

# 3836C 波段双线偏振多普勒雷达及其在一次降水过程中的应用研究\*

曹俊武<sup>1)2)3)</sup> 刘黎平<sup>1)</sup> 陈晓辉<sup>3)</sup> 陈刚<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup>(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081)

<sup>2)</sup>(南京信息工程大学,南京 210044) <sup>3)</sup>(安徽四创电子股份有限公司,合肥 230088)

## 摘要

该文介绍了2004年完成的在北京市气象局升级改造后的3836C波段双线偏振多普勒雷达的技术状况,并通过2004年11月9日北京地区一次大范围层状云降水观测资料的分析,讨论了其探测资料的质量情况和对降水粒子的探测性能,同时还根据零度层亮带内不同相态降水粒子的散射和空间取向等特征建立了一种利用双线偏振雷达观测资料识别零度层亮带的方法,并利用该雷达的观测资料对识别结果做分析检验,最后讨论了零度层亮带内各种降水粒子相态的变化规律。研究表明:除线性退极化比 $L_{DR}$ 未作分析外,3836C雷达探测到的这次降雨过程的分析结果与国外双线偏振雷达的研究结果相似,其对降水粒子相态结构的反映比较有效合理。建立的零度层亮带识别模式合理,识别得到的结果能反映零度层亮带的特征。通过对零度层亮带内各偏振参数的变化特点分析,从双偏振雷达测量参数的角度解释了“零度层亮带”现象的形成是由于在零度层以下的冰相粒子融化成大雨滴然后再裂碎为小雨滴,从而造成在该层内水平偏振反射率因子 $Z_H$ 、差分反射率因子 $Z_{DR}$ 先增大后减小、水平/垂直偏振波零延迟相关系数 $\rho_{hv}(0)$ 先减小后增大的规律。

关键词: 3836C 波段双线偏振多普勒雷达; 资料质量; 零度层亮带; 降水粒子的相态结构

## 引言

零度层亮带是层状云降水的一个重要特征,它反映了在层状云降水中存在明显的冰水转换区,对其位置的识别对于提高雷达识别降水粒子的形态(雨、雪、冰雹等)的能力、定量估测降水的精度以及提高数值预报模式的准确度都有帮助,同时零度层亮带对于研究云微物理机制以及人工影响天气均有很重要的意义。目前对零度层亮带研究较多的是利用多普勒雷达探测到的反射率和径向速度资料的廓线配合其他的遥感资料来反演其位置和高度<sup>[1]</sup>,也取得了不少进展<sup>[2]</sup>。但是由于这些研究是基于单偏振雷达得到的,而双线偏振雷达可以交替发射和接收水平/垂直偏振波,不仅可以探测到云的反射率因子,而且可以探测到差分反射率因子和水平/垂直波的相关系数等参数,有助于进一步更细致地了解其

微观物理结构。

国外对双偏振雷达的研究较早,并且取得了一定的结果<sup>[3-8]</sup>。其中美国的CSU-CHILL双线偏振雷达能以3种模式进行工作:常规的交替发射水平和垂直偏振波模式、同时发射交替接收模式以及同时发射同时接收的工作模式。由于该雷达采用了两个发射机,因此避免了使用大功率微波开关,而利用接收通道的开关将主回波和交叉回波信号送到两个接收机上。该雷达在1995年第一次综合利用4个偏振量( $Z_{DR}$ ,  $L_{DR}$ ,  $K_{DP}$ ,  $\rho_{hv}$ )进行了冰雹的微物理结构和演变规律的研究,并配合双多普勒雷达观测的三维风场,研究了冰雹的微物理结构和动力结构的关系,取得了一系列探测结果,推动了双线偏振雷达技术和云及降水物理的发展。WSR-88D是美国用于组网的新一代多普勒天气雷达,该雷达在美国已经成功地完成具有双线偏振功能的KOUN雷达的改造。它采用了同时发射水平和垂直偏振波、同时

\* 科技部科研院所技术开发研究专项“双线偏振雷达气象产品生成软件系统研制”以及安徽四创电子股份有限公司与中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室合作项目“双偏振雷达高端产品开发”共同资助。

2005-10-18 收到,2006-01-13 收到再改稿。

接收水平和垂直偏振波的工作方式。目前该雷达已经取得了大量的观测资料,并开始着手考虑在气象业务中投入使用。

我国双偏振雷达的研究工作起步较晚,最早是由中国科学院兰州高原大气物理研究所完成了 C 波段双线偏振雷达的改造,投入运行后取得了不少的观测资料和一些很有意义的成果<sup>[9-10]</sup>。但是由于该雷达是在常规雷达的基础上改造而成的,获取的偏振参数比较有限。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,在此基础上,我国许多单位都开展了在多普勒雷达上实现双偏振功能的改造,而且都取得了不同的进展。这些研究工作包括:北京敏视达公司在 WSR-98D 的基础上进行的偏振改造,它采用的是一个发射机和两个接收机同时发射同时接收的工作方式;成都锦江电子系统工程有限公司研制了采用双发双收体制的 X 波段偏振雷达等。但由于种种原因,到目前为止,国内尚没有一部双线偏振雷达正式投入到实际的气象业务观测运行中。

2004 年,安徽四创电子股份有限公司成功完成了对新一代多普勒天气雷达(CC 型号)添加双线偏

振功能的改造,提高了其对降水粒子内部相态结构的探测能力,并于当年 10 月开始在北京市气象局进行了观测试验,获取了一些比较重要的第一手观测资料。本文介绍了该雷达的部分测量参数,分析了该雷达观测资料的质量,同时利用这些资料进行了零度层亮带的识别方法及其结构特征的研究。

