

王伏村, 许东蓓, 王宝鉴, 等. 河西走廊一次特强沙尘暴的热力动力特征分析[J]. 气象, 2012, 38(8): 950-959.

# 河西走廊一次特强沙尘暴的热力动力特征分析<sup>\* 1</sup>

王伏村<sup>1,2</sup> 许东蓓<sup>3</sup> 王宝鉴<sup>3</sup> 付有智<sup>2</sup>

1 中国气象局兰州干旱气象研究所甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室, 兰州 730020

2 甘肃省张掖市气象局, 张掖 734000

3 兰州中心气象台, 兰州 730020

**提 要:** 使用 NCEP 再分析资料、高空和地面观测资料对 2010 年 4 月 24 日发生在河西走廊的一次特强沙尘暴天气进行了热力和动力作用诊断分析。结果表明: 沙尘暴发生前, 感热通量达最大值, 湍流运动增强, 增加了大气的不稳定性; 大风沙尘暴发展和强盛期与动量通量大值区对应, 动量通量对沙尘向上输送起了重要作用; 在强锋区附近, 地转关系被破坏, 大风沙尘暴天气主要出现在变压梯度大, 即变压风大的区域, 变压风是产生地面强风的主要成分; 河西走廊这次沙尘暴过程有明显锋生活动, 锋生过程使锋面次级环流加强; 水平螺旋度负值中心值越大, 近地面层风速越大, 大风沙尘暴天气主要出现在水平螺旋度负值中心前方与零值线之间; 在河西走廊上空, 高空急流沿等熵面穿越等位势高度面下滑到 2000 gpm, 形成偏西风低空急流, 低空急流的形成和维持在大风沙尘暴过程中起到关键作用。

**关键词:** 沙尘暴, 感热通量, 动量通量, 变压风, 锋生, 水平螺旋度, 低空急流

## Diagnostic Analysis of Thermal and Dynamical Characteristics of a Heavy Dust Storm in Hexi Corridor

WANG Fucun<sup>1,2</sup> XU Dongbei<sup>3</sup> WANG Baojian<sup>3</sup> FU Youzhi<sup>2</sup>

1 Key Laboratory for Arid Climatic Changing and Reducing Disaster of Gansu Province/Lanzhou Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020

2 Zhangye Meteorological Office of Gansu, Zhangye 734000

3 Lanzhou Central Meteorological Observatory, Lanzhou 730020

**Abstract:** By using the ( $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ) reanalysis data of NCEP and the data of upper-air sounding and surface observations, the thermal and dynamical features of a heavy dust storm occurring on 24 April 2010 in the Hexi Corridor are analyzed. The calculated results show that before the dust storm occurs, the sensible heat flux reaching the maximum value increased the atmospheric instability. The gale and dust storm are in accordance with the great value area of the momentum flux, and the momentum flux plays an important role in the transporting upwards dust. Nearby the strong frontal zone, the geostrophic balance is destructed, the dust storm mainly appears in the area of great allobaric gradient and the allobaric wind is the principal constituent of the surface gale. This heavy dust storm is a process of strong frontogenesis and the latter causes the frontal secondary circulation strengthening. The greater the negative (absolute) value of horizontal helicity is, the greater the surface wind speed will be. The gale and dust storm mainly appear between the right front of the horizontal helicity negative value center and zero contour. The upper-level jet traversing geopotential height surface along isentropic surface slides down to 2000 gpm and forms the westerly low-level jet. The low-level jet plays a crucial role in the producing process of the dust storm.

\* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2011-053)资助

2011 年 6 月 27 日收稿; 2012 年 9 月 25 日收修定稿

第一作者: 王伏村, 主要从事天气预报及多普勒雷达应用研究. Email: wangfucun3@yahoo.com.cn

**Key words:** dust storm, sensible heat flux, momentum flux, allobaric wind, frontogenesis, horizontal helicity, low-level jet

## 引 言

大风沙尘暴天气是危害严重的天气现象,对大气环境、设施农业、交通运输及人类健康影响很大,随着社会发展,其破坏和影响程度迅速增大,因而受到社会广泛关注。多年来我国学者对沙尘暴的成因和机理进行了广泛研究。胡隐樵等<sup>[1]</sup>研究了干飚线和强冷锋前干飚线发展同黑风暴爆发的关系。汤绪等<sup>[2]</sup>对甘肃河西走廊春季沙尘暴与低空急流的关系作了研究,在东亚中纬度高空维持纬向强急流锋区的情况下,极易造成甘肃河西走廊春季强沙尘暴的低空急流产生。牛生杰等<sup>[3]</sup>使用沙漠和沙地测站积累的微气象和沙尘谱观测资料,综合分析了沙尘起动和垂直输送的物理机制。张强等<sup>[4]</sup>从物理上系统解释了特强沙尘暴天气的沙尘壁特征。赵琳娜等<sup>[5]</sup>对造成华北大范围严重沙尘天气和产生大风的蒙古气旋快速发展过程进行了研究。李耀辉等<sup>[6]</sup>利用 GRAPES\_SDM 沙尘暴数值预报模式系统对西北地区的两次强沙尘暴进行了数值模拟,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。徐国昌<sup>[7]</sup>对沙尘暴反馈机制作了进一步讨论。王建鹏等<sup>[8]</sup>模拟了河西走廊地形对沙尘暴天气系统的影响。屠妮妮等<sup>[9]</sup>研究了温度平流在引发强沙尘暴的蒙古气旋中的作用。郭铤等<sup>[10]</sup>通过对沙尘暴、云、雪和沙漠光谱特征的分析,构建了定量判识沙尘暴范围和强度的两个沙尘指数。一些学者对边界层地表热通量和动量通量在大风沙尘暴过程中的热力、动力作用也进行了深入研究<sup>[11-15]</sup>。近几年应用新数据、新方法,研究人员在沙尘暴数值模拟和诊断分析方面也取得很多成果<sup>[16-29]</sup>,对预报员了解沙尘暴的生成机理和提高预报水平具有重要的指导意义。

本文使用 NCEP  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  再分析资料和天气观测数据对 2010 年 4 月 24 日发生在甘肃河西走廊的一次特强沙尘暴过程的地表通量、变压风、锋生函数、水平螺旋度和等熵位涡等物理量进行了诊断分析,并对各种物理量在沙尘暴过程中的作用进行了阐述,为今后分析、预报大风沙尘暴天气总结经验。

