

用C波段双线偏振雷达研究冰雹云*

刘黎平 徐宝祥 王致君 王 军

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730001)

提 要

本文计算了不同相态、不同形状的降水粒子对 5.6 cm、10.7 cm 雷达波的散射特性, 并利用降水粒子散射特性及云雨雷达回波的 Z_{DR} 特征并结合地面降雹情况, 分析并解释了 1990 年 8 月 9 日和 8 月 30 日甘肃省平凉两次雹暴过程的雷达 RHI 资料。我们推测: Z_{DR} 值为负值的区域相应于降雹区, Z_{DR} 负值与大扁冰雹和小锥状冰雹关系密切; 而雨区 Z_{DR} 具有较大正值, 雨区大于 5dB 的 Z_{DR} 由直径 $D > 0.5$ cm 的雨滴所致。利用冰雹区和雨区 Z_{DR} 信息的不同可能识别降水粒子的相态。C 波段双线偏振雷达和 10 cm 波长雷达相比有独到之处: 雨区 Z_{DR} 值较大, 而冰雹区 Z_{DR} 值又较小, 这更有利于研究云雨相态和空间结构。可以预期双线偏振雷达对防雹工作及云物理研究工作是有很大帮助的。

关键词: 双线偏振雷达; 差反射率因子 Z_{DR} ; 散射特性。

一、引 言

利用气象雷达识别降水粒子相态是雷达气象中的一个重要课题。起初, 雷达气象工作者总结了冰雹云雷达回波的一些宏观特征(如云体的强度、高度、回波形状特征)并利用这些特征来识别冰雹云^[1]。后来, 人们发展了多波长技术并用于识别冰雹云^[2], 诸如两部雷达天线不匹配, 如何使两个天线同步工作等问题限制了这一技术的应用, 特别是在我国由于所用设备多, 很难推广。近几年来发展起来的双线偏振雷达技术在这方面已有很大突破, 双线偏振雷达可以发射和接收水平和垂直偏振波, 从而可以测定两个偏振方向的反射率因子 Z_H, Z_V (dB), 差反射率因子定义为: $Z_{DR} = Z_H - Z_V$ ^[3]。 Z_{DR} 信息反应了散射体粒子形状、空间取向等信息。1983 年, Aydin 计算了冰雹模型对 10 cm 波长雷达波的散射大小^[4], Bringi 和 Aydin 等^[5-7] 工作表明: 双线偏振雷达可以有效地识别降水粒子相态。中国科学院兰州大气物理研究所在这方面也做了大量工作, 其中包括降水粒子散射的研究^[8], 雨区衰减对 Z_H, Z_{DR} 测量精度的影响, 双线偏振雷达定量测量降雨等工作^[9, 10]。今年外场实验期间, 我们着重对对流云结构的研究, 并取得了两次冰雹过程资料。通过资料分析, 根据降水粒子对 C 波段雷达波的散射特性, 和国外资料相比较, 我们提出了新的见解。

1991 年 5 月 3 日收到再改稿。

* 国家自然科学基金资助项目, 中国科学院兰州分院也给予部分支持。

二、降水粒子散射特性的研究

要分析云体 Z_{DR} 信息，首先要研究不同相态降水粒子散射特性。为了验证利用计算均匀和非均匀介质的扩展边界条件法计算不同相态、不同形状降水粒子的散射问题，我们计算了球形粒子的后向散射截面并和米散射理论计算结果相比较，发现两者完全一致。对非球形粒子，首先我们计算了雨滴的散射性质，其椭率是利用 Pruppacher 和 Beard^[11] 提出的公式得到的。

图 1 给出了温度 $T=0^{\circ}\text{C}$ 时，5.6cm、10.7cm 波长对应的雨滴 Z_{DR} 值随直径的变化曲线，我们可以看到：在 $D=0.4\sim 0.8$ 时，5.6cm 波长对应的 Z_{DR} 值大于 10.7cm 对应的 Z_{DR} 值，特别是当 $D>0.5$ cm 时更是如此，此时 5.6cm 波长的 Z_{DR} 值大于 5 dB， $D=0.6$ cm 时两者相差 2dB。因此，对于较大的雨滴，用 5.6cm 波长的双线偏振雷达可以测到更大的 Z_{DR} 值。

