

文章编号: 1000-2022(2002) 04-0489-07

沙漠地区沙尘天气近地层湍流输送特征分析

孙继明¹, 肖稳安¹, 牛生杰², 杨有林², 黄顺祥³

(1. 南京气象学院 电子工程系, 江苏 南京 210044; 2. 宁夏气象科学研究所, 宁夏 银川 750002;

3. 中国人民解放军防化指挥工程学院, 北京 102205)

摘要: 利用 1996-04-20—05-10 在内蒙古自治区吉兰泰气象站以及 1997-04-05—27 在内蒙古自治区阿拉善右旗气象站观测到的风、温、湿廓线资料, 应用空气动力学方法, 计算了每天各观测时次的湍流动量通量、湍流感热通量和湍流潜热通量, 并且比较分析了荒漠下垫面不同沙尘天气状况下的湍流动量通量、感热通量和潜热通量的日变化。结果表明: 在沙漠地区春季无降水天气状况下, 晴空条件下, 白天热力湍流甚于动力湍流, 在近地层最重要的物质交换是湍流感热交换; 浮尘天气条件下, 近地层湍流输送较晴空天气条件下弱; 扬沙天气条件下, 近地层湍流感热交换和湍流动量交换都是主要的湍流交换, 并且湍流动量通量的峰值较晴空峰值大将近一个量级, 湍流感热通量的峰值大于浮尘天气峰值, 但小于晴空条件下峰值; 沙尘暴天气条件下, 湍流动量通量和感热通量一样都是最重要的湍流交换, 湍流交换强于扬沙天气, 强的感热对沙漠地区局地性沙尘暴的产生和加强起着重要作用。

关键词: 近地面层; 沙尘天气; 湍流通量

中图分类号: P425 **文献标识码:** A

近年来, 国内气象学家对不同下垫面的空气动力学参数和湍流通量的输送特征进行了许多研究, 第二次青藏高原科学实验实验(TIPEX)把近地层湍流通量输送过程及相关的地气系统相互作用的物理过程作为其研究的主要内容^[1-2], 特别是有些气象学家已经开始对荒漠地区近地面层的空气动力学参数和热量平衡以及热源强度规律等进行了研究。在“黑河地区地气相互作用试验研究”(简称 HEIFE)^[3]中, 对干旱地区不同下垫面热量平衡特征和各种湍流通量的研究方面取得了许多成果。刘树华等^[4]研究了沙漠稀疏人工植被区(半沙漠)和流动沙丘(沙漠)下垫面的空气动力学参数和湍流通量输送特征。但对于荒漠地区, 不同天气条件下的对比观测研究还甚少。为了弄清沙漠中不同天气条件下(浮尘、扬沙、沙尘暴)近地面层的空气动力学参数和湍流通量特征, 为进一步研究沙尘天气发生发展机制提供依据, 我们分别于 1996-04-19—05-20 在内蒙古吉兰泰和 1997-04-05—27 在内蒙古阿拉善右旗进行了微气象观测。其中在吉兰泰站观测到了各类沙尘天气, 而在阿拉善右旗没能观测到沙尘天气。在观测期间均无降

收稿日期: 2001-10-08; 改回日期: 2002-02-06

基金项目: 国家自然科学基金项目 49565010

第一作者简介: 孙继明(1967-), 男, 宁夏同心人, 高级工程师, 硕士生, 主要从事大气物理和大气化学的研究工作。

水天气出现。

1 观测场地和仪器

吉兰泰站位于贺兰山北侧,其东部是乌兰布赫沙漠,距其 0.3 km,西面 15 km 是巴音乌拉山。阿拉善右旗站位于祁连山的东北侧,北面 3 km 是巴丹吉林沙漠,东面 4 km 是东大山。

微气象观测是在气象站观测场内进行的,地表均为沙土。观测项目有:干湿球温度和风速廓线,近地层风向,地表温度及地温廓线。风速廓线测量采用精密风杯风速表,温、湿梯度采用通风干湿表。仪器在实验前做了标定。风速表起动风速不大于 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,温度绝对误差不大于 0.1,梯度误差不大于 0.1,相对湿度绝对误差为 5%。风、温、湿廓线观测高度依次为 0.2、1.0、1.5 和 2.0 m。

