

新月形沙丘表面 100 cm 高度内风沙流输沙量 垂直分布函数分段拟合

韩致文¹, 缙倩倩^{1,2}, 杜鹤强^{1,2}, 孙家欢^{1,2}

(1. 中国科学院沙漠与沙漠化重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 为研究新月形沙丘表面不同层位风沙流输沙量的垂直分布函数, 实测了塔克拉玛干沙漠腹地典型新月形沙丘表面 100 cm 高度内(以 1 cm 分隔)的输沙量。分段拟合分析表明: 新月形沙丘迎风坡脚输沙量垂直分布规律不完全服从指数函数, 出现与戈壁风沙流结构特征相似的“象鼻效应”, 在 0~3 cm 区间内输沙量逐渐增大, 3 cm 以上输沙量随高度呈指数函数衰减; 沙丘顶部 0~10 cm 区间输沙量随高度呈指数函数衰减, 10 cm 以上呈二次函数衰减; 沙丘左翼端输沙量随高度呈幂函数分布, 沙丘右翼端 0~20 cm 内以指数函数衰减, 20 cm 以上呈三次函数衰减; 沙丘背风坡脚风沙流输沙量在 0~60 cm 和 60 cm 以上分别呈不同形式的三次函数分布。

关键词: 塔克拉玛干沙漠; 新月形沙丘; 输沙量垂直分布; 分段拟合函数

中图分类号: P931.3

文章标识码: A

文章编号: 1000-0690(2012)07-0892-06

风沙流结构, 即风沙流输沙量沿垂线分布及其变化规律, 是精确计算总输沙量的基础^[1-3]。兹那门斯基(А.И.Знаменский)1958年在沙地风蚀过程研究中, 首次提出了风沙流(wind-sand flow)术语^[4], 并研究了风沙气-固两相流相互作用的物理机制。自 20 世纪 30~40 年代拜格诺(R. A. Bagnold)^[5]对北非沙漠风沙流通量进行观测和实验以来的 70 余年中, 国内外学者对风沙流进行了大量的野外观测和实验模拟研究^[6-19]。

风沙流结构受下垫面性质的强烈影响^[20]。观测与实验发现, 风沙流中的含沙量随高度的增加大致呈指数规律递减^[21-23]。但也有学者提出异议。屈建军等对戈壁风沙流实地观测和实验研究发现, 戈壁风沙流结构并不是简单服从指数规律, 其含沙量最大值不是出现在近地表, 而是在距地面一定高度处, 出现所谓的“象鼻效应”^[24,25]。腾格里沙漠东南缘观测表明, 沙丘背风坡风沙流结构以 8~12 cm 为界, 下部含沙量呈指数函数形式递减, 上部以幂函数规律递减^[26]。冯大军等通过对风沙流中不同粒径沙粒的输沙量垂向分布的观测, 得到非均匀风沙流中, 粗粒径组沙粒输沙量垂向

分布上部符合指数递减, 但近床面处偏离指数分布^[27]。风洞实验发现^[28], 输沙量随高度的平方根呈指数形式衰减, 而非传统公认的输沙量随高度成指数形式递减。

目前, 针对不同沙质床面从不同角度提出的输沙率模型多达几十种, 可概括为 3 大类: 理论分析模型、数值模型和统计分析模型^[1]。在传统理论分析模型中, 以 Bagnold^[5]、Lettau K 和 Lettau H^[29]以及 Sørensen^[30]所建立的 3 种输沙率模型应用最为广泛。

风力大小, 沙子粒径、形状以及密度, 地表性质、水分含量、植被盖度以及大气稳定程度等都对输沙率有着不容忽视的影响。李振山等^[31]从植被生长与风沙活动之间的相互作用机理出发, 建立了植被-风沙动力耦合模型。吕萍等对不同大气稳定度条件下的输沙率进行了数值模拟, 建立了不同大气稳定度下的输沙率模型^[32]。Sauerman 等人开发出一个连续跃移模型, 并应用到新月形沙丘的输沙率预测上, 取得良好效果^[33,34]。

由于沙丘对气流的影响, 沙丘近地表风速沿高程呈非指数分布^[3,35,36], 不能利用风速廓线回归方

收稿日期: 2011-07-20; **修订日期:** 2011-09-12

基金项目: 国家重点基础研究计划(2011CB403306)、中国科学院重要方向性项目(KZCX2-YW-329)和国家自然科学基金项目(40571015)资助。

