

赵庆云, 张武, 吕萍, 等. 河西走廊“2010. 04. 24”特强沙尘暴特征分析[J]. 高原气象, 2012, 31(3): 688—696.

河西走廊“2010. 04. 24”特强沙尘暴特征分析

赵庆云¹, 张武², 吕萍², 闭建荣², 狄潇泓¹, 黄建平²

(1. 兰州中心气象台, 甘肃 兰州 730020;

2. 兰州大学大气科学学院 半干旱气候变化教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 利用全天空成像仪、地面、高空气象观测资料、数值模式资料和 NCEP/NCAR 再分析资料, 对 2010 年 4 月 24 日甘肃河西走廊的特强沙尘暴过程进行了分析。结果表明, 从观测到沙尘至天空完全被沙尘遮蔽, 仅仅只有 2.5 min; 中西伯利亚—新疆北部的偏北大风携带着极地强冷空气入侵, 造成了甘肃河西走廊的特强沙尘暴。进一步的分析还表明, 沙尘区域上空存在一个西风急流中心, 其高度在 200—250 hPa 之间, 沙尘暴爆发时, 风速增大到 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 高度降低, 范围扩大。由急流中心向地面伸展的最大风速带将高空动量向下传播, 引发了河西走廊的沙尘暴; 南北风的变化主要发生在 250 hPa 以下, 最大中心高度均位于 400 hPa 附近, 北风前锋到达之处, 沙尘暴爆发; 冷空气爆发时, 首先造成地面气温的急剧下降, 其次是 700 hPa 和 500 hPa 气温下降; 地面热低压的强烈发展, 一方面使气压梯度加大, 另一方面导致边界层对流不稳定, 二者的作用都增强了沙尘暴的强度。

关键词: 特强沙尘暴; 河西走廊; 动量下传; 对流不稳定

文章编号: 1000-0534(2012)03-0688-09 中图分类号: P425.5+5 文献标志码: A

1 引言

沙尘暴是指大风将地面沙尘吹起, 使空气变得很混浊, 水平能见度 $\leq 1 \text{ km}$ 的天气现象。由于沙尘暴的强度不同, 根据中国气象局气象业务观测规范, 按照水平能见度划分沙尘暴的强度, 即: 沙尘暴强度越强, 水平能见度越低。沙尘暴发生时, $50 \text{ m} \leq$ 水平能见度 $\leq 200 \text{ m}$ 称为强沙尘暴; 水平能见度 $< 50 \text{ m}$, 称为特强沙尘暴。沙尘暴的发生常给工农业生产、交通运输和人民生活带来极大的危害, 同时还造成严重的环境污染, 强沙尘暴还常造成严重的人员伤亡。例如, 1993 年 5 月 5 日发生在甘肃河西走廊的特强沙尘暴^[1], 是近几十年来造成甘肃人员伤亡最严重的一次强沙尘暴。国内外学者对沙尘暴的沙尘源地、沙尘输送、沙尘强度、沙尘暴气候学、沙尘暴爆发和沙尘传输的环流型、沙尘暴活动的年代际变化和原因, 以及沙尘暴预报等多方面进行了研究^[2-12], 这些研究表明, 沙尘暴是特定的荒漠化环境和气象条件相结合的产物, 沙源、强风及热力不稳定的大气层结是产生沙尘暴的 3 个主要

条件。

河西走廊位于中国西北部的甘肃省境内, 祁连山以北及合黎山和龙首山以南。范围在 $92^\circ - 104^\circ \text{ E}$ 、 $37^\circ - 42^\circ \text{ N}$ 之间, 东西长约 1 200 km, 南北宽约 100~200 km, 平均海拔 1 500 m 左右, 为西北—东南走向的狭长平地, 形如走廊; 又因位于黄河以西, 为两山夹峙, 所以称其为河西走廊。河西走廊地表以戈壁、沙漠为主, 特别是走廊东部的民勤县处在巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠之间。由于特殊的地形地貌, 河西走廊是中国沙尘暴以及强沙尘暴的多发区之一。王式功等^[13] 利用 1954—2000 年沙尘天气资料研究了我国沙尘天气的区域特征, 指出我国沙尘天气多发区分别位于以民丰—和田为中心的南疆盆地和以民勤—吉兰泰为中心的河西地区。沙尘暴主要发生在与北方沙漠及沙漠化土地相连的极干旱、干旱和半干旱地区。周自江等^[14] 利用 1956—2000 年中国沙尘暴资料, 绘制了 45 年平均沙尘暴年总日数的全国分布图, 指出中国北方大部分地区, 沙尘暴年总日数普遍 > 1 天, 是沙尘暴的主要影响区。河西走廊、塔里木盆地及其周围地区和内

收稿日期: 2011-02-21; 定稿日期: 2012-02-21

基金项目: 教育部高等学校科技创新工程重大项目培育资金项目(708088)资助

作者简介: 赵庆云(1962—), 女, 甘肃兰州人, 正研级高工, 主要从事灾害性天气预报与研究, E-mail: zhaogy_gs@126.com

蒙古地区, 沙尘暴年总日数 > 10 天, 是沙尘暴的多发区, 其中河西走廊的民勤站, 沙尘暴年总日数更是高达 30 天, 是沙尘暴的频发区。钱正安等^[15]绘制了 1952—2001 年间中国北方强和特强沙尘暴的频数分布图, 指出虽然中国西北、华北许多地区以及东北个别地区都可能出现强或特强沙尘暴, 但总频数在 20 次以上的多发区仅有 5 个, 以民勤为中心(53 次)的河西走廊区就是其中之一。

