

双线偏振多普勒天气雷达遥测降水强度和液态含水量的方法和精度研究*

刘黎平 葛润生 张沛源

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

P4 A

摘要 利用雨滴谱的 Γ 分布和散射计算模式,研究了C波段双线偏振多普勒天气雷达遥测降水强度、液态含水量和识别降水粒子相态的方法,给出了利用反射率因子 Z_H 、差分反射率因子 Z_{DR} 、差传播相移 K_{DP} 反演降水强度和液态含水量的三种公式以及这三个物理量的关系公式,并从雨滴谱的变化和雷达测量误差两方面比较了几种方法的测雨精度。结果表明:雨滴谱在很大范围变化时,利用 Z_{DR} 和 K_{DP} 可以很好地反演出降水强度和液态含水量,它受滴谱分布的影响不大,它的探测精度优于 (Z_H, Z_{DR}) 方法。单参数 K_{DP} 方法优于传统的 $Z-R$ 关系方法。同时给出的 Z_H 与 Z_{DR} 和 K_{DP} 关系公式也基本不受雨滴谱变化的影响,它可以用于降水粒子相态的识别。双参数方法的测量误差主要来源于雷达测量 Z_{DR} 和 K_{DP} 的误差,特别是 K_{DP} 的误差,改善 K_{DP} 的测量误差是发挥双线偏振多普勒雷达探测降水强度或液态含水量潜力的关键。

关键词: 多普勒天气雷达; 遥测; 降水强度; 液态含水量

1 引言

天气雷达是监测、预警和研究灾害性天气如暴雨、冰雹、台风、下击暴流等过程的重要工具,但常规天气雷达由于功能单一,探测的要素少,使其功能的发挥受到了极大的限制。由于多普勒天气雷达可以探测云内风场结构,它在探测灾害性天气动力结构方面发挥了其潜力,在防灾减灾工作中发挥了极大作用,但它定量估测降水强度和研究云和降水微物理结构方面仍有一定局限性。

Seliga^[1]首先提出双线偏振雷达的设想,通过同时探测水平和垂直偏振雷达波的反射率因子,可以分析雨滴谱(DSD)的分布,提高降水测量的精度。之后, Seliga和Bringi^[2]提出利用 K_{DP} 和 Z_{DR} 联合探测降水强度的方法。Jameson^[3]以及Sachidananda和Zrnic^[4]分别提出了利用相干多普勒雷达时间序列资料提取差分传播相移的方法。此后, K_{DP} 的测量技术逐步完善,并逐渐用于降水强度测量的研究工作。如美国的下一代多普勒天气雷达WSR-88D就计划增加双线偏振功能。利用 Z_H 、 Z_{DR} 反演降水强度, K_{DP} 单独反演降水强度, Z_{DR} 、 K_{DP} 反演降水强度的技术比常规雷达的 $Z-R$ 关系反演降水强度的精度有了明显的提高^[5]。大量外场试验分析结果表明:综合利用双线偏振

2000-09-18收到,2000-11-22收到再改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目G1998040909和中国气象科学研究院“博士科研启动项目”共同资助

多普勒雷达所有探测量,对改善雷达定量估测降水强度,识别冰雹云、过冷水区、零度层性质等有重要意义。

我国的双线偏振雷达研究始于 20 世纪 80 年代,原中国科学院兰州高原大气物理研究所首先在国产 713 天气雷达基础上实现了双线偏振雷达功能,并投入外场试验和人工影响天气工作中^[6],在大量外场试验的基础上,研究了利用双线偏振雷达在定量测量降水强度和识别冰雹云方法和精度^[7~9],结果表明:常规天气雷达增加双线偏振功能后,其探测能力有明显提高,双线偏振雷达可以改善雷达观测降水的精度,提高雷达识别冰雹云的能力。该雷达系统在暴雨监测和防灾减灾工作中发挥了重要作用,并为国内开展双线偏振雷达工作提供了经验。但由于该雷达不具备多普勒功能,不能探测 K_{DP} 。

随着我国气象现代化建设的开展,新一代多普勒雷达网建设已经启动,这对进一步提高我国灾害性天气的监测和预报能力,提高气象预报服务的水平有重要意义。在此基础上,我国许多单位如中国气象局中国气象科学研究院、北京市气象局、南京气象学院等单位也开展了在多普勒雷达上实现双线偏振功能的工作,以进一步提高雷达系统遥测降水和探测云和降水微物理特征的能力,使雷达系统在灾害性天气的监测和研究、人工影响天气作业指挥和效果评估等方面发挥更大的作用。由于我国开展双线偏振多普勒雷达工作的时间还不长,国内在综合利用 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 遥测降水和研究云和降水微物理特征方面的理论和综合应用研究基本上还是空白,急需研究和建立适合我国多普勒双线偏振雷达的遥测降水强度和云和降水微物理结构的方法,并在实践中加以改进和完善。

2 计算模式

我们知道,降水粒子通常不是圆球状的,如雨滴在下落过程中由于受到气流的摩擦而呈现扁椭球状,固体粒子如雪花、霰和冰雹虽然形状各异,但大部分也不是球形的,而且在下落过程中不断翻滚。非球形的降水粒子对水平和垂直偏振波的后向散射和衰减不同,并造成了这两种偏振波在云和降水中的传播速度也不同。差分反射率因子 Z_{DR} 、退偏振因子 L_{DR} 就反映了降水粒子对不同偏振方向的雷达波后向散射的性质,而差分相移因子 K_{DP} 则反映了非球形粒子对不同偏振方向的雷达波的前向散射波相位的差异,是不同偏振方向雷达波传播相位或传播速度差异的量度。

对于给定的滴谱分布,发射水平偏振波接收水平偏振波、发射垂直偏振波接收垂直偏振波、发射水平偏振波接收垂直偏振波时探测的反射率因子分别为 Z_{HH} 、 Z_{VV} 、 Z_{HV} ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$),则 Z_{DR} 、 L_{DR} 的定义为

$$Z_{DR} = 10 \lg(Z_{HH} / Z_{VV}), \quad (1)$$

$$L_{DR} = 10 \lg(Z_{HV} / Z_{HH}). \quad (2)$$

用 $f_H(D)$ 、 $f_V(D)$ 分别表示等效直径为 D 的降水粒子对水平和垂直偏振波的前向散射的散射函数的实部。则水平和垂直偏振波在雨区的波数 K_H 、 K_V 为

$$K_{H,V} = K_0 + \frac{2\pi}{K_0} \int_0^{D_{\max}} f_{H,V}(D)N(D)dD. \quad (3)$$

这样, K_{DP} 就定义为

$$K_{DP} = \frac{180\lambda}{\pi} \int_0^{D_{\max}} (f_H - f_V)N(D)dD, \quad (4)$$

