

大气边界层非常定下沉急流和阵风的起沙机理

曾庆存 程雪玲 胡 非

中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘 要 首先用动量原理导出水平沙尘通量 Q 的 Bagnold 型公式, 由此可以反推出使 Q 达到统计平衡态所需的气流水平动量下传的作用时间。其次导出准常定下沉急流情况下的公式 Q , 此时公式中的摩擦速度 u_* 应由 u_{**} 代替, 其中 $u_{**}^2 = u_{*m}^2 + u_*^2$, u_{*m} 和 u_* 各指由下沉平均急流和脉动的动量垂直通量所对应的特征速度 (习惯上称为摩擦速度)。其后指出, 在研究风蚀和计算沙尘通量时, 应以 1 min 做统计平均为宜, 否则会过低估算了起沙尘的时段长度和起沙尘量。最后指出, 不同频率的扰动和脉动的起沙尘效率是不同的, 以适中的频率效率最高, 从而在非常定急流作用下, 应用 u_{***} 代替 u_{**} , 其中 $u_{***}^2 = u_{*m}^2 + u_*^2 + (1+A^4)u_g^2$, 而 u_{*m} , u_* 和 u_g 则各为平均急流、湍流脉动和阵风所导致的相应摩擦速度, A 为阵风增益系数。

关键词 边界层下沉急流 阵风 起沙机理 动量垂直通量 修正摩擦速度

文章编号 1006-9585 (2007) 03-0244-07 **中图分类号** X169 **文献标识码** A

The Mechanism of Soil Erosion and Dust Emission under the Action of Nonsteady Strong Wind with Descending Motion and Gustwind

ZENG Qing-Cun, CHENG Xue-Ling, and HU Fei

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The mechanism of soil erosion and dust emission under the action of nonsteady strong wind with descending motion and gustwind was studied in this paper. 1) First of all the Bagnold formula for the horizontal flux of sand-dust, Q , was derived by the use of momentum principle. This method also provided a useful time scale, δt , being the time interval for approaching the statistical equilibrium between the input of momentum flux and the horizontal flux of sand-dust. 2) The formula of Q was extended to the case of boundary layer jet (strong wind) with descending motion. In such case the friction velocity u_* in the formula of Q should be replaced by u_{**} , where $u_{**}^2 = u_{*m}^2 + u_*^2$, and u_{*m} and u_* are the so-called friction velocity determined by the vertical flux of momentum by the jet and by the fluctuations respectively. 3) Since the jet (strong wind) is nonsteady and the highly nonlinear dependence of Q on the friction velocity, the calculation of Q should be made by using the 1 min. (rather than 20 min) running mean of u_{**} . (because δt is < 1 min or ≈ 1 min), otherwise Q must be underestimated. This was also tested by the observation on March, 20, 2002 in Beijing. 4) Because the efficiency of downward momentum flux for the soil erosion depends on the related probability of saltations, it was indicated that the gustwind (with period equal to 1 to 10 min) is most effective, so that u_{**} should be better replaced by u_{***} , where $u_{***}^2 = u_{**}^2 + A^4 u_g^2$, u_g is the correspondent "friction velocity" due to gustwind, and A^4 is the gain coefficient of gustwind.

Key words soil erosion, vertical flux of momentum, corrected friction velocity, boundary layer jet, gustwind

收稿日期 2007-04-05 收到, 2007-05-15 收到修定稿

资助项目 国家财政部“西北地区土壤水分、沙尘暴监测预测研究”项目 (Y0101)

作者简介 曾庆存, 男, 1935 年出生, 研究员, 主要从事大气科学、地球流体力学研究。E-mail: zengqc@mail.iap.ac.cn

1 引言

风吹过地面, 总与地表面有水平动量交换。当风达到和超过一个阈值时, 相应下传给地面的动量使松散的泥沙和粉尘克服地面的束缚, 在地面上蠕动 (Screep), 颗粒间相互碰撞。当风速再增大至另一阈值, 其相应的动量垂直通量值达到或超过一临界值 $\rho_a u_{*c}^2$ 时, 由于地面粗糙 (微观和细观的不均匀性), 颗粒快速碰撞还可导致其跳起离地而作跃移 (Saltation), 然后又落到地面对粒子进行轰击 (Bombardment), 从而溅起更多的颗粒, 因此沙尘既沿风向前移又跳起或飞起进入地表附近的大气中, 形成风沙流边界层。 ρ_a 为空气密度, u_{*c} 称为临界摩擦速度 (Critical friction velocity)。显然, 在下传动量值超过 $\rho_a u_{*c}^2$ 时, 垂直方向的沙尘通量 F 应是水平方向的沙尘通量 Q 的增函数。

