

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.

垂直指向测雨雷达的误差模拟及相互校准

陈勇^{1,2} 刘辉志¹ 安俊岭¹ Ulrich GÖRSDORF³ Franz H. BERGER³

1 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理与大气化学国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 德国气象局林登贝格观象台, 林登贝格 15848

摘 要 基于马歇尔—帕米尔 (M-P) 分布的雨滴谱和下落末速—降雨算法, 模拟了垂直气流和雷达垂直倾角对垂直指向测雨雷达雨强测量的影响。同时在外场, 与雨量计观测相结合, 比较了五部垂直指向测雨雷达之间的差异, 对其进行了校准。结果表明: 模拟的上升气流对雨强测量的影响大于下沉气流, 垂直气流速率越大雨强测量误差愈显著; 当雷达垂直倾角 $<1.5^\circ$, 或在低风速下 (水平风速 $<2\text{ m/s}$) 且倾角 $<9^\circ$, 对雨强测量的影响均小于10%; 强对流性降雨过程中, 垂直气流对雨强测量的影响大于垂直倾角。另外, 通过挑选层状云降雨过程, 对比雷达与共置雨量计测量的降雨量、对比雷达间测量的降雨量均可获取较合理的归一化斜率; 但对比雷达间测量的降雨量法更优, 利用该斜率可降低雷达间的仪器误差; 在限定雷达间反射率因子差值的条件下, 比较雷达间全部降雨过程的反射率因子也可反映仪器间的系统误差趋势。

关键词 垂直指向雷达 雷达校准 M-P 分布 降雨测量

文章编号 1006-9895 (2010) 06-1114-13

中图分类号 P406

文献标识码 A

Error Analysis and Intercalibrations of Vertically Pointing Radars on the Rainfall Measurement

CHEN Yong^{1, 2}, LIU Huizhi¹, AN Junling¹, Ulrich GÖRSDORF³, and Franz H. BERGER³

1 *State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg, Lindenberg 15848*

Abstract The impacts of rain rates caused by the vertical wind speed and radar's vertical inclination angles were analyzed based on the relations between the falling velocity of rain drops and rainfall, and assumed Marshall-Palmer (M-P) distributions of rain drops. A field calibration of five vertically pointing radars was done under different criterions. The main results were obtained that: (1) The measured error on rain rate caused by the updraft is larger than that by the downdraft in the vertical direction. The faster the vertical velocity is, the more significant the rain rate error is. (2) The impact on measured rain rates is less than 10% when the variation range of radar's vertical inclination angle is smaller than 1.5° or when the horizontal wind speed is less than 2 m/s and the radar's vertical inclina-

收稿日期 2009-12-30, 2010-05-07 收修定稿

资助项目 德国科学基金委 (DFG) 资助项目“不同放牧强度对内蒙古草原生态系统物质流的影响”MAGIM, 中国科学院知识创新工程项目 KZCX2-YW-219、KZCX1-YW-06-04、KZCX2-YW-Q02-03

作者简介 陈勇, 男, 1980 年出生, 博士研究生, 主要从事大气物理与环境研究。E-mail: yong_chen@126.com

tion angle is smaller than 9° . For the convective rain cases the error caused by the vertical wind is larger than that by the radar's vertical inclination angle. (3) Good normalized slopes were obtained by comparing rain rates between radars and comparing rain rate between the radars and collocated rain gauge. The method of directly comparing rain rates among radars is better than the other. The equipment errors among radars are reduced by using the normalized slopes. Similar trend can also be obtained by comparison of reflectivity factors among radars in limiting the difference of reflectivity factors.

Key words vertically pointing radar, radar calibration, Marshall-Palmer (M-P) distribution, rainfall measurement

1 引言

厘米波段垂直指向多普勒雷达 VPR (Vertically Pointing Radar) 是云降水物理和雨滴谱的重要遥测工具之一;具有时间和空间分辨率高、成本低、便于移动等特点。VPR 已广泛应用于降水微结构及微物理过程 (Rogers and Yau, 1989; Fabry et al., 1993)、回波亮带 (Fabry and Zawadzki, 1995; Cha et al., 2009)、雨滴谱及降雨参数的垂直分布 (Peters et al., 2005; Tokay et al., 2009)、降雨过程的区分 (Lee et al., 2007; Clemens et al., 2008) 等研究。

垂直指向雷达测雨易受湍流、垂直风等环境因素的影响。VPR 主要通过测量雨滴的下落速度,根据雨滴速度与其直径的近似关系来获取雨滴谱分布特征 (Atlas et al., 1973),这种算法简称为下落末速—降雨算法。与传统的 $Z-R$ (Z : 雷达反射率因子, R : 雨强) 关系测雨算法相比,这种算法的优点是能获取雨滴谱的垂直廓线,而不受降雨过程中 $Z-R$ 关系变化及其不确定性的影响,甚至有时不需要假设雨滴谱型。但是在 VPR 的下落末速—降雨算法中,一般都假设空气静止。这一假设不可避免地会影响降雨算法的准确性,特别是对存在较强垂直气流的对流性降雨过程。因此,采用 VPR 测雨算法测量对流性降雨,如何剔除垂直速度的影响,从而得到雨滴的真实下落末速显得尤为重要。这就需要首先了解大气实际的垂直速度,然而,目前使用测雨雷达较难精确、有效地测量出大气的垂直速度。例如,目前雷达测量垂直气流的方法一般有速度谱低端法、垂直速度与雷达反射率因子关系法、综合测量法、速度三阶中心矩法等 (Atlas et al., 1973; 汤达章和 Passarelli, 1985; 张培昌等, 2001),但上述方法有些仅适用于降雪,有些基于谱型假设,均需要独立的方法得到雨滴的下落末速

(陶丽君, 1982),且精度有限。对于风廓线仪,可利用多部不同频率的风廓线仪或根据风廓线的多波束特性测量大气垂直速度,如 Rajopadhyaya et al. (1998) 利用 50 MHz 风廓线仪对布拉格 (Bragg) 散射的敏感性来测量大气垂直速度,并结合 920 MHz 风廓线仪估计降雨;黄伟等 (2002) 则采用多波束的风廓线仪结合大气连续方程的方法计算大气垂直速度。而对于单波束的厘米波段垂直指向雷达,仅依靠雷达本身无法有效区分大气垂直速度和降水粒子的下落速度。鉴于使用其它仪器测量垂直速度的难度,以及目前单波束雷达测量垂直速度的能力有限,采用基于滴谱分布的数值模拟,讨论垂直气流对 VPR 的测雨误差的影响,对于改进 VPR 测雨准确度具有重要意义。Peters et al. (2005) 基于 M-P 雨滴谱模拟了垂直气流对 VPR 雨强观测的影响,并与观测结果做对比,得到多个垂直速度影响下不同 M-P 谱型雨强的绝对值,但未直观给出垂直速度对某一谱型雨强的相对误差。除了上述垂直速度会对雨强测量产生影响外,雷达波束是否垂直也会影响雨强的测量。如无垂直切变的水平风在波束垂直倾角为零时,不影响下落末速—降雨算法;但当波束垂直倾角倾斜时,水平风与雨滴下落末速在雷达径向方向的合成速度会影响雨强的测量。目前,关于雷达波束垂直倾角引起 VPR 测雨误差的分析研究尚不多见。

此外,VPR 雷达间的相互校准在组网观测时也非常重要。这是因为要使用多部 VPR 获得较为可靠的降雨空间分布,必须先通过雷达间的相互校准来尽量降低雷达间硬件的系统差异。已有学者提出一些校准方法,如 Peters et al. (2006) 采用依次校准的方法 (即:雨量计→单部 VPR→X 波段扫描雷达→多部 VPR) 来校准多部 VPR 的雷达常数。不过到目前为止,利用长期降水观测资料校准多部雷达的工作相对较少。

