

郑永光, 蓝渝, 曹艳察, 等, 2020. 2019 年 7 月 3 日辽宁开原 EF4 级强龙卷形成条件、演变特征和机理[J]. 气象, 46(5): 589-602.
Zheng Y G, Lan Y, Cao Y C, et al., 2020. Environmental conditions, evolution and mechanisms of the EF4 tornado in Kaiyuan of Liaoning Province on 3 July 2019[J]. Meteor Mon, 46(5): 589-602(in Chinese).

2019 年 7 月 3 日辽宁开原 EF4 级强龙卷形成条件、 演变特征和机理*

郑永光¹ 蓝渝¹ 曹艳察¹ 张小玲¹ 陈传雷² 朱文剑¹ 张小雯¹
关良¹ 盛杰¹ 唐文苑¹ 周晓敏¹ 杨波¹ 张涛¹ 方翀¹

¹ 国家气象中心, 北京 100081

² 辽宁省气象灾害监测预警中心, 沈阳 110052

提 要: 综合应用高时空分辨率多源观测资料, 分析了 2019 年 7 月 3 日下午辽宁开原 EF4 级强龙卷的天气形势、环境条件、对流触发、对流风暴演变特征和龙卷的形成与消亡机制。开原龙卷发生在东北冷涡西南侧 500 hPa 西北气流、850 hPa 切变线、地面强西南暖湿气流中; 除了对流层中下层相对湿度低、抬升凝结高度较高是开原龙卷的不利环境条件外, 其他有利于强中气旋龙卷的环境条件都具备。但风廓线雷达观测和天气雷达观测的径向速度场显示 0~1 km 垂直风切变的增强具有中尺度特征, 表明边界层强风与中层急流相耦合形成了非常有利于龙卷的垂直风切变条件。形成开原龙卷的直接系统是一孤立超级单体, 具有典型的超级单体雷达回波特征、强中气旋和龙卷涡旋特征等; 其由地面干线辐合线与东侧的阵风锋辐合线共同作用触发。该对流风暴前部产生的降水先使得开原及周边地区大气快速饱和、显著改善了大气低层湿度条件, 当对流风暴后部钩状回波部分移动到该区域时, 有利于其不太强的下沉气流产生强度适宜的冷池, 加之边界层强暖湿气流流入流、强低层和中层垂直风切变与强烈上升气流的共同作用, 从而产生了该次开原龙卷。地面自动站观测温度分布表明, 开原龙卷超级单体的冷池与环境大气温度差异在 2~4℃ 时有利于龙卷形成, 而当对流风暴的强下沉气流使冷池温差加大到 7℃ 时, 不利于近地面垂直涡度维持, 导致龙卷消亡。

关键词: 龙卷, 辽宁开原, 超级单体, 中气旋, 机制, 冷池

中图分类号: P425, P445

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.05.001

Environmental Conditions, Evolution and Mechanisms of the EF4 Tornado in Kaiyuan of Liaoning Province on 3 July 2019

ZHENG Yongguang¹ LAN Yu¹ CAO Yancha¹ ZHANG Xiaoling¹ CHEN Chuanlei²
ZHU Wenjian¹ ZHANG Xiaowen¹ GUAN Liang¹ SHENG Jie¹ TANG Wenyuan¹
ZHOU Xiaomin¹ YANG Bo¹ ZHANG Tao¹ FANG Chong¹

¹ National Meteorological Centre, Beijing 100081

² Liaoning Meteorological Disaster Monitoring and Warning Center, Shenyang 110052

Abstract: Based on multi-source observations with high spatio-temporal resolution, we present in detail the synoptic situation, environmental conditions, triggering and evolution characteristics of the convective storm, and formation and demise mechanisms of the EF4 tornado in Kaiyuan, Liaoning Province on the afternoon of 3 July 2019 in this paper. The Kaiyuan tornado occurred under the 500 hPa northwesterly air-flow and the 850 hPa shear line in the southwest side of a cold vortex over Northeast China, and in the

* 国家重点研发计划(2018YFC1507504 和 2017YFC1502003)和国家自然科学基金项目(41375051)共同资助

2019 年 8 月 15 日收稿; 2020 年 2 月 11 日收修定稿

第一作者: 郑永光, 主要从事强对流和强降水天气研究. Email: zhengyg@cma.gov.cn

strong warm and moist southwesterly airflow at the surface. Except for the low relative humidity in the middle and lower troposphere and the higher lifting condensation level which were unfavorable for the tornado, other favorable environmental conditions for mesocyclonic tornado were all satisfied. However, winds of the Shenyang wind-profiling radar and radial velocity of Shenyang weather radar both show that the enhanced 0–1 km vertical wind shear had a mesoscale feature indicating that the coupling between the boundary layer jet and the mid-level jet formed strong vertical wind shear favorable for the EF4 tornado. The Kaiyuan tornado was generated by an isolated supercell with typical supercell radar echo features, an intense mesocyclone and tornadic vortex signature, etc. The storm was triggered by both a dryline and a convergence line of gust front to the east of the dryline. The rainfall produced in the front of the storm first made the atmosphere rapidly saturated over Kaiyuan and its vicinity. When the hook echo part at the back of the storm moved to Kaiyuan and its vicinity, the significantly improved low-level moisture condition was good for the less strong downdraft of the storm to generate the cold pool with suitable intensity. So the storm, with the suitable cold pool, strong warm and moist boundary-layer air inflow, strong low-level and mid-level vertical wind shear, and intense updraft, produced the EF4 tornado in Kaiyuan. The temperature distribution from automatic weather stations shows that the temperature differences between cold pool of the storm and the ambient atmosphere were 2–4 °C, favorable for Kaiyuan tornadogenesis. While the strong downdraft of the storm produced the intense cold pool with the temperature difference up to 7 °C from the environmental atmosphere, it destroyed the maintenance of vertical vorticity near the ground and then caused the demise of the Kaiyuan tornado.

Key words: tornado, Kaiyuan of Liaoning, supercell, mesocyclone, mechanism, cold pool

引 言

2019年7月3日下午约17:17–17:47(北京时,下同),辽宁铁岭开原部分地区出现罕见强龙卷(张涛等,2020)、冰雹、短时强降水等强对流天气;按照我国《龙卷强度等级》(姚聃等,2019)可定为四级(相当于EF4级)龙卷,其路径长度约14 km(张涛等,2020),共造成7人死亡、190余人受伤、9900余人受灾,经济损失严重。

中国龙卷发生概率极低,据估计,每年不会超过100个(范雯杰和俞小鼎,2015)。东北虽然是我国的龙卷多发区之一(范雯杰和俞小鼎,2015;王秀明等,2015),但开原市此前历史上仅记录到2个龙卷,且从未记录到EF4级龙卷。自2015年“东方之星”翻沉事件(郑永光等,2016a)和2016年江苏阜宁EF4级强龙卷事件(张小玲等,2016;郑永光等,2016b;2018b)后,中国气象局加强了强对流天气的预报能力建设。但由于龙卷时空尺度太小、发生概率极低,目前仍不具备预报能力。针对此次过程,中央气象台和辽宁省各级气象台虽然发布了冰雹、雷暴大风等强对流天气预报和预警信号,但并未能预

报预警龙卷。已有研究也表明东北龙卷的发生条件与我国的江淮等地存在差异(王秀明等,2015)。因此,非常有必要详细分析此次强龙卷过程的发生发展条件和中尺度结构特征等,为进一步发展我国的龙卷预报预警技术提供参考依据。

龙卷分为中气旋龙卷(或者称为超级单体龙卷)和非中气旋龙卷(或者称为非超级单体龙卷)(Davies-Jones et al,2001;郑永光等,2017)。大多数龙卷为中气旋龙卷,但只有约25%、甚至更少的雷达探测到的中气旋会发展为龙卷(Davies-Jones et al,2001;Trapp et al,2005a);但当中气旋底距离地面高度小于1 km时,龙卷的发生概率则增加为约40%(Trapp et al,2005a;俞小鼎等,2012)。吴芳芳等(2013)发现77%的苏北超级单体龙卷的中气旋底高海拔低于1 km,郑媛媛等(2009)、张小玲等(2016)对多个龙卷个例的研究也发现其中气旋底高海拔在1 km以下。李峰等(2020)综述了近20年美国龙卷雷达探测研究进展,给出了雷达探测技术进步、龙卷对流风暴观测特征和基于雷达观测的龙卷发展机理研究成果等,但美国目前也只是对中气旋龙卷具有一定预报预警能力(俞小鼎等,2012;郑永光等,2018a)。美国当前业务中发布龙卷警报的

依据主要是:在有利于龙卷的环境条件下,雷达探测到强中气旋,或探测到中等以上强度中气旋,并且其底高不超过1 km;有时能够探测到的龙卷涡旋特征(TVS)是龙卷临近预警的另一重要依据(姚叶青等,2012;俞小鼎等,2012);随着美国雷达的双偏振改造完成,基于双偏振雷达观测的龙卷特征也成为美国发布龙卷预警重要依据(郑永光等,2018a; Zhang et al, 2019),如龙卷碎片特征(TDS)等。

龙卷可发生在不同组织形态的对流系统中。Trapp et al(2005b)发现1998—2000年美国龙卷中79%为单体结构、18%为准线状对流系统、3%为其他对流组织形态;Grams et al(2012)则发现,美国2000—2008年龙卷中约70%的EF2级及以上龙卷的对流系统为孤立分散状组织形态。俞小鼎等(2006b;2008)、郑媛媛等(2009)分析安徽的F2~F3级强龙卷个例,发现其都由超级单体产生,最大反射率因子50~60 dBz,相应海拔高度在3 km左右。

