

苏德斌, 马建立, 张蔷, 等. X 波段双线偏振雷达冰雹识别初步研究[J]. 气象, 2011, 37(10): 1228-1232.

X 波段双线偏振雷达冰雹识别初步研究^{* 1}

苏德斌^{1,2,3} 马建立⁴ 张 蔷⁴ 吕达仁²

1 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测开放实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 北京市气象局, 北京 100089

4 北京市人工影响天气办公室, 北京 100089

提 要: 利用北京市人工影响天气办公室 X 波段双线偏振雷达 2009 年 4—10 月观测的不同降雨类型的资料, 统计出下雨天 $Z_H - Z_{DR}$ 的分布特征, 给出了 $Z_H - Z_{DR}$ 分布的分段函数表达式, 在此基础上定义了 X 波段双线偏振雷达冰雹识别参量 H_{DR} , $H_{DR} > 0$ 表示有冰雹, $H_{DR} < 0$ 表示无冰雹, 并指出电磁波的衰减会影响 H_{DR} 识别冰雹的结果。根据实际降雹情况和识别效果对比, 结果表明 H_{DR} 大于零的区域与地面降雹情况基本对应一致。

关键词: X 波段偏振雷达, 冰雹识别, 水平偏振反射率因子 Z_H , 差分反射率 Z_{DR}

Preliminary Research on Method of Hail Detection with X Band Dual Linear Polarization Radar

SU Debin^{1,2,3} MA Jianli⁴ ZHANG Qiang⁴ LV Daren²

1 Institute of Atmospheric Sciences, CAS, Beijing 100029

2 Graduate School, CAS, Beijing 100049

3 Beijing Meteorological Service, Beijing 100089

4 Beijing Weather Modification Office, Beijing 100089

Abstract: Based on the Beijing Weather Modification Office X-band dual polarization radar's observations of different types of rainfall in April to October 2009, the characteristics of raindrop size distribution of $Z_H - Z_{DR}$ are given out, and can be expressed as a piecewise function, from which the hail parameters H_{DR} are derived. If $H_{DR} > 0$, then there is hail, and if $H_{DR} < 0$, it means no hail. It is also pointed that the attenuation of electromagnetic waves can affect the results of H_{DR} hail identification. By comparing the relations between H_{DR} and the ground-observation hail data, the preliminary results have shown that the H_{DR} above zero region is in good agreement with hail on the ground.

Key words: X-band polarization radar, hail recognition, horizontally polarized reflectivity Z_H , differential reflectivity Z_{DR}

引 言

对于普通的多普勒天气雷达, 常用冰雹的雷达特征图去预警冰雹的发生发展^[1-2], 但这种方法存在一定的缺陷, 即很难通过回波强度值来判断强雷

回波是强降水回波还是冰雹回波, 因此必须引进其他辅助参量来识别。偏振雷达测得的偏振参量具有识别粒子相态功能, 因此偏振雷达能很好地解决强回波是冰雹回波还是强降水回波。随着技术的发展, 偏振雷达开始在国外得到广泛应用, 美国 20 世纪 90 年代开始逐渐对 NEXTRAD 进行偏振改造,

* 国家自然科学基金项目(40930949)和北京市气象局项目(2010BMBKYZX03)共同资助
2010 年 8 月 4 日收稿; 2011 年 5 月 24 日收修定稿
第一作者: 苏德斌, 主要从事大气物理与大气环境研究. Email: debin. su@gmail.com

于 2010 年全部改造完。而偏振雷达在我国的应用还处于初级阶段^[3-4], 怎么用好偏振雷达测得的偏振参量还是一个探索过程。双线偏振雷达测得的差分反射率(Z_{DR})反映了散射粒子扁平程度, 强降水对应较大的 Z_H 值和 Z_{DR} 值, 而冰雹对应大的 Z_H 值和小的 Z_{DR} 值^[5-8], 因此可以通过 Z_H 和 Z_{DR} 的分布关系来区分强降水和冰雹。2008 年 7 月份, 北京市人工影响天气办公室引入南京电子 14 所研发的 X 波段双线偏振雷达, 用于开展人工防雹指挥作业。雷达投入业务运行期间, 获取了大量的偏振雷达观测资料, 因此可以根据地面降雹记录, 验证该偏振雷达识别冰雹的功能, 提炼出偏振雷达识别冰雹的偏振参量特征, 从而为该偏振雷达在以后的业务运行中准确识别冰雹奠定基础。本文将结合该雷达 2009 年观测的冰雹资料, 利用 H_{DR} 方法^[9-11], 结合地面的降雹情况的资料, 对 X 波段双线偏振雷达识别冰雹进行初步研究。

