

GPM 双频雷达观测的长三角区域雨滴微物理特征分析

朱净萱¹, 戴强¹, 肖媛媛¹, 刘超楠¹, 李雁鹏²

1. 南京师范大学 地理科学学院, 南京 210023;

2. 中国气象局 公共气象服务中心, 北京 100081

摘要: 雨滴谱 (DSD) 描述了降雨过程中雨滴数量随雨滴直径的分布情况, 能够有效反映雨滴的微物理特征。基于 DSD 推导出的雷达反射率因子—降雨强度 ($Z-R$) 公式和单位降雨动能—降雨强度 ($KE-R$) 公式是雷达定量降水估计和土壤侵蚀评估的关键因素。目前, DSD 获取普遍借助单点测量的地面雨滴谱仪, 难以反映大尺度雨滴微物理过程的空间差异。GPM 主卫星搭载的双频降水雷达 (DPR) 可以接收两个不同波段的雷达回波, 能够获取更多雨滴信息, 为空间三维 DSD 参数反演提供了可能。本文基于 GPM-DRP 的 DSD 反演信息, 计算降雨强度、降雨动能和雷达反射率因子等参数, 构建 $Z-R$ 和 $KE-R$ 经验关系, 并以长三角地区雨滴谱仪网络观测数据为参考, 进行精度评定。结果表明, DPR 雷达遥感具有很好的 DSD 反演性能, 有望为大尺度雷达降雨估测与水土保持决策等提供新的支撑。

关键词: 降雨, 雨滴谱, 雷达遥感, GPM, 降雨动能

中图分类号: P2

引用格式: 朱净萱, 戴强, 肖媛媛, 刘超楠, 李雁鹏. 2023. GPM 双频雷达观测的长三角区域雨滴微物理特征分析. 遥感学报, 27 (7): 1615–1627

Zhu J X, Dai Q, Xiao Y Y, Liu C N and Li Y P. 2023. Raindrop microphysical characteristics of the Yangtze River Delta based on GPM dual-frequency radar. National Remote Sensing Bulletin, 27 (7): 1615–1627 [DOI: 10.11834/jrs.20221839]

1 引言

雨滴直径的概率密度函数被称为雨滴谱 DSD (Drop Size Distribution, 又称雨滴尺寸分布), 是用来反映雨滴微物理特征的重要统计量 (Ulbrich, 1983), 因其可从微观视角直接计算降雨强度 (R)、雷达反射率因子 (Z) 以及单位降雨动能 (KE) 等微物理参数, 在降水估算、遥感观测、无线电通信, 以及降雨驱动的土壤侵蚀等方面的研究与应用中发挥着重要作用 (Kirankumar 等, 2008; Tokay 等, 2013)。因此, 充分了解 DSD 及其在降水系统中的时空变异性, 对于水文、气象和自然灾害等研究具有重要意义 (Uijlenhoet 等, 2003; Yang 等, 2019; Zhu 等, 2021)。

$Z-R$ 关系和 $KE-R$ 关系是雷达定量降水估算和土壤侵蚀评估等领域的关键要素, 由当地降雨的微物理特征决定, 具有较强的空间异质性。其中, $Z-R$ 关系是雷达遥感的基础, 不同环境 (如风暴类型、温度、风速和气溶胶) 下的 $Z-R$ 关系取决于当下 DSD 的属性特征 (Jameson 和 Kostinski, 2001; Dai 等, 2019)。降雨是土壤侵蚀的核心驱动力之一, KE 描述了雨滴对土壤颗粒的冲击能量, 因此 $KE-R$ 关系的确定对降雨侵蚀力估算至关重要 (Wischmeier 和 Smith, 1978; 孙泉忠 等, 2011; Zhu 等, 2021)。同样, 经验推导的 $KE-R$ 方程仅适用于与采样地区具有相似地理与气象特征的区域。

早期 DSD 的测量方法主要包括动力学法、滤纸色斑法、面粉团法、快速摄影法和浸润法等

收稿日期: 2022-01-03; 预印本: 2022-05-12

基金项目: 国家自然科学基金 (编号: 41871299)

第一作者简介: 朱净萱, 研究方向为雷达水文研究。E-mail: catar1213@foxmail.com

通信作者简介: 戴强, 研究方向为遥感水文与灾害水文。E-mail: qd_gis@163.com

(Wischmeier 和 Smith, 1958; Scheleusener, 1967; 安英玉 等, 2008; 朱亚乔和刘元波, 2013)。但 these 方法普遍存在着精度低、工作量大、成本高、测量难度大等问题。随着观测技术的发展, 雨滴谱仪作为新型 DSD 测量仪器被广泛使用。雨滴谱仪主要分为冲击型雨滴谱仪和光学雨滴谱仪, 可通过传感器捕获采样区域内不同直径等级雨滴的数目, 实现精确的 DSD 测量。另有识别雨滴冲击水面声音的声学雨滴谱仪多用于海洋上部的 DSD 测量 (朱亚乔和刘元波, 2013)。雨滴谱仪作为单点测量手段, 测得的信息往往仅能代表以雨滴谱仪为中心的小范围区域的雨滴谱特征, 且因其造价高昂, 难以实现大规模布设。因此, 如何准确获取空间大尺度 DSD 是当下水文与气象研究中的关键问题。

当前主流的大尺度 DSD 测量方法主要为地基雷达探测和星载雷达探测。随着多普勒技术的发展, 地面双偏振天气雷达可结合两个极化模式提供的信息有效反演 DSD, 其差分反射率和差分相移率等雷达特征能够反映 200 km 内降水粒子的三维相态、形状、大小等特征, 但其有效覆盖范围有限 (Prigent, 2010; Dai 等, 2020)。星载雷达是不受地域限制的大规模 DSD 测量手段, 例如, 全球降水测量任务 (GPM) 主卫星搭载着的双频降水雷达 (DPR), 由两部不同工作频率的降水雷达 (PR) 组成, 因此能够获取雨滴谱信息。DPR 的扫描波段分别为 Ku 波段 (13.6 GHz) 和 Ka 波段 (35.5 GHz), 扫描范围分别为 245 km 和 120 km (Iguchi 等, 2018)。其中, KuPR 能够测量中到大雨, 而 KaPR 能够测量冰雪和小雨, 二者同时测量可提供粒子尺寸分布信息, 便于雨雪区分, 从而提高了降水观测的精确程度 (李南和卢美圻, 2015)。相比于第一部星载降水雷达 PR (由热带测雨卫星 TRMM 搭载), 频率相近的 KuPR 在技术上也有重大改进, 精度和灵敏度有所提高。此外, DPR 的全新测量方法能够对大气中的云层结构和气溶胶进行观测, 为进一步研究人类活动对降水过程的影响提供了可能。目前, 有学者从 DSD 理论模型误差的角度使用雨滴谱仪数据来评测 DPR-DSD 反演模型的可靠性 (Liao 等, 2014; 刘胜男和王改利, 2020), 或直接使用 DPR 数据研究事件降水特征 (Radhakrishna 等, 2016; Wu 等, 2019), 但鲜有研究使用 DPR-DSD 的大尺度长历时数据计算降

雨微物理参数。

因此, 本研究选用长三角地区作为研究区域, 以 11 个激光型雨滴谱仪测量的 DSD 作为参考标准, 评价所在格网范围内 DPR-DSD 反映降雨微物理特征的能力, 并由此分析了研究区域内不同地理条件下 DSD 的分布特征。

2 实验数据与研究方法

2.1 雨滴谱仪与 GPM-DPR

随着精细化测量技术的发展, 雨滴谱仪被广泛用于雷达或数值天气预报降雨验证。本研究使用的长三角地区雨滴谱仪网络由德国 Theis 公司研发的激光型雨滴谱仪 (LPM) 组成, 记录了 2017 年 9 月至 2021 年 9 月间, 各站点每分钟 22 个不等距直径档位 (0.125—8 mm) 与 20 个不等距速度档位 (0—10 m·s⁻¹) 中通过雨滴的数量。图 1 为雨滴谱仪在长三角地区的分布。

