

黑河下游额济纳绿洲近地层湍流输送特征研究^{*}

张艳武^{1,2} 黄 静³ 吴统文¹
ZHANG Yanwu^{1,2} HUANG Jing³ WU Tongwen¹

1. 中国气象局气候研究开放实验室, 国家气候中心, 北京, 100081

2. 中国气象局北京华风气象影视信息集团, 北京, 100081

3. 国家气象中心, 北京, 100081

1. Key Laboratory of Climate Research of CMA, National Climate Center, Beijing 100081, China

2. Beijing Huafeng Group of Meteorological Audio and Video Information, CMA, Beijing 100081, China

3. National Meteorological Center, Beijing 100081, China

2007-08-27 收稿, 2007-12-27 改回.

Zhang Yanwu, Huang Jing, Wu Tongwen. 2009. A study on the boundary layer turbulence transfer over the Ejina oasis in the lower reach of the Heihe River. Acta Meteorologica Sinica, 67(3):433–441

Abstract The turbulent data observed over the Ejina oasis in the lower reaches of the Heihe River from September 5 to 27, 2003 are used to investigate the relation between dimensionless turbulent wind variance and stability parameter Z/L . The results show that under the unstable stratified condition, the stability parameter (Z/L) dependence on σ_u/u_* , σ_v/u_* , and σ_w/u_* can be fit to a power with a power index of $1/3$, in accordance with the Monin-Obukhov similarity theory. Under the near neutral condition, σ_u/u_* and σ_w/u_* (σ_v/u_*) over the oasis are slightly smaller (larger) than that over a flat underlying surface. Under the convective condition, the stability parameter (Z/L) dependence on the variance of dimensionless temperature and that of specific humidity fluctuations can be fit to a power law with an index of $-1/3$, and under both the stable and unstable stratifications, the variance increases with the reduction of $|Z/L|$. The sensible heat flux is the dominant component of the surface heat flux, with a peak value of about 250 W/m^2 , while that of the latent heat is 170 W/m^2 ; and in the nighttime the latent heat flux becomes even smaller, whereas the sensible heat flux becomes negative. In the daytime, the momentum flux ranges from 0.2 to 0.3 N/m^2 with a peak value of 0.31 N/m^2 . The aerodynamic roughness length in the Ejina Tamarisk scrub is larger than that over the Gobi and other types of underlying oasis surfaces in the HEIFE, with $z_{0m}=0.47551 \text{ m}$ under the neutral stratification. The bulk momentum transfer coefficient C_D under the neutral, unstable, and stable stratifications are 22.2×10^{-3} , 10.3×10^{-3} , and 7.2×10^{-3} , respectively and the corresponding values of the bulk heat transfer coefficient C_H are 3.2×10^{-3} , 3.3×10^{-3} , and 2.7×10^{-3} .

Key words Oasis, Turbulent characteristics, Aerodynamic roughness length, Bulk transfer coefficient

摘 要 分析 2003 年 9 月 5—27 日在黑河下游额济纳绿洲取得的近地面层湍流观测资料, 讨论无量纲湍流方差与稳定度参数 Z/L 的关系。无量纲风速分量 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 和 σ_w/u_* 在不稳定层结与稳定度 Z/L 满足 $1/3$ 次方时, 符合 Monin-Obukhov 相似理论。在近中性时, σ_u/u_* 、 σ_w/u_* 值比平坦下垫面的略小些, σ_v/u_* 值比平坦下垫面的略大。无量纲温度脉动方差和湿度脉动方差在对流状态下与 Z/L 满足 $-1/3$ 次方, 在稳定和不定层结下, 随 $|Z/L|$ 减小而增大。地面热量以感热输送为主, 感热通量峰值约为 250 W/m^2 , 潜热通量的峰值为 170 W/m^2 ; 夜间潜热通量较小, 感热通量则出现负值。动量通量日间平均在 $0.2\text{--}0.3 \text{ N/m}^2$, 峰值为 0.31 N/m^2 。黑河下游绿洲柽柳林动力学粗糙度比 HEIFE 戈壁及其他绿洲下垫面的大, 中性时 $z_{0m}=0.47551 \text{ m}$ 。中性状态下动量整体输送系数 $C_D=22.2 \times 10^{-3}$, 不稳定层结时平均值 $C_D=10.3 \times 10^{-3}$, 稳定层结时平均值 $C_D=7.2 \times 10^{-3}$ 。热量整体输送系数 C_H , 中性状态下 $C_H=3.2 \times 10^{-3}$, 不稳定层结时平均值为 $C_H=3.3 \times 10^{-3}$, 稳定层结时

^{*} 资助课题: 中国博士后科学基金资助项目(20070410591); “中国气象局数值模式创新基地”开放课题。

作者简介: 张艳武, 主要从事陆面过程及模拟研究。E-mail: zhangyw@cma.gov.cn

平均值为 $C_H = 2.7 \times 10^{-3}$ 。

关键词 绿洲, 湍流特征, 动力学粗糙度, 整体输送系数

中图法分类号 P404

1 引言

地表植被与近地面层大气通过湍流运动进行动量、热量和水汽的交换, 是微气象学、水文学、农学和植物生态学等学科领域共同研究的重要课题之一。大气湍流与大气稳定度层结、大气层动力、热力及其地形植被扰动有着直接的关系, 对研究近地面层物质、能量的输送机制具有重要的意义。它不仅可以为土壤-植被-大气系统和气候模式提供初、边条件参数, 而且对地表生态系统中物质能流的理论研究以及生产实践中的应用等都具有很重要的意义。湍流宏观量、动能和感热通量等是描述大气湍流运动机理和结构的重要方法, 不同地表条件下湍流特征及空气动力学参数存在明显差异(茅宇豪等, 2006), 近地层相似理论的适用性也不相同(苗曼倩等, 1997), 因此对其观测实验研究一直得到大气科学家的重视。刘树华等利用长白山原始森林冠层湍流观测资料, 对森林冠层空气动力学参数和湍流结构参数进行了计算分析(Liu, et al, 2001), 并且分析了 EBEX-2000 实验资料中的湍流谱、湍流宏观量特征(刘树华等, 2005), 刘和平等(1999)对森林冠层边界层湍流传输进行了数值模拟研究。

