第26卷 第6期	大气科学	Vol. 26, No. 6
2002 年11 月	Chinese Journal of Atmospheric Sciences	Nov. 2002

# 双线偏振多普勒天气雷达估测混合区 降雨和降雹方法的理论研究<sup>\*</sup>

### 刘黎平

(中国气象科学研究院,北京 100081)

摘 要 利用冰雹形状和空间取向的模型及降雹和降雨的滴谱分布,分析了C波段双线偏振雷达探测的降雨和冰雹的反射率因子Z<sub>H</sub>,差反射率因子Z<sub>DR</sub>和差传播相移K<sub>DP</sub>的取值范围,及混合区降水中不同大小的降雨降雹强度对这些参量的贡献。结果表明:对于C波段双线偏振雷达来讲、当降雹达到一定强度后,反射率因子反而随降雹强度的增大而减小,反射率因子和降雹强度不一定是一一对应关系,降雹的K<sub>DP</sub>与相态、空间取向和雹块的尺度均有关系。在混合性降水中、Z<sub>H</sub>的主要贡献来自冰雹、而K<sub>DP</sub>主要取决于降雨的大小、降雨和降雹对Z<sub>DR</sub>均有明显的影响、降雨的Z<sub>H</sub>和K<sub>DP</sub>有比较好的对应关系。在此基础上给出了利用Z<sub>H</sub>、Z<sub>DR</sub>和K<sub>DP</sub>定量估测相态混合区冰雹和降雨对应的反射率因子、降雨强度的方法,并从滴谱变化、雷达探测精度和冰雹对K<sub>DP</sub>的影响分析了这种方法的估测精度。

关键词: 多普勒天气雷达: 降雨: 冰雹

### 1 引言

定量评估降水强度和识别降水粒子的相态对云和降水系统三维微物理结构及其演变的研究、灾害性天气的监测和预警以及人工影响天气的作业指挥和效果评估都有十分重要的意义。天气雷达重要作用之一是在灾害性天气的监测和预警中,实时估测强降水系统的降水强度。在对流性强降雨中,常常混有固态降水粒子,它给常规天气雷达估测降水带来了很大的误差。常规天气雷达和多普勒雷达只能探测到与降水强度有关的一个参量——反射率因子,它识别混合区降雨和降雹的能力极其有限,卫星遥感云和降水粒子的相态也主要限于云的顶部,而且很难区分混合区不同相态的降水粒子。具有双线偏振功能的多普勒雷达系统使探测混合区不同相态降水的比例成为可能,如何估测相态混合区降水强度和识别降水粒子的相态是双线偏振多普勒雷达应用研究中亟待研究和解决的问题之一。

双线偏振多普勒雷达测量的水平偏振反射率因子 $Z_H$ 、垂直偏振反射率因子 $Z_V$ 、 差反射率因子 $Z_{DR}$ 、差传播相移 $K_{DP}$ 、退偏振因子 $L_{DR}$ 等与降水粒子的大小、形状、 空间取向、相态等微物理要素密切相关、只有认识这些雷达探测量与降水粒子微物理特 征之间的关系才能总结出识别降水粒子相态的方法。Mueller<sup>[1]</sup>提出了相干雷达探

\* 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040909、科技部技术开发研究专项资金"双线偏振雷达产品生成软件系统研制"项目和中国气象科学研究院"博士科研启动项目"共同资助

<sup>2000-12-27</sup> 收到, 2001-05-31 收到再改稿

测差传播相移的方法后、美国、英国、德国和日本等分别建立了自己的具有双线偏振功 能的多普勒雷达系统。1986年 Aydin 等<sup>[2]</sup>利用雨滴谱在Z<sub>H</sub>、Z<sub>DR</sub>坐标上系确定了雨区 对应的Z<sub>H</sub>、Z<sub>DR</sub>的范围,并据此提出了综合利用Z<sub>H</sub>和Z<sub>DR</sub>这两个参量识别冰雹区的 方法。冰雹或软雹的存在严重减小了ZDR的探测值, 1989年 Golestani<sup>33</sup>提出了利用  $Z_{\rm DP} = 10 \log(Z_{\rm H} - Z_{\rm V})$ 方法估测混合降水的方法。1990年 Balakrishnan<sup>[4]</sup>研究了利用 S 波段双线偏振雷达估测混合区降雨和降雹的方法,并指出Kup 是混合区降雨估测的最好 的参量,它儿乎与降雹无关,但估测降雹强度比较困难,主要是冰雹谱的多变性。 Zinic<sup>151</sup>指出: 在下落过程中不断翻滚的固态降水粒子对 $K_{DP}$ 测量的影响不大,  $K_{DP}$ 受雷 达波的充塞系数的影响比较小,它不受降水粒子衰减的影响。

