

基于贝叶斯方法的冰雹大小识别研究

吴举秀 胡志群 夏凡 潘佳文

Hail size discrimination based on the Bayesian method

WU Juxiu, HU Zhiqun, XIA Fan, PAN Jiawen

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.11676/qxxb2023.20230020>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

基于贝叶斯模型的器测、古气候重建与气候模拟数据的融合试验

The merging test using measurements, paleoclimate reconstruction and climate model data based on Bayesian model
气象学报. 2018, 76(2): 304–314 doi: [10.11676/qxxb2017.086](https://doi.org/10.11676/qxxb2017.086)

一次强降水超级单体的双偏振雷达观测分析

Analysis of a high precipitation supercell based on dual polarization radar observations
气象学报. 2020, 78(1): 86–100 doi: [10.11676/qxxb2020.003](https://doi.org/10.11676/qxxb2020.003)

青藏高原对流云的偏振雷达观测研究

A study of convective clouds in the Tibetan Plateau based on dual polarimetric radar observations
气象学报. 2018, 76(6): 1014–1028 doi: [10.11676/qxxb2018.037](https://doi.org/10.11676/qxxb2018.037)

江淮梅雨期极端对流微物理特征的双偏振雷达观测研究

Microphysical characteristics of extreme convective precipitation over the Yangtze–Huaihe river basin during the Meiyu season based on polarimetric radar data
气象学报. 2019, 77(1): 58–72 doi: [10.11676/qxxb2018.040](https://doi.org/10.11676/qxxb2018.040)

一次华南超级单体风暴的S波段偏振雷达观测分析

Analysis of S-band polarimetric radar observations of a hail-producing supercell
气象学报. 2018, 76(1): 92–103 doi: [10.11676/qxxb2017.078](https://doi.org/10.11676/qxxb2017.078)

太行山东麓一次强对流冰雹云结构的观测分析

An observational analysis of the cloud structure of a severe convective hailstorm over the eastern foothill of Taihang Mountain
气象学报. 2019, 77(5): 823–834 doi: [10.11676/qxxb2019.063](https://doi.org/10.11676/qxxb2019.063)



扫码关注公众号，获取更多信息！

基于贝叶斯方法的冰雹大小识别研究*

吴举秀^{1,2} 胡志群³ 夏凡^{2,4} 潘佳文^{5,6}
WU Juxiu^{1,2} HU Zhiqun³ XIA Fan^{2,4} PAN Jiawen^{5,6}

1. 山东省气象工程技术中心, 济南, 250031
2. 山东省气象防灾减灾重点实验室, 济南, 250031
3. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081
4. 山东省气象科学研究所, 济南, 250031
5. 厦门市气象局, 厦门, 361012
6. 厦门市海峡气象开放重点实验室, 厦门, 361012

1. *Shandong Meteorological Engineering Technology Center, Jinan 250031, China*
2. *Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong, Jinan 250031, China*
3. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*
4. *Shandong Institute of Meteorological Sciences, Jinan 250031, China*
5. *Xiamen Meteorological Bureau, Xiamen 361012, China*
6. *Xiamen Key Laboratory of Straits Meteorology, Xiamen 361012, China*

2023-02-09 收稿, 2023-05-11 改回.

吴举秀, 胡志群, 夏凡, 潘佳文. 2023. 基于贝叶斯方法的冰雹大小识别研究. 气象学报, 81(5): 801-814

Wu Juxiu, Hu Zhiqun, Xia Fan, Pan Jiawen. 2023. Hail size discrimination based on the Bayesian method. *Acta Meteorologica Sinica*, 81(5):801-814

Abstract The size of hails directly affects the severity degree of weather disasters. To meet the need of hail size identification, based on statistical data of hails detected by two S-band dual-polarization radars in Jinan and Qingdao, a hail dataset is trained first, and the probability distributions of radar horizontal reflectance factor (Z_H), differential reflectance (Z_{DR}) and correlation coefficient (CC) for small, large and giant hails are then obtained. Finally, the hail size discrimination model (HSDM) based on Bayesian method is developed and verified by two supercell storm processes. The study yields the following results. (1) The results obtained from HSDM are consistent with the real situation and agree with the analysis of the scattering and polarization parameters characteristics of different size hails and dynamic and microphysical characteristics for supercell hail storm. (2) Horizontal and vertical distribution characteristics of hail size agree with the precipitation particles filtering mechanisms and the hail growth mechanism of supercell storm. Large hails and giant hails are mainly located in strong echo area near the front side of the V-shaped groove. On the lower side of the suspension echo of supercell, small hails are found. Large hails and giant hails are mainly generated in the high reflectance area with large gradient above the weak echo area and then fall along the strong echo wall, but smaller hails fall on the side far away from the updraft. (3) Small hails near the updraft are mainly distributed in the Z_{DR} column, K_{DP} column and between them, large hails and giant hails are mainly located on the other side of the K_{DP} column away from the Z_{DR} column. The landing concentration of heavy hails can be determined comprehensively by combining the identification results at the height below 2 km.

Key words Bayesian method, Dual polarization radar, Hail size discrimination model, Giant hail

* 资助课题: 山东省自然科学基金项目(ZR2020MD052)、国家自然科学基金项目(41675029)、华东区域气象科技协同创新基金项目(QYHZ202101)、厦门市科技局项目(3502Z20214ZD4005)、山东省气象局重点项目(2021sdqxz09)。

作者简介: 吴举秀, 主要从事雷达气象方向的研究。E-mail: gurunmin@163.com

通信作者: 胡志群, 主要从事雷达气象方向的研究。E-mail: huzq@cam.gov.cn

摘要 冰雹大小直接影响到产生灾害的程度,针对冰雹大小识别的需求,基于济南和青岛两部S波段双偏振雷达探测的冰雹统计信息建立数据集,获取小冰雹、大冰雹、特大冰雹的雷达水平反射率因子(Z_H)、差分反射率(Z_{DR})和相关系数(CC)的概率分布,构建基于贝叶斯方法的冰雹大小识别模型(Hail size discrimination model, HSDM),然后应用两个超级单体雹暴过程进行验证。研究表明:(1)模型识别结果与实况吻合,识别的冰雹大小也符合不同尺寸冰雹散射特性、偏振参量特征及超级单体雹暴动力与微物理特性的分析。(2)冰雹大小的水平分布特征与垂直分布特征符合超级单体雹暴降水粒子筛选机制及冰雹生长机制。大冰雹、特大冰雹主要分布在靠近前侧V型槽口的强回波区;超级单体悬挂回波下侧生成小冰雹,弱回波区上面高梯度的强反射率区主要生成大冰雹、特大冰雹并沿强回波墙落地,小冰雹在远离上升气流一侧降落。(3)靠近上升气流的小冰雹主要分布在 Z_{DR} 柱、 K_{DP} 柱及之间区域,大冰雹及特大冰雹主要位于远离 Z_{DR} 柱的 K_{DP} 柱另一侧。可结合低于2 km高度的识别结果综合判断强冰雹落地浓度。

关键词 贝叶斯方法, 双偏振雷达, 冰雹大小识别模型, 特大冰雹

中图法分类号 P412.25

1 引言

冰雹灾害是由强对流天气引起的一种剧烈气象灾害,常给人民生命、财产安全带来较大损失。冰雹大小直接影响到产生灾害的程度,特别是直径超过2 cm的大冰雹对农作物造成很大损害,是冰雹预警、预报重点关注对象。冰雹大小也是预警、预报的难点,Johns等(1992)认为大多数极端大冰雹是由超级单体风暴直接产生,Fraile等(2001)研究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,Ryzhkov等(2005)及Zrnić等(2010)利用风暴结构有关特征如钩状回波、有界弱回波区或三体散射特征等判断大冰雹存在的可能性。S/C双波长反射率比对直径超过3 cm的冰雹非常敏感(Féral, et al, 2003),但受到设备配置影响限制了其实际使用。目前业务上双偏振雷达和单偏振雷达都是使用冰雹算法HDA(hail detection algorithm; Witt, et al, 1998)来估计任意尺寸的冰雹概率、强冰雹概率及风暴单体产生的最大预期冰雹大小,由于主要基于单偏振雷达的回波强度及冰雹动能和温度权重等参数获得,HDA对冰雹大小估计明显过大(刁秀广等, 2007),特别是当冰雹很大但浓度很低时会造成回波强度偏弱,使得算法无法识别出大冰雹,而当冰雹回波强度小于55 dBz时不易分辨暴雨和冰雹(Strak, et al, 2000)。

与单偏振雷达相比,双偏振雷达具有的差分反射率因子(Z_{DR})、相关系数(CC)等偏振参量在识别冰雹方面表现出很大优势。目前双偏振雷达利用水成物分类算法(hydrometeor classification algorithm, HCA; Park, et al, 2009)可以识别出包括冰雹或冰雹和降水混合相态在内的10种水成物,对冰雹探

测的置信度可达95%(Heinselman, et al, 2006)。Wu等(2018)基于珠海雷达的观测数据对HCA算法进行了本地化优化和应用,发现HCA对雨雹混合区的识别结果反映了降雨和冰雹的生命周期。潘佳文等(2020)发现三体散射回波(TBSS)中存在 Z_{DR} 大值区的偏振特征有助于识别高空中的大冰雹。刁秀广等(2021a, 2021b)分析了山东两次强冰雹风暴双极化特征,发现旁瓣回波、衰减及波束非均匀填充等特征可作为识别大冰雹的判据,风暴低层强反射率核后侧径向上的显著 Z_{DR} 负值区可指示特大冰雹(直径 ≥ 5 cm)的存在。

