

基于 S 波段双偏振雷达观测的雹暴偏振特征分析*

潘佳文¹ 高丽² 魏鸣³ 蒋璐璐⁴ 蔡菁⁵
PAN Jiawen¹ GAO Li² WEI Ming³ JIANG Lulu⁴ CAI Jing⁵

1. 海峡气象开放实验室, 厦门市气象局, 厦门, 361012
2. 台州市气象局, 台州, 318000
3. 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京信息工程大学, 南京, 210044
4. 宁波市气象局, 宁波, 315012
5. 龙岩市气象局, 龙岩, 364000

1. *Laboratory of Straits Meteorology, Xiamen Meteorological Bureau, Xiamen 361012, China*
 2. *Taizhou Meteorological Bureau, Taizhou 318000, China*
 3. *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, NUIST, Nanjing 210044, China*
 4. *Ningbo Meteorological Bureau, Ningbo 315012, China*
 5. *Longyan Meteorological Bureau, Longyan 364000, China*
- 2020-06-09 收稿, 2020-09-08 改回.

潘佳文, 高丽, 魏鸣, 蒋璐璐, 蔡菁. 2021. 基于 S 波段双偏振雷达观测的雹暴偏振特征分析. 气象学报, 79(1): 168-180

Pan Jiawen, Gao Li, Wei Ming, Jiang Lulu, Cai Jing. 2021. Analysis of the polarimetric characteristics of hail storm from S band dual polarization radar observations. *Acta Meteorologica Sinica*, 79(1):168-180

Abstract This study aims to investigate the polarimetric radar characteristics of hail storm and application of these characteristics for operational work. A total of 46 hail storm reports that have been observed with the S-band dual-polarization radar are used for this study. Three polarimetric signatures, i.e., the polarimetric variables of hail at various height, Z_{dr} column, the polarimetric TBSS, are repeatedly found in these hail storms and analyzed with the focus on the differences between polarimetric signatures of large and small hails. The study yields the following results: (1) The median value of Z_h for large hails is higher than the value for small hails. A significant overlap of the Z_h distributions for large and small hails is also present. (2) The variation of polarimetric variables of hail is concentrated below the melting level. Compared with small hails, large hails have lower Z_{dr} and correlation coefficient (CC) values. (3) The maximum height of Z_{dr} column can reach the -10°C level in all of the hail storms, while 83% of large hail reports and 46% of small hail reports show that the Z_{dr} column could penetrate the -20°C level. (4) The evolution of the Z_{dr} column height is an appropriate index that can reflect the development of the hail storm. During a continuous hail process, the re-development of the Z_{dr} column height occurs earlier than that of the hail storm. It is also found that the peak of Z_{dr} column height usually occurs about 24 min (median value) prior to a large hail report and about 11 min (median value) prior to a small hail report. (5) The polarimetric TBSS is a good indicator for identifying hails aloft, especially when there are other precipitation echoes located radially behind the hail core. In this study, the polarimetric TBSS can be found in all of the large hail reports and in 52% of the small hail reports.

Key words Dual polarization radar, Hail, Polarimetric characteristics

摘要 为了研究雹暴的偏振特征及其在实际业务中的应用, 使用 S 波段双偏振雷达所观测到的 46 例冰雹数据, 对其中反复出

* 资助课题: 国家自然科学基金(41675029)、福建省自然科学基金(2018J01060)、福建省气象局基层科技专项(2019J06)、福建省气象局开放式研究基金(2020KX01)。

作者简介: 潘佳文, 主要从事雷达气象研究。E-mail: 358465603@qq.com

通信作者: 魏鸣, 主要从事大气遥感与灾害性天气预测研究。E-mail: mingwei@nuist.edu.cn

现的 3 种偏振特征：冰雹在各高度层的偏振参数特征、差分反射率因子柱、三体散射偏振特征进行了分析，重点分析了 3 种偏振特征大、小冰雹事件的差异。结果表明：(1) 大冰雹的水平反射率因子中位数要高于小冰雹，二者的水平反射率因子分布存在较大重合区域。(2) 冰雹偏振参数的变化主要集中在融化层之下，相较于小冰雹，大冰雹具有更低的差分反射率因子和相关系数。(3) 所有雹暴的差分反射率因子柱最大伸展高度均超过 -10°C 层，有 83% 的大冰雹事件其差分反射率因子柱最大伸展高度可超过 -20°C 层；在小冰雹事件中这一比例仅为 46%。(4) 差分反射率因子柱高度的演变对于雹暴的发展具有预示性，特别是在持续降雹过程中，差分反射率因子柱的再度发展预示着雹暴的再次增强。差分反射率因子柱高度的极值相对于降雹具有时间提前量，在大冰雹事件中这一提前量的中位数为 24 min，而在小冰雹事件中这一数值为 11 min。(5) 三体散射的偏振特征有助于识别高空的冰雹，尤其是当冰雹核的后侧存在其他降水回波时。在所统计的 19 例大冰雹事件中均发现三体散射偏振特征。在小冰雹事件中同样可发现三体散射偏振特征，出现比例为 52%。

关键词 双偏振雷达，冰雹，偏振特征

中图法分类号 P412.25

1 引言

冰雹作为强对流风暴发展到强盛阶段的产物之一，具有突发性强、发展演变迅速、空间尺度小、破坏力强的特点，尤其是直径超过 2 cm 的大冰雹，其破坏力更强。天气雷达自出现以来，就以其高时、空分辨率的特点成为研究冰雹的极佳观测手段，因此，对于冰雹的研究一直是雷达气象学领域的重要研究课题。气象学家对于冰雹的认知也随着天气雷达技术的发展而不断深入。

20 世纪 50 年代，Cook(1958)使用雷达对冰雹进行观测分析。Browning 等(1976)利用雷达观测资料提出了 Fleming 超级单体冰雹增长模型。Zrníc(1987)发现了大冰雹的三体散射回波特征(Three-Body Scatter Signature, TBSS)，后续的研究进一步证明三体散射是大冰雹存在的充分非必要条件(胡胜等, 2015)。

冰雹云内部的气流结构在多普勒天气雷达出现后被进一步揭示。Battan(1975)利用垂直指向的多普勒雷达获得冰雹云内部的垂直速度信息。基于双多普勒雷达风场反演技术，Miller 等(1990)揭示了超级单体内部的冰雹生长轨迹。Witt 等(1991)研究了雹暴顶部的雷达径向速度与最大冰雹粒径的关系。

相较于针对冰雹结构和动力学方面的大量研究，对于冰雹云物理结构方面的观测研究仍然较少。这对于具有复杂云物理结构的冰雹云来说，显得尤为必要。例如：基于单偏振雷达的观测研究总结出了水平反射率因子 $Z_h \geq 55$ dBz 可作为识别冰雹的阈值(张培昌等, 2018)，当 $Z_h < 55$ dBz 则无法对大雨和冰雹进行准确区分，因为当探测体积内存

在较低浓度的大冰雹时可能产生非常低的 Z_h 值(Straka, et al, 2000; Payne, et al, 2010)。而在一些小冰雹事件中发现 Z_h 的数值仅为 40 dBz 左右，远低于该阈值(张贵付, 2018)。因此，只使用 Z_h 这一参数尚无法解决水成物浓度与粒径的矛盾，二者皆可能导致 Z_h 值的增大或减小。

双偏振雷达的出现除了提供了 Z_h 等常规信息外，还提供了差分反射率因子(Z_{dr})、相关系数(CC)等一系列偏振参数，这些偏振参数与降水粒子的相态、形状、空间取向和分布等密切相关，可提供更加全面的冰雹状态信息：冰雹的形状多为表面不规则的球体，其在下降过程中受气流影响发生翻滚，呈现出近似于各向同性的球形粒子的特性，因此其 Z_{dr} 值在 0 dB 附近；当冰雹开始融化后，其表面外包水膜从而获得更扁平的形状及更稳定的取向，其观测特征与大雨滴相似，因此具有较高的 Z_{dr} 值。

这些水成物的偏振特征促进了冰雹识别方法的发展。Aydin 等(1986)利用雨滴与冰雹在大小和形状方面的差异，使用 Z_h 和 Z_{dr} 参数对冰雹进行识别。Straka 等(1993)进一步提出使用多种偏振参数的模糊逻辑粒子相态识别方法，以区分冰雹和其他降水粒子。

