

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. 气象, 41(5):577-587.

两次降水过程的微降雨雷达探测精度分析^{* 1}

温 龙^{1,2} 刘 溯¹ 赵 坤¹ 李 杨³ 李 力⁴

1 南京大学中尺度灾害性天气教育部重点实验室,南京 210093

2 西昌卫星发射中心西昌测量站,西昌 615000

3 江苏省气象台,南京 210008

4 南京市气象局,南京 210019

提 要: 垂直指向微降雨雷达(MRR)能够测量从近地面至高空的雷达反射率因子和雨滴谱分布特征,对认识降水微物理结构,改进雷达定量降水估计精度有重要作用。为评估 MRR 探测的雨滴谱分布、降水和雷达回波精度,利用南京地区夏季观测的两次降水过程,将 MRR 与业务 S 波段天气雷达、二维视频雨滴谱仪、常规雨量筒观测进行层状云降水和对流性降水下的定量对比分析。结果表明,MRR 垂直探测的雷达反射率因子与 S 波段雷达观测在中低层(<4 km)平均差异 <1 dB,但高层(>4 km)出现显著低估,且该现象随降水强度增强更明显,这主要是雷达回波衰减导致。MRR 在回波强度 <35 dBz 时对降水率的探测精度较高,但在 >35 dBz 时低估降水。其中,层状云降水的降水率比对流性降水更接近雨量筒观测。常规雨量筒对 0.1 mm 以下的降水无探测能力,而 MRR 探测敏感度较高,对于微弱降水率的估计效果也很好。由于 MRR 最大探测范围的限制,相对于 2DVD 而言,MRR 探测的最大粒子直径低估、最小粒子浓度高估,但在中间段的探测效果和 2DVD 雨滴谱观测一致性较高。总体而言,MRR 是一个有效的降水探测仪器,其探测结果在层状云降水过程中优于对流性降水过程。

关键词: 微降雨雷达,雨滴谱,多普勒雷达,降水率,雷达反射率

中图分类号: P412,P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.05.006

Precision Evaluation of Micro Rain Radar Observation in Two Precipitation Events

WEN Long^{1,2} LIU Su¹ ZHAO Kun¹ LI Yang³ LI Li⁴

1 Key Laboratory for Mesoscale Severe Weather/MOE and School of Atmospheric Sciences,
Nanjing University, Nanjing 210093

2 Xichang Measurement Station, Xichang Satellite Launch Center, Xichang 615000

3 Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing 210008

4 Nanjing Meteorological Bureau, Nanjing 210019

Abstract: MRR is a vertically pointing Micro Rain Radar which can measure vertical profiles of radar reflectivity and drop size distribution (DSD). It plays an important role in understanding precipitation micro-physical structure and improving quantitative precipitation estimation. In this study, the observations from an S-band Doppler radar, a 2D-Video-Disdrometer and a rain gauge during two summer precipitation events in Nanjing are used to assess the performance of MRR. The intercomparison analyses of these four instruments in stratiform and convective precipitation are also performed. The results show that, the vertical profile of reflectivity measured by MRR and S-band radar has a good agreement below 4 km with the mean difference less than 1 dB. Above 4 km, however, MRR tends to underestimate the reflectivity due to the precipitation attenuation. The difference of reflectivity between MRR and S-band radar increases with the

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB430101)和国家自然科学基金项目(41275031 和 41475015)共同资助

2014 年 9 月 13 日收稿; 2015 年 3 月 31 日收修定稿

第一作者:温龙,主要从事雷达气象研究. Email:wenlong@smail.nju.edu.cn

height. Furthermore, MRR can accurately estimate the rain rate with the reflectivity below 35 dBz, but underestimate the rain rate with the reflectivity above 35 dBz. The rainfall estimation for stratiform clouds is more accurate than that for convective clouds. Especially, MRR exhibits good performance for the weak rainfall below $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, which cannot be measured by rain gauge. Due to the inherent limitation of MRR and the precipitation attenuation, MRR shows high consistency with 2DVD for raindrops with size from 1 mm to 5 mm, but underestimates the concentration of drops larger than 5 mm and overestimates the concentration of drops smaller than 1 mm. Overall, MRR is an effective instrument for the precipitation measurements, especially suitable for quantitative estimation of stratiform.

Key words: micro rain radar (MRR), drop size distribution, Doppler radar, rain rate, radar reflectivity

引 言

理解降水结构和内部的微物理过程特征变化,对于提高降水的监测和预报有重要的意义。目前常用的降水探测设备包括多普勒天气雷达、地面雨量筒和雨滴谱仪等(刘晓阳等,2010;丛芳等,2011;朱亚乔等,2013;柳臣中等,2015;明虎等,2014)。多普勒雷达能大范围降水的三维结构进行高时空分辨率的观测,但缺陷是无法获取降水系统内部雨滴谱分布特征,降水估计精度较低(周黎明等,2015)。同时,由于雷达波束随着距离抬高,在远距离处无法测得近地面的降水回波信息(Joss et al, 1990;杨金红等,2013)。地面雨量筒可以准确测量地面降水,而地面雨滴谱仪可进一步探测到近地面的雨滴谱分布,有助于理解地面降水的微物理特征(王可法等,2011;罗俊颖等,2012;刘西川等,2014)。然而,地面雨滴谱仪无法观测降水的垂直结构,因此无法深入研究降水的微物理过程。垂直指向雷达能够测量从近地面至高空的反射率因子和雨滴谱分布特征,对研究和分析降水微物理结构,改进雷达降水估计精度有重要作用(Diederich et al, 2004a;Wagner et al, 2004)。

德国 METEK 公司生产的微降水雷达(Micro Rain Radar,简称 MRR)是常用的一种垂直指向雷达,用于观测降水垂直结构。其采用连续调频技术(FM-CW),工作频率为 24 GHz,波长为 12.5 mm(K 波段)。MRR 利用多普勒效应,通过雨滴大小和散射截面、下落速度之间的关系,测量不同高度(垂直 30 层)的雨滴大小分布,并导出降水率、液态水含量、粒子下落速度和雷达反射率因子等数据。国外学者利用地面雨量筒、雨滴谱仪和多普勒天气雷达对 MRR 的性能进行了系统评估,发现由于

