

我国沙尘天气微气象学和湍流输送特征研究进展

李晓岚^{1,2}, 张宏升¹

(1. 北京大学物理学院大气与海洋科学系,北京 100871;2. 兰州大学半干旱气候变化教育部重点实验室,甘肃 兰州 730000)

摘要: 基于风蚀起沙的物理机制,从微气象学角度回顾了国内沙尘天气的研究进展,介绍了沙尘天气过程近地面层微气象学特征,以及湍流通量演变规律和湍流作用对沙尘暴过程参数化的影响。同时,结合国外的相关研究,探讨了国内在沙尘天气研究方面存在的不足和今后的研究方向,如:开展沙尘暴过程数值模式湍流参数化方案的分析及与卫星和实验观测结果的比对研究;获取沙尘天气过程近地面层气象要素垂直廓线的精细分布,加深理解不同沙尘天气演变规律及特征;加强不同沙尘源区土壤湿度对起沙阈值影响的研究;开展不同粒径土壤的起沙率以及沙尘通量廓线演变规律的研究等。

关键词: 沙尘天气;微气象学;湍流输送;卫星遥感

中图分类号:P445⁺.4

文献标识码:A

引言

气象学上将沙尘天气分为浮沙、扬沙和沙尘暴3个等级。沙尘天气是干旱和荒漠区特有的灾害性天气之一,在我国北方地区时有发生。沙尘天气过程常伴随着大风、低能见度、大气污染以及流沙尘土覆盖和掩埋等,影响交通、建筑、农、林、牧业、公共设施和社会活动,以及人类的健康和生活^[1]。沙尘气溶胶通过直接和间接辐射强迫作用,影响云和降水的形成甚至气候变化,对海洋生态系统和生物化学循环也有着重要影响。

国外1920年代初已经开展了对沙尘天气的研究,我国对沙尘天气早有历史记载,但真正采用近代科学技术监测、研究和预测沙尘暴,相对起步较晚^[2]。1990年代,随着土地荒漠化的加剧,沙尘暴天气的频发,相关研究引起了国内和国际的广泛关注,并取得了大量的研究成果^[1-4]:沙尘天气的时空统计分析及天气学和气候学研究^[5-7]、沙尘气溶胶的物理化学特性及辐射效应^[8-10]、沙尘粒子的输送和沉降^[11-12]、沙尘天气的预测及防治^[13-14]。研究手段主要包括实验室模拟、野外观

测实验以及数值模拟。近年来,卫星遥感也成为研究沙尘天气的一种重要途径,分析沙尘暴的起源、空间分布、移动路径和降尘区域以及沙尘大气的光学厚度、粒子有效半径和垂直气柱沙尘总量等沙尘暴天气特征^[15-17]。

沙尘暴过程中湍流输送是沙尘粒子从跃移层进入大气边界层的必要条件,沙尘天气的微气象学和湍流输送特征对深刻理解沙尘天气的发生机制和演变规律十分重要。由于受探测水平的制约,以及湍流资料和地面同步观测资料的不足,对沙尘天气的微气象学和湍流特征的研究相对较少。1970年代后,随着大气探测技术和研究方法的发展,获取湍流特征和大气边界层精细结构成为可能。与此同时,风沙物理学研究得到很大进展。

本文基于风蚀起沙的物理机制,从微气象学角度回顾了国内沙尘天气的研究,介绍了沙尘天气过程近地面层微气象学特征,以及湍流通量演变规律和湍流作用对沙尘暴过程参数化的影响,并结合国外的相关研究,探讨了国内在沙尘天气研究方面存在的不足和今后的研究方向,以期对沙尘天气形成机理和沙尘暴预报提供参考。

收稿日期:2010-04-23;改回日期:2010-07-05

基金项目:国家自然科学基金(40775013),国家重点基础研究发展计划项目(2010CB428501),国家“863”计划(2006AA06A306),财政部/科技部公益性行业(气象)科研专项(GYHY200806007),半干旱气候变化教育部重点实验室(兰州大学)开放基金共同资助

作者简介:李晓岚(1986-),女,山东人,博士生,研究方向为大气物理学与大气环境. E-mail:leexl@pku.edu.cn

1 沙尘天气过程近地面层微气象学特征

强风、强热力不稳定和沙源是形成沙尘暴的3个必要条件。沙尘暴前后的风速演变反映了动力作用对沙尘暴的影响;气温的变化对于强热力不稳定层结的形成具有至关重要的作用;沙尘的释放与沙尘源区的地表特征关系密切,如土壤性质、土壤湿度和植被覆盖等。

对沙尘天气过程中气象要素变化规律的理解,有助于沙尘暴的早期预测及其发生机制的研究。胡泽勇等^[18]指出,地面风长时间稳定维持、空气干燥伏热、地面受低压控制或许是沙尘暴早期预测的前兆因子。胡隐樵等^[19]分析了强沙尘暴过程的微气象特征,提出了干飑线引起沙尘暴形成和发展的局地触发机制,是国内外研究黑风暴形成的小尺度局地因子取得的重要成果之一。文中给出了干飑线的发展机制和物理模型(图1),探讨解释了动力作用(强风)和热力作用(温度)对沙尘浓度的影响。曾庆存等^[20]提出了沙尘进入大气边界层的阵风扬尘机理,阵风三维相干结构可使风沙边界层内的沙尘克服冷锋天气系统的下沉气流,不断上扬到大气边界层的中上层,再由中上层和其上系统的上升气流,将沙尘带到对流层,扩散并向远方输送。张强等^[21]研究了西北干旱区大气边界层的结构和特征,指出:敦煌地区的大气边界层非常深厚,对流边界层顶可高达4 000 m,稳定边界层厚度在1 000 m左右;夜间经常出现东风急流,平流输送作用导致强逆湿,并且夜间比湿大于白天;有较强的风速切变,使得对流活动加强,边界层逆温顶盖的逆温强度变弱,近地层大气超绝热递减强度减小,边界层厚度增加。

