暴雨灾害
Torrential Rain and Disasters
中国科技核心期刊
中国科技论文统计源期刊

湖北东部夏季和冬季雨滴谱特征对比研究

付志康 万蓉 余洋 王珏 周伶俐 王斌

Comparative study of summer and winter raindrop size distribution in eastern Hubei province

FU Zhikang，WAN Rong，YU Yang，WANG Jue，ZHOU Lingli，WANG Bin

在线阅读 View online: https://doi.org/10.12406/byzh.2025-005

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

华南前汛期强降水过程雨滴谱特征研究

Research on raindrop size distributions of strong precipitation events during the South China pre-flood season

暴雨灾害. 2024, 43(6): 637-647 https://doi.org/10.12406/byzh.2023-119

2020年梅雨期长江中下游地区雨滴谱垂直结构特征

Vertical structures of raindrop size distributions over the middle and lower reaches of Yangtze River during the Meiyu period in 2020

暴雨灾害. 2023, 42(4): 455-466 https://doi.org/10.12406/byzh.2022-244

短时强降水和持续性强降水的雨滴谱特征对比

Comparative analysis on characteristics of raindrop spectrum of short-term and persistent heavy rain

暴雨灾害. 2023, 42(1): 1-12 https://doi.org/10.12406/byzh.2022-119

业务DSG5型降水现象仪与Parsivel降水滴谱仪测量参数对比分析

Comparison of precipitation measurement by DSG5 and Parsivel present weather instrument

暴雨灾害. 2022, 41(4): 434-444 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2022.04.008

微雨雷达观测的襄阳地区降水垂直结构特征

Vertical structure characteristics of precipitations in Xiangyang observed by micro rain radar

暴雨灾害. 2025, 44(2): 226-235 https://doi.org/10.12406/byzh.2024-130

“海葵”台风(1211号)暴雨雨滴谱特征分析

Analysis of raindrop spectrum characteristics for a heavy rain event caused by typhoon Haikui (No.1211) in Anhui

暴雨灾害. 2020, 39(2): 167-175 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2020.02.007

关注微信公众号，获得更多资讯信息

付志康,万蓉,余洋,等.2025.湖北东部夏季和冬季雨滴谱特征对比研究[J].暴雨灾害,44(6):755−766. FU Zhikang, WAN Rong, YU Yang, et al. 2025. Comparative study of summer and winter raindrop size distribution in eastern Hubei province [J]. Torrential Rain and Disasters,44(6):755−766 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2025−005

湖北东部夏季和冬季雨滴谱特征对比研究

付志康[1, 2, 3], 万蓉[1], 余洋[1], 王珏[1, 2], 周伶俐[1], 王斌[1, 3]

(1. 中国气象局武汉暴雨研究所 全国暴雨研究中心/中国气象局流域强降水重点开放实验室/暴雨监测预警湖北省重点实验室, 武汉 430205; 2. 三峡国家气候观象台, 宜昌 443099; 3. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081)

摘　要: 雨滴谱是表征降水微物理特征的基本参量之一, 对比研究夏、冬季不同类型降水的微物理特征, 有助于了解降水系统的形成与演变机制, 改善雷达定量降水估计精度。基于 2015—2018 年湖北东部 4 站的 Parsivel 激光雨滴谱仪观测数据, 采用三参数伽马滴谱分布函数反演夏季和冬季降水的微物理参量, 并结合 ERA5 再分析和 FY-2G 卫星观测资料, 分析了两个季节层状云和对流云降水的雨滴谱特征及其差异, 探讨了其差异存在的可能原因及其对形状-斜率参数关系 (μ–λ) 以及雷达反射率-雨强关系 (Z–R) 的影响。结果表明, 湖北东部地区夏季在南印度洋水汽输送下, 以对流云降水为主, 降水粒子呈现更大的质量加权平均直径 (D_m) 和更小的归一化截距参数 (N_w); 冬季在西北气流控制下以层状云降水为主, 整体 D_m 较小而 N_w 较大。夏季对流云降水中强烈的碰并与破碎过程, 使小雨滴和中等直径雨滴数浓度 $N(D)$ 显著高于冬季; 而在冬季层状云降水中, 较弱的上升气流和更长的粒子停留时间, 使小粒子和大粒子数浓度均高于夏季, 而中等粒子雨滴的数浓度则略低。上述微物理特征的差异也导致了该地区 μ–λ 和雷达 Z–R 关系与其他地区的差异。

关键词: 雨滴谱; 冬夏季降水; Parsivel 激光雨滴谱仪; 降水微物理; 湖北东部

中图法分类号: P412　　**文献标志码**: A　　**DOI:** 10.12406/byzh.2025−005

Comparative study of summer and winter raindrop size distribution in eastern Hubei province

FU Zhikang[1, 2, 3], WAN Rong[1], YU Yang[1], WANG Jue[1, 2], ZHOU Lingli[1], WANG Bin[1, 3]

(1. *Heavy Rainfall Research Center of China/China Meteorological Administration Basin Heavy Rainfall Key Laboratory/Hubei Key Laboratory for Heavy Rain Monitoring and Warning Research*, *Institute of Heavy Rain*, *China Meteorological Administration*, *Wuhan* 430205; 2. *Three Gorges National Climatological Observatory*, *Yichang* 443099; 3. *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Beijing* 100081)

Abstract: Raindrop size distribution (DSD) is a fundamental parameter describing the microphysical properties of precipitation. Comparative analysis of different rainfall types in summer and winter enhances the understanding of precipitation formation and evolution processes, thereby improving the accuracy of radar-based quantitative precipitation estimation (QPE). Based on Parsivel disdrometer observations from four sites in eastern Hubei during 2015–2018, the microphysical parameters were retrieved using a three-parameter gamma distribution function. Combined with ERA5 reanalysis and FY-2G satellite data, this study systematically analyzes the seasonal characteristics of DSDs for stratiform and convective rainfall, explores the potential causes of these differences and evaluate their impacts on the shape–slope parameter relationship (μ–λ) and the radar reflectivity–rainfall intensity (Z–R) relationships. The results show that, summer precipitation in eastern Hubei, is predominantly convective rain under the influence of water vapor transport from the southern Indian Ocean, and characterized by a larger mass-weighted mean diameter (D_m) and a smaller normalized intercept parameter (N_w). In contrast, winter precipitation is primarily stratiform rain under northwesterly flow, featuring smaller D_m and larger N_w. During summer

收稿日期: 2025−01−11; **定稿日期**: 2025−07−12

资助项目: 湖北省自然科学基金气象创新发展联合基金项目 (2022CFD122); 国家自然科学基金项目 (42230612); 青海省科技厅重点研发与转化计划项目 (2023-SF-111); 湖北省气象局科技发展基金项目 (2025Y08); 全国暴雨研究开放基金项目 (BYKJ2024Z04); 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题 (2024LASW-A05)

第一作者: 付志康, 主要从事大气探测技术研究。E-mail: fzk@whihr.com.cn

通信作者: 万蓉, 主要从事大气探测技术研究。E-mail: wanrong@whihr.com.cn

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY−NC−ND 4.0

convective rain, enhanced coalescence and breakup processes lead to significantly higher number concentrations $N(D)$ of small and medium-sized raindrops than in winter. In stratiform rain, however, weaker updrafts and longer particle residence times in winter lead to higher concentrations of both small and large drops, while the $N(D)$ of medium-sized drops is slightly lower than in summer. These microphysical differences also lead to significant regional variations in the μ–λ and Z–R relationships compared with other areas.

Key words: rain drop size distribution (DSD); winter and summer precipitation; Parsivel disdrometer; precipitation microphysics; eastern Hubei

引　言

雨滴谱分布 (Raindrop Size Distribution, DSD) 作为降水最基本的微物理参量之一, 能够描述降水粒子的尺度特征与谱型结构, 其不仅可用于降水微物理过程分析, 还被广泛应用于雷达定量降水估计 (Quantitative Precipitation Estimation, QPE)、卫星遥感反演、数值模式模拟及降水对土壤侵蚀影响的评估等方面 (Krajewski et al., 2006; 江雨霏和杨莲梅, 2023)。已有研究表明, DSD 受地理位置、气候区域及降雨类型等因素的影响而呈现出显著差异 (Bringi et al., 2003; Rosenfeld and Ulbrich, 2003; 刘晓璐等, 2023)。即使是源自同一雨带的梅雨锋系统性降水, 其在中国长江中下游地区、日本以及韩国等不同区域的雨滴谱也存在显著差异 (Wen et al., 2016; Fu et al., 2020; Lee et al., 2022)。在同一地区, 不同季节云中水凝物相态的差异也会影响降水过程中的微物理机制, 进而导致地面 DSD 呈现出季节性变化。即使是同一地区相同的降水类型 (如对流云降水或层状云降水), 其内部微物理过程的差异也会导致雷达反射率-雨强 (Z–R) 关系的季节性差异 (Seela et al., 2018)。因此, 研究各地降水滴谱的特征, 有助于揭示降水微物理过程的演变规律, 提升降水估计算法和数值预报模式的精度, 并为区域降水特征的精细化刻画和定量化评估提供科学支撑。

