

А.И. Кулаков, М.В. Беляков

**Метеорология и аэрология.
Учебник для летных школ
ВВС РККА**

**Москва
«Книга по Требованию»**

УДК 03
ББК 92
А11

А11 **А.И. Кулаков**
Метеорология и аэрология. Учебник для летных школ ВВС РККА / А.И. Кулаков, М.В. Беляков – М.: Книга по Требованию, 2015. – 193 с.

ISBN 978-5-458-40970-4

ISBN 978-5-458-40970-4

© Издание на русском языке, оформление
«YOYO Media», 2015

© Издание на русском языке, оцифровка,
«Книга по Требованию», 2015

Эта книга является репринтом оригинала, который мы создали специально для Вас, используя запатентованные технологии производства репринтных книг и печати по требованию.

Сначала мы отсканировали каждую страницу оригинала этой редкой книги на профессиональном оборудовании. Затем с помощью специально разработанных программ мы произвели очистку изображения от пятен, клякс, перегибов и попытались отбелить и выровнять каждую страницу книги. К сожалению, некоторые страницы нельзя вернуть в изначальное состояние, и если их было трудно читать в оригинале, то даже при цифровой реставрации их невозможно улучшить.

Разумеется, автоматизированная программная обработка репринтных книг – не самое лучшее решение для восстановления текста в его первозданном виде, однако, наша цель – вернуть читателю точную копию книги, которой может быть несколько веков.

Поэтому мы предупреждаем о возможных погрешностях восстановленного репринтного издания. В издании могут отсутствовать одна или несколько страниц текста, могут встретиться невыводимые пятна и кляксы, надписи на полях или подчеркивания в тексте, нечитаемые фрагменты текста или загибы страниц. Покупать или не покупать подобные издания – решать Вам, мы же делаем все возможное, чтобы редкие и ценные книги, еще недавно утраченные и несправедливо забытые, вновь стали доступными для всех читателей.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

1. ПРЕДМЕТ МЕТЕОРОЛОГИИ И АЭРОЛОГИИ

Метеорология и аэрология изучают физические процессы и явления, происходящие в газообразной оболочке земли, называемой атмосферой. Метеорология рассматривает преимущественно нижние слои атмосферы, непосредственно доступные человеку; аэрология — верхние слои, изучаемые помощью приборов, поднимаемых на различные высоты. Поэтому можно считать, что метеорология и аэрология вместе представляют собой науку об атмосфере, точнее физику атмосферы.

2. ПОГОДА И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Физическое состояние атмосферы, наблюдаемое в тот или иной момент времени, называется погодой.

Погода определяется совокупностью отдельных элементов, называемых метеорологическими элементами. Основных метеорологических элементов обычно различают шесть:

- 1) температура воздуха,
- 2) давление воздуха,
- 3) ветер,
- 4) влажность воздуха,
- 5) облачность и туман,
- 6) осадки.

Температурой воздуха называется степень его нагретости. Она зависит от нагревания земли солнечными лучами днем, когда солнце находится над горизонтом, и от охлаждения ее ночью вследствие потери землей тепла в окружающее пространство.

Давлением воздуха называется обусловленный силой тяжести эффект (сила) действия массы атмосферы на земную поверхность и на каждый предмет, находящийся на ней или в атмосфере.

Ветер — это движение воздушных масс, возникающее в результате неравномерного нагревания атмосферы, вызывающего неравномерность распределения давления воздуха.

Под влажностью воздуха разумеется количество водяных паров, имеющихсся в воздухе.

Облачностью и туманом (влажным) называется та стадия (состояние) влажного воздуха, когда водяные пары, имеющиеся в нем, выделяются в виде мельчайших капель воды (или ледяных кристаллов), остающихся в воздухе во взвешенном состоянии и создающих помутнение атмосферы. Если это явление происходит непосредственно у земной поверхности, оно называется туманом, если же на некоторой высоте над землей — облачностью.

Осадками называются водяные капли (капли дождя), снежинки, крупа, град, выпадающие из облаков на поверхность земли.

Кроме перечисленных метеорологических элементов в метеорологии рассматриваются некоторые другие физические свойства, процессы и явления атмосферы, характеризующие в том или ином отношении погоду, как например испарение воды, солнечное сияние, видимость, световые и электрические явления и т. д. Эти процессы и явления рассматриваются обычно как второстепенные метеорологические факторы.

3. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Газообразная оболочка земли, называемая атмосферой, состоит из смеси газов, называемой воздухом. Воздух невидим для глаза (прозрачен), пока водяные пары, входящие в состав его, не превращены в капли воды.

В состав атмосферы входит 78 % (по объему) азота, 21 % кислорода и в небольших количествах (в общем — менее 1 %) аргон, водород, гелий, неон, ксенон и криптон (0,94 % из этого количества приходится на аргон). Кроме этих газов, находящихся в воздухе в количествах более или менее постоянных, в нем находится водяной пар в количестве, меняющемся в значительных пределах в зависимости от температуры воздуха. Водяной пар попадает в воздух благодаря испарению с поверхности воды, льда, снега, с растений и почвы, смоченной дождем или покрытой росой и т. д. При высоких температурах водяного пара может содержаться до 4 % (по весу), при низких — не более 0,01 %. В небольших количествах в состав атмосферы входят углекислый газ, углеводороды, аммиак, озон и другие газы, попадающие в атмосферу в результате процессов, связанных с жизнью растений, животных и человека. Кроме того в состав атмосферы входят продукты распада растительных веществ, и наконец в воздухе всегда находятся во взвешенном состоянии мельчайшие твердые частицы (атмосферная пыль). Они попадают в атмосферу вследствие лесных пожаров, вулканических извержений, из междупланетного пространства и с поверхности земли.

При сухой погоде 1 см³ воздуха содержит около 130 000 пылинок. После дождя это число уменьшается в 3—4 раза.

4. ТРОПОСФЕРА И СТРАТОСФЕРА

Измерениями и наблюдениями было установлено, что атмосфера по высоте делится на два основных слоя с резко различающимися физическими свойствами. Нижний слой атмосферы, называемый тропосферой, представляет собой тот слой атмосферы, в котором воздух находится в постоянном перемешивании. Это перемешивание объясняется тем, что земная поверхность, нагреваясь лучами солнца, нагревает нижние слои воздуха, которые, становясь легче, поднимаются вверх, чем создаются в тропосфере постоянные вертикальные токи воздуха (конвекция). При этом температура воздуха с высотой падает, и в результате влага, направляющаяся с земной поверхности, попадая в слои с более низкой температурой, конденсируется в виде облаков, дождя, снега, града и прочих, как их называют, гидрометеоров.

В то же время неравномерность нагревания различных частей земной поверхности вызывает неравномерность распределения давления воздуха, приводящую в свою очередь к возникновению горизонтальных перемещений воздуха. В результате именно в тропосфере мы имеем все те явления, которые обуславливают то, что мы называем погодой, т. е. облака, осадки, ветры, грозы и пр.

Слой тропосферы распространяется на некоторую высоту над земной поверхностью, большую в районе экватора и меньшую над полюсами вследствие различия нагревания земли лучами солнца и различия в связи с этим интенсивности вертикальных токов в атмосфере.

Выше тропосферы лежит слой атмосферы, называемый стратосферой. Границей между тропосферой и стратосферой считают ту высоту, где вместо обычного падения температуры с высотой обнаруживается ее повышение.

Высота нижней границы стратосферы различна на различных широтах, возрастая от полюса к экватору (рис. 1). От 12 км в полярных зонах она доходит до 13 км в умеренных широтах, до 15 км в субтропиках и до 17 км у экватора. Зимой высота нижней границы стратосферы ниже. В полярной области она доходит до 9 км, на экваторе остается той же.

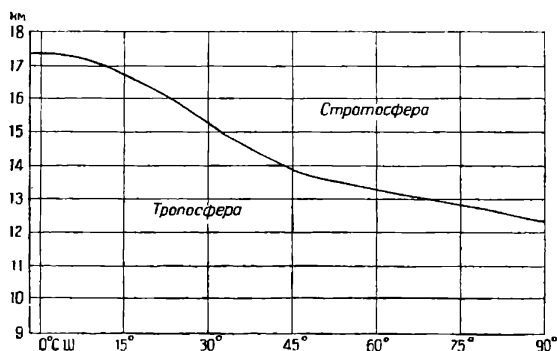


Рис. 1. Высота нижней границы стратосферы на разных широтах

В стратосфере вследствие значительного ее удаления от возмущающего влияния земной поверхности течения физических процессов оказываются более плавными, и многие процессы, встречающиеся в тропосфере, в стратосфере не наблюдаются.