### 1 3836 雷达性能及相关偏振测量参数的特性

3836C 波段双线偏振多普勒雷达(简称 3836 雷达)是中国气象局用于组网的新一代多普勒天气雷达 C 波段 C 型号雷达(China New generation RADar C band C type:CINRAD/CC)的基础上增加双线偏振功能后升级改造而得到的,它采用单发双收的工作模式,即交替发射水平和垂直偏振波,同时接收与发射同极化(Co Polar)和正交极化(Cross Polar)的回波。对原有的 CINRAD/CC 雷达的改造包括:在天线转台中增加变极化器、双路高低功率较链,增加一路接收通道以接收正交极化的回波等,同时信号处理和数据处理系统也作了相应的改进。表 1 给出了改造后的 3836 雷达的部分重要参数。

表 1 3836 雷达部分重要参数

序号	项目	参数	序号	项目	参数
天线系统			接收机		
1	形状	圆抛物面	15	通道数	2
2	直径	4.3 m	16	最小可测功率	-110 dBm(2 μs) -107 dBm(1 μs)
3	波瓣宽度	1.0°	17	噪声系数	3.5 dB
4	增益	>44.5 dB	18	接收波的偏振状态	与发射波同偏振和正交偏振
5	雷达波的偏振状态	水平、垂直	19	动态范围	>85 dB
6	天线方向性	水平/垂直极化波束主轴方向差 <0.1°	20	带宽	0.5 MHz, 1.1 MHz
7	极化器插损	≤1.0 dB(垂直/水平)	可观测量		
8	相位延迟	<1°	21	Z <sub>H</sub>	1 dB*
9	极化转换速率	脉冲间转换	22	水平偏振反射率因子的信噪比	1 dB*
10	线性极化隔离度	≤-28 dB	23	平均径向速度 V 和速度谱宽 W	1 m/s*
发射机			24	Z <sub>DR</sub>	0.2 dB*
11	工作频率	5300 ~ 5500 MHz	25	ρ <sub>hv</sub> (0)	0.01*
12	峰值功率	≥300 kW	26	φ <sub>DP</sub>	1°*
13	脉冲宽度	1 μs, 2 μs	27	L <sub>DR</sub>	0.5 dB*
14	脉冲重复频率	300 ~ 1300 Hz			

注:\* 是指可观测量的测量精度。

从表 1 可以看出,除普通的多普勒 3 要素(强度、速度、谱宽)以外,3836 雷达还能测量到的偏振参数有差分反射率因子 Z<sub>DR</sub>、水平/垂直偏振波零延

迟相关系数 ρ<sub>hv</sub>(0)、反射体相位差 φ<sub>DP</sub>、线性退偏振因子 L<sub>DR</sub>。结合本文的研究内容(由于 φ<sub>DP</sub>在零度层亮带中没有明显的变化特征<sup>[11]</sup>,而在 3836 雷达

中  $L_{DR}$  受极化开关硬件的制约尚无法分析,因此本文在构建零度层亮带的识别方法中未用到  $\rho_{DP}$  和  $L_{DR}$ ,下面重点介绍水平偏振反射率因子  $Z_H$ ,  $Z_{DR}$  以及  $\rho_{v}(0)$  3个测量参数。

根据雷达气象学的基本原理,水平偏振反射率因子  $Z_H$  不仅受雷达照射体积内降水粒子的截面轴的长短、降水粒子的尺寸以及粒子密度等要素的影响,而且与降水粒子的介电常数特性密切相关。对于一个给定尺寸的降水粒子来说,纯液态的降水粒子的  $Z_H$  要大于固态冰晶粒子的  $Z_H$ ,因为液态降水的介电常数要高于冰晶等固态降水粒子的介电常数。一般来说,结构紧密的固态降水粒子(如冰雹)的介电常数约是纯液态降水粒子的介电常数的 20%左右,而结构松散的固态降水粒子(如冰晶、雪花等),其介电常数值还不到纯液态降水粒子的 5%,这一点对于后面的分析讨论很重要。

$Z_{DR}$  的定义为:

$$Z_{DR} = 10 \times \lg(Z_H / Z_V) \quad (1)$$

式(1)中,  $Z_H$ ,  $Z_V$  为垂直偏振波的垂直雷达反射率因子。从  $Z_{DR}$  的特性来看,粒子的形状和空间取向以及下落运动是决定其  $Z_{DR}$  值的主要因素,而与降水区内粒子的数量无关。各种降水粒子的  $Z_{DR}$  典型观测值特点为:①雨区的  $Z_{DR}$  大于 0 dB,且雨滴越大,  $Z_{DR}$  越大;②结构松软的冰相降水粒子(如雪花、湿霾等)的  $Z_{DR}$  绝对值比较小,结构紧密的冰相粒子(如冰晶、干霰等)的  $Z_{DR}$  绝对值比较大;③冰雹的  $Z_{DR}$  与其形状、大小、空间取向以及下落运动等有关,一般来说,尺寸较小的冰雹其  $Z_{DR}$  值趋于 0 dB,而对于尺寸较大的冰雹,其  $Z_{DR}$  值一般小于 0 dB,为负值;④冰雹的外覆水膜可以较大的改变其  $Z_{DR}$  值。由于粒子对不同波长雷达波的散射特性不同,对于 C 波段双线偏振雷达来说,因为降水粒子尺寸远远小于雷达波长的条件不成立,所以粒子的散射不遵从瑞利散射规则。在这一点上,利用 C 波段双线偏振雷达分析较大的降水粒子如冰雹时要特别注意。总之  $Z_{DR}$  的值不仅受降水粒子的形状、介电常数等参数影响,而且还与粒子的大小有关。

零滞后互相关系数  $\rho_{v}(0)$  定义为水平偏振回波信号与垂直偏振回波信号的零滞后互相关系数的幅值,反映了降水粒子对水平和垂直偏振波的后向散射特征的相关性。降水粒子的形状、空间取向以及数量是影响  $\rho_{v}(0)$  值的主要因素。研究表明,当降

