

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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12207. 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.

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

刘黎平^{1,2} 谢蕾¹ 崔哲虎¹

¹ 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

² 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

摘 要 本文首先利用数值模拟的方法, 分析了利用毫米波云雷达功率谱密度反演雨滴谱时, 降水粒子米散射效应、空气湍流、空气上升速度等对雨滴谱和液态水含量等参数反演的影响; 建立了功率谱密度处理及其直接反演雨滴谱、液态水含量、降水强度和空气上升速度的方法; 并利用 2012 年 7 月在云南腾冲观测的二次弱降水数据, 采用毫米波雷达和 Ku 波段微降水雷达观测的回波强度、径向速度垂直廓线以及 780 m 高度上的功率谱密度对比的方法, 以及毫米波云雷达观测的 780 m 高度上功率谱密度、回波强度与地面雨滴谱计算得到的这些量的对比方法, 分析了毫米波雷达数据的可靠性; 并将 780 m 高度上毫米波雷达反演的雨滴谱与地面雨滴谱数据进行了对比, 分析了毫米波雷达反演的雨滴谱的准确性; 分析了毫米波雷达回波强度偏弱的原因, 讨论了该高度以下降水对毫米波雷达衰减的影响。结果表明: 空气湍流对弱降水微物理参数反演影响不大, 而空气上升速度和米散射效应均对反演结果有一定影响; 毫米波雷达观测到的径向速度和功率谱密度与微降水雷达比较一致, 回波强度的垂直廓线的形状与微降水雷达也比较一致, 但毫米波雷达观测的回波强度偏弱; 与雨滴谱计算值相比, 毫米波雷达观测的低层的回波强度也偏弱, 天线上的积水是造成毫米波雷达回波强度变弱的主要原因。毫米波雷达观测的低层的功率谱密度与地面雨滴谱观测的数据形状比较一致, 但有一定的位移。毫米波雷达反演的雨滴谱与地面观测的谱型和粒子大小也比较一致。这些结果初步验证了毫米波雷达观测的功率谱密度及其反演方法的可靠性。

关键词 毫米波云雷达 功率谱密度 雨滴谱反演

文章编号 1006-9895(2014)02-0223-14

中图分类号 P412

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12207

Examination and Application of Doppler Spectral Density Data in Drop Size Distribution Retrieval in Weak Precipitation by Cloud Radar

LIU Liping^{1,2}, XIE Lei¹, and CUI Zhehu¹

¹ State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

² Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract The effects of Mie Scattering, air turbulence, and air vertical speed on drop size distribution (DSD) retrieval from Doppler spectral density data observed by cloud radar are discussed in this study. The processing algorithm for the Doppler spectral density data and retrieval algorithm for DSD, liquid water content (LWC), rain rate, and air vertical speed with Doppler spectral density data are presented. The two weak precipitation cases observed by vertical-pointing Ka-band cloud radar, Ku-band micro-rain radar, and disdrometer in July 2012 at Tengchong, Yunnan Province, are used to

收稿日期 2011-11-29, 2013-08-30 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目(973 计划) 2012CB417202, 国家自然科学基金项目 41175038, 中国气象科学研究院科研团队项目

作者简介 刘黎平, 男, 1963 年出生, 研究员, 主要从事雷达气象研究。E-mail: lpliu@cma.gov.cn

examine the cloud radar data quality and retrieval algorithm. The vertical profiles of reflectivity and velocity observed by cloud radar and micro-rain radar are compared. The Doppler spectral density data at an altitude of 780 m observed by cloud radar, micro-rain radar, and disdrometer calculation are compared. In addition, the DSD and rain rate are retrieved by Doppler spectral density data and compared with disdrometer data. The effect of water over the cloud radar antenna on reflectivity measurement is also discussed. The results indicate that although the effects of air turbulence on precipitation microphysical parameters are negligible, those of air vertical speed and Mie scattering are obvious. The velocity, Doppler spectral density data, and variational pattern of reflectivity with altitude observed by cloud radar and micro-rain radar show good agreement; however, the reflectivity measured by the cloud radar was weaker than that observed by the other methods. The water over the cloud radar antenna significantly reduced the reflectivity. The Doppler spectral density data and DSD observed by the cloud radar were similar with that observed by disdrometer. Therefore, this study has verified the effectiveness of Doppler spectral density data measurement by cloud radar and retrieval parameters.

Keywords Cloud radar, Doppler spectral density data, DSD retrieval

1 引言

雨滴谱分布和空气上升速度的研究对理解降水的形成和发展、降水系统与周边环境的相互作用、降水系统对大气辐射影响有非常重要的作用。利用雨滴谱仪可以观测到地面雨滴谱分布,利用飞机可直接观测到云降水系统中的滴谱的空间分布,但这两种方法很难获取到雨滴谱的垂直变化及其随时间演变的高时空分辨率数据。毫米波雷达是探测云和弱降水三维结构和微物理参数非常重要的手段,与天气雷达(X、C和S波段雷达)相比,毫米波雷达具有更强的探测云和弱降水的能力。因云和降水粒子的大小和下落速度不同,造成了利用毫米波雷达资料反演云参数和降水参数方法上的差异。通常云粒子半径在 $50\ \mu\text{m}$ 以下,它的下落速度比湍流速度和空气的速度小,其回波强度通常小于 $5\ \text{dBZ}$,云粒子可以作为湍流运动的“示踪物”,这样通过卷积的方法,可以反演冰晶粒子的滴谱分布和含水量等微物理参数(Deng and Mace, 2006)。对于降水粒子(半径通常大于 $400\ \mu\text{m}$),在层状云降水条件下,其下落速度远远大于湍流的速度和空气本身的速度,这样就可以在忽略湍流对速度谱宽的贡献以及空气速度对雷达观测的径向速度影响的条件下,利用回波强度、速度和速度谱宽,反演降水粒子的滴谱分布、含水量等微物理参数(Frisch et al., 1995)。在考虑湍流和空气本身上升速度条件下,仅仅依靠毫米波雷达观测的回波强度、径向速度和速度谱宽来详细描述降水微物理参数就非常困难了,为此,人们利用快速傅里叶变化方法(FFT)得到的功率谱密度进行云降水微物理参数的反演,利用这一数据,首先可以区分云和降水,并反演得

到云和降水的滴谱分布、空气上升速度、空气湍流等信息。1993年,Rogers利用风廓线雷达探测的功率谱密度直接得到了雨滴谱数据,并与飞机直接观测进行了对比,结果表明两者吻合的非常好(Rogers et al., 1993)。王晓蕾、阮征等也利用风廓线雷达反演雨滴谱分布,他们首先进行大气返回信号和降水返回信号的剥离,然后利用降水信号反演雨滴谱并计算得到回波强度,与附近多普勒天气雷达观测进行了比较(王晓蕾等, 2010)。Gossard利用功率谱密度,首先区分云和降水,在假设降水滴谱为Gamma分布条件下,进行了雨滴谱参数、空气上升速度等参数的反演(Gossard et al., 1997)。

2008年中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室与航天科工集团第23所合作自主研制的Ka波段地基多普勒/偏振毫米波雷达系统应用到了云和降水观测中,获取到了我国极为珍贵的毫米波雷达资料,并开展了云和降水结构的分析工作(Zhong et al., 2011),仲凌志等也采用Deng and Mace (2006)类似的方法反演了冰相云粒子的微物理参数(Zhong et al., 2012),但这一方法只能适合于云冰的反演。刘黎平等对比分析了地基毫米波雷达与机载毫米波雷达系统观测的云降水回波强度垂直结构的差异,并在忽略空气上升速度和湍流条件下,利用毫米波雷达反演了降水的微物理参数,并与飞机直接观测进行了对比(Liu et al., 2012; 刘黎平等, 2012)。2010年彭亮和陈洪滨等利用ARM (the Atmospheric Radiation Measurement Program, 大气辐射观测计划)在安徽省寿县的云雷达观测资料研究了云的性质、云相态识别以及云内空气垂直速度,该工作也主要是研究内部湍流较小的冰云(彭亮等, 2010)。目前,国内还没有对毫米波雷

达观测的弱降水的功率谱密度进行定量的对比分析, 也没有开展弱降水微物理参数反演工作。

2011 年 5~8 月中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室在云南腾冲开展了青藏高原东缘云降水综合观测试验, 探测设备包括 Ka 波段毫米波雷达、Ku 波段微降水雷达、雨滴谱仪和微波辐射计。本文首先讨论了米散射效应、空气湍流和空气上升速度等因素对弱降水雨滴谱反演结果的影响, 然后利用毫米波雷达观测的功率谱密度, 直接反演弱降水的雨滴谱及其液态水含量, 并与微降水雷达、地面雨量、地面雨滴谱观测的滴谱数据和反算雷达观测量进行了对比。