中外许多学者对冰雹大小与极化参量的关系已进行了大量研究。吴举秀等(2022)收集了2019、2020年发生在山东的冰雹个例,概括了小冰雹、大冰雹、特大冰雹在不同高度层的双偏振参量分布特征;潘佳文等(2021)利用厦门、宁波及龙岩S波段双偏振雷达观测的冰雹数据,分析了小冰雹和大冰雹的偏振参数特征及 Z_{DR} 柱伸展高度。Kaltenboeck等(2013)分析了安装在美国俄克拉何马州S和C波段偏振雷达探测的冰雹数据,探讨了直径为2、4和10 cm冰雹的偏振参量平均垂直廓线,揭示了两个波段雷达极化参量的明显差异,特别在冰雹融化时差异更大。Ryzhkov等(2013a)利用T矩阵基于一维(1D)、二维(2D)云模型模拟了冰雹的偏振特性,探讨了S、C、X波段双偏振参量随冰雹、霰粒子大小变化的垂直廓线;美国强风暴实验室(NSSL)发展了冰雹识别算法HSDA(hail size discrimination algorithm),分6个高度层基于模糊逻辑法识别了小于2.5 cm、大于2.5 cm且小于或等于5 cm以及大于5 cm这3类冰雹(Ryzhkov, et al, 2013b);Ortega等(2016)使用3000多个降雹案例对HSDA的有效

性进行了验证及修改完善,并证明 HSDA 性能优于当前运行的 HDA。

贝叶斯分类器是传统机器学习的一种简单有效、物理意义明确的分类算法,在冰雹识别方面得到了较多应用。李博勇等(2021)使用 2019 年广东 S 波段双偏振雷达观测数据,采用贝叶斯方法改进了冰雹识别算法,与天气雷达冰雹识别算法 HDA 相比,贝叶斯方法可以识别包括雨夹雹在内的冰雹区域。Marzano 等(2008)利用贝叶斯方法,基于 C 波段双偏振雷达探测资料研究了区分冰和混合相态水成物的分类指标;Marzban 等(2001)基于冰雹雷达回波特征和环境特性,开发了预测冰雹大小和冰雹大小分类的贝叶斯神经网络算法。目前少有 S 波段双偏振雷达识别冰雹大小的算法,随着中国越来越多的 S 波段双偏振雷达投入业务运行,发展基于统计分析的冰雹大小识别有了数据基础。文中利用山东两部双偏振雷达的观测数据,使用贝叶斯方法构建了冰雹大小分类识别模型(hail size discrimination model, HSDM),并通过两个典型超级单体降雹过程的冰雹大小分类识别结果进行效果验证。

2 基本理论简介

2.1 贝叶斯方法简介

贝叶斯分类器是各种分类器中分类错误概率最小或者在预先给定代价的情况下平均风险最小的分类器。其分类原理是通过某对象的先验概率,利用贝叶斯公式计算出其后验概率,即该对象属于某一类的概率,选择具有最大后验概率的类作为该对象所属的类。

贝叶斯定理描述在已知的一些条件下,某事件发生的几率。事件 A 在事件 B 已发生条件下发生的概率,与事件 B 在事件 A 已发生条件下发生的概率,贝叶斯定理描述两者之间的关系为

$$P(A|B) = P(B|A)P(A)/P(B) \quad (1)$$

式中, A、B 为随机事件, P(A|B)是已知 B 发生后, A 的条件概率; P(B|A)是已知 A 发生后, B 的条件概率; P(A)是 A 的先验概率, P(B)是 B 的先验概率。

对于有两个以上事件的情况贝叶斯定理也成立,假设有 A、B、C 三个事件,则

$$P(A|B,C)=P(B|A)P(A)P(C|A,B)/(P(B)P(C|B)) \quad (2)$$

2.2 贝叶斯识别冰雹大小原理

冰雹大小分类阈值及输入特征参数参考国标(GB/T 27957—2011)及吴举秀等(2022)的研究结果,即冰雹大小分为小冰雹(直径 < 2.0 cm)、大冰雹(5 cm > 直径 ≥ 2 cm)、特大冰雹(直径 ≥ 5 cm) 3 类;输入特征参数为水平反射率因子(Z_H)、差分反射率因子(Z_{DR})和相关系数(CC)。假设分类结果为 Y,基于朴素贝叶斯判断中分类之间独立的假设,冰雹大小分类的条件概率密度可以分解为

$$P(Z_H, Z_{DR}, CC|Y) = P(Z_H|Y)P(Z_{DR}|Y)P(CC|Y)/P(Z_H, Z_{DR}, CC) \quad (3)$$

设定 Y=0, 1, 2 分别代表分类结果小冰雹(SH)、大冰雹(LH)、特大冰雹(GH),式(3)分母都相等,因此 3 类冰雹的概率计算公式如下

$$P(Y=0|Z_H, Z_{DR}, CC) \propto P(Z_H|Y=0) \cdot P(Z_{DR}|Y=0)P(CC|Y=0) \quad (4)$$

$$P(Y=1|Z_H, Z_{DR}, CC) \propto P(Z_H|Y=1) \cdot P(Z_{DR}|Y=1)P(CC|Y=1) \quad (5)$$

$$P(Y=2|Z_H, Z_{DR}, CC) \propto P(Z_H|Y=2) \cdot P(Z_{DR}|Y=2)P(CC|Y=2) \quad (6)$$

2.3 水凝物识别算法 HCA 简介

在冰雹大小识别之前,首先基于 Park 等(2009)的水凝物识别算法 HCA 识别出冰雹区域, HCA 采用模糊逻辑算法,公式如下

$$D_i = \frac{\sum_{j=1}^6 W_{ij}Q_j F^i V_j}{\sum_{j=1}^6 W_{ij}Q_j} \quad (7)$$

式中, i 为水凝物类型, D_i 为集成概率值,最大值对应的类型作为识别结果。Fⁱ 是隶属函数, V_j 是输入特征参量 Z_H、Z_{DR}、CC、差分相移率(K_{DP})及反射率纹理、差分相位纹理, W_{ij} 为权重因子, Q_j 为置信度因子,具体见文献(Park, et al, 2009)。

3 构建冰雹大小识别模型(HSDM)

3.1 构建模型训练数据集

统计 2019—2020 年青岛、济南两部 S 波段偏振雷达观测范围内的降雹时间、地点、冰雹大小,根据整理的降雹记录寻找雷达观测数据中对应的 0.5°仰角回波,确定降雹地点附近最强回波核心,以最强回波核心为中心并以 45 dBz 为阈值对周边 5 km

范围内的 Z_H 值进行检索,对不满足该距离范围与雷达回波强度的报告个例进行剔除,获得 33 例冰雹事件。记录雷达回波强中心位置,然后再取前后各 1 个体扫按数据所在高度统计 3 个体扫的相关参数,在 5 km 区域内构建冰雹大小分类数据集,以观测到的最大冰雹为准作为此区域的降雹大小。33 个冰雹事件的降雹地点、雷达及章丘探空站位置空间分布见图 1,其中最远的降雹地点距雷达 190 km。

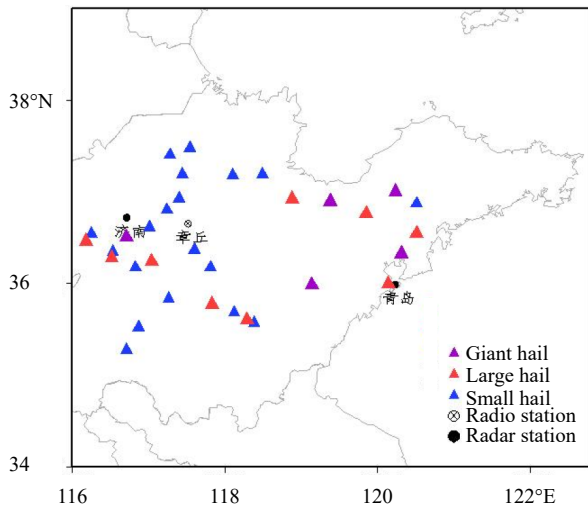


图 1 雷达、探空站及降雹地点分布

Fig. 1 Distribution of radars, sounding stations and hail falling sites

3.2 概率分布的获取

对统计的以上雷达数据做散点图(图 2),由于冰雹的融化将导致其介电常数、尺寸、密度和形状等参数发生变化,总体上各尺寸冰雹穿过融化层后 Z_H 值增大(图 2a),并且 3 类冰雹分布区间存在较大重合;随冰雹增大 60 dBZ 以上的强回波高度增大,70 dBZ 以上的强回波主要在中、低层。冰雹 Z_{DR} 主要集中在 0 dB 左右(图 2b),0°C 等温线以上小的负值主要是大冰雹、特大冰雹;0°C 等温线以下随着各种尺寸冰雹融化厚度增大及伴随着降水, Z_{DR} 会随之增大,在 2 dB 左右也会出现大冰雹符合 Kaltenboeck 等(2013)的研究结果。冰雹 CC 值主要集中在 0.8—0.995(图 2c),总体上大冰雹、特大冰雹的 CC 偏小,由于受到混合相态及复杂形状等因素影响,小于 0.9 的 CC 主要为融化层以下的大冰雹、特大冰雹。