大量研究表明,龙卷的发生需要有利的环境条件。对于中气旋龙卷,除了具备雷暴发生所需要的一定量水汽、不稳定和触发机制外,还要求具有有利于超级单体风暴的环境条件——较大的对流有效位能和强的0~6 km垂直风切变(Brooks et al, 2003);有利于F2/EF2级及以上中气旋龙卷的环境条件还需要较大的低层相对湿度(Doswell III and Evans, 2003)、较小的对流抑制能量、较低的抬升凝结高度和较大的低层(0~1 km)垂直风切变(Craven and Brooks, 2004; Grams et al, 2012; 张小玲等, 2016; 郑永光等, 2017; 2018a)。较大的低层相对湿度、较小的对流抑制能量、较低的抬升凝结高度这些条件有利于对流风暴产生不太强的下沉气流(Markowski and Richardson, 2009; Schultz et al, 2014)。中国龙卷最易发生的三类天气背景是暴雨、台风和冷涡(郑媛媛等, 2009; 姚叶青等, 2012; 王秀明等, 2015; 郑永光等, 2018a)。王秀明等(2015)发现中国东北龙卷环境条件大多与其他相关研究结果类似,但大气垂直减温率较大,低层水汽含量和湿层厚度较江淮及华南龙卷显著偏低。

本次开原龙卷是东北地区记录到的第二个、辽宁省第一个EF4级龙卷,另一个记录是1987年黑龙江海伦EF4级龙卷(范雯杰和俞小鼎, 2015)。因此,开原龙卷发生的环境条件和龙卷风暴特征如何?龙卷风暴如何触发?龙卷的形成和消亡机制是什么?为什么对流风暴后期依然存在中气旋、龙卷却

已消失?与已有东北龙卷研究成果和2016年江苏阜宁EF4级龙卷的分析结果有何差异?针对这些问题,本文综合应用美国国家环境预报中心(NCEP)气候预报系统再分析(CFSR) $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 资料和探空、地面自动气象站、沈阳风廓线雷达、风云四号A星(FY-4A)多通道扫描成像辐射计和闪电成像仪(LMI)、中国国家雷电监测定位网(NLLN)[观测云-地闪电(简称地闪)]、辽宁沈阳与吉林辽源新一代天气雷达等多源高时空分辨率观测资料,从观测资料分析的角度总结和讨论该次开原EF4级龙卷过程,从而进一步提升对该类事件的发生条件、特征和龙卷生消物理机理认知。

1 天气实况

综合雷达等多种观测资料和现场灾情调查结果判定(张涛等, 2020),2019年7月3日17—18时开原发生的龙卷最大强度达我国气象行业标准的四级或美国EF风速等级的EF4级(图略)。与历史龙卷事件比较,本次龙卷天气是辽宁省第一次记录到EF4级龙卷事件,更为难得的是,这次龙卷有较全面的视频、目击和灾情记录。

观测资料显示(图1a),3日17—18时,开原市国家气象观测站17:46仅观测到 $23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (9级)的最大瞬时风速,远远小于现场调查确定的最强EF4级别风速范围的下限值($74 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$);最大1 h雨量为25 mm;NLLN监测到少量地闪(图1a),这明显不同于2016年阜宁EF4级龙卷过程;不过, FY-4A LMI观测到的闪电由于包含地闪、云闪或者云间闪,则显得更为活跃(图1a)。此外,开原市区附近出现冰雹,虽然气象测站没有记录到,但基于雷达资料识别的最大冰雹直径可达5 cm。

开原及附近区域的对流天气监测(图1a,1b)表明,该区域的对流天气剧烈、空间分布尺度小。雷达资料(图1b)和FY-4A卫星可见光图像(见后文)显示产生此次龙卷的对流系统为一个较为孤立的超级单体,大致从西北向东南偏南方向移动,成熟对流风暴水平尺度约50~60 km,最大反射率因子超过65 dBz。正是因为这类系统所致的强对流天气具有时空尺度小、强度大、局地性强、持续时间短等显著特征,目前的业务气象站网依然难以全面监测该类天气,完全无法监测到该次龙卷的最大强度EF4级风速,因此,灾害现场调查和其他观测信息仍是现有气象观测的必要补充(郑永光等, 2017)。

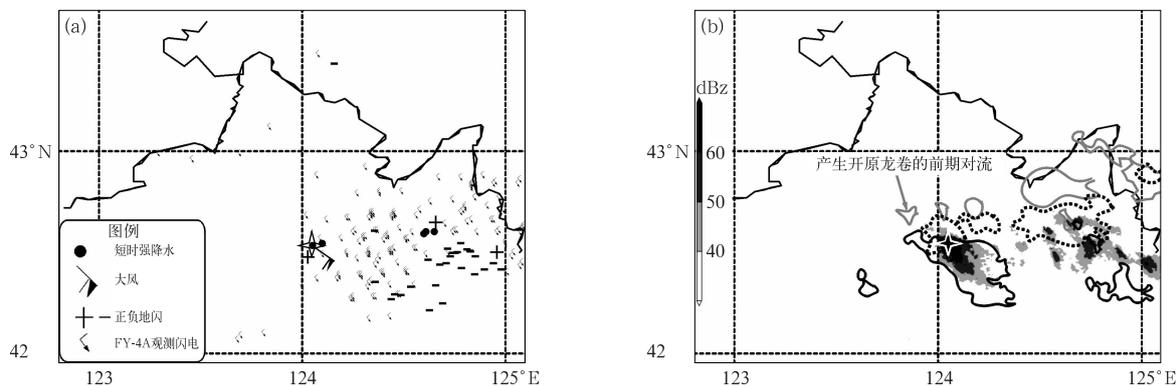


图 1 2019 年 7 月 3 日龙卷灾害天气实况

(a) 17—18 时地面大风、地闪、短时强降水(小时雨量 ≥ 20 mm)分布和 FY-4A LMI 观测的闪电, (b) 沈阳雷达拼图组合反射率因子演变(图 1b 中灰实线、黑点线和黑实线分别为 16:33, 17:00 和 18:01 时 40 dBz 反射率因子等值线; 灰度填色为 17:27 时 40~60 dBz 反射率因子。星形符号表示开原气象站位置, 下同)

Fig. 1 Weather observations during the EF4 tornado process on 3 July 2019

(a) high wind, cloud-to-ground lightning, hourly rainfall ≥ 20 mm, and lightning from FY-4A LMI,

(b) composite reflectivity from Shenyang Radar

(Gray solid, black dot and black solid lines denote 40 dBz reflectivity contours at 16:33 BT, 17:00 BT and 18:01 BT, respectively; shaded area denotes 40—60 dBz at 17:27 BT in Fig. 1b.

Star symbol denotes the location of Kaiyuan Weather Station, the same below)

2 环流背景和对流环境条件

2.1 天气形势

7 月 3 日, 辽宁中北部、吉林中东部等地都受到 500 hPa 东北冷涡(图 2a)影响; 冷涡南侧低层大气暖湿条件非常好, 是有利于强对流天气发生发展的天气形势。研究表明, 历史上多数东北龙卷发生在冷涡南侧的次天气尺度短波槽中(王秀明等, 2015)。

3 日 17 时, CFSR 分析资料显示(图 2a), 开原龙卷就发生在 500 hPa 冷涡西南侧大尺度槽后、位势高度大梯度区, 为大尺度下沉运动区, 但位于短波横槽前; 位于 300 hPa 风速 $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 500 hPa 风速 $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 急流的右前侧; 500 hPa 位于大的气温梯度区的右侧, 温度平流不显著, 气温约为 -11°C , 显著低于 2016 年阜宁龙卷事件的相应气温(约为 -3°C ; 郑永光等, 2018b)。700 hPa 天气形势与 500 hPa 非常类似。

开原龙卷发生时, 开原及其周边区域 850 hPa 存在大风速区(图 2a), 风速并未达到低空急流强度, 但位于西北风与西风水平切变线区域附近; 并位

于 850 hPa 东伸的温度脊中, 有显著暖平流; 850 hPa 比湿仅约为 $7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 这正如王秀明等(2015)指出的, 东北地区龙卷的环境条件中大气低层湿度条件差。925 hPa 形势与 850 hPa 类似。

500 hPa 低槽和 850 hPa 切变线配置表明该次龙卷天气形势在辽宁北部附近区域明显具有前倾槽特点, 这往往预示可能发生雷暴大风和冰雹等强对流天气(孙继松和陶祖钰, 2012); 从两个气压层的温度场配置来看, 该区域 500 hPa 冷温槽叠加到 850 hPa 暖脊之上, 二者温差达 29°C 以上, 垂直减温率很大。

海平面气压和地面温度分布(图 2b, 图 3)表明, 辽宁北部有暖低压发展, 开原龙卷发生在低压槽区东南部大的气压梯度区, 这有利于近地面层和边界层强气流维持。风廓线雷达(图 2d)和地面自动气象站(图 3)风场显示, 近地面层为西南气流, 地面风速持续维持在 $5 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 边界层存在强风速带, 有利于从渤海等地输送水汽至开原周边区域; 开原地面露点从 08 时的 14°C 增湿至 16 时和 17 时的 19°C ; 暖湿气流输送和太阳辐射的作用使得地面气温在 17 时增温至 29°C 。

