

滇西南冰雹的 X 波段双偏振雷达特征统计*

姚自伟¹ 龚红梅² 陈卓¹ 高正南¹ 何泉威¹

¹ 云南省普洱市气象局, 普洱 665000

² 云南省孟连县气象局, 孟连 665800

提 要: 为得到滇西南地区冰雹的 X 波段双偏振雷达特征, 采用统计分析方法, 对孟连 X 波段双偏振雷达探测到的 22 例冰雹样本资料进行分析。结果表明: 冰雹风暴单体最大水平反射率因子 (Z_H) ≥ 58 dBz; 45 dBz 回波发展高度 (H_{45}) ≥ 7.1 km, H_{45} 与湿球 0°C 层高度差 ≥ 3.3 km, 86% 的冰雹单体 H_{45} 超过 -20°C 层高度; 50 dBz 回波发展高度 (H_{50}) ≥ 5.7 km, H_{50} 与 -20°C 层高度差为 $-1.2\sim 2.7$ km; 垂直累积液态水含量 (VIL) 密度 $\geq 2.8 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, 降雹前 1 个体扫 VIL 增大幅度为 $4.7\sim 18.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 。差分反射率因子 (Z_{DR}) 和差分相移率 (K_{DP}) 的平均值和中位数, 在 0°C 层及以上, 集中分布在 0 值附近, 以负值为主; 在 0°C 层以下 1 km 内由负值转为正值, 随高度降低逐渐增大, 在近地层最大, 分别达到 1.5 dB 和 0.7 /km 左右。 0°C 层及以上各参量的取值范围, Z_{DR} 为 $-1.92\sim 1.35$ dB、 K_{DP} 为 $-1.97\sim 1.29 \text{ /km}$ 、相关系数 (CC) 为 $0.86\sim 0.99$; 在 0°C 层以下, Z_{DR} 为 $-1.92\sim 3.74$ dB、 K_{DP} 为 $-2.98\sim 2.66 \text{ /km}$ 、CC 为 $0.79\sim 0.98$ 。研究结果为滇西南地区 X 波段双偏振雷达探测识别冰雹的特征提供了参考依据。

关键词: 双偏振雷达; X 波段; 冰雹; 回波特征; 偏振参量

中图分类号: P412 文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2025.011001

Statistical Analysis of X-band Dual-polarization Radar Characteristics of Hail in Southwestern Yunnan

YAO Ziwei¹ GONG Hongmei² CHEN Zhuo¹ GAO Zhengnan¹ HE Quanwei

¹ Pu'er Meteorological Office of Yunnan Province, Pu'er 665000

² Menglian Meteorological Office of Yunnan Province, Menglian 665800

Abstract: To obtain the X-band dual-polarization radar characteristics of hail in the southwestern Yunnan, a statistical analysis method was used to analyze 22 hail sample data detected by the Menglian X-band dual-polarization radar. The results show that hailstorm cells have the following characteristics: Maximum horizontal reflectivity factor (Z_H) ≥ 58 dBz; The 45 dBz echo development height (H_{45}) ≥ 7.1 km, with a height difference between H_{45} and the wet-bulb 0°C level ≥ 3.3 km; 86% of hail cells have H_{45} exceeding the height of the -20°C layer; The 50 dBz echo development height (H_{50}) ≥ 5.7 km, with a height difference between H_{50} and the -20°C level ranging from -1.2 to 2.7 km; Vertical integrated liquid water content (VIL) density $\geq 2.8 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, and the VIL increased by $4.7\sim 18.3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ in the volume scan preceding hailfall. Differential reflectivity (Z_{DR}) and specific differential phase (K_{DP}) average and median values, above 0°C layer, concentrated near 0 value, predominantly negative; below 0°C layer within 1 km, transition from negative to positive values, gradually increasing with height decrease, maximum in the near-surface layer, reaching approximately 1.5 dB and 0.7 /km respectively. The range of values for each parameter above the 0°C layer, Z_{DR} -1.92 to 1.35 dB, K_{DP} -1.97 to 1.29 /km , correlation coefficient (CC) 0.86 to 0.99 ; below the 0°C layer, Z_{DR} -1.92 to 3.74 dB, K_{DP} -2.98 to 2.66 /km , CC 0.79 to 0.98 . The research results provide a reference for the detection and identification of hail

*云南省基层台站气象科技创新与能力提升计划项目 (STIAP202229、STIAP202233、STIAP202333) 资助

2024 年 8 月 5 日收稿; 2025 年 1 月 10 日收修订稿

第一作者: 姚自伟, 主要从事中短期和短时临近天气预报研究。E-mail: yaoitdd@163.com

通讯作者: 陈卓, 主要从事中短期和短时临近天气预报研究。E-mail: 757755046@qq.com

39 characteristics by the X-band dual-polarization radar in the southwestern Yunnan region.

40 **Key words:** Dual-polarization radar; X-band; hail; echo characteristics; polarization
41 parameters

42 引言

43 冰雹是普洱地区主要的中小尺度气象灾害之一,在气候变暖背景下,普洱冰雹日数显著
44 增加,2019—2023年平均每年达10 d。冰雹空间尺度小,突发性和局地性强,预报预警难
45 度大。天气雷达凭借较高的时、空分辨率,一直是冰雹观测的重要手段。随着雷达观测技术
46 的发展,气象学家对冰雹的发生发展机理和成因的认识不断深化。

47 双偏振雷达可以发射水平和垂直两个方向的电磁波,除了能获取水平反射率因子(Z_H)
48 等常规信息外,还提供了差分反射率因子(Z_{DR})、差分相移率(K_{DP})、相关系数(CC)等双
49 偏振参数,这些双偏振参数可以反映出粒子的相态、形状、空间取向、密度分布等信息(张
50 培昌等,2018),对于冰雹的识别具有重要意义,也为分析研究冰雹云的云物理过程提供了
51 可能。