一个地区 DSD 季节差异尤以夏季和冬季最为显著, 近年来, 众多学者对降水滴谱的季节差异进行了研究。Seela 等 (2018) 对比亚热带地区台湾岛夏季和冬季雨滴谱表明, 冬季小雨滴的浓度显著高于夏季, 而中等和大雨滴的浓度则相对较低。Chakravarty 等 (2020) 的研究揭示了印度次大陆两个沿海城市降水微物理特征在季节和地域上的显著差异: 钦奈的夏季降水以 2~4 mm 的雨滴为主导, 而这一特征在冬季则不明显; 而在孟买, 大雨滴的出现则与强降水事件紧密相关, 这与钦奈有所不同。Wen 等 (2019) 的研究结果表明, 南京地区夏季降水的雨滴直径较大, 且数浓度较高, 而冬季降水的雨滴数浓度最低。Luo 等 (2021) 分析了北京不同季节的降水特征, 发现其夏季对流性降水更接近“海洋性”类型, 并贡献了大部分的总降水量, 而冬季几乎不存在对流性降水。此外, 其不同季节的降水都主要由小雨滴贡献, 滴谱的季节性差异也导致了形状 (μ)-斜率 (λ) 参数关系和 Z–R 关系的变化。总体而言, 夏季降水的平均粒径较大, 而冬季则表现为小雨滴浓度偏高。这些夏季和冬季降水的微物理差异显著影响降雨的强度、持续时间及地理分布。

湖北省位于长江中游, 地处高原向华东平原过渡地带。其东部以平原、山地和丘陵为主, 是典型的梅雨锋影响区, 降水显著受到季风气候与复杂地形共同作用影响。湖北东部地区不仅是湖北省年降水量以及暴雨日数的高值区, 其季节性水汽输送差异更使得降水过程具有更强的时空集中性和多样性 (唐永兰等, 2016)。此外, 该区域夏季与冬季的降水特征差异显著, 夏季降水主要集中在 6—8 月, 尤其以 6 月中旬至 7 月中旬的梅雨季为典型, 其特点是持续时间长、降水强度大; 而冬季在大尺度环流控制下降水较少, 但仍然会出现较强的短时降水。季节性水汽来源及降水系统的差异影响了该地区的降水微物理过程, 进而导致不同季节各降水类型的比例呈现出显著差异。作为两种典型降水类型的对流云降水和层状云降水, 其在夏季和冬季可能源自不同的微物理过程, 而这些微物理过程的差异会直接影响 μ–λ 和 Z–R 关系 (Rosenfeld and Ulbrich, 2003)。已有研究表明, 长江下游地区(南京)夏季与冬季的降水微物理特征存在显著差异 (Wen et al., 2019) 。在湖北恩施山区, 由于特殊的地形动力作用和局地微物理过程, 夏季对流和层状降水的数浓度峰值比平原地区高出 1~2 个数量级 (Wu et al., 2023)。目前, 对长江中游地区的相关研究主要集中在夏季梅雨期降水以及冬季冻雨个例研究 (Fu et al., 2020; Lü et al., 2023)。夏季不仅包含梅雨期, 还延伸至梅雨前期和后期等更长时段, 并对应多种降水天气系统。由于不同阶段的降水类型比例存在差异, 梅雨前期、梅雨期和梅雨后期的降水滴谱特征亦呈现明显变化 (Wen et al., 2016); 而对于冬季降水滴谱特征系统性的相关研究目前在该地区尚属空白。因此, 有必要对长江中游夏冬季雨滴谱特征进行对比分析, 以研究该地区不同性质降水微物理特征的季节差异。

本文利用湖北东部 4 个观测站 2015 年 12 月—

2018 年 8 月的激光雨滴谱仪观测数据, 首先采用三参数伽马滴谱分布函数反演了夏冬季降水的微物理参量, 再结合 ERA5 再分析及卫星等资料, 对比分析了夏季与冬季不同类型降水的微物理特征差异, 最后探讨了差异的可能成因。本研究旨在深化对长江中游湖北东部降水量以及暴雨日数高发地区的降水微物理过程的理解, 为提高该地区夏季、冬季雷达定量降水估计 QPE 的精度提供参考。

1 资料与方法

1.1 资料介绍和数据质量控制

1.1.1 资料介绍

中国气象局武汉暴雨研究所在湖北东部地区部署了多台 OTT Parsivel 型激光雨滴谱仪, 用于开展降水微物理过程的观测研究 (Cui et al., 2015)。本文选取位于湖北东部具有代表性的咸宁、江夏、仙桃以及阳新 4 个国家气象站的雨滴谱仪资料进行分析, 其中咸宁和阳新位于丘陵山地, 江夏和仙桃位于平原, 4 站海拔高度均低于 100 m, 其具体地理位置见图 1。数据时段为 2015 年 12 月—2018 年 8 月, 共包含三年夏季和冬季的液态降水样本。本文中的夏季指 6—8 月, 冬季指 12 月—翌年 2 月。

本文雨滴谱观测数据来源于德国 OTT Hydromet 公司生产的第二代 Parsivel 激光雨滴谱仪。该仪器通过测量降水粒子经过采样区域时引起的激光信号衰减幅度及持续时间, 反演出粒子直径和下落速度。其测量范围在直径和速度两个维度上被划分为 32 × 32 个档位。考虑到前两个直径档的信噪比较低, 仪器的最小有效测量粒径为 0.25 mm, 时间分辨率为 1 min。基于该设备获取的数据, 可反演包括雨强、液态水含量和粒子数浓度等在内的多种降雨微物理参量, 可供本文用于开展降水微物理特征分析。

地面小时累计降水量数据及人工观测的降水天气现象记录均来自于中国气象局业务观测网。其中, 地面降水量通过自动气象站配置的翻斗式雨量计观测, 测量精度为 0.1 mm, 时间分辨率为 1 min。相关数据可通过国家气象科学数据中心获取 (https://data.cma.cn/)。上述人工降水现象数据主要用于夏季、冬季非液态降水的剔除, 而地面小时降水量则用于评估地面雨滴谱仪的雨量反演精度。

风云二号 G 卫星 (FY-2G) 是中国主要的气象业务卫星之一, 被广泛应用于气象、海洋及环境的监测与预警。该卫星搭载的可见光红外自旋扫描辐射计 (Visible and Infrared Spin-Scan Radiometer, VISSR) 包括 1 个可见光通道和 4 个红外通道, 显著提升了物理参量反演的精度, 其数据产品的可靠性已被研究所验证 (唐世浩等, 2021)。本文采用 FY-2G 卫星提供的逐小时云顶温度产品, 开展夏季和冬季降水过程的云顶特征统计分析。该产品空间分辨率为 10 km, 时间分辨率为 1 h, 相关数据可通过中国国家卫星气象中心获取 (http://satellite.nsmc.org.cn/)。

ERA5 是由欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 发布的第五代大气再分析数据集, 提供涵盖大气、陆地和海洋地区多种变量的逐小时高分辨率大气产品 (Hersbach et al., 2020)。本文采用的 ERA5 再分析数据产品的空间分辨率为 0.25° × 0.25°, 时间分辨率为 1 h。该数据包含 37 个气压层 (从 1 000 hPa 到 1 hPa) 的温度、湿度、风向风速等多个变量, 主要用于分析夏季和冬季降水时的大气垂直温湿结构特征。研究的相关数据可从 ERA5 网站上获取 (https://cds.climate.

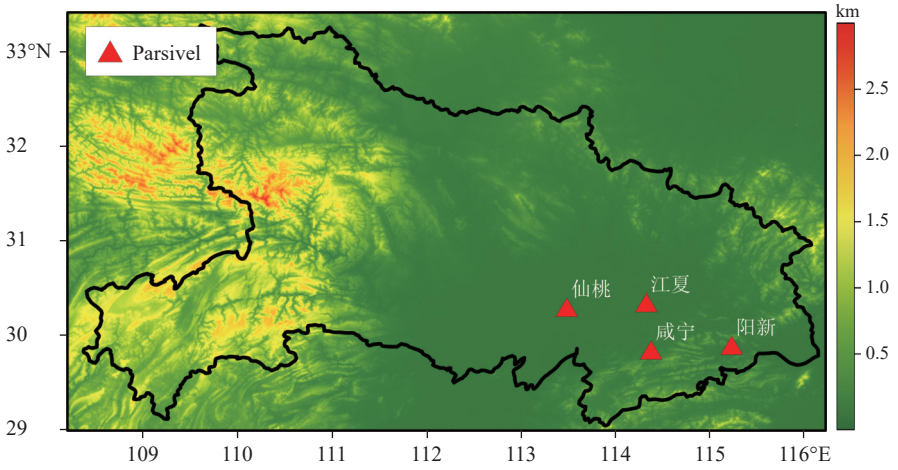


图 1 湖北省地形高度 (色斑) 及鄂东 4 个 Parsivel 激光雨滴谱仪站点位置 (红色三角) 分布 (黑色轮廓线为湖北省界)

