосфера (ГОСТ 4401—73, СА-73) соответствует стандарту ICAO. СА-73 содержит значения основных параметров атмосферы в функции геометрической и геопотенциальной высот от —2000 до +50 000 м. В приложениях к ней даны таблицы рекомендованных параметров атмосферы от 50 000 до 80 000 м и справочные данные для высот от 80 000 до 120 000 м.

Основные исходные данные, принятые для расчета таблиц СА-73

Стандартное ускорение свободного падения g_c , м/с ²	9,80665
Молярная масса воздуха M_c , кг/г-моль	28,964420
Стандартное давление воздуха p_c , Па	101325,0 (1013,250 мбар)
Универсальная газовая постоянная R^* , Дж/К·моль	8314,32
Удельная газовая постоянная R , Дж/кг·К	287,05287
Термодинамическая температура Кельвина для воздуха на среднем уровне моря T_c , К	288,15
Термодинамическая температура Цельсия t_c , °С	15
Стандартная плотность воздуха ρ_c , кг/м ³	1,2250
Скорость звука a_c , м/с	340,294
Уравнение статики атмосферы	$\Delta p = -\rho g \Delta h$
Уравнение состояния идеального газа до высоты 94 км, где $M_c = \text{const}$, и $R = \text{const} = R^* (M_c)$	$p = \rho R T$
Ускорение свободного падения на любой высоте h при условном радиусе Земли $r = 6\,356\,766$ м (из закона тяготения Ньютона, пренебрегая центробежным ускорением)	$g = g_c \left(\frac{r}{r+h} \right)^2$
Геопотенциальная высота H и геометрическая высота h связаны соотношением	$H = \frac{r h}{r+h}$
Влажность воздуха	0

Примечание. Индекс «с» означает, что характеристика относится к СА.

Таблицы СА состоят из трех основных таблиц: таблица 1 — данные о температуре, атмосферном давлении, плотности воздуха и ускорении свободного падения на соответствующих геометрических и геопотенциальных высотах;

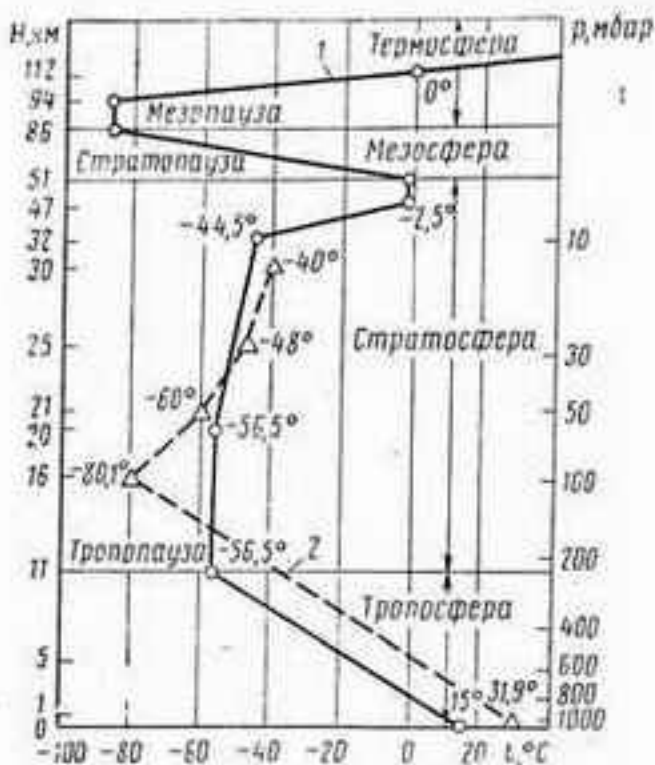


Рис. 1.2. Распределение температуры с высотой в СА:
1 — СА-73; 2 — тропическая СА

таблица 2 — сведения об относительных значениях величины давления и плотности воздуха, скорости звука, динамической и кинетической вязкости и теплопроводности в зависимости от геопотенциальной высоты;

таблица 3 — данные о высоте однородной атмосферы (условной атмосферы с одинаковой плотностью на всех высотах), удельной массе воздуха, концентрации, скорости и средней длине свободного пробега частиц воздуха.

Помимо этих таблиц СА в Приложении даются табличные данные рекомендуемых параметров для 50—80 км и справочные сведения для 80—120 км высоты.

Распределение температуры с высотой в СА показано на рис. 1.2.

Наличие СА дает возможность сравнивать между собой показания приборов, результаты летных испытаний, данные различных аэродинамических расчетов, метеорологических и геофизических измерений.

Реальная атмосфера в конкретный момент и в конкретном пункте земного шара может отличаться от СА, поэтому нужно иметь возможность объективного сопоставления между собой данных о летных характеристиках, полученных в различных условиях или в разное время. Это осуществляется приведением летных характеристик к условиям СА.

В практике возможны случаи, когда требуется перейти:

от фактически наблюдавшихся условий к стандартным. Например, в разные дни разные самолеты достигли различных максимальных высот и требуется определить, у какого самолета выше потолок. В этом случае нужно перейти от реальной атмосферы к СА;

от расчетных характеристик, соответствующих стандартным условиям, к характеристикам в реальных условиях, наблюдаемым в данное время. Например, известна расчетная v_{max} . А какая может быть достигнута в действительности скорость в разные дни? В этом случае нужно перейти от условий в СА, используемых при проектировании самолета, к реальным условиям конкретного дня.

С понятием СА связаны понятия стандартных высот, т. е. высот, на которых атмосферные условия такие же, как в СА

(имеются в виду каждые из условий p , T , ρ отдельно). Стандартные высоты могут быть: по давлению — барометрическая высота H_p на которой в СА давление точно соответствует фактическому давлению на уровне полета; по плотности — высота H_ρ на которой $\rho_{СА} = \rho$ на высоте полета.

1.4. Физические характеристики атмосферы

Состояние атмосферы определяется рядом физических характеристик (параметров). Основными из них являются температура, влажность, давление, плотность воздуха.

— **Температура воздуха** — степень нагретости или характеристика теплового состояния воздуха. Она пропорциональна энергии движения молекул воздуха, измеряется в градусах по шкале Цельсия или в Кельвинах по абсолютной шкале.

Температура замерзания пресной воды или таяния льда принята за 0°C ($273,15\text{ K}$), а температура кипения воды соответственно равна 100°C ($373,15\text{ K}$).

Для измерения температуры применяются термометры, которые подразделяются:

по принципу действия: жидкостные (ртутные и спиртовые), металлические (термометры сопротивления, биметаллические пластинки и спирали), полупроводниковые (термисторы);

по назначению: на срочные, максимальные и минимальные.

Для непрерывной записи температуры воздуха используются суточные и недельные термографы.

На метеорологических площадках термометры и термографы устанавливают в метеорологических будках на высоте 2 м от поверхности земли. Метеорологическая будка должна хорошо вентилироваться и защищать установленные в ней приборы от непосредственного воздействия солнечных лучей.

Температура воздуха для практических целей измеряется с точностью $0,1^\circ\text{C}$, а в метеорологических телеграммах и на картах погоды указывается в целых числах.

Изменения температуры воздуха. Временные изменения температуры подразделяются на суточные, годовые и непериодические. Пространственные изменения температуры зависят от географической широты и долготы места, от высоты над поверхностью земли.

Суточный ход температуры. В приземном слое температура воздуха изменяется в течение суток. Минимальная температура наблюдается обычно в момент восхода Солнца: в июле — около 3 ч, в январе — около 7 ч по местному среднему солнечному времени. Максимальная температура бывает в 14—15 ч.

Амплитуда колебаний температуры может меняться от нескольких градусов до десятков. Она зависит от времени года, широты места, высоты его над уровнем моря, рельефа, характера подстилающей поверхности, наличия облачности и развития турбулент-

ности в атмосфере. Наибольшая амплитуда бывает в низких широтах, в котловинах с песчаной или каменной почвой в безоблачные дни. Над морями и океанами суточный ход температуры незначителен.

Годовой ход температуры. В течение года максимальная температура воздуха в приземном слое над континентами наблюдается в середине лета, над океанами — в конце лета, минимальная температура — в середине или конце зимы.

Амплитуда годового хода воздуха зависит от широты места, близости моря и высоты над уровнем моря. Наименьшая амплитуда наблюдается в экваториальной зоне, так как в ней приток тепла в течение года изменяется незначительно. Резкие различия в годовой амплитуде температуры наблюдаются между пунктами, расположенными в глубине континента и на океанических островах. Это хорошо видно на примере г. Якутска и г. Торсхавн (Фарерские острова), расположенных примерно на одной и той же широте ($\approx 60^\circ$ с. ш.). В Якутске средняя минимальная температура воздуха $t_{\text{ср. мин}} = -43^\circ \text{C}$ (январь); средняя максимальная температура $t_{\text{ср. макс}} = +19^\circ \text{C}$ (июль), амплитуда составляет 6°C . В Торсхавне $t_{\text{ср. мин}} = +3^\circ \text{C}$ (март), $t_{\text{ср. макс}} = +11^\circ \text{C}$ (август), амплитуда составляет 8°C .

В приземном слое самая низкая температура воздуха ($-88,3^\circ \text{C}$) наблюдалась в Антарктиде на станции «Восток» в августе 1960 г., а самая высокая температура ($+58^\circ \text{C}$) — в Ливии на станции «Триполи». В Советском Союзе наиболее низкие температуры (до -70°C) бывают в Якутии на станции «Оймякон», а наиболее высокие (до $+50^\circ \text{C}$) — в Туркмении на станции «Термез».

Кроме того, в природе могут наблюдаться и непериодические изменения температуры. Это изменения температуры воздуха от дня ко дню независимо от времени суток. Они связаны с изменением метеорологической обстановки (прохождением циклонов и антициклонов, атмосферных фронтов, вторжением теплой или холодной воздушной массы).

Изменение температуры с высотой. Поскольку нижняя часть атмосферы нагревается главным образом от земной поверхности, то в тропосфере температура воздуха с высотой, как правило, понижается.

Для количественной оценки пространственного изменения того или иного метеорологического элемента (например, температуры, давления, ветра) используется понятие **градиент** — изменение величины метеорологического элемента на единицу расстояния. В метеорологии принято считать градиент положительным, если значение метеорологического градиента с расстоянием уменьшается.

Для количественной оценки пространственных изменений температуры используют вертикальный и горизонтальный градиенты температуры.

Вертикальный градиент температуры γ — изменение температуры на 100 м высоты. При понижении температуры

с высотой $\gamma > 0$, повышении $\gamma < 0$, а если температура воздуха с высотой не изменяется, то $\gamma = 0$.

Слой атмосферы, в котором наблюдается рост температуры с высотой ($\gamma < 0$), называются слоями инверсии. Слой атмосферы, в котором температура с высотой не изменяется, называются слоями изотермии ($\gamma = 0$).

Наглядное представление о распределении температуры воздуха с высотой над пунктом можно получить с помощью графика «Температура — высота». По данным радиозондирования атмосферы на графике наносятся значения температуры на различных высотах. Соединив нанесенные точки, получим кривую распределения температуры с высотой, которую называют кривой стратификации (пример такой кривой приведен на рис. 1.3).

Для наглядного представления распределения температуры в горизонтальной плоскости (на поверхности земли или каком-либо уровне) значения температуры в пунктах наблюдения наносят на географическую карту. При анализе карт проводят линии равных значений температуры, называемые изотермами. В результате получается карта поля температуры или карта изотерм.

Атмосферное давление — это сила, действующая на единицу горизонтальной поверхности 1 см^2 , вызываемая весом простирающегося вверх через всю атмосферу столба воздуха. Чем больше высота этого столба и чем плотнее воздух в нем, тем больше атмосферное давление. Следовательно, значение атмосферного давления уменьшается с высотой и равно нулю на верхней границе атмосферы.

Единицы и методы измерения давления. Атмосферное давление измеряют высотой столба ртути, уравнивающего вес столба воздуха в приборе, называемом барометром. Высота столба ртути в барометре измеряется в миллиметрах, и, следовательно, единицей измерения атмосферного давления служит миллиметр ртутного столба (мм рт. ст.), причем $1 \text{ мм рт. ст.} = 133,3 \text{ Па (Паскаля)} = 1,333 \text{ мбар (миллибара)}$.

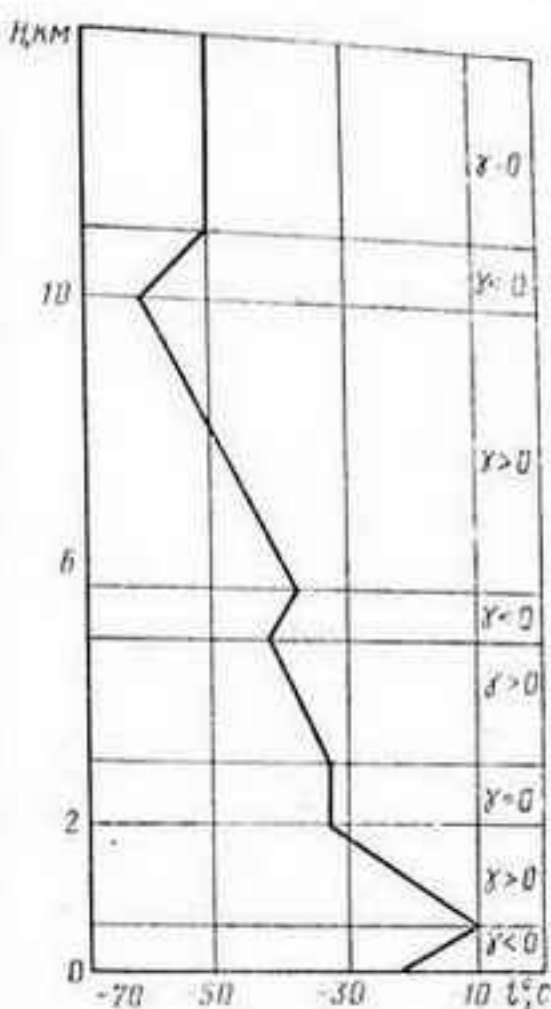


Рис. 1.3. Кривая стратификации: при $\gamma < 0$ — слой инверсии; при $\gamma = 0$ — слой изотермии; при $\gamma > 0$ — слой падения температуры воздуха с высотой

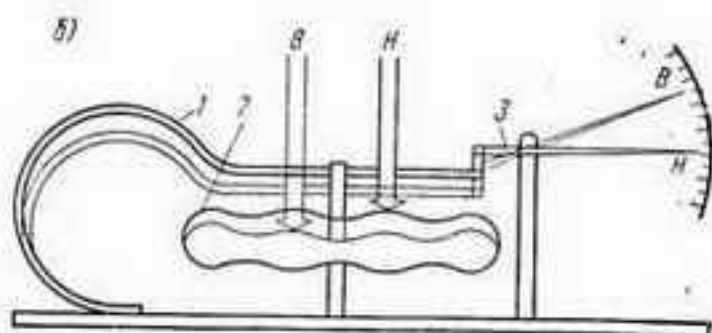


Рис. 1.4. К принципу работы ртутного барометра (а) и барометра-анероида (б): 1 — биметаллическая пластина; 2 — анероидная коробка; 3 — указательная стрелка; В — высокое атмосферное давление; Н — низкое

Кроме ртутного барометра (рис. 1.4), атмосферное давление может измеряться барометром-анероидом, шкала которого градуируется в тех же единицах по ртутному барометру-этalonу.

Изменение давления с высотой. Барическая ступень. Уравнение статики. Атмосферное давление изменяется с высотой по логарифмическому закону: в нижних слоях атмосферы оно уменьшается быстрее, чем в верхних. Высота, в пределах которой атмосферное давление изменяется на одну единицу (мм рт. ст. или мбар), называется барической ступенью.

Для нижних слоев воздуха вблизи уровня моря изменение атмосферного давления на 1 мм рт. ст. происходит при изменении высоты на 10—11 м, а в стратосфере — уже при изменении высоты на несколько десятков и даже на целые сотни метров.

Величина барической ступени, а следовательно, и скорость изменения атмосферного давления с высотой, будет различной не только на разных высотах, но и в зависимости от того, в каком воздухе мы ее определяем — в теплом или в холодном.

Величина барической ступени рассчитывается по формуле

$$h = \frac{8000}{p_{\text{ср}}} \left(1 + \frac{t}{273} \right), \quad (1.1)$$

где $p_{\text{ср}}$ и t — среднее давление и температура, соответствующие уровню, на котором определяется барическая ступень.

Формулу для расчета величины барической ступени можно получить из уравнения статики

$$\Delta p = -g \rho \Delta H, \quad (1.2)$$

где Δp — изменения давления с высотой; g — ускорение свободно-

го падения; ρ — массовая плотность воздуха; ΔH — изменение высоты.

Уравнение (1.2) вытекает из простых соображений, опирающихся на понимание природы атмосферного давления как силы, обусловленной весом столба воздуха с основанием равном 1 см^2 .

Рассмотрим не весь столб воздуха, а какую-то часть его высотой ΔH , представляющую собой разность давлений на двух уровнях:

$$\Delta p = p_H - p_0, \quad (1.3)$$

где p_H — давление на верхнем уровне; p_0 — на нижнем (рис. 1.5).

Назовем рассматриваемую часть столба воздуха элементарным объемом с основанием 1 см^2 и высотой ΔH . Масса такого объема будет равна $\rho \Delta H$, а вес равен $g \rho \Delta H$. Если подняться от нижнего уровня элементарного объема к верхнему, давление уменьшится на вес этого элементарного объема воздуха, т. е. на величину $g \rho \Delta H$.

Таким образом, изменение давления с высотой в пределах высоты ΔH будет величиной отрицательной:

$$\Delta p = -g \rho \Delta H. \quad (1.4)$$

Это и есть уравнение статики в простейшем виде. Отсюда

$$\Delta H = -\frac{\Delta p}{g \rho}. \quad (1.5)$$

Подставим в формулу (2.4) значение массовой плотности воздуха

$$\rho = p/RT. \quad (1.6)$$

Здесь R — универсальная газовая постоянная, она равна $287,053 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}$; T — температура воздуха, К. Тогда

$$\Delta H = \frac{RT \Delta p}{g p}. \quad (1.7)$$

Положим, что среднее значение давления на верхнем и нижнем уровнях рассматриваемого элементарного объема $p_{\text{ср}} = p$.

Учитывая это и то, что $\Delta p = p_H - p_0$, а температура воздуха $T = t + 273$, формула (1.7) после преобразования будет иметь вид

$$\Delta H = \frac{287,053 \cdot 273}{9,8 \cdot p_{\text{ср}}} \left(1 + \frac{t}{273}\right) (p_0 - p_H) \approx \frac{8000}{p_{\text{ср}}} \left(1 + \frac{t}{273}\right) (p_0 - p_H). \quad (1.8)$$

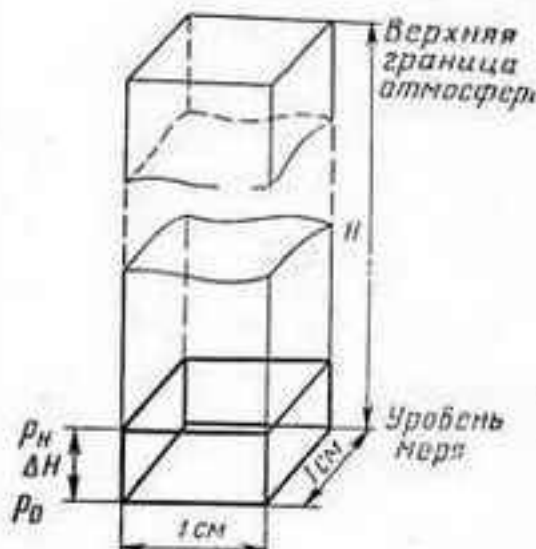


Рис. 1.5. Элементарный объем с основанием 1 см^2 и высотой ΔH

Поскольку нас интересует изменение высоты при изменении давления на одну единицу ($p_0 - p_H = 1$), искомая формула определения барической ступени (в м)

$$\Delta H = \frac{8000}{p_{cp}} \left(1 + \frac{t''}{273} \right). \quad (1.9)$$

Барометрические формулы применяются для решения задач барометрического нивелирования — определения разности высот двух точек по разности атмосферного давления в них или для вычисления атмосферного давления в одной точке по данным о ее высоте и высоте и давлении в другой точке. С их помощью давление, измеренное в разных точках, можно приводить к уровню моря, что нужно при сравнении результатов измерений.

Упрощенная формула Бабинне, пригодная для решения задач барометрического нивелирования в пределах разности высот, равной 1000 м, имеет вид

$$H = 16000 \left(1 + \frac{t_{cp}^0}{273} \right) \frac{p_0 - p_H}{p_0 + p_H}, \quad (1.10)$$

где H — превышение одной точки над другой; p_H — атмосферное давление на высоте H ; p_0 — атмосферное давление на исходном уровне; t_{cp}^0 — средняя температура слоя воздуха между точками.

Для барометрических расчетов в пределах всей тропосферы можно пользоваться формулой Лапласа

$$H = 18400 \left(1 + \frac{t_{cp}^0}{273} \right) \lg \frac{p_0}{p_H}, \quad (1.11)$$

где составляющие элементы те же, что и в формуле (1.9).

Общий закон изменения давления с высотой выражается формулой

$$p_H = p_0 e^{-\frac{gH}{RT_{cp}}}, \quad (1.12)$$

где g — ускорение свободного падения; R — универсальная газовая постоянная; T_{cp} — средняя температура воздуха; e — основание натуральных логарифмов.

Понятие о барическом поле. В любой точке на поверхности земли атмосферное давление подвержено изменениям во времени, так как вес столба воздуха не остается постоянным. Он изменяется в зависимости от состояния воздуха и главным образом — от его температуры.

Изменение атмосферного давления за 3 ч называется барической тенденцией, измеряемой в мбар/3 ч.

В разных местах земной поверхности атмосферное давление, приведенное к уровню моря, может иметь различное значение, колеблясь от 1083,8 до 885 мбар. Распределение атмосферного давления в пространстве называют барическим полем. Для анали-

за барического поля удобно пользоваться специальными картами, на которых наносятся значения приведенного к уровню моря атмосферного давления в различных точках. На таких картах проводятся линии равных значений атмосферного давления — *изобары* (обычно их проводят через 5 мбар).

Изобары никогда не пересекаются друг с другом; они очерчивают области с высоким давлением — *антициклоны* и с низким давлением — *циклоны*, а также другие области с разным атмосферным давлением, лежащие между антициклоном и циклоном или на их периферии (*седловины*, *гребни*, *ложбины*).

Области с различным атмосферным давлением называют *формами барического поля* или *формами барического рельефа* (рис. 1.6, а). Термин «барический рельеф» указывает на связь между расположением на картах барического поля изобар и вертикальным распределением давления. Ведь изобары, как линии с равным значением давления на уровне моря, можно представить в виде линий пересечения поверхности моря поверхностями с равным значением давления, так называемыми *изобарическими поверхностями*. В вертикальной плоскости изобарические поверхности располагаются так, что образуют неровности (понижения и повышения) подобно рельефу местности с котловинами и холмами.

В циклонах изобарические поверхности прогибаются книзу, в антициклонах они приподнимаются вверх. Также прогибаются книзу изобарические поверхности над районами с холодным воздухом и, наоборот, приподнимаются вверх над районами с более теплым воздухом.

ЛА, летящий на эшелоне с заданным значением атмосферного давления, пролетая над местностью с разным атмосферным давлением на уровне моря и с разной температурой воздуха, будет совершать не строго горизонтальный полет. Его абсолютная высота будет меняться, то возрастая, то уменьшаясь в зависимости от распределения давления на уровне моря и температуры воздуха над местностью, где происходит полет. Это поясняется рис. 1.6, б, на котором для наглядности вертикальный масштаб взят во много раз больше горизонтального, поэтому наклон изобарических поверхностей к горизонтальной линии (уровню моря) хорошо заметен. В действительности изобарические поверхности очень незначительно наклонены к линии горизонта, угол наклона их меньше $1'$. Тангенс такого угла наклона составляет всего $1/2000 \div 1/10\,000$, т. е. высота изобарической поверхности на расстоянии 1000 км может меняться в пределах 500—100 м.