Таким образом стратосфера является слоем атмосферы с весьма стабильными свойствами.

Так как высота, на которой начинается стратосфера, различна на различных широтах, то естественно, что на одном и том же уровне над земной поверхностью на разных широтах оказывается различная температура.

Общее выравнивание температуры по высоте начинается приблизительно на высоте 20 км, где температура опускается до -60° , и сохраняет это значение во всем остальном слое стратосферы. Это — так называемый слой изотермии.

5. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА АТМОСФЕРЫ С ВЫСОТОЙ

Каждый газ, входящий в состав атмосферы, занимает вполне определенный объем: тяжелому газу соответствует более низкая высота 84%, кислорода 15%, водорода $\frac{1}{7}\%$; на высоте 50 км — азота 20 км по подсчетам оказывается следующий состав атмосферы: азота 84%, кислорода 15%, водорода $\frac{1}{7}\%$; на высоте 50 км — азота 79%, кислорода 7% и водорода 14%. Однако эти цифры предположительны, тем более что существование водорода в верхних слоях

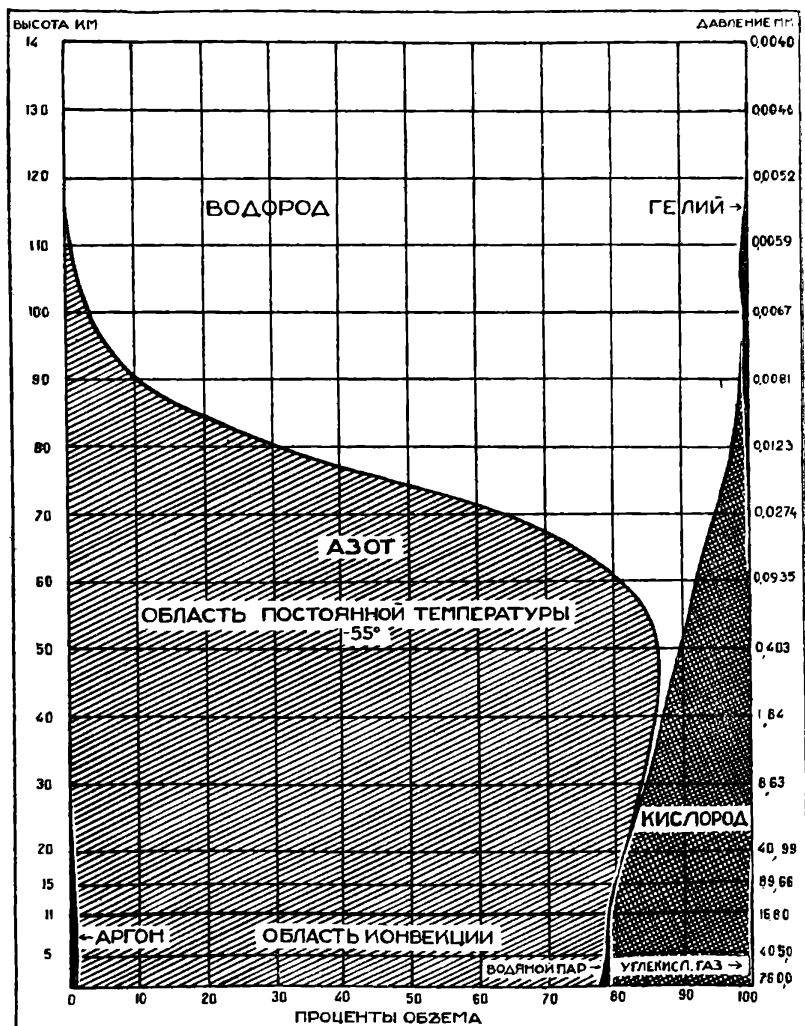


Рис. 2. Состав атмосферы на разных высотах

атмосферы некоторыми учеными оспаривается на том основании, что до сих пор не установлено точно количество его в нижних слоях атмосферы. Изучение спектров полярных сияний приводит этих ученых к заключению, что водорода в верхних слоях нет. Некоторые из них на основании опыта Вегарда, получившего в лаборатории под действием катодных лучей на твердый азот при температуре жидкого воздуха зеленую линию спектра, принадлежащую азоту, по совпадению этой линии с зеленой линией в спектре полярных сияний заключают о существовании в верхних слоях азота в виде кристалликов. Однако позднейшие исследования других ученых не подтвердили опытов Вегарда, а наоборот показали, что характерные зеленые линии спектра полярных сияний получаются при электрических разрядах через смесь кислорода и гелия.

