

兰州大学

硕士学位论文

干旱半干旱地区土壤的粉尘释放研究

姓名：辜艳丹

申请学位级别：硕士

专业：力学 工程力学

指导教师：黄宁

20090501

摘 要

根据甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的野外风速观测资料,通过对野外观测风速数据的分析处理,计算了三次沙尘暴期间的地表粗糙度以及摩阻风速;对民勤地区的表土微团粒进行了取样,并通过干筛法对表土微团粒粒度分布进行了分析,将民勤地区表土微团粒的粒度分布通过拟合表示为 2 至 3 个对数正态分布群体的组合。

在以上实测数据及其处理结果的基础上,采用 DPM (Dust Production Model) 模型模拟计算了甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的跃移通量、粉尘释放通量、粉尘释放率;并研究了民勤地区地表微团粒的粒径分布对粉尘释放通量的影响;在研究以民勤地区为例的干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量的数值模拟中,采用 DPM 粉尘释放模型对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量进行模拟,研究了表土微团粒粒径分布、土壤湿度、土壤中非蚀性大粒径土块以及综合地表状况等对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放的影响。

关键词: 野外观测风速, 表土微团粒粒径分布, 土壤湿度, 非蚀性大粒径土块, 粉尘释放

Abstract

According to the Wind speed of field observation during the three sandstorms in Gansu Province Minchin area, through deal with and analysis the wind speed of field observations, Calculated the surface roughness and wind friction during three sandstorms. Took the surface soil micro aggregate samples in Gansu Province Minchin area, and has carried on the analysis to the grain-size distributions of surface soil micro aggregate through the dry sieve analysis. The grain-size distributions of surface soil in Gansu Province Minchin area are fitting, the expression will be 2 to 3 Lognormal distribution groups' combination.

Based on above measured data and in processing result, using Dust Production Model Simulated the saltation flux, dust emission flux and dust emission rate during the three sandstorms in Gansu Province Minchin area. Studied the influence of the grain-size distributions of surface soil in Gansu Province Minchin area to saltation flux, dust emission flux and dust emission rate. Take the Minchin area as the example, simulated Arid, semiarid area soil dust emission flux. Studied the influence of the grain-size distributions of surface soil, soil moisture, the great particle size soil block and comprehensive surface condition to soil dust emission.

Keywords: Wind speed of field observation, the grain-size distributions of surface soil micro aggregate, Soil moisture, the great particle size soil block, dust emission

原创性声明

本人郑重声明：本人所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其它个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名： 李艳丹 日 期： 6.3

关于学位论文使用授权的声明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归兰州大学。本人完全了解兰州大学有关保存、使用学位论文的规定，同意学校保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权兰州大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离校后发表、使用学位论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为兰州大学。

保密论文在解密后应遵守此规定。

论文作者签名： 李艳明 导师签名： 黄 3 日期： 6.3

第一章 绪论

1.1 研究背景及意义

沙漠化(Sandy Desertification)是荒漠化的主要类型之一。沙漠化正式作为一个生态环境问题而被世界所公认是在1977年联合国沙漠化会议以后才正式广泛采用,在该会议上明确了沙漠化的内容为:“土地滋生生物潜力的削弱和破坏,最后导致类似沙漠情况,它是生态系统普遍恶化的一个方面,它削弱或破坏了生物潜力”。由此可见,沙漠化的实质是“土地退化,是土地生物生产力下降,土地资源丧失和地表类似沙漠景观的出现”^[1]。

中国是世界上沙漠化比较严重的国家之一。据1994-1996年全国沙漠化普查结果,全国沙漠及沙漠化总面积171.1万平方公里,占国土面积的17.85%。中国沙漠化的发展,近百年来,由于人口的增加,经济的快速发展,不合理的向自然索取,使自然植被破坏,加速了沙漠化的发展。据调查,从50年代至70年代,平均每年沙漠化土地增加1560平方公里;70年代中期至80年代中期,平均每年沙漠化土地增加2100平方公里;从80年代中期至90年代,平均每年沙漠化土地增加2460平方公里^[1]。

沙漠化的不断加剧,给经济建设造成了重大的损失。受沙漠化的影响,耕地、草场在不断减少。沙漠化造成土地肥力减退,沙漠化土地每年因风蚀损失的有机质氮、磷总量达5591万吨,相当于26849万吨各类化肥,价值达168.77亿元。受沙漠化的影响,耕地的产量下降75%到80%,草场产量下降30%到40%。沙漠化还对1000多公里的铁路和数千公里公路以及水库、水渠、水井构成威胁,造成轻重不同的损失^[1]。

由于沙漠化的影响,给中国一些地区的工农业生产和人民生活带来严重危害。在中国北方万里风沙线上,每年8级以上的大风沙日为30到100天,经常出现沙尘暴。仅三北地区,每年约有0.133亿公亩农田遭受风沙灾害,粮食产量低而不稳;有1亿公亩草场由于沙漠化造成严重退化;有些沙漠化严重的地方,群众温饱问题尚未解决。在黄土高原,水土流失面积约43万平方公里,其中侵蚀模数大于5000吨每平方公里每年的严重水土流失区约14.5万平方公里。沙漠化土地的

扩大,造成中国可利用土地面积锐减,部分地区甚至丧失生存条件;土地生产力急剧下降,生态系统退化,生物物种减少;严重制约了沙漠化地区经济与社会的可持续发展^[1]。自然环境的沙漠化态势使无数耕地和草原不断地被沙漠所吞噬,当地的居民遭受着日益恶化的生存环境的侵害,工农业生产、交通运输、基础设施等社会经济领域同时也面临着前所未有的破坏性威胁^[2]。

土地沙漠化愈演愈烈,遏制沙漠化的发展和防止沙漠化已经成为一个重要和迫切需要解决的研究课题^[3],风沙的跃移运动,它是了解宏观风沙运动和沙波纹形成机理的基础,也是建立连接沙粒微观运动与宏观运动之间联系的纽带^[4],也是风沙运动与粉尘释放之间联系的纽带。近年来,郑晓静等针对风沙流中的沙粒带电量和风沙电场的基本规律及其对风沙流河无线电通讯的影响^[5, 7, 8],风沙流发展过程的理论预测^[9, 10, 11, 12, 13],固沙结构有效尺寸的分析^[14, 15, 16],风成地貌主要特征的计算机模拟^[17]等方面开展了研究工作。这些工作对风沙运动的研究具有很大的理论价值和实际意义,将原有的风沙物理学理论体系向更为合理和准确的方向大大地推进了一步。

土地沙漠化除了导致农业地区土地的退化以外,对大气的质量也有负面影响。由于地表植被稀疏,暴露于空气中的沙粒及土壤颗粒更容易被风吹扬,产生大量沙尘扩散。扩散沙尘是大气气溶胶的最大来源。粉尘气溶胶主要来源于沙漠和干旱地区,依靠风蚀作用将粉尘从地表扬起并通过大气湍流输送到空中,在大气水平输送作用下粉尘颗粒被搬运到较远的粉尘降尘区。沙漠、干旱和半干旱地区每年由于土壤风蚀引起的粉尘颗粒释放形成的粉尘气溶胶大约在10亿到30亿吨,大约占全部大气气溶胶的百分之三十到百分之五十左右^[18, 19]。这些粉尘气溶胶在大气物理和大气化学过程以及全球气候和生态系统中扮演着重要的角色。首先,粉尘气溶胶能悬浮于大气中,通过吸收和散射太阳辐射和吸收地面红外辐射而改变地面一大气辐射平衡,进而引起全球气候系统的调整 and 变化^[20];其浓度变化会影响云的光学特性、云量、云的寿命,而云的变化反过来影响气候^[21]。其次,粉尘气溶胶还可以改变气溶胶的酸碱度^[22],对对流层光化学反应过程、硫酸盐和硝酸盐的输送和沉降以及臭氧的浓度有着重要的影响^[23, 24];长距离输送而注入海洋的粉尘影响了海洋的生物地球化学过程和海洋生物量^[25, 26]。由于土壤中的微小粉尘颗粒中富含大量的土壤营养物质,在干旱和半干旱地区由于土壤风蚀造成大

量的微小粉尘颗粒的流失,使得这些地区的土壤更加贫瘠,加剧了这些地区土地的荒漠化过程。同时在粉尘颗粒物形成和长途传输过程中,发生了大量的化学和生物学污染,对大气环境和人类健康带来极大的危害^[27]。矿物气溶胶对大气环境和人类生活生产的重要影响以及越来越频繁的严重土壤风蚀和沙尘暴的发生促进了科学家对土壤风蚀和粉尘释放系统研究工作。

因此,为了定量评价粉尘气溶胶的气候和生态效应,控制土壤风蚀和沙尘暴的发生,在目前观测数据十分有限的情况下,深入了解粉尘的释放、输送和沉降机制,模拟土壤风蚀和粉尘释放强度是很有必要的。

1.2 研究概况

粉尘颗粒释放指粉尘颗粒从地表进入大气的过程,对土壤风蚀和沙尘暴的研究具有重要意义。这是因为:(1)地表起沙导致粉尘颗粒的释放,使源区土壤中的细颗粒、有机质和其他养分丧失,导致土地沙漠化。(2)地表粉尘颗粒的释放过程决定粉尘的输送量和沉积量,只有准确地估算粉尘颗粒的释放量,才能确定大气中粉尘颗粒以及气溶胶的浓度,进而研究它所带来的影响。(3)由于目前人类尚不能控制沙尘暴发生的气象条件,因此对沙尘暴的控制实际上只能努力于防止起沙、减缓地表粉尘的释放,所以理解粉尘释放过程与机理对沙尘暴的防治具有重要的意义。

20世纪90年代初,模拟沙漠地区的粉尘循环以及它在全球范围内的影响取得了许多成果,这些成果主要应用于大气环流模型^[28-32]。粉尘释放源区通常被定义为具有相同地表状况的干旱区域,并且假定粉尘释放源区的侵蚀度相同而采用平均干燥度来模拟。实际上,已经有实验显示土壤质地,土壤类型,土壤表面特征(植被覆盖,岩石,结皮等)等地表状况对粉尘释放有很大的影响^[31-34],这些地表状况控制风蚀的起动和粉尘流量的强度。在最近十年,粉尘颗粒释放的物理机制正在被发展和证实,表现为受地表状况和风速的影响^[32, 33, 35, 36],而地表状况通常通过粉尘释放的起动风速在模型中得以反应。

1.3 起动风速的研究现状

1.3.1 理想情况下的最小起动摩阻风速

大气边界层的气流在运动过程中,加力于地面的沙尘物质,当风力增大到一定临界值时,沙尘颗粒获得足够的动量,脱离静止状态而进入运动,这个使沙尘颗粒开始运动的临界风速称为临界起动风速^[36]。风力直接作用于颗粒使其起动称为流体起动,对应的起动风速为流体起动风速;颗粒受挟沙风中跃移颗粒的冲击而起飞称为冲击起动,对应的起动风速为冲击起动风速。一般流体起动风速略大于冲击起动风速。理想情况是指处于裸露、疏松、平坦地表上的沙尘颗粒的起动风速。对于理想情况下的最小起动风速,传统的方法是考虑在最小风速条件下作用在床面颗粒的三种力(重力、拖曳力和粒间粘合力)的平衡^[37]。沙尘颗粒的临界起动风速,是先由 Bagnold^[22]提出了流体起动风速和冲击起动风速的概念。Bagnold 所提出的起沙风速理论公式为:

$$u_{*i} = 5.75A\sqrt{gd(\rho_p - \rho)/\rho \log(z/z_0)} \quad (1.1)$$

式中, u_{*i} 为任一高度 z 处的起沙风速; A 为风力作用系数; ρ_p 、 ρ 分别为沙粒和空气的密度。此理论公式使之实现了对起沙风速的计算。

最近的研究^[18]发现在空气和水中颗粒的起动都能简单的表达为:

$$\rho_a u_{*i}^2 = A[(\rho_p - \rho_a)gd + B/d] \quad (1.2)$$

式中 ρ_p 和 ρ_a 为颗粒和空气密度, d 为颗粒直径, A 和 B 为经验常数; 表达式的首项表示拖曳力和重力的相互作用, 对于大颗粒的起动条件起支配作用; 第二项表示拖曳力和粒间粘合力的相互作用, 对于小颗粒的起动条件起支配作用。

1.3.2 粒径

Bagnold^[38]对单一粒径床面起动风速的研究表明, 在粒径小于 0.08mm 时, 均匀沙组成的沙床上颗粒的流体起动风速随着粒径减小而增大, 但当粒径大于 0.08mm 时, 则随粒径的增大而增大, 主要是由于作用于床面上的这两种粒子上的阻碍其脱离床面的作用力有所不同, 前者重力占主导, 而后者是粘聚力(颗粒相互之间的吸引作用)起主要作用。由于天然土壤中, 不同尺寸的土壤颗粒是同时

存在的, Bagnold^[38]将均匀沙尘的起动公式乘以一个校正系数后用于不均匀沙尘起动风速的计算。刘贤万^[39]的实验给出了不均匀沙的起动风速随中值粒径的增加而增加的结论, 董治宝等^[10]对具有不同粒度的不均匀沙的起动风速的实验测定结果也表明, 起动风速的大小主要决定于中值粒径。慕青松等^[41]提出不均匀沙中小粒径沙的流体起动风速大于相同粒径均匀沙的流体起动风速, 而其中大粒径沙的流体起动风速又小于相同粒径均匀沙的流体起动风速。

1.3.3 土壤含水量或空气湿度

土壤含水量或空气湿度都会影响土壤颗粒间的粘着力, 进而影响土壤颗粒的起动摩阻风速。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。国内外关于土壤水分对风蚀起动风速影响研究成果有很多, 包括半定量描述、经验模型和理论模型等三大类^[42]。半定量描述类的研究成果主要通过风洞实验考虑不同质地土壤或不同粒径土壤或特定地区土壤的起动风速与含水率的关系以及降雨对起动风速的影响, 代表的研究有Bisal和Hsieh^[43], Horikawa等^[41], 贺大梁和申建友^[45], 胡孟春等^[46]的研究。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下式的函数形式:

$$u_{*nw} = u_{*nd} f(M) \quad (1.3)$$

式中, u_{*nw} 为沙尘颗粒在含水量 M 下的起动摩阻风速, 有时为某高度上的起动风速, u_{*nd} 为该沙尘颗粒在干燥状态下的起动摩阻风速, $f(M)$ 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。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。代表的研究有Chepil^[47], Hotta等^[48], Saleh和Fryrear^[49], 董治宝等^[50], 邵亚平等^[35], 陈渭南等^[51]的模型。这些研究受实验条件和实验材料等的影响很大, 普适性较差。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。代表的研究有: 日本学者Kawata和Tsuchiya E^[52]通过 u_{*nw} 随颗粒间隙水表面张力的增大而增大, 而颗粒间隙水的表面张力则是水分含量的函数的思路建立了含水沙粒起动风速的理论计

算模型。McKenna-Neuman和Nickling^[54]根据Haines和Fisher^[54]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细管水对起动风速的影响。Gregory和Darwish^[55]在颗粒起动的受力平衡分析中考虑了颗粒之间的粘结力,从理论上建立了起动风速与含水量的关系。Fécan等^[56]用与McKenna-Neuman和Nickling^[53]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。Comelis等^[57]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、升力、空气动力、力矩力、重力以及颗粒间的作用力(范德华力和水分粘滞力),按照平衡条件建立起动风速模型。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。

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,不同的研究者从不同的视角、不同的理解、不同的表述和表达形式,以至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。实验研究中在研究方法(颗粒起动的判别标准与确定方法,土壤水分的加入方法与测定方法,实验土壤的颗粒特征和其他物理化学性质等)方面还存在不同,实验研究目前首先需要解决的问题是统一研究方法。

1.3.4 植被

植被对风蚀的影响体现在两个方面,一是通过抬高风速“零平面”高度增加地表粗糙度从而降低近地表风速,另一方面当风力作用到直立于地表的植被上时,植被作为粗糙元消耗风的动量,使其作用于地表的剪切力和摩阻风速降低,即应力分配成作用于植被上的剪切力和作用于地表的剪切力^[58]。在风蚀过程中,地表植被覆盖可以通过覆盖部分地表面、分解风力以及阻挡输沙等多种途径形成对风蚀地表土壤的保护^[59,60]。植被覆盖防护效应的形成是当运动气流受到植被覆盖的阻挡时,在植株背后形成一个风速降低区(Wake region of wind),从而减小风力对地表土壤的吹蚀^[60]。当运动气流通过植被覆盖的下垫面时,真正形成挡风效应的主要来自于植被覆盖迎风方向的侧影面积(Upwind projected area),因此,试验和理论研究植被粗糙元覆盖度和侧影面积作为应力分配的关键参数。

