

沙尘天气过程沙地下垫面沙尘通量的获取与分析研究^{*}

张宏升^{1,2} 朱 好¹ 彭 艳^{1,3} 康 凌¹ 陈家宜¹ Soon-Ung Park⁴

1 北京大学物理学院大气科学系 中韩大气研究中心, 北京, 100871

2 中国气象局兰州干旱气象研究所, 兰州, 730000

3 陕西省气象局 气象预报中心, 西安, 710015

4 韩国首尔国立大学大气科学系 中韩大气研究中心, 首尔 151-742

摘 要

利用浑善达克沙地地区 2004 年春季沙尘暴和微气象学加强观测实验资料, 计算了浑善达克沙地地区不同沙尘天气条件下湍流交换系数、湍流动量通量和感热通量、沙尘浓度通量; 研究了沙尘暴过程中湍流作用、沙尘输送特征及起沙条件。结果显示: 浑善达克沙地地区非沙尘天气白天近地层热力湍流作用强于动力湍流, 湍流交换以感热交换为主; 沙尘天气过程中, 近地面层湍流动力作用明显增加, 湍流动量和感热交换都对湍流输送有主要贡献, 感热通量数值有不同程度的降低。较强沙尘暴天气过程中动力湍流强于热力湍流。随着沙尘天气经历起沙、平衡、沉降的演变过程, 沙尘通量数值呈现由正值为主, 过渡到向上和向下数值相当、向下数值比例增加。非沙尘天气、扬沙天气和沙尘暴天气过程的沙尘通量值范围分别是 $\pm 5 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 、 $\pm 30 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 和 $-200 \sim 300 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 之间。浑善达克沙地地区, 非沙尘天气也存在一定量的沙尘输送, 但数值较小。浑善达克沙地地区沙尘通量与摩擦速度的三次方成正比, 为 $F = Cu^3$ 。临界起沙风速和临界摩擦速度分别约为 6 m/s 和 0.4 m/s 。

关键词: 湍流输送, 沙尘浓度通量, 临界摩擦速度, 沙尘暴, 沙地。

1 引 言

沙尘暴是沙漠及其邻近地区特有的一种灾害性天气现象。20 世纪以来, 科学工作者开展了沙漠化及沙尘暴时空分布、成因、结构以及监测与对策方面的大量研究^[1-3], 并对沙尘暴的产生条件、环流形势、时空分布、分析预报、沙尘粒子的物理化学特征、长距离输送、局地触发机制以及起沙机制的数值模拟等多方面研究取得进展^[4-14]。近年来, 由于观测手段的不断改进, 提高了沙尘模式中输入参数的准确性。然而由于缺乏沙源地区沙尘通量的直接测量和计算, 对沙尘释放的定量估算仍然存在很大的不确定性, 限制了沙尘模式的进一步发展^[15]。沙尘暴的产生及沙尘输送与微气象条件密

切相关, 地气交换过程是影响沙尘进入大气的重要 and 关键因素之一。研究起沙与微气象学条件的关系, 是理解沙尘暴形成和输送的重要基础。目前, 对起沙过程的实验与研究, 以及沙尘通量定量测量的报道较少。

浑善达克沙地位于内蒙古锡林郭勒盟, 是中国沙尘暴源地之一, 该地区常年干旱, 多大风, 是中蒙东区沙尘南输的必经之路^[16], 沙尘天气频繁出现^[17-18]。本文利用浑善达克沙地南缘地区 2004 年春季开展的沙尘暴加强观测实验资料, 采用空气动力学方法, 分析研究沙地下垫面湍流通量和沙尘通量, 以及沙尘输送特征和起沙条件, 探讨沙尘天气过程中沙尘通量与摩擦速度以及风速等气象要素的关系, 为沙地地区起沙机制研究提供一定基础。

• 初稿时间: 2007 年 6 月 17 日; 修改稿时间: 2007 年 8 月 30 日。

资助课题: 国家自然科学基金、北京市自然科学基金(8052012)、教育部博士点专项基金。

作者简介: 张宏升, 主要从事边界层气象学研究。E-mail: hsdq@pku.edu.cn

2 资料的获取与处理

沙尘暴加强观测实验区位于浑善达克沙地南缘,平均海拔 1250 m,东部约 10 km 处为农田。沙尘暴加强实验的观测平台为 20 m 高的气象观测塔,观测项目主要包括:风向、4 层风速、温度和湿度廓线、辐射和沙尘浓度探测,以及风速、温度和沙尘质量浓度湍流探测。实验观测为 24 h 连续、自动观

测,自动记录,在对探测数据严格的质量控制基础上,进行 30 min 滑动平均处理。

3 理论基础

根据近地面层 Monin-Obukhov 相似性理论,近地面层风速、温度和湿度等气象要素梯度与湍流量参数的关系^[19],有

$$\begin{aligned} u_* &= k \bar{u}_2 \left[\ln \left(\frac{z_2}{z_0} \right) - \Psi_M \left(\frac{z_2}{L} \right) \right]^{-1} \\ \theta_* &= k (\bar{\theta}_2 - \bar{\theta}_1) \left[\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_H \left(\frac{z_2}{L} \right) + \Psi_H \left(\frac{z_1}{L} \right) \right]^{-1} \\ q_* &= k (\bar{q}_2 - \bar{q}_1) \left[\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_q \left(\frac{z_2}{L} \right) + \Psi_q \left(\frac{z_1}{L} \right) \right]^{-1} \end{aligned} \quad (1)$$