本文利用全天空成像仪、地面和高空气象观测资料、数值模式资料以及 NCEP/NCAR 再分析资料对甘肃河西走廊的强沙尘暴进行了分析, 试图揭示沙尘暴发生的大气垂直结构特征。

2 观测事实分析

2.1 气象观测站观测记录

2010 年 4 月 24 日(简称“2010. 04. 24”), 中国南疆盆地、内蒙古中西部、青海西北部和甘肃河西走廊出现了一次强沙尘暴(图 1)。追踪这次沙尘暴的源地, 发现不同区域的沙尘暴则来源不同, 08:00(北京时, 下同)首先在甘肃河西走廊最西端的敦煌观测到沙尘, 此后沙尘向东移动, 14:00 内蒙古西部开始出现沙尘, 与河西走廊东移的沙尘区合并, 形成大范围的沙尘暴区; 另一个沙尘源来源于南疆盆地, 这股沙尘在强冷空气的推动下, 越过青藏高原并向东移动, 造成青海西北部的沙尘暴。

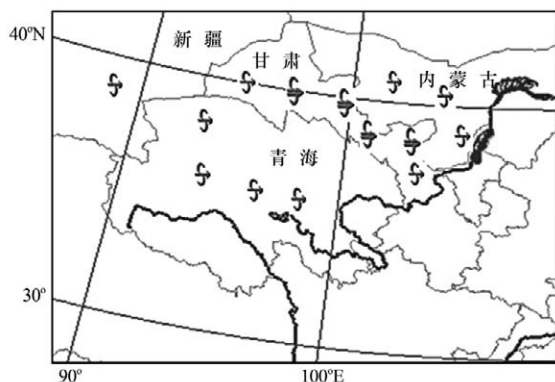


图 1 “2010. 04. 24”沙尘暴的分布

S: 沙尘暴, S: 强沙尘暴

Fig. 1 The distribution of duststorm process on April 24, 2010. S: Duststorm, S: Strong duststorm

“2010. 04. 24”沙尘暴过程中, 甘肃河西走廊出现了强沙尘暴和特强沙尘暴(表 1), 有 4 个测站(占河西走廊的 1/5 测站)监测到特强沙尘暴, 能见度 ≤ 40 m, 最大风速达到 $22 \sim 28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 民勤、酒

泉出现了能见度为 0 m 的特强沙尘暴, 由于当时天空一片黑暗, 伸手不见五指, 当地人俗称为黑风暴。民勤的黑风暴从 24 日 19:09 开始, 持续了大约 2 h, 最大风速达到 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 5 个测站(占河西走廊的 1/4 测站)监测到强沙尘暴, 能见度只有 50 ~ 200 m, 最大风速达到 $20 \sim 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 5 个测站(占河西走廊的 1/4 测站)监测到沙尘暴, 能见度只有 600 ~ 900 m, 最大风速达到 $12.6 \sim 27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。与沙尘暴同时出现的还有强降温和降水天气, 降水遏制了沙尘暴的持续发展, 23:00 河西走廊的沙尘暴基本结束。

表 1 “2010. 04. 24”河西走廊沙尘暴强度、水平能见度、风向、风速及出现时间

Table 1 Statistics of intensity, visibility, wind direction, wind speed and the occurred time of duststorm process at different stations on April 24, 2010

观测站	沙尘暴强度	水平能见度/m	风向	风速 /($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	沙尘暴 出现时间
敦煌	沙尘暴	600	NW	17	09:15
玉门	沙尘暴	900	NW	20	12:47
金塔	沙尘暴	900	NW	27	14:26
肃北	沙尘暴	600	NW	12.6	17:02
酒泉	特强沙尘暴	0	NW	26	20:37
鼎新	特强沙尘暴	40	NW	22	15:34
临泽	强沙尘暴	50	NW	20	16:06
肃南	沙尘暴	600	NW	16.7	16:23
张掖	特强沙尘暴	40	NW	22	16:27
高台	强沙尘暴	500	NW	22	17:00
山丹	强沙尘暴	200	NW	22	17:06
民乐	强沙尘暴	50	NW	24	17:18
民勤	特强沙尘暴	0	NW	28	19:35
金昌	强沙尘暴	200	WNW	20.8	21:55

2.2 全天空成像仪观测事实

兰州大学半干旱气候与环境观测站的移动监测系统主要用于在特定时间和区域监测沙尘天气和其他极端天气气候与环境事件, 监测系统仪器包括全天空成像仪。全天空成像仪是一种全自动、全彩色成像系统, 实时显示并提供白天的天空状况。4 月 24 日移动监测系统位于 102.959°E , 38.607°N , 其四周是沙漠。图 2 是全天空成像仪观测到的这次强沙尘暴从开始到天空完全被沙尘遮蔽时的情景。从图 2 中可以看到, 18:00 天空被云系遮蔽; 18:44 首先在西北方出现沙尘, 且自西向东移动; 18:46 约

