

贺兰山地区沙尘暴沙尘起动和垂直输送物理因子的综合研究^{*}

牛生杰

(南京气象学院, 南京, 210044; 宁夏气象防灾减灾重点实验室, 银川, 750002)

章澄昌

(北京气象学院, 北京, 100081)

摘 要

根据 4 a 来在贺兰山两侧沙漠和沙地测站积累的微气象和沙尘谱观测资料, 结合有关文献, 综合分析了沙尘起动和垂直输送的物理机制; 讨论了强风的动力作用、近地面不稳定层结的热力作用和沙尘物质源特征; 概述了不同尺度天气系统中上升运动特征, 沙尘的沉降末速计算、沙漠地表的湍流输送特征和垂直速度资料、沙漠地表的超绝热梯度出现的频率和强度及逆湿现象, 沙漠和沙地的沙尘粒度、地表性质和沙土含水率对起动风速的影响。

关键词: 沙尘暴, 沙尘源, 起动输送, 超绝热梯度。

1 引 言

1993 年 5 月 5 日在中国西北的沙漠戈壁地区及其东缘, 发生了一次特强沙尘暴, 席卷了新疆古尔班通古特及东疆戈壁, 甘肃河西走廊, 内蒙古阿拉善的巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠, 宁夏平原及河东沙区和沙黄土区的 18 个地(市), 72 个县, 平均风力 7~8 级, 最大风力达 12 级, 对上述地区的经济和人民生命财产造成了极大的危害。这次特强沙尘暴是自 1927 年西北地区有气象记录以来最强的一次。

由于强沙尘暴危害极大, 国内外许多学者都对它进行了大量的分析研究。钱正安等^[1]对西北地区沙尘暴的分级标准、个例谱及其统计特征进行了论述, 程麟生等^[2~4]对特强沙尘暴的发展结构、成因、沙尘输送和热量、水汽收支进行了中尺度数值模拟和诊断分析, 胡隐樵^[5,6]对特强沙尘暴和干飚线的形成和发展的机理进行了探讨, 陈伟民等^[7]也对特强沙尘暴中 β 尺度飚线作了初步数值模拟, 江吉喜^[8]根据 GMS-4 卫星云图资料分析了特强沙尘暴的成因。这些研究偏重于大、中尺度天气系统分析, 因受观测资料的限制, 对起沙机制和沙尘的垂直输

送的物理因子的综合分析很少。Westphal 等^[9]对撒哈拉沙尘的流动和输送进行了研究, 提出该地沙尘暴的周期性爆发与对流层中层的东风急流过境紧密相关, 沙尘的起动归因于与东风波伴生的低空急流的干对流混合, 阈值风速 5~12.5 m/s, 其值与地表土壤类型和地形特征有关, 并在沙尘流动参数化和沙尘羽模拟中分别对沙尘起动的摩擦速度和大气层中沙尘浓度分布进行了讨论和模拟, 是迄今为止对沙尘起动和垂直输送作较深入分析和讨论的不多的文献之一。本文试图根据 4 a 来积累的微气象和沙尘谱观测资料, 对贺兰山地区影响沙尘起动和垂直输送的物理机制进行综合分析研究。

2 沙尘暴分级标准

强沙尘暴常造成严重的危害, 是研究、预报和采取针对性防治措施的主要对象和重点。普遍认为^[6,10,11]强风、强热力不稳定和沙尘源是强沙尘暴发生的 3 个必备条件。其中强风是产生和发展沙尘暴的动力条件, 局地大气强热力不稳定是发展对流、沙尘垂直输送的热力条件, 以沙尘为主的疏松的地面组成物质, 在 10 cm 深度内物理沙尘含量占有一半以上比例是沙尘暴发生的物质基础。强风速引起

* 初稿时间: 2000 年 10 月 4 日; 修改稿时间: 2001 年 4 月 9 日。

资助课题: 国家自然科学基金资助项目“贺兰山地区沙尘暴若干问题的观测研究”(49565010)。

的沙尘颗粒吹蚀, 高浓度沙尘造成的能见度恶化, 是两个主要致灾因素, 与气象观测中的风速和能见度要素一一对应。把沙尘暴的强度区分为: 沙尘暴(能见度 $< 1 \text{ km}$)、强沙尘暴(风速 $\geq 20 \text{ m/s}$, 能见度 $\leq 200 \text{ m}$)和特强沙尘暴(风速 $\geq 25 \text{ m/s}$, 能见度 $\leq 50 \text{ m}$) 3 级^[1]。关于特强沙尘暴划分标准中的能见度 $\leq 50 \text{ m}$, 似应同时考虑沙尘浓密层的厚度和范围以及沙尘粒子尺度, 这些因素与特强沙尘暴的破坏力和危害性直接有关。

许多研究^[1, 3-5, 8]提到有些特强沙尘暴的能见度为 0 m 的说法, 我们认为从沙尘数浓度值和沙尘颗粒的消光系数 σ 来考虑, 不致出现 $\sigma \rightarrow \infty$ 的情况, 亦即不会出现能见度为 0 m 的情况。原因是日射被浓密的沙尘层阻挡后, 视场已属于暗光视觉, 此时不能以白天能见度观测目标物的距离来处理, 而应以观测目标灯的方法换算至气象光学视程(MOR), 同时采用完全黑暗的照度阈值 $E_{t=10^{-7.5}} \text{ Lux}$, 相应于气象光学视程 100 m 距离上恰好可见的灯泡发光强度为 $0.06 \text{ cd}^{[12]}$ 。据 1993 年 5 月 5 日发生在中国西北地区有记载以来最强的一次特强沙尘暴的目击者描述^[5], 特强沙尘暴发生时, 天色泛红, 泛黑交替, 灯光仅为一个亮点。这就说明此时的夜间灯光能见度非零。而且可以从物理上作一比较, 重的浓雾, 能见度 $< 50 \text{ m}$, 相应的消光系数 $> 78.2 \text{ km}^{-1}$, 而最高雾滴数浓度为 1500 cm^{-3} , 雾滴峰值尺度一般远大于沙尘颗粒的峰值尺度, 当然沙尘颗粒对辐射的吸收比雾滴多些。1998 年 4 月 27 日在宁夏盐池观测的一次沙尘暴, 历时 5 h (04 时 35 分~ 09 时 43 分), 最低能见度为 400 m , 沙尘暴初起时, 沙尘质量浓度最高达 11.3 mg/m^3 , 相应的数浓度为 200 个/cm^3 , 沙尘颗粒峰值尺度 $< 1.7 \mu\text{m}$, 直径 $< 7 \mu\text{m}$ 的沙尘粒占总数的 $90\% \sim 99\%$ ^[13]。沙尘暴后期, 最大数浓度为 275 个/cm^3 , 相应的质量浓度为 2.1 mg/m^3 , 同 1993 年 5 月 5 日的特强沙尘暴曾观测到沙尘质量浓度高达 1016 mg/m^3 ^[5] 相比较, 数浓度应有一定的增加, 但主要是特强沙尘暴含有相当数量的粒径 $> 100 \mu\text{m}$ 的粗沙。因此出现能见度 $< 50 \text{ m}$ 的情况可以预期, 而能见度为 0 m 绝不可能出现。此时观测能见度应以灯光能见距离为准, 并转化为相应的白天能见度。当然从致灾因素考虑, 从白天光照突然转化为暗光视野造成天黑迷路导致人畜伤亡, 也无需能见度为 0 m 的条件。