西北干旱区有面积广阔的荒漠戈壁, 绿洲镶嵌在戈壁中, 其地表热通量的总体贡献不仅对东亚季风环流和西北干旱气候形成, 而且对全球气候和大气环流的变化有重要的作用。干旱半干旱地区陆气相互作用特征与湿润地区明显不同(季劲钧等, 2004), 对于干旱半干旱地区陆气交换过程的模拟也存在一定难度(孙菽芬等, 1997, 1998), 所以对于干旱地区陆面参数的研究有实际意义, 张强等(2001)研究了西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数。1988—1992 年, 在黑河流域进行了“黑河地区地气相互作用野外观测试验研究”, 做了一些非常有意义的研究工作(Wang, et al, 1991)。但从整体研究结果来看, 该次试验的主要研究结果集中在对荒漠和绿洲不同下垫面陆面特征的表述和荒漠与绿洲相互作用过程的分析, 而对大尺度模式所要求的区域网格上陆面过程参数化方案的研究则显得不足。

本文利用 2003 年 9 月 5—27 日额济纳绿洲柽柳林下垫面大气湍流观测资料, 讨论柽柳林下垫面近地面层湍流输送特征, 根据 Monin-Obukhov 相似理论, 分析和计算了绿洲柽柳林的地表粗糙度、整体输送系数(C_D 、 C_H)。以期获得更为合理的大气边界层通量参数化方案, 为全球和区域动力气候模式中陆-气物理过程参数化方案的改进提供科学的物理基础。

2 实验场地及观测仪器

额济纳绿洲位于黑河下游内蒙古额济纳旗, 该地区深居内陆, 气候极端干旱, 是中国最干旱的地区之一。据额济纳旗气象站 1957—2002 年资料, 多年平均降水量 42 mm, 年降水量最大为 103 mm, 最小为 7 mm; 多年平均蒸发量为 3755 mm, 最高达 4035 mm。额济纳绿洲内植物种类贫乏, 在植被类型上以旱生、耐盐碱的亚洲中部荒漠植被为主, 分布格局上在沿额济纳河两岸与湖积平原地带生长着中生和湿生的乔、灌木和草本植物, 植物种类主要有胡杨、柽柳、芦苇。柽柳具抗旱、耐盐碱、耐水湿、耐沙埋及耐贫瘠的特性, 在干旱、半干旱地区始终保持着其优势种和建群种的地位, 对于绿洲生态有重要影响作用。因此分析柽柳林下垫面近地层湍流输送特征对干旱区绿洲陆面参数化方案的研究具有一定的指导意义。

观测时间为 2003 年 9 月 5—27 日, 观测区位于额济纳旗达镇东南的二道桥柽柳林内, 地理坐标为 ($41^{\circ}58'N$, $101^{\circ}06'E$), 海拔高度为 920.46 m。试验场地位于绿洲中部, 远离戈壁, 四周开阔, 符合边界层观测条件。植被以天然柽柳为主, 覆盖度为 60%—70%, 平均高度约 2 m。土壤为红柳林土, 局部有硫酸盐斑, 母质为河流冲积物, 地下水位在 3—4 m。

试验仪器选用自动微气象站(澳大利亚 ICT 公司生产)和 CSAT3 超声系统。在试验场内建立 6 m 高的气象观测架, 观测项目主要有辐射、空气温湿度、风速风向、土壤温度、土壤热通量, 辐射探头架设高度距地面 3 m, 空气温、湿度探头分 4 层, 林地以上 1、2、3 和 4 m 处各布设一层。风速探头布设在

1、2、3、4、6 m处,在6 m处加风向标。地温分布于地表、地下5、10、20 cm 4层,土壤热通量测量在地表下5 cm处,自动数据采集器对以上观测项目每10 min记录一次。超声系统架设高度距地面3 m,超声风速温度仪和湿度脉动仪用来测量风速分量脉动、气温脉动和湿度脉动量,采样频率为10 Hz,每10 min输出一次各分量平均值。资料选取标准为:每个样本风向变化小于45°;每个样本平均风速大于1.0 m/s。

3 结果分析

3.1 近地面层湍流方差特征

Monin-Obukhov 相似理论给出了稳定度长度 $L = -\frac{u_*^3 T}{kg \overline{w'T'}}$,无量纲数 $\xi = Z/L, Z = z - d$ 。其中, $u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{1/4}$ 是摩擦速度; k 为卡曼常数; g 为重力加速度; u', v', w', T' 分别为风速分量、温度的脉动值; z 为观测高度; d 为零平面位移。层结判据: $\xi > 0$, 稳定层结; $\xi = 0$, 中性层结; $\xi < 0$, 不稳定层结。由层结判据可知为 $Z \gg L$ 时 $\xi \rightarrow 0$, 层结