其中 u_* 、 θ_* 和 q_* 分别为摩擦速度、温度特征尺度和湿度特征尺度; \bar{u} 为 z 高度风速; $\bar{\theta}_1$ 和 $\bar{\theta}_2$ 分别为 z_1 和 z_2 高度位温; \bar{q}_1 和 \bar{q}_2 分别为 z_1 和 z_2 高度比湿;

L 为 Obukhov 长度; $\kappa=0.4$ 为 Von-Karman 常数; $\Psi_M \left(\frac{z}{L} \right)$ 、 $\Psi_H \left(\frac{z}{L} \right)$ 和 $\Psi_q \left(\frac{z}{L} \right)$ 分别为风速、温度和湿度的稳定度修正函数

$$\begin{aligned} \Psi_M &= \begin{cases} 2 \ln \left(\frac{1+x}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \arctg x + \frac{\pi}{2} & \frac{z}{L} < 0 \\ -5 \frac{z}{L} & \frac{z}{L} \geq 0 \end{cases} \\ \Psi_H = \Psi_q &= \begin{cases} 2 \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) & \frac{z}{L} < 0 \\ -5 \frac{z}{L} & \frac{z}{L} \geq 0 \end{cases} \\ x &= \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{\frac{1}{4}} \end{aligned} \quad (2)$$

假定在同一地区和同一次沙尘暴过程中,沙尘质量浓度为标量,其湍流特征与温度、水汽类似。得到沙尘质量浓度特征尺度 γ_* 为

$$\gamma_* = k (\bar{\gamma}_2 - \bar{\gamma}_1) \cdot$$

$$\left[\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_\gamma \left(\frac{z_2}{L} \right) + \Psi_\gamma \left(\frac{z_1}{L} \right) \right]^{-1} \quad (3)$$

其中, γ_1 、 γ_2 分别为 z_1 、 z_2 高度处的沙尘质量浓度, $\Psi_\gamma \left(\frac{z}{L} \right)$ 为沙尘浓度的稳定度修正函数

$$\Psi_\gamma = \Psi_H = \Psi_q \quad (4)$$

同样地,类似动量通量和感热通量,定义沙尘通量 F 为

$$F = \alpha u_* \gamma_* \quad (5)$$

其中, α 为系数,文中取 10。同时设定:沙尘通量数值为正值表示沙尘向上输送,负值表示向下输送。

4 结果与分析

图 1 给出了 2004 年 3 月 15—16 日和 27—28 日两次沙尘天气过程前后沙尘质量浓度随时间的变化关系。3 月 12—13 日和 24—25 日无云或少云,最大风速在 6 m/s 以下,平均沙尘浓度为 $40 \mu\text{g}/\text{m}^3$,该数值可作为非沙尘天气的背景沙尘浓度。3 月 15—16 日扬沙天气过程的平均沙尘浓度为 $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$,沙尘浓度极大值在 $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 左右;3 月

27—28 日沙尘暴过程, 沙尘浓度极大值达 $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 以上, 27 日、28 日沙尘暴时段内的平均沙尘浓度分别为 750 和 $410 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 。其中, 3 月 15—16 日扬沙天气和 28 日沙尘暴天气的沙尘浓度与钱

正安等^[16]的沙尘浓度 3 倍比率递增关系较为一致, 3 月 27 日强沙尘暴过程中平均沙尘浓度较钱正安等的结果偏低, 这可能与沙尘采样仪的采集上限为 $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 有关。

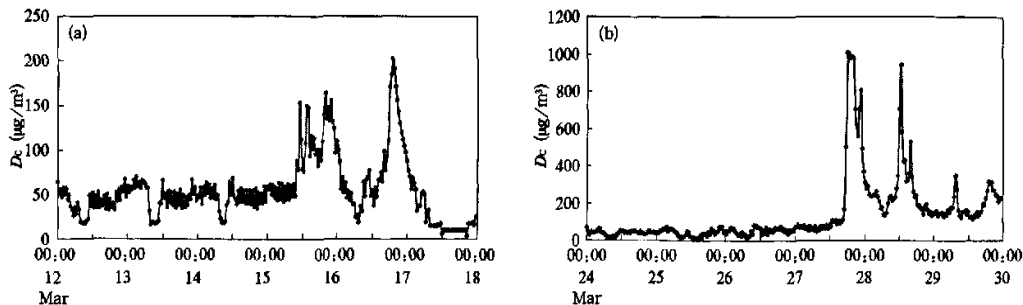


图 1 2004 年 3 月沙尘天气过程浑善达克沙地沙尘质量浓度随时间的变化关系

(a. 3 月 12—17 日, b. 3 月 24—29 日)

Fig. 1 Time series of dust concentration during dust storm periods over Hunshandake desert area in March 2004

(a. 12—17 March, b. 24—29 March)