3 强沙尘暴形成的物理机制分析

3.1 产生和发展强沙尘暴的强风的动力作用

3.1.1 发生沙尘暴的阈值风速及其对沙尘的作用

从物理原理上考虑, 沙尘暴的发生应存在一个阈值风速, 经统计分析内蒙古吉兰泰站和宁夏盐池站出现沙尘暴时的风速资料^[14], 按 $10 \sim 12 \text{ m}$ 高度 10 min 平均风速求得的起沙阈值风速, 两地分别为 5.0 m/s 和 5.3 m/s 。与形成风沙流的起动风速的风洞实验和野外的大量观测一致^[9, 10]。Bagnold^[15] 得出沙尘粒开始移动的临界速度与粒径的平方根成正比。中国的沙漠沙多属粒径为 $0.1 \sim 0.25 \text{ mm}$ 的细沙。对于一般干燥裸露的沙质地表来说, 当离地面 2 m 高处风速达 4 m/s , 相当于气象站 12 m 高处平均风速 $\geq 5 \text{ m/s}$ 时, 上述尺度范围的沙物质即可起动。但强沙尘暴出现时, 相应的风速一般较大, 即使中国南疆南缘沙粒尺度偏小(平均粒径 $0.06 \sim 0.19 \text{ mm}$)^[10], 风速也应达大风标准(17.2 m/s)。而且当出现强沙尘暴时, 风速愈大, 危害愈烈。

这里的风速指的是空气的水平速度, 对沙尘开始流动非常重要。关于流动沙丘的研究中, 对沙粒的移动研究得比较清楚, 认为风速运动有 3 种基本形式: 跃移、悬移和表层蠕移。粒径为 $0.10 \sim 0.15 \text{ mm}$ 的细沙, 最易以跃移形式运动; 小于 0.10 mm 的极细沙, 由于其沉降末速有时小于气流中的垂直脉动速度, 有可能以悬移方式运动, 其中小于 0.063 mm 的粉沙, 在风力作用下通过湍流输送(湍流交换系数在 $10^4 \sim 10^5 \text{ cm}^2/\text{s}$) 而远走高飞, 而且正是由于这个缘故, 荒漠沙丘中, 粉沙含量甚少, 不足 5% ^[16]。床面的中、粗沙在较大风速产生的跃移质的动量作用下, 可引起表层向前蠕移, 以表层蠕移形式的运动约占全部风沙中的 20% 。在上述风沙运动的 3 种基本形式中, 以跃移运动最重要, 跃移质是风沙的主体, 而且表面蠕移质也直接从跃移质取得动量, 同时悬移质只有当它受到跃移质的冲击作用而被逐出地表后, 才有可能为空气中的湍流运动携带。但空气的水平运动并不能直接引发沙尘暴, 尤其是强沙尘暴。

3.1.2 伴随冷锋的天气尺度、中尺度和对流系统中的上升运动

从连续方程可得 $W \leq HV/L$ (W, V 分别表示空气的垂直速度和水平速度, H 和 L 分别表示垂直尺度和水平尺度), 取 $V \approx 10 \text{ m/s}$, $H \approx 10 \text{ km}$, 则中 α, β, γ 尺度系统的 W 分别为 $10^{-1}, 10^0, 10^1 \text{ m/s}$, 相应比大尺度垂直运动大一个到几个量级, 同时相应

的中尺度的散度和涡度也要比大尺度的大一个到几个量级^[17]。

赵光平等^[18]分析包括 1993 年 5 月 5 日特强沙尘暴在内的 4 次强沙尘暴,发现 ω 场整体分布反映了大气大尺度环流形势及其配置,用地面、850 和 700 hPa₃ 层平均后的散度来计算近地面、700 hPa 的垂直速度,表现出明显的近乎垂直的整层上升和下沉运动,而且水平尺度狭窄,上升和下沉气柱最小的水平尺度不足 400 km,例如 1983 年 4 月 27 日 08 时(北京时,下同) 43°N 剖面图上,东部为一完整的整层强上升气流区,最大上升速度出现在 400 hPa,达 -89×10^{-4} hPa/s,相当于 16 cm/s 的速度值。陈伟民等^[7]利用改进型 PSU/NCAR 中尺度模式,以常规资料为初值,模拟 1993 年 5 月 5 日特强沙尘暴 700 hPa 垂直运动,18 时在甘肃金昌北部产生一条有组织的狭窄对流带,最西侧对流单体的垂直速度为 -19.6×10^{-3} hPa/s,在向东南移动中加速,21 时其西南端的垂直速度增为 -21.2×10^{-3} hPa/s,西南端的对流单体 23 时移到金昌,上升速度为 -29.1×10^{-3} hPa/s。上升运动带平均宽度约 60~70 km,其空间分布、移动方向和平均宽度与卫星云图中的飏线云系基本一致。刘春涛、程麟生^[4]对 1993 年 5 月 5 日特强沙尘暴的中尺度数值试验,基本上模拟

出了这次特强沙尘暴的发生和发展过程,在积分了 18 h 的 700 hPa 涡度场中,5 月 5 日 14 时在金昌以西有 $48.27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的涡度中心形成,东移 3 h 继续强烈发展,涡度中心强度达 $60.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,表现出风暴涡柱结构的动力学本质是在低空有强烈的辐合入流,并伴有强上升运动,在高空有了强烈辐散流出,并伴有非对流下沉运动,从而驱动整个特强风暴涡柱内的强上升运动不断发展,地面水平风速增强,而热力结构又使低空具有显著的对流不稳定。

大尺度和中尺度的上升运动,主要表现为锋面抬升、辐合带、飏线,使不稳定层结积蓄的不稳定能量得以持续释放。大多数对流系统至少占有整个对流层,而且云底高度的上升气流量值一般为 4~6 m/s,云顶高度经常观测到的上升速度达 20~25 m/s^[19]。