52 目前,已有多个地区在业务中应用双偏振雷达,用于灾害性天气的监测、预报和预警。
53 国内外众多学者对双偏振雷达资料的应用进行了研究,Seliga and Bringi(1976)提出可
54 以由 Z_{DR} 推断水凝物尺寸分布。Balakrishnan and Zrnić(1990)提出可以由CC判别混合水
55 凝物相态。刘黎平等(1997)研究指出双偏振雷达较单偏振雷达具有更高的测雨精度和粒子
56 相态识别的能力。高丽等(2021)发现,冰雹下落过程中的翻滚现象会导致 Z_{DR} 值接近0 dB。
57 冯晋勤等(2018)研究得出, Z_{DR} 、CC和 K_{DP} 可以较好监测强对流中的降水强度和冰雹大小,
58 冰雹在下降过程中 Z_{DR} 、 K_{DP} 由负值转为正值,表明冰雹逐渐融化成大雨滴或外包水膜的冰雹。
59 吴举秀等(2022)统计分析了不同尺寸冰雹的S波段双偏振雷达偏振量的特征。潘佳文等
60 (2020)对闽南地区大冰雹超级单体的双偏振特征进行了分析。潘佳文等(2021)分析了不
61 同大小的冰雹在不同高度层的双偏振参数、 K_{DP} 柱、三体散射特征。黄海迅等(2021)基于
62 两次雹暴过程,总结分析了贵州威宁地区雹胚演变的X波段双偏振雷达特征,得到了威宁地
63 区雹暴的概念模型。此外,许多学者(王洪等,2018;杨吉等,2020;何清芳等,2022;刁
64 秀广等,2022;沈雨等,2023;李芳等,2024;夏凡等,2024;王福侠等,2024)对产生冰
65 雹的对流单体的双偏振特征进行了分析研究,得到一些有助于冰雹识别和预报的成果。在水
66 凝物相态识别及算法研究方面,林青云等(2020)对基于双偏振天气雷达的水凝物相态识别
67 技术研究进展进行了总结,并提出发展聚类算法进行相态识别并建立分类标准体系是未来水
68 凝物相态识别的主要研究方向。宋文婷等(2021)、夏凡等(2023)分别对双偏振雷达降水
69 粒子类型识别算法、融化层识别算法进行了研究。管理等(2022)设计了一种 K_{DP} 足及 Z_{DR}
70 弧的自动识别算法。吴举秀等(2023)基于济南和青岛两部S波段双偏振雷达探测到的冰雹
71 统计信息建立数据集,获取小冰雹、大冰雹、特大冰雹的 Z_H 、 Z_{DR} 和CC的概率分布,构建了
72 基于贝叶斯方法的冰雹大小识别模型,取得较好的冰雹识别效果。

73 随着我国建设和升级的双偏振雷达越来越多,对于双偏振雷达产品特征的研究正处于快
74 速发展阶段。云南地处低纬高原,地理位置特殊,地形地貌复杂,是强对流天气的高发区。
75 对于单偏振雷达产品在强对流天气监测预报预警中的研究和应用已比较多,如段鹤等(2014)
76 基于普洱CIND3830-CC雷达资料研究得出滇南地区冰雹预报指标,被广泛应用于实际预报预
77 警业务中。但双偏振天气雷达在云南的应用还处于起步阶段,云南省内对于双偏振雷达资料
78 的分析与研究还比较少,而且冰雹发生发展过程中双偏振参量具有较强地域特征,双偏振产
79 品对雷达波段也比较敏感。因此,对云南境内已经获取的双偏振雷达资料进行分析研究,总
80 结提炼适合本地的定量化的特征指标很有必要。孟连X波段双偏振天气雷达于2018年建成
81 并通过验收,运行几年来,已经积累了一定的观测资料,配合地面降雹记录,可以对该雷达

82 的回波特征进行总结分析。本文在考虑了冰雹信息及雷达数据质量前提下，统计分析了普洱
83 地区 22 例冰雹个例的双偏振雷达产品特征，提炼出适用于普洱地区的识别冰雹双偏振参量
84 指标，从而为孟连 X 波段双偏振雷达在以后的业务运行中较好发挥作用奠定基础，为云南持
85 续推进建设的 X 波段双偏振雷达的应用提供参考依据。

86 1 资料来源

87 1.1 雷达主要参数

88 孟连 724XSP 全固态双偏振多普勒天气雷达位于娜允镇允山村，采用全固态发射机和全
89 相参体制，运用脉冲压缩和脉冲补盲技术，具备较高的探测精度和系统稳定度，详细参数见
90 表 1。

91 表 1 孟连双偏振多普勒雷达主要参数

92 Table 1 Main parameters of Menglian dual-polarization Doppler radar

参数	量值
工作频率	9.3~9.5 GHz
天线直径	2.4 m
天线增益	43 dB
距离库数	1000
波束宽度	1°
脉冲宽度	0.5/1/2 μ s
重复频率	500~4000 Hz
极化方式	水平/垂直
探测距离	120/240 km
采样方式	PPI、RHI
探测精度	45 m, 1 dBz, 1 m/s

93 1.2 冰雹资料

94 收集整理了 2018—2022 年发生在滇西南地区的 56 例冰雹个例。各地气象信息员目击到
95 降雹时，将降到地面的冰雹拍照发送到县级气象台站，县级气象台站业务人员进行审核确认
96 之后纪录为一次降雹个例。通过是否位于孟连雷达有效探测范围内、雷达资料是否齐全完整、
97 雷达反射率因子是否满足 >45 dBz 的基本要求 (Waldvogel et al, 1979) 等条件挑选出 22
98 例冰雹个例作为研究样本。由于固态降水均会对农业生产造成一定的影响，所以在冰雹个例
99 统计中，将降到地面的由强对流单体引起的固态降水均视为冰雹，收集到的冰雹直径在 2~
100 18 mm 之间 (表 2)。

101 1.3 雷达数据筛选及质量控制

102 雷达发射的电磁波经目标物粒子吸收和散射后会发生衰减。雷达波长越短，衰减程度越
103 大。X 波段电磁波的衰减显著，尤其在强回波区后可能完全衰减，X 波段双偏振雷达电磁波
104 衰减对 Z_{DR} 的测量会产生较大的误差 (苏德斌等, 2011)。为了保证雷达数据质量，选取在
105 电磁波束径向上，从雷达到研究目标之间无其余强回波存在的个例，避免雷达探测波束经过
106 强回波区造成电磁衰减。

107 考虑到冰雹从高空降落至地面需要一定时间，及目击范围普遍偏小，采用以下方法来选
108 取雷达数据并总结雷达回波特征：根据冰雹发生地位置，定位雷达 0.5° 仰角回波，确定降
109 雹点附近最强回波核心，以最强回波核心为中心，以 45 dBz 为阈值，检索周边 5 km 范围内
110 所有仰角的 Z_H ，记录各仰角上雷达回波强中心位置，最后取前后各 1 个体扫 (共 3 个)，统
111 计回波强中心位置的有关参数。

112 2 双偏振雷达产品特征

113 2.1 常规雷达参量特征

114 统计分析了 22 例冰雹样本中冰雹风暴单体的 Z_{H} 的最大值, 回波顶高(ET), 45 dBz、50
 115 dBz、55 dBz 回波发展高度(分别用 H_{45} 、 H_{50} 、 H_{55} 表示, 下同)及其与湿球 0°C 层高度(本文
 116 所用 0°C 层高度均为湿球 0°C 层高度, 在下文中简称为 0°C 层高度)、-20°C 层高度(H_{-20})的
 117 差, 降雹前后垂直累积液态水含量(VIL)变化幅度, VIL 密度(D_{VIL})等常用于冰雹识别的产
 118 品的特征, 为冰雹识别提供参考依据。相关产品信息从中国气象局新一代天气雷达业务软件
 119 (以下简称 ROSE) 的风暴属性表等相关产品中读取, 其中 $D_{VIL}=VIL / ET$ 。

