

文章编号: 2096-1618(2023)03-0372-09

一次高空冷平流诱发的极端雷暴大风分析

韦 玮, 张 涛, 张东方, 周 聪

(成都市气象局, 四川 成都 611133)

摘要:为提高盆地西部极端大风的预报预警水平,利用多源探测资料和再分析资料,从天气学角度对2021年7月18日四川盆地西部的一次极端雷暴大风的成因和风暴的精细化结构进行分析。结果表明:在高空干冷平流侵入低层暖湿区域以及中等强度垂直风切变作用下,配合抬升凝结高度以下“喇叭口”结构的温湿廓线条件形成本次雷暴大风。中层干冷入流加强为急流、蒸发冷却和降水拖曳明显增强、冷池梯度加大等因素诱导强下沉气流在地面形成极端大风。极端大风出现时雷达回波为弓形多单体回波。成熟和消亡阶段,本站气压涌升和风速剧增开始时刻较最大瞬时风速出现提前15 min左右,瞬时风速的大值时段与相对湿度小值时段同时出现。成熟阶段灾害性大风发生的区域位于风暴母体“V型”缺口顶部及其右侧区域。此外,基于RKW理论还发现,风暴最强时刻冷池和低层风垂直切变产生的水平涡度接近平衡状态。

关键词:雷暴大风;干冷入流;冷池;阵风锋

中图分类号:P458.2

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2023.03.018

0 引言

雷暴大风是伴随强对流风暴出现的瞬时风速 $\geq 17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (或者8级)的大风天气,具有空间尺度小、突发性强、破坏力大、致灾性重等特点,一直是气象监测和业务预报的重点和难点^[1]。近年来,在雷暴大风天气发生的环流背景^[2-6]、环境条件^[7-12]、多普勒天气雷达特征^[6,13-16]、产生的对流系统^[17-21]、形成机制^[7-8,22-23]等方面取得了丰硕的研究成果。由于气候条件、地形条件以及监测设备等差异,使不同地方的雷暴大风研究进展不同。

对四川盆地(简称“盆地”),雷暴大风主要发生在夏季,7月达年内峰值,且在午后和夜间较活跃^[24],发生的主要环流背景可分为深厚低槽(低涡)后部类、低槽(切变)东移类、副热带高压西侧切变类和东风扰动类4类^[6],其中深厚低槽(低涡)后部类和孙继松等^[25]总结的高空冷平流强迫类有诸多相同之处。从环境条件看,盆地雷暴大风发生时大气可降水含量大,地面露点温度高,一般在400~500 hPa存在明显干层,通常具有上干下湿的垂直结构特征^[24]。其发展与后侧入流加强^[26]、移动到动力抬升作用最强和条件不稳定最为显著的区域^[16]有关。盆地雷暴大风对应的雷达回波具有风速大值区、回波质心下降、VIL下降、中层径向辐合和辐散等特征,其中风速大值区最为常见,

个别站点仅具有回波强度大且梯度强的特征^[6]。从地域看,盆地雷暴大风研究更多集中在北部和东部,如2015年“4.4”盆地中北部极端大风^[16]、2016年“6.4”川北飚线大风^[26]、2017年“7.28”南充大风^[27]和2019年“4.9”川东飚线大风^[28],这些雷暴大风事件均造成了严重的人员伤亡和财产损失。由于下垫面热力和动力性质的非均匀性,以及特殊地形的影响,对流系统的发生发展和结构演变更具有多样性^[29-30],进一步增加了盆地内雷暴大风的预报难度,故仍有必要对造成盆地雷暴大风的中小尺度对流系统进行研究,特别是发生在盆地西部的雷暴大风,从而不断提升雷暴大风的短临预警能力。

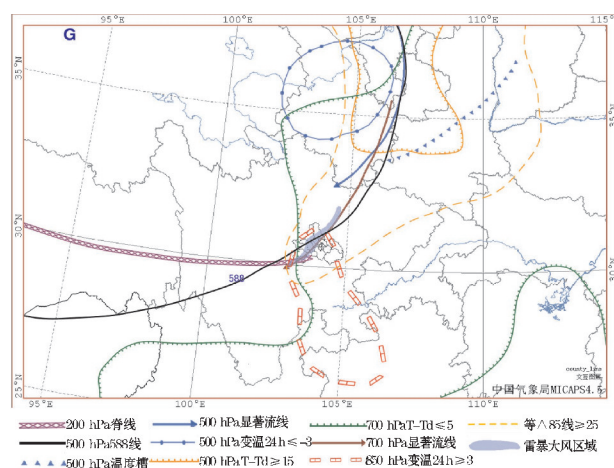
过去对雷暴大风的研究中少有联合多部风廓线雷达资料分析(尤其在四川盆地),主要原因是缺乏风廓线雷达观测。近年来,随着成都风廓线雷达网的建设,使利用风廓线资料对雷暴大风分析成为可能。本文利用多部风廓线雷达、多普勒天气雷达和加密自动站等观测资料及ERA5(0.25°×0.25°)逐小时再分析资料,综合分析2021年7月18日凌晨出现在盆地西部的一次局地雷暴大风天气的环境条件、风暴演变、地面要素变化、风暴精细化结构和增强减弱机制,旨在加深对此类天气的认识,为灾害性天气的监测预警提供有利参考。

1 天气形势及环境条件分析

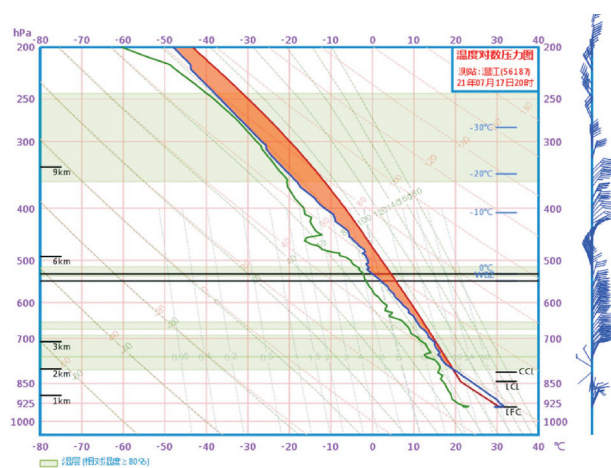
北向南出现了一次局地极端雷暴大风天气,59个台站出现了 $17.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (8级)以上阵性大风。过程最大风速出现在00:35 德阳什邡禾丰 $28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (10级),成都最大风速出现在00:55 彭州九尺双土 $27.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (10级),均突破当地历史极值,造成2人死亡、部分农作物绝收和房屋受损。