水粒子变湿、尺寸变大,或者是形状变得不规则时,其  $\rho_{v}(0)$  值就会降低<sup>[12]</sup>。当大雨滴分裂成尺寸较小的小雨滴时,其  $\rho_{v}(0)$  值会增加。各种降水粒子的  $\rho_{v}(0)$  特性主要有:①冰雹的  $\rho_{v}(0)$  值一般在 0.90~0.95 之间,而在大的湿雹区(米散射区),其值要小于 0.90;②液态降水的  $\rho_{v}(0)$  值除了在冰水混合区以外,一般要大于 0.95,甚至能达到 0.99 及以上;③在凝结层,多种粒子混合会使其  $\rho_{v}(0)$  值降低到 0.9 以下。

## 2 3836 雷达资料质量分析

2004 年 11 月 9 日架设在北京市气象局的 3836 雷达观测到了一次大范围层状云的降水过程,该降水过程持续时间在 20 h 以上,雨量中等。彩图 1 给出了 07:08(北京时,下同)时刻的 PPI(Plan Position Indicator)图,雷达观测仰角是  $3.7^\circ$ ,最大观测距离是 150 km,距离圈的间隔是 30 km,每个径向射线的间隔为  $30^\circ$ ,雷达位置位于半圆的圆心处。所有资料已经过预处理,资料预处理过程包括:剔除噪声点、滑动平均以及参数订正等<sup>[11-12]</sup>。

虽然双线偏振雷达被认为是探测和研究降水粒子相态结构的一种有效手段并且取得了较多的研究成果,但是对于某一特定的双线偏振雷达,要进行其资料分析和预处理以评价其探测性能仍然是一个具有相当工作量的难题。为了分析 3836 雷达观测资料的质量情况,我们以本次过程为例,通过分析其  $Z$  和  $Z_{DR}$  以及  $Z$  和  $K_{DP}$ (差传播相移)资料的一致性来进行分析判断。

彩图 2 给出了本次过程原始资料的  $Z_H$ - $Z_{DR}$  散点图,其中:彩图 2a, b, c 分别对应彩图 1a 中自左至右的 3 个矩形区域,分别代表降水回波区域的高、中、低 3 个高度层。由彩图 2a 可见(该图对应区域的高度在 3 km 上下,对应的是降水回波的高层部分),在降水回波的高层,其  $Z_{DR}$  的值在 -0.8~1 dB 之间。考虑到该高度层上的温度因素,  $Z_{DR}$  为负值表明在该区域有雪花和冰晶等固态降水粒子存在,同时由于固态降水粒子的介电常数较小,因此其  $Z_H$  值也相对较小(< 25 dBz)。而在降水回波的中部(彩图 2b),  $Z_H$  和  $Z_{DR}$  值都比彩图 2a 中的相应值大,其  $Z_{DR}$  的值大多在 0 dB 以上,这可能是由于固态降水粒子开始融化成液态,从而导致  $Z_H$  和  $Z_{DR}$  值增大。图中出现的少量  $Z_{DR}$  为负值表明在该区内

依然含有一定数量的尚未来得及融化的固态降水粒子,这一区域就包含着我们通常所说的“零度层亮带”区。彩图 2c 反映的是降水回波下部降水粒子的情况(其高度约在 1~2 km 之间),此时的值几乎全部大于 0 dB,意味着在该高度层上固态降水粒子全部融化为液态降水,整个区域为纯液态降水。 $Z_H$ 和  $Z_{DR}$  值都低于回波中部的相应值,表明此时的雨滴在尺寸上要小于回波中部的雨滴尺寸大小。这种降水粒子相态随高度变化特征以及表现出来的偏振参数特性同 Ryzhkov 等<sup>[13]</sup>的研究成果一致。

我们还分析了本次过程资料的  $Z_H$ - $K_{DP}$  散点图,见彩图 3,彩图 3a, b, c 对应区域同彩图 2,其中  $K_{DP}$  是由  $\rho_{DP}$  通过平滑处理得到的,处理的方法是:当对应距离库点  $Z_H > 40$  dBz 时,  $K_{DP}$  的值是由前后各 6 个点(共 13 个库)的双程传播相位  $\rho_{DP}$  资料平滑得到(3836 雷达的距离库是 150 m, 13 个库的长度约为 2 km);当对应点  $Z_H < 40$  dBz 时,  $K_{DP}$  的值是由前后各 12 个点(共 25 个库)的  $\rho_{DP}$  资料平滑得到,平滑距离约为 3.75 km,这样处理得到的好处是可以减少观测资料扰动产生的误差,同时对于强的回波区,采用较短的平滑距离,可以减少受周围弱回波区的影响,保持强回波区的特征<sup>[8,13]</sup>。从图上可以看出,在降水回波的高层部分(彩图 3a),由于冰晶和雪花等固态降水粒子的存在,通常这些粒子的  $K_{DP}$  值都比较小(接近于 0)。而在降水区的中部(彩图 3b),由于大粒子的液态降水的存在使得  $K_{DP}$  值增加,最大值达到 1.5°/km 左右。而在降水区的下部(彩图 3c),由于大粒子开始分裂成小的雨滴,因此造成了雷达测量的  $K_{DP}$  值又开始下降,这种变化规律同利用  $Z_H$ - $Z_{DR}$  散点图分析得到的结果是基本一致的。

需要说明的是,在彩图 2c 和彩图 3c 上都存在着一些不规则的散乱点,而在降水回波区域的中高部(彩图 2a, b, 彩图 3a, b)却没有这种现象。仔细分析彩图 1b 和彩图 1c 可以发现,在相应位置上(方位在 210°~270°, 径向距离在 12~18 km 之间)可以发现有一条带状的、与周围数据差异较大的回波区,而在相应的速度图(图略)上该位置上的径向速度值接近于 0,因此我们认为这些散乱点可能是由地物回波引起的。还有,在彩图 1b 上  $Z_{DR}$  极大值区后面(径向距离 45~60 km),中等回波强度区内有一片  $Z_{DR}$  接近零的负值区域。它可能是由两方面的原因引起的:一方面是由于可能在该高度层以上存在着雪花和冰晶从而

导致  $Z_{DR}$  为负;另一方面,雷达波经过正的大  $Z_{DR}$  回波区,降水粒子对水平偏振雷达波的衰减要大于垂直偏振波,而使后面的  $Z_{DR}$  测量值变小,这也说明了对于 C 波段雷达来说,雷达波的衰减问题是不可忽略的<sup>[10-12,14-15]</sup>。

