第 44 卷 第 5 期　　土　壤　学　报　　Vol. 44 ,No. 5
2007 年 9 月　　ACTA PEDOLOGICA SINICA　　Sep. ,2007

关于土壤水分对风蚀起动风速影响研究的现状与问题 *

董治宝　钱广强†
(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室 ,兰州　730000)

摘　要　在土壤风蚀研究中 , Bagnold 建立的适用于干沉积物的起动风速与沉积物粒径的关系已被广泛接受。然而 ,沉积物中的水分亦是影响沙粒起动风速的重要因素 ,因为在湿润状态下 ,水分子与沉积物颗粒之间的张力增大了颗粒间的粘聚力 ,从而增大了起动风速。准确地估算土壤风蚀量或地表沙尘释放量及其所造成的危害需要建立沉积物起动风速与其含水率之间的关系 ,但这方面的研究目前远不能满足实际需要。本文较为全面地综述了近 50 年来有关沉积物起动风速与含水量关系方面的研究成果 ,将已有的研究成果归纳为半定量描述、经验模型和理论模型等三大类 ,分别介绍了代表性成果。通过对比发现 ,各家研究结论分歧较多 ,除了定性意义上较为相似外 ,定量关系五花八门 ,差异很大。作者将造成差异的原因归结为 :问题本身的复杂性导致理论研究使用了过多的假设与简化、对颗粒之间的粘聚力与水分的关系缺乏清晰的认识、颗粒起动的判别标准与确定方法不同、实验过程中土壤水分的加入与确定方法以及实验土壤的颗粒特征和其他物理化学性质等不同。因此 ,这一领域的研究尚有很大的探索空间。

关键词　土壤风蚀 ;起动风速 ;土壤水分 ;沉积物颗粒间的粘聚力 ;代表性成果
中图分类号　X144　　**文献标识码**　A

我国北方土地沙漠化以及与之密切相关的沙尘暴问题成为近年来引人关注的重大环境问题。干旱多风的气候条件、干燥疏松的地表以及缺乏有效的覆盖保护是导致北方土地沙漠化及沙尘暴肆虐的原因[1]。土壤风蚀是土地沙漠化的首要环节 ,地表物质在风力作用下被起动进入大气是形成风沙运动和沙尘暴的关键过程之一[2,3] ,没有地表沙尘释放 ,就不会产生沙尘暴。我国沿海地区在强劲的台风条件下仍然未出现沙尘暴即可说明地表沙尘释放过程在沙尘暴形成中的作用。地表沙尘释放是风力与地表沉积物相互作用的结果。气流作用于地表颗粒的力有两大类 ,即与气流方向一致的拖曳力和垂直向上的升力。与这两类空气动力相抵抗的力有惯性力 ,其中最为重要的是与升力方向相反的颗粒重力 ,相邻颗粒之间的的作用力 ,以及颗粒与其他表面之间的粘着力。地表物质中的水分产生颗粒之间的粘附力 ,并通过毛管作用产生毛管力 ,从而增大了颗粒之间的粘着力 ,使颗粒不易被风起动。人们在日常生活中通过洒水来减少起尘就是基于上述原理。

有鉴于此 ,所有的风蚀和沙尘暴预报模型都将土壤水分视为重要的模型输入变量。土壤水分对风蚀的影响是通过增大起动风速来实现的 ,国内外学者已在如何描述土壤水分的影响作用方面做了较多的研究工作 ,但除了对土壤水分使风蚀起动风速增大这一定性结论有共识外 ,各家在定量方面的研究结果很不一致 ,无一被广泛接受。如据 Namikas 和 Sherman[4]报道 ,当粒径为 0. 27 mm 的沙粒在含水量为 1 %时 ,与干燥状态相比 ,不同模型估算其起动风速增大 8 %～148 % ,相差一个多数量级。本文将对国内外的有关研究成果进行综合评述 ,旨在为有关研究成果的应用者提供更清晰的认识 ,为有关的研究者提供借鉴和启发。为了叙述的方便 ,本文将研究成果归纳为半定量描述、经验模型和理论模型等三大类。

1　半定量描述

1. 1　扎尔的研究[5]

最早进行水分对起动风速影响作用定量研究的

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-341)和国家杰出青年基金项目(40225003)资助
† 通讯作者 ,E-mail :gqqian @lzb. ac. cn
作者简介 :董治宝(1966～) ,陕西横山人 ,博士 ,研究员 ,主要从事风沙物理和荒漠化研究。E-mail :zbdong @lzb. ac. cn
收稿日期 :2006 - 06 - 27 ;收到修改稿日期 :2006 - 09 - 23

是前苏联的扎尔[5],其结果列于表 1。

表 1　扎尔关于沙子含水量对起动风速影响的实验结果[5]

Table 1　Results of the Zaar experiment on influence of sediment moisture content on threshold wind velocity (m s^{-1})

沙粒粒径 Grain size (mm)	沙子含水率 Moisture content (%)				
	干燥状态 Dry	1	2	3	4
2.0～1.0	9.0	10.8	12.0		
1.0～0.5	6.0	7.0	9.5	12.0	
0.5～0.25	4.8	5.8	7.5	12.0	
0.25～0.175	3.8	4.6	6.0	10.5	12.0