作者简介: 韩致文(1963-), 男, 甘肃会宁人, 博士, 研究员, 博士生导师, 从事风沙运动与风沙工程研究。E-mail: hzwen@lzb.ac.cn

程获取近地表的摩阻风速,多数学者建议采用实地观测获取沙丘表面的风沙流结构^[36,37]。虽然对沙丘表面气流的变化和风沙流分布已经有较多实验研究^[3,26,35],但新月形沙丘表面 100 cm 高度内风沙流输沙垂直分布规律,迄今尚无系统观测与分析。本文基于塔克拉玛干沙漠腹地典型新月形沙丘表面输沙量实地观测资料,分析新月形沙丘表面不同部位 100 cm 高度内风沙流输沙量的变化规律。

1 研究区概况及研究方法

塔克拉玛干沙漠东西长约 1 000 km,南北宽约 400 km,总面积 337 600 km²,分布高大沙丘沙垄,风蚀地貌与风积地貌并存,地貌类型复杂,包括单个沙丘型、组合沙丘型和复合沙丘型 3 大类,共计 13 个亚类,被誉为“世界风沙地貌博物馆”^[38]。沙漠腹地起沙风(6.0 m/s,地面 10 m 处风速)达 500 次/a 以上,年平均风速 2.5 m/s,最大瞬时风速 20.0 m/s,风沙活动指数达 8 000 次以上,起沙风向以 ENE, NE, NNE 和 E 风向组合为主^[39]。地表沙物质以细沙和极细沙(粒径为 0.1~0.05 mm)为主^[40]。发育高大复合型纵向沙垄,呈 NE-SW 走向,高 30~70 m,沙垄上覆次级沙丘链,高度 5~15 m,垄间地宽 1~3 km,分布新月形沙丘、沙丘链和线性沙丘。

研究区位于沙漠腹地塔中联合站东部(39°15'N, 83°42'E),风向以东偏北为主,最大风速达 30 m/s,分布横剖面不对称的高大复合纵向沙垄,走向 N56°E、N50°E,高度 60~80 m,垄间宽度约 1~2 km,分布孤立的典型新月形沙丘(高度 1~2 m,落沙坡坡度 32°左右,迎风坡 11°左右)。

选取典型新月形沙丘,沙丘高度为 1.6 m,宽度 6.8 m,落沙坡坡度 32°,迎风坡坡度 12°,迎风坡与盛行风向垂直。在新月形沙丘迎风坡坡脚、迎风坡顶部、沙丘两翼端和背风坡脚设置观测点,采用自动风速仪观测风速,风杯距地高度分别为 20、50、100 和 200 cm。风速数据采集间隔 1 min(1 min 平均风速)。输沙量采用直立多孔集沙仪观测,集沙仪高 100 cm,有 100 个进沙通道,每个进沙口面积 1 cm(高)×2 cm(宽),根据风速大小确定集沙取样间隔 10~60 min,所集沙粒用精度 0.001 g 的电子秤称重,获得输沙量数据。

2 结果与分析

野外测得风速数据共 15 组(风速测量时间与

集沙取样时间同步,风速数据采集间隔 1 min),相应获得 15 组输沙量样本(集沙时间长度不等)。其中背风坡坡脚和迎风坡坡脚各 6 组,沙丘左翼、沙丘右翼和沙丘顶部各 1 组,除背风坡外,各个部位风速差异不大,但其风速廓线均呈非指数形式分布。

实测结果显示,新月形沙丘不同部位风沙流输沙表现出不同的垂直分布规律(图 1)。

由图 1 可见,地表 100 cm 高度内,除背风坡外,新月形沙丘各部位风沙流输沙量均随高程以不同函数形式衰减,背风坡脚处风沙流输沙则表现为抛物线形式,其输沙量在距地表 45~65 cm 高度处,达到峰值。

新月形沙丘迎风坡和两翼端处,风沙流输沙主要集中在地表 30 cm 高度之内,这与前人的观察结果基本吻合。在沙丘迎风坡坡脚处,风沙流则出现了戈壁风沙流所特有的“象鼻效应”,即在 0~3 cm 高度内,输沙量随高程呈线性增大,在 3 cm 高度处达到最大,之后随高程增加迅速衰减,而沙丘两翼端风沙流沿高程的分布特征也不尽相同。

