



## 5. ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВОЗДУХА В АТМОСФЕРЕ

### 5.1. ГАЗОВЫЙ СОСТАВ

В состав воздуха входят четыре группы веществ (табл. 1.14).

1. *Главные газы* – азот  $N_2$ , кислород  $O_2$  и аргон  $Ar$ , постоянные и преобладающие до высот турбопаузы. К ним можно отнести и водяной пар  $H_2O$ , хотя количество его в различных областях атмосферы очень неодинаково.

2. *Малые постоянные газы*, также устойчивые химически, но имеющиеся лишь в небольшом количестве: углекислота  $CO_2$ , озон  $O_3$ , метан  $CH_4$ , закись азота  $N_2O$ , водород  $H_2$ , а также пассивные "благородные газы" – гелий  $He$ , неон  $Ne$ , криптон  $Kr$  и ксеон  $Xe$ , на свойствах которых мы не будем далее останавливаться. Многие другие малые газы попадают в атмосферу как загрязнение воздуха в промышленных районах.

3. *Свободные радикалы*, неустойчивые и ненасыщенные химические частицы и молекулы (называемые иногда "свободными радикалами"), концентрация которых мала, но химическая и оптическая активность велика: гидроксил  $OH$ , атомарный кислород  $O$ , хлор  $Cl$  и пр.

4. *Аэрозоль* – твердые и жидкие мельчайшие частицы различных веществ: солей, минеральной пыли, капель растворов и пр., плавающие в воздухе.

Таблица 1.14

Газовый состав атмосферы (без учета водяного пара)

Газ	Молекула	Концентрация		Молекулярный вес (средний)	Потенциал, эВ	
		$P_i/P$ , %	Толщина слоя, см		Диссоциация	Ионизация
Азот	$N_2$	78,084		28,013	9,76	15,58
Кислород	$O_2$	20,946		32,000	5,115	12,08
Аргон	$Ar$	0,934		39,948		15,755
Углекислота	$CO_2$	0,0336		44,010	5,45	13,79
Неон	$Ne$	$1,818 \times 10^{-3}$	14,56	20,183		21,599
Гелий	$He$	$5,24 \times 10^{-4}$	4,19	4,003		24,58
Метан	$CH_4$	$1,6 \times 10^{-4}$	1,16	16,0	4,4	12,99
Криптон	$Kr$	$1,14 \times 10^{-4}$	0,91	83,80		
Водород	$H_2$	$5 \times 10^{-5}$	0,4	2,016	4,476	15,426
Закись азота	$N_2O$	$3,5 \times 10^{-5}$	0,28	44,013		
Озон	$O_3$	Перемена	0,30	48,0	1,09	12,80
Ксенон	$Xe$	$7,8 \times 10^{-6}$	0,07	131,3		

*Азот ( $N_2$ )*. Азот составляет 78,9 % воздуха по объему, очень инертен, не участвует в поглощении и излучении радиации, химически не активен. Чтобы разбить молекулу  $N_2$  на атомы  $N+N$ , нужна энергия 9,76 эВ – большая, чем, например, для диссоциации молекулы кислорода  $O_2$  – 5,11 эВ. По-



этому ясно, что атомарный азот может появляться в атмосфере лишь на очень больших высотах – более 300 км, где уже мало  $O_2$ . В частности, спектральная линия атомарного азота с  $\lambda = 0,52$  мкм лишь очень редко бывает видна в спектрах полярных сияний, в которых светится в основном кислород  $O$ . Спектры показывают, что молекулярный азот присутствует в атмосфере до высот более 1000 км.

