

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, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2014.14021. 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.

X 波段双偏振雷达反演雨滴谱方法研究

李宗飞^{1,2,3} 肖辉² 姚振东¹ 冯亮²

¹ 成都信息工程学院, 成都 610225

² 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

³ 天津市气象信息中心, 天津 300000

摘 要 X 波段双偏振雷达观测参数能够完成雨滴谱反演, 但是由于 X 波段雷达波长较短, 降水观测时存在较大的衰减, 本文采用自适应约束算法进行反射率和差分反射的衰减订正。通过对雨滴模型的散射模拟以及对雨滴谱进行 Gamma 谱拟合, 建立了雨滴谱参数与双偏振雷达目标参数之间的函数关系和雨滴谱参数相互之间的关系, 用于进行雨滴谱反演。将雨衰减订正前后的雷达目标参数进行雨滴谱反演并与实测雨滴谱进行对比, 结果表明, 所建立的 X 波段双偏振雷达反演雨滴谱方法能够较好地反演雨滴谱, 并且经过订正后反演得到的雨滴谱在浓度、尺度和谱形上都优于订正前的反演结果, 通过对距离高度扫描和平面位置扫描数据进行雨滴谱反演, 可以得到雨滴谱参数的垂直结构和水平分布, 可用以进行降水分析。

关键词 双偏振雷达 衰减订正 雨滴谱反演 Gamma 分布

文章编号 1006-9585 (2015) 03-0285-11

中图分类号 P412

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2014.14021

Retrieval of Raindrop Size Distribution by X-Band Dual-Polarization Radar

LI Zongfei^{1,2,3}, XIAO Hui², YAO Zhendong¹, and FENG Liang²

¹ Chengdu University of Information and Technology, Chengdu 610225

² Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

³ Tianjin Meteorological Information Center, Tianjin 300000

Abstract Dual-polarization radar is able to effectively retrieve raindrop size distribution (DSD). However, as the wavelength of X-band radar is short, larger rain attenuation is observed. This paper makes corrections in reflectivity and differential reflectivity using the self-consistent algorithm with constraints. By conducting scattering simulation and gamma spectrum fitting, the functions of dual-polarization radar and raindrop spectrum parameters are examined to determine the internal relationship of raindrop spectrum parameters for retrieval of DSD. The observed DSD is compared with DSD retrieved by radar and corrected radar parameters. The results show that the method established in this paper is effective for retrieving DSD. The concentration, scale, and spectral shape are improved by using corrected data. Moreover, the vertical structure and horizontal distribution of DSD parameters can be obtained by using range-height indicator and Plan Position Indicator data to retrieve the DSD. Therefore, this method can be used to effectively analyze precipitation.

收稿日期 2014-01-23; 网络预出版日期 2014-05-14

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2014CB441403、2013CB430105, 国家自然科学基金资助项目 41205099, 贵州省黔科合项目 G[2013]4001, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201006031

作者简介 李宗飞, 男, 1986 年出生, 硕士, 研究方向为气象雷达信号与信息处理。E-mail: lizongfeihappy@qq.com

通讯作者 肖辉, E-mail: hxiao@mail.iap.ac.cn

Keywords Dual-polarization radar, Attenuation correction, Retrieval of raindrop size distribution, Gamma distribution

1 引言

准确地获得大范围的雨滴谱信息以及雨滴谱的垂直分布一直是雷达研究领域最重要的课题之一。雨滴谱反演对于研究云和降水微物理过程有着重大的意义,是研究降水系统形成和发展的重要手段,同样可以用以分析降水的分布特性,并且可提高雷达估计降水的精度 (Kim et al., 2010)。

双偏振雷达反演雨滴谱是通过建立雷达目标参数与雨滴谱模型参数之间的关系完成的。Ulbrich (1983) 提出了 Gamma 谱分布用于描述雨滴谱分布特性, Gamma 分布包括浓度参数 N_0 (单位: $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$)、形状因子 μ (无量纲) 以及尺度参数 λ (单位: mm^{-1}) (Ulbrich, 1983):

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D), \quad (1)$$

其中 D 为等效体积雨滴直径 (单位: cm)。在 Gamma 分布中, 由于 N_0 单位与雨滴谱浓度 $N(D)$ 单位不一致, 没有较明确的物理意义, 不利于浓度参数的反演, 所以, Willis (1984) 将 Gamma 分布改进为“标准化” Gamma 分布, 如公式 (2) 所示, “标准化” Gamma 分布引进了等效粒子直径 D_0 :

$$\begin{cases} N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0} \right)^\mu \exp \left[\frac{-(\mu+4)D}{D_0} \right], \\ f(\mu) = \frac{6 (\mu+4)^{\mu+4}}{4^4 \Gamma(\mu+4)}, \end{cases} \quad (2)$$

其中浓度因子 N_w (单位: $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$) 与 N_0 关系可表示为 $N_0 = N_w f(\mu) / D_0^\mu$ 。

由于较大尺度的雨滴在下落过程中受到空气阻力与表面张力的共同作用呈现出馒头状, 即雨滴横轴大于纵轴的现象, 因此, 双偏振雷达发射水平和垂直偏振电磁波遇到大雨滴后产生的后向散射功率和前向传播相位均有所不同, 这就为双偏振雷达提供了偏振参数, 雷达观测的偏振参数可用于衰减订正和雨滴谱反演 (何宇翔等, 2010)。

雷达的降水衰减订正对于雨滴谱参数的准确反演至关重要。相对于 S 波段和 C 波段雷达, X 波段雷达的回波功率较强, 降水较小时也能产生回波, 所以观测灵敏度较高, 由于雷达波长较短, 水平和垂直方向电磁波的前向散射相位差较大, 所以

X 波段雷达拥有更好的相位信息。但是, 较短波长的电磁波在降水区的衰减较大, 严重影响雷达数据进行相态识别和降水估计的精度, 所以, 进行 X 波段双偏振雷达的衰减订正是进行雨滴谱反演和降水估计的重大前提。由于差分传播相移 K_{DP} [单位: $(^\circ)/\text{km}$] 和双程差分传播相位 Φ_{DP} [单位: $(^\circ)$] 等是相位信息, 是由于降雨粒子的椭圆形状引起的水平和垂直电磁波传播相位差, 不存在衰减现象 (Bringi et al., 2001), 所以可以利用 K_{DP} 和 Φ_{DP} 对水平反射率因子 Z_h (单位: mm^6m^{-3}) 和差分反射率 Z_{DR} (单位: dB) 进行订正。

张鸿发等 (1996) 通过统计的方法, 分析了雷达目标参数与雨滴谱参数和雨强的对应关系, 可用于雨滴谱反演研究工作当中。Gorgucci et al. (2002) 通过反射率理论公式推导出 S 波段双偏振雷达目标参数与雨滴谱参数之间的关系, 该法未考虑理论值与实测值的差异, 不便于进行 X 波段雷达的推广。Kim et al. (2010) 通过对实测雷达目标参数与雨滴谱参数进行拟合, 建立了雷达目标参数与雨滴谱参数的函数关系, 该方法对观测条件要求很高, 难于实现。

本文采用散射模拟方法建立雨滴谱参数与雷达目标参数之间的关系, 并采用阶矩法对雨滴谱进行拟合, 建立雨滴谱模型参数相互之间的关系, 该方法便于实现, 并且在雨滴谱反演之前进行了雨衰减订正, 可以获得较好的反演效果。