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”(MAGIM)(王雷等, 2009)中的第十一课题(2007~2010)就是利用垂直指向雷达, 研究锡林河流域小尺度区域内降雨的分布特征。具体就是, 利用五部 VPR 雷达, 结合地面雨量计观测及天气过程分析等来研究夏季对流性降雨空间分布的不均匀性。实验区锡林河流域多大风天气, 且夏季降水多半为对流性降水(陈佐忠, 1988; 吕达仁等, 2005)。针对该地区对流性降水垂直气流的复杂性、野外安装和维护雷达的困难以及如何有效地校准多部雷达等问题, 为了更准确地测量该地区的降雨特征, 很有必要探讨强垂直气流、雷达垂直倾角对单部 VPR 雷达的降雨测量误差、以及如何在野外观测前有效地校准多部 VPR 雷达等问题。

本文基于 M-P 雨滴谱假设和未剔除垂直气流的下落末速一降雨算法, 模拟了垂直气流和雷达垂直倾角对单部 VPR 雷达测雨的可能误差, 并探讨了模拟状况下满足雨强测量的相对误差低于 10% 时, 对环境因子和布设安装的要求。另外, 通过挑选暖层云状云降雨过程, 比较了外场校准多部垂直指向测雨雷达的几种方法, 并选择最优方法来降低雷达间硬件的系统差异, 从而提高雷达间观测结果的一致性。

2 垂直指向测雨雷达及误差模拟方法

MRR (Micro Rain Radar) 是一种小型的垂直指向多普勒测雨雷达, 由德国 METEK 公司生产, 主要参数见表 1 (Peters et al., 2005)。MRR 可测量雨强、雷达反射率因子及雨滴粒径分布等垂直廓线。该雷达调制方式为调频连续波 (FM-CW), 发射功率仅为 50MW, 发射机和接收机共用直径仅为 0.6 m 的天线; 具有成本低、易移动、易安装及易维护等优势。

2.1 垂直指向测雨雷达测雨算法

MRR 雷达测雨的主要原理 (Peters et al., 2005) 基于: (1) 雨滴的粒径、数量和散射间的关系; (2) 雨滴粒径与下落末速之间的关系。MRR 雷达通过耿式二极管振荡器发射锯齿形线性调频波, 等接收信号被目标物散射返回到混频器后, 可求出发射频率与接收频率的差异 (差频); 最后通过信号处理器根据快速傅里叶变换 (FFT), 可计

表 1 MRR 主要参数

Table 1 Characteristics of the MRR

参数	参数值
频率	24 GHz
波长	1.25 cm (K-band)
发射功率	50 MW
调制方式	FM-CW
天线类型	偏置一抛物面
波束宽度	2°
空间分辨率	可调节, $\Delta h > 10$ m
最低可分析距离	3 Δh
距离库数	31
时间分辨率	可调节, $\Delta t > 10$ s
测速精度	0.191 m/s
谱速度范围	0~12.3 m/s
观测的雨滴下落末速范围	0.76~9.36 m/s

算出目标物的速度谱和距离。通过目标物的速度谱 (假定大气垂直速度为零) 逐线可得雷达观测体积中各雨滴的下落末速, 然后由下落末速得到雨滴谱及其积分量。

MRR 最小时间分辨率为 10 s, 这 10 s 内观测时间为 6 s (其余 4 s 为数据通讯时间), 而每秒观测 25 个功率谱 (谱线共 64 根), 因此, 10 s 内可得 150 个功率谱。在信号处理时, 为了减少噪声干扰, 求平均功率谱前, 需先剔除噪声功率谱 (Peters et al., 2005)。

以下基于 Peters et al. (2005) 的工作, 简单介绍了 MRR 的测雨算法及其订正。

2.1.1 雨滴谱算法简介

粒径分布 N 与后向散射截面 η 的关系为:

$$N(D, h) \Delta D = \frac{\eta(D, h)}{\sigma(D)} \Delta D, \quad (1)$$

其中, $N(D, h)$ 是雨滴直径 D 在高度 h 上的粒子数, $\eta(D, h)$ 为后向散射截面谱, $\sigma(D)$ 是直径为 D 的单个粒子瑞利散射截面。

$$\sigma(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 D^6, \quad (2)$$

其中, m 为水的复折射指数, λ 为雷达波长, 水的 $K^2 = |(m^2 - 1)/(m^2 + 2)|^2$ 在 24 GHz 频率下约为 0.92。对 (5) 式求导, $\eta(D, h)$ 可变换为由多普勒速度 v 表示的 $\eta(v, h)$,

$$\eta(D, h) = \eta(v, h) \left[\frac{\partial D(v)}{\partial v} \right]. \quad (3)$$

$\eta(v, h)$ 通过雷达方程及测量的多普勒功率谱 $p_r(v, h)$ 可得到

$$\eta(v, h) = \frac{C_R}{g_n(h)} h^2 l(h) p_r(v, h), \quad (4)$$

其中, C_R 为雷达常数, $g_n(h)$ 为标准化的转化函数, $l(h)$ 为双向衰减路径积分。

静止大气中雨滴垂直下落速度 (等于多普勒速度 v) 与粒径 D 的关系 [Gunn-Kinzer 关系 (Gunn and Kintzer, 1949)] 为

$$D(v) = \frac{1}{0.6} \ln \frac{10.3}{9.65 - v}, \quad (5)$$

其中, 粒径范围必须为 $0.109 \sim 5.8$ mm。

将 (2)~(5) 式代入 (1) 式, 即可求出雨滴的粒径分布 $N(D, h)$ 。

2.1.2 雨滴谱积分量及算法订正

雷达反射率因子:

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

雨强:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 v(D) dD, \quad (7)$$

当粒径 D 与波长 λ 的关系满足 $\pi D/\lambda < 0.22$ 时, 符合瑞利散射; 反之则为米散射。雨滴直径一般为 $0.3 \sim 5$ mm, 对于波长 $\lambda = 12.5$ mm 的 MRR, 粒径 > 0.9 mm 的雨滴为米散射, 该范围雨滴需做米散射截面订正; 同时由于一方面雨滴会衰减 MRR 雷达电磁波, 另一方面雨滴下落末速与空气密度有关, 因此算法需做大雨衰减订正及空气密度订正 [详见 Peters et al. (2005)]。在电磁波衰减不大的 MRR 探测低层, 米散射截面订正最为重要。对粒径 > 0.9 mm 的雨滴做米散射截面订正后, 可使雨强测量降低 $5\% \sim 30\%$ (Löffler-Mang et al., 1999)。

另外, 因为下落末速—降雨算法建立在雨滴下落末速与雨滴粒径关系的基础上, 所以 MRR 算法不适用于雪和冰雹等固态降水, 仅适用于液态降水。

2.2 垂直气流影响雨强与雷达反射率因子测量的模拟方法

假设雨滴下落末速与粒径遵循 Gunn-Kinzer 关系 (Gunn and Kinzer, 1949), 且服从 MRR 算法给定的雨滴粒径范围随高度的分布 [见 Peters et al. (2005) 图 A3]。其中, 分析高度为 300 m (假定垂直分辨率为 100 m), 该高度的粒径范围为 $0.24 \sim$

5.21 mm, 共分 46 档。假设雨滴谱服从 M-P 分布, 即

$$N_{mp}(D) = N_0 e^{-\Lambda D}, \quad (8)$$

其中, $\Lambda = 4.1 R_{mp}^{-0.21}$, R_{mp} 为基于 M-P 分布得到的雨强, $N_0 = 8000 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ 。

不同的 R_{mp} 可得到不同的后向散射截面谱 $\eta(D)$ 、雨滴数密度谱 $N(D)$ 、雷达反射率因子谱 $Z(D)$ (单位粒径长度的反射率因子) 和雨强谱 $R(D)$ (单位粒径长度的雨强)。图 1 实线给出了当 $R_{mp} = 10 \text{ mm/h}$ 时, M-P 分布所对应的 $\eta(D)$ 和 $N(D)$ 、 $Z(D)$ 和 $R(D)$, 其中, 每档雨滴的直径根据 MRR 的测速精度 0.19 m/s 和 Gunn-Kinzer 关系确定, 图 1 黑实线上的黑点为每档雨滴的直径, 可见各档的间隔不等距。