20 世纪 80 年代以来,我国也开展了利用常规雷达改装的双线偏振雷达探测的 Z<sub>H</sub>、 Z<sub>DR</sub> 识别冰雹云和定量估测降水的方法及外场试验研究,结果表明: 双线偏振雷 达可以明显改善降雨强度的估测精度和识别冰雹云的能力、同时固态降水粒子的存在是 影响(Z<sub>H</sub>、Z<sub>DR</sub>)方法测雨精度的一重要原因<sup>[6~9]</sup>。但由于这一双线偏振雷达系统不 具有多普勒功能,所以它不能探测KDP。

现国内雷达厂家研制的具有双线偏振功能的 C 波段多普勒雷达系统将逐步投入使 用,但如何利用K<sub>DP</sub>等参量来估测降水强度、识别降水粒子相态等研究在国内基本是空 白。我们知道:由于大的降水粒子对 C 波段雷达波的散射不遵从瑞利散射规律,冰雹 或大的雨滴对 S 波段和 C 波段雷达波的散射特性差异很大, 对这两种雷达探测的物理 量的解释也不尽相同。随着我国新一代多普勒雷达系统逐步投入业务运行,研究双线偏 振多普勒雷达探测理论和方法及其在气象、水文、航空等领域的应用越来越显得迫切。 本文立足于中国气象局将研制的 C 波段车载双线偏振多普勒天气雷达系统,从理论上 研究利用双线偏振测量估测混合降水区液态降水和固态降水的方法及雷达探测误差和滴 谱变化等因素对探测结果的影响。

#### 降雨和降雹的滴谱模式 2

根据 Ulbrich<sup>[10]</sup>、Chandrasekar<sup>[11]</sup>和 Scarchilli<sup>[12]</sup>的工作,本文采用雨滴谱的 Γ 分 布,并利用三个参量在下式定义的范围内变化来模拟雨滴谱的变化:

$$N(D) = N_0 D^m \exp\left[\frac{-(3.67 + m) \times D}{D_0}\right].$$
 (1)

其中,  $N_0$  (单位: m<sup>-3</sup> mm<sup>-1</sup>)、*m* 和 $D_0$  (单位: mm) 在以下范围变化:

$$\begin{cases} -1 < m < 4, \\ 10^{3.2-m} \exp(2.8m) < N_0 < 10^{4.6-m} \exp(3.57m), \\ 0.5 < D_0 < 2.5. \end{cases}$$
(2)

冰雹谱模式采用 1983 年 Cheng 和 English<sup>[13]</sup>提出的表达式:

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D), \tag{3}$$

$$N_0 = a\Lambda^b \,. \tag{4}$$



其中: a = 115, b = 3.63。

冰雹的下落速度(单位: m s<sup>-1</sup>)为

$$V(D) = 4.51 D^{0.5} \,. \tag{5}$$

为了讨论冰雹谱的变化对降雹强度估测的影响, 假定 a 的取值范围为[40, 190], b 的取值为[0, 5,4]。其中 a = 40, b = 0 为 Ovrille<sup>[14]</sup>和孔凡铀<sup>[15]</sup>在冰雹云模式采用的冰 雹谱。

降雹强度根据以上两式进行计算。

冰雹的形状和空间取向是一个很复杂的问题,Barge<sup>[16]</sup>对冰雹的形状的研究表明: 83%的冰雹的轴比在 1.0~0.6 之间、15%在 0.4~0.6 之间,2%的轴比小于 0.4。 Knight<sup>[17]</sup>规测到大部分冰雹的轴比为 0.8、这与 Barge 的结果相似。冰雹在下落过程中 的空间取向短轴有时为垂直,有时为水平,有时为随机取向,并伴有翻滚<sup>[18,19]</sup>。在本文 中,假定冰雹的形状为扁的旋转对称椭球,其对称轴(短轴)与长轴之比 0.8,冰雹的 三个下落方式为:短轴垂直取向,短轴水平取向,随机取向。考虑冰雹的三种相态形 式,一是干冰雹,二是外包水膜的冰雹,其散射性质与同大小形状的水滴一样,三是软 雹或霰,其液态含水量为 30%。冰水均匀混合的复介电常数利用 1987 年 Longtin<sup>[20]</sup>提 出的方法计算。

