

分类号:

学 号: 1076212009407

密 级:

单位代码: 10762

新疆师范大学

2012 届硕士学位论文

巴丹吉林沙漠拐子湖地区春季风沙观测研究
**The research on wind-sand observations in spring in Guaizi
Lake Region of Badain Jaran Desert**

研究生姓名: 胡文峰

学科、专业: 自然地理学

研 究 方 向: 干旱区环境演变与灾害防控

院系、年级: 地理科学与旅游学院 2009 级

指 导 老 师: 何清 研究员

新疆师范大学

2012 年 6 月 5 日

新疆师范大学学位论文原创性声明

本人郑重声明： 所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

学位论文作者签名：

日期： 年 月 日

关于论文使用授权的说明

学位论文作者完全了解新疆师范大学有关保留和使用学位论文的规定，即：研究生在校攻读学位期间论文工作的知识产权单位属新疆师范大学。学校有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许学位论文被查阅和借阅；学校可以公布学位论文的全部或部分内容，可以允许采用影印、缩印或其它复制手段保存、汇编学位论文。（保密的学位论文在解密后遵守此规定）

保密论文注释：本学位论文属于保密在_____年解密后适用本授权书。

非保密论文注释：本学位论文不属于保密范围，适用本授权书。

学位论文全文电子版同意提交后可在校园网上发布，供校内师生浏览。

本人签名：_____

日期：_____

导师签名：_____

日期：_____

中文摘要

本文利用内蒙古巴丹吉林沙漠拐子湖地区春季地面风蚀起沙观测数据, 对该区春季风沙天气下的气象要素变化、风廓线、风沙流结构等相关特性进行了研究, 对相关参数进行了计算, 研究表明:

(1) 当沙源区大气高温干燥, 地表高温低湿, 气压下降, 风向进行大范围调整并风速开始增大时可能是沙尘暴来临的前兆。沙尘暴过程中风速和风向都相对稳定, 水汽压和相对湿度明显下降, 地温下降较慢, 土壤湿度略有上升, 在起沙过程中, 风速起着决定性的因素。

(2) 自由风和风沙流廓线经拟合都以 $Z=A*\exp(-U/T)+Z_1$ 形式分布, 风沙流拟方程合更优, 风沙流速度在 0-20cm 高度层内变化比自由风显著。风沙流结构中, 输沙率在垂直方向呈明显的“象鼻”现象; 在 20cm 高度以下随着高度的增加各高度的输沙率百分比呈波动增大趋势, 超过这个高度, 随高度增加各高度输沙率百分比变小, 风沙流中含沙量主要集中在离地面的 20cm 以内高度。在近地面 20cm 高度层内, 颗粒浓度和颗粒能量都有随高度增大趋势。风沙流在垂直方向上, 高度与平均粒径呈负相关; 风速越大, 平均粒径变化越大, 风速越小, 平均粒径变化越小。风沙流中跃移沙粒输沙量的空间分布与风向频率既有相似性, 又有差异性, 蠕移输沙量的方向分布比较复杂, 同风向有显著的差异。

(3) 2m 高度的临界起沙速度约为 $4.55\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 临界摩擦速度约为 $0.30\text{--}0.40\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 地表平均粗糙度约为 0.942mm , 摩擦速度受风沙的影响, 同风速呈正相关, 同时摩擦速度影响着风蚀起沙量的变化。

(4) 计算了 2011 年 4 月 5 日的一次沙尘过程的顺风沙通量和垂直沙通量分别为 $1.7\text{E-}02\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $1.38\text{E-}07\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, 顺风输沙量比垂直输沙量大几个数量级, 在沙尘过程中是以顺风方向输沙为主。

(5) 拐子湖地区 4 月份地表温度, 空气温度和风速是该地风蚀起沙的首要因子, 对风蚀起沙的贡献率较大; 次要因子是空气相对湿度和地表的含水量, 在防治风蚀起沙的过程中不可只注重风速而忽视其他因素因素。

关键词: 拐子湖; 风蚀起沙; 风沙流结构; 参数;

Abstract

In this paper, based on the wind-sand observational data which gained from Guaizi Lake of Badain Jaran Desert in Inner Mongolia, the change of meteorological elements, wind profile, sand flow structure characteristic and so on have been systematic researched, and calculated the relevant parameters. The results are as follows:

(1) Hot and dry atmosphere, the surface high temperature and low humidity, pressure drop and wind speed increase are precursor to the coming storms; during the dust storms the pressure, the vapor pressure and relative humidity are decreased, slower rate of decline of ground temperature, soil moisture increased slightly. The wind plays a major role in the development of dust storm.

(2) Find that although both the free wind and sand flow can be scattered by the form $Z = A * \text{EXP}(-X / T) + Z_1$, they have higher fitting ratio in the sand flow. Under the height of 20cm, the percentage of sediment transport rate, sediment concentration and the energy of moving particles are in the trend of increasing. Up the height of 20cm, the percentage of sediment transport rate will decrease. The sediment concentration in the sand flow is mainly concentrated in the area within 20cm from the ground. In the vertical direction of sand flow, the height is negatively related with the average particle size; while the wind speed is positively related with the average particle size of wind stream sediment. Saltating sand particles spatial distribution of sediment discharge frequency of both the similarities and the wind direction, there are differences too; direction of creeping distribution of sediment load is more complex, with significant differences in wind direction. The results was instructive to forecasts of sand dust storm and resistance to wind-sand. These conclusions are of great guiding importance to the windbreak and sand fixation in Guaizi Lake.

(3) The aerodynamic roughness length z_0 is ranged from $1.0 \times 10^{-7} \sim 9.0 \times 10^{-1}$ cm, and its mean value is 0.942 cm. The threshold friction velocity is ranged from $0.30 \sim 0.40$ cm, and the threshold wind velocity of 2 m height is about 4.55 m/s. The friction velocity of sand was positively related with wind speed, and the influence of change of friction velocity on wind erosion.

(4) April 5, 2011, a process of dust storm, the average horizontal sand flux and wind Vertical sand flux were estimated that $1.7\text{E-}02 \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ and $1.38\text{E-}07 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, respectively. The horizontal sand flux to be much larger than the vertical. The obtained parameters have great significance to wind prevention and sand control.

(5)In the April, the ground surface temperature, temperature and wind speed were the primary factors to wind erosion of sand, it has contributed a lot to the wind erosion of sand; the secondary factors is the relative humidity of air and surface water content, In the process of wind and sand control, not focus only on wind speed and ignore the other factors.

Keyword: Guaizi Lake; dust emission by wind Erosion; wind sand fluid; parameters;

目录

中文摘要 I

Abstract..... III

目录 V

1 绪论 1

 1.1 选题依据和研究意义 1

 1.1.1 选题依据 1

 1.1.2 研究的意义 1

 1.2 国内外研究现状 2

 1.2.1 国外研究现状 2

 1.2.2 国内研究现状 4

 1.3 研究内容及创新点 6

 1.3.1 研究内容 7

 1.3.3 创新点 7

2 研究区概况 8

 2.1 巴丹吉林沙漠概况 8

 2.1.1 分布范围 8

 2.1.2 地质与地貌 8

 2.1.3 气候与水文 9

 2.1.4 土壤与植被 9

 2.2 拐子湖地区近 40a 气候变化 9

 2.2.1 年平均气温距平的时间变化 10

 2.2.2 年降水量的时间变化 11

 2.2.3 大风日数的变化 12

 2.2.4 沙尘日数变化 12

 2.3 下垫面特征 13

3 数据的采集和处理 15

 3.1 试验设备 15

 3.1.1 野外风蚀起沙监测系统 15

 3.2 数据的采集及处理 16

 3.2.1 拐子湖地区历史气象数据 16

 3.2.2 拐子湖地区观测试验数据的采集及处理 16

4 一次沙尘暴过程中气象要素响应 18

 4.1 沙尘暴过程前后地面各气象要素的响应 18

4.1.1 温度、相对湿度、水汽压的变化	18
4.1.2 风速和风向的变化	19
4.1.3 地表温度和土壤湿度变化	19
4.1.4 大气压变化	20
4.2 小结	21
5 贴地层风速廓线和风沙流结构特征	22
5.1 风廓线特征	22
5.2.风沙流结构特征	24
5.2.1 输沙率百分比随高度变化	24
5.2.2 20cm 以内颗粒浓度与能量变化	26
5.2.3 平均粒径随高度变化	28
5.3.风沙流输沙的方向性	29
5.4 小结	30
6 风沙运动若干参数计算	33
6.1 空气动力学粗糙度及其计算	33
6.1.1 空气动力学粗糙度	33
6.1.2 粗糙度长度 z_0 的计算	35
6.2 临界摩擦速度 u^*t	36
6.3 临界起沙风速的计算	38
6.4 摩擦速度 u^*	39
6.5 沙通量的估算	40
6.5.1 起沙物理机制	40
7.5.2 沙通量的估算	42
6.6 小结	43
7 风蚀起沙过程中近地面气象因子分析	45
7.1 因子分析的原理	45
7.2 因子分析	45
7.3 小结	48
8 结论与建议	49
8.1 结论	49
8.2 防风治沙的建议	50
参考文献	51
在读期间发表的论文	58
致谢	59

1 绪论

1.1 选题来源和研究意义

1.1.1 选题来源

本文是由导师的国家自然科学基金项目(41175017);西北沙漠地表沙粒运移特性及动力热力参数研究;国家科技支撑计划课题 2008BAC40B05-01);公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006012)共同支持完成,是这些课题的组成部分。

1.1.2 研究的意义

世界上沙漠约占全球陆地总面积的 1/5,沙漠区域地表起沙运移引起的沙尘暴等灾害性天气现象频发,严重影响社会经济生活,并且进一步导致土壤退化、沙化,进而影响到原本比较脆弱区域生态环境,同时,地表起沙运移输送形成的沙尘天气过程可使较小的土壤微粒悬浮于空中,在大气湍流的作用下向四周扩散,通过尘粒辐射强迫作用影响区域和全球气候。20 世纪 90 年代以来,在全球变暖为主要特征的气候变化背景下,沙尘暴等极端天气气候灾害明显增多,对经济社会发展的影响日益加剧,因此对风沙运动的研究越加备受社会和研究人员的关注。

我国是受风沙侵蚀灾害比较严重的国家,我国北方有 267 万多平方公里的荒漠化土地,由东向西分布着 8 大沙漠、4 大沙地及黄土高原和大面积的荒山荒地,这些区域是我国生态与环境极其脆弱的地区,它对气候变化和人为因素影响的反应十分敏感,也是我国影响范围最广的沙尘暴多发区。20 世纪末期以来,风沙灾害问题日趋严重,我国每年因风沙造成的损失平均约为 540 亿元,不仅如此,沙尘灾害还影响到 1.5 亿人的生活健康,成为北半球重要的国际环境问题之一。

本论文拟选择我国巴丹吉林沙漠拐子湖地区为研究区,开展野外地表起沙强化观测试验。巴丹吉林沙漠以广布的高大沙山闻名,植被极其稀少,为地表起沙(尘)提供了丰富的沙尘源,在我国沙漠中具有典型的代表性,同时拐子湖地区是我国沙尘暴中心之一,处于我国沙尘暴天气北移路径的上,由此产生的沙尘对下游地区的社会经济、生态环境影响巨大。

本文利用的多要素地表起沙监测系统,观测沙漠地表沙粒运移输送过程中气象要素、动力和热力参数的响应变化,获取沙漠地表起沙过程中临界摩擦速

度、临界起沙风速、沙粒撞击速度与动能、沙尘粒度形貌、沙尘水平和垂直通量、为沙尘暴预报模式提供更为精确的沙尘释放模型参数。从而深刻揭示巴丹吉林沙漠边缘拐子湖地区地表起沙、运移输送的动力和热力学机理,有助于对风沙运动规律的全面、客观、准确认识和了解,利于防沙固沙及沙尘天气预警预报数值模拟工作的深入开展,降低现行西北区域沙尘暴模式预报空报率。

1.2 国内外研究现状

1.2.1 国外研究现状

风蚀起沙(尘)和沙尘天气作为一种自然的灾害性天气现象,从古到今由来已久。但是作为科学研究,有关土壤风蚀的科学积累可追溯到 19 世纪或更早^[1],地球科学家们首先将风蚀作为一种地质过程来认识。1847 年 Ehrenberg 描述了由非洲吹向欧洲的风成物质;1855 年 Blake 认识到荒漠地荒漠区风沙流的磨蚀作用;Richthofen 认为中国北方广泛的黄土堆积主要是由其西北沙漠和戈壁地区的风蚀所致;瑞典探险家 Sven Hedin 从 1890 年开始了他的中亚探险历程,1903 年他用“雅丹”一次来描述垄脊等风蚀地形,1905 年考察了中亚地区的雅丹地貌之后计算出,在 1600 年间,风蚀深度达 6m^[2-3];1895 年奥布鲁切夫分析了中亚地区的风化和吹扬作用,注意到了风沙对岩石的磨蚀作用^[4-5];在 1927 年, K. M. Frederick 和 C. P. Berkey 提出了“戈壁侵蚀面”的概念,认为风力是地形变化的动因^[6];在 1911 年 E. E. Free 研究了风使土壤移动的问题,他用“跃移”与“悬移”两词来表征土壤颗粒的移动特征^[7]。这一阶段有关风蚀的科学认识多是通过考察或探险而逐渐积累起来的,虽然当时风蚀观察或研究还相对简单,研究工作多是描述性的,缺乏系统性的研究,但是为进一步的研究提供和积累了原始的素材。从 20 世纪 30 年代风蚀研究在风沙搬运机制等多方面取得了重要进展。英国工程师和物理学家 R. A. Bagnold 开辟了风沙研究的新纪元,他应用当时已经建立的现代流体力学原理,结合多年在利比亚沙漠中的野外观测和一系列风洞试验研究所获得的数据资料,对风蚀起沙中单个颗粒的运动、沙质床面的粗糙度、输沙率与风速和沙粒粒径的关系以及沙丘动力学等方面进行了深入地研究,并于 1941 年撰写出版了《The Physics of Blown Sand and Desert Sand Dunes》(《风沙和荒漠沙丘物理学》)一书,该书论述了风沙物理学的基本理论,深入讨论了沙粒分布、沙波纹、沙丘类型、沙丘沉积物的内部构造以及鸣沙等伴随风沙运动的现象和过程特点,提出了平坦床面临界起动风速计算公式、起沙后风速分布模式与输沙率计算公式等,将风沙流的运动划分为跃移、悬移及蠕移三种基本形式,其中跃移运动沙粒的输沙量占全

部输沙量的 75%左右,说明跃移运动为风沙运动的主要表现形式;建立了“风沙和荒漠沙丘物理学”的理论体系,从而使得风蚀研究进入了动力学研究的新领域,并成为此后风力侵蚀—搬运—沉积过程和风沙形态发育研究的重要理论基础^[8-19];而在 1939 年 W. D. Chapil 和 R. A. Milne 注意到了土壤风蚀的动力机制问题,他们通过风洞和田间实验,研究了土壤风蚀的空气动力学原理以及主要影响因子,发现促使田间易侵蚀颗粒移动的最小速度,指出 50%~70%土粒的移动是以跃移的方式出现的,还得出风蚀速率和风蚀量大部分决定于风的摩阻速度和湍流,风蚀速率随摩阻速度的三次幂而增加,而风蚀量则按照摩阻速度的五次幂而出现变化^[20-23];在 Chapil 等进行大量土壤风蚀研究的同时,其他学者也进行了土壤风蚀的研究,以雅库波夫等为代表的前苏联科学家们通过野外观测和室内风洞试验,对土壤风蚀与地形、土壤、植被等环境因素的关系、以及防止土壤风蚀的农业综合措施等作了系统的研究,发现了易受风蚀的土壤中含有相当数量的直径在 0.05~0.25mm 的水稳性聚合物、抗风蚀的土壤中则含有相当数量的>0.5mm 和< 0.05mm 的颗粒和水稳性聚合物以及腐殖质含量高的土壤未必就是抗风蚀强的土壤等系列结论,并于 1956 年出版了《土壤风蚀及其防治》一书^[24];这一期间,Kawamura 和 Zingg 等人对风沙物理学关键参数单宽输沙率也进行了重要的研究,并给出了各自的输沙率计算公式^[25-26]。进入 20 世纪 60 年代,土壤风蚀研究逐渐从理论研究向应用研究转变,W. S. Chapil 与 N. P. Woodruff 总结了 20 多年来在美国大平原地区的研究成果,1965 年 N. P. Woodruff 和 F. H. Siddoway 建立了世界上第一个通用风蚀方程(WEQ)^[27];20 世纪 60 年代中后期到 70 年代,由于袭击非洲萨赫拉周边地区以及部分亚洲地区的持续干旱,引起国际社会对土地沙漠化的关注,关于土壤风蚀起沙的研究也得以长足发展。同时,计算机技术的迅速发展,也为风蚀起沙的数值模拟提供了可靠的技术手段,从 60 年代中后期开始, Owen、Svasek、White、Lettau 等学者开始致力于建立风沙运动的数学模型^[28-32];由于科学技术的发展促进了精密仪器的研制开发,从而使通过野外较精确的定量化观测来建立风蚀起沙量与其影响因子间的关系成为了可能,Gillette 根据地表土壤风蚀起沙的物理机制,认为沙尘排放量是风速(或摩擦速度)和地表状况(包括土壤水分和地表植被等)的函数^[33-38]。20 世纪 80 年代中期,随着国际风沙物理学会议在丹麦奥尔胡斯大学的举行,与会者对自 Bagnold 以来的风沙物理学研究进行了全面而系统的总结,认为,在此之前的研究主要是针对单个颗粒运动进行的,即属于微观研究的范畴,此后,研究者更多的注意力就转向利用单个颗粒的运动特征去解释风沙流的整体特性,即开始用微观研究得到的规律去解释宏观现象。20 世纪 80 年代后期,特别是 90 年代以来,由于新理论(分形理论等)、新技术(S 为代表的空间技术)的出现,使得土壤科学取得了巨大的推动力,根据理

论推导和观测实验数据建立风蚀起沙的定量模型已成为风沙物理学研究的突出特点。Gillette、Joussaume、Kotamarthi、Shao、Tegen、Marticorena、Alfaro、Lu、Wang、Liu 和 Nickovic 等^[39-58]根据数值模拟的原理和方法,进行了风沙流、沙波纹、沙丘及其运动、区域性的风蚀起沙量及其远距离输送等方面的模拟。跨入 21 世纪,风沙运动的研究异常活跃,其中,以风沙(尘)起动、传输过程机理研究为基础,对风沙(尘)过程模拟与预测发展;沙丘和沙丘系统、沙传输系统、古风沙系统和海岸风沙系统等风沙系统的综合研究,对风沙系统进行了多因子、多学科的全面、综合研究及结合先进仪器开展野外风沙运动精细化观测试验等是当前风沙运动研究的热点^[59-61]。

以上国外风蚀研究进展大致勾勒出了国外土壤风蚀研究由最初的感性认识到理性认识(定量研究)再由现状研究到预报研究的主线,概括而言,土壤风蚀科学已经在风蚀动力学、风蚀影响因子、风蚀测定、预报与评估模型、土壤风蚀强度分级以及风蚀防治技术等多个角度进行了大量的卓有成效的研究工作。

1.2.2 国内研究现状

我国的土壤风蚀研究起步较晚,在建国前,中国关于土壤风蚀的认识还非常少,还处于非常感性的阶段。在建国后,出于生产实践的需要,我国科学工作者在沙漠科学领域里开始了努力。在 20 世纪 50 年代进行了固沙造林、沙地改良等研究,在 1959 年成立了中国科学院治沙队,从而掀开了中国有史以来对沙漠进行系统研究的新篇章,通过此阶段的努力,中国科学院治沙队对我国各大沙漠不仅进行了综合考察,建立了数个治沙实验站和中心站,而且基本上查清了中国十大沙漠、沙地的自然条件和主要特征。在此阶段的研究工作还是处于定性的描述阶段,基本的研究方式还是对我国十大沙漠、沙地基本情况的调查,这一时期的代表性成果主要有《中国沙漠概论》等^[62]。20 世纪 80 年代以来,在继续进行中国沙漠资源清查工作的同时,中国的风蚀研究逐渐开始了由定性研究向半定量、定量研究的转变。在沙漠化研究方面,通过朱震达等人研究工作的开展,基本揭示出了中国北方干旱、半干旱地区土地沙漠化的类型、主要特征及其发生、发展过程,基本查明了中国沙漠化现状、分布特征以及其危害与原因,并制定了沙漠化的指标体系^[63-66];凌裕泉、吴正等在 1980 年对沙粒受力运动的过程进行了动态摄影观测,讨论了不同的力在沙粒运动中所起的作用,并对起跳角和降落角进行了统计^[67]。随后,我国学者董光荣、刘玉璋、胡孟春、贺大良、董玉祥、刘贤万、董治宝、刘连友、海春兴、马世威、王洪涛和申彦波等^[68-85],通过风洞模拟实验和野外观测对影响风蚀起沙的风力等级、风沙流、土壤水分含量、粗糙元密集度、人为翻耕和牲畜践踏等主要因素,开