如前所述, 在 MRR 雨滴谱算法中, 假设大气的垂直速度为零, 但实际大气中并非如此。上升气流会阻碍雨滴下落, 若上升速度为常数, 其对各尺度雨滴阻碍作用一致, 即各档雨滴的真实下落末速被雷达整体低估。而后向散射截面谱主要取决于雨滴粒子数量及尺度, 量值一般保持不变。因此, 在上升气流的作用下, 雷达观测的后向散射截面谱的谱型将整体向粒径的低值方向平移 (图 1a)。上升气流影响 R 和 Z 测量的具体计算步骤主要分为三步。首先, 先根据 (3) 式和 (5) 式, 将 $\eta(v)$ 变换至 $\eta(D)$, 然后平移 $\eta(D)$ (图 1a)。其次, 根据 (1) 和 (2) 式, 由 $\eta(D)$ 与 $\sigma(D)$ 求得 $N(D)$ (即在上升气流作用下所反演的雨滴谱, 如图 1b)。最后, 根据 (6) 式和 (7) 式可得到上升气流下“虚假”的雷达反射率因子 Z 及雨强 R , 再结合无上升气流的 Z 和 R , 即可计算出上升气流对 Z 和 R 测量的相对误差。同理, 可得下沉气流对 Z 和 R 测量的相对误差。

图 1 的虚线和点线分别表示当速率为 0.76 m/s (平移 4 根谱线)、 3.42 m/s (平移 18 根谱线) 时, $\eta(D)$ 的平移程度和垂直气流对 $N(D)$ 、 $Z(D)$ 和 $R(D)$ 测量的影响。图 1a 中, Gunn-Kinzer 关系仅当雨滴的下落末速范围处于 $0.76 \sim 9.36 \text{ m/s}$ 时适用, 如果垂直速率较大, $\eta(v)$ 谱型将因为 v 平移出该范围而被截断。相应地, $\eta(D)$ 谱型如果平移超出 $0.24 \sim 5.21 \text{ mm}$ 的范围也将被截断。

2.3 雷达垂直倾角影响雨强测量的模拟方法

假设雷达波束垂直倾角为 α , 水平风为 V_H , 水

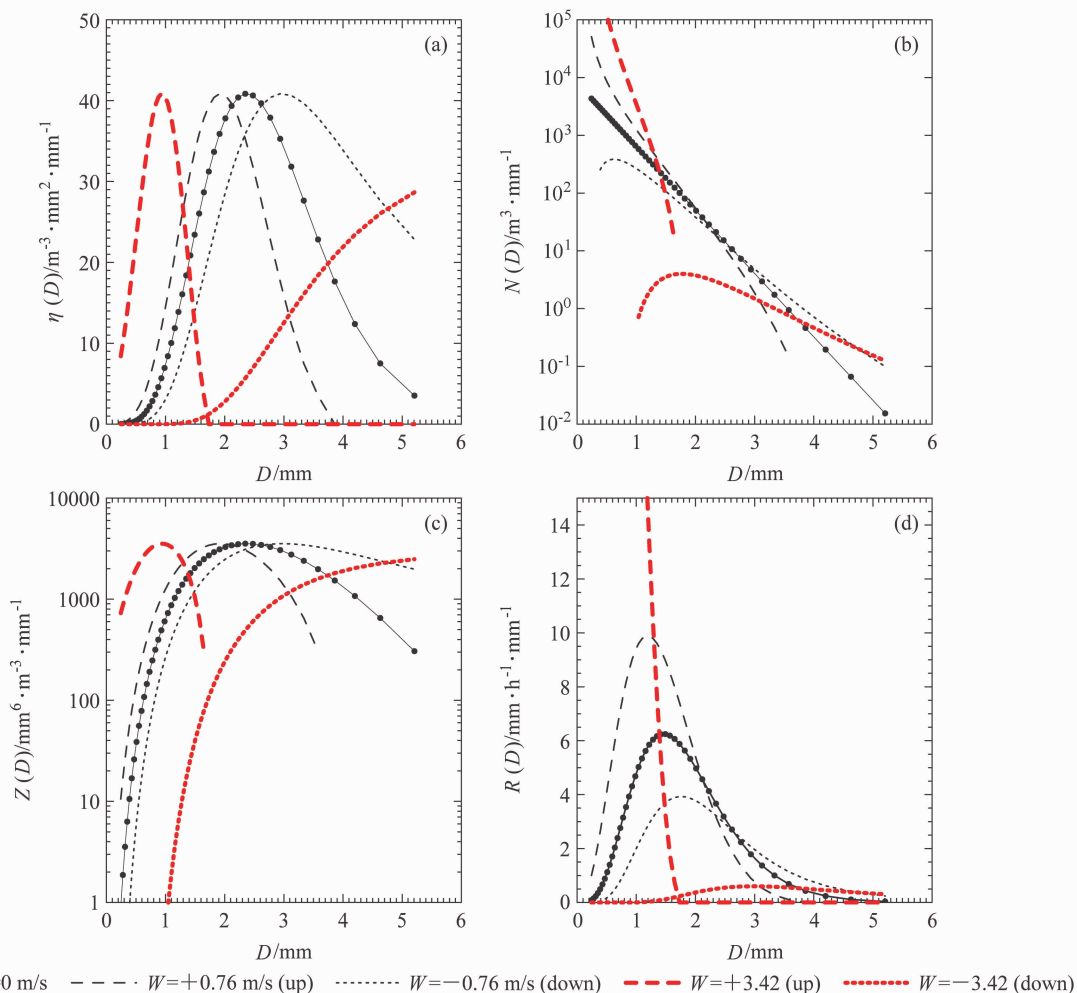


图1 $R_{\text{mp}}=10\text{ mm/h}$ 时不同垂直气流对应的 (a) 后向散射截面谱 $\eta(D)$ 、(b) 雨滴数密度谱 $N(D)$ 、(c) 雷达反射率因子谱 $Z(D)$ 和 (d) 雨强谱 $R(D)$

Fig. 1 Size distributions of (a) scattering cross section, (b) raindrop number density, (c) radar reflectivity, and (d) rain rate for different vertical wind when $R_{\text{mp}}=10\text{ mm/h}$

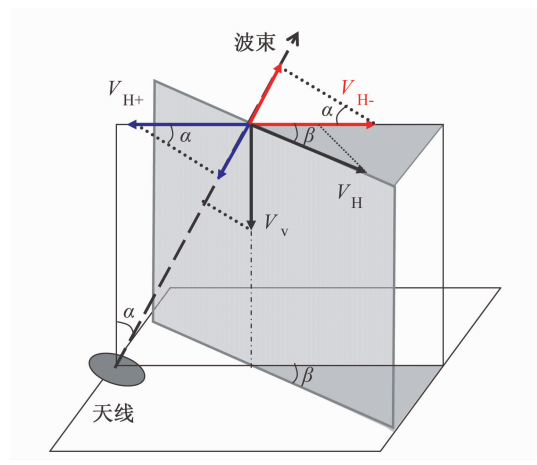


图2 水平风与下落末速在雷达倾角方向上径向合成速度的两种情况

Fig. 2 Two situations for calculating the radial velocity by different horizontal wind directions

平风与雷达垂直倾角所在平面的角度为 β , 雨滴下落末速为 V_v 。不同的水平风向对算法有不同的影响, 这里仅讨论了水平风向与雷达垂直倾角所在平面共面的情况, 即最大的误差方向 ($\beta=0^\circ$ 与 $\beta=180^\circ$) (图 2)。其中, $\beta=0^\circ$ 对应于图中的 V_{H-} , 而 $\beta=180^\circ$ 则对应于 V_{H+} 。由 V_H 与 V_v 在倾斜雷达波束径向方向的投影, 得到沿该方向的合成速度 V_A 的两种情况, 即

$$V_A = V_H \sin \alpha + V_v \cos \alpha, \quad (9)$$

$$V_A = -V_H \sin \alpha + V_v \cos \alpha. \quad (10)$$

同时, 假设理想状态为无水平风和垂直气流, 即各档雨滴以相应的下落末速 $V_v(D)$ 下降。

由径向速度合成关系式可知, V_A 与不同尺度的雨滴下落末速 V_v 有关。因此, 对于模拟垂直倾角对雨强测量的影响, 不能仅平移后向散射截面的谱型。具体步骤是先计算每档雨滴的 $V_A(D)$, 然后用 $V_A(D)$ 与 $V_v(D)$ 的差值除以 MRR 的测速精度 0.19 m/s , 再取整, 确定每档雨滴在各雷达垂直倾角与水平风条件下需平移的档数, 更新 $N(D)$, 根据公式 (7) 积分得到雨强。最后, 与理想状态作比较, 分析不同倾角、不同风速对雨强测量的影响。

