

近地面层中湍流热通量和长波辐射 通量相互作用的数值研究

李兴生 卞新棣* 钟世远

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文详细讨论了在稳定层结条件下,近地面层内有各种典型的气象要素分布及下垫面状况时,长波辐射通量与湍流热通量之间的相互关系问题。结果表明:长波辐射通量对近地面层的热力结构有相当大的影响,它常常减弱了常值湍流热通量层的厚度。在弱风和层结稳定度较大的情况下,“常值湍流热通量层”将很薄,有时甚至难以存在。

一、引 言

在定常、水平均匀的条件下,通常认为在贴地面的一层空气内,湍流动量和热量通量不随高度而变化,因而把这一层大气定义为“常值湍流通量层”。常值通量层的假定在边界层气象学理论研究中应用十分广泛,然而 Robinson^[1] (1950), Brooks^[2] (1950), Funk^[3-4] (1960) (1961) 和 Garratt 等^[5] (1980) 等人的研究表明,长波辐射通量在低层大气中随高度的变化不仅在夜间,有时即使在白天也常常是不能忽略的。

Webb^[6] (1970), Businger^[7] (1971), Panofsky^[8] (1973), 叶卓佳^[9] (1980) 等人用实验资料分析表明:在稳定层结条件下,风速、位温、湿度廓线在近地层中都具有“对数+线性”形式,然而,各人得到的廓线的普适参数 β 却不尽相同,其中又以温度廓线参数 β_T 的离散度为最大(可以从 4.7 至 17 不等)。Yaglom^[10] (1976) 认为,除了仪器测量精度可能引起的误差之外,常值湍流通量层本身的探测及存在值得研究。Munn^[11] (1966) 也认为,必须着重解决湍流热通量与辐射热通量之间的相对重要性问题。

Coantic 和 Seguin^[12] (1970) 曾就中性条件下下垫面为水面的这个问题进行了探讨,在他们的工作中,为了求得长波辐射传输方程的解析解,不得不采用了一级近似,并且他们还假定了近地面层中位温分布服从“对数律”,这样的条件局限性是非常大的。

本文将辐射传输方程的数值解与温湿“对数+线性”廓线结合起来,详细地讨论了在稳定大气层结条件下,近地面层内有典型的气象要素及下垫面情况时,辐射通量与湍流热通量的相对重要性对常通量层产生的影响,从而研究“常值湍流热通量层”成立的条件及其相应的高度。

1984年5月31日收到,1984年9月6日收到修改稿。

* 南京大学气象系。

二、近地面层中相似理论的应用

在水平均匀、定常, 不考虑分子的粘性时, 近地面层中的动量通量 τ 、水汽通量 Q 以及热量通量 S 可以表示成如下的形式:

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} = \tau_0, \quad (1)$$

$$Q = \rho \overline{q'w'} = Q_0, \quad (2)$$

$$S + R = \rho C_p \overline{\theta'w'} + R = S_0 + R_0, \quad (3)$$

其中带有下标“0”的量表示定义在地面上的通量值。 ρ 是空气密度, C_p 是定压比热, u' , w' 分别为脉动水平风速和垂直风速, q' 为脉动湿度, θ' 为脉动温度, R 为长波辐射通量。

可以看到, 在上述条件下, 湍流动量、水汽通量在近地层中是不随高度变化的, 然而湍流热通量与长波辐射通量之总和才不随高度变化, 因此, 不能简单地认为存在常值湍流热通量层, 除非

$$R = R_0, \quad (4)$$

才有

$$S = \rho C_p \overline{\theta'w'} = S_0, \quad (5)$$

事实上湍流热通量应该表示成

$$S = S_0 \left(1 - \frac{R - R_0}{S_0} \right) = S_0 \left(1 - \frac{\Delta R}{S_0} \right). \quad (6)$$

现在剩下的问题是, 如果我们求得了 R 随高度的分布和 S_0 的值, 那么, 可以定义一个小正数 δ , 若在某一高度 z 满足

$$\left| \frac{R(z) - R_0}{S_0} \right| = \left| \frac{\Delta R}{S_0} \right| < \delta, \quad (7)$$