## 1 天气概况

### 1.1 大风沙尘天气实况

2010 年 4 月 24 日甘肃河西走廊出现强沙尘暴天气过程,16 站出现沙尘暴天气,其中鼎新、临泽、张掖、民乐、民勤 5 站出现特强沙尘暴(特强沙尘暴是指狂风将地面尘沙吹起,使空气特别浑浊,水平能见度小于 50 m 的天气现象<sup>[30]</sup>),民勤最强,最大风速  $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,能见度 0 m。09 时沙尘暴从敦煌开始,逐步自西向东、由北向南横扫河西走廊,14—20 时是沙尘暴最强时段,20 时以后沙尘天气逐渐减弱。这次沙尘暴过程是近 9 年来甘肃范围最大,强度最强的一次。此次沙尘暴造成的灾害十分严重,致使农作物、蔬菜大棚、日光温室等大面积被毁,共造成甘肃省 6 个市的 19 个县(区)120 万人受灾,直接经济损失达 9.7 亿元,河西走廊 5 市受灾最重,直接经济损失 7.43 亿元。

### 1.2 高空天气系统演变

在 23 日 08 时 500 hPa 图(图略)上,欧亚中高纬度为两槽一脊型,乌拉尔山高压脊发展,脊前偏北风发展,风带中心风速为  $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,位置在  $50^{\circ} \text{N}$  以北;对应 700 hPa 图上,脊前偏北风急流风速大于  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,急流中心风速为  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,急流左前方有  $-18^{\circ} \text{C}$  的冷中心。在 24 日 08 时 500 hPa 图上,乌拉尔山高压脊前偏北风急流加强,急流中心风速达  $44 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,急流前部到达天山上空,河西走廊西部上空槽前西南风加速,中心风速达  $26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;对应 700 hPa 图上,偏北风急流中心南下到天山一线,新疆北部至河西走廊西部锋区加强,锋区两侧温差达  $15^{\circ} \text{C}$  以上,锋区后侧西北风维持在  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在 24 日 20 时 500 hPa 图上,高压脊前偏北风急流维持,急流中心风速为  $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,河西走廊中部槽前西南风继续加速,中心风速达  $32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;对应 700 hPa 图上,锋区进一步加强,到达河西走廊中部,锋区两侧温差达  $17^{\circ} \text{C}$  以上,锋区后侧西北风增大到  $26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由此可见,24 日 08—20 时对流层中层 500 hPa 急流转向过程中,对流层低层 700 hPa

锋区加强,低空急流增速,有明显的动量下传,从而造成地面大风和沙尘暴天气。

### 1.3 地面天气系统演变

对应 700 hPa 锋区加强东移南下,24 日 08 时地面冷锋进入河西走廊西部,锋后冷高压中心强度 1042 hPa;11 时冷锋东移到玉门镇一带,锋后冷高压中心强度维持,锋面等压线密集带前后 3 h 变压差为  $0.74 \text{ hPa} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$ ,锋后风速加大,出现极大风速  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的大风天气,敦煌出现沙尘暴;14 时冷锋过酒泉、金塔,冷锋继续加强,锋面等压线密集带前后 3 h 变压差为  $1.55 \text{ hPa} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$ ,出现极大风速  $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的大风天气,玉门镇出现沙尘暴,酒泉出现扬沙;17 时冷锋过张掖,锋面等压线密集带前后 3 h 变压差为  $2.14 \text{ hPa} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$ ,出现极大风速  $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的大风天气,酒泉与张掖出现强沙尘暴天气,张掖出现特强沙尘暴,能见度 3 m;20 时冷锋过民勤,锋面等压线密集带前后 3 h 变压差为  $2.13 \text{ hPa} \cdot (100 \text{ km})^{-1}$ ,出现极大风速  $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的大风天气,民勤出现特强沙尘暴,能见度 0 m。20 时以后,由于锋前阵雨天气和气压场日变化影响,锋区前后变压差明显减小,大风沙尘暴天气也随之减弱。以上分析可见,24 日 08—20 时地面冷锋前后 3 h 变压差的加大过程与锋面过境时的大风、沙尘暴天气发展有较好的对应关系。

## 2 热力动力特征分析

### 2.1 地表通量分析

#### 2.1.1 热通量

王劲松等<sup>[12]</sup>通过中国北方 16 个典型强沙尘暴事件的地面加热场研究表明,西北地区东部感热通量大,潜热通量小,以感热加热为主,沙尘暴的发生受下垫面的影响较大。孙军等<sup>[11]</sup>通过对沙尘暴过程的数值模拟研究表明,地表感热通量与潜热通量差别很大,潜热通量可以忽略不计,对边界层大气的加热主要来源于感热通量输送。感热加热边界层大气,增加大气的不稳定性,并影响锋生的强度及锋生环流。姜学恭等<sup>[14]</sup>通过数值模拟研究表明,地面热通量影响沙尘暴的一个重要机制是导致大气低层形成混合层,进而通过加强动量下传导致地面风速明显增强。

从 24 日 02—20 时逐 6 h 感热通量变化看,河西走廊感热通量和潜热通量有明显的日变化,中午最大,夜间感热通量为负值,潜热通量为接近  $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  正值。08 时均接近于  $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。14 时感热通量(图 1a)沿祁连山一带有 100 和  $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  的 2 个小值中心,祁连山以北走廊地区大部分地方大于  $300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,在酒泉附近有  $450 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  大值中心,在民勤附近有  $350 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  次大值中心;潜热通量(图略)沿祁连山一带有  $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  的 2 个大值中心,祁连山以北走廊地区大部分地方小于  $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。20 时(图 1b)感热通量只在民勤附近有  $150 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  大值中心,武威地区以西,走廊大部分地方小于  $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,而潜热通量接近  $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。与晴天的 23 日 14 时相比,感热通量大小值中心分布一致,走廊大值中心增加  $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,祁连山区小值中心未增加;潜热通量大值中心增加  $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。以上分析表明,祁连山地区地表空气湿度相对较大,以潜热加热为主,以北走廊地区大部分地方为沙漠戈壁,空气干燥,以感热加热为主,感热通量是潜热通量的 6~9 倍,这种差别说明走廊地表水分含量较小,地表较干燥,辐射升温较快,是强热源区。从沙尘暴发生时间对比看,沙尘暴发生前,感热通量达最大值,湍流运动增强,进而增加了大气的不稳定性,有利于沙尘暴过程的动量垂直传送。沙尘暴后期,感热通量迅速减小。

