

刁秀广. 强冰雹和强降水超级单体风暴双偏振特征差异性[J]. 海洋气象学报, 2024, 44(3): 23-36.
DIAO Xiuguang. Difference in dual-polarization signatures between a severe hail supercell storm and a heavy precipitation supercell storm[J]. Journal of Marine Meteorology, 2024, 44(3): 23-36. DOI: 10.19513/j.cnki.hyqxxb.20220807001. (in Chinese)

强冰雹和强降水超级单体风暴双偏振特征差异性

刁秀广^{1,2}

(1. 山东省气象防灾减灾重点实验室, 山东 济南 250031; 2. 山东省气象台, 山东 济南 250031)

摘要 利用青岛双偏振多普勒天气雷达资料和常规观测资料以及区域气象观测站资料, 对2019年8月16日发生在山东诸城的一次强冰雹超级单体风暴和2020年8月3日发生在山东高密的一次强降水超级单体风暴双偏振特征差异性进行分析。结果表明: (1) 风暴低层上升气流区一侧都存在明显的 Z_{DR} 弧, 强上升气流区周围都分布有 Z_{DR} 环、深厚的 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱。(2) 主要差异包括诸城强冰雹超级单体风暴的强度明显较强, 强中心高度明显较高, 中气旋旋转强度和风暴顶辐散强度明显较强, 但 Z_{DR} 柱与 K_{DP} 柱高度较低, Z_{DR} 柱与 K_{DP} 柱宽度明显较窄, 强的中气旋旋转强度和风暴顶辐散强度有利于强回波核的悬垂及冰雹增长; 高密强风暴更加宽阔、深厚的上升气流将浓度较高的液态或小的湿冰粒子带至较高高度, Z_{DR} 柱与 K_{DP} 柱高度较高。(3) 湿度垂直分布和风场垂直廓线对风暴强度与天气实况起到关键作用。诸城强风暴产生在较干的湿度垂直分布和西北气流环境条件下, 以强冰雹为主; 高密强风暴产生在较湿的湿度垂直分布及西南气流环境条件下, 以高强度降雨为主。

关键词 超级单体; 双偏振; 微物理; 差异性

中图分类号: P412.25 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2024)03-0023-14

DOI: 10.19513/j.cnki.hyqxxb.20220807001

Difference in dual-polarization signatures between a severe hail supercell storm and a heavy precipitation supercell storm

DIAO Xiuguang^{1,2}

(1. Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong, Jinan 250031, China; 2. Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, China)

Abstract Using Qingdao dual-polarization Doppler radar data, conventional observations and data of regional meteorological observing stations, the differences in polarimetric signatures are analyzed between a severe hail supercell storm, which occurred in Zhucheng, Shandong on 16 August 2019, and a heavy precipitation supercell storm, which occurred in Gaomi, Shandong on 3 August 2020. The results are shown below. (1) The common features include Z_{DR} arc on the updraft side in the low level of storm, as well as Z_{DR} ring, deep Z_{DR} column and K_{DP} column around the strong updraft regions. (2) The major differences are as follows. The Zhucheng severe hail supercell storm has stronger maximum reflectivity, higher height of maximum reflectivity, stronger mesocyclone rotation intensity and storm top divergence intensity, but lower Z_{DR} column and K_{DP} column, and narrower Z_{DR} column and K_{DP} column. The strong mesocyclone rotation intensity and storm top divergence intensity are conducive to the overhang of storm

收稿日期: 2022-08-07; 修回日期: 2022-12-02

基金项目: 山东省自然科学基金项目 (ZR2022MD088, ZR2022MD035); 山东省气象局科研项目 (2019sdqxz01)

第一作者简介: 刁秀广, 男, 正高级工程师, 主要从事短时天气预报工作, radardxg@126.com。

core and the growth of hails. The wider and deeper updraft in Gaomi supercell storm brings the liquid or small wet ice particles with higher concentration to a higher height, resulting in higher Z_{DR} column and K_{DP} column. (3) The vertical distribution of humidity and the vertical profile of wind play a key role in the storm intensity and weather situation. The Zhucheng supercell storm occurs under the conditions of drier vertical humidity and northwest airflow, and results in severe hails; the Gaomi supercell storm occurs under the conditions of wetter vertical humidity and southwest airflow, and generates high-intensity precipitation.

Keywords supercell; dual-polarization; microphysical; difference

引言

超级单体风暴是指伴有深厚持久中气旋的风暴,组织性强,持续时间长,常常会产生强冰雹、强下击暴流甚至龙卷等灾害性天气,因此,对超级单体风暴结构、动力学特征以及微物理过程的相关研究具有重要科学意义。20世纪60年代初期, Browning^[1-2]首先提出了超级单体风暴一词,并给出了超级单体三维气流结构模型。20世纪70年代后期, Lemon等^[3]在对超级单体风暴分析、总结的基础上,对 Browning^[1-2]提出的超级单体风暴概念模型进行了适当修改,提出了一个新的超级单体概念模型,至今仍被应用。随着观测技术手段的不断改进和个例增加,气象学者将超级单体风暴分为3类,即弱降水(low-precipitation, LP)超级单体、经典(classic, CL)超级单体和强降水(high-precipitation, HP)超级单体风暴^[4-6]。对于超级单体风暴,早期研究主要专注于导致强冰雹或龙卷的超级单体风暴结构和动力学特征,随着数值模式的发展和双极化技术的应用,对强风暴特别是超级单体风暴双极化特征的个例研究迅速增多。不同尺寸和不同相态的气象目标物对应不同的双偏振参量特征值,对这些参量特征值进行细致分析与模糊逻辑运算,可以进一步识别降水粒子的相态分布以及降水类型等,还可以对风暴内部的微物理特征进行定性分析,从而对风暴微物理过程作出推断^[7-11]。对强风暴双偏振特征的诸多研究^[12-15]表明,环境0℃层高度以上通常会出现大的差分反射率(Z_{DR})和差分相移率(K_{DP}), Z_{DR} 超过一定阈值(1.0 dB或1.5 dB)即称之为 Z_{DR} 柱, K_{DP} 超过一定阈值 $[0.75 (^{\circ}) \cdot \text{km}^{-1}$ 或 $1.0 (^{\circ}) \cdot \text{km}^{-1}]$ 即称之为 K_{DP} 柱。 Z_{DR} 柱由过冷却雨滴、水包膜的冰粒子、湿的扁球结构或球形结构冰粒的混合物组成, Z_{DR} 柱与强上升气流区相对应, Z_{DR} 柱

的高度与上升气流存在正相关关系^[10,13,15-16]。0℃层高度以上 K_{DP} 大值区的出现,表明有丰富的液态雨水和(或)湿冰存在^[10,13,17]。超级单体风暴低层前侧入流区反射率因子梯度大的部位往往会出现 $Z_{DR} > 3$ dB的高值,类似弧状,称之为 Z_{DR} 弧,而风暴中层强上升气流区周围会出现环状或半环状增强的 Z_{DR} 值,称之为 Z_{DR} 环^[10,17-18]。

国内在双偏振天气雷达数据质量控制^[19-20]、强对流风暴的偏振特征^[21-25]、水凝物粒子分类^[26-28]和风暴微物理过程^[29-30]等领域进行了大量研究工作,并取得了丰富成果,为双偏振雷达业务应用奠定了基础。对强冰雹超级单体风暴偏振观测特征分析表明,风暴低层上升气流区一侧的 Z_{DR} 弧、中层强上升气流周围的 Z_{DR} 环、0℃层高度以上的 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱(上升气流周围)等是其共同特征^[31-37],与国外观测的偏振特征基本相同或相似。对强降水超级单体风暴的观测个例分析较少,潘佳文等^[38]对2018年5月7日发生在闽南地区的一次特大暴雨强降水超级单体风暴分析表明,在前侧下沉气流南侧的反射率因子梯度大值区附近存在一个浅薄的 Z_{DR} 弧, Z_{DR} 柱位于有界弱回波区的上方,位于主上升气流的东南侧, K_{DP} 柱位于主上升气流的西北侧,主要由大量混合相态水凝物造成,其位置与地面雨强中心存在较好的对应关系。关于强冰雹与强降水超级单体风暴双偏振特征有何差异性的问题,目前国内还没有相关文献。

基于青岛SA双偏振雷达探测资料,结合常规观测和地面实况资料,对2019年8月16日在山东诸城等地产生的强冰雹超级单体风暴和2020年8月3日在山东高密产生小时雨量超过100 mm的强降水超级单体风暴双偏振参量结构特征进行对比分析,目的是初步了解两类超级单体风暴低层、中层、高层及垂直结构上的双偏振特征、微物理特征,以及

两类超级单体风暴双偏振和微物理特征的差异,期望对两类超级单体风暴微物理过程的认识及相关临近预警技术有所帮助。

1 资料与方法

利用常规气象观测资料和非常规气象观测资料,分析强冰雹超级单体和强降水超级单体风暴双偏振和微物理特征异同性。常规观测资料主要是08时(北京时,下同)探空数据,依据探空数据计算相关环境物理量,分析对应的天气形势。2019年8月16日诸城强冰雹区距离青岛探空站约95 km,2020年8月3日高密强降水区距离青岛探空站约60 km,主要应用青岛探空数据计算相关物理量,同时增加了风暴发生前1 h欧洲中期天气预报中心ERA5资料(时间分辨率为1 h,水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$)计算的相关物理量。