Изменение состава атмосферы с высотой по современным данным представлено на рис. 2, а также определяется следующей таблицей.

Процентное распределение газов в атмосфере по Гемфри

Высота (км)	Г а в ы							Общее давление (мм)
	аргон	азот	водяные пары	кислород	углекислота	водород	гелий	
140		0,01				99,15	0,84	0,0040
130		0,04				99	0,96	0,0046
120		0,19				98,74	1,07	0,0052
110		0,67	0,02	0,02		98,10	1,19	0,0059
100		2,95	0,04	0,11		95,58	1,31	0,0067
90		9,78	0,10	0,49		88,28	1,36	0,0081
80		32,18	0,17	1,85		64,70	1,10	0,0123
70		61,83	0,20	4,72		32,61	0,61	0,0274
60		0,03	81,22	0,15	7,69	10,68	0,23	0,0935
50		0,12	86,78	0,10	10,17	2,76	0,07	0,403
40		0,22	86,42	0,06	12,61	0,67	0,02	1,84
30		0,35	84,26	0,03	15,18	0,01	0,16	8,63
20		0,59	81,24	0,02	18,10	0,01	0,04	40,99
15		0,77	79,52	0,01	19,66	0,02	0,02	89,66
10		0,94	78,02	0,01	20,99	0,03	0,01	168
5		0,94	77,89	0,18	20,95	0,03	0,01	405
0		0,93	77,08	1,20	20,75	0,03	0,01	760

Контрольные вопросы к I главе

1. Какое различие между метеорологией и аэрологией?
2. Какими элементами определяется погода?
3. Чем отличается тропосфера от стратосферы?

ГЛАВА II

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ, СОВЕРШАЮЩИЕСЯ В ТРОПОСФЕРЕ

1. ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА

Атмосфера подчинена закону тяжести. Сила тяжести складывается из двух сил: 1) силы притяжения данной массы землей и 2) центробежной силы, возникающей вследствие вращения земли. Сила притяжения присуща всякой массе тела (даже всякому элементу тела, как бы мал он ни был). Из физики известно, что каждое тело притягивает другое с силой, прямо пропорциональной их массам и обратно пропорциональной квадрату расстояния тел друг от друга (закон Ньютона). С другой стороны благодаря вращению земли развивается центробежная сила, стремящаяся удалить всякую массу от центра земли. В результате взаимодействия этих сил возникает сила тяжести, заставляющая тело падать на землю и действующая и на воздушные массы.

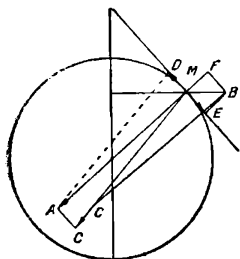


Рис. 3. Возникновение
силы тяжести

Для выяснения взаимодействия этих сил представим землю в виде сплюснутого у полюсов шара (рис. 3). Через точку M проведем плоскость горизонта. Силу притяжения, направленную к центру земли, изобразим отрезком MA , центробежную силу, перпендикулярную к оси вращения земли, — отрезком MB . Разложим по правилу разложения сил каждую из этих сил на две: одну, направленную по касательной к меридиану, и вторую — по перпендикуляру к этой касательной. В таком случае сила MA изобразится уже двумя отрезками MC и MD , а сила MB — отрезками ME и MF . Силы MD и ME , направленные в противоположные стороны, должны быть равны между собой, так как в противоположном случае произошло бы перемещение масс земной поверхности в направлении наибольшей силы. Форма земли, экваториальный радиус которой превышает радиус у полюса на 21 км, является доказательством того, что, когда земля находилась в жидком состоянии, при ее вращении происходили перемещения земных масс к экватору до тех пор, пока указанные выше силы MD и ME не уравновесились. Разность же двух сил MC и MF дает равнодействующую, направленную к центру земли и называемую силой тяжести.

