

高帆,俞小鼎,王秀明,2023. 山东较大范围致灾雷暴大风的多普勒天气雷达特征[J]. 气象,49(7):790-804. Gao F, Yu X D, Wang X M, 2023. Doppler radar characteristics of wide-range damaging thunderstorm gales in Shandong Province[J]. Meteor Mon, 49(7):790-804(in Chinese).

山东较大范围致灾雷暴大风的多普勒天气雷达特征^{*}

高 帆^{1,2} 俞小鼎³ 王秀明³

1 山东省气象防灾减灾重点实验室, 济南 250031

2 济南市气象局, 济南 250102

3 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

提 要: 利用多源观测资料对 2005—2021 年山东和周边地区较大范围致灾雷暴大风事件及造成此类事件的对流系统的雷达回波特征从两个尺度进行了分析, 结果发现: 17 年间共发生 41 次较大范围致灾雷暴大风事件, 年均发生 2.4 次, 主要发生在 6 月。发生前, 对流层中下层具有明显的条件不稳定, 湿度条件中等略偏干, 中层具有明显干层, 垂直风切变中等略偏强。就导致较大范围致灾雷暴大风的对流系统整体而言, 可分为 I 型(单体可分辨形) 飚线、II 型(条形) 飚线、多单体风暴群和弱回波型飚线四类。后侧入流急流携带干冷空气进入飚线通过蒸发冷却降温增强负浮力是 I 型飚线和 II 型飚线产生致灾雷暴大风重要机理。后(右) 向传播的多单体风暴群均伴有超级单体, 其阵风锋一方面能够触发新生风暴, 另一方面本身也可以产生致灾雷暴大风。强对流风暴本身较快的移动速度和可能的后侧入流急流在系统内由降水触发的下沉气流作用下产生的动量下传, 导致非对称的下击暴流, 增加了出现极端雷暴大风的可能性。弱回波型飚线产生的致灾大风最易被忽视。直接造成 120 站次致灾雷暴大风的对流分系统包括弓形回波、非超级单体强单体、超级单体、阵风锋和混合型五类, 占比分别为 30%、26%、6%、23% 和 16%。弓形回波和超级单体产生的致灾雷暴大风极大风速平均值最大, 分别为 $28.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $29.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。强后侧入流急流和显著中层径向辐合特征可提前约 20 min 预报弓形回波的形成。致灾雷暴大风主要出现在弓形回波移动方向的中间部分和左侧部分。阵风 12 级及以上的极端雷暴大风由镶嵌弓形回波的波动型线状回波、弓形回波与中尺度涡旋的组合以及超级单体产生。具有深厚中层径向辐合的非超级单体强单体、强烈发展的飚线的阵风锋、地面冷锋与阵风锋的叠加(常伴有高空动量下传) 均可能产生 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的雷暴大风。

关键词: 致灾雷暴大风, 对流系统雷达观测特征, 弓形回波, 超级单体, 中尺度涡旋

中图分类号: P446, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.032801

Doppler Radar Characteristics of Wide-Range Damaging Thunderstorm Gales in Shandong Province

GAO Fan^{1,2} YU Xiaoding³ WANG Xiuming³

1 Shandong Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation, Jinan 250031

2 Jinan Meteorological Bureau, Jinan 250102

3 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: Based on multi-source observation data, the radar-echo characteristics of wide-range damaging thunderstorm gale events and the associated convective systems in Shandong Province and surrounding areas from 2005 to 2021 are analyzed. The results show that there were 41 wide-range damaging thunderstorm

^{*} 国家重点研发计划(2022YFC3004103)、国家自然科学基金项目(41875058、41775044)、山东省自然科学基金项目(ZR2020MD053、ZR2021QD028、ZR2022md088)和山东省气象局面上项目(2022sdqxm07)共同资助

2022 年 7 月 16 日收稿; 2023 年 1 月 15 日收修定稿

第一作者: 高帆, 主要从事强对流天气预报研究. E-mail: gaofan8510@sina.com

通讯作者: 俞小鼎, 主要从事强对流天气的多普勒天气雷达探测和预警以及临近天气预报研究. E-mail: xdyu1962@126.com

gale events in the 17 years, with an annual average frequency of 2.4 times, and they mainly occurred in June. Before the occurrence of damaging thunderstorm gale, there tends to be remarkable conditional instability and moderate-to-slight humidity condition in the middle and lower troposphere. Meanwhile, there is a prominent dry layer in the middle level, and the vertical wind shear is moderate-to-slightly strong. The convective systems that lead to wide-range damaging thunderstorm gales can be divided into four categories: type I squall line (cell resolvable type), type II squall line (banded-echo type), multicell storm cluster and weak echo squall line. The rear inflow jet carries dry-cold air into the squall line and enhances the negative buoyancy through evaporative cooling effect, which is an important formation mechanism of damaging thunderstorm gale generated by type I and type II squall lines. The backward (or rightward) propagating multicell storm clusters all contain supercells, whose gust front can both produce damaging thunderstorm gale and trigger new storms. Due to the fast moving speed of the severe storm and the possibly-existing rear inflow jet, as well as the downward transport of momentum from high levels caused by the downdraft in the precipitation, the asymmetric downburst can occur, which increases the possibility of extreme thunderstorm gales. The damaging thunderstorm gales generated by the weak echo squall lines are most likely to be ignored. The convective subsystems that directly cause damaging gales can be classified into five categories, namely bow echo, strong single cell storm, supercell storm, gust front and mixed type, accounting for 30%, 26%, 6%, 23% and 16%, respectively. The average values of the maximum wind speed caused by bow echo and supercell are the largest, reaching $28.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and $29.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ respectively. The formation of bow echo can be predicted about 20 minutes in advance according to strong rear inflow jet and remarkable mid altitude radial convergence (MARC). The damaging thunderstorm gale mainly occurs in the central and left parts of the bow echo relative to its moving direction. Extreme thunderstorm gales with wind speed over $32.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ are generated by the line-echo wave pattern embedded with bow echoes, the combination of bow echo and mesoscale vortex, and supercells. Thunderstorm gales at the speed about $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ can be produced by the strong single cell storms with deep MARC, the gust fronts in strongly developed squall lines, and the superposition of surface cold front and gust front which is often accompanied by downward momentum transportation.

Key words: damaging thunderstorm gale, radar characteristic of convective system, bow echo, supercell, mesoscale vortex

引言

在对流风暴产生的灾害性天气中,雷暴大风发生频率高且致灾性强,其产生方式主要包括对流风暴内强下沉气流及其导致的地面强辐散风、动量下传导致地面辐散风的非对称加强、冷空气大风与对流大风叠加导致雷暴大风增强、作为对流风暴冷池边界的阵风锋(出流边界)导致的大风,以及对流风暴的暖湿入流在接近风暴上升气流低层入口区加速而形成的入流大风,有时阵风锋大风与下击暴流直接导致的大风很难区分开来(俞小鼎等,2020)。通常将对流风暴内的强下沉气流及其导致的地面强辐散风一起称为下击暴流(Fujita,1978; Doswell III,

2001),根据地面辐散风的水平尺度可以分为4 km以下的微下击暴流和4 km以上的宏下击暴流(Fujita and Wakimoto,1981)。下击暴流既可以由深层弱垂直风切变环境下的脉冲风暴产生,也可以由中等或强的深层垂直风切变环境下的多单体强风暴、弓形回波、超级单体或爬线(其中常常镶嵌有弓形回波)产生。Fujita(1978)最早提出了弓形回波的概念及其与下击暴流大风的关联,指出快速移动、向前凸起、形如弓状的强对流回波,常伴有下击暴流导致的地面直线型大风、冰雹或龙卷等天气现象,同时给出了经典弓形回波发生发展的概念模型,包括强盛阶段弓形回波中心形成的矛头、北端的中尺度气旋式涡旋、南端的中尺度反气旋式涡旋以及后期演变为逗点状回波等特征。另外,很多观测分析和数值模

拟均表明,弓形回波与雷暴大风有很高的相关性,尤其当弓形回波前沿形成 γ 中尺度涡旋时,其与弓形回波后侧的入流急流线性叠加,可以产生更为极端的直线型雷暴大风(Trapp and Weisman, 2003; Atkins et al, 2004; 2005; Wakimoto et al, 2006; Gallus et al, 2008; 俞小鼎等, 2012; 王秀明等, 2012; 2013; 陶岚等, 2014; 孙继松, 2023)。Johns and Hirt (1987)根据 Fujita and Wakimoto(1981)的研究将由下击暴流群(或簇)导致且满足一定标准(对流阵风阈值、站点间距、影响范围长度、时间间隔等)的大范围直线型雷暴大风事件称为 Derechos(陈晓欣等, 2022)。