非常规观测资料主要是区域气象观测站(以下简称“区域站”)分钟降水量、极大风速和青岛SA双偏振雷达高分辨率(250 m)探测资料。双偏振特征主要分析青岛雷达探测到的风暴低层(高度低于2 km)、0℃层和-20℃层3个层次的水平极化反射率因子(Z_H)、 Z_{DR} 、 K_{DP} 和相关系数(C_c)等偏振参量特征,以及垂直剖面双偏振特征。诸城强冰雹区距离青岛SA雷达站约95 km,高密强降水区距离青岛SA雷达站约60 km,两次超级单体风暴均处在青岛SA雷达的较佳观测范围内。青岛SA雷达小雨区 Z_{DR} 值分布形态与参考值基本一致,数据质量可靠。

文中所分析的风暴 Z_{DR} 柱阈值为1.0 dB, Z_{DR} 弧阈值为3 dB, K_{DP} 柱阈值为 $1.0 (^\circ) \cdot \text{km}^{-1}$ 。依据Seliga等^[39]和Illingworth等^[40]的研究, Z_{DR} 为1.0 dB的雨滴直径约为1.6 mm, Z_{DR} 为3.0 dB的雨滴直径约为3.5 mm,文中小雨滴指 $Z_{DR} < 1.0$ dB的雨滴(直径小于1.6 mm),大雨滴指 $Z_{DR} \geq 3.0$ dB的雨滴(直径大于3.5 mm), $1.0 \text{ dB} \leq Z_{DR} < 3.0 \text{ dB}$ 的雨滴为中等大小雨滴。

2 天气实况及天气背景

2.1 天气实况

2019年8月16日下午,山东诸城遭受强冰雹、雷暴大风等强对流天气袭击,造成诸城强冰雹的风暴属于长寿命超级单体风暴(以下简称“诸城

强风暴”)。该风暴生成于14:00前后,消散于17:00前后,15:10—15:45影响诸城,贾悦附近最大冰雹直径在50 mm以上。贾悦区域站降水量为27.2 mm(亦为风暴最大降水量),极大风速为 $22.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。影响诸城期间风暴最大反射率因子为75~78 dBZ,风暴强度非常强。风暴位置、形态分别见图1a、b。

2020年8月3日下午,山东高密出现强降水天气,高密夏庄区域站在17:42—18:42出现114.5 mm的强降水,相邻的朝阳区域站同时间段降水量为39.9 mm,两站强降水由移动缓慢的超级单体风暴(以下简称“高密强风暴”)产生。强降水超级单体风暴生成于16:53前后,旺盛阶段风暴基本是朝东偏北方向缓慢移动,17:27开始出现中气旋并持续到18:02,18:47之后风暴减弱。没有观测到大风天气,也没有冰雹报告。强降水主要集中在17:49—18:09(20 min),夏庄站降水量达54.1 mm,朝阳站为26.4 mm,其间风暴最大反射率因子为60~65 dBZ。风暴位置和风暴形态分别见图1a、c。

2.2 天气背景与环境参数

2019年8月16日08:00,影响系统为冷涡,500 hPa冷涡中心在河北、内蒙古和辽宁交界处上空,槽线压在山东半岛中部区域,850 hPa切变位于山东与河北交界处,地面辐合线位于山东境内的黄河北侧(图略)。低层较暖,850 hPa气温为21℃,中层较干冷,400 hPa气温为-19℃,比湿为 $0.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,上干冷、下暖湿的配置造成热力不稳定及能量累积。14:00,地面辐合线南压至沂源—临朐—莱州一带,并在临朐东南部触发新的对流,演变为超级单体风暴。环境物理量(表1)显示,抬升指数(lifting index, LI)为负值,对流有效位能(convective available potential energy, CAPE)较小,0~6 km垂直风切变(SHR)为中等强度,850 hPa与500 hPa温差(Δt)较大,干层强度(700 hPa与400 hPa温度露点差平均值)较大,存在明显的干层,整层比湿积分(IQ)较小。风暴触发地位于章丘探空站和青岛探空站之间,处在章丘探空站下游约75 km,而距离青岛探空站约180 km,章丘探空0~6 km垂直风切变为 $31.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,随着天气系统东移南压,上游地区的强垂直风切变也随着系统移动,触发地上空具有强的深层垂直风切变,同时,20:00青岛探空500 hPa

风向和风速分别是 285° 和 $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, $0\sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变为 $23.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 风暴发生发展阶段诸城一带 $0\sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变明显增大。诸城上游潍坊雷达站(两者距离约为 85 km) 风廓线(VAD wind profile, VWP) 产品显示, $14:00\text{--}14:30$, 6 km 高度风速约为 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (风向约为 300°), 地面为东南风, 风速为

$2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右, $0\sim 6 \text{ km}$ SHR 超过 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 强度较强。由 $14:00$ ERA5 资料(表 1 中带“*”时次对应数据)可知, 风暴影响前 1 h , 诸城上空 K 指数增大, Δt 减小, CAPE 减弱 ($476 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右), SHR 和 500 hPa 风速明显增大。在 CAPE 较弱的情况下, 强垂直风切变也利于组织性强的对流风暴产生。

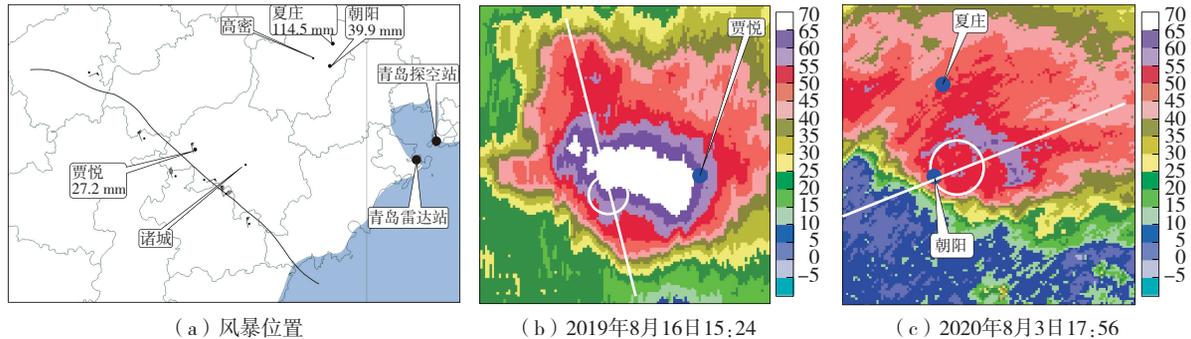


图 1 风暴位置以及青岛雷达组合反射率因子
a 中风矢—风场, 单位为 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 黑色线—风暴路径; b、c 中色阶—组合反射率因子, 单位为 dBZ, 白色圆圈—中气旋;
b 中白色直线—3.2 节综合考虑径向速度及 K_{DP} 柱和 Z_{DR} 柱高度等选择沿该线方向进行剖面; c 中白色直线—4.2 节
综合考虑 BWER、径向速度及 K_{DP} 柱和 Z_{DR} 柱高度等选择沿该线方向进行剖面。

图 1 风暴位置以及青岛雷达组合反射率因子
Fig.1 Storm location and composite reflectivity of Qingdao radar

2020 年 8 月 3 日 $08:00$, 影响系统为高空槽与副热带高压(以下简称“副高”)外围西南气流。 500 hPa 冷涡中心在内蒙古东部上空, 槽线底端位于河北北部一带, 低层 850 hPa 槽线底部伸展到河北、河南与山东交界区域上空, 缓慢东移。副高北侧 588 dagpm 线位于山东与江苏交界区域, 基本呈纬向型分布。强降水风暴产生在槽前副高北侧西南气流暖湿区, 环境物理量(表 1)显示, K 指数较大, LI 较小, CAPE 较强, 深层垂直风切变为中等强度($08:00$ 与 $20:00$ 对比几乎没有变化), IQ 较大, 干层强度较小, 没有明显的干

层, 0°C 层高度 (H_z) 特别是湿球 0°C 层 (H_{WBZ}) 较高, 不利于地面出现冰雹。由 $15:00$ ERA5 资料(表 1 中带“*”时次对应数据)可以看出, 风暴影响前 1 h , 高密上空 K 指数有所减小, Δt 增大, CAPE 明显加强 ($4618 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右), 深层 SHR 有所减弱, 低层 SHR 明显减弱, 500 hPa 风速基本没有变化。

两次过程相比, 8 月 3 日强降水天气具有更强的 CAPE、更大的 IQ、更低的抬升凝结高度 (lifting condensation level, LCL) 和较高的 0°C 层或湿球 0°C 层高度, 深层和低层垂直风切变明显较小。

表 1 青岛探空环境物理量

Table 1 Environmental physical parameters at Qingdao sounding station

日期	时次	K 指数/ $^\circ\text{C}$	Δt / $^\circ\text{C}$	LI/ $^\circ\text{C}$	CAPE/ ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)	SHR ($0\sim 6 \text{ km}$)/ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	SHR ($0\sim 3 \text{ km}$)/ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	500 hPa 风速/ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	500 hPa 风向/ ($^\circ$)	IQ/ ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)	H_{WBZ} / km	H_z / km	干层强度/ $^\circ\text{C}$	LCL/ m
2019-08-16	08:00	13	29	-3.4	640	14.2	13.6	14	280	2 695	3.6	4.5	16	580
	14:00*	31	25		476	23.8	19.5	22						
	20:00	38	24	1.8	70	23.8	14.5	25	285	3 513	3.9	4.5	33	970
2020-08-03	08:00	38	25	-2.3	637	16.7	16.9	14	256	5 822	4.5	5.1	7	205
	15:00*	34	27		4 618	14.4	3.8	15						
	20:00	41	28	-4.5	780	16.5	7.2	8	261	5 532	4.4	4.9	6	311

注:带“*”时次对应数据为 ERA5 资料。

3 诸城强风暴双偏振特征

选取 15:24 青岛雷达观测数据进行分析, 15:10—15:45 是冰雹最为严重阶段, 贾悦灾情最为严重, 并出现直径 50 mm 以上的特大冰雹。

3.1 不同水平层次双偏振特征

图 2 从上至下为 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 和 C_e , 从左至右为 15:24 诸城强风暴 0.5° 仰角 PPI (plan position indicator) 和 0 °C 层(4.5 km) 及 -20 °C 层(7.7 km) 高度 CAPPI(constant altitude plan position indicator)。