Использование информации об атмосферном давлении. На борту ЛА информация об атмосферном давлении используется для обеспечения правильности показания барометрического высотомера, работающего по принципу барометра-анероида, но снабженного, помимо шкалы давления, проградуированной (в мм рт. ст.) еще и шкалой высоты, рассчитанной для условий СА, когда нуль высоты соответствует 760 мм рт. ст. При взлете и посадке ЛА стрелку высотомера устанавливают на нуль высоты при

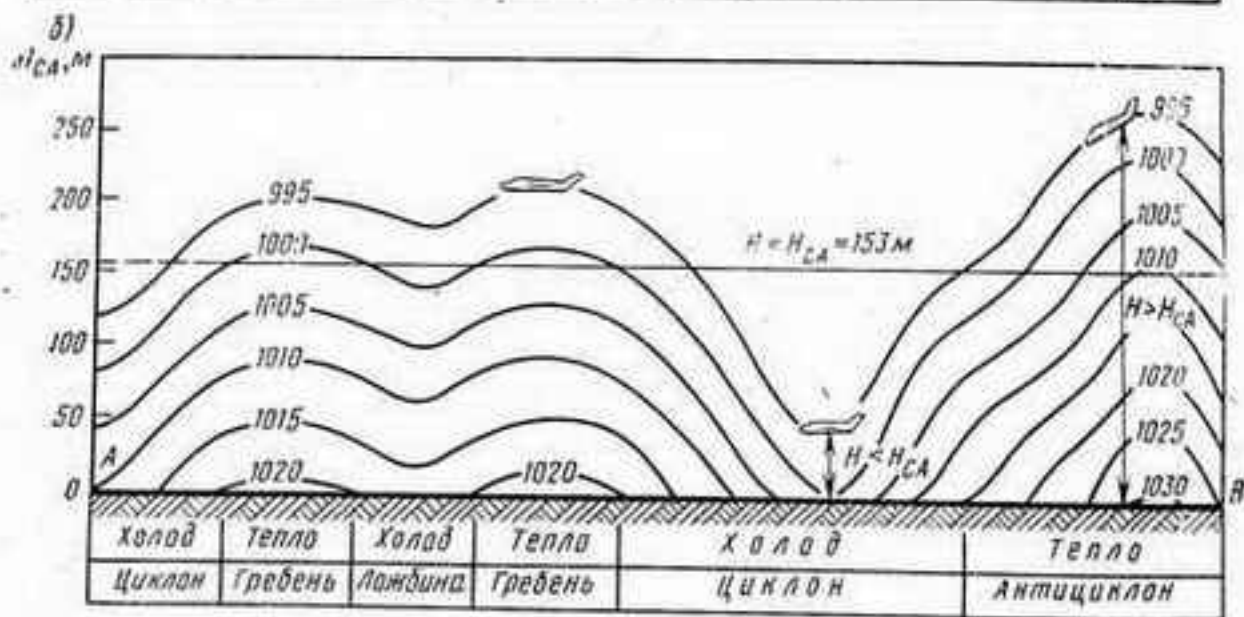
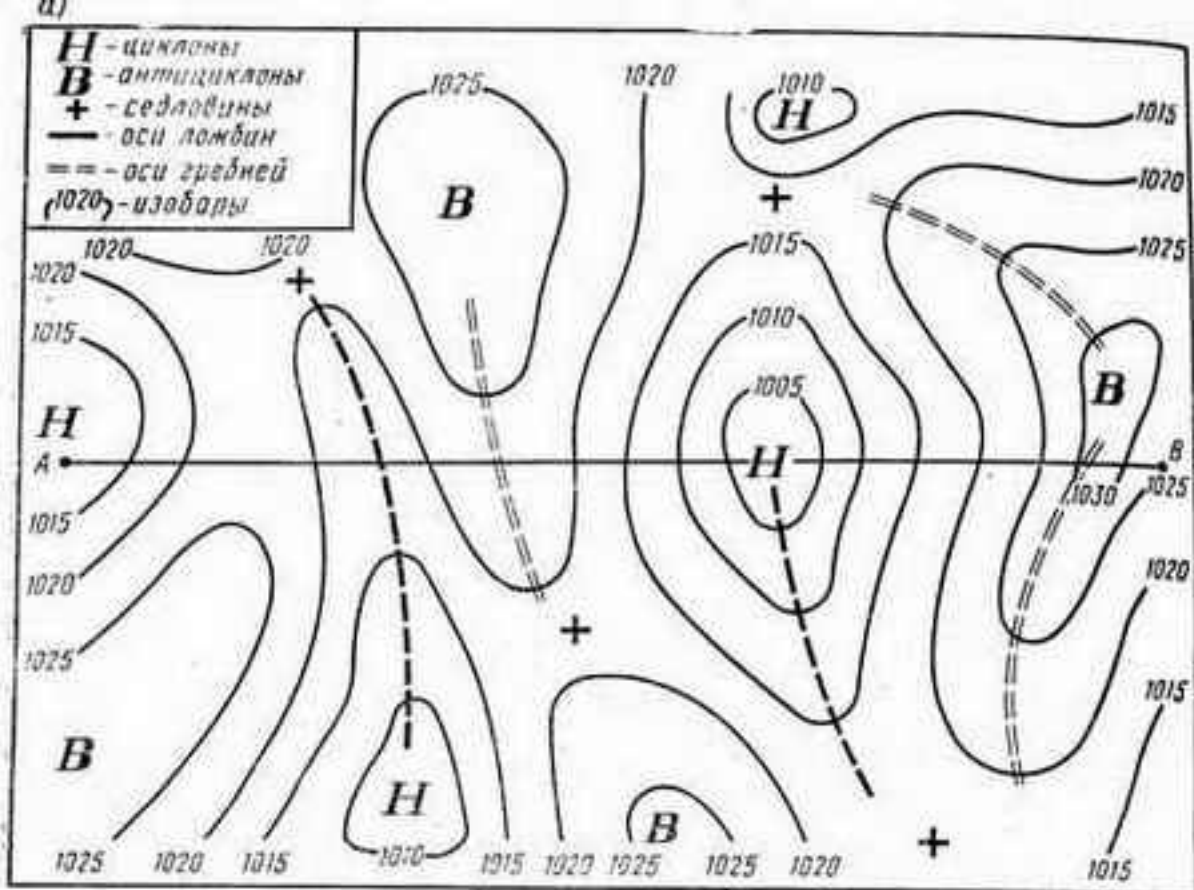


Рис. 1.6. Формы барического рельефа (а) и положения изобарических поверхностей (б) в миллибарах на вертикальном разрезе по линии АВ

давлении, соответствующем фактическому давлению на уровне взлетно-посадочной полосы аэродрома. При полетах на эшелонах, при наборе высоты стрелка переставляется таким образом, чтобы нуль высоты соответствовал давлению 760 мм рт. ст., т. е. давлению на уровне моря в СА.

В зависимости от того как установлена стрелка барометрического высотомера, этот прибор в полете может показывать или относительную высоту самолета над уровнем аэродрома, или абсолютную высоту самолета над уровнем моря (рис. 1.7).

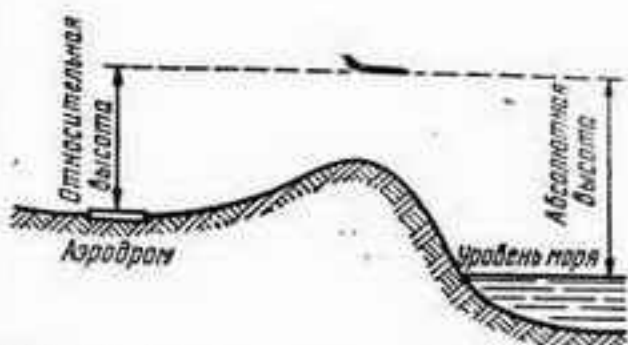


Рис. 1.7. К понятию относительной и абсолютной высот

Влажность воздуха. В атмосферном воздухе всегда находится водяной пар, содержание которого называют влажностью воздуха, причем влажность связана не только с содержанием в нем водяного пара, но и с его температурой.

Различают действительную влажность воздуха на данный момент времени и максимально возможную при данной его температуре, когда будет достигнуто состояние насыщения — станет невозможным дальнейшее увеличение в воздухе количества водяного пара, поскольку процессы испарения и конденсации водяного пара будут взаимно компенсировать друг друга.

Влажность воздуха характеризует ряд величин.

Упругость водяного пара — это та часть атмосферного давления, которая создается водяным паром, обладающим, как и всякий газ, некоторой упругостью. Выражается упругость водяного пара в миллибарах или миллиметрах ртутного столба. Различают фактическую упругость водяного пара e и максимально возможную при данной температуре E .

Удельная влажность — количество водяного пара в граммах, содержащееся в одном килограмме воздуха. Удельная влажность воздуха остается неизменной при любых процессах (нагревание, охлаждение, расширение или уменьшение объема), если только не происходит конденсации или дополнительного испарения.

Абсолютная влажность — количество водяного пара в граммах, содержащееся в одном кубическом метре воздуха.

Относительная влажность — процентное отношение количества водяного пара, фактически содержащегося в воздухе, к максимально возможному его количеству при данной температуре (к количеству, которое необходимо для достижения насыщения):

$$f = \frac{e}{E} 100. \quad (1.13)$$

Относительная влажность указывает, насколько сух воздух в данный момент при данном значении его температуры, т. е. насколько он близок или далек от состояния насыщения. При изменении температуры изменяется и относительная влажность воздуха.

Точка росы и дефицит точки росы. При любой относительной влажности воздух можно довести до состояния насыще-

ния, если мы будем его охлаждать, пока не начнется конденсация водяного пара.

Температура воздуха, при которой достигается насыщение воздуха водяным паром при неизменном атмосферном давлении, называется точкой росы. Обозначается она t_d или T_d . Разность между фактической температурой воздуха и точкой росы называют дефицитом точки росы $t - t_d$. Чем больше дефицит точки росы, тем суше воздух (тем меньше относительная влажность), а при $t - t_d = 0$ относительная влажность равна 100%.

Измерение влажности воздуха в приземном воздухе производят психометрическим методом — с помощью показаний двух термометров: одного обычного с сухим резервуаром ртути и другого с резервуаром ртути, смоченным водой. Испарение воды охлаждает резервуар термометра. При разности показаний сухого и смоченного термометров по психометрическим таблицам и определяется влажность воздуха. Приборы с двумя термометрами для измерения влажности воздуха называются психометрами, которые бывают стационарными, размещаемыми в специальной метеорологической будке, и переносными — с вентиляционным устройством и защитой от солнечных лучей.

Относительную влажность можно измерять гигрометром, датчиком в котором служит влагочувствительная пленка или обезжиренный волос, натяжение которого, изменяющееся в зависимости от влажности воздуха, передается стрелке со шкалой, градуированной в процентах относительной влажности. Прибор-самописец, позволяющий записывать показания гигрометра на бумажной ленте, называется гигрографом.

Плотность воздуха ρ — отношение массы воздуха к его объему. Измеряется в граммах на кубический метр. Непосредственно плотность воздуха не измеряется, она вычисляется с использованием уравнения состояния газа — см. формулу (1.6).

Плотность воздуха тем больше, чем больше атмосферное давление и чем ниже температура воздуха. В целом плотность воздуха с высотой уменьшается, так как с высотой атмосферное давление падает значительно быстрее, чем понижается температура воздуха. В СА плотность воздуха на уровне моря равна $1,225 \text{ кг/м}^3$, а для нижеперечисленных высот составляет: 5 км — 0,736; 10 км — 0,414; 15 км — 0,195; 20 км — 0,089; 25 км — 0,04; 50 км — 0,001.

Плотность воздуха зависит как от атмосферного давления и температуры так и от влажности. Водяной пар легче сухого воздуха, поэтому чем больше в воздухе водяного пара; тем меньше будет плотность воздуха. Однако плотность в холодном воздухе из-за содержания в нем водяного пара может уменьшаться лишь незначительно (меньше чем на 1%). Практически учитывать влияние влажности на плотность воздуха приходится лишь в очень теплом воздухе с температурой выше $+25^\circ \text{C}$. (Уменьшение плотности воздуха из-за содержания в нем водяного пара при температуре $+30^\circ \text{C}$ равносильно повышению температуры воздуха на 5°C , а при температуре 40°C — почти на 9°C).

Для вычисления плотности влажного воздуха пользуются формулой

$$\rho_{\text{вв}} = \rho_{\text{сух}} \left(1 - 0,378 \frac{e}{p} \right), \quad (1.14)$$

где $\rho_{\text{вв}}$ — плотность влажного воздуха;

$\rho_{\text{сух}}$ — плотность сухого воздуха;

e — упругость водяного пара;

p — атмосферное давление.

Помимо рассмотренных основных метеоэлементов, условия полетов ЛА зависят от состояния и других физических характеристик атмосферы, а также от различных явлений погоды, в том числе и от таких, которые являются опасными для полетов.

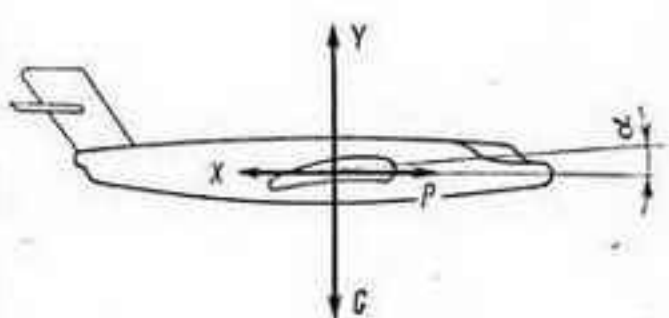


Рис. 2.1. Основные силы, действующие на самолет в полете

2. ВЛИЯНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ НА ЛЕТНЫЕ И ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОЛЕТОВ

2.1. Влияние физических параметров атмосферы на дозвуковые транспортные самолеты

Влияние на взлет и посадку. Чтобы проанализировать влияние атмосферных условий на взлет и посадку самолетов, необходимо прежде всего хорошо представлять силы, действующие на них в полете. При полете на самолет действует полная аэродинамическая сила R . В элементарном виде ее можно выразить следующей формулой¹:

$$R = C_R S \frac{\rho v^2}{2}, \quad (2.1)$$

где C_R — коэффициент полной аэродинамической силы; S — площадь крыла в плане; ρ — массовая плотность воздуха; v — скорость полета относительно воздуха.

Из формулы (2.1) видно, что полная аэродинамическая сила прямо пропорциональна плотности воздуха: чем больше плотность, тем при прочих равных условиях больше и она.

Для иллюстрации влияния на полет атмосферных условий (плотности, температуры и атмосферного давления) рассмотрим случай установившегося горизонтального полета самолета (рис. 2.1). В это время на него действуют лобовое сопротивление X , подъемная сила Y , тяга двигателя P и вес самолета G . Силы X

¹ В более строгом виде полная аэродинамическая сила должна рассматриваться как результирующая всех местных сил давления и трения, т. е. в интегральном виде.

и Y являются проекциями полной аэродинамической силы соответственно на направление движения самолета и на направление, перпендикулярное к траектории полета. Их элементарные выражения будут следующими¹:

$$X = C_x S \frac{\rho v^2}{2}; \quad (2.2)$$

$$Y = C_y S \frac{\rho v^2}{2}, \quad (2.3)$$

где C_x и C_y — коэффициенты соответственно лобового сопротивления и подъемной силы.

Соотношения (2.2) и (2.3) справедливы при условии, если пренебречь эффектами теплового характера, считать геометрию крыла заданной, аэродинамические коэффициенты (C_x , C_y) — функциями угла атаки α (угла, заключенного между направлением воздушного потока и хордой крыла), чисел M , характеризующих сжимаемость воздуха, и чисел Re , характеризующих вязкость воздуха.

Соотношения (2.2) и (2.3) показывают, что величина лобового сопротивления и подъемной силы прямо пропорциональна плотности воздуха.

Если при рассмотрении полета самолета ограничиться только его продольным движением, то для прямолинейного и равномерного полета должно соблюдаться равенство всех сил и моментов, действующих на него. В случае установившегося движения, когда $v = \text{const}$, все силы находятся в равновесии. Тогда:

$$Y = G; \quad (2.4)$$

$$X = P. \quad (2.5)$$

При подстановке выражения (2.3) в (2.4) получается воздушная скорость, при которой выполняется равенство сил. Она называется потребной и рассчитывается по формуле

$$v = \sqrt{\frac{2G}{C_y S \rho}}. \quad (2.6)$$

Формула (2.6) показывает, что потребная воздушная скорость горизонтально установившегося полета обратно пропорциональна плотности воздуха. Поскольку плотность воздуха уменьшается с высотой, потребная скорость при прочих равных условиях увеличивается.

На постоянной высоте полета скорость изменяется в зависимости от распределения температуры и давления на уровне полета. Так как в полете постоянная высота выдерживается по барометрическому высотомеру ($p = \text{const}$), скорость полета зависит только от температуры воздуха.

¹ При более строгом изложении силы X и Y следует рассматривать в интегральном виде с учетом действующих боковых сил.

Если в формулу (2.6) подставить значение ρ из уравнения (1.6), то

$$v = \sqrt{\frac{2GRT}{C_Y S \rho}} \quad (2.7)$$

Из выражения (2.7) видно, что чем выше температура воздуха, тем больше должна быть потребная воздушная скорость горизонтального полета.

Состояние атмосферы влияет на взлетно-посадочные характеристики самолетов. Для взлета необходимо, чтобы подъемная сила была больше веса самолета, т. е. чтобы скорость отрыва самолета

$$v_{\text{отр}} = \sqrt{\frac{2GRT}{C_{Y_{\text{отр}}} S \rho}} \quad (2.8)$$

где $C_{Y_{\text{отр}}}$ — коэффициент подъемной силы, соответствующий углу атаки, при котором самолет может безопасно оторваться от земли.

Подъемная сила и сила тяжести при взлете уравновешиваются уже на минимальной скорости полета. Для обеспечения безопасности при взлете скорость отрыва у самолетов с турбореактивными двигателями устанавливается на 10—15% больше минимальной.

Уравнение (2.8) показывает, что повышение температуры воздуха влечет за собой увеличение скорости отрыва, а рост атмосферного давления — уменьшение скорости. Изменение скорости отрыва приводит к изменению длины разбега и взлетной дистанции (например, при повышении температуры воздуха по сравнению со стандартной на 10°С у большинства реактивных самолетов при неизменных оборотах двигателя длина разбега увеличивается на 13%, а понижение температуры воздуха на 10°С уменьшает длину разбега на 10%). Это обстоятельство важно помнить при взлете с ВПП, имеющих ограниченную длину, при максимальных загрузках самолета, а также при взлете с аэродромов в горах летом.

Температура и давление воздуха оказывают влияние и на посадочную скорость, а следовательно, на длину пробега и посадочную дистанцию самолета. Выражение для посадочной скорости аналогично выражению (2.8), но символы T и ρ в нем соответственно представляют температуру и давление воздуха при посадке.

В общем виде влияние температуры воздуха на длину пробега при посадке выражается формулой

$$L_{\text{проб}} = L_{\text{проб,ст}}(a + b\Delta T), \quad (2.9)$$

где $L_{\text{проб}}$ и $L_{\text{проб,ст}}$ — соответственно длина пробега при температуре T , отличающейся от стандартной, и при условиях стандартной атмосферы; a и b — эмпирические коэффициенты; ΔT — разность между фактической и стандартной температурами.

Согласно расчетам отклонение температуры воздуха от стандартной на 10°С изменяет длину пробега примерно на 3,5%.

Влияние на тягу двигателей. Физические характеристики состояния атмосферы существенно сказываются на силе тяги двигателей. Располагаемая тяга турбореактивных двигателей (ТРД), под которой понимается наибольшая тяга, развиваемая двигателем на данной высоте при допустимом режиме работы, значительно зависит от температуры и давления воздуха на высоте полета. В первом приближении располагаемую тягу двигателя P_p с достаточной для практики точностью можно выразить формулой

$$P_p = \frac{G_n}{g} (c - v), \quad (2.10)$$

где G_n — масса воздуха, проходящего через двигатель за 1 с; c — скорость истечения газов на срезе сопла; v — воздушная скорость самолета.

Из выражения (2.10) следует, что располагаемая тяга прямо пропорциональна расходу воздуха. Так как весовой расход воздуха зависит от его плотности, повышение температуры или уменьшение давления приводит к уменьшению располагаемой тяги. При полете на постоянной высоте по барометрическому высотомеру ($p = \text{const}$) тяга двигателя зависит только от температуры воздуха на данной высоте. В случае положительного отклонения температуры воздуха от стандартной тяга ТРД уменьшается, в случае отрицательного — увеличивается.

При условии неизменного числа оборотов изменение тяги турбокомпрессорного воздушно-реактивного двигателя можно записать так:

$$P_{pH} = P_{p0} \Delta \frac{T_0}{T_H}, \quad (2.11)$$

где P_{pH} — тяга двигателя на высоте H ; P_{p0} — тяга у поверхности земли; T_0 и T_H — соответственно абсолютная температура воздуха у поверхности земли и на высоте полета H ; Δ — относительная плотность воздуха.

С высотой относительная плотность Δ убывает, а отношение T_0/T_H возрастает, однако рост меньше падения величины Δ , поэтому тяга ТРД с высотой уменьшается.

Расчет множителя $\Delta T_0/T_H$ для стандартных условий показывает, что на уровне моря он равен единице, на высоте 4 км — 0,74, на 10 км — 0,44; на 12 км — 0,34; на 16 км — 0,18; на 20 км — 0,10. Таким образом, располагаемая тяга для стандартной высоты 20 км при условии стандартного распределения температуры равна всего 10% значения располагаемой тяги на уровне моря и стандартной начальной температуры. Поскольку в СА, начиная с 11 км, атмосфера принимается изотермической (со значением температуры $-56,5^\circ \text{C}$), то, начиная с этой высоты, тяга уменьшается интенсивнее.

Изменение тяги с высотой в реальной атмосфере зависит от величины вертикального температурного градиента γ . Чем больше γ , тем медленнее уменьшается ρ и медленнее падает сила тяги. В слоях изотермии и инверсии плотность воздуха с высотой убывает

быстрее. Это обуславливает более интенсивное уменьшение тяги с высотой. Следовательно, в тех случаях, когда в полете пересекается тропопауза с инверсионным распределением температуры, при наборе высоты будет происходить падение силы тяги, а при снижении, при пересечении тропопаузы и переходе в тропосферу — рост силы тяги. Изменение силы тяги может происходить за счет междуточной и сезонной изменчивости температуры, а также вследствие изменения температуры в разных воздушных массах (при пересечении атмосферных фронтов).

Наряду с располагаемой тягой различают потребную тягу и избыток тяги двигателя. Потребная тяга — тяга двигателя, необходимая для преодоления лобового сопротивления, а при наборе высоты и тангенциальной составляющей силы тяжести самолета. Избыток тяги — разность между располагаемой и потребной тягами. Атмосферные условия влияют и на величину этих характеристик тяги двигателя. Соответствующие зависимости силы тяги от температуры воздуха и ее отклонения от стандартной для конкретных двигателей обычно приводятся в руководствах по летной эксплуатации, в руководствах по технике пилотирования и аналогичных источниках.

Влияние на показания указателя скорости. Атмосферные условия оказывают влияние на показания указателя воздушной скорости. Он работает на принципе измерения в полете разности между полным и статическим давлением воздуха. Эта разность называется динамическим давлением или скоростным напором и определяется по формуле

$$q = \frac{\rho v^2}{2}, \quad (2.12)$$

где ρ — плотность воздуха, v — скорость воздушного потока (скорость полета).

Величина скоростного напора пропорциональна плотности воздуха, а плотность обратно пропорциональна температуре воздуха.

В зависимости от величины скоростного напора соответственно отклоняется стрелка указателя скорости. Истинная скорость полета

$$v = v_i \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho}} = \frac{v_i}{\sqrt{\Delta}}, \quad (2.13)$$

где v_i — скорость по прибору при отсутствии инструментальных погрешностей, называемая индикаторной; Δ — относительная плотность ($\Delta = \rho/\rho_0$).

Индикаторная скорость может значительно отличаться от истинной. Например, на высоте 8—10 км погрешность может достигать 50—70% и более (в зависимости от сезона года и конкретных аэро-синоптических условий).

Показания указателя истинной скорости (узкая стрелка комбинированного указателя скорости — КУС) справедливы для стандартного распределения плотности воздуха, поскольку прибор учи-

тывает изменение плотности с высотой для условий СА. Реальная температура воздуха на высоте полета чаще всего существенно отличается от температуры по СА. Погрешности показаний прибора из-за отклонений фактической температуры от стандартной могут составлять 10—15%. При расчете показаний указателя дозвуковой скорости полета учитывается сжимаемость воздуха. Если принять, что поправка на сжимаемость воздуха постоянна, то истинная скорость

$$v = v_{\text{уз.стр}} \sqrt{\frac{T}{T_{\text{ст}}}}, \quad (2.14)$$

где $v_{\text{уз.стр}}$ — показания узкой стрелки КУС; T и $T_{\text{ст}}$ — соответственно фактическая и стандартная температура воздуха на высоте полета.

Соотношение (2.14) показывает, что в тех случаях, когда бывает положительное отклонение фактической температуры воздуха от стандартной, прибор занижает показания, а при отрицательных — завышает. Завышение показаний обычно бывает зимой, а занижение — летом. Погрешность показаний узкой стрелки КУС за счет отклонений температуры воздуха от ее значений по стандартной атмосфере может составить 3—4% истинной скорости полета.

Для более точного учета влияния физического состояния атмосферы на показания указателя скорости и барометрического высотомера созданы автоматические измерительные системы — централи скорости и высоты. С помощью их измеряются динамическое и статическое давления и температура заторможенного воздуха, а также выполняется автоматическое решение уравнений и нахождение исправленных значений измеряемых величин. Централы высот на скоростных самолетах также имеют погрешности, обусловленные метеорологическими факторами. В них расчеты производятся в предположении линейного распределения температуры воздуха с высотой (не принимаются во внимание инверсии температуры) и не учитываются сведения о давлении и температуре у земной поверхности.