2 数据

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室的 Ka 波段毫米波雷达采用垂直指向的观测方式, 于 2012 年 5 月 20 日~8 月 5 日在云南腾冲气象局进行了观测。在观测期间, 毫米波雷达除了观测到回波强度、径向速度和速度谱宽、退偏振因子外, 还间断输出了功率谱密度。观测时, 雷达采用了脉冲重复频率为 5000 Hz, 脉冲宽度为 1.5 μs , 采用脉冲压缩后, 库长为 30 m。采用这种工作模式, 雷达可以探测到 $-11.2\sim+11.2\text{ m s}^{-1}$ 速度范围内的功率谱密度, 并把这个速度区间分为 255 档, 速度分辨率为 0.088 m s^{-1} 。HSC-PS32 型激光滴谱仪和 MRR-2 型 Ku 波段微降水雷达也参加了对比观测。MRR-2 型 Ku 波段微降水雷达工作频率为 24.230 GHz, 采用连续波体制和垂直指向观测方式, 天线的波束宽度为 1.5° , 雨滴谱、雨强、液态含水量、回波强度和功率谱密度数据的空间分辨率为 $10\sim 200\text{ m}$, 时间分辨率为 $10\sim 3600\text{ s}$ 。

2012 年 7 月 20 日和 7 月 23 日, 毫米波雷达、雨滴谱仪和微降水雷达观测到了两次弱降水云系, 本文将详细分析这次过程。

3 功率谱密度的处理和雨滴谱反演方法

利用功率谱密度反演雨滴谱的步骤主要包括: 功率谱密度的时间平均、噪声电平的确定、空气上升速度计算和雨滴谱等微物理参数的反演, 最后计算雨强和其他云降水微物理参数。

(1) 功率谱密度的平均

该毫米波雷达每 0.8 s 输出一个功率谱密度的垂直廓线, 首先我们对同一高度上的功率谱密度进

行时间平均, 平均时间段可在 $1\sim 5\text{ min}$ 选择。这样就可以有效减小小尺度空气运动对功率谱的影响。

(2) 噪声电平确定

噪声电平的确定在功率谱密度分析时非常重要, 一方面它可以影响整个范围的功率谱密度的分布和大小, 更重要的是它对空气上升速度计算影响很大。大的雨滴(如直径为 3 mm)的下落速度为 8.0 m s^{-1} , 在层状云降水中, 空气本身的上升速度也小于 4 m s^{-1} , 为此, 我们认为大于 8 m s^{-1} 的功率谱密度为噪声(径向速度为正表示上升速度), 他们的平均值被作为噪声电平。雷达探测到的功率谱密度减去噪声电平就得到了云和降水粒子本身产生的功率谱密度。

(3) 空气上升速度

云粒子本身的下落速度可近似认为为零, 通常在弱降水滴谱中存在云滴, 而利用功率谱密度可以区分云和降水, 这样我们就将云滴对应的速度确定为空气的上升速度。空气上升速度确定后, 对功率谱密度进行平移, 使功率谱密度对应的速度为粒子本身的下落速度。在实际数据处理中, 我们识别和剔除了孤立的信号, 以增加识别云信号的可靠性。

(4) 功率谱密度与滴谱关系

毫米波雷达输出的功率谱密度是回波功率随径向速度变化的密度, 而在垂直观测模式下, 雷达观测的径向速度是粒子本身的速度和空气速度之和, 空气湍流能拓宽雷达观测的功率谱密度, 空气湍流的速度谱宽一般在 $0.1\sim 0.5\text{ m s}^{-1}$ 之间。在有降水情况下, 空气湍流对功率谱密度的影响可以忽略(从后面的模拟结果可以得到这个结论)。在这种情况下, 功率谱密度与雨滴谱的关系推导如下:

$$S_z(V_r) = \left| \frac{\partial Z}{\partial(V_r - V_a)} \right| = \left| \frac{\partial Z}{\partial V_r} \right| = \left| \frac{\partial Z}{\partial D} \frac{\partial D}{\partial V_r} \right| = CN(D)\sigma(D) \frac{\partial D}{\partial V_r}, \quad (1)$$

式中, $C = 10^6 \lambda^4 |\epsilon + 2|^2 / (\pi^5 |\epsilon - 1|^2)$ 是一个与波长 λ 、降水粒子复介电常数 ϵ 有关的常数。 $S_z(V_r)$ 为功率谱密度, Z 为反射率因子, V_r 、 V_f 和 V_a 分别代表雷达观测的径向速度、粒子下落速度和空气的上升速度, 这里定义粒子的下落速度向下为正, 空气的上升速度和雷达观测的径向速度向上为正; D 为降水粒子的直径, $N(D)$ 为雨滴谱, $\sigma(D)$ 为降水粒子的后向散射截面。在雨滴谱分析时, 常常把功率谱密度数据幅度作为一个相对的量, 首先计算雨滴谱分布相对值, 然后再根据回波强度对雨滴谱进

行订正。降水粒子直径和下落速度的关系为 (Gossard, 1994):

$$D(\text{mm}) = \begin{cases} 0.25 \left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{0.5} V_f & V_f \leq 2.5 \text{ m/s} \\ -1.667 \ln\left(\frac{9.650 V_f (\rho/\rho_0)^{0.4}}{10.3}\right) & V_f > 2.5 \text{ m/s} \end{cases} \quad (2)$$

式中, ρ 和 ρ_0 分别表示空中和地面的空气密度。这样, 根据式 (1) 和 (2), 我们就可以计算得到雨滴谱, 从而计算含水量、雨强等微物理参数:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{D_{\max}} D^3 V_f(D) N(D) dD, \quad (3)$$

$$\text{LWC} = \frac{\pi}{6} \int_0^{D_{\max}} \rho D^3 N(D) dD, \quad (4)$$

其中: R (mm h^{-1}) 表示雨强, LWC (g m^{-3}) 表示液态含水量。

4 敏感性分析

在应用功率谱密度分析雨滴谱时, 需要考虑如下因素的影响:

(1) 大粒子米散射效应的影响, 因毫米波雷达波长比较短, 当雨滴直径超过 1 mm 后, 其散射就不遵从瑞利散射了, 从而对雨滴谱反演产生影响;

(2) 空气上升速度估测误差的影响, 利用功率谱密度计算空气上升速度时, 往往会因噪声估计、云信号确定等产生误差, 从而产生空气上升速度的误差, 这样就会对雨滴谱的反演带来误差;

(3) 空气湍流的影响, 雷达观测的功率谱密度

实际上是降水产生的功率谱和空气湍流的卷积, 这样空气湍流会拓宽雷达探测的功率谱密度, 从而对雨滴谱反演产生影响。

为了分析以上因素对雨滴谱反演的影响, 我们首先假设雨滴谱分布为 Gamma 分布, 利用扩展边界条件法计算云降水粒子的后向散射截面 (Barber and Yeh, 1976), 根据粒子的下落速度等计算功率谱密度, 再考虑空气湍流的影响, 得到雷达观测的功率谱密度, 分析各种因素产生雨滴谱和其他要素反演误差的影响。雨滴谱为

$$N(D) = N_0 D^m \exp\left[\frac{-(3.67 + m) \times D}{D_0}\right], \quad (5)$$

这里, N ($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$) 是滴谱分布; N_0 ($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$) 是滴谱数密度; D (mm) 是云滴直径; m 为无量纲整数, 代表偏离指数谱的程度; D_0 (mm) 为中线直径。

4.1 米散射效应对反演结果的影响

在给定雨滴谱参数后, 分别利用瑞利散射和米散射计算的后向散射界面, 得到两种散射条件下的功率谱密度, 比较它们的差异; 然后利用米散射条件下的功率谱密度, 在 (1) 式中分别采用米散射和瑞利散射计算的后向散射截面, 反演得到雨滴谱、液态水含量和雨量, 以分析米散射效应对参数反演的影响。

首先检查米散射对功率谱密度的影响, 图 1 给出了不同 D_0 时, 米散射和瑞利散射时归一化的功率谱密度, 从中可以明显看到: 因为米散射的后向散射界面在 $D > 3.0 \text{ mm}$ 时明显小于瑞利散射, 米散射效应使得图 1b 中的功率谱密度的最大值向速度小的方向移动。对于 D_0 小的情况 (图 1a), 米散射

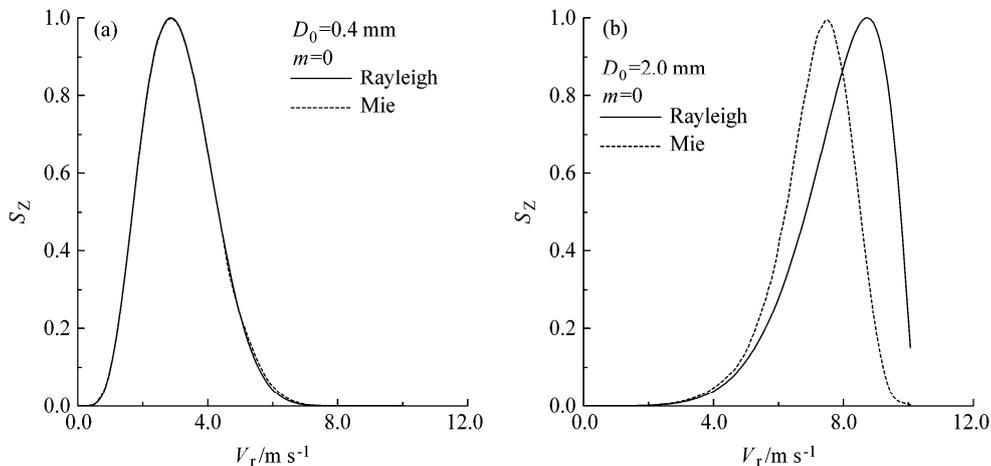


图 1 不同雨滴谱参数情况下米散射和瑞利散射时功率谱密度。(a) 云: $D_0=0.4 \text{ mm}$, $m=0$; (b) 弱降水: $D_0=2.0 \text{ mm}$, $m=0$
 Fig. 1 The Doppler spectral density for different DSD (drop size distribution) in Mie and Raleigh scattering conditions. (a) Cloud: $D_0=0.4 \text{ mm}$, $m=0$; (b) weak precipitation: $D_0=2.0 \text{ mm}$, $m=0$