K_{DP} [单位: ($^\circ$) km^{-1}] 表示了水平和垂直偏振波传播单位距离后其相位变化的差值。在 (3)、(4) 式中, K_0 为雷达波在自由大气传播时的波数, $N(D)$ 为降水粒子的滴谱分布, D_{\max} 为降水粒子的最大等效直径, λ 为雷达波的波长。

Z_{DR} 和 K_{DP} 的物理意义及与雨滴谱和波长的关系是不同的, 一方面从它们的产生原因来看, Z_{DR} 是由降水粒子对水平垂直偏振波能量的后向散射能力的差异造成的, 而 K_{DP} 是由粒子的前向散射的相位差异造成的, 它表示粒子对雷达波传播速度或相位的影响; 从它们和雨滴谱的关系来说, Z_{DR} 与 N_0 无关 [参照 (5) 式], 它只与不同大小降水粒子的相对比例有关, 而 K_{DP} 与 N_0 成正比, 且与不同大小雨滴的比例有关, Z_{DR} 和 K_{DP} 从两个不同方面反映了降水粒子的形状、空间取向和相态的变化; 另外, 从它们与雷达波长的关系来讲, S 和 C 波段雷达测量的等效反射率因子 Z_H 、差反射率因子 Z_{DR} 相差不大 (差异主要来自部分大的降水粒子的散射不遵从瑞利规律), 而它们测量的 K_{DP} 值则相差比较大, 这可以从后面的结果中看出。值得注意的是, 雨区中混杂的随机取向的固态降水粒子对 Z_{DR} 有影响, 但对 K_{DP} 没有影响。

根据 Ulbrich^[10]、Chandrasekar 等^[11] 和 Scarchilli 等^[12] 的工作, 采用雨滴谱的 Γ 分布:

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

N_0 、 m 和 D_0 在以下范围变化:

$$\begin{cases} -1 < m < 4, \\ 10^{3.2-m} \exp(2.8m) < N_0 (\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1-m}) < 10^{4.6-m} \exp(3.57m), \\ 0.5 < D_0 (\text{mm}) < 2.5. \end{cases} \quad (6)$$

利用 (5)、(6) 式定义的滴谱分布和滴谱参量的变化范围来模拟实际雨滴谱随时间和空间的变化。雨滴对 X 和 C 波段雷达波的散射不遵从瑞利散射规律, 用 Barber^[13] 提出的扩展边界条件法计算降水粒子的后向和前向散射函数。雨滴的椭率采用了 Pruppacher 给出的实验结果^[14]。这样, 就可以计算在很大范围变化的不同雨滴谱分布所对应的雷达探测量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、降水强度 R (单位: mm h^{-1}) 和液体含水量 M (单位: g m^{-3}), 从而拟合出双线偏振多普勒雷达降水强度和液态含水量测量的不同方法和公式, 并讨论滴谱变化对测量精度的影响。

3 双线偏振多普勒天气雷达测雨公式

首先讨论不同波长的 $f_H - f_V$ 随雨滴等效直径的变化规律。图 1 给出了 3.2 cm、5.6

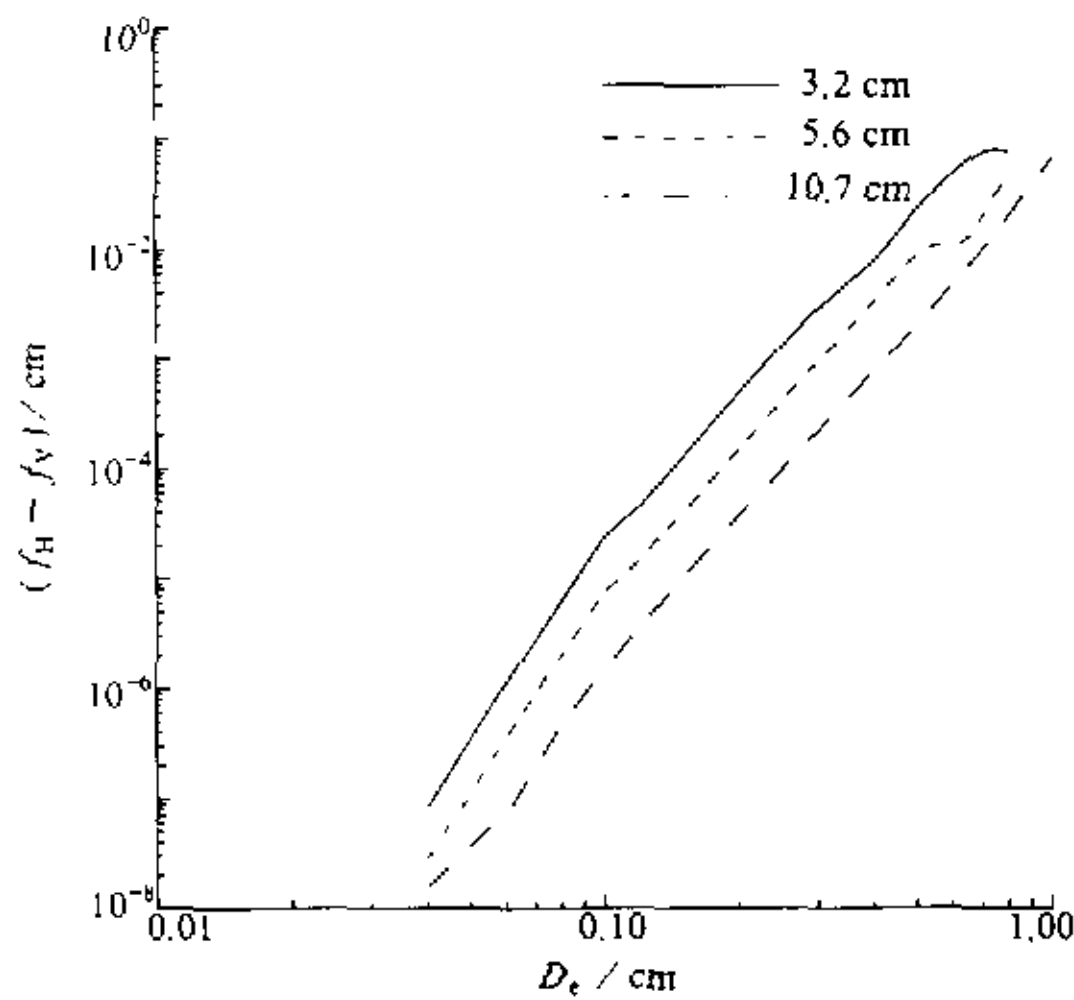


图1 X、C、S波段雷达波对应的雨滴的 $f_H - f_V$ 随雨滴等效直径的变化

cm 和 10.7 cm 时不同大小雨滴的 $f_H - f_V$ 值。可以看到, 波长越长, 对应的前向散射函数的实部就减小, 也就是说, X波段雷达探测到的 $f_H - f_V$ 要比C波段的大2.5倍, 而C波段雷达探测到的值又比S波段大3倍。C波段 $f_H - f_V$ 基本与 D 的4次方成正比。不同波长的 $f_H - f_V$ 与雨滴等效直径的关系分别为

$$\begin{aligned} \text{X波段: } & f_H - f_V = 0.34D^{4.08}, \\ \text{C波段: } & f_H - f_V = 0.10D^{4.03}, \quad (7) \\ \text{S波段: } & f_H - f_V = 0.045D^{4.5}. \end{aligned}$$