120 Z_{H} 是不受雷达常数影响的散射特征量, 主要与粒子的数目和尺寸大小有关。22 例冰雹
 121 样本中, 最大 Z_{H} 均 > 55 dBz (表 2), 为 58~68 dBz, 平均为 63 dBz, 说明风暴单体中粒
 122 子数目较多或者粒子尺寸较大。其中只有 1 例冰雹样本的最大 Z_{H} 在 60 dBz 以下(孟连景信,
 123 2018 年 3 月 11 日 16:06, 58 dBz), 有 6 例冰雹样本的最大 Z_{H} 在 65 dBz 以上, 其中有 2
 124 例达到 68 dBz, 比段鹤等(2014)得出的结论要偏大, 说明在不受强回波衰减的情况下,
 125 单部 X 波段雷达有效探测距离内的反射率因子强度比 CIND3830-CC 雷达探测到的强度偏强。

126 ET (18.3 dBz 回波的高度) 达 8.9~13.9 km (表 2), 平均为 10.8 km, 较高 ET 表明
 127 有较强的上升气流使对流发展旺盛。分析发现, 冰雹直径大小与 ET 无明显对应关系。由于
 128 筛选出的个例样本并没有发生在距离雷达较近的区域, 因此 ET 的统计避免了静锥区的影响。

129 95%的冰雹样本的 $H_{45} \geq 7.1$ km (表 2), 比段鹤等(2014)得出的结论(7.5 km)偏小
 130 0.4 km; H_{45} 与 0°C 层高度差为 3.3~6.7 km (表略)。 H_{50} 为 5.7~10.3 km (表略), H_{50} 与
 131 -20°C 层高度差为 -1.2~2.7 km (表 2)。22 例冰雹样本中, H_{45} 、 H_{50} 、 H_{55} 超过 -20°C 层高度
 132 的比例分别为 86%、59%、41%, 只有 9 例样本 H_{55} 超过 -20°C 层高度, 不足一半。

133 研究的冰雹样本发生时间为 1—4 月和 12 月, 基于思茅探空站探测资料统计得出冰雹发
 134 生最近时段 0°C 层高度为 3.0~4.5 km (海拔高度, 下同), 去除海拔高度之后, 距离地面
 135 1.7~3.2 km, 与俞小鼎等(2020)提出的强冰雹发生的有利环境指标(2.0~4.5 km)要略
 136 偏小, 这也与观测到的实况均为中、小尺寸的冰雹, 没有出现大冰雹相一致, 也与高原地区
 137 比较容易出现小冰雹的基础事实相一致。

138 VIL 是将反射率因子数值转换为等价的液态水并在垂直方向上的累加值, 它反映了某一
 139 确定底面积上方垂直柱体内的液态水总量, 在冰雹的识别中具有一定辅助作用(段鹤等,
 140 2014)。分析降雹前后 VIL 值的变化特征发现, 在冰雹发生前一个体扫内, 所有的回波单体
 141 均出现 VIL 增大的现象, 增大幅度为 4.7~18.3 $kg \cdot m^{-2}$ (表 2); 降雹结束之后, VIL 值随
 142 之减小。从统计结果来看, 22 例冰雹样本的 D_{VIL} 均 $\geq 2.8 g \cdot m^{-3}$ (表 2), 为 2.8~5.2 $g \cdot m^{-3}$,
 143 平均达到 3.6 $g \cdot m^{-3}$ 。

144 综上所述, 得出冰雹风暴单体具有高悬强回波特征, 最大 $Z_{H} \geq 58$ dBz; $H_{45} \geq 7.1$ km, H_{45}
 145 与 0°C 层高度差 ≥ 3.3 km, 86% 的样本 H_{45} 超过 -20°C 层高度; $H_{50} \geq 5.7$ km, H_{50} 与 -20°C 层高度
 146 差为 -1.2~2.7 km; $D_{VIL} \geq 2.8 g \cdot m^{-3}$, 降雹前 VIL 出现突然增大现象。

147 表 2 普洱冰雹天气个例的发生地点、冰雹直径等特征

148 Table 2 occurrence location, hail diameter and other characteristics of hail weather processes
 149 in Pu'er

日期/ (年.月.日)	地点时间 /BT	直径/mm	最大 Z_{H} /dBz	ET/km	H_{45} /km	$H_{50}-H_{-20}$ /km	$D_{VIL}/(g \cdot m^{-3})$	降雹前一个体扫 VIL 增大幅度
2018.3.11	孟连景信 16:06	14	58	9.8	7.1	-0.5	2.9	5.9
2018.4.17	澜沧大山 15:33	8	60	10.4	9.2	1.0	4.7	10.2

2018. 4. 17	澜沧新城 16:26	10	61	10.1	9.7	1.5	5.2	16.7
2018. 4. 17	澜沧惠民 15:24	10	60	10.9	8.3	-0.1	3.1	6.6
2018. 4. 17	澜沧谦六 16:07	10	61	10.1	9.3	1.0	3.9	8.8
2020. 1. 04	孟连勐马 15:45	10	64	12.1	10.2	2.6	3.5	7.9
2020. 2. 23	孟连芒信 20:08	3	64	11.4	8.7	0.8	2.9	12.6
2020. 2. 24	西盟勐卡 15:43	4	63	9.4	6.3	-0.5	4.0	5.4
2020. 4. 10	孟连公信 15:08	8	63	11.7	9.7	1.2	3.5	15.8
2020. 4. 10	澜沧东回 16:10	5	68	11.9	8.9	0.4	3.3	8.5
2020. 4. 10	澜沧酒井 16:20	5	67	10.8	8.0	0.0	3.2	10.1
2020. 4. 23	澜沧富邦 16:11	3	60	13.2	10.1	2.1	5.1	14.0
2020. 4. 23	澜沧拉巴 16:30	3	68	10.7	10.4	2.7	4.8	18.3
2021. 12. 31	孟连勐马 2:37	10	62	10.4	9.7	-0.1	2.8	5.2
2021. 12. 31	澜沧糯福 3:44	4	64	9.6	8.3	-1.2	2.8	6.7
2022. 4. 17	澜沧木夏 16:15	2	60	10.7	10.3	1.8	4.9	13.3
2022. 4. 17	孟连富岩 17:13	8	65	10.4	8.0	-0.6	2.8	8.3
2022. 4. 15	澜沧勐朗 20:14	5	67	11.4	8.4	-0.5	2.8	4.7
2022. 1. 19	澜沧富邦 6:02	6	61	10.7	7.4	0.5	2.8	7.0
2022. 1. 19	澜沧竹塘 12:41	8	61	13.9	7.6	-0.1	3.3	9.4
2022. 1. 19	澜沧发展河 16:24	18	62	9.7	7.9	1.2	4.5	6.9