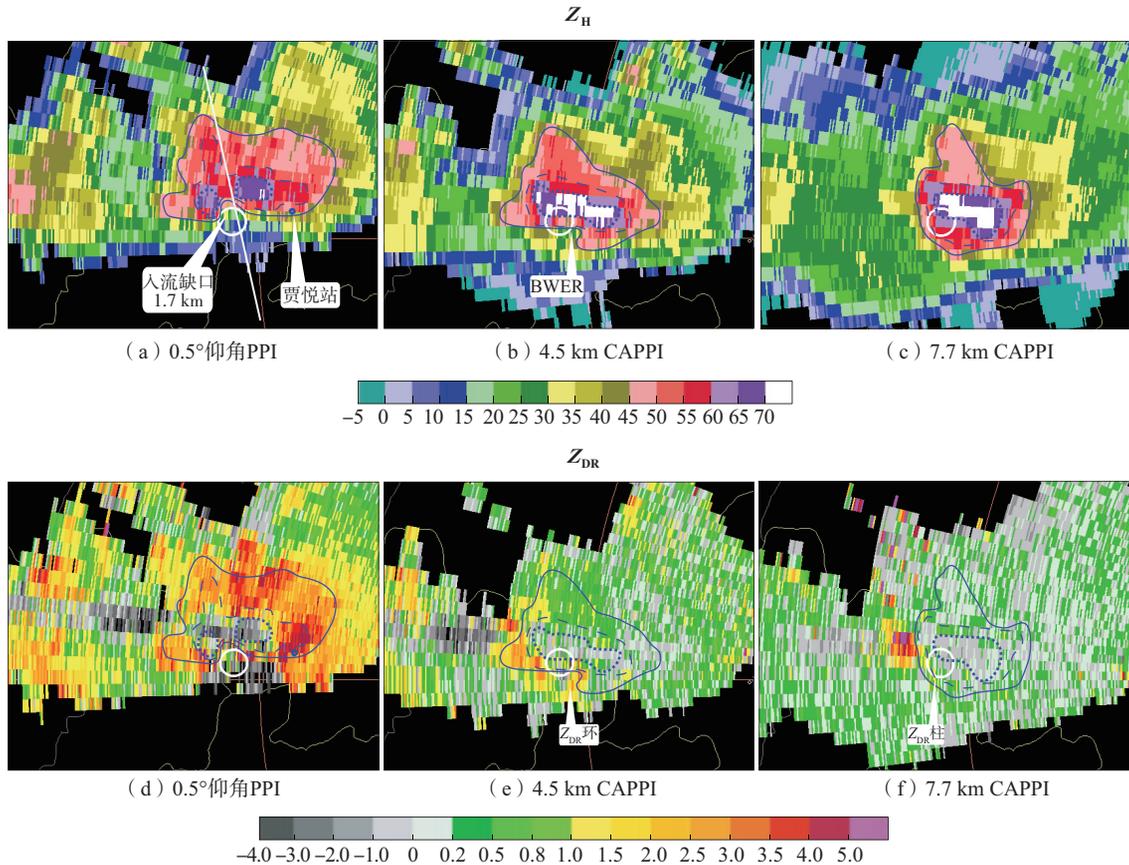
3.1.1 风暴低层(1.7 km) 特征

南侧存在明显的入流缺口(图 2a), 为气旋性旋转上升气流区(贾悦站以西), 对应有较大距离库 $Z_{DR} \geq 3$ dB(即 Z_{DR} 弧, 图 2d), 同时 K_{DP} 较小(图 2g), C_e 大小不一(图 2j), 表明风暴低层上升与下沉气流结合区附近存在少量大的粒子(包括大的雨滴和小的湿冰粒子)或非气象目标物。65 dBZ 以上(最大 70 dBZ) 回波区基本对应负的 Z_{DR} 和小的 C_e , 为大冰雹区域, 中气旋东北侧 K_{DP} 较大[最大为 $8.5 (\text{°}) \cdot \text{km}^{-1}$], 含湿冰粒子和一定浓度的雨滴。强回波核后侧 2 条径向 Z_{DR} 为明显的负值区(一直持续到 165 km, 图

2d), 由强冰雹衰减所致, 3 条径向 C_e 为小值区(一直持续到 165 km), 由波束非均匀填充(non-uniform beam filling, NBF)所致(图 2j) [24, 35, 41]。其他区域(强回波核区东侧及北侧 45 dBZ 以上回波区)对应大的 Z_{DR} 值(多在 2 dB 以上)和大的 C_e , K_{DP} 为 $0.5 \sim 3.5 (\text{°}) \cdot \text{km}^{-1}$, 有中等大小和大的雨滴存在, 或许伴有少量小的湿冰粒子。

3.1.2 0 °C 层高度特征

有明显的有界弱回波区(bounded weak echo region, BWER), 其北侧为强回波墙, 最大为 74 dBZ(图 2b)。BWER 东、南和西侧分布有大的 Z_{DR} , 中间区域 Z_{DR} 较小, 即 Z_{DR} 环(图 2e), BWER 周围有少量大的粒子; BWER 内 Z_{DR} 和 C_e 较小(图 2k), 粒子相态或形状较为复杂。风暴西侧对应大的 Z_{DR} 和 K_{DP} (图 2h)、小的 C_e , 湿冰粒子与液态粒子共存。其他强回波区基本对应小的甚至负的 Z_{DR} 和小的 K_{DP} , 以没有融化的冰雹粒子或霰粒子为主; 65 dBZ 以上回波区 Z_{DR} 更小, 为大冰雹粒子区。65 dBZ 以上回波区后侧径向有明显的 C_e 小值区, 一直延伸到 165 km 处(图 2k), 近处为三体散射(three-body scatter spike, TBSS), 远处为 NBF。



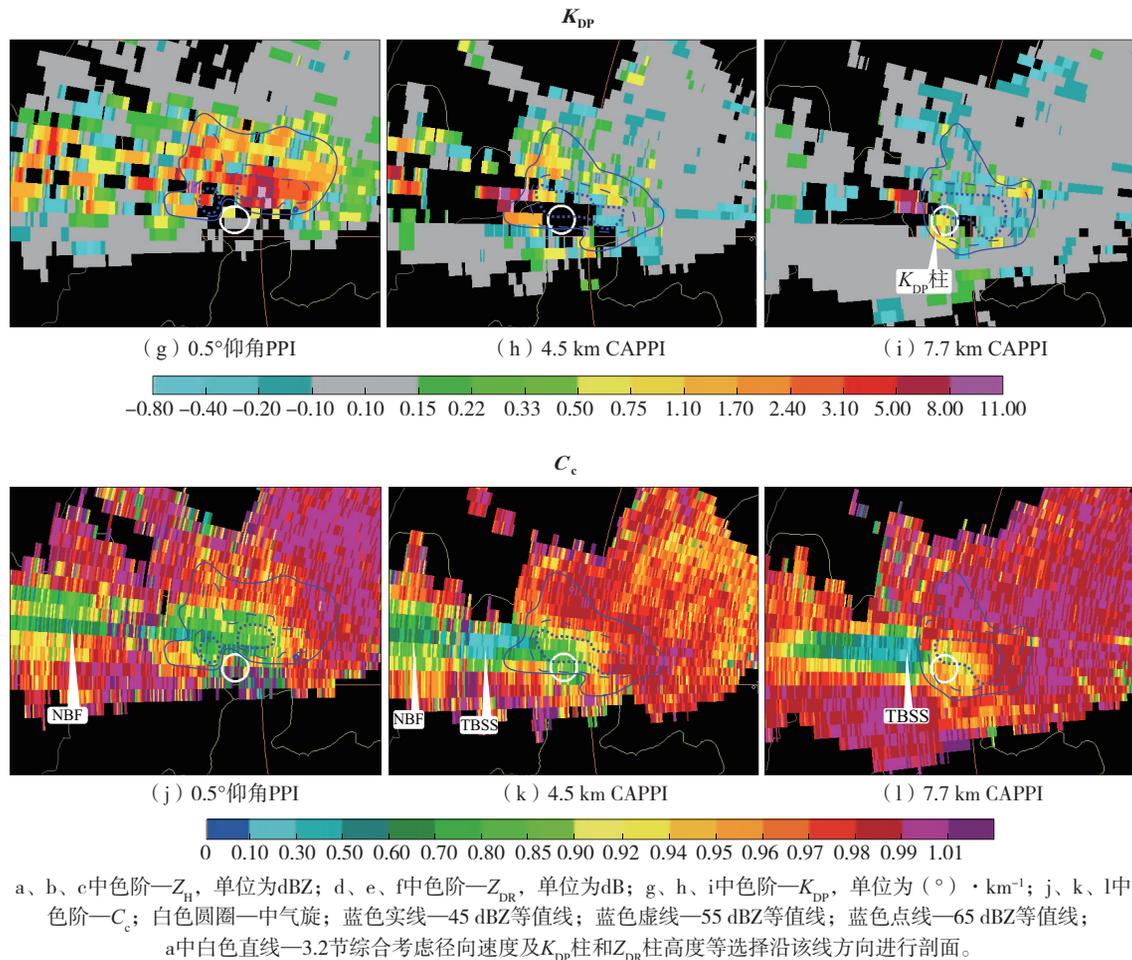


图2 2019年8月16日15:24青岛雷达双偏振参量

Fig.2 Dual-polarization parameters of Qingdao radar at 15:24 BJT 16 August 2019

3.1.3 -20 °C层高度特征

存在较强的回波悬垂,最大为 74 dBZ(图 2c)。中气旋西侧边缘侧存在 $Z_{DR} \geq 1$ dB 的距离库,即 Z_{DR} 柱(图 2f),存在 $K_{DP} \geq 1.0$ $(^\circ) \cdot km^{-1}$ 的距离库,即 K_{DP} 柱(图 2i),表明上升气流强度较强,可将一定数量的液态或湿冰粒子带至 -20 °C 层甚至以上高度。该高度其他区域基本对应小的 Z_{DR} 、小的 K_{DP} 和大的 C_c ,以冰雹粒子或霰粒子为主,存在较大区域的大冰雹粒子区。强回波区后侧径向 C_c 小值区为 TBSS(图 2l)。