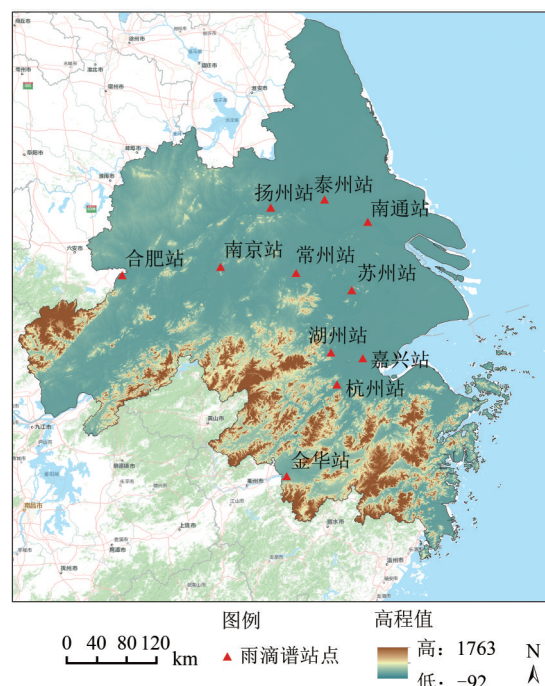


图 1 研究区域高程与雨滴谱仪网络示意图

Fig. 1 Elevation and disdrometer network in study area

DPR 降水反演产品记录了 2014 年 4 月以来的轨道级降水资料, 其垂直采样回波可获取从地球椭圆至海平面约 19 km 的 176 个垂直区间的三维信息, 一日内可生成约 16 个轨道文件。相比于 TRMM-PR, DPR 在 KuPR 的基础上增加了 Ka 波段, 可提供更加精确的微观降水信息。作为星载相控

阵雷达, 每次扫描中 DPR 具有多个星下点波束, KuPR 和 KaPR 各具有 49 个星下点波束, 每个星下点的水平分辨率为 5 km。其中 KuPR 的 49 个并排波束称为常规波束扫描 (NS); KaPR 的星下点波束被分为两类扫描, 分别是与 KuPR 中部 25 个波束匹配的匹配模式扫描 (MS) 和与 KuPR 波束交错的高敏感度模式波束扫描 (HS)。

本研究使用的是 GPM-DPR 第 6 版 (V06) 2 级 (L2) 经地面校正后的产品 2ADPR-Final Run (<https://gpm.nasa.gov/data>[2022-05-11]), 产品内包含通过双频算法反演得到的两类 DSD 参数, 分别是雨滴质量加权直径 D_m 和浓度参数 N_w 。为了便于与雨滴谱仪测量结果比较, 以每个雨滴谱仪为中心, 选用位于其周边 0.1 经纬度格网内 (Radhakrishna 等, 2016), 2017 年—2020 年所有 DPR 地表记录用于实验研究。研究使用的雨滴谱仪与 DPR 数据具体信息见表 1。

表 1 长三角地区雨滴谱仪的信息

Table 1 Information of disdrometer network in the Yangtze River Delta

站号 编号	站点 名称	经度/°E	纬度/°N	雨滴谱仪 记录数量	DPR 记录 数量
1	南京	31.56	118.54	33700	482
2	扬州	32.25	119.25	34323	330
3	泰州	32.33	120.00	33090	360
4	南通	32.05	120.59	31198	360
5	常州	31.47	119.58	66483	442
6	湖州	30.52	120.03	31983	478
7	嘉兴	30.44	120.46	33905	474
8	金华	29.07	119.39	81803	250
9	合肥	31.47	117.18	36142	414
10	苏州	31.25	120.34	34760	426
11	杭州	30.14	120.10	34115	538

2.2 DSD 模型

在水文气象研究中, DSD 通常由三参数伽马模型 (N_w , D_m , μ) 描述, 假设雨滴直径为 D (mm), 其粒径结构 $N(D)$ 可计算如下 (Dai 和 Han, 2014), 单位为 $\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$:

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_m} \right)^\mu \exp \left(-\frac{(4 + \mu)D}{D_m} \right) \quad (1)$$

式中,

$$f(\mu) = \frac{6(4 + \mu)^{\mu+4}}{4^4 \Gamma(\mu + 4)} \quad (2)$$

式中, Γ 指伽马函数, μ 是形状因子, 在 DPR 算法中设置为 3, N_w 是归一化截距参数 ($\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$),

用来反映雨滴浓度, D_m 为雨滴质量加权直径 (mm), 可由下式求得:

$$D_m = \frac{\int D^4 N(D) dD}{\int D^3 N(D) dD} \quad (3)$$

2.3 DPR 反演 DSD 方法

对于 DPR, 它的 V06 算法假设了对流雨和层云的 R - D_m 关系来反演雨滴谱 (Iguchi 等, 2018):

$$R = 0.41 \varepsilon^{4.649} D_m^{6.131} \quad (4)$$

$$R = 1.370 \varepsilon^{4.258} D_m^{5.420} \quad (5)$$

通过改变调整因子 ε , 使由 KuPR 估算的路径积分衰减 (PIA) 和 Ka 波段反射率与实际差别最小, 从而确定该位置的 R - D_m 关系, 推导 DSD。

2.4 降雨微物理参数计算

KE - R 和 Z - R 经验关系对于土壤侵蚀估测和雷达定量降水估计等领域的研究与应用至关重要。其中, 降雨强度 R ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) 可由 DSD 模型计算如下:

$$R = 6\pi \times 10^{-4} \int N(D) D^3 V(D) dD \quad (6)$$

式中, $V(D)$ 指雨滴落地速度 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 通常被假定为雨滴直径的函数 (Atlas 和 Ulbrich, 1977)。

雨滴动能是引起土壤颗粒脱落、飞溅, 而使土壤物理结构被分解侵蚀的主要因素。假设雨滴为均匀的球体, 则它的动能与雨滴的质量 m (g) 和末速度 v ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 有关:

$$e = \frac{1}{2} mv^2 = \frac{1}{12} 10^{-6} \pi \rho v^2 D^3 \quad (7)$$

式中, ρ 是水的密度 ($1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)。将单位降水深度下所有雨滴的动能相加, 可得到单位降雨动能 KE_t ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$)。

$$KE_t \frac{e_{\text{sum}}}{AP_t} = \frac{1}{AP_t} \sum_{k=1}^{mk} N_k E_k \quad (8)$$

式中, P_t 为第 t 分钟的雨量深度 (mm), N_k 和 e_k 分别代表第 k 类雨滴直径对应的雨滴数量和雨滴动能, A 指传感器的样本面积 (m^2), 对于 LPM 雨滴谱仪, 其采样面积为发射器与接收器间的激光照射面积 45.6 cm^2 , 对 GPM-DPR 数据, A 为单位面积 1 m^2 。

3 实验结果与分析

3.1 DSD 参数估算

为了减少小雨滴的干扰, 本研究筛选了研究数据中所有 $R < 0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的数据点 (Angulo-Martínez

等, 2016), 所有数据的 D_m 数量分布见图 2。图 3 为近 4 年间长三角地区 11 个雨滴谱仪站点各分钟 DSD 参数值的关系分布, 图中点的颜色越鲜艳, 说明在实际情况中该 $\log_{10}N_w-D_m$ 关系出现频率越高。由雨滴谱仪实测雨滴数据的数据量分布, 可看到各个站点的 D_m 主要分布在 0—2 mm, 直径过大的雨滴数量较少 (图 2)。图 4 为 D_m 数据的累积密度分布曲线 CDF (Cumulative Distribution Function), 可以看出 DPR 反演结果中, 各站点 D_m 的 CDF 均表现出取值范围小、中间斜率大的特点, 并多在 2 mm 左右与雨滴谱仪结果相重合并减缓增长。需要注意的是, DPR 中 KuPR 降水探测的最小阈值为 $0.5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, KaPR 降水探测的最小阈值为 $0.2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,

因此 DPR-DSD 对应的 R 全部超过 $0.2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, 对应的 D_m 的范围也多集中在 0.5 mm 以上。