1 雷达的主要参数

该雷达在信号处理方面含有多个模式: FFT、PPP、DPRF、单双双极化、双双双极化、单双双极化+双重频、双双双极化+双重频率。在投入业务运行以来, 主要采用双双双极化模式(双发双收模式)进行观测, 观测范围选为 150 km, 脉冲累计数 128 点, 脉冲宽度选为 1 μ s。雷达的主要参数如下:

- (1) 天线
 - (a) 直径: 2.4 m
 - (b) 波束宽度: $\leq 1.0^\circ$ (垂直和水平面波束宽度差 $< 0.1^\circ$)
 - (c) 增益: ≥ 43 dB
 - (d) 副瓣: ≤ -27 dB (垂直和水平面基本相同)
 - (e) 双通道隔离度: ≥ 40 dB
- (2) 发射机
 - (a) 工作频率: 9450 ± 20 MHz
 - (b) 脉冲峰值功率: > 50 kW
 - (c) 发射脉冲宽度: 1μ s/ 0.5μ s
 - (d) 脉冲重复频率: $300 \sim 2000$ Hz
 - (e) 相位稳定度: $\leq 0.45^\circ$
- (3) 接收机
 - (a) 接收通道数: 2 路
 - (b) 线性动态范围: ≥ 90 dB
 - (c) 噪声系数: ≤ 3.0 dB

(d) 最小可测功率(灵敏度)

$$0.5 \mu\text{s}: \leq -107 \text{ dBm}; 1 \mu\text{s}: \leq -110 \text{ dBm}$$

(4) 资料处理系统

(a) 距离库数: 1000

(b) 库长: 75 m、150 m

(c) 观测量: Z_H 、 V_r 、 S_w 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、 Φ_{DP} 、 K_{DP}

2 冰雹识别参量 H_{DR}

双偏振雷达两个通道同时发射和接收水平和垂直两种极化信号, 其中发射水平偏振波接收到的水平偏振波产生的反射率因子(Z_H)和发射垂直偏振波接收到水平偏振波产生的反射率因子(Z_{VH})与发射垂直偏振波接收到垂直偏振波产生反射率因子(Z_V)和发射水平偏振波接收到的垂直偏振波产生的反射率因子(Z_{HV})大小之比的对数是差反射率(Z_{DR}), 它反映了探测目标偏离球形的大小和在水平和垂直方向上的取向程度。其定义式为:

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_H + Z_{VH}}{Z_V + Z_{HV}} \right) \quad (1)$$

$$Z_H = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_0^{D_{\max}} \sigma_{HH}(D) N(D) dD \quad (2)$$

$$Z_V = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_0^{D_{\max}} \sigma_{VV}(D) N(D) dD \quad (3)$$

$$Z_{HV} = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_0^{D_{\max}} \sigma_{HV}(D) N(D) dD \quad (4)$$

式中, λ 为波长, $\sigma_{HH}(D)$ 为雷达发射水平偏振波接收水平偏振波降水粒子的后向反射截面(单位: mm^2), $\sigma_{VV}(D)$ 为雷达发射垂直偏振波接收垂直偏振波降水粒子的后向反射截面(单位: mm^2), $\sigma_{HV}(D)$ 为雷达发射水平偏振波接收垂直偏振波降水粒子的后向反射截面(单位: mm^2), $N(D)$ 为雨滴谱分布, D 为降水粒子等效直径(单位: mm), K 为介电常数。 $Z_{DR} > 0$ 表示降水粒子(雷达采样体积内)是水平趋向, 即平均降水粒子的水平轴长于垂直轴, $Z_{DR} < 0$, 降水粒子的垂直轴长于水平轴, Z_{DR} 接近 0 值, 表示在采样体积内云、降水粒子近似球形。雨滴越大, 形状越扁平, Z_{DR} 值与雨滴大小成正相关, 对纯的降水雨滴, Z_{DR} 是大于零的, 冰雹是非球形的, 但是它们在下落过程中带有翻转运动, 在雷达采样体积内, 下降冰雹近似球形降水粒子, 因此对于雹来说 Z_{DR} 通常近于零, 一些软雹和冰雹带有圆锥的形状, 它们下落时以垂直方向的长轴取向实现, 在此情况下, Z_{DR} 是负值。