因冰雹的形态和内部结构很复杂，为了计算方便，我们用冰雹模型来近似模拟实际情况。首先，我们计算了锥状冰雹的 Z_{DR} 值，它的 Z_{DR} 值为负，且 5.6cm 的 Z_{DR} 值在 D 较小时 ($D<0.7$ cm) 小于 10.7cm 的 Z_{DR} 值 (即绝对值在 5.6cm 时较大)。我们也计算了外覆水膜的小冰椭球的 Z_{DR} 值，其 Z_{DR} 为正且随水膜厚度的增加而增大。较大冰雹的 Z_{DR} 值的计算结果就不那么规律而更为复杂了。

图 2 为椭率 0.7 的椭球冰雹的 Z_{DR} 值随等效直径的变化曲线。对于 5.6cm 波长雷达来说， D 在 2.5—6cm 范围内，其 Z_{DR} 值小于零，而 10.7cm 波长对应的 Z_{DR} 只有在 $D>6$ cm 之后才出现负值，对于其它椭率情况也有类似结果。

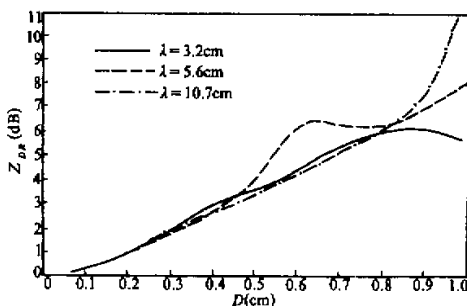


图 1 椭球雨滴对各种波长散射的 Z_{DR} 值

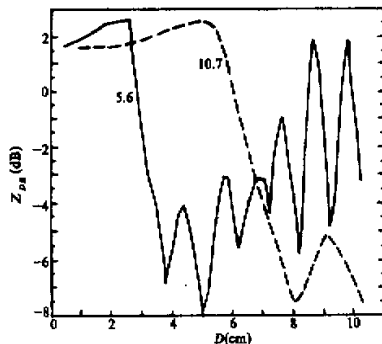


图 2 椭率为 0.7 的椭球冰雹对 5.6 cm、10.7 cm 波长散射的 Z_{DR} 值

图 3 为外覆水膜的大椭球冰雹 Z_{DR} 值随等效直径的变化曲线。 ΔD 表示水膜厚度，我们看到：和图 2 相比，此曲线变得复杂了，在 $D=2.5\sim 6$ cm 内，5.6cm 对应的 Z_{DR} 大部分为负值，而 10.7cm 对应的 Z_{DR} 值在 $D>3.5$ cm 时才出现负值，平均来说，5.6cm 对应的 Z_{DR} 值小于 10.7cm 的值。当水膜变厚时，冰雹的散射性质趋近于对应水球的散射性质。以上我们计算了规则形状的冰雹的散射性质，可以推断，对于比

较大的冰雹来说, 当水平尺度大于垂直尺度时, Z_{DR} 值也会出现负值, 且 5.6 cm 对应的 Z_{DR} 小于 10.7 cm 对应的 Z_{DR} .

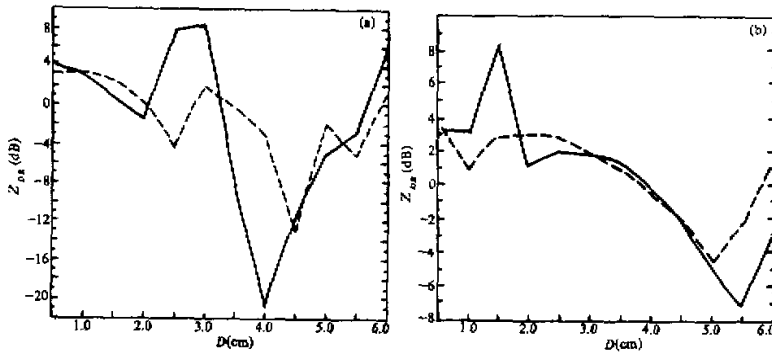


图3 椭率为0.7的外覆水膜的椭球冰雹对 5.6 cm、10.7 cm 波长散射的 Z_{DR}
(a) — $\Delta D=0.1$ cm, --- $\Delta D=0.2$ cm; (b) — $\Delta D=0.1$ cm, --- $\Delta D=0.2$ cm

扁冰雹 Z_{DR} 为负是可以理解的, 当冰雹的尺度和波长相当时, 后向散射截面随冰雹尺度的变大有时反而变小, 负 Z_{DR} 常出现在这时. 出现这种情况的主要原因是球面反射的电磁波干涉.