3 外场雷达校准实验

3.1 外场校准实验概况

外场校准实验的时间段选址为德国气象局林登贝格 (Lindenberg) 观象台, 主要选择该地的暖季即 2008 年 4~10 月。该观象台位于德国东部、柏林市东南约 70 km 处, 地势平坦, 海拔高度为 105 m, 年均降水量为 563 mm, 月降雨量较均匀。

五部雷达按厂家标识依次编号为 MRR1~MRR5。为了避免雷达间相互干扰及兼顾电源、网络安装的需要, 将五部雷达布设在林登贝格观象台内, 即东西向距离 260 m、南北向距离 150 m, 且雷达间隔大于 50 m 的小范围内。MRR4 安装在略高于其余四部雷达 20 m 的小山顶, 与它们相距约为 170~260 m; 其余各雷达间距为 60~80 m (见图 3)。在 2008 年 5 月 22 日, MRR5 被移动到距离林登贝格观象台 5 km 以外的法肯贝格 (Falkenberg) 边界层观测场, 所以在校准中以 MRR5 的移动时间为界分为两个时段。

地面降雨量采用林登贝格和法肯贝格两地的称重式雨量计观测 (OTT 公司, Pluvio, 距地 1 m

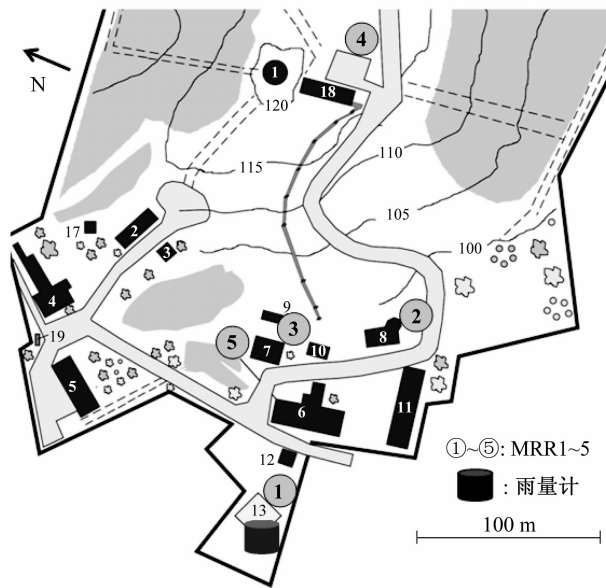


图 3 外场校准实验中 MRR 雷达及雨量计的布设示意图 (2008 年 4 月)

Fig. 3 Schematic of locations of MRR and raingauge on MRR's field intercalibration (April 2008)

高), 精度为 0.01 mm 。同时, 利用林登贝格观象台 METEK 毫米波云雷达 MIRA-36 的反射率廓线来分析雷达回波亮带, 与 MRR 雷达反射率因子廓线相互印证。另外, 地面 10 m 风和雨量计的观测与各雷达最大间隔约 260 m。五部雷达通过 GPS 天线授时来保证观测时间的一致性。

3.2 用于校准的降雨事件选择

外场校准雷达需要关注两类观测误差, 即自然误差和仪器误差。自然误差包括降雨的空间分布不均匀性以及雷达测雨算法对垂直风、雨滴衰减、冰相粒子等气象因素的依赖性。仪器误差主要来自包含发射功率、天线和接收机增益等信息的雷达常数。用于雷达校准的降雨样本, 如果要完全去除自然因素的影响存在一定的困难, 但通过严格的选择标准可将自然误差降到最低。

对于雨强适中、有回波亮带的层状云降雨过程, 一般认为其降雨量在空间分布上是均匀的 (Rogers and Yau, 1989)。同时, 由于层状云降水的大气垂直速度较小, 所以这里我们主要选择层状云降水过程。具体选择标准为, 时间段为 2008 年 4~10 月, MRR 雷达与云雷达的时间—高度剖面均有明显的回波亮带, 且回波亮带的高度不低于 500 m (保证样本为层状云降雨且为液态降水), 雨量计半

小时累计雨量大于 0.2 mm, 降水持续时间大于 2 h。

校准实验前期 (2008 年 4 月) 由于降雨过程较少, 所以应用上述标准时未限制降水持续时间, 选择的过程分别为 4 月 9 日、10 日、11 日、15 日和 29 日。而全时段 (2008 年 4~10 月) 选择的过程为 4 月 15 日, 6 月 13 日、16 日, 8 月 15 日、16~17 日, 9 月 23~24 日、30 日, 10 月 22 日、27 日、29 日。对于全时段过程, 通过对比间距 5 km 的两地雨量计所观测的累计降雨量, 结果表明, 除 6 月 13 日和 10 月 12 日两地差值略大于 1 mm 外, 其余差别都很小, 这表明选择的降雨事件空间分布是均匀的。

此外, 降水观测的精度与水平风速和雨强有关。一般水平风速越低, 雨量计的降雨观测误差相对越小; 而雨强适中, 雷达因雨滴衰减造成的降雨

观测误差相对较小。因此, 半小时地面 10 m 风速 < 5 m/s, 以及雨量计或 MRR1 的累计雨量 < 1 mm 也是选择个例的重要判据。

4 结果分析及讨论

4.1 垂直气流对雨强与雷达反射率因子测量的影响

图 4 给出了 $R_{mp} = 10$ mm/h 时, 上升和下沉气流对雷达反射率因子 Z 和雨强 R 测量影响的模拟结果。图 4a 表明, 上升气流低估了 Z ; 而下沉气流先高估 Z , 当垂直速率大于 2.6 m/s 再转为低估 Z ; 当垂直气流速率小于 2 m/s 时, Z 的误差都小于 2 dBZ。图 4c 表明, 上升气流高估 R , 下沉气流则低估 R ; 两者都是速率越大, R 的误差越显著, 但上升气流对 R 的影响程度要大于下沉气流 (两者比率约为 2)。

