

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.

利用极化雷达分析层状云中水凝物粒子性状分布

何宇翔^{1, 2} 肖辉¹ 吕达仁¹

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 使用中国科学院大气物理研究所的 X 波段双线极化雷达系统探测资料, 讨论了双极化雷达各种观测参量所反映的水凝物粒子的物理本质。提出了对存在融化层的层状云使用雷达探测变量确定零度层高度以及结合地面温度反演温度廓线的方法。在存在融化层的层状云中, 对雷达探测资料在层状云降水期间的 RHI 资料进行分层统计, 结合国际上已有的研究结果, 获得了几种主要水凝物粒子的极化雷达参数 (即反射率、差分反射率、单位差分传播相移、相关系数) 范围; 在此基础上使用模糊逻辑方法, 对水凝物粒子进行分类, 分类结果反映了层状云的相态结构分布特点。最后, 根据两个实例, 使用反射率、差分反射率衰减订正后的数据, 结合层状云的基本特点, 分析了层状云的垂直结构和粒子的相态结构以及层状云中可能的降水机制, 并使用反演的粒子分布结构代替雷达反射率因子结构对降水微物理过程进行了讨论, 结果验证了顾震潮 (1980) 在 20 世纪 60 年代提出的层状云降水的三层概念模型。本文结果为使用双极化雷达研究云降水机制提供了方法, 表明双极化雷达在云降水物理的研究中具有广阔的应用前景。

关键词 极化雷达 模糊逻辑 相态识别 降水性层状云

文章编号 1006–9895 (2010) 01–0023–12

中图分类号 P412

文献标识码 A

Analysis of Hydrometeor Distribution Characteristics in Stratiform Clouds Using Polarization Radar

HE Yuxiang^{1, 2}, XIAO Hui¹, and LÜ Daren¹

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

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

Abstract Using data from X-band dual-polarization radar system set up by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, the paper discusses various dual-polarization radar parameters and their physical essence of representing hydrometeors. On the basis of reflectivity and differential reflectivity attenuation correction, the paper analyzes vertical structure and hydrometeor phase distribution structure of stratiform cloud, puts forward methods to position the melting layer and retrieve the vertical temperature profile in combination with the ground temperature. Statistical analysis for specific layers in the stratiform cloud is conducted, and with reference to international C- and S-band radar studies, ranges of X-band radar parameters, i. e. reflectivity, differential reflectivity,

收稿日期 2008–11–05, 2009–03–31 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40875080, 国家科技支撑计划项目 2006BAC12B01-01, 中国科学院知识创新工程青年人才领域前沿项目 IAP07408, 中国气象局与吉林省人民政府人工影响天气联合开放实验室开放课题 0603

作者简介 何宇翔, 男, 1976 年出生, 博士生, 主要从事遥感的理论和应用研究。E-mail: heyuxiang@mail.iap.ac.cn

specific differential phase shift, and correlation coefficient, for several main hydrometers are acquired. On the basis of above results, hydrometeors are classified using the fuzzy logical method. The results reflect the phase distribution characteristics of stratiform cloud and hydrometeors. Then, possible precipitation mechanism is discussed according to two cases. The retrieved hydrometeor distribution is used to study microphysical processes of precipitation instead of using the radar echo structure. The results verify the three-layer conceptual model introduced by Koo Zhen-Chao (1980) in the 1960s. The studies provide the method for dual-polarization radar application to cloud and precipitation physics studies, and indicate its broad potential application prospect.

Key words polarization radar, fuzzy logic, hydrometeor classification, precipitable stratiform cloud

1 引言

双线极化雷达通过发射水平和垂直方向的电磁波以及采用不同的信号处理方式得到多种测量参数,用于观测降水粒子的大小、形状、相态和空间上的翻滚,揭示各种降水系统中小雨滴、大雨滴、霰、冰雹、雪花、冰晶等多种水凝物粒子的分布,为研究降水系统的微物理和动力结构提供了观测依据。在层状冷云中,冰晶攀附撞冻云水形成雪、霰,当它们下落通过融化层(即通过大气中的 0°C 等温线)时,开始融化,冰相粒子向液态粒子转化,形成雨滴。融化过程对于研究冷云降水的形成和演变非常重要,它和其他物理过程,如核化、凝结、凝华、聚合、碰并等过程一起构成了层状冷云降水的自然过程。

对于层状云中水凝物粒子的组成和结构,顾震潮(1980)在20世纪60年代提出三层模型,即可以把层状云分成三层,其中,上部为冰晶层,中层为雪、霰及过冷水层,下层为雨水层,这个模型是在空间点观测数据基础上得到的,这一模型具有重要的理论和实践意义,它反映了层状冷云中可能的降水机理以及各层之间的相互作用关系,而雷达可以得到降水过程的剖面及其变化,对于这一理论模型的验证有着重要的价值。在层状云降水过程中,雷达RHI(Range Height Indicator)扫描图上经常伴随着融化层亮带。20世纪40年代,Ryde(1946)就定性解释了引起零度层反射率加强的原因,但是直到现在关于此层的定量评估仍然没有定论。早期的一些研究(Ekpenyong and Srivastava, 1970)通过形状效应(雪花、融化雪花的非球形特性)、融化层之上的凝结碰并和其下的破碎造成降水量的增长等原因来解释这种现象,这种碰并-破碎机制好像是融化层亮带增强的原因。近年的数值模式研究(Hardaker et al., 1991; 洪延超和周非非, 2005)也

表明融化层反射率较强,并且指出如果只考虑低密度雪花的融化,将造成亮带强度的低估。以前数值模式和观测大多基于普通雷达和多普勒雷达观测的亮带(张培昌等, 2001)。由于信息量缺乏,无法给出层状云中各种粒子的分布,因此没有亮带详细的探测资料,造成了模式估计和观测结果不一致。极化雷达提供了更多新的信息,使得我们可以根据降水粒子在微波波段的性质,对粒子进行分类,研究水凝物粒子的空间分布,进而较好地了解各层微物理的变化。分类结果不仅可以用于讨论粒子之间的相互作用,研究层状云的降水机理,还可以初始化云及中尺度数值模式。

对水凝物粒子分类有很多可选的方法,如预先定义雷达观测变量的边界,然后使用布尔决策树方法对降水粒子进行分类(El-Magd et al., 2000),但是不同水凝物粒子的雷达观测变量并不互斥,同时在观测中存在噪声,这些因素都将导致识别错误和不完全分类。为了解决这类模糊问题,Zadeh(1965)提出了模糊逻辑方法,它是一种解决不精确和不完全信息问题的有效方法,其最大的特点是用它可以比较自然地处理人类的概念,可以利用专家经验进行分类,其主要的优点是可以处理不确定的信息。Liu and Chandrasekar(2000)使用这种方法对降水粒子进行了分类,曹俊武等(2005),曹俊武和刘黎平(2007)使用此方法对美国的双极化雷达PPI资料进行了降水粒子的分类,结果显示识别结果比较合理。这种方法由几个主要部分组成:模糊化、推理、退模糊。双极化雷达变量可能对各种降水粒子的重要性不一样,比如差分反射率 Z_{DR} 和单位差分传播相移 K_{DP} 对雨滴的识别很重要,因此,根据不同的雷达观测变量对不同的降水粒子类型的敏感程度,可使用不同的权重,从而改进模糊逻辑对水凝物粒子分类方法。