2 观测设备及数据来源

本文采用了中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室的车载双偏振多普勒雷达, 观测地点为吉林省伊通县营城子镇 (43°N , 125°E), 观测时间为 2011 年 6~8 月。参与本次观测试验的设备还有德国 OTT 公司 Parsivel 激光雨滴谱仪, 放置在伊通县气象局观测场中。表 1 给出型号为 714XDP-A 的雷达观测参数, 图 1 给出了双偏振雷达平面位置显示器 (Plane Position Indicator, PPI) 扫描数据, 雨滴谱仪位于雷达位置的左上方 (如图中红点所示), 方位为 320° , 到雷达距离为 26.1 km。

实验采用 OTT 公司 Parsivel 激光雨滴谱仪进行雨滴谱观测, Parsivel 雨滴谱仪将粒子直径和下落

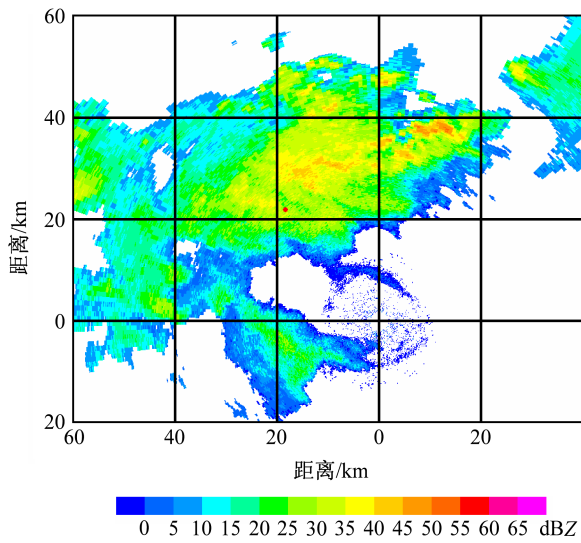


图 1 PPI 扫描数据 (雨滴谱仪观测位置如红点所示)
Fig. 1 Plan Position Indicator (PPI) radar data (red dot is the position of raindrop spectrometer)

速度分别分成 32 档, 可观测直径为 0.062~24.5 mm, 下降速度为 0.05~20.8 m/s 的粒子, 采样面积为 54 cm²。Parsivel 雨滴谱仪可分辨降水类型以及估计雨强、降水总量和反射率。

表 1 X 波段双偏振雷达 (型号: 714XDP-A) 参数
Table 1 Parameters of X-band dual-polarization radar (type 714XDP-A)

脉冲重复周 期/观测距离	脉宽/距离 分辨率	角度分 辨率	偏振参数	普通参数
9.37 GHz 1 ms/150 km	1 μs/150 m	1°	Z _{DR} 、K _{DP} 、Z _h 、V、W Φ _{DP} 、ρ _{HV}	

本文数据采用了 2011 年 7 月 13 日 08:00 至 15:00 (北京时间, 下同) 的中尺度对流降水系统的观测数据进行衰减订正和雨滴谱反演方法的研究。由于地物对低层仰角的影响, 所以 PPI 扫描方式分别采用了 1.5°、2.0° 和 2.5° 仰角, 扫描周期为 30 s。距离位置显示 (Range-Height Indicator, RHI) 扫描范围为 0° 至 30°, 可以对降水中心进行垂直跟踪扫描。

3 衰减订正方法

Testud et al. (2000) 提出雨廓线算法 (rain profiling algorithm), 用于降雨衰减订正。其后, 经过 Bringi et al. (2001) 扩展, 最终演变为自适应约束算法 (self-consistent algorithm with constraints), 该算法是利用没有衰减的相位信息订正存在衰减的

功率信息。Smyth and Illingworth (1998) 对 C 波段雷达进行散射模拟, 通过仿真得到反射率衰减量 A_H (单位: dB/km) 与相位传播常数 K_{DP} 关系, 并完成 C 波段雷达的衰减订正。Park and Bringi (2005) 完成了 X 波段双偏振雷达的散射模拟, 建立了 X 波段雷达的反射率衰减量与雷达目标参数的关系, 如 A_H-K_{DP} 、 $A_{DR}-A_H$ 以及 A_H-Z_h 等函数, 并进行 X 波段双偏振雷达的衰减订正。

衰减量 A_H 与 Z_h 、 K_{DP} 的关系为

$$\begin{cases} A_H = a Z_h^b, \\ A_H = \alpha K_{DP}^\gamma. \end{cases} \quad (3)$$

Kim et al. (2010) 指出, 公式 (3) 中 $a \approx 1.37 \times 10^{-4}$ 、 b 为 0.76~0.84 之间的常数, $\gamma \approx 1$; α 在 0.173~0.375 之间, 其大小受雨滴谱分布、气温和雨滴形状影响较大, 所以直接采用 K_{DP} 估计衰减量误差较大。

采用自适应约束算法进行径向上的衰减订正, 通过计算每个距离库上的 α 值, 计算出最佳衰减量 A_H :

$$\begin{cases} A_H(r) = \frac{Z_h'(r)^b \times (10^{0.1ab\Delta\Phi_{DP}} - 1)}{I(r_0, r_1) + (10^{0.1ab\Delta\Phi_{DP}} - 1)I(r, r_1)}, \\ I(r_0, r) = 0.46 \int_{r_0}^r Z_h'(s)^b ds, \end{cases} \quad (4)$$

其中, $\Delta\Phi_{DP}$ 为传播相移的差量, I 为中间变量, r 为距离, s 为积分变量。Park et al. (2005) 指出公式 (4) 中参数 b 相对固定, 取平均值 0.78 作为常量。

自适应约束算法首先需要在径向上分成 r_0 到 r_1 的区间段, 本文以 10 个距离库为区间, 滑动前进。计算 $\Delta\Phi_{DP}$ 时取 α 初值为 0.01, 通过公式 (4) 计算衰减量。然后利用公式 (5) 估算差分相移 $\Delta\Phi_{DPC}$, 完成区间内 10 个距离库 $\Delta\Phi_{DPC}$ 的估算,

$$\Delta\Phi_{DPC}(r) = 2 \int_{r_0}^{r_1} \frac{A(s, \alpha)}{\alpha} ds, \quad (5)$$

然后统计估算的 $\Delta\Phi_{DPC}$ 与实测的 $\Delta\Phi_{DP}$ 的标准差 e , e 的计算式为

$$e = \sum_{j=1}^{10} \left[\Delta\Phi_{DPC}(r_j) - \Delta\Phi_{DP}(r_j) \right], \quad (6)$$

最后, 以 0.03 为步长调整系数 α , 重新计算 e , 如此循环计算出不同 α 对应的标准差, 当 e 最小时对应的 α 为最佳衰减系数, 相应的 A_H 为最佳衰减量。移动 $r_0 \sim r_1$ 区间, 进行下一区间订正, 完成径向上衰减量的计算。Kim et al. (2010) 以 1 km 为区间长度, 区间两两重叠 0.5 km, 所以 α 的分辨率为 0.5 km。本文以滑动窗口向前移动, α 分辨率与雷达库

长一致,提高了订正分辨率。

完成相应距离库上的衰减量的计算后,然后进行衰减订正,距离 r 上的实测 $Z_h(r)$ 经过了 $0 \sim r$ 之间降水区域的来回两次的衰减,所以实测 $Z_h(r)$ 需要加上 $0 \sim r$ 距离内衰减量积分的 2 倍。可通过公式 (7) 完成衰减订正:

$$10 \ln Z_h(r) = 10 \ln Z_h'(r) + 2 \int_0^r A_H(r) ds. \quad (7)$$

本文重点介绍 Z_h 的衰减订正, Z_{DR} 亦可采用自适应约束算法进行订正。另外, Z_{DR} 的衰减量 A_{DR} 与 A_H 存在明确的函数关系 (Park and Bringi, 2005), 可用于对差分反射率进行衰减订正。