下节再依据各种降水粒子的不同散射特性和不同空间取向, 结合地面资料, 来分析雨区和冰雹区 Z_{DR} 的特征

三、雹暴 RHI 资料分析

设于平凉雷达站的 C 波段双线偏振雷达采用交替发射和接收水平和垂直偏振波的工作方式, 其脉冲重复频率为 500 Hz, 并采用 16 对方位平均, 每个数据库由 8 个数据平均来减小取样误差, Z_H , Z_{DR} 的取样误差分别小于 1.0 dB, 0.3 dB, RHI 取样方式仰角从 0° 到 30° 分 100 层取资料.

为了用 Z_{DR} 资料来研究雷暴和雹暴, 我们分析了 1989—1990 年所有雷暴的雷达资料, 并发现雷暴的 Z_{DR} 值多分布在 $0—5.0$ dB 之间, 且有 Z_H 越大, Z_{DR} 越大的趋势. 由于回波信号的起伏, 在个别点有负的或特大的 Z_{DR} 出现, 但并没发现大范围空间出现负 Z_{DR} 值. 据此, 我们推测: Z_H 值较大, 而 Z_{DR} 值不在 $0—5.0$ dB 范围内的雷达回波区可能为冰雹区.

1. 8 月 9 日天气过程雷达资料分析

在这次天气过程中, 平凉市降了 40 年来罕见的大冰雹, 庄稼、树木、房屋均遭严重破坏. 这次雹暴自本站北经本站向南偏东方向移动.

图 4(a) 为北京时 14:40 通过云体强中心的 Z_H , Z_{DR} 的 RHI 图, 方位为 326° , 此时云高为 9 km, 两强中心分别位于 2、6 km 高度, 强度为 55、50 dB, 我们从 Z_{DR} 图中可以看到: 在下面强中心的左下侧, Z_{DR} 小于零, 在 -1 到 -3 dB 之间, 根据地面雹情调查, 该区域地面降了核桃大小的冰雹, 很明显这是降雹区. 在 3 km 高处,

云后部 Z_{DR} 值有个突变，即出现了 Z_{DR} 正值区，且此区在云后向下延伸。可以推测，这是由于高层的小冰雹雪花等冰相粒子融化而使 Z_{DR} 增大。在 4 km 以上， Z_{DR} 值比较均匀为 1 dB 左右，这里的高反射率区是由冰相粒子和过冷水组成，而前者占大部分。

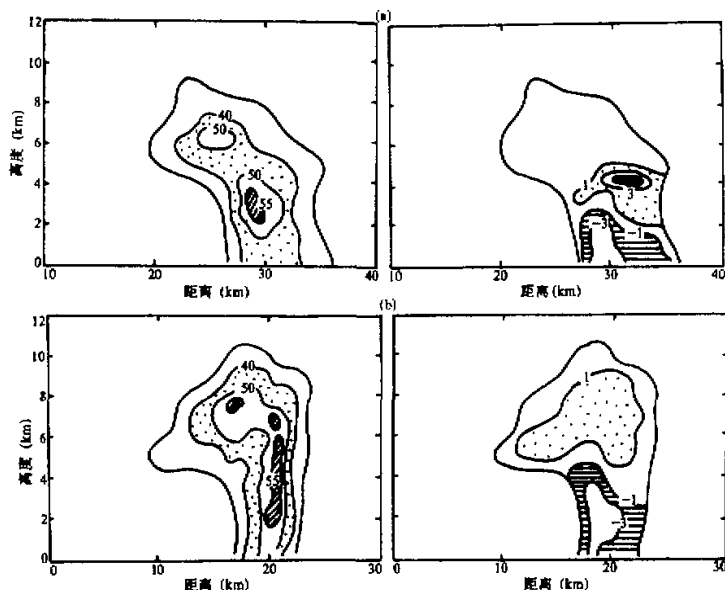


图 4 1990 年 8 月 9 日冰雹过程，不同方位、不同时间的 Z_H , Z_{DR} 的 RHI 图

(a) 时间 14:40、方位 326°。(b) 时间 15:06、方位 330°

到 15:06 云体加强，悬挂回波更明显，云体高度达到 11 km，云最大强度超过 60 dB。图 4(b) 为方位 330° 的 RHI 图，从云体形状来看，这是一个超级单体，强中心为柱形。从 Z_{DR} 图来看，在 4 km 以下 Z_{DR} 均小于零并出现 -3 dB 的负值中心，高度为 2 km 左右，这也是由于冰雹融化使 Z_{DR} 绝对值增加所引起的。在上部的水分积累区的 Z_{DR} 很均匀为 2 dB 左右。此时地面降雹普遍为鸡蛋大小，大部分冰雹为扁椭圆或圆球。