2 计算方法

近地面层是大气边界层的最低层。在这一层中,风速切变和下垫面加热或冷却作用都很明显。在单位时间内单位面积上湍流动量通量、湍流感热通量和湍流潜热通量可写成

$$\tau = \rho \overline{u w} = \rho u_*^2 \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}, \quad (1)$$

$$H = c_p \overline{\theta w} = c_p \rho u_* \theta^* = c_p \rho K_H \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\lambda E = \lambda \rho \overline{q w} = \lambda \rho u_* q^* = \rho \frac{\lambda \epsilon}{p} K_W \frac{\partial \overline{q}}{\partial z}. \quad (3)$$

其中 ρ 是大气密度, c_p 是空气的定压比热容, u_* 是摩擦速度, θ^* 是特征温度, q^* 是特征比湿, λ 是水汽化潜热, K_M 、 K_H 、 K_W 分别为动量通量、热量通量和水汽通量垂直扩散系数。在 u_* 、 θ^* 和 q^* 已知的情况下,或者在取得温、湿和风梯度资料,并已知 K_M 、 K_H 和 K_W 时,湍流动量通量、感热通量和潜热通量即可得到。本文采用后一种计算方法。

根据近地层的 M-O 相似理论,无量纲风速,温度和湿度梯度可以写成

$$\frac{K(z-d)}{U_*} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} = \Psi_M(\zeta), \quad (4)$$

$$\frac{K(z-d)}{\theta^*} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} = \Psi_H(\zeta), \quad (5)$$

$$\frac{K(z-d)}{q^*} \frac{\partial \overline{q}}{\partial z} = \Psi_W(\zeta). \quad (6)$$

式中 $\zeta = z/L$, $K = 0.35$ 为卡曼常数, L 为 M-O 长度尺度, $L = Tu_*^2 / (Kg\theta^*)$ 。 K_M 、 K_H 和 K_W 的计算根据刘树华等^[4-5]采用的方法, K_M 、 K_H 和 K_W 的计算必须给出 $\Psi_M(\zeta)$ 、 $\Psi_H(\zeta)$ 和 $\Psi_W(\zeta)$ 的具体形式。本文计算中选取了 Dyer^[6]给出的 $\Psi_M(\zeta)$ 、 $\Psi_H(\zeta)$ 和 $\Psi_W(\zeta)$ 的普适函数形式。

3 结果分析

3.1 湍流交换系数的日变化

湍流交换系数 K_M 和 K_H 是表征近地面层湍流发展强弱程度的物理量。图 1a、b 分别表示吉兰泰站(1996-04-20—05-10 除沙尘天气外,共计 17 d)和阿拉善右旗(1997-04-05—27,共计 23 d)晴空日平均的 K_H 、 K_M 和 Ri 值的日变化。从图中看到 K_H 和 K_M 都有明显的日变化特征,并且与空气稳定度有关。测站在白天、晴空状况下一般都处于绝热不稳定状态。理查逊数 Ri 在

14 时(北京时,下同)达到负的最大值, K_H 和 K_M 同时达到正的最大值。另外,还可以看出在春季 4 至 5 月,在 08 时至 20 时始终有 $K_H/K_M > 1$ 的关系。因此,在春季 4 至 5 月份白天热力湍流基于动力湍流,在近地层最重要的物质交换是湍流感热交换。

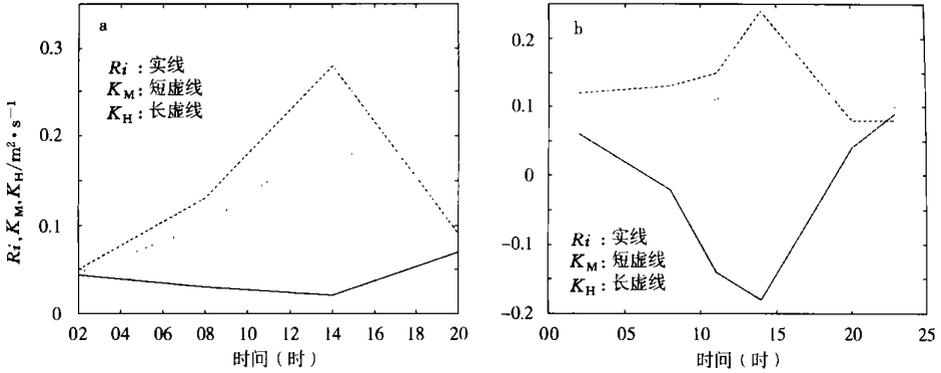


图 1 吉兰泰站(a)和阿拉善右旗站(b)晴空 K_H 、 K_M 和 Ri 值的平均日变化

Fig. 1 Averaged diurnal variations of turbulent heat (K_H) and momentum (K_M) exchange coefficients and Richardson number (Ri) on the clear sky at Jilantai(a) and Alashan Youqi(b)

