

南京信息工程大学

博士学位论文

内蒙古沙尘天气边界层及气溶胶特征研究

姓名：沈建国

申请学位级别：博士

专业：气象学

指导教师：孙照渤

20081101

内蒙古沙尘天气边界层及气溶胶特征研究

摘 要

本论文利用常规气象观测资料、沙尘气溶胶观测资料以及中尺度模式 MM5、沙尘天气数值预报模式的数值模拟方法,对内蒙古中西部强和特强沙尘暴的气候学特征、沙尘暴的主要影响系统的发生发展特点及与沙尘暴的关系、典型沙尘暴过程中的地面大风特征和大气层结特征、地形对我国北方沙尘传输的影响、典型沙尘暴过程中沙尘气溶胶的物理特征等进行了观测和模拟研究。主要研究结论如下:

- (1) 内蒙古中西部 1957 年至 2006 年强和特强沙尘暴过程多达 213 次,存在显著的年代际和年际变化,与前相比,1996 年至 2006 年内蒙古中西部局地性强和特强沙尘暴次数明显增多,有四个沙尘暴多发中心,在锡林郭勒盟苏尼特右旗形成一个新中心。
- (2) 导致内蒙古沙尘暴天气的地面天气系统可分为三种类型:爆发性蒙古气旋型、持续性蒙古气旋型和持续性高压底部型。三种类型沙尘暴期间,地面气象要素都呈现出气压上升、温度下降、大风迅速增强、能见度显著变小,能见度与地面大风同步变化的特征,且都有混合层密切伴随始终。
- (3) 混合层是内蒙古中西部沙尘暴过程中的重要层结特征,三种类型沙尘暴期间,混合层的高度可达 700hpa 及以上,主要因干旱环境下旺盛的地面加热导致形成。沙尘暴发生前深厚混合层的形成有利于强干对流产生,沙尘暴持续期间,混合层具有与沙尘暴密切伴随的趋势,另外,在特定地形条件下,混合层能够被平流,并有益于沙尘暴的持续。
- (4) 蒙古气旋的形成源于地形影响下的斜压不稳定发展。阿尔泰—萨彦岭山地对低层冷空气有阻滞作用,使蒙古气旋经历缓慢发展到剧烈爆发的演变。
- (5) 地形影响沙尘的传输方向和高度。我国北方地形加强了沙尘向南传输;同时,地形使沙尘传输分为整体推进式和跨越式,源于蒙古国、内蒙古地区的沙尘传输一般为整体推进式,产生于青藏高原的沙尘常形成跨越式传输。

- (6) 沙尘TSP浓度和气溶胶光学厚度均与沙尘暴强度具有良好对应关系，内蒙古中西部强沙尘暴TSP浓度最大达到 $52.153\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ ，为城市冬季人为污染物浓度值的50倍以上，约为背景大气的500倍；普通强度沙尘天气发生时，大气气溶胶光学厚度是平时的4-5倍。
- (7) 朱日和地区沙尘暴和扬沙天气下的平均起沙率分别为 $6.0 \times 10^{-8} \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $4.14 \times 10^{-8} \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ；摩擦速度一般都在 $<1\text{m/s}$ 的范围内。n取1或2时，起沙率与 U_n^* 线性相关最好。

关键词：沙尘暴；内蒙古；混合层；数值模拟；沙尘气溶胶；起沙率

A Study on the Characteristics of Atmospheric Planet Boundary Layer and Dust Aerosol in Dusty Weather Process in Inner Mongolia

Abstract

On the basis of systematically reviewing the present research status of sandstorm research, using routine meteorological observation data and aerosol observation data as well as numerical simulation of mesoscale model MM5 and numerical prediction model for sanddust weather, this paper studied climatological features of strong and exceptional strong sandstorms in the central-west of Inner Mongolia, the characters of the genesis and development of Mongolia cyclones (sandstorm's major influence system) and its relation with sandstorms, characters of surface high winds and atmospheric stratification in typical sandstorm processes, orographic effect on sanddust transports in northern China, and physical characters of sanddust aerosols in typical sandstorm processes. Main conclusions are as follows:

- (1) The central-west of Inner Mongolia is a major sandstorm frequently occurring area as well as a major sanddust source region, and strong and exceptionally strong sandstorms frequently occurring centers mostly lie on the edge of deserts and sandy lands. Frequency of strong and exceptionally strong sandstorms was interdecadally highest in the 1970s, lowest in the 1990s, and increased again around 2000. In comparison with the 20th century, frequencies of locally strong and exceptionally strong sandstorms have obviously increased in the recent 10 years, showing the severe effect of the environmental deterioration on sandstorms.
- (2) In the central-west of Inner Mongolia, relations between surface high wind and sandstorm are different under the dominance of different synoptic systems. In the sandstorm processes of Mongolian cyclone category, surface wind speeds positively correlate with the intensity of sandstorms, while in the sandstorm processes of the bottom of high category, the relation between the intensities of the both is blurred.

Besides, the enhancement of the front zone in the middle and upper troposphere resulted from baroclinic forcing is able to transfer momentum from the upper level to the middle-low level, then the deep mixing layer induced by surface heating over this area is able to transfer the momentum further down to the ground surface.

(3) The mixing layer is an important feature of atmospheric stratification for sandstorm processes in the central-west of Inner Mongolia, and it is a result of the vigorous surface heating in arid environment. The mixing layer is closely related with sandstorms for the following two reasons: firstly, before the genesis of sandstorms the existence of deep mixing layer is propitious to the generation of strong dry convection, and secondly, in the stage of sandstorm maintenance the mixing layer intends to accompany with sandstorms, in particular, under specific orographic condition the mixing layer can be advected, which is favorable to the maintenance of sandstorms.

(4) The genesis of Mongolia cyclones stems from the baroclinic instability under orographic effect. The retardation of low-level cold air by Sayanling mountains disturbs the intrinsic developing rhythm of extratropical cyclones, such that Mongolia cyclones undergo an evolution from slowly development to violently outburst.

(5) The effects of orography on sanddust transport mainly reflect in transport direction and height. The general effect of orography in northern China is to strengthen the southward transport of sanddusts. And meanwhile according to different orographic features the transport can be divided into two ways of overall push type and overflow type: the sanddust transport in Mongolia, and Inner Mongolia is usually an overall push type; and that in the Qinghai-xizang plateau is an overflow type.

(6) In the central-west of Inner Mongolia, the maximum TSP concentration of sanddusts may reach $52.153\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, which is about more than 50 times of the maximum concentration of winter urban anthropogenic pollutants, and the optical depth of aerosols under a common sanddust weather can attain 4-5 times of normal. The TSP concentration of sanddust closely relates with the optical depth of aerosols, and meantime changes in the optical depth of aerosols obviously correlate with atmospheric stability.

(7) Over the surface of Zhurihe area the value of dust flux was in accordance with the intense of the dust weather. The average dust flux over dust-storm weather and blowing sand weather are $6.0 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ and $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, respectively. The friction velocity is almost less than 1 m/s. When n is 1 or 2, the dust flux had the best linear correlation with U_*^n . When the diameter was increased, the threshold friction velocity there is first an ascend then a decline trend.

Keywords: Sandstorm, Inner Mongolia, Surface high wind, Atmospheric stratification, Numerical simulation, Aerosol, Dust flux

插图索引

第一章 引言

- 图 1 1956~2000 年我国沙尘暴分布..... (5)
- 图 2 我国北方沙尘暴移动路径..... (10)

第二章 内蒙古中西部强和特强沙尘暴的气候学特征

- 图 1 1957 年到 2006 年内蒙古中西部地区强和特强沙尘暴总日数分布图..... (27)
- 图 2 1957 年到 2006 年内蒙古中西部地年平均大风日数分布图..... (27)
- 图 3 1957 年到 2006 年内蒙古中西部区强和特强沙尘暴各年出现次数..... (29)
- 图 4 1957 年到 2006 年内蒙古中西部区强和特强沙尘暴过程各月出现次数..... (30)

第三章 沙尘暴过程中的地面大风和层结特征

- 图 1. a 2001 年 4 月 6-8 日沙尘暴过程内蒙古和吉林、辽宁部分测站最小能见度分布... (35)
- 图 1. b 2001 年 4 月 6-8 日沙尘暴过程内蒙古部分测站地面风速极值分布..... (35)
- 图 2. a 海力素 6 日 02 时至 20 时地面气象要素变化..... (37)
- 图 2. b 二连浩特 6 日 08 时至 7 日 08 时地面气象要素变化..... (37)
- 图 3. a 穿过地面冷锋垂直剖面图/2001. 4. 6. 08 时..... (40)
- 图 3. b 穿过地面冷锋垂直剖面图/2001. 4. 6. 20 时..... (40)
- 图 4. a 2002 年 4 月 6-7 日平均海平面气压场..... (42)
- 图 4. b 2002 年 4 月 6-7 日 500hPa 位势高度场..... (42)
- 图 5 2002 年 4 月 5-8 日二连浩特地面气象要素演变..... (43)
- 图 6. a 1994 年 4 月 6-8 日平均海平面气压场..... (44)
- 图 6. b 1994 年 4 月 6-8 日 700hPa 位势高度场..... (44)
- 图 7 额济纳旗 1994 年 4 月 6-8 日强沙尘暴过程期间高空风时间剖面图..... (45)
- 图 8 1994 年 4 月 6-8 日额济纳旗地面气象要素演变..... (46)
- 图 9 2001 年 4 月 6 日 08 时和 6 日 20 时二连浩特探空曲线..... (49)
- 图 10 2001 年 4 月 4-7 日二连浩特位温和比湿廓线..... (50)
- 图 11 2001 年 4 月 5-8 日二连浩特位温和比湿廓线..... (51)
- 图 12 1994 年 4 月 5-8 日额济纳旗位温和比湿廓线..... (53)

第四章 蒙古气旋发展及其数值模拟研究

- 图 1. a 2001 年 4 月 5 日 20 时实况 700hPa 天气图..... (58)
- 图 1. b 2001 年 4 月 6 日 08 时实况 700hPa 天气图..... (58)
- 图 1. c 2001 年 4 月 6 日 20 时实况 700hPa 天气图..... (59)
- 图 1. d 2001 年 4 月 5 日 20 时地面天气图..... (59)

图 1. e 2001 年 4 月 6 日 08 时地面天气图·····	(59)
图 1. f 2001 年 4 月 6 日 20 时地面天气图·····	(59)
图 2. a 模拟区域 ·····	(60)
图 2. b Domain1 的地形高度·····	(60)
图 3. a 2001 年 4 月 7 日 08 时实况分析的海平面气压场·····	(62)
图 3. b 2001 年 4 月 7 日 08 时控制试验模拟的海平面气压场·····	(62)
图 4 控制试验模拟 9 小时(2001 年 4 月 6 日 17 时)304K 等熵面气压场·····	(63)
图 5 控制试验模拟 9 小时(2001 年 4 月 6 日 17 时)穿过气旋中心东西向垂直剖面图·····	(64)
图 6 控制试验模拟 12 小时(2001 年 4 月 6 日 20 时)穿过气旋中心涡度垂直剖面图·····	(65)
图 7 平面地形试验类似于图 5·····	(66)
图 8 平面地形试验类似于图 6·····	(66)
第五章 地面大风和混合层形成的模拟研究	
图 1. a 2001 年 4 月 5 日 20 时实况 250hPa 天气图·····	(71)
图 1. b 2001 年 4 月 6 日 08 时实况 250hPa 天气图·····	(71)
图 1. c 2001 年 4 月 6 日 20 时实况 250hPa 天气图·····	(71)
图 2. a 控制试验模拟 6 小时(6 日 14 时)700hPa 全风速·····	(72)
图 2. b 地形敏感试验模拟 6 小时(6 日 14 时)700hPa 全风速·····	(72)
图 3. a 控制试验模拟 6 小时(6 日 14 时)250hPa 全风速和流线·····	(73)
图 3. b 地形敏感试验模拟 6 小时(6 日 14 时)250hPa 全风速和流线·····	(73)
图 4. a 控制试验二连浩特时间剖面图·····	(75)
图 4. b 地形敏感试验二连浩特时间剖面图·····	(75)
图 5. a 控制试验 600hPa 与 800hPa 全风速差值·····	(76)
图 5. b 地面通量试验 600hPa 与 800hPa 全风速差值·····	(76)
图 6. a 控制试验二连浩特站时间-高度剖面图·····	(77)
图 6. b 地面通量试验二连浩特站时间-高度剖面图·····	(77)
图 7 控制模拟 6 日 14 时地面感热通量分布图·····	(78)
图 8 海力素控制试验时间剖面图, 类似于图 6 ·····	(78)
图 9. a 控制模拟 12 小时(6 日 20 时)PBL 高度·····	(79)
图 9. b 地形敏感影响试验模拟 12 小时(6 日 20 时)PBL 高度·····	(80)
图 10 典型地形条件下混合层平流示意图·····	(80)
第六章 地形影响沙尘传输的模拟研究	
图 1 2002 年 3 月 18-22 日我国沙尘天气分布图·····	(85)
图 2. a 控制试验模式地形高度·····	(85)

图 2. b 地形敏感试验模式地形高度·····	(85)
图 3. a 控制试验起沙系数分布·····	(86)
图 3. b 下垫面影响试验起沙系数分布·····	(86)
图 4. a 控制试验 3 月 19 日 14 时模拟地面沙尘浓度和地面观测沙尘天气强度 ·····	(87)
图 4. b 控制试验 3 月 20 日 02 时模拟地面沙尘浓度和地面观测沙尘天气强度 ·····	(87)
图 4. c 控制试验 3 月 20 日 14 时模拟地面沙尘浓度和地面观测沙尘天气强度 ·····	(87)
图 4. d 控制试验 3 月 21 日 02 时模拟地面沙尘浓度和地面观测沙尘天气强度 ·····	(87)
图 5. a 3 月 19 日 17 时控制试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 5. b 3 月 19 日 17 时地形敏感试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 5. c 3 月 19 日 17 时下垫面影响试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 5. d 3 月 20 日 11 时控制试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 5. e 3 月 20 日 11 时地形敏感试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 5. f 3 月 20 日 11 时下垫面影响试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 5. g 3 月 21 日 08 时控制试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 5. h 3 月 21 日 08 时地形敏感试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 5. i 3 月 21 日 08 时下垫面影响试验模拟地面沙尘浓度和地面 10m 风场·····	(90)
图 6. a 2002 年 3 月 19 日 08 时至 21 日 08 时 119° E, 40° N 控制试验模拟不同高度沙尘浓度时间变化 ·····	(92)
图 6. b 2002 年 3 月 19 日 08 时至 21 日 08 时 119° E, 40° N 地形敏感试验模拟不同高度沙尘浓度时间变化 ·····	(92)
图 7. a 控制试验模拟 19 日 23 时沿北纬 38° 纬向剖面图·····	(94)
图 7. b 控制试验模拟 20 日 05 时沿北纬 38° 纬向剖面图·····	(94)
图 7. c 控制试验模拟 20 日 11 时沿北纬 38° 纬向剖面图·····	(94)
图 7. d 控制试验模拟 20 日 17 时沿北纬 38° 纬向剖面图·····	(94)
第七章 沙尘气溶胶物理特征和起沙率研究	
图 1 沙尘采样站点及内蒙古地区地表类型分布·····	(98)
图 2. a 苏尼特右旗 TSP 质量浓度随时间变化·····	(100)
图 2. b 四子王旗 TSP 质量浓度随时间变化·····	(100)
图 3 2000-2004 年呼和浩特冬季 (12-2 月) 空气污染物 TSP 浓度值·····	(103)
图 4 五个太阳光度计观测站点分布·····	(104)
图 5. a 东胜站 2002 年 11 月 11 日大气气溶胶光学厚度日变化·····	(105)
图 5. b 东胜站 2003 年 03 月 24 日大气气溶胶光学厚度日变化·····	(105)
图 6. a 锡林浩特站 2003 年 04 月 14 日沙尘天气光学厚度日变化·····	(105)

图 6. b 锡林浩特站 2002 年 03 月 26 日晴朗天气光学厚度日变化·····	(105)
图 7. a 额济纳旗 2003 年 04 月 13 日沙尘天气光学厚度日变化·····	(106)
图 7. b 额济纳旗 2002 年 10 月 08 日晴朗天气光学厚度日变化·····	(106)
图 8 额济纳旗和锡林浩特 4 月 13~16 日地面气象要素演变·····	(107)
图 9. a 乌中旗站 2002 年 11 月 10 日沙尘天气前气溶胶光学厚度日变化图·····	(107)
图 9. b 乌中旗站 2002 年 11 月 10 日沙尘天气气溶胶光学厚度日变化图·····	(107)
图 9. c 乌中旗站 2002 年 11 月 11 日沙尘天气气溶胶光学厚度日变化图·····	(108)
图 9. d 乌中旗站 2002 年 11 月 11 日沙尘天气后气溶胶光学厚度日变化图·····	(108)
图 10. a 锡林浩特站 2003 年 04 月 12 日沙尘天气气溶胶光学厚度日变化图·····	(108)
图 10. b 锡林浩特站 2003 年 04 月 13 日沙尘天气气溶胶光学厚度日变化图·····	(108)
图 10. c 锡林浩特站 2003 年 04 月 14 日沙尘天气气溶胶光学厚度日变化图·····	(108)
图 10. d 锡林浩特站 2003 年 04 月 15 日沙尘天气气溶胶光学厚度日变化图·····	(108)
图 10. e 锡林浩特站 2003 年 04 月 16 日沙尘天气气溶胶光学厚度日变化图·····	(109)
图 11 2002 年 11 月 11 日 440nm 波段气溶胶光学厚度空间分布·····	(111)
图 12. a 2003 年 04 月 14 日 440nm 波段气溶胶光学厚度空间分布·····	(112)
图 12. b 2003 年 04 月 16 日 440nm 波段气溶胶光学厚度空间分布·····	(112)
图 13. a 2006 年 3 月 26 日日平均海平面气压场·····	(115)
图 13. b 2006 年 3 月 26 日日平均 500hPa 高度场·····	(115)
图 14. a 2006 年 4 月 6 日日平均海平面气压场·····	(115)
图 14. b 2006 年 4 月 6 日日平均 500hPa 高度场·····	(115)
图 15. a 3 月 26 日沙尘天气下地面起沙率·····	(117)
图 15. b 4 月 6 日沙尘天气下地面起沙率·····	(117)
图 16 背景天气和沙尘暴天气下的粒子数浓度分布·····	(119)
图 17 4 月 6 日沙尘天气期间起沙率与 U_*^2 之间的关系·····	(121)
图 18. a 摩擦速度与粒径的关系·····	(122)
图 18. b 摩擦速度与粒径的关系(大粒径段局部放大图) ·····	(122)

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名： 沈建国

日 期： _____

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京信息工程大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 沈建国

日 期： _____

第一章 引言

1.1 选题背景和研究意义

沙尘暴是一种自然现象，不仅对工农业生产、交通、建筑设施、人民健康和生活等造成严重的危害，而且对全球和区域的气候和生态系统有重要的影响。了解沙尘暴形成与发展变化的机制是国土沙漠化治理宏观决策的需求。准确地沙尘暴监测和预警是我国防灾减灾和生态建设的需求。

内蒙古是中国北方的生态防线，内蒙古的生态建设和保护是国家的重大战略。内蒙古境内分布有巴丹吉林、腾格里、乌兰布和、库布齐等沙漠和毛乌素、浑善达克、科尔沁、呼伦贝尔等沙地，生态环境十分脆弱。内蒙古的沙尘暴直接影响我国京津地区，其影响范围可以扩展到整个东亚地区。

沙尘的极端输送事件——沙尘暴，一直是国际关注的研究课题。沙尘天气边界层特征和沙尘气溶胶物理特征是沙尘暴研究中的重要科学问题。中国气象局沙尘暴观测系统的建立在为沙尘暴天气预报提供探测信息的同时，也为科学研究积累了宝贵的数据资料。为了充分发挥现代化建设的效益，有必要使用新观测到的特种资料和长序列常规资料开展沙尘天气边界层和沙尘气溶胶物理特征等方面的研究。通过研究寻找出新的预报着眼点，最终达到提高沙尘暴监测预警能力的目的。

1.2 沙尘暴国内外研究进展

1.2.1 沙尘暴标准的研究进展

沙尘暴是发生在干旱、半干旱、沙漠及其邻近地区的强烈的沙尘天气。在气象学上，将沙尘天气分为浮尘、扬沙、沙尘暴3个等级。浮尘指在无风或风力较弱的情况下，尘土、细沙均匀地浮游在空中，使水平能见度小于10 km，其中浮游的尘土和细沙多为远方沙尘经上层气流输送而来，或为沙尘暴、扬沙等出现后尚未下沉的沙尘；扬沙指由于风力较大，将地面沙尘吹起，使空气混浊，水平能见度在1~10 km；沙尘暴指强风把大量沙尘卷入空中，并吹入近地面气层形成的携沙风暴，水平能见度小于1km。

对于沙尘暴存在不同的强度等级划分方法。国外如Joseph^[1]对发生在印度西北部的沙尘暴划分为三个等级:即4级<风速 $\leq$ 6级, 500m $\leq$ 能见度<1000m,称为弱沙尘暴; 6级<风速 $\leq$ 8级,200m $\leq$ 能见度<500m为中等强度的沙尘暴; 而风速 $\geq$ 9级, 能见度<200m,为强沙尘暴。在国内, 传统的等级划分方法为: 200m $\leq$ 水平能见度<1000m为沙尘暴; 50m $\leq$ 水平能见度<200m为强沙尘暴; 水平能见度<50m, 瞬时最大风速 $>25\text{ ms}^{-1}$, 为特强沙尘暴, 在我国也称黑风暴^[2]。而中国气象局2002年根据业务需要重新核定的沙尘暴标准为: 能见度小于1000 m为沙尘暴; 能见度小于500 m为强沙尘暴。近几年, 一些研究者倾向于不考虑风速, 仅以能见度大小来衡量沙尘暴强度^[3], 原因一方面是由于瞬时风速往往难以获得, 因此会漏掉一些黑风暴过程; 另一方面, 有关研究认为只有能见度能够准确反映沙尘天气时沙尘含量和大气气溶胶光学厚度等沙尘天气的物理本质。

1.2.2 沙尘暴危害研究的进展

沙尘暴, 特别是特强沙尘暴是一种危害极大的灾害性天气。其形成之后, 由强风挟卷大量砂粒往往形成直立翻滚的沙尘壁以排山倒海之势滚滚向前移动。其成灾的作用方式有沙埋、风蚀沙割、狂风袭击, 降温霜冻等。造成的灾害包括: 使大片农田受到沙埋, 或吹走沃土, 致使农作物绝收或减产; 对交通运输造成严重影响, 对供电线路造成破坏; 造成人员伤亡; 造成牧区牲畜棚圈损毁, 造成牲畜死亡或走失; 危害人们的健康; 污染大气环境; 加剧土地荒漠化进程。例如, 发生在我国西北地区的 1993 年 5 月 5 日特强沙尘暴过程造成的直接经济损失达 5.6 亿元。其影响波及 10 万 km^2 , 丢失和死亡的牲畜几十万头, 91 人失踪, 264 人受伤。受灾农田及果林、幼林几十万亩^[4]。又如 2001 年 4 月 6~8 日特强沙尘暴过程, 使内蒙古巴彦淖尔市乌拉特后旗农区刚播种的 2.3 万亩小麦 95%被风刮出地表。仅锡林郭勒盟 5 个旗县即造成 30783 头幼畜死亡, 3 万头走失, 倒塌棚圈 4310 间, 埋没草场 3000 多平方公里, 部分地区由于沙尘暴造成医院人满为患^[5]。

沙尘暴另一个重要危害是造成严重的大气污染, 作为一个流动的大污染源, 它会使所经之处的大气颗粒物污染明显加重。如杨东贞^[6]对1988年4月9-12日出现在北京地区的一次强沙尘暴过程中沙尘的物理化学特性的测定结果表明:TSP(总悬浮微粒)的平均值为 $5.118\text{mg}/\text{m}^3$,比正常天气条件下要高15.7倍。沈建国等^[7]通过

对2001年4月6-8日发生在内蒙古中西部强沙尘暴过程中TSP浓度的连续观测分析表明,强沙尘暴发生时TSP浓度高达 $52.8\text{mg}/\text{m}^3$,是城市(呼和浩特市)冬季严重人为污染形成的TSP浓度极值的52倍。因此往往对人们的身体造成巨大的危害。

沙尘暴还对生态、环境造成巨大的破坏。沙尘暴通过沙埋、或通过土壤风蚀刮走沃土,加剧土地荒漠化。如在非洲撒哈拉沙漠南缘,从上世纪70年代初至80年代中期,由于草原退化,田地荒芜,尘沙四起,沙漠化土地蔓延,使千百万非洲人民流离失所。而我国1993年5月5日特强沙尘暴通过沙埋、吹刮等,对西北地区的植被生态环境造成了严重的破坏,大大加快了该地区土地荒漠化的进程,其间接经济损失是难以估量的^[4]。另外,沙尘暴通过沉降的沙尘粒子改变土壤的酸碱度和养分供给,对农作物和其他植物产生影响。由于沙尘自身偏碱性,因此其沉降地区的酸雨危害起到一定的抑制作用。一些研究表明沙尘及土壤粒子的中和作用可使中国北方的pH值增加0.8-2.5,韩国增加0.5-0.8,日本增加0.2-0.5^[8]。

沙尘暴具有巨大的气候效应。沙尘气溶胶通过对太阳短波辐射和地球长波辐射的散射和吸收,对全球气候产生重要的强迫,由于这一问题的复杂性,这一强迫的程度还需进一步评估。另外,沙尘暴也通过间接强迫影响气候。沙尘粒子可以作为凝结核影响云的形成、云的辐射特性和降水,产生间接的气候效应;沙尘暴在海洋上形成沙尘粒子的沉降,从而对海洋生产力产生影响,进而影响碳循环,并对大气二氧化碳浓度产生影响;沙尘暴还通过影响土地利用和土地植被盖度间接影响地球气候^[8]。

1.2.3 沙尘暴沙源因素分析的进展

沙尘来源于沙质和壤质地表,其粒径多在 $0.063\text{—}0.002\text{ mm}$ 之间。普遍认为,沙漠、沙地等是沙尘暴的主要供尘区。证据之一是沙尘暴多发于沙漠及其邻近地区。Pauley^[9]对发生在加州的沙尘暴过程的观测研究表明,接近沙源地(沙漠、沙地)的沙尘暴表现为较低的水平能见度和较高的地面风速;当远离沙源地则表现为较高的能见度和较低的风速。原因可以解释为:强风将多种不同粒径的沙尘卷入空中,粒径越小,高度越高。随着沙尘暴向前移动,由于上升运动承载力的限制,大粒径沙尘很快沉降,造成邻近沙源地区的低能见度,同时,也由于粒径较

大, 因此需要较大的地面风速; 小粒径沙尘在更高的高度随沙尘暴移动, 并由于下沉运动的产生缓慢沉降, 因而对能见度的影响相对较小。而Hacker^[10]对美国西岸沙尘天气形成原因的分析表明蒙古国戈壁沙漠沙尘通过跨越太平洋的远距离输送并沉降是其形成原因。而近年来发生在我国北方的沙尘暴过程, 在蒙古国、内蒙古中西部靠近沙漠地区往往形成强沙尘暴, 而进入华北平原后则强度迅速减小。也说明在我国北方, 沙漠地区仍是主要的供尘区^[11]。

另外, 一些研究者^[12]发现沙化发展区 also 具有很强的供尘能力(沙化土地可分为沙化发展区、潜在沙化区、非沙化区。非沙化区包括戈壁的天然沙漠); 而潜在沙化区和非沙化区供尘能力反而较低。以 2000 年为例, 影响华北地区的历次沙尘天气途径地区地表所富含的粉尘物质(包括沙化草地、撂荒耕地、退化旱作耕地)及城市裸土的就地起沙, 是主要的沙尘来源。可见, 沙漠和荒漠化地区及沙化发展区都具有较强的供尘能力, 孰轻孰重, 需要进行进一步深入研究。

1.2.4 沙尘暴时空分布特点的研究进展

1.2.4.1 空间分布

沙尘暴的多发区与沙漠区或土地荒漠化区域相联系。全球共有四大沙尘暴多发区, 分别位于中亚、北美、中非和澳大利亚^[13]。我国的沙尘暴区属于中亚沙尘暴区的一部分, 总的特点是西北多于东北、平原(盆地)多于山区, 沙漠及其边缘多于其它地区。且主要集中在两大区域: 一为塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠, 在其西南部有两个中心, 即从麦盖提经巴楚至柯坪为一中心, 平均年沙尘暴日数为 20.0-38.8 天; 从莎车经和田到且末为另一个中心区, 平均年沙尘暴日数为 25-35 天; 另一个(主要在内蒙古)位于从巴丹吉林沙漠东部, 南至河西走廊, 经腾格里沙漠, 乌兰布和沙漠, 至库布齐沙漠和毛乌素沙地, 其中最大中心在腾格里沙漠边缘的民勤, 年平均沙尘暴日数为 37.7 天^[4]。

沙尘暴除了常出现在沙漠、荒漠化地区及其附近之外, 在平原(或盆地)也多于山区。可见沙尘暴总体分布体现了沙尘暴的背景因素—沙源。

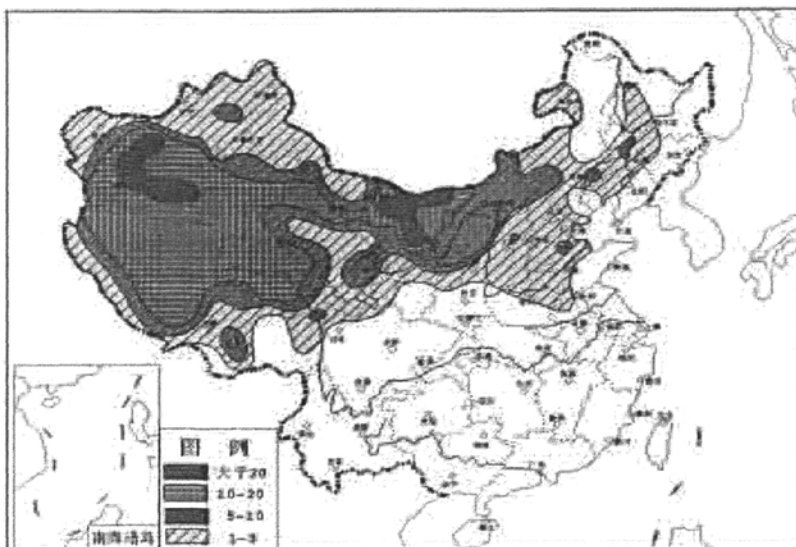


图1 1956~2000年我国沙尘暴分布(引自文献14)

1.2.4.2 沙尘暴的时间变化

据对深海岩心和冰盖沉积物的测定,早在白垩纪末(距今7000万年),就有风沙尘暴出现。在漫长的地质历史时期,沙尘暴显示出周期性变化,它与地质时期气候变化和地面沙尘物质的消长有关。在气候暖湿时期,生态环境条件好,沙尘暴发生频率低;在冷干气候时期,沙尘暴发生频率高^[15]。在有现代天气记录以来,50年代为我国沙尘暴的高峰期,60年代略有降低,70年代略有增加,80年代又处于相对偏少期,90年代初以来又有一定增加,特别是2000—2003年增加最为明显。究其原因,普遍认为是气候周期性变化的反映,主要体现在北方地区大风日数的周期性变化,在反厄尔尼诺年,我国北方冬季风强盛,冷空气活动频繁所致。另外,近些年人们在经济发展过程中不注意生态平衡的保护,使我国北方地表覆被状况局部改善,整体恶化也是一个原因^[12]。

沙尘暴多发于春季,并以4月为最(以内蒙古为例3~5月占全年的73%,刘景涛^[17]),秋季最少^[4]。这主要是由于春季干旱少雨、土地裸露,兼之冷空气活动频繁,在大风天气出现的情况下极易引发沙尘天气。与之不同,在韩国、日本等我国下游地区,一些研究表明沙尘暴多出现在12~2月,明显早于我国沙尘暴季节,而与我国青藏高原沙尘天气出现季节较为一致。这一现象揭示出青藏高原

沙尘形成跨越式传输的可能性^[18]。

沙尘暴具有明显的日变化特征，主要发生在午后到傍晚，占总数 65%左右^[4]。这明显反映出层结条件对沙尘暴的影响，地面加热导致大气层结稳定度降低，出现热力不稳定层结或形成深厚混合层，更容易形成沙尘的上扬及沙尘暴产生。

1.2.5 沙尘暴卫星遥感监测进展

郑新江等^[19]对1993年5月5日发生在我国西北地区特强沙尘暴云图特征的研究表明：在卫星(NOAA)拍摄的可见光云图上，沙尘暴区是在云团与锋面云带之间的灰白色调区域，沙尘暴区顶部结构均匀，顺着风向有纹理，色调呈浅灰色，有高云的暗影存在。沙尘暴区顶反照率与云团和地表的反照率有明显差别，地表反照率最低，达15%左右；沙尘暴顶部比地面高，达24%；云团的反照率最高，达到51%。在红外卫星云图上，沙尘暴、云团和地表的温度也有明显的差异。其中，云团的温度最低，集中在-54℃附近；沙尘暴区温度次之，集中在-3℃附近；地表温度最高处可达+39℃。根据其温度特征，并配合探空资料，可确定出1993年5月5日特强沙尘暴顶部高度为2100m左右。

沙尘暴的卫星监测原理就是基于上述沙尘区的温度和反照率特征进行反演沙尘区。近几年，沙尘暴卫星监测主要是利用极轨卫星。而卫星技术的发展使卫星通道成倍增加，进而使卫星反演沙尘区的准确性越来越高，为沙尘暴监测、预报、预警提供了巨大的支持和帮助。值得指出，内蒙古自治区气象局依托国家科技部科技攻关项目“沙尘暴成因及综合防治技术与示范”，在业务应用中尝试了利用静止气象卫星反演沙尘天气，不仅为内蒙古沙尘暴预报、预警工作提供了借鉴，也在沙尘暴遥感监测方面进行了有价值的探索工作。

1.2.6 沙尘气溶胶的物理化学及光学和辐射特性研究进展

据初步估计，全球每年进入大气的沙尘气溶胶达 10^8 – 10^9 t，几乎占了对流层气溶胶总量的一半，在东亚沙尘气溶胶是对流层大气气溶胶的主要成分，且主要来自干旱和半干旱地区^[8]。2000年春季，由国际大气化学组织(IGAC)牵头、旨在研究亚洲工业和沙尘气溶胶特性的亚洲气溶胶特性实验(ACE-Asia)开始启动，这是IGAC在近几年内组织的第四次大型外场气溶胶综合观测实验。另外，其他一

些国际合作项目如IN-DOEX, SAFARI 2000、PRiDE等也已启动。在这些国际合作项目中,国内外学者将通过综合地面宽带辐射观测,太阳光度计观测,激光雷达观测,地面气溶胶物理、化学、辐射特性采样分析,配合新一代的卫星遥感资料,结合模式研究,给出我国西部地区沙尘气溶胶辐射强迫的时空变化信息。

沙尘气溶胶物理化学特性的研究主要是观测分析粒子谱分布、质量浓度、光学特性、化学组分及其富集因子等方面。

沙尘气溶胶的数密度约 $1\text{--}100/\text{cm}^3$, 粒径范围一般大于 $0.02\text{ }\mu\text{m}$, 以 $0.1\text{--}50\text{ }\mu\text{m}$ 为最多, 在大气中的寿命与其粒径大小有关, 根据IPCC(1994)报告, 沙尘的平均寿命约 4 天, 平均柱垂直积分含量约 $320.2\text{mg}/\text{m}^2$, 在 550nm 波长处质量消光系数 $0.7\text{m}^2/\text{g}$, 平均光学厚度 0.023。杨东贞等^[6]分析了 1988–2000 年在北京 7 次沙尘天气及其前、后的沙尘气溶胶特征, 发现TSP浓度在沙尘暴发生期间比沙尘天气发生前、结束后高出数倍至一个数量级以上, 并主要分布在粗粒子组 ($d>2.1\text{ }\mu\text{m}$), 约占 93.7%。张仁健等^[20]对 2000 年 4 月 6 日北京强沙尘暴期间的沙尘气溶胶进行采样分析, 发现, 沙尘暴期间所有元素浓度在粒径 $D>16\text{ }\mu\text{m}$ 处均出现非常高值, 而在沙尘暴出现前后均没有这种谱分布。Murayama等^[21]在中国合肥、韩国汉城、日本长崎、东京、札幌等地布设激光雷达、天空辐射计、激光粒子计数器等组成沙尘暴监测网, 成功捕捉了 1998 年 4 月 14–23 日发源于塔克拉玛干的沙尘暴, 结果表明: 在 3km 高度附近有一个沙尘累积高值区; 沙尘气溶胶平均体积谱中粗模态粒子半径位于 $2\text{ }\mu\text{m}$ 处, 并给出了沙尘气溶胶数浓度和 PM_{10} 随时间的变化, 但这种时间间隔为小时量级, 所得结果只代表下游沙尘气溶胶物理特性。Haywood等^[22]对Saharan沙尘暴进行两架次飞机探测, 飞机上装有GPS飞机气象仪、辐射仪器和粒子测量系统(PMS)。PMS包括PCASP-100X和FSSP两个探头, 分别探测 $0.05\text{--}1.5\text{ }\mu\text{m}$ 和 $1.0\text{--}23\text{ }\mu\text{m}$ 范围内的粒子谱和粒子浓度。1999 年 5 月 8 日的飞行中, 飞机从高空下降至 2400m 高度进行两个 5 分钟的水平直线飞行, 给出了平均粒子谱分布, 其特征是半径为 $1\text{ }\mu\text{m}$ 的粒子数在沙尘天气中增长最多; 沙尘累积峰值区在 3km 附近, 最大粒子半径小于 $10\text{ }\mu\text{m}$ 。Chun等^[23] 1998 年 4 月 19 日在韩国观测了沙尘气溶胶粒子谱和数浓度随时间的演变。观测到的体积谱分布函数在直径 $1\text{--}5\text{ }\mu\text{m}$ 之间出现峰值, 体积平均直径为 $2\text{ }\mu\text{m}$, 对数标准差为 1.6。对不同粒径粒子数浓度的连续观测表明, 在汉城和Anmyon岛观测的气溶胶数浓度, 对于 $1.5\text{--}10\text{ }\mu\text{m}$

m之间的粒子有很好的相关,小于 $0.8\mu\text{m}$ 和大于 $10\mu\text{m}$ 的粒子几乎不相关,说明这两类粒子与直径为 $1\text{--}10\mu\text{m}$ 的粒子来源不同。亚洲沙尘粒子大量输送的直径范围为 $1.35\text{--}10\mu\text{m}$,主要为 $2.23\text{--}6.06\mu\text{m}$ 。传输的粒子群中缺乏大于 $10\mu\text{m}$ 的粒子,这类粒子在从塔克拉玛干戈壁传向韩国的 2-3 天中首先因重力沉降而被清除了。

组成沙尘气溶胶的化学成分中,以 SiO_2 含量最高,常超过 50%以上;其次是 Al_2O_3 ,也超过 10%;其他成分如Fe、Mg、Ca、Na和K的氧化物,含量一般不超过 5%。杨东贞^[6]等对 1988 年 4 月 9-12 日出现在北京地区一次强沙尘暴的测定结果表明:元素浓度 $>500\text{ppm}$ 的有Al、Fe、K、Mg、S、P、Ti、Na;浓度为 $100\text{--}500\text{ppm}$ 的有Mn、Ba、V;浓度为 $1\text{--}100\text{ppm}$ 的有Zn、Ni、Pb、Cr、Co、Cd,说明:沙尘气溶胶中以地壳元素为主,主要存在于大粒子($d>2.1\mu\text{m}$)中,一些人为排放污染元素主要分布在小粒子($d<2.1\mu\text{m}$)中,所以沙尘气溶胶中的元素主要来自于自然源。

邱金桓等^[24]采用激光雷达和光度计对1988 年4月北京地区的三次沙尘暴天气过程进行了综合测定,结果表明:沙尘暴出现前,北京大气柱气溶胶光学厚度在 $0.11\text{--}0.25$ 之间变化,均值为 0.18 。但沙尘暴出现以后,光学厚度的均值高达 5.27 ,后者比前者偏大20 多倍。

Carlson. 等^[25]研究发现,沙尘气溶胶在白天将削弱地面接收的太阳辐射,同时加热地面上方的沙尘层大气,夜间则削弱地面的辐射冷却同时冷却地面上方的沙尘层大气,将减小大气层结的日变化。而在沙尘暴传输过程中,沙尘气溶胶辐射强迫将使 $850\text{--}500\text{hPa}$ 沙尘层维持一等熵混合层^[26]。另外, Legrand等^[27]对撒哈拉沙尘暴辐射特性的研究结果也表明,尘霾通过影响辐射过程,降低了白天地面的加热作用和夜间近地面的冷却作用。申绍华、陈受钧^[28、29]利用数值模拟方法研究了沙尘辐射效应对锋面系统的影响,结果表明:白天沙尘辐射加热在大气低层导致锋生,晚上沙尘辐射冷却导致锋消,这与实际观测结果是一致的。文军^[30]对沙尘气溶胶影响地面辐射收支的观测结果的分析研究表明:沙尘气溶胶对太阳辐射的削弱作用主要发生在 3.0km 以下的低层大气,背景条件下削弱达到 $25.0\text{W}/\text{m}^2$ 至 $58.0\text{W}/\text{m}^2$,沙尘暴爆发时削弱更大。沙尘气溶胶对 3.0km 以下的低层大气起到明显的辐射加热作用。10月和4月份的最大加热率在最低层分别可达到 $1.12\text{k}/\text{d}$ 和 $2.27\text{k}/\text{d}$ 。根据模式计算,沙尘暴天气条件下,在 $0.5\mu\text{m}$ 处光学厚度取 0.49 、 1.42

和2.12 时, 沙尘气溶胶产生的最大加热率分别为2.59k/d, 5.12k/d和11.30k/d。Steven A. Ackerman and Hyosang Chung^[31]就空降尘埃对区域能量收支辐射效应的研究表明: 在海洋上空, 尘的存在增加了晴空时大气层顶的短波辐射量约40-90 W/m²; 相反, 却降低了大气层顶的长波辐射约5-20 W/m²。

1.2.7 沙尘暴移动路径的研究进展

国内许多研究者分别归纳总结了影响我国沙尘暴的移动路径, 大多是针对发源于蒙古、内蒙古中西部的沙尘暴天气。王式功^[4]、钱正安^[3]等归纳的沙尘暴移动路径相对而言较为全面。即影响我国的沙尘暴移动路线主要有三条, 分别为西路、西北路、北路。西路: 沙尘暴发源于南疆塔里木盆地南部沿青藏高原北侧向东经河西走廊向东传播, 其中一个分支进入柴达木盆地。该路沙尘暴移出河西走廊时往往强度大为减小。西北路: 沙尘暴发源于北疆准噶尔盆地(应该包括阿尔泰山南麓, 沿天山山脉北麓、河西走廊以北到达青藏高原东北侧; 或经我国西北地区东部到达黄土高原; 或沿河西走廊向西到达塔里木盆地。以上两路沙尘暴对我国的影响并不是很大, 人们的关注也较少。而北路沙尘暴发源于蒙古国西部、南部、内蒙古中西部并沿东南方向移动, 其中一个分支沿内蒙古西部到达河套附近; 或经过内蒙古中部到达华北平原。

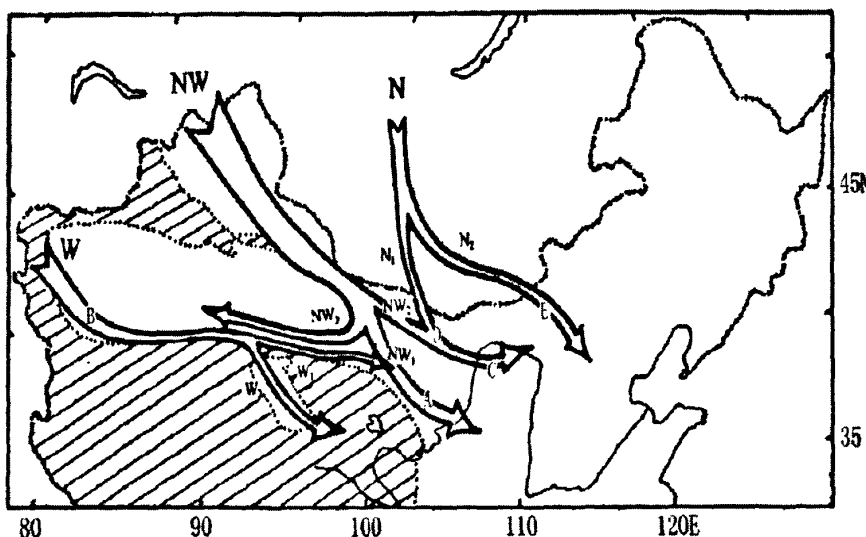


图2 我国北方沙尘暴移动路径（引自文献16）

上述沙尘暴移动路径还是较好的揭示了影响我国的沙尘暴扩展情况,需要指出,随着对近几年沙尘暴的观测研究,特别是近些年蒙古气旋型沙尘暴的频繁发生,表明发源于蒙古国、内蒙古地区沙尘暴还能够扩展至比上述地区更远的地方。其中,向南经青藏高原东北侧到黄土高原一带到达我国四川盆地、长江中游等地;或向东南经过华北平原到达我国华东、东南沿海甚至到达我国台湾等地;或向东经过内蒙古东部、华北北部、东北地区到达韩国、日本等地,在韩国、日本上空这些沙尘还可能进一步向东跨越(或经过)太平洋到达北美西岸,也可能转而南下到达西太平洋及我国台湾等地。

1.2.8 沙尘暴成因研究进展

1.2.8.1 沙尘暴形成的宏观条件

有关研究(夏训诚等^[16], 钱正安等^[32])表明,沙尘暴的形成有三个基本条件:一是大风,这是形成沙尘暴的动力条件。二是地面上的沙尘物质,它是沙尘暴的物质基础。三是不稳定的空气状态,这是重要的局地热力条件。沙尘暴多发生在午后至傍晚时段内,就充分表明大气层结稳定度对沙尘暴的重要性。

王式功等^[4]通过对沙尘暴形成的宏观天气气候条件和下垫面状况的系统分析,认为沙尘暴主要发生在春季和初夏季节有5个方面的原因:①丰富沙尘源的

下垫面和特殊的地形条件；②冬半年长时间的干燥和冻结，到春季解冻后地表土质变得很疏松；③春季高空急流轴所处位置是北方地区易吹大风的重要原因；④春季大气层结不稳定性增大，午后易产生对流，有利于高空动量下传；⑤春季是北方地区冷锋活动最频繁的季节，锋后大风也是产生沙尘暴最重要的因素之一。