Lettau^[61]利用风洞实验观测数据,建立了地表粗糙度与植被粗糙元密集度之间的定量关系模型。Lancaster和Baas^[62]则进行了野外实地观测,建立了植被粗糙元密集度与摩阻风速、地表粗糙度及起动摩阻风速等重要变量之间的线性关系式。Wolfe和Nickling^[63], Raupach等^[64, 65]提出:

$$R_t = \frac{u_{*ts}}{u_{*tR}} = \left[\frac{1}{(1 - m\sigma L_c)(1 + m\beta L_c)} \right]^{1/2} \quad (1.4)$$

式中: u_{*tR} 表示沙尘颗粒起动时的起动摩阻风速, u_{*ts} 表示植被下裸露沙面上的起动摩阻风速, R_t 为二者之间的比率, L_c 为粗糙元密集度, β 为运动气流在植被覆盖和裸沙面上的拖曳力系数之比, σ 表示植被覆盖基面积与植被侧影面积之比, m 为 $[0, 1]$ 范围内的某个常数。

上述研究绝大多数为风洞试验结果或基于风洞试验结果对模型检验,将植被简化为实体柱状或长方体的粗糙元。由于天然植被具有孔隙,这些模型应用于野外植被的研究时还需要进一步确定孔隙度和植被分布形式对模型参数的影响。同时,目前关于植被对起沙的影响研究还是不够的,尤其是缺乏定量模型和足够的野外数据以检验模型的有效性。

1.3.5 其他因素

起动风速还受诸多其他因素的影响,例如土壤结皮、人类活动和温度等。除沙土以外,绝大多数的土壤,只要土壤表土经过干—湿的过程,就可以在土壤表面形成结皮,而且由于这种结皮的形成,土壤的坚实度、容重、厚度增加,使得土壤表面相对稳定性增强,增加起动风速,增加土壤的抗风蚀能力^[66];结皮主要受土壤中盐分和生物材料的影响,Nickling^[67]通过实验发现土壤中盐分和生物材料的含量对土壤的起动风速影响很大。人类活动如农业操作等对起动风速也有极大的影响,Chun-Lai Zhang等^[68]通过风洞实验研究了土壤中大粒径土块对耕作土壤的粗糙度的影响以及它对土壤风蚀的影响;农业耕作中形成的土壤犁垄对起动风速和土壤风蚀也会产生极大影响^[69, 70]。岳高伟等^[71]则通过理论分析给出了起动风速与沙粒的粒径、偏心距、偏心角以及静电力之间的关系模型。曾庆存等^[72]给出的阵风和风速随机性的影响。McKenna Neuman^[73]研究了温度和湿度对起动风速的影响,发现当温度从30℃到-10℃时起动风速减少30%。

很多学者也提出了考虑各种综合因素综合作用下起动风速的表达式。王伟等^[71]提出起动摩阻风速 u_{*t} 与陆面土壤纹理、土壤湿度和植被覆盖情况等有关。起动摩阻风速 u_{*t} 表述为:

$$u_{*t} = u_{*0} f(W) f(\lambda) f(H) \quad (1.5)$$

式中, $(u_{*t})_{\min}$ 是沙粒在干燥、无植被覆盖等理想状态下的最小起动摩阻风速。 $f_\lambda(\lambda)$ 、 $f_w(M)$ 和 $f_r(r)$ 分别是地表粗糙度、土壤水分、地壳硬度的校正函数。这些函数值一般都大于或等于1。

曾庆存等^[72]提出起动摩阻风速 u_{*t} 与土壤湿度 M 、温度 T_s 和裸露度 σ 的表达式:

$$u_{*t} = u_{*0} f_{1t}(M) f_{2t}(T_s) f_{3t}(\sigma) \quad (1.6)$$

式中, u_{*0} 为全裸露和足够干燥情况下的值。目前, 应用最为广泛的起动摩阻风速 u_{*t} 是Shao和Lu^[34]在考虑粒径 d , 地表土壤水分 M 和植被覆盖 σ 等对风蚀起沙影响的基础上, 提出如下起动摩阻风速公式:

$$u_{*t} = H(M) R(\sigma) \sqrt{A_N (\sigma_p g d + \frac{\varepsilon}{\rho d})} \quad (1.7)$$

其中 A_N 和 ε 是经验常数, 分别近似取 0.0123 和 $3 \times 10^{-4} \text{ kg/s}^2$; σ_p 是土壤微粒密度(2650 kg/m^3)和空气密度(1.23 kg/m^3)的比值; g 是重力加速度, 近似取 9.8 m/s^2 ; ρ 为空气密度。

$H(M)$ 表征地表土壤水分对风蚀起沙的阻碍作用, 其表达式根据 Fécan 等^[40]的研究得到:

$$H(M) = \begin{cases} 1 & w \leq w' \\ \sqrt{1 + a(M - M')^b} & w > w' \end{cases} \quad (1.8)$$

其中 a , b 为经验常数, M' 是土壤水分是否具有明显阻碍作用的临界值, a , b 和 M' 的大小均决定于土壤类型。

$R(\sigma)$ 表征植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用，其表达式根据 Raupach 等^[65]的研究得到，即：

$$R(\sigma) = \begin{cases} 1 & \lambda = 0 \\ \sqrt{(1 - m\sigma'\sigma)(1 + m\beta\sigma)} & \lambda > 0 \end{cases} \quad (1.9)$$

其中 σ' 是植被的根部面积与叶面面积之比，经验值取 1.45； β 是单个植被元素的拖曳系数与没有植被的地表的拖曳系数之比，经验值取 202； m 是一个 <1 的常数，经验值取 0.16； σ 是植被的切面积指数，决定于植被覆盖分数 f_a ，由以下经验公式确定：

$$\sigma = \begin{cases} 0 & f_a = 1 \\ -0.35 \ln(1 - f_a) & f_a < 1 \end{cases} \quad (1.10)$$

图 1.1 是申彦波等^[75]依据 (1.7) 式利用观测资料得到的 2002 年 4 月 8 日 00:00 敦煌绿洲和戈壁 u_{*c} 随粒子尺度的变化，与之作比较的是 Dong 等^[76]根据风洞试验得到的沙地的 u_{*c} 。其中土壤体积水分含量由观测得到，绿洲和戈壁分别为 0.304v/v 和 0.073v/v。植被覆盖度（马耀明等^[77]）则根据视测估算，对戈壁地表， $\sigma_G \approx 0$ ；对绿洲，由于 4 月份敦煌的农田里几乎没有什么作物，取敦煌地区的平均植被覆盖度代替， $\sigma \approx 4.36\%$ 。

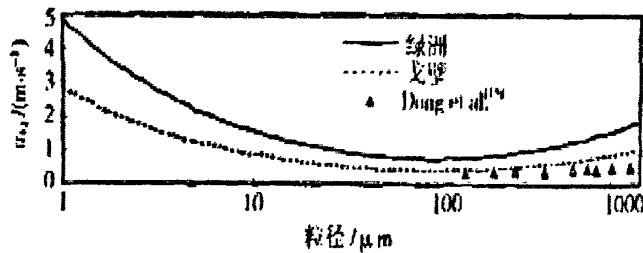


图 1.1 2002 年 4 月 8 日 00:00 敦煌戈壁和绿洲的临界摩擦速度随粒子尺度的变化（申彦波等^[75]）

1.4 粉尘释放模拟的研究现状

在自然土壤中，小粒径的尘颗粒可能作为单独的颗粒存在，但是更多的时候

它们与其它颗粒结合以聚合体的形式存在。在沙质土壤中,它们可能单独存在或形成一薄层附在沙粒表面;在含有大量小粒径粘粒的土壤中,小粒径的尘颗粒通常结合在一起以聚合体的形式存在。在弱风蚀条件(不发生跃移冲击)下,当以单独颗粒形式存在的粉尘颗粒受到的空气动力大于重力和粘结力时,作为单独颗粒存在的尘颗粒被风直接卷入空气中,而附有尘颗粒的沙粒和尘团粒以类似于相应大小的沙粒的形式运动,不产生粉尘释放;当风蚀强度增大,土壤中的沙粒和团粒发生跃移,当跃移颗粒与土壤床面碰撞产生的冲击力大于颗粒重力和粒床间的粘结力时,跃移颗粒将床面上的粉尘颗粒溅射到空气中,当冲击力大于形成团粒的粘结力时团粒也会碎裂分解释放出粉尘颗粒。

1.4.1 Gillette 粉尘释放模型

Gillette^[78-81]最早通过野外实验研究粉尘通量、尺度谱等,认为跃移沙粒的轰击导致了粉尘的释放。Shao^[82]等人(1993)的风洞试验证实了粉尘释放的主要机制是跃移颗粒的冲击、磨蚀和溅射而非湍流应力的直接抬升,印证了Gillette等关于粉尘释放的颗粒冲击观点。随着研究的深入,目前一般认为,有三类过程可导致粉尘的释放,即湍流应力对粉尘颗粒的直接抬升,跃移冲击引起土壤团粒的溅射,跃移颗粒的冲击导致粉尘团粒的分离和释放^[32,34]。

在对粉尘释放机理认识的基础上,目前已发展出多个粉尘通量模型。其中具有代表性的有Gillette^[83]粉尘释放模型,该模型将粉尘通量表达成摩阻风速和起动摩阻风速的函数:

$$F_v = C \cdot C_d \cdot U^{*3} (U^* - U_t^*) \quad (1.11)$$

此模型不能反映粉尘释放的微观机制,而且Nickling等^[84,85]通过野外观测发现对不同土壤质地、植被覆盖、土地利用和人类扰动等情况下土壤粉尘释放通量应该表示为摩阻风速的幂函数,即是 $F_v \propto U^{*n}$, $2 < n < 5$ 。但由于Gillette^[83]粉尘释放模型输入参数少,公式简便,因而被应用在很多全球粉尘循环模型中的粉尘释放模块中^[86]。

1.4.2 美国环保局的 EPA 粉尘释放模型

美国环保局的EPA粉尘释放模型用来估算地面易散性粉尘的释放强度。最近

被用来计算中国北方粉尘释放通量。这个模型的解析形式分别为：

$$F_v = ecCKLV \quad (1.12)$$

$$F_v = 0.2058 \text{ esf} / \text{Pe}^2 \quad (1.13)$$

$$C = 0.504U^3 / \text{Pe}^2 \quad (1.14)$$

方程(1.12)、(1.13)分别用来计算空气动力学直径小于 50 微米和空气动力学直径小于 30 微米的粉尘粒子的释放通量。U 为年平均风速；e 为土壤可蚀性指数；c 和 s 分别是土壤中小于 50 μm 和小于 75 μm 粒子的百分含量；V 为植被覆盖因子；K 是粗糙度因子；L 裸露地表的长度；f 是平均风速超过起动风速的时间占全年的比例；起动风速取 5.4 m/s^{-1} ；Pe 是 Thornthwaite 降水蒸发指数；C 为风蚀的气候指数，它是风速和土壤含水量以及有效降水量的函数。

从理论分析来看，该模型比较全面地考虑了影响土壤质地(土壤可蚀性指数、可悬浮粒子含量和土壤质地)、地貌(裸露地表的长度表示了对风场的影响和调整)、植被覆盖(植被覆盖因子V)和气候因素对风蚀强度的影响，但也存在着一些不足：一方面虽然考虑因子很多，但象植被覆盖因子、裸露地表的长度这两个因子意义不很明确，实际应用中很难根据地貌类型和植被类型确定这两个参数。而采用人为估计值有很大不确定性；另一方面就粉尘释放而言，最近的野外研究显示粉尘释放通量与土壤中粉粒和粘粒含量没有直接关系。这是对该模型选择此(c和s这两个参数的质疑。与Gillette等人模型相似，该模型也没有粉尘释放的微观机制的描述。

1.4.3 邵亚平的粉尘释放模型

Shao^[36, 87]基于能量过程和跃移冲击弹坑体积的模型，结合Shao^[34, 35, 36, 87]研究成果总结出了如下的粉尘释放通量方程：

$$F(d_i, d_s) = c_y [(1-\gamma) + \gamma \frac{P_m(d_i)}{P_f(d_i)}] \frac{Qg}{U_*^2 m} (\rho_b \eta_f \Omega + \eta_{ci} m) \quad (1.15)$$

$$F(d_i) = \int_{d_1}^{d_2} F(d_i, d) p_s(d) \delta d \quad (1.16)$$

$$F = \sum_{i=1}^I F(d_i) \quad (1.17)$$

$$Q = c_0 \rho_c / g U^{*3} (1 - \frac{U_*'^2}{U^{*2}}) \quad (1.18)$$

模型对粉尘释放机制的三个过程进行了细致全面的考虑并考虑了颗粒的分散状况。但是由于涉及了过多的参数（如弹坑体积，粉尘颗粒结合能，粉尘释放通量与跃移磨蚀的强度及弹坑体积之间比例系数，跃移吹沙强度和土壤团粒体分离与粉尘释放通量之间的比例系数），而且这些参数和系数的计算是在比较理想条件下完成的，目前准确地计算这些参数还是不可能的，因而给模式带来了一定程度上的不确定性。

1.4.4 DPM 粉尘释放模型

DPM粉尘释放模型^[89]鉴于土壤是一个多粒级的颗粒集合体而非均匀沙,因而考虑了每一粒级的可蚀性土壤微团粒对跃移通量的贡献,而且模型将粉尘粒度分布表示为3个对数正态群体。该模型的方程如下:

$$F_{dust,i} = (\pi \rho_p d_i^3 / 6) N_i \quad (1.19)$$

$$N_i = \frac{\beta}{e_i} / \int_{D_p=0}^{\infty} p_i(D_p) dF_h(D_p) \quad (1.20)$$

$$F_h = E \cdot C \cdot \frac{\rho_c}{g} \cdot U^{*3} \int_{D_p} (1+R)(1-R^2) dS_{rel}(D_p) dD_p \quad (1.21)$$

DPM粉尘释放模型认为粉尘释放主要是跃移颗粒的冲击而导致粉尘释放,并从粉尘粒度分布,跃移颗粒动能的消耗与粉尘颗粒结合能方面进行研究的,是一个依据能量分布的粉尘释放模式,而且模型输出的结果中都包含了粉尘粒度分布的内容,但困难在于目前还不能完全从理论上推导或者实验上直接测定土壤粉尘颗粒的结合能。Alfaro^[89]对从世界各地收集来的四类典型土壤进行了风洞试验,以检验DPM模型的适应性,结果表明土壤质地和成分对土壤团粒中PM20的小颗粒的结合能的影响,在大尺度下模拟粉尘释放时是可以忽略的,因此DPM模型适应于大尺度下的粉尘释放模拟。虽然在大尺度下土壤的质地和构成不影响结合能,但是通过对土壤的表面特征(如结皮,土壤团粒尺寸分布,形成非可蚀性土块,表面湿度)的影响间接影响土壤的粉尘释放效率。

1.4.5 全球粉尘循环模型中关于粉尘释放的模拟

近年来国外先后发展了很多以大气环流模式来驱动的全球大尺度的粉尘循环模型,用来评价粉尘的气候和环境效应。这些模型都包括了全球粉尘的释放、输送、清除和沉降子模块。其中粉尘释放模块,受全球粉尘源区地表资料详细程度的计算量等因素的影响,采用了比较简单的Gillette的模型和思路,主要考虑了风速和起动风速对粉尘释放的影响,对地表特征对粉尘释放的影响考虑不够。鉴于此,这些模型在计算粉尘通量时。先根据地表类型分辨出那些区域是潜在源区,那些不是源区,并引入一些反映地表特征的经验参数到粉尘通量计算之中,这实际上在一定程度上考虑了地表特征在粉尘释放中的作用。

在Joussaume的粉尘循环模型中,主要把土壤水分作为鉴定源区的依据,把2月份和8月份平均土壤水分含量小于2mm和无冰雪覆盖的地区作为潜在源区;把含有轻质的、细粒的、松散的粘土颗粒的干旱的洪积扇是粉尘的优选源,而沙漠的中心和沙丘经历长时间的风蚀后而移去所有的细粒物质,为非优选源区,冬季和夏季各取了一个阻力系数,以反映地表粗糙度的变化。在此模型中主要考虑了土壤水分和地表粗糙度的影响。但定量化不够。

与区域粉尘释放模型比较,拿球粉尘循环模型中的粉尘释放模块显得过于简单。尽管这些模型在计算粉尘释放通量时尽量地考虑了粉尘源区的地表的异质性,由于对地表特征模拟的粗糙和过于简单,给模拟结果带来了很多的不确定性。随着对全球风蚀地区地表特征资料的积累和粉尘释放模型的不断改进,相信会逐步地减小这些不确定性。

1.5 本文的主要工作

本论文利用甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的野外风速观测资料,通过对野外观测风速数据的分析处理,计算了三次沙尘暴期间的地表粗糙度以及摩阻风速。对民勤地区的地表微团粒进行了取样,并通过干筛法对表土微团粒粒度分布进行了分析,将民勤地区表土微团粒的粒度分布通过拟合表示为2至3个对数正态分布群体的组合。

在以上实测数据及其处理结果的基础上,采用DPM(Dust Production Model)