4.1 不同沙尘天气过程近地层湍流输送特征

图 2 给出了浑善达克沙地地区 3 月 13—16 日和 25—28 日近地面层湍流粘性率 K_M 和湍流热传导率 K_H 随时间的变化关系。可见, K_M 和 K_H 呈现明显的日变化特征, 扬沙天气峰值出现时刻与非沙尘天气存在差异, 即: 非沙尘天气 K_M 和 K_H 的峰值一般出现在正午 12 时附近, 数值分别为 0.3 和 $1.0 \text{ m}^2/\text{s}$, K_M 数值明显小于 K_H , 表明浑善达克沙地地区春季非沙尘天气过程热力湍流作用强于动力

作用, 湍流热力交换起主要作用, 与孙继明等^[20]在沙漠地区得到的结果类似。3 月 15—16 日扬沙天气的 K_M 和 K_H 峰值出现在 15:30 左右, 滞后于非沙尘天气过程, 数值分别为 0.92 和 $1.0 \text{ m}^2/\text{s}$, 湍流热力作用略强于动力作用; 3 月 27 日强沙尘暴天气过程 K_M 和 K_H 的峰值出现时间不同, 分别出现在 16 时和 12 时左右, 数值分别为 1.1 和 $1.0 \text{ m}^2/\text{s}$, 沙尘暴发生前 3 h, 即 13—16 时, K_M/K_H 的值大于 1.0 , 最大值达到 1.2 , 说明沙尘暴发生前有很强

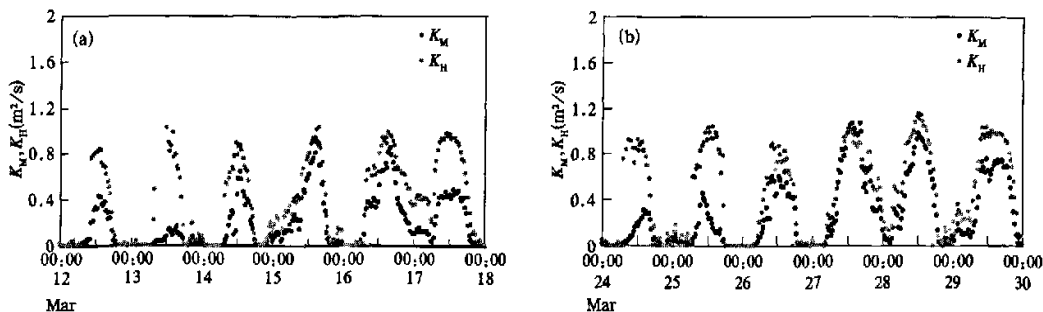


图 2 2004 年 3 月浑善达克沙地地区近地面层湍流交换系数随时间的变化关系

(a. 3 月 13—16 日, b. 3 月 25—28 日)

Fig. 2 Time series of turbulent exchange coefficients over Hunshandake desert area in March 2004

(a. 13—16 March, b. 25—28 March)

动量下传, 动力作用略高于热力作用。

图 3 给出了 2004 年 3 月 12—17 日以及 24—29 日浑善达克沙地地区动量通量随时间的变化曲线。

非沙尘天气近地层动量通量数值较小, 峰值小于 $0.3 \text{ N}/\text{m}^2$; 扬沙天气动量通量有明显增加, 峰值达到 $0.8 \text{ N}/\text{m}^2$; 沙尘暴天气动量通量峰值达到 0.7 —

0.9 N/m^2 。孙继明等^[20]给出的沙漠地区晴空、扬沙天气和沙尘暴天气过程动量通量峰值分别为 0.39 N/m^2 、 1.08 N/m^2 和 1.45 N/m^2 。浑善达克沙地地区 3 种天气条件下动量通量的峰值均小于沙漠地区,从一个侧面说明浑善达克沙地地区较小的动量通量即可产生沙尘。王根绪等^[21]亦曾给出中国西北内陆不同下垫面风蚀土的组成和通量,并证明干旱末期的湖床和退化的草场对空气中沙尘含量增加的贡献大于沙质沙漠。

图 4 给出了 2004 年 3 月 13—17 日和 25—29

日期间浑善达克沙地地区感热通量和净辐射随时间的变化关系。非沙尘天气,净辐射和感热通量峰值分别为 395 和 290 W/m^2 左右;扬沙天气,净辐射和感热通量数值均有不同程度的降低,峰值分别为 162 和 97 W/m^2 ;沙尘暴天气,净辐射和感热通量峰值分别为 330 和 240 W/m^2 。对比 3 月 15—16 日和 27—28 日两次沙尘天气过程,扬沙天气过程净辐射和感热通量数值的减少较沙尘暴过程明显,一方面由于扬沙天气时空多云,而沙尘暴天气时空少云或无云;另一方面,扬沙过程持续时间较长,包括太