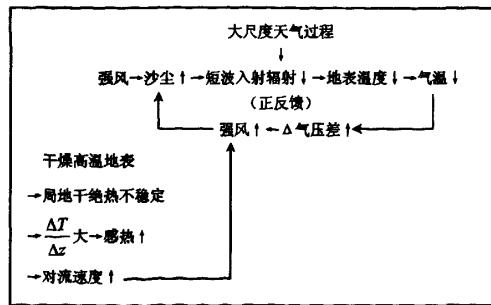


图1 干飑线的发展机制和物理模型^[20]

Fig. 1 Development mechanism and physical model of dry squall lines^[20]

沙尘天气过程近地面层微气象学分析显示^[18, 22-23]:(1)沙尘暴发生前的风速较小,临近爆发时风速迅速增大,为起沙提供必要的动力条件,沙尘暴后风力逐渐减小;(2)沙尘暴过境时,地面气温一般先升后降。温度升高,一方面由于沙尘暴过境时通常伴有冷锋天气过程,冷锋前为暖气团;另一方面大量悬浮在大气中的沙尘粒子起着“棉被”的作用,减弱了地面向上的长波辐射,有利于热力不稳定层结的形成。沙尘暴后,受高空冷平流的影响,加上沙尘天气的减弱,地面长波辐射降温作用增强,导致地面气温骤降;(3)土壤湿度通常在沙尘暴发生前达到最小值,沙尘暴发生过程前后土壤湿度值没有显示明显的规律性变化;(4)沙尘暴过程前期一般受低压控制,气压较低;临近发生时,地面气压猛增,为沙尘暴的爆发提供动力条件,并维持一段时间的相对稳定状态;伴随着沙尘暴过境,地面气压进一步增大,地面从低压控制转为受高压控制。

沙尘天气过程中近地面层气象要素垂直廓线有其特殊性。李祥余等^[24]分析了塔克拉玛干沙漠腹地塔中地区一次强沙尘暴过程前后气象要素垂直廓线的变化特征,指出:沙尘暴形成前,风速随高度增加而增大,夜间稳定层结条件下,更为显著;白天大气层结不稳定,近地面层20 m高度以下存在强超干绝热递减率;比湿廓线存在一个极小值拐点,拐点高度以上廓线呈逆湿状态。沙尘暴形成时,风速较大,风速廓线满足对数律关系;由于湍流交换加强,太阳辐射减弱,风速较大,近地层整层昼夜均为近中性层结。沙尘天气过境时,甘肃河西戈壁地区^[25]和内蒙古浑善达克地区^[26]也发现了逆湿现象存在,但不同地区大气逆湿层出现的强度和高度有所不同。

2 风蚀起沙

风沙活动是风力作用下地表物质的侵蚀、搬运和堆积过程^[27]。英国物理学家拜格诺的《风沙和荒漠沙丘物理学》奠定了风沙运动的物理学研究基础^[28]。

风沙颗粒运动的研究主要涉及颗粒的起动条件和起动规律、运动速度和运动轨迹等。凌裕泉和吴正^[29]在我国首次采用高速电影摄影机在风沙环境风洞中比较精确地记录了直径为1.5 mm石英沙在气流中的运动过程,根据沙粒前进速度计算得出的冲击力是沙粒重力的几百至几千倍,说明冲击力在沙粒跃移运动中起了非常重要的作用。贺大良和高

有广^[30]用同样的方法研究了0.2 mm石英沙在气流中的运动特征,计算了颗粒的速度和加速度,发现沙粒在气流中的运动存在很大的脉动,加速度脉动值最大可达重力加速度的30倍。刘贤万^[31]根据野外观测和颗粒运动的动态摄影资料,将风沙颗粒运动细分为振动、滚动、滑动、跃移和悬移5种运动形式,给出了气流中颗粒运动的主要运动参数表达式,认为运动颗粒对地表颗粒的冲击作用是风沙颗粒运动的主导动力。董治宝^[32]将风沙起动理论归纳为10种假说,分成以接触力为主和非接触力为主起动说2大类。大气边界层湍流对悬浮粒子的飞起及其后续的传输及沉降运动具有重要影响^[33]。林官明^[34]的环境风洞实验表明,近壁面层的湍流猝发行中抛射和外交换对颗粒物的飞起有支配作用,产生瞬时雷诺切应力比平均雷诺应力高一个量级,足以促使颗粒物起动。宣捷等^[35]的风洞实验结果表明,低层大气湍流会显著提高起尘通量并改变降尘量的分布。高湍流度时煤堆阈值风速为 $2.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,远小于在低湍流度气流中的数值(4.3和 $5.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),且对煤粉湿度不再敏感;平均风速和湿度条件一定时,高湍流度气流($I=36\%$)中的起尘通量为低湍流度气流($I=6\%$)情况下的3.9倍。

实际的风沙运动是由不同尺度、不同形状的颗粒构成的风沙流。输沙率是风沙流研究的重要问题之一,是评价风沙危害的重要指标。估算某地或某种地表物质的输沙率,多是根据野外实验结果建立的经验公式。一般地,输沙率与风速或摩擦速度的3次方成正比,但不同学者的结果存在差异。刘振兴^[36]将风沙的传输分为底沙(跃移和蠕移)和悬沙(悬移),根据不同的理论分别探讨了两者的输沙率、含沙浓度及其随高度的分布,提出底沙输沙率与摩擦速度的3次方成正比;悬沙输沙率是底沙输沙率乘上一个与气流脉动速度、沙粒下沉速度、空气稳定性以及底沙的跃移高度等因子有关的函数。近地层输沙率与风速波动呈现较好的相关性^[37]。张克存等^[38]的风洞实验结果表明:输沙量的垂直分布主要受风沙活动层气流紊乱性的影响,进口气口风速越大,瞬时风速分布范围越大,波动越剧烈。风沙流的结构特征是风沙流研究的另一个重要组成部分。马世威^[39]根据0~10 cm高度内输沙率随高度的变化研究了风速、总输沙量和下垫面特征等因素对风沙流结构的影响,研究结果显示:沙质地表的输沙率随高度的增加而减少;随着风速的增大,下层(0~1