目前我国关于雷暴大风的环境参数特征、多普勒雷达回波特征和预警指标以及数值模拟等已经有了深入的研究,费海燕等(2016)和马淑萍等(2019)分别统计了强雷暴大风(风速 $\geq 25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)和极端雷暴大风的关键环境参数特征,并进行了不同区域及与普通雷暴的对比分析。雷暴大风的雷达回波分类较多,临近预警指标也较多,弓形回波、阵风锋、快速移动的对流风暴、中层径向辐合(MARC)、低层径向速度大值区、快速下降的单体强中心高度和迅速减小的垂直累积液态水含量等特征均可用来预警雷暴大风,一般可以提前 10~30 min(王彦等, 2009; 刁秀广等, 2011; 俞小鼎等, 2012; 2020; 王福侠等, 2016; 杨璐等, 2018; 龙柯吉等, 2020)。王秀明等(2013)数值模拟表明在深层环境风垂直切变较弱、中低层环境风垂直切变较强的风垂直切变配置下,低层湿度是风暴结构的决定因素,中-高湿度环境下形成高度组织化的飏线,低湿度环境下形成组织程度较差的一般单体和脉冲风暴。孙建华等(2014)数值模拟也表明环境场中不同的水汽含量及其垂直分布会影响下沉气流和冷池的强度,从而影响对流的组织形态、维持时间和强度。陈晓欣等(2022)系统地研究了中国区域的 Derechos 事件的时空分布、环境背景和对流系统形态特征。孙继松(2023)从预报预警业务的视角,讨论了与直线型对流大风相关的强风暴形态结构和热动力学过程。

山东地处黄淮流域下游,是雷暴大风影响的重灾区(陈晓欣等, 2022),对流系统种类多且活跃,2006年4月28日、2010年4月26日、2016年6月13—14日、2018年6月13日和2021年4月29日均发生了大范围致灾雷暴大风,造成了严重的经济损失和人员伤亡。目前山东雷暴大风的研究主要集中在气候特征、流型配置、环境参数、典型个例和某

一特定类型的对流系统(杨晓霞等, 2014; 刁秀广等, 2015; 王俊, 2017; 高晓梅等, 2018; 侯淑梅等, 2020; 万夫敬等, 2018; 2021),针对致灾雷暴大风的对流系统类型和不同尺度雷达回波特征的研究相对较少,因此有必要系统地总结造成山东致灾雷暴大风的不同对流系统类型及其多尺度雷达回波特征,为短时临近预警提供一定的参考。

1 资料与方法

本文所用资料包括 2005—2021 年山东及周边省份多普勒天气雷达资料、常规探空资料、常规和加密地面观测资料、2008—2021 年山东区域自动气象站资料。一般将 10 级及以上的雷暴大风称为致灾雷暴大风,12 级及以上的雷暴大风称为极端雷暴大风。

孤立雷暴大风产生的随机性较大,预警提前时间很短,10 级及以上的雷暴大风较 8~9 级的雷暴大风致灾性明显增强,因此本文主要研究较大范围致灾雷暴大风事件的多普勒天气雷达特征。雷暴大风的尺度跨度很大,郑永光等(2016)在进行湖北监利“东方之星”沉船事故现场天气调查时认为,导致此次风灾的强对流风暴气流具有显著的多尺度性,强对流天气预报业务人员需提高对强对流风暴中气流多尺度性的理解和认识。Fujita and Wakimoto (1981)在分析了一次系列下击暴流后提出了与下击暴流相关的 5 种尺度气流(王秀明等, 2023),参照 Fujita and Wakimoto(1981)的尺度划分思路,即用 α 中尺度代表造成较大范围致灾雷暴大风(下击暴流簇尺度,图 1b)的对流系统整体,用 β 中尺度代表造成某个或某几个国家级气象站出现致灾雷暴大风(下击暴流尺度)的对流分系统。本文分别分析对流系统整体和对流分系统(弓形回波、非超级单体强单体、超级单体、阵风锋等)的多普勒天气雷达回波特征,前者侧重于分析尺度特征(影响范围),后者侧重于分析强度特征(对流结构)。

规定某一地市中若有 1 个国家级气象站或者 3 个区域自动气象站出现致灾雷暴大风,则认定该地市出现致灾雷暴大风。山东及周边各地市相距较均匀,平均距离约为 70 km,2~3 个地市出现致灾雷暴大风相当于一次下击暴流簇的尺度。因此规定受同一对流系统影响,山东及周边若有 3 个地市出现致灾雷暴大风或者有 2 个地市出现致灾雷暴大风且其中 1 个地市出现极端雷暴大风,则认定为 1 次较大范围致灾雷暴大风事件。

按照上述标准进行普查,2005—2021 年共在山东及周边地区筛选出 40 次较大范围致灾雷暴大风事件,另外将 1 次虽未达到上述标准但却产生严重灾害的雷暴大风事件也认定为较大范围致灾雷暴大风事件(2005 年 7 月 12 日,沂源极大风速为 $29.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,经济损失达 1.5 亿)。造成 41 次较大范围致灾雷暴大风事件的对流系统整体形态各异,发展过程中形态逐渐演变,根据对流系统的多普勒天气雷达特征,将 41 个对流系统整体分为 27 次强飏线过程、11 次多单体风暴群过程和 3 次弱回波型飏线过程,有 2 次过程在发展演变时存在类型的转换,按照对流系统产生范围最广、强度最强雷暴大风时刻的雷达特征进行分类,只计入一类进行统计分析。参考 James et al(2005)的方法进一步将 27 条强飏线分为单体可分辨型飏线(构成飏线的各个对流单体是可分辨的)和条型飏线(构成飏线的各个单体不可分辨,飏线呈现准二维结构),各出现了 14 次和 13 次,以下分别简称为 I 型飏线和 II 型飏线。4 类对流系统整体的典型代表图见图 1。

2 气候与环境特征概要

2.1 气候特征

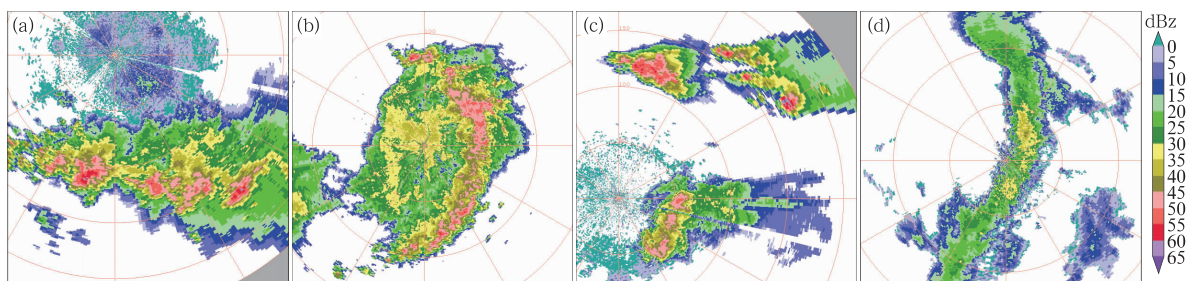
上述较大范围致灾雷暴大风事件年均发生

2.4 次,2021 年最多,为 6 次,2009 年和 2016 年发生频次相对较多,均为 5 次,2008、2012、2014 和 2019 年没发生。最早发生在 4 月中旬,最晚发生在 8 月中旬,51%的较大范围致灾雷暴大风事件发生在 6 月。

由 I 型飏线和多单体风暴群造成的较大范围致灾雷暴大风事件主要发生在 6 月,由 II 型飏线造成的主要发生在 7—8 月,由弱回波型飏线造成的主要发生在 4—5 月(图 2)。弱回波型飏线之所以会导致致灾雷暴大风,主要原因是冷空气大风和对流大风的叠加,因此多出现在 4—5 月。再早一些,对流发生概率很低,而再晚一些,冷空气大风概率很低。

2.2 源地和路径

80%的对流系统的初生源地在山东以外,I 型飏线、II 型飏线和弱回波型飏线的初生源地较远,主要位于晋陕和河北中南部,多单体风暴群的回波源地主要位于河北中南部(图 3)。76%的对流系统从山东西北部进入山东,I 型飏线多向东南方向移动,影响山东中部和南部,其平均移速为 $63 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$,平均移向为 133° ,II 型飏线多向偏东方向移动,影响山东中部和北部,其平均移速为 $67 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$,平均移向为 115° 。多单体风暴群多向东南方向移动,影响山东中部和东南部,弱回波型飏线向偏东方向移动,影响山东北部。



注:每圈间距 50 km,下同。

图 1 (a) I 型飏线,(b) II 型飏线,(c)多单体风暴群和(d)弱回波型飏线典型代表图

Fig. 1 Representative radar figures of the convective systems producing damaging thunderstorm gales for (a) type I squall line, (b) type II squall line, (c) multicell storm cluster, (d) weak echo squall line

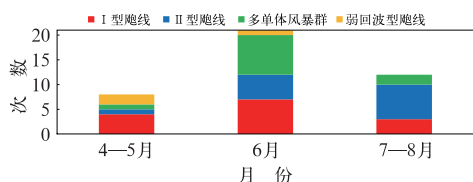


图 2 4 类对流系统整体的分月出现次数

Fig. 2 Monthly frequency of four types of convective systems

2.3 环境参数

山东较大范围致灾雷暴大风事件发生前,850 hPa 与 500 hPa 温差较大且较集中,25%和 75%分位对应的值分别为 27.3°C 和 31.3°C ,平均值为 29.6°C ,相当于对流层中下层的环境平均温度直减率为 $6.6^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 。较大的温度直减率有利于

较大的 CAPE 值,从而有利于较强上升气流,产生更多的降水粒子如雨滴和冰雹,形成更强的向下拖曳作用,使雷暴内下沉气流得以触发;与此同时,较大的温度直减率有利于保持下沉气流在下沉增压增温过程中与环境大气之间的负温差,使下沉气流在下降过程中温度始终低于环境温度,保持向下的加速度(俞小鼎等,2020)。

地面露点温度和大气可降水量的平均值分别为 19.1℃ 和 32.3 mm,表明较大范围致灾雷暴大风事件倾向于发生在略偏干的大气环境中。对流层中层(700~400 hPa)平均温度露点差和最大温度露点差的平均值分别为 15.7℃ 和 28.8℃,明显高于马淑萍等(2019)对全国极端雷暴大风事件和陈晓欣等