研究表明： Z_{dr} 柱可以提供风暴的上升气流位置和强度信息(潘佳文等, 2020a)。Snyder 等(2015)发现， Z_{dr} 柱的伸展高度与最强上升气流有关，上升气流的强弱又与冰雹的生长潜力相关(Nelson, 1983; Kumjian, 2013)。此外， Z_{dr} 柱高度的变化要早于最大上升气流强度的变化(Snyder, et al, 2015)。潘佳文等(2020b)利用厦门 S 波段双偏振雷达分析了一次导致大冰雹的超级单体风暴，结果表明：相较于发展到成熟阶段才出现的反射率因子特征，

Z_{dr} 柱等偏振特征可指示冰雹云的物理和动力结构, 并对冰雹云的发展具有一定的预示性。

此外, Hubbert 等(2000)观测到三体散射具有独特的偏振特征, 潘佳文等(2020b)的研究也表明三体散射的偏振特征有助于提高对高空中大冰雹的辨别能力。

刘黎平等(1992)使用 C 波段双偏振雷达对冰雹云进行了研究。近年来, 随着 S 波段双偏振雷达陆续投入业务运行, 基于双偏振雷达探测数据的冰雹观测研究方兴未艾(王洪等, 2018; 冯晋勤等, 2018), 但目前诸多研究仍以个例分析为主, 对于研究中发现的一些结论是否适用于其他冰雹事件尚缺乏基于较大样本的定量分析。

目前, 中国正在进行天气雷达网的双偏振升级改造, 以进一步提高对冰雹等灾害天气的监测、预警能力。随着诸多 S 波段双偏振雷达升级改造工作的完成, 所观测到的冰雹事件也日益增多, 基于这些观测数据对雹暴的偏振特征结构及其演变进行定量分析的条件也趋于成熟。

使用厦门、宁波及龙岩 3 部 S 波段双偏振雷达所观测到的 46 例冰雹数据, 分析了大冰雹和小冰雹在各高度层的偏振参数特征、 Z_{dr} 柱伸展高度及演变、三体散射偏振特征等方面的异同, 并探讨了这些偏振特征在实际应用中的可行性。通过分析, 有助于加深对冰雹发展过程的认识, 尤其是在雹暴发展的前期, 相关云物理结构在偏振参数上的体现, 并为今后中国大范围使用 S 波段双偏振雷达进行冰雹监测、预警提供参考。

2 资料及分析方法

2.1 雷达资料

所用雷达数据分别来自厦门(24.5°N, 118°E, 海拔高度 398 m)、宁波(30.07°N, 121.55°E, 海拔高度 458 m)及龙岩(25.06°N, 117.19°E, 海拔高度 1507 m) 3 部 S 波段双偏振多普勒雷达。为确保双偏振雷达数据的可靠性, 参考吴翀(2018)所提出的质量控制算法, 使用相关系数及信噪比数据对非气象回波进行了剔除。

2.2 冰雹资料

由于降雹事件具有局地性强、持续时间短、落区分散等特点, 且缺乏有效的自动观测手段。借鉴曾智琳等(2019)的方法对 2016 年以来厦门、宁波

及龙岩 3 部雷达观测范围内的降雹事件进行了收集整理。冰雹事件的来源主要包括: (1) 由县、市(区)级气象部门核实并通过中国气象局气象灾害管理系统上报的冰雹灾情直报信息; (2) 通过查阅文献, 从相关论文中提取位于上述研究地区的冰雹事件; (3) 根据官方媒体的灾情报道以及微博等新媒体手段发布的目击报告, 从中筛选出具有确切照片记录和实时定位信息的冰雹发生记录, 剔除冰雹尺寸模糊, 时间、地点信息不明确的报告。

针对上述 3 个途径收集到的冰雹事件, 使用天气雷达观测数据做进一步的验证。考虑到冰雹从对流风暴中降落至地面再被目击的过程存在一定时间和空间上的偏差。同时, Waldvogel 等(1979)的研究表明: 降雹时最大 Z_h 均不低于 45 dBz。中外观测表明: 从观测到雹暴内的三体散射特征到地面降雹, 其时间间隔约为 15 min(张培昌等, 2001)。因此, 使用-15 min 到+5 min 的时间窗口, 并以 45 dBz 为阈值对冰雹报告地点周边 5 km 范围内的 0.5°仰角 Z_h 值进行检索, 对不满足该时间窗口、距离范围与雷达回波 Z_h 强度的报告个例进行剔除, 并记录雷达回波强中心位置, 用于后续研究。

经过上述步骤, 共筛选出 46 例降雹事件。基于《中华人民共和国冰雹等级标准(GB/T 27957—2011)》以冰雹直径 ≥ 2 cm 作为大冰雹的标准, 对上述降雹事件进行分类, 其中大冰雹 19 例, 小冰雹 27 例。冰雹的位置分布详见图 1, 表 1 为冰雹报告列表。

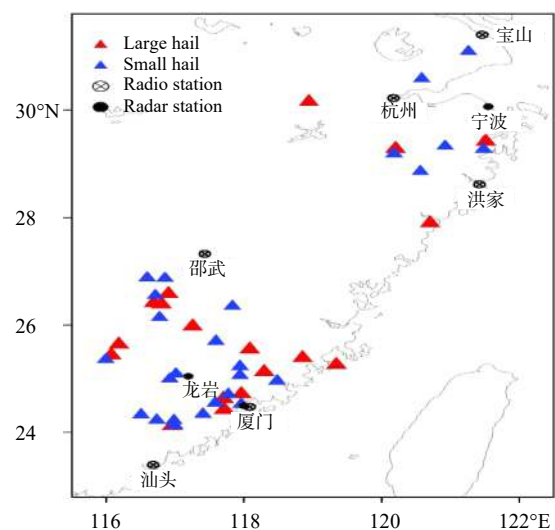


图 1 冰雹报告及相关观测设备站点分布

Fig. 1 Distribution of hail reports and observation stations

表 1 冰雹报告列表
Table 1 List of hail reports

雷达名称	大冰雹(例)	小冰雹(例)
厦门	8	10
宁波	4	6
龙岩	7	11

2.3 提取冰雹偏振参数数据

由于冰雹报告普遍只提及降雹时间,缺乏降雹时长信息,且冰雹降落前存在时间长短不一的酝酿期,因此,基于上述筛查结果,使用冰雹报告时间-15 min到+5 min的时间窗口选取雷达数据,以分析冰雹的偏振参数特征。

借鉴 Ortega 等(2016)的研究方法,选取冰雹事件在时间、空间尺度上最邻近的探空站观测数据,并以 0、-10 和-20℃层所在高度为基准将垂直高度划分为 7 层,具体高度层信息如表 2 所示。由于降雹单体在垂直空间上存在连续性,因此以冰雹报告地点为中心,在 5 km×5 km 的范围内搜索各层仰角的最强 Z_h 点作为冰雹所在位置。根据数据点所处高度将其归入对应的高度层中,并提取该点所对应的 Z_{dr} 及 CC 值,记为一组样本数据。需要注意的是,此处的 0℃层为湿球温度 0℃(Wet Bulb Zero, WBZ)层,而非探空数据中的干球温度 0℃(Dry Bulb Zero, DBZ)层。俞小鼎(2014)的研究表明:相较于干球温度 0℃,湿球温度 0℃可更准确地指示冰雹融化层高度,尤其是当对流层中层存在明显干层时。

表 2 高度层信息 ($H_h, H_{0℃}, H_{-10℃}, H_{-20℃}$ 分别表示冰雹、湿球温度 0℃、-10℃及-20℃所在高度)

Table 2 Height layer information ($H_h, H_{0℃}, H_{-10℃}, H_{-20℃}$: heights of hail, WBZ, -10℃ and -20℃)

高度层序号	高度层范围
7	$H_h \geq H_{-20℃}$
6	$H_{-10℃} \leq H_h < H_{-20℃}$
5	$H_{0℃} \leq H_h < H_{-10℃}$
4	$(H_{0℃}-1 \text{ km}) \leq H_h < H_{0℃}$
3	$(H_{0℃}-2 \text{ km}) \leq H_h < (H_{0℃}-1 \text{ km})$
2	$(H_{0℃}-3 \text{ km}) \leq H_h < (H_{0℃}-2 \text{ km})$
1	$H_h < (H_{0℃}-3 \text{ km})$