根据 3 个变量概率分布特征,可以获取条件概率,图 3 显示了 3 个变量的独立概率分布。可以看到 0°C 等温线以上(图 3a₁),小冰雹在 45—60 dBZ 具有较大概率,在 61—64 dBZ 时各种尺寸冰雹均有可能,大冰雹在 62—71 dBZ 具有较大概率,特大冰雹主要出现在 65 dBZ 以上。在 0°C 等温线以下(图 3a₂),小冰雹在 60—66 dBZ 具有较大概率,大冰雹主要分布在 65—75 dBZ,但在 66.5 dBZ 以上时

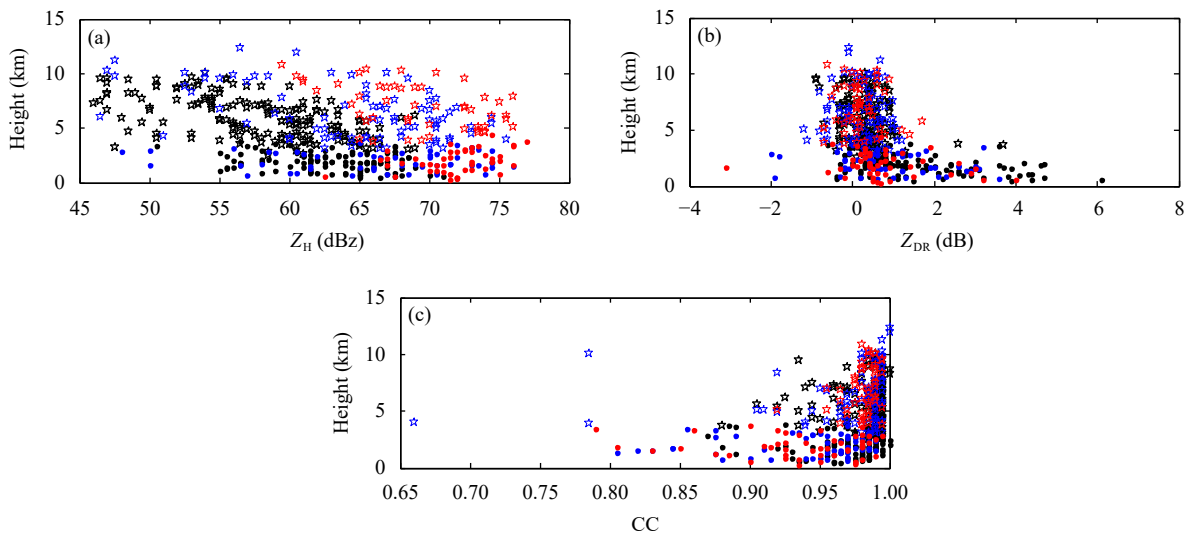


图 2 三种尺寸冰雹的 Z_H (a)、 Z_{DR} (b)、CC (c) 随高度散点分布特征(黑色色标为小冰雹、蓝色色标为大冰雹、红色色标为特大冰雹,点状为 0°C 层以下、五星状为 0°C 层以上;0°C 指湿球 0°C)

Fig. 2 Scatter distribution features with height of Z_H , Z_{DR} , CC for 3 kinds of hailstones (black color scale represents small hails, blue color scale represents large hails, red color scale represents very large hails, dot scale represents below 0°C layer, and the five-star scale represents above 0°C layer; 0°C refers to wet bulb 0°C)

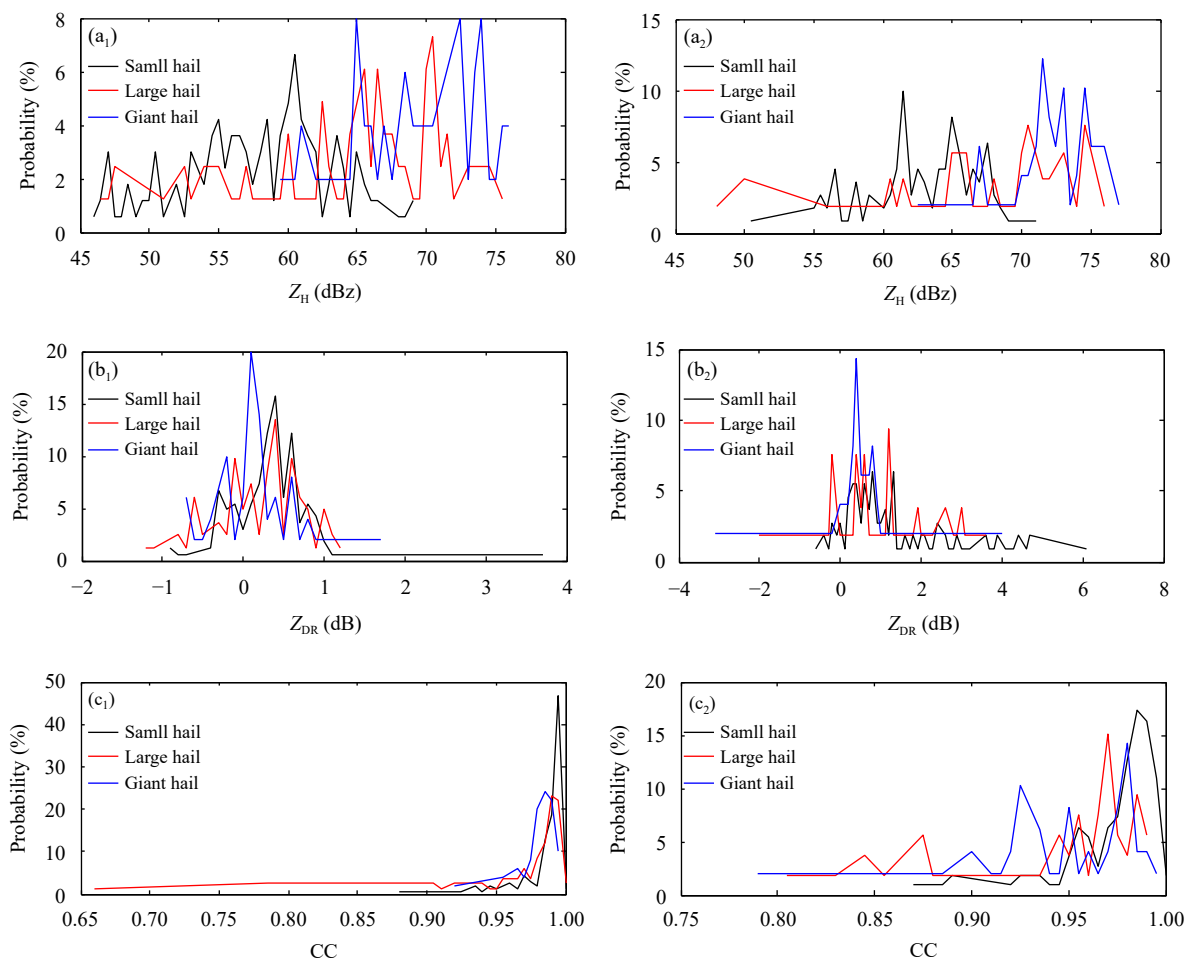


图3 三种尺寸冰雹的 Z_H (a_1 , 0°C 等温线以上, a_2 , 0°C 等温线以下)、 Z_{DR} (b_1 , 0°C 等温线以上, b_2 , 0°C 等温线以下)、 CC (c_1 , 0°C 等温线以上, c_2 , 0°C 等温线以下) 的概率分布 (0°C 指湿球 0°C)

Fig. 3 Probability distributions of Z_H (a_1 , above 0°C isotherm, a_2 , below 0°C isotherm), Z_{DR} (b_1 , above 0°C isotherm, b_2 , below 0°C isotherm), CC (c_1 , above 0°C isotherm, c_2 , below 0°C isotherm) for 3 kinds of hailstones (0°C refers to wet bulb 0°C)

和特大冰雹较大概率区间有重合, 根据 Kaltenboeck 等 (2013) 的模拟计算, 直径 4—6 cm 融化冰雹的 S 波段 Z_H 随着冰雹增大而减小, 干冰雹在直径稍大于 5 cm 时出现 Z_H 的极小值, 即米散射效应使得 Z_H 随着冰雹增大而变小, 而且特大冰雹区域也可能存在大冰雹距离库, 大冰雹融化也会增强 Z_H , 因此可出现特大冰雹区域的 Z_H 小于或等于大冰雹 Z_H 的情况。

在 0°C 等温线以上 (图 3b₁), Z_{DR} 在负值时各种尺寸冰雹都可能存在, 但是特大冰雹及大冰雹概率较大, Aydin 等 (1990) 观测发现直径大于 1.2 cm 的冰雹会产生小于 -0.5 dB 的 Z_{DR} , 这指示了椭圆冰雹在上升气流作用下的垂直取向, 米散射效应也会使特大冰雹的 Z_{DR} 表现为负值 (Kaltenboeck, et al, 2013); 特大冰雹及大冰雹分别在 0.2 dB 及 0.4 dB 达到最

大率峰值, 大冰雹和小冰雹的 Z_{DR} 较大率约在 0.3—0.6 dB。在 0°C 等温线以下 (图 3b₂), Z_{DR} 在负值时大冰雹出现概率较大, 特大冰雹 Z_{DR} 主要在 0.1—0.7 dB, 大冰雹主要在 -0.5 —1.2 dB, 小冰雹基本大于 0 dB。

随着冰雹增大, 3 类冰雹较大率的 CC 值基本是减小的, 在 0°C 等温线以上 (图 3c₁) 分别为 0.995、0.990、0.985; 在 0°C 等温线以下 (图 3c₂) 则分别降低, 特大冰雹降低为 0.925, 但存在与大冰雹相近的一个较大率 CC 值, 可能是标注为特大冰雹区域包含有大冰雹距离库及特大冰雹刚到 0°C 等温线以下融化厚度较小等原因造成。