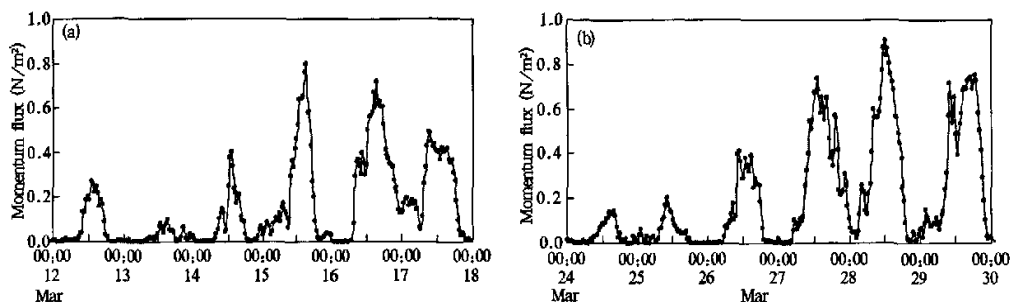


图 3 2004 年 3 月浑善达克沙地地区近地面层动量通量随时间的变化关系

(a. 3 月 12—17 日, b. 3 月 24—29 日)

Fig. 3 Time series of momentum flux over Hunshandake desert area in March 2004

(a. 12—17 March, b. 24—29 March)

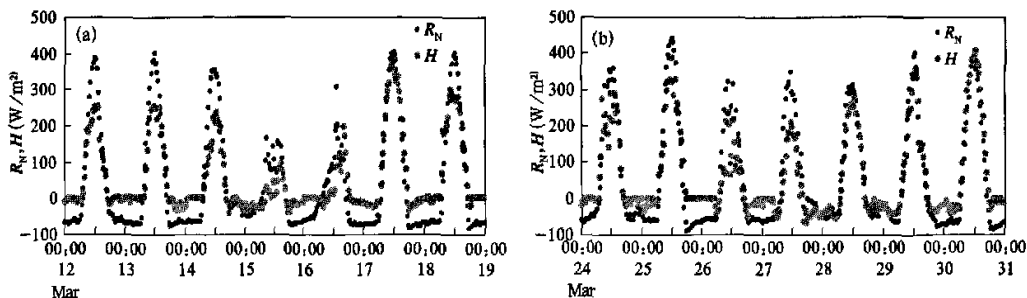


图 4 2004 年 3 月浑善达克沙地地区近地面层净辐射和感热通量随时间的变化关系

(a. 3 月 12—18 日, b. 3 月 24—30 日)

Fig. 4 Time series of net radiation and sensible heat flux over Hunshandake desert area in March 2004

(a. 12—18 March, b. 24—30 March)

阳辐射和感热交换最强烈的中午和午后,而 3 月 27 日的沙尘暴发生在 17:00 后太阳辐射减弱阶段,28 日沙尘暴持续时间较短,沙尘浓度下降较快,故净辐射和感热通量削弱较小。

4.2 沙尘通量的获取与分析

图 5 给出了 2004 年 3 月 15—16 日和 27—28 日浑善达克沙地地区沙尘天气过程中 3 和 15 m 高

度沙尘浓度和沙尘浓度差随时间的变化关系。扬沙天气,3 和 15 m 高度的沙尘浓度差数值变化较小,范围约在 $\pm 20 \mu\text{g/m}^3$;沙尘暴天气,沙尘浓度差数值变化较大,范围在 $-100 \sim 200 \mu\text{g/m}^3$ 。扬沙和沙尘暴两次不同类型沙尘天气过程均显示:开始时刻有 3 和 15 m 高度沙尘浓度差 $\Delta D_C = D_{C,3\text{m}} - D_{C,15\text{m}} > 0$,即:沙尘浓度数值增加,3 m 高度沙尘浓度高于

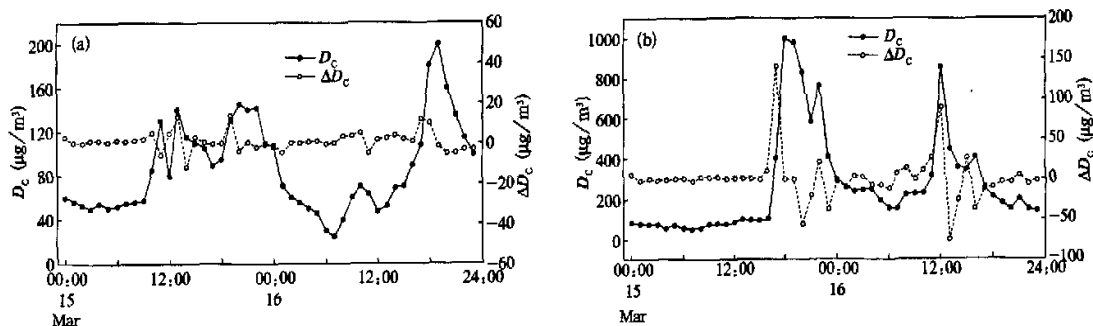


图 5 2004 年 3 月浑善达克沙地扬沙(a)、沙尘暴(b)过程沙尘浓度和不同高度沙尘浓度差的时间变化
(其中: D_c 表示沙尘浓度; ΔD_c 表示 3 m 和 15 m 高度沙尘浓度差值)

Fig. 5 Temporal variations of the dust concentration (D_c) and the differences (ΔD_c) between the dust concentration at 3 m and 15 m height during dust rising (a) and dust storm periods (b) in March 2004