4 雨滴谱反演方法

4.1 雨滴谱拟合

对实测雨滴谱进行拟合可以采用阶矩法完成,本文拟合模型为 Gamma 谱,如公式 (1) 所示。Gamma 谱包括 3 个雨滴谱参数,分别为 N_0 、 μ 和 λ 。3 个未知参数需要 3 个方程式进行求解,所以本文分别计算了雨滴谱的 3、4 和 6 阶矩 M_i (濮江平等, 2010)。 i 阶矩表达式为

$$M_i = \int_{D=0}^{\infty} D^i N(D) dD, \quad (8)$$

含水量 W (单位: g/m^3) 与雨滴谱的 3 阶矩成正比,计算公式为

$$W = \frac{1}{6} \pi \rho \int_{D=0}^{\infty} D^3 N(D) dD, \quad (9)$$

其中 ρ 为水的密度,雨滴谱等效直径 D_0 定义为

$$\int_{D=0}^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \int_{D=0}^{\infty} D^3 N(D) dD. \quad (10)$$

采用 Gamma 谱求取 3、4 和 6 阶矩 M_3 、 M_4 、 M_6 与实测雨滴谱对应的阶矩构成联合方程组,求解方程组可得到公式 (11) ~ (15):

$$M_i = N_0 \frac{\Gamma(i + \mu + 1)}{\lambda^{i + \mu + 1}}, \quad (11)$$

$$G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6}, \quad (12)$$

$$\mu = \frac{11G - 8 + \sqrt{G(G+8)}}{2(1-G)}, \quad (13)$$

$$N_0 = \frac{\lambda^{\mu+4} M_3}{\Gamma(\mu+4)}, \quad (14)$$

$$\lambda = \frac{(\mu+4)M_3}{M_4}, \quad (15)$$

完成基于 Gamma 谱的雨滴谱参数的计算。通过对两次降水过程的 120 组雨滴谱数据进行拟合,可以统计出 Gamma 谱分布的参数相互之间的关系,其中包括 $\mu-\lambda$ 、 $\mu-f(\lambda, D_0)$ 和 $N_w-f(W, D_0)$ 关系式,图

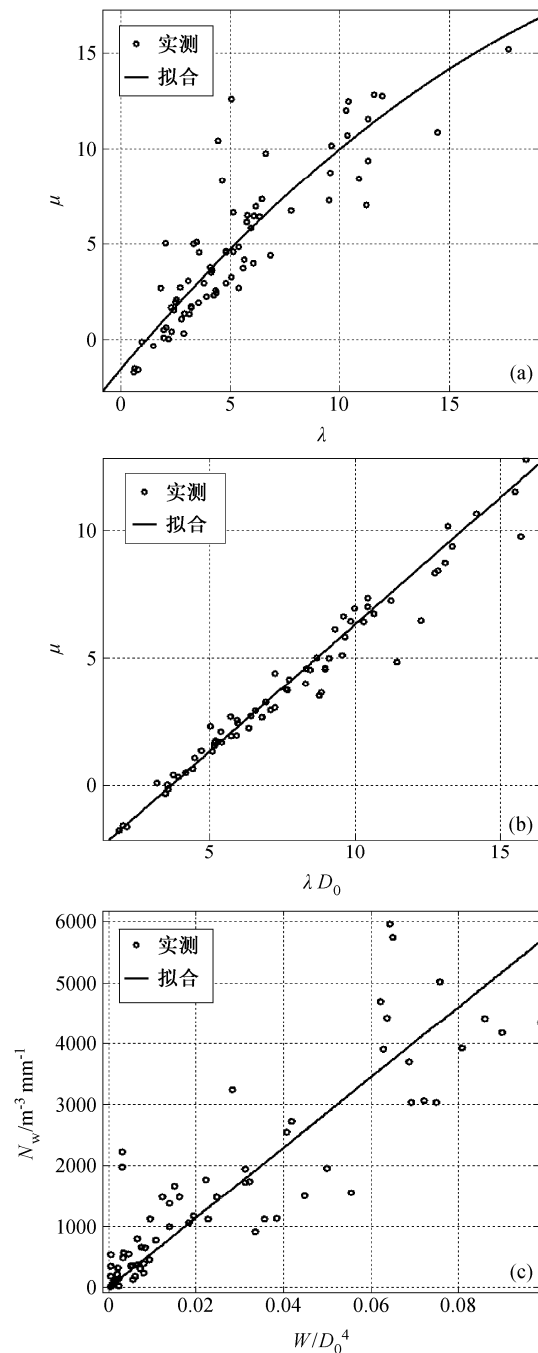


图 2 雨滴谱参数 (a) λ 与 μ 拟合曲线, (b) λD_0 与 μ 关系图, (c) N_w 与 W/D_0^4 的拟合曲线

Fig. 2 (a) Fitting line of λ and μ ; (b) relationship between λD_0 and μ ; (c) fitting line of N_w and W/D_0^4

2 给出了 3 种参数观测数据和拟合曲线。

对图 2 中的散点图分别进行拟合, 得到 μ 和 λ 的二阶多项式, λD_0 与 μ 的线性关系, 以及 W/D_0^4 与 N_w 呈线性关系, 分别用公式 (16) ~ (18) 进行表示:

$$\mu = -1.575 + 1.365\lambda - 0.0211\lambda^2, \quad (16)$$

$$\lambda D_0 = \mu + 3.67, \quad (17)$$

$$N_w = 57526W/D_0^4. \quad (18)$$

4.2 散射模拟

入射平面波与降水粒子接触后产生散射电场, 入射电场强度与散射电场强度通过一个 2×2 的幅度散射矩阵联系在一起。在气象雷达应用中, 定义 $\mathbf{S}_{BSA}$ 矩阵用于求解散射电场强度, $\mathbf{S}_{BSA}$ 是后向散射校正 (Back-Scatter Adjust, BSA) 规范下的散射矩阵 (Bringi and Chandrasekar, 2001), 定义如公式 (19), 详细介绍见 Bringi (2001):

$$\begin{bmatrix} E_h^\xi \\ E_v^\xi \end{bmatrix} = \frac{e^{-jk\xi}}{r} \times \begin{bmatrix} -1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix}_{BSA} \times \begin{bmatrix} E_h^i \\ E_v^i \end{bmatrix}, \quad (19)$$

其中 E_h^i 、 E_v^i 、 E_h^ξ 和 E_v^ξ 分别为水平、垂直入射电场和水平、垂直散射电场, k 为波数, ξ 为雨滴表面位置适量的模。

雨滴在下落过程中呈现出近似椭球状。为了方便计算, 本文采用椭球状表示雨滴形状, 长轴为 a , 短轴为 b 。Tang et al. (2013) 根据 Brandes et al. (2004) 的雨滴直径与雨滴轴比之间的测量数据拟合给出了新的关系式:

$$b/a = 0.9971 + 0.2193D - 3.5105D^2 + 5.0746D^3 - 2.3559D^4, \quad (20)$$

由公式 (20) 看到, 雨滴形状基本上由雨滴大小确定。

粒子的散射矩阵由粒子介电常数、大小、形状、排列方式以及电磁波入射角确定。雨滴介电常数由雷达波长和观测温度确定, 本文采用 X 波段雷达观测, 由观测季节确定为 20°C 的平均观测温度。假设雷达 PPI 以零仰角进行观测, 即入射角为 0° 。介电常数和入射角确定以后, 散射矩阵由 D 、形状 (即轴比 b/a) 和排列方式确定。雨滴排列方式由倾斜角 θ 和旋转角 Φ 确定, 图 3 给出了椭球体雨滴的示意图。倾斜角 θ 是由水平风的大小决定, Φ 由水平风的方向决定。