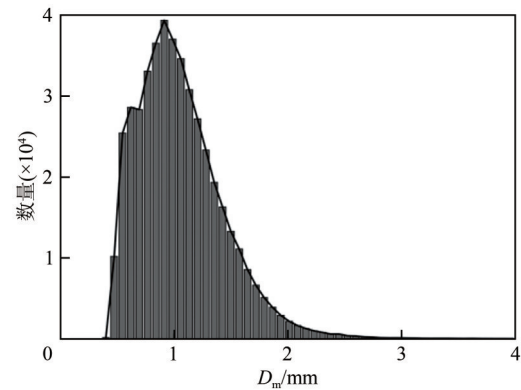


图 2 全站点 D_m 分布直方图
Fig. 2 D_m distribution histogram for all sites

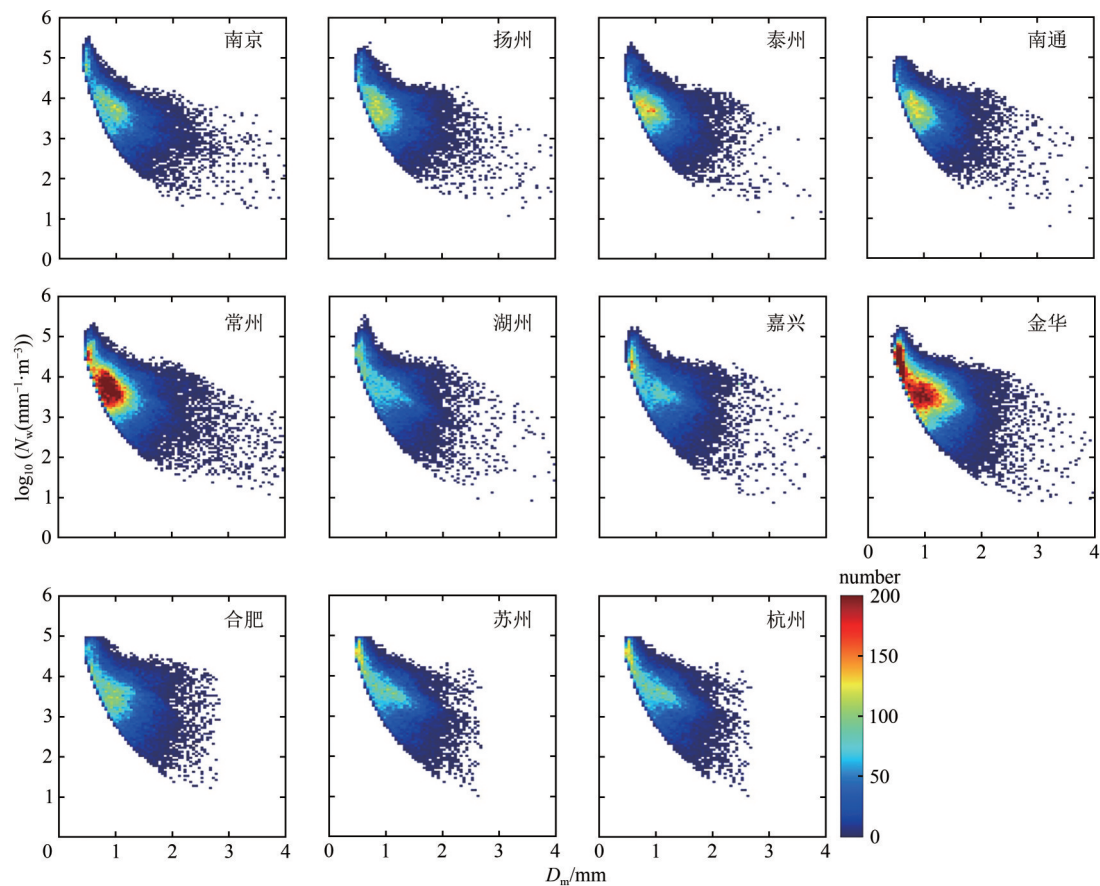


图 3 $\log_{10}N_w-D_m$ 关系的数量分布
Fig. 3 Occurrences of relationship between $\log_{10}N_w$ and D_m from disdrometer

为了使分析更加直观, 研究根据 Bringi 等 (2003) 提出的标准差方法将雨滴谱仪数据分为对流雨和层云雨两种类型。图 5、图 6 对比不同站点间的 D_m-R 和 $\log_{10}N_w-D_m$ 的关系。其中, 蓝色点表示雨滴谱仪实测的层云雨雨滴、绿色点表示雨滴谱

仪实测的对流雨雨滴, 红色点则表示 DPR 反演的雨滴数据。由图可知, 雨滴谱仪实测到的降雨数据大多为层云雨, 只有少部分为高强度的对流雨, DPR 反演雨滴数据几乎完全分布在层云雨区域, 尤其是图 3 中颜色鲜艳的位置, 这与 DPR 轨道上

运行的传感器难以探测连续降水的特性因而损失大量雨滴信息有关,同时也说明 DPR 反演结果与

实际 DSD 有高度的相关性,解释了图 4 中 DPR 在 CDF 方面差异的原因。

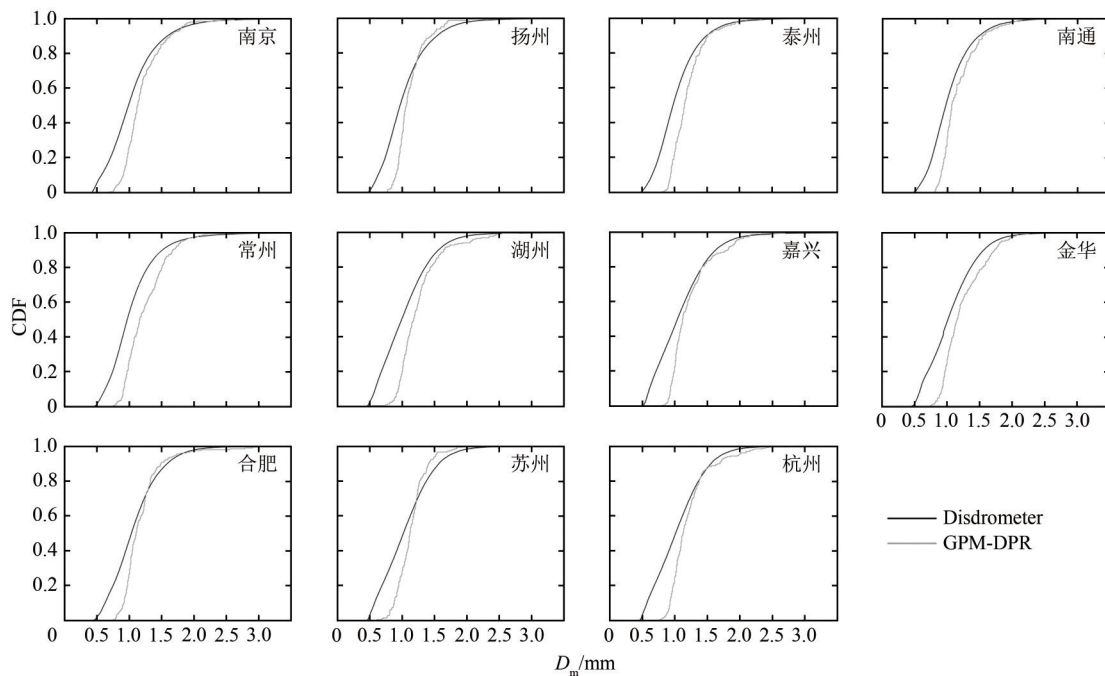


图4 D_m 的累计概率函数曲线
Fig. 4 CDF of D_m from disdrometer and GPM-DPR

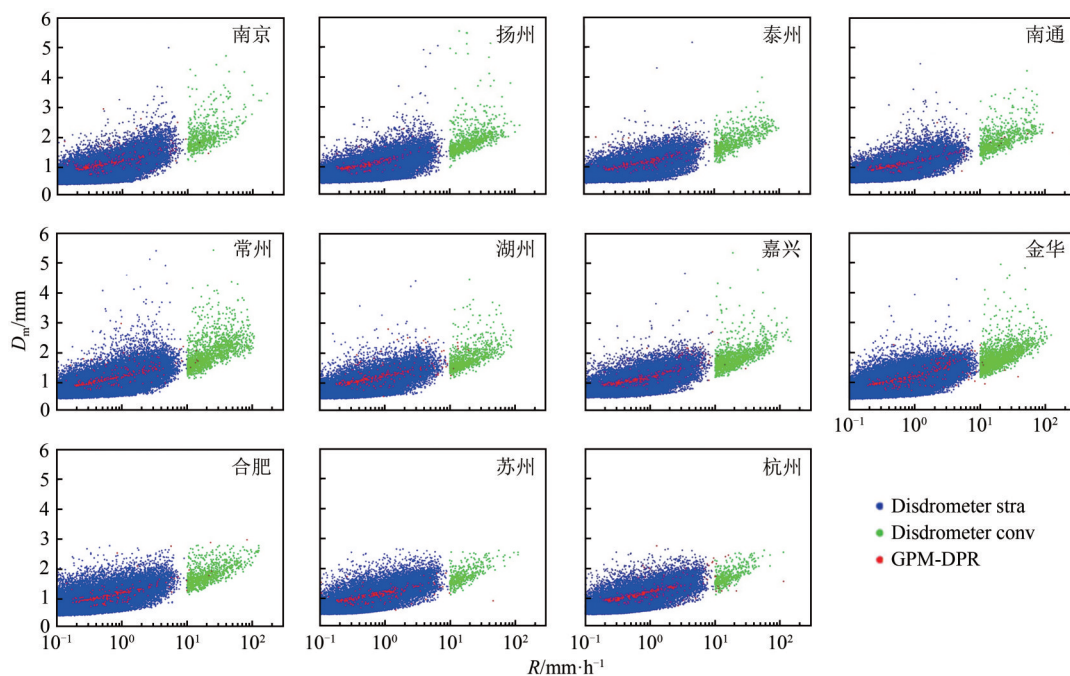


图5 D_m - R 关系的散点图
Fig. 5 Scatter diagrams of relationship between D_m and R from disdrometer and GPM-DPR