15 m 高度, 沙尘由低层向高层输送。随着沙尘天气过程的发展, 3 m 高度沙尘浓度数值低于 15 m 高度。沙尘暴天气的结果相对明显。其可能的原因有, 沙尘天气发生时, 沙尘粒子脱离地表处于运动状态, 沙尘粒子的运动主要受重力和空气动力学拖曳力的影响^[22], 而空气动力学拖曳力主要与风速大小有关。风速较大, 空气动力学拖曳力较大, 较大粒径的沙尘粒子离开地面后可以在空气中上升到某一高度。随着风速逐渐减小, 空气动力学拖曳力亦逐渐减小, 较大粒子在重力的作用下沉降, 较小的粒子则继续在空中随风搬运。因此, 沙尘天气过程开始时, 3 m 高度处沙尘浓度高于 15 m 高度处浓度; 随着风速的减小, 3 m 高度处的沙尘气溶胶质量浓度低于 15 m 高度处浓度。这里为了简化, 假设了浑善达克沙地沙尘粒子密度均匀, 粒子重力主要与粒径有关, 较大粒径的粒子所受重力亦较大。

图 6—8 分别给出了 2004 年 3 月非沙尘天气、扬沙天气以及沙尘暴天气 3 种天气过程中沙尘通量

的变化特征。不同天气条件下的沙尘通量数值存在较大差异: 非沙尘天气沙尘通量数值约在 $\pm 5 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 12 日和 24 日向上输送的净沙尘量分别为 56.32 和 $54.39 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$; 扬沙天气的沙尘通量数值在 $\pm 30 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 15 日和 16 日向上输送的沙尘量分别为 79.75 和 $179.48 \mu\text{g}/\text{m}^2$; 沙尘暴天气的沙尘通量数值在 $-200 \sim 300 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 27 日和 28 日向上输送的净沙尘量分别为 455.32 和 $76.11 \mu\text{g}/\text{m}^2$ 。浑善达克沙地地区, 非沙尘天气条件下存在沙尘向上输送, 但数值较小。扬沙和沙尘暴天气, 强度不同, 向上输送的净沙尘通量亦不同。沈志宝等^[23]对 2002 年 4 月敦煌地区两次强度较弱的沙尘天气过程中戈壁沙地的起沙率进行了估算, 最大起沙率为 $2.77 \times 10^{-8} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, 与浑善达克沙地 2004 年 3 月 15—16 日扬沙天气的最大起沙率相当。

由图 6—8 可见, 沙尘通量随沙尘天气发生和发展过程变化。沙尘天气发生阶段, 沙尘通量数值整体为正, 说明沙尘向上输送占主要地位; 随着沙尘天

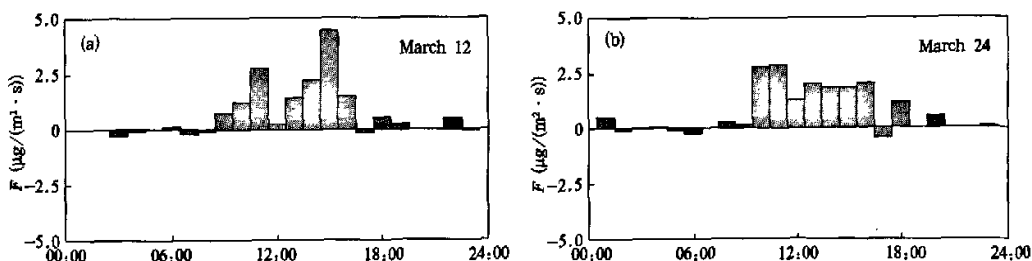


图 6 2004 年 3 月 12(a)和 24(b)日浑善达克沙地地区非沙尘天气条件沙尘通量随时间的变化

Fig. 6 Temporal variations of dust flux during non-dust occurrence over Hunshandake desert area on 12(a) and 24(b) March 2004

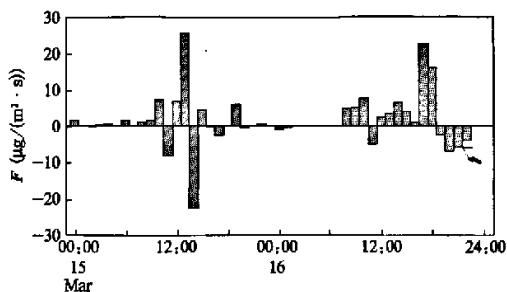


图7 2004年3月15—16日浑善达克沙地地区扬沙天气条件沙尘通量随时间的变化

Fig.7 Temporal variations of dust flux during dust rising period over Hunshandake desert area in 15-16 March 2004

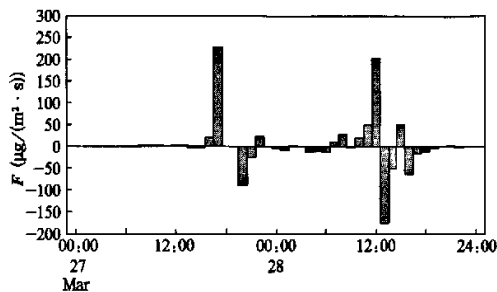


图8 2004年3月27—28日浑善达克沙地地区沙尘暴天气条件沙尘通量随时间的变化

Fig.8 Temporal variations of dust flux during dust storm period over Hunshandake desert area in 27-28 March 2004