从这次降雹过程来看，它是超级单体，云的水平尺度小，降雹密度大，雹的尺度大，而 Z_{DR} 在 3 km 以下为负值，在 0 dB 到 -3 dB 之间。这与国外观测到的降雹区的 Z_{DR} 基本为零的结果不同，对于这种情况我们在下面给予解释。

2. 8 月 30 日降雹过程

这次降雹过程是一次二个单体合并为一个单体，使云加强而导致降雹的过程。根据地面资料，在草峰一带 (22 km, 90°) 降了核桃大小的冰雹。图 5(a) 是方位 89° 16:18 的 RHI 图，此时云高为 11 km，最大强度为 60 dB，从 Z_H 图上可以看到二个回波中心，在 15—22 km 内， Z_{DR} 为负，根据电话联系此时地面有降雹，我们判断该区为降雹区。在 23—27 km 范围内， Z_{DR} 值为 5 dB。在 23 km 处出现了 Z_{DR} 从 0 到 4 dB 变化的突变区，相邻几个 RHI 图也有类似结果。

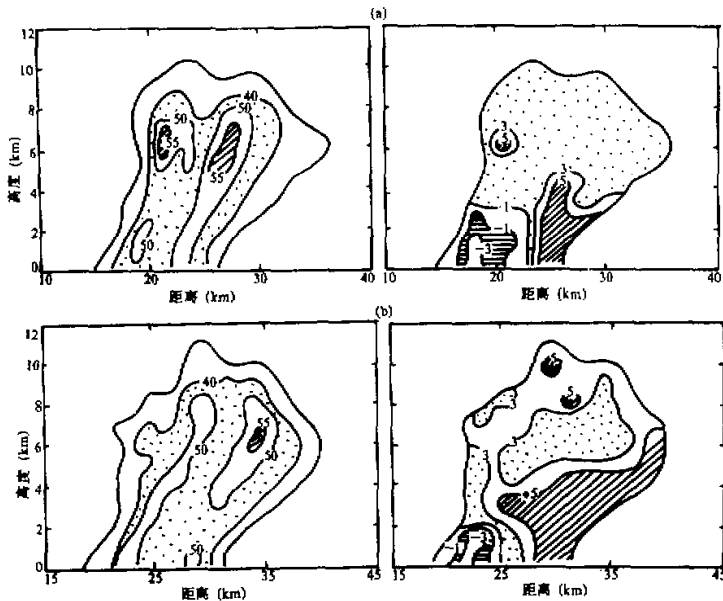


图5 1990年8月30日冰雹过程,不同方位、不同时间的 Z_H 、 Z_{DR} 的RHI图

(a) 时间16:18、方位 89° 。(b) 时间16:24、方位 87°

图5(b)为16:24方位为 87° 的RHI图。比较图5(a)和(b),可以看到图5(b)中3 km以上 Z_{DR} 值在增大,这可能是由于液态水增加所致。在3 km处, Z_{DR} 大值区变宽,这可能反映了雨区扩大而降雹区缩小。

比较二次降雹过程4 km以上 Z_{DR} 值,8月9日的 Z_{DR} 值小于8月30日的 Z_{DR} 值,而降雹强度前者大于后者,初步分析推测相应区域的 Z_{DR} 值大小可能与降雹强度有关。

四、一些现象的解释

在这二次降雹天气过程中,我们均发现了 Z_{DR} 极端值达到5 dB和-3 dB的现象。为此,我们也作了慎重的分析,确认这是散射体中粒子所致,并不是其它原因所产生的,对于这两种情况,我们作如下解释:

根据雨滴的散射特性,对于5.6 cm的雷达波,雨滴直径 D 在0.5—0.8 cm之间时,其 Z_{DR} 值在5—8 dB之间,而在该区域内,10.7 cm雷达波对应的 Z_{DR} 值只有3—4 dB,两者相差2 dB以上。所以C波段双线偏振雷达观测到雨区的 Z_{DR} 可以大于5 dB。

Z_{DR} 小于零的情况由二个原因产生,其一,在小冰雹中,锥状冰雹占有很大比例,其 Z_{DR} 值小于零,且5.6 cm波长对应的 Z_{DR} 值要小于10.7 cm波长对应的值,而锥状冰雹的空间取向比较稳定;其二,在大冰雹中,扁的椭圆形冰雹占了很大比例,

从上面的计算可看到冰雹直径在: 2.5—6cm 之间, 5.6 cm 波长对应的 Z_{DR} 值为负值, 而对于 10.7 cm 波长来说, 只有 $D > 6$ cm 时才出现负值. 如果椭球冰雹的短轴在竖直方向取向占优势, 我们认为: 大的冰雹是可以产生负 Z_{DR} 值的. 对于 8月9日的特大降雪过程, Z_{DR} 负值是由后者引起的, 据此, 我们推想: 扁的大冰雹其短轴在竖直方向取向占优势. 由于以上原因产生了我们观测到的雹区的 Z_{DR} 值分布特征.