(2022)对全国大范围雷暴大风事件的统计结果,表明山东较大范围致灾雷暴大风事件发生时中层伴有更为显著的干层,这有利于干空气夹卷进入由降水启动的下沉气流,使得雨滴蒸发,下沉气流内温度降低到明显低于环境温度而产生向下(负浮力)的加速度(俞小鼎等,2020)。

CAPE 是气块在给定环境中绝热上升时正浮力产生的能量的垂直积分,是对流发生潜势和潜在强度的一个重要指标(俞小鼎等,2020)。由表 1 可看出,利用对流发生前温度和露点订正后的 CAPE 很大,平均值为 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,主要是因为山东较大范围致灾雷暴大风一般发生在午后,而 08 时探空低层 925 hPa 常存在逆温层,加之 850~500 hPa 的环境

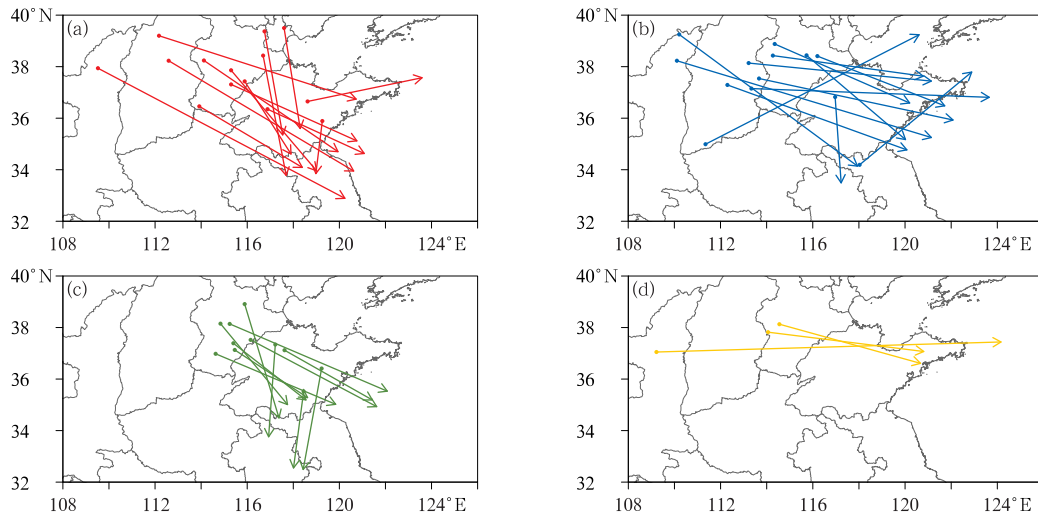


图 3 4 类对流系统整体的源地和移动路径

(a) I 型飑线, (b) II 型飑线, (c) 多单体风暴群, (d) 弱回波型飑线

Fig. 3 Source regions and moving tracks of four types of convective systems

(a) type I squall line, (b) type II squall line, (c) multicell storm cluster, (d) weak echo squall line

表 1 环境参数分布特征值

Table 1 Eigenvalues of the distribution of environmental parameters

环境参数	最小值	第 25% 分位值	中位数	平均值	第 75% 分位值	最大值
850~500 hPa 温差/℃	18.0	27.3	29.3	29.6	31.3	39.5
地面露点/℃	5.0	16.0	20.0	19.1	23.0	27.3
大气可降水量/mm	9.3	23.3	33.6	32.3	40.0	62.9
中层平均温度露点差/℃	3.9	11.2	15.3	15.7	20.0	32.3
中层最大温度露点差/℃	10.0	22.3	28.5	28.8	37.1	46.0
CAPE/($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)	0	1000	1980	2000	2860	4370
DCAPE/($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)	200	1110	1310	1290	1510	2180
DCAPE _{600 hPa} /($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)	250	950	1130	1110	1310	1720
0~3 km 垂直风切变/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	1.0	7.9	10.4	10.6	13.1	21.4
0~6 km 垂直风切变/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	4.0	11.8	16.0	16.6	20.7	37.9
0~3 km 风暴相对螺旋度/($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)	8.1	48.0	77.0	97.0	123.0	295.0

温度直减率大,使得利用午后对流发生前温度和露点订正后的CAPE大幅增加。

DCAPE是用来表示对流系统内强下沉气流潜力的一个关键参数(Emanuel, 1994)。表1中DCAPE为假定下沉气流从700 hPa至400 hPa间湿球位温的最小值处开始下沉而计算得出, $DCAPE_{600\text{ hPa}}$ 为假定下沉气流从600 hPa高度开始下沉而计算得出,两种方式计算的DCAPE均很大,平均值分别为 $1290\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 和 $1110\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。

较强的垂直风切变有利于对流系统组织程度的增强,且有利于中层干冷空气夹卷进入对流系统,通过蒸发冷却降温增强下沉气流的强度,同时还有利于动量下传加强地面雷暴大风(Johns and Doswell III, 1992; Wakimoto, 2001; 俞小鼎等, 2012; 2020)。0~3 km和0~6 km垂直风切变平均值分别为 $10.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $16.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,属于中等略偏强的垂直风切变。

风暴相对螺旋度一定程度上代表了一旦对流风暴形成,该对流风暴发生旋转的潜势。如果风暴相对螺旋度较大,则沿着低层暖湿气流流入方向会有显著的水平涡度,暖湿气流进入对流风暴的上升气流中,水平涡度被扭曲为垂直涡度,形成中气旋,导致超级单体风暴的产生。41次过程0~3 km风暴相对螺旋度的中位数和平均值分别为 $77\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ 和 $97\text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$,可见较大范围致灾雷暴大风事件的风暴相对螺旋度并不大,实际上,在直接产生致灾雷暴大风的对流分系统中,超级单体占比最少。

分类而言, I型飚线和多单体风暴群的环境参数分布相似, II型飚线与前两者环境参数的差异主要体现在II型飚线的湿度参数更大一些,其地面露点温度和大气可降水量的平均值比前两者分别高 $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 7 mm ,主要是因为II型飚线多发生在7—8月,水汽更为丰沛,而I型飚线和多单体风暴群多发生在6月。

综上所述,山东较大范围致灾雷暴大风事件倾向于发生在对流层中低层具有显著条件不稳定层结、略偏干的湿度层结、对流层中层伴有明显干层和略偏强的深层垂直风切变的环境条件下。

3 对流系统整体的雷达观测特征

如前所述,导致山东及周边地区较大范围致灾性雷暴大风事件的对流系统整体可以分为I型飚

线、II型飚线、多单体风暴群和弱回波型飚线4种类型。

3.1 I型飚线

I型飚线表现为多个对流风暴单体呈线状排列,整体结构相对较松散,构成飚线的各个单体可以分辨,相对较独立,飚线整体的三维结构更明显,常镶嵌有包括超级单体的强单体和(或)弓形回波,其环境0~6 km深层垂直风切变更明显。在有典型特征阶段,其主体部分移动方向右偏环境引导气流方向约 39° 。

山东及周边地区I型飚线的平均长度为180 km,最短为100 km,最长为280 km。I型飚线生命史的各个阶段、空间的各个部位均能产生致灾雷暴大风。致灾雷暴大风的范围与后侧入流急流的强度有很密切的关系,后侧入流急流越强、深度越深,造成的致灾雷暴大风范围越广、强度越强。2009年6月3日影响河南、山东西南部、安徽和江苏北部和2006年4月28日影响山东中南部和江苏北部的两条I型飚线均存在强后侧入流急流,高度从6 km至近地面,对应飚线上发展出弓形回波(图4a, 4b),后侧入流急流携带干冷空气夹卷进入飚线,促进下沉气流的蒸发冷却,增强负浮力,同时通过动量下传作用,增强地面雷暴大风的强度,造成了大范围的致灾雷暴大风。后侧入流急流可通过径向速度大值区的深度和强度来判断,但当后侧入流急流垂直于雷达径向时,反射率因子上弓形回波两侧的气旋式和反气旋式涡旋也可以作为强后侧入流急流的一个判据(图4b₁)。

由于I型飚线由可分辨的单体构成,其中常镶嵌有超级单体,除了产生致灾雷暴大风,还经常产生大冰雹,偶尔产生龙卷。

3.2 II型飚线

II型飚线表现为条状或连续线状结构,不易区分出构成飚线的各个风暴单体,整体的二维结构更明显,常镶嵌有弓形回波,其环境0~3 km垂直风切变更明显。在有典型特征阶段,其主体部分移动方向右偏环境引导气流方向约 27° 。

山东及周边地区II型飚线的平均长度为240 km,最短为150 km,最长为380 km。虽然平均尺度最大,但其平均每次过程造成的致灾雷暴大风站次数最少。II型飚线造成的致灾雷暴大风多由镶

