

# 不同下垫面湍流输送计算方法的研究\*

刘树华 刘和平

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

## 提 要

文章应用三种不同下垫面近地面层风速和温度梯度资料, 代入风速和温度廓线公式, 迭代求得感热通量及热量交换系数. 确定  $K_h/K_w$  与稳定度参数  $\xi$  的关系式. 分别利用空气动力学方法和波文比能量平衡法计算潜热通量, 并进行了比较.

**关键词:** 感热平流; 感热和水汽交换系数; 感热和潜热通量.

## 引 言

目前国内外在应用空气动力学方法和波文比能量平衡方法计算湍流通量时, 一般假定热量( $K_h$ )和水汽( $K_w$ )的交换系数相等. 这在不稳定条件下的均匀下垫面, 来流路径足够大的近地面层中是无可非议的. 但在来流路径短, 并且存在强烈感热平流时, 成了一个很有争议的问题. 因此时在近地面层热量和水汽的输送方向相反, 相似性假设不成立. 特别是在不同下垫面近地面层中,  $K_h/K_w$  的关系如何确定长期以来一直争论不休<sup>[1~5]</sup>.

本文应用了在感热平流条件下的风速和温度梯度资料, 迭代求得感热通量和稳定度参数  $\xi$  及  $K_h$ , 并确定出  $K_h/K_w$  与  $\xi$  的关系式, 应用空气动力学法和波文比能量平衡法, 计算三种下垫面近地面层的感热通量和潜热通量.

## 1 计算方法

### 1.1 空气动力学方法(A)

在均匀下垫面近地面层中, 根据 Monin-Obukhov 相似理论, 在空气动力学粗糙表面上有:

$$\partial u / \partial z = U_* \Phi_M(\xi) / k(z-d) \quad z > h \quad (1)$$

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

\* 中国科学院大气边界层物理和大气化学国家重点实验室及沙坡头开放试验基金资助.

1994-10-20 收到, 1995-03-08 收到修改稿.

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

其中  $k$  为 Karman 常数, 取  $k = 0.4$ ;  $U_*$ 、 $T_*$  和  $q_*$  分别为摩擦速度、温度和湿度尺度;  $d$  为地表零平面位移高度;  $h$  为地表粗糙元的平均高度;  $\Phi_M(\xi)$ 、 $\Phi_H(\xi)$ 、 $\Phi_w(\xi)$  为动量、热量和水汽垂直交换通用稳定度函数.  $\xi = (z-d)/L$ ,  $L$  为 Monin-Obukhov 长度, 定义为:

$$L = -\rho c_p T U_*^3 / k g H = T U_*^2 / k g T_* \quad (4)$$

如果在已有风速、温度和湿度的梯度测量资料条件下, 可由式(1)至式(3)确定  $U_*$ 、 $T_*$  和  $q_*$ , 即可由下式求得湍流通量值:

$$\tau = \rho U_*^2 \quad (5)$$

$$H = -\rho c_p U_* T_* \quad (6)$$

$$\lambda E = -\rho \lambda U_* q_* \quad (7)$$

式中  $\rho$  为大气密度;  $c_p$  为大气定压比热;  $\lambda$  为水汽化潜热.

另外, 在近地面层, 动量、感热和潜热的垂直输送方程为:

$$\tau = \rho K_m \partial u / \partial z \quad (8)$$

$$H = -\rho c_p K_h \partial T / \partial z \quad (9)$$

$$\lambda E = -\rho \frac{\lambda \epsilon}{p} K_w \partial e / \partial z \quad (10)$$