*Кислород ( $O_2$ ).* Молекулярный кислород – второй по количеству (20,95 % по объему) газ атмосферы, нужный для дыхания почти всех живых организмов и являющийся в этом смысле источником жизни на Земле. Он выделяется в атмосферу растениями при усвоении ими на свету углекислоты атмосферы при реакциях вида  $H_2O + CO_2 = HCOH + O_2$ . Кислород делает атмосферу – "сферу дыхания" в точном переводе – пригодной для обитания человека и животных. Он тем более важен для них, что образует также озон – трехатомный кислород  $O_3$ , предохраняющий жизнь на поверхности Земли от губительной ультрафиолетовой радиации Солнца. В верхней атмосфере эта ультрафиолетовая радиация с  $\lambda < 0,242$  мкм и с квантами энергии больше 5,11 эВ диссоциирует молекулы  $O_2$  на атомы  $O + O$ . Эти атомы, возбуждаемые ударами солнечных электронов, могут светиться в полярных сияниях на высотах более 100 км или, ионизуясь теми же электронами, образовывать верхнюю часть ионосферы – слой  $F_2$ .

*Углекислый газ ( $CO_2$ ).* Этот малый газ очень важен для жизни на Земле. Его усваивают наземные растения и водоросли океана, создающие путем фотосинтеза свое органическое вещество – пищу для животного мира и человека. Кроме того,  $CO_2$  поглощает в атмосфере тепло, приходящие от Солнца, «утепляя» существенно наш климат. Поэтому присутствие углекислого газа в воздухе и его изменения очень существенны для человечества.

Есть данные, что в стратосфере содержание  $CO_2$  на  $3,5 \cdot 10^{-6}$  меньше, чем в тропосфере, вероятно, из-за частичного фотохимического разрушения молекул  $CO_2$  солнечной радиацией с  $\lambda < 0,176$  мкм. Выше 80 км, по-видимому,  $CO_2$  разрушен полностью.

*Озон ( $O_3$ ).* Это газообразный трехатомный кислород, примешан к воздуху атмосферы в количестве в целом  $4 \cdot 10^{-7}$  по объему. Присутствие озона очень важно, это своего рода "щит", предохраняющий жизнь на Земле – растений, животных и человека – от опасной ультрафиолетовой радиации Солнца с длиной волны менее 0,308 мкм – радиации, разрушающей ДНК живых клеток.

Большую часть ультрафиолетовой радиации с  $\lambda < 0,308$  мкм (около 1,1 % всей солнечной энергии) озон сейчас поглощает на высоте 35 км, сильно нагревая там атмосферу. Для нижней атмосферы, однако, тепловое влияние озона незначительно. Главный слой озона расположен выше тропопаузы (выше 16 км) и его максимум находится на высотах 21...26 км в зависимости от широты местности: на экваторе – 26 км, средних широтах – 21 км. В полярных районах за счёт уменьшения толщины тропосферы озоновый слой опускается до 12...20 км с максимумом концентрации на высотах 11...15 км.