u_{*c} 尽管和水平动量的垂直通量一样, 但是由摩擦 (分子运动) 以及气流的冲击和湍流脉动共同作用所致。 u_{*c} 依赖于地表性态 (土壤质地、湿度、粗糙度、裸露度) 以及泥沙或尘土颗粒的质量和粒径。记完全裸露和足够干燥情况下的值为 u_{*0} , 它是土壤类型和粒径 d 的函数, 一般写成

$$u_{*c} = u_{*0} f_{11}(W_s) f_{21}(T_s) f_{31}(\sigma), \quad (1)$$

其中 W_s 、 T_s 和 σ 分别表示土壤湿度、温度和裸露度。 u_{*0} 和函数关系 f_{11} 、 f_{21} 、 f_{31} 都只能通过风洞实验及实地观测得出。关于风沙流边界层和 u_{*c} , 可参见文献 [1~17] 和脚注^①。本文将不讨论公式 u_{*c} 。这里只指出, 按照逻辑推理, 应该有 $f_{11}(0)=1$, 和 W_s 足够大时 $f_{11}(W_s) \rightarrow 0$; 此外, 由于微尘与土壤的亲合力很大, 应有 $d \rightarrow 0$ 时 $u_{*0} \rightarrow \infty$; 而当 d 很大时, 粒太重而风吹不动, 又有 $d \rightarrow \infty$ 时 $u_{*0} \rightarrow \infty$, 即 u_{*0} 可表达成 $f = [c_1(d/d_0) + c_2(d/d_0)^{-1}]$ 的函数, 记作 $u_{*0}(f)$ 。当 $f \rightarrow \infty$ 时 $u_{*0} \rightarrow \infty$ 。且当 $d=d_0$ 时, u_{*0} 只依赖于土壤质地, c_1 和 c_2 为两个正的经验系数。

自 Bagnold 提出水平沙尘通量公式以来, 多取沙尘水平通量 Q 在 $u_* \leq u_{*c}$ 时为 0, 而当 $u_* > u_{*c}$ 时正比于 $\rho_a u_*^3/g$, 其中 g 为重力加速度。在风大到使表土充分起沙尘时, 无量纲比例系数 c 只是表土特性和沙尘粒径的函数; 当非充分起沙

尘条件 (可用 u_*/u_{*c} 度量) 乘上一个无量纲函数 $q(\xi)$, $\xi = u_*/u_{*c}$, 从而有

$$Q = \left(\frac{c}{g} \rho_a u_*^3 \right) \cdot q, \quad (2)$$

显然, 当 $\xi \leq 1$ 时 $q(\xi)$ 为 0, 而当 $\xi \rightarrow \infty$ 时 $q(\xi)$ 为 1。

Q 是单位时间通过单位长度截线段的沙尘质量, 量纲为 $g \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ 。一般常取

$$F = \alpha Q, \quad (3)$$

α 也常取为常数, 由风洞实验定出。因为 F 的量纲为 $g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$, 故 α 的量纲为 m^{-1} 。关于公式 (2) 和 (3) 可参见文献 [1~17] 和脚注^①。此外公式 (2) 是就理想的全裸土而言的, 在自然地表情况下, 还要做裸露度的修正。

必须指出, 在风洞实验中气流是水平和常定的, 在非急流 (即风不太强) 情况下, $\rho_a u_*$ 是由湍流脉动 (等效于摩擦) 所致。但在自然条件下, 风不是常定的, 也不完全是水平的, u_* 就不完全是脉动动量通量所致, 常数 c 和 α 也会有不同。本文将结合曾庆存等^[17] 和程雪玲等^[18] 的资料分析, 并通过理论来探讨这些问题。

2 常定水平气流的起沙机理

一般的风洞实验, 设有常定水平气流吹过无限长的水平平坦平面, 平面上有厚度为 h 的一层粒径单一的球形沙土粒子, 粒径为 d , 质量为 m_d 。风传给这层沙土粒子的动量为 $\rho_a u_*^2$ 。若 $u_* > u_{*c}$, 则在经过时段 δt 后, 沙土粒子沿风向运动的平均速度由 0 而加速, 通过碰撞等复杂运动而趋于一个平衡值 u_d 。单位面积上这层运动粒子沿风向的动量就是 $M_d u_d$, 其中质量 $M_d = N_d m_d$, m_d 为每一粒子的质量, N_d 为粒子在表面上的数密度, 即单位面积上粒子的个数。注意到粒子与其下的不动平面有摩擦作用, 在速度不太大时, 摩擦力可表示为正比于 u_d , 于是使处于平衡态下移动的沙土粒层有动量的耗损 $\gamma M_s u_s$, 其中无量纲系数 $\gamma > 0$ 。经过简单的分析, γ 约在 1~5 之间。再注意到