150 2.2 双偏振产品特征

151 由于冰雹在高空不同高度上状态不同，双偏振参量的特征也不一样，为了使统计结果具
152 有可比性和代表性，采用 Ortega et al (2016) 提出的，潘佳文等 (2021)、吴举秀等 (2022)
153 使用的研究方法，以冰雹事件发生时最近时次距离最近的思茅探空站的 0℃、-10℃、-20℃
154 层高度为基准，将垂直高度划分为 7 个高度（具体高度层见表 3），分别统计各高度层上的

155 双偏振参量特征。其中， H_h 为各仰角上冰雹所在位置，采用以下方法获得：以冰雹报告地点
156 为中心，在 $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ 范围内搜索各仰角上最强 Z_{H} ，最强 Z_{H} 所在处为冰雹所在位置 H_h 。

157 由于地平线问题（波束中心高度随距离的增加而增加）、孟连雷达站海拔高度较高（1750
158 m）而研究的冰雹样本发生时 0°C 层高度相对较低等原因，只有 1 个样本在 1 层有数据，有 7
159 个样本在 2 层无数据，一定程度上影响了 1 层、2 层的数据分析结果。

160 表 3 高度层信息（ H_h 表示冰雹所在位置， H_0 、 H_{-10} 、 H_{-20} 分别表示 0°C 、 -10°C 、 -20°C 所在高度）
161 Table 3 Height layer information (H_h represents the position where hail is located, H_0 、 H_{-10} 、 H_{-20}
162 represent the altitudes where 0°C 、 -10°C 、 -20°C are located)

高度层序号 h	各高度层取值范围
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	$H_h < (H_0 - 3\text{km})$

163 2.2.1 差分反射率因子 (Z_{DR}) 特征

164
$$Z_{\text{DR}} = 10 \lg \left(\frac{Z_{\text{H}}}{Z_{\text{V}}} \right) \quad (1)$$

165 式中： Z_{H} 为水平反射率因子， Z_{V} 为垂直反射率因子。 Z_{DR} 的大小主要与雷达采样体积内的粒子
166 形状有关，当 Z_{DR} 为正值时，表示雷达采样体积内的粒子分布以水平取向为主，水平轴长于
167 垂直轴的粒子占主导； Z_{DR} 为负值时，表示垂直轴长于水平轴的粒子占主导； Z_{DR} 接近 0 时表
168 示在采样体积内粒子群的主要分布为球形。苏德斌等（2011）指出冰雹是非球形的，但是它
169 们在下落过程中带有翻转运动，在雷达采样体积内，下降冰雹近似球形降水粒子， Z_{DR} 值较
170 小；也有一些软雹和冰雹带有圆锥的形状，它们下落时以垂直方向的长轴取向实现，在此情
171 况下， Z_{DR} 是负值。

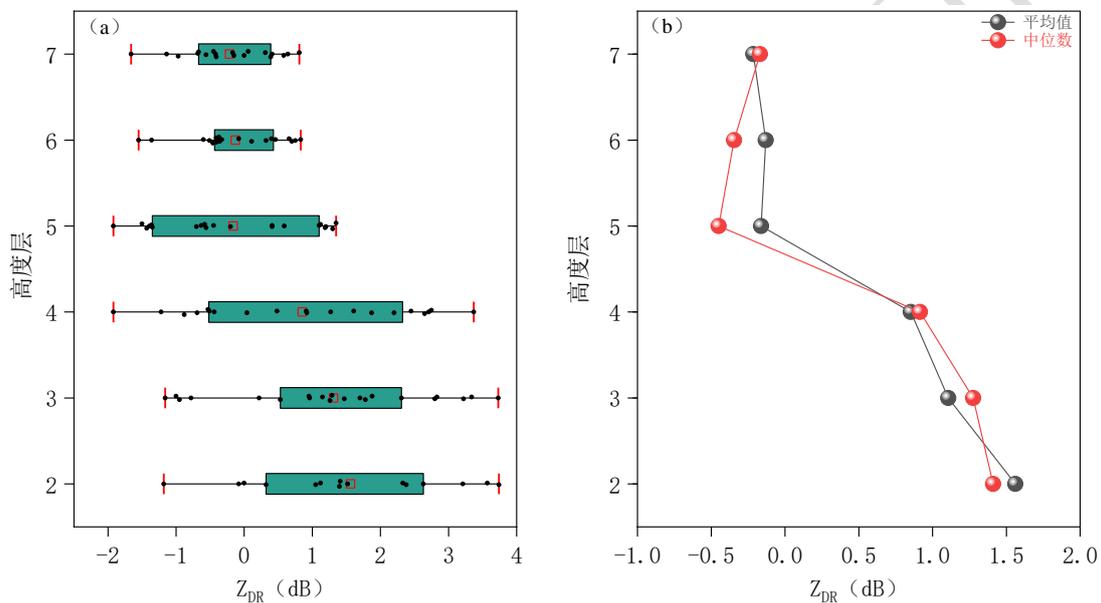
172 分析 22 例冰雹样本在 7 个高度层（表 3）上的 Z_{DR} 值的分布情况（图 1a）。在 -10°C 层
173 及以上（6 层、7 层）， Z_{DR} 值为 $-1.66 \sim 0.83\text{ dB}$ ， Z_{DR} 值集中分布在 0 值附近，这与刘黎平等
174 （1996）、曹俊武和刘黎平（2006）提出的冰雹在下落过程中不断摆动翻滚，雷达采样体积内
175 总体接近球形分布的结论一致。

176 在 0°C 等温线及以上至 -10°C 层之间（5 层）， Z_{DR} 值的变化范围增大，为 $-1.92 \sim 1.35\text{ dB}$ 。
177 Z_{DR} 值的离散度增大，偏离 0 值范围增大，绝对值最大达到 1.92。这主要是一方面由于冰雹
178 在 $0 \sim -10^\circ\text{C}$ 的区域内不断循环，通过收集过冷水滴而增大的过程中，冰雹粒子的形状从初
179 始的较小球形逐渐变成扁平或不规则形状，使得粒子长轴取向也不均匀；另一方面，冰雹的
180 增长作用，使得冰雹直径逐渐增大，在此高度层内存在着尺寸较大的冰雹粒子；再者较强的