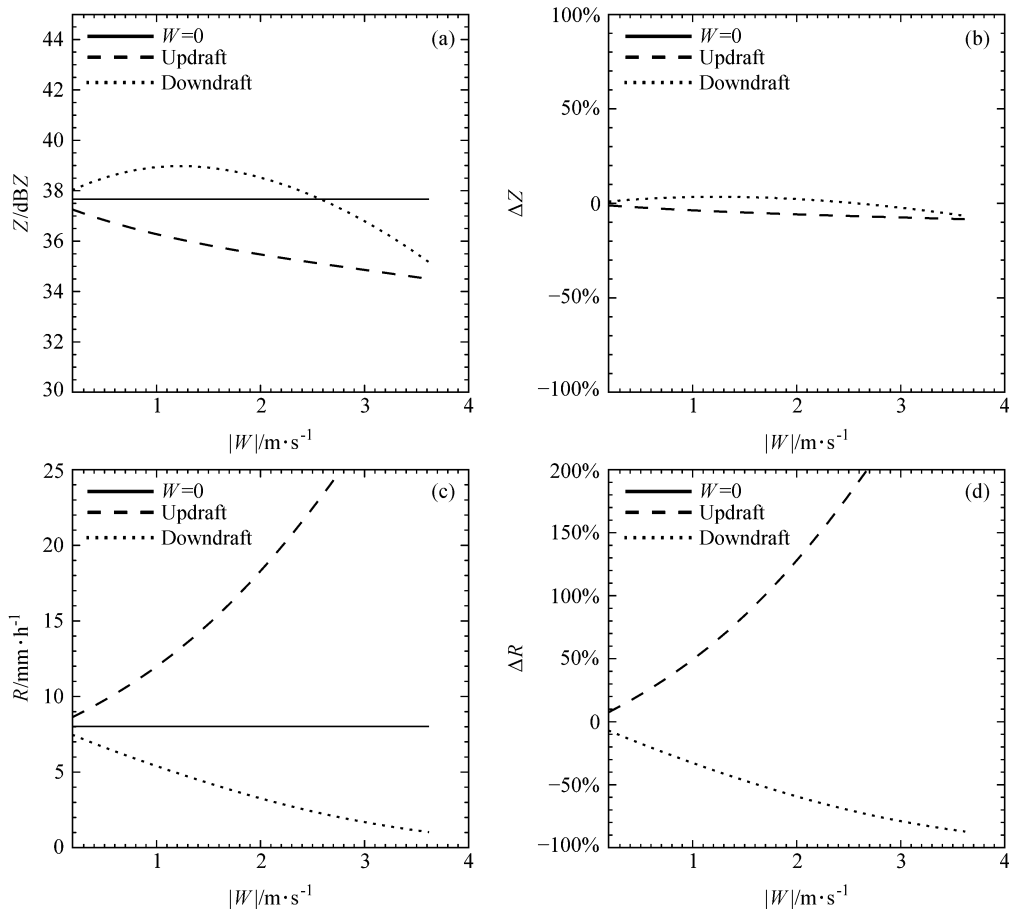


图 4 300 m 高度 $R_{mp} = 10$ mm/h 时垂直气流 W 引起的雷达反射率因子 (a, b) 及雨强误差 (c, d) 模拟结果: (a, c) 绝对误差; (b, d) 相对误差。 $\Delta R = (R - R_0)/R_0$, $\Delta Z = (Z - Z_0)/Z_0$, R_0 、 Z_0 分别为 $W = 0$ 时的雨强和雷达反射率因子

Fig. 4 Simulated errors of (a, b) radar reflectivity factor and (c, d) rain rate caused by vertical winds when $R_{mp} = 10$ mm/h at 300-m height: (a, c) Absolute error; (b, d) relative error. $\Delta R = (R - R_0)/R_0$, $\Delta Z = (Z - Z_0)/Z_0$, R_0 and Z_0 are separately rain rate and reflectivity factor when $W = 0$

虽然 Z 和 R 都是雨滴谱 $N(D)$ 的积分量, 但 Z 的单位为对数单位 dBZ, 故 Z 与 R 相比, 其变化程度并不显著。图 4b、d 表明, 对于下落末速—降雨算法, 在无衰减的情况下, 当垂直气流速率小于 3.6 m/s 时, 雷达反射率因子的相对测量误差 ΔZ 约小于 10%; 若要雨强的相对测量误差 ΔR 小于 10%, 则垂直气流速率需小于 0.1 m/s。

垂直速度使后向散射截面谱的谱型平移后, 由于算法仅计算粒径范围处于 0.24~5.21 mm 的雨滴累加值, 对粒径范围外忽略不计, 这将会影响 Z 和 R 的测量值, 在这里称之为下落末速—降雨算法的截断效应。以下结合图 1 中垂直速率为 3.42 m/s 和 0.76 m/s 时各参量的变化, 分析上述模拟结论。

(1) 上升气流低估 Z , 但高估 R 。这主要原因有, 首先, 在上升气流影响下, 雨滴谱型向低值移动, 低估了大雨滴数, 高估了小雨滴数 (如图 1b 中, 3.42 m/s 速率下, 大于 1.7 mm 的雨滴数为零, 小于 1 mm 的雨滴数增加明显)。其次, 因为 $Z(D) \propto D^6$, 使其对大雨滴数的变化很敏感, 所以当低估大雨滴数时 (图 1b), 会低估 Z (图 1c); 而 $R(D) \propto D^3$, 与 $Z(D)$ 相比, 低估大雨滴数对其影响不大, 雨滴总数则相对更重要, 所以当高估雨滴总数时 (图 1b), 会高估雨强 R (图 1d)。

(2) 当 $R_{mp}=10$ mm/h 时, 下沉气流对 Z 测量的影响在垂直速率大于 2.6 m/s 时从高估转向低估。这主要因为, 在速率较大的下沉气流与下落末速—降雨算法的截断效应共同作用下, 显著地低估

中小粒径雨滴数, 大粒径雨滴数则高估不大 (图 1b), 因此中小粒径贡献的 Z 减少量比大粒径贡献的 Z 增加量更明显, 对 Z 从高估转为低估。如图 1c 所示, 各曲线下的积分面积为这里讨论的 Z 值, -3.42 m/s 的气流与 -0.76 m/s 的气流相比, 在粒径小于 4.6 mm 下, -3.42 m/s 下的 Z 远小于 -0.76 m/s 的 Z , 这已表明当垂直下沉速率增大时, 至少高估程度已发生明显变化; 同样地, -3.42 m/s 下的 Z 小于 0 m/s 下的 Z , 则表明此时已转为低估。另外, 当 $R_{mp}=1$ mm/h 时, 下沉气流均高估 Z ; 当 $R_{mp}=40$ mm/h 时, 下沉气流在 -0.9 m/s 时转为低估 Z (图略), 这表明下沉气流对 Z 测量的影响还与雨强有关。

(3) 上升气流对雨强 R 测量的影响程度大于下沉气流。其主要原因有, 一方面 R 对粒子总数比较敏感, 另一方面上升气流高估的中小粒子数远大于下沉气流低估的中小粒子数, 特别是粒子越小, 这种差别越大 (图 1b)。如图 1b 所示, 对于 0.5 mm 粒径的雨滴, 垂直速率 0.76 m/s 的上升气流将粒子数从约 2000 个/ m^3 高估到约 10000 个/ m^3 (变化约 8000 个/ m^3), 而下沉气流则将约 2000 个/ m^3 低估到约 100 个/ m^3 左右 (变化约 1900 个/ m^3)。

4.2 雷达垂直倾角对雨强测量的影响

图 5 为在 $R_{mp}=40$ mm/h 时, 对应于图 2 的两种最大误差方向情况 (V_{H+} 和 V_{H-}), 雷达垂直倾角 ($0 \sim 9^\circ$) 和水平风速 ($2 \sim 12$ m/s) 影响雨强测量的模拟结果。当风速越大, 雷达倾角越大, 在 V_{H+} 状

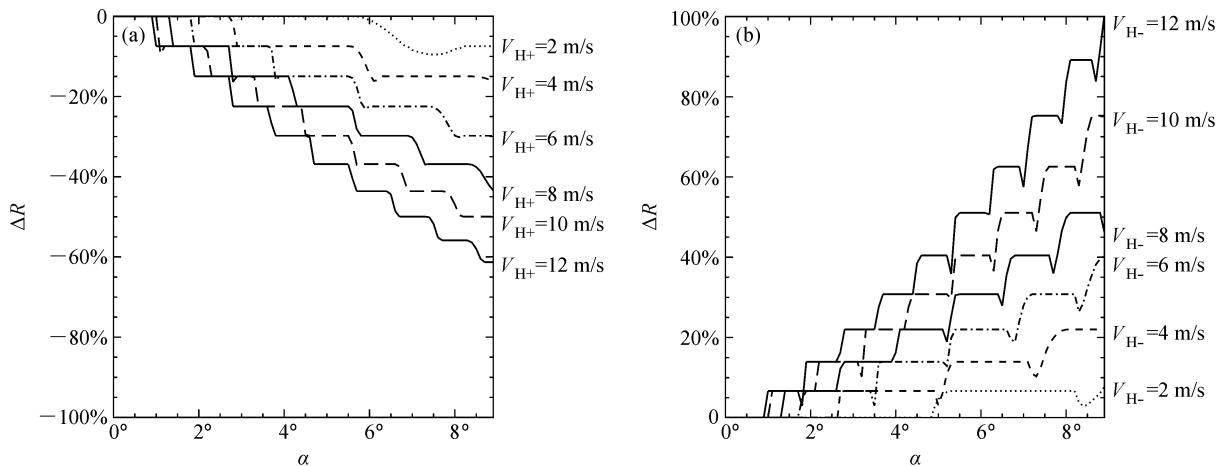


图 5 300 m 高度 $R_{mp}=40$ mm/h 时不同雷达垂直倾角 α 和水平风引起的雨强相对误差模拟结果。 $\Delta R=(R-R_1)/R_1$, R_1 为 $\alpha=0$ 时的雨强