① 曾庆存, 胡非, 程雪玲. 大气边界层扰动的三维相干结构及其在扬沙过程中的作用. 2005 年度大气物理研究所学术年会报告摘要, 2006

u_{*c} 是粒子为克服土层的束缚所必须的最小动量输入, 故使粒子产生位移的有效动量输入应该为 $\rho_a(u_*^2 - u_{*c}^2)$; 且由于粒子是作柔性和粘性碰撞, 使有效动量输入又有很大损耗, 记损耗率为 γ_d , 按动量原理应有

$$\delta t(1 - \gamma_d) \left(1 - \frac{u_{*c}^2}{u_*^2}\right) \rho_a u_*^2 = (1 + \gamma) M_d u_d, \quad (4)$$

γ_d 不易估计, 初步估计 $(1 - \gamma_d)$ 为 0.1~0.9。

不难理解, 当 u_*^2 比 u_{*c}^2 大得多时, δt 应与风的动量下传的有效脉动水平速度分量成正比, 亦即应是有效动量输入 $\rho_a u_*^2 (1 - \xi^{-2})$ 的增函数, 可以写成 $c' u_* f_1(\eta)$, 其中 c' 为无量纲系数, $f_1(\eta)$ 为无量纲量 η 的无量纲函数, $\eta = 1 - \xi^{-2}$ 。这是因为此量越大, 粒子碰撞和跃移的连锁反应链就越复杂, 需要更长时间才能达到统计平衡。而 u_*/g 的量纲正好是时间, 故有

$$\delta t = (c' c'') \frac{u_*}{g} f_1(\eta) = c^* f_1(\eta) \frac{u_*}{g}, \quad (5)$$

其中 c^* 为无量纲常数, 于是由 (4) 得到

$$M_d u_d = \frac{c^* (1 - \gamma_d)}{(1 + \gamma)} f_1(\eta) \eta \cdot \frac{\rho_a u_*^3}{g}, \quad (6)$$

按定义, $M_d u_d = Q$, 公式 (6) 就是 Bagnold 型的公式 (2), $\eta f_1(\eta)$ 就是 q 。它与用量纲分析方法得到的完全一致。这里的分析方法有启发性, 指出应该在不同情况下对 c 和 q 做怎样的订正。此外, 也可通过水平沙尘通量的公式反演出 δt 的量级。但, 当 $u_*^2 - u_{*c}^2$ 较小时公式 (5) 不一定对, 或者即是当 $\eta \rightarrow 0$ 时 $f_1(\eta)$ 不是 η 的单调增函数, 这是因为输入的动量太少, 必须较大的 δt (而不是 0) 才能达到统计平衡。

还应指出的是, 在风不大时, 水平动量的下传和粒子得到动量是由风的脉动 (即湍流) 所致。但在强风即急流情况下, 纵使没有湍流脉动, 光是均流就可以驱使沙土粒子移动和相互碰撞, 因为在土表处风速实不为 0, 不能取无滑移边界条件。只要看强风沿马路吹拂时就可以看到这种情景。故在急流情况下, 空气给土壤的动量传递通量应改为 $\rho_a (b^2 u_*^2 + u_*^2)$, 其中 $b u_*$ 和 u_* 分别为空气在表面处的均流 u_s 及由脉动所致的摩擦速度; $1 > b^2 > 0$ (因为气流动量只有小部分传给表面上的粒子)。于是仿照推导公式 (6) 的方法可得:

$$Q = \frac{c^* (1 - \gamma_d)}{(1 + \gamma)} f_1(\eta') \eta' \cdot \frac{\rho_a u_{*c}^3}{g}, \quad (7)$$

其中 $u_{*c}^2 \equiv u_{*m}^2 + u_*^2$, $u_{*m}^2 \equiv b^2 u_*^2$, $\eta' = 1 - (\xi')^{-2}$, $(\xi')^2 \equiv (u_{*m}^2 + u_*^2) / u_{*c}^2$ 。当 $|u_*|$ 很小时, 公式 (4) 退化为公式 (6)。当然, 公式 (7) 也需要风洞实验验证。也有可能, 在已知的实验中, 将公式 (2) 套入实验数据, 以致在定常数时部分考虑这种修正。