3.3 构建贝叶斯方法冰雹大小识别模型

构建贝叶斯方法冰雹大小识别模型流程如下

(图4)。首先基于统计数据构建冰雹数据集,读取距雷达数据最近的探空资料,分两个高度层确定概率分布、先验概率及条件概率;然后解析需识别的雷达观测数据,基于水凝物分类算法 HCA (Park, et al, 2009) 利用式(7)确定冰雹区域;最后基于雷达的3个特征量,在冰雹区域内基于式(4)–(6)计算3类冰雹的概率值,比较计算结果的大小,最大值对应结果是识别的分类结果,并结合如下条件修正分类结果,即如果 Z_{DR} 大于 2.5 dB, 则特大冰雹或者大冰雹变为小冰雹。

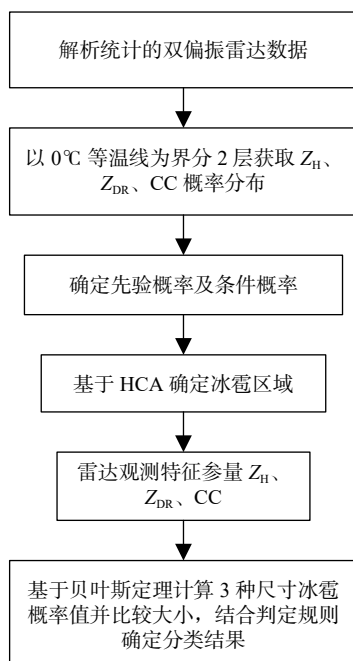


图4 贝叶斯方法识别冰雹大小识别模型的具体流程

Fig. 4 Specific process of hail size discrimination model by Bayesian method

4 在2次典型超级单体降雹过程中的应用

选取2020年6月1日和2021年7月9日发生在山东的两次超级单体降雹过程,验证模型的识别效果,其中地面降雹数据来自灾情报告及山东省政府人工影响天气办公室开发的“追雹者”微信小程序。

4.1 天气背景

2020年6月1日(北京时,下同)及2021年7月9日下午至夜间山东大部分地区出现强对流天气,造成冰雹及大风灾害。2020年6月1日超级单体降雹过程中泰山国家站观测到直径3.1 cm的大冰雹,新泰国家站观测到直径3 cm的大冰雹,济南市长清区有直径2 cm以上的大冰雹,最大冰雹直径

达6 cm。2021年7月9日超级单体降雹过程中,章丘国家站观测到冰雹最大直径达3 cm,章丘主城区观测到冰雹最大直径达6.8 cm。两次超级单体风暴虽然都出现超过5 cm的特大冰雹,由于冰雹数浓度不同形成了不同的冰雹灾害。

表1为两次过程的环境参数,2020年6月1日08时章丘探空(位置见图1)显示850 hPa与500 hPa温差(ΔT , 26°C)较大,订正后的对流有效位能(CAPE)具有中等强度,同时具有强的风垂直切变(W_{sr})。2021年7月9日850 hPa与500 hPa温差更大(ΔT , 30°C),0–6 km也具有强的风垂直切变,订正后章丘CAPE达到4550.5 J/kg。两次过程的天气形势和环境参数都利于对流风暴的产生、发展与维持,而且湿球0°C层位于适宜产生大冰雹的高度,但7月9日过程具有更低的湿球0°C高度、更强的CAPE值及更大的温差。下面分别以2020年6月1日影响长清的风暴(简称20200601长清风暴)以及2021年7月9日影响章丘的风暴(简称20210709章丘风暴)为例进行分析,使用的冰雹个例数据没有加入建模的训练集。

表1 两次强对流天气过程中章丘探空资料

Table 1 Sounding data collected at Zhangqiu in two severe convective weather

日期	0°C/(湿球0°C)、-10°C、-20°C层高度(km)	CAPE (J/kg)	W_{sr} (m/s)	ΔT (°C)
2020年6月1日	3.6/(3.3)、5.1、6.5	1300–2000*	22.5	26
2021年7月9日	4.3/(2.6)、6.0、7.4	4550.5*	19.5	30

*表示订正后的CAPE数据。

4.2 20200601长清风暴

4.2.1 冰雹大小水平分布识别结果

长清风暴强度较强期主要为17时01–18分, Z_H 最大值都在76 dBz以上。图5是17时07分长清风暴有关偏振参量及HSDM分类结果,图5a、c中70 dBz以上的最强回波核心高度分别为0.35 km及0.8 km左右,65 dBz以上的强回波区主要是特大冰雹及大冰雹,其他区域主要为小冰雹(图5b、h),符合长清区地面降雹的实况。

以1.5°仰角为例分析冰雹区域的偏振参量特征及模型应用效果。图5h显示特大冰雹及大冰雹主要在Y轴25 km左右,其中集中在A区(黑色圆圈)的冰雹区有大面积 Z_{DR} 小于0 dB(图5d,最低至-1.75 dB),A区内上部主要在0–0.7 dB; CC在

0.85—0.97(图 5f), K_{DP} 主要大于 $4^\circ/\text{km}$ (图 5g, 最大超过 $10^\circ/\text{km}$), 由于位于湿球 0°C 等温线以下近 3 km, 冰雹表面融化层较厚, 并且 K_{DP} 对液态水含量及雨滴浓度较为敏感, 因此冰雹伴随着大量降水使得 K_{DP} 很大, 混合相态及形状的多样造成 CC 较低。Kaltenboeck 等(2013)模拟发现, 水平取向的冰雹通常 Z_{DR} 值是正的, 但是如果冰雹直径大于 5 cm, 由于米散射效应 Z_{DR} 会变成负值, CC 在瑞利散射时值很高, 米散射时较低。因此在 A 区中 CC 小于 0.9 且 Z_{DR} 为负值的区域, 可能存在数浓度较大的特大冰雹, 因为靠近入流槽口(图 5e), 较强

上升气流可以托住较大的冰雹, 而根据 Balakrishnan 等(1990)推测直径大于 2 cm 的椭球形冰雹长轴在垂直方向取向会产生 -1 dB 左右的 Z_{DR} , 说明在上升气流附近 Z_{DR} 小于 -1 dB 的负值区也可能存在椭球形大冰雹(图 5h)。因此 A 区内靠近上升气流区的融化大冰雹及适量特大冰雹决定了 Z_{DR} 的散射特性, 使得 Z_{DR} 取值为负, 而稍远离上升气流的 A 区内上侧冰雹 CC 较大, 说明主要为水平取向的大冰雹可使得 Z_{DR} 为稍大于 0 dB 的正值。