cm)输沙率相对减小,中层(1~2 cm)变化不大,上层(2~10 cm)相对增加。李志勇等^[40]的数值模拟结果给出输沙率随高度增加呈现先增大后减小的规律。风速增大,输沙率整体升高,但不同高度层表现出的规律不同。因湍流对粒径较大的粒子速度的衰减程度小,使得输沙率随粒径的增加而增大^[40]。下垫面对风沙流结构的影响十分显著和复杂,其对风沙流结构的改变因地表起伏、物质组成、水分多寡和植被覆盖的不同而异^[41]。李晖^[42]的风洞实验结果表明,湍流度对输沙量的影响随风速的增加更加明显。风速相同时,湍流度对输沙量的影响随高度增大,表明地表湍流度的提高会使更多的沙粒离开地面而跃移到更高的位置。风沙流中近地面的风速廓线具有特殊的变化规律。董治宝等^[43]利用数值模拟得到的风速廓线与风洞实验结果较为一致,两者在半对数图上都呈上凸曲线,在跃移边界层外逐渐逼近直线。风速廓线存在明显结点,结点高度随风速增大而增大,随颗粒粒径的增大而降低,但后者变化的原因尚有待进一步研究。另外,海岸带风沙流的结构特征与内陆沙漠基本相似,风沙流的平均沙量的高度略高一些,输沙率明显小于内陆沙漠地区^[44~45]。

土壤风蚀是在特定的环境背景下风动力条件作用于沙质地表的结果。影响土壤风蚀的因子有很多,其中湍流的作用不可忽视。表1给出了影响土壤风蚀的主要因子^[46]。

风洞实验是研究土壤风蚀影响因子和风沙运动规律的有效手段。张春来等^[47~48]通过风洞模拟实验研究了耕作土壤表面的空气动力学粗糙度和植被对土壤风蚀的影响,表明:空气动力学粗糙度主要取决于暴露地表的土块直径,空气动力学粗糙度随着直径的增加而增大,土壤风蚀速率则迅速减小。植被覆盖对土壤风蚀具有显著抑制作用,通过割断风力对土壤的直接作用和增大地表空气动力学粗糙度来实现。刘小平和董治宝^[49]研究了不同粒径沙粒在湿润状态下的启动风速,表明:湿润沙粒的起动摩擦速度增加了1.01~3.68倍,其数值与沙子含水率、粒径分布和湍流作用等因素有关。含水率较低时,大粒径粒子不易被风起动。对于给定粒径的湿沙粒的起动风速与沙子含水率的平方根成线性关系。刘连友等^[50]测定了不同砾石覆盖密度和覆盖方式的土壤吹蚀速率,表明:砾石覆盖对吹蚀速率的抑制作用可表达为砾石铺压的密度效应和空间排列

效应。在一定的风力条件下,吹蚀速率随砾石覆盖密度的增加呈指数递减变化;在一定的铺压密度下,不同铺压方式的吹蚀抑制效应从小到大依次是:平行条带铺压<簇状铺压<斜交条带铺压<垂直条带铺压<随机铺压。

我国北方干旱、半干旱区的风蚀率为 $600\sim8000\text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$,流沙地带风蚀最严重,农田土壤风蚀主要受人类活动影响^[41]。朱朝云^[51]利用野外风洞估算了鄂尔多斯高原东南部几种典型地表的风蚀模数(单位 $\text{t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$),从小到大依次为:沙黄土地(3 400)、黑沙土地(4 230)、裸露沙黄土地

(15 400)、破坏了的沙黄土地(32 500)、古风成沙(121 000)和沙流地(480 000)。李占宏等^[52]给出内蒙古科尔沁沙地、浑善达克沙地、毛乌苏沙地和腾格里沙漠沙化地区典型土地粒度特征,认为:耕地和地带性草原植被的含量最大,其次为退化草原,各类沙丘含量较小,由此推断大范围沙尘暴天气的尘源物主要来自退化的耕地和草原,而非沙漠和沙地。为了估算土壤风蚀量,王训明等^[53]以随机理论为基础,建立了土壤风蚀的一类随机过程模型,可用来求取任意时刻任一类可风蚀物质的随机概率分布、数学期望(平均风蚀量)及其方差。

表1 影响土壤风蚀的主要因子^[54]Tab. 1 Main factors affecting wind erosion of soil^[46]

气候	土壤	植物	地形	人为活动
风速(-)	土壤类型(±)	植被类型(±)	地表粗糙度(±)	开垦(-)
风向(±)	颗粒组成(±)	植被盖度(+)	坡度(±)	放牧(-)
湍流度(-)	土体结构(±)		土垄(±)	农田防护林(+)
降雨量(+)	有机质含量(±)			作物残茬(+)
蒸发量(-)	碳酸钙含量(±)			
温度(+)	土壤容量(±)			
气压变化(-)	团粒密度(±)			
冻融作用(+)	土壤水分(+)			

注:(+)表示土壤风蚀随该因子的增加而减弱;(-)反之;(±)表示既有增加也有减少。

3 湍流输送特征和沙尘通量

3.1 湍流交换系数和湍流通量的演变

湍流动量交换系数(湍流粘性率) K_M 和湍流热量交换系数(湍流热传导率) K_H 分别表征了湍流动力作用和湍流热力作用,是衡量湍流强弱程度的物理量。湍流的强弱将直接影响沙尘粒子的垂直输运。 K_M 和 K_H 的比值可以反映沙尘暴过程中湍流动力作用和热力作用的贡献程度。

