

1 基于 FY-3G PMR 的一次江淮梅雨过程滴谱特 2 征与潜热结构研究*

3 顾成明 郭文博 钟剑 刘文博 杨绪岭

4 中国卫星海上测控部, 江苏江阴, 214431

5 **提 要:** 以 2025 年 6 月 19—20 日的江淮梅雨降水过程为例, 利用风云三号 G 星降水测量雷达的三维观测
6 及反演的降水和潜热产品开展江淮梅雨的微物理特性与潜热结构研究, 并采用 ERA5 再分析资料进行联合验
7 证与机理分析。结果显示, 梅雨降水是层云降水和对流降水在不同尺度上的混合, 主要来源是大范围层云
8 降水, 其次是嵌入其中的深厚对流云团, 亮带与层云降水有着较好的对应, 亮带上方的上升运动促使冰晶
9 粒子发生融化与碰并过程, 形成云水聚集区, 产生持续性的层云降水, 对流降水回波主要起源于低层云系,
10 伴随强烈的垂直运动。层云降水中的粒子直径和浓度散点分布比较集中, 随着高度的上升, 两者均呈减小
11 趋势, 对流降水中的粒子浓度和直径离散分布特征明显, 低空朝着大粒径、高浓度方向离散, 高空朝着小
12 粒径、低浓度方向离散。层云降水过程中, 暖区和冷区的粒子浓度范围相近, 但暖区的部分粒子直径明显
13 大于冷区, 对流降水过程中, 相较于冷区, 暖区的粒子直径和浓度散点呈现出沿小粒径、高浓度方向离散
14 的特征。潜热数据表明融化层附近释放的潜热最多, 底层大气吸收潜热最多, 同时融化层以下的 1km 范围
15 内存在着明显的潜热吸收区。ERA5 资料证明了 FY-3G 潜热数据的合理性, 二者相关系数达 0.64, 均方根
16 误差为 $2.0 \text{ K} \cdot \text{hr}^{-1}$ 。ERA5 热视源 Q1 与 FY-3G 潜热在垂直分布形态上的统计一致性, 验证了融化层水汽相
17 变释放潜热的物理机制。本文结果为理解梅雨的精细结构特征提供了关键观测证据, 所揭示的层云/对流降
18 水粒子谱垂直差异及潜热垂直结构特征, 可为微物理参数化方案中相关过程的参数设定提供观测约束。

19 **关键词:** FY-3G, 江淮梅雨, 锋面, 云微物理, 垂直结构, 潜热, 亮带

20 **中图分类号:** P405, P458 **文献标识码:** A

21 Study on Raindrop Size Distribution Characteristics and Latent Heat 22 Structure During a Jianghuai Meiyu Event Based on FY-3G PMR Data

23 GU Chengming GUO Wenbo ZHONG Jian LIU Wenbo YANG Xuling

24 China Satellite Maritime Tracking and Control Department, Jiangyin 214431, China

25 **Abstract:** Taking the Jianghuai Meiyu rainfall event in 19–20 June 2025 as a study case, this
26 paper investigates the microphysical characteristics and latent heat structure of Meiyu rainfall
27 using the three-dimensional observations and the retrieved precipitation and latent heat products
28 from the Precipitation Measurement Radar onboard Fengyun-3G (FY-3G). The ERA5 reanalysis
29 data are adopted for joint verification and mechanism analysis. The results show that Meiyu
30 rainfall is a mixture of stratiform and convective precipitation across different scales, primarily
31 originating from widespread stratiform precipitation, followed by embedded deep convective

*国家自然科学基金项目 (42575015 和 41605075) 资助

第一作者: 顾成明, 主要从事海洋气象预报研究. E-mail: guchengming0407@163.com

cloud clusters. The bright band corresponds well with stratiform precipitation. The upward motion above the bright band promotes the melting and collision-coalescence of ice particles, so that a cloud water accumulation zone producing persistent stratiform precipitation is formed. Convective precipitation echoes mainly originate from low-level cloud systems, accompanied by vigorous vertical motion. During stratiform precipitation, the scatter distributions of particle diameter and concentration are relatively concentrated, both showing a decreasing trend with increasing height. In convective precipitation, however, the particle concentration and diameter exhibit pronounced discrete distributions, scattering toward larger particle sizes and higher concentrations at low levels but smaller particle sizes and lower concentrations at high levels. During stratiform precipitation, the ranges of particle concentrations in the warm and cold sectors are similar, but some particle sizes in the warm sector are noticeably larger than those in the cold sector. During convective precipitation, compared with the situation in cold sector, the particle diameter and concentration scatter in the warm sector present a discrete pattern toward smaller diameters and higher concentrations. The latent heat data indicate that the greatest latent heat release occurs near the melting layer, with the greatest latent heat absorption in the lower atmosphere. At the same time, a pronounced latent heat absorption zone exists within the range of 1 km below the melting layer. The ERA5 data confirms the reasonableness of the FY-3G latent heat data, and their correlation coefficient is 0.64 and root mean square error reaches 2.0 K hr^{-1} . The statistical consistency in vertical distribution between the ERA5 apparent heat source Q1 and the FY-3G latent heat verifies the physical mechanism of latent heat release through water vapor phase transitions in the melting layer. These findings can serve as key observational evidence for understanding the fine-scale structural characteristics of Meiyu rainfall. Moreover, the revealed vertical differences in particle size distributions of stratiform and convective precipitation and the vertical structure characteristics of latent heat can provide observation constraints for the parameter settings of relevant precipitation processes in microphysical parameterization schemes.

Key words: FY-3G, Jianghuai Meiyu, frontal surface, cloud microphysics, vertical structure, latent heat, bright band

引 言

江淮梅雨是东亚夏季风系统北推过程中的关键降水事件（丁一汇等，2007），往往伴随着持续性大暴雨、洪涝灾害的发生，给国家和人民的生命财产等带来巨大损失。由于对梅雨对流系统的微物理结构特征缺乏认识，现有数值预报模式的微物理参数化方案对梅雨降水微物理过程的描述不够准确，因此目前对梅雨精细化的极端降水的预报能力尚无法满足气象业务的要求（朱格利等，2014；张小玲等，2015）。2025 年江淮梅雨具有入梅偏早、强对流天气活跃等显著特征，对其微物理特征和维持机理的深入探究显得尤为迫切。

前人对江淮梅雨和台风等强降水天气系统的微物理研究主要基于地面雨滴谱仪观测的雨滴谱特征（Chen et al, 2013; Wen et al, 2016），地基双偏振天气雷达也是降水微物理研究的观测手段，但仅局限于揭示近地面和对流层中低层的降水微物理特征，缺乏对降水系统微物理垂直结构和演变特征的认识。近年来，有研究（Chang et al, 2015; Wen et al, 2017）利用双偏振雷达对梅雨期典型对流个例的降水微物理结构和演变特征进行了分析，分析了梅

雨锋面前、锋面上和锋面后的对流的微物理结构。王智立等（2025）利用重庆 S 波段双偏振雷达观测、再分析资料和降水融合产品，分析了西南低涡背景下四川盆地东部一次局地强对流降水天气过程的微物理特征。夏凡等（2024）利用双偏振雷达和雨滴谱仪探测资料，结合粒子相态分类算法，对泰山的一次降雹天气的微物理特征进行了分析，获得了雹暴云影响泰山站时附近区域雷达参量、水凝物粒子、降水粒子谱分布特征。毛赢等（2024）基于 C 波段双偏振雷达和滴谱仪观测资料，提出一种适用于南京地区的雷达降水类型分类方法，并对降水类型分类结果进行对比验证。龙俊霖等（2024）利用 CINRAD/SA 雷达观测资料，对北京地区的一次强对流风暴过程中的两个对流单体的人工影响天气作业雷达回波演变特性进行了分析。潘佳文等（2025）基于厦门 S 波段双偏振雷达探测数据分析了超强台风“莫兰蒂”（2016）登陆过程中内核微物理特征的演变。陈文姝等（2025）选取南京两次冰云个例的 Ka 波段地基云雷达的观测数据，利用经验公式和多普勒谱数据进行了云参数的反演和分析，研究了南京地区冰云的微物理特征。郑皎等（2025）基于常规、双偏振天气雷达和激光降水粒子谱仪等观测数据，研究了云南南部红河州 16 次冰雹过程形成的天气背景、大气层结和云微物理特征。贺晓露等（2026）利用常规观测资料和随州 S 波段双偏振天气雷达观测数据，对湖北随州夏季两类短时强降水的分布特征和雷达回波特征进行了对比分析。罗丽等（2026）基于北京地区 2016—2018 年暖季降水观测数据，利用二维视频雨滴谱仪和 X 波段双偏振雷达，系统评估了微雨雷达在层状云和对流云降水中的雨滴谱及降雨参数的反演精度。

上述地基观测手段虽然能够提供高时间分辨率和近地面精细的粒子谱信息，但其观测范围受站点或雷达扫描半径限制，难以完整覆盖梅雨锋面的水平伸展范围，更无法稳定获取降水系统自云顶至地表的连续垂直结构。尤其是在梅雨锋面这种“层云-对流”混合、亮带广泛存在的系统中，粒子相态、尺度与浓度的垂直变化以及潜热释放的垂直分布，是理解降水维持与增强机制的关键，而这些恰恰是地基设备难以直接观测的。相比之下，星载降水雷达（如 TRMM、GPM 及我国 FY-3G 的 PMR）能够提供水平连续、垂直高分辨率的三维降水结构观测，直接获取反射率因子垂直剖面、降水类型、粒子谱参数以及潜热垂直廓线等产品，极大地推动了对降水的三维结构、微物理过程、强度和类型的认识（Iguchi et al, 2000; Skofronick-Jackson et al, 2017）。

在利用卫星资料开展降水特性及微物理特征研究方面，高洋和方翔（2018）基于 2012—2014 年 CloudSat 卫星数据，按照热带气旋强度分类的 6 个等级以及沿台风中心的径向距离，分析了西太平洋台风云系的垂直结构及其微物理特征。吴学珂等（2013）将 TRMM 观测的雷达回波 20dBZ 顶高大于 14km 的对流定义为深对流，并分析了其在亚洲季风区的区域分布和日变化特征。Xu and Zipser（2012）和 Wang et al（2016）利用 TRMM 资料分别对夏季风影响下中国东南部的深对流和宽对流的雷达回波结构和相应的天气环境进行了分析。刘春（2015）对 FY-3A 大气水汽产品的特性进行了探讨，发展 FY-3A 大气水汽产品应用技