3.2 垂直剖面双偏振特征

图 3a、b、c、d、e 分别是 15:24 青岛双偏振雷达 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 C_c 和 V (径向速度)垂直剖面产品(图 1b 和图 2a 中白色直线,起点方位为 262.7°、距离为 101.0 km,终点方位为 286.3°、距离为 115.5 km,综合

考虑径向速度及 K_{DP} 柱和 Z_{DR} 柱高度等选择沿白线方向进行剖面)。

可以看出,风暴具有深厚的 BWER,其顶部(45 dBZ)达到 -10 °C 层高度。BWER 后侧为强回波墙,60 dBZ 回波顶部接近 9.4 km,湿球 -20 °C 至 0 °C 层之间有 70 dBZ 以上回波(厚度约为 4 km,图 3a)。

湿球 0 °C 层以上 BWER 南北两侧各有 1 条清晰的 Z_{DR} 大值区(大于 1 dB),即 Z_{DR} 柱(图 3b),北侧略高于南侧,2 条 Z_{DR} 柱之间 Z_{DR} 较小,即为 Z_{DR} 环,同时 BWER 南北两侧都存在 $K_{DP} > 1$ $(^\circ) \cdot km^{-1}$ 的大值区,即 K_{DP} 柱(图 3c),南侧 K_{DP} 柱 1 的高度明显高于北侧 K_{DP} 柱 2 的高度。BWER 内及低层弱回波区内 C_c 较小,最小为 0.6(图 3d),相态较为复杂。

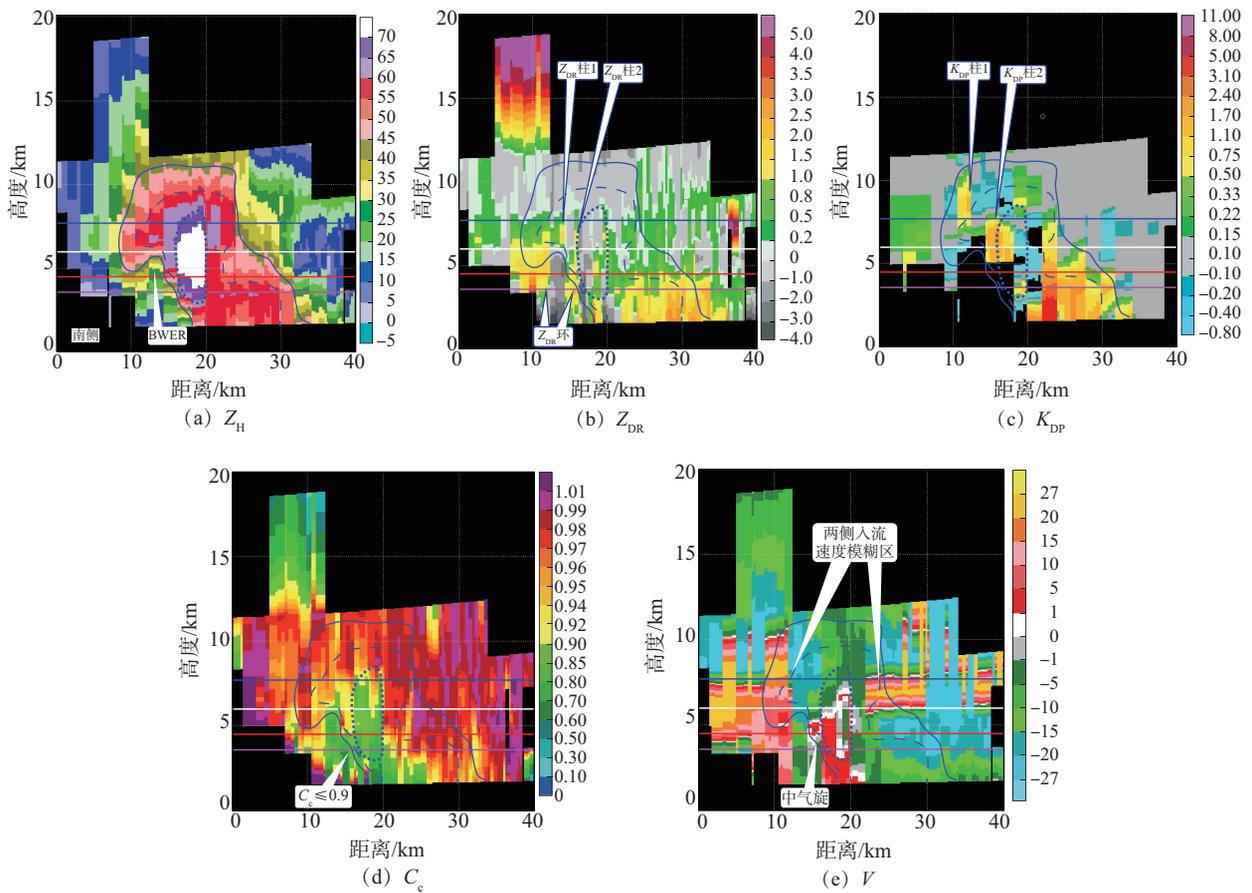
BWER 后侧强回波墙区域(65 dBZ 以上)对应的 Z_{DR} 和 C_c 较小, Z_{DR} 多为负值, C_c 基本小于 0.9,基本为相对不规则的大冰雹区域;-10 °C 层上下,

65 dBZ以上回波南侧对应有大的 K_{DP} 柱,除了大冰雹粒子外,还含有一定数量的雨滴或湿冰粒子。湿球 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度之下冰相粒子出现明显融化, Z_{DR} 和 K_{DP} 明显增大。

径向速度剖面上,风暴中心区域(基本是 60 dBZ 以上回波柱体)对应的径向速度相对较小且有离开雷达的径向速度,而两侧对应有大的径向速度(入流)且出现速度模糊,强的西偏北气流在风暴两侧产生较强的入流,形成明显的“双涡”结构。风暴中心区域南侧(图 3e 中左侧)为气旋性涡旋气流

结构,即中气旋,北侧(图 3e 中右侧)为反气旋性涡旋流场结构。

强冰雹超级单体风暴中气旋周围粒子相态较为复杂,在强上升气流的作用下,雨滴或湿冰粒子可以被带至较高高度。BWER 上方及南侧回波悬垂区, $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度之上以冰相粒子为主;BWER 后侧,湿球 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度之上以冰雹粒子和霰粒子为主,厚度超过 8 km,同时冰雹尺寸明显较大。冰粒子在下降通道中进一步增长,形成大冰雹粒子,在地面产生强冰雹灾害。



a中色阶— Z_H , 单位为dBZ; b中色阶— Z_{DR} , 单位为dB; c中色阶— K_{DP} , 单位为 $(^{\circ}) \cdot \text{km}^{-1}$; d中色阶— C_c ; e中色阶— V , 单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; 蓝色实线—45 dBZ等值线; 蓝色虚线—55 dBZ等值线; 蓝色点线—65 dBZ等值线; 粉色水平直线—湿球 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层 (3.6 km) 高度; 红色水平直线— $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层 (4.5 km) 高度; 白色水平直线— $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层 (6.0 km) 高度; 蓝色水平直线— $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层 (7.7 km) 高度。

图3 2019年8月16日15:24青岛雷达双偏振参量垂直剖面

Fig.3 Vertical section of dual-polarization parameters of Qingdao radar at 15:24 BJT 16 August 2019

4 高密强风暴双偏振特征

选取 17:56 青岛雷达观测数据进行分析,超级单体风暴成熟阶段所影响的区域站最大降水量出现在夏庄站,17:56—18:02 降水量为 15.5 mm(最大分

钟降水量为 3.0 mm),朝阳站 17:56—18:02 降水量为 10.6 mm(最大分钟降水量为 2.2 mm),夏庄站雨强明显大于朝阳站。

4.1 不同水平高度偏振特征

图 4 是 17:56 青岛双偏振雷达 0.5° 仰角、

5.1 km(0 °C层)和 8.5 km(-20 °C层)(由左至右)
 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 和 C_c 产品(由上至下)。

4.1.1 风暴低层特征

南侧有明显的入流缺口和反射率因子梯度高值区(图 4a), Z_H 梯度高值区对应 Z_{DR} 高值(3 dB 以上), 即 Z_{DR} 弧(图 4d), K_{DP} 较小(图 4g), C_c 较大(图 4j), 风暴南侧存在少许大的雨滴。其他区域(45~54 dBZ), Z_{DR} 为 1.0~2.4 dB, K_{DP} 为 0.5~3.5 ($^{\circ}$) \cdot km $^{-1}$, 一定浓度中等大小(与南侧对比)的雨滴为主。夏庄区域站附近 Z_{DR} 为 1.3~2.1 dB, K_{DP} 为 1.5~3.3 ($^{\circ}$) \cdot km $^{-1}$ 。夏庄站 Z_{DR} 略小于朝阳站, 而 K_{DP} 明显大于朝阳站, 夏庄站周围上空存在高浓度的直径略偏小的雨滴, 从而导致更强的降水。

