专题论文

风沙与水沙运动多重时间尺度与深度积分模式

李志晶 *.2) 曹志先 *.† 胡 鹏 * Gareth Pender[†]

*(武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室,武汉 430072) [†](赫瑞瓦特大学建筑环境学院,爱丁堡 EH14 4AS,英国)

摘要 针对风沙与水沙动力学研究的共性,提出风沙与水沙运动统一深度积分模式;在此基础上,将水沙运动 过程多重时间尺度理论扩展至风沙运动,比较研究风沙与水沙运动向平衡状态调整的时间尺度特征.数值算例 与风洞实验结果对比表明,积分平均模型能够基本准确地捕捉风沙运动的输沙率变化等基本特征;风沙与水沙 运动的积分时间尺度比较分析表明,风沙运动与水沙运动类似,推移质运动能够很快地调整到平衡状态,而悬 移质运动调整到平衡状态则需要相对较长的过程,在湍流悬移质实验和数值模拟研究中应考虑恢复平衡过程的 影响.

关键词 风沙运动,水沙运动,数值模拟,时间尺度

中图分类号: X169 文献标识码: A DOI: 10.6052/0459-1879-12-311

引 言

水沙与风沙运动是两类典型的多组份、多过 程、多尺度的湍流输沙现象,是环境流体力学领域 的重要科学问题,黄河高含沙洪水、水库库区泥沙淤 积、大坝下游河床冲刷、气流吹起地面沙尘引发沙尘 暴、沙漠沙丘的迁移以及土地的荒漠化等所涉及的 核心问题都是湍流输沙.近几十年通过理论分析、野 外观测、室内实验和数值模拟研究,水沙和风沙运 动的研究都取得了实质性的进展,建立了各式各样 的、基于流体力学基本守恒定律的数学模式,以描述 复杂条件下的沙粒运动与床面演化过程,为实际工 程应用提供了理论与技术基础[1-5]. 然而, 迄今对风 沙和水沙运动的共同规律以及各自特性的认识还远 未清楚,制约了湍流输沙基础理论的发展,风沙与水 沙动力学研究的交叉与融合,有助于增进对湍流介 质输沙物理机制的理解,具有重要的科学意义和明 确的应用前景[6].

目前,在水沙运动的数值模拟研究中,完整的三 维模式主要应用于局部范围内的湍流输沙及其所引 起的河床演化过程,可以广泛应用于大空间范围和 长时间跨度的实际工程与环境生态问题的数学模式 主要是基于浅水动力学的深度积分平均模式^[7-8].而 在风沙运动的数值模拟研究中,用得较多的是完整 的三维或立面二维模拟^[5,9]. 当然, 完整的三维模拟 能够很好地捕捉风沙运动过程, 但其计算量较大, 在现阶段和可以预期的将来难以普遍应用于大空间 范围风沙流预报. 实际工程应用需要一种既满足科 学上的先进性又有较高计算效率的计算模式, 从这 一方面而论, 积分平均模式显然在计算效率上要更 有优势.

对于一定的湍流强度和泥沙性质而言, 湍流具 有一定的挟沙能力,即挟沙力.当湍流输沙率等于挟 沙力时,湍流输沙处于平衡状态.在对风沙推移质运 动的研究中,普遍认为风沙流由初始不平衡输沙达 到平衡输沙状态的时间非常快^[10-12]. 而 Butterfield^[13] 和 Spies 等^[14]则提出一定范围内的风场非定常性可 能影响推移质输沙率,使之难以及时适应流场的变 化. 同时,沙粒运动对风场的反作用对风沙流也会 产生较大影响^[10,15]. Cao 等^[16-17] 在积分平均模式 理论框架下对冲积河流过程多重时间尺度的理论研 究,通过比较分析水沙运动过程积分时间尺度,从理 论上揭示水沙运动向平衡状态调整过程的快慢.显 然,水沙和风沙运动存在各自的特性,也存在明确 的共同规律,并且,这样的特性和共同规律与湍流 输沙问题的时间尺度有关. 将水沙运动过程的多重 时间尺度理论扩展至风沙运动,有助于进一步揭示 风沙运动向平衡状态调整的时间尺度特征.

2012-11-08 收到第1稿, 2013-02-02 收到修改稿.

¹⁾ 国家自然科学基金资助项目 (10972164).