气过程的不断发展,沙尘通量数值由正值为主过渡到向上数值和向下数值相当、向下数值比例增加。说明沙尘过程由起沙、平衡、沉降的演变过程。

4.3 近地面风速、摩擦速度与沙地地表起沙的关系

地表摩擦速度(u_*)是确定沙源地区地表能否起沙的有效判据之一^[24-26]。风蚀起沙观测和实验结果显示:当 u_* 超过某一阈值时,粒子便会脱离地面进入大气,该摩擦速度称为临界摩擦速度,用 u_{*c} 表示,垂直沙尘通量(F)与 u_*^n 成正比,其中 n 的变化范围是2—5^[25,27-28]。Lu等^[26]对比研究土壤可侵蚀性和适应压力后指出:比较坚硬的地表的沙尘排放率更近似于与 u_*^3 成正比;而较松软地表的沙尘排放率更近似于与 u_*^4 成正比;由于土壤状况的变化,沙尘排放率与 u_* 关系的实验数据一般有较大的分散性,因而 $F \propto u_*^4$ 和 $F \propto u_*^3$ 的关系都可以观测到。

浑善达克沙地地区沙尘通量 F 的绝对值与摩擦速度的拟合关系(图9),有

$$\lg u_* = 0.3415 \lg F - 0.5877 \quad (6)$$

得到

$$F = 10^{1.72} \cdot u_*^{2.93} \quad (7)$$

可见,浑善达克沙地地区,沙尘天气过程中沙尘通量 F 近似与 u_*^3 成比例,相关系数 $R=0.748$ 。沈志宝等^[23]在敦煌戈壁沙地沙尘天气过程中观测到的起沙率 F 与 u_*^2 线性关系最好。表明这两种不同的沙尘源区沙尘释放能力的不同。

图10分别给出2004年3月16日扬沙天气和3

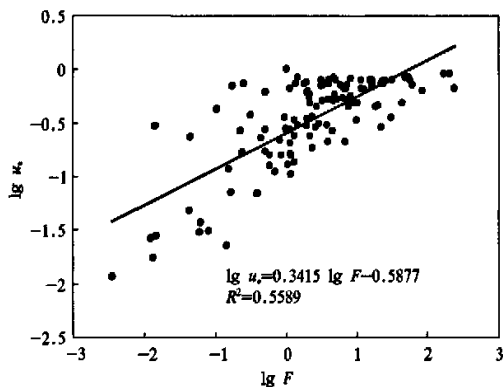


图9 2004年3月浑善达克沙地地区沙尘通量与摩擦速度的关系

Fig.9 The relationship between dust flux and friction velocity over Hunshandake desert area in March 2004

月27日沙尘暴天气两种沙尘天气过程中沙尘浓度与风速、摩擦速度的关系。图中虚线右侧:沙尘浓度随风速或摩擦速度的增加而增加;虚线左侧,3月16日沙尘浓度分布主要集中在风速小于3 m/s和大于7.5 m/s两个区域,3月27日也有类似的分布。对于前者风速较小的情况,反映了沙尘浓度的背景值;后者风速较大时,与临近起沙阶段相对应。由图10可以得到扬沙天气和沙尘暴天气的临界起沙风速分别为6.5和5.6 m/s,临界摩擦速度分别为0.43和0.39 m/s。可以认为:浑善达克沙地地区的临界起沙风速约为6 m/s,临界摩擦速度约为0.4 m/s。申彦波等^[24]在敦煌沙地上观测到的临界起沙风速和临界摩擦速度分别为7和0.5 m/s,略大于浑善达