展了较为系统的研究；董治宝等人通过研制防沙风速廓线采集系统，准确测量定在净风条下风速随高度的分布，修正了风沙物理学奠基人 Bagnold R A 关于沙质床面空气动力学粗糙度的 $1/30$ 定律，并通过风洞模拟实验和理论分析方法研究了风沙颗粒随机碰撞模式与初速度分布函数^[86-87]；李振山、董治宝、刘小平、薛娴和张春来等^[88-96]通过风洞实验模拟了沙质、戈壁等床面的空气动力学特征，确定了床面空气动力学粗糙度、阻力系数以及零平面位移高度与沙质床面沙粒粒径、戈壁床面砾石大小和覆盖度的关系；杨根生、方宗义、史培军和王式功等^[97-101]开展了沙尘暴的野外观测与调查研究。进入 21 世纪，我国风沙研究更是方兴未艾，随着大量野外观测试验的开展，更多有关地表起沙的科学事实得以揭示。黄富祥、成天涛、申彦波、朱好等学者^[102-105]对我国不同区域沙漠的起沙风速及临界摩擦速度进行了观测研究；张宏升等从边界层湍流通量的角度分析了沙尘暴过程中湍流作用、沙尘输送特征及起沙条件^[106]；沈志宝、申彦波、杨兴华等^[104, 107-108]利用野外观测获得的数据，采用不同方法对不同区域沙漠在不同天气过程的沙尘通量进行了估算；何清对塔克拉玛干沙漠地表起沙开展了长期的野外观测试验，获取了一些有关塔克拉玛干沙漠地表起沙的初步结果^[109-110]。郑晓静等从输沙率的理论模拟等不同角度，对风沙运动进行了全面并颇为新颖的研究，在实现对风沙运动的定量模拟以及沙丘迁移模拟方面取得了一系列实质性成果^[111-112]。

我沙尘天气空间分布，主要是同土地沙漠化区域相联系，世界有四大沙尘暴中心，分别位于中亚、北美、中非和澳大利亚^[113]。我国属于中亚沙尘暴区的一部分，主要发生北方地区。周自江^[114]研究认为我国西北、华北、东北和青藏高原地区是扬沙和沙尘暴的主要影响区，其中西北地区是多发区，并有两个明显的高频中心：塔里木盆地及其周围地区和阿拉善、河西走廊东北部及其邻近地区；而钱正安、宋敏红^[115]等对我国强和特强沙尘暴资料分析认为中国北方的沙尘暴源区主要分布在河西走廊和阿拉善高原、南疆盆地南缘以及内蒙古中部三地区。王涛^[116]从沙尘暴发生的频率、强度、沙尘物资的组成与分布并结合区域环境背景，提出我国北方沙尘暴中心和源区主要有 4 个：甘肃的河西走廊及内蒙古阿拉善盟，南疆塔克拉玛干沙漠周边地区，内蒙古阴山北坡及浑善达克沙地比邻地区，蒙、陕、宁长城沿线。王式功、王金艳^[117]研究得出我国沙尘天气多发区分别位于民丰至和田为中心的南疆盆地和以民勤至吉兰泰为中心的河西地区，并把全国沙尘暴天气易发区划分为北疆、南疆、河西、柴达木盆地、河套、东北和青藏等 7 个亚区，得出沙尘暴和浮尘在南疆区发生日数最多，而扬尘在河西区发生日数最多。刘景涛、郑明倩^[118]的研究指出内蒙古的强和特强沙尘暴主要集中于其中西部的三的多发区：一个位于阿盟的拐子湖，另一个位于锡盟的朱日和，最大的中心位于伊盟的伊克乌素。邱新法^[119]研究表明在我国

发生的沙尘暴天气过程根据沙尘暴的起源可分为外源型和内源型 2 类；影响范围较大的沙尘暴天气过程(即含 10 个以上气象记录的沙尘暴天气过程)，其源地均在我国境外，属外源型沙尘暴天气过程，外源型沙尘暴的移动路径主要包括北路和西路 2 条：(1)北路，即泰米尔半岛—西伯利亚中西部—蒙古地区—中国新疆东部及内蒙古地区—华北地区；(2)西路，即西北欧—西西伯利亚—中国新疆西部地区—河西走廊和柴达木盆地—河套地区和内蒙古东部，统计表明，入侵我国的沙尘暴天气过程中，西路沙尘暴影响范围较大，而北路沙尘暴次数较多，北路沙尘暴天气过程次数是西路的 2 倍；内源型沙尘暴起源于南疆的塔克拉玛干沙漠及其周边地区、北疆的准噶尔盆地南沿、甘肃河西走廊和内蒙古干燥沙漠及青海柴达木盆地等地。不论何种研究方法统计，其结果基本一致，沙尘暴主要发生在极干旱、干旱和半干旱区内。总的来说，我国沙尘暴主要集中在我国的北方；而北方又以西北地区为最多，都发区主要集中分布在两大地区，以和田、民丰为中心的南疆盆地及其附近地区和以甘肃河西走廊为中心的河西走廊，阿拉善高地到腾格里沙漠地区，还有华北地区和柴达木盆地相对多发区。

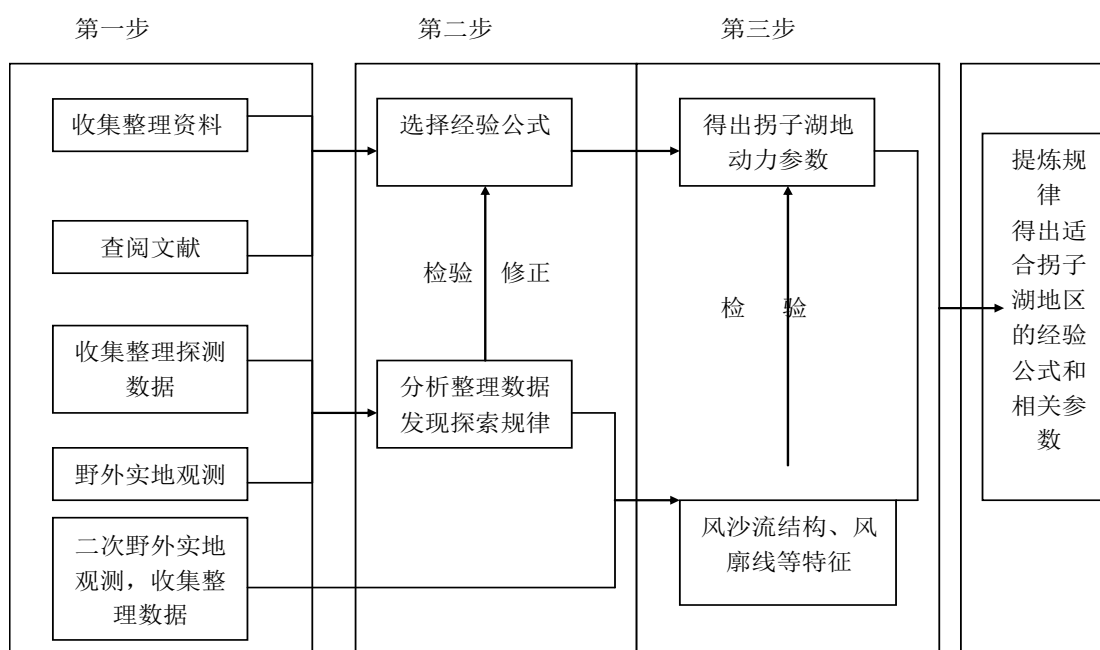
沙尘天气时间分布，我国研究者得出了比较一致的观点：认为自 20 世纪 50 年代以来，我国沙尘暴发生次数或沙尘暴的日数总体上波动减少趋^[117、119-122]其中 50 年代最多，60-70 年代开始波动上升，80-90 年代开始波动减少，到 90 年代达到最少，进入新世纪的 2000-2002 年有开始变多^[114、120、121]，但是在强和特强沙尘暴时间变化方面出现了不同意见，丁瑞强^[121]研究认为自 50 年代以来我国北方地区强和特强沙尘暴发生的频率一直上升；而周自江^[114]研究有表明我国北方强沙尘暴发生次数在 20 世纪 50-90 年代里是波动减少的趋势，在 90 年代是近 50 年来沙尘暴发生的最少时期，并且持续的时间最短。出现这种矛盾的结果，可能与在各自的研究过程中，对强沙尘暴划分的标准有差异有关。沙尘的季节和月份变化特点是：春季最多，约占全年总数的 1/2，夏季次之，秋季（新疆地区为冬季）最少；按月份来看，4 月份发生的频率最高，3 月和 5 月份次之，秋季的 9 月份（新疆为 12 月或 1 月份）最低^[123]。刘景涛^[124]等对内蒙古中西部地区的分析结果表明，4 月份沙尘暴出现的频率最高，春季（3—5 月）占全年的 73%。我国沙尘暴也具有明显的日变化特征，王式功^[125]等对 1994 年 4 月上旬我国西北地区沙尘暴发生频率日变化的研究结果表明：沙尘暴主要发生在午后至傍晚时段内，占总数的 65.4%；清晨到中时段内仅占 34.6%。在甘肃河西走廊中部地区，黑风暴大都出现早中午 12:00 到 22:00 时的时段内。本文采用 2010、2012 两年春季野外试验所获得的数据。

1.3 研究内容、技术路线创新点

1.3.1 研究内容

本文对拐子湖地区春季风沙运移进行研究，揭示了作为我国沙尘暴中心的拐子湖地区在沙尘暴过程中气象要素变化的一般特征，揭示了贴地层风速廓线和风沙流结构一般特征，对风沙运动若干参数进行了计算，并估算了沙尘天气风蚀起沙量，通过起沙过程中近地面气象因子分析，得出了其贡献的大小，具体内容为：1. 一次沙尘暴过程中气象要素响应；2. 贴地层风速廓线和风沙流结构特征；3. 风沙运动若干参数计算；4. 风蚀起沙过程中近地面气象因子分析。

1.3.2 技术路线



1.3.3 创新点

- 1) 采用的野外观测试验系统设备先进，能被国内外接受；
- 2) 连续观测的时间长，数据新，可靠性强；
- 3) 野外状态下精细化观测试验，弥补室内风洞地表起沙试验的不足；

2 研究区概况

2.1 巴丹吉林沙漠概况

2.1.1 分布范围

巴丹吉林沙漠位于 $39^{\circ} 20' \sim 42^{\circ} N$, $99^{\circ} 48' \sim 104^{\circ} 14' E$ 之间, 内蒙古高原的西南边缘, 处于三面环山的巨型盆地内, 地势由南向北、由东向西逐渐降低, 西北部较开阔。从东北到东依次为阿尔滕山、宗乃山、雅布赖山, 南和西南临北大山, 西连额济纳河平原的东部戈壁, 北连阿拉善中部戈壁区的拐子湖, 行政区包括额济纳旗和阿拉善右旗的部分地区, 自然区属温带干旱和极干旱区, 面积约 4.43 万 km^2 , 是中国第三大, 世界第四大沙漠, 也是世界最高大沙丘的所在地。

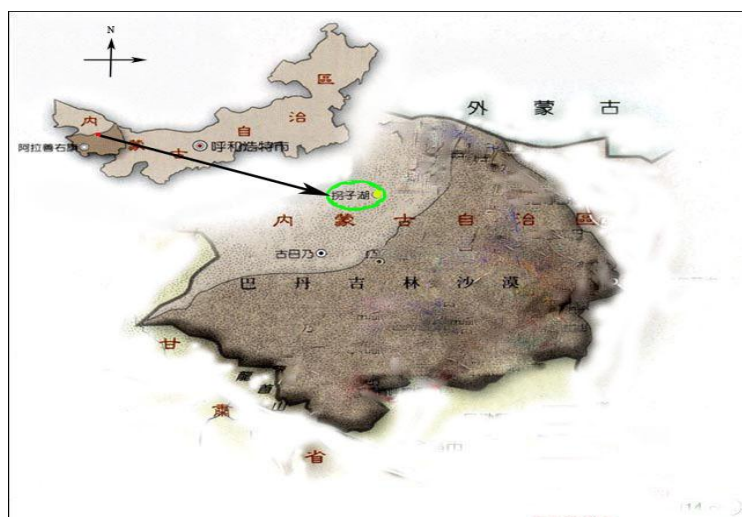


图 2-1 拐子湖地区位置图

Figure 2-1 Location of Guaizi Lake

2.1.2 地质与地貌

巴丹吉林沙漠地质构造属于阿拉善古老台块的拗陷盆地, 盆地的南缘和东北部有侏罗纪、白垩纪及第三纪地层断续出露, 内部为风成沙, 下伏主要为下更新纪冲积-湖积层, 或第三纪地层。在泥盆纪至二叠纪的海西运动发生褶皱隆起, 并在阿拉善隆起间产生了断裂, 在侏罗纪很白垩纪的燕山运动期间, 由于周围断裂再度复活, 四周山区上升, 中部拗陷, 从而沉积了侏罗纪、白垩纪地层, 在新生代的喜马拉雅运动影响下, 盆地面积增大, 沉积了第三纪红色的碎屑岩。随后

由于新构造运动作用,台地开始整体上升,并在盆地内产生断裂,构成了断裂阶地,在阶地内侧沉积了下更新纪冲积-湖积层。在中、下更新世只在周围沉积了厚度不大的冲积-洪积层,随着气候干旱,风沙盛行,而形成今日的沙漠景观。

巴丹吉林沙漠境内绝大部分被沙粒物质占据,其特征为沙山丘、风蚀洼地、剥蚀残丘、湖海盆地和平坦谷地交错分布。流动沙丘占沙漠总面积的 83%,流沙面积仅次于塔克拉玛干沙漠,固定和半固定沙丘占 17%;复合型沙山、新月沙垄或复合型新月形沙丘垄占沙漠总面积的 61-68%,复合型沙山相对高度在 100m 以上并有次一级沙丘覆盖其上的高大沙丘,是巴丹吉林沙漠特有的沙丘形态,占据了沙漠绝大部分,集中分布在中部。沙山高大密集,形态复杂,起伏悬殊,一般高 200-300 m,最高可达 500 m。在沙山之间的丘间地有许多内陆小湖(海子),沙山、海子构成了巴丹吉林沙漠的特有景观。

2.1.3 气候与水文

巴丹吉林沙漠因处于阿拉善荒漠中心,气候极为干旱,干燥度 7-12,年平均气温 8-8.9 °C,夏季最高度可达 38-43 °C,大于 10°C 的积温达 3400-3700 °C,热量很很高,无霜期 150-165d,年日照时数 3200-3300h,年降水量仅 40-80mm,无水日连续长达 193-206d,蒸发量大约是降水量的 43-83 倍,其中 6-8 月份降水量占 62%,年平均风速 4-4.5m/s,年大风日数 40-60d,春季风强劲,盛行西北风。

在高大沙山之间的丘间低地分布有小湖(海子)约 144 个,面积一般小于 1km²,最大 1.5 km²水深可达 6.2m,外围地下水埋深 1-3m,湖水多为咸水,水质差,在湖盆边缘及一些小湖中心有沙丘水补给,泉水出露,这种特定自然条件下形成的凝结水,水质较好,为当地牧民饮水和发展畜牧业提供了条件。

2.1.4 土壤与植被

巴丹吉林沙漠地带性土壤为灰棕漠土,地带性植被为荒漠植被,境内则以非地带性土壤风沙土为主,在湖盆周围主要为盐土及碱化和盐化土壤。

巴丹吉林沙漠西部的植被多以沙拐枣、籽蒿占优势,伴生有一定数量的花棒、霸王、麻黄及一年生沙米等;东半部主要是籽蒿和沙竹等,植物一般生长在沙山的背风坡和坡脚地带,总盖度 5%-12%,个别地可达 20%左右。在沙山间的小湖周围,地下水埋深不到 1m,植物种类较多,主要有海韭菜、海乳草和鸡爪芦等沼泽化草甸植被;再往外,地下水埋深超过 3m 地段,主要为白刺沙堆,伴生有沙蒿等沙生植被,并逐渐与流沙相连。

2.2 拐子湖地区近 40a 气候变化

拐子湖地区位于阿拉善中部、巴丹吉林沙漠的北缘，在行政区划上属于额济纳旗。

2.2.1 年平均气温距平的时间变化

近 40 年拐子湖年平均气温为 9.45℃，由逐年年平均气温距平变化曲线可以看出，如图 4-1，根据逐年年平均气温距平值所做的趋势线 $y=0.0511x-1.0465$ ，相关系数 $R^2=0.5973$ ，说明拐子湖地区近 40a 来气温呈明显的上升趋势，上升趋势为 0.51℃/10a，这一变化趋势与我国西北地区、新疆气温的变化趋势相一致，尤以 1996 年以后的升温最为明显，说明拐子湖地区是我国平均气温升高比较明显的地区。20 世纪 70~80 年代中期年平均气温负距平明显，为相对偏冷期，80 年代中期到 90 年代中期为过渡时期，这一时期年平均气温距平较小，90 年代中期以后，年平均气温正距平显著增加，为相对偏暖期。

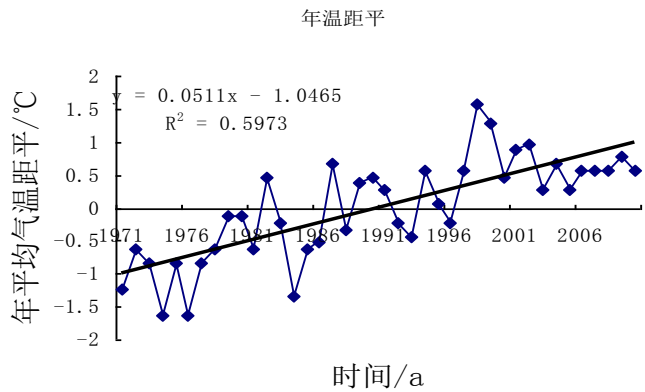


图 2-2 年平均温度距平变化
Figure 4-1 The yearly change of annual average temperature

为了进一步研究拐子湖地区温度的具体变化情况，根据本地的年温变化特点，选取 4 月、7 月、10 月、1 月四个月分别代表春、夏、秋、冬四季，分别分

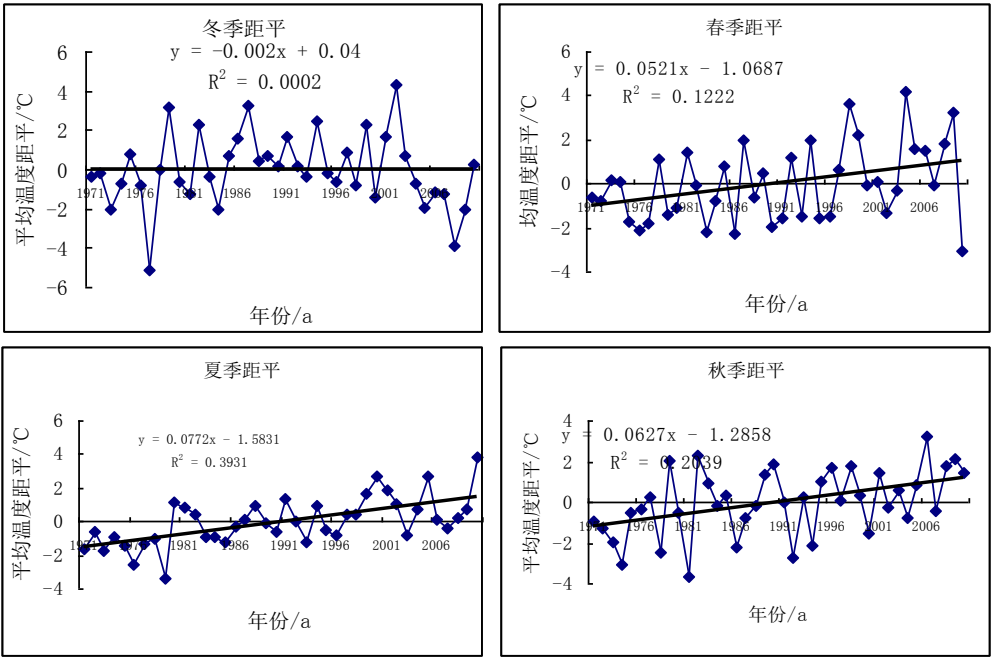


图 2-3 四季平均温度距平变化

Figure 2-3 The four Seasons change of average temperature

析了四季的温度变化情况，如图4-2，从图中可以看出近40a来四季中除了冬季温度微弱下降外，春、夏、秋三季的温度上升趋势非常明显。其中上升趋势最大的是夏季，进行线性拟合方程为 $y=0.0772x-1.5831$ ，相关系数 $R^2=0.3931$ ；再是秋季和春季，拟合方程分别为 $y=0.0627x-1.2858$ ，相关系数 $R^2=0.2639$ 和 $y=0.05121x-1.0687$ ，相关系数 $R^2=0.1222$ ，这说明近40a引起温度上升的主要是春、夏、秋三季的温度上升所贡献。