17日白天盆地受深厚偏北气流控制,天气晴好,午后最高气温普遍升至 $33\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上。夜间(图1a)200 hPa南亚高压脊线位于 30°N 附近,500 hPa青藏高原中心位于青海西北部,中心强度达592位势什米,控制新疆南部、青海、甘肃、西藏以及川西高原到四川盆地西部,高压东侧从甘陕南部到盆地西部有一支 $8\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏北显著气流。受高原北侧下滑冷平流

影响,500 hPa甘肃南部形成了 $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的24 h负变温中心,陕西南部形成了温度槽,而甘、陕、宁交界为温度露点差 $T-T_d\geq 15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的干区。700 hPa有显著偏北气流从河套西部延伸至盆地西部,且盆地为 $T-T_d\leq 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的湿区。850 hPa贵州西部到盆地西部为24 h正变温 $\geq 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的暖区。地面上,盆地为弱暖低压控制。高层强偏北气流引导甘、陕南部的干冷空气翻越秦岭到达盆地西部,叠加在低层暖湿空气之上,使层结不稳定性加大,850 hPa与500 hPa的温度差 $\geq 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。温江站K指数增加到 $40.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,湿对流有效位能(CAPE)增加到 $1976.2\text{ J}\cdot\text{Kg}^{-1}$,在高空冷平流的强迫下造成了此次局地雷暴大风天气。



(a) 中分析



(b) 探空

图1 2021年7月17日20时中分析图和探空图

20时温江站探空显示(图1b),0~6 km为中等强度垂直风切变,强于成都地区一般强对流天气下的垂直风切变。400~500 hPa, $T-T_d$ 在 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上(最大 $11.8\text{ }^{\circ}\text{C}$),且风随高度逆转,说明对流层中高层有明显干冷平流;同时850 hPa以下存在明显干层($T-T_d>7\text{ }^{\circ}\text{C}$)。相比08时(图略),20时对流层中低层大气湿度明显下降、中高层干冷平流增强,均有利于降水粒子在下降过程中持续蒸发冷却,对下沉气流负浮力的维持和加强有重要作用。同时,抬升凝结高度(LCL)以下温湿廓线呈“喇叭口”结构,且温度廓线与干绝热线接近平行,有利于下沉气流在该层次上负浮力的维持或加强,有助于雷暴大风的发生^[7-8]。

2 雷暴大风演变特征

2.1 卫星和雷达演变特征

17日傍晚前后甘肃南部有孤立椭圆形中-β尺度

对流云团生成,17日21时青藏高原外围偏北气流引导云团逐渐进入四川,并沿着盆地西部山前继续向南移动,17日22 h至18日04时自北向南影响四川广元、绵阳、德阳、成都4市的西部和雅安、眉山一带(图略)。成都雷达显示,18日00:20前,多单体风暴位于绵阳西部,处于发展阶段,45 dBZ发展高度达10 km,回波中心强度达60 dBZ,回波顶高(ET)达15 km。00:20-02:00(图2),多单体风暴加强到最强,处于成熟阶段,自北向南影响什邡、彭州、郫都、温江及周边,期间V型缺口特征最明显, 0.5° 仰角径向速度图上负速度中心超 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。其中,00:30回波前沿影响彭州边界,45 dBZ回波发展高度达12 km,回波中心强度增加到65 dBZ以上,ET增加到18 km,60 dBZ以上回波中心发展到8 km以上(图2a,d)。02:00-03:00多单体风暴处于减弱阶段,其继续南移影响崇州、大邑、邛崃、蒲江,虽风暴前侧不断有新对流单体生成合并,但强度有所减弱且结构变得松散,最强反射率因子下降到45~55 dBZ,45 dBZ回波高度基本下降到5 km以下,ET下