在瑞利散射条件满足时, 后向散射截面与粒子直径的6次方成正比, C波段雷达对应的 $f_H - f_V$ 与粒子的4.03次方成正比。

一般在要求不高的情况下, 可以认为, 雨滴的下落速度与直径的0.5次方成正比, 这样不同大小粒子产生的降水强度就与粒子直径的3.5次方成正比, 而液态含水量与粒子直径的3次方成正比。由于 $f_H - f_V$ 和后向散射截面与粒子直径的关系不同, 造成了它们反演降水强度和液态含水量精度的不同。

利用散射的计算结果, 在(6)式定义的范围, 不考虑降水强度 $R > 200 \text{ mm h}^{-1}$, $M > 10 \text{ g m}^{-3}$ 和反射率因子 $Z_H > 60 \text{ dBZ}$ 的情况, 我们给出了15000个不同滴谱分布所对应的降水强度 $R(\text{mm h}^{-1})$, 液态含水量 M (单位: g m^{-3}), Z_H (单位: $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$), Z_{DR} (单位: dBZ), K_{DP} [单位: $(^\circ) \text{ km}^{-1}$], 利用一元线性回归和多元线性回归方法, 经过对数转换就得到了几种双参数和单参数C波段双线偏振多普勒天气雷达测量降水强度和液态含水量的公式:

$$\begin{cases} R(Z_{DR}, K_{DP}) = 35.71 Z_{DR}^{-0.465} K_{DP}^{0.942}, \\ R(Z_H, Z_{DR}) = 0.01013 Z_H^{0.885} Z_{DR}^{-1.485}, \\ M(Z_{DR}, K_{DP}) = 2.04 Z_{DR}^{-0.640} K_{DP}^{0.889}, \\ M(Z_H, Z_{DR}) = 0.0009267 Z_H^{0.833} K_{DP}^{-1.599}, \\ R(K_{DP}) = 28.76 K_{DP}^{0.779}, \\ M(K_{DP}) = 1.514 K_{DP}^{0.673}, \end{cases} \quad (8)$$

$$\begin{cases} R(K_{DP}) = 28.76 K_{DP}^{0.779}, \\ M(K_{DP}) = 1.514 K_{DP}^{0.673}, \end{cases} \quad (9)$$

其中 (Z_{DR}, K_{DP}) , (Z_H, Z_{DR}) 和 (K_{DP}) 分别代表利用 Z_{DR} , K_{DP} , Z_H , Z_{DR} 和 K_{DP} 反演降水强度和液态含水量的方法。根据(8)、(9)式, 我们就可以利用C波段双线偏振多普勒雷达来反演降水强度和液态含水量。

雷达测量降水或液态含水量的误差除了雷达本身性能和雷达定标而引起的雷达探测量的误差外, 雨滴谱的变化是雷达测量降水或液态含水量的主要因素。下面来讨论雨滴谱的变化对(8)、(9)式测量降水和液态含水量的影响。

在不同地域、不同降水类型、不同降水阶段, 降水的雨滴谱会发生明显的变化, 如果雷达的测雨公式不能适应这种变化, 使得雷达探测的物理量与降水强度之间的关系严重背离给定的雷达遥测降水公式, 从而产生不可低估的测雨误差。为此我们利用 (5)、(6) 式给出的雨滴谱的变化范围, 来模拟由于雨滴谱的变化引起的 (8)、(9) 式雷达遥测降水和液态含水量的误差。

图 2 给出了 $R(Z_{DR}, K_{DP})$, $M(Z_{DR}, K_{DP})$ 与雨滴谱对应的降水强度 R 和液态含水量 M 的分布图。从图中我们可以看到, 所有的点都集中在一条以 $R = R(Z_{DR}, K_{DP})$ 或 $M = M(Z_{DR}, K_{DP})$ 为中心的狭长的区域内, $R(Z_{DR}, K_{DP})$, $M(Z_{DR}, K_{DP})$ 与雨滴谱对应值的差异不大。这说明, 不管雨滴谱在 (5)、(6) 式给出的范围内怎样变化, 用 (Z_{DR}, K_{DP}) 方法测量的降水强度和液态含水量与实际值都比较接近, 这种方法基本不受雨滴谱变化影响。从理论上讲, (Z_{DR}, K_{DP}) 方法对于任何降水类型都能得到精确的探测结果。其他方法得到的降水强度和液态含水量与雨滴谱对应值的差异比较大, 由于篇幅所限, 这里不再给出它们的分布图。下面我们从统计结果来比较不同方法的探测效果。