是近中性的。

根据 Monin-Obukhov 相似理论,在近地面层中无量纲形式湍流方差 $\sigma_u/u_*, \sigma_v/u_*$ 和 σ_w/u_* 仅是大气稳定度参数 Z/L 的函数,即

$$\sigma_\alpha/u_* = \varphi_\alpha(Z/L) \quad \alpha = u, v, w \quad (1)$$

其中 $\sigma_\alpha = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\alpha'_i)^2 \right]^{1/2}$, 近中性情况下,在近地面层湍流主要由机械湍流生成,热力作用几乎没有。上述无量纲速度方差在近中性时分别近似等于常数,即 $\sigma_u/u_* = A, \sigma_v/u_* = B, \sigma_w/u_* = C$, 其中 A, B, C 为常数。

图1给出无量纲速度方差与稳定度 Z/L 的关系,无量纲风速分量方差在近中性 ($-0.02 \leq Z/L \leq 0.02$) 条件下接近于常数: $A = 1.97, B = 2.05, C = 1.13$ 。与其他观测结果相比(表1), C 值与 Panosfky(1984)的平均结果相近,比刘树华(1996)在草原下垫面得到 C 值大一些; A 值比 Panosfky(1984)在平坦下垫面得到的 A 小一些, B 值则大一些,但相差很小。 A, B 值大小主要反映局地观测点周围地形的影响。

表1 各种不同下垫面近中性条件下无量纲风速分量方差

Table 1 Standard deviations of dimensionless turbulent velocity components under the near neutral condition over different underlying surfaces

作者	$\sigma_u/u_* = A$	$\sigma_v/u_* = B$	$\sigma_w/u_* = C$	下垫面
Panosfky 和 Dutton(1984)	2.3 ± 0.03	1.92 ± 0.05	1.25 ± 0.03	10 多种平坦下垫面平均值
Panosfky 和 Dutton(1984)	3.50	3.80	1.24	起伏地形山地下垫面
Panosfky 和 Dutton(1984)	3.20	2.90	1.24	起伏地形非山地下垫面
刘树华等(1996)	1.20	1.23	1.02	科尔沁草原
刘辉志(2003)	2.90	2.90	1.45	科尔沁沙地流动沙丘
本文	1.97	2.05	1.13	额济纳河岸灌木林

在近地面层中,空气层结不稳定达到对流状态时,控制湍流脉动以及相应所引起的动量传输机制将主要受控于浮力因子。不稳定层结下无量纲速度分量的方差与 Z/L 满足 1/3 次方定律,过去很多学者的研究都证明了这一点,不过具体函数关系形式,不同作者给出的系数不同,这主要与具体观测地点有关。Panofsky 等(1977)给出无量纲速度分量的方差在不稳定层结时与 Z/L 有以下经验公式

$$\sigma_w/u_* = 1.25(1 - 3Z/L)^{1/3}, \quad Z/L < 0 \quad (2)$$

$$\sigma_u/u_* = \sigma_v/u_* = 2.29(1 - 0.22Z/L)^{1/3}, \quad Z/L < 0 \quad (3)$$

图1b给出了额济纳怪柳林的观测结果,得到的

结果验证了上述相似规律。根据图1b得到的拟合曲线为:

$$\sigma_w/u_* = 1.13(1 - 0.55Z/L)^{1/3}, \quad Z/L < 0 \quad (4)$$

$$\sigma_u/u_* = 1.97(1 - 0.76Z/L)^{1/3}, \quad Z/L < 0 \quad (5)$$

$$\sigma_v/u_* = 2.05(1 - 0.82Z/L)^{1/3}, \quad Z/L < 0 \quad (6)$$

比较式(2)与式(4),在较不稳定层结条件厦,观测得到 σ_w/u_* 与 Z/L 满足 1/3 次方,与平坦下垫面关系式基本一致,关系式中系数的不同可能反映观测点局地地形的影响。水平风速分量与 Z/L 在不稳定层结时满足 1/3 次方,比较式(3)与式(5)、(6),我们得到关系式与平坦下垫面基本一致。