降到13 km以下(图略)。03:04 后回波移出成都。值得注意的是,风暴在成都境内南移过程中,其前侧伴有

明显阵风锋(图2b、c),维持时间超2 h,最大水平尺度超30 km。

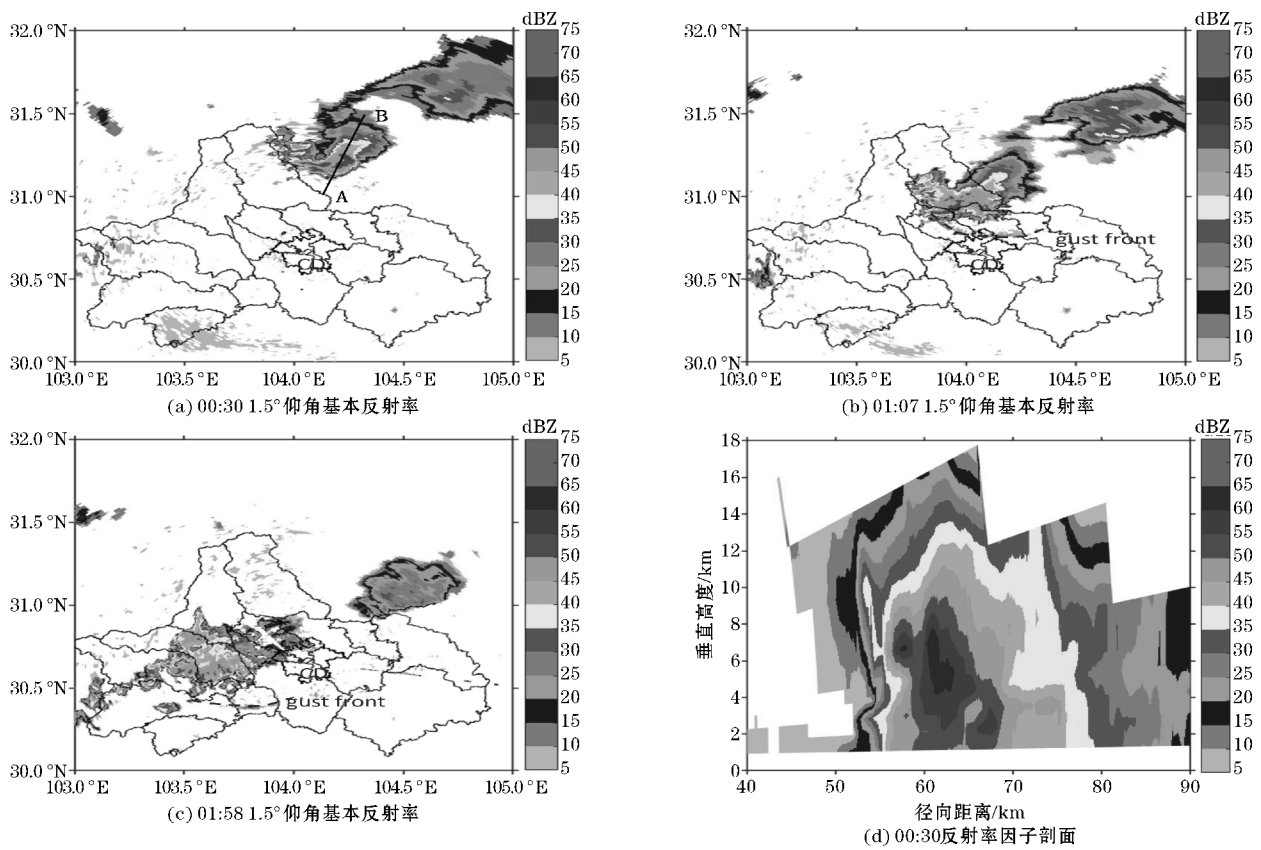


图2 2021年7月18日成都雷达1.5°仰角基本反射率和反射率因子剖面(图中CD为成都)

2.2 地面自动站要素演变

伴有阵风锋出现的雷暴大风常常会造成气温骤降、气压涌升和风向突变等现象^[31-33]。此次雷暴大风中也出现类似变化(图3)。选取彭州和邛崃国家站分钟级资料分析多单体风暴成熟阶段和减弱阶段的各气象要素变化。由图3可见,随着阵风锋到达本站,气象要素开始出现明显变化,且气象要素变化先后依次为气压和风、气温和相对湿度、降水,但成熟阶段气象要素变化的剧烈程度强于减弱阶段。以气压和气温为

例,成熟阶段气压升高3 hPa,气温下降4.9℃,而减弱阶段气压升高为2.2 hPa,气温下降3.8℃。同时可以看出相对湿度在冷池中表现为先急降后陡增,且其低值时段与风速大值时段对应关系较好。从时间上来看,成熟和减弱阶段最大瞬时风速均出现在气压涌升和风速剧增开始变化后的15 min左右。彭州站降水出现在气压开始突变后的10 min,而减弱阶段的邛崃降水出现在气压和风速开始突变后的28 min,时间间隔明显增加,这与阵风锋在减弱阶段离风暴母体距离增大有关。

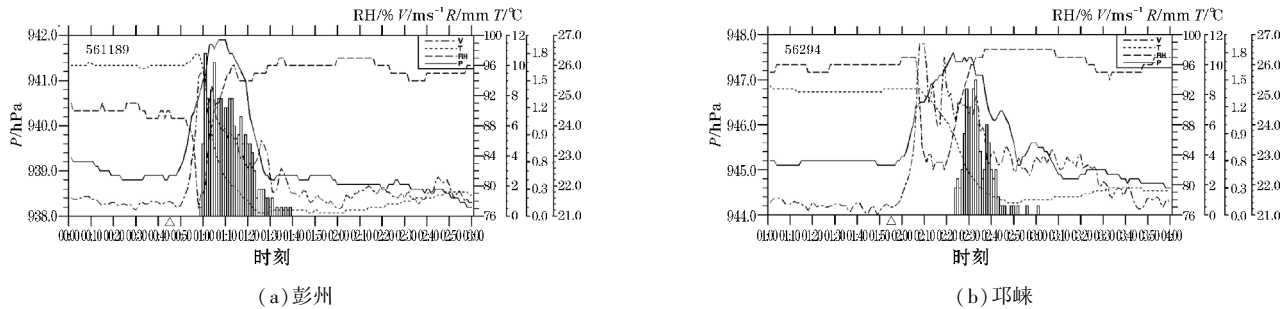


图3 彭州、邛崃气象要素变化曲线(三角形代表阵风锋开始影响时刻)

此外,成熟阶段降水和最大瞬时风速出现时间十分接近,结合对流单体风暴模型,表明此时最大风速出

现风暴母体中心偏后部一侧;而减弱阶段最大瞬时风速出现在降水之前,表明最大风速区出现在风暴母体

前侧阵风锋附近,相对于成熟阶段最大风速区明显前移。进一步结合 00:00–01:00 地面 6 级以上大风区域和雷达回波演变可见(图 4),成熟阶段地面 6 级以上大风区域主要位于阵风锋后侧,风暴母体 V 型缺口及