根据以上假设,就可以从理论上研究双线偏振雷达探测相态混合降水的方法。

### 3 降雨和降雹的 $Z_{\rm H}$ 、 $Z_{\rm DR}$ 、 $K_{\rm DP}$ 特征及与降水强度的关系

### 3.1 降雹和降雨的 $Z_{\rm H}$ 、 $K_{\rm DP}$ 特征

由于冰雹对 C 波段雷达波的散射不遵从瑞利散射规律,冰雹对 C 波段雷达波的散射与 S 波段和 X 波段有较大的差别。同时,由于相态、空间取向和尺度的不同,它的散射特性与雨滴的散射也有很大差异。根据*K*<sub>DP</sub>的定义,它直接与粒子对水平,垂直偏振波散射函数的实部的差*F*<sub>H</sub> - *F*<sub>V</sub>有关:

$$K_{\rm DP} = \frac{180\lambda}{\pi} \int_0^{D_{\rm max}} (F_{\rm H} - F_{\rm V}) N(D) dD.$$
(6)

图1给出了短轴为垂直取向的不同尺度湿冰雹、干冰雹和软雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 的变化,冰雹的形状保持不变。干冰雹和湿冰雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 有明显的差异,由于软雹中含有30%的液态水使得它的散射特性与纯液态粒子很接近。冰雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 的取值随冰雹尺度的不同在很大范围内变化,直径大于1.6 cm的湿冰雹和软雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 的取值随冰雹尺度的不同在很大范围内变化,直径大于1.6 cm的湿冰雹和软雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 开始变为负值,而且其尺度越大, $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 的值越小。干冰雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 随其尺度的变化出现了明显的振荡,而且逐渐由正值变为负值,其大的变化趋势与湿冰雹相近。对于C波段双线偏振雷达来讲,冰雹的散射特性与瑞利散射规律相差很大,这一点与S波段雷达不同,在解释和分析雷达资料特别是降雹情况时要特别注意。看来冰雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 不仅与空间取向和相态有关,而且还与其尺度有密切关系。同样短轴为水平取向且平行于雷达入射波方向的冰雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 的绝对值与图1给出的结果一样,只是差一个负号,当在水平面上的短轴偏离雷达波的入射方向时,它对应的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 的



不同相态的冰雹的 $F_{\rm H} = F_{\rm V}$ 与等效直径的关系 图 1

绝对值更接近零。

学

为了比较相态对双线偏振雷达 探测量的影响,利用图1给出的结 果及冰雹的后向散射截面的计算结 果并结合冰雹谱给出短轴为垂直方 向的冰雹的K<sub>DP</sub>和Z<sub>H</sub>与降雹强度 的关系及其与冰雹谱参数的关系 (图 2). 其中图 2b 的冰雹参数为 a=115, b=3.63, 图 2c 对应的另 一种冰雹参数为 a=40.0, b=0.0,图2中同时给出的降雨的 KDP与降雨强度的关系是利用 (1)、(2)式给出的雨滴谱拟合得 出的。从图中可以看出: 降雨强度 越大, 它对应的K<sub>DP</sub> 就越大, 干冰 雹的K<sub>DP</sub>值比较小,接近零,两者

相差很大。较小降雹强度的湿冰雹和软雹的Kop与降雨对应值比较接近,当降雹强度大 于 18 mm h<sup>-1</sup> 时,  $K_{DP}$  值最大为 0.8(°) km<sup>-1</sup>, 但随着降水强度的继续增大, 其 $K_{DP}$  值都 接近零。比较不同相态的冰雹对应的K<sub>DP</sub>、可以得出:液态降水是影响K<sub>DP</sub>的主要因 素,固态冰雹(干冰雹)产生的K<sub>DP</sub> 很小,这一点在双线偏振雷达识别降水粒子相态中 很有用。值得注意的是:图 2 给出的结果不是实际冰雹的情况,因为它没有考虑冰雹的 翻转问题,并假设所有的冰雹为扁椭球状,而且短轴全部为垂直取向。对于冰雹短轴在 水平面随意取向,它对应的K<sub>DP</sub>大部分为负值,但其绝对值小于短轴为垂直方向的情 况。如果冰雹在三维空间为随意取向时,它对应的K<sub>DP</sub>为零。而实际上、由于冰雹的形