Fig. 1 Distribution of topography (color shading) of Hubei Province and locations of four Parsivel disdrometers (red triangles) in eastern Hubei (The black line denotes the provincial boundary)

copernicus.eu/)。

1.1.2 雨滴谱仪数据质量控制

Parsivel 型激光雨滴谱仪是一种高精度、低成本的降水滴谱观测设备，其全球范围内的广泛应用已验证了数据质量的可靠性 (付志康等, 2022)。然而，为确保获得最佳的数据观测结果，仍需在分析之前做好数据质量控制，具体方法如下：(1) 依据地面人工天气现象观测记录中不同降水现象发生的起止时间，剔除雪、霰、冻雨、冰雹等非液态降水样本。(2) 自然降水中，大陆地区直径超 8 mm 的雨滴极为罕见，通常由雨滴重叠所致，故本研究予以排除。(3) 部分观测中出现速度异常的小粒子或大粒子，通常由降水粒子溅射、强风等影响所致。根据 Atlas 等 (1973) 速度–直径经验关系，剔除其理论值± 50% 之外的粒子，以减少错误降水粒子及速度测量的影响。(4) 为了最大程度地减少多个雨滴粒子同时到达观测区域所引起的边缘效应误差，采用有效采样面积代替设备标称采样面积进行微物理参量的反演 (Tokay et al., 2013)。(5) 将分钟降水样本中雨强 R<0.1 mm·h^{-1} 或雨滴个数少于 10 个的样本视为噪声并予以剔除。由于本文中所有站点的海拔都小于 100 m，故无需对降水粒子下落速度进行高度订正 (Atlas et al., 1973)。经过上述数据质量控制后，共收集到 Parsivel 与地面自动站匹配的有效降水观测样本 4 594 h，其中夏季 2 880 h，冬季 1 714 h。

1.2 研究方法

1.2.1 降水分类

基于质量控制后的地面雨滴谱仪分钟降水样本，本文参考 Bringi 等 (2003) 提出的降水分类方法，将降水样本分为对流云降水、层状云降水和混合降水三种类型。具体分类方法如下：对于连续 10 min 降水样本，当其平均雨强 $R\geqslant$0.1 mm·h^{-1} 且标准差$\leqslant$ 1.5 mm·h^{-1} 时，该样本被归类为层状云降水；若平均 R>5 mm·h^{-1} 且标准差>1.5 mm·h^{-1}，则将样本归类为对流云降水；既不属于层状云降水也不属于对流云降水的样本则被归类为混合降水。

1.2.2 微物理参量计算

三参数伽马分布函数被广泛应用于描述雨滴谱分布特征 (Ulbrich, 1983)，其表达式为

$$N(D)=N_0D^{\mu}e^{-\lambda D} \tag{1}$$

其中，D 为等效体积直径 (单位：mm)，N_0 (单位：mm$^{-1-\mu}$·m^{-3})，μ (无量纲) 和 λ (单位：mm^{-1}) 分别为截距、形状和斜率参数。

雨滴数浓度 $N(D_i)$ 计算公式为

$$N(D_i)=\frac{n_i}{F\cdot t\cdot V(D_i)\cdot\Delta D_i} \tag{2}$$

其中，n_i 是直径档 i 中观测到的粒子个数，D_i (单位：mm) 表示直径档 i 的等效直径。F (单位：m^2) 是设备的有效观测面积，t (单位：s) 为设备测量时间间隔，本文中的测量时间间隔为 60 s。$V(D_i)$ (单位：m·s^{-1}) 表示直径 D_i 对应的粒子下落速度，ΔD_i (单位：mm) 表示直径档 i 的宽度。

雨强 R (单位：mm·h^{-1})，液态水含量 L_{WC} (单位：g·m^{-3})，雷达反射率因子 Z (单位：mm^6·mm^{-3}) 可以通过降水滴谱进行反演，计算公式如下

$$R=\frac{6\pi}{10^4}\sum_{i=1}^{L}D_i^3V(D_i)N(D_i)\Delta D_i \tag{3}$$

$$L_{\mathrm{WC}}=\frac{\pi}{6000}\sum_{i=1}^{L}D_i^3N(D_i)\Delta D_i \tag{4}$$

$$Z=\sum_{i=1}^{L}D_i^6N(D_i)\Delta D_i \tag{5}$$

其中 L 是直径档的总数。

雨滴谱分布的 n 阶矩 M_n 可表示为

$$M_n=\sum_{i=1}^{L}D_i^nN(D_i)\Delta D_i \tag{6}$$

降水粒子质量加权平均直径 D_{m} (单位: mm) 及其标准差 ΔD_{m} (单位: mm) 则可以表示如下

$$D_{\mathrm{m}}=\frac{M_4}{M_3} \tag{7}$$

$$\Delta D_{\mathrm{m}}^2=\frac{\sum_{i=1}^{L}(D_i-D_{\mathrm{m}})^2D_i^3N(D_i)\Delta D_i}{\sum_{i=1}^{L}D_i^3N(D_i)\Delta D} \tag{8}$$

式 (1) 中的 N_0 不是一个独立且具有明确物理含义的变量，Bringi 等 (2003) 定义了归一化截距参数 N_{w} (单位：m^{-3}·mm^{-1}) 用以表示与 N_0 含义类似，且具有与被测量滴谱分布有相同 L_{WC} 和 D_{m} 的参量，其计算公式为

$$N_{\mathrm{w}}=\frac{4^4}{\pi\rho_{\mathrm{w}}}\left(\frac{10^3L_{\mathrm{WC}}}{D_{\mathrm{m}}^4}\right) \tag{9}$$

其中，ρ_{w} (1.0 g·cm^{-3}) 是水的密度。

2 湖北东部夏季和冬季天气背景及环境差异

湖北东部夏季和冬季的大气环流格局与热力结构存在显著差异，而这些环流背景条件直接影响降

水的微物理过程及雨滴谱特征。湖北东部地区夏季和冬季 ERA5 再分析资料 850 hPa 平均风场以及相对湿度 (RH) 场分布如图 2 所示。夏季 4 个站点的平均相对湿度为 75%~80% (图 2a), 其水汽主要源自南印度洋和孟加拉湾, 并经阿拉伯海、印度半岛和南海输送至研究区域上空 (Ding and Chan, 2005)。尤其是每年夏季 6 月中旬到 7 月中旬的梅雨期, 降水量通常可达年总降水量的 10%~30%。相比之下, 冬季受西伯利亚高压影响, 湖北东部地区盛行偏北风或西北风, 相对干冷的空气使其相对湿度降至约 50%~55% (图 2b)。来自北方的干冷空气通常抑制降水发展, 导致冬季降水普遍偏弱, 但仍然有时有较强降水发生。综上所述, 湖北省夏季和冬季环流场的不同导致水汽条件差异显著, 影响该地区的天气系统也表现出明显的不同, 这些差异最终影响了地面降水滴谱的特征。

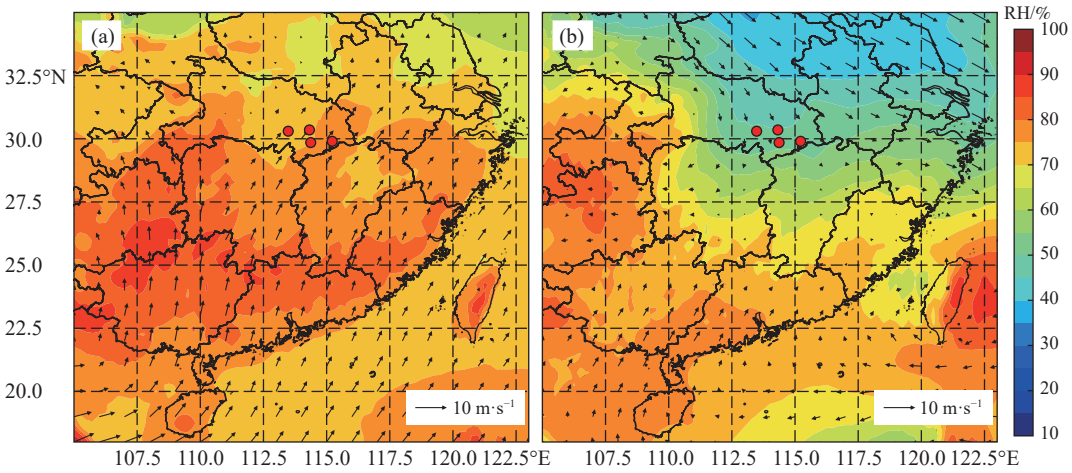


图 2 2015—2018 年夏季 (a) 和冬季 (b) 850 hPa 平均风场 (矢量) 和相对湿度 (RH) 场 (色斑) 分布 (红色圆点表示雨滴谱仪站点)

Fig. 2 Distritubion of mean wind field (vector) and relative humidity (shaded) at 850 hPa in the (a) summer and (b) winter from 2015 to 2018 (The red dots indicates Parsivel disdrometers)