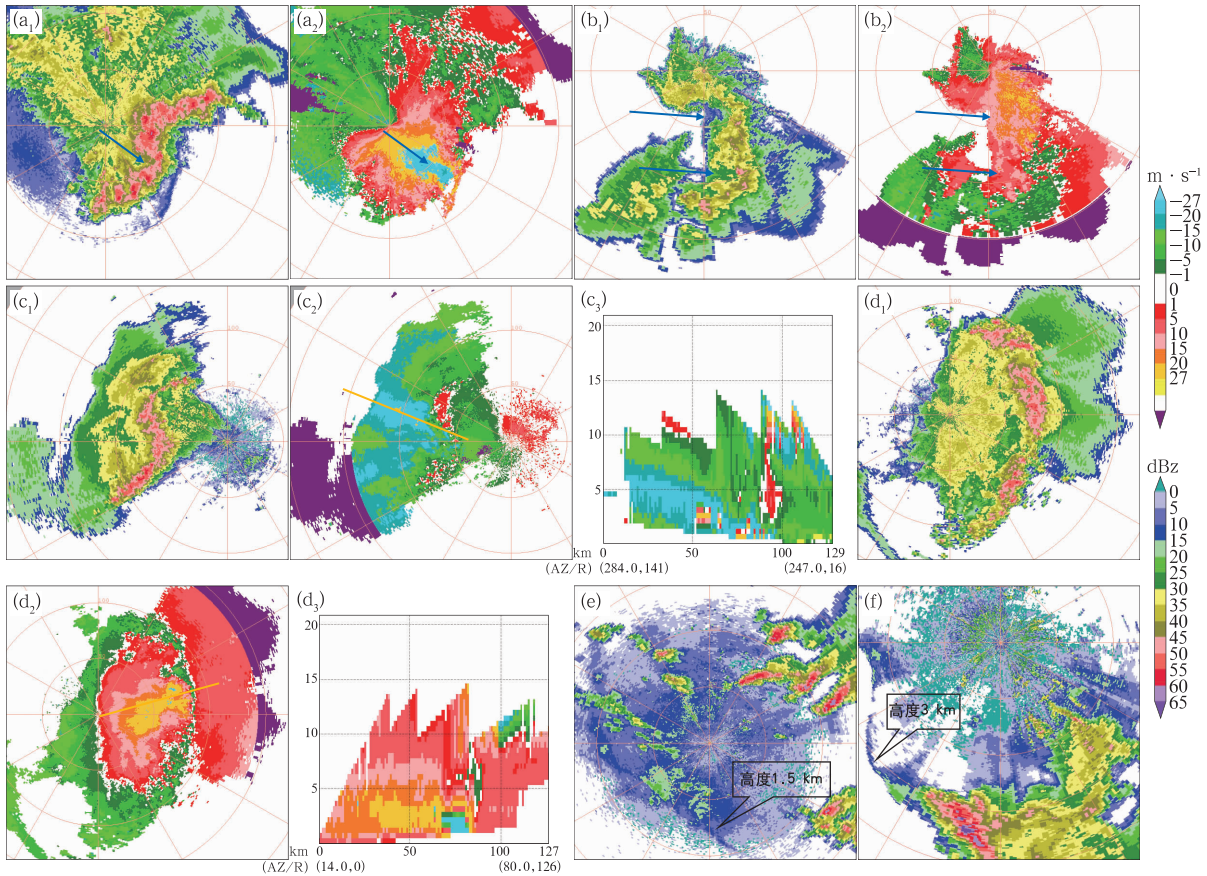


图 4 (a)2009 年 6 月 3 日和(b)2006 年 4 月 28 日 I 型飚线,(c,d)2005 年 8 月 1 日(c)21:00 和 (d)23:00 II 型飚线,(e,f)2005 年 6 月 14 日和(f)2009 年 6 月 5 日多单体风暴群
(a₁~d₁, e, f)反射率因子,(a₂~d₂)径向速度,(c₃, d₃)径向速度剖面

Fig. 4 (a, b) Type I squall line on (a) 3 June 2009, (b) 28 April 2006; (c, d) type II squall line at (c) 21:00 BT and (d) 23:00 BT 1 August 2005; (e, f) multicell storm cluster on (e) 14 June 2005, (f) 5 June 2009

(a₁—d₁, e, f) radar reflectivity, (a₂—d₂) radial velocity, (c₃, d₃) vertical cross section of radial velocity

嵌在飚线中部的弓形回波在飚线成熟期之前造成。

II 型飚线单次过程造成致灾雷暴大风范围最广的为 2005 年 8 月 1 日影响河北南部、山东西北部和中部的飚线系统,其初生期在河北南部造成 2 站次致灾雷暴大风,21:00(北京时,下同)前后发展为一条长约 70 km 的弓形回波(图 4c₁),后侧入流急流高度从 6 km 至近地面(图 4c₃),23:00 前后达到成熟期,发展为一条长约 250 km 的条型飚线(图 4d₁),此时飚线后侧入流急流高度从 4 km 至近地面(图 4d₃),后侧入流急流高度的下降标志着环境干冷空气夹卷的减弱,同时成熟期降水增强,环境大气中低层湿度增大,导致蒸发冷却产生的负浮力减弱,20:00—23:00 山东西北部出现 5 站次致灾雷暴大风,23:00 之后山东中部仅出现 1 站次致灾雷暴大风。孙建华等(2014)利用 WRF 模式模拟了水汽对飚线组织结

构和强度的影响发现,增加水汽含量后,发展阶段飚线产生的冷池加强,雷暴大风风速增大,但成熟期后冷池减弱地越快,不利于雷暴大风的出现和维持。刁秀广等(2015)通过观测研究也发现,源于飚线发展前期的弓形回波较强降雨带减弱阶段的弓形回波产生的雷暴大风更强。

II 型飚线除了产生致灾雷暴大风外,很少产生大冰雹,其原因在于这类飚线的准二维结构使得每个构成单体均匀消耗 CAPE,每个构成单体的上升气流都不会很强,对于产生大冰雹不利。此外,这类飚线由于其准二维结构,通常不会镶嵌有超级单体,而在超级单体中,除了通过 CAPE 转换形成上升气流,超级单体中气旋与环境垂直风切变的相互作用会产生向上的气压梯度力扰动,使得上升气流进一步加强,有利于大冰雹和巨型冰雹(直径 5 cm 或以

上)的产生(Klemp,1987)。

3.3 多单体风暴群

多单体风暴群表现为2个及以上的多单体风暴受相同的天气系统影响,沿大致相同的环境引导气流移动。多单体风暴的移动矢量由平流和传播构成,前者为构成多单体风暴的每个单体沿着风暴承载层的平均风移动,后者为多单体风暴向着不断有新生单体产生的方向传播。按照平流和传播方向,多单体风暴群可以分为两类,第一类有明显的后(右)向传播特征,第二类无明显传播特征,随高空引导气流快速移动。多单体风暴群的尺度跨度很大,最小的尺度为50 km,为一个超级单体复合体(含有超级单体的多单体风暴,剧烈天气主要由其中的超级单体产生),最大的尺度为350 km。

第一类多单体风暴群共有7次过程,均包含有超级单体,此类多单体风暴群整体移动相对较慢,强风暴产生的地面冷池因堆积而逐渐增强,阵风锋高度最高可以达到3 km(图4f),阵风锋不断触发新生单体导致多单体风暴后(右)向传播,延续多单体风暴群的生命史,同时阵风锋本身也可以产生致灾雷暴大风。此类多单体风暴群产生的致灾雷暴大风风向多为东北风,7次过程中至少有5次过程产生了直径5 cm以上的巨型冰雹,造成致灾雷暴大风范围最广的为2005年6月14日和2009年6月5日的多单体风暴群(图4e和4f),两次过程均在山东中南部触发初始对流,平流向东南方向,传播向西南方向,多单体风暴群整体向偏南方向移动,影响了山东中南部及江苏和安徽中北部,两次过程均产生了多个超级单体,除产生了大范围致灾雷暴大风外,均产生了巨型冰雹。

第二类多单体风暴群共有4次过程,仅1次包含有超级单体,此类多单体风暴群整体移动速度较快,其中产生致灾雷暴大风的强单体在大风产生时刻前后1 h内的平均移动速度为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,快速移动的强单体能够将中高空的高动量下传至地面增强雷暴大风强度,单体本身较快的移动速度也有利于产生非对称的下击暴流,而非对称下击暴流中风速较大的一侧是风暴快速移动而导致的动量下传的结果。此类多单体风暴群产生的致灾雷暴大风风向多为西北风,造成致灾雷暴大风范围最广的为2018年6月27日影响河北东南部、山东西北部和中部的多

单体风暴群(图1c),初始对流由位于河北中南部的干线触发,在有利的环境条件下发展为3个多单体风暴,造成大范围致灾雷暴大风。

3.4 弱回波型飚线

弱回波型飚线在本文统计的时间和空间范围内出现了3次,其回波呈带状或线状,有时中间有间断,强度一般在40 dBz以下,尺度在100~250 km。

3次弱回波型飚线出现的天气形势很相似,在500 hPa高空冷涡的环境背景下,山东受高空冷涡底部强盛的西北气流影响,环境湿度条件差,地面上山东北部存在地面低压,西部存在冷高压,地面冷锋自西向东移动,雷暴大风伴随地面冷锋同时出现,这种雷暴大风的形成依靠中高层的动量下传和地面冷锋的共同作用,即冷空气大风与雷暴大风的叠加。由于雷达回波较弱,其产生的致灾大风常被忽视。

造成山东及周边地区致灾大风范围最广的弱回波型飚线系统发生在2010年4月26日,影响河北中南部、河南北部和山东大部(图1d)。

4 直接导致致灾雷暴大风的对流分系统的雷达观测特征

在一次较大范围致灾雷暴大风事件中,并不是对流系统整体影响的所有区域都会产生致灾雷暴大风,致灾雷暴大风的出现是不均匀、不连续的。为了使临近预警更有针对性,本节根据国家级气象站出现致灾雷暴大风来分析直接导致致灾雷暴大风的对流分系统的多普勒天气雷达回波特征。