模型模拟计算了甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的跃移通量、粉尘释放通量、粉尘释放率；并研究了民勤地区地表微团粒的粒径分布对粉尘释放通量的影响。在研究以民勤地区为例的干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量的数值模拟中，采用 DPM 粉尘释放模型对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量进行模拟，研究了土壤微团粒粒径分布、土壤湿度、土壤中非可蚀性大粒径土块以及综合地表状况等对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放的影响。

本论文各章的主要内容：

第一章：绪论部分，主要阐述了本论文研究背景及意义，并对粉尘释放机制的研究进展进行了全面地综述。最后，给出了本论文的主要工作框架。

第二章：利用甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的野外风速观测数据，通过对野外观测风速数据的分析处理，计算了三次沙尘暴期间的地表粗糙度以及摩阻风速。并分析了粒径、土壤湿度以及综合地表状况对起动风速的影响。

第三章：对民勤地区的地表微团粒进行了取样，并通过干筛法对表土微团粒粒度分布进行了分析，将民勤地区表土微团粒的粒度分布通过拟合表示为 2 至 3 个对数正态分布群体的组合。

第四章：在第二章和第三章的基础上，采用 DPM (Dust Production Model) 模型模拟计算了甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的跃移通量、粉尘释放通量、粉尘释放率。并研究了民勤地区地表微团粒的粒径分布对粉尘释放通量的影响。在研究以民勤地区为例的干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量的数值模拟中，采用 DPM 粉尘释放模型对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量进行模拟，研究了土壤微团粒粒径分布、土壤湿度、土壤中非蚀性大粒径土块和综合地表状况等对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放的影响。

第五章：总结与展望。分析列举论文研究过程中所取得的主要成果、创新之处和不足，以及需要进一步深入研究和探讨的问题。

第二章 摩阻风速和表土起动摩阻风速研究

目前对粉尘颗粒释放通量的研究所利用的物理条件大至可以分为两类：摩阻风速 u_* 和临界起动风速 u_{*c} [90]。理论和试验研究表明^[31, 31]：在地表粉尘颗粒释放过程中，对单个土壤微粒，其能否脱离地表决定于所受空气动力和阻力（包括重力和内部黏性力等）的合力。风沙物理学中，摩擦速度 u_* 被用来反映微粒所受空气动力的大小，土壤微粒脱离地表的临界摩擦速度 u_{*c} 被用来反映微粒所受阻力的大小， u_{*c} 越大，说明微粒所受阻力越大，越不易脱离地表。因此，地表起沙与否必将对应于一个临界摩擦速度 u_{*c} ，当 $u_* > u_{*c}$ 时，空气动力大于沙粒的重力和内部粘性力的合力，跳跃运动不能发生，地面会因此而起沙；当 $u_* < u_{*c}$ 时，空气动力小于微粒的重力和内部粘性力的合力，跳跃运动不能发生，地面也不会因此而起沙。

从粉尘释放机制来看，粉尘释放通量与摩阻风速直接相关，只有当摩阻风速超过起动摩阻风速时，土壤风蚀和粉尘释放才能发生，而 DPM 粉尘释放模型也是以摩阻风速和起动摩阻风速为输入参数，比较符合粉尘释放的动力机制。同时摩阻风速反映了不同类型地表的土壤可蚀性组分的抗风蚀的能力，所以摩阻风速和起动摩阻风速是模拟土壤风蚀和粉尘释放的重要参数。这一方面的工作自 Bagnold 以来开展了很多实验观测工作并在这些观测的基础上，提出了一些半经验的模型来预测不同粒径颗粒的起动摩阻风速，其中 Bagnold^[36] 模型主要考虑了重力和空气拖曳力的平衡，它把起动摩阻风速表示成颗粒粒径的函数，并用颗粒的 Reynolds 数来解释起动摩阻风速随颗粒粒径变化的规律。Greeley and Iversen^[37] 对 Bagnold^[36] 的模型作了改进，他考虑了颗粒间的粘结力、空气拖曳力和颗粒重力，把起动摩阻风速随风蚀细颗粒粒径的减少而增加的现象解释为颗粒之间粘结力所致，提出了不同 Reynolds 数范围内起动摩阻风速的表达式。地表存在粗糙元情况下的起动摩阻风速^[32]，目前的预测模式主要适用于松散和地表覆盖稀少的情况。Frangi 和 Richard^[92] 提出了根据风速廓线数据利用最小二乘法

拟合方法计算摩阻风速的模式。

2.1 野外风速观测

本文以甘肃省民勤地区为野外观测点,对民勤地区三次沙尘暴野外风速进行了观测。野外风速数据的采集地点的地表情况均为缺乏植被而以小团粒土壤为主的地表,按地表覆盖情况分级属三级地表。观测时间分别为:2007年3月22日13:00至15:00,2008年3月17日14:00至19:30,2009年4月30日。观测时采用4个风杯分别安置在距地面不同高度处,观测时每秒记录一次风速,将观测所得数据处理获得沙尘暴发生时的平均风速。

各观测高度所得的风速是随时间序列变化的,将各观测高度的风速取平均值,三次沙尘暴期间各高度的平均风速见下表2.1:

表 2.1 三次沙尘暴中不同高度的平均风速

日期	2007年3月22日 15:10至16:40			
风杯高度	0.25m	0.57m	1.02m	2.04m
平均风速 (m/s)	6.60	6.83	8.28	9.06
日期	2008年3月17日 14:00至19:30			
风杯高度	0.12m	0.45m	0.89m	1.92m
平均风速 (m/s)	6.36	8.43	8.98	9.41
日期	2009年3月17日 14:00至19:30			
风杯高度	0.08m	0.43m	0.93m	1.92m
平均风速 (m/s)	5.92	8.46	9.29	10.2

2.2 地表粗糙度

地表粗糙度是描述各种表面空气动力学特征的重要参数,粗糙度越大,地表起沙起尘越困难。即粗糙度反映了地表抗风蚀的能力,提高地表粗糙度可以有效地防止风蚀的发生。

在自然条件下影响地表粗糙度的因素很多,只要影响地表土壤物理性质的因素都会影响地表粗糙度。因此,地表粗糙度是变化的,其稳定性是相对的。地表粗糙度的大小反映特定时期,特定地点地面状况。

2.2.1 粗糙度的计算方法

粗糙度指地表风速减小到 0m/s 的某一高度,是反映地表对风速减弱作用的

空气动力学参数，它影响了风切应力在表土可蚀性组分和粗糙元之间的分配，进而影响了起动摩阻风速和粉尘释放通量的大小。地表粗糙度的观测结果在近地层中，风速与高度的对数成正比，即风速廓线是随高度呈对数分布的，在半对数纸上表现为一条直线^[93]。根据风速廓线可以计算地表粗糙度。在当今计算空气动力学粗糙度的众多方法中，最常用的是对数廓线方程的最小二乘逼近实测风速廓线法。测得三个或三个以上高度的风速时，用最小二乘回归所计算的风速为：

$$U(Z) = a + b \ln Z \quad (2.1)$$

式中 $U(Z)$ 为高度 Z 处的风速，m/s；

a, b 为回归系数；

Z 为高度，m。

$$\text{式中令 } U=0 \text{ 则得粗糙度: } Z_0 = \exp(-a/b) \quad (2.2)$$

平均粗糙度 $\bar{Z}_0$ 是观测期内各时段计算粗糙度的平均值。

$$\bar{Z}_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i}{n} \quad (2.3)$$

式中 Z_i 为各时段粗糙度，m。

2.2.2 粗糙度的计算结果分析

根据观测所得三次沙尘暴期间 4 个高度的风速拟合风速廓线，由图 2.1 可见观测所得风速与风速廓线拟合良好，所得拟合参数 a, b 用于粗糙度计算，结果见表 2.2。

表 2.2 三次沙尘暴期间风速廓线拟和参数及粗糙度

日期	a	b	Z_0/cm
2007. 3. 22	8.7427	1.25617	0.0949
2008. 3. 17	8.96102	1.11796	0.0330
2009. 4. 20	9.40697	1.34693	0.0927

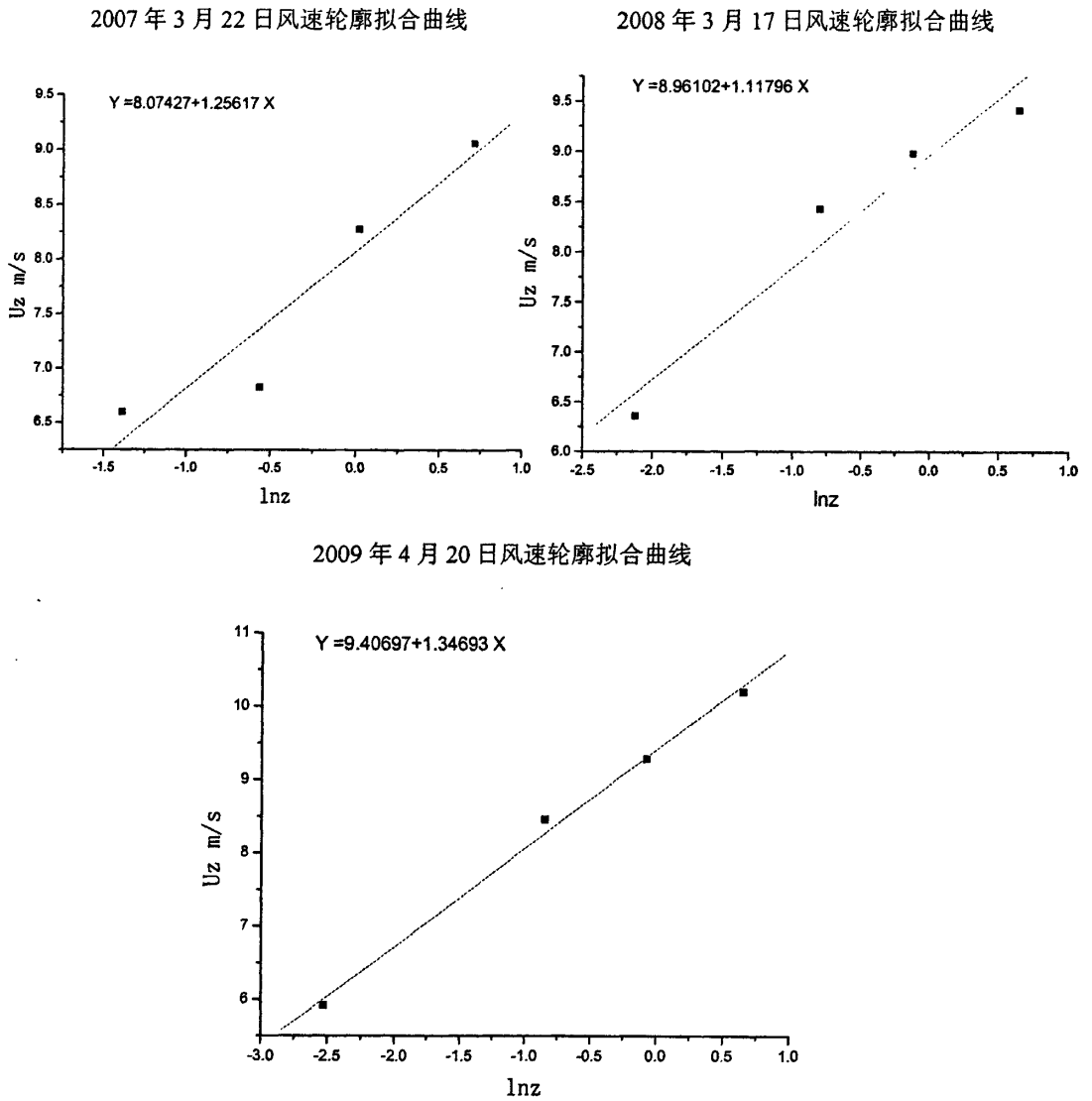


图 2.1 三次沙尘暴期间风速廓线的拟合曲线

地表粗糙度作为计算摩阻风速和起动摩阻风速的基本输入参数,将在下文中被引用。

2.3 摩阻风速

摩阻风速是因天气系统作用而产生的与风力有关的物理因子,表征在风力的驱动下,使沙尘粒子脱离陆面进入大气的参数。这种驱动力用摩擦速度 u_* 来定量表示。

2.3.1 摩阻风速计算方法

摩阻风速的大小主要与风速和粗糙度有关，一般风速廓线服从对数法则：

$$U(Z) = \frac{U^*}{k} \ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) \quad Z \gg Z_0 \quad (2.4)$$

式中 U^* 是反映风切应力大小的摩阻风速，m/s；

k 是 Karman 常数，一般取 0.4；

Z 是高度，m。

平均摩阻风速是指在观测期内各时段各个高度所计算摩阻风速的平均值

$$\bar{U}_i^* = \frac{\sum_{i=1}^n (U_{(1,i)}^* + U_{(2,i)}^* + U_{(3,i)}^* + U_{(4,i)}^*)}{4} \quad (2.5)$$

式中 $U_{(1,i)}^*$ 为由风杯 1 高度处风速计算的摩阻风速，m/s；

$U_{(2,i)}^*$ 为由风杯 2 高度处风速计算的摩阻风速，m/s；

$U_{(3,i)}^*$ 为由风杯 3 高度处风速计算的摩阻风速，m/s；

$U_{(4,i)}^*$ 为由风杯 4 高度处风速计算的摩阻风速，m/s。

由四个高度所计算的摩阻风速理论上是同样的，但由于实验中的仪器产生一定误差，可以用平均摩阻风速的标准偏差反映。

2.3.2 摩阻风速计算结果

根据公式 (2.4)，计算得出观测期不同观测高度的摩阻风速，见表 2.3

表 2.3 三次沙尘暴期间不同高度计算所得的摩阻风速及平均风速

日期	各高度风速计算得出的摩阻风速 (m/s)					平均摩阻风速 m/s
2007.3.22	高度	0.25m	0.57m	1.02m	2.04m	0.46185
	摩阻风速	0.4736	0.4270	0.4745	0.4723	
2008.3.17	高度	0.12m	0.45m	0.89m	1.92m	0.4469
	摩阻风速	0.4315	0.4672	0.4547	0.4342	
2009.4.20	高度	0.08m	0.43m	0.93m	1.92m	0.5386
	摩阻风速	0.5312	0.5512	0.5376	0.5343	

2.4 起动摩阻风速

大气边界层的气流在运动过程中,加力于地面的沙尘物质,当风力增大到一定临界值时,沙尘颗粒获得足够的动量,脱离静止状态而进入运动。这个使沙尘颗粒开始运动的临界风速称为临界起动摩阻风速^[76]。

2.4.1 粒径对起动摩阻风速的影响

Bagnold^[38]对单一粒径床面起动风速的研究表明,在粒径小于 0.08mm 时,均匀沙组成的沙床上颗粒的流体起动风速随着粒径减小而增大,但当粒径大于 0.08mm 时,则随粒径的增大而增大,主要是由于作用于床面上的这两种粒子上的阻碍其脱离床面的作用力有所不同,前者重力占主导,而后者是粘聚力(颗粒相互之间的吸引作用)起主要作用。由于天然土壤中,不同尺寸的土壤颗粒是同时存在的,Bagnold^[38]将均匀沙尘的起动公式乘以一个校正系数后用于不均匀沙尘起动风速的计算。刘贤万^[39]的实验给出了不均匀沙的起动风速随中值粒径的增加而增加的结论,董治宝等^[40]对具有不同粒度的不均匀沙的起动风速的实验测定结果也表明,起动风速的大小主要决定于中值粒径。慕青松等^[41]提出不均匀沙中小粒径沙的流体起动风速大于相同粒径均匀沙的流体起动风速,而其中大粒径沙的流体起动风速又小于相同粒径均匀沙的流体起动风速。

在自然土壤中,不同尺寸的土壤颗粒是同时存在的。在风蚀起动时,空气动力等于颗粒重力和粒间粘结力,基于大量的风洞实验观测起动摩阻风速,包括不同的颗粒密度和直径,Iversen and White^[94]建立了一个半经验公式,公式基于静止的球形松颗粒在相似的松散床面上在气流作用下得受力平衡。B.Marticorena 和 G.Bergametti^[32]提出一个更简单的有效的表达式,表达式在无粗糙元覆盖的情况下,起动摩阻风速与表土粒度和土壤颗粒的 Reynolds 数有关,计算采用以下公式:

$$\text{Re}_p = U_*^* \cdot D_p / \nu \quad (2.6)$$

$$Z_{0s} = \frac{D_{p,\max}}{30} \quad (2.7)$$

$$f = 1 - \left[\frac{\ln \frac{\bar{Z}_0}{Z_{0s}}}{\ln \left[0.35 \left(\frac{10}{Z_{0s}} \right)^{0.8} \right]} \right] \quad (2.8)$$

当 $0.03 < \text{Re}_p < 10$ 时

$$U_{is}^*(D_p) = 0.129 [(\rho_c g D_p / \rho_a)^{0.5} (1 + 0.006 / (\rho_c g D_p^{2.5})^{0.5})] / [1.928 (a D_p^x + b)^{0.092} - 1]^{0.5} \quad (2.9)$$