对功率谱的影响不明显。雷达实际探测的功率谱为米散射条件下产生的, 如果在反演时做了瑞利散射的假设, 这样就会产生雨滴谱的反演误差。图 2 给出了瑞利散射假设条件下反演的雨滴谱与实际滴谱的对比。计算时采用的雨滴谱参数为: $N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, $m=2$, $D_0=2.0 \text{ mm}$ 。其中功率谱是采用米散射计算的后向散射界面根据雨滴谱假设计算结果得到的, 而在反演雨滴谱时, 却采用了瑞利散射的后向散射界面。从中可以看到: 对 $D<2.5 \text{ mm}$ 的滴谱分布略有高估, 对大的雨滴则低估比较严重, 谱宽变窄, 谱密度最大值对应的速度值变小。从不同 m 和 D_0 条件下的分析结果可知: 虽然雨滴谱的分布不一样, 但两种雨滴谱的比值是一致的。造成这种现象的原因是: 大的雨滴对毫米波的散射能力远远弱于瑞利假设的散射能力, 使这个区域的功率谱密度降低, 从而低估了雨滴个数。

液态水含量、降水强度和均值直径是重要的微物理参数, 当反演算法中采用瑞利假设时, 也会产生这些量的反演误差。图 3 给出了 $N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, $m=0$ 时, 降水强度 (R)、液态含水量 (LWC) 和 D_0 反演相对偏差随 D_0 的变化, 从中看出米散射效应使这三个量全部产生了低估, 对降水强度和液态含水量的低估比 D_0 大, 而且大的降水粒子含量越多, 这种误差就越大。这种误差与 N_0 的大小没有关系。通过计算不同 m 条件下的误差可以看到, m 为正且越大时, 这种偏差也就越大。

4.2 空气上升速度误差影响

空气上升速度是雨滴谱反演过程中需要确定的一个重要参数, 它的误差主要来源于径向速度本身的探测误差、径向速度的分辨率、利用云对应的功率谱确定上升速度时产生的误差。Ka 波段毫米波雷达在出厂前和每次外场试验开始前进行了严格的回波强度和径向速度的定标, 利用信号源输出的不同频率的信息输入到接收机, 通过理论计算的径向速度和实际雷达测量的径向速度的对比对径向速度进行定标, 根据该 Ka 波段毫米波雷达的定标结果, 径向速度的测量值和理论值最大误差为 0.5 m s^{-1} , 平均绝对值误差为 0.15 m s^{-1} 。功率谱密度的径向速度分辨率为 0.088 m s^{-1} 。根据研究结果, 因空气湍流造成的利用功率谱密度计算空气上升速度的最大不确定性不超过 0.2 m s^{-1} (Shupe et al., 2008)。为此, 在下面的分析中, 我们假设了空气上升速度的偏差为 $\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$ 和 $\pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$ 。

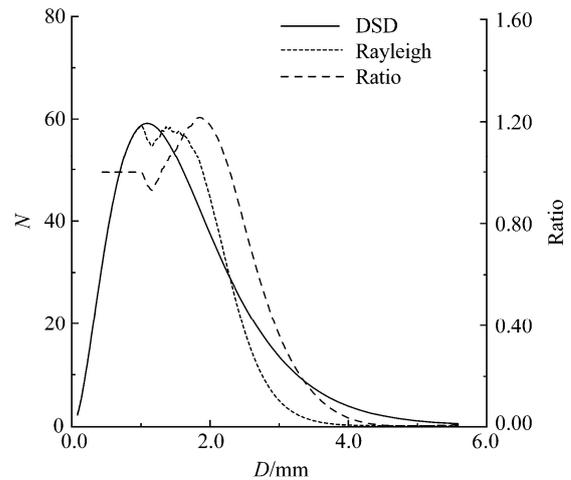


图 2 瑞利散射假设条件下反演的雨滴谱与实际滴谱的对比。实线表示真实 (DSD) 的雨滴谱, 短虚线 (Rayleigh) 为瑞利散射假设条件下反演的雨滴谱, 长虚线为两者的比值。($N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, $m=2$, $D_0=2.0 \text{ mm}$)。

Fig. 2 The comparison between retrieved DSD in Raleigh scattering assumption (short dashed line) and the true values (solid line), and their ratio (long dashed line). ($N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, $m=2$, $D_0=2.0 \text{ mm}$)

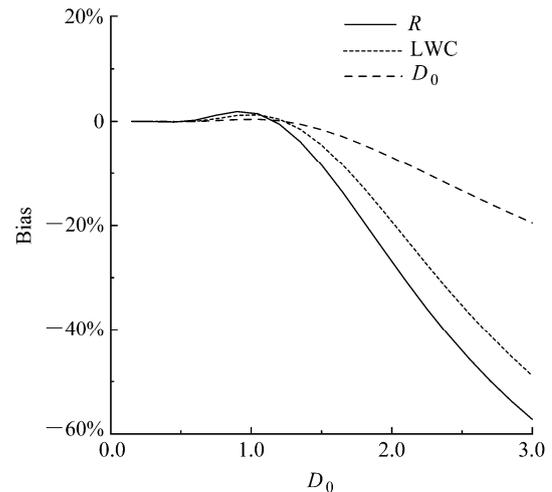


图 3 降水强度 (R)、液态含水量 (LWC) 和 D_0 反演误差。($N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, $m=0$)

Fig. 3 The biases of rainfall rate (R), liquid water content (LWC), and median diameter (D_0) introduced by Raleigh scattering assumption. ($N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, $m=0$)

我们定义空气的上升速度向上为正, 而功率谱密度中速度是向下为正, 上升速度正的估计误差表示功率谱整体向粒子速度小的方向偏离; 相反上升速度负的估计误差表示功率谱整体向大的粒子速度方向偏移。分别假定空气上升速度 V_a 的估计误差为 $\Delta V=\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$ 和 $\Delta V=\pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$, 分析雨滴谱、 R 、LWC 和 D_0 的反演偏差。图 4 给出了 $N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, m 分别为 2.0 和 0.0 时, 空

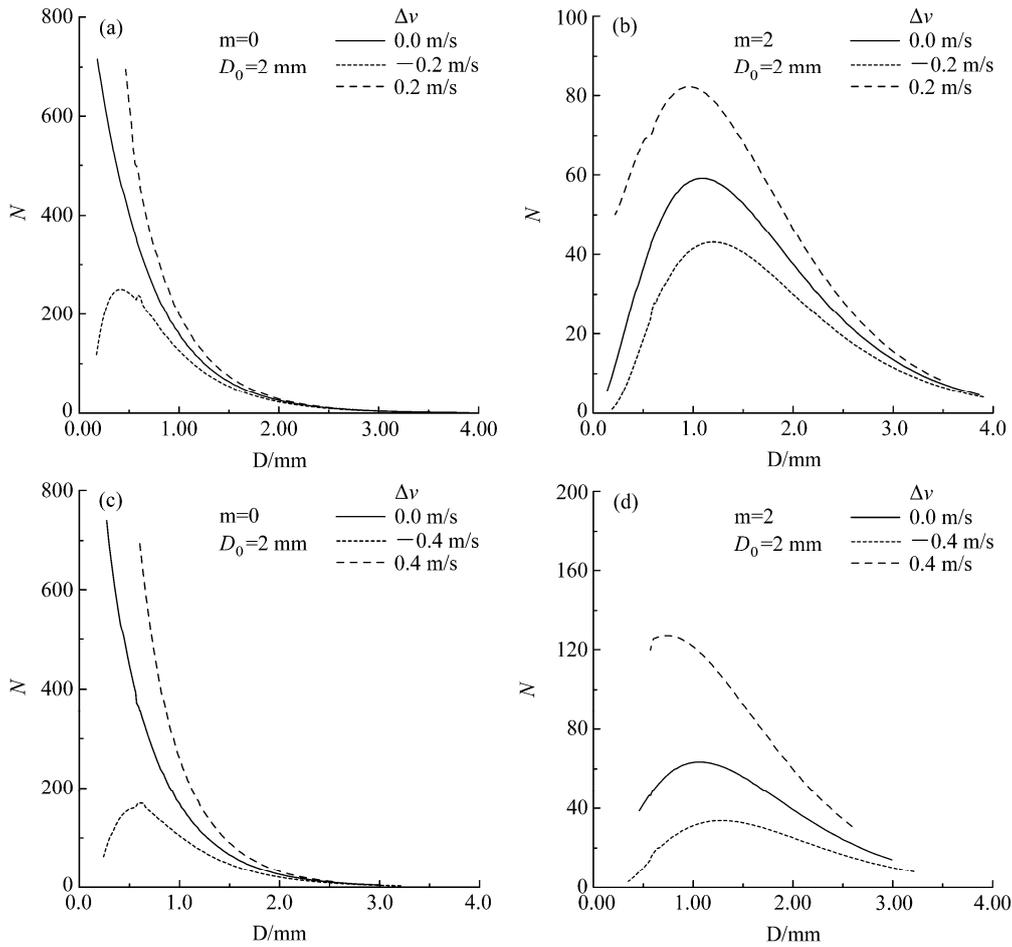


图4 空气上升速度估计误差产生的雨滴谱的反演误差 ($N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$)。 (a) $m=0$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, $\Delta V=\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$; (b) $m=2.0$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, $\Delta V=\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$; (c) $m=0$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, $\Delta V=\pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$; (d) $m=2.0$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, $\Delta V=\pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$