偏右一侧;而 8 级以上灾害性大风位于风暴母体下方, V 型缺口右侧,而右侧正好是阵风锋相对风暴母体更远的一侧。

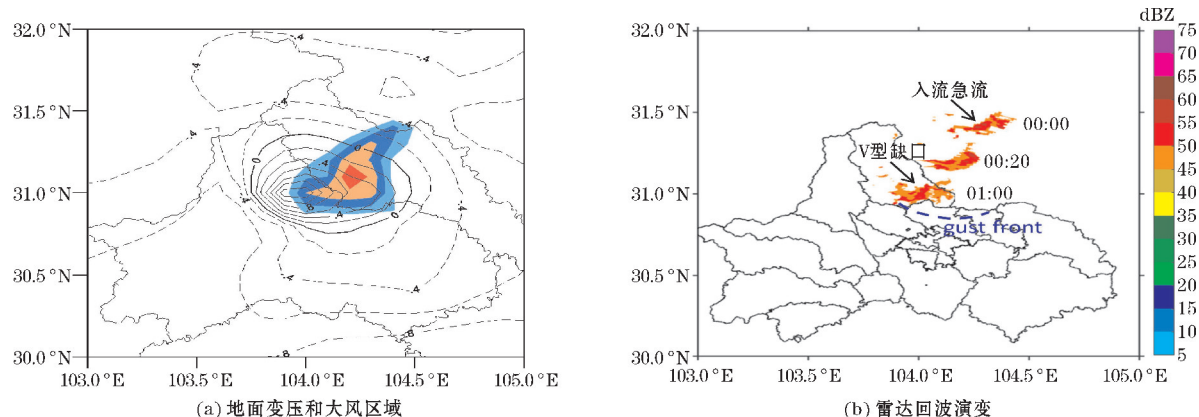


图 4 7月18日 00:00–01:00 地面变压、6 级以上大风区域

(浅蓝、深蓝、橙、红色阴影区分别代表 6、7、8、9 级大风区)和 1.5°仰角 40 dBZ 以上回波演变

3 风暴立体空间结构的精细分析

对风暴强下沉气流、冷池以及阵风锋空间结构和概念模型研究^[33–36]中,基于多部风廓线雷达和天气雷达资料分析的个例并不多见,故本文选取伴有阵风锋出现的成熟阶段多单体风暴,结合彭州、郫都、温江风廓线雷达资料分析其空间精细结构。由图 5 可见, 01:12 风暴母体前沿正好到达郫都站,阵风锋即将到达温江站,风暴母体尾部正好位于彭州(图 5)。

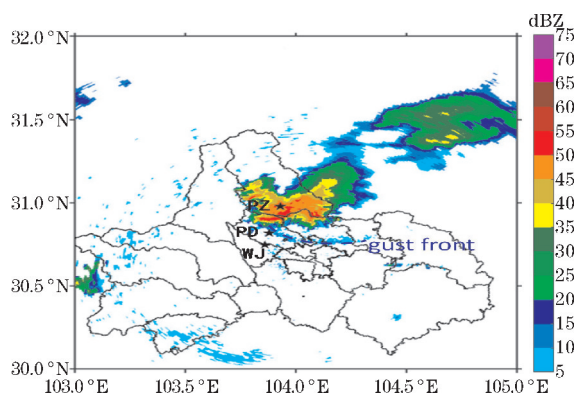


图 5 7月18日 01:12 成都雷达 1.5°仰角反射率因子

(★代表彭州(PZ)、郫都(PD)和温江(WJ)风廓线雷达位置)

随着阵风锋和多单体的影响,近地面水平风向迅速从弱偏南风转为强东北风,1 km 以下最大水平风速达 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,下沉气流达 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,说明风暴内强下沉气流形成的出流给地面带来了极端大风。结合风廓线雷达资料和风暴垂直结构,进一步分析风

暴后侧入流急流转为强下沉气流的特征,如图 6(a)中白色短线箭头 A, 2.5 km 以上有东北风急流存在,急流在风暴内向前运动时水平风速有所减小,但垂直向下的速度分量从 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增加至 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。垂直下沉速度的增大一方面与风暴内的降雨拖曳作用有关^[32,37],另一方面与后侧入流急流和暖湿空气混合产生的显著蒸发冷却作用有关^[38–39]。风暴母体后部,自动站分钟雨量有所减小,风廓线雷达上下下沉气流最大速度也较风暴前部下沉速度略小(图 6(a)中白色短线箭头 B)。风暴尾部处,后侧入流进入风暴内部有限,蒸发冷却作用有限,使得下沉气流进一步明显减弱, 1.5 ~ 2.5 km 高度上为弱下沉区,甚至还出现了上升运动(图 6a 中白色短线箭头 C)。

结合 3 站风廓线雷达资料对 01:12 风暴母体、冷空气出流和阵风锋空间剖面结构进行分析。1:10 彭州站(图 6a), 4 km 以下为 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的下沉气流,个别高度甚至在 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,表明风暴后部为深厚的显著下沉运动。01:10 郫都站(图 6b),下沉气流形成的冷池厚度达到 1.0 km,偏西偏南的暖湿气流被冷池抬升到 1.0 km 以上,暖湿上升气流和干冷下沉气流在风暴内辐合使风暴维持或发展。01:10 温江站(图 6c 中的红色箭头)上空有明显的上升气流,高度可达 3.0 ~ 4.0 km,受阵风锋附近冷暖空气交汇影响,水平风速小于 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在暖湿气流后侧, 1.0 km 以下的弱下沉运动,近地面的弱上升运动(图 6c 中的蓝色箭头)可能是冷池在触地后向上卷起,而形成的滚轴状的水平涡旋^[40]。