$\text{Re}_p > 10$ 时

$$U_{is}^*(D_p) = 0.129 [(\rho_c g D_p / \rho_a)^{0.5} (1 + 0.006 / (\rho_c g D_p^{2.5})^{0.5})] / [1 - 0.0858 \exp(-0.0617 (a D_p^x + b))] \quad (2.10)$$

$$U_i^*(D_p, \bar{Z}_0, Z_{0s}) = U_{is}^*(D_p) / f(\bar{Z}_0, Z_{0s}) \quad (2.11)$$

式中 Re_p 为颗粒雷诺数;

U_{is}^* 为光滑地表起动摩阻风速, m/s;

D_p 为颗粒粒径, cm;

ρ_a 为空气密度, 取 0.00129g/cm^3 ;

ν 为空气粘性系数, 取 $0.157 \text{cm}^2/\text{s}$;

$D_{p,\max}$ 为土壤团粒组分中质量中值粒径的最大值, cm;

f 为有效摩阻风速比值;

$\bar{Z}_0$ 为平均粗糙度, cm;

Z_{0s} 为光滑地表的粗糙度, cm;

U_i^* 为非光滑地表起动摩阻风速, m/s。

公式 (2.8) 中, 当 $Z_0 = Z_{0s}$ 时认为地表光滑; 公式 (2.9) 和 (2.10) 分别计算不同雷诺数下的光滑地表起动摩阻风速, 其中 a 、 b 、 x 为经验参数, $a=1331 \text{cm}$, $b=0.35$, $x=1.56$ 。

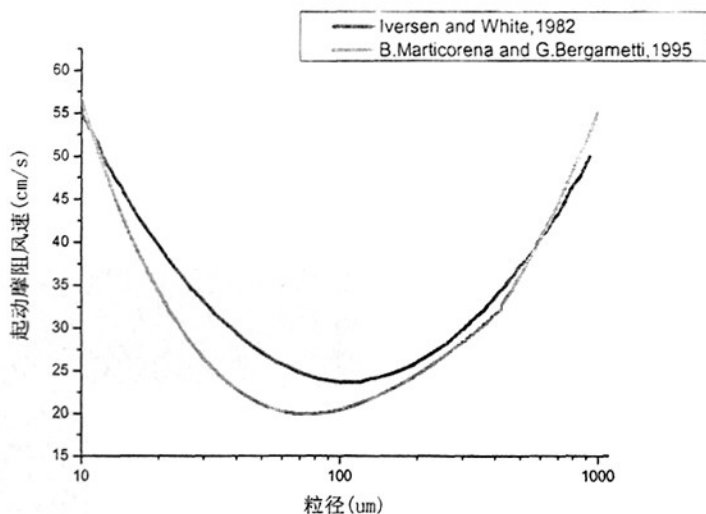


图 2.2 在光滑地表上起动摩阻风速随颗粒直径大小的变化

图 2.2 是根据 Iversen and White 和 B. Marticorena and G. Bergametti 起动摩阻公式得到的在光滑地表上起动摩阻风速随颗粒直径大小的变化。从图 2.2 中可以看出, 在光滑地表状况下, 对于大颗粒, 起动摩阻风速随颗粒尺寸的增加而增大; 对于微小颗粒, 起动摩阻风速随颗粒尺寸减小而增加; 由于这两种影响导致存在一个起动摩阻风速最小的最佳粒度大约 80 微米左右。

当出现粗糙元的时候, 风的切应力将在粗糙元和土壤可蚀性组分之间分配, 风动量有一部分损耗在粗糙元上, 因而提高了可蚀性组分的阈值摩阻风速。这时的起动摩阻风速采用以下公式计算。

$$U_t^*(D_p, Z_0, Z_{0s}) = U_{ts}^*(D_p) / f(Z_0, Z_{0s}) \quad (2.12)$$

$$f_{eff} = 1 - \ln \frac{Z_0}{Z_{0s}} / \ln(0.35 \left(\frac{H}{Z_{0s}} \right)^{0.8}) \quad (2.13)$$

$$F_{eff} = f_{eff1}(Z_{01}) \cdot f_{eff2}(Z_{02}) \quad (2.14)$$

$$f_{eff1}(Z_{01}) = 1 - \ln \frac{Z_{01}}{Z_{0s}} / \ln(0.35 \left(\frac{H_1}{Z_{0s}} \right)^{0.8}) \quad (2.15)$$

$$f_{eff2}(Z_{02}) = 1 - \ln \frac{Z_{02}}{Z_{01}} / \ln(0.35 \left(\frac{10}{Z_{01}} \right)^{0.8}) \quad (2.16)$$

式中 H 、 H_1 是粗糙元的高度当量。当粗糙元为植被时取 10cm, 当粗糙元为 1cm 左右的砾石, H 和 H_1 可以取 1cm, 当粗糙元为 5cm 左右大土壤团块时, 取 3;

当地表出现一个粗糙元时, 计算阻力分解分配系数时选择 (2.12), 出现 2 个粗糙元时选择公式 (2.13) 和 (2.14), 且 $Z_{01} < Z_{02}$, 即风应力分别在较小的粗糙元和地表可蚀性组分之间, 较大粗糙元和较小粗糙元之间分配。

2.4.2 土壤湿度对起动摩阻风速的影响

土壤含水量或空气湿度都会影响土壤颗粒间的粘着力, 进而影响土壤颗粒的起动摩阻风速。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。国内外关于土壤水分对风蚀起动风速影响研究成果有很多, 包括半定量描述、经验模型和理论模型等三大类^[42]。半定量描述类的研究成果主要通过风洞实验考虑不同质地土壤或不同粒径土壤或特定地区土壤的起动风速与含水率的关系以及降雨对起动风速的影响, 代表的研究有Bisal和Hsieh^[43], Horikawa等^[44], 贺大梁和申建友^[45], 胡孟春等^[46]的研究。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下式的函数形式:

$$u_{*rw} = u_{*id} f(M) \quad (2.17)$$

式中, u_{*rw} 为沙尘颗粒在含水量M下的起动摩阻风速, 有时为某高度上的起动风速, u_{*id} 为该沙尘颗粒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。

土壤中的水分增强了颗粒间的粘结力, 因此使得起动摩阻风速增加。土壤水分保持力由土壤颗粒床面的分子吸附和颗粒间的毛细力组成^[53]。当土壤湿度增加引起土壤风蚀起动摩阻风速增加的主要因素是土壤颗粒间的毛细力。在低于颗粒最大吸附水量的情况下, 土壤颗粒间的毛细力被认为不足以影响风蚀的起动。Fécan等^[56]提出参数化的土壤湿度对风蚀起动摩阻风速的影响。

$$\begin{aligned} \frac{U_{*rw}^*}{U_{*id}^*} &= 1 & \text{当 } w < w' \\ \frac{U_{*rw}^*}{U_{*id}^*} &= [1 + 1.21(w - w')]^{0.5} & \text{当 } w > w' \end{aligned} \quad (2.18)$$

$$w' = 0.0014(\% \text{粘粒含量})^2 + 0.17(\% \text{粘粒含量})$$

式中： U_{w*}^* 湿沙尘颗粒的临界起动风速 (cm/s)；

U_{d*}^* 干沙尘颗粒的临界起动风速 (cm/s)；

w 为土壤湿度。

w' 是依赖粘粒含量的颗粒最大吸附水量。

结合公式 (2-9), (2-10), 图2.3是假设地表光滑, 土壤粘粒含量为18.4%的情况下, 不同土壤湿度条件下, 湿度对起动风速的影响。从图2.3中可以看出, 伴随土壤湿度的增加, 土壤颗粒的起动风速增加。说明伴随土壤湿度的增加能有效地抑制土壤颗粒的起动。

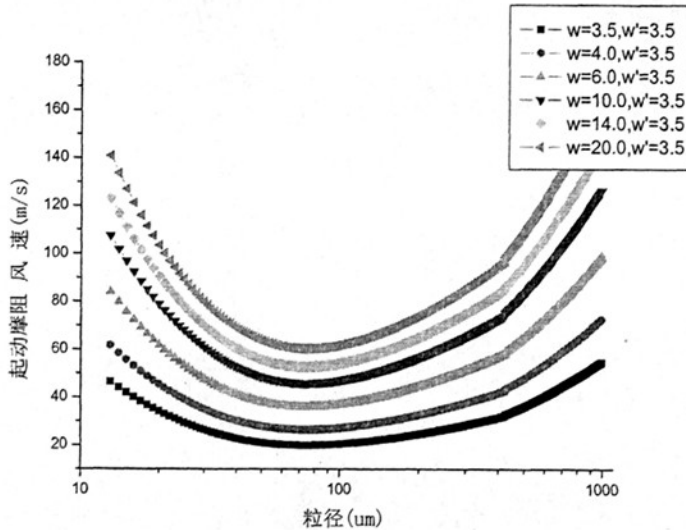


图 2.3 湿度对起动风速的影响

2.4.3 综合地表状况对起动摩阻影响

研究表明 (Shao and Lance^[95]): 起动摩阻风速表征的是地表对风蚀起沙的阻碍能力, 主要受粒子尺度 d 、土壤水分含量 w 、植被覆盖度 λ 以及土壤硬度等的影响。其中粒子尺度 d 对粒子所受的重力、空气动力和内部粘性力均有影响; 土壤水分含量 w 取决于降水、蒸发以及土壤的持水性等; 植被覆盖度 λ 一方面影响地表粗糙度进而影响 u_* , 另一方面可使植被根部附近的土壤粒子结合的更紧, 不

易因风蚀而脱离地表；土壤硬度在一般情况下随时间变化非常缓慢，但当土壤被耕作时，其硬度将发生很大变化，对此，目前还没有一个较好的确定方法。

应用最为广泛的起动摩阻风速 u_{*i} 是 Shao 和 Lu^[14] 在考虑 d ， M 和 σ 等影响因素的基础上，提出了一个计算 u_{*i} 的方案，即：

$$u_{*i} = H(w)R(\lambda)\sqrt{A_N(\sigma_p g d + \frac{\varepsilon}{\rho d})} \quad (2.20)$$

其中 A_N 和 ε 是经验常数，分别近似取 0.0123 和 $3 \times 10^{-4} \text{ kg/s}^2$ ； σ_p 是土壤微粒密度(2650 kg/m^3)和空气密度(1.23 kg/m^3)的比值； g 是重力加速度，近似取 9.8 m/s^2 ； ρ 为空气密度。

$H(M)$ 表征地表土壤水分对风蚀起沙的阻碍作用，其表达式根据 Fécan 等^[56] 的研究得到：

$$H(M) = \begin{cases} 1 & w \leq w' \\ \frac{1}{\sqrt{1+a(M-M')^b}} & w > w' \end{cases} \quad (2.21)$$

其中 a ， b 为经验常数， M' 是土壤水分是否具有明显阻碍作用的临界值， a ， b 和 M' 的大小均决定于土壤类型。

$R(\sigma)$ 表征植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用，其表达式根据 Raupach 等^[65] 的研究得到，即：

$$R(\sigma) = \begin{cases} 1 & \lambda = 0 \\ \frac{1}{\sqrt{(1-m\sigma'\sigma)(1+m\beta\sigma)}} & \lambda > 0 \end{cases} \quad (2.22)$$

其中 σ' 是植被的根部面积与叶面面积之比，经验值取 1.45 ； β 是单个植被元素的拖曳系数与没有植被的地表的拖曳系数之比，经验值取 202 ； m 是一个 <1 的常数，经验值取 0.16 ； σ 是植被的切面积指数，决定于植被覆盖分数 f_a ，由以下经验公式确定：

$$\sigma = \begin{cases} 0 & f_a = 1 \\ -0.35 \ln(1-f_a) & f_a < 1 \end{cases} \quad (2.23)$$

图 2.4 是根据公式 (2.20)、(2.21)、(2.22)、(2.22) 计算得到的综合地表状况对起动摩阻风速的影响, B 为光滑地表状况下的起动摩阻风速, C 为无植被覆盖, 土壤湿度为 6%, 土壤水分是否具有明显阻碍作用的临界值为 3.5% 时的起动摩阻风速; D 为土壤湿度小于湿度临界值, 植被覆盖分数为 0.05 时的起动摩阻风速; E 为土壤湿度为 6%, 土壤水分是否具有明显阻碍作用的临界值为 3.5%, 植被覆盖分数为 0.05 时的起动摩阻风速。

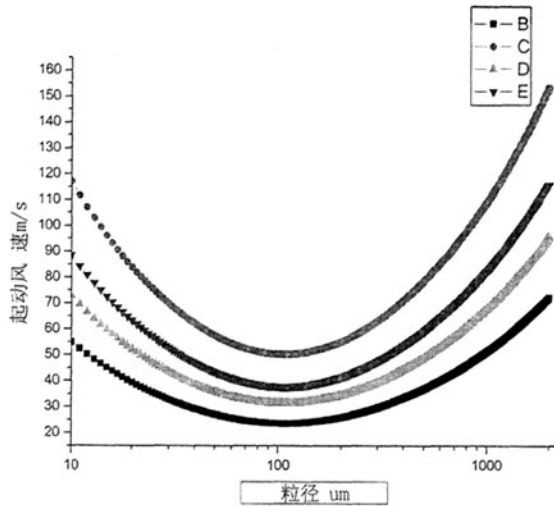


图 2.4 Shao 和 Lu 综合地表状况对起动摩阻风速的影响

2.5 本章小结

研究土壤的粗糙度、摩阻风速和起动摩阻风速, 不但为模拟粉尘释放通量提供参数依据, 而且对各参数变化趋势的研究和各参数之间的相关性分析也能较直观地反映粉尘释放的发生机理、条件和主要影响因素。

本章野外风速数据采集地点的地表情况均为缺乏植被而以小团粒土壤为主的地表, 按地表覆盖情况分级属三级地表。根据对三次沙尘暴发生期间的不同高度的观测风速进行了拟合, 所得的观测点地表粗糙度分别为 0.949mm, 0.330mm, 0.927mm。并求得了三次沙尘暴发生期间的平均摩阻风速分别为: 第一次为 0.69775m/s, 第二次为 0.6567m/s, 第三次为 0.9015m/s。

起动摩阻风速随粒径大小而变化。对于大颗粒, 起动摩阻风速随颗粒尺寸的增加而增大; 对于微小颗粒, 起动摩阻风速随颗粒尺寸减小而增加; 由于这两种

影响导致存在一个起动摩阻风速最小的最佳粒度大约 80 微米左右。

土壤含水量或空气湿度都会影响土壤颗粒间的粘着力,进而影响土壤颗粒的起动摩阻风速。伴随土壤湿度的增加,土壤颗粒的起动风速增加。说明伴随土壤湿度的增加能有效地抑制土壤颗粒的起动。

第三章 地表微团粒粒度分布

在自然土壤中，不同尺寸的土壤颗粒是同时存在的，既然不同的颗粒尺寸有不同的起动摩阻风速，暗示土壤的颗粒和团粒尺寸分布应该在模型中被描述。现有的土壤尺寸分布地图通常按Chatenet等^[96]和Ding等^[97]提出的三种土壤组分（沙粒（2000 to 80 or 63 μm ），粉沙（80 or 63 to 4 or 2 μm ）和粘粒（ <4 or 2 μm ））分类。然而这种分类是采用湿沉降技术（超声波处理，溶解）测量的，这种分类导致粘粒数量相对比实际高，通常在自然土壤中这些粘粒不作为单一颗粒存在而是形成大尺寸的团粒（ $>50\text{--}100\mu\text{m}$ ），导致这种分类不能直接用来表述易蚀土壤的颗粒尺寸分布。为了尽可能减少打破团粒采用干筛技术来测土壤颗粒尺寸分布，土壤颗粒尺寸被假定是对数正态分布或2到3种不同的正态分布。Chatenet^[99]将这种技术应用到撒哈拉沙漠和萨赫勒地区的土壤尺寸分布，Mei等^[100]也对中国沙漠地区土壤进行了采样。然而现有的测量数据相对有限而且不同的分析方法结果也存在差异，因此我们需要一个标准的分析方法和采样程序来得到一个适合的沙漠易蚀土壤的尺寸分布。

研究对粉尘释放通量时，表土粒径是一个重要变量。在DPM粉尘释放模型中，基于一个可以调整的参数的对数正态模型来连续地比表示表土微团粒粒度分布特征及其对粉尘释放通量的影响。实际上，以微团粒形式存在的土壤颗粒粒度分布特征对粉尘释放通量的影响比单个沙粒的粒度分布特征更重要。

自20世纪60年代以来中国学者先后对中国北方不同地区表土的粒度分布特征进行了研究，但这些研究仅用质量中值粒径（当质量筛下累计频率为50%时的颗粒筛分直径）来描述粒度分布特征，很难作为粉尘释放模型的输入参数，且壤质土和砾质土的粒度数据是使用湿分散法获得的，破坏了表土微团粒的结构，难以反映土壤微团粒分布对粉尘释放的影响。梅凡民等分析了中国北方粉尘源区表土微团粒粒度分布特征，模拟了中国北方粉尘释放典型源区（沙漠、戈壁、农田和草原）的粉尘释放通量以及定量评价中国北方粉尘源区地表覆盖类型对表土风蚀强度的影响。然而现有的测量数据相对有限，在模拟民勤地区沙尘暴期间的粉尘释放时，其他地区表土微团粒分布数据也不宜直接套用。鉴于此，本文对民勤