1.2　Bisal 和 Hsieh 的研究[6]

Bisal 和 Hsieh[6]通过风洞实验对 3 种加拿大土壤,即细砂壤土、壤土和粘土的水分含量对起动风速的影响进行了研究。他们将土壤风蚀临界定义为由风蚀到风蚀被抑制的转折点,并在风洞中直观地观察了表土含水量对其中可蚀颗粒(颗粒直径 < 0.84 mm)运动的抑制作用。实验中土壤水分通过从浅盘的底部将土样润湿的方法加入,同时保持土样表面干燥,在中间形成一个水分梯度。然后,将土样放在风洞中以一定的风速吹蚀。当土壤颗粒运动停止时,结束实验,并从浅盘中刮取厚 1 mm 的表土样测定其重量含水量。起动风速的测量高度为 0.15 m。他们发现,在土水势为 - 1 500 kPa 时,细砂壤土、壤土和粘土的水分含量分别为 0.05 kg kg^{-1}、0.11 kg kg^{-1}和 0.20 kg kg^{-1}。风速一定时,抑制土壤风蚀的水分含量因土壤类型而异,土壤颗粒越细,抑制颗粒运动的土壤含水量越高。细砂壤土为 0.04～0.08 kg kg^{-1},壤土为 0.04～0.11 kg kg^{-1},粘土为 0.12～0.16 kg kg^{-1}。

1.3　Horikawa 等的研究[7]

Horikawa 等[7]在风洞中对粒径为 0.075～0.15 mm、0.15～0.25 mm、0.25～0.35 mm 和 0.35～0.50 mm 的海滨沙在不同含水率条件下的起动风速进行了测定。在其风洞实验中,在风洞的上风向,铺设了长 3 m、厚 0.10 m 的沙层。对沙面直接喷洒水,直到沙层的 1/4、1/2、3/4 被淋湿。实验所采用的水分含量有两种,即部分饱和(含水率 14 %～21 %)和完全饱和(含水率 27 %～34 %)。他们认为,"部分饱和"沙类似于刚刚下过大雨的海滩。他们试图用超声波感应仪来确定颗粒起动,但后来发现,在湿沙表面,由于颗粒贯穿超声波感应仪波束或打在探针上的概率较小,所以没有采用该仪器,而是通过皮肤感觉(1)来确定颗粒起动,风速观测高度为 0.15 m。实验中的含水量是根据表层 5 mm 土样测得的。

由于 Horikawa 等对每一粒级的颗粒仅进行了两种含水量的实验,即"部分饱和"和"完全饱和"两种情况,因此他们没有得出描述颗粒起动风速与含水量关系的数学表达式。但是,他们发现,只有当沙面之上 0.15 m 高处的风速超过 15 m s^{-1}时,才能吹动"部分饱和"沙粒。实验结果表明,部分饱和沙粒的起动摩阻风速为 0.53～0.76 m s^{-1},而完全饱和沙粒的起动摩阻风速则为 0.60～0.83 m s^{-1}。

1.4　Logie 的研究[8]

Logie[8]对比利时海滨沙丘沙(< 2 mm)进行了风洞实验,测定了湿沙表面抵抗风蚀的时间。实验中,土样放在多孔的样品槽中,用喷雾器喷湿。在每次实验进行之前,用重量法测定土样的重量含水量,其范围从风干到 0.17 kg kg^{-1}。颗粒起动通过其反射的氦氖激光光束来观察。她发现,含水量低于 0.012 kg kg^{-1}的沙粒无力抵御风蚀。重量含水量超过 0.012 kg kg^{-1}时,土壤中少量的水分就可以对沙粒的可蚀性产生较大影响。据此,她认为,欲使地表沙粒起动,其含水率必须干燥至 1.2 %以下。当 5 cm 高处的风速为 13.9 m s^{-1}时,湿沙表面抵抗风蚀的时间 t 可以表示为:

$$t = 26.4310^2 w - 8.79 \qquad (1)$$

式中,时间 t 的单位为 min,w 为含水量。

1.5　贺大梁和申建友的研究[9]

贺大梁和申建友[9]用宁夏沙坡头的细沙和青海

(1) 用"皮肤感觉"法来确定颗粒起动的临界条件看起来相当原始。在 Horikawa 等的实验中,2 个观测者位于风洞湿沙床面末端的下风向,每一位观测者都握有一个与记录仪相连的开关,这些记录仪可以记录风速,合上开关时将记录下一次脉冲。在每一轮实验中,3 对观测者每人记录 4 次,然后对这 24 个数据求平均,得到临界风速,所得数据离散度大约为 15 %

龙羊峡的粗沙,通过风洞实验模拟了降水对起动风速的影响。其结果(图 1)表明,降水可以明显增大起动风速,微量的降水就能使沙面在一般的起沙风速下不再起沙,0.3 mm 的降水能够抗拒 8 级大风,1 mm以上的降水通常在短期内能抗御 12 级大风。较粗沙的湿沙面比细沙能抗御更强的大风。

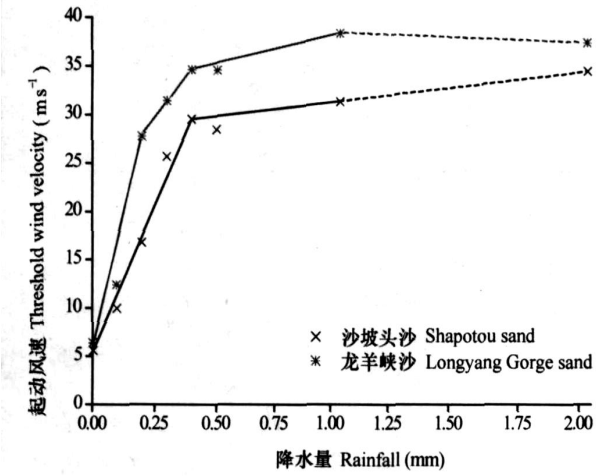

图 1 不同降水量条件下起动风速的风洞实验结果[9]