该雷达 2009 年观测时间从 4—10 月, 为了得到

X 波段双偏振雷达不同降水类型 $Z_H - Z_{DR}$ 的分布关系,考虑到电磁波衰减的情况下,利用该雷达 2009 年 4—10 月观测的不同降雨天气状况的资料,统计出该雷达 $Z_H - Z_{DR}$ 分布关系,见图 1,其中边界线 abc 按如下方式得到:RHI 扫描数据中,选离地面 1~3 km 高度的观测数据,且选雷达到强回波中心之前的回波,这样可以降低电磁波经过强中心,电磁波衰减导致的 Z_{DR} 和 Z_H 值不准确对 $Z_H - Z_{DR}$ 分布有影响, ab 段边界线是选 $Z_H - Z_{DR}$ 分布中最外两点的连线, bc 段边界线是选 $Z_H - Z_{DR}$ 分布中最外边一点向 Z_H 作垂线, ab 段和 bc 段相交于 b 点。在统计降雨资料的 $Z_H - Z_{DR}$ 分布时,会出现 $Z_{DR} < 0$ 的部分,在图 1 中将纵坐标平移到了 $Z_{DR} = 0$ 值处,故图 1 中只保留了 $Z_{DR} \geq 0$ 的 $Z_H - Z_{DR}$ 分布。

从图 1 可知, Z_{DR} 的分布随 Z_H 的增大而增大,说明雨越大,雨滴越趋于扁平。根据 $Z_H - Z_{DR}$ 分布关系,用图 1 中 $f(Z_{DR})$ 曲线 abc 表示雨滴 $Z_H - Z_{DR}$ 分布的边界,认为冰雹的 Z_H 和 Z_{DR} 分布处于雨滴的 $Z_H - Z_{DR}$ 分布范围之外,即不在曲线内的认为是冰雹的 $Z_H - Z_{DR}$ 分布。根据图 1,雨滴的 $Z_H - Z_{DR}$ 分布可用分段函数 $f(Z_{DR})$ 来描述, $f(Z_{DR})$ 表达式如下:

$$f(Z_{DR}) = \begin{cases} 35, & Z_{DR} < 0 \\ 35 + 13.75Z_{DR}, & 0 < Z_{DR} < 1.6 \text{ dB} \\ 55, & Z_{DR} \geq 1.6 \text{ dB} \end{cases} \quad (5)$$

定义参量 $H_{DR} = Z_H - f(Z_{DR})$,来判断冰雹区,当 $H_{DR} > 0$ 时,认为有冰雹存在。

3 电磁波的衰减对冰雹识别的影响

雷达发射的电磁波经过目标物后,因目标物粒子对雷达波的吸收和散射,雷达波会衰减。雷达波长越短,衰减程度越大。X 波段偏振雷达电磁波衰减对差分反射率的测量会产生较大的误差,下面将利用 2009 年 7 月 29 日 20 时 22 分的观测资料来说明衰减问题。

2009 年 7 月 29 日 20 时 22 分,地面观测无降雹,回波由降水产生。结合图 2 可知,在 4 km 以下,强回波区的回波强度 Z_H 达到 50~55 dBz,差分反射率 Z_{DR} 为 3.2~4.8 dB,电磁波经过强回波区后,水平电磁波比垂直电磁波衰减要强,导致 Z_{DR} 迅速变小,见图 2 的 Z_{DR} ,由于电磁波的衰减,在利用 H_{DR} 判别冰雹时会产生误差,见图中椭圆标注的区