Fig. 5 Simulated relative errors of rain rate caused by different radar's vertical inclinations and horizontal winds at $R_{mp}=40$ mm/h and 300-m height. $\Delta R=(R-R_1)/R_1$, R_1 is rain rate when $\alpha=0$

况下将越低估雨强，而在 V_{H-} 状况下将高估雨强。对比图 5a（相当于下沉气流）与图 5b（相当于上升气流）可知，图 5b 影响更大，与上升气流对雨强测量的影响大于下沉气流的结论一致。 $R_{mp}=10\text{ mm/h}$ 和 $R_{mp}=1\text{ mm/h}$ 两种谱型的结果与 $R_{mp}=40\text{ mm/h}$ 很相似（图略）。

当雷达垂直倾角 $<1.5^\circ$ ，或在低风速下（水平风速 $<2\text{ m/s}$ ）且倾角 $<9^\circ$ ，对雨强测量的最大影响均小于 10%。

4.3 五部 MRR 雷达间的相互校准

这里使用了三种校准方法，分别为：（1）雷达与共置雨量计对比降雨量法，简称为 MRR-RG-R 法，即比较各雷达与相同地点雨量计的 0.5 h 降雨量；（2）雷达间对比降雨量法，简称为 MRR-R 法，即比较各雷达测量的 0.5 h 降雨量；（3）雷达间对比雷达反射率因子法，简称为 MRR-Z 法，即比较

各雷达测量的 10 min 平均雷达反射率因子。五部 MRR 在不同时间段和不同标准下的比较结果见表 2。其中，MRR 雷达的最低可分析距离为 300 m，因此，各雷达均采用 300 m 高度的数据。因为 MRR1 距离校准使用的林登贝格雨量计最近（约 10 m），所以其它雷达均以 MRR1 为标准，分别对各雷达的观测结果做线性拟合。

图 6 及表 2 第 2、3 行为 MRR-RG-R 法的结果。图 6 为在 4~10 月层状云降雨中 MRR1-MRR5 与共置雨量计半小时累计雨量的散点图（其中，MRR5 根据观测所处地点分别选取林登贝格或法肯贝格的共置雨量计），由图可见各雷达存在系统性偏差，其中 MRR1、MRR2、MRR4 和 MRR5 高估雨量，MRR3 低估雨量。其斜率为 0.894~1.600，相关系数为 0.72~0.81。表 2 给出了各雷达先与雨量计拟合再对 MRR1 求归一化的斜率，趋势为 MRR2 和

表 2 不同比较标准下五部雷达的斜率 A (用 $y=Ax$ 函数拟合)
Table 2 Slopes of five radars obtained from different criterions (Fitting with $y=Ax$ function)

方法	比较标准	比较参数	降雨历时	类型	参数时长	比较时间	x	y	根据不同 y 拟合的 A 值					样本数
									MRR1	MRR2	MRR3	MRR4	MRR5	
MRR-RG-R	$R_{RG}<1\text{mm}$	R	$>2\text{ h}$	层状云	30 min	4~10 月	R_{RG}	R_{MRR}^*	1.313	1.585	0.894	1.039	1.600	89
	$R_{RG}<1\text{ mm(N)}$	R	$>2\text{ h}$	层状云	30 min	4~10 月	/	/	1.000	1.207	0.681	0.791	1.219	89
MRR-R	$R_{MRR1}<1\text{ mm(N)}$	R	$>2\text{ h}$	层状云	30 min	4~10 月	R_{MRR1}	R_{MRR}^*	1.000	1.200	0.700	0.834	1.221	83
	$R_{MRR1}<1\text{ mm(N)}$	R	$\leq 2\text{ h}$	层状云	30 min	4 月	R_{MRR1}	R_{MRR}^*	1.000	1.165	0.868	0.855	1.304	34
MRR-Z	$\triangle Z_{MRR}<5\text{ dBZ(N)}$	Z	$\leq 2\text{ h}$	全部	10 min	4~10 月	Z_{MRR1}	Z_{MRR}^*	1.000	1.026	0.945	0.970	1.018	2305
	$\triangle Z_{MRR}<5\text{ dBZ (N)}$	Z	$\leq 2\text{ h}$	全部	10 min	4 月	Z_{MRR1}	Z_{MRR}^*	1.000	1.021	0.977	0.985	1.039	898

注：N 表示各 MRR 均与 MRR1 做归一化处理；R：半小时雨量观测值；Z：10 min 雷达反射率因子平均值； $\triangle Z_{MRR}$ ：其它 MRR 与 MRR1 的 Z 值差；RG：雨量计；MRR*：每部 MRR 雷达。

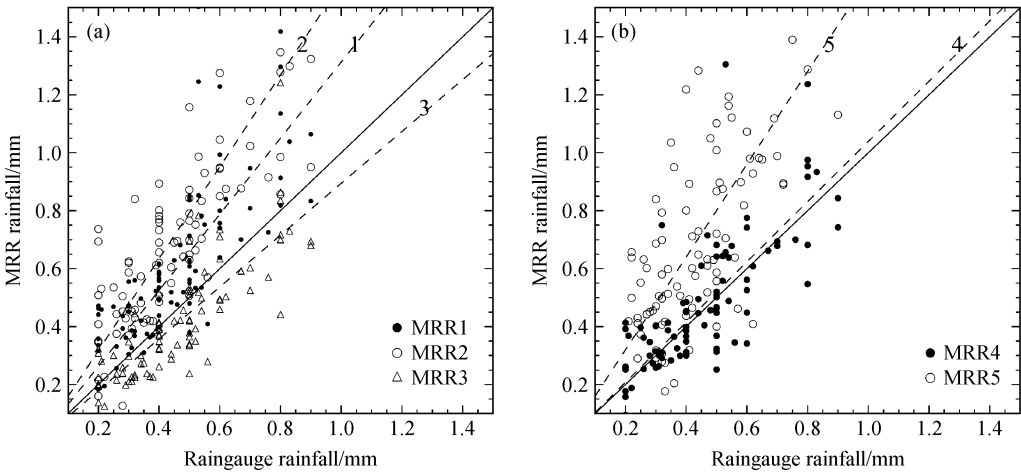


图 6 MRR 与雨量计 (RG) 的 0.5 h 降雨量散点图 (2008 年 4~10 月层状云降雨)。虚线为拟合线
Fig. 6 Scatter plots of measured 0.5-h rainfall between MRR and raingauge (stratiform rain cases during Apr - Oct 2008). Dashed line: fitting line

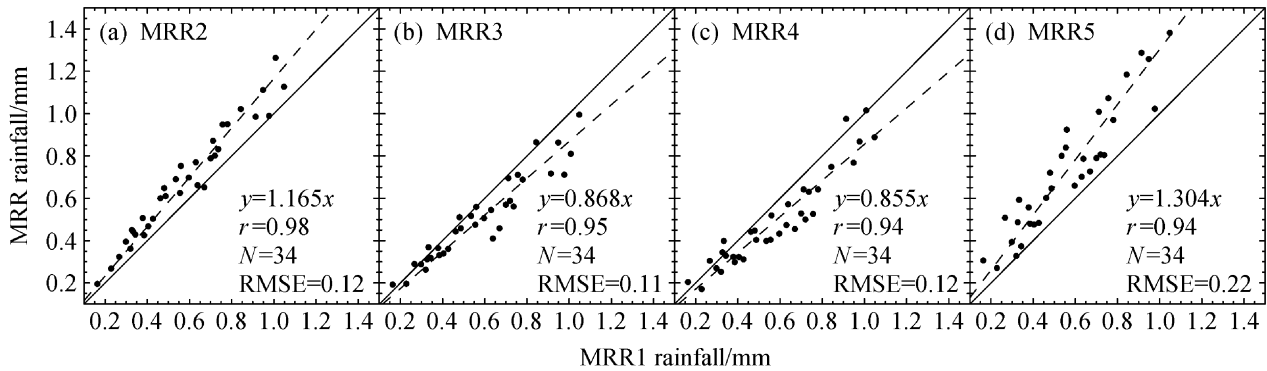


图 7 2008 年 4 月层状云降雨 MRR2-MRR5 与 MRR1 的 0.5 h 降雨量散点图。 r ：相关系数， N ：样本数，RMSE：均方根误差；虚线为拟合线
Fig. 7 Scatter plots of measured 0.5-h rainfall between MRR1 and other MRRs (stratiform rain cases in Apr 2008). r : correlation coefficient; N : number of samples; RMSE: root mean square error; dashed line: fitting line