张强和卫国安^[54]分别采用涡动相关法、空气动力学法和组合法计算了敦煌荒漠戈壁地区夏季湍流动量、感热和潜热交换系数,尽管3种方法得出的结果有一定差别,但在量级上相当,动量输送系数和感热输送系数的量级为 10^{-3} ,潜热输送系数量级为 10^{-6} 。潜热输送系数差别最大,其原因一方面由于潜热通量和湿度梯度太小,造成精确测量和计算的困难;另一方面与绿洲湿平流的影响有关。孙继明

等^[55]指出:内蒙古沙漠地区的扬沙天气和沙尘暴天气过程,近地层湍流感热交换和动量交换是主要的湍流过程,强烈的热量交换对沙漠地区沙尘暴的产生和加强起着重要作用;沙尘暴天气的湍流交换强于浮尘和扬沙天气。牛生杰等^[56]指出:贺兰山荒漠地区湍流交换系数 K_H 和 K_M 具有明显的日变化,与大气稳定度密切相关;湍流交换系数的最大值通常出现在14时,但当出现扬沙或沙尘暴天气时,其出现的时间与扬沙或沙尘暴最大强度的时刻一致。

近地面层湍流通量是表征地面与大气相互作用的重要参量,也对沙尘粒子的输送有着重要作用。

刘熙明等^[57]分析了一次强沙尘天气过程近地面层湍流通量特征,给出:沙尘暴爆发前以中尺度动量通量为主,爆发后湍流通量明显增大,明显大于中尺度动量通量;沙尘暴过程中以感热输送为主,中尺度感热通量非常小。这也充分说明了湍流作用对起沙的重要影响。张宏升等^[58]给出:浑善达克沙地春

季沙尘天气起沙阶段,热量通量占主导作用;沙尘暴天气发生前,湍流动量明显向下传输,且湍流动力作用相对湍流热力作用占主要作用。吕萍等^[59]利用风洞试验研究了不同类型下垫面的湍流输送特征,结果表明:湍流通量随自由风速、沙粒粒径和砾石几何结构的增大而增大;湍流输送强度与粗糙元密度有关,密度小时,其强度随密度增大而增大,当密度超过某一值时,强度变化曲线趋于平缓。吕萍^[60]还利用NCEP日平均全球再分析资料研究了西北地区一次沙尘暴过程的地表热通量特征,表明:沙尘暴爆发前和爆发时,地表感热通量迅速增大,潜热通量急剧减小。

3.2 沙尘通量的实验获取

沙尘通量是风蚀起沙研究中的最关键的参量之一,湍流作用是影响沙尘通量的一个重要因子。Xuan 和 Robins^[61]的风洞试验结果表明:湍流作用使临界摩擦速度或者临界风速减小,沙尘水平通量和垂直通量(起沙率)增大。Dong 等^[62]给出:沙尘通量廓线在贴地层内通常存在拐点,拐点以下沙尘通量随着高度增加而增大,拐点高度以上沙尘通量随高度增加迅速减小。拐点的高度随着风速的增大而增大,风速为8~10 m·s⁻¹时,高度为1 cm,风速增加到12~14 m·s⁻¹时,高度增为2 cm,风速达到16~22 m·s⁻¹时,高度增加为3 cm,反映了湍流作用对起沙通量以及沙尘输运的重要影响。

近年来,一些学者开展了不同沙尘源区不同沙尘天气过程起沙量的野外观测试验。沈建国等^[63]通过宽范围颗粒谱仪WPS以及气象塔的观测资料,计算了干旱草原地区沙尘暴和扬沙天气

平均起沙通量分别为 $6 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。沈志宝等^[64]利用便携式粒子计数器获得的沙尘粒子数浓度的观测资料,估算出2002年4月敦煌地区2次沙尘暴过程中的平均起沙量为 $9.95 \times 10^{-9} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,并给出了地面起沙量的粒径分布。Hoffmann等^[65]研究了内蒙古锡林格勒草原地区放牧和地形对起沙通量和沙尘沉降的影响,结果显示:所有的放牧地区的起沙量 $< 1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ($1.16 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$),未放牧地区的起沙量很小;地形对起沙量影响不大,但是对沙尘沉降具有重要影响。

起沙通量与沙尘天气强度呈一定的相关关系。张宏升等^[58]研究了浑善达克沙地春季不同沙尘天气条件下的沙尘通量,给出:非沙尘天气条件下,存在一定的沙尘向上输送,但数值较小;扬沙和沙尘暴天气有较强的沙尘向上输送,并随着沙尘天气的强度不同,净沙尘通量数值也不同。人类活动对沙尘通量的影响不可忽略。没有人类活动时,绿洲的垂直尘粒通量比戈壁偏小约一个数量级,但如有翻耕等人类活动时,绿洲的垂直尘粒通量增大一个数量级,并有可能超过戈壁地表^[66]。另外,起沙通量还与地表土壤粒子的尺度分布有关^[67]。

起沙通量计算中,摩擦速度和地表风蚀起沙的临界摩擦速度是其最关键的气象因子。前者主要受大风和地表粗糙度等因素的影响,后者主要受粒子尺度、土壤特性等影响。一些学者利用常规地面观测资料,采用统计方法确定不同沙尘源区的临界起沙阈值。表2给出了不同下垫面摩擦速度和临界摩擦速度的数值^[58, 63, 66, 68~69]。

表2 不同下垫面临界摩擦速度 $u_{*,i}$ 和临界起沙风速 u_c 一览表

Tab. 2 List of threshold values of friction velocity and wind speed over various underlying surface