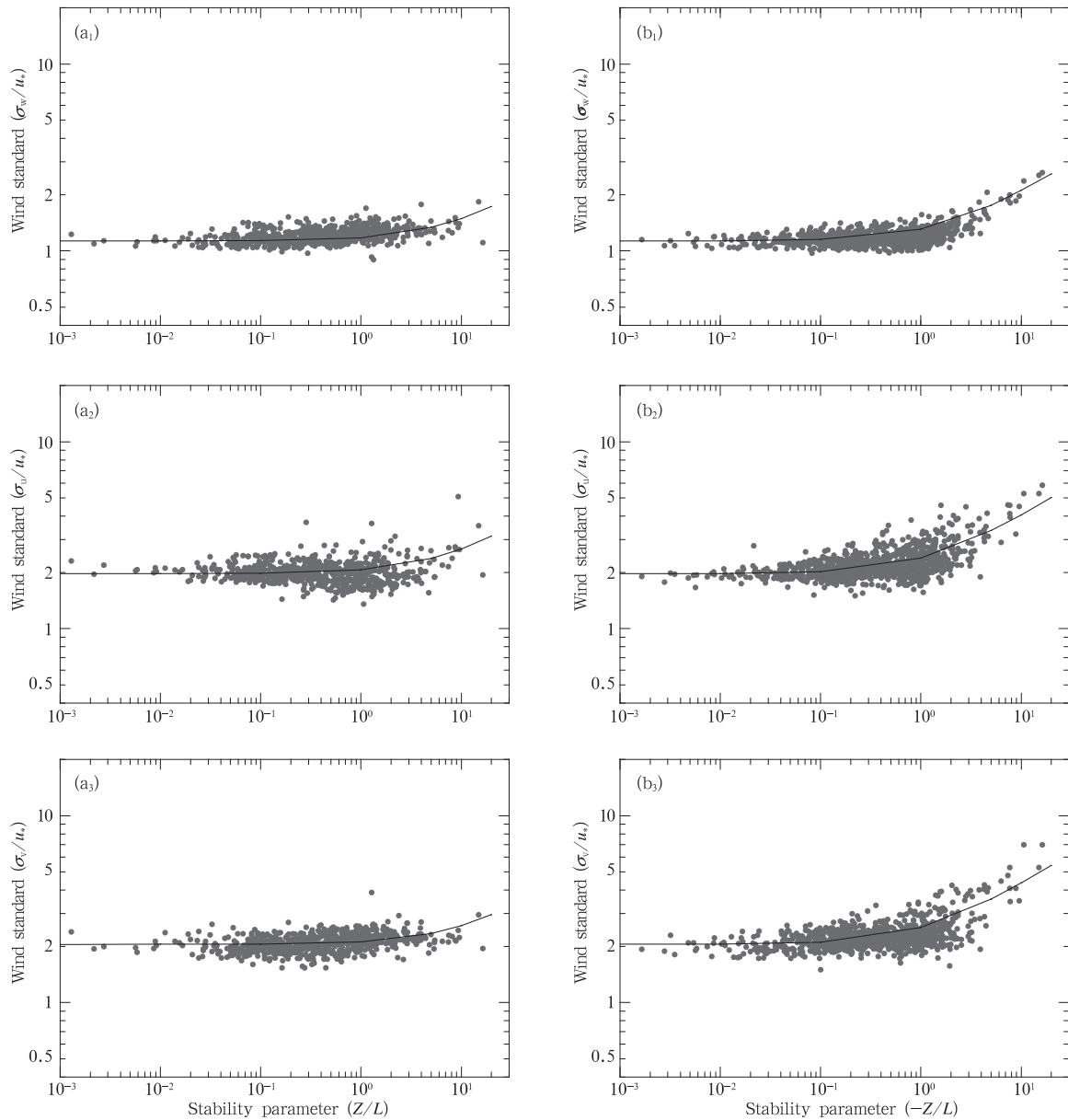


图1 无量纲风速方差 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 和 σ_w/u_* 与稳定度 Z/L 的关系(a. 稳定, b. 不稳定)

Fig. 1 Variance of the dimensionless turbulent velocity components σ_u/u_* (middle), σ_v/u_* (bottom) and σ_w/u_* (top) versus the stability parameter Z/L (a. stable stratification; b. unstable stratification)

从图 1a 可以看出, σ_w/u_* 在稳定层结下同样满足 $1/3$ 次方, 随稳定度增大 σ_w/u_* 略有增加, 同时离散度也加大, 这主要是由于当大气处于很稳定状态时, 此时气流已不是完全的湍流, 存在着重力内波等作用的影响。 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 在稳定层结下同样近似满足相似理论, 根据图 1a 得到在稳定层结下的拟合曲线为

$$\sigma_w/u_* = 1.13(1 + 0.12Z/L)^{1/3}, \quad Z/L > 0 \quad (7)$$

$$\sigma_u/u_* = 1.97(1 + 0.15Z/L)^{1/3}, \quad Z/L > 0 \quad (8)$$

$$\sigma_v/u_* = 2.05(1 + 0.10Z/L)^{1/3}, \quad Z/L > 0 \quad (9)$$

Monin-Obukhov 相似理论给出近地层中温度的方差在用特征温度无量纲化以后, 温度脉动方差 $\sigma_T/|T_*|$ 仅仅只是稳定度的函数, 在对流状态下可以表达为

$$\sigma_T/|T_*| = \alpha(-Z/L)^{-1/3}, \quad Z/L < 0 \quad (10)$$

式中 α 为常数, $T_* = \overline{w'T'}/u_*$ 。

Wyngaard 等(1971)利用美国平原地区 Kansas 野外资料得系数 $\alpha=0.95$ 。从图 2b 可以发现, 在不

稳定层结下桤柳林无量纲温度方差 $\sigma_T/|T_*|$ 随 Z/L 变化基本满足 $-1/3$ 次方, 相对于 σ_w/u_* , $\sigma_T/|T_*|$ 较离散些, 此时 $\alpha = 1.95$ 。稳定层结下 $\sigma_T/|T_*|$ 接近常数 2.15。近中性层结时 $\sigma_T/|T_*|$ 离散

度较大, 这主要是因为此时热通量接近于零, 难以测量, 测量误差较大。在稳定和不稳定层结下, $\sigma_T/|T_*|$ 都随 $|Z/L|$ 减小而增大, 与周明煜等(2000)的观测结果一致。

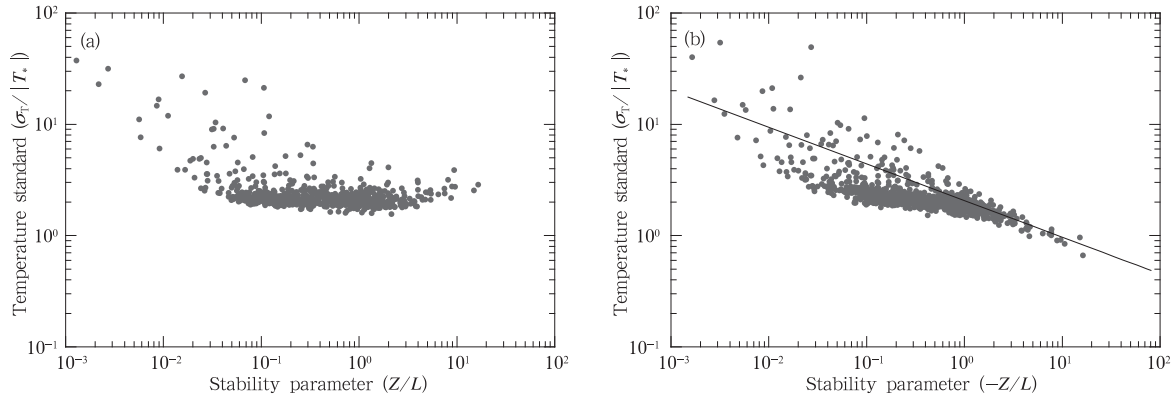


图2 无量纲温度方差 $\sigma_T/|T_*|$ 与稳定度 Z/L 的关系(a. 稳定, b. 不稳定)