即满足

$$\left| \frac{S(z) - S_0}{S_0} \right| = \left| \frac{\Delta S}{S_0} \right| < \delta, \quad (8)$$

则我们可认为在此高度下, 湍流热通量基本上是常数, 于是可定义这一厚度为“常值湍流热通量层”的高度。显然这一厚度是随稳定度, 气象条件及下垫面状况不同而变化的。

根据通量梯度输送关系, 引进各湍流交换系数 K_m , K_q , K_H , 则满足以下关系式:

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} = \rho K_m \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (9)$$

$$Q = \rho \overline{q'w'} = -\rho K_q \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (10)$$

$$S = \rho C_p \overline{\theta'w'} = -\rho C_p K_H \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (11)$$

再定义下述湍流特征量参数:

$$u_* = (\tau_0/\rho)^{1/2}, \quad (12)$$

$$\theta_* = -S_0/\rho C_p u_*, \quad (13)$$

$$q_* = -Q_0/u_*\rho, \quad (14)$$

及 Monin-Obukhov 长度

$$L = u_*^2\theta_0/kg\theta_*, \quad (15)$$

其中 k 为 Karman 常数 (本文取 0.4), g 为重力加速度, θ_0 为地面温度.

近地面层中风、温、湿廓线的无因次方程可以写成:

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \varphi_m \left(\frac{z}{L} \right), \quad (16)$$

$$\frac{kz}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \varphi_H \left(\frac{z}{L} \right), \quad (17)$$

$$\frac{kz}{q_*} \frac{\partial q}{\partial z} = \varphi_q \left(\frac{z}{L} \right), \quad (18)$$

由方程 (9), (10), (11) 和 (16), (17), (18) 可求得:

$$K_m = ku_*z/\varphi_m \left(\frac{z}{L} \right), \quad (19)$$

$$K_H = ku_*z/\varphi_H \left(\frac{z}{L} \right), \quad (20)$$

$$K_q = ku_*z/\varphi_q \left(\frac{z}{L} \right), \quad (21)$$

其中 φ_m 、 φ_H 、 φ_q 是普适函数, 为了求解方便起见, 且不失一般性, 令:

$$\varphi = \varphi_m = \varphi_H = \varphi_q. \quad (22)$$

实验结果表明, 在稳定层结条件下, φ 具有下列形式:

$$\varphi = 1 + \beta z/L, \quad (23)$$

为了使讨论更具有普遍性, 本文取廓线参数 β 为 5. 将 (23) 式代入 (16)–(18), 经积分后可获得近地层的廓线分布形式:

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \beta z/L \right], \quad (24)$$

$$\theta(z) = \theta_0 + \frac{\theta_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \beta z/L \right], \quad (25)$$

$$q(z) = q_0 + \frac{q_*}{k} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \beta z/L \right]. \quad (26)$$

一经给定某二层高度上的风速、温度、湿度, 则通过 (15), (24)–(26) 即可定出相应的 u_* , θ_* , q_* 来.

三、长波辐射通量的计算

为了得到整层大气的长波辐射情况, 首先应该知道整层大气中温度和湿度的分布.

前一节已经讨论了近地面层中各廓线的形式,在近地面层以上,本文认为温度的典型分布按绝热递减率线性减少,相应的比湿分布也随高度线性减少。

关于大气中长波辐射通量的计算已有许多学者进行了研究,除了用图解法外, Brooks^[2] (1950), Funk^[4] (1961), Rodgers^[13] (1967), Paltridge 等^[14] (1976), Garratt 等^[5] (1981) 都提出了长波辐射传输方程的求解方法。本文主要参考 Rodgers 的计算方法,并对其作了适当的改进。长波辐射通量可以表示成:

$$R = F\uparrow - F\downarrow \quad (27)$$

利用“比发射率”或“灰体”的近似概念,我们可得到长波辐射传输方程:

$$F\downarrow(z) = \int_z^\infty B[T(z')] \frac{\partial E\downarrow}{\partial z'}(z', z) dz', \quad (28)$$

$$F\uparrow(z) = \int_0^z B[T(z')] \frac{\partial E\uparrow}{\partial z'}(z, z') dz' + [E_0 B(T_0) - (1 - E_0) F_0\downarrow][1 - E\uparrow(z, 0)], \quad (29)$$