2.4°仰角强回波的三体散射回波特征(TBSS, 图 5i)较明显, 预示着直径 $\geq 2.5\text{ cm}$ 的冰雹将降到

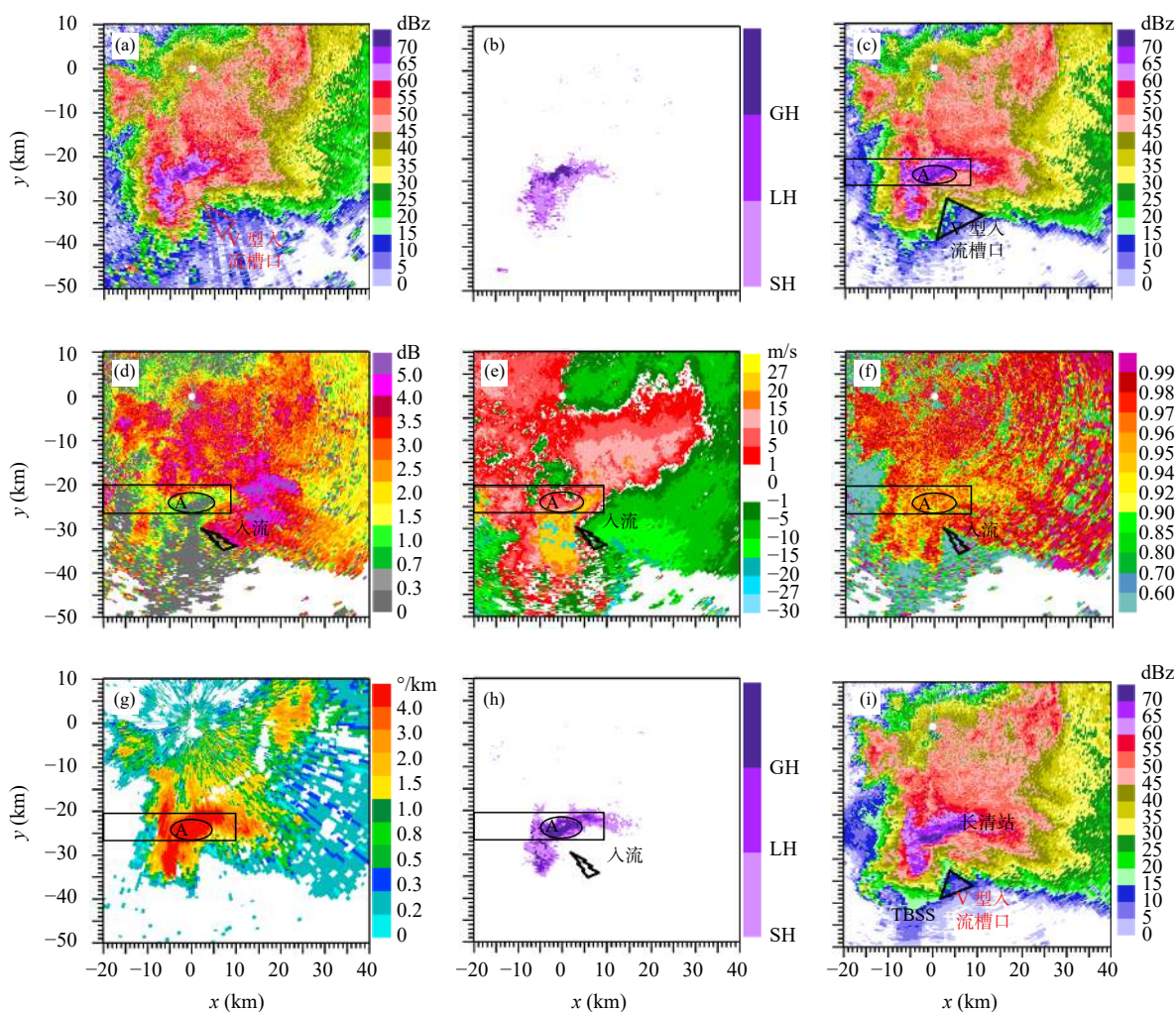
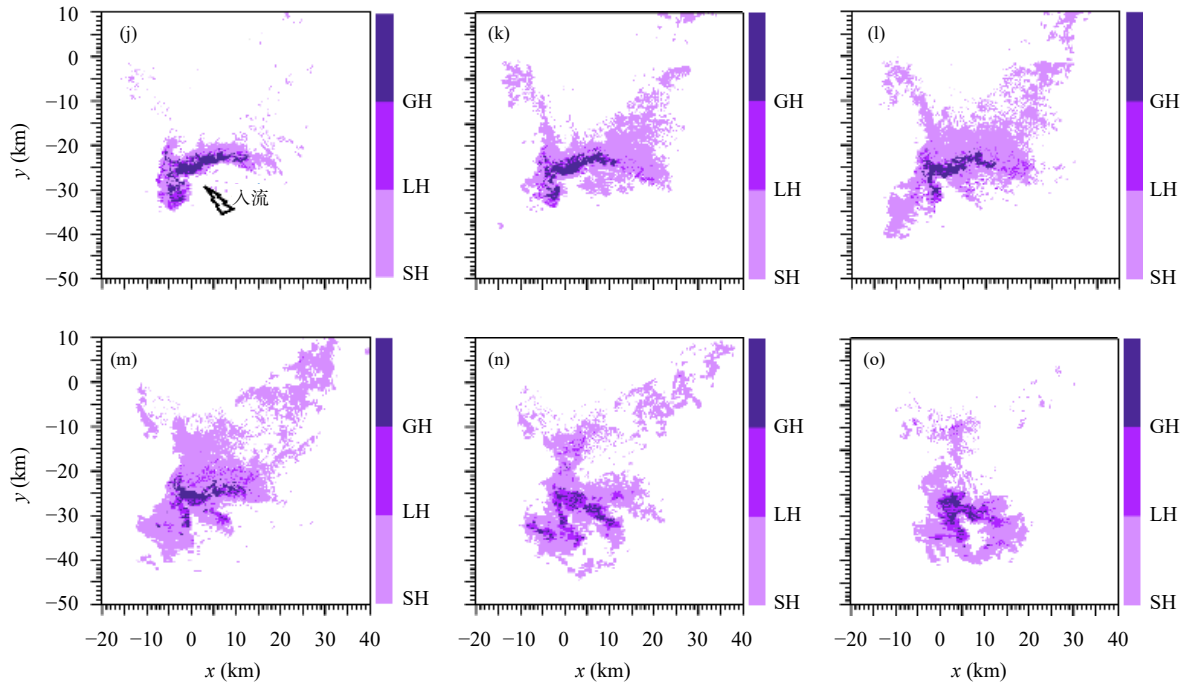


图 5 2020 年 6 月 1 日 17 时 07 分济南雷达 Z_H (a. 0.5° 仰角, c. 1.5° 仰角, i. 2.4° 仰角), 1.5° 仰角 Z_{DR} (d)、多普勒速度 (e)、CC (f)、 K_{DP} (g), 各仰角冰雹大小识别模型分类结果 (b. 0.5° 仰角, h. 1.5° 仰角, j. 2.4° 仰角, k. 3.4° 仰角, l. 4.3° 仰角, m. 5.9° 仰角, n. 9.8° 仰角, o. 14.5° 仰角)

Fig. 5 Z_H (a. 0.5° , c. 1.5° , h. 2.4° elevation angle), Z_{DR} (d), Doppler velocity (e), CC (f) and K_{DP} (g) at 1.5° elevation angle, and the classification results from HSDM (b. 0.5° , h. 1.5° , j. 2.4° , k. 3.4° , l. 4.3° , m. 5.9° , n. 9.8° , o. 14.5° elevation angle) at 17:07 BT 1 June 2020, Jinan radar



续图 5

Fig. 5 Continued

地面 (Lemon, 1998), 图 5j—o 各仰角也识别出了大冰雹及特大冰雹。底层冰雹 (图 5b、h、j) 主要集中在宽广的钩状回波中 (图 5a、c、i), 大冰雹、特大冰雹主要位于紧靠前侧 V 型槽口的强回波区 (图 5c、i, 60 dBz 以上), 中高层 (图 5k—o) 大冰雹、特大冰雹具有明显 L 型或 V 型分布特征; 小冰雹范围较广 (图 5h—o), 主要分布在远离 V 型入流槽口及强上升气流的区域, 冰雹大小的这种水平分布特征符合超级单体降水粒子筛选机制 (李柏, 2011)。

4.2.2 冰雹大小垂直分布识别结果

沿着风暴单体移动方向上的 165° 方位角做垂直剖面, 17 时 13 分及 17 时 18 分各偏振参量及模型识别结果见图 6。17 时 13 分 (图 6a₁) 大于 70 dBz 的强回波中心高 2 km 左右, 超过 60 dBz 的回波发展到 11 km, 特大冰雹及大冰雹上升到高层, 并且有大面积特大冰雹及大冰雹下落到中、低层, 地面正在降小冰雹 (图 6f₁)。大冰雹、特大冰雹比较集中的区域 (图 6f₁、c₁、e₁、a₁、d₁ 蓝色方框内), 随着高度下降 CC、 Z_{DR} 趋于减小, Z_H 、 K_{DP} 趋于增大, 穿过湿球 0°C 等温线后, Z_{DR} 由稍大于 1 dB 的正值减小为负值, CC 减小到 0.92, K_{DP} 由小于 $0^\circ/\text{km}$ 增加到超过 $4^\circ/\text{km}$, 体现了冰雹在下落中湿增长及穿过湿

球 0°C 后的融化程度。

17 时 18 分超过 70 dBz 强回波中心向下发展触及地面 (图 6a₂), 降雹地点向远离雷达的方向移动, 特大冰雹、大冰雹已落地 (图 6f₂)。悬挂回波处前一体扫的小冰雹 (图 6a₁、f₁) 部分开始长成大冰雹 (图 6a₂、f₂), 弱回波区上面的高梯度强反射率区高度下降并生成大面积特大冰雹 (图 6a₁、a₂、f₁、f₂), 在上升气流作用下将会沿着 65 dBz 以上强回波墙落地, 冰雹大小的这种垂直分布符合超级单体风暴冰雹形成机制的分析 (许焕斌等, 2001; 龚佃利等, 2021)。形状复杂的大冰雹、特大冰雹的存在使得地面降雹时 CC 小于 0.94 的区域比前一体扫增大 (图 6d₁、d₂), Z_{DR} 则趋于变小 (图 6c₁、c₂); 1 km 以下有 K_{DP} 的冰雹区域 (图 6e₂) 超过 $2^\circ/\text{km}$ 说明降雹伴随着降水。降雹地点为正速度 (图 6b₁、b₂) 说明水平风及上升气流很强, 垂直方向上冰雹恰好克服上升气流降落地面。由于受到前侧强回波产生的衰减及三体散射的影响, Z_{DR} 柱不明显, 因此有关 Z_{DR} 柱和冰雹区域的关系将利用章丘风暴进行探讨。