MRR 使用了 Gunn 等(1949)提出的粒子直径与下落速度关系算法,只能测量 0.246~5.03 mm 间的粒子,因此对于中等强度降水有较高的测量精度,但对强降水则存在一定的测量误差(Löffler-Mang et al, 1999;Peters et al, 2002)。Peters 等(2002)还分析了环境风对 MRR 测得粒子降落速度的影响。由于 MRR 算法中忽略了环境风的影响,在下沉气流区会高估粒子下落速度,导致高估粒子直径和低估粒子浓度,以及低估降水率。近年来,随着 MRR 硬件和算法的不断改进,其逐渐被用于定量降水估计和降水微物理结构特征研究。Wagner 等(2004)和 Peters 等(2005)分析了波罗地海沿岸 MRR 测得雨滴谱的垂直分布特征,提出了两种常规天气雷达定量降水估计的改进方法。Bendix 等(2006)则利用 MRR 对南美热带山谷地区降水日变化的动力学机制进行研究。Cha 等(2009)利用 MRR 的长期观测资料对韩国山区和海岸附近层状云降水的 0℃层亮带特征进行对比研究。García-Vila 等(2009)利用 MRR 雷达、雨量筒和雨滴谱仪分析了马德里地区对流性降水和层状云降水的传播特性。Diederich 等(2004b)和 Harikumar 等(2012)分别利用 MRR 对荷兰 Cabauw 地区和印度南部西南季风系统控制下的热带地区雨滴谱随高度-时间演变特征进行了分析,发现降水后期大粒子增多是粒子在降落过程中与小粒子合并,导致小粒子降低、大粒子增加所致。

同国外相比,我国在 MRR 的应用和相关研究相对较少。2007—2010 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”首次引进 5 部 MRR 雷达,结合地面雨量筒研究锡林河流域小尺度区域内降水的分布特征(刘辉志等,2009;Chen et al, 2014)。陈勇等(2011)利用这 5 部雷达的观测资料,评估了环境垂直气流和雷达垂直倾角对 MRR 降水强度探测的影响,并提出了一种雷达

间相互校准的方法。蔡嘉伦等(2012)利用台湾地区四次降水过程,结合业务雷达和一维撞击式雨滴谱仪,定量评估 MRR 对副热带地区层云和台风降水的探测精度。结果表明,层状云降水环境中,MRR 与其他仪器一致性很好,资料可信度很高。2014 年 6—7 月,科技部国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目“突发性强对流天气演变机理和监测预报技术研究(2013CB430101)”在南京地区开展了强对流野外观测试验。试验在南京江宁区的国家级地面观测站架设了一台第二代 MRR 雷达和二维视频雨滴谱仪(2DVD),用于观测降水系统的微物理结构特征。相比于一维雨滴谱仪器,2DVD 利用高速摄像机直接测量通过采样空间内的每个降水粒子直径和下落速度,能更准确观测粒子的尺寸和垂直速度,因此具有更高的精度(Schönhuber et al, 2007)。本文选择试验期间两次降水过程,利用我国业务 S 波段天气雷达、2DVD 雨滴谱仪和地面雨量筒(RG),对 MRR 的观测结果进行对比分析,定量评估 MRR 对我国东部夏季降水系统的探测性能。本文也利用地面雨量观测,将降水分为对流性降水和层状云降水,定量分析 MRR 对不同类型降水的探测精度。本文也为应用 MRR 研究东亚夏季季风系统控制下的我

国东部地区不同类型降水的云微物理特征提供依据。

1 资料与方法

本文选择的研究个例为 2014 年 5 月 31 日至 6 月 1 日和 6 月 16 日南京地区的两次降水过程。前者为多个东北—西南方向的线状对流系统自西北向东南移动经过南京,产生雷暴和短时强降水(图 1a);后者为冷暖气流影响下的对流系统,在其自西向东移动过程,层状云降水区主要影响南京(图 1b)(关月等,2014)。研究采用的 MRR、2DVD 和地面雨量筒都位于南京江宁国家级地面观测站内(简称 JN,31.93°N、118.90°E,33.3 m)。MRR 垂直方向共 30 层,高度分辨率为 200 m,最高测量高度为 6000 m,采样时间为 10 s;2DVD 的采样时间是 3 s,最低可探测直径 0.166 mm;地面雨量筒(简称 RG)最低分辨率为 0.1 mm,采样时间为 1 min。用于对比的业务雷达资料是南京(简称 NJRD,32.19°N、118.70°E,138.8 m)和常州雷达(简称 CZRD,31.90°N、119.78°E,37.5 m)。两部业务雷达均为 S 波段雷达,扫描模式采用 VCP-21,平均每 6 min

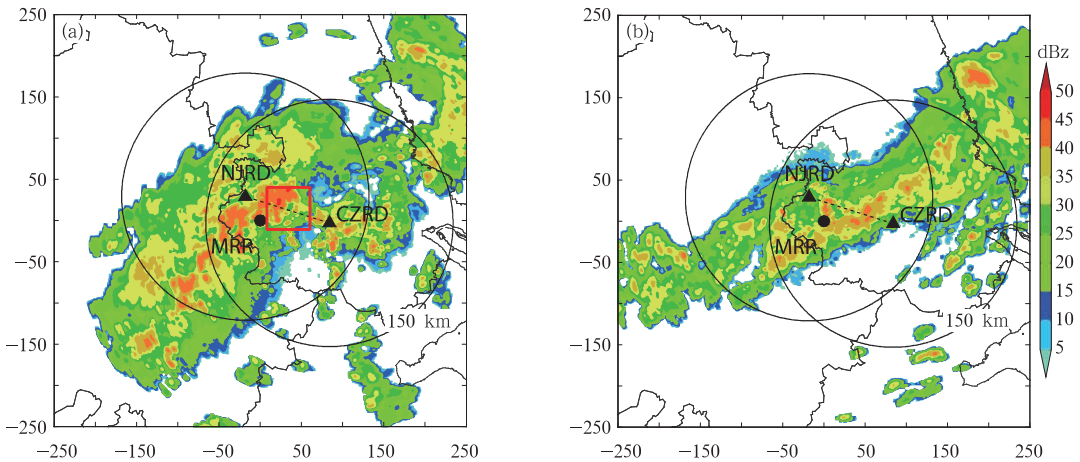


图 1 仪器站点位置和 2014 年 6 月两次降水过程的组合反射率拼图

(a) 6 月 1 日 02:18 UTC, (b) 6 月 16 日 17:54 UTC

(NJRD 和 CZRD 表示南京气象局和常州气象局的 S 波段天气雷达位置,距离圈表示 150 km 扫描半径;MRR 表示江宁地面观测站(JN)位置,该站点的仪器还包括:二维视频雨滴谱仪(2DVD)和雨量筒(RG)。图中红框位于 NJRD 和 CZRD 的连接线中点附近区域,面积 50 km×50 km,为常规业务雷达对比采样区域)

Fig. 1 Locations of instruments and composite reflectivity in the two precipitation processes

(a) 02:18 UTC 1 June 2014, (b) 17:45 UTC 16 June 2014

(Triangles represent S-band operational radars in Nanjing (NJRD) and Changzhou (CZRD). Circles indicate the 150 km range of radars; Black solid circle is Jiangning site where MRR, 2DVD and RG are located.