式中 $E(z', z)$ 表示 z' 到 z 之间的吸收物质的比发射率, B 是黑体辐射函数,即

$$B(T) = \sigma T^4 \quad (30)$$

$$\sigma = 5.672 \times 10^{-8} W/m^2 K^4.$$

这里只考虑水汽的吸收,经过压力订正后的水汽吸收质量为:

$$w = \int_0^z \rho q \left(\frac{P}{P_0} \right)^n dz \quad (31)$$

其中取 $P_0 = 1000$ 百帕,并令气压订正参数 n 为 1。

关于比发射率 $E = E(w)$ 的函数形式,采用 Rodgers^[13] 的参数化公式:

$$E\uparrow(w) = \begin{cases} \sum_{i=0}^4 a_i (\ln w_i)^i; & w > 0.001 \text{ 克/厘米}^2 \\ \sum_{i=1}^4 a'_i w^{i/2}; & w \leq 0.001 \text{ 克/厘米}^2 \end{cases} \quad (32)$$

$$E\downarrow(w) = \begin{cases} \sum_{i=0}^4 b_i (\ln w_i)^i; & w > 0.001 \text{ 克/厘米}^2 \\ \sum_{i=1}^4 b'_i w^{i/2}; & w \leq 0.001 \text{ 克/厘米}^2 \end{cases} \quad (33)$$

其中系数 a_i, a'_i, b_i, b'_i 如表 1 中所列。

表 1 Rodgers 的比发射率参数化公式中的系数分布值

i	a_i	a'_i	b_i	b'_i
0	0.59830		0.65580	
1	0.15068	9.329	0.12175	8.857
2	0.03404	-446.4	0.01498	-332.8
3	0.00635	824.0	0.00150	14607.0
4	0.00049	259700.0	0.00005	-261900.0

另外,从实际和公式的精度考虑,取当 $w < 10^{-7}$ 克/厘米²时, $E\uparrow$ 和 $E\downarrow$ 均为零。

因为本文着重讨论近地面层厚度中辐射通量和湍流热通量之间的关系,故可以认为 2 公里以上的温度和湿度的变化不会对近地面层的大气辐射产生很大影响,因此,计算长波辐射通量密度 $F\uparrow, F\downarrow$ 时可分三段进行。令 $z_T = 1985$ 米, $z_h = 10$ 米,则 $z_T > z_h > z_0$, 其中 z_0 是地面粗糙长度。

i) 当 $z > z_T$ 时:

$$w_T = w(z_T) = \int_{z_T}^{\infty} \rho q \frac{P}{P_0} dz, \quad (34)$$

$$F_{T\downarrow} = F\downarrow(z_T) = \int_{z_T}^{\infty} B[T(z')] \frac{\partial E\downarrow}{\partial z'}(z', z) dz'. \quad (35)$$

在天气形势比较稳定时,自由大气中的密度、温度、湿度都变化不大,因此, w_T 及 $F_{T\downarrow}$ 可以近似地作为常数看待,其值可以根据自由大气中长波辐射冷却率的统计平均值来确定,这里取 $w_T = 0.2$ 克/厘米², $F_{T\downarrow} = 148$ 瓦/米²。

ii) 当 $z_h < z \leq z_T$ 时:

假定 $T(z_h) = T_h = \theta(z_h)$, 则

$$T(z) = T_h - \Gamma_d(z - z_h) \quad (36)$$

其中 Γ_d 为干绝热垂直递减率。

$$q(z) = q_h - \frac{\Delta q}{\Delta z}(z - z_h). \quad (37)$$

利用公式(28)–(37)即可计算长波辐射通量密度 $F\uparrow$ 和 $F\downarrow$ 的值。

iii) 当 $z_0 \leq z \leq z_h$ 时: $\theta(z)$ 和 $q(z)$ 的分布可分别由(25)和(26)式决定,这样,这一层中的 $F\uparrow$ 和 $F\downarrow$ 便不难求取。