#### 2.1.2 动量通量

动量通量也称为雷诺应力,水平动量的垂直通量表达式如下:

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho(\overline{u'w'} + \overline{v'w'})^{1/2} \quad (1)$$

式中, $\rho$  为地面干空气密度, $\rho \approx 1.293 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ , $u_*$  为摩擦速度, $u'$ 、 $v'$  和  $w'$  分别为三维风场中  $x$ 、 $y$  和  $z$  三个方向的脉动风速。

动量通量值越大,表示近地面层的动能越大,湍流对沙尘的垂直向上输送越强。牛生杰等<sup>[3]</sup>利用贺兰山古兰泰观测资料估算的沙尘暴期间动量通量极值为  $1.45 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ 。申彦波等<sup>[13]</sup>利用实际观测数据估算出敦煌戈壁的起沙临界摩擦速度为  $0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。周悦等<sup>[15]</sup>利用内蒙古朱日和气象站气象塔的观测资料,计算沙尘暴过境  $\text{PM}_{10}$  最大峰值时,动量通量达  $1.84 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ ,起沙临界摩擦速度约为  $0.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。以摩擦速度为  $0.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  估算起沙临界动量通量值为  $0.63 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  时,也就是说当动量通量大于  $0.63 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  时,风速大于临界风速就

易起沙。

从 24 日 08—20 时逐 6 h 地表动量通量分布看,08 时整个河西走廊动量通量在  $0 \sim 0.4 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  之间;14 时(图 1c)大于  $0.6 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  区域基本与大风沙尘天气区对应,在玉门镇附近出现  $1.4 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  动量通量大值中心,玉门镇出现沙尘暴天气;20 时(图 1d)大于  $0.6 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  区域扩大到河西走廊中

东部,在酒泉附近有  $1.6 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  动量通量大值中心,民勤附近有  $1.2 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  动量通量大值中心,地面冷锋刚过民勤,出现特强沙尘暴天气,酒泉已转为扬沙天气,风速仍较大,周围站出现降水,可能是沙尘天气减弱的原因。从地表动量通量时空演变看,动量通量对沙尘向上输送起了重要作用。

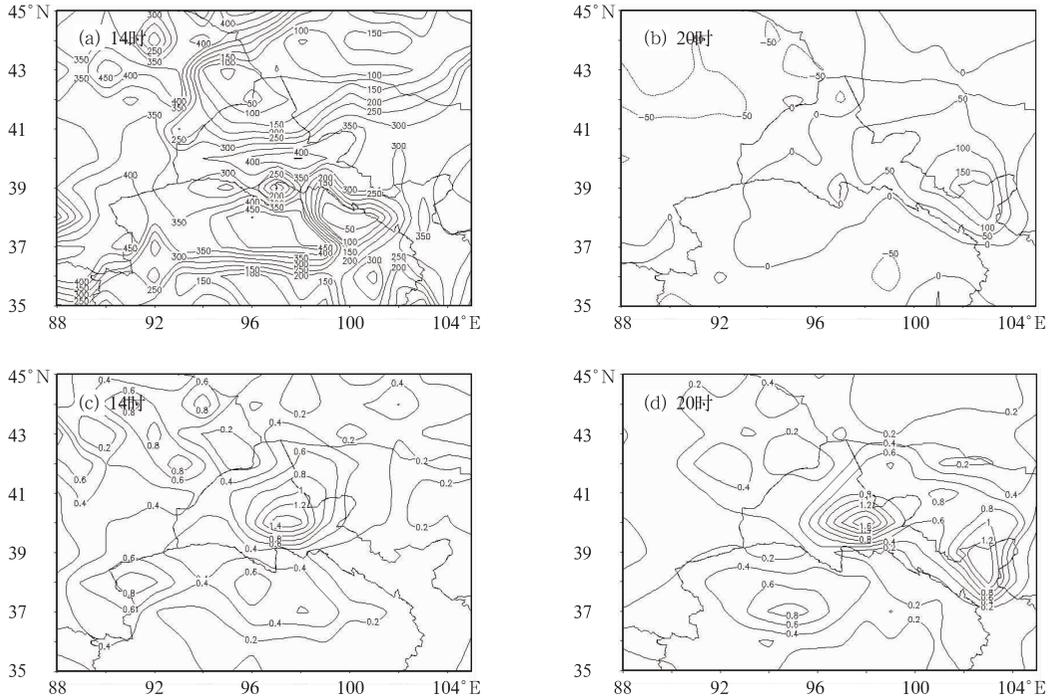


图 1 2010 年 4 月 24 日祁连山地区 14 时(a,c)和 20 时(b,d)地面感热通量(a 和 b,单位:  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) 及动量通量(c 和 d,单位:  $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$ )

Fig. 1 The surface sensible heat flux (a and b, unit:  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) and surface momentum flux (c and d, unit:  $\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$ ) on 24 April, 2010 (a and c are at 14:00 BT, b and d are at 20:00 BT)

### 2.2 变压风

在不计摩擦的自由大气中,地转偏差表达式为<sup>[20]</sup>:

$$\mathbf{D} = \mathbf{V} - \mathbf{V}_g = \frac{1}{f} \mathbf{k} \frac{d\mathbf{V}}{dt} \quad (2)$$

式中, $\mathbf{V}$  为实际风速, $\mathbf{V}_g$  为地转风速, $f$  为地转参数, $\mathbf{k}$  为垂直方向单位矢量。

$$\mathbf{D} = \frac{1}{f} \mathbf{k} \left( \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial S} + \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right) \quad (3)$$

式中, $S$  为流线切向坐标, $\omega$  为垂直速度。其中,

$$\mathbf{D}_1 = \frac{1}{f} \mathbf{k} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} \quad (4)$$

$\mathbf{D}_1$  表示与位势高度(气压)的局地变化所造成的风的局地变化相联系的地转偏差,

$$\mathbf{D}_2 = \frac{1}{f} \mathbf{k} \mathbf{V} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial S} \quad (5)$$

$\mathbf{D}_2$  表示与平流加速度相联系的地转偏差,

$$\mathbf{D}_3 = \frac{1}{f} \mathbf{k} \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \quad (6)$$