Red box indicates the 50 km×50 km region for quantitative comparison between NJRD and CZRD)

进行一次体扫,每个体扫包含 9 层数据,仰角分别是 0. 50°、1. 45°、2. 40°、3. 35°、4. 30°、6. 00°、9. 90°、14. 6°、19. 5°,回波强度最大探测距离 460 km,分辨率 1000 m。各观测仪器的分布见图 1。

本文主要针对 MRR 雷达探测的雷达回波、雨滴谱分布、降水率等产品进行定量对比分析。首先,对观测资料进行质量控制。雷达资料采用 Zhang 等(2004)的参考平面法,进行地杂波和噪声点去除。2DVD 资料则是将每分钟降水粒子数小于 10 的删除,而 MRR 则根据地面雨量筒观测将非降水引起的噪声去除。然后,将常规 S 波段业务雷达(南京雷达和常州雷达)体积扫描得到的反射率因子通过距离加权平均插值和双线性插值到等高面(垂直范围 0~6 km,水平和垂直格距分别为 1 km 和 500 m)得到 CAPPI 数据,同时将 MRR 也插值至 500 m 格距的网格上。第三,由于 MRR、2DVD 和地面雨量筒的采样频率不同,将三者统一累积至 1 min。最后,基于地面雨滴谱资料的层云—对流降水分类方法(Chen et al, 2013),对 MRR 雷达在层状云降水和对流性降水过程中的探测性能进行定量评估。具体降水分类方法是,对于 2DVD 的连续降水观测资料,若在持续 10 min 以上的时段内,降水率都大于 0.5 mm · h⁻¹,且该时段内降水率标准偏差小于 1.5 mm · h⁻¹,则识别为层状云降水;降水率大于 5 mm · h⁻¹,且降水率标准偏差大于 1.5 mm · h⁻¹,则识别为对流性降水。

2 结果与分析

2.1 个例对比分析

两次降水过程具体时间段分别为 2014 年 5 月 31 日 22:00 时至 6 月 1 日的 04:30 时和 6 月 16 日 16:00 时至 17 日 00 时(本文采用时间均为世界时 UTC)。利用常规 S 波段业务雷达和地面雨量站观测与 MRR 进行比较的结果如下。

2.1.1 雷达回波对比分析

为了验证南京雷达和常州雷达资料的可信度,首先进行两者的差异化比较。两部业务雷达定量比较中,选取两次降水过程时段内,相同时刻、相同高度的雷达反射率因子数据进行差异比较,共计约 150 个体扫资料。对比区域位于南京雷达和常州雷达的中点附近区域,面积为 50 km × 50 km(图 1 红色框)。因此,每个体扫中参与对比的数据为 31212 个,对比结果取降水时段平均。图 2 为差异分布图,其中曲线为整个 0~6 km 高度层内回波差异百分比(%),柱型为各对应层的回波差异百分比(%). 结果显示,在 5 月 31 日至 6 月 1 日的过程中,南京雷达和常州雷达间各个高度层(0~2 km, 2~4 km、4~6 km)的回波差异分别为 +0.30、+0.91 和 +1.99 dBz,整个高度层内平均差异为 +1.07 dBz 左右;在 6 月 15—16 日的过程中,各个高度层的回波

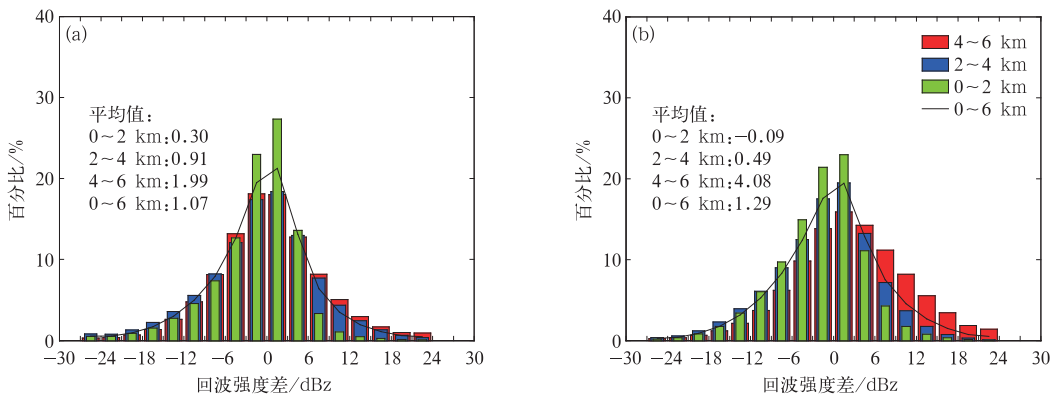


图 2 2014 年两次降水个例中 NJRD 和 CZRD 回波差异百分比图

(a) 5 月 31 日至 6 月 1 日, (b) 6 月 16 日

(柱形图:各高度层差异,绿色表示 0~2 km 差异,蓝色表示 2~4 km 差异,红色表示 4~6 km 差异;

曲线:整个 0~6 km 高度层差异。对比区域为图 1 中红框所示)

Fig. 2 Echo difference between NJRD and CZRD for (a) the 31 May to 1 June and (b) the 16 June 2014 rain events

(Green, blue and red bars represent the differences in 0~2 km, 2~4 km and 4~6 km, respectively.

The region for comparison is illustrated as red box in Fig. 1)

差异分别为-0.09、+0.49 和 +4.08 dBz,整个高度层内平均差异为+1.29 dBz 左右。其中,引起 4~6 km 反射率因子差异较大的一个可能原因是受 0℃层亮带影响。江宁站探空显示这两个个例的 0℃层位于约 5 km 处(图略)。由于亮带附近回波具有显著的非均匀垂直结构,而两部雷达在对比区域的雷达波束采样位置和采样体积存在差异,导致观测到的 0℃层亮带区会存在较大的偏差。总体而言,在 4 km 以下南京雷达相对常州雷达的反射率因子非常一致,差异在 1 dBz 左右,表明两部业务雷达具有较好的一致性和稳定性,可以用于 MRR 的对比研究。

两次降水过程的雷达反射率因子时间-高度剖面变化如图 3。MRR 与两部业务雷达的回波结构基本一致,三部雷达各降水时段的回波都能够很好的对应。2014 年 5 月 31 日 22:00 UTC 至 6 月 1 日 04:30 UTC 的观测显示(图 3a),31 日 22:00—23:00 UTC 南京雷达和常州雷达在 4 km 以上高度探测到 15~20 dBz 的弱回波,而 MRR 则未探测到。这是由于 MRR 只对其坐标点所在位置地面至高空进行采样,采样体积较小,而业务雷达的采样空间则为该坐标点周围 1 km×1 km 的地面至高空,采样体积远大于 MRR,因此可能探测到 MRR 采样体积内未出现的回波;在 23:00—24:00 UTC 三部雷达同时探测到弱回波。这次降水中,MRR 的雷达回波随高度由 35 dBz 减弱至 25 dBz,而南京雷达在 3 km 以上出现回波缺失的情况,CZRD 的回波随