在计算地面辐射时令

$$E'B(T_0) = E_0 B(T_0) - (1 - E_0)F_{0\downarrow} \quad (38)$$

这里取 $E'_0 = 0.95$ 。

四、计算和结果

表 2 列出了本文所采用的地面及 10 米高处的风速、温度、湿度的典型分布值,并按粗糙度 z_0 的量级大小分为 A, B, C 三大类,每类根据风、温、湿的不同组合分为 12 种情况。

根据表 2 中相应的风速、温度、湿度值代入方程(15)、(24)–(26)即可解得相应的湍流参数 u_* , θ_* , q_* 以及稳定度参数 L 。

垂直方向的数值差分格式分为二大类共 99 格,从 z_0 到 z_h 取 20 格,计算时采用二种间距格式,第一种采用等间距,格点分布为

$$z = 0.5(I - 1) + z_0, \quad (I = 1, 2, \dots, 21) \quad (39)$$

第二种采用非等间距,格点分布为

$$z = 0.01(I - 1)^2 + z_0, \quad (I = 1, 2, \dots, 21). \quad (40)$$

表 2 计算参数选取分类表

类 型	A												B												C																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
x_0 (米)	0.1												0.01												0.001																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
$T(10\text{ 米}) - T(x_0)$ (度)	0.5						2.0						0.5						2.0						0.5						2.0																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
$q(10\text{ 米}) - q(x_0)$ (克/秒)	-3.4						-0.5						-3.4						-0.5						-3.4						-0.5																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
$u(x = 10\text{ 米})$ (米/秒)	1			10									1			10									1			10																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
$T(x_0)$ (度)	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20	5	30	20

其中 $n = (\ln 999)/\ln 20$, 采用这一种计算网格的目的是要详细了解 1 米高度以内长波辐射通量梯度 $\frac{\partial R}{\partial z}$ 的分布。

从 z_h 到 z_T 之间等间距地分为 79 格, 每格间距为 25 米, 格点分布为

$$z = z_h + 25(I - 21), (I = 22, 23, \dots, 100) \quad (41)$$

利用上面的差分格式即可进行数值计算。

为了讨论方便起见, 先将表 2 中各类条件下计算得到的湍流参数 u_* , θ_* , q_* 以及 $M=0$ 长度 L 之值列于表 3 中。

1. 令 $\Delta_{10} = (S_{10} - S_0)/S_0$, $\Delta = (S(z) - S_0)/S_0$ 。计算结果表明, 地面粗糙度 z_0 及动力湍流参数 u_* 的变化只造成 $\partial R/\partial z$ 有很小的变化, 而 $\partial R/\partial z$ 对热力湍流因子 θ_* 及 q_* 则相当敏感。事实上湍流动力场与湍流热力场是相互联系的, z_0 和 u_* 的变化可能引起 θ_* 及 q_* 的变化, 因此动力机制会间接地影响辐射通量的变化。仔细分析图 1 可见, 在夜间稳定层结大气中, 辐射在贴地面大约 2—3 厘米之间一般起加热作用, 之上则辐射冷却, 在接近 6 厘米左右辐射冷却达到极大, 然后 $\partial R/\partial z$ 的绝对值随高度递减。因此, 由