地区地表土壤团粒结构进行了分析研究。

3.1 样品的采集与分析

表土样品采集深度为 0 至 50mm, 采自甘肃民省勤地区, 分别采取了沙丘沙、壤质土壤和沙质土壤, 共采集样品 5 组, 样品 1 采自沙丘的沙丘沙样品, 样品 2 至 5 为壤质土壤和沙质土壤样品。

土壤微团粒粒度分析用干筛筛析法, 筛孔直径分别为 2000, 1000, 500, 250, 100, 75 μm 。因为干筛筛析法能够最大限度地避免表土微团粒地破坏, 是分析表土微团粒粒度分布较好的方法。

根据风洞试验的结果, 以 2000 μm 颗粒为土壤可蚀性组分的上限, 在样品分析前, 先轻轻地手工摇动 2000 μm 的试验筛以剔除大于 2000 μm 的土壤组分, 留下小于 2000 μm 的可蚀性组分用于分析。分析样品经过烘干后保存, 然后用 1/100 天平称量样品 200 克, 在振筛机上振动 5 分钟后, 称量和计算各粒级的百分比。每个表土样品取 3 个重复, 重复样品的误差小于 2%。

3.2 数据分析和处理方法

根据以下公式计算粒径质量分布所需的基本参数

$$g_i = \frac{m_i}{\sum m_i} \quad (3.1)$$

$$G_i = \sum g_i \quad (3.2)$$

$$q_i = \frac{dG}{dd_{ap_i}} \quad (3.3)$$

式中 g_i 为第 i 级颗粒发生的质量频率, %;

m_i 为第 i 级颗粒筛分质量, g;

q_i 为第 i 级颗粒质量频率密度, %/ μm ;

d_{ap_i} 为第 i 级颗粒筛分直径 (颗粒能通过的最小筛孔的宽度), μm ;

G_i 为小于第 i 间隔上限粒径的所有颗粒发生的质量频率, 即质量筛下

累积频率, %。

$$G(d_{pi}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_{gi}} \int_{-\infty}^{\ln d_{pi}} \exp \left[-\left(\frac{\ln d_{pi} - \ln d_{gi}}{\sqrt{2} \ln \sigma_{gi}} \right)^2 \right] d(\ln d_{pi}) \quad (3.4)$$

$$q_i(d_{pi}) = \frac{dG(d_{pi})}{dd_{pi}} = \frac{1}{\sqrt{2\pi} d_{pi} \ln \sigma_{gi}} \exp \left[-\left(\frac{\ln d_{pi} - \ln d_{gi}}{\sqrt{2} \ln \sigma_{gi}} \right)^2 \right] \quad (3.5)$$

$$n_i = \frac{6 \cdot m_i}{\pi \rho_c d_{pi}} \quad (3.6)$$

$$N = \sum n_i \quad (3.7)$$

$$\ln d_{gi} = \frac{\sum n_i \ln d_{pi}}{N} \quad (3.8)$$

$$\ln \sigma_{gi} = \left[\frac{\sum n_i (\ln d_{pi} - \ln d_{gi})^2}{N-1} \right]^{1/2} \quad (3.9)$$

式中 n_i 为第 i 级颗粒个数;

ρ_c 为土壤颗粒密度, 2.65g/cm^3 ;

N 为颗粒总个数

d_{pi} 为第 i 级颗粒投影面积直径 (与任意放置的颗粒投影面积相等的圆的直径), μm ;

d_{gi} 为质量中值粒径, μm ; σ_{gi} 为标准偏差。

在本文中, 假定筛分直径近似等于投影面积直径, 即 $d_{api} \approx d_{pi}$, 在下文论述中一律以 d_{pi} 出现, 不再做特别说明。

3.3 数据处理结果

通过公式 (3.1, 3.2, 3.3), 对实验数据进行处理, 得到质量累计频率、质量频率及质量频率密度等质量粒径分布结果, 见下表 3.1。

在不可能得到地表每个点的土壤微团粒粒度分布参数的情况下, 借助于对数正态分布模型, 通过对有限样品的分析, 获得了组成表土微团粒的具有代表性的

对数正态群体及其分布参数,这些特征化的表土微团粒粒度分布分析也是目前研究粉尘释放通量比较准确的方法。

表 3.1 粒径质量分布结果

样品编号	粒径范围 (μm)	质量筛下累计频率 G_i (%)	质量频率 g_i (%)	质量频率密度 q_i ($\%\mu\text{m}^{-1}$)
样品 1	0~75	9.1541	9.1541	0.122055
	75~100	49.6401	40.486	1.61944
	100~250	93.4257	43.7856	0.291904
	250~500	99.3501	5.9244	0.023698
	500~1000	100	0.6499	0.0013
	1000~2000	100	0	0
样品 2	0~75	25.4551	25.45514	0.339402
	75~100	34.66081	9.205678	0.368227
	100~250	46.51604	11.85522	0.079035
	250~500	62.43498	15.91894	0.063676
	500~1000	85.30559	22.87061	0.045741
	1000~2000	100	14.69441	0.014694
样品 3	0~75	33.2416	33.24165	0.443222
	75~100	39.53355	6.291903	0.251676
	100~250	48.02017	8.48662	0.056577
	250~500	61.67555	13.65538	0.054622
	500~1000	84.13844	22.4629	0.044926
	1000~2000	100	15.86156	0.015862
样品 4	0~75	22.5332	22.53319	0.300442
	75~100	33.55642	11.02323	0.440929
	100~250	47.5	13.94358	0.092957
	250~500	63.04204	15.54204	0.062168
	500~1000	84.46903	21.42699	0.042854
	1000~2000	100	15.53097	0.015531
样品 5	0~75	24.7919	24.7919	0.330559
	75~100	32.1432	7.3513	0.294052
	100~250	45.1208	12.9776	0.086517
	250~500	66.909	21.7882	0.087153
	500~1000	97.2219	30.3129	0.060626
	1000~2000	100	2.7781	0.002778

采用对数正态分布模型对表土微团粒粒度分布数据进行拟和, 根据实测数据通过调整对数正态分布的统计参数, 以非线性最小二乘法的最小残差来保证拟和结果。即把任何土壤微团粒粒度分布都可以表示为几个对数正态分布的组合, 每一个对数正态分布可以用中值粒径、标准偏差和它在整个对数正态分布所占的比例等参数描述, 通过调整这三个参数保证每一粒级的拟和结果与测定结果的残差到达最小。

表 3.2 表土微团粒粒度分布

样品编号	中值粒径 (um)	标准偏差	比例 (%)
样品 1	87	1.61	49
	210	1.40	51
样品 2	65	1.42	35
	287	1.48	28
	985	1.30	37
样品 3	65	1.42	40
	287	1.48	22
	985	1.30	38
样品 4	65	1.42	33
	287	1.48	30
	985	1.30	37
样品 5	65	1.42	32
	287	1.48	35
	985	1.30	33

表 3.2 是根据对数正态分布模型拟合的表土样品粒度参数。样品 1 是采自沙丘的沙样, 表示为粉细沙、细沙两个对数正态分布群体的组合, 主要由质量中值粒径为 87 微米的粉细沙群体和质量中值粒径为 210 微米的细沙群体组成, 他们的比例分别为 49%和 51%, 标准偏差分别为 1.61 和 1.40。样品 2 至 5 为壤土和粉壤土样品, 它由三个正态分布群体组成, 即粉细沙、细沙、和极粗沙群体。粉细沙的质量中值粒径为 65 微米, 标准偏差为 1.42; 细沙的质量中值粒径为 287 微米, 标准偏差为 1.48; 极粗沙的质量中值粒径为 985 微米, 标准偏差为 1.30。壤土和粉壤土样品微团粒的主要组分不是以沙粒为主, 而是以粉沙和沙粒并重或者以沙粒为主(粉沙 35-70%之间), 借鉴沙质土相应的对数正态分布群体的名称, 这三个群体分别命名为粉细团粒、细团粒和极粗团粒群体。

图 3.1 表示的是根据实测数据 5 个土壤样品微团粒按对数正态分布模拟的粒度分布图。

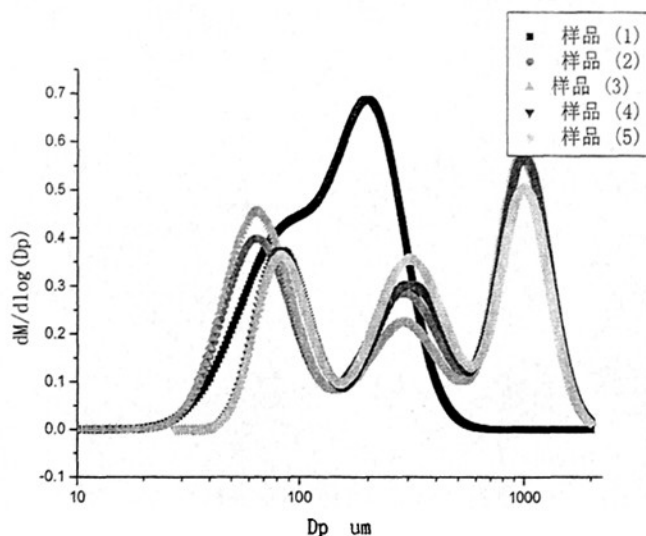


图 3.1 土壤样品微团粒按对数正态分布模拟的粒度分布图。

3.2 本章小结

本章对民勤地区的地表微团粒采用干筛法进行了粒度分析,将民勤地区的地表微团粒拟合成 2 至 3 个对数正态分布的群体,其中样品 1 是采自沙丘的沙样,表示为粉细沙、细沙两个对数正态分布群体的组合,主要由质量中值粒径为 87 微米的粉细沙群体和质量中值粒径为 210 微米的细沙群体组成,他们的比例分别为 49%和 51%,标准偏差分别为 1.61 和 1.40。样品 2 至 5 为壤土和粉壤土样品,它由三个正态分布群体组成,即粉细沙、细沙、和极粗沙群体。粉细沙的质量中值粒径为 65 微米,标准偏差为 1.42;细沙的质量中值粒径为 287 微米,标准偏差为 1.48;极粗沙的质量中值粒径为 985 微米,标准偏差为 1.30。

第四章 干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量的数值模拟

本章以第二章研究的粗糙度、摩阻风速、起动摩阻风速和第三章研究的表土微团粒的粒度分布参数作为主要参数,以甘肃省民勤地区为例,在借鉴前人工作方法的基础上利用 DPM 粉尘释放模型模拟干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量。研究土壤微团粒粒径分布、土壤湿度以及土壤中非蚀性大粒径土块等对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放的影响。

4.1 DPM 粉尘释放模型的数值模拟方法

DPM 粉尘释放模型在尼日尔河西班牙的砂质土和壤质土的农田得到了验证并被用来模拟撒哈拉和亚洲粉尘释放。DPM 模型已被认为是用来模拟大尺度空间内粉尘释放通量相对成熟的模型,本章基于 DPM 模型的物理机制,对以甘肃省民勤地区为例的中国干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量进行模拟。

DPM粉尘释放模型全面地考虑了地表特征(如土壤粒度分布,粗糙度等)和跃移颗粒冲击过程对粉尘释放通量的影响,且具有明确的物理机制。可以把粉尘释放简化为以下过程:土壤微团粒首先在风力作用下发生跃移,而后在跃移的过程中颗粒之间发生碰撞,根据其动能大小的不同,微团粒克服自身的重力势能和粉尘之间的结合能分裂成质量中值粒径大小不同的几种粉尘粒子。Alfaro等根据粉尘释放通量正比于跃移通量及跃移颗粒的动能通量的原理,根据粉尘粒度分布和克服粉尘结合能所消耗的跃移颗粒动能的大小,利用Marticorena跃移通量模型,提出了DPM粉尘释放模型。

DPM粉尘释放模型包含的主要方程如下:

$$F_{dust,i} = (\pi \rho_p d_i^3 / 6) N_i \quad (4.1)$$

$$N_i = \frac{\beta}{e_i} \int_{D_p=0}^{\infty} p_i(D_p) dF_h(D_p) \quad (4.2)$$

$$F_h = E \cdot C \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot U^{*3} \int_{D_p} (1+R)(1-R^2) dS_{rel}(D_p) dD_p \quad (4.3)$$

式中: $F_{dust,i}$ 是模拟粉尘释放通量, $\text{ug}/\text{m}^2\text{s}$;

d_i 代表了3个对数正态分布群体的粉尘粒子的中值粒径;

N 是直径为 d_i 的个数通量;

ρ_p 为土壤颗粒的密度;

N_i 是粉尘个数通量;

$\beta = 16300 \text{ cm}/\text{s}^2$, 为比例系数;

e_i 为3个对数正态分布群体的粉尘粒子的结合能;

$P_i(D_p)$ 是跃移颗粒的动能在3个对数正态分布群体的粉尘粒子之间分配比例, 获得的动能大小决定了粉尘粒子的粒度和个数通量;

F_h 为跃移通量;

E 为可蚀性部分与整个风蚀地面的比率;

U^* 为摩阻速度;

$R = U_i^*(D_p, Z_0, Z_{0s})/U^*$;

D_p 为土壤可蚀性组分中的颗粒直径 ($< 2000 \mu\text{m}$);

$dS_{rel} = dS(D_p)/S_{total}$ 是粒径为 D_p 的颗粒占整个颗粒表面面积的相对比例, 它取决于土壤可蚀性组分的粒度分布;

c 为经验常数取2.61。

4.2 甘肃民勤地区三次沙尘暴期间的粉尘释放通量的模拟

粗糙度是影响摩阻风速和起动摩阻风速的重要因素, 而摩阻风速和起动摩阻风速是表土微团粒是否能够发生跃移和扩散的重要气象参数, 同时也是模拟粉尘释放通量的重要输入参数。根据第二章分析计算得民勤地区三次沙尘暴期间的粉尘释放通量, 表土微团粒的粒度分布采用的是粉细沙样品的粒度分布。民勤地区三次沙尘暴期间的平均摩阻风速、表土微团粒粗糙度和粉尘释放通量汇总见表4.1。

表 4.1 民勤地区三次沙尘暴期间的平均摩阻风速、表土微团粒粗糙度和粉尘释放通

日期	平均摩阻风速 (m/s)	表土微团粒粗糙度 (cm)	模拟粉尘释放通量 ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$)
2007 年 3 月 22 日	0.46185	0.0949	7.229×10^{-9}
2008 年 3 月 17 日	0.4469	0.0330	1.59×10^{-8}
2009 年 4 月 20 日	0.5386	0.0927	5.74×10^{-8}

由于国内的地表起沙的野外实验工作并不多,所以对模型的模拟结果的验证具有一定的困难。在 ADEC 中日沙尘合作项目中,沈志宝做了地表起沙率的实验研究,在两次沙尘暴天气时段,地面起沙率分别为 1.89×10^{-8} 和 $1.18 \times 10^{-8} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$,地面起沙率最大值达到 $2.77 \times 10^{-8} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 。这与本文模拟的计算结果的量级相当,但是由于无法得知当时的地表粗糙度和地表土壤粒度组成状况,所以无法进一步比较二者之间的差异。

4.3 土壤团粒粒度分布对粉尘释放的影响

研究对粉尘释放通量时,表土粒径是一个重要变量。在 DPM 粉尘释放模型中,基于一个可以调整的参数的对数正态模型来连续地比表示表土微团粒粒度分布特征及其对粉尘释放通量的影响。实际上,以微团粒形式存在的土壤颗粒粒度分布特征对粉尘释放通量的影响比单个沙粒的粒度分布特征更重要。

根据第三章对甘肃省民勤地区表土微团粒的粒径分布特征的模拟计算结果,采用 DPM 粉尘释放模型模拟计算了土壤团粒粒度分布对粉尘释放的影响。

图 4.1 是不同摩阻风速下甘肃省民勤地区 5 种土壤微团粒样品的跃移通量。粉细沙样品(样品 1)和壤土或粉壤土(样品 2-5)的跃移通量存在一定差异,但差异非常小,粉细沙样的跃移通量稍大于壤土或粉壤土的跃移通量;而且随着摩阻风速的增大,跃移通量的差值减小。

图 4.2 是不同摩阻风速下甘肃省民勤地区 5 种土壤微团粒样品的粉尘释放通量。根据粉尘释放机制,粉尘释放主要依靠跃移颗粒的冲击作用,只有跃移颗粒的动能克服粉尘颗粒的结合能时,粉尘才能够从土壤微团粒中释放出来,粉尘释放通量与跃移通量成正比。从图 4.2 可以看出,粉细沙的跃移通量略大于壤土,当风速较小时,细沙的粉尘释放通量明显大于壤土的粉尘释放通量,随着风速的增大,粉尘释放通量逐渐接近。这是因为,随着摩阻风速的增加,土壤团粒的跃