高度由 15~20 dBz 增强至 25~30 dBz;6 月 1 日 01:30—04:30 UTC 三部雷达均探测到较强的雷达回波(>30 dBz),MRR 在此期间探测到两处大于 50 dBz 的回波,其中南京雷达回波与 MRR 相当,常州雷达回波则略弱(大约为 40 dBz)。期间在 4.8 km 高度三部雷达均探测到亮带,较显著时段为 03:00—04:00 UTC。MRR 的亮带结构较精细,强度约为 30 dBz,南京雷达的回波强度略强于 MRR,达到 40 dBz,常州雷达的亮带结构不明显,这可能是常州雷达距江宁较远(约 100 km),雷达波束在这一高度层的采样位置和采样体积不同所致。MRR 与南京雷达的亮带强度差异表明 MRR 回波在高层存在衰减。

图 3b 为 2014 年 6 月 16 日 16:00 至 17 日 00:00 时雷达回波时间变化图。16:00—21:00 UTC 时段三部雷达均探测到降水回波,并在 5 km 高度附近探测到亮带。MRR 的亮带位置固定,回波强度稳定在 25~30 dBz,南京雷达和常州雷达亮带位置较模糊,回波强度在 20~35 dBz 之间。这一降水时段中,MRR 的回波随高度由 30 dBz 减弱至 25 dBz,而南京雷达和常州雷达则时有 5 dBz 左右的增强;23:00 至 17 日 00:00 时三部雷达均探测到弱回波,此后降水过程结束。

图 4 和表 1 为 MRR 与南京雷达的回波强度定量比较结果。其中,图 4 为两次降水过程 MRR 和南京雷达的平均反射率因子(≥15 dBz)垂直廓线;表 1 为不同高度层反射率的差异值。业务雷达平均

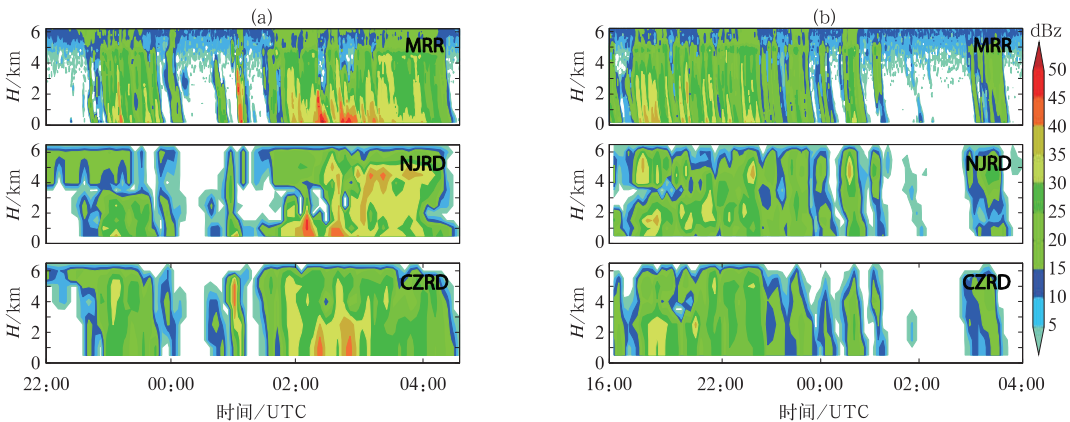


图 3 2014 年两次降水个例反射率因子时间-高度剖面图
(a) 5 月 31 日至 6 月 1 日,(b) 6 月 16 日
(从上至下分别为 MRR、NJRD 和 CZRD)

Fig. 3 The time-height profiles of radar reflectivity factor from MRR (top), NJRD (middle) and CZRD (bottom) for (a) the 31 May to 1 June and (b) the 16 June 2014 rain events

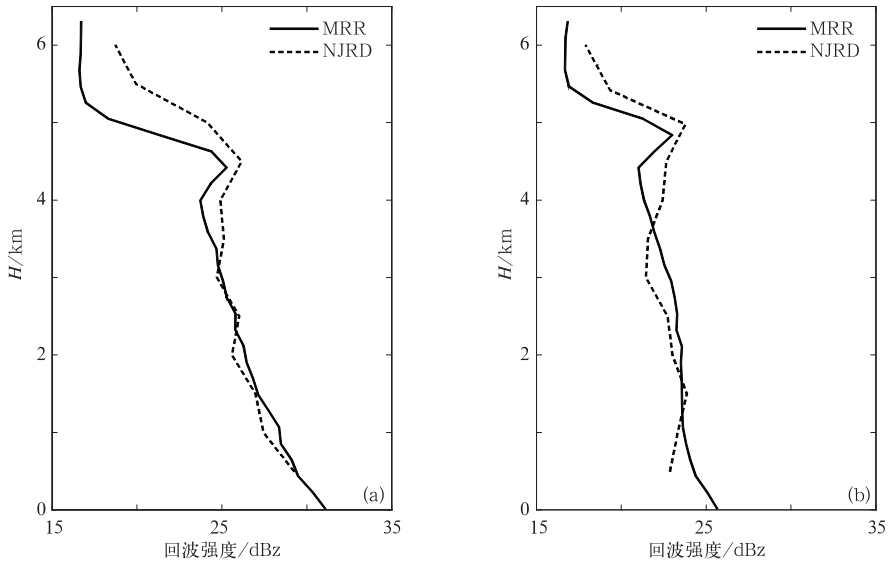


图4 2014年两次降水过程中MRR和NJRD的平均反射率因子垂直廓线

(a) 5月31日至6月1日, (b) 6月16日

Fig. 4 Vertical profile of reflectivity from MRR (solid line) and NJRD

(dashed line) for (a) the 31 May to 1 June and (b) the 16 June 2014 rain events

表1 MRR和NJRD不同高度层反射率差异(单位: dB)

时间	0~2 km	2~4 km	4~6 km	0~6 km
6月1日	0.88	-0.41	-4.47	-1.52
6月16日	0.60	1.27	-2.15	-0.17
两次过程加权平均	0.72	0.59	-3.15	-0.74

