

# 人工植被和流动沙丘近地面 层湍流通量的计算\*

刘树华 辛国君

(北京大学地球物理系, 100871)

陈荷生 冯金朝 刘立超

(中国科学院兰州沙漠研究所, 730000)

## 提 要

提出了由 Businger 建议的无量纲廓线通用函数形式的近地面层稳定度参数  $\zeta$  的相似方程分析解。代替了以往采用数值迭代法求  $\zeta$ , 并应用于沙漠人工植被和裸露流动沙丘上的实测资料分析。采用目前广泛应用的空气动力学方法, 分别计算了动量和热量交换系数, 感热和潜热通量, 并由波文比——能量平衡方法进行了验证。结果表明: 采用 Businger 无量纲通量廓线关系形式的近地面层稳定度参数  $\zeta$  的相似方程分析解, 代替以往惯用的数值迭代法或最小二乘法求  $\zeta$  的方法, 计算结果合理, 方法具有简便准确之优点。

**关键词:** 通量廓线关系 相似方程 分析解 感热和潜热通量

## 引 言

研究近地面层湍流通量的垂直输送, 是微气象学领域的一个重要方面。它不仅有着理论上的意义, 而且对指导农林牧业生产和沙漠治理也有一定的实际意义。

空气动力学法在近地面层湍流通量的计算中, 以理论成熟、代表性好等优点而被广泛应用。在地表面粗糙度不太大时, 合理确定稳定度参数  $\zeta$ , 适当选用通量廓线通用函数, 计算的湍流通量精度较高。同涡动相关法比较, 仪器使用方便, 简便易行, 造价低廉。本文应用 Businger 无量纲通量廓线通用函数, 在  $\zeta \geq 0$  时建立了  $\zeta$  的二次方程, 在  $\zeta < 0$  时建立了  $\zeta$  的三次方程, 并得到  $\zeta$  的解析解的形式。进而由空气动力学方法计算出感热和潜热通量。并与波文比方法同时计算的感热和潜热

通量进行了比较。本文由解  $\zeta$  相似方程分析解的方法代替了以往惯用的数值迭代或最小二乘法, 简便易行, 并具有较高精度。

## 1 微气象观测

1992年8月, 在中国科学院沙坡头沙漠科学研究所, 对9年生油蒿和柠条混合人工植被区和流动沙丘区下垫面近地面层进行微气象观测。人工植被高1m左右, 覆盖度30%左右, 观测场开阔。流动沙丘微气象观测场离人工植被区边缘约600m, 观测场设在具有100m较均匀的沙丘上。人工植被区与流动沙丘区进行同步微气象观测。观测项目有: 温度, 湿度和风速梯度, 近地层风向, 地温廓线, 净辐射通量, 土壤热通量, 地表及植被温度, 云量, 天气现象等。

风速梯度测量采用苏制小型风杯风速

\* 本文为北京大学预研基金和中科院沙坡头沙漠研究开放站基金资助。

表,观测前,在风洞中对每台风速表进行了检定,起动风速为0.6—0.8 m·s<sup>-1</sup>。每次观测平均时间为20分钟。观测高度人工植被区为0.5, 1.0, 1.5, 2.0和2.5m;流沙区为0.5, 1.0, 1.5和2.0m。温度和湿度测量是采用阿斯曼通风干湿表,观测高度植被区为0.5, 1.0和2.0m;流沙区为0.5和1.5m。

净辐射通量和土壤热通量分别采用澳大利亚产CN-1型和CN-3型净辐射表和土壤热通量表测量。净辐射表的安装高度为1.5m,土壤热通量表埋在地表面以下1cm深处。净辐射表为通风积分式,每15分钟打印一次积分值,24小时打印一次日累积值。