764

26 卷

状各异,在下落过程中的不断翻滚、摆动,其对应的K<sub>DP</sub>值要小于以上图 2 给出的理论 计算结果,很接近零。

从反射率因子来看:相态的变化是引起反射率因子变化的主要原因,平均来讲,湿 冰雹比干冰雹的反射率因子大 10 dBZ, 30%的液态含水量就引起了 7~8 dBZ 的变 化。另外、比较三种空间取向的结果可知:冰雹取向的不同引起的反射率因子的变化最 大不超过 2 dBZ,基本在雷达探测误差范围内。值得注意的是:当湿冰雹或软雹的降雹 强度大于一定值(20 mm h<sup>-1</sup>)时,反射率因子反而随着降雹强度的增加而减小,反射 率因子和降雹强度不一定是一一对应的关系。这一现象为利用 C 波段雷达探测的反射 率因子推测降雹强度增加了不小的困难。当冰雹谱的参数 b 变小时,降雹强度大于 20 mm  $h^{-1}$  后,反射率因子随降雹强度增大而减小的趋势变得不明显了,当 b=0 时(图 2c),在这一范围内回波强度随降雹强度而缓慢增加,当降雹强度为30 mm h<sup>-1</sup> 时,不 同滴谱对应的回波强度相差 5 dB 左右。

从以上结果可以看出:对于 C 波段双线偏振雷达来说,降水粒子的相态和大小对 K<sub>DP</sub> 均有明显影响,非球形的液态降水粒子是K<sub>DP</sub> 的主要贡献者,固态粒子即使形状很 扁, 它产生的K<sub>DP</sub>也很接近零。



765



6 期

#### 0 20 40 60 80 降雹强度 / (mm h<sup>-1</sup>)

图 2 降雨和冰雹的 K<sub>DP</sub> (a)、 Z<sub>H</sub> (b) 与降水强度的关系 以及冰雹谱对回波强度和降雹强度关系的影响 (c)

下面分析利用Z<sub>H</sub>、K<sub>DP</sub> 反演降雨强度和降雹强度的公式以及降雨的Z<sub>H</sub> 和K<sub>DP</sub> 的 关系。在(2) 式定义的雨滴谱变化范围内,随机给出了 15 000 个雨滴谱个例,并拟合 出降雨强度和降雨对应的反射率因子Z<sub>H</sub> 与K<sub>DP</sub> 的关系:

$$R_{\rm R}(K_{\rm DP}) = 28.76 K_{\rm DP}^{0.779}, \tag{7}$$

$$Z_{\rm H}(K_{\rm DP}) = 0.200948 \times 10^5 \, K_{\rm DP}^{1.327}$$
 (8)

根据 15 000 个雨滴谱的统计结果、利用(7)式进行降雨强度反演的方差误差为 13.5 mm h<sup>-1</sup>,比方差率为 25%,相关系数为 0.98。

同样根据(4)式给出的冰雹谱,可以给出干冰雹,湿冰雹和软雹的降雹强度和反射率因子的关系:



$$R_{\rm HD} = 0.0455 Z_{\rm H}^{0.429},$$

$$R_{\rm HW} = 0.2177 Z_{\rm H}^{0.380},$$

$$R_{\rm HS} = 0.1959 Z_{\rm H}^{0.334},$$
(9)

(7) ~ (9) 式中,反射率因子和差传播相移的单位分别为 mm<sup>6</sup> m<sup>-3</sup> 和 (°) km<sup>-1</sup>,降 水强度的单位为 mm h<sup>-1</sup>。 $R_{HD}$ 、 $R_{HW}$ 、 $R_{HS}$ 分别表示为于冰雹、湿冰雹和软雹的降雹 强度,冰雹的形状和空间取向对该关系式影响不大。由于冰雹的散射不遵从瑞利散射规 律,当降雹强度达到一定值后,反射率因子反而随降雹强度的增大而减小。(9) 式只能 在降雹强度小于 20 mm h<sup>-1</sup> 时使用。当冰雹谱发生变化时,(9) 式也发生明显的变化, 当 a=40.0, h=0.0 时,由(9) 式中于冰雹、湿冰雹和软雹的参数分别变为 0.0098、 0.701、0.0019、0.692 和 0.012、0.589。

为了分析雨滴谱的变化对 $Z_{\rm H}$ ,  $K_{\rm DP}$  关系[(8)式]的影响,分别计算了 15 000 个不同雨滴谱对应的 $Z_{\rm H}$ ,  $K_{\rm DP}$  值以及用 $K_{\rm DP}$ 和(8)式反推出的 $Z_{\rm H}$ 值,图 3 给出了利用(8)式和 $K_{\rm DP}$ 反推的 $Z_{\rm H}$ 值和利用散射数据从雨滴谱计算出的 $Z_{\rm H}$ 值的对比以及两者的标准差。从图 3 可以看出:尽管雨滴谱在很大范围内变化,它对应的所有点均分布在中线附近,它们的标准差随 $Z_{\rm H}$ 线性增加,在 $Z_{\rm H}$ =40 dBZ 时,方差为 2 dBZ,降雨的 $K_{\rm DP}$ 与 $Z_{\rm H}$ 有较好的对应关系,利用降雨的 $K_{\rm DP}$ 可以较好地推测对应的 $Z_{\rm H}$ 值。