从图5可以看出, D_m 在所有站点的测量值都很少超过3 mm,并随着 R 值增大,有着明显增长趋势。并且雨滴谱仪实测数据得到的 D_m - R 关系和DPR反演数据得到的 D_m - R 关系具有相似的变化趋

势。另外根据图6,雨滴直径 D_m 通常与雨滴浓度 N_w 呈现负相关关系,对流雨也较层云雨有着更高的雨滴尺寸和浓度。

为了定量揭示DSD参数随降雨强度 R 增长的

变化趋势, 本文将 R 值分至6类, 分别为 $0.1 \leq R1 < 0.5$ 、 $0.5 \leq R2 < 1$ 、 $1 \leq R3 < 2$ 、 $2 \leq R4 < 4$ 、 $4 \leq R5 < 8$ 和 $R6 > 8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。图7、图8展示了各类别 R 下, D_m 和 $\log_{10} N_w$ 各自均值的变化趋势。在所有站点中, 雨滴谱仪实测的 D_m 整体随着 R 的增大而增大, DPR反演的 D_m 结果也具有相同规律, 除了金华站点处, 在 $R6$ 有小幅下降。此外, N_w 随 R 的变化趋势不是

特别明显, 但在总体趋势上, 两种方法反演得到的 N_w 在大多站点呈现出随 R 整体增大而增大的规律。在相同 R 类别下, 大多站点的结果表示, DPR反演的 D_m 较真实值偏高, 同时雨滴谱仪实测的 N_w 又往往比DPR值偏大。其中在南京、金华、苏州等站点处, 两类数据获取的DSD参数均值折线均出现交点。

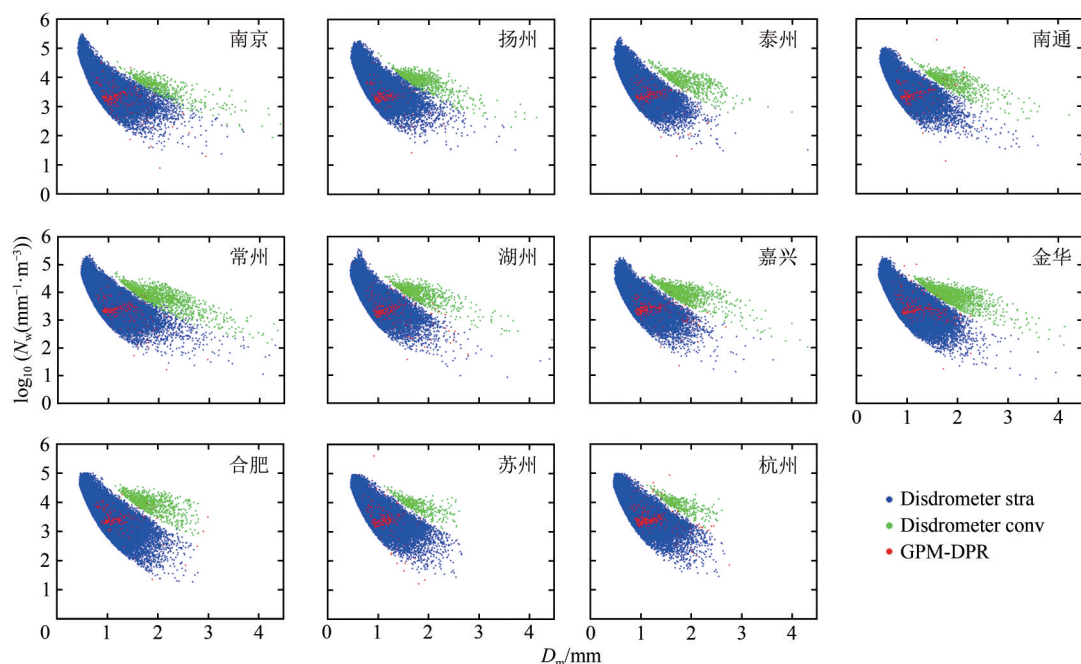


图6 $\log_{10} N_w - D_m$ 关系的散点图

Fig. 6 Scatter diagrams of relationship between $\log_{10} N_w$ and D_m from disdrometer and GPM-DPR

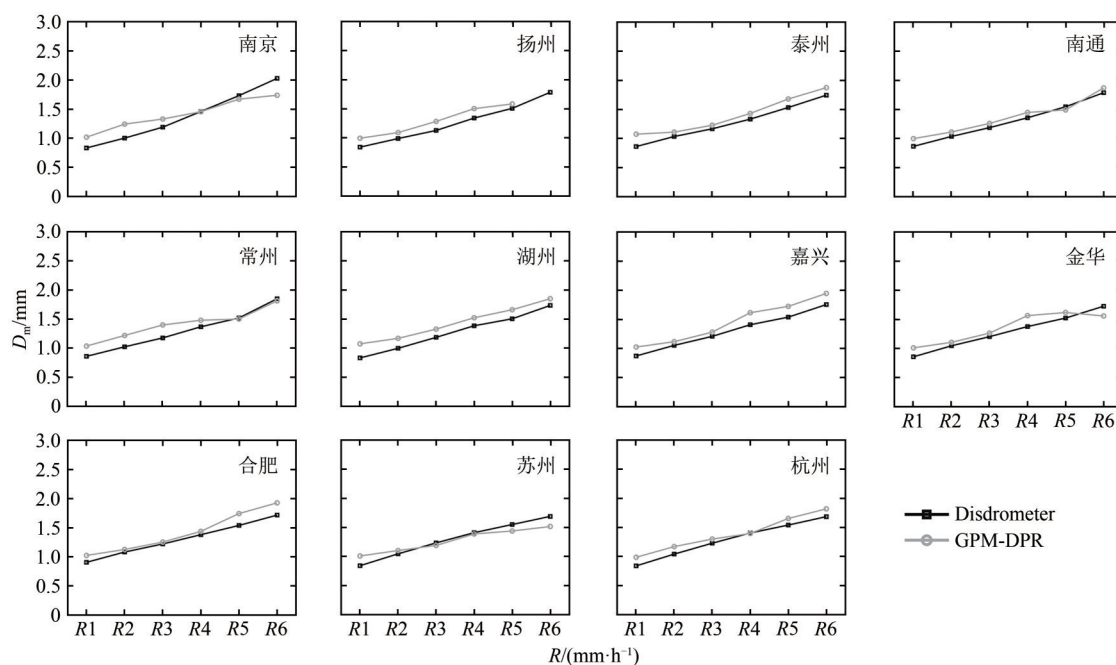
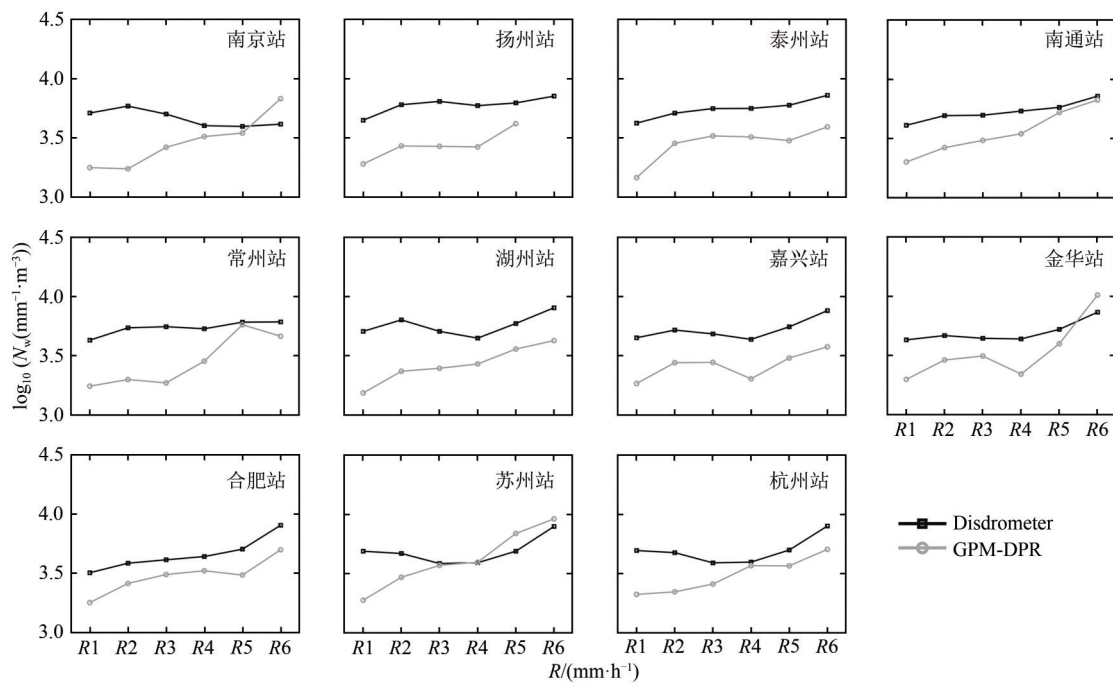