综合这一个例的资料分析情况可以看出:该雷达获取到的这次降雨过程与国外同类产品的探测结果类似,对降水粒子的特性反映基本是有效合理的,同实际情况吻合,资料质量较好。

### 3 零度层亮带的识别方法设计

需要指出的是,零度层亮带并不是指大气温度为 0 °C 的那一高度上的回波区,而是指大气温度为 0 °C 所在的高度层以下出现的由于冰水转化过程出现的有一定厚度的、雷达反射率明显高于其上下区域的较强回波区域。利用偏振雷达资料研究零度层亮带,在国外已经开展不少,并取得了一定的结果。一个比较明确的观点就是有关零度层亮带的一个显著特点就是  $Z_H$  和  $Z_{DR}$  明显高于上下区域,而在相同位置上  $\rho_{HV}(0)$  又处于一个低值区<sup>[11]</sup>。一般来说,在沿着雷达扫描的径向上,当  $\rho_{HV}(0)$  低于 0.97 时,同时如果对应库的  $Z$  最大值在 30~50 dBz 之间、 $Z_{DR}$  超过 0.8 dB,那么就可以考虑此处具有零度层亮带的特征了。当然,究竟是不是零度层亮带,需要再综合考虑其他的参数信息。在此采用模糊逻辑法(有关该方法的详细情况请参阅参考文献[16-18])来构建零度层亮带的识别模式。根据上面的分析,我们首先确定  $Z_H$ ,  $Z_{DR}$  和  $\rho_{HV}(0)$  3 个偏振参数作为识别模式的输入参数,同时考虑到零度层亮带有比较明显的高度特征,因此我们将高度这一非偏振参数也作为模式的输入变量。识别模式的输出结果为 1(零度层亮带)或 0(非零度层亮带)。该方法最大的特点是不追求具体的回波类型的量值,只是将回波信号进行分类,得到较为合适的结果,而且这种方法不受统计公式的影响,不会因为某一具体值的设置不够准确而对最终结果产生太大的影响。

确定了输入输出参数后,另一关键问题就在于成员函数的构建上。我们选用不对称的  $T$  函数作为成员函数的基本形式,该函数形状由 4 个参数决定:左起始点值  $X_1$ ,左区间点值  $X_2$ ,右区间点值  $X_3$ ,右结束点值  $X_4$ ,是一个关于区间  $[X_2, X_3]$  取值的函数,见式(2)。

$$T(x, X_1, X_2, X_3, X_4) = \begin{cases} 0 & x < X_1 \\ \frac{x - X_1}{X_2 - X_1} & X_1 \leq x < X_2 \\ 1 & X_2 \leq x < X_3 \\ \frac{X_4 - x}{X_4 - X_3} & X_3 \leq x < X_4 \\ 0 & x \geq X_4 \end{cases} \quad (2)$$

根据零度层亮带内不同相态降水粒子的散射和空间取向等特征,结合前面的分析,建立了 4 个成员函数(图 4)分别对应 4 个输入变量( $Z_H, Z_{DR}, \rho_{hv}(0)$ 和高度  $H$ )对零度层亮带区的贡献程度。值得注意的是,考虑到在零度层亮带区,冰雪粒子的下降融化使得这些粒子外层覆盖了一层水膜,从而较大地增加了其  $Z_{DR}$  值,所以在  $Z_{DR}$  的成员函数中其值设置较高(图 4b)。

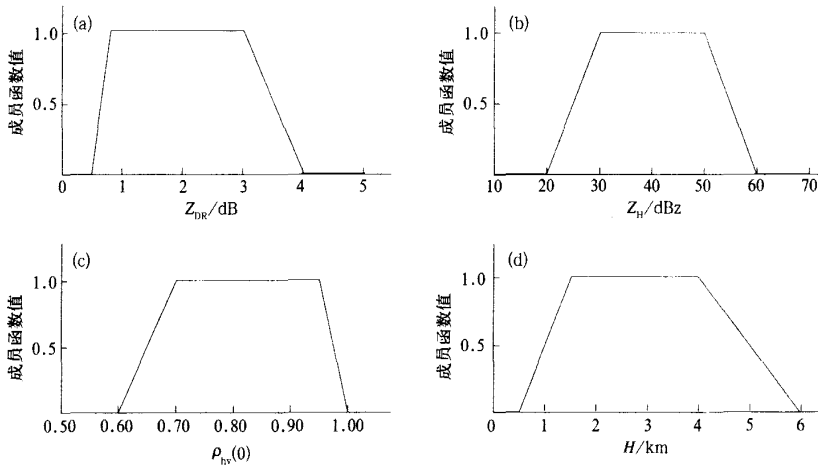


图 4 基于  $T$  函数的各特征变量成员函数的设置 (a)  $Z_H$ , (b)  $Z_{DR}$ , (c)  $\rho_{hv}(0)$ , (d)  $H$

我们采用贡献度相加的方法来计算零度层亮带的权重度( $R$ ),在权重系数的选择上我们选择了等权重系数的方法(式(3)),权重系数都取 1)

$$R = \sum_{i=1}^4 T_i/4 \quad (3)$$

式(3)中,  $T_i$  为第  $i$  个特征变量对零度层亮带的贡献强度。由式(3)计算得到  $R=1$  时,就认为对应区间的回波为零度层亮带回波,否则,就是非零度层亮带回波。

#### 4 识别结果及分析

进一步分析彩图 1,在水平偏振反射率因子  $Z_H$  回波图上(彩图 1a)可以明显看到一个环状强回波,中心位于径向距离 40 km 处,中心最大回波强度达到 40 dBz 以上,环的宽度大约有 10 km,环状回波带的高度约在 2.3 km 左右。而在彩图 1b( $Z_{DR}$  回波图)的相应位置也有一个比较明显的环状回波,其  $Z_{DR}$  值要明显高于周围地区,最大值达到了 1.5 dB 左右,强值区高度约在 2 km 的高度上稍低于相应