$\mathbf{D}_3$  表示与对流加速度相联系的地转偏差。

对于水平运动,经尺度分析,主要考虑变压风  $\mathbf{D}_1$  对地转偏差的作用,则地转偏差的表达式简化为:

$$\mathbf{D}_1 \cong \mathbf{V} - \mathbf{V}_g \quad (7)$$

由地转风关系式可推导出  $\mathbf{D}_1$  与气压场局地变

化的表达式:

$$D_1 = -\frac{1}{f^2 \rho} \nabla_h \left( \frac{\partial p}{\partial t} \right) \quad (8)$$

式中,  $\rho$  为空气密度, 计算时使用地面实况资料的 3 h 变压场。

一般在做大风沙尘天气预报时, 往往更关注锋面等压线密集程度和锋后 3 h 变压大小。实际上从地面天气图上可以直观地看到冷锋附近地面风与等压线交角较大, 已不满足地转关系, 地转偏差风占主导作用, 因此对实际风速大小起主导作用的不是水平气压梯度力  $-\frac{1}{f\rho} \nabla_h p$  的大小, 也不是变压  $\frac{\partial p}{\partial t}$  的大小, 而是变压的水平梯度  $\nabla_h \left( \frac{\partial p}{\partial t} \right)$  的大小。

图 2a、2c 和 2e 分别为 14、17 和 20 时的地面实况天气图, 图 2b、2d 和 2f 分别为相应时次地面 3 h 变压分析和变压风场。从地面大风沙尘暴实况和 3 h 变压风场可以看出, 并不是冷锋等压线密集带都有大风沙尘暴天气, 而是离散的团状分布, 相似于大型锋面降水雨带中的中尺度雨团。大风沙尘暴天气主要出现在变压梯度大, 既变压风大的区域。变压风在没有强天气时, 在  $10^0$  量级或以下, 在有强天气系统情况下, 可达到  $10^1$  量级, 地面就会有强风出现。14 时酒泉西部出现  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  变压风, 相应区域出现大风沙尘暴天气, 17 时酒泉至张掖区域出现  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  变压风, 相应区域出现大风及强沙尘暴天气, 张掖出现能见度 3 m 的特强沙尘暴; 20 时民勤

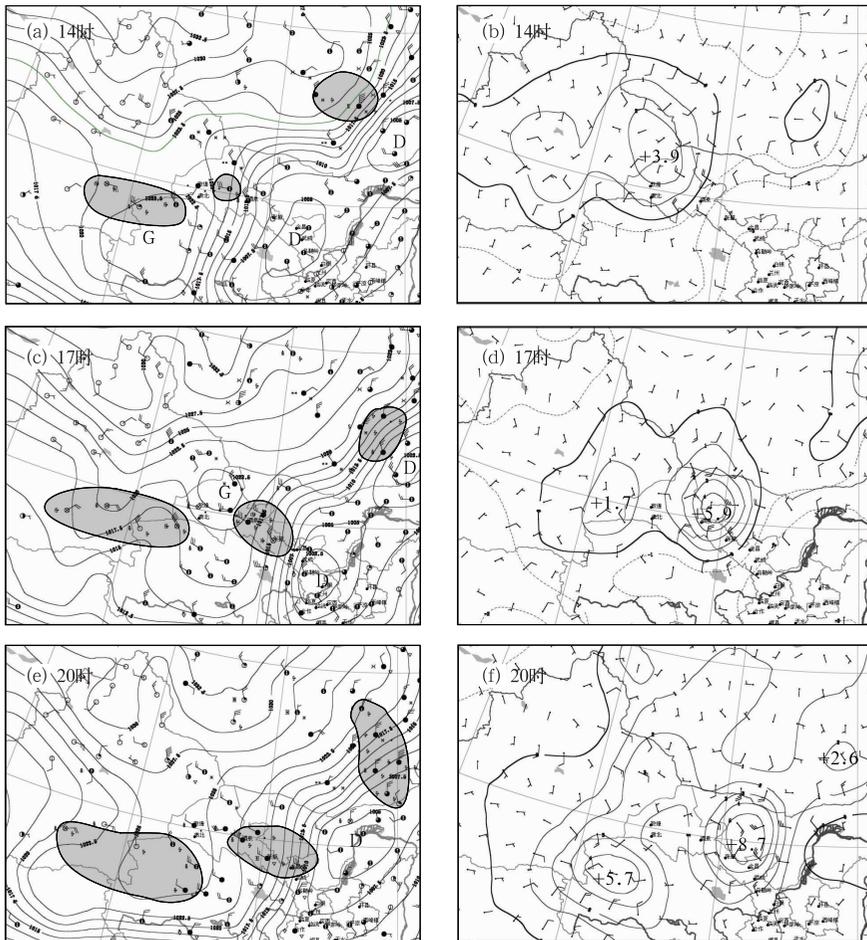


图 2 2010 年 4 月 24 日地面天气图和地面变压风场  
(a)、(c)和(e)分别为 14、17 和 20 时海平面气压场分析(等值线,单位:hPa)和  
3 h 沙尘暴实况(阴影),(b)、(d)和(f)分别为 14、17 和 20 时地面 3 h 变压场分析  
(等值线,单位:hPa)和变压风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 2 The surface weather analysis (a, c and e)  
and the surface allobaric wind field (b, d and f) on 24 April 2010  
(a and b are at 14:00 BT, c and d are at 17:00 BT, e and f are at 20:00 BT)

和阿拉善右旗周围出现  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  变压风,民勤及周边出现能见度  $0 \text{ m}$  的特强沙尘暴。等 3 h 变压线密集区域的变压风速与相邻站点的整点观测风速相差  $2 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,说明变压风是产生地面强风的主要成分。

### 2.3 锋生函数

锋生是使锋区温度水平梯度加大的过程,锋消是作用相反的过程。在不考虑非绝热加热的情况下,标量锋生函数表达式为:

$$F = F_1 + F_2 \quad (9)$$

$$F_1 = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \left[ \left( \frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left( \frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] \quad (10)$$

式(10)表示大气水平运动对锋生的作用,

$$F_2 = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \left( \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \frac{\partial\theta}{\partial p} \quad (11)$$