4.3 20210709 章丘风暴

章丘风暴较强阶段在 14 时 31—54 分, Z_H 最大

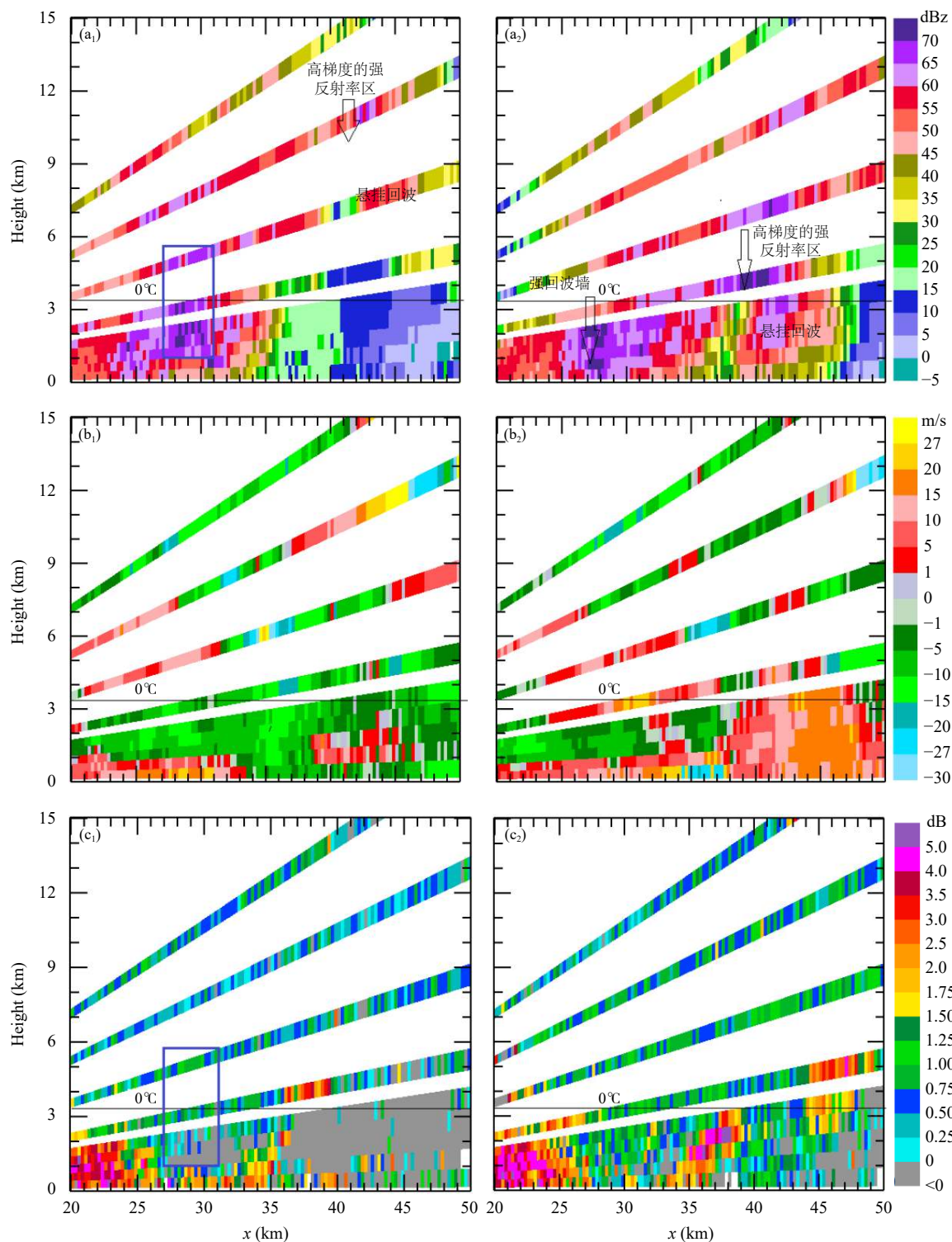
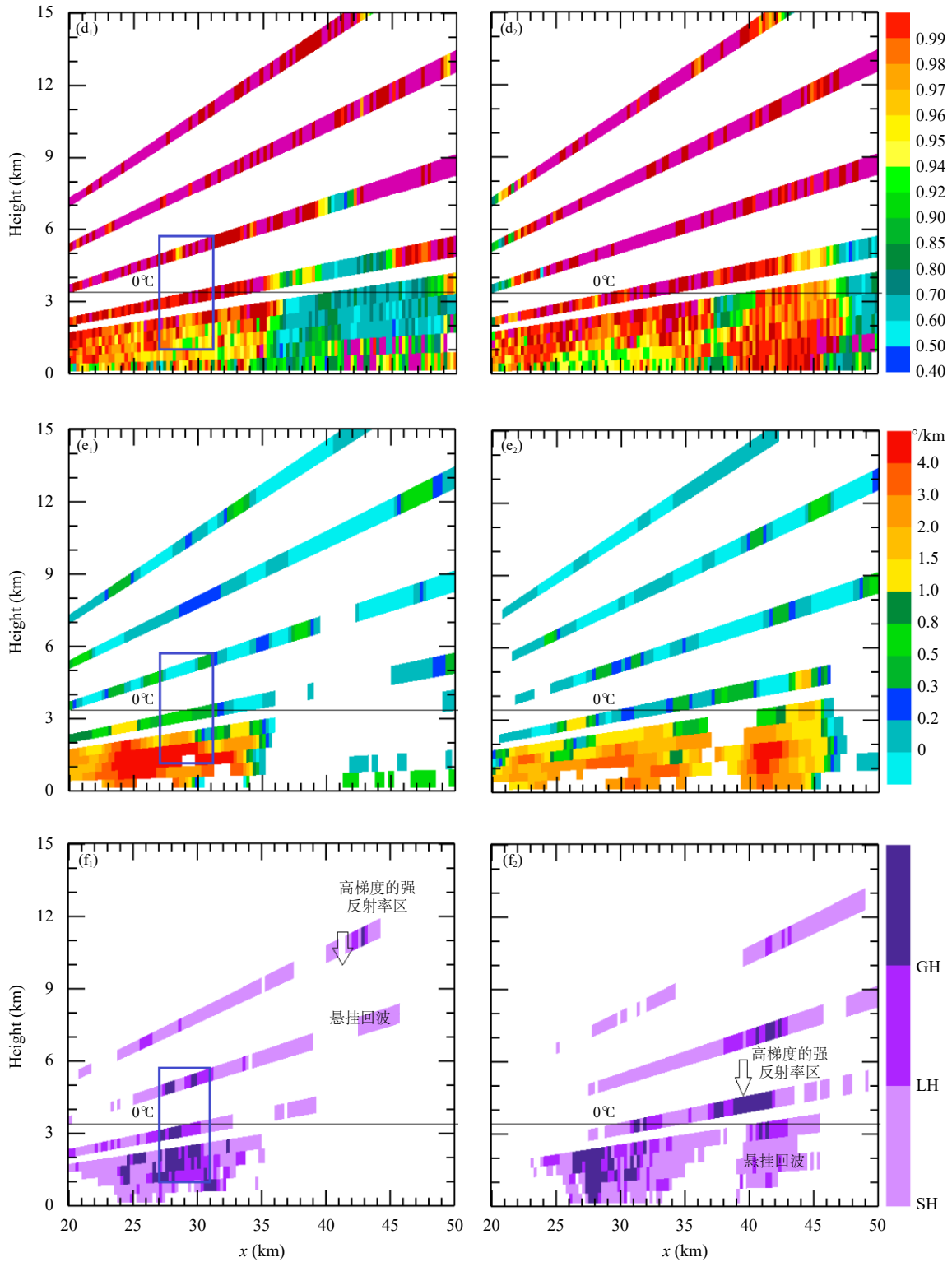


图 6 2020 年 6 月 1 日 17 时 13 分及 17 时 18 分济南雷达 Z_H (a_1, a_2)、多普勒速度 (b_1, b_2)、 Z_{DR} (c_1, c_2)、 CC (d_1, d_2)、 K_{DP} (e_1, e_2)、冰雹大小识别模型分类结果 (f_1, f_2) 沿雷达 165° 方位角的垂直剖面 (0°C 指湿球 0°C)

Fig. 6 Vertical profiles of Z_H (a_1, a_2), Doppler velocity (b_1, b_2), Z_{DR} (c_1, c_2), CC (d_1, d_2), K_{DP} (e_1, e_2), the classification results from HSDM (f_1, f_2) at 17:13 and 17:18 BT 1 June 2020 along 165° azimuth angle, Jinan radar (0°C refers to wet bulb temperature)



续图 6
Fig. 6 Continued

值为 67.5—71 dBz, 虽然在 14 时 50 分前后观测到最大直径近 7 cm 的一个特大冰雹, 但是风暴过程中

近地面的最大 Z_H 仅在 65 dBz 左右, 而长清风暴大面积回波超过了 70 dBz。

4.3.1 中、高层冰雹大小分布特征

分别经过 14 时 36 分强回波中心、最低仰角强回波中心及 14 时 42 分、14 时 54 分地面降雹强回波中心做垂直剖面, 各偏振参量及模型识别结果见图 7, 图中 0°C 为湿球温度。14 时 36 分最强回波 71 dBz 只有两个距离库(图 7a₁), Z_{DR} 分别为 0.125 dB 及 0.75 dB(图 7c₁), 识别结果为大、特大冰雹(图 7f₁), 其 Z_{DR} 符合水平取向大、特大冰雹的偏振特征, 由于冰雹没有融化及处于干、湿球 0°C 间的大冰雹出现外包水膜蒸发冷却再冻结现象(俞小鼎, 2014), 因此其 CC 较大(图 7d₁)、K_{DP} 较小(图 7e₁), 但特大冰雹的 CC 稍小、Z_{DR} 稍大, 体现了特大冰雹距离库内冰雹形状的复杂及主要的取向。

超过 65 dBz 的强回波(图 7a₁—a₄) 在上升气流(图 7b₁—b₄) 的右侧, 紧靠上升气流强中心存在超过 1 dB 的 Z_{DR} 大值区(Z_{DR} 柱)延伸到 8 km 高度(图 7c₁—c₄), 其中图 7c₃—c₄ 黑色箭头显示了插值后 Z_{DR} 柱达到的高度, 可超过 -20°C 等温线 3 km 以上(图 7c₃), 指示了风暴中强上升气流的存在, 在地面降特大冰雹后, Z_{DR} 柱高度有所降低(图 7c₄)。Z_{DR} 柱中含有液态大滴, 其右侧 K_{DP} 柱中(图 7e₁—e₄) (干球 0°C 以上超过 0.75°/km 的 K_{DP} 大值区) 也含有丰富液态水, 是大冰雹增长的关键区域, 冰雹区域左边界紧靠 Z_{DR} 柱(图 7f₁—f₄), 靠近主上升气流一侧的小冰雹主要分布在 Z_{DR} 柱和 K_{DP} 柱及之间, 只要它们的