1.2.8.2 沙尘暴的主要影响系统和尺度特征

造成沙尘暴的天气系统包括天气尺度、中尺度、小尺度等不同尺度。其中，较为普遍的是天气尺度。在我国，冷锋和蒙古气旋是导致沙尘暴的两类主要的天气尺度影响系统。另外，高压底部偏东风型也是一类造成我国北方沙尘暴的影响系统。近些年，蒙古气旋频繁发生且多造成强度大、范围广的沙尘暴过程，使人们对蒙古气旋沙尘暴过程给予了很大的关注。

中尺度系统也是一种经常出现的沙尘暴影响系统。如1993年5月5日特强沙尘暴过程天气尺度的影响系统是冷锋，但造成严重危害的直接影响系统是锋前的中尺度飑线。中尺度系统在过境时往往导致地面气象要素的剧烈变化：即气压陡升、温度剧降、风速激增、湿度升高，有时甚至出现明显的气压鼻现象。在国外，Brazel^[33]指出雷暴和对流是导致强沙尘暴重要天气系统。Joseph^[1]对发生在印度西北部称之为安德海(Andhi)的对流性沙尘暴的研究结果表明，当地的沙尘暴多数也都与中尺度系统相联系，如1973年5月13日，在德里机场观测到的一个沙尘暴就与风速为84km/hr的中尺度飑线系统相联系。

小尺度系统也能够导致沙尘天气的产生。如Hess^[34]将澳大利亚的一种尺度很小的沙尘天气现象称为dust devil，其水平尺度为几米到100米，持续时间为几秒到1小时，类似于人们常说的尘卷风。这种天气系统具有严谨的空间结构和热力结构，对它的研究有助于人们更深入的了解沙尘暴。

在一些特殊的天气流型出现的情况下也容易形成沙尘暴。王式功^[35]指出沙尘暴多发生于经纬向环流调整时期。江吉喜等^[36]研究认为，锋前飑线引起的强沙尘暴是西北和华北北部地区最主要的一种强沙尘暴，而锋尾强对流云团引起的强沙尘暴强度特强，但范围相对较小，另外锋前强对流云团也能够引发强沙尘暴。Brazel^[33]还发现热带扰动和上层切断低压也常引发沙尘暴。Pauley^[9]认为，与地形密切联系的背风坡槽、在陡峭地形附近形成的地形强迫地面风，均适宜沙尘暴

的形成。

1.2.8.3 沙尘暴形成的大风因素

地面大风是沙尘暴形成的三个基本条件之一。这首先表现在与起沙密切相关的起沙风速。Helgren^[37]对撒哈拉西部沙尘暴过程的分析,表明与起沙相联系的平均地面风速为 10.5 m s^{-1} ,而单站的变化范围在 6.5 m s^{-1} – 13.0 m s^{-1} 之间。不同地区以及不同土壤粒径特征对起沙风速具有一定的影响,但变化幅度并不明显。可见起沙并不需要特别强大的地面风速。

然而观测到的沙尘暴特别是强沙尘暴往往出现强的地面风速却是不争的事实。引发沙尘暴的天气系统或适宜沙尘暴发生的天气条件同时往往具备了形成地面大风的条件。地面大风的形成有多种原因。高空动量下传是其中重要的方式之一。高空动量从对流层中上层向下输送到达地面往往需要通过不同的动力过程实现。首先是高空系统的发展导致锋区加强和下落(多数情况下出现对流层顶的折叠),这样可以使对流层中上层的动量下传至对流层中低层。动量进一步下传到达地面的方式最常见的是地面冷锋后强冷平流引导动量下传,导致地面大风加强。而强沙尘暴过程中(如强冷锋、蒙古气旋)往往出现高空系统的强烈发展以及地面冷锋及其后强冷平流对沙尘暴的引导,因此,同时具备了地面大风出现的条件。另外,在沙尘暴发生过程中,往往出现深厚的混合层(Takemi^[38], Pauley, P. M.^[9]),这一方面由于干旱地区地面加热往往形成深厚的混合层,另一方面冷锋锋前抬升、锋后下沉也会导致大气旺盛的垂直混合,形成深厚混合层。而深厚混合层是一种有利于动量下传的层结状态(这是春季午后地面风速明显增大的原因)。可见,导致沙尘暴的天气系统往往同时具备了形成地面大风的条件。对于引发沙尘暴的中尺度系统,其有利于形成地面大风的天气条件更是毋庸置疑的。

国内也有一些研究说明沙尘暴并不总与强地面风伴随。如瞿章^[39]的研究表明某些不伴有沙尘暴的大风,比与沙尘暴相伴的风力还要大,且年平均的沙尘暴日数远小于大风日数。陈洪武、王旭等^[40]对新疆地区沙尘暴与地面大风关系的研究表明,新疆沙尘暴与大风的地理分布刚好相反,沙尘暴多的地区大风较少,但有着基本一致的气候变化趋势。大风对沙尘暴的贡献北疆大于南疆。沙尘暴发生时的最多风向明显指示出引发沙尘暴的天气系统来向。引起沙尘暴的最低风速指

标,北疆及东疆超过 10m/s,南疆的吐鄯托盆地和焉耆盆地为 10m/s,塔里木盆地为 6~8m/s,盆地南缘只有 6m/s。姜学恭等^[41]对 1994 年 4 月 5-8 日在高压底部由地面倒槽引发的强沙尘暴过程的分析发现,在同一地点,强地面风对应弱沙尘天气,而随着地面风速减小,沙尘暴却增强至强沙尘暴。这些研究尽管不能得出沙尘暴与地面风速的反相关关系,但也能够说明地面大风与沙尘暴的关系需要进一步研究。

1.2.8.4 沙尘暴发生的层结因素

许多研究^[4]表明沙尘暴多发于午后至傍晚,说明不稳定因素对沙尘暴形成具有重要的意义。Barenblatt^[42]对成熟沙尘暴结构进行的理论研究表明,在稳定层结下沙尘浓度随高度指数减小,而在对流状态下,沙尘浓度随高度保持不变,说明了大气层结状态对沙尘暴形成的重要性。沙尘暴发生于大气边界层中,因此,层结状况的意义主要体现在大气边界层中。Hess^[34]对发生在澳大利亚的 Dust devil 的研究中应用了一个表征边界层特性的判别式较好地概括了 devil 的发生。即当 $h/L > 50$ 时,devil 易于发生。(h 为对流边界层高度;L 为 Obukhov 长度,表示在这一高度,湍流的浮力产生开始超过风剪切的作用。说明 h 越大,L 越小,devil 越易于发生)。可见边界层内层结状态对沙尘暴形成具有重要的意义。

国外有关研究关注到了深厚混合层与沙尘暴形成的密切关系。Takemi^[38]对 1993 年 5 月 5 日黑风暴的研究发现干旱地区形成的深厚混合层明显减小了将气块从混合层抬升到自由对流高度所需的能量,在低层扰动(飑前地面强辐合)的触发下,诱发了深对流的产生,从而导致强沙尘暴产生。Karyampudi^[43]和 Pauley^[9]的分析同样发现在沙尘暴形成之前出现了深厚混合层,同时,深厚的混合层可以进一步将低层大气的动量输送到地面,形成地面大风。另 Carlson^[44]还发现在特殊背景下的混合层与其它因素耦合形成有利于沙尘暴等强风暴天气发生的“风暴前”(Prestorm)环境。即在山地背风坡附近,高原加热上升的空气逐渐与地面失去热接触(联系),之后被平流到背风坡,并位于冷气团上方,因而形成了干暖盖,对背风坡加热形成的对流发展产生抑制;当有系统性的天气扰动移来时,则可能触发强对流,从而形成强风暴天气。

1.2.9 沙尘暴数值预报模式和数值预报业务的进展

近些年随着沙尘暴引起人们越来越多的关注，沙尘数值天气预报模式和业务都得到了长足的发展。黄美元^[46]等较早进行了黄沙输送的数值模式研究。Wang^[46]等采用天气类型、摩擦速度和土壤湿度三个控制因子设计了东亚地区起沙机制模型，通过分析蒙古国和我国北方气象台站的观测资料，获得这些因子的临界阈值，并以此为基础发展了沙尘数值预报模式。目前，此机制已经应用于我国台湾地区以及韩国、日本等国有关空气质量的模式中，估计沙尘的发生及产生的沙尘输送量。

北京城市气象研究所的程丛兰等^[47]基于中尺度数值预报模式MM5 开发了沙尘数值预报模式。其中，天气模式为中尺度模式MM5V3。与之耦合的沙尘传输和沉降模式采用与MM5 相同的 σ 坐标，沙尘粒子的水平扩散、垂直扩散及差分方案与MM5 相同。为了精确反映沙尘粒子的尺度特征，将沙尘粒径分为 16 档。模式的起沙过程利用参数化方法，与地表类型、植被覆盖度、土壤湿度等因素有关。是否产生起沙则由摩擦速度决定。摩擦速度为：

$$u_* = \frac{V_s k}{\left[\ln \frac{z_s}{z_0} - \varphi_m \left(\frac{z_s}{L} \right) \right]}, \quad \text{其中 } V_s \text{ 为地表风速, } k \text{ 为 Karman 常数, } z_0 \text{ 为地表}$$

粗糙度, L 为 Monin-Obukhov 常数, φ_m 为动力稳定度参数。当地面风速大于摩擦速度时, 产生起沙。起沙率由下式决定: $F = K\beta S\alpha \times U_*^4$, 其中, F 为起沙率, K 为比例系数 (与沙尘谱宽有关), β 为摩擦速度的非线性影响系数, S 为起沙系数 (与土壤类型、植被盖度有关), α 为地表湿度系数, U_* 为摩擦速度。起沙后, 网格可分辨的沙尘的上扬由上升运动和沙尘粒子的沉降速度决定。对次网格则由对流调整决定。沙尘沉降分为干沉降和湿沉降, 大粒子的干沉降主要为重力沉降, 小粒子沉降由湍流扩散和重力沉降共同决定。显式湿沉降由降水粒子对沙尘粒子的冲刷决定, 隐式湿沉降由降水量决定。该模式在开发完成后在北京市气象台沙尘天气预报业务中进行了持续的应用。尽管该模式的起沙机制采用经验的参数化方法, 但对我国北方沙尘天气的预报还是相对较为准确的。

中央气象台的赵琳娜^[48]等基于邵亚平^[49]建立的风蚀模式发展的沙尘天气数值预测系统耦合了中尺度天气模式MM5 (包括陆面模式)、起沙模式、沙尘传输模

式、GIS（地理信息系统）数据集。模式中天气模式、起沙模式和输送模式耦合在一起，同步进行积分。边界层模式（MRF）和陆面模式（OSU/Eta）分别提供摩擦速度、表层土壤湿度给起沙模式，起沙模式计算起沙率，然后计算垂直沙通量给输送模式，输送模式利用MM5提供的水平风场、垂直速度、温度、位势高度等驱动沙尘，在每个格点计算瞬时沙尘浓度。模式首先计算摩擦速度和临界摩擦速度，当摩擦速度大于临界摩擦速度时，开始起沙。计算起沙量时，将沙尘按粒径分为6组（ $d \leq 2 \mu\text{m}$, $2 \mu\text{m} < d \leq 11 \mu\text{m}$, $11 \mu\text{m} < d \leq 22 \mu\text{m}$, $22 \mu\text{m} < d \leq 52 \mu\text{m}$, $52 \mu\text{m} < d \leq 90 \mu\text{m}$, $90 \mu\text{m} < d \leq 125 \mu\text{m}$ ），对每一粒径组分别计算水平跃移沙通量和垂直尘通量。起沙模式需要的陆面参数为土壤类型、土地利用、植被类型、植被高度、叶面面积指数和植被覆盖度。其中土壤类型和植被类型数据国外部分取自美国地质勘察资料（USGS），国内部分取自中国 1:400 万土壤图数据资料，其它植被资料由遥感数据转化而来。所有数据的分辨率为 $3' \times 3'$ 。该模式在中国气象局中央气象台进行了业务运行，并将预报结果在中央气象台网站和中国沙尘暴网站上发布。

近几年中国气象局数值预报创新基地开发了具有我国自主知识产权的新一代数值预报模式GRAPES^[50]，也基于该模式建立了沙尘数值预报模式GRAPES_DAM^[51]该模式包括沙尘的起沙、传输、吸湿增长、并合、干沉降与云下清洗等详细的物理过程，其中，起沙和传输模型引进国外（加拿大）起沙模型，并利用我国气象台站的观测资料进行了改进，可以对沙尘暴的起沙和空气中沙尘浓度进行模拟和预报。通过对2005年4月17~19日和5月28~29日发生在西北地区的2次强沙尘暴的模拟及与卫星遥感资料反演的沙尘暴进行的对比验证表明，模式模拟的沙尘时空分布与实况观测和卫星云图监测的沙尘分布范围基本一致，说明该模式系统对西北地区沙尘暴天气的起沙、传输有较好的模拟和预报能力。该起沙和传输模式与MM5耦合的沙尘数值预报模式在春季进行沙尘天气的业务数值预报，具体较好的预报效果。其结果在中国气象局网站上公开发布。

1.2.10 沙尘暴综合防治的进展

沙尘暴的巨大危害已经成为人们的共识，减轻风沙灾害，控制其风险水平的提高，应总体纳入到国家和地方政府减灾与环境管理体系。为此，许多研究者纷

纷献计献策，归纳起来，减轻沙尘暴危害应该从以下几个方面开展综合防治^[52]。

1.2.10.1 明确国家防沙治沙工程的战略方针

防沙治沙工作是一项复杂的系统工程，涉及生态、经济、社会等多方面的问题。防沙治沙工作战略方针应为：整体布局、长远规划；分区治理、突出重点；先保后治、以保为主；除害兴利、治用结合；开源节流，合理调配。要集中力量，在一些风口和沙化的地区，采取果断的措施，退耕还草，以草定畜，围封育草，免耕固土，以实现隔断沙源，减少尘源的目标。

1.2.10.2 全面调整和优化沙尘暴防沙与影响区域的土地利用格局

不同的土地利用格局有着不同的风沙灾害过程，控制风沙灾害的发生与发展，特别是减弱其沙尘暴的风险水平，最根本的措施控制沙尘源提供地区的地表覆盖，即提高植被覆盖度。在生态环境安全的条件下，重新布局土地利用格局，大大提高城乡区域植被覆盖度，并在特定的植被覆盖度的条件下，优化林灌草的结构，确定它们的空间布局。

1.2.10.3 加强沙尘暴监测预警系统建设

自2000年以来，在国家的支持下，中国气象局已建立了沙尘暴天气预报系统；国家林业局也正在其管辖的中国林业科学院建立荒漠化土地的监测系统。但这些工作仍然满足不了各行各业对防治沙尘暴灾害的需要，必须进一步建设一个功能齐全、综合地基、空基与地基监测数据的沙尘暴预警系统，同时须加强对沙尘暴灾害的综合评价。从而不仅提高沙尘暴天气的预报水平，而且提高沙尘暴灾害的预报水平，以及由沙尘暴所引发的大气环境质量的预报水平。

1.2.10.4 防沙治沙工程分区和防治模式

针对我国土地沙化及沙尘暴日益严重的形势，配合国家防沙治沙工作，我国防沙治沙重点区域的布局和工作重点如下：

首都圈

首都圈主要包括北京、天津及河北省张家口地区、承德市。首都圈以提高植被覆盖率为重点。城区的重点是土地的绿化和硬化；郊区的重点是调整农业结构，

发展高效农业；周边地区的重点是退耕还林还草，提高植被覆盖率，涵养水源、恢复生态。

农牧交错带

农牧交错带指我国北方农区与天然草地牧区接壤的过渡地带，是年降水量 250 - 500毫米的半干旱地区。主要分布在内蒙古、辽宁、河北、山西和陕西等省区。农牧交错带要以退耕还林还草为重点。大兴安岭南—科尔沁沙地采取乔灌木相结合的方式恢复沙地植被；张北集宁丘陵区要以灌木和草本为主，提高地表植被覆盖率；黄土高原区要草田轮作。

草原带

草原带包括内蒙古中东部 4 个盟市，含 32 个旗县，是我国北方重点牧区之一。草场退化面积累计已达 1544 万公顷，占 38.7%，是我国东部和首都圈沙尘暴的主要尘源。草原带要以草定畜，培育优质草畜品种为重点。草原带防沙治沙的重点是：一是禁耕禁垦；二是改良草地，围封轮牧，提高草地生产力；三是以草定畜，大幅度降低单位草地的载畜量；四是大力推广“公司+农户”发展现代产业化畜牧业的模式。

荒漠绿洲带

位于贺兰山以西，昆仑山和阿尔金山以北的广大内陆地区，包括新、青、甘、宁、蒙的全部或部分地区。区内分布着七大沙漠（塔克拉玛干、古尔班通古特、巴丹吉林、柴达木、库姆塔格、腾格里及乌兰布和），沙丘浩瀚，戈壁广袤。荒漠绿洲带要以建立城市、道路、绿洲生态屏障为重点。防沙治沙工作重点是在城市、道路、国防设施、绿洲等重要经济区建设生态屏障。根据不同保护对象，采取不同的保护措施。

1.3 本文主要研究内容

我国实施西部大开发战略后，西部的防灾减灾和生态环境保护与治理问题再次引起国家层面的广泛关注。而发生在内蒙古的沙尘暴灾害一直缺乏系统性的研究。近 50 年来内蒙古沙尘天气的时空分布规律、沙尘天气影响系统的发生发展机制和大气边界层特征、沙尘气溶胶的物理化学特征等科学问题需要深入研究。中国气象局沙尘暴观测系统的建立在为沙尘暴天气预报提供探测信息的同时，也

为科学研究积累了宝贵的数据资料。为了充分发挥现代化建设的效益,有必要使用新观测到的资料结合长序列常规资料,开展沙尘天气边界层和沙尘气溶胶物理特征等方面的研究,以揭示新的事实和规律。

本论文的研究路线:利用常规气象观测资料、沙尘气溶胶观测资料以及天气学和数值模拟方法,对内蒙古中西部强和特强沙尘暴的气候学特征、沙尘暴的主要影响系统的发生发展特点及其与沙尘暴的关系、典型沙尘暴过程中的地面大风特征和大气层结特征、地形对我国北方沙尘传输的影响、典型沙尘暴过程中沙尘气溶胶的物理特征和起沙率等进行观测和模拟研究。

本论文的研究目的:着眼于沙尘暴天气中的边界层动力过程,结合对天气系统、边界层中的气象要素(风速、层结、湍流和垂直运动、摩擦速度等)及沙尘气溶胶物理特征的研究,揭示沙尘暴形成、发展过程中在边界层所表现的特征和规律。

为实现上述研究目的,将本论文的研究进行分解:

第一章, 也即本章,对国内外沙尘暴研究成果进行了综述,概括并提炼了本研究中将予以考虑及需要今后进一步研究的科学问题。

第二章, 使用近 50 年的地面报表资料,提取沙尘天气发生日和地点,形成强和特强沙尘暴个例谱。分析了内蒙古中西部强和特强沙尘暴总发生次数的空间分布特征和年平均地面大风日数的空间分布特征,揭示了两者的相关性。分析了内蒙古中西部强和特强沙尘暴发生的时间变化特征。

第三章, 使用中国气象局出版的历史天气图,依据个例谱普查天气形势。分析归纳出内蒙古沙尘暴过程中地面天气系统的三种类型:爆发性蒙古气旋型、持续性蒙古气旋型和持续性高压底部型。分别研究了每种类型中地面大风等气象要素的变化特征和大气层结特征。

第四章, 在沙尘暴的发生、发展过程中,起决定作用的因素是天气系统。近些年,造成我国大范围沙尘暴的天气系统往往是蒙古气旋,同时蒙古气旋型沙尘暴与冷锋型沙尘暴具有一定的相似性。因此,利用观测资料和数值模拟方法,针对一次典型的蒙古气旋型沙尘暴过程进行模拟研究,揭示这一沙尘暴重要影响系统的基本特点。

第五章, 第三章中从观测角度分析了在不同类型沙尘暴过程中地面大风和混合

层的特点、时间演变等，并初步探讨了它们的形成原因。本章利用中尺度数值预报模式 MM5 针对一次典型沙尘暴过程进行模拟及敏感性试验，进一步研究对沙尘暴形成具有重要影响的地面大风、混合层的形成机制、影响因子及其作用机理，更深入地揭示沙尘暴形成过程中的一些规律。

第六章，从某种角度来说，沙尘暴之所以广受关注是因为沙尘的远距离输送。本章利用沙尘数值预报模式针对发生在我国北方的一次强沙尘暴天气过程进行模拟分析和地形敏感性试验，揭示地形影响沙尘传输的一些初步规律。

第七章，作为我国北方一个非常重要的沙尘源地，内蒙古中西部沙漠和荒漠化地区由于气溶胶观测系统建设的不足，对该地区沙尘气溶胶特征的研究相对较少。因此，本章利用中国气象局沙尘暴监测系统在内蒙古几次典型沙尘暴过程期间得到的TSP连续观测资料及太阳光度计和朱日和气象站铁塔梯度观测等资料，对沙尘气溶胶特征及其形成原因进行分析研究，并计算了朱日和地区起沙率。

第八章，总结了本论文的主要研究结论及创新点，并对存在的问题进行分析。

本章参考文献

1. Joseph,P.V.,Raipal,D.K.and Deka,S.N, “Andhi” , 1980, the convective dust storms of Northwest India. Mausam, 31, 431-442.
2. 徐国昌等, 1979, 甘肃“4.22”特大沙暴分析. 气象学报, 37(4): 26-35.
3. 钱正安, 蔡英, 刘景涛: 2002, 中国北方沙尘暴研究若干问题. 沙尘暴学术研讨会文集, 台湾蒙藏委员会出版. Pp 63-76.
4. 王式功, 扬德保等, 1995, 我国西北地区黑风暴的成因和对策, 中国沙漠, 15: 19-30
5. 刘景涛, 郑新江, 康玲等., 2003, 蒙古气旋爆发性发展导致的强沙尘暴个例研究. 气候与环境研究, 8 (2): 218~229.
6. 杨东贞, 颜鹏, 徐祥德, 2002, 北京风沙天气的气溶胶特征. 应用气象学报, 13(T): 185-194.
7. 沈建国, 刘 菲, 牛生杰等, 2006, 一次沙尘暴过程 TSP 质量浓度的连续观测和分析, 中国沙漠, 26 (5) , 786~791.

8. 石广玉,赵思雄, 2003, 沙尘暴研究中的若干科学问题[J].大气科学,27(4):591-603.
9. Pauley, P.M., Baker, N.L. and Barker, E.H. 1996, 'An observational study of the "interstate 5" dust storm case', *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 693-719.
10. Hacker, J.P., Mckendry, I.G and Stull, R.B, 2001, Modeled downward transport of a passive tracer over western north America during an Asian dust event in April 1998, *Jour. App. Meteor.*, **42**: 397~406.
11. 姜学恭, 沈建国, 刘景涛等, 2003, 导致一例强沙尘暴的若干天气因素的观测和模拟研究. 气象学报, **61** (5): 606~620.
12. 叶笃正, 丑纪范等: 2000, '关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策', 地理学报, **55**, 513-521.
13. 颜宏, 1993, 全国沙尘暴天气研讨会会议总结. 甘肃气象, **11**(3): 6-11.
14. 张德二, 沙尘暴成因、历史变化和人类活动. 演讲文稿.
15. 夏训诚, 杨根生等著. 1996, 中国西北地区沙尘暴灾害及防治[M].北京: 中国环境科学出版社, 1996 年10 月.
16. 王式功, 中国北方沙尘暴天气气候特征及其成因研究, 草原与沙尘暴高层论坛, 2006.
17. 刘景涛, 郑明倩. 华北北部黑风暴的气候学特征. 气象, 1998, **24**(2): 39-44.
18. 方小敏, 韩永翔, 马金辉等, 2004, 青藏高原沙尘特征与高原黄土堆积: 以2003-03-04拉萨沙尘天气过程为例, 科学通报, **49**: 1084~1090.
19. 郑新江, 刘诚, 1995, 崔小平等. 沙尘天气的云图特征分析. 气象, **21**(2): 27-31.
20. 张仁健, 王明星, 浦一芬等, 2000, 2000 年春季北京特大沙尘暴物理化学特性的分析[J]. 气候与环境研究, **5** (3): 259-266.
21. Murayama, T., N., Sugimoto, and I. Uno, et al, Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia, *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**(D16): 18345-18359.
22. Haywood, J.M., P.N., Francis, and M.D., Glew, et al, Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust: A case study of two Saharan dust outbreaks using aircraft data, *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**(D16): 18417-18430.
23. Chun, Y., J. Kim, J.C. Choi, K.O. Boo, et al, Characteristic number size distribution of aerosol during Asian dust episode in Korea, *Atmos. Environ.*, 2001, **35**(15): 2715-2721.
24. 邱金桓, 孙金辉, 1994, 沙尘暴的光学遥感及分析. 大气科学, **18**(1): 1-10.
25. Carlson T N, Benjamin S G, 1980, Radiative heating rates for Saharan dust, *J. Atmos. Sci.* **37**: 193-213.

26. Carlson T N, Prospero J .M, 1972, The large-scale movement of Sahalan air outbreak over the northern equatorial Atlantic, *J. Appl.Meteo.*11 :283-297.
27. Legrand,M.et al Satellite Detection of Saharan Dust, 1988, Optimized Imaging during Nighttime. *Journal of Climate* , 1(3):
28. 申绍华,陈受钧, 1993, 沙尘辐射强迫锋生过程的数值模拟. *气象学报*,51(3): 283-294
29. 申绍华,陈受钧, 1993, 沙尘辐射强迫的锋生过程分析. *气象学报*,51(4): 425-433
30. 文军, 兰州大学, 硕士论文
31. Steven A.Ackerman and Hyosang Chung. 1992, Radiative Effects of Airborne Dust on Regional Energy Budgets at the Top of the Atmosphere. *J.Appl.Meteor.*,223-233.
32. 钱正安,贺慧霞,瞿章等.,1997, 我国西北地区沙尘暴的分级标准和个例谱及其统计特征. 中国沙尘暴研究. 气象出版社
33. Brazel, A.J.: 1986, 'The Relationship of weather types to dust storm generation in Arizona (1965-1980)' *Journal of Climatology*, 6, 255-275.
34. Hess, .GD and Spillane,K.T.:1990, Characteristics of Dust Devils in Australia, *Journal of Applied Meteorology*: 29, 498-507.
35. 王式功,杨德保, 孟梅芝等, 1993, 甘肃河西 "5.5"黑风天气系统结构特征及其成因分析. *甘肃气象*, 11(3): 28-31
36. 江吉喜,项续康等. 1997, 以卫星云图资料为主的强沙尘暴超短期预报方法初探.中国沙尘暴研究. 气象出版社, 1997 年, 98-102
37. Helgren,D.M., Prospero J.M.:1987, Wind velocities associated with dust deflation events in the western Sahara, *Journal of Applied Meteorology*, 26,1147-1151.
38. Takemi, T.: 1999, 'Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China', *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1301-1309.
39. 瞿章等, 1994, "930505"沙尘暴的若干启示. *干旱区地理*, 17(1): 63-67
40. 陈洪武, 王旭, 马禹,2003, 新疆沙尘暴与大风的关系, *北京大学学报, 自然科学版*, Vol.39 No.2 pp.187-193
41. 姜学恭, 沈建国, 2006, 内蒙古两类持续型沙尘暴的天气特征, *气候与环境研究*, 2006, 11 (6): 702~712
42. Barenblatt, G I., Goltsyn, G. S.: 1974, 'Local structure of mature dust storms', *Jour. Atmos. Sci.*, 31, 1917-1933

43. Karyampudi, M.V., Kaplan, M. L. , Koch, S. E. and Zamora, R.J.: 1995, 'The influence of the Rocky Mountains on the 13-14 April 1986 severe weather outbreak. Part I : Mesoscale lee cyclongenesis and its relationship to severe weather and dust storms', *Mon. Wea.Rev.*, 123, 1394-1422.
44. Carlson, T. N., Benjamin, S. G. and Forbes, G. S.: 1983, 'Elevated mixed layer in the regional severe storm environment: Conceptual model and case studies', *Mon. Wea.Rev.*, 111, 1453-1473.
45. 黄美元,王自发,1998, 东亚地区黄沙长距离输送模式设计[J].大气科学,22(4):625-637.
46. Wang,Z.,H.Akimoto,and T.Uno,2002,Neutralization of soil aerosol and its impact on the Distributionof arid rain over East Asian :observation and model results[J]J.G.R.,2002, 107(10.1029-2001JD001040)
47. 程丛兰, 王迎春, 刘伟东等, 2004,与动力场相耦合的区域沙尘分档模式及个例模拟, 科学通报, 46 (19): 2007~2013
48. 赵琳娜, 赵思雄,2003, 一个适用于我国北方的沙尘暴天气数值预测系统及其应用试验. 气候与环境研究, 8 (2): 125~142
49. 邵亚平. 2004,沙尘天气的数值预报. 气候与环境研究, 9 (1): 127~138
50. 伍湘君 , 金之雁 , 黄丽萍, 2005, GRAPES 模式软件框架与实现, 应用气象学报, 2005 年 04 期
51. 李耀辉 , 赵建华 , 薛纪善,2005,基于 GRAPES 的西北地区沙尘暴数值预报模式及其应用研究, 地球科学进展, 2005 年 09 期
52. 史培军, 中国沙尘暴的风险评价与管理, 第二届亚洲风险评价与管理学术会议.

第二章 内蒙古中西部强和特强沙尘暴的气候学特征

内蒙古中西部地区是我国沙尘暴多发区之一,也是影响我国沙尘暴的一个重要沙尘源地。内蒙古西部自西向东有巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、乌兰布和沙漠、库布其沙漠和毛乌素沙地,内蒙古中部有浑善达克沙地及广阔的荒漠化草原,均具有较强的供尘能力。近些年由于过度放牧,滥肆樵采和扩大农耕土地,破坏了脆弱的生态平衡,加剧了荒漠化进程,导致这一地区供尘能力大大加强。另外,内蒙古中西部地处我国北疆,是各路冷空气入侵我国的必经之地,大风多(尤其是春季),为沙尘暴形成提供了动力条件,导致该地区沙尘暴的频繁发生。而途经内蒙古的沙尘暴天气也往往在此得到迅速增强,并进而影响下游地区。因此,研究内蒙古中西部地区的沙尘暴气候特征,不仅有助于了解这一地区沙尘暴发生的总体特征,同时也能够为下游地区沙尘暴的防治提供依据。

内蒙古气象局刘景涛等曾经使用内蒙古中西部 74 个地面测站 1957~1996 年沙尘暴资料,对该地区强和特强沙尘暴(黑风暴)进行了气候学特征研究^[1]。钱正安等给出的我国北方沙尘暴的总体气候特征中引用了其中的部分研究结论^[2]。但是,上述研究使用的资料仅仅到 1996 年,而 2000 年之后我国北方沙尘暴又出现了一个显著的多发期,且引起了世人的广泛关注。因此,增加 1997 年之后的沙尘暴资料进行沙尘暴气候特征的研究才能够更全面的掌握内蒙古中西部这一沙尘暴关键区的沙尘暴气候特点,对于揭示沙尘暴的气候规律也才有更深刻的意义。因此,本文将基于刘景涛等的研究方法和统计标准,增加内蒙古中西部 1997~2006 年沙尘暴资料(合计为 1957~2006 年),系统研究半个世纪以来内蒙古中西部沙尘暴的气候规律,为沙尘暴的预报、预测及沙尘治理提供一些帮助。

2.1 强和特强沙尘暴的气象标准

强沙尘暴的标准采用刘景涛^[1]、钱正安等^[3]给出的标准,即最大风速 $\geq 20\text{m/s}$,且最低能见度 > 50 米、但 ≤ 200 米。关于特强沙尘暴,对于内蒙古中西部地区而言,若将定时平均风速定为 $\geq 25\text{m/s}$,能见度定为 ≤ 50 米做为特强沙尘暴标准,因风速标准太高,会漏掉一些能见度 ≤ 50 米,灾害严重的特强沙尘暴过程,这或许

由于内蒙古中西部生态环境恶劣，分布着上述四大沙漠和三大沙地，且土地严重荒漠化，及易起沙造成的。由于各个地区生态环境存在较大差异，沙尘暴强度标准中，对风速的要求应有所区别。因此，针对特强沙尘暴，本文采用刘景涛等的标准^[1]，即对内蒙古中西部地区，特强沙尘暴标准确为：能见度 ≤ 50 米，定时平均风速仍为 $\geq 20\text{m/s}$ 。根据上述标准，强和特强沙尘暴仅仅是能见度的差异。强和特强沙尘暴出现范围的大小，采用钱正安^[2]提出的局地性、小范围和大范围三种情况进行统计分析。下面为方便起见，能见度 ≤ 50 米称为 0 级；能见度 > 50 米、 ≤ 100 米称为 1 级；能见度 > 100 米、 ≤ 200 米称为 2 级。其范围标准见表 1：

表 1 强和特强沙尘暴范围标准

范围 强度	局地性	小范围	大范围
强 沙 尘 暴	一个站能见度为 1 级或 2 级，风速 $\geq 20\text{ m/s}$ 。	一个站能见度为 1 级或 2 级，风速 $\geq 20\text{ m/s}$ ，且能见度为 1 级或 2 级的测站总数为 2—9 个，风速 $\geq 12\text{m/s}$ 。	(1) 三个及以上站能见度为 1 级或 2 级，风速 $\geq 20\text{ m/s}$ ； (2) 1—2 个站能见度为 1 级或 2 级，风速 $\geq 20\text{ m/s}$ ，且能见度为 1 级、2 级的测站总数 ≥ 10 个，风速 $\geq 12\text{m/s}$ 。
特 强 沙 尘 暴	一个站能见度为 0 级，风速 $\geq 20\text{ m/s}$ 。	一个站能见度为 0 级，风速 $\geq 20\text{ m/s}$ ，且能见度为 0 级、1 级、2 级的测站总数为 2—9 个，风速 $\geq 12\text{m/s}$ 。	(1) 三个及以上站能见度为 0 级、，风速 $\geq 20\text{ m/s}$ ； (2) 1—2 个站能见度为 0 级，风速 $\geq 20\text{ m/s}$ ，且能见度为 0 级、1 级、2 级的测站总数 ≥ 10 个，风速 $\geq 12\text{m/s}$ 。

在大范围强沙尘暴和特强沙尘暴 2 个标准中，只需符合其中一个标准即可。

2.2 统计特征

2.2.1 不同范围强和特强沙尘暴发生频数

按照上述强度和范围标准， 1957-1996 年 40 年间,内蒙古中西部共发生各

种范围的强和特强沙尘暴 184 次, 平均每年 4.6 次, 较我国西北五省(区)发生次数多, 是后者次数的 3.8 倍^[2], 的确是我国北方的重要沙尘暴源地之一。在适宜的环流形势下, 内蒙古强沙尘暴扬起的细小沙尘可以长距离输送到我国东南沿海地区^[3]。这可能由于内蒙古中西部生态环境更加恶劣, 且地处蒙古大陆冷高压的前沿冬季风更加活跃强劲所致。

表 2 是不同范围强和特强沙尘暴发生次数统计表。

表 2. 1957~2006 年内蒙古中西部不同范围强和特强沙尘暴发生频数

强度 \ 范围	局 地	小 范 围	大 范 围	合 计
强沙尘暴	53	92	27	172
特强沙尘暴	10	12	19	41

由表 2 中可以看出, 强沙尘暴共出现 172 次, 占强和特强沙尘暴总次数的 80%。其中以小范围强沙尘暴最多, 为 92 次, 占强沙尘暴总次数的 53%。特强沙尘暴共出现 41 次, 占强和特强沙尘暴总次数的 19%。在 41 次特强沙尘暴中, 大范围特强沙尘暴出现 19 次, 占特强沙尘暴总次数的 46%。上述统计结果表明, 内蒙古中西部强沙尘暴多为小范围, 而特强沙尘暴多为大范围, 一般而言, 强度和范围存在着一定的正相关关系, 即强度越强、其范围越大, 反之亦然。显然这与形成沙尘暴的大气环流过程 有着密切关系。研究表明特强沙尘暴往往是由寒潮大风或蒙古气旋大风造成的^{[4][5]}, 冷高压或蒙古气旋系统尺度大强度强; 而形成强沙尘暴的冷高压或蒙古气旋系统尺度相对较小强度也相对较弱。

表 3 为刘景涛^[1]利用 1957~1996 年内蒙古中西部沙尘暴资料的统计结果, 比较可以看到, 强沙尘暴总次数增加 20 次, 增加幅度为 12.5%, 特强沙尘暴次数增加 9 次, 幅度为 28%。由于资料增加了 10 年, 幅度为 40 年的 25%, 因此, 强沙尘暴的增加小于平均水平, 而特强沙尘暴的增加大于平均水平。可见, 近十年特强沙尘暴出现次数明显增多。这可能是全球气候变化导致的极端天气事件增多的缘故。另外, 强和特强沙尘暴次数的增加主要表现在局地的沙尘暴, 其中, 局地强沙尘暴增加 17 次, 幅度为 47%, 局地特强沙尘暴增加 5 次, 幅度为 100%。这可能与内蒙古中西部生态环境局部恶化的现状有关。

表 3 1957~1996 年内蒙古中西部不同范围强和特强沙尘暴发生频数 (文献 1)

强 度 \ 范 围	局 地	小 范 围	大 范 围	合 计
强沙尘暴	36	89	27	152
特强沙尘暴	5	9	18	32

2.2.2 强和特强沙尘暴的地理分布特征

图 1 是 1957 年~2006 年内蒙古中西部强和特强沙尘暴出现总日数地理分布图。由图中可以看出,强和特强沙尘暴日数地理分布总的趋势是北多南少,北部大部地区大于 10 天。有 4 个大值中心:分别位于内蒙古西部阿拉善盟拐子湖;锡林郭勒盟西部的朱日和、苏尼特左旗;鄂尔多斯市西北部伊克乌素。有 5 片小值区(日数小于 5 天):分别位于阿拉善盟南部、鄂尔多斯市南部、巴彦淖尔市河套地区、鄂尔多斯市东北部、呼和浩特市、乌兰察布市南部和锡林郭勒盟东部。与文献 1 的统计结果相比(图略),增加的是苏尼特左旗的大值中心。苏尼特左旗位于锡林郭勒盟的浑善达克沙地边缘,近些年,浑善达克沙地生态恶化严重,这可能是沙尘暴次数增加的一个重要原因。一些研究就曾指出浑善达克沙地已经成为影响北京的沙尘天气的一个重要的沙尘源地。

上述地理分布特征与大风日数的地理分布关系密切。图 2 是内蒙古中西部年平均大风日数分布图。与图 1 比较可以看出等值线的走向和图形非常相似。这可以说明,在生态环境相似的情况下,动力条件起着主导作用。需要指出的是,位于鄂尔多斯市西北部伊克乌素的强和特强沙尘暴日数最大值中心,并非大风日数大值中心(伊克乌素年平均大风日数 29 天),这个强和特强沙尘暴中心的形成与地理位置关系更为密切,它刚好位于鄂尔多斯市西北部库布其沙漠的南部边缘,沙尘物质遇有强西北风,极易起沙形成强和特强沙尘暴。伊克乌素强和特强沙尘暴多为局地的,即说明这一点。造成巴彦淖尔市河套和呼和浩特市地区强和特强沙尘暴日数少(1~3 天)的原因,除大风日数少外,这两个地区是黄灌区,水渠纵横交错、土壤湿润,植被盖度大也是一个重要因素。另外,图 2 中满都拉有一年平均大风日数大于 80 天的大值中心,但强和特强沙尘暴日数相对较少(12 天),其原因是这一地区由于长期风蚀,地表严重砾石化,沙物质粒度大,形成

强和特强沙尘暴的起沙风速要求更高。上述分析结果表明,强和特强沙尘暴的形成,除与风速关系密切外,还与地表特征、测站与沙漠的相对位置、土壤湿度关系密切。

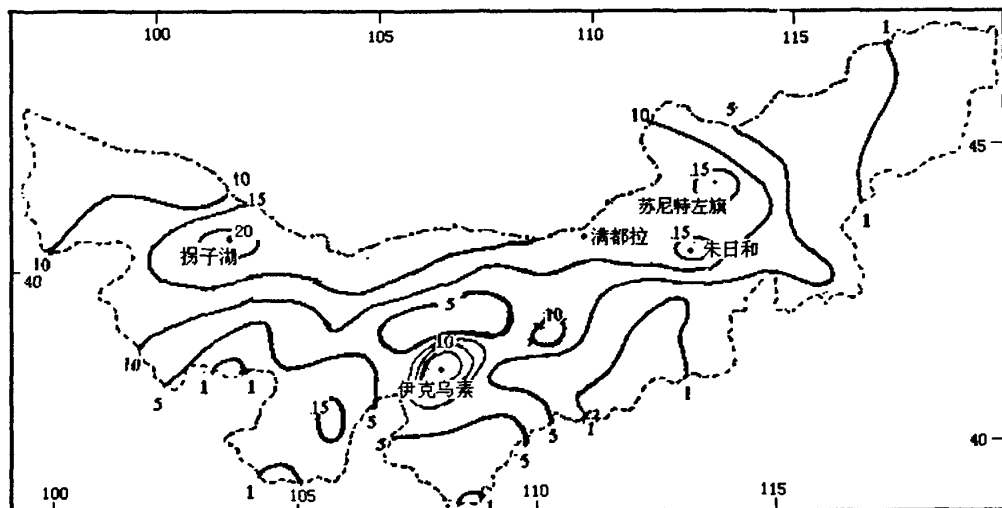


图 1 1957 年到 2006 年内蒙古中西部地区强和特强沙尘暴总日数分布图 等值线间隔 5 天

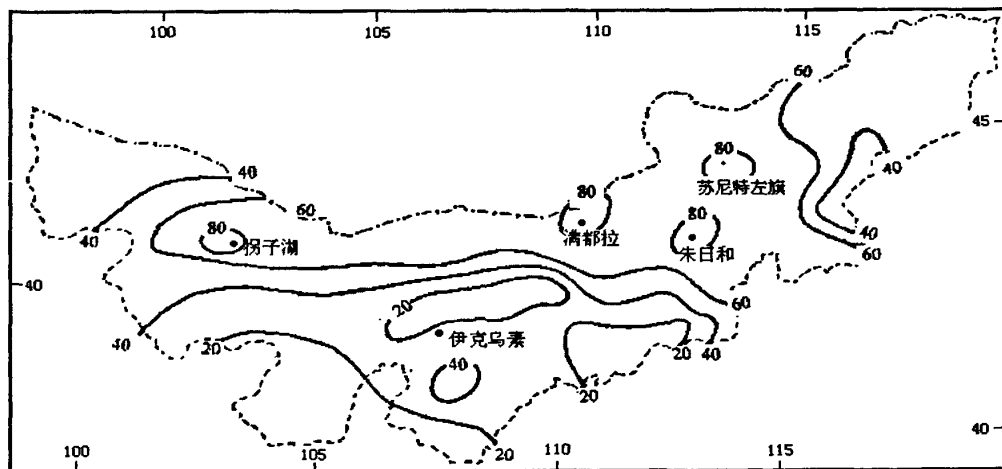


图 2 1957 年到 2006 年内蒙古中西部地区年平均大风日数分布图 (等值线间隔 20 天)

2.2.3 强和特强沙尘暴的时间分布特征

2.2.3.1 年代际和年际变化

1957 年~2006 年 50 年中发生的 213 次强和特强沙尘暴有明显的年代际和年际变化。

从表 4 中可以看出:三种范围强和特强沙尘暴的总次数以 70 年代最多,为 64 次。其次为 60 年代,为 60 次,二者相近。50 年代因缺乏资料,不能统计其 10 年的总次数,但从 1957 年~1959 年三年来看,50 年代总次数也和 60 年代、70 年代相近,属多发期。80 年代强和特强沙尘暴明显减少,总次数不及 60 年代和 70 年代一半。90 年代 10 年中只发生了 13 次,总的趋势是减少的。但 2000 年后又明显增加。这一统计结果与特强沙尘暴的年代际变化趋势是相近的,不同的是特强沙尘暴是 60 年代次数最多,70 年代次之^[6]。与文献^[2]中我国西北地区强和特强沙尘暴频数年代际变化趋势不同^[2],看来内蒙古中西部沙尘暴年代际分布有着自身的特点。

表 4 不同范围强和特强沙尘暴频数的年代际变化

年代 范围	1957~ 1959 年	60 年代	70 年代	80 年代	90 年代	2000~ 2006 年
局地	4	10	10	13	4	22
小范围	12	30	37	12	8	5
大范围	3	20	17	4	1	1
合计	19	60	64	29	13	28

不同范围强和特强沙尘暴年代际变化与三种范围总数的年代际变化大致相同,也以 70 年代和 60 年代最多,且多小范围和大范围强和特强沙尘暴,局地强和特强沙尘暴较少。稍有不同的是 70 年代小范围的强和特强沙尘暴多于 60 年代,60 年代大范围的强和特强沙尘暴多于 70 年代,而 80 年代则多局地强和特强沙尘暴。上述不同范围强和特强沙尘暴次数随年代减少的总趋势与冬季风减弱气温变暖有着密切关系。龚道溢等^[7]在研究西伯利亚高压对亚洲大陆的气候影响时指出,近 20 多年来西伯利亚高压显著减弱,表明冬季风减弱的事实。马晓波等^[8]对中国西北地区和蒙古国 1951 年~1990 年气温变化趋势研究指出蒙古国年平均气温是上升的。

图 3 是 50 年来内蒙古中西部强和特强沙尘暴各年出现次数。从图中可以看出,50 年中以 1966 年次数最多,为 14 次,是年平均次数(4.24 次)的 3.3 倍,