181 垂直上升运动使得冰雹粒子的长轴在垂直方向上；以上原因共同作用使得雷达采样体积内粒
 182 子群的分布偏离球形特征， Z_{DR} 值偏离 0 值较远。

183 在 0°C 层以下， Z_{DR} 值随高度降低明显增大，正值所占比例明显增加； Z_{DR} 值在 0°C 层以下
 184 1 km 范围内（4 层）分布范围最广，离散度最大，并在此层取得最小值，为 -1.92 dB ；在 0°C
 185 层以下 $2\sim 3\text{ km}$ 范围内（2 层）取得最大值，为 3.74 dB 。

186 从 Z_{DR} 值的平均值和中位数随高度的变化趋势（图 1b）可以看到，在 0°C 层及以上， Z_{DR}
 187 值的平均值和中位数变化较小，集中分布在 0 值附近，以负值为主；在 0°C 层之下，平均值
 188 和中位数均为正值， Z_{DR} 值以正值为主，整体呈随高度降低逐渐增大趋势，在近地层， Z_{DR} 值
 189 平均值和中位数增大到 1.5 dB 左右。在 0°C 层以下， Z_{DR} 值以正值为主的原因可能是当冰雹
 190 粒子接近 0°C 层时，它们开始从表面融化，形成湿润的外层，雷达采样体积内冰雹粒子的形
 191 态也变得更加不规则，使得 Z_{DR} 的绝对值均增大，这与冯晋勤等（2018）的研究成果一致。
 192 潘佳文等（2021）也指出，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
 193 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。



194 注：箱线图最左侧（最右侧）的红色短竖线为统计的最小值（最大值），长方形箱体的左部（右部）框线
 195 为 25（75）百分位值，箱体内部红色方框为平均值，黑色点为箱线图所用数据。下同。

197 图 1 (a) Z_{DR} 在各个高度层的分布和 (b) Z_{DR} 的平均值、中位数随高度变化趋势。
 198 The red vertical line at the far left (right) of the box plot represents the statistical minimum
 199 (maximum) value, the left (right) edge of the rectangular box represents the 25th (75th) percentile,
 200 the red square inside the box is the average value, and the black dots are the data used for the
 201 box plot. Figures 2 and 3 are the same as this.
 202 Fig.1 (a) Distributions of Z_{DR} in different height intervals and (b) the trend of Z_{DR} 's mean and
 203 median values with altitude.

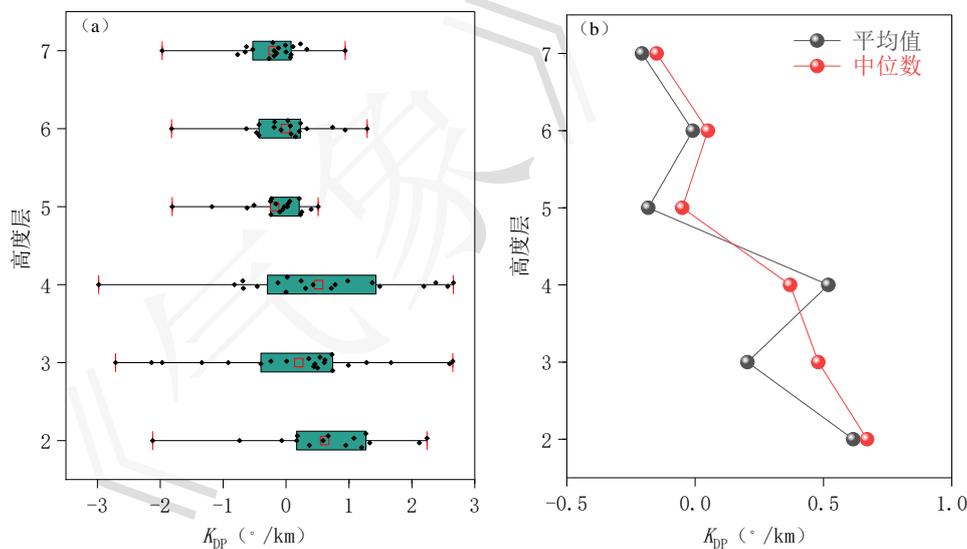
204 2.2.2 差分相移率 (K_{DP})

205 K_{DP} 是指水平偏振和垂直偏振脉冲在单位距离内的相位差，表征不同偏振脉冲在传播路
 206 径上，因传播系数不同引起的相位变化。 K_{DP} 的值与脉冲传播路径上的粒子的形状、大小、
 207 类型和粒子的数密度相关。

208 分析 K_{DP} 在各个高度层的分布特征（图 2a），在 0°C 层及以上（5、6、7 层）， K_{DP} 值离
 209 散度不大，变化范围较小，为 $-1.97\sim 1.29^{\circ}/\text{km}$ ，中位数和平均值的分布范围分别为 $-0.05\sim$
 210 $0.05^{\circ}/\text{km}$ 和 $-0.21\sim -0.01^{\circ}/\text{km}$ ， K_{DP} 的值位于 0 值附近，表明以较为均一近似球形的干冰

211 雹粒子为主。在 0℃层以下， K_{DP} 值的变化范围逐渐增大， K_{DP} 值正值所占比例逐渐增大。在 0℃
 212 层以下 1 km 范围内（4 层）， K_{DP} 值的分布范围为-2.98~2.66 °/km，有 6 例样本为负值，
 213 <-1 °/km 的个例有 1 例（2022 年 1 月 19 日 12: 41，澜沧竹塘乡），该个例在 0℃层以下
 214 1~2 km 范围内（3 层） K_{DP} 值为-2.14 °/km，通过分析天气实况，澜沧县竹塘乡雨量监测站
 215 （降雹所在区域）在降雹时段内没有监测到降水，实况表明以纯的冰雹为主，因此 K_{DP} 值表
 216 现为负值。在 0℃层以下 1~3 km 范围内（3 层、2 层）， K_{DP} 值的变化范围增大，最大值分
 217 别达到 2.65 °/km、2.24 °/km。