大气垂直温湿结构对地面雨滴谱的形成与变化至关重要, 其中融化层高度通过影响降水粒子下落过程中的融化和碰并过程, 进而影响地面雨滴谱的演变分布 (Birk et al., 2021)。此外, 云顶温度和对流有效位能 (CAPE) 是反映降水过程中对流发展强度的重要指标。为了进一步量化夏季和冬季降水过程中大气环境的差异, 本文采用双线性插值方法, 提取并统计了降水期间 4 个站点对应的 ERA5 再分析资料逐小时温度和相对湿度廓线数据, 计算出了降水发生时的平均温度和相对湿度等气象环境参量, 以表征降水过程中的大气垂直温湿结构特征。此外, 还提取了降水期间的 ERA5 平均对流有效位能及 FY-2G 卫星反演的云顶温度数据, 以揭示不同季节对流的发展强度差异。从图 3a 可见, 夏季和冬季降水过程中的平均大气垂直温湿结构差异显著, 夏季各层的温度和相对湿度均明显高于冬季。夏季近地面平均温度达到 28.8 ℃, 0 ℃ 层的高度位于 550 hPa 附近; 相比之下, 冬季近地面平均温度仅为 7.0 ℃, 0 ℃ 层高度下降至 770 hPa 左右。相较而言, 夏季的对流活动更为旺盛, 平均 CAPE 可达 1 107 J·kg^{-1}, 远高于冬季的 10 J·kg^{-1}, 表明夏季具有更强的潜在不稳定能量, 可支持更深厚的对流发展。较高的 CAPE 往往伴随更高的云顶、更低的云顶温度和更活跃的冰相微物理过程 (Houze, 2014)。从图 3b 可见, 夏季平均云顶温度约为−12 ℃, 略高于冬季的−17 ℃, 但其变化范围更大, 说明夏季云层发展高度变化较大, 而冬季云顶温度分布较集中, 变化幅度较小。总体来看, 夏季相较冬季呈现出更暖湿的大气层结、更高的融化层高度、更大的对流有效位能以及更复杂的云顶结构, 以上均表明夏季降水过程中的对流发展和微物理活动更为强烈, 而冬季则表现为层结稳定、对流抑制、降水过程相对弱化的特征。上述差异是导致不同季节降水滴谱特征差异的重要原因。

3 结果与分析

3.1 Parsivel 反演的小时降水精度检验

在对 Parsivel 降水滴谱的微物理参量分析之前, 本文首先评估了其小时降水量的反演精度。图 4 为夏季和冬季 Parsivel 与地面自动站小时降水量的散点图, 通过计算相对偏差 (Bias) 和绝对偏差 (ab.Bias) 来描述其观测精度, 其定义详见 Tokay 等 (2013)。结果表明, 夏季和冬季 Parsivel 反演的小时降水量与地面自动站观测值展现出良好的一致性, 相关系数 (CC) 超过 0.98。冬季 Parsivel 降水量相对偏差 (Bias) 和标

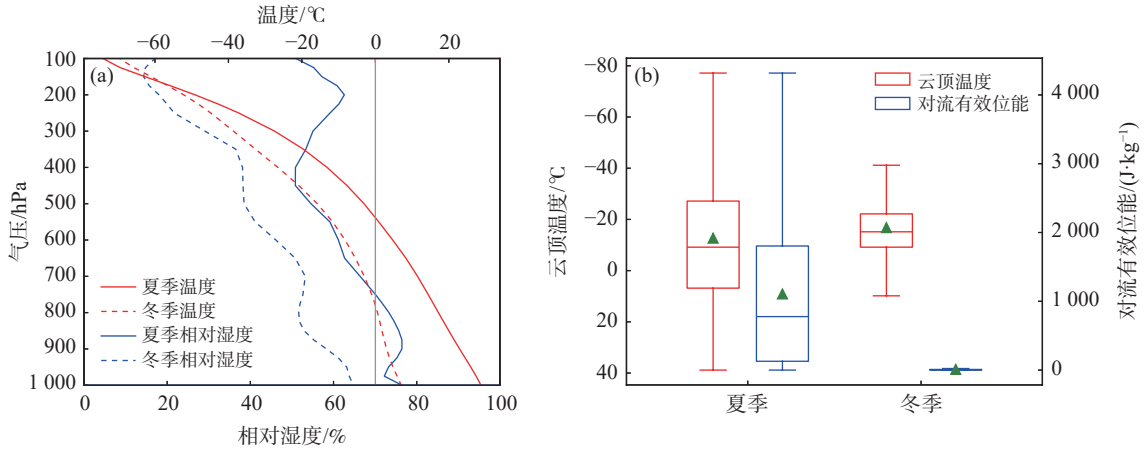


图 3 2015—2018 年湖北东部夏季 (实线) 与冬季 (虚线) 大气平均温度 (红色) 和相对湿度 (蓝色) 垂直廓线 (a) 及云顶温度 (红色) 和对流有效位能 (蓝色) 箱线图 (b, 绿色三角形表示平均值)

Fig. 3 (a) Vertical profiles of mean temperature (red) and relative humidity (blue), and (b) boxplot diagram of cloud top temperature (red) and convective available potential energy (blue) in eastern Hubei during summer (solid line) and winter (dashed line) from 2015 to 2018 (The mean values are marked by green triangle)

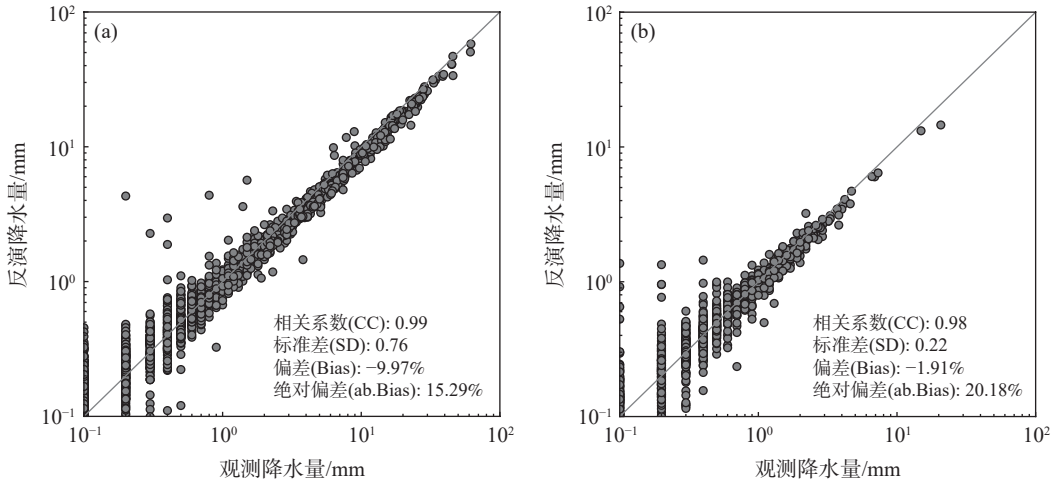


图 4 2015—2018 年湖北东部夏季 (a) 和冬季 (b) Parsivel 雨滴谱仪反演与地面自动站观测小时降水量 (单位: mm) 散点图

Fig. 4 Scatter plot of hourly accumulated rainfall (unit: mm) measured by Parsivel and tipping-bucket rain gauge of automatic weather station in eastern Hubei during (a) summer and (b) winter from 2015 to 2018

准差 (SD) 分别为−1.91% 和 0.22 mm, 优于夏季的−9.97% 和 0.76 mm (图 4a), 但绝对偏差 (ab.Bias) 冬季略高于夏季 (图 4b)。总体上看, Parsivel 在夏、冬两季反演的降水量均略小于自动站观测值, 但二者一致性高, 这表明其降水微物理参量反演结果是可靠的, 为后续分析提供了坚实的数据基础。

3.2 不同类型降水对总降水的贡献

不同地区的气候环境和降水系统存在差异, 这导致其地面观测到的对流云、层状云和混合降水等降水类型的发生比例及其对总降水量的贡献各不相同 (Wu et al., 2023)。本文中无论夏季还是冬季, 层状云降水的发生比例均为最高, 其次为对流云降水, 而混合降水的发生比例最低 (图 5)。夏季层状云和对流云降水的样本比例分别为 77.6% 和 13.1%, 但其对总降水量的贡献却分别为 26.1% 及 67.6%; 冬季层状云降水样本占比高达 97.1%, 贡献了 83.8% 的总降水量, 而对流云降水样本仅占 0.9%, 却贡献了 11% 的降水量。混合降水比例在夏季与冬季分别为 9.2% 和 2.0%, 降水量贡献仅为 6.3% 和 5.3%, 明显低于湖北西南部恩施山区 (超过 20%)。此外, 冬季湖北东部的对流云降水比例介于湖北西南部恩施山区 (2.2%) 与南京地区 (没有观测到对流云降水) 之间 (Wen et al., 2019; Wu et al., 2023)。这种季节性降水类型比例的差异不仅反映了大气环境条件的变化, 也会对雷达定量降水估测的精度产生影响。综上所述, 湖北东部夏季降水量主要源于对流云降水, 冬季则主要由层状云降水产生, 这与图 3 中的大气环境差异结果相一致。对流云和层状云降水在这两个季节合计样

本比例均超过 90%, 且合计贡献了 93%以上的总降水量, 而混合降水贡献相对有限。

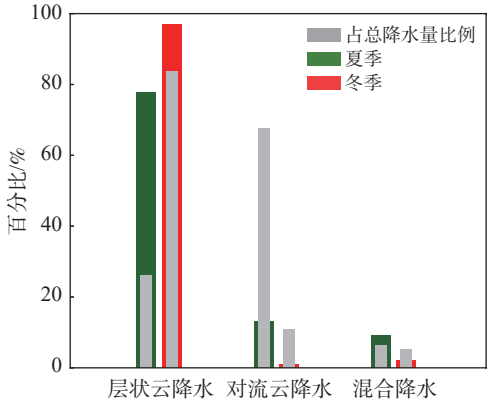


图 5 2015—2018 年湖北东部夏季和冬季层状云、对流云及混合降水占比及其对总降水量贡献

Fig. 5 Occurrence frequency and contribution to rainfall amount of stratiform, convective, and mixed precipitation over eastern Hubei in summer and winter from 2015–2018