2.2 .2 年降水量的时间变化

拐子湖地区年降水量较少，年平均只能达到 40mm 左右，主要集中在每年的 7-8 月。近 40a 来降水的变化如图 4-3，可以看出年降水量不是很稳定，但还是呈上升趋势。总的来说在上个世纪的 70 年代降水偏多，为相对湿润期；在 80 年代降水偏少，为相对干旱期；90 年代变化幅度较大。从上世纪 80 年代以来降水还是呈微弱的波动上升趋势。年降水量在 1973 年、1981 年、1995-1996 年、1998 年、2007 年有显著增加。降水量主要集中在夏季，这与内蒙古大部分地区的降水都集中在夏季相一致，可能与当地农林植被的增加、生态环境的改善有关。

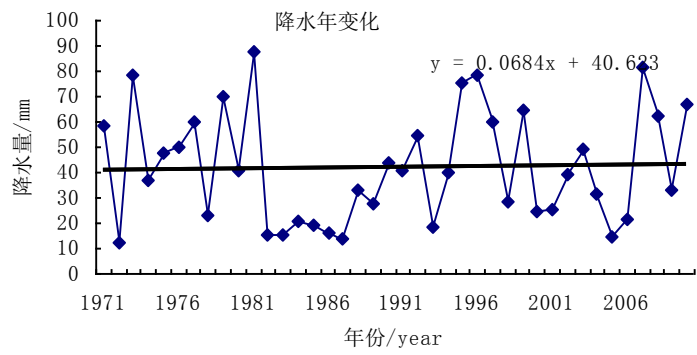


图 2-4 年降水量变化
Figure 2-4 The year changes in precipitation

由图 4-3 结合图 4-1，拐子湖地区暖湿波动变化显著，经历上世纪 70 年代的相对的冷湿—80 年代的冷干—90 年代以后的暖湿的演化过程。对西北地区出现的一些现象，施雅风等^[126]曾捕捉到了这些现象之间的关系，并提出了西北气候可能正由暖干向暖湿转型的论断。对于本地区来说，气候趋于暖湿化有利于绿洲化过程，也有利于风沙运动的抑制。

2.2.3 大风日数的变化

拐子湖地区近 40 年来年平均大风日数有 57 天，在一年之中又主要集中在 3-8 月，累计占到 80%。近 40a 大风的变化如图 4-4，从图中可以看出大风日数呈明显波动的下降趋势，线性拟合方程为 $y = -0.918x + 76.296$ ，相关系数 $R^2 = 0.3956$ ，在上世纪 70 年代到 80 年代下降显著，变化明显，在 80 年代变化波动较大，从 90 年代以后相对稳定。

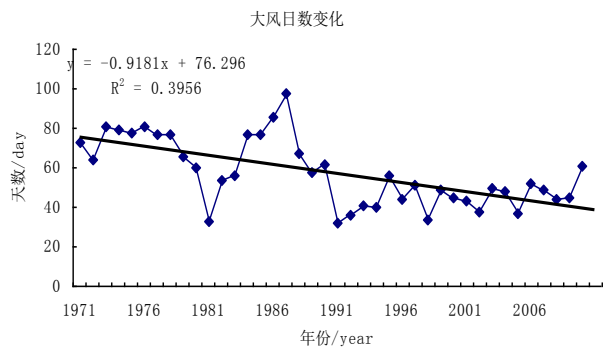


图 2-5 大风日数变化
Figure 2-5 The gale days change

2.2.4 沙尘日数变化

拐子湖地区是我国沙尘暴中心之一，是我国重要的沙源区^[16]。统计结果显示拐子湖地区年平均沙尘暴和扬沙平均日数分别为 25 和 47 天，主要集中在 3-7 月份，累计占到总日数的 71%。近 40a 年来沙尘暴和扬沙天气变化如 4-4，从图中可以得出沙尘暴和扬沙天气都是呈下降趋势，并且二者的变化趋势基本一致。在上世纪 70 年代到 80 年代中期，拐子湖地区的沙尘暴和扬沙天气日数都处在一个相对平稳的高位，在 80 年代中期到 90 年代初，沙尘暴和扬沙出现了一个高峰

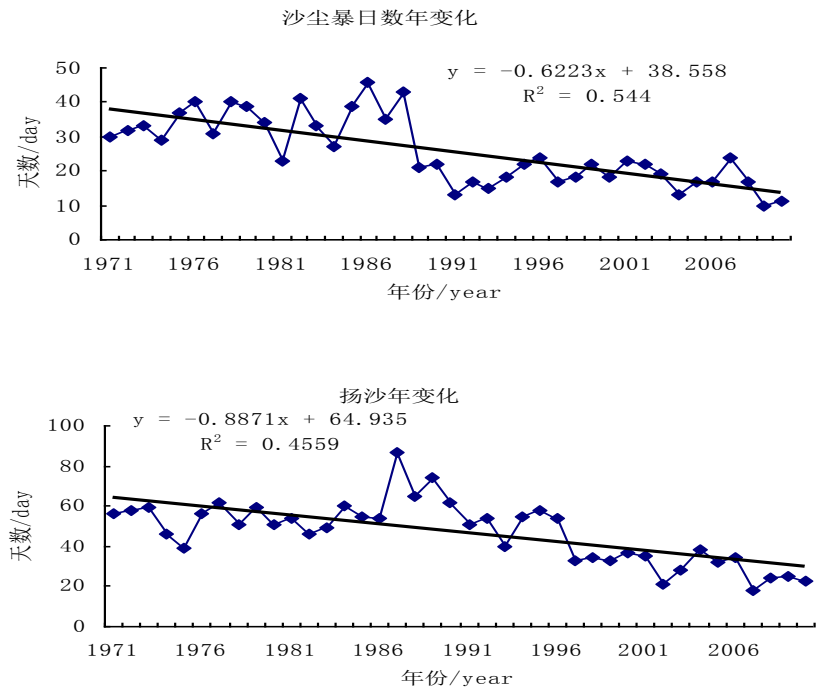


图 2-6 沙尘暴和扬沙天数的变化
Figure 2-6 The change of dust storms and blowing sand days

转，这抑制了沙尘暴和扬沙发生的可能，另一方面由于国家从上世纪 90 年代在拐子湖地区实行退耕还牧和期，之后沙尘暴和扬沙天气下降的非常显著。由于沙尘暴和扬沙受自然和人类共同的影响，一方面降水的增多和大风日数的下降，说明拐子湖地区生态环境开始好生态移民工程，加强了该地区防沙治沙工作的投入，防风治沙取得了一定的成效。

总的来说干燥、少雨、炎热、大风多是拐子湖地区的主要气候特征。

2.3 下垫面特征

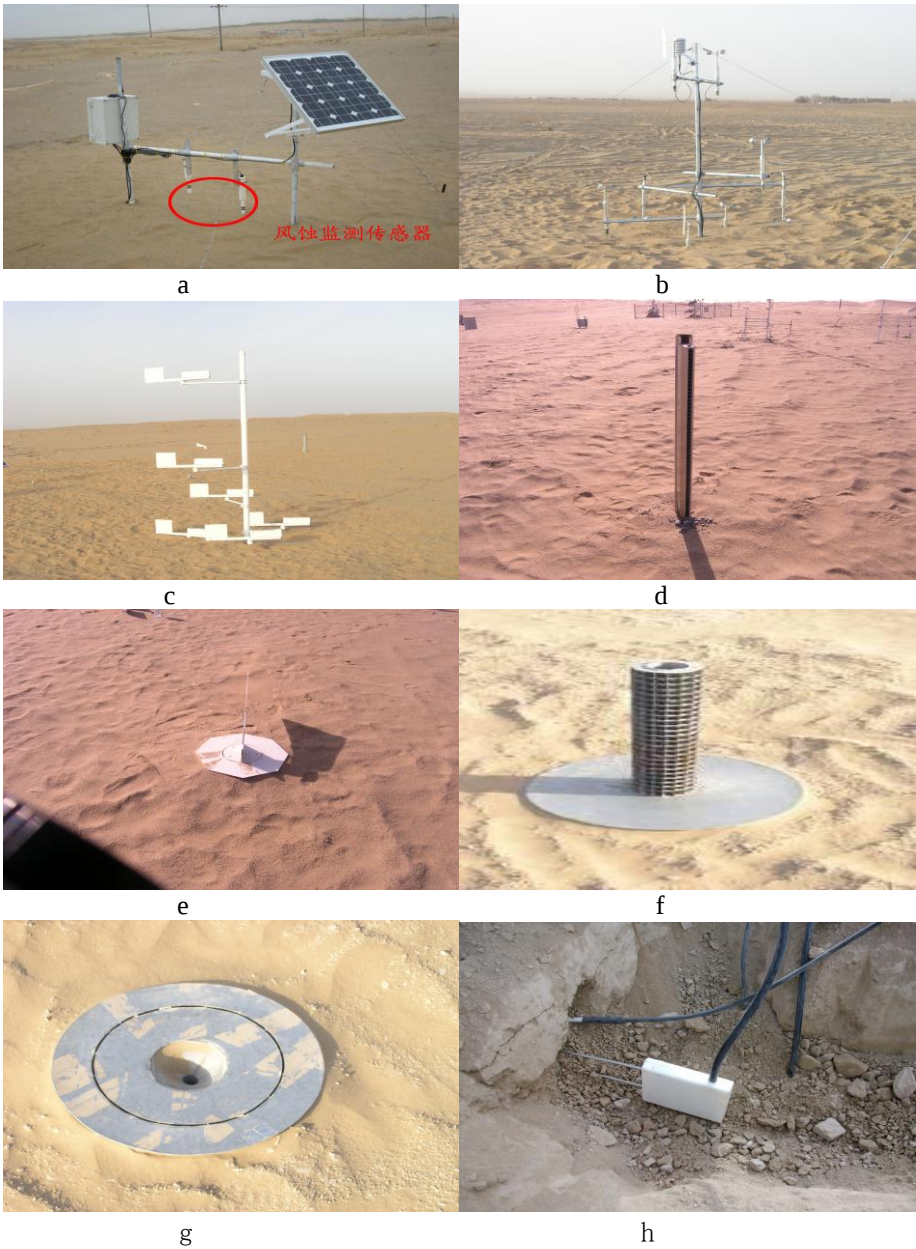
拐子湖地区是沙漠地带与非沙漠地带之间形成的明显的生态环境脆弱带，由于外营力的显著差异使它不稳定，不断的移动和转换。地貌形态缓和，主要为

剥蚀低山残丘与山间凹地相间组成，第四纪沉积物普遍覆盖于地表，形成广泛分布的戈壁和沙漠。

3 数据的采集和处理

3.1 试验设备

3.1.1 野外风蚀起沙监测系统



a 风蚀传感器 b 贴地层梯度风速、风向仪 c BNSE 型梯度积沙仪 d 方口积沙仪 e 贴地积沙仪 f 全方跃移积沙仪 g 全方位蠕移积沙仪 h 土壤温、湿度传感器

图 3-1 风蚀起沙观测系统

Figure 3-1 The Observing System of wind erosion

在拐子湖气象站 800m 处平坦的自然流沙面上布置风蚀起沙监测系统一套，该系统由风蚀传感器、BNSE 型梯度积沙仪、贴地积沙仪、方口积沙仪、全方位积沙仪、蠕移积沙仪，贴地层梯度风速、风向仪及土壤温、湿度传感器组成。H11-LIN 型风蚀传感器由美国 Sensit 公司生产，安装高度为 5cm、10cm，可测量沙尘天气过程的沙尘撞击颗粒数、撞击动能及沙粒运动速度，结合贴地层风速梯度仪，可求出沙尘天气过程的起沙临界摩擦速度；风速仪安装高度为 5cm、10cm、20cm、50cm、100cm、200cm，风向仪安装高度为 20cm、200cm，在 200cm 高度安装有空气温湿度传感器，监测沙尘天气过程中贴地层风速廓线特征。

BNSE 型梯度积沙仪安装高度为 5cm、10cm、20cm、50cm、100cm、200cm，可获取沙尘天气过程不同高度截面上的输沙通量及 2m 高度的风沙流结构。方口积沙仪高度 10cm，共 50 个层次，每 2cm 一个采样口，可监测单方向 0-100cm 输沙通量及风沙流特征。

贴地积沙仪共有 4 层进沙口，高度分别为 0-5mm、5-15mm、15-35mm 及 35-85mm，可监测沙尘天气过程中 10cm 以下的输沙通量及风沙流结构。全方位跃移积沙仪，积沙盒按 16 个方位排列，收集 0-40cm 不同方位的跃移输沙量，反映跃移输沙通量的空间分布特征。

全方位蠕移积沙仪，积沙盒按 16 个方位排列，收集不同方位的蠕移输沙量，反映蠕移输沙通量的空间分布特征。土壤温度和土壤湿度传感器的埋藏深度为 2.5cm、5cm、10cm，监测分析沙尘天气过程的土壤湿度、土壤温度变化，确定风蚀起沙土壤水分。另外还 Mastersizer2000 激光粒度仪，在这里就不再一一介绍。

3.2 数据的采集及处理

3.2.1 拐子湖地区历史气象数据

拐子湖地区历史气象数据由拐子湖气象站提供，从 1960-2010 年完整的气象数据，具体包括各种气象要素，沙尘天气的年、月、日及起止时间等数据（均以记录为准），主要用来分析试验区的气候背景。

3.2.2 拐子湖地区观测试验数据的采集及处理

原始资料中，由于仪器的系统误差、仪器发生故障、传输和记录过程中出现的其他原因，会出现一些虚假的数据，这些数据一旦被诊断出来，就必须进行订正或者剔除，否则在文中的理论分析中出现很多错误的结果，会影响结果的可靠

性。但对数据做到恰如其分的订正很不容易，为了最大限度的保护原始资料，在处理的时候只是对明显错误的数据进行剔除和订正处理，下面是判断数据的是否有问题的基本原则：

- 1) 不符合一般统计特征，如温度超过 60.0°C ，风速达到 100 m/s ；
- 2) 没有物理意义的，如风向大于 360° ，风速数值为负值；
- 3) 不满足时空变化的连续性，除非在特殊天气条件下（如锋面过境），气象要素可能在有限的时间范围内发生极剧烈的变化，而在具体的质量控制过程中会遇到上下相邻层次的风速差别很大的情况；
- 4) 因为信号传送或者仪器工作发生故障而导致的数据遗失、数据乱码或者小数点漂移。

3.2.3 拐子湖地区沙尘天气输沙沙样和地表沙源沙样的采集及处理

在本文中所用的风沙流输沙沙样均为沙尘天气过程是采集，在沙尘天气来临前把积沙盒清理干净，沙尘天气结束后立即取出，装入密封袋，并记录采集时间，沙尘天气延续时间以及风况。所采集的沙样粒径的测量是在中国气象局乌鲁木齐树木年轮理化重点开放实验进行。首先先进行样品的测重，原后经过实验分析处理，由 Mastersizer2000 激光粒度分析仪得出沙尘粒径频率数据，经过公式计算的出平均粒径等参数，实验由人工操作会出现误差，当实验结果明显与事实不符合时，需要补测以校正有误差的试验结果。

4 一次沙尘暴过程中气象要素响应

本章节利用 2011 年 4 月 28-29 日一次典型沙尘暴监测数据，分析拐子湖地区起沙与微气象条件的关系。

4.1 沙尘暴过程前后地面各气象要素的响应

4.1.1 温度、相对湿度、水汽压的变化

在沙尘暴发生前两天温度呈上升趋势，水汽压和相对湿度均成下降趋势，(如图 4-1)。在 28 日 19:10 左右沙尘暴出现，在沙尘暴过程中温度下降明显，沙尘暴过后的 29 日是扬沙天气，温度较沙尘暴前一天低 10.0° C 左右且温度日较差不大，在沙尘天气结束后的 30 日温度开始恢复到沙尘暴前的 27 日水平；空气的水汽压和相对湿度在 27 日均出现一个突然增大过程，然后开始波动下降，在 28 日沙尘暴出现前水汽压和相对湿度都维持在一个较低值，伴随着沙尘暴开

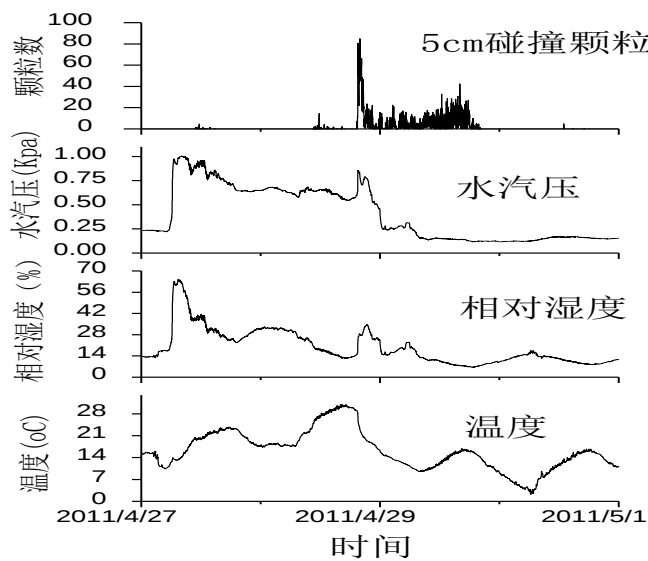


图 4-1 温度、相对湿度、水汽压的变化

Figure 4-1, Temperature, relative humidity, vapor pressure changes

始，水汽压和相对湿度出现一个明显的上升过程，沙尘暴过程中二者又显现快速下降，一直到 29 日扬沙天气结束，水汽压和相对湿度均维持在一个较低水平，且低于沙尘暴前。

总的来说，在沙尘暴前，空气处于一个高温干燥的环境，这样的环境有利于大气不稳定性加剧，使大气对流加强，为地表起沙提供动力条件；在沙尘暴过

程中，水汽压、相对湿度、温度均会发生急剧下降；沙尘过后，温度和相对湿度均低于沙尘前。

4.1.2 风速和风向的变化

在沙尘暴前一天的 27 日风速和风向均不稳定(如图 4-2)，风速从 27-28 日沙尘暴出现前经过一个波动上升过程，风向经过几次调整后稳定为西风，在 28 日 19:10 时风速突然增大，沙尘暴出现，沙尘暴期间风速最大达到 20m/s, 2m 高度风速维持在 13 m/s 左右，并一直维持到 29 日的 20:00，此后风速快速下降，风向不稳定，经过一个大调整过程，沙尘暴和扬沙天气结束。

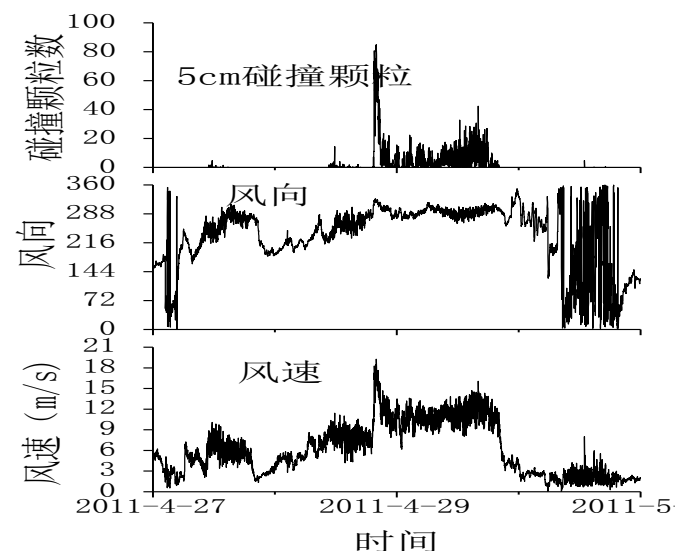


图 4-2 风速和风向的变化

Figure4-2 Changes of wind speed and wind direction

从整个过程来说，在沙尘暴前风速经过一个波动上升、风向调整过程，在沙尘暴过程中风速和风向相对稳定。由于风是地表起沙的主要动力，当风速达到起临界起沙风时地表开始起沙，起沙风速越大，起沙强度也就越大；当风速降到临界起沙风速以下，地表起沙强度也就开始变弱、直至停止；输沙的方向主要取决于风向分布。

4.1.3 地表温度和土壤湿度变化

获得和失去的能量少，从而地表温度变化幅度较小。土壤湿度在沙尘暴过程中较沙尘暴前有明显的变大，在沙尘暴结束后的 30 日达到地表温度和土壤湿度变化总

体上呈正相关（如图 4-3）。地表温度和土壤湿度日夜变化非常明显，地表温度受太阳辐射影响，日出后地表温度上升很快，日落后下降也非常迅速。但在沙尘暴发生过程中，地表温度下降的较为缓慢，且日变化较小，这是由于沙尘过程中空气混浊，到达地面太阳辐射较小，地面逆辐射强，使得地面这几天的最大值。

