

文章编号: 1004-4965 (2008) 06-0708-05

通量-方差法估算沿海近地面层的湍流通量分析

徐安伦^{1,2}, 吴晓庆¹, 许利明^{1,2}, 李多扬¹

(1. 中国科学院安徽光学精密机械研究所大气光学中心, 安徽 合肥 230031;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘 要: 利用通量-方差法, 通过确定速度和温度归一化标准差与稳定度之间的变化关系, 估算出东南沿海地区的湍流动量通量和感热通量。我们发现在中性条件下 σ_w/σ_T 并不像 Tillman 等认为是常数, 而是随稳定度参数按指数形式变化。与涡动协方差相关测量系统测量结果进行比较发现, 通量-方差方法估算结果与测量值两者符合得较好, 相关性高, 动量通量的相关系数为 0.87, 而感热通量的为 0.95。利用该方法估算沿海近地面层的湍流通量具有一定的代表性。

关键词: 涡动相关法; 通量-方差法; 动量通量; 感热通量

中图分类号: P433

文献标识码: A

1 引 言

湍流动量通量和感热通量是行星边界层中研究能量输送和大气与陆地、海面相互作用的两个重要的参数。在实际测量中, 有三种常用的方法: (1) 能量耗散率法, (2) 涡动相关法, (3) 通量-方差法^[1]。能量耗散率法是以湍流动能收支方程、位温方差收支方程以及近地层相似理论为基础, 在忽略湍流输送项和气压相关项条件下估算通量。与涡动相关法相比, 能量耗散率法适用于海洋上移动平台的测量。但使用过程中要考虑 Taylor 假定成立条件和选用恰当的大气稳定度相似性函数。涡动相关法是通过快速响应的传感器测量温度和风速脉动量, 在一定的时间间隔内 (比如 10 分钟) 计算湍流脉动量的协方差来计算通量。采用该方法时, 对传感器安装的位置和方向以及数据采集频率和采样时间有一定的要求, 对移动测量平台的测量结果需要进行订正。但快速响应的传感器有其优越性, 是湍流通量的最直接测量方法。另外, 根据经典的 Monin-Obukhov 相似理论, 用某高度层上的风、温、湿和地表的温度和湿度差值计算湍流通量的 Bulk 方法^[2], 以及 Tillman 提出的通量-方差法也是近地面层湍

流通量测量的有效方法与途径。这些方法依赖于近地面层湍流场浮力、摩擦速度、热通量和高度等参量在不同稳定度条件下的统计关系。

通量-方差法是以近地层相似理论为基础, 采用速度和温度方差与稳定度之间的关系间接计算通量。自 Tillman (1972 年) 提出以后, 很多学者运用这一方法估算湍流通量。Padro^[3]选取不同的标准差函数估算出森林下垫面不稳定条件下的感热和水汽通量。Katul 等^[4]估算出均匀平坦以及不平坦地区近地层的感热和动量通量。Lloyd 等^[5]估算出非洲西部植被下垫面条件下的感热通量。Weaver^[6]利用温度和湿度方差的关系估算出感热和水汽通量。Albertson 等^[7]估算出干旱地区自由对流条件下的感热通量。Bruin 等^[8]估算出稳定条件下的动量和感热通量。由于在稳定条件下, 通量很小而且较为离散, 利用该方法估算湍流通量的研究较少。本文详细介绍后两种测量方法, 利用涡动协方差相关系统在东南沿海为期 15 天的测量数据, 建立速度和温度归一化标准差与稳定度参数的关系, 采用通量-方差法计算连续 2 天的动量和感热通量, 并与涡动相关法测量值进行对比分析。

收稿日期: 2007-06-21; 修订日期: 2008-01-21

基金项目: 中国科学院知识创新工程资助课题; 国家自然科学基金资助项目 (40475010) 共同资助

通讯作者: 徐安伦, 男, 云南宣威人, 硕士, 主要从事大气湍流研究。E-mail: xualun@126.com

2 湍流通量测量方法

2.1 涡动相关法

近地面层常常是大气边界层中湍流通量变化小于 10% 的那部分大气层, 在近地面层湍流通量在垂直方向看作是常数^[9]。因而湍流动量和感热通量分别为

$$\begin{aligned} \tau &= \rho(\langle uw \rangle^2 + \langle vw \rangle^2)^{1/2} \\ H &= \rho C_p \langle w \theta \rangle \end{aligned} \quad (1)$$

