

М.А. Коновалова, С.Л. Одинцов

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПРИТОКОВ ТЕПЛА ПРИ ОЦЕНКАХ ВЫСОТЫ ГРАНИЦЫ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ИНВЕРСИИ

Получено дифференциальное уравнение относительно высоты границы приземной температурной инверсии при использовании параметризации турбулентного потока тепла в форме k -модели. Приводятся аналитические решения этого уравнения для некоторых частных случаев.

Надежность прогноза тех или иных метеовеличин во многом определяется точностью задания входных параметров прогностических моделей. Текущий контроль за этими параметрами позволяет оценить достоверность прогноза и при необходимости внести в него соответствующую корректировку. Например, одним из важнейших параметров, влияющих на процесс формирования приземной температурной инверсии, является турбулентный приток тепла Q_T . Его значения вблизи подстилающей поверхности входят в прогностические модели для высоты θ -инверсии h_j (см. например, [1–3]). Наряду с традиционными и не всегда удовлетворяющими по точности измерениями Q_T , использующими стандартные метеодатчики, вполне допустимо применение оптических или акустических методов и средств диагностики атмосферы. При этом возможны варианты, когда удобнее оценивать не пульсационные составляющие w' и θ' (пульсации вертикальной скорости ветра и потенциальной температуры соответственно), формирующие $Q_T = -\overline{\partial(w'\theta')}/\partial z$, где z — вертикальная координата (черта над произведением означает усреднение по ансамблю реализаций), а коэффициент турбулентной теплопроводности $k(z, t)$ (м/с), фигурирующий в параметризации

$$Q_T = -\frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'\theta'}) = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \theta}{\partial z} \right), \quad (1)$$

где θ — среднее значение температуры. В этой связи необходимо внести соответствующие изменения в прогностические соотношения, включив вместо $\overline{w'\theta'}$ коэффициент k . Именно этому вопросу и посвящено данное сообщение.

Предположим, что эволюция температурного поля при развитии ночной приземной инверсии связана только с процессами вертикального турбулентного теплообмена и радиационного выхолаживания. С учетом параметризации (1) уравнение теплопроводности для пограничного слоя атмосферы запишем в виде

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial \theta_h}{\partial t} + \left(c \frac{\partial \theta_0}{\partial t} - \frac{\partial \theta_h}{\partial t} \right) \left(1 - \frac{z}{h_0} \right)^n, \quad (2)$$

где индексы h и 0 указывают, что температура отвечает высотам $z = h_0$ и $z = 0$ соответственно, а множитель $c \leq 1$ учитывает наличие турбулентного теплообмена на уровне подстилающей поверхности. Внутри θ -инверсии, т. е. в области, где $\partial \theta / \partial z > 0$, профиль потенциальной температуры зададим в форме

$$\theta(z, t) = \theta_h(t) + [\theta_0(t) - \theta_h(t)] \left[1 - z/h_0(t) \right]^2, \quad (3)$$

а над инверсией в форме

$$\theta(z, t) = \theta_m(t) + (z_m - z) \gamma(t), \quad (4)$$

где θ_m — значение температуры на некоторой высоте $z_m > h_0$; γ — градиент температуры.

На основе уравнения (1) и модели температурного профиля (3), (4) перейдем к дифференциальному уравнению относительно h_0 , используя подход, примененный в [1]. В итоге получим

$$(\varphi_0 + \varphi_1 h_\theta) h_\theta \frac{dh_\theta}{dt} = F_3 h_\theta^3 + F_2 h_\theta^2 + F_1 h_\theta + F_0, \quad (5)$$

где $\varphi_0 = (n+1)(\theta_0 - \theta_K)$; $\varphi_1 = (2n+1-\alpha)\gamma$; $F_3 = (\alpha-n)\frac{d\gamma}{dt}$; $F_2 = -\frac{\partial}{\partial t}[(\alpha-n)\theta_K + (n+1-c\alpha-c)\theta_0]$; $F_1 = (\alpha+1)(n+1)\alpha\gamma k_0$; $F_0 = (\alpha+1)(n+1)\alpha k_0$; $\theta_K = \theta_m + \gamma z_m$. Здесь $k_0(t) = k(z=0, 1)$ — коэффициент турбулентной теплопроводности на уровне подстилающей поверхности. Относительно k_0 необходимо сделать следующее замечание. Во многих работах полагают, что при $z \rightarrow 0$ и $k(z) \rightarrow 0$. Однако если турбулентный поток температуры на уровне $z=0$ отличается от нуля, т.е. $\overline{w'\theta'} \neq 0$, то использование параметризации $\overline{w'\theta'} = -k\partial\theta/\partial z$ подразумевает, что при конечном значении $\partial\theta/\partial z$ и коэффициент k должен отличаться от нуля, хотя и может принимать значения на несколько порядков меньше единицы, что отмечается, например, в [4].