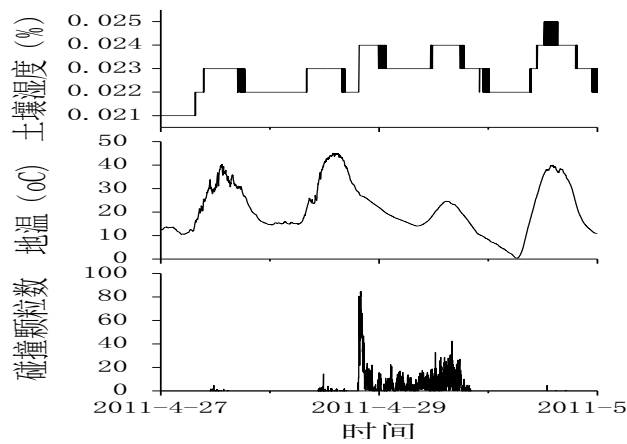


图 4-3 地表温度和土壤湿度变化

Figure 4-3, changes in ground temperature and soil moisture

总的来说，在沙尘暴发生前地表处于一个高温低湿状态，在沙尘暴过程中地表温度下降速度较慢，土壤湿度略有上升。地表高温会破坏大气的稳定层结，使上下层空气易于交换，高空动量下传增强，造成地面的风速加大，有利于地面起沙，而土壤的含水量较低，使沙粒间的粘合力小，更能促使地表沙粒运动。沙尘暴过程中地温受风、太阳辐射、大气逆辐射多重影响，其具体变化较为复杂，而土壤湿度变化受移动气团干湿性质影响，这有待更进一步研究。

4.1.4 大气压变化

在沙尘暴的前一天气压一直呈下降趋势（如图 4-4），在气压最低时为

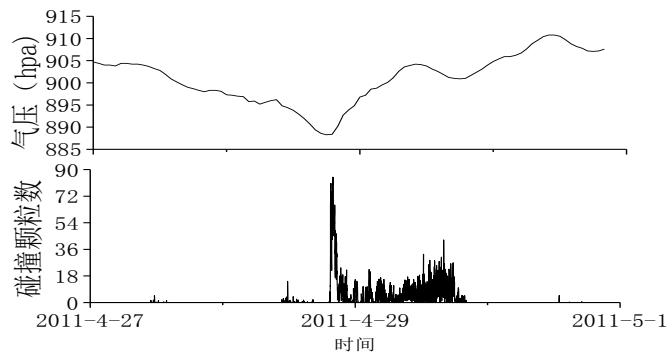


图 4-4 气压的变化

Figure 4-4 Changes in air pressure

888.3hpa, 此时也是沙尘暴最强时, 随后气压开始上升, 沙尘暴强度减小, 开始转为扬沙天气, 在 29 日的 10:00-18:00 这个时段气压又开始下降, 地面起沙强度又加大, 随后气压再一次上升, 沙尘天气结束。从图中可以看出起沙时段对应着气压变化最剧烈的过程, 这是由于气压变化最剧烈时段风速较大, 为地表起沙提供足够的动力; 同时可以看出这次沙尘暴过程主要是由于一次低压过境引起, 低压有利于高空能量被带到地表辐散, 形成大风, 为起沙提供足够的动力。从预报方面来说, 在沙漠地区当气压出现大幅度下降时, 可能是沙尘天气来临的前兆。

4.2 小结

本章2011年4月28日一次沙尘暴过程监测数据, 分析了这次沙尘暴过程中贴地面微气象要素变化得出如下结论:

(1) 当沙源区大气高温干燥, 地表高温低湿、气压下降, 风向进行大范围调整, 风速开始增大时可能是沙尘暴来临的前兆。由于沙尘暴是在特定的地理环境和下垫面条件下, 由特定的大尺度环流背景和天气系统所诱发的灾害性天气, 同时有利的下垫面特征条件的形成也起到重要的作用, 故沙尘暴的预报要结合多方面的因素进行分析。

(2) 沙尘暴过程中风速和风向都相对稳定, 水汽压和相对湿度都会明显下降, 地表温度下降较慢, 土壤湿度略有上升, 在起沙过程中, 风速起着决定性的因素。

5 贴地层风速廓线和风沙流结构特征

自 Bagnold 以来国内外许多学者对风沙运动进行了大量的研究，取得了一定进展，并形成了沙漠学的重要分支——风沙物理学。风沙物理学研究风沙边界层内风沙活动的基本规律，主要分为微观研究与宏观研究。微观研究侧重于单颗沙粒的受力机制；宏观研究侧重于风沙流的整体特征，主要包括风速廓线、风沙流结构、输沙率及床面粗糙度等，各研究内容并非独立，而且有着紧密联系。这些研究多是风洞里进行，而野外环境的复杂以及风速的不可控，导致风洞和野外相差较远，本章为了更清楚了解野外风沙运动的真实特点，特别是作为沙源区贴地层的风速廓线和风沙流的具体特点，对其监测结果进行分析。

5.1 风廓线特征

风是沙粒发生运动的动力因素，风沙运动是一种贴近地表的气流对沙粒搬运现象。要研究风沙运动，首先要了解近地面层风的性质，几乎所有搬运沙粒的风，不论是在风洞还是野外，全是湍流(紊动)的，大气作湍流运动时，各点的流速大小和方向将是随时间脉动的，表现出一定的阵性，因此，在讨论近地层大气的风速时，是用一定时间间隔的平均风速代替瞬时风速。研究近地表气流特性，风速廓线是一个主要的指标，它指的是风速沿高程的分布。选取 2010 年 3 月 28-2010 年 4 月 1 日这个时间段内监测的数据分析起沙强度和风速的关系，如图 5-1，28 日地表基本没有起沙，29 日起沙明显，30 日 12: 00 前后起沙严重，从图中也可

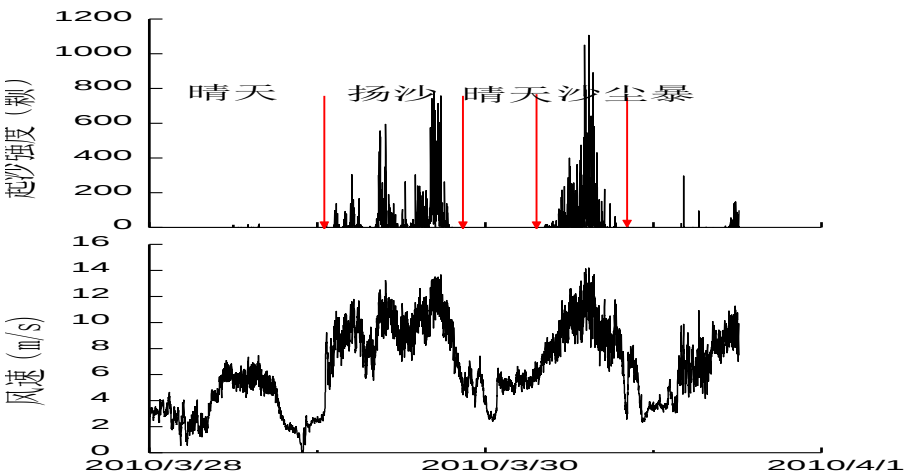


图 5-1 风蚀强度同风速关系

Figure5-1 The relationship between erosion strength and wind velocity

以看出本区的起沙风速在 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右。分别取 28 日风速相对稳定的 10min 平均

风速两组代表自由风速，在 29 日、30 日在起沙最严重时分别同样取 10min 平均风速代表风沙流中风速。在图 5-2 中可以看出廓线变化情况，从图 5-2 可以看出，无论是在自由风中还是在风沙流中，在距沙床面 20cm 高度内，风速随高度的增加变化比较急剧，超过 20cm 高度，风速随高度的增加变化逐渐放缓，到 100~200cm 高度范围内，风速几乎处于稳定状态，随高度的变化很微弱；随着风速的增加，风速廓线的弧度也加大，下凹也更明显，说明风速上下变化越大；风沙流中距沙床面 20cm 高度内变化比自由风中变化更为剧烈，造成这种差异是由于风沙流中含沙量主要集中在这一层内，并在这一层内含沙量是随高增加(如图 5-4)，大量的含沙颗粒积累了很大的动能，导致这一层内上下风速变化更剧烈；20-100cm 高度层内含沙量随高度升高剧烈下降，并且主要是一些粒径较小的悬移质，对风速的影响不太明显；在 100-200cm 这一层内含沙量更小，基本就是自由风速变化。

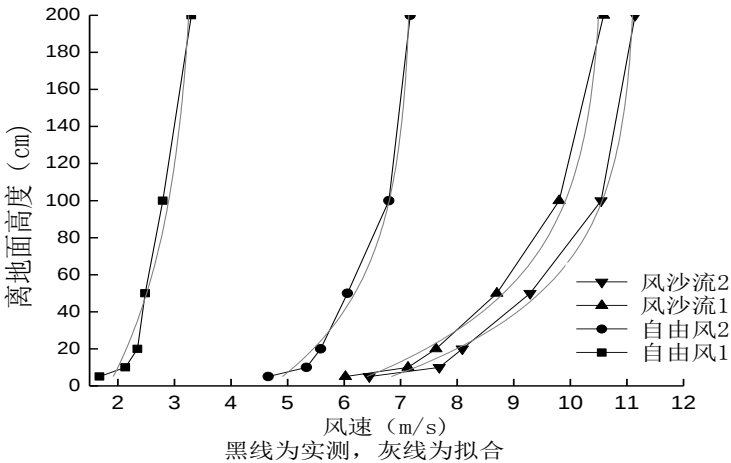


图 5-2 风廓线
Figure 5-2 Profiles of wind

对廓线进行方程拟合，最优的方程是以 $Z=A*EXP(-X/T)+Z1$ 形式分布, 拟合系数都在 0.9 以上，并且风沙流中廓线的拟合方程更优（如表 5-1）。把拟合线和实测进行比较可以（如图 5-2）看出，在离地面 5cm 高度以下的实测风速小于拟合风速，10-20cm 这高度层内实测数据大于拟合数据，50cm 高度层以上的实测数据都要小于拟合数据，这种现象在风沙流中表现更为明显。产生这种现象原因可能与在风沙流中 10-20cm 高度层内含沙量较大，运动颗粒携带的能量对风速产生影响有关。

表 5-1 风廓线拟合系数（拟合关系为 $Z=A*EXP(-U/T)+Z1$ ）

Table 5-1, The net wind field fitting coefficient (fitted relationship $Z=A*EXP(-U/T)+Z1$)

	自由风 1	自由风 2	风沙流 1	风沙流 2
A	-1.595	-2.52	-4.61	-4.81
T	90.72	55.47	52.63	48.62
Z1	3.43	7.21	10.61	11.18
R2	0.92	0.96	0.98	0.98

5.2.风沙流结构特征

在风沙物理学中风沙流是其主要研究对象，因为风沙流中的风沙相互作用是造成风沙危害的主要因素，是风沙地貌发育的重要过程。风沙流是贴近地表的一种气固两相流，但同许多常见的气固两相流相比，风沙流又有其自身的特点。其中，风沙互馈机制是风沙流的显著特征。该机制可以分为三个层次，即气流对床面及沙粒的作用、床面对气流的反馈以及沙粒运动对气流的反馈。而且沙粒相又有其独特的运动机理，主要体现为：空气流动导致地表的沙粒产生水平方向的运动，粒子间的相互碰撞产生铅垂方向的速度分量，跃起的沙粒在气流中获得能量继续运动，在重力的作用下又产生下落运动；下落的跃移沙粒冲击地面，蠕移层内粒子的相互碰撞导致部分沙粒获得铅垂方向的速度分量，原下落的沙粒在碰撞过程中则失去部分能量。这样跃移层与蠕移层之间不断发生着质量、动量和能量的交换。沙粒在地表发生的碰撞过程，使得每颗沙粒的运动完全是无序的。风沙两相流的特点导致其具有更加复杂的性质。因此给风沙两相流的理论研究带来很多困难。而风沙流的结构是指风沙流中的沙量在垂直高度上的分布规律，是风与地表相互作用的产物。在特定的风速下，下地表面对其影响占绝对优势，主要是由于不同的下垫面对沙粒的启动风速、跃移高度、能量衰减影响程度不同所致。前人的研究大都局限在地表20cm的高度层中，对较大高度层中的风沙流结构研究甚少。本章分别利用BNSE型梯度积沙仪、方口积沙仪分析1m和2m高度风沙流结构情况。

5.2.1 输沙率百分比随高度变化

对方口积沙仪测得的 4 次沙尘天气过程的输沙量进行了分析，结果见图 5-3，尽管每次天气过程延续的时间及风速不同，但是从图中可以看出，各高度层输沙量百分比随高度的变化非常一致，输沙量百分比不是简单地随高度呈曲线递减关系，而是形成独特的“象鼻”现象，这种“象鼻”现象屈建军^[127]等在戈壁地区也发现过。造成这种特性的原因在于拐子湖地区地表覆盖一层粗沙粒，跃移沙粒

与地表之间的碰撞近似弹性碰撞, 其反弹的颗粒集中在这一层。贴地表 0~20cm 左右高度层内输沙量随高度呈波动增大趋势, 20~100cm 高度层内输沙量比重随高度升高而下降, 其中 20~50cm 大幅度下降, 50~100cm 高处的输沙量比重变化

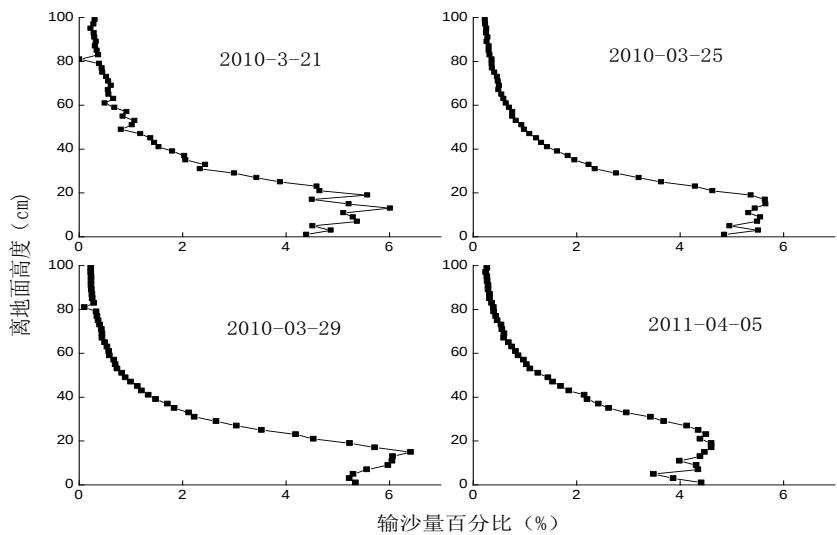


图 5-3 输沙量随高度变化
Figure 5- 3 The sediment load changes with height

较小。把 4 次输沙过程中各高度的输沙量百分比进行平均如表 2, 在表中可以看出在 0-20cm 高度层内输沙量占总输沙量的近 51%, 20-50cm 高度层输沙量占近 37%, 50-100cm 高度层输沙量占 12%。拐子湖地区地风沙运动主要集中在近地表 0~50cm 的高度范围内, 认识风沙运动的这一性质, 对于拐子湖地区治沙工作具有重要意义。

表 5-2 各高度层输沙量百分比
Tab5-2 The percentage of sand-transporting quantity of different heights

高度 (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
输沙 量(%)	24.67	26.35	19.28	10.93	6.66	4.32	2.90	2.18	1.43	1.28

风沙流输沙率百分比随高度变化进行曲线拟合表明指数递减函数拟合效果最好, 相关系数均达到 0.9 以上, 如图 6-4, 输沙量百分比随高度的整体变化均符合指数衰减的趋势, 同文献^[128, 129]研究结论相符; 随着高度的增高, 指数递减分布规律越明显, 在 20-100cm 基本完全和拟合线一致。这与文献^[130, 131]数值模拟的结果一致。

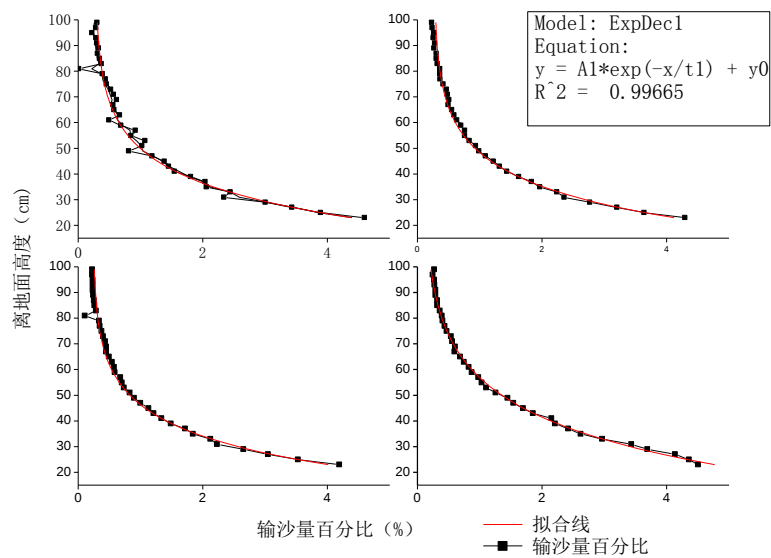


图 5-4，20-100cm 高度层输沙量随高度变化拟合曲线

Figure 5-4 The 20-100cm height layer of sediment discharge curve fitting with the height

由图 5-4 可得，各高度层输沙量百分比与高度的相关方程：相关系数均大于 0.90。

$$y = A + Be^{-x/C}$$

式中，y 为输沙量百分比，x 为高度，A、B、C 为系数。

为了进一步研究 10cm 以下高度层风沙流输沙情况，利用贴地积沙仪分析了 85mm 高度层内的风沙流结构。如表 5-3，从中我们可以看出在各高度层中，5-15mm 高度层内所占的比例最大。在 0-35mm 高度层内累计占了 64.25%。说明 85mm 高度层风沙流含沙量主要集中在离地面的 35 mm 高度层里。

表 5-3 贴地集沙仪各高度层输沙量百分比

Table 5-3 The percentage of sediment in high level of the sand trap

高度层	0-5mm	5-15mm	15-35mm	35-85mm
输沙量 (%)	7.82	37.34	19.09	35.75

5.2.2 20cm 以内颗粒浓度与能量变化

沙粒浓度及其分布是风沙流的重要因素之一，沙粒浓度沿高度的分布与风沙流的速度廓线、输沙通量及能量沿高度的分布有密切联系^[132]。其中，沙粒浓度沿高度的分布与沙粒水平方向的速度以及输沙通量三者之间可以互相转换。在风

沙物理研究中,关于气流中沙粒间空中碰撞也是颇有争议的一个问题。为了进一步探讨 20cm 以内的输沙情况,通过 H11-LIN 型风蚀传感器检测的 5cm 和 10cm

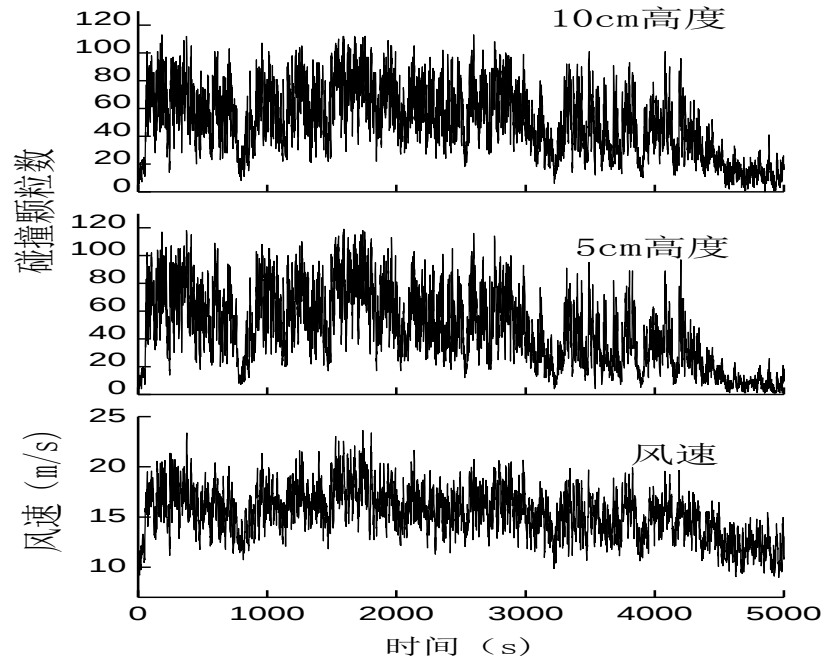


图 5-5 不同高度碰撞颗粒和风速的关系

Figure5- 5 The relationship between different heights particle collisions and wind speed

置的碰撞颗粒数如图 5-5。这两层高度上颗粒数变化完全一致,主要受风速的影响,高度位风速与碰撞颗粒数呈正相关;表明风速越大,风蚀强度越大,风沙流中沙粒的浓度越大,但是 5cm 和 10cm 高度碰撞颗粒的平均数却有差异,每秒平均碰撞颗粒数分别是 44.7 颗和 49.3 颗,说明这两层风沙流中沙粒浓度和输沙率不同,在 5cm 高度上沙粒浓度和输沙率要低于 10cm 高度层,也印证了该地区距离地面较小的高度层内输沙率不是简单的呈对数递减关系,而是有一个线性增加层,同武建军^[131]理论研究一致。