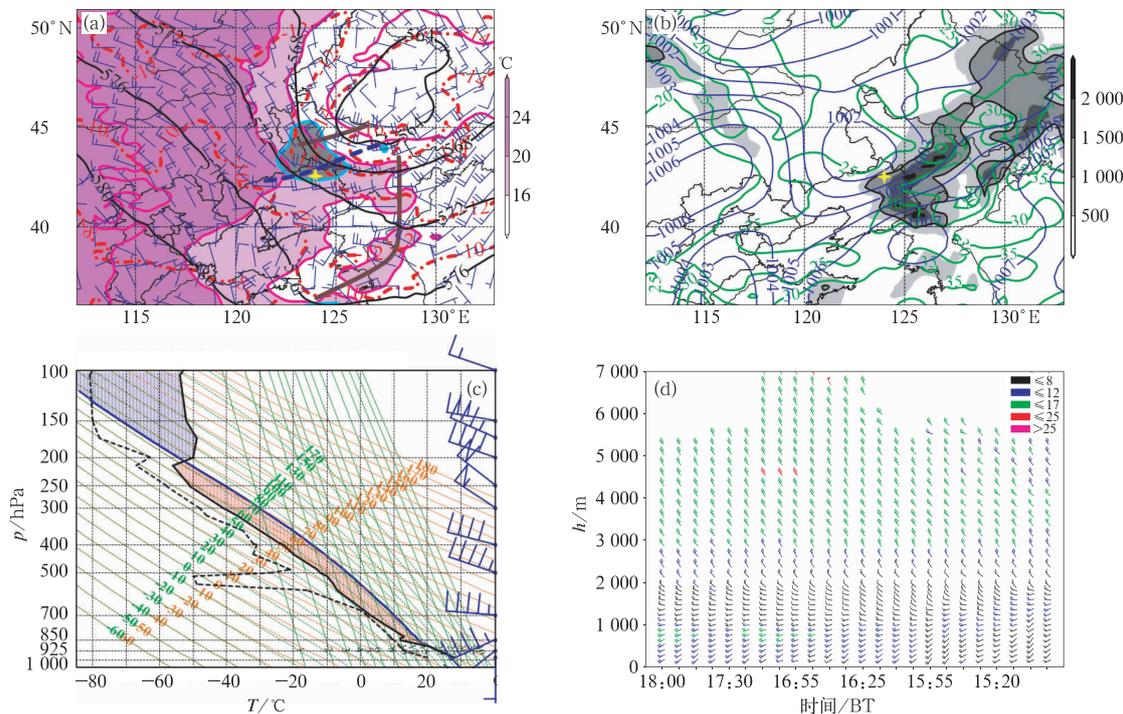


图 2 2019 年 7 月 3 日 17 时天气形势和对流环境条件

(a)天气形势,(b)对流环境条件,(c)根据 17 时开原地面

观测修正的长春 08 时探空 $T\text{-log}p$ 图,(d)15—18 时沈阳风廓线雷达观测

(图 2a 和 2b 由 CFSR 资料绘制。图 2a 中:黑色等值线为 500 hPa 位势高度,单位:dgpm;

红虚线为 500 hPa 等温线,单位:°C;蓝线和灰度填色为 500 hPa $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 大风速区;

填色和红色实线为 850 hPa 温度;风羽为 850 hPa 风场;蓝虚线为 850 hPa 切变线,

棕色粗线为 500 hPa 槽线;图 2b 中:蓝线为海平面气压,单位:hPa;绿线为

大气可降水量,单位:mm;灰度填色为 CAPE,单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,黑线为 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等值线)

Fig. 2 Synoptic situation and environmental conditions at 17:00 BT 3 July 2019

(a) synoptic situation, (b) environmental conditions, (c) the modified 08:00 BT $T\text{-log}p$ diagram for Changchun using the 17:00 BT surface observations at Kaiyuan Station, (d) time-height wind profiles from Shenyang wind profiler

(Figs. 2a and 2b are based on CFSR data. In Fig. 2a, black lines are 500 hPa geopotential height contours, unit: dgpm;

red dotted lines are 500 hPa isotherms, unit: °C; gray colored areas with cyan lines indicate

wind speeds $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ at 500 hPa; shaded areas with magenta lines are 850 hPa

isotherm in °C; blue bars are 850 hPa winds; blue dotted line represents 850 hPa shear line

and brown line denotes 500 hPa trough. In Fig. 2b, blue contours are for sea level pressure,

unit: hPa, green contours are for precipitable water, unit: mm, and gray colors are for CAPE,

unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$, and thick solid lines are contours at $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

2.2 环境条件

从 17 时 CFSR 资料的大气可降水量(PW)和从地面气块开始计算的对流有效位能(CAPE)(图 2b)以及地面温度分布来看,此次开原龙卷发生在高温高能区,CAPE 数值约为 $1200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,但 PW 值较小,仅约 28 mm;与王秀明等(2015)统计结果类似。17 时,开原周边地区对流抑制能量(CIN)很低,仅约 $20 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图略),有利于对流的触发。17 时开原

地面站气温 29°C 、露点温度 19°C ,超过了相应美国龙卷发生时的中值数值(Grams et al,2012);地面露点数值也超过了王秀明等(2015)统计的多数东北龙卷相应数值。

使用 17 时开原地面站观测的温度和露点值对 08 时长春探空观测进行了订正(图 2c)。利用订正的探空资料计算的 CAPE 达 $3450 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,PW 数值为 33 mm;其中 CAPE 值显著大于 CFSR 资料给出的相应数值,也显著超过了美国大多数龙卷

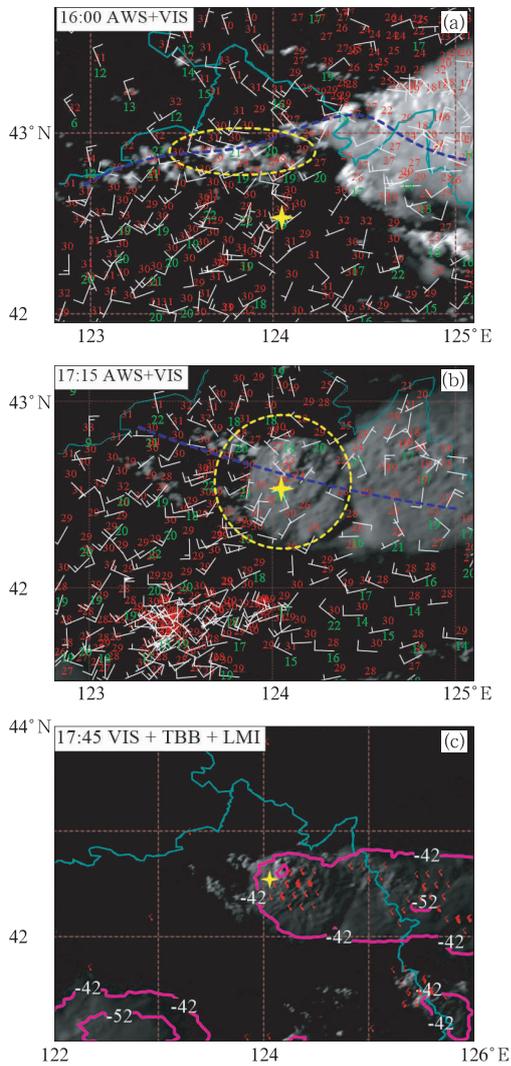


图 3 2019 年 7 月 3 日 (a)16:00, (b)17:15, (c)17:45 地面自动气象站观测和 FY-4A

[图 3a 和 3b 为自动气象站观测温度(红色数字)、露点温度(绿色数字)和风向,以及相应时刻的 FY-4A 可见光增强云图(蓝色划线为地面辐合线,黄色椭圆内为造成开原龙卷的对流系统),图 3c 为 FY-4A 可见光增强云图、红外亮温 -42°C 和 -52°C 等值线以及 FY-4A 观测闪电(红色符号为 17:41—17:50 FY-4A 观测闪电)]

Fig. 3 FY-4A and automatic weather station observations at 16:00 BT (a), 17:15 BT (b), 17:45 BT (c) 3 July temperature 2019

[In Figs. 3a and 3b, temperature (red digit), dewpoint temperature (green digit) and winds from automatic weather stations and FY-4A enhanced visible images are presented (Blue dashed line represents surface convergence line, and yellow ellipse indicates the mesoscale convective system producing the Kaiyuan tornado). In Fig. 3c, FY-4A enhanced visible image, -42°C and -52°C contours of FY-4A infrared blackbody temperature and lightning from FY-4A LMI are given (Red symbols denotes the lightning from FY-4A LMI during 17:41—17:50 BT)]

(Grams et al, 2012) 和王秀明等(2015)统计的所有东北龙卷相应数值,非常有利于强龙卷的发生(Anderson-Frey et al, 2019)。但图 2c 也显示,抬升凝结高度较高,约为 870 hPa ,这是较不利于龙卷发生的条件。但 CIN 数值接近于零,根据 Rasmussen and Blanchard(1998)和 Grams et al(2012)统计结果,这是有利于强龙卷发生的条件。