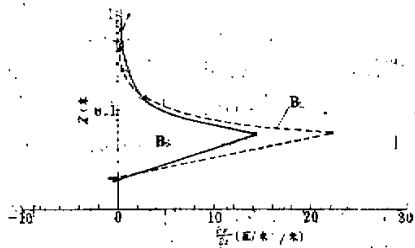


图 1 不同气象条件下, 辐射通量在 1 米高度内随高度的变化率。

表 3 各类条件下的湍流参数计算值

类别	参数	编号								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
A	u_* (米/秒)	0.017	0.014	0.010	0.862	0.861	0.861	0.841	0.840	0.838
	θ_* (度)	0.008	0.007	0.005	0.043	0.043	0.043	0.168	0.168	0.168
	q_* (克/千克)	-0.057	-0.049	-0.035	-0.293	-0.293	-0.293	-0.286	-0.285	-0.286
	L (米)	2.6	2.1	1.5	1330	1280	1200	325	313	297
B	u_* (米/秒)	0.011	0.010	0.007	0.574	0.574	0.574	0.560	0.560	0.559
	θ_* (度)	0.006	0.005	0.003	0.029	0.029	0.029	0.112	0.112	0.112
	q_* (克/千克)	-0.038	-0.032	-0.023	-0.195	-0.195	-0.195	-0.191	-0.190	-0.190
	L (米)	1.7	1.4	0.98	890	860	850	217	209	198
C	u_* (米/秒)	0.008	0.007	0.005	0.431	0.431	0.430	0.420	0.420	0.419
	θ_* (度)	0.004	0.004	0.003	0.022	0.022	0.022	0.084	0.084	0.084
	q_* (克/千克)	-0.028	-0.024	-0.018	-0.146	-0.146	-0.146	-0.143	-0.143	-0.142
	L (米)	1.3	1.1	0.7	670	640	610	163	157	149

(6)式可知, S 的绝对值总是随高度递增的。

2. 表 4 给出了 Δ_{10} 与 $M=0$ 长度 L 的关系, 在粗糙度 z_0 不变的条件下, 湍流热通量 S 随高度的相对变化率将和 L 的大小成反比; 换言之, 层结越稳定, Δ_{10} 的值越大, 这说明稳定层结抑制湍流发展, 相应地 $S_0 \rightarrow 0$, 而 $\partial R / \partial z$ 的变化一般不会太大, 因此, 近地面层中的热通量将主要取决于长波辐射通量。

3. 图 2 给出了不同层结条件下 Δ_{10} 与粗糙度 z_0 的关系曲线。图中可见 Δ_{10} 与 z_0 成反比, 这一现象说明地面粗糙度较小时, 机械湍流较小, 近地面层中湍流热通量占主导地位; 反之, 粗糙度较大时, 机械湍流增大, 近地层中上下层之间热通量的相对差异减小。还可发现比湿 q 大, 相应的 Δ_{10} 也变大。另外, 值得指出的是, Δ_{10} 的值随着层结稳定度的增加 (即随着 L 的减小) 而增加很快, 这表明, 层结愈稳定, 湍流热通量受到抑止, 长波辐射通量起主要作用。

4. 图 3 给出了不同参数下 Δ 随高度 z 的变化曲线, 其中只给出了几组典型的曲线。如果我们定义衰减指数 δ 为 10%, 那么, 表 2 中从 A_3 至 A_1 , 以及从 B_3 至 B_1 和 C_3 , C_1 诸例的分布表明, 常值湍流热通量层的厚度可以大于 10 米。而 A_4 以及 B_4 至 B_6 , C_4 至 C_9 诸例

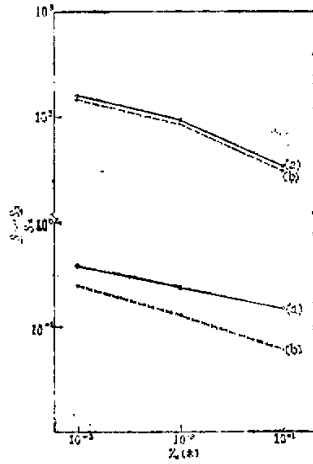


图 2 不同层结条件下, Δ_{10} 与粗糙度 z_0 的关系曲线

(a) $q_0 = 27$ (克/千克) (b) $q_0 = 4$ (克/千克)
 $L: 10^{-1} \sim 10^0$ (米) $L: 10^1 \sim 10^2$ (米)

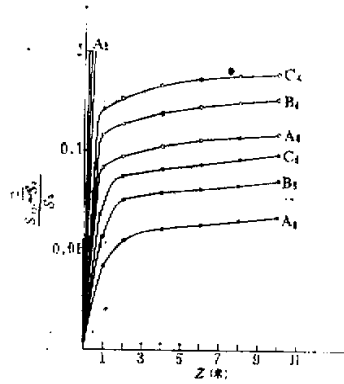


图 3 不同参数下 Δ 随高度 z 的变化曲线。

表 4 Δ_{10} 与 $M=0$ 长度 L 的关系

z_0 (米)	0.1						0.01						0.001					
q (克/千克)	27		8		4		27		8		4		27		8		4	
L (米)	1333	2.6	1288	2.1	1221	1.5	888	1.0	858	1.6	814	1.7	644	1.3	644	1.1	610	0.7
$\frac{\Delta S}{S_0}$	0.15	40.5	0.09	31.6	0.06	39.2	0.23	92.3	0.20	57.7	0.13	88.4	0.39	162.6	0.34	134.1	0.25	163.1