3.1.3 沙尘的沉降末速度

有关沙尘的沉降末速度,实验和理论的研究不多,主要是 20 世纪 40~50 年代的初步结果,相互之间的差距甚大。VonKarmán 曾对沙尘自床面外移后在空气中的持续时间和所能达到的输送距离和高度作出估算^[6],其中沙尘的沉降末速,采用 Malina 的取值,列于表 1 中的第 2 列。

表 1 沙尘粒径与空气中的沉降末速的关系($P = 1013.25$ hPa, $T = 20$ °C)

粒径(mm)	沉 降 末 速 (cm/s)							
	Malina	Reineck	分挡计算 ^[20]		Swanson ^[20]		Pruppacher ^[21]	
			$\Phi = 0.75$	$\Phi = 0.58$	$\Phi = 0.75$	$\Phi = 0.58$	$\Phi = 0.75$	$\Phi = 0.58$
0.001	0.0083		0.008	0.006	2.8	2.2	0.024	0.018
0.005			0.15	0.11	14.2	11.0	0.59	0.46
0.010	0.824	1.82	6.1	4.8	28.2	21.9	15.9	12.3
0.050		13.5	30.7	23.7	141.0	109.0	27.0	21.0
0.100	82.4	124.9	61.4	47.5	277.0	214.0	89.3	69.0
0.300			140.0	108.0	760.0	587.0	181.0	140.0
0.500			307.0	237.0	1129.0	873.0	300.0	233.0

注: Malina 资料相应于平均风速为 15 m/s; 最后两列前 3 行,据 Rogers R R, A short course in cloud physics, 周文贤、章澄昌译,云物理简明教程,气象出版社,1983。简化公式: $u = k_1 r^2$ 和 $u = k_3 r$, $k_1 = 1.19 \times 10^6 \text{ cm}^{-1} \text{ s}$, $k_3 = 8 \times 10^3 \text{ s}^{-1}$ 计算得出。 r 为颗粒半径,单位: cm。

夏训诚等^[20]引自 Reineck(1973)采用的出自莫尔德韦(1957)的沙尘粒度与空气中沉速的关系图,经我们查算的值列于表 1 的第 3 列。此两者皆为 20 世纪 60 年代以前早期的结果,比较粗糙,而且尺度范围也不完整。

佟庆理^[21]介绍了固体球沉降末速分挡计算公

式如下:

$$\text{Stockes 末速 } U_t = \frac{g(\rho_s - \rho) d_s^2}{18\mu} = 54.5 \frac{\rho_s - \rho}{\mu} d_s^2 \quad R_e < 1 \quad (1)$$

阿连沉降末速

$$U_t = 25.8 d_s \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \right)^{\frac{3}{2}} \left(\frac{\rho}{\mu} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2)$$

R_e 取 25 ~ 500

牛顿-雷廷格沉降末速

$$U_t = 51.5 \left(d_s \frac{\rho_s - \rho}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

R_e 取 50 ~ 10⁴

式中 ρ_s, ρ 分别表示固体颗粒和空气密度, d_s 为固体颗粒的粒径, μ 为运动粘性系数, $R_e = \frac{\rho U d_s}{\mu}$ 为雷诺数。同时列出了 *Swanson* 给出的通用沉降末速方程:

$$U_t = \frac{\frac{4}{3} g d_s^2 (\rho_s - \rho)}{\alpha \left[2 d_s^{\frac{3}{2}} \left(\frac{g \rho_s \rho}{3} \right)^{\frac{1}{2}} + 6.9282 \mu \right]} \quad (4)$$

该方程考虑了固体颗粒上的层流附面层的最大厚度及其相关的两系数(α, β , 决定于颗粒形状)。可用于广泛 R_e 范围内的任何形状的固体颗粒。无量纲系数 α, β , 对形状为贝壳状的石英来说, 取为 $\alpha = 1.022, \beta = 4.008$ 。

考虑沙尘粒形状不规则的影响, 主要包括表面积偏大、形状不对称和表面粗糙引起的阻力增大。不规则形状颗粒在空气中的沉降末速与等价直径同密度的球体的沉降末速之比值, 定义为沙尘颗粒形状系数。实验表明球形度 Φ (球体表面积与同体积的颗粒表面积之比) 与形状系数十分接近, 一般即以球形度 Φ 取代^[21], 按 *Bagnold* 实验结果^[15], 对沙尘颗粒可把形状系数取为 0.75, 而按文献^[21] Φ 值的平均值取为 0.58 作为风成沙的形状系数。

我们分别按式(1), (2)和(3), 同时考虑两种球形度取值, 分别计算出不同尺度沙尘颗粒的沉降末速列于表1的第4~7列。近年来又认为风成沙的形状圆度甚高, *Bagnold* 的取值可能更合适些。

据 *Pruppacher* 和 *Klett*^[22] 在雷诺数较大 ($R_e < 3 \times 10^2$) 的条件下, 半径较大的固球与液滴的压阻曳系数和表面摩擦阻曳系数相差很小, 亦即相当于 $r < 500 \mu m$ 的固球与水滴在空气中, 其阻力与 *Stokes* 阻力之比值与雷诺数的关系基本相同, 故可将液滴的下落末速关系移植应用于沙尘颗粒, 当然也应考虑沙尘颗粒的形状系数和沙尘的密度, 我们据此计算出沙尘沉降末速列于表1的最后两列。

综观表1所列数据, 有关沙尘颗粒的沉降末速,

似应以分档计算公式^[21]、*Pruppacher* 和 *Klett*^[22] 的结果为准, 两者之间差异较小。早期的结果偏差太大, 而 *Swanson* 公式有效粒径范围甚小, 并非通用式。有关沙尘的垂直输送特征可参考该两种计算方法进行研究。

3.1.4 沙漠测站的湍流输送特征

为了了解沙漠地表不同天气(晴空、浮尘、扬沙、沙尘暴)条件下, 近地面层的空气动力学参数和湍流通量特征, 我们分别于1996年4月19日至5月20日和1997年4月5日至27日在内蒙古吉兰泰气象站和阿拉善右旗气象站, 进行了微气象观测, 其中在吉兰泰气象站观测到了各类沙尘天气, 而在阿拉善右旗站仅遇到浮尘天气。

资料计算表明湍流交换系数 K_H 和 K_M 均具有明显的日变化, 与大气稳定度密切相关。两测站白天晴空条件下, 均处于超绝热递减率的不稳定状态, 理查逊数 R_i 在14时达到负的极大值, K_H 和 K_M 同时达到最大值, 而且4、5月份在08~20时之间, 始终表现为 $K_H/K_M > 1$, 即湍流感热通量大于湍流动量通量^[23]。吉兰泰站和阿拉善右旗站湍流感热通量的平均最大值分别为 $272.57 W/m^2$ 和 $282.03 W/m^2$, 稍低于戈壁地表^[24], 远高于半荒漠的宁夏沙坡头地表^[25]。