## 2 计算方法

### 2.1 空气动力学方法

根据 Monin-Obukhov 相似性理论,在水平均匀近地面层大气中,风速、温度和湿度梯度及动量、感热和潜热通量可表示为:

$$\partial u/\partial z = u_* \Phi_u(\xi)/k(z-d) \quad (1)$$

$$\partial T/\partial z = T_* \Phi_h(\xi)/k(z-d) \quad (2)$$

$$\partial q/\partial z = q_* \Phi_w(\xi)/k(z-d) \quad (3)$$

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (4)$$

$$H = -\rho c_p u_* T_* \quad (5)$$

$$\lambda E = -\rho \lambda u_* q_* \quad (6)$$

由式(1)~(6)和比湿与水汽压的关系

$$q = \epsilon e/p \quad (7)$$

可得到空气动力学梯度方法计算动量、感热和潜热通量公式为:

$$\tau = \rho k^2 (z-d)^2 (\partial u/\partial z)^2 \Phi_u(\xi)^{-2} \quad (8)$$

$$H = -\rho c_p k^2 (z-d)^2 (\partial u/\partial z) (\partial T/\partial z) \Phi_u(\xi)^{-1} \Phi_h(\xi)^{-1} \quad (9)$$

$$\lambda E = -\rho c_p k^2 (z-d)^2 (\partial u/\partial z) (\partial e/\partial z) \gamma^{-1} \Phi_u(\xi)^{-1} \Phi_w(\xi)^{-1} \quad (10)$$

或

$$H = -\rho c_p u_*^2 (\partial T/\partial u) \Phi_u(\xi) \Phi_h(\xi)^{-1} \quad (11)$$

$$\lambda E = -\rho c_p u_*^2 (\partial e/\partial u) \gamma^{-1} \Phi_u(\xi) \Phi_w(\xi)^{-1} \quad (12)$$

式中,  $u_*$  为摩擦速度/m·s<sup>-1</sup>;  $k$  为卡曼常数(0.35);  $z$  为有效高度( $z = \sqrt{(z_1-d)(z_2-d)}$ )/m;  $d$  为零平面位移(植

被区  $d=0.63$ m,流沙区  $d=0.10$ m);  $T_*$  和  $q_*$  分别为温度和比湿尺度;  $\rho$  为大气密度(1.2897—0.0049T)/kg·m<sup>-3</sup>;  $c_p$  为空气定压比热(1004J·kg<sup>-1</sup>·K<sup>-1</sup>);  $\lambda$  为水汽化潜热(2.5×10<sup>6</sup>J·kg<sup>-1</sup>);  $\gamma$  为干湿表常数( $c_p p/\epsilon \lambda = 0.65$ hPa·°C<sup>-1</sup>);  $\epsilon$  为水汽分子与干空气分子的重量比(0.622);  $p$  为大气压力/hPa;  $\tau$  为动量通量/kg·m<sup>-1</sup>·s<sup>-2</sup>;  $H$  和  $\lambda E$  分别为感热和潜热通量/W·m<sup>-2</sup>;  $\partial u/\partial z$ ,  $\partial T/\partial z$  和  $\partial e/\partial z$  分别为风速、温度和湿度梯度,计算中是根据两个高度上的观测值,采用几何平均求得<sup>[1]</sup>。

$$\partial s/\partial z = (s_2 - s_1) / \sqrt{(z_1 - d)(z_2 - d)} \ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)] \quad (13)$$

式中  $s_1, s_2$  代表  $z_1$  和  $z_2$  高度的  $u, T$  和  $e$  值。

### 2.2 波文比—能量平衡法

地面能量平衡方程为

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (14)$$

波文比定义为

$$\beta = H/\lambda E \quad (15)$$

近地面层垂直热量和水汽的扩散可分别表示为

$$H = \rho c_p K_h (\partial T/\partial z) \quad (16)$$

$$\lambda E = \rho \lambda K_w \epsilon / p (\partial e/\partial z) \quad (17)$$

式中  $K_h$  和  $K_w$  分别为热量和水汽的扩散系数。由式(16)(17)和(15)得

$$\beta = p \cdot (c_p/\epsilon \lambda) (K_h/K_w) \partial T/\partial e \quad (18)$$