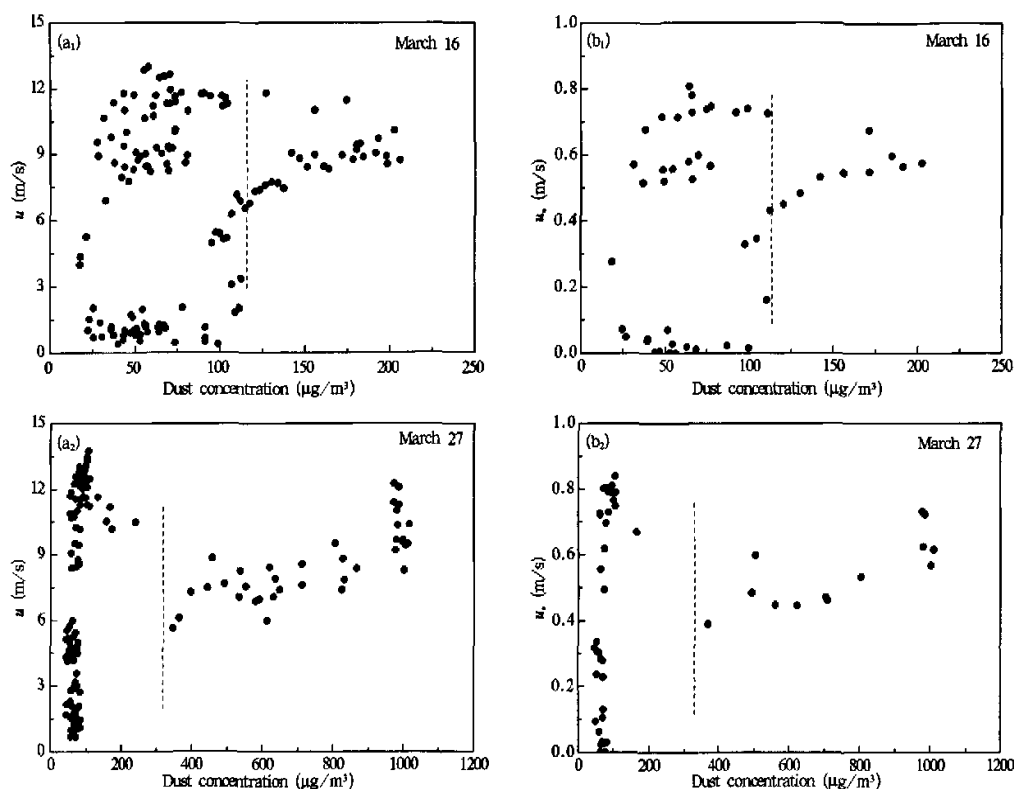


图 10 2004 年 3 月 16 日(a_1, b_1)、27 日(a_2, b_2)浑善达克沙地地区沙尘浓度与
风速(a_1, a_2)和摩擦速度(b_1, b_2)的关系

Fig. 10 Relationships between dust concentration and wind speed (a_1, a_2), and friction velocity (b_1, b_2) over Hunshandake desert area on 16(a_1, b_1) and 27(a_2, b_2) March 2004

克沙地地区起沙的临界值,这与两个沙源区不同的土壤粒子尺度分布特征有关,浑善达克沙地的土壤粒子较敦煌沙地的更细^[29]。

5 结 论

本文利用浑善达克沙地地区 2004 年春季沙尘暴加强观测实验资料,分析了不同沙尘天气条件下沙尘浓度、湍流交换系数、湍流动量通量、感热通量和沙尘通量的变化特征,给出了临界起沙风速和临界摩擦速度的量值,得到以下主要结论:

(1) 2004 年 3 月沙尘天气过程中湍流粘性率 K_M 明显高于非沙尘天气,非沙尘天气和沙尘天气 K_M 的平均峰值分别为 $0.3 \text{ m}^2/\text{s}$ 和 $1.1 \text{ m}^2/\text{s}$ 。非沙尘天气白天热力湍流作用强于动力作用,湍流交换以感热交换为主;沙尘天气湍流的动力作用明显增加,较强沙尘暴天气过程中动力湍流强于热力湍

流,湍流动量交换和感热交换对湍流交换均有较大的贡献。在扬沙和沙尘暴天气过程中,动量通量有明显的增加,感热通量有不同程度的降低。

(2) 沙尘天气过程中,沙尘浓度开始增加时,3 m 高度沙尘浓度数值高于 15 m 高度,沙尘向上输送。沙尘浓度达到极大值之后,3 m 高度沙尘浓度与 15 m 高度数值相当或偏小,与较大粒子受重力作用沉降有关。

(3) 非沙尘天气、扬沙天气和沙尘暴天气过程的沙尘通量值范围分别是 $\pm 5 \text{ } \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 、 $\pm 30 \text{ } \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 、 $-200 \sim 300 \text{ } \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 。浑善达克沙地地区,非沙尘天气也存在一定量的沙尘输送,但数值较小。沙尘通量随沙尘天气发生和发展过程变化,呈现沙尘通量数值由正值为主过渡到向上数值和向下数值相当、向下数值比例增加,说明了沙尘过程由起沙、平衡、沉降的演变过程。

(4) 浑善达克沙地地区沙尘通量 F 与摩擦速度 u_* 的 3 次方成比例, 拟合关系式为: $F = Cu_*^3$ 。强风是沙尘暴发生的必要条件, 浑善达克沙地地区临界起沙风速和临界摩擦速度分别为 6 和 0.4 m/s。