其中  $\epsilon$  为水汽分子和干空气分子的摩尔质量比;  $K_m$ 、 $K_h$  和  $K_w$  分别为动量、热量和水汽的交换系数. 上式中  $\partial u / \partial z$ 、 $\partial T / \partial z$  和  $\partial e / \partial z$  可根据两个高度上的  $u(z)$ 、 $T(z)$  和  $e(z)$  的测量值得到<sup>[3]</sup>.  $\Phi_M$ 、 $\Phi_H$ 、 $\Phi_w$  的形式有多种, 我们采用了 Dyer<sup>[6]</sup> 建议的形式:

$$\Phi_M = \begin{cases} (1 - 16\xi)^{-1/4} & \xi \leq 0 \\ 1 + 5\xi & \xi > 0 \end{cases} \quad (11)$$

$$\Phi_H = \Phi_w = \begin{cases} (1 - 16\xi)^{-1/2} & \xi \leq 0 \\ 1 + 5\xi & \xi > 0 \end{cases} \quad (12)$$

空气动力学粗糙度  $Z_0$ , 及  $d$ 、 $U_*$  和  $T_*$ , 分别由式(1)、(2)积分得到的含层结订正函数的近地面层风速和温度廓线公式迭代求得, 即

$$U(z, d, Z_0, U_*, T_*) = \frac{U_*}{k} [\ln(\frac{z-d}{Z_0}) - \psi_M(\xi)] \quad (13)$$

$$T(z, d, Z_0, U_*, T_*) = T_0 + \frac{T_*}{k} [\ln(\frac{z-d}{Z_0}) - \psi_H(\xi)] \quad (14)$$

其中

$$\psi_M(\xi) = \begin{cases} \ln(\frac{1+x^2}{2}) + 2\ln(\frac{1+x}{2}) - 2\tan^{-1}(x) + \frac{\lambda}{2} & \xi \leq 0 \\ -5\xi & \xi > 0 \end{cases} \quad (15)$$

$$\psi_H(\xi) = \begin{cases} 2\ln(\frac{1+y}{2}) & \xi \leq 0 \\ -5\xi & \xi > 0 \end{cases} \quad (16)$$

$$x = \Phi_M^{-1} = (1 - 16\xi)^{1/4}, \quad y = \Phi_H^{-1} = \Phi_w^{-1} = (1 - 16\xi)^{1/2}$$

式中  $T_0$  为下垫面粗糙元平均高度处的温度.

通过迭代并由式(6)和(9)计算出  $K_h$  值. 并假设  $K_h = K_w$ , 分别代入式(9)和(10)计算  $H_A$  和  $\lambda E_A$ . 进一步确定  $K_h/K_w$  与  $\xi$  的关系, 再代入式(10)计算潜热能量  $\lambda E_A$ .

## 1.2 波文比能量平衡法(B)

波文比能量平衡方法计算近地面层湍流通量的理论基础, 是能量平衡方程和感热、潜热通量的垂直输送方程(9)(10). 能量平衡方程为

$$R_n - G = H + \lambda E + Q + C \quad (17)$$

式中  $Q$  和  $C$  分别为植物光合作用所消耗的能量和下垫面贮存的能量. 与净辐射通量  $R_n$  相比, 一般  $Q$  和  $C$  可忽略不计,  $G$  为土壤热通量, 则

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (18)$$

由波文比定义及式(9)和(10)得

$$\beta = H/\lambda E = K_h/K_w \cdot \gamma \cdot \Delta T/\Delta e \quad (19)$$

其中  $\Delta e = (S + \gamma)\Delta T_w - \gamma\Delta T$ , 式(19)变为

$$\beta = K_h/K_w \left[ \left( \frac{S}{\gamma} + 1 \right) \cdot \frac{\Delta T_w}{\Delta T} - 1 \right]^{-1} \quad (20)$$

式中  $S$  为饱和水汽压斜率,  $S = dE/dT$  ( $\text{hPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\Delta T$  和  $\Delta T_w$  分别为两高度上的干湿球温度差. 由式(18)和(19)得

$$H = \frac{(R_n - G)\beta}{1 + \beta} \quad (21)$$

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (22)$$

这样只要测得  $R_n$ ,  $G$  及两个高度上的干、湿球温度, 已知  $K_h$  与  $K_w$  的关系, 即可由式(20)至(22)计算出感热通量  $H_B$  和潜热通量  $\lambda E_B$ .