地 点	观 测 时间	高 度 / m	$u_{*,i}/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	$u_c/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	Z_0/m
浑善达克沙地 ^[58]	2004 年		0.4	6	0.0072
浑善达克沙地 ^[68]	2004 年	4	0.6	10	0.0072
敦煌沙地 ^[69]	2001~2002 年	0.5	7	—	
敦煌农田 ^[69]	2001~2002 年	0.3	3	—	
敦煌绿洲 ^[66]	2002 年	2	>0.74	—	—
敦煌戈壁 ^[66]	2002 年	2	>0.43	—	—
戈壁地区 ^[68]	2006 年	4	0.45	6	0.007
黄土高原 ^[68]	2006 年	4	0.7	10	0.090
干旱草原 ^[63]	2008 年	1~2	>0.36	—	—

3.3 沙尘通量的参数化

早期的沙尘模式没有考虑湍流对沙尘粒子移动的影响^[70],现在的沙尘模式多采用摩擦速度 u_* 和临界摩擦速度 u_{*c} 对沙尘通量进行参数化。虽然摩擦速度 u_* 包含了湍流的作用,但在很大程度上更多地反映了湍流对起沙过程的间接影响,并且只局限于近地面层^[61],粒子跃移应该与跃移层内的湍流结构有更好的相关性。因此,分析湍流作用对起沙的影响,也常常考虑粒子穿过空气以及撞击地面过程中所受的动量,以及撞击点周围其它粒子的影响^[61]。Sterk等^[71]揭示了湍流结构和沙尘跃移之间的关系,并给出临界风速和沙尘通量的湍流修正因子。Xuan^[72]对这2个修正因子进行了改进,并指出两者都是湍流强度的函数。

Lu和Shao^[73]指出垂直起沙通量与水平跃移通量成正比,突显了水平跃移通量模拟的重要。Shao^[74]考虑了湍流的直接影响,提出了一种相似性起沙模式,即:在粒子跃移速度和重粒子扩散的参数化中引入湍流脉动速度 u' 和 w' ,模拟粒子的运动轨迹。当湍流不存在时, $u' = w' = 0$;湍流存在时, u' 和 w' 遵从 Ornstein-Uhlenbeck 规律变化,即:

$$du' = -\frac{u'}{T_{Lw}}dt + \sqrt{C_0 \epsilon} d\xi \quad (1)$$

$$dw' = -\frac{w'}{T_{Lw}}dt + \sqrt{C_0 \epsilon} d\xi \quad (2)$$

没有湍流和高斯湍流2种情况的模拟结果表明^[74],湍流对粒子跃移具有明显的作用,没有湍流时的跃移高度约为0.01 m;高斯湍流使得跃移传输在较厚的气层内,与已有观测结果的数量级相当,数值大约为0.3 m。Shao^[74]还指出:粒子越小,湍流作用的影响越明显。根据沙尘粒子的大小、地表粗糙度和摩擦速度可以确定沙尘浓度的垂直廓线,跃移层内的质量通量和动量传输。这里包含2个边界限制条件,即:弱湍流中的大粒子跃移和强湍流中的小粒子跃移。前者的沙尘质量通量廓线呈幂指数变化,后者满足高斯分布。修正后的跃移可以用通量廓线表征。对不同粒子大小的不同廓线进行加权平均,可得到多粒子尺度的沙尘通量廓线。Li等^[75]使用修正粒子平均垂直速度和粗糙度表达式改进了Shao的相似性跃移模式,并将裸露平坦均一沙地表面的模拟结果与Liu等^[76]风洞实验进行对比,表

明:改进后的模式具有更好地描述垂直沙尘通量廓线、表面沙尘输送率特征(不是起沙量)及平均跃移高度的能力。但是该模式仍存在没有考虑土壤含水量、土壤硬度、植被等影响因子的不足。

4 存在的问题

与国外研究相比,目前国内在沙尘天气研究方面还存在一些不足:

(1)沙尘暴过程近地面层气象要素垂直分布规律对加深理解不同沙尘天气演变规律及特征有重要作用,但是由于资料的稀缺,相关报道不足。在利用卫星遥感手段研究沙尘暴过程中,湍流作用对红外窗区通道的亮温和亮温差造成影响,尤其是沙尘活动较弱时,遥感获得的沙尘物理参数的精度将显著降低^[77]。因此,正确获得近地层温度和湿度廓线分布规律是卫星精确遥感沙尘暴光学厚度、垂直气柱沙尘总量等一系列参数的关键和瓶颈。有必要将卫星遥感同数值模拟、地基沙尘暴监测结果进行定量比较,以改进卫星遥感沙尘暴的手段和方法;

(2)开展不同沙尘暴过程数值模拟的湍流参数化方案的对比分析,有利于更好地理解湍流对沙尘垂直输送等重要物理过程的作用和影响。目前,国外已开展了采用不同起沙参数化方案在全球环流模式模拟与多种卫星遥感结果对比的研究,分析其对沙尘气溶分布的影响^[78]。利用实测资料评估风蚀起沙模型^[79];

(3)下垫面特征参数的变化对起沙阈值和沙尘垂直通量有着重要影响。土壤粒径分布是影响沙尘垂直通量准确与否的重要因子之一,不同沙尘源区土壤粒径分布的详细资料的缺乏成为风蚀物理研究的困难。因此,对不同粒径土壤的起沙率以及沙尘通量演变规律的研究需要进一步开展。另外,土壤湿度的变化对起沙阈值有重要影响,对此应有足够的重视;

(4)湍流度在风沙流研究中应当被考虑。湍流度增大导致风的携沙能力增强,风沙流的侵蚀能力增大,同时还会影响风沙流的结构。目前湍流对风沙流的影响多采用风洞实验和数值模拟的研究手段,野外观测较少,需要进一步开展。另外,考虑大气边界层的湍流度可使防沙工程的设计更加有效;