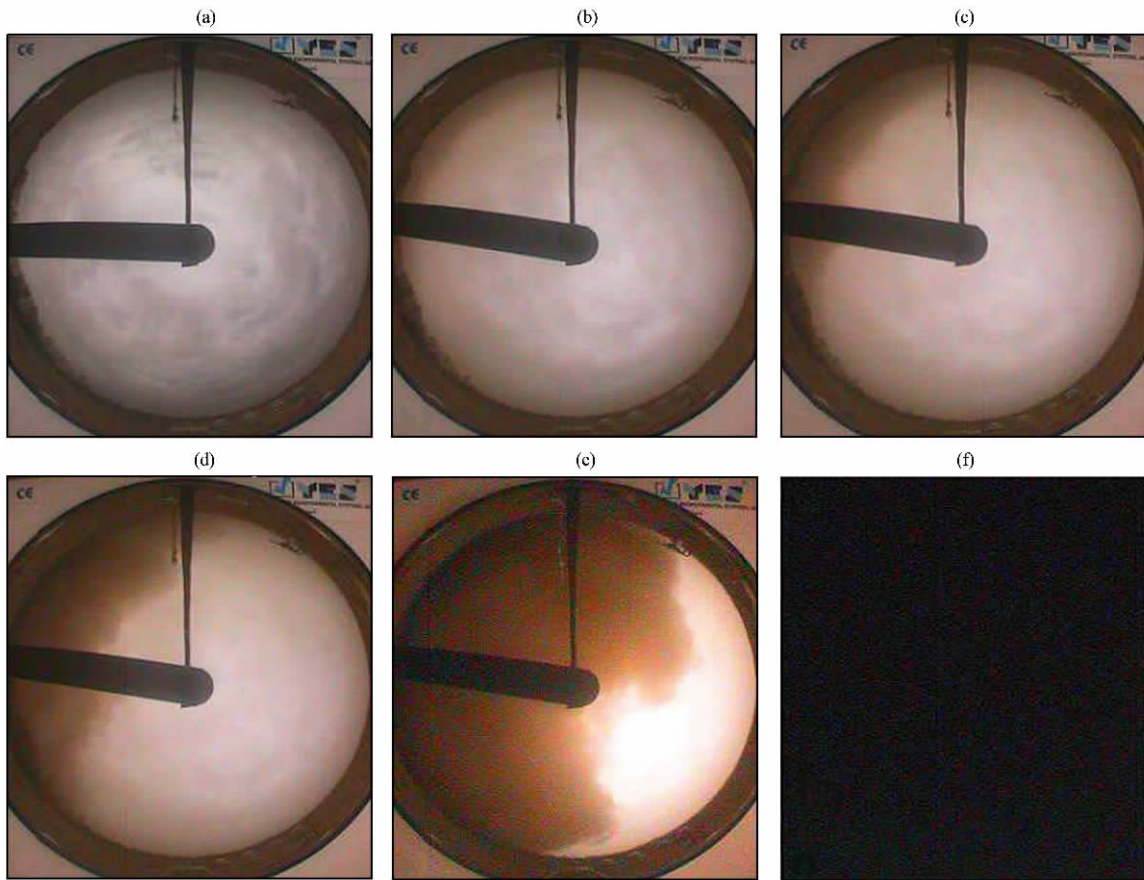


图 2 “2010.04.24”沙尘暴过程全天空成像仪观测记录

(a) 18:00:00, (b) 18:44:00, (c) 18:45:00, (d) 18:45:30, (e) 18:46:00, (f) 18:46:31

Fig. 2 The observed record of the duststorm process from the Total Sky imager on April 24, 2010

3/4 的天空被沙尘遮蔽；18:46:31 天空完全被沙尘遮蔽，一片漆黑，水平能见度骤降为 0 m。由此可见，这次沙尘暴来势凶猛，从观测到沙尘至天空完全被沙尘遮蔽仅仅只有 2.5 min；强度强，水平能见度骤降到 0 m，出现了黑风暴；黑风暴持续了近 2 h，沙尘暴和大风一直持续到了 27 日。

3 整层大气的风场分布特征

观测事实和沙尘暴天气分析表明，大范围的沙尘暴爆发，一般在高空有强风区，但是，强风是否会产生沙尘暴，关键要看大风是否往下传播，即动量下传，卷起地面沙尘，形成沙尘暴。对流层中层 500 hPa 风场上是否有 $>20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大风区，是西北地区能否产生沙尘暴的一个重要标志。4 月 24 日 08:00 对流层中层 500 hPa 高度上，中西伯利亚—蒙古国西部—我国甘肃西部是一个深厚的低压槽，槽后—乌拉尔山以东是一个强大的高压脊。在上述低压槽后，高压脊前是一支风速 $>20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强偏北风区，最大风速达 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，北风一直

向南延伸到 43°N 附近，然后转为强偏西风，正是这支强风携带着西伯利亚的强冷空气的入侵，造成了甘肃河西走廊的黑风暴。

强风是产生沙尘暴的三要素之一，因而利用 NCEP/NCAR 每隔 6 h 的高空风场资料，在沙尘暴区域沿 40°N 分别做 u 、 v 分量的纬向垂直剖面图，进而分析沙尘暴期间整层大气的风场结构特征。

3.1 u 分量的变化特征

图 3 是“2010.4.24”沙尘暴过程中 u 分量沿 40°N 的垂直剖面图。从图 3a 中可看到，沙尘暴发生之前(08:00)，大约 80°E 以东整层大气都受西风控制，并在 200~250 hPa 之间存在一支西风急流，两个急流核，一个在 300 hPa、 115°E 附近，另一个在 250 hPa、 97°E 附近，中心最大风速 $u \geq 35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，自急流核伸向地面的最大风速轴线，由东北向西南倾斜， $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的风速等值线在 95°E 附近伸展到地面(700~800 hPa 之间)。沙尘暴爆发以及持续阶段(图 3b、c)：14:00，原位于 115°E 附近的急流中心减弱、消失，而位于 97°E 附近、河西走廊西部