文中分别计算了  $K_h = K_w$  时和由空气动力学方法得到的  $K_h/K_w$  与  $\xi$  的关系式所求得  $\beta$  值的感热通量和潜热通量.

## 2 实验观测数据来源

### 2.1 湿润农田

1984年4~6月, 在中国科学院北京大屯生态试验站冬小麦田进行了系统的微气象观测. 观测期间盛行南风、西南风, 来流路径300m左右. 由于来流路径较短, 感热平流影响较明显, 一天中绝大部分时间, 近地面层维持逆温层结. 有关数据采集方法及仪器设备精度, 详见参考文献[7].

### 2.2 半干旱荒漠地区

1982年8月, 在中国科学院沙坡头沙漠科学试验研究站的人工植被区水热平衡观测场和流沙区风积地貌试验场同步进行了微气象观测. 本文所用感热平流资料为雨后晴天从沙漠纵深方向(NW, N)吹来气流时的资料.

风速梯度测量采用精密小型风杯风速表(同湿润农田). 实验前对每台风速表进行了清洗, 并在风洞中作了标定. 温度和湿度梯度采用通风干湿温度表, 分辨率为  $0.05^\circ\text{C}$ . 观

测前对 12 台风速表, 6 对通风干湿表进行了水平比较. 水平比较高度为 1.5m, 取样时间为 20min. 比较结果为: 风速表相对误差 2%~4%, 通风干湿表 10 组数据取平均求得的干湿球温度相对误差为 0.2%~0.6%, 湿球温度相对误差为 0.4%~0.8%. 风速梯度观测高度为 0.5, 1.0, 1.5, 2.0 和 2.5m; 温、湿梯度为 0.5, 1.0 和 2.0m. 净辐射通量和土壤热通量观测高度和深度分别为 1.5 和 0.01m. 数据采集方式同湿润农田.

### 3 结果分析

当气流从干、暖而光滑的下垫面流至湿、冷而粗糙的下垫面时, 来流虽然是不稳定层结, 但到达新下垫面后, 却在近地面层形成强烈的贴地逆温稳定层结. 该逆温层随着离新下垫面边缘向下风方向距离的扩大, 厚度也将增加. 该厚度称为内边界层厚度. 它对下垫面的热量和水汽的输送产生着影响.

图 1 为  $K_h/K_w=1$  时, 在热平流和非热平流条件下, 分别用空气动力学方法和波文比能量平衡方法计算的湿润麦田近地面层感热通量( $H_A, H_B$ ), 潜热通量( $\lambda E_A, \lambda E_B$ )及  $H_A + \lambda E_A$  与  $R_n - G$  的比较. 由图 1 可见, 在热平流条件下, 空气动力学方法的计算结果有系统偏小的趋势, 感热通量和潜热通量分别偏小约 20% 和 28%,  $H_A + \lambda E_A$  与  $R_n - G$  的比较, 偏小 24%. 在非热平流条件下, 感热通量的计算值为负值时, 空气动力学方法的计算结果平均偏大约 18%; 当为正值时, 两种方法的计算结果基本一致.  $\lambda E_B$  与  $\lambda E_A$  及  $R_n - G$  与