41次较大范围致灾雷暴大风过程共造成国家级气象站出现了121站次的致灾雷暴大风,其中10、11、12和13级雷暴大风分别出现了95、20、5和1站次,除了1站次的13级雷暴大风无法确认外,其余120站次都可以确认。根据这120站次致灾雷暴大风出现时刻的多普勒天气雷达回波特征和雷暴大风的形成机理,将直接影响系统分为弓形回波、非超级单体强单体、超级单体、阵风锋和混合型5类,其中“混合型”表示雷暴大风由下沉气流、冷池出流、冷空气和动量下传多种作用共同造成,5类对流分系统造成的致灾雷暴大风站次数和极大风速箱线图见表2和图5。

表 2 5 类对流分系统造成的致灾雷暴大风站次数

对流分系统	I 型飑线(14 例)	II 型飑线(13 例)	多单体风暴群(11 例)	弱回波型飑线(3 例)	合计
弓形回波	20	15	1	/	36
非超级单体强单体	10	4	17	/	31
超级单体	2	1	4	/	7
阵风锋	14	7	6	/	27
混合型	3	1	5	10	19
合计	49	28	33	10	120

4.1 弓形回波

4.1.1 雷达观测特征

弓形回波的尺度跨度较大,最小的单体弓形回波尺度为 10~20 km,最大的尺度超过 100 km,大部分弓形回波尺度在 20~50 km,绝大部分弓形回波镶嵌在 I 型飑线和 II 型飑线内,因此仍可以将大部分弓形回波认为是 β 中尺度的对流分系统。

弓形回波的形态丰富多样,Klimowski et al (2004)将弓形回波分为经典弓形回波、弓形回波复合体、飑线型弓形回波和单体型弓形回波 4 类。在本文分析的 41 个个例中,这 4 类弓形回波均有出现,其中经典弓形回波和飑线型弓形回波出现次数最多,造成的致灾雷暴大风站次数也最多。

在弓形回波的形成过程中,径向速度图上的后侧强入流急流和显著中层径向辐合特征较反射率因子图上的弓状特征出现更早,以 5~6 km 高度后侧入流急流达到 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 作为强后侧入流急流的标准,以 3~7 km 高度 15 km 水平距离内径向速度差大于等于 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 作为显著中层径向辐合的标准,统计发现,通过上述径向速度特征比通过反射率因子回波特征平均可以提前 3~4 个体扫识别弓形回波。

弓形回波造成的致灾雷暴大风分布不均匀,以前进方向为参照,将弓形回波分为左侧部分、中间部分和右侧部分,36 站次致灾雷暴大风除了 4 站次无法明确辨别外,其余 32 站次在三个部分的分布比例为 12:16:4,可见致灾雷暴大风主要出现在弓形回波前进方向的中间和左侧部分。

4.1.2 弓形回波与极端雷暴大风

在 5 类对流分系统中,弓形回波造成的致灾雷暴大风站次数最多,占比为 30%,极大风速的平均值次大,为 $28.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。弓形回波共造成 3 站次极端雷暴大风,1 站次由波动型线状回波(LEWP)中的弓形回波造成,2 站次由弓形回波和中尺度涡旋共同造成。

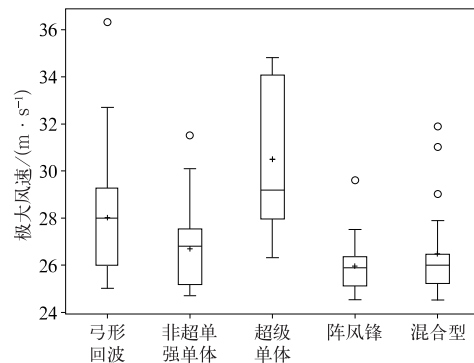


图 5 5 类对流分系统造成的致灾雷暴大风极大风速箱线图

Fig. 5 Boxplots of maximum wind speed of damaging thunderstorm gales caused by five types of convective subsystems

2013 年 8 月 7 日 17:00—19:00,山东西北部至河北东南部一条 II 型飑线自西南向东北快速移动,逐渐发展为波动型线状回波(LEWP),其中包含 3 条弓形回波(图 6a₁),造成山东西北部至河北东南部出现了长约 250 km、宽约 120 km 的致灾雷暴大风区域,风向以西偏南风为主,其中 17:17 德州陵县出现了 $32.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的致灾雷暴大风,18:05 沧州孟村出现了 $36.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极端雷暴大风。本次过程发生时整层为较强的西南风,伴有明显的短时强降水,在 17:39—18:16 的 37 min 内,VWP 产品中 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上强度的大风核从约 6 km 下降至 1.5 km(图略),表明降水下落时将中高层西南风的高动量下传至低层,一定程度上增加了地面雷暴大风的强度。这次过程造成沧州市直接经济损失近 3 亿。

2007 年 7 月 11 日 18:00,山东南部枣庄附近一条包含弓形回波的 II 型飑线向南偏东方向移动(图 6b₁),弓形回波后侧存在后侧入流急流,高度从 5 km 至近地面,最大风速为 $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,弓形回波前沿左侧存在一个相对较浅薄的中尺度涡旋(图 6b₂),垂直伸展厚度为 2 km,旋转速度为

$21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 弓形回波后侧倾斜下沉气流在低层与中尺度涡旋的逆时针旋转气流相叠加, 之后后侧入流急流略有增强, 中尺度涡旋略有减弱, 18:23 两者共同造成微山站出现 $32.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极端雷暴大风, 风向为 340° 。同一时间位于弓形回波前沿右侧、与微山站呈对称分布的沛县站极大风速为 $16.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 风向为 32° 。

2020 年 5 月 17 日 21:00, 山东东南部临沂附近一条包含弓形回波的 I 型飊线向东偏南方向移动, 弓形回波后侧存在后侧入流急流, 高度从 5 km 至近地面, 最大径向风速为 $37 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。弓形回波前沿左侧存在一个相对较深厚的中尺度涡旋, 21:23 分裂为两个中尺度涡旋, 位于前部的更强盛, 垂直伸展厚度为 4 km (图 6c₃), 旋转速度为 $26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最

强切变位于 1.6 km, 弓形回波后侧入流急流与前部中尺度涡旋的旋转气流在底层相叠加 (图 6c₂), 21:25 两者共同造成临沂站出现 $34.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极端雷暴大风, 风向为 265° 。这种弓形回波后侧入流急流与中尺度涡旋的速度结构配置从 21:00 持续到 22:00 (图 6d), 期间后侧入流急流高度维持在 5~6 km, 最大风速维持在 $35\sim 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 弓形回波前沿左侧持续有多个中尺度涡旋生成。21:00—22:00 弓形回波与中尺度涡旋的组合结构导致临沂出现了长约 100 km、宽约 50 km 的致灾雷暴大风区域 (图 6e 黑框)。22:00—23:00 弓形回波后侧入流急流强度和 中尺度涡旋强度均有所减弱, 但弓状结构依然维持, 造成了长约 80 km、宽约 50 km 的致灾雷暴大风区域 (图 6e 蓝框)。雷暴大风的风向以西北