Fig. 4 The effects of air vertical speed on retrieved DSD ($N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$). (a) $m=0$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, $\Delta V=\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$; (b) $m=2.0$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, $\Delta V=\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$; (c) $m=0$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, $\Delta V=\pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$; (d) $m=2.0$, $D_0=2.0 \text{ mm}$, $\Delta V=\pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$

气上升速度估计误差引起的雨滴谱误差。高估空气上升速度可明显增大雨滴数值，相反则低估雨滴数值，这种估计误差越大，反演的雨滴谱的误差就越大，几乎随空气上升速度估计误差线性增加。如在 $m=2.0$, $D=1.0 \text{ mm}$ 时， $\Delta V=0.2 \text{ m s}^{-1}$ 和 $\Delta V=0.4 \text{ m s}^{-1}$ 时，雨滴谱的偏差分别为 19%和 39%。图 5 给出了降水强度 R 、液态含水量 LWC 和中值直径 D_0 的估测偏差。高估空气上升速度 V_a 时，降水强度和液态水含量均被高估，而且 D_0 越小，被高估的程度就越大，也就是说当小粒子占优时，估计误差变大；而对于中值直径 D_0 的估测误差则相反，也就是说 V_a 高估时，中值直径被低估，而且 D_0 越小，被低估的程度就越大。而对于 V_a 被低估时，降水强度和液态水含量被低估， D_0 被高估。同样，径向速度估计的误差越大，对降水微物理参数反演的误差就越大，两者也几乎是线性关系。

4.3 空气湍流的影响

雷达实际探测的功率谱密度实际是由雨滴谱产生的功率谱和空气湍流的卷积，在假设湍流速度概率密度函数 (PDF) 为高斯分布时，雷达实际探测的功率谱密度其表达式为 (Gossard et al., 1997):

$$S_z(W_i) = \frac{1}{\sqrt{\pi}W_\sigma} \int_0^\infty S_Q W_j(D_j) \exp\left[-\frac{(W_i - W_j)^2}{W_\sigma^2}\right] dW_j, \quad (6)$$

其中， S_z 和 S_Q 分别表示雷达观测和雨滴谱本身产生的功率谱密度， W_i 和 W_j 分别为空气本身的速度和降水粒子的速度， W_σ 为湍流的强度 (功率谱密度为最大值 e^{-1} 时，函数宽度的一半)。

图 6 给出了 $D_0=0.05 \text{ mm}$ (代表云的情况) 和 1.0 mm (弱降水)， $m=0$ 、 $W_\sigma=0.1$ 、 0.3 和 0.5 时，雷达实际探测的功率谱密度和雨滴谱本身产生的功

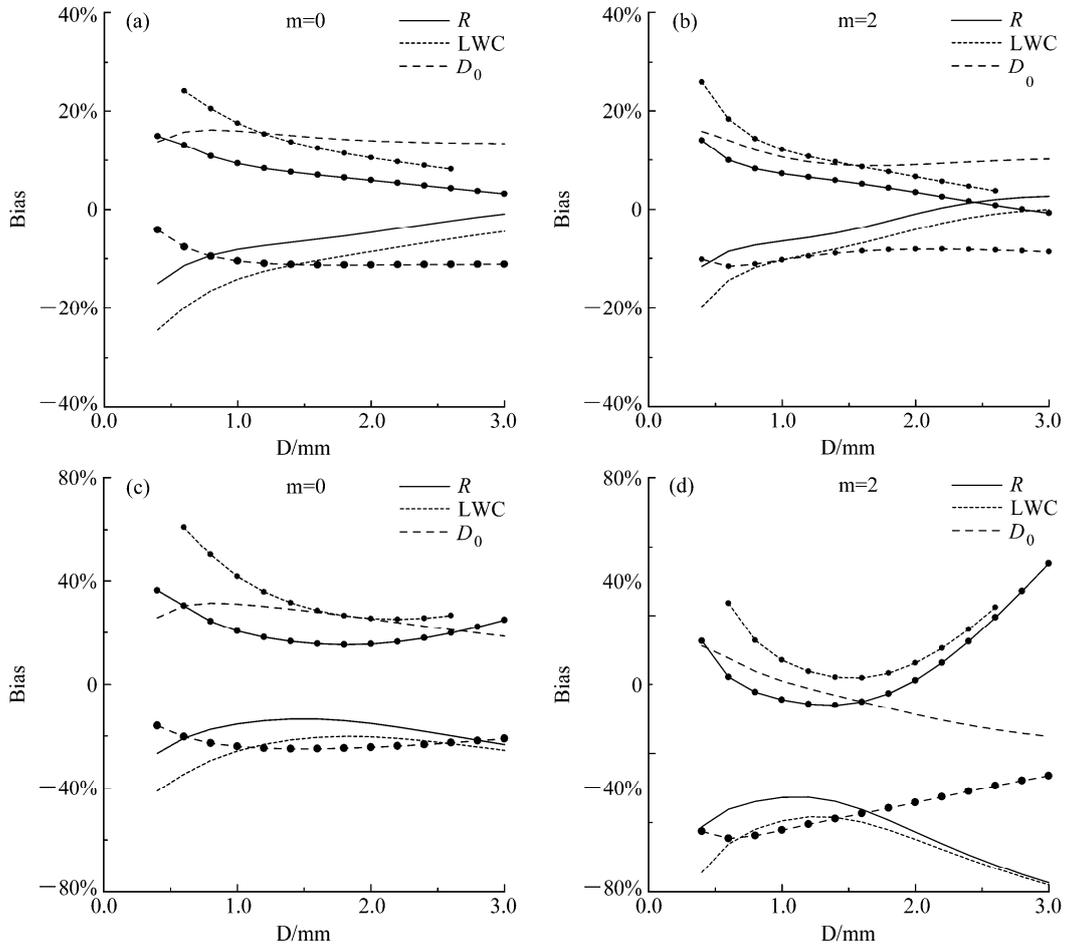


图5 空气上升速度误差产生的降水强度 (R)、液态含水量 (LWC) 和 D_0 估计偏差 ($N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$), 带圆点的线表示 ΔV 为正值时的误差, 没有点的线为 ΔV 为负值时的误差。(a) $m=0$, $\Delta V = \pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$; (b) $m=2.0$, $\Delta V = \pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$; (c) $m=0$, $\Delta V = \pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$; (d) $m=2.0$, $\Delta V = \pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$

Fig. 5 The biases of rainfall rate (R), liquid water content (LWC), and median diameter (D_0) introduced by error of air vertical speed ($N_0=1000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$), the lines with (without) dots are for the positive (negative) ΔV . (a) $m=0$, $\Delta V = \pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$; (b) $m=2.0$, $\Delta V = \pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$; (c) $m=0$, $\Delta V = \pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$; (d) $m=2.0$, $\Delta V = \pm 0.4 \text{ m s}^{-1}$

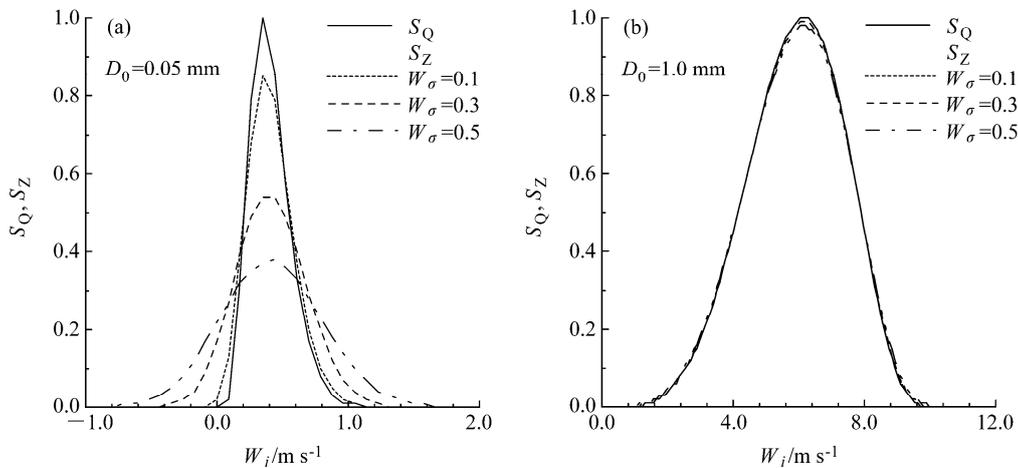


图6 不同 PDF 条件下, 雷达探测的云 ($D_0=0.05 \text{ mm}$) (a) 和降水 ($D_0=1.0 \text{ mm}$) (b) 功率谱密度的变化