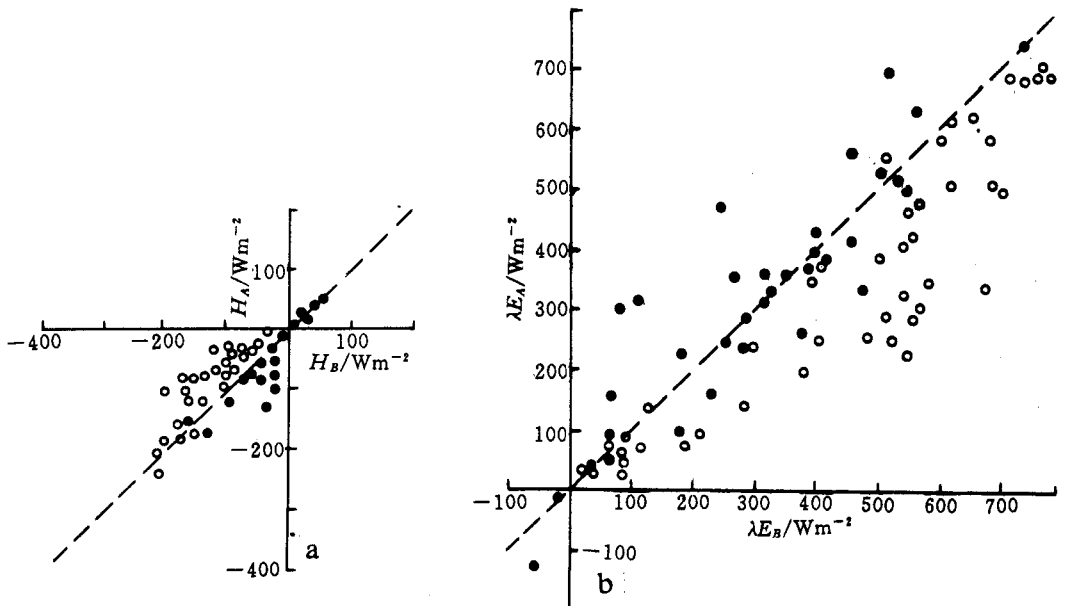
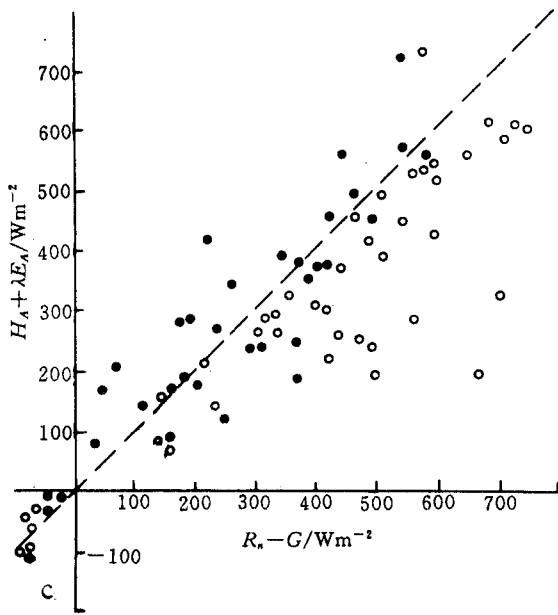


图 1 湿润农田近地面层  $K_h/K_w=1$  时,  $H_B$  与  $H_A$ (a),  $\lambda E_B$  与  $\lambda E_A$ (b) 及  $R_n - G$  与  $H_A + \lambda E_A$ (c) 的比较 (• 热平流条件, ◦ 非热平流条件)

Fig. 1 Comparisons of  $H_B$  with  $H_A$ (a),  $\lambda E_B$  with  $\lambda E_A$ (b) and  $R_n - G$  with  $H_A + \lambda E_A$ (c) for  $K_h/K_w=1$  over the humid wheat field surface layer (• heat advection, ◦ nonheat advection)



续图 1

计算结果一致性较好。

图 3、4 分别为在半干旱荒漠人工植被区热平流和非热平流条件下,  $K_h/K_w = 1$  及  $0.001 \leq \xi < 0.20, K_h/K_w = 0.58 + 0.42\exp(-\xi/0.03)$ ; 非热平流条件下  $-0.10 < \xi$

$H_A + \lambda E_A$  的比较结果表明,虽然离散性较大,但是变化趋势还是一致的. 统一分析结果发现,空气动力学计算结果偏大 3%左右. 图 1  $R_n - G$  与  $H_A + \lambda E_A$  的比较中,横轴  $R_n - G$  的测量精度较高,并且与  $K_h$  和  $K_w$  无关,是一个很好的标准,而纵轴  $H_A + \lambda E_A$  与  $K_h$  和  $K_w$  有关. 通过比较可发现  $K_h$  和  $K_w$  的取值对湍流通量计算的影响.