图7 不同 R 类别下的平均 D_m 值

Fig. 7 Mean D_m of different R classes from disdrometer GPM-DPR

图8 不同 R 类别下的平均 $\log_{10}N_w$ 值Fig. 8 Mean $\log_{10}N_w$ of different R classes from disdrometer GPM-DPR

3.2 $KE-R$ 经验关系

图9是雨滴谱仪实测和DPR反演得到的单位雨滴动能 KE 和降雨强度 R 关系的分布图,以及由雨滴谱仪实测数据推导的 $KE-R$ 经验公式,具体表达式见表2。可以看到,在大多站点,DPR反演得到的 KE 和雨滴谱仪实测 KE 具有十分相似的变化趋势,尤其在金华、合肥、苏州、杭州等站点,DPR反演得到的 KE 主要分布在雨滴谱仪 $KE-R$ 经

验公式两侧,这说明DPR反演得到的 KE 和 R 可以较好地反映其经验关系。通过比较不同类别 R 下的 KE 均值(图10),研究发现所有站点的 KE 和 R 总体上呈现正相关关系,即随着 R 的增大, KE 也随之增大,其中在苏州站, $R \geq 1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,两类数据几乎完全重合。受观测精度影响,DPR难以探测到 D_m 非常小的雨滴,因此其反演得到的 KE 要比同 R 级别雨滴谱仪反演结果整体大 $3-5 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$ 。

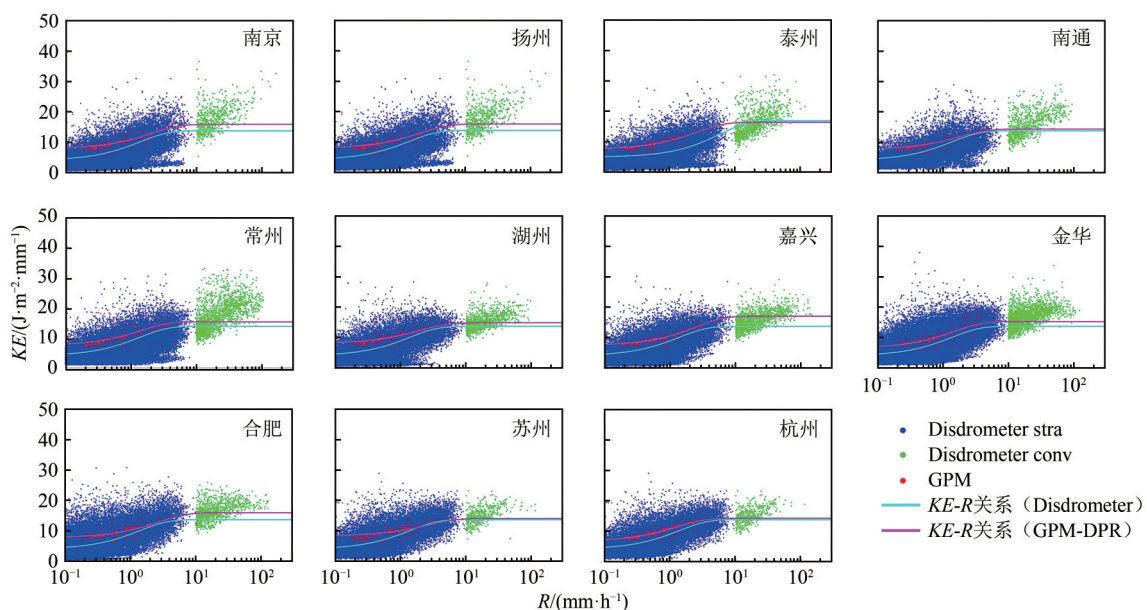
图9 $KE-R$ 关系的散点图Fig. 9 Scatter diagrams of relationship between KE and R from disdrometer and GPM-DPR

表2 DPR KE-R拟合关系
Table 2 Fitting empirical relationships between KE and R

站点	雨滴谱	GPM
南京	$KE=16.88(1-0.72\exp(-0.24R))$	$KE=15.82(1-0.51\exp(-0.50R))$
扬州	$KE=16.94(1-0.71\exp(-0.17R))$	$KE=16.44(1-0.54\exp(-0.38R))$
泰州	$KE=16.53(1-0.72\exp(-0.23R))$	$KE=21.76(1-0.61\exp(-0.16R))$
南通	$KE=15.45(1-0.70\exp(-0.25R))$	$KE=14.27(1-0.47\exp(-0.54R))$
常州	$KE=18.29(1-0.74\exp(-0.16R))$	$KE=15.15(1-0.52\exp(-0.71R))$
湖州	$KE=14.40(1-0.71\exp(-0.48R))$	$KE=14.85(1-0.46\exp(-0.51R))$
嘉兴	$KE=15.07(1-0.72\exp(-0.45R))$	$KE=17.00(1-0.57\exp(-0.41R))$
金华	$KE=15.11(1-0.69\exp(-0.55R))$	$KE=15.24(1-0.58\exp(-0.68R))$
合肥	$KE=15.54(1-0.65\exp(-0.48R))$	$KE=15.96(1-0.52\exp(-0.37R))$
苏州	$KE=13.71(1-0.72\exp(-0.73R))$	$KE=14.07(1-0.41\exp(-0.37R))$
杭州	$KE=13.68(1-0.72\exp(-0.74R))$	$KE=14.12(1-0.54\exp(-0.78R))$

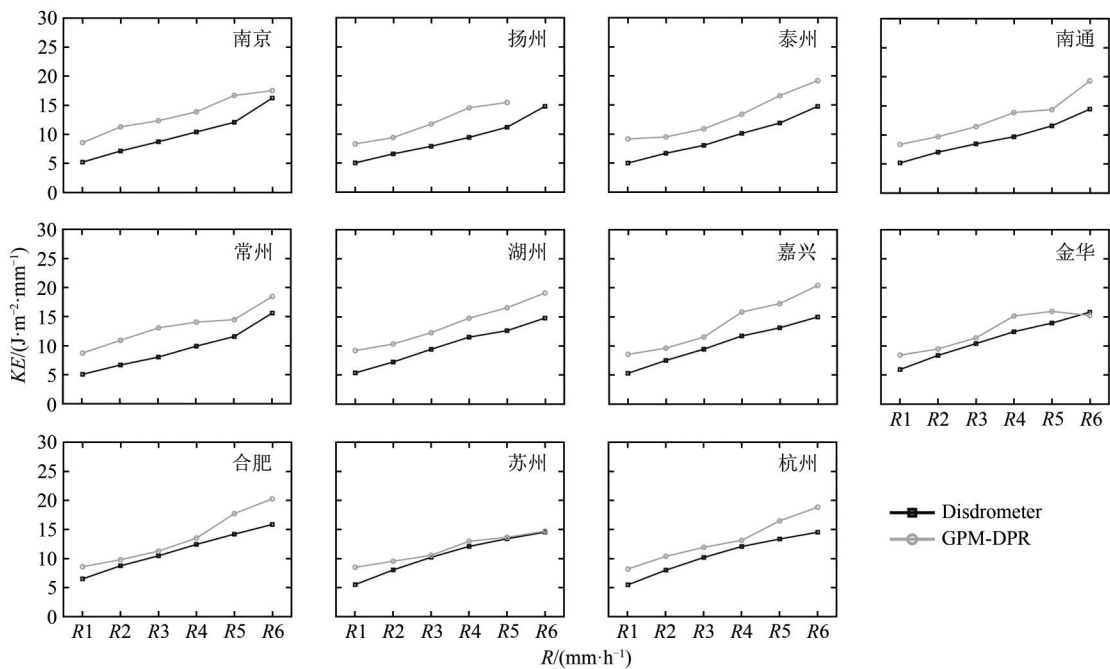


图10 不同R类别下的平均KE值
Fig. 10 Mean KE of different R classes from disdrometer GPM-DPR

表3以雨滴谱仪站点数据拟合出的关系曲线为基准，计算了各站点DPR反演KE-R结果与实际值的相关关系，共有3个离散评价指标：平均绝对误差（MAE）、均方根误差（RMSE）和Pearson相关系数。表格结果中，站点平均MAE为3.11，RMSE为4.17，说明DPR反演的KE普遍偏高。此外可以看出，所有站点DPR反演的KE-R结果的Pearson系数均超过0.50，且大多站点的Pearson系数可达0.60以上，在南通、嘉兴等站点，相关系数甚至超过0.70，证明DPR适合用于推断KE和R之间的经验关系，即在站点资料匮乏的区域有代替雨滴谱仪推断重要降雨微物理关系的能力。

