

Глава 3 Статика атмосферы

Раздел метеорологии, в котором устанавливаются закономерности строения атмосферы при отсутствии движения ее относительно поверхности Земли, носит название *статики атмосферы*.

Атмосфера, как правило, находится в движении относительно земной поверхности (наблюдается ветер). Тем не менее выделение статики в самостоятельный раздел оправдано, поскольку устанавливаемые здесь законы распределения давления и плотности по высоте с высокой степенью точности оказываются справедливыми и в случае движения атмосферы.

Законы статики широко используются при решении целого ряда практических задач. Наиболее важная из них — определение высоты прибора, станции или летательного аппарата (в частности, самолета) по измеренному давлению (барометрический метод расчета высот).

1 Силы, действующие в атмосфере в состоянии равновесия

Система находится в равновесии (покое), если результирующая всех сил, действующих на систему, равна нулю.

Все силы подразделяются на *массовые* и *поверхностные*.

Массовыми силами, действующими на атмосферу в целом и на отдельные ее части, являются *сила тяжести* и *отклоняющая сила вращения Земли* (или кориолисова сила).

Поверхностные силы, действующие в атмосфере, — это *сила давления* и *сила трения*. Но кориолисова сила и сила трения появляются лишь при движении атмосферы относительно поверхности Земли или одних ее частей относительно других. Поэтому силами, действующими в атмосфере в состоянии покоя, являются сила тяжести и сила давления.

Ускорение свободного падения g представляет собой результирующую (векторную сумму) ускорения гравитационного (ньютонова) притяжения g_a и центробежного ускорения Z :

$$g = g_a + Z.$$

Центробежная сила возникает вследствие суточного вращения

Земли, в котором полностью участвует и атмосфера. В каждой точке она перпендикулярна к оси вращения Земли.

Направление, в котором действует сила тяжести, носит название *истинной вертикали*, а поверхность, в каждой точке которой сила тяжести перпендикулярна к ней,—уровневой поверхности.

Под влиянием касательной (к меридиану) составляющей центробежной силы Земля приобрела сплюснутую форму. С достаточной для практики степенью точности уровенные поверхности можно считать эллипсоидами вращения. В этом случае зависимость ускорения свободного падения от расстояния r до центра Земли и широты места φ записывается в виде

$$g(r, \varphi) = \frac{\gamma M}{r^2} - \beta \frac{\gamma M R_E^2}{r^4} (3 \sin^2 \varphi - 1) - \omega^2 r \cos^2 \varphi, \quad (1.1)$$

где R_E —экваториальный радиус эллипсоида; $\beta = \varepsilon - \frac{1}{2} \frac{\omega^2 R_E^3}{\gamma M}$ —параметр формы Земли (ε —сжатие эллипсоида); ω —угловая скорость суточного вращения Земли; M —масса Земли; γ —универсальная гравитационная постоянная ($6,6720 \cdot 10^{-11}$ Н·м²/кг²). При решении тех немногих задач метеорологии, в которых нужно учитывать зависимость g от r и φ , обычно используется еще более простая, чем (1.1), формула

$$g(z, \varphi) = g_0 (1 - a_1 \cos 2\varphi) (1 - a_2 z), \quad (1.2)$$

где $g_0 = 9,80665$ м/с² $\approx 9,81$ м/с²—ускорение свободного падения на широте 45° и на уровне моря; z —высота точки над уровнем моря; $a_1 = 0,0026$ и $a_2 = 3,14 \cdot 10^{-7}$ м⁻¹—постоянные.

Для сравнения приводим значения ускорения свободного падения g на поверхностях некоторых планет Солнечной системы:

Планета . . .	Меркурий	Венера	Земля	Марс	Юпитер	Солнце
g м/с ² . . .	3,88	8,80	9,81	3,76	23,6—26,0	274,0

Зависимость ускорения свободного падения от широты и высоты учитывается при решении ограниченного числа задач, рассматриваемых в метеорологии. К числу таких задач относится прежде всего измерение давления воздуха с помощью ртутных барометров (задача инструментальной метеорологии). Высота столба ртути в барометре при фиксированном давлении зависит от ускорения свободного падения на данной широте и высоте станции над уровнем моря, а также от температуры ртути. Ускорение свободного падения нужно рассматривать как функцию высоты и широты при решении вопросов, относящихся к строению и физическим процессам, происходящим на больших высотах. Это, например, вопрос о плотности и составе воздуха на больших высотах, об ускользании газов из земной атмосферы, о высоте и форме верхней

границы атмосферы и др. Во всех случаях зависимость g от φ и z можно учесть путем перехода от высоты к вводимой ниже (см. п. 6) геопотенциальной высоте.

2 Основное уравнение статики атмосферы

Пусть атмосфера находится в состоянии покоя по отношению к земной поверхности. Такое состояние атмосферы называется *статическим*. Тогда горизонтальная составляющая градиента давления G_2 должна обращаться в нуль (в противном случае под влиянием этой силы воздух придет в движение). Для этого необходимо и достаточно, чтобы изобарические поверхности совпадали с уровнями.

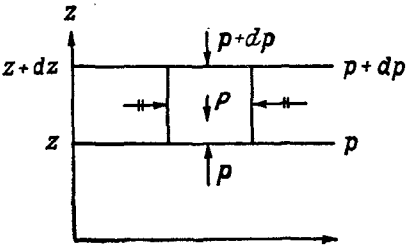


Рис. 3.1. К выводу основного уравнения статики атмосферы.

Выделим в атмосфере две изобарические поверхности, расположенные на высотах z и $z + dz$ (рис. 3.1). Давление на этих поверхностях обозначим через p и $p + dp$.

Между изобарическими поверхностями p и $p + dp$ выделим объем воздуха с горизонтальными основаниями 1 м^2 . На нижнее основание выделенного объема воздуха действует сила давления p , направленная снизу вверх, на верхнее основание — сила давления $p + dp$, направленная сверху вниз.¹ Силы давления, действующие на боковые грани объема воздуха, взаимно уравновешиваются.

Кроме сил давления, на объем воздуха действует сила тяжести P , равная по модулю

$$P = g\rho dz \quad (2.1)$$

и направленная сверху вниз (по вертикали).

Спроектируем все силы, действующие на выделенный объем воздуха, на положительное направление вертикали z , вдоль которой действует (в отрицательном направлении) сила тяжести. Сумма этих проекций равна

$$p - (p + dp) - P. \quad (2.2)$$

¹ Сила давления — вектор, направление которого совпадает с нормалью к поверхности (внутри объема). Давление воздуха — скаляр, рав-

ный отношению модуля силы давления к элементарной площади, на которую эта сила действует.