气象雷达是以粒子群为目标进行观测的, 计算群粒子的平均散射矩阵需要引进雨滴谱分布。雨滴

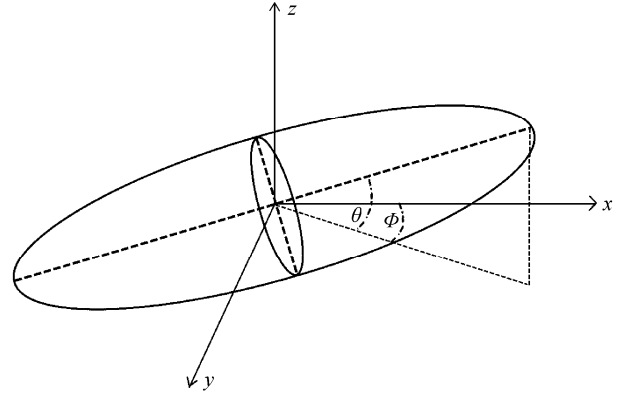


图 3 雨滴模型

Fig. 3 Model of raindrop

谱可以确定雨滴的大小分布, 然后利用公式 (20) 可以确定雨滴的形状。雨滴的排列方式是以某种概率分布出现的, $P_1(\theta)$ 和 $P_2(\Phi)$ 分别表示倾斜角 θ 和旋转角 Φ 概率分布。某一粒子直径为 D 的散射矩阵 $\mathbf{S}_{BSA}$ 的计算公式为:

$$\mathbf{S}_{BSA}(D) = \iint \mathbf{S}_{BSA}(D, \theta, \Phi) \times P_1(\theta) \times P_2(\Phi) d\theta d\Phi. \quad (21)$$

本文在模拟中进行了如下假设: 1) 模拟 X 波段雷达在平均气温为 20°C 条件下进行观测; 2) 模拟实验采用雨滴谱模型为 Gamma 谱分布; 3) 雨滴倾斜角 θ 为 0 均值的高斯分布, 方差为 6° ; 4) 雨滴旋转角 Φ 为 $0^\circ \sim 180^\circ$ 的平均分布。

通过散射模拟得到粒子等效直径与部分雷达目标参数之间的关系, 液态水含量与雷达目标参数以及雷达目标参数相互之间的关系。其中粒子等效直径 D_0 与差分反射率 Z_{DR} 之间的关系拟合为直线 (如图 4a 实线所示), 其中点线为 Brandes et al. (2003) 进行雨滴谱反演所用的关系曲线。比较发现, Brandes et al. (2003) 给出的拟合曲线在 3 mm 以上明显偏大。图 4d 中可见含水量 W 与反射率 Z_h 的指数关系, 参考 Kim et al. (2010) 反演雨滴谱算法, 其指数为 Z_{DR} 的多项式形式, 可得 D_0 与 Z_{DR} 关系和 W 与 $f(Z_h, Z_{DR})$ 关系 ($Z_h = 10 \lg Z_h$):

$$D_0 = 0.79Z_{DR} + 0.65, \quad (22)$$

$$\begin{cases} W = 0.001 \times Z_h^{D_{at}}, \\ D_{at} = 0.06Z_{DR}^4 - 0.5Z_{DR}^3 + 1.72Z_{DR}^2 - 2.48Z_{DR}. \end{cases} \quad (23)$$

通过以上的散射模拟及雨滴谱拟合, 计算出雨滴谱参数与雷达目标参数关系, 以及雨滴谱参数之

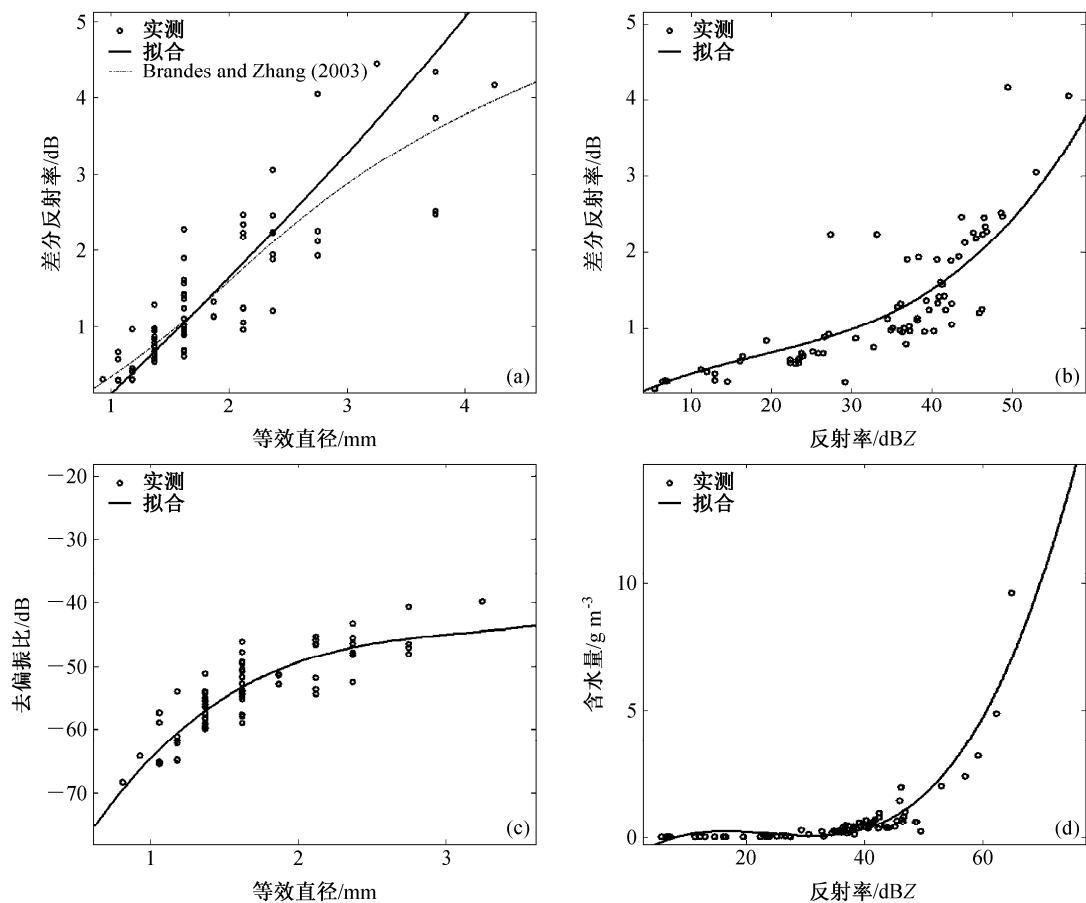


图4 散射模拟参数关系: (a) 等效直径 D_0 与差分反射率 Z_{DR} 关系; (b) 反射率 Z_H 与差分反射率关系; (c) 等效直径 D_0 与 L_{DR} 关系; (d) 含水量 W 与反射率 Z_H 关系