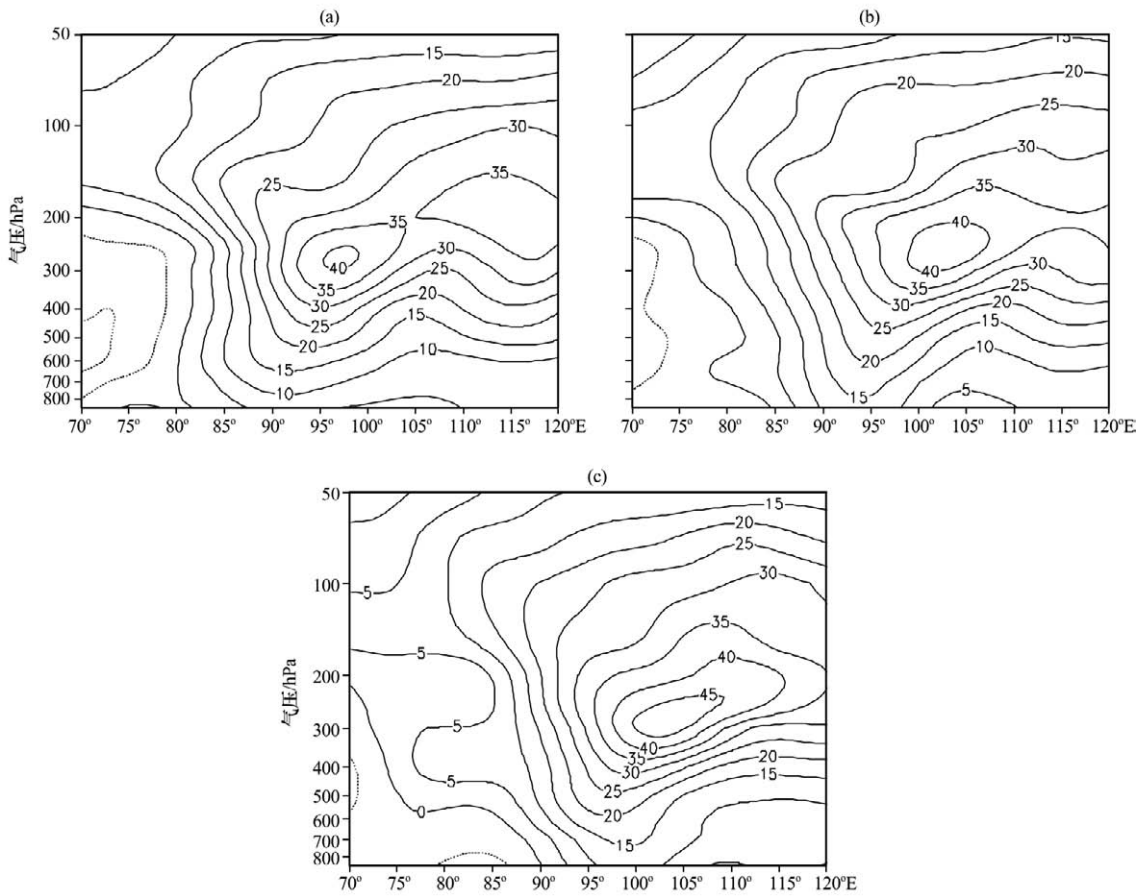


图3 “2010.04.24”沙尘暴过程中 u 分量沿 40°N 的纬向剖面(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a) 08:00, (b) 14:00, (c) 20:00

Fig. 3 Latitude cross-section of u component wind along 40°N in the duststorm process on April 24, 2010. Unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

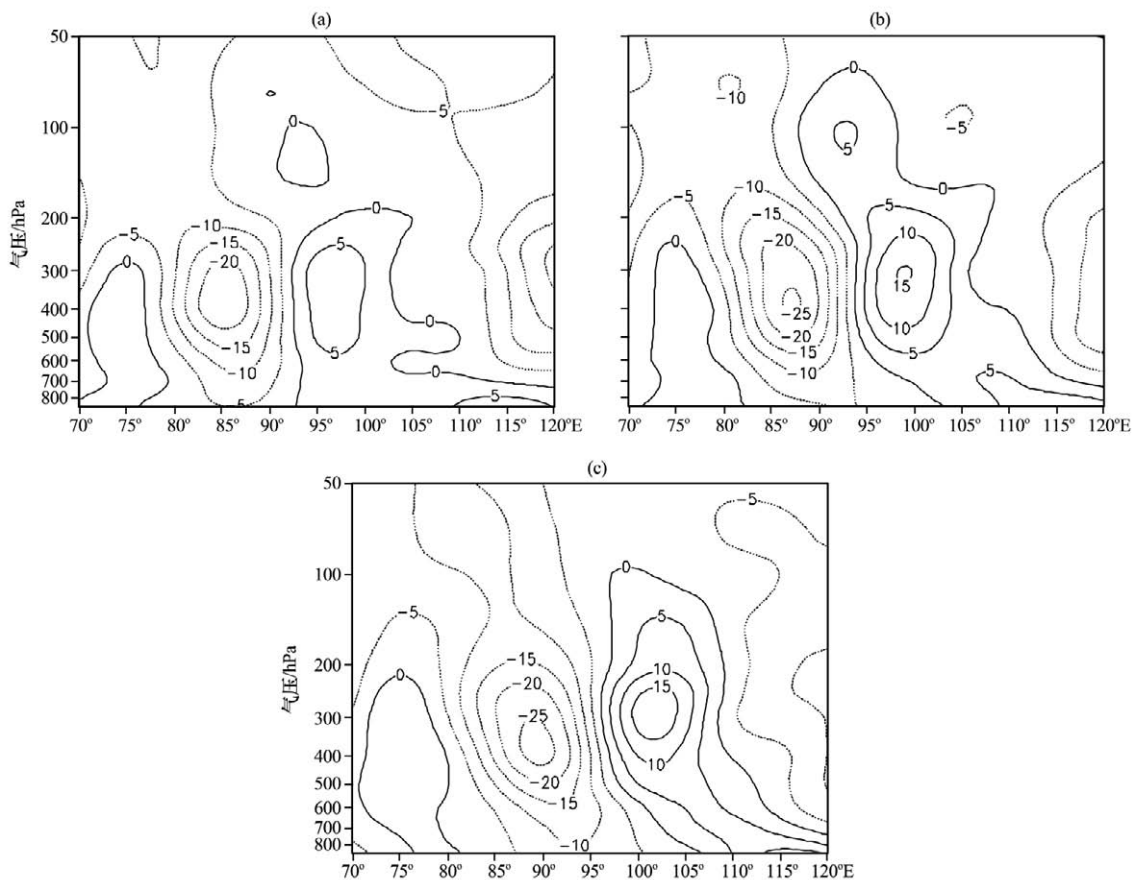
上空的急流中心明显增强, 最大风速增大到 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 且范围扩大, 高度仍然维持在 250 hPa 附近, 但已东移到 103°E , 最大风速轴线跟随其向东移动, $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的风速等值线在 95°E 附近伸展到地面, 将高空动量传播到地面, 激发了沙尘暴; 20:00, 急流中心最大风速增大到 $45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 高度降低到 280 hPa 附近, 但仍然在 103°E , 最大风速轴线在 500 hPa 以下呈北—东南向移到 97°E 附近, $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的风速等值线仍然伸展到地面。25日 02:00 沙尘暴结束时(图略), 急流中心最大风速增大到 $50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 高度上升到 230 hPa 附近, 东移到 111°E 附近, 最大风速轴线在 500 hPa 以下呈南北向移到 100°E 附近。