式(11)表示大气垂直运动对锋生的作用。

$F > 0$  为锋生,预示未来锋区将加强, $F < 0$  为锋

消,预示未来锋区将减弱。从 08—20 时逐 6 h 间隔的 700 hPa 锋生函数分布看出,08 时敦煌与新疆、青海交界处有强的锋生区,呈东北—西南向的带状结构,中心强度  $30 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,强锋生区处在 700 hPa 等温线密集带的前侧,锋区温度梯度加大,对应地面图上,风速加大到  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上,敦煌出现浮尘天气。14 时(图 3a) 700 hPa 东北—西南的锋生带东移到酒泉附近,锋生中心在酒泉南部,强度为  $30 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,地面冷锋扫过酒泉和金塔,且冷锋继续加强,锋后出现极大风速为  $19 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的大风天气,敦煌和玉门镇出现沙尘暴,酒泉出现扬沙天气;玉门镇西侧由锋生转为锋消,大风和沙尘天气减弱。20 时(图 3b) 700 hPa 强锋生区东移到古浪至民勤一带,锋生中心在古浪,强度仍为  $30 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,此时 700 hPa 锋区达到最强,等高线几乎与等温线垂直,大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的西北风急流横穿等温线密集区,河西走廊东部大风、沙尘暴天气达到强盛时期,民勤极大风速为  $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  发生特强沙尘暴;武威以西走廊大部分地方转为锋消区,对应锋消区,地面大风和沙尘天气减

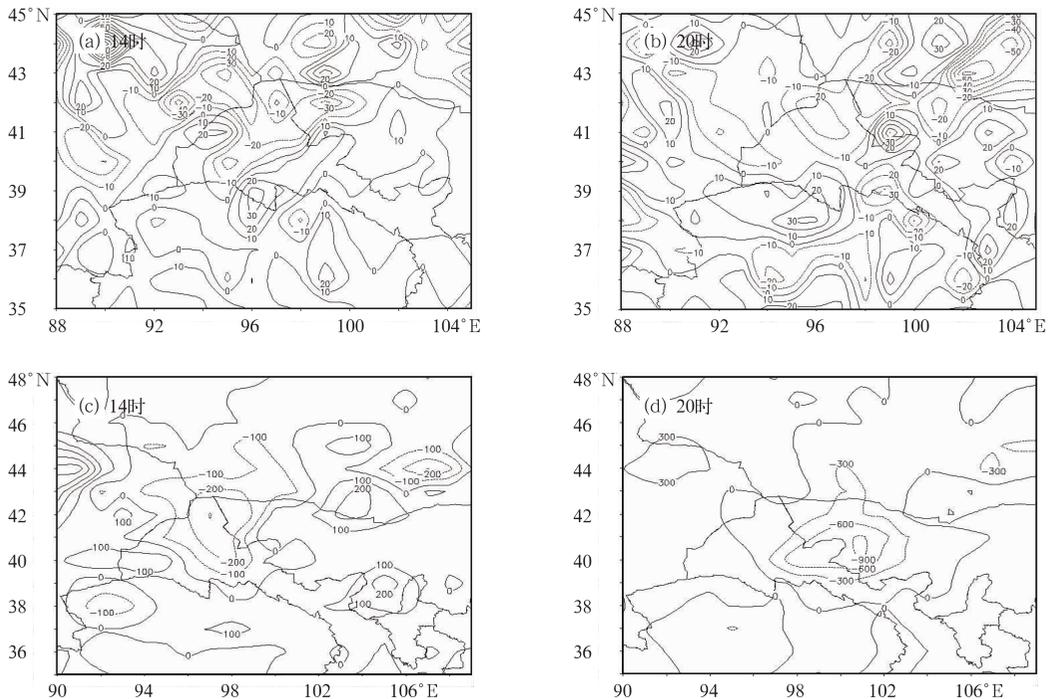


图 3 2010 年 4 月 24 日 14 时(a,c)和 20 时(b,d)700 hPa 锋生(a和 b,单位: $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )和 850~600 hPa 水平螺旋度(c和 d,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ )

Fig. 3 The 700 hPa frontogenesis (a and b, unit:  $10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and 850—600 hPa horizontal helicity (c and d, unit:  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ) on 24 April 2010 (a and c are at 14:00 BT, b and d are at 20:00 BT)

弱。从以上分析可以看出,河西走廊这次沙尘暴过程有明显锋生活动,锋生过程使对流层低层锋区温度梯度加大,锋面次级环流加强,冷锋前上升运动加强,地面气压减压,冷锋后下沉运动加强,地面气压加压,冷锋前后变压梯度加大,变压风增强。强锋生区经过的地方,大风和沙尘天气加强,由锋生转为锋消的地方,大风和沙尘天气逐渐减弱。随着锋生的累积效应和地面加热场的作用,午后 14—20 时大风和沙尘暴天气达到强盛时期。

## 2.4 水平螺旋度

水平螺旋度计算时采用 Davies-Jones 等<sup>[31]</sup> 风暴相对螺旋度公式:

$$H_{sr}(C) = -\frac{1}{\rho g} \int_0^z (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \boldsymbol{\Omega}_{xy} dp \quad (12)$$

式中,  $\mathbf{V} \equiv [u(z), v(z)]$  为环境风,  $\mathbf{C} \equiv (c_x, c_y)$  为风暴移动速度,  $\boldsymbol{\Omega}_{xy} = -\frac{\partial v}{\partial z} \mathbf{i} + \frac{\partial u}{\partial z} \mathbf{j}$  为水平涡度矢量,  $Z$  为风暴入流厚度,通常取  $Z=3$  km,河西走廊地面高度接近 850 hPa,本次计算取 850~600 hPa,约 3 km,风暴移动速度  $\mathbf{C}$  大小取所选厚度各层的平均风速,风暴移动方向取所选厚度各层的平均风向右偏  $40^\circ$ 。李岩瑛等<sup>[16]</sup> 通过研究水平螺旋度与沙尘暴的动力学关系发现,水平螺旋度负值中心值越大,500 hPa 到近地面风速越大,形成沙尘暴的强度就越强。水平螺旋度负值中心与其下游沙尘暴发生强度有一致的对应关系。

从 08—20 时逐 6 h 水平螺旋度分布可以看出,08 时只有新疆库尔勒附近有一  $-600 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  大值中心,这与冷空气翻越天山进入南疆东部有关,而河西走廊大部分地方为  $0 \sim 100 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  的正值区。14 时(图 3c)河西走廊中西部出现负值区,野马街附近有一  $-300 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  中心,边界层风随高度逆转,有冷平流入侵,负值中心区右前侧对应地面图上正 3 h 变压大值区,正 3 h 变压最大值为 3.9 hPa,此时河西走廊中西部出现大风沙尘暴天气。20 时(图 3d)河西走廊武威和民勤以西均为负值区,在张掖北部巴丹吉林沙漠有一  $-900 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  中心,负值中心区右前侧地面图上正 3 h 变压增大到 8.7 hPa,14—20 时,在水平螺旋度负值中心绝对值迅速增大期间,大风和沙尘暴天气达到强盛时期。从以上分析看出,水平螺旋度负值绝对值的大小,代表入侵边界层冷