Fig. 1 Results of the wind tunnel experiment on effect of rainfall on threshold wind velocity

1.6 胡孟春等的研究[10]

胡孟春等[10]用科尔沁沙地的风成沙在风洞中模拟了起动风速与含水率的关系。其结果(图 2)表明,沙土含水量是很重要的抗风蚀因子,一定的沙土含水量具有相应的抗风蚀能力。2 %的沙土含水率是重要的转折点,当含水率小于 2 %时,沙土的抗风蚀能力变化较大,当含水率大于 2 %时,抗风蚀能力变化趋于稳定。当含水率达到饱和持水量 4.73 %时,抗风蚀极限风速稳定在 14 m s^{-1}左右,可抗御 6～7级大风。

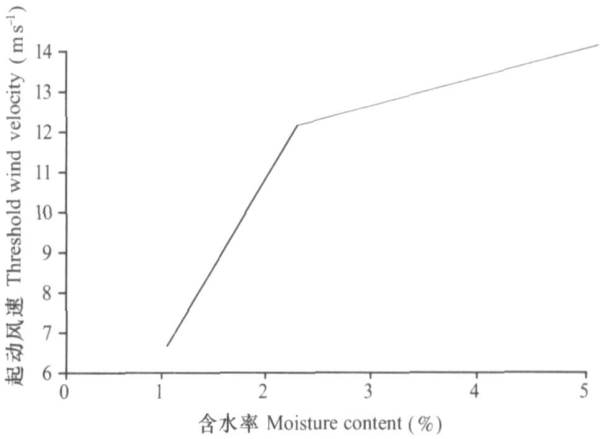

图 2 科尔沁沙地沙丘沙不同含水率时起动风速的风洞实验结果[10]

Fig. 2 Results of the wind tunnel experiment on effect of moisture content of sand dunes in the Horqin Desert on threshold wind velocity

1.7 刘贤万等的研究[5]

刘贤万等[5]进行了沙层湿度对沙粒起动风速影响的风洞实验研究,其结果列于表 2。

表 2 刘贤万等关于沙子含水量对起动风速影响的实验结果[5]

Table 2 Effect of sand moisture content on threshold wind velocity (m s^{-1}) (Liu *et al.*)

沙粒粒径 Grain size (mm)	沙子含水率 Moisture content (%)								
	0.3	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0
2.0～1.0	9.9	15.1	23.5						
1.0～0.2		6.7	8.4	10.1	11.9	14.2	15.9	17.5	18.9
0.2～0.1		5.2	8.1	9.8	11.3	13.7	15.1	16.6	17.8
0.1～0.05		9.4	14.2						

1.8 van Dijk 等的研究[11]

为了探究降雨对荷兰海滩风沙传输的影响,van Dijk 等[11]通过风洞实验测定了风蚀起动风速与含水量之间的关系。在实验中,样品槽被均匀湿润,在每一轮持续 2 min 的吹蚀实验前后,均用反射式光度计测定其重量含水量,范围为 0～0.05 kg kg^{-1}。起动风速的测量高度为 0.3 m。颗粒起动用跃移捕获器(saltiphone)观察。其实验结果表明,风蚀起动风速随土壤表层含水量的增加而增大。当含水量为 0.05 kg kg^{-1}时,起动风速增大了约 1 倍。这表明土壤水分对沙质地表的风蚀具有明显的抑制作用。

2 经验模型

定量地估算风沙活动强度、输沙量或土壤风蚀量需要建立起动风速与含水率之间的定量关系,即定量模型。定量模型有经验模型和理论模型两大类。经验模型是根据实验结果建立的起动风速与含

水率之间的经验函数关系,受实验条件和实验材料等的影响很大,普适性较差。大多数模型(包括经验模型和理论模型)将水分对起动风速的影响表达为类似式(2)的函数形式:

$$u_{*tw} = u_{*td} f(M) \tag{2}$$

式中,u_{*tw}为湿沙的起动摩阻风速,有时为某高度上的起动风速,u_{*td}为该沙子在干燥状态下的起动摩阻风速,有时为起动风速,$f(M)$为含水量 M 的函数。含水量可用质量含水率 M_W、体积含水率 M_V 或土水势 M_ψ 来表示。因为由实验得出的经验模型受实验土壤样品和方法的影响很大,所以,在下文叙述各种经验模型时,尽可能地说明所采用的实验土壤样品与方法,以便对其结论有更准确的理解。

2.1　Chepil 模型[12]

20 世纪 50 年代,Chepil[12]对起动风速与土壤含水量的定量关系进行了最早的风洞实验研究。他所用的 4 种美国土壤最细者为砂粘土,最粗者为沙丘沙,并用 0.84 mm 的筛子筛析,以确保实验样品均为可蚀性颗粒。土壤中的水分以细雾状的水汽形式加入。Chepil 发现,当土壤含水率相当于 1 500 kPa 水势值含水率的 1/3 时,土壤水分即对起动风速产生影响,当含水率高于该值时,起动风速开始降低,起初相当缓慢,之后降低很快,当土水势达到 1 500 kPa 时,不再有沙粒起动。他根据实验结果得出了如下含水土壤的输沙率公式:

$$Q = C_M \left[\sqrt{\frac{\tau - \tau_{CM}}{\rho_a}} \right]^3 \tag{3}$$

式中,C_M 为与土壤颗粒密度、粒径和形状有关的常数,τ_{CM}为有土壤水分产生的阻力。Chepil 根据式(3)以及实验中测得的 Q、C_M 和 τ 建立了 τ_{CM}与土壤含水率(M)之间的经验关系:

$$\tau_{CM} = 0.6 \left(\frac{M}{M_{1.5}} \right)^2 \tag{4}$$

虽然,在 Chepil 最初的工作中并未建立起动风速与含水率之间的定量关系,但一旦建立了由土壤水分产生的阻力与含水率之间的关系,即可得出土壤水分含量对起动风速的影响。有的研究者[4,13]将起动风速与土壤水分产生的阻力之间的关系表达为:

$$u_{*tw} = \sqrt{u_{*t}^2 + \frac{\tau_{CM}}{\rho_a}} \tag{5}$$

将式(4)代入式(5),得出起动风速与含水率的数函关系:

$$u_{*tw} = \sqrt{u_{*t}^2 + \frac{0.6 M^2}{\rho_a M_{1.5}^2}} \tag{6}$$

2.2　Belly 模型[14]

Belly[14]用粒径为 0.44 mm 的美国加利福尼亚沙,通过风洞实验研究了含水率对起动风速的影响。他所研究的土壤(重量)含水率范围为 0.15 %～4.0 %,0.3 %以下的含水量通过调节空气湿度来实现,而 0.3 %以上的含水量则通过直接加水来实现。在实验中尽量将空气的相对湿度保持在 100 %左右,以避免风洞实验过程中由风吹引起的土壤水分损失。起动摩阻风速定义为输沙率为 0.004 kg $m^{-1}s^{-1}$时的摩阻风速。Belly 根据风洞实验结果建立了起动摩阻风速与含水率的关系:

$$u_{*tw} = u_{*t}(1.8 + 0.6\lg(100M)) \tag{7}$$

2.3　Johnson 模型[15]

Johnson[15]通过风洞实验得到与 Belly 相似的结果(图 3),但他的实验结果表明,当含水率大于 1 %时,水分对起动风速的影响就十分明显。

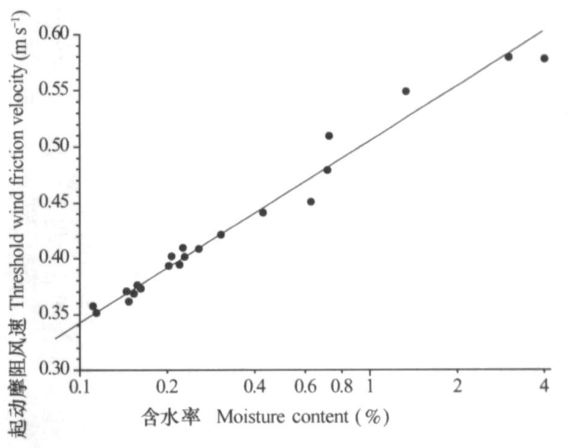

图 3　起动风速与含水率的关系[12]

Fig. 3 Relationship between threshold wind velocity and moisture content

2.4　Azizov 模型[16]

Azizov[16]通过风洞实验研究了前苏联两种壤质砂土(<0.2 mm)水分含量对起动风速的影响,在其实验中,实验前的土壤含水率在 0 %和 21 %之间。Azizov 发现,当含水率小于 4 %时,水分对起动风速产生无明显的影响,而当含水率大于 4 %时,水分对起动风速的影响十分明显。他建立了如下起动风速(u_{tw})与含水率(M)的关系:

$$u_{tw} = u_t e^{1.62M},\ M \leq 4\ \% \tag{8a}$$

$$u_{tw} = 0.75\, u_t e^{9.65M},\ M > 4\ \% \tag{8b}$$

2.5　Hotta 模型[17]

Hotta[17]根据风洞实验资料建立了起动摩阻风速与含水率的经验关系。其实验采用了粒径为

0.2 mm、0.5 mm 和 0.8 mm 的日本海滨沙,含水率在 1.2 %和 2.0 %之间。他们对实验资料分析表明,当含水率小于 8 %时,起动摩阻风速与含水率之间的关系为:

$$u_{*tw} = u_{*t} + 7.5M \tag{9}$$

当蒸发率很高时,沙面快速变干,降低了起动速度,因此式(9)被修正为:

$$u_{*tw} = u_{*t} + 7.5MI_w \tag{10}$$

式中,I_w 为蒸发率的函数,其取值范围从 0 到 1。

2.6 Saleh 和 Fryrear 模型[18]

Saleh 和 Fryrear[18]通过风洞实验,对从粘土到壤质细砂土 5 种不含大于 0.84 mm 团聚体的美国土壤,进行了水分对起动风速的影响研究。实验中,根据土壤质地的不同,将含水率预置在 0 %和 17 %之间,土壤含水率为表层 1 mm 的含水率,对实验结果通过相关分析,得出如下关系:

$$u_{*tw} \quad 0.305 + 0.002\frac{M}{M_{1.5}} + 0.506\left(\frac{M}{M_{1.5}}\right)^2 \tag{11}$$

2.7 董治宝等模型[19]

董治宝等[19]通过风洞实验对毛乌素沙地东南部风沙土水分对起动风速的影响进行了研究。实验中,水分用喷洒和拌和的方式加入,含水率为风蚀实验前的含水率。实验结果表明,当含水率小于 10 %时,风沙土的起动风速与含水率之间的关系为:

$$u_{tw} = 2.53 + 1.18M \tag{12}$$

2.8 陈渭南等模型[20]

陈渭南等[20]用类似于董治宝等[19]的实验方法。他们发现,陕北黄土高原北部砂黄土的起动风速与含水率之间的关系为:

$$u_{tw} = 4.97 + 26.8M \tag{13}$$

2.9 邵亚平等模型[21]