(5)与国外研究相比,我国在风蚀模型方面起步较晚,尚需建立更加成熟和普适的风蚀模型。董治宝^[80]根据风洞模拟实验结果建立了以风速、空气

相对湿度、土壤颗粒平均粒径、土壤硬度、植被盖度、地表破损率、地表坡度为变量的土壤风蚀预报模型, 测算了陕西神木六道沟流域风蚀速率为 $18.84 \text{ t} (\text{hm}^2)^{-1} \text{ a}^{-1}$ 。目前的风蚀模型普遍没有充分考虑湍流的影响, 尚需进一步研究和改进。

5 结束语

本文从微气象学角度回顾了国内沙尘天气研究方面取得的进展, 总结了沙尘天气过程中湍流通量演变特征以及湍流作用对沙尘通量和参数化的影响。

沙尘暴研究中, 卫星遥感具有不可替代的优势, 是监测沙尘暴的一种有效途径。卫星遥感沙尘暴与沙尘粒子的辐射特性和浓度有关。沙尘粒子的辐射特性主要体现在沙尘粒子的粒径大小、形状和质地上。沙尘粒径因沙尘天气强度的不同存在较大差异, 从浮尘天气到沙尘暴, 其沙粒半径范围在 $0.01 \sim 100 \mu\text{m}$ 以上^[16]。而沙尘天气的强度又与大气边界层湍流作用密切相关, 因此湍流作用通过影响沙尘粒子的粒径分布, 会影响不同光谱波段上沙尘粒子的散射和辐射特性, 最后改变卫星接收到的辐射信号, 有效地将沙尘层、云、地面等遥感目标物和干扰因素加以区分。Gu 等^[81]利用 Wen 和 Rose^[82]提出的双红外通道算法反演得到 2001 年 4 月 7 日我国华北地区的一次沙尘暴平均沙尘粒子半径为 $1.44 \mu\text{m}$, 平均沙尘浓度为 $4.8 \times 10^3 \text{ kg km}^{-2}$, $11 \mu\text{m}$ 通道测得的平均光学厚度为 0.79。Zhang 等^[77]利用 MODIS 卫星 $8.5 \mu\text{m}$ 、 $11 \mu\text{m}$ 和 $12 \mu\text{m}$ 3 个热红外通道, 计算了 $4.5 \mu\text{m}$ 处的光学厚度、有效粒子半径 (μm) 和沙尘垂直柱浓度 ($10^6 \mu\text{g m}^{-2}$) 的区域分布, 同 Gu 等^[81]的结果较一致。

致谢: 本研究工作得到北京大学朱好博士、宋星灼博士的大力帮助, 特此感谢!

参考文献:

- [1] 曾庆存, 董超华, 彭公炳, 等. 沙尘暴及相关的自然灾害 [J]. 气候与环境研究, 2007, 12(3): 225–226.
- [2] 石广玉, 赵思雄. 沙尘暴研究中的若干科学问题 [J]. 大气科学, 2003, 27(4): 591–606.
- [3] 叶笃正, 丑纪范, 刘纪远, 等. 关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策 [J]. 地理学报, 2000, 55(5): 513–521.
- [4] 王炜, 方宗义. 沙尘暴天气及其研究进展综述 [J]. 应用气象学报, 2004, 15(3): 366–381.
- [5] 钱正安, 宋敏红, 李万元. 近 50 年来中国北方沙尘暴的分布及变化趋势分析 [J]. 中国沙漠, 2002, 22(2): 106–111.
- [6] 刘景涛, 钱正安, 姜学恭, 等. 中国北方特强沙尘暴的天气系统分型研究 [J]. 高原气象, 2004, 23(4): 540–547.
- [7] 高振荣, 邵亮, 李光林. 敦煌地区沙尘天气特征分析 [J]. 干旱气象, 2010, 28(1): 59–64.
- [8] 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨, 等. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的物理化学特性 [J]. 科学通报, 2005, 50(5): 469–472.
- [9] 张小曳, 安花生, 刘东生. 中国北部及西北部三次尘暴的研究—矿物气溶胶中微量元素源区特征及在大气搬运过程中的变化 [J]. 科学通报, 1991, 36(19): 1 487–1 490.
- [10] 王娜, 张镭. 沙尘气溶胶辐射特性及其观测方法初步评述 [J]. 干旱气象, 2007, 25(4): 68–74.
- [11] 黄美元, 王自发. 东亚地区黄沙长距离输送模式的设计 [J]. 大气科学, 1998, 22(4): 625–637.
- [12] 李晋昌, 董治宝. 大气降尘研究进展及展望 [J]. 干旱区资源与环境, 2010, 24(2): 102–109.
- [13] 孙建华, 赵琳娜, 赵思雄. 一个适用于我国北方的沙尘暴天气数值预报系统及其应用试验 [J]. 气候与环境研究, 2003, 8(2): 125–143.
- [14] 屈建军, 凌裕泉, 刘贤万, 等. 尼龙网栅栏防沙效应研究 [J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2002, 38(2): 171–176.
- [15] 方宗义, 张运刚, 郑新江, 等. 用气象卫星遥感监测沙尘暴的方法和初步结果 [J]. 第四纪研究, 2001, 21(1): 48–55.
- [16] 范一大, 史培军, 罗敬宁. 沙尘暴卫星遥感研究进展 [J]. 地球科学进展, 2003, 18(3): 367–373.
- [17] 郭妮, 梁芸. 利用 MODIS 资料定量判识沙尘暴方法研究 [J]. 干旱气象, 2006, 24(1): 1–6.
- [18] 胡泽勇, 黄荣辉, 卫国安, 等. 2000 年 6 月 4 日沙尘暴过境时敦煌地面气象要素及地表能量平衡特征的变化 [J]. 大气科学, 2002, 26(1): 1–8.
- [19] 胡隐樵, 光田宁. 强沙尘暴微气象特征和局地触发机制 [J]. 大气科学, 1997, 21(5): 581–589.
- [20] 曾庆存, 胡非, 程雪玲. 大气边界层阵风扬尘机理 [J]. 气候与环境研究, 2007, 12(3): 251–255.
- [21] 张强, 卫国安, 侯平. 初夏敦煌荒漠戈壁大气边界层结构特征的一次观测研究 [J]. 高原气象, 2004, 23(5): 587–597.
- [22] 李宁, 杜子璇, 刘忠阳, 等. 沙尘暴发生过程中的风速和土壤湿度变化 [J]. 自然灾害学报, 2006, 15(6): 28–32.
- [23] 宋星灼, 朱好, 张宏升. 内蒙古多伦地区沙尘暴过程气象要素演变分析 [J]. 安徽农业科学, 2009, 37(29): 14 444–14 446, 14 482.
- [24] 李祥余, 何清, 黄少鹏, 等. 南疆一次强沙尘暴前后塔中近地面各气象要素的变化特征 [J]. 高原气象, 2009, 28(3): 652–662.
- [25] 张强, 赵鸣, 刘志权, 等. 河西戈壁地区不同天气背景下微气象状况的初步分析 [J]. 南京大学学报, 1997, 33(1): 110–119.
- [26] 程穆宁, 牛生杰. 沙漠地区春季近地层气象要素分布规律的观测研究 [J]. 中国沙漠, 2008, 28(5): 955–961.
- [27] 吴正. 风沙地貌与治沙工程学 [M]. 北京: 科学出版社, 2003.
- [28] 董治宝. 拜格诺的风沙物理学研究思想 [J]. 中国沙漠, 2002, 22(2): 101–105.
- [29] 凌裕泉, 吴正. 风沙运动的动态摄影实验 [J]. 地理学报, 1980,

