

王洪, 雷恒池, 杨洁帆. 2017. 微降水雷达测量精度分析 [J]. 气候与环境研究, 22 (4): 392–404. Wang Hong, Lei Hengchi, Yang Jiefan. 2017. Analysis of measurement accuracy of Micro Rain Radar [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (4): 392–404, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16166.

微降水雷达测量精度分析

王洪^{1,2,3} 雷恒池^{1,2} 杨洁帆¹

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 山东省气象信息中心, 济南 250031

摘 要 利用数值模拟的方法, 讨论了利用微降水雷达 MRR (Micro Rain Radar) 雷达功率谱密度反演降水参数时, MIE 散射 (米散射) 效应、垂直气流 (包括上升气流、下沉气流) 对数浓度 N 、雷达反射率 Z 、雨强 I 、液态含水量 LWC 等参数的影响。MIE 散射主要影响直径为 1.20~4.00 mm 的粒子, MIE 散射效应影响的 N 、 Z 、 I 、LWC 偏差的平均值分别为 $2.74 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 、 1.47 dBZ 、 0.0061 mm h^{-1} 、 0.0004 g m^{-3} 。下沉气流使反演液滴直径偏大, 上升气流使得反演的液滴直径偏小, 下沉气流的影响更大, 尤其是对低层影响大于高层。例如, 在 300 m 高度上, 当液滴直径为 2.67 mm 时, 下沉气流为 2.00 m s^{-1} 时, 理论上反演的直径为 8.07 mm, 超出了 MRR 探测的阈值, 其相对误差值能接近 200%。下沉气流使得反射率谱向大粒子方向平移, 且谱型展宽; 上升气流则相反。将 MRR 资料与同步观测的 THIES 雨滴谱仪数据进行比对, 分析 MRR 资料的可靠性。选取 2015 年 4 月 1 日 01~12 时 (协调世界时) 山东济南的一次降水过程, 将 MRR 在 300 m 高度上反演的雷达反射率因子、雨强、数浓度、中值体积直径与雨滴谱仪资料进行对比。结果表明: 两种仪器探测的 Z 、 I 、 N 、中值体积直径 D_0 在时间序列上都有较好的吻合度, 变化趋势和幅度相近, Z 、 I 、 D_0 的平均偏差分别为 1.19 dBZ 、 0.34 mm h^{-1} 、 0.36 mm 。MRR 反演的 I 值偏大, 而粒子直径偏小, 分析了产生偏差的主要原因, 除了探测系统偏差、分析方法本身存在的偏差外, 上升气流导致的偏差不容忽视。这些结果初步验证了微降水雷达观测的功率谱密度及其反演方法的可靠性。

关键词 微降水雷达 MIE 散射 垂直气流 精度验证

文章编号 1006-9585 (2017) 04-0392-13

中图分类号 P407

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16166

Analysis of Measurement Accuracy of Micro Rain Radar

WANG Hong^{1,2,3}, LEI Hengchi^{1,2}, and YANG Jiefan¹

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Shandong Provincial Meteorological Information Center, Jinan 250031

Abstract The effects of MIE scattering and vertical motion, including updrafts and downdrafts, on number concentration (N), radar reflectivity (Z), Rain Rate (I), Liquid Water Content (LWC) retrieved from the Doppler spectral density observed by Micro Rain Radar (MRR) are discussed in this study using numerical simulation method. MIE

收稿日期 2016-08-29; 网络预出版日期 2016-11-16

作者简介 王洪, 女, 1984 年出生, 博士研究生, 主要从事大气遥感方面的研究。E-mail: sdsqxjyqj@163.com

通讯作者 雷恒池, E-mail: leihc@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金 41475028、41530427, 山东省气象局项目 2014SDQXZ03、2013SDQXZ04

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC, Grants 41475028 and 41530427), Program of Shandong Province Meteorological Bureau (Grants 2014SDQXZ03 and 2013SDQXZ04)

scattering mainly affects 1.20–4.00 mm diameter droplets. The mean deviation caused by MIE scattering is $2.74 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ for N , 1.47 dBZ for Z , 0.0061 mm h^{-1} for I and 0.0004 g m^{-3} for LWC. The retrieved diameter is increased by downdrafts and decreased by updrafts, while downdrafts have greater influences on the retrieved diameter than updrafts, and the influence in lower altitude is greater than that in higher altitude. For instance, when the droplet diameter is 2.67 mm and the velocity of downdraft is 2.00 m s^{-1} at 300 m height, the relative bias of the theoretical inversion (8.07 mm) is close to 200%, which is close to MRR threshold for droplet diameter. Meanwhile, downdrafts make the Doppler spectral density broaden and move towards particles with larger diameter, whereas effects of updrafts are opposite. To analyze the reliability of MRR, MRR data are compared with the data from the synchronous observations of disdrometer THIES. A precipitation event observed by MRR and disdrometer occurred during 0100 UTC to 1200 UTC 1 April 2015 at Jinan, Shandong Province. Observations of this event are used to examine the MRR data quality. Radar reflectivity, rain rate, number concentration, and median volume diameter (D_0) observed by MRR at the third gate are compared with observations of disdrometer. The result indicates that Z , I , N , D_0 detected by MRR and disdrometer agree well with similar variations and changing tendencies. Deviations of Z , I , and D_0 are 1.19 dBZ, 0.34 mm h^{-1} , 0.36 mm , respectively. Nevertheless, the values of I retrieved by MRR are larger and the diameter is smaller than that of distrometer. These biases are caused by updrafts in addition to systematic biases of the two instruments and analytical methods. Therefore, this study has verified the reliability of Doppler spectral density observed by MRR and retrieval parameters.

Keywords Micro Rain Radar, MIE scattering, Vertical motion, Precision verification

1 引言

雨滴谱 (drop size distribution, DSD) 是雨滴数浓度 (number concentration, N) 随雨滴尺度变化的函数, 雨滴谱分布的研究对理解降水系统的形成和发展、降水系统与周围环境的相互作用、降水系统对大气辐射的影响等都有重要的作用 (刘黎平等, 2014)。同时, 雨滴谱的特征对雷达定量测量降水也有重要意义, 大量研究 (Atlas et al., 1999; Maki et al., 2001; Islam et al., 2012) 表明, 确定 Z – I (雷达反射率—雨强) 关系的关键是确定降水区域和时间段内的雨滴谱特征。我国自 20 世纪 60 年代开始对地面雨滴谱进行观测和研究 (贾星灿和牛生杰, 2008), 陈宝君等 (1998) 利用沈阳 1994 年 7~8 月的雨滴谱, 进行三类降水云系 MP 分布 (Marshall and Palmer, 1948) 和 Gamma 分布拟合, 给出了分布参数随雨强变化的关系。牛生杰等 (2002) 利用 1982~1984 年 6~9 月的滴谱资料分析宁夏雨滴谱及有关物理量特征, 给出了不同雨强下的平均谱分布及谱参数的演变。刘红燕和雷恒池 (2006) 根据声雨滴谱资料, 分析了不同降水云中稳定的雨滴谱特征。Niu et al. (2010) 于 2007 年 7~8 月在宁夏固原的半干旱地区试验得到 PARSIVEL 雨滴谱仪资料, 分析了层状云和对流云降水的雨滴谱特征。Chen et al. (2016) 利用多台 THIES 雨滴谱仪研究山东一次飑线过程, 对流性降水表现为“大陆性”

的特征。目前, 测量雨滴谱的方法主要有地面雨滴谱仪, 雨滴谱仪受限于观测数据只在地面一层, 无法观测到空中的雨滴谱分布。飞机探测可以得到高时空分辨率的观测资料 (魏伟等, 2015), 而飞机探测则受限于飞机飞行的时间和路径等, 无法获取固定站点上空全天候的雨滴谱资料。X 波段双偏振雷达可实现雨滴谱参数垂直结构和水平分布数据的反演, 由于 X 波段资料未进行衰减订正, 需要结合有效的降水衰减订正算法进行产品的反演 (李宗飞等, 2015)。

微降水雷达 MRR (Micro Rain Radar) 作为连续探测雨滴谱垂直廓线的有效手段, 逐渐被人们所认识。MRR 是一种波长为 1.25 cm 的垂直指向测雨雷达, 电磁波在调波器里震荡后发射, 传输的电磁波强度约为 50 mW, 天线直径约为 60 cm。波束宽度为 2° , 在振荡器内将散射回来的电磁波在信号处理器中比较其频率的变化, 即多普勒频移, 可以得到降水粒子的下落速度。根据雨滴直径与下落末速之间的关系可以获取雨滴谱的垂直分布。通过雨滴谱可反演得到 Z 、 I (雨强)、LWC (液态含水量) 等的廓线信息, 这些廓线产品中已经进行了噪声剔除、衰减订正、MIE 散射订正、空气密度订正等。MRR 可以弥补一般的圆锥扫描式雷达在底层资料的不足, 以及得到垂直方向上的高时间、高空间分辨率的雨滴谱资料, 可以提供降水粒子在大气中的分布及变化。因此对了解降水系统内部特征有重要作用, 同时也对短时天气预报、预警有帮助。

