

А. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ

**О ЛУЧЕВОМ РАВНОВЕСИИ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ**

(Представлено академиком В. Г. Фесенковым 4 I 1939)

Поглощение инфракрасной радиации в нижних слоях земной атмосферы обусловлено главным образом содержащимися в воздухе парами воды и поэтому приближенно может считаться пропорциональным их плотности. Если известна зависимость температуры воздуха и плотности водяного пара от высоты, то можно вычислить величину потока инфракрасной радиации для любого небольшого интервала частот, не вводя предположения о независимости коэффициента поглощения от длины волны.

Интенсивность направленной вверх радиации с частотами в пределах от  $\nu_1$  до  $\nu_2$  может быть выражена формулой:

$$J'(x) = B + (B_e - B_1) A [mp(1-x)] + \int_x^1 \frac{dB}{d\xi} A [mp(\xi-x)] d\xi, \quad (1)$$

а интенсивность направленной вниз радиации формулой:

$$J''(x) = B - B_0 A [mpx] - \int_0^x \frac{dB}{d\xi} A [mp(x-\xi)] d\xi. \quad (2)$$

Общий поток с частотами от  $\nu_1$  до  $\nu_2$  будет равен разности  $J' - J''$ . За независимое переменное в формулах (1) и (2) принято

$$x = \frac{1}{m} \int_z^\infty \rho_w dz,$$

где

$$m = \int_0^\infty \rho_w dz,$$

$\rho_w$  — плотность водяного пара, а  $z$  — высота над поверхностью земли,  $B$  — интенсивность радиации черного тела с частотами от  $\nu_1$  до  $\nu_2$ :

$$B = \frac{2h}{C^2} \int_{\nu_1}^{\nu_2} \nu^3 \left[ e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1 \right]^{-1} d\nu.$$

$B_e, B_1$  и  $B_0$  — значения  $B$  при температурах соответственно: поверхности почвы, близпочвенных слоев воздуха и внешней границы земной атмосферы,  $p$  — отвлеченное число.  $p=2$  в случае, если уравнения лучевого равновесия для монохроматической радиации решены в приближении Шварцшильда. В случае, если решение соответствует приближению Эддингтона,  $p=1.5$ .

Функция  $A[t]$  равна той части радиации с частотами от  $\nu_1$  до  $\nu_2$ , которая проходит непоглощенной сквозь слой водяного пара толщины  $t$ . Эта функция может считаться известной на основании произведенных Фоулем и Фалькенбергом измерений прозрачности водяного пара. Полагая

$$A[t] = c \lg \frac{a+t}{b+t},$$

где

$$a > b, \quad c = \frac{1}{\lg \frac{a}{b}},$$

удается аппроксимировать полученные этими авторами численные значения с точностью до одного процента. Подставляя значение  $A[t]$  в (1) и (2) и используя значения температуры воздуха и плотности водяных паров, полученные в результате непосредственных измерений, можно найти  $J'$  и  $J''$  численным интегрированием. Вычисления сильно упрощаются, если можно предположить, что плотность водяного пара убывает с высотой по экспоненциальному закону и что функция излучения  $B$  постоянна в стратосфере и линейная функция высоты в тропосфере. В этом случае  $J'$  и  $J''$  можно выразить через элементарные функции и затабулированную трансцендентную функцию

$$f(y) = - \int_0^y \ln(1-u) \frac{du}{u}.$$

Произведенные численные подсчеты показывают, что если разделить всю радиацию на три части с длинами волн  $\lambda < 8\mu$ ,  $8\mu < \lambda < 13\mu$  и  $\lambda > 13\mu$ , то к каждому из этих участков спектра можно применять формулы (1) и (2), считая его достаточно малым. Удовлетворительным приближением может также считаться применение формул (1) и (2) ко всему излучению. Результирующий поток радиации  $J' - J''$  в любом интервале частот монотонно возрастает с высотой. Общий поток (для всех частот) в пределах тропосферы грубо (с точностью до 20%) можно считать линейной функцией высоты  $z$ .

Подробный вывод формул (1) и (2) и результаты численных подсчетов значения  $J'$  и  $J''$  для различных случаев изложены в статье, напечатанной в Ученых записках Ленинградского государственного университета, серия астрономическая, т. 29, 1939 г.

Астрономическая обсерватория  
Ленинградского государственного университета.

Поступило  
5 I 1939.