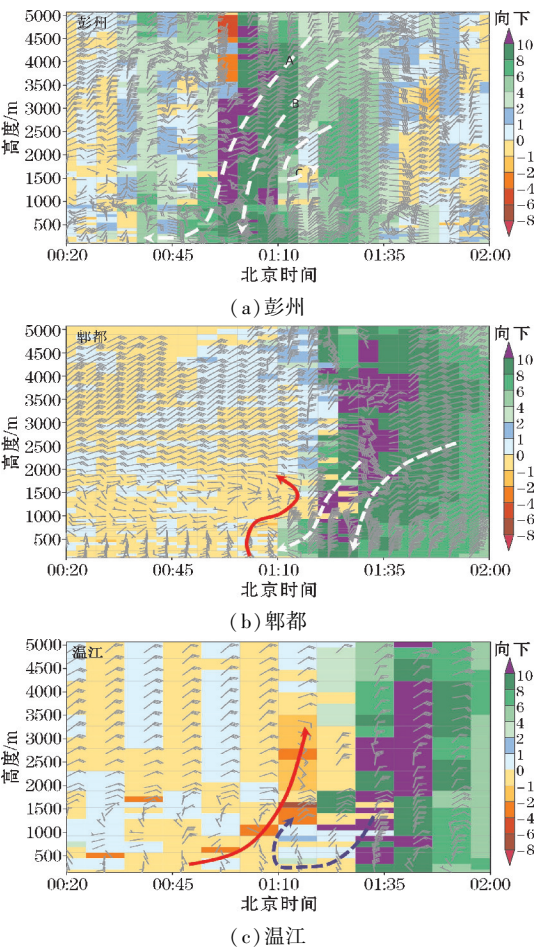


图6 7月18日00:20–02:00 彭州、郫都、温江风廓线雷达水平风和垂直速度时间演变

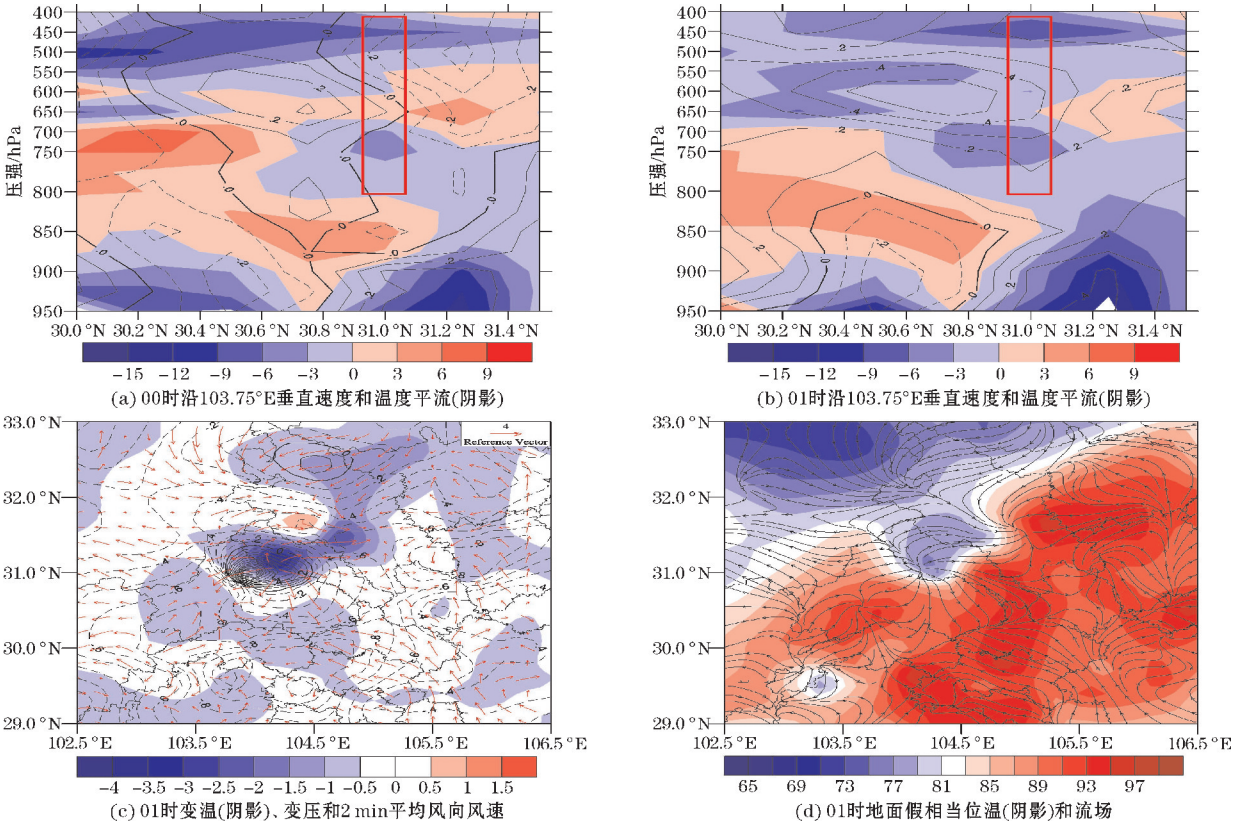


图7 2021年7月18日垂直速度(等值线)温度平流(阴影)的剖面及地面要素和流场分布

4 风暴强度变化成因分析

4.1 增强和维持的原因

据雷达回波分析,18日00:20–01:07多单体风暴从绵竹南部移动到彭州,风暴母体快速地发展增强,地面瞬时极大风速达到过程最大。这与该区域有利的不稳定能量、干冷空气入流和边界层辐合等条件密不可分^[41–42]。

首先显著增强的中层干冷空气,加强了风暴母体内部的蒸发冷却,同时雨强的增加产生了更显著的向下拖曳作用。风暴母体增强阶段的雷达回波可清晰地识别出其右侧存在明显入流缺口(图2b),还有前侧弱的入流缺口。00–01时彭州上空(图7a、b),随着550~650 hPa高度上转冷平流,使800 hPa以上全为冷平流(矩形框区域),中心强度为 $-9.0 \sim -6.0 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 位于450 hPa附近;同时刻风廓线雷达上可见(图6a)该区域上空对流层中层转为偏北风,最大风速可达 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。这表明风暴母体后部中层有入流急流携带干冷空气进入风暴,使风暴母体内部的蒸发冷却作用增强,风暴母体进一步增强。01时前后风暴母体产生的10 min降水量较00时前的雨强明显增大,雨强的增大将有助于向下拖曳作用变强,与干冷空气蒸发冷却作用对下沉气流增强产生叠加效应。

其次,风暴母体所处环境大气热力不穩定度的维持并略有增强。00-01 时温度平流垂直分布图上,彭州上空 800 hPa 以上转为深厚的冷平流区,彭州以南 800~850 hPa 暖平流维持,表明垂直方向的热力不穩定度维持并略有增加。水平方向上,受干冷空气侵入蒸发冷却效应影响,彭州北侧 850 hPa 附近冷平流从 $-3.0 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右增强到 $-9.0 \sim -6.0 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,使风暴母体低层水平方向热力不穩定度增加。同时 30.8°N 附近的 800 Pa 以下南风有所增强增厚(图 6b),强的垂直风切变有利于暖湿气流和干冷空气在风暴内共存。