式中 τ 为湍流动量通量, u 、 v 、 w 为三维风速脉动, 符号 $\langle \cdot \rangle$ 是对时间的平均, θ 为位温脉动, ρ 为空气密度, C_p 为定压比热容, H 为感热通量。通过直接测量温度和风速脉动的协方差, 从而决定动量通量和感热通量。

2.2 通量-方差方法

根据近地层相似理论, 速度和温度归一化标准差 ϕ_α 、 ϕ_T 是稳定度参数 ζ ($=z/L$) 的函数,

$$\sigma_\alpha/u_* = \phi_\alpha(\zeta) \quad \alpha \equiv u, v, w \quad (2)$$

$$\sigma_T/T_* = \phi_T(\zeta) \quad (3)$$

式中 σ_α 为风速分量方差, σ_T 为温度方差, T_* 为特征温度, z 为测量高度, L ($= -\rho C_p T_* u_*^3 / kgH$) 为 Monin-Obukhov 长度, u_* 为摩擦速度, T 为平均气温, k 为 Karman 常数, 一般 k 为 0.4, g 为重力加速度。式(2)代入动量通量的定义式 $\tau = \rho(u_*^2)$,

$$\tau = \rho(\sigma_\alpha/\phi_\alpha(\zeta))^2 \quad (4)$$

把 T_* 的定义式 $T_* = -H/(\rho C_p u_*)$ 代入式(3), 得

$$\sigma_T/\phi_T(\zeta) = -H/(\rho C_p u_*) \quad (5)$$

上式中的 u_* 用 ζ 表示, 从而得到

$$H = \pm \rho C_p \left(\frac{\sigma_T^3}{\phi_T(\zeta)^3 T_*^3} \right)^{1/2} \quad (6)$$

式中正号代表感热通量向上输送, 负号代表感热通量向下输送。通过测量温度和风速脉动量确定 ϕ_α 与 ζ 之间的关系, 再由式(4)和(6)可以间接地估算出湍流通量。

3 试验地点、测量仪器以及数据处理

测量地点位于福建省厦门市附近靠海岸的一个院内(图1), 水平距离海水大约 25 m。以测量点为中心, 0° 指向正北方向, $40 \sim 280^\circ$ 方向上是大海, 海面上分布着许多岛屿, 在 $0 \sim 40^\circ$ 与 $280 \sim 360^\circ$ 的

方向上是平坦的海岸。试验仪器是用于野外试验的涡动协方差相关测量系统, 系统安装的传感器有 CSAT3 三维超声风速仪、LI-7500 CO₂/H₂O 分析仪、107 温度传感器、HMP45C 温度和相对湿度传感器、HFP01 土壤热通量板、CNR1 辐射计等。超声风速仪安装在距离地面 2 m 的高处, 初始角度为北偏东 20° , 用于测量三维风速 u_x 、 u_y (测量精度 4.0 cm/s)、 u_z (测量精度 2.0 cm/s) 和虚温 (测量精度 0.026 $^\circ\text{C}$), 在垂直方向上声程为 10.0 cm, 水平方向上声程为 5.8 cm。LI-7500 CO₂/H₂O 分析仪与超声风速仪在同一水平位置上, 测量水汽密度 (测量精度 0.01 g/m³)、二氧化碳密度 (测量精度 0.01 mg/m³) 和大气压力。数据由 Campbell 公司生产的 CR5000 采集器进行实时采集、运算以及存储, 采样频率为 20 Hz。

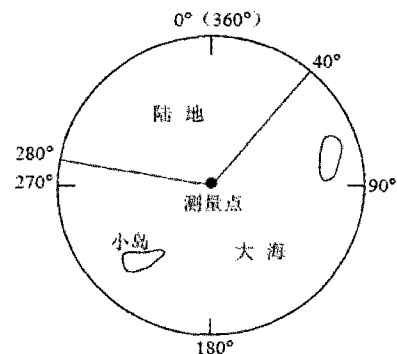


图1 试验测量场地

本文主要分析的是 2006 年 12 月 11 ~ 25 日期间连续测量的数据, 这两周天气比较稳定, 都是晴天。在试验期间, 平均风速 2.91 m/s, 风向集中出现在 $0 \sim 60^\circ$; 平均气温 16.76 $^\circ\text{C}$; 平均地表温度 17.66 $^\circ\text{C}$; 平均相对湿度为 68.1%。原始数据按照以下步骤进行处理:

- (1) 以 12 000 个采样数 (采样时间为 10 分钟) 为一个样本, 对数据进行野点剔除;
- (2) 计算垂直风速脉动 w 、位温脉动 θ 、平均气温 T 以及温度方差 σ_T ;
- (3) 计算样本水平风分量的平均值 (U 和 V), 由 $\alpha = \text{tg}^{-1}(U/V)$ 得到主方向, 将坐标系调整到主方向, 得到水平风速脉动 (u 和 v);
- (4) 由 u 、 v 、 w 、 θ 、 T 计算出物理量 σ_α 、 u_* 、 T_* 、 ζ 。

4 结果分析

4.1 方差与稳定度关系

许多研究表明,在不稳定和稳定条件下,速度归一化标准差与稳定度存在着 1/3 定律^[10-11],表示为 $\sigma_u/u_* = C_{a1}(1+C_{a2}\zeta)^{1/3}$ 。其中 C_{a1} 、 C_{a2} 为经验常数。从图 2 看出,在 $-7.8 < \zeta < 4.5$ 区间,速度归一化标准差与稳定度之间基本上满足 1/3 定律。在不稳定条件下,拟合结果为

$$\sigma_u/u_* = 2.09(1-7.20\zeta)^{1/3} \quad (7)$$

$$\sigma_v/u_* = 2.17(1-4.55\zeta)^{1/3} \quad (8)$$

$$\sigma_w/u_* = 1.53(1-7.50\zeta)^{1/3} \quad (9)$$

稳定条件下,拟合结果为

$$\sigma_u/u_* = 2.33(1+3.21\zeta)^{1/3} \quad (10)$$

$$\sigma_v/u_* = 2.28(1+3.04\zeta)^{1/3} \quad (11)$$

$$\sigma_w/u_* = 1.68(1+1.76\zeta)^{1/3} \quad (12)$$

在不稳定条件下,温度归一化标准差与稳定度存在 -1/3 定律,表示为 $\sigma_T/T_* = -C_{\theta 1}(C_{\theta 2} - \zeta)^{-1/3}$, $C_{\theta 1}$ 、 $C_{\theta 2}$ 为经验常数。从图 3 可以看出,在 $-7.8 < \zeta < 4.5$ 区间, ζ 的绝对值越小, σ_T/T_* 的绝对值越大;稳定度 ζ 的绝对值越大, σ_T/T_* 的绝对值变为一个常数。在不稳定条件下, σ_T/T_* 与 ζ 之间不满足 -1/3 定律。

$|\sigma_T/T_*|$ 随 $|\zeta|$ 的某一个幂指数而变化,这与 Tillman 等^[1, 7, 12]认为在中性条件下 σ_T/T_* 是一个常数不符合。参考文献[13], σ_T/T_* 与 ζ 的关系写为

$$\sigma_T/T_* = a(\zeta)^b + c \quad (13)$$

对数据进行拟合得到,在不稳定条件下, $a=0.007$, $b=-1.0$, $c=-1.5$;在稳定条件下, $a=0.01$, $b=-1.0$, $c=3.0$ 。在稳定条件下的系数 b 、 c ,与 Pahlow 等^[13]在 2001 年得到的系数相同,而他们得到的系数 $a=0.05$ 。

4.2 动量通量

选取 2006 年 12 月 18~19 日的数据,以每 10 分钟采集到的数据为一个样本,利用式(4)、(9)、(12)估算湍流动量通量 τ_p ,测量值 τ_m 与 τ_p 随时间的变化如图 4a 所示。测量值与估算值两者较符合。图 4b 中,直线的横、纵坐标都为测量值。线性拟合估算值与测量值得到, $\tau_p = 0.55\tau_m + 0.10$, 相关系数 $R=0.87$,估算值的标准偏差为 $0.06 \text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{s}^2)$,总样本数 $n=288$ 。