术, 并将之应用于江淮梅雨强降水系统的诊断。苗春生等(2017)利用 FY-3A 综合大气湿度廓线产品, 结合降水系统的动力结构, 对江淮梅雨期暴雨系统进行了湿动力特征诊断。李毓等(2022)利用 FY3C/MWHS-2 资料, 针对一次典型的梅雨锋降水过程, 在晴空循环同化试验的基础上进行了全天候循环同化试验, 评估了其对于梅雨期暴雨的预报影响。陈婷(2013)利用 Cloudsat 卫星数据和 FY 静止卫星数据等, 分析了 2006—2010 年江淮地区梅雨锋云系水平/垂直伸展、云中温度场、含水量场、粒子大小分布和相态结构等宏微观物理量的变化规律, 揭示了梅雨锋云系结构特征同降水机制以及降水强度之间的物理关系。徐小红等(2022)利用陕西、山东、贵州和新疆等地近十年日间降雹记录和对应的极轨卫星数据, 采用卫星云微物理反演技术, 定量分析冰雹云微物理特征, 并利用 FY-4A 静止卫星定量分析了一次冰雹过程云微物理特征演变。邵建等(2025)采用 FY-4A 多通道扫描成像辐射计观测资料和地面观测资料, 利用正态分布检验和相关性分析等统计方法, 研究了卫星产品在宁夏地区短时强降水、雷电、冰雹三类强对流天气中的分布特征。林小红等(2025)结合 FY-4A 卫星的多种资料, 运用统计及诊断方法分析了 2023 年台风“杜苏芮”雨带的对流降水特征和闪电活动特征, 详细分析了闪电活动与外雨带中尺度对流系统上不同组织结构的强降水微物理特征的关系。

针对梅雨锋降水过程中“层云-对流”混合降水系统的微物理垂直结构特征及其潜热三维分布规律这一关键科学问题, 本文选取 2025 年典型的梅雨锋面系统, 采用 FY-3G PMR 反演的降水和潜热产品, 研究了梅雨锋降水的微物理特征与潜热结构, 并结合 ERA5 资料进行诊断分析与验证, 解释相关成因。本研究挖掘了 FY-3G 卫星资料在梅雨研究中的应用价值, 利用 FY-3G PMR 独有的亮带检测产品和三维滴谱参数, 从垂直维度系统对比了梅雨锋层云与对流降水的粒子谱差异; 并基于 FY-3G 潜热廓线, 揭示了梅雨锋降水中潜热释放的垂直结构特征及其与粒子相态变化的关联, 结论为理解江淮梅雨的精细结构提供了关键观测证据, 所揭示的粒子谱垂直变化与潜热分布特征, 可为微物理参数化方案中相关参数的调整提供观测依据。

1 资料与方法

1.1 资料

PMR 是 FY-3G 降水测量的核心载荷, 包括 Ku 和 Ka 两部雷达, 是我国首次实现星载主动的降水探测。雷达采用全匹配的扫描模式, 扫描角为正负 20° , 星下点空间分辨率为 5 km, 垂直分辨率为 250m。其中, Ku 雷达的中心频率约为 13.6 GHz, 设计灵敏度为 18 dBZ, 受降水衰减的影响相对较小, 因此能够更好的穿透强降水, 对强降水事件的三维刻画能力更强, 本文采用的数据主要是基于 Ku 雷达观测反演得到。

为用于开展江淮梅雨的三维观测和微物理过程研究, 采用国家卫星气象中心提供的 FY-3G PMRKu 波段的二级产品, 包含了亮带检测、降水分类, 三维滴谱廓线、降水强度廓

线以及等效雷达反射率因子廓线等。在潜热研究方面,采用的 USTC-VPH 潜热产品(单位:
K hr⁻¹)是联合 FY-3G 降水雷达的 L2 瞬时视场降水强度产品和环境场温度资料通过物理反
演得到,该算法不依赖降水类型等先验条件,其计算结果对揭示全球降水云内部潜热分布特
征、认识气溶胶对降水云的热力学反馈、开展数值天气模式热力学同化等工作具有重要价值。

相较于已退役的 TRMM 卫星和极轨倾角的 GPM 卫星, FY-3G 约 35° 的低倾角轨道设
计,使其对江淮流域(约 30° N)具有更高的过境观测频次,有利于捕捉梅雨锋面中尺度对
流云团的瞬时三维结构。本文直接利用 FY-3G 官方的亮带检测产品进行层云降水识别,避
免了以往研究中基于反射率因子阈值间接推断亮带位置的主观性。文中所有 FY-3G 卫星数
据均从国家卫星气象中心官网下载。本文根据 PMR Ku 波段设计指标(灵敏度 18 dBZ),剔
除了等效雷达反射率因子低于 18 dBZ 的噪声像素,确保分析的云雨回波具有明确的物理意
义。

使用欧洲中期天气预报中心第五代全球大气再分析资料集(ERA5)用于卫星探测的辅
助验证与环境约束诊断,该数据集的水平分辨率为 0.25° × 0.25°, 时间分辨率为 1h, 垂直
方向选取 1000~200 hPa 共 22 层。文中用到的数据集变量主要包括温度、垂直速度、比冰
水、比雪水、云液水和雨水廓线。

为验证 FY-3G PMR 潜热产品的合理性,基于 ERA5 资料计算了大气视热源 Q₁。视热源
代表无法被大尺度观测解析的次网格加热过程总和,在梅雨锋降水中主要由潜热释放贡献
(Yanai et al, 1973)。计算采用简化的热力学方程:

$$Q_1 \approx -\omega \left(\frac{p}{p_0}\right)^\kappa \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1)$$

式中: ω 为等压面垂直速度(单位: Pa·s⁻¹), p 为气压(单位: hPa), $p_0=1000$ hPa 为参
考气压, $\kappa=R/c_p \approx 0.286$, θ 为位温(单位: K)。Q₁ 正值表示大气获得热量, 负值表示失去热
量。计算时单位统一转换为 K·hr⁻¹, 便于与 FY-3G 潜热产品进行对比验证。

文中所用时间均为北京时。

1.2 关键参数定义与分析方法

1.2.1 降水类型分类方法

本文直接采用 FY-3G PMR 官方二级产品中的降水类型分类结果。该分类基于垂直廓线
算法,综合利用反射率因子的垂直分布形态、亮带检测结果及回波顶高等多维特征进行判别,
已通过地基雷达、GPM 卫星及在轨测试验证,在层状/对流降水识别中具有较高精度与一致
性(Chen et al, 2025; 张鹏等, 2025)。与传统的单一阈值法(如仅依赖回波强度或回波顶
高)相比,该算法能够更准确地区分层云降水与对流降水。其中,亮带检测是层云降水识别
的关键判据, FY-3G 官方产品直接提供亮带标识,避免了主观阈值选取引入的不确定性。

1.2.2 冷区与暖区划分标准

本文依据江淮梅雨锋经典划分方法，采用 850 hPa 温度场与锋面位置确定冷区与暖区（丁一汇等，2007；张小玲等，2015）。梅雨锋为典型准静止锋，锋区南侧为暖湿气流控制区，北侧为相对干冷气团控制区。结合本次梅雨个例 850 hPa 温度场空间分布特征，锋区所在位置对应 16℃等温线，因此以该线为界：北侧为冷区，南侧为暖区。

1.2.3 0℃层（融化层）高度确定方法

文中 0℃层（融化层）高度分别来自两个数据源：FY-3G PMR 二级产品中提供的环境温度廓线，以及 ERA5 再分析资料的温度层结数据。两者在文中分别标注，以相互验证。

1.2.4 粒子谱参数定义

文中使用的粒子谱参数定义为：

（1）质量加权平均直径（ D_m ，单位：mm），表征粒子群的平均尺度，定义为粒子直径按质量加权的平均值。

$$D_m = \frac{\int N(D)D^4 dD}{\int N(D)D^3 dD} \quad (2)$$

其中， $N(D)$ 为粒子谱分布函数。

（2）归一化截距参数（ dB_{Nw} ，单位：dB），表征粒子数浓度水平，与粒子总浓度正相关，定义为浓度 N_w （单位： $\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$ ）的对数形式，取对数后原物理量纲被消去，因此在微物理研究中以 dB 作为其数值单位。

$$dB_{Nw} = 10 \lg (N_w) \quad (3)$$

。

1.2.5 ERA5 再分析资料时空匹配

为保证 FY-3G 卫星观测与 ERA5 再分析资料的可比性，本文采用以下匹配策略：时间上，选取与 FY-3G 过境时刻（如 2025 年 6 月 19 日 12:04）最接近的 ERA5 整点数据（12:00）；空间上，将 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 分辨率的 ERA5 格点数据通过双线性插值，插值到 FY-3G PMR 星下点扫描轨迹的对应坐标点上。

1.3 定量验证方法

为客观评估 FY-3G PMR 产品在梅雨锋降水研究中的精度与适用性，本文采用以下统计指标对卫星反演产品与 ERA5 参考数据进行定量对比验证：

（1）相关系数（ R ）：衡量两组数据变化趋势的一致性。

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (4)$$

（2）均方根误差（RMSE）：量化 FY-3G 产品相对于 ERA5 数据的绝对偏差（单位： $\text{K} \cdot \text{hr}^{-1}$ ）。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} \quad (5)$$