3. 2 湍流通量的日变化

图 2a、b 分别是吉兰泰站和阿拉善右旗站晴空日平均的感热通量和动量通量的日变化。吉兰泰站和阿拉善右旗站感热通量在 14 时都达到最大,分别为 $346.27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $337.803 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。潜热通量在夜间为负值,白天为正值,但数值都很小。潜热通量的大小取决于土壤含水量,植被覆盖度以及近地层温、湿和风速梯度。由于春季 4 至 5 月测站地表无任何植被,并且沙土含水量极小,地表很干燥,几乎没有蒸发,所以潜热消耗极少。因此,在沙漠地区春季无降水天气情况下感热通量占绝对优势,潜热通量可以忽略不计,净辐射主要用于发展湍流,其余部分供给地热流量或土壤贮藏的热量。

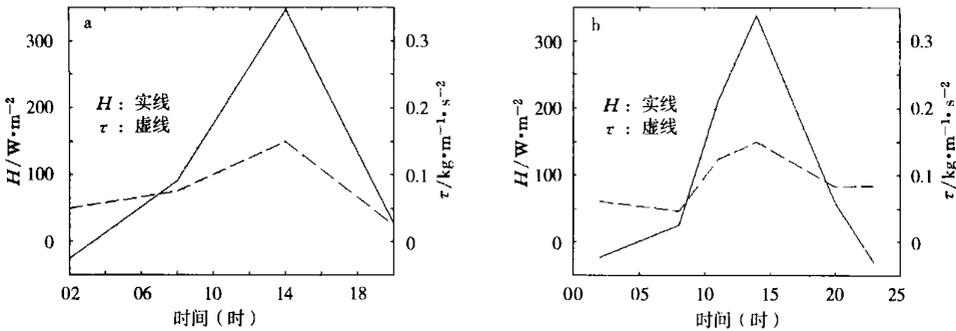


图 2 吉兰泰站(a)和阿拉善右旗站(b)晴空感热通量(H)、动量通量(τ)的平均日变化

Fig. 2 Averaged diurnal variations of sensible heat and momentum fluxes on the clear sky at Jilantai(a) and Alashan Youqi(b)

动量通量也有明显的日变化,在 14 时达到最大值。吉兰泰站动量通量的峰值为 $0.168 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$,阿拉善右旗站峰值为 $0.150 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ 。

3. 3 沙尘天气的湍流输送特征

3. 3. 1 浮尘天气

4月21日吉兰泰出现浮尘天气。从当日 K_M 和 K_H 的日变化看,在14时都达到最大(图3a), K_M 为 $0.161 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, K_H 为 $0.183 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$,略小于晴空平均峰值(图1a)。 Ri 值在14时为 -0.188 ,与晴空平均峰值相近。

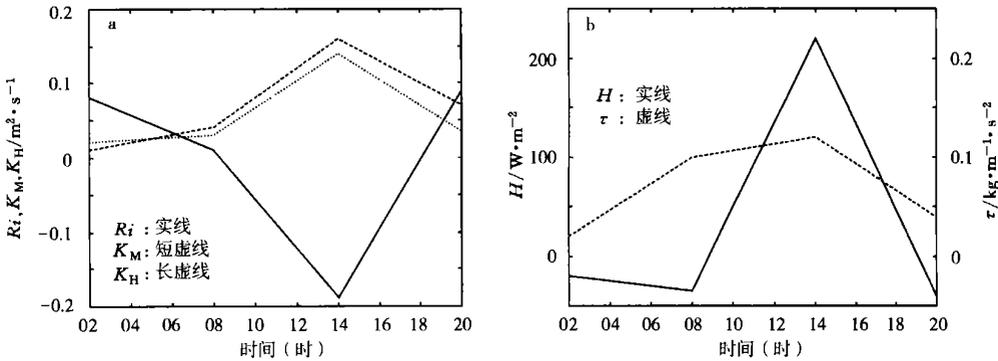


图3 4月21日吉兰泰站 K_M 、 K_H 和 Ri (a)和感热通量(H)、动量通量(τ)(b)的日变化

Fig. 3 Diurnal variations of K_H , K_M and Ri (a),

and sensible heat and momentum fluxes(b) on April 21 at Jilantai

动量通量14时达到最大,为 $0.124 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ (图3b),略小于晴空平均峰值 $0.168 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ 。感热通量14时也达到峰值为 $219.14 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,小于晴空平均峰值 $346.27 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。从以上的数据看出,浮尘天气近地层湍流输送较晴空平均状况弱,其主要原因是因为天空大量浮尘的存在减少了地面的净辐射,该日最大大气光学厚度比晴空无云条件下大一个量级^[7],净辐射的减少抑制了湍流运动的发展。