自第一代 MRR (MRR-1) 投入使用以来, 国内外学者都对其产品进行了验证、应用以及反演算法进行了研究。Löffler-Mang et al. (1999) 对 MRR-1 进行 MIE 散射订正后, 其反演结果与雨滴谱仪的相关系数达 0.94, 与雨量计的日平均相关系数达到 0.98。Peters et al. (2002) 对比 MRR 与雨量计观测, 发现 300 m 高度处降雨量相关系数为 0.87, 且与 51 km 外的 C 波段雷达反射率因子较接近。Peters et al. (2005) 还对湍流及大气垂直速度引起 MRR 各参量的误差做了探讨, 表明当雨强大于 10 mm h^{-1} 时, 湍流和垂直速度才对雷达反射率因子产生些许影响。Clemens (2008) 利用 MRR 根据雨强的大小来分别求得 $Z-I$ 关系系数, 表明 MRR 对雷达估计降水量有所改进。其他研究 (Harikumar et al., 2009, 2010, 2012; Muller et al., 2010; Prat and Barros, 2010) 也都表明 MRR 对雷达定量测量降水改善以及理解降雨的微物理过程都有重要作用。

国内对 MRR 的研究起步相对较晚, 最早是 2007~2010 年的中德合作项目“不同放牧强度对内蒙古草原生态系统物质流的影响”中首先引进了 5 部德国的 MRR, 用来研究锡林河流域小尺度区域内降水的分布特征 (陈勇等, 2010; Chen et al., 2015)。陈勇等 (2010) 评估了垂直气流及 MRR 垂直倾角对反演参数的影响, 并提出多部 MRR 相互校准的方法。2010 年前后, 中国气象科学研究院将 MRR、毫米波雷达、C 波段连续波体制雷达、水汽与云探测激光雷达, 构成了云微物理和动力参数综合观测系统 (阮征, 2015)。温龙等 (2015) 利用 MRR 和二维视频雨滴谱仪的同步观测, 评估了 MRR 在层状云、对流云降水中的探测精度。Wen 等 (2016) 也利用 MRR 和二维视频雨滴谱仪等统计分析了我国东部在亚洲夏季季风季节降水的雨滴谱特征和垂直结构。何思远等 (2015b) 应用速度谱低端法估计垂直气流的速度。何思远等 (2015a) 还利用平均末速度法来估计垂直气流。

MRR 产品在反演的过程中可能存在的误差源有垂直气流的影响、MIE 散射、湍流的影响。测雨雷达波长比较短, 测量不到对流层的湍流信息, 只能测得含有降水粒子的多普勒谱线 (何思远等, 2015a)。MIE 散射效应和垂直气流对 MRR 反演降水参数的影响将在本文中做进一步分析。同时, 本文选取 2015 年 4 月 1 日 01~12 时 (协调世界时, 下同) 的一次降水过程分析 MRR 反演结果的可靠

性, 与之同步观测的有一台 THIES 型激光雨滴谱仪, 用来与 MRR 产品进行比对分析。

2 MRR 敏感性分析

敏感性试验, 即利用数值模拟法, 分析利用 MRR 反射率谱反演 N (数浓度)、 Z 、 I 、LWC 等参数时 MIE 散射效应、垂直气流的影响。数值模拟时, 先假设雨滴谱的谱型, 然后利用 MRR 反演时的算法推导出各个降水微物理参数, 具体算法在 2.1 和 2.2 节详细介绍。

2.1 MIE 散射的影响

为了分析 MIE 散射效应的影响, 先假设雨滴谱呈 MP 分布 (Marshall and Palmer, 1948):

$$N_{\text{MP}}(D) = N_0 \exp(-\lambda D), \quad (1)$$

其中, $N(D)$ 表示雨滴谱, D 表示降水粒子直径, $N_0 = 8 \times 10^3 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, 斜率因子 $\lambda = 4.1 I^{0.21}$ (盛裴轩等, 2003), I 表示雨强 (单位: mm h^{-1})。分别利用瑞利散射和 MIE 散射计算单个粒子的后向散射界面 $\sigma(D)$, 这里计算 MIE 散射的后向散射截面时, 利用 Peters et al. (2005) 的结果计算得到。

$$N(D)\Delta D = \frac{\eta(D)}{\sigma(D)}\Delta D, \quad (2)$$

通过变换公式 (2) 就可以得到后向反射率谱密度 $\eta(D)$ 。 $\eta(D)$ 是雷达探测的单位体积内, 直径为 D (单位: mm) 的降水粒子的后向散射截面之和 (反射率谱), 比较瑞利散射和 MIE 散射对 $\eta(D)$ 的差异, 结果如图 1 所示。

图 1 给出了在不同的雨强条件下, 瑞利散射和 MIE 散射计算的 $\eta(D)$ 随液滴直径的变化曲线。在小雨强的情况下, 如雨强为 0.10 mm h^{-1} 时, MIE 散射对反射率谱影响不大 (图 1a); 无论雨强多大, 直径小于 1.20 mm 的粒子 MIE 散射和瑞利散射计算的反射率谱值相等, MIE 散射在直径小于 1.20 mm 粒子段涵盖了瑞利散射 (图 1a、1b、1c); 雨强增大时, 瑞利散射和 MIE 散射下的反射率谱在直径 $1.20 \sim 4.0 \text{ mm}$ 产生明显的偏差 (图 1b); 当雨强较大 (如 10.00 mm h^{-1} , 图 1c) 且直径大于 4.00 mm 时, 由于 MIE 散射的后向散射截面小于瑞利散射, 因此, MIE 散射的反射率谱小于瑞利散射。

然后以 2.00 mm h^{-1} 雨强为例, 利用 MIE 散射条件下的功率谱密度, 分别采用 MIE 散射和瑞利散射计算的 $\sigma(D)$, 反演得到 N (公式 2), 进而利用

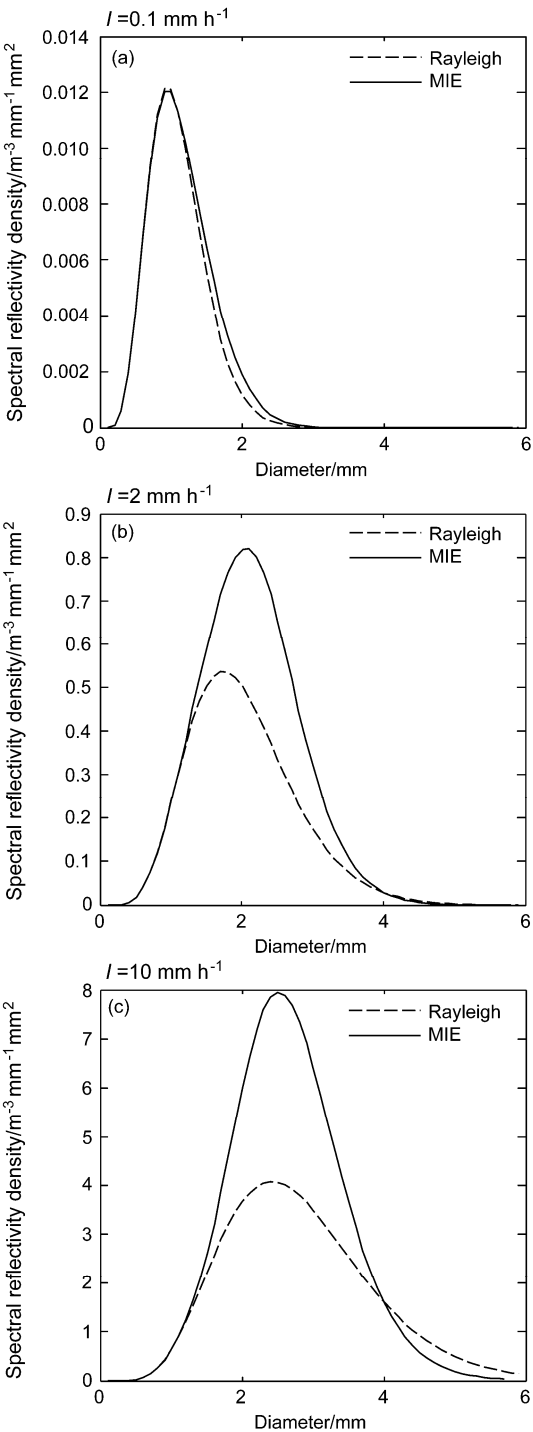


图1 不同雨强条件下，瑞利散射和 MIE 散射计算的反射率谱密度
Fig. 1 Spectral reflectivity density calculated by Rayleigh and MIE scattering under different rain rate (I)

以下公式计算得到雷达反射率因子 Z ，雨强 I 和液态水含量 LWC ：

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD, \quad (3)$$

$$I = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 v(D) dD, \quad (4)$$

$$C_{LWC} = \rho_w \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 dD, \quad (5)$$

以分析 MIE 散射效应对反演参数的影响。 v 表示雨滴的下落速度， ρ_w 表示水的密度。

图2中 MIE 散射和瑞利散射反演的降水参数结果趋势一致，可以看到在直径小于 1.2 mm 的液滴范围，MIE 散射对各个参数的反演可以认为无影响，直径在 1.20 mm 至 4.00 mm 的液滴范围内，瑞利散射的反演值均大于 MIE 散射，这个范围也是 MIE 散射影响的主要区域。