Влияние на максимальную скорость полета и скороподъемность самолетов. По мере увеличения скорости полета все больше начинает проявляться влияние сжимаемости и вязкости воздуха. Показателем (критерием) сжимаемости воздуха является скорость звука, т. е. скорость распространения возмущений сжатия и расширения воздуха, вызываемых летящим самолетом. Поэтому для характеристики условий обтекания самолета воздушным потоком широко используется число M . Оно выражает отношение скорости полета v к скорости звука a :

$$M = v/a. \quad (2.15)$$

Скорость звука (в м/с) равна $a = 20,05 \sqrt{T}$ (в км/ч — $a = 72,2 \sqrt{T}$). Отсюда видно, что скорость звука зависит только от температуры воздуха. В тропосфере она уменьшается с высотой, а

в слоях стратосферы, где $T = \text{const}$ скорость звука постоянна.

По мере увеличения скорости полета число M невозмущенного воздушного потока увеличивается. При некотором его значении, близком к скорости звука, на обтекаемых частях самолета появляются первые (местные) сверхзвуковые скорости. Эта величина M называется критической и обозначается $M_{кр}$. При полете с $M_{кр}$ резко изменяются аэродинамические характеристики самолета: коэффициент лобового сопротивления C_x сильно возрастает (иногда в 15—20 раз), а коэффициент подъемной силы C_y падает (рис. 2.2). Эти изменения аэродинамических характеристик вместе с вызвавшими их причинами называются волновым кризисом.

При волновом кризисе начинаются произвольные кабрирования самолета, опасные вибрации, ухудшение его управляемости. Для определения максимально допустимых скоростей дозвуковых самолетов в аэродинамике и технике пилотирования в целях безопасности полетов используется понятие предельных значений $M_{пр}$ и $v_{пр}$, они несколько меньше $M_{кр}$ и $v_{кр}$ и равны:

$$M_{пр} = v_{пр}/a; \quad (2.16)$$

$$v_{пр} = M_{пр}a.$$

На примере одного из самолетов покажем, как влияют атмосферные условия. Допустим, что $M_{пр} = 0,82$. Если в летнее время у земли температура воздуха $+28^\circ \text{C}$, а на высоте 12 км она равна -48°C , то предельная скорость полета вблизи земной поверхности $v_{пр,1} = 0,82 \cdot 72,2 \sqrt{301} \approx 1024$ км/ч, а на высоте 12 км $v_{пр,2} = 0,82 \cdot 72,2 \sqrt{225} \approx 886$ км/ч. Как видим, только в результате изменения температуры воздуха предельная скорость одного и того же самолета будет в данном случае различаться на 140 км/ч.

Максимальная скорость установившегося горизонтального полета достигается в случае, когда $X = P_D$. Ее значение определяется формулой

$$v_{max} = \sqrt{\frac{2P_D}{C_x S \rho}}. \quad (2.17)$$

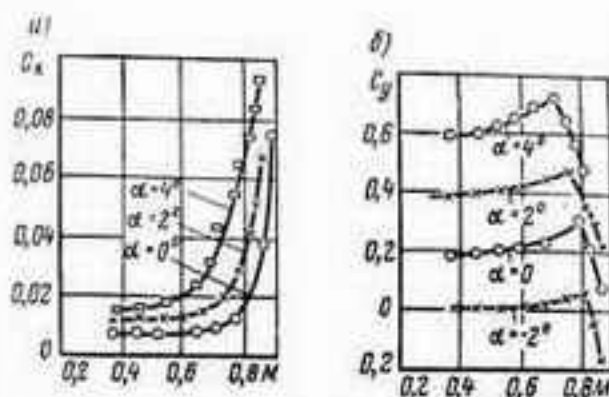


Рис. 2.2. Изменение аэродинамических коэффициентов профиля на режимах волнового кризиса:

а — по оси X ; б — по оси Y

Если формулу (2.17) записать для стандартного нулевого уровня $T_{0\text{ст}}$ и максимальной скорости при произвольной температуре T и разделить выражение (2.17) на полученное, будем иметь

$$v_{\text{max}} = v_{0\text{ст,max}} \sqrt{T_{0\text{ст}}/T}, \quad (2.18)$$

где $v_{0\text{ст,max}}$ — максимальная скорость установившегося горизонтального полета вблизи нулевого уровня по СЛ.

Расчеты показывают, что при понижении температуры на 5°C максимальная скорость увеличивается на 1%.

Наибольшая вертикальная скорость самолета определяется в основном располагаемой тягой двигателя. Чем большую тягу может развить двигатель, тем с большей вертикальной скоростью может быть набрана высота. Для транспортных самолетов ГА устанавливается оптимальная скорость набора и снижения самолетов с учетом требований комфорта пассажиров.

Располагаемая тяга в значительной мере зависит от температуры воздуха. Поэтому температурный режим влияет на скороподъемность самолетов так же, как и на располагаемую тягу двигателя.

В тропосфере в среднем максимальная вертикальная скорость уменьшается медленнее, чем в стратосфере, поскольку там температура не изменяется с высотой. При положительном отклонении температуры воздуха на 10°C от стандартной максимальная вертикальная скорость самолетов на 10—20% меньше по сравнению с ее величиной в стандартных условиях. Если вертикальная скорость самолетов уменьшается, то возрастает время набора высоты и выхода на определенный эшелон. В зимнее время при отрицательном отклонении температуры от стандартной набор высоты самолетов при прочих равных условиях происходит быстрее, чем летом в условиях положительных отклонений температуры от ее стандартных значений.

Влияние на потолок самолетов. На высотах, близких к потолку, полеты осложняются, поскольку существенно ухудшаются устойчивость и управляемость самолетом. На больших высотах полеты приходится выполнять с большими углами атаки. При попадании самолета в область сильных восходящих движений воздуха и положительных отклонений температуры от стандартной он может оказаться на закритических углах атаки, что приводит к потере устойчивости, срыву воздушного потока, остановке двигателей и т. п. Таким образом, правильная оценка потолка самолета необходима для обеспечения безопасности полета.

Различают несколько видов потолка самолета (например, теоретический и практический потолки). Высота, на которой избыток тяги и вертикальная скорость равны нулю, называется теоретическим потолком, а высота, на которой максимальная вертикальная скорость для реактивных самолетов равна 5 м/с, а для винтомоторных 0,5 м/с — практическим.

В целях безопасности полеты в ГА осуществляются на предельно допустимой высоте $H_{\text{п.д.}}$, которая на 1—2 км мень-

ше практического потолка. Вертикальная скороподъемность на предельно допустимой высоте составляет 3—4 м/с. Предельно допустимая высота устанавливается для каждого типа самолета с учетом его летно-технических характеристик. На этой высоте вертикальная и горизонтальная скорости, а также устойчивость самолета обеспечивают возможность уверенного его пилотирования и маневрирования.

Предельно допустимая высота, как и другие летно-технические характеристики, приводимые в технической документации, дается для условий СА.

Изменение потолка (барометрической высоты полета) можно рассчитать по формуле

$$\Delta H_{\text{п}} = k(T - T_{\text{ст}}) = k\Delta T, \quad (2.19)$$

где k — эмпирический коэффициент (для большинства самолетов, равный 50 м/1°С), показывающий, на сколько метров изменится потолок самолета при изменении температуры на 1°С; T и $T_{\text{ст}}$ — соответственно фактическая и стандартная температуры воздуха.

Для учета изменения потолка самолета и предельно допустимой высоты полета в зависимости от температуры используются результаты зондирования атмосферы.

Изменения $H_{\text{п.д}}$ и $H_{\text{п}}$ определяются и графически. Для этого на бланке аэрологической диаграммы строится вспомогательная номограмма. Из руководства по летной эксплуатации соответствующего самолета берутся значения $H_{\text{п.д}}$ в зависимости от полетного веса. По этим данным, а также по данным отклонений температуры от стандартной и $\Delta H_{\text{п}}$, проводятся линии, характеризующие изменение потолка или предельно допустимой высоты в зависимости от величины отклонений фактической температуры от стандартной (для соответствующего веса). Семейство таких линий в совокупности с изотермами и изобарами представляет собой номограмму. По номограмме можно определить изменение $H_{\text{п.д}}$ и $H_{\text{п}}$ в зависимости от отклонения температуры от стандартной для любого их значения и соответствующих полетных весов самолета.

Абсолютная высота потолка самолета изменяется аналогично изменению высот изобарических поверхностей. Барометрическую и абсолютную высоты потолка можно определить с помощью аэрологической диаграммы, нанеся на нее данные конкретного температурного зондирования атмосферы и отметив на кривой распределения температуры высоту изобарических поверхностей и особых точек. Если полет выполняется по воздушной трассе большой протяженности, расчет потолка осуществляется по данным радиозондирования в нескольких пунктах, расположенных на трассе.

Влияние на часовой расход топлива. Одним из важных экономических показателей работы двигателей является его часовой расход топлива. Этот показатель вносит существенный вклад в рентабельность работы авиапредприятий.

Часовой расход топлива турбореактивных двигателей зависит от частоты вращения вала двигателя, скорости полета, а также от атмосферных условий: атмосферного давления воздуха и его температуры.

Влияние реальных атмосферных условий можно выразить следующим выражением:

$$C_q = C_{q,ст} \frac{p}{p_{ст}} \sqrt{\frac{T}{T_{ст}}}, \quad (2.20)$$

где C_q — фактический часовой расход топлива;

$C_{q,ст}$ — часовой расход топлива в стандартных условиях;

p и $p_{ст}$ — соответственно фактическое и стандартное атмосферное давление;

T и $T_{ст}$ — соответственно фактическая и стандартная температура воздуха.

Поскольку полеты в ГА осуществляются на эшелонах, устанавливаемых по барометрическому высотомеру ($p = \text{const}$), в уравнении (2.20) $p = p_{ст}$ и оно приобретает следующий вид:

$$C_q = C_{q,ст} \sqrt{\frac{T}{T_{ст}}}. \quad (2.21)$$

Соотношения (2.20) и (2.21) показывают, что при понижении атмосферного давления и температуры воздуха часовой расход топлива уменьшается.

Если температура воздуха изменяется на 30°C , что бывает при смене зимы на лето и наоборот, часовой расход топлива изменяется на 5—6%.

Часовой расход топлива связан с удельным расходом топлива и располагаемой тягой P_p . Удельный расход топлива C_e — количество топлива, требуемое для создания единичной тяги за единицу времени. Он определяется по следующему выражению:

$$C_e = C_q / P_p. \quad (2.22)$$

Для выполнения полета на определенную дальность необходимо затратить какое-то количество топлива. Оно зависит от километрового расхода топлива C_k , который связан с часовым расходом:

$$C_k = C_q / v = C_e P_p / v. \quad (2.23)$$

Если полет происходит при одинаковых числах M , километровый расход топлива остается неизменным, хотя температура воздуха будет изменяться, и в этом случае изменение скорости горизонтального полета в зависимости от температуры воздуха происходит аналогично изменению часового расхода топлива. Поэтому и дальность полета при этом условии и постоянной барометрической высоте не изменится. Если же при изменении температуры воздуха будет изменяться высота полета, километровый расход топлива изменится, хотя полет будет при неизменном числе M .

2.2. Влияние физических параметров атмосферы на сверхзвуковые транспортные самолеты

Атмосферные условия сказываются не только на полетах дозвуковых, но и сверхзвуковых транспортных самолетов (СТС). Не все особенности влияния метеорологических условий на полеты СТС еще достаточно ясны. Они продолжают изучаться в нашей стране, за рубежом, в ИСАО и ВМО.

Вертикальный профиль полета СТС состоит из пяти последовательных фаз: взлета и набора высоты примерно до 11 км на дозвуковом режиме; разгона с постепенным набором высоты от 11—13 до 16—20 км и увеличением скорости от дозвуковой до скорости, соответствующей $M \approx 2,5$; крейсерского полета с постепенным набором высоты по мере расхода топлива при скорости полета на $M \approx 2,5$; снижения с переходом к дозвуковому режиму при уменьшении M от значений около 2,5 до 1; захода на посадку и посадки при дозвуковой скорости полета.

Как видим, в начальной и заключительной фазах полеты СТС осуществляются на дозвуковых режимах. Все излагавшиеся в разд. 2.1 вопросы влияния атмосферных условий на полеты дозвуковых самолетов полностью относятся и к СТС при их взлете, наборе высоты, а также при снижении и посадке. Вместе с тем метеорологические условия оказывают влияние и на полеты при сверхзвуковом режиме.

В целом на полеты СТС влияют температура окружающего воздуха, турбулентность атмосферы, грозовая деятельность, осадки кристаллической структуры, ветер. При полете на крейсерском режиме, кроме того, оказывают влияние космическая радиация и озон.

Особенно существенное влияние оказывает изменение температуры воздуха. Температура воздуха влияет на поступательную и вертикальную скорость СТС, на параметры его траектории на участке набора высоты и разгона, на расход топлива, на продолжительность и дальность полета.

Температура воздуха оказывает влияние и на скорость полета. На международных воздушных трассах большой протяженности иногда наблюдаются такие изменения температуры воздуха, которые могут привести к изменению воздушной скорости на крейсерском режиме более чем на 100 км/ч. Температура воздуха сказывается на предельной скорости полета. Например, при $M_{пр} = 2$ положительное отклонение температуры на 14°C приводит к увеличению предельно допустимой скорости полета более чем на 60 км/ч. У СТС изменение максимальной скорости с высотой лимитируется ограничениями по скоростному напору и степени нагрева конструкции за счет кинетического повышения температуры.

При отклонении температуры от стандартной параметры полета отличаются от расчетных. При положительных отклонениях температуры увеличивается время набора высоты и удлиняется путь, проходимый за время набора, а также перерасходуется топливо.

На каждый градус повышения температуры по сравнению со стандартной перерасход топлива в диапазоне высот крейсерского полета СТС может достигать величины, составляющей более одного процента от стандартного значения.

Во время полета СТС возникает звуковая ударная волна (ЗУВ). Она воздействует на объекты в пределах некоторой полосы местности под пролетающим сверхзвуковым самолетом. Опасность воздействия на наземные объекты и людей обуславливается величиной перепада давления Δp перед фронтом и за фронтом ударной волны (ее измеряют в килограммах на квадратный метр). На земной поверхности величина Δp определяется высотой и скоростью полета, полетным весом самолета, величиной атмосферного давления и углом наклона траектории полета самолета к горизонту. Устанавливается определенная допустимая величина перепада давления в звуковой ударной волне для режима набора высоты и для горизонтального полета.

С увеличением высоты полета величина Δp быстро уменьшается. Она зависит от степени отклонения фактического состояния атмосферы от ее значения по стандартной атмосфере, а также от эволюции СТС. Расхождения фактических значений Δp от расчетных по СА могут достигать значительной величины.

ЗУВ, образуемая при полете СТС на сверхзвуковом режиме, воздействует и на летящие самолеты, попадающие в зону воздействия волны. Если разность высот полета между СТС и летящим самолетом больше 1000 м, воздействие ЗУВ становится безопасным.

3. ЭЛЕМЕНТЫ ДИНАМИКИ И ТЕРМОДИНАМИКИ АТМОСФЕРЫ

3.1. Ветер, его характеристики. Измерение ветра

Большое разнообразие явлений погоды на Земле связано с наличием в атмосфере горизонтальных и вертикальных движений воздуха. Под их воздействием происходят атмосферные процессы, обуславливающие погодные условия в различных районах Земного шара.

Атмосфера находится в непрерывном движении. Если бы не было движения воздуха, не было бы резких изменений погоды, наблюдался бы постепенный переход от зимы к лету и наоборот, погода одного года не отличалась бы от погоды другого года. При отсутствии горизонтальных движений не проходило бы перемещения теплых влажных масс воздуха с океанов на материки, холодного воздуха из Арктики в умеренные и южные широты, не было бы оттепелей зимой и заморозков летом.

Большую роль в атмосферных процессах играют вертикальные движения. Под их воздействием происходит перенос тепла и влаги по вертикали, образование облаков и осадков, развитие грозовой

деятельности, возникновение турбулентности воздуха, вызывающей болтанку ЛА.

Горизонтальные движения воздуха называют адвективными, а упорядоченные вертикальные движения — конвективными.

Ветер представляет собой горизонтальное движение воздуха относительно земной поверхности. Его основные характеристики — направление и скорость.

Направление ветра α указывается в градусах или румбах той части горизонта, откуда дует ветер. Градусы отсчитываются от северного направления географического меридиана по часовой стрелке от 0 до 360°. Кроме градусов, направление ветра может указываться по 16 румбам, для обозначения которых используются русские или латинские наименования (табл. 3.1).

В воздушной навигации при расчетах используется навигационный ветер, направление которого указывается той частью горизонта, куда дует ветер, и отличается от измеряемого на $\pm 180^\circ$:

$$d_n = d \pm 180^\circ. \quad (3.1)$$

При направлении измеренного ветра $d < 180^\circ$ берется знак «+», при $d > 180^\circ$ — знак «-».

Обозначение направлений ветра

Таблица 3.1

Направление ветра	Градусы	Румбы	
		Русское	Международное
Северный	0 (360)	С	N (Nord)
Северо-северо-восточный	22,5	ССВ	NNE
Северо-восточный	45	СВ	NE
Востоко-северо-восточный	67,5	ВСВ	ENE
Восточный	90	В	E (Est)
Востоко-юго-восточный	112,5	ВЮВ	ESE
Юго-восточный	135	ЮВ	SE
Юго-юго-восточный	157,5	ЮЮВ	SSE
Южный	180	Ю	S (Sud)
Юго-юго-западный	202,5	ЮЮЗ	SSW
Юго-западный	225	ЮЗ	SW
Западно-юго-западный	247,5	ЗЮЗ	WSW
Западный	270	З	W (West)
Западно-северо-западный	292,5	ЗСЗ	WNW
Северо-западный	315	СЗ	NW
Северо-северо-западный	337,5	ССЗ	NNW

В аэропортах, где наблюдается большое магнитное склонение ($\delta \geq 5^\circ$), экипажам ЛА при посадке сообщается ветер у земли и на кругу с учетом этого склонения («магнитный» ветер). Его направление отсчитывается от северного направления магнитного меридиана:

$$d_m = d \pm \delta. \quad (3.2)$$

При западном магнитном склонении берется знак «+», при восточном — знак «-».

Скорость ветра указывается в метрах в секунду или в километрах в час: u (км/ч) = $3,6u$ (м/с). В некоторых иностранных государствах скорость ветра указывается в узлах ($1 \text{ уз} \approx 0,5 \text{ м/с}$).

В морской практике скорость ветра принято выражать в условных единицах — баллах и называть ее силой ветра, которая оценивается по 12-балльной шкале Бофорта.

Часто используют и качественные характеристики скорости ветра (в м/с):

слабый	до 3	шторм	15—20
умеренный	4—7	жесткий шторм	20—25
сильный	10—12	ураган	более 30
очень сильный	12—15		

Вследствие турбулентности воздушных потоков для ветра характерно непостоянство скорости и направления. По скорости различают ровный и порывистый ветер, по направлению — постоянный и меняющийся. Ветер считается порывистым, если его скорость в течение 2 мин изменяется на 4 м/с и более. Когда направление ветра за 2 мин изменяется более чем на один румб, такой ветер называется меняющимся. Кратковременное резкое усиление ветра (до 20—30 м/с) со значительным изменением его направления называется шквалом. У поверхности земли скорость ветра может достигать 50 м/с, а в свободной атмосфере (атмосфере выше слоя трения) — $100 \div 150 \text{ м/с}$.

Измерение ветра. В приземном слое атмосферы для измерения характеристик ветра применяются стационарные приборы — флюгера, анемометры, анеморумбометры, анеморумбографы.

Флюгер — один из первых метеорологических приборов, который стал использоваться для измерения направления и скорости ветра. Он состоит из флюгарки, вращающейся вокруг вертикальной оси над крестовиной с указателями румбов, и металлической доски, по углу отклонения которой от вертикали и определяется скорость ветра.

Анемометрами измеряют скорость ветра. Датчиком обычно является вертушка с несколькими полушариями, по скорости вращения которой определяется скорость ветра.

Анеморумбометры — дистанционные электромеханические приборы, измеряющие скорость и направление ветра. Они используются как индивидуально, так и в комплекте дистанционных метеорологических станций (ДМС). Для непрерывной записи скорости и направления ветра применяются анеморумбографы.

Датчики приборов для измерения ветра устанавливаются на метеорологических площадках на высоте 9—12 м над поверхностью земли. Точность измерений составляет: по направлению $\pm 10^\circ$, по скорости ± 1 м/с при ветре до 10 м/с и $\pm 10\%$ скорости при ветре более 10 м/с.

Для определения характеристик ветра на высотах в свободной атмосфере используются шары-пилоты и радиопилоты.

Шар-пилот представляет собой тонкую резиновую оболочку, наполненную водородом. Выпущенный в свободный полет, сохраняя постоянную вертикальную скорость, шар-пилот движется вместе с воздушными потоками на высотах. С помощью теодолита измеряются его координаты. По значениям высоты, азимута и угла места с помощью шаропилотного круга рассчитывается скорость и направление ветра на высотах. Недостатком шаропилотажного метода измерения является то, что он позволяет измерить ветер только до нижней границы облачности.

Более совершенным методом измерения ветра на высотах является радиопилотный метод. Он применим в любое время суток и в любых метеорологических условиях. Сущность этого метода состоит в радиолокации радиопилота — шара-пилота, к которому подвешен угловой отражатель радиоволн. Радиолокационная метеорологическая станция (РМС) автоматически наблюдает за радиопилотом и в заранее заданные моменты времени выдает на ленте запись его координат — наклонную дальность, угол места и азимут, по которым рассчитывается скорость и направление ветра на высотах. При наличии специальной приставки к РМС данные наблюдений могут непосредственно вводиться в ЭВМ, которая рассчитывает ветер на высотах и сразу выдает информацию об этом.

Ветер на высотах определяется и при запусках радиозондов. Методика измерений координат радиозонда и расчета ветра здесь та же, что и для радиопилота. Точность измерений ветра на высотах по направлению $\pm 10^\circ$, по скорости $\pm 10\%$ от ее значения.

Причины возникновения ветра. Горизонтальное движение воздуха (ветер) возникает в результате неравномерного распределения давления вдоль земной поверхности.

Для количественной характеристики изменения давления по горизонтали пользуются понятием горизонтального барического градиента Γ_p . Это отношение изменения давления на единицу расстояния

$$\Gamma_p = \frac{p_2 - p_1}{\Delta s} = \frac{\Delta p}{\Delta s}. \quad (3.3)$$

Величина горизонтального барического градиента чаще всего указывается в миллибарах на 100 км (мбар/100 км). Определяется она по приземным картам погоды. Для этого разность давления двух изобар делят на расстояние по нормали между ними, выраженное в сотнях километров. Чем чаще проходят изобары, тем больше величина барического градиента. Она обычно колеблется от 1 до 5 мбар/100 км, а иногда может достигать значения 20 мбар/100 км.

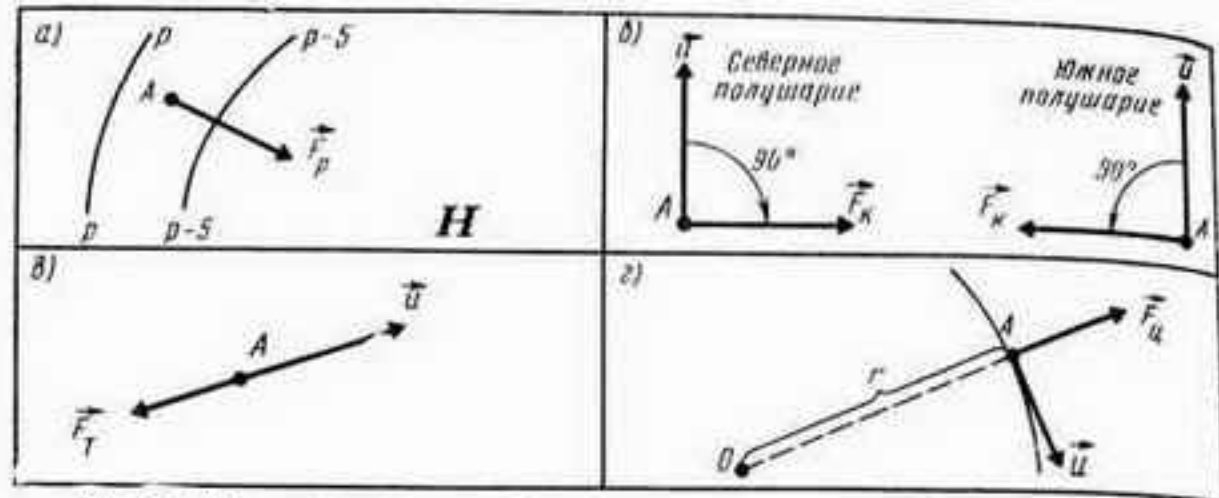


Рис. 3.1. Направление сил, действующих на движущуюся массу воздуха:

a — барического градиента \vec{F}_p ; *б* — кориолиса \vec{F}_k ; *в* — трение \vec{F}_T ; *г* — центробежной $\vec{F}_ц$; *A* — рассматриваемая точка; *H* — низкое давление; *r* — расстояние от точки *A* до центра *O* барической системы *u* — скорость ветра

Отношение величины горизонтального барического градиента к единице массы воздуха (плотности воздуха) представляет собой силу барического градиента, или силу давления, под действием которой и происходит перемещение воздуха вдоль земной поверхности. Рассчитывается эта сила по формуле

$$F_p = \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta s} \quad (3.4)$$

Сила барического градиента всегда направлена перпендикулярно к изобарам в сторону низкого давления (рис. 3.1, *a*).