图 2 为湿润麦田近地面层热平流条件下,  $0.001 \leq \xi < 0.20, K_h/K_w = 0.6 + 0.4\exp(-\xi/0.03)$ ; 非热平流条件下  $-0.10 < \xi \leq -0.001, K_h/K_w = 0.6 + 0.45\exp(-\xi + 0.1)$  时,同图 1 相应计算结果的比较. 从图 2 可看出,  $K_h/K_w$  经稳定度修正后,两种方法的

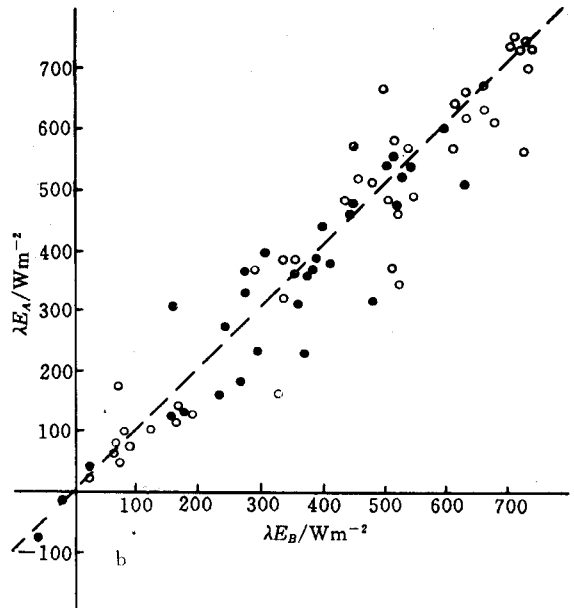
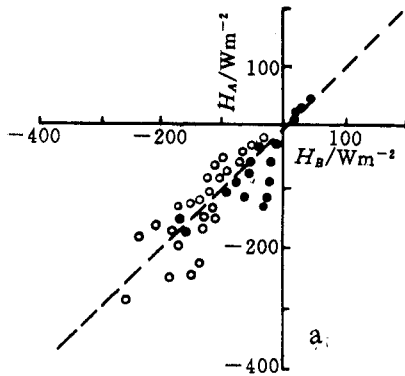
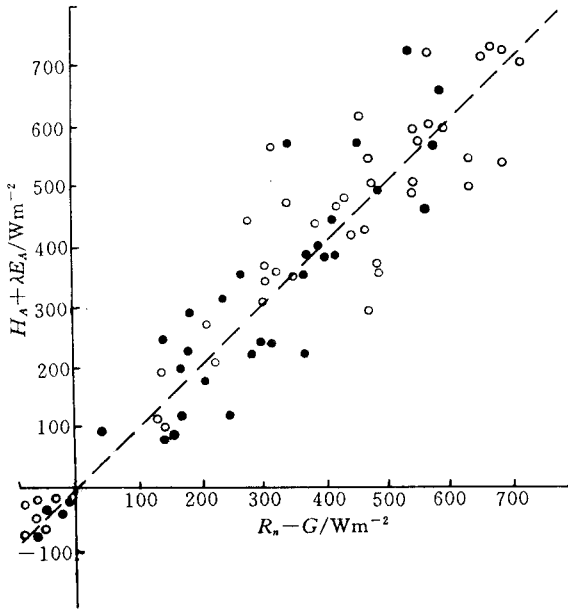