和特强沙尘暴最多年份一致^[6]。该年沙尘暴强度最强，一年之中出现了 5 次大范围的特强沙尘暴，3 次小范围的特强沙尘暴，其中 1966 年 3 月 17 日一场大范围特强沙尘暴，能见度 0 级、1 级、2 级的总站数多达 45 个，最大平均风速高达 40m/s，是迄今有记录以来最强的一次。次多年份为 1976 年，为 11 次。1959 年、1960 年、1963 年、1965 年为 9 次，2006 年为 7 次，是年平均次数的 2~3 倍。而出现少的年份只有 1 次，它们是 1961 年、1986 年、1992 年、1994 年、1996 年、1998 年和 2005 年，这 7 年大多在 90 年代。50 年来有 5 年（1989 年、1991 年、1997 年、1999 年和 2003 年）没有出现过强和特强沙尘暴。由于把局地、小范围和大范围的强和特强沙尘暴放在一起统计，它们与干旱的关系不如特强沙尘暴与干旱的关系那么密切。若以年强和特强沙尘暴次数大于和小于、等于 5 次分别作为多发年和少发年，分析图 3 可以看出年发生次数有以下波动式变化特点：1958 年~1960 年、1963 年~1966 年、1969 年~1979 年为多发期，以 1969 年—1979 年持续时间最长，1980 年开始转为少发期。2000 年后又转为多发期。

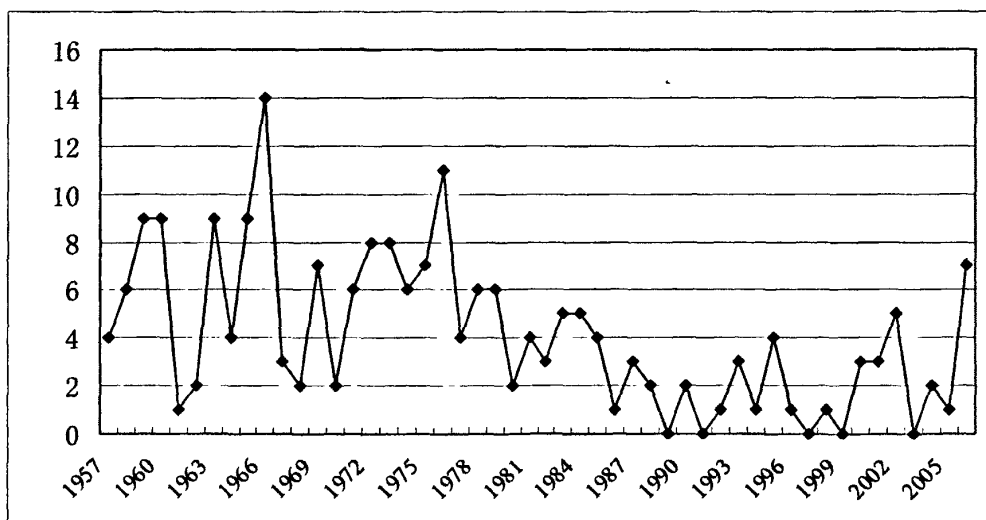


图 3 1957 年到 2006 年内蒙古中西部地区强和特强沙尘暴各年出现次数

2.2.3.2 月际变化

图 4 为 1957~2006 年内蒙古中西部强和特强沙尘暴的月际变化。可以看到，在一年之中集中出现在春季的 3—5 月，50 年中 3—5 月份分别是 32 次、62 次、42 次，共 136 次，占总次数 213 次的 63.8%。其中尤以 4 月份最多，将近占总

次数的 29%。这是由于春季气层不稳定,冷空气和蒙古气旋活动频繁、大风多,且降水稀少造成的。盛夏秋初的 7—9 月最少,50 年中只出现了 8 次,其余 6 个月(1 月、2 月、6 月、10 月、11 月、12 月),除 10 月份为 6 次,其余 5 个月均为 11~12 次。这一年变化特点,与特强沙尘暴的年变化特点基本相同^[1]。显然这与内蒙古中西部降水的年分布和大风日数的年分布有着密切关系。总的看来,强和特强沙尘暴次数的年变化与大风日数年变化呈正相关,而与降水的年变化呈负相关。

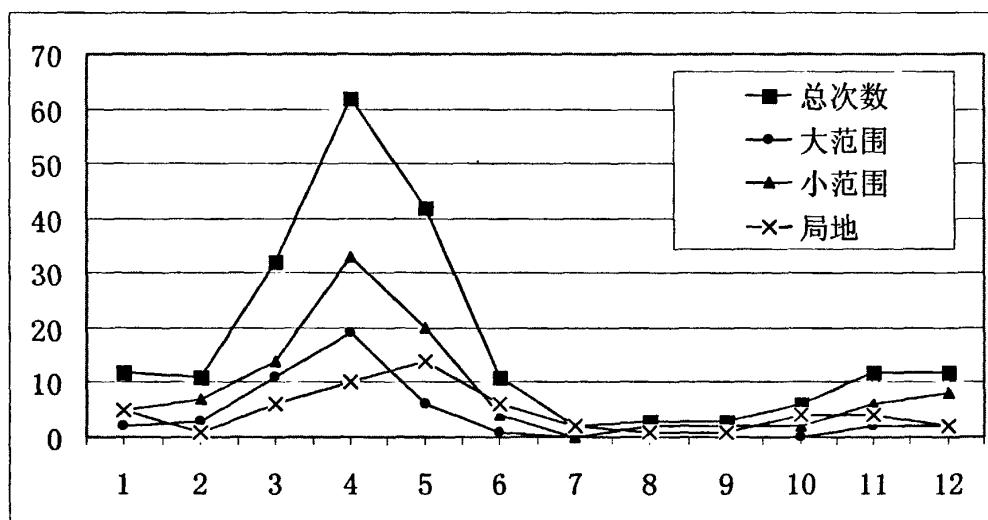


图 4 1957 年到 2006 年内蒙古中西部不同范围强和特强沙尘暴过程各月出现次数

2.2.3.3 日变化

统计 50 年间 213 次强和特强沙尘暴过程每个测站其出现时间和次数,结果如下: 01 时 9 次, 02 时 24 次, 07 时 5 次, 08 时 57 次, 13 时 47 次, 14 时 230 次, 19 时 14 次, 20 时 90 次; 另有 3 次出现在 17 时。上述结果虽因观测不连续,不能获得逐小时的记录,但还是可以说明强和特强沙尘暴主要出现在午后至傍晚, 13 时、14 时和 19 时, 20 时四个时次出现次数占总次数的 79%。这一日变化特征与我国西北地区强和特强沙尘暴大多数集中在午后至傍晚结论一致^[2]。显然它与太阳辐射、大气热力层结稳定性和风的日变化有着密切关系。有些强和特强沙尘暴出现在午夜和早晨,一是与强冷空气侵袭时间有关,另一方面其中有些是强和特强沙尘暴过程持续时间长造成的。

2.3 结 论

1. 内蒙古中西部是我国强和特强沙尘暴多发区之一, 1957 年~2006 年近 50 年内不同范围的强和特强沙尘暴过程多达 213 次。其中, 发生在局部的有 63 次, 小范围的有 104 次, 大范围的有 46 次。
2. 内蒙古中西部有四大强和特强沙尘暴多发中心, 分别位于内蒙古西部阿拉善盟拐子湖、锡林郭勒盟朱日和、苏尼特左旗、鄂尔多斯市伊克乌素, 它们分别位于巴丹吉林沙漠、浑善达克沙地、库布其沙漠边缘地区。
3. 强和特强沙尘暴有显著的年代际和年际变化。70 年代最多, 60 年代次之, 80 年代开始减少, 2000 年后又复增多。1957 年~2006 年 50 年中强和特强沙尘暴次数以 1966 年最多, 为 14 次, 强度也最强。其次是 1976 年, 为 11 次。最少的年份强和特强沙尘暴只有 1—2 次, 有 5 年没有出现过。
4. 强和特强沙尘暴以春季 3—5 月份最多, 占全年总次数的 63.8%, 其中 4 月份将近占总次数的 29%。盛夏秋初的 7—9 月份强和特强沙尘暴出现次数最少, 50 年中只出现了 8 次, 其余 6 个月(1 月、2 月、6 月、10 月、11 月、12 月), 除 10 月份为 6 次, 其余 5 个月均为 11~12 次。在一天之中强和特强沙尘暴主要出现在午后到傍晚, 占 79%。

本章参考文献

- 1 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, 高原气象, 2003, 22 (1): 51~64.
- 2 钱正安, 蔡英, 刘景涛, 中国北方沙尘暴研究若干问题。沙尘暴学术研讨会文集, 台湾蒙藏委员会出版, 2002, 63~76.
- 3 钱正安等, 中国沙尘暴研究, 北京: 气象出版社, 1997 年: 1~9.
- 4 刘景涛, 郑明倩, 内蒙古中西部黑风暴形成的大尺度环流过程, 内蒙古气象, 1998 年, 2: 9~14.
- 5 刘景涛等, 蒙古气旋爆发性发展形成强沙尘暴的个例研究, 气候与环境研究, 2003, 6 (2): 218~229.
- 6 刘景涛, 郑明倩, 华北北部黑风暴的气候学特征, 气象, 1998, 24 (2): 39~44.
- 7 龚道溢等, 西伯利亚高压对亚洲大陆的气候影响分析, 高原气象, 2002, 21 (1): 8~13.

- 8 马晓波等, 中国西北地区和蒙古国 40 年气温时空特征及其变化趋势, 高原气象, 1997, 16 (3): 282~290.

第三章 沙尘暴过程中的地面大风和层结特征

沙尘暴是一种发生在对流层中的灾害性天气,当强沙尘暴发生时,沙尘能够通过强烈的上升运动扩展到对流层中上层,并在对流层中完成远距离的传输和扩展。但是,沙尘暴发生时,沙尘粒子还是主要集中在行星边界层中。这一方面是由于土壤风蚀过程是大气圈与岩石圈的相互作用,因而主要发生在贴近地面的大气层中;另一方面,在沙尘暴发生时,导致沙尘穿越对流层形成强烈抬升的上升运动在天气系统中只是局部的、暂时的。而行星边界层中的主要动力学特征—湍流运动则具有普遍性和持续性。因此,边界层中旺盛的湍流将导致沙尘粒子更广泛的散布于边界层中,并使这一特征在整个沙尘暴发生过程中持续。

基于以上原因,研究沙尘暴发生时边界层中天气要素特征对于了解沙尘暴具有重要的意义。在沙尘暴的诸多影响因素中,地面大风是最为重要的因素。首先,地面大风是土壤风蚀的直接原因。沙尘起动必须具备足够强的风速—即临界风速。对于这一问题许多研究者针对特定地区进行了研究。如Helgren等^[1]对撒哈拉沙漠西部沙尘暴过程的分析发现,与起沙过程相关联的平均地面风速为 $10.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,而单站的变化范围在 $6.5 \sim 13.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间。而不同的地区和下垫面条件其起沙临界风速往往存在很大差异。另外,地面大风与沙尘暴强度也具有重要的关系,许多研究表明地面强风是沙尘暴增强的重要条件^[2~3]。

许多天气系统都能够导致地面大风的形成,如冷锋、对流系统、气旋、中飚线、陡峭地形强迫等^[4],地面大风形成也往往与高空动量的大量下传相关,锋后冷平流、飚线对流、地形强迫下沉等都能够产生明显的动量下传^[5]。沙尘暴发生时,往往伴随出现地面大风,表明导致沙尘暴的天气系统客观上提供了地面大风形成的条件。而这些天气系统发生发展过程中以何种机制产生地面大风,以及高空动量以何种方式经过行星边界层下传至地面等问题,有必要进行深入的研究。

3.1 沙尘暴过程中的地面大风特征

3.1.1 爆发性蒙古气旋型

3.1.1.1 天气过程概述

2001年4月6-8日沙尘暴过程是近年来较强的一次沙尘天气过程,其影响波

及新疆、甘肃、宁夏、内蒙古、河北、黑龙江、吉林等多个省区，并在内蒙古中部偏北地区引发黑风暴（特强沙尘暴，5个测站能见度小于50m）。其灾害，仅在内蒙古中部的锡林郭勒盟北部，就造成了包括幼畜死亡30783头，走失3万头，倒塌和损坏棚圈4310间，埋没草场3000多平方公里。足见其破坏程度之巨^[6]。本次过程是由蒙古气旋强烈发展所致。5日20时（北京时，下同），地面尚未形成锋面气旋，有扬沙和弱沙尘暴出现在阿尔泰-萨彦岭山地个别测站。6日02时，蒙古气旋生成，气旋冷锋侵入新疆，产生小范围扬沙天气。6日08--7日02时气旋进入快速发展阶段，冷锋东移侵入内蒙古大部。期间，在08时，内蒙古西部阿拉善盟出现大范围扬沙天气。14时，内蒙古阿拉善盟、巴彦淖尔市北部、乌兰察布市北部和锡林郭勒盟西部产生大范围沙尘暴和强沙尘暴，水平能见度下降到200m到300m（额济纳旗能见度下降到0m）。6日20时-7日02时，气旋发展进入爆发阶段（6hPa/6hr），沙尘暴东移，在内蒙古乌兰察布市北部、锡林郭勒盟达到最强（水平能见度下降到200m以下）。其中，黑风暴发生在6日08时到7日02时，出现在内蒙古中部偏北地区二连浩特、满都拉、朱日和、阿巴嘎、苏尼特右旗5个测站（能见度0m）。7日08时后，气旋形成锢囚并开始减弱，沙尘暴区继续向东扩展，强度减弱。7日20时仅内蒙古东部和黑龙江省少数地区间或有沙尘暴发生。图1a为本次过程地面最小能见度分布，可见沙尘暴区呈涡旋带状，强沙尘暴（能见度小于200m）主要发生在内蒙古中部，黑风暴出现在内蒙古中部偏北地区。图1b为本次过程内蒙古地区主要测站地面(6日08时-7日20时)风速极值分布，图中可见能见度低值中心与地面风速大值中心具有一定的相似性，但在一些地区还是存在一些不同，说明地面风速大小对沙尘暴强度具有重要的影响，但还不是唯一重要的因素。

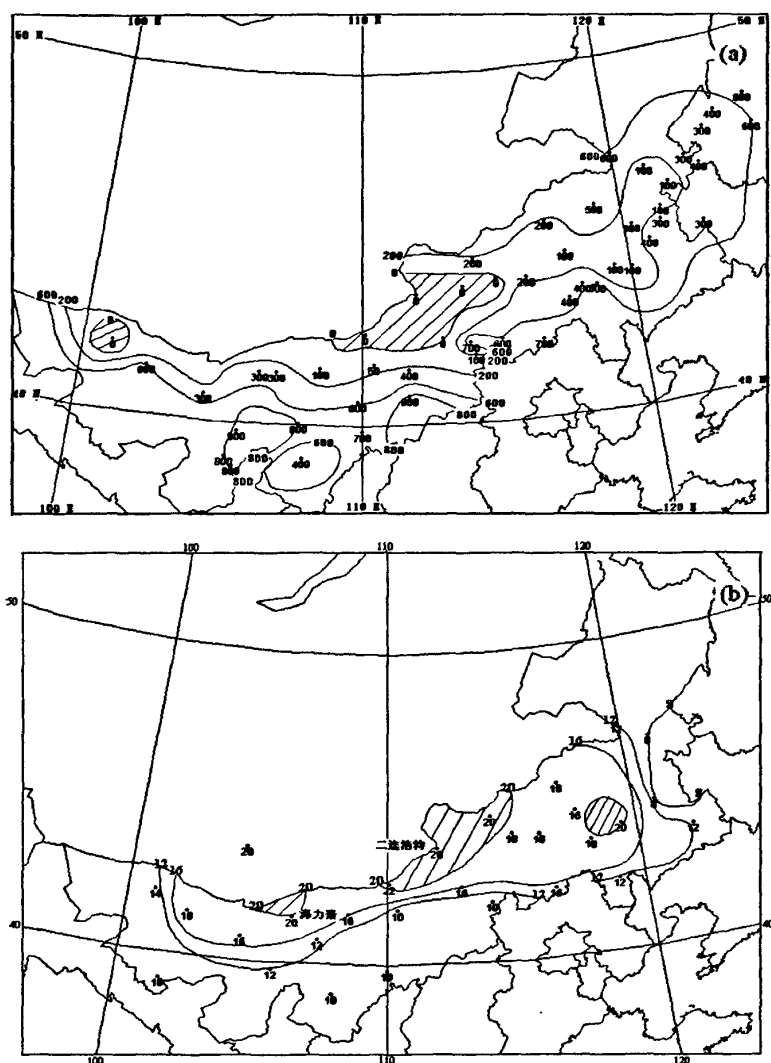


图 1 (a) 本次过程内蒙古和吉林、辽宁部分测站最小能见度分布。单位: m, 间隔: 200 (略 400)。斜线为黑风暴区域。取自 6 日 08 时-7 日 20 时逐 6 小时地面图。

(b) 本次过程内蒙古部分测站地面(6 日 08 时-7 日 20 时)风速极值分布。单位: m s^{-1} , 间隔: 4, 资料取自逐三小时地面天气图。

3.1.1.2 地面大风特点

从图 1 还可以看出, 本次过程内蒙古中部沙尘暴强度强于西部。为便于比较, 选取了这两个区域的代表站---海力素(一般沙尘暴)和二连浩特(黑风暴)进行分析。

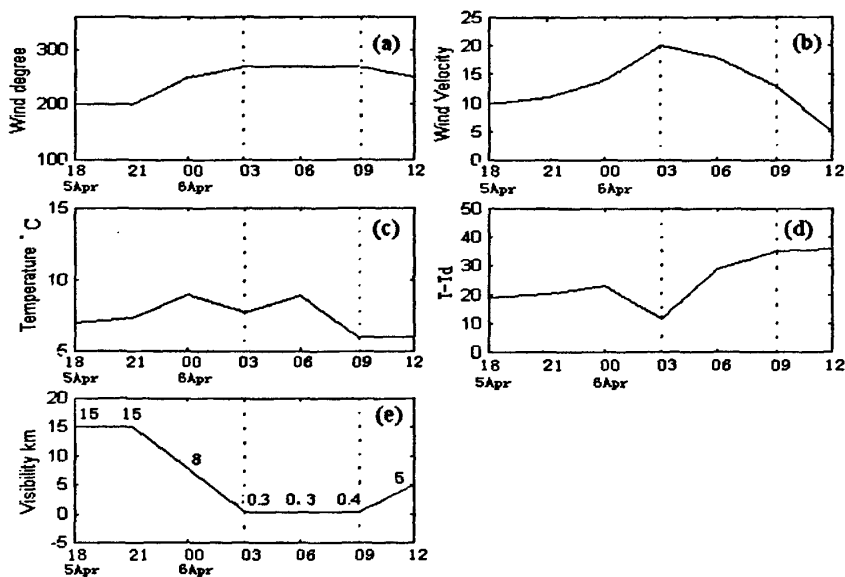
图 2 为本次过程海力素和二连浩特地面气象因素时间变化, 图中可以看出, 对于沙尘暴强度较弱的海力素(最小能见度 300 m), 在气旋冷锋前(6 日 08 时前), 地面风速开始缓慢增大, 与之相伴地面气压有所降低(已扣除日变化, 图

略)。这些变化显然是由气旋发展所致。在此期间能见度由 15 km 降至 8 km, 形成扬沙天气。之后气旋冷锋过境 (6 日 08--11 时), 地面风速迅速增大、风向由西南转为偏西、温度下降、湿度增高。沙尘天气迅速增强, 能见度由 8 km 迅速减小到 300 m, 形成沙尘暴。可见, 在海力素 (内蒙古西部), 地面风速对沙尘暴强度具有明显的影响。

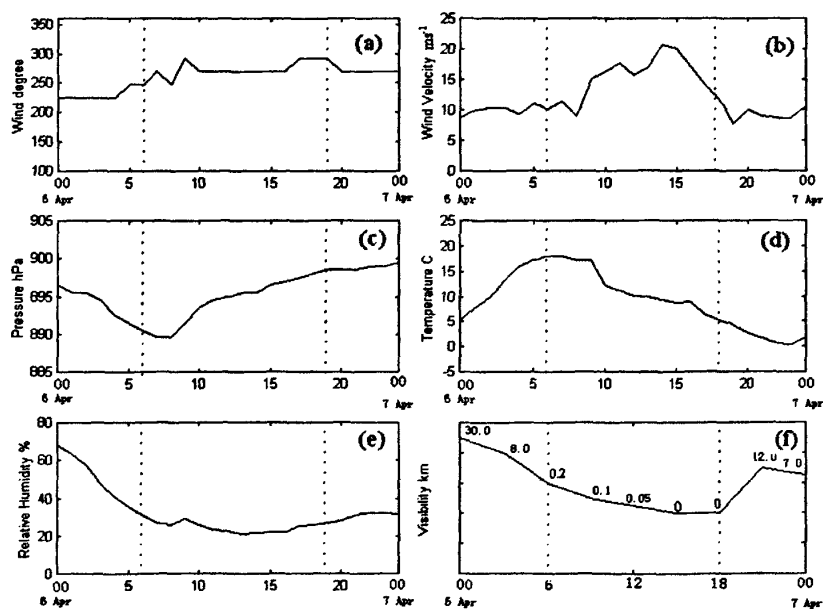
对于发生黑风暴的二连浩特, 在气旋冷锋前 (6 日 17 时前, 图 2b), 地面气象要素表现明显有别于海力素: 其一, 增温、减压、减湿现象更为明显 (锋前地面 3 小时变压 5.1 hPa; 08-14 时地面增温 13℃), 其二, 风速、风向却非常稳定 (锋前为西南风 10 m s^{-1} 左右, 锋后剧变为西风 16—20 m s^{-1})。这主要是由于气旋冷锋前部强地面加热和及强暖平流产生的热对流所致。其造成的沙尘天气明显强于海力素: 11 时产生扬沙, 14-17 时加强形成沙尘暴 (能见度降至 100-200 m)。之后冷锋过境 (17 时), 地面气象要素出现较海力素更为剧烈的变化: 气压陡升、温度剧降、风速激增、风向改变、湿度增大 (图 2b), 相应沙尘暴迅速增强: 能见度迅速减小到 100 m 以下, 伴随风速继续增大, 进一步加强形成黑风暴。因此, 在二连浩特 (内蒙古中部), 地面风速对沙尘暴强度产生了更为重要的影响。

需要指出, 本次过程中在海力素气旋冷锋后与沙尘暴同时出现的是地面风速的增大 (图 2a, 风速从 15 m s^{-1} 增至 20 m s^{-1})。在二连浩特 (图 2b), 当锋后地面风速迅速增大时, 能见度从 100-200 m 迅速减小; 而与地面风速的两个极值 (17 m s^{-1} , 20 m s^{-1}) 相对应的地面水平能见度分别是 50 m 和 0 m。可见, 沙尘暴的增强与地面风速的脉动有着紧密的联系。

内蒙古地区过程地面风速极值分布图 (图 1b) 显示, 内蒙古中部的地面风速极值明显强于西部 (中部: 4 个测站大于 20 m s^{-1} , 西部: 仅海力素为 20 m s^{-1} 。海力素受地形影响常出现大风天气), 这是与能见度分布一致的。下文将分析这两个区域地面大风差异的形成原因。



a 海力素



b 二连浩特

图2 a. 海力素6日02时至6日20时地面气象要素变化 (a) 风向: 度, (b) 风速: m s^{-1} , (c) 温度: $^{\circ}\text{C}$, (d) 温度露点差: $^{\circ}\text{C}$, (e) 水平能见度: 100 m.

b. 二连浩特6日08时至7日08时地面气象要素变化 (a) 风向: 度, (b) 风速: m s^{-1} , (c) 气压: hPa, (d) 温度: $^{\circ}\text{C}$, (e) 相对湿度: %, (f) 能见度: 100 m. 虚线表示沙尘暴持续时段。

3.1.1.3 气旋发展因素

气旋发展是产生地面大风的主要原因(气旋发展通过加大地面气压梯度导致

地面风速增强)。本次过程中,地面大风区主要分布在气旋中心附近等压线较密集区(图略),随气旋剧烈发展而增强,随气旋和冷锋的移动向前推进。同时,在冷锋后明显强于锋前(与锋后冷平流有关)。

本次过程中,地面大风的形成也与急流的加强有关。250 hPa和 700 hPa天气图(略)显示,气旋强烈发展前(6日 08 时),高空急流强度较弱(250 hPa, 48 m s^{-1}),相应低空急流(700 hPa, 24 m s^{-1})和地面大风强度也较弱。6日 14 时后,随着系统东移发展,高空急流迅速增强(20 时: 56 m s^{-1}),相应低空急流(20 时: 32 m s^{-1})和地面大风都迅速增强。可见,地面大风形成也可能受到高空动量下传的影响。

本次过程地面大风也表现出一定的次天气尺度特征。6日 14-17 时,地面大风区出现明显南伸, 20 ms^{-1} 大风区扩展到内蒙古中部地区;而在气旋爆发阶段(6日 20 时-7日 02 时),地面大风区却明显向气旋中心收缩。说明气旋发展因素之外的其它因素也影响了地面大风形成(地转适应的尺度特点决定气旋发展导致的地面大风应为天气尺度)。下面就导致地面大风的其它因素和高空动量下传机制进行分析。

3.1.1.4 动量下传因素

以下的分析仍通过内蒙古西、中部的对比。内蒙古西部海力素(52231)附近冷锋过境发生在 08--11 时左右,图 3a给出了 08 时穿过冷锋的垂直剖面图(此时锋面坡度较小,冷锋强度较弱)。图中风速垂直分布反映对流层中层和低层动量下传存在显著的差异。在 400 hPa--700 hPa间,冷锋前后,风速差异很小(锋后仅为 5 m s^{-1}),表明在这一层次可能有强的动量下传发生;而对流层低层 700 hPa与地面间存在很大的风速差异,显示这一层的动量下传很不明显。

引起对流层中层强动量下传的是由高空急流次级环流的下沉支。通过对高层最大风速(30 ms^{-1} , 300 hPa)与高空急流强度(48 ms^{-1} , 250 hPa, 图略)的比较发现此时急流尚未到达这一区域。从相互位置上看,高空急流出口区在(43°N , 104°E),而海力素附近的纬度为(41.5°N , 106°E),故这一区域在地面大风形成期间(08-11 时)应位于高空急流出口区右前侧,即次级环流下沉支所在的区域。而高空急流下沉支会产生强的高空动量下传。可见,尽管未进行严格的诊断,但可以基本确定高空急流下沉支是导致内蒙古西部对流层中层强动量下传的主要

因素。

需要说明,高空急流与高空锋区、地面冷锋的位置应该是协调一致的(按先后顺序分别是地面冷锋、高空锋区、高空急流)。本次过程之所以出现高空急流下沉支叠置在冷锋后地面大风区之上的现象,是因为此时系统较弱,高空锋区坡度较缓,易于出现这样的配置。

对于二连浩特(53068)所处的内蒙古中部,高空动量下传特点与西部完全相反。这一区域冷锋过境发生在傍晚前后(17-20时),图3b相应给出20时剖面图。值得注意,此时随着气旋在背风坡的迅速发展加强,高空急流(56 m s^{-1} ,图略)和冷锋的强度都大大增强(图中显示锋面坡度明显变陡)。从高空急流位置看,20时急流出口区在($43.5^{\circ}\text{N}, 117^{\circ}\text{E}$),而二连浩特(17时冷锋过境)位于 $43.8^{\circ}\text{N}, 112^{\circ}\text{E}$ 。故20时前后二连浩特应位于高空急流的正下方。高层风速对比也说明形成了这一配置:高空急流强度为 64 m s^{-1} (250 hPa,图略),图3b中二连浩特上空最大风速在 60 m s^{-1} (300 hPa),两者基本相等。由于位于急流正下方,使得这一区域对流层中层400-700hPa形成了很强的风速垂直切变(30 m s^{-1})。但强的垂直风切变不能产生对流层中层的强动量下传。因为:与海力素对比可见,尽管在二连浩特高空急流远强于海力素($60\text{ m s}^{-1} \sim 30\text{ m s}^{-1}$),但它们700hPa风速差异并不明显($26\text{ m s}^{-1} \sim 20\text{ m s}^{-1}$)。可见,在对流层中层,高空急流下沉支比急流的加强和下落更能引发高空动量的下传。其内在原因是:高空急流加强和下落是一种大尺度现象,适应过程为风场向温度场调整;而高空急流下沉支的下沉运动是次天气尺度过程,更易形成对风场的调整。其表现形式也不同:急流下落表现为强垂直风切变,而急流下沉支表现为弱垂直风切变。

在对流层中层,内蒙古西、中部动量下传的强弱差异正好抵消了相反的急流强度的差异,使两者未出现700 hPa风速的明显差异。因此,造成它们地面大风强度差异的真正原因是对流层低层的动量下传。图3b显示:在二连浩特(锋后)700 hPa与地面风速分别为 30 m s^{-1} 和 20 m s^{-1} ,在锡林浩特(54102,锋前)则分别为 28 m s^{-1} 和 18 m s^{-1} ,风速差异均较弱。说明形成了充分的动量下传,而前文提到海力素附近未形成对流层低层的有效动量下传。因此,真正导致内蒙古中部强地面大风产生的原因是对流层低层的有效动量下传。结合下文的分析可见,造成这一结果的原因是深厚混合层的形成。在二连浩特附近,600 hPa以下位温差

很小(只有一条等位温线),表明形成深厚的混合层;而在海力素附近, 600 hPa 以下位温差很大(有三条等位温线),说明未形成明显的混合层。而深厚混合层的旺盛垂直混合显然是有利于高空动量下传。可见,海力素和二连浩特地面大风差异产生的一个重要原因是高空动量下传机制的不同。

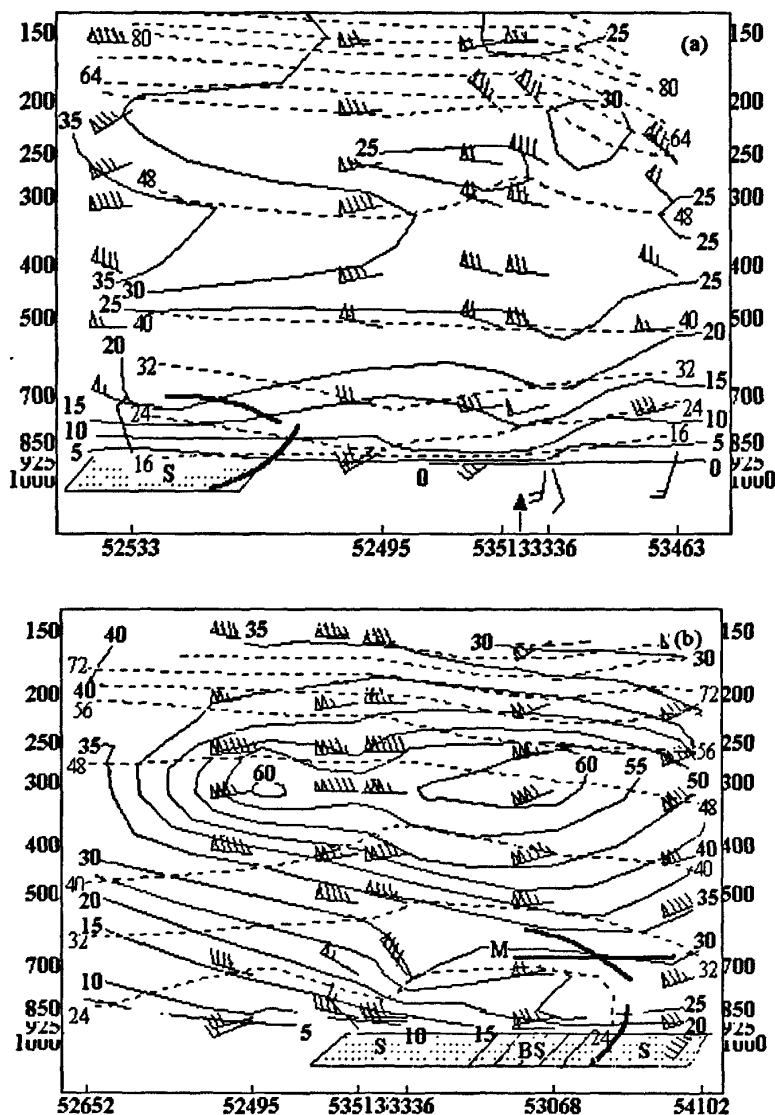


图 3. 穿过地面冷锋垂直剖面图 (a) 2001.4.6.08 时(箭头为海力素) (b) 2001.4.6.20 时。实线为全风速, 单位: m s^{-1} , 间隔: 5; 虚线为等位温线, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 间隔: 8。粗实曲线分别为地面和高空锋区, 阴影区为沙尘暴区 (BS 为之后出现的黑风暴区)。图 b 中粗实线近似表示混合层高度 (M)。

3.1.2 持续性蒙古气旋型

在多数情况下,沙尘暴影响系统都是移动性较强的天气系统,如冷锋、气旋、干飚线等^[4],因而沙尘暴也往往来去迅速,在某一地区难以维持较长时间。但在一些荒漠化地区如内蒙古西部,有时出现沙尘暴影响系统的稳定少动,由于这里具备了丰富的沙源条件,使得沙尘暴在这些地区常常能够持续 2-3 天之久。研究这种持续型沙尘暴过程中地面风速与沙尘暴的关系更有助于揭示地面大风与沙尘暴之间的内在关系。

3.1.2.1 天气过程概况

在蒙古气旋型沙尘暴过程中,在特定的环流背景下,气旋稳定少动,从而导致沙尘暴天气在同一地区可能持续 2-3 天之久。这类过程与一般的蒙古气旋形成之后快速移动的情况具有一定的差异。2002 年 4 月 6~8 日沙尘暴过程是一次典型的持续型蒙古气旋沙尘暴过程。这次过程沙尘天气出现内蒙古中西部及东部偏南地区、宁夏、山西、河北北部、辽宁、吉林及黑龙江南部,沙尘暴主要出现在内蒙古中部偏北地区(图略)。2002 年 4 月 5 日 08 时,蒙古气旋在阿尔泰—萨彦岭山地东侧形成。23 时,气旋东移加强,气旋冷锋侵入内蒙古引发沙尘天气。6 日 08 时后,气旋强烈发展并在内蒙古中部偏北地区导致强沙尘暴。6 日 20 时,气旋进一步加强,中心位于(48°N, 120°E),而高空槽快速加深并形成切断低涡,之后气旋维持稳定少动同时强度维持。期间沙尘暴在内蒙古中部偏北地区持续。7 日 20 时后,随着气旋减弱并快速东移,内蒙古中部偏北地区的沙尘天气也逐渐减弱停止。在这次过程中,二连浩特的沙尘天气持续达 3 天之久(5 日 23 时至 8 日 17 时)。

本次过程沙尘暴持续的原因是一个值得探讨的问题。从环流特点可以初步看出导致气旋移动缓慢及沙尘暴持续的一些原因。图 4a 为 4 月 6~7 日平均的海平面气压场,可以看到由于气旋中心在(48°N, 120°E)附近稳定少动,使内蒙古中部偏北地区(二连浩特附近)始终位于气旋冷锋后部等压线密集区,从而导致沙尘天气的持续。而气旋的稳定少动与高空环流特点有着密切联系。首先,天气系统的发展使得高空槽不断加深,形成了从地面直到 250 hPa 几乎贯穿整个对流层的深厚低值系统,同时,在 300 hPa 以下都形成了完整的切断低涡,这样的深厚系

统的移动显然是非常缓慢的。更重要的是,从4月6~7日500 hPa 平均高度场(图4b)可以看到,在(50°N, 130°E) 附近形成了形态完整的阻塞高压,而阻塞的强度也同样贯穿了从地面到250hPa 的整个对流层。该阻高的维持时间为3天左右,因此,尽管该阻塞形态还不能界定为严格意义上的阻塞形势,但其维持显然直接导致了气旋位置的稳定及沙尘暴在内蒙古中部偏北地区的持续。

3.1.2.2 地面大风特点及演变

图5为2002年4月5~8日内蒙古中部二连浩特地面气象要素演变。可以看到在5日20~23时冷锋过境(出现气压上升、温度下降、风速增大、风向由西南转为西北)。之后至6日08时,上述气象要素的变化最为剧烈,表明为主体冷锋经过。而6日08时之后沙尘天气两天多的持续期特征表现为(仅7日02~05时能见度大于10km): 温度和气压维持,风向为一致的西北风。从能见度的变化可以看到,沙尘天气强度在持续期出现明显的波动,与其它地面气象要素对比,地面风速的变化与能见度的变化几乎是同步的: 呈现严格的反位相关系,当风速增大时,能见度减小,反之能见度增大。在沙尘天气这一持续期,由于天气系统的影响是相对稳定的,因此,在这种情况下,沙尘天气强度与地面风速的关系变的更为单纯了。

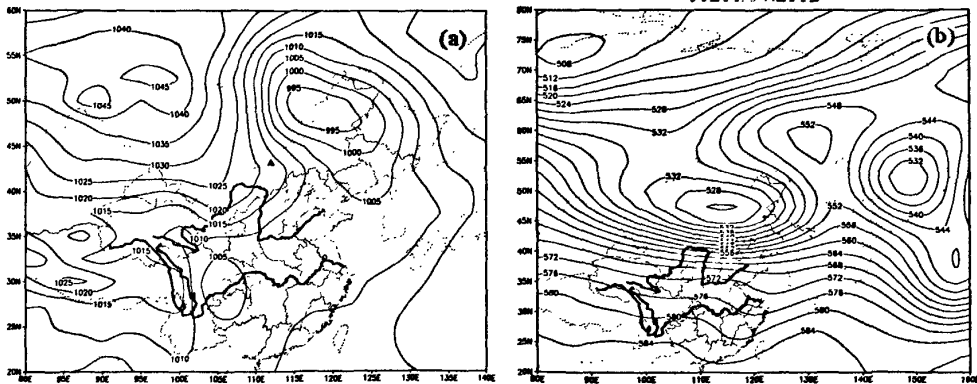


图4 2002年4月6-7日平均的(a)海平面气压场, (b)500hPa 位势高度场。其中实三角代表二连浩特位置。

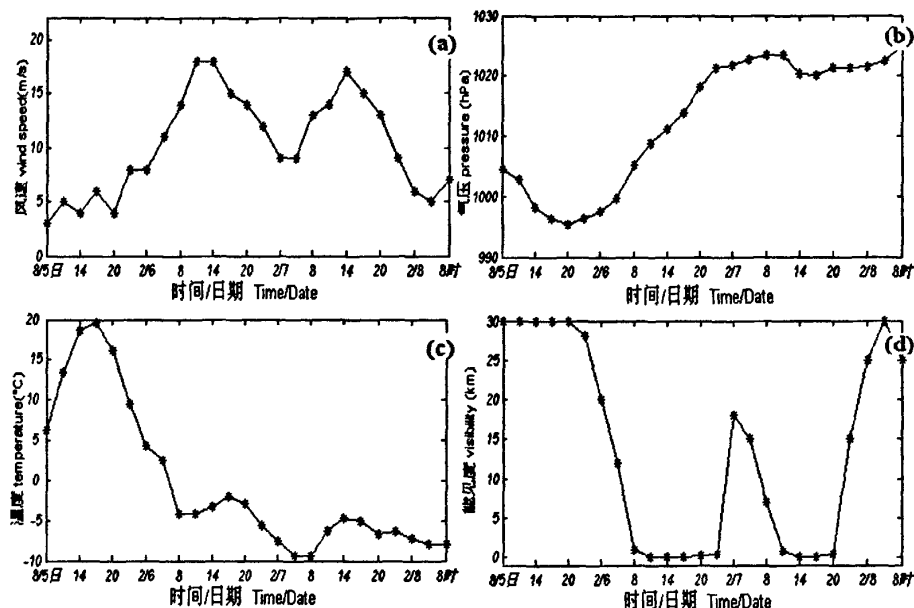


图 5 2002 年 4 月 5~8 日二连浩特地面气象要素演变

(a) 风速; (b) 气压; (c) 温度; (d) 水平能见度

另外在沙尘天气持续期能见度和地面风速的波动也可以界定为日变化: 在白天地面风速增大, 能见度降低, 沙尘暴增强; 夜间地面风速减小, 能见度增大, 沙尘暴减弱。这一现象揭示了沙尘暴强度演变的一些深层原因, 首先, 地面加热日变化导致的层结日变化对沙尘暴强度具有直接的影响; 此外, 层结日变化表现为日间混合层, 而混合层有利于高空动量下传乃至地面风速增大^[5], 因而迫使沙尘暴表现出明显的日变化。

3.1.3 持续性高压底部型

3.1.3.1 天气过程概况

高压底部倒槽型是一种出现次数较少的沙尘暴过程^[7], 这类过程往往发生在沙漠、沙地等沙尘源地附近, 冷空气较弱, 维持时间却较长。1994 年 4 月 6~8 日的沙尘暴过程就是典型的高压底部倒槽型沙尘暴。1994 年 4 月 5 日 20 时, 蒙古冷高压位于(80°E, 54°N)附近, 之后向东缓慢移动, 其南侧为东西向平直而宽阔的锋区, 而在 40°N 附近有暖倒槽自南向北发展, 从而在地面冷高压与暖倒槽之间的带状区域(40~45°N, 90~115°E)形成具有较强气压梯度的准静止锋。

期间内蒙古西部偏北地区出现强沙尘暴（本次过程出现站点较少，仅在内蒙古西部偏北地区 2~3 个测站出现沙尘天气）。之后直到 8 日 20 时，由于冷高压移动缓慢，准静止锋得以稳定维持，而在一个狭小区域内沙尘暴一直持续。8 日 20 时后，暖空气势力减弱，冷高压加强南下，准静止锋崩溃导致沙尘暴逐渐减弱停止。

图 6a 为 1994 年 4 月 6~8 日平均海平面气压场，沙尘暴区位于(102°E, 40°N)中尺度低压北部。从高空形势（图 6b）可以看到，在 850~700hPa 该低压附近都形成了闭合低涡，因此，本次过程的直接影响系统应该是这一中尺度低压。这表明本次过程的影响系统非常浅薄，仅位于 700hPa 以下，另外其影响系统的空间尺度基本为中尺度。而持续时间达 3 天之久，这一现象是较为罕见的。而从图 6b 还可看到，在该中尺度低涡的下游，形成了类似于“阻塞高压”的下游高值系统，而在对流层中上层，这一区域有一宽广而深厚的高压脊维持。因此，导致沙尘暴的中尺度低压的维持显然与该“阻塞高压”（不是严格意义上的阻高）及宽广高脊的维持有关，尽管本文无法全面揭示该高脊的维持机制。但其对低压维持的作用是明显的。另外，由于准静止锋的形成和地面倒槽发展，使得对流层低层的暖平流和辐合抬升增强，也为系统的形成和沙尘暴持续提供了必要的动力和热力条件。

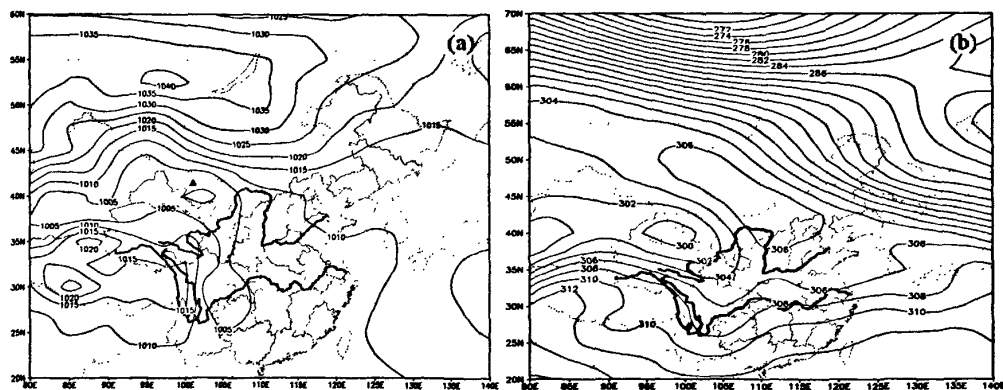


图 6. 1994 年 4 月 6~8 日平均的(a)海平面气压场, (b) 700hPa 位势高度场
(实三角代表额济纳旗)

3.1.3.2 地面风速特点

本次过程中在整个沙尘暴形成和维持期间，主导地面风为稳定的偏东风，这是与常见的沙尘暴天气完全不同的。从图 7 可以看出沙尘暴发生及维持阶段 700hPa 以下为偏东风，与沙尘暴区处于中低涡的北侧是一致的。在沙尘暴结束

之后，地面和对流层低层的风速有很快转变为偏西风。而 700hPa 上方始终维持偏西风。这一特点也可以说明本次过程天气系统比较浅薄。

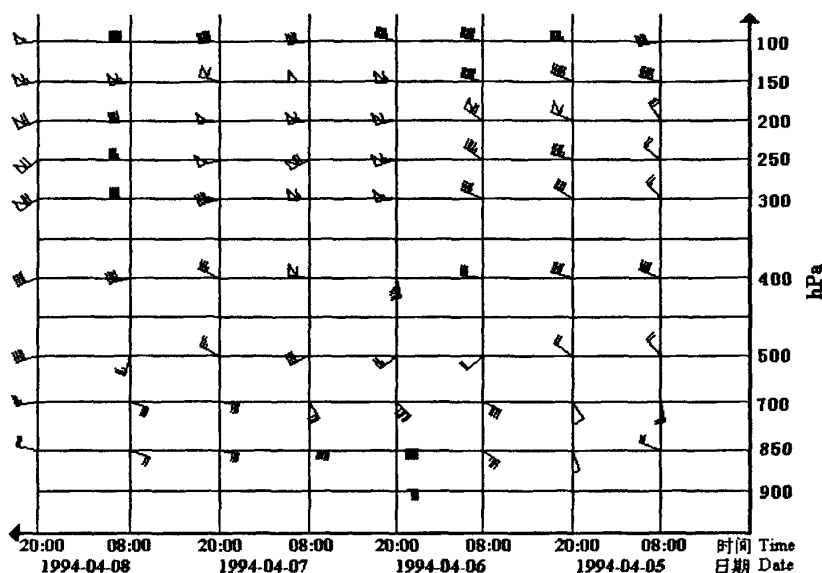


图 7 额济纳旗 1994 年 4 月 6-8 日强沙尘暴过程期间高空风时间剖面图

从内蒙古西部发生强沙尘暴的额济纳旗可以看出（图 8），在沙尘暴维持阶段，出现明显的气压上升、温度下降，与地面图上锋区的缓慢南压对应。而地面风速演变表现为：7 日 08 时前沙尘暴发展阶段（未达到最强），地面风速明显增强（13m/s）；之后在沙尘暴持续增强阶段，地面风速反而大幅减小，以至在沙尘暴维持阶段，地面风速仅维持在 6m/s 左右。整个过程并未表现出沙尘暴强度与地面风速大小的相关关系，这是一般沙尘暴过程中不常见的。