沙漠地表由于气候干燥, 水汽通量很小, 有时出现逆湿现象, 因此湍流潜热通量非常小, 湍流感热通量占绝对优势, 其净辐射通量主要用于发展湍流, 故湍流动量交换系数 K_M 和湍流动量通量 τ 的值偏高。其平均峰值和不同沙尘天气下的峰值如表2所示。由表2可见, 在浮尘天气下, 由于净辐射减小, 使近地面的湍流发展受限制; 而扬沙天气由于风速很大, 湍流交换系数峰值和湍流动量通量峰值均比平均峰值高, 其中湍流动量通量峰值比平均峰值增大6~7倍, 而在沙尘暴天气下, 增大几近一个量级, 显然在强沙尘暴天气中, 湍流发展的更为剧烈。

湍流动量通量平均峰值也表现出高于半荒漠地表和低于戈壁地表的特征^[24, 25]。湍流交换系数和动量通量的最大值一般也出现在14时, 但当出现扬沙和沙尘暴天气时, 其峰值出现的时间与扬沙和沙尘暴最大强度的时刻一致。

为了研究沙漠地表的大气湍流扩散参数特征, 我们在1996年4和5月分别在内蒙古吉兰泰气象站和宁夏银川机场气象台使用三分量风速仪, 观测了各类天气条件下3维风速脉动值^[26], 结果表明沙

漠地表的大气湍流扩散系数 σ_y, σ_z (扩散距离 1 km) 明显高于城乡粗糙下垫面的值, 高出比例分别达 64% 和 33%, 起因于沙丘地形和坡度受到的日射强度不等, 热量收支差异及粗糙地形产生的热力湍流、机械湍流和短暂的尺度很小的环流。表 3 列出了 1999 年 4 月 28 日在内蒙古阿拉善左旗沙漠地表上实测的不同坡向地面温度和近地面风速值(离阿拉

善左旗气象台 18 km), 表中同时列出气象站的相应资料。由表 3 所列资料可以看出向阳坡沙面的温度明显高于背阳坡和平地的值, 地表的气流方向和速度变化也比较大, 虽然这种微小尺度的热力不均匀性和动力不均匀性不致形成明显的局地环流, 但可以明显地增强贴地层的湍流强度, 有利于地表沙尘向上输送。

表 2 沙漠测站湍流动量交换系数 K_M 极值 (m^2/s) 和湍流动量通量 τ 极值 ($kg/(m \cdot s^2)$)

站名	平均峰值		浮 尘		扬沙(L= 8000 m)		扬沙(L= 7000 m)		沙尘暴(L= 650 m)	
	K_M	τ	K_M	τ	K_M	τ	K_M	τ	K_M	τ
吉兰泰	0.208	0.168	0.161	0.124	0.388	1.079	0.375	0.972	0.460	1.452
阿拉善右旗	0.140	0.150								

注: L 表示能见度

表 3 沙漠地表和气象站地面温度和地表以上风速的比较

时 间	云日面状况	沙面温度(°C)				沙面 20 cm 风速(m/s)			阿拉善左旗气象站		
		向阳坡度 0°	向阳坡度 25°	向阳坡度 30°	背阳坡度 -25°	2 m 高 沙丘	沙谷	背风坡	地面温度 (°C)	12 m 高 风速(m/s)	12 m 高 风向
9:00	ci f ○								11.4	2.7	SSW
9:45	ci f ○	16.0	21.3	23.3	11.8						
10:00	ci f ○	18.1	22.9	25.2	14.2	2.5	2.2	1.6	17.1	2.9	SSW
10:30	○					3.3	2.5	1.4			
11:00	○ ²	25.0	29.5	33.2	18.2	1.3	1.3	1.0	22.1	3.3	SSW
12:00	○ ²	30.3	34.6	38.0	22.6	1.9	1.7	1.3	26.4	1.3	SSW
12:30	○ ²	31.4	40.3	42.5	24.1						
13:00	○ ²	32.5	40.6	42.7		1.9	1.4	0.8	28.8	2.0	W
13:30	○ ²	33.3	43.5	45.6							
14:00	○ ²	35.3	44.2	46.2					29.0		C
15:00	○ ²	35.4	45.0	45.1					28.6	3.0	NNW
16:00	○ ²	32.8	38.7	40.0					27.2	3.0	NNW
16:20	○ ²	32.2	37.2	37.9							
17:00	○ ²								24.3	2.8	NNW

晴空条件下, 沙漠地表的大气湍流扩散系数 σ_y 和 σ_z 均具有明显的日变化特征, 一般 14 时达最大值, 凌晨 3~6 时为最小, 而且垂直扩散系数 σ_z 明显小于水平扩散系数 σ_y , 当平均风速较小时, σ_y, σ_z 的日变化特征与风速的大小关系不密切。而当沙尘天气出现时, σ_y, σ_z 均随当时的大气稳定度的变化而变化, 尤其是 σ_z 呈波动起伏, 而且有一定增幅。

由三分量风速仪也可测定垂直向上气流速度的变化, 晴空天气下, 上升气流速度偏小, 以 1996 年 4 月 22 日的晴空和 4 月 23 日的扬沙为例, 前一日的

上升气流速度为 0.15 m/s, 而扬沙初起, 上升气流速度达到最大, 其值为 0.64 m/s, 扬沙持续时, 仍以较高的上升气流速度维持, 6 h 以后减为 0.46 m/s, 并逐渐减小直至 3 h 后扬沙消失, 转化为浮尘。这种上升气流速度按表 1 所列的沙尘沉降末速值, 对于粒径在 50~100 μm 的沙粒, 可持续向上输送, 而且实际的脉动上升气流仍高于上述数值, 有些还表现出对流运动的输送特征, 其向上输送作用更为强烈。有关垂直速度的直接测量资料甚少, 章澄昌等在参观青海瓦里关本底站(海拔 3816 m) 时曾翻阅

过安装在 80 m 高度的 RMY27105 型垂直风速仪的连续观测记录, 发现垂直风速变动甚大, 午后常达最大值, 一般达 1 m/s 量级。瓦里关山是一孤立山体, 与青藏高原相对高度差达 600 m, 这种量级的垂直速度可能起源于突出山体影响, 也可以作为上述三分量风速仪测出的垂直向上气流速度的佐证。

3.2 产生和发展强沙尘暴的强热力不稳定的作用

表 4 两测站不同温度递减率出现的频率(1996 年 4 月 30 日~5 月 20 日, 0.5 m 与 2.0 m)