上述分析表明, 08:00—20:00 沙尘暴爆发期间, 在沙尘区域上空始终存在一个急流中心, 急流中心的风速以每 $6 \text{ h } 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的速率增大, 范围扩大, 高度降低。急流中心至其西南侧的最大风带向

地面伸展, 将高空动量向下传播, 当风速为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强风带伸展到地面时, 引发了河西走廊的沙尘暴。

3.2 v 分量的变化特征

从 v 分量的分布和变化来看(图4), 南北风的变化主要发生在 250 hPa 以下, 在此高度以上, 风速很小。沙尘暴发生前, 河西走廊上空约 $93^{\circ}-105^{\circ}\text{E}$ 之间受南风控制, 风速较小, 为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。其西侧约 $78^{\circ}-93^{\circ}\text{E}$ 之间受北风控制, 风速达到 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 远大于南风, 南风、北风的最大中心高度均位于 400 hPa 附近。随后, 北风区域向东南扩展, 呈“楔子”形沿西北—东南向插入到南风下部, 将近地层的南风向上抬升, 同时, 南北风的中心风力也在不断增大。到 20:00, 沙尘暴发展到最强盛阶段, 水平能见度只有 0 m , 北风中心风力增大到 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 并继续向东南方向扩展, 在近地层, 其前锋扩展到河西走廊东端, 105°E 附近南风被抬升

图4 同图3, 但为 v 分量Fig. 4 The same as Fig. 3, but for v component wind

到 600 hPa 以上, 河西走廊上空, 即沙尘区域上空 600 hPa 以下变为北风控制。此后“楔子”形的北风继续推动南风向东移动, 当河西走廊近地层又一次被南风控制时, 沙尘天气结束。

从 v 分量的变化来看, 当河西走廊上空北风插入到南风下部, 将近地层的南风向上抬起, 北风前锋到达之处, 沙尘暴爆发。沙尘暴持续期间, 沙尘区域上空 600 hPa 以下受北风控制。当河西走廊近地层又一次被南风控制时, 沙尘天气结束。由此可见, 北风的入侵是造成沙尘暴的直接原因。

4 冷空气对沙尘暴的影响

以酒泉、张掖和民勤 3 个测站为代表站, 分析对流层中冷空气对沙尘暴的作用。酒泉、张掖和民勤分别位于河西走廊西、中及东部, 能够反映整个河西走廊的气温变化。在常规气象观测中, 每天只有 08:00 和 20:00 两次探空观测, 因此在本文分析中, 08:00 和 20:00 500 hPa 和 700 hPa 的气温使用 3 个测站的高空观测值, 而 02:00 和 14:00 的气温

则利用 T639 数值预报模式 6 h 预报值。T639 数值预报模式为 $1 \times 1^\circ$ 的格点资料, 选取与测站邻近的 2 个格点的气温值, 求其平均作为测站的气温值。用这种方法对 T639 数值预报模式初始场格点值与 3 个测站的实际观测值进行对比, 气温的误差在 1°C 以内, 表明这种方法是可行的。3 个测站的地面气温是每隔 3 h 的观测值。

西北地区气温日较差大, 晴天时, 日出之前达到一天中的温度最低点, 日出后, 温度逐渐升高, 16:00—17:00 达到一天中温度最高点, 此后温度开始下降, 因此在分析冷空气强度时, 为了消除气温日变化的影响, 将地面气温、高空和地面 24 h 变温 (ΔT_{24}) 进行综合分析。

图 5 是酒泉、张掖和民勤 3 个测站地面到对流层中层的气温变化。酒泉站(图 5a), 24 日 08:00—11:00 地面气温上升, 11:00 地面气温开始下降, 降温最剧烈的时段在 14:00—17:00, 3 h 降温为 9°C 。从 ΔT_{24} 变化来看, 08:00 以前地面增温, $\Delta T_{24} > 0$, 此后开始降温, $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段