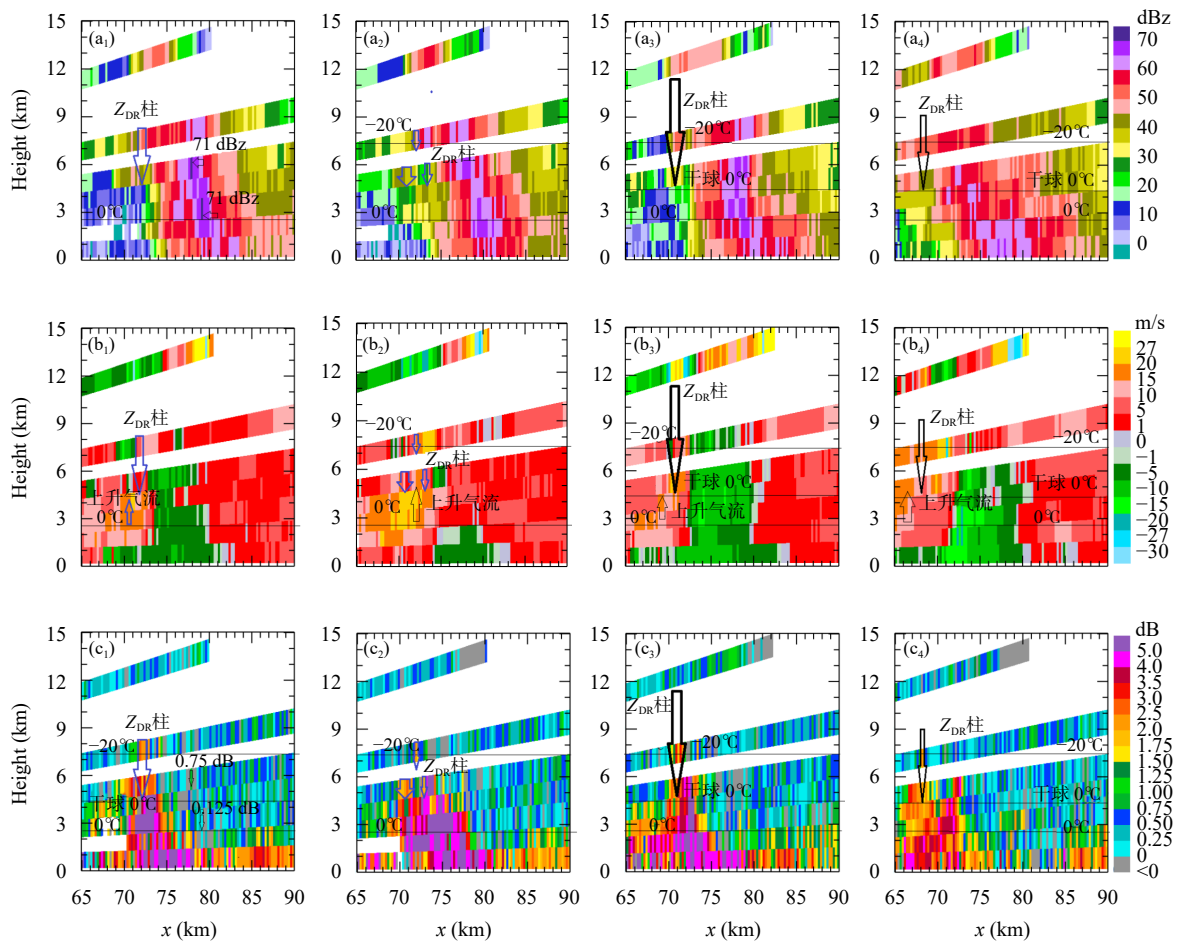
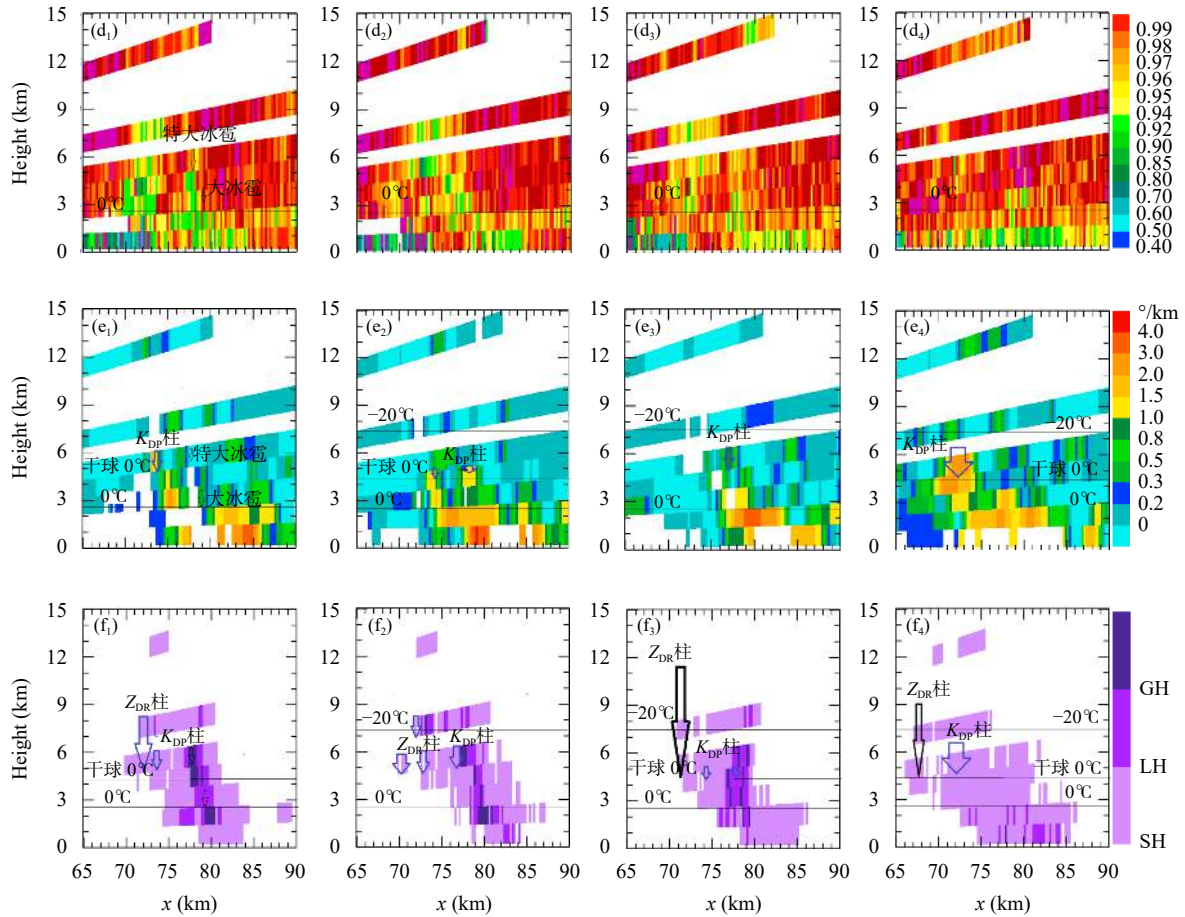


图 7 2021 年 7 月 9 日 14 时 36 分沿 90° (a₁—f₁) 及 91° (a₂—f₂) 方位角以及 14 时 42 分沿着 91° (a₃—f₃)、14 时 54 分沿 93° (a₄—f₄) 方位角所做的济南雷达 Z_H (a₁—a₄)、多普勒速度 (b₁—b₄)、Z_{DR} (c₁—c₄)、CC (d₁—d₄)、K_{DP} (e₁—e₄)、HSDM 分类结果 (f₁—f₄) 的垂直剖面

Fig. 7 Vertical profiles of Z_H (a₁—a₄), Doppler velocity (b₁—b₄), Z_{DR} (c₁—c₄), CC (d₁—d₄), K_{DP} (e₁—e₄), the classification results from HSDM (f₁—f₄) at 14:36 along 90° (a₁—f₁) and 91° (a₂—f₂), 14:42 BT along 91° (a₃—f₃) and 14:54 BT along 93° (a₄—f₄) azimuth angle on 9 July 2021, Jinan radar



续图 7

Fig. 7 Continued

撞冻增长速度使其具有的落速与上升气流不同步就可以处于优越的生长条件之中长成为大冰雹,随后在远离上升气流的方向下落形成强回波墙(图 7a₁—a₃),与 K_{DP} 柱右侧的特大冰雹、大冰雹区对应(图 7f₁—f₄),然后更小的冰雹在远离上升气流一侧降落,冰雹大小的这种分布特征符合超级单体冰雹粒子的生长机制(许焕斌等, 2001; 龚佃利等, 2021)。

4.3.2 低层冰雹大小分布特征

14 时 36—54 分地面正在降雹(图 7f₁—f₄),与实况报告时间吻合;降雹回波强度较小(50—64 dBz, 图 7a₁—a₄),小冰雹区域由于冰雹融化和雨滴混合造成了 CC 较小及大部分区域 Z_{DR} 超过 1 dB(图 7d₁—d₄、c₁—c₄);大冰雹区域(图 7f₂、f₄)总体上 CC(图 7d₂、d₄)更小, Z_{DR} 基本在 0 dB 左右(图 7c₂、c₄)。本次降雹过程中,实际观测到的地面大冰雹、特大冰雹浓