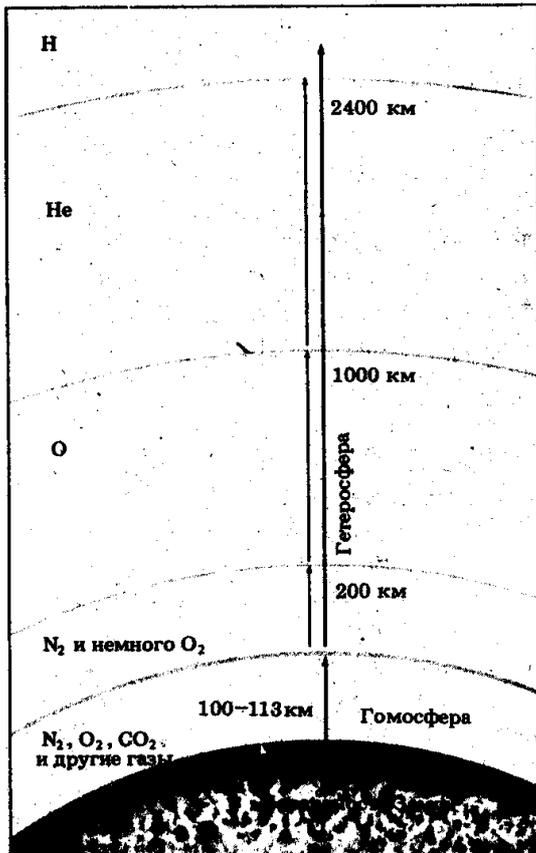


Рис. 1.15 Изменение газового состава воздуха в атмосфере с высотой

Молекула озона состоит из трех атомов кислорода, расположенных в вершинах равнобедренного треугольника с боковой стороной 0,128 нм и углом при вершине  $116^\circ 49'$ . Для того чтобы разложить ее на молекулу  $O_2$  и атом  $O$ , нужна энергия 1,09 эВ. В свою очередь для образования  $O_3$  нужны свободные атомы кислорода  $O$ . Они образуются при поглощении молекулой  $O_2$  квантов солнечной радиации с энергией  $h\nu > 5,11$  эВ — ультрафиолетовой радиации с длиной волны  $\lambda \leq 0,242$  мкм. Реакцию эту можно записать в виде:



*Малые газы.* В атмосфере, сравнительно равномерно в обеих ее полушариях, присутствуют и другие постоянные малые газы, играющие заметную биологическую или геофизическую

роль. Для атмосферы Земли имеют важное значение метан  $CH_4$  и закись азота  $N_2O$ , поскольку они обладают полосами поглощения в инфракрасной области спектра и усиливают поэтому «парниковый эффект», утепляя тропосферу, по некоторым оценкам в целом на 0,6 ... 0,7 К.

До высоты около 106 км в гомосфере (рис. 1.15) основные газы атмосферы – азот, кислород, углекислый газ и аргон – хорошо перемешаны течениями воздуха, и в этом смысле состав атмосферы постоянный. Выше этого уровня (так называемой турбопаузы) в гетеросфере состав меняется: исчезают углекислота и водяной пар, образуется много атомарного кислорода  $O$  из молекул  $O_2$  и возникают ионы  $O^+$  и  $O_2^+$ , а также свободные электроны.

## 5.2. ТЕМПЕРАТУРА

*Определение.* Температура воздуха – это характеристика его теплового состояния. В термодинамике температура определяется как мера кинетической энергии движения молекул воздуха и описывается формулой:  $T = (2/3) \cdot mV^2$ , где  $V$  - скорость молекул воздуха. Измеряется в градусах по относительной шкале Цельсия или по абсолютной шкале Кельвина. За точки отсчета в шкале Цельсия приняты: температура замерзания пресной воды – 0 °С (273,15 К по шкале Кельвина) и температура кипения воды при нормальном давлении – 100 °С (373,15 К по шкале Кельвина).

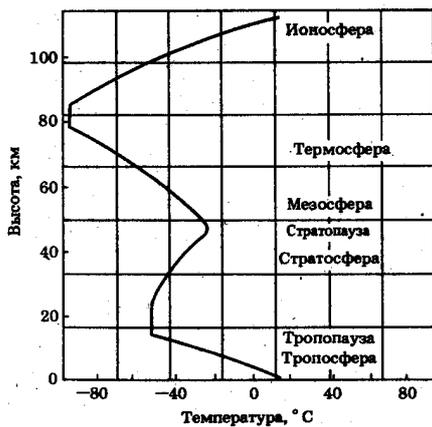


Рис. 1.16. Изменение температуры воздуха в атмосфере с высотой

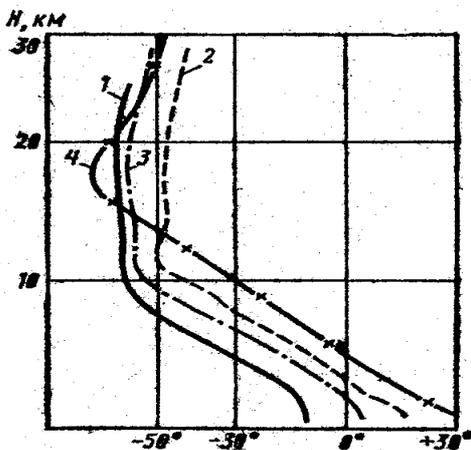


Рис. 1.17. Изменение температуры воздуха в атмосфере с высотой: 1, 2 – 59° с.ш. (зима и лето, Вологда); 3, 4 – 38° с.ш. (зима и лето, Ашхабад)