五、结 论

- (1) 利用双线偏振雷达的 Z_H , Z_{DR} 信息可以提供关于云雨微结构相态方面的信息.
- (2) 根据理论计算, C 波段双线偏振雷达观测雨区 Z_{DR} 值较大和冰雹区值较小. 冰雹区 Z_{DR} 负值可能是由具有一定优势取向的大扁冰雹和小的锥状冰雹产生的.
- (3) 据有限观测资料推测, 云中高反射率区 Z_{DR} 的大小和回波区内粒子相态组成有关, 这有可能用以反映降雪强度的大小.
- (4) 从回波垂直剖面结构分析, 综合 Z_H , Z_{DR} 可以更好地判断出云中融化层位置.

参 考 文 献

- [1] 中国科学院大气物理研究所雷达组, 1980, 雷达探测冰雹云, 科学出版社.
- [2] Eccles, P. J. and D. Atlas, 1973, A dual-wavelength radar detecting hail, *J. Appl. Meteor.*, **12**, 847—857.
- [3] Seliga, T. A. and V. N. Bringi, 1976, Potential use of radar differential reflectivity measurement at orthogonal polarization for measuring precipitation, *J. Appl. Meteor.*, **15**, 69—76.
- [4] Aydin, K. and T. A. Seliga, 1984, Differential radar scattering properties of model hail and mixed-phase hydrometeors, *Radio Science*, **19**, 58—66.
- [5] Bringi, V. N., T. A. Seliga and K. Aydin, 1984, Hail detection with a differential reflectivity radar, *Science*, **225**, 1145—1157.
- [6] Aydin, K. and T. A. Seliga, 1986, Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar, *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1475—1484.
- [7] Seliga, T. A. and K. Aydin, 1986, Dual polarization radar observations of a hail producing supercell storm during MAYPOLE, 83, *Preprints, 23rd Conference on Radar Meteorology*, Amer. Meteor. Soc. Snowmass, Colorado, 78—82.
- [8] Liping Liu and Baoxiang Xu, 1989, A study of scattering properties of model hail with different phase at 5.6 cm wavelength, *Preprints, 24th Conference on Radar Meteor.*, Amer. Meteor. Soc., Tallahassee, Florida, 332—333.
- [9] 刘黎平、徐宝祥、蔡启铭, 1989, 雨区衰减和雷达取样误差对 713 型双线偏振雷达测量精度的影响, *高原气象*, **8**(2), 181—188.
- [10] 蔡启铭、徐宝祥、刘黎平, 1990, 降雨强度雨区衰减与 713 型双线偏振雷达可测量关系的研究, *高原气象*, **9**(4), 347—355.
- [11] Pruppacher, H. R. and K. V. Beard, 1970, A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 247—256.

Study of Hail with C-B and Dual Linear Polarization Radar

Liu Liping Xu Baoxiang Wang Zhijun Wang Jun

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730001)

Abstract

This paper presents the calculations of the scattering properties of hydrometeors with different shapes and phases. Based on these properties and Z_{DR} features of rain and cloud echos, the dual linear polarization radar RHI data observed during hailstorm processes on August 9 and August 30, 1990 are analysed. We deduced that the area with negative Z_{DR} values corresponded to hail shafts where may appear large oblate hailstones and small conical hailstones, and the area with great positive Z_{DR} values corresponded to raining area. The Z_{DR} greater than 5dB was caused by huge raindrops ($D > 0.5\text{cm}$). It is possible to detect the presence of hail using Z_{DR} as a criterion. Compared with a S-band radar, the C-band dual linear polarization radar is unique in several aspects: the Z_{DR} values are larger in raining area and smaller and negative in hail shooting area, which are useful for the study of microphysics and spatial structure of storms. The dual linear polarization radar will be important to cloud physics and weather modification.

Key words: Dual linear polarization radar; Differential reflectivity; Scattering property.