2.4 提取 Z_{dr} 柱高度信息

通过提取双偏振雷达数据中的 Z_{dr} 参数,经过

质量控制后将其从极坐标系转换为直角坐标系,并参考 Snyder 等(2015)的 Z_{dr} 柱识别算法以获得 Z_{dr} 柱的伸展高度。由于大多数文献所提及的 Z_{dr} 柱高度为 $Z_{dr} \geq 1 \text{ dB}$ 区域的最大垂直伸展高度,因此,文中沿用这一阈值,以方便跟其他研究成果进行比较。此外,根据 Van den Broeke(2016)的研究,选用该阈值可减少噪声影响。

2.5 粒子相态识别算法

使用 Park 等(2009)提出的 HCA(hydrometeor classification algorithm)粒子相态识别算法对水成物进行分类识别。该算法作为一种较为成熟的技术,可增进对强对流风暴内部微物理结构的了解(潘佳文等, 2020a),同时该算法已被广泛应用于 WSR-88D 双偏振雷达等诸多业务雷达系统中。

3 雹暴的偏振特征分析

在所分析的诸多冰雹事件中,有些偏振特征在雹暴中不断重复出现,如:冰雹的偏振参数特征、 Z_{dr} 柱、三体散射偏振特征。由于上述偏振特征具有一定的普适性,因此下文主要针对这 3 点展开论述。

3.1 冰雹偏振特征

Straka(1996)发现,影响粒子相态识别准确率的关键因素在于将偏振参数上互有重叠的各类相态准确区分开。然而冰雹的一大特点即粒子尺寸和形状的分布范围广(Knight, 1986),这就使得冰雹所对应的偏振参数存在较大的波动。因此,通过对各高度层的冰雹偏振特征分布情况进行统计分析,特别是对大、小冰雹进行分类统计,有助于提升粒子相态识别结果的准确率。

如图 2a 所示,各高度层大冰雹 Z_h 值的中位数均高于小冰雹。在融化层之上,大冰雹的 Z_h 中位数比小冰雹高 4—5 dBz,这一差值在融化层之下随高度的降低而减小(图 3a),大冰雹在下降过程中 Z_h 数值的减小幅度要大于小冰雹。大、小冰雹在融化层之下均出现 Z_h 数值先增后减的现象,这是因为:随着冰雹的融化形成外包水膜, Z_h 值先随着介电常数的增大而逐渐增大,当冰雹表面的水分不断流散,冰核变小, Z_h 值也开始降低。需要注意的是,大冰雹和小冰雹的 Z_h 数值分布区间存在较大的重合区域。因此,仅凭 Z_h 这一参数无法准确区分大小冰雹。

由于冰雹的融化将导致其介电常数、尺寸、密

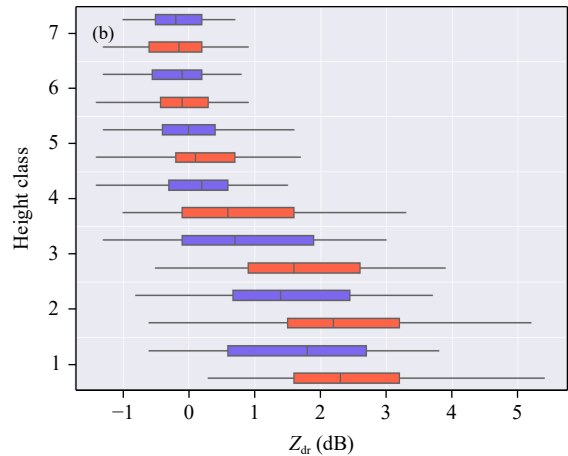
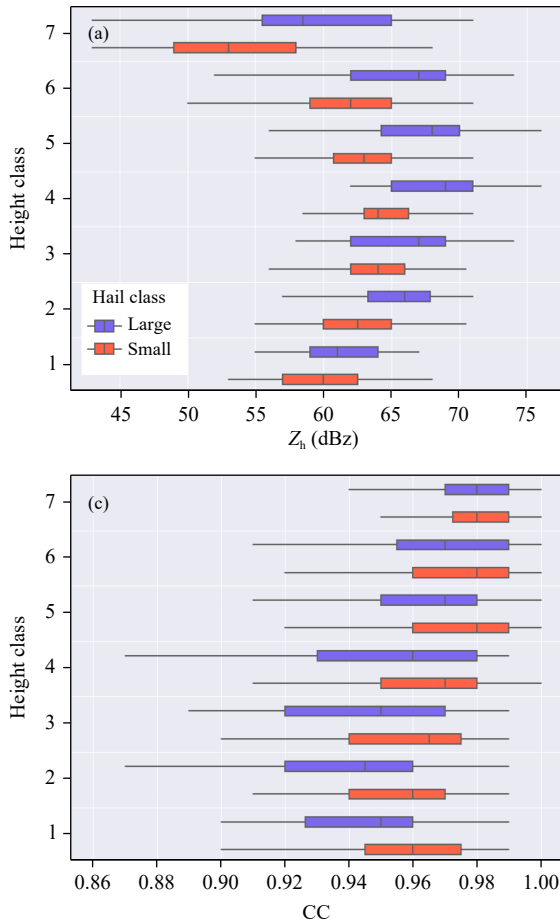


图2 大、小冰雹的水平反射率因子(a)、差分反射率因子(b)、相关系数(c)在各高度层的分布(箱体为四分位间距框,竖线为中位数。高度层1对应湿球温度 0°C 层3 km以下,高度层7对应 -20°C 以上,详见表2)

Fig. 2 Distributions of Z_h (a), Z_{dr} (b) and CC (c) in different height intervals for various hail sizes (The boxes mark the interquartile range, and the vertical line marks the median value. Height class 1 corresponds to the ($H_{0^{\circ}\text{C}}-3\text{ km}) > H_h$ layer, and height class 7 corresponds to the $H_h \geq -20^{\circ}\text{C}$ layer (see Tables 2))

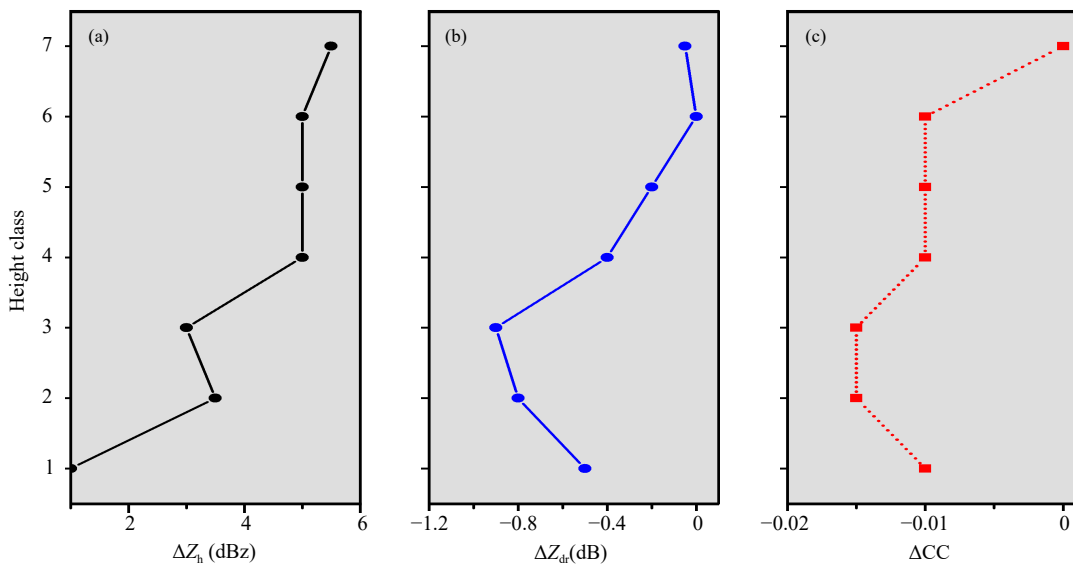


图3 大冰雹与小冰雹水平反射率因子(a)、差分反射率因子(b)和相关系数(c)中位数的差值廓线

Fig. 3 Profiles of differences in the median values of Z_h (a), Z_{dr} (b) and CC (c) between large hail and small hail