地面冷池强度及其抬升作用的增强。如图 7(c) 所示,01 时绵竹和彭州附近为显著 1 h 负变温区和正变压区,正变压较前 1 h 增加了 0.8 hPa,风场上表现为明显的辐散,这是风暴中强的冷性下沉气流形成的冷池。冷池出流和前侧偏南风形成显著的辐合抬升,对风暴前侧入流形成更明显的强迫。01 时地面的假相当位温 θ_{se} 分布可见(图 7d),在冷池的前侧大部分地方 θ_{se} 在 $89^\circ\text{C} \sim 97^\circ\text{C}$,其梯度值可达 $7^\circ\text{C}/10 \text{ km}$,为新对流的生成和风暴母体的维持提供了必要条件。结合流场上的辐合线位置,更有利于风暴向成都西南侧发展。

利用 RKW 理论^[43],可以从动力角度出发,对冷池

出流和近风暴母体环境低层切变入流进行分析^[44],进一步认识风暴母体增强的原因。本文采用陈明轩等^[45]提出的密度流传播速度计算方法:

$$C^2 = 2 \frac{\Delta P}{\bar{\rho}}$$

其中, C 代表冷池的传播速度, ΔP 代表冷池内外地面气压的变化, $\bar{\rho}$ 代表地面空气的平均密度。风垂直切变采用风暴母体前侧临近的风廓线雷达进行计算。经过计算,00:40 冷池传播速度和风切变的比值为 $0.94 \sim 1.02$ 。该比值非常接近 1,表明冷池产生的水平负涡度与低层风垂直切变产生的正涡度接近平衡状态^[43],对此次弓形状单体风暴发展维持最为有利。

4.2 强对流特征的转变

02 时冷暖平流剖面图显示(图 8a),800 hPa 以下暖平流持续增强,达 $9.0 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,800 hPa 以上为冷平流,强度无明显变化,强的不穩定层结利于冷池前侧触发新对流,与原对流系统合并,从而维持对流系统。但是,02 时前后强对流特征却发生了明显的变化,如地面极大风速减弱 1~2 个风力等级,短时强降水站点数较前期更多。

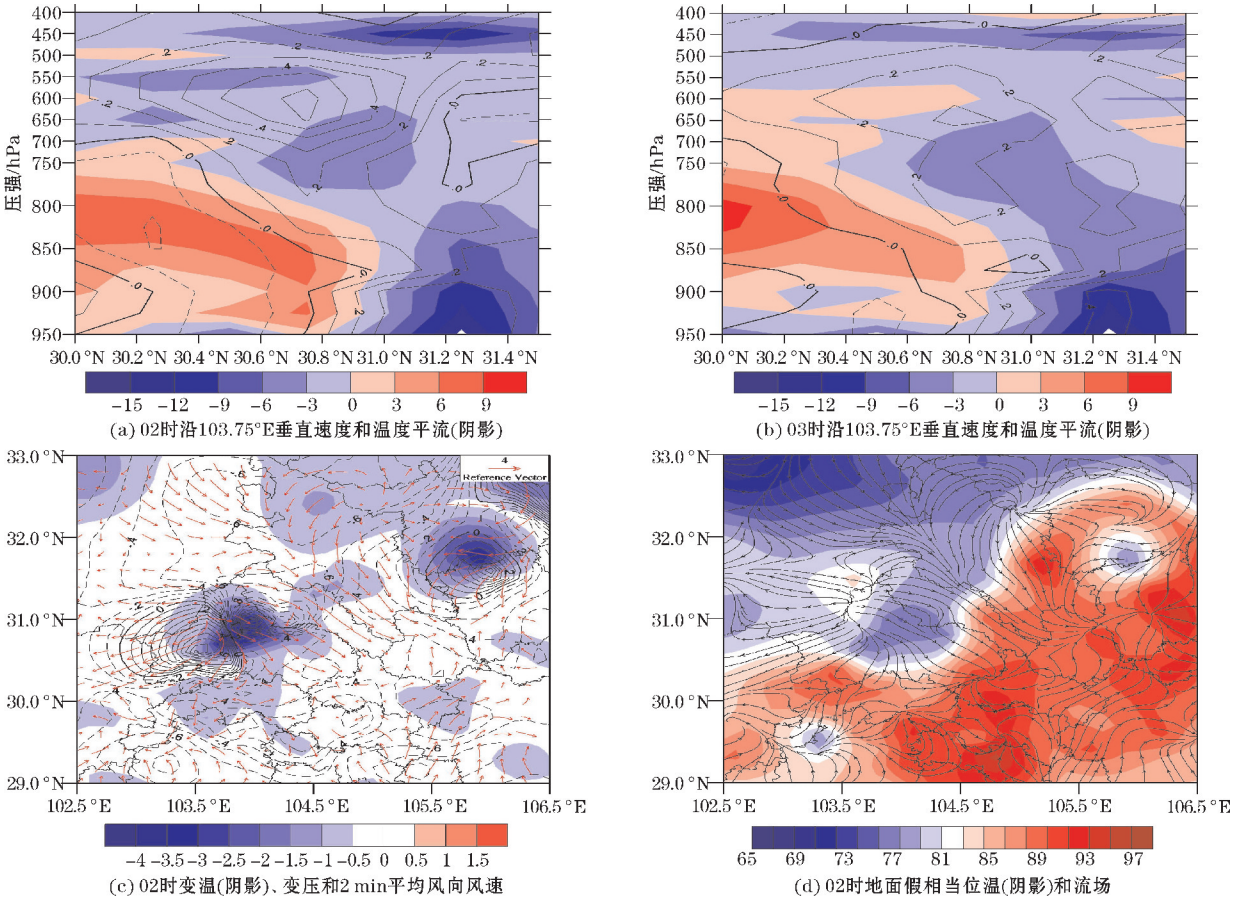


图8 2021年7月18日风暴减弱阶段物理量诊断图

当风暴母体从彭州和郫都继续向南移动时,风暴母体从弓形状的多单体风暴转变为非线性对流系统(NL)。后侧入流缺口依旧存在(图2c),但缺口深度变浅,表明入流明显减弱。同时还有一个显著的不同,彭州地区弓形状多单体风暴中 >45 dBZ的强回波前后宽度仅 $10 \sim 15$ km,而此时NL中 >45 dBZ回波宽度增至 20 km以上,且干冷空气入流在NL后侧的回波单体中,而暖湿入流在NL前侧的强回波中,表明随着阵风锋远离母体,NL前侧虽有对流不断新生,但后侧和前侧入流间距离增大,使得冷池对前侧入流的强迫抬升作用减弱,不利于深厚对流发展。