Fig. 4 Parameter relationships by scattering simulation: (a) Relationship between D_0 and Z_{DR} ; (b) relationship between Z_H and Z_{DR} ; (c) relationship between D_0 and L_{DR} ; (d) relationship between W and Z_H

间的关系, 利用公式 (16) ~ (18)、(22) 和 (23) 可以进行雨滴谱参数的反演。

5 订正与反演结果

5.1 衰减订正结果

对 2011 年 7 月 13 日 08:00 至 15:00 的中尺度对流降水系统进行观测, 该系统回波中心较强, 并存在较强衰减, 本文进行衰减订正后进行雨滴谱反演, 通过与雨滴谱仪的实测雨滴谱进行对比研究, 检验衰减订正前后的优劣。

图 5 为 2011 年 7 月 13 日 11:18 由 X 波段双偏振雷达实测 RHI 数据, 观测方位为 349° , 对流系统远离该径向运动, 图中包括 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 以及差分传播相移 Φ_{DP} , 并以红色直线划分出强回波区及后方衰减严重区域。图 5c 为 K_{DP} , 在红线后方

存在 4 条带状区域, 大小在 $1 \sim 5^\circ/\text{km}$ 之间, 表明该区域的降水粒子等效直径较大, 应该存在较强回波, 在同一区域的差分传播相移 Φ_{DP} (图 5d) 表现出较大的梯度。而图 5a、5b 可以看出在红线后方没有较强的回波区域, 而且只有两条带状回波强度在 40 dBZ 左右, 40 km 左右的两条带状基本消失, 表明该区域存在较强的衰减。差分反射率的表现尤其明显, 在红线后方只有两条正值带状差分反射率, 以外的大部分区域都为 $-2.0 \sim 0$ dB 的负值区域。

经过订正后的反射率与差分反射率在对流中心得到较强的订正 (如图 6a 所示)。在图 5a 中 40 km 左右被衰减掉的两条带状回波经过订正后 (图 6a) 出现两条 45 dBZ 左右的带状, 其它区域都有明显的加强。图 6b 的差分反射率也得到较强的订正, 两条带状负值区的数值从原来的 $-0.5 \sim 0$ dB (图

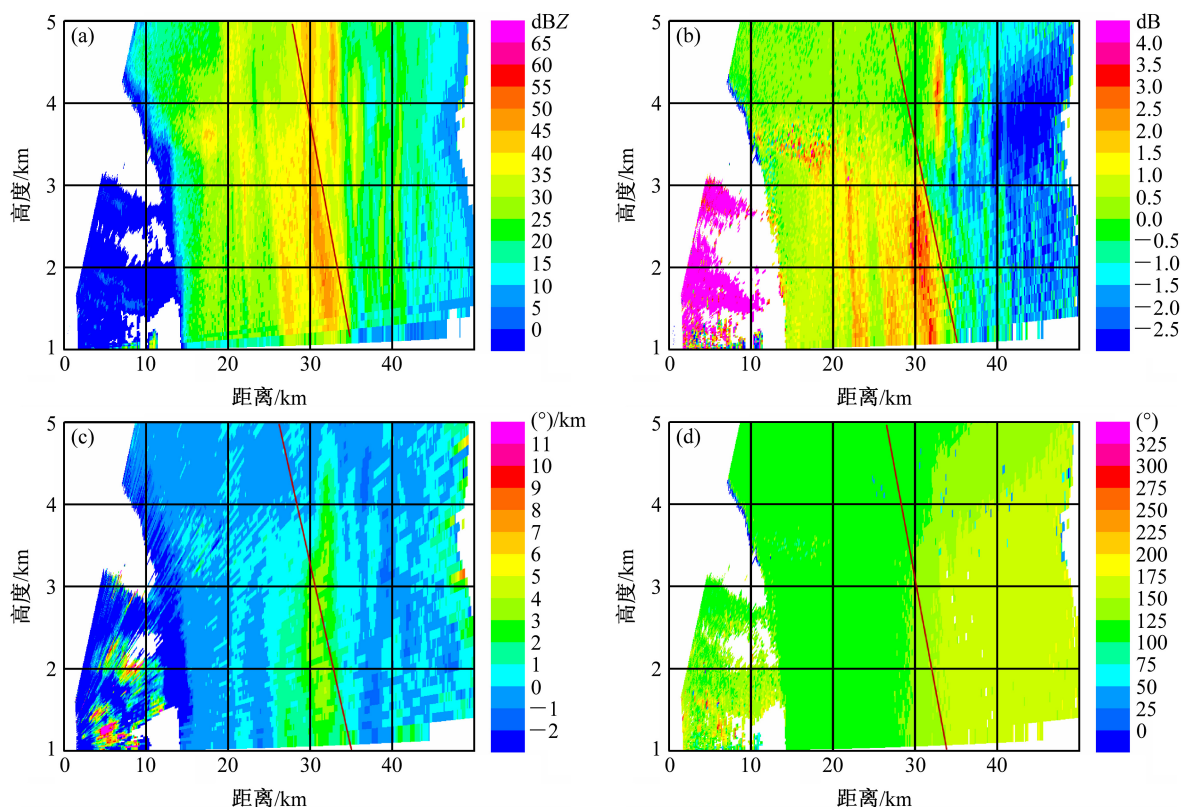


图5 2011年7月13日11:18 RHI 雷达目标参数(方位: 349°): (a) Z_H ; (b) Z_{DR} ; (c) K_{DP} ; (d) Φ_{DP} 。红线划分出强回波区域与衰减严重区域
Fig. 5 Range-Height Indicator (RHI) radar data at 1118 LST 13 Jul 2011 (azimuth: 349°): (a) Z_H ; (b) Z_{DR} ; (c) K_{DP} ; (d) Φ_{DP} . Strong echo area and strong attenuation area divided by red line

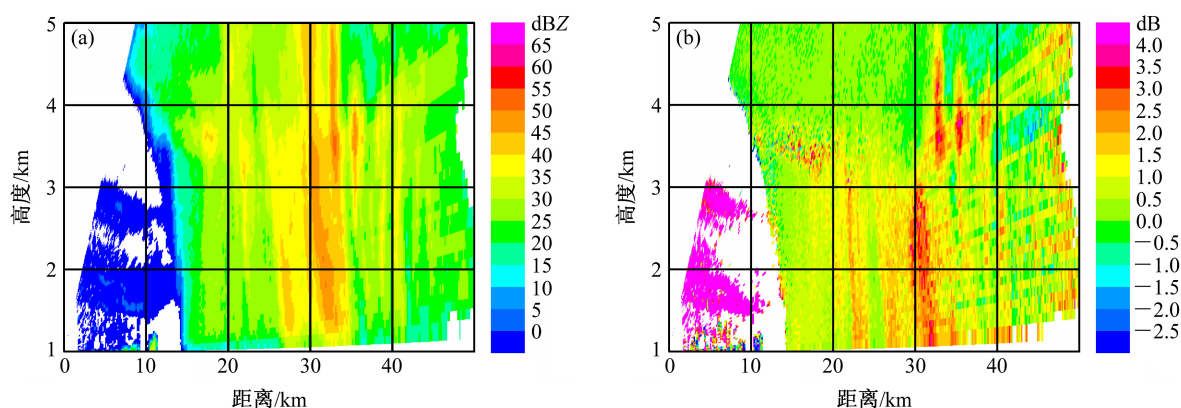


图6 订正后的 RHI (a) 反射率与 (b) 差分反射率(方位: 349°)