度和形状等参数发生剧烈变化,故冰雹偏振参数的变化主要集中在融化层之下。大、小冰雹的 Z_{dr} 数

值在融化层之下都随着高度降低而增大,小冰雹的 Z_{dr} 数值要明显高于大冰雹(图2b)。在融化层之

上,二者中位数的差异近乎消失(图 3b)。

在融化层之下,大、小冰雹的 CC 数值均随高度降低而减小(图 2c)。这是因为随着冰雹融化,雷达探测体积内存在混合相态的降水粒子从而导致

CC 值下降。但是大冰雹的 CC 数值中位数要明显低于小冰雹(图 3c),这与 Balakrishnan 等(1990)的研究结果一致。

图 4 为各高度层 Z_h 和 Z_{dr} 的散点分布。可以看到:

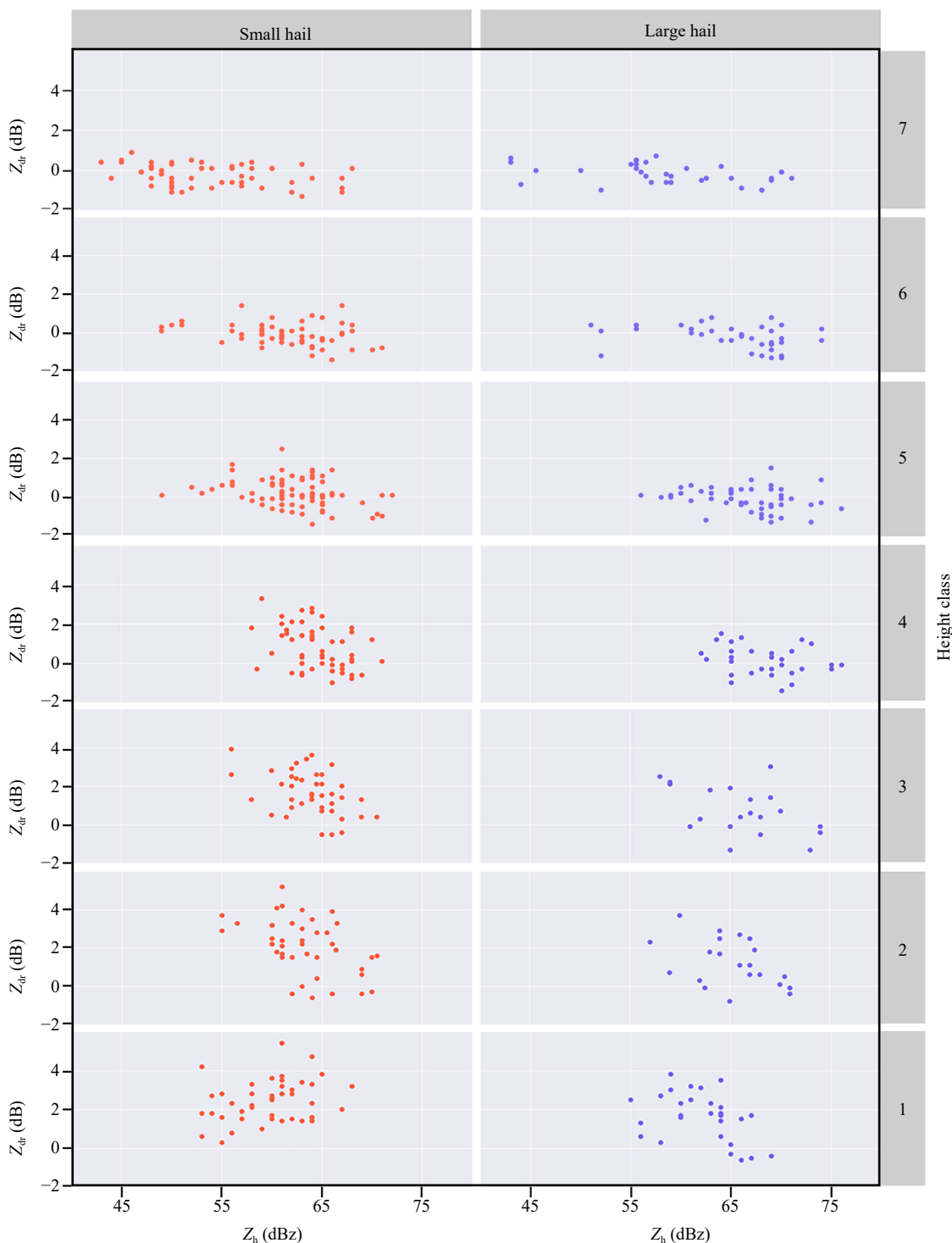


图 4 水平反射率因子和差分反射率因子散点分布(各高度层如图 2 所示)

Fig. 4 Scatter plots of Z_h and Z_{dr} (the height classes are the same as that labeled in Fig. 2)

融化层之上,大、小冰雹的 Z_h-Z_{dr} 分布较为相似。在融化层之下, $Z_{dr}<0$ 的区域其 Z_h 值普遍大于60 dBz。大、小冰雹的 Z_{dr} 值均随着高度的降低开始增大, Z_{dr} 为负值的比例随高度降低而减少。小冰雹 Z_{dr} 值增大的幅度要高于大冰雹,说明小冰雹比大冰雹融化得更快,其偏振特征值更接近扁平的大雨滴。

在近地层(湿球温度0℃层3 km以下),负 Z_{dr} 值仅出现在大冰雹中,且 $Z_h\geq 65$ dBz。小冰雹的 Z_{dr} 均大于0 dB,并呈现出 Z_{dr} 值随 Z_h 增大而增大的趋势,这与雨滴的 Z_h-Z_{dr} 分布较为类似,在小冰雹事件中往往伴随着短时强降水。

3.2 Z_{dr} 柱伸展高度及演变

Z_{dr} 柱是强对流风暴最显著的雷达偏振特征之一, Z_{dr} 大值区预示着扁平降水粒子的存在,Brandes等(1995)通过飞机观测证实 Z_{dr} 柱内存在非常大的雨滴,并常位于主上升气流附近。潘佳文等(2020a)利用双多普勒雷达风场反演结果证明了 Z_{dr} 柱可用于指示上升气流的存在。较强的上升运动能将水成物输送到负温区,有助于形成冻结雨滴,冻滴是主要雹胚之一。因此, Z_{dr} 柱的存在为冰雹的形成提供了有利条件。

通过对46例降雹事件的统计分析发现:无论降大冰雹或是小冰雹,对流风暴内的 Z_{dr} 柱最大伸展高度均超过-10℃层,根据Dennis等(1973)的研究结果:-10—-20℃是有利于冰雹湿增长的关键区域。在大冰雹事件中有83%的对流风暴 Z_{dr} 柱最大伸展高度可超过-20℃层,而在小冰雹事件中这一比例仅为46%(图5)。

图6为2019年4月22日厦门双偏振雷达观测到的一次大冰雹超级单体过程,15时36分(北京时间,下同)在0℃层高度附近存在一个被强回波($Z_h\geq 45$ dBz)包围的较弱回波($Z_h< 45$ dBz)区域(图6a箭头处),以该较弱回波区域为中心存在一个 Z_{dr} 大值区(图6b黑色圆圈处)。由图6d可知, Z_{dr} 大值区的延伸高度可达6.0°仰角。沿图6a的直线AB(厦门双偏振雷达12°径向)做垂直剖面,可以发现此处为超级单体的有界弱回波区(Bounded Weak Echo Region, BWER)(图7a), Z_{dr} 柱位于有界弱回波区的内侧(图7c),并伴有较强的上升气流(图7e),由粒子相态识别结果可知(图7g),此时超级单体内存在大量的冰雹粒子,说明超级单体已进入酝酿期。