基于新月形沙丘不同部位的风沙流输沙量实测数据,运用 SPSS 13.0 软件进行初步函数拟合。迎风坡底部在高度大于 30 cm、沙丘顶部在高度大于 25 cm 时,输沙量为 0,会对函数的拟合产生不利影响,因此对迎风坡底部取 0~30 cm,沙丘顶部取 0~25 cm 高度进行拟合。

由初步拟合结果看,新月形沙丘 5 个部位对 2 次函数,3 次函数,幂函数,指数函数,复合函数均有统计学意义, p 值<0.001。但从相关系数来看,各函数的拟合效果仍有优劣之分,分段拟合会得到更好的效果。据图 1 中沙丘各部位风沙流输沙实测值分布,对沙丘各部位的风沙流输沙垂直分布函数进行分段拟合。

1) 迎风坡输沙分布函数。初步拟合发现,除新月形沙丘迎风坡底部风沙流存在“象鼻效应”外,基本随高程呈指数形式衰减。但因“象鼻效应”段只包含 3 个实测点,样本太少,不宜进行单独函数拟合。初步拟合结果显示,复合函数和指数函数的相关系数相同(表 1),根据习惯,取指数函数作为这个部位的风沙流输沙分布函数。

根据表 1 得到新月形沙丘迎风坡部位的拟合函数:

$$q = 0.044e^{-0.192h} \quad (1)$$

式中, h 为距地表高度(cm), q 为高度 h 处的输沙量

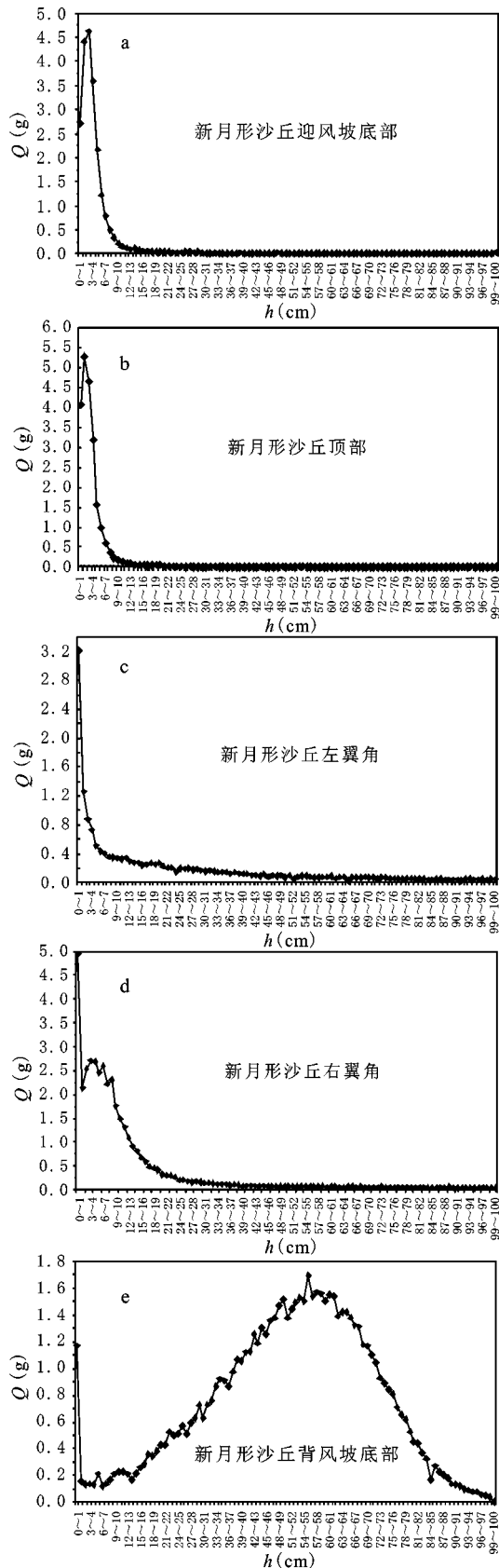


图1 新月形沙丘不同部位100 cm高度内风沙流结构
Fig.1 The wind-sand flow structures at five positions with a height of 100 cm above the barchan dune surface

(下同)。

2) 沙丘顶部输沙分布函数。对沙丘顶部风沙流分布函数的初步拟合结果显示,在0~10 cm高度内,实测点对各个种函数的拟合曲线有较大偏移,而在10~25 cm高度内,实测点主要附着在幂函数曲线上。分别对0~10 cm和10~25 cm高度的风沙流输沙进行分段拟合,结果显示,在0~10 cm高度内风沙流输沙成指数函数分布,10~25 cm高度内呈2次函数分布(表1)。