Высотное распределение температуры. Тепловой баланс в атмосфере определяется процессом лучистого теплообмена и зависит от сочетания двух величин: энергии поглощения (количество электромагнитного излучения, поглощённое молекулами газа) и энергии излучения (количество электромагнитного излучения молекул газа в линейчатом спектре). При этом возможны три сочетания: 1) горячий слой: если поглощенная энергия больше излучённой  $E_{\text{погл}} > E_{\text{изл}}$ , температура растёт, 2) пауза: если поглощенная воздухом энергия равна излучаемой  $E_{\text{погл}} = E_{\text{изл}}$ , то температура фиксированная, 3) холодный слой: если поглощенная энергия меньше излучённой  $E_{\text{погл}} < E_{\text{изл}}$ , температура падает.

Идеальное изменение температуры с высотой в соответствии с МСА показано на рис. 1.16. В атмосферных паузах: тропопаузе, стратопаузе, мезопаузе, – температура постоянна. "Охлаждаются" два слоя атмосферы – тропосфера и мезосфера, "греются" два других слоя – стратосфера и ионосфера.

*Широтное и сезонное изменения температуры.* Реально температура в тропосфере и нижних слоях стратосферы зависит от широты, времени года и



времени суток (рис. 1.17). Границы изменения колеблются от линий 2 и 4, которые называются – *горячей атмосферой* (лето) до линий 1 и 3, которые называются – *холодной атмосферой* (зима). При этом чем выше широта местности, тем холоднее тропосфера и тем быстрее (на меньших высотах) она "выхолаживается" до наступления тропопаузы.

### 5.3. ДАВЛЕНИЕ

*Определение.* Атмосферное давление – это сила, действующая на единицу горизонтальной поверхности площадью  $1 \text{ м}^2$ , вызываемая весом столба воздуха, простирающегося вверх через всю атмосферу. Чем плотнее воздух и выше столб, тем атмосферное давление больше: оно максимально на Земле и равно нулю на верхней границе атмосферы. Измеряется в международной системе СИ в паскалях:  $1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2$ . Достаточно широко распространены две альтернативные шкалы измерения: "ртутная" и "водная". В барометрах измерение атмосферного давления проводится путём уравнивания его столбом ртути и в качестве единицы измерения используется миллиметр ртутного столба –  $1 \text{ мм рт.ст.} = 133,333 \text{ Па}$ . Иногда для измерения давления прибегают к столбу воды, и тогда единицей измерения служит миллиметр водяного столба:  $1 \text{ мм вд ст} = 10 \text{ Па}$ .

*Широтное и сезонное изменения давления.* "Нормальным" давлением на уровне моря считается  $101,325 \text{ кПа}$ . На поверхности Земли давление изменяется в зависимости от высоты и состояния погоды и фиксируется на синоптических картах в виде изобарических линий с распределёнными между ними областями повышенного (гребни) и пониженного (ложбины) давления. Кроме того, фиксируются замкнутые барические области с вихревым движением воздуха: циклоны и антициклоны. *Циклон* – область низкого давления (минимумы) с вращением против часовой стрелки (в северном полушарии). Размеры часто превышают  $1000 \text{ км}$ , давление в центре в умеренных широтах до  $93,5 \text{ кПа}$ , а в тропиках до  $87,5 \text{ кПа}$ . *Антициклон* – область высокого давления (максимумы) с вращением по часовой стрелке (в северном полушарии). Размеры часто превышают  $1500 \text{ км}$ , давление в центре в умеренных широтах до  $108,5 \text{ кПа}$ , а в тропиках до  $105 \text{ кПа}$ . На Земле существуют "стабильные" области с устойчивым многомесячным (многолетним) расположением циклонов и антициклонов. Пояс циклонов размещается на востоке от Исландии и по периметру Антарктиды, пояс антициклонов – субтропиках над океанами в полосе  $30 \dots 35^\circ$  обоих полушарий (восходящие воздушные течения), а также над Восточной Сибирью (особенно зимой).