本文将使用中国科学院大气物理研究所新装备

的 X 波段多普勒双线极化雷达 (IAP-714XDP-A) 以及机载云粒子探测系统 (PMS) 对我国北方层状云的观测资料, 研究模糊逻辑对水凝物粒子分类的方法。

2 观测仪器及雷达参数特征

本文使用的 X 波段多普勒双线极化雷达系统 (IAP-714XDP-A) 采用双发双收体制, 雷达系统的详细特征参阅何宇翔等 (2009)。雷达系统位于吉林省长春市南边的伊通地区 (海拔高度为 370 m)。以 2006 年 5 月 8 日和 2007 年 5 月 15 日发生在该地区的两次持续性层状云降水过程为研究个例。前一次过程, 伴随有运-12 飞机的同步探测, 飞机上装载了美国 PMS 公司生产的二维光阵粒子探头 OAP-2D-C (量程: 25~800 μm) 和 OAP-2D-P (量程: 200~6400 μm) 等仪器。

2.1 极化雷达观测量的特性

极化雷达观测量包括反射率 (Z_H)、差分反射率 (Z_{DR})、相关系数 (ρ_{HV})、差分传播相移 (Φ_{DP}) 和单位差分传播相移 (K_{DP}), 其详细定义见 Bringi and Chandrasekar (2002)。双线极化雷达通过同时发射水平、垂直极化波电磁波来获得水凝物粒子的水平和垂直方向的反射率因子大小, 它提供了降水粒子形状、尺度和相态信息 (介电常数的大小), 同时也反映了与滴谱相关的信息。差分反射率对粒子的敏感性 (不论是冰晶还是液态水) 随着粒子的取向随机化而降低, 由于极端风切变、粒子碰撞或破碎等作用使水凝物粒子可能倾斜几十度 (Johnson and Beard, 1984), 但是理论研究 (Beard and Jameson, 1983) 和雷达观测 (Hendry et al., 1987) 表明雨滴的倾向角分布是一个均值为零的窄带分布, 而冰晶粒子一旦出现大的倾角则很容易识别, 因为在大多数情况下, 它们在下落过程中往往存在摇晃和旋转运动, 在大粒子和较密实的冰相粒子中, 一旦出现这种倾斜会更加明显, 比如较大尺度的霰或者冰雹, 它们在下落过程中一般都作翻滚运动。相关系数 ρ_{HV} 在区分雨滴、雪和融化的冰晶方面很有效, 相关系数的大小和雷达有效照射体积中粒子的形状及所在区域的环境扰动大小密切相关, 在同一种粒子组成的理想介质中, 相关系数较高, 在自然降水中, 虽然降水粒子变形率与它的大小有关系, 但是雨滴粒子还是具有较一致的形状。在雨中, ρ_{HV} 通常大于 0.95~0.96, 并且不太依赖于雨

强; 在雪中 ρ_{HV} 大于 0.85~0.9; 在融化层中 ρ_{HV} 的值一般相当低, 通常都小于它在雪中和雨中的值; 差分传播相移通过雷达有效照射体积内的所有粒子的后向散射信号的测量得到。电磁波在经历降水体向前推进的过程中, 存在衰减和相移效应, 比如雨滴和冰晶这些各向异性的降水粒子, 对于垂直和水平极化波的传播常数是是不一样的。水平极化波观测到相对较大的后向散射截面, 所以传播速度要比垂直方向的极化波传播速度慢, 因此, 接收信号包含了两个通道差分传播相移的累积相位差, 累积相位差依赖于降水粒子的大小、形状、取向、数量及与雷达的距离。

除此之外, 极化雷达的探测变量还受到雷达标定等因素的影响, 所以可以把影响极化雷达的探测变量的因子归纳为: 雷达硬件系统 (波长、体制等)、传播效应 (衰减、米散射 δ_e 效应等)、标定 (两路极化平衡)、受噪声影响而产生偏差、降水体中粒子的密度等。通过上面的讨论, 把这些因素与探测变量的关系归纳在表 1。

从表 1 中可以看出, K_{DP} 具有很多优良的特性, 它几乎不受大多数因素的影响, 它的大小取决于水凝物粒子本身的特性; Z_H 几乎受到所有因素的影响, 一方面说明它包含了丰富的信息, 另一方面也为解读这些信息造成了困难。

通过上面的讨论可见, (1) 雷达探测量反映了粒子的轴比。雨滴在下落的过程中可能出现震荡, 偏离其平衡形状, 震荡的雨滴一般采用比其平衡“轴比” (axis ratios) 稍大的偏椭球近似 (Bringi et al., 1998), 像冰雹、霰、雪等不规则冰相粒子, 经常也是作为球形粒子考虑 (Pruppacher and Klett, 1997)。在美国科罗拉多地区地面收集到的冰雹主要是偏椭球形状和圆锥形, 其轴比在 0.5~1.0 之

表 1 极化雷达探测变量与可能影响因素的关系
Table 1 Relationship between dual-polarization radar measurements and possible influence factors

	雷达系统	传播效应	雷达定标	噪声偏差	密度变化	定量估计
Z_H	×	×	×	×	×	✓
Z_{DR}	✓	×	✓	×	✓	✓
K_{DP}	✓	✓	×	✓	✓	✓
ρ_{HV}	✓	×	✓	×	×	×
δ_e	✓	×	✓	✓	✓	×

注: ✓: 不受影响/用于定量估计; ×: 受影响/不用于定量估计。

间变化,因此,一般取 0.77 作为其近似值 (Knight, 1986)。雪晶的形状多变,就雷达遥感探测而言,一般归纳为三种类型:柱状、平板状、枝状,枝状很难用简单的形状参数刻画,电磁波对其结构比较敏感。(2) 水凝物粒子的组成影响其介电常数,进而影响其散射特性。雨滴的介电常数与温度有关 (Ray, 1972)。在 S 波段 (10 cm) 时,这种依赖性对后向散射的影响可以忽略,但是在 X 波段 (3 cm) 接近共振散射粒子时的后向散射,这种影响较明显。对于冰晶粒子一般是由冰和空气组成的混合物,对这种粒子一般通过有效介电常数的方式把它们视为同质粒子,这种处理方式也可以用于松软的霰和冰雹粒子,融化的冰雹和其他冰相粒子则可以看作外包水膜、冰水混合或者冰气混合,这时必须把它们看作异质水凝物。(3) 雷达探测量还可以反映粒子下落时的取向。雨滴在大气中沿着其对称轴下落时,一般只有较小的偏离 (Pruppacher and Klett, 1997),雨滴的对称轴偏离垂直方向大约是标准差为 3° ,平均值为 0° 的分布。冰雹和霰的下落行为目前还不是很清楚,圆锥形粒子下落时一般顶点向上,但是其顶点也有可能向下。只要倾斜角的分布一样,不会影响雷达侧向入射探测结果。

2.2 层状云中水凝物粒子的垂直分布特性

在层状云中,融化层之上的干雪区反射率小于其下方的雨区反射率,由冰晶和空气混合组成的低密度的雪通常具有较小的折射率,这意味着其差分反射率 Z_{DR} 总是很小,大约为 0.5 dB 或更小。比较而言,密度大于 0.3 g/cm^3 的高密度的冰相粒子,其形状多变,大小从小冰晶到直径达几厘米的冰雹,不论把冰晶粒子近似为球形还是非球形,在这