由于 MRR 可测量粒子的速度为 0.78~9.34 m s⁻¹，对应降水粒子的直径为 0.246~5.03 mm（何思远等，2015b），统计直径在这个范围内的偏差。统计结果如表1所示，数浓度偏差的最大值是 33.24 m⁻³ mm⁻¹，雷达反射率偏差的最大值为 4.27 dBZ，雨强偏差的最大值为 0.025 mm h⁻¹，液态水含量偏差的最大值为 0.0019 g m⁻³。

表1 2 mm h⁻¹ 雨强下 MIE 散射和瑞利散射反演的降水参数偏差统计

	偏差最大值	偏差最小值	平均偏差	相对偏差
$N/\text{m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$	33.24	0.0001	2.74	35.37%
Z/dBZ	4.27	0.0034	1.47	2.78%
$I/\text{mm h}^{-1}$	0.025	0.0000	0.0061	33.12%
$LWC/\text{g m}^{-3}$	0.0019	0.0000	0.0004	33.12%

图3给出了 MIE 散射和瑞利散射反演的降水参数偏差随液滴直径的变化，二者偏差的最大值均出现在直径为 1.20 mm 至 4.00 mm 的液滴区域内，最大偏差出现的位置如图3所示。

综上所述，由于 MRR 可以探测到后向反射率谱密度 $\eta(D)$ ，因此在数值模拟时，先假定雨强为 2.00 mm h⁻¹，计算出 MIE 散射条件下的 $\eta(D)$ ，然后分别采用 MIE 散射和瑞利散射计算的后向散射截面，反演得到 $N(D)$ 、 Z 、 I 和 LWC ，计算两者之间的差别。MIE 散射主要影响直径为 1.20~4.00 mm 范围的粒子， Z 偏差最大值的位置在直径 2.60 mm 左右的粒子处，稍大于 I 和 LWC 偏差最大值（分别为 2.00 mm 和 1.80 mm）的位置。

2.2 垂直气流的影响

垂直气流对 MRR 的影响，Tridon 等（2011）针对较大的下沉气流使得液滴的下落速度超出

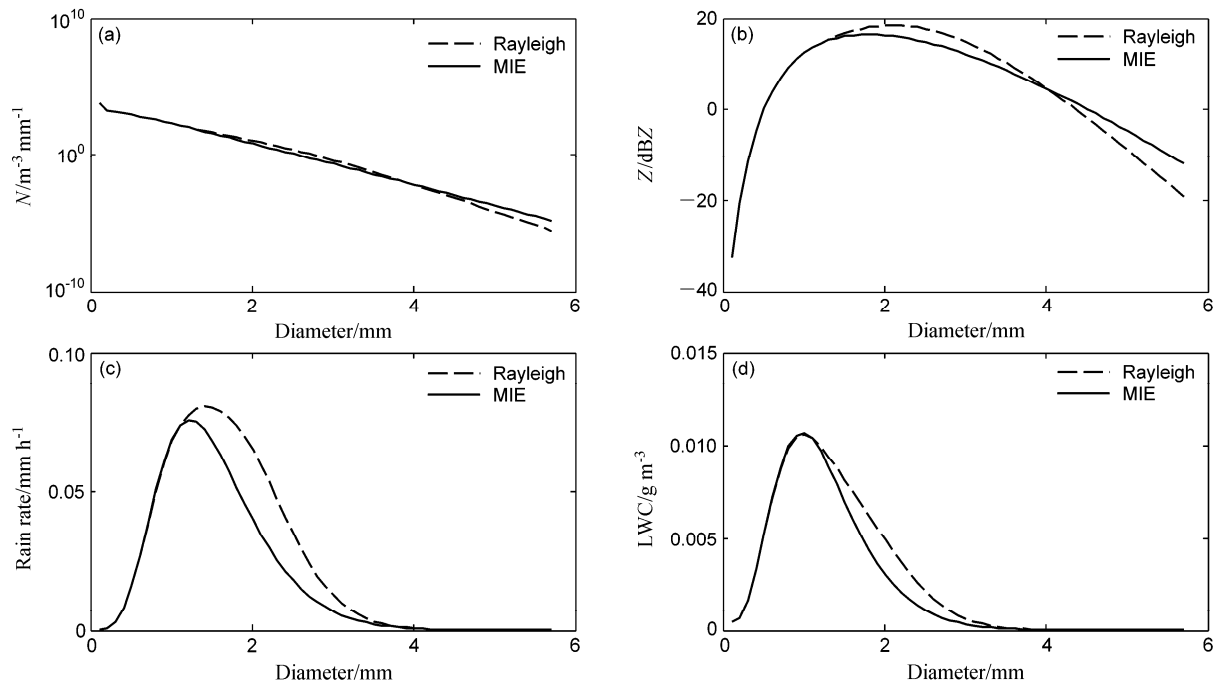


图2 MIE 散射和瑞利散射反演的降水参数 N 、 Z 、 I 和 LWC

Fig. 2 Precipitation parameters N (number concentration), Z (radar reflectivity), I (rain rate), and LWC (liquid water content) retrieved by Mie and Rayleigh scattering

MRR 的阈值时, 采用退模糊的方法对速度模糊进行补偿。然而, 下沉气流使得 MRR 产生模糊的降水并不多 (何思远等, 2015b), 本文研究垂直气流在使 MRR 不超出阈值时, 对反演参数的影响。

Gunn and Kinzer (1949) 通过实验得到静止大气中液滴直径与其下落末速度的经验公式:

$$D(v_t) = \frac{1}{0.6} \ln \frac{10.3}{9.65 - v_t / \delta_v(h)}, \quad (6)$$

其中, v_t (单位: m s^{-1}) 为降水粒子在静止大气中的下落末速度, h 表示高度, $\delta_v(h)$ 表示空气密度修正因子。MRR 反演的时候用公式 (6) 计算液滴直径, 即假设了环境空气的垂直速度 w 为 0 (w 取向向下为正), 但是在实际的降雨过程中, 垂直气流为零的情况很少 (Hauser and Amayenc, 1983), 降水时一般都会存在上升气流和下沉气流, 降水粒子就会被减速或加速, 降水粒子的下落末速度在垂直气流的作用下从 v_t 变成 $w + v_t$, 公式 (6) 变成:

$$D(v_t) = \frac{1}{0.6} \ln \frac{10.3}{9.65 - (v_t + w) / \delta_v(h)}. \quad (7)$$

此外, 降水粒子的下落末速度 v_t 又与空气密度有关, 空气的密度随着高度 h 的降低而增大, 因此需要对 Gunn and Kinzer (1949) 给出的粒子下落末

速度与液滴直径的关系式进行高度订正, 因此空气密度的修正因子 $\delta_v(h)$:

$$\delta_v(h) = 1 + 3.68 \times 10^{-5} h + 1.71 \times 10^9 h^2. \quad (8)$$

研究所用 MRR 的垂直分辨率为 100 m, 垂直层数为 31, 选择第 3、30 两个高度层分析垂直气流对不同高度上液滴直径的影响。图 4 为垂直气流分别为 1、2、-1、-2 m s^{-1} 时, 对液滴直径反演的影响。图 4a 横坐标为液滴直径 (单位: mm), 纵坐标为垂直气流引起的液滴直径偏差的绝对值 (单位: mm), 实 (虚) 线代表下沉 (上升) 垂直气流。可以看到, 当垂直气流速度为正, 即下沉气流时, 下沉气流对低层 (300 m) 的影响大于高层 (3000 m); 当垂直气流速度为负, 即上升气流时, 上升气流对低层 (300 m) 的影响小于高层 (3000 m)。下沉气流使反演液滴直径偏大 (斜率为正), 上升气流使得反演的液滴直径偏小 (斜率为负), 下沉气流的影响更大。经理论计算, 在 300 m 高度上, 当液滴直径为 2.67 mm 时, 下沉气流为 2 m s^{-1} 时, 理论反演直径为 8.07 mm, 偏差为 5.40 mm, 这个反演值大大超出了 MRR 的反演范围, 从图 4b 中可以看到相对误差值能接近 200%, 反演结果不可信。计算得到 3000 m 高度上, 1.44 mm 直径的液滴在 1 m s^{-1} 的下

沉气流时产生的相对偏差最小, 为 15.74%。

因此, 在 MRR 的反演降水参数的过程中, 为减小垂直气流反演结果的影响, 应尽量避免大的垂直气流, 尤其是下沉气流的影响。剔除垂直气流对反演的降水参数的影响就显得尤为重要。

在 MRR 观测的过程中, 垂直气流的存在并不会改变反射率谱的量值, 只会改变雨滴的下落末速度。如果在 MRR 平均时间内, 空气垂直速度为常数 v_a , 则观测到的多普勒速度 v_m 为液滴在静止大气中的下落速度 v_w 和大气的垂直气流 v_a 综合作用的结果, 即 $v_m = v_w + v_a$ 。那么 MRR 的回波功率谱 $P(v_w)$ 形状不变, 只是在速度轴上平移至 $P(v_w + v_a)$ (陈勇等, 2010)。例如, 下沉气流会加快液滴的下落, 各档液滴的下落末速度都会增加, 即观测到的反射率