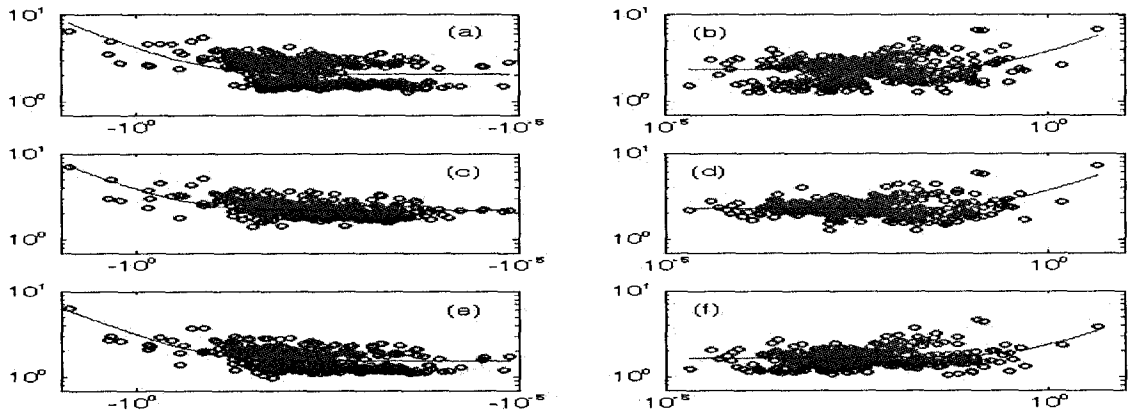


图 2 速度归一化标准差与稳定度的关系 横坐标为 ζ 。
a、b. 的纵坐标为 σ_u/u_* , c、d. 的纵坐标为 σ_v/u_* , e、f. 的纵坐标为 σ_w/u_* 。实线代表拟合曲线。

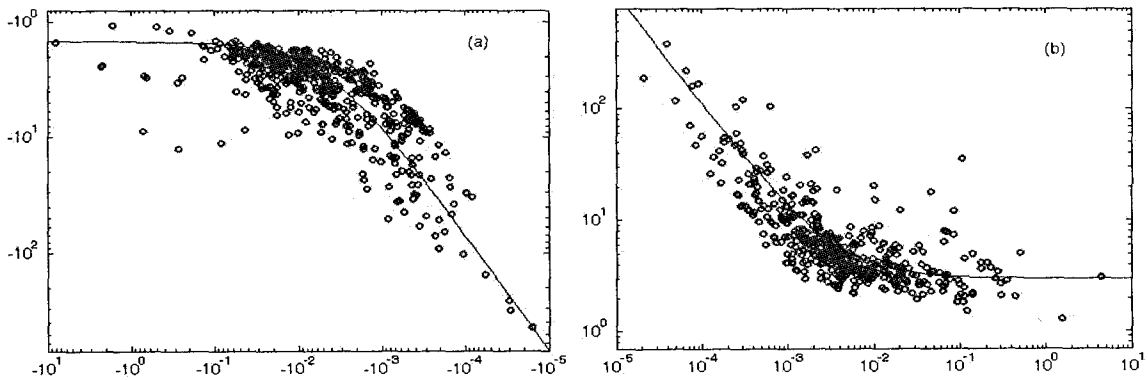


图 3 温度归一化标准差与稳定度的关系 说明见图 2。

4.3 感热通量

利用式(6)、(13)估算感热通量 H_p ，测量值 H_m 与 H_p 随时间的变化如图 5a 所示。可以看出，除了在 19 日 07 时这一点之外，其它时刻两者均较符合； H_m 和 H_p 都表现出白天为正、夜间为负，正午达到最大值的日变化规律。对于云天条件下，感

热通量没有日变化规律^[14]。图 5b 中，直线的横、纵坐标都为测量值，容易看出，两者相关性高。线性拟合估算值与测量值得到 $H_p = 0.95H_m + 5.52$ ，相关系数 $R=0.95$ ，估算值的标准偏差为 16.48 W/m^2 ，总样本数 $n=288$ 。