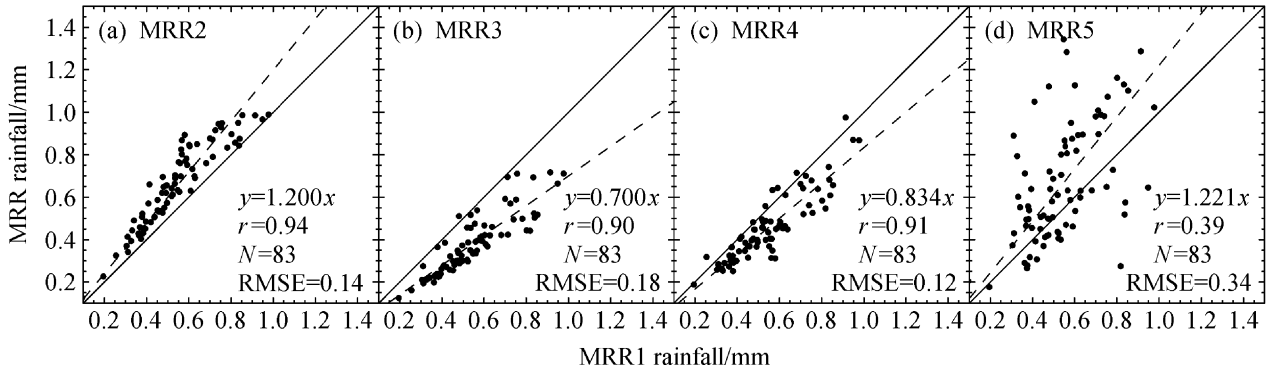


图 8 同图 7，但为 2008 年 4~10 月的层状云降雨
Fig. 8 Same as Fig. 7, but for stratiform rain cases during Apr - Oct 2008

MRR5 高于 MRR1，MRR3 和 MRR4 低于 MRR1。

雷达间对比降雨量法（MRR-R 法）的结果见图 7 与图 8，归一化斜率的趋势与 MRR-RG-R 法的结果相似。4 月份层状云降雨中 MRR2-MRR5 与 MRR1 的相关系数高于 0.94（图 7），均方根误差为 0.11~0.12 mm；4 至 10 月层状云降雨中 MRR2-MRR4 与 MRR1 的相关系数大于 0.90（图 8a~c），均方根误差为 0.12~0.18 mm。相距 5 km 的 MRR1 与 MRR5 观测的降雨量散点结果（图 8d），与 4 月份相距 50 m 时的结果（图 7d）相比，两者的相关系数分别为 0.39 和 0.94，均方根误差分别为 0.34 mm 和 0.22 mm，即 MRR5 移到 5 km 外后，相关系数减小、均方根误差增大；该散点图中包含层状云空间降水不均匀性的信息，如果求归一化斜率会有一定的误差。

比较上述两种降雨量校准法的相关系数可知，MRR-R 法的相关系数要大于 MRR-RG-R 法。这

表明 MRR 雷达之间的校准要优于 MRR 雷达与雨量计之间的校准。这主要因为：（1）雷达的取样体积远大于雨量计，（2）各雷达观测高度和原理一致，而雨量计与雷达两者观测高度不同，观测原理也不同。

对于 MRR2 - MRR4，由于 4~10 月观测样本较多，故选用该时段内 MRR-R 方法的统计结果；对于 MRR5，考虑到 4~10 月份 MRR-RG-R 方法的相关系数低于 4 月份 MRR-R 方法，故选用 4 月份 MRR-R 法的统计结果。综上得出 MRR1 - MRR5 的归一化斜率分别为 1.000、1.200、0.700、0.834、1.304。

因为半小时降雨量正比于平均雨强，同时平均雨强又正比于雷达常数 [根据 (1)~(5) 式、(7) 式]，所以半小时降雨量与雷达常数成正比。换言之，五部雷达间的归一化斜率包含了雷达间的硬件差异，利用上述归一化斜率可降低雷达间的系统差

异。因此,以 MRR1 为标准对各雷达雨强测量值的订正方法为:将各雷达雨强观测值分别除以对应的归一化斜率,可得到雨强修正值,即将五部雷达订正到 MRR1 的测量水平。 Z 和 $N(D)$ 的订正方法与雨强的相同,但订正时, Z 的单位需要转换为 $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ 。

此外,表 2 给出了当 MRR2 - MRR5 与 MRR1 的雷达反射率因子差小于 5 dBZ 时,4 月和 4~10 月两个时段内所有降雨过程中 10 min 平均雷达反射率因子的归一化斜率。结果表明,雷达间雷达反射率因子的测量变化趋势与上述两种方法一致,这表明在限制雷达反射率因子变化范围的条件下对雷达反射率因子归一化亦可得到仪器间系统误差趋势。4 月的斜率变化范围为 0.945~1.026,相关系数 MRR4 最小 (0.99);4~10 月的斜率变化范围为 0.977~1.039,相关系数 MRR5 最小 (0.98)。对于样本容量大的结果 (4~10 月),斜率变化范围约为 $\pm 3\%$ (即当 Z 为 40 dBZ,变化约为 ± 1.2 dBZ)。MRR5 移至 5 km 外使相关系数降低。

4.4 讨论

Peters et al. (2005) 将 100 m 高度上超声风速仪 1 min 垂直风的测量,应用到垂直分辨率为 10 m 的 MRR 雷达第 10 档高度 (100 m) 上,从而剔除垂直风的影响,得到了订正的雨强。5 个月的观测数据表明 $F(W) = R_{\text{订正}} / R_{\text{未订正}}$ 与垂直风 (W) 的关系服从对数分布,即 $F(W) = \exp(-W)$ 。根据上述公式,若修正的雨强为 8 mm/h,垂直风为 1 m/s (上升气流),比值 $F(W)$ 约为 0.37,雨强的相对误差则约为 170%;垂直风为 -1 m/s (下沉气流),比值为 2.7,雨强的相对误差则约为 -63%,因此, Peters et al. (2005) 的观测结论为上升气流对于雨强观测的影响大于下沉气流。本文模拟的结论与上述 Peters et al. (2005) 的观测结果一致,但后者的影响程度更大。

不同的降雨过程类型有不同的垂直速度,因此 MRR 对不同降雨过程的观测误差也有区别。如对于层状云降水,垂直速度一般为 10^{-2} m/s (黄美元和徐华英,1999),垂直气流对 MRR 雨强测量的影响可以忽略,MRR 观测的雨强比较准确。而对于强对流性降水,垂直气流要远大于层状云降水,当垂直速度大于 1 m/s 时,MRR 观测的雨强需要考虑垂直速度引起的误差。

考虑到本文垂直倾角对 MRR 雨强测量的影响,对于野外布设垂直指向的小型雷达,安装时应尽量固定好桅杆并确保垂直。然而,一方面安装时单纯依靠电子水平仪有时很难获得精确的垂直指向 (角度误差大约为 0.2°),另一方面即使雷达桅杆已用钢缆线进行打桩、拉线固定,但天线圆盘因其受风面积大,使其在大风状况下会晃动 (如在 2009 年内蒙古锡林郭勒草原,我们曾利用电子测角仪测量了位于 2 m 高、60 cm 直径的天线圆盘在 1 分钟内的晃动角度,在半小时的 2 m 平均风速为 6.9 m/s 下,大约晃动 1°)。另外,在大风晃动天线盘、降雨侵蚀固定钢桩周围泥土的长时间综合作用下也会使桅杆发生轻微的倾斜,从而使垂直倾角略微偏移 (但 $< 1^\circ$)。根据本文的模拟分析,实际观测中如能保证垂直倾角小于 1.5° ,即使水平风很大,雷达波束偏离垂直方向对雨强测量的误差均小于 10%。因此,在 MRR 这种小型雷达的野外观测中,如果雷达安装规范,因自然因素引起的垂直倾角变化对雨强的测量误差是可以接受的。