度较少,使得最低仰角最大回波强度整体偏小、强回波面积很小,因此 0.5° 仰角较难识别大冰雹、特大冰雹,在地面最强回波时(图 7a₄)0.5° 仰角识别出一个距离库的特大冰雹及稍大面积大冰雹(图 7f₄),图 7f₁—f₃ 在 1.5° 仰角(高 2 km 左右)已识别出较大区域大冰雹、特大冰雹,因此可参考 1.5° 仰角识别结果综合预测地面降雹情况。

5 结 论

根据统计的 2019—2020 年济南、青岛 S 波段双偏振雷达探测的冰雹数据,构建了冰雹大小分类数据集,获取了小冰雹、大冰雹和特大冰雹的 Z_H、Z_{DR} 和 CC 的概率分布,分析了 3 个特征变量概率分布特征,发展了基于贝叶斯方法的冰雹大小识别模型(HSDM),并应用到两个超级单体风暴过程中。分析结果表明构建的 HSDM 为冰雹大小分类的识

别提供了一种新思路。

(1) 3类冰雹的3个变量独立概率值有比较明显的分布特征。随冰雹增大CC值趋于减小; 0℃等温线以上3种冰雹较大概率区间 Z_H 差异较大但也有重合, Z_{DR} 负值时特大冰雹及大冰雹概率较大; 0℃等温线以下, Z_{DR} 负值时大冰雹出现概率较大,特大冰雹 Z_{DR} 主要为0 dB附近的正值,小冰雹由于融化及伴随降水 Z_{DR} 较大。

(2) 两个超级单体雹暴应用HSDM的结果表明模型可以提供冰雹大小识别较合理的结果。识别位置、大小与实况吻合,识别的冰雹大小符合不同尺寸冰雹散射特性、偏振参量特征、超级单体雹暴动力与微物理特性的分析。冰雹大小的水平分布特征与垂直分布特征符合超级单体降水粒子筛选机制及冰雹形成机制,大冰雹、特大冰雹主要位于靠近前侧V型入流槽口的强回波区,小冰雹粒子主要分布在远离V型槽距上升气流较远的地方;超级单体悬挂回波下侧主要是小冰雹,弱回波区上面高梯度的强反射率区主要生成大冰雹、特大冰雹,在上升气流作用下沿着强回波墙落地,更小的冰雹在远离上升气流一侧降落。

(3) 冰雹区域边界紧靠 Z_{DR} 柱,位于上升气流附近的小冰雹主要分布在 Z_{DR} 柱、 K_{DP} 柱及之间,大冰雹及特大冰雹主要分布在 K_{DP} 柱远离 Z_{DR} 柱的一侧,冰雹大小的垂直分布可反映冰雹的下落发展趋势,相邻时刻体扫的识别结果证明了识别结果符合雹云的发展趋势。当探测高度小于2 km时,可结合2层最低仰角的冰雹大小分类综合判断地面降雹情况,对于最低仰角 Z_H 大面积超过70 dBz的过程,如果两个仰角同时识别出大冰雹、特大冰雹,说明地面降强冰雹数浓度较大;对于最低仰角最大 Z_H 低于70 dBz的过程,如果1.5°仰角识别出特大冰雹或者大冰雹而0.5°仰角没有,说明地面降落对应分类冰雹的数浓度较小。

(4) 需要指出的是冰雹大小识别是在相态识别算法HCA首先确定的冰雹区域进行的,因此小冰雹识别范围主要取决于HCA。雷达数据质量会对算法结果产生影响,如电磁干扰、波束遮挡等,文中避开了上述回波并进行了简单质量控制。目前算法主要应用在有限过程的验证中,考虑到降雹过程

的复杂性及业务应用,下一步将继续收集数据进行大批量验证,以期不断完善模型进行业务推广。

参考文献

- 刁秀广,黄秀韶,任钟冬等. 2007. CINRAD/SA 雷达冰雹探测算法效果检验及参数本地化. *气象科技*, 35(5): 727-731. Diao X G, Huang X S, Ren Z D, et al. 2007. Performance evaluation of hail detection with CINRAD/SA radar and localization of hail parameters. *Meteor Sci Technol*, 35(5): 727-731 (in Chinese)
- 刁秀广,郭飞燕. 2021a. 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. *气象学报*, 79(2): 181-195. Diao X G, Guo F Y. 2021a. Analysis of polarimetric signatures in the supercell thunderstorm occurred in Zhucheng on 16 August 2019. *Acta Meteor Sinica*, 79(2): 181-195 (in Chinese)
- 刁秀广,杨传凤,张骞等. 2021b. 二次长寿命超级单体风暴参数与 Z_{DR} 柱演变特征分析. *高原气象*, 40(3): 580-589. Diao X G, Yang C F, Zhang Q, et al. 2021b. Analysis on the evolution characteristics of storm parameters and Z_{DR} column for two long life supercells. *Plateau Meteor*, 40(3): 580-589 (in Chinese)
- 龚佃利,王洪,许焕斌等. 2021. 2019年8月16日山东诸城一次罕见强雹暴结构和大量形成的观测分析. *气象学报*, 79(4): 674-688. Gong D L, Wang H, Xu H B, et al. 2021. Observational analysis of a rare and severe hailstorm cloud structure and large hailstones formation on 16 August 2019 in Zhucheng, Shandong province. *Acta Meteor Sinica*, 79(4): 674-688 (in Chinese)
- 李柏. 2011. 天气雷达及其应用. 北京: 气象出版社, 197-256. Li B. 2011. *Weather Radar and Application*. Beijing: China Meteorological Press, 197-256 (in Chinese)
- 李博勇,胡志群,郑佳锋等. 2021. 利用贝叶斯方法改进华南地区冰雹识别效果. *热带气象学报*, 37(1): 112-125. Li B Y, Hu Z Q, Zheng J F, et al. 2021. Using Bayesian method to improve hail identification in South China. *J Trop Meteor*, 37(1): 112-125 (in Chinese)
- 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. *气象*, 46(12): 1608-1620. Pan J W, Wei M, Guo L J, et al. 2020. Dual-polarization radar characteristic analysis of the evolution of heavy hail supercell in southern Fujian. *Meteor Mon*, 46(12): 1608-1620 (in Chinese)
- 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. *气象学报*, 79(1): 168-180. Pan J W, Gao L, Wei M, et al. 2021. Analysis of the polarimetric characteristics of hail storm from S band dual polarization radar observations. *Acta Meteor Sinica*, 79(1): 168-180 (in Chinese)
- 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. *热带气象学报*, 38(2): 193-202. Wu J X, Pan J W, Wei M, et al. 2022. Statistical analysis of polarimetric characteristics of different size hails for s-band dual polarization radar. *J Trop Meteor*, 38(2): 193-202 (in Chinese)

- 许焕斌, 段英. 2001. 冰雹形成机制的研究并论人工雹胚与自然雹胚的“利益竞争”防雹假说. *大气科学*, 25(2): 277-288. Xu H B, Duan Y. 2001. The mechanism of hailstone's formation and the hail-suppression hypothesis: "Beneficial Competition". *Chinese J Atmos Sci*, 25(2): 277-288 (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)
- Aydin K, Zhao Y. 1990. A computational study of polarimetric radar observables in hail. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 28(4): 412-422
- Balakrishnan N, Zrníc D S. 1990. Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation. *J Atmos Sci*, 47(5): 565-583
- Féral L, Sauvageot H, Soula S. 2003. Hail detection using S- and C-band radar reflectivity difference. *J Atmos Ocean Technol*, 20(2): 233-248
- 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
- Heinselmann P L, Ryzhkov A V. 2006. Validation of polarimetric hail detection. *Wea Forecasting*, 21(5): 839-850
- Johns R H, Doswell III C A. 1992. Severe local storms forecasting. *Wea Forecasting*, 7(4): 588-612
- Kaltenboeck R, Ryzhkov A. 2013. Comparison of polarimetric signatures of hail at s and c bands for different hail sizes. *Atmos Res*, 123: 323-336
- Lemon L R. 1998. The radar "Three-body scatter spike": An operational large-hail signature. *Wea Forecasting*, 13(2): 327-340
- Marzano F S, Scaranari D, Montopoli M, et al. 2008. Supervised classification and estimation of hydrometeors from C-band dual-polarized radars: A Bayesian approach. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 46(1): 85-98
- Marzban C, Witt A. 2001. A Bayesian neural network for severe-hail size prediction. *Wea Forecasting*, 16(5): 600-610
- 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, Zrníc 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
- Ryzhkov A V, Schuur T J, Burgess D W, et al. 2005. Polarimetric tornado detection. *J Appl Meteor*, 44(5): 557-570
- Ryzhkov A V, Kumjian M R, Ganson S M, et al. 2013a. Polarimetric radar characteristics of melting hail. Part I: Theoretical simulations using spectral microphysical modeling. *J Appl Meteor Climatol*, 52(12): 2849-2870
- Ryzhkov A V, Kumjian M R, Ganson S M, et al. 2013b. Polarimetric radar characteristics of melting hail. Part II: practical implications. *J Appl Meteor Climatol*, 52(12): 2871-2886
- 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
- Witt A, Eilts M D, Stumpf G J, et al. 1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. *Wea Forecasting*, 13(2): 286-303
- Wu C, Liu L P, Wei M, et al. 2018. Statistics-based optimization of the polarimetric radar hydrometeor classification algorithm and its application for a squall line in South China. *Adv Atmos Sci*, 35(3): 296-316
- Zrníc D S, Zhang G, Melnikov V, et al. 2010. Three-body scattering and hail size. *J Appl Meteor Climatol*, 49(4): 687-700