（3）平均偏差（Bias）：评估 FY-3G 产品是否存在系统性高估或低估（单位： $\text{K} \cdot \text{hr}^{-1}$ ）。

$$Bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i) \quad (6)$$

式中： x_i 代表 FY-3G 产品数据， y_i 代表经时空匹配与插值后的 ERA5 数据， n 为有效样

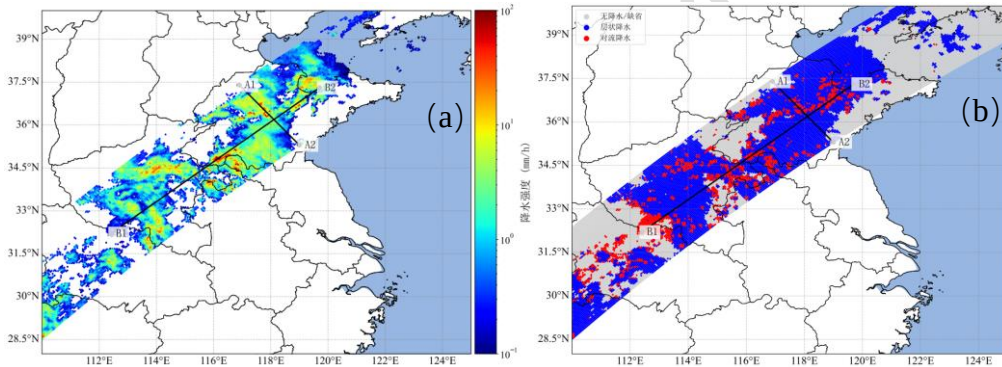
本数。

2 降水特征与环境条件

2.1 降水特征

2025 年，江淮地区于 6 月 9 日正式入梅，较常年（6 月 17 日）偏早约 8 天，梅雨期间强对流天气活跃、降水过程频繁。本文选取的 6 月 19—20 日降水过程，是当年入梅后首次大范围持续性降水过程，梅雨锋稳定维持在长江中下游地区（约 $28^{\circ} \sim 32^{\circ} \text{N}$ ），符合江淮梅雨的典型环流配置（丁一汇等，2007）。过程期间，FY-3G 卫星有两次轨道观测恰好覆盖江淮区域，为开展三维降水结构分析提供了理想的数据样本。因此，该个例在环流背景、降水强度和锋面位置等方面均具有江淮梅雨的典型代表性。

针对梅雨锋所处位置，图 1 给出了 2025 年 6 月 19 日 12:04FY-3G 卫星扫描轨道上的降水强度和降水类型分布，由图可知，层云降水覆盖位置对应的降水强度相对较弱，基本为 $10\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以下，对流降水覆盖位置对应的降水强度相对较强，为 $10\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上。同时，统计表明，此时发生对流降水的卫星扫描点有 1985 个，各点累计降水量为 9749mm；发生层云降水的卫星扫描点有 9037 个，各点累计降水量为 15297mm。对该时次统计可知，对流降水占总扫描点的 18%，占总降水量的 40%；层云降水占总扫描点的 72%，占总降水量的 60%。以上数据验证了梅雨降水是层云降水和对流降水在不同尺度上的混合，其降水强度水平分布差异较大。



注：AB 为沿扫描角方向的剖面，CD 为沿扫描线方向的剖面。

图 1 2025 年 6 月 19 日 12:04 FY-3G 卫星扫描轨道上的 (a) 降水强度和 (b) 降水类型

Fig.1 (a) Precipitation rate and (b) precipitation type along the FY-3G satellite scanning orbit at 12:04 BT 19 June 2025

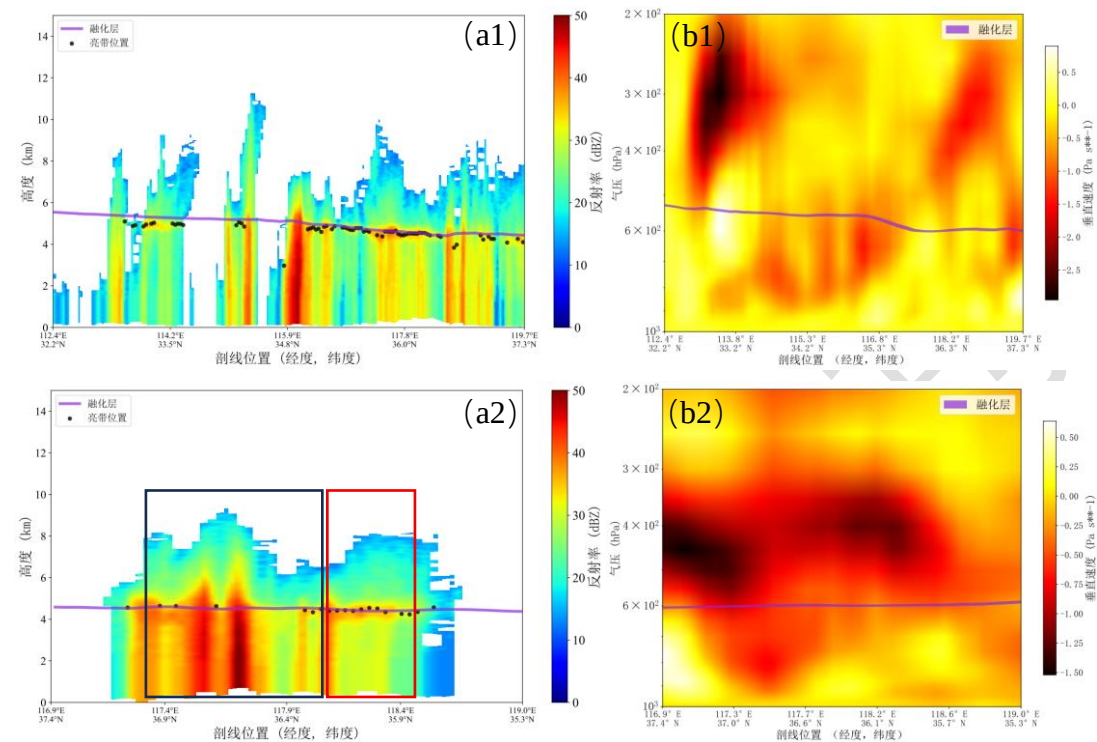
2.2 环境条件

亮带是指在融化层附近的雷达高反射率因子区，一般与层云降水相对应，FY-3G 的亮带数据对区分降水类型有着重要作用。以下结合亮带数据对梅雨锋面附近的不同类型降水进行分析，并采用 ERA5 资料进行动力和热力条件诊断。

2.2.1 动力条件

由图 2a 可见，亮带处于垂直方向上的反射率因子大值区，并且与图 1b 中剖线上的层云降水位置相对应，验证了亮带与层云降水的关联。图 2a 中不存在亮带的区域均为深厚的雷

达反射率因子大值区，代表对流降水，在垂直方向上（图 2b）表现为混合的上升和下沉气流，这是强降水形成的重要原因。相应地，图 2a 中亮带均处于融化层附近，其下方（图 2b）以下沉气流为主，其上方上升气流明显，这说明了亮带附近的气流交换促进了粒子融化和碰并，形成云水聚集区，进而产生持续性层云降水。



注：黑框表示对流降水区域，红框表示层云降水区域。

图 2 2025 年 6 月 19 日 12:04 (a) FY-3G PMR 反射率因子、(b) ERA5 资料的垂直速度过图 1 直线 (a₁, b₁) AB、(a₂, b₂) CD 的垂直剖面

Fig.2 Vertical cross-sections of (a) FY-3G PMR reflectivity factor and (b) vertical velocity from ERA5 data along lines (a₁, b₁) AB, (a₂, b₂) CD in Fig. 1 at 12:04 BT 19 June 2025

2.2 热力条件

通过分析大气中固态、液态、混合态粒子的垂直分布，能够诊断验证对流降水和层云降水产生的热力条件。比冰水、比雪水、云液水和雨水分别代表了大气中的冰晶粒子、雪粒子、云中液态水和雨水含量。针对图 2a₂ 中的对流降水（黑框区域）和层云降水（红框区域），利用 ERA5 资料分别作对应剖面。

图 3 显示，随着高度降低，粒子相态演变呈现“高空冰晶粒子—中空雪粒子—中低空云液态水—低空雨水”，印证了 FY-3G PMR 降水产品的可靠性。结合图 2a₂ 反射率因子剖面进一步分析低空降水特征：层云降水区近地面云液水含量很低（图 3c₂），表明低层云量少，液态水已经转化为雨水（图 3d₂）；对流降水区低空云液水含量较高（图 3c₁），低层云量充沛，但雨水含量相对偏低（图 3d₁），据此推断，图 2a₂ 雷达回波主要来自云中液态水，强下沉运动（图 2b₂）将液态水滴输送至地面，形成地面强降水。

综上所述，层云降水区和对流降水区在垂直方向上粒子的相态分布变化一致符合物理

规律，即随着高度的下降、温度升高，液态粒子的含量逐步增大。层云降水与融化层附近的亮带现象密切相关，该区域反射率因子增强主要是由于冰晶粒子在融化过程中介电常数变化、粒子碰并增长及相态混合等共同作用导致的雷达回波增强现象，而非单纯的云水聚集。对流降水的强降水中心在对流系统发展后期多位于低层，这与其强烈的上升运动和粒子下落过程的配置有关，使得其降水强度通常大于层云降水。需要说明的是，0°C层亮带处反射率因子增大是冰水相变过程对应的雷达响应特征，利用反射率因子定量反演降水强度时，应对亮带效应予以重视或开展订正。