²⁾ 李志晶,博士研究生,主要研究方向:河流动力学及泥沙运动力学.E-mail: lzjketty@whu.edu.cn

本文针对风沙与水沙运动研究中的共性,提出 风沙与水沙运动统一深度积分模式,在此理论框架 下,将水沙运动过程的多重时间尺度理论扩展至风 沙运动,并通过研究风沙与水沙运动含沙量向平衡 状态调整的时间尺度特征,比较分析风沙与水沙运 动的动力学共性及特点.

1 不同流体介质输沙统一积分模式

1.1 控制方程

水沙运动的积分模式,主要基于浅水动力学假 定,目前已有较为成熟的理论框架.与水沙浅水理论 相对应,在近地层范围内的风沙运动,流体同样可以 假定为均质不可压缩,由流动引起的热力学变化相 对于水平均匀的静止大气状态足够小,可以假定压 强分布为线性分布.同时,风沙运动的垂向尺度相对 于水平尺度 (地表范围) 也足够小.因此,提出风沙 与水沙运动统一积分模式.从流体力学基本方程出 发,进行雷诺平均以及深度积分平均,考虑一维情 形,并加入床面变形方程,可以建立水沙与风沙运 动统一形式的控制方程组

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hU}{\partial x} = \frac{F}{1-p} \tag{1}$$

$$\frac{\partial hC}{\partial t} + \frac{\partial \beta hUC}{\partial x} = F \tag{2}$$

$$\frac{\partial \rho_{\rm m} h U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho_{\rm m} h U^2 + \frac{1}{2} \rho_{\rm m} g h^2 \right) =$$

 $\rho_{\rm m}gh\left(S_{\rm b}-S_{\rm f}\right) \tag{3}$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{F}{1-p} \tag{4}$$

其中, t 为时间, x 为空间坐标, h 为积分高度, U 为 断面平均流速, z 为床面高程, C 为体积含沙量, F = E - D 为床沙交换的净通量, E 和 D 分别为沙 粒上扬和沉降通量, p 为床沙孔隙率, S_f 为摩阻坡 度, g 为重力加速度, $\rho_{\rm m} = \rho_{\rm f}(1 - C) + \rho_{\rm s}C$ 为混合流 体密度, $\rho_{\rm f}$ 和 $\rho_{\rm s}$ 为流体 (水或风) 以及沙的密度, $S_{\rm b} = -\partial z/\partial x$ 为床面坡度. 参数 β 表征流体与沙粒之 间速度差异的影响, 对于推移质运动 $\beta < 1$, 而对于 悬移质运动则认为 $\beta = 1$.

1.2 封闭模式

对于水沙运动的数值模拟,封闭模式可以参考 文献 [16 - 17],对于风沙运动由 $\tau = \rho_m ghS_f = \rho_m u_*^2$ 可 得摩阻坡度

$$S_{\rm f} = u_*^2/gh \tag{5}$$

其中 u_{*} 为摩阻风速. 风速分布采用对数分布规律^[1]

$$u_{\zeta} = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \frac{\zeta}{z_0} \right) \tag{6}$$

其中, ζ 为垂直床面的坐标, κ 为卡门常数, z_0 为空 气动力粗糙高度, 取 $z_0 = d/30$, d 为泥沙粒径. 考虑 $h \gg z_0$, 将式 (6) 沿高度方向积分平均, 可得

$$U = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \frac{h}{z_0} - 1 \right) \tag{7}$$

通量计算模式采用

$$E = \alpha \omega C_{\rm e} \,, \ D = \alpha \omega C \tag{8}$$

其中, α 表征近底含沙量与垂线平均含沙量之间的 差异; ω 为沙粒沉降速度; C_e 代表挟沙力,本文中用 C_{be} 和 C_{se} 分别代表推移质和悬移质挟沙力.

对于风沙推移质运动,本文选用 Sørensen 输沙 率公式计算挟沙力^[18]

$$C_{\rm be} = \frac{C_0}{hU} u_* \left(u_* - u_{*t} \right) \left(u_* + 7.6 u_{*t} + 2.05 \right) \tag{9}$$

其中, $C_0 = C_{\rm S}\rho_{\rm a}/g\rho_{\rm s}$, $\rho_{\rm a}$ 为空气密度, $C_{\rm S}$ 为参数, $u_{*t} = 0.1 (\Delta \rho_g d/\rho_{\rm s})^{0.5}$ 为临界起动摩阻风速^[1].