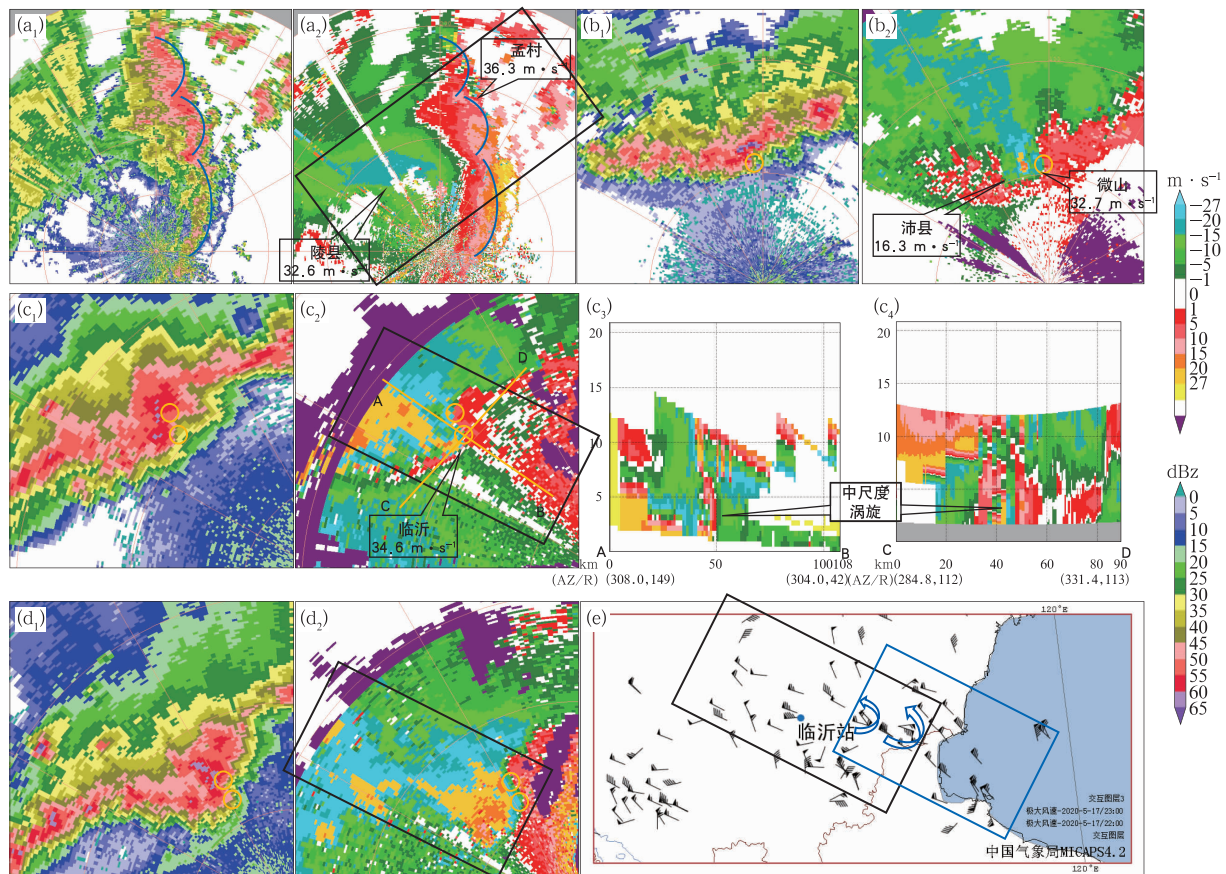


图 6 (a) 2013 年 8 月 7 日波动型线状回波, (b) 2007 年 7 月 11 日弓形回波与中尺度涡旋组合, (c, d) 2020 年 5 月 17 日 (c) 21:23 和 (d) 21:56 弓形回波与中尺度涡旋组合, (e) 2020 年 5 月 17 日 21:00—23:00 极大风速 (a₁~d₁) 反射率因子, (a₂~d₂) 径向速度, (c₃, c₄) 径向速度剖面

Fig. 6 (a) Line-echo wave pattern on 7 August 2013; (b, c, d) bow echo and mesoscale vortex (b) on 11 July 2007, (c) at 21:23 BT and (d) 21:56 BT 17 May 2020; (e) maximum wind speed from 21:00 BT to 23:00 BT 17 May 2020

(a₁—d₁) radar reflectivity, (a₂—d₂) radial velocity, (c₃, c₄) vertical cross section of radial velocity

风为主,弓形回波顶端左侧有两对区域自动气象站在间隔约 6 km 范围内、连续两个时次在时间间隔约 3 min 内均出现了旋转风,风速为 $22 \sim 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,因此不能排除出现龙卷的可能性(图 6e)。这次过程造成临沂市直接经济损失 1.37 亿。

4.2 超级单体

4.2.1 雷达观测特征

超级单体共造成 7 站次致灾雷暴大风(表 3),其中 2 站次由 1 个超级单体复合体造成,其余 5 站次由镶嵌在飏线或多单体风暴群中的 5 个超级单体造成。

表 3 致灾雷暴大风发生前最近时次超级单体中气旋参数

Table 3 Parameters of supercell mesocyclones before the occurrence of damaging thunderstorm gales

时间和站点	极大风速/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	底高/km	厚度/km	直径/km	最大旋转速度/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	最大切变 高度/km	持续时 间/min
2006 年 7 月 5 日宁津	29.6	2.0	2.6	8	16	3.0	48
2016 年 6 月 13 日汶上	33.9	1.5	5.9	9	27	1.7	58
2007 年 7 月 11 日肥城	28.0	1.0	5.1	6	17	2.3	54
2018 年 6 月 13 日青岛	34.8	0.5	6.3	14	33	1.2	57
2020 年 6 月 1 日夏津	26.3	0.8	4.6	6	22	2.1	86
2020 年 6 月 1 日泰安	27.8	0.9	5.1	6	24	3.7	87
2021 年 7 月 9 日兖州	28.8	1.6	5.1	10	25	3.2	150
平均		1.2	5.0	8.4	23	2.5	77

4.2.2 超级单体与极端雷暴大风

在上述 5 种对流分系统中,超级单体造成的致灾雷暴大风站次数最少,占比为 6%,但极大风速的平均值最大,为 $29.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。超级单体共造成了 2 站次极端雷暴大风。

2016 年 6 月 13 日夜,山东中部一条 I 型飏线向东南方向移动,飏线上发展出多处深厚辐合区,20:41 其中一个深厚辐合区发展为中气旋(图 7a₂),之后逐渐增强,发展为经典超级单体,21:11 超级单体右后侧的下沉辐散气流造成汶上站出现 $33.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极端雷暴大风,风向为 351° ,同时在 21:05—21:20 的 15 min 内汶上站出现了 60.6 mm 的极端短时强降水(图 7b₂)。

2018 年 6 月 13 日下午,多单体风暴群自西向东影响山东中东部地区,16:31 多单体风暴群中发展形成一段弓形回波(图 7c₁),伴有明显的后侧入流急流,弓形回波顶端左侧形成一个中气旋(图 7c₂),最大旋转速度为 $21 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,两者构成弓形回波复合体,以弓形回波为主。之后中气旋逐渐增强,17:00 最大旋转速度为 $33 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,此时对流系统以超级单体为主(图 7d₂),中低层出现明显的

在致灾雷暴大风发生前最近时刻,超级单体中气旋底高平均为 1.2 km,厚度平均为 5.0 km,直径平均为 8.4 km,最大旋转速度平均为 $23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大切变高度平均为 2.5 km,与王一童等(2022)的统计结果基本一致,即致灾雷暴大风发生时超级单体中气旋的底高明显下降,旋转速度明显增大,最大切变高度也明显下降。中气旋的平均持续时间为 77 min。

超级单体造成的 7 站次致灾雷暴大风中,有 3 站次在发生前出现了垂直累积液态水含量的下降,有 4 站次发生前出现了反射率因子核的下降,平均提前量为 1~2 个体扫。

有界弱回波(BWER)结构,高层强中心位于中低层 BWER 之上(图 7d₃),伴有 $62 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强烈风暴顶辐散,17:08 超级单体强右后侧的下沉辐散气流造成青岛站出现 $34.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极端雷暴大风,风向为 343° ,同时在 17:00—17:15 的 15 min 内青岛站出现 37 mm 的极端短时强降水。由于该超级单体的中气旋强度强、尺度大,在其移动路径的右前方造成了 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的低层暖湿气流流入流大风(图 7e),加之弓形回波的共同作用,造成了莱州湾和青岛市区出现了 $60 \text{ km} \times 40 \text{ km}$ 范围的致灾雷暴大风。这次过程造成青岛市 4 人死亡,6 人失踪,直接经济损失达 2.89 亿。

4.3 非超级单体强单体和阵风锋

非超级单体强单体和阵风锋造成的致灾雷暴大风站次数仅次于弓形回波,占比分别为 26%和 23%,极大风速平均值分别为 $26.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $26.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大值分别为 $31.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $29.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。 $31.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的雷暴大风由 2017 年 6 月 2 日一个具有深厚中层径向辐合(MARC)结构的强单体造成(图 8a),该强单体同时造成下游平阴站出现