17 时 CFSR 资料显示 850 hPa 与 500 hPa 温差达 29°C ,垂直减温率很大,大约为 $6.8^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$,与 Craven and Brooks(2004)得到的美国显著龙卷的垂直减温率中值相当。CFSR 资料(图略)和图 2c 都表明, 0°C 层海拔高度很低,约为 3.6 km ,有利于冰雹发生。

大气低层高相对湿度有利于龙卷对流风暴的下沉气流不会太强,从而有利于近地面垂直涡度的增强(Doswell III and Evans, 2003; Schultz et al, 2014);但探空(图 2c)或者 CFSR 资料相对湿度分布都表明该次开原龙卷在 850 hPa 以下层次以及大约 500 hPa 以上层次存在显著的干空气层,这些是有利于对流风暴产生强下沉气流形成地面雷暴大风的环境条件。订正的探空数据计算的下沉对流有效位能(DCAPE)数值达 $1060\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,属于强 DCAPE 值,有利于对流风暴产生强下沉气流,不利于产生龙卷(Schultz et al, 2014; 郑永光等, 2017; 2018a)。

F2/EF2 级以上龙卷通常出现在强垂直风切变环境下(Johns and Doswell III, 1992; Craven and Brooks, 2004; 俞小鼎等, 2012),美国的相应统计表明其 $0\sim 6\text{ km}$ 风差值普遍超过 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Weisman and Klemp, 1982; Grams et al, 2012)。17 时 CFSR 资料计算表明,开原地表至 500 hPa (近似为 $0\sim 6\text{ km}$)的垂直风切变为 $21\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,该数值在王秀明等(2015)统计的东北龙卷的相应数值范围之内,属于强垂直风切变(俞小鼎等, 2012; 郑永光等, 2017),有利于强超级单体龙卷的发生。沈阳风廓线雷达观测(图 2d)具有类似结果。

由于超级单体风暴中的中气旋主要由强上升运动导致的水平涡度沿气流方向的分量倾斜和拉伸生成,因此能够表征沿气流方向涡度的物理量——螺旋度、尤其风暴相对螺旋度(SRH)被用来识别有利于超级单体发生的大气环境(Davies-Jones et al, 1990)。利用长春探空资料计算的 $0\sim 3\text{ km}$ SRH 约为 $240\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$,超过了美国中气旋龙卷风暴的相

应中值($180 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$; Rasmussen and Blanchard, 1998),也超过了我国多个台风个例(郑媛媛等, 2015)和一次海南龙卷个例(王秀明和俞小鼎, 2019)相应数值。

17时CFSR资料计算的低层垂直风切变显示,开原周边地区的地表至925 hPa(近似为0~1 km)的垂直风切变约为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,地表至850 hPa的垂直风切变约为 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,较美国F2/EF2级及以上龙卷对流风暴的0~1 km垂直风切变的结果(普遍达 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上; Doswell III and Evans, 2003)偏弱,也普遍小于王秀明等(2015)统计的相应数值,这不太有利于龙卷发生。但需要说明的是,以上根据CFSR资料或者订正探空资料分析结果必然与实际的环境条件存在差异。沈阳站风廓线雷达观测到16时左右边界层西南风速明显加强(图2d),加之地面自动站观测的 $5 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 强西南风都有利于0~1 km垂直风切变的加强,并与大气中层急流形成耦合。新一代天气雷达探测的径向速度场也可以用来判断实际风场与再分析资料的差异。16:30左右,由于龙卷风暴的初始对流位于沈阳雷达近乎正北侧,大气850 hPa环境风向接近西风(图2a),因此,其观测到的初始对流附近区域 0.5° 仰角(约1~1.4 km海拔高度)的径向速度基本小于 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略);而从吉林辽源雷达的径向速度观测来看,此时的初始对流位于辽源雷达近正西侧,其观测到的初始对流附近区域 0.5° 仰角(约1.2~1.6 km海拔高度)的径向速度大致为 $11 \sim 13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略);辽源雷达观测的径向风速更接近850 hPa的环境实际风速。这表明,实际发生龙卷时,考虑到地面西南风为 $5 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,0~1 km低层大气垂直风切变要显著大于CFSR资料给出的数值,这个数值也显著超过了相应的美国龙卷阈值($10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; Doswell III and Evans, 2003),因此,实际大气具有的较强低层垂直风切变有利于该次开原龙卷发生。但这个条件在CFSR分析资料和当时的全球数值预报场中并未能得到体现。

综合以上分析结果,本次开原龙卷环境条件,满足了大CAPE值和强的0~6 km垂直风切变条件这两个有利于超级单体的条件,也满足了有利于强龙卷的较小CIN条件和较强0~1 km垂直风切变条件。因此,总体环境条件有利于超级单体风暴发生。但0~1 km垂直风切变的增强具有一定的中尺度特征,只在雷达观测的径向速度场和风廓线雷

达观测上得到了体现。开原附近区域对流层中下层存在干层,DCAPE较大,零度层高度约3.6 km,有利于强下沉气流发生导致强冷池、从而不利于龙卷发生(Schultz et al, 2014; 郑永光等, 2017);大气低层相对湿度较低,抬升凝结高度较高(虽然CIN值很小),也是对龙卷发生较为不利的条件。而2016年江苏阜宁龙卷具备了有利于中气旋龙卷的所有有利环境条件(郑永光等, 2018b)。

3 对流触发、云团与闪电演变

王秀明等(2015)发现干线是东北龙卷的主要触发因子之一。当两条辐合线相遇时更容易有对流生成(Wilson and Mueller, 1993; Wilson and Megenhardt, 1997; 俞小鼎等, 2012; 公衍铎等, 2019)。分析白天对流的触发,时空分辨率非常高的FY-4A卫星可见光云图具有优势,再结合雷达反射率因子、地面自动站风场等资料可综合判断对流触发和初生。

如前文所述,此次开原龙卷的对流系统发生在500 hPa冷涡槽后、大尺度下沉运动区,这种动力作用会抑制对流发展,因此非常有必要了解初始对流如何冲破这种抑制的触发机制。雷达反射率因子拼图显示(图略),在开原龙卷发生前的12时左右至龙卷消亡后的20时这段时间,吉林中部先有对流系统发展,然后发展为线状,尺度逐渐加大,并向南、向东方向移动影响到辽宁北部和东北部地区;但需要指出的是,开原对流风暴并非是从该线状对流系统直接发展而来。

地面自动站风场显示,开原周边附近不同的区域从3日08时开始就有风场的弱辐合(图略)存在,但尚无明显辐合线;但内蒙古与辽宁交界附近的内蒙古一侧存在一条明显的地面辐合线,露点温度分布显示其同时也是一条干线;FY-4A卫星可见光云图则显示,开原周边附近从3日08时开始就存在较多云顶非常低的积云,不过,至15时,这些积云都没有能够发展成为深对流。这表明,虽然这段时间近地面的温湿条件满足了对流发展的条件,但地面辐合较弱(图略)、CFSR资料显示CAPE值较小(图略)、并且受到大尺度下沉气流抑制的作用等使得深对流难以触发。

至16时(图3a),地面辐合线,也是干线,已进入辽宁北部;同08时比较,辐合线北侧的地面露点显著降低、南侧露点升高,干线两侧干湿梯度显著加

大、而温度梯度近乎消失；同时位于吉林的线状对流系统南移、接近辽宁北部区域，其地面出流气流与西南暖湿气流间也形成一条阵风锋辐合线；在辽宁北部与吉林交界附近区域，两条辐合线相遇，地面东北风、西北风、西南风、东南风等气流形成涡旋式环流，尤其西北风较 15 时显著增强，最大风速达 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右，西南风也有所增强，最大风速达 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，从而地面辐合显著加强，加之 CFSR 资料显示 CAPE 值增加(图略)、条件不稳定性增强，因此干线附近积云明显发展加强(图 3a 中黄色椭圆区域所示)；增强可见光云图显示这些积云云顶纹理已很粗糙、红外亮温达 -19°C 左右(图略)且在持续降低，说明上升气流在发展中；沈阳雷达观测的反射率因子已超过 35 dBz (图略)、形成初生对流，该对流最终发展成为导致开原龙卷的超级单体对流风暴。该次对流触发过程与其他一些两条辐合线相遇触发对流的个例有所不同，如 2016 年 6 月 30 日上午河北中部一次飚线的触发(公衍铎等, 2019)。还需要说明的是，该条干线的形成并非是地形作用所致，因为干线两侧测站的海拔高度相差不大，其北侧测站露点的降低是由于西北气流输送干空气所致，南侧测站露点温度的升高是西南气流输送湿空气的结果。

虽然 16 时 NLLN 和 FY-4A LMI 都尚未观测到该对流风暴产生闪电，但到 16:30, FY-4A LMI 已观测到了闪电活动(图略)，表明对流系统中上升运动已很剧烈、发展已经较为旺盛；最大雷达反射率因子已经超过 40 dBz (图 1b)。

至龙卷漏斗云接近触地的 17:15 时(图 3b)，开原地区 CAPE 值继续增加(图 2b)，同时干线(辐合线)南压，对流显著发展加强，并南移到开原附近，对流风暴使得地面出现涡旋式环流；增强可见光云图上已形成一个圆形的对流云体，云顶非常粗糙，具有显著的上冲云顶及其阴影等特征，不过能够分辨出开原对流风暴与其东侧对流之间具有明显的分界；但在空间分辨率较低的红外云图上这些对流呈现为一长条形 α 中尺度对流系统，最低亮温达 -51°C 左右，龙卷发生在西侧大亮温梯度区；FY-4A LMI 继续观测到一些闪电活动(图 1a)；沈阳雷达观测的最强反射率因子已达 65 dBz 左右(图略)，其发展已较成熟。现场调查结果则表明龙卷的漏斗云触地时间约在 17:17(张涛等, 2020)，且视频显示在此前已能够看到对流风暴悬垂下伸的漏斗云。