3 准常定下沉急流的起沙机理

曾庆存等^[17]和程雪玲等^[18]已指出, 即使做 20 min 的平均, 冷锋后的强风也应看作是准常定急流, 且在 47 m 高度以下有系统的下沉运动。因此, 在计算水平沙尘通量时应用全通量, 即 $-\rho_a \overline{uw}$ 。考虑到距地面 47 m 以下的各层通量近似相等, 于是 $\overline{uw}$ 可以用这一高度内任一层的值, 例如取为 8 或 47 m 高处, 故有

$$-\rho_a \overline{uw} = -\rho_a (\overline{u} \overline{w} + \overline{u'w'}) = -\rho_a u_{*c}^2, \quad (8)$$

注意, 若用地表处的变量来表达, 因在地表处有 $\overline{w} = 0$, 则有水平气流, 可用上节方法估计平均流的作用。又, u' 和 w' 应是相对于 20 min 平均流 $\overline{u}$ 和 $\overline{w}$ 的脉动, 即总脉动。又考虑到下沉急流对地表的冲击以及实际土壤表面比风洞实验的表面更为粗糙, 粒子有更多机会可以跃移, 使沙尘通量加大。这样, 常数 c^* 、 γ_d 和 γ 的值与上节在风洞实验得到的有所不同。

即使有同样的脉动动量通量 $\rho_a (-\overline{u'w'})$, 但由于有 $-\overline{u} \overline{w}$ 存在, 在下沉急流作用下, 沙尘的水平通量也应比水平气流大。于是仍有与公式 (7) 同样的公式, 只不过此时 u_{*c} 的定义与文献 [17, 18] 相同, 即可取 47 m 高处的值:

$$u_{*c}^2 = u_{*m}^2 + u_*^2, \quad (9)$$

其中

$$u_{*m}^2 = -\overline{u} \overline{w}, \quad (10)$$

以及

$$Q = c \frac{\rho_a u_{*c}^3}{g} q(\xi_m), \quad (11)$$

其中 $\xi_m \equiv u_{*c}^2 / u_*^2$ 。

在二维水平空间情况下, $\overline{u}$ 和 u' 应理解为准常定的风速矢量 $(\overline{u}, \overline{v})$ 和脉动矢量 (u', v') , 从而代替公式 (9) 和 (10), 应有

$$u_{*c}^2 = u_{*m}^2 + u_*^2, \quad (12)$$

其中

$$\begin{cases} u_{*m}^4 = (\bar{u} \bar{w})^2 + (\bar{v} \bar{w})^2, \\ u_*^4 = (\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2. \end{cases} \quad (13)$$

此外, 在文献 [17, 18] 中, 我们还将脉动分解为阵风 f'_g 和湍流 f'_e , 而有

$$u_*^4 \approx [(\overline{u'_g w'_g})^2 + (\overline{v'_g w'_g})^2] + [(\overline{u'_e w'_e})^2 + (\overline{v'_e w'_e})^2] \equiv u_{*g}^4 + u_{*e}^4, \quad (14)$$

(注: 这里及以后我们将湍流量的下标改写成 e, 以免与 u_{*g} 相混)。

由文献 [18] 的图 15 和相应的资料算得 47 m 高度处 2002 年 3 月 20 日每 20 min 平均的 u_{**} 、 u_{*m} 、 u_{*g} 、 u_{*e} 和 u_{*c} 如图 1。可见, 尽管 $u_{**} > u_{*m}$ (这是毫无疑问的), 但未必 u_{*c} 就是其主要部分, 例如在北京时间 11~13 时, 由于有系统的急流和强下沉气流, 甚至有 $u_{*m} > u_{*c}$ 。此外, $u_{*g} > u_{*e}$ 和 u_{*g} 也是毫无疑问的, 而 u_{*g} 虽在大部分时间比 u_{*c} 略小, 但在个别时刻 (如 14 时前后, 有阵风和有组织的 γ 中尺度热对流), u_{*g} 甚至可大于 u_{*c} 。

利用申彦波等^[19,20]的资料, 程雪玲计算了各种不同特性土壤的起沙临界摩擦速度 u_{*0} 。黄土在绿洲 (耕地, 土壤有一定湿度) 和戈壁 (土壤水分几乎为 0) 对 d 的依赖关系如图 2, 北京的土质接近于甘肃绿洲 (黄土壤耕地), 可见, 即使考