的  $Z_H$  最大值的高度。在相对应的  $\rho_{hv}(0)$  分布图像上出现一个低值区,其值大多在 0.9 以下,呈现出一条比较明显的“绿色环状带”(在  $\rho_{hv}(0)$  回波图上,低于 0.9 的值用冷色块表示,彩图 1c),此环状回波带的高度同  $Z_{DR}$  图像上的环高度基本相同,都低于  $Z_H$  最大值的高度。所有这些分析都表明该强环状回波可能与零度层亮带相关。

图 5 是利用本文构建的零度层亮带识别模式识别得到的结果,其中,高度值是在雷达的径向距离乘上雷达仰角正弦函数值的基础上再进行高度订正后得到(详细方法请见文献[2]第 5 章)。从图上可以直观地看出其结果和上面分析是完全吻合的:在径向距离约 30 ~ 40 km(地面高度约为 2 ~ 2.6 km)的黑色区域表示零度层亮带的位置,其垂直厚度约为 0.5 km,表明这种识别模式是合理的。至于在雷达测站西南方向上识别出的零度层亮带范围要明显小于测站西北方向,这主要是由于在测站西南方向上该范围内的回波强度弱于东北方向回波强度的缘故,而弱回波会影响偏振雷达对零度层亮带的信号探测<sup>[9]</sup>,在应用这一模式识别方法时应予以注意。

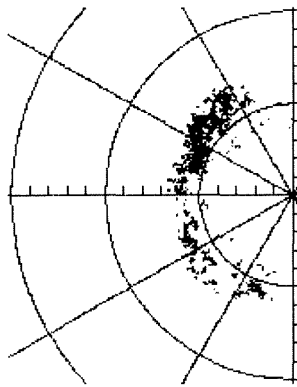


图 5 利用零度层亮带识别模式得到结果(黑色区域表示零度层亮带的位置,其他说明同彩图 1)

为了验证识别结果的准确性,我们将识别得到的零度层亮带的位置同北京 07:00 探空仪探测的温度数据(表 2)进行了对比。对比结果表明,利用本文模式识别得到的零度层亮带高度(约 2.6 km)稍低于探空仪探测温度为 0 °C 的高度(约 2.75 km),根据前面的分析,这是完全合理的。说明模式识别得到的结果是准确的。

为了更好地了解零度层亮带内各种降水粒子的相态结构,我们做了沿径向方位角 300° 的垂直剖面上  $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ ,  $\rho_{hv}(0)$  随高度  $H$  的变化曲线(图 6)。需要说明的是这里的高度是云层相对于雷达站的高度,与真正的海拔高度稍有差别(北京雷达站的海拔高度为 57 m)。

表 2 2004 年 11 月 9 日 07:00 北京市气象局观象台探空仪探测到的温度廓线资料

高度/ m	300	540	780	1020	1260	1500	1740	1980	2220	2460	2700	2940	3180	3420
气温/ °C	9.9	8.0	5.3	7.5	6.5	5.7	4.6	4.8	3.9	3.1	0.5	-1.9	-4.7	-4.5

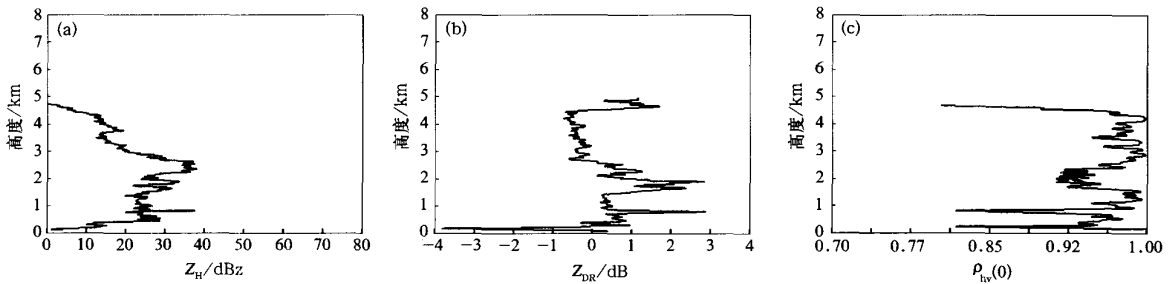


图 6 2004 年 11 月 9 日 07:00 北京双线偏振雷达测量参数在径向方位角 300° 上的垂直廓线(a)  $Z_H$ , (b)  $Z_{DR}$ , (c)  $\rho_{hv}(0)$  (垂直高度为相对于雷达站的高度,北京雷达站的海拔高度为 57.11 m)

从图 6 可以看出,在云的上部(2.7 km 以上),考虑到环境温度的因素(表 2),  $Z_{DR}$  小于零表明:这里存在垂直尺度大于水平尺度的雪花、冰晶等冰相粒子,而且相态结构相对保持稳定,这些粒子在下落过程中长轴以垂直取向为主,因此,  $Z_{DR}$  和  $\rho_{hv}(0)$  在这一范围内基本保持不变。

在云的中部(1.5 ~ 2.7 km 之间),环境温度已由负变正(表 2),即处于零度层高度附近,在不到 1 km 范围内  $Z_H$  和  $Z_{DR}$  分别增加了 15 dBz(最大值达到 36 dBz)和 2.0 dB(最大值达到 1.8 dB)以上,同时,  $\rho_{hv}(0)$  下降了约 0.1(最小值下降到 0.89 以下)。这是因为:一方面由于温度上升,使得冰相粒子开始融化,粒子外围表面形成水膜,使其介电常数变大,从而造成  $Z_H$  和  $Z_{DR}$  的增加,且增加速度比云上部大得多;另一方面也是由于融化后的水滴在下