Fig. 6 The Doppler spectral densities by cloud radar for (a) cloud and (b) weak precipitation at different turbulence intensities

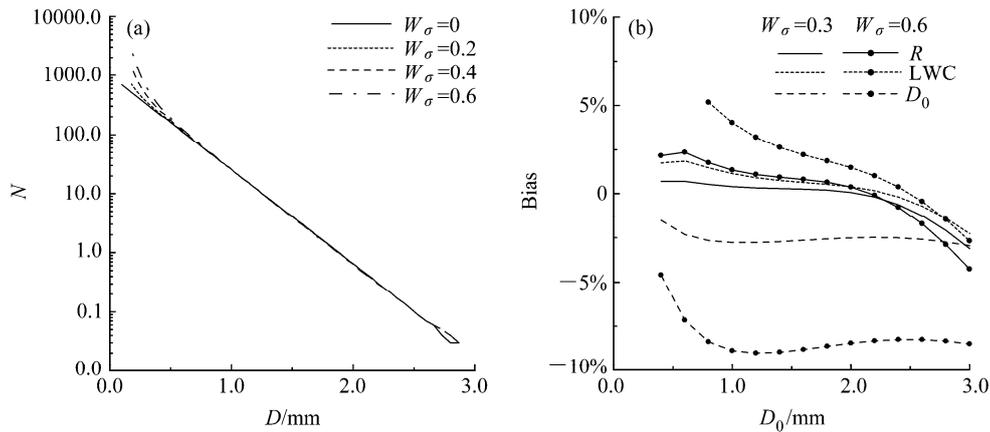


图7 不同PDF条件下,空气湍流对(a)雨滴谱和(b)降水强度(R)、液态水含量(LWC)和中值直径(D_0)相对误差的影响
Fig. 7 The biases of (a) rain drop total number and (b) rainfall rate (R), liquid water content (LWC), and median diameter (D_0) introduced by air turbulence

能密度函数的对比。图7给出了 $m=0$ 时,不同湍流强度对雨滴谱、 R 、LWC和 D_0 反演结果的影响。从图中可以看出:空气湍流对云的功率谱密度有重要影响,对弱降水则影响不大。空气湍流对雨滴谱反演结果的影响主要集中在小雨滴段。从图7b中可以看出:湍流的存在使得反演得到的雨滴谱中值直径减小,使得降水强度和液态含水量增加,而且,当雨滴谱中大粒子比例增大时,这种偏差变小。

5 雨滴谱反演结果分析

选取2012年7月20日和7月23日中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室在云南腾冲气象站(25°01'N, 98°30'E, 海拔1656 m)观测的两次层状云降水过程数据,分析雨滴谱和上升速度反演的结果,并与地面雨滴谱和雨量进行对比。选择这两个个例的主要原因是需要利用地面观测的雨滴谱数据以及利用这些数据计算的回波强度、径向速度和功率谱密度、衰减系数等对比分析毫米波雷达的观测结果以及反演的降水微物理参数。

图8a、b给出了2012年7月20日07:18~07:24(北京时间,下同)Ka波段毫米波雷达观测的回波强度和径向速度的高度—时间图。这是一次层状云降水,毫米波雷达观测的最大回波强度为18 dBZ,回波顶高距地面为4 km,从退偏振因子数据可以看到,在回波顶部有零度层亮带现象,但不是特别明显,也就是说该高度以下基本为液态降水粒子(探空数据计算的零度层距地4 km高度)。从6 min平均的垂直廓线来看(图8c),回波强度在2.5~3.5 km高度范围内增加了15 dB,雷达探测的径向速度减小了约 2.0 m s^{-1} ,这就说明该高度范围内,降水

粒子尺度增加了;2.5 km到1.8 km高度范围内,径向速度和空气上升速度变化均不大;2.2 km高度以上为上升速度,该高度以下为下沉速度。从以下分析结果可以看到:实际的回波强度可能远远大于毫米波雷达观测的结果,毫米波雷达与微降水雷达的回波强度观测值的系统性偏差约为11.1 dB。

图9给出了典型高度上均一化的功率谱密度,其中横轴表示的速度向下为正。直径为 $200 \mu\text{m}$ 的最大云粒子对应的下落速度为 0.9 m s^{-1} ,同时考虑到1.8 km以上空气上升速度为 1 m s^{-1} 左右,所以速度在 2.0 m s^{-1} 以下的功率谱应该为云粒子散射所致,据此可以判断,3.3 km高度以上主要是云粒子;在2.5~3.0 km高度范围内,功率谱逐渐展宽,而且最大值逐渐向大粒子区变化,这一高度层为云粒子和降水粒子共存区,是云粒子转化为降水粒子的区域;2.4~1.86 km之间,功率谱变化不大;而1.3 km高度以下,空气速度变为下沉速度,功率谱上出现了两个峰值,滴谱变得更宽了。

图10分布给出了0.75 km、2.4 km和3.5 km高度上滴谱分布的反演结果,其中纵坐标为对数坐标。从中可以看到,直径小于 $200 \mu\text{m}$ 的云粒子的斜率和降水粒子滴谱的斜率有明显区别,而且云粒子区粒子谱基本为直线,也就是说云滴谱为指数分布。从滴分布来看,从3.2 km到2.4 km,粒子尺度变化很多,直径大于 0.5 cm 的降水粒子的大滴的比例增加。而2.4 km以下,雨滴谱变化不是很大,但出现了不太明显的“双峰”结构。

图11给出了毫米波雷达反演的降水强度(R)、液态水含量(LWC)和体积平均直径(D_0)的垂直廓线,与探空数据对比可以发现,零度层在4.0 km,

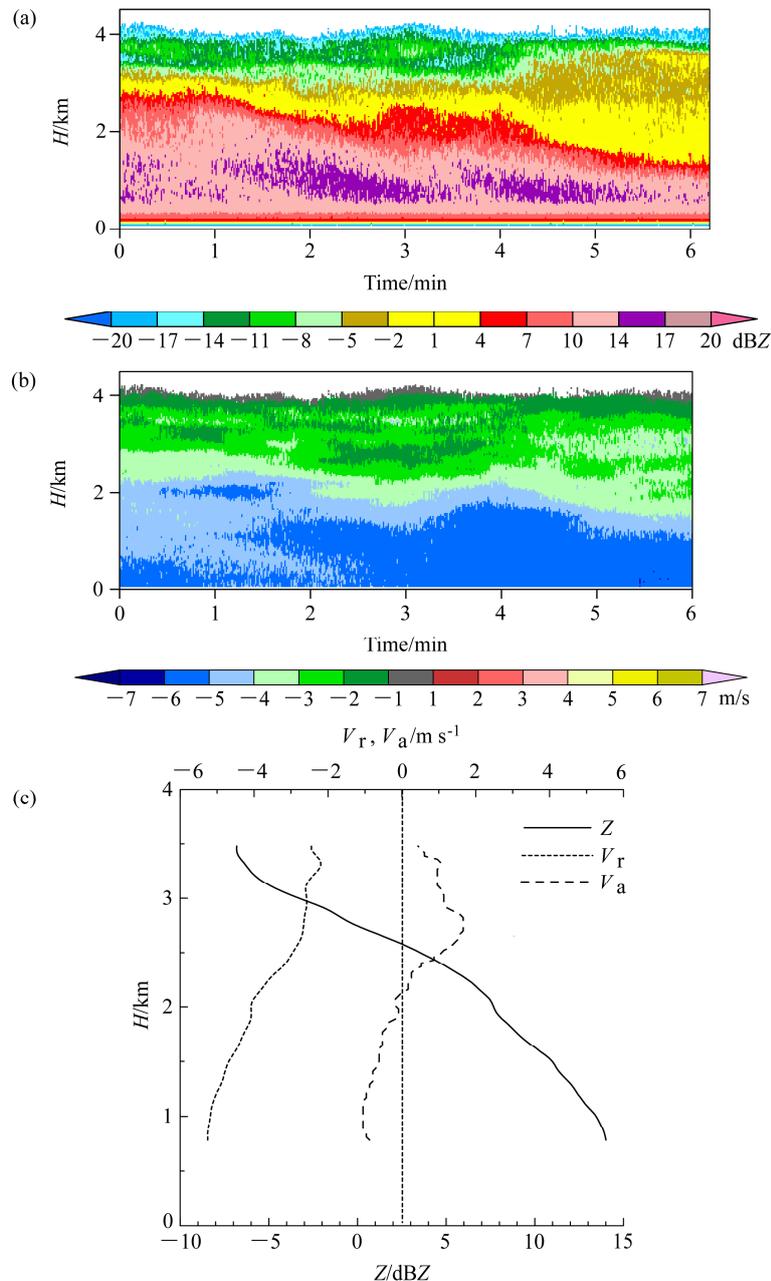


图8 2012年7月20日07:18~07:24时段毫米波雷达垂直观测的(a)回波强度、(b)径向速度的时间—高度剖面 and (c)回波强度、径向速度和反演得到的空气上升速度的垂直廓线。径向速度和空气上升速度向上为正, Z表示回波强度, V_r 为雷达探测到的径向速度, V_a 为空气上升速度