Fig. 6 RHI radar (a) reflectivity and (b) differential reflectivity after corrected (azimuth: 349°)

5b) 订正到 $1.0 \sim 1.5$ dB (图 6b), 其它大面积的负值区域订正为正值。

图 7 给出了 2011 年 7 月 13 日 11:33 双偏振雷达实测 PPI 数据, 观测仰角为 2° , 包括 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 和 Φ_{DP} 参数。图 7 中红色直线的前方为强回波带, 红线后方为衰减较大的区域。图 7c 中 K_{DP} 的强

回波带大小在 $5^{\circ}/\text{km}$ 左右, 图 7d 中 Φ_{DP} 在强回波带区域存在较大的梯度。在红线后方衰减区域内的 K_{DP} 大小在 $2^{\circ}/\text{km}$ 左右, 但是图 7a 中对应的反射率 Z_H 回波强度在 30 dBZ 左右, 表明存在衰减。图 7b 中的差分反射率 Z_{DR} 同样存在较强衰减, 在两个强回波中心后方表现为 $-2.0 \sim 0$ dB 的负值。

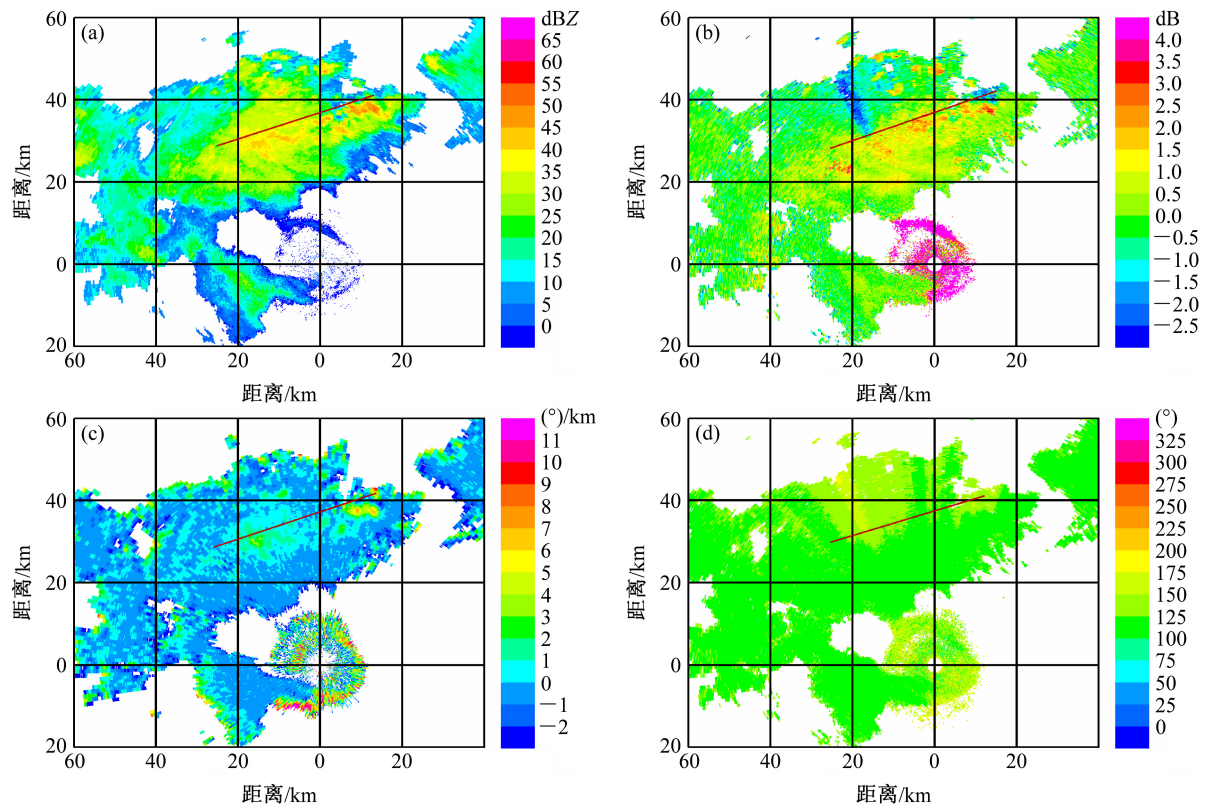


图7 雷达 PPI 参数 (仰角: 2°): (a) Z_H ; (b) Z_{DR} ; (c) K_{DP} ; (d) Φ_{DP} 。红线划分出强回波区域与衰减严重区域

Fig. 7 PPI radar data (elevation: 2°): (a) Z_H ; (b) Z_{DR} ; (c) K_{DP} ; (d) Φ_{DP} . Strong echo area and strong attenuation area divided by red line

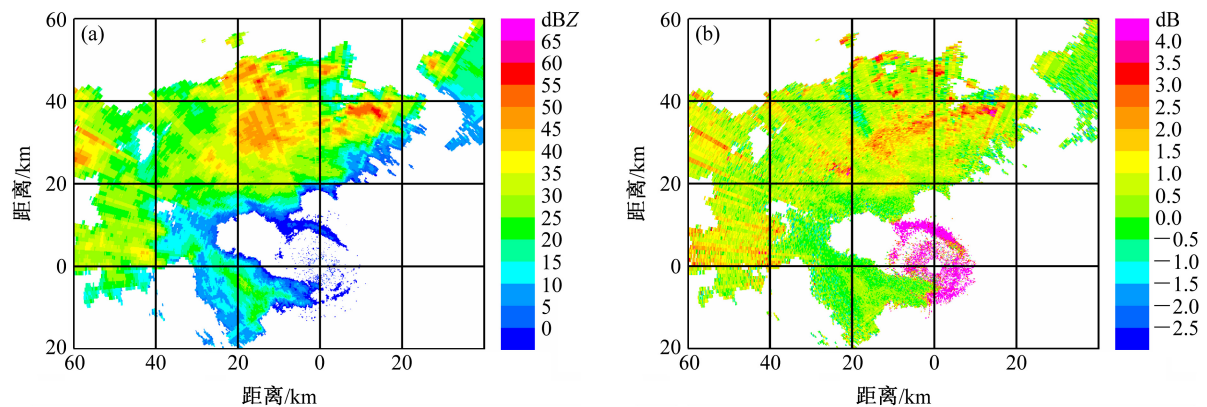


图8 订正后的 PPI (a) 反射率与 (b) 差分反射率 (仰角: 2°)

Fig. 8 PPI radar (a) reflectivity and (b) differential reflectivity after corrected (elevation: 2°)

图8给出经过订正以后的反射率与差分反射率水平分布,其中图8a中的两个回波中心分别从40 dBZ左右订正到50 dBZ左右,并且回波中心的后方从35 dBZ左右订正到40 dBZ左右。而差分反射率 Z_{DR} 在对流中心后方 $0 \sim -2.0$ dB的负值区订正为正值。

以上衰减订正后的反射率与差分反射率在径向上存在部分条纹状,这是由于雷达观测近场时存

在的不稳定性使得 Φ_{DP} 和 K_{DP} 在10 km内的观测不稳定以及 Φ_{DP} 存在估计误差引起的,可以通过调整订正区间,如3 km内不进行衰减订正,这样可以减轻虚假条纹。另外可以通过对数据进行滤波处理,这样可消除虚假条纹,但会对数据带来较小的损失。