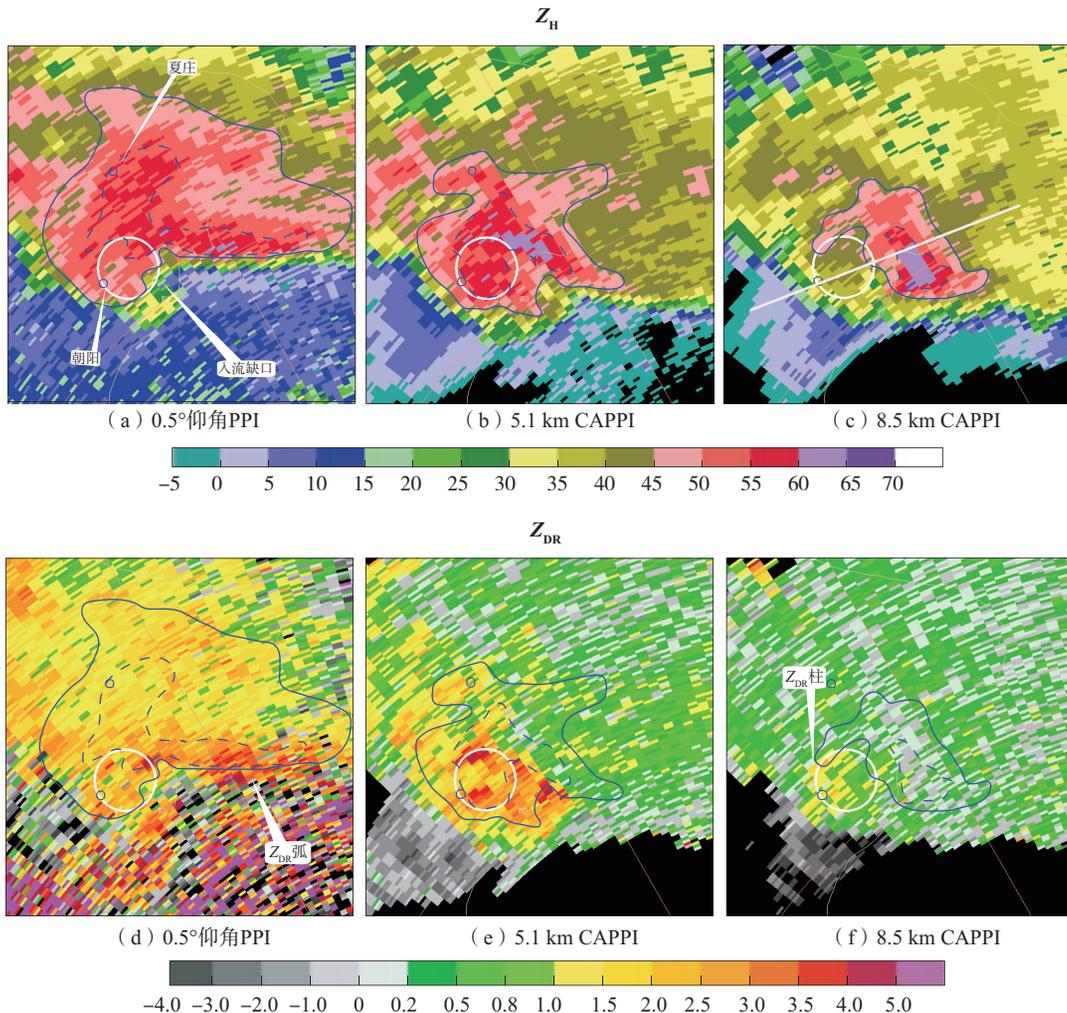
4.1.2 0 °C层高度特征

存在宽阔的强回波区($Z_H \geq 45$ dBZ, 图 4b)、 Z_{DR} 大值区(图 4e)和 K_{DP} 大值区(图 4h)。中气旋周围存在更大的 Z_{DR} 和 K_{DP} , Z_{DR} 有 3 dB 以上的高值区, K_{DP} 有

2.5 ($^{\circ}$) \cdot km $^{-1}$ 以上的高值区, 存在较高浓度的雨滴或小的湿冰粒子($C_c < 0.95$ 的距离库, 图 4k)。中气旋东侧较长径向的 C_c 低值区为波束非均匀填充(NBF, 图 4k)。

4.1.3 -20 °C层高度特征

存在较强的水平极化反射率因子 Z_H (图 4c), 最大为 65 dBZ(1 个距离库), 基本是中气旋内存在 Z_{DR} 柱($Z_{DR} \geq 1$ dB 的区域, 图 4f)和 K_{DP} 柱 [$K_{DP} \geq 1$ ($^{\circ}$) \cdot km $^{-1}$ 区域, 图 4i], 强上升气流将一定浓度的雨滴带到 -20 °C 层甚至更高高度。中气旋东侧强回波区($Z_H \geq 45$ dBZ)对应小的 Z_{DR} 、小的 K_{DP} 和大的 C_c (图 4l), 以冰雹粒子或霰粒子为主。其他区域, 特别是东部区域, 存在较大范围的 45 dBZ 以下的回波区, 对应小的 Z_{DR} 、小的 K_{DP} 和大的 C_c , 以霰粒子及冰晶粒子为主。-20 °C 层或以上高度有丰富的冰相粒子(包括冰雹粒子), 可为地面强降水提供丰富的“粒子源”。



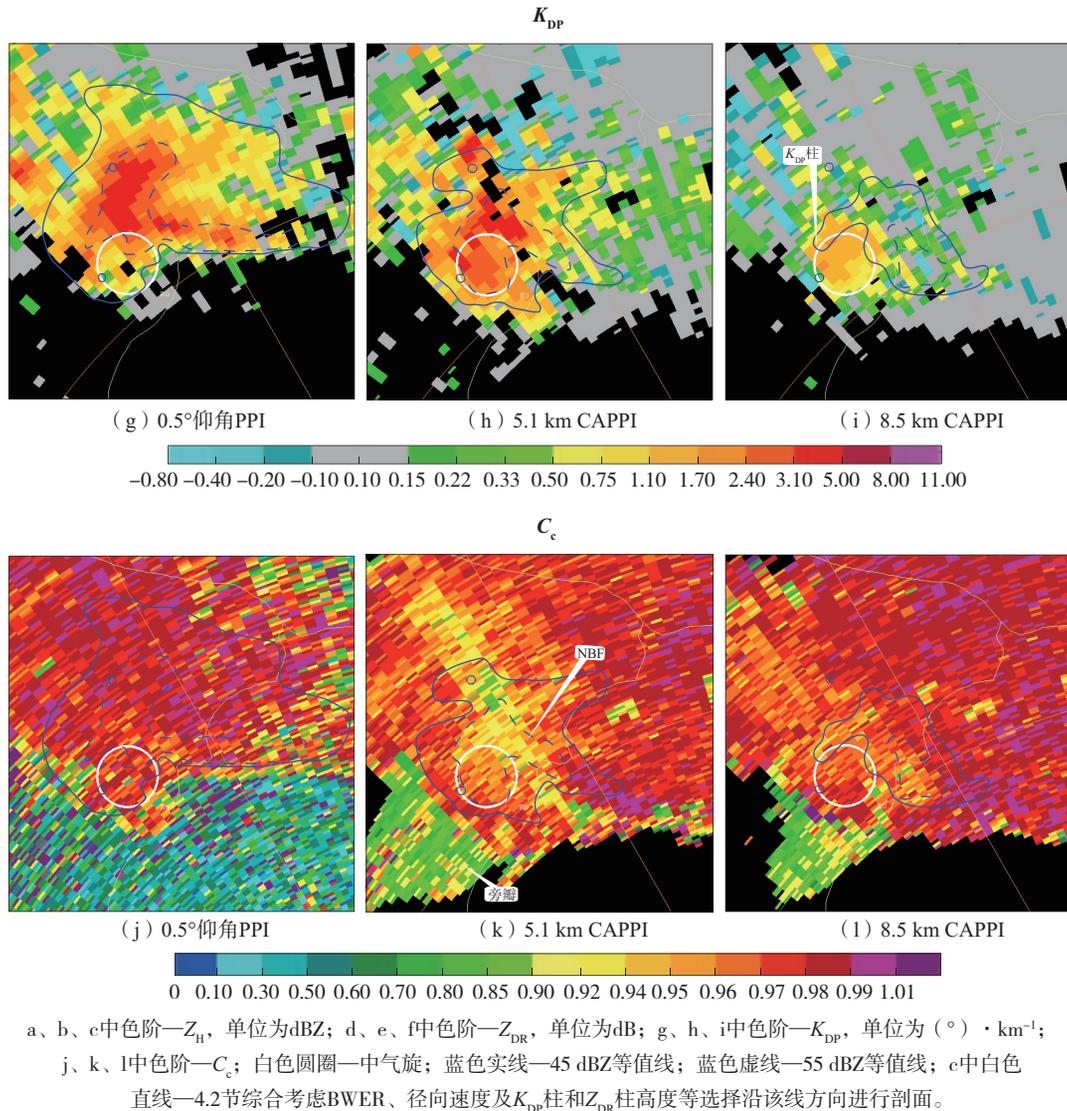


图4 2020年8月3日17:56青岛雷达双偏振参量
Fig.4 Dual-polarization parameters of Qingdao radar at 17:56 BJT 3 August 2020

4.2 垂直剖面偏振特征

图5a、b、c、d、e分别是17:56青岛雷达 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 C_e 和 V 垂直剖面产品(图1c中和图4c中白色直线,起点方位为 302.2° 、距离为63.4 km,终点方位为 345.0° 、距离为51.6 km,综合考虑BWER、径向速度及 K_{DP} 柱和 Z_{DR} 柱高度等选择沿白线方向进行剖面)。