虑植被的覆盖和阻碍作用, 使 u_{*c} 为 u_{*0} 的 2~3 倍, 对于 d 在 5~500 μm 的粒子, u_{*c} 亦小于 0.4~1.2 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。北京 2002 年 3 月 20 日强风期间 u_{**} 、 u_{*m} 、 u_{*g} 甚至 u_{*c} 和 u_{*e} 大都超过 u_{*0} , 可见只凭下沉平均流, 或脉动, 或湍流, 或阵风, 其单项作用都足以在当地裸土上起沙尘, 与文献 [18] 的图 1 中 8 m 高处的沙尘浓度相比较, 完全一致。

4 非常定急流的起沙机理

对起沙问题, 做 20 min 平均的气流可以认为准常定的, 因为 20 min 时间间距已远大于 δt (即土壤沙尘动量与气流下传动量处于平衡状态所需的时间)。其实, 按第 2 节的论述, 我们可以用实验资料及 Bagnold 公式通过 u_{*c} (或 u_{**} 等, 这里统记之为 u_{*c}) 反推出 δt , 即

$$\delta t = \frac{(1+\gamma)}{(1-\gamma_d)} \frac{cu_{*c}}{g} q(\xi), \quad (15)$$

c 依赖于粒径、土质和 $|w_p/u_{*c}|$, 其中 w_p 是粒子在空气中相对于气流的平衡垂直速度, c 约为 0.3~1, 而 u_{*c}/g 约为 0.05~0.2 s, $q \approx 1$ 。第 2 节已指出, $1-\gamma_d$ 约为 0.9~0.1, $1+\gamma$ 约为 2~6, 由此可得 δt 约为 0.1~12 s。可见, 趋向稳态起沙通量的时间很短。考虑到算湍流脉动输送时

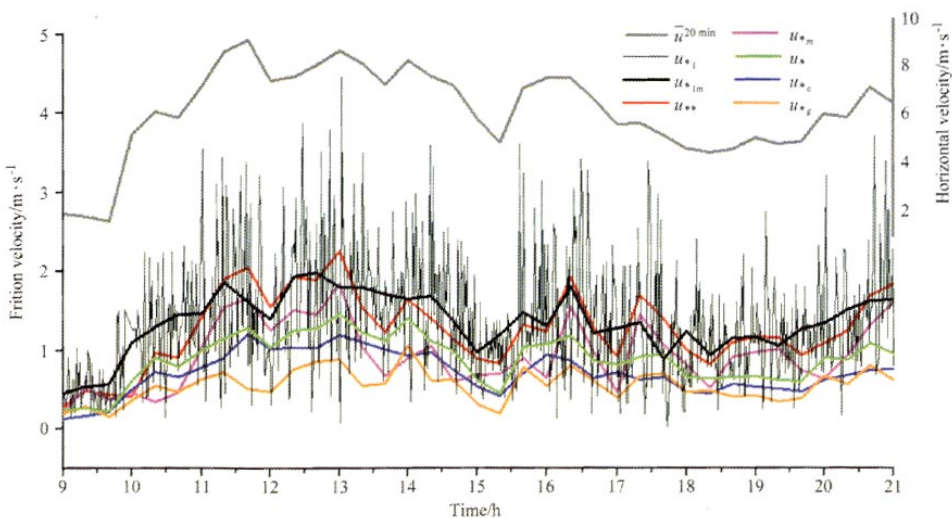


图 1 北京 2002 年 3 月 20 日 47 m 高度的摩擦速度

Fig. 1 Friction velocity at 47 m on 20 Mar 2002, Beijing

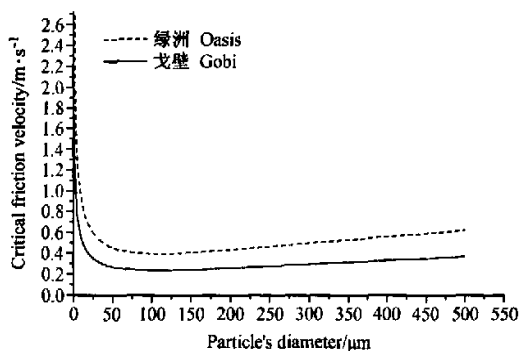


图 2 黄土土尘的临界摩擦速度

Fig. 2 Critical friction velocity of loess

至少也要取时段为 30 s 以上, 因此, 比较可靠和实际的平衡时段 δt 可取为 0.5~1 min, 但不管怎样, 它比 20 min 小得多。

尽管如此, 即使是在小于 δt 时段内有一阵风使 $u_* > u_{*c}$, 也可以起沙。鉴于以上两点, 以及实际上风是非常定的, 可知总的起沙时段和起沙量是相应地大于由 20 min 平均算得的结果。