此外,冷池向前扩散过程中,其前侧边界层偏南气流明显使其与冷池出流间的辐合抬升作用减弱(图8b)。冷池前 θ_{se} 下降到 $85^\circ\text{C} \sim 91^\circ\text{C}$,梯度值下降到 $3^\circ\text{C}/10\text{ km}$ (图8c),暖湿空气与冷池的交界面变得更加宽广,大气热力不稳定性也有所减弱。即:风暴母体结构和形态的变化,配合热力不稳定性及冷池强度减弱,以及阵风锋的远离造成了强对流特征变化。

5 结论

目前盆地西部对灾害性或极端大风的研究认识不足,导致预报预警水平不高。基于分钟级自动站资料、多部风廓线雷达资料、多普勒天气雷达资料和ERA5逐小时再分析资料($0.25^\circ \times 0.25^\circ$)等,对2021年7月18日四川盆地西部一次极端雷暴大风环境条件、形成成因、精细结构和发展机制进行分析,得到结论如下:

(1)此次雷暴大风是在高空干冷平流侵入低层暖湿区域以及中等强度垂直风切变作用下,配合LCL以下“喇叭口”结构的温湿廓线条件形成。雷暴大风形成后,在高能不稳定大气中,受深厚的偏北气流引导下自北向南影响盆地西部。

(2)成熟和消亡阶段,多单体风暴及前侧的阵风锋过境时,先后造成了气压陡升、风速剧增、气温骤降和相对湿度急降陡升;本站气压涌升开始和风向突变时刻较最大瞬时风速出现提前 15 min 左右,且相对湿度的低值时段与瞬时风速的大值时段有较好的对应关系。成熟阶段灾害性大风发生的区域位于风暴母体V型缺口顶部及其右侧区域。

(3)风廓线雷达资料反映此次雷暴下沉气流形成的冷池出流厚度为 1 km 左右,下沉速度超过 $10\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。风廓线雷达较好地观测到风暴内部和周围环境的垂直结构,特别是风暴后侧高空干冷空气入流转变为强下沉气流以及风暴前侧阵风锋的精细空间结构特征。

(4)风暴母体从绵竹南移到彭州时,大气热力不稳定性度的维持,受中层干冷空气入流加强为急流、蒸发冷却和降水拖曳明显增强、冷池梯度加大、阵风锋的强迫抬升等因素使风暴发展为过程最强阶段,并呈弓形多单体。此时,风暴内下沉气流达到最强,从而诱发地面风速达到最大。进一步应用RKW理论发现此时冷池和低层风垂直切变产生的水平涡度接近平衡状态。

对此次雷暴大风天气的多单体风暴母体精细化结构及强度变化原因进行了分析,但由于造成局地大风的对流系统种类多,差异明显,仍应加强不同对流系统下雷暴大风的收集和分类研究,进而为分级、分区预警提供有益参考。

致谢:感谢成都市气象局短平快课题(2022-6)、成都市气象局重点课题(2022-3)对本文的资助

参考文献:

- [1] 郑永光,陶祖钰,俞小鼎.强对流天气预报的一些基本问题[J].气象,2017,43(6):641-652.
- [2] 秦丽,李耀东,高守亭.北京地区雷暴大风的天气——气候学特征研究[J].气候与环境研究,2006,11(6):754-762.
- [3] 廖晓农,于波,卢丽华.北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法[J].气象,2009,35(9):18-28.
- [4] 杨景泰,隋玉秀,王健,等.大连地区雷暴大风的天气和气候学特征[J].气象与环境学报,2017,33(6):49-57.
- [5] 蔡荣辉,姚蓉,黄小玉,等.洞庭湖区域雷暴大风分型及预报分析研究[J].气象,2017,43(5):560-572.
- [6] 龙柯吉,康岚,罗辉,等.四川盆地雷暴大风雷达回波特征统计分析[J].气象,2020,46(2):212-222.
- [7] Johns R H, Doswell C. Severe Local Storms Forecasting[J]. Wea Forecasting, 1992, 7(4):588-612.
- [8] 俞小鼎,周小刚,王秀明.雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J].气象学报,2012,70(3):513-527.
- [9] 王秀明,周小刚,俞小鼎.雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究[J].气象学报,2013,71(5):839-852.
- [10] 杨新林,孙建华,鲁蓉,等.华南雷暴大风天气的环境条件分布特征[J].气象,2017,43(7):769-780.
- [11] 马淑萍,王秀明,俞小鼎.极端雷暴大风的环境参