Как только некоторая масса воздуха начала двигаться, на ее движение начинают оказывать влияние другие силы: отклоняющая сила вращения Земли, сила трения и центробежная сила.

Поскольку атмосфера участвует в суточном вращении Земли, согласно законам механики на движущуюся массу воздуха действует отклоняющая сила вращения Земли, которую иначе называют кориолисовой силой. Она не меняет скорость воздушного потока, а лишь отклоняет направление его движения. Кориолисова сила действует под прямым углом к направлению движения: вправо — в Северном полушарии и влево — в Южном полушарии (рис. 3.1, *б*). Ее величина определяется из следующего уравнения:

$$F_k = 2\omega u \sin \varphi, \quad (3.5)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли;

u — скорость воздушного потока;

φ — широта места.

Как видим из формулы (3.5), чем больше скорость воздушного потока, тем большую величину имеет кориолисова сила. Она зависит также от широты места: наибольшее значение имеет на полюсе и убывает с уменьшением широты; на экваторе она равна нулю.

В слое трения на движение воздуха большое влияние оказывает сила трения, возникающая вследствие трения движущегося воздуха о земную поверхность и повышенной турбулентности воздуха.

Сила трения направлена в сторону, противоположную направлению движения воздуха (рис. 3.1, в), а ее величина

$$F_{\tau} = -K_{\tau}u, \quad (3.6)$$

где K_{τ} — коэффициент трения, зависящий от шероховатости подстилающей поверхности и высоты.

Если масса воздуха движется по криволинейной траектории, на ее движение оказывает влияние и центробежная сила. Она направлена по радиусу кривизны траектории наружу (рис. 3.1, з), а величину ее рассчитывают по формуле

$$F_{ц} = u^2/r, \quad (3.7)$$

где r — радиус кривизны траектории.

Кориолисова сила и сила трения по величине соизмеримы с силой барического градиента. Центробежная сила при прямолинейном движении равна нулю, а при движении воздуха в циклонах и антициклонах (радиус кривизны 1000 км и более) имеет малую величину по сравнению с другими силами, и поэтому в практических расчетах часто не учитывается. Но ее нужно учитывать при расчетах ветра в тропических циклонах, где она имеет величину больше кориолисовой силы.

3.2. Ветер в пограничном слое и свободной атмосфере. Градиентный ветер

Ветер в пограничном слое. В пограничном слое атмосферы от земной поверхности на прямолинейное движение воздуха влияют три силы: сила барического градиента, кориолисова сила и сила трения.

При установившемся движении, когда скорость ветра постоянна, силы, действующие на массу воздуха, уравновешивают друг друга (их векторная сумма равна нулю). В этом случае сила барического градиента равна сумме двух других сил: кориолисовой силе и силе трения. Поскольку сила трения противоположна направлению движения, а кориолисова сила в Северном полушарии отклоняется от него на 90° , ветер в пограничном слое должен иметь направление, составляющее с силой барического градиента некоторый угол α .

Величина этого угла может быть определена с помощью рис. 3.2, а.

Из треугольника ABC следует

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{F_{\kappa}}{F_{\tau}} = \frac{2\omega u \sin \varphi}{K_{\tau}u} = \frac{2\omega \sin \varphi}{K_{\tau}}. \quad (3.8)$$

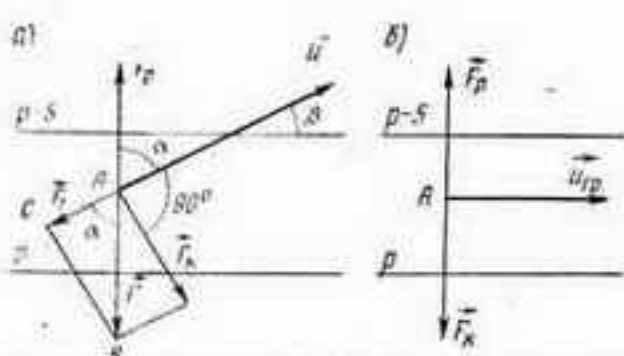


Рис. 3.2. Направление ветра в пограничном слое атмосферы (а) и градиентного ветра (б)

Таким образом, угол α для данного места обратно пропорционален коэффициенту трения. Над шероховатой земной поверхностью, например, лес, холмы, этот угол меньше, чем над равнинной местностью и поверхностью моря.

С высотой коэффициент трения уменьшается и угол α возрастает.

При оценке направления ветра по приземным синоптическим картам удобнее пользоваться углом между направлением ветра и изобарой $\beta = 180^\circ - \alpha$. Величина угла β в среднем равна: над сушей — $30-40^\circ$, над морем — $20-30^\circ$.

Таким образом, вблизи земной поверхности ветер направлен так, что если встать спиной к ветру, то низкое давление будет находиться слева и несколько впереди, а высокое давление — справа и несколько позади.

Ветер в свободной атмосфере. Выше пограничного слоя влиянием трения воздуха о земную поверхность на воздушные потоки можно пренебречь.

В этом случае при прямолинейном движении на массу воздуха будут действовать только сила барического градиента и кориолисова сила.

Установившееся горизонтальное движение воздуха при отсутствии трения о земную поверхность называют градиентным ветром. Он наблюдается в свободной атмосфере выше пограничного слоя.

Из равенства силы барического градиента и кориолисовой силы можно определить направление и скорость градиентного ветра (рис. 3.2, б).

В Северном полушарии кориолисова сила отклоняется от направления воздушного потока вправо на 90° . Следовательно, градиентный ветер дует вдоль изобар, оставляя низкое давление слева.

Величина скорости градиентного ветра может быть получена из равенства

$$F_p = F_k \quad \text{или} \quad \frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta s} = 2\omega u_{gp} \sin \varphi. \quad (3.9)$$

Она равна

$$u_{gp} = \frac{1}{2\omega \rho \sin \varphi} \frac{\Delta p}{\Delta s}.$$

Из формулы (3.9) следует, что скорость градиентного ветра зависит от горизонтального градиента давления, широты места и плотности воздуха. Скорость градиентного ветра тем больше, чем

больше величина горизонтального градиента давления, т. е. чем гуще изобары на синоптической карте. С уменьшением широты места она возрастает. Вблизи экватора (до широт около 20°) ветер нельзя считать градиентным.

Формулу (3.9) можно преобразовать в более удобную для расчетов, для чего в нее нужно подставить значения угловой скорости вращения Земли и плотности воздуха при $t=0$ и $p=1000$ мбар. Тогда она примет вид:

в метрах в секунду

$$u_{гр} = \frac{536 \Delta p}{\sin \varphi \Delta s}; \quad (3.10)$$

в километрах в час

$$u_{гр} = \frac{1931 \Delta p}{\sin \varphi \Delta s}, \quad (3.11)$$

где Δp — разность давления между соседними изобарами, мбар;

Δs — расстояние между изобарами по нормали к ним, км.

На широте $\varphi=55^\circ$ для нижеприведенных величин барических градиентов (мбар/100 км) скорость градиентного ветра (в м/с) будет иметь следующие значения:

$\Delta p/\Delta s$	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
$u_{гр}$	6,5	13,0	19,5	26,0	32,5

Скорость ветра у поверхности земли вследствие трения значительно меньше скорости градиентного ветра. В умеренных широтах она составляет над сушей 40—45%, а над морем 65—70% от значений градиентного ветра.

Градиентный ветер в основных барических системах. При движении воздуха по криволинейным траекториям на него действуют три силы: сила барического градиента, кориолисова сила и центробежная сила. При установившемся движении сумма этих сил должна быть равна нулю.

В циклоне сила барического градиента направлена к его центру, центробежная сила — по радиусу кривизны изобар. Кориолисова сила вместе с центробежной силой должна уравновешивать силу барического градиента, поэтому она будет иметь одинаковое направление с центробежной силой. Поскольку воздушный поток в северном полушарии должен отклоняться под действием кориолисовой силы вправо, градиентный ветер будет направлен вдоль изобар, оставляя центр циклона слева.

На рис. 3.3, а направление действующих сил на воздушную частицу показано для точки А. Если аналогичные построения действующих сил провести для точек В, С, D, получим, что направление градиентного ветра в циклоне изменяется против часовой стрелки.

В антициклоне сила барического градиента F_p и центробежная сила $F_{ц}$ будут направлены вдоль радиуса кривизны от центра анти-

циклона, а кориолисова сила F_K — к его центру. В результате градиентный ветер в антициклоне будет направлен вдоль изобар (при этом его центр останется справа) и будет изменяться по часовой стрелке (рис. 3.4, б).

У поверхности земли ветер дует под углом к изобаре, оставляя низкое давление слева. В различных частях циклонов и антициклонов направление приземного ветра изменяется по следующему правилу: если встать спиной к ветру, то в циклонах его центр будет слева и несколько впереди, а в антициклонах его центр будет справа и несколько позади (закон Бейс-Балло).

Направление градиентного ветра и ветра у поверхности земли в других барических системах (ложбина, гребень, седловина) показано на рис. 3.4.

Таким образом, в любой точке барической системы градиентный ветер на высоте 1000—1500 м по отношению к приземному ветру поворачивает вправо. Скорость градиентного ветра в циклонах и антициклонах может быть рассчитана при решении уравнения

$$\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta s} = 2\omega u_{gp} \sin \varphi \pm \frac{u_{gp}^2}{r}, \quad (3.12)$$

где для циклона знак «+», а для антициклона знак «-».

Однако для умеренных широт, где циклоны и антициклоны имеют большие радиусы и величина u_{gp}^2/r является малой, при расчетах используют формулу градиента ветра для прямолинейных изобар.

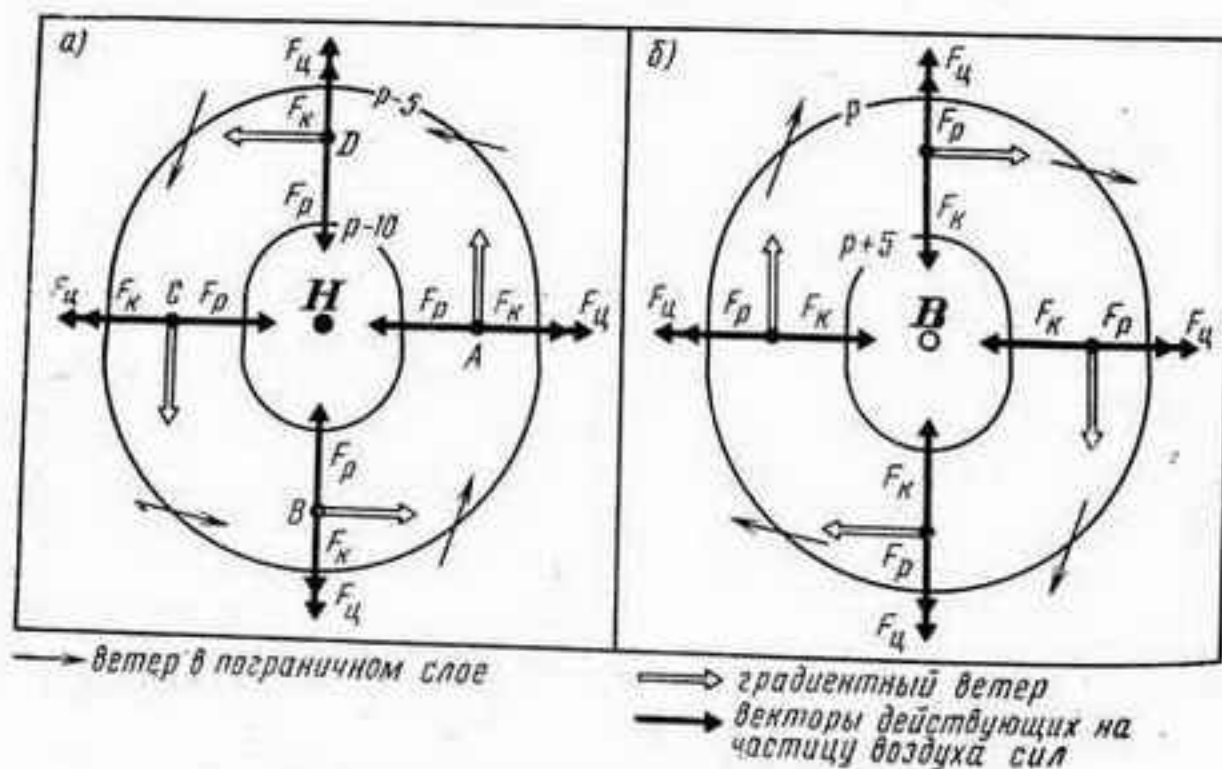


Рис. 3.3. Направление градиентного ветра:
а — в циклонах; б — в антициклонах

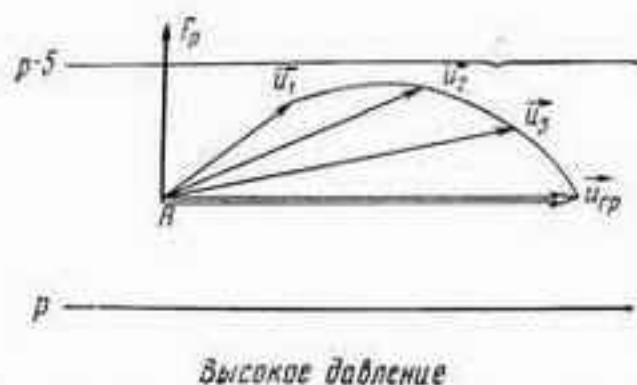


Рис. 3.5. Изменение ветра с высотой в пограничном слое

В различных частях барических систем изменение ветра с высотой под влиянием термического ветра происходит по-разному (термический ветер — векторный прирост градиентного ветра от одного до другого вышележащего уровня). На рис. 3.6 показано изменение градиентного ветра с высотой в циклонах и антициклонах, когда горизонтальный градиент температуры направлен с юга на север, т. е. на юге располо-

жена область тепла, а на севере — область холода. При таком изменении температуры воздуха с расстоянием имеются следующие закономерности:

ветер с высотой усиливается и поворачивает вправо в тыловой части антициклона и в передней части циклона (точки 1, 7);

ветер с высотой усиливается и поворачивает влево в передней части антициклона и в тыловой части циклона (точки 3, 5);

ветер с высотой усиливается, не изменяя направления в северной части антициклона и в южной части (в теплом секторе) циклона (точки 2, 8);

ветер с высотой сначала ослабевает не изменяя направления, а затем меняет направление на обратное и усиливается в южной части антициклона и в северной части циклона (точки 4, 6);

на больших высотах над циклонами и антициклонами устанавливаются ветры западного направления.

Максимальные скорости ветра в умеренных широтах наблюдаются обычно на высотах 8—10 км, на 1—1,5 км ниже тропопаузы.

Перестройка барического поля с высотой отражается на картах барической топографии, которые позволяют определять скорость и направление градиентного ветра на различных высотах.

Реальный ветер. Фактический ветер, измеренный с помощью радиопилота или шара-пилота, называется реальным ветром в атмосфере. Он не является устойчивым воздушным течением как во времени, так и в пространстве. Поэтому использование реального измеренного ветра в навигационных расчетах имеет пространственное и временное ограничения.

В числе его характеристик учитывают радиус действия и срок годности измеренного ветра. Радиус действия — расстояние от пункта измерения, на котором изменение характеристик ветра не превышает заданной величины. Срок годности — промежуток времени, в течение которого изменение характеристик ветра не превышает заданной величины.

В соответствии с требованиями точности навигационных расчетов радиус действия измеренного ветра составляет 100—150 км, срок годности его — 3—6 ч. Следует иметь в виду, что изменчивость характеристик ветра зависит от его скорости. Чем больше скорость ветра, тем меньше изменчивость его направления и тем больше изменчивость скорости. На устойчивость воздушного потока большое влияние оказывает также турбулентность атмосферы, которая приводит к порывистости ветра.

В пограничном слое атмосферы для скорости ветра характерен значительный суточный ход. Вблизи земли она днем имеет максимальное значение, а ночью — минимальное, на высотах же — она максимальна ночью и минимальна днем.

При планировании и выполнении полетов нужно знать ветер на воздушных трассах, протяженность которых значительно превышает радиус действия ветра, измеренного в аэропорту вылета. Поэтому в навигационных расчетах удобнее пользоваться расчетным градиентным ветром. Характеристики градиентного ветра, определенные по картам барической топографии, с допустимой в самолетовождении точностью могут быть использованы для всех навигационных расчетов. Однако нужно учитывать, что градиентный ветер все же отличается от реального ветра в атмосфере. Так, отклонение реального ветра от градиентного по направлению составляет в среднем $\pm 10^\circ$, а при малых скоростях может дости-

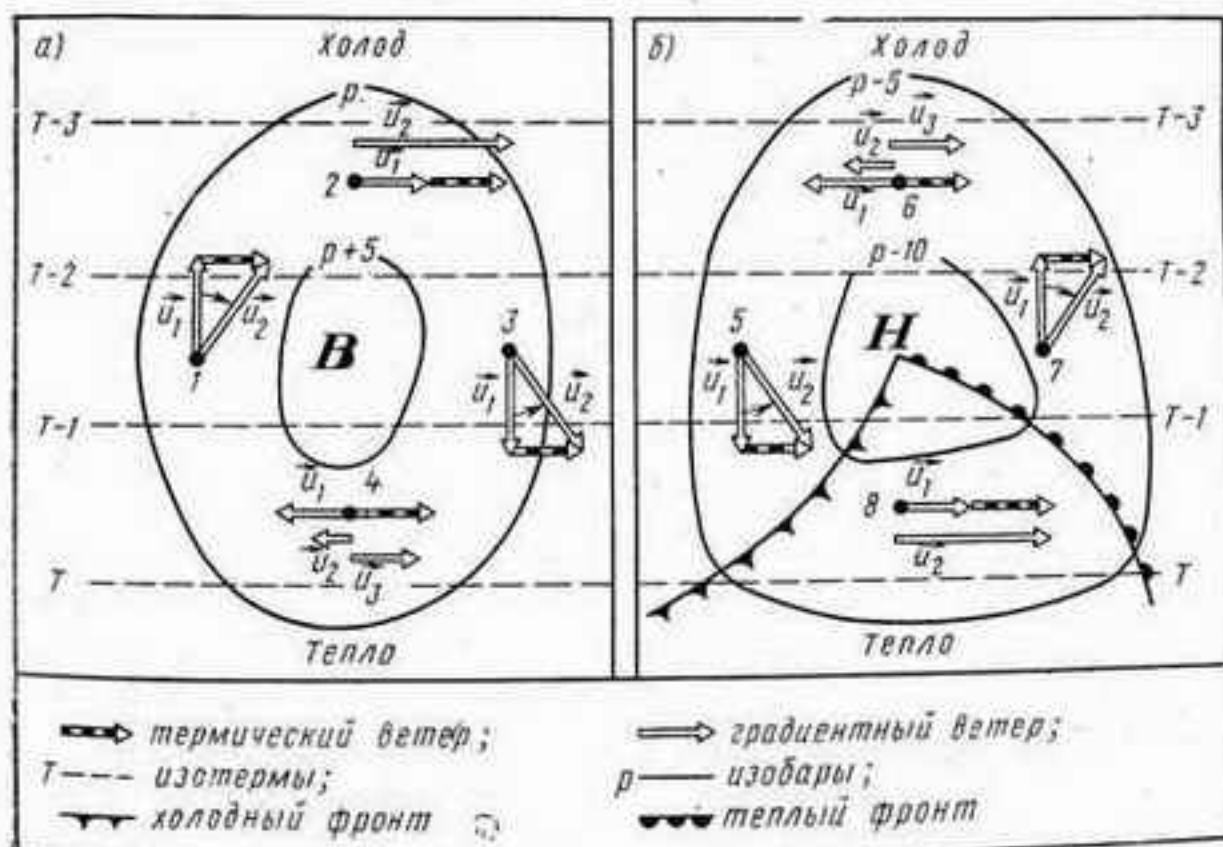


Рис. 3.6. Изменение градиентного ветра с высотой:
а — в циклонах; б — в антициклонах

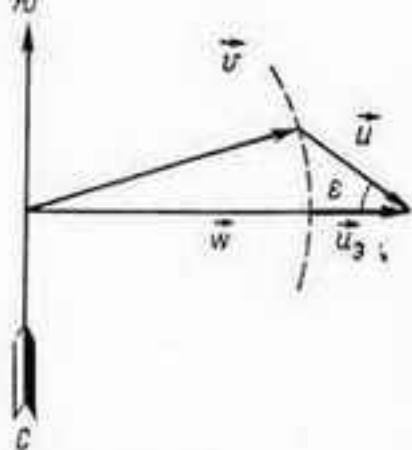


Рис. 3.7. Навигационный треугольник скоростей

гать даже величины $\pm 30^\circ$, по скорости — от 10 до 15%. Чем прямолинейнее воздушный поток и чем больше его скорость, тем лучше направление реального ветра совпадает с направлением градиентного ветра.

Эквивалентный ветер. При планировании и выполнении полетов на воздушных трассах большой протяженности при навигационных расчетах вместо градиентного ветра более удобно использовать эквивалентный ветер ($u_э$) — расчетный ветер, направленный вдоль маршрута и оказывающий на величину путевой скорости самолета такое же влияние, как и реальный ветер на маршруте. Его ве-

личина равна разности модулей вектора путевой скорости и вектора воздушной скорости:

$$u_э = |\vec{w}| - |\vec{v}|.$$

Таким образом, эквивалентный ветер — это не вектор, а скалярная величина. Положительная величина эквивалентного ветра соответствует попутному реальному ветру ($|\vec{w}| > |\vec{v}|$), а отрицательная величина — встречному ветру ($|\vec{w}| < |\vec{v}|$).

Формула для расчета эквивалентного ветра может быть получена из навигационного треугольника скоростей (рис. 3.7). Она имеет вид:

$$u_э = u \cos \varepsilon - \frac{u^2}{2v} \sin^2 \varepsilon, \quad (3.13)$$

где u — скорость ветра;

ε — угол ветра;

v — воздушная скорость самолета.

Формула (3.13) позволяет рассчитывать величину эквивалентного ветра в одном пункте для определенного момента времени. Средний эквивалентный ветер по маршруту

$$u_{э.ср} = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^{l-n} u_{эi} s_i, \quad (3.14)$$

где n — количество участков; s — длина маршрута; $u_{эi}$ — эквивалентный ветер на участке; s_i — длина участка маршрута.

Эквивалентный ветер позволяет определить:

фактическую путевую скорость при известной воздушной скорости:

$$w_ф = v + u_э; \quad (3.15)$$

требуемую воздушную скорость для полета по расписанию с заданной путевой скоростью:

$$v_{\text{тр}} = w_{\text{зад}} - u_{\text{в}}. \quad (3.16)$$

Климатические данные эквивалентного ветра могут быть использованы при планировании полетов по новым воздушным трассам, а также при составлении расписания полетов.

3.3. Местные ветры

В отдельных географических районах под влиянием местных физико-географических условий образуются воздушные течения, отличающиеся характерными особенностями, имеющие сравнительно небольшую горизонтальную и вертикальную протяженности. Их называют местными ветрами. Возникают они из-за неравномерного нагревания подстилающей поверхности (суши, воды, горных склонов и долин) или же из-за особенностей обтекания орографических препятствий воздушными потоками.

К местным ветрам относятся бризы, горно-долинные ветры, бора, фён, ледниковый ветер, а также ветры, имеющие многочисленные местные названия (например, урсатьевский ветер, афганец).

Бризы — ветры с суточной периодичностью, возникающие на побережьях морей, больших озер и широких рек. Дневной (морской) бриз дует с холодной водной поверхности на нагретую сушу, ночной (береговой) бриз — с охлажденной суши на более теплую водную поверхность.

В глубь суши и воды бризовая циркуляция распространяется в зависимости от разности температур между сушей и водой. Дневной бриз начинается около 10 ч утра и распространяется в глубь суши на 20—40 км (иногда до 100 км), его скорость до 3—5 м/с, а вертикальная протяженность до 1000 м. Ночной бриз более слабый ветер (1—2 м/с), распространяется в глубь моря на 8—10 км, по высоте — до 100—200 м. На высоте выше бриза ветер дует в обратном направлении.

В тропической зоне бризы возникают весь год, в умеренных широтах — в теплое время года при малооблачной погоде и слабом ветре. В СССР бризы наблюдаются на берегах Белого, Черного, Азовского, Каспийского морей, на озерах Ладожском, Онежском, Севане, Иссык-Куле и др.

Горно-долинные ветры — ветры с суточной периодичностью, наблюдающиеся в горных районах преимущественно в теплое время года. Днем склоны гор нагреваются и ветер дует вдоль по долинам и вверх по склонам гор (долинный ветер), а ночью склоны охлаждаются и ветер дует со склонов вниз в долину (горный ветер).

Долинный ветер бывает более сильно развит при малооблачной погоде. Он возникает через 2—4 ч после восхода солнца и за-

тухает перед заходом солнца. Скорость ветра достигает 3—4 м/с, высота распространения до 1 км.