种情况都可能出现反射率值达到 50 dBZ,但由于受气流的影响产生翻滚以至于没有优势取向, Z_{DR} 一般小于 0.1 dB,如果此时存在较大的 Z_{DR} ,则表明有可能存在高密度的冰晶粒子,并具有较大的水平尺度。当冰相粒子下落经过 0°C 层时,由于融化作用使其外包水膜,这时 Z_H 变大, ρ_{HV} 变小, Z_{DR} 变大,故可利用这些信息来识别出融化层。根据我们的统计,当冰晶粒子完全融化形成雨滴,其反射率将增大约 6~7 dBZ;当雪花融化形成雨滴时,降落速度会增加 4 倍,这两种效应造成反射率大约减小 6 dBZ。当雨滴粒子尺度由大到小变化时,则 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 的值一般也会由大到小。翻滚中的冰相粒子则是 Z_H 很大, ρ_{HV} 很小,且因为垂直和水平方向的反射率接近, Z_{DR} 也会接近于零,因此, Z_{DR} 可以用来辅助区别存在冰雹或霰的区域。在过冷水区, Z_H 及 Z_{DR} 一般都较大。

为了研究层状云降水体各层中粒子的分布规律,比较 2006、2007 年吉林和 2008 年北京的观测资料 (已经过包括衰减订正、杂波抑制等预处理,图略),发现在稳定层状云降水中,极化雷达探测的各变量有相似的垂直结构。本文以 2006 年 5 月 8 日在吉林伊通一次观测过程为例,此过程配合有飞机入云观测资料,图 1 为 2006 年 5 月 8 日 10:00 (北京时,下同) 在 78° 方位上雷达 RHI 扫描资料,其中显示了反射率、差分反射率、单位差分传播相移、相关系数和反演的环境温度随高度变化的廓线。在处理中,为了消除取样的起伏和小尺度的变化,把距离雷达 20 km 处的 10 个距离库 (大约 1.5 km 的距离) 的资料平均,通过不同高度上各种粒子的分布和相应的物理过程分析 (略),可以得出如下

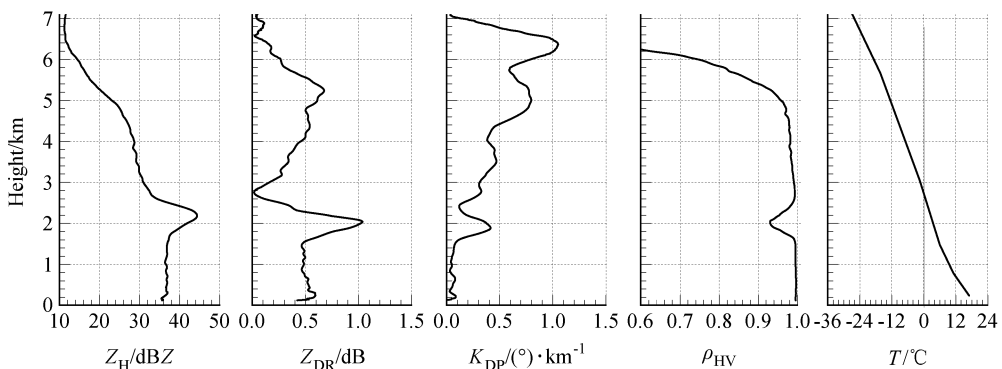


图1 2006年5月8日10:00雷达探测各变量和反演的环境温度的垂直廓线。方位角: 78° ; 距离: 20 km

Fig. 1 Vertical profiles of radar detected variables and retrieved environment temperature at 1000 LST 8 May 2006. Azimuth: 78° ; range: 20 km

结论：在层状云中， Z_{DR} 、 Z_H 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 及温度反映了各个高度上冰晶、雪、霰、雨滴等水凝物粒子之间的相互作用和转化过程。这些量也在一定程度上反映了粒子的翻滚扰动的动力特征以及伴随融化和冻结过程的潜热交换等热力特征，同时表明了温度对粒子的存在形态具有明显的指示意义。

2.3 降水粒子各参数的取值范围

要判断降水粒子的类型，必须知道某种特定粒子所对应的雷达探测变量的可能取值范围，为了使用极化雷达资料对云降水物理过程做进一步分析，对降水粒子明确的认知和界定是必要的，这样才能更好地调整水凝物粒子识别方法中各参数范围。结合前面的讨论，把层状云划分成 7 层，获取本雷达系统在每层中极化雷达变量的统计特性，并结合 May and Keenan (2003) 进行 C-Pol 雷达及飞机观测得到的各种降水粒子的极化雷达参数范围，配合温度的限制，将 C-Pol 雷达参数中的 K_{DP} 值乘以 5/3（因为 C 波段雷达和 X 波段雷达的波长分别为 5 cm 和 3 cm），然后再做一些小的调整，从而得到各种

降水粒子的取值范围，并根据 $Z_{DR} - Z_H$ 与 $K_{DP} - Z_H$ 关系微调这些参数，可以获得较准确的液相粒子如毛毛雨、小雨、中雨的信息，而冰相粒子如霰、冰雹、雪、冰晶、过冷水等的参数范围除了根据层状云的垂直分层结构的统计结果来调整外，还根据粒子本身的特性来调整（比如，翻滚中的冰雹的 Z_H 很大， Z_{DR} 接近于零；过冷水滴的 Z_H 及 Z_{DR} 大；冰、水混合区的 ρ_{HV} 小）。表 2 给出了各种水凝物粒子的极化雷达参数范围和出现的温度区间。

3 模糊逻辑方法的设计

由于雷达数据对不同降水粒子的取值范围并不唯一，雷达探测变量之间存在重叠现象并且受到各种噪声的污染，所以要识别粒子类型不能简单地通过查表或“刚性”划分法得到，模糊逻辑方法具有对这种特性数据进行明确划分的能力，同时模糊逻辑使用简单的规则来描述系统，它并不讨论问题的解析解，所以易于实现且效率较高。因此，本文拟采用各种水凝物粒子的可能雷达变量取值范围，构

表 2 各种降水粒子的极化雷达参数范围和出现的温度区间
Table 2 Polarization radar parameter ranges for various hydrometeors and existing temperature ranges

	水凝物类型				
	毛毛雨/云	小雨	中雨	大雨	小雹
Z_H /dBZ	−5~20	19~41	29~51	37~59	50~60
Z_{DR} /dB	0.00~0.70	0.10~1.89	0.21~2.93	0.28~4.0	−0.5~0.5
$\rho_{HV}^{(0)}$	0.65~0.80	0.97~1.0	0.96~1.00	0.95~1.00	0.92~0.95
$K_{DP}/(^{\circ}) \cdot \text{km}^{-1}$	−0.03~0.05	0.0~0.55	0.50~2.80	1.20~10.00	−1.00~1.00
$T/^{\circ}\text{C}$	−5~40	−1~40	−1~40	−5~40	−10~40