随着水成物粒子尺度的增长,冰雹粒子累积区

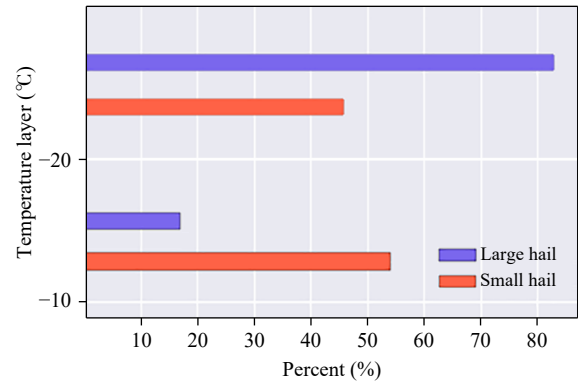


图5 差分反射率因子柱最大伸展高度所处温度层分布
Fig. 5 Temperature layer distribution of the maximum Z_{dr} column height

向主上升气流的上、下延伸, Z_{dr} 柱的伸展高度也不断下降,至降雹前的16时05分, Z_{dr} 大值区的伸展高度由15时36分的6.0°仰角降至4.3°仰角。沿图6e的直线AB(厦门双偏振雷达23°径向)做垂直剖面,可以发现:此时有界弱回波区已开始坍塌(图7b), Z_{dr} 柱的伸展高度降至-10℃层以下(图7d),此二者皆表明上升气流的减弱。图7f显示此时的径向速度已出现较大范围的向下垂直分量,表明气流的上升速度要小于粒子的下落速度,上升气流已无法再托载住冰雹粒子,粒子相态识别结果显示此时冰雹已降至低层(图7h)。16时10分地面降下了大冰雹。

数值模拟结果(Kumjian, et al, 2014)表明: Z_{dr} 柱的发展高度往往与上升气流强度成正相关,对于强对流系统的发展具有预示性。图8为一次超级单体所导致的连续降雹过程的 Z_{dr} 柱演变趋势,可以发现在3次降雹事件中 Z_{dr} 柱的高度极值都早于降雹时刻出现,即 Z_{dr} 柱极值出现的时刻相对于降雹时刻具有提前量。为验证该提前量是否具有普适性,并比较其在大、小冰雹事件中的差异,对所有46例降雹事件进行了统计,结果如图9所示:所有降雹事件的 Z_{dr} 柱伸展高度极值均早于降雹出现,均存在提前量。在大冰雹事件中这一提前量的中位数为24 min,而在小冰雹事件中这一数值为11 min。这一数值差异预示着大冰雹事件往往具有更长的酝酿期,使得冰雹得以继续增长。Fraile等(2001)的研究也发现更大的冰雹粒径往往对应更长的风暴持续时间或更高的风暴发展高度。

需要注意的是,在同一对流风暴所导致的多次降雹事件中 Z_{dr} 柱的伸展高度常发生反复。如图8

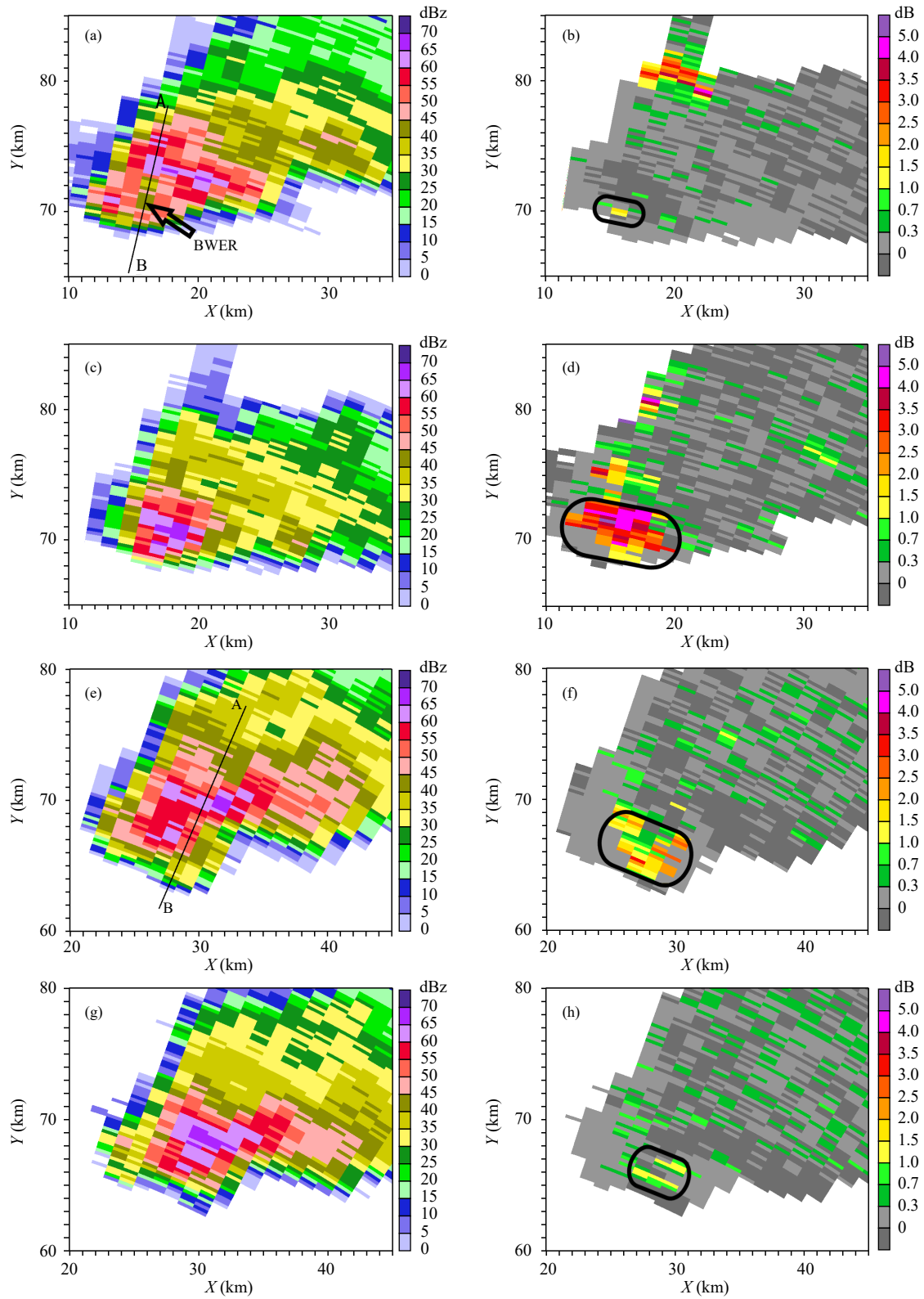


图 6 2019 年 4 月 22 日 15 时 36 分 (a—d) 和 16 时 05 分 (e—h) 厦门双偏振雷达 3.3° 仰角 (a, b, e, f)、4.3° 仰角 (g, h) 和 6.0° 仰角 (c, d) 的水平反射率因子 (a, c, e, g)、差分反射率因子 (b, d, f, h)

Fig. 6 Z_h (a, c, e, g) and Z_{dr} (b, d, f, h) taken at 3.3° elevation (a, b, e, f), 4.3° elevation (g, h) and 6.0° elevation (c, d) at 15:36 BT (a—d) and 16:05 BT (e—h) 22 April 2019