Кроме того, благодаря сезонному циклическому изменению средней температуры толщи "тропосфера + стратосфера" выше  $40^\circ \text{ с.ш.}$  формируются: *зимний околполярный циклон* (изобары в высоких широтах прогнуты вниз по сравнению с тропиками, преобладают западные муссонные ветры) и



летний околополярный антициклон (изобары в высоких широтах приподняты относительно более холодных тропических слоёв, преобладают восточные муссонные ветры).

*Высотное распределение давления.* Важнейшее физическое свойство атмосферы – асимптотическое убывание в ней плотности и давления с высотой. Это свойство оказывает определённое влияние на часть явлений, происходящих по мере увеличения высоты: в том числе сказывается на вертикальном распределении температуры, влажности и различных примесей, форме движения воздушных масс, оптических свойствах и др. Выражение, описывающее убывание давления с высотой, называется барометрической формулой:

$$P = P_0 e^{-gMz/RT} = P_0 e^{-z/H} \quad (1.7)$$

где  $H = R_B T/g$  – так называемая шкала высот, или высота однородной атмосферы. При  $0^\circ\text{C}$  –  $H = 7995,4$  м. Очевидно,  $H$  характеризует степень или меру изменений давления и плотности воздуха атмосферы с высотой (рис. 1.18). Необходимо заметить, что экспоненциальный характер изменения давления с высотой корректен и справедлив только для изотермических слоёв атмосферы

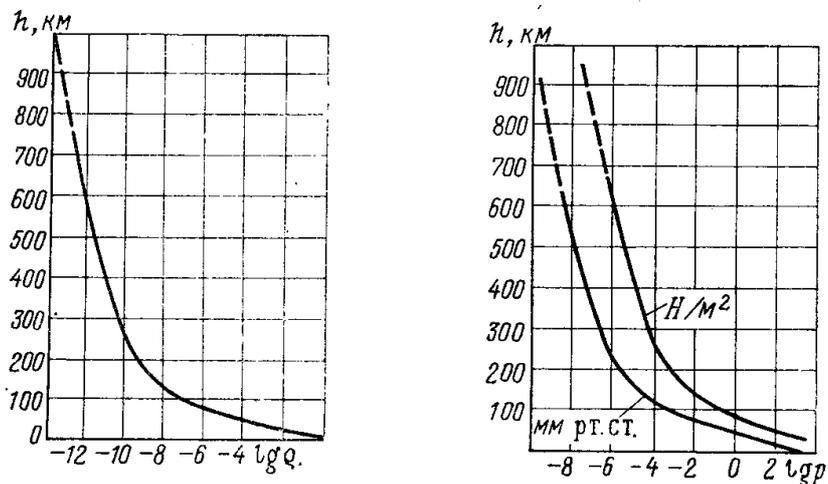


Рис. 1.18. Изменение давления и плотности воздуха в атмосфере с высотой

## 5.4. ПЛОТНОСТЬ ВОЗДУХА

*Определение.* Плотность воздуха – это отношение массы воздуха к его объёму. Непосредственно плотность воздуха не измеряют, а обычно вычис-



ляют с использованием уравнения состояния идеального газа для одного кг/м<sup>3</sup>:

$$\rho = \frac{P}{R \cdot T} \quad (1.8)$$

где:  $P$  – давление и  $T$  – температура воздуха,  $R$  – универсальная газовая постоянная. Плотность зависит от сочетания давления и температуры воздуха в данной точке: она тем больше, чем выше давление и ниже температура.

*Высотное распределение плотности.* В целом с высотой происходит экспоненциальное уменьшение плотности. В соответствии с МСА на уровне моря она составляет 1,225 кг/м<sup>3</sup>; на 5 км – 0,736; 10 км – 0,414; 15 км – 0,195; 20 км – 0,089; 25 км – 0,01; 50 км – 0,001; 100 км –  $5 \cdot 10^{-10}$ . Данный физический фактор налагает существенное ограничение на развитие авиации: в частности, аэродинамические ЛА (подъёмная сила за счёт скорости потока) возможны только в тропосфере. Стратосфера – "вотчина" аэростатов с лёгкими газами (гелий, водород) и баллистических ЛА (динамическое и реактивное движение). Более высокие слои доступны только ракетной технике.