Горный ветер формируется ночью после захода солнца и затухает примерно через час после восхода солнца. Это более слабый ветер, чем долинный, но он наблюдается почти при всякой погоде.

Горным районам свойствен также фён. Это сухой теплый ветер, обычно порывистый, возникающий при переваливании воздушным потоком горных хребтов и распространяющийся далеко на равнину.

Относительно теплый воздух, приближаясь к горному хребту, вынужден подниматься вверх вдоль его наветренного склона. Образуется мощная облачная система, выпадают осадки и влажность воздуха уменьшается. Переваливая через хребет на подветренном склоне воздух опускается вниз. При этом происходит его сухадиабатическое нагревание (на 1°С на 100 м). Воздух становится более теплым и сухим, с меньшей относительной влажностью, чем на наветренном склоне. Таким образом, при фёне на наветренной стороне хребта наблюдается облачная погода с осадками, а на подветренной стороне — малооблачная и сухая. Фёны могут возникать во всех горных районах. Особенно они часты в Альпах, Карпатах, на Кавказе, в горных районах Средней Азии и Дальнего Востока.

Бора — сильный порывистый холодный ветер, возникающий при обваливании холодного воздуха с прибрежных невысоких гор на побережье и море. Наиболее известна новороссийская бора на северо-восточном берегу Черного моря. Севернее Новороссийска расположен хребет Варада с Марахотским перевалом (высота 435 м). В зимнее время при движении холодных воздушных масс с севера через перевал они низвергаются на район города. Порывы северо-восточного ветра достигают 30—40 м/с, температура может понижаться до —25°С, а поднимаемые ветром морские брызги толстым слоем льда намерзают на прибрежных предметах и судах, находящихся в порту.

Разновидностями боры являются сарма — северо-западный ветер на западном берегу оз. Байкал, мистраль — холодный северо-западный ветер на средиземноморском побережье Франции. Бора также наблюдается на западном побережье Новой Земли.

Ледниковый ветер — особенный местный ветер в горных районах, дующий постоянно вниз по долинам больших ледников.

Афганец — сильный ветер южного и юго-западного направления, дующий с территории Ирана по верхнему течению р. Аму-Дарья. Переносит много пыли и часто сопровождается пыльными бурями, сильно ухудшающими видимость. Возникает обычно перед вторжением холодного воздуха и может продолжаться до 3—4 дней.

У узкого выхода из Ферганской долины в районе ст. Урсатьевской временами возникает так называемый урсатьевский ветер юго-восточного направления со скоростями от 12 до 30 м/с. Распространяется он до высоты 2000 м. Скорость ветра возрастает с высотой и достигает максимума (35—48 м/с) обычно на высоте

300—400 м. Возникает урсатьевский ветер преимущественно с декабря по апрель. В году наблюдается в среднем 69 дней с таким ветром. Причина возникновения урсатьевского ветра — определенное сочетание орографических и метеорологических факторов. Наиболее благоприятные условия для устойчивого сильного юго-восточного ветра создаются, когда большой горизонтальный градиент давления направлен с востока на запад. Это бывает при выходе циклонов с юга, юго-запада и иногда с запада.

Местные ветры существенно влияют на погоду и климат многих районов, особенно прибрежных и горных. Нужно учитывать их влияние и на полеты ЛА.

3.4. Влияние ветра на работу ГА

На работу ГА существенное влияние оказывает ветер как в приземном слое, так и на высотах. Характеристики приземного ветра оказывают влияние на взлет и посадку, а ветер на высотах — на навигационные элементы полета. При сильном ветре на аэродроме могут возникать такие опасные для авиации явления погоды, как метели и пыльные бури, которые ухудшают горизонтальную видимость ниже минимума погоды аэродрома. Ураганы и шквалы при взлете и посадке могут приводить к летным происшествиям. Турбулентность атмосферы вызывает интенсивную болтанку и броски ЛА.

Для обеспечения безопасности полетов и выполнения их по расписанию ветер учитывается при всех навигационных расчетах. Климатические характеристики ветра учитываются при строительстве аэродромов, составлении расписания движения на воздушных трассах.

Влияние ветра на полеты ЛА. При выполнении горизонтального полета ветер оказывает существенное влияние на путевую скорость и угол сноса. Вектор путевой скорости \vec{w} равен сумме векторов воздушной скорости \vec{v} и скорости ветра \vec{u} (см. рис. 3.7). Путевая скорость может изменяться в зависимости от того, является ли ветер попутным, боковым или встречным. Максимальная путевая скорость будет при попутном ветре, минимальная — при встречном. При постоянной воздушной скорости от направления и скорости ветра зависит продолжительность полета по воздушной трассе.

Направление ветра, кроме того, оказывает влияние на угол сноса. При боковом ветре путевой угол будет отличаться от курсового угла. Для того чтобы обеспечить точность полета по заданному маршруту, нужно учитывать эту разность при выполнении полета.

В приземном слое от скорости и направления ветра по отношению к ВПП зависит безопасность взлета и посадки воздушных судов. Ветер влияет на взлетно-посадочные характеристики: длину разбега и скорость отрыва, длину пробега и посадочную скорость. Наиболее благоприятным для взлета и посадки является встречный ветер. В этом случае все перечисленные взлетно-посадочные харак-

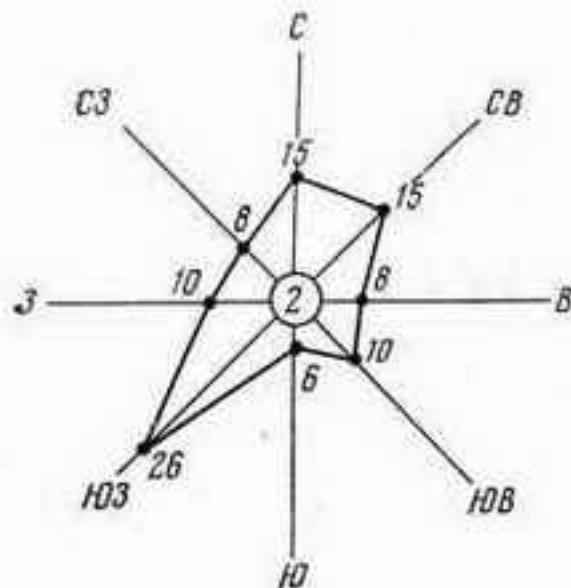


Рис. 3.8. «Роза ветров»

теристики имеют меньшую величину, самолет имеет лучшую устойчивость и управляемость.

Направление ВПП не всегда может совпадать с направлением ветра. Поэтому приходится осуществлять взлеты и посадки при встречно-боковом и боковом ветре, а они имеют особенности и представляют для пилота определенные трудности. В этих случаях происходит возрастание взлетно-посадочных характеристик, возникают кренящие и разворачивающие моменты, которые при неправильном учете ветра могут привести к сносу самолета на край ВПП или поломке шасси. В це-

лях безопасности для каждого типа самолета установлена максимальная боковая скорость ветра, при большей величине которой взлет и посадка запрещены.

На точность приземления ЛА существенно влияет также изменчивость характеристик ветра с высотой в приземном слое (до 30—60 м). Для количественной оценки этой изменчивости пользуются понятием сдвига ветра. Для приземного слоя — это изменение скорости ветра в метрах в секунду на 30 м высоты. Различают положительный сдвиг ветра, когда скорость ветра с высотой убывает, и отрицательный сдвиг, когда она с высотой возрастает.

При снижении самолет переходит с одного уровня скорости ветра на другой. В силу инерциальности движения он сохраняет некоторое время путевую скорость, которая была у него на вышележащем уровне. Это приводит к изменению воздушной скорости, что, в свою очередь, сказывается на изменении подъемной силы и траектории снижения самолета.

В условиях отсутствия маневра рулями и тягой двигателя при снижении самолета положительный сдвиг приводит к возрастанию подъемной силы и создается ситуация перелета намеченной точки приземления. При отрицательном сдвиге ветра подъемная сила уменьшается и возникает ситуация недолета.

Сдвиги ветра в приземном слое наиболее часто наблюдаются при малых (до 5 м/с) скоростях ветра у земной поверхности и при устойчивой стратификации атмосферы в приземном слое. Сдвиги ветра величиной 3—4 м/с принято считать умеренными, величиной 5 м/с и более — сильными.

Учет ветра при строительстве аэродромов. Условия эксплуатации аэродрома в значительной степени характеризуются особенностями режима приземного ветра. Для эффективного использования ВПП должна быть ориентирована наиболее выгодно по отношению к преобладающему ветру в данном пункте. При проектировании

направления ВПП учитывается соответствие ее направлению ветра наибольшей повторяемости.

Повторяемость ветров различных направлений получают в результате климатологической обработки наблюдений над ветром. Для этого строят диаграмму, называемую «розой ветров». Пример такой диаграммы приведен на рис. 3.8. Повторяемость в процентах соответствующих направлений ветра откладывают на восьми румбах в определенном масштабе. Крайние точки отрезков соединяют прямыми линиями. Повторяемость штилей и слабых ветров до 3 м/с проставляется в центре «розы ветров» или иногда вовсе не учитывается. Из примера построения диаграммы, показанной на этом рисунке, следует, что наибольшую для данной «розы ветров» повторяемость (41%) составляют ветры юго-западного и северо-восточного направлений. По этому направлению и нужно строить основную ВПП для данного пункта. «Розы ветров» строят месячные, сезонные, годовые.

3.5. Вертикальные движения воздуха

В атмосфере наряду с горизонтальными движениями происходят вертикальные движения воздуха, которые играют значительную роль в атмосферных процессах. Различают следующие виды вертикальных движений: термическая и динамическая конвекция, вынужденные вертикальные движения и волновые движения.

Термическая конвекция — вертикальные движения (токи) воздуха, возникающие над нагретой поверхностью суши или в холодной воздушной массе, перемещающейся на теплую подстилающую поверхность.

Конвекции бывают неупорядоченные и упорядоченные. При неупорядоченной конвекции, которую иначе называют термической турбулентностью, происходит образование беспорядочных струек или пузырей воздуха, поднимающихся вверх или опускающихся вниз. Упорядоченная конвекция (или просто конвекция) проявляется в виде мощных восходящих и нисходящих движений воздуха со скоростями несколько метров в секунду, иногда десятков метров в секунду.

Конвективные движения могут развиваться до разных высот в зависимости от разности температур между воздухом, вовлеченным в конвекцию, и окружающим воздухом. Иногда конвекцией может быть охвачена вся тропосфера. Горизонтальная протяженность конвективных ячеек составляет несколько километров, но бывает и десятки километров. Конвекция приводит к образованию облаков вертикального развития: кучевых, мощных кучевых и кучево-дождевых. Над сушей она имеет хорошо выраженный суточный и годовой ход с максимумом развития после полудня и летом.

Под воздействием трения о земную поверхность в горизонтально перемещающемся воздухе образуются неупорядоченные вихревые движения. Возникающие при этом вертикальные движения на-



Рис. 3.9. Вынужденные вертикальные движения воздуха:

а — на теплых фронтах; б — на холодных фронтах; в — на наветренных склонах горных хребтов; ТВ — теплый воздух; ХВ — холодный воздух; As — высоко-слоистые облака; Ns — слоисто-дождевые облака; Cb — кучево-дождевые облака

зывают динамической конвекцией или динамической турбулентностью. Вертикальная скорость таких движений составляет несколько десятков сантиметров в секунду, реже — метров в секунду.

Динамическая конвекция распространяется от уровня земли до верхней границы пограничного слоя. Наибольшей интенсивности достигает в районах с пересеченным рельефом. В летнее время динамическая и термическая конвекции наблюдаются одновременно, при этом образуются неустойчивые движения воздуха во всем пограничном слое.

Вынужденные вертикальные движения возникают в горизонтально перемещающемся воздухе на атмосферных фронтах и при встрече орографических препятствий (на склонах горных хребтов).

При натекании теплого воздуха на клин холодного воздуха ХВ (рис. 3.9, а) возникает восходящее скольжение с вертикальной скоростью несколько сантиметров в секунду. При этом воздух может подниматься из нижних слоев до высоты нескольких километров.

Интенсивное подтекание холодного воздуха под теплый воздух ТВ (рис. 3.9, б) на холодных фронтах вызывает вынужденное вертикальное движение теплого воздуха вверх. Аналогичное вертикальное движение воздуха происходит на наветренных склонах горных хребтов (рис. 3.9, в). Вертикальные скорости при таких вертикальных движениях составляют несколько метров в секунду, иногда достигают 15—20 м/с.

Волновые движения образуются из-за различия плотности воздуха и скорости ветра на верхней и нижней границе слоев инверсий и изотермии. Вследствие этого возникают вертикальные движения воздуха: в гребнях — восходящие и во впадинах — нисходящие (рис. 3.10). Скорости вертикальных движений достигают



Рис. 3.10. Волновые движения воздуха:

As — высоко-кучевые облака

нескольких метров в секунду. При достаточном влагосодержании в гребнях воли образуются волнистые облака (слоисто-кучевые или высоко-кучевые). Волновые движения воздуха возникают и в горных районах — на подветренных склонах горных хребтов.

3.6. Адиабатические процессы в атмосфере. Аэрологическая диаграмма

Адиабатические процессы в атмосфере. В земной атмосфере постоянно происходят переходы одних видов энергии в другие. Наиболее характерными являются переходы тепловой энергии в механическую и обратно, которые осуществляются при термодинамических процессах.

Термодинамический процесс называется адиабатическим процессом, если он протекает без теплообмена с окружающей средой. В этом случае механические движения в атмосфере могут происходить только за счет ее внутренней энергии. Изменение внутренней энергии объема воздуха связано с изменением его температуры.

При адиабатических процессах расширение воздуха сопровождается его охлаждением, а сжатие — нагреванием. Если некоторый объем воздуха поднимается вверх, температура его понижается, при опускании вниз — повышается.

Различают сухоадиабатические и влажноадиабатические процессы.

Сухоадиабатические процессы происходят в сухом или влажном, но ненасыщенном воздухе. Количественной мерой изменения температуры с высотой при сухоадиабатическом процессе является сухоадиабатический градиент γ_a — изменение температуры в сухом или влажном ненасыщенном воздухе при его подъеме или опускании в атмосфере на 100 м высоты. Величина $\gamma_a \approx 1^\circ \text{C}/100 \text{ м}$.

При поднятии воздуха вверх на каждые 100 м высоты происходит понижение его температуры на 1°C , а при опускании воздуха вниз — повышение температуры также на 1°C на 100 м высоты. Кроме того, поднятие воздуха вверх сопровождается ростом относительной влажности, опускание воздуха вниз — ее уменьшением. Удельная влажность воздуха в обоих случаях остается постоянной.

Влажноадиабатические процессы происходят во влажном насыщенном воздухе. При таких процессах при поднятии воздуха вверх часть водяного пара конденсируется в воду, в результате чего выделяется скрытая теплота конденсации (597 кал/г), которая существенно уменьшает охлаждение воздуха. Поэтому насыщенный воздух в атмосфере охлаждается меньше, чем ненасыщенный воздух при подъеме на одну и ту же высоту.

Количественной мерой изменения температуры с высотой при влажноадиабатическом процессе является влажноадиабатический градиент $\gamma_{ва}$ — изменение температуры во влажном насыщенном воздухе при его подъеме в атмосфере на 100 м высоты. Величина

$\gamma_{\text{вв}}$ не является постоянной. Она зависит от давления и температуры воздуха. Так, при давлении 1000 мбар и температуре $+10^{\circ}\text{C}$ $\gamma_{\text{вв}}=0,54^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а на высоте 12 км (давление 200 мбар, температура -60°C) $\gamma_{\text{вв}}=0,96^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Таким образом, влажноадиабатический градиент возрастает с высотой и его величина приближается к сухоадиабатическому градиенту.

При поднятии влажного насыщенного воздуха его удельная влажность уменьшается, а относительная влажность остается постоянной, равной 100%.

Изменение температуры в поднимающемся и опускающемся воздухе принято изображать графически с помощью линий — адиабат. Сухие адиабаты — прямые линии, показывающие изменение температуры в сухом или влажном ненасыщенном воздухе; влажные адиабаты — изогнутые кривые линии, показывающие изменение температуры во влажном насыщенном воздухе.

Аэрологическая диаграмма. Для анализов результатов радиозондирования атмосферы и представления их в наглядной форме широко используются термодинамические графики. Наибольшее распространение в оперативной работе метеорологических подразделений получил один из видов таких графиков — аэрологическая диаграмма.

В настоящее время применяется бланк аэрологической диаграммы с косоугольной системой координат. На нем нанесен ряд вспомогательных линий: изобары — коричневые горизонтальные линии равного давления; изотермы — коричневые прямые линии, наклоненные к изобарам под углом 50° ; изограммы — зеленые прямые наклонные вправо линии равной удельной влажности; сухие адиабаты — коричневые прямые линии, наклоненные влево; влажные адиабаты — зеленые штриховые линии, наклоненные также влево.

На бланк нанесена также кривая распределения температуры с высотой в СА. Слева на оси ординат дана шкала стандартных барометрических высот. Нуль высоты соответствует давлению 760 мм. рт. ст. (1013,2 мбар).

Следует иметь в виду, что через любую точку на бланке аэрологической диаграммы можно провести изобару, изотерму, изограмму, сухую и влажную адиабаты соответственно определенному значению давления, температуры, удельной влажности и точки росы.

Оформление и анализ аэрологической диаграммы производится в такой последовательности. На аэрологическую диаграмму наносятся данные о температуре и влажности воздуха на различных высотах, полученные при радиозондировании атмосферы. Они поступают на авиационную метеорологическую станцию АМСГ (здесь Г означает, что станция гражданская) в виде телеграмм, закодированных специальным аэрологическим кодом КН-04.

Для удобства проведения анализа физического состояния атмосферы на бланке аэрологической диаграммы строятся три кри-

выше: точки росы, состояния и стратификации. Пример такого построения показан на рис. 3.11, где значения температуры воздуха и точки росы у земли помечены нулевым индексом, а на высоте они даны без него.

Кривая стратификации — линия распределения температуры воздуха с высотой. Она строится по значениям давления и температуры. Возле каждой точки ставится значение ее высоты над уровнем моря, а затем нанесенные точки соединяются сплошной красной линией. Иногда на аэрологическую диаграмму копируют кривую стратификации за предыдущий срок в виде штриховой красной линии. Это позволяет определить слои, в которых произошло повышение или понижение температуры за прошедший период времени.

Кривая точки росы — линия распределения точки росы с высотой, характеризующая влажность воздуха на различных высотах. Она строится по данным давления и точки росы. Полученные точки соединяются штриховой черной линией.

Кривая состояния — линия, характеризующая изменение температуры поднимающегося воздуха с высотой.

Если массу влажного, но ненасыщенного воздуха поднимать вверх, вследствие понижения температуры воздух будет приближаться к состоянию насыщения. Высота, на которой поднимающийся вверх воздух достигает состояния насыщения и в нем начинается конденсация водяного пара, называется уровнем конденсации. На этом уровне относительная влажность воздуха равна 100%, значение точки росы равно температуре воздуха, т. е. дефицит точки росы равен нулю.

До уровня конденсации температура поднимающегося воздуха изменяется по сухой адиабате, выше — по влажной адиабате. Поэтому кривая состояния представляет собой линию, состоящую до уровня конденсации из отрезка сухой адиабаты, а выше его — из отрезка влажной (рис. 3.12). Проводится она черным цветом.

Начальным уровнем построения кривой состояния при отсутствии приземной инверсии является уровень земли, а при ее наличии — верхняя граница инверсии. Уровень конденсации находится как точка пересечения сухой адиабаты и изограммы (линия равных значений удельной влажности), проведенных соответственно через точки с температурой t_0 и точкой росы t_{d0} на начальном уровне.

Высота уровня конденсации может быть рассчитана по следующим формулам:

$$h_k = 100(t_0 - t_k); \quad (3.17)$$

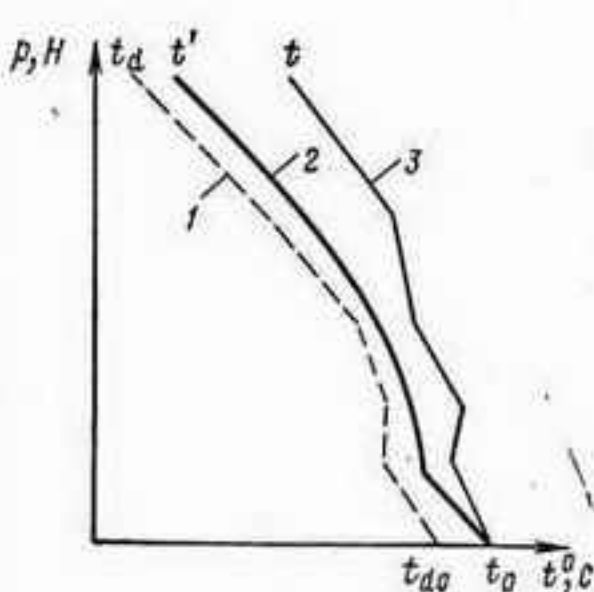


Рис. 3.11. Кривые точек росы 1, состояния 2 и стратификации 3

$$h_k = 17(100 - f_0); \quad (3.18)$$

$$h_k = 123(t_0 - t_{до}), \quad (3.19)$$

где h_k — высота уровня конденсации; t_0 , $t_{до}$, f_0 — соответственно температура, точка росы и относительная влажность на уровне земли; t_k — температура на уровне конденсации.

В атмосфере уровень конденсации близок к нижней границе облаков. Обычно эта граница на 50—100 м выше уровня конденсации.

После того как на аэрологической диаграмме построены кривые стратификации, точки росы и состояния, по ходу этих кривых и их расположению на разных высотах производится анализ физического состояния атмосферы. В результате анализа на аэрологической диаграмме выделяются фронтальные зоны, слои инверсии и изотермии, облачные зоны, слои тумана, обледенения и болтанки.

На кривой стратификации отмечаются верхняя и нижняя границы фронтальной поверхности. Для холодного фронта они проводятся синим карандашом, для теплого фронта — красным. Пространство фронтальной зоны слегка закрашивается синим или красным цветом в зависимости от типа фронта.

Нижняя и верхняя границы слоев инверсии и изотермии отмечаются желтым карандашом. В слое инверсии проставляется толщина инверсии Δh в метрах и величина прироста температуры Δt .

Верхняя и нижняя границы зоны облачности выделяются волнистой синей линией. Промежуточный слой между ними слегка заштриховывается наклонными синими линиями и в нем буквенными обозначениями проставляется форма облаков, а рядом указывается толщина облачного слоя в метрах.

Слой обледенения отмечается специальным значком (см. табл. 5.1) красного цвета, рядом с которым проставляется индекс интенсивности обледенения: 0 — слабое, 2 — сильное. Вверх и вниз от значка до границ слоя обледенения проводится стрелка, показывающая его толщину.

Слой болтанки отмечается вертикальной волнистой красной линией справа от кривой стратификации. Слой тумана заштриховывается желтыми линиями.

Вертикальная устойчивость атмосферы. Условия для развития вертикальных движений воздуха в атмосфере могут быть благоприятными и неблагоприятными. Так, при неодинаковом нагревании различных участков земной поверхности вблизи ее возникают вертикальные токи воздуха, но в зависимости от физического состояния атмосферы они могут быстро зату-

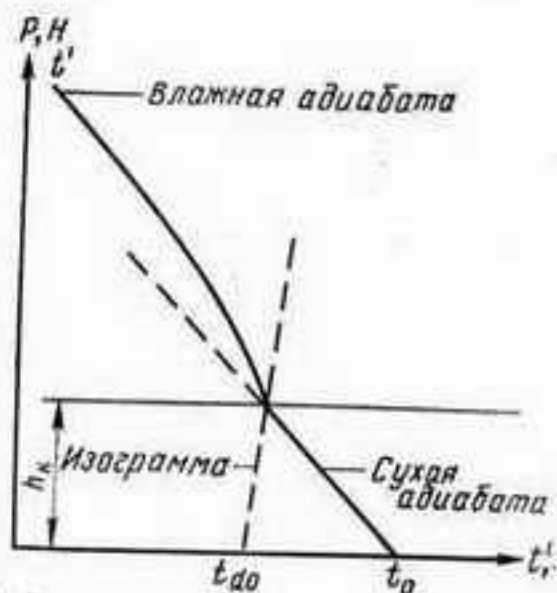


Рис. 3.12. Кривая состояния

хоть на небольшой высоте или же, наоборот, распространяться на большую высоту, приобретая большие вертикальные скорости. Развитие вертикальных движений происходит за счет внутренней энергии атмосферы, когда потенциальная энергия переходит в кинетическую.

Возможность развития вертикальных движений оценивают по соотношению между температурой поднимающегося некоторого объема воздуха и температурой окружающей его среды. Количественно такое соотношение определяется из сравнения сухадиабатического γ_a или влажноадиабатического $\gamma_{ва}$ градиента и вертикального градиента температуры γ , характеризующего реальное распределение температуры воздуха с высотой. В зависимости от величины γ в атмосфере может наблюдаться неустойчивое, устойчивое и безразличное равновесие.