Fig. 2 Variance of the dimensionless temperature $\sigma_T/|T_*|$ versus stability parameter Z/L

(a. stable stratification; b. unstable stratification)

一般认为与温度类似, 不稳定层结下无量纲比湿方差 σ_q/q_* 与 Z/L 呈 $-1/3$ 次方关系

$$\sigma_q/q_* = \beta(-Z/L)^{-1/3}, \quad Z/L < 0 \quad (11)$$

式中, β 为常数, $q_* = -\overline{w'q'}/u_*$ 。Hogstrom 等(1974)根据在农业区平坦下垫面得到, $\beta = 1.04$ ($Z/L < -0.1$)。由于精确测量半干旱地区水汽脉动本身存在较大困难, β 值差异较大; 同时水汽的精确测量到现在仍然是大气探测的难题之一, 有关湿度脉动方差观测报导并不多见。桤柳林观测资料在对流

状态下, 湿度脉动方差类似温度脉动方差, 满足相似理论, 不稳定层结时, 图 3b 中 σ_q/q_* 基本上满足 $-1/3$ 次方, 此时 $\beta = 2.45$ 。

与温度方差 $\sigma_T/|T_*|$ 相比, 比湿方差 σ_q/q_* 离散些。稳定层结时 σ_q/q_* 更加离散, 无明显规律。Mcbean(1971)指出, Monin-Obukhov 长度 L 作为长度尺度对湿度这样的被动标量来说不如 $L\rho$ 更合适, 另外由于该地区很干燥, 精确测量水汽脉动本身存在较大困难。

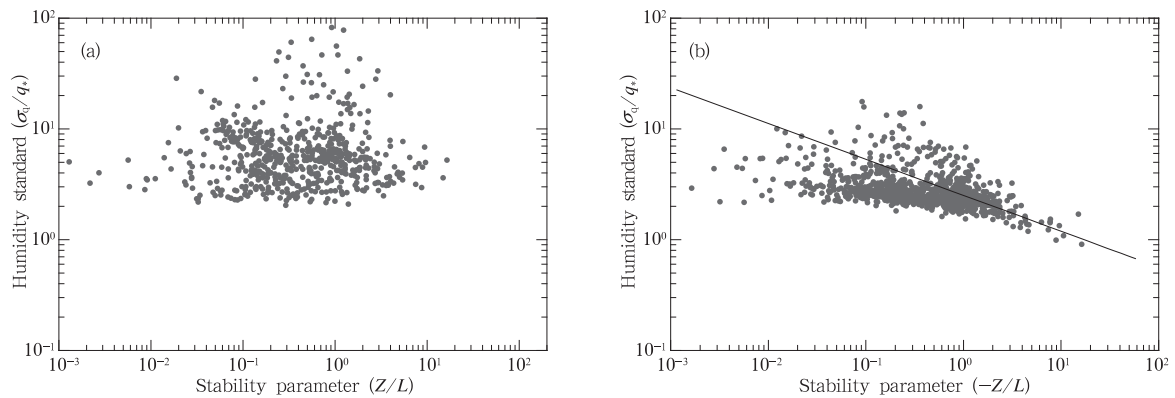


图3 无量纲比湿方差 σ_q/q_* 与稳定度 Z/L 的关系(a. 稳定, b. 不稳定)

Fig. 3 As in Fig. 2 but for specific humidity

3.2 近地面层通量的日变化

采用超声风速温度仪等直接测量边界层的动量通量、感热及潜热通量。湍流数据处理采用涡旋相关法,各通量计算公式为

$$\begin{aligned}\tau &= -\rho_0 \overline{u'w'}, \\ H_s &= \rho_0 c_p \overline{w'T'}, \\ E_L &= L\rho_0 \overline{w'q'}\end{aligned}\quad (12)$$

其中 τ 、 H_s 、 E_L 分别表示动量通量、感热通量、潜热通量。

由观测期间平均感热、潜热、动量通量的日变化

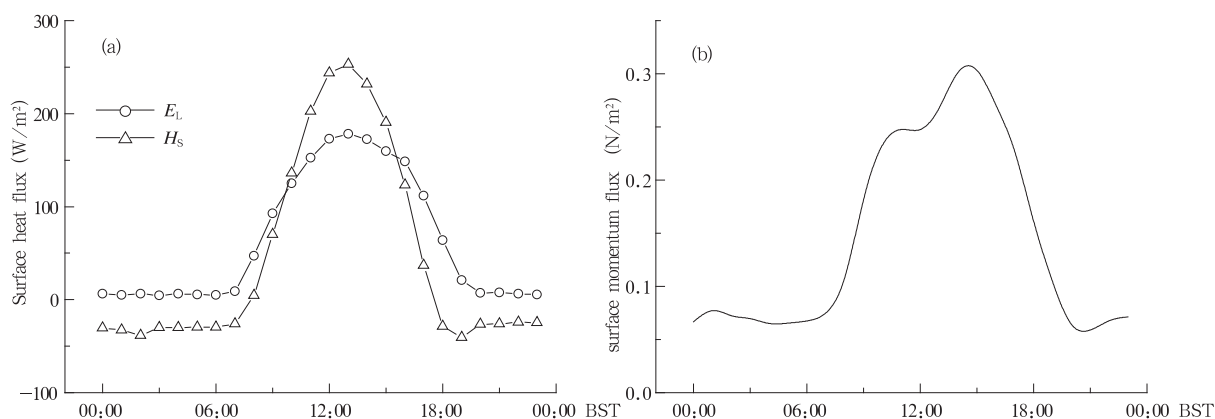


图4 地面热量通量及动量通量的平均日变化(a. 热量通量, b. 动量通量)