В ионосфере однородный характер падения плотности нарушается двумя факторами. *Суточный колебание плотности:* состоит в достижении максимума плотности в околополуденное время и минимума в ночные часы. Происходит за счёт "разогрева" солнечным электромагнитным излучением. На высотах 100 ... 300 км суточный перепад плотности составляет 10 ... 30 %, а выше резко увеличивается: на 400 км – в 1,6 раза; на 500 км – в 3 раза; 600 км – 6 раз; 700 км – 11 раз. Это приводит к "подтормаживанию" спутников на дневной стороне. *Магнитосферное колебание плотности:* перепады плотности, вызванные изменением солнечной активности и магнитными бурями. В частности, на максимуме солнечной активности плотность резко возрастает на одинаковой орбите ионосферы: на высоте 200 км перепад составляет  $(2,3 \dots 3,8) \cdot 10^{-13}$  кг/м<sup>3</sup>; на 300 км –  $(1,6 \dots 6,1) 10^{-14}$ ; на 400 км –  $(2,5 \dots 16,5) 10^{-15}$ ; на 500 км –  $(5,0 \dots 56,5) 10^{-16}$ .

Плотность газов в ионосфере сказывается в основном на процессе схода с орбиты спускаемых аппаратов. Если высота орбиты выше 220 км, существует возможность поднять спутник на большую высоту. На высотах 150 ... 200 км имеется возможность управляемого входа в атмосферу путем создания тормозного импульса с запасом топлива 0,5 ... 2 т. На высотах ниже 150 км происходит самопроизвольный неуправляемый сход с орбиты в течение нескольких суток или даже витков.

## 5.5. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

*Определение.* В атмосферном воздухе всегда находится водяной пар, содержание которого называют *влажностью воздуха*. Для характеристики влажности воздуха используют несколько величин. *Абсолютная влажность*

$a$  – количество водяного пара, содержащееся в одном кубическом метре объёма, измеряется, как и плотность, в  $[\text{кг}/\text{м}^3]$ . *Удельная влажность  $d$*  (влагосодержание) – количество водяного пара, приходящееся на один килограмм сухого воздуха в рассматриваемой смеси, измеряется в  $[\text{кг}/\text{кг с.в.}]$ . *Упругость  $e$*  водяного пара – парциальное давление, создаваемое водяным паром среди остальных газов воздуха, измеряется в паскалях (мм рт.ст, мм вд.ст).

Поскольку состояние влаги в атмосфере связано не только с количеством водяного пара, но и с температурой воздуха, различают действительную (в данный момент времени) и предельную влажность. Под предельной подразумевается максимально возможное количество водяного пара, которое может находиться при данной температуре в паровом состоянии (состояние *насыщения*). Для описания используются следующие основные понятия. *Относительная влажность  $\varphi$*  – процентное содержание фактического количества водяного пара по отношению к состоянию насыщения. *Точка росы* – температура воздуха, при которой содержащийся в нём водяной пар с заданным влагосодержанием достигает состояния насыщения.

*Широтное и сезонное изменения влажности.* Водяной пар – самая изменчивая во времени и пространстве составляющая воздуха атмосферы. Его количество зависит от распределения суши и моря, снежного и ледового покрова, растительности и орошения, времени суток и высоты и т.п. Относительная влажность велика весь год (80 ... 85 %) над тропическими областями океанов и лесов. В пустынной области она резко убывает, в особенности над пустынями и степями Северной Америки, Африки, Азии и Австралии, где летом средние месячные значения влажности падают до 35 %, а в отдельных пустынях до 5 % и менее. В умеренных широтах влажность вновь существенно растёт: предельных максимальных значений достигает зимой над тёплыми течениями (в Шотландии до 88 ... 89 %), летом – над холодными (на Камчатке до 96 ... 97 %). На континентах влажность уменьшается в особенности летом до 40 ... 60 %. В высоких полярных широтах влажность зависит от сезона: летом она достаточно высокая 40 ... 80 %, однако зимой снижается до 10 % и ниже.