时次	温度变化	吉兰泰气象站			银川机场气象台		
		< 1	1~ 30	> 30	< 1	1~ 30	> 30
08, 14	温度递减率(°C/100 m)	< 1	1~ 30	> 30	< 1	1~ 30	> 30
	出现频率(%)	3.2	29.0	67.7	9.5	31.0	59.5
20, 02	温度递减率(°C/100 m)	< - 10	- 10~ 1	> 1	< - 10	- 10~ 1	> 1
	出现频率(%)	60.7	29.5	9.8	85.7	11.9	2.4

表 5 两测站不同湿度梯度出现的频率(1996 年 4 月 30 日~5 月 20 日, 0.5 m 与 2.0 m)

时次	湿度变化	吉兰泰气象站			银川机场气象台						
		< - 0.5	- 0.5~ - 0.1	0.0	0.1~ 0.5	> 0.5	< - 0.5	- 0.5~ - 0.1	0.0	0.1~ 0.5	> 0.5
08, 14	水汽压梯度 $\frac{\Delta e}{\Delta z}$ (hPa/1.5 m)	< - 0.5	- 0.5~ - 0.1	0.0	0.1~ 0.5	> 0.5	< - 0.5	- 0.5~ - 0.1	0.0	0.1~ 0.5	> 0.5
	出现频率(%)	46.9	12.5	3.1	15.6	21.9	4.8	35.7	7.1	33.3	21.4
20, 02	水汽压梯度 $\frac{\Delta e}{\Delta z}$ (hPa/1.5 m)	< - 0.5	- 0.5~ - 0.1	0.0	0.1~ 0.5	> 0.5	< - 0.5	- 0.5~ - 0.1	0.0	0.1~ 0.5	> 0.5
	出现频率(%)	45.3	20.3	1.5	18.8	14.1	7.1	23.8	16.7	31.0	21.4

由表 4 可见, 在典型的晴空条件下, 日出后地表升温逆温消失, 转换成不稳定, 14 时后不稳定度达最大值, 日落后不稳定度减弱, 20 时大部分转为逆温。两测站比较, 吉兰泰白天出现的不稳定层结的频率为 96.7%, 比银川的 90.5% 高, 而且吉兰泰出现强烈不稳定的频率达 67.7%, 明显高于银川的 59.5%; 夜间则相反, 银川出现稳定层结的频率高达 97.6%, 比吉兰泰的 90.2% 高, 而且银川出现强逆温的频率高达 85.7%, 比吉兰泰的 60.7% 高得多。

强沙尘暴的发生与大气中的对流活动密切相关, 而对流的发展通常是由垂直不稳定能量的释放造成的, 同时对流的强度不仅取决于不稳定度的大小也与其释放形式有关。普遍认可的释放机制是上升运动, 其中包括锋面、低空急流、辐合带以及中尺度系统。程麟生等^[2]对“93.5.5”特强沙尘暴的数值试验表明, 该风暴的发展时段, 在边界层内与一中尺度气旋性强涡度相伴, 在对流层内与一垂直涡柱相伴。表 4 所列的沙漠地表强热力不稳定, 再配合沙漠地面的剧烈增温, 在观测期间吉兰泰站 14 时的地面温度, 常高达 45~ 53°C, 形成了剧烈的热力强迫作用。此时若伴随中等强度气旋冷锋, 大量沙尘

春季是空气冷暖变化最大的季节, 干旱区沙地表面受日射作用升温快, 白天大气层结处于极不稳定状态, 最大超绝热递减率出现在 14 时以后, 夜间处于稳定状态。统计 1996 年 4 月 30 日至 5 月 20 日吉兰泰气象站和银川机场气象台微气象观测资料列入表 4 和表 5。

由锋后机械湍流运动和气旋系统的大尺度垂直运动激发的强对流性不稳定能量造成的强对流运动向上输送并随锋面系统移动, 1983 年 6 月 10 日内蒙古阿拉善盟爆发的一次冷锋过境, 随后出现的沙尘暴天气(能见度 600 m), 飞机航测发现沙尘到达的高度不低于 3600 m^[27], 3000 m 高度附近发现含有粒径为 350 μm 的粗沙, 表明当时大气中存在着 1~ 2 m/s 的强上升气流, 该估计值与表 1 数据一致。说明经由锋面系统激发的对流性不稳定能量的释放可以产生较强的上升运动。撒哈拉沙尘暴, 对沙尘羽数值模拟表明, 午后沙尘浓度垂直廓线可达 600 hPa 高度^[9]。

由表 5 可见逆湿现象银川稍高于吉兰泰, 白天和夜间均如此, 其中强逆湿现象两测站白天出现频率相当, 吉兰泰稍高于银川, 而夜间出现频率银川明显高于吉兰泰。两测站白天出现逆湿的频率明显低于戈壁下垫面^[24]。逆湿现象起因于春季气候干燥, 沙漠地表含水量很低, 空中水汽通过天气尺度过程输送至本地, 由湍流作用造成向下的水汽通量, 此时白天沙漠地表吸收水汽, 但并无向下的潜热输送, 只是在夜间由于受逆湿的抑制, 当出现逆湿时才可能

出现少量的向下潜热通量。逆湿通常白天比夜间明显,湿度差最大值一般出现在 14 时以后。

当出现沙尘暴时(吉兰泰站,1996 年 4 月 29 日 16 时 01~39 分),全天出现逆湿现象,而且冷锋过境沙尘暴消失后逆湿达极大值(4.3 hPa/1.5 m)。沙尘暴前后混合比变化很大,沙尘暴发生前相对湿度只有 16%,混合比为 4.0 g/kg,沙尘暴发生后,相对湿度上升到 69%,混合比达 9.6 g/kg。这次沙尘暴出现时,在很短的时间内出现微量降水,相对湿度高达 90%,说明沙尘暴伴同的降水在非常干燥的大气环境中,下落途中迅速蒸发,未及地就几乎蒸发殆尽,水滴蒸发增加了大气湿度,并使逆湿达到极大。说明即使干燥的沙漠地区,对流性不稳定能量的释放也包含有大量的潮湿不稳定能量,“93.5.5”特强沙尘暴在甘肃武威也出现了泥雨现象。

3.3 沙尘源的类型、粒度谱分布、地表性质和沙物质含水率

3.3.1 沙尘源的类型、粒度谱分布

贺兰山两侧的阿拉善高原和银川平原,分布着腾格里沙漠、乌兰布和沙漠和毛乌素沙地。西侧的两个沙漠为流动沙丘,沙粒物理组成以中沙(0.50~0.25 mm)和细沙(0.25~0.125 mm)为主,占总量的 70%以上,其次是极细沙(0.125~0.063 mm)和粉沙(0.063~0.002 mm)约占 20%。东侧毛乌素沙区基本上位于半干旱的干草原地带,盐池站 1961~1990 年共 30 a 的平均年降水量为 287.5 mm,其自然条件与沙质荒漠不同,以沙土为主,流动风沙土