Fig. 4 Average diurnal variations of surface (a) heat fluxes and (b) momentum flux

3.3 地表粗糙度

依据 Monin-Obukhov 相似理论,无量纲风速可表示为

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \varphi_m \left(\frac{Z}{L} \right) \quad (13)$$

此式积分后变成

$$U = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right) \right] \quad (14)$$

这里 $\Psi_m \left(\frac{z}{L} \right)$ 为通用相似函数, $\Psi_m \left(\frac{z}{L} \right)$ 是相应的稳定度修正函数,在中性条件下为零, U 是平均风速,由此可得到地表动力学粗糙度 z_{0m}

$$z_{0m} = z e^{-\frac{kU}{u_*} - \Psi_m \left(\frac{z}{L} \right)} \quad (15)$$

无量纲风速相对于稳定度 Z/L 的变化见图5,由以上方法得到额济纳怪柳林动力学粗糙度中性时为 $z_{0m} = 0.47511 \text{ m}$,与其他下垫面的比较见表2。

情况(图4)可见,感热通量、潜热通量日变化特征明显,最大值出现在地方时 13:00,以感热输送为主。日间,感热通量峰值约为 250 W/m^2 ,潜热通量次之,峰值为 170 W/m^2 ,感热通量峰值比潜热高出 80 W/m^2 ;夜间,潜热通量较小,基本低于 10 W/m^2 ,感热通量则出现负值,平均约为 -30 W/m^2 。动量通量也有比较明显的日变化特征,日间平均动量通量为 $0.2-0.3 \text{ N/m}^2$,峰值出现在地方时 14:00 左右,约为 0.31 N/m^2 ;夜间均动量通量较小,其值基本小于 0.1 N/m^2 。

怪柳林平均高接近 2 m ,因此其动力学粗糙度比绿洲内的麦田或玉米地也大一些。这说明有植被覆盖的非均匀下垫面上的动力学粗糙度主要取决于植被的高度。

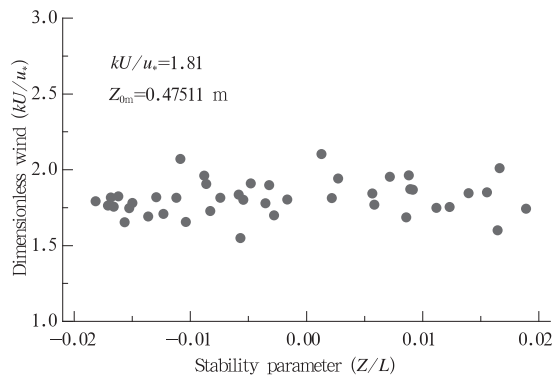


图5 无量纲风速相对于稳定度 Z/L 的变化

Fig. 5 Dimensionless wind speed versus stability parameter Z/L

表2 不同下垫面地表粗糙度比较
Table 2 Aerodynamic roughness length over different underlying surfaces

地点	HEIFE 绿洲	HEIFE 绿洲	HEIFE 绿洲	额济纳绿洲
地表类型	豆田(0.4 m)	麦田(1.0 m)	玉米地(1.8 m)	柽柳林(2.0 m)
观测高度(m)	2.90	2.90	4.90	3.00
z_{0m} (m)	0.06100	0.16800	0.30200	0.47511

* 注:其他数据引自马耀明的文章(2001)。

地表热力学粗糙度表示为

$$z_{0h} = z e^{-\frac{k(T-T_s)}{T_s}} \Psi_h\left(\frac{z}{L}\right) \quad (16)$$

$\Psi_h\left(\frac{z}{L}\right)$ 是稳定度修正函数,在中性条件下为零, T_s 为地表温度。定义稳定度参数 $-0.02 < z/L < 0.02$ 为中性,计算得到热力学粗糙度为 $z_{0h} = 0.04313$ m。

3.4 近地面层通量整体输送系数

根据梯度输送理论,物理量 A 的通量可以表示为

$$F_A = -\rho K_A \frac{\partial A}{\partial z} \quad (17)$$

其中 ρ 为空气密度, K_A 为物理量 A 的涡动扩散系数。以有限差分代替微分,引入整体输送系数,湍流通量表示为

$$\tau = \rho C_D U^2 \quad (18)$$

$$H_s = \rho C_H U (T_s - \theta) \quad (19)$$

$$E_L = \rho L C_E U (q_s - q) \quad (20)$$

其中 C_D 、 C_H 、 C_E 分别为动量、热量和潜热整体输送系数, U 、 θ 、 q 某一高度上的平均风速、位温和比湿, T_s 、 q_s 分别为地表温度和比湿。根据观测湍流资料通过式(13)计算 τ 、 H_s 、 E_L ,由式(18)、(19)、(20)可得 C_D 、 C_H 、 C_E ,因为地面空气湿度参数 q_s 较难观测,以下主要讨论 C_D 、 C_H 的变化。