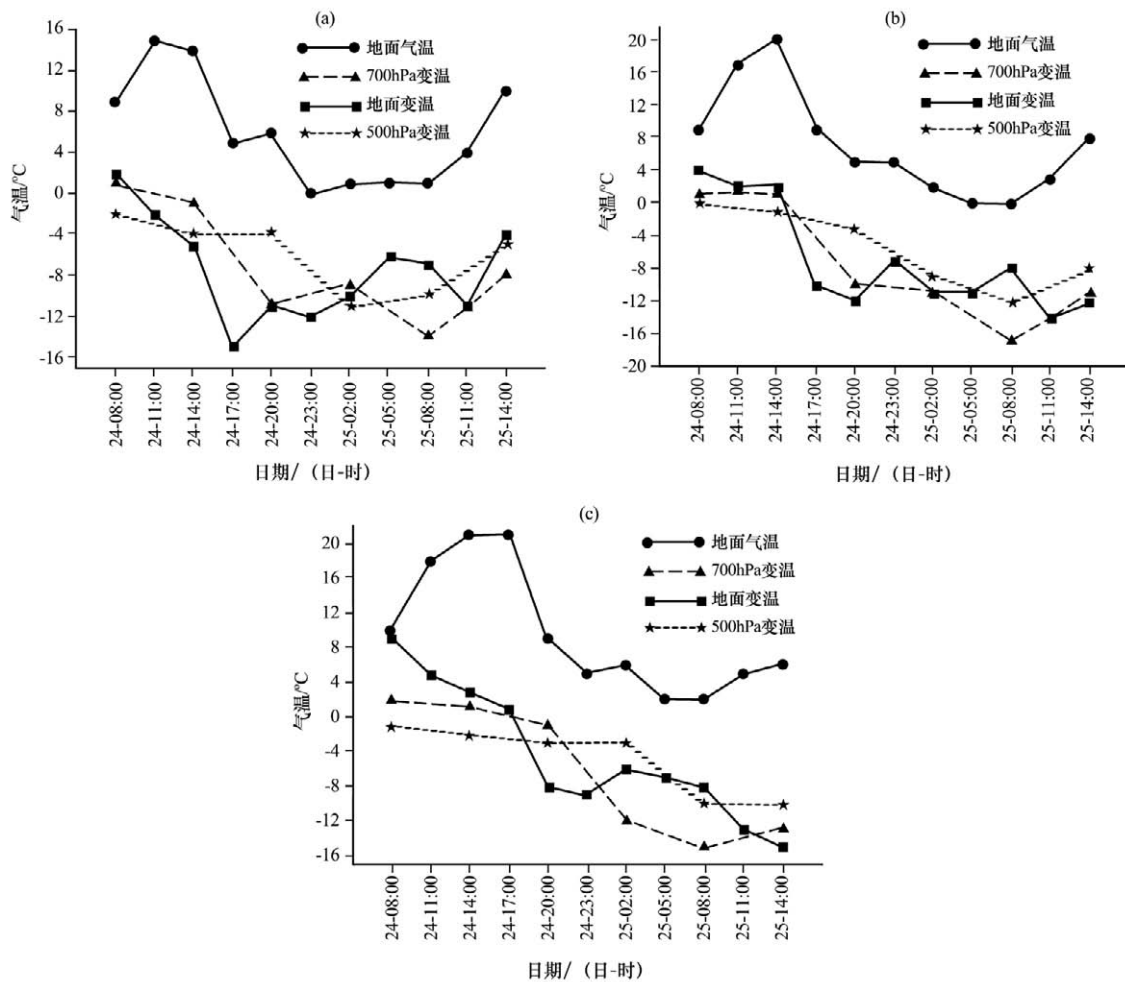


图5 “2010.04.24”沙尘暴过程中3个测站气温随时间的变化

(a) 酒泉, (b) 张掖, (c) 民勤

Fig. 5 Time series of air temperature at three stations in the duststorm process on April 24, 2010. (a) Jiuquan, (b) Zhangye, (c) Minqin

在 14:00—17:00, 17:00 $\Delta T_{24} = -15^\circ\text{C}$ 。700 hPa 08:00 $\Delta T_{24} > 0$, 此后 $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段在 14:00—20:00, 20:00 $\Delta T_{24} = -11^\circ\text{C}$, 500 hPa 从 08:00 开始, $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段在 24 日 20:00—25 日 02:00, 02:00 $\Delta T_{24} = -11^\circ\text{C}$ 。

张掖站(图 5b), 24 日 08:00—14:00 地面气温上升, 14:00 地面气温开始下降, 降温最剧烈的时段在 14:00—17:00, 3 h 降温为 11°C 。从 ΔT_{24} 变化来看, 14:00 以前地面增温, $\Delta T_{24} > 0$, 此后开始降温, $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段在 14:00—17:00, 17:00 $\Delta T_{24} = -10^\circ\text{C}$ 。700 hPa, 08:00—14:00 $\Delta T_{24} > 0$, 此后 $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段在 14:00—20:00, 20:00 $\Delta T_{24} = -10^\circ\text{C}$ 。500 hPa, 08:00 $\Delta T_{24} = 0^\circ\text{C}$, 此后 $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段在 24 日 20:00—25 日 02:00, 02:00

$\Delta T_{24} = -9^\circ\text{C}$ 。

民勤站(图 5c), 24 日 08:00—14:00 地面气温呈上升趋势, 14:00—17:00 气温变化幅度很小, 17:00 以后气温明显下降, 最大降温时段在 17:00—20:00, 3 h 降温达到 12°C , 如此大的降温, 一方面是由于气温的日变化引起的, 另一方面是冷空气的入侵造成的, ΔT_{24} 的变化曲线正好反映了冷空气的强度。08:00—17:00, $\Delta T_{24} > 0$, 表明地面持续增温, 此后 $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段也是在 17:00—20:00, 20:00 $\Delta T_{24} = -8^\circ\text{C}$ 。700 hPa, 20:00 以前 $\Delta T_{24} > 0$, 但增温幅度小于地面气温的幅度, 20:00 以后 $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段在 24 日 20:00—25 日 02:00, 02:00 $\Delta T_{24} = -12^\circ\text{C}$ 。500 hPa 从 08:00 开始, $\Delta T_{24} < 0$, 变温最剧烈的时段在 25 日 02:00—08:00, 08:00 $\Delta T_{24} = -10^\circ\text{C}$ 。