对于风沙悬移质运动,采用 Loosmore 等^[19]提出的通量计算形式,挟沙力公式参考 Einstein^[20]提出的水沙悬移质输沙率公式推导,可以得到

$$C_{\rm se} = \frac{B_0 u_*^4}{hU(1-Z)} \left[\left(\frac{h}{a} \right)^{1-Z} \left(\ln \frac{h}{z_0} - \frac{1}{1-Z} \right) + \frac{1}{1-Z} - \ln \frac{a}{z_0} \right]$$
(10)

其中, $B_0 = 3.6 \times 10^{-9} a / (\rho_s \omega \kappa)$, a 为参考高度, $Z = \omega / (\kappa u_*)$.

2 风沙运动多重时间尺度

2.1 多重时间尺度定义

将控制方程转化为原始变量形式,通过矩阵方 程可以求得各特征值,进一步可以得到沿着特征值 $\lambda_{1,2}$ 各变量的变化率^[16-17].按照时间尺度的定义,可 以在特征线 $\lambda_{1,2}$ 方向上分别定义风沙推移质与悬移 质含沙量向挟沙力调整的时间尺度

$$T_{\rm be} = \left| \frac{C - C_{\rm be}}{R_{\rm c}} \right|, \quad T_{\rm se} = \left| \frac{C - C_{\rm se}}{R_{\rm c}} \right| \tag{11}$$

其中, *R*c的表达式可以参考文献 [17]. 同时,可以定 义挟沙力本身的时间尺度,表征挟沙力本身的变化 速率. 对于风沙推移质,挟沙力沿 *λ*_{1,2} 方向的时间尺 度可以定义为

$$T_{\rm b0} = C_{\rm be} / (C_0 R_{\rm b}) \tag{12}$$

其中,
$$R_b = \frac{1}{(hU)^2} \left[hC_1R_0 + \left(\frac{u_*}{\kappa}C_2 + UC_3\right) \frac{\varphi_2^{1,2}}{\varphi_1^{1,2}} R_0 \right], R_0$$

与 $\varphi_i^{1,2}$ 的表达式可以参考文献 [17], 其他参数如下
 $C_1 = 2u_*^3 + 6.6u_*^2u_{*1} + 2.05u_*^2$

$$C_2 = 3u_*^3 + 13.2u_*^2u_{*t} + 4.1u_*^2 - 7.6u_*u_{*t}^2 + 2.05u_*u_*$$

$$C_3 = u_*^3 + 6.6u_*^2u_{*t} + 2.05u_*^2 - 7.6u_*u_{*t}^2 + 2.05u_*u_{*t}$$

对于风沙悬移质, 挟沙力沿 λ_{1,2} 方向的时间尺 度可以定义为

$$T_{\rm s0} = C_{\rm se} / (B_0 R_{\rm b}) \tag{13}$$

力

其中

$$\begin{split} R_{\rm b} &= \frac{1}{h^2 U^2 \left(1-Z\right)^2 \kappa^2} \left(B_1 R_0 + B_2 \frac{\varphi_2^{1,2}}{\varphi_1^{1,2}} R_0 \right) \\ B_1 &= 3A_1 u_*^4 h \kappa^2 \left(1-Z\right) + A_2 - A_1 u_*^3 h \omega \kappa \\ A_1 &= \left(\frac{h}{a}\right)^{1-Z} \left(\ln \frac{h}{z_0} - \frac{1}{1-Z} \right) + \frac{1}{1-Z} - \ln \frac{a}{z_0} \\ A_2 &= u_*^3 h \omega \kappa \left(1-Z\right) \ln \frac{h}{a} \left(\ln \frac{h}{z_0} - \frac{1}{1-Z} \right) \left(\frac{h}{a}\right)^{1-Z} + \frac{u_*^3 h \omega \kappa}{1-Z} \left[\left(\frac{h}{a}\right)^{1-Z} - 1 \right] \\ B_2 &= A_3 + A_4 + A_5 \\ A_3 &= A_1 u_*^4 \left[\omega - \kappa \left(1-Z\right) \left(4u_* + U\kappa\right) \right] \\ A_4 &= u_*^4 \left(1-Z\right) \left(\ln \frac{h}{z_0} - \frac{1}{1-Z} \right) \left(\frac{h}{a}\right)^{1-Z} \cdot \left(\frac{\kappa^2 u_* U - \omega U \kappa}{u_*} - \omega \ln \frac{h}{a} \right) \\ A_5 &= u_*^4 U \kappa^2 \left(1-Z\right) \left(\frac{h}{a}\right)^{1-Z} + \frac{u_*^4 \omega}{1-Z} \left[1 - \left(\frac{h}{a}\right)^{1-Z} \right] \end{split}$$