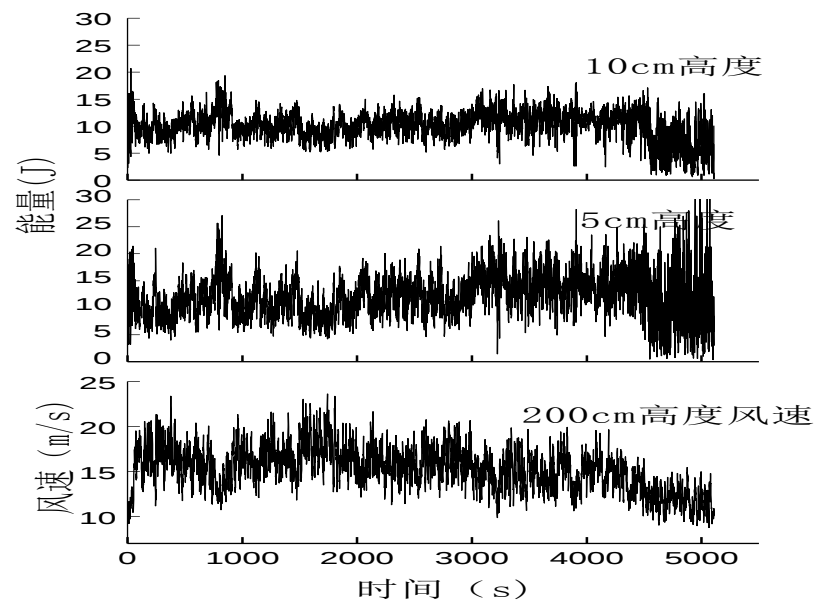


图 5-6 颗粒能量和风速关系

Figure 5-6The relationship between energy of particle and wind velocity

风沙流中运动颗粒获得的能量比较复杂，刘大有^[133]等研究认为颗粒在跃移过程中从气流获得水平动能和机械能。对大量跃移过程进行统计平均，则每次跃移颗粒从气流中损失部分水平动能和机械能等于（对于定常的、充分发展的流动）或近似等于（对于非定常的或正在发展的流动）每次碰撞是它损失的水平动能和机械能，这种跃移运动起到了从上向下传递机械能和水平动能的重要作用。在不同高度监测到每秒中内碰撞颗粒总能量，如图 5-6，从图中颗粒看出在 5cm 和 10cm 高度上能量变化基本一致，但 5cm 高度上能量变化幅度明显比 10cm 高度上要大，表明在 5cm 高度层内风沙流变化较为剧烈；颗粒的平均能量，10cm 高度上颗粒能量大于 5cm 高度颗粒能量。从图中也看出能量的变化同 200cm 高度风速的变化并不完全一致，这与运动颗粒能量的积累需要一定的时间，同时已飞跃的颗粒在空中也会飞行一定的时间，表现为在时间上有一定的延后性，这种延后性到底有多长时间还有待更进一步的研究。

5.2.3 平均粒径随高度变化

沙粒粒径随高度的分布研究对风沙流结构研究也有着重要意义，但是目前对这方面进行的研究还比较少，大都集中在输沙量或输沙率与高度的关系上。研究沙粒粒径和高度的关系，对于认识沙粒的运动特性具有重要意义。为了更清楚揭示风沙流的结构特征，把方口积沙仪中收集的沙样选取一组，梯度积沙仪中沙样选取三组分别进行激光粒度分析，转化成伍登—温德华— ϕ 值标准。从图 5-7

中可以看出：在方口集沙仪中平均粒径随着高度升高， ϕ 值呈增大趋势，即随高度升高平均粒径变小；在梯度集沙仪中，在 50cm 高度以内各高度平均粒径变化不是很大，在 20cm 高度层中颗粒粒径随高度升高有增大趋势，在 100cm–200cm 高度内，平均粒径变化较为明显，风速与平均粒径的变化呈正比。这也说明在其

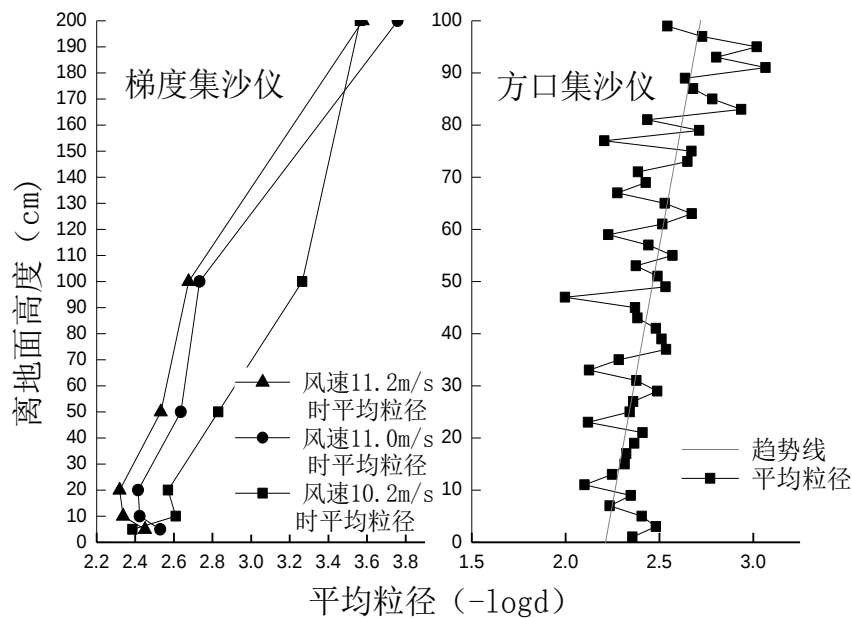


图 5-7 沙粒平均粒径随高度变化
Figure 5-7 Average sizes of sand changes with height

他条件相同的情况下，粒径小的沙粒可以跳的更高。同时由图可以看出拐子湖地区风沙流所搬运的沙粒的粒径 ϕ 值都集中在 2–4 范围内，是以中砂和细砂为主。

5.3.风沙流输沙的方向性

风沙流输沙的方位分布也是风沙流研究的重要内容之一。但是在野外实际环境中，由于风速、风向以及地形和下垫面等因素的影响，给野外实际观测风沙流输沙的方位分布造成了很大困难，全方位定点(跃移)和蠕移集沙仪的出现很好地解决了这一难题，为定量研究风沙流输沙的方位特征提供了方便。从图5-8中可以看出这4次风沙过程的风向都主要是西风，风沙流的跃移方向也主要集中在西方向，但是并不是完全和方向一致。形成这中原因可能是沙粒在风力作用下脱离地表进入气流后，从气流中取得动量而加速前进，又在自身的重力作用下以很小的锐角落向地面，由于空气的密度比沙粒的密度要小的多，沙粒在运动过程中受到的阻力较小，降落到沙面时有相当大的动能，因此不但下落的沙粒有可能反弹

5. 贴地层风速廓线和风沙流结构特征

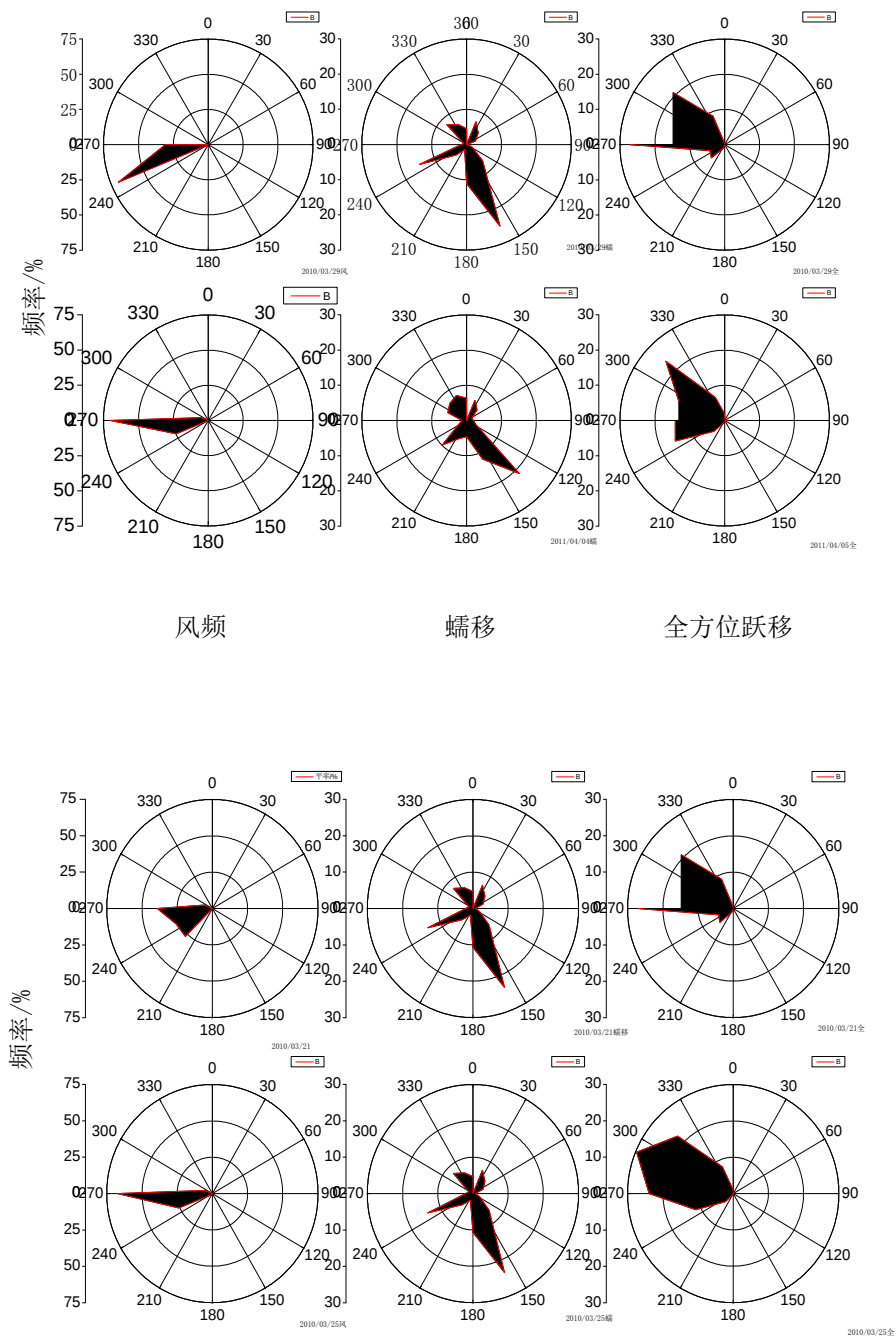


图 5-8 风沙流输沙的方位

Figure 5-8 The orientation of sand runoff and sediment

起来，继续跳跃前进，而且由于它的冲击作用，还能使其降落点周围的一部分沙粒受到撞击而飞溅起来，造成沙粒的连续跳跃式运动。因此沙粒的跃移运动主要包括两部份，一是风力直接吹起来的部分，二是被风吹起后降落到地面上通过反弹又继续跳跃和受降落到沙面上沙粒撞击而飞溅起来的沙粒部分。被风力直接吹

起的沙粒的运动方向应该与气流运动的方向一致,而降落到地面上通过反弹又继续跳跃的沙粒的运动方向肯定会发生变化,受撞击而飞溅起来的沙粒的运动方向更是复杂难以确定,所以风沙流中跃移沙粒输沙量的空间分布特征与风向频率既有相似性,又有差异性,而差异的那部分也许正是反弹后又继续跳跃和受撞击而飞溅起来的沙粒的量。沙粒在地表滑动或滚动称为蠕移。造成沙粒发生蠕移运动的力可以是风的迎面压力,也可以是跃移沙粒的冲击力。已有观测表明,高速运动的沙粒在跃移中通过对沙面的冲击,可以推动相当于自身直径 6 倍、重量 200 倍的粗沙粒。关于风沙流中蠕移沙量所占比例,相关研究很多:通过风洞实验,拜格诺发现蠕移沙量通常约占总沙量的 25%;对于 $150\sim 250\ \mu\text{m}$ 的沙粒,切皮尔认为蠕移量占总沙量的 15.7%。沙粒的蠕移与风向之间的关系与图 5-7 可以看出:蠕移输沙量的方向分布比较复杂,同风向差异更大。蠕移输沙量频率最大的方向并不是同风向一致,而是同风向之间有 $90\sim 120$ 度的夹角。造成这种现象可能与风沙流蠕移受力复杂有关。这还有待进一步研究。

5.4 小结

本文通过野外监测试验数据,分析了拐子湖地区风廓线和风沙流结构特征,结论如下:

1) 自由风和风沙流廓线经拟合都以 $Z=A*\text{EXP}(-U/T)+Z_1$ 形式分布,但在风沙流拟合更优,风沙流速度在 $0\sim 20\text{cm}$ 高度层变化比自由风显著。由于贴地层风速受地表状态影响,在不同地表形态会引起风场的变化,不同的地表形态下风速廓线必然会受到影响。由于试验设备的限制,在本文的研究中也没有考虑热力湍流和动力湍流、大气稳定度等对风廓线的影响,这都需要进一步的研究,这次试验的结果只是代表平坦沙地上的风速廓线特点。

2) 风沙流结构中,输沙率在垂直风向呈明显的“象鼻”特征。在 20cm 以下随着高度的增加各高度的输沙率百分比呈波动增大趋势,超过这个高度,随高度增加各高度输沙率百分比变小,在 20cm 高度以下各高度输沙率占总输沙率的 51% 左右, 10cm 高度以内占 25% 左右,风沙流中含沙量主要集中在离地面的 20cm 高度以内。拐子湖地区这一特点的发现,对于本区的防风治沙和工程设计中有重要的指导意义。

3) 在近地面 20cm 高度层内,颗粒浓度和颗粒能量都有随高度增大趋势。但是试验中在这个高度层内只是布置了 2 层得风蚀传感器,其对粒径较小沙粒撞击反应的灵敏度较低;风速较大时无法区分一团沙与单个沙粒形成的脉冲等,会对测量结果造成一定程度的误差,总体上其测量结果具有较大的可信性。由于风沙流含量主要集中在 20cm 高度以下,运动颗粒的起跳速度、运动方程等是本区今

后研究的方向。

4) 风沙流在垂直方向上, 高度与平均粒径呈负相关; 风速越大, 平均粒径变化越大, 风速越小, 平均粒径变化越小。由于风沙流除受动力因子影响外, 还要受到地表状况如水分等因素影响, 在本文的研究中仅只考虑了风速和高度对输沙粒径的关系, 并没有考虑地表状况对起沙粒径的影响, 更深入的研究都有待进一步开展。

5) 拐子湖地区风沙流中跃移沙粒输沙量的空间分布与风向频率既有相似性, 又有差异性蠕移输沙量的方向分布比较复杂, 同风向有显著的差异。

6 风沙运动若干参数计算

6.1 空气动力学粗糙度及其计算

6.1.1 空气动力学粗糙度

空气动力学粗糙度长度 (Aerodynamic Roughness Length) 和零平面位移 (Zero-plane Displacement) 是研究大气边界层湍流通量参数化过程中最基本的参数, 它表征地表与大气的相互作用, 反映了地表特征对大气湍流的阻抗作用以及对风沙活动的影响, 在微气象学、小气候学、空气污染气象学、动力气象学以及在风沙科学、流体力学、大气科学中占有极其重要的地位并被广泛地应用。而地表摩擦速度 (u_*) 表征的是风对地表土壤微粒抬升的能力, 是确定沙源地区地表能否起沙的有效判据之一^[134-136]。粗糙度^[94, 137]的概念起源于古典水力学研究, 可追溯到 Darcy 的工作。1854 年, Darcy 在 21 根不同直径、不同材料的圆管内进行水流实验之后, 建立了摩阻损失方程^[138], 即著名的 Darcy 方程:

$$F_l = f \frac{l}{D} \frac{u^2}{2g} \quad (6.1)$$

式中: F_l 为距离 l 处的摩阻损失, D 为圆管直径, l 为距离, u 为流体速度, g 为重力加速度, f 为摩阻系数。

从现代流体力学观点来看, Darcy 的实验结果揭示了摩阻系数 f 随流体雷诺数 Re ($=uD\rho/\mu$) 和管壁相对粗糙度 (r_0/ε , 其中 r_0 为管壁半径, ε 为管壁粗糙凸出的平均高度) 的变化而变化这一重要现象。普朗特 (L. Prandtl) 根据尼古拉兹 (J. Nikuradse) 的实验结果建立了适合于光滑和粗糙圆管的速度分布方程^[179]:

$$u = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{r_0} + u' \quad (6.2)$$

或

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{z}{\varepsilon} + c_0 \quad (6.3)$$

式中: u 为高度 z 处的风速 ($m \cdot s^{-1}$), u' 轴线风速 ($m \cdot s^{-1}$), u_* 为摩擦速度 ($m \cdot s^{-1}$), z 为离地高程 (m), k 为卡曼常数, 取值为 0.4, c_0 为积分常数, 通过边界条件决定, ε 为管壁粗糙凸出的平均高度。尼古拉兹 (J. Nikuradse) 由实验得出: $c_0 = 8.48$ ^[139, 140]。因而, 在充分粗糙条件下, 并将式 (6.3) 的自然对数改为以 10 为底的对数, k 取值

为 0.4, 则得:

$$\frac{u}{u_*} = 5.75 \lg \frac{z}{\varepsilon} + 8.48 \quad (6.4)$$

或

$$\frac{u}{u_*} = 5.75 \lg \frac{z}{\varepsilon/30} \quad (6.5)$$

在风沙流研究中, 拜格诺^[141]经过大量的室内风洞实验和野外研究发现, 固定沙质表面上的风速随高程按对数规律分布, 如果高程改用对数尺度表示, 二者之间呈直线分布。这些直线若延长到与纵轴相交为止, 就会发现, 所有的直线都汇聚于表面以上一个数值很小, 但十分确定的高程上。也就是说, 对于一个确定的表面, 风速为零的高程是固定的, 因此拜格诺就把这一高程定义为粗糙度。拜格诺的风速随高程的分布方程:

$$u = 5.75 u_* \lg \frac{z}{z_0} \quad (6.6)$$

式中: u 为风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), u_* 为摩擦 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), z 是高程 (m), z_0 为粗糙度 (mm)。可以看出, 这种数学解释也是合理的, 因为当 $z=z_0$ 时, $\lg z/z_0 = \lg 1 = 0$, 则 $u=0$, 即在高程等于粗糙度的值时, 风速为零。

Bagnold 还通过一系列风洞实验研究了气流与沙粒的相互作用。他发现, 如果表面系由固定的不能移动的沙粒或散布在地面的均匀的砾石所组成, 即风速廓线在无沙粒运动时遵循壁面定律^[142], 并且 $\varepsilon = 0.66 \text{ mm}$ 风速在 0.02 mm 处为零, 即床面上 $\varepsilon/30$ 处为零, 这就是著名的空气动力学粗糙度的 $1/30$ 定律。后来有关粗糙度的概念、理论、推算等就都来源于此, 或是在此基础上的简单换算。例如, 只要测出两个同高程上的风速, 就可用下式求算地表粗糙度:

$$\lg z_0 = \frac{u_1 \lg z_2 - u_2 \lg z_1}{u_1 - u_2} \quad (6.7)$$

或

$$\lg z_0 = \frac{\lg z_2 - A \lg z_1}{1 - A} \quad (6.8)$$

其中: $A = u_2/u_1$ 。这些公式实际上就是式 (6.6) 的转换形式。

6.1.2 粗糙度长度 z_0 的计算

1、计算方法

(1) 风速比法

由上文可知，在中性大气层结条件下，均匀床面上风速随高度的分布，即风速廓线可表达为：

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \quad (6.9)$$

由地面剪切力（拖曳力）或阻力 $\tau = \rho u_*^2$ ，得摩擦速度（或剪切速度）：

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho} \quad (6.10)$$

其中： z 为距地表高度， u 为高度 z 处的风速， u_* 为摩擦速度， z_0 为空气动力学粗糙度长度， k 为卡曼常数， τ 为地表剪切应力， ρ 为空气密度。由式（6.8）可知，只要知道任意两个不同同高程上的风速，就可以直接计算出粗糙度。