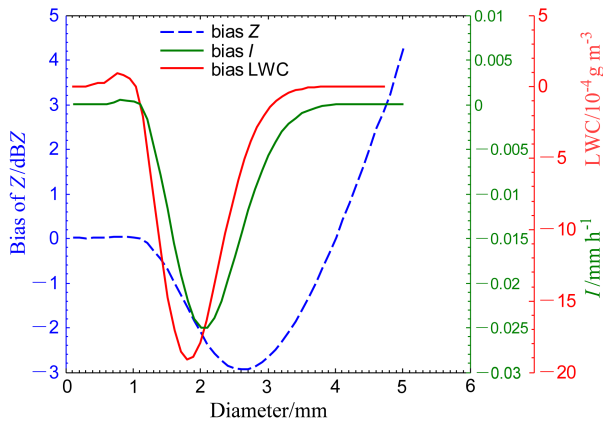


图3 MIE 散射和瑞利散射反演的降水参数 Z 、 I 和 LWC 的偏差分布
Fig. 3 Biases distribution of precipitation parameters Z , I , and LWC retrieved by Mie and Rayleigh scattering

谱的量值不变, 谱型向液滴直径尺度大的方向平移, 使得反演的液滴直径增大。下面假设雨滴谱呈 MP 分布, 假设雨强为 2 mm h^{-1} , 在 MIE 散射条件下进行数值模拟试验。MRR 谱线的速度分辨率为 0.1887 m s^{-1} , 为了数值模拟方便, 选取垂直气流速度为 0.1887 m s^{-1} 的倍数 0.94 m s^{-1} (右移 5 条谱线)、 -0.94 m s^{-1} (左移 5 条谱线)、 2.10 m s^{-1} (右移 11 条谱线)、 -2.1 m s^{-1} (左移 11 条谱线)。平移效果如图 5 所示为垂直气流为 0.94 m s^{-1} 时的反射率谱线向速度高值方向平移, 横坐标为速度, 速度档间隔为 0.1887 m s^{-1} 。

为了直观地分析垂直气流对不同大小液滴的影响, 将横坐标转换为液滴直径 D , 这样对应于 MRR 的速度档间隔, 产生不等间隔的直径档, 对应的平移后的谱型 ($\eta(D)$) 也将会变化。图 6 给出了不同量值的垂直气流存在时的反射率谱的曲线, 横坐标为液滴直径。黑色曲线为静止空气中的反射率谱的分布, 当下沉气流存在时, 反射率谱向大粒子方向平移, 且谱型展宽; 相反, 当上升气流存在时, 反射率谱向小粒子方向平移, 谱型变窄。当下沉气流较大, 反射率谱展宽平移, 就超出 MRR 的探测范围, 就会产生速度模糊。

得到 $\eta(D)$ 后, 利用公式 (2) 及 MIE 散射后向散射截面, 分析反演的 $N(D)$ 对垂直气流的敏感程度。图 7 给出了雨强 $I=2.00 \text{ mm h}^{-1}$ 时, 在不同垂直气流的影响下, 粒子数浓度曲线, 可以看出, 粒子数浓度基本上是服从 MP 分布的。在粒子较大时, 下沉气流使得数浓度曲线逐渐向上弯曲, 斜率为

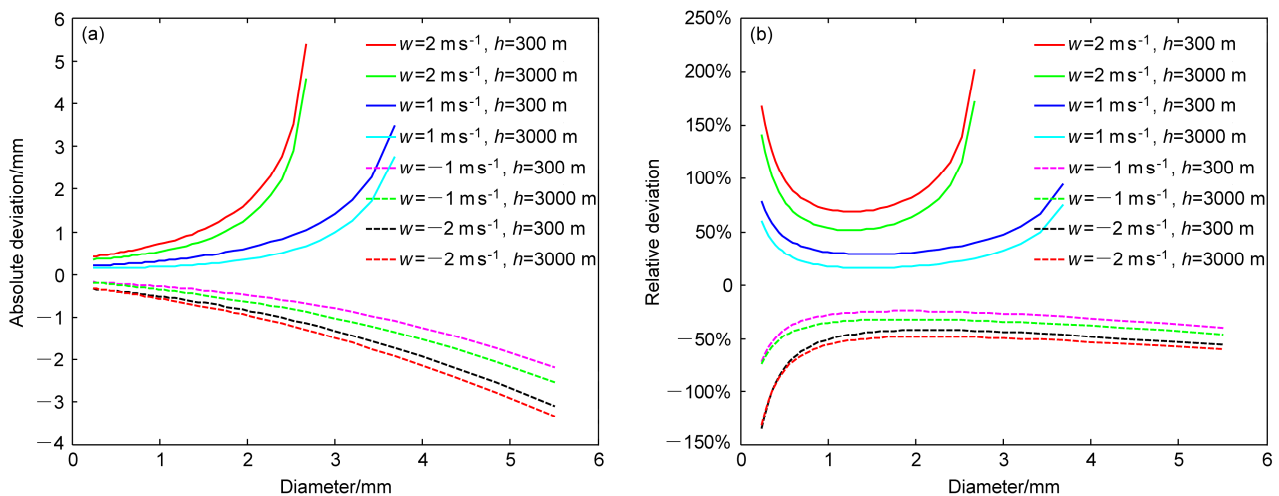


图4 垂直气流对液滴直径影响的 (a) 绝对偏差和 (b) 相对偏差。 h 表示高度

Fig. 4 Impacts of vertical motion on droplet diameter: (a) Absolute deviation; (b) relative deviation. Letter h represent height

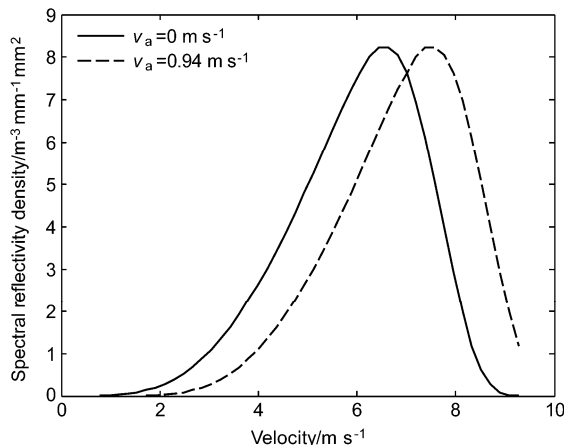


图5 反射率谱密度向右移动5条谱线,即垂直气流速度 $v_a=0\text{ m s}^{-1}$ 时的反射率谱密度向右移动5条谱线,得到 $v_a=0.94\text{ m s}^{-1}$ 时的反射率谱密度
Fig. 5 Rightward shift of 5 lines of spectral reflectivity density when v_a is 0 m s^{-1} , the spectral reflectivity density of $v_a=0.94\text{ m s}^{-1}$ is obtained

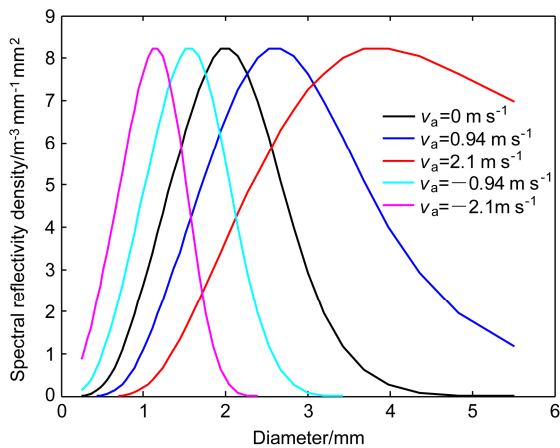


图6 垂直气流对反射率谱密度的影响
Fig. 6 Impact of vertical motion on spectral reflectivity density

正,说明下沉气流使得大粒子数增多,下沉气流的速度越大,大粒子数量增多的趋势越明显;粒子较大时,上升气流使得数浓度曲线逐渐向下弯曲,斜率为负,说明上升气流使得大粒子数浓度减小了,上升气流越大,大粒子数浓度减小的趋势越明显。而在中小粒子端则恰恰相反,下沉气流使得小粒子数浓度减小,上升气流使得小粒子数浓度增大。

经计算,上升气流使得小粒子数增大的量值要大于下沉气流使小粒子数减小的量值,以 0.79 mm 直径的液滴为例,在 2.00 mm h^{-1} 的雨强下,直径为 0.79 mm 大小的液滴, 0.94 m s^{-1} 的上升气流使粒子数浓度从 $488\text{ m}^{-3}\text{ mm}^{-1}$ 上升到 $1093\text{ m}^{-3}\text{ mm}^{-1}$,而 0.94 m s^{-1} 下沉气流使其下降到 $140\text{ m}^{-3}\text{ mm}^{-1}$; 2.10 m s^{-1} 的上升气流使粒子数浓度从 $488\text{ m}^{-3}\text{ mm}^{-1}$ 上