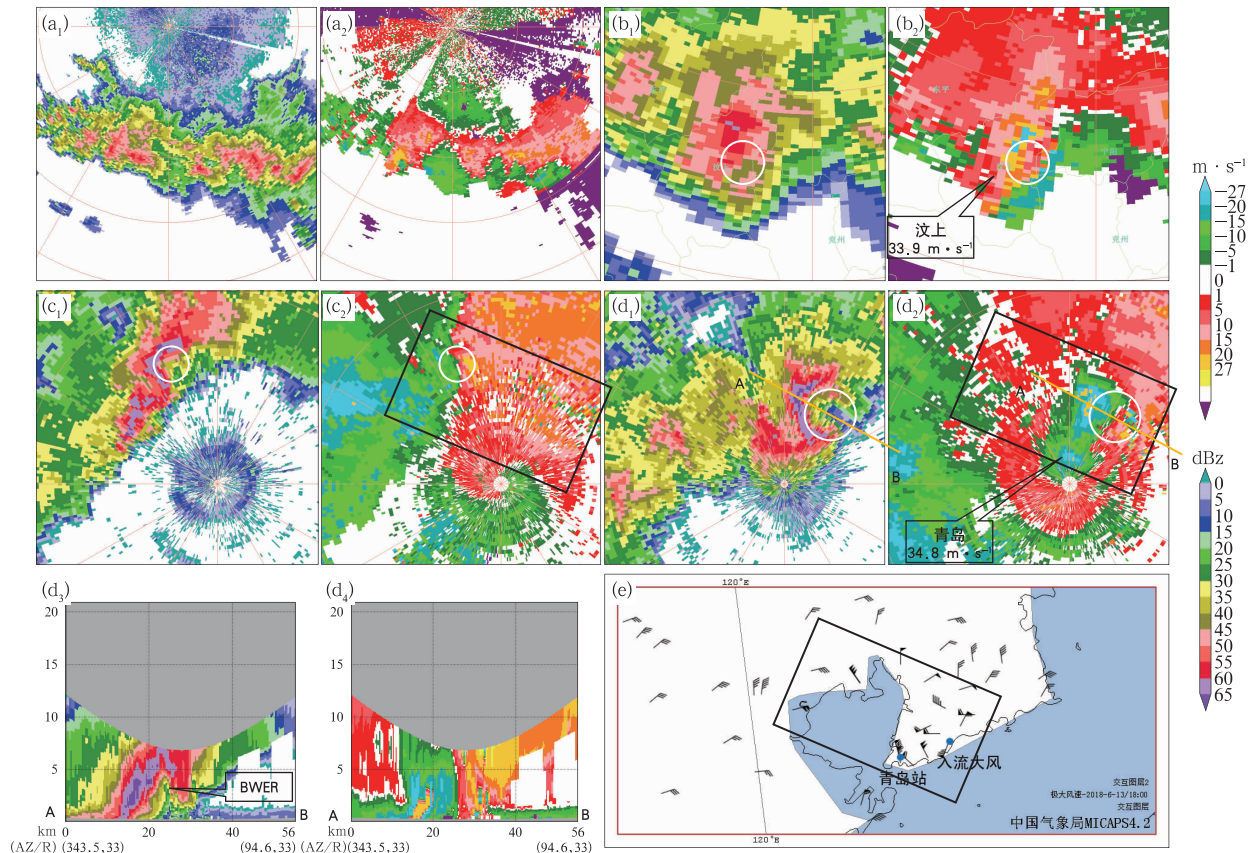


图 7 (a,b)2016 年 6 月 13 日 (a)20:41、(b)21:10、(c,d,e)2018 年 6 月 13 日 (c)16:31、(d)17:00 超级单体和 (e)17:00—18:00 极大风速的 (a₁~d₁) 反射率因子, (a₂~d₂) 径向速度, (d₃, d₄) 反射率因子剖面, (d₁) 径向速度剖面
 Fig. 7 (a₁—d₁) Radar reflectivity, (a₂—d₂) radial velocity, (d₃, d₄) vertical cross section of (d₃) radar reflectivity and (d₄) radial velocity of supercells at (a) 20:41 BT and (b) 21:10 BT 13 June 2016, and at (c) 16:31 BT and (d) 17:00 BT 13 June 2018; (e) maximum wind speed from 17:00 BT to 18:00 BT 13 June 2018

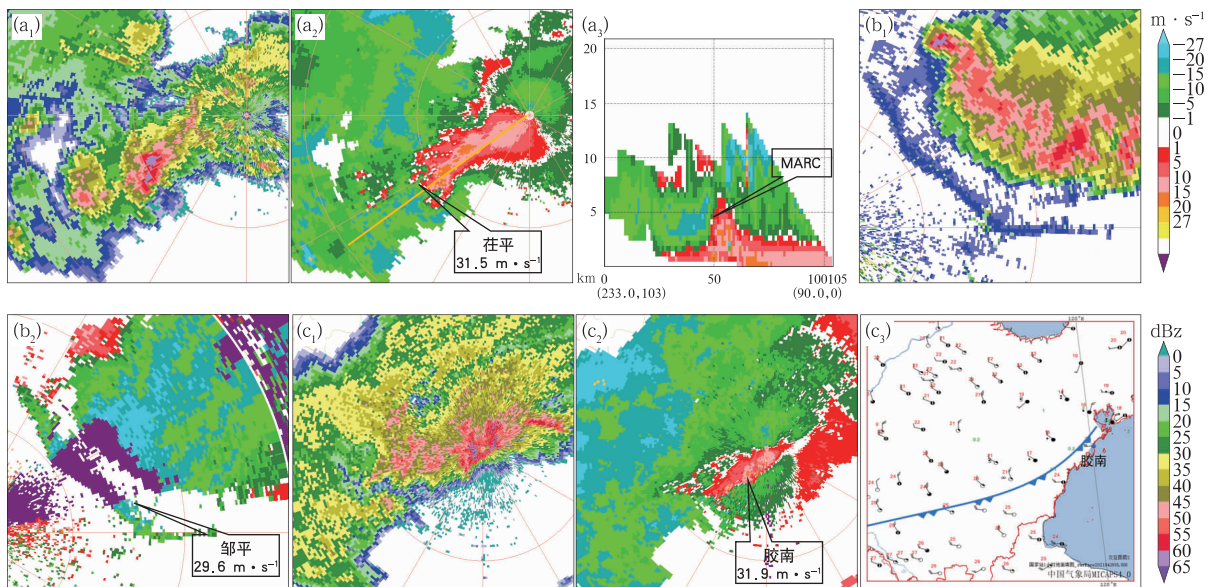


图 8 (a)2017 年 6 月 2 日非超级单体强单体, (b)2005 年 6 月 21 日阵风锋和 (c)2021 年 4 月 29 日混合型 (a₁~c₁) 反射率因子, (a₂~c₂) 径向速度, (a₃) 径向速度剖面, (c₃) 地面天气图叠加冷锋
 Fig. 8 (a₁—c₁) Radar reflectivity, (a₂—c₂) radial velocity, (a₃) vertical cross section of radial velocity, (c₃) superimposed cold front of the surface weather chart of (a) strong single cell on 2 June 2017, (b) gust front on 21 June 2005, (c) mixed type convective subsystem on 29 April 2021

了致灾雷暴大风。 $29.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的雷暴大风由一条后向传播的 I 型飏线造成(图 8b),该飏线触发的阵风锋共造成 7 个国家气象站出现致灾雷暴大风。实际上非超级单体强单体和阵风锋产生的雷暴大风均由强风暴单体的下沉气流到达地面后辐散导致,不同的是非超级单体强单体产生的下击暴流直接造成雷暴大风,阵风锋则是下沉气流触地后伴随水平辐散的冷池与周边暖湿气流的边界,其快速移动造成雷暴大风。

4.4 混合型

多种作用共同造成的混合型致灾雷暴大风站次占比为 16%,极大风速平均值为 $26.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大值为 $31.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,由一个多单体风暴群的冷池出流配合地面冷锋和高空动量下传作用共同造成(图 8c)。除了弱回波型飏线外,地面气旋槽顶部也经常存在混合型作用导致的致灾雷暴大风。

5 结论与讨论

利用常规观测、加密观测和多普勒雷达资料对 2005—2021 年山东及周边地区较大范围致灾雷暴大风事件基本特征及造成这种事件的对流系统的多普勒雷达特征进行了分析,得到以下结论:

(1)山东及周边地区较大范围致灾雷暴大风事件年均发生 2.4 次,均出现在 4 月中旬至 8 月中旬,多出现在 6 月。发生前,环境大气具有明显的不稳定层结,CAPE 平均为 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,850~500 hPa 温差平均为 29.6°C ,中层具有非常明显的干层,700~400 hPa 温度露点差平均为 15.7°C ,0~6 km 垂直风切变平均为 $16.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

(2)按照多普勒雷达特征将导致较大范围雷暴大风的对流系统整体分为 I 型飏线(单体可分辨型飏线)、II 型飏线(单体不可分辨型飏线)、多单体风暴群和弱回波型飏线四类 α 中尺度对流系统,分别出现了 14、13、11 和 3 例。80%的对流系统初生源地在山东以外,76%的对流系统从山东西北部进入山东。I 型飏线和多单体风暴群主要出现在 6 月,影响山东中部和南部,II 型飏线主要出现在 7—8 月,影响山东中部和北部,弱回波型飏线主要出现在 4—5 月,主要影响山东北部。

(3)后侧入流急流携带干冷空气夹卷进入飏线对于两类飏线产生致灾雷暴大风至关重要。后(右)向传播的多单体风暴群均伴有超级单体,阵风锋在触发新生风暴、产生致灾雷暴大风中起到重要的作用。快速移动的多单体风暴群中强单体移动速度平均为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,高空动量下传对致灾雷暴大风的产生有一定的作用。弱回波型飏线出现在高空冷涡底部存在强盛西北气流、地面冷锋自西向东移动的天气形势下。

(4)直接造成 120 个国家气象站出现致灾雷暴大风的 β 中尺度对流分系统有弓形回波、非超级单体强单体、超级单体、阵风锋和混合型五类。其中,弓形回波造成的致灾雷暴大风占比最多,为 30%,极大风速的平均值为 $28.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。强后侧入流急流和显著中层径向辐合特征可以提前 3~4 个体扫预报弓形回波的形成。致灾雷暴大风主要出现在弓形回波的中间部分和左侧部分。弓形回波大多镶嵌在飏线中。超级单体造成的致灾雷暴大风占比最少,但极大风速的平均值最大,为 $29.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,致灾雷暴大风发生时中气旋明显增强,垂直累积液态水含量或者反射率因子核的下降能预警一半的致灾雷暴大风,但提前量很短,从径向速度识别中气旋、确定超级单体是预警致灾雷暴大风的关键。波动型线状回波中的弓形回波、弓形回波与中尺度涡旋的组合以及强降水超级单体是造成极端雷暴大风的主要对流分系统。弓形回波和超级单体可以相互转换,有时弓形回波演变为超级单体,有时超级单体演变为弓形回波,都具有很强的产生致灾雷暴大风的能力。

(5)非超级单体强单体、阵风锋和混合型造成的致灾雷暴大风占比分别为 26%、23%和 19%,极大风速平均值分别为 26.7 、 26.0 和 $26.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。具有深厚中层径向辐合的非超级单体强单体、强烈发展飏线的阵风锋、对流风暴冷池和地面冷锋的冷池合并(常常伴随高空动量下传)一起的出流均可能产生 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的雷暴大风。

参考文献

- 陈晓欣,俞小鼎,王秀明,2022. 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, 80(1): 67-81. Chen X X, Yu X D, Wang X M, 2022. Investigation of Derechos in China: spatiotemporal distribution, environmental characteristics, and morphology of Derechos producing convective systems[J]. Acta Meteor Sin, 80(1): 67-81 (in Chinese).