(2) 对数廓线法

对数廓线法是对数廓线方程的最小二乘法逼近实测风速廓线法的简称。此方法是当今计算空气动力学粗糙度的众多方法中最为常用的方法，尤其是在许多实际应用计算中。该方法是利用测得 3 个或 3 个以上高度的风速，用最小二乘法回归所测得的风速资料为：

$$u = a + b \ln(z) \quad (6.11)$$

式中： u 为高度 z 处的风速， a 、 b 为回归系数。

当式（6.11）中，令 $u=0$ ，可求出 z_0 ，

$$z_0 = \exp\left(-\frac{a}{b}\right) \quad (6.12)$$

设 u_1 和 u_2 是高度 z_1 和 z_2 处的风速，那么由（6.9）式可得：

$$u_1 - u_2 = \frac{u_*}{k} [\ln(z_1) - \ln(z_2)] \quad (6.13)$$

再由（7.13）式可得：

$$u_1 - u_2 = b [\ln(z_1) - \ln(z_2)] \quad (6.14)$$

因此, 由 (6.13) 和 (6.14) 式, 可得:

$$u_* = kb \quad (6.15)$$

空气动力学粗糙度 z_0 和摩擦速度 u_* 可通过上述对数廓线法拟合确定。

此方法也是研究 Kalahari 沙漠西南部植被覆盖部分线性沙丘和国内学者刘小平^[93, 143-146]等用来计算沙质表面、平坦沙地及青藏高原空气动力学粗糙度所使用的方法, 是一种实际操作性和代表性都很强的方法。

(3) 其它方法

粗糙度长度的求解方法还有拽力法、质量守恒法、压力中心法、无因次化风速法等, 具体详细计算过程可参见上述各相关文献。

本章根据现有的试验设备和试验条件, 在无风沙运动时取 50cm 和 200cm 两层风速资料, 利用公式 (6.7) 计算得到 983 个粗糙度值 z_0 , 范围是 $1.0 \times 10^{-9} - 9.0 \times 10^{-3} \text{m}$, 平均粗糙度为 0.00942m, 同左洪超^[135]在黑河和高志球^[136]在巴丹吉林南缘所测的数量级是一致的。考虑到实验区沙表面有一层颗粒较大的沙粒, 本计算还是合理的。

6.2 临界摩擦速度 u_{*t}

摩擦速度 u_* 被用来反映微粒所受空气动力的大小, 而临界摩擦速度 u_{*t} 就是摩擦速度的某一阈值, 超过这一阈值地表粒子便会脱离地面而进入空中。粒子进入大气中, 会产生间接的气候效应。临界摩擦速度是干旱地区, 特别是沙漠地区地气相作用中特殊的地表动力参数。由于地表特征包含了机械和矿物组成、植被和其他粗糙元的覆盖、水分和盐分的含量、地形和坡度的走向以及人工管理和利用等诸多因素, 对风蚀起沙的影响非常复杂, 在不同条件下的地表其也有很大差异。对于一定粒径的沙粒, 临界摩擦速度与土壤性质、地表植被状况以及土壤的含水量有关, 所以, 临界摩擦速度的准确计算比较复杂。

关于 u_{*t} 的求值, Bagnold、Marticorena、Shao 等^[13, 147, 148]在经过多次试验和充分考虑地表土壤水分、植被覆盖度等因素对沙粒起动的影响后, 分别提出了表达式:

$$u_{*t} = A \sqrt{\frac{\sigma - \rho}{\rho} g d} \quad (6.16)$$

$$u_{*t} = \begin{cases} \frac{0.129K}{\sqrt{1.298B^{0.092} - 1}} & 0.03 < B < 10 \\ 0.129K(1 - 0.858 \exp[-0.0617(B - 10)]) & B \geq 10 \end{cases} \quad (6.17)$$

$$B = ad^x + b \quad (6.18)$$

$$K = \sqrt{\frac{\sigma g d}{\rho}} \left(1 + \frac{0.006}{\sigma g d^{2.5}} \right) \quad (6.19)$$

$$u_{*t} = H(\omega) R(\lambda) \sqrt{A_N \left(\frac{\sigma g d}{\rho} + \frac{\varepsilon}{\rho d} \right)} \quad (6.20)$$

式中：A、a、b、x、AN、 ε 为经验常数，分别取 0.1、1331、0.38、1.5、0.0123、 $0.3 \text{ g} \cdot \text{s}^{-2}$ ； σ 为沙粒密度 ($2.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)； ρ 为空气密度 ($0.00123 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)；g 是重力加速度；d 为地表沙粒的粒径； $H(\omega)$ 、 $R(\lambda)$ 分别表征地表土壤水分与植被覆盖对地表沙粒起动的阻碍作用。

本章拐子湖地区沙粒的粒径 (um) 根据拐子湖观测试验，沙样在中国气象局树木年轮试验室用马尔文 MS2000 激光粒度仪分析，地表沙粒平均粒径 d 为 480um， $H(\omega)$ 、 $R(\lambda)$ 风别表征地表土壤水分与植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用，详细计算见^[149]。拐子湖地区没有植被，并且地表含水量小于 0.3%，即 $H(\omega)$ 和 $R(\lambda)$ 值可以视为 1，将数据代入 (6.16) 和 (6.20) 式，分别计算出临界摩擦速度 u_{*t} 为 $0.318234 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.36177 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，二者计算结果相差不大。但结果均比申彦波等^[149]得到的敦煌戈壁地表土壤的风蚀起沙临界摩擦速度 $0.43 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 小，但与敦煌地区农田起沙的临界摩擦速度 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以及王鹏祥等^[150]计算得到的盐池地区起沙的临界摩擦速度 $0.32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 接近。敦煌戈壁地表被细石子和可移动的沙粒所覆盖，粗糙度比较大，所以临界摩擦速度比该地区要大也很正常，所以拐子湖地区的风蚀起沙的摩擦速度取二者计算的平均值 $0.34 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 较为合理。

由于公式估算具有一定的经验性与区域限制性，为了更加精确的求得拐子湖地区的临界摩擦速度，我们同时进行了器测。图 2 是 H11B 型风蚀传感器所测得沙粒撞击数与摩擦速度的关系，从图中可以看出在摩擦速度为 0.30 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时沙粒开始跳动，在 0.4 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时沙尘跳动速度加快，撞击颗粒数增加。

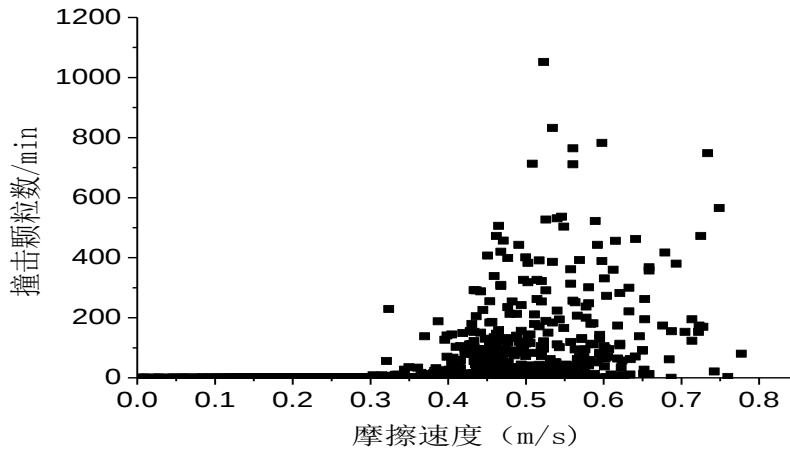


图 6-1 风蚀传感器所测的颗粒撞击数与摩擦速度

Figure 6-1 The Particles of wind sensors measured impact and friction velocity

由此我们可以确定拐子湖地区的临界摩擦速度的取值区间就在 $0.30 \sim 0.40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间，也佐证了公式计算结果临界摩擦速度为 $0.34 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 是合理的。

6.3 临界起沙风速的计算

大气边界层的气流在运动过程中，使地面的沙物质受到风力的作用，并在风力增大到一定阈值时，地表颗粒物脱离静止状态而进入运动，这个阈值风速被定义为临界起沙速度。临界起沙风速是研究风沙运动规律、解决风沙工程问题的关键指标之一。它与土壤湿度、植被覆盖条件等因素有关，同时因观测高度、起动性质的变化而不同。文献^[151]给出了均匀沙的流体临界起沙速度的计算方法如下：

$$U_{*t} = 5.75A \sqrt{\frac{\sigma - \rho}{\rho}} g d \log \frac{z}{z_0} \quad (6.21)$$

也即：

$$U_{*t} = 5.75u_{*t} \log \frac{z}{z_0} \quad (6.22)$$

式中： U_{*t} 为沙粒启动速度；常数A为0.1； σ 为沙粒的密度； ρ 空气密度； z_0 为地面粗糙度； g 为重力加速度； z 为计算高度； d 为粒子直径，把各参数值带入方程（6.22），计算可得出拐子湖地区2m高度临界起沙风速为 $4.55 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，该结果与牛生杰等^[151]观测得到的贺兰山地地区10m高度阈值起沙 $5.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，黄福祥等^[152]的观测结果认为毛乌素沙地1m高度的沙粒起动速度为 $4.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和虞毅等^[153]毛乌素 $4.65 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 都相差不大，同时，通过风蚀传感器的感测，本地区在 $4.95 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右就能捕捉到颗粒的运

动。结合拐子湖地区沙粒粒径情况,本文采用文献给出的计算方法所得结果基本合理。

6.4 摩擦速度 u_*

摩擦速度是确定地表能否起沙的有力判据,在近地面气层大体上不随高度变化,常用 u_* 表示。地表土壤风蚀起沙过程实质上是运动的气流与地表微粒在界面上相互作用的动力过程。对单个土壤微粒来讲,它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,已有的风蚀起沙观测和试验结果指出,当 u_* 超过某一阈值(临界摩擦速度)时,粒子便会脱离地面而进入空中。根据 Monin—Obukhov 相似理论,利用两层的风速和温度资料,运用空气动力学方法来计算摩擦速度 u_* , 计算公式如下^[154]:

$$\frac{kz}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \phi_m \quad (6.23)$$

其中, u_* 为摩擦速度 ($m \cdot s^{-1}$); k 是 Kerman 常数,一般取 0.4; z 是高度 (m); u 是风速 ($m \cdot s^{-1}$); ϕ_m 是风的 Monin—Obukhov 相似性函数,可以利用 Richardson 数计算得到:

$$\phi_m(\zeta) = \begin{cases} (1-16\zeta)^{-0.25} & \zeta \leq 0 \\ (1+5\zeta) & \zeta > 0 \end{cases} \quad (6.24)$$

式中, ζ 是 Monin—Obukhov 大气稳定度参数(即 z/L , L 是 Monin—Obukhov 大气稳定度长度),它能用 Businger—Dyer (1988)^[154] 关系近似确定:

$$\zeta = \begin{cases} Ri & Ri < 0 \\ Ri/(1-5Ri) & Ri \geq 0 \end{cases} \quad (6.25)$$

其中, Ri 是梯度 Richardson 数,可以用下面的公式计算:

$$R_i = \frac{g\sqrt{z_1 z_2}}{\bar{T}} \frac{\Delta T}{(\Delta u)^2} \ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \quad (6.26)$$

这里, $\bar{T}$ 是所取气层 (z_1 、 z_2 两层) 的平均绝对温度 (K), ΔT 和 Δu 是气层上下两个高度的温度差和风速差。

关于 u_* 的计算,拜格诺与冯·卡曼都给出了另一种表达公式,就利用两层风速来确定。由公式 (6.22) 可以求得:

$$u_* = \frac{u_2 - u_1}{5.75(\ln z_2 - \ln z_1)} \quad (6.27)$$

本章由于受试验条件的限制, 只能利用两层风速来确定。选取 2011 年 4 月 5 日一天沙尘过程, 利用两层风速进行计算, 利用公式 (6.27) 计算得出: 摩擦速度 u_* 的变化范围在 $0.00317 \sim 0.777042 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 内变化, 平均摩擦速度 u_* 为 $0.372 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 如图 1, 从图中可以看出摩擦速度和 2 m 高度风速变化完全一致。在地表其他条件相同时, 摩擦速度 u_* 受风速影响, 随风速变化而变化, 当风速增大时, 摩擦速度也变大。

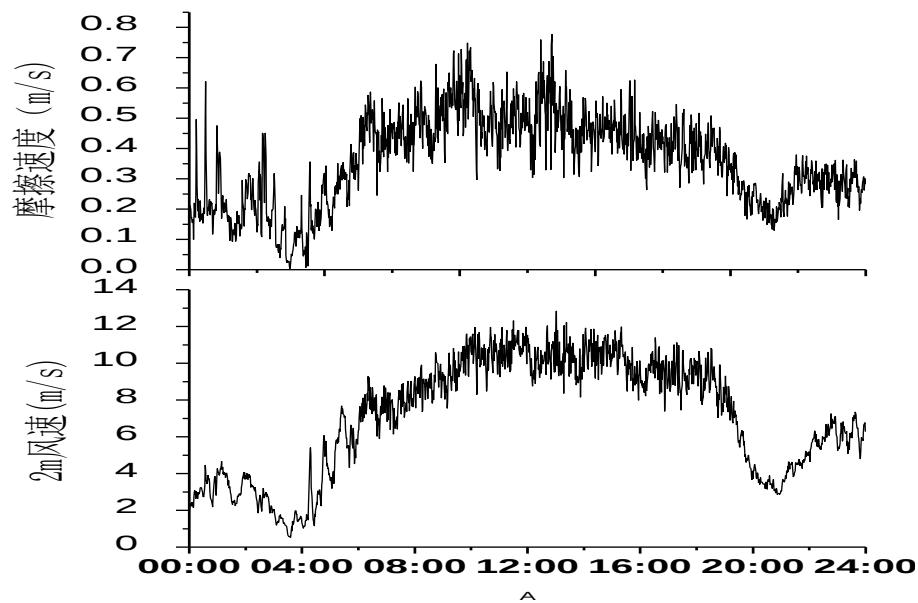


图 6-2 摩擦速度 u_* 和 2m 高度风速的关系

Figure 6-2 the friction velocity and wind speed

6.5 沙通量的估算

6.5.1 起沙物理机制

地表风蚀起沙过程是运动的空气流与地表上的粒子在界面上相互作用的一种动力过程。风沙物理学中根据地表土壤微粒的尺度(直径 d) 和所受的合力大小, 将其运动划分为三种形式^[43]: 尺度较大 ($d > 1\,000 \mu\text{m}$) 的微粒的蠕移运动、沙粒 ($60 \mu\text{m} < d < 1\,000 \mu\text{m}$) 的跳跃碰撞运动和尘粒 ($d < 60 \mu\text{m}$) 的悬浮运动。沙粒在一定的空气动力作用下, 可以被抬升到离地表几十厘米的地方, 但当空气动力不足以超过重力时, 它们又落回到地表面并与地表发生撞, 这种碰撞很容易使尘粒克服内部粘性力的束缚, 脱离地表进入到大氣中。尘粒一旦进大气, 内部粘性力的束缚作用完全消失, 由于其重力远小于空气动力, 从而导致尘粒悬浮在大气中并在湍流的作用下扩散到很远

的地方。由此，对于一定类型的地表土壤，其能否因风蚀而引起尘粒的排放，决定于地表的沙粒能否进行跳跃碰撞运动，从宏观上而言，也就是决定于实际的摩擦速度 u_* （即空气动力）和沙粒脱离地表的临界摩擦速度 u_{*t} （即临界空气动力）。当 $u_* > u_{*t}$ 时，空气动力大于沙粒的重力和内部粘性力的合力，跳跃运动发生，地面会因此而起尘；当 $u_* < u_{*t}$ 时，空气动力小于或等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尘。通常情况下，尘粒不仅直接存在于地表土壤中，而且还覆盖于较大粒子（沙粒等）的表面，形成一个集合体。研究表明^[45]，沙粒的跳跃运动，一方面可以使直接存在于地表土壤中的尘粒因碰撞而悬浮于空中；另一方面，在碰撞的过程中，集合体受撞击而破裂，覆盖在其表面的尘粒也会被剥落而悬浮于空中。因此，沙粒的跳跃运动就成为地面风蚀起沙关键的运动形式，尘粒的排放量取决于能够进行跳跃运动的沙粒的量。

沙尘通量可以分为顺风向沙尘通量即输沙率与垂直沙尘通量，分别用 Q 与 F 表示，其物理意义分别是单位时间内单位宽度从地表到积分高度处所形成的平面（与水平风向垂直）内通过的沙粒的质量和单位时间内某一高度处与地表面平行

表 6-1 各代表性输沙公式

Table 6-1 The formulas of each representative sediment transport		
作者	公式	参数说明
Bagnold(1941)	$Q = C_1 \sqrt{\frac{d}{D}} \frac{\rho}{g} u_*^3$	式中： Q ——顺风向沙尘通量； d ——沙粒粒径； D ——标准粒径，取 250 μm ； ρ ——空气密度； ρ_s ——沙粒密度； g ——重力加速度； u_* ， u_{*t} ——气流摩阻速度和临界气流摩阻速度； P ——某种正态概率； b ， N 为指数； C_1 ， C_2 ， $\dots$ ， C_7 ——系数，分别取 1.8，2.78，0.83，0.25，0.025，4.2，0.0004。
Kawamura(1951)	$Q = C_2 \frac{\rho}{g} (u_* - u_{*t}) (u_* + u_{*t})^2$	
Zingg(1953)	$Q = C_3 \left(\frac{d}{D}\right)^{0.75} \frac{\rho}{g} u_*^3$	
Owen(1964)	$Q = C_4 \frac{\rho u_*^4}{g} \left[1 - \left(\frac{u_{*t}}{u_*}\right)^2\right]$	
Kadib(1965)	$Q = C_5 \rho_s \left[\frac{P}{(1-P)}\right] \left[\frac{(\rho_s - \rho)gd^3}{\rho}\right]^{0.5}$	
Lettau(1978)	$Q = C_6 \left(\frac{d}{D}\right)^N \left(\frac{\rho}{g}\right) (u_* - u_{*t}) u_*^2$	
Sorensen(1991)	$Q = C_7 \rho u_* (u_* - u_{*t}) (u_* + 7.6u_{*t} + 205)$	

的单位面积内地表向大气中排放的尘粒的质量。半个多世纪以来，许多学者对气流与

沙粒间相互作用的机理进行了研究,通过野外观测试验或者风洞模拟试验,提出了各自的顺风向沙尘通量计算模型(表 6-1)。

关于垂直沙尘通量, Marticorena 等^[52]、Shao^[22]、Gillette 等^[34]都进行了研究,并建立了计算模型。虽然 Lu、Marticorena 和 Shao 的沙尘排放模式理论较为完善,但是模式形式比较复杂,计算中需要的参数较多且有的参数很难确定,实际运用中有很大的难度。Gillette 等的计算方案在形式上非常简单,只需要 u_* 和 u_{*t} 两个参数,比较适合简单或近似的估算,其公式具体如下:

$$F = \begin{cases} C_2 u_*^4 \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) & u_* > u_{*t} \\ 0 & u_* \leq u_{*t} \end{cases}$$

7.5.2 沙通量的估算

2011 年 4 月 5 日拐子湖地区是典型的扬沙天气,15:36 分出现大风,利用该天起沙监测数据,分别用 Bagnlod、Kawnural、Zingg、Owen 四种顺风沙通量计算公式进行计算,而垂直沙通量采用 Gillette 计算方案。将所求的参数代入各计算公式,结果如图 6-1。从图中可以风速影响着摩擦速度的大小,进而影响着沙通量。在图中各中方案计算的结果变化趋势几乎一致,随着风速大小而发生变化。在 0:00—6:00 时间里,风速波动变大,但在这个过程中顺风方向沙通量较小且不稳定,其输沙率曲线表现为不连续;在 6:00—20:00 这个时间段里风速大且稳定,顺风方向沙通量较大,其中在 10:00 和 12:00 左右有两个高峰值,在这个时间段内各种方案计算结果的输沙曲线都表现为连续的曲线;在 20:00 以后由于风速变小,顺风方向沙通量也变小减至为零。

虽然各计算结果变化趋势几乎一致但数值差异较大,由于 Bagnlod、Zingg 两种计算方案主要考虑的是以沙粒粒径为影响沙尘通量的主要参数,但是总体上 Bagnold 的结果要比 Zingg 公式计算出来的结果大,这主要是因为 Zingg 在确定沙尘通量时是根据跃移沙粒质量在垂线上的分布延伸到床面以后进行积分得到的,实际上没有包括蠕移的沙粒在内,所以得到的沙尘通量结果比 Bagnold 偏小。Kawamura 和 Owen 的公式是在考虑摩擦速度和临界摩擦速度的基础上得来的,其中 Owen 主要考虑适应于均匀沙表面, Kawamura 公式是中当 u_* 小于或等于 u_{*t} 时的沙通量为零,从理上来讲也相对较为完善。Gillette 的垂直沙通量方案计算结果变化趋势也和各顺风沙通量计算结果变化趋势一致但数值要小 3-4 各数量级,说明在起沙过程中输沙量主要是以顺风方向上为主。

这次沙尘过程中 Bagnlod、Kawnural、Zingg 和 Owen 四种计算公式计算的平均顺风风向沙尘通量分别为 $2.2\text{E-}02\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $1.7\text{E-}02\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $1.2\text{E-}02\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $1\text{E-}04\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。Bagnlod 公式结果最大，Owen 公式结果最小，相差两个数量级，所以取前三种平均值 $1.7\text{E-}02\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 作为本次沙尘过程顺风方向沙通量。Gillette 的垂直沙通量方案平均计算结果为 $1.38\text{E-}07\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