反射率因子垂直廓线是取MRR所在位置的CAPPI数据,对各个高度层进行整个降水过程平均求得。两次过程中,MRR与南京雷达平均廓线的变化趋势均较一致。5月31日至6月1日过程(图4a)主要受对流系统影响,低层平均回波强度较大,达到30 dBz左右,并随高度降低较快。低层南京雷达回波值略小于MRR,主要原因是南京雷达低层缺测,插值得到的CAPPI数据经过时间和空间平均后不可靠,而MRR则能够很好的弥补这一点。高层南京雷达值则大于MRR,这是由于在强降水中MRR远距离回波衰减所致;6月16日过程(图4b)层状云降水区域主要影响南京,低层平均回波强度只有25 dBz左右,随高度变化不明显。低层南京雷达探测的弱降水回波经插值和平均后偏小更多。MRR在高层同样存在衰减,但弱降水中衰减较小,因而高层偏差小于图4a。两次过程分别在4.5(图4a)和4.8 km(图4b)左右高度出现回波的增强,表现亮带的位置,这也和江宁站探空显示的0℃层高度较一致。

随后,雷达回波随着高度的增加迅速降低。

定量差异表(表1)显示,两次过程中MRR相对于南京雷达的差异与平均廓线变化一致,在0~2 km高度高估约1~2 dB,2~4 km差异很小,4~6 km低估3 dB左右,整个高度层为0.5 dB左右的低估。该结果表明,MRR探测与业务雷达在中低层差别不大,平均小于1 dB,但在高层存在显著低估。两次过程的比较结果存在一些差别,6月1日降水过程强度较大,低层最强回波强度超过50 dBz,0℃层亮带回波较强,最大值约45 dBz,受衰减的影响,MRR与业务雷达间差异在高层4~6 km低估4.47 dB。6月16日整体降水较弱,基本在35 dBz以下,受衰减的影响较小,因此高层的回波低估较小,约2.15 dB。

2.1.2 降水量对比分析

前面的分析表明,MRR在中低层探测的回波精度较高。下面利用MRR在200和400 m高度处测得的降水率与地面雨量筒(RG)观测及2DVD估

计降水进行对比。

由两次过程的 1 h 累计降水图(图 5)显示,三部仪器的降水峰值较一致。若以 RG 观测为基准,则测量精确度依次为 2DVD、MRR-200 m 及 MRR-400 m。2DVD 和地面雨量筒的偏差小于 0.5 mm,而 MRR-200 m 的最大偏差接近 1 mm。值得注意的是,地面雨量筒对 0.1 mm 以下的降水无探测能力(Habib et al, 2001),而 MRR 和 2DVD 的探测敏感度则都较高,对弱降水都能够准确的探测,这与 Diederich 等(2004a)的结论一致。为分析 MRR 对瞬时降水率探测的灵敏度,将其与 2DVD 的分钟降水率变化曲线进行比较。结果显示(图 6),对流性降水过程中超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的瞬时强降水和层状云降水过程中 $1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下的微弱降水率都能

够被 MRR 准确探测。从不同高度上探测的结果来看,两种类型降水 MRR-200 m 比 MRR-400 m 更接近地面雨滴谱观测。与 2DVD 观测相比,MRR 的降水率在 200 m 高度差异最大达到 $\pm 30\%$,400 m 高度则为低估,最大低估约 60%,造成这种差异的可能原因是两者瞬时采样高度差异和降水的垂直变化。雨滴在降落过程中,受粒子碰并、蒸发等复杂的微物理过程影响,降水存在显著的垂直变化。降水率显著差异主要出现在瞬时强降水时段,且雨强越大时差异越大。这主要是由于 MRR 的波长较短(12.5 mm),遇到强降水及大雨滴时易衰减,且 MRR 粒子直径探测范围在 0.246~5.03 mm 间,而瞬时强降水通常伴随着大粒子(甚至超过 5 mm),这导致强降水时段 MRR 探测精度降低。此外,强

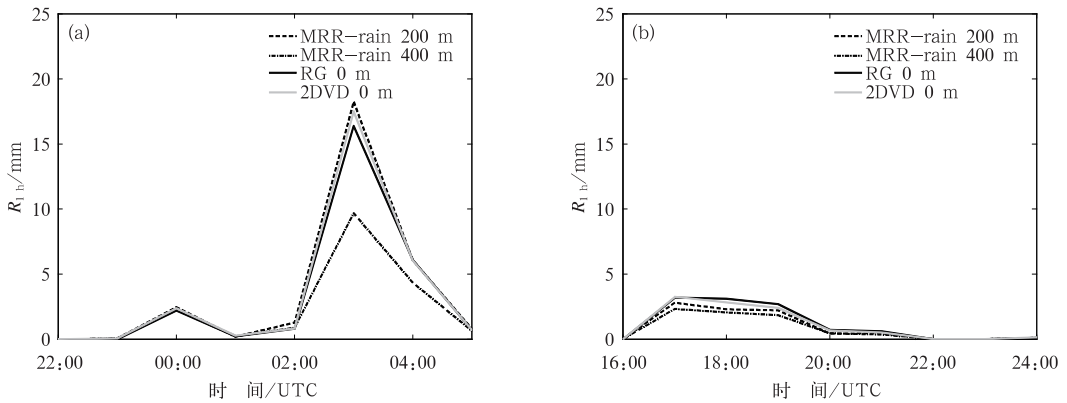


图 5 2014 年两次降水个例中 MRR 雷达、2DVD 雨滴谱和常规雨量筒 1 h 累计降水量图 (a) 5 月 31 日至 6 月 1 日,(b) 6 月 16 日

Fig. 5 Hourly accumulated precipitation measured by MRR radar at 200 m (dashed line) and 400 m (dot-dash line), 2DVD (gray line) and RG (black solid line) for (a) the 31 May to 1 June and (b) the 16 June 2014 rain events

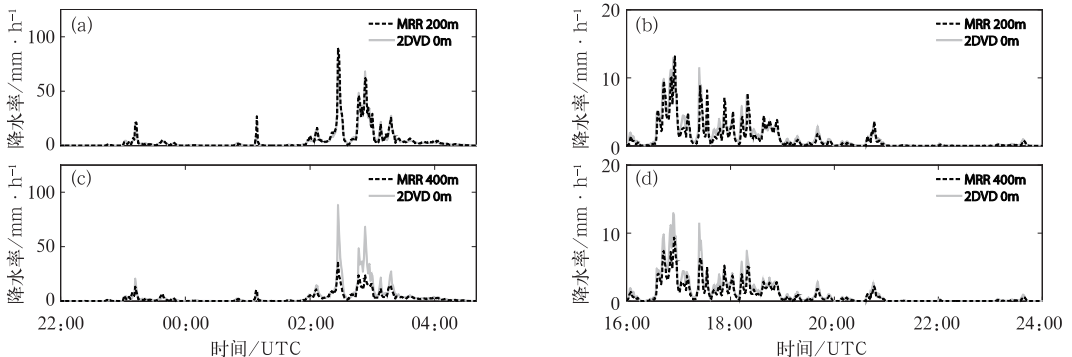


图 6 2014 年两次降水个例中 MRR 和 2DVD 雨滴谱的降水率变化 (a) 5 月 31 日至 6 月 1 日,(b) 6 月 16 日

Fig. 6 Rain rate comparison between measurements from MRR (black dashed line) at 200 m (a, b) and 400 m (c, d) and 2DVD (gray line) for (a, c) the 31 May to 1 June and (b, d) the 16 June 2014 rain events