表3 DPR KE-R关系与经验公式相关性的统计指标

Table 3 Comparison of evaluated indicators for relationship between KE and R

站号	站点	MAE	RMSE	Pearson系数
1	南京	3.72	4.95	0.54
2	扬州	3.44	4.04	0.65
3	泰州	3.51	4.32	0.62
4	南通	3.29	3.98	0.75
5	常州	4.21	5.31	0.57
6	湖州	3.58	4.84	0.61
7	嘉兴	3.09	3.93	0.79
8	金华	2.56	3.30	0.71
9	合肥	2.16	3.62	0.66
10	苏州	1.97	2.47	0.64
11	杭州	2.68	3.78	0.67
平均值		3.11	4.05	0.66

3.3 Z-R 经验关系

雷达反射率因子 Z 和降雨强度 R 通常符合 $Z=aR^b$ 形式的经验关系, 其中, a 与 b 为与地区特征相关的系数。已有雨滴谱仪分钟级 Z - R 信息的数量分布与其拟合出的 Z - R 关系的平滑曲线, 由表 4 与图 11 所示。可以看出, 所有站点 DPR 反演得到的 Z - R 关系和雨滴谱仪实测数据拟合得到的 Z - R 关系曲线具有十分一致的变化趋势。图 12 不同类别 R 下 Z 值均值折线图显示, 除南京站点外, 其余站点 DPR 的 Z - R 结果同雨滴谱仪结果几乎重合。

以杭州为例, 图 13 展示了该站点 6 类 R 值对应 Z 的累计分布函数。在低 R 级 ($R1$ — $R2$) 中, 雨滴谱仪实测数据得到的 CDF 在前期会高于 DPR 反演数据得到的 CDF, 雨滴谱仪实测数据得到的 CDF 增长更快, 这是由于 DPR 探测到的小雨滴信息较少。高 R 级 ($R5$ — $R6$) 时, 由于 DPR 观测到的高

强度降雨数据有限, 其 CDF 曲线呈现为明显的锯齿状, 围绕雨滴谱仪曲线上下波动。将其中曲线两两对比计算相关指标 (表 5), 可以发现 DPR 结果整体有着较小的误差和极高的相关性。

表 4 DPR KE-R 拟合关系

Table 4 Fitting empirical relationships between Z and R

站点	雨滴谱	GPM
南京	$Z=584.16R^{1.41}$	$Z=322.16R^{1.49}$
扬州	$Z=391.38R^{1.41}$	$Z=379.82R^{1.28}$
泰州	$Z=427.64R^{1.36}$	$Z=333.34R^{1.41}$
南通	$Z=358.13R^{1.42}$	$Z=315.74R^{1.35}$
常州	$Z=597.73R^{1.31}$	$Z=441.47R^{1.25}$
湖州	$Z=234.81R^{1.57}$	$Z=318.91R^{1.46}$
嘉兴	$Z=265.39R^{1.53}$	$Z=495.93R^{1.23}$
金华	$Z=186.21R^{1.61}$	$Z=508.45R^{1.13}$
合肥	$Z=149.57R^{1.64}$	$Z=237.30R^{1.58}$
苏州	$Z=169.65R^{1.65}$	$Z=313.15R^{1.29}$
杭州	$Z=201.14R^{1.59}$	$Z=346.87R^{1.38}$

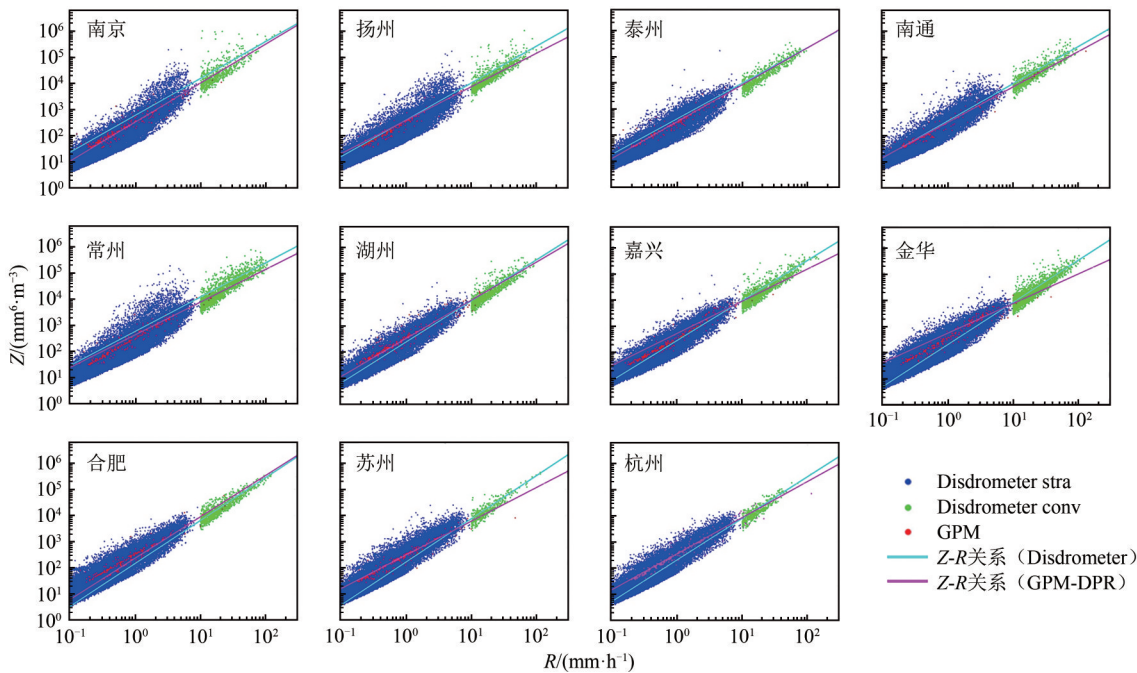
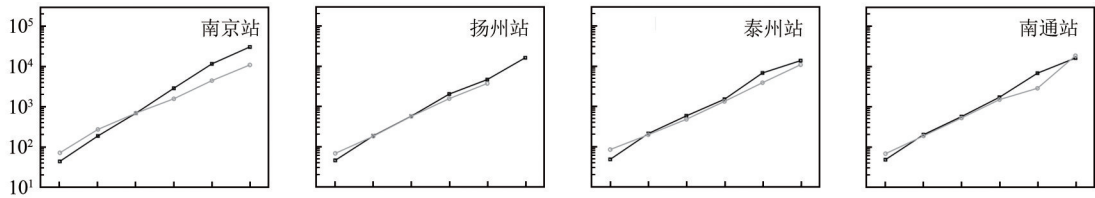


图 11 Z-R 关系的散点图

Fig. 11 Scatter diagrams of relationship between Z and R from disdrometer and GPM DPR