降过程中碰并增长成大粒子,也使  $Z_H$  和  $Z_{DR}$  增大。而  $\rho_{hv}(0)$  的显著减小是由于冰相粒子融化变湿以及冰相粒子和液态水滴等不同尺寸、不同轴比混合在一起的原因。所有这种特征大约在 2.0 km 高度层上表现最为明显,这时冰相粒子彻底融化形成大雨滴。而在该层的中下部(1.5 ~ 2.0 km),由于温度的升高和雨滴本身表面张力的作用,由冰相粒子完全融化而形成的大雨滴开始破碎成小雨滴,使得  $Z_H$  和  $Z_{DR}$  开始减小;与此同时,粒子的相态、形态之间的差异减小以及粒子尺寸的减小,都会有利于  $\rho_{hv}(0)$  值开始逐渐增加(图 6c)。

在云的下部(1.5 km 以下),由于冰相粒子的融化和大雨滴的破碎过程已经基本结束,各种变化已经趋向稳定,因此各参数都基本保持不变,此时  $Z_H$  约在 20 dBz 左右,  $Z_{DR}$  维持在 0.3 dB,  $\rho_{hv}(0)$  保持在

0.99 以上,表现为一定强度的降雨。至于 1.0 km 以下的高度,由于雷达近区测量一些非气象目标(如地物等)因素的干扰,垂直廓线相对比较无规则,这与零度层亮带的特征无关。

进一步分析图 6 可以清晰地看出,图中最大  $Z_H$  值所在的高度要高于最大  $Z_{DR}$  值和最小  $\rho_{hv}(0)$  值所在的高度,两者相差约在 250 m 左右,这一点在彩图 1 上也可以看出(彩图 1 上  $Z_H$  最大值的区域约在径向距离 35 ~ 37 km 处,而最大  $Z_{DR}$  和最小  $\rho_{hv}(0)$  值的区域约在径向距离 31 ~ 33 km 处)。分析其原因,我们认为这是由于粒子在下落过程中其形状和扁心率发生变化而造成的:在相同的液态降水粒子相态下, $Z_H$  主要是受液态降水粒子的尺寸大小所决定,而影响  $Z_{DR}$  的主要因素是液态降水粒子扁心率<sup>[19]</sup>。因此当固态冰相粒子完全融化成液态降水的那一时刻,降水粒子的形状尺寸最大,所以  $Z_H$  值最大,此时的高度就是最大的  $Z_H$  所对应的高度。但是粒子的扁心率却没有达到最大,在纯液态降水粒子的下落过程中,由于受重力的作用,这些大粒子的形状仍然在不断地发生变化,不断的变扁从而使其扁心率不断增大,直到最终分裂开来。在降水粒子分裂前的瞬间所在的

高度才是最大  $Z_{DR}$  值对应的高度,因此最大  $Z_{DR}$  值对应的高度要低于最大  $Z_H$  值对应的高度。同样对于  $\rho_{hv}(0)$  而言,前面已经提到, $\rho_{hv}(0)$  是随着降水粒子尺寸的增加而减小的,因此,在降水粒子分裂前的瞬间所在的高度才是最小  $\rho_{hv}(0)$  值对应的高度,一旦大的降水粒子分裂为若干个小的降水粒子, $\rho_{hv}(0)$  的值就会开始增加。关于这一点和 Brandes 等人的研究成果是一致的<sup>[19-20]</sup>,这也说明了该雷达测量得到的参数是合理和可靠的。

在进一步的分析中,我们还对多个时次的雷达回波图像进行了分析和识别,得到的结果都是基本相同的。限于篇幅的限制,我们只给出了 12:10 沿径向方位 330° 的垂直剖面上  $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ ,  $\rho_{hv}(0)$  随高度的变化曲线(图 7)。从图上可以看出,虽然降水云回波的高度有所增加,但是零度层亮带的高度以及亮带内各偏振参数的变化规律同图 6 是一致的。降水云回波高度的增加反映的是降水过程的变化,而零度层亮带的高度以及亮带内各偏振参数的变化规律一致说明了零度层亮带高度及其内部变化特征的稳定性。在降水的减弱阶段,也反映了同样情况,不同的仅仅是降水云回波的高度的变化(图略)。

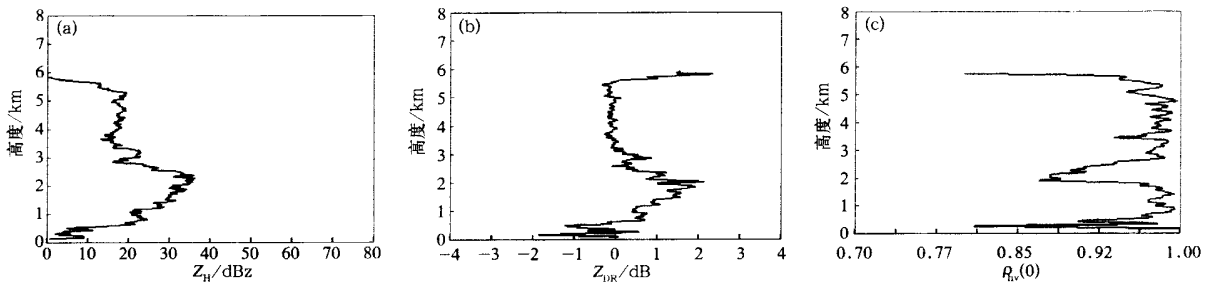


图 7 2004 年 11 月 9 日 12:10 北京双线偏振雷达测量参数在 330° 径向方位上的垂直廓线(说明同图 6)

(a)  $Z_H$ , (b)  $Z_{DR}$ , (c)  $\rho_{hv}(0)$

## 5 结论与展望

双偏振雷达是下一代雷达的一个发展方向,其在研究云微物理机制、人工影响天气等工作中都会起到很大的作用,在实际的业务观测中有广泛的应用潜力。本文通过对 3836 雷达资料质量进行分析处理,同时建立了零度层亮带的识别模式,并对这种模式进行了实际资料验证,在此基础上综合分析了零度层亮带内降水粒子的相态结构变化特征。通过

对一次大范围降水过程的资料分析,得出如下结果:

1) 除线性退极化比  $L_{DR}$  未作分析外,3836 雷达系统获取的这次降雨过程与国外同类产品探测得到的结果相类似,对降水粒子相态参数分布特征的反映比较合理,资料质量较好。

2) 利用模糊逻辑法建立的零度层亮带模式,其得到的识别结果合理,符合零度层亮带的结构特征。

3) 从双线偏振雷达测量参数的角度来说,“零度层亮带”现象的形成原因是由于在零度层以下冰相粒子融化成大雨滴然后再裂碎为小雨滴,从而造

成在该层内  $Z_H, Z_{DR}$  先增大后减小,  $\rho_{hv}(0)$  先减小后增大的变化规律。同时, 由于液态降水尺寸最大时其扁心率不一定最大的事实造成了在零度层亮带内最大回波强度所对应的高度层要高于最大  $Z_{DR}$  和最小  $\rho_{hv}(0)$  所对应的高度层。

应该指出的是, 本文所得到的研究结果仅仅是通过对有限的资料分析处理得到, 由于观测资料的限制, 目前还不能进行更多的试验对比验证。我们只能将其结果同国外同类产品的研究结果相比较, 而不能用真实的观测到的降水粒子相态结构来对比。同时, 由于雷达资料的限制, 在识别模式方法本身的构建过程中, 我们还不能有效地分析到底是一个怎样的成员函数和权重系数比才是最佳的, 今后还有许多工作要做。鉴于此, 我们希望在未来的工作中, 能得到更多的资料, 包括雷达观测资料和地面实测资料, 对这些资料进行分析处理建立适合我国实际情况的各种完善机制, 并将其应用于实际的气象服务中去, 更好地为社会经济建设服务。

致谢: 中国气象局大气探测中心的吴蕾同志提供了探空资料, 中国气象科学研究院徐宝祥研究员对该文提出了很好的修改意见, 同时在雷达试验资料的观测过程中得到了北京市气象局雷达站全体同志的大力支持, 在此一并表示衷心的感谢!

### 参 考 文 献

- [1] Gourley J J, Calvert C M. Automated detection of the bright band using WSR-88 D data. *Wea Forecasting*, 2003, 18: 585-598.
- [2] 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 雷达气象学. 北京: 气象出版社, 2001: 315-319.
- [3] Bringi V N, Seliga T A, Aydin K. Hail detection with a differential reflectivity radar. *Science*, 1984, 225: 1145-1147.
- [4] Hall P M, Goddard J W F, Cherry S M. Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar. *Radio Sci*, 1984, 19: 132-140.
- [5] Bringi V N, Vivekanandan J, Tuttle J D. Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms, Part II: Hail detection studies. *J Atmos Sci*, 1986, 2564-2577.
- [6] Hubbert J, Bringi V N, Carey L D. CSU-CHILL polarimetric radar measurements from a severe hail storm in Eastern Colorado. *J Appl Meteor*, 1998, 37: 749-775.
- [7] Bringi V N, Chandrasekar V. Polarimetric Doppler Weather Radar. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- [8] Ryzhkov A, Zrnicek D, Burgess D, et al. Observation and Classification of Echoes with the Polarimetric WSR-88 D Radar. Report of National Severe Storms Laboratory, Norman, Oklahoma, 2003: 19-26.
- [9] 刘黎平. 不同相态的模式霰块对 5.6cm 雷达波散射及衰减特性的研究. *高原气象*, 1991, 10(1): 26-33.
- [10] 刘黎平, 钱永甫, 王致君. 用双线偏振雷达研究云内降水粒子相态及尺度的空间分布. *气象学报*, 1996, 54(5): 590-598.
- [11] Stewart R E, Marwitz J D, Pace J C. Characteristics through the melting layer of stratiform clouds. *J Atmos Sci*, 1984, 22: 3227-3237.
- [12] Straka J M, Zrnicek D S, Ryzhkov A V. Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations. *J Appl Meteor*, 2000, 39(8): 1341-1367.
- [13] 丁青兰, 刘黎平, 葛润生, 等. 双线偏振多普勒雷达测量精度的理论分析. *应用气象学报*, 2003, 14(1): 30-38.
- [14] Park S G, Iwanami K, Maki M. Retrieval of Raindrop Size Distribution Using C-band Polarimetric Radar Measurements. 30th Conference on Radar Meteorology, 2001.
- [15] 葛润生, 朱晓燕, 姜海燕. 提高多普勒天气雷达晴空探测能力的一种方法. *应用气象学报*, 2000, 11(3): 257-263.
- [16] Zadeh. Fuzzy algorithms. *Info & Cl*, 1968, 12: 94-102.
- [17] Liu Hongping, Chandrasekar V. Classification of hydrometeor based on polarimetric radar measurements: Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification. *J Atmos Ocean Technol*, 2000, 17: 140-164.
- [18] Straka M J, Zrnicek D S. An Algorithm to Deduce Hydrometeor Types and Contents from Multi-parameter Radar Data. 26th Conference on Radar Meteorology. 1993, 17: 513-515.
- [19] Brandes E A, Ikeda K. Freezing-level estimation with polarimetric radar. *J Appl Meteor*, 2004, 43(11): 1541-1553.
- [20] Doviak R J, Zrnicek D S. Doppler radar and Weather Observation. San Diego: Academic Press, 1993.



## Data Quality Analysis of 3836 C-Band Dual-linear Polarimetric Weather Radar and Its Observation of a Rainfall Process

Cao Junwu<sup>1)2)3)</sup> Liu Liping<sup>1)</sup> Chen Xiaohui<sup>3)</sup> Chen Gang<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup> ( State Key Lab of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081 )

<sup>2)</sup> ( Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044 )

<sup>3)</sup> ( Anhui Sun-create Electronics Limited Company, Hefei 230088 )

### Abstract

The technical status of upgraded 3836 C-band Dual-linear Polarimetric Weather Radar (3836 radar) in Beijing Meteorological Bureau in 2004 is studied. Based on the large area stratus rainfall observation over Beijing on November 19, 2004, the 3836 radar's measurement quality and its detection ability are presented. According to the characteristics of the scattering and orientations of the precipitation particles with different phases in the space within the melting-layer (so-called bright band), a model is established, in which the bright band can be identified by applying the fuzzy logic method to three polarimetric radar observation variables and the height. The radar measurements are used to assess the outputs from the model and discuss the variation features of different phased hydrometeors within the melting-layer.