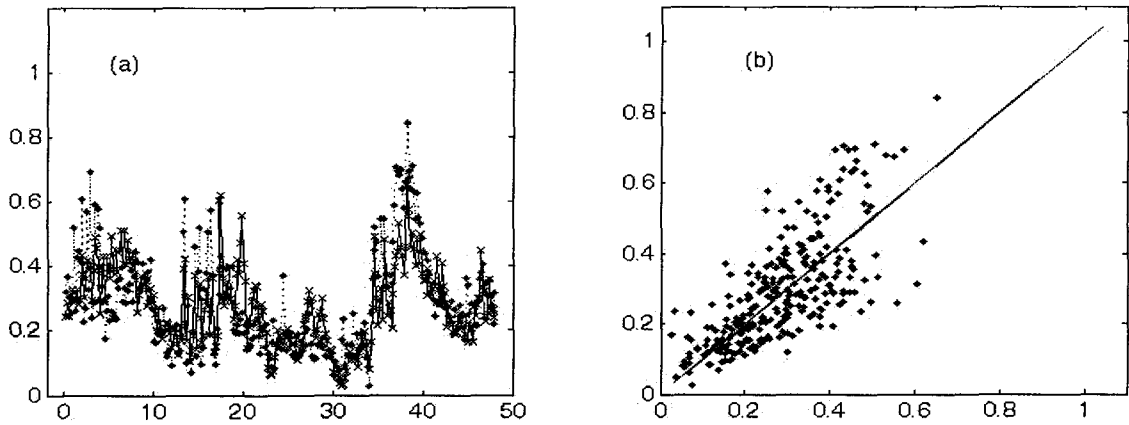


图 4 18~19 日连续 2 天的动量通量值(估算和测量)的比较 a. $\cdots \blacklozenge \cdots$ 代表估算值, $\text{---} \times \text{---}$ 代表测量值, 横坐标单位为小时, 纵坐标单位为 $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s}^2)$; b. \blacklozenge 代表横、纵坐标分别为测量值、估算值, 单位为 $\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s}^2)$, 直线表示测量值 1:1 的比例。

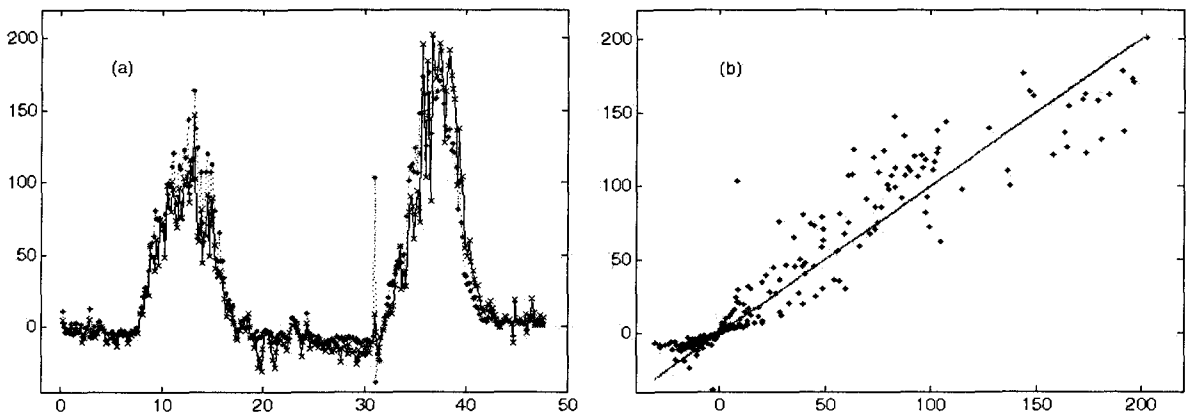


图 5 18~19 日连续两天的感热通量值(估算和测量)的比较 纵坐标单位为 W/m^2 。其它说明同图 4。

5 结 论

通过对 2006 年 12 月 11~25 日期间在东南沿海测量的数据分析, 发现大气稳定度 ζ 在 $-7.9 \sim 4.5$ 区间, 风速归一化标准差与稳定度之间符合近地层相似理论的 1/3 定律; 温度归一化标准差与稳定度的相似性关系成立; 在中性条件下, σ_T/T 并不像 Tillman 等人认为那样是常数, 而是随稳定度参数按