地面大风是沙尘暴的重要影响因素，但两者的关系似乎应该从不同的层面考虑。首先，地面大风是沙尘起动的动力因素，在这一层面，地面大风是沙尘暴发生的必要条件，即沙尘暴的发生需要地面风速大于临界风速。其次，当地面风速大于临界风速时，地面风速继续增大固然可能导致沙尘暴增强；但从本次过程的观测事实可以看到，沙尘暴的增强和强沙尘暴的出现并不一定需要地面风速的增大。即地面风速增大并不是强沙尘暴出现的必要条件。这也是容易理解的，因为沙尘暴受到多种因素的影响，在沙尘顺利实现起动之后，其进一步增强可以通过其它影响因素的贡献来实现。这与天气影响系统的不同特点有关，在本次过程中，沙尘在 6m/s 风速条件下^[7]实现起动后，对流层低层低涡持续的辐合抬升作用可以

使强沙尘暴在较长的时间内维持。

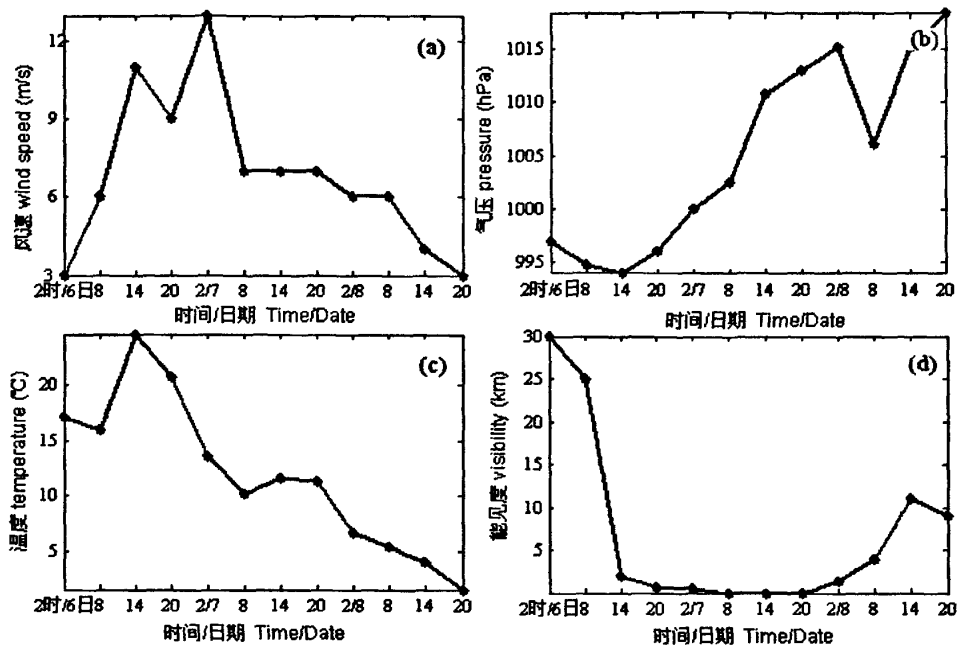


图 8 1994 年 4 月 6~8 日额济纳旗地面气象要素演变
(a)风速; (b)气压; (c)温度; (d)水平能见度

3.2 沙尘暴过程中的层结特征

对沙尘暴发生发展具有重要影响的另一因素是大气层结条件。大风过程并不总能够产生沙尘暴,表明还有其它因素影响沙尘暴形成^[8]。沙尘暴多发于午后至傍晚,说明热力不稳定对沙尘暴形成具有重要影响^[7]。显然,大气层结越不稳定越容易产生沙尘的上扬,从而有利于沙尘暴的形成及增强。Barenblatt^[9]研究表明,在稳定层结下沙尘浓度随高度呈指数减小,而在对流状态下,沙尘浓度随高度保持不变,说明大气层结状态不仅影响沙尘的扬升,同时也影响沙尘粒子的垂直分布。

沙尘暴是一种干对流风暴,因此,干对流强度是沙尘暴强度的一个重要决定因素。能够影响干对流强度的因素,不仅有低层扰动的强弱(如锋面抬升等),还包括有利的层结条件。相关研究指出:热力不稳定层结,即在近地面层形成超绝热层($\partial\theta/\partial Z < 0$),是沙尘暴发生的有利层结条件。但是,这样的超绝热层往往非常浅薄,而在内蒙古发生沙尘暴的区域,地形高度往往在 1000 m 以上,

因此,超绝热层仅仅只有几百米的高度,与经常出现的沙尘粒子 3000 m 左右的扩展高度相比,并不具有非常显著的天气意义。其次,更为重要的是,在干燥环境下,地面加热的影响并不仅仅局限在 850 hPa 以下。由于干旱环境下缺乏充足的水汽以及水汽的平流,地面加热将全部用于加热空气,且对空气的加热是以热泡的方式将热量输送至边界层上层,形成具有中性层结特征的混合层,这是干燥环境下行星边界层的显著特点(这不同于湿润环境下具有明显天气意义的不稳定层结,其往往因为有水汽的参与,即形成上干下湿,因此,不稳定层强度很强,也较深厚)。可见,超绝热层不能很好或从本质上反映干旱环境下有利于沙尘暴发生的大气层结特征。

Takemi^[10]研究指出,在 1993 年 5 月 5 日黑风暴过程中,地面加热在风暴前形成了深厚的混合层,由于混合层的中性层结能够显著减小抬升气块所需要的能量,因此,当锋前地面辐合形成时,深厚的干对流被触发,因而导致黑风暴的产生。Gamo^[11]统计研究表明,在全球干旱、半干旱高原地区,春、夏季日间混合层高度常可达到海平面以上 4—6 km。其结构表现为在对流层的中上层(4-6 km)存在一个不发生日变化的中性层,其下方在夜间为逆温稳定层;在日间为地面加热产生的混合层,两者并未真正连接,但当大气低层出现扰动时两者很容易上下连通形成深厚对流,故垂直混合的层次常达到海平面以上 4—6 km。

混合层是在近地面行星边界层中形成的中性层结区。严格来说,混合层利用虚位温进行度量,由于在干旱、半干旱地区水汽含量较小,因此本文以位温代替虚位温。对混合层的表征包括混合层高度和强度。对于具有天气意义的混合层界定并不需要严格的中性层结。由于缺乏资料, Gamo^[11]将其定义为 $\partial\theta_v/\partial Z < 3.5 K/km$, 而一般情况下混合层高度(自由对流边界层)多定义为 $\partial\theta_v/\partial Z < 1.5 K/km$ ^[12]。对混合层高度的严格确定不能仅仅依靠位温,而需要结合比湿进行判断。这是由于混合层内空气的深度混合往往导致边界层上下层水汽的均匀分布,故比湿垂直梯度往往在混合层顶突然加大,而其下方接近等湿。因此,混合层顶是地面以上位温和比湿梯度急剧增大的高度^[13]。

基于以上分析,本章将结合发生在内蒙古地区的几种不同类型的沙尘暴过程,研究地面大风形成机制、动量下传特点及对沙尘暴形成和发展的意义,揭示地面大风与沙尘暴过程的内在关系;并且分析沙尘暴前、沙尘暴维持期间的层结

特征、强度、演变及与沙尘暴强度的关系，初步探讨层结与沙尘暴的关系。

3.2.1 爆发性蒙古气旋型

3.2.1.1 沙尘暴前

爆发性蒙古气旋型沙尘暴过程仍然利用前一章 2001 年 4 月 6~8 日的沙尘暴过程。图 9 为 2001 年 4 月 6 日 08 时(空心三角)和 6 日 20 时(实心三角)二连浩特探空曲线。图中可以看到，在 300 hPa-500 hPa 间的层结基本上不发生日变化，且相对来说是接近中性的，因此，类似于 Gamo 提到的上部中性层（这一层中性结区对沙尘暴过程的意义将在后文的模拟试验中得到体现）。另外，在 08 时 700 hPa 以下为非常稳定的层结，而到 20 时 700 hPa 以下变成了深厚的混合层。由于从 6 日 08 时至 20 时 700hPa 和 850hPa 位温变化并不明显，而改变最大的是地面的位温，且沙尘暴前地面气压变化并不明显，因此，这一变化显然是由于地面加热导致的地面温度升高所致。可见，地面加热在本次过程中导致了深厚混合层的出现。

通过 MM5 的模拟结果可以进一步看出沙尘暴前混合层形成的重要意义（图略）：6 日 08 时，300-500 hPa 间为上部中性层，500 hPa 以下为逆温稳定层，随时间推移，地表加热使逆温层消失，600 hPa 以下层结稳定度减小（此时上升运动依然较弱）。14 时(锋前)600 hPa 以下变为中性。且中性层仍在不断抬高（上升运动逐渐增强）。在冷锋过境前，高低层的中性层已接近互相连接（700 hPa 左右上升运动明显增强，并扩展到 600 hPa）。至 17 时，锋面过境，由于冷锋抬升，使上升运动大大增强，并冲破中间稳定层顶盖，使上升运动一直扩展至 300 hPa，形成了强对流。可见，深厚混合层的形成，使锋面抬升产生了深厚的对流。

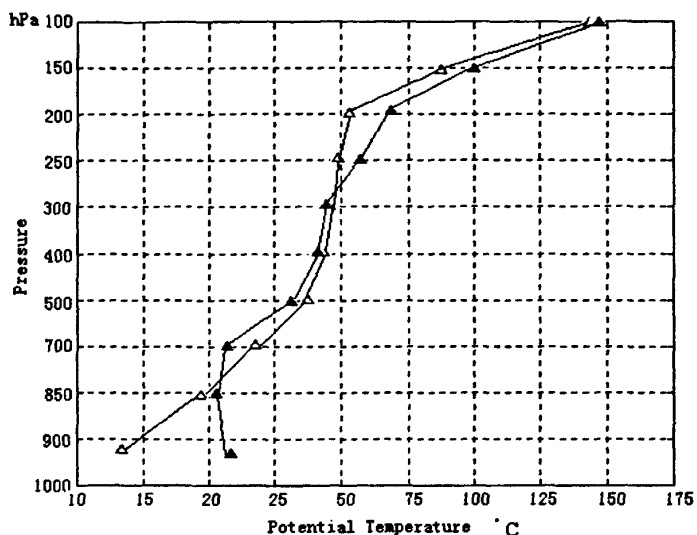


图9 2001年4月6日08时(空心三角)和6日20时(实心三角)二连浩特探空曲线,位温,单位: $^{\circ}\text{C}$

另外,需要指出在沙尘暴前并未出现严格的不稳定层结。这种层结即使界定为不稳定层结,其强度也是非常弱的,籍此并不能得出其明确的天气学意义。而如果以混合层进行界定,其不仅较为深厚,且对沙尘暴具有明确的物理意义。因此,利用混合层对沙尘暴前的层结特点进行界定,显然更具有优势。

沙尘暴过程前的这一层结特点与一般降水过程前的层结状态是不同的。降水之前的层结往往形成很明显的的不稳定层结,主要原因是湿度条件往往是上干下湿,因此加强了潜在不稳定的程度。而在沙尘暴多发的干旱、半干旱地区,水汽含量很少,上下层湿度往往不存在明显差异,且地面加热往往增强了垂直湍流混合的强度,因而层结往往以混合层的形态出现。

3.2.1.2 沙尘暴持续期

上面给出的是沙尘暴前的大气层结特征,为了揭示整个沙尘暴过程中层结的演变,图10给出了4月4-7日沙尘暴发生前、发生过程中及结束之后二连浩特的层结状态演变。图中可见,首先,在沙尘暴发生当日存在明显的混合层日变化:6日08时700 hPa以下为夜间辐射逆温层,20时则形成了深厚的混合层(混合层高度应该在700hPa以上)。其次,其它时间也都存在一定的层结稳定度日变化,傍晚时稳定度稍有减小。但是,严格来说,只有6日20时和7日20时出现了混

合层。可见，对于爆发性蒙古气旋性沙尘暴过程，沙尘暴发生期间的傍晚出现了混合层，而其它时间表现为稳定层结。另外，在整个4天时间内，均未出现严格的不稳定层结。

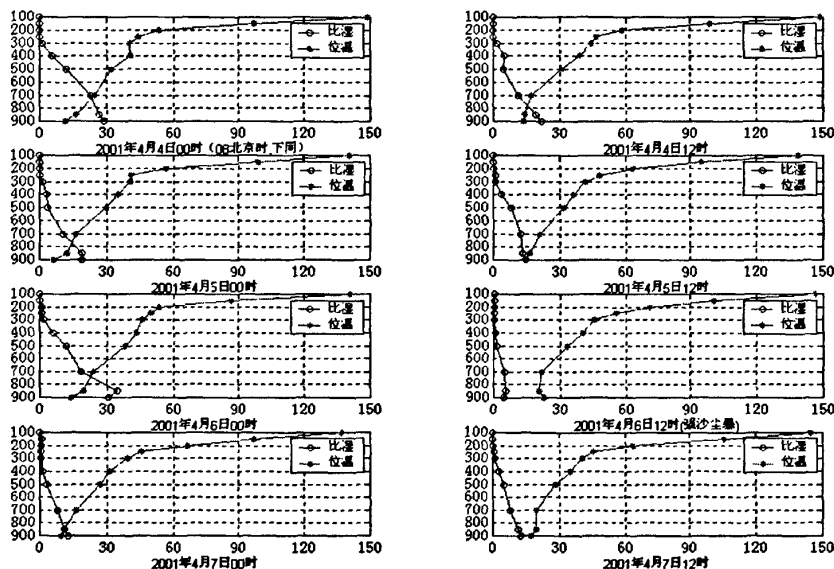


图 10. 2001 年 4 月 4-7 日二连浩特位温和比湿廓线。位温，单位： $^{\circ}\text{C}$ 。比湿，单位： 0.1g/kg

3.2.2 持续性蒙古气旋型

对于持续性蒙古气旋型沙尘暴过程，仍然采用前一章 2002 年 4 月 5-8 日沙尘暴过程。图 11 为 2002 年 4 月 5 日 08 时至 8 日 08 时二连浩特位温和比湿廓线。图中可以看出：首先，在沙尘暴发生前、发展及维持阶段均未出现严格的不稳定层结。其次，在沙尘暴出现前（5 日 08~20 时），早晨为逆温稳定层，傍晚为地面加热形成的混合层，表现出明显层结日变化，这是常态大气的普遍规律。而沙尘暴出现之后的层结特征明显有别于这一规律。在 6 日 08~7 日 20 时沙尘暴加强和持续期间，混合层始终维持，即在 6 日 08 时和 7 日 08 时本应出现逆温稳定层的早晨也出现了混合层，这一事实表明混合层与沙尘暴之间有着一定的伴随关系（尽管在整个持续期，混合层表现出一定的高度日变化：在早晨，混合层高度在 800hPa 左右，到傍晚，混合层抬高至 700hPa 左右）。同时，沙尘暴强度与混合层的高度表现出相同的变化趋势：在傍晚混合层高度较高时，沙尘暴强度较强，反之强度则较弱。

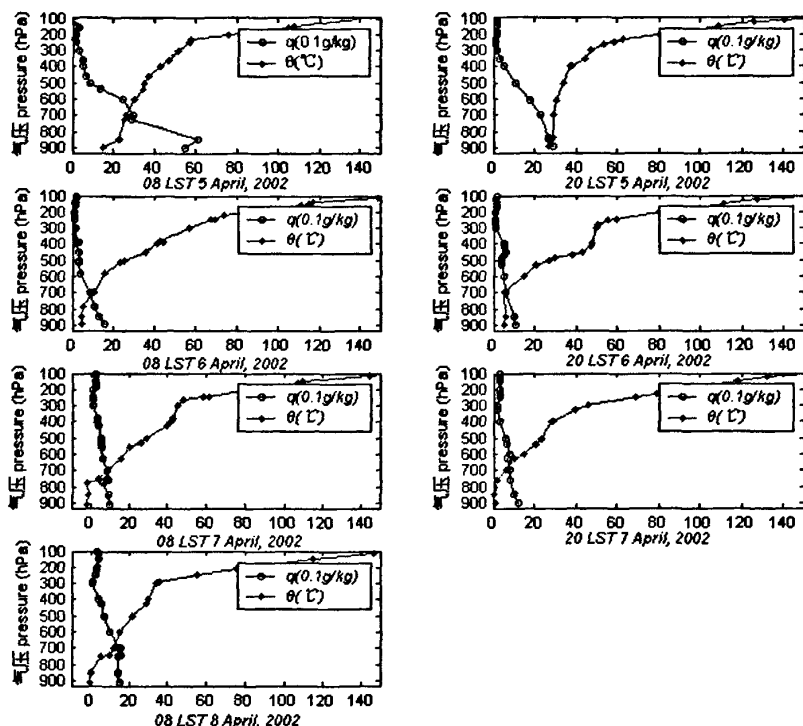


图 11 2002 年 4 月 5 日~8 日二连浩特位温和湿度廓线
位温(θ), 单位: $^{\circ}\text{C}$, 比湿(q), 单位: 0.1g/kg

同样是蒙古气旋型沙尘暴过程, 比较图 10 和图 11 可以发现, 图 10 爆发性蒙古气旋沙尘暴过程中混合层的出现时间基本上在一天到一天半之间(6 日和 7 日午后), 这与沙尘暴的发生时段是基本一致的。而图 11 持续性蒙古气旋沙尘暴过程中, 混合层的维持时间达到了大约 3 天(5 日 20 时至 8 日 08 时), 而这与整个沙尘暴的持续时间是一致的。可见, 在沙尘暴过程中, 混合层的出现和沙尘暴的发生是密切伴随的。

在沙尘暴发生前, 混合层无疑是有利于沙尘暴发生的层结条件^[10], 但这种关系导致的结果是混合层将先于沙尘暴减弱。在沙尘暴形成和持续期间出现的混合层与沙尘暴密切伴随的现象(图 10 的 6 日和 7 日午后, 图 11 的 7 日 20 时~8 日 08 时), 则表明在沙尘暴形成的同时, 产生了一种使混合层维持的机制。而这一机制是存在的, 那就是沙尘气溶胶的辐射强迫。Carson^[14~15]研究表明, 在白天, 对于海洋或沙漠下垫面, 沙尘气溶胶都将减小向下到达地面的辐射通量, 同时增加对大气的加热, 从而对大气层结施加一种稳定化的影响(stabilizing effect)。同样的道理, 在夜间沙尘气溶胶将减小地面向上释放的辐射通量(同时将增加大

气向上的辐射冷却), 导致的结果是减小夜间逆温稳定的程度。综合来看, 沙尘的辐射强迫将削弱大气层结日变化。对于类似本次过程这样的沙尘暴过程而言, 这一机制显然有利于混合层的维持。

3.2.3 持续性高压底部型

本节仍然采用 1994 年 4 月 5~8 日高压底部型沙尘暴过程作为持续型高压底部型沙尘暴的典型个例。图 12 为 1994 年 4 月 5~8 日额济纳旗位温和比湿廓线。与前一过程类似, 图中可以看到, 在沙尘暴出现前及发展、维持阶段, 同样未出现严格的不稳定层结。同时, 在 6 日 20 时~8 日 08 时, 沙尘暴持续的同时, 混合层也是一直维持的。但这两次过程还是存在三点明显的不同, 首先, 本次过程混合层高度较低(图中显示, 从地面到 850hPa 位温和比湿几乎为常数, 显示混合的程度是非常强的), 在 850hPa 左右, 而前一过程为 700hPa; 其次, 在沙尘暴持续期间, 本次过程层结日变化明显弱于前一过程。另外, 从图 12 还可看出这一阶段沙尘暴强度未发生明显的日变化, 而前一过程沙尘暴日变化是明显的。

本次过程中混合层高度低于前一过程, 主要原因是本次过程的影响系统比较浅薄, 仅仅存在于 700hPa 以下, 此外也不能排除混合层平流的影响^[16~17]: 当气流方向为下坡方向, 则下游地区的混合层高度将被抬高。而本次过程层结日变化小于前一过程, 是因为本次过程导致混合层维持的因素不仅包括沙尘气溶胶的辐射强迫, 同时, 中低涡的持续存在导致对流层低层的辐合上升, 必然形成垂直对流, 进而使大气层结形态表现为混合层。因此, 本次过程存在两种使混合层维持的机制。而前一过程中只存在前一种使混合层维持的机制, 这是因为该过程中沙尘暴区位于气旋冷锋之后, 为下沉运动区(诊断分析表明前一过程沙尘暴区为下沉区, 而本次过程为上升区, 图略), 下沉运动显然不能使混合层维持。

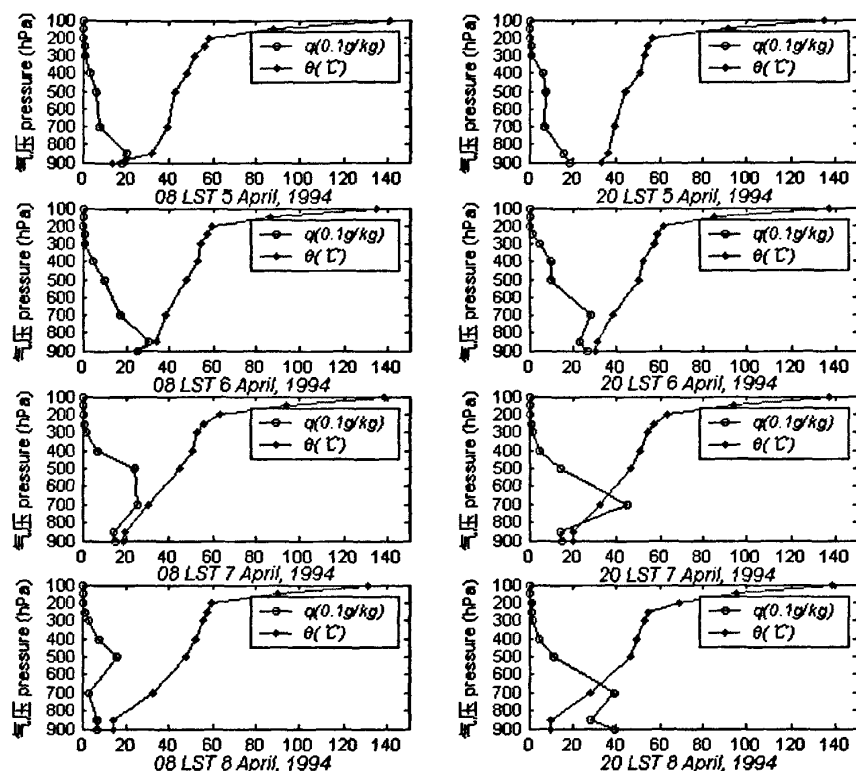


图 12. 1994 年 4 月 5 日~8 日额济纳旗位温和湿度廓线。位温(θ), 单位: $^{\circ}\text{C}$, 比湿(q), 单位: 0.1g/kg

本次过程沙尘暴强度未发生明显日变化的原因是导致影响沙尘暴的因素都没有日变化, 这里最主要的也许是中低涡产生的辐合抬升是相对稳定的, 另外, 结合上一章可以知道对沙尘暴具有重要影响的地面风速保持稳定, 其大小既大于临界风速, 而又未出现波动, 因此, 不会对沙尘暴强度造成影响。另外, 影响沙尘暴的层结因素也未出现日变化。这些因素共同作用使沙尘暴强度未出现日变化。而前一过程影响沙尘暴强度的因素不包含辐合抬升, 尽管层结因素的日变化受到部分削弱, 但对沙尘暴强度具有重要影响的地面风速却呈现明显的日变化, 从而导致沙尘暴强度出现与其几乎同步的日变化。这一现象也说明在影响沙尘暴强度的其它因素保持相对稳定的情况下, 地面风速与沙尘暴强度的同步变化突显出了它们之间相对纯粹的相关关系。

3.3 结论

3.3.1 地面大风特征的研究结果如下:

(1) 地面大风是沙尘暴发生发展过程中的一个重要影响因素, 但在不同类

型的沙尘暴过程中，地面大风对沙尘暴的影响程度是不同的。沙尘暴的增强与地面风速的脉动有着紧密的联系。

(2) 在爆发性蒙古气旋型沙尘暴过程中，地面大风强度与沙尘暴强度的关系是密切联系的。地面大风的形成主要受到气旋发展和锋后冷平流的影响，高空动量的有效下传是另一重要原因。在不同时间段，高空动量下传机制不尽相同：在系统发展初期（早晨），高空急流下沉支将动量从对流层高层向中层输送，但由于对流层低层层结较为稳定，其进一步下传的强度较弱。在系统进一步发展阶段（下午），高空急流的加强和下落使高空动量下传至对流层中层，深厚混合层的存在导致高空动量继续下传到达地面。

(3) 在持续性蒙古气旋型沙尘暴过程中，地面风速与沙尘暴强度具有明显的正相关关系，同时，地面风速强度有着严格的日变化特征，即白天增强、夜间减弱，这一变化与沙尘暴强度的日变化一致主要原因是对流层低层层结稳定度的日变化导致高空动量下传强度的变化。

(4) 在持续性高压底部型沙尘暴过程中，地面风速并不遵循严格的日变化，同时，地面风速与沙尘暴强度的关系也被弱化沙尘暴的增强和强沙尘暴的出现并不一定需要地面风速的增大。

3.3.2 层结特征的研究发现：

(1) 混合层是一种有助于刻画沙尘暴过程层结特征的物理量。干旱、半干旱地区地面加热往往形成混合层而不是严格的不稳定层结，因混合层能够减小抬升气块需要的能量，因此有利于沙尘暴的发生。

(2) 发生沙尘暴的三种不同类型中，沙尘暴的出现都有混合层的密切伴随，由于沙尘气溶胶的辐射强迫效应使得沙尘暴期间的混合层得以维持沙尘气溶胶的辐射强迫削弱白天的层结不稳定度和夜间的层结稳定度，从而导致混合层维持。

(3) 爆发性蒙古气旋沙尘暴过程中，混合层仅在沙尘暴短暂发生时出现，混合层的持续时间在一天左右，同时，混合层主要出现在午后。在持续性蒙古气旋沙尘暴过程中，在沙尘暴 2-3 天的持续期混合层一直与其密切伴随，只是其日变化受到一定程度的削弱。持续性高压底部型沙尘暴过程中，在沙尘暴 2-3 天的持续期混合层不仅始终与其密切伴随，同时，期间混合层的日变化完全被消除。

本章参考文献

- 1 Helgren,D.M., Prospero J.M.:1987, Wind velocities associated with dust deflation events in the western Sahara, *Journal of Applied Meteorology*, 26,1147-1151.
- 2 王式功, 扬德保等, 1995,我国西北地区黑风暴的成因和对策, 中国沙漠, , 15: 19-30.
- 3 夏训诚, 杨根生等著. 1996, 中国西北地区沙尘暴灾害及防治[M].北京: 中国环境科学出版社, 1996 年 10 月.
- 4 Brazel, A.J.: 1986, 'The Relationship of weather types to dust storm generation in Arizona (1965-1980)' *Journal of Climatology*, 6, 255-275.
- 5 Pauley, P.M., Baker, N.L. and Barker,E.H.1996, 'An observational study of the "interstate 5" dust storm case', *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 693-719.
- 6 刘景涛, 郑新江, 康玲等, 2003, 蒙古气旋爆发性发展导致的强沙尘暴个例研究. 气候与环境研究, 8 (2): 218-229.
- 7 刘景涛, 钱正安, 姜学恭等, 2004, 中国北方特强沙尘暴的天气系统类型分析. 高原气象, 23 (4): 540-548.
- 8 王式功, 中国北方沙尘暴天气气候特征及其成因研究, 草原与沙尘暴高层论坛, 2006
- 9 Barenblatt, G I., Goltsyn, G S. Local structure of mature dust storms. *Jour. Atmos. Sci.*, 1974, 31, 1917-1933
- 10 Takemi, T. Structure and evolution of a severe squall line over the arid region in northwest China. *Mon. Wea. Rev.*, 1999, 127, 1301-1309
- 11 Gamo, M. Thickness of dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Boundary Layer Meteorology*. 1996, 79, 265-278.
- 12 Anthes.R.A.,and T.T.Warner. Development of hydrodynamics models for air pollution and mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, 1978,106, 1045-1078
- 13 Mahrt,L. Mixed layer moisture structure. *Mon. Wea. Rev.*, 1976, 104, 1403-1407
- 14 Carlson, T. N., Benjamin, S. G and Forbes, G S. Elevated mixed layer in the regional severe storm environment: Conceptual model and case studies. *Mon.Wea.Rev.*, 1983, 111, 1453-1473.
- 15 Carlson T N, Benjamin S G. Radiative heating rates for Saharan dust., *J. Atmos. Sci.*, 1980 37: 193-213
- 16 Crespi, S. N., Artíñano, B. and Cabal, H. Synoptic Classification of the Mixed-Layer Height Evolution. *Jour. Atmos. Sci.*, 1995, 34, 1666-1676

- 17 Arritt, R. W., Wilczak, J. M. and Young, G. M. Observations and numerical modeling of an elevated mixed layer. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, 120, 2869~2870.

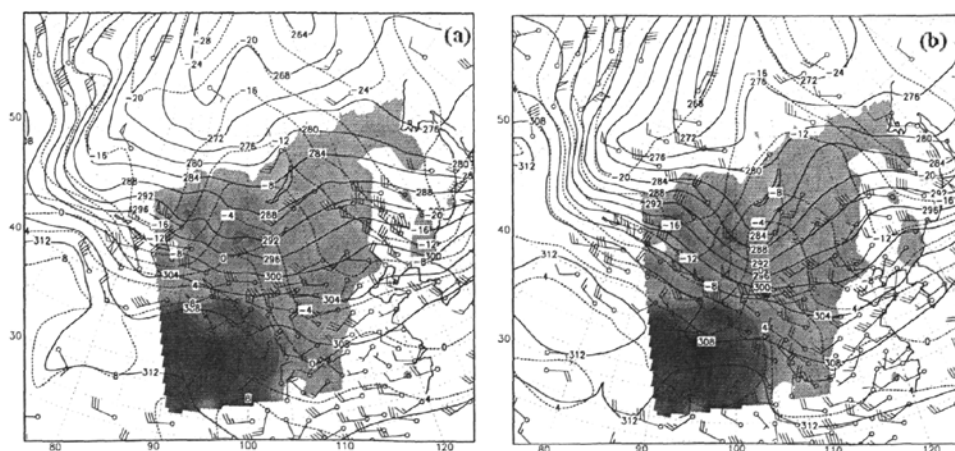
第四章 蒙古气旋发展及其数值模拟研究

在沙尘暴的发生、发展过程中,起决定作用的因素还是天气系统。在导致沙尘暴的天气系统中,出现次数最多的是冷锋型和蒙古气旋型^[1],由于它们是天气尺度的系统,往往影响范围广,持续时间长。因此,有必要针对这些天气系统开展研究。近些年,造成我国大范围沙尘暴的天气系统往往是蒙古气旋,同时蒙古气旋型沙尘暴与冷锋型沙尘暴具有一定的相似性。因此,本章将利用观测资料和数值模拟方法,针对一次典型的蒙古气旋型沙尘暴过程进行模拟研究,揭示这一沙尘暴重要影响系统的基本特点。

蒙古气旋是斜压性很强的极锋上的波动,同时,它又是较典型的背风坡气旋。陈受钧等^[2~3]的研究中曾将蒙古气旋分为地形诱发(Terrain Induced)和地形影响(Terrain Modified)的蒙古气旋,前者为低层斜压强迫起主导作用的气旋;后者高层位涡平流起重要作用,且强度较强,也较为深厚。Buzzi^[4]曾经将阿尔卑斯背风坡气旋的发展阶段分为1)触发阶段:从地形对低层冷锋形成阻塞至冷锋越过山地形成(地形诱发的)有效位能的突然释放(e折时间尺度为6小时);2)缓慢增长阶段:即斜压发展阶段(e折时间尺度为25—30小时)。Zupanski^[5]则将背风坡气旋的发展分为三个阶段,即:1)触发阶段,高空急流是主要的强迫因素;2)发展中期:发展强度与低层锋生密切相关,显示了斜压强迫的重要性;3)生命后期:与高层的急流和位涡密切联系。Mattocks^[6]总结得出所谓“不同阻塞(Differential Block)”理论来解释背风坡气旋的触发。当高低层均有扰动形成时,高空急流出口区左侧的辐散区将强迫产生地面减压,这一地面减压往往由于低层的冷平流而被抵消,因而不会造成明显的地面减压。当低层冷空气遇到山地被地形阻塞(Block)时,高层继续向前移动,原有的耦合被打破,由于失去低层冷平流的制约,高空急流出口区左侧的辐散强迫将迅速导致山地背风坡大气柱质量减小,形成强上升运动、低层辐合和正涡度产生,诱发背风坡气旋。其发展的时间尺度为冷锋形成阻塞到冷空气最终越过山地这一时段,一般为6—12小时。可见,背风坡气旋的形成综合了地形影响、斜压作用、高层强迫等因素,而在触发阶段往往存在高低层系统的相互作用。

4.1 天气过程概述

本研究仍然针对 2001 年 4 月 6-8 日具有爆发性特点的蒙古气旋型强沙尘暴过程。本次过程蒙古气旋首先生成于蒙古国西部山地西侧,之后东移上山地减弱,到达背风坡后又得到发展加强。5 日 02 时有气旋生成于阿尔泰-萨彦岭山地西北侧(中心位于 60°N , 80°E , 989 hPa)。5 日 08 时,高空槽移上山地,地形影响使高空槽减弱变平;地面气旋分裂为多个中低压散布于山地。至 5 日 20 时,高空槽继续减弱并表现为短波槽形态,对流层低层温度槽明显落后于高度槽,与之呈反位相分布(图 1);地面有弱的中低压位于山地(48°N , 94°E 和 48°N , 98°E , 992 hPa)。6 日 02 时,地面中低压在山地东部合并,形成锋面气旋(995 hPa)。6 日 08 时,高空槽下坡加深,地面气旋到达背风坡并开始发展加强(48°N , 104°E , 991 hPa)。6 日 20 时,对流层低层槽线已移过山地,移速减慢,高度槽加深形成切断低涡。温度槽与高度槽位相差减小,表现出典型的斜压结构,有强冷空气平流到高度槽中;地面气旋已加强至 984 hPa 。6 日 20 时—7 日 02 时,气旋移动趋于停滞,强度快速增强(7 日 02 时为 978 hPa)。7 日 08 时后, 500 hPa 形成低涡,斜压性消失,气旋锢囚(977 hPa)。气旋随之东移减弱并逐渐消失(7 日 20 时为 992 hPa)。在本次过程中,气旋强烈发展时段 6 日 08 时—7 日 02 时,中心气压加深 $13\text{ hPa}/18\text{ h}$ (991 hPa — 978 hPa)。尽管未达到爆发性气旋的标准,但就陆地气旋而言,已是较罕见的发展速度。



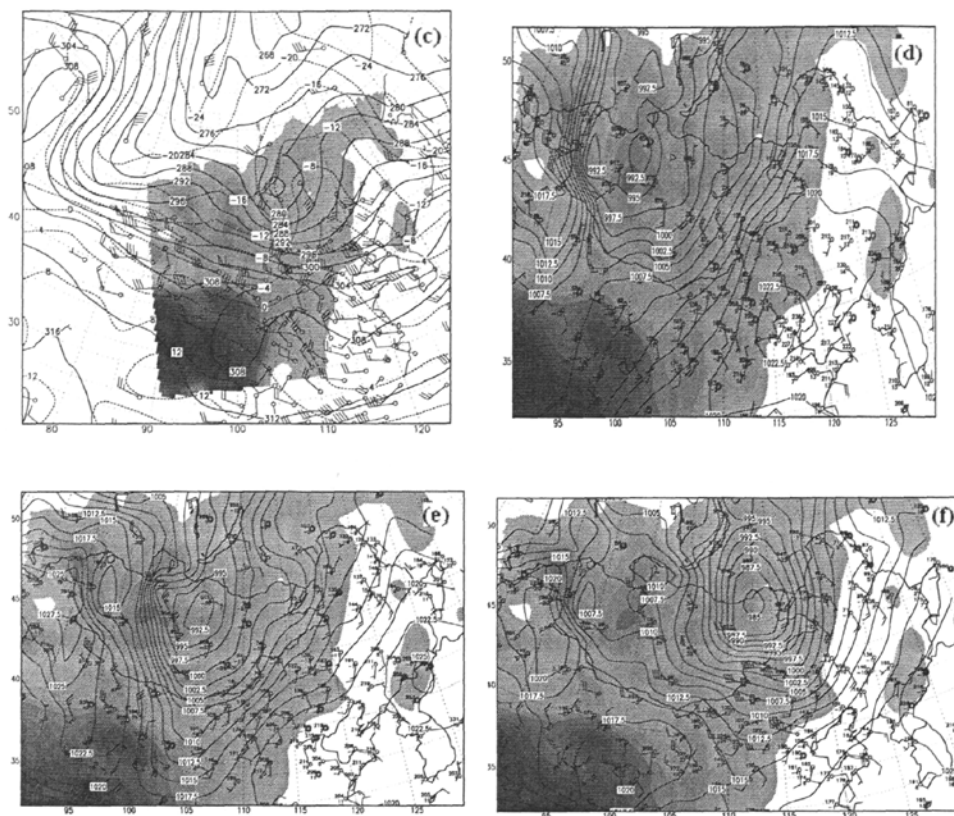


图 1 实况 700 hPa 天气图 (a) 2001.4.5.20(北京时, 下同) (b) 2001.4.6.08 (c) 2001.4.6.20 和地面天气图 (d) 2001.4.5.20 (e) 2001.4.6.08 (f) 2001.4.6.20。在 700 hPa 图中实线为高度, 单位: 位势什米, 间隔: 4; 虚线为温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 间隔: 4。在地面图中实线为海平面气压, 单位: hPa, 间隔: 2.5。阴影区为地形高度。

4.2 模式简介

模式采用 Pan State/NCAR 发展的中尺度模式非静力 MM5V3^[7]。模式垂直方向为 24σ 层。采用三重双向嵌套方案 (图 2a), 大网格采用 90km 水平格距, 中心为 $45^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E}$, 模拟范围 45×41 格点; 中网格采用 30km 格距, 模拟范围 73×73 格点; 细网格采用 10km 格距, 模拟范围 139×76 格点。分别覆盖气旋中心区及其南侧低空急流区。采用显式水汽方案和 Grell 积云对流参数化方案; 行星边界层采用 MRF 高分辨参数化方案; 采用云辐射方案。

初始场采用国家气象中心有限区域模式 (HLAFS) 客观分析资料插值得到。地形资料分别采用 NCAR 30min、10min、5min 全球地形资料按不同格距插值生成 (图 2b 模拟区域地形)。模拟积分时段为北京时 2001.4.6.08—2001.4.8.08。

模拟试验方案分别为 (1) 控制试验 (Control Experiment, CE): 包含以上物

理方案和参数选择。(2) 平面地形试验 (Plane Terrain Experiment, PTE): 32°N 以北的地形高度取为 500m, 而其它参数选择不变。(3) 地面热通量试验 (No Surface Flux, NSFE): 在保留以上物理方案及参数选择情况下, 去掉地表通量进行的敏感性试验。

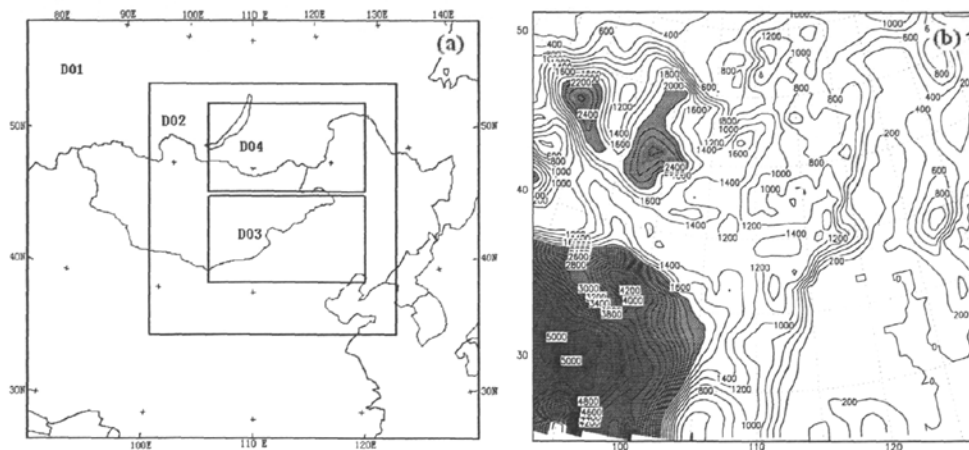


图 2. (a) 为模拟区域, (b) Domain1 的地形高度, 单位 m, 间隔 200。阴影区地形高度大于 2000m, 北部为阿尔泰-萨彦岭山地。

4.3 结果分析

蒙古气旋是较为典型的背风坡气旋, 因此, 地形对其形成和发展具有重要的影响。从图 2 (b) 地形高度分布可见, 模拟区域地形高度存在两个明显的高值区: 北部范围较小的是阿尔泰-萨彦岭山地, 海拔高度的峰值大约为 4000m, 蒙古气旋就生成在萨彦岭山地的背风坡。需要注意, 在模拟区域南侧存在巨大的青藏高原, 高原无疑会改变对流层气流的走向, 也可能对气旋发展产生间接的影响。在此, 首先对蒙古气旋发展过程中的地形影响问题进行一个初步的讨论。

4.3.1 地形与蒙古气旋各发展阶段界定

阿尔泰—萨彦岭山地对东移的低层冷空气产生明显的阻滞 (Retard), 这一阻滞不同于阻塞 (block), 阻滞的作用仅仅延缓了低层冷空气的推进。从本次过程 700hPa 形势演变 (图 1) 可见, 5 日 20 时, 由于系统爬坡, 等高线明显变平, 几乎难以看到高度槽的存在, 而温度槽变为西北—东南走向, 槽前等温线密集于

山地西部（高度与温度这样的配置明显有别于斜压波各阶段的形态），表明低层冷空气受到山地的阻滞。6日08时，这样的阻滞依然存在。相关研究同样表明，这样的阻滞是背风坡气旋发展过程中一个普遍且重要的现象。

另一方面，5日02时，有气旋产生于阿尔泰—萨彦岭山地，此时，低层冷空气未形成阻滞，故气旋呈现典型锋面气旋形态，而其位置决定了此时还不能称为蒙古气旋。5日08时—6日02时（图1，5日20时），系统爬坡，由于低层冷空气产生阻滞，冷锋消失，锋面气旋变为山地上一个或多个中低压。6日02时后，低层冷空气越过山地，重新形成锋面气旋，低层斜压强迫开始影响气旋发展。因此，如果以在山地形成低压作为蒙古气旋的开始，则其可以依据是否产生气旋冷锋分为两个截然不同的发展阶段，即：1）触发阶段：冷空气形成阻滞，地面表现为低压。2）发展阶段：冷空气越过山地，地面表现为锋面气旋，低层斜压强迫开始影响气旋发展。可见，蒙古气旋的发展过程与典型的背风坡气旋是较为相似的^[4~6]。

需要指出，在蒙古气旋的触发阶段，由于山地对低层冷空气的阻滞排除了低层斜压强迫对地面气旋发展的直接影响，此时导致地面系统发展主要强迫应该是：1）位涡度守恒导致气柱下坡正涡度的产生。2）“不同阻塞”作用^[6]，即低层冷空气阻滞增强了高空急流次级环流产生的地面减压强迫。之后在气旋的发展阶段，斜压强迫成为主要的强迫因素。从本次过程可以看到，气旋在触发阶段的强度、发展速度均较弱。可见，地形影响使蒙古气旋发展过程分为两个截然不同的阶段，在这两个阶段气旋的强度、发展速度、强迫机制存在明显差异。本文主要针对蒙古气旋的发展阶段（6日02时之后）的地形影响进行模拟研究。

4.3.2 斜压强迫

在蒙古气旋的发展阶段（6日02时—7日02时），按其发展速度明显可以分为缓慢发展阶段和爆发阶段，这还是由于地形对冷空气的阻滞。首先，由于在阿尔泰—萨彦岭南侧形成了峡谷地形，而低空急流位于峡谷中，因此它能够首先输送冷空气到达背风坡，导致6日02时地面产生气旋冷锋（6日08时700hPa温度槽呈现西北—东南走向，说明低层冷空气经过峡谷到达背风坡，对流层低层开始产生斜压强迫，图1）。但是，此时冷空气主体依然受到山地阻滞产生堆积，因此，到达背风坡的冷空气势力较弱，斜压强迫的气旋发展速度也相对较弱。6

日 20 时后, 温度槽主体越过山地, 表明逐渐堆积的冷空气突然爆发并完全到达背风坡, 此时强的斜压强迫导致这一阶段的气旋发展达到了最剧烈的程度 (6 日 20 时-7 日 02 时, 平均 1 hPa/h)。可见, 斜压强迫是本次过程蒙古气旋发展阶段的主要强迫机制, 而地形影响使冷空气经历从缓慢堆积到突然爆发的过程, 从而导致蒙古气旋出现从缓慢发展到剧烈爆发的转变。

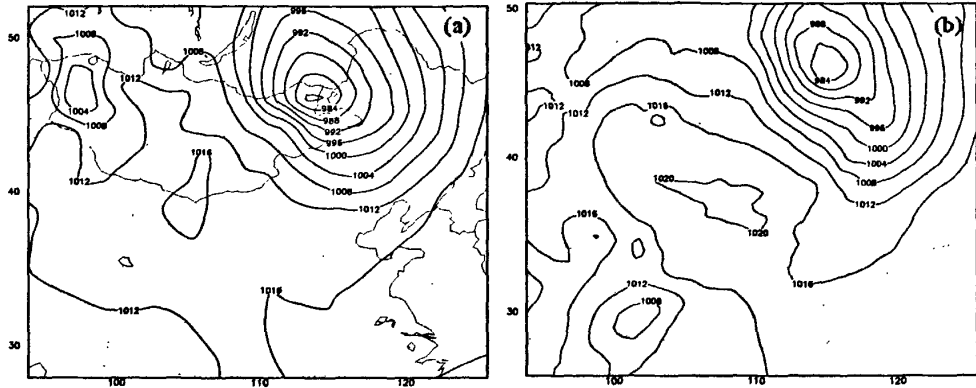


图 3 2001 年 4 月 7 日 08 时实况分析(a)和控制试验模拟(b)的海平面气压场

(单位: hPa, 间隔: 4)

以下将通过数值模拟进一步分析地形通过影响斜压强迫对气旋发展的影响。图 3 为实况和模拟的 4 月 7 日 08 时海平面气压场, 图中可以看到控制试验 (CE) 对蒙古气旋强度、位置及冷锋的模拟均较为准确。间隔 1 小时的时间演变过程显示, 控制试验模拟出了气旋从上坡减弱到下坡加强的过程。850hPa 风场 (图略) 也显示控制试验对大风的位置及强度的模拟也基本与实况吻合 (实况 29.8 m s^{-1} 模拟 26.0 m s^{-1})。