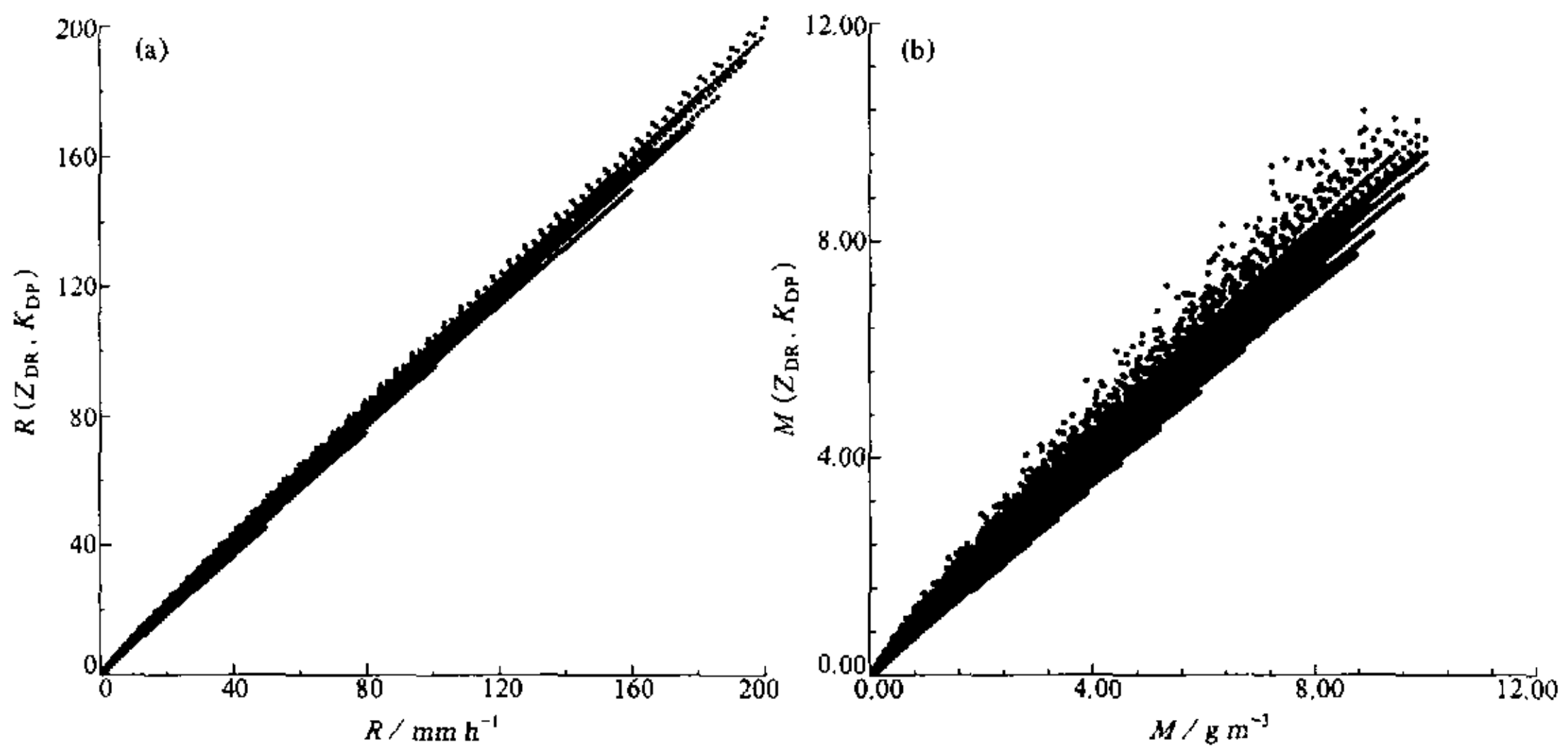


图 2 $R(Z_{DR}, K_{DP})$ (a) 和 $M(Z_{DR}, K_{DP})$ (b) 与雨滴谱对应值的关系图

图 3 给出了四种方法测量的降水强度和液态含水量与雨滴谱对应值的方差随降水强度或液态含水量的变化。从图中可以明显看出, $R(Z_{DR}, K_{DP})$, $M(Z_{DR}, K_{DP})$ 方法的方差最小, 且随降水强度的增大没有明显的增长趋势, 在整个降水强度的变化范围内, 方差最多不超过 5 mm h^{-1} 和 0.5 g m^{-3} 。 (Z_{DR}, K_{DP}) 方法受雨滴谱的影响最小, 探测结果最好。同样, (Z_H, Z_{DR}) 方法的方差随降水强度的增大也没有明显的变化, 它的探测效果仅次于 (Z_{DR}, K_{DP}) 方法。对于单参数 (K_{DP}) 和 (Z_H) 方法来讲, 当 $R > 40 \text{ mm h}^{-1}$ 或 $M > 2 \text{ g m}^{-3}$ 时, 降水强度和液态含水量的测量方差随降水强度或

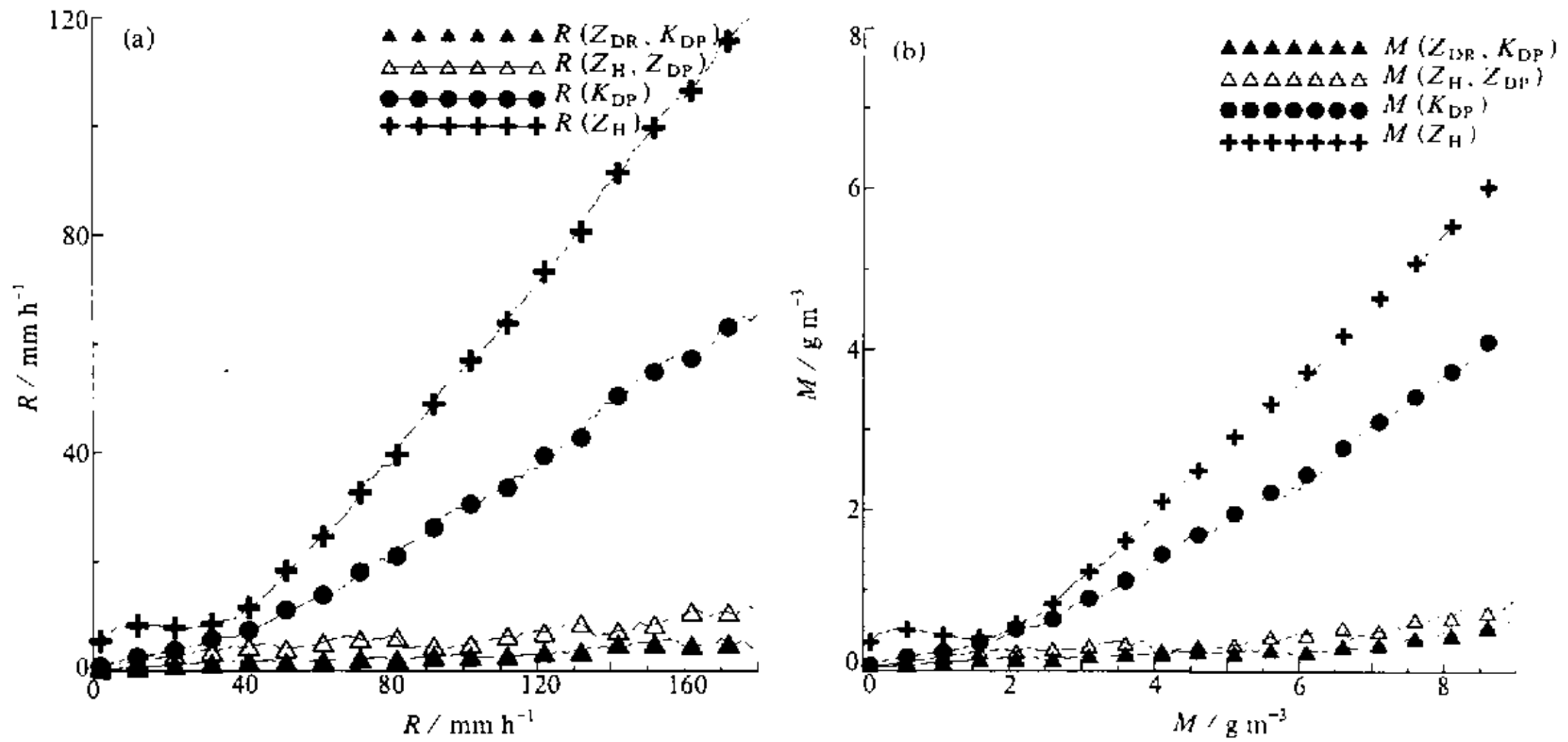


图3 不同方法测量降水强度 (a) 和液态含水量 (b) 的方差的变化

液态含水量直线增加, 测量效果明显变坏, 而 $R > 40 \text{ mm h}^{-1}$ 或 $M > 2 \text{ g m}^{-3}$ 的个例占 20% 左右。这里采用的 Z_H 反演降水强度和液态含水量的公式也是拟合出来的。