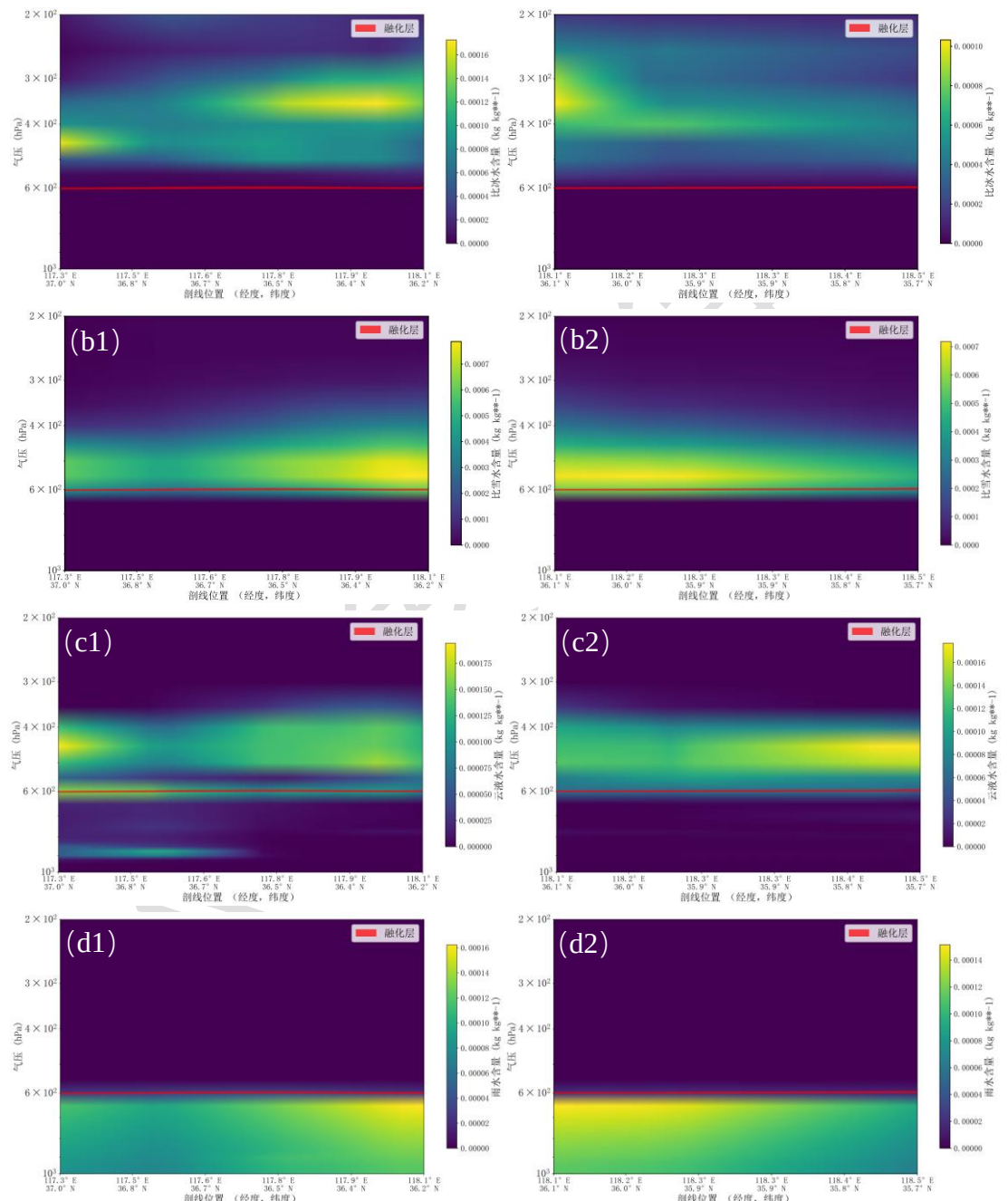


图 3 2025 年 6 月 19 日 12:00 ($a_1 \sim d_1$) 对流降水区和 ($a_2 \sim d_2$) 层云降水区不同粒子含量过图 1 直线 CD 的垂直剖面
(a) 比冰水, (b) 比雪水, (c) 云液水, (d) 雨水

Fig.3 Vertical cross-sections of the contents of different particles in (a₁-d₁) convective precipitation area and (a₂-d₂) stratiform precipitation area along line CD in Fig. 1 at 12:04 BT 19 June 2025
(a) specific cloud ice water, (b) specific snow water, (c) specific cloud liquid water, (d) specific rain water

3 梅雨锋滴谱特征

3.1 层云降水与对流降水的粒子滴谱特性

根据 2025 年 6 月 19 日 12:04 FY-3G 卫星扫描轨道上的降水类型分布,选取了发生层云降水(绿色阴影区)和混合降水(灰色阴影区)的典型区域进行粒子滴谱特性的研究(图 4)。需要说明的是,由于层云降水范围广,因此图中的绿色阴影区包含一致的层云降水;而对流降水比较分散,难以采样到发生一致性对流降水的规则区域,因此图中的灰色阴影区同时包含了层云降水和显著的对流降水,在这种混合降水区中剔除层云降水的特征,即可提取到对流降水的特征。

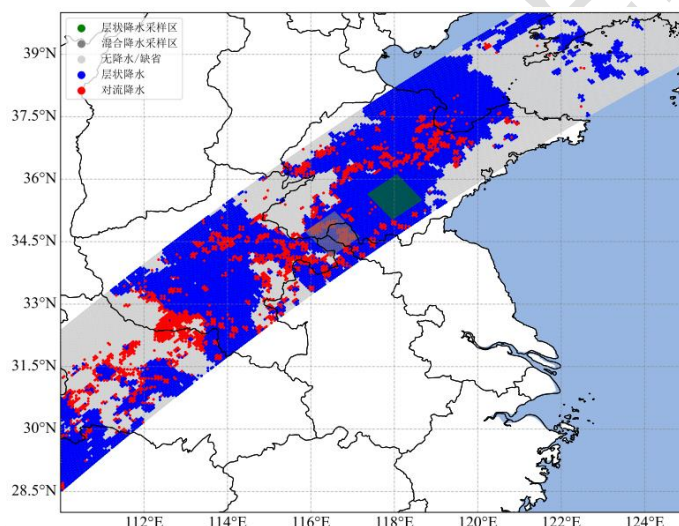


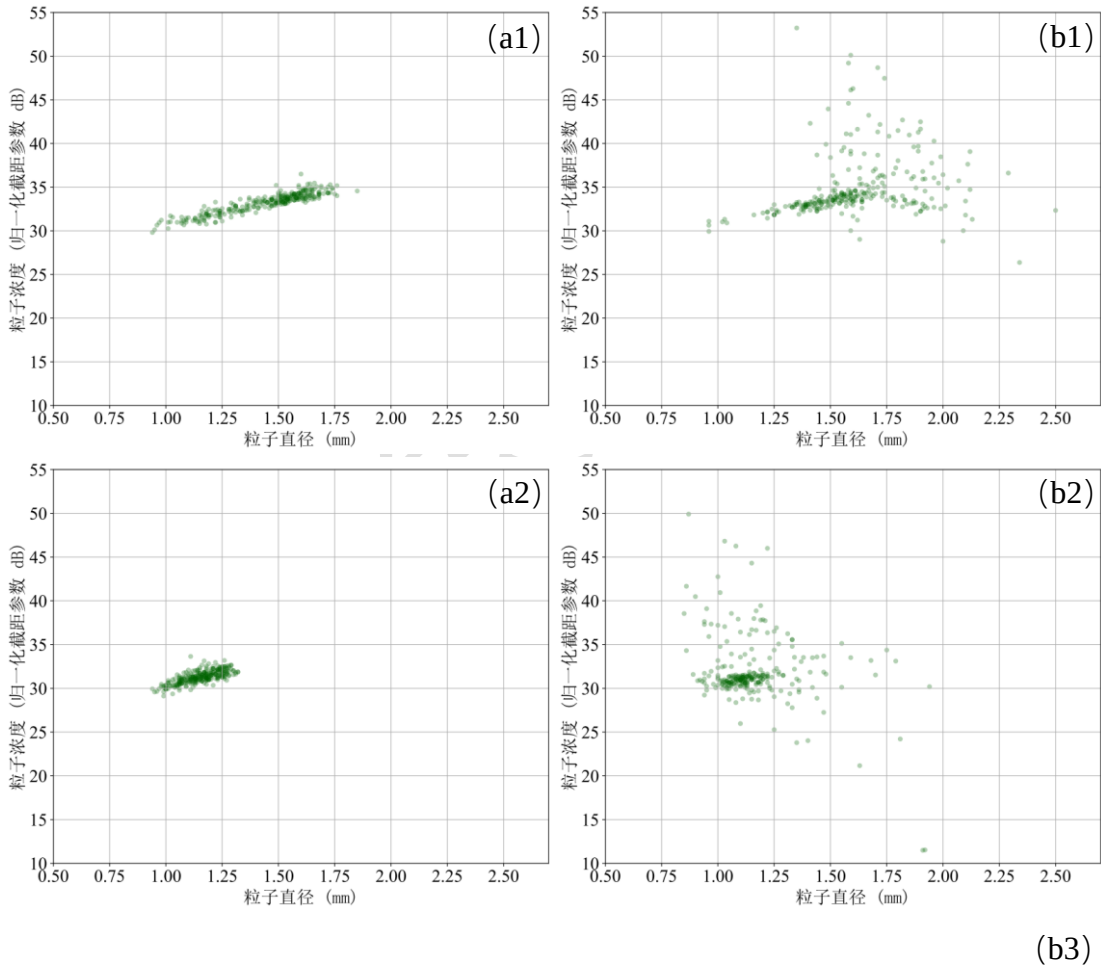
图 4 2025 年 6 月 19 日 12:04 FY-3G 卫星扫描轨道上的降水类型和采样区

Fig.4 Precipitation types and sampling areas along the FY-3G satellite scanning orbit at 12:04 BT 19 June 2025

由于此时的融化层峰值高度约为 5.5km,本文选取 4km、7km 分别代表融化层以下和以上开展分析。图 5a₁、5a₂ 显示,粒子直径和浓度散点分布比较集中,且随着高度的上升,两者均呈整体减小的分布形态,这是由于融化层以下的粒子主要为液态,融化层以上主要为固态,固态粒子粒径普遍小于液态粒子;且高度越高,大气越稀薄,单位体积内粒子数越少。4 km、7 km 高度的散点整体向低浓度、小粒径区间分布。中整个垂直空间的散点分布中(图 5a₃),低空的粒子主要处于相对的大粒径、高浓度范围内,高空的粒子主要处于相对的小粒径、低浓度范围内,高空小粒径、低浓度的固态粒子在下落过程中发生了融化和碰并,在低空转化为大粒径、高浓度的液态粒子,从而产生层云降水。

根据上述层云降水区(图 5a)中的谱滴分布形态,在混合降水区(图 5b)中剔除浓度

集中分布于 27~37dB 并且粒径集中分布于 0.8~1.9mm 范围内的散点, 即可获得对流降水
区对应的粒子浓度和直径散点分布情况。从图 5b 中可以发现, 对流降水区的粒子浓度和直
径离散分布特征明显, 且低空朝大粒径、高浓度方向离散, 高空朝小粒径、低浓度方向离散。
层云降水粒子直径和浓度散点分布比较集中, 而对流降水则比较离散, 形成这一差异的原因
是对流降水过程中大气的垂直运动显著, 低空与高空的粒子进行了充分混合, 同时强对流环
境中的干空气夹卷增强了低层雨滴的蒸发冷却, 使得部分雨滴粒径收缩, 进一步加剧了低空
粒子谱分布向大粒径、高浓度方向的离散化。在此过程中, 部分液态粒子被迅速抛向更高
的高空并凝结, 从而表现为图 5b₃ 中 (与图 5a₃ 相比) 更小粒径、更高浓度的冰晶粒子; 部分
固态粒子迅速下落并融化同时强烈的气流促进了水滴的碰并, 从而表现为 5b₃ 中 (与图 5a₃
相比) 更大粒径、更低浓度的液态粒子, 部分固态粒子下落速度较快, 下落过程中未完全融
化, 反映出梅雨对流系统内冰相、液态粒子共存的垂直分布特征。