	水凝物类型				
	大雹	雨夹雹	湿霰	干霰	干雪（低密度）
Z_H /dBZ	55~65	45~70	37~50	25~35	−10~20
Z_{DR} /dB	−1.5~0.5	−1.0~4.0	−0.5~2.5	−0.5~1.00	0.0~0.5
$\rho_{HV}^{(0)}$	0.90~0.92	0.7~0.95	0.95~0.98	0.91~0.94	0.99~1.00
$K_{DP}/(^{\circ}) \cdot \text{km}^{-1}$	−1.00~2.00	0.0~12.0	0.00~1.50	−0.20~0.80	−0.50~0.50
$T/^{\circ}\text{C}$	−10~40	−10~10	−15~5	−25~20	−50~0

	水凝物类型				
	湿雪（高密度）	融化的雪	冰晶	不规则冰晶	过冷水
Z_H /dBZ	−10~35	20~50	−10~25	−10~25	−20~35
Z_{DR} /dB	0.2~1.0	0.5~3.0	0.2~5.0	0.0~0.7	0.5~1.5
$\rho_{HV}^{(0)}$	0.88~0.99	0.6~0.92	0.95~1.00	0.90~1.00	0.97~1.00
$K_{DP}/(^{\circ}) \cdot \text{km}^{-1}$	0.30~1.00	0.5~2.00	0.16~1.20	−0.06~0.20	−0.06~0.26
$T/^{\circ}\text{C}$	−1~5	0~5	−50~−1	−50~−1	−10~−1

注： $\rho_{HV}^{(0)}$ 表示零滞后相关系数（即两路初始相位差为零时的相关系数）

造模糊逻辑系统的隶属度函数, 然后对水凝物粒子进行分类。

3.1 模糊逻辑系统的结构

模糊推理是采用模糊逻辑由给定的输入到输出的映射过程。极化雷达具有观测多种参数的能力, 使用 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 和观测高度 (H) 作为输入, 输出为降水粒子的类型。各种参数对不同降水粒子形态的敏感性是有差异的。例如, Z_H 对粒子的大小敏感; Z_{DR} 对粒子的扁平度敏感; K_{DP} 对粒子的扁平度和相态敏感, 而且不受到雷达本身的影响; ρ_{HV} 可以表征降水粒子水平和垂直方向的相关度, 等等。另外, 利用 K_{DP} 与 Z_H 、 Z_{DR} 与 Z_H 等变量之间存在的约束关系, 判断各种量的重要程度。

模糊逻辑的思路: 为了判断雷达观测参数表征的是哪种降水粒子 (i), 可以将这些参数 (j) 逐一一对水凝物粒子进行特性 (隶属度函数) 分析, 把它们的概率转化为模糊集中的隶属程度 (P_i^j), 再比较这些参数对降水粒子类型特性的表征程度, 给它们分配不同的权重 (W_i^j), 然后通过加权的方式把这些结果合成起来得到分类结果 (Q_i^j):

$$Q_i = \sum_{j=1}^5 W_i^j P_i^j / \sum_{j=1}^5 W_i^j.$$

最后把得分最高者判断为真实降水粒子。本文根据 2.3 节的结果把降水粒子分成毛毛雨 (Drizzle)、小雨 (Light Rain)、中雨 (Moderate Rain)、大雨 (Heavy Rain)、小雹 (Small Hail)、大雹 (Large Hail)、雨夹雹 (Rain and Hail)、湿霰 (Wet Graupel)、干霰 (Dry Graupel)、低密度干雪 (Low Density Dry Snow)、高密度湿雪 (High Density Wet Snow)、融化的雪 (Melting Wet Snow)、冰晶 (Ice Crystal)、不规则冰晶 (Irregular Crystal)、过冷水 (Supercooled Cloud Droplet), 其中区分高密度的湿雪和融化的湿雪, 目的是为了区分层状云所特有的融化层现象, 融化层由复杂的粒子组成。此外, 根据各参数的可信度和所表征的物理特性的重要程度给予不同的权重, Z_H 、 Z_{DR} 经过衰减订正等预处理。本研究使用如下权重: $W_{Z_H} = 0.35$ 、 $W_{Z_{DR}} = 0.35$ 、 $W_{K_{DP}} = 0.10$ 、 $W_{\rho_{HV}} = 0.10$ 、 $W_{Temp} = 0.15$ 。对于某种实际的水凝物粒子, 还可以在这些权重系数附近作进一步调整, 以达到最佳的识别效果。所以, 通过模糊逻辑识别的结果可以给出雷达有效照射体中占优的水凝物粒子成分, 但这种方法不能得到有

效照射体中各种水凝物的比例。

3.2 隶属度函数

可选的隶属度函数有很多种, 比如三角形、梯形、Beta 函数等。本文选择 Beta 函数, 它具有如下几个优点, (1) 在对粒子分类时总希望对于某类降水粒子, 隶属度函数具有较宽的平坦区域, 也就是说, 对于实际天气过程中的某种降水粒子类型, 虽然其雷达参数并不唯一, 但是却存在其最优出现的区域, 比如对于降水过程, 反射率的范围可以从 25~60 dBZ, 好的隶属度函数必须反映这一最优区域。(2) Beta 函数具有一阶导数连续的特性 (Liu and Chandrasekar, 2000)。Beta 隶属度函数定义为:

$$\text{Beta}(x, a, b, c) = \frac{1}{1 + \left| \frac{x - c}{a} \right|^{2b}},$$

其中, a 、 b 、 c 决定了 Beta 函数的形状, a 表示宽度, b 表示斜率, c 表示曲线的中心, x 取值为探测变量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 及海拔高度 H 之一。Beta (x, a, b, c) 的计算结果表示在相应的模糊集中, 这些探测变量的隶属程度取值范围在 0~1 之间。在模糊逻辑系统中, 使用模糊集代替精确值作为输入变量, 比如 $Z_H = 40$ dBZ, 通过隶属度函数计算, 它属于毛毛雨集合的程度为 0, 属于雨水集合的程度为 1, 属于干霰集合的程度为 0.8, 属于雨和雹的混合物的程度为 0。在调节这些参数时, 用一定的标准, 比如斜率的调整可以根据这一探测变量是否易于受到噪声的影响, 易 (不易) 受噪声影响的斜率变小 (大) 等, 在讨论层状云廓线的基础上, 参考 May and Keenan (2003) 的结果, 通过统计方法可以得到参数 a 、 b 的取值。其中海拔高度函数表征了地理位置和季节, 其中最重要的就是 0°C 层位置对固态粒子和液态粒子的识别对结果的影响。成员函数的形状决定了模糊逻辑系统的表现, 目前除了使用经验和理论计算来确定参数的范围外, 实时的观测资料为系统的验证提供了可能。通过分析层状云资料, 在已知层状云结构和大概分布规律的基础上, 使用统计方法, 得到这些水凝物粒子所对应的参数范围, 结合已有的飞机观测和经验结果, 确定了最后使用的参数范围。