218 K_{DP} 值的中位数和平均值随着高度的降低呈逐渐增大趋势（图 2b），在 0℃高度层及以
 219 上， K_{DP} 值的平均值和中位数变化较小，集中分布在 0 值附近，以负值为主；在 0℃层之下，
 220 平均值和中位数均为正值，在近地层增大到 0.7 °/km 左右。 K_{DP} 值在 0℃层以下 1 km 范围内
 221 （4 层）增大最明显。主要是因为冰雹在 0℃层以下时，从表面开始融化，形成湿润的外层，
 222 随着距离地面越近，冰雹融化更明显，水膜厚度也相应增加，使得粒子的介电性质呈现为液
 223 态，同时降水粒子与冰雹粒子的混合也使得 K_{DP} 值增大。孙伟等（2021）指出， K_{DP} 代表液态
 224 水浓度，同时也与粒子直径有关， K_{DP} 大说明液态水含量多、粒子直径大； K_{DP} 对固态粒子不
 225 敏感，由于水的介电常数大于冰，而对降雨粒子更为敏感。实况监测显示，在 22 例降雹样
 226 本期间，有 4 例没有监测到明显降水，以降雹为主，其余 18 例均伴有不同程度降水。伴有
 227 降水的 18 例冰雹样本中，冰雹直径以中、小尺度为主，表明降雹是由大量集聚的湿的小冰
 228 雹组成，且混合有大量的降雨粒子， K_{DP} 在低层主要为正值，但没有出现异常大值，最大仅
 229 为 2.66 °/km。4 个无明显降水冰雹样本中，低层 K_{DP} 值分别达到-2.12 °/km、-1.34 °/km、
 230 -2.71 °/km 和-2.98 °/km，观测到的冰雹直径为 3~10 mm。在日常业务中，60 dBz 以上
 231 的强回波不一定预示冰雹， K_{DP} 可以协助识别是以降雹还是以降雨为主。



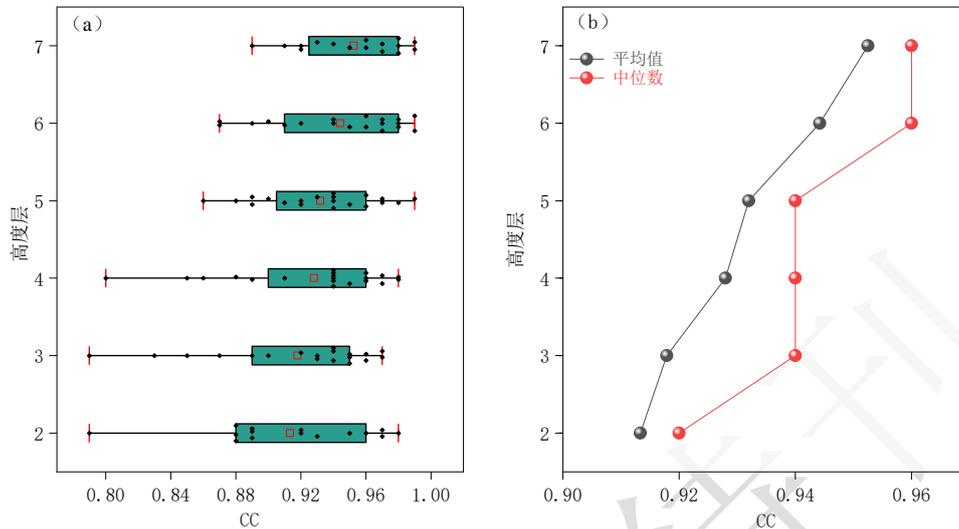
232 图 2 (a) K_{DP} 在各个高度层的分布和 (b) K_{DP} 的平均值、中位数随高度变化趋势

233 Fig.2 (a) Distributions of K_{DP} in different height intervals and (b) the trend of K_{DP} 's mean and
 234 median values with altitude
 235

236 2.2.3 相关系数 (CC)

237 CC 是指水平偏振回波强度和垂直偏振回波强度之间的相关程度，可以用来反映雷达取
 238 样体积内水凝物粒子相态的均匀性，它与粒子的形状、大小分布等有关。分析 22 例冰雹样
 239 本的 CC 在各个高度层的分布情况（图 3a），在 0℃层及以上，CC 的中位数和平均值变化范
 240 围为 0.94~0.96 和 0.93~0.95，CC 值变化范围相对较小，表明此层存在相态比较均匀一致
 241 的粒子，表现为以干的冰雹粒子为主。在 0℃层以下，CC 的值随高度降低逐渐减小。在 0℃

242 层以下 1~2 km 范围内 (3 层), CC 值的中位数和平均值分别为 0.94 和 0.92, CC 值的变化
 243 范围为 0.79~0.97。在 0°C 层以下 2~3 km 范围内 (2 层), CC 的中位数和平均值达到最小,
 244 分别为 0.92 和 0.91, CC 值最小为 0.79, 最大为 0.98, 第 25 和第 75 百分位数分别为 0.89
 245 和 0.96。随着高度降低 CC 值逐渐减小, 表明随着高度降低和温度的升高, 融化更加明显,
 246 雷达采样体积内混合有不同相态的粒子, 小而湿的冰雹粒子掺杂着雨滴粒子。



247 图 3 (a) CC 在各个高度层的分布和 (b) CC 的平均值、中位数随高度变化趋势

248 Fig. 3 (a) Distributions of CC in different height intervals and (b) the trend of CC's mean and
 249 median values with altitude
 250

251 仅凭单一的双偏振参量并不足以识别冰雹, 需要几个参量相互配合来综合判断。综合分
 252 析来看 (图 1b、图 2b、图 3b), Z_{DR} 和 K_{DP} 的平均值和中位数变化趋势基本一致, 均是随着
 253 高度降低值逐渐增大, CC 值则相反, 随着高度降低逐渐减小, 此变化趋势与潘佳文等 (2021)、
 254 吴举秀等 (2022) 的研究结论一致, 产生这样的变化趋势的原因主要与强上升气流造成的长
 255 轴取向、冰雹增长、冰雹表层融化以及是否伴随有降水过程 (即冰雹的干湿) 等因素有关。
 256 综合所有冰雹样本的各双偏振参量的取值范围为, 在 0°C 所在高度层及以上, Z_{DR} 值为 -1.92~
 257 1.35 dB、 K_{DP} 值为 -1.97~1.29 °/km、CC 为 0.86~0.99; 在 0°C 所在高度层以下, Z_{DR} 为 -1.92~
 258 3.74 dB、 K_{DP} 为 -2.98~2.66 °/km、CC 为 0.79~0.98。

259 3 结论与讨论

260 基于孟连 X 波段双偏振雷达的探测资料, 对 22 例冰雹云的双偏振雷达回波特征进行分
 261 析, 结果表明:

262 (1) 冰雹风暴单体具有高顶、强回波伸展高度高等特征。最大 $Z_{H} \geq 58$ dBz; $H_{45} \geq 7.1$ km,
 263 H_{45} 与湿球 0°C 层高度差 ≥ 3.3 km, 86% 的冰雹单体 H_{45} 超过 -20°C 层高度; $H_{50} \geq 5.7$ km, H_{50} 与
 264 -20°C 层高度差为 -1.2~2.7 km。

265 (2) 冰雹单体中, VIL 密度 ≥ 2.8 g·m⁻³, 降雹前 1 个体扫 VIL 出现增大现象, 增幅为
 266 4.7~18.3 kg·m⁻²。