- 35(2):174~181.
- [30] 贺大良,高有广.沙粒跃移运动的高速摄影研究[J].中国沙漠,1988,8(1):18~29.
- [31] 刘万方.颗粒运动及其数理解析[J].中国沙漠,1993,13(2):1~8.
- [32] 董治宝.风沙起动形式与起动假说[J].干旱气象,2005,23(2):64~69.
- [33] 宣捷,安维朴,王新英.大气边界层湍流以及复杂地形对煤堆起尘量及降尘量分布的影响[J].中国环境科学,1992(12):261~266.
- [34] 林官明.近壁面猝发湍流对颗粒物起尘机理的探讨[J].中国环境科学,2008,28(7):599~602.
- [35] 宣捷.低层大气中固体粒子运动及其物理模拟[J].环境科学学报,1998,18(4):350~355.
- [36] 刘振兴.关于风砂问题的研究(I):近地层湍流大气中砂的传输[J].气象学报,1960,31(1):75~83.
- [37] Butterfield G R. Transitional behavior of saltation: wind tunnel observation of unsteady wind [J]. Journal of Arid Environments, 1998, 39:377~394.
- [38] 张克存,屈建军,董治宝,等.风沙流中风速脉动对输沙量的影响[J].中国沙漠,2006,26(3):336~340.
- [39] 马世威.风沙流结构的研究[J].中国沙漠,1988,8(3):8~22.
- [40] 李志勇,李荫堂,王双,等.近地层输沙率数值模拟研究[J].干旱区研究,2007,24(6):801~804.
- [41] 董治宝.中国风沙物理研究五十年(I)[J].中国沙漠,2005,25(3):293~305.
- [42] 李晖.风沙流的实验研究和蠕移运动的非线性动力分析[D].兰州大学硕士论文.2008
- [43] 董治宝,慕青松,王洪涛.风沙流中风速廓线的数值模拟与实验验证[J].气象学报,2008,66(2):158~166.
- [44] 陈方,贺辉杨.海岸沙丘沙运动特征若干问题的研究[J].中国沙漠,1997,17(4):355~461.
- [45] 董玉祥.中国的海岸风沙研究:进展与展望[J].地理科学进展,2006,25(2):26~35.
- [46] 史培军.中国土壤风蚀研究的现状与展望[R].第十二届国际水土保持大会邀请学术报告,2002.1~15.
- [47] 张春来,邹学勇,董光荣,等.耕作土壤表面的气动力学粗糙度及其对土壤风蚀的影响[J].干旱气象,2002,22(5):473~475.
- [48] 张春来,邹学勇,董光荣,等.植被对土壤风蚀影响的风洞实验研究[J].水土保持学报,2003,17(3):31~33.
- [49] 刘小平,董治宝.湿沙的风蚀起动风速实验研究[J].水土保持通报,2002,22(2):1~5.
- [50] 刘连友,刘玉璋,李小雁,等.砾石覆盖对土壤吹蚀的抑制效应[J].中国沙漠,1999,19(1):60~62.
- [51] 朱朝云.土壤风蚀的野外风洞实验研究[J].干旱区资源与环境,1987,1(1):125~131.
- [52] 李占宏,海春兴,刘广通.内蒙古沙漠化土地中不同土地类型土壤表面可蚀性颗粒对比研究[J].水土保持研究,2008,15(1):4~8.
- [53] 王训明,董治宝,武生智,等.土壤风蚀过程的一类随机模型[J].水土保持通报,2001,21(1):19~22.
- [54] 张强,卫国安.荒漠戈壁大气总体曳力系数和输送系数观测研究[J].高原气象,2004,23(3):305~312.
- [55] 孙继明,肖稳安,牛生态,等.沙漠地区沙尘天气近地层湍流输送特征分析[J].南京气象学院学报,2002,25(4):489~495.
- [56] 牛生态,章澄昌.贺兰山地区沙尘暴沙尘起动和垂直输送物理因子的综合研究[J].气象学报,2002,60(2):194~204.
- [57] 刘熙明,全利红,姜金华,等.北京地区一次强沙尘天气过程的中尺度通量特征[J].气候与环境研究,2007,12(3):296~301.
- [58] 张宏升,朱好,彭艳,等.沙尘天气过程沙地下垫面沙尘通量的获取与分析研究[J].气象学报,2007,65(5):744~752.
- [59] 吕萍,董治宝,李芳.三种不同床面近地层湍流输送特征[J].干旱区研究,2006,23(1):98~103.
- [60] 吕萍.西北地区一次沙尘暴过程的地表热通量特征[J].干旱气象,2009,27(3):250~253.
- [61] Xuan J, Robins A. The effects of turbulence and complex terrain on dust emissions and depositions from coal stockpiles[J]. Atmospheric Environment, 1994, 28(11):1 951~1 960.
- [62] Dong Z B, Wang H T, Liu X P, et al. The blown sand flux over a sandy surface: a wind tunnel investigation on the fetch effect [J]. Geomorphology, 2004, 57(1~2):117~127.
- [63] 沈建国,孙照渤,章秋英,等.干旱草原地区起沙通量的初步研究[J].中国沙漠,2008,28(6):1 045~1 049.
- [64] 沈志宝,申彦波,杜明远,等.沙尘暴期间戈壁沙地起沙率的观测结果[J].高原气象,2003,22(6):545~550.
- [65] Hoffmann C, Funk R, Wieland R, et al. Effects of grazing and topography on dust flux and deposition in the Xilingole grassland, Inner Mongolia[J]. J Arid Environ., 2008, 72(5):792~807.
- [66] 申彦波,沈志宝,杜明远,等.西北地区戈壁和绿洲风蚀起沙(尘)的研究[J].中国环境科学,2004,24(4):390~394.
- [67] Shao Y. A model for mineral dust emission[J]. J Geophys Res - Atmos, 2001, 106(D17):20 239~20 254.
- [68] 朱好,张宏升.中国西北不同沙源地区起沙阈值的对比分析与研究[J].气象学报,2010(出版中).
- [69] 申彦波,沈志宝,杜明远,等.敦煌春季沙尘天气过程中某些参数和影响因子的变化特征[J].高原气象,2003,22(4):378~384.
- [70] Anderson R S, Hallet B. Sediment Transport by Wind - Toward a General Model [J]. Geol Soc Amer Bull, 1986, 97(5):523~535.
- [71] Sterk G, van Boxel J, Zuurbier R. Interactions between turbulent wind flow and saltation sand transport [M]. Proceedings of IC-ARS/GCCE-SEN Joint Conference, International Center for Arid and Semiarid Lands Studies, Texas Tech University, Lubbock, Texas: USA Publication, 2002.
- [72] Xuan J. Turbulence factors for threshold velocity and emission rate of atmospheric mineral dust [J]. Atmospheric Environment, 2004, 38(12):1 777~1 783.
- [73] Lu H, Shao Y. Toward quantitative prediction of dust storms: an integrated wind erosion modelling system and its applications[J]. Environmental Modelling & Software, 2001, 16(3):233~249.
- [74] Shao Y. A similarity theory for saltation and application to aeolian