参考文献

- [1] Hankin E H. On dust raising winds and descending currents. India Met Memoirs, 1921, 22, Part VI
- [2] Idso S B, Ingram R S, Pritchard J M. An American Haboob. Bull Amer Meteor Soc, 1972, 53: 930-935
- [3] Josepl P V, Raipal D K, Deka S N. "Andhi", the convective dust storms of Northwest India. J Mausam, 1980, 31: 431-442
- [4] Goutorbe P, Lebel T, Tinga A, et al. HAPEX-Sahel: A large-scale study of land atmospheric interactions in the Semi-Arid Tropics. Ann Geophys, 1994, 12: 53-64
- [5] Westphal D L, Toon O B, Carlson T N. A case study of mobilization and transport of Saharan dust. J Atmos Sci, 1988, 45: 2145-2175
- [6] Liu L Y, Shi P J, Gao S Y, et al. Dustfall in China's western Loess plateau as influenced by dust storm and haze events. Atmos Environ, 2004, 38: 1699-1703
- [7] Pye K. Aeolian Dust and Dust Deposits. London: Academic Press, 1987: 334pp
- [8] Chun Y, Boo K, Kim J, et al. Synopsis, transport, and physical characteristics of Asian dust in Korea. J Geophys Res, 2001, 106(D16): 18461-18469
- [9] In H J, Park S U. Estimation of dust emission amount for a dust storm event occurred in April 1998 in China. Water, Air, and Soil Pollution, 2003, 148: 201-221
- [10] 方宗义, 朱福康, 江吉喜等. 中国沙尘暴研究. 北京: 气象出版社, 1997: 164pp
- [11] 朱福康, 江吉喜, 郑新江等. 沙尘暴天气研究现状和未来. 气象科技, 1999, 4: 1-8
- [12] 牛生杰, 章澄昌. 贺兰山地区沙尘起动和垂直输送物理因子的综合研究. 气象学报, 2002, 60(2): 194-204
- [13] Zhang X Y, Gong S L, Zhao T L, et al. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. Geophys Res Lett, 2003, 30(24): 2272, doi: 10.1029/2003GL01826
- [14] Shao Y. A similarity theory for saltation and application to aeolian mass flux. Boundary-Layer Meteor, 2005, 115: 319-338
- [15] Laurent B, Marticorena B, Bergametti G, et al. Modeling mineral dust emissions from Chinese and Mongolian deserts. Global and planetary Change, 2006, 52: 121-141
- [16] 钱正安, 蔡英, 刘景涛等. 中蒙地区沙尘暴研究的若干进展. 地球物理学报, 2006, 49(1): 83-92
- [17] 王革丽, 吕达仁, 李鸿洲. 2000 年 4 月 5~7 日浑善达克沙地沙尘暴天气过程分析. 气象, 2002, 28(7): 13-17
- [18] 王革丽, 吕达仁, 尤莉. 浑善达克沙地沙尘暴气候特征分析. 气候与环境研究, 2002, 7(4): 433-439
- [19] Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. J Atmos Sci, 1971, 28: 181-189
- [20] 孙继明, 肖稳安, 牛生杰等. 沙漠地区沙尘天气近地层湍流输送特征分析. 南京气象学院学报, 2002, 25(4): 489-495
- [21] Wang G X, Tuo W Q, Du M Y. Flux and composition of wind-eroded dust from different landscapes of an arid inland river basin in north-western China. J Arid Environ, 2004, 58: 373-385
- [22] Clark I, Assamoi P, Bertrand J, et al. Characterization of potential zones of dust generation at eleven stations in the southern Sahara. Theor Appl Climatol, 2004, 77(3): 173-184
- [23] 沈志宝, 申彦波, 杜明远等. 沙尘暴期间戈壁沙地起沙率的观测结果. 高原气象, 2003, 22(6): 545-550
- [24] 申彦波, 沈志宝, 杜明远等. 敦煌春季沙尘天气过程中某些参量和影响因子的变化特征. 高原气象, 2003, 22(4): 378-384
- [25] Gillette A D, Passi R. Modeling dust emission caused by wind erosion. J Geophys Res, 1988, 93(D11): 14233-14242
- [26] Lu H, Shao Y. A new model for dust emission by saltation bombardment. J Geophys Res, 1999, 104: 16827-16841
- [27] Shao Y, Raupach M R, Findlater P A. The effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind. J Geophys Res, 1993, 98: 12719-12726
- [28] Shao Y, Raupach M R, Leys J F. A model for predicting Aeolian sand drift entrainment on scales from paddock to region. J Soil Res, 1996, 34: 309-420
- [29] 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨等. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的粒谱特征. 大气科学, 2005, 29(1): 147-153

EXPERIMENT ON DUST FLUX DURING DUST STORM PERIODS OVER SAND DESERT AREA

Zhang Hongsheng^{1,2} Zhu Hao¹ Peng Yan^{1,3} Kang Ling¹ Chen Jiayi¹ Soon-Ung Park⁴

*1 Department of Atmospheric Sciences, Peking University, Center of Sino-Korean
Atmospheric Sciences, Beijing 100871*

2 Institute of Arid-Meteorology of Lanzhou, Chinese Meteorology Administration, Lanzhou 730000

3 Center of Weather Forecast, Shaanxi Meteorological Bureau, Xi'an 710015

*4 Department of Atmospheric Sciences, Seoul National University, Center of Sino-Korean
Atmospheric Sciences, Seoul 151-742, Korea*

Abstract

Based on dust concentration and micrometeorological data obtained during the IOP (Intensive Observation Period) of dust storm over Hunshandake desert area during the spring of 2004, the turbulent exchange coefficients, turbulent fluxes of momentum, heat and dust concentration were calculated. The characteristics of turbulence and dust transport, as well as the dust emission conditions were investigated. The results show that the turbulent exchange of heat is dominant during daytime of non-dusty days over Hunshandake desert area. During dust events, dynamic turbulence increases obviously, the turbulent exchanges of momentum and sensible heat are both important in the surface layer and the sensible heat flux is reduced by different degrees. During the intense dust storm event, the dynamic turbulence even exceeds the thermodynamic turbulence. During dust events, the value of dust flux gradually varies from positive to negative, which indicates the time evolution of dust storm process. The range of dust flux are $\pm 5 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, $\pm 30 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ and $-200 - 300 \mu\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ during non-dusty days, blowing dust and dust storm event, respectively. Smaller value of dust flux can be observed during non-dusty days over Hunshandake desert area. The dust emission flux is approximately proportional to the third power of friction velocity over Hunshandake desert area. The threshold values of wind speed and friction velocity are found to be about 6 and 0.4 m/s, respectively.

Key words: Turbulent transfer, Dust concentration flux, Threshold friction velocity, Dust storm, Sand area.