可以看出,风暴旺盛阶段,45 dBZ回波顶部达到14 km(-60°C 层附近)(图5a),BWER顶部(45 dBZ)在湿球 0°C 层高度附近。BWER上方存在深厚宽阔的 Z_{DR} 柱(图5b)和 K_{DP} 柱(图5c),其顶部均超过 -20°C 层高度。水平方向上 -10°C 层高度处 Z_{DR} 柱宽度为8 km左右, K_{DP} 柱宽度为6 km左右,液态粒子浓

度较高。BWER内部 Z_{DR} 为1~3 dB, K_{DP} 较小, C_e 大小不一,以中等大小的雨滴为主, C_e 小值区相态复杂。BWER东侧(图5a右侧),湿球 0°C 层之上约9.5 km厚度内 Z_{DR} 和 K_{DP} 较小而 C_e 较大,为冰相粒子,包括小的冰雹粒子、霰粒子和冰晶粒子。BWER东侧,湿球 0°C 层之下出现明显融化, Z_{DR} 和 K_{DP} 明显增大,底层 Z_{DR} 和 K_{DP} 又有所减小, C_e 较大,基本为雨滴,为强降水区域。

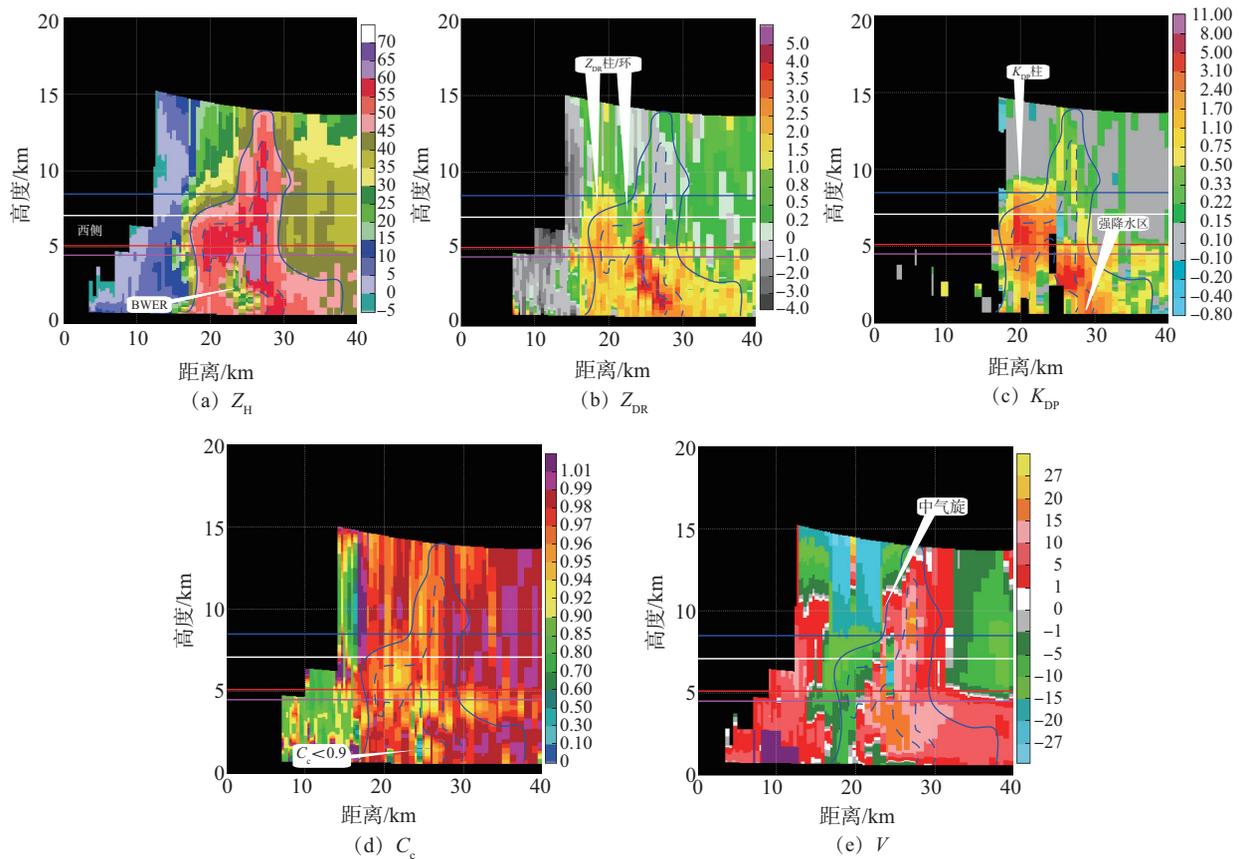
径向速度剖面上,风暴主体(45 dBZ以上回波区)基本对应离开雷达的正径向速度(出流),西侧(图5e中左侧)和东侧对应朝向雷达的负径向速度(入流),西侧为气旋性旋转气流结构即中气旋,且 -20°C 层高度之上切变强度更强。深厚的气旋性旋转上升气流导致风暴主体高度较高,达到 -60°C 层高

度以上,同时将丰富的液态粒子或湿冰粒子带至 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层以上高度。风暴流场也具有“双涡”结构,西侧为气旋性旋转,东侧为反气旋性旋转,强度明显弱于诸城强风暴。

高密强降水超级单体风暴 BWER 上方至 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度之间(厚度约为 4.5 km)含有丰富的液态粒子或湿冰粒子,BWER 东侧湿球 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层之上

约 9.5 km 厚度内含有丰富的冰相粒子,包括小的冰雹粒子、霰粒子和冰晶粒子,可为地面强降水提供丰富的降水粒子。

低层强上升气流区东侧及北侧 $45\sim 55\text{ dBZ}$ 区域对应 $1\sim 2\text{ dB}$ 的 Z_{DR} 、大的 K_{DP} 和 C_c ,表明该区域以中等大小雨滴为主,同时雨滴浓度较高,降水强度大,为强降水区。



a中色阶— Z_{H} , 单位为dBZ; b中色阶— Z_{DR} , 单位为dB; c中色阶— K_{DP} , 单位为 $(^{\circ}) \cdot \text{km}^{-1}$; d中色阶— C_c ; e中色阶— V , 单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; 蓝色实线— 45 dBZ 等值线; 蓝色虚线— 55 dBZ 等值线; 粉色水平直线—湿球 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层(4.5 km)高度; 红色水平直线— $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层(5.1 km)高度; 白色水平直线— $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层(7.1 km)高度; 蓝色水平直线— $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层(8.5 km)高度。

图5 2020年8月3日17:56青岛雷达双偏振参量垂直剖面

Fig.5 Vertical section of dual-polarization parameters of Qingdao radar at 17:56 BJT 3 August 2020

5 双偏振特征对比分析

5.1 风暴参数特征

风暴参数主要包括最大反射率因子(DBZM)及所在高度(HT)、风暴顶高(TOP)、基于单体的垂直累积液态含水量(C-VIL)、 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱高度,同时对中气旋最大旋转速度及所在高度、风暴顶辐散强度(用风暴顶最大径向速度差 ΔV 表示)也进行了相应统计,平均结果见表2。强冰雹超级单体风暴统计的

是影响诸城阶段(15:13—16:04),强降水超级单体风暴统计的是中气旋维持阶段(17:33—18:13)。

诸城超级单体风暴的DBZM、强中心高度HT、中气旋最大旋转速度、风暴顶辐散强度等明显大于高密超级单体风暴,而 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱高度明显低于高密超级单体风暴,中气旋最大切变差异不明显。由于雷达探测距离原因,青岛雷达对诸城强风暴不能探测到风暴顶, TOP和 ΔV 数据综合了临沂SA单偏振雷达探测数据(表2中带“*”数据)。

表2 诸城超级单体风暴和高密超级单体风暴参数平均值

Table 2 Mean values of parameters of Zhucheng supercell storm and Gaomi supercell storm

	DBZM/ dBZ	HT/ km	TOP/ km	Z_{DR} 柱/ km	K_{DP} 柱/ km	最大旋转速度/ ($m \cdot s^{-1}$)	最大切变/ ($10^{-3} s^{-1}$)	最大旋转速度 高度/km	ΔV / ($m \cdot s^{-1}$)
诸城强风暴	75.9	6.6(-13 °C)	12.5*(-46 °C)	7.9(-21 °C)	8.5(-24 °C)	21.2	10.8	6.9	47.9*
高密强风暴	65.1	3.9(8 °C)	14.2(-60 °C)	9.2(-24 °C)	9.7(-28 °C)	16.9	11.1	8.4	40.3

注:“*”代表综合了临沂 SA 单偏振雷达探测数据,括号内容为所在高度的温度。

5.2 共同特征

风暴低层有明显的入流缺口,上升气流区一侧,反射率因子梯度较大,对应有 Z_{DR} 弧, Z_{DR} 弧区域内以大粒子为主,包括大的雨滴和湿冰粒子,风暴旺盛阶段一直伴有该特征(其他时次图略)。

BWER 周围存在 Z_{DR} 柱、 K_{DP} 柱和 Z_{DR} 环等偏振特征,强上升气流区内温度明显高于外围环境温度,降水粒子仍可以以液态或湿冰相粒子形式存在, K_{DP} 柱内存在一定浓度的液态粒子或湿冰粒子。风暴旺盛阶段, Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱维持在较高高度(-20 °C 层高度以上)。

Z_{DR} 弧、 Z_{DR} 环、 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱等偏振特征,与 Kumjian 等^[18]总结的非龙卷超级单体风暴双偏振特征及潘佳文等^[34,38]分析的大冰雹超级单体双偏振特征和强降水超级单体双偏振特征基本类似,高度上存在一些差异。