5.2 滴谱反演结果

本文将位于方位 320° ,距离26.1 km处伊通县

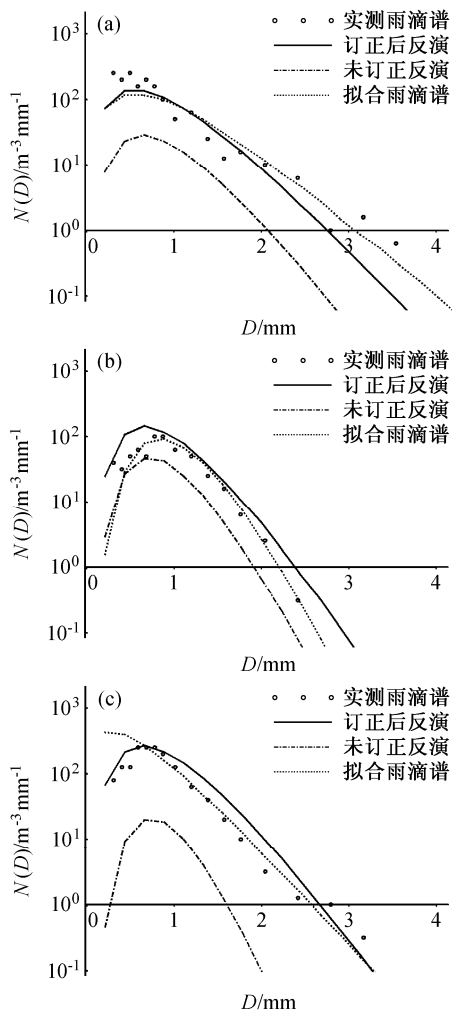


图9 实测雨滴谱与反演雨滴谱 (a) 浓度、(b) 尺度、(c) 形状对比
Fig. 9 Comparisons in (a) concentration, (b) scale, and (c) shape of
observed raindrop distribution (DSD) and retrieved DSD

气象站观测场的雨滴谱仪观测数据作为实测的雨滴谱数据,与雷达观测数据衰减订正前后反演的雨滴谱进行对比研究。图9给出雷达订正前后反演雨滴谱与实测雨滴谱对比数据,由图9可以看出,拟合的Gamma谱与雨滴谱仪实测的雨滴谱较为一致,表明采用3、4和6阶对雨滴谱进行阶矩拟合效果很理想。订正后反演结果与拟合线的形状和位置都较为接近,表现出良好的一致性,而未订正反演结果与拟合结果的形状和位置都存在较大差异,表明经过订正后的雷达目标参数更适合进行雨滴谱反演。

从图9还可以看出未订正雷达目标参数反演雨滴谱位置明显偏低,表示对浓度参数 N_w 的估计值偏低,尺度较小,表明等效直径 D_0 偏小,尺度因子 λ 偏大,谱峰较窄表明形状因子 μ 偏大。表2给

出了订正前后的雷达数据反演雨滴谱参数的平均相对误差,可以看出订正后雷达观测参数更合适进行雨滴谱反演。

表2 订正前后数据反演Gamma谱参数与拟合谱参数平均相对误差

Table 2 Average relative errors between fitting spectrum parameters and retrieved gamma spectrum parameters by data before and after correction

参量	订正前平均相对误差	订正后平均相对误差
$\lg N_w$	-17.40%	3.64%
D_0	-9.99%	4.25%
λ	118.7%	15.5%
μ	208.5%	71.0%

图10给出雨滴谱参数的垂直分布情况,分别是等效直径 D_0 、浓度参数 N_w 和液态水含量 W 。图10中A区为对流中心,B区和C区分别是存在带状强回波的区域,图10a为等效直径 D_0 分布图,在A、B和C区内有较大的等效直径,与对流中心一致,同样存在带状强区域。图10b为雨滴谱浓度 N_w 分布图,与 D_0 相比表现出相反的情况,在 D_0 值较大的区域 N_w 值较小。这是由于对流中心的降雨发展较快,雨滴增长快,形成降雨下落,并且存在大量的碰并现象,所以等效直径较大雨滴浓度较低。浓度较大的区域都分布在对流的周围及上方。由于存在较强的南风,对流北移,对流的前方雨滴浓度较大。含水量与雨滴直径的3次方成正比,所以含水量与等效直径的强中心一致。

图11给出雨滴谱参数的水平分布,图11a、11b、11c分别是等效直径、粒子浓度和液态水含量。图11中红色圈标出了等效直径 D_0 较大的区域,而在同样的区域雨滴谱浓度 N_w 则分布较小, N_w 主要分布在对流中心的周围及对流运动前方。含水量 W 、对流中心以及等效直径 D_0 的强中心分布一致。

图10及图11中可以看出在对流运动前方雨滴浓度较高,由于水平方向风速较大,使得直径较小的粒子前进速度迅速,表明水平风对雨滴谱存在筛选的作用。

6 总结与讨论

X波段双偏振雷达观测的偏振参数可以提供更多的降水信息,并且可以完成降水对电磁波的衰减订正,以便于更好地进行雨滴谱反演,本文的主要工作可以总结为如下3点:

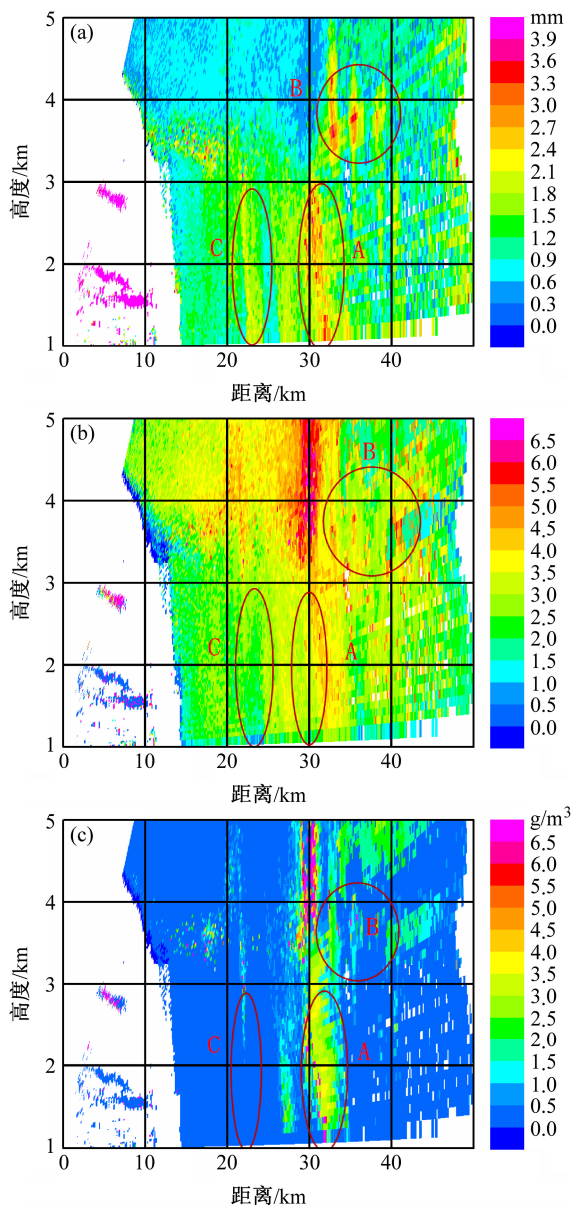


图 10 雷达 RHI 数据反演雨滴谱 (方位: 349°): (a) D_0 ; (b) N_w ; (c) W
Fig. 10 DSD retrieved by RHI radar data (azimuth: 349°): (a) D_0 ; (b) N_w ; (c) W