图 3 利用K<sub>DP</sub>反推Z<sub>H</sub>其雨滴谱对应的真实值分布(a)及两者的标准差(b)

### **3.2** 不同固液态降水比例时 $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$

以上分别讨论了降雨和降雹的Z<sub>H</sub>和K<sub>DP</sub>的差异。下面分析混合降水区不同的降雨 强度和降雹强度下,双线多普勒偏振雷达探测的Z<sub>H</sub>、K<sub>DP</sub>、Z<sub>DR</sub>的特征,从而给出双 线偏振雷达探测混合区降水的方法。

定义降雹强度和总降水强度之比为



$$\alpha = \frac{R_{\rm H}}{R_{\rm H} + R_{\rm R}},\tag{10}$$

式中, R<sub>H</sub>和R<sub>R</sub>为降雹和降雨强度。

图 4 给出了固定取向的三种相态和随机取向的湿冰雹与降雨混合区的 $K_{\rm DP}$ 和 $Z_{\rm H}$ 在降雨强度和降雹强度平面上的等值线,冰雹谱参数取:a=115,b=3.63,其中降雨强度与 $Z_{\rm H}$ 和 $K_{\rm DP}$ 的关系由(7)、(8)式确定,实线表示 $K_{\rm DP}$ 的等值线,虚线为 $Z_{\rm H}$ 的等值线。值得注意的是:图中的 $Z_{\rm H}$ 和 $K_{\rm DP}$ 是降雨和降雹共同产生的。从图 4a、c可以看到:当在降雹达到一定比例( $\alpha>20\%$ )时, $Z_{\rm H}$ 的等值线基本为垂直方向,湿冰雹和软雹与降雨混合区的 $Z_{\rm H}$ 主要受降雹的影响,这主要是因为冰雹粒子的尺度大而且 $N_0$ 比较小,使得较小的降雹强度就能产生较大的回波强度。干冰雹与降雨混合区的



6 期

图 4 Z<sub>H</sub>, K<sub>DP</sub> 与降雹率R<sub>H</sub> 降雨量R<sub>R</sub> 的关系 (a) 湿冰雹; (b) 干冰雹; (c) 海绵状冰雹; (d) 任意取向的湿冰雹



 $K_{DP}$ 的等值线基本为平行取向、干冰雹对 $K_{DP}$ 的贡献很小、 $K_{DP}$ 主要受降雨的影响。固定取向的扁湿冰雹和软雹对 $K_{DP}$ 的影响在  $0.8(^{\circ})$  km<sup>-1</sup> 内,当降雹强度大于 40 mm h<sup>-1</sup> 时,湿冰雹和软雹与降雨混合区的 $K_{DP}$ 主要受降雨支配、而 $Z_{H}$ 受降雹支配。图 4a、b、c给出的是实际情况的极端情况(冰雹全部为扁状,短轴为垂直取向),实际上由于冰雹形状和空间取向的多变性,使得 $K_{DP}$ 受冰雹的影响远远小于图 4a.b.c的结果。图 4d 给出了湿冰雹为随机取向时,雷达参量受降雨和降雹的影响,这时降雹对 $K_{DP}$ 没有影响,它只对 $Z_{H}$ 有贡献,这种情况更接近大部分实际情况。

图 5 给出了三种相态固定取向的冰雹(a、b、c)和随机取向的湿冰雹(d) 与降雨混合区的 $Z_{\rm H}$ 、 $K_{\rm DP}$ 与 $\alpha$ 的关系。当 $\alpha$ 较小时(约小于 70%)、不同  $\alpha$  对应的 $Z_{\rm H}$  –  $K_{\rm DP}$ 的关系曲线有明显变化;当  $\alpha$ 较大时,这种变化就不太明显了。同时不同空间取向对应的 $Z_{\rm H}$  –  $K_{\rm DP}$ 的关系也有明显不同。



60F (d)

26 卷



图 5 不同固态液态降水比例时, Z<sub>B</sub> 与K<sub>DP</sub> 的关系曲线 (a) 湿冰雹; (b) 干冰雹; (c) 海绵状冰雹; (d) 任意取向的湿冰雹

768

ŝ.