2.2 多重时间尺度分析

本文设计了一系列的风沙以及水沙推移质和悬移质运动数值算例,分析并比较了风沙与水沙运动 含沙量向平衡状态调整的时间尺度特征.对于风沙 算例,积分范围取在近地层内,床沙粒径参考风沙推 移质与悬移质运动的典型粒径大小^[1],通过限定摩 阻风速的范围保证沙粒以纯粹的推移质或悬移质形 式运动^[11].对于水沙算例,基本参数取值可以参考 文献 [16-17].模型的求解采用可以捕捉激波的二阶 精度 TVD 数值格式^[21].值得指出的是,大量数值算 例计算表明,改变 S_b , h, d, α , β , C_s , a, $h\partial C/\partial x$ 等参数 的值,对结果只存在定量上的影响,定性上的基本趋 势是一致的.

表1 多重时间尺度数值算例

Table 1 Summary of numerical cases for the evaluation of

time scales				
Transport	Transport	d/	h/	Case
mode	media	mm	m	No.
saltation	wind	0.25	100	1
	water	3	2	2
suspension	wind	0.02	100	3
	water	0.1	2	4

图 1 表示的是算例 1 含沙量向挟沙力调整的相 对时间尺度 Tbe/Tb0 在 u* - C 平面上的等值线图.从 结果中可以看到, 整体而言, 风沙推移质运动含沙 量向挟沙力调整的相对时间尺度较小,在u_{*}-C平 面上大部分范围都小于1. 这表示对于风沙推移质运 动,含沙量向挟沙力调整得非常快,很快能达到饱和 平衡输沙状态. 这一结论与前人的认识一致 [10-12], 从另一方面,本文的研究结果也从理论上证实了风 沙推移质含沙量向平衡状态调整得非常快的基本特 征,支持了前人的研究.对于水沙推移质运动过程多 重时间尺度特征, Cao等^[17]做了定量的研究.图2表 示的是算例 2 含沙量向挟沙力调整的相对时间尺度 Tbe/Tb0 在 u_{*} - C 平面上的等值线图. 对比风沙与水 沙运动时间尺度特征可以看出,对于推移质运动, 风沙与水沙运动表现出相同的趋势,2种不同流体介 质推移质输沙,含沙量向挟沙力调整都非常快.







图 1 算例 1 (a) λ₁ 方向与 (b) λ₂ 方向 T_{be}/T_{b0} 等值线图, 虚线代表挟沙力

Fig. 1 Contours of T_{be}/T_{b0} along (a) λ_1 and (b) λ_2 characteristics for Case 1, dashed line denotes sediment transport capacity







图 3 表示的是算例 3 含沙量向挟沙力调整的相对时间尺度 *T*_{se}/*T*_{s0} 在 *u*_{*} - *C* 平面上的等值线图.从 图 3 与图 1 的比较,注意到,风沙悬移质运动含沙量 向挟沙力调整的相对时间尺度明显要大于推移质运动,在 *u*_{*} - *C* 平面上,只有靠近挟沙力的部分范围小于 1. 这表示对于风沙悬移质运动,含沙量向挟沙力 的调整相对较慢,不能很快达到饱和平衡输沙. 这种 情形也与水沙运动类似^[16-17],图 4 表示的是算例 4









(b)

Fig. 4 Contours of T_{se}/T_{s0} along (a) λ_1 and (b) λ_2 characteristics for Case 4, dashed line denotes sediment transport capacity

含沙量向挟沙力调整的相对时间尺度 T_{se}/T_{s0} 在 u_{*} - C 平面上的等值线图,可以看到,在大部分范围内, 含沙量向挟沙力调整的相对时间尺度值都大于 1. 对 比 2 种不同流体介质输沙的结果表明,对于悬移质 运动,风沙与水沙运动都不能很快调整到平衡输沙 状态.