利用额济纳绿洲湍流数据计算得到的整体输送系数 C_D 、 C_H 随稳定度的变化(图6)。近中性状态动量总体输送系数 $C_D = 22.2 \times 10^{-3}$;不稳定层结时,随着不稳定性的增大,通量输送增加,上下层混合加强,使得整体空气动力学阻力减小,平均值为

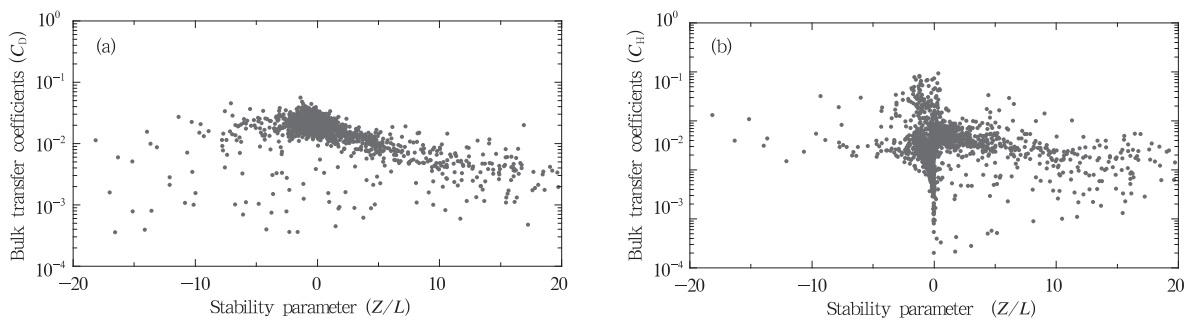


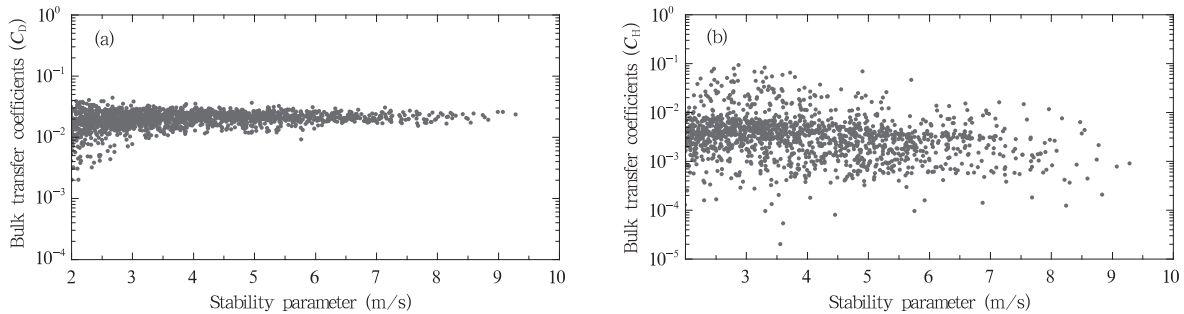
图6 整体输送系数随稳定度(Z/L)的变化 (a. C_D , b. C_H)

Fig. 6 Bulk transfer coefficients (a) C_D and (b) C_H versus stability parameter Z/L

$C_D = 10.3 \times 10^{-3}$;稳定层结时,随着稳定性的增大,垂直交换减弱,平均值为 $C_D = 7.2 \times 10^{-3}$ 。热量整体输送系数 C_H 在不稳定层结下,其变化趋势与 C_D 类似,但在近中性条件下较为离散,这主要是由于近中性时热通量难以精确测量。剔除附近的奇异点得到近中性状态下为 $C_H = 3.2 \times 10^{-3}$,不稳定层结时平均值为 $C_H = 3.3 \times 10^{-3}$,稳定层结时平均值为 C_H

$= 2.7 \times 10^{-3}$ 。

整体输送系数 C_D 、 C_H 既随稳定度变化,又是风速 U 的函数。从图7中可以看出,当风速较大时,整体输送系数趋于中性总体输送系数。由于中性整体输送系数的大小只与地面粗糙度有关,总体输送系数可以近似为常数,此时平均值分别为 $C_D = 22.1 \times 10^{-3}$ 和 $C_H = 3.1 \times 10^{-3}$ 。

图 7 整体输送系数随平均风速 U 的变化 (a. C_D , b. C_H)Fig. 7 Bulk transfer coefficients (a) C_D and (b) C_H versus wind U

4 结果与讨论

本文分析了 2003 年 9 月 5—27 日在内蒙古额济纳绿洲取得的观测资料, 讨论了无量纲湍流方差与稳定度的关系, 同时还分析近地面层热量分布, 分析和计算了该区空气动力粗糙度以及整体输送系数, 得到主要结果如下:

(1) 无量纲风速分量 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 和 σ_w/u_* 在不稳定层结与稳定度 Z/L 满足 $1/3$ 次方律时, 符合 Monin-Obukhov 相似理论。在近中性时, σ_u/u_* 、 σ_w/u_* 值比平坦下垫面的略小些, σ_v/u_* 值比平坦下垫面的略大。

(2) 无量纲温度脉动方差和湿度脉动方差在对流状态下与 Z/L 满足 $-1/3$ 次方, 在稳定和层结下, 随 $|Z/L|$ 减小而增大。

(3) 地面热量以感热输送为主, 感热通量峰值约为 250 W/m^2 , 潜热通量峰值为 170 W/m^2 ; 夜间潜热通量较小, 感热通量则出现负值。动量通量日间平均在 $0.2\text{--}0.3 \text{ N/m}^2$, 潜热通量峰值为 0.31 N/m^2 。