平流的强度和随高度逆转程度,负值中心越强,地面大风、沙尘天气越强。从大风沙尘暴天气发生时间和范围对比来看,主要出现在水平螺旋度负值中心右前方与 0 值线之间。

## 2.5 低空急流

选取对流层中层到地面倾斜锋区中与地面沙尘暴发生区附近相交的 295 K 等熵面,来研究等熵面上物理量演变情况。图 4a 和 4b 分别是 2010 年 4 月 24 日 14 和 20 时 295 K 等熵面上气流矢量和位势涡度演变图,无资料区域为等熵面与地形相接处。等熵面上气流能较好地反映对流层中上部到边界层的急流演变。从 14 时等熵面图(图 4a)可以看出,4000~7000 gpm 为偏北风急流层,在 5000 gpm 急流向南扩展到  $43^\circ\text{N}$ ,并向东南转向穿越等位势高度面下滑到 2000 gpm,转为偏西风低空急流。急流在河西走廊西部上空,前部到达  $97^\circ\text{E}$ ,南部到达  $39^\circ\text{N}$ 。大于 1 PVU ( $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) 高位涡干空气从 7000 gpm 以上随气流下滑到 5000 gpm、 $43^\circ\text{N}$  位置。随偏西低空急流形成,在其北侧 4000 gpm 有小范围位涡扰动出现。20 时 295 K 等熵面图 4b 向东南明现拓展,偏西低空急流贯穿整个河西走廊,前部到达  $103^\circ\text{E}$ 。大于 1 PVU 高位涡干空气向南伸展到  $41^\circ\text{N}$ ,偏西低空急流北侧位涡扰动面积明显扩大并降低到 3000 gpm 高度。图 4c 和 4d 分别为 14 和 20 时位温、全风速沿  $97^\circ\text{E}$  和  $101^\circ\text{E}$  的垂直剖面,14 时 300 hPa 急流中心的高动量空气在等熵面陡立处向下传播,20 m  $\cdot \text{s}^{-1}$  全风速线抵达 650 hPa;20 时 20 m  $\cdot \text{s}^{-1}$  全风速线抵达 850 hPa,使对流层低层风速加大。姜学恭等<sup>[14]</sup> 对沙尘暴数值模拟研究结果也表明,等熵面陡立处,垂直温度梯度小,湍流混合强,有利于空气动量下传。

以上分析表明,低空急流的形成在河西走廊大风沙尘暴爆发过程中起到关键作用。低空急流一方面是由于对流层高层高位涡冷空气沿等熵面下滑到低层,在等熵面陡立处,大气垂直涡度急剧增大,气旋环流加强,风速加大而引起的;另一方面是对流层急流中心的高动量空气在等熵面陡立处通过湍流混合,与低层空气发生动量交换,使低层大气运动加速。

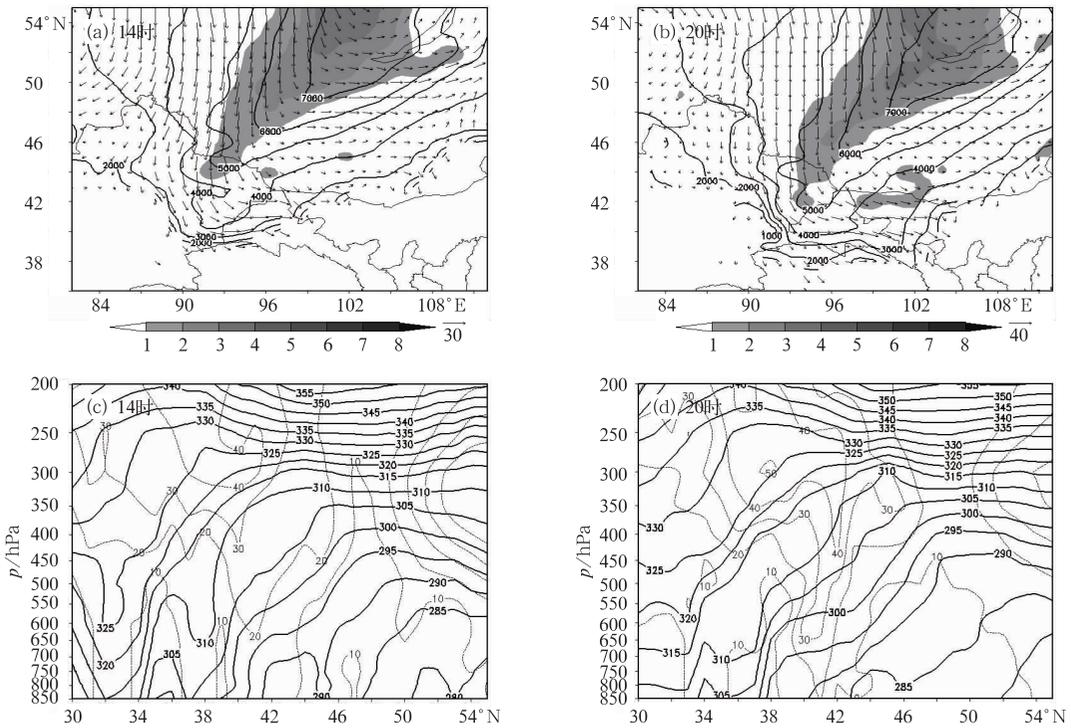


图 4 2010 年 4 月 24 日的 295 K 等熵面位势高度、风场、位涡、位温及全风速垂直剖面图  
 (a)、(b)分别为 14 和 20 时的 295 K 等熵面位势高度(粗实线,单位:gpm)、风场(箭矢,单位: $m \cdot s^{-1}$ )、  
 位涡(阴影,单位:1 PVU);(c)和(d)分别为 14 和 20 时的位温(粗实线,单位:K)、  
 全风速(细虚线,单位: $m \cdot s^{-1}$ )沿 97°E 和 101°E 的垂直剖面