3.3 夏季与冬季滴谱微物理特征对比

上节统计结果表明, 不同季节降水微物理特征有显著差异, 因此, 本节聚焦于对流云降水和层状云降水两类典型降水雨滴谱特征分析比较。

3.3.1 微物理参量特征

在剔除混合性降水后, 本研究共获得层状云降水和对流云降水样本共计 142 285 min, 其中夏季层状云及对流云降水样本量分别为 68 764 min 及 11 613 min, 冬季则分别为 52 146 min 及 490 min。整体上看, 夏季平均雨强 R 和液态水含量 L_{WC} 分别为 3.65 mm·h^{-1} 和 0.21 g·m^{-3}, 均远高于冬季的 0.87 mm·h^{-1} 和 0.07 g·m^{-3} (见表 1)。夏季降水的平均粒子直径 D_m 和谱宽 ΔD_m 均大于冬季, 分别为 1.13 mm 和 0.91 mm 以及 0.36 mm 和 0.31 mm。但夏季归一化截距参数 N_w 相对更小 ($\log_{10}N_w$ 分别为 3.76 mm^{-1}·m^{-3} 及 3.92 mm^{-1}·m^{-3}), 这表明夏季降水中雨滴的平均直径更大, 但数浓度较低。分降水类型来看, 无论夏季或冬季, 对流云降水平均雨强 R、液态水含量 L_{WC}、粒子直径 D_m 以及粒子谱宽 ΔD_m 均大于层状云降水, 而 $\log_{10}N_w$ 则相反。冬季对流云降水的平均 D_m (1.72 mm) 甚至略大于夏季 (1.71 mm), 而层状云降水则明显小于夏季。这可能表明, 即使是相同降水类型, 夏季和冬季主导的微物理过程也可能存在差异。

从 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 的频率分布来看, 夏季与冬季均呈现单峰型分布, 且两者的 D_m 峰值均出现在 0.9 mm (图 6b)。然而, 夏季 D_m 的频率分布相较冬季明显右偏, 表明夏季观测到的样本中 D_m 大值比例更高, 降水粒子整体尺寸更大。夏季和冬季 $\log_{10}N_w$ 峰值分别出现在 3.6 和 3.7 mm^{-1}·m^{-3}, 且夏季分布相对左偏, 说明小数浓度样本比例更高 (图 6c)。结合不同季节降水类型比例差异, 夏季对流旺盛, 对流云降水因碰并增长机制而形成较大的雨滴尺寸, 使得夏季整体上表现出更大的平均 D_m 和更宽的粒子谱宽 ΔD_m。因此, 夏季降水相较冬季同时包含更多的大粒径样本和较低数浓度样本, 这一特征与表 1 的统计结果保持一致。

表 1 2015—2018 年湖北东部雨滴谱反演的夏季和冬季不同降水类型样本数量及微物理参量

Table 1 Sample counts and integral rainfall parameters for different precipitation types based on DSDs in eastern Hubei during summer and winter from 2015 to 2018

季节	降水类型	样本数	微物理参量				
			R/(mm·h^{-1})	L_{WC}/(g·m^{-3})	D_m/(mm)	$\log_{10}N_w$/(mm^{-1}·m^{-3})	ΔD_m/(mm)
夏季	对流云降水	11 613	18.21	0.96	1.71	3.92	0.62
	层状云降水	68 764	1.19	0.09	1.03	3.73	0.32
	合计	80 377	3.65	0.21	1.13	3.76	0.36
冬季	对流云降水	490	10.79	0.60	1.72	3.77	0.66
	层状云降水	52 146	0.78	0.07	0.90	3.92	0.30
	合计	52 636	0.87	0.07	0.91	3.92	0.31

D_m–$\log_{10}N_w$ 关系反映了降水的微物理特征, 对区分不同降水类型、揭示雨滴生长机制及分析区域降水差异具有重要意义。不同地区的平均 D_m–$\log_{10}N_w$ 关系呈现出显著的区域性和季节性差异 (图 6a)。根据 Bringi 等 (2003) 的定义, 海洋性气候区 D_m 介于 1.5~1.75 mm且 $\log_{10}N_w$ 介于 4~4.5, 而大陆性气候区 D_m介于 2~2.75 mm 且 $\log_{10}N_w$ 介于 3~3.5。本文中, 湖北东部夏季和冬季对流云降水的微物理特征更接近海洋性气候区。长江下游南京地区夏季和冬季层状云降水平均 D_m 均大于本文研究结果, 但其不同季节的差异很小 (南京夏季和冬季 D_m 分别为 1.16 和 1.14 mm, $\log_{10}N_w$分别为 3.78 和 3.74 mm^{-1}·m^{-3}), 而本文中层状云降水则显示出显著的季节差异。这可能与湖北 (中部内陆) 和南京 (临近东海) 地理位置和气候条件的差异有关 (Wen et al., 2019)。陕西榆林地区的夏季对流云降水与南京在 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 上较为接近, 表现为较高 N_w 和较小的平均 D_m (Xie et al., 2020)。与中国北方半干旱半湿润气候的北京相比, 长江中下游地区 (包括本研究和南

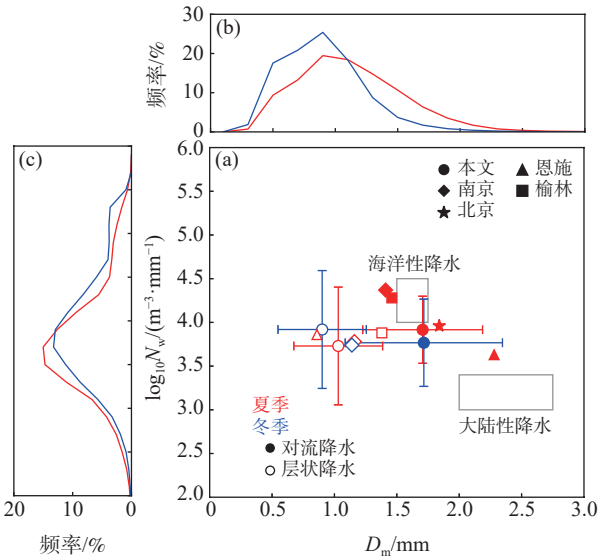


图 6 不同研究的夏季 (红色) 和冬季 (蓝色) 对流云降水 (实心) 与层状云降水 (空心) D_m–$\log_{10}N_w$ 及其标准差 (a)、D_m (b, 单位：mm)和 $\log_{10}N_w$ (c, 单位：mm^{-1}·m^{-3}) 频率分布。(矩形框代表 Bringi 等 (2003) 定义的海洋性和大陆性降水)

Fig. 6 Scatterplot of (a) D_m–$\log_{10}N_w$ (with ±σ standard deviation bars) and the frequency of occurrence histograms of (b) D_m (unit: mm) and (c) $\log_{10}N_w$ (unit: mm^{-1}·m^{-3}) for convective (solid symbols) and stratiform (open symbols) precipitation in summer (red) and winter (blue) at different study locations. The rectangles correspond to the maritime-like and continental-like clusters reported by Bringi et al. (2003)

京) 的夏季对流云降水 D_m 均小于北京。同时，北京夏季 $\log_{10}N_w$ 也高于本研究，这可能与其小雨滴的贡献有关,研究表明其小粒子浓度的峰值可达 10^4 mm^{-1}·m^{-3}(Luo et al., 2021)。湖北恩施山区的夏季层状云降水结果与本研究中的冬季层状云降水相似，但恩施夏季对流云降水直径 D_m 达到 2.28 mm，远大于本研究在内的其他研究区域，显示出山地地区独特的气候特征 (Wu et al., 2023)。

为研究夏季和冬季降水的滴谱分布差异，本研究对不同类型降水的平均滴谱分布 $N(D)$ 进行了统计分析，如图 7 所示。这里最大雨滴直径被定义为 $N(D)$ 大于 1×10^{-3} mm^{-1}·m^{-3} 时的直径大小，而一般将直径 $D\leqslant1$ mm 的雨滴作为小雨滴，$1<D\leqslant3$mm 为中等雨滴，而 $D>3$ mm 的为大雨滴。对于层状云降水，夏季最大直径为 4.4 mm，而冬季达到 5.1 mm。冬季小雨滴以及大雨滴粒子数浓度 $N(D)$ 显著高于夏季，但中等雨滴的粒子数浓度则低于夏季 (图 7a)。这种分布特征导致夏季层状云降水的平均直径 D_m 大于冬季，但整体平均 $\log_{10}N_w$ 更低 (表 1 及图 6)。对于对流云降水，夏季的小雨滴和中等雨滴数浓度明显高于冬季，而直径大于 4 mm 的大雨滴浓度冬季略高于夏季 (图 7b)。这与冬季和夏季平均 D_m 差异不大，但是夏季平均 $\log_{10}N_w$ 更高的现象相吻合 (图 6)。总体来看，无论是夏季还是冬季，不同类型降水 (层状云降水与对流云降水) 之间的平均滴谱 $N(D)$ 差异，均显著大于同一类型降水在不同季节之间的平均 $N(D)$ 差异。