另外, 我们也分别统计了这几种方法反演降水强度和液态含水量总的方差、比方差率和相关系数。比方差率的定义为

$$\varepsilon = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\frac{R_R - R_D}{R_D} \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (10)$$

其中, N 代表滴谱分布的个数 ($N = 15\,000$), R_R 、 R_D 分别代表利用 (8) 和 (9) 式中计算的降水强度、液态含水量和从雨滴谱计算的降水强度、液态含水量。表 1 和表 2 分别给出了双线偏振雷达遥测降雨和液态含水量的统计结果。其中 $R(Z_H)$ 和 $M(Z_H)$ 代表常规雷达的 $Z-R$ 关系方法。

表 1 四种 C 波段双线偏振雷达遥测降水强度的方差、比方差率和相关系数

测雨公式	方差 / (mm h^{-1})	比方差率	相关系数
$R(Z_{DR}, K_{DP})$	1.62	6.4%	0.999
$R(Z_H, Z_{DR})$	3.37	18.7%	0.997
$R(K_{DP})$	13.5	25%	0.98
$R(Z_H)$	25	132%	0.85

表 2 四种 C 波段双线偏振雷达遥测液态含水量的方差、比方差率和相关系数

测雨公式	方差 / (mm h^{-1})	比差分率	相关系数
$M(Z_{DR}, K_{DP})$	0.140	12%	0.998
$M(Z_H, Z_{DR})$	0.22	19%	0.975
$M(K_{DP})$	0.917	32%	0.96
$M(Z_H)$	1.39	146%	0.82

从表 1、表 2 给出的结果可以看出, 利用方差、比方差率和相关系数作为衡量标准, (Z_{DR}, K_{DP}) 方法遥测降水强度和液态含水量的误差最小, 效果最好, 它对如此大的滴谱变化范围不敏感。在双参数遥测降水强度和液态含水量的两种方法中, (Z_{DR}, K_{DP}) 方法的遥测降水强度的方差和比方差率是 (Z_H, Z_{DR}) 方法的 $1/2$ 和 $1/3$, 而遥测液态含水量的误差大约是 (Z_H, Z_{DR}) 方法的 $2/3$ 。另外, Z_{DR} 、 K_{DP} 的测量不受雷达回波功率和相移绝对值的影响, 它只与水平垂直偏振方向的差值有关; 而 Z_H 的测量直接与雷达测量的回波功率有关。这样, (Z_{DR}, K_{DP}) 方法受雷达绝对标定的影响要小于 (Z_H, Z_{DR}) 方法。在单参数方法中, K_{DP} 方法较 $Z-R$ 关系方法有明显的改善, 特别是从比方差率来看更是如此。看来, 差分相移对降水强度和液态含水量的测量精度的提高比较明显。

为什么双参数 (Z_{DR}, K_{DP}) 方法比 (Z_H, Z_{DR}) 方法的探测效果好呢? 由于 K_{DP} 与雨滴直径的四次方成正比, 同时它与雨滴的密度成正比; Z_H 与雨滴直径的六次方成正比, 同时它也与雨滴的密度成正比; 降水强度与粒子的直径的 3.5 次方和粒子密度成正比。所以 R 与 K_{DP} 的关系比它与 Z_H 的关系更接近线性 [(8) 式], 而且 K_{DP} 和 Z_H 都与 N_0 成正比, 这样 K_{DP} 更能适应 N_0 的变化, 这就是两种方法探测精度不同的原因。另一方面, 由于 Z_{DR} 可以反映滴谱中大小粒子比例的变化, 这样, 这两种方法就能较好地适应雨滴谱密度 N_0 和大小雨滴比例的变化。在单参数方法中, 一个参量很难同时适应雨滴谱三个参数的变化, 这就使得方差比较大。

同样, 由于液态含水量与降水粒子直径的 3 次方和粒子的密度成正比, 用 K_{DP} 反演液态含水量的精度要高于 Z_H 的精度。

从以上雨滴谱对雷达遥测降水强度和液态含水量的影响来看, 双参数方法的探测精度要明显高于单参数的精度。虽然雨滴谱在很大范围内变化, 但它对 (Z_{DR}, K_{DP}) 方法的影响不大, K_{DP} 对提高雷达探测效果起了明显的作用, 明显改变了常规雷达反演降水强度误差过大的现象。只要双线偏振多普勒天气雷达能以较高的精度获取 Z_{DR} 和 K_{DP} 的数据, 其探测降水强度的精度完全可以满足暴雨监测和研究的需要。

在雷达实际探测降水或液态含水量工作中, 由于小雨的 Z_{DR} 、 K_{DP} 值比较小, 它们的测量误差会产生不可低估的测量降水和液态含水量的误差。从这一点看, (Z_{DR}, K_{DP}) 或 (K_{DP}) 方法更适合于中到大雨的测量, 这对暴雨的监测和研究很重要。

4 雷达参量测量误差对降水强度和液态含水量估测精度的影响

上面讨论了双线偏振多普勒雷达估测降水强度和液态含水量的方法以及雨滴谱变化对探测精度的影响, 下面我们讨论 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 的测量误差产生的降水强度和液态含水量的测量误差。

根据车载双线偏振多普勒雷达的技术要求, 并通过适当距离平均 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 测量的标准差分别为 1 dB、0.2 dB 和 $0.3 (^{\circ}) \text{km}^{-1}$ 。假设这三个物理量标准差的估测彼此不相关, 这样我们就可以得到 (Z_{DR}, K_{DP}) 方法降水测量的标准差的表达式:

$$\frac{\Delta R_M(Z_{DR}, K_{DP})}{R(Z_{DR}, K_{DP})} = \left[0.465 \left(\frac{\Delta Z_{DR}}{Z_{DR}} \right)^2 + 0.942 \left(\frac{\Delta K_{DP}}{K_{DP}} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (11)$$

其中, ΔR_M 为雷达参量误差引起的降水参量标准差, ΔZ_{DR} 、 ΔK_{DP} 、 ΔR 表示 Z_{DR} 、 K_{DP} 和 R 的测量的标准差。其他方法测量 R 和 M 的公式也可类似得到。