Fig. 8 The time-height cross sections of (a) reflectivity and (b) radial velocity for 0718–0724 BT (Beijing Time) 20 Jul 2012, and (c) vertical profiles of time-averaged reflectivity, radial velocity, and air vertical speed. The upper radial velocity and air updraft speed are positive; Z is reflectivity, V_r is radial velocity, V_a is air updraft speed

3.5~3 km 之间为一个非常干的层结,相对湿度从80%减小到7%,这对应着3.0 km以上云和降水非常弱;在3 km以下,湿度始终保持90%以上。值得注意的是,回波强度只对降水强度和液态含水量反演结果有影响,而且是成正比关系,对粒子直径反演结果没有影响。在不考虑弱降水的衰减影响条

件下,如果根据微降水雷达观测的回波强度和地面雨滴谱计算的回波强度进行订正,毫米波雷达回波强度的订正误差为11.1 dB和16.4 dB,在这两种情况下,降水强度和液态含水量分别增大11.8倍和42.7倍。

同样,利用7月23日09:10~09:15时段的数

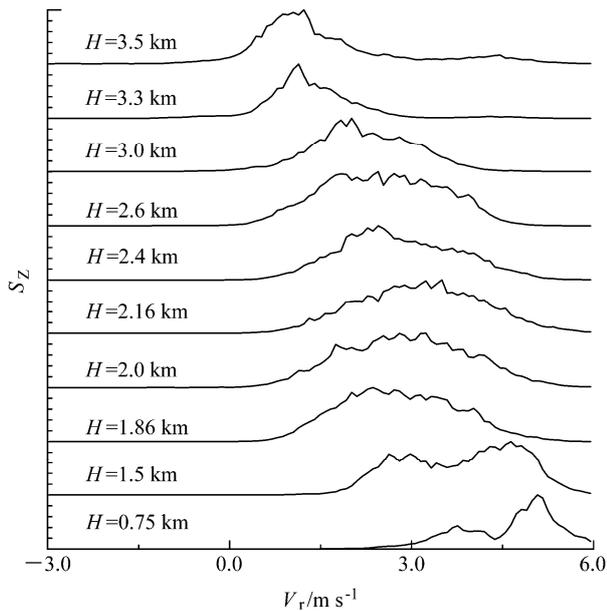


图9 不同高度的均匀化的功率谱密度
Fig. 9 The unitized Doppler spectral density at different altitudes

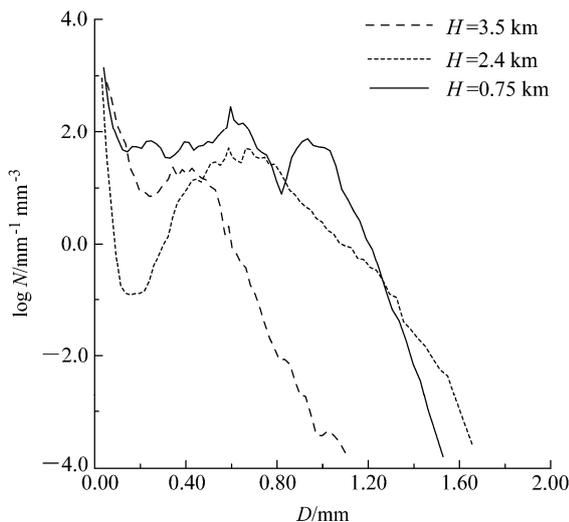


图10 反演的云和降水粒子的滴谱分布，纵坐标是以指数表示的粒子密度
Fig. 10 The retrieved DSD with cloud radar at different altitudes

据也分析了毫米波雷达观测数据和反演的雨滴谱，图 12 给出了回波强度、径向速度和空气上升速度的廓线，以及反演的降水微物理参数的变化曲线。与上个个例类似，在 3 km 高度附近，回波强度和径向速度均有一个陡峭的变化，这对应着降水粒子相态的变化。两个个例回波强度的变化范围比较一致，但第二个个例出现了回波强度的极大值。第二个个例的径向速度的变化范围 (6 m s^{-1}) 明显大于第一个个例 (2 m s^{-1})，可以推断，第二个个例的冰相粒子更大，产生了更大的雨滴，并出现了大雨滴

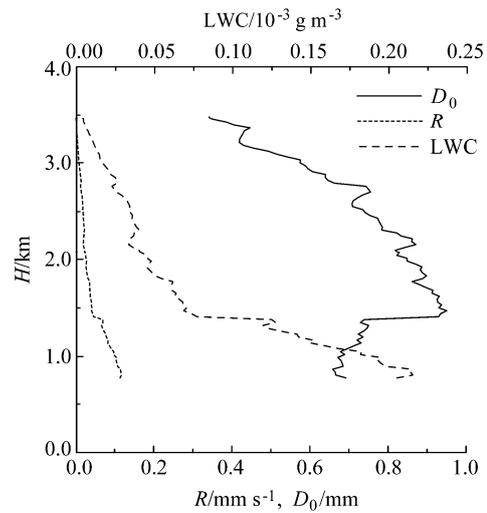


图 11 反演的粒子体积平均直径（实线，下面的横坐标）、降水强度（短虚线，下面的横坐标）和液态水含量（长虚线，上面的横坐标）
Fig. 11 The retrieved median diameter (solid line), rainfall rate (short dashed line), and LWC (long dashed line)

的破碎现象，而第一个个例的冰相粒子比较小，融合层附近没有大雨滴破碎现象。

值得注意的是：因毫米波雷达观测的回波强度比较弱，导致了反演的雨强和液态含水量都很小。在功率谱密度不变化时，降水强度和液态含水量与回波强度成正比。这个个例的毫米波雷达观测的回波强度与微降水雷达观测值相差 28.1 dB，相应的降水强度和液态含水量要扩大 63.1 倍，780 m 高度上雨强和液态含水量分别为： 5.8 mm h^{-1} 和 0.95 mg m^{-3} 。

6 雷达观测数据和反演雨滴谱的对比

对毫米波雷达观测数据和反演结果的对比分析是非常重要的。在本次试验中，我们利用 Ku 波段的微降水雷达来分析毫米波雷达观测的回波强度、径向速度和功率谱密度数据。因没有直接观测空中云和降水的滴谱分布等微物理参数数据，我们只能利用同一地点同时观测的地面雨滴谱数据，分析毫米波雷达反演的雨滴谱的合理性。具体做法如下：

(1) 根据利用扩展边界条件法计算的后向散射截面、衰减截面和雨滴谱数据，计算得到在忽略空气上升速度情况下雨滴谱产生的功率谱密度、回波强度、径向速度和速度谱宽，并计算 Ka 波段雷达的衰减系数；

(2) 把毫米波雷达观测到的回波强度不饱和区

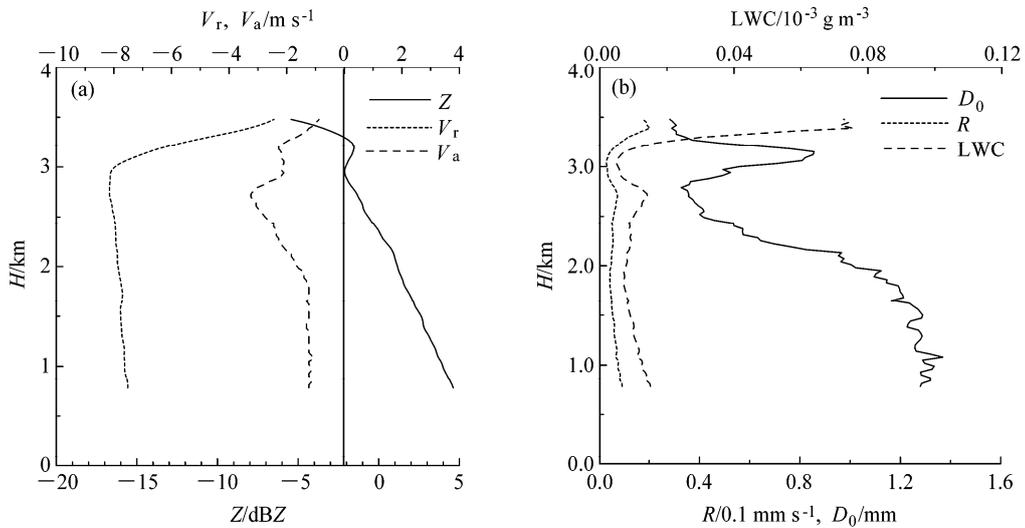


图 12 2012 年 7 月 23 日 09:10~09:15 时段 (a) 毫米波雷达垂直观测的回波强度、径向速度和反演得到的空气上升速度的垂直廓线以及 (b) 反演得到的液态含水量 (LWC)、中值直径 (D_0) 和雨强 (R)。径向速度和空气上升速度向上为正