假设  $K_h = K_w$ , 并以差分代替微商,式(18)可简化为

$$\beta = \gamma \Delta T/\Delta e \quad (19)$$

$\Delta e$  由下式计算:

$$\Delta e = E(t_{w2}) - E(t_{w1}) - \gamma[(t_{a2} - t_{a1}) - (t_{w2} - t_{w1})] \quad (20)$$

式中  $E(t_{w2})$  和  $E(t_{w1})$  分别为  $z_2$  和  $z_1$  处湿球温度的饱和水汽压。由式(14)~(18)可得:

$$H = (R_n - G) \cdot \beta / (1 + \beta) \quad (21)$$

$$\lambda E = (R_n - G) / (1 + \beta) \quad (22)$$

### 2.3 稳定度参数 $\xi$ 的分析解

$\Phi_u(\xi)$ ,  $\Phi_h(\xi)$  和  $\Phi_w(\xi)$  的函数形式采用 Businger 等(1971)<sup>[2]</sup>的表达式:

$$\Phi_m(\xi) = \begin{cases} (1 - \gamma_m \xi)^{-1/4} & \xi < 0 \\ 1 + \beta_m \xi & \xi \geq 0 \end{cases} \quad (23)$$

$$\Phi_h(\xi) = \Phi_w(\xi) = \begin{cases} pro(1 - \gamma_h \xi)^{1/2} & \xi < 0 \\ pro(1 + \beta_h \xi) & \xi \geq 0 \end{cases} \quad (24)$$

其中  $\xi$  为无量纲稳定度参数  $\xi = z/L = k \cdot z \cdot g \cdot T_s / \bar{T} u_*^2$ ,  $pro = 0.74$ ,  $\beta_m = 4.7$ ,  $\beta_h = \beta_m / pro$ ,  $\gamma_m = 15$ ,  $\gamma_h = 9$ 。

在近地面层中梯度 Richardson 数为<sup>[3]</sup>

$$Ri = g/\bar{T} [(\partial T/\partial z)/(\partial u/\partial z)^2] = \xi \Phi_h / \Phi_w^2 \quad (25)$$

当  $\xi \geq 0$  时, 由式(23), (24)和(25)得  $\xi$  的二次方程为:

$$(Ri\beta_m^2 - pro\beta_h)\xi^2 + (2Ri\beta_m - pro)\xi + Ri = 0 \quad (26)$$

为了使解出的  $\xi$  与  $Ri$  同号, 取方程(26)的负根解为

$$\xi = (1 - 2\beta_h Ri) - [1 + 4Ri/pro (\beta_h - \beta_m)]^{1/2} / 2\beta_h (\beta_m Ri - 1) \quad (27)$$

当  $\xi < 0$  时, 由式(23), (24)和(25)得  $\xi$  的三次方程为:

$$\gamma_m pro^2 \xi^3 - pro^2 \xi^2 - \gamma_h Ri^2 \xi + Ri^2 = 0 \quad (28)$$

根据卡尔丹公式得方程(28)根解的三角函数表达式为<sup>[4]</sup>

$$\xi = -2 \sqrt{Q} \cos \theta \quad (29)$$

式中

$$Q = \frac{1}{9} (1/\gamma_m^2 + 3\gamma_h Ri^2/\gamma_m pro^2)$$

$$\theta = \arccos(p/Q^{3/2})/3$$

$$P = [-2/\gamma_m^3 + 9Ri^2(3 - \gamma_h/\gamma_m)/\gamma_m pro^2]/54$$

具体计算步骤: 首先由式(25)计算出 Richardson 数  $Ri$ , 如果  $Ri \geq 0$ , 则由式(27)计算  $\xi$ , 再由式(23), (24)计算出  $\Phi_m$  和  $\Phi_h$ , 代入式(8)–(10)计算出  $\tau$ ,  $H$  和  $\lambda E$ , 同时由式(21)和(22)计算出波文比能量平衡法的  $H$  和  $\lambda E$  值。如果  $Ri < 0$ , 则由式(29)计算  $\xi$ , 再由式(23), (24)计算出  $\Phi_m$  和  $\Phi_h$ , 最后代入式(8)–(10)计算  $\tau$ ,  $H$  和  $\lambda E$ , 同时由式(21)和(22)计算波文比能量平衡法的  $H$  和  $\lambda E$  值。