На континентах влажность уменьшается в особенности летом до 40 ... 60 %. В высоких полярных широтах влажность зависит от сезона: летом она достаточно высокая 40 ... 80 %, однако зимой снижается до 10 % и ниже.

*Высотное распределение влажности.* Вертикальное распределение водяного пара отражает процессы поступления пара в атмосферу, его переноса и удаления из

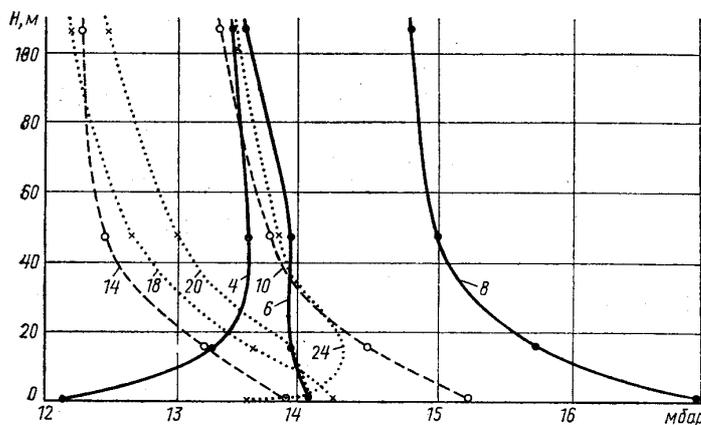


Рис. 1.19. Суточное изменение влажности воздуха в атмосфере с высотой (лето, Англия, ясный день): цифры у кривых – часы суток



воздуха (конденсация в облаках и дожди). В приземном слое наибольшее влияние на распределение пара по высоте оказывает время суток (рис. 1.19). В дневное время (*режим испарения*:  $de/dh < 0$ ) влагосодержание  $d$  с высотой резко убывает, причём утром (в 8 часов) значение упругости пара  $e$  максимально, а по мере прогрева воздуха уменьшается до минимума в 14 часов. Вечером (*режим конденсации*  $de/dh > 0$ ) по мере охлаждения поверхности почвы и ослабления испарения градиент  $de/dh$  сглаживается и после 20 часов становится положительным, достигая максимального значения в 24 часа. К утру (6 часов) за счёт конденсации влаги и выпадения росы градиент выравнивается до нуля  $de/dh = 0$ . После восхода солнца вновь начинается переход в режим испарения

За пределами приземного слоя в пограничном слое нижней тропосферы и выше происходит устойчивое падение с высотой влажности воздуха (табл. 1.15). Наибольшие градиенты убывания  $de/dh < 0$  встречаются летом в умеренном климате, поэтому основная масса облаков (точка росы) там приходится на верхнюю часть пограничного слоя, на высотах 1 ... 1,5 км.

Таблица 1.15

**Средний суточный ход влагосодержания, г/кг (Июль, Новосибирск)**

Высота, м	Ночь	Утро	День	Вечер
0	10 03	9 63	10,12	10,05
300	10 13	9 74	8,93	8,94
600	9 26	8 88	8,20	8,26
900	8 46	8 12	7,58	7,74
1370	7 36	7 13	6,61	6,98
2870	4 41	4 21	3,90	4,12

Тропопауза служит поверхностью раздела для влажности. Выше неё в стратосфере влажность резко убывает: с 2,5 % на 11 км практически до нуля на 16 км при влагосодержании  $d = 3 \cdot 10^{-6}$  кг/кг. Такая сухость объясняет отсутствие облаков и отличную видимость. И лишь чрезвычайно редко в зимнее время при низком положении Солнца в стратосфере на высотах 17 ... 32 км появляются перламутровые облака (см. рис. 1.11) – возмущения, при которых влажность достигает 100 %. В нижней стратосфере над экватором находится идеальная "ловушка" для водяного пара: слои стратосферы там самые холодные (до - 80 °С), поэтому в них происходит вымораживание водяного пара, проникающего в эту область. В мезосфере выше 80 км водяной пар разрушается ультрафиолетовой радиацией за счет диссоциации молекул  $H_2O = OH + H$ . Более лёгкий водород ускользает в ионосферу, способствуя обезвоживанию стратосферы.