为了更直接的反映地形对斜压强迫的影响, 以下利用倾斜涡度发展的观点 (SVD) [8~10] 考察气旋发展的特点。从 304K (图 4) 等熵面气压分布可以看到, 以 110°E 为界, 其西侧为低值区, 东侧为高值区, 说明等熵面在此向下倾斜, 最低达 560 hPa, 风场显示该区域空气在风场作用下将沿等熵面下滑 (向东)。根据 SVD 理论, 沿倾斜等熵面下滑的气块将导致静力稳定度的降低, 水平斜压度的增强, 配合适宜的环境 (正涡度区), 垂直涡度将获得迅速增长。

在吴国雄提出的全型涡度方程 $F_{\text{cv}} = \rho d/d_t (P/\theta_z - C_D)$ 中 (P 为位涡, $C_D = \xi_s \theta_s / \theta_n$), C_D 集合了多种影响涡度发展的动力、热力因素, 用来考察它们

对涡度的总体影响。当气块沿倾斜等熵面下滑时, 如果 $C_D < 0$, 且 C_D 逐渐减小时 (且该区域为正涡度区), 垂直涡度将得到迅速增长。其中 ξ_s 为垂直风切变产生的水平涡度, θ_s 、 θ_n 分别为水平斜压度和静力稳定度 (可以将沿倾斜等熵面外法线方向的单位矢量 θ 分解为水平、垂直分量, 即得到 θ_s 和 θ_n)。

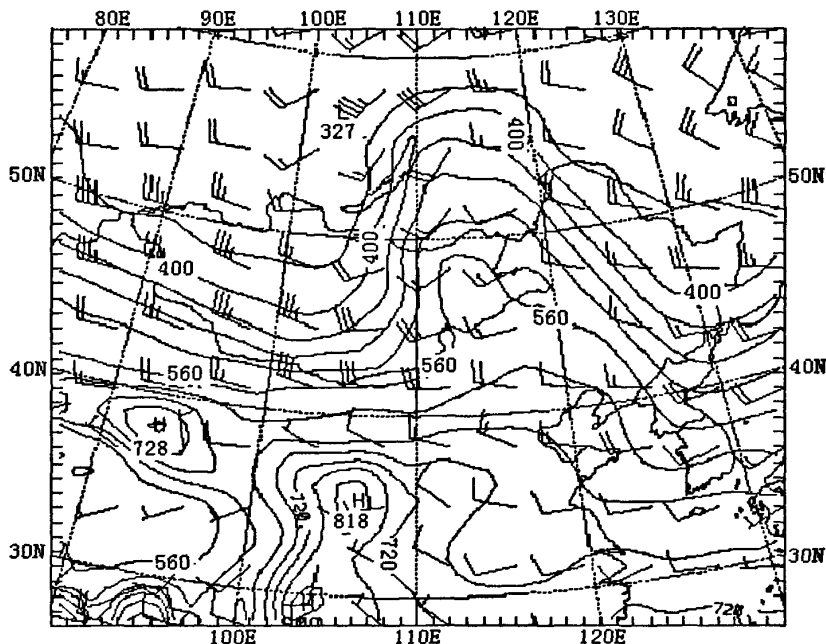


图 4. 控制试验模拟 9 小时 (2001 年 4 月 6 日 17 时) 304K 等熵面气压场
(实线为气压, 单位: hPa, 间隔: 40)

本次过程中 ξ_s 、 θ_s 、 θ_n 的分布可通过图 5 看到。图中可见, 308K—288K 等熵面在阿尔泰-萨彦岭山地东部向下倾斜, 且低层更为陡立, 经向风 V 也在这一区域分界, 将倾斜等熵面外法线方向单位矢量 θ 分解, 可知此时 $\theta_s > 0$, $\theta_n > 0$, 而此时垂直风切变项 ξ_s 与 θ_s 反向, 即 $\xi_s < 0$, 因此 $C_D < 0$; 气块下滑时, θ_s 增大, θ_n 减小, 因此 C_D 将减小, 垂直涡度将快速增长。可见, 斜压作用对气旋发展的强迫通过水平斜压度、静力稳定度、风垂直切变等因素改变得以实现。

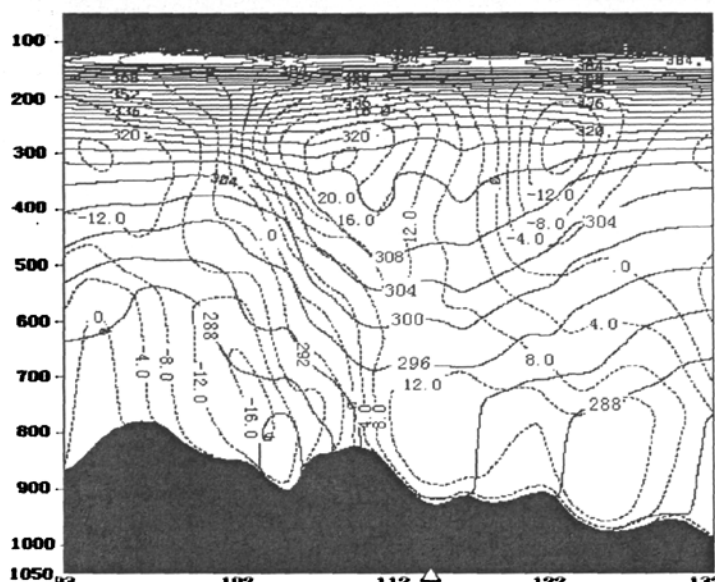


图5 控制试验模拟9小时(2001年4月6日17时)穿过气旋中心东西向垂直剖面图(实线为位温,单位:K,间隔:4;虚线为南北风(南风为正),单位: ms^{-1} ,间隔:4,三角表示气旋中心)

图6给出模拟12小时气旋中心区涡度垂直分布,图中可见,此阶段涡度在400hPa以下形成了垂直涡柱,而中心位于700-800hPa ($16 \times 10^{-5} \text{S}^{-1}$),与之对应图5中等熵面最为陡立的层次也在700-800hPa间,说明在等熵面最为陡立的区域,斜压强迫导致了最强的涡度发展,其强迫的强度与等熵面的陡立程度是正相关的。这里,通过图5还可看到地形对等熵面坡度的影响,图中,由于地形对低层冷空气的阻滞,使冷空气在山地迎风坡一侧堆积,使等位温线不能维持其在原先固有的倾斜率,在山地上方变为垂直(使等位温线不能够随系统东移而在山地上产生截阻),从而使山地上空等熵面变得更为陡立。根据SVD理论,山地的这一影响将明显加剧其上方气柱的斜压作用,从而更利于气旋发展。

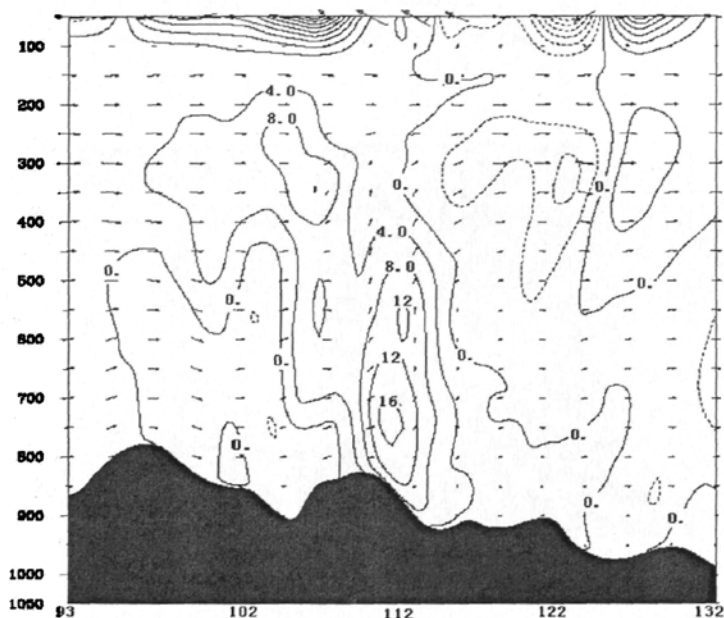


图 6 控制试验模拟 12 小时（2001 年 4 月 6 日 20 时）穿过气旋中心涡度垂直剖面图
（实线为涡度，单位： 10^{-5} s^{-1} ，间隔：4）

4.3.3 敏感试验

为了验证地形对斜压强迫的影响，将 33°N 以北的地形高度取为 500m，变为平面地形进行试验（PTE），结果表明：模拟 24 小时气旋强度相差 4hPa，出现了较明显的减弱（6 日 08 时-7 日 08 时气压变化客观分析为 992-980hPa，试验 CE 为 992-982hPa，试验 PTE 为 992-986hPa）。气旋位置偏北约 3-4 个纬距，表明阿尔泰-萨彦岭山地对气旋形成位置也产生了影响。

图 7、8 分别类似于图 5、6，对比图 5 和图 7 可以看出：去掉山地地形后，使山地上方的等熵面坡度明显变小，依据有关 SVD 理论的上述分析，等熵面倾角越小，斜压强迫将越弱。气旋区涡度垂直分布（图 8）显示这一改变导致的结果：平面地形使 CE 中 700-800hPa 间的涡度中心消失，并使涡度在对流层中下层呈现均匀分布，说明在平面地形使斜压强迫在对流层中低层均匀分布，而山地地形则导致斜压强迫向下聚集在紧邻山地的上方，即导致紧邻山地的上空斜压强迫的正涡度增强，而在其上则减弱。这一影响可以形象的看作山地对斜压强迫的涡度增长产生向下的“吸引”。而其对气旋发展的影响可以视为产生一种由间接强迫向直接强迫转变的趋势。这是因为，在高层斜压强迫的涡度增长只有经过地转调整过程才能引起地面气旋的发展，该过程不仅需要一定的时间，同时，调整后

程至多能够形成上下层涡度的均匀分布,因此,其影响程度显然要弱于直接强迫。

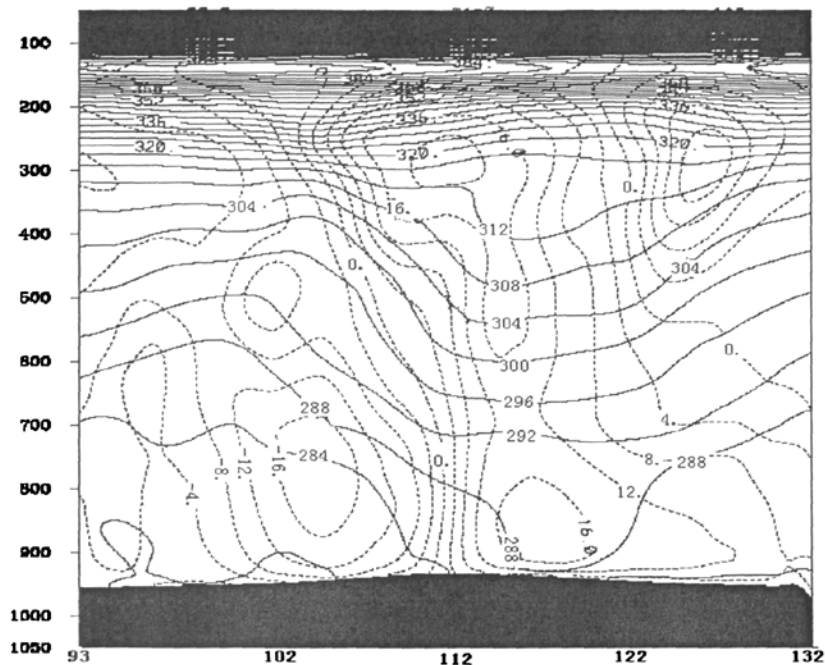


图 7 平面地形试验类似于图 5

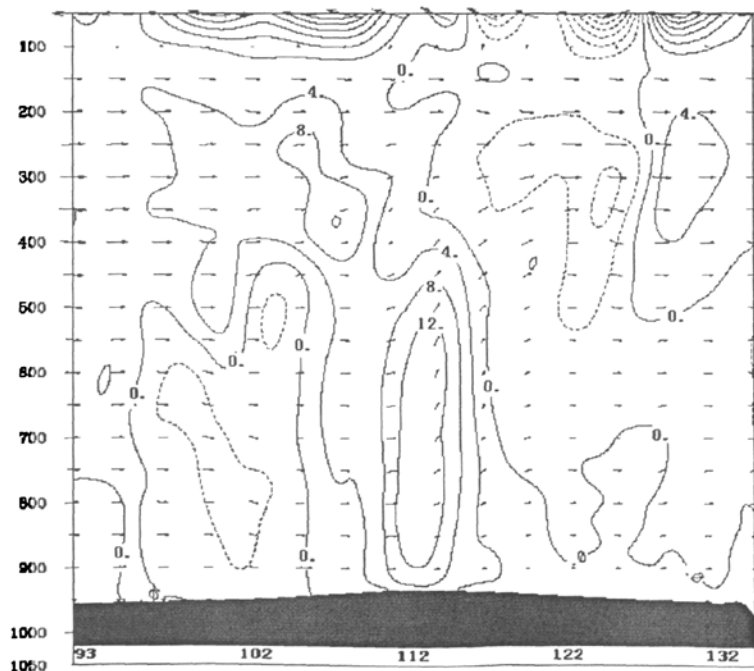


图 8 平面地形试验类似于图 6

综上所述,在蒙古气旋发展阶段,地形对斜压强迫产生两种影响。其一,山

地地形使冷空气经历一个从缓慢堆积到突然爆发的过程,也使气旋出现从缓慢发展到剧烈爆发的转变。这一过程相当于将斜压不稳定能量积累起来一起释放,而平面地形情况下斜压能量在这一过程中是相对均匀地释放的,在天气尺度过程摩擦耗散相对较小的情况下,这两个过程将不会导致最终气旋强度的明显差异。其二,山地地形使斜压强迫产生由间接强迫向直接强迫转变的趋势,其显然能够导致气旋发展强度的明显加强。因此,这一因素应该是山地地形使蒙古气旋强度增强的原因。

4.4 结论

对引发一次强沙尘暴过程的蒙古气旋发生、发展过程进行了模拟分析和地形影响敏感试验,结果表明:

(1) 蒙古气旋的发展可以概括为地形影响下的斜压不稳定的发展。地形影响在其发展过程中具有重要作用。

(2) 地形影响首先表现在阿尔泰-萨彦岭山地对低层冷空气产生明显的阻滞,这种阻滞使得在蒙古气旋触发阶段,“不同阻塞”产生的地转调整过程成为气旋发展的重要强迫因素之一。

(3) 地形对冷空气的阻塞并未完全隔绝斜压强迫的参与,在气旋触发阶段(冷空气阻塞阶段),地形之上系统依然受到斜压强迫的影响,而且这一强迫由于山地对低层冷空气的阻塞而明显得到加强。这种加强表现在使山地上方的等熵面更加陡立。同时,地形对斜压强迫产生向下吸引,使其更集中于紧邻山地的上方。

(4) 气旋发展过程中最重要的强迫因素依然是斜压作用。在冷空气阻塞期间,其影响体现在前述的地形以上的斜压强迫;在冷空气越山后,整个对流层增强的斜压强迫与高空急流次级环流辐散强迫的共同作用使气旋获得了最快的发展速度。

本章参考文献

- 1 刘景涛,钱正安,姜学恭等,2004,中国北方特强沙尘暴的天气系统类型分析.高原气象,23(4): 540~548.

- 2 Chen, S.-J., Egger, J. and Han, W.: 1992, 'Altai-Sayan lee cyclogenesis: A case study', *Beitr.Phys.Atmos.*, **65**,13-22.
- 3 Han, W., Chen, S.J. and Egger, J.: 1995, 'Altai-Sayan lee cyclogenesis: Numerical simulations', *Meteorl. Atmos. Phys.*, **55**,125-134
- 4 Buzzi., A., S.Tibaldi. :1978, Cyclogenesis in the lee of the Alp: A case study. *Quart. J . Roy. Meter. Soc.*,104,271-287
- 5 Zupanski and Mcginley.J.A.:1989, Numerical analysis of the influence of jets,fronts,and mountain on Alpine lee cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 154-176
- 6 Mattocks.C, and Bleck.,R.:1986, Jet streak dynamics and geostrophic adjustment processes during he initial stages of lee cyclogenesis. *Mon.Wea.Rev.*, **114**, 2033-2056.
- 7 Anthes, R. A., Kuo, Y. H. and Gyakum, J. R.: 1983, 'Numerical simulation of a case of explosive marine cyclogenesis', *Mon.Wea.Rev.*, **111**, 1174-1188.
- 8 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓晴: 1995, 湿位涡和倾斜涡度发展, *气象学报*, **53**,387-405.
- 9 吴国雄, 刘还珠: 1999, 全型涡度倾向方程和倾斜涡度发展, *气象学报*, **57**,1-15
10. 吴国雄: 2001, 全型涡度方程和经典涡度方程的比较, *气象学报*, **59**,384-392..

第五章 地面大风和混合层形成的模拟研究

第三章从观测角度分析了在不同类型沙尘暴过程中地面大风和混合层的特点、时间演变等,并初步探讨了它们的形成原因。本章将利用中尺度数值预报模式 MM5 针对一次典型沙尘暴过程进行模拟及敏感性试验,进一步研究对沙尘暴形成具有重要影响的地面大风、混合层的形成机制、影响因子及其作用机理,更深入地揭示沙尘暴形成过程中的一些规律。

本章模拟所用个例仍然为 2001 年 4 月 6-8 日蒙古气旋沙尘暴过程,模式采用中尺度模式 MM5V3^[1],模式采用两重网格嵌套,格距分别为 90km、30km;行星边界层采用 MRF 高分辨参数化方案;采用云辐射方案和多层土壤模式。

初始场和侧边界采用国家气象中心有限区域模式(HLAFS)资料,模拟积分时段为北京时 2001.4.6.08~2001.4.8.08。其中,(1)控制试验(Control Experiment, CE):包含以上物理方案和参数选择。(2)平面地形试验(Plane Terrain Experiment, PTE):32°N 以北的地形高度取为 500m,而其它参数选择不变。(3)地面热通量试验(No Surface Flux, NSFE):去掉地面热通量并保留以上方案和参数选择。(模式区域及地形参考第四章。)

5.1 地面大风形成的模拟研究

本章模拟的资料、模式、针对的过程及试验方案与第四章相同,因此,对于模拟结果与实况的对比本章不再论述,下文将主要针对控制和敏感试验结果进行分析。

5.1.1 低空急流和高空急流

地面大风的形成很大程度是由于高空动量的下传,因此,对流层中低空急流和高空急流的形成对地面大风的产生具有重要的影响[2]。2001 年 4 月 6-8 日沙尘暴过程中低空急流的强度、演变及位置变化明显受到地形的影响。从第四章图 2 可见,阿尔泰-萨彦岭山地与青藏高原间形成了相对的峡谷地形,它导致的直接后果是使对流层低层气流在峡谷入口处汇合,在出口处又疏散,从而在狭谷地区强迫形成低空急流。陈受钧等^{[3][4]}曾经对这一机制进行过深入的分析。从第四

章图 1 中低空急流形成过程来看, 5 日 20 时低空急流位于阿尔泰-萨彦岭山地西侧 (43°N), 6 日 08 时低空急流进一步东移时, 出现明显的偏南而进入峡谷 (40°N), 形成急流, 之后急流进一步加强。可见, 峡谷地形强迫形成低层的峡谷急流, 且峡谷并不仅仅出现在 700hPa, 也同样出现在阿尔泰-萨彦岭山地的地形高度峰值以下的对流层。

形成于对流层低层的峡谷急流, 由于受到热成风平衡的约束, 在垂直温度梯度存在的情况下, 必然强迫其上空的风速增大, 引起高空急流加强或向峡谷靠近; 相反在峡谷北侧山地上空风速将减小, 高空急流将减弱或远离峡谷。这样总的影响是对高空急流产生吸引。本次过程这一影响产生了三种结果: 首先是使急流偏南且形状趋于与峡谷一致; 另外, 导致高空急流增强; 同时, 相应的温度场向改变的风场进行地转调整引发高空急流的下落和对流层顶的折叠 (后文将讨论)。从图 1 高空急流的演变可以看到这一变化: 5 日 20 时, 系统开始爬坡, 高空急流呈东北-西南向, 急流核为 56 m s^{-1} , 此时低层尚未形成“峡谷急流”; 6 日 08 时, 低层“峡谷急流”形成, 输送低层的冷空气进入峡谷, 使山地峰值高度以下等温线密集于峡谷, 这样无疑会对其上空的高空急流产生吸引, 导致高空急流转为东-西向; 同时, 由于高空槽减弱、变平, 也将迫使高空急流趋同与东-西方向 (急流核 48 m s^{-1})。至 6 日 20 时, 低层“峡谷急流”东移并进一步加强, 低层锋区也继续加强 (6 日 20 时, “峡谷急流”输送的冷空气到达背风坡, 导致温度槽呈现西北-东南向)。同时, 500hPa 高度槽下坡加强使槽底等压线和等温线更加密集。作为响应, 高空急流东移并南北收缩, 位置进一步偏南趋向于与峡谷急流一致, 同时强度迅速增强, 急流核增至 56 m s^{-1} 。可见, 山地及其南侧的峡谷地形对高空急流的位置和强度演变具有明显的影响。这一影响是通过整个对流层风场、高度场、温度场对地形强迫产生的自下而上的响应 (地转调整) 实现的。

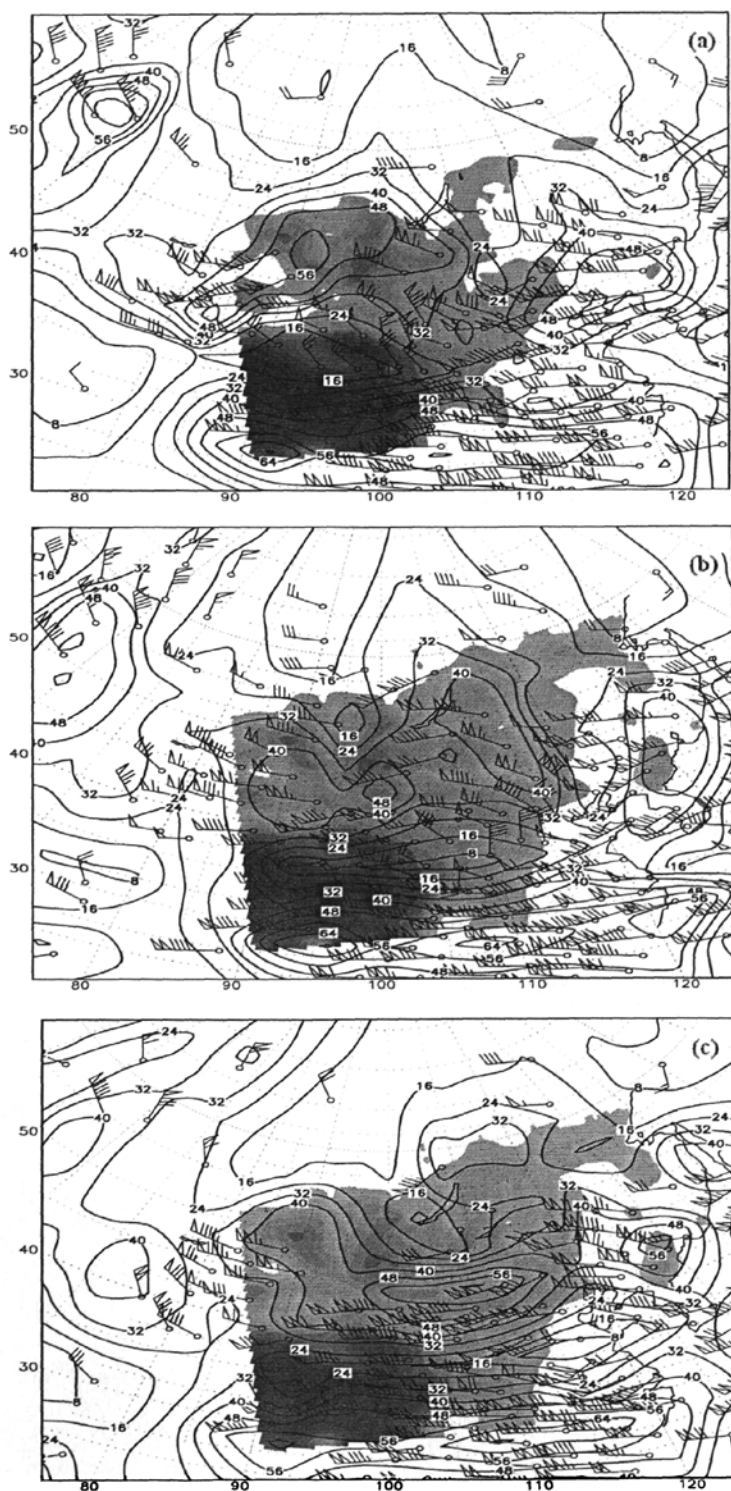


图 1. 2001.4.5.20—2001.4.6.20 时 250hPa 天气图 (a) 2001.4.5.20 (b) 2001.4.6.08 (c) 2001.4.6.20. 图中, 实线为全风速。单位: ms^{-1} , 间隔: 8。阴影区为地形高度, 其中, (a) 1000m 以上 (b)、(c) 为 500m 以上。

5.1.2 地形影响高、低空急流的模拟研究

为了验证地形对高、低空急流的影响,调整了模拟区域地形进行了敏感试验(PTE)。图2分别为控制和地形影响试验700hPa全风速和温度。图中首先可以看到,山地地形和平面地形对冷空气阻塞程度明显不同:控制试验中的260K等温线比敏感试验落后约3-4个纬距。这可以验证第四章地形通过对冷空气的阻滞影响蒙古气旋发展过程的有关结论。图中地形改变也对低空的峡谷急流产生了巨大的影响,控制试验中急流为东西向,24 ms^{-1} 的急流核范围较大;而敏感试验中急流变为南北向,分别位于槽前(向南)和槽后(向北),且24 ms^{-1} 的急流核范围大为缩小。可见,地形影响是峡谷急流形成的重要原因。

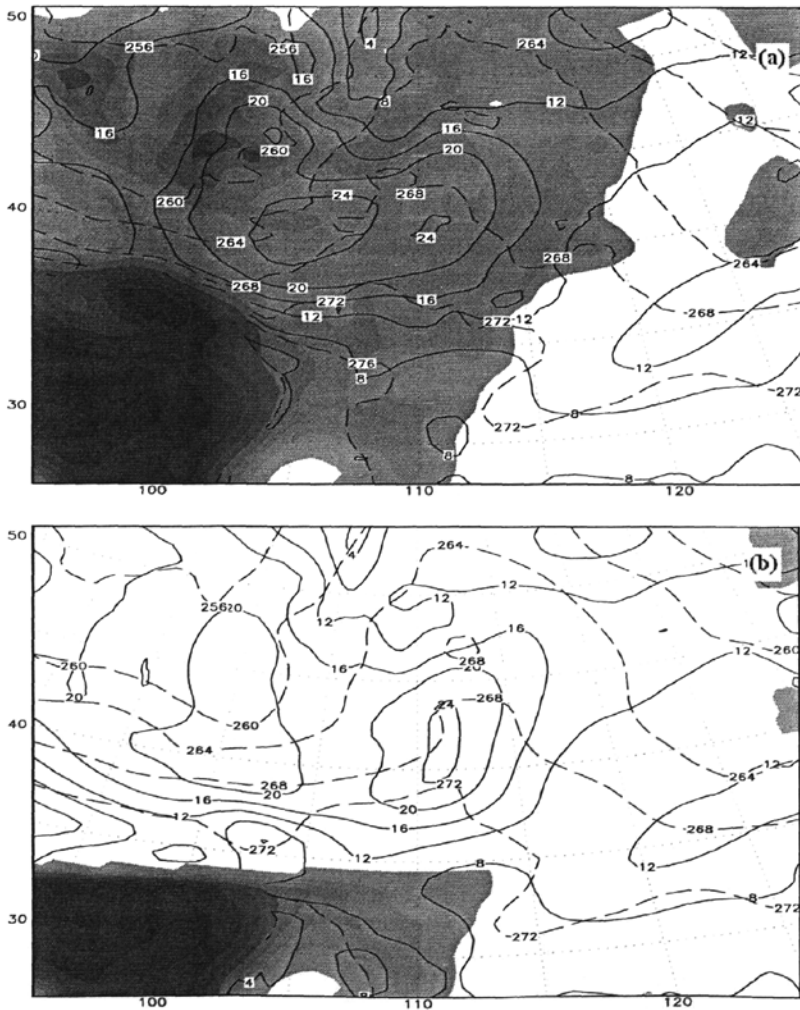


图2 (a)控制试验和(b)地形敏感试验模拟6小时(6日14时)700hPa全风速(实线,单位: ms^{-1} , 间隔: 4和温度(虚线,单位: K,间隔: 4)。阴影区表示地形高度。

另外,地形也通过对低空峡谷急流的影响对高空急流产生间接的强迫,这种强迫是自下而上的。去掉地形之后高空急流的变化验证了这一观点。图 3 为控制和地形影响试验 250hPa 全风速。图中,平面地形使高空急流范围缩小且急流核出现断裂,急流强度大为减小。形成断裂的重要原因是低空急流转变为南北向的东西两支,这种变化响应到高空必将导致高空急流出现断裂(也包含对地形变化导致的高度槽、温度槽的改变产生响应)。

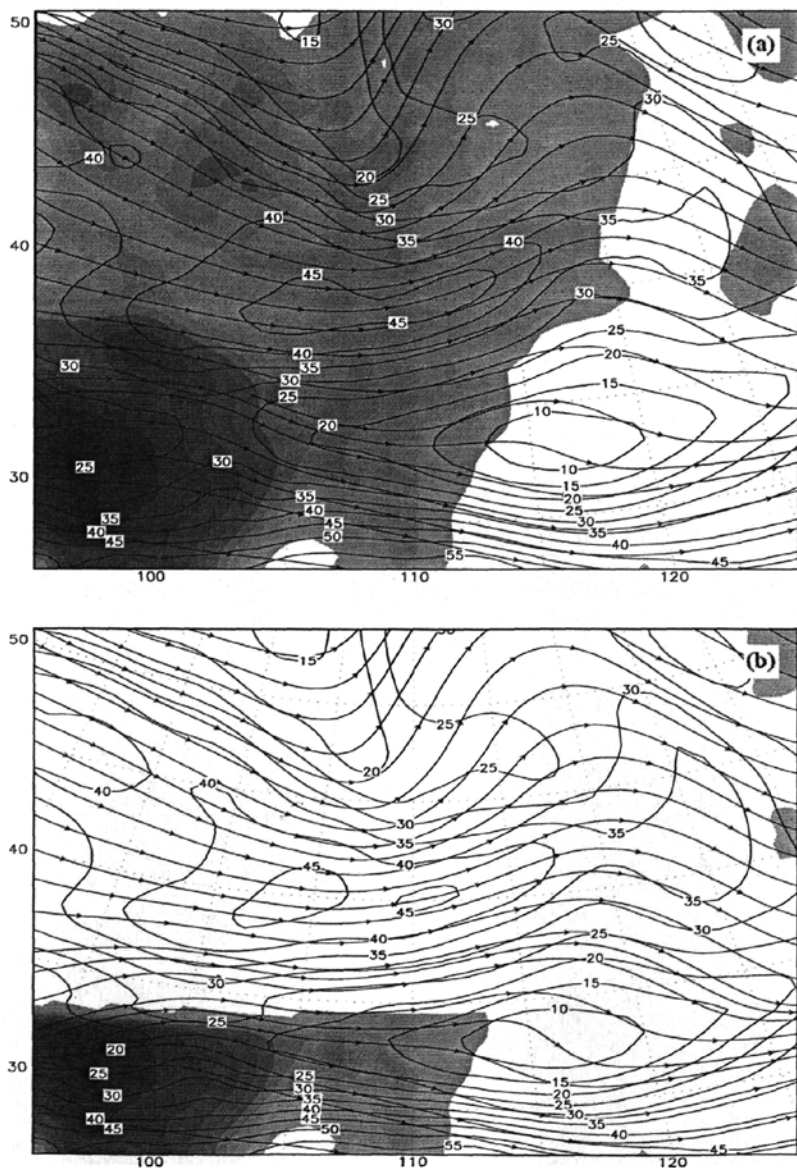


图 3 控制试验(a)和地形敏感试验 (b) 模拟 6 小时(6 日 14 时) 250hPa 全风速(实线, 单位: ms^{-1} , 间隔: 5) 和流线。阴影区表示地形高度。

5.1.3 动量下传的模拟研究

以上分析表明地形对高、低空急流特别是低空急流产生了明显的影响。而高、低空急流一旦形成有效的动量下传必然导致地面风速的增大。前文分析已经得出,混合层的形成是有利于产生高空的动量下传,因此,下文将针对本次过程中混合层的形成对高空动量下传机制进行模拟研究,揭示其对地面大风形成的影响。

图4为控制试验和地形敏感试验二连浩特时间剖面图,图中可以看到地形敏感试验锋前混合层高度较控制试验偏低(低50hPa),其原因是降低地形高度(1000 m-1500 m减至500 m)使混合层的绝对高度降低。同时,可以看到700 hPa左右的西风风速有较明显的减小,且700 hPa以下未出现明显的风速增大和动量下传(控制试验到达地面的等风速线为24m/s,而敏感试验为16m/s)。这是峡谷急流强度减弱,以及混合层高度减小使动量下传减弱产生的结果。可见,地形的改变对急流的强度及其动量的下传也具有明显的影响。

相对来说,对高空动量下传具有更重要影响的是地面加热,前面分析已经得出,层结越不稳定,越容易产生高空动量的下传,而地面加热通常是影响层结的重要因素。地面热通量试验验证了地面加热对高空动量下传的影响。图5为控制试验和地面通量试验600hPa与800hPa全风速差值图看出,图中可以看出,内蒙古中部(110°E, 42°N附近),控制试验600hPa与800hPa风速差很小(0-2m s⁻¹),表明在这一区域对流层低层形成了明显动量下传;而在敏感试验中,600hPa与800hPa风速差很大(8m s⁻¹左右),说明这一动量下传明显变弱。可见,地面加热对本次过程对流层低层有效动量下传具有这一影响。通过在干旱的高原地区,午后地面风速往往明显增大,可以看出正是地面加热产生的结果。

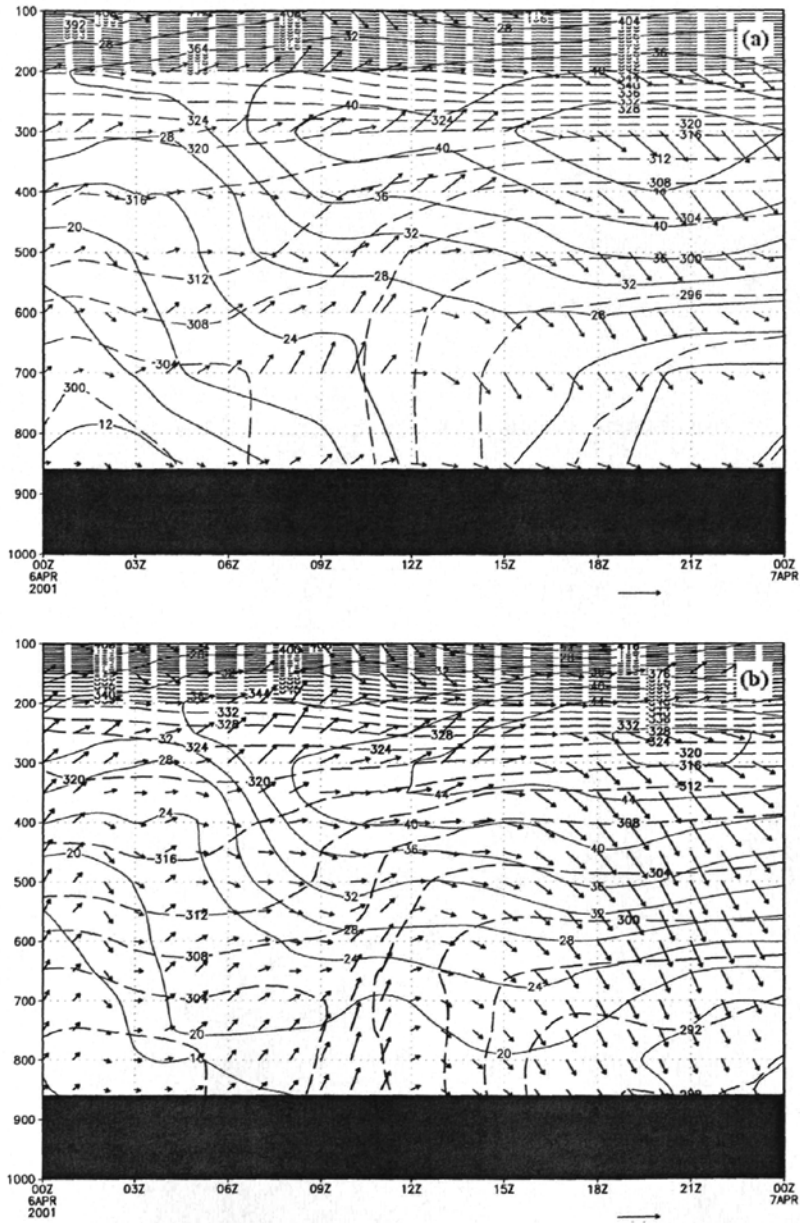


图 4 控制试验(a)和地形敏感试验(b)二连浩特时间剖面图。实线为东西风 (U , 单位 ms^{-1} , 间隔 4), 虚线为相当位温 (K , 间隔 4), 矢量为 (U , W 合成, 单位分别为 ms^{-1} 和 0.001ms^{-1})

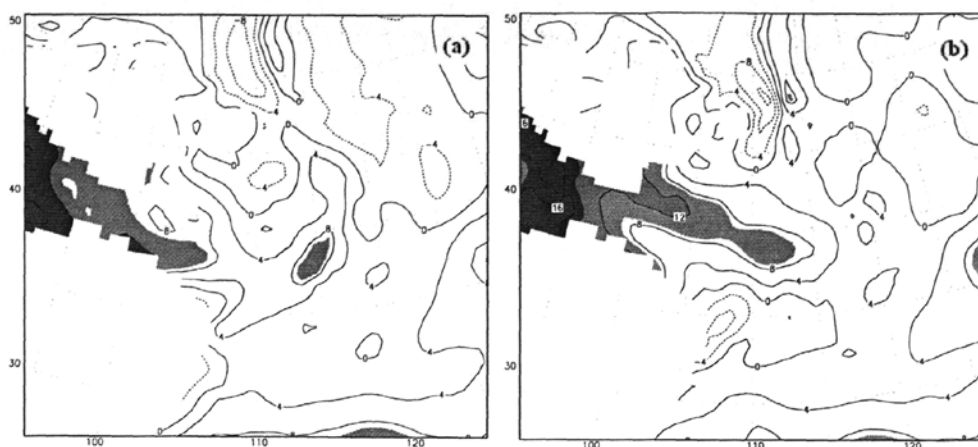


图 5. 控制试验(a)和地面通量试验(b)600hPa 与 800hPa 全风速差值
(单位: m s^{-1} , 间隔: 4。图中阴影区大于 8)

5.2 混合层形成和发展的模拟研究

前文分析表明, 混合层对沙尘暴的形成和强度具有重要影响, 在影响混合层形成和强度的因子中, 地面加热是一个主要的因素, 另外, 地形在特定情况下也会对混合层产生影响。本节将通过地形和地面加热敏感试验分析这两个因素对混合层形成和演变的影响。

5.2.1 地面热通量对混合层的影响

图 6(a)、(b)分别为控制试验和地面热通量试验二连浩特站时间--高度剖面图。图 6(a)中, 二连浩特 6 日 08 时(早晨)开始, 地面加热使低层稳定度逐渐减小, 逆温层缓慢消失。14 时前后, 有混合层形成且在不断抬高, 同时有上升运动产生(达 600 hPa 左右, 产生锋前沙尘暴)。17 时前后, 冷锋过境, 锋前混合层达到最高, 同时, 冷锋的抬升使上升运动迅速增强, 并一直扩展至 300 hPa(沙尘暴加强至黑风暴)。而图 6(b)中, 去掉地面通量导致锋前未形成混合层(变为稳定层结)。另外, 上升运动强度大为减小(锋前上升运动强度明显减小; 锋后 300-500 hPa 完全为下沉运动)。说明地面加热对混合层形成及深厚干对流触发具有决定性的影响。

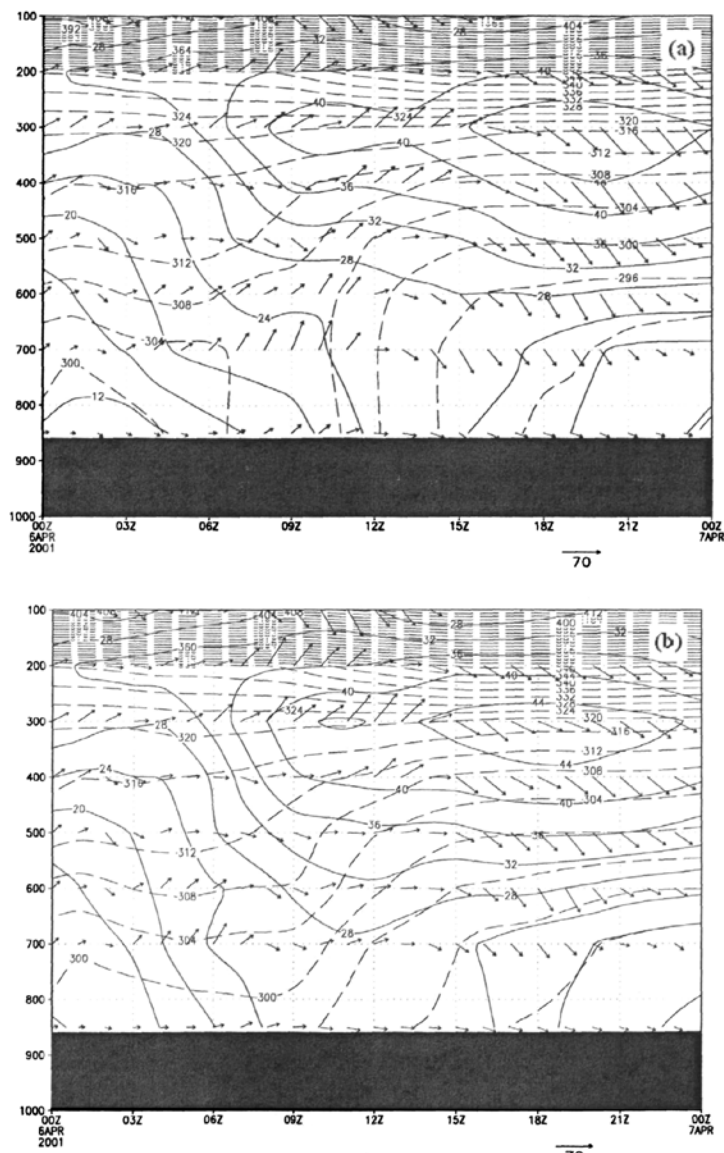


图6 控制试验(a)和地面热通量试验(b)二连浩特站时间--高度剖面图。实线为东西风(U , 单位: m s^{-1} , 间隔: 4), 虚线为相当位温(单位: K , 间隔: 4), 矢量为(U , W 合成, 单位分别为 m s^{-1} 和 0.001m s^{-1})。(图中为世界时)

尽管混合层形成的因素是地面加热,但事实上,决定混合层高度和强度的根本因素是加热时间的长短(此外包括天空状况、湿度等因素)。有关研究表明^[5],混合层高度与加热时间(从日出到该时刻)的幂指数成正比(晴空情况下与 ΔT^2 成正比)。就本次过程而言,导致二连浩特深厚锋前混合层的形成根本原因是冷锋过境时间为傍晚(北京时17时),相反,内蒙古西部海力素站冷锋过境出现在

早晨。从下垫面状况看,海力素附近有多个沙漠;而二连浩特附近为荒漠草原(仅有浑善达克沙地位于东南方),故海力素周围更易形成较强的地面加热和深厚混合层。从图 7 模拟的地面感热通量也说明最大的地面加热区就在内蒙古西部。但是,由于锋面过境时间较早,反而未形成深厚的混合层(图 8)。可见,本次过程中导致内蒙古中部沙尘暴强度远强于西部的另一个重要原因是内蒙古中部获得了足够长的地面加热时间,从而形成了深厚的锋前混合层。

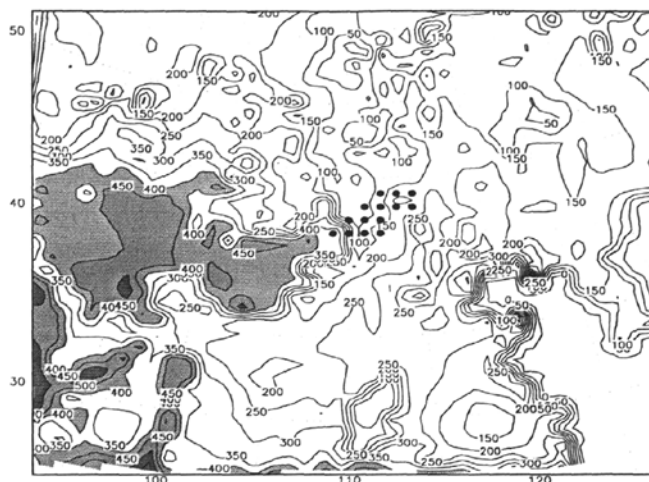


图 7 控制模拟 6 日 14 时地面感热通量分布图。单位: W/m^2 , 间隔: 50。
点区为之后的特强沙尘暴区域。

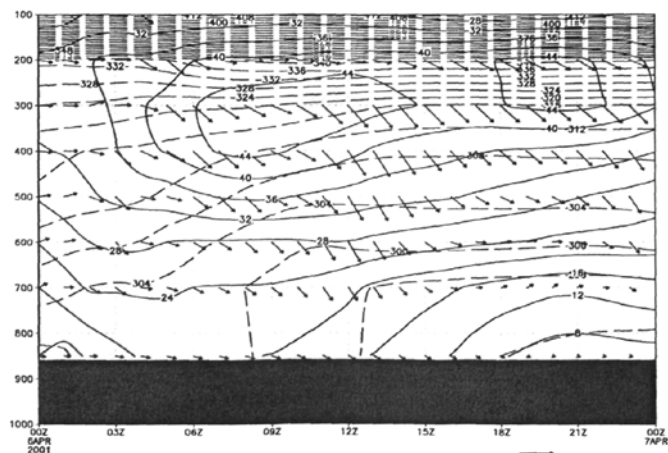
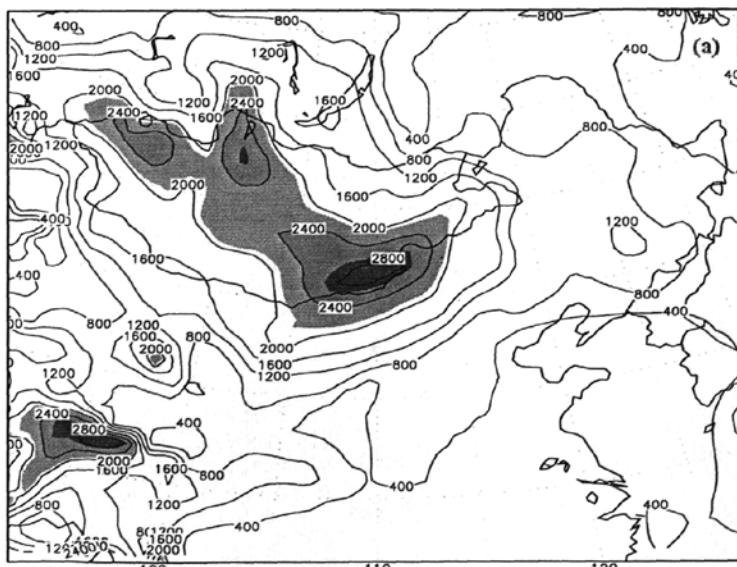