3.3.2 扬沙天气

4月23日和4月30日吉兰泰站出现了扬沙天气。4月23日扬沙天气从06时开始到17时结束。4月30日扬沙从14时开始到20时结束。

4月23日 K_M 峰值为 $0.388 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, K_H 峰值为 $0.395 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (图4a),出现在16时。4月30日 K_M 峰值为 $0.375 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, K_H 峰值为 $0.393 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (图5a),出现在14时。从以上数据看出 K_M 峰值都大于晴空平均 K_M 峰值 $0.208 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, K_H 峰值都大于晴空平均 K_H 峰值 $0.297 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$,并且 K_M 与 K_H 的比值接近1,说明扬沙天气湍流交换较晴空条件下强,并且湍流感热交换和湍流动量交换都是主要的湍流交换。

Ri 值在白天都为负值且非常小,说明在扬沙天气条件下,近地面层冷暖空气交换快,没有形成强的超绝热不稳定状态。

4月23日动量通量的峰值出现在16时,为 $1.079 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ (图4b),4月30日动量通量的峰值出现在14时,达到 $0.927 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ (图5b)。因此,扬沙天气出现时湍流动量通量的峰值较晴空条件大将近一个量级。湍流感热通量的峰值4月23日出现在16时,达到 $322.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (图4b),4月30日出现在14时,为 $316.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (图5b),都大于浮尘天气峰值,但小于晴空平均峰值。

上述两次扬沙天气过程都是冷空气过境形成的大风天气造成的,扬起的沙尘主要集中在对流层下部,虽然近地层沙尘粒子数浓度和质量浓度明显大于浮尘天气^[8],但大气光学厚度明显小于浮尘天气^[7],说明地面净辐射的减少相对较少,另外由于近地层风速梯度大,结果造成扬沙天气比浮尘天气有较强的近地层湍流感热输送和湍流动量输送。

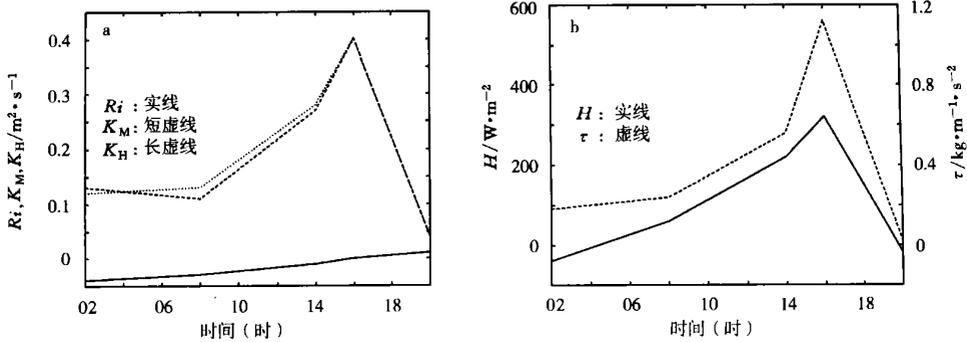


图 4 4 月 23 日吉兰泰站 K_M 、 K_H 和 Ri (a) 和感热通量(H)、动量通量(τ)(b) 的日变化
 Fig. 4 Diurnal variations of K_H , K_M and Ri (a), and sensible heat and momentum fluxes(b) on April 23 at Jilantai