(1) 采用自适应约束算法进行降水衰减订正, 能够恢复降水的中心位置以及回波强度。文中将订正区间滑动前进, 提高了衰减系数 α 的分辨率。通过试验显示, 该算法能够恢复降水的中心位置以及回波强度, 并能够很好地恢复对流中心后方经过严重衰减后的反射率和差分反射率。

(2) 通过散射模拟和雨滴谱拟合构建了雷达目标参数与 Gamma 分布雨滴谱参数之间的关系以及 Gamma 谱参数相互之间的关系, 我们发现在 3.5 mm 内等效直径与差分反射率接近线性关系; 液态含水量 W 与等效直径 D_0 四次方的比值与浓度参数

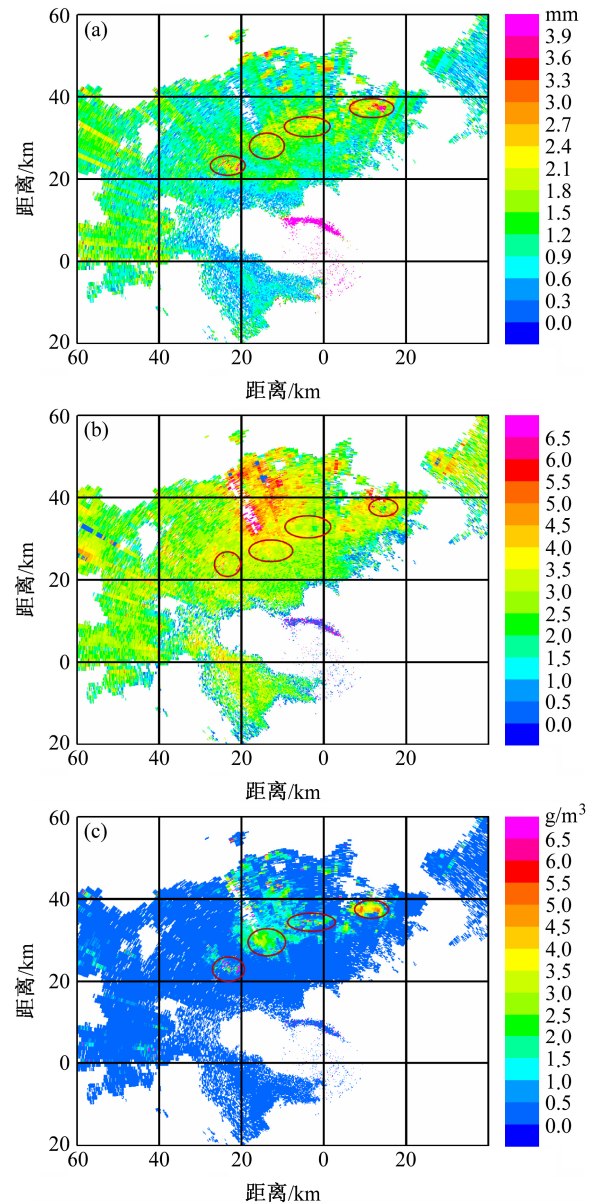


图 11 雷达 PPI 数据反演雨滴谱 (仰角: 2°): (a) D_0 ; (b) N_w ; (c) W
Fig. 11 DSD retrieved by PPI radar data (elevation: 2°): (a) D_0 ; (b) N_w ; (c) W

成线性关系; 形状因子 μ 与尺度因子 λ 的散点与拟合函数关系有较大的离散度, 而 μ 和 λD_0 成线性关系并且散点较为集中; 利用这些关系能够较好地完成雨滴谱反演。

(3) 结合降水衰减订正和雨滴谱反演, 可实现雨滴谱参数垂直结构和水平分布数据, 能够更好地完成降水分析。将订正前后的雷达目标参数进行雨滴谱反演后与实测雨滴谱进行对比, 发现订正后反演的雨滴谱比订正前在谱形与参数上都有了明显的提高, 大大改进了浓度参数与等效直径的低估现象以及雨滴谱尺度上的误差。

通过以上的研究工作,发现衰减订正以及雨滴谱反演仍存在部分问题,如衰减订正后的回波分布还存在一定程度的条纹状,通过调整订正区间虽然可以改善这种现象,但并不能消除,而采用滤波平滑的方式消除虚假条纹又会给数据带来一定的损失;双偏振雷达数据反演的 Γ 谱与实测 Γ 谱参数之间仍然存在一定的误差,这也是我们将在下一步研究中需要完善的地方。

参考文献 (References)

- Brandes E A, Zhang G F, Vivekanandan J. 2003. Drop size distribution retrieval with polarimetric radar: Model and application [J]. *J. Appl. Meteor.*, 43: 461–475.
- Brandes E A, Zhang G F, Vivekanandan J. 2004. Comparison of polarimetric radar drop size distribution retrieval algorithms [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 21: 584–598.
- Bringi V N, Chandrasekar V. 2001. *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications* [M]. New York: Cambridge University Press, 664pp.
- Bringi V N, Keenan T D, Chandrasekar V. 2001. Correcting c-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39 (9): 1906–1915.
- Gorgucci E, Chandrasekar V, Bringi V N. 2002. Drop size distribution retrieval from polarimetric radar measurements [J]. *Proceedings of ERAD*, 134–139.
- 何宇翔, 肖辉, 吕达仁. 2010. 利用极化雷达分析层状云中水凝物粒子性状分布 [J]. *大气科学*, 34 (1): 23–34. He Yuxiang, Xiao Hui, Lü Daren. 2010. Analysis of hydrometeor distribution characteristics in stratiform clouds using polarization radar [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (1): 23–34.
- Kim D S, Maki M, Lee D I. 2010. Retrieval of three-dimensional raindrop size distribution using X-band polarimetric radar data [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 27: 1265–1285.
- Park S G, Bringi V N. 2005. Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part I: Theoretical and empirical basis [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22: 1621–1632.
- Park S G, Maki M, Iwanami K, et al. 2005. Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part II: Evaluation and application [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22 (11): 1633–1655.
- 濮江平, 张伟, 姜爱军, 等. 2010. 利用激光降水粒子谱仪研究雨滴谱分布特性 [J]. *气象科学*, 30 (5): 701–707. Pu Jiangping, Zhang Wei, Jiang Aijun, et al. 2010. Characteristics of gamma raindrop size distribution based on the precipitation particle spectrometer [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 30 (5): 701–707.
- Smyth T J, Illingworth A J. 1998. Correction for attenuation of radar reflectivity using polarization data [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124: 2393–2415.
- Tang Q, Xiao H, Guo C W, et al. 2013. Characteristics of the raindrop size distributions and their retrieved polarimetric radar parameters in northern and southern China [J]. *Atmospheric Research*, 135–136: 59–75.
- Testud J, Le Bouar E, Obligis E, et al. 2000. The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17: 322–356.
- Ulbrich C W. 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J]. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22: 1764–1775.
- Willis P T. 1984. Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41: 1648–1661.
- 张鸿发, 徐宝祥, 王致君, 等. 1996. 用双线偏振雷达的差分反射率 Z_{DR} 技术测量降雨和雨滴谱的研究 [J]. *气象学报*, 54 (2): 154–165. Zhang Hongfa, Xu Baoxiang, Wang Zhijun, et al. 1996. Study on rainfall measurement and raindrop spectra with differential reflectivity Z_{DR} technique of dual linear polarization radar [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 54 (2): 154–165.