图 2 同图 1,但  $K_h/K_w$  经稳定度修正

Fig. 2 As in Fig. 1, but for  $K_h/K_w$  as amended



续图 2

0.20,  $K_h/K_w = 0.55 + 0.45\exp(-\xi/0.33)$  和  $-0.10 < \xi \leq -0.001, K_h/K_w = 0.60 + 0.55\exp(-\xi + 0.1)$  时,把两种方法的计算结果及  $R_n - G$  与空气动力学方法计算的  $H_A + \lambda E_A$  进行比较(图略)可以看出:当  $K_h/K_w = 1$  时,在热平流条件下,空气动力学方法的计算结果相应偏小 35%,30%和 33%;而非热平流条件下,空气动力学方法的计算

$\leq -0.001, K_h/K_w = 0.6 + 0.5 \exp(-\xi + 0.1)$  时,对两种方法的计算结果的比较和  $R_n - G$  与由空气动力学方法计算的  $H_A + \lambda E_A$  比较.由图 3 可见,当  $K_h/K_w = 1$  时,在热平流条件下,空气动力学方法的计算结果存在着系统偏小趋势.感热通量和潜热通量分别偏小约 30%和 34%,而  $H_A + \lambda E_A$  与  $R_n - G$  的比较偏小约 28%.非热平流条件下,空气动力学方法的计算结果均偏大 50%左右.由图 4 可见,当  $K_h/K_w$  经稳定度修正后,热平流条件下两种方法的计算结果趋于一致.但在非热平流条件下,空气动力学方法的部分计算结果仍偏大.

在半干旱荒漠沙区,热平流和非热平流条件下,  $K_h/K_w = 1$  及  $0.001 \leq \xi <$

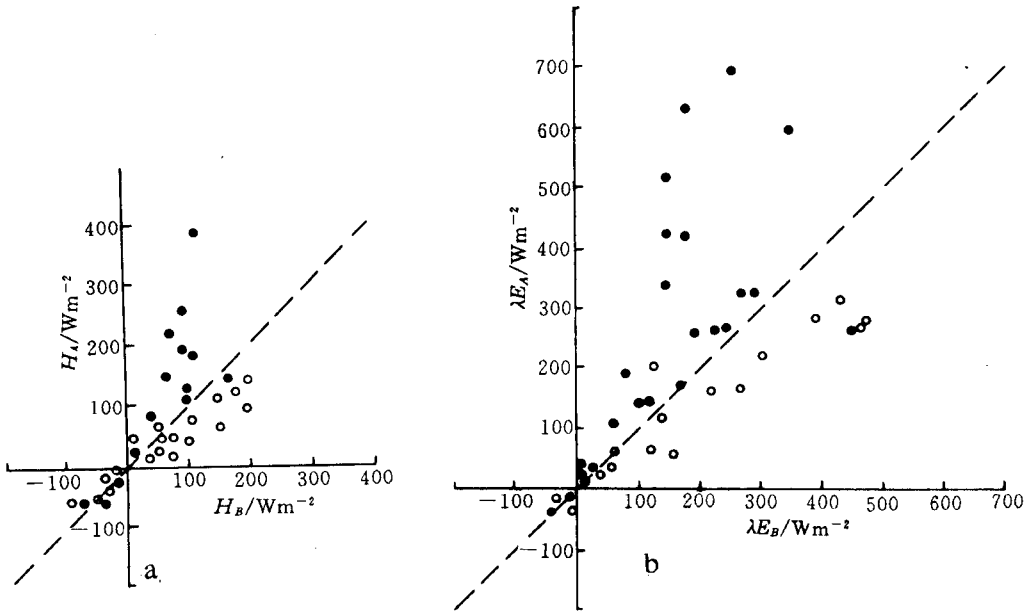
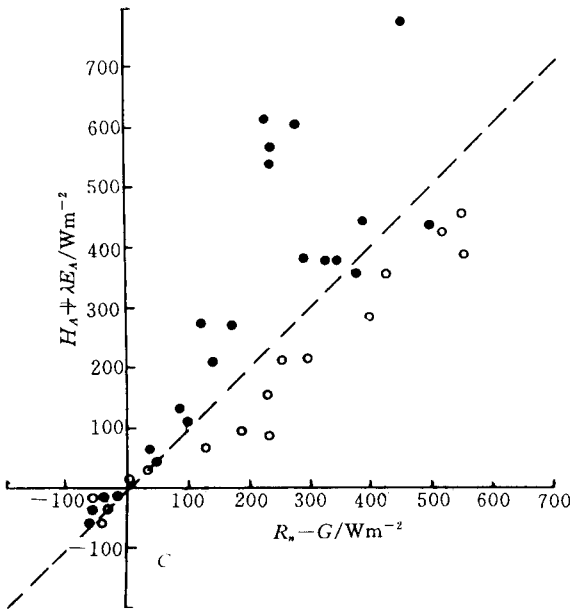