图 1 中还给出 20 min 的平均气流 $\bar{u}$, 以及用每分钟平均的动量垂直通量算得的摩擦速度, 记作 u_{*1} , 即

$$u_{*1} = [(\bar{u}\bar{w}_{1\min})^2 + (\bar{v}\bar{w}_{1\min})^2]^{1/4}, \quad (16)$$

其中上标“1 min”表示 1 min 平均量。可见, 在强风时段的大部分时刻, u_{*1} 大于甚至远大于由 20 min 平均算得的摩擦速度, 尽管也有前者小于后者的时候, 但大都有 $u_{*1} > 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而 Q 与 u_{*1}^3 成正比, 故在实际的非常定下沉急流作用下, 起沙量应大于用 20 min 算得的 u_{*c} 所对应的量, 更远大于用 20 min 平均的脉动通量算得的 u_{*c} 所对应的量。可知, 在计算起沙量时, 至少应按 u_{*1} 的滑动平均值 (记作 u_{*1m}) 考虑。图 1 中也给出了 u_{*1m} 。

5 阵风的作用和 u_{*c} 的修正

从文献 [18] 图 11 可知脉动频率越高, 则能量越小, 从而激起沙尘粒子的碰撞和跃移的机率 and 强度也越小, 于是高频的湍流脉动动量传递对起沙通量的贡献效率不高。其次, 准常定气流由于频率甚低, 也使沙尘基本上做较均匀的水平移

动, 碰撞和跃移的机率也相对较小, 对起沙量的贡献效率也不是很高。效率最高的应是频率适中间歇性的强扰动所传送的动量输入, 因为在扰动峰期, 具有大动量的粒子与其前面的小动量甚至静止未动的粒子 (处于扰动谷或即歇息期) 会有较多机率和较强烈的碰撞和跃移。所以, 即使使用 u_{*c} (或 u_{*1m}) 计算起沙量, 但 u_{*m} 、 u_{*g} 和 u_{*c} 的贡献是不同的, 应做修正。把修正后的 u_{*c} 记作 u_{*c}^A 。在第 4 节我们已指出, 起沙量与输入动量达到平衡的时段是 0.5~1 min 的量级, 可知阵风对起沙量的贡献效率最高, 故可取:

$$u_{*c}^A = u_{*c}^A + A^A u_{*g}^A, \quad (17)$$

其中 A^A 可称为阵风的增益系数。 A^A 似乎只能通过实验定出。

今取不同的 A^A , 算得的 u_{*c}^A 如图 3a 所示。作为比较, 图 3b 给出

$$u_{*c}^A = u_{*c}^A + A^A u_{*g}^A = u_{*c}^A + (1 + A^A) u_{*g}^A, \quad (18)$$

可见, 即使在起沙过程中不计下沉基流的作用, 有效的摩擦速度也应大于 u_{*c} 。(在文献 [17] 中, 我们也曾用 e_g^A 代替公式 (18) 中的 u_{*g}^A , 考虑到阵风的相干结构, 这相当于 A^A 取不同值)。

6 小结和讨论

临界摩擦速度 u_{*c} 、水平沙尘通量 Q 和垂直沙尘通量 F 对于不同特性的土壤和不同粒径 d 的沙尘粒子是不同的, 虽有关于 Q 的 Bagnold 公式, 但 u_{*c} 以及 Q 和 F 公式中的系数及修正等都要通过风洞实验数据的拟合来确定。但迄今风洞实验都是在常定水平风速情况下做的, 而在自然界中, 春季冷锋后的强风在当地起沙尘, 则是在非常定和具有下沉分量的急流作用下产生的, 必须对诸如 Q 和 F 甚至其中含有的主要变量—摩擦速度 u_{*c} 进行订正。

我们先从动量原理导出在准常定水平风速作用下处于统计平衡状态的起沙通量 F 公式, 它与 Bagnold 公式形式一样, 其中 u_{*c} 确是由湍流脉动所致。但在强风或急流作用下, 还须加上贴地风速 $\bar{u}_s$ ($\bar{u}_s$ 不为 0) 的影响; 而在有下沉分量 $\bar{w}$ 的准常定急流作用下, 则要加上准定常流 ($\bar{u}$, $\bar{w}$) 作用的动量垂直通量, 从而应用 u_{*c}^A 代替 u_{*c} , 其