- 刁秀广,孟宪贵,万明波,等,2015.源于飑线前期和强降雨带后期的弓形回波雷达产品特征及预警[J].高原气象,34(5):1486-1494. Diao X G, Meng X G, Wan M B, et al, 2015. Radar echo characteristics and warning of bow echoes evolved from early developing squall lines and weakening linear heavy rainstorms [J]. Plateau Meteor, 34(5):1486-1494(in Chinese).
- 刁秀广,赵振东,高慧君,等,2011.三次下击暴流雷达回波特征分析[J].气象,37(5):522-531. Diao X G, Zhao Z D, Gao H J, et al, 2011. Doppler radar echo features of three downbursts[J]. Meteor Mon, 37(5):522-531(in Chinese).
- 费海燕,王秀明,周小刚,等,2016.中国强雷暴大风的气候特征和环境参数分析[J].气象,42(12):1513-1521. Fei H Y, Wang X M, Zhou X G, et al, 2016. Climatic characteristics and environmental parameters of severe thunderstorm gales in China[J]. Meteor Mon, 42(12):1513-1521(in Chinese).
- 高晓梅,俞小鼎,王令军,等,2018.鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析[J].气象学报,76(2):196-212. Gao X M, Yu X D, Wang L J, et al, 2018. Characteristics of environmental parameters for classified severe convective weather in central area of Shandong Province[J]. Acta Meteor Sin, 76(2):196-212(in Chinese).
- 侯淑梅,孙晶,郑怡,等,2020.山东省线状中尺度对流系统的天气学特征[J].气象,46(8):1053-1064. Hou S M, Sun J, Zheng Y, et al, 2020. Synoptic characteristics of linear mesoscale convective system in Shandong Province[J]. Meteor Mon, 46(8):1053-1064(in Chinese).
- 龙柯吉,康岚,罗辉,等,2020.四川盆地雷暴大风雷达回波特征统计分析[J].气象,46(2):212-222. Long K J, Kang L, Luo H, et al, 2020. Statistical analysis of radar echo characteristics of thunderstorm gales in Sichuan Basin[J]. Meteor Mon, 46(2):212-222(in Chinese).
- 马淑萍,王秀明,俞小鼎,2019.极端雷暴大风的环境参量特征[J].应用气象学报,30(3):292-301. Ma S P, Wang X M, Yu X D, 2019. Environmental parameter characteristics of severe wind with extreme thunderstorm[J]. J Appl Meteor Sci, 30(3):292-301(in Chinese).
- 孙继松,2023.与直线型对流大风相关的强风暴形态结构和热动力学过程[J].气象,49(1):1-11. Sun J S, 2023. The pattern structure and thermodynamic and dynamic processes of severe storms associated with linear convective gales[J]. Meteor Mon, 49(1):1-11(in Chinese).
- 孙建华,郑淋淋,赵思雄,2014.水汽含量对飑线组织结构和强度影响的数值试验[J].大气科学,38(4):742-755. Sun J H, Zheng L L, Zhao S X, 2014. Impact of moisture on the organizational mode and intensity of squall lines determined through numerical experiments[J]. Chin J Atmos Sci, 38(4):742-755(in Chinese).
- 陶岚,袁招洪,戴建华,等,2014.一次夜间弓形回波特征分析[J].气象学报,72(2):220-236. Tao L, Yuan Z H, Dai J H, et al, 2014. Analysis of the characteristics of a nocturnal bow echo[J]. Acta Meteor Sin, 72(2):220-236(in Chinese).
- 万夫敬,江敦双,赵传湖,2018.2017年8月6日山东罕见雷暴大风成因分析[J].海洋气象学报,38(2):60-66. Wan F J, Jiang D S, Zhao C H, 2018. Analysis of an unusual thunderstorm gale in Shandong on 6 August 2017[J]. J Mar Meteor, 38(2):60-66(in Chinese).
- 万夫敬,孙继松,孙敏,等,2021.山东半岛海风锋在一次飑线系统演变过程中的作用[J].气象学报,79(5):717-731. Wan F J, Sun J S, Sun M, et al, 2021. Impacts of sea breeze front over Shandong Peninsula on the evolution of a squall line[J]. Acta Meteor Sin, 79(5):717-731(in Chinese).
- 王福侠,俞小鼎,裴宇杰,等,2016.河北省雷暴大风的雷达回波特征及预报关键点[J].应用气象学报,27(3):342-351. Wang F X, Yu X D, Pei Y J, et al, 2016. Radar echo characteristics of thunderstorm gales and forecast key points in Hebei Province[J]. J Appl Meteor Sci, 27(3):342-351(in Chinese).
- 王俊,2017.线状中尺度对流系统的多普勒雷达统计特征分析[J].海洋气象学报,37(4):25-33. Wang J, 2017. Study on Doppler radar features of linear mesoscale convective systems[J]. J Mar Meteor, 37(4):25-33(in Chinese).
- 王秀明,俞小鼎,费海燕,等,2023.下击暴流形成机理及监测预警研究进展[J].气象,49(2):129-145. Wang X M, Yu X D, Fei H Y, et al, 2023. A review of downburst genesis mechanism and warning[J]. Meteor Mon, 49(2):129-145(in Chinese).
- 王秀明,俞小鼎,周小刚,等,2012.“6.3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析[J].高原气象,31(2):504-514. Wang X M, Yu X D, Zhou X G, et al, 2012. Study on the formation and evolution of “6.3” damage wind[J]. Plateau Meteor, 31(2):504-514(in Chinese).
- 王秀明,周小刚,俞小鼎,2013.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,71(5):839-852. Wang X M, Zhou X G, Yu X D, 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures [J]. Acta Meteor Sin, 71(5):839-852(in Chinese).
- 王彦,唐熠,赵金霞,等,2009.天津地区雷暴大风天气雷达产品特征分析[J].气象,35(5):91-96. Wang Y, Tang Y, Zhao J X, et al, 2009. Statistical characters of Doppler weather radar data on thunderstorms[J]. Meteor Mon, 35(5):91-96(in Chinese).
- 王一童,王秀明,俞小鼎,2022.产生致灾大风的超级单体回波特征[J].应用气象学报,33(2):180-191. Wang Y T, Wang X M, Yu X D, 2022. Radar characteristics of straight-line damaging wind producing supercell storms[J]. J Appl Meteor Sci, 33(2):180-191(in Chinese).
- 杨璐,陈明轩,孟金平,等,2018.北京地区雷暴大风不同生命期内的雷达统计特征及预警提前量分析[J].气象,44(6):802-813. Yang L, Chen M X, Meng J P, et al, 2018. Radar statistical characteristics and warning lead analysis of thunderstorm gales in different life periods in Beijing[J]. Meteor Mon, 44(6):802-813(in Chinese).
- 杨晓霞,胡顺起,姜鹏,等,2014.雷暴大风落区的天气学模型和物理量参数研究[J].高原气象,33(4):1057-1068. Yang X X, Hu S Q, Jiang P, et al, 2014. Research of synoptic model and physical quantity parameter of thunder-gust winds impact area[J]. Plateau

- Meteor, 33(4):1057-1068(in Chinese).
- 俞小鼎,王秀明,李万莉,等,2020. 雷暴与强对流临近预报[M]. 北京:气象出版社:292-294. Yu X D, Wang X M, Li W L, et al, 2020. Nowcast of Thunderstorms and Severe Convection[M]. Beijing:China Meteorological Press:292-294(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).
- 郑永光,田付友,孟智勇,等,2016. “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, 2016. 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).
- Atkins N T, Arnott J M, Przybylinski R W, et al, 2004. Vortex structure and evolution within bow echoes. Part I: single-Doppler and damage analysis of the 29 June 1998 derecho[J]. Mon Wea Rev, 132(9):2224-2242.
- Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al, 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX[J]. Mon Wea Rev, 133(8):2275-2296.
- Doswell III C A, 2001. Severe Convective Storms[M]. Boston: American Meteorological Society:1-26.
- Emanuel K A, 1994. Atmospheric Convection[M]. New York: Oxford University Press:158-165.
- Fujita T T, 1978. Manual of downburst identification for project Nimrod[D]. Chicago:University of Chicago:104.
- Fujita T T, Wakimoto R M, 1981. Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980[J]. Mon Wea Rev, 109(7):1438-1456.
- Gallus Jr W A, Snook N A, Johnson E V, 2008. Spring and summer severe weather reports over the Midwest as a function of convective mode: a preliminary study[J]. Wea Forecasting, 23(1):101-113.
- James R P, Fritsch J M, Markowski P M, 2005. Environmental distinctions between cellular and slabular convective lines[J]. Mon Wea Rev, 133(9):2669-2691.
- Johns R H, Doswell III C A, 1992. Severe local storms forecasting [J]. Wea Forecasting, 7(4):588-612.
- Johns R H, Hirt W D, 1987. Derechos: widespread convectively induced windstorms[J]. Wea Forecasting, 2(1):32-49.
- Klemp J B, 1987. Dynamics of tornadic thunderstorms[J]. Annu Rev Fluid Mech, 19(1):369-402.
- Klimowski B A, Hjelmfelt M R, Bunkers M J, 2004. Radar observations of the early evolution of bow echoes[J]. Wea Forecasting, 19(4):727-734.
- Trapp R J, Weisman M L, 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: their genesis and implications[J]. Mon Wea Rev, 131(11):2804-2823.
- Wakimoto R M, 2001. Convectively driven high wind events[M] // Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston: American Meteorological Society:255-299.
- Wakimoto R M, Murphey H V, Davis C A, et al, 2006. High winds generated by bow echoes. Part II: the relationship between the mesovortices and damaging straight-line winds[J]. Mon Wea Rev, 134(10):2813-2829.

(本文责编:俞卫平)