Неустойчивое равновесие — такое состояние атмосферы, когда объем воздуха в силу каких-либо причин получивший начальное движение вверх или вниз, в дальнейшем будет двигаться самостоятельно без затраты внешней энергии.

Наблюдается неустойчивое равновесие в тех случаях, когда $\gamma > \gamma_{ва} > \gamma_a$. Это обычно бывает в теплое время года, когда холодная воздушная масса вторгается на теплую земную поверхность. Признаком неустойчивого равновесия в атмосфере является наличие облаков вертикального развития: кучевых, мощных кучевых и кучево-дождевых. В атмосфере возникает интенсивная турбулентность, вызывающая болтанку ЛА.

При устойчивом равновесии в атмосфере объем воздуха, выведенный какой-либо внешней причиной из состояния равновесия, возвращается на прежний уровень. Устойчивое равновесие наблюдается тогда, когда $\gamma < \gamma_{ва} < \gamma_a$. Если же $\gamma_{ва} < \gamma < \gamma_a$, будет наблюдаться сухоустойчивое и влажноустойчивое равновесие (в безоблачном пространстве равновесие будет устойчивым, а в облаках — неустойчивым). При устойчивом равновесии в атмосфере интенсивные вертикальные движения воздуха не наблюдаются, а если они по каким-либо причинам и возникают, то быстро затухают. В слоях инверсии ($\gamma < 0$) и изотермии ($\gamma = 0$) всегда $\gamma < \gamma_{ва} < \gamma_a$, поэтому они являются задерживающими слоями для распространения вертикальных движений воздуха вверх.

Устойчивое равновесие обычно наблюдается в теплых воздушных массах, перемещающихся на холодную земную поверхность. В этих случаях отсутствуют облака вертикального развития, а наблюдаются обычно слоистые и слоисто-кучевые облака, а в среднем ярусе — высоко-слоистые и высоко-кучевые. Полет в слоях атмосферы с устойчивым равновесием спокоен.

В случаях когда $\gamma = \gamma_a$ или $\gamma = \gamma_{ва}$, в атмосфере наблюдается безразличное равновесие. Если под действием какой-либо внешней силы некоторый объем воздуха поднимается или опускается на другой уровень, он на этом уровне и остается. При безразличном равновесии температура поднимающегося или опускающегося воздуха всегда равна температуре окружающей среды. Без-

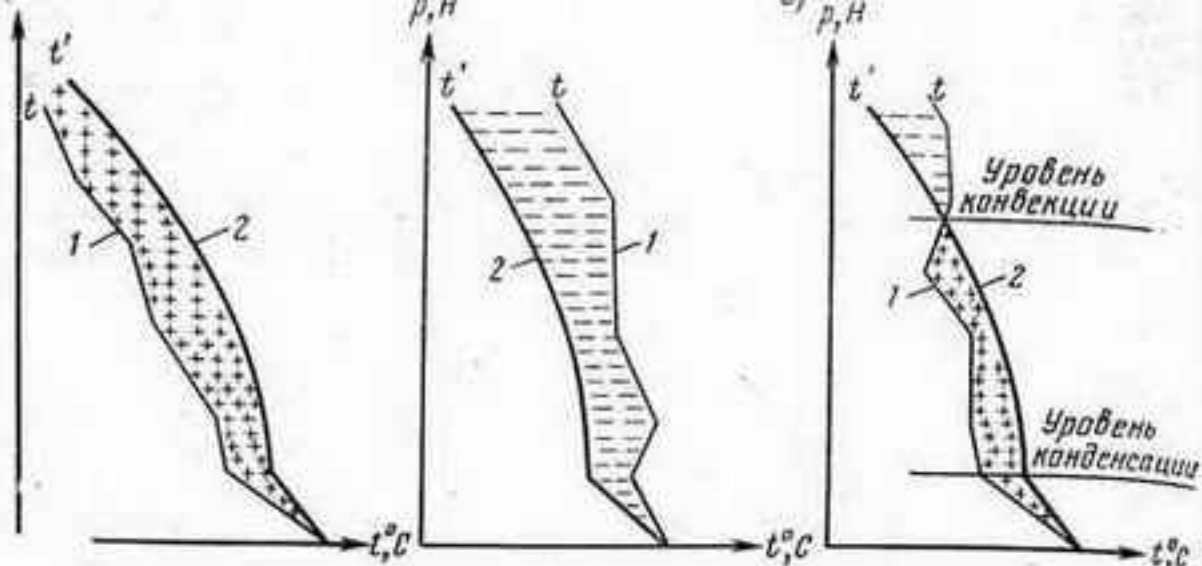


Рис. 3.13. Площадь, характеризующая энергию неустойчивости:
a — при положительной; *b* — при отрицательной; *в* — при положительной и отрицательной энергии. Кривые:
 1 — стратификации; 2 — состояния

различное равновесие обычно наблюдается в воздушных массах, которые малоподвижны, длительное время находятся в одном и том же районе.

Энергия неустойчивости — потенциальная энергия атмосферы, определяемая распределением температуры воздуха с высотой. От ее наличия и величины зависит характер вертикальной устойчивости атмосферы. Энергия неустойчивости положительна, если воздух может самостоятельно подниматься вверх (неустойчивое равновесие). Энергия неустойчивости отрицательна, если воздух поднимается вверх только при получении энергии извне (устойчивое равновесие). Положительная энергия неустойчивости переходит в кинетическую энергию вертикальных движений воздуха. По ее величине судят о возможности возникновения ливней, гроз и града.

О равновесном состоянии атмосферы можно судить с помощью аэрологической диаграммы: если кривая состояния располагается правее кривой стратификации — энергия неустойчивости положительна и состояние атмосферы неустойчивое (рис. 3.13, *a*), если левее кривой стратификации — энергия неустойчивости отрицательна и состояние атмосферы устойчивое (рис. 3.13, *b*).

На аэрологической диаграмме площадь между кривой состояния и кривой стратификации в случае положительной энергии неустойчивости закрашивается красным цветом, при отрицательной — синим цветом. Чем больше площадь, тем соответственно больше неустойчивость или устойчивость атмосферы. Если в нижнем слое атмосферы имеется неустойчивое состояние, а выше — устойчивое (рис. 3.13, *в*), вертикальные движения воздуха будут развиваться лишь в нижнем неустойчивом слое. Точка пересечения кривых

состояния и стратификации является уровнем конвекции. До этой высоты могут развиваться вертикальные движения и достигать вершины облаков вертикального развития.

Использование аэрологической диаграммы для оценки метеорологической обстановки. Аэрологическая диаграмма позволяет проводить ряд расчетов для оценки метеорологических условий в атмосфере. Используя распределение температуры и точки росы с высотой, а также взаимное расположение кривых стратификации, состояния и точки росы, инженер-синоптик определяет:

наличие фронтальных зон над пунктом радиозондирования, используя карту погоды и кривую стратификации, а также слоев инверсии, изотермии и положение тропопаузы;

наличие облачности слоистообразных и волнистых форм, их нижнюю и верхнюю границы по распределению температуры и дефицита точки росы с высотой, а также возможность наличия обледенения в облаках;

возможность развития кучевообразных облаков, их верхнюю и нижнюю границы, образования внутримассовых гроз и выпадения града;

наличие слоев с повышенной турбулентностью и возможной болтанкой ЛА.

Аэрологическая диаграмма позволяет рассчитывать:

высоты основных изобарических поверхностей и расстояния между ними;

характеристики влажности воздуха (удельную и относительную влажность по величине точки росы);

ожидаемую максимальную температуру воздуха;

величину вертикального градиента температуры в различных слоях атмосферы;

высоту нулевой изотермы, а также решать некоторые другие задачи.

В период предполетной подготовки оформленная и проанализированная аэрологическая диаграмма используется летным составом при оценке метеорологической обстановки в районе аэропорта. Она позволяет установить:

при неустойчивом состоянии атмосферы возможность возникновения грозы, верхнюю и нижнюю границы кучевообразных облаков, наличие турбулентности, приводящей к болтанке ЛА;

при устойчивом состоянии атмосферы наличие слоев облачности и их границы, возможность обледенения в облаках;

отклонения температуры от значений в стандартной атмосфере на различных высотах.

По данным на кривой стратификации можно рассчитывать абсолютную высоту эшелона над уровнем моря в районе пункта зондирования атмосферы, максимально допустимую воздушную скорость полета на эшелоне и предельно допустимую высоту полета для данного типа ЛА и другие характеристики.

4. ПРОДУКТЫ КОНДЕНСАЦИИ ВОДЯНОГО ПАРА В АТМОСФЕРЕ, ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАБОТУ ГА, ВОЗМОЖНОСТИ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА НИЗКИЕ ОБЛАКА И ТУМАНЫ

4.1. Конденсация и сублимация водяного пара

В атмосфере постоянно происходит как испарение воды, так и переход газообразного ее состояния в жидкое и твердое. Переход воды из газообразного состояния в жидкое называется конденсацией, а в твердое (минуя жидкую фазу) — сублимацией. Физические процессы фазовых переходов воды в атмосфере весьма сложны.

При конденсации водяного пара образуются мельчайшие капельки воды размером около нескольких микрометров (мкм). Капли более крупного размера возникают за счет слияния мелких капелек или в результате таяния ледяных кристаллов.

Чтобы произошла конденсация водяного пара, необходимо насыщение воздуха, которое обычно бывает при понижении температуры. Если насыщение достигнуто, при дальнейшем понижении температуры возникает избыток водяного пара, переходящий в жидкое состояние. Конденсация начинается с образования комплексов молекул воды, увеличивающихся до размеров мельчайших облачных капелек. Образование капелек происходит на некоторых центрах, которые называются ядрами конденсации. Когда зародыш капельки образуется не на ядре, он является неустойчивым, молекулы разлетаются. Ядро же конденсации, благодаря своей гигроскопичности, увеличивает устойчивость возникшего зародыша капельки. Таким образом, для начальной стадии образования капелек воды при конденсации большую роль играют ядра конденсации. Если во влажном воздухе нет ядер конденсации, процесс перехода водяного пара в жидкую воду может происходить лишь при многократном перенасыщении.

В атмосфере всегда есть ядра конденсации. Они представляют собой очень мелкие жидкие или твердые частички, взвешенные в воздухе. Наиболее мелкие частички имеют радиус порядка 10^{-7} — 10^{-5} см, наиболее крупные — 10^{-4} см. Над морями и прибрежными районами преобладающими ядрами конденсации являются мельчайшие частички морской соли. Эти частички попадают в воздух при разбрызгивании морской воды и разносятся воздушными потоками на большие расстояния, при этом они остаются во взвешенном состоянии.

В континентальных районах, удаленных от морей и океанов, в качестве ядер конденсации преобладают жидкие и твердые частички, возникающие при сгорании топлива и органическом распаде (азотная кислота, серная кислота, сульфат аммония и т. п.). Таких ядер конденсации особенно много в районах промышленных центров. Роль ядер конденсации могут играть также продукты выветривания, например, почвы, горных пород. По своей природе ядра конденсации распределяются следующим образом: ядра морского

происхождении — 20, продукты стирания — 40, частички почвы — 20, ядра, возникающие по другим причинам, — 20% от их общего количества. Активность ядер конденсации зависит от их гигроскопичности, размера частиц, пористости поверхности частицы, ее поверхностного натяжения и других причин.

Общая концентрация ядер конденсации в районах морей и океанов составляет тысячи и десятки тысяч, а в промышленных районах — десятки и сотни тысяч в 1 см^3 . Крупные ядра, играющие особенно важную роль при образовании облаков, имеют концентрацию десятков и сотен в 1 см^3 . С высотой концентрация ядер быстро убывает: у поверхности земли их тысячи и десятки тысяч, а на высоте 3—4 км — около сотен в 1 см^3 .

В атмосфере происходит также и образование ледяных кристаллов при переходе водяного пара в лед (процесс сублимации). Этот процесс еще более сложный, чем конденсация. Ранее считали, что развитие ледяных кристаллов в атмосфере осуществляется на особых частичках — на ядрах сублимации. Однако ядер сублимации в природе не обнаружено. Скорее всего, первоначально на ядрах конденсации образуются зародышевые капельки, которые при отрицательных температурах становятся переохлажденными, а при дальнейшем понижении температуры превращаются в ледяные кристаллы.

Конденсация водяного пара происходит и при отрицательных температурах, вследствие чего возникают переохлажденные капли. В отдельных случаях они наблюдаются при температуре — 30 и даже — 40° С. Ниже этих температур водяной пар сублимируется.

В результате конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере образуются дымки, туманы, облака и осадки, сказывающиеся на характере погоды и осложняющие работу ГА.

4.2. Туманы и дымки

63-68

— **Физические условия образования и классификация туманов.** Скопление взвешенных в воздухе капель воды или кристаллов льда вблизи земной поверхности, ухудшающих горизонтальную видимость менее 1 км, называется туманом. По интенсивности туманы подразделяются на очень сильные (видимость менее 50 м), сильные (50—200 м) и слабые (500—1000 м). Очень сильные туманы (с видимостью менее 50 м) представляют один из видов особо опасных явлений для всех видов транспорта.

Физические условия образования туманов в основном заключаются в следующем. Если обозначить через Q абсолютное влагосодержание воздуха, понимая под ним массу водяного пара a и массу капель воды и кристаллов льда δ в 1 м^3 воздуха, то

$$Q = a + \delta. \quad (4.1)$$

В случае когда взвешенных капель воды и кристаллов льда в воздухе нет ($\delta = 0$), туман отсутствует ($Q = a$). В тумане абсолют-

ная влажность близка к максимальной влажности a_{\max} и всегда представляет собой функцию только одной температуры T . Образование тумана может начинаться и при относительной влажности менее 100% (около 90—95%) еще до наступления точки росы, поскольку ядра конденсации обладают гигроскопичностью.

Для тумана выражение (4.1) можно записать в таком виде:

$$\delta = Q - a_{\max}(T). \quad (4.2)$$

Из уравнения 4.2 следует, что водность тумана возрастает по двум основным причинам: вследствие увеличения общего влагосодержания и ввиду понижения температуры воздуха, приводящего к уменьшению $a_{\max}(T)$.

Таким образом, чтобы образовался туман, необходимо либо увеличить общее влагосодержание воздуха и довести его до величины больше той, которая требуется для насыщения при данной температуре, либо понизить температуру воздуха до температуры конденсации содержащегося в нем водяного пара. Увеличение влагосодержания индивидуальной массы воздуха может произойти или за счет испарения воды с земной поверхности и испарения капель выпадающих осадков, или вследствие горизонтального и вертикального перемешивания воздуха. Понижение температуры воздуха может быть обусловлено тремя основными физическими причинами: радиационным выхолаживанием; турбулентным и молекулярным теплообменом с соседними массами воздуха и земной поверхностью; адиабатическим расширением воздушной массы при ее подъеме.

Туманы классифицируются по синоптическим и физическим условиям их образования или же в зависимости от местных особенностей образования. Наиболее распространено деление туманов на внутримассовые (образующиеся внутри одной и той же массы воздуха) и фронтальные (связанные с прохождением атмосферных фронтов).

В группе внутримассовых туманов в зависимости от процесса, приведшего к насыщению водяного пара, выделяют туманы охлаждения и туманы испарения.

— Туманы охлаждения образуются за счет охлаждения воздуха ниже точки росы. Эти туманы в зависимости от причин, приведших к понижению температуры, делятся на радиационные, адвективные, адвективно-радиационные и туманы склонов.

— Радиационные туманы появляются в ясные, тихие ночи вследствие отдачи тепла подстилающей поверхностью и охлаждению ее и прилегающих к ней слоев воздуха. Толщина слоя воздуха, в котором образуется туман, колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, а иногда до 100—200 м. Наиболее низкая температура бывает у земной поверхности, поэтому здесь наибольшая плотность тумана, хуже видимость в нем. С высотой плотность тумана уменьшается, видимость улучшается. Радиационные туманы чаще всего образуются в холодную половину года в барических гребнях и центральных частях антициклонов.

Они обычно возникают в низких местах (в поймах рек, над болотами, в котловинах и т. п.), куда стекается более холодный воздух. По этой причине площади, занятые туманом, как правило, невелики.

В теплое время года, особенно летом, радиационные туманы бывают редко, поскольку ночи короткие и воздух не успевает достаточно охладиться. Сравнительно непродолжительные радиационные туманы в это время года образуются вследствие увлажнения воздуха, вызванного дождем, и последующего его радиационного охлаждения при безоблачной ночи. По мере прогрева подстилающей поверхности, особенно после восхода солнца и усиления ветра, радиационные туманы рассеиваются, иногда приподнимаясь и образуя разорванно-слоистые облака. Примерно четвертая часть всех туманов рассеивается до восхода солнца, а три четверти — после восхода солнца.

Радиационные туманы часто образуются в районах крупных городов, особенно с развитой индустрией. Здесь при сгорании топлива в атмосферу выбрасывается немало водяного пара, а промышленные примеси являются ядрами конденсации, что в совокупности и создает благоприятные условия возникновения тумана. При ветрах, имеющих направление от города в сторону аэропорта, особенно в холодную половину года, туманы более вероятны, чем при других направлениях ветра.

— **Адвективные туманы** возникают в относительно теплом и влажном воздухе, перемещающемся над холодной подстилающей поверхностью (адвекция — горизонтальное перемещение воздуха), особенно часто — у берегов морей в холодную половину года, в теплых секторах циклонов, когда воздух с теплой водной поверхности поступает на сушу, покрытую снегом. Для таких случаев характерна приземная инверсия, ибо охлаждение воздуха наибольшее в его приземном слое. Туман образуется вначале у земной поверхности, распространяясь затем до верхней границы инверсии (иногда до 1,5—2 км) и нередко сливаясь со слоистыми облаками. Адвективные туманы могут возникать в любое время суток. Скорость ветра при них обычно 3—7 м/с, а в некоторых случаях 15—18 м/с. Они занимают большие площади и могут удерживаться длительное время (иногда до нескольких суток), создавая серьезные помехи для работы авиации.

Над океанами и морями адвективные туманы образуются в районах, где граничат теплые и холодные течения, и в тех случаях, когда воздух с теплой водной поверхности перемещается на холодную водную поверхность.

— **Адвективно-радиационные туманы** образуются под влиянием двух факторов: перемещения теплого воздуха на холодную земную поверхность и радиационного выхолаживания. Они могут занимать также большие площади.

Туманы склонов возникают при неровной земной поверхности. При подъеме воздуха по склонам гор, его адиабатического расширения и охлаждения температура воздуха может понижаться

до пределов, при которых происходит насыщение водяного пара и формирование тумана.

Туманы испарения появляются вследствие притока водяного пара за счет испарения и последующего охлаждения воздуха. Водная поверхность должна иметь температуру на $8-10^{\circ}$ выше, чем температура воздуха. Этот вид тумана часто возникает в полярных районах над незамерзающими заливами или там, где в ледяных полях образуются полыньи, разводья. Туман может возникать также и в других районах осенью над реками и озерами, когда водная поверхность значительно теплее холодного воздуха.

К фронтальным туманам относятся туманы, возникающие перед фронтом, при прохождении линии фронта или за фронтом. Наиболее часто они образуются на теплых фронтах.

Физические характеристики туманов. Основными физическими характеристиками туманов являются: агрегатное состояние его частичек, их размер, число частичек в единице объема, распределение температуры в тумане, влажность.

Туманы в подавляющем своем большинстве состоят из мелких водяных капель. При отрицательных температурах капли находятся в переохлажденном состоянии, а при сильном морозе превращаются в ледяные кристаллы. Переохлажденные капли в отдельных случаях встречаются при температуре воздуха -30 и даже -40°C , особенно в Арктике.

Размеры капелек тумана бывают различные: от радиуса меньше 1 мкм до $50-60$ мкм. При положительных температурах преобладают капельки радиусом $7-15$ мкм, при отрицательных — $2-5$ мкм.

При слабом тумане содержится $50-100$ капелек в 1 см^3 , а при сильном (при видимости меньше 200 м) — $500-600$ капель в 1 см^3 .

Влажность тумана — количество капельно-жидкой и кристаллической влаги в граммах, содержащейся в 1 м^3 воздуха. Влажность тумана при низких температурах бывает обычно в пределах от $0,05$ до $0,1\text{ г/м}^3$, при положительных температурах от -1 до $1,5\text{ г/м}^3$.

Характер температуры и ее распределения существенно влияет на другие характеристики туманов (например, на агрегатное состояние продуктов конденсации, размер капель и ледяных кристаллов, их концентрацию в единице объема), а также на условия их образования, устойчивость туманов и их рассеяние.

Если туман кристаллический (состоит только из ледяных частичек), относительная влажность в нем по отношению к воде может быть до 80% и ниже, а для ледяных кристаллов она будет соответствовать 100% .

Повторяемость туманов и их прогнозирование. Туманы распределяются весьма неравномерно, что связано с особенностями преобладающих воздушных масс, их влагосодержанием, характером температуры, положением пункта наблюдения над уровнем моря и другими факторами.

Много туманов в Арктике. Здесь в среднем за год бывает более 80 дней с туманами. Большому числу туманов способствует перенос теплого воздуха на холодную поверхность, а также перенос холодного арктического воздуха на районы с открытой водой. Во внутренних частях материков, особенно в пустынных, туманов мало.

О повторяемости туманов в определенных аэропортах дает представление табл. 4.1.

Таблица 4.1

Средний годовой ход туманов в некоторых аэропортах
(число дней с туманами)

Аэропорт	Месяцы												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Шереметьево (Москва)	3	3	3	2	1	1	1	3	3	4	4	3	31
Шосейная (Ленинград)	3	3	4	4	4	1	2	5	4	5	3	2	38
Хитроу (Лондон)	8	7	6	1	1	1	1	2	3	9	9	11	59
Оран (Париж)	7	4	3	0	0	0	0	1	1	4	7	7	34
Рузине (Прага)	7	8	6	3	1	1	1	1	7	11	10	9	65
Конакри	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	4
Кеннеди (Нью-Йорк)	3	3	3	3	4	4	2	1	2	2	2	3	32
Ханеда (Токио)	3	3	2	2	3	2	2	3	3	3	4	6	36
Паллам (Дели)	2	0,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,7	3,4

Как видим, наибольшая повторяемость туманов бывает в холодный период года, особенно в октябре — январе.

На территории СССР повышенная повторяемость туманов отмечается в прибрежных областях, в горах, а также в районах промышленных центров. В качестве примера на рис. 4.1 приведено среднее за год распределение туманов на Украине. Наибольшее число дней с туманами за год наблюдается в горах Карпат и Крыма. Повышенная повторяемость имеет место на южных изветренных склонах Донецкого кряжа и Призовской возвышенности. В Донбассе туманов на 25% больше, чем над Приднепровской возвышенностью. Это связано с увеличением содержания в воздухе дыма и угольной пыли. По своему происхождению туманы на Украине распределяются следующим образом: радиационные — 31%, адвективные — 28, адвективно-радиационные — 16, фронтальные — 10, туманы испарения — 3, городские (туманы, возникающие главным образом за счет сгорания топлива) — 4, туманы, образующиеся вследствие понижения облачности до земной поверхности — 8%.

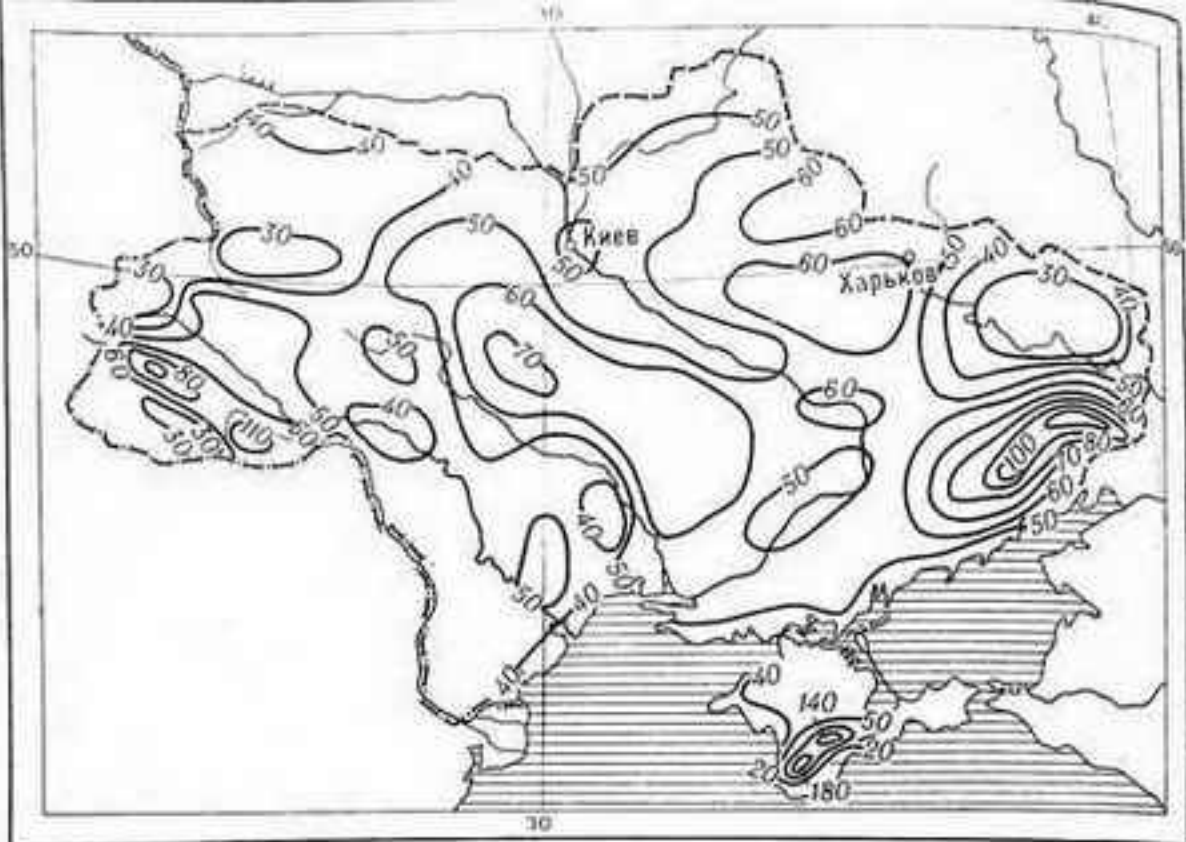


Рис. 4.1. Среднее число дней с туманами за год на Украине

Прогнозирование туманов осуществляется с учетом зависимости их образования от температуры, влажности, скорости ветра, степени покрытия неба облаками разных ярусов, зависимости от местных условий. Проще прогнозировать радиационные туманы в условиях ясной ночи, когда легче предсказать радиационное охлаждение воздуха. Для целей прогнозирования по данным многолетних наблюдений составляются графики или эмпирические формулы, с помощью которых определяется величина ночного понижения температуры в данной местности по вечерним значениям метеорологических элементов. В тех случаях, когда минимальная температура ночью достигает точки росы, а тем более будет ниже ее, прогнозом предусматривается образование тумана. На формирование тумана значительное влияние оказывают местные условия (характер рельефа местности, наличие поблизости водоемов, вероятность ветра с направлением от промышленных объектов и т. п.).