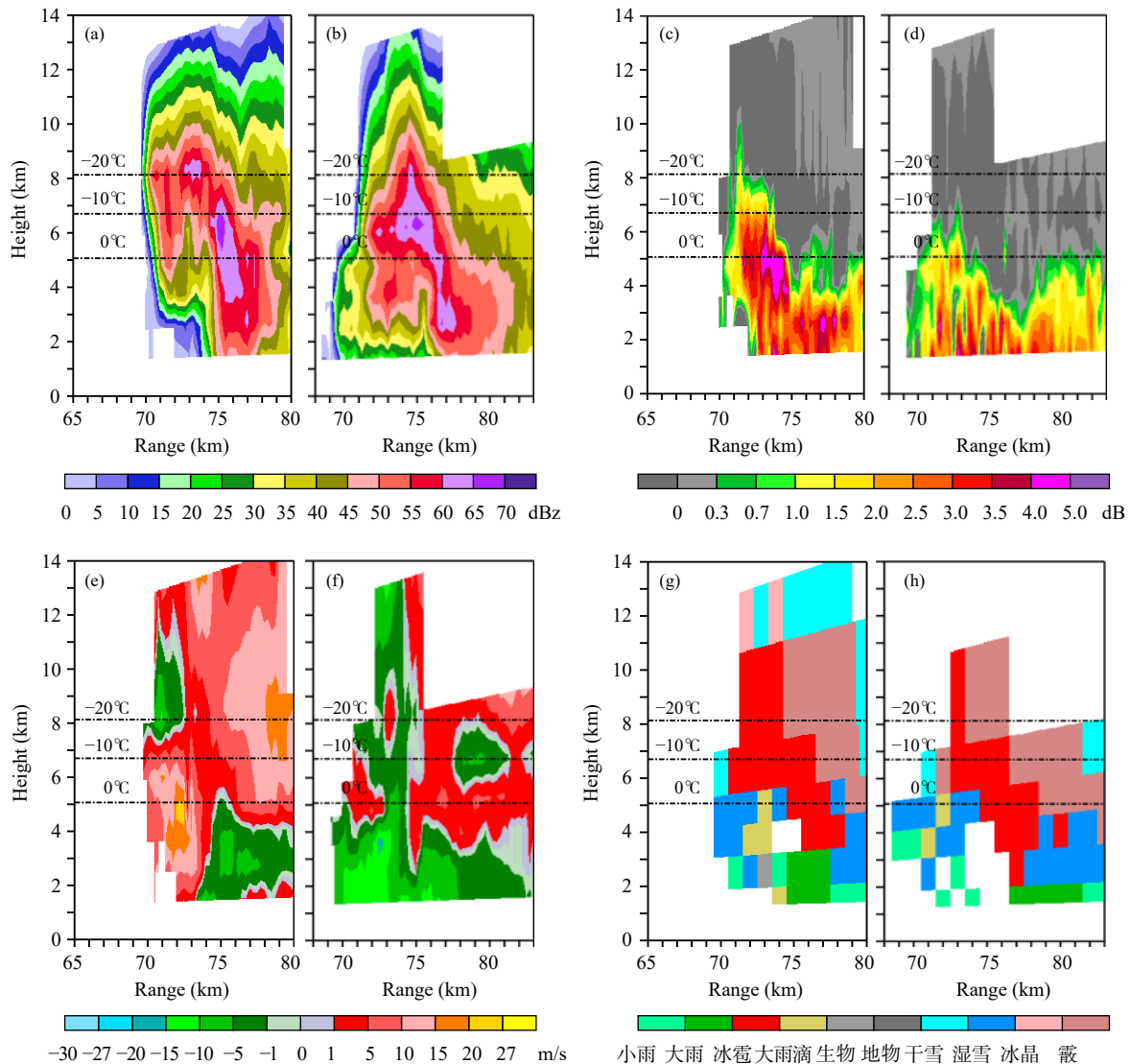


图7 2019年4月22日厦门双偏振雷达15时36分(a、c、e、g)沿12°径向和16时05分(b、d、f、h)沿23°径向水平反射率因子(a、b)、差分反射率因子(c、d)、径向速度(e、f)和粒子相态识别(g、h)的垂直剖面

Fig. 7 Vertical cross sections of Z_h (a, b), Z_{dr} (c, d), V_r (e, f) and HCA (g, h) along the 12° azimuth at 15:36 BT (a, c, e, g) and along the 23° azimuth at 16:05 BT (b, d, f, h) from Xiamen dual polarization radar observations on 22 April 2019

所示, 2019年3月21日宁波雷达观测到一次导致3次降雹的长历时超级单体, 可以发现在3次降雹前, Z_{dr} 伸展高度均达到极值后开始下降, 在前两次降雹后期 Z_{dr} 柱均再度发展并出现极值。在所统计的冰雹事件中, 共有4次连续降雹过程, 均呈现出这一特征, 对流风暴内部上升气流的再次增强使得冰雹得以再度生长和维持。

3.3 三体散射偏振特征

三体散射现象是冰雹事件中常见的虚假雷达回波, 其原因在于雷达波束在大水成物粒子与地面之间进行多次反射, 最终返回雷达天线, 并在大水

成物的远侧无回波区处呈现弱的虚假回波。

以往的研究表明: 三体散射常出现在大冰雹事件中, 进而得出三体散射是判断大冰雹事件的充分非必要条件。在研究的46例降雹事件中, 19例大冰雹事件中有9例出现了三体散射现象, 其余10例未能发现三体散射的存在, 究其原因在于: 在 Z_h 强中心的后侧存在大范围的较强降水回波, 导致无法清楚判别是否存在三体散射现象。这与胡胜等(2015)的研究结果类似。此外, 在27例小冰雹事件中有8例出现了三体散射现象, 且 Z_h 强中心高度皆位于0°C层之上。

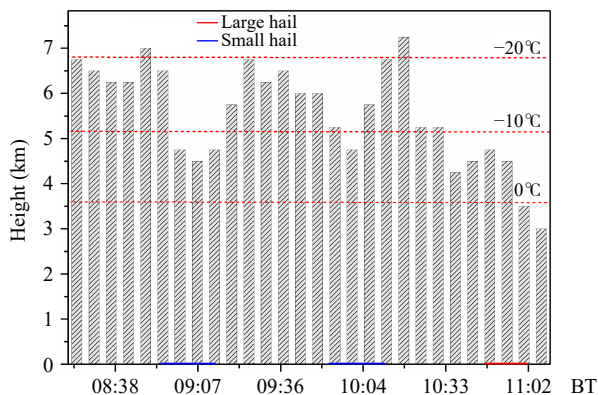


图 8 2019 年 3 月 21 日宁波双偏振雷达观测到的降雹超级单体差分反射率因子柱高度时序

Fig. 8 Time series of Z_{dr} column height observed by Ningbo dual polarization radar for a hail-producing supercell on 21 March 2019

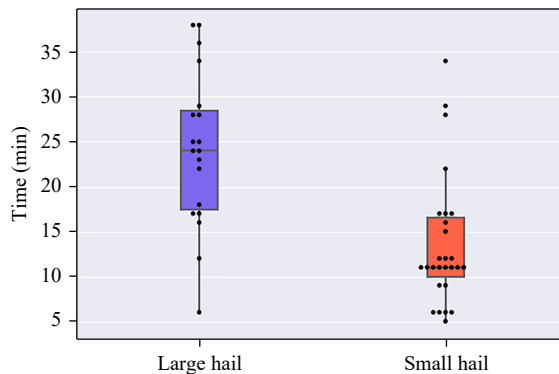


图 9 差分反射率因子柱高度极值相对于降雹时间的提前量 (黑色点为箱体图所用数据)

Fig. 9 Lead time of the maximum Z_{dr} column height that occurred prior to hail reports (Black dots indicate data used in boxplot)

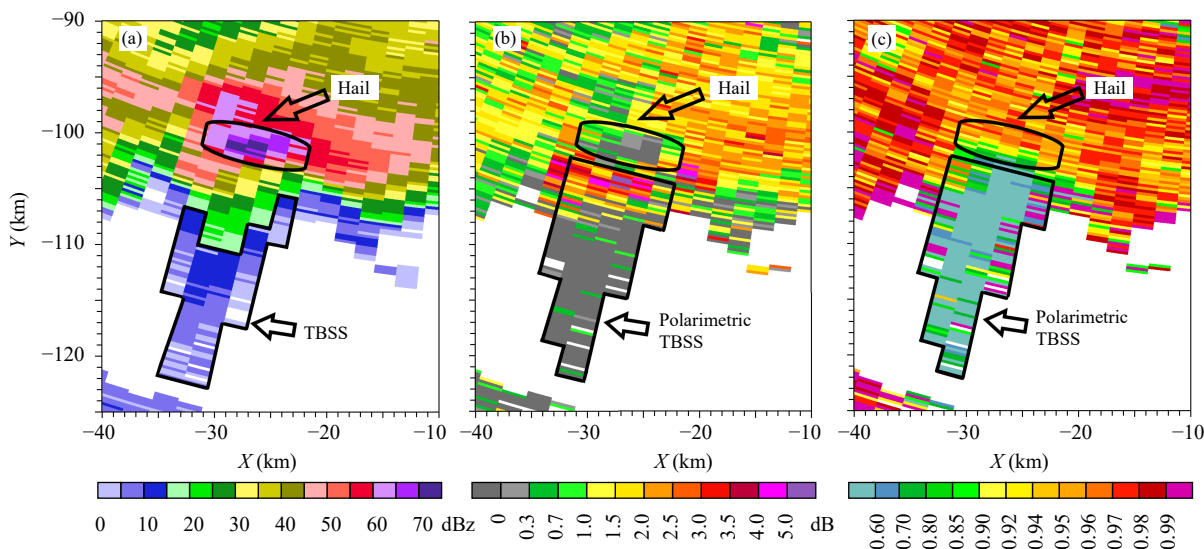


图 10 2019 年 4 月 26 日 13 时 49 分龙岩双偏振雷达 0.5° 仰角水平反射率因子(a)、差分反射率因子(b)和相关系数(c)