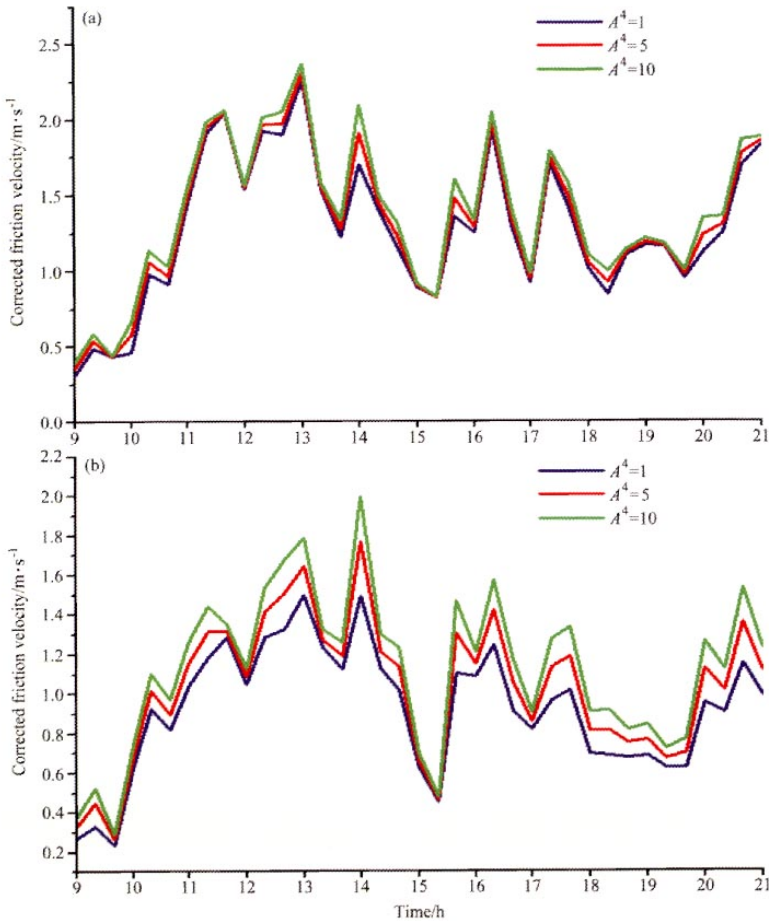


图3 修正的摩擦速度：(a) u_{*e} ；(b) u_{*d}

Fig. 3 Corrected friction velocity: (a) u_{*e} ; (b) u_{*d}

中

$$\begin{aligned}u_{*e}^4 &= u_{*m}^4 + u_{*c}^4, \\u_{*m}^4 &\equiv (\bar{u} \bar{w})^2 + (\bar{v} \bar{w})^2, \\u_{*c}^4 &= (\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2.\end{aligned}$$

其次，在非常定急流情况下，由于 u_{*e} 和 Q 等是依赖于平均时间长度的，对于起沙扬尘来说，使用每 20 min 平均的气流及相应的脉动来计算 u_{*e} 以及 Q 会低估起沙尘的时段长度和起沙尘通量。应该用接近于起沙尘量趋于平衡所需的时间长度做平均为宜。为此，我们计算了 2002 年 3 月 20 日强风时段内以每分钟为平均时间的量，记作 u_{*1m} ，结果为大多时刻 u_{*1m} 明显大于 u_{*e} 。由于起沙量与动量输入量之间取得平衡稳定的时间约

为 0.5~1 min 的量级，起沙量的时间演变应响应于 u_{*1m} ，故用 20 min 平均的 u_{*e} 也低估了起沙量。

最后指出在非常定气流作用下，对于不同频率的扰动和脉动，地表沙土粒子的碰撞以及跃移的机率是不同的，适中的频率的扰动有最大效率，这与阵风频率 ω_g 接近。于是 u_{*e} 还应改为 $u_{*e,g}$ ，且有

$$u_{*e,g}^4 = u_{*e}^4 + A^4 u_{*g}^4 = u_{*m}^4 + u_{*c}^4 + (1 + A^4) u_{*g}^4,$$

其中 u_{*g} 和 u_{*c} 各为由阵风扰动和湍流脉动所定义出的相应摩擦速度。 A 可称为阵风增益系数。

在没有大气边界层的特种观测设备时，人们不易有阵风的资料。此外，即使使用中尺度天气

数值预告模式做预告和资料同化,也很难正确计算和分析出时间分辨率为 1 min 的变动和阵风。这两者都使人们难于应用适时的或预告的资料计算 u_{*g} 和相应的 Q 和 F 。也许最好是用平均时段小于 20 min 的 u_{*g} , 或甚至要用到参数化的公式。这些有待深入研究。我们初步的结果:一般是 u_{*g} 大时 u_{*e} 也大,因此,可粗略地取 u_{*g} 正比于 u_{*e} , 于是

$$u_{*e}^4 + (1 + A^4)u_{*g}^4 \approx B^4 u_{*e}^4,$$

即

$$u_{*e}^4 = u_{*m}^4 + B^4 u_{*e}^4,$$

其中 B^4 由资料拟合或统计方法定出。

参考文献 (References)