(4) 黑河下游绿洲柽柳林动力学粗糙度比 HEIFE 戈壁及其他绿洲下垫面的大, 中性时 $z_{0m} = 0.47551 \text{ m}$ 。

(5) 中性状态下动量整体输送系数 $C_D = 22.2 \times 10^{-3}$, 不稳定层结时平均值 $C_D = 10.3 \times 10^{-3}$, 稳定层结时平均值 $C_D = 7.2 \times 10^{-3}$ 。热量整体输送系数 C_H , 中性状态下 $C_H = 3.2 \times 10^{-3}$, 不稳定层结时平均值为 $C_H = 3.3 \times 10^{-3}$, 稳定层结时平均值为 $C_H = 2.7 \times 10^{-3}$ 。

References

Hogstrom U, Semdwan-Hogstrom A S. 1974. Turbulence mechanics at an agricultural site. *Bound Layer Meteor*, 7: 373-389

- Ji Jinjun, Liu Qing, Li Yinpeng. 2004. Features and simulation of surface water balance in semi-arid areas. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 59(6): 964-971
- Liu Heping, Sang Jianguo, Liu Shuhua. 1999. Observing and numerical modelling of dispersive transfer in forest canopy boundary layer. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 57(6): 715-728
- Liu H Z, Hong Z X, Zhang H S, et al. 2003. The turbulent characteristics in the surface layer over dune at Naiman in Inner Mongolia. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 27(3): 389-398
- Liu S H, Liu H P, Hong Z X, et al. 1996. The turbulence structure in the near-surface atmospheric layer over the horqin grassland. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 20(3): 378-383
- Liu S H, Liu H P, Xu M, et al. 2001. Turbulence spectra and dissipation rates above and within a forest canopy. *Bound Layer Meteor*, 98: 83-102
- Liu S H, Li J, Liu H P, et al. 2005. Characteristics of macroturbulence variables in EBEX-2000. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 29(4): 503-509
- Ma Y M, Osamu T, Wang J M, et al. 2001. Analysis of aerodynamic and thermodynamic parameters over grassland surface of Qinghai-Xizang Plateau. *Progress Natural Sci* (in Chinese), 11(8): 824-828
- Mao Yuhao, Liu Shuhua, Li Jing. 2006. Study of aerodynamic parameters for different underlying surfaces. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 64(3): 325-334
- Mcbean G A. 1971. The variations of the statistics of wind, temperature and humidity fluctuations with stability. *Bound Layer Meteor*, 1: 438-457
- Miao Manqian, Zhu Chaoqun, Ji Jinjun. 1997. Study on the applicability of the surface layer similarity theory. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 55(2): 210-218
- Panofsky H A, Tenekes H, Lenschow D H, et al. 1977. The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions. *Bound Layer Meteor*, 11: 355-361
- Panofsky H A, Dutton J A. 1984. *Atmospheric Turbulence*. New York: John Wiley and Sons, 397pp
- Sun Shufen, Jin Jiming. 1997. Some problems on the study of land

- surface process model. Quart J Appl Meteor(in Chinese), 8 (suppl): 50-57
- Sun Shufen, Niu Guoyue, Hong Zhongxiang. 1998. A water and heat transport model in arid and semiarid regions. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 22(1): 1-10
- Wang Jiemin, Mitsuta Y. 1991. Turbulence structure and transfer characteristics in the surface layer of the HEIFE Gobi area. J Meteor Soc Japan, 69 (5): 587-593
- Wyngaard J C, Cote O R. 1971. The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer. J Atmos Soc, 28: 190-201
- Zhang Q, Wei G A, Huang R H. 2001. The bulk transfer coefficients of the atmospheric momentum and sensible heat over desert and Gobi in arid climate region of Northwest China. Sci China (Series D) (in Chinese), 31(9): 783-792
- Zhou M Y, Xu X D, Bian L G, et al. 2000. Observational Analysis and Dynamic Study of Atmospheric Boundary Layer on Tibetan Plateau (in Chinese). Beijing: China Meteorology Press, 36pp
- 刘和平, 桑建国, 刘树华. 1999. 森林冠层边界层湍流传输的观测和数值模拟. 气象学报, 57(6): 715-728
- 刘辉志, 洪钟祥, 张宏升等. 2003. 内蒙古奈曼流动沙丘下垫面湍流输送特征初步研究. 大气科学, 27(3): 389-398
- 刘树华, 刘和平, 洪钟祥等. 1996. 我国草原下垫面低层大气湍流结构. 大气科学, 20 (3), 378-383
- 刘树华, 李洁, 刘和平等. 2005. 在 EBEX-2000 实验资料中的湍流宏观量特征. 大气科学, 29(4): 503-509
- 马耀明, 冢本修, 王介民等. 2001. 青藏高原草甸下垫面上的动力学和热力学参数分析. 自然科学进展, 11(8): 824-828
- 茅宇豪, 刘树华, 李婧. 2006. 不同下垫面空气动力学参数的研究. 气象学报, 64(3), 325-334
- 苗曼倩, 朱超群. 1997. 近地层相似理论适用的分析研究. 气象学报, 55(2): 210-218
- 孙菽芬, 金继明. 1997. 陆面过程研究中的几个问题. 应用气象学报, 8(增刊): 50-57
- 孙菽芬, 牛国跃, 洪钟祥. 1998. 干旱及半干旱区水热传输模式研究. 大气科学, 22(1): 1-10
- 张强, 卫国安, 黄荣辉. 2001. 西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数. 中国科学(D辑), 31(9): 783-792
- 周明煜, 徐祥德, 卞林根等. 2000. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究. 北京: 气象出版社, 36pp

附中文参考文献

- 季劲钧, 刘青, 李银鹏. 2004. 半干旱地区地表水平衡的特征和模拟. 地理学报, 59(6): 964-971