由雨滴谱变化和雷达测量误差共同引起的误差为

$$\Delta R = [\Delta R_{DSD}^2 + \Delta R_M^2]^{1/2}, \quad (12)$$

式中, ΔR_{DSD} 为雨滴谱变化引起的参量误差。表 3、表 4 给出了 (Z_{DR}, K_{DP}) 、 (Z_H, Z_{DR}) 和 (K_{DP}) 三种方法在不同降水强度或液态含水量条件下的探测精度。从结果可以看出, 对于前两种双参数估测降水强度或液态含水量方法, 在这种雷达探测误差下, 雷达探测误差是引起雷达估测降水强度或液态含水量探测误差的关键, 雨滴谱变化对探测效果的影响不占主要地位, 而单参数方法却不然。 (Z_{DR}, K_{DP}) 方法在降水强度或液态含水量较小时测量效果不好, 但当降水强度或液态含水量增大时, 其效果明显改善。在降水强度或液态含水量测量误差中, K_{DP} 带来的误差最大。只要将 K_{DP} 的测量

表 3 三种雷达测量降水的误差分析

测量降水方法	降水强度 / (mm h ⁻¹)	ΔR_{DSD} / (mm h ⁻¹)	ΔR_M / (mm h ⁻¹)	ΔR / (mm h ⁻¹)
$R(Z_{DR}, K_{DP})$	20	1.0	8.9	9.0
	40	1.6	9.7	9.8
	60	1.9	11.3	11.5
	80	2.1	12.7	12.9
$R(Z_H, Z_{DR})$	20	2.7	4.2	5.0
	40	4.3	8.0	9.1
	60	5.1	12.5	13.5
	80	6.0	16.4	17.5
$R(K_{DP})$	20	3.6	7.9	8.6
	40	7.2	7.8	10.7
	60	13.7	8.1	15.9
	80	20.8	7.9	22.3

表 4 三种雷达测量液态含水量的误差分析

测量降水方法	降水强度 / (mm h ⁻¹)	ΔM_{DSD} / (g m ⁻³)	ΔM_M / (g m ⁻³)	ΔM / (g m ⁻³)
$M(Z_{DR}, K_{DP})$	1.5	0.13	0.56	0.57
	3.0	0.17	0.65	0.67
	4.5	0.24	0.85	0.88
	6.0	0.25	0.92	0.96
$M(Z_H, Z_{DR})$	1.5	0.23	0.33	0.40
	3.0	0.28	0.67	0.72
	4.5	0.28	1.07	1.10
	6.0	0.48	1.28	1.36
$M(K_{DP})$	1.5	0.31	0.45	0.54
	3.0	0.85	0.43	0.94
	4.5	1.69	0.44	1.75
	6.0	2.27	0.39	2.31

误差减小到 $0.2 (^{\circ}) \text{km}^{-1}$, $(Z_{\text{DR}}, K_{\text{DP}})$ 方法与 $(Z_{\text{H}}, Z_{\text{DR}})$ 方法在 $R = 20 \text{ mm h}^{-1}$ 和 $M = 1.5 \text{ g m}^{-3}$ 时探测精度相当, 但当 R 或 M 变大时, 前者的探测效果明显好于后者。看来如何通过距离平均等方法改善 K_{DP} 的探测误差是影响探测降水或液态含水量的关键。

5 降水的 Z_{H} 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 关系研究及其应用

除改善降水强度和液态含水量的观测外, 双线偏振多普勒雷达的另一功能是可以识别和研究降水粒子的相态。下面分析雨区双线偏振多普勒雷达探测的物理量 Z_{H} 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 的关系, 研究雨区的回波特征, 探讨利用 K_{DP} 识别冰雹和其他降水粒子的方法以及探测固态和液态降水粒子的比例的方法。

同样, 我们利用(5)、(6)式给出的雨滴谱变化, 计算每一雨滴谱所对应的 Z_{H} 、 Z_{DR} 和 K_{DP} , 然后拟合出如下的关系式:

$$Z_{\text{H}} = 0.10114 \times 10^5 Z_{\text{DR}}^{1.19} K_{\text{DP}}^{1.03} \quad (13)$$

图4给出了15000份雨滴谱对应的 Z_{H} 和利用(13)计算出的 Z_{H} 的关系图, 它们总的方差为0.82 dBZ, 比方差率为2.7%, 相关系数为0.998。图5给出了方差 ε 和两者最大差值的绝对值 E_{r} 随 Z_{H} 的变化。从图4、图5均可以看出, 在雨滴谱如此大的变化范围内, 利用 Z_{DR} 、 K_{DR} 给出的 Z_{H} 与 Z_{H} 的实际值很接近, 两者最多差值为2 dBZ, (13)式可以很好地反映雨滴谱变化时 Z_{H} 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 的关系。这样, 我们可以定义一个函数:

$$f(Z_{\text{H}}, Z_{\text{DR}}, K_{\text{DP}}) = Z_{\text{H}} - 0.10114 \times 10^5 Z_{\text{DR}}^{1.19} K_{\text{DP}}^{1.03} \quad (14)$$