指数形式变化。采用通量-方差方法估算 18~19 日连续 2 天的湍流动量和感热通量, 并与测量值对比, 结果表明: 估算值与测量值两者的相关性高, 利用通量-方差方法估算沿海地区的湍流通量是可靠、有意义的。

在非均匀下垫面、云天或者其它条件下, 利用通量-方差方法估算沿海近地面层的湍流通量是否有效, 我们将进一步深入研究。

参 考 文 献:

- [1] HSIEH C I, KATUL G G, SCHIEDGE J, et al. Estimation of momentum and heat fluxes using dissipation and flux-variance methods in the unstable surface layer[J]. *Water Resources Research*, 1996, 32(8): 2 453-2 462.
- [2] 刘海涛, 朱超群. 广州地区近地层湍流输送的特征[J]. *热带气象学报*, 1998, 14(3): 233-238.
- [3] PADRO J. An investigation of flux-variance methods and universal functions applied to three land-use types in unstable conditions[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1993, 66(4): 413-425.
- [4] KATUL G, GOLTZ S M, HSIEH C I, et al. Estimation of surface heat and momentum fluxes using the flux-variance method above uniform and non-uniform terrain[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1995, 74(3): 237-260.
- [5] LLOYD C R, CULF A D, DOLMAN A J, et al. Estimates of sensible heat flux from observations of temperature fluctuations[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1991, 57(4): 311-322.
- [6] WEAVER H L. Temperature and humidity flux-variance relations determined by one-dimensional eddy correlation[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1990, 53(1-2): 77-91.
- [7] ALBERTSON J D, PARLANGE M B, KATUL G G, et al. Sensible heat flux from arid regions a simple flux-variance method[J]. *Water Resources Research*, 1995, 31(4): 969-973.
- [8] BRUIN H A R, HARTOGENSIS O K. Variance method to determine turbulent fluxes of momentum and sensible heat in the stable atmospheric surface layer[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2005, 116(2): 385-392.
- [9] STULL R B. 杨长新译. 边界层气象学导论[M]. 北京: 气象出版社, 1991: 384.
- [10] 全利红, 胡非. 城市边界层动量和保守物通量的特征[J]. *气候与环境研究*, 2007, 12(1): 29-36.
- [11] 马耀明, 马伟强, 胡泽勇, 等. 青藏高原草甸下垫面湍流强度相似性关系分析[J]. *高原气象*, 2002, 21(5): 514-517.
- [12] TILLMAN J E. The indirect determination of stability, heat and momentum fluxes in the atmospheric boundary layer from simple scalar variables during dry unstable conditions[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1972, 11(5): 783-792.
- [13] PAHLOW M, PARLANGE M B, PORTE-AGEL F. On Monin-Obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, 99(2): 225-248.
- [14] 邓雪娇, 吴兑. 热带沿海近地层大气的湍流结构和谱特征[J]. *热带气象学报*, 1997, 13(1): 32-39.

ANALYSIS OF FLUX-VARIANCE METHOD IN ESTIMATION OF TURBULENT FLUX IN THE SURFACE LAYER OVER COASTAL AREA

XU An-lun^{1,2}, WU Xiao-qing¹, XU Li-ming^{1,2}, LI Duo-yang¹

(1. Laboratory of Atmospheric Optics, Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Hefei 230031, China; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: By determining the normalized standard deviation of temperature as a function of the stability parameter with the flux-variance method, surface fluxes of momentum and sensible heat are estimated for the southeast coastal area of China. In neutral conditions the value of σ_T / T increases strongly and exponentially with increasing stability parameter. That is in disagreement with the constant value Tillman et al assume. To examine the performance of the flux-variance method, the predicted values are compared with the eddy covariance system of the measured values. The result is that the predicted fluxes of momentum and sensible heat are in good agreement with measured values. The determined coefficient is 0.75 for momentum flux and 0.95 for sensible heat flux. The simple measurements of temperature and wind speed are useful in estimating turbulent flux in both stable and unstable atmospheric surface layer.

Key words: eddy correlation method; flux-variance method; momentum flux; sensible heat flux