从 3 个测站气温下降的时间来看, 酒泉、张掖、

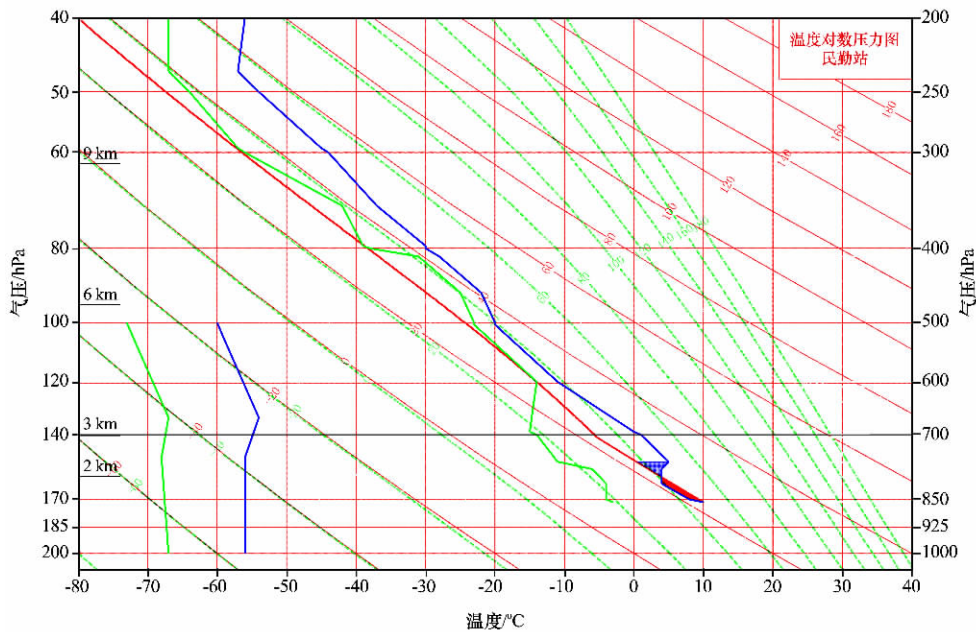


图 6 2010 年 4 月 24 日 20:00 民勤站 $T-\ln P$ 图

Fig. 6 The $T-\ln P$ diagram at Minqin at 20:00 on April 24, 2010

民勤 3 站分别从 11:00, 14:00 和 17:00 开始降温, 说明冷空气是自西向东运动的, 沙尘暴也是自西向东发生的。从地面到对流层中层温度变化来看, 冷空气首先侵入对流层中层, 500 hPa $\Delta T_{24} < 0$, 但变温值很小, 大气中气温的变化比较缓慢, 冷空气的堆积过程持续时间较长, 而冷空气爆发则要快得多, 冷空气爆发时, 首先引起地面气温的剧烈下降, 3 h 降温达到 9~12 °C, 其次引起对流层低层 700 hPa 气温的剧烈下降, 变温达到 -10~-12 °C, 然后再引起对流层中层 500 hPa 气温的剧烈下降, 变温达到 -9~-11 °C。从 3 个层次的降温情况来看, 地面降温幅度最大, 其次是 700 hPa 和 500 hPa, 地面至对流层低层 700 hPa 剧烈降温开始时间早于对流层中层 500 hPa。

对流层中气温的这种变化, 冷空气由地面到高空向西倾斜, 表明沙尘暴发生时大气的斜压性和层结不稳定。

5 近地层的对流不稳定

河西走廊 24 日地面出现明显的持续增温, 增温使地面热低压在河西走廊强烈发展。一方面, 热低压的发展阻挡了冷空气的推进, 减小了沿河西走廊东移冷空气的速度, 冷空气形成堆积。地面 3 h 变压 (ΔP_3) 的演变反映了冷空气的这种变化(图略)。24 日 02:00, 冷空气自新疆北部向南运动, 遇

到天山的阻挡, 转向东推进, 08:00 ΔP_3 正值区的前沿抵达河西走廊西部, 此后沿河西走廊东移, 17:00-20:00 ΔP_3 中心值加大到 8.7 hPa, 3 h 气压增大近 3 hPa, 民勤站 $\Delta P_3 = 5.8$ hPa, 从而使低压后部、冷高压前部的气压梯度加大, 产生变压风, 变压风加大了地面风速; 另一方面, 热低压的发展导致近地层的对流不稳定, 使大气低层处于不稳定状态。这两个方面的作用都增大了沙尘暴的强度。

图 6 是 24 日 20:00 民勤站温度对数压力图, 即 $T-\ln P$ 图, 此时正是沙尘暴强盛阶段。 $T-\ln P$ 图可以表示大气温、压、湿的垂直分布。对流有效位能(CAPE)是一个能反映大气环境中能否发生对流的热力参数, 是判断强对流潜能的重要对流参数, 其表达式为^[16]

$$\text{CAPE} = g \int_{Z_{\text{LFC}}}^{Z_{\text{EL}}} \left(\frac{T_{\text{vp}} - T_{\text{e}}}{T_{\text{e}}} \right) dz, \quad (1)$$