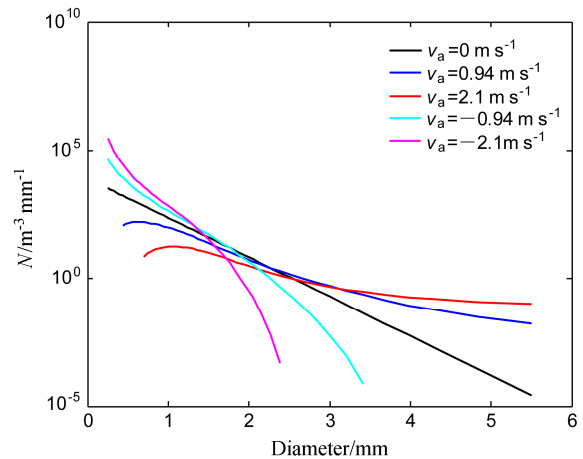


图7 垂直气流对粒子数浓度的影响
Fig. 7 Impact of vertical motion on number concentration (N)

升到 $2100\text{ m}^{-3}\text{ mm}^{-1}$,而 2.10 m s^{-1} 下沉气流使其下降到 $11\text{ m}^{-3}\text{ mm}^{-1}$ 。

下面分析垂直气流对反演降水要素的影响,根据公式(3)、(4)、(5)分别计算 Z 、 I 、 LWC 对垂直气流的敏感性。

图8给出了雨强 $I=2.00\text{ mm h}^{-1}$,垂直气流分别为 0 m s^{-1} 、 0.94 m s^{-1} 、 -0.94 m s^{-1} 、 2.10 m s^{-1} 、 -2.10 m s^{-1} 对 Z 、 I 、 LWC 的影响。根据公式(3)、(4)、(5), Z 、 I 、 LWC 都正比于数浓度 N ,由图6、7得到下沉气流使得整个反射率谱向大粒子段平移,大粒子数浓度增大,下沉气流使反演得到的雷达反射因子、雨强、液态水含量值在大粒子端都有增大的趋势,粒子直径越大,增大的趋势越明显。同时,上升气流的存在还使得中小粒子的数量增多,这主要是因为上升气流使得反射率谱向小粒子数方向平移,平移之后,使得中小粒子对应的反射率值增大,反演之后得到的数浓度也随之增大。所以图8中上升气流对 Z 、 I 、 LWC 在中小粒子段都有不同程度的增大。

图8中可以看到在液滴直径较小时, I 和 LWC 的敏感程度大于 Z ,上升气流对 I 和 LWC 的敏感程度大于上升气流,尤其是当上升气流为 2.10 m s^{-1} 时, I 和 LWC 在小粒子端的偏差达到了400%以上。这主要是因为 Z 的单位为对数单位 $\text{dBZ}(10\log_{10})$,因此小粒子端 Z 的变化幅度不如 I 和 LWC 大。在大粒子端, Z 的敏感程度又大于 I 和 LWC ,主要是由于 $Z \propto D^6$,所以对大粒子较敏感。而相对于 LWC , I 多了 $v(D)$ 的影响,而 $v(D)$ 正比于 D ,对大粒子的敏感程度也比 LWC 稍大。

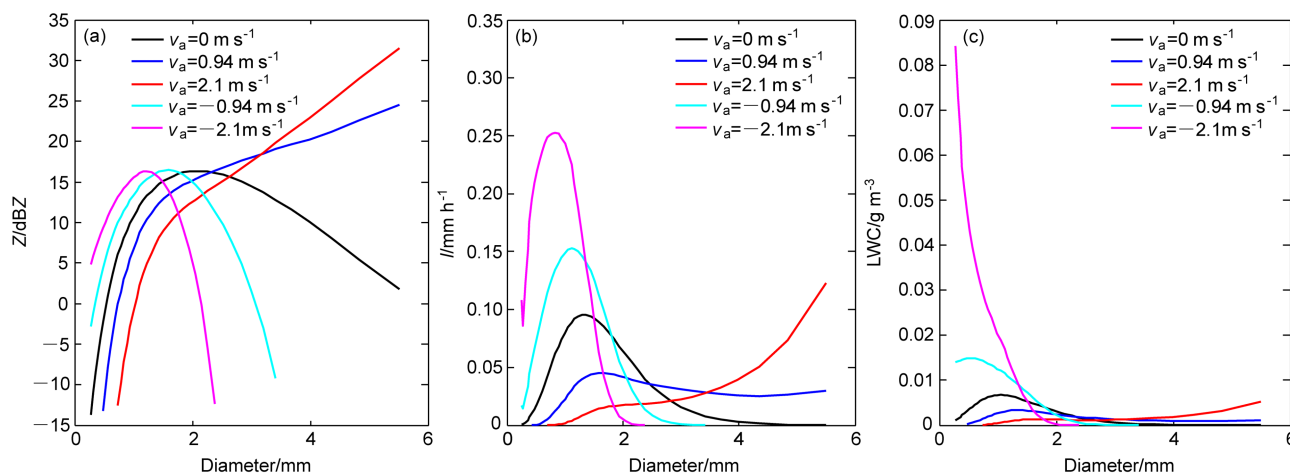


图 8 垂直气流对 (a) 雷达反射因子、(b) 雨强、(c) 液态水含量的影响

Fig. 8 Impacts of vertical motion on (a) Z , (b) I , and (c) LWC

而对小的粒子, 上升气流对 Z 、 I 、 LWC 的影响要大于下沉气流。上升气流使得 Z 、 I 、 LWC 变化幅度大于下沉气流, 主要原因是上升气流使得小粒子数增大的量值要远大于下沉气流使小粒子数减小的量值。

综上所述, 垂直气流的存在影响了雨滴的下落速度, 进而影响雨滴的直径。下沉气流对低层的影响大于高层; 上升气流对低层的影响小于高层; 下沉气流的影响更大。垂直气流改变雨滴的下落末速度, 使回波功率谱在速度轴上平移, 假设雨滴谱呈 MP 分布, 雨强为 2.00 mm h^{-1} , MIE 散射条件下模拟了垂直气流对反演的降水参数的影响。上升气流使得小粒子数增大的量值要大于下沉气流使小粒子数减小的量值。下沉气流使雷达反射因子、雨强、液态水含量值在大粒子端都有不同程度的增大, 上升气流则相反。

3 MRR 数据可靠性

为了分析 MRR 反演数据的可靠性, 本文以 2015 年 4 月 1 日的一次降水过程为例进行讨论。主要的天气形势 (图略) 为: 2015 年 4 月 1 日 00 时, 500 hPa 高空图看, 从巴湖低涡分裂出来的小槽东移加深为中支槽, 济南市为其前部的脊控制; 中低层急流风速加强, 850 hPa 山东省位于锋区中, 暖切变线位于鲁南, 锋生作用强烈。925 hPa 以下至地面, 受冷空气影响, 即中低层暖湿急流沿近地面层冷垫爬升。所以, 虽然中高层为脊控制, 但底层的上升运动仍然存在, 因而

1 日白天的降水持续。12 时 500 hPa 中支槽缓慢东移, 受槽前动力作用影响, 中低层逐渐形成低涡, 850 hPa 切变线在偏南急流的推动下向北运动, 20 时位于鲁中北部到半岛一带。在锋生作用下, 锋区进一步加强 (等温线更加密集)。济南位于倒槽顶端, 此后, 地面气旋逐渐形成加深。这期间, 辐合上升运动加强, 是降水最为集中的时段。

选取本次降水时间段 (2015 年 4 月 1 日 01~12 时) 济南地区的 MRR 和 THIES 雨滴谱资料进行对比分析, 两种探测仪器均架设于山东省气象局楼顶, 相距约 10 m, MRR 和雨滴谱仪的时间分辨率都是 1 min。THIES 雨滴谱仪是以激光测量为基础的光学传感器, 测量降水粒子对激光强度的衰减程度和信号持续时间来计算降水粒子的尺度和下落速度 (周黎明等, 2015), 进而计算得到一系列降水微物理参量。Chen et al. (2016) 对 THIES 雨滴谱仪具体的反演算法和偏差来源做了详细的分析。

由于 MRR 在最低两个高度层受近地面影响影响较大, 因此选用第三个高度层的数据, 即 300 m 高度上的数据与雨滴谱仪进行对比分析。

3.1 雷达反射率因子

图 9a 给出了 MRR 的雷达反射率因子 Z 与地面雨滴谱仪数据的对比结果, 横坐标为时间, 纵坐标为雷达反射率因子。THIES 雨滴谱仪雷达反射率因子的测量范围为 $[-9.9 \text{ dBZ}, 0.1 \text{ dBZ}, \dots, 99.9 \text{ dBZ}]$, 所以在 -9.9 dBZ 处会出现截断。从整体趋势上看, 本次降雨过程中两种仪器探测的雷达反射率因子在时间序列上还是有较好的吻合度, 变化趋势和幅