占 60%,故称为沙地,最常见的粒径与西侧沙漠基本相当,稍偏大一些,但细粒流沙和粘土成分的含量比西侧两沙漠要明显偏多^[20]。

为了了解沙尘气溶胶的尺度谱和质量谱特征,我们于 1996 年至 1999 年间的 4、5 月在贺兰山两侧的沙漠和沙地用美制 APS-3310A 型激光空气动力学粒子谱仪进行了系统测量。吉兰泰站位于乌兰布和沙漠的南部,离东部沙漠不足 200 m,阿拉善左旗气象台紧贴贺兰山西侧,处于腾格里沙漠的边缘(离沙漠 10~20 km),盐池站位于毛乌素沙地的南部,属正在发展的沙漠化地区。相比之下,吉兰泰和阿拉善左旗的沙尘较盐池的活跃,反映在有扬沙和沙尘暴天气下,沙尘气溶胶尺度谱中,盐池的粒径峰值与吉兰泰相比偏小,而且小于 7 μm 的沙尘粒数浓度比吉兰泰偏高达 1 倍以上^[13]。

盐池在扬沙天气下,沙尘的数浓度谱型却要随风向而异,当在吹偏东风或偏南风时为双峰谱,峰值粒径分别位于 0.78~1.60 μm 和 2.13~2.29 μm ,小于 7 μm 的沙尘粒的数浓度占总数浓度的 100%,质量谱则为单峰型,峰值粒径位于 3.28~4.37 μm ,小于 7 μm 的沙尘粒的质量浓度占总质量浓度的 99.4%,谱型却在 7 μm 附近出现截断现象,如图 1a, 1b 所示。风向为偏西风或偏西北风时,数浓度谱型为单峰型,峰值粒径位于 0.84~0.96 μm ,小于 7 μm 的沙尘粒的数浓度占总数浓度的 99.8%,质量浓度为单峰型,并能以对数正态分布很好地拟合,峰值粒径位于 3.28~3.79 μm ,小于 7 μm 的沙尘粒

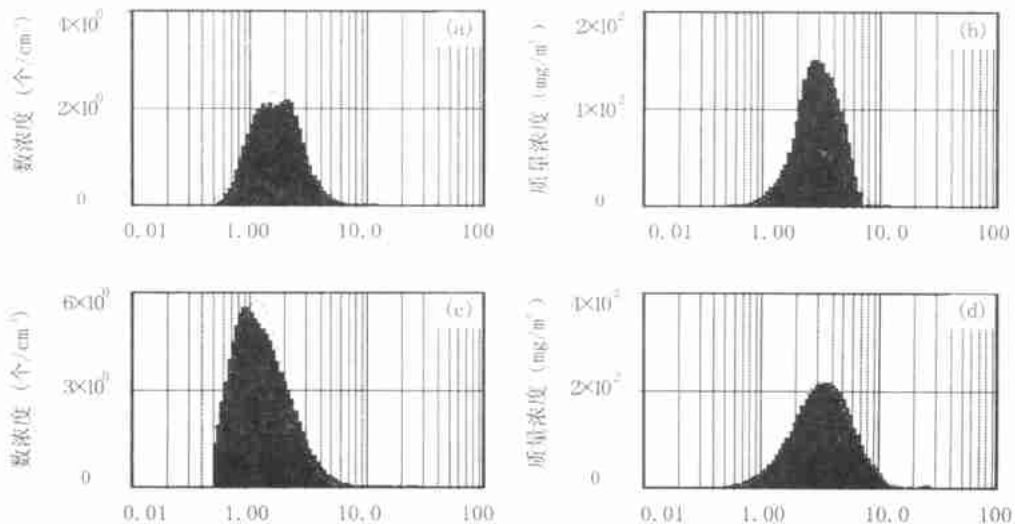


图 1 扬沙天气下盐池站沙尘数浓度和质量浓度的平均谱分布

(a, b. 1998 年 5 月 5 日 11 时 17 分~12 时 24 分; c, d. 1998 年 4 月 25 日 9 时 36 分~10 时 33 分)

的质量浓度占总质量浓度的 88.2%~91.6%, 如图 1c, 1d 所示。

阿拉善左旗和吉兰泰扬沙天气条件下沙尘粒的数浓度谱型均为单峰型, 峰值粒径分别位于 0.84~0.90 μm 和 0.96 μm , 小于 7 μm 的沙尘粒的数浓度占总数浓度两站均为 99.6%, 质量浓度谱型两站均为单峰型, 而且用对数正态分布拟合较好, 峰值粒径分别为 3.0~4.7 μm 和 4.05 μm , 小于 7 μm 的质量浓度占总质量浓度的百分比分别为 78.9%~80.9% 和 80.8%, 如图 2 所示。

从 3 站的沙尘粒谱分布特征比较来看, 盐池小于 7 μm 的沙尘粒的数浓度比例高于阿拉善左旗和吉兰泰, 而且盐池小于 7 μm 沙尘粒的质量浓度所占总质量浓度的百分数明显大于阿拉善左旗和吉兰泰。说明盐池沙尘中的粉沙和粘土含量高于阿拉善左旗和吉兰泰, 既表现出与沙尘源的物理粒度组成有关, 也与测站地理位置有关, 盐池站位于城区, 离沙地较远。盐池沙尘的数浓度谱型和峰值粒径随风向变化说明沙尘源地有所不同, 吹偏西风和偏西北风时, 其沙尘源与阿拉善左旗和吉兰泰属同一沙漠区, 而吹偏东风或偏南风时, 其沙尘源转化为毛乌素沙地。从图 1, 图 2 的谱形特征上可以明显地分辨。图 1c, 1d 与图 2a, 2b 和 2c, 2d 同属一种分布型, 而图 1a, 1b 较之有明显差别。

3.3.2 地表性质和沙尘物质含水率

沙尘来源的表面板结硬度是决定沙尘吹扬的一

个重要因素。若地面板结强度大, 则即使风速很大, 也难以吹扬起沙尘。按土壤硬度计实测平均可得, 流沙表面硬度最小, 0.2~0.5 kg/cm^2 , 新开垦沙地 0.28 kg/cm^2 , 固定沙丘 5.84 kg/cm^2 ^[20], 由此说明地表受人为破坏时, 其表面支持强度将大为减少。极细粉沙和粘土, 可受到附面层流的隐蔽, 而且在逆湿条件下可从大气中吸附水汽, 使土粒之间产生一定的粘结力, 间接对沙尘吹扬起阻碍作用。但是一旦受到干扰而离开床面, 因其颗粒太小, 易被风卷走, 最明显的例子, 如北方村庄周围的道路, 由于经常受牲畜的践踏和车辆碾压, 与附近田地相比, 在风力吹蚀下, 使路面越降越低, 形成沟豁。