降水时常伴随强的上升和下沉气流,而 MRR 忽略大气垂直运动的影响,这也是造成差异的一个原因。

2.2 不同类型降水的降水率和雨滴谱分布特征

为了解 MRR 在不同降水类型下的探测性能,进一步分析层状云降水和对流性降水的差异,对其进行降水率差异随回波强度分布的统计分析。两次降水过程中,共识别出层状云降水时段 12 个,对流性降水时段 4 个。结果显示,层状云降水中雷达回波都大于 15 dBz,最大达 38 dBz 左右。MRR 在 200 和 400 m 高度探测结果与 2DVD 差异较小,回波强度在 30 dBz 以下时,两者差异小于 1 mm ·

h^{-1} 。随着回波强度略有增加,两者最大差别达到 3 $mm \cdot h^{-1}$ (图 7a)。同层状云相比,对流性降水过程雷达反射率因子较大,均在 30 dBz 以上,最大达到约 50 dBz(图 7b)。MRR 探测的 200 m 高度降水率与 2DVD 的探测差异显著增加,最大达到 20 $mm \cdot h^{-1}$ 。在 400 m 高度低估更为显著,随着降水强度的增大最大差异超过 40 $mm \cdot h^{-1}$ 。总体而言,MRR 探测的降水率分布中层状云降水过程结果优于对流性降水。MRR 在回波强度小于 35 dBz 以下时降水率观测精度较高,在大于 35 dBz 的强降水中则存在明显的低估。这与强降水中 MRR 的回波衰减、对大粒子缺测以及环境风扰动对探测的影响等有关。

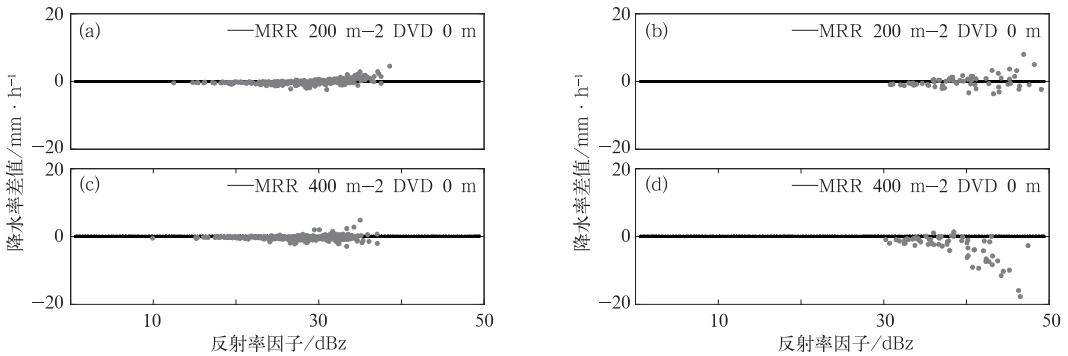


图 7 两次不同类型降水过程中降水率差异的 dBz 分布图

(a, c) 层状云降水过程, (b, d) 对流性降水

Fig. 7 Rain rate differences between MRR and 2DVD depending on the reflectivity in stratiform (a, c) and convective (b, d) precipitations

(a, b) and (c, d) are the observations at the height of 200 m and 400 m, respectively

为了解降水微物理过程对降水垂直结构的影响,及其对 MRR 探测的影响,利用 MRR 探测到的雨滴谱数据和江宁站的 2DVD 雨滴谱资料,对这两次不同类型降水过程进行雨滴谱的对比分析。图 8 为两次降水过程的雨滴谱时间分布图,其中,图 8a 红框所示区域为识别出的一次较集中的对流性降水时段,图 8b 红框所示区域为识别的一次持续时间较长的层状云降水时段。图 9 分别为这两种类型降水的粒子直径-浓度分布曲线。从 2DVD 观测的粒子浓度上来看,对流性降水时段的 1.5 mm 以下降水粒子浓度很高,粒子浓度随粒子直径的变化差异很大,而层状云降水过程中的粒子浓度分布较均匀。两种类型降水中,MRR 和 2DVD 对粒子浓度分布的观测结果一致性都很高。从 2DVD 观测的粒子直径分布来看,对流性降水的粒子谱宽较大,最大粒子直径出现在 6 月 1 日 02:30 UTC,达到 5.5 mm

左右,而层状云降水的粒子谱宽较小,最大粒子直径只到 3.5 mm 左右。层状云降水中 MRR 探测的最大粒子直径和 2DVD 无差别,而对流性降水中,由于 MRR 采用的算法导致只能测量 0.246 ~ 5.03 mm 间的粒子,故图 8a 中 02:30 UTC MRR 的最大粒子直径仅为 5 mm。从 MRR 观测的 200 和 400 m 的分布上来看,在对流性降水过程中,MRR 在 400 m 高度的粒子浓度大值集中于 1 mm 以下,而在 200 m 高度则延伸到 1.5 mm 左右,且浓度略有降低,而层状云降水的分布差异不大,并没有出现对流性降水中的情况。

定量分析两次降水过程层云和对流降水时段的粒子直径大小和浓度的分布显示(图 9),层状云降水过程中,降水粒子最大直径只有 3.5 mm 左右,相对于 2DVD 而言,MRR 在粒子直径小于 0.5 mm 时高估明显;对流性降水过程中,降水粒子直径最大达

