ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 116 1962

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ В МЕТЕОРНОЙ ЗОНЕ ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ МЕТЕОРОВ

Е. Н. ФИАЛКО

(Представлено научным семинаром радиотехнического факультета)

Введение

В период Международного Геофизического года некоторыми организациями велись систематические исследования с целью изучения температуры, давления, плотности и других параметров атмосферы на больших высотах. Значительное место отводилось косвенным методам и, в частности, радиолокационным методам наблюдения метеоров.

В связи с этим заслуживают внимания предложенные методы и, прежде всего, метод Эванса [1].

Метод Эванса, основанный на теории распределения высот метеоров, развитой Кайзером [2], состоит в следующем.

В качестве основной зависимости давления p от высоты h принимается формула, дающая давление в точке наиболее интенсивного испарения метеорного тела $p_{(max)}$,

$$p_{(max)} = 2\, g\, Q \cdot \frac{\cos^{2/3} Z}{v^2} (9 \cdot H \cdot \alpha_{max})^{1/3}, \tag{1}$$

где v — скорость метеора;

Z — зенитное расстояние метеорного радианта;

H — высота однородной атмосферы (соответствующая характеристической высоте h_m, т. е. высоте, на которой линейная электронная плотность максимальна — α_{max} и $p = p_{(max)}$);

g — ускорение силы тяжести;

$$Q = \frac{l}{\Lambda A} \left(\frac{\mu}{\beta} \right)^{1/3},$$

где μ — средняя масса атома метеорного тела;

β — вероятность ионизации;

Λ — коэффициент теплопередачи;

l — теплота парообразования;

A — коэффициент формы;

$$A = \Lambda \cdot m_м^{-2/3};$$

$m_м$ — масса метеорного тела;

Λ — площадь поперечного сечения метеора (в плоскости нормальной траектории метеора).

Формула (1) дает зависимость $p_{(\max)}$ от h в неявном виде. $p_{(\max)}$ зависит от скорости метеора как явно, так и неявно, так как от v зависят также H и β.

Для каждого интервала скоростей спорадических метеоров Эванс нашел среднюю (а затем характеристическую) высоту и соответствующую ей высоту однородной атмосферы. Затем, сделав ряд допущений (приняв некоторое среднее значение λ, положив $\alpha_{\max}$ равным минимальной электронной плотности, соответствующей параметрам аппаратуры при средней высоте и среднем угле места, выяснив, что в первом приближении β не зависит от скорости, Эванс, подставляя v и соответствующие им значения H в (1) и зная зависимость $h_m(v)$, нашел изменение давления с высотой $p(h)$.

И хотя изложенный метод так же, как и зависимость $p(h)$, полученная Эвансом, представляет несомненный интерес, возникает ряд возражений.

Особенно серьезное возражение вызывает утверждение о том, что коэффициент β в первом приближении не зависит от v.

Обычно полагают

$$\beta \sim v^n, \tag{2}$$

причем различные исследователи приходят к совершенно различным оценкам величины коэффициента n: от 0 до 5,6 [1, 3 и др.].

В настоящее время неясно, какова в действительности величина n, но по всей вероятности она — порядка единицы [8].

В связи с этим представляется целесообразным использовать работы Кайзера [2], позволяющие найти H для различных высот метеорной зоны и, не делая сомнительных допущений, перейти к давлениям и плотностям.

Что же касается метода Эванса, то он, несомненно, даст значительный эффект, после того, как будут выяснены и уточнены некоторые зависимости и коэффициенты.

Основные соотношения

Как известно [4, 5, 6], высота однородной атмосферы равна

$$H = \frac{\kappa}{m_в g} \cdot T = \frac{R}{\mu_в \cdot g} \cdot T, \tag{3}$$

где T — абсолютная температура;

$\kappa = 1{,}37 \cdot 10^{-16}\ \frac{эрг}{град}$ — постоянная Больцмана;

g — ускорение силы тяжести;

$m_в$ и $\mu_в$ соответственно, средняя масса молекулы и молекулярный вес воздуха.

$R = 8{,}31 \cdot 10^7\ \frac{эрг \cdot град.}{моль}$ — газовая постоянная.

Связь между давлением p, плотностью ρ и высотой однородной атмосферы выражается простой зависимостью

$$p = g \cdot \rho \cdot H. \tag{4}$$

Давление на высоте h равно

$$p = p_0\, e^{-\frac{m_B g}{\kappa}\int\limits_0^h \frac{dh}{T}} = p_0 e^{-\int\limits_0^h \frac{dh}{H}}, \tag{5}$$

где p_0 — давление на высоте $h = 0$;

T — температура на высоте h.

В связи с тем, что метеорные наблюдения охватывают ограниченную зону ($h_1 < h < h_2$), представим (5) в виде

$$p = p_{h_1} \cdot e^{-\int\limits_{h_1}^{h} \frac{dh}{H}}, \tag{6}$$

где

$$p_{h_1} = p_0\, e^{-\frac{m_B g}{\kappa}\int\limits_0^{h_1} \frac{dh}{T}}. \tag{7}$$

Величина p_{h_1} из радиолокационных наблюдений метеоров, естественно, не определяется.