图 3 同图 1,但为荒漠人工植被近地层

Fig. 3 As in Fig. 1, but for artificial vegetation in a semi-arid dunes region



续图 3

结果,随着不稳定层结的加强,偏大可达 100%。 $K_h/K_w$  经稳定度修正后,热平流条件下,两种方法的计算结果一致性较好。而在非热平流条件下,在层结较不稳定时,空气动力学方法的部分结果仍偏大。

本文所用热平流资料为,在湿润麦田,是灌溉后盛行干热风时的情况, $R_n$  的绝大部分能量用于  $\lambda E$  的蒸散消耗,由于热量下传加强了下垫面的蒸散量,使  $\lambda E < R_n$  的现象时常发生。在半干旱荒漠地区,是应用雨后天晴,观测场受从沙漠深处吹的热平流控制时的资料。

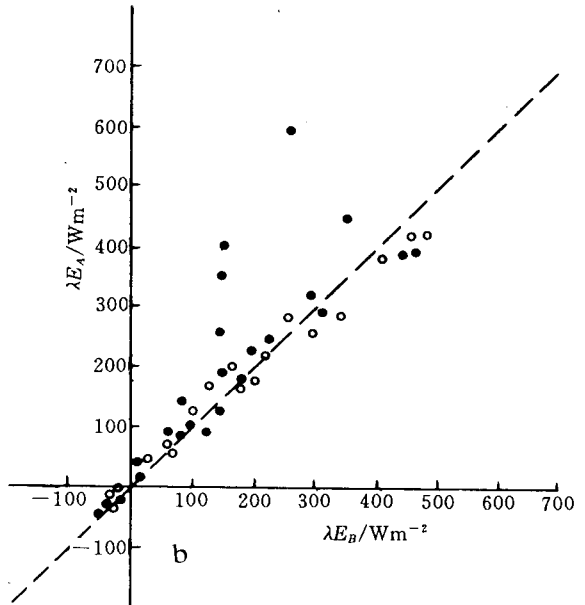
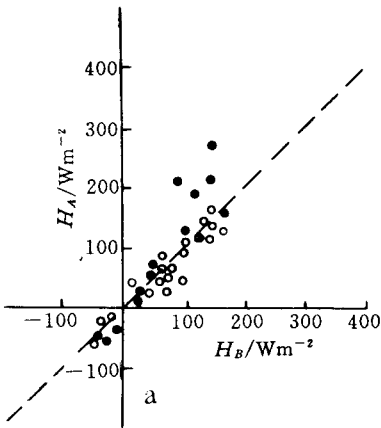
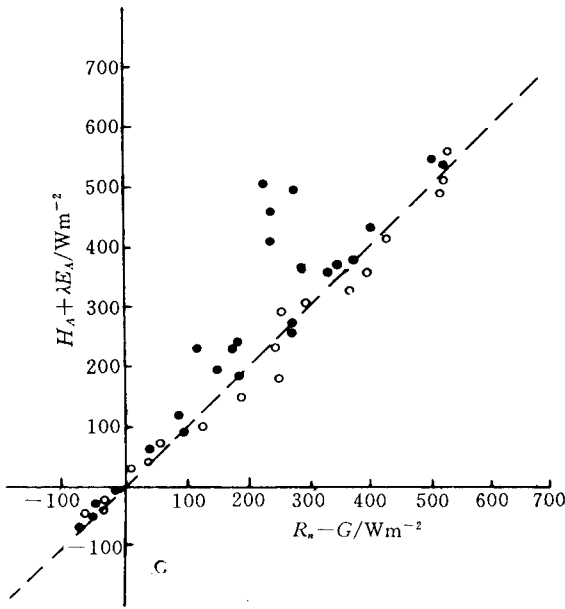