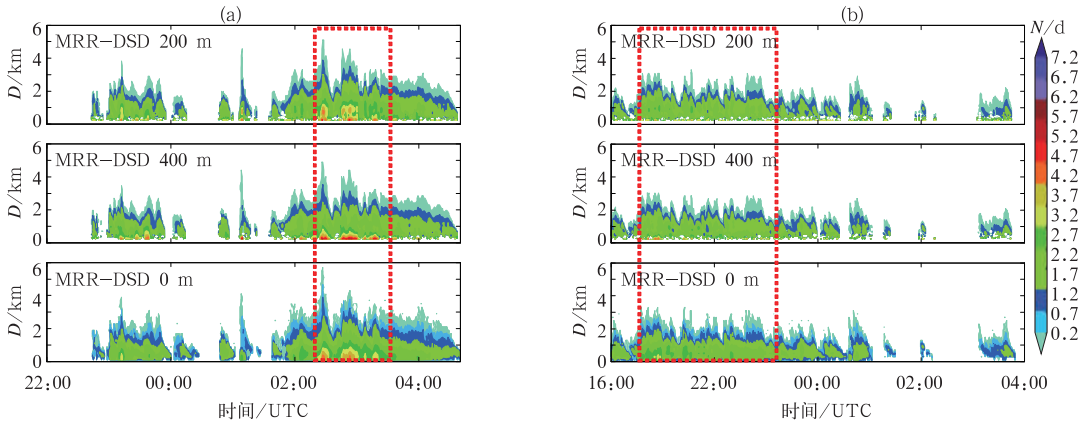


图 8 两次降水过程中 MRR 和 2DVD 的雨滴谱时间分布图

(a) 5 月 31 日至 6 月 1 日, (b) 6 月 16 日

Fig. 8 Time series of DSDs from MRR and 2DVD for (a) the 31 May to 1 June and

(b) the 16 June 2014 rain events

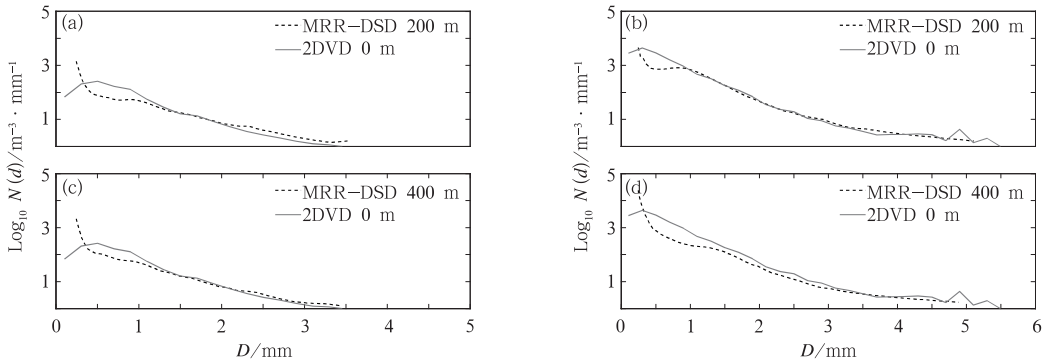


图 9 两次降水过程 MRR 和 2DVD 雨滴谱的粒子直径-浓度分布曲线

(a, c) 层状云降水, (b, d) 对流性降水

Fig. 9 The composite raindrop spectra of MRR and 2DVD for stratiform and convective precipitation

(a and b are convective and stratiform precipitation, respectively; Black dashed line and

gray solid line refer to observations of MRR and 2DVD, respectively. (a, b) and

(c, d) are the MRR observations at the height of 200 m and 400 m, respectively)

到 5 mm 以上, 在粒子直径小于 0.4 mm 左右时 MRR 对粒子浓度高估明显。总体而言, MRR 探测的最大粒子直径和最小粒子直径均小于 2DVD。从 MRR-200 m 和 MRR-400 m 的分布曲线上可以看出, 层状云降水和对流性降水中 200 m 探测的最大粒子直径均略大于 400 m。从最小粒子的浓度分布来看, 层状云降水中 200 和 400 m 探测的差异很小, 而对流性降水中 200 和 400 m 探测的差异较大, 均为 200 m 处浓度小于 400 m 高度。这种下落过程中大粒子直径增大, 小粒子浓度减小的现象说明, 降水粒子在下落过程中相互间碰并聚合, 导致小粒子浓度减少, 粒子直径有所增大, 且由于对流性降水强度大, 这种聚合效果更明显, 这与 Harikumar 等

(2012) 的观测相似。此外, 由于 MRR 算法中忽略了环境风的影响, 在下沉气流区会高估粒子下落速度, 也将导致粒子大小高估和浓度低估。

整体而言, MRR 和 2DVD 探测的雨滴谱分布结构较一致, 整个降水过程都能够很好的抓住, MRR 对雨滴谱分布的探测效果很好。MRR 探测的雨滴谱分布中层状云降水过程结果优于对流性降水过程。由于探测高度和最大探测范围的限制等因素, MRR 对直径很小和较大的粒子都有不同程度的观测误差, 但在中间段(1~5 mm)的探测效果和雨滴谱观测一致性较高。

相较而言, 本研究中 MRR 和 2DVD 的观测结果比蔡嘉伦等(2012)用 MRR 和撞击式雨滴谱仪观

测台湾地区层云和台风降水的一致性更高。蔡嘉伦等的研究显示, MRR 和撞击式雨滴谱仪的浓度分布(特别是 1 mm 以下的小粒子)有着明显的差异, 且随着降水强度增大。这与撞击式雨滴谱仪的感应系统对大粒子的滞后现象和对小粒子不敏感有关(dead time; Sheppard et al, 1994)。另外, 无论对于层云或是台风对流, MRR 在观测直径大于 3 mm 的粒子时即存在显著低估。但本研究中仅在 5 mm 以上的粒子, MRR 和 2DVD 观测才存在显著差别。由于不同气候条件、不同类型降水类型、不同地形条件下的降水系统雨滴谱特征存在显著变化(Rosenfeld et al, 2003), 这可能是蔡嘉伦等(2012)研究中观测的台湾复杂地形下台风降水区很少出现 4 mm 以上的大粒子, 而本研究观测的南京平原地区混合性降水对流区粒子最大超过 5 mm 的原因。由于本文仅分析了两个个例, 将来需要利用不同降水系统的观测对 MRR 的观测精度做进一步验证。

3 结 论

为评估 MRR 的探测性能, 为仪器的改进和应用用于我国东部地区东亚季风系统控制下的不同类型降水的雨滴谱分布、云微物理过程分析提供依据。本文利用突发性强对流外场科学试验项目期间两次降水过程中收集的 MRR、两部 S 波段业务天气雷达、2DVD 雨滴谱仪、常规雨量筒资料, 定量评估了 MRR 对不同类型降水的观测精度, 结果表明:

(1) MRR 垂直探测的反射率因子在中低层差异小于 1 dBz, 但高层出现低估现象, 且这一现象随着降水强度的增强而更明显, 这是由于雷达回波衰减导致。MRR 在回波强度 < 35 dBz 以下时对降水率的探测表现良好, 在 > 35 dBz 的强降水中有所偏差, 主要为低估。

(2) 2DVD 与 MRR 对比的结果表明, 由于 MRR 最大探测范围的限制, 其探测的最大粒子直径低估、最小粒子浓度高估, 但在中间段(1~5 mm)的探测效果和 2DVD 观测一致性较高。MRR 不同高度的探测中, 出现降水粒子下落过程中大粒子直径增大、小粒子浓度减少的现象, 且这一现象在对流性降水中更明显。可能的原因是, 降水粒子在下落过程中相互间碰并聚合, 导致小粒子浓度减少, 粒子直径有所增大, 且由于对流性降水强度大, 这种聚合效果更明显。