邵亚平等[21]通过风洞实验研究了 0.1～0.12 mm、0.12～0.185 mm、0.185～0.21mm、0.21～0.40 mm 和 0.40～0.53 mm 等 5 种粒级的澳大利亚风成红土水分对起动风速的影响。实验中,体积含水率在 0.3 %～4.5 %之间,为实验前的含水率。他们得出如下关系:

$$u_{*tw} = u_{*t}e^{22.7M\frac{\rho_b}{\rho_w}} \tag{14}$$

式中,ρ_b 为沙土沉积物的容重,ρ_w 为水的密度。

2.10 董治宝等模型[22]

董治宝等[22]将磨圆度较好的冲积石英沙筛分为 0.045～0.054 mm、0.054～0.077 mm、0.077～0.090 mm、0.090～0.100 mm、0.100～0.135 mm、0.135～0.150 mm、0.150～0.200 mm、0.200～0.250 mm、0.250～0.400 mm、0.400～0.500 mm 等 10 个粒级组,在风洞分别测定了不同含水率条件下的起动摩阻风速,含水率为风蚀实验后的含水率。他们对所有的实验结果作回归分析,得到如下关系:

$$u_{*tw} = u_{*t}(1 + K_dM)^{1/2} \tag{15}$$

式中,K_d为与沙粒粒径有关的系数。所以式(15)表明,对于不同粒径的颗粒,起动摩阻速度与含水率的关系是不同的。

3 理论模型

理论模型从颗粒起动的力学机理以及水分对颗粒间作用力影响的机理出发,推导出起动风速与含水率之间理论上应当存在的函数关系。但是由于对颗粒起动的机理,特别是水分对颗粒间作用力影响的认识不足,理论模型计算结果与实测结果之间经常存在较大的差异。

3.1 Kawata 和 Tsuchiya 模型[23]

日本学者 Kawata 和 Tsuchiya[23]最早尝试建立含水沙粒起动风速的理论计算模型。其建模的基本思路是:u_{*tw}随颗粒间隙水表面张力的增大而增大(式(16)),而颗粒间隙水的表面张力则是水分含量的函数(式(17))。

$$u_{*tw} = u_{*t}\sqrt{\frac{\sin(\phi - \phi_S)}{\cos\phi}\left(1 + \frac{2\sqrt{3}}{5}\sqrt{a_1 \cdot b_1}\sqrt{n}\frac{\sin 2\phi}{\sin(\phi - \phi_S)}K_M\right)} \tag{16}$$

$$K_M = \sqrt{\frac{\rho_p}{(\rho_p - \rho_a)\rho_w}\frac{\sigma\sqrt{100M}\cos\phi_S}{gd^2}} \tag{17}$$

式中,ϕ为沙粒休止角,ϕ_S 为沙面的平均坡度,n 为沙层中沙粒的接触点数,K_M 为水分含量参数,a_1 和 b_1 为常数。

3.2 McKenna-Neuman 和 Nickling 模型[24]

McKenna-Neuman 和 Nickling[24]根据 Haines[25]和 Fisher[26]关于水楔分离状态下,低水分含量对等粒径球形颗粒表面粘滞力的研究成果,从理论上研究了土壤毛管水对起动风速的影响。他们在拜格诺起动风速计算公式的基础上,通过加入毛管粘滞力项,分别建立了开放式排列(一个颗粒由相邻三个颗粒支撑)和围闭式排列的(一个颗粒由相邻四个颗粒支撑)含水颗粒起动风速的计算公式(式(18)、式(19))。

开放式排列

$$u_{*tw} = u_{*t}\sqrt{\frac{6\sin 2\phi_1 2\cos\phi_1}{\pi d^3(\rho_p - \rho_a)g\sin\phi_1}F_{cap} + 1} \tag{18}$$

式中,沙粒休止角 $\phi_1 \approx 30°$。

围闭式排列

$$u_{*tw} = u_{*t}\sqrt{\frac{6\sin 2\phi_1(2\cos\phi_1 + 1)}{\pi d^3(\rho_p - \rho_a)g\sin\phi_1}F_{cap} + 1} \quad (19)$$

式中,$\phi_1 \approx 45°$。

McKenna-Neuman 和 Nickling 将式(18)和式(19)中的毛管粘滞力用式(20)来计算。

$$F_{cap} = \frac{\pi\sigma^2 K_G}{|\psi_{cap}|} \quad (20)$$

式中,K_G 为与颗粒之间接触的几何特征有关的无量纲参数,ψ_{cap}为毛管势。

3.3　Gregory 和 Darwish 模型[27]

Gregory 和 Darwish[27]在颗粒起动的受力平衡分析中考虑了颗粒之间的粘结力(F_B),从理论上建立起动风速与含水量的关系。他们将颗粒之间的粘结力分为干粘结力(F_{Bd})和由于水分的存在产生的湿粘结力(F_{Bw}),并在重力项中考虑由水分增加的重力。考虑水分后的重力为:

$$F_W = \frac{\pi}{6}d^3\rho_p g(1 + M) \quad (21)$$

Gregory 和 Darwish 推断颗粒间的干粘结力应当与颗粒间的距离,即颗粒的粒径成反比,提出如下计算公式:

$$F_{Bd} = a_1\frac{1}{d} \quad (22)$$

式中,a_1 为比例系数。由颗粒周围水膜产生的粘滞力(F_{wc})表达为:

$$F_{wc} = \psi_{mc}A_c \quad (23)$$

式中,ψ_{mc}为实际含水率与 -1 500 kPa 水势所对应的含水率之比,表达为:

$$\psi_{mc} = b_1 e^{-c_1\frac{M}{M_{1.5}}} \quad (24)$$

A_c 为接触面积,表达为式(25)或式(26):

$$A_c = \pi R_{wd}^2 \quad (25)$$

$$A_c = \pi\left[\left(\frac{d}{2} + d_{wf}\right)^2 - \left(\frac{d}{2}\right)^2\right] \quad (26)$$