267 (3) Z_{DR} 和 K_{DP} 的平均值和中位数随着高度降低逐渐增大, CC 值随着高度降低逐渐减小。
 268 在 0°C 层及以上, Z_{DR} 和 K_{DP} 值的平均值和中位数集中分布在 0 值附近, 以负值为主; 在 0°C
 269 层之下均为正值, 在近地层最大, 分别达到 1.5 dB 和 0.7 °/km 左右。 Z_{DR} 和 K_{DP} 值在 0°C 层
 270 以下 1 km 内增大最明显, 在此层由负值转为正值, 主要是由于融化的作用。

271 (4) K_{DP} 值对液态粒子更为敏感, K_{DP} 可以协助识别是以降雹还是以降雨为主。

272 (5) 统计得到了各双偏振参量的取值范围, 在 0°C 所在高度层及以上, Z_{DR} 值为 -1.92~

273 1.35 dB、 K_{DP} 值为 $-1.97\sim 1.29$ °/km、CC 为 0.86~0.99；在 0℃所在高度层以下， Z_{DR} 值为
274 $-1.92\sim 3.74$ dB、 K_{DP} 值为 $-2.98\sim 2.66$ °/km、CC 为 0.79~0.98。

275 由于雷达数据质量、雷达有效探测距离和雷达扫描范围（孟连雷达有近三分之一扫描范
276 围位于国外）等因素，本文仅对 22 例冰雹样本回波进行分析，样本偏少，可能导致特征总
277 总结不到位。总结的特征只是出现冰雹时风暴的回波特征，仅可作为识别有无冰雹的参考依据，
278 对于提前预报的指标，将在今后的研究中进行总结凝练。分析的样本中没有直径 20 mm 及以
279 上的冰雹，对于不同直径的冰雹的特征还需要进一步总结分析。对 ROSE 系统的 HCA 算法(Park
280 et al, 2009)得到的粒子相态识别结果进行检验，在 22 例冰雹样本的降雹阶段，HCA 算法
281 对 100%的样本给出了冰雹粒子降到近地面的识别结果，与观测实况比较吻合，表明该算法
282 对孟连 X 波段双偏振雷达识别冰雹具有一定指示意义。但由于本研究仅对出现降雹的单体进
283 行检验，没有与其余单体进行对比分析，所以对于 HCA 算法的虚报率、命中率以及合理阈值
284 等还需进行进一步的分析研究。

285

286

参考文献：

- 287 曹俊武, 刘黎平, 2006. 双线偏振多普勒天气雷达识别冰雹区方法研究[J]. 气象, 32(6): 13-19. Cao J W, Liu L P, 2006. Hail
288 identification with dual-linear polarimetric radar observations[J]. Meteor Mon, 32(6): 13-19 (in Chinese).
- 289 刁秀广, 李芳, 万夫敬, 2022. 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, 33(4): 414-428. Diao X G, Li F, Wan F
290 J, 2022. Comparative analysis on dual polarization features of two severe hail supercells[J]. J Appl Meteor Sci, 33(4): 414-428 (in
291 Chinese).
- 292 段鹤, 严华生, 马学文, 等, 2014. 滇南冰雹的预报预警方法研究[J]. 气象, 40(2): 174-185. Duan H, Yan H S, Ma X W, et al, 2014.
293 Study of the method for hail forecasting and warning in Southern Yunnan[J]. Meteor Mon, 40(2): 174-185 (in Chinese).
- 294 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[J]. 气象, 44(12): 1565-1574. Feng J Q,
295 Zhang S S, Wu C F, et al, 2018. Application of dual polarization weather radar products to severe convective weather in Fujian[J].
296 Meteor Mon, 44(12): 1565-1574 (in Chinese).
- 297 高丽, 潘佳文, 蒋璐璐, 等, 2021. 一次长生命史超级单体降雹演化机制及双偏振雷达回波分析[J]. 气象, 47(2): 170-182. Gao L,
298 Pan J W, Jiang L L, et al, 2021. Analysis of evolution mechanism and characteristics of dual polarization radar echo of a hail caused
299 by long-life supercell[J]. Meteor Mon, 47(2): 170-182 (in Chinese).
- 300 管理, 戴建华, 袁招洪, 等, 2022. 双偏振雷达 K_{DP} 足及 Z_{DR} 弧的自动识别及应用研究[J]. 气象学报, 80(4): 578-591. Guan L, Dai J H,
301 Yuan Z H, et al, 2022. Research on dual-polarimetric radar K_{DP} foot and Z_{DR} arc recognition and application[J]. Acta Meteor Sin,
302 80(4): 578-591 (in Chinese).
- 303 何清芳, 林文, 张深寿, 等, 2022. 闽西南地区一次春季降雹过程的双偏振参量及降水粒子谱特征[J]. 气象, 48(7): 856-867. He Q F,
304 Lin W, Zhang S S, et al, 2022. Dual polarization parameters and precipitation particle spectrum characteristics of a spring hail event
305 in southwestern Fujian[J]. Meteor Mon, 48(7): 856-867 (in Chinese).
- 306 黄海迅, 周筠珺, 曾勇, 等, 2021. 基于 X 波段双偏振雷达的贵州威宁雹胚演变特征研究[J]. 大气科学, 45(3): 539-557. Huang H
307 X, Zhou Y J, Zeng Y, et al, 2021. Study on the evolution characteristics of hail embryos in Weining, Guizhou, based on x-band dual
308 linear polarization radar[J]. Chin J Atmos Sci, 45(3): 539-557 (in Chinese).
- 309 李芳, 刁秀广, 魏鸣, 2024. 一次强冰雹超级单体风暴双偏振参量特征分析[J]. 气象, 50(2): 195-209. Li F, Diao X G, Wei M, 2024.
310 Characteristic analysis of dual-polarization parameters of a severe hail supercell storm[J]. Meteor Mon, 50(2): 195-209 (in Chinese).
- 311 林青云, 何建新, 王皓, 等, 2020. 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, 35(3): 517-526. Lin
312 Q Y, He J X, Wang H, et al, 2020. The review of hydrometeor phase identification technology based on dual-polarization weather
313 radar[J]. Remote Sensing Technology and Application, 35(3): 517-526 (in Chinese).
- 314 刘黎平, 钱永甫, 王致君, 1996. 用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布[J]. 气象学报, 54(5): 590-598. Liu L P, Qian
315 Y F, Wang Z J, 1996. The study of spacial distribution of phase and size of hydrometeors in cloud by dual linear polarization
316 radar[J]. Acta Meteor Sin, 54(5): 590-598 (in Chinese).
- 317 刘黎平, 王致君, 徐宝祥, 等, 1997. 我国双线偏振雷达探测理论及应用研究[J]. 高原气象, 16(1): 99-104. Liu L P, Wang Z J, Xu B
318 X, et al, 1997. Study on theory and application of dual-polarization radar in China[J]. Plateau Meteor, 16(1): 99-104 (in Chinese).
- 319 潘佳文, 魏鸣, 郭丽君, 等, 2020. 闽南地区大冰雹超级单体演变的双偏振特征分析[J]. 气象, 46(12): 1608-1620. Pan J W, Wei M,
320 Guo L J, et al, 2020. Dual-polarization radar characteristic analysis of the evolution of heavy hail supercell in southern Fujian[J].
321 Meteor Mon, 46(12): 1608-1620 (in Chinese).
- 322 潘佳文, 高丽, 魏鸣, 等, 2021. 基于 S 波段双偏振雷达观测的雹暴偏振特征分析[J]. 气象学报, 79(1): 168-180. Pan J W, Gao L,
323 Wei M, et al, 2021. Analysis of the polarimetric characteristics of hail storm from S band dual polarization radar observations[J].
324 Acta Meteor Sin, 79(1): 168-180 (in Chinese).
- 325 沈雨, 周筠珺, 邹书平, 等, 2023. 一次孤立单体雹暴过程“ Z_{DR} 柱”演变特征分析[J]. 气象科技, 51(1): 104-114. Shen Y, Zhou Y J,
326 Zou S P, et al, 2023. Analysis of evolution characteristics of “ Z_{DR} column” in an isolated hail storm[J]. Meteor Sci Technol, 51(1):
327 104-114 (in Chinese).
- 328 宋文婷, 李昀英, 黄浩, 等, 2021. 基于 S 波段双偏振雷达资料的降水粒子类型识别算法及应用[J]. 大气科学学报, 44(2): 209-218.
329 Song W T, Li Y Y, Huang H, et al, 2021. Hydrometeors classification and its application based on S-band dual polarization radar
330 data[J]. Trans Atmos Sci, 44(2): 209-218 (in Chinese).
- 331 苏德斌, 马建立, 张蕾, 等, 2011. X 波段双线偏振雷达冰雹识别初步研究[J]. 气象, 37(10): 1228-1232. Su D B, Ma J L, Zhang Q, et
332 al, 2011. Preliminary research on method of hail detection with X band dual linear polarization radar[J]. Meteor Mon, 37(10):
333 1228-1232 (in Chinese).
- 334 孙伟, 曹舒娅, 沈建, 2021. 基于多源探测资料的“4.12”非典型冰雹特征分析[J]. 热带气象学报, 37(2): 218-232. Sun W, Cao S Y,
335 Shen J, 2021. Characteristic analysis of “4.12” atypical hail based on multi-source data[J]. J Trop Meteor, 37(2): 218-232 (in
336 Chinese).
- 337 王福侠, 薛学武, 杨吕玉慈, 等, 2024. 一次长生命史超级单体风暴双偏振参量结构及演变特征[J]. 气象, 50(10): 1216-1230. Wang
338 F X, Xue X W, Yang L Y C, et al, 2024. Dual-polarization parameter structure and evolution characteristics of a long-life supercell
339 storm[J]. Meteor Mon, 50(10): 1216-1230 (in Chinese).