图 8 海力素控制试验时间剖面图, 类似于图 6

5.2.2 地形对混合层的影响

混合层的绝对高度包括地形高度和地形以上高度(相对高度)两个部分。因

此,地形和地面加热都将对混合层绝对高度产生影响,其中,地形影响混合层的绝对高度,即海平面以上混合层的高度,而地面加热影响混合层的相对高度,即地面以上混合层的高度。从图 9a 控制试验模拟的 PBL 高度分布图可以看到,在高原如阿尔泰-萨彦岭山地及青藏高原都有 PBL 高值区,而内蒙古西部、蒙古国西部地面加热旺盛的地区也是 PBL 高值区,因此,图 9a 中 PBL 分布是地形和地面加热共同影响的结果。但是,在地面通量试验去掉地面加热后,此时 PBL 只受到地形影响, PBL 分布(图略)仍然与地形高度分布有很大不同:在阿尔泰-萨彦岭山地东南侧低层气流的下风方(西南侧)形成了较高的与地形高度不一致的 PBL 高值区,即沿低层气流方向 PBL 高值区分布在萨彦岭—蒙古国西部—内蒙古中部一线,这一点在图 9a 也有一定反映。可见,这一结果可能源于混合层空气的平流。有关研究表明^[6-9]混合层空气可以被平流,从而影响下游地区的混合层高度。典型地形下的混合层平流可以通过图 10 说明。图中,地面加热使山地和平原均产生底部混合层,当气流从高原吹向平原时,高原上空等熵的混合层空气就会被平流到平原上空,形成抬高的混合层(Elevated-ML),从而使平原上空的混合层高度明显增大。当地形坡度较小时,可不出现双中性层结构而直接使混合层抬高;双中性层结构的天气意义是:使扰动触发的垂直混合易于达到 E-ML 高度。



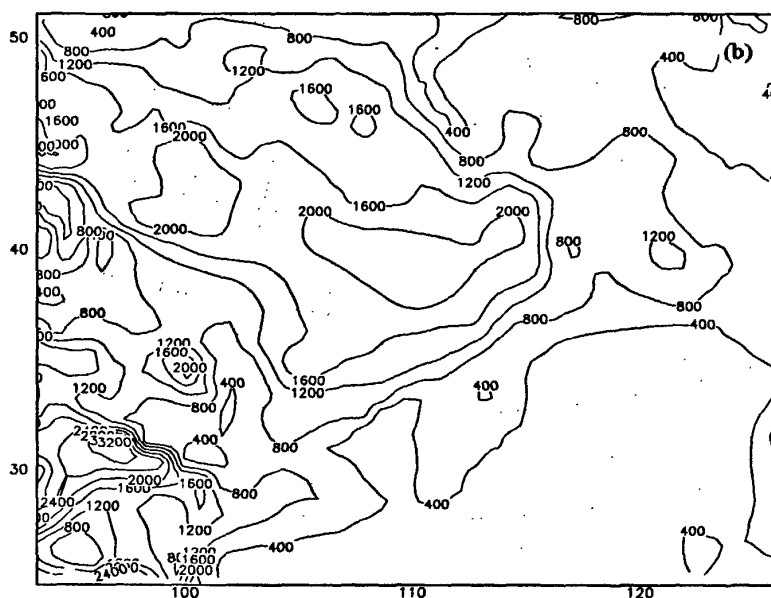


图9 控制模拟 (a) 和地形敏感影响试验 (b) 模拟 12 小时 (6 日 20 时) PBL 高度。单位: m, 间隔: 400。图中阴影区 PBL 高度大于 2100 m, 其走向可以反映低层气流对混合层空气平流的方向。

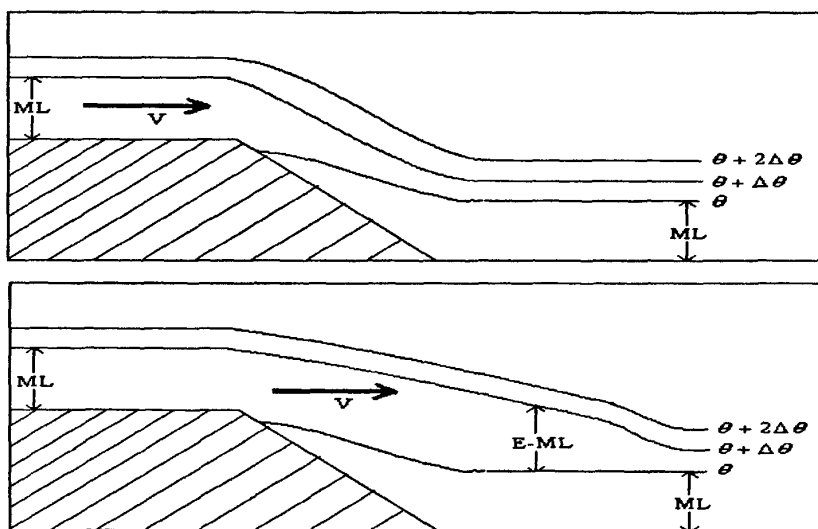


图 10 典型地形条件下混合层平流示意图。

为了验证本次过程平流对混合层高度的影响, 地形影响试验将阿尔泰—萨彦岭山地地形高度减至 1000 m (与周围地形高度一致) 进行了模拟。从控制试验沿气流方向的剖面图 (图略) 反映出平流作用使山地下游的混合层明显抬高; 而地形试验中, 由于山地被削平, 平流未导致山地下游混合层高度发生明显变化。

对比图 9(a)、(b)可见,在内蒙古中部偏北地区黑风暴发生区域,PBL 高度从控制试验的 2800 m 减至地形敏感试验的 2000 m。可见,平流作用是导致该地区锋后深厚混合层形成的另一个重要因素。

一些相关的统计研究结论可以一定程度地支持混合层平流的观点。由于地面加热而形成的日间混合层往往在地面加热减弱、停止时(即黄昏)达到最高,而强沙尘暴除出现在午后之外也更多出现在前半夜。其直接原因可能就是与强沙尘暴区伴随的深厚混合层的移动(平流)。另外,需要指出,混合层平流并不局限在存在明显地形差异的环境下,只要存在上下游混合层高度差,平面地形情况下仍可产生混合层的平流。而地形对平流的影响在于:图 10 中的低层气流方向与地形高度分布的适宜配置,会明显增强混合层平流对下游的影响程度,这也是本次过程混合层的平流影响之所以集中在锋后的原因(西北高东南低的地形特点决定锋后西北气流能够产生更大的平流贡献)。

5.3 结论

对一次蒙古气旋沙尘暴过程中地面大风和混合层成因进行的数值模拟和敏感性试验研究发现:

- (1) 阿尔泰-萨彦岭南侧的近似峡谷地形直接导致低空急流增强,间接导致高空急流增强,急流的增强是高空动量下传的基础,地面加热导致的深厚混合层是高空动量有效下传的重要条件。
- (2) 在蒙古国、内蒙古西部干旱、半干旱高原地区是地面加热最旺盛的地区,导致了该区域深厚混合层的形成。
- (3) 阿尔泰-萨彦岭上空深厚的混合层空气在西北气流作用下能够被平流至内蒙古中西部,导致该地区混合层抬高。混合层空气的平流与地形高度分布密切相关。

本章参考文献

- 1 Anthes, R. A., Kuo, Y. H. and Gyakum, J. R.: 1983, 'Numerical simulation of a case of explosive marine cyclogenesis', *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1174-1188.
- 2 Zupanski and McGinley, J. A.: 1989, Numerical analysis of the influence of

- jets, fronts, and mountain on Alpine lee cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 154-176
- 3 Chen, S.-J., Egger, J. and Han, W.: 1992, 'Altai-Sayan lee cyclogenesis: A case study', *Beitr. Phys. Atmos.*, **65**, 13-22.
- 4 Han, W., Chen, S.J. and Egger, J.: 1995, 'Altai-Sayan lee cyclogenesis: Numerical simulations', *Meteorol. Atmos. Phys.*, **55**, 125-134
- 5 Crespi, S. N., Artíñano, B. and Cabal, H. Synoptic Classification of the Mixed-Layer Height
6 Evolution. *Jour. Atmos. Sci.*, 1995, **34**, 1666~1676
- 7 Carlson, T. N., Benjamin, S. G. and Forbes, G. S. Elevated mixed layer in the regional severe storm environment: Conceptual model and case studies. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**, 1453-1473.
- 8 Stull, R.B. 边界层气象学导论 徐静琦、扬殿荣 译. 青岛: 青岛海洋大学出版社. 1991, 457pp
- 9 Arritt, R. W., Wilczak, J. M. and Young, G. M. Observations and numerical modeling of an elevated mixed layer. *Mon. Wea. Rev.*, 1992, **120**, 2869~2870.

第六章 地形影响沙尘传输的模拟研究

有关研究估计^[1], 每年约有 1.0~3.0Gt 的沙尘粒子注入大气, 而在亚洲仅春季向大气中排入大气的沙尘就达 120Mt。据 Zhang, X Y、Gong, S L、Zhao, T L^[2~4]等基于数值模拟并结合观测资料对亚洲沙尘排放的研究表明, 在春季从东亚到北美西部的中纬度对流层中绝大部分沙尘气溶胶来自亚洲, 而蒙古国及我国北方的沙漠区(在我国主要为塔克拉玛干沙漠、巴丹吉林沙漠等)则是亚洲沙尘气溶胶的主要来源, 亚洲沙尘气溶胶的约 70% 来自这些地区。这些沙尘大约半数(51%) 在沙尘源区形成沉降, 其余部分则被气旋冷锋等天气系统扬升至自由大气(3~10km) 并主要沿 40° N 附近的带状区域向下游输送, 其中 21% 在亚洲内陆沉降, 9% 在太平洋沿岸沉降, 约 16% 在太平洋中沉降, 另有 3% 跨越太平洋到达北美大陆沉降。Hacker 等^[5]就曾经对发生在 1998 年 5 月的这种形成于蒙古国西部的“越洋”沙尘暴过程进行了分析和模拟研究。

从某种角度来说, 沙尘暴之所以广受关注是因为沙尘的远距离输送。且不论沙尘源区与其下游地区的人口密度、生产力水平、经济发展程度等差异, 仅就沙尘暴的影响范围来看, 沙尘暴在源区形成后通过远距离传输使其影响区域呈百倍的增长, 其对人们生产、生活的影响及对气候、环境及生态的危害也成百倍的增长。因此, 沙尘暴事件更应该称为“风送沙尘”过程。就沙尘暴的治理而言, 更应该深入了解沙尘传输规律, 这样才能放眼全局而不是囿于局部, 防治沙尘暴才能事半功倍。

基于以上原因, 本章将利用沙尘数值预报模式针对 2002 年 3 月 18~22 日发生在我国北方的一次强沙尘暴天气过程进行模拟分析和地形敏感性试验, 揭示地形影响沙尘传输的一些初步规律。

6.1 天气过程概况

2002 年 3 月 18-22 日沙尘暴过程是近些年强度较强、范围较大的一次沙尘

暴过程。图 1 为 3 月 18-22 日全国沙尘天气分布图。可以看到我国北方和中原大部分地区出现了沙尘天气。沙尘暴主要出现在内蒙古地区，强沙尘暴中心位于内蒙古西部及中东部偏南地区。另外，华北北部、东北南部也出现了沙尘暴，而浮尘和扬沙天气扩展到了中原大部地区。

本次过程是一次由蒙古气旋引发的沙尘暴过程。18 日 08 时，在中亚地区 500hPa 有一低槽形成，并逐渐东移加深；19 日 08 时低槽到达我国新疆东部（95°E），在阿尔泰-萨彦岭山地东部地面形成蒙古气旋，在蒙古中西部引发扬沙和沙尘暴天气；19 日 20 时，高空槽进一步加深，斜压性增强，地面蒙古气旋加强，气旋冷锋侵入内蒙古。沙尘暴开始出现在内蒙古西部及我国西北大部地区。20 日，高空锋区增强并推进至内蒙古河套一带，同时，地面气旋东移快速增强，气旋冷锋扫过我国北方大部地区，带来华北地区强烈的沙尘天气。21 日，气旋东移，气旋冷锋进入东北地区，沙尘暴区向东、向南扩展，强度减弱；22 日，影响我国大部地区的沙尘暴过程逐渐结束。

6.2 模式和模拟方案简介

模式采用北京城市气象科学研究所开发的沙尘预报模式^[6]。天气模式为 MM5V3^[7]。与之耦合的沙尘传输、沉降模式采用与 MM5 相同的 σ 坐标，沙尘粒子水平扩散、垂直扩散及差分方案与 MM5 相同。沙尘粒径分为 16 档。模式的起沙过程采用参数化方法，由地表类型、植被覆盖度、土壤湿度等因素决定。起沙后，网格可分辨的沙尘上扬由上升运动和沙尘粒子的沉降速度决定；次网格由对流调整决定。沙尘沉降分为干沉降和湿沉降，大粒子干沉降为重力沉降，小粒子沉降由湍流扩散和重力沉降共同确定。显式和隐式湿沉降分别由降水粒子对沙尘粒子的冲刷和降水量决定。

模拟采用 T213 分析和预报场作为初始场和侧边界。模式格距 30km，格点数 131*121，模拟起始时间 3 月 19 日 08 时（北京时，下同），模拟时间 48 小时。

控制试验采用实际地形（图 2(a)）。地形敏感试验降低了阿尔泰-萨彦岭山地周边地区的地形高度（图 2(b)）。调整方法为在上述地区进行地形高度平滑，地形峰值从 2500m 左右调整到 1500m 左右。下垫面影响试验在地形调整的基础上将内蒙古中西部地面起沙系数取为 0（图 3(a),(b)）。以下将对模式输出结果进行分析和讨论。

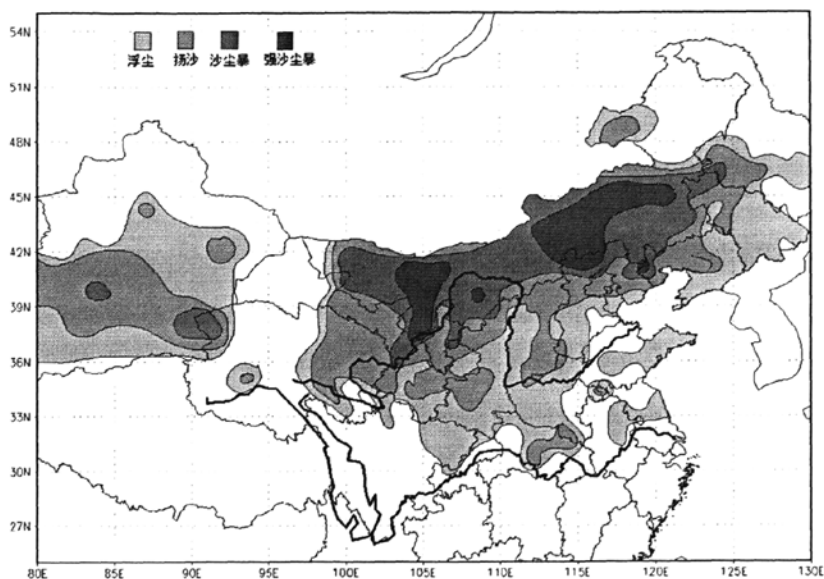


图 1 2002 年 3 月 18~22 日我国沙尘天气分布图

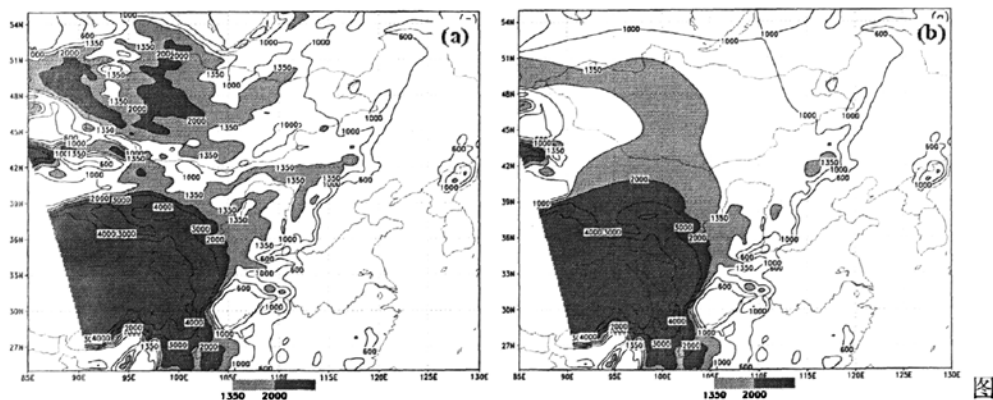


图 2 控制试验 (a) 和地形敏感试验 (b) 模式地形高度。单位: m, 间隔: 400

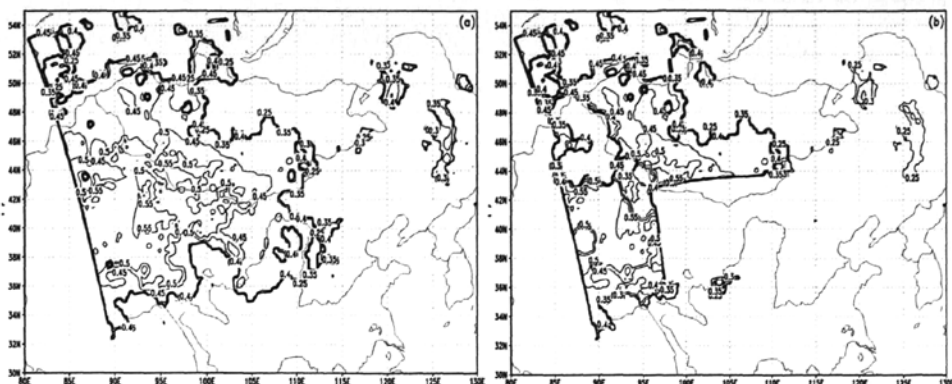


图3 控制试验(a)和下垫面影响试验(b)起沙系数分布

6.3 对沙尘天气过程的模拟

图4为3月19日14时—21日02时模拟沙尘浓度和观测天气强度的对比。可以看到,19日14时,沙尘天气主要出现在蒙古国南部及内蒙古西部地区,模拟的沙尘高浓度区与观测较为一致。20日02时,沙尘天气主要进行了向东的扩展,到达内蒙古中部地区,同时,沙尘区向南的扩展也有所增强,模拟的沙尘高浓度区与观测较为一致,也能够看出沙尘高浓度区具有明显的向东、向南两个不同方向扩展的趋势。20日14时,沙尘向东的缓慢扩展进一步维持,同时向南扩展的强度明显增强,而模拟的沙尘高浓度区同样出现明显的向南扩展。21日02时,观测的沙尘天气强度迅速减弱,而模拟的沙尘高浓度区也出现减小,减小的程度稍弱于实况,还可以看到模拟沙尘低浓度区沿各个方向进行了大范围的扩展。另外,可以看到,在青藏高原模拟结果有大范围沙尘区出现,尽管在常规天气图上由于观测时间密度和空间精度的限制,并未捕捉到这些沙尘天气,但从图1沙尘天气分布图上可以看到高原东部确实有沙尘天气出现。而高原观测站点较稀也使观测到的沙尘天气可能弱于实况。因此,总的来说模式模拟出了本次过程沙尘天气形成及向下游扩展的整个过程。

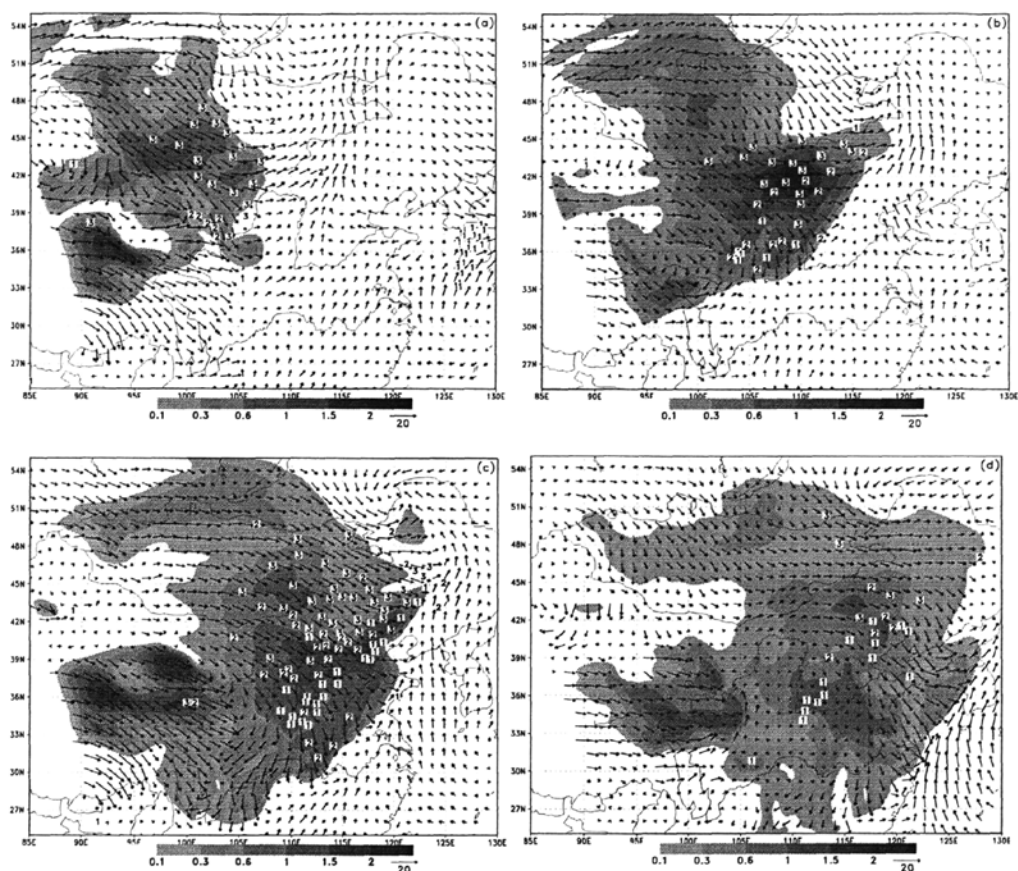


图4 控制试验3月19日14时(a)20日02时(b)20日14时(c)21日02时(d)模拟地面沙尘浓度(阴影区)和地面观测沙尘天气强度(标注,1为浮尘、2为扬沙、3为沙尘暴)。

单位 mg/m^3 。

6.4 沙尘暴形成阶段

图 5 为沙尘暴形成、扩展及减弱阶段控制试验、地形影响及下垫面影响试验模拟沙尘浓度分布。在沙尘暴形成阶段（图 5a,b,c），可以看到沙尘高浓度区主要集中在蒙古国南部和内蒙古西部交界地区，在地形敏感试验中，沙尘浓度出现非常明显的减小，中心值只是控制试验的不足 1/2。进一步去除内蒙古中西部的起沙作用之后，比较图 4b,c 可以看到对沙尘浓度的影响并不明显。可见，相对而言，地形对本阶段沙尘暴强度的影响明显要强于内蒙古中西部起沙的影响。

本次过程强沙尘暴区首先出现在蒙古国和内蒙古交界区的一个原因是由于蒙古气旋的影响。从图 5 风场可以看到，蒙古气旋中心基本上位于 49°N - 52°N 附近并向东移动，因此，蒙古国和内蒙古交界区基本上位于气旋外围冷锋后部的地面风速大值区，因而这一区域为沙尘暴的增强提供了有利的动力条件。其次，天气和次天气尺度地形也提供了沙尘暴在此增强的条件，这主要由于这里处于相对低洼地区，阿尔泰-萨彦岭山地南坡下坡气流携带的沙尘在此能够形成聚集。而地形改变之后，一方面地面风速减小使沙尘暴减弱，另外，阿尔泰-萨彦岭的沙尘向这里的下坡积聚程度减弱。从图 5a,b 可以清楚看到在真实地形条件下阿尔泰-萨彦岭山地的沙尘形成明显的南下聚集趋势。而在地形影响试验中，阿尔泰-萨彦岭山地的沙尘不仅没有形成南下聚集，同时，蒙古国西南部和内蒙古西部的沙尘向南的扩展趋势反而增强，蒙古国和内蒙古西部沙尘强度出现明显减小。

6.5 沙尘暴扩展阶段

在沙尘暴扩展阶段（图 5d,e,f），三个试验中沙尘区的扩展方向都可以大致分为向南和向东两个方向，向东扩展至华北东部，向南主要到达华北南部及中原地区。对比图 5d,e,f 可以发现地形的改变加剧了沙尘扩展方向的这种分裂程度。沙尘向东的输送主要是由气旋成熟阶段气旋冷锋后部偏西气流导致的。值得注意的

是这一阶段沙尘出现了非常强盛的向南输送,已经到达了四川盆地。导致沙尘向南输送的一个原因是气旋冷锋引导的冷空气在侵入我国境内之后,分为向南和向东两个明显的分支,其中向东的分支继续被气旋冷锋引导,而向南的分支则沿下坡地形引导沙尘向南输送。但这支南下的冷空气显然没有冷锋天气过程中的南下冷空气强盛。但是,由于青藏高原的存在,为沙尘暴的向南输送提供了另一有利条件。这就是青藏高原大地形产生的强迫绕流。从图 5 中可以看到,高原绕流的宽度几乎可以达到 5-10 个纬距,绕流沿西北、偏北、东北方向改变,形成了圆弧状的沙尘输送带。对比图 5d,e 可以看到,地形改变之后,使沙尘向南的输送明显增强,同时,也使这支输送带更偏西而接近高原。即地形的改变使青藏高原绕流输送明显增强。其形成原因是由于控制试验中,模拟区域为双高地形,即阿尔泰-萨彦岭山地和青藏高原,而改变地形之后,模拟区只有青藏高原成为唯一的大地形,因而使得地形绕流更加强盛且更贴近高原。

图 5d,e 显示地形改变之后沙尘输送的主体由向东变为向南,而地形改变影响的主要是产生于阿尔泰-萨彦岭山地及蒙古国西南部的沙尘,因此,可以看出本次过程源于阿尔泰-萨彦岭山地及蒙古国西南部的沙尘主要进行向东的输送。对比图 5e,f 可以看到去掉内蒙古西部的起沙之后,沙尘向南的输送明显减弱,而向东的输送几乎没有变化。因此,内蒙古西部的起沙主要进行向南的输送。这样一个大概的输送情况是由地形及天气系统等因素共同决定的。由于蒙古气旋中心较偏北,阿尔泰-萨彦岭山地及蒙古国西南部位于气旋冷锋后部西北、偏西气流控制的区域,因此,更多的产生向东的输送;而内蒙古西部沙漠区相对而言更接近高原,在冷空气进入我国境内并在高原东北侧形成宽阔而强大绕流时,这一地区几乎被该绕流区所控制,因此,更容易产生向南的输送。

之后,沙尘暴在进一步扩展的同时开始减弱(图 5g,h,i),图中可以看到,沙尘暴的扩展依然沿向南和向东两个方向,对比图 5g,h,在控制试验中沙尘区向南扩展到达华中地区,而地形试验中到达这一区域的沙尘强度相对很弱。

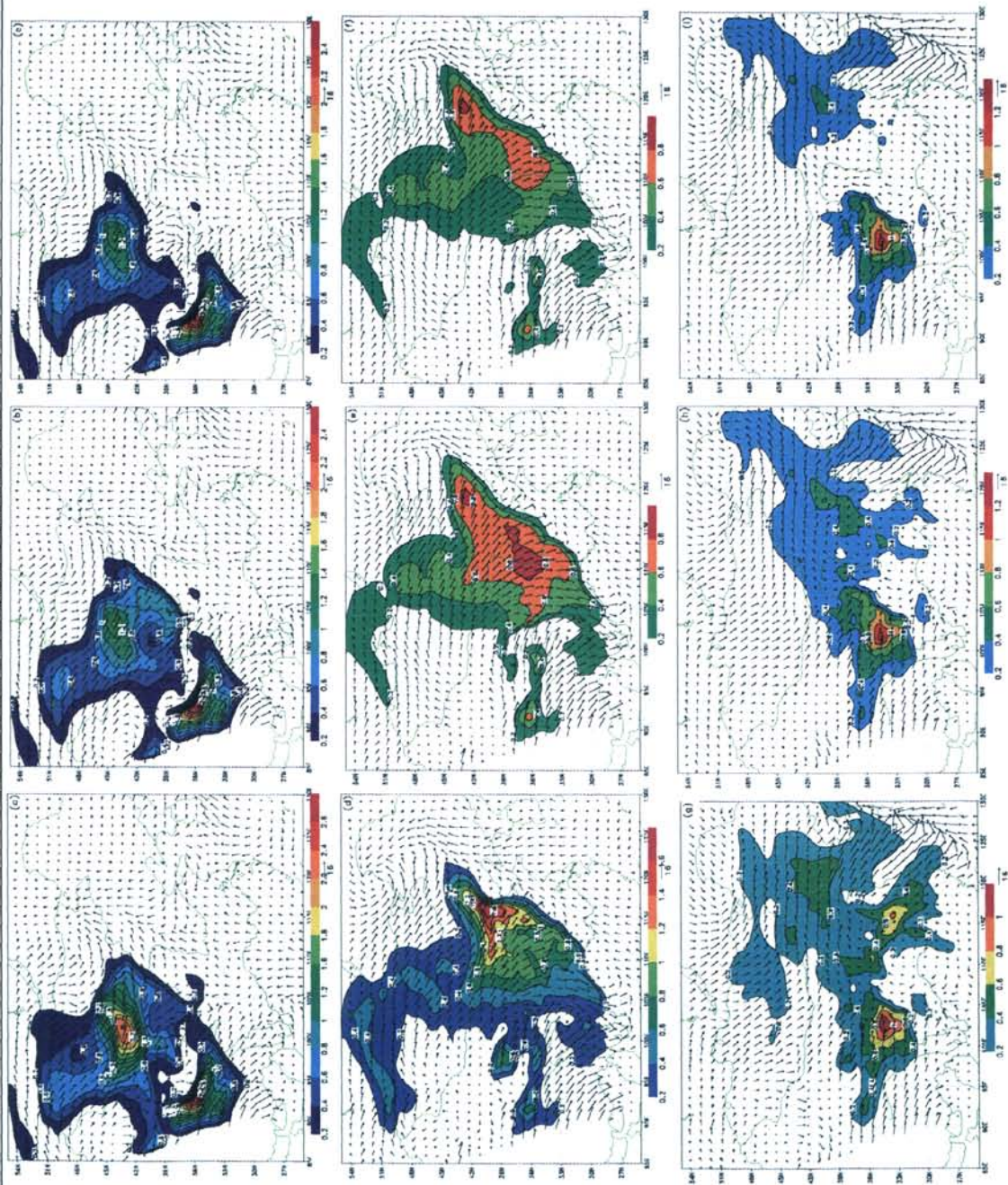


图5 3月19日17时(a、b、c)20日11时(d、e、f)和21日08时(g、h、i)控制试验(a、d、g)、地形敏感试验(b、e、h)和下垫面影响试验(c、f、i)模拟地面沙尘浓度和地面10m风场。单位 mg/m^3

这一结果与图 5d,e 的情况似乎有些矛盾。因为图 5d,e 中地形试验沙尘向南输送较强。进一步分析可以看出,改变地形不仅使高原绕流导致的沙尘向南输送有所增强,同时,也使绕流输送带更贴近高原东侧。对比图 5d,e 可以看到,在控制试验中中原地区的地面风基本上为西北-东南方向,因而整个沙尘输送带基本上呈扇面铺开,因此有较多的沙尘能够输送至华中地区。而在地形实验中这一区域地面风则完全被偏北气流取代,形成一个较狭窄的南北向带状输送带,因而沙尘更多的输送至高原的东侧。输送至高原的东侧沙尘更容易形成沉降,这是该时刻沙尘向南输送表现较弱的一个原因。对比图 2 地形分布可以看到,沿高原东侧地形绕流方向首先在高原东北侧为黄土高原,其东侧为四川盆地,因此高原绕流在经过这一区域时为明显的下坡阶段,而下坡地形将导致地形强迫沉降的产生。这一点通过对比图 5d,e 和图 5g,h 就可以看到,图 5d,e 中,高原东侧四川盆地所在区域具有较强的沙尘输送,而在图 5g,h 中这一区域的沙尘已经完全沉降,因而一定程度表明这一区域沙尘沉降明显要强于其它地区。

对比图 5h,i 可以看到,在去掉内蒙古西部的起沙之后,内蒙古西部到黄土高原一带的沙尘区基本上消失,青藏高原沙尘区与我国东部地区的沙尘区出现隔断,似乎显示到达我国东部地区有可能来自某种跨越式传输。由于在图 5i 中去掉了内蒙古西部的起沙,因此,这部分沙尘可能来自蒙古国地区或者青藏高原。而此时在青藏高原仍然有沙尘出现,故如果这些沙尘中有部分来自青藏高原,则这种传输就是引言中提到的跨越式传输。为了进一步分析这部分沙尘的来源,图 6 给出了本阶段模拟沙尘浓度中心附近 ($119^\circ\text{E}, 40^\circ\text{N}$) 沙尘浓度的时间-高度演变图。图中可见,沙尘浓度随高度的分布明显可以分为两层,一层位于对流层中层 500hPa 以上,一层位于 500hPa 以下对流层低层直到地面。在控制试验中,对流

层低层的沙尘为上下连通的整体,从垂直速度分布可以看到有明显的随下沉运动进行沉降的趋势。而在下垫面影响试验中,这部分沙尘强度大为减小,同时,地面附近的沙尘浓度也有较大的减弱。由于下垫面试验主要改变源于蒙古国地区(通过地形调整)及内蒙古西部(通过下垫面调整)的沙尘强度,因此,这一区域对流层低层的沙尘应该主要来源于蒙古国和内蒙古地区,而从其上下连通以及期间发生明显沉降的情形可以看出这种传输接近引言中提到的整体推进式的沙尘传输。值得注意的是在 500hPa 以上对流层中层的沙尘区在两试验中变化很小,说明这部分沙尘主要来源于蒙古国和内蒙古之外的其它地区,故只能是青藏高原。从 500hPa 沙尘浓度演变(图略)可以看到,在整个沙尘暴发展演变过程中,只有在青藏高原东部出现了较强的沙尘区并进行向东的传输。另外,可以明显看到这一层次的沙尘也没有于非常明显的下沉运动配合。由于这一高度对应较强的水平风速,因此这种传输可能更接近引言中提到中途不发生沉降的跨越式传输。

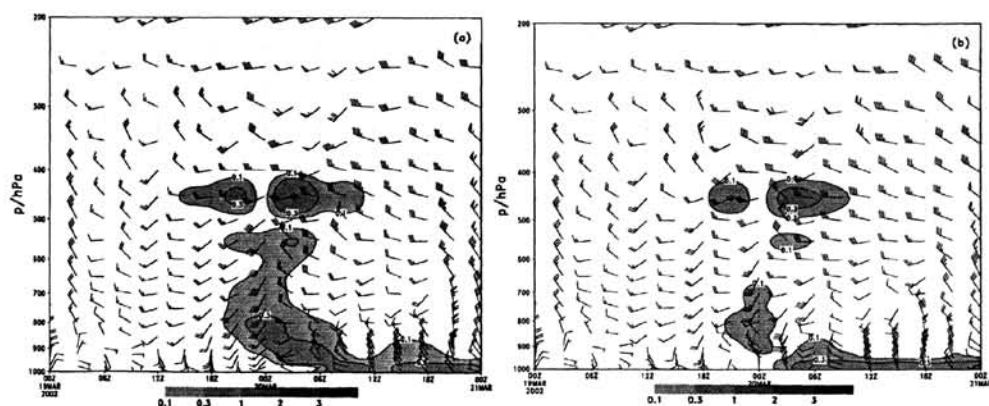


图6 2002年3月19日08时至21日08时119°E,40°N控制试验(a)、地形敏感试验(b)模拟不同高度沙尘浓度时间变化,单位: mg/m^3 。

为了进一步分析这部分来源于青藏高原的沙尘的传输情况,图7给出了19日23时—20日17时控制试验模拟的经过38°N(高原北端)的沙尘浓度纬向剖面图。图中可以看到在19日23时在高原上空有沙尘上扬到达500hPa左右对流层中层,与其下方的沙尘区并未形成明显的分离。至20日05时沙尘区东移,沙

尘区后部的沙尘与 600hPa 到 700hPa 间的下沉运动配合,因而将会发生明显的沉降,导致沙尘区后部对流层中层与低层的沙尘区出现分离。至 20 日 11 时,600hPa 到 800hPa 间下沉运动使对流层低层的沙尘浓度大为减小,而 500hPa 左右的沙尘浓度变化很小,同时,由于对流层中层沙尘传输速度明显快于对流层低层沙尘扩展速度,使得对流层中层的沙尘层与地面附近的沙尘区出现整体分离的趋势。至 20 日 17 时,对流层中层沙尘传输距离已经大大超前于地面附近沙尘区的扩展距离,同时,两个沙尘层之间出现了较明显的分离。可见,从高原上空扬起的沙尘进入对流层中层实现很快的向下游传输,同时期间发生的沉降很小,接近于引言中提到的跨越式传输。进一步分析沙尘层与垂直速度的关系可以发现,在整个沙尘传输和扩展过程中,沙尘层的前上方,即沙尘区前部对流层中层,往往对应上升运动,而在沙尘层的后下方,即沙尘区后部对流层低层,往往对应下沉运动。由于在对流层随着高度的增加风速将增强,因此这种条件下显然会导致沙尘层在传输过程中的分离,即对流层中层沉降较少、速度较快的沙尘传输层与地面附近的速度较慢、沉降较强的沙尘区逐渐分离。在这种跨越式传输的开始阶段,导致沙尘层不同区域垂直速度分布差异的原因是地形造成的。由于青藏高原的海拔高度在 4000m 以上,因此在高原东北边缘沙尘上扬很容易达到 500hPa,而此时与沙尘区配合的是上升运动,当其很快移出高原时,在高原背风坡对流层低层由于地形作用产生很强的强迫下沉运动,这一点从图 7 高原东侧很强的下沉运动区就可以看到。因此,对流层低层的这种地形导致的强迫下沉首先使沙尘层出现分离的趋势。在沙尘层进一步传输过程中,由于天气系统的移动速度是高层慢于低层,因此,当地面附近及对流层低层由于冷空气侵入已经变为冷平流下沉区时,在对流层中层还可能是尚位于槽前上升运动区,因此,这种高低层系统移动的不同步将导致在沙尘层的前上方为上升运动,后下方为下沉运动,因而导致在沙尘层远离高原之后仍然存在着使其上下层分离的动因。

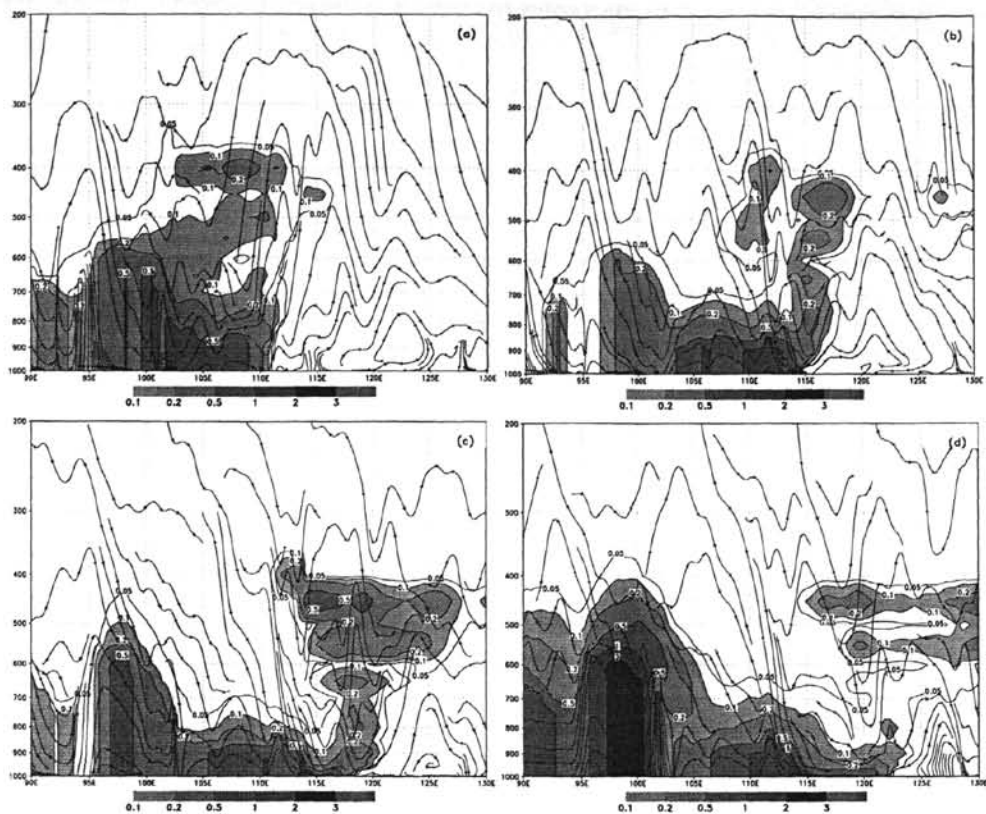


图7 控制试验模拟19日23时(a)、20日05时(b)、20日11时(c)及20日17时(d)沿北纬38°纬向剖面图。等值线为沙尘浓度,单位 mg/m^3 ,流线利用 $u; w \times 50$ 合成。

目前,关于青藏高原沙尘天气的研究以及人们的关注都不是很多。方小敏等^[8]对产生于青藏高原的沙尘天气进行了研究,指出青藏高原也是我国的一个重要沙尘源地,青藏高原沙尘天气常出现在冬、春季(1-3月),早于我国其它地区沙尘出现的典型季节(3-5月),但与日本等地观测到的气溶胶浓度较高的季节一致。这表明高原沙尘天气形成后,进行了跨越式的传输。从本文以上分析可以一定程度的验证这一观点。另外,沙尘的这种跨越式传输也并不仅仅是青藏高原这种大地形才可以导致。正如前文提到的,高低层天气系统移动的不同步本身就是使沙尘层形成分离,进而在高层形成沙尘跨越式传输的动因。这里,只要天气系统达到足够的强度并能够将大量沙尘上扬至对流层中层以上,则这种跨越式传输是完全可以实现的。而地形的作用是当上下游地形高度落差很大时,沙尘层上下分离

的趋势将会得到明显的加强。

6.6 结论

本章利用沙尘数值预报系统针对我国北方地形影响沙尘上扬、传输等进行了模拟研究和敏感性试验,结果表明:

(1) 地形通过影响沙尘扬升高度、沙尘传输方式、传输方向、传输距离以及通过强迫下沉导致沙尘沉降等对沙尘暴发生、发展和扩展过程的各环节产生影响。

(2) 在蒙古气旋型沙尘暴过程中,天气系统与地形的共同影响使沙尘暴首先在蒙古国西南部和内蒙古西部得到明显加强。沙尘暴的扩展明显分为向东和向南两个方向。天气系统是导致沙尘向东扩展的一个重要因素;青藏高原东北部形成的地形强迫绕流是沙尘大规模向南扩展的主要原因。由此决定了在产生于蒙古国的沙尘主要向东输送,产生于内蒙古西部沙漠区的沙尘主要向南输送,到达我国中原地区的沙尘主要源于这一输送。

(3) 地形影响使沙尘有两种扩展方式:整体推进式和跨越式传输。整体推进式的特点是,沙尘主要存在于对流层低层,条件是上下游地形落差较小;跨越式传输的特点是,沙尘在对流层中层进行远距离传输,沉降很少,条件是上下游地形落差较大。源于蒙古国、内蒙古地区的沙尘往往进行整体推进式传输;而产生于青藏高原的沙尘常形成跨越式传输。

本章参考文献

1. 石广玉, 赵思雄, 沙尘暴研究中的若干科学问题, 大气科学, 2003, 27 (4): 591-606.
2. Zhang X Y, Gong S L, Zhao T L, et al. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, 30 (24): doi: 10.1029/2003GL018206, 2272.
3. Zhao T L, Gong S L, Zhang X Y, et al, A Simulated Climatology of Asian Dust Aerosol and Its Trans-Pacific Transport. Part I: Mean Climate and Validation. *Jour. Clima.* 2006, 19 (1):

88-103.

4. Zhang X Y, Wang YG, Wang D, et.al, Characterization and sources of regional-scale transported carbonaceous and dust aerosols from different pathways in coastal and sandy land areas of China *J.Geophys.Res.*,2005,110:D15301,doi:10.1029/2004JD005457.
5. Hacker, J.P., Mckendry, I.G and Stull, R.B, Modeled downward transport of a passive tracer over western north America during an Asian dust event in April 1998, 2001, *Jour. App. Meteor.*, **42**: 397~406.
6. 程丛兰, 王迎春, 刘伟东等, 与动力场相耦合的区域沙尘分档模式及个例模拟, 科学通报, 2004, **46** (19): 2007~2013.
7. Anthes.R.A.,and T.T.Warner. Development of hydrodynamics models for air pollution and mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev*, 1978,106, 1045~1078.
- 8 方小敏, 韩永翔, 马金辉等, 青藏高原沙尘特征与高原黄土堆积: 以 2003-03-04 拉萨沙尘天气过程为例, 2004, 科学通报, 49: 1084~1090.