3 算例研究

3.1 风沙推移质算例

Shao 等^[22]在新南威尔士土地保护与管理部门 进行了一系列的风洞实验.风洞高 0.9 m,工作区间 为矩形,宽1.15m,最长达17m,实验沙样中值粒径 为 d = 0.2 mm. 实验在不同的参考风速下进行,最 后测量得到沿程输沙率的变化.同时, Shao 等^[9]对 3 种不同参考风速下对应的摩阻风速 ($u_* = 0.44$ m/s, 0.50 m/s, 0.60 m/s) 进行了数值模拟. 本文模型计算模 拟结果如图 5 所示,从图中可以看出,本文模型计 算结果与实测资料吻合较好,同时也很好地揭示了 风沙推移质运动沿程恢复平衡的过程. 在达到平衡 状态之前的初始阶段, 推移质输沙率随着距离的增 加而急剧的增加,并在下降到其最终的平衡值之前 达到一个最大值,即所谓的风沙推移质运动的"越过 头"效应. 将结果与 Anderson 等 [10] 模拟结果做一个 定性上的比较,推移质运动的"越过头"效应可以得 到很好的印证,同时,也共同揭示了风沙推移质运动



(a)
$$u_* = 0.44$$
 m/s



(b)
$$u_* = 0.50 \text{ m/s}$$



(c) $u_* = 0.60 \text{ m/s}$

图 5 不同摩阻风速条件下输沙率沿程变化,本文模型与实测资料以及 Shao 等^[9] 的模拟结果比较

Fig. 5 Comparison of model simulated streamwise sand transport with the wind-tunnel observations and numerical simulation of Shao et al.^[9]

摩阻流速越小,达到平衡所需的时间或距离越大, 而摩阻流速越大,其"越过头"效应也更明显的特征.

图 6 描绘的在 u_{*} = 0.50 m/s 风速条件下不同断 面的含沙量比上挟沙力. 从图中可以看出, 在进口附 近, 含沙量与挟沙力的差异十分明显 (x = 1 m), 然 而, 经过非常短的一段距离 (x < 15 m), 含沙量与挟 沙力之间的差异就几乎可以忽略了. 这也进一步证 实了风沙推移质运动, 含沙量能够很快地调整到挟 沙力状态.





3.2 风沙悬移质算例

Loosmore 等^[19] 采用 2m 长, 0.1m 高的特制 风洞,在 0.5 m 的长度范围内铺设 5 µm 的沙尘颗 粒,对不同风速下的悬移质输沙进行了观测,本文对 $u_* = 1 \, \text{m/s}$ 的实验条件进行了数值模拟,模拟结果如 图 7 所示. 图中标记点为实验中 x = 0.5 m 断面每秒 的含沙量观测值,实线为该断面数值模拟的含沙量 随时间变化, 虚线为该断面挟沙力随时间变化. 从图 中可以看到,含沙量从0(对数坐标不能显示为0的 值) 增加到 0.017 mg/m3 左右, 然后基本维持在这个 值不随时间变化,同时,挟沙力也随时间变化基本维 持在 7.3 mg/m³ 左右. 这是因为风沙悬移质挟沙力与 含沙量的量级都非常小,在模拟时间内整个床面变 形非常小,几乎可以忽略,挟沙力跟挟沙条件基本不 随时间变化.此外,在整个模拟时间内,含沙量的值 远远小于挟沙力,结合前面多重时间尺度的分析不 难理解, 悬移质含沙量向挟沙力调整需要一个较长 的过程, x = 0.5 m 的距离含沙量还没有调整到挟沙 力状态.这也给人们一个启示,对于风沙悬移质输沙 率实验,应该设计较长的实验长度.





Fig. 7 Computed suspension concentration and transport capacity compared with one-second concentration measurements

4 结 论

数值算例与风洞实验结果对比表明,积分平均 模型能够基本准确地捕捉风沙运动输沙率变化的基 本特征,相对于完整三维模型,能够大大提高计算 效率.风沙与水沙运动的积分时间尺度比较分析表 明,风沙运动与水沙运动类似,风沙推移质运动能够 很快地调整到平衡状态,而悬移质则需要相对较长 的过程.在风沙悬移质实验和数值模拟研究中应考 虑恢复平衡过程的影响.