11日本には、「「「「「「「「「「「」」」」」「「「「」」」」」

下面讨论Z<sub>DR</sub> 在探测混合降水中的作用。图 6 给出了短轴水平取向和垂直取向的 湿冰雹和干冰雹与降雨混合的Z<sub>DR</sub> 的大小与降雨和降雹强度的关系。当湿冰雹的比例 小于 30%时(图 6a 的左上部), Z<sub>DR</sub> 随降雨强度和降雹强度的变化而变化, 当这一比 例大于 30% 后, Z<sub>DR</sub> 主要受降雹强度的影响; 同样当干冰雹大于 50%左右时, 混合降 水的Z<sub>DR</sub> 主要受降雹强度的影响。另一方面, 比较不同空间取向的湿冰雹空对应的 Z<sub>DR</sub> 可知: 在冰雹占用一定比例的情况下, 两种空间取向对应的Z<sub>DR</sub> 有较大的差异, 短轴为垂直取向的Z<sub>DR</sub> 为正, 水平取向时为负。Z<sub>DR</sub> 可以大致反演冰雹在水平和垂直 方向上尺度的差异。



图 6 不同降雹强度和降雨强度时的Z<sub>DR</sub>分布 (a) 湿冰雹:(b) 干冰雹。实线为短轴垂直取向, 虚线为短轴水平取向

从以上结果可以看出:虽然雨滴谱的变化范围比较大,但是用K<sub>DP</sub>可以较好地给出 Z<sub>H</sub>;另一方面,在混合降水区,反射率因子主要受冰雹的制约,而K<sub>DP</sub>又主要与降水 有关。Z<sub>H</sub>和K<sub>DP</sub>是区分混合降水成分很好的两个参量,而在湿冰雹的混合区的Z<sub>DR</sub>可 以大致反映降雹粒子在水平和垂直方向上的尺度的差异。

### 4 简单的确定混合降水比例的模式

B BBBBB

从以上结果可以看出: 在冰雹取向高度一致以及在个别的降雹强度情况下, 冰雹对 K<sub>DP</sub>的最大贡献为 0.8(°) km<sup>-1</sup>, 在大部分降雹强度下冰雹对K<sub>DP</sub>的影响很小。另外, 由 于冰雹的翻滚和形状的多样性, 使大部分情况下冰雹产生的K<sub>DP</sub> 很小。为此假定由于冰 雹在下落过程中的不断翻滚和冰雹形状的多样性, 忽略冰雹对K<sub>DP</sub> 的影响。为此假定: 雷达探测的混合区的反射率因子为降雨和降雹的反射率因子之和, 雷达测量的混合区降 水的K<sub>DP</sub> 的值实际为降雨的K<sub>DP</sub> 值, 冰雹对K<sub>DP</sub> 的探测值没有影响。雷达探测的反射率 因子和差分传播相移Z<sub>HM</sub>、 K<sub>DPM</sub> 可表示为

$$K_{\rm DPM} = K_{\rm DPR} \tag{11}$$

$$Z_{\rm HM} = Z_{\rm HR} + Z_{\rm HH} \tag{12}$$

式中 $Z_{\text{HR}}$ 、 $Z_{\text{HR}}$ 、 $K_{\text{DPR}}$ 分别为降雹产生的反射率因子(单位; mm<sup>6</sup> m<sup>-3</sup>)、降雨产生

的反射率因子和差传播相移[单位: (°) km<sup>-1</sup>]。

这样,根据(8)、(10)、(11)式就可以利用雷达探测量反演降雨强度和降雨对应的反射率因子。具体方法为:首先根据雷达探测的混合区的K<sub>DP</sub>及(11)、(7)、(8)式确定降雨强度和对应的反射率因子,然后利用(12)式可以进一步计算降雹对应的反射率因子。然后可以根据降雹的相态特征从(9)式选择反演降雹强度的公式。只要(11)式假设成立,冰雹谱和相态的变化不会影响降雨强度和对应的反射率因子的反演,但它却可以严重影响(9)式。从以上冰雹谱对(9)式的影响的讨论可知: 当冰雹参量*a、b*发生变化时、(9)式也会发生很大的变化、为此,在反演出降雹对应的反射率因子后,如何来确定降雹强度应十分小心。

下面讨论这种方法探测混合区降雨、降雹对应的反射率因子和降水强度的误差,至 于降雹强度的反演由于冰雹谱和相态的变化太复杂,这里不讨论。

以上方法识别混合区不同相态对应的反射率因子以及降雨强度的误差来源主要有: 雷达探测 $K_{DP}$ 的误差、冰雹对 $K_{DP}$ 的影响、用 $K_{DP}$ 推测降雨的反射率因子以及降水强度 的误差。现代先进双线偏振雷达可以达到 $K_{DP}$ 的误差标准差小于 0.3(°) km<sup>-1</sup>,  $Z_{H}$ 误差 小于 1 dB、 $Z_{DR}$ 误差小于 0.2 dB。假定冰雹对 $K_{DP}$ 的影响不大于 0.2(°) km<sup>-1</sup>, 同时考 虑 $K_{DP}$ 的雷达测量误差和冰雹的影响以及雨滴谱的变化、并假设雷达探测误差、冰雹的 影响和雨滴谱的变化这三者不相关,这样利用 $K_{DP}$ 估测降雨的 $Z_{H}$ 和降水强度的标准差 为雷达探测引起的误差、冰雹对 $K_{DP}$ 的影响和雨滴谱变化引起的误差之和。