Значение p_{h_1} может быть либо измерено прямым методом, либо найдено из фотографических наблюдений метеоров, либо, наконец, взято из стандартных данных [7].

Зависимость $H(h)$ может быть построена по радиолокационным наблюдениям метеоров.

Кайзер [2] разработал теорию распределения высот метеоров, наблюдаемых радиолокационными средствами, для случая нормального отражения радиоволн от метеорного следа. Кайзер показал, что среднеквадратичное отклонение от средней высоты точек отражения δh зависит от высоты однородной атмосферы и свойств закона распределения метеорных тел по массам, т. е.

$$\delta h = f(H; s), \tag{8}$$

где

$F(m_м) \sim \frac{1}{m_м^s}$ — закон распределения метеорных тел по массам $m_м$;

s — константа.

Зная величину s и найдя из эксперимента δh, определяем H. Средняя высота $\bar{h}$ является функцией скорости v.

Таким образом, легко установить связь $H(h)$. Для этой цели можно наблюдать потоки (с различными скоростями) или вести наблюдения за спорадическими метеорами, разбив их на группы с различными скоростями [1]. Затем для каждого интервала v определяются соответствующие $\bar{h}$ и δh; по δh при данной величине s находятся H [2] и, таким образом, устанавливается зависимость $H(\bar{h})$. Перейдя от $\bar{h}$ к h_m[2], можно построить $H(h_m)$, т. е. найти изменение H в функции высоты.

Последовательность операций

1) После систематизации материалов радиолокационных наблюдений определяются δh и $\bar{h}$ для каждого интервала скоростей.

2) По δh и $\bar{h}$ для данного значения s по графикам, приведенным у Кайзера [2], находятся, соответственно, высота однородной атмосферы H и характеристическая высота h_m и определяется $H(h_m)$, то есть $H(h)$.

3) Находится изменение температуры с высотой

$$T(h)=H(h)\cdot\frac{m_в g}{к}. \tag{9}$$

4) Определяется давление в области метеорной зоны

$$p(h)=p_{h_1}\cdot e^{\int\limits_{h_1}^{h}\frac{dh}{H(h)}}. \tag{10}$$

5) По $p(h)$ и $H(h)$ находится изменение плотности атмосферы

$$\rho(h)=\frac{p(h)}{g\cdot H(h)}. \tag{11}$$

Некоторые замечания

Для повышения точности измерения H, T, p и ρ следует учесть наличие процессов диссоциации и ионизации в области метеорной зоны (рассмотрение этого вопроса так же, как и анализ точности измерений, выходит за рамки настоящей работы).

Точность измерения $p(h)$ и $\rho(h)$ (по способу, описанному в п. 2) в значительной мере зависит от того, с какой точностью измерено давление на нижней границе метеорной зоны p_{h_1}.

Таким образом, общая точность измерений $p(h)$ и $\rho(h)$ определяется не только точностью метеорных измерений, но также точностью тех измерений, в результате которых было получено значение p_{h_1}.

От этого недостатка свободен метод Эванса, позволяющий измерять давления в области метеорной зоны независимо от того, известны или неизвестны параметры более низких слоев атмосферы.

Однако для реализации метода Эванса необходимо знать зависимость вероятности ионизации β от скорости метеора, что пока еще неизвестно.

Вывод

Представляет интерес сравнение метода Эванса (а также других косвенных методов) с методом, описанным в п. п. 2—3 настоящей работы, с использованием экспериментального материала и последующим сопоставлением с результатами измерений параметров атмосферы, выполненных прямыми методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. S. Evans. Scale Heights and Pressures in the upper Atmosphere from Radio-echo Observations of Meteors, Mon. Not. R.A.S., 1954, v. 114, No. 1, pp. 63—73.
2. T. R. Kaiser. Theory of the Meteor Height Distribution obtained from Radio-echo Observations, I,II Mon. Not. R.A.S., 1954, v. 114, No. 1, pp. 39—62.
3. G. S. Hawkins. Meteor Ionization and its Dependence on Velocity, Astrophys. J., 1956, v. 124, No. 1, pp. 311—313.
4. В. Л. Гинзбург. Теория распространения радиоволн в ионосфере, Огиз, Гостехиздат, 1949.
5. С. К. Митра. Верхняя атмосфера, И. Л., 1955.
6. Б. Ю. Левин. Физическая теория метеоров и метеорное вещество в солнечной системе, Изд. АН СССР, 1956.
7. Ed. by G. P. Kuiper. The Earth as a Planet, the University of Chicago Press, 1954, pp. 500, 506.
8. Е. И. Фиалко. Приближенная оценка вероятности метеорной ионизации, Астр. журн., 1959, т. 36, вып. 3, 491.