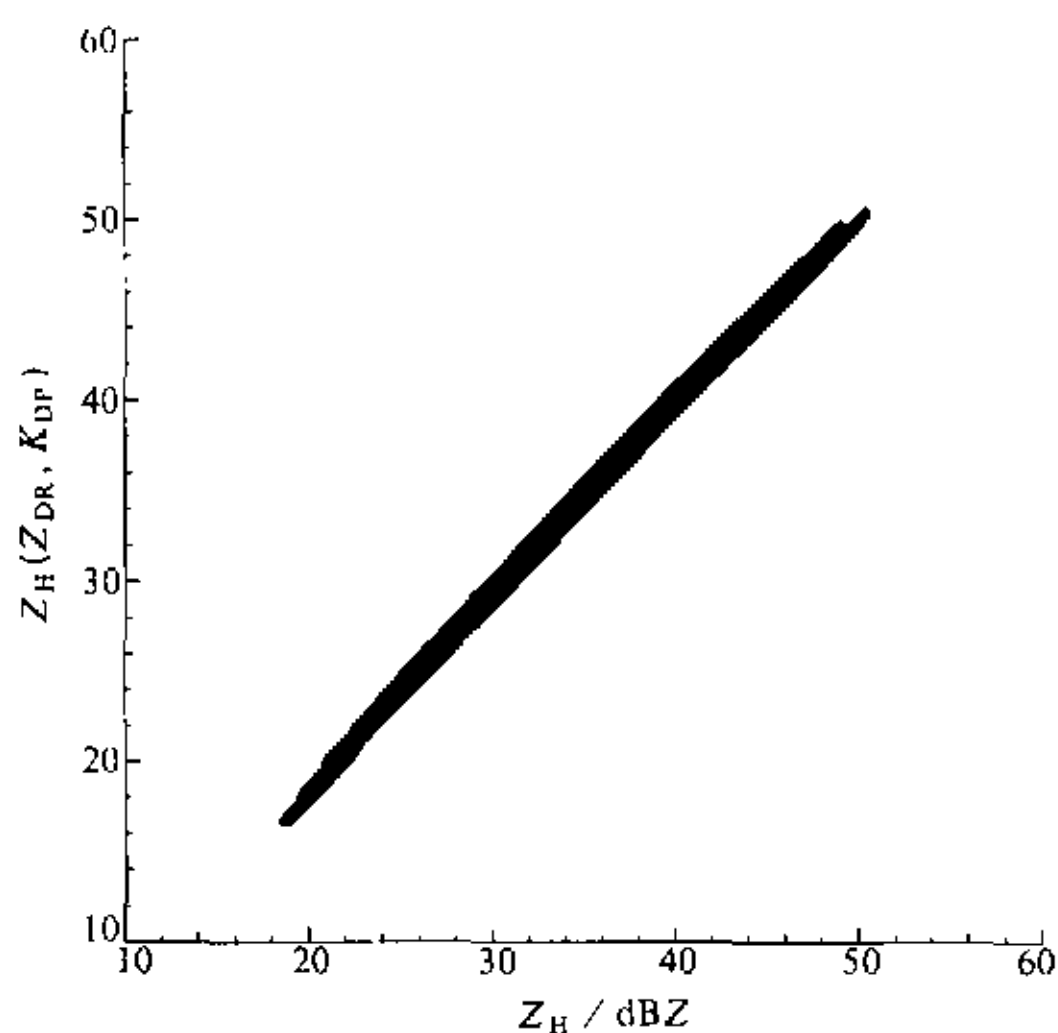


图4 Z_{H} 和 $Z_{\text{H}}(Z_{\text{DR}}, K_{\text{DP}})$ 的关系

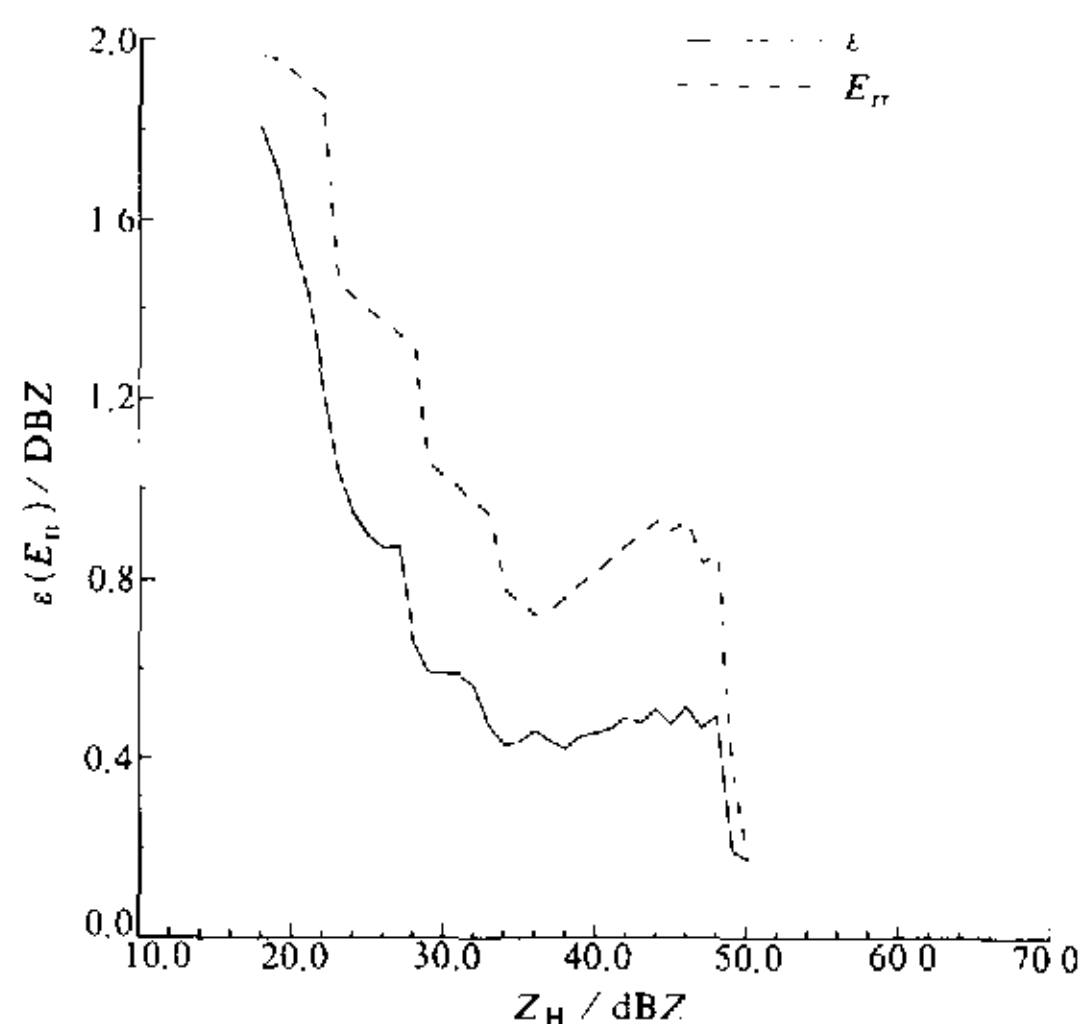


图5 $Z_{\text{H}}(Z_{\text{DR}}, K_{\text{DP}})$ 与雨滴谱对应的 Z_{H} 的方差的变化

考虑到雷达系统的误差和雷达信号的起伏以及雨滴谱的变化, 可以认为, $-6 \text{ dBZ} < f < 6 \text{ dBZ}$ 时为雨区, 在此范围以外的 f 值基本不是降雨回波; 对于冰雹来说, 由于在下落过程中不断翻转, 它对应的 Z_{DR} 和 K_{DP} 都比较小, 但 Z_{H} 通常比较大, 这样冰雹对应的 f 取值就比较大, 我们认为 $f > 6 \text{ dBZ}$ 是冰雹区; 另外, 软雹或霰产生的大雨滴对应于比较大的 Z_{DR} 和 K_{DP} , 我们认为 $f < -6 \text{ dBZ}$ 为固体粒子融化产生的大雨滴区。

另外, 我们也可以在一定的假设情况下, 根据 (13) 式判断固体降水和液态降水的比例。假设在降水和降雹混合区, 冰雹由于翻转, 它对水平垂直偏振波的后向散射和前向散射特性完全一致。我们用 Z_{H1} 、 Z_{V1} 表示降雨对水平和垂直波的反射率因子, Z_{H2} 表示降雹的反射率因子, 它在水平和垂直偏振时一样, Z_{HM} 、 Z_{DRM} 和 K_{DPM} 为雷达实测的参量, 从 K_{DP} 的定义式和冰雹的假设, 我们可以知道 K_{DP} 的雷达参量值就是降雨的 K_{DP} 值, 冰雹的存在对 K_{DP} 没有影响。这样, 我们就可以给出下列三个式子:

$$\begin{cases} Z_{\text{HM}} = Z_{\text{H1}} + Z_{\text{H2}}, \\ Z_{\text{DRM}} = 10 \lg\left(\frac{Z_{\text{HM}}}{Z_{\text{V1}} + Z_{\text{H2}}}\right), \\ Z_{\text{H1}} = 0.10114 \times 10^5 \left[10 \lg\left(\frac{Z_{\text{H1}}}{Z_{\text{V1}}}\right)\right]^{1.19} K_{\text{DPM}}^{1.03}, \end{cases} \quad (15)$$