由表2得到新月形沙丘顶部的风沙流输沙分布函数:

$$q = 9.644e^{-0.447h} \quad (2)$$

$$q = -0.018h + 0.259 \quad (3)$$

式(2)是0~10 cm高度内风沙流输沙分布函数;式(3)是10~25 cm高度内风沙流输沙分布函数。

3) 沙丘两翼风沙流分布函数。沙丘两翼的风沙流输沙分布也不尽相同,沙丘左翼端输沙呈幂函数分布(表1),沙丘右翼端则表现出明显的分段特征,以20 cm高度为界,在0~20 cm高度内,指数函数为最佳的拟合函数,20~100 cm之间输沙呈3次函数分布。由表1可以得到沙丘两翼前端风沙流输沙分布函数:

$$q = 3.056h^{-0.911} \quad (4)$$

$$q = 4.715e^{-0.117h} \quad (5)$$

$$q = -2.1 \times 10^{-6}h^3 - 0.03h + 0.739 \quad (6)$$

式(4)为沙丘左翼端风沙流输沙分布函数;式(5)为沙丘右翼端0~20 cm高度内风沙流输沙分布函数,式(6)为20~100 cm高度内风沙流分布函数。

4) 背风坡底部风沙流输沙分布函数。目前,国内外学者对于沙丘背风坡风沙流结构的观测研究不多。哈斯曾对腾格里沙漠东南缘的格状沙丘和横向沙丘背风坡风沙流结构进行了观测,但使用的是高度为20 cm的阶梯式集沙仪^[26]。本项研究采用高度为100 cm的集沙仪观测新月形沙丘背风坡风沙流输沙量。由图1e可见,在0~100 cm高度内,输沙量随高度呈抛物线形分布,高度接近100 cm时,输沙量近于0,可以认为0~100 cm高度内的观测值才能较为准确地反映新月形沙丘背风坡的输沙垂向分布。

初步模拟结果表明,背风坡底部风沙流输沙分布以3次函数的模拟效果最好,但实测风沙流分布曲线远较3次函数尖,因此以60 cm高度处为界限进行分段拟合。拟合结果显示,0~60 cm和60~

表1 新月形沙丘表面 100 cm 高度内风沙流输沙量垂直分布函数分段拟合

Table 1 The piecewise fitting of vertical distribution function of wind-sand flow sand flux with a height of 100 cm above the barchan dune surface

沙丘 部位	高度 (cm)	函数 形式	拟合参数						
			相关系数(R^2)	F 值	P 值	常数项	b_1	b_2	b_3
迎风坡	3~100	复合函数	0.864	177.604	<0.001	0.044	0.825	—	
		指数函数	0.864	177.604		0.044	-0.192		
顶部	0~10	指数函数	0.987	591.497	<0.001	9.644	-0.447	—	
	10~20	直线函数	0.878	39.610		0.259	-0.018		
左翼端	0~100	幂函数	0.947	1759.569	<0.001	3.056	-0.911	—	
右翼端	0~20	指数函数	0.924	218.652	<0.001	4.715	-0.117	—	
	20~100	3次函数	0.942	412.531	<0.001	0.739	-0.03	0	-2.1×10^{-6}
背风	0~60	3次函数	0.908	180.692	<0.001	0.226	-0.023	0.002	-2.0×10^{-5}
坡脚	60~100	3次函数	0.981	948.644	<0.001	7.602	-0.110	0	3.41×10^{-6}

100 cm 高度内背风坡的风沙流结构均表现为不同形式的3次函数:

$$q = -2.0 \times 10^{-5}h^3 + 0.002x^2 - 0.023x + 0.226 \quad (7)$$

$$q = 3.41 \times 10^{-6}h^3 - 0.11h + 7.602 \quad (8)$$

式(7)为新月形沙丘背风坡底部0~60 cm 高度层风沙流分布函数,式(8)为60~100 cm 高度层风沙流分布函数。

3 初步结论与讨论

新月形沙丘各部位的风沙流输沙量垂直分布,是由沙丘形态特征、周围的微地貌以及风沙动力学原理所决定的。

100 cm 高度内,新月形沙丘迎风坡底部输沙量随高度增加并不完全呈指数函数衰减,而是出现了戈壁风沙流所特有的“象鼻效应”,新月形沙丘底部风沙流结构的“象鼻效应”的形成,是由于迎风坡底部为净侵蚀区所导致。风沙流特征值计算方法:

$$\lambda = Q_{2-10}/Q_{0-1} \quad (9)$$

其中, Q_{0-1} 表示0~1 cm 高度内风沙流输沙量, Q_{2-10} 表示2~10 cm 高度内风沙流输沙量, λ 表示风沙流特征值。由式(9)可以计算得 $\lambda=3.74$,为净侵蚀区。由于沙丘迎风坡底部及周围区域沙粒粒径较大且沙源相对不足,形成不饱和风沙流,表现出类似戈壁风沙流的“象鼻效应”。

沙丘两翼风沙流输沙量分布的不对称,主要由沙丘两翼形态发育的不对称所引起。由于风向的小幅度摆动及地形的差异,沙丘两翼形态发育

不完全对称,进而引起风沙流跃移与悬移沙量所占比重的不同、二次流重附作用的差异^[41,42]及水平与垂直方向的风速脉动,共同导致沙丘两翼风沙流输沙分布的不对称。

100 cm 高度内新月形沙丘背风坡处风沙流输沙量总体呈抛物线式分布,以60 cm 高度处为界分段拟合,风沙流结构均表现为不同形式的3次函数。沙丘背风坡底部的风速远小于迎风坡和沙丘顶部,风速差异导致背风坡形成涡流,使得从沙丘顶部运移的部分沙粒在背风坡沉积,部分沙粒以悬移形式输送,在沙丘背风坡底部随高度增加输沙量逐渐增加,直至高度达到某一阈值(这一阈值由沙丘顶部高度和风沙流动力强度共同决定),输沙量达到最大,之后随高度增加输沙量逐渐衰减。另外,已有研究表明,单向风环境下沙丘顶部99%的跃移沙粒在背风坡2 m 范围内沉降,我们在背风坡设置的观测点正好处在这一距离之内,同时,背风坡地形对气流的影响而使跃移沙粒运动轨迹产生变异,因此我们认为,新月形沙丘背风坡底部风沙流输沙量呈现抛物线分布是由沙丘顶部而来的悬移沙粒和部分跃移沙粒共同作用之结果,而且悬移颗粒的影响更为明显。

沙粒的粒径、跃移沙粒的轨道参数(起跳角、降落角,跃移高度、跃移初速度等)和风速的脉动,均会对近地表风沙流结构产生重要影响^[43,44]。在沙丘的不同部位,沙粒粒径、跃移沙粒的轨道参数存在差异,导致风沙流输沙量垂向分布的不同,本文观测结果与坡面输沙的风洞实验和数值模拟结

果^[45,46]基本一致。

对新月形沙丘表面不同部位 100 cm 高度内风沙流输沙垂直分布函数的整体拟合,不能有效表达输沙分布规律,适宜进行分段拟合。

参考文献:

- [1] 李振山,倪晋仁.风沙流的研究历史、现状及其趋势[J].干旱区资源与环境,1998,12(3):89~97.
- [2] 吴 正.风沙地貌及治沙工程学[M].北京:科学出版社,2003:61~69.
- [3] Frank A,Kocurek G.Airflow up the stoss of sand dune:limitation of current understanding[J]. Geomorphology, 1996,17(1-3):47-54.
- [4] 兹那门斯基 А И.沙地风蚀过程的实验研究和沙堆防止问题[M].杨郁华,译.北京:科学出版社,2003,120.
- [5] Bagnold R A.The Physics of Blown Sand and Desert Dunes[M]. London: Methuen & Co,1941:265.
- [6] 屈建军,黄 宁,拓万全,等.戈壁风沙流结构特性及其意义[J].地球科学进展,2005,20(1):19~23.
- [7] 张春来,郝青振,邹学勇,等.新月形沙丘迎风坡形态及沉积物对表面气流的响应[J].中国沙漠,1999,19(4):359~363.
- [8] 王翔宇,朴东均,丁国栋,等.流动沙丘风沙流结构的定量研究[J].水土保持研究,2008,15(2):36~39.
- [9] Chepil W S. Dynamics of Wind Erosion: III. The Transport Capacity of the Wind [J].Soil Science,1945,60(6):475-480.
- [10] 兹那门斯基 А И.论新月形沙垄的形成机制[M].杨郁华,译.北京科学出版社,1962:97~130.
- [11] Han Zhiwen,Dong Zhibao,Wang Tao,et al.Observations of several characteristics of aeolian sand movement in the Taklimakan Desert[J].Science in China(Series D),2004,47(1): 86-96.
- [12] 董玉祥,黄德全,马 骏.海岸沙丘表面不同部位风沙流中不同粒径沙粒垂向分布的变化[J].地理科学,2010,30(3):391~397.
- [13] 董玉祥,Hesp P A,Namikas S L,等.海岸横向沙脊表面风沙流结构的野外观测研究[J].地理科学,2008,28(4):507~512.
- [14] Bisal F J.Hsieh.Influence of moisture on erodibility of soil by wind[J].Soil Science,1966,102(3):143-146.
- [15] Kadib A A.A function for sand movement by wind[R].ASTTA, 1965:91.
- [16] Wood C D,Espenschade P W.Mechanism of dust erosion[M].Society of Automotive Engineers,1965:515-523.
- [17] Woodruff N P,Siddoway F H.A wind erosion equation[J].Proceeding of the Soil Society of America,1965,29(5): 602-608.
- [18] Owen P R.Saltation of uniform grains in air[J].J.Fluid Mech., 1964,20(2):225-242.
- [19] Anderson R S.Erosion profiles due to particles entrained by wind:application of aeolian sediment-transport model[J]. Geological Society of America Bulletin,1988,97(10):1270-1278.
- [20] 张 华,李锋瑞,张铜会,等.科尔沁沙地不同下垫面风沙流结构与变异特征[J].中国沙漠,2002,16(2):20~28.
- [21] Dong Z B,Liu X P,Wang H T,et al.The flux profile of a blowing sand cloud:a wind tunnel investigation[J]. Geomorphology, 2003,49(3-4):219-230.
- [22] Liu X P,Dong Z B.Experimental investigation of the concentration profile of a blowing sand cloud[J].Geomorphology,2004,60(3-4):371-381.
- [23] Yang P,Dong Z B,Qian G Q,et al.Height profile of the mean velocity of an Aeolian saltating cloud:Wind tunnel measurements by Particle Image Velocimetry[J].Geomorphology,2007,89(3-4):320-334.
- [24] 张克存,屈建军,俎瑞平,等.不同下垫面对风沙流特性影响的风洞模拟研究[J].干旱区地理,2004,27(3):352~355.
- [25] 张克存,屈建军,俎瑞平,等.戈壁风沙流结构和风速廓线特征研究[J].水土保持研究,2005,12(1):54~56.
- [26] 哈 斯.腾格里沙漠东南缘沙丘表面风沙流结构变异的初步研究[J].科学通报,2004,49(11):1099~1104.
- [27] 冯大军,倪晋仁,李振山.风沙流中不同粒径组沙粒的输沙量垂向分布实验研究[J].地理学报,2007,62(11):1194~1203.
- [28] Dong Z B,Qian G Q,Luo W Y,et al.Analysis of the mass flux profiles of an aeolian saltating cloud[J].Journal of Geophysical Research,2006,111(D16):1-11.
- [29] Lettau K,Lettau H.Experimental and micrometeorological field studies of dune migration[M]//Lettau H H,Lettau K (Eds.).Exploring the World's Driest Climate.Center for Climatic Research University of Madison-Wisconsin,1978: 110-147.
- [30] Sørensen M.An analytic model of wind-blown sand transport[J]. Acta Mechanica, Suppl, 1991,1:67-81.
- [31] 李振山,王 怡,贺丽敏.半干旱区植被-风沙动力过程耦合研究: I. 模型[J].中国沙漠,2009,29(1):23~30.
- [32] Lv P,Dong Z B.The dependency of sand transport rate by wind on the atmospheric stability:A numerical simulation[J].Geomorphology,2008,99(1-4):296-301.
- [33] Sauermann G,Kroy K,Herrmann H J.A continuum saltation model for sand dunes[J].Phys.Rev.,2001,64(3):031305.
- [34] Sauermann G,Andrade J S,Maia L P,et al.Wind velocity and sand transport on a barchan dune[J].Geomorphology,2003, 54(3-4):245-255.
- [35] Wiggs G F S.Desert dune processes and dynamics[J].Progress in Physical Geography,2001,25(1):53-79.
- [36] Lancaster N,Nikling W C,McKenna N C.Sediment flux and air-flow on a stoss slope for a barchan dune[J].Geomorphology, 1996,17(1-3):47-56.
- [37] Nickling W C,McKenna N C.Recent investigations of airflow and sediment transport over desert dunes[M]//Goudie A S,Livingstone I,Stokes S,eds.Aeolian Environments,Sediments and landforms,Chichester:Wiley,2000:15-47.
- [38] 王 涛.中国沙漠与沙漠化[M].河北:河北科学技术出版社, 2003:669.
- [39] 朱震达,吴 正.塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究[M].北京:科学出版社,1981:110.
- [40] 王训明,董治宝,陈广庭.塔克拉玛干沙漠中部部分地区风沙环境特征[J].中国沙漠,2001,21(1):56~61.

