

2 Распределение характеристик влажности по высоте в приземном слое

В главе 9 указывалось, что приземный слой играет важную роль в переносе водяного пара от земной поверхности в другие слои атмосферы. Именно в этом слое формируются те потоки водяного пара, которые приводят затем к образованию облачности. Так же как и температура, влажность в приземном слое наиболее резко изменяется с высотой.

Установим вид зависимости s от z в приземном слое. С этой целью обратимся к уравнению переноса водяного пара (1.5). Если левую и правую части этого уравнения проинтегрировать по высоте, то получим

$$\int_0^z \rho \frac{\partial s}{\partial t} dz = - \int_0^z \rho \left(u \frac{\partial s}{\partial z} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) dz - \int_0^z \rho \omega \frac{\partial s}{\partial z} dz + \rho k \frac{\partial s}{\partial z} - \left(\rho k \frac{\partial s}{\partial z} \right)_0. \quad (2.1)$$

Оценим интеграл в левой части (2.1). Так, если в течение 12 ч доля пара изменилась на $\Delta s = 5\%$, то $\partial s / \partial t \approx 1,2 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$. Принимая в слое от земной поверхности до высоты 50 м последнее значение производной в качестве среднего для всего слоя, получим

$$\rho \int_0^z \frac{\partial s}{\partial t} dz = \rho \frac{\bar{\partial s}}{\partial t} z = 1,2 \cdot 10^{-3} \cdot 1,2 \cdot 10^{-7} \cdot 5 \cdot 10^3 \approx 7 \cdot 10^{-7} \text{ г/(с} \cdot \text{см}^2 \text{)}.$$

Первое слагаемое в правой части (2.1) имеет такой же порядок величины и, как правило, совпадает по знаку с левой частью (2.1). Благодаря этому левая часть, если в нее перенести и адвективное слагаемое, оказывается чаще всего значительно меньше, чем приведенная оценка.

Последнее слагаемое в правой части (2.1) представляет собой поток водяного пара при $z = 0$, т. е. скорость испарения с земной поверхности: $Q'_0 = - \left(\rho k \frac{\partial s}{\partial z} \right)_0$. Согласно измерениям, испарение в зависимости от времени года, места наблюдения, условий погоды и других факторов колеблется от нескольких десятков до сотен миллиметров в месяц (имеется в виду толщина слоя испарившейся воды). Принимая испарение равным 170 мм в месяц, для среднего значения потока водяного пара найдем:

$$Q'_0 = \frac{17,0}{30 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60} \approx 7 \cdot 10^{-6} \text{ г/(с} \cdot \text{см}^2 \text{)}.$$

Таким образом, интегралы в уравнении (2.1) в пределах приземного слоя по меньшей мере на один порядок меньше Q'_0 (не оцененное выше конвективное слагаемое в приземном слое благодаря близости к земной поверхности, где $\omega = 0$, еще меньше, чем адвективное, и поэтому не изменяет этого заключения).

С учетом выполненных оценок уравнение (2.1) с погрешностью около 10% для приземного слоя можно записать в виде

$$-\rho k \frac{\partial s}{\partial z} = Q'_0. \quad (2.2)$$

Это уравнение показывает, что в приземном слое турбулентный поток водяного пара (так же как и тепла) приближенно можно считать постоянным по высоте. Интегрирование уравнения (2.2) при линейной зависимости k от z (см. формулы (6.1) и (6.7) главы 9) приводит к логарифмической формуле распределения массовой доли водяного пара по высоте:

$$s(z) = s_2 - \frac{Q'_0}{a\rho_0} \ln \frac{z + z_0}{z_2 + z_0}, \quad (2.3)$$

где s_2 — доля пара на высоте z_2 ; величина a определена формулой (7.2) главы 9.

Согласно формуле (2.3), доля пара падает (при $Q'_0 > 0$) или растет (при $Q'_0 < 0$) с высотой пропорционально $\ln z$.

3 Распределение влажности в тропосфере и стратосфере

Выше приземного слоя в переносе водяного пара также участвует турбулентный обмен и вертикальные токи. Однако поток водяного пара в пограничном слое в целом и тем более в тропосфере уже не остается постоянным по высоте. Физически очевидно, что под влиянием турбулентного перемешивания должна выравниваться доля пара, поскольку именно она сохраняет постоянное значение при движении частиц воздуха. При $s = s_0 = \text{const}$ давление водяного пара падало бы с высотой с такой же скоростью, как и общее атмосферное давление:

$$\frac{e}{e_0} = \frac{p}{p_0} = \exp\left(-\frac{gz}{R_c T_m}\right). \quad (3.1)$$

Однако давление пара, рассчитанное по последней формуле, уже на сравнительно малых высотах оказывается больше того давления насыщения, которое соответствует температуре на этих высотах. Это означает, что в большей части тропосферы водяной пар должен конденсироваться, вследствие чего давление водяного