4 实例分析

2006 年 5 月 8 日 08 时 (北京时, 下同) 在吉林

省出现了一次层状云降水过程, 辽宁和吉林的中北部地区出现了低空急流, 最大风速出现在长春市上空, 西南风 24 m/s。同时, 伴随着 7 日在新疆境内 500 hPa 横槽的转竖过程, 中低层有冷空气向外蒙古境内扩散, 8 日 08 时 850 hPa 弱冷高压中心位于外蒙古东部地区。冷高压东南侧的东北气流和其南侧的西南风急流在河北、辽宁、吉林、黑龙江四省的北部形成切变, 1000 hPa 至 850 hPa 高度层有明显的风向辐合, 对应着当时地面低压系统中稳定的层状云降水。在长春附近一直维持一条近南北向的低压浅槽, 槽前等高线逐渐变密, 槽后等高线逐渐变疏, 所以在雷达观测地区的地面上形成持续稳定的层状云降水。2006 年 5 月 8 日 08 时雷达站地面气温为 18.0℃, 相对湿度为 39%, 风向为 180°左右, 风速为 2 m/s。另外, 2007 年 5 月 15 日是吉林省出现另一次大范围降水过程, 降水从 15 日 19:56 到 16 日 05:32, 持续了近 10 个小时。

4.1 温度的反演

在水凝物分类时, 温度是非常重要的一个参量, 它直接影响了各种粒子存在状态以及它们之间相互转化的机制, 它是分析和识别粒子相态以及存在形态的重要物理参数, 还可以有效地确定冻结层之上的冰晶区和过冷水区。在使用模糊逻辑确定粒子类型时, 各种粒子可能出现的高度与温度有直接的关系, 所以, 有必要通过雷达资料反演大气的温度廓线。

对流层中气温随着高度增加而降低, 因此, 在确定温度的垂直分布时, 首先, 确定 0℃层的高度, 然后, 根据 ICAO (International Civil Aviation Organization) 定义的标准大气, 在 0℃层和对流层顶之间使用固定的温度递减率 6.49℃/km 确定各层的温度, 0℃层之下的各层温度使用 0℃层温度和地面温度线性内插确定。

通过对雷达 RHI 资料的分析发现, 对于层状云降水过程, Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 随高度的分布可以归纳为简单的模型, 如 Matrosov et al. (2007) 的图 2 所示。因此, 可以通过确定此图中 h_1 的位置来确定 0℃层的高度。在本文中使用此方法求得 $h_1 \approx 2.8$ km, 这与实际探空资料吻合, 当时的地面温度为 18.0℃, 用 h_1 把温度廓线分成两段反演, 其结果为:

$$T(h) = \begin{cases} -6.49(h - h_1), & h > h_1 (0^\circ\text{C}), \\ C_1 h + T_g, & h \leq h_1 (0^\circ\text{C}), \end{cases}$$

其中, $C_1 = (T_g - T_{h_1})/h_1$, 在这里 $C_1 = -6.43$, T_g 为地面温度, 本例中 $T_g = 18.0^\circ\text{C}$ 。由于温度在层状云降水期间变化较小, 同时模糊逻辑本身具有对数据较强的容错能力, 所以, 这样反演的温度精度可以满足水凝物粒子的分类要求。

4.2 分类结果分析

图 2 是 2006 年 5 月 8 日 09:44 层状云雷达探测的各参量分布图, 从图可见, Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 和 ρ_{HV} 都具有明显的融化层, 特别是 Z_{DR} 和 ρ_{HV} 更加明显。在距离雷达 20 km、高 2 km 附近, 层状云中出现了对流泡, Z_H 出现了较大值, 相应的 Z_{DR} 也较大, 而 ρ_{HV} 相对较小。在 6 km 高度上, Z_{DR} 较大, Z_H 较小, 在融化层之上, Z_H 随着高度降低整体呈降低趋势, 而 Z_{DR} 、 K_{DP} 在高层出现了较大值区, 相关系数 ρ_{HV} 不论在冰晶区还是在雨区都接近 1, 但在融化层中, 反射率表现为最大值区, Z_{DR} 也具有较大的取值, K_{DP} 在融化层中没有明显特征, 相关系数 ρ_{HV} 在这一层取值很小。

使用前面介绍的粒子分类算法, 利用各种水凝物粒子的极化雷达参数范围, 对此个例进行了分类, 结果如图 3 所示。从图 3 中可以清楚地看出, 上层为冰晶层, 融化层之上是霰和过冷水层, 在融化层中存在小雹、湿霰、融化的雪等, 分类结果基本反映了层状云中粒子结构分布特征。在 6 km 高度上存在大量的冰晶, 这一层一般为针状、板状冰晶, 在高层引导风作用下 (当天的探空资料显示在 6 km 高度上存在风速的极大值), 冰晶出现了明显的优势取向, 这与雷达探测到 Z_{DR} 较大而相应的 Z_H 较小相吻合。在融化层之上, 出现了由大量干霰、湿霰及过冷水混合的区域, 上层的冰晶掉入这层后, 聚合吸附云滴, 外形浑圆、结构松散, 主要以霰的方式出现在这一层, 所以, 相应的 Z_{DR} 、 K_{DP} 减小, ρ_{HV} 变大。在融化层中, 出现了明显的融化状雪、霰和雨区的分界线, 这也是冰相粒子向雨水转化的过渡区。在距离雷达 20 km、高度 2 km 处, 主要以小雹和湿霰为主, 其上层出现了少量的过冷水, 地面出现了强降水, 并且这一区域处在融化层中, 这与前面雷达变量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 较大, ρ_{HV} 较小一致。这一区域扰动明显较强, 回波有向上伸展的趋势, 在水平风的作用下, 融化层下方, 雷达回

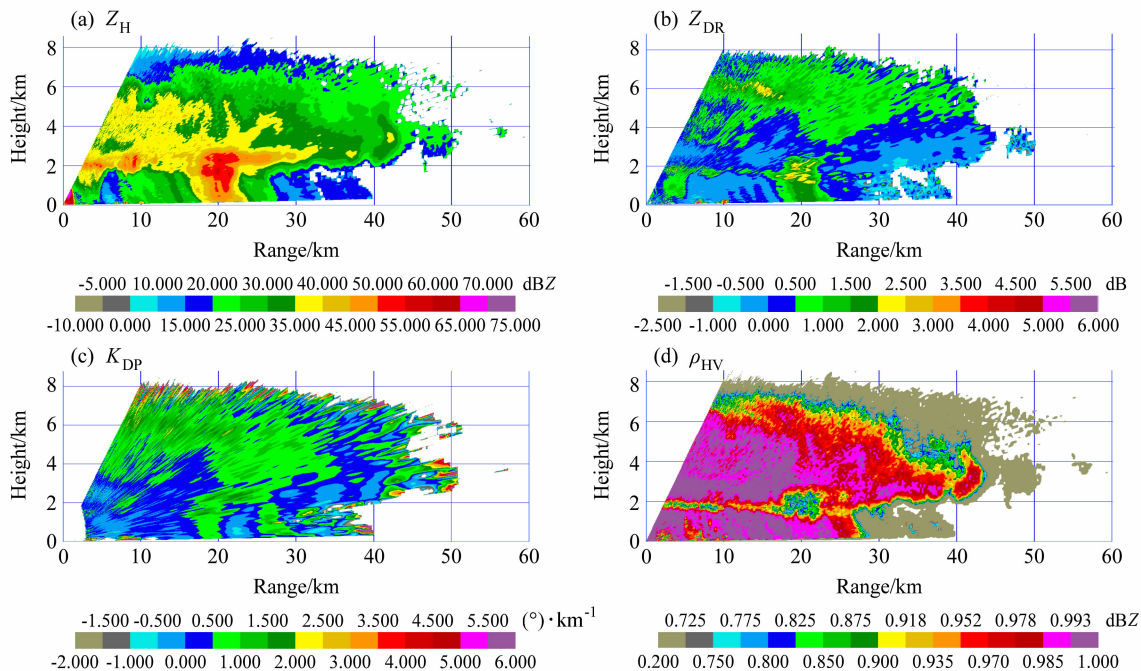


图2 2006年5月8日09:44雷达探测的层状云中各变量垂直分布图。方位角: 228°, 仰角范围: 0°~30°
Fig. 2 Vertical distribution of radar detected variables of stratiform cloud at 0944 LST 8 May 2006. Azimuth: 228°, elevation: 0°~30°