约 17:45—17:47，龙卷减弱消亡或者接近消亡

(张涛等, 2020)，红外亮温分布和增强可见光云图特征同 17:15 时较为类似，但最低红外亮温已低于 -52°C 、可见光云图呈现出波动状特征；虽然 NLLN 未观测到地闪，但 FY-4A LMI 观测到更为活跃的闪电活动，表明上升运动剧烈、对流依然非常旺盛。整个长条状 α 中尺度对流系统向东南偏东方向移动，经过辽宁东北部后，于 4 日 01 时左右在朝鲜半岛日本海沿岸附近消散。

4 对流风暴演变、结构与龙卷生消机制

4.1 对流风暴演变和结构

如前所述，16 时开原以北区域的积云已发展为初生对流。16:33，该区域对流发展为 3 个对流风暴，其中后来产生此次强龙卷的为最西侧的对流风暴(图 1b)，这符合 Trapp et al(2005b)和 Grams et al(2012)发现的孤立分散的单体结构对流更易于生成龙卷的统计结果。至 17:06，位于开原市区西部的对流风暴快速发展增强，沈阳雷达最大反射率因子达 60 dBz 以上，低仰角的径向速度场上已具有了中气旋特征(图略)，这时其已发展成为超级单体，但龙卷尚未形成(张涛等, 2020)；此后其自西北向东南偏南方向移动影响开原市区。

至龙卷形成的 17:17(图略)和 17:22(图 4)，此风暴最大反射率因子达 65 dBz 以上，具有钩状回波特征，径向速度场的中气旋特征更为显著；这些特征在之后 5 次体扫时段至 17:50 一直持续出现。结合现场调查获得的相应时刻龙卷位置(张涛等, 2020)，正如 Lemon and Doswell III(1979)给出的龙卷超级单体风暴概念模型所显示的，该次龙卷就发生在钩状回波顶端，位于后侧下沉气流与前侧上升气流交界面附近(图 4c 和 4d 的红点所示)。钩状回波顶端路径(图略)与张涛等(2020)现场调查获得的路径接近。虽然吉林辽源雷达站距离龙卷风暴要远于沈阳雷达，但其观测的龙卷风暴依然具有明显钩状回波特征(图略)。

沈阳雷达反射率因子剖面图(图 4b)显示，对流风暴大于 60 dBz 的强反射率因子高度达 8 km 以上，而 4 km 高度以下“有界弱回波区”和“回波悬垂”结构清晰，表明边界层具有强暖湿气流流入和非

常强盛的上升气流。以上特征符合 Lemon and Doswell III(1979)的龙卷超级单体风暴概念模型,也与国内一些超级单体龙卷个例特征非常相似,如俞小鼎等(2006b)、郑永光等(2018b)给出的结果。此外,图4b剖面中右侧强反射率因子超过65 dBz,并从沈阳雷达探测的最底层1 km左右高度伸展到4 km以上高度,这是产生大冰雹的雷达回波特征,与开原市区目击到冰雹相符合。

沈阳和辽源雷达径向速度场观测都存在较明显的噪声,这使得质量控制算法和客观识别中气旋算法失效,但能够根据钩状回波与中气旋的空间配置来主观大致判断中气旋的强度。根据 Lemon and Doswell III(1979)的龙卷超级单体风暴概念模型和该龙卷对流风暴所处沈阳雷达探测范围的方位以及探测到的径向速度分布,可以判断,中气旋的右侧速度应该为正径向速度,也就是远离雷达的速度。虽然辽源雷达径向速度场同样显示开原龙卷风暴具有中气旋或者中涡旋特征,但由于辽源雷达距离较远,因此下文分析沈阳雷达观测特征。

16:38,沈阳雷达1.5°仰角观测到导致开原龙卷的对流风暴出现了明显的中涡旋,但此时0.5°仰角尚无涡旋特征(图略);如前所述,至17:06,0.5°、1.5°和2.4°仰角径向速度场上已具有了中气旋特征(图略),表明对流风暴的低层涡旋较前期显著加强,这是有利于超级单体龙卷形成的特征之一(Lemon and Doswell III,1979;郑媛媛等,2009)。加强的低层涡旋并不会直接向下发展到地面形成龙卷,但其会使得超级单体对流风暴垂直方向的气压梯度力加大从而加强上升气流,进而有利于近地面垂直涡度的拉伸形成龙卷(Markowski and Richardson, 2014)。低层涡旋的加强与对流风暴内下沉气流的发展密切相关,其原因是下沉气流形成的冷池产生斜压水平涡度,上升气流使得斜压水平涡度倾斜形成垂直涡度从而加强了低层涡旋(Markowski and Richardson, 2009);开原周边自动站观测(图略)确实显示17:05该对流风暴影响区域的地面气温较17时有明显下降。

17:17—17:44,沈阳雷达0.5°和1.5°仰角观测到的开原龙卷风暴的中气旋一直维持,强度有一定变化。以17:22为例,0.5°仰角中气旋旋转速度至少达 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (正速度 $30.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,负速度 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(图4c),1.5°仰角达 $30.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (正速度 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,负速度 $31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)(图4d);中气旋同时呈现出向对流层中层风场下风方(即东南方向)倾斜的特征,也使得其钩状回波呈现为倾斜的特征(如图4d中黑色方块与红色方块位置),2016年江苏阜宁龙卷(郑永光等,2018b)和2013年美国俄克拉何马州El Reno龙卷(Bluestein et al, 2019)的中气旋也都具有垂直方向上的倾斜特征。该次龙卷就发生在沈阳雷达0.5°仰角中气旋下方、钩状回波顶端,也就是位于后侧下沉气流与前侧上升气流交界面附近(图4c和4d红点所示)。龙卷风暴距离沈阳雷达站约70~80 km,根据中气旋判断标准(俞小鼎等,2006a),该强度中气旋属于强中气旋。TVS是龙卷临近预警的另一重要依据,图4c和4d表明该对流风暴也存在明显的TVS特征。17:50以后,虽然龙卷已经消失、回波强度有所减弱、有界弱回波区接近消失,但对流风暴的中气旋或者中涡旋(小尺度涡旋强度达不到中气旋标准时为中涡旋)特征一直维持到该风暴同其他风暴合并;这也表明此时对流风暴的上升气流强度已较前期减弱。

如引言中所述,当中气旋底距离地面高度小于1 km时,龙卷发生概率显著增加。这次龙卷风暴由于距离沈阳雷达站约70~80 km,沈阳雷达站在该距离上观测到的风暴最低高度在1.2 km左右,因此不能观测到1 km高度以下的径向速度场。如前所述,在龙卷发生前,沈阳雷达1.5°仰角观测的对流风暴的中涡旋加强先于0.5°仰角;在龙卷持续时段内,1.2 km左右的高度(沈阳雷达最低的0.5°仰角)都连续观测到中气旋特征。

4.2 冷池与龙卷生消机制

对流风暴中的强上升运动使得顺流涡度倾斜拉伸生成中气旋(Davies-Jones, 1984; Davies-Jones et al, 2001)。超级单体风暴钩状回波的形成就是强上升气流所致结果。但龙卷是由近地面的垂直涡度强烈加强所致,其并不能由中气旋的生成机制生成,这是因为强上升运动会使得强旋转气块迅速远离地面(Davies-Jones and Brooks, 1993)。超级单体风暴中的下沉气流对龙卷生成至关重要(Davies-Jones et al, 2001; Schenkman et al, 2014; Schultz et al, 2014; Yao et al, 2018),其与环境之间形成的温度差

异有利于近地面的垂直涡度发展 (Davies-Jones et al, 2001), 这是因为斜压作用会加强近地面的水平顺流涡度, 然后通过上升气流和下沉气流使得涡度倾斜和拉伸的作用生成垂直涡度。Wurman et al (2007) 利用车载雷达观测资料和双多普勒雷达风场合成分析证实, 龙卷生成前首先要存在后侧下沉气流, 当后侧下沉气流完全包裹在龙卷周围时使龙卷消亡。有利于龙卷生成的下沉气流到达地面后的出流气流温度不能太低, 否则会因为负浮力增加、空气辐散作用不利于近地面的垂直涡度的加强, 因此, 冷出流与环境之间形成的温度差异在一个平衡点附近是龙卷生成和维持的关键 (Markowski and Richardson, 2009; Schultz et al, 2014), 这个温度差异通常小于 4°C (Markowski et al, 2002; Markowski and Richardson, 2009)。较高的 $0\sim 1\text{ km}$ 相对湿度 (Doswell III and Evans, 2003) 环境条件则能够保证冷出流与暖湿空气之间形成的温度对比不会太强 (Markowski and Richardson, 2009; Markowski et al, 2002; Schultz et al, 2014)。

因此, 本部分主要利用高时空密度的地面自动站观测资料 (图 5), 基于这一点来分析本次开原超级单体是否有利于龙卷的生成。但龙卷的形成和消亡机制仍然有很多方面需要深入研究 (Markowski, 2002; Yao et al, 2018), 也是预报预警的难点之一。