Ускорение этой силы тяжести на широте φ выражается формулой:

$$g_{\varphi} = 9,806 (1 - 0,0026 \cos^2 \varphi).$$

Из формулы нетрудно видеть, что ускорение силы тяжести имеет максимальное значение на полюсе и минимальное на экваторе. Разность между максимальным и минимальным значениями силы тяжести достигает

$$g_{90} - g_0 = 5 \text{ см/сек.}$$

Атмосфера, масса которой подчиняется закону тяжести, оказывает известное давление на поверхность земли и на всякий предмет, находящийся на поверхности земли или в атмосфере, а также и на самые массы воздуха. Это давление называется давлением атмосферы, или давлением воздуха. Атмосфера оказывает на поверхность земли то же давление, какое оказывал бы слой воды

высотой $10\frac{1}{4}$ м, покрывающий всю земную поверхность, или слой ртути в среднем высотой в 760 мм.

Величину давления воздуха измеряют весом столба воздуха, имеющего сечение, равное единице поверхности, высотой от верхней границы атмосферы до уровня, на котором она измеряется.

Измерением величины давления воздуха помощью ртутного барометра было установлено, что если принять удельный вес ртути за 13,596, то при обычных условиях давление атмосферы оказывается равным:

$$76 \cdot 100 \cdot 100 \cdot 13,596 = 10\,333 \text{ кг/м}^2$$

или

$$\frac{10\,333}{100 \cdot 100} = 1033,3 \text{ г/см}^2,$$

т. е. давление атмосферы у земли представляет немного более 1 кг на 1 см^2 .

В настоящее время для целей службы погоды давление воздуха принято выражать в особых единицах, связанных с динами и называемых миллибарами. Дина является единицей, принятой для выражения сил в системе «сантиметр, грамм, секунда» (система «сгс»), и представляет собой силу, сообщающую массе, равной 1 г. ускорение, равное 1 см/сек . Выражение давления воздуха в этих единицах удобнее, так как позволяет судить о массе атмосферы, в то время как по давлению воздуха, выраженному в миллиметрах ртутного столба, этого сделать нельзя.

Так как высоте ртутного столба в 760 мм соответствует давление, равное $1033,3 \text{ г на } 1 \text{ см}^2$, то, умножая эту величину на ускорение силы тяжести:

$$g_{45^\circ} = 980,6 \text{ см/сек},$$

получим давление воздуха в динах. Это давление воздуха оказывается равным $1\,013\,250 \text{ дин/см}^2$. $1\,000\,000 \text{ дин/см}^2$ называют баром, а $\frac{1}{1000}$ бара — миллибаром. Легко найти, что если величине $1\,013\,250 \text{ дин/см}^2$ соответствует высота ртутного столба в 760 мм, то давлению в $1\,000\,000 \text{ дин}$ будет соответствовать высота ртутного столба, равная 750,08 мм. Поэтому $1 \text{ мм ртутного столба} = \frac{1\,000\,000}{750,08} = 1\,333 \text{ дин}$, что в миллибарах составляет 1,333 миллибара.

Таким образом для получения давления воздуха в абсолютных единицах (в миллибарах) величину давления, определенную в миллиметрах ртутного столба, необходимо умножить на 1,333.

Изменение давления воздуха с высотой

По мере под'ема в атмосфере вверх давление воздуха уменьшается, так как масса его уменьшается. Чем выше в атмосфере находится поверхность, на которой измеряется давление воздуха, тем меньший остается над ней столб воздуха и тем менее будет величина его давления. Очевидно, что самое уменьшение давления воздуха с под'емом в атмосфере равно весу столба воздуха, пройденного при под'еме и имеющего сечение, равное единице. На рис. 4 давление у земли равно весу столба воздуха $abcd$, давление же на высоте h равно весу столба $gbce$.

Таким образом при подъеме на высоту давление уменьшается на вес столба воздуха *aged*.