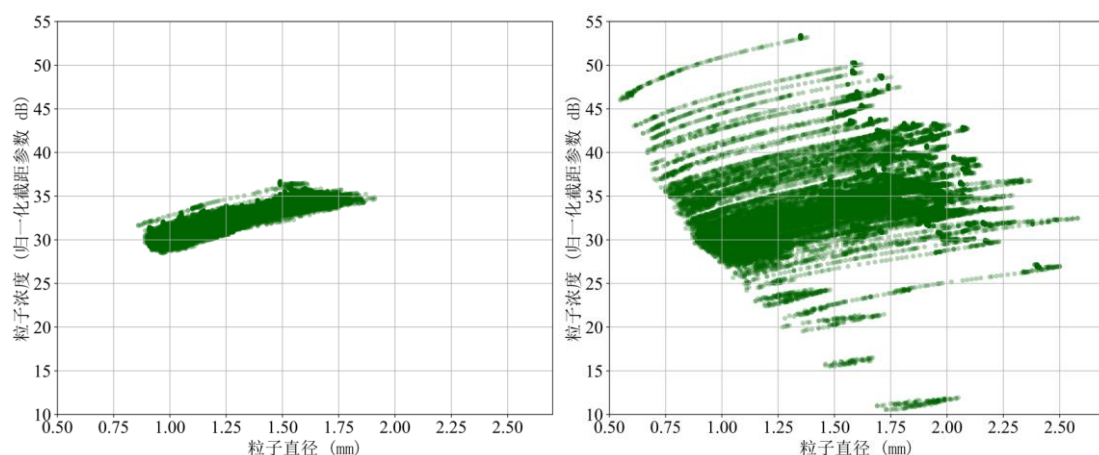


图 5 2025 年 6 月 19 日 12:04 FY-3G 卫星扫描轨道上的 (a) 层云降水区和 (b) 对流降水区的粒子浓度和直径散点分布

(a_1 , b_1) 4km 高度处, (a_2 , b_2) 7km 高度处, (a_3 , b_3) 整个垂直空间

Fig.5 Scatter plots of particle concentration and diameter in (a) stratiform precipitation area and (b) convective precipitation area at (a_1 , b_1) 4 km altitude, (a_2 , b_2) 7 km altitude, and (a_3 , b_3) the entire vertical space along the FY-3G satellite scanning orbit at 12:04 BT 19 June 2025

3.2 梅雨锋不同部位的粒子滴谱特性

由于梅雨锋为准静止锋, 位置相对固定, 因此能够采用 FY-3G 卫星间隔 24h 两个轨道数据对其进行分析 (图 6)。此时梅雨锋大致处于两个轨道之间的空白处, 呈西南—东北向。为研究锋面不同区域内的粒子谱滴差异, 对冷、暖区分别进行采样。冷、暖区根据 ERA5 850 hPa 的 16°C 等温线划分, 等温线以北为冷区, 以南为暖区。

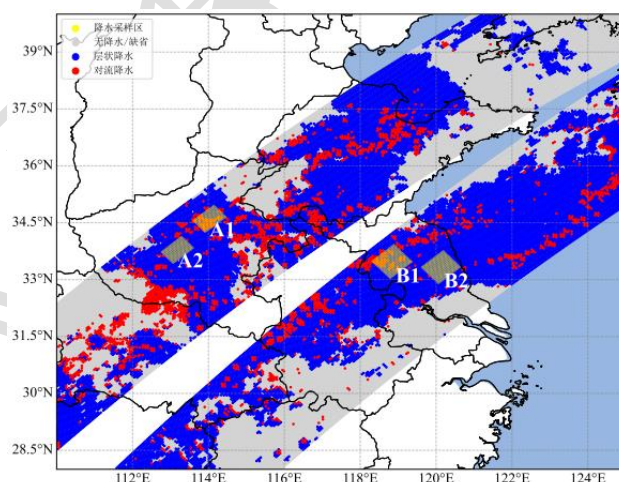


图 6 2025 年 6 月 19 日 12:04 (北侧) 和 6 月 20 日 11:14 (南侧) FY-3G 卫星扫描轨道上的降水类型和采样区

Fig.6 Precipitation type and sampling areas along the FY-3G satellite scanning orbits at 12:04 BT 19 (north orbit) and 11:14 BT 20 June (south orbit) June 2025

针对图 6 中的各采样区, 图 7 给出了垂直空间内粒子浓度和直径散点分布情况。纵向对

比看，无论是冷区或暖区，在粒子浓度和直径散点整体分布形态上，均表现为层云降水区相对集中，对流降水区相对离散，这主要源于大气垂直运动对粒子分布的影响，这种锋面同一部位但不同降水类型的滴谱差异在前文已进行分析。这里针对同一降水类型（层云降水或对流降水）在锋面不同部位（暖区及冷区）的滴谱特征进行分析。图 7a₂、7b₂ 显示，层云降水过程中，暖区和冷区的粒子浓度范围相近，均在 27~37dB 以内，但在暖区存在部分直径明显大于冷区的粒子，这是由于暖区气温整体高于冷区，充足的热量促使更多冰晶粒子融化为液滴，大直径的粒子数量更多。在混合降水区中剔除层云降水的影响后（图 7a₁，7b₁），发现相较于冷区，暖区对流降水过程中的各散点呈现出沿小粒径、高浓度方向离散的特征。小粒径-高浓度的粒子对应冰晶粒子，说明暖区对流降水内存在显著冰相过程。暖气团水汽充沛，叠加对流区强烈上升运动，水汽被输送至高空发生凝华，生成大量冰晶粒子。该特征和梅雨锋暖区西南低空急流的水汽输送作用密切相关，强水汽辐合为高空冰相粒子生成提供物质基础，锋面抬升进一步加大粒子浓度的垂直离散程度。冷区空气干燥且上升气流不强，不具备在高空形成冰晶粒子的水汽和动力条件。

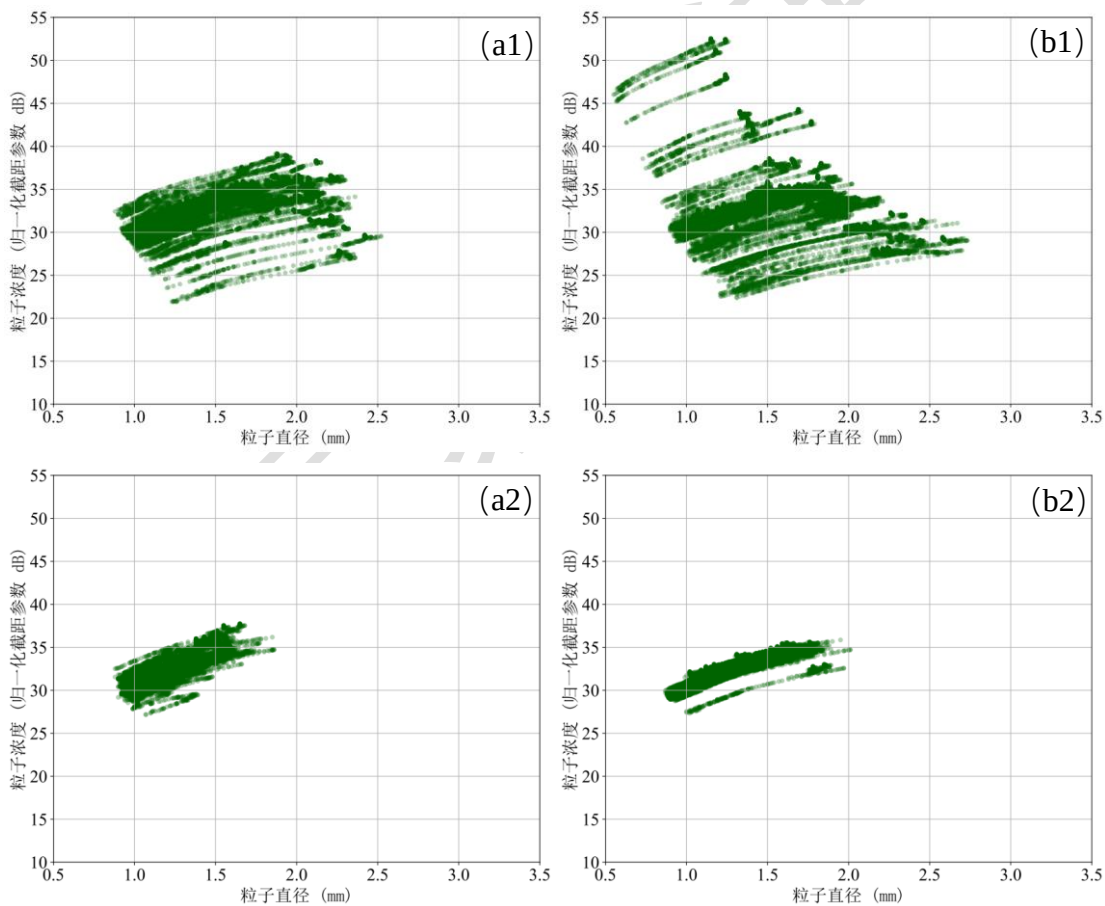


图 7 2025 年 (a) 6 月 19 日 12:04 冷区、(b) 6 月 20 日 11:14 暖区垂直空间内采样区的粒子浓度和直径散点分布

(a₁, b₁) 混合降水, (a₂, b₂) 层云降水,

Fig.7 Scatter plots of particle concentration and diameter of (a_1, b_1) mixed precipitation and (a_2, b_2) stratiform precipitations sampled in vertical space in (a) cold area at 12:04 BT 19 and (b) warm area at 11:14 BT 20 June 2025