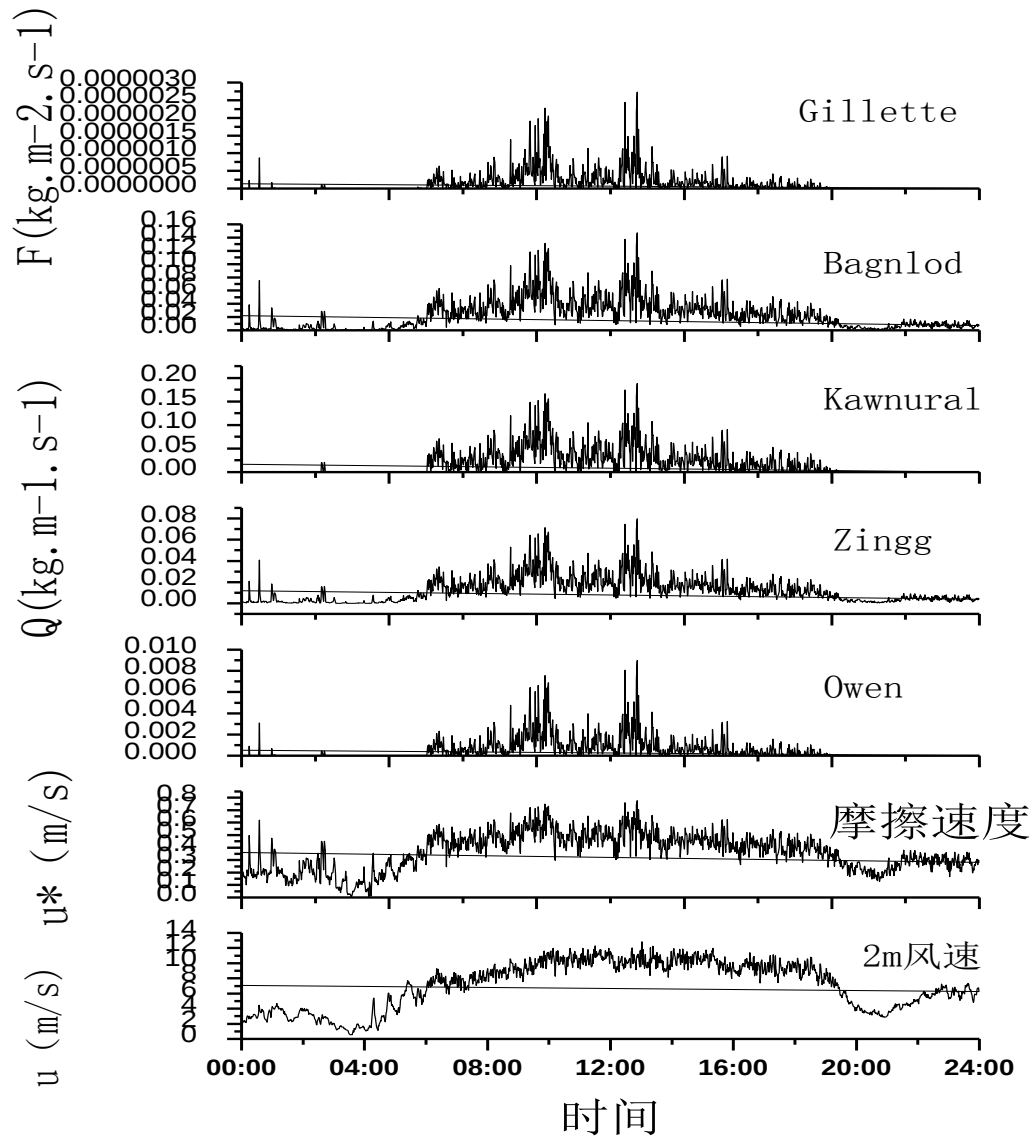


图 6-3 地表的顺风向和垂直沙尘通量的时间变化
Figure 6-3 The time change of the direction and vertical dust flux

6.6 小结

本章通过经验公式和实地观测资料，对拐子湖地区风沙运动的几个物理特性进行了研究。当地 2m 高度的临界起沙速度为 $4.55\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；临界摩擦速度约为 $0.34\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，

地表平均粗糙度约为 0.00942 m, 摩擦速度受风沙的影响, 风速呈正相关。分别用不同的计算公式估算了一次沙尘过程的平均顺风向沙尘通量和垂直沙通量, 得出这次沙尘过程的顺风沙通量和垂直沙通量分别为 $1.7\text{E-}02 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $1.38\text{E-}07 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 顺风输沙量大垂直输沙量几个数量级起沙过程中输沙量主要是以顺风方向上为主。

这些结果对研究对巴丹吉林沙漠, 特别是拐子湖地区风蚀运动特征、建立沙尘暴预警系统及数值模拟具有重要的参考价值。

7 风蚀起沙过程中近地面气象因子分析

7.1 因子分析的原理

因子分析是一种数据简化的技术，它通过研究众多变量之间的内部依赖关系，探求观测数据中的基本结构，并利用少数几个独立的不可观测变量来表示其基本数据结构。这几个假象变量能够反映原来从多变量的主要信息。原始的变量是可观测的显式变量，而假想变量是不可观测的潜在变量，成为因子。因子分析的基本模型是：

$$Z_1 = a_{11}F_1 + a_{12}F_2 + \dots + a_{1p}F_p + c_1U_1$$

$$Z_2 = a_{21}F_1 + a_{22}F_2 + \dots + a_{2p}F_p + c_2U_2$$

.....

$$Z_m = a_{m1}F_1 + a_{m2}F_2 + \dots + a_{mp}F_p + c_mU_m$$

其中 Z_1 、 Z_2 、 $\dots$ 、 Z_m 为原始变量， F_1 、 F_2 、 $\dots$ 、 F_p 为公共因子，表示矩阵形式为：

$$Z = A \cdot F + C \cdot U$$

$$(m \times 1) \quad (m \times p) \quad (p \times 1) \quad (m \times m) \quad (m \times 1)$$

A 为因子载荷矩阵。

7.2 因子分析

本章选取 2010 年 4 月份整月的小时数据，选取 5 种因素，其中空气温度和相对湿度，风速都是位 2 m 高度处测的数据，地温和土壤含水量的是位于 2.5cm 深度的数据，通过实验和理论估算风沙流主要集中在距沙床表面 10cm 高度以内^[16-17]，在本文中采用安装的 5cm 高度的风蚀传感器所监测到有沙粒碰撞就视为地面有风起沙过程，这样的数据有 232 组，没有起沙的数据有 588 组。选取所监测的 2m 高度的空气温度、相对湿度、风速和地表温度以及沙地 2.5cm 深度的含水量 5 种气象要素进行分析。经过 EXCEL 和 SPSS 统计得出在起沙临界状态下的空气温度和相对湿度分别为 10.4° C 和 23.7%，风速为 5.1m. s⁻¹，地表温度和含水量分别为 20.3° C 和 0.027%。对这五类气象因素与风蚀起沙的相关性分析结果如表 9-1，

表7-1风蚀起沙和各因素的相关系数
Table 7-1The wind erosion of sand and the correlation coefficient

		温度	相 对 湿 度	风速	地 表 温 度	地表含水量
风 蚀 起 沙	Pearson Correlation	.139**	-.016	.678**	.156**	.125**
	Sig. (2-tailed)	.000	.661	.000	.000	.001

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

从表中可以看出风蚀起沙同各因素的相关程度最高的是风速，其他依次是地表温度、空气温度、含水量，而空气相对湿度呈负相关，但是从含水量虽然同风蚀起沙向关性强，但是在这里是正相关，显然与事实不符，所以简单的相关分析并不能真实的说明问题。

为了定量研究这些因素在风蚀起沙过程各自的贡献，对这些因素采用因子分析，其因子分析的变量共同度都大于0.5，同时进行KMO和Bartlett球形检验，KMO值和Sig值分别为0.581和0.000，均适合做因子分析，因子分析的结果是有效。从表9-2中可以看出个因子的贡献率结果，只有前两个因子的特征值大于1，并且前两个因子的特征值之和占总特征值的67.017%，因此可以提取前两个做为主因子。为了进一步方便解释因子的含义，明确各因子及各气象要素的贡献，通过主成分方法提取，两个因子的载荷值，进行旋转，计算成份得分得出表9-3。因此可以根据此结果，将5种气象要素按贡献分成2类，温度、风速、地温在第第一个因子上载荷较大，可以把其叫为决定因子，其在风蚀起沙中的贡献占43.009%，从这3种气象因素得分的高低来看，依次是，地温、温度、风速；相对湿度和地表含水量在第二个因子上载荷较大，可以把其叫做促进因子，在风蚀起沙中

表 7-2 解释的总方差
Table 7-2 The total variance explained

成分	初始特征值			提取的平方和截入		
	合计	方差的%	累积 %	合计	方差的%	累积 %
1	2.150	43.009	43.009	2.150	43.009	43.009
2	1.378	27.567	70.576	1.378	27.567	70.577
3	.800	15.992	86.569			
4	.478	9.555	96.123			

5	.194	3.877	100.000
---	------	-------	---------

表 7-3 成份矩阵、旋转成份矩阵和成份得分系数矩阵
Table 7-3 Ingredient matrix, the rotation component matrix and the composition score coefficient matrix

	成份矩阵		旋转成份矩阵		成份得分系数矩阵	
	成份		成份		成份	
	1	2	1	2	1	2
温度	0.890	0.238	0.889	-0.177	0.430	-0.041
相对湿度	-0.586	0.623	-0.0306	0.799	-0.081	0.522
风速	0.433	0.444	0.569	0.247	0.308	0.222
地温	0.895	0.181	0.897	-0.172	0.435	-0.036
含水量	-0.168	0.854	-0.169	0.854	0.163	0.603

的贡献占27.567%，这2种气象因素得分依次是含水量和相对湿度。这个结果说明，风速不是风蚀起沙发生的唯一重要的因子，下垫面性质对其起着重要的作用，在某些条件下该作用甚至相等于或大于风速的贡献。

拐子湖地区地表全部是沙地，地表疏松、干燥，全年降水稀少地表含水量和空气的含水量全年都很低，只要该地地表温度温，空气温度，和风速达到一定条件的时候，就可以发生风蚀起沙，这3种要素也是该地风蚀起沙的决定因素。在拐子湖地区4月份，其5种气象因素的小时平均值、最小值和最大值统计如表4，从表中可以看出风速的平均值和其4月份的临界起沙风基本相等，从风速的角度来看，拐子湖地区，4月份风蚀起沙的概率非常大。除了地温的起沙临界值和平均值相差就大外，其他4种气象因子的差值都相差不大，这也能解释拐子湖地区4月份是其一年中风沙最严重的季节。根据研究发现内蒙古西部3~5月平

表 7-4 各因素的统计数据
Table 7-4 The statistics of the various factors

	组数	最小值	最大值	平均值	起沙临界值
温度	720	-10.710	28.650	8.80419	10.4
相对湿度	720	6.335	100.0	25.02340	23.7
风速	720	0.923	13.670	5.00495	5.1
地温	720	-15.760	53.920	12.44957	20.3

含水量	720	0.014	0.112	0.03025	0.027
-----	-----	-------	-------	---------	-------

均气温高于 4° C 的地区对应沙尘暴多发区；3~5 月平均相对湿度低于 40％ 的地区对应沙尘暴多发区。而拐子湖地区 4 月份的温度和相对湿度都是在这个范围内，风蚀起沙也就很为严重了。同时 4 月份气温回升很快，地表冻土开始解冻，加快沙地水分蒸发使沙地表层蒸发使表层疏松、干燥，容易风蚀起沙，同时由于沙地地面气温升高快，当冷空气入侵时，对流相对强烈，极易引起沙尘暴天气。

7.3 小结

- （1）拐子湖地区起沙临界状态下的空气温度、地表温度和风速分别为 10.4° C、20.3° C 和风速为 5.1m. s⁻¹, 当这 3 种因素的值大于这些值时有利于本地的风蚀起沙，反之就不容易起沙；空气的相对湿度和含水量的临界值分别为 23.7 % 和 0.027 %，当而者的数据小于这个值时就有利于起沙，反之就难以起沙。
- （2）拐子湖地区地表温度，空气温度和风速是该地风蚀其实的首类因子，对风蚀起沙的贡献率较大；次类因子是空气相对湿度和地表的含水量，在防治风蚀起沙的过程中不可只重视风速而忽视其他因素因素。

8 结论与建议

8.1 结论

本文利用中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所在巴丹吉林沙漠拐子湖地区布置的风蚀起沙观测试验站,对拐子湖地区风蚀起沙进行连续观测数据和拐子湖气象站提供的气象数据,分析了拐子湖地区近 40a 气象变化特征和区典型沙尘暴天气过程中的气象要素变化情况;分析贴地层风速廓线和风沙流结构特征,并计算了几个关键参数,尝试性分析了起沙过程中各气象因子的贡献。通过以上几个方面的研究,主要得出以下几个方面的结论:

(1) 当沙源区大气高温干燥,地表高温低湿、气压下降,风向进行大范围调整,风速开始增大时可能是沙尘暴来临的前兆。沙尘暴过程中风速和风向都相对稳定,水汽压和相对湿度都会明显下降,地温下降较慢,土壤湿度略有上升,在起沙过程中,风速起着决定性的因素。由于沙尘暴是在特定的地理环境和下垫面条件下,由特定的大尺度环流背景和天气系统所诱发的灾害性天气,同时有利的下垫面特征条件的形成也起到重要的作用,故沙尘暴的预报要结合多方面的因素进行分析。

(2) 自由风和风沙流廓线经拟合都以 $Z=A*EXP(-U/T)+Z_1$ 形式分布,但在风沙流拟合更优,风沙流速度在 0-20cm 高度层变化比自由风显著。风沙流结构中,输沙率在垂直风向呈明显的“象鼻”现象。在 20cm 以下随着高度的增加各高度的输沙率百分比呈波动增大趋势,超过这个高度,随高度增加各高度输沙率百分比变小,在 20cm 高度以下各高度输沙率占总输沙率的 51%左右,10cm 高度以内占 25%左右,风沙流中含沙量主要集中在离地面的 20cm 以内高度。在近地面 20cm 高度层内,颗粒浓度和颗粒能量都有随高度增大趋势。风沙流在垂直方向上,高度与平均粒径呈负相关;风速越大,平均粒径变化越大,风速越小,平均粒径变化越小。拐子湖地区风沙流中跃移沙粒输沙量的空间分布与风向频率既有相似性,又有差异性蠕移输沙量的方向分布比较复杂,同风向有显著的差异。

(3) 当地 2m 高度的临界起沙速度为 $4.55\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 临界摩擦速度约为 $0.34\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,地表平均粗糙度约为 0.00942m,摩擦速度受风沙的影响,同 2 m 高度出风速呈正相关。摩擦速度与风速成正相关,同时摩擦速度影响着风蚀起沙量的变化。

(4) 计算了 2011 年 4 月 5 日的一次沙尘过程的顺风沙通量和垂直沙通量分别为 $1.7\text{E}-02\text{ kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $1.38\text{E}-07\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$,顺风输沙量大垂直输沙量几个数量级,在沙尘过程中是以顺风方向输沙为主。

(5) 拐子湖地区4月份地表温度,空气温度和风速是该地风蚀起沙的首要因子,对风蚀起沙的贡献率较大;次类因子是空气相对湿度和地表的含水量,在防治风

蚀起沙的过程中不可只重视风速而忽视其他因素因素。

8.2 防风治沙的建议

本文通过对拐子湖地区近 40a 的气候变化和地表起沙的一些关键特征进行了分析研究,得出拐子湖地区临界起沙风速较小,容易起沙,风沙流所沙子主要集中的近地表 0-20cm 的范围内。根据这一特性,本地区除了继续采取生态移民、退牧还草等措施外,还用采取设立机械沙障的方法,采用高于沙面 20cm 的沙障应该可以很好的控制地表风沙运动,从而达到控制和减少地表沙粒运移的发生,有效保护本地区生态环境和下游地区的空气质量。

参考文献

- [1] 董治宝, 高尚玉, 董光荣. 土壤风蚀预报研究述评[J]. 中国沙漠, 1999, 19(4): 312-317.
- [2] Hedin S A. Central Asia and Tibet :towards the holy city of Lassa(two volumes)[A]. Cook, Warren, Goudie. Desert Geography [C]. London: UCL Press, 1993: 53-89.
- [3] 王安洪, 崔延虎译. 罗布泊探秘[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1997: 1~32.
- [4] Pye K, Tsoar H. Aeolian sand and sand dunes[M]. London: Unwin Hyman, 1990: 12~54.
- [5] 乐铸, 刘东升. 中亚细亚的风化和吹扬作用[M]. 北京: 科学出版社, 1958: 1-36.
- [6] Berkey C P, Morris F K. Geology of Mongolia[M]. New York: The American Museum of Natural History, 1927: 33-69.
- [7] Free E E. The movement of soil material by the wind[A]. London: Unwin Hyman, 1990: 45-78.
- [8] Bagnold R A. A further journey through the Libyan Desert[J]. Geographical Journal, 1933, 82: 103-129.
- [9] Bagnold R A. The movement of desert sand[J]. Geographical Journal, 1935, 85: 342-369.
- [10] Bagnold R A. The size-grading of sand by wind [J]. Proceeding of the Royal Society of London (Series A), 1937, 163(913): 250-264.
- [11] Bagnold R A. The transport of sand by wind[J]. Geographical Journal, 1937, 89: 409-438.
- [12] Bagnold R A. The measurement of sand storms[J]. Proceeding of the Royal Society of London (Series A), 1938, 167(929): 282-291.
- [13] Bagnold R A. The physics of blown sand and desert dunes[M]. London: Methuen and CO, 1941: 1-40.
- [14] Bagnold R A. Motion of waves in shallow water: interaction between waves and sand bottoms[J]. Proceeding of the Royal Society of London (Series A), 1946, 187: 1-18.
- [15] Bagnold R A. Sand movement by Waves: some small-scale experiments with sand of very low density[J]. Journal of the Institution of Civil Engineer, 1947, 27(4): 447-469.
- [16] Bagnold R A. The movement of a cohesionless granular bed by fluid flow over it[J]. British Journal of Applied Physics, 1951, (2): 29-34.
- [17] Bagnold R A. Measurement of very low velocities of water flow[J]. Nature, 1951, 167: 10-25.
- [18] Bagnold R A. Some problems of desert physics[J]. Bulletin de l'Institut de Recherches du Desert, 1951: 27-33.
- [19] Bagnold R A. The surface movement of blown sand in relation to meteorology[A]. Proceedings of the International Symposium on Desert Research[C], Jerusalem Research Council of Israel, 1952: 1-6.
- [20] Chepil W S, Milne R A. Comparative study of soil drifting in the field and in a

- wind tunnel[J].Sci.Agr.1939,19:249-257.
- [21]Chepil W S.Dynamics of wind erosion :II. Initiation of soil movement[J].Soil Sci,1945,60:397-411.
- [22]Chepil W S.Dynamics of wind erosion:I.Nature of movement of soil by wind[J].Soil Sci,1945,60:305-320.
- [23]Chepil W S.Dynamics of wind erosion:II.The transport capacity of the wind[J].Soil Sci.1945,60:475-480.
- [24]T·φ·雅库布夫.土壤风蚀及其防治[M].北京:中国农业出版社,1955:15-26.
- [25]河村龙马.飞砂的研究[R].东京大学工学研究所报告,1951,5 (3/ 4): 95-112.
- [26]Zingg A W. Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material[R]. 5th Hydr.
- [27]Woodruff N P, Siddoway F H.A wind erosion equation[J] .Soil Sci Soc Amer Proc,1965,29:602-608.
- [28]Owen R P.Saltation of uniform grains in air[J].Fluid Mech.,1964,20: 225-242.
- [29]Svasek J N,Terwindt J H J,Measurements of sand transport by wind on a natural beach[J].Sedimentology,1974,21:311-322.
- [30]White B R,Greeley R,Iversen J D, et al. Estimated grain saltation in a Martian atmosphere [J].Geophys.Res.1976,81:5643-5650.
- [31]White B R .Soil transport by winds on Mars [J].Geophys.Res,1979,84:4643-4651.
- [32]Lettau K ,Lettau H .Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration exploring the world's driest climate[D].Madison: University of Wisconsin Press,1977:110-147.
- [33]Gillete D A ,Bliford I H , Fenster C R .Measurement of aerosol size distributions and vertical fluxes of aerosols on land subject to wind erosion[J].Appl.Meteorol,1972,11 :977-987.
- [34]Gillete D A,Bliford I H,Fryrear D W. The influence of wind velocity on size distributions of soil wind erosion aerosol[J].GeophysRes,1974,79:4068-4075.
- [35]Gillete D A,Goodwin R A.Microscale transport of sand-sized soil aggregates eroded by wind [J].Geophys Res,1974,79:4080-4084.
- [36]Gillete D A.Fine particulate emissions due to wind erosion [J].Trans.Asae,1977,20:890-897.
- [37]Gillete D A,Rwalker T.Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil.High Plains of West Texas[J].Soil Science,1977,123:97-110.
- [38]Gillete D A,Clayton R N,Mayeda T K,etal.Tropospheric aerosols from some major dust storms of the southwestern United States[J].Geophys.Res,1978,83: 9003-9015.
- [39]Gillete D A,Passi R. Modeling dust emission caused by wind erosion [J].Geophys.Res,1988,93 :14234-14242.
- [40]Joussaume S.Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model[J].Geophys.Res,1990,95:1909-1941.
- [41]Kotamarthi V R,Carmichael G R .A modeling study of the long range transport of Kosa using particle trajectory methods[J].Tellus,1993,45:426-441.
- [42]Shao Y,Raupach M R,Flindlater R A.Effect of saltation on the entrainment of