*Вода в атмосфере.* Наряду с водяным паром в атмосфере содержится вода в жидком виде туманов, облаков и дождя. Концентрация воды в данном случае характеризуется *водностью*, которая указывает количество воды в кубическом метре воздуха. Диапазон изменения водности достаточно широк: для обычных облаков –  $0,5 \dots 1,7 \text{ г/м}^3$ , для слабого дождя –  $14 \text{ г/м}^3$ , для сильного дождя –  $80 \text{ г/м}^3$  и более.

## 5.6. МЕЖДУНАРОДНАЯ СТАНДАРТНАЯ АТМОСФЕРА

*Стандартная атмосфера* – характеристика некоторого постоянного состояния атмосферы, не зависящего от времени суток и года и приведённого к нулевой высоте на уровне моря. В настоящий момент наибольшее распространение получила *международная стандартная атмосфера* (МСА), впервые принятая в 1962 году соответствующим стандартом ICAO. МСА включает в себя общепринятые значения основных параметров атмосферы в зависимости от геометрической и геопотенциальных высот в диапазоне  $-2 \dots +50$  км. В приложениях к МСА также даны рекомендованные параметры атмосферы для высот  $50 \dots 80$  км и справочные данные для высот  $80 \dots 120$  км. Необходимые справочные данные для использования МСА приведены в табл. 1.16.

Таблица 1.16

### Основные исходные и справочные данные МСА

Название, обозначение и размерность параметра	Значение
Стандартное ускорение свободного падения $g_c$ , м/с <sup>2</sup>	9,80665
Молекулярная масса воздуха $M_c$ , кг/г·моль	28,964420
Стандартное давление воздуха $P_c$ , Па	101325,0
Универсальная газовая постоянная $R$ , Дж/К·моль	8314,32
Термодинамическая температура на уровне моря $t_c$ , °С (К)	15 (288,15)
Стандартная плотность воздуха $\rho_c$ , кг/м <sup>3</sup>	1,225
Стандартная влажность воздуха $\varphi_c$ , %	0
Скорость звука $\alpha_c$ , м/с	340,294
Геометрическая высота над уровнем моря $h$ , м	0
Геопотенциальная высота $H$ , где $R = 6\,356\,766$ м – средний радиус Земли	$H = \frac{Rh}{R+h}$
Ускорение свободного падения для любой высоты $g$ , м/с <sup>2</sup>	$g = g_c \left( \frac{R}{R+h} \right)$
Уравнение статики атмосферы	$\Delta P = -\rho g \Delta h$
Уравнение состояние идеального газа в гомосфере до высоты 94 км при $M_c = \text{const}$ , $R = \text{const}$	$P = \rho RT$

Для расчёта температуры, давления и плотности воздуха с высотой  $h$  (метр над уровнем моря) используются рекомендованные МСА зависимости,



приведённые в табл. 1.17. Численные значения основных параметров воздуха приведены в Приложении I.

Таблица 1.17

**Зависимости для расчёта параметров воздуха согласно МСА**

Параметр	Тропосфера	Стратосфера
Температура $t$ , °C	$t = t_0 - \alpha_t h$ , где $\alpha_t = 0,0065$ °C/м	$t = - 56,5$ °C = const
Давление $P$ , Па	$P = P_0 \left( 1 - \frac{h}{44300} \right)^{5,256}$	$P = 22690e^{-\frac{h-11000}{6340}}$
Плотность $\rho$ , кг/м <sup>3</sup>	$\rho = \rho_0 \left( 1 - \frac{h}{44300} \right)^{4,256}$	$\rho = 0,3649e^{-\frac{h-11000}{6340}}$
Влажосодержа- ние $d$ , кг/кг с.в.	$d = d_0 \cdot 10^{-\frac{h}{5000}}$	$d = 0$