式中,R_{wd}为水楔的半径,d_{wf}为水膜的厚度。

颗粒周围的水膜质量(M_w)为:

$$M_w = \pi d^2 d_{wf}\rho_w \quad (27)$$

由式(26)和式(27)可以得出水膜厚度与含水率之间存在如下关系:

$$d_{wf} = \frac{1}{6}\frac{\rho_p}{\rho_w}dM \quad (28)$$

Gregory 和 Darwish 指出,式(28)仅适用于没有粘粒的土壤。当土壤中有粘粒时,粘粒所吸附的水分不能形成颗粒周围的水膜,所以当含水量较高时才能产生粘滞作用。同样,当颗粒为由小颗粒组成的团聚体时,水分亦可被内部吸附。为了使式(28)适用于所有类型的土壤,将其修改为:

$$d_{wf} = \frac{1}{6}\frac{\rho_p}{\rho_w}d(M - M_c) \quad (29)$$

式中,M_c 为吸附于粘粒或被团聚体内吸附的水分含量。Gregory 和 Darwish 由式(23)～式(25)和式(28)得出水分粘滞力的计算方程:

$$F_{Bw} = \frac{\pi\rho_p}{6\rho_w}d^2 b_1 e^{-c_1\frac{M}{M_{1.5}}}\left[(M - M_c) + \frac{1}{6}\frac{\rho_p}{\rho_w}(M - M_c)^2\right] \quad (30)$$

由于式(30)中的最后一项与 $M - M_c$ 相比很小,可以忽略,所以就有:

$$F_{Bw} = \frac{\pi}{6}\frac{\rho_p}{\rho_w}d^2 b_1 e^{-c_1\frac{M}{M_{1.5}}}(M - M_c) \quad (31)$$

根据颗粒起动的受力平衡条件以及式(21)、式(22)和式(31),最后可以得出含水沙子起动风速的计算公式:

$$u_{*tw} = d_1\sqrt{\frac{\rho_p}{\rho_a}gd\left[1 + M + \frac{a_1 e_1}{\rho_p g d^4} + \frac{b_1}{\rho_w g d}e^{-c_1\frac{M}{M_{1.5}}}(M - M_c)\right]} \quad (32)$$

式中,d_1 为无量纲系数,约为 0.118,$e_1 = \frac{\pi}{6}$。其余系数都要根据实验资料来确定。

3.4　Fecan 等模型[28]

Fecan 等[28]用与 McKenna-Neuman 和 Nickling 相似的思路从理论上探讨由水分所导致的起动风速的增大。在其理论研究中,假定水分对起动风速的影响主要是通过毛细管力。他们将 McKenna-Neuman 和 Nickling 的模型简化为:

$$u_{*tw} = u_{*t}\sqrt{1 + \frac{f(S)}{|\psi_c|}} \quad (33)$$

式中,$f(S)$为土壤特征的函数。

Fecan 等建议采用 Gardner[29]的经验土水势模型(式(34))将式(33)中的毛细管势与毛细管水含量联系起来。

$$\psi_m = a_2' M^{-b_2'} \quad (34)$$

式中,ψ_m 为基质势。a_2'和 b_2' 为与土壤类型有关的系数。

对于沙子来说,吸附水可以忽略,即 $\psi_m = \psi_c$,所以式(34)可以改写为:

$$\psi_c = a_2' M_c^{-b_2'} \quad (35)$$

对于吸附水不可忽略的其他类型土壤,总土壤水为吸附水(M_a)和毛管水(M_c)之和:

$$M = M_a + M_c \tag{36}$$

Fecan 等假定非砂质土壤的水分张力可以表达为与砂质土壤同样的形式,即:

$$\psi_c = a_2 M_c^{-b_2} \tag{37}$$

将式(36)和式(37)代入式(33),得到 u_{*tw} 的表达式:

$$u_{*tw} = u_{*t}\sqrt{1 + A_F\left[\frac{\rho_b}{\rho_w}(M - M_a)\right]^{b_2}} \tag{38}$$

式中,$A_F = \frac{f(S)}{a_2}$。

式(38)表明,水分对起动风速的影响作用存在一个极限含水率(M_O),低于该含水率时水分不影响起动风速。所以,式(38)改写为:

$$u_{*tw} = u_{*t},\ M < M_O \tag{39a}$$

$$u_{*tw} = u_{*t}\sqrt{1 + A_F\left[\frac{\rho_b}{\rho_w}(M - M_O)\right]^{b_2}} \tag{39b}$$