17:15 和 17:45 开原对流风暴所在区域的地面自动站观测温度分布显示, 对流风暴的下沉气流导致地面出现明显降温, 形成了明显的冷池。龙卷接近形成的 17:15 (图 5a), 地面冷池温度约为 $23\sim 27^{\circ}\text{C}$, 周边环境温度约为 $29\sim 30^{\circ}\text{C}$, 二者温差约为 $2\sim 7^{\circ}\text{C}$; 需要注意的是, 在钩状回波顶端龙卷生成的位置, 虽然自动气象站分布较为稀疏, 但结合前期的地面自动气象站温度观测仍然能够发现该处的温差明显较小, 约为 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ 。因此, 如前所述, 这较小的温差为本次龙卷的形成提供了近地面垂直涡度加强的物理机制, 从而有利于龙卷在钩状回波的顶端生成。

但如前文所指出的, 不利于本次龙卷形成的环境条件是对流层低层相对湿度较低, 其有利于产生较强的冷池、不利于产生弱冷池 (Doswell III and Evans, 2003)。既然如此, 什么原因使得此时的冷池较弱、温差较小? 从图 1b 和图 4 给出的该次对流风暴形态和演变可以看到, 对流风暴长轴呈现为南

北向或者西北—东南向并向偏南方向移动, 而龙卷产生在对流风暴的西北部钩状回波附近, 因此, 在龙卷产生之前, 该对流风暴的前部已经先在开原及周边区域产生了降水, 相应的地面自动气象站也确实观测到了降水 (图略), 所以导致该区域大气快速饱和、相对湿度显著增加, 且对流风暴的后侧入流相对龙卷消亡时段较弱, 从而使得对流风暴后部移动到该区域时下沉气流所致冷池的强度不会太强、较为适宜, 加之由前文分析给出的此时龙卷风暴边界层具有强暖湿气流入流、强低层和 中层垂直风切变以及非常强盛的上升气流, 这些因素的共同作用导致了该次龙卷的形成。

但到龙卷减弱消亡或者接近消亡 (张涛等, 2020) 的 17:45 时 (图 5b), 钩状回波特征不再如前期显著, 表明对流风暴的低层上升气流强度已较前期减弱, 沈阳雷达 1.5° 仰角观测显示该区域附近中层径向辐合加强, 地面冷池温度显著降低, 降至 $19\sim 21^{\circ}\text{C}$, 但周边环境温度变化不大, 仍约为 $28\sim 30^{\circ}\text{C}$, 因此二者温差加大到 $7\sim 11^{\circ}\text{C}$, 且钩状回波这一侧地面温差较前期显著增大, 根据前文所述, 这是非常不利于龙卷维持的地面温度分布。这也就意味着强下沉气流使得近地面空气强烈降温、形成强冷池, 虽然此时中气旋依然存在, 但因为负浮力增加抑制了龙卷涡旋的近地面附近垂直上升气流, 而不利近地面的强垂直涡度的维持, 最终使得龙卷消散 (Markowski and Richardson, 2009; Schultz et al, 2014; 郑永光等, 2017)。需要指出的是, 这里所说的负浮力并非抑制的龙卷风暴总体的上升气流, 因为该对流风暴在龙卷消亡后依然向南移动并维持了较长时间。

此外, 地面自动气象站观测温度还显示, 龙卷风暴东侧的对流风暴, 虽然与龙卷风暴发生环境条件有一定的类似性, 但产生的冷池强度显著强得多 (图 5)。如前所述, 本次龙卷过程的地面自动气象站风场 (图 3b 和图 5) 也显示, 对流风暴形成了清楚的龙卷外围小尺度涡旋环流, 但这并非是龙卷本身的涡旋环流, 因为根据现场调查, 龙卷环流的尺度仅约 $200\sim 400\text{ m}$ (张涛等, 2020), 并不能在地面自动站观测场中得到体现。2016 年江苏阜宁龙卷地面自动站也观测到了类似的明显地面涡旋风场分布 (郑永光等, 2018b)。

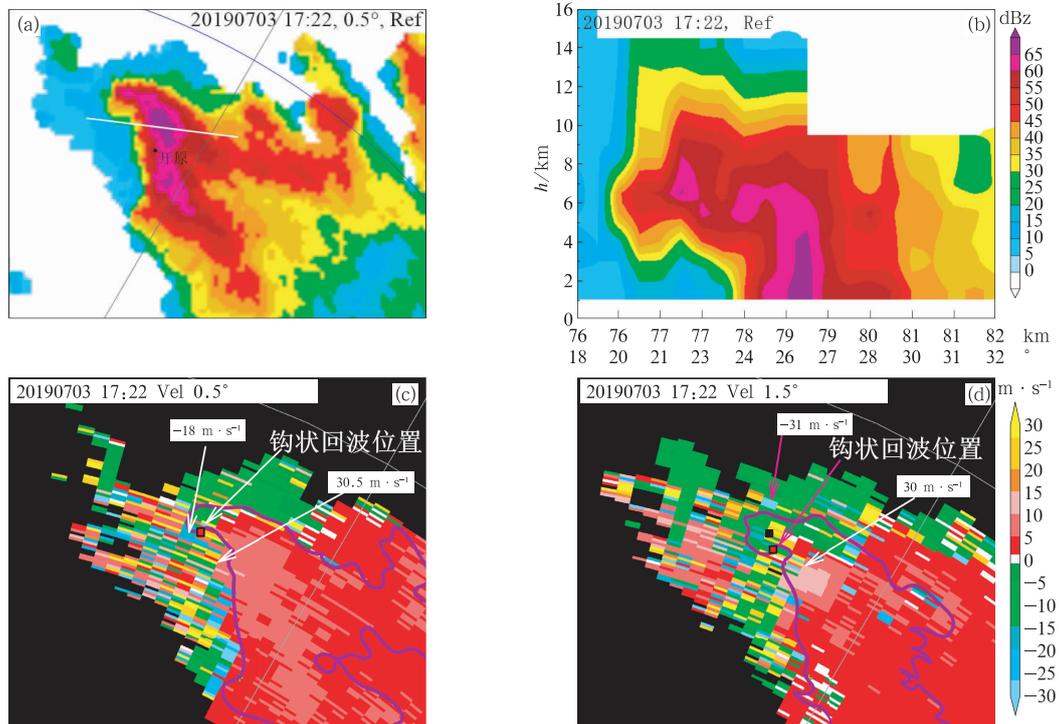


图 4 2019 年 7 月 3 日 17:22 沈阳雷达(a)0.5°仰角和(b)垂直剖面的反射率因子, (c)0.5°和(d)1.5°仰角的径向速度(填色)与 40 dBz 反射率因子等值线(紫色粗实线)
 (图 4a 中白色实线为图 4b 中垂直剖面所在位置。图 4b 中, 横坐标下方标注的上排数字是距离沈阳雷达站的距离, 下排数字是方位角, 正北为 0°, 顺时针增加。图 4d 中的黑色正方形为 0.5°仰角钩状回波位置)
 Fig. 4 Shenyang Radar reflectivity at 0.5° elevation (a) and in vertical cross section (b), and radial velocity (color shaded) with 40 dBz reflectivity contour (purple thick solid line) at 0.5° (c) and 1.5° (d) elevations at 17:22 BT 3 July 2019
 (In Fig. 4a, white line is vertical cross-section of Fig. 4b. In Fig. 4b, the top digits below the abscissa are distances from Shenyang Radar Station, and the bottom digits are azimuth angles, with north of 0° and clockwise increase. In Fig. 4d, black square symbol represents the location of hook echo at 0.5° elevation)

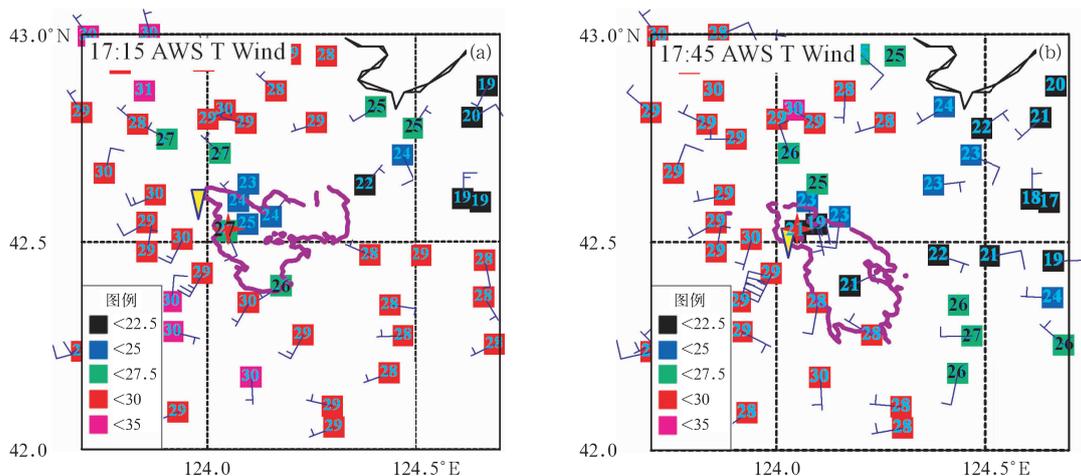


图 5 2019 年 7 月 3 日(a)17:15,(b)17:45 地面自动气象站观测温度(数字和不同颜色色块,单位:°C)和风场 (黄色倒三角为相应时刻 0.5°仰角钩状回波所在位置;紫色粗实线仅为开原超级单体的沈阳雷达 0.5°仰角 40 dBz 反射率因子等值线,其他对流风暴的等值线略)
 Fig. 5 Temperatures and winds from automatic weather stations at 17:15 BT (a) and 17:45 BT (b) 3 July 2019
 (Rectangles with different colors marked digits indicate temperatures, unit: °C; yellow inverted triangle represents the location of hook echo at 0.5° elevation, and purple thick solid line is the 40 dBz reflectivity contour at 0.5° elevation of the tornadic supercell from Shenyang Radar)