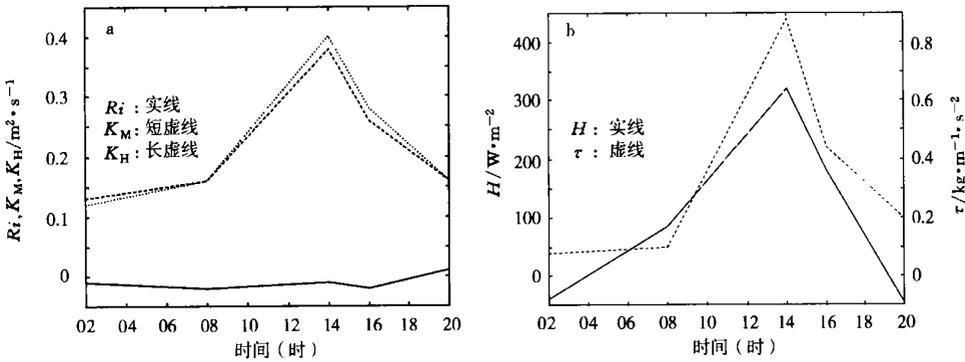


图 5 4 月 30 日吉兰泰站 K_M 、 K_H 和 Ri (a) 和感热通量(H)、动量通量(τ)(b) 的日变化
 Fig. 5 Diurnal variations of K_H , K_M and Ri (a), and sensible heat and momentum fluxes(b) on April 30 at Jilantai

3. 3. 3 沙尘暴天气

1996 年 4 月 29 日在吉兰泰站出现了一次局地性的沙尘暴天气, 沙尘暴从 16 时 00 分开始至 16 时 39 分结束。这次沙尘暴天气是冷空气南下造成的强风形成的。沙尘暴天气的发生必须有沙源和强风, 吉兰泰站距离沙漠地表只有 0.3 km, 具有充足的沙源, 春季冷空气活动频繁, 容易出现强风。但该站并不都出现沙尘暴天气, 多数为扬沙天气。胡隐樵等^[3]总结了沙尘暴发生的必要条件, 除了强风和沙源外, 还有局地不稳定大气。08 时本站地表气温达到该月极大值 15.6, 14 时地表温度已达到 47.8 的高温, 形成了近地层大气的超绝热不稳定层结。 Ri 值在当日 14 时(图 6a) 达到负的最大, 为 -0.418, 近地层为超绝热不稳定。沙尘暴发生后, Ri 值趋近于零。

K_M 峰值为 $0.460 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, K_H 峰值为 $0.478 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 都出现在 16 时(图 6a), 也大于晴空平均峰值, 并且峰值出现在 16 时而不是晴空平均峰值出现的 14 时, 即湍流运动最强的时间是在沙尘暴发生的初始阶段。而且 K_M 峰值和 K_H 峰值很接近, 说明沙尘暴天气动力湍流居于与热力湍流同样重要的位置, 湍流动量通量达到最大, 为 $1.452 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$ (图 6b), 比晴空平均峰值和浮尘峰值大一个量级, 也大于扬沙峰值。

湍流感热通量在 16 时达到最大, 为 $350.07 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 明显大于其他条件下的峰值。地表

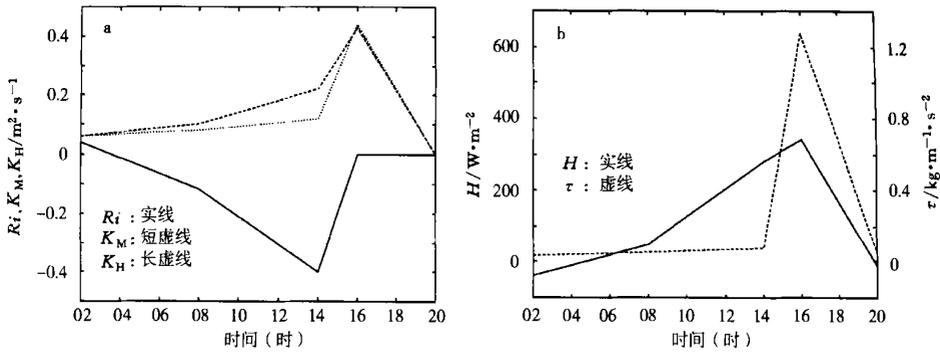


图 6 4月29日吉兰泰站 K_M 、 K_H 和 Ri (a) 和感热通量(H)、动量通量(τ)(b)的日变化

Fig. 6 Diurnal variations of K_H , K_M and Ri (a),

and sensible heat and momentum fluxes(b) on April 29 at Jilantai

感热通量主要用于加热大气边界层, 这样强的感热不断加热大气边界层发展对流运动。强对流的发展一方面由于质量连续方程的要求可以加大水平风速, 在沙尘暴天气过境时加强了扬沙过程; 另一方面对流速度也加强了近地层沙尘向高空的上扬过程, 同样加强了沙尘暴天气过程。湍流感热通量在沙尘暴发生前的变化表明: 在春季干燥高温地表的近地面层形成局地干绝热不稳定后, 造成强的湍流感热通量, 并且峰值大于无沙尘暴天气的峰值, 这对沙漠地区局地性沙尘暴的产生和加强起着重要作用。