340 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[J]. 气象学报, 76(1): 92-103. Wang H, Wu N
341 G, Wan Q L, et al, 2018. Analysis of S-band polarimetric radar observations of a hail-producing supercell[J]. Acta Meteor Sin, 76(1):
342 92-103 (in Chinese).

343 吴举秀, 潘佳文, 魏鸣, 等, 2022. 不同尺寸冰雹 S 波段双偏振雷达偏振量特征统计[J]. 热带气象学报, 38(2): 193-202. Wu J X, Pan
344 J W, Wei M, et al, 2022. Statistical analysis of polarimetric characteristics of different size hails for S-band dual polarization radar[J].
345 J Trop Meteor, 38(2): 193-202 (in Chinese).

346 吴举秀, 胡志群, 夏凡, 等, 2023. 基于贝叶斯方法的冰雹大小识别研究[J]. 气象学报, 81(5): 801-814. Wu J X, Hu Z Q, Xia F, et al,
347 2023. Hail size discrimination based on the Bayesian method[J]. Acta Meteor Sin, 81(5): 801-814 (in Chinese).

348 夏凡, 吴炜, 张乐坚, 等, 2023. 基于 S 波段双偏振雷达融化层识别算法的研究[J]. 气象, 49(2): 146-156. Xia F, Wu W, Zhang L J, et
349 al, 2023. Study of designation algorithm of the melting layer based on S-band dual-polarization radar[J]. Meteor Mon, 49(2):
350 146-156 (in Chinese).

351 夏凡, 吴举秀, 申高航, 等, 2024. 泰山一次强雹暴微物理特征双偏振雷达和雨滴谱观测分析[J]. 气象, 50(9): 1129-1141. Xia F,
352 Wu J X, Shen G H, et al, 2024. Observation analysis of dual-polarization radar and raindrop spectrum for microphysical
353 characteristics of a hailstorm in mount Taishan[J]. Meteor Mon, 50(9): 1129-1141 (in Chinese).

354 杨吉, 郑媛媛, 徐芬, 2020. 江淮地区一次冰雹过程的双线偏振雷达观测分析[J]. 气象学报, 78(4): 568-579. Yang J, Zheng Y Y, Xu
355 F, 2020. An analysis of a hail case over the Yangtze and Huai River Basin based on dual-polarization radar observations[J]. Acta
356 Meteor Sin, 78(4): 568-579 (in Chinese).

357 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: 416. Yu X D, Wang X M, Li W L, et al, 2020.
358 Thunderstorm and Severe Convection Nowcasting[M]. Beijing: China Meteorological Press: 416 (in Chinese).

359 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[M]. 北京: 气象出版社, 38-49. Zhang P C, Wei M,
360 Huang X Y, et al, 2018. Principle and Application of Dual Linear Polarization Doppler Weather Radar[M]. Beijing: China
361 Meteorological Press, 38-49 (in Chinese).

362 Balakrishnan N, Zrnić D S, 1990. Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation[J]. J Atmos Sci, 47(5): 565-583.
363 Ortega K L, Krause J M, Ryzhkov A V, 2016. Polarimetric radar characteristics of melting Hail. Part III: validation of the algorithm for
364 hail size discrimination[J]. J Appl Meteor Climatol, 55(4): 829-848.

365 Park H S, Ryzhkov A V, Zrnić D S, et al, 2009. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: description and
366 application to an MCS[J]. Wea Forecasting, 24(3): 730-748.

367 Seliga T A, Bringi V N, 1976. Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring
368 precipitation[J]. J Appl Meteor Climatol, 15(1): 69-76.

369 Waldvogel A, Federer B, Grimm P, 1979. Criteria for the detection of hail cells[J]. J Appl Meteor Climatol, 18(12): 1521-1525.