通过对比本文模拟的垂直气流与雷达垂直倾角对雨强测量的影响,并结合有关 MRR 雷达的安装及维护经验,综合分析表明,当利用 MRR 雷达在野外观测垂直速度较大的夏季对流降雨过程时,垂直气流对雨强测量的影响大于垂直倾角。

另外,雷达校准时,应确保雷达间不相互干扰,并尽量使各雷达处于同一观测高度上,分布范围不宜太广。同时,对于雷达间校准的降雨样本,应严格挑选均匀层状云降雨事件。如果雷达间距离远,给每部雷达配置同地点观测的雨量计,并选择合适的层状云个例亦可校准。雷达间的校准还与雷达类型有关,马振骅等 (1983) 曾指出短波长 (中心波长 1.1~1.2 cm)、大频偏 (1~1.3 cm) 的调谐雷达回波功率与雨强存在唯一的线性关系,校准雷达可直接对比降雨的回波功率而无需考虑垂直风等影响。因此,这类雷达较易在外场校准。而本文使用的 MRR 与马振骅等 (1983) 指出的雷达相比,虽然与其调制方式相同及波长相似,但是频偏不够大,仅为 1.236~1.250 cm,因而在此未做该分析对比。

5 结论

本文基于 M-P 雨滴谱假设和未剔除垂直气流

的下落末速—降雨算法, 模拟了垂直气流和雷达垂直倾角对单部雷达测雨的可能误差, 并得出模拟状况下满足雨强测量的相对误差低于 10% 时, 对环境因子和安装的要求。另外, 通过挑选暖季层状云降雨过程, 比较了在外场校准多部垂直指向测雨雷达的三种方法, 并选择最优方法从而提高雷达间观测结果的一致性。结果表明:

(1) 对于垂直气流, 模拟的上升气流对雨强测量的影响大于下沉气流, 垂直气流速率越大雨强测量误差愈显著。当垂直气流速率 $< 0.1 \text{ m/s}$ 时, 垂直气流对雨强的测量误差小于 10%。

(2) 模拟的雷达垂直倾角 $< 1.5^\circ$, 或在低风速下 (水平风速 $< 2 \text{ m/s}$) 且倾角 $< 9^\circ$ 时, 对雨强测量的影响均小于 10%。强对流性降雨过程中, 垂直气流对雨强测量的影响比雷达垂直倾角要显著。

(3) 通过严格挑选层状云降雨过程, 对比雷达与共置雨量计测量的降雨量、对比雷达间测量的降雨量均可获取较合理的归一化斜率, 但对比雷达间测量的降雨量法更优, 利用该斜率可减少雷达间的仪器误差。另外, 在限定雷达间反射率因子差值的条件下, 比较雷达间全部降雨过程的反射率因子也可反应仪器间的系统误差趋势。

本文对 MRR 的测雨算法做了模拟分析, 但上述分析方法也适用于其它下落末速—降雨算法的雷达。基于本结果的多部 MRR 对我国锡林河流域降雨的垂直特性及空间不均匀性的观测分析将另文讨论。

致谢 感谢德国汉堡大学 Gerhard Peters 博士的宝贵建议及德国 METEK 公司的技术支持。感谢德国气象局林登贝格观象台 Sven Volland 和 Sven-Olaf Körner 安装及维护 MRR 雷达。

参考文献 (References)

Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. 1973. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence [J]. *Rev. Geophys.*, 11: 1–35.

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 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26 (2): 211–221.

陈佐忠. 1988. 草原生态系统研究 (第 3 集) [M]. 北京: 科学出版社, 13–22.

Chen Zuozhong. 1988. Research on Grassland Ecosystem (Vol. 3) (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 13–22.

Clemens M, Peters G, Jörg S, et al. 2008. Identification of temporal stable Z/R relations using micro-rain radars [C]. The Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology. Helsinki.

Fabry F, Zawadzki I. 1995. Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52: 838–851.

Fabry F, Zawadzki I, Cohn S. 1993. The influence of stratiform precipitation on shallow convective rain: A case study [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121: 3312–3325.

Gunn R, Kinzer G D. 1949. The terminal velocity of fall for water drops in stagnant air [J]. *J. Atmos. Sci.*, 6: 243–248.

黄美元, 徐华英. 1999. 云和降水物理 [M]. 北京: 科学出版社, 218–220.

Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1999. Cloud and Precipitation Physic (in Chinese) [M]. Beijing: Science press, 218–220.

黄伟, 张沛源, 葛润生. 2002. 风廓线雷达估测雨滴谱参数 [J]. *气象科技*, 30 (6): 334–337.

Huang Wei, Zhang Peiyuan, Ge Runsheng. 2002. Estimation of raindrop spectra with wind profiles [J]. *Meteor. Sci. Technol. (in Chinese)*, 30 (6): 334–337.

Lee C K, Lee G W, Kim K E. 2007. Variability of the rain drop size distributions within a storm [J]. *J. Korean. Meteor. Soc.*, 43 (1): 1–16.

吕达仁, 陈佐忠, 陈家宜, 等. 2005. 内蒙古半干旱草原土壤—植被—大气相互作用综合研究 [J]. *气象学报*, 63: 571–593.

Lü Daren, Chen Zuozhong, Chen Jiayi, et al. 2005. Study on soil—vegetation—atmosphere interaction in Inner-Mongolia semi-arid grassland [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 63: 571–593.

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: 379–387.

马振骅, 刘国胜, 刘炜. 1983. 用调频雷达改善定量测雨精度的原理探讨 [J]. *大气科学*, 7 (4): 419–426.

Ma Zhenhua, Liu Guosheng, Liu Wei. 1983. Principle study of the FM radar for improving the accuracy in quantitative rainfall-rate measurement [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 7 (4): 419–426.

Peters G, Fischer B, Münster H, et al. 2005. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by Microrain Radars [J]. *J. Appl. Meteor.*, 44: 1930–1949.

Peters G, Fischer B, Clemens M. 2006. Areal homogeneity of ZR-relations [C]. The Fourth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology. Barcelona.

Rajopadhyaya D K, May P T, Cifelli R C, et al. 1998. The effect of vertical air motions on rain rates and median volume diameter determined from combined UHF and VHF wind profiler measurements and comparisons with rain gauge measurements [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15: 1306–1319.

- Rogers R R, Yau M K. 1989. A Short Course in Cloud Physics [M]. 3rd ed. Oxford: Pergamon Press.
- 汤达章, Passarelli J R E. 1985. 垂直指向多卜勒雷达测量大气垂直运动和雨滴谱等物理量的方法 [J]. 南京气象学院学报, 1: 36–46.
- Tang Dazhang, Passarelli J R E. 1985. A new method for inferring raindrop size distribution and vertical air motions from vertical incidence doppler measurements [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 1: 36–46.
- 陶丽君. 1982. 云中风和湍流的多普勒雷达探测 [J]. 大气科学, 6 (1): 77–83.
- Tao Lijun. 1982. Sounding of wind and turbulence in clouds by Doppler radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 6 (1): 77–83.
- Tokay A, Hartmann P, Battaglia A, et al. 2009. A field study of reflectivity and Z-R relations using vertically pointing radars and disdrometers [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 26: 1120–1134.
- 王雷, 刘辉志, Ketzer B, 等. 2009. 放牧强度对内蒙古半干旱草原地气间能量和物质交换的影响 [J]. 大气科学, 33 (6): 1201–1211.
- Wang Lei, Liu Huizhi, Ketzer B, et al. 2009. Influence of grazing intensity on energy and mass exchange between the surface and atmosphere over semi-arid grassland in Inner Mongolia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1201–1211.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2001. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 235–242.
- Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. 2001. Radar Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 235–242.