Дымка. Скопление взвешенных в воздухе мелких капель воды или кристаллов льда, ухудшающих горизонтальную видимость в пределах от 1 до 10 км, называется дымкой. Она предшествует образованию тумана или облаков и сохраняется некоторое время после их рассеяния. Физические условия образования дымки аналогичны условиям образования тумана. В осенне-зимнее время, когда из-за понижения температуры относительная влажность воздуха близка к 100%, дымка у земной поверхности довольно частое

явление. По времени суток она преобладает в утренние часы. Как и в случаях радиационных туманов, благоприятные условия для образования дымки создаются в районах крупных городов, где повторяемость ее особенно высокая.

Дымки образуются чаще, чем туманы, поскольку не всегда создаются условия для ухудшения видимости взвешенными в воздухе продуктами конденсации и сублимации водяного пара у земной поверхности до значений менее 1 км.

Размеры капелек в дымке очень малы — как правило, меньше 1 мкм.

Дымка может возникать как у земной поверхности, что бывает чаще всего, так и на некоторой высоте. На высотах дымка образуется под задерживающими слоями (инверсии, изотермии, пониженного вертикального градиента температуры). Здесь скапливаются различные аэрозольные примеси, за счет излучения происходит радиационное выхолаживание и конденсация водяного пара — образование мельчайших капелек воды. В этом случае дымка придает небесному своду белесоватость.

В больших городах продукты конденсации могут смешиваться с дымом, выхлопными газами автомашин, различными промышленными примесями. Возникает дымный туман, или смог, который в зависимости от содержания примесей может быть ядовитым.

4.3. Облака

Физические процессы облакообразования. Системы капель воды, кристаллов льда или тех и других, находящихся в воздухе во взвешенном состоянии на некоторой высоте над земной поверхностью, называются облаками. Они образуются в результате конденсации или сублимации водяного пара.

Облака являются важнейшим элементом погоды. В зависимости от них, а также от связанных с ними осадков и погода бывает разной (например, пасмурной или ясной). Облака возникают под воздействием сложных термодинамических процессов, приводящих водяной пар к конденсации и сублимации, и являются видимым отображением этих процессов. По внешнему виду облаков, их форме, высоте, вертикальной и горизонтальной протяженности косвенно можно судить о причинах, приведших к облакообразованию, о процессах, происходящих в облаках, а следовательно, и об условиях полетов в облаках. По направлению и скорости перемещения облаков можно составить представление о направлении и скорости движения воздуха на соответствующих высотах. Вместе с тем облака это не только показатель текущей погоды, но и определенные предвестники ее изменений. Поэтому они в ряде случаев являются и местными признаками будущей погоды.

Одним из важнейших условий образования и развития облаков является небольшое пересыщение водяного пара и наличие ядер конденсации. Пересыщение может возникнуть либо вследствие ох-

лаждения воздуха ниже точки росы, либо за счет дополнительной притока влаги. Поскольку облака находятся на той или иной высоте от земной поверхности, пересыщение в основном обуславливается не поступлением дополнительной влаги от земной поверхности, а охлаждением.

Основными причинами, вызывающими охлаждение воздуха в свободной атмосфере и приводящими к образованию облаков, являются: адиабатическое расширение, турбулентный обмен и излучение.

Адиабатическое расширение воздуха происходит при его вертикальном подъеме. При этом процессе в воздухе, насыщенном водяным паром, температура понижается на 1° на каждые 100 м высоты. В зависимости от интенсивности восходящих вертикальных движений, а также от того, какие по размеру массы воздуха они охватывают, формируются облака различной формы и разной горизонтальной и вертикальной протяженности. Так, при интенсивной конвекции формируются облака, значительно развитые по вертикали, но сравнительно небольшой горизонтальной протяженности. В зонах атмосферных фронтов, где на больших площадях происходит медленный упорядоченный подъем воздуха, его адиабатическое расширение и охлаждение приводит к образованию облаков, занимающих большие территории. Восходящие движения воздуха — основная причина формирования больших масс облаков.

Турбулентный обмен, приводящий к охлаждению воздуха, зависит от характера вертикального распределения температуры.

Излучение происходит не только от земной поверхности, но также от различных примесей атмосферного воздуха: пылинок, частичек дыма, ядер конденсации и т. п. Эти примеси, находясь под задерживающими слоями и излучая радиацию в ночное время, могут охладить воздух настолько, что водяной пар достигнет пересыщения и возникнут облака. Именно этот процесс характерен для образования некоторых видов подынверсионных облаков.

В атмосфере указанные процессы действуют совместно, но решающую роль в облакообразовании играют восходящие движения, которые могут возникать в горах при подъеме воздуха вдоль склонов. Кроме того, при волновых движениях, происходящих в ряде случаев в атмосфере, восходящие движения наблюдаются на гребнях волн. При благоприятных условиях и достаточной влажности воздуха эти процессы также могут привести к образованию облаков.

Микрофизическая структура и водность облаков. Под микроструктурой облаков понимают их внутреннее физическое строение: фазовое состояние облачных элементов, их размеры, число облачных частичек в единице объема.

По микроструктуре облака делятся на ледяные (кристаллические), водяные (капельные) и смешанные. Чем ниже температура облаков, тем более вероятно их кристаллическое строение. Пример повторяемости различной микрофизической структуры облаков приведен в табл. 4.2.

Повторяемость (в процентах) облаков различной микрофизической структуры на высотах до 6 км над Москвой

Облака	Температура, °С						
	От 0 до -5	От -5 до -10	От -10 до -15	От -15 до -20	От -20 до -25	От -25 до -30	От -30 до -35
Переохлажденные	71,4	50,4	34,4	18,4	11,2	3,8	2,5
Смешанные	28,6	46,7	57,7	60,4	54,7	47,7	32,3
Кристаллические	0,0	2,9	7,9	21,2	34,1	48,5	65,2

Водяные облака состоят из капель разных радиусов, в основном от 4 до 25 мкм. Они содержат от 100 до 600 капель в 1 см³.

Ледяные кристаллы в облаках также имеют разную форму и размеры. При низких температурах они состоят из ледяных шестигонных пластинок или призм диаметром 10—20 мкм. В процессе дальнейшей сублимации в результате роста ледяных частичек образуются шестилучевые звездочки — снежинки или кристаллы другой сложной формы. Их размер может достигать нескольких миллиметров. Содержание кристаллов в единице объема меньше, чем капель и составляет примерно 0,1 в 1 см³.

Водность облаков — содержание в них капельно-жидкой и кристаллической влаги (в г/м³). Водяные облака в зависимости от их формы имеют водность от десятых долей грамма до нескольких граммов в 1 м³. В ледяных облаках водность незначительна и составляет сотые и тысячные доли грамма в 1 м³. При этом она зависит от температуры, от 0,03 г/м³ при —15° — 20° С до 0,006 г/м³ при температуре ниже —30° С.

Микрофизические характеристики и водность облаков имеют существенное значение для оценки условий обледенения воздушных судов.

Классификация облаков. Облака можно классифицировать по внешнему виду (морфологическая классификация) или по происхождению — по характеру процессов облакообразования (генетическая классификация).

Облака различаются прежде всего по своему внешнему виду. Поэтому для метеорологических наблюдений принята морфологическая классификация. Она включает десять основных форм (родов) облаков, которые, в свою очередь, подразделяются на ряд видов и разновидностей.

В основу определения форм облаков положены их внешний вид и структура, т. е. особенности расположения на небе (например, в виде отдельных, изолированных облачных масс или в виде сплошного покрова облаков), а также плотность облаков.

В зависимости от того, на какой высоте расположена нижняя граница облаков, их делят на три яруса: верхний, средний и нижний.

В классификации особо выделены облака вертикального развития, представляющие собой отдельные облачные массы, простирающиеся по вертикали до значительных высот. Высота их нижней границы обычно располагается в нижнем ярусе, а верхней — большей частью в среднем или верхнем.

В качестве международных в классификации употребляются латинские названия облаков, в том числе общепринятые сокращенные обозначения их буквами.

Классификация облаков по ярусам и основным формам (родам)

Облака верхнего яруса (высота оснований выше 6 км)

Перистые — <i>Cirrus</i> (циррус)	<i>Ci</i>
Перисто-кучевые — <i>Cirrocumulus</i> (цирокумулюс)	<i>Cc</i>
Перисто-слоистые — <i>Cirrostratus</i> (цирростратус)	<i>Cs</i>

Облака среднего яруса (высота оснований 2—6 км)

Высоко-кучевые — <i>Alto cumulus</i> (альтокумулюс)	<i>Ac</i>
Высоко-слоистые — <i>Altostratus</i> (альтостратус)	<i>As</i>

Облака нижнего яруса (высота оснований ниже 2 км)

Слоисто-кучевые — <i>Stratocumulus</i> (стратокумулюс)	<i>Sc</i>
Слоистые — <i>Stratus</i> (стратус)	<i>St</i>
Слоисто-дождевые — <i>Nimbostratus</i> (нимбостратус)	<i>Ns</i>

Облака вертикального развития

Кучевые — <i>Cumulus</i> (кумулюс)	<i>Cu</i>
Кучево-дождевые — <i>Cumulonimbus</i> (кумулонимбус)	<i>Cb</i>

Высоты нижней границы (нижнего основания) облаков в классификации указаны в пределах, чаще всего наблюдавшихся в умеренных широтах. Высоты являются ориентировочными и существенно изменяются в зависимости от широты места, характера рельефа, времени года, от синоптической обстановки и т. п.

Облака верхнего яруса. Имеют высоту нижней границы 6 км и выше, верхняя граница может достигать тропопаузы. Состоят из ледяных кристаллов, сквозь них хорошо просматриваются солнце и луна. Они имеют три формы.

Перистые. По внешнему виду — обычно отдельные волокнистые облака, из-за удаленности кажутся тонкими. Как правило, наблюдаются в небольших количествах, но иногда покрывают значительную часть неба. Высота их нижней границы увеличивается с севера на юг: в умеренных широтах 7—10 км, в тропиках до 17—18 км. Вертикальная протяженность — от сотен метров до нескольких километров. Облака кристаллические, осадки из них не выпадают.

Перисто-кучевые. Имеют вид хлопьев или ряби, сгруппированных в волны, и нередко переходят в перистые или перисто-слоистые. Чаще всего наблюдаются в небольших количествах. Высота нижней границы в умеренных широтах обычно от 6 до 8 км, толщина — 0,2—0,4 км. Состоят из мелких ледяных кристаллов, иногда сопровождаются иризацией — радужной окраской краев облаков. Осадки из них не выпадают.

Перисто-слоистые. Представляют собой однородную облачную пелену, обычно закрывающую все небо. Иногда в пелене просматривается волокнистое строение. Высота нижней границы в умеренных широтах 6—8 км, вертикальная протяженность — от нескольких сот метров до нескольких километров. Осадков из них не бывает. Вокруг солнца и луны наблюдаются оптические явления в виде светлых, преимущественно окрашенных кругов или дуг, называемых гало.

Облака среднего яруса. Основные формы облаков среднего яруса высококучевые и высокослоистые. Они состоят из переохлажденных капель воды в смеси с ледяными кристаллами и снежинками.

Высококучевые облака. Серого, белого или синеватого цвета в виде волн и гряд, состоят из хлопьев или пластин, разделенных просветами. Высота нижней границы от 2 до 6 км, вертикальная протяженность от 0,2 до 0,7 км. Из них могут выпадать осадки в виде отдельных капель или отдельных снежинок.

Высокослоистые облака. Представляют собой однородную пелену облаков серого или синеватого цвета иногда со слабо выраженными волнами. Высота нижней границы обычно 3—5 км, вертикальная протяженность—1—2 км. Зимой из них выпадает снег.

Облака нижнего яруса. Обычно закрывают все небо и имеют вид серых тяжелых гряд, валов или пелены. Основными формами являются: слоисто-кучевые, слоисто-дождевые и слоистые облака.

Слоисто-кучевые облака. По своему внешнему виду серые в форме крупных гряд, волн, пластин, хлопьев, сливающихся в сплошной серый волнистый покров или имеющих просветы. Высота нижней границы чаще всего 0,6—1,5 км, вертикальная протяженность 0,2—0,8 км, иногда значительно больше. Состоят главным образом из мелких капель и снежинок. Из сплошных плотных облаков может выпадать слабый дождь или снег.

Слоисто-дождевые облака. Сплошные темно-серые, сравнительно однородного вида с некоторой волнистостью, обнаруживаемой в перерывах между осадками. Под их слоем, как правило, образуются разорванно-дождевые облака в виде разорванных клочков, нередко сплошь закрывающих небо и экранирующих слоисто-дождевые облака. Высота их нижней границы зависит от близости к линии фронта и составляет от 0,1 до 1,0 км, вертикальная протяженность — от 2 до 3 км, иногда до 5 км и больше. Сливаясь с высоко-слоистыми и перисто-слоистыми облаками, они могут в отдельных случаях занимать по вертикали большую часть тропосферы. Состоят из переохлажденных капель и ледяных кристаллов. Из облаков выпадает обложной дождь или снег.

Слоистые облака. Обычно представляют собой сплошной однородный слой серого цвета, иногда разорванный и клочковатый. Высота нижней границы, как правило, 0,1—0,7 км, а при разорванных облаках может быть и ниже. Иногда сливаются с туманом. Вертикальная протяженность чаще всего 0,2—0,8 км. Состоят из

мелких капель, в холодную половину года — из переохлажденных с примесью ледяных кристаллов — снежинок. Из них иногда выпадает морось, при отрицательной температуре — мелкий снег или снежные зерна.

Облака вертикального развития. Представляют собой отдельные плотные облачные массы, значительно развитые по вертикали. Нижняя граница облаков обычно расположена в нижнем ярусе, а верхняя — нередко в среднем и даже в верхнем ярусе. Здесь наблюдаются две основные формы облаков: кучевые и кучево-дождевые.

Кучевые облака. По внешнему виду — плотные облака, развитые по вертикали с плоским основанием и кучевообразными вершинами. Вершины облаков иногда бывают плоскими, что свидетельствует об отсутствии благоприятных условий для вертикального развития облаков. Высота нижней границы может изменяться в довольно широких пределах, однако в умеренных широтах чаще всего она составляет 0,8—1,5 км. Вертикальная протяженность этих облаков — от сотни метров до нескольких километров. Облака состоят из капель воды, при отрицательных температурах капли переохлажденные. Осадки из них в умеренных широтах не выпадают, но в тропической зоне облака иногда сопровождаются ливневыми дождями.

Сильно развиты по вертикали мощные кучевые облака. Их вертикальная протяженность может быть в 1,5—2 раза больше длины основания облака.

При благоприятных условиях отдельные облака могут сливаться друг с другом и с обычными кучевыми облаками, образуя сплошные нагромождения облаков разной мощности, переходящих в кучево-дождевые облака.

Кучево-дождевые облака. Это значительно развитые по вертикали горообразные облачные массы с волокнистой подобно перистым облакам верхней частью. В холодное полугодие верхняя часть облака может быть плоской. Облака обычно имеют просветы между отдельными облачными образованиями, но, учитывая их горизонтальную (до нескольких десятков километров) протяженность, они могут покрывать все небо. Высота их нижней границы разная: от 0,4—0,8 до 1—2 км. Вертикальная протяженность — от 3—4 до 10 км и даже до тропопаузы. Облака имеют смешанное строение: в верхней части — кристаллические с присутствием переохлажденных капель, в нижней части — капельно-жидкие с примесью снежинок, дождя, крупы, града (в зависимости от температур воздуха).

По происхождению все облака делятся на следующие виды:

кучевообразные. Основной причиной их возникновения является адиабатическое охлаждение в результате различного вида конвекции. К ним относятся кучевые, кучево-дождевые, высококучевые (плющевидные и башенкообразные);

слоистообразные. Возникают главным образом в результате упорядоченного подъема и охлаждения воздуха в зонах атмо-

сферных фронтов. К этому виду относятся слоисто-дождевые, высокослоистые, перисто-слоистые, перистые;

и о л и н е т о о б р а з н ы е. Появляются при волновых движениях на задерживающих слоях воздуха. К ним относятся слоистые, большая часть видов слоисто-кучевых, высоко-кучевых, перисто-кучевых и перистых.

4.4. Количество, высота облаков и ее изменчивость

Количество облаков выражается в баллах. Один балл составляет одну десятую часть покрытия неба облаками, 10 баллов — полное закрытие, 5 баллов — закрытие половины небосвода облаками. Степень покрытия неба облаками называется **облачностью**. Термин «облачность» используется также и для обозначения облаков вообще. В этом случае понятия «облачность» и «облака» имеют одинаковый смысл.

Для оценки метеорологических условий полетов важно знать не только общее количество облаков, но также количество и форму облаков нижнего яруса. Поэтому на карты погоды наносят как данные об общем покрытии неба облаками (общая облачность), так и данные о количестве и форме облаков, имеющих основание на высотах до 2000 км.

Высота нижней границы облаков — это расстояние по вертикали от земной поверхности до нижнего основания облаков. Она является очень важной характеристикой для оценки метеорологических условий полетов. В сети гидрометеорологических станций и аэропортах измеряется разными способами в зависимости от оснащенности метеорологического подразделения техническими средствами. Для определения высоты облаков используются шары-пилоты, прожекторы, светолокаторы, регистраторы нижней границы облаков, радиолокаторы. Ее можно определять с помощью самолетов и вертолетов.

Шар-пилот. До начала его пуска определяется вертикальная скорость подъема, а при выпуске фиксируется время начала полета и в последующем — момент достижения шар-пилотом нижней границы облаков (раздельно, когда шар-пилот начал «туманиться» и когда он «скрылся»). Высота облаков определяется умножением времени полета на скорость подъема.

Для наблюдения в темное время суток к шар-пилоту прикрепляется легкий фонарик. На проведение наблюдения затрачивается значительное время. Кроме того, при облаках с количеством менее 5 баллов им пользоваться практически нельзя, поэтому шар-пилотный метод имеет ограниченное применение для обеспечения авиации.

Прожектор используется в темное время суток. Луч прожектора направляется вертикально вверх на облака. На некотором расстоянии от прожектора ($L \approx 500$ м) теодолитом определяется угол, под которым видно пятно на облаке от луча прожектора

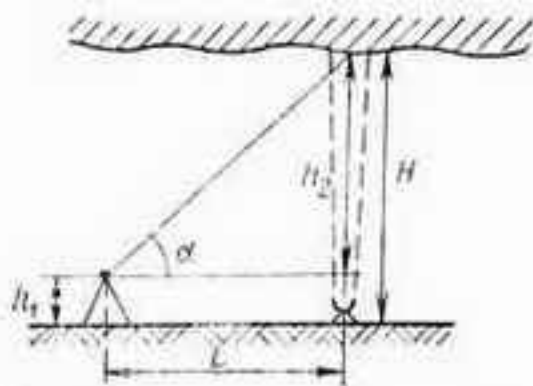


Рис. 4.2. К определению высоты облаков прожектором

(рис. 4.2). Высота облаков рассчитывается по формуле

$$H = h_1 + h_2, \quad (4.3)$$

где h_1 — высота теодолитной установки; h_2 — высота от теодолита до НГО;

$$h_2 = L \operatorname{tg} \alpha,$$

здесь L — расстояние от прожектора до теодолита (длина базы); α — угол, под которым наблюдается пятно на облаке от луча прожектора.

Светолокатор — измеритель высоты облаков (ИВО). Это дистанционный прибор, с помощью которого измеряется высота нижней границы облаков в темное и светлое время суток, если нет тумана и осадков. Прибор позволяет измерять высоту облаков в пределах от 50 до 2000 м с погрешностью около $\pm 10\%$ высоты.

Светолокатор имеет передатчик, приемник, пульт управления и соединительные кабели. Передатчик и приемник устанавливаются на открытом месте на расстоянии от 6 до 10 м друг от друга. Пульт управления находится в помещении. Мощные фазоразрядные световые импульсы лампы передатчика, отражаясь от параболического зеркала, направляются вверх к облакам. Отразившись от облаков, световые импульсы попадают в приемник. Здесь они преобразуются в электрические сигналы и подаются на электронно-лучевую трубку (ЭЛТ).

Изображение высоты нижней границы облаков на экране ЭЛТ создается в виде волны. Высота облаков измеряется по времени прохождения светового импульса от передатчика до облаков и обратно до приемника.

Регистратор высоты нижней границы облаков (РВО-2) является модификацией ИВО. Он работает по принципу, аналогичному принципу светолокатора. Результаты наблюдений записываются на ленте. Высота облаков измеряется в интервале от 50 до 1500 м с погрешностью около $\pm 10\%$ высоты, регистрация осуществляется для высот от 50 до 1000 м.

При определении высоты нижней границы облаков с помощью ЛА за высоту облаков принимается та высота, определяемая по барометрическому высотомеру, на которой пилот при входе в облака теряет четкую видимость естественного горизонта, хотя наземные ориентиры сквозь дымку просматриваются. В том случае, когда горизонт размыт (в подоблачном слое наблюдается дымка или идут осадки), высота нижней границы облаков определяется по исчезновению видимости наиболее удаленных ориентиров.

Если количество облаков нижнего яруса менее 5 баллов и высоту их нельзя определить инструментально, она определяется визуально. Во время полетов на помощь приходит информация о высоте,

получаемая от экипажей ЛА. Высоту облаков можно определить и с помощью радиолокатора.

При низкой слоистой облачности приборы, основанные на разных методах измерения высоты, могут давать расхождения в значениях высоты. Каждый метод (шар-пилотный, прожекторный, светолокационный, самолетный и др.) фиксирует различную часть облака (рис. 4.3). Например, полная потеря видимости естественного горизонта с самолета в среднем отмечается на 80 м ниже уровня, на котором начинает «туманиться» в облаках шар-пилот. Потеря вертикальной видимости с борта самолета наступает в среднем на 120 м выше уровня потери видимости горизонта. Соответствующие расхождения бывают также и при одновременном измерении высоты нижней границы облаков (НГО) с самолета и с помощью светолокатора.

Согласно документам, регламентирующим полеты и их метеорологическое обеспечение, установлен порядок действий, которые необходимо предпринять, чтобы получить более всестороннюю информацию о высоте. Когда сведения о нижней границе облаков, полученные от экипажей ЛА при посадке, отличаются от результатов измерений по приборам, по требованию диспетчера или руководителя полетов техник-наблюдатель производит контрольное измерение высоты облаков, результаты которого и считаются окончательными.