综上所述，湖北东部夏季降水以层状云降水和对流云降水为主，冬季则主要来自于层状云降水。与以层状云降水为主的冬季降水相比，夏季的降水强度通常更大。即便是相同的降水类型，其在夏季与冬季的主导微物理过程也可能存在差异，从而导致滴谱分布不同。在层状云降水中，由于上升气流较弱，雨滴在空中停留时间较长，水滴几乎全部转化为冰晶，并在下落过程中于融化层转化为雨滴，因此通常可以观测到明显的融化层。夏季较高的融化层高度及更高的相对湿度有利于粒子在下落过程中进一步增大，从而减少了小雨滴浓度并增加了中等雨滴的数浓度，导致夏季层状云降水相对冬季具有更大的平均直径 D_m 和更小的 $\log_{10}N_w$。在对流云降水

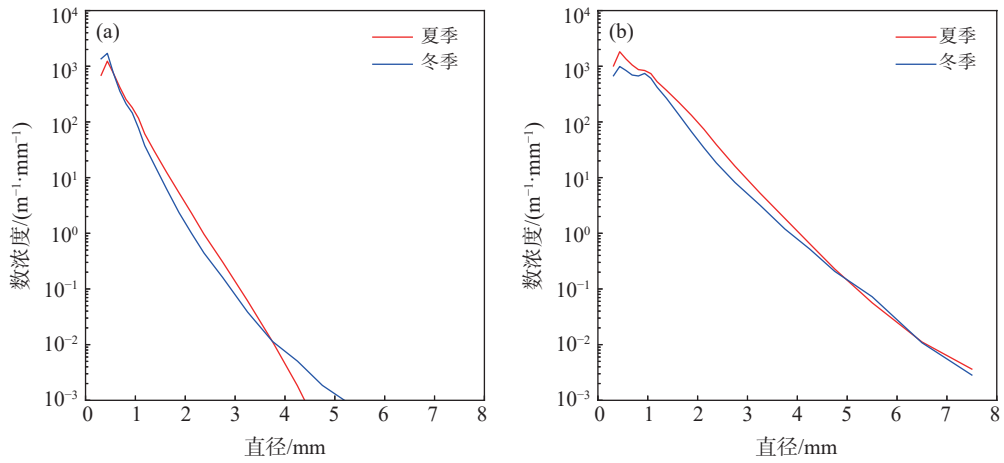


图 7 2015—2018 年湖北东部夏季 (红线) 和冬季 (蓝线) 层状云 (a) 和对流云 (b) 降水平均滴谱 $N(D)$ 分布

Fig. 7 Average size spectra for (a) stratiform and (b) convective rain in eastern Hubei during summer and winter from 2015 to 2018

中, 较强的垂直运动促使降水粒子主要通过碰并机制增长, 同时破碎过程产生大量小粒子作为新的凝结核, 上述过程使粒子增长更易达到平衡。夏季相比冬季具有更强的对流和更充足的水汽, 这既增强了粒子的碰并增长, 也促进了粒子破碎, 源源不断的水汽供应使中小粒径雨滴大量生成; 而冬季水汽相对匮乏, 限制了小粒子的持续生成, 从而导致夏季对流云降水的数浓度 $\log_{10}N_w$ 显著高于冬季。

3.3.2 白天及夜间 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 对比

为进一步揭示不同季节白天和夜间降水微物理特征的差异, 分别统计了湖北东部夏季和冬季白天和夜间的 D_m 和 $\log_{10}N_w$。将白天 (夜间) 定义为当地从日出 (日落) 到日落 (日出) 的时间段。根据 4 个观测站点季节性平均日出和日落时间, 湖北东部夏季和冬季的平均日出时间分别为 05:30 (北京时, 下同) 和 06:00, 平均日落时间则为 19:00 和 17:30。图 8 显示了不同季节白天和夜间平均直径 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 统计信息。本研究中夏季白天降水发生频率远高于夜晚, 其样本比例分别为 64% 和 36%, 而冬季两者比例较为接近, 分别为 44% 和 56%。白天夏季和冬季降水粒子的平均 D_m 分别为 1.14 mm 和 0.90 mm; 而在夜间, 夏季的平均 D_m 略有减小至 1.10 mm, 而冬季则略微增大至 0.92 mm(图 8a)。$\log_{10}N_w$ 的变化趋势则与 D_m 相反 (图 8b)。从整体来看, 夏季无论白天还是夜间的平均 D_m 均大于冬季, 而 $\log_{10}N_w$ 则相反, 这与 Chen 等 (2017) 的相关研究结论一致。从平均粒子数浓度 $N(D)$ 的分布来看, 夏季直径 4 mm 以下的粒子数浓度, 白天和夜间差异不大; 但在径 4 mm 以上的大粒径段, 白天数浓度则略高于夜间 (图 8c)。这可能源于夏季白天更强的太阳辐射和对流活动, 导致白天降水相对夜间的平均 D_m 更大, $\log_{10}N_w$ 更小 (Rosenfeld and Ulbrich, 2003)。相比之下, 冬季的特征则有所不同。冬季白天和夜间直径小于 2 mm 的粒子数浓度差异不明显, 但夜间直径大于 2 mm 的数浓度却高于白天。这一现象可能与冬季降水主要由层状云系统主导有关。夜间更低的温度和更稳定的层结结构可能延长了粒子在云中停留的时间, 有利于冰晶的增长和聚合, 从而形成相对更大的冰晶粒子并最终融化形成较大的雨滴, 导致夜间相比白天大粒子数浓度更高。

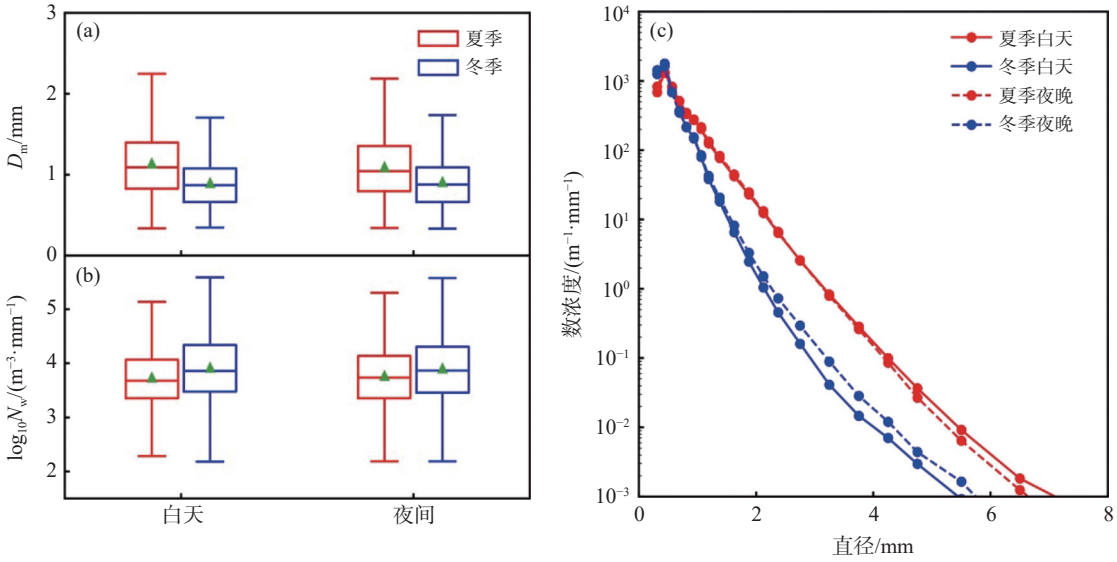


图 8 2015—2018 年湖北东部夏季 (红色) 和冬季 (蓝色) 白天与夜间平均 D_m (a)、$\log_{10}N_w$ (b) 箱线图 (绿色三角形表示参量的平均值) 及平均滴谱 $N(D)$ 分布 (c)

Fig. 8 Boxplot diagram of (a) D_m, (b) $\log_{10}N_w$ and (c) average size spectra during daytime and nighttime during summer (red) and winter (blue) in eastern Hubei from 2015 to 2018 (The green triangles represent the mean values of each parameter)

3.4 湖北东部及其他地区 μ–λ 及 Z–R 关系比较

雨滴谱分布通常采用伽马分布进行描述, 其三个参数可以通过阶矩法进行反演。然而这些参数并非完全独立, 其中 μ–λ 关系因地理位置、气候条件和降雨类型等因素的影响而存在显著差异 (Zhang et al., 2003; Cao et al., 2008)。在双偏振天气雷达反演地面降水时, 可以利用观测的双偏振参量 (如差分反射率和比差分相移率), 并结合雨滴谱参数间的 μ–λ 关系作为约束条件, 反演出完整的降水滴谱分布。通过对反演的雨滴谱进行积分计算, 可获得比传统方法更精确的地面降水估测结果。

为了减少采样误差, 本研究参考 Zhang 等 (2003)