5.3 主要差异性

风暴强度、强中心高度和风暴顶高度存在明显差异。旺盛阶段,诸城强风暴 DBZM 和 HT 明显较大而 TOP 较低。诸城强风暴最大反射率因子维持在 70 dBZ 以上,平均为 75.9 dBZ,且范围较大,高密强风暴最大反射率因子维持在 60 dBZ 以上,平均为 65.1 dBZ。诸城强风暴 HT 平均为 6.6 km(表 2),维持在 -13 °C 层高度附近,而高密强风暴 HT 平均为 3.9 km(表 2),维持在 8 °C 层高度附近。诸城强风暴 TOP 平均为 12.5 km(表 2),维持在 -46 °C 层高度附近,而高密强风暴 TOP 平均为 14.2 km(表 2),维持在 -60 °C 层高度附近。

风暴低层微物理特征存在差异。旺盛阶段,诸城强风暴低层 Z_{DR} 高值区($Z_{DR} > 3$ dB)的范围更大,风暴北侧和东侧存在明显的 Z_{DR} 高值区,强冰雹超级单体风暴低层以大粒子为主,既存在大雨滴,也存在小的湿冰粒子。高密强风暴低层北侧 Z_{DR} 明显小

于 3 dB,同时对应大的 K_{DP} ,以浓度较高的中等大小雨滴为主。

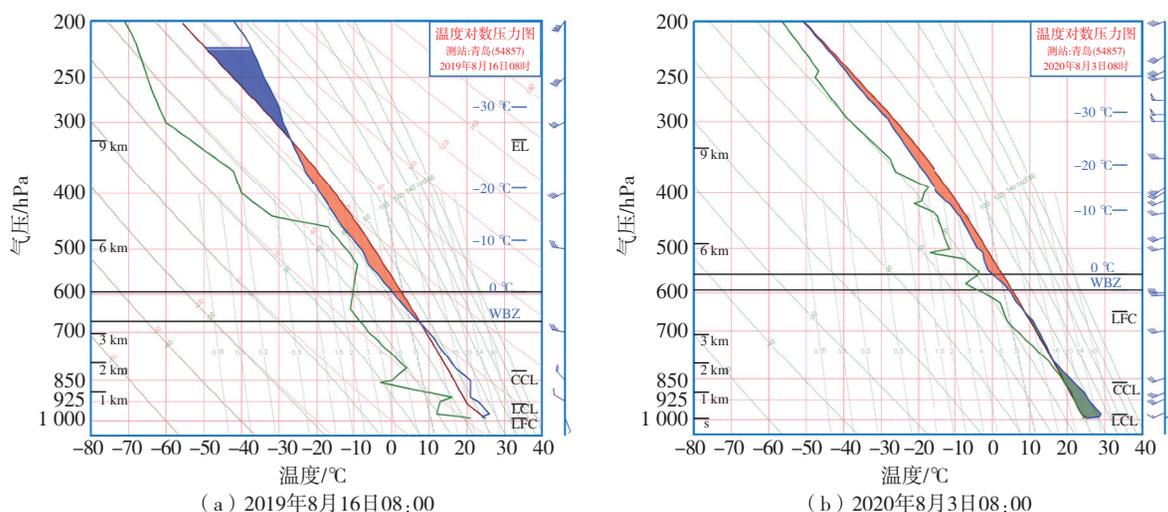
Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱高度差异明显,强降水超级单体风暴 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱高度明显高于强冰雹超级单体风暴(表 2)。诸城强风暴 Z_{DR} 柱平均高度为 7.9 km,维持在 -21 °C 层附近, K_{DP} 柱高度为 8.5 km,维持在 -24 °C 层附近。高密强风暴 Z_{DR} 柱高度为 9.2 km,维持在 -24 °C 层附近, K_{DP} 柱高度为 9.7 km,维持在 -28 °C 层附近。

Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱宽度差异明显。旺盛阶段,诸城强风暴 -20~0 °C 层高度 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱仅分布在中气旋周围小范围内,面积较小,而高密强风暴 -20~0 °C 层高度 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱覆盖整个中气旋及周围区域,面积较宽阔。0 °C 层高度之上高密强风暴具有非常宽阔深厚的液态粒子或湿冰粒子区。

5.4 偏振特征差异性原因

两次强风暴双偏振特征存在明显的差异性,导致差异性的主要因素是什么?

不同的环境物理量,如湿度廓线、风场廓线随高度的变化等,可导致不同的风暴强度结构及不同的微物理结构^[42-44]。诸城强风暴产生在相对较干的环境条件下,850 hPa 之上温度露点差较大,干层深厚,530~450 hPa 除外(图 6a)。高密强风暴产生在相对较湿的环境条件下,地面至 300 hPa 温度露点差平均值小于 6 °C(图 6b)。诸城强风暴产生在西北气流环境形势下,925~500 hPa 为西偏北气流(图 6a),而且 850 与 500 hPa 温差较大,而高密强风暴产生在西南气流环境形势下,925~400 hPa 为西偏南气流(图 6b),而且 850 与 500 hPa 温差较小,湿球 0 °C 层较高,较高的湿球 0 °C 层致使较多冰相粒子产生明显融化。高密强风暴较湿的湿度垂直分布形态及西南气流风场结构,不利于冰雹特别是强冰雹天气的出现,而是利于强降水天气的出现。



绿色实线—露点曲线；蓝色实线—层结曲线；深红色实线—状态曲线；风矢—风场，风速单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

图6 青岛 t - $\ln p$ 探空曲线图

Fig.6 The t - $\ln p$ diagram at Qingdao sounding station

两次强风暴气流结构存在一些差异,诸城强风暴旺盛阶段风暴顶辐散强度和中性旋转强度及风暴柱体两侧入流强度都明显大于高密强风暴(表2),强的入流更利于中性旋转强度的加强与维持,在强的“抽吸”和强的旋转作用下可以“承载”较强的回波悬垂,利于强风暴核的悬垂与大冰雹的循环增长。高密强风暴旺盛阶段中性旋转顶部高度较高,平均8.4 km(表2),有6个体扫在9.6 km左右高度(图5e);较高的中性旋转顶高,暖湿气流气旋性旋转上升的高度较高,一定数量的粒子在环境 -20°C 层高度以上保持过冷却状态,导致高密强降水超级单体风暴具有较高和较宽阔的 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱。同时,8月3日08:00青岛探空显示,平衡高度(equilibrium level, EL)在190 hPa(约12.8 km),对应气温为 -54°C (图6b);8月16日08:00青岛探空显示,平衡高度EL在321 hPa(约9.0 km),对应气温为 -27°C (图6a);较高的平衡高度和较高的中性旋转顶高更利于高密强风暴具有更高的风暴顶高,达到 -60°C 层高度,而诸城强风暴顶高较低,在 -46°C 层附近。

两次强风暴 K_{DP} 柱高度高于 Z_{DR} 柱, Z_{DR} 柱高度之上存在一定浓度更小的雨滴。1.5 mm以下的雨滴,其 Z_{DR} 小于1 dB,1.0 mm以下的雨滴,其 Z_{DR} 小于0.5 dB^[39-40]。小的雨滴更容易在过冷却状态下存在,大量过冷却状态的很小雨滴构成了 K_{DP} 柱最高端的部分,而这些雨滴因为直径较小,对 Z_{DR} 贡献较小。强降水超级单体风暴 K_{DP} 柱和 Z_{DR} 柱明显高于强冰雹超级单体风暴,没有查询到相关文献。

强冰雹和强降水超级单体风暴双偏振特征及其差异性的分析仅限于1对个例,其差异性是否具有普遍性?导致某些明显差异特征的物理因素是什么?需要更多个例进一步深入研究及通过数值模拟进行验证。由于雷达探测模式和性能的局限性,强风暴微物理特征只能进行定性解释,很难做到定量分析。

6 结论

利用青岛双偏振雷达探测资料,结合天气实况数据资料,对一次强冰雹超级单体风暴和一次强降水超级单体风暴双偏振特征和微物理结构以及差异性进行了分析,得出以下结论:

(1) 诸城强冰雹超级单体风暴产生在东北冷涡和地面中 β 尺度辐合线共同作用环境背景下,上干冷、下暖湿,具有强的热力不稳定,CAPE较弱,深层和低层垂直风切变较强。高密强降水超级单体风暴产生在西风槽线前、副高北侧暖湿气流区,深层垂直风切变为中等强度,CAPE强,同时湿层深厚。

(2) 两次强风暴有明显的双偏振共同特征。风暴低层上升气流区一侧,对应有明显的 Z_{DR} 弧。具有明显的BWER,其周围有 Z_{DR} 环和 K_{DP} 大值区。 -20°C 层高度具有明显的 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱,分布在中气旋周围。风暴低层上升气流区一侧 Z_{DR} 弧区域以大粒子为主, Z_{DR} 柱内含有中等大小雨滴或小的湿冰粒子, K_{DP} 柱内雨滴或小的湿冰粒子浓度较高。

(3) 两次强风暴存在明显的双偏振特征差异

性。风暴强度、强中心高度差别明显,诸城强风暴 DBZM 平均约为 76 dBZ, HT 约为 6.6 km, 高密强风暴 DBZM 平均约为 65 dBZ (65 dBZ 以上距离库较少), HT 约为 3.9 km。 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱的高度及宽度存在明显差异, 诸城强冰雹超级单体风暴 Z_{DR} 柱、 K_{DP} 柱的高度与宽度明显小于高密强降水超级单体风暴, $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度附近, 诸城强风暴 Z_{DR} 柱宽度约为 1.2 km, 高密强风暴 Z_{DR} 柱宽度约为 7 km。 低层 Z_{DR} 存在差异, 诸城强风暴低层北侧存在较大范围的 Z_{DR} 高值区, 含有大的雨滴或小的湿冰粒子。 风暴低层 K_{DP} 高值区微物理特征不同, 诸城强风暴低层 K_{DP} 高值区基本对应 55 dBZ 以上的 Z_H , 包含一定浓度的大雨滴和一些小的湿冰粒子, 而高密强风暴低层 K_{DP} 高值区以高浓度的雨滴为主。 Z_{DR} 柱宽度差异明显, K_{DP} 柱宽度和高度存在明显差异, $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度附近, 诸城强风暴 K_{DP} 柱宽度约为 3.5 km, 高密强风暴 K_{DP} 柱宽度约为 8 km, 诸城强风暴 K_{DP} 柱伸展到 $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度, 高密强风暴 K_{DP} 柱伸展到 $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度。