Структура нижней границы низких облаков. Нижняя граница низких облаков, особенно слоистых, имеет сложную структуру. Она не является ровной, резко очерченной поверхностью, а представляет собой слой переменной оптической плотности. Под

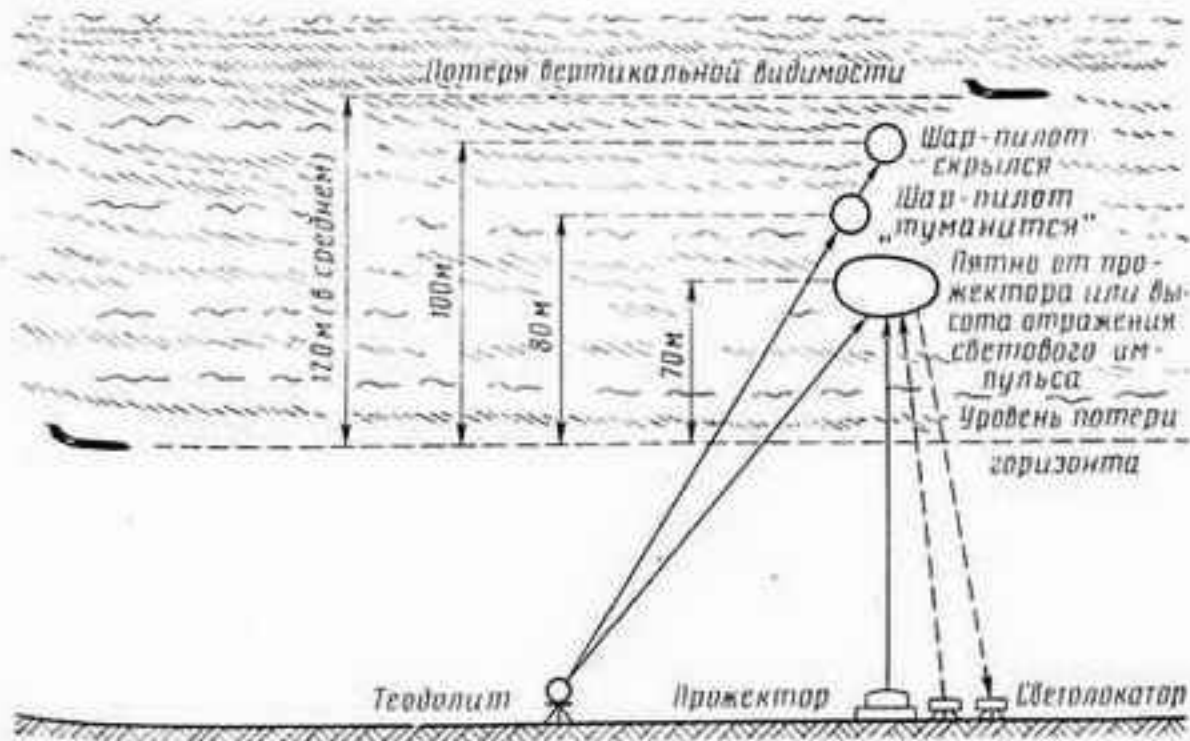


Рис. 4.3. Результаты измерений высоты НГО разными способами

плотной частью облака находится предоблачный слой, в котором можно выделить две части: слой от уровня конденсации до «видимой» части облака — слой дымки и слой от нижней границы облака до наиболее плотной его части — переходный слой (рис. 4.4).

Предоблачный слой слоистых облаков обычно имеет толщину 100—150 м, иногда 200 м. У слоисто-кучевых облаков нижняя граница оформлена более четко, толщина предоблачного слоя равна в среднем 50 м.

Нижняя граница облаков находится в колебательном движении, причем на упорядоченные волновые движения накладываются неупорядоченные волны разной длины, так что общее колебание высоты слоистых облаков за короткое время может быть до 200—300 м. Именно ввиду сложной структуры нижней границы низких слоистых облаков при измерении высоты фиксируется разная часть нижнего слоя облачности.

Высота нижней границы подоблачной дымки и ее толщина зависят от температуры и влажности воздуха у поверхности земли, а также от высоты нижней границы облака. Чем ниже облака, тем ближе к земной поверхности расположен и слой подоблачной дымки, а значит, хуже видимость у земли.

Изменчивость высоты НГО. Ввиду того что низкие облака слоистых форм образуются под воздействием сложных и разнообразных процессов, их нижняя граница часто существенно изменяется во времени и пространстве. Это изменение важно знать для оценки метеорологических условий взлета, посадки ЛА и полетов на малых высотах.

Колебание высоты НГО для любого пункта в общем случае складывается из систематических, периодических и случайных ее изменений. Систематические изменения определяются общей тенденцией изменения высоты, ее понижения или повышения.

Высота облаков понижается, например, при приближении к данному пункту теплого фронта. Систематические изменения вы-

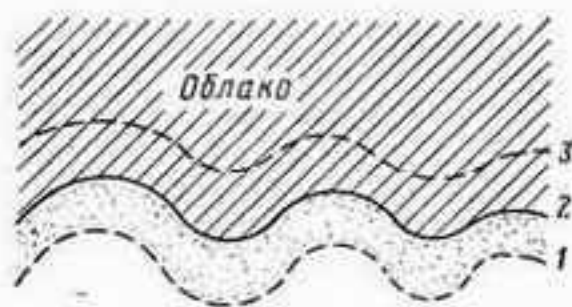


Рис. 4.4. Схема структуры нижней границы низких слоистых облаков:

1 — уровень конденсации (нижняя граница предоблачного слоя, начало слоя подоблачной дымки); 2 — нижняя граница облака; 3 — верхняя граница предоблачного слоя; 1—2 — слой дымки; 2—3 — переходный слой; 1—3 — предоблачный слой

соты облаков обуславливаются главным образом синоптическими процессами и суточным ходом температуры и влажности. Периодические изменения имеют волновой характер и определяются особенностями воздушных течений на малых высотах. Случайные изменения — неупорядоченные колебания, вызванные в основном турбулентными движениями. Все эти виды колебаний могут появляться одновременно и накладываться друг на друга, взаимно погашать или, наоборот, усиливать колебания высоты. По-

этому временная и пространственная изменчивость высоты НГО нередко может быть значительной.

Измерения высоты облаков показывают, что, например, через 1 мин изменение высоты в 90% не превышает 20 м, но в отдельных случаях может быть до 80—100 м и даже 150 м. Через 15 мин изменения высоты облаков в пределах до 20 м составляют 75% случаев, а крайние изменения — до 300 м.

При измерениях через 1 ч изменчивость высоты до 20 м имеет повторяемость 57%, а в 1% случаев высота может изменяться более чем на 300 м.

С увеличением высоты НГО ее изменчивость во времени в среднем несколько уменьшается. Наибольшую изменчивость высоты нижней границы облаков имеют разорванно-слоистые и слоистые облака.

Наиболее устойчива высота нижней границы у слоисто-кучевых облаков.

Для обеспечения посадки ЛА нужны данные не только о временной, но и пространственной изменчивости высоты НГО. Величина изменения высоты Δh может характеризовать условия посадки, особенно в тех случаях, когда высота НГО близка к высоте, предусмотренной минимумом.

Если НГО четко выражена и устойчива во времени и пространстве, ее различия над дальним приводным радиомаркером (ДПРМ) и ближним (БПРМ) невелики. При значительной же пространственной изменчивости высоты не исключается возможность того, что на глиссаде снижения после выхода самолета под облака он снова попадет в зону пониженных облаков и экипаж потеряет наземные ориентиры.

Пространственная изменчивость зависит от характера облаков (например внутримассовые или фронтальные), их формы и сезона года. Фронтальная облачность более изменчива, чем внутримассовая.

Среднеквадратические изменения высоты нижней границы σ_h для разных значений средних высот (кривые линии) и разных расстояний r от пункта наблюдения (аэропорта) приведены на рис. 4.5. Например, при средней высоте облаков 200 м на территории радиусом до 20 км величина среднеквадратического изменения $\sigma_h = 50$ м, а при средней высоте 400 м на территории радиусом 30 км $\sigma_h = 96$ м.

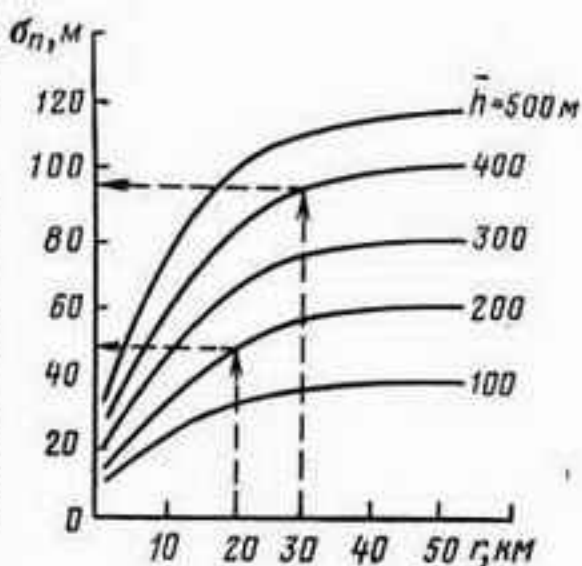


Рис. 4.5. Среднее квадратическое отклонение высоты НГО σ_h в зависимости от расстояния до пункта наблюдения

4.5. Влияние низкой облачности и ограниченной видимости на работу ГА

Облака и ограниченная видимость значительно осложняют работу авиации. С облаками связаны грозы, смерчи, интенсивные осадки, град, гололед, затрудняющие полеты, а часто исключающие возможность их выполнения. При туманах, метелях, пыльных бурях, создающих плохую видимость, полеты нередко осуществлять невозможно.

При низкой облачности и ограниченной видимости затрудняются взлет, посадка ЛА, особенно полеты на малых высотах. Такие условия обычно создаются в зонах атмосферных фронтов. Однако и в однородных воздушных массах нередко формируются обширные зоны с низкой облачностью и плохой видимостью.

Для обеспечения безопасности полетов предварительно всесторонне изучается метеорологическая обстановка, особенно состояние облачности и дальности видимости. Чтобы взлет, полет и посадка ЛА были безопасными в сложных метеорологических условиях, необходимо наличие определенных минимальных значений высоты нижней границы облаков и дальности видимости. Для этого введены минимумы погоды — минимально допустимые значения высоты НГО и видимости, при которых обеспечивается безопасность полета ЛА. Устанавливаются минимумы для взлета и посадки. Параметры минимумов определяются применительно к конкретному типу ЛА с учетом его летных характеристик, бортового и наземного оборудования, размеров ВПП, рельефа местности и препятствий в секторах взлета и посадки.

Осуществляя полеты на малых высотах, пилоты значительно чаще встречаются с метеорологическими явлениями, затрудняющими пилотирование и самолетовождение, а нередко исключающими возможность осуществления полета.

В холодный период года чаще, чем в теплый, основными метеорологическими факторами, осложняющими полеты, являются низкие облака слоистых форм и ограниченная видимость в подоблачном слое. Низкие облака осложняют полеты не только тем, что высота их нижней границы расположена на небольшой высоте, но еще и тем, что эта граница имеет сложное строение, не является ровной, испытывает колебания.

Если полет выполняется под низкими облаками, определить местоположение ЛА труднее, чем при их отсутствии. При полетах по правилам визуального полета распределение внимания между визуальным наблюдением и контролем высоты по приборам существенно изменяется.

При полетах под низкими облаками значительно осложняется пилотирование ЛА, внимание пилота частично отвлекается на плотность и цвет облаков, их чередование с просветами, на явления, связанные с облаками (например, осадки, обледенение). Порядок распределения и переключения внимания на приборы нарушается, качество пилотирования снижается.

Из-за ограничения видимости осложняется обнаружение и опознавание наземных ориентиров. В условиях дымки наземные ориентиры при полетах на малых высотах обнаруживаются на меньших расстояниях, чем без дымки. В этих случаях возрастает опасность потери ориентировки.

Метеорологические условия полетов в каждой из форм облаков имеют свои особенности.

Метеорологические условия полетов в волнистообразных облаках. К волнистообразным облакам относятся: в нижнем ярусе — слоистые и слоисто-кучевые облака, в среднем — высоко-кучевые, в верхнем — перистые и некоторые виды перисто-кучевых. Эти облака образуются часто, и встреча с ними в полете — обычное явление.

Слоистые облака, как правило, образуются в подыверсионном слое, когда воздух здесь становится насыщенным. Высота НГО обычно небольшая, облака иногда опускаются до 50 м и даже до земной поверхности. Колебания высоты НГО могут быть значительными на сравнительно небольших расстояниях. Поэтому визуальные полеты под облаками очень затруднены. В пересеченной местности вершины возвышенностей могут закрываться облаками, что резко снижает безопасность полетов. Горизонтальная протяженность облаков сильно зависит от синоптических условий, их формирования и составляет несколько сот, а в отдельных случаях и тысяч километров.

При разной высоте НГО характер их верхней границы особенно в теплый период года неодинаков. Поэтому вид верхней границы облаков (ВГО) в определенной мере дает возможность судить о НГО. Если верхняя кромка облаков «спокойная», ровная, у земной поверхности нет значительных восходящих движений, высота облаков небольшая. В случаях бугристой, клубящейся верхней границы, особенно тогда, когда она пробивается мощными кучевыми облаками, нижняя граница чаще всего больше 300 м.

В зависимости от температуры воздуха облака могут быть капельно-жидкими и кристаллическими. Водность облаков небольшая — сотые и десятые доли грамма на 1 м³. При отрицательной температуре чем больше водность, тем при остальных равных условиях вероятнее и интенсивнее обледенение ЛА. Обледенение наиболее интенсивно в средней и верхней частях облачного слоя, состоящего из переохлажденных капель. Дальность видимости в облаках обычно не более 300 м, турбулентность в облаках, как правило, слабая, реже значительная и интенсивная, болтанка в них редкое явление.

Следует учитывать, что турбулентность той или иной интенсивности в облаках даже в волнистообразных и слоистообразных все же может быть. Она вызвана горизонтальными неоднородностями полей температуры и плотности воздуха в облаках, увеличением вертикальных градиентов температуры у ВГО, связанных с выхолаживанием здесь воздуха из-за испарения облачных капель и ледяных кристаллов, а ночью, кроме того, вследствие излучения.

В некоторых случаях у ВГО наблюдается значительное изменение ветра с высотой, что способствует турбулентности. Турбулентность — один из облакообразующих факторов, и, естественно, внутри облаков она обычно развита сильнее, чем в окружающем воздухе.

Слоисто-кучевые облака. Основные данные о высоте и вертикальной протяженности облаков приведены в параграфе 4.3. В холодное полугодие облака состоят в основном из переохлажденных капель, поэтому при продолжительном полете в них бывает умеренное обледенение. Дальность видимости в облаках от 35—45 до 70—80 м. В этих облаках наблюдается более интенсивная, чем в слоистых, турбулентность и при полете отмечается слабая или умеренная болтанка.

Высоко-кучевые облака формируются главным образом под инверсиями или над ними. В основном они капельно-жидкие, дальность видимости в них чаще всего 80—100 м. Турбулентность в облаках слабая или умеренная, что соответственно приводит к слабой или умеренной болтанке. Однако в тех случаях, когда высоко-кучевые облака образуются в зонах струйных течений, где наблюдаются значительные вертикальные сдвиги ветра, турбулентность и болтанка могут быть интенсивными. Почти всегда облака формируются на высотах с отрицательными температурами, поэтому в облаках имеются условия для обледенения ЛА.

Перистые облака образуются преимущественно в результате волновых движений под задерживающими слоями верхней тропосферы и под тропопаузой. На формирование облаков воздействует также турбулентность. Это наиболее высокие облака тропосферы. Ввиду кристаллической структуры и малой водности облаков дальность видимости в них лучше по сравнению с видимостью в других формах облаков и составляет от нескольких сот метров до 2 км и более. Полет в облаках обычно бывает спокойным, обледенения, как правило, нет, болтанка отсутствует или слабая, при длительном полете возможна электризация ЛА.

Метеорологические условия полетов в слоистообразных облаках.

Слоисто-дождевые облака типичны для фронтальной облачности. Наиболее характерной их чертой является значительная горизонтальная протяженность, поскольку условия для их формирования создаются на значительных по размеру территориях — там, где имеется упорядоченный подъем воздуха и его адиабатическое охлаждение. В своей верхней части облачная система состоит из ледяных кристаллов и мелких переохлажденных капель, в средней и нижней части — из более крупных капель и кристаллов. Кроме того, в облаках имеются дождевые капли и снежинки. Водность облаков изменяется от 0,6 до 1,3 г/м³. Поэтому наибольшую опасность для полетов представляет обледенение. Оно может быть во все сезоны года: в теплое полугодие на тех высотах, где температура ниже 0°С; в холодное полугодие на всех высотах. Особенно опасен полет в зоне переохлажденного дождя, возникающего преимущественно осенью и весной. Кроме того, во все сезоны года

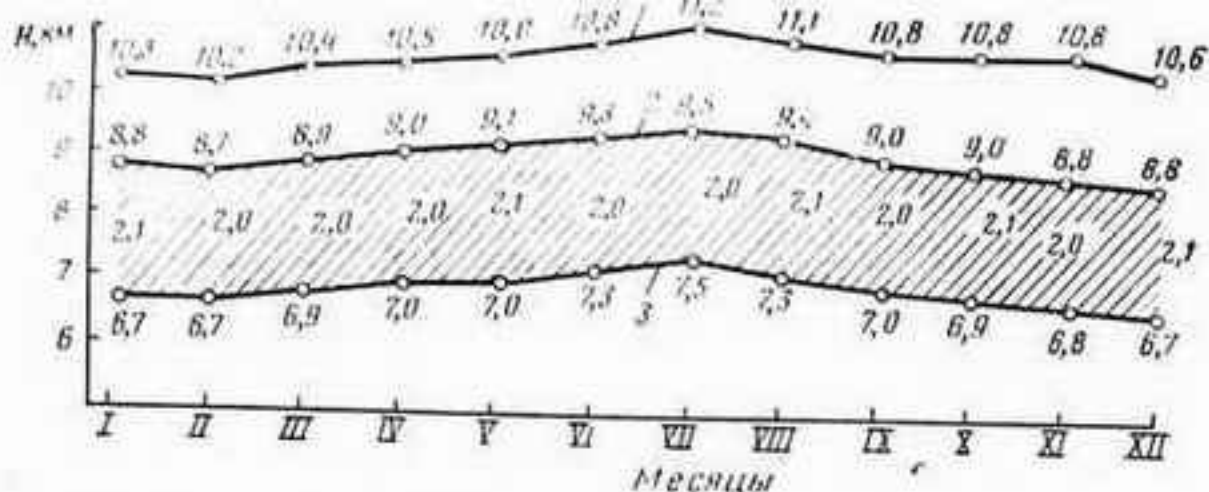


Рис. 4.6. Годовой ход средних высот тропопаузы (1), верхней (2) и нижней (3) границ облаков верхнего яруса над европейской территорией СССР

при полете в облаках на ЛА могут образоваться значительные электростатические заряды.

Высоко-слоистые облака в типичном случае — это также составная часть фронтальных облачных систем. Для них, как и для слоисто-дождевых, характерна большая горизонтальная протяженность, так как условия их образования во многом аналогичны. Фронтальные высоко-слоистые облака обычно состоят из смеси переохлажденных капель и кристаллов льда, внутримассовые — преимущественно только из кристаллов льда. Водность облаков небольшая — десятые доли грамма в 1 м^3 . При полете в облаках, особенно длительном, может возникнуть обледенение ЛА. Видимость в облаках от нескольких десятков до нескольких сотен метров, турбулентность слабая, полет, как правило, не сопровождается болтанкой, нередко возникают заряды статического электричества.

Перисто-слоистые облака чаще всего имеют фронтальное происхождение. Во фронтальных облачных системах обычно представляют собой самостоятельный облачный слой, не смыкающийся с верхней границей высоко-слоистых и слоисто-дождевых облаков. Однако в передних частях развивающихся циклонов, где интенсивным упорядоченным подъемом воздуха охвачена большая часть тропосферы, перисто-слоистые облака могут сливаться с облачной системой $As-Ns$, образуя единую по вертикали облачную массу. Границы облаков имеют годовой ход, аналогичный годовому ходу тропопаузы, что видно из примера, приведенного на рис. 4.6. Здесь приведены все облака верхнего яруса независимо от их формы, однако перисто-слоистые облака имеют наибольшую вертикальную протяженность и их значение в характеристике облаков особенно существенно.

Наиболее значительные по толщине перисто-слоистые облака наблюдаются в средних широтах, где активна циклоническая деятельность, особенно в Западной Европе, в западных и северных районах европейской территории СССР и в Прибалтике. В Сред-

ней Азии и в Закавказье, где воздух обычно суше, облака формируются более тонкими. Меньше, чем в средних широтах, высоты и вертикальная протяженность также у перисто-слоистых облаков в Арктике. Перисто-слоистые облака — кристаллические облака с водностью, равной сотым и тысячным долям грамма в 1 м³. Обледенение возможно лишь при полетах на больших скоростях. Турбулентность в облаках обычно слабая, полет в них бывает, как правило, без болтанки. Лишь в плотных облаках, связанных со струйными течениями, возможна слабая или умеренная болтанка. В целом болтанка может иметь повторяемость, составляющую более 70% случаев полетов в перисто-слоистых облаках. Дальность видимости изменяется от нескольких сот метров до нескольких километров, в том числе на интервалы от 0,5 до 2 км приходится около 60% случаев. В плотных перисто-слоистых облаках создаются благоприятные условия для электризации ЛА.

Метеорологические условия полетов в облаках вертикального развития.

Кучевые облака — типичные облака хорошей погоды теплого полугодия. Они имеют высоту нижней границы обычно от 600 до 1200 м, вертикальную протяженность (толщину) — несколько сот метров. Высота их и толщина изменяются в зависимости от широты места, влагосодержания воздуха, его температуры и синоптической обстановки. Чем меньше широта, меньше влагосодержание и выше температура воздуха, тем больше высота облаков. В арктическом воздухе, приходящем на континент, высота облаков ниже по сравнению с облаками, образующимися в воздухе умеренных широт.

Облака состоят из водяных капель, и обледенения в них практически не бывает. Обледенение возможно весной и осенью, когда в них содержатся переохлажденные капли. Видимость в облаках плохая (35—45 м), что наряду с турбулентностью, вызывающей болтанку, осложняет полеты. Облака не покрывают всего неба, между ними бывают просветы и при полетах над ними, как правило, можно различить крупные ориентиры на земной поверхности. В целом кучевые облака больших затруднений для полетов не создают.

Мощные кучевые облака имеют примерно такую же высоту нижней границы, как и кучевые. Вертикальная протяженность их значительна. Облака капельно-жидкие, при отрицательной температуре в них возникает умеренное и сильное обледенение. Полеты в них значительно осложняются из-за интенсивной турбулентности и плохой видимости. В облаках наблюдаются сильные восходящие и нисходящие потоки воздуха, имеющие скорость до 10—15 м/с и более. Интенсивная турбулентность может обуславливать болтанку ЛА с перегрузками выше допустимых. Поэтому преднамеренно заходить в мощные кучевые облака запрещается.

Кучево-дождевые облака. В этих облаках создаются наиболее опасные условия для полетов. Высоты нижней и верхней границ облаков над ЕТС по многочисленным эксперименталь-

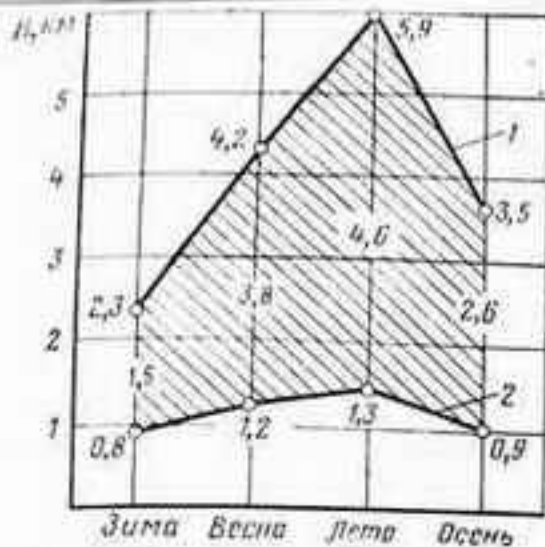


Рис. 4.7. Годовой ход средних значений высот верхней (1) и нижней (2) границ кучево-дождевых облаков и их вертикальной протяженности



Рис. 4.8. Средняя высота верхней (1) и нижней (2) границ кучево-дождевых облаков и их вертикальная протяженность летом в зависимости от расположения пункта

ним данным представлены на рис. 4.7 и 4.8. Высоты и вертикальная протяженность облаков имеют хорошо выраженный годовой ход с наибольшими величинами летом и наименьшими зимой, а также увеличением этих характеристик от северных широт к южным. Вершины облаков, достигших особенно сильного развития, могут доходить до тропопаузы, а иногда пробивать ее и проникать в нижние слои стратосферы. Горизонтальная протяженность облаков чаще всего составляет несколько десятков километров. В облаках наблюдается турбулентность. Восходящие и нисходящие потоки воздуха могут иметь скорость 30 м/с и более. Особенно опасна передняя часть облака, где наблюдается крутящийся вал, с горизонтальной осью вращения (шкваловый вихрь). Облака часто сопровождаются шквалом. В облаках возможно интенсивное обледенение. Выпадающие осадки в ряде случаев сопровождаются грозами.

Все эти метеорологические явления в совокупности и создают опасность для полетов. Документы, регламентирующие полеты, требуют обхода кучево-дождевых облаков на расстоянии не менее 10 км.

4.6. Осадки и их влияние на полеты

ст 85-88

Причины образования осадков. Капли воды и кристаллы льда, выпадающие из облаков или осаждающиеся из воздуха на земную поверхность, называются осадками.

Облака и туманы состоят из капель и снежинок. Для выпадения капель и снежинок из облаков им необходим достаточно большой размер. Следовательно, не из всех облаков выпадают осадки,