的方法，筛选了分钟雨强 $R \geqslant 5$ mm·h^{-1} 且降水粒子个数>1 000 的样本进行 μ–λ 关系的拟合，湖北东部夏季和冬季拟合结果分别为

$$\lambda = 0.019\mu^2 + 0.81\mu + 1.547 \tag{10}$$

$$\lambda = 0.009\mu^2 + 0.933\mu + 1.71 \tag{11}$$

图 9 展示了本研究与不同气候地区的 μ–λ 拟合关系对比。可以看出，各地区的拟合结果存在显著差异。尽管本研究、台湾地区 (Seela et al., 2018)、南京地区 (Wen et al., 2019) 的夏季降水以及湖北梅雨期降水 (Fu et al., 2020) 均受到梅雨锋影响，但各自的 μ–λ 拟合关系表现出明显的地域性差异。从整体趋势看，同一地区内部的季节差异 (如台湾、南京及本研究) 小于不同地区之间的差异，说明降水微物理特征同时具有地区性和季节性，但地域差异更为显著。在所有研究中，台湾夏季的拟合关系式位于所有拟合结果的最上方，且其夏季与冬季之间的季节性差异相较其他地区更加显著 (Seela et al., 2018)；而南京的 μ–λ 拟合关系则处于最底部，其与美国俄克拉荷马州 (Cao et al., 2008) 的结果较为接近，这表明南京地区整体降水粒子相对较小。本研究所得夏、季的 μ–λ 关系式介于台湾与南京之间，并与北京地区对流云降水的拟合结果较为接近 (Wen et al., 2017)。此外，本研究中夏季 μ–λ 关系曲线高于冬季，反映出夏季降水中雨滴粒径整体较大，这一结果与 3.3.1 节中的分析相一致。

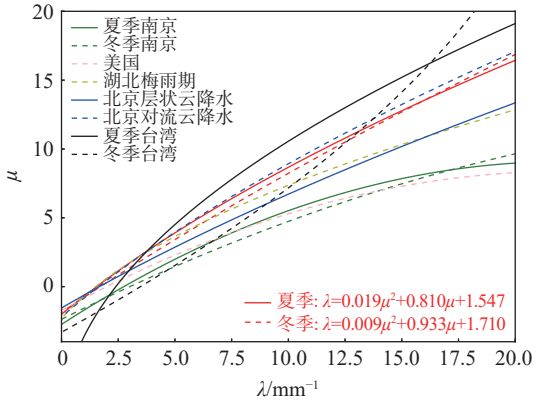


图 9 本研究及不同地区 μ–λ 拟合关系。

其中红色实线和虚线分别代表本研究中夏季和冬季拟合结果，绿色实线和虚线分别代表南京夏季和冬季拟合结果 (Wen et al., 2019)，粉色及黄色虚线分别代表美国俄克拉荷马 (Cao et al., 2008) 及湖北省梅雨期降水 (Fu et al., 2020) 的拟合结果，黑色实线和虚线分别代表台湾地区夏季和冬季降水的拟合关系 (Seela et al., 2018)，蓝色实线和虚线则表示北京夏季和冬季的观测结果 (Wen et al., 2017)

Fig. 9 Comparison of μ–λ relationships for precipitation in this study with those from other regions. The red solid and dashed lines represent the fitted results for summer and winter in this study, respectively. The green solid and dashed lines represent the fitting results for summer and winter in Nanjing, respectively (Wen et al., 2019). The pink and yellow dashed lines represent the fitted results for precipitation in Oklahoma, USA (Cao et al., 2008) and during the Meiyu season in Hubei Province (Fu et al., 2020), respectively. The black solid and dashed lines correspond to the summer and winter precipitation in Taiwan (Seela et al., 2018), while the blue solid and dashed lines indicate the observational results from summer and winter in northern China in Beijing (Wen et al., 2017)

雷达 Z–R 关系受降水类型、地理位置等因素影响，使其在不同地区、不同季节存在显著差异。因此，建立适用于湖北东部不同季节的 Z–R 关系对于提高该地区常规业务雷达定量降水估计 QPE 的准确性至关重要。在雷达 $Z = A\,R^b$ 关系中，系数 A 通常与雨滴的尺寸相关，而指数 b 则反映了降水的微物理过程 (Seela et al., 2018; Atlas et al., 1973)。本研究利用最小二乘法分别拟合了夏季和冬季降水的 Z–R 关系，并与其他地区的相关研究的结果进行了对比研究，如图 10 所示。其中，$Z = 300\,R^{1.4}$ 被广泛用于美国下一代气象雷达 (NEXRAD) 业务系统降水反演 (Fulton et al., 1998)。此外还引入了中国东部南京 (Wen et al., 2019) 和半湿润—半干旱季风气候区北京 (Luo et al., 2021) 的 Z–R 关系，以揭示不同气候背景下降水微物理特征的差异。结果表明，湖北东部夏季 Z–R 关系 ($Z = 280.31\,R^{1.45}$) 位于其他研究的上方，更接近于 NEXRAD 的业务关系式，这也表明该业务关系式具有广泛的适用性，可以用于湖北东部夏季对流云降水雷达降水估测。但在相同的反射率因子 Z 下，本研究反演的雨强略低于南京和北京 (图 10a)。冬季降水主要以层状云降水为主，绝大部分样本雨强 R 小于 10 mm·h^{-1}，其拟合关系 ($Z = 454.39\,R^{1.41}$) 同样位于其他研究的最上方 (图 10b)，而南京冬季更接近 NEXRAD 默认关系，北京则位于最下方。此外，图 10 中夏季和冬季部分样本呈现较小的粒子浓度 ($\log_{10}N_w$<1.5)，及较大的平均 D_m (D_m > 4 mm)，这些样本往往对应较高反射率 Z 值。由于雷达反射率 Z 和雨强 R 均受到降水粒子直径的影响，但反射率 Z 对粒子直径的敏感性更强 (反射率 Z 和雨强 R 分别与粒子直径的 6 次和 3 次方成正比)，因此大粒径样本会显著抬高 Z–R 曲线位置。上述研究结果进一步揭示了夏季和冬季降水微物理过程的差异，这种差异显著影响了地面降水滴谱特征，最终影响了雷达 Z–R 拟合关系。因此，针对不同季节优化 Z–R 关系拟合，对于提高湖北东部雷达定量降水估计 QPE 的准确性至关重要。

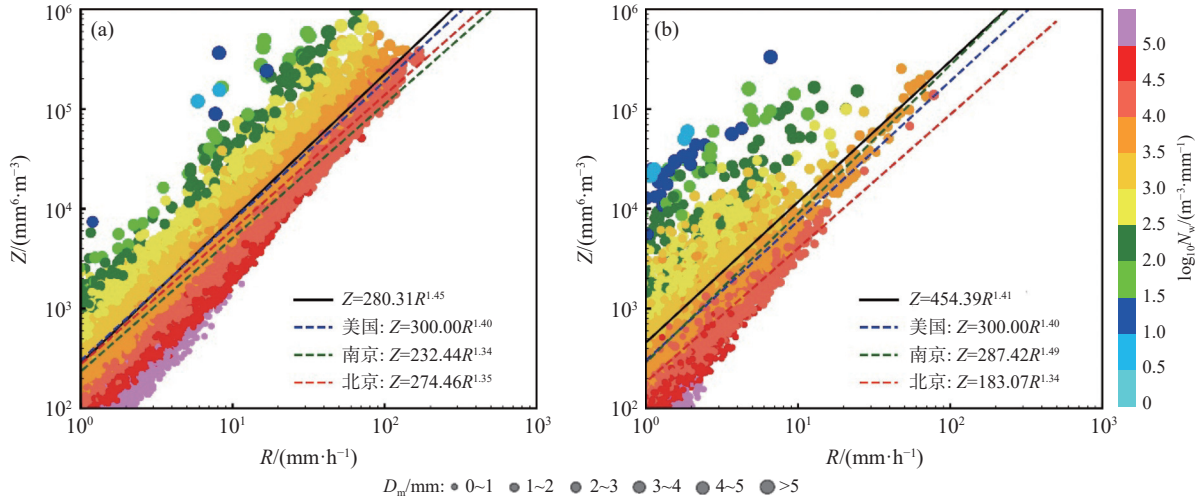


图 10 不同研究区域夏季 (a) 和冬季 (b) 反射率因子 Z 和雨强 R 散点图及 Z–R 拟合关系。
其中黑色实线及绿色、红色和蓝色虚线分别表示对应本研究、南京 (Wen et al. 2019)、北京 (Luo et al. 2021) 以及美国 NEXRAD 业务降水 (Fulton et al. 1998) Z–R 关系式

Fig. 10 Scatterplots of reflectivity Z vs. rain rate R and the fitted power-law relationships on different studies in (a) summer and (a) winter. The black solid lines represent the seasonal Z–R relationships derived from this study, and the green dashed lines represent those from Wen et al. (2019) in Nanjing, eastern China, while the red dashed lines represent those from Luo et al. (2021) in Beijing, northern China. The blue dashed line represents the NEXRAD operational precipitation Z–R relationship from Fulton et al. (1998)

4 结论与讨论

本研究基于 2015—2018 年湖北东部地区 4 个 Parsivel 激光雨滴谱仪站点的降水滴谱数据, 结合 ERA5 再分析及 FY-2G 卫星云顶温度资料, 分析了该地区夏季和冬季液态降水的微物理特征, 并探讨了不同季节滴谱分布差异的可能原因。主要结论如下:

(1) 湖北东部夏季和冬季受到不同降水系统的影响, 其水汽来源和含量存在显著差异。夏季水汽主要来自于印度洋和孟加拉湾, 垂直平均温度和相对湿度较高, 对流活动更为旺盛。尽管夏季和冬季的降水样本均以层状云降水为主, 但夏季的降水量主要由对流云降水贡献。而冬季受西北气流影响, 相对湿度较低, 对流活动较弱, 对流云降水很少发生, 其降水主要来自层状云降水。