域。取图 2 中 4.23° 仰角的径向数据,它的 Z_H, Z_{DR} 和 H_{DR} 随距离的变化关系见图 3,对箭头所指的区域,回波高度 3~3.4 km 之间,处于北京地区 7 月份(7 月份 0°C 层约 4 km)0°C 层以下,结合同一高度的强回波(50 dBz < Z_H < 55 dBz)对应的差分反射率值($Z_{DR} > 2$ dB),该雷达数据是降雹前 1 小时 20 分钟的资料,因此说明在此高度上不可能是冰雹粒子,而是降水粒子,然而在箭头所指区域, Z_H 值在 30~37 dBz 之间, Z_{DR} 值在 -2~-4 dB 之间,这显然是电磁波的衰减导致的,而此区域 $H_{DR} > 0$,说明了因电磁波的衰减,按 $H_{DR} > 0$ 判断冰雹区域会存在较大误差,需要对电磁波的衰减作订正。从 2009 年观测资料发现,X 波段电磁波的衰减太厉害,尤其是经过强回波区后,电磁波完全衰减掉,这种情况做衰减订正十分困难。对衰减不是很大的情况下,国内一些学者做了相应的订正研究^[12-14],得出了较好的订正方法,但是缺乏大量的 X 波段双线偏振雷达观测的实际资料加以辅助验证。为了降低订正的不确定性带来冰雹识别误差,我们采取的方法是假定冰雹回波强度都在 40 dBz 以上,如果大于 40 dBz 的回波区对应的 $Z_{DR} < 0$,则认为回波是冰雹回波。因此在式(1)中,我们可以将门限值提高,即 $Z_{DR} < 0$,将 $f(Z_{DR})$ 取值为 40 dBz,式(1)其他不变,即认为如果是冰雹, $Z_{DR} < -2$ dB 应该是较大的垂直取向冰雹在下落过程中未翻滚导致的。通过分析 2009 年观测冰雹资料,这样设定的值,对冰雹的识别结果与地面观测冰雹情况基本吻合,满足了人工防雹作业的业务要求。

4 冰雹识别个例分析

2009 年北京地区降雹 7 次,每次降雹都与 $H_{DR} > 0$ 的区域对应。为了验证冰雹识别参量 H_{DR} 识别效果,选用 2009 年 7 月 29 日北京延庆一次降雹过程偏振雷达观测的资料,选用降雹前,降雹过程中的资料进行分析。7 月 29 日 21 时 30 分,北京延庆县北部狂风暴雨大作,伴随大量冰雹落下,冰雹有鸽子蛋大,整个过程持续 40 分钟。(1)在降雹前,理论上在 0°C 层以下,离地面较低的地方强回波应该是降水回波,而不是冰雹,如果对这部分回波识别不是冰雹,则说明识别可信度高;(2)在降雹过程中,离地面较低的地方强回波应该是冰雹回波,如果对这部分回波识别是冰雹,则说明识别可信度高;(3)冰雹识

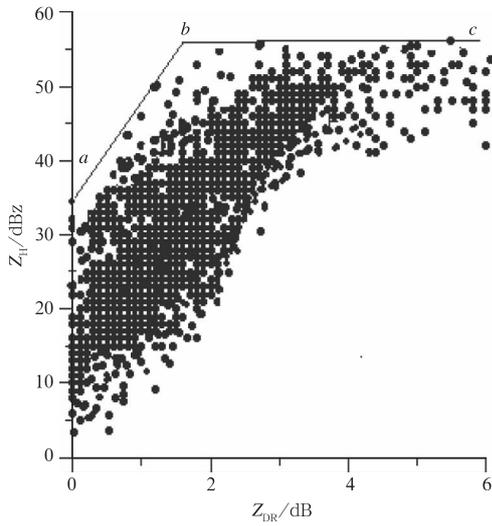


图 1 雨滴 $Z_H - Z_{DR}$ 分布

Fig. 1 Reflectivity (Z_H) vs differential reflectivity (Z_{DR})