Аналитическое решение уравнения (5) имеется только в некоторых случаях. В частности, если над инверсией сохраняется безразличное распределение потенциальной температуры, т.е. $\gamma = 0$, то решение (5) имеет вид

$$h_\theta(t) = e^W \left[h_\theta^2(t_0) + 2\alpha(\alpha+1) \int_{t_0}^t k_0 e^{-2W} dt' \right]^{1/2}, \quad (6)$$

$$W = \int_{t_0}^t \frac{F_2}{\varphi_0} dt',$$

а в случае $\alpha = 2n+1$, $\gamma = 0$, $\theta_m = \text{const}$ имеет место уравнение

$$h_\theta(t) = \Delta^{2c-1} \left\{ \left[\frac{h_\theta(t_0)}{\Delta^{2c-1}(t_0)} \right]^2 + 2\alpha(\alpha+1) \int_{t_0}^t \frac{k_0}{\Delta^{2(2c-1)}} dt' \right\}^{1/2}, \quad (7)$$

где $\Delta = \theta_m - \theta_0(t)$; t_0 — начальный момент времени.

В качестве примера зависимости высоты инверсии h_θ от времени для двух вариантов эволюции k_0 на протяжении ночи (от 20 ч вечера до 4 ч утра), представленных на рис. 1 сплошными кривыми, приведем рис. 2. Цифры на этом рисунке указывают, к какому из вариантов изменения k_0 относятся кривые, при этом сплошные линии соответствуют случаю $n=1$, а штриховые — $n=2$. В обоих случаях предполагалось, что $\theta_m = \text{const} = 298$ К и $\gamma = 0$. Изменение θ_0 задавалось в виде функции, представленной на рис. 1 штриховой линией. В начальный момент времени $h_\theta(t_0) = 20$ м и $\Delta(t_0) = 3$ К, параметр $\alpha = 3$. Кроме того, на рис. 2 штрихпунктирной линией показано изменение h_θ при наличии выхолаживания над инверсией со скоростью $\partial\theta_m/\partial t = -0,5$ К/ч для случая $n=1$, $\alpha=3$. Особых комментариев приведенные зависимости $h_\theta(t)$ не требуют. Отметим лишь, что имеет место существенная зависимость h_θ от профиля радиационного выхолаживания, характеризующегося параметром n , на что уже обращалось внимание в [3].

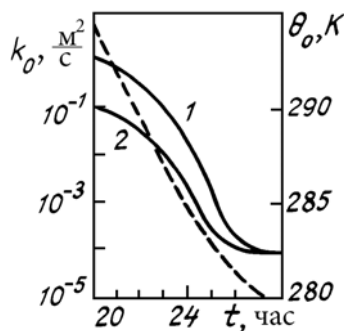


Рис. 1

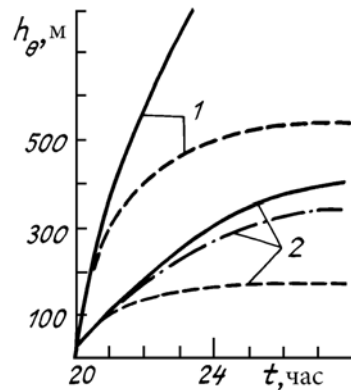


Рис. 2

Таким образом, материалы данного сообщения, а также результаты, опубликованные в [3], позволяют выбрать подходящий вариант для прогноза высоты границы приземной температурной инверсии, естественно, в рамках заданных моделей.

1. Yamada T. // J. Appl. Meteorol. 1979. V. 18. № 4. P. 526–531.
2. Бесчастнов С. П. // Метеорология и гидрология. 1987. № 8. С. 33–39.
3. Коновалова М. А., Одинцов С. Л. // Оптика атмосферы. 1992. Т. 5. № 7. С. 766–771.
4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии: Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1976. 610 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступило в редакцию
26 декабря 1991 г.

M. A. Konvalova, S. L. Odintsov. **Parametrization of the Turbulent Influxes of Heat in Estimation of the Surface Temperature Inversion Height.**

A differential equation for the height of a surface temperature inversion is derived with the use of parametrization of the turbulent heat influx in the form of the K -model. Analytical solutions of this equation are obtained for some particular cases.