分别用 $\Delta Z_{K_{DP}}$ 、 $\Delta Z_{HAIL}$ 、 $\Delta Z_{DSD}$ 表示 $K_{DP}$ 的探测误差、冰雹的存在引起的 $K_{DP}$ 探测值的变化、雨滴谱本身的变化引起的降雨的反射率因子的误差标准差,则三种因素共同引起的误差标准差 $\Delta Z$ (单位;dB)为

$$\Delta Z = 10 \log \left\{ 1 + \left[ \left( \frac{\Delta Z_{K_{\text{DP}}}}{Z_{\text{H}}} \right)^2 + \left( \frac{\Delta Z_{\text{HALL}}}{Z_{\text{H}}} \right)^2 + \left( \frac{\Delta Z_{\text{DSD}}}{Z_{\text{H}}} \right)^2 \right]^{0.5} \right\}, \quad (13)$$

770

其中, ΔZK<sub>Kop</sub>, ΔZ<sub>HAIL</sub>可用下式计算:

$$\frac{\Delta Z_{K_{\text{DPUIALL}}}}{Z_{\text{H}}} = 1.327 \frac{\Delta K_{\text{DP}}}{K_{\text{DP}}},$$
(14)

(14)式中,ΔK<sub>DP</sub>表示K<sub>DP</sub>的探测误差标准差或冰雹引起的误差标准差。雨滴谱变化引起的误差标准差可以从图3中得出。以同样的方式、也可以计算出这三种因素引起的降雨强度的估算误差标准差,雨滴谱引起的误差可以根据在(2)式给出的范围内15000个雨滴谱对应的降雨强度和用(7)式计算出的降雨强度统计得到。表1给出了降雨对应的不同回波强度和降水强度时,各项引起的误差标准差和误差总和。为了方便,反射率因子的误差以标准差与反射率因子的比值以 dB 形式给出的。从结果可以看出,降雨强度或回波强度越大,K<sub>DP</sub>的探测误差和冰雹引起的K<sub>DP</sub>的变化引起的标准差与降雨强度和回波强度的比值越小、同时雨滴谱变化引起的误差越大。

降雹强度的误差除与降水对应的Z<sub>H</sub>的反推误差有关外,更重要的是还与实际的冰雹谱和相态以及反射率因子和降雹强度的复杂关系等有关,这一问题比较复杂,这里不再讨论。

771

K<sub>10</sub>探测误差影响 冰雹对K<sub>DP</sub>影响 降雨对应的反射率因子乙由或 雨滴谱变化 误差总和 产生的误差 降雨强度 R 产生的误差 产生的误差 102%, 3.1 dB 40 dBZ67%, 2,2 dB 45%, 1.6 dB 62%, 2.1 dB 19%, 0.75 dB 78%, 2,5 dB 85%, 2,7 dB 45 dBZ 28%, 1,1 dB  $Z_{\rm H}$ 8%, 0.3 dB 94%, 2.9 dB  $50 \, \mathrm{dBZ}$ 12%, 0.5 dB 96%, 2,9 dB 5.3 3.6 10.220 mm 7,9 7.9 7.211.9 R 40 mm 5.3 60 mm8,1 5.4 13.7 16,9

表 1 降雨的回波强度和降水强度的误差标准差

以上给出的方法比较简单、易在计算机中实现。该方法是在一定假设条件下得出的 理论方法,它需要利用双线偏振雷达资料和需要的地面降水和降雹资料加以验证和进一 步完善。

### 5 结论和讨论

以上在给定雨滴谱、冰雹谱和冰雹相态,形状和空间取向条件下,从理论上分析了 不同相态的冰雹模型的散射特征和差分传播相移*K*<sub>DP</sub> 特征,并与降雨的*K*<sub>DP</sub> 做了比较, 从理论上初步得到如下结果;

(1)由于冰雹的尺度与C波段雷达波的波长相当,雷达波在冰雹粒子内的振荡产生了水平偏振和垂直偏振散射函数实部差F<sub>H</sub> = F<sub>V</sub>随冰雹直径发生明显变化,并出现正负转换。除相态和空间取向外,冰雹的尺度是影响K<sub>DP</sub>的另一重要因素。当湿冰雹或软雹的降雹强度大于一定值时,反射率因子随降雹强度的增大而减小,这一点使得用短波长天气雷达探测降雹强度更加困难。