4 梅雨锋的潜热结构

降水过程中水汽凝结释放的潜热，是驱动大气运动，特别是像梅雨锋这种中尺度天气系统维持和发展的关键能量来源。传统的潜热估计依赖于模式输出或间接推算，而 FY-3G PMR 通过反演的降水垂直结构，可以直接计算潜热释放的垂直廓线。图 8 为 2025 年 6 月 20 日 11:14 FY-3G 卫星扫描轨道的降水强度分布，选取包含不同强度梅雨降水的典型区域（阴影区）进行潜热的水平分布情况研究，针对图中的 AB 剖面进行潜热垂直分布情况研究。

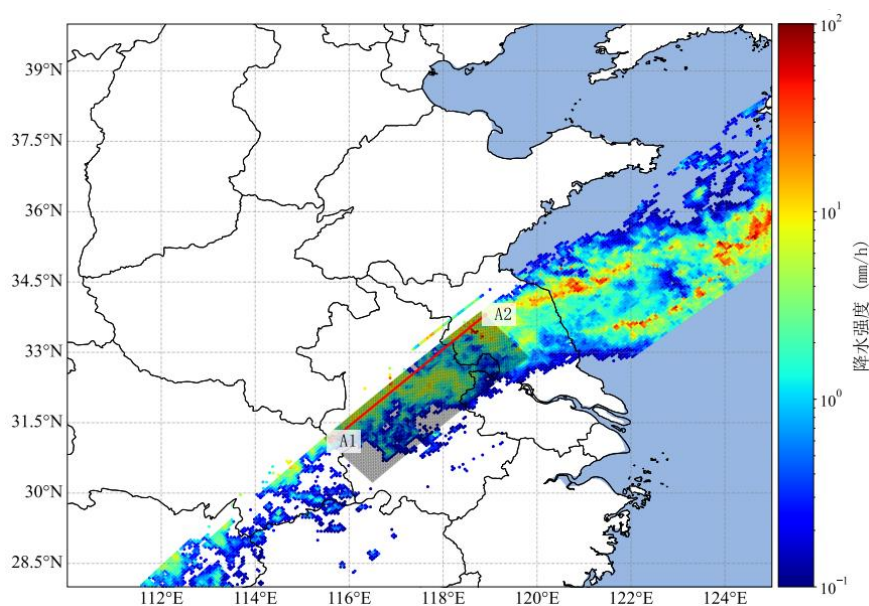


图 8 2025 年 6 月 20 日 11:14 FY-3G 卫星扫描轨道的降水强度

Fig.8 Precipitation rate along the FY-3G satellite scanning orbit at 11:14 BT 20 June 2025

4.1 不同高度的潜热分布

图 9a 为图 8 阴影区在三维空间中的潜热释放总量分布，对比发现潜热值与降水强度的分布有明显的一致性，降水越强，释放潜热越多。由图 9b 可见，在 5.6km 高度，潜热存在极大值，0.1km 高度为极小值。由图 9c 和 9d 可知，整个垂直空间内的潜热主要来源于 5.6km 附近的大气，0.1km 高度的潜热极小值区主要是由于此时为夏季中午，地面温度较高，降水在地面蒸发吸收底层大气的热量所导致。潜热释放大值区（5.6km）接近融化层所处位置，这是由于空气上升冷却，水汽凝结成云的过程中释放了大量潜热。

FY-3G 潜热产品。统计结果表明，在 0~11 km 气柱内 FY-3G 潜热廓线和 ERA5 视热源 Q_1 廓线一致性良好， $R=0.64$ （通过 0.01 显著性水平）， $RMSE=2.00 \text{ K}\cdot\text{hr}^{-1}$ ， $Bias=-1.37 \text{ K}\cdot\text{hr}^{-1}$ （图 9b）。两条廓线均在 5.6 km（0°C 层）附近出现峰值，验证了融化层水汽相变释放潜热的物理机制。FY-3G 峰值（约 $7.7 \text{ K}\cdot\text{hr}^{-1}$ ）高于 ERA5 Q_1 （约 $4.4 \text{ K}\cdot\text{hr}^{-1}$ ）。整体 Bias 为负的主要原因为：除融化层附近外，ERA5 Q_1 普遍大于 FY-3G 反演潜热。视热源 Q_1 的贡献不仅包含相变潜热，还包含温度变化带来的显热项；FY-3G 潜热产品仅表征水凝物相变热交换，

因此融化层以外高度，显热项对 Q_1 起主导作用。融化层附近二者同步达到峰值，表明该处水汽相变释放的潜热是 Q_1 的主导贡献项；该高度出现 FY-3G 潜热高于 Q_1 的正偏差，源于局地环境温度变化使得显热项为负，最终造成 Q_1 整体数值低于 FY-3G 潜热。需要指出的是， 0°C 层亮带附近反射率因子异常增强是星载降水雷达反演降水强度的一个已知不确定性来源。亮带区域因冰晶融化过程中介电常数变化及粒子碰并增长，导致反射率因子较实际降水强度偏高，进而使得基于反射率因子反演的降水强度在该区域存在系统性高估。由于本文采用的潜热产品以降水强度作为输入之一，因此融化层附近的潜热释放量可能在一定程度上被高估。尽管如此， Q_1 与潜热在垂直分布形态上的统计一致性，证明了 FY-3G PMR 潜热产品在揭示梅雨锋热力结构方面具有一定的可靠性。

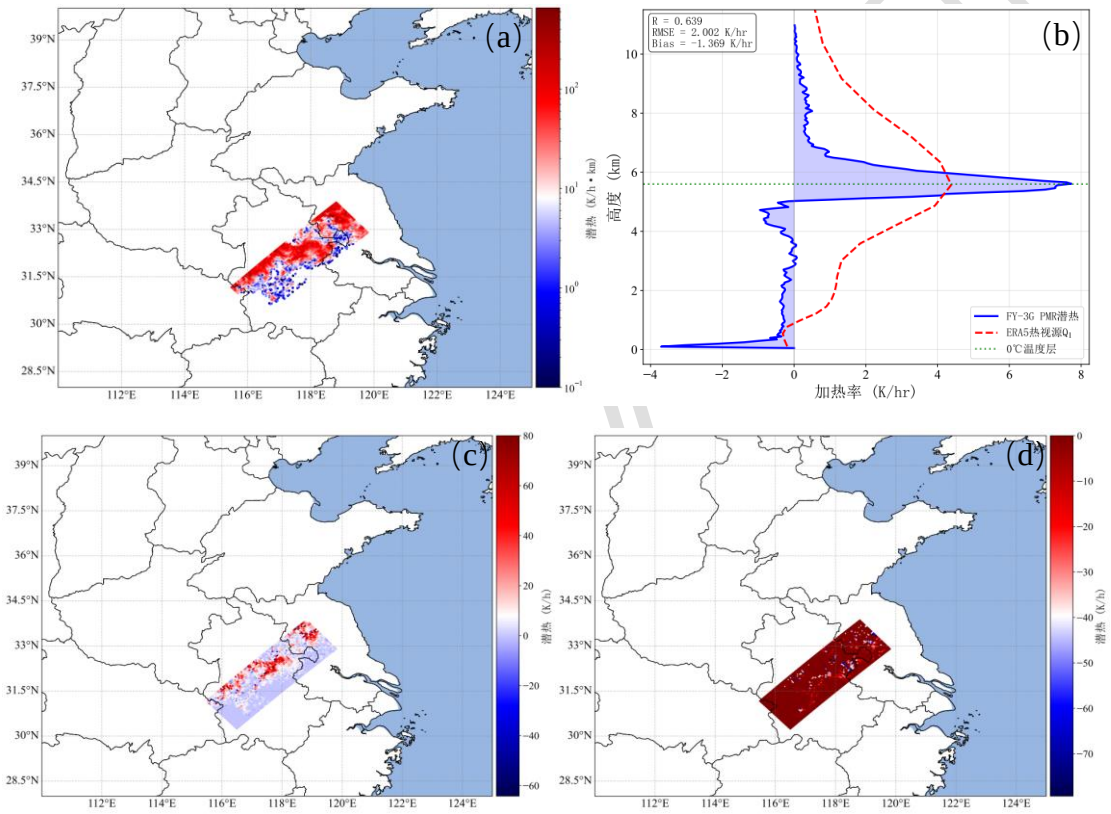


图 9 2025 年 6 月 20 日 11:14 FY-3G 卫星扫描轨道上的 (a) 潜热释放总量, (b) FY-3G 和 11:00 ERA5 Q_1 在研究区域中的平均潜热垂直廓线对比, (c) 5.6km 和 (d) 0.1km 高度潜热释放水平分布
Fig.9 (a) Total latent heat release, (b) comparison of the mean latent heat vertical profile of FY-3G and ERA5 Q_1 at 11:14 BT in the study area, and (c, d) horizontal distribution of latent heat release at (c) 5.6 km and (d) 0.1 km altitude along the FY-3G satellite scanning orbit at 11:14 BT 20 June 2025

4.2 典型剖面上的潜热分布

由图 10a 可见，潜热大值区主要分布于融化层以上；高空以潜热释放为主，低空以潜热吸收为主，与 4.1 节结论一致。同时，融化层附近的潜热大值区与反射率因子大值区对应较好（图 10），而反射率因子越大则降水强度越强，验证了潜热释放与降水强度的正相关关系。

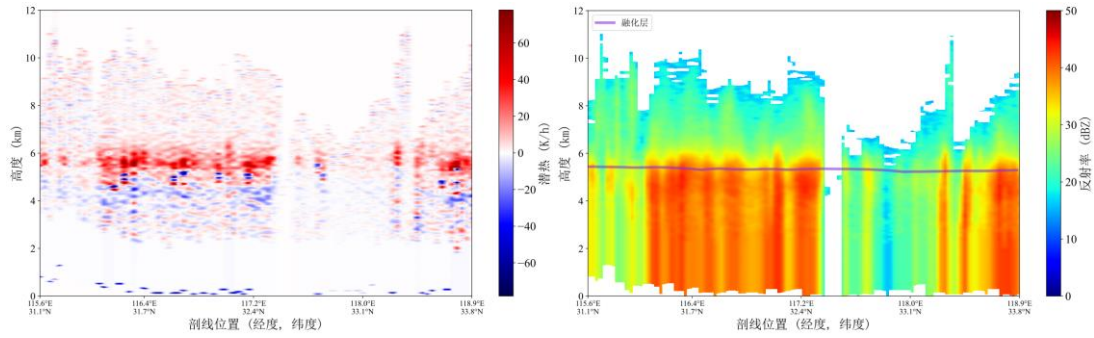


图 10 2025 年 6 月 20 日 11:14 FY-3GAB (a) 潜热和 (b) 雷达反射率因子沿图 8 直线 AB 的剖面
Fig.10 Vertical cross-sections of (a) latent heat and (b) radar reflectivity factor of FY-3G along AB in Fig.8 at 11:14 BT 20 June 2025