参考文献

- 1 Bagnold RA. The Physics Of Blown Sand And Desert Dunes. London: Methuen, 1941
- 2 Graf W. Hydraulics of Sediment Transport. NY: McGraw Hill, 1971
- 3 Chien N, Wan Z. Mechanics of Sediment Transport. USA: ASCE Press, 1999
- 4 Anderson RS, Haff PK. Simulation of eolian saltation. *Science*, 1988, 241: 820-823
- 5 Zheng X, Huang N. Mechanics of Wind-blown Sand Movements. Berlin: Springer Verlag, 2009
- 6 郑晓静,周又和. 风沙运动研究中的若干关键力学问题. 力学与 实践, 2003, 25(2): 1-7 (Zheng Xiaojing, Zhou Youhe. Some key problems in the research of wind-blown sands. *Mechanics in Engineering*, 2003, 25(2): 1-7 (in Chinese))
- 7 Guo QC, Jin YC. Modeling sediment transport using depth-averaged and moment equations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1999, 125(12): 1262-1269
- 8 Wu W, Shields FD Jr, Bennett SJ, Wang SSY. A depth-averaged two-dimensional model for flow, sediment transport, and bed topography in curved channels with riparian vegetation. *Water Resources Research*, 2005, 41(3): W03015
- 9 Shao Y, Li A. Numerical modelling of saltation in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 1999, 91(2): 199-225
- 10 Anderson R. Wind modification and bed response during saltation of sand in air. *Acta Mechanica*, 1991, 1 (Suppl): 21-51
- 11 Shao Y. Physics and Modelling of Wind Erosion. Berlin: Springer Verlag, 2008
- 12 Zheng X, Bo T, Xie L. DPTM simulation of aeolian sand ripple. Sci-

ence in China Series G: Physics Mechanics and Astronomy, 2008, 51(3): 328-336

- Butterfield GR. Transitional behaviour of saltation: wind tunnel observations of unsteady winds. *Journal of Arid Environments*, 1998, 39(3): 377-394
- 14 Spies PJ, McEwan IK, Butterfield GR. One-dimensional transitional behaviour in saltation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2000, 25(5): 505-518
- 15 McEwan IK, Willetts BB. Adaption of the near-surface wind to the development of sand transport. *Journal of Fluid Mechanics*, 1993, 252: 99-115
- 16 Cao Z, Li Y, Yue Z. Multiple time scales of alluvial rivers carrying suspended sediment and their implications for mathematical modeling. Advances in Water Resources, 2007, 30(4): 715-729
- 17 Cao Z, Hu P, Pender G. Multiple time scales of fluvial processes with bed load sediment and the implication for mathematical modeling. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 2011, 137(3): 267-276
- 18 Sørensen M. An analytic model of wind-blown sand transport. Acta Mechanica, 1991, 1 (Suppl): 67-81
- 19 Loosmore GA, Hunt JR. Dust resuspension without saltation. Journal of Geophysical Research, 2000, 105(D16): 20663-20672
- 20 Einstein HA. The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows. Washington DC: Water Resources Building, 1950, 43
- 21 Toro EF. Shock-Capturing Methods for Free-Surface Shallow Flows. Chichester, England: Wiley, 2001
- 22 Shao Y, Raupach M. The overshoot and equilibration of saltation. Journal of Geophysical Research, 1992, 97(D18): 20,559-20,564

(责任编辑:周冬冬)

MULTIPLE TIME SCALES OF AEOLIAN AND FLUVIAL PROCESSES AND DEPTH-AVERAGED INTEGRAL MODELLING¹⁾

Li Zhijing^{*,2)} Cao Zhixian^{*,†} Hu Peng^{*} Gareth Pender[†]

*(State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science, Wuhan University, Wuhan 430072, China) †(School of the Built Environment, Heriot-Watt University, Edinburgh EH14 4AS, UK)

Abstract A depth-averaged numerical model is introduced for aeolian sediment transport modeling. Model validity has been assessed using experimental data, and the results show that the major features of aeolian sediment transport can be well captured by the proposed model. Furthermore, based on the integral model, the recent theoretical work on the multiple time scales of fluvial processes is extended to aeolian processes, the corresponding time scales concerning the adaptation of sediment transport to equilibrium state are purposely defined and quantitatively analyzed. The results provide a theoretical justification for aeolian saltation that it can be adapted to equilibrium state very rapidly, while it is found that a much longer time and space is needed for aeolian suspension to adapt to equilibrium.

Key words aeolian sediment transport, fluvial sediment transport, mathematical modeling, time scales

Received 8 November 2012, revised 2 February 2013.

¹⁾ The project was supported by the National Natural Science Foundation of China (10972164).

²⁾ Li Zhijing, PhD candidate, research interests: river dynamics and sediment transport mechanics. E-mail: lzjketty@whu.edu.cn