的分布说明,该厚度只在1—4米之间。可以看到象 $A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, B_3, C_1, C_2, C_3$ 等情况常值湍流热通量层连1米的厚度也难以达到,由此可见,常值湍流热通量层的厚度是由 $z_0, L, q(x), T(x), u(x)$ 共同决定的,但是,表征层结因子的 L 将起着更为重要的作用。

另外,从图3可以看出,在其它条件相同的情况下, Δ 与粗糙度 z_0 也成反比。在同一种粗糙度 z_0 的条件下,常值通量层的厚度从 A_1 至 A_{12} (同样从 B_1 至 B_{12}, C_1 至 C_{12}) 逐渐增高。

六、结 论

在稳定层结大气的近地面层中,长波辐射通量对热力结构有相当大的影响,在地面粗糙度较小的情况下,它的作用更明显,层结愈稳定,近地面层中的热通量主要决定于辐射

通量,因而,长波辐射通量常常削弱了常值湍流热通量层的厚度。

在小风、稳定度很大(即 L 较小)的条件下,常值热通量层将很薄,有时甚至难以存在。

参 考 文 献

- [1] Robinson, G. D., Notes on the measurement and estimation of atmospheric radiation-2, *Q. J. R. M. S.*, 76, 37—51, 1950.
- [2] Brooks, D. L., A tabular method for the computation of temperature change by infrared radiation in the free atmosphere, *J. Met.*, 7, 313—325, 1950.
- [3] Funk, J. D., Measured radiative flux divergence near the ground at night, *Q. J. R. M. S.*, 86, 182—389, 1960.
- [4] Funk, J. D., A numerical method for the computation of the divergence near the ground, *J. Met.*, 18, 388—392, 1961.
- [5] Garratt, J. R. and Brost, M. A., Radiative cooling effect within and above the nocturnal boundary layer, *J. Atmos. S.*, 38, 2730—2745, 1981.
- [6] Webb, E. K., Profile relationship the log-linear range and extension in strong stability, *Q. J. R. M. S.*, 407, 67—91, 1970.
- [7] Businger, J. A. et al., Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. S.*, 28, 181—189, 1971.
- [8] Panofsky, H. A., Profiles of wind and temperature from towers over homogeneous terrain, *J. Atmos. S.*, 30, 788—794, 1973.
- [9] 叶卓佳, 稳定大气近地面层的风和温度廓线, 气象学报, 40 卷 2 期, 166—174, 1982.
- [10] Yaglom, A. M., Comments on wind and temperature flux-profile relationships, *Boundary layer Met.*, 11, 89—102, 1976.
- [11] Munn, R. E., Descriptive Micrometeorology, Academic Press, New York, 1966.
- [12] Coantic, M. and Seguin, B., On the interaction of turbulent and radiative transfers in the surface layer, *Boundary Layer Met.*, 1, 245—263, 1970.
- [13] Rodgers, C. D., The use of emissivity in atmospheric radiation calculation, *Q. J. R. M. S.*, 93, 43—54, 1967.
- [14] Paltridge, G. W. and Platt, C. M., Radiative Processes in meteorology and climatology, Elsevier, 318 pp. 1976.

NUMERICAL STUDIES ON THE INTERACTION OF TURBULENT AND RADIATIVE TRANSFERS IN THE SURFACE LAYER

Li Xingsheng Bian Xindi Zhong Shiyuan

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

The interaction of turbulent and radiative transfers applied to a number of plausible atmospheric situations in the surface layer is discussed under the stably stratified condition. The calculations show that the effect of radiative flux on the thermal structure is rather obvious, it usually acts in such a way that weakening the height of constant turbulent heat flux. In the case of low wind velocities and stable stratifications, the height of a constant turbulent heat flux will be very thin and/or non-existent.