第七章 沙尘气溶胶物理特征和起沙率研究

沙尘暴的重要危害之一是沙尘气溶胶污染环境,同时,对气候变化产生重要影响。因此 愈来愈受到人们的关注。沙尘对空气的污染主要体现在两个方面,其一是通过空气中的总悬浮颗粒物TSP(Total Suspended Particle) 降低能见度,危害交通安全和其它活动;其二是以可吸入颗粒物 PM_{10} (Particle matter less than $10\mu m$) 的形式通过呼吸运动进入呼吸道,引发各种呼吸道疾病。近年来,可吸入颗粒物已成为影响我国空气质量的首要污染物。沙尘天气对空气质量的影响最直接的指标是沙尘天气多发期间城市环境空气的TSP或者 PM_{10} 含量明显升高,反映出沙尘对空气质量影响的绝对强度。

由于沙尘气溶胶的危害及对环境、生态和气候的巨大影响,人们对沙尘气溶胶的特征进行了广泛的研究^[1-9]。牛生杰等^[3-4]利用空气动力学粒子谱仪对贺兰山地区沙尘天气的气溶胶理化特征进行了系统的研究,分析了沙尘气溶胶粒子谱的平均谱分布特征和化学组分。李霞等^[5]通过利用太阳光度计对南疆地区沙尘气溶胶的观测分析,初步探讨了沙尘气溶胶光学特性与沙尘天气强度的关系。 权建农等^[6]通过分析2001年沙尘天气过程期间河西走廊沙漠和兰州市沙尘气溶胶的浓度和粒径分布特征,研究了强沙尘暴期间沙漠地区起沙和输送对下游沙尘天气强度的影响程度。对于大气气溶胶光学厚度研究,人们运用了不同手段研究了不同下垫面条件下气溶胶光学厚度的时空分布特征,例如利用MODIS卫星遥感我国东部地区^[7]和四川盆地^[8]气溶胶光学厚度分布特征以及利用太阳光度计资料反演银川地区^[9]气溶胶光学厚度并分析其分布特征。

作为我国北方一个非常重要的沙尘源地,内蒙古中西部沙漠和荒漠化地区由于气溶胶观测系统建设的不足,对该地区沙尘气溶胶特征的研究相对较少。因此,本章利用在内蒙古几次典型沙尘暴过程期间得到的TSP连续观测资料及太阳光度计资料,结合气象观测对沙尘气溶胶特征及其形成原因进行分析研究。

7.1 沙尘气溶胶物理特征研究

7.1.1 沙尘暴 TSP 质量浓度的观测研究

7.1.1.1 观测采样及天气过程概述

TSP 质量浓度的观测采样地点分别设在阿拉善左旗、包头、呼和浩特、四子王旗、集宁、化德、二连浩特、苏尼特右旗（图 1）；采样时间从 2001 年 4 月 6 日至 7 日。观测采样在不同站点分别采用流量为 1000L/min 的 TH-1000C2、HVC-1000A 和 HVC-1000N 等大气采集器；采样粒径范围为 0.1-100 μm ；分析方法为重量法：用大容量涡轮风机以 1000L/min 左右的流量抽取采样器双坡形顶盖下面一定范围的空气，使空气中粒径小于 100 微米的悬浮颗粒物被截留在恒重的滤膜上。采样数小时后取下滤膜，与采样前的重量比较，利用前后的重量差得出 TSP 浓度值。

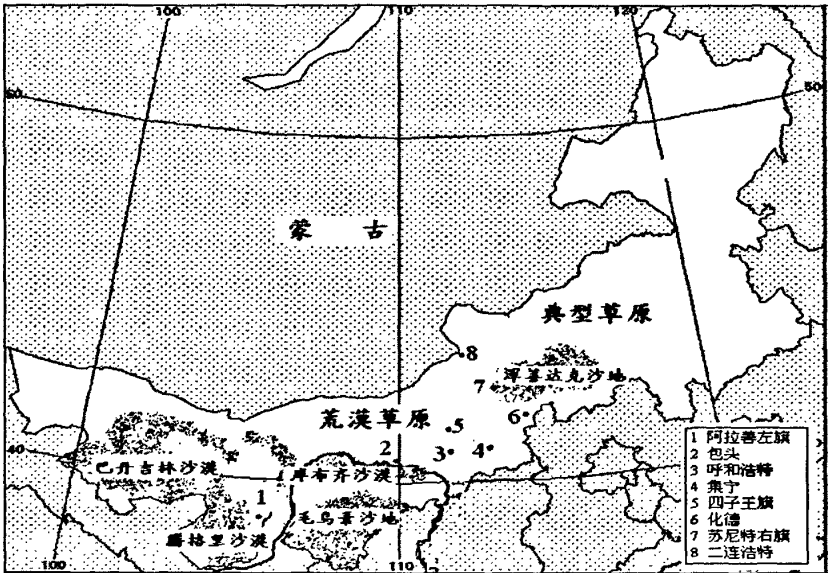


图 1 沙尘采样站点及内蒙古地区地表类型分布

天气过程仍是前两章研究针对的 2001 年 4 月 6-8 日的影响我国北方的特强沙尘暴过程。观测采用地点设在本次过程强和特强沙尘暴出现的内蒙古中西部。

7.1.1.2 TSP 随时间变化特征

此次沙尘暴过程中各站点的采样数据列于表 1。从表中可以看出，在沙尘暴过程中，TSP 浓度的量级都在 $10^0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 以上，甚至达到了 $10^1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ ，这一结果比牛生杰等^[3]在贺兰山地区沙尘暴天气所获得的观测结果大了一个量级。其中最小值出现在 4 月 6 日的化德，其值为 $1.896 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ ；最大值是苏尼特右旗的 $52.153 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ ，出现在 4 月 6 日 14 时至 16 时，几乎是背景大气的 500 倍（背

景大气TSP通常为 $10^{-2} \text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 量级), 平均浓度达到了 $13.399 \text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

比较各站点各时段TSP的值, 可以看出沙尘暴的影响范围及强度。首先, 从沙尘暴影响的范围来看各地TSP浓度的变化。结合表2中沙尘暴的影响过程, 在内蒙古境内, 沙尘暴是在6日08时从阿拉善盟首先开始的。从6日中午11时到下午17时, 阿拉善左旗的TSP浓度已经上升到 $8.841 \text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$, 而此时东部其余各站TSP浓度虽然也已经大幅度升高, 但还未达到最大值, 集宁、化德、二连浩特和苏尼特右旗等站TSP浓度均在 $2 \text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 左右。沙尘暴在阿拉善盟持续到6日16点结束, 从4月6日17:10至4月7日11:10这段时间内, TSP浓度已经显著降低到了 $2.236 \text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。随着沙尘暴的逐渐东移, 它开始强烈影响到内蒙古中西部地区, 这也可以从这些地区迅速升高的TSP浓度值看出。从6日午后开始, 中东部的四子王旗、苏尼特右旗TSP浓度已经达到了 $10^1 \text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 量级。而到了7日, TSP值又开始降低。因此, 各地TSP浓度变化的时序很及时的反映了沙尘暴的强度和影响范围的变化。

其次, 沙尘暴强度对TSP浓度变化的影响显著。6日16时到7日02时, 沙尘暴强度达到最强, 内蒙古中部偏北地区5个气象站满都拉、朱日和、二连浩特、苏尼特左旗和阿巴嘎旗能见度降至0m, 形成特强沙尘暴(黑风暴)。图2描述了苏尼特右旗和四子王旗两个站在6日至7日特强沙尘暴期间每隔数小时获取的TSP。因为TSP浓度随天气现象的变化明显, 而沙尘暴出现时, 历时相对较短, 若采样期较长, 则平均浓度受到明显冲淡。从图中可以看出, TSP浓度从6日上午开始增大, 并且随着沙尘暴的不断增强, 到傍晚时, 即沙尘暴最强的时段, 达到最大值, 苏尼特右旗和四子王旗分别为 $52.153 \text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $26.409 \text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。到了7日, TSP浓度绝对值虽然仍然很大, 但相对于最大值已经明显下降, 仅仅是最大值的十分之一至五分之一。

表1 2001年4月6日—7日沙尘暴采样过程中TSP的质量浓度随时间变化

站点	月.日(时)/北京时	TSP/($\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$)
阿拉善左旗	4.6(11:00)—4.6(17:00)	8.841
	4.6(17:10)—4.7(11:10)	2.236
包 头	4.6	9.224
	4.6	11.847
	4.7	11.860
四子王旗	4.6(9:20)—4.6(17:00)	4.126
	4.6(17:15)—4.6(20:30)	26.409
	4.6(20:50)—4.6(23:40)	11.422

集 宁	4.6(24:05)—4.7(10:05)	2.765
	4.6	2.579
	4.7	3.042
化 德	4.6	1.896
	4.7	25.825
二连浩特	4.6	1.933
苏尼特右旗	4.6(8:30)—4.6(11:30)	2.424
	4.6(11:30)—4.6(14:00)	15.751
	4.6(14:15)—4.6(16:15)	52.153
	4.6(16:15)—4.6(18:15)	48.982
	4.6(18:15)—4.7(18:15)	11.263

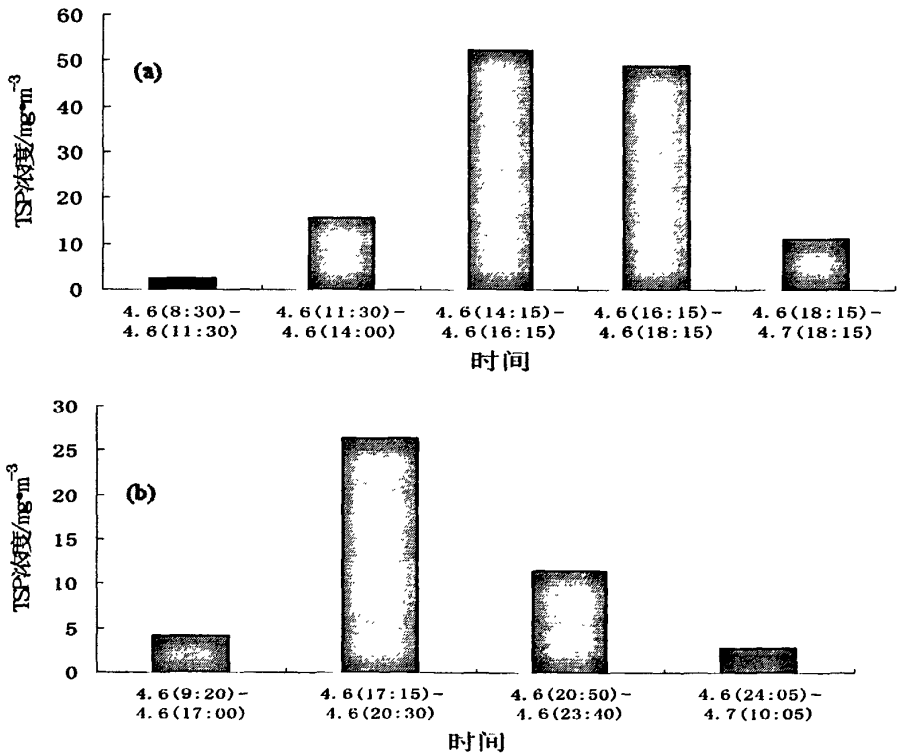


图2 TSP质量浓度随时间变化(a) 苏尼特右旗(b) 四子王旗

7.1.1.3 TSP 浓度的地域特点

结合天气观测资料可以进一步揭示本次沙尘暴过程的特点。表2为TSP浓度及对应的能见度、地面风向、风速。从中可以看出TSP浓度与能见度具有非常密切的关系，TSP浓度较大时，能见度较低。说明能见度和TSP浓度是从不同角度，但都能够反映沙尘暴的强度变化。从表2还可看到，TSP采样时间与沙尘暴发生时段并不严格一致，TSP采样时间往往长于沙尘暴持续时间，这将导致平均浓度被冲淡。而且TSP采样站点并不是沙尘暴最强的测站，本次过程在满都拉、朱日和、二连浩特、苏尼特左旗和阿巴嘎旗能见度都达到0m，而苏尼特右旗沙尘暴强度（300m）明显要弱于这些测站,这也将使观测到的TSP浓度最大值小于实际

情况。因此,本次过程TSP的最高浓度 $52.153\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 仅是一个保守的估计。

表2 2001年4月6日—7日各站TSP质量浓度及对应的能见度和地面风向、风速特征

站点	TSP (取样时间)	能见度 (沙尘暴维持时间)	风向、风速 (出现时间)
阿拉善左旗	8.841 (4月6日11:00—17:00时)	0.8km(14:00观测,下同) (12:20-14:44)	NNW,8m/s (14:00)
包头	9.224 (4月6日)	0.6km(20:00) (6日17:51-18:10,19:06-20:00)	NWW,7m/s (20:00)
呼和浩特	11.860 (4月7日)	(6日21:12-7日00:53)	SW (23:00)
化德	25.825 (4月7日)	0.9km(02:00) (6日20:52-7日05:20)	W (02:00)
苏尼特右旗	15.751 (4月6日11:30—14:00时)	0.3km(14:00) (6日12:51-20:00)	SWW,14 m/s (14:00)
	52.153 (4月6日14:15—16:15时)		
	48.982 4.6(16:15)—4.6(18:15)	0.3km(20:00) (6日12:51-20:00)	SSW,8 m/s (20:00)

对比表2和图2还可看出,本次过程从西向东—即从阿拉善左旗到包头、呼和浩特直至化德、苏尼特右旗,TSP浓度及沙尘暴强度是逐渐增强的。导致这一结果的原因有多个方面,首先,这与天气系统发展的不同阶段有关:在内蒙古西部阿拉善左旗发生沙尘暴时,蒙古气旋刚开始发展,沙尘暴较弱;随着气旋东移发展加强,在内蒙古中部引发的沙尘暴明显增强;其次,与沙尘暴出现时间有关:阿拉善左旗沙尘暴出现在上午前,苏尼特右旗则出现在午后到傍晚。一般意义上,受到地面加热日变化的影响,沙尘暴强度往往在午后到傍晚达到最强^[10]。所以阿拉善左旗的TSP浓度较小,而苏尼特右旗相应的TSP浓度却很大。

结合地面观测和遥感监测信息,可以对本次过程的沙源进行简单的分析。表2中,内蒙古西部阿拉善左旗、包头发生沙尘暴时为西北风,表明位于地面气旋冷锋之后,而发生在地面气旋冷锋后的沙尘暴主要源自(蒙古国)远距离输送^[10];而内蒙古中部各站沙尘暴发生时均为偏西或西南风,表明位于气旋冷锋前,低层西南方向的主导风向表明沙尘主要来自(内蒙古地区)局地起沙。6日14时,冷锋后大范围的沙尘区位于蒙古国,而锋前内蒙古中部一小范围孤立的沙尘区与蒙古国的沙尘区未曾连通,正位于苏尼特右旗附近。因此,本次过程内蒙古中、西部的沙尘暴可能具有不同的沙源。

需要注意的是TSP观测表明内蒙古中部位于气旋冷锋前部源于局地起沙的沙尘暴是非常强的（苏尼特右旗，6日20时前）。说明内蒙古中部具有较强的供尘能力。而与内蒙古西部沙漠聚集区相比，内蒙古中部除了浑善达克沙地位于测站下游之外，均为荒漠化草原。因此，荒漠化草原同样具有强的供尘能力。这与有关研究指出的沙漠区不是最强的供尘区的观点是一致的^[11]。一些实地勘测表明，近些年，由于干旱和草场过度荷载，使内蒙古中部的草原生态迅速恶化，如2000、2001年内蒙古中部苏尼特右旗、苏尼特左旗、阿巴嘎旗、镶黄旗等地区的牧草全年枯黄无返青^[12]。这显然是导致本次过程内蒙古中部强沙尘暴产生的一个重要原因。

7.1.1.4 与人为排放源导致的大气TSP浓度对比

尽管上述观测到的TSP浓度最大值可能被低估，但仍然要比其它污染物造成的大气污染程度严重的多。图3为2000-2004年冬季（12-2月）呼和浩特市小召、糖厂、公安厅及三点平均的空气污染物TSP浓度（TH1000型采样器，重量法测定，该数值已经去除沙尘天气对TSP的影响，全部为其它污染源导致），其中，小召为旧城区，煤炉取暖为主要污染原因，糖厂则为工业污染，公安厅为新城区，为综合污染。图中可以看到，呼和浩特市最严重的污染源为独立取暖，图中明显的逐年下降趋势表明城市建设和集中供暖对改善空气质量的作用。而平均的污染物TSP浓度在 $0.3\text{—}0.6\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 之间（平均 $0.48\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ），在小召观测到的TSP浓度极值是 $1.05\text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ （2000年1月17日）。仅是本文沙尘暴过程呼和浩特TSP浓度的1/11，是苏尼特右旗TSP浓度的1/52，远小于沙尘暴导致的空气污染程度。我们知道，人为的空气污染源在冬季是最强的，且城市远强于农牧区，因此呼和浩特冬季的污染应该是内蒙古地区相对较强的。而即使是这样最强的人为造成的污染，与沙尘暴所导致的对空气质量的污染程度相比，也是微不足道的。

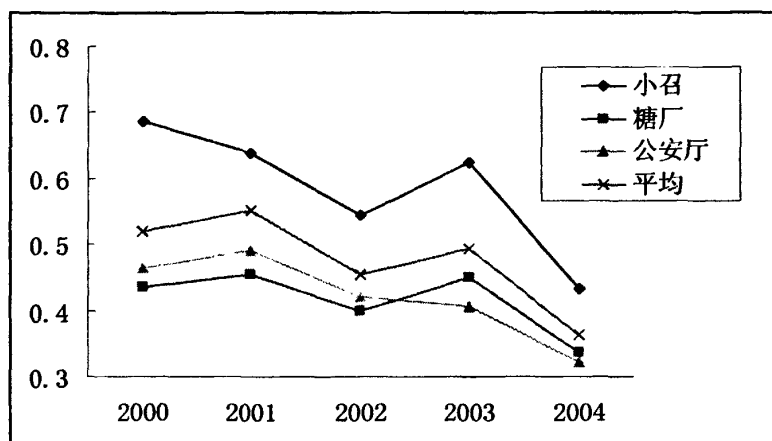


图3 2000-2004年呼和浩特冬季(12—2月)空气污染物TSP浓度值(单位: $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$)

7.1.2 沙尘气溶胶光学特征研究

7.1.2.1 观测地点及观测时间

光学厚度研究观测地点选择在我国沙尘天气典型路径上^[13]的额济纳旗、乌拉特中旗(以下简乌中旗)、东胜、朱日和、锡林浩特等五个测站(图4), 也是我国沙尘暴出现较为频繁的内蒙古中西部。观测仪器为CE-318太阳光度计。观测时间为2002年11月10-11日、2003年4月8-11日、2003年4月13-15日和2003年4月15-17日四次沙尘天气过程。其中, 2002年11月10-11日沙尘暴过程为秋季发生在内蒙古中西部的较强沙尘暴过程, 较为罕见, 而2003年3-4月间的三次沙尘暴过程是较为典型的内蒙古春季沙尘暴过程。

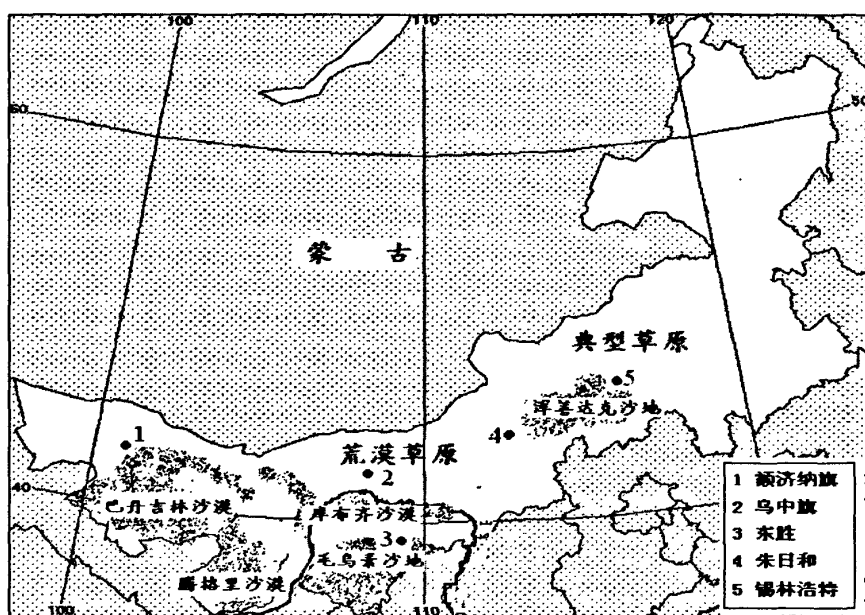


图 4 五个太阳光度计观测站点分布

7.1.2.2 单站晴朗天气与沙尘天气大气气溶胶光学厚度比较分析

为了能够更清楚的反映沙尘暴发生时的气溶胶光学厚度特征,本节将针对上述测站典型沙尘天气与该站晴朗天气下的光学厚度进行对比。

7.1.2.2.1 东胜站

从历史气象资料可知 2003 年 3 月 24 日当天晴朗无沙尘天气如图 5(b)所示,这一天当中,各波段大气气溶胶光学厚度始终在 0.35 以下,光学厚度值最大的 440nm 波段大部分时间均在 0.3 以下,各波段光学厚度全天变化不大,只有三次较为明显的峰值,但这些峰值也均在 0.35 以下,由此可以看出晴朗天气下该地区气溶胶光学厚度较小。而对比 2002 年 11 月 11 日的日变化图发现,这一天该站气溶胶光学厚度的值较 2003 年 3 月 24 日的值明显增大,全天大部分时间均在 1.0 以上,而从北京时间下午三点以后光学厚度的值超过 2.0 且一直增大,这说明当天这里的光学厚度很大,由于当地基本没有工业生产活动,因此由于人为原因造成气溶胶浓度异常增大的可能性不大,结合当地的自然环境状况,可以基本分析这样的情况是由沙尘被大量卷入空中造成的,也即发生了沙尘天气,当天的历史天气现象记录该站发生了扬沙浮尘天气,这与日变化图所反应的情况是吻合的。

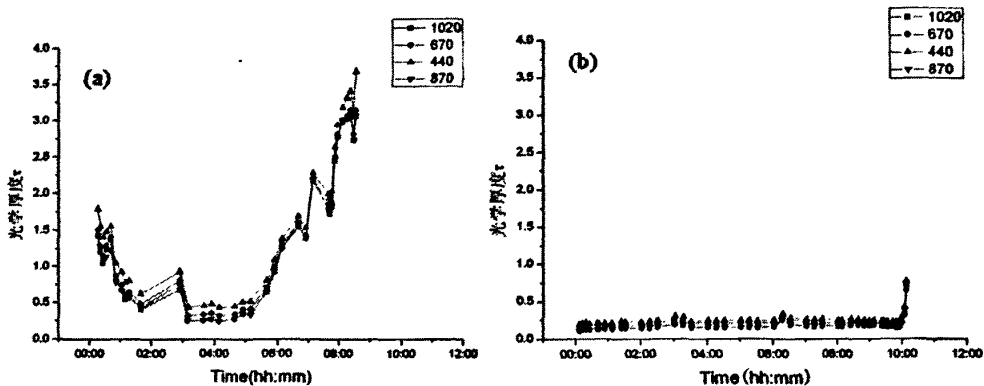


图5 东胜站2002年11月11日(a)与2003年3月24日(b)大气气溶胶光学厚度日变化比较
(时间为世界时,下同)

7.1.2.2.2 锡林浩特和额济纳旗

从锡林浩特站(图 6)和额济纳站(图 7)的资料中可以看出,沙尘天气和晴朗天气的光学厚度的对比特征与东胜站的对比特征基本一致,在有沙尘天气发生的一天中,该站大气气溶胶光学厚度都较晴朗天气时的要明显增大,一般沙尘天气中光学厚度值均是晴朗天气的3倍以上,所不同的一点就是沙尘天气的强度不同,从图中比较可以发现2003年4月这次沙尘天气过程中锡林浩特站的气溶胶光学厚度要明显大于额济纳站的,这也表明这次过程中锡林浩特站的沙尘过程强度要明显强于额济纳旗。从图8两站的天气要素演变可以验证这一点。图中,额济纳旗13日能见度从30km开始减小,最低达到12km,之后又开始增大。而锡林浩特14日能见度同样从30km开始减小,最低达到9km,之后开始增大。对比图6,7可见,气溶胶光学厚度和地面能见度反映的沙尘暴强度是一致的,即锡林浩特沙尘暴强度强于额济纳旗。

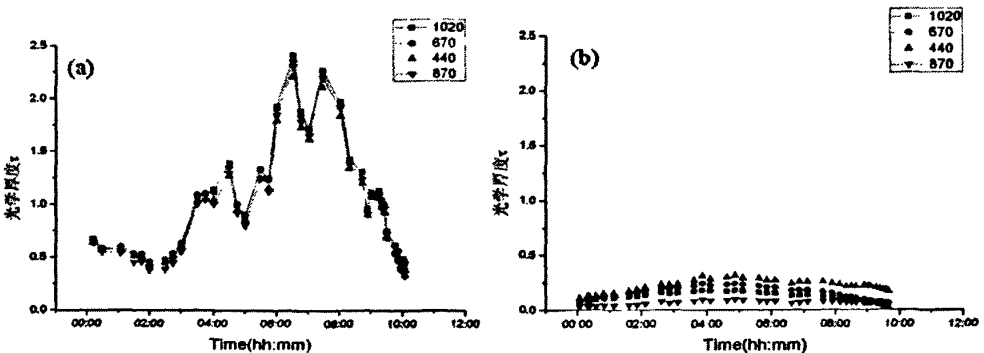


图6 锡林浩特站2003年4月14日沙尘天气(a)与2002年3月26日晴朗天气(b)
光学厚度日变化比较

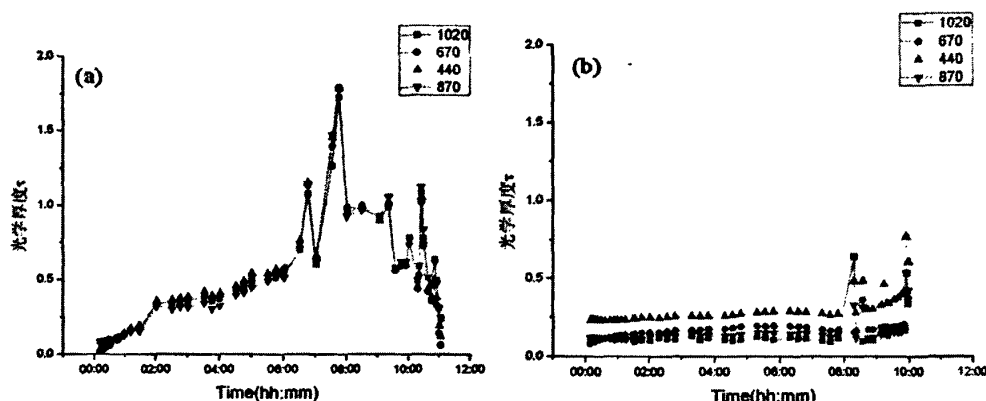


图7 额济纳旗 2003 年 4 月 13 日沙尘天气(a)与 2002 年 10 月 8 日晴朗天气(b) 光学厚度日变化比较。

从以上对东胜站,锡林浩特站和额济纳站的气溶胶光学厚度对比分析中可以发现,在沙尘天气过程中,气溶胶光学厚度是一个非常敏感的因素,它的敏感性不仅能够清楚反应出沙尘天气的发生,对于沙尘天气的强度也是相当敏感的。另外,与地面气象要素能见度相比,光学厚度能够更加精确反映沙尘天气的强度特征。由于能见度的观测是在地面附近沿水平方向,观测密度为 3 小时,且为目测。而光度计是利用仪器观测整层大气气溶胶的光学厚度,且为连续观测,因此光学厚度揭示的是更全面的沙尘强度特征。

此外,从各站晴朗天气气溶胶光学厚度的日变化趋势中可以发现,一天当中光学厚度的变化基本均为先增大而后减小,排除变化速度的快慢,其总的趋势是大致一样的。对于较强的沙尘天气过程,由于天气系统的演变并不遵循严格的日变化,导致沙尘强度也不完全表现为日变化,但其演变还是会受到日变化的影响。如额济纳旗 13 日和锡林浩特 14 日光学厚度表现为明显的日变化(一次过程中在不同地点不同时间出现相同的日变化则可以排除天气系统的影响),图 8 能见度的演变与光学厚度的演变是非常一致的。可以说明,气溶胶光学厚度的日变化与大气的稳定度是有一定关系的。总体上看,早晨光学厚度较小,因为此时大气较为稳定,湍流活动并不强烈,地面沙尘等粒子不易被挟卷入空中,而从早晨到午后的时间里,随着太阳辐射加热使大气稳定度逐渐减小,湍流运动加强,使得不断有粒子被挟卷入空中,也就增大了空中气溶胶的光学厚度,之后随着太阳辐射强度减小直到最后消失,大气稳定度又会逐步恢复稳定湍流强度减小,从而使光学厚度减小。大气稳定度的这种日变化可以在图 8 地面温度的演变中得到验证,

图中，两站的地面温度都表现为先增大再减小的变化特征，由于高空温度的变化是相对较小的，因此，地面和大气低层的温差 ΔT 出现从小到大再减小的变化过程，即稳定度先减小再增大的演变过程。虽然气溶胶光学厚度随大气稳定度的变化趋势是一致的，但因为挟卷沙尘粒子进入空中和粒子沉降均需要一定时间，因此光学厚度的变化相对于稳定度的变化存在一定的滞后。

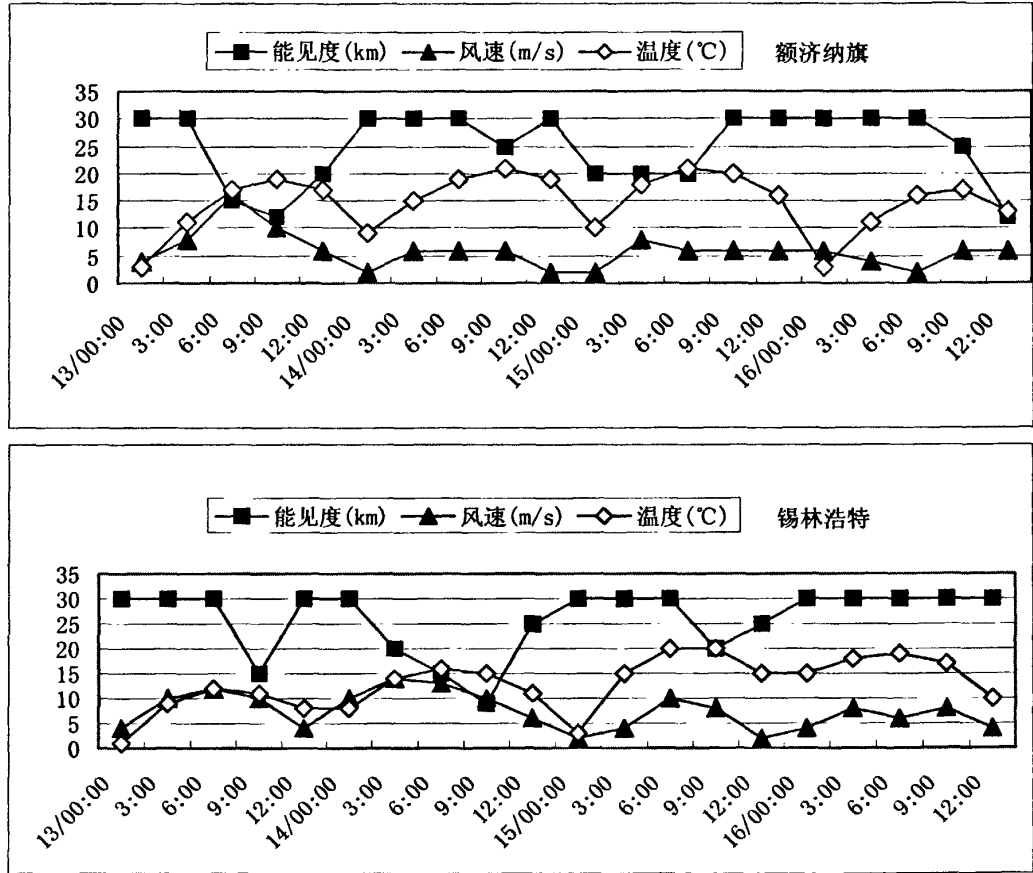
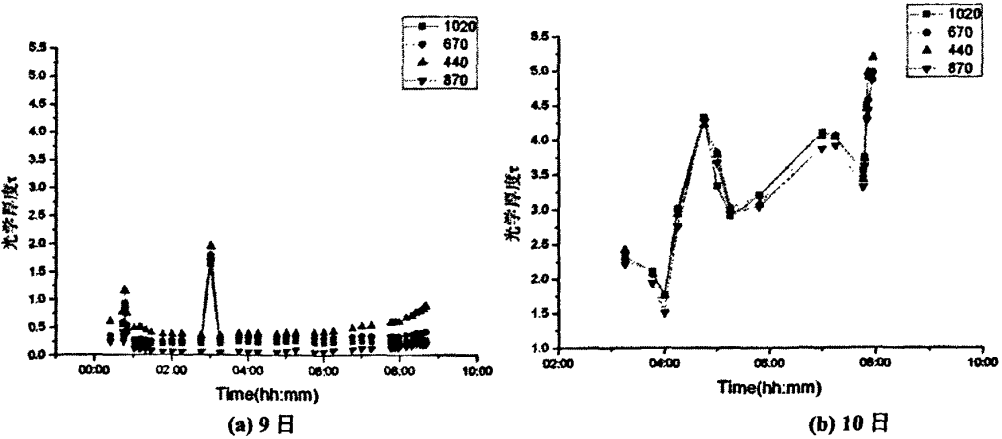


图 8 额济纳旗和锡林浩特 4 月 13~16 日地面气象要素演变



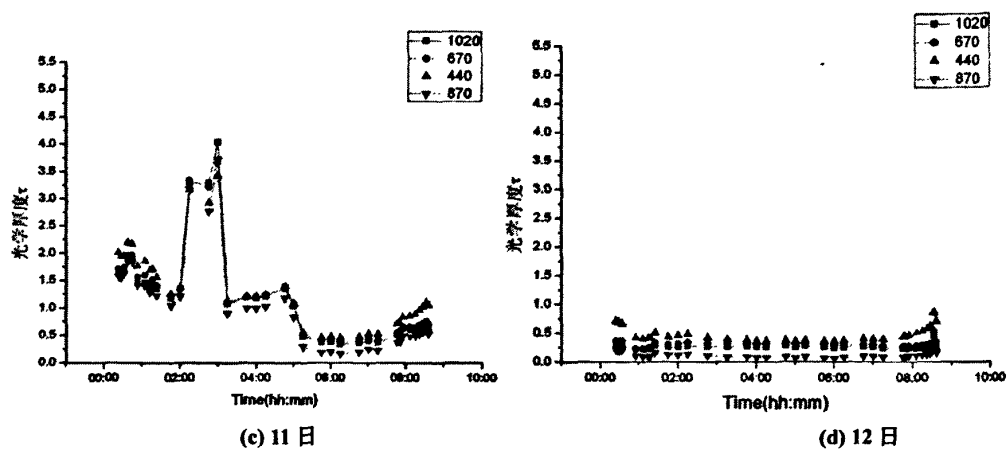
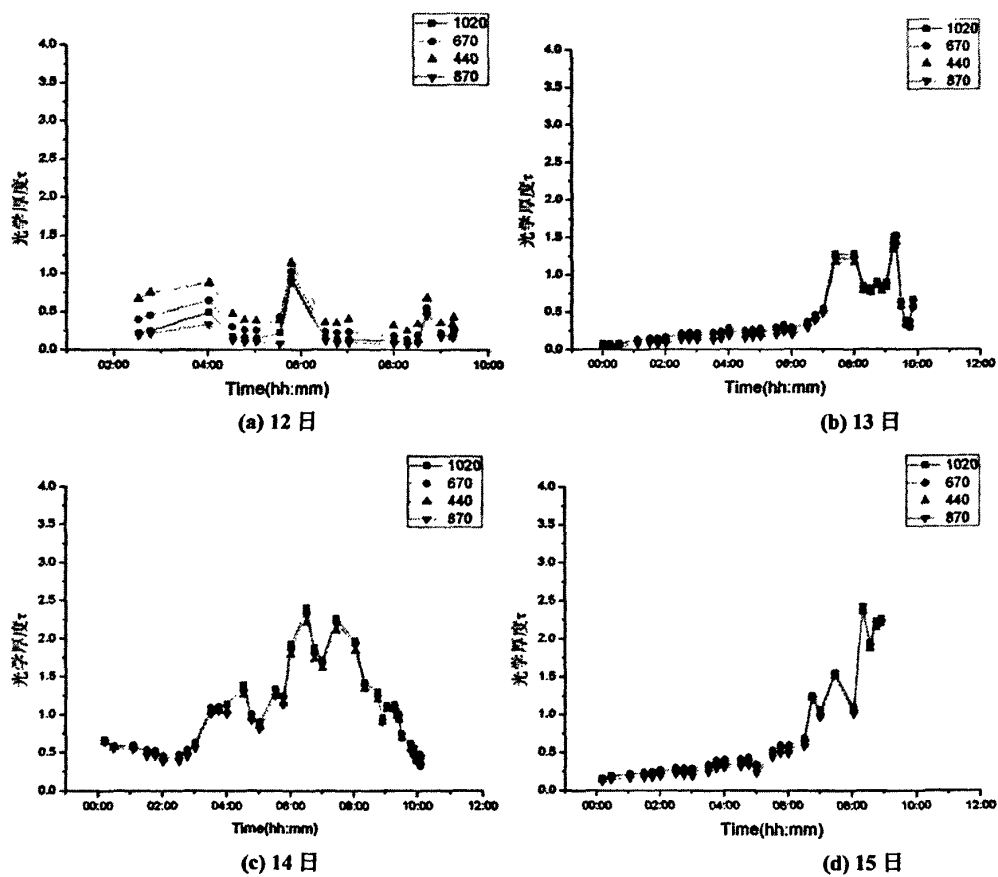
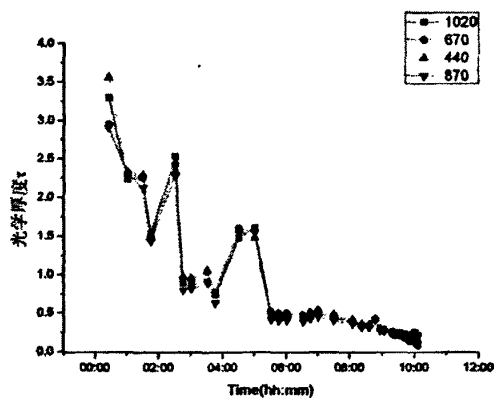


图 9 乌中旗站 2002 年 11 月 10(b)-11(c)日沙尘天气及其前(a)、后(d)两天气溶胶光学厚度日变化图





(e) 16 日

图 10 锡林浩特站 2003 年 4 月 13(b)、14(c)、15(d)日沙尘天气及其前(a)、后(e)两天气溶胶光学厚度日变化图

7.1.2.3 单站沙尘天气过程气溶胶光学厚度时间变化特征

以下选取了乌中旗站 2002 年 11 月 10-11 日和锡林浩特站 2003 年 4 月 13-15 日两次沙尘天气的资料，分析对比在沙尘天气发生前后两天与发生时，大气气溶胶光学厚度的不同特征。

从两个站资料对比发现，在有天气现象记录的发生沙尘天气的日子中，大气气溶胶光学厚度在一天当中的值都比发生前及发生后的要大。在乌中旗 2002 年 11 月 10-11 日这次沙尘天气过程发生的前一天，该站光学厚度值基本正常，相对与晴朗天气偏大表明大气中的粒子浓度已有所增加，在当天后半天可以从图中看到光学厚度值的明显增大，由此也可以推测这是沙尘天气发生的前期预兆。有沙尘天气发生的两天里，该站大气气溶胶光学厚度的值基本都维持在 1.0 以上，尤以 10 日最大，基本都在 2.0 以上，这表明当天有较强的沙尘暴发生。11 日该站前半天光学厚度值仍较大，而后半天就明显减少，表明沙尘天气强度在减弱，到第二天，即 12 日，该站的光学厚度值已基本恢复正常，只是较晴朗天气下仍然偏大，这可能时由于前一日沙尘天气过程中被挟卷入大气中的沙尘并没有完全沉降，仍有部分细小粒子漂浮在空中所造成的。

锡林浩特站 2003 年 4 月 13-15 日的沙尘天气过程中，气溶胶光学厚度的时间变化特征与乌中旗的结果是非常相似的，在沙尘天气发生的前后两天，光学厚度值基本在正常范围内，而在发生沙尘天气的三天当中，光学厚度值均较大，从图中发现与乌中旗这次过程有所区别的是，锡林浩特站的这次沙尘过程强度相对

较弱，且在 16 日，也即沙尘天气结束的第二天可以从图中看到一个光学厚度迅速减小的过程。图 8 锡林浩特地面气象要素演变也反映了上述特点。图中，13-15 日有三次沙尘天气过程发生，且 14 日最强，与图 10 光学厚度的演变特征相似。

从以上的分析可以看出，沙尘天气整个过程中的大气气溶胶光学厚度变化时间性非常明显，也很剧烈，从上面两个站的例子可以看出，无论沙尘天气发生的强度强弱与否，期间大气气溶胶光学厚度的变化特征是一致的，从没有沙尘天气到发生沙尘天气，光学厚度值可能迅速增大到很大，而在沙尘天气后期到结束，光学厚度值又能很快的恢复到基本正常的水平。正是由于沙尘天气的时间变化很剧烈，也给对其的预警造成了很大的困难，因此加强前期监测是做出及时预警的必要前提。

表 3 锡林浩特 4 月 13—16 日地面水平能见度和光学厚度演变

要素/时	13/06:00	09:00	14/06:00	09:00	15/06:00	09:00	16/06:00	09:00
间								
能见度	30	15	15	9	30	20	30	30
(km)								
光学厚	0.2	0.75	1.25	1.25	0.5	2.25	0.5	0.25
度(nm)								

需要注意的是，16 日天气观测显示并未出现沙尘天气，但 16 日早晨光学厚度值却较大，这是天气观测与光学厚度值不一致之处。这种不一致在有沙尘天气发生时也是非常明显的。表 3 为较强沙尘天气发生时能见度和光学厚度的对比，可以注意到 13 日 09 时和 14 日 06 时，能见度均为 15km,而光学厚度却分别为 0.75 和 1.25,再到 14 日 09 时，能见度下降至 9km,而光学厚度仍为 1.25。至 15 日 09 时，能见度增大至 20km，表明沙尘天气减弱，但光学厚度却增至 2.25。产生这一差异的原因是多方面的，首先，正如前文所述，能见度的观测是目测，只是一个粗略的估计，另外，其观测的只是地面附近水平方向的沙尘情况，并不能反映整个大气沙尘含量。当大气中的沙尘主要位于地面附近时，此时能见度的观测和光学厚度值应该还是比较一致的；反之，如果沙尘主要位于高空，地面附近相对较少时，两者观测结果就会出现大的差异。需要指出，能见度是沙尘暴观测、分析、预报中运用最广泛的表征沙尘天气强度的要素，其代表性显然存在明显的不足。

因此, 在沙尘暴研究中, 光学厚度具有强大的优势。

7.1.2.4 沙尘天气过程中大气气溶胶光学厚度空间变化特征

图 11 是 2002 年 11 月 11 日沙尘天气过程中四个测站的气溶胶光学厚度 440nm 波段的空间分布图 (由于各波段特征较为一致, 其它波段图略)。在地理位置上, 从图 4 可以看到, 四个测站由西向东排列依次为额济纳、乌中旗、东胜、朱日和, 从空间分布图中可以很直观地看出, 当天额济纳站的光学厚度较小, 表明这里的沙尘气溶胶浓度已较小, 说明沙尘天气已经移出该地区或已近消亡阶段, 这与当地的气象记录是吻合的, 而光学厚度的极大值出现在乌中旗至东胜站这段区域上, 观察这段区域上的日变化, 发现整日光学厚度值均较大且有两个比较明显的峰值, 这就很好的说明了这次沙尘天气过程的中心, 也即沙尘强度最大的地方正位于这里, 其两个峰值的出现可能与当天的大气稳定度变化和风的强度的变化有关。朱日和站的光学厚度值虽没有乌中旗和东胜站的大, 但纵观其一天的日变化可以发现该站的光学厚度在波动变化中有上升的趋势, 说明这里处在天气传播区域的前部, 沙尘强度正在不断加强, 这也很好的表明了沙尘天气中心正在由西边的乌中旗、东胜向相对东部的朱日和传播, 这也符合引言中所介绍的我国沙尘天气发生传播的典型路径^[10]。同时, 也可以表明光学厚度的空间分布和变化也很好的反应了沙尘天气本身的空间分布和强度变化特征。

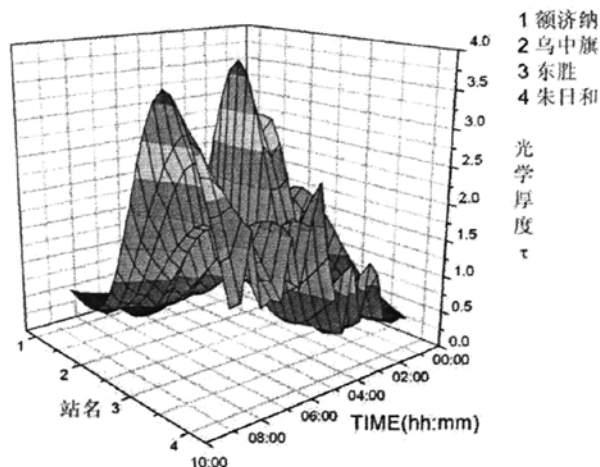


图 11 2002 年 11 月 11 日 440nm 波段气溶胶光学厚度空间分布

图 12 给出了 2003 年 4 月 14 日和 4 月 16 日两次沙尘天气过程中 440nm 气

溶胶光学厚度的空间分布变化特征。从西部额济纳站, 经过东胜、朱日和站直到最东部的锡林浩特站整个区域内, 气溶胶光学厚度都维持在一个比较高的范围内, 说明整个区域均处于沙尘天气范围内, 但对比光学厚度强度可以发现, 沙尘天气最强的区域处于朱日和至锡林浩特一段内, 由朱日和向西, 东胜站的光学厚度相较与东部的朱日和及锡林浩特小, 说明这里的沙尘天气