度相近。

统计两者雷达反射率因子大于零时的偏差特征,图 9b 给出了此次降水过程 $Z>0$ 时两者偏差随时间演变。经计算两者平均偏差为 -1.19 dBZ, 标准差为 4.54 dBZ。虽然两者差值在 0 dBZ 上下波动,但是离散程度较大。

3.2 雨强

下面分析 MRR 和雨滴谱仪探测的雨强的差

异。此次降水过程中, MRR 在 300 m 高度测量的雨强和雨滴谱仪的测量值平均偏差值为 0.34 mm h^{-1} , 标准差为 0.71 mm h^{-1} , 相关系数为 0.87 , 线性拟合方程为 $y=0.64x+0.03$ 。图 10 给出了 MRR 和雨滴谱仪观测的雨强随时间演变特征,二者雨强在趋势上有很好一致性,但同时 MRR 和雨滴谱仪测量雨强存在系统性的偏差, MRR 测量雨强存在高估的现象。MRR 累计降水量是 11.10 mm, 雨滴谱

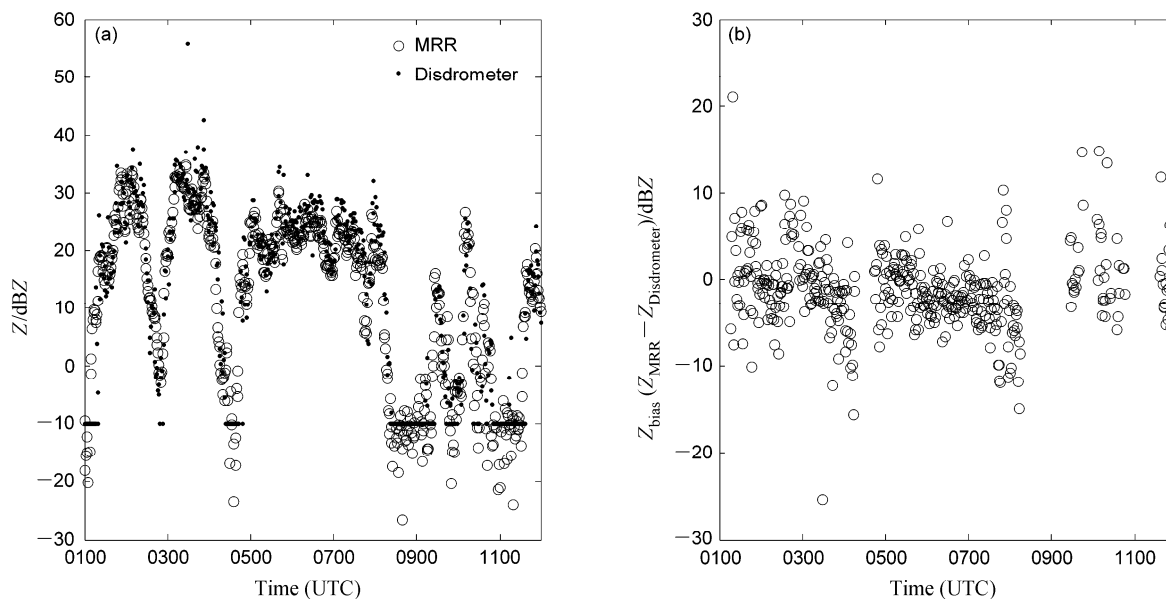


图 9 (a) MRR 和雨滴谱仪观测的 Z 随时间演变; (b) $Z>0$ 时两者偏差随时间演变

Fig. 9 (a) Z distributions observed by MRR and disdrometer, respectively; (b) Z bias distribution between MRR and disdrometer observations when $Z>0$

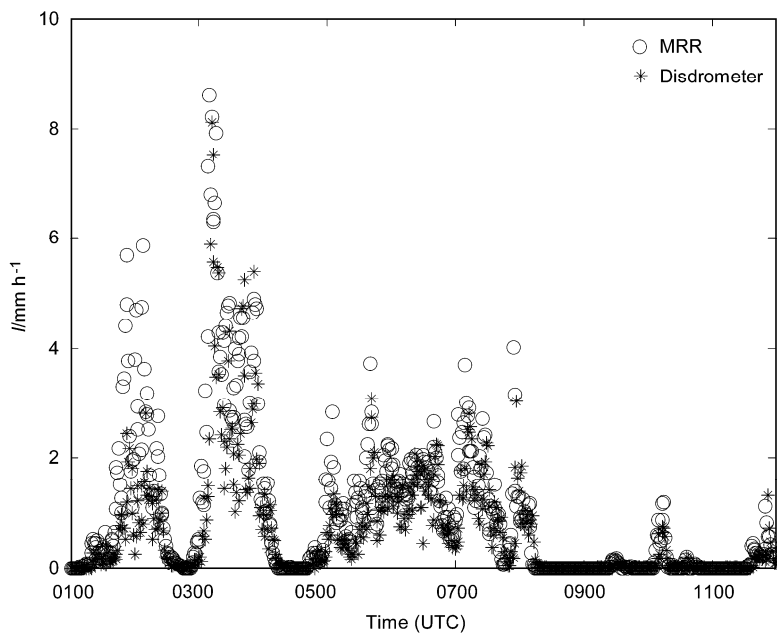


图 10 MRR 和雨滴谱仪观测的雨强 I 随时间演变

Fig. 10 Rain rate (I) distributions observed by MRR and disdrometer, respectively

仪累计降水量 7.40 mm, 这和 Kirankumar and Kunhikrishnan (2013) 的对比结果一致, 结果 (Kirankumar and Kunhikrishnan, 2013) 指出, 雨强越大, MRR 对雨强的高估越明显, MRR 与雨滴谱仪间的系统偏差需要引起足够的重视。

雨强偏差产生的原因可能有: 雨滴谱仪探测的是地面雨滴, 雨滴穿过激光束的面积是 45.6 cm^2 , 而 MRR 是 300 m 高度的雨强值, 这个高度上的探测面积是 3.92 m^2 , MRR 的探测面积大于雨滴谱仪; THIES 激光雨滴谱仪观测雨强的最小强度为 0.005 mm h^{-1} , 而 MRR 则是根据雷达反射率谱计算得到的, 没有最小雨强的限制。

3.3 数浓度

图 11 给出了 MRR 和雨滴谱仪观测的 $N(D)$ 随时间演变, 横坐标为时间, 纵坐标为液滴直径, 色标表示了粒子数浓度。MRR 粒子直径的探测范围为 $0.25 \sim 5.80 \text{ mm}$, 分为 64 档。THIES 雨滴谱的直径 $\geq 0.125 \text{ mm}$, 分为 22 档, MRR 对粒子直径的分档更精细, 因此图 11 中 MRR 的分辨率更高。从图 11 可以看到, 两种探测手段探测的数浓度随时间的演变趋势一致。但是, 相对于雨滴谱仪, MRR 的粒子直径偏小, 小粒子数明显大于雨滴谱仪, 最大粒子直径和大粒子数浓度均小于雨滴谱仪。

为进一步分析雨滴谱分布特征, 引进滴谱的矩参数:

$$M_n = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^n N(D) dD, \quad (9)$$

其中, $D_{\min}$ 为雨滴最小直径, $D_{\max}$ 为雨滴最大直径。高阶的 M_n 受到数浓度大粒子段的观测误差和自然起伏的影响较大 (Cao et al., 2008; 杨加艳等, 2010)。而低阶 M_n 则受数浓度小粒子段的观测误差影响存在较大的不确定性。因此, 为了减少这些不确定性的影响, 选择中间阶量——中值体积直径 D_0 来分析, D_0 公式如下:

$$\int_{D_{\min}}^{D_0} N(D) D^3 dD = \frac{1}{2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^3 dD, \quad (10)$$

其中, D_0 为雨滴的中值体积直径 (单位: mm), 表示含水量一半是由该体积以上的粒子粒径组成, 它可以表征在降水中粒子的大概尺寸 (吴林林, 2014)。图 12 给出了 MRR 和雨滴谱仪的 D_0 随时间演变, 虽然二者趋势一致, 但 MRR 的中值体积直径明显小于雨滴谱仪, 这说明 MRR 探测的降水主要是中小粒子的贡献, MRR 和雨滴谱仪存在明显的系统

偏差, 结合图 10 可以看出, 雨强较大时, 系统偏差越大。

为了定量的表示 MRR 和雨滴谱仪之间中值体积直径的偏差特征, 引入标准偏差 SD、平均相对误差 AFE、相对误差的标准差 SDFE 统计量, 这三个统计量的表达式分别为

$$S_{SD} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i (X_{MRR} - X_{THIES})^2}, \quad (11)$$

$$A_{AFE} = \frac{1}{n} \sum_i \frac{|X_{MRR} - X_{THIES}|}{X_{THIES}}, \quad (12)$$

$$S_{SDFE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i \left(\frac{|X_{MRR} - X_{THIES}|}{X_{THIES}} \right)^2}, \quad (13)$$