(3) 我国东部夏季层云和对流降水的垂直结构和微物理过程存在显著差异。本文研究个例中, 层状云降水中雷达回波都大于 15 dBz, 最大达 38 dBz 左右。对流性降水中雷达回波强度较大, 均在 30 dBz 以上, 最大达到约 50 dBz。对流性降水时段的 1.5 mm 以下降水粒子浓度很高, 粒子浓度随粒子直径的变化差异很大, 最大粒子直径达到 5 mm 以上; 层状云降水过程中的粒子浓度分布较均匀, 最大粒子直径只到 3.5 mm 左右。

总体而言, MRR 是一个有效的降水探测仪器, 能够较精确地测量从近地面至高空的雷达反射率因子和雨滴谱分布等特征, 其探测结果在层状云降水过程中优于对流性降水过程。MRR 和 2DVD 对比的结果相比蔡嘉伦等(2012)利用 MRR 和撞击式雨滴谱仪观测台湾地区层云和台风降水而言一致性更高。但本研究仅分析了两个降水个例, 下一步研究将利用 MRR 长期观测资料, 对其探测能力进一步验证并研究我国不同降水系统的微物理结构。

参考文献

- 陈勇, 刘辉志, 安俊岭. 2011. 垂直指向侧雨雷达的误差模拟及相互校准. 大气科学, 34(6): 1114-1126.
- 蔡嘉伦, 游政谷. 2012. 微波降雨雷达观测之评估分析. 大气科学, 40(2): 109-134.
- 丛芳, 刘黎平. 2011. 新一代天气雷达与地面雨量资料的综合分析. 气象, 2011, 37(5): 532-539.
- 关月, 何立富. 2014. 2014 年 6 月大气环流和天气分析. 气象, 40(9): 1159-1164.
- 柳臣中, 周筠筠, 谷娟, 等. 2015. 成都地区雨滴谱特征. 应用气象学报, 26(1): 112-121.
- 刘辉志, 陈勇. 2009. 锡林河流域小尺度降雨特性的初步研究. 第 26 届中国气象学会年会季风动力学论坛分会场论文集.
- 刘西川, 高太长, 刘磊, 等. 2014. 基于粒子成像测速技术的雨滴为物理特性研究. 物理学报, 63(2): 29203-29203.
- 刘晓阳, 杨洪平, 李建通, 等. 2010. 新一代天气雷达定量降水估测集成系统. 气象, 2010, 36(4): 90-95.
- 罗俊颖, 贺文彬, 李金辉, 等. 2012. 2003 年春季陕西省层状云降水的雨滴谱特征. 气象, 38(9): 1129-1134.
- 明虎, 王敏仲, 阮征, 等. 2014. 风廓线雷达对天山中部一次层状云降水过程的探测分析. 气象, 40(12): 1513-1521.
- 王可法, 张卉慧, 张伟, 等. 2011. Parsivel 激光雨滴谱仪观测降水中异常数据的判别及处理. 气象科学, 31(6): 732-736.
- 杨金红, 陈大任, 王曙东. 2013. 改进新一代天气雷达低层探测能力研究. 气象, 49(4): 494-499.
- 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. 气象, 41(2): 192-199.
- 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.
- Bendix J, Rollenbeck R, Reudenbach C. 2006. Diurnal patterns of rainfall in a tropical Andean valley of southern Ecuador as seen by a vertically pointing K-band Doppler radar. *Int J Climatol*, 26(6): 829-846.
- Cha J W, Chang K H, Yum S S, et al. 2009. Comparison of the bright band characteristics measured by Micro Rain Radar (MRR) at a mountain and a coastal site in South Korea. *Adv Atmos Sci*, 26(2): 211-221.
- Baojun Chen, Jun Y, PU Jiangping. 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in Eastern China. *J Meteor Soc Jap, Ser II*, 91(2): 215-227.
- Chen Y, Liu H, An J, et al. 2014. A field experiment on the small-scale variability of rainfall based on a network of Micro Rain Radars and rain gauges. *J Appl Meteor Climatol*, 54:243-255.
- Diederich M, Crewell S, Simmer C, et al. 2004a. Investigation of rainfall microstructure and variability using vertically pointing radar and disdrometer. *Proceedings of ERAD*: 80-86.
- Diederich M, Simmer C, Battaglia A. 2004b. Spatial and temporal variability of drop size distribution from vertically pointing micro rain radar (MRR). 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group.
- Gunn R, Kinzer G D. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J Meteor*, 6(4): 243-248.
- García-Vila P, Benarroch A, García P, et al. 2009. Micro Rain Radar measurements of rainfall in Madrid. 3rd European Conference on Antennas and Propagation, EuCAP 2009. IEEE, 676-680.
- Harikumar R, Sampath S, Sasi Kumar V. 2012. Altitudinal and temporal evolution of raindrop size distribution observed over a tropical station using a K-band radar. *Int J Remote Sens*, 33(10): 3286-3300.
- Habib E, Krajewski W F, Kruger A. 2001. Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements. *J Hydrol Eng*, 6(2): 159-166.
- Joss J, Waldvogel A. 1990. Precipitation measurement and hydrology. *Radar in meteorology*, D Atlas Ed. Amer Meteor Soc, 577-606.
- Löffler-Mang M, Kunz M, Schmid W. 1999. On the performance of a low-cost K-band Doppler radar for quantitative rain measurements. *J Atmos Ocean Tech*, 16(3): 379-387.
- Peters G, Fischer B, Andersson T. 2002. Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR). *Boreal Environ Res*, 7(4): 353-362.
- Peters G, Fischer B, Münster H, et al. 2005. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by microrain radars. *J Appl Meteor*, 44(12): 1930-1949.
- Rosenfeld D, Ulbrich C W. 2003. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. *Radar and Atmospheric Science: A Collection of Essays in Honor of David Atlas*, Meteor Monogr, 52: 237-258.
- Schönhuber M, Lammer G and Randeu W L. 2007. One decade of imaging precipitation measurement by 2D-video-distrometer. *Adv Geosci*, 10(10): 85-90.
- Sheppard B E, Joe P I. 1994. Comparison of raindrop size distribution measurements by a Joss-Waldvogel disdrometer, a PMS 2DG spectrometer, and a POSS Doppler radar. *J Atmos Ocean Tech*, 11(4): 874-887.
- Wagner A, Clemens M, Seltmann J. 2004. Vertical profile of drop size spectra. *Proceedings of ERAD*: 402-406.
- Zhang J, Wang S, Clarke B. 2004. WSR-88D reflectivity quality control using horizontal and vertical reflectivity structure. *Proceedings of the 11th Conf on Aviation, Range and Aerospace Meteorology*, Hyannis, MA. Amer Meteor Soc, P5. 4.