图 4 同图 3,但  $K_h/K_w$  经稳定度修正

Fig. 4 As in Fig. 3, but for  $K_h/K_w$  as amended



续图 4

## 4 结 论

通过对 3 种不同下垫面近地面层中湍流通量的计算,得到以下结论:

(1) 对于 3 种下垫面近地面层,当  $K_h/K_w=1$  时在感热平流条件下,空气动力学方法计算的感热通量和潜热通量比波文比能量平衡法的计算结果相应偏小 20%~30%。在非平流条件下,在湿润农田近地面层,当感热通量为负值时,空气动力学方法的计算结果平均偏大 18%,为正值时,两种方法的计算结果一致。空气动力学方法计算的潜热通量偏大 19%, $H_A + \lambda E_A$  比  $R_n - G$  偏大 20%。在半干旱荒漠地区,层结越不稳定,空气动力学方法

的计算结果偏大越显著。

(2)  $K_h/K_w$  与稳定度层结、下垫面特征及来流路径等有关。实际工作中,必须采用实测资料确定出  $K_h/K_w$  的关系,再计算湍流通量。

(3) 为了提高两种方法的计算精度,观测中不但要提高平均风速、温度梯度的测量精度,而且要注意调整所用两个湿球温差的测量高度。使  $\Delta T, \Delta T_w, \Delta e$  和  $\beta$  的值在所要求的精度范围之内。

(4) 湿润农田下垫面近地面层热量和水汽输送方向相反。潜热通量是主要的湍流输送量,在热平流条件下,潜热通量大于净辐射通量,这种现象在夜间仍然存在,表明了热量下传对田间蒸散的作用。在半干旱荒漠地区雨后热平流条件下,潜热通量仍是主要的湍流输送量,但是热量和水汽输送方向相同。

## 参 考 文 献

- 1 Dyer A J. The turbulent transport of heat and water vapor in an unstable atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1967, **93**: 501~508.
- 2 Compbell A P. The effect of stability on evaporation rates measured by the energy balance method, *Agric. Meteorol.*, 1973, **11**: 261~267.
- 3 Verma S B, et al. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under conditions. *J. Appl. Meteorol.*, 1978, **17**: 330~338.
- 4 Bland B L & Rosenberg N J. Lysimetric calibration of the Bowen ratio-energy balance method for evapotranspiration estimation in the central great plains. *J. Appl. Meteorol.*, 1974, **13**: 227~236.
- 5 Lang A R G, et al. Inequality of eddy transfer coefficients for vertical transport of sensible and latent heats during



advective inversions, *B. L. M.*, 1983, 25 : 25~41.

6 Dyer A J. A review of flux-profile relationships. *B. L. M.*, 1974, 7 : 363~372.

## A STUDY ON THE CALCULATION METHOD OF TURBULENT TRANSFER FROM DIFFERENT UNDERLYING SURFACES

Liu Shuhua Liu Heping

(*Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871*)

### Abstract

Based on the wind velocity and temperature gradient data of surface layers from three kinds of underlying surfaces, the sensible heat flux and the coefficient of heat exchange are obtained through iteration using the profile formula of wind velocity and temperature. Therefore the relationship formula between  $K_h/K_w$  and stability  $\xi$  is established. And then the latent heat flux is calculated using the aerodynamics method and Bowen ratio-energy balance method, respectively. The calculated results of these two methods are compared with each other.

**Key words:** Sensible heat advection; Exchange coefficients for sensible heat and water vapour; Sensible heat and latent heat fluxes.