Fig. 4 (a), (b) Geopotential height (thick solid, unit: gpm), wind field (arrow, unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) and potential vorticity (shaded, unit: 1 PVU) on  $\theta=295$  K isentropic surface and (c), (d) the vertical cross sections of the potential temperature (thick solid, unit: K) and total wind (thin dashed, unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) on 24 April, 2010  
 (a and c are at 14:00 BT, b and d are at 20:00 BT)

### 3 沙尘暴形成机制探讨

沙尘暴的形成是对流层、边界层和下垫面热力、动力相互作用的复杂过程,既有天气尺度系统,同时也伴有中小尺度天气系统和强烈的湍流输送,这在以往的大量观测事实和研究中得到证实<sup>[1-28]</sup>。强沙尘暴过程在对流层中上部有强偏北风高空急流,高空急流的作用有两个方面,一是将极地附近强冷空气向南输送;二是高空急流加速使出口区形成非地转次级环流,高空次级环流在出口区下部左侧产生上升运动,气旋性环流加强,在出口区下部右侧产生下沉运动,反气旋性环流加强,在温度场上表现是等温线加密,出现强锋生,使对流层低层锋区加强,风场上表现为低空风速加大,急流形成,代表性层就是 700 hPa,这也是对流层中上部到对流层中下部动量

下传的可能机制。在本次特强沙尘暴 300 hPa 急流中风速超过  $50 m \cdot s^{-1}$ ,700 hPa 锋生强度达  $30 \times 10^{-10} K \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ,动量下传过程从文中等熵流场、位涡分析和等压坐标系全风速垂直剖面分析(图 4)中见。导致沙尘暴的直接原因是强冷空气入侵边界层形成地面大风,将地面沙尘吹起,使能见度急剧下降。特强沙尘暴风场在边界层有非常明显的非地转特征,风向几乎与等压线垂直<sup>[7]</sup>,从本次特强沙尘暴过程地面变压场计算得到,地转偏差风占主导作用,17 和 20 时定时变压风最大为  $10 m \cdot s^{-1}$ ,达到  $10^1$  量级。边界层中的动力作用从 0~3 km 水平螺旋度强度也可反映出来,水平螺旋度负值绝对值的大小代表入侵边界层冷平流的强度和风随高度逆转程度,负值中心越强,地面大风和沙尘天气越强。此次大风沙尘暴天气最强时水平螺旋度负值中心  $\leq -900 m^2 \cdot s^{-2}$ 。边界层大风形成的动量来源

于对流层中低层,沙漠戈壁白天在太阳辐射强烈增温情况下,感热加热边界层大气,增加大气的不稳定性,使边界层混合层增厚,有利于对流层中低层与边界层动量垂直交换。文中等压坐标系位温垂直剖面(图 4c 和 4d)中可以看到,沙尘暴发生区上空 700 hPa 以下等位温线几乎垂直于等压面,说明边界层湍流混合很强,这种结果是地表感热通量和动量通量共同作用的结果。摩擦速度被用来反映沙尘微粒所受空气动力的大小,沙尘微粒所受空气动力如果超过起沙临界摩擦速度,微粒便会脱离地面而进入空中。此次沙尘暴发生前,感热通量最大值达  $450 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,沙尘暴强盛期动量通量最大值达  $1.6 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$ ,远大于起沙临界摩擦速度计算的  $0.63 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  的值,这与强沙尘暴和特强沙尘暴实际观测数据计算的峰值结果相近<sup>[11-15]</sup>。沙尘暴形成机制很复杂,从对流层中上部高空急流动量下传到中低层,再在边界层发生强烈湍流混合产生地面强风,强风将裸露地表沙尘吹起形成沙尘暴。特强沙尘暴往往发生在中午到傍晚,不仅与对流层强冷空气有关,还与地表感热加热引起的强烈湍流运动有关,缺一不可。徐国昌等<sup>[7]</sup>对河西走廊 1977 年 4 月 22 日和 1993 年 5 月 5 日特强沙尘暴研究总结中指出,强冷空气只是造成较强的初始起沙的天气系统,白天沙尘使锋后冷气团太阳辐射减弱,冷锋前后温度梯度加大,锋面加强,如果初始起沙就很浓,这种正反馈机制会使地面冷锋在几小时内迅速加强,促使沙尘暴迅速加强成特强沙尘暴(黑风),当然沙尘正反馈机制还需要观测数据和数值模拟进一步验证。由于特强沙尘暴突发性很强,很难在 24 h 以上的短期预报中准确预报其强度,随着高分辨率观测网的建设 and 数值模式预报水平的提高,特强沙尘暴形成机制会得到进一步的揭示。

## 4 结论与讨论

(1) 许多研究表明,感热加热主要通过增加大气的不稳定性和边界层厚度影响沙尘暴的强度<sup>[11-14]</sup>,一般沙尘暴发生前感热通量都能达到  $350 \sim 500 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。此次沙尘暴发生前,感热通量最大值达  $450 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,增强了湍流运动,有利于沙尘暴过程的动量传送。

(2) 在沙漠戈壁实际观测计算表明,当动量通量大于  $0.6 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  且风速大于临界风速就易起

沙<sup>[3,13,15]</sup>。从地表动量通量时空演变看,此次大风和沙尘暴发生区与动量通量大于  $0.6 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$  的大值区对应关系较好,动量通量对沙尘向上输送起了重要作用。

(3) 在强锋区附近,地转关系被破坏,地转偏差风占主导作用,可达到  $10^1$  量级;大风沙尘暴天气主要出现在变压梯度大,既变压风大的区域,变压风是产生地面强风的主要成分。文献[20]对河北省中南部一次沙尘暴的动力条件分析中也得到了相同的结论。

(4) 对流层低层天气尺度强锋区是西北区域性大风、沙尘暴天气共有特征(强对流引起的局地沙尘暴除外)。河西走廊这次沙尘暴过程伴有明显锋生活动,700 hPa 锋生强度达  $30 \times 10^{-10} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,锋生过程使锋面次级环流加强,冷锋前后变压梯度加大,变压风增强。

(5) 水平螺旋度负值中心值越大,近地面层风速越大,形成沙尘暴的强度就越强。文献[16]对水平螺旋度负值中心与其下游沙尘暴发生强度关系系统研究表明,当水平螺旋度负值中心  $\leq -200 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  时,下游将有沙尘天气出现;当水平螺旋度负值中心  $\leq -600 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  时,下游将有强沙尘暴天气出现;当  $\leq -1000 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  时,下游将有特强沙尘暴天气出现。此次大风沙尘暴天气最强时水平螺旋度负值中心  $\leq -900 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。大风沙尘暴天气主要出现在水平螺旋度负值中心前方与 0 值线之间。