利用 ERA5 资料对进行诊断，以验证三维空间上的“水汽-凝结-加热”的完整链条。
AB 图 11 从相态变化的角度验证了垂直空间内粒子从融化到产生降水的完整过程。高空冰晶和雪粒子代表冰相过程，在降水过程中释放潜热，因此高空的潜热为正值。融化层以上存在的雪粒子含量大值区（图 11b）意味着该处大量的水汽凝结为固体，与图 10a 中的潜热释放大值区相对应。融化层以下 1km 范围内雪粒子发生融化吸热（图 11b），造成该高度出现显著的潜热负异常区（图 10a）。而低空存在大量云液水与雨水（图 11c, 11d），和雷达反射率因子分布（图 10b）相对应；液态水滴温度低于环境大气，会从环境吸收热量，造成低空潜热为负。ERA5 资料从相态变化过程上验证了 FY-3G 资料的有效性，并进一步解释了造成潜热相应垂直分布的原因。

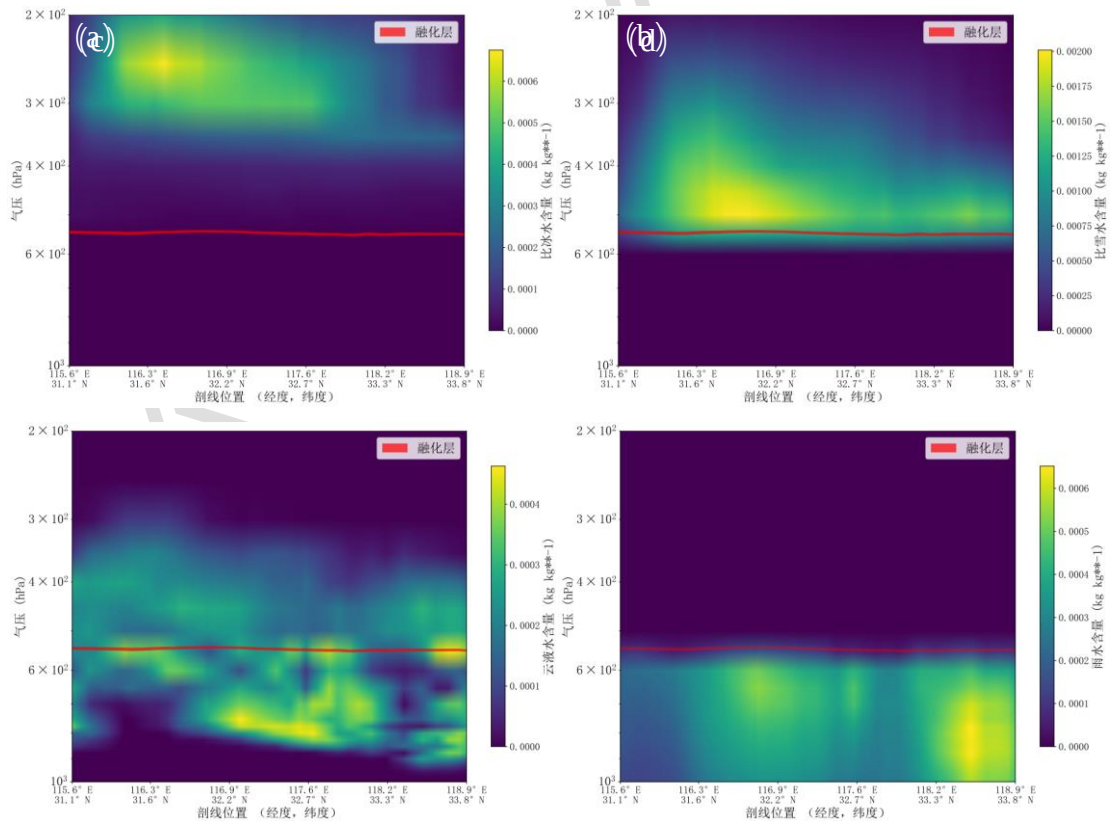


图 11 2025 年 6 月 20 日 11:14 ERA5 (a) 比冰水含量、(b) 比雪水含量、(c) 云液水含量和 (d) 雨水含量
过图 8 直线 AB 的剖面

Fig.11 Vertical cross-sections of AB (a) specific ice water content, (b) specific snow water content, (c) cloud liquid water content, and (d) rain water content of ERA5 along line AB in Fig. 8 at 11:14 BT 20 June 2025AB

综合来看, FY-3G PMR 反演的潜热产品在整体上能够合理反映梅雨锋降水过程中的潜热垂直结构特征(图 10a), 并与 ERA5 再分析资料显示的粒子相态变化(图 11)具有较好的一致性。然而, 如前文所述, 亮带区域反射率因子的增强效应会导致该高度附近降水强度被高估, 从而可能使图 10a 中融化层附近的潜热释放峰值出现一定程度的正偏差。由于本文侧重于潜热垂直分布的整体形态及其与微物理过程的对应关系, 未对亮带区域的潜热绝对值进行订正, 这一点应在解读相关数值时予以注意。垂直方向上, 融化层附近潜热高值区与亮带位置一一对应, 这可能是亮带引起的反射率因子虚高导致的。除此之外, 多源资料本身的系统误差也会引入部分偏差。本文仅重点分析潜热的空间结构特征, 暂未开展亮带订正以及分区定量误差拆解工作。

5 结论

本文针对 2025 年 6 月 19 日至—20 日的梅雨过程, 采用 FY-3G PMR 反演的降水和潜热产品, 研究了梅雨锋降水的微物理特征与潜热结构, 并结合 ERA5 资料进行诊断分析与验证, 解释了相关成因。得出结论如下:

(1) 梅雨是层云降水和对流降水在不同尺度上的混合, 其降水强度水平分布差异较大, 主要来源是大范围层云降水, 其次来源于嵌入其中的深厚对流云团。FY-3G PMR 亮带和 ERA5 资料共同表明, 亮带与层云降水有着较好的对应, 亮带上方的上升运动促使冰晶粒子在融化层附近聚集、增长, 发生融化和碰并, 形成云水聚集区, 产生持续性层云降水; 对流降水回波主要起源于低层云系, 强烈的垂直对流运动造成其降水强度高。

2) 滴谱分布形态方面, 由于大气垂直运动的差异, 层云降水区中的粒子直径和浓度散点分布比较集中, 随着高度的上升, 两者均呈减小趋势; 对流降水区中的粒子浓度和直径离散分布特征明显, 并且低空向大粒径、高浓度方向离散, 高空向小粒径、低浓度方向离散, 这种差异源于对流云内更强的垂直运动导致粒子碰并-破碎过程的非均匀性。由于锋面冷区和暖区热量分布的差异, 层云降水过程中, 暖区和冷区的粒子浓度范围相近, 但暖区的部分粒子直径明显大于冷区; 对流降水过程中, 相较于冷区, 暖区的粒子直径和浓度散点呈现出沿小粒径、高浓度方向离散的特征, 体现了暖区水汽通量与冷区动力稳定性的热力差异对微物理过程的调控。

3) FY-3G PMR 的潜热数据能够很好反映降水过程中三维空间内大气的热量释放和吸收情况, 融化层附近释放的潜热最多, 底层大气吸收潜热最多, 同时融化层以下的 1km 范围内也存在着明显的潜热吸收区。将研究区域 FY-3G 潜热廓线与 ERA5 视热源 Q1 开展定量比对, 二者一致性较好, 验证了 FY-3G 潜热产品在梅雨热力结构分析中的适用性。空间分布对比表明, 潜热正偏差大值区与雷达亮带分布区域位置高度重合, 表明亮带引起的反射率虚高是造成融化层附近潜热估算出现系统偏差的重要潜在因素; $\text{Bias} = -1.37 \text{ K} \cdot \text{hr}^{-1}$ 由亮带反演误差、ERA5 再分析自身误差、时空匹配插值误差、潜热反演模型误差等多类因素共同

叠加导致。受限于本文仅单次卫星过境个例的研究条件,未开展分区域定量误差拆分与亮带订正试验,相关定量订正工作拟在后续多场次梅雨个例研究中深入开展。

需要指出的是,本文仅基于一次梅雨锋降水过程的单次轨道瞬时扫描开展统计分析与三维结构研究。该瞬时扫描虽包含超过 11000 个有效降水样本,空间上可以覆盖梅雨锋系统的整体水平结构,但仍然无法刻画梅雨过程中降水系统的时间演变特征。不同梅雨过程在锋面强度、水汽输送、对流组织方式等方面可能存在差异,本文揭示的粒子谱垂直分布和潜热结构特征是否适用于所有梅雨事件,有待基于更长时段、更多个例的观测数据进行系统验证。此外, FY-3G PMR 在亮带区域的降水强度反演存在一定不确定性,相关定量结论在应用时需结合亮带检测结果进行解读。