Fig. 10 Z_h (a), Z_{dr} (b) and CC (c) from Longyan dual-polarization radar taken at 0.5° elevation at 13:49 BT 26 April 2019

即使针对同一个对流风暴进行探测,由于观测角度的不同,各雷达的观测结果也会存在差异。图 10a 和图 11a 分别为龙岩和厦门雷达在相近时刻对同一对流风暴的观测结果,该对流风暴在广东省饶平县降下了大冰雹。可以发现:龙岩雷达观测到明显的三体散射现象,但厦门海沧雷达却由于 Z_h 强中心后侧存在大范围的降水回波而未能识别出三体散射。需要注意的是,无论厦门海沧雷达还是龙岩雷达,在其 Z_h 强中心的远端皆存在 Z_{dr} 数值骤增并随距离增加迅速减小(图 10b、11b)、CC 值明显降低的现象(图 10c、11c),此即三体散射的偏振特

征。此外, Z_{dr} 骤增区域与 Z_h 强中心的距离,与 Z_h 强中心距地面高度接近。这是因为: TBSS 中的 Z_{dr} 数值与自地面反射回冰雹的水平/垂直波束入射角度密切相关,入射角越小 Z_{dr} 值越大。因此, Z_{dr} 骤增区域与冰雹核心的距离常与冰雹核心距地面高度一致(Picca, et al, 2012)。

通过结合三体散射偏振特征进行判别, 19 例大冰雹事件皆可识别出三体散射,而 27 例小冰雹事件中仅有 14 例识别出三体散射,仍有 13 例未能发现三体散射及其偏振特征。Kumjian 等(2010)的研究表明:较小的冰雹不足以产生足够的向下散射

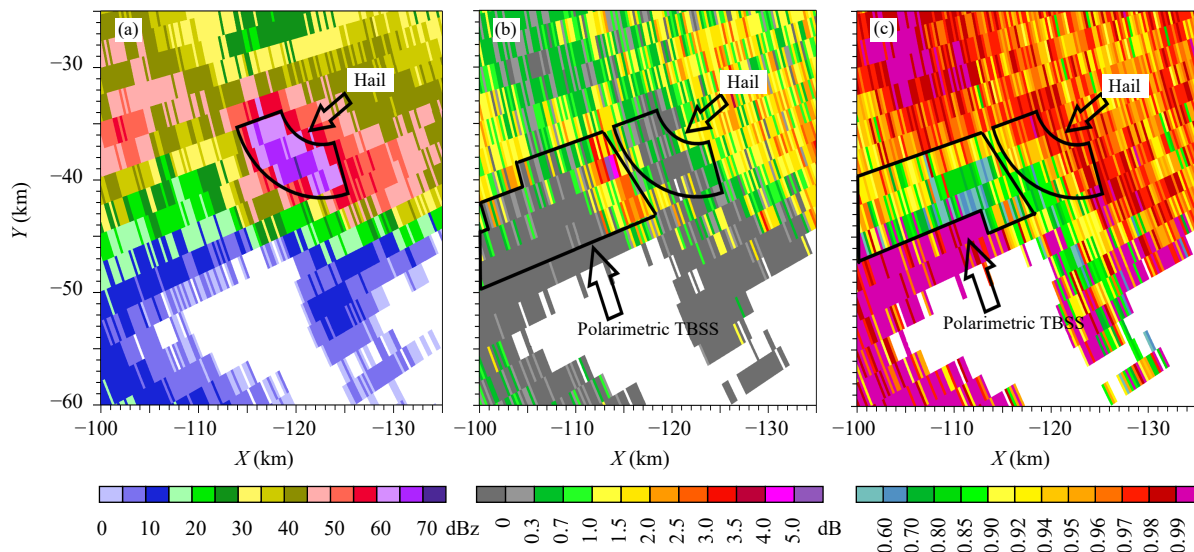


图 11 2019 年 4 月 26 日 13 时 46 分厦门双偏振雷达 1.5° 仰角水平反射率因子(a)、差分反射率因子(b)和相关系数(c)
Fig. 11 Z_h (a), Z_{dr} (b) and CC (c) from Xiamen dual-polarization radar taken at 1.5° elevation at 13:46 BT 26 April 2019

能量进而导致三体散射偏振特征。

4 结论与讨论

利用厦门、宁波及龙岩 3 部 S 波段双偏振雷达所观测到的 46 例冰雹数据, 从各高度层冰雹偏振参数特征、 Z_{dr} 柱伸展高度及演变、三体散射偏振特征等 3 个方面进行分析, 并对比上述偏振特征在大、小冰雹事件中的异同之处, 探讨了这些偏振特征在实际应用中的可行性。主要结论如下:

(1) 大冰雹的 Z_h 中位数要高于小冰雹, 二者的 Z_h 分布存在较大重合区域, 因此仅凭 Z_h 这一参数无法准确区分冰雹的尺寸。

(2) 冰雹偏振参数的变化主要集中在融化层之下, 大冰雹事件相比小冰雹事件具有更小的 Z_{dr} 和 CC 值。小冰雹事件 Z_{dr} 随高度降低的增大幅度要大于大冰雹事件, 近地层 Z_{dr} 负值仅出现在大冰雹事件中。

(3) 所有雹暴的 Z_{dr} 柱最大伸展高度都能达到 -10°C 层。在大冰雹事件中, 有 83% 的雹暴 Z_{dr} 最大伸展高度可超过 -20°C 层, 在小冰雹事件中这一比例仅为 46%。

(4) Z_{dr} 柱高度的演变对于雹暴的发展具有预示性, 特别是在多次降雹过程中, Z_{dr} 柱的再度发展预示雹暴的再次增强。 Z_{dr} 柱高度极值相对于降雹具有提前量, 在大冰雹事件中这一提前量的中位数为

24 min, 而在小冰雹事件中这一数值为 11 min。

(5) 三体散射的偏振特征有助于提升对高空冰雹的识别能力, 尤其是当冰雹核的后侧存在其他降水回波时。在所统计的 19 例大冰雹事件中均发现有三体散射偏振特征, 小冰雹事件中同样可发现三体散射偏振现象, 出现比例为 52%。对于 S 波段雷达而言, 三体散射现象是高空存在大冰雹的重要指标, 在小冰雹事件中出现三体散射偏振现象, 其原因可能有: ①高空中的大冰雹在下落过程中融化成小冰雹; ②在小冰雹事件中存在大冰雹粒子落地现象, 但其落区不在人口密集区内, 未被观测到。

需要指出的是, 文中有关温度的讨论均基于环境探空时段的温度廓线, 与雷达探测时雷暴内部的温度廓线存在差异, 例如: 雷暴内部的上升气流温度要高于同高度的环境温度, 这也是 Z_{dr} 柱出现的主要原因之一。同时, 现有的天气雷达的体扫时间间隔较长, 且仰角层次较少, 因此对于 Z_{dr} 柱高度的估计及其极值相对降雹提前量的统计都难免存在偏差。