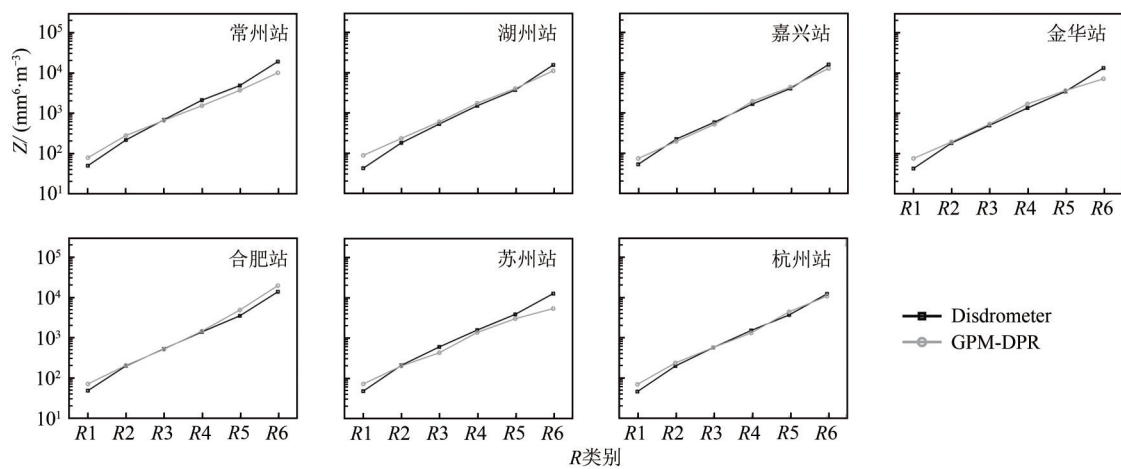


图 12 不同R类别下的平均Z值
Fig 12 Mean Z of different R classes from disdrometer GPM DPR

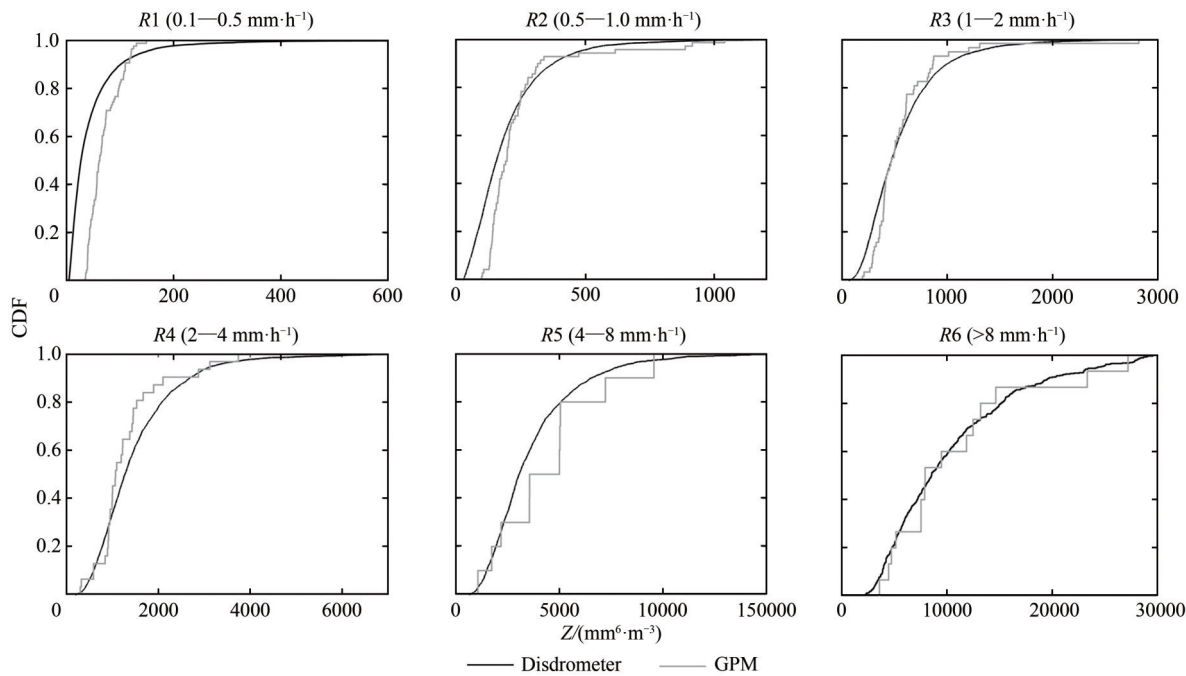


图 13 杭州站点处不同R类别下Z的累计概率函数曲线
Fig 13 CDF of Z in the six R classes from disdrometer and GPM-DPR in Hangzhou station

表 5 杭州站点处不同R类别下Z-R关系CDF的统计指标

Table 5 Indicator comparison of CDF for relationship between Z and R of the six R classes in Hangzhou station

R 类别	MAE	RMSE	Pearson 系数
R1	0.0010	0.02	0.96
R2	0.0014	0.01	0.99
R3	0.0024	0.01	1.00
R4	0.0098	0.03	0.99
R5	0.0478	0.08	0.97
R6	0.0627	0.08	0.98

4 结 论

研究 DSD 特征对于进一步了解成雨原理、分

析降水过程、检验模型效果等具有重要价值，其推导出的经验公式如 Z-R、KE-R 关系等是雷达定量降水估计和土壤侵蚀研究的基础。为了克服传

统点位仪器测量结果空间代表性不足的局限性, 本文提出使用 GPM 星载雷达 DPR 探测信息实现大尺度降雨微物理过程反演。研究以长三角地区雨滴谱仪信息为基准, 对 GPM-DPR 反演 DSD 参数以及降雨强度、降雨动能和雷达反射率因子等参数的能力进行了评估。研究结果表明:

(1) 对比雨滴谱仪和 DPR 的雨滴谱参数反演效果可以发现: 在相同 R 类别下, 大多站点 DPR 反演的 D_m 略大于雨滴谱仪实测结果, 而 DPR 的 N_w 比雨滴谱仪实测值偏小。就二者对降雨的观测而言, 雨滴谱仪实测到的降雨数据大多为层云雨, 只有少部分为高强度的对流雨, DPR 则由于其观测特性, 探测到的雨滴信息几乎完全分布在层云雨区域。

(2) DPR 反演得到的 KE 主要分布在雨滴谱仪 $KE-R$ 经验公式两侧, 说明 DPR 反演得到的 KE 和 R 可以较好地反映其经验关系。多数站点的 Pearson 系数可达 0.60 以上, 在南通、嘉兴等站点, 相关系数甚至超过 0.70, 证明 DPR 适合用于推断 KE 和 R 之间的经验关系, 即在站点资料匮乏的区域有代替雨滴谱仪推断重要降雨微物理关系的能力。受观测精度影响, DPR 难以探测到 D_m 非常小的雨滴, 因此其反演得到的 KE 要比同 R 级别雨滴谱仪反演结果整体约大 $3-5 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$ 。

(3) 所有站点 DPR 反演得到的 $Z-R$ 关系和雨滴谱仪实测数据拟合得到的 $Z-R$ 关系曲线变化趋势较为接近。其中, DPR 结果在超过 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时表现最好, 有着较小的误差和很高的相关性。

总体来看, DPR 雷达遥感具有很好的反演 DSD 与雨滴特征的性能, 有望在地面观测匮乏区域发挥重要作用。然而, 由于星载雷达轨道扫描的特性, DPR 无法对同一地区的降雨事件进行连续观测, 具有很高的漏报率, 使其在有限的轨道范围内探测到的数据量较低, 限制了其应用能力。因此, 为实现对雨滴微物理特征更准确的估算, 一方面需要获取历时更长的 DPR 数据, 另一方面可将 DPR 数据作为校正工具与数值天气模式相融合, 以期为大尺度雷达降雨估测与水土保持决策等提供更好的支持作用。

志 谢 感谢国家科技资源共享服务平台—国家地球系统科学数据中心—长江三角洲分中心 (<http://nnu.geodata.cn:8008>, [2022-05-11]) 提供

数据支撑。

参考文献 (References)

- An Y Y, Jin F L, Zhang Y F and Zu X M. 2008. Automatic identification methods of ground raindrop spectrum observation and image. *Journal of Applied Meteorological Science*, 19(2): 188-193 (安英玉, 金凤岭, 张云峰, 祖雪梅. 2008. 地面雨滴谱观测的图像自动识别方法. *应用气象学报*, 19(2): 188-193) [DOI: 10.3969/j.issn.1001-7313.2008.02.008]
- Angulo-Martínez M, Beguería S and Kysely J. 2016. Use of disdrometer data to evaluate the relationship of rainfall kinetic energy and intensity (KE-I). *Science of the Total Environment*, 568: 83-94 [DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.05.223]
- Atlas D and Ulbrich C W. 1977. Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *Journal of Applied Meteorology*, 16(12): 1322-1331 [DOI: 10.1175/1520-0450(1977)016<1322:PAAIRM>2.0.CO;2]
- Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, Gorgucci E, Randeu W L and Schoenhuber M. 2003. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(2): 354-365 [DOI: 10.1175/1520-0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2]
- Dai Q and Han D W. 2014. Exploration of discrepancy between radar and gauge rainfall estimates driven by wind fields. *Water Resources Research*, 50(11): 8571-8588 [DOI: 10.1002/2014WR015794]
- Dai Q, Yang Q Q, Han D W, Rico-Ramirez M A and Zhang S L. 2019. Adjustment of radar-gauge rainfall discrepancy due to raindrop drift and evaporation using the weather research and forecasting model and dual-polarization radar. *Water Resources Research*, 55(11): 9211-9233 [DOI: 10.1029/2019WR025517]
- Dai Q, Zhu J X, Zhang S L, Zhu S N, Han D W and Lv G N. 2020. Estimation of rainfall erosivity based on WRF-derived raindrop size distributions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(11): 5407-5422 [DOI: 10.5194/hess-24-5407-2020]
- Iguchi T, Seto S, Meneghini R, Yoshida N, Awaka J, Kubota T, Le M, Chandrasekar V, Brodzik S and Kubota T. 2018. GPM/DPR level-2 algorithm theoretical basis document (Version 6). Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Greenbelt, MD, USA
- Jameson A and Kostinski A. 2001. Reconsideration of the physical and empirical origins of $Z-R$ relations in radar meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(572): 517-538 [DOI: 10.1256/smsqj.57213]
- Kirankumar N V P, Rao T N, Radhakrishna B and Rao D N. 2008. Statistical characteristics of raindrop size distribution in southwest monsoon season. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(2): 576-590 [DOI: 10.1175/2007JAMC1610.1]
- Li N and Lu M Q. 2015. A brief introduction to spaceborne precipita-