移颗粒的动能能够克服粉尘颗粒之间的结合能导致粉尘释放。

样品 2 至 5 为壤土和粉壤土样品在质地上存在一定的差异,但土壤团粒的分布是相似的,都可以表示为粉细沙(粉细团粒)、细沙(细团粒)和极粗沙(极粗团粒)群体的组合。从图中可以看出它们之间的粉尘释放通量差异不大。这也说明土壤团粒粒度分布与土壤质地并不是严格对应的,预示土壤质地并不是影响粉尘释放的直接因素。

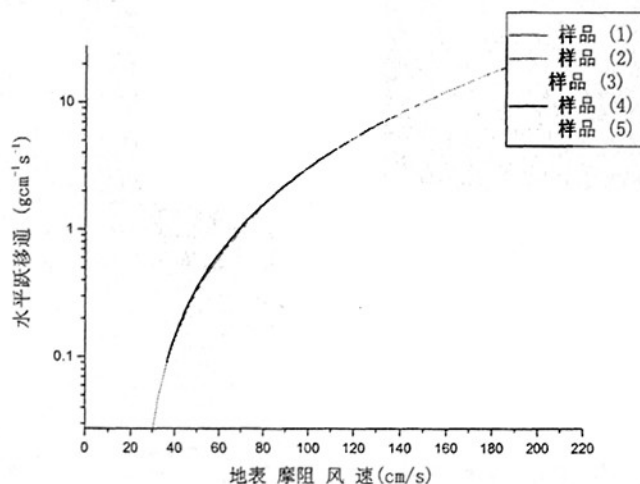


图 4.1 不同摩阻风速下表土微团粒的跃移通量

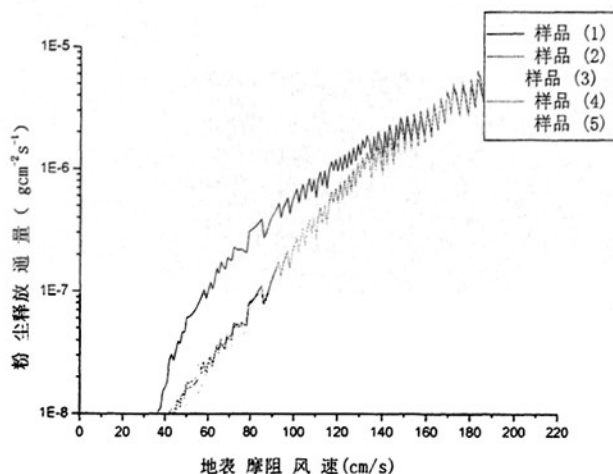


图 4.2 不同摩阻风速下的粉尘释放通量

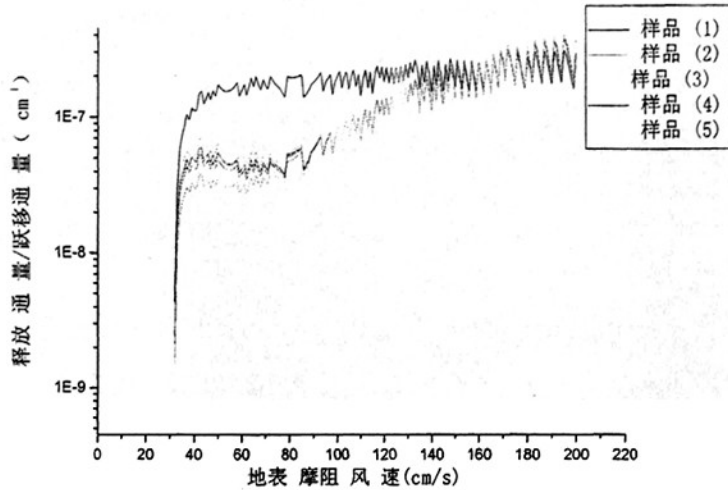


图 4.3 不同摩阻风速下表土的粉尘释放效率

为了分析各种地表土壤微团粒的粉尘释放能力强弱，我们引入一个物理量—粉尘释放效率，即粉尘释放通量与土壤微团粒水平跃移通量的比值。该比值能够衡量不同的土壤微团粒的粉尘释放能力的强弱。

图 4.3 是不同摩阻风速下甘肃省民勤地区 5 种土壤微团粒样品的粉尘释放率。从图 4.3 中可以看出，样品 1 至 5 具有相同的变化趋势，即当风速达到粉尘释放的临界风速后，随着地表摩阻风速的增加，粉尘释放效率迅速增加。这是因为，随着地表摩阻风速的逐渐增加，越来越多的土壤团粒参与粉尘粒子的释放过程，最终达到平衡。当摩阻风速不大时，样品 1 的粉尘释放率明显大于样品 2 至 5。

跃移通量随着摩阻风速的增大而增大，粉尘释放通量也呈现相似的趋势，但可以看到粉尘释放通量随风速的增加而波动，这主要是因为粉尘释放通量不但与跃移通量有关，也与粉尘粒度分布和粉尘颗粒之间的结合能有密切关系。根据实测和模拟的小于 20 微米粉尘粒度分布特征显示，粉尘粒度可以表示为 3 个对数正态分布群体的组合，他们的质量中值粒径分别为 14, 6.5 和 1.5 微米，他们对应粉尘颗粒的结合能分别为 3.46, 3.52 和 3.61 g cm s^{-2} 。质量中值粒径为 14 微米的对数正态分布群体对应的粉尘结合能较小而容易被释放出来，摩阻风速增加不大的情况下，跃移通量和粉尘粒子个数通量相差不大，如果较粗粉尘粒子(如

质量中值粒径为 14 微米的对数正态分布群体)的比例较高, 粉尘质量通量就会较大, 反之较小。粉细沙、壤质土等分别由 2 至 3 个对数正态分布群体组成, 跃移颗粒在冲击作用中相互竞争, 当跃移颗粒以质量中值粒径较大的对数正态分布群体为主, 冲击作用就会释放出更多的粉尘粒子(如质量中值粒径为 1.5 微米的对数正态分布群体), 粉尘质量通量就会降低; 反之粉尘质量通量就会增大, 这时粉尘释放通量(质量通量)随摩阻风速增加而波动的原因。

4.4 土壤湿度对粉尘释放的影响

土壤中的水分增强了颗粒间的粘结力, 因此使得起动摩阻风速增加。土壤水分保持力由土壤颗粒床面的分子吸附和颗粒间的毛细力组成^[53]。当土壤湿度增加引起土壤风蚀起动摩阻风速增加的主要因素是土壤颗粒间的毛细力。在低于颗粒最大吸附水量的情况下, 土壤颗粒间的毛细力被认为不足以影响风蚀的起动。Fécan等^[56]提出参数化的土壤湿度对风蚀起动摩阻风速的影响。

$$\frac{U_{rw}^*}{U_{td}^*} = 1 \quad \text{当 } w < w'$$

$$\frac{U_{rw}^*}{U_{td}^*} = [1 + 1.21(w - w')]^{0.5} \quad \text{当 } w > w'$$

$$w' = 0.0014(\% \text{粘粒含量})^2 + 0.17(\% \text{粘粒含量})$$

式中: U_{rw}^* 湿沙尘颗粒的临界起动风速 (cm/s);

U_{td}^* 干沙尘颗粒的临界起动风速 (cm/s);

w 为土壤湿度。

w' 是依赖粘粒含量的颗粒最大吸附水量。

将Fécan等^[56]提出参数化的土壤湿度对风蚀起动摩阻风速的影响, 结合章节2.4.1, 代入DPM粉尘释放模型, 在假设地表光滑的情况下模拟计算不同土壤湿度条件下的湿度对粉尘释放通量的影响, 以及相同湿度条件下不同的土壤粘粒含量对粉尘释放通量的影响。

图4.4是假设地表光滑的情况下, 不同土壤湿度条件下, 湿度对水平跃移通量、粉尘释放通量以及土壤的粉尘释放率的影响。根据Fécan等^[56]的观点, 颗粒

最大吸附水量与土壤的粘粒含量相关,并通过实验模拟出它们之间的关系式。在给定的土壤粘粒含量即给定颗粒最大吸附水量的情况下,讨论土壤湿度对水平跃移通量、粉尘释放通量以及土壤的粉尘释放率的影响。民勤地区沙质壤土及粘质壤土的粘粒含量大致在9%-49%,取20%则颗粒最大吸附水量为3.5。

从图4.4中可以看出,伴随土壤湿度的增加,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速增加。说明伴随土壤湿度的增加能有效地抑制土壤水平跃移和粉尘释放的发生。

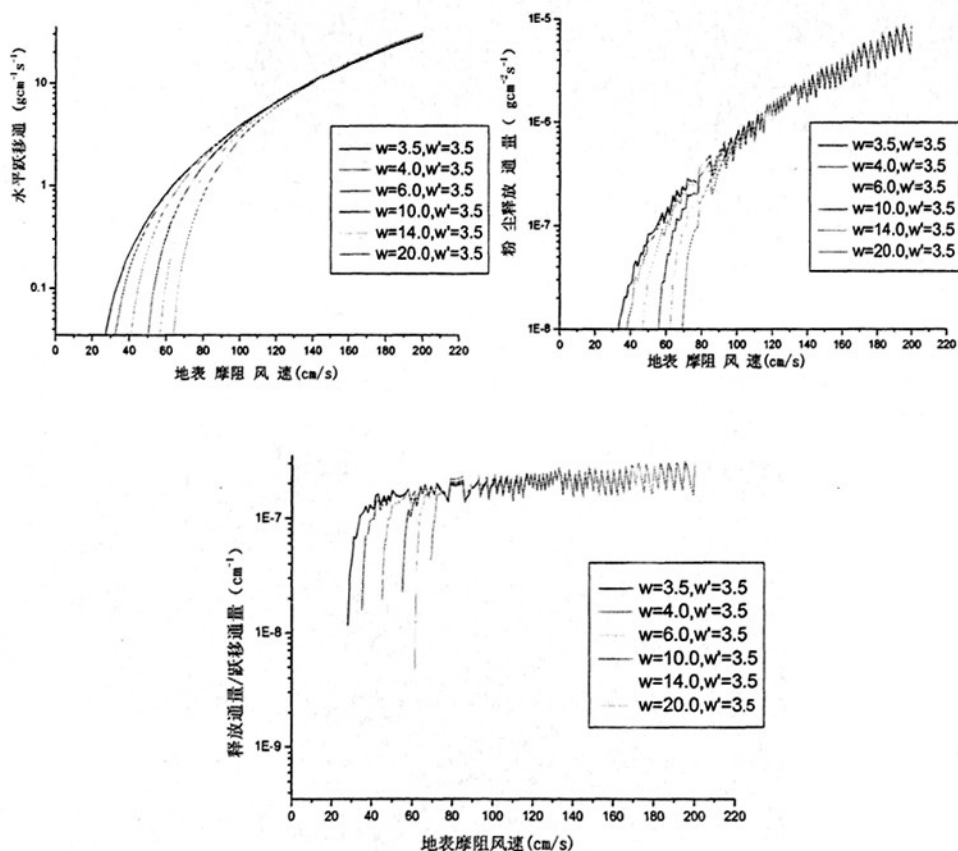


图 4.4 假设地表光滑的情况下,不同土壤湿度条件下,湿度对水平跃移通量、粉尘释放通量以及土壤的粉尘释放率的影响

图4.5是假设地表光滑的情况下,土壤湿度条件相同的条件下,不同的土壤粘粒含量(即颗粒最大吸附水量不同)对水平跃移通量、粉尘释放通量以及土壤的粉尘释放率的影响。

从图4.5中可以看出,在相同的土壤湿度条件下,土壤的水平跃移起动风速

和土壤的粉尘释放临界风速伴随土壤颗粒中粘粒的含量的增加而增加。说明土壤的粘粒含量能够对土壤的水平跃移和土壤的粉尘释放产生一定的影响。但是必须在满足土壤湿度大于颗粒最大吸附水量的条件下。在土壤湿度大于颗粒最大吸附水量时，土壤中粘粒的含量越大，土壤颗粒越不容易产生水平跃移和粉尘释放。

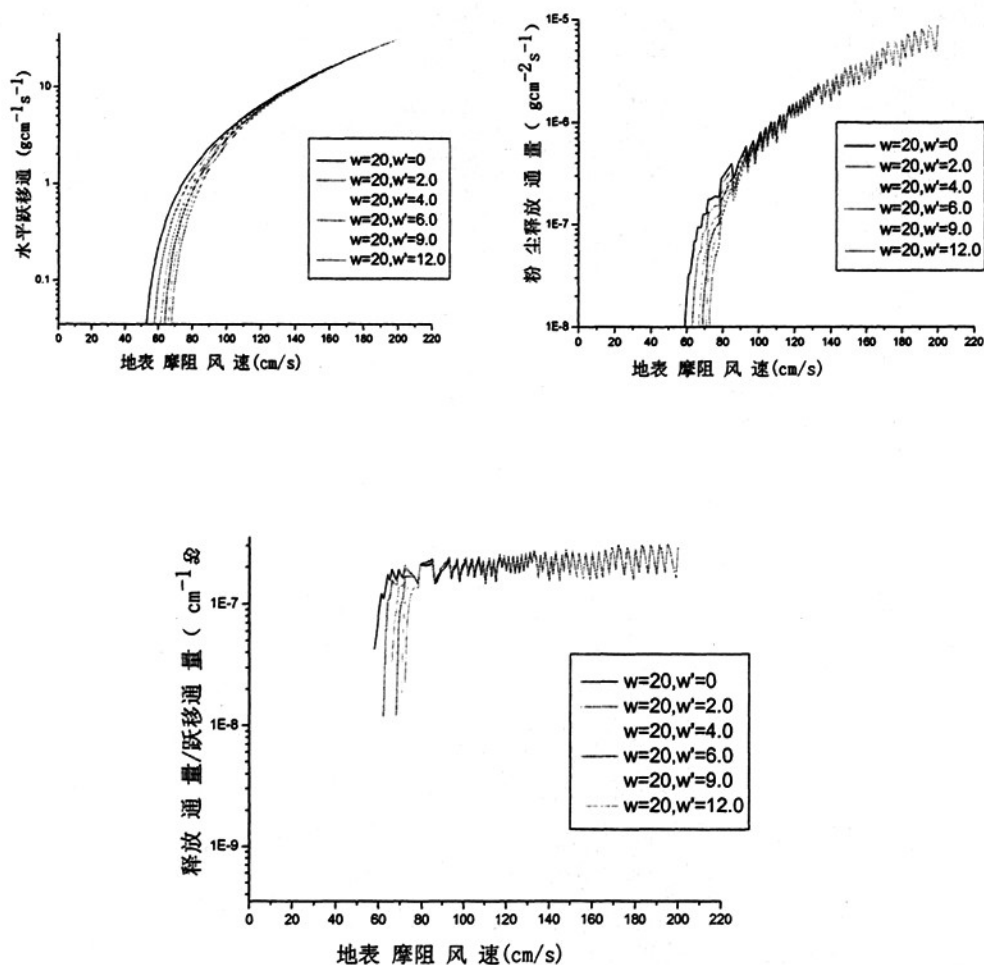


图 4.5 是假设地表光滑的情况下，土壤湿度条件相同的条件下，不同的土壤粘粒含量（即颗粒最大吸附水量不同）对水平跃移通量、粉尘释放通量以及土壤的粉尘释放率的影响。

4.5 土壤中非蚀性大粒径土块对粉尘释放的影响

在干旱、半干旱地区土壤风蚀是造成土壤退化的一个重要过程,与非耕作土壤相比,耕作土壤经受更严重的土壤风蚀。由耕作引起的土壤表面粗糙度影响耕地土壤风蚀的一个重要因素。一些耕作方式产生的非蚀性大粒径土块和团粒形成随机性粗糙度(random roughness),非蚀性大粒径土块和团粒能大大提高耕作土壤的粗糙度和覆盖耕作土壤从而降低土壤风蚀的危害;一些耕作方式产生土壤犁垄形成方向性粗糙度(oriented roughness),产生的犁垄能有效的捕获跃移颗粒。两种粗糙度都能有效地减少土壤风蚀。

在干旱、半干旱地区土壤中存在非蚀性大粒径土块和团粒,非蚀性大粒径土块和团粒能大大提高耕作土壤的粗糙度和覆盖耕作土壤从而抑制土壤颗粒水平跃移和粉尘释放的产生。土壤中非蚀性大粒径土块和团粒的含量以及非蚀性大粒径土块和团粒的粒径大小对土壤颗粒的水平跃移和粉尘释放都会产生极大的影响。Chun Lai Zhang等^[68]通过风洞试验研究发现非蚀性大粒径土块和团粒的粒径大小对地表粗糙度的影响。伴随非蚀性大粒径土块和团粒的粒径的增大,地表粗糙度也明显增大。结合Chun Lai Zhang等的研究,采用DPM粉尘释放模型模拟非蚀性大粒径土块和团粒的粒径的增大对土壤水平跃移和粉尘释放的影响。