5 结论与讨论

2019年7月3日辽宁开原EF4级龙卷灾害虽然弱于2016年江苏阜宁EF4级龙卷(郑永光等, 2016b),但依然引起了广泛关注。本文综合应用多种观测资料全面分析了该龙卷发生发展的环流形势、环境条件、触发、对流系统演变、地面冷池特征和龙卷生消机制等,并同已有研究结果进行了对比。获得如下主要结论:

(1)本次龙卷发生在东北冷涡西南侧,500 hPa槽后和大尺度下沉运动区,具有前倾槽特征,850 hPa存在西北风与西风切变线,位于海平面气压场低压南侧大梯度区,地面西南暖湿气流风速大,地面露点达 19°C 左右。地面露点显著高于王秀明等(2015)统计的多数东北龙卷相应数值。

(2)本次过程具备雷暴大风、冰雹等天气发生的有利环境条件,也满足了有利于超级单体的大CAPE值和强0~6 km垂直风切变条件这两个条件,还满足了有利于强龙卷的较小CIN和较强0~1 km垂直风切变条件。但0~1 km垂直风切变的增强只在辽源雷达观测的径向速度场和沈阳风廓线雷达观测上得到了体现,具有中尺度特征。边界层强风和500 hPa中层急流相耦合,满足了该次龙卷生成所需的大气低层和中层强垂直风切变条件。

(3)本次龙卷发生的不利环境条件是:开原附近区域对流层中低层存在干层,相对湿度低,抬升凝结高度较高,这与王秀明等(2015)的相应统计结果较为一致。但龙卷产生前,对流风暴的前部先在开原及周边地区产生了降水使得大气快速饱和、相对湿度显著增加,从而有利于该对流风暴的后部钩状回波区域移动到该区域时产生不太强的冷池、从而有利于形成龙卷。这种湿度改善过程对具有类似不利环境条件的龙卷预警有重要参考价值。

(4)7月3日16时左右,加强的地面干线辐合线与南下的对流系统阵风锋辐合线相遇,增强的地面辐合触发了导致开原龙卷的对流风暴,这与王秀明等(2015)统计的东北龙卷触发机制存在一定差异。

(5)沈阳和辽源雷达资料都显示导致此次龙卷的系统为一孤立超级单体,具有典型的超级单体回波特征,沈阳雷达 0.5° 和 1.5° 仰角径向速度都显示其中气旋最大强度达到强中气旋,且具有TVS特征。在该超级单体形成之前,沈阳雷达 1.5° 仰角早于 0.5° 仰角观测到中涡旋。结合现场调查结果表

明该次龙卷就发生在钩状回波顶端,且地面自动站观测到了龙卷外围小尺度涡旋环流。

(6)地面自动站温度观测资料显示,17:15(龙卷初生阶段),在发生龙卷的钩状回波这一侧地面温差仅约 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$,冷池并不是太强,是有利龙卷形成的一个近地面机制;但到17:45(龙卷接近消亡时),强下沉气流使得钩状回波这一侧地面温差超过 7°C ,抑制了近地面的垂直涡度维持,从而使得龙卷消亡。这些特征为超级单体龙卷临近预警消空提供了参考依据。

(7)该次龙卷的形成和消亡机制总结如下:在大的CAPE和强中层垂直风切变环境下,干线和阵风锋共同作用触发的最西侧对流风暴形成了超级单体,该风暴的下沉气流使得低层中气旋发展并进一步加强上升气流;龙卷产生前,该对流风暴的前部先在龙卷形成区域产生了降水使得大气快速饱和,当对流风暴后部移动到该区域时,有利于其不太强下沉气流产生合适的冷池、形成斜压涡度,同时在边界层强暖湿气流流入流、强低层和中层垂直风切变以及非常强盛上升气流的共同作用下,使得这个对流风暴产生了此次开原龙卷;随着对流风暴的发展,17:45左右,强下沉气流形成强冷池,负浮力显著增加抑制了近地面强垂直涡度的维持、使得龙卷消亡。

由于龙卷尺度通常仅为几百米,其生成和消亡机制、预报依然是非常具有挑战性的研究课题(Schenkman et al, 2014; Yao et al, 2018)。已经认识到,中气旋龙卷的生成离不开下沉气流的作用,且下沉气流导致的近地面冷流出与环境之间形成的温度差需要一个比较适宜的平衡点(Markowski et al, 2002; Schultz et al, 2014; 郑永光等, 2017);也有研究认为,地面对下沉气流的摩擦作用是有利于龙卷生成的另一重要因素(Schenkman et al, 2014)。但受限于观测资料的种类、分辨率和质量,本文并不能给出此次开原龙卷生成和发展强度的直接物理机制,这需要未来使用达十米级甚至米级的极高分辨率数值模拟结合观测资料来深入分析。

目前包括新一代天气雷达的我国业务观测网并不能直接观测龙卷,因此依然非常必要继续提升包括龙卷等的极端强对流天气监测能力,包括地面自动气象站、气象探空站、风廓线雷达、新一代天气雷达等的布局优化、设备升级和提升观测数据质量,尤其需要提升东北地区的业务雷达的径向速度场质量和探测能力;也需要增加地面自动气象站观测要素和汛期14时加密探空观测,并加强大气边界层气象

要素的精细探测能力等。虽然FY-4A增强可见光云图和LMI闪电资料不能直接探测或者指示龙卷特征,但本次龙卷对流风暴初生和演变监测表明其具有较好的应用价值。

致谢:感谢中国气象局干部培训学院俞小鼎教授和王秀明研究员、中国气象科学研究院孙继松研究员和梁旭东研究员、江苏省气象科学研究所郑媛媛研究员、上海中心气象台戴建华研究员、广东省气象台伍志方研究员、中国气象局武汉暴雨研究所肖艳姣研究员等的指导和帮助。

参考文献

范雯杰,俞小鼎,2015.中国龙卷的时空分布特征[J].气象,41(7):793-805. Fan W J, Yu X D, 2015. Characteristics of spatial-temporal distribution of tornadoes in China[J]. Meteor Mon, 41(7): 793-805(in Chinese).

公衍铎,郑永光,罗琪,2019.冷涡底部一次弓状强飑线的演变和机理[J].气象,45(4):483-495. Gong Y D, Zheng Y G, Luo Q, 2019. Evolution and development mechanisms of an arc-shaped strong squall line occurring along the south side of a cold vortex[J]. Meteor Mon, 45(4):483-495(in Chinese).

李峰,李柏,吴蕾,等,2020.近20年美国龙卷探测研究进展——对我国龙卷风研究的启示[J].气象,46(2):245-256. Li F, Li B, Wu L, et al, 2020. Advances in tornado detection in the United States in recent 20 years-Inspiration to the study of tornadoes in China[J]. Meteor Mon, 46(2):245-256(in Chinese).

孙继松,陶祖钰,2012.强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J].气象,38(2):164-173. Sun J S, Tao Z Y, 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast[J]. Meteor Mon, 38(2):164-173(in Chinese).

王秀明,俞小鼎,2019.热带一次致灾龙卷形成物理过程研究[J].气象学报,77(3):387-404. Wang X M, Yu X D, 2019. A study on the physical process involved in the genesis of a severe tropical tornado[J]. Acta Meteor Sin, 77(3):387-404(in Chinese).

王秀明,俞小鼎,周小刚,2015.中国东北龙卷研究:环境特征分析[J].气象学报,73(3):425-441. Wang X M, Yu X D, Zhou X G, 2015. Study of Northeast China torandoes: the environmental characteristics[J]. Acta Meteor Sin, 73(3):425-441(in Chinese).

吴芳芳,俞小鼎,张志刚,等,2013.苏北地区超级单体风暴环境条件与雷达回波特征[J].气象学报,71(2):209-227. Wu F F, Yu X D, Zhang Z G, et al, 2013. A study of the environmental conditions and radar echo characteristics of the supercell-storms in northern Jiangsu[J]. Acta Meteor Sin, 71(2):209-227(in Chinese).

姚聃,梁旭东,孙继松,等,2019. QX/T 478-2019 龙卷强度等级[S].北京:气象出版社:1-4. Yao D, Liang X D, Sun J S, et al, 2019. QX/T 478-2019 Tornado intensity scale[S]. Beijing: China Meteorological Press:1-4(in Chinese).

姚叶青,郝莹,张义军,等,2012.安徽龙卷发生的环境条件和临近预警[J].高原气象,31(6):1721-1730. Yao Y Q, Hao Y, Zhang Y J, et al, 2012. Synoptic situation and pre-warning of Anhui tornado[J]. Plateau Meteor, 31(6):1721-1730(in Chinese).