M_O 主要取决于土壤中的粘粒含量,Fecan 等提出如下经验公式:

$$M_O = (0.0014\,CL^2 + 0.17\,CL)\frac{\rho_b}{\rho_w} \tag{40}$$

3.5 Cornelis 等模型[30]

Cornelis 等[30]认为,床面上的颗粒在起动过程中所受的力主要包括拖曳力(F_D)、升力(F_L)、空气动力-力矩力(F_M),重力(F_W)以及颗粒间的作用力(F_{Ip}),并将前面四种力分别用式(41)、式(42)、式(43)和式(44)表达为:

$$F_D = K_D \rho_a u_{*t}^2 d^2 \tag{41}$$

$$F_L = K_L \rho_a u_{*t}^2 d^2 \tag{42}$$

$$F_M = K_M \rho_a u_{*t}^2 d^2 \tag{43}$$

$$F_W = (1 + M)\,K_W(\rho_p - \rho_a)\,g d^3 \tag{44}$$

Cornelis 等考虑了两种颗粒之间的作用力,即范德华力和水分粘滞力。水分粘滞力表示为:

$$F_{Ipw} = \frac{K_{AS}\sigma^2}{|\psi_m|} d^2 \tag{45}$$

式中,K_{AS} 为与土壤和气流特征有关的系数。式(45)中的基质势 ψ_m 表示为:

$$\psi_m = \psi_{md} e^{-6.5\frac{M}{M_{1.5}}} \tag{46}$$

式中,ψ_{md} 为土壤(或其他地表物质)在烘干状态下的基质势($\approx -10^3$MPa)。

Cornelis 等按照式(47)的平衡条件建立起动风速模型。

$$F_D L_D + F_M d = (F_W - F_L)\,F_{WL} + F_{Ip} L_{Ip} \tag{47}$$

式(41)～式(45)代入式(47),令 $L_D = a_1 d$、$L_{WL} = b_1 d$、$L_{Ip} = c_1 d$,则起动摩阻风速的表达式为:

$$u_{*tw} = \sqrt{\frac{b_1 K_W}{a_1 K_D + b_1 K_L + K_M}} \times \sqrt{1 + M + \frac{c_1 K_{WAL}}{b_1 K_W(\rho_p - \rho_a)\,g d^2}\left(1 + \frac{K_{AS}\sigma^2 d}{K_{WAL}|\psi_m|}\right)} \times \sqrt{\frac{\rho_p - \rho_a}{\rho_a} g d} \tag{48}$$

式中,K_{AS} 为与范德华力有关的比例系数。式(48)可以简化为:

$$u_{*tw} = \sqrt{A_1\left[1 + M + A_2\frac{1}{(\rho_p - \rho_a)\,g d^2}\left(1 + A_3\frac{\sigma^2 d}{|\psi_{md}|\,e^{-6.5\frac{M}{M_{1.5}}}}\right)\right]} \times \sqrt{\frac{\rho_p - \rho_a}{\rho_a} g d} \tag{49}$$

4 结 语

以上以较多的篇幅介绍了土壤水分对风蚀起动风速影响研究方面的成果,特别是对一些重要的理论模型,较为详细地介绍了推导过程。由于水分对颗粒起动过程的影响涉及很多复杂的微观机理问题,而这些机理大部分是未知的,或假设与猜想的。所以,即使对同一问题,不同的研究者有不同的视角、不同的理解、不同的表述和表达形式,以致于应用结果差异很大。该领域研究中未解决的核心问题是颗粒之间的粘着力与含水量之间的关系。从各种理论模型可以看出,目前对于该问题的处理或引用未被广泛接受的结论或进行假设和简化,从而使简化后的问题与其本质相去甚远。所以,这一领域的研究尚有很大的探索空间,在目前机理研究尚有很大难度的情况下,实验资料的积累和经验结果的应用仍然是很重要的。

但是,实验研究尚需解决几个关键问题。我们对目前已有的实验研究对比可以发现,实验结果的分歧除了与问题本身的复杂性有关之外,研究方法的不统一也是造成研究结果差异较大的主要原因。研究方法的不同主要反映在:(1)颗粒起动的判别标准与确定方法;(2)土壤水分的加入方法与确定方法;(3)实验土壤的颗粒特征和其他物理化学性质等。所以,在这一领域的实验研究目前首先需要解

决的问题是统一研究方法。

参 考 文 献

[1] 齐述华,牛铮,王军邦,等. 1982～2001 年间中国干旱发生时空特征的遥感分析. 土壤学报,2006,43(3):376～382. Qi S H, Niu Z, Wang J B, *et al*. Study on the spatio-temporal characteristics of drought in China with remote sensing during 1982～2001 (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2006, 43(3): 376～382

[2] 姜娜,邵明安,雷廷武. 水蚀风蚀交错带坡面土壤入渗特性的空间变异及其分形特征. 土壤学报,2005,42(6):904～908. Jiang N, Shao M A, Lei T W. Fractal dimension and spatial variability of soil water infiltration properties on natural slope in a water-wind erosion interlaced region (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2005, 42(6): 904～908

[3] 杨秀春,严平,刘连友,等. 农牧交错带不同农田耕作模式土壤风蚀的风洞实验研究. 土壤学报, 2005,42(5): 737～743. Yang X C, Yan P, Liu L Y, *et al*. Wind tunnel experiment on effects of different cultivation patterns on soil wind erosion in agro-grazing ectone, Inner Mongolia (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2005, 42(5): 737～743

[4] Namikas S L, Sherman D J. A review of the effects of surface moisture content on aeolian sand transport. *In*: Tchakerian V P. ed. Desert Aeolian Processes. London, Chapman and Hall, 1995. 269～293

[5] 吴正. 风沙地貌与治沙工程学. 北京:科学出版社,2003. 40～41. Wu Z. Geomorphology of Wind-drift Sands and Their Controlled Engineering (In Chinese). Beijing: Science Press, 2003. 40～41

[6] Bisal F, Hsieh J. Influence of moisture on the erodibility of soil by wind. Soil Science, 1966, 102: 143～146

[7] Horikawa K, Hotta S, Kubota S. Experimental study of blown sand on a wetted sand surface. Coastal Engineering of Japan, 1982, 25: 177～195

[8] Logie M. Influence of roughness elements and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. Catena, 1982, Suppl. 1: 161～173