其中: Z_{LFC} 为自由对流高度; Z_{EL} 为平衡高度; T_{e} 为环境虚温; T_{vp} 为气块虚温。若忽略虚温影响, CAPE 即为 $T-\ln P$ 图上红色面积所对应的能量(图 6 中红色阴影部分)。从图 6 中可以看到, 在民勤上空大约 1 km 以下存在 CAPE, 以上大气处于稳定状态。这表明当时边界层中, 对流发展旺盛, 有利于沙尘粒子的垂直运动, 使沙尘暴强度增强, 能见度降低。

6 结论

(1) “2010.04.24”沙尘暴过程中中西伯利亚的北风一直向南伸到 43°N 附近, 然后转为强偏西风, 向河西走廊推进, 这支强风携带着西伯利亚的强冷空气入侵, 造成甘肃河西走廊的特强沙尘暴。

(2) 沙尘区域上空, 整层大气受西风控制, 并在 $200\sim 250\text{ hPa}$ 之间存在一支西风急流; 沙尘暴爆发期间, 急流中心的风速以每 $6\text{ h } 5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的速率增大, 最大风速增大到 $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 高度降低, 范围扩大。

(3) 由急流中心伸向地面的强风带将高空动量向下传播, 当风速为 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强风带伸展到地面时, 引发了河西走廊的沙尘暴。

(4) 当河西走廊上空北风插入到南风下部, 将近地层的南风向上抬起, 北风前锋达到之处, 沙尘暴爆发。沙尘暴持续期间, 沙尘区域上空 600 hPa 以下受北风控制。当河西走廊近地层又一次被南风控制时, 沙尘天气结束。

(5) 冷空气爆发时, 地面降温幅度最大, 其次是 700 hPa 和 500 hPa , 地面至对流层低层 700 hPa 剧烈降温开始时间早于对流层中层 500 hPa 。

(6) 河西走廊地面热低压强烈发展, 一方面使气压梯度加大, 另一方面导致大气低层处于不稳定状态。这两个方面的作用都增大了沙尘暴的强度。

参考文献

- [1] 陈敏连, 郭清台, 徐建芬, 等. 黑风暴天气的研究和探讨[J]. 甘肃气象, 1993, 11(3): 16—27.
- [2] 杨德保, 尚可政, 王式功编著. 沙尘暴[M]. 北京: 气象出版社, 2003.
- [3] 钱正安, 贺慧霞, 瞿章, 等. 我国西北地区沙尘暴的分级标准、个例谱及其统计特征[M]//方宗义等编. 中国沙尘暴研究. 北京: 气象出版社, 1997: 1—10.
- [4] 李万源, 吕世华, 余晔, 等. 各气象要素影响沙尘暴的方式和强度研究[J]. 高原气象, 2010, 29(4): 1058—1066.
- [5] 胡隐樵, 光田宁. 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.
- [6] 周秀骥, 徐祥德, 颜鹏, 等. 2000年春季沙尘暴动力学特征[J]. 中国科学(D辑), 2002, 32(3): 327—334.
- [7] 刘景涛, 钱正安, 姜学恭, 等. 中国北方特强沙尘暴的天气系统分型研究[J]. 高原气象, 2004, 23(4): 540—547.
- [8] 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.
- [9] 徐建芬, 牛志敏, 陈伟民, 等. 我国西北地区4.5沙尘暴天气研究[J]. 中国沙漠, 1996, 16(3): 281—286.
- [10] 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.
- [11] 韩经纬, 沈建国, 孙永刚, 等. 一次强沙尘暴和雪暴天气过程的诊断及模拟分析[J]. 高原气象, 2007, 26(5): 1031—1038.
- [12] 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.
- [13] 王式功, 王金艳, 周自江, 等. 中国沙尘天气的区域特征[J]. 地理学报, 2003, 58(2): 193—200.
- [14] 周自江, 王锡稳, 牛若芸. 近47年中国沙尘暴气候特征研究[J]. 应用气象学报, 2002, 13(2): 193—200.
- [15] 钱正安, 蔡英, 刘景涛, 等. 中蒙地区沙尘暴研究的若干进展[J]. 地球物理学报, 2006, 49(1): 83—92.
- [16] 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等主编. 天气分析预报物理量计算基础[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 91—96.
- [1] 陈敏连, 郭清台, 徐建芬, 等. 黑风暴天气的研究和探讨[J].

Characteristic Analysis of the Severe Dust Event Occurred in Hexi Corridor on April 24, 2010

ZHAO Qing-yun¹, ZHANG Wu², LÜ Ping², BI Jian-rong²,
DI Xiao-hong¹, HUANG Jian-ping²

(1. Lanzhou Center Meteorological Observatory, Lanzhou 730020, China;

2. Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The features of dust event occurred in the Hexi corridor of Gansu province on April 24, 2010 were analyzed, using the data measured by Total Sky Imager (TSI), routine surface and upper air measurements, numerical weather forecast products and NCEP/NCAR reanalysis data. The results show that it only took 2.5 minutes from the bright sky to totally be covered by dust. The northern wind from middle Siberia to north Xinjing with strong polar cool air caused the severe dust storm. Further analyses show that there was a center of westerly between 200 and 250 hPa over this region. The wind speed of the westerly center reached to $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ when the duststorm burst up, then the height of the center dropped down and extended. When the gale area extended from the upper level to near surface, the momentum of west wind would be transmitted downward. There were major changes of north and south wind below 250 hPa, the center of maximum wind speed was on 400 hPa. The duststorm broke when the frontier of north wind reached to the low level of south wind area. The outbreak of cold air led to the extreme air temperature decrease successively from near surface to 700 hPa and 500 hPa. The intense development of surface hot low-pressure system resulted in not only the increase of barometric gradient, but also the convective instability in boundary layer. The intensity of duststorm was enhanced by both of these consequences.

Key words: Severe duststorm; Hexi Corridor; Momentum downward spread; Convective instability