4 结 语

(1) 在沙漠地区春季无降水天气状况下, 感热通量占绝对优势, 潜热通量可以忽略不计; 晴空条件下的感热通量和动量通量存在明显的日变化, 14时分别达到最大值, 并且白天热力湍流甚于动力湍流, 在近地层最重要的物质交换是湍流感热交换。

(2) 浮尘天气条件下, 近地层湍流输送较晴空天气条件下弱, 其主要原因是因为地面的净辐射的减少抑制了湍流运动的发展。

(3) 天气条件下, 近地层湍流感热交换和湍流动量交换都是主要的湍流交换, 并且湍流动量通量的峰值较晴空峰值大将近一个量级; 湍流感热通量的峰值大于浮尘天气峰值, 但小于晴空条件下峰值。

(4) 沙尘暴天气条件下, 沙尘暴发生时湍流动量通量和感热通量一样, 都是最重要的湍流交换。湍流交换强于扬沙天气, 湍流动量通量在16时达到最大, 为 $1.452 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$, 比晴空日平均峰值和浮尘峰值大一个量级, 也大于扬沙峰值, 感热通量峰值也较大。强的感热对沙漠地区局地性沙尘暴的产生和加强起着重要作用。

参考文献:

- [1] 李家伦, 洪钟祥, 罗卫东, 等. 青藏高原改则地区近地层通量观测研究[J]. 大气科学, 1999, 23(2): 142-151.
- [2] 卞林根, 陆龙骅, 陈彦杰, 等. 青藏高原东南部昌都地区近地湍流输送的观测研究[J]. 应用气象学报, 2001, 12(1): 1-13.
- [3] 胡隐樵, 高由禧, 王介民, 等. 黑河实验(HEIFE)的一些研究成果[J]. 高原气象, 1994, 13(3): 225-236.
- [4] 刘树华, 刘立超. 荒漠地区不同下垫面的湍流输送[J]. 大气科学研究及应用, 1995, 9(1): 19-26.
- [5] 刘树华, 于鹏, 熊康. Radiation balance and turbulent flux characteristics over Mizurto station in Antarctica[J].

Acta Meteorologica Sinica, 1993, 7(3): 316-326.

- [6] Dyer A J. A review of flux-profile relationships[J]. Boundary Layer Meteorology, 1974, 7(1): 363-372.
[7] 牛生杰, 孙继明. 贺兰山地区沙尘气溶胶大气光学厚度的观测研究[J]. 高原气象, 2001, 20(3): 298-301.
[8] 牛生杰, 孙继明, 陈跃等. 贺兰山地区春季沙尘气溶胶质量浓度的观测分析[J]. 高原气象, 2001, 20(1): 82-87.

Turbulent Transfer Features of the Surface Layer over Desert Area in a Dust and Sand Weather

SUN Ji-ming¹, XIAO Wen-an¹,
NIU Sheng-jie², YANG You-ling², HUANG Shun-xiang³

(1. Department of Electronic Engineering, NIM, Nanjing 210044, China;

2. Ningxia Meteorological Science Institute, Yinchuan 750002, China;

3. Institute of Chemical Defense, Beijing 102205, China)

Abstract: With the wind, temperature and humidity profile data obtained at Jilantai station, Inner Mongolia from April 20 to May 10 in 1996 and at Alashan Youqi station, Inner Mongolia from April 5 to May 27 in 1997, the momentum, sensible and latent heat fluxes have been calculated by an aerodynamic method. Furthermore, the diurnal variations of the fluxes in different dust and sand weather conditions over the desert area have been analysed. The results suggest that the diurnal thermal turbulence is stronger than the dynamic turbulence in the surface layer and the most important material exchange is sensible heat turbulent exchange in a clear sky; in a dust and sand floating weather, the turbulent transfer is weaker than that in a clear sky; in a dust and sand blowing weather, the turbulent exchange of momentum is as same important as that of sensible heat, and the peak value of turbulent momentum flux is about one order greater than that in a clear sky, moreover, the peak value of turbulent sensible heat flux is greater than that in a dust and sand floating weather, but smaller than that in a clear sky; as for sandstorm weather, the turbulent exchange of momentum is as same important as that of sensible heat, and the turbulent exchanges are greater than those in a dust and sand blowing weather, as a result, the strong sensible heat takes an important role in the generating and strengthening of sandstorms.

Key words: surface layer; dust/sand weather; turbulent transfer