(2) 从地面降水滴谱微物理参量来看, 夏季整体雨强、液态水含量和平均粒子 D_m 均高于冬季, 而粒子浓度 $\log_{10}N_w$ 较低。分降水类型来看, 对流云降水在夏、冬季 D_m 相差不大, 但夏季 $\log_{10}N_w$ 略高; 且夏季小雨滴和中等雨滴的数浓度 $N(D)$ 均高于冬季, 而直径大于 4 mm 的大雨滴浓度则冬季略高。相比之下层状云降水, 冬季小雨滴以及大雨滴粒子数浓度 N(D) 显著高于夏季, 但中等雨滴的粒子数浓度则略低, 冬季整体表现出更小的平均 D_m 和更高的 $\log_{10}N_w$。

(3) 上述不同季节、不同类型降水的滴谱差异, 源于其降水微物理过程的不同。在层状云降水中, 上升气流较弱使雨滴在空中停留时间延长, 水滴几乎全部转化为冰晶并在融化层形成雨滴; 夏季较高的融化层和湿度促使雨滴增大, 平均直径 D_m 增大、小雨滴浓度下降。对流云降水中, 强垂直运动促使雨滴通过碰并增长, 同时破碎产生大量小粒子; 夏季对流更强、水汽更充足, 不仅增强碰并作用, 也持续生成中小粒径雨滴, 使总数浓度 $\log_{10}N_w$ 明显高于冬季。受上述夏季和冬季降水不同微物理过程的影响, 湖北东部的 μ–λ 和 Z–R 拟合关系不仅揭示了地理位置差异的影响, 还显示出显著的季节性差异。

本研究揭示了湖北东部夏季和冬季降水微物理特征, 可为提高雷达定量降水估计 QPE 和改进数值预报模型提供重要参考。然而, 受观测数据所限, 不同降水系统对微物理特征的影响机制及具体过程仍需进一步研究。下一步可引入更多类型的大气垂直观测设备, 如双偏振雷达和风廓线雷达, 结合高时空分辨率数值模式, 对降水过程中的微物理机制及滴谱垂直变化进行系统研究, 从而加深对湖北东部地区不同季节降水微物理特征的认识和理解。

参考文献 (References):

付志康,万蓉,肖艳姣,等.2022.业务 DSG5 型降水现象仪与 Parsivel 降水滴谱仪测量参数对比分析[J].暴雨灾害,41(4):434−444. Fu Z K, Wan R, Xiao Y J, et al. 2022. Comparison of precipitation measurement by DSG5 and Parsivel present weather instrument [J]. Torrential Rain and Disasters,41(4):434−444 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004−9045.2022.04.008

江雨霏,杨莲梅.2023.昭苏夏季层状云和对流云降水的雨滴谱特征[J].沙漠与绿洲气象,17(3):8−16. Jiang Y F, Yang L M. 2023. Characteristics of raindrop size distribution for stratiform and convective pre-

cipitation in summer in Zhaosu [J]. Desert and Oasis Meteorology,17(3):8−16 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002−0799.2023.03.002

刘晓璐,郭善云,郑飒飒,等.2023.安宁河谷雨季层状云和对流云降水的雨滴谱特征[J].高原山地气象研究,43(3):32−39. Liu X L, Guo S Y, Zheng S S, et al. 2023. Raindrop size distribution characteristics of stratiform and convective precipitation during rainy season in Anning River Valley [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research, 43(3):32−39 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1674−2184.2023.03.004

唐世浩, 邱红, 马刚.2016.风云气象卫星主要技术进展[J].遥感学报,20(5):842−849. Tang S H, Qiu H, Ma G. 2016. Review on progress of the Fengyun meteorological satellite [J]. Journal of Remote Sensing, 20(5):842−849 (in Chinese). doi:10.11834/jrs.20166232

唐永兰,徐桂荣,万蓉,等.2016.近 52 a 湖北省梅雨期降水的气候变化特征分析[J].暴雨灾害,35(6):511−520. Tang Y L, Xu G R, Wan R, et al. 2016. Analysis of climate change of Meiyu precipitation in Hubei province in recent 52 years [J]. Torrential Rain and Disasters, 35(6):511−520 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004−9045.2016.06.003

Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. 1973. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence [J]. Reviews of Geophysics, 11(1):1−35. doi:10.1029/RG011i001p00001

Birk K, Lenning E, Donofrio K, et al. 2021. A revised bourgouin precipitation-type algorithm [J]. Weather and Forecasting,36(2):425−438. doi:10.1175/WAF−D−20−0118.1

Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. 2003. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and Dual-Polarized Radar analysis [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,60(2):354−365. doi:10.1175/1520−0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2

Cao Q, Zhang G, Brandes E, et al. 2008. Analysis of video disdrometer and polarimetric radar data to characterize rain microphysics in Oklahoma [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology,47(8):2238−2255. doi:10.1175/2008JAMC1732.1

Chakravarty K, Bhangale R, Das S, et al. 2020. Unraveling the characteristics of precipitation microphysics in summer and winter monsoon over Mumbai and Chennai -the two urban-coastal cities of Indian sub-continent [J]. Atmospheric Research,249:105313. doi:10.1016/j.atmosres.2020.105313

Chen B, Hu Z, Liu L, et al. 2017. Raindrop size distribution measurements at 4, 500 m on the Tibetan Plateau during TIPEX-III: DSD measurement on Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,122(20):11,092−11,106. doi:10.1002/2017JD027233

Cui C, Wan R, Wang B, et al. 2015. The mesoscale heavy rainfall observing system (MHROS) over the middle region of the Yangtze River in China[J/OL]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120(19). doi:10.1002/2015JD023341

Ding Y, Chan J C L. 2005. The East Asian summer monsoon: an overview [J]. Meteorology and Atmospheric Physics,89(1-4):117−142. doi:10.1007/s00703−005−0125−z

Fu Z, Dong X, Zhou L, et al. 2020. Statistical characteristics of raindrop size distributions and parameters in central China during the Meiyu seasons[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 125(19). doi:10.1029/2019JD031954

Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al. 1998. The WSR-88D rainfall algorithm [J]. Weather and Forecasting,13(2):377−395. doi:10.1175/1520−0434(1998)013<0377:TWRA>2.0.CO;2

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146(730):1999−2049. doi:10.1002/qj.3803

Houze R. A. 2014. Cloud Dynamics (2nd Edition) [M]. Oxford:Academic Press:187−189

Krajewski W F, Kruger A, Caracciolo C, et al. 2006. DEVEX-disdrometer evaluation experiment: basic results and implications for hydrologic studies [J]. Advances in Water Resources,29(2):311−325. doi:10.1016/j.advwatres.2005.03.018

Lee J, Jin H G, Baik J J. 2022. Regional differences in raindrop size distribution observed from disdrometers in South Korea and their possible causes [J]. Theoretical and Applied Climatology,150(1):847−862. doi:10.1007/s00704−022−04192−4

Lü J, Zhou Y, Fu Z, et al. 2023. Variability of raindrop size distribution during a regional freezing rain event in the Jianghan Plain of central China [J]. Advances in Atmospheric Sciences,40(4):725−742. doi:10.1007/s00376−022−2131−1

Luo L, Guo J, Chen H, et al. 2021. Microphysical characteristics of rainfall observed by a 2DVD disdrometer during different seasons in Beijing, China [J]. Remote Sensing,13:2303. doi:10.3390/rs13122303

Rosenfeld D, Ulbrich C W. 2003. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities [J]. Meteorological Monographs,30(52):237−258. doi:10.1175/0065−9401(2003)030<0237:CMPPAR>2.0.CO;2

Seela B K, Janapati J, Lin P L, et al. 2018. Raindrop size distribution characteristics of summer and winter season rainfall over north Taiwan [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,123(20):11,602−11,624. doi:10.1029/2018JD028307

Tokay A, Petersen W A, Gatlin P, et al. 2013. Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,30(8):1672−1690. doi:10.1175/JTECH−D−12−00163.1

Ulbrich C W. 1983. Natural Variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J]. Journal of Climate and Applied Meteorology,22(10):1764−1775. doi:10.1175/1520−0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2

Wen G, Xiao H, Yang H, et al. 2017. Characteristics of summer and winter precipitation over northern China [J]. Atmospheric Research, 197:390−406. doi:10.1016/j.atmosres.2017.07.023

Wen L, Zhao K, Wang M, et al. 2019. Seasonal variations of observed raindrop size distribution in east China [J]. Advances in Atmospheric Sciences,36(4):346−362. doi:10.1007/s00376−018−8107−5

Wen L, Zhao K, Zhang G, et al. 2016. Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in east China during the Asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and micro rain radar data [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(5):2265−2282. doi:10.1002/2015JD024160

Wu H, Niu S, Zhou Y, et al. 2023. Characteristics of raindrop size distributions in the southwest mountain areas of China according to seasonal variation and rain types [J]. Remote Sensing,15(5):1246. doi:10.3390/rs15051246

Xie Z, Yang H, Lv H, et al. 2020. Seasonal characteristics of disdrometer-observed raindrop size distributions and their applications on radar calibration and erosion mechanism in a semi-arid area of China [J]. Remote Sensing,12:262. doi:10.3390/rs12020262

Zhang G, Vivekanandan J, Brandes E A, et al. 2003. The shape–slope relation in observed gamma raindrop size distributions: statistical error or useful information? [J]. Journal Of Atmospheric And Oceanic Technology,20(8):1106−1119. doi:10.1175/1520−0426(2003)020<1106:TSRIOG>2.0.CO;2

(责任编辑 张 文)