- mass flux*[J]. *Boundary – Layer Meteorology*, 2005, 115(2):319–338.
- [75] Li W Y, Lue S H, Shen Z B. Improvement and Application of the Similarity Saltation Model: Wind – Tunnel Experimental Investigation and Numerical Simulation of the Vertical Sand Mass Flux Distribution in the Saltation Layer[J]. *Boundary – Layer Meteorology*, 2008, 127(2):313–332.
- [76] Liu X, Dong Z, Wang X. Wind – tunnel modeling and measurements of the ux of wind – blown sand[J]. *J Arid Environ*, 2006, 66:657–672.
- [77] Zhang P, Lu N M, Hu X Q, et al. Identification and physical retrieval of dust storm using three MODIS thermal IR channels [J]. *Global and Planetary Change*, 2006, 52:197–206.
- [78] Nowotnick E, Colarco P, Ferrare R, et al. Online simulations of mineral dust aerosol distributions: Comparisons to NAMMA observa-
- tions and sensitivity to dust emission parameterization[J]. *J Geophys Res – Atmos*, 2010, 115: doi: 10.1029/2009JD012692.
- [79] Fratini G, Santini M, Ciccioli P, et al. Evaluation of a wind erosion model in a desert area of northern Asia by eddy covariance [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2009, 34(13): 743–757.
- [80] 董治宝. 建立小流域风蚀量统计模型初探[J]. *水土保持通报*, 1998, 18(5):55–62.
- [81] Gu Y X, Rose W I, Bluth G J S. Retrieval of mass and sizes of particles in sandstorms using two MODIS IR bands: a case study of April 7, 2001 sandstorm in China[J]. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(15): doi:10.1029/2003GL017405.
- [82] Wen S M, Rose W I. Retrieval of sizes and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5[J]. *J Geophys Res – Atmos*, 1994, 99(D3):5 421–5 431.

Review on Characteristics of Micrometeorology and Turbulent Transfer During Dust Events in China

LI Xiaolan^{1,2}, ZHANG Hongsheng¹

(1. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China;
2. Key Laboratory for Semi – Arid Climate Change of the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Based on the physical mechanism of wind erosion and dust emission, the advances on dust storms in China were reviewed from the micrometeorological perspective, the characteristics of micrometeorological variables and the evolutional discipline of turbulent fluxes during dust events as well as atmospheric turbulence effect on parameterization of dust storms were introduced. Meanwhile, combining with relevant research abroad, shortness at present and research direction in the future about dust events research were discussed, including taking different turbulence parameterization schemes in dust storms modeling and comparing the results with the field and satellite observations; obtaining the high quality profiles of meteorological variables in the surface layer during dust events; studying the influences of soil moisture on dust emission thresholds over various dust sources; measuring and modeling dust emission rates of different soil particle size bins and dust flux profiles.

Key words: dust storm; micrometeorology; turbulent transfer; satellite remote sensing