最后由近地面层动量垂直输送方程

$$\tau = \rho K_M \partial u / \partial z \quad (30)$$

和式(8)–(10)及(16)、(17)得动量、热量和水汽通量垂直输送系数为

$$K_M = k^2(z-d)^2(\partial u/\partial z)\Phi_m^{-2} = ku_* (z-d)\Phi_m^{-1} \quad (31)$$

$$K_H = k^2(z-d)^2(\partial u/\partial z)(\Phi_m\Phi_h)^{-1} = ku_* (z-d)\Phi_h^{-1} \quad (32)$$

$$K_W = k^2(z-d)^2(\partial u/\partial z)(\Phi_m\Phi_w)^{-1} = ku_* (z-d)\Phi_w^{-1} \quad (33)$$

### 3 结果分析

为了比较在不同地表条件下利用通量廓线关系的分析解所求得的稳定度函数, 由空气动力学法计算感热和潜热通量的精确度。本文利用沙漠人工植被和裸露沙丘地表面上的风速、温度、湿度及净辐射和土壤热通量资料, 采用空气动力学方法和波文比法分别计算了感热和潜热通量, 并相互做了比较(见图1、2)。

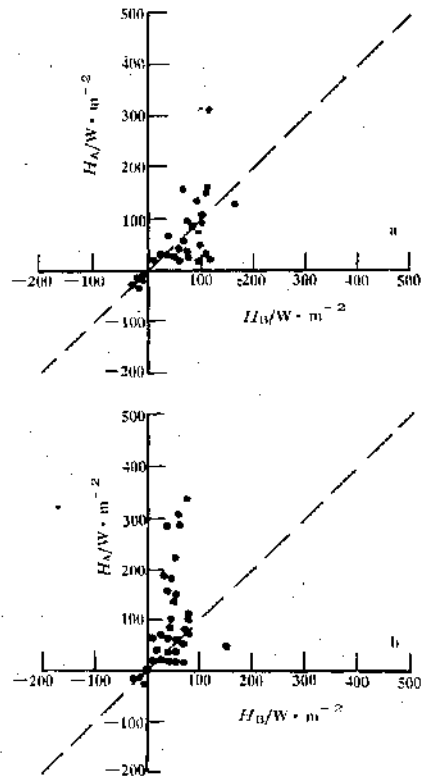


图1 沙漠人工植被区(a)和流沙区(b)空气动力学法和波文比法计算感热通量的比较

由图1可见,在人工植被下垫面条件下,两种方法计算感热的相关性要好于裸露流沙下垫面。在裸露流沙表面白天由于沙而贮存热量的增大,在贴地层形成了很强的超绝热现象,风速剪切也较强,因此存在强烈的垂直向上的热输送。而波文比方法中  $R_n$  由于地表反射率大,其值比植被表面小,裸露流沙表面进入到沙面中的热通量比植被表面大,故在裸露流沙表面白天强烈不稳定时,空气动力学方法计算的感热通量要大于波文比方法的计算值。而在人工植被区,由于植被的粗糙度和散热作用,使两种方法计算结果相关性较好。但同样有愈不稳定,空气动力学方法计算结果愈偏大的趋势。