俞小鼎,姚秀萍,熊庭南,等,2006a.多普勒天气雷达原理与业务应用[M].北京:气象出版社:1-314. Yu X D, Yao X P, Xiong T N, et al, 2006a. Principle and Application of Doppler Weather Radar[M]. Beijing: China Meteorological Press:1-314(in Chinese).

俞小鼎,郑媛媛,张爱民,等,2006b.安徽一次强烈龙卷的多普勒天气雷达分析[J].高原气象,25(5):914-924. Yu X D, Zheng Y Y, Zhang A M, et al, 2006b. The detection of a severe tornado event in Anhui with China new generation weather radar[J]. Plateau Meteor, 25(5):914-924(in Chinese).

俞小鼎,郑媛媛,廖玉芳,等,2008.一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究[J].大气科学,32(3):508-522. Yu X D, Zheng Y Y, Liao Y F, et al, 2008. Observational investigation of a tornadic heavy precipitation supercell storm[J]. Chin J Atmos Sci, 32(3):508-522(in Chinese).

俞小鼎,周小刚,王秀明,2012.雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J].气象学报,70(3):311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. Acta Meteor Sin, 70(3):311-337(in Chinese).

张涛,关良,郑永光,等,2020.2019年7月3日辽宁开原龙卷灾害现场调查及其所揭示的龙卷演变过程分析[J].气象,46(5):603-617. Zhang T, Guan L, Zheng Y G, et al, 2020. Damage survey of the 3 July 2019 Kaiyuan tornado in Liaoning Province and its evolution revealed by disaster[J]. Meteor Mon, 46(5):603-617(in Chinese).

张小玲,杨波,朱文剑,等,2016.2016年6月23日江苏阜宁EF4级龙卷天气分析[J].气象,42(11):1304-1314. Zhang X L, Yang B, Zhu W J, et al, 2016. Analysis of the EF4 tornado in Funing County, Jiangsu Province on 23 June 2016[J]. Meteor Mon, 42(11):1304-1314(in Chinese).

郑永光,陶祖钰,俞小鼎,2017.强对流天气预报的一些基本问题[J].气象,43(6):641-652. Zheng Y G, Tao Z Y, Yu X D, 2017. Some essential issues of severe convective weather forecasting[J]. Meteor Mon, 43(6):641-652(in Chinese).

郑永光,田付友,孟智勇,等,2016a.“东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度特征分析[J].气象,42(1):1-13. Zheng Y G, Tian F Y, Meng Z Y, et al, 2016a. Survey and multi scale characteristics of wind damage caused by convective storms in the surrounding area of the capsizing accident of cruise ship “Dongfangzhixing”[J]. Meteor Mon, 42(1):1-13(in Chinese).

郑永光,朱文剑,姚聃,等,2016b.风速等级标准与2016年6月23日阜宁龙卷强度估计[J].气象,42(11):1289-1303. Zheng Y G, Zhu W J, Yao D, et al, 2016b. Wind speed scales and rating of the intensity of the 23 June 2016 tornado in Funing County, Jiangsu Province[J]. Meteor Mon, 42(11):1289-1303(in Chinese).

郑永光,田付友,周康辉,等,2018a.雷暴大风与龙卷的预报预警和灾害现场调查[J].气象科技进展,8(2):55-61. Zheng Y G, Tian F Y, Zhou K H, et al, 2018a. Forecasting techniques and damage survey of convectively driven high winds and tornadoes[J]. Adv Meteor Sci Technol, 8(2):55-61(in Chinese).

郑永光,朱文剑,田付友,2018b.2015年“东方之星”翻沉事件和2016年阜宁EF4级龙卷对流风暴环境条件、结构特征和机理[J].气象科技进展,8(2):44-54. Zheng Y G, Zhu W J, Tian F Y,

- 2018b. Environmental conditions, structures, and mechanisms of convective storms of 2015 “Oriental Star” capsizing event and 2016 Funing EF4 tornado[J]. *Adv Meteor Sci Technol*, 8(2): 44-54 (in Chinese).
- 郑媛媛, 张备, 王啸华, 等, 2015. 台风龙卷的环境背景和雷达回波结构分析[J]. *气象*, 41(8): 942-952. Zheng Y Y, Zhang B, Wang X H, et al, 2015. Analysis of typhoon tornado weather background and radar echo structure[J]. *Meteor Mon*, 41(8): 942-952 (in Chinese).
- 郑媛媛, 朱红芳, 方翔, 等, 2009. 强龙卷超级单体风暴特征分析与预警研究[J]. *高原气象*, 28(3): 617-625. Zheng Y Y, Zhu H F, Fang X, et al, 2009. Characteristic analysis and early-warning of tornado supercell storm[J]. *Plateau Meteor*, 28(3): 617-625 (in Chinese).
- Anderson-Frey A K, Richardson Y P, Dean A R, et al, 2019. Characteristics of tornado events and warnings in the southeastern United States[J]. *Wea Forecasting*, 34(4): 1017-1034.
- Bluestein H B, Thiem K J, Snyder J C, et al, 2019. Tornadogenesis and early tornado evolution in the El Reno, Oklahoma, supercell on 31 May 2013[J]. *Mon Wea Rev*, 147(6): 2045-2066.
- Brooks H E, Lee J W, Craven J P, 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data[J]. *Atmos Res*, 67-68: 73-94.
- Craven J P, Brooks H E, 2004. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection[J]. *Nat'l Wea Dig*, 28: 13-24.
- Davies-Jones R, 1984. Streamwise vorticity: the origin of updraft rotation in supercell storms[J]. *J Atmos Sci*, 41(20): 2991-3006.
- Davies-Jones R, Brooks H, 1993. Mesocyclogenesis from a theoretical perspective[M]//Church C, Burgess D, Doswell III C, et al. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*. American Geophysical Union: 105-114.
- Davies-Jones R, Burgess D W, Foster M, 1990. Test of helicity as a tornado forecast parameter[C]//Preprints, 16th Conference on Severe Local Storms. Alberta; American Meteorological Society: 588-592.
- Davies-Jones R, Trapp R J, Bluestein H B, 2001. Tornadoes and tornadic storms[M]//Doswell III C A. *Severe Convective Storms*. Boston; American Meteorological Society: 167-221.
- Doswell III C A, Evans J S, 2003. Proximity sounding analysis for derechos and supercells: an assessment of similarities and differences[J]. *Atmos Res*, 67-68: 117-133.
- Grams J S, Thompson R L, Snively D V, et al, 2012. A climatology and comparison of parameters for significant tornado events in the United States[J]. *Wea Forecasting*, 27(1): 106-123.
- Johns R H, Doswell III C A, 1992. Severe local storms forecasting [J]. *Wea Forecasting*, 7(4): 588-612.
- Lemon L R, Doswell III C A, 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis[J]. *Mon Wea Rev*, 107(9): 1184-1197.
- Markowski P M, 2002. Hook echoes and rear-flank downdrafts: a review[J]. *Mon Wea Rev*, 130(4): 852-876.
- Markowski P M, Richardson Y P, 2009. Tornadogenesis: our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research[J]. *Atmos Res*, 93(1-3): 3-10.
- Markowski P M, Richardson Y P, 2014. The influence of environmental low-level shear and cold pools on tornadogenesis: insights from idealized simulations[J]. *J Atmos Sci*, 71(1): 243-275.
- Markowski P M, Straka J M, Rasmussen E N, 2002. Direct surface thermodynamic observations within the rear-flank downdrafts of nontornadic and tornadic supercells[J]. *Mon Wea Rev*, 130(7): 1692-1721.
- Rasmussen E N, Blanchard D O, 1998. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters[J]. *Wea Forecasting*, 13(4): 1148-1164.
- Schenkman A D, Xue M, Hu M, 2014. Tornadogenesis in a high-resolution simulation of the 8 May 2003 Oklahoma City supercell [J]. *J Atmos Sci*, 71(1): 130-154.
- Schultz D M, Richardson Y P, Markowski P M, et al, 2014. Tornadoes in the central United States and the “Clash of Air Masses” [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 95(11): 1704-1712.
- Trapp R J, Stumpf G J, Manross K L, 2005a. A reassessment of the percentage of tornadic mesocyclones [J]. *Wea Forecasting*, 20(4): 680-687.
- Trapp R J, Tessendorf S A, Godfrey E S, et al, 2005b. Tornadoes from squall lines and bow echoes. Part I: climatological distribution [J]. *Wea Forecasting*, 20(1): 23-34.
- Weisman M L, Klemp J B, 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy[J]. *Mon Wea Rev*, 110(6): 504-520.
- Wilson J W, Megenhardt D L, 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines [J]. *Mon Wea Rev*, 125(7): 1507-1525.
- Wilson J W, Mueller C K, 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution [J]. *Wea Forecasting*, 8(1): 113-131.
- Wurman J, Richardson Y, Alexander C, et al, 2007. Dual-Doppler analysis of winds and vorticity budget terms near a tornado [J]. *Mon Wea Rev*, 135(6): 2392-2405.
- Yao D, Xue H L, Yin J F, et al, 2018. Investigation into the formation, structure, and evolution of an EF4 tornado in East China using a high-resolution numerical simulation [J]. *J Meteor Res*, 32(2): 157-171.
- Zhang G F, Mahale V N, Putnam B J, et al, 2019. Current status and future challenges of weather radar polarimetry: bridging the gap between radar meteorology/hydrology/engineering and numerical weather prediction [J]. *Adv Atmos Sci*, 36(6): 571-588.