[9] 贺大梁,申建友. 降水对起沙风速的影响. 中国沙漠,1988, 8(4):18～26. He D L, Shen J Y. The wind velocity of threshold sand affected by rainfall (In Chinese). Journal of Desert Research, 1988, 8(4):18～26

[10] 胡孟春,刘玉璋,乌兰,等. 科尔沁沙地土壤风蚀的风洞实验研究. 中国沙漠,1991, 11(1):22～29. Hu M C, Liu Y Z, Wu L, *et al*. An experimental study in wind tunnel on wind erosion of soil in Korqin sandy land (In Chinese). Journal of Desert Research, 1991, 11(1): 22～29

[11] van Dijk P M, Stroosnijder L, de Lima J L M P. The influence of rainfall on transport of beach sand by wind. Earth Surface Processes and Landforms, 1996, 21: 341～352

[12] Chepil W S. Influence of moisture on erodibility of soil by wind. Proceedings of Soil Science Society of America, 1956, 20: 288～292

[13] Skidmore E L, Williams J R. Modified EPIC wind erosion model, Chapter 19. *In*: Hanks J, Ritchie J T. eds. Modeling Plant and Soil Systems. Agron. Mon., No. 31. ASA-ASSA-SSSA. 1991

[14] Belly P Y. Sand Movement by Wind. Washington, DC.: U. S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Tech. Memo No. 1, 1964. 1～80

[15] Johnson J W. Sand movement on coastal dunes. Proceedings of the Federal Inter-Agency Sedimentation Conference, United States Department of Agriculture, Miscellaneous Publication, 1965, 970: 747～755

[16] Azizov A. Influence of soil moisture on the resistance of soil to wind erosion. Soviet Soil Science, 1977, 9: 105～108

[17] Hotta S, Kubota S, Katori S, *et al*. Sand transport by wind on a wet sand surface. Proceedings of the 19th Coastal Engineering Conference. ASCE, New York, 1984. 1 263～1 281

[18] Saleh A, Fryrear D W. Threshold wind velocities of wet soils as affected by wind blown sand. Soil Science, 1995, 160: 304～309

[19] 董治宝,陈渭南,李振山,等. 风沙土水分抗风蚀性研究. 水土保持通报,1996, 16(2):17～23. Dong Z B, Chen W N, Li Z S, *et al*. On resistance of eolian sand soil moisture to wind erosion (In Chinese). Bulletin of Soil and Water Conservation, 1996, 16(2): 17～23

[20] Chen W N, Dong Z B, Li Z S, *et al*. Wind tunnel test of the influence of moisture on the erodibility of loessial sandy loam soils by wind. Journal of Arid Environments, 1996, 34: 391～402

[21] Shao Y, Raupach M R, Leys J F. A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region. Australian Journal of Soil Research, 1996, 34: 309～342

[22] Dong Z, Liu X, Wang X. Wind initiation threshold of the moistened sand. Geophysical Research Letters, 2002, 29(12): 1 585, doi: 10.1029/2001GL013128

[23] Kawata Y, Tsuchiya Y. Influence of water content on the threshold of sand movement and the rate of sand transport in blown sand. Proceedings of the Japan Society of Civil Engineering, 1976, 249: 95～100

[24] McKenna-Neuman C, Nickling W G. A theoretical and wind tunnel investigation of the effect of capillary water on the entrainment of sediment by wind. Canadian Journal of Soil Science, 1989, 69: 79～96

[25] Haines W B. Studies of the physical properties of soils. II. A note on the cohesion developed by capillary forces in an ideal soil. Journal of Agricultural Science, 1925, 15:529～535

[26] Fisher R A. On the capillary forces in an ideal soil: Correction of the formulae given by W. B. Haines. Journal of Agricultural Science, 1926, 16: 492～505

[27] Gregory J M, Darwish M M. Threshold friction velocity prediction considering water content. Presented at the 1990 International Water Meeting of ASAE, Paper #902562, Chicago, Illinois. 1990

[28] Féan 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. Geophysicae, 1999, 17:149～157

[29] Gardner W R. Field measurements of soil water diffusivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1970, 34: 832～833

[30] Cornelis W M, Gabriels D, Hartmann R. A parameterization for the threshold shear velocity to initiate deflation of dry and wet sediment. Geomorphology, 2004, 9: 43～51

A REVIEW ON EFFECT OF SOIL MOISTURE ON WIND EROSION THRESHOLD VELOCITY

Dong Zhibao Qian Guangqiang†

(Key Laboratory of Desert and Desertification, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract In wind erosion research, Bagnold's threshold equation, applicable to determination of relationship between threshold wind velocity and particle size of loose dry sediments, is widely accepted. However, soil moisture is also an active factor influencing the threshold wind velocity because the tension of water molecules will increase the inter-particle cohesion between sediment particles, and hence the threshold wind velocity. To accurately and quantitatively estimate wind erosion and dust emission, it is essential to establish relationship between threshold wind velocity and soil moisture content, but so far the research in this field lags far behind the need of the reality. The review sums up research findings on relationship between threshold wind velocity and soil moisture content in the last five decades, into three categories, i.e. semi-quantitative description, empirical model and theoretical model, and cites some representative examples for each category. Comparison analysis reveals that conclusions of these researchers are various and diversified, especially concerning quantitative relationship, except for the connotation of nature determination. The authors attribute the differences to the lack of a clear understanding of the relationship between inter-particle cohesion and moisture content, definition of threshold wind velocity and moisture content, and physical and chemical properties of tested soil samples. It is suggested that further work be done in this research field.

Key words Soil wind erosion; Threshold wind velocity; Soil moisture content; Inter-particle cohesion; Representative results