Изменение давления воздуха с высотой может быть вычислено по формуле Лапласа:

$$H = 18\,400 (1 + 0,004 t) \lg \frac{P_0}{P_h},$$

где H — высота над земной поверхностью, t — средняя температура воздуха, P_0 — давление у земли и P_h — давление на высоте h .
Формула Лапласа выведена следующим образом.

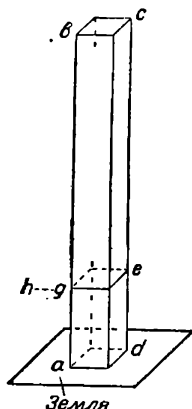


Рис. 4. Изменение давления воздуха с высотой

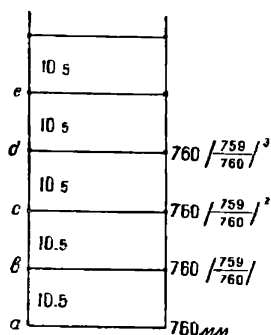


Рис. 5. Изменение давления воздуха с высотой

Установлено, что если высота ртутного столба барометра в данном месте равна 760 мм и температура воздуха равна 0°, то для того чтобы давление воздуха уменьшилось на 1 мм, т. е. упало бы до 759 мм, необходимо подняться вверх на 10,5 м.

Практически можно считать, что вес любой единицы объема в столбе воздуха высотой в 10,5 м одинаков на всем протяжении столба.

Представим себе в атмосфере одинаковые столбики воздуха с площадью сечения на 1 м², высотой в 10,5 м каждый и допустим, что эти столбики воздуха лежат один над другим.

Пусть на рис. 5 точка a находится на земной поверхности, а точка b расположена над точкой a на высоте 10,5 м и пусть каждая последующая из точек лежит на 10,5 выше ближайшей соседней. В таком случае вес единицы объема воздуха внутри каждого из рассматриваемых столбиков практически можно считать одинаковым по всему столбику; при переходе же от одного столбика к другому вес воздуха будет меняться.

Так как вес воздуха (как вес и всякого газа) зависит от давления (вес газа пропорционален давлению), то воздушный столб bc окажется легче воздушного столба ab . Веса воздуха в этих столбах будут относиться между собой как высоты столбов ртутных барометров, помещенных в точках a и b . Отсюда вытекает, что вес воздуха в столбе bc будет равен $\frac{759}{760}$ веса воздуха в столбе ab . Поэтому при подъеме от точки b к точке c показание барометра будет меньше уже не на 1 мм, а на величину, равную $\frac{759}{760}$ мм. Следовательно высота столба ртутного барометра, находящегося в точке c , будет равна:

$$760 - \frac{759}{760} = 760 \frac{759}{760} - \frac{759}{760} = \frac{759^2}{760} (760 - 1) = \frac{759^2}{760} = 760 \left(\frac{759}{760} \right)^2$$

На основании аналогичных рассуждений найдем, что веса воздуха в столбах bc и cd относятся друг к другу как высоты ртутных столбов барометров в точках b и c . Следовательно воздушный столб cd окажется в $\frac{759}{760}$ раз легче воздушного столба bc . Поэтому если слой воздуха bc уравновешивает столб ртути в $\frac{759}{760}$ мм, то столб воздуха cd может уравновесить только столб ртути высотой в $\frac{759}{760} \cdot \frac{759}{760} = \frac{759^2}{760^2}$ мм.

Отсюда вытекает, что при подъеме от точки c к точке d высота ртутного столба барометра должна уменьшиться на $\left(\frac{759}{760}\right)^2$ мм. В точке d давление воздуха окажется равным $760 \left(\frac{759}{760}\right)^3 - \left(\frac{759}{760}\right)^2 = \left(\frac{759}{760}\right)^2 \cdot (760 - 1) = 760 \left(\frac{759}{760}\right)^3$ мм.

Приведенные рассуждения позволяют установить закон изменения давления воздуха с высотой.

В точке e высота барометра будет $760 \left(\frac{759}{760}\right)^4$; в точке f — $760 \left(\frac{759}{760}\right)^5$.

Следовательно если подняться на высоту, равную 10,5 км (т. е. на K ступеней по 10,5 м каждая), то высота ртутного столба барометра окажется равной: $760 \left(\frac{759}{760}\right)^6$ км.