参考文献

- 陈婷, 2013. 基于 Cloudsat 卫星资料的梅雨锋云系结构特征及其数值模拟研究[D]. 南京: 南京信息工程大学. Chen T, 2013. Studies on the features of Meiyu frontal cloud systems (MFCS) based on Cloudsat observation and simulation[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology (in Chinese).
- 陈文姝, 黄兴友, 卜令兵, 等, 2025. 南京地区冰云个例微物理参数的地基毫米波云雷达观测反演分析[J]. 气象学报, 83(1): 115-128. Chen W S, Huang X Y, Bu L B, et al, 2025. Retrieval and analysis of ice-cloud microphysical parameters over Nanjing based on ground-based millimeter-wavelength cloud radar observations[J]. Acta Meteor Sin, 83(1): 115-128 (in Chinese).
- 丁一汇, 柳俊杰, 孙颖, 等, 2007. 东亚梅雨系统的天气-气候学研究[J]. 大气科学, 31(6): 1082-1101. Ding Y H, Liu J J, Sun Y, et al, 2007. A study of the synoptic-climatology of the Meiyu system in East Asia[J]. Chin J Atmos Sci, 31(6): 1082-1101 (in Chinese).
- 高洋, 方翔, 2018. 基于 CloudSat 卫星分析西太平洋台风云系的垂直结构及其微物理特征[J]. 气象, 44(5): 597-611. Gao Y, Fang X, 2018. Analyses on vertical structure and microphysical features of typhoon cloud in western Pacific based on CloudSat satellite data[J]. Meteor Mon, 44(5): 597-611 (in Chinese).
- 贺晓露, 秦幼文, 李格, 等, 2026. 湖北随州夏季两类短时强降水时空分布及双偏振雷达参数统计特征[J]. 气象, 52(7): 822-833. He X L, Qin Y W, Li G, et al, 2026. Distribution and statistics for dual-polarization radar parameter of two types of short-time heavy rainfall in summer in Suizhou of Hubei[J]. Meteor Mon, 52(7): 822-833 (in Chinese).
- 李毓, 陈科艺, 洗智鹏, 等, 2022. 风云三号 C 星微波湿度计资料的全天候同化在江淮梅雨期降水预报中的应用研究[J]. 成都信息工程大学学报, 37(3): 308-317. Li Y, Chen K Y, Xian Z P, et al, 2022. The evaluation of all-sky assimilation of FY-3C/MWHS-2 on Mei-yu forecasts over Jianghuai region[J]. J Chengdu Univ Inf Technol, 37(3): 308-317 (in Chinese).
- 林小红, 蒋滔, 张文娟, 等, 2025. "杜苏芮"(2023)台风外雨带闪电活动特征及与强降水微物理结构的关系[J]. 气象学报, 83(1): 80-95. Lin X H, Jiang T, Zhang W J, et al, 2025. Lightning activity in the outer rainbands of typhoon Doksuri (2023) and its relationship with the microphysical structure of heavy rainfall[J]. Acta Meteor Sin, 83(1): 80-95 (in Chinese).
- 刘春, 2015. FY-3A 大气水汽产品分析及在江淮梅雨强降水系统诊断中的应用[D]. 南京: 南京信息工程大学. Liu C, 2015. The applied study of FY-3A satellite atmospheric moisture products on diagnosis of Meiyu heavy precipitation systems at Jianghuai Valley[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology (in Chinese).
- 龙俊霖, 周毓荃, 陶玥, 2024. 一次强对流风暴过程的人工防雹作业雷达回波演变特性分析[J]. 大气科学, 48(4): 1531-1548. Long J L, Zhou Y Q, Tao Y, 2024. Analysis of radar echo evolution characteristics of a severe-convective-storm artificial hail suppression operation[J]. Chin J Atmos Sci, 48(4): 1531-1548 (in Chinese).
- 罗丽, 赵建民, 郭佳, 等, 2026. 微雨雷达雨滴谱和降雨参数反演精度分析[J]. 大气科学, 50(2): 399-416. Luo L, Zhao J M, Guo J, et al, 2026. Precision evaluation of raindrop size distribution and rainfall parameters retrieved by a micro rain radar[J]. Chin J Atmos Sci, 50(2): 399-416 (in Chinese).
- 毛赢, 寇蕾蕾, 王芷璇, 等, 2024. 基于雨滴谱参数反演的 C 波段双偏振雷达降水类型分类方法[J]. 大气科学, 48(5): 2015-2030.

Mao Y, Kou L L, Wang Z X, et al, 2024. Classification method of rain types based on raindrop size distribution retrieval from C-band dual-polarization radar[J]. *Chin J Atmos Sci*, 48(5): 2015-2030 (in Chinese).

苗春生, 刘春, 王坚红, 等, 2017. FY-3A 水汽资料在江淮梅雨强降水系统湿动力诊断中的应用[J]. *大气科学学报*, 40(1): 36-47.

Miao C S, Liu C, Wang J H, et al, 2017. Application of moisture data from the FY-3A satellite in moisture-dynamic diagnosis of Meiyu heavy precipitation systems over the Jianghuai Valley[J]. *Trans Atmos Sci*, 40(1): 36-47 (in Chinese).

潘佳文, 高珊, 郑秀云, 等, 2025. 超强台风“莫兰蒂”(2016)内核微物理特征的双偏振雷达观测分析[J]. *气象学报*, 83(2): 366-388.

Pan J W, Gao S, Zheng X Y, et al, 2025. Analysis of microphysical features in the inner core of super typhoon Meranti (2016) based on dual-polarization radar observations[J]. *Acta Meteor Sin*, 83(2): 366-388 (in Chinese).

邵建, 郑鹏微, 裴晓蓉, 等, 2025. 宁夏强对流天气 FY-4A 卫星云物理参数特征[J]. *气象*, 51(3): 337-348. Shao J, Zheng P H, Pei X R, et al, 2025. Characteristics of FY-4A Satellite cloud physical parameters in severe convective weather in Ningxia[J]. *Meteor Mon*, 51(3): 337-348 (in Chinese).

王智立, 呼延李豆, 高郁东, 等, 2025. 四川盆地东部一次局地强对流天气微物理特征分析[J]. *气象*, 51(9): 1088-1100. Wang Z L, Huyan L D, Gao Y D, et al, 2025. Microphysical characteristics of a localized severe convection case in East Sichuan Basin[J]. *Meteor Mon*, 51(9): 1088-1100 (in Chinese).

吴学珂, 郗秀书, 袁铁, 2013. 亚洲季风区深对流系统的区域分布和日变化特征[J]. *中国科学: 地球科学*, 43(4): 556-569. Wu X K, Qie X S, Yuan T, 2013. Regional distribution and diurnal variation of deep convective systems over the Asian monsoon region[J]. *Sci China Earth Sci*, 56(5): 843-854 (in Chinese).

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, Wu J X, Shen G H, et al, 2024. Observation analysis of dual-polarization radar and raindrop spectrum for microphysical characteristics of a hailstorm in Mount Taishan[J]. *Meteor Mon*, 50(9): 1129-1141 (in Chinese).

徐小红, 余兴, 刘贵华, 等, 2022. 冰雹云卫星早期识别与自动预警[J]. *大气科学*, 46(1): 98-110. Xu X H, Yu X, Liu G H, et al, 2022. Early identification and automatic warning of hail clouds by satellite[J]. *Chin J Atmos Sci*, 46(1): 98-110 (in Chinese).

张鹏, 陈玉宝, 商建, 等, 2025. 我国天气雷达网和风云三号降水卫星的发展与数据融合应用初探[J]. *气象*, 51(11): 1367-1382. Zhang P, Chen Y B, Shang J, et al, 2025. Preliminary study on the development and data fusion application of China's weather radar network and FY-3G precipitation satellite[J]. *Meteor Mon*, 51(11): 1367-1382 (in Chinese).

张小玲, 林建, 张涛, 等, 2015. 2013 年暖季试验概述[J]. *气象*, 41(5): 521-532. Zhang X L, Lin J, Zhang T, et al, 2015. Overview of the warm-season experiment in 2013[J]. *Meteor Mon*, 41(5): 521-532 (in Chinese).

郑皎, 郭欣, 付丹红, 等, 2025. 云南南部冰雹形成的天气背景与云微物理特征[J]. *气象学报*, 83(1): 96-114. Zheng J, Guo X, Fu D H, et al, 2025. Characteristics of synoptic weather and cloud microphysics for hail events in southern Yunnan[J]. *Acta Meteor Sin*, 83(1): 96-114 (in Chinese).

朱格利, 林万涛, 曹艳华, 2014. 用 WRF 模式中不同云微物理参数化方案对华南一次暴雨过程的数值模拟和性能分析[J]. *大气科学*, 38(3): 513-523. Zhu G L, Lin W T, Cao Y H, 2014. Numerical simulation of a rainstorm event over South China by using various cloud microphysics parameterization schemes in WRF model and its performance analysis[J]. *Chin J Atmos Sci*, 38(3): 513-523 (in Chinese).

Chang W Y, Lee W C, Liou Y C, 2015. The kinematic and microphysical characteristics and associated precipitation efficiency of subtropical convection during SoWMEX/TiMREX[J]. *Mon Wea Rev*, 143(1): 317-340.

Chen B J, Yang J, Pu J P, 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in eastern China[J]. *J Meteor Soc Japan*, 91(2): 215-227.

Chen P, Chen L, Wu Q, et al, 2025. Analysis of satellite-ground radar reflectivity consistency: first evaluation results of FY-3G and GPM precipitation radar[J]. *Geophys Res Lett*, 52(13): e2025GL115785.

Iguchi T, Koizu T, Meneghini R, et al, 2000. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 39(12): 2038-2052.

535 Skofronick-Jackson G, Petersen W A, Berg W, et al, 2017. The Global Precipitation Measurement (GPM) mission for science and
536 society[J]. Bull Am Meteor Soc, 98(8): 1679-1695.

537 Wang M J, Zhao K, Xue M, et al, 2016. Precipitation microphysics characteristics of a Typhoon Matmo (2014) rainband after landfall
538 over eastern China based on polarimetric radar observations[J]. J Geophys Res: Atmos, 121(20): 12415-12433.

539 Wen J, Zhao K, Huang H, et al, 2017. Evolution of microphysical structure of a subtropical squall line observed by a polarimetric radar
540 and a disdrometer during OPACC in Eastern China[J]. J Geophys Res: Atmos, 122(15): 8033-8050.

541 Wen L, Zhao K, Zhang G F, et al, 2016. Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the Asian
542 summer monsoon season using 2-D video disdrometer and Micro Rain Radar data[J]. J Geophys Res: Atmos, 121(5): 2265-2282.

543 Xu W X, Zipser E J, 2012. Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes[J]. Geophys Res
544 Lett, 39(7): L07802.

545 Yanai M, Esbensen S, Chu J H, 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture
546 budgets[J]. J Atmos Sci, 30(4): 611-627.