(2) 从规则取向的冰雹的计算结果来看,冰雹主要对Z<sub>H</sub>产生影响,而K<sub>DP</sub>的主要 贡献来自降雨,冰雹在下落过程的不规则滚动使得它对K<sub>DP</sub>的影响更小。不同相态降水

6 期

比例的不同,其 $K_{DP}$ 、 $Z_{H}$ 关系也不同。

(3)利用双线偏振雷达探测的混合区的Z<sub>H</sub>、Z<sub>DR</sub>和K<sub>DP</sub>,建立了一个简单的识别 降雨降雹混合区两种相态对应的反射率因子和降雨强度的方法。从雷达探测误差、冰雹 对差传播相移的影响、雨滴谱的变化等方面讨论了这一方法的误差来源。

另外,由于冰雹谱、相态的复杂性,本文只给出了简单的降雹强度的计算公式,并 讨论了冰雹谱对降雹强度估测的影响,如何用降雹对应的回波强度来反演降雹强度这一 问题比较复杂,主要是冰雹谱很难准确确定。

参考文献

- Mueller, E. A., Calculation procedures for differential propagation phase shift, 22nd Conference on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc., 1984, 397~399.
- 2 Aydin, K., T. A. Seliga and V. Balaji, Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar, J. Climate Appl. Meteor., 1986, 25, 1475~1484.
- 3 Golestani, Y., V. Chandrasekar and V. N. Bringi, Intercomparison of multipiparameter radar measurements, 24th Conference on Radar Meteorology, Tallahassee, Florida, Amer. Meteor. Soc., 1989, 309~314.

- 4 Balakrishan, N., D. S. Zrnic', Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation, J. Atmos. Sci., 1990, 47, 565~ 583.
- 5 Zrnie', D. S. and A. Ryzhkov, Advantages of rain measurements using specific differential phase, J. Atmos. Oceanic Technol., 1996, 13, 454~464.
- 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.
- ·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. 9
- 10 Ulbrich, C. W., Natural variations in the analytica 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 Cheng, L., M. English, A relationship between hailstone concentration and size, J. Atmos. Sci., 1983, 40, 204~ 213.
- 14 Orville, H. D. and F. J. Kopp, Numerical simulation of the life history of hailstorm, J. Atmos. Sci., 1977, 34(10), 1596~1618.
- 15 孔凡铀、黄美元、徐华英,对流云中冰相过程的三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化、大气科学,1990, 14 (4) ,  $441 \sim 453$ .
- 16 Barge, B. L. and G. A. Isaac, The shape of Alberta Hailstones, J. Rech. Atmos., 1973, 7, 11~20,
- 17 Knight, N. C., Hailstone shape factor and its relation to radar interpretation of hail, J. Climate Appl. Meteor., 1986, 25, 1956~1958,
- 18 Knight, C. A. and N. C. Knight, The falling behavior of hail stones, J. Atmos. Sci., 1970, 27, 672~681.
- 19 Browning, K. A. and J. G. D. Beimers, The oblateness of large hailstones, J. Appl. Meteor., 1967, 6, 1075~1081,
- 20 Longtin, D. R., C. F. Bohren, L. J. Battan, Radar back-scattering by large spongy ice oblate spheroids, J. Atmos. Oceanic Technol., 1987, 4, 355~358.

### A Theoretical Study of Estimations of Rain and Hail Rates in Mixed-Phase Areas with Dual Linear Polarization Radar

Liu Liping

(Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081)

Abstract By using the model of hail shape, orientation and size distributions of rain and hail, the values of reflectivity ( $Z_{\rm H}$ ), differential reflectivity ( $Z_{\rm DR}$ ) and differential propagation phase shift ( $K_{\rm DP}$ ) in rain and hail areas, and contributions of rain and hails to those parameters are examined. The results show that the reflectivity of hail measured by C band polarization radar decreases with hail rate when hail rate is large, the  $K_{DP}$  in hail is related with the shape, orientation and size of hail. In the mixture of rain and hail, the main contribution of  $Z_{11}$  is from hail, and rain is primary factor to affect  $K_{DP}$ , and both rain and hail have contribution to  $Z_{DR}$ , and  $Z_H$  and  $K_{DP}$  in rain have good correlation. Then we introduce a simple method to estimate hail and rain rates in mixed phase area with  $Z_{\rm H}$ .  $Z_{DR}$  and  $K_{DP}$ , analyze the measured errors with size distribution, radar measurement errors and effects of hail on  $K_{DP}$ .

Key words: Doppler radar; rain; hail