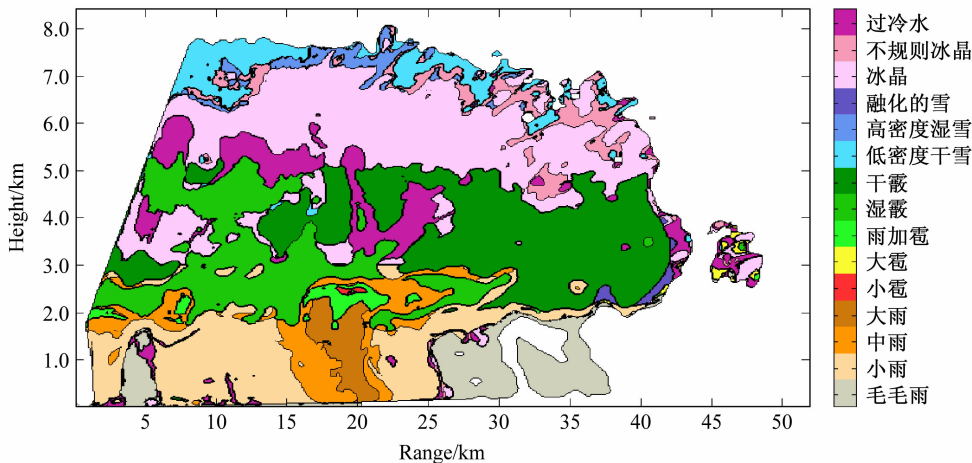


图3 2006年5月8日水凝物粒子的分类结果
Fig. 3 Hydrometeor classification results for 8 May 2006

波出现了倾斜, 粒子在下落过程中, 由于边界层中风速随着高度增加, 风对雨滴进行了分选, 中间出现了较大粒子的降水, 两边粒子变小。从整体上看, 地面降水不均匀。

为了进一步验证粒子分类结果及层状云中的水凝物粒子的分布结构, 下面使用当天飞机入云时PMS的观测结果作对比分析。飞机观测时间为09:30左右, 达到的最大高度为3 km, 图4为2D-C和2D-P探头的观测结果。不论是2D-C还是2D-P

图像都清楚地显示出冰相粒子区位于2.8 km高度以上, 融化层和1.7 km高度左右粒子尺度都比较大。2.8 km高度以上, 可以看到部分完整的干霰、湿霰, 以及他们聚合粘连形成的雪团, 在2.9 km高度左右出现较小的粒子可能是雪花撞冻云滴形成的霰、米雪和不规则的粒子, 说明在这一层出现了较明显的聚合效应, 这种聚并粘合作用使得雪花碰撞后在接触处形成冰键, 粘合在一起, 出现各种形状的外形。长柱状粒子可能是雪团撞冻跟其质量差

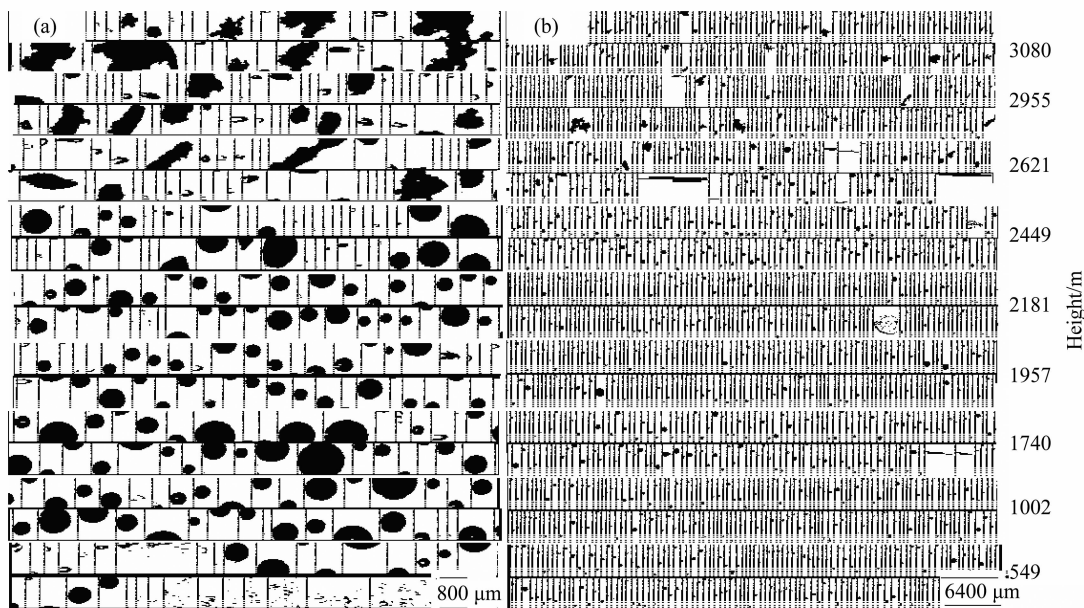


图 4 不同高度上 PMS 观测的图像样本: (a) 2D-C; (b) 2D-P

Fig. 4 Image samples obtained from the Particle Measurement System (PMS) at different height: (a) 2D-C; (b) 2D-P

不多的过冷水滴形成的霰粒子, 在撞冻后, 整个粒子的质心偏下, 粒子出现悬挂状分布, 但是, 随着过冷水向霰转化, 以及到达融化层, 这种分布很快结束, 粒子进入融化阶段。从 2.8~2.0 km 高度左右为融化层, 在融化层的上部 2.6 km 高度上, 枝、星状粒子开始融化, 外表被水膜覆盖逐渐变得圆滑, 清晰的外形部分消失, 2.1 km 高度处粒子几乎完全融化, 其二维图像是光滑的圆形。这一层的粒子普遍比较大。在融化层之下可能出现了较干的层结, 由于粒子的蒸发作用或者飞机穿行在不同强度的降水区, 这一层粒子变得比其上下层粒子都小。

从上述识别结果与飞机探测结果的比较分析不难发现, 识别结果反映了 0°C 层上下粒子相态差异, 上层为冰晶、雪、霰, 下层为雨区, 从飞行宏观记录看, 飞机可能位于不同降水强度的降水区, 所以图 4 中 0°C 层之下降水粒子大小相差很大。从图 3 也可以看到, 在 0°C 层之下出现了小雨、中雨、大雨等不同强度的降水区, 这种强度的差异与地面雨强计观测吻合。图 3 是模糊识别结果, 在 0°C 层附近, 存在小冰雹、雨夹雹、霰等多种粒子, 而飞机观测结果表明在该层也存在各种降水粒子 (如图 4 所示)。图 4 为雨夹雹的混合体、小冰晶、霰等粒子图像, 冰晶表现为枝状和针状。另外, 从飞机观测的 PMS 资料可以把图 4 分成两层 (由于飞机飞