Fig. 12 The vertical profiles of time-averaged (a) reflectivity, radial velocity, and air vertical speed and (b) retrieved liquid water content (LWC), median diameter (D_0) and rainfall rate (R) for 0910~0915 BT 23 July 2012. The upper radial velocity and air updraft speed are positive

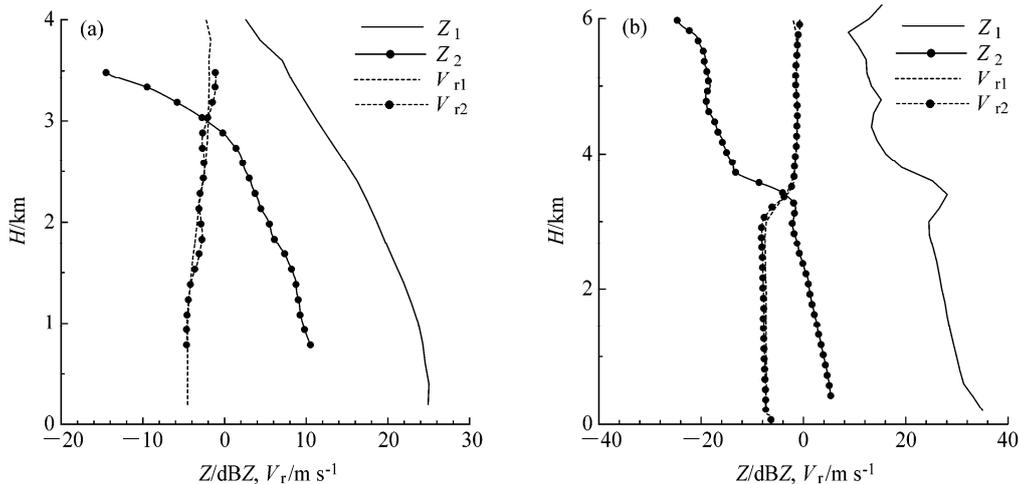


图 13 2012 年 (a) 7 月 20 日 07:18~07:24 和 (b) 7 月 23 日 09:10~09:15 毫米波雷达和微降水雷达观测的回波强度和径向速度的廓线的对比。图中 Z_1 和 V_{r1} 分别为微降水雷达观测的结果, Z_2 和 V_{r2} 为毫米波雷达的观测结果

Fig. 13 The profiles of reflectivity and radial velocity observed by cloud radar and micro-rain radar for (a) 0718~0724 BT 20 Jul 2012 and (b) 0910~0915 BT 23 Jul 2012. Z_1 and V_{r1} are for micro-rain radar, Z_2 and V_{r2} are for cloud radar

的最低点 (离地面 780 m) 的功率谱密度、粒子下落速度 (雷达观测的径向速度减去空气上升速度)、速度谱宽, 与从雨滴谱计算得到的这些参数进行对比, 分析毫米波雷达观测的这些速度量的准确性。值得注意的是: 这些量不受雨区衰减的影响, 而且空气湍流对弱降水的功率谱密度和速度谱宽影响也不大。

(3) 假定从地面到雷达最低观测点, 降水的微物理参数不随高度变化, 这样就可以计算得到考虑衰减后的雷达最低观测点的回波强度, 并根据这一

回波强度再计算该点雨滴谱和雨强, 利用这些参数与雨滴谱观测的进行对比。

图 13 给出了 2012 年 7 月 20 日 07:18~07:24 和 7 月 23 日 09:10~09:15 毫米波雷达和微降水雷达观测的回波强度和径向速度的廓线的对比, 图 14 给出了 780 m 高度上两个雷达观测的功率谱密度和雨滴谱计算得到的功率谱密度的对比。从这两个个例可以看出: 两部雷达观测的径向速度和功率谱密度对应的非常好, 回波强度垂直变化也非常一致, 只是有明显的系统性偏差, 分别为 11.1 和

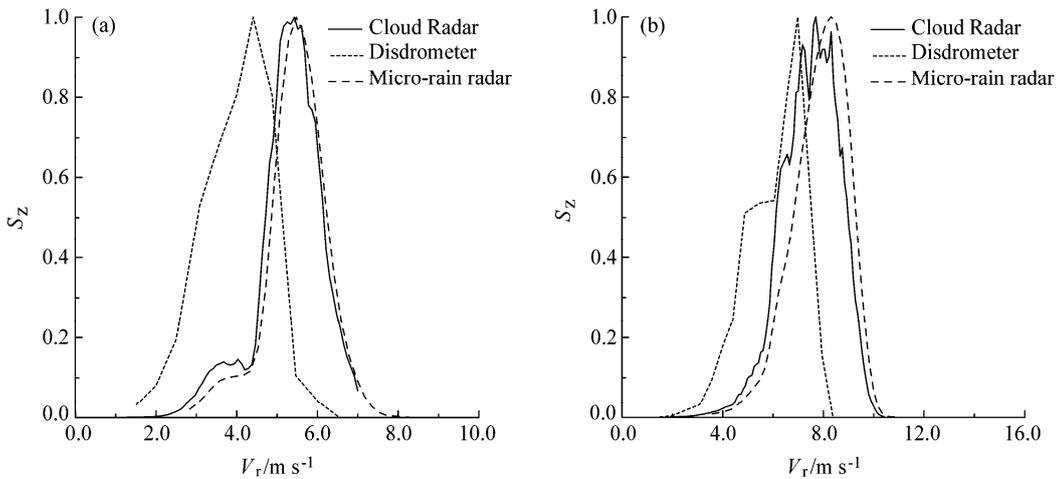


图 14 2012 年 (a) 7 月 20 日 07:18~07:24 和 (b) 7 月 23 日 09:10~09:15 毫米波雷达和微降水雷达观测的 780 m 高度上的功率谱密度及用地面雨滴谱计算的相应时刻的功率谱密度对比

Fig. 14 The Doppler spectral density data observed by cloud radar, micro-rain radar, and disdrometers for (a) 0718~0724 BT 20 Jul 2012 and (b) 0910~0915 BT 23 Jul 2012

28.1 dB。两部雷达观测到的功率谱密度和雨滴谱计算得到的功率谱数据现状也非常一致，只是有 $1\sim 2\text{ m s}^{-1}$ 的位移，这与在这个高度上空气的上升速度为负，造成了雷达观测的功率谱向大速度区偏移。

通过衰减系数的计算得知，780 m 以下降水的衰减不是造成这一偏差的主要原因，经过分析和试验，造成毫米波雷达回波强度偏弱的原因是天线上的积水对雷达波的衰减，积水越多，衰减也就也严重。该毫米波雷达原设计为云观测雷达，为了减小天线罩的影响而没有安装天线罩，这样当降水发

生时，垂直观测的天线上就会积水。当我们发现问题后，进行了人工添加水到天线上，然后分析回波强度变化情况，结果表明：当天线上有一定存水时，对回波强度的衰减有约 10 dB (图 15)。两个个例回波强度系统性偏差不一致的原因是天线的存水量有所差别。

表 1 给出了 7 月 20 日 07:18~07:24 和 7 月 23 日 09:10~09:15 雨滴谱和毫米波雷达观测或者反演得到的平均雨强、平均回波强度、Ka 波段雷达波的

表 1 毫米波雷达和微降水雷达最低观测点的参数与雨滴谱参数的对比

Table 1 The observed parameters at first valid bin by cloud radar and micro-rain radar and those observed by disdrometer

个例	观测设备	雨强 /mm h ⁻¹	回波强度 /dBZ	衰减系数 /dB km ⁻¹
7 月 20 日 07:18~ 07:26	雨滴谱仪	6.6	30.3	0.6
	微降水雷达	3.8	25	/
	毫米波雷达	0.11	13.9	/
	毫米波雷达订正值 (以雨滴谱为标准)	4.7	30.3	/
	毫米波雷达订正值 (以微降水雷达为标准)	1.4	25	/
7 月 23 日 09:10~ 09:15	雨滴谱仪	4.2	33.3	0.8
	微降水雷达	2.0	32.6	/
	毫米波雷达	0.009	4.5	/
	毫米波雷达订正值 (以雨滴谱为标准)	6.8	33.3	/
	毫米波雷达订正值 (以微降水雷达为标准)	5.8	32.6	/