沙物质在湿润情况下, 由于粘滞性增大, 沙粒间的团聚作用加强, 相应起动风速值随之增大。据朱震达等^[20]引用的观测资料, 沙粒含水率对沙尘起动风速的影响如表 6 所列, 表中同时列出包为民^[28]对观测资料模拟值。他考虑凝聚力 F_{μ} 表示成:

$$F_{\mu} = ka\pi d^2 \quad (5)$$

这里 k 为单位面积的凝聚力, 它是含水率 θ 的函数, 可表示成 $k = k_0 \exp(k_1 \theta / \theta_{\max})$, k_0 为沙尘含水率为零时的单位面积凝聚力, θ_{\max} 为沙粒饱和含水率, k_1 为常系数。 $a\pi d^2$ 为沙粒间的接触表面积, d 为粒径。

凝聚力 F_{μ} 与沙粒重力 F_w 和拖曳力 F_r 三力的力矩平衡等式, 得出的起沙临界风速为

$$U_c = (60.818d + 8.554e^{0.740})^{1/2} \quad (6)$$

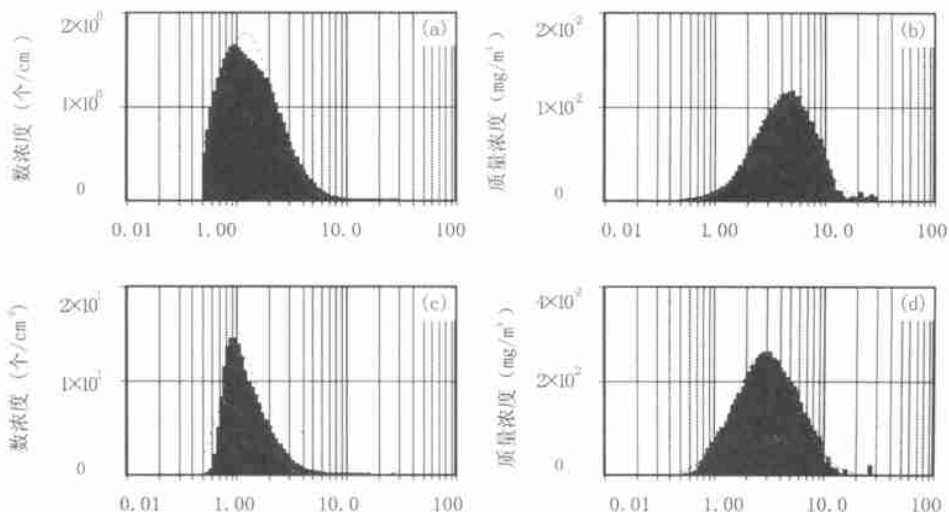


图 2 扬沙天气下阿拉善左旗和吉兰泰站沙尘粒的数浓度和质量浓度的平均谱分布

a, b. 阿拉善左旗 1999 年 5 月 11 日 9 时 18 分~10 时 14 分; c, d. 吉兰泰 1996 年 4 月 23 日 13 时 45 分~15 时 03 分)

式中的系数按粒径、沙粒含水率和干燥状态下的起沙临界风速确定。而且通过对起沙临界风速的灵敏度分析表明,当 $\theta = 3\%$ 时,沙尘粒径对起沙临界风

速的影响与沙粒含水率相当。当 $\theta > 3\%$ 时,含水率对临界风速的影响超过粒径大小的影响。说明两者的作用属于同一数量级。

表 6 沙粒含水率对沙尘起动风速(m/s)的影响

沙粒粒径(mm)	干燥状态	含水率(%)							
		1		2		3		4	
		观测	模拟	观测	模拟	观测	模拟	观测	模拟
2.0~1.0	9.0	10.8	10.0	12.0	11.3	-	-	-	-
1.0~0.5	6.0	7.0	7.4	9.5	9.1	12.0	11.2	-	-
0.5~0.25	4.8	5.8	5.6	7.5	7.8	12.0	10.1	-	-
0.25~0.175	3.8	4.6	4.6	6.0	7.1	10.5	9.6	12.0	13.3

沙区土壤含水率的垂直分布为 0~10 cm 的干沙层和 10~100 cm 的活跃层,4~6 月为失水期,4 月前为冻结滞水期。流动风沙土的水分散失,以地表蒸发为主,4~6 月形成的干沙层中,0~5 cm 含水率仅为 0.3%~0.4%^[29]。我们对吉兰泰站及沙漠表层进行的土壤含水率的观测,最低值与此一致。由于干沙层切断与下层的毛细管输水作用,它有效地抑制下层水份蒸发,故土壤湿度自上向下递增。

据盐池站 1994~1999 年共 6 a 中 4,5 月份的土壤湿度资料统计表明,浅层土壤含水率随降水变化较大,全年中一般 4~6 月 0~10 cm 层含水率最低,6 a 中 0~10 cm 表层最低含水率为 0.9%,降水以后最高含水率达 17.5%。1998 年 4 月下旬连续出现 3 次沙尘暴,相应该旬的土壤含水率为 5.0%,虽然偏高,但仍为该年 3 月以来的最低值,而且也低于 5 月上旬的值。1995 年 3~5 月 0~10 cm 土壤湿度最低,平均含水率不到 1.3%,最低值为 0.9%,当年 4~5 月发生的沙尘暴日数达 12 d,为近年来最高,而且集中在 4 月中旬至 5 月中旬的一个月内,也高于历年 4,5 两月沙尘暴发生次数的平均值。

降水是沙区土壤的重要水分补给,但流动风沙土含水率与人工林或天然林下的风沙土含水率相比,受降雨的影响小。降雨只有达一定量后,才能使深层风沙土水分得以补充,否则仅能湿润表层干土或干沙层,且很快蒸发损失,形成无效降水。小于 10 mm 的降雨绝大部分为无效降水。

根据盐池站 1970~1989 年共 20 a 中 1~3 月的降水量资料与 4 月的沙尘暴资料进行相关计算,发现两者之间呈负相关,且相关显著^[30]。说明前期的降水量对后期的沙尘暴有一定影响。前期降水量越大,后期沙尘暴越少,前期降水量越少,后期沙尘暴越多。在资料统计中尚未剔除表层干土或干沙

层,对小于一定量(5~10 mm)的无效降水这一因素,否则相关性更强。

4 结 语

根据在贺兰山两侧沙漠和沙地的微气象观测和沙尘谱资料,参考有关文献的结果进行分析和计算,对影响沙尘起动和垂直输送的物理因子进行了综合分析研究。主要结果如下:

(1) 从致灾因素考虑,按风速和能见度的大小,把沙尘暴分为沙尘暴、强沙尘暴和特强沙尘暴是可行的。若能同时考虑沙尘浓密层的厚度和范围以及沙尘粒子尺度,则更为全面。即使是特强沙尘暴,也不能认为能见度为 0 m。

(2) 产生沙尘暴的阈值风速在 5 m/s 左右,但空气的水平运动并不能直接引发沙尘暴,尤其是强沙尘暴。中国发生的沙尘暴均伴随大、中尺度天气系统,主要是冷锋。从沙尘尺度谱和沙尘的沉降末速分析,出现沙尘暴,尤其是强沙尘暴时,系统中的上升气流可达每秒几米的量级,有时甚至更高,与强雷暴天气有些类似,只是沙尘天气中的潮湿不稳定能量低些。由于沙漠地表的热力强迫作用和地表的热力、动力的不均匀性,使得沙尘暴中的湍流输送比较强烈,加剧了尺度范围更广的沙尘粒的向上输送。

(3) 沙漠和沙地上空,白天热力不稳定状态出现的频率高,超绝热梯度大,逆湿现象明显,净辐射主要用于发展湍流。在大、中尺度天气系统的上升运动的激发下,使不稳定层结积蓄的能量得以持续释放,发展对流运动,从而促使大量沙尘不断被卷起向上输送并随系统移运。大范围的强沙尘暴常发生于午后,其中沙漠地区强烈不稳定的热力层结特征是一个很重要的因素。

(4) 对于作为沙尘暴的物质源,其粒度的组成、

地表的硬度、含水率,对沙尘暴的形成和强度变化有着重要作用。表层含水率越高,起沙的阈风速越大,前期降水越多,沙尘暴出现的次数越少。这些因

素在考虑对强沙尘暴进行防治的对策中具有重要的参考价值。

参考文献

- 1 钱正安等. 中国西北地区沙尘暴的分级标准和个例谱及其统计特征. 见: 钱正安, 方宗义等编. 中国沙尘暴研究. 北京: 气象出版社, 1997. 1~9
- 2 程麟生, 马艳. "93.5"黑风暴发展结构和不同模式分辨率的数值试验. 应用气象学报, 1996, 7(4): 385~395
- 3 冯霞, 程麟生. "93.5"黑风暴发展期中尺度热量和水汽收支诊断. 气象, 1997, 23(3): 8~14
- 4 刘春涛, 程麟生. 黑风暴沙尘形成与输送参数化及中尺度数值试验. 气象学报, 1997, 55(6): 726~739
- 5 胡隐樵, 光田宁. 强沙尘暴发展与干风线——黑风暴形成的一个机理分析. 高原气象, 15(2): 178~185
- 6 胡隐樵, 光田宁. 强沙尘暴微气象特征和局地触发机制. 大气科学, 1997, (2): 581~589
- 7 陈伟民等. "5.5"黑风暴中 β 尺度爬线的初步数值试验. 气象学报, 1996, 54(6): 684~692
- 8 江吉喜. 一次特大沙尘暴成因的卫星云图分析. 应用气象学报, 1995, 6(2): 177~184
- 9 Westphal D L, et al. A case study of mobilization and transport of Saharan dust. J Atmos S, 1988, 45(15): 21145~2175
- 10 朱震达等. 中国沙漠概论(修订版). 北京: 科学出版社, 1980, 106pp
- 11 朱震达. 中国沙漠, 沙漠化, 荒漠化及其治理的对策. 北京: 中国环境科学出版社, 1999, 416pp
- 12 Guide to Meteorological instruments and methods of observation(Sixth edition). WMO 8, 1996, 181pp
- 13 牛生杰等. 贺兰山地区沙尘气溶胶子谱分布的观测研究. 大气科学, 2001, 25(2): 243~252
- 14 牛生杰等. 贺兰山地区沙尘暴的统计分析和观测研究. 见: 牛生杰编. 宁夏气象科技文选. 银川: 宁夏人民出版社, 1998. 144~155
- 15 Bagnold R A. The Physics of Blown sand and Desert Dunes, 1941, 钱宁, 林秉南译. 风沙和荒漠沙丘物理学. 北京: 科学出版社, 1959
- 16 钱宁, 万兆惠. 泥沙运动力学. 北京: 科学出版社, 1983. 493~517
- 17 寿绍文. 中尺度天气动力学. 北京: 气象出版社, 1993, 252pp
- 18 赵光平等. 宁夏区域性强沙尘暴天气成因及其预报方法的研究. 见: 编. 中国沙尘暴研究. 北京: 气象出版社, 1997. 52~58
- 19 Alkinson B W. Mesoscale Atmospheric Circulations. 见:《大气中尺度环流》翻译组译. 大气中尺度环流. 北京: 气象出版社, 1987. 331~368
- 20 夏训诚等. 中国西北地区沙尘暴灾害及其防治. 北京: 中国环境科学出版社, 1996, 117pp
- 21 佟庆理. 两相流动理论基础. 北京: 冶金工业出版社, 1982. 43~60
- 22 Pruppacher H R, Klett J D. Microphysics of clouds and precipitation, (2nd Ed). Kluwer Academic Publishers, 1997, 415~421, 438~439
- 23 孙继明等. 沙漠地区沙尘天气微气象特征研究. 宁夏气象, 1998, 4(1): 41~47
- 24 胡隐樵等. 河西戈壁(化音)小气候和热量平衡特征的初步分析. 高原气象, 1990, 9(2): 113~119
- 25 刘树华, 刘立超. 荒漠地区不同下垫面的湍流输送. 大气科学研究与应用, 1995, 9(1): 19~26
- 26 桑建人等. 沙漠地区大气扩散参数特征分析. 中国沙漠, 2000, 20(3): 301~304

**COMPREHENSIVE RESEARCHES ON SAND PARTICLE UPTAKE
AND VERTICAL TRANSPORT OF SANDSTORMS
IN HELAN MOUNTAIN AREA**

Niu Shengjie

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044; Ningxia Meteorological Science Institute, Yinchuan 750002)

Zhang Chengchang

(Beijing Meteorological College, Beijing 100081)

Abstract

Physical mechanism of sand particle uptake and vertical transport is analyzed comprehensively based on micrometeorological and particle size distribution data collected in both sides of Helan mountain from 1996 to 1999. The discussion is composed of dynamic forcing of intensive wind, thermal instability and sand particle source. Updraft characteristics of mesoscale weather system, calculating methods of sand particle terminal velocity, turbulent features of sand surface, vertical wind speed, the intensity and frequency of superadiabatic gradient and humidity inversion and sand particle size distribution of desert are analyzed. The effects of surface characteristics and water content of sand on uptake wind speed of sand particles are also discussed.

Key words: Sandstorm, Uptake and transport, Superadiabatic gradient, Source of sand particles.