- tion radar. The Science Education Article Collects, (27): 175-177.
(李南, 卢美圻. 2015. 星载测雨雷达简介. 科教文汇, (27): 175-177) [DOI: 10.3969/j.issn.1672-7894.2015.27.083]
- Liao L, Meneghini R and Tokay A. 2014. Uncertainties of GPM DPR rain estimates caused by DSD parameterizations. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 53(11): 2524-2537 [DOI: 10.1175/JAMC-D-14-0003.1]
- Liu S N and Wang G L. 2020. Study on the impacts of DSD parameters on precipitation estimation using dual-frequency radar. Plateau Meteorology, 39(3): 570-580 (刘胜男, 王改利. 2020. DSD 参数对双频雷达估测降水的影响研究. 高原气象, 39(3): 570-580) [DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00092]
- Prigent C. 2010. Precipitation retrieval from space: an overview. Comptes Rendus Geoscience, 342(4/5): 380-389 [DOI: 10.1016/j.crte.2010.01.004]
- Radhakrishna B, Satheesh S K, Narayana Rao T, Saikranthi K and Sunilkumar K. 2016. Assessment of DSDs of GPM-DPR with ground-based disdrometer at seasonal scale over Gadanki, India. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(19): 11792-11802 [DOI: 10.1002/2015JD024628]
- Scheleusener P. 1967. Drop size distribution and energy of falling raindrops from a medium pressure irrigation sprinkler. Ph.D. Thesis, Michigan State University, East Lansing, MI, USA
- Sun Q Z, Wang C J, Zhao J, Zheng J and Chen J Y. 2011. Research evolution of rainfall erosivity (R) in China. Chinese Agricultural Science Bulletin, 27(4): 1-5 (孙泉忠, 王朝军, 赵佳, 郑洁, 陈菊艳. 2011. 中国降雨侵蚀力 R 指标研究进展. 中国农学通报, 27(4): 1-5)
- Tokay A, Petersen W A, Gatlin P and Wingo M. 2013. Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 30(8): 1672-1690 [DOI: 10.1175/JTECH-D-12-00163.1]
- Uijlenhoet R, Steiner M and Smith J A. 2003. Variability of raindrop size distributions in a squall line and implications for radar rainfall estimation. Journal of Hydrometeorology, 4(1): 43-61 [DOI: 10.1175/1525-7541(2003)004<0043:VORSDI>2.0.CO;2]
- Ulbrich C W. 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. Journal of Climate and Applied Meteorology, 22(10): 1764-1775 [DOI: 10.1175/1520-0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2]
- Wischmeier W H and Smith D D. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. Eos, Transactions American Geophysical Union, 39(2): 285-291 [DOI: 10.1029/TR039i002p00285]
- Wischmeier W H and Smith D D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning, Agriculture Handbook 537. Department of Agriculture, Washington, DC, US
- Wu Z H, Zhang Y, Zhang L F, Lei H C, Xie Y Q, Wen L and Yang J F. 2019. Characteristics of summer season raindrop size distribution in three typical regions of western Pacific. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124(7): 4054-4073 [DOI: 10.1029/2018JD029194]
- Yang Q Q, Dai Q, Han D W, Chen Y H and Zhang S L. 2019. Sensitivity analysis of raindrop size distribution parameterizations in WRF rainfall simulation. Atmospheric Research, 228: 1-13 [DOI: 10.1016/j.atmosres.2019.05.019]
- Zhu J X, Zhang S L, Yang Q Q, Shen Q, Zhuo L and Dai Q. 2021. Comparison of rainfall microphysics characteristics derived by numerical weather prediction modelling and dual-frequency precipitation radar. Meteorological Applications, 28(3): e2000 [DOI: 10.1002/met.2000]
- Zhu Y Q and Liu Y B. 2013. Advances in measurement techniques and statistics features. Advances in Earth Science, 28(6): 685-694 (朱亚乔, 刘元波. 2013. 地面雨滴谱观测技术及特征研究进展. 地球科学进展, 28(6): 685-694) [DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2013.06.0685]

Raindrop microphysical characteristics of the Yangtze River Delta based on GPM dual-frequency radar

ZHU Jingxuan¹, DAI Qiang¹, XIAO Yuanyuan¹, LIU Chaonan¹, LI Yanpeng²

1. School of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210023;

2. China Meteorological Administration, Public Meteorological Service Centre, Beijing 100081

Abstract: The raindrop size distribution (DSD) is used to describe the distribution of raindrop diameters during the rainfall process, which can effectively reflect the microphysical characteristics of raindrops. DSD-derived empirical relationships, including radar reflectivity factor-rainfall intensity ($Z-R$) and unit rainfall kinetic energy-rainfall intensity ($KE-R$), are key factors in research fields such as radar quantitative precipitation estimation and soil erosion assessment. At present, the ground disdrometer is generally used to obtain DSD directly at a given site, which is difficult to represent the spatial difference of the large-scale raindrop microphysical process. The dual-frequency precipitation radar (DPR) carried by the global precipitation measurement mission (GPM) core satellite can receive radar echoes of two different bands to obtain more raindrop information, which makes it possible to retrieve spatial three-dimensional DSD parameters. Based on the DSD surface estimations, including the mass weighted mean drop diameter (D_m) and normalised intercept parameter (N_w) of GPM-DRP in its 2ADPR

product during the entire 4 years (2017—2020), this study calculated rainfall intensity, unit rainfall kinetic energy, radar reflectivity factor and other parameters of each record, constructed the empirical relationships between Z - R and KE - R in grid scale, and used the observation DSD data of 11 disdrometer stations in the Yangtze River Delta region as a reference to verify and evaluate the reliability of GPM-DPR to estimate DSD parameters and fit microphysical empirical formulas, which is useful for improving the accuracy of large-scale radar rainfall estimation and soil protection decision-making. The results showed that by comparing the DSD estimation of disdrometers and GPM-DPR, it can be found that under the same rainfall intensity class, DPR-derived D_m at most sites is slightly larger than the measured result of the disdrometer at the same location, while DPR-derived N_w is higher than that of the disdrometer. As for rainfall types, the raindrops of disdrometer are mostly stratiform rain, and only a small part is high-intensity convective rain. However, due to radar sensitivity limitation, the DPR-detected raindrops are almost completely distributed in the stratiform. For the empirical formula fitted by rainfall characteristics, the KEs derived from DPR are mainly distributed on both sides of the KE - R empirical formula by corresponding disdrometers. In addition, Pearson coefficient of most stations can reach more than 0.60, and at Nantong, Jiaxing and other sites, it even exceed 0.70, which proves that DPR is suitable for inferring the empirical relationship between KE and R . It means that DPR has the ability to infer those rainfall microphysical relationships in place of disdrometers in areas where site data is scarce. What is more, the DPR results perform best when it exceeds 0.5 mm h^{-1} , with small errors and high correlations. Overall, DPR remote sensing has good DSD inversion performance, which is expected to provide new support for large-scale radar quantitative precipitation estimation and soil retention decision-making. However, due to the characteristics of orbital scanning by spaceborne radar, DPR cannot make continuous observations of rainfall events in the same area, which makes it detect a low amount of data in a limited orbital range and limits its application ability to detect rainfall events. On one hand, in order to achieve a more accurate estimation of the rainfall microphysical characteristics, it is necessary to obtain DPR data with a longer duration. On the other hand, the DPR data can be used as a correction tool to be integrated with numerical weath.

Key words: rainfall, disdrometer, radar remote sensing, GPM, rainfall kinetic energy

Supported by National Natural Science Foundation of China (No. 41871299)