由图2可见,在植被区波文比方法计算的潜热通量偏大,这充分说明了由于植被而改

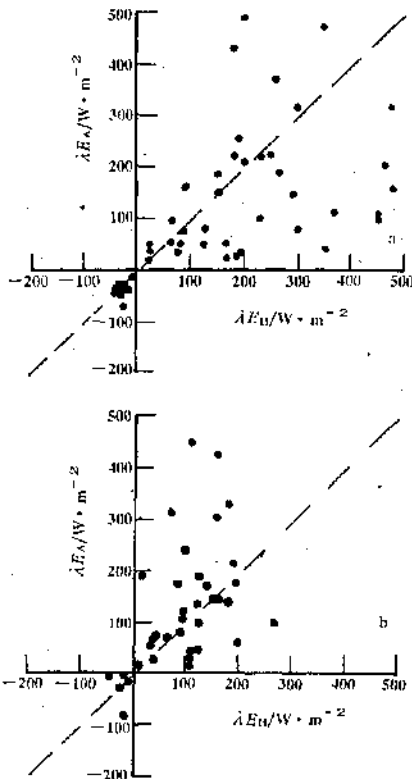


图2 沙漠人工植被区(a)和流沙区(b)空气动力学法和波文比法计算潜热通量的比较

变了地表反射率,并使流入地下的热量减少,而可利用能增大,使得蒸散潜热通量加强,故波文比方法计算结果偏大。而裸露沙面则由于地表反射率大,可利用能减小,使蒸发潜热通量相应减小,故波文比方法计算结果偏小。

为了检验计算方法的准确性和合理性,了解两种地表条件下的辐射平衡特征。图3分别给出了人工植被和裸露流沙下垫面条件下,两种方法计算的感热与潜热通量之和与实测的净辐射与土壤热通量之差的比较。 $R_n - G$  是实测值,具有明确的物理意义和可比性。由图3可见,两种地表条件下,波文比方法计算  $H_n + \lambda E_n$  与实测  $R_n - G$  的相关性均较好。而空气动力学方法在两种地表条件下的计算值  $H_a + \lambda E_a$  与实测  $R_n - G$  比较均较离散。人工植被区  $R_n - G$  大于  $H_a + \lambda E_a$ ,而裸露流沙区  $H_a + \lambda E_a$  大于  $R_n - G$ ,造成原因与图2分析相同。

湍流交换系数是表征近地面层湍流发展强弱的物理量,与表面动力和热力特征有关。为了了解两种地表条件下湍流交换系数的差异和进一步解释图1、2、3结果,图4给出了人工植被区和裸露流沙区动量和热量垂直交换系数的比较。从图4中可明显看出,两种地表条件下  $K_H$  都大于  $K_M$ ,即  $K_H/K_M > 1$ ,充分体现了沙漠地区近地面层湍流输送特征。从图4中还可看出,在人工植被区,当  $K_H < 0.2$  时,  $K_H/K_M = 1.25$ ,当  $K_H > 0.20$  后,  $K_H/K_M = 1.5$ 。而在裸露流沙区  $K_H/K_M = 1.5$  的斜率一直保持到  $K_H = 0.8$ 。这同样是人工植被区与裸露流沙区地表动力及热力条件不同形成的。

#### 4 结论

综上所述,我们可以得到如下结论:

近地面层稳定度参数  $\xi$  的方程分析解,可代替间接计算湍流通量时为了提高精度而常用的数值迭代法或最小二乘法。计算结果

表明是合理的,符合本文研究的地表条件下的湍流通量输送规律。为近地面间接计算湍

流通量的研究提供了一种简便而精确的方法。

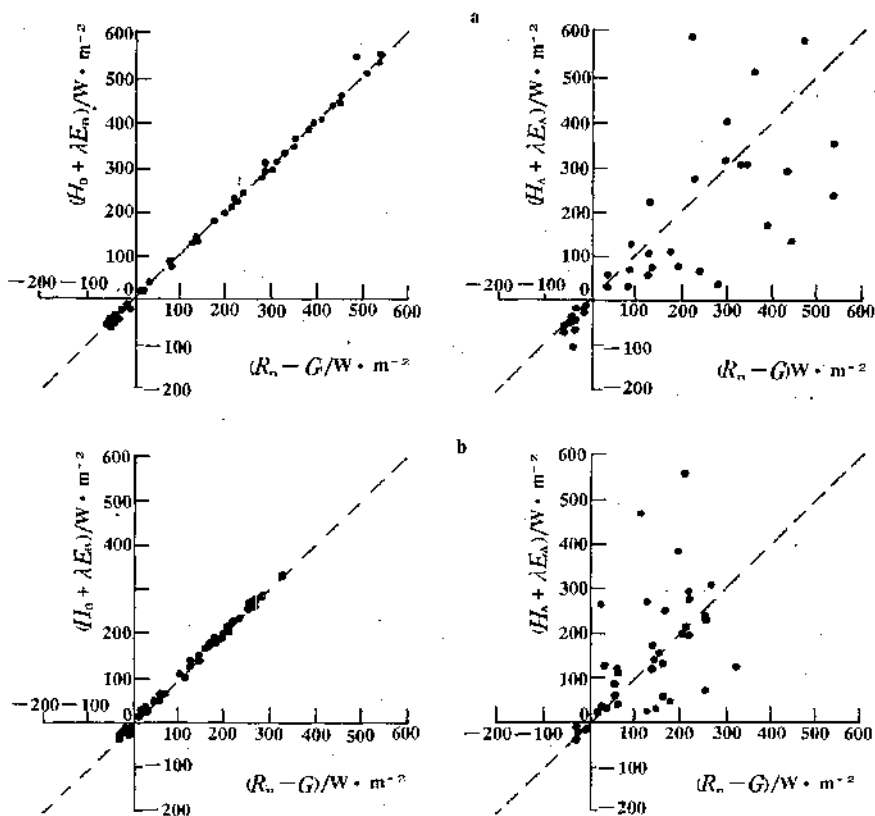


图3 沙漠人工植被区(a)与流沙区(b) $R_n - G$ 与 $H + \lambda E$ 的比较

左图为波文比法;右图为空气动力学法

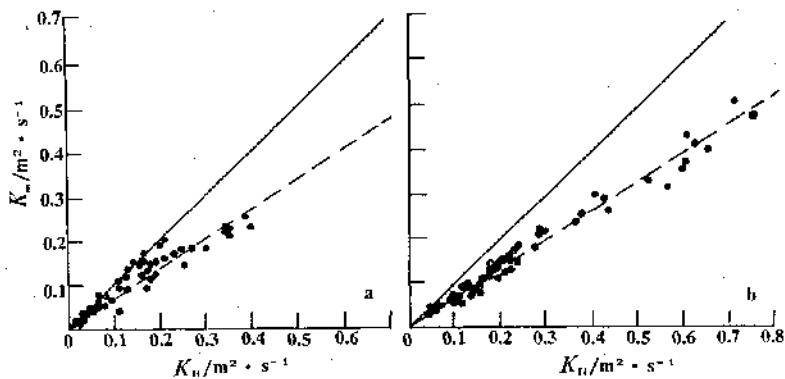


图4 沙漠人工植被区(a)与流沙区(b) $K_d$ 和 $K_M$ 的比较

参考文献

(下转第8页)

(上接第13页)

- 1 Dyer, A. J., and B. B. Hicks. Flux-gradient relationships in constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 715—721, 1970.
- 2 Businger, J. A., et al. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181—189, 1971.
- 3 刘树华等. 风廓线曲率与理查逊数的关系. *气象*, 1991, 17(5):10—13.
- 4 数学手册编写组. *数学手册*, 北京: 高等教育出版社, 1979:88—89.

## Comparison of the Turbulent Flux Calculation Methods of the Artificial Vegetation on Sand Dunes.

Liu Shuhua Xin Guojun

(Department of Geophysics, Peking University, 100871)

Chen Hesheng Feng Jinzhao Liu Lichao

(Institute of Desert Research, Academia Sinica, 730000)

### Abstract

The analytical solutions of surface layer Monin-Obukhov stability parameter similarity equations are presented for the nondimensional profile functional forms put forward by Businger et al. For stable and unstable atmospheric conditions, exact analytical solutions of gradient Richardson number  $Ri$  are obtained. The proposed analytical solutions can replace the costly numerical iterative method, the least-square methods of estimated stability parameters, and the aerodynamic method for calculating surface turbulent fluxes. The sensible heat and latent heat fluxes were compared each other with the Bowen ratio and aerodynamic methods to be calculated.

**Key Words:** flux profile relationship similarity equation analytical solution sensible heat and latent heat fluxes