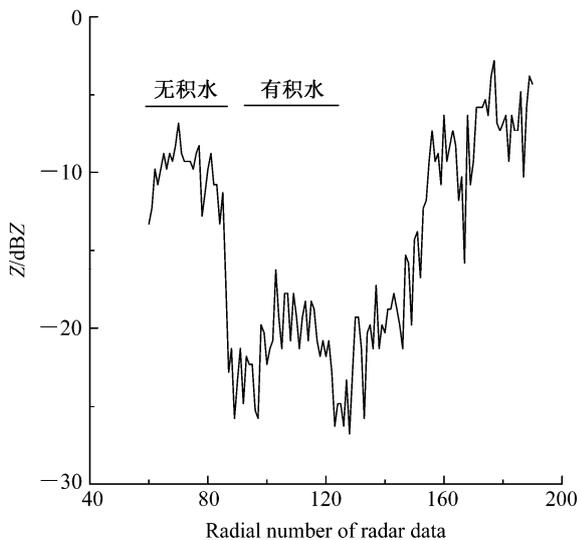


图 15 天线上部积水对回波强度测量的影响。横坐标 Number 为雷达数据的径向数

Fig. 15 The effect of rain water in antenna on the reflectivity measurement

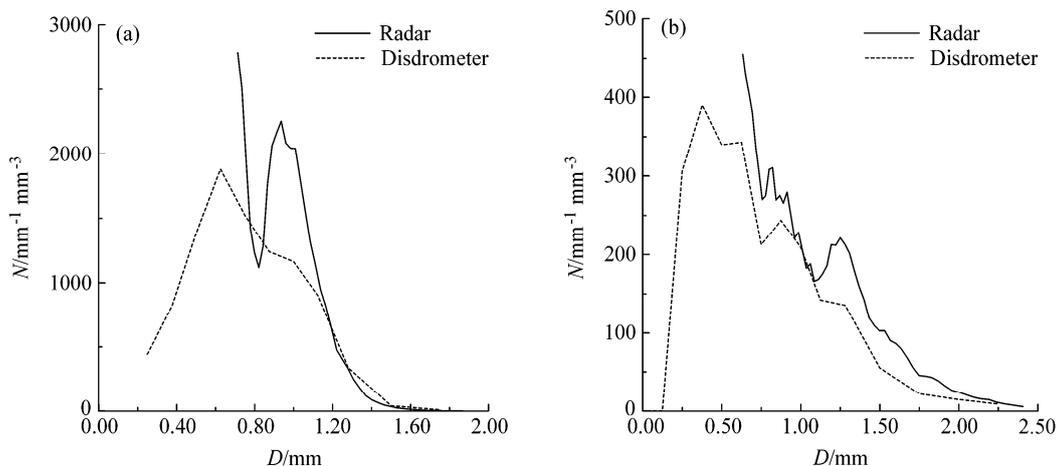


图 16 2012 年 (a) 7 月 20 日 07:18~07:24 和 (b) 7 月 23 日 09:10~09:15 雷达反演的 780 m 高度上的雨滴谱和雨滴谱仪观测到的地面雨滴谱的对比

Fig. 16 The raindrop size distributions at 780-m height by cloud radar and at ground by disdrometer (a) 0718-0724 BT 20 Jul 2012 and (b) 0910-0915 BT 23 Jul 2012

衰减系数, 以及根据雨滴谱计算的回波强度和微降水雷达观测的回波强度为标准对毫米波雷达反演的雨强订正值。其中衰减系数是根据雨滴谱数据和扩展边界条件法计算的衰减截面计算得到的。利用雨滴谱数据计算得到的回波强度和微降水雷达观测的数据相差不大, 特别是第二个个例; 对毫米波雷达回波强度订正后, 反演得到的雨强与雨滴谱仪和微降水雷达观测的数据就比较接近了。

为了进一步检验不同设备观测或者反演得到雨滴谱, 图 16 给出了两个个例毫米波雷达回波强度订正到雨滴谱计算的回波强度时, 反演的雨滴谱与雨滴谱仪以及微降水雷达观测的雨滴谱的对比。从两个个例反演的雨滴谱来看, 在雨滴直径大于 0.6 mm 后, 两种雨滴谱的变化非常一致, 在粒子比较小时, 毫米波雷达反演的雨滴数明显增加, 与雨滴谱仪观测的数据不一致。这其中的原因可能包括: 雨滴下落 780 m 后小的雨滴蒸发; 雨滴谱仪对小雨滴不敏感; 毫米波雷达功率谱密度的噪声估测有小的偏差, 因小雨滴的散射能力非常弱, 从而造成数量变化很大。

7 结论

本文讨论了直接利用毫米波雷达探测的功率谱密度来估算雨滴谱、降水强度、液态水含量和中值直径时, 米散射、空气上升速度和湍流对这些参数估计的影响; 提出了在考虑米散射条件下, 毫米波雷达观测的实际功率谱密度处理方法和反演雨滴谱参数的方法, 并利用实际观测数据进行了试

验, 与微降水雷达和滴谱仪观测数据进行了对比分析, 得到如下结论:

(1) 当雨滴直径大于 1.5 mm 时, 降水粒子对 Ka 波段雷达波的散射已经不遵从瑞利散射的规律, 米散射效应使功率谱密度的峰值向速度小的方向偏移, 并低估了降水强度、液态水含量和中值直径;

(2) 空气上升速度的估计在雨滴谱反演中非常重要, 其估计误差会带来明显的雨滴谱及其他参数反演的误差。高估空气上升速度, 会产生降水强度、液态水含量估计的正误差, 中值直径估计的负误差; 湍流对弱降水的雨滴谱、降水强度、液态水含量和中值直径反演影响不大;

(3) 两种雷达观测的径向速度和功率谱密度非常一致, 两种雷达观测的回波强度垂直廓线的形状也比较一致, 但回波强度有明显的系统性偏差; 两种雷达观测的低层功率谱密度以及雨滴谱反算的功率谱密度也非常一致。天线上的积水可能是造成毫米波雷达回波强度偏弱的主要原因, 但还需要进一步验证。

(4) 毫米波雷达反演的大粒子区的雨滴谱分布与雨滴谱仪观测值比较一致, 但雷达反演的小粒子数偏多; 反演得到的雨强和雨滴谱观测的也比较一致。

以上工作通过 2 个个例分析毫米波雷达的数据质量, 并进行了雨滴谱、含水量和雨强的反演, 得到了比较合理的结果。但毫米波雷达数据的质量, 特别是回波强度的测试和定标方法、其他因素对回波强度的影响还是一个没有彻底解决的问题, 仍需要

该毫米波雷达与其他探测手段进行更多个例的对比, 以进一步检验和验证, 小雨滴的反演的准确性和主要影响因子还需进一步研究。可喜的是, 该雷达生产厂家已经在不影响天线发射性能前提下, 在天线底部打了一个小洞, 以减小天线积水。目前, 该雷达在广东进行华南暴雨云系的综合观测。

参考文献 (References)

- Barber P, Yeh C. 1975. Scattering of electromagnetic waves by arbitrarily shaped dielectric bodies [J]. *Appl. Opt.*, 14 (12): 2864–2872.
- Deng M, Mace G G. 2006. Cirrus microphysical properties and air motion statistics using cloud radar Doppler moments. Part I: Algorithm description [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 45 (12): 1690–1709.
- Frisch A S, Fairall C W, Snider J B. 1995. Measurement of stratus cloud and drizzle parameters in ASTEX with a K_a -band Doppler radar and a microwave radiometer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52 (16): 2788–2799.
- Gossard E E. 1994. Measurement of cloud droplet size spectra by Doppler radar [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11 (3): 712–726.
- Gossard E E, Snider J B, Clothiaux E E, et al. 1997. The potential of 8-mm radars for remotely sensing cloud drop size distributions [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14 (1): 76–87.
- Liu Liping, Zhang Zhiqiang, Yu Danru, et al. 2012. Comparison of precipitation observations between principle prototype space-based cloud radar and ground-based radars [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29 (6): 1318–1329.
- 刘黎平, 宗蓉, 齐彦斌, 等. 2012. 云雷达反演层状云微物理参数及其与飞机观测数据的对比 [J]. *中国工程科学*, 14 (9): 64–71. Liu Liping, Zong Rong, Qi Yanbin, et al. 2012. Microphysical parameters retrieval by cloud radar and comparing with aircraft observation in stratiform cloud [J]. *Engineering Sciences (in Chinese)*, 14 (9): 64–71.
- 彭亮, 陈洪滨, 李柏. 2012. 3 mm 多普勒云雷达测量反演云内空气垂直速度的研究 [J]. *大气科学*, 36 (1): 1–10. Peng Liang, Chen Hongbin, Li Bai. 2012. A case study of deriving vertical air velocity from 3-mm cloud radar [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (1): 1–10.
- Rogers R R, Baumgardner D, Ethier S A, et al. 1993. Comparison of raindrop size distributions measured by radar wind profiler and by airplane [J]. *J. Appl. Meteor.*, 32 (4): 694–699.
- Shupe M D, Pavlos K, Michael P, et al. 2008. On deriving vertical air motions from cloud radar Doppler spectra [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25 (4): 547–556.
- 王晓蕾, 阮征, 葛润生, 等. 2010. 风廓线雷达探测降水云体中雨滴谱的试验研究 [J]. *高原气象*, 29 (2): 498–505. Wang Xiaolei, Ruan Zheng, Ge Runsheng, et al. 2010. A study of drop-size distribution in precipitation cloud from wind profile radar [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 29 (2): 498–505.
- Zhong Lingzhi, Liu Liping, Feng Sheng, et al. 2011. A 35-GHz polarimetric Doppler radar and its application for observing clouds associated with typhoon Nuri [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (4): 945–956.
- Zhong Lingzhi, Liu Liping, Deng Min, et al. 2012. Retrieving microphysical properties and air motion of cirrus clouds based on the Doppler moments method using cloud radar [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29 (3): 611–622.