其中, n 为样本数, X_{MRR} 和 X_{THIES} 分别为 MRR 和 THIES 雨滴谱仪的探测值。 S_{SD} 用来衡量 MRR 和雨滴谱仪之间的离散程度, A_{AFE} 用来衡量平均偏差的百分比, S_{SDFE} 用来衡量相对误差的离散程度。经计算, 得到两种探测手段的中值体积直径平均偏差、 S_{SD} 、 A_{AFE} 、 S_{SDFE} 分别为 -0.36 mm 、 0.51 mm 、 44.01% 、 67.58% 。说明两者之间虽然趋势大致一致, 但是离散程度较大、平均相对误差接近 50%, 其离散度也较大。

4 结论与讨论

从数值模拟的结果上看, 在小雨强的情况下, MIE 散射对反射率谱影响不大; 直径小于 1.20 mm 的粒子 MIE 散射和瑞利散射计算的反射率谱值相等, MIE 散射在直径小于 1.20 mm 粒子段涵盖了瑞利散射; 雨强增大时, 瑞利散射和 MIE 散射下的反射率谱在直径 $1.20 \text{ mm} \sim 4.00 \text{ mm}$ 产生明显的偏差; 当雨强较大且直径大于 4.00 mm 时, 由于 MIE 散射的后向散射截面小于瑞利散射, 因此, MIE 散射的反射率谱小于瑞利散射。反演的数浓度、雷达反射率、雨强等降水参数偏差的最大值都出现在直径为 1.20 mm 至 4.00 mm 的液滴范围内。

下沉气流对低层的影响大于高层; 上升气流时对低层的影响小于高层。下沉气流使反演液滴直径偏大, 上升气流使得反演的液滴直径偏小, 下沉气流的影响更大。下沉气流使得反射率谱向大粒子方向平移, 且谱型展宽; 上升气流使得反射率谱向小粒子方向平移, 谱型变窄。雨强为 2 mm h^{-1} 时, 下沉气流使得大粒子数增多, 下沉气流的速度越大, 大粒子

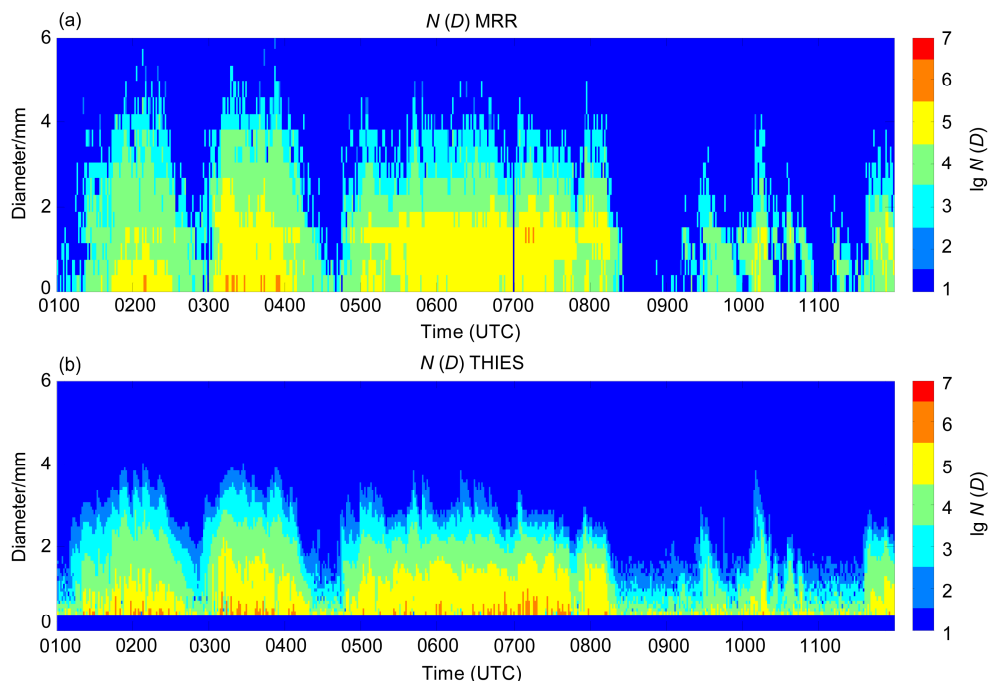
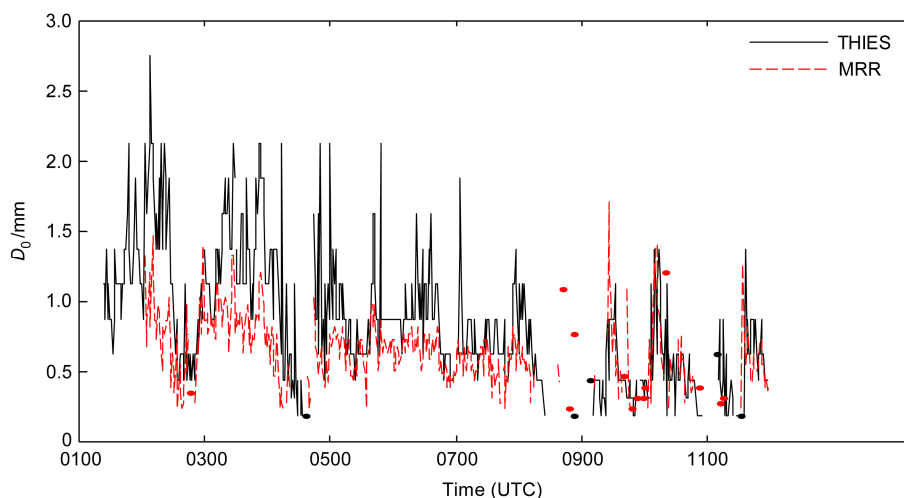


图 11 MRR 和雨滴谱仪观测的粒子数浓度随时间演变

Fig. 11 Number concentration (N) distributions observed by MRR and disdrometer, respectively图 12 MRR 和雨滴谱仪观测的 D_0 随时间演变Fig. 12 D_0 (median volume diameter) distributions observed by MRR and disdrometer, respectively

数量增多的趋势越明显；上升气流则相反。而在中小粒子端，下沉气流使得小粒子数浓度减小，上升气流使得小粒子数浓度增大。垂直气流对反演的气象参数的变化则相对复杂。

与雨滴谱仪比较，MRR 反演的雨强偏大，而粒子直径偏小。引起这种偏差可能的原因主要有：

(1) 计算方法本身产生的偏差。由于 MRR 数据用的是 300 m 高度的雨强，而雨滴谱仪则是地面

雨强，雨滴在从 300 m 降落到地面的过程中，雨滴蒸发、碰撞等微物理过程会影响雨强、粒子直径的大小，因此，不同高度的雨强、中值体积直径的对比而产生了计算误差。(2) 雨滴谱仪探测面积是 45.6 cm^2 ，而 MRR 的探测面积是 3.92 m^2 ，MRR 的探测面积大于雨滴谱仪。(3) 湍流导致 MRR 功率谱的拓宽而造成雨强的高估。(4) 上升气流的影响。通过第 2.2 节的分析，得到上升气流使得粒子

直径减小, 在小粒子段的雨强增大趋势很明显。(5) 由于两种测量仪器的构成和原理不同可能会引起系统偏差。THIES 激光雨滴谱仪观测雨强的最小强度为 0.005 mm h^{-1} , 而 MRR 则是根据雷达反射率谱计算得到的, 没有最小雨强的限制。

以上工作局限于数值模拟和个例数据的验证, 对 MRR 进行了敏感性试验和精度的验证。但是 MRR 产品反演算法的改进, 以及数据的质量, 仍然是需要进一步探讨和研究, 仍需要将 MRR 在不同天气背景条件下与其他探测设备, 进行多个例的统计以更深层次的检验和验证。

参考文献 (References)