- dust by wind [J]. *Geophys. Res.*, 1993, 98: 12719-12726.
- [43] Shao Y, Raupach M R, Leys J F. A model for predicting aeolian sand drift entrainment on scales from paddock to region [J]. *Soil Res.*, 1996, 34(2): 309-420.
- [44] Shao Y, Lance M L. Wind erosion prediction over the Australian continent [J]. *Geophys. Res.* 1997, 102: 30091-30105.
- [45] Shao Y. A model for mineral dust emission [J]. *Geophys. Res.* 2001, 106: 20239-20254.
- [46] Shao Y, Jung E J, Leslie et al L M. Numerical prediction of northeast Asian dust storms using an integrated wind erosion modeling system [J]. *Geophys. Res.* 2002, 107: 4814-4836.
- [47] Shao Y, Yang Y, Wang J, et al. Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation [J]. *Geophys. Res.* 2003, 108: 4691-4718.
- [48] Shao Y. Simplification of a dust emission scheme and comparison with data [J]. *Geophys. Res.* 2004, 109, D10202, doi: 10.1029/2003JD004372.
- [49] Tegen I, Fung I. Modeling of mineral dust in the atmosphere: sources, transport and optical thickness [J]. *Geophys. Res.* 1994, 99: 22897-22914.
- [50] Tegen I, Miller R. A general circulation model study on the interannual variability of soil dust aerosol [J]. *Geophys. Res.*, 1998, 103: 25975-25995.
- [51] Marticorena B, Bergametti G. Modeling the atmospheric dust cycle, 1, Design of a soil derived dust emission scheme [J]. *Geophys. Res.* 1995, 100: 16415-16430.
- [52] Marticorena B, Bergametti G, Aumont B, et al. Modeling the atmospheric dust cycle, 2, Simulation of Saharan dust sources [J]. *Geophys. Res.* 1997, 102: 4387-4404.
- [53] Alfaro S C, Gaudichet A, Gomes L. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sand blasting [J]. *Geophys. Res.* 1997, 102: 11239-11249.
- [54] Lu H. A nintegrated wind erosion modeling system with emphasis on dust emission and transport [R]. Ph. d. thesis, University of New South Wales, Sydney, Australia, 1999.
- [55] Lu H, Shao Y. A new model for dust emission by saltation bombardment [J]. *Geophys. Res.* 1999, 104: 16827-16841.
- [56] Wang Z, Ueda H, Huang M. A deflation module for use in modeling longrange transport of yellow sand over east Asia [J]. *Geophys. Res.*, 2000, 105: 26947 -26959.
- [57] Liu M, Westphal D L. A tudy of the sensitivity of simulated mineral dust production to model resolution [J]. *Geophys. Res.* 2001, 106: 18099-18112.
- [58] Nickovic, S., S. Kallos, and A. Papadopoulos, et al. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere [J]. *Geophys. Res.* 2001, 106: 18113-18129.
- [59] Lancaster N, Marticorena B. Introduction to special section on Aeolian Processes: Field Observations and Modeling [J]. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 2008, 113, F02S00, doi: 10.1029/2008JF001056.
- [60] Bauer B O. Contemporary research in Aeolian geomorphology [J]. *Geomorphology*, 2009, 105: 1-5.
- [61] Shao Y P, Kohfeld K E. ICAR6: Aeolian Processes [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2008, 33: 1805-1805.
- [62] 朱震达, 吴正, 刘恕等. 中国沙漠概论 [M]. 北京: 科学出版社, 1978. 1-87.
- [63] 朱震达, 刘恕. 中国北方地区的沙漠化过程及其治理区划 [M]. 北京: 中国林业

出版社,1981,1-83.

[64]朱震达,刘恕,邸醒民.中国的沙漠化及其治理[M].北京:科学出版社,1989. 1-69.

[65]Dil1g D S,Bao H S,MaY Y.Process in the study of desert ification in China[J].Progress in Physical Geography,1998,22(4):521-527.

[66]王涛,赵哈林,肖洪浪.中国沙漠化研究的进展[J].中国沙漠,1999,19(4):299-311.

[67]凌裕泉,吴正. 风沙实验的动态摄影实验[J].地理学报,1980,35(2):174-181.

[68]董光荣,李长治,金炯等.关于土壤风蚀风洞试验的某些结果[J].科学通报,1987, 32:297-301.

[69]刘玉璋,董光荣,李长治.影响土壤风蚀主要因素的风洞试验研究[J].中国沙漠,1992,12(4):41-49.

[70]胡孟春,王周龙.土壤风蚀的自然—社会复合系统动态过程模拟研究[J].科学通报,1994,39:1118-1121.

[71]贺大良,高有广.沙里跃移运动的高速摄影研究[J].中国沙漠,1988, 8(1):18-29.

[72]董玉祥.土地沙漠化影响因子的定量研究[J].干旱区研究,1989,6(4):34-42.

[73]刘贤万.实验风蚀物理与风沙工程学[M].北京:科学出版社,1995.

[74]董治宝,陈渭南,李振山等.风沙土水分抗风蚀性分析[J].水土保持通报, 1996, 16 (2):17-23.

[75]董治宝,李振山.六道沟流域土壤水分抗风蚀性分析[J].中国沙漠,1996,16(3):275-280.

[76]董治宝,陈渭南,董光荣等.植被对风沙土风蚀作用的影响[J].环境科学学报,1996, 16 (4):437-443.

[77]董治宝,李振山.风成沙粒度特征对其风蚀可蚀性的影响[J].土壤侵蚀与水土保持学报.1998,4(4): 1-5.

[78]刘连友,王建华,李小雁等.耕作土壤可蚀性颗粒的风洞模拟测定[J].科学通报, 1998,43:1663-1666.

[79]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.

[80]海春兴,刘宝元,赵焯.土壤湿度和植被盖度对土壤风蚀的影响[J].应用生态学报,2002,13:1057-1012.

[81]马世威.风沙流结构的研究[J].中国沙漠,1988,8(2):8-22.

[82]王洪涛.关于风沙流中风速廓线的进一步实验研究[J].中国沙漠,2003,23 (6):721-724.

[83]申彦波,沈志宝,汪万福.2001 年春季中国北方大气气溶胶光学厚度与沙尘天气[J].高原气象,2003,22(2):185-190.

[84]申彦波,沈志宝,杜明远等.敦煌春季沙尘天气过程中某些参量和影响因子的变化特征[J].高原气象,2003,22(4):378-384.

[85]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.

[86]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.

[87]Dong Zhibao ,Liu Xiaoping ,Li Fang, et al .Impact of entrainment relationship in a saltating cloud[J].Earth Surface Processes and Landforms,2002,27(6) : 641-658.

- [88]李振山.粗糙度研究的现状及展望[J].中国沙漠,1997,17(1):99~102.
- [89]董治宝,Donald, W. F.直立植物防沙措施粗糙特征的模拟实验[J].中国沙漠,2000,20(3):260-263.
- [90]董治宝.风沙物理学:研究沙尘释放与控制的基础[J].科学对社会的影响,2000,4:42-44.
- [91]董治宝.戈壁表面 M 力系数的实验研究[J].中国科学,2001,31:953-957.
- [92]刘小平,董治宝.零平面位移高度的 Marquardt 算法[J].中国沙漠,2002,22(3):233-236.
- [93]刘小平,董治宝,王训明.固定沙质床面的空气动力学粗糙度[J].中国沙漠,2003,23(2):111-117.
- [94]刘小平,董治宝..空气动力学粗糙度的物理与实践意义[J].中国沙漠,2003,23(4): 337-346.
- [95]薛娴,张伟民,王涛.戈壁砾石防护效应的风洞实验与野外观测结果——以敦煌莫高窟顶戈壁的风蚀防护为例[J].地理学报,2000,55(3):375-383.
- [96]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.
- [97]杨根生.中国西北地区强沙尘暴形成与地貌条件的关系分析——中国地理学会地貌与第四纪专业委员会论文集[C].北京:中国环境科学出版社,1995.
- [98]杨根生.中国西北地区黑风暴与农业防灾减灾措施[J].中国沙漠,1996,16(2):97-104.
- [99]方宗义,王伟.2002 年我国沙尘暴的若干特征分析[J].应用气象学报,2003, 14(5):513-521
- [100]史培军,严平,高尚玉等.我国沙尘暴灾害及其研究进展与展望[J].自然灾害学报,2000,9(3):71-77.
- [101]王式功,董光荣,陈惠忠等.沙尘暴研究的进展[J].中国沙漠,2000,20(4):349-356.
- [102]黄富祥,牛海山,王明星,等.毛乌素沙地植被覆盖率与风蚀输沙率定量关系[J].地理学报,2001,56(6):700-710.
- [103]成天涛,吕达仁,徐永福.浑善达克沙地起沙率和起沙量的估计[J].高原气象,2006,25(2):236-241.
- [104]申彦波,沈志宝,杜明远,等.敦煌戈壁地表风蚀起沙量的计算[J].高原气象,2004,23(5):648-652.
- [105]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,2010,68(6):977-984.
- [106]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.
- [107]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.
- [108]杨兴华,何清,等.塔克拉玛干沙漠塔中地区春夏季风蚀起沙研究[J].中国沙漠,2010,30(4): 770-776.
- [109]Qing He, Xinghua Yang, Ali Mamtimin1, Shihao Tang. Impact factors of soil wind erosion in the center of Taklimakan Desert[J].Journanl of arid land, 2011, 3(1): 9-14.
- [110]何清,杨兴华,艾力.买买提明.塔克拉玛干沙漠风蚀起沙观测研究——试验介

- 绍与风蚀起沙观测研究结果初报[J].中国沙漠,2011,31(2).315-322.
- [111]ZhengX J,He, et al. Vertical Profiles of mass flux for windblown sand movement at steady state [J].Journal of Geophysical Research, 2004,109 doi:10.1029/ 2003JB002- 656.
- [112]ZhengX J, BoTL,Zhu W. A scale-coupled method for simulation of the formation and evolution of Aeolian dune field[J].International Journal of Nonlinear Sciences& NumericalSimulation,2009,10:387-395.
- [113]颜红,全国沙尘暴天气研讨会会议总结[J].甘肃气象,1993,11 (3) :6-11.
- [114]周自江,近 45 年中国扬沙和沙尘暴天气[J].第四纪研究, 2001 (1) 9-17.
- [115]钱正安,宋敏红.近 50 年来中国北方沙尘暴的分布及变化趋势[J].中国沙漠,2002 (6) :106-111.
- [116]王涛.中国北方沙漠化过程及防治研究[J].中国科学院院刊,2002, (3) :204-206.
- [117]王式功,金艳,周自江,等.中国沙尘天气区域特征[J].地理学报, 2003 (3) 193-200.
- [118]刘景涛,郑明倩.内蒙古中西部强和特强沙尘暴的气候学特征[J].高原气象, 2003 (2) :54-62.
- [119]邱新法,曾燕,缪启龙.我国沙尘暴的时空分布规律及源地和移动路径[J].地理学报,2001,56 (3) : 316-322.
- [120]周自江,王锡稳,牛若芸.近 47 年中国沙尘暴气候特征研究[J].应用气象学报,2002,13 (2) :193-200.
- [121]丁瑞强,王式功,尚可政,等.近 45 年我国沙尘暴扬沙天气变化趋势和突变分析[J].中国沙漠,2003,23 (3) : 306-310.
- [122]周自江,章国材.中国北方典型的强沙尘暴事件(1954—2002 年)[J]科学通报,2003,38 (11) :1224-1228.
- [123]王式功,董光荣,杨慧保.中国北方地区沙尘暴变化趋势初探[J],自然灾害学报,1996,5 (2) :86-94.
- [124]刘景涛,郑明倩.华北北部黑风的气候学特征[J].气象,1998,24(2):39—44.
- [125]王式功,杨德保,周玉素,等,我国西北地区“94.4”沙尘暴成因探究[J].中国沙漠, 1995,15(4):332-338
- [126]施雅风,沈永平.李栋梁,等.中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J].第四纪研究, 2003, 23(2): 154-164.
- [127]屈建军,黄宁,拓万全,等.戈壁风沙流结构特性及其意义[J],地球科学进展, 2005, 20 (1): 19-23.
- [128]尹永顺.砾漠大风地区风沙流研究[J].中国沙漠, 1989, 9(4): 27—36.
- [129] Greeley R, Leach R N, Williams S H, et al. Rate of wind abrasion on Mars[J]. J Geophysical Research, 1982,87(B1 2): 10009-10024.
- [130]Anderson R S, Hallet B. Sediment transport by wind: Toward a general model[J]. Geological Society of America Bulletin, 1986, 97: 523-535.
- [131]武建军,何丽红,郑小静.跃移层中沙粒浓度分布特征的研究[J],兰州大学学报(自然科学版), 2002,38 (3) 15-21.
- [132]吴正.风沙地貌学[M].北京:科学出版社,1987. 167-241.
- [133]刘大有,董飞,贺大良.风沙二相流运动特点的分析[J],地理学报, 1996, 51 (5) 434-444.

- [134] Lu H , Shao Y. A new model for dust emission by saltation bombardment . J Geophys Res , 1999 , 104 :16827-16841
- [135]左洪超, 胡隐樵.黑河实验区沙漠和戈壁的总体输送系数[J]高原气象 1992,11 (4) :371-380.
- [136]高志球,王介民,马耀明,等.在不同下垫面的粗糙度和中性曳力系数研究[J].高原气象,2000,6(2):256-273
- [137]蒋维楣,孔鉴泞,曹文俊,等.空气污染气象学教程[M].北京:气象出版社, 2004: 1-16.
- [138]丁国栋.地表粗糙度的含义本质[J].中国沙漠,1993,13(4):39-43.
- [139] Pao Richardson H F.Fluid Mechanics[M].New York: John Wiley and Sons, 1967.
- [140]李江风.沙漠气候[M].北京:气象出版社, 2002:10-78.
- [141]R. A. 拜格诺, 著.钱林, 林秉南, 译.风沙和荒漠沙丘物理学[M].北京:科学出版社, 1959:39-54.
- [142]陈家宜,王介民,光田宁.一种确定地表粗糙度的独立方法[J].大气科学, 1993, 17(1): 21-26.
- [143]刘小平,董治宝.砾石床面的空气动力学粗糙度[J].中国沙漠,2003, 23(1): 38-45.
- [144]梅凡民, J. Rajot, S. Alfaro, 等.平坦沙地的空气动力学粗糙度变化及其物理意义[J].自然科学进展, 2006, 16(3): 325-330.
- [145]Liu Huizhi , Zhang Hongsheng , Bian Lin'gen.Characteristics of micrometeorology in the surface layer in the Tibetan Plateau[J].Advances in Atmospheric Sciences, 2002,19(1): 73-88.
- [146]彭艳,张宏升,刘辉志,等.青藏高原近地面层气象要素变化特征[J].北京大学学报: 自然科学版,2005,41(2): 180-190.
- [147]Marticorena B,G Bergametti,B Aumont eta1. Modeling the atmospheric dust cycle Part 2: Simulation of Saharan dust sources[J].Geophy Res,1997,102(D4): 4387-4404.
- [148]Shao Y and Lu, H.A simple expression for wind erosion threshold friction velocity[J].J Geophys Res, 2000,105:22437-22443.
- [149]申彦波,沈志宝.风蚀起沙的影响因子及其变化特征[J].高原气象, 2005, 24(4): 613-616.
- [150]王鹏祥,孙兰东,岳平,等.盐池地区沙尘暴期间风沙运动若干特征研究[J].中国沙漠, 2007,27(6):1077-1079 .
- [151]牛生杰,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,2004,60(2):194~204.
- [152]黄富祥,张新时,徐永福.毛乌素沙地气候因素对沙尘暴频率影响作用的模拟研究[J].生态学报,2001,21:1876—1884.
- [153]虞毅,田有昌.毛乌素沙地防风固沙林效益研究[C]毛乌素沙地开发整治研究中心研究文集.内蒙古大学出版社,1992: 9-16.
- [154]Duce R A. Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific temporal variability[J]. Science, 1980, 209: 1522—1524.

在读期间发表的论文

- [1] 胡文峰, 何清, 金莉莉, 等. 若羌绿洲近 55 a 气候变化基本特征[J]. 干旱气象, 2011, 9 (3): 297-301.
- [2] 胡文峰, 何清, 杨新华, 等. 一次沙尘暴过程中的沙地面微气象要素及起沙参数分析[J], 干旱区资源与环境, 2012, 26(5): 73-78.
- [3] 胡文峰, 何清, 杨新华, 等. 沙尘暴过程中气象要素响应及输沙分析[J]. 沙漠与绿洲气象 (2012 年第 3 期).
- [4] 何清, 胡文峰, 杨新华, 等. 巴丹吉林沙漠贴地层风速廓线和风沙流结构特征研究[J]. 干旱区研究, 2012, 29(3): 517-523.
- [5] 何清, 胡文峰, 杨新华, 等. 拐子湖地区沙尘天气风蚀起沙量的估算[J]. 水土保持研究, 2012, 19(1): 6-10.
- [6] 何清, 胡文峰, 杨新华, 等. 内蒙古拐子湖地区风沙运动若干参数计算[J]. 干旱区地理, 2012, 35(2): 187-192.

致谢

“风云入世多，日月掷人急，如何一少年，忽忽已三十又四”，论文落笔之际，思绪万千。我知道，这不仅是这三年的求学生涯即将画上句号。静下心来，回头看看，这些年，自己总是差强人意，好在，一直希望进步，能走到有今天，心中甚感知足，因为我深知走到今天的幸运与艰辛。为此，我要在这具有象征意义的论文“后记”中特别感谢那些我要感谢的人。

三年来，我的导师何清研究员不管是在学习还是在生活方面都曾给我许多无私的帮助，尤其是在毕业论文的写作中，何老师从选题论证、实验设计、初稿的修改等方面给了我悉心的指导以及许多有益的启迪。没有何老师的指导，难以想象自己能够单独完成我的毕业论文。导师严谨执著的治学态度、热忱宽厚的育人胸怀，我将终生受益。在毕业之际，谨向何老师表达我最衷心的感谢。但愿这篇论文不会辱没导师！当然，文中的浅显与不足之处由我一人承担。

在新疆师范大学地理与旅游学院学习期间，我有幸聆听了楚新正教授、海鹰教授、叶茂教授、武胜利教授、毋兆鹏副教授以及其他一些老师的讲课和教诲，他们的学识修养和人格风范都曾深深感染过我。他们给我在学术研究上的启迪是我毕生值得珍藏的宝贵财富，在此我也深表感激。焦黎院长、李艳红教授，李新国教授、陆亦农、来凤兵老师等给予的关心和帮助，深表感谢！

在中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所学习的两年时间里，感谢魏文寿副局长，于瑞德副所长、袁玉江研究员、杨青研究员、李新建研究员、周永东主任、李敏主任、艾力·买买提明、杨兴华、刘新春、霍文、王敏仲等给予的帮助与支持。

感谢三年来与我倾心相交的同学：姚俊强、王世杰、王健、赵聪敏、李漠岩、黄俊利、仙米西努尔·克里木、齐永昌、侯敏、许兴斌——等等，感谢你们这三年来对我的帮助和宽容；感谢我的同门——李震杰、金莉莉、王娟、王浩、夏祎萌、王慧琴、王延慧等等、感谢你们的支持；感谢我原单位同事们——同你们工作的在一起的日子，我常记在心——感谢你们对我的鼓励；感谢我的那群可爱的学生们，是你们给我枯燥的生活添了欢笑，你们现在的成就是我的骄傲；

感谢操劳大半生的父母，让而立之年的儿子再进学校读研，却从无半句怨言，还有已经成家的弟弟，是他这几年照料着家，没有你们的理解和支持，没有你们的宽容和坚忍，我很难想象我今天仍然走在我选择之路上，让我可以安心读书。对你们我仅有一颗感恩的心！感谢我女友这些年来对我默默的支持；感谢各位关心与爱护我的亲朋好友，在此我不一一列举，以免因遗漏而错失我对你们的感激和爱戴。

致谢

庄子有诗云：人生天地之间，若白驹过隙，忽然而已。转眼间大家又将天各一方，再相聚时，旧友飘零，师恩难忘！

是为后记。

壬辰3月于中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所