行高度的限制, 只获得 0°C 层及以下层的资料), 0°C 层附近的混合层和其下的雨水层, 图 3 中模糊识别结果存在明显的三层, 其中下面两层与图 4 中的两层对应很好, 说明模糊识别得到的结果是可信的。

图 5 为 2007 年 5 月 15 日 20:50 在 126° 方位上雷达 RHI 观测结果。当时云团正处在对流系统消散期, 极化雷达回波中出现了融化层。从图 5 上看, 不论在反射率、差分反射率、单位差分传播相移的垂直分布都能看到两个层区。比较而言, 反射率的分层不是很明显, 而从其它量可以清晰地分辨出上层为冰相粒子区, 下层为液体水粒子区域。图 6 为使用粒子分类算法处理的结果, 其结果能很好地反映出层状云中粒子的垂直分布特征。同时发现, 地面出现的强降水和融化层的湿霰有较好的对应关系, 湿霰区域向上伸展得愈高, 地面降水愈强。从水凝物的分类图 (图 6) 也看到与前面图 3 中的相似结构。由图 6 看到, 在距离雷达 50~60 km 处, 在云顶附近出现了 Z_{DR} 和 K_{DP} 较大的区域, 这是高层较强的风入侵, 使这里的冰晶粒子出现有序排列、优势取向。从雷达回波图上看, 这些区域相关系数较小, 可能粒子本身的外形变化很大且回波所在区域起伏较大, 可能与各种形状的冰晶混杂在一起有关, 在高层还存在雪花和过冷水, 在融化层存在大量的湿霰, 在地面降水较小的地区上空, 存

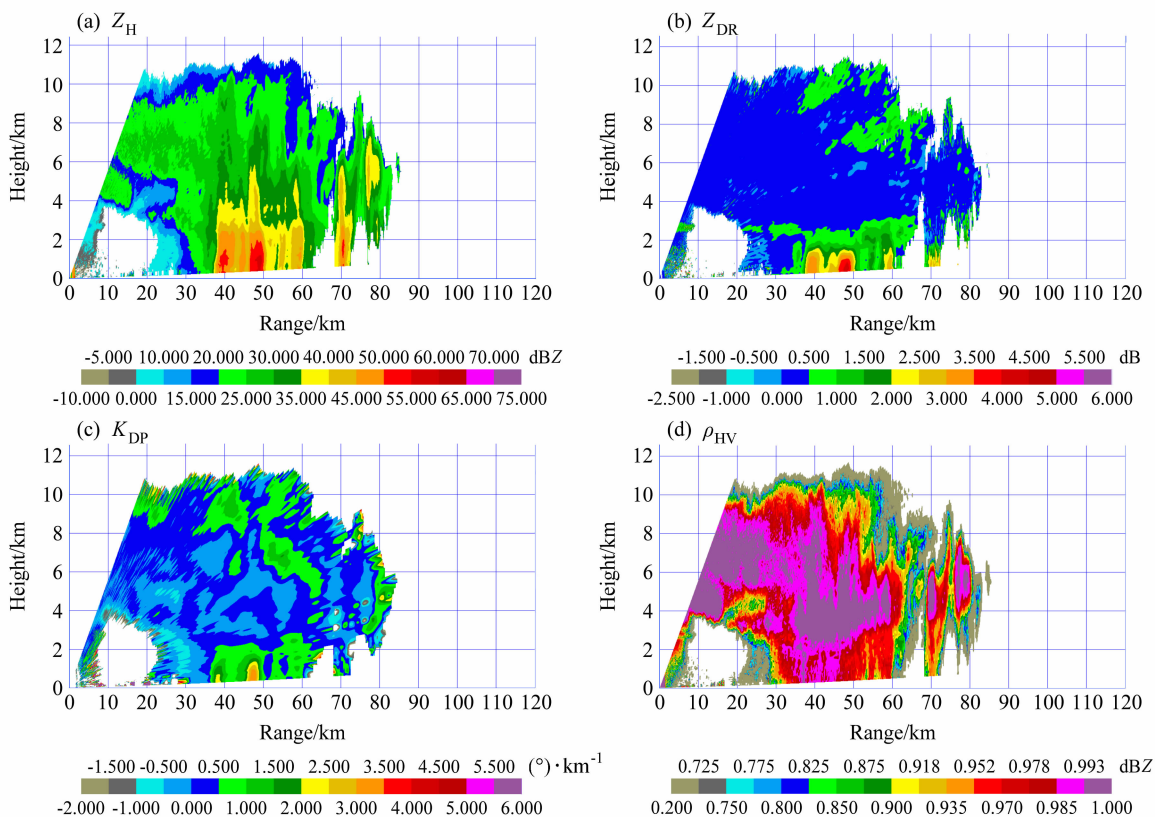


图5 2007年5月15日20:50雷达RHI图像(方位角: 126° , 仰角范围: $0^\circ \sim 30^\circ$)

Fig. 5 Radar RHI images at 2050 LST 15 May 2007 (Azimuth: 126° , elevation: $0^\circ - 30^\circ$)

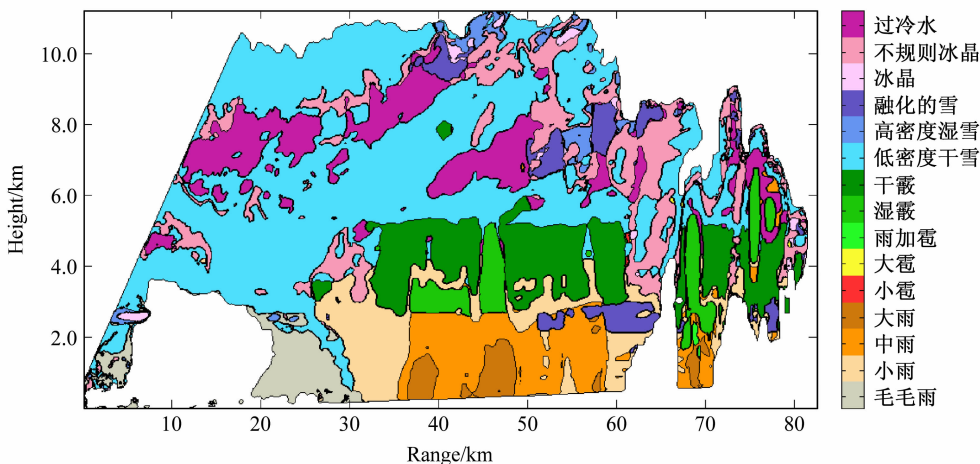


图6 2007年5月15日水凝物粒子的分类结果

Fig. 6 Hydrometeor classification results for 15 May 2007

在融化的雪粒子。

根据上面的分析,说明根据降水性层状云结构分析、统计得到极化雷达参数范围应用于水凝物粒子分类的模糊逻辑识别,其结果基本上能够反映出层状云中水凝物粒子的空间分布结构。从宏观上