- [41] 刘贤万. 实验风沙物理与风沙工程学[M]. 北京: 科学出版社, 1994: 102~108.
- [42] 钱广强, 董治宝, 罗万银, 等. 横向沙丘背风侧气流重附风洞模拟[J]. 中国沙漠, 2008, 28(1): 16~20.
- [43] Anderson R S, Hallet B. Sediment transport by wind: toward a general model[J]. Geological Society of America Bulletin, 1986, 97(5): 523-535.
- [44] Tsoar H, White B R. The effect of slope on sand transport-numerical modeling[J]. Landscape and Urban Planning, 1996, 34(3-4): 171-181.
- [45] White B R, Tsoar H. Slope effect on saltation over a climbing dune[J]. Geomorphology, 2001, 22(2): 151-158.
- [46] 邹学勇, 郝青振, 张春来, 等. 风沙流中跃移沙粒轨迹参数分析[J]. 科学通报, 1999, 44(10): 1084~1088.

The Piecewise Fitting of Sand Flux Vertical Distribution of Wind-sand Flow Within 100-cm Height Above the Barchan Dune Surface

HAN Zhi-wen¹, GOU Qian-qian^{1,2}, DU He-qiang^{1,2}, SUN Jia-huan^{1,2}

(1. Key Laboratory of Desert and Desertification, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 73000, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: In order to study the vertical distribution function of the sand transport rate of wind-sand flow at different height above the barchan dune surface, the sand transport rates of the isolated barchan dune within 100 cm height with 1 cm division in the interior of the Taklimakan Desert were measured. The piecewise fitting results show that: 1) the vertical distribution pattern of sand transport rate at the windward slope base of the dune did not entirely abide by the exponential function but exhibited an “elephant nose effect” similar to the structural characteristics of the wind-sand flow over the Gobi desert surface. The sand transport rate showed a gradually increased trend in the height of 0-3 cm, but above 3 cm it exhibited an exponential function reduction with the height; 2) The sand transport rate within 0-10 cm above the dune crest exhibited an exponential function reduction with the height, but above 10 cm it showed a quadratic function reduction; 3) The sand transport rate at the left-wing end of the dune showed a power function distribution with the height, but in 0-20 cm at the right-wing end it showed an exponential function reduction and above 20 cm it showed a cubic function reduction; 4) The sand transport rate of wind-sand flow in 0-60 cm height and above 60 cm over the leeward slope base of the dune exhibited a different forms of cubic function distribution respectively and the sand transport rate showed a parabola-shaped vertical distribution. both the dune shapes and the dynamic character of the wind-sand flow affected the vertical distribution of the sand transport rate of wind-sand flow over the barchan dune surface. Since the windward slope base and surrounding zone were a net erosion zone, sand grains were coarse and sand supply was relatively insufficient, unsaturated wind-sand flow formed and the increase in sand transport rate with height did not entirely show an exponential function reduction. The distribution of sand transport rate at the ends of the two wings of the dune was asymmetric, this is mainly because the asymmetric shapes resulted in different proportional saltating and suspending sand amounts and the difference in wind velocity pulse in the horizontal and vertical directions. The difference in wind velocity at the leeward slope base and the crest of the barchan dune resulted in eddy flow and caused part of sand particles from the dune crest to deposit at the leeward slope, part of sand particles was transported in suspension and the transport rate gradually increased with increasing height, when the height reached a threshold (determined by both the dune height and the dynamic intensity of wind-sand flow) the sand transport rate reached a maximum value, and then it gradually decreased, exhibiting a parabolic distribution.

Key words: Taklimakan Desert; barchan dunes; sand flux vertical distribution of wind-sand flow; piecewise function