图 4.6 是不同非蚀性大粒径土块和团粒粒径大小对水平跃移通量、粉尘释放通量以及土壤的粉尘释放率的影响。从图 4.6 中可以看出,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速伴随非蚀性大粒径土块和团粒粒径的增大而增大。当非蚀性大粒径土块和团粒粒径为 5.0 厘米,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速都已经大于 80cm/s,对土壤的水平跃移和粉尘释放的产生有很好的抑制作用。在土壤水平跃移和粉尘释放产生的情况下,非蚀性大粒径土块和团粒的粒径越大,土壤的水平跃移通量和粉尘释放量越小。

土壤非蚀性大粒径土块和团粒的含量以及非蚀性大粒径土块和团粒的分布对土壤的粗糙度以及土壤跃移通量和粉尘释放量都会产生影响。通过非蚀性大粒径土块和团粒的表面覆盖率来表征非蚀性大粒径土块和团粒的含量,计算的 5 种情况的非蚀性大粒径土块和团粒的表面覆盖率相同。非蚀性大粒径土块和团粒的分布是随机均匀分布的。

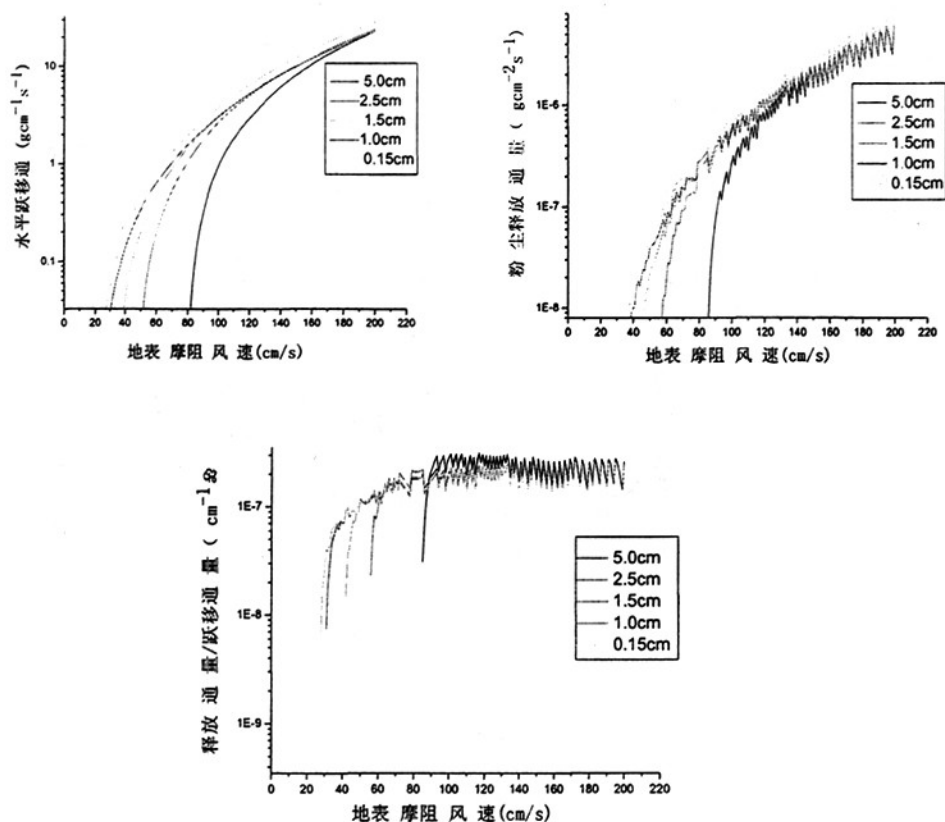


图 4.6 不同非蚀性大粒径土块和团粒粒径大小对水平跃移通量、粉尘释放通量以及土壤的粉尘释放率的影响。

4.6 综合地表状况对粉尘释放的影响

土壤颗粒的粉尘释放受诸多地表因素的影响,结合章节 2.4.3 综合地表状况对起动摩擦风速的影响,利用 DPM 粉尘释放模型计算了章节 2.4.3 中的四种情况的水平跃移通量、粉尘释放通量和粉尘释放率,比较了四种情况下土壤的水平跃移通量、粉尘释放通量和粉尘释放率。

图 4.7 是四种地表状况下土壤的水平跃移通量、粉尘释放通量和粉尘释放率。B 为光滑地表状况下的起动摩擦风速, C 为无植被覆盖,土壤湿度为 6%,土壤水分是否具有明显阻碍作用的临界值为 3.5%时的起动摩擦风速; D 为土壤湿度小于湿度临界值,植被覆盖分数为 0.05 时的起动摩擦风速; E 为土壤湿度为 6%,土壤水分是否具有明显阻碍作用的临界值为 3.5%,植被覆盖分数为 0.05 时的起

动摩阻风速。从图中可以看出土壤湿度、植被覆盖以及综合土壤湿度和植被覆盖情况对水平跃移通量、粉尘释放通量和粉尘释放率的影响。

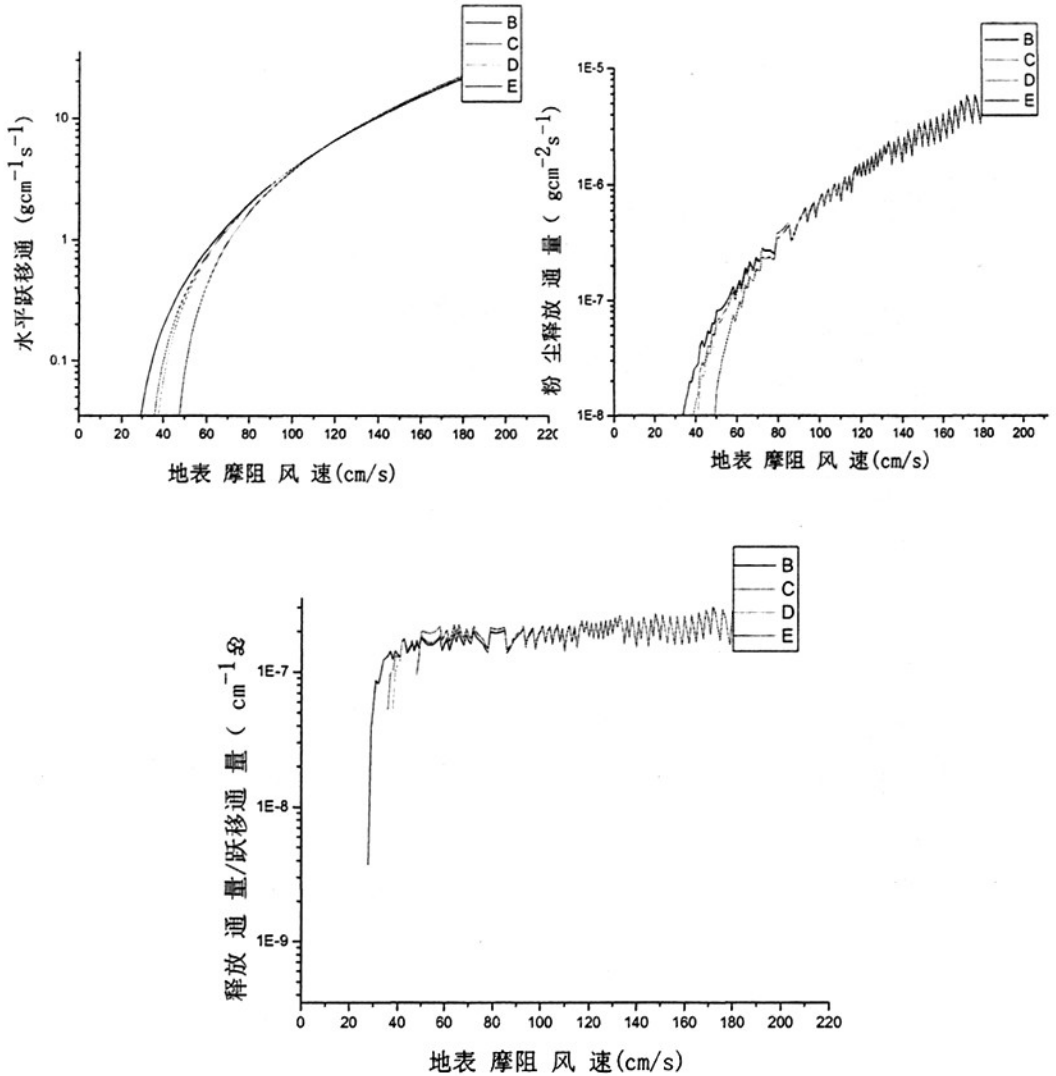


图 4.7 综合地表情况下对水平跃移通量、粉尘释放通量以及土壤的粉尘释放率的影响

4.7 本章小结

在第二章和第三章的基础上，采用 DPM (Dust Production Model) 模型模拟计算了甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的跃移通量、粉尘释放通量、粉尘释放率。并研究了民勤地区地表微团粒的粒径分布对粉尘释放通量的影响。在研究以民勤

地区为例的干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量的数值模拟中,采用 DPM 粉尘释放模型对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量进行模拟,研究了土壤微团粒粒径分布、土壤湿度以及土壤中非蚀性大粒径土块和综合地表状况等对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放的影响。

在第二章和第三章的基础上,采用 DPM 模型模拟计算了甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的粉尘释放通量分别为 $7.229 \times 10^{-9} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 、 $1.59 \times 10^{-8} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 和 $5.74 \times 10^{-8} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 。

根据第三章对甘肃省民勤地区表土微团粒的粒径分布特征的模拟计算结果,采用 DPM 粉尘释放模型模拟计算了土壤团粒粒度分布对粉尘释放的影响。粉细沙的跃移通量略大于壤土,当风速较小时,细沙的粉尘释放通量明显大于壤土的粉尘释放通量,随着风速的增大,粉尘释放通量逐渐接近。样品 2 至 5 为壤土和粉壤土样品在质地上存在一定的差异,但土壤团粒的分布是相似的,都可以表示为粉细沙(粉细团粒)、细沙(细团粒)和极粗沙(极粗团粒)群体的组合。它们之间的粉尘释放通量差异不大。这也说明土壤团粒粒度分布与土壤质地并不是严格对应的,预示土壤质地并不是影响粉尘释放的直接因素。

伴随土壤湿度的增加,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速增加。说明伴随土壤湿度的增加能有效地抑制土壤水平跃移和粉尘释放的发生。在相同的土壤湿度条件下,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速伴随土壤颗粒中粘粒的含量的增加而增加。说明土壤的粘粒含量能够对土壤的水平跃移和土壤的粉尘释放产生一定的影响。但是必须在满足土壤湿度大于颗粒最大吸附水量的条件下。在土壤湿度大于颗粒最大吸附水量时,土壤中粘粒的含量越大,土壤颗粒越不容易产生水平跃移和粉尘释放。

土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速伴随非蚀性大粒径土块和团粒粒径的增大而增大。当非蚀性大粒径土块和团粒粒径为 5.0 厘米,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速都已经大于 80cm/s ,对土壤的水平跃移和粉尘释放的产生有很好的抑制作用。在土壤水平跃移和粉尘释放产生的情况下,非蚀性大粒径土块和团粒的粒径越大,土壤的水平跃移通量和粉尘释放量越小。

第五章 结论与展望

本论文利用甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的野外观测风速,通过对野外观测风速的分析处理,计算了三次沙尘暴期间的地表粗糙度以及摩阻风速。对民勤地区的地表微团粒进行了取样,并通过干筛法对表土微团粒粒度分布进行了分析,将民勤地区表土微团粒的粒度分布通过拟合表示为2至3个对数正态分布群体的组合。在以上实测数据及其处理结果的基础上,采用DPM(Dust Production Model)模型模拟计算了甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的跃移通量、粉尘释放通量、粉尘释放率。并研究了民勤地区地表微团粒的粒径分布对粉尘释放通量的影响。在研究以民勤地区为例的干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量的数值模拟中,采用DPM粉尘释放模型对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放通量进行模拟,研究了土壤微团粒粒径分布、土壤湿度、土壤中非蚀性大粒径土块以及综合地表状况等对干旱、半干旱地区土壤粉尘释放的影响。主要研究内容及结果如下:

- 1, 本论文利用甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的野外观测风速,通过对野外观测风速的分析处理,计算了三次沙尘暴期间的地表粗糙度以及摩阻风速。根据对三次沙尘暴发生期间的不同高度的观测风速进行了拟合,所得的观测点地表粗糙度分别为0.949mm, 0.330mm, 0.927mm。并求得了三次沙尘暴发生期间的平均摩阻风速分别为:第一次为0.69775m/s,第二次为0.6567m/s,第三次为0.9015m/s。
- 2, 本章对民勤地区的地表微团粒采用干筛法进行了粒度分析,将民勤地区的地表微团粒拟合成2至3个对数正态分布的群体,其中样品1是采自沙丘的沙样,表示为粉细沙、细沙两个对数正态分布群体的组合,主要由质量中值粒径为87微米的粉细沙群体和质量中值粒径为210微米的细沙群体组成,他们的比例分别为49%和51%,标准偏差分别为1.61和1.40。样品2至5为壤土和粉壤土样品,它由三个正态分布群体组成,即粉细沙、细沙、和极粗沙群体。粉细沙的质量中值粒径为65微米,标准偏差为1.42;细沙的质量中值粒径为287微米,标准偏差为1.48;极粗沙的质量中值粒径为985微米,标准偏差为1.30。
- 3, 采用DPM模型模拟计算了甘肃省民勤地区三次沙尘暴期间的粉尘释放通量

分别为 $7.229 \times 10^{-9} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 、 $1.59 \times 10^{-8} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 和 $5.74 \times 10^{-8} \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 。根据第三章对甘肃省民勤地区表土微团粒的粒径分布特征的模拟计算结果,采用DPM粉尘释放模型模拟计算了土壤团粒粒度分布对粉尘释放的影响。粉细沙的跃移通量略大于壤土,当风速较小时,细沙的粉尘释放通量明显大于壤土的粉尘释放通量,随着风速的增大,粉尘释放通量逐渐接近。样品2至5为壤土和粉壤土样品在质地上存在一定的差异,但土壤团粒的分布是相似的,都可以表示为粉细沙(粉细团粒)、细沙(细团粒)和极粗沙(极粗团粒)群体的组合。它们之间的粉尘释放通量差异不大。这也说明土壤团粒粒度分布与土壤质地并不是严格对应的,预示土壤质地并不是影响粉尘释放的直接因素。

- 4, 伴随土壤湿度的增加,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速增加。说明伴随土壤湿度的增加能有效地抑制土壤水平跃移和粉尘释放的发生。在相同的土壤湿度条件下,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速伴随土壤颗粒中粘粒的含量的增加而增加。说明土壤的粘粒含量能够对土壤的水平跃移和土壤的粉尘释放产生一定的影响。但是必须在满足土壤湿度大于颗粒最大吸附水量的条件下。在土壤湿度大于颗粒最大吸附水量时,土壤中粘粒的含量越大,土壤颗粒越不容易产生水平跃移和粉尘释放。
- 5, 土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速伴随非蚀性大粒径土块和团粒粒径的增大而增大。当非蚀性大粒径土块和团粒粒径为5.0厘米,土壤的水平跃移起动风速和土壤的粉尘释放临界风速都已经大于80cm/s,对土壤的水平跃移和粉尘释放的产生有很好的抑制作用。在土壤水平跃移和粉尘释放产生的情况下,非蚀性大粒径土块和团粒的粒径越大,土壤的水平跃移通量和粉尘释放量越小。
- 6, 土壤颗粒的粉尘释放受诸多地表因素的影响,结合Shao和Lu^[56]在考虑 d , M 和 σ 等影响因素的起动摩阻风速公式,利用DPM粉尘释放模型计算了四种情况下的水平跃移通量、粉尘释放通量和粉尘释放率,比较了四种情况下的水平跃移通量、粉尘释放通量和粉尘释放率。

以上工作主要是对简单情况下的干旱、半干旱地区土壤的粉尘释放进行的研究,其中还有很多不足之处需要进一步改善:

- 1, 缺乏民勤地区地表沙尘暴期间的粉尘释放的实测数据,所以对模型的

模拟的结果验证还具有一定的困难，需加强相关的野外观测。

- 2, 虽然经分析得知土壤地表粗糙度、土壤颗粒粒径分布和土壤湿度以及耕作土壤中非蚀性大粒径土块、综合地表状况对土壤粉尘释放有重要的影响，但是影响土壤粉尘释放的因素是综合和复杂的，因此需要更深入地对土壤的粉尘释放研究，加强相关的风洞试验，为土壤的抗风蚀和降低土壤粉尘的释放提供理论依据和试验基础。

参考文献:

- [1] 朱俊凤, 朱震达等, 中国沙漠化防治[M].北京: 中国林业出版社, 1999.3.
- [2] 王萍, 风沙流悬移沙尘扩散的湍流随机模拟. 兰州大学硕士论文, 2004.
- [3] 董治宝, 郑晓静, 中国风沙物理研究50a[J]. 中国沙漠, Vol 25 No.6 Nov. 2005
- [4] 李万清.风沙跃移运动的粒-床随机碰撞数值模拟研究, 兰州大学博士论文, 2007.
- [5] 何琴淑, 周又和, 郑晓静. 带电沙粒的散射场及其对电磁波传播的影响. 中国科学G, 2005, 35 (3): 308-317.
- [6] X.J. Zheng, N. Huang, and Y. Zhou. The effect of electrostatic force on the evolution of sand saltation cloud[J]. Eur. Phys. J. E 2006, 19, 129-138.
- [7] 黄宁, 郑晓静. 风沙跃移运动发展过程及静电力影响的数值模拟. 力学学报, Vol 38 No.2 Nov. 2006.
- [8] 郑晓静, 黄宁, 周又和. 风沙的沙粒带电机理及其影响的研究进展. 力学进展, Vol 34 No.1 Feb. 2004.
- [9] 黄宁, 郑晓静. 沙粒跃移及Magnus力对床面有效粗糙度的影响. 中国沙漠, Vol 23 No.6 Nov. 2003.
- [10] 黄宁. 沙粒带电及风沙电场对风沙跃移运动影响的研究. 兰州大学博士论文, 2002
- [11] HUANG Ning, REN Shan & ZHENG XiaoJing. Effects of the mid-air collision on sand Saltation[J]. Science in China Series G:2008.
- [12] 何丽红, 郑晓静. 风-沙-电多场耦合模型及其对风沙流结构的影响. 兰州大学学报, Vol 41 No.3 June. 2005.
- [13] 武建军, 何丽红, 郑晓静. 跃移层中沙粒浓度分布特征的研究. 兰州大学学报, Vol 38 No.3 May. June 2002.
- [14] 王振亭, 郑晓静. 关于跃移沙破坏生物结皮时的临界速度的理论分析. 力学学报, Vol 37 No.3 May. 2005
- [15] 王振亭, 郑晓静. 草方格沙障尺寸分析的简要模型. 中国沙漠, Vol 22 No.3 Aug 2002.
- [16] 薄天利, 郑晓静. 防沙栅栏风洞实验的数值模拟[J]. 兰州大学学报, Vol 41 No.5 Oct. 2005.
- [17] ZHENG XiaoJing, BO TianLi & XIE Li. DPTM simulation of aeolian sand ripple[J]. Science in China Series G, 2008.
- [18] IPCC Third Assessment Report Climate Change, 2001. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Xiaosu, D. (Eds.), The Scientific Basis. Cambridge University Press, UK, p. 944.
- [19] Andreae M. Climate effects of changing atmospheric aerosol levels [A]. Henderson-sellers A. Future Climate of the World [C] Amsterdam: Elsevier, 1995, 311-392.
- [20] Tegen I, Lacis A A. Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol [J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 101 (D14):19237 - 19244.
- [21] 刘强, 王明星. 大气气溶胶的研究现状及发展趋势[J]. 中国粉体技术 Vol 5 No. 3 June 1999
- [22] Losno R, Bergametti G, Carlier P, et al. Major ions in marine rain water with attention to sources of alkaline and acidic species [J]. Atmospheric Environment, 1991, 25A: 763 - 770.
- [23] Dentener F J, Carmichael G R, Zhang Y, et al. Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere [J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 101 :22869 - 22889.
- [24] Harrison S P, Kohfeld K E, Roelandt C, et al. The role of dust in climate changes today, the last glacial maximum and in the future [J]. Earth2Science Reviews, 2001, 54 :43 - 80.
- [25] Duce R A, Tindale N W. Atmospheric transport of iron and its deposition in the ocean[J]. Limnology and Oceanography, 1991, 36 :1715- 1726.
- [26] Duce R A. Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate[A]. Charlson RJ, Heintzenberg. Aerosol Forcing of Climate [C]. New York: John Wiley & Sons Ltd., 1995.43 - 72.

- [27] 孟紫强, 胡敏. 沙尘暴对人体健康影响的研究现状[J]. 中国公共卫生, 2003, 04: 0471—02
- [28] Joussame S. Three-dimensional simulation of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model[J]. J Geophys Res , 1990, 95:1909—1941
- [29] Joussame, S. Paleoclimatic tracers: an investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions, 1. desert dust[J], J. Geophys. Res , 1993, 98: 2767-2805.
- [30] Genthon, C. Simulations of desert dust and sea salt aerosols in Antarctica with a general circulation model of the atmosphere[J], Tellus B , 1992,44: 371-389.
- [31] Gillette, D.A. Environmental factors affecting dust emission by wind erosion in Saharan Dust[A]. C. Morales, ed., John Wiley, New York, 1979, pp. 71-94.
- [32] Marticorena, B. and Bergametti, G. Modeling the atmospheric dust cycle: 1-Design of a soil derived dust production scheme[J]. J. Geophys. Res, 1995, 100: 16415-16430.
- [33] Marticorena, B. Bergametti, G., Aumont, B., Callot, Y., N'Doumé, C., and Legrand, M. Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulation of Saharan sources[J]. J. Geophys. Res ,1997, 102: 4387-4404.
- [34] Shao, Y. and Lu, H. A simple expression for wind erosion threshold friction velocity[J]. J. Geophys. Res , 2000,105: 22,437-22,443.
- [35] Shao, Y., Raupach, M.R., and Leys, J. F. A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, Aust[J]. J. Soil Res, 1996, 34: 309-342.
- [36] Shao, Y. A model for mineral dust emission[J]. J. Geophys. Res, 2001, 106: 20,239-20,254.
- [37] Greeley, R. and Iversen, J.D. Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan[M]. New York: Cambridge University Press, 1985, pp. 333.
- [38] Bagnold, R.A. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes[M]. New York: Methuen, 1941, pp265.
- [39] 刘贤万. 实验风沙物理与风沙工程学[M]. 北京: 科学出版社, 1995.
- [40] 董治宝, 董光荣, 陈广庭. 风沙物理学研究进展与展望[J]. 大自然探索, 1995, 14(53): 30—38.
- [41] 慕青松, 苗天德, 马崇武. 不均匀沙起动理论及戈壁风蚀层形成动力学[J]. 中国沙漠, 2004, 24(3):268-273.
- [42] 董治宝 钱广强. 关于土壤水分对风蚀起动风速影响研究的现状与问题[J]. 土壤学报, 2007, 44(5):934-943
- [43] Bisal F, Hsieh J. Influence of moisture on the erodibility of soil by wind[J]. Soil Science, 1966, 102: 143-146.
- [44] Horikawa K, Hotta S, Kubota S. Experimental study of blown sand on a wetted sand surface[J]. Coastal Engineering of Japan, 1982, 25: 177-195.
- [45] 贺大梁, 申建友. 降水对起沙风速的影响[J]. 中国沙漠, 1988, 8(4): 18-26.
- [46] 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[J]. 中国沙漠, 1991, 11(1): 22-29.
- [47] Chepil W S. Influence of moisture on erodibility of soil by wind[J]. Proceedings of Soil Science Society of America, 1956, 20: 288-292.
- [48] Hotta S, Kubota S, Katori S, et al . Sand transport by wind on a wet sand surface [A]. Proceedings of the 19th Coastal Engineering Conference ASCE[C], New York, 1984. 1263- 1281
- [49] Saleh A , Fryrear D W . Threshold wind velocities of wet soils as affected by wind blown sand[J]. Soil Science, 1995, 160: 304 —309.
- [50] 董治宝, 陈渭南, 李振山等. 风沙土水分抗风蚀性研究[J]. 水土保持通报, 1996, 16(2): 17—23.
- [51] 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[J]. Journal of Arid Environments, 1996, 34: 391—402.
- [52] 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
- [53] 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[J]. Canadian Journal of Soil Science, 1989, 69: 79~96
- [54] Haines W B. Studies of the physical properties of soils. II. A note on the cohesion developed by capillary forces in an ideal soil[J]. Journal of Agricultural Science, 1925, 15: 529~535
- [55] Gregory J M, Darwish M M. Thre~old friction velocity prediction considering water content[A]. Presented at the 1990 International Water Meeting of ASAE[C], Chicago, Illinois,1990 ,Paper902562.
- [56] Fécan, F., Marticorena, B., and Bergametti, G. Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction due to soil moisture for semi arid areas[J], Annales Geophys , 1999, 17: 149-157.
- [57] Cornelis W M , Gabriels D, Hartmann R. A param eterization for the threshold shear velocity to initiate deflation of dry and wet sediment[J]. Geomorphology, 2004, 9: 43-51.
- [58] Michael R. Raupach , Hua Lu. Representation of land-surface processes in aeolian transport models[J]. Environmental Modelling & Software, 2004,19: 93~112.
- [59] Van de Ven, T. A. M.,D. W . Fryrear& W . P. Spaan. vegetation characteristics and soil loss by wind[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1989, 44: 347- 349.
- [60] Wlolfé. S. A. & W . G. Nickling . The protective role of sparse vegetation in wind erosion[J]. Progress in Physical Geography, 1993, 17: 50-68.
- [61] Lettau. H. Notes on the aerodynamic roughness parameter estimation on the basis of roughness element description[J]. Journal of Applied Meteorology, 1969, 8: 828-830.
- [62] Lancaster. N. & A. Baas. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens lake, California[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 1998, 23: 69—82.
- [63] Wolfe. S. A. & W . G. Nickling. Shear stress partitioning in sparsely vegetated desert canopies[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 1996, 21: 607~620.
- [64] Raupach, M. R. Drag and drag partition on roughBess Surfaces[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1992, 60: 375~395.
- [65] Raupach. M. R.. D. A. Gillette& J. F. Leys. The effect of roughness elements on wind erosion threshold[J]. Journal of Geophysical Research, 1993, 98: 3023~3029.
- [66] 李晓丽,申向东. 结皮土壤的抗风蚀性分析[J]. 干旱区资源与环境, 2006, 20(2): 203-207
- [67] Nickling W G . The stabilizing role of bonding agents on the entrainment of sediment by wind[J]. Sedimentology, 1984, 31:111~117
- [68] Chun-Lai Zhang, Xue-Yong Zoua, Ji-Rui Gonga,et al.Aerodynamic roughness of cultivated soil and its influences on soil erosion by wind in a wind tunnel[J],Soil & Tillage Research, 2004, 75: 53~59
- [69] M. Kardous, G. Bergametti, and B. Marticorena. Aerodynamic roughness length related to non-aggregated tillage ridges[J],Annales Geophysicae, 2005, 23: 3187~3193.
- [70] M. Kardous, G. Bergametti, and B. Marticorena, Wind tunnel experiments on the effects of tillage ridge features on wind erosion horizontal fluxes[J],Annales Geophysicae, 2005, 23: 3195~3206.
- [71] 岳高伟,黄宁,郑晓静. 沙粒形状的不规则性及静电力对起动风速的影响[J].中国沙漠, 2003, 23(6):621-627.
- [72] 曾庆存,程雪玲,胡非. 大气边界层非常定下沉急流和阵风的起沙机理[J], 气候与环境研究, 2007, 12(3): 244-250.
- [73] McKenna Neuman C . Effects of temperature and humidity upon the entrainment of sedimentary particles by wind[J]. Boundary-Layer Meteorol, 2003, 108:61~89
- [74] 王炜,宋振鑫,邵亚平等. 沙尘暴天气数值预报系统及其预报效果检验[J], 气象科技,2005,33(1): 25-31.
- [75] 申彦波,沈志宝,杜明远,汪万福,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.
- [76] Dong Z, Liu X, Wang H, et al., The flux profile of a blowing sand cloud: a wind tunnel investigation,

Geomorphology, 2002, 49:219-230.

[77] 马耀明, 刘东升, 王介民, 等, 卫星遥感敦煌地区地表特征参数研究, 高原气象, 2003, 22 (6): 531-536

[78] Gillette, D.A. On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport[J]. J. Rech. Atmos, 1974, 8: 735-744.

[79] Gillette, D.A. Fine particulate emissions due to wind erosion[J]. Trans Am Soc Agric Engrs, 1977, 20: 890-987.

[80] Gillette, D.A. Environmental factors affecting dust emission by wind erosion in Saharan Dust[A]. C. Morales, ed., John Wiley, New York, 1979, pp. 71-94.

[81] Gillette, D.A., 1981, Production of dust that may be carried great distances: origin, characteristics and effect on man[J]. Spec. Pap. Geol. Soc. Am, 1981, 186: 11-26.

[82] Shao, Y., Raupach, M.R., and Findlater, P.A. Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind[J]. J. Geophys. Res, 1993, 98: 12,719-12,726.

[83] Gillette, D.A. and Passi, R. Modeling dust emission caused by wind erosion[J]. J. Geophys. Res, 1988, 93: 14,233-14,242.

[84] Nickling W G, Gilles J A. Dust emission and transport in Mali, West Africa [J]. Sedimentology, 1993, 40: 859 - 868.

[85] Borman S, Jaenicke R. Wind tunnel experiments on the resuspension of the sub - micrometer particles from a sand surface [J]. Atmospheric Environment, 1987, 21: 1891 - 1898.

[86] 梅凡民, 张小曳, 鹿化煜等. 若干风蚀粉尘释放模型述评. 中国沙漠, 2004, 24(6): 791-797.

[87] Alfaro, S. and Gomes, L. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: emission intensities and aerosol size distributions in source areas[J]. J. Geophys. Res, 2001, 106: 18,075-18,084.

[88] Alfaro, S. Influence of soil texture on the binding energies of fine mineral dust particles potentially released by wind erosion[J]. Geomorphology, 2008, 93: 157-167.

[89] Lu, H. and Shao, Y. A new model for dust emission by saltation bombardment[J]. J. Geophys. Res, 1999, 104: 16,827-16,842.

[90] Arimoto R, Duce RA, Ray BJ, Unni CK. Atmospheric trace elements at Enewetak Atoll: 2. Transport to the ocean by wet and dry deposition[J]. J Geophys Res, 1985, 90: 2391-2408.

[91] 吴润, 蒋维楣, 王卫国, 等, 我国春季大气沙尘气溶胶分布和短波辐射效应的数值模拟, 中国科学技术大学学报, 2004, 34 (1): 116-125.

[92] Frangi J P, Richaied D c, The WELSONS project experiment: overview and presentation of first results on the surface atmospheric boundary layer in semiarid Spain[J]. Ann, Geophys., 365-384, 2000.

[93] 吴正, 风沙地貌学[M], 北京: 科学出版社, 35-39, 1987.

[94] Iversen, J.D. and White, B.R., Saltation threshold on Earth, Mars and Venus[J], Sedimentology 29: 111-119. 1982.

[95] Shao Y P, Leslie L M, Wind erosion prediction over the Australian continent, J. Geophys. Res., 1997, 102: 30091-30105

[96] Chatenet, B., Marticorena, B., Gomes, L., and Bergametti, G., Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind[J], Sedimentology, 43: 901-911. 1996.

[97] Ding, Z.L., Ren, J.Z., Yang, S.L., and Liu, T.S., 1999, Climate instability during the penultimate glaciation: evidence from two high resolution loess records, China, [J] J. Geophys. Res. 104: 20,123-20,132.

[98] Chatenet, B., Marticorena, B., Gomes, L., and Bergametti, G., Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind[J], Sedimentology, 43: 901-911. 1996.

[99] Mei, F., Zhang, X., Lu, H., Shen, Z., and Wang, Y., Characterization of MASDs of surface soils in north China and its influence on estimating dust emission, Chin. Sci. Bull. 49: 2169-2176, 2004.

致 谢

本学位论文是在导师黄宁教授的悉心指导和关怀下完成的。三年来，黄老师在学习、工作和生活等各个方面给予我细致培养和热心关怀。黄老师渊博的知识、严谨治学态度、饱满的工作热情、敏锐的科研洞察力、豁达的人格都给了我深深地影响，学生我将永远铭记在心并受益终身。值此学位论文完成之际，谨向培养了我三年的导师致以崇高地敬意和诚挚地感谢！

同时，还要特别感谢周又和教授和郑晓静教授，两位老师对科学事业的无私奉献精神和正直、谦逊的品格都是我今后学习的楷模。

感谢力学系的各位老师、师兄、师姐、同学、朋友们，活跃的学习气氛、勤奋的工作态度、有益的学术交流，使我度过了充实而愉快的研究生阶段。

感谢史峰同学为本论文提供了野外观测风速数据，感谢 314 自习室的各位兄弟姐妹和马志敏、刘应辉、沈飞同学在问题的讨论，论文的修改等诸多方面给予的帮助。

感谢本论文参考资料的作者，是你们的辛勤劳动为本论文的完成提供了便利条件。

衷心感谢我的父亲、母亲、姐姐以及所有亲人在学业上给予的支持、帮助和鼓励，在他们的关怀下，使我顺利完成了学业。

最后，让我再一次衷心地感谢所有师长、亲人和朋友的关心、爱护、支持和帮助。

辜艳丹

二零零九年五月于兰州