- Atlas D, Ulbrich C W, Marks Jr F D, et al. 1999. Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D6): 6155–6169, doi:10.1029/1998JD200098.
- Cao Q, Zhang G F, 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.
- 陈宝君, 李子华, 刘吉成, 等. 1998. 三类降水云雨滴谱分布模式 [J]. *气象学报*, 56 (4): 506–512. Chen Baojun, Li Zihua, Liu Jicheng, et al. 1998. Model of raindrop size distribution in three types of precipitation [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 56 (4): 506–512, doi:10.11676/qxxb1998.046.
- Chen B J, Wang J, Gong D L. 2016. Raindrop size distribution in a midlatitude continental squall line measured by Thies optical disdrometers over East China [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55 (3): 621–634, doi:10.1175/JAMC-D-15-0127.1.
- 陈勇, 刘辉志, 安俊岭, 等. 2010. 垂直指向测雨雷达的误差模拟及相互校准 [J]. *大气科学*, 34 (6): 1114–1126. Chen Yong, Liu Huizhi, An Junling, et al. 2010. Error analysis and intercalibrations of vertically pointing radars on the rainfall measurement [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 34 (6): 1114–1126, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.06.07.
- Chen Y, Liu H Z, An J L, et al. 2015. A field experiment on the small-scale variability of rainfall based on a network of Micro Rain radars and rain gauges [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54 (1): 243–255, doi:10.1175/JAMC-D-13-0210.1.
- Clemens M, Gerhard P, Seltmann J, et al. 2008. Identification of temporal stable Z/R relations using micro-rain radars. The Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology.
- Gunn R, Kinzer G D. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 6 (4): 243–248, doi:10.1175/1520-0469(1949)006<0243:TTVOFF>2.0.CO;2.
- Harikumar R, Sampath S, Kumar V S. 2009. An empirical model for the variation of rain drop size distribution with rain rate at a few locations in southern India [J]. *Advances in Space Research*, 43 (5): 837–844, doi:10.1016/j.asr.2008.11.001.
- Harikumar R, Sampath S, Kumar V S. 2010. Variation of rain drop size distribution with rain rate at a few coastal and high altitude stations in southern peninsular India [J]. *Advances in Space Research*, 45 (4): 576–586, doi:10.1016/j.asr.2009.09.018.
- Harikumar R, Sampath S, Kumar V S. 2012. Altitudinal and temporal evolution of raindrop size distribution observed over a tropical station using a K-band radar [J]. *Int. J. Remote. Sens.*, 33 (10): 3286–3300, doi:10.1080/01431161.2010.549853.
- Hauser D, Amayenc P. 1983. Exponential size distributions of raindrops and vertical air motions deduced from vertically pointing Doppler radar data using a new method [J]. *J. Appl. Meteor.*, 22(3): 407–418, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<0407:ESDORA>2.0.CO;2.
- 何思远, 刘晓阳, 孙大利. 2015a. 测雨雷达反演雨滴谱剔除垂直气流方法的研究 [J]. *气象科技进展*, 5 (4): 45–52. He Siyuan, Liu Xiaoyang, Sun Dali. 2015a. Research methods of removing vertical air motions on the retrieval of Raindrop Size Distribution (DSD) by precipitation doppler radar [J]. *Advances in Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 5 (4): 45–52, doi:10.3969/j.issn.2095-1973.2015.04.005.
- 何思远, 刘晓阳, 孙大利, 等. 2015b. 速度谱低端法在 MRR 反演雨滴谱中的应用研究. *北京大学学报(自然科学版)*, 51 (3): 427–436. He Siyuan, Liu Xiaoyang, Sun Dali, et al. 2015b. The implementation about the method of low-bound velocity spectrum reduce errors in MRR retrieval [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis* (in Chinese), 51 (3): 427–436, doi:10.13209/j.0479-8023.2014.174.
- Islam T, Rico-Ramirez M A, Thurai M, et al. 2012. Characteristics of raindrop spectra as normalized gamma distribution from a Joss-Waldvogel disdrometer [J]. *Atmospheric Research*, 108: 57–73, doi:10.1016/j.atmosres.2012.01.013.
- 贾星灿, 牛生杰. 2008. 空中、地面雨滴谱特征的观测分析 [J]. *南京气象学院学报*, 31 (6): 865–870. Jia Xingcan, Niu Shengjie. 2008. Observational analysis of raindrop size distributions measured at surface and cloud [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 31 (6): 865–870, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2008.06.015.
- Kirankumar N V P, Kunhikrishnan P K. 2013. Evaluation of performance of Micro Rain Radar over the tropical coastal station Thumba (8.5°N, 76.9°E) [J]. *Atmospheric Research*, 134: 56–63, doi:10.1016/j.atmosres.2013.07.018.
- 李宗飞, 肖辉, 姚振东, 等. 2015. X 波段双偏振雷达反演雨滴谱方法研究 [J]. *气候与环境研究*, 20 (3): 285–295. Li Zongfei, Xiao Hui, Yao Zhendong, et al. 2015. Retrieval of raindrop size distribution by X-band dual-polarization radar [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 20 (3): 285–295, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2014.14021.
- 刘红燕, 雷恒池. 2006. 基于地面雨滴谱资料分析层状云和对流云降水的特征 [J]. *大气科学*, 30 (4): 693–702. Liu Hongyan, Lei Hengchi. 2006. Characteristics of rain from stratiform versus convective cloud based on the surface raindrop data [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 30 (4): 693–702, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.04.14.
- 刘黎平, 谢蕾, 崔哲虎. 2014. 毫米波云雷达功率谱密度数据的检验和在弱降水滴谱反演中的应用研究 [J]. *大气科学*, 38 (2): 223–236. Liu Liping, Xie Lei, Cui Zhehu. 2014. Examination and application of Doppler spectral density data in drop size distribution retrieval in weak

- precipitation by cloud radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (2): 223–236, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12207.
- Löffler-Mang M, Kunz M, Schmid W. 1999. On the performance of a low-cost K-band Doppler radar for quantitative rain measurements [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 16 (3): 379–387, doi:10.1175/1520-0426(1999)016<0379:OTPOAL>2.0.CO;2.
- Maki M, Keenan T D, Sasaki Y, et al. 2001. Characteristics of the raindrop size distribution in tropical continental squall lines observed in Darwin, Australia [J]. J. Appl. Meteor., 40 (8): 1393–1412, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1393:COTRSD>2.0.CO;2.
- Marshall J S, Palmer W M. 1948. The distribution of raindrops with size [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 5 (4): 165–166, doi:10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2.
- Muller C L, Kidd C, Fairchild I J, et al. 2010. Investigation into clouds and precipitation over an urban area using Micro Rain Radars, satellite remote sensing and fluorescence spectrophotometry [J]. Atmospheric Research, 96 (2–3): 241–255, doi:10.1016/j.atmosres.2009.08.003.
- 牛生杰, 安夏兰, 桑建人. 2002. 不同天气系统宁夏夏季降雨谱分布参量特征的观测研究 [J]. 高原气象, 21 (1): 37–44. Niu Shengjie, An Xialan, Sang Jianren. 2002. Observational research on physical feature of summer rain drops size distribution under synoptic systems in Ningxia [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21 (1): 37–44, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2002.01.007.
- Niu S J, Jia X C, Sang J R, et al. 2010. Distributions of raindrop sizes and fall velocities in a semiarid plateau climate: Convective versus stratiform rains [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49 (4): 632–645, doi:10.1175/2009JAMC2208.1.
- Peters G, Fischer B, Andersson T. 2002. Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR) [J]. Boreal Environment Research, 7 (4): 353–362.
- Peters, G., Fischer, B., Munster, H., et al. 2005. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by Micro Rain Radars [J]. Journal of Applied Meteorology, 44 (12): 1930–1949.
- Prat O P, Barros A P. 2010. Ground observations to characterize the spatial gradients and vertical structure of orographic precipitation—Experiments in the inner region of the Great Smoky Mountains [J]. J. Hydrol., 391 (1–2): 141–156, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.013.
- 阮征. 2015. 基于雷达资料的降水云微物理参数反演及垂直结构研究 [D]. 中国气象科学研究院博士学位论文, 153pp. Ruan Zheng. 2015. Microphysical characteristics and vertical structure of precipitation from radar observations [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences, 153pp.
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 2003. 大气物理学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 307pp. Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. 2003. Physics of Atmosphere [M] (in Chinese). Beijing: Peking University Press, 307pp.
- Tridon F, Van Baelen J, Pointin Y. 2011. Aliasing in Micro Rain Radar data due to strong vertical winds [J]. Geophys. Res. Lett., 38 (2): L02804, doi:10.1029/2010GL046018.
- 魏伟, 叶鑫欣, 王海霞, 等. 2015. 飞机测风资料在大气边界层研究中的应用 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 51 (1): 24–34. Wei Wei, Ye Xinxin, Wang Haixia, et al. 2015. Application of aircraft wind data in the study of atmospheric boundary layer [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis (in Chinese), 2015, 51 (1): 24–34, doi:10.13209/j.0479-8023.2014.146.
- 温龙, 刘溯, 赵坤, 等. 2015. 两次降水过程的微降雨雷达探测精度分析 [J]. 气象, 41 (5): 577–587. Wen Long, Liu Su, Zhao Kun, et al. 2015. Precision evaluation of Micro Rain Radar observation in two precipitation events [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 41 (5): 577–587, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.05.006.
- Wen L, Zhao K, Zhang G F, 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]. J. Geophys. Res., 121 (5): 2265–2282, doi:10.1002/2015JD024160.
- 吴林林. 2014. 利用雨滴谱对移动双偏振雷达进行质量控制及降水估测 [D]. 南京信息工程大学博士学位论文, 151pp. Wu Linlin. 2014. Application study of mobile C-band dual-polarization radar quality control and QPE using raindrop size distribution [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nanjing University of Information Science and Technology, 151pp.
- 杨加艳, 肖辉, 肖稳安, 等. 2010. 基于 SATP 和 SIFT 方法分析雨滴谱特征及参数关系 [J]. 高原气象, 29 (2): 486–497. Yang Jiayan, Xiao Hui, Xiao Wen'an, et al. 2010. A study of raindrop size distributions and their characteristic parameters based on the methods of SATP and SIFT [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (2): 486–497.
- 周黎明, 王庆, 龚佃利, 等. 2015. 山东一次暴雨过程的云降水微物理特征分析 [J]. 气象, 41 (2): 192–199. Zhou Liming, Wang Qing, Gong Dianli, et al. 2015. Microphysical properties of cloud and precipitation during a rainstorm process in Shandong Province [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 41 (2): 192–199, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.02.007.