此外, 文中使用的研究数据仍较为有限, 且都来自 S 波段双偏振雷达, 上述结论是否适用于其他波长的双偏振雷达? 有何异同之处? 仍有待日后进行验证。

参考文献

冯晋勤, 张深寿, 吴陈锋等. 2018. 双偏振雷达产品在福建强对流天气过程

- 中的应用分析. *气象*, 44(12): 1565-1574. Feng J Q, Zhang S S, Wu C F, et al. 2018. Application of dual polarization weather radar products to severe convective weather in Fujian. *Meteor Mon*, 44(12): 1565-1574 (in Chinese)
- 胡胜, 罗聪, 张羽等. 2015. 广东大冰雹风暴单体的多普勒天气雷达特征. *应用气象学报*, 26(1): 57-65. Hu S, Luo C, Zhang Y, et al. 2015. Doppler radar features of severe hailstorms in Guangdong province. *J Appl Meteor Sci*, 26(1): 57-65 (in Chinese)
- 刘黎平, 徐宝祥, 王致君等. 1992. 用 C 波段双线偏振雷达研究冰雹云. *大气科学*, 16(3): 370-376. Liu L P, Xu B X, Wang Z J, et al. 1992. Study of hail with C-B and dual linear polarization radar. *Sci Atmos Sinica*, 16(3): 370-376 (in Chinese)
- 潘佳文, 蒋璐璐, 魏鸣等. 2020a. 一次强降水超级单体的双偏振雷达观测分析. *气象学报*, 78(1): 86-100. Pan J W, Jiang L L, Wei M, et al. 2020a. Analysis of a high precipitation supercell based on dual polarization radar observations. *Acta Meteor Sinica*, 78(1): 86-100 (in Chinese)
- 潘佳文, 魏鸣, 郭丽君等. 2020b. 闽南地区大冰雹超级单体演变的双偏振特征分析. *气象*, 46(12): 1608-1620. Pan J W, Wei M, Guo L J, et al. 2020b. Dual-polarization radar characteristics analysis of the evolution of heavy hail supercell in southern Fujian. *Meteor Mon*, 46(12): 1608-1620 (in Chinese)
- 王洪, 吴乃庚, 万齐林等. 2018. 一次华南超级单体风暴的 S 波段偏振雷达观测分析. *气象学报*, 76(1): 92-103. Wang H, Wu N G, Wan Q L, et al. 2018. Analysis of S-band polarimetric radar observations of a hail-producing supercell. *Acta Meteor Sinica*, 76(1): 92-103 (in Chinese)
- 吴翀. 2018. 双偏振雷达的资料质量分析、相态识别及组网应用 [D]. 南京: 南京信息工程大学, 150pp. Wu C. 2018. Data quality analysis, hydrometeor classification and mosaic application of polarimetric radars in China[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 150pp (in Chinese)
- 俞小鼎. 2014. 关于冰雹的融化层高度. *气象*, 40(6): 649-654. Yu X D. 2014. A note on the melting level of hail. *Meteor Mon*, 40(6): 649-654 (in Chinese)
- 曾智琳, 湛芸, 朱克云等. 2019. 广东省大冰雹事件的层结特征与融化效应. *大气科学*, 43(3): 598-617. Zeng Z L, Chen Y, Zhu K Y, et al. 2019. Characteristics of atmospheric stratification and melting effect of heavy hail events in Guangdong province. *Chinese J Atmos Sci*, 43(3): 598-617 (in Chinese)
- 张贵付. 2018. 双偏振雷达气象学. 闵锦忠, 戚友存, 王世璋, 等译. 北京: 气象出版社, 171-173. Zhang G F. 2018. *Weather Radar Polarimetry*. Min J Z, Qi Y C, Wang S Z, et al, trans. Beijing: China Meteorological Press, 171-173 (in Chinese)
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2001. 雷达气象学. 北京: 气象出版社, 392-393. Zhang P C, Du B Y, Dai T P. 2001. *Radar Meteorology*. Beijing: China Meteorological Press, 392-393 (in Chinese)
- 张培昌, 魏鸣, 黄兴友等. 2018. 双线偏振多普勒天气雷达探测原理与应用. 北京: 气象出版社, 170-171. Zhang P C, Wei M, Huang X Y, et al. 2018. *Principle and Application of Dual Linear Polarization Doppler Weather Radar*. Beijing: China Meteorological Press, 170-171 (in Chinese)
- Aydin K, Seliga T A, Balaji V. 1986. Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar. *J Climate Appl Meteor*, 25(10): 1475-1484
- Balakrishnan N, Zrnić D S. 1990. Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation. *J Atmos Sci*, 47(5): 565-583
- Battan L J. 1975. Doppler radar observations of a hailstorm. *J Appl Meteor*, 14(1): 98-108
- Brandes E A, Vivekanandan J, Tuttle J D, et al. 1995. A study of thunderstorm microphysics with multiparameter radar and aircraft observations. *Mon Wea Rev*, 123(11): 3129-3143
- Browning K A, Foote G B. 1976. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart J Roy Meteor Soc*, 102(433): 499-533
- Cook B J. 1958. Hail determination by radar analysis. *Mon Wea Rev*, 86(11): 435-438
- Dennis A S, Musil D J. 1973. Calculations of hailstone growth and trajectories in a simple cloud model. *J Atmos Sci*, 30(2): 278-288
- Fraile R, Castro A, Sánchez J L, et al. 2001. Noteworthy C-band radar parameters of storms on hail days in northwestern Spain. *Atmos Res*, 59-60: 41-61
- Hubbert J C, Bringi V N. 2000. The effects of three-body scattering on differential reflectivity signatures. *J Atmos Oceanic Technol*, 17(1): 51-61
- Knight N C. 1986. Hailstone shape factor and its relation to radar interpretation of hail. *J Climate Appl Meteor*, 25(12): 1956-1958
- Kumjian M, Picca J, Ganson S, et al. 2010. Three-body scattering signatures in polarimetric radar data. 12pp. http://publications.nssl.noaa.gov/wsr88d_report/FLNAL_TBSS.doc
- Kumjian M R. 2013. Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part II: Warm-and cold-season applications. *J Oper Meteor*, 1(20): 243-264
- Kumjian M R, Khain A P, Benmoshe N, et al. 2014. The anatomy and physics of Z_{DR} columns: Investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model. *J Appl Meteor Climatol*, 53(7): 1820-1843
- Miller L J, Tuttle J D, Foote G B. 1990. Precipitation production in a large Montana hailstorm: Airflow and particle growth trajectories. *J Atmos Sci*, 47(13): 1619-1646
- Nelson S P. 1983. The influence of storm flow structure on hail growth. *J Atmos Sci*, 40(8): 1965-1983
- Ortega K L, Krause J M, Ryzhkov A V. 2016. Polarimetric radar characteristics of melting Hail. Part III: Validation of the algorithm for hail size discrimination. *J Appl Meteor Climatol*, 55(4): 829-848
- Park H S, Ryzhkov A V, Zrnić D S, et al. 2009. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS. *Wea Forecasting*, 24(3): 730-748
- Payne C D, Van Den Broeke C A, Lemon L R, et al. 2010. Polarimetric radar characteristics of a supercell hailstorm on 10 May 2010 in central

- Oklahoma//Proceedings of the 25th Conf on Severe Local Storms. Denver, CO: Amer Meteor Soc, 8.7
- Picca J, Ryzhkov A. 2012. A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 May 2010 Oklahoma city extreme hailstorm. *Mon Wea Rev*, 140(4): 1385-1403
- Snyder J C, Ryzhkov A V, Kumjian M R, et al. 2015. A Z_{DR} column detection algorithm to examine convective storm updrafts. *Wea Forecasting*, 30(6): 1819-1844
- Straka J M, Zrníc D S, Ryzhkov A V. 2000. Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *J Appl Meteor*, 39(8): 1341-1372
- Straka M J, Zrníc D S. 1993. An algorithm to deduce hydrometeor types and contents from multi-parameter radar data//Proceedings of the 26th Conference on Radar Meteorology. Norman, OK: Amer Meteor Soc, 513-515
- Straka M J. 1996. Hydrometeor fields in a supercell storm as deduced from dual-polarization radar//Proceedings of the 18th Conf. on Severe Local Storms. San Francisco, CA: Amer Meteor Soc, 551-554
- Van den Broeke M S. 2016. Polarimetric variability of classic supercell storms as a function of environment. *J Appl Meteor Climatol*, 55(9): 1907-1926
- Waldvogel A, Federer B, Grimm P. 1979. Criteria for the detection of hail cells. *J Appl Meteor*, 18(12): 1521-1525
- Witt A, Nelson S P. 1991. The use of single-Doppler radar for estimating maximum hailstone size. *J Appl Meteor*, 30(4): 425-431
- Zrníc D S. 1987. Three-body scattering produces precipitation signature of special diagnostic value. *Radio Sci*, 22(1): 76-86