- 量特征[J]. 应用气象学报,2019,30(3):292-301.
- [12] 陈晓欣,俞小鼎,王秀明. 中国大范围雷暴大风事件(Derechos)研究:时空分布、环境背景和对流系统形态特征[J]. 气象学报,2022,80(1):67-81.
- [13] 俞小鼎,张爱民,郑媛媛等. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析[J]. 应用气象学报,2006,17(4):385-393.
- [14] 梁爱民,张庆红,申红喜,等. 北京地区雷暴大风预报研究[J]. 气象,2006,32(11):73-80.
- [15] 刁秀广,赵振东,高慧君,等. 三次下击暴流雷达回波特征分析[J]. 气象,2011,37(5):522-531.
- [16] 康岚,刘炜桦,肖递祥,等. 四川盆地一次极端大风天气过程成因及预报着眼点分析[J]. 气象,2018,44(11):1414-1423.
- [17] Schmidt J M, Cotton W R. A high plains squall line associated with severe surface winds[J]. J Atmos Sci,1989,46(3):281-302.
- [18] Klimowski B A, Hjelmfelt M R, Bunkers M J. Radar observations of the early evolution of bow echoes[J]. Wea Forecasting,2004,19(4):727-734.
- [19] 伍志方,庞古乾,贺汉青,等. 2012年4月广东左移和飏线内超级单体的环境条件和结构对比分析[J]. 气象,2014,40(6):655-667.
- [20] French A J, Parker M D. Observations of mergers between squall lines and isolated supercell thunderstorms[J]. Wea Forecasting,2012,27(2):255-278.
- [21] French A J, Parker M D. Numerical simulations of bow echo formation following a squall line-supercell merger[J]. Mon Wea Rev,2014,142(12):4791-4822.
- [22] Fujita T T. Manual of downburst identification for project NIMROD[R], SMRP Research Paper NO. 156, Chicago:University of Chicago,1978:1-104.
- [23] Doswell III C A. Severe convective storms-An overview[J]. Meteor Monogr, Amer Meteor Soc, Boston,2001,28(50):257-308.
- [24] 王冀,李英,宋丽莉,等. 川藏地区雷暴大风活动特征和环境因子对比[J]. 应用气象学报,2020,31(4):435-446.
- [25] 孙继松,戴建华,何立富,等. 强对流天气预报的基本原理与技术方法-中国强对流天气预报手册[M]. 北京:气象出版社,2014:83-93.
- [26] 竹利,陈朝平,陈茂强,等. 川北飏线成熟阶段灾害性大风成因个例分析[J]. 暴雨灾害,2018,37(2):164-173.
- [27] 李晓蓉,高青云,周虹. 一次新生脉冲风暴分析[J]. 高原山地气象研究,2018,38(3):80-84.
- [28] 李曦,黄敬淋,王智楷. 2019年4月9日四川东北部一次飏线大风的成因分析[J]. 沙漠与绿洲气象,2020,14(4):52-60.
- [29] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J]. 高原气象,2005,24(1):62-69.
- [30] 肖现,陈明轩,高峰,等. 弱天气系统强迫下北京地区对流下山演变的热动力机制[J]. 大气科学,2015,39(1):100-124.
- [31] Mahoney W P III. Gust front characteristics and the kinematics associated with interacting thunderstorm outflows[J]. Mon Wea Rev,1988,116(7):1474-1479.
- [32] 张涛,李柏,杨洪平,等. 三次雷暴导致的阵风锋过程分析[J]. 气象,2013,39(10):1275-1283.
- [33] 徐长义,王彦. 渤海湾阵风锋垂直结构特征及维持机制[J]. 海洋预报,2021,38(6):21-32.
- [34] Goff R C. Vertical Structure of Thunderstorm Outflows[J]. Mon wea rev,1976,104:1429-1440.
- [35] Klinge D L, Smith D R, Wolfson M M. Gust front characteristics as detected by Doppler Radar. Mon Wea Rev,1987,115(5):905-918.
- [36] 席宝珠,俞小鼎,孙力,等. 我国阵风锋类型与产生机制分析及其主观识别方法[J]. 气象,2015,41(2):133-142.
- [37] Fujita T T, Byers H R. Spearhead echo and downbursts in the crash of an airliner[J]. Mon Wea Rev,1997,105(2):129-146.
- [38] 梁建宇,孙建华. 2009年6月一次飏线过程灾害性大风的形成机制[J]. 大气科学,2012,36(2):316-336.
- [39] 刘香娥,郭学良. 灾害性大风发生机理与飏线结构特征的个例分析模拟研究[J]. 大气科学,2012,36(6):1150-1164.
- [40] Fujita T T. The downburst:SMRP Research Paper 210[R]. Chicago:University of Chicago,1985:1-122.
- [41] 罗琪,郑永光,陈敏. 2017年北京北部一次罕见强弓状飏线过程演变和机理[J]. 气象学报,2019,77(3):371-386.
- [42] 张琳娜,冉令坤,李娜,等. 雷暴大风过程中对流层中低层动量通量和动能通量输送特征研究[J]. 大气科学,2018,42(1):178-191.

[43] Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. J Atmos Sci, 1988, 45(3):463-485.

[44] 陈明轩, 肖现, 高峰. 出流边界对京津冀地区强对流局地新生及快速增强的动力效应[J]. 大气科学, 2017, 41(5):897-917.

[45] 陈明轩, 王迎春. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟[J]. 气象学报, 2012, 70(3):371-386.

Analysis of an Extreme Gale Induced by Cold Advection from the Upper Layers

WEI Wei, ZHANG Tao, ZHANG Dongfang, ZHOU Cong
(Chengdu Meteorological Bureau, Chengdu 611133, China)

Abstract: To improve the prediction accuracy of extreme gales in western Sichuan Basin, an extreme thunderstorm gale over western Sichuan Basin on July 18, 2021 is analyzed by multi-source data and reanalysis data. The results are as follows. Under the conditions of dry and cold advection from the upper layers intruding into warm and wet regions in the lower layers, the moderate vertical wind shear and temperature humidity profile with “bell mouth” structure in below Lifting Condensation Level, the thunderstorm gale was formed. Dry and cold inflow in the middle layers strengthened into jet, enhanced effects of evaporative cooling and precipitation dragging, increased gradient of cold pool and other factors induced the strong downdraft to form extreme gale at ground. The radar echo is arched multi-cell when extreme gale occurs. During maturation and dissipation period, the beginning of pressure surge and wind speed surge are about 15 minutes earlier than the maximum instantaneous wind speed. High instantaneous wind speed appears at low relative humidity. Extreme gale occurs at the top or right of V-notch of the parent storm during maturation period. Moreover, based on RKW theory, horizontal vortices generated by cold pool are close to that generated by low-level vertical wind shear.

Keywords: extreme gale; dry and cold inflow; cold pool; gust front