(4) 气流结构和强度存在差异。 诸城强冰雹超级单体风暴内中气旋旋转强度和风暴顶辐散强度明显大于高密强降水超级单体风暴, 同时两侧入流强度也明显大于高密强风暴。 强的入流利于中气旋加强与维持, 同时强风暴顶辐散的抽吸作用, 使得强回波核悬垂在较高高度, 对冰雹的产生与增长非常有利。 高密强风暴 Z_{DR} 柱宽度较宽, 强上升气流区较宽阔, 同时上升气流区内含有浓度较高的液态或湿冰粒子。

(5) 诸城强风暴产生在较干冷的环境条件下, 整层比湿积分明显小于高密风暴, 较干的湿度垂直分布及西北气流风场结构, 较低的湿球 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层, 利于地面降雹。 高密风暴产生在较湿的湿度垂直分布及西南气流风场结构条件下, 较高的湿球 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层, 利于强降水的产生, 不利于地面降雹。

参考文献:

- [1] BROWNING K A. Cellular structures of convective storms [J]. Meteor Mag, 1962, 91(1085): 341-350.
- [2] BROWNING K A. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds [J]. J Atmos Sci, 1964, 21(6): 634-639.
- [3] LEMON L R, DOSWELL C A III. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis [J]. Mon Wea Rev, 1979, 107(9): 1184-1197.
- [4] MOLLER A R, DOSWELL C A III. A proposed advanced storm spotter's training program [C]//American Meteorological Society. Preprints, 15th Conference on Severe Local Storms. Baltimore, MD: American Meteorological Society, 1988: 73-177.
- [5] MOLLER A R, DOSWELL C A III, FOSTER M P, et al. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures [J]. Wea Forecasting, 1994, 9(3): 327-347.
- [6] DOSWELL C A III, MOLLER A R, PRZYBYLINSKI R. A unified set of conceptual models for variations on the supercell theme [C]//American Meteorological Society. Preprints, 16th Conference on Severe Local Storms. Kananaskis Park, AB, Canada: American Meteorological Society, 1990: 1-45.
- [7] GIANGRANDE S E, RYZHKOV A V. Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification [J]. J Appl Meteor Climatol, 2008, 47(9): 2445-2462.
- [8] PARK H, RYZHKOV A V, ZRNIC D S, et al. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: description and application to an MCS [J]. Wea Forecasting, 2009, 24(3): 730-748.
- [9] KUMJIAN M R. Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part I: description of the polarimetric radar variables [J]. J Operational Meteor, 2013, 1(19): 226-242.
- [10] KUMJIAN M R. Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part II: warm- and cold-season applications [J]. J Operational Meteor, 2013, 1(20): 243-264.
- [11] KRAUSE J M. A simple algorithm to discriminate between meteorological and nonmeteorological radar echoes [J]. J Atmos Oceanic Technol, 2016, 33(9): 1875-1885.
- [12] CONWAY J W, ZRNIC D S. A study of embryo production and hail growth using dual-Doppler and multiparameter radars [J]. Mon Wea Rev, 1993, 121(9): 2511-2528.
- [13] HUBBERT J, BRINGI V N, CAREY L D, et al. CSU-CHILL polarimetric radar measurements from a severe hail storm in eastern Colorado [J]. J Appl Meteor, 1998, 37(8): 749-775.
- [14] LONEY M L, ZRNIC D S, STRAKA J M, et al. Enhanced polarimetric radar signatures above the melting level in a supercell storm [J]. J Appl Meteor, 2002, 41(12): 1179-1194.

- [15] KUMJIAN M R, RYZHKOV A V. Polarimetric signatures in supercell thunderstorms[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 2008, 47(7):1940-1961.
- [16] KUMJIAN M R, KHAIN A P, BENMOSHE N, et al. The anatomy and physics of Z_{DR} columns: investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 2014, 53(7):1820-1843.
- [17] VAN LIER-WALQUI M, FRIDLIND A M, ACKERMAN A S, et al. On polarimetric radar signatures of deep convection for model evaluation: columns of specific differential phase observed during MC3E[J]. *Mon Wea Rev*, 2016, 144(2):737-758.
- [18] KUMJIAN M R, RYZHKOV A V, MELNIKOV V M, et al. Rapid-scan super-resolution observations of a cyclic supercell with a dual-polarization WSR-88D[J]. *Mon Wea Rev*, 2010, 138(10):3762-3786.
- [19] 杜牧云,刘黎平,胡志群,等.双线偏振多普勒雷达资料质量分析[J].*气象学报*, 2013, 71(1):146-158.
- [20] 王超,吴翀,刘黎平.X波段双线偏振雷达数据质量分析及控制方法[J].*高原气象*, 2019, 38(3):636-649.
- [21] 杨忠林,赵坤,徐坤,等.江淮梅雨期极端对流微物理特征的双偏振雷达观测研究[J].*气象学报*, 2019, 77(1):58-72.
- [22] 林文,张深寿,罗昌荣,等.不同强度强对流云系S波段双偏振雷达观测分析[J].*气象*, 2020, 46(1):63-72.
- [23] 刁秀广,张磊,孟宪贵,等.两次强降水风暴双偏振参量特征分析[J].*海洋气象学报*, 2020, 40(3):27-36.
- [24] 刁秀广.2020年5月17日和6月1日山东强冰雹风暴双极化特征分析[J].*海洋气象学报*, 2021, 41(1):68-81.
- [25] 龚佃利,朱君鉴,王俊,等.2020年6月1日山东强雹暴过程双偏振雷达观测分析[J].*海洋气象学报*, 2021, 41(3):40-51.
- [26] 徐舒扬,吴翀,刘黎平.双偏振雷达水凝物相态识别算法的参数改进[J].*应用气象学报*, 2020, 31(3):350-360.
- [27] 林青云,何建新,王皓,等.基于双偏振天气雷达的水凝物相态识别技术研究进展[J].*遥感技术与应用*, 2020, 35(3):517-526.
- [28] 郑丽娜,李恬,孙骞,等.2021年2月黄河中下游两次暴雪的相态转换特征及成因[J].*海洋气象学报*, 2022, 42(3):48-56.
- [29] 郭凤霞,张义军,言穆弘,等.西北内陆高原雷暴云电活动与微物理场特征的相关性[J].*大气科学学报*, 2012, 35(2):205-213.
- [30] 智协飞,董甫,张玲,等.基于不同微物理过程的广西沿海海南风型暖区暴雨的数值模拟研究[J].*大气科学学报*, 2020, 43(5):867-879.
- [31] 张学泰,李文婷,彭窈,等.清远一次超级单体降雹的双偏振雷达特征分析[J].*广东气象*, 2017, 39(4):41-44.
- [32] 王洪,吴乃庚,万齐林,等.一次华南超级单体风暴的S波段偏振雷达观测分析[J].*气象学报*, 2018, 76(1):92-103.
- [33] 陶岚,管理,孙敏,等.双线偏振多普勒雷达对一次降雹超级单体发展减弱阶段的演变分析[J].*气象科学*, 2019, 39(5):685-697.
- [34] 潘佳文,魏鸣,郭丽君,等.闽南地区大冰雹超级单体演变的双偏振特征分析[J].*气象*, 2020, 46(12):1608-1620.
- [35] 刁秀广,郭飞燕.2019年8月16日诸城超级单体风暴双偏振参量结构特征分析[J].*气象学报*, 2021, 79(2):181-195.
- [36] 刁秀广,杨传凤,张骞,等.二次长寿命超级单体风暴参数与 Z_{DR} 柱演变特征分析[J].*高原气象*, 2021, 40(3):580-589.
- [37] 刁秀广,李芳,万夫敬.两次强冰雹超级单体风暴双偏振特征对比[J].*应用气象学报*, 2022, 33(4):414-428.
- [38] 潘佳文,蒋璐璐,魏鸣,等.一次强降水超级单体的双偏振雷达观测分析[J].*气象学报*, 2020, 78(1):86-100.
- [39] SELIGA T A, AYDIN K, DIRESKENELI H. Disdrometer measurements during an intense rainfall event in central Illinois: implications for differential reflectivity radar observations[J]. *J Climate Appl Meteor*, 1986, 25(6):835-846.
- [40] ILLINGWORTH A J, CAYLOR I J. Polarization radar estimates of raindrop size spectra and rainfall rates[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 1989, 6(6):939-949.
- [41] KUMJIAN M R. Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part III: artifacts[J]. *J Operational Meteor*, 2013, 1(21):265-274.
- [42] BEATTY K, RASMUSSEN E N, STRAKA J M. The supercell spectrum. Part I: a review of research related to supercell precipitation morphology[J]. *Electronic J Severe Storms Meteor*, 2008, 3(4):1-21.
- [43] VAN DEN BROEKE M S. Effects of mid- and upper-level drying on microphysics of simulated supercell storms[J]. *Electronic J Severe Storms Meteor*, 2014, 9(3):1-29.
- [44] DAVENPORT C E, PARKER M D. Impact of environmental heterogeneity on the dynamics of a dissipating supercell thunderstorm[J]. *Mon Wea Rev*, 2015, 143(10):4244-4277.