式中, 反射率因子 Z_{H1} 、 Z_{V} 、 Z_{H2} 、 Z_{HM} 的单位是 $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$, 差分反射率因子 Z_{DRM} 的单位是 dB, 差分相移因子 K_{DPM} 的单位是 $(^\circ) \text{ km}^{-1}$ 。在 (15) 式中有三个未知数、三个方程, 从理论上讲, 可以求出 Z_{H1} 、 Z_{V1} 和 Z_{H2} , 这样就能分析固态和液态粒子的比例。有关该方法的使用范围、解的稳定性、 Z_{HM} 、 Z_{DRM} 和 K_{DPM} 探测精度以及 (13) 式表示的关系的变化对分析固态和液态降水的比例的影响等问题, 需要进一步研究。

5 结论

本文利用散射理论和雨滴谱变化, 从理论上研究了 C 波段双线偏振多普勒雷达探测降水强度、液态含水量和识别降水粒子相态的方法, 并得到如下结论:

(1) 给出了双参数和单参数反演降水强度和液态含水量的公式, 比较了它们受雨滴谱变化的灵敏度, 模拟结果表明, $(Z_{\text{DR}}, K_{\text{DP}})$ 方法对雨滴谱的变化不敏感, 利用这一方法测量降水和液态水含量时, 雨滴谱变化只能造成较小的误差。

(2) 给出了雨区反射率因子 Z_{H} 和 $(Z_{\text{DR}}, K_{\text{DP}})$ 的关系公式, 该公式在整个雨滴谱变化范围内, 基本不受影响。

(3) 双参数方法的测量误差主要来源于雷达测量 Z_{DR} 和 K_{DP} 的误差, 特别是 K_{DP} 的误差。改善 K_{DP} 的测量误差是发挥双线偏振多普勒雷达探测降水强度或液态含水量潜力的关键。

(4) 在 Z_{H} 与 $(Z_{\text{DR}}, K_{\text{DP}})$ 关系的基础上, 定义了雨区的范围, 并给出了识别冰雹区的方法和探测固态和液态降水比例的初步方法。

以上工作为我国 C 波段双线偏振多普勒雷达应用于灾害性天气的监测和研究提供了理论依据。同时, 以上给出的双线偏振多普勒雷达探测降水强度、液态含水量、识别冰雹区等方法还有待于实际外场试验的检验和完善, 特别是如何估测固态和液态降水的比例是值得进一步研究的课题。

参 考 文 献

- 1 Seliga, T. A. and V. N. Bringi, Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarization for measuring precipitation, *J. Appl. Meteor.*, 1976, **15**, 69~76.
- 2 Seliga, T. A. and V. N. Bringi, Differential reflectivity and differential phase shift, *Radio Sci.*, 1978, **13**, 271~275.
- 3 Jameson, A. R., Microphysical interpretation of multi-parameter radar measurements in rain: Part III: Interpretation and measurement of propagation differential phase shift between orthogonal linear polarization, *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**, 607~614.
- 4 Sachidananda, M. and D. S. Zrnic', Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation, *Radio Sci.*, 1986, **21**, 235~247.
- 5 Ryzhkov, A. V. and D. Zrnic', Assessment of rainfall measurement that uses specific differential phase, *J. Appl. Meteor.*, 1996, **35**, 2080~2090.
- 6 Xu Baoxiang, Wang Zhijun, Cai Qiming and Liu Liping, Study on applications of C-band dual linear polarization radar in meteorology, *Acta Meteor. Sinica*, 1991, **5**(3), 285~292.
- 7 刘黎平、钱永甫、王致君, 用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布, *气象学报*, 1996, **54**(5), 590~599.
- 8 刘黎平、钱永甫、王致君、楚荣忠, 双线偏振雷达测雨效果的对比分析, *大气科学*, 1996, **20**(5), 615~619.
- 9 楚荣忠、王致君、刘黎平、贾伟、李小平, 双线偏振雷达降雨估测分析, *气象学报*, 1997, **55**(1), 103~109.
- 10 Ulbrich, C. W., Natural Variations in the analytical form of the raindrop size distribution, *J. Appl. Meteor.*, 1983, **22**, 1764~1775.
- 11 Chandrasekar, V., N. Balakrishnan and D. S. Zrnic', Error structure of multi-parameter radar and surface measurements of rainfall, Part III: Specific differential phase, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1990, **7**, 621~629.
- 12 Scarchilli, G., E. Gorgucci, V. Chandrasekar and T. A. Seliga, Rainfall estimating using polarimetric technique at C-band frequencies, *J. Appl. Meteor.*, 1993, **32**, 1150~1160.
- 13 Barber, P. and C. Yeh, Scattering of electromagnetic wave by arbitrarily shaped dielectric bodies, *Appl. Opt.*, 1975, **14**(12), 2864~2872.
- 14 Pruppacher, H. R. and K. V. Beard, A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1970, **96**, 247~256.

A Study of Method and Accuracy of Rainfall Rate and Liquid Water Content Measurements by Dual Linear Polarization Doppler Radar

Liu Liping, Ge Rensheng and Zhang Peiyuan

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract The method and accuracy of rainfall rate (R) and liquid water content (M) measurements by dual linear polarization radar are analyzed by using a Γ drop size distribution (DSD) simulation and scattering calculation mode at 5.6 cm wavelength. Three estimators of rainfall rate and liquid water content with reflectivity Z_H , differential reflectivity Z_{DR} and specific differential phase K_{DP} are presented,

and the effects of variations of D_{SD} and radar measurement errors on rainfall rate and liquid water content measurement are also analyzed. The results show that the estimators that use combined measurement Z_{DR} and K_{DP} are superior to the estimators of R and M obtained from Z_H and Z_{DR} , and the K_{DP} method is better than conventional $Z-R$ relationship method. The relationship between Z_H and Z_{DR} , and K_{DP} is not sensitive to the variations of DSD, which could be used in distinguishing the solid precipitation from rain. Errors of dual-parameters estimators of R and M are mainly due to the measurement errors of Z_{DR} and K_{DP} . Improvement of K_{DP} measurement is the key factor for the potential application of dual linear polarization radar.

Key words: Doppler radar; remote measurement; rainfall rate; liquid water content