(6) 倾斜等熵面上气流活动能直观反应对流层中层到边界层的动量下传过程。此次沙尘暴过程期间,在河西走廊上空,高空急流沿等熵面穿越等位势高度面下滑到 2000 gpm,形成偏西风低空急流,低空急流的形成和维持在大风沙尘暴发展过程中起到关键动力作用。

## 参考文献

- [1] 胡隐樵,光田宇. 强沙尘暴发展与干飚线—黑风暴形成的一个机理分析[J]. 高原气象,1996,15(2):178-185.
- [2] 汤绪,俞亚勋,李耀辉,等. 甘肃河西走廊春季强沙尘暴与低空急流[J]. 高原气象,2004,23(6):840-846.
- [3] 牛生杰,章澄昌. 贺兰山地区沙尘暴沙尘起动机和垂直输送物理因子的综合研究[J]. 气象学报,2002,60(2):194-204.
- [4] 张强,王胜. 论特强沙尘暴(黑风)的物理特征及其气候效应[J]. 中国沙漠,2005,25(5):675-681.
- [5] 赵琳娜,赵思雄. 一次引发华北和北京沙尘暴天气的快速发展气旋的诊断研究[J]. 大气科学,2004,28(5):722-735.
- [6] 李耀辉,赵建华,薛纪善,等. 基于 GRAPES 的西北地区沙尘

- 暴数值预报模式及其应用研究[J]. 地球科学进展, 2005, 20(9):999-1011.
- [7] 徐国昌. 强沙尘暴天气过程中的若干问题思考[J]. 干旱气象, 2008, 26(2):9-11.
- [8] 王建鹏, 沈桐立, 刘小英, 等. 西北地区一次沙尘暴过程的诊断及地形影响的模拟试验[J]. 高原气象, 2006, 25(2):259-267.
- [9] 屠妮妮, 矫梅燕, 赵琳娜, 等. 引发强沙尘暴的蒙古气旋的动力特征分析[J]. 中国沙漠, 2007, 27(3):520-527.
- [10] 郭妮, 蔡迪花, 韩兰英, 等. MODIS 沙尘暴判识方法与业务系统[J]. 气象, 2009, 35(1):102-107.
- [11] 孙军, 姚秀萍. 一次沙尘暴过程锋生函数和地表热通量的数值诊断[J]. 高原气象, 2002, 21(5):488-494.
- [12] 王劲松, 俞亚勋, 赵建华. 中国北方典型强沙尘暴的地面加热场特征分析[J]. 中国沙漠, 2004, 24(5):599-602.
- [13] 申彦波, 沈志宝, 杜明远, 等. 敦煌春季沙尘天气过程中某些参量和影响因子的变化特征[J]. 高原气象, 2003, 22(4):378-384.
- [14] 姜学恭, 李彰俊, 程丛兰, 等. 地面加热对沙尘暴数值模拟结果的影响研究[J]. 中国沙漠, 2010, 30(1):182-192.
- [15] 周悦, 牛生杰, 邱玉珺. 半干旱区沙尘天气近地层湍流通量及起沙研究[J]. 中国沙漠, 2010, 30(5):1194-1199.
- [16] 李岩瑛, 张强, 李耀辉, 等. 水平螺旋度与沙尘暴的动力学关系研究[J]. 地球物理学报, 2008, 51(3):692-703.
- [17] 王伏村, 付有智, 李红. 一次秋季沙尘暴的诊断和天气雷达观测分析[J]. 中国沙漠, 2008, 28(1):170-177.
- [18] 岳平, 牛生杰, 张强, 等. 夏季强沙尘暴内部热力动力特征的个例研究[J]. 中国沙漠, 2008, 28(3):509-513.
- [19] 任余龙, 王劲松. 影响中国西北及青藏高原沙尘天气变化的因子分析[J]. 中国沙漠, 2009, 29(4):734-743.
- [20] 范俊红, 郭树军, 李宗涛. 河北省中南部一次沙尘暴的动力条件分析[J]. 高原气象, 2009, 28(4):795-802.
- [21] 钱莉, 杨金虎, 杨晓玲, 等. 河西走廊东部"2008.5.2"强沙尘暴成因分析[J]. 高原气象, 2010, 29(3):719-725.
- [22] 王锡稳, 王宝鉴, 李照荣, 等. 2010.4.24 甘肃特强沙尘暴个例分析[J]. 地球科学进展, 2010, 25(增刊):1-11.
- [23] 王澄海, 靳双龙, 杨世莉. 新疆"2.28"大风过程中热、动力作用的模拟分析[J]. 中国沙漠, 2011, 31(2):511-516.
- [24] 许东蓓, 任余龙, 李文莉, 等. "4.29"中国西北强沙尘暴数值模拟及螺旋度分析[J]. 高原气象, 2011, 30(1):115-124.
- [25] 钱莉, 杨永龙, 殷玉春, 等. 一次飚线引发的大风强沙尘暴诊断分析[J]. 气象, 2009, 35(3):42-47.
- [26] 王益柏, 费建芳, 黄小刚. 应用 Models-3/CMAQ 模式对华北地区一次强沙尘天气的研究初探[J]. 气象, 2009, 35(6):46-53.
- [27] 张金艳, 李勇, 蔡芎宁, 等. 2006 年春季我国沙尘天气特征及成因分析[J]. 气象, 2010, 36(1):59-64.
- [28] 王丽娟, 赵琳娜, 寿绍文, 等. 2009 年 4 月北方一次强沙尘暴过程的特征分析和数值模拟[J]. 气象, 2011, 37(3):309-317.
- [29] 钱莉, 杨永龙, 殷玉春, 等. 一次飚线引发的大风强沙尘暴诊断分析[J]. 气象, 2009, 5(3):42-48.
- [30] 中国气象局预测减灾司, 国家气象中心. GB/T20480-2006 沙尘暴天气等级[S]. 北京:中国标准出版社, 2006.
- [31] Davis J R, Burgess D, Foster M. Test of helicity as a tornado forecasting parameter[C]. Preprints, 16 th Conference on Severe Local Storms. Amer Meteor Soc, 1990:588-592.