Пусть на какой-либо высоте (например у земной поверхности) барометр показывает давление:

$$P_o = 760 \left(\frac{759}{760}\right)^m \text{ мм,}$$

а на другой высоте большей — давление:

$$P_h = 760 \left(\frac{759}{760}\right)^n,$$

причем n больше m и их разность

$$(n - m) \cdot 10,5 = H,$$

т. е. разнице высот, для которых даны давления P_o и P_h

Логарифмируя два написанных выше равенства, найдем:

$$\lg P_o = \lg 760 + m \lg \frac{759}{760};$$

$$\lg P_h = \lg 760 + n \lg \frac{759}{760}$$

Вычитая второе уравнение из первого, найдем:

$$\lg \frac{P_o}{P_h} = (m - n) \lg \frac{759}{760}.$$

Подставляя сюда численные значения логарифмов и значение для разности $(m - n)$, будем иметь:

$$H = 18\,400 \lg \frac{P_o}{P_h}$$

Большей точности в определении можно достичь, если в найденную формулу ввести поправку на температуру воздуха. В этом случае формула примет вид:

$$H = 18\,400 (1 + 0,004 \cdot t) \lg \frac{P_o}{P_h},$$

где t — средняя температура воздушного столба между высотами, относительно которых даны давления P_0 и P_h .

Эта формула позволяет по двум величинам из трех в нее входящих (P_0 , P_h и H) определить третью.

Например вычислим давление воздуха на высоте $H = 1\,000$ м, если давление воздуха у земной поверхности $P_0 = 720$ мм и температура воздуха у земли равна 10° . Допустим, что температура с высотой падает на $0,6^\circ$ при подъеме на 100 м; в таком случае на высоте 1 000 м температура окажется равной 4° . Средняя температура воздуха будет $\frac{10+4}{2} = 7^\circ$. Подставив эти величины в формулу, получим:

$$1\,000 \text{ м} = 18\,400 (1 - 0,004 \cdot 7) \lg \frac{720}{P_h}.$$

Отсюда

$$\lg \frac{720}{P_h} = 0,05287,$$

или

$$\lg P_h = \lg 720 = 0,05287 \text{ мм.}$$

По таблицам логарифмов определяем, что $P_h = 637,5$ мм.

По барометрической формуле рассчитываются шкалы высотометров, употребляемых в авиации, для чего на них наносят деления высот по положениям стрелки, соответствующим тому давлению, которое должно наблюдаться на данной высоте, если определить его по барометрической формуле.

Вычисления по барометрической формуле показывают, что на высоте от 5 до 6 км давление атмосферы составляет половину давления у земной поверхности, на высоте от 10 до 12 км — $\frac{1}{4}$ того же давления. На высоте 50 км давление атмосферы меньше, чем у земли в 1 000 раз и на высоте 500 км — в 1 000 000 раз.

Из того, что и на большой высоте воздух обладает известным давлением, хотя бы и ничтожным, заключают об отсутствии определенной границы атмосферы. Атмосфера тяготеет к земле до тех пор, пока нормальная слагаемая силы притяжения превосходит нормальную слагающую центробежной силы. При удалении от земной поверхности на расстояние, равное двойной длине окружности земли, т. е. на расстояние 80 000 км, центробежная сила становится больше силы притяжения, и здесь практически должна оканчиваться воздушная оболочка. На этой высоте атмосфера переходит в межпланетное пространство.

Приведение давления воздуха к уровню моря

Как мы видели, давление воздуха, наблюдаемое в том или другом месте, зависит от высоты места. В целях сравнения между собой результатов наблюдений над давлением воздуха в различных точках земной поверхности их приводят к одной и той же высоте, обычно к уровню моря. Это приведение можно производить по указанной выше барометрической формуле, подставляя в нее численное значение высоты данного пункта над уровнем моря. Однако для практических целей, если высота места наблюдения не превосходит 250 м, приведение давления воздуха к уровню моря можно производить приближенно по так называемой барометрической ступени, определяемой формулой:

$$h = \frac{8\,000(1 + 0,004 t)}{P},$$

где h — величина барометрической ступени в метрах (т. е. число метрон, на которое нужно подняться или опуститься, чтобы давление воздуха изменилось на 1 мм), t — средняя температура воздуха и P — давление воздуха.