看,大多数层状云表现为在均匀的层状云中有高低起伏的柱状回波镶嵌在其中,而其水凝物粒子的组成结构从上到下为冰晶、霰(干霰、湿霰、雪、过冷水等)、雨区等,最为显著的特征是霰的范围最大,雨水主要存在于云体的暖区。霰的融化和凝结碰并

过程对雨水的形成起到了重要作用。由于霰和雨滴是层状云的主要降水粒子,霰粒子的产生主要是过冷水收集雪以及冰晶接触的雨滴冻结产生。

比较这两次降水过程的雷达观测,发现它们之间也存在很多明显的区别,前一次过程为“有亮带型”降水,后一次过程为“冰晶快速转化为降水类型”的降水。“有亮带型”的特点是:从雷达回波图上看,存在明显的融化层,并且融化层具有一定的厚度,从融化层底到地面几乎都为雨区,分布较均匀,在融化层之上霰的含量丰富,而对于冰晶快速转化型降水,融化层很薄,几乎不可见,在融化层之上霰粒子区较薄,雪和冰晶含量丰富。

5 小结与讨论

通过两次层状云个例的分析表明:

(1) 在研究层状云极化雷达 RHI 资料的基础上,根据水凝物粒子的分布规律,确定极化雷达参数范围,然后使用模糊逻辑识别水凝物粒子类型,这些方法和结果具有实际应用价值,能反映层状云降水的相态结构,验证了顾震潮(1980)提出的层状云降水的三层模型,对进一步研究云降水物理的微物理机制提供了可能的雷达验证资料。

(2) 使用雷达参数确定层状冷云的 0°C 层,结合地面温度反演温度廓线,为区分雨滴和融化层之上的雨、冰混合物提供了依据,增加了模糊识别结果的可靠性。

(3) 根据模糊逻辑方法的结果,表明即使在层状云降水中,降水机制也存在明显的差别,本文分析的两个个例就具有不同的降水机制,但是对于层状冷云降水,冰相粒子的转化主导了整个降水过程,转化效率的高低决定了地面降水的大小。因此,双极化雷达的水凝物粒子的分类产品,为研究这样的云降水的微观过程提供了水凝物粒子的空间上的分布结构,为验证数值模式输出结果中各种粒子的空间分布提供了探测资料。

需要说明的是,由于观测验证资料有限,在实际应用中,水凝物粒子的分类及通过分类结果对各种层状云降水机理的进一步分析尚需积累更多有关水凝物粒子类型和极化雷达回波特征的样本对资料,通过这些样本对建立更加客观的隶属度函数并检验之。但通过前面的研究说明,这种分析方法对于层状云降水中水凝物粒子分布及降水机理的分析

行之有效。

致谢 吉林省人工影响天气办公室为本研究提供 PMS 观测资料以及雷观测场地和工作支持,在此表示由衷的感谢。对吴玉霞副研究员提供 PMS 观测资料,并帮助读取和绘图表示诚挚的感谢。

参考文献 (References)

- Beard K V, Jameson A R. 1983. Raindrop canting [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40 (2): 448–454.
- Bringi V N, Chandrasekar V, Xiao R. 1998. Raindrop axis ratios and size distributions in Florida rainshafts: An assessment of multiparameter radar algorithms [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36 (3): 703–715.
- Bringi V N, Chandrasekar V. 2002. *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications* [M]. Cambridge University Press, 636pp.
- 曹俊武, 刘黎平, 葛润生. 2005. 模糊逻辑法在双线偏振雷达识别降水粒子相态中的研究 [J]. *大气科学*, 29 (5): 827–836. Cao Junwu, Liu Liping, Ge Runsheng. A study of fuzzy logic method in classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurement [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 2005, 29 (5): 827–836.
- 曹俊武, 刘黎平. 2007. 双线偏振雷达判别降水粒子类型技术及其检验 [J]. *高原气象*, 2007, 26 (1): 116–127. Cao Junwu, Liu Liping. The sensitivity study for classification of precipitation particle types based on dual-linear polarimetric radar [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 2007, 26 (1): 116–127.
- Ekpenyong B E, Srivastava R C. 1970. Radar characteristics of the melting layer: A theoretical study [C]. 14th International Conf. Radar Meteor. Tucson, Arizona, USA, 161–166.
- El-Magd A, Chandrasekar V, Bringi V N, et al. 2000. Multiparameter radar and in situ aircraft observation of graupel and hail [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38 (1): 570–578.
- 顾震潮. 1980. 云雾降水物理基础 [M]. 北京: 科学出版社. Koo Zhen-Chao. 1980. *Bases of Cloud and Mist Precipitation Physics (in Chinese)* [M]. Beijing: Science Press, 173–179.
- Hardaker P, Holt A R, Collier C G. 1991. A theoretical study of the scattering effects of the melting layer [C]. 25th Int. Conf. on Radar Meteorology, Soc, Paris, France, 725–728.
- Hendry A., Antar Y M M, McCormick G C. 1987. On the relationship between the degree of preferred orientation in precipitation and dual-polarization radar echo characteristics [J]. *Radio Sci.*, 22 (1): 37–50.
- 何宇翔, 吕达仁, 肖辉, 等. 2009. X波段双线极化雷达反射率的衰减订正 [J]. *大气科学*, 33 (5): 1027–1037. He Yuxiang, Lü Daren, Xiao Hui, et al. 2009. Attenuation correction of reflectivity for X-band dual polarization radar [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (5): 1027–1037.
- 洪廷超, 周非非. 2005. “催化-供给”云降水形成机理的数值模拟

- 研究 [J]. 大气科学, 29 (6): 885–896. Hong Yanchao, Zhou Feifei. 2005. A numerical simulation study of precipitation formation mechanism of “seeding-feeding” cloud system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (6): 885–896.
- Johnson D B, Beard K V. 1984. Oscillation energies of colliding raindrops [J]. J. Atmos. Sci., 41 (7): 1235–1241.
- Knight N C. 1986. Hailstone shape factor and its relation to radar interpretation of hail [J]. J. Appl. Meteor., 25 (12): 1956–1958.
- Liu H, Chandrasekar V. 2000. Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 17 (2): 140–164.
- Matrosov S Y, Clark K A, Kingsmill D E. 2007. A polarimetric radar approach to identify rain, melting-layer, and snow regions for applying corrections to vertical profiles of reflectivity [J]. J. Appl. Meteor. Climat., 46 (2): 154–166.
- May P T, Keenan T D. 2003. Validation of four dimensional microphysical data from Darwin using wind profiler retrievals [C]. Preprints, 31st Int'l. Conf. Radar. Meteor., Seattle, 571–574.
- Pruppacher H R, Klett J D. 1997. Microphysics of Clouds and Precipitation [M]. Dordrecht: Kluwer Academic.
- Ray P S. 1972. Broadband complex refractive indices of ice and water [J]. Appl. Opt., 11 (8): 1836–1844.
- Ryde J W. 1946. The attenuation and radar echoes produced at centimeter wavelengths by various meteorological phenomena [M]. Meteorological Factors in Radio Wave Propagation, London, Physical Society, 169–188.
- Zadeh Z A. 1965. Fuzzy Sets [J]. Information and Control, 8 (3): 338–353.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕, 等. 2001. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 511pp. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi, et al. 2001. Radar Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 511pp.