正在移出或消亡, 按照一般单次沙尘天气的发生和传播规律, 更西边的额济纳站光学厚度应该较东胜站小, 但图中显示额济纳站光学厚度却要比东胜站大且有增大的趋势, 这时对比 16 日的图可以发现, 额济纳站又出现了光学厚度的极大值, 从这两天的对比可以推定在额济纳站又有一次新的沙尘天气在发生, 这也正与所记录的两次很接近的沙尘天气过程吻合。按照之前所介绍的沙尘传播路径, 对比 14 日和 16 日的空间分布图可以发现, 16 日沙尘最强烈的朱日和、锡林浩特一带光学厚度值在减小, 甚至在当天晚些时候出现了当天的极小值, 这说明 14 日的这次过程已近结束, 而向西部东胜和额济纳站出现的光学厚度上升趋势以及极大值, 表明了 16 日的新一次沙尘过程正在向东传播, 朱日和向东的一段区域正好处于两次过程的中间, 因此就出现了图中显示的极小值。

从两天光学厚度的对比中可以很明显的看到沙尘天气在整个发生发展过程中由西向东传播的特征, 同时也证明了气溶胶光学厚度的空间分布变化与沙尘天气本身的空间分布变化有着很好的一致性, 因此对于沙尘天气的监测预警, 气溶胶光学厚度的变化是一个重要的依据。

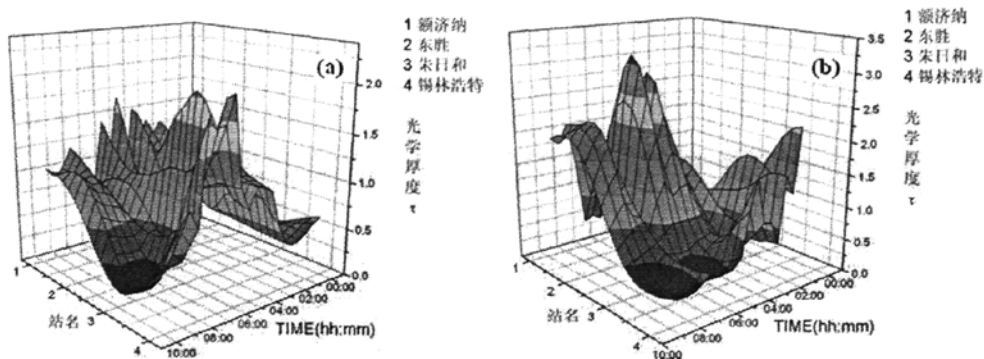


图 12 2003 年 4 月 14 日(a)和 4 月 16 日(b)440nm 波段气溶胶光学厚度空间分布

7.2 干旱草原地区起沙率的初步研究

起沙过程是沙尘暴形成过程中的重要动力过程,对于沙尘暴的发生及强度具有直接的影响。地表土壤的风蚀起沙过程是运动的空气流与地面粒子在界面上相互作用的一种动力过程。这是一个由许多因素控制影响的复杂的物理过程。国外很早就开始研究起沙过程,建立了很多模型。Gillette等^[14]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。Tegen等^[15]在Gillette的工作基础上对全球起沙进行了详细的讨论,认为起沙量由地表植被、土壤类型以及土壤含水量共同决定。Marticorena 等^[16]建立了一个基于地表源的沙尘起沙、输送模式。

Shao等认为,按照经验方法分配不同粒径沙尘的起沙量难以反映起沙的实际情况。因此,需要运用微观物理运动规律来处理侵蚀环境的起沙过程,通过考虑沙粒跃动、撞击、聚合、破碎等过程,建立基于微物理过程的起沙机制。Lu 等^[17]在考虑土壤的可侵蚀性和塑性压力的基础上,从理论上计算了沙粒碰撞土壤表面时所产生的凹坑的体积,并建立了一个沙尘排放模式。Shao 等^[18]通过风洞试验研究,证实了地表沙尘排放的主要因素是沙粒的跳跃碰撞,然后又在充分考虑风蚀起沙的物理机制和风蚀起沙过程中地表土壤粒子尺度分布的基础上,进一步完善了已有的沙尘排放模式。另外,对于诸多的风蚀起沙的影响因子,很多学者也专门进行了讨论,为以上模式的建立提供了参考。

国内研究在理论上相对国外来说略显薄弱,申彦波、沈志宝等在观测研究方面做了大量的工作。申彦波等^[19,20]利用三种不同的模式计算方案,根据敦煌地区的观测资料,计算了沙尘天气过程中戈壁地表的风蚀起沙量。又以敦煌地区的戈壁和绿洲为例,对地表土壤风蚀起沙的临界摩擦速度及其变化特征,和风蚀起沙过程中地表土壤的粒子尺度分布及其对垂直尘粒通量的影响进行了分析研究。沈志宝等^[21]利用便携式粒子计数器获得的沙尘粒子数浓度观测资料,估算了沙尘天气过程中戈壁沙地的起沙率和起沙量。成天涛等^[22]利用法国起沙率模式和外场观测资料,地面起尘半经验方案,初步估算了2001年春季浑善达克沙地沙尘天气期间地表的临界起沙风速及起沙率。

本文利用宽范围颗粒谱仪WPS测量得到的沙尘天气下的粒子数浓度资料,尝试计算朱日和地区沙尘天气下的起沙率、摩擦速度以及临界摩擦速度,为建立干旱草原地区沙尘气溶胶起沙模型提供初步依据。

7.2.1 观测地点与仪器

观测地点为内蒙古自治区朱日和国家基准气候站 ($42^{\circ} 24' N$, $112^{\circ} 54' E$), 地处内蒙古中部南缘, 南接阴山山脉, 地形南高北低, 距离旗政府所在地 45 公里, 是干旱草原地区, 春季沙尘天气频发。

观测所用仪器为美国 MSP 公司生产的 Model 1000XP 宽范围颗粒谱仪 WPS(Wide Range Particle Spectrometer)。该仪器由微分迁移率光谱(DMA)、浓缩颗粒计数器(CPC)和激光颗粒光谱(LPS)组成, 对 $0.01 \mu m - 10 \mu m$ 范围的气溶胶颗粒进行自动计数和粒径分级, 有多达 120 个颗粒粒径通道。样品流量为 $1.0 L/min$ 。

另外, 计算所用到的温度、风速资料来自朱日和 20m 铁塔的资料。该铁塔共分 5 层 (1m、2m、4m、10m、20m), 可以测量到风速、风向、温度和相对湿度等气象要素。

7.2.2 天气过程概况

2006 年是近些年沙尘暴发生次数较多的年份, 共发生沙尘暴天气过程 19 次, 其中, 3 月到 4 月发生 13 次。2006 年 3 月 26-28 日的沙尘暴过程是由蒙古气旋引发的当年最强的一次沙尘暴过程, 影响地区包括内蒙古中部、宁夏、陕西、山西、北京、天津、河北、山东、河南、湖北、辽宁、吉林等地。3 月 26 日 08 时, 蒙古气旋已经形成, 气旋中心气压 $1007.8 hPa$, 在蒙古国中部开始有沙尘暴出现。26 日 14 时, 蒙古气旋开始影响内蒙古中部地区, 浑善达克沙地观测到大范围沙尘暴, 个别测站达到强沙尘暴。26 日 17 时, 蒙古气旋进一步加强 (中心气压 $997.3 hPa$), 沙尘暴和强沙尘暴站数进一步增多。26 日 20 时, 沙尘暴区有所东移, 强度进一步增强。26 日夜间, 沙尘暴强度有所减弱。3 月 27 日-28 日, 沙尘暴区向东扩展至东北地区, 向南扩展至河北、山东及湖北等地, 强度逐渐减弱。

从图 13 的 3 月 26 日地面和高空形势可以看到, 蒙古气旋中心基本上位于 $44^{\circ} N$ 附近, 较通常情况明显偏南, 内蒙古中部地区位于气旋冷锋后部, 且与气旋中心较接近, 因此是气旋系统中沙尘暴最常出现也是强度最强的区域。从 $500 hPa$ 高度场可以看到, 这一区域为高空西北气流控制 (冷平流明显, 图略), 也决定了该区域形成的沙尘暴往往强度较强。

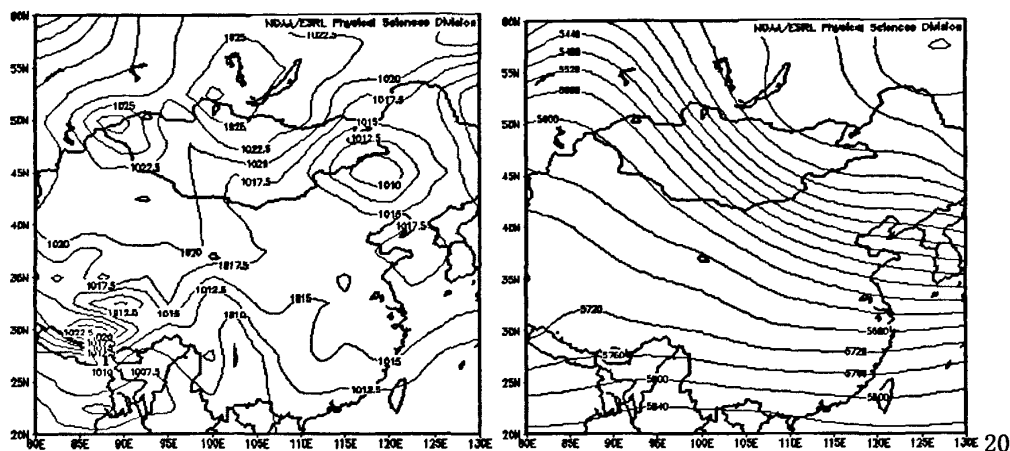


图 13 2006 年 3 月 26 日日平均海平面气压场 (a) 和 500hPa 高度场 (b)

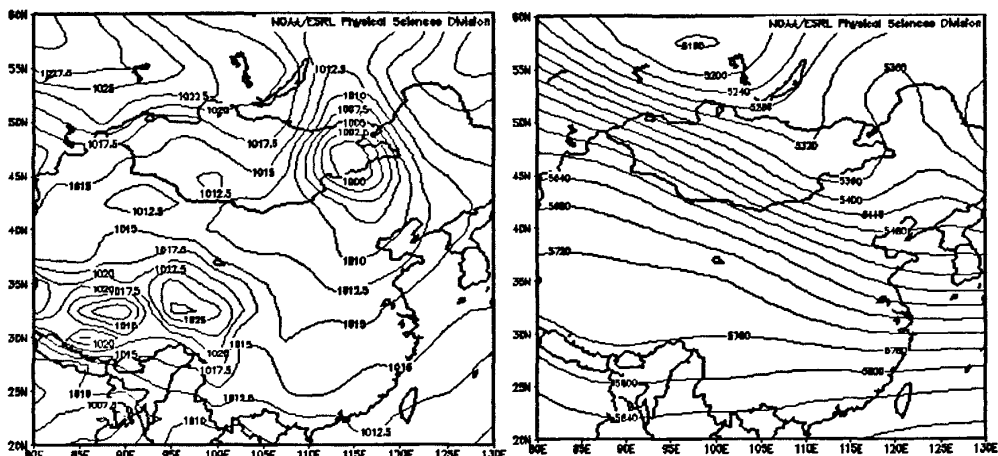


图 14 2006 年 4 月 6 日日平均海平面气压场 (a) 和 500hPa 高度场 (b)

2006 年 4 月 6 日的沙尘暴过程也是由蒙古气旋引发的, 天气过程特点与 3 月 26 日沙尘暴过程具有一定的相似性, 从图 14 地面和 500hPa 形势场可以看到, 蒙古气旋中心同样位于内蒙古中东部, 中心略偏北, 但强度偏强, 而 500hPa 仍位于西北气流控制之下, 冷平流明显。这次过程蒙古气旋于日形成, 并在蒙古国西部、南部、内蒙古中西部引发沙尘暴。6 日气旋主体进入蒙古中部、内蒙古中东部, 气旋后部西北气流迅速增强, 个别测站达到 22m/s 以上, 并引发内蒙古中东部地区大范围强沙尘暴天气, 6 日 17 时, 内蒙古中东部地区有 6 站出现沙尘暴, 其中 3 站为强沙尘暴。7 日, 沙尘暴强度减弱, 但在向东扩展的过程中, 在下游地区引发了大范围的浮尘天气。

7.2.3 结果分析

7.2.3.1 起沙率

7.2.3.1.1 估算方法

由于粒子谱仪测量到的是某一高度上的粒子谱,而不是地面的起沙粒子的粒子谱。为了估算地面的起沙率,参考沈志宝^[21]的方法,作如下的假定:假设在采样高度上水平方向的粒子数浓度基本相同。因此,沙尘的水平输送不会改变水平方向上单位体积元中粒子的数浓度,由地面向上的沙尘粒子数垂直通量的变化,是造成单位体积元中 $N(d)$ 变化的唯一原因。

根据地面常规气象资料的记录,2006年3月至4月期间朱日和地区出现的沙尘天气均为扬沙和沙尘暴天气,没有浮尘天气的发生,故在此只讨论扬沙和沙尘暴天气下的地面起沙情况。在扬沙,沙尘暴天气下,采样时间内地面的起沙量分别可以写为:

$$N_{yg}(d) = N_y(d) - N_b(d) \quad (1)$$

$$N_{sg}(d) = N_s(d) - N_b(d) \quad (2)$$

式中 $N_y(d)$ 、 $N_s(d)$ 分别为扬沙和沙尘暴天气下的 WPS 的观测值, $N_{yg}(d)$ 、 $N_{sg}(d)$ 分别为扬沙和沙尘暴天气下的地面起沙数浓度, $N_b(d)$ 为背景值,取的是降水过程发生后无明显其他天气现象下的大气各粒子段数浓度的平均值。

由此,可以根据下面的公式将粒子数浓度垂直通量换算为质量垂直通量:

$$F_g(d) = 1/6 N_g(d) \pi d^3 \rho_p \quad (3)$$

$$F_g = \sum F_g(d) \quad (4)$$

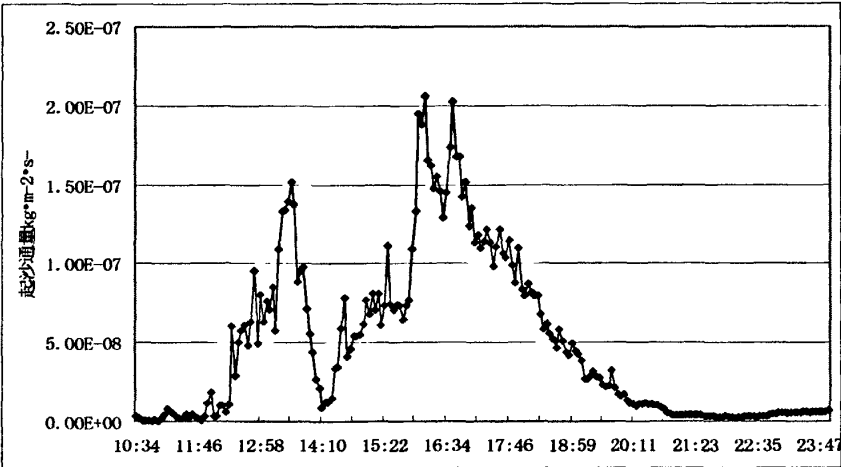
式中 ρ_p 为沙尘粒子的密度,取 $\rho_p = 2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。 F_g 即为地面起沙率,单位取 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

将WPS获得的粒子数浓度代入以上的公式即可得到沙尘天气下的地面起沙率。

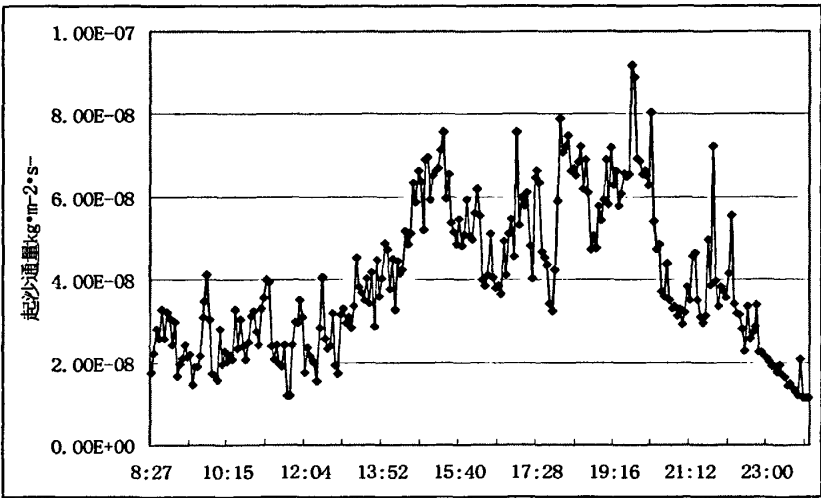
7.2.3.1.2 结果分析

图15是2006年朱日和地区发生的两次典型的强沙尘天气下的地面起沙率,根

据地面气象观测资料的记录，在3月26日和4月6日均发生了2次沙尘暴，3次扬沙天气，且持续的时间较长，沙尘天气持续时间分别为8小时和12小时左右，具体的沙尘天气发生时段参见表4。



a. 3月26日



b. 4月6日

图15 沙尘天气下地面起沙率 a. 3月26日 b. 4月6日

表4 3月26日与4月6日沙尘天气发生时段

3月26日	时段	11:29-11:37	11:37-13:12	13:12-13:34	13:34-18:04	18:04-19:36
	现象	扬沙	沙尘暴	扬沙	沙尘暴	扬沙
4月6日	时段	08:20-08:45	08:45-11:35	11:35-13:20	13:20-20:26	20:26-22:08
	现象	扬沙	沙尘暴	扬沙	沙尘暴	扬沙

由表4和图15可以看出，起沙率大小与沙尘天气的强度基本一致，随着沙尘

天气强度的增大，起沙率也增大；沙尘天气逐渐结束，起沙率趋于平稳。沙尘暴和扬沙天气下的平均起沙率分别为 $6.0\times 10^{-8}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $4.14\times 10^{-8}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 。3月26日起沙率的两个峰值分别为 $1.51\times 10^{-7}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ （13:34）与 $2.06\times 10^{-7}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ （16:09），4月6日起沙率的变化幅度没有3月26日的大，起沙率值都在 $10^{-8}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 的量级上，主要由于4月6日的沙尘天气强度没有3月26日的强。根据地面观测记录，3月26日沙尘暴发生期间，能见度仅20m，而4月6日的沙尘暴天气的能见度有300m，这再次证实了起沙率与沙尘天气强度之间的关系。根据计算，3月26日沙尘天气期间的平均起沙率为 $7.52\times 10^{-8}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ，4月6日为 $4.27\times 10^{-8}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ，这与沈志宝^[21]、申彦波^[19]等得到的敦煌戈壁地表垂直起沙率的量级是 $10^{-8}\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 的结果一致。可见，朱日和地区的地面起沙量也相当可观。

表5 3月26日与4月6日沙尘天气发生时段及地面气象要素演变

3月26日	时间	08:00	11:00	14:00	17:00	20:00
	能见度m	30000	25000	800	50	15000
	风速m/s	7	12	14	12	8
4月6日	时间	08:00	11:00	14:00	17:00	20:00
	能见度m	20000	800	700	600	300
	风速m/s	14	14	12	13	11

而对比图14和表5能见度可以看到，3月26日从11时到17时能见度逐渐降低（从2500到50m），与起沙率的变化趋势是基本一致的；而4月6日从11时到20时能见度稳步降低（从800到300m），也与起沙率的稳步增强是基本一致的。可见，朱日和地区沙尘暴强度的演变与起沙率的演变是比较一致的，一定程度表明这一地区在本次过程中是一个明显的沙尘源区。

7.2.3.2 沙尘天气下粒子尺度分布的变化

由以上的分析可以知道，在沙尘天气发生的时候，起沙率是明显增大的。各粒径段的粒子对起沙率的贡献不同。图 16 是背景天气和沙尘暴天气下的粒子数浓度分布情况。由图 16 可以看出，沙尘暴天气下粒子数浓度基本都是增大的，其中 $d>160\text{nm}$ 的粒子段增幅明显，主要由于摩擦速度的增大，地表很多较大的

颗粒被吹入空气中。由于颗粒相对较大，它们对质量浓度的贡献也大，因此，有沙尘天气的情况下质量浓度有很大的增大。在小粒子段，粒子浓度也有不同程度增加，主要由于粒子跳跃碰撞产生。但这一部分的粒子由于粒径很小，对质量浓度的贡献相对较小。在 78nm~160nm 的粒径段，粒子浓度值略有下降，对于这一现象，在此尚未找到合理解释，在今后的观测研究中尚待解决。

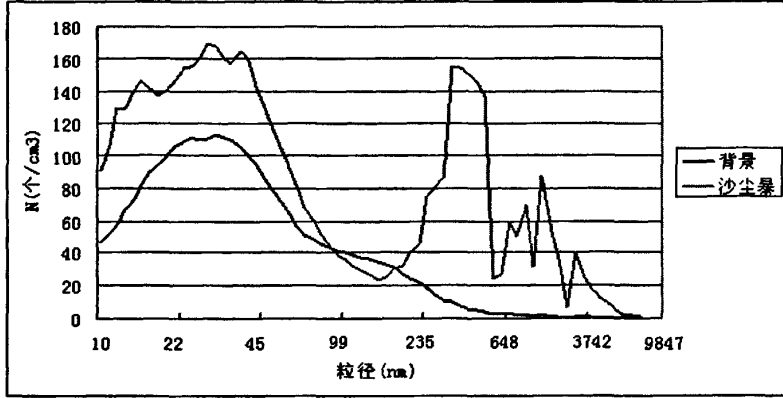


图 16 背景天气和沙尘暴天气下的粒子数浓度分布

7.2.3.3 摩擦速度

在风沙物理学中，摩擦速度表征的是风对地表土壤微粒抬升的能力^[19]。

7.2.3.3.1 计算方法

U_* 的计算可根据 Monin-Obukhov 相似理论，利用两层的风速和温度资料通过空气动力学方法确定^[23]。具体计算如下：

$$\frac{KZ}{U_*} \frac{\partial U}{\partial Z} = \Phi_m$$

式中 U_* 是摩擦速度； K 是 Karman 常数，一般取 0.4； Z 是高度； Φ_m 是 Monin-Obukhov 相似性函数（可以利用 Richardson 数计算得到）。

$$\Phi_m(\zeta) = \begin{cases} (1-16\zeta)^{-\frac{1}{4}} & \zeta \leq 0 \\ (1+5\zeta) & \zeta > 0 \end{cases}$$

其中 ζ 是 Monin-Obukhov 大气稳定度参数，它能用 Businger-Dyer 关系近似确定：

$$\zeta = \begin{cases} 1.0 Ri & Ri < 0 \end{cases}$$

$$Ri/(1-5Ri) \quad Ri \geq 0$$

其中 Ri 是梯度 Richardson 数，可以用下面的公式计算：

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$$

在近地层气温可以代替位温^[24]，因此

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{(z_2 - z_1)(T_2 - T_1)}{(u_2 - u_1)^2}$$

下标 1 和 2 表示两个不同的观测层。本文用的是朱日和观象站 20m 铁塔的第一层和第二层资料，即 1m 和 2m 高度的温度、风速资料。

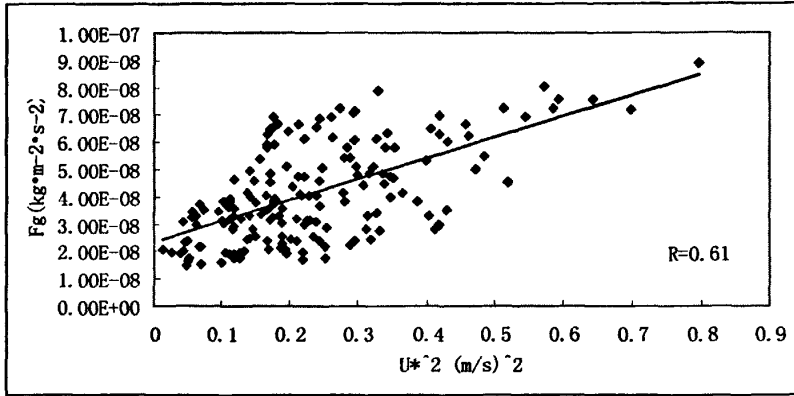
7.2.3.3.2 结果分析

根据以上的公式，已知两层的温度和风速资料，得到不同时刻的摩擦速度。对计算得到的摩擦速度进行分析可知，摩擦速度一般都在<1m/s的范围内，3月26日和4月6日的平均摩擦速度分别为0.505m/s和0.452m/s。这与申彦波等^[20]得到的戈壁地区摩擦速度最大值约为1m/s的结果基本一致。

理论研究和观测结果显示，起沙率与 U^n 成正比，对于 n 的取值，一般认为在 2~5 之间^[14, 25]。对计算得到的3月26日和4月6日的起沙率与摩擦速度进行相关性分析，结果见表6。由表6可知，对于3月26日的沙尘天气， n 取1的时候线性相关最好，随着 n 值的增大，相关系数逐渐减小，但相关系数之间的变化不是很大；对于4月6日，起沙率与 U^2 的相关性最好，相关系数 $R=0.61$ ，如图17所示。随着 n 的增大， R 也逐渐减小。由此可知，对于朱日和地区， n 取1或2时，起沙率与 U^n 线性相关最好。

表6 3月26日、4月6日起沙率与摩擦速度在不同 n 值下的相关系数

N		1	2	3	4	5
R	3月26日	0.55	0.52	0.49	0.46	0.43
	4月6日	0.60	0.61	0.59	0.57	0.54


 图 17 4 月 6 日沙尘天气期间起沙率与 U_*^2 之间的关系

7.2.3.4 临界摩擦速度

临界摩擦速度 U_{*c} 表征的是地表对风蚀起沙的阻碍能力。临界摩擦速度越大,说明地表微粒所受阻力越大,越不易脱离地表^[26]。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,跳跃运动发生,地面会因此而起尘;当 $U_* < U_{*c}$ 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。

U_{*c} 大小随微粒粒径的变化而变化,对于一定粒径的微粒,其脱离地表的临界摩擦速度还取决于地表土壤水分含量 W 、植被覆盖度 λ 以及人为因素等。由于人为因素的影响具有很大的随机性,很难用特定的表达式确定。在不考虑人为因素的情况下,对自然状态的下垫面 U_{*c} 的计算方法^[27]:

$$U_{*c} = H(w)R(\lambda)\sqrt{A_N(\sigma_p g d + \frac{\varepsilon}{\rho d})} \quad (19)$$

式中: $H(w)$ 和 $R(\lambda)$ 分别表征地表土壤水分和植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用^[28, 29]; ε 和 A_N 为经验常数,分别近似取 $3 \times 10^{-4} \text{kg/s}^2$ 和 0.0123; σ_p 为土壤微粒密度 (2650kg/m^3) 和空气密度 ρ (1.23kg/m^3) 的比值; d 为粒径。由于观测条件的限制,没有获得地表特征的有关参数值,考虑到朱日和地区的地表特征,地表土壤水分和植被覆盖对风蚀起沙的阻碍作用这两个参数采用申彦波等^[20]计算出的戈壁地表的值,代入公式后计算结果如图 18a 所示。在小粒子段,随着粒径减小,粒子间的内部粘性力逐渐增大,使得临界摩擦速度 U_{*c} 很快增大。图 18b 是图 18a 的较大粒子段的局部放大,可知,在 100000nm 左右, U_{*c} 有一个

最小值，约为 0.36m/s。之后， U_{*i} 是随着粒径的增大而增大的。主要是由于随着粒子的增大，内部粘性力逐渐减小，重力作用逐渐增大。

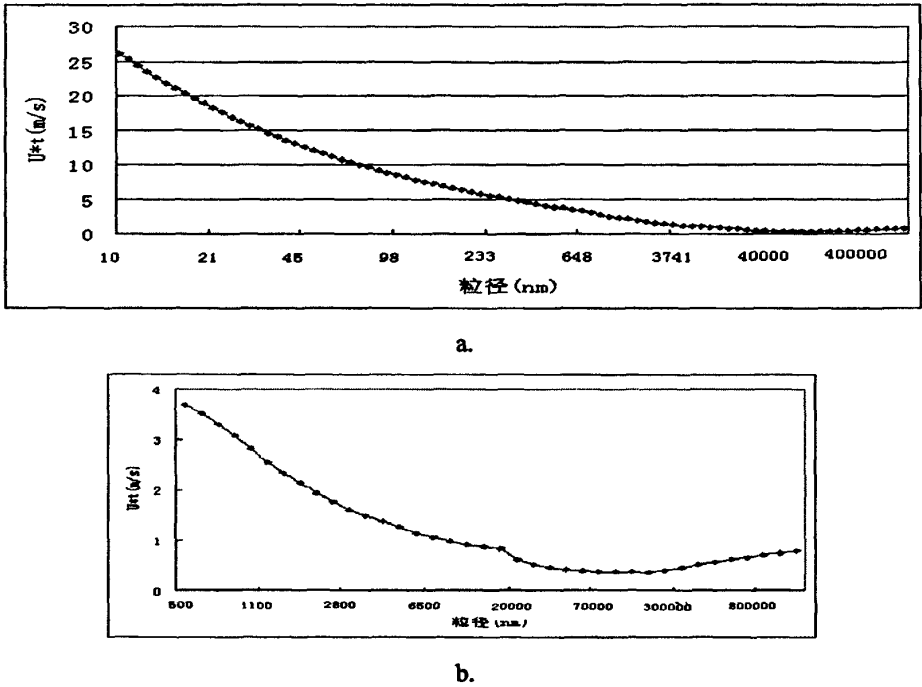


图 18 摩擦速度与粒径的关系 a. 摩擦速度与粒径的关系 b. 大粒径段局部放大图

7.3 结 论

利用大流量大气采集器及CE-318太阳光度计对发生在内蒙古中西部地区的几次强沙尘暴过程中的TSP浓度及气溶胶光学厚度进行了观测分析；利用WPS宽范围颗粒谱仪对朱日和春季沙尘气溶胶数浓度的观测，以及结合朱日和基准气候站20m梯度塔风速、温度、相对湿度的资料，初步估算了朱日和地区沙尘天气下的起沙率、摩擦速度以及临界摩擦速度，并讨论了它们之间的关系。得到的主要结论如下：

- (1) 在2001年4月6-8日沙尘暴过程中，TSP浓度的绝对值大，变化范围广，最小值为 $1.896 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ ，保守估计最大值为 $52.153 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ ，平均值为 $13.399 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。
- (2) 沙尘暴过程中各地TSP浓度变化时序反映了沙尘暴影响范围的变化,TSP浓度绝对值的大小反映了沙尘暴强度的变化,从沙尘暴开始时的较小值逐渐增至最大值，最后再回落到较低水平。

(3) 与呼和浩特市冬季人为排放源造成的空气污染物TSP浓度极值对比, 一些特强沙尘暴过程中TSP浓度值至少是空气污染程度最为严重的城市冬季TSP浓度极值的10-50倍, 表明沙尘天气造成的空气污染程度远大于一切人为排放源造成的空气污染。

(4) 沙尘天气过程中, 大气气溶胶光学厚度是一个非常敏感的要素, 无沙尘天气发生时, 光学厚度维持在1.0以下, 沙尘暴出现时光学厚度可以增加至4-5。随着沙尘天气的发生, 增强, 气溶胶光学厚度从正常水平逐渐增大, 增大的速度与沙尘天气强度的变化速度是一致的, 而随着沙尘天气强度的减弱至消亡, 光学厚度值又会逐渐恢复到正常水平。

(5) 大气气溶胶光学厚度的日变化与大气稳定度的变化有正相关关系, 但其变化比稳定度的变化滞后。

(6) 气溶胶光学厚度与沙尘天气具有较一致的空间分布变化, 沙尘强度大的地方, 光学厚度值也大, 反之亦然, 光学厚度对沙尘天气的发生和传播也有着很好的响应。

(7) 计算出沙尘暴和扬沙天气下的平均起沙率分别为 $6.0 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。起沙率大小与气候站观测的沙尘天气强度基本一致, 即沙尘天气强度越大, 起沙率也越大, 在沙尘天气过程由强到弱趋于结束时, 对应的起沙率也平稳的趋于一个较小值。另外, 对沙尘天气下粒子尺度分布的分析发现, 粒径大于160nm的粒子段数浓度与非沙尘日相比有明显的增加。

(8) 根据空气动力学方法计算出朱日和两个典型沙尘日的平均摩擦速度 U_* 。分别为0.505m/s和0.452m/s。 U_*' 与起沙率具有较好的相关性, 在n取1或2时, 其线性相关最好。

(9) 利用邵亚平给出的临界摩擦速度模型, 计算了WPS观测粒子段的临界摩擦速度 U_{*c} , 结果显示, U_{*c} 随粒径的增加先增大后减小, 按照其变化趋势, 计算出 U_{*c} 最小值出现在 $100 \mu\text{m}$ 左右, 约为0.36m/s。

本章参考文献

1. 杨东贞, 于晓岚, 颜鹏等. 93.5.5黑风沙尘气溶胶的分析[M]. 中国沙尘暴研究. 北京: 气象出版社, 1997. 103-110

2. 雷文方,任丽新,吕位秀等.黑河地区沙漠气溶胶浓度和谱分布特征[J].高原气象,1993,12(2):70—179
3. 牛生杰,章澄昌.贺兰山地区沙尘气溶胶化学组分及富集因子分析[J].中国沙漠,2000,20(3):264-268.
4. 牛生杰,孙继明,陈跃等.贺兰山地区春季沙尘气溶胶质量浓度的观测分析[J].高原气象,2001,20(1): 83-87
5. 李霞 胡秀清 崔彩霞等.南疆盆地沙尘气溶胶光学特性及我国沙尘天气强度划分标准的研究[J].中国沙漠,2005,25(4):488-495
6. 权建农 奚晓霞 王鑫等.兰州市2001年沙尘气溶胶质量浓度的特征分析[J].中国沙漠,2005,25(1): 93-97
7. 李成才,毛节泰等.利用MODIS研究中国东部地区气溶胶光学厚度的分布和季节变化特征.科学通报,2003,48(19):2094-2100
8. 李成才,毛节泰,刘启汉.用MODIS遥感资料分析四川盆地气溶胶光学厚度时空分布特.应用气象学报,2003,14(1):1-7
9. 刘玉杰,牛生杰,郑有飞.用CE-318太阳光度计资料研究银川地区气溶胶光学厚度特性.南京气象学院学报,2004,27(5):615-622
10. 姜学恭,沈建国,刘景涛等.导致一例强沙尘暴的若干天气因素的观测和模拟研究[J].气象学报,2003,61(5):606-620.
11. 叶笃正,丑纪范等,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: 513~521
12. 王玉金,张维斌,张辉玲.锡林郭勒草原生态恶化与沙尘暴[J],干旱区资源与环境,2004,18(增刊):241~243
13. 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.中国沙漠,2002,22(2):106-111
14. Gillette A D, R Passi. Modeling dust emission caused by wind erosion[J].JGR, 1988, 93: 14233-14242.
15. Tegen Ina, Inez Fung. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness[J]. JGR, 1994, 99:228997-22914.
16. Marticorena B , G Bergametti . Modeling the atmospheric dust cycle part1 : Design of a soil2derived dust emission scheme[J]. J Geophys Res, 1995, 100 (16): 415—430.
17. Lu H, Shao Y. A new model for dust emission by saltation bombardment[J].JGR, 1999, 104: 16827-16841.
18. Shao Y. A model for mineral dust emission[J] . J Geophys Res , 2001 , 106 : 20239 - 20254
19. 中彦波,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—653.

20. 申彦波, 沈志宝, 杜明远等. 风蚀起沙的影响因子及其变化特征[J]. 高原气象, 2005, 24(4): 611–616.
21. 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.
22. 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.
23. 张 强, 卫国安, 黄荣辉. 西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数 [J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(9): 1–10.
24. 李宗恺. 空气污染气象学原理及应用[M]. 北京: 气象出版社, 1985. 70–75.
25. Lu H, Shao Y. A new model for dust emission by saltation bombardment[J]. JGR, 1999, 104: 16827–16841.
26. 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.
27. Shao Y, Lu H. A simple expression for wind erosion threshold friction velocity[J]. J Geophys Res, 2000, 105: 22437–22443.
28. Raupach M R, Gillette A D, Leys J F. The effect of roughness elements on wind erosion threshold [J]. J. Geophys. Res., 1993, 98(D2): 3023–3029.
29. Fecan F, Marticorena B, Bergametti G. Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas [J]. Ann. Geophys., 1999, 17(2): 149–157.

第八章 全文总结

8.1 主要结论

本文通过对内蒙古地区沙尘气溶胶的观测,结合常规气象资料,统计分析了内蒙古中、西部强和特强沙尘暴时空分布、沙尘天气边界层气象要素特征以及沙尘气溶胶物理特性参数,另外,采用数值模拟方法研究了内蒙古沙尘天气形成机制。研究得出的主要结论如下:

8.1.1 沙尘暴时空分布特征

内蒙古中西部是我国强和特强沙尘暴多发地区之一,近 50 年,不同影响范围的强和特强沙尘暴过程多达 213 次,有 4 个沙尘暴多发中心,他们分别位于巴丹吉林沙漠、浑善达克沙地、库布其沙漠边缘地区。1996 年至 2006 年内蒙古中、西部局地性强和特强沙尘暴次数明显增多,在锡林郭勒盟苏尼特左旗形成一个新中心。

8.1.2 沙尘暴天气地面大风和层结特征

导致内蒙古沙尘暴天气的地面天气系统可分为三种类型:爆发性蒙古气旋型、持续性蒙古气旋型和持续性高压底部型。三种类型沙尘暴期间,地面气象要素都呈现出气压上升、温度下降、大风迅速增强、能见度显著变小,能见度与地面大风同步变化的特征,且都有混合层密切伴随始终。

爆发性蒙古气旋型中,地面大风维持时间短,以西北风为主导。地面大风的形成主要受到气旋发展和锋后冷平流影响,高空动量下传也是一个重要原因。混合层的持续时间在一天左右,且主要出现在午后。混合层高度在 700hpa 以上。

持续性蒙古气旋型中,地面西北大风维持时间长,强风可持续 2 至 3 天之久。地面大风强度在持续期的波动与混合层日变化一致。混合层一直与沙尘暴持续期密切伴随,只是其日变化受到一定程度的削弱,高度表现出一定的日变化,在早晨高达 800hpa 左右,到傍晚,混合层抬升至 700hpa 左右。

持续性高压底部型中,地面大风以强偏东风为主导且有持续性。混合层

日变化不显著,高度在 700hpa 以下。此种类型出现次数较少。在地域上仅见于内蒙古西部。

8.1.3 蒙古西部山地和地表加热对地面大风和混合层形成的影响

(1) 蒙古西部山地使其上大气斜压性显著增强,形成深厚涡度柱且最强中心邻近地形顶部,蒙古气旋强烈发展,地面大风得以形成。

(2) 蒙古西部山地使高空、低空急流的强度、位置和范围都发生变化,高低空急流耦合是内蒙古北部地面大风增强的重要因素。

(3) 蒙古西部山地使混合层强度增强,进而使地面大风增强。

(4) 地表加热作用使对流层中低层形成了动量下传,导致地面大风增强。

(5) 地表加热是混合层形成的首要原因。

(6) 蒙古西部山地上空深厚的混合层空气在西北气流的作用下能够被平流至下游地区,导致下游地区混合层更为深厚。

8.1.4 地形对沙尘传输的影响

(1) 蒙古气旋型沙尘暴的扩展明显分为向东和向南两个方向。天气系统的影响是导致沙尘向东扩展的决定因素;而青藏高原东北部形成的地形强迫绕流是沙尘大规模向南扩展的主要原因。

(2) 地形影响使沙尘有两种扩展方式。源于蒙古西部山地及邻近地区的沙尘以整体推进式传输;而产生于青藏高原的沙尘以跨越式传输。

8.1.5 沙尘气溶胶物理特征

(1) TSP浓度大小可反映沙尘暴强度的变化,沙尘暴过程中各地TSP浓度变化时序能反映沙尘暴影响范围的变化。沙尘暴过程中TSP浓度值至少是空气污染程度最为严重的城市冬季TSP浓度极值的10-50倍。

(2) 无沙尘天气发生时,光学厚度维持在1.0以下,沙尘暴出现时光学厚度可以增到4-5。另外,气溶胶光学厚度与沙尘天气具有较一致的空间分布变化。

8.1.6 沙尘天气过程中的起沙率和摩擦速度特征

(1) 朱日和地区沙尘暴和扬沙天气下的平均起沙率分别为 $6.0 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

和 $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。另外, 对沙尘天气下粒子尺度分布的分析发现, 粒径大于 160 nm 的粒子段数浓度与非沙尘日相比有明显的增加。

(2) 朱日和两个典型沙尘日的平均摩擦速度 U_* 分别为 0.505 m/s 和 0.452 m/s 。 U_*' 与起沙率具有较好的相关性, 在 n 取 1 或 2 时, 其线性相关最好。

8.2 主要特色和创新点

本文用长序列常规气象资料和特种观测数据, 天气学分析方法结合模式数值模拟, 较系统全面研究了内蒙古地区的沙尘天气。主要创新点为:

(1) 指出了蒙古国西部山地对内蒙古中西部地面大风的形成有重要作用。首先, 该地形使蒙古气旋强烈发展; 其次, 在与青藏高原间的狭管区域形成低空急流, 高低空急流的耦合形成更强的高空动量下传, 再次, 地形上空深厚的混合层空气被低层气流平流导致内蒙古中西部锋后深厚混合层形成, 后者使对流层中低层动量下传到达地面。

(2) 提出了混合层是有利于内蒙古沙尘暴发生的典型边界层特征, 并分析得出了内蒙古干旱地区混合层的形成(地面加热)、强度(三种类型沙尘暴混合层高度都达到 700 hpa 左右)及维持对沙尘暴强度的影响; 指出了不同类型沙尘暴过程中混合层演变特征; 揭示了蒙古国西部山地混合层平流使内蒙古混合层更为深厚的现象及其对沙尘暴维持的影响等。

(3) 指出了蒙古国西部山地对沙尘暴传输方向和方式有重要影响: 蒙古国西部山地使产生于该地的沙尘暴主要向东传输; 蒙古国西部山地沙尘暴以整体推进式传输。

(4) 观测分析得出: 在特强沙尘暴过程中, TSP 浓度的量级都在 $10^0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 以上, 甚至达到了 $10^1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。沙尘暴导致的颗粒物浓度是平时人为排放源的数十倍; 无沙尘天气发生时, 光学厚度维持在 1.0 以下, 沙尘暴出现时光学厚度可以增加至 4—5; 朱日和地区起沙率大小与沙尘天气的强度基本一致, 沙尘暴和扬沙天气下的平均起沙率分别为 $6.0 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $4.14 \times 10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; 摩

擦速度一般都在 $<1\text{m/s}$ 的范围内。

8.3 研究展望

本文利用观测分析和数值模拟相结合的方法,对内蒙古沙尘天气过程中大气边界层和沙尘气溶胶开展综合研究,取得了一些有新意的结果,但也存在一些有待进一步探讨的问题。主要是:

- (1) 内蒙古沙尘天气过程期间中小尺度特征分析,以期揭示沙尘天气系统更细致的热力、动力机制,寻找新的预报着眼点。
- (2) 新型观测数据与卫星遥感数据的同化和综合分析。

致 谢

在论文完成之际,谨向多年来悉心指导和培育我的指导老师孙照渤教授致以最衷心的感谢!

感谢南京信息工程大学和内蒙古自治区气象局给了我深造的机会!

感谢大气科学学院、研究生部的领导和老师们的关系和支持!
感谢我的合作者多年来给予的帮助,特别感谢牛生杰教授、姜学恭、白美兰、韩经纬、李云鹏等同志的帮助和鼓励!

沈建国

2008 年 11 月

博士研究生期间发表的论文

- [1] 沈建国、孙照渤、章秋英、牛生杰, 沙漠地区起沙率的初步研究, 中国沙漠, 2008, 28 (6): 1044~1049。
- [2] 沈建国, 姜学恭, 孙照渤, 地形对沙尘暴的影响及敏感试验研究, 高原气象, 2007, 26 (5): 1013~1022。
- [3] 韩经纬, 沈建国等, 一次强沙尘暴和雪暴天气过程的诊断及模拟分析, 高原气象, 2007, 26 (5): 1031~1038。
- [4] 沈建国, 李嘉鹏, 牛生杰等, 沙尘天气中气溶胶光学特性的时空分布特征, 中国沙漠, 2007, 27 (3): 495~501。
- [5] 沈建国, 刘 菲, 牛生杰等, 一次沙尘暴过程 TSP 质量浓度的连续观测和分析, 中国沙漠, 2006, 26 (5): 786~791 。
- [6] 沈建国, 白美兰, 李云鹏, 气候变化和人类活动对内蒙古生态环境的影响, 自然灾害学报, 2006, 15 (6): 84~91。
- [7] 沈建国, 白美兰, 内蒙古农牧交错带粮豆种植风险评估, 自然灾害学报, 2006, 15 (5): 115~120。
- [8] 姜学恭, 沈建国, 内蒙古两类持续型沙尘暴的天气特征, 气候与环境研究, 2006, 11 (6): 702~712。
- [9] 白美兰, 沈建国, 李云鹏, 浑善达克沙地环境突变的气候成因, 自然灾害学报, 2005, 14 (3): 266~272。
- [10] 白美兰, 沈建国等, 内蒙古沙漠化发展与气候变化关系的分析探讨, 中国沙漠, 2005, 增刊: 66~69。
- [11] 姜学恭、沈建国、刘景涛等, 地形影响蒙古气旋发展的观测和模拟研究, 应用气象学报, 2004, 15 (5): 601~611。
- [12] 姜学恭, 沈建国, 刘景涛等, 导致一例强沙尘暴的若干天气因素的观测和模拟研究。气象学报, 2003, 61(5): 606~620。
- [13] Shen Jianguo, Yue Ping, Niu Shengjie, Successive Observation and Analysis of TSP Concentration in a Sand Dust Storm Case , The 2nd international conference on Bioinformation on Biomedical Engineering, 2008(ICBBE-2008), Shanghai, May16-17, 2008. (EI)