- [1] Bagnold R A. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. London: Methuen, 1941
- [2] Owen R P. Saltation of uniform grains in air. *J. Fluid Mech.*, 1964, **20**: 225~242
- [3] Durst F, Milojevic D, Schonung B. Eulerian and Lagrangian predictions of particulate two-phase flows; a numerical study. *Applied Mathematical Modelling*, 1984, **8**: 101~115
- [4] Berndorff-Nielsen O E, Møller J T, Rasmussen K R, et al. *Proceedings of the International Workshop on the Physics of Blown Sands*. Aarhus, Denmark: University of Aarhus, 1985
- [5] Iversen J D. Aeolian processes in the environmental wind tunnel and in the atmosphere. In: *Physics of Desertification*. El-Baz F, Hassan M H A. Eds. Dordrecht; Martinus Nijhoff Publishers, 1986. 318~321
- [6] Gillette D A. Production of dust that may be carried great distances. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 1981, **186**: 11~26
- [7] 董飞, 刘大有, 贺大良. 风沙运动的研究进展和发展趋势. *力学进展*, 1995, **25**: 368~389
Dong Fei, Liu Dayou, He Daliang. Advances and tendency in understanding of wind-blown sand motion. *Advances in Mechanics* (in Chinese), 1995, **25**: 368~389
- [8] Raupach M R, Gillette D A, Leys J F. The effect of roughness elements on wind erosion threshold. *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**: 3023~3029
- [9] Tegen I, Fung I. Modeling of mineral dust in the atmosphere; sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**: 22897~22914
- [10] Alfaro S C, Gandichet A, Gomes L, et al. Mineral aerosol production by wind erosion; aerosol particle sizes and binding energies. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25** (7): 991~994
- [11] Fecan F, Marticorena B, Bergametti G. Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Ann. Geophys.*, 1999, **17** (2): 149~157
- [12] Shao Y P, Leslie L M. Wind erosion prediction over the Australian continent. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 30091~30105
- [13] Shao Y P, Lu H. A simple expression for wind erosion threshold friction velocity. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105** (D17): 22437~22443
- [14] Shao Yaping. A model for mineral dust emission. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106** (D17): 20239~20254
- [15] Lu Hua, Shao Yaping. Toward quantitative prediction of dust storms; an integrated wind erosion modeling system and its applications. *Environmental Modeling and Software*, 2001, **16**: 233~249
- [16] 赵琳娜, 孙建华, 赵思雄. 一次引发华北和北京沙尘(暴)天气起沙机制的数值模拟研究. *气候与环境研究*, 2002, **7** (3): 279~294
Zhao LinNa, Sun JianHua, Zhao SiXiong. Numerical simulation of dust emission in North China. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2002, **7** (3): 279~294
- [17] 曾庆存, 董超华, 彭公炳, 等. 千里黄云——东亚典型沙尘暴. 北京: 科学出版社, 2006
Zeng QingCun, Dong ChaoHua, Peng GongBing, et al. *Gigantic Yellow Cloud—The Dust Storm in Eastern Asia* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2006
- [18] 程雪玲, 曾庆存, 胡非, 等. 大气边界层强风的阵性和相干结构. *气候与环境研究*, 2007, **12** (3): 227~243
Chen Xunling, Zeng Qingcun, Hu Fei, et al. Gustiness and coherent structure of strong wind in the atmospheric boundary layer. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2007, **12** (3): 227~243
- [19] 申彦波, 沈志宝, 杜明远, 等. 西北地区戈壁和绿洲风蚀起沙(尘)的研究. *中国环境科学*, 2004, **24** (4): 390~394
Shen Yanbo, Shen Zhibao, Du Mingyuan, et al. Studies on dust emission in Gobi and oasis of Northwest China. *China Environmental Science* (in Chinese), 2004, **24** (4): 390~394
- [20] 申彦波, 沈志宝, 杜明远, 等. 敦煌戈壁地表风蚀起沙量的计算. *高原气象*, 2004, **23** (5): 648~653
Shen Yanbo, Shen Zhibao, Du Mingyuan. Calculation of dust emission by wind erosion in Dunhuang Gobi surface. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2004, **23** (5): 648~653