The results show that: ① the phase distribution structure of hydrometeors of the storm revealed by the 3836 radar data, except the LDR non-analysed data, is reasonable and similar to those from foreign polarimetric radars. ② The result from the established model based on the 3836 radar measurements is reasonable and able to reflect the feature of melting-layer. ③ Upon the polarimetric radar measurements, the melting-layer is characterized by a drop in  $\rho_{hv}(0)$  associated with  $Z$  and  $Z_{DR}$  peaks, the cause is that the ice particles descend below 0 °C height, melt into large rain drops, and the break into more rain droplets, resulting in the variation rule that the  $Z_H$  and  $Z_{DR}$  increase first then decrease while  $\rho_{hv}(0)$  is just on the contrary in this layer. In addition, the maximum  $Z$  is observed at a higher altitude than that of the maximum  $Z_{DR}$  and minimum of  $\rho_{hv}(0)$ . It indicates that the maximum eccentricity of melted hydrometeors occurs at a lower level in the atmosphere than that with the maximum size, assuming the largest particles are located near the reflectivity maximum.

It is a preliminary study on examining the potential ability of polarimetric weather radar upgraded from China New generation RADAR (CINRAD) in detecting microphysical structure of rainfall storm, which may provide more useful help and reference to the further development of polarimetric radar in China.

**Key words:** 3836 C-band dual-linear polarimetric weather radar; data quality; melting-layer; hydrometeors structure

## 曹俊武等：3836C波段双线偏振多普勒雷达 及其在一次降水过程中的应用研究

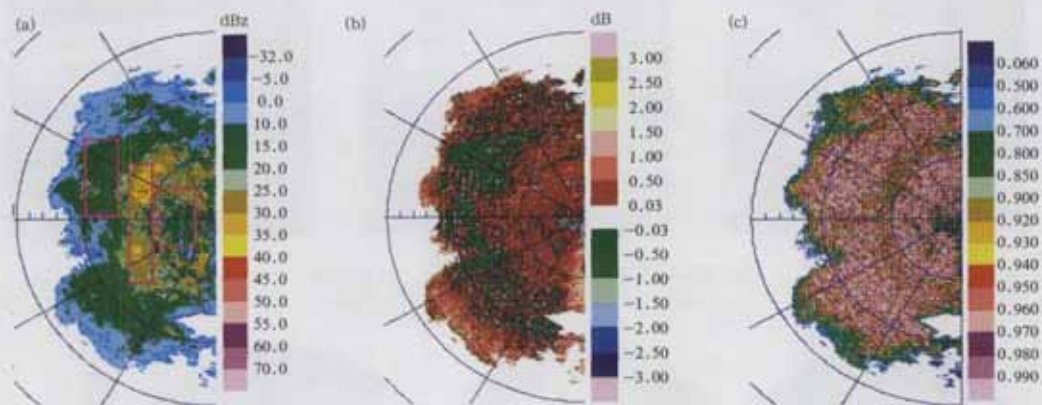


图1 2004年11月9日07:08北京一次大范围降水过程的雷达回波图

(a)  $Z_H$ , (b)  $Z_{DR}$ , (c)  $K_{DP}(0)$

(雷达位于半圆的中心位置, 仰角为 $3.7^\circ$ , 每个距离圈是30 km)

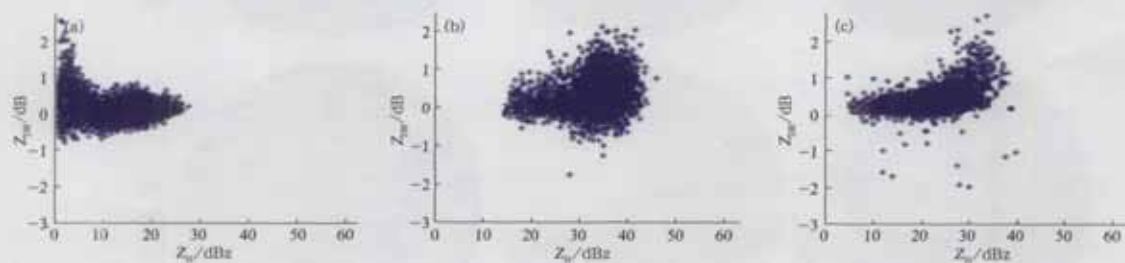


图2 与图1a中自左至右的3个矩形区域相对应的降水过程原始资料的 $Z_H$ - $Z_{DR}$ 散点图

(a,b,c 分别表示高、中、低3个高度层)

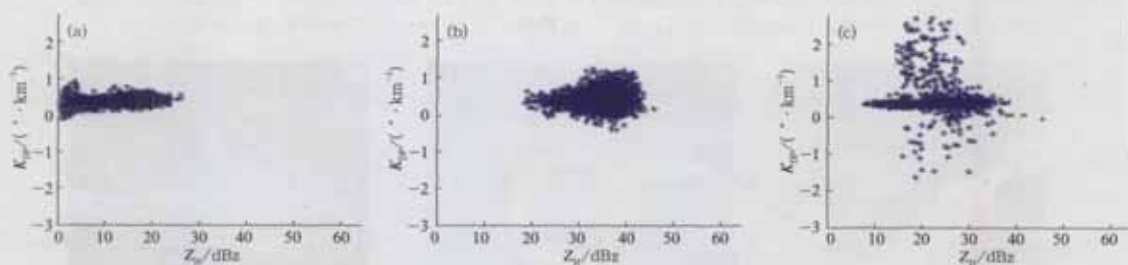


图3 与图1a中自左至右的3个矩形区域相对应的降水过程原始资料的 $Z_H$ - $K_{DP}$ 散点图

(说明同图2)