别图中,白色区域为 $H_{DR} > 0$ 区域,即冰雹区域,红色区域为 $H_{DR} < 0$ 的区域,为非冰雹区域。

图 4 中 A, B, C 和 D 分别是各个时刻 4.2° PPI 雷达回波图,各个时刻如图上标注,由于该雷达是车载雷达,不是架设在无波束阻挡的地方,低仰角存在波束阻挡,因此选用较高仰角的 PPI 资料, A1, B1, C1 和 D1 是相应时刻 RHI 扫描对应的回波图, A2, B2, C2 和 D2 是 RHI 扫描对应的冰雹识别,其中白色为识别的冰雹区,即 $H_{DR} > 0$ 的区域,红色为非冰雹区。20:22 和 20:47 时,从 A2 和 B2 可知,在 4 km 以上,强回波带被识别为冰雹,4 km 以下有小部分强回波区域识别为冰雹,大部分强回波区未被识别为冰雹,其原因是冰雹在下落过程中逐渐融化为水滴,水滴经过碰撞后形成大雨滴降落到地面; 21:27 时,从 C2 可以看出,在此方位,有零星冰雹降落到地面; D1 表明,强回波不是接地的,说明在该方位雷达电磁波在低仰角存在部分波束阻挡,因此

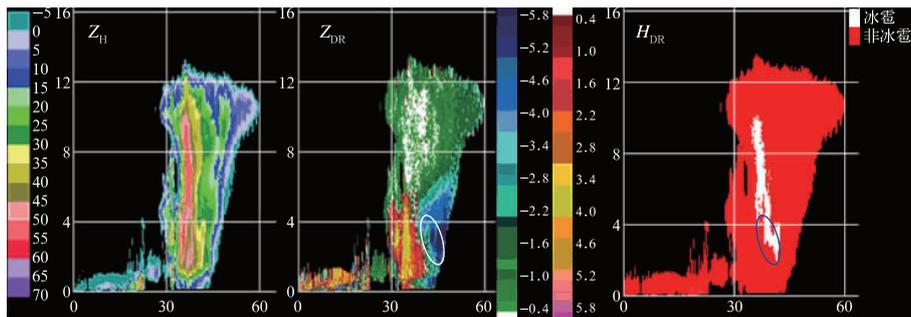


图 2 2009 年 7 月 29 日 20 时 22 分 RHI 回波强度 (Z_H)、差分反射率 (Z_{DR}) 和冰雹识别 (H_{DR})

Fig. 2 RHI displays of Z_H , Z_{DR} and H_{DR} at 20:22 BT 29 July 2009

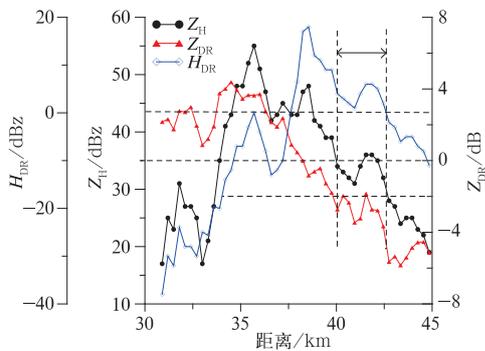


图 3 2009 年 7 月 29 日 20 时 22 分 RHI 4.23° 仰角 Z_H , Z_{DR} 和 H_{DR} 随距离变化分布

Fig. 3 Parameters Z_H , Z_{DR} and H_{DR} changing with distance (4.23° elevation, 20:22 BT 29 July 2009)

D2 中强回波的下方,近地面处没有识别为冰雹,但从雷达的实际应用中,此种情况认为强回波已经着地,即冰雹降落到地面,这与该时刻地面观测的降雹资料一致。

5 结 论

通过以上分析,可以得出如下结论:

(1) 文中给出了 X 波段双线偏振雷达雨滴谱 $Z_H - Z_{DR}$ 分布的初步特征,该特征是判别冰雹基础。

(2) 冰雹识别参量 H_{DR} 可以较好地反映地面降雹情况, $H_{DR} > 0$ 的区域与地面降雹情况一致性较高,强回波区域不一定是 $H_{DR} > 0$ 的区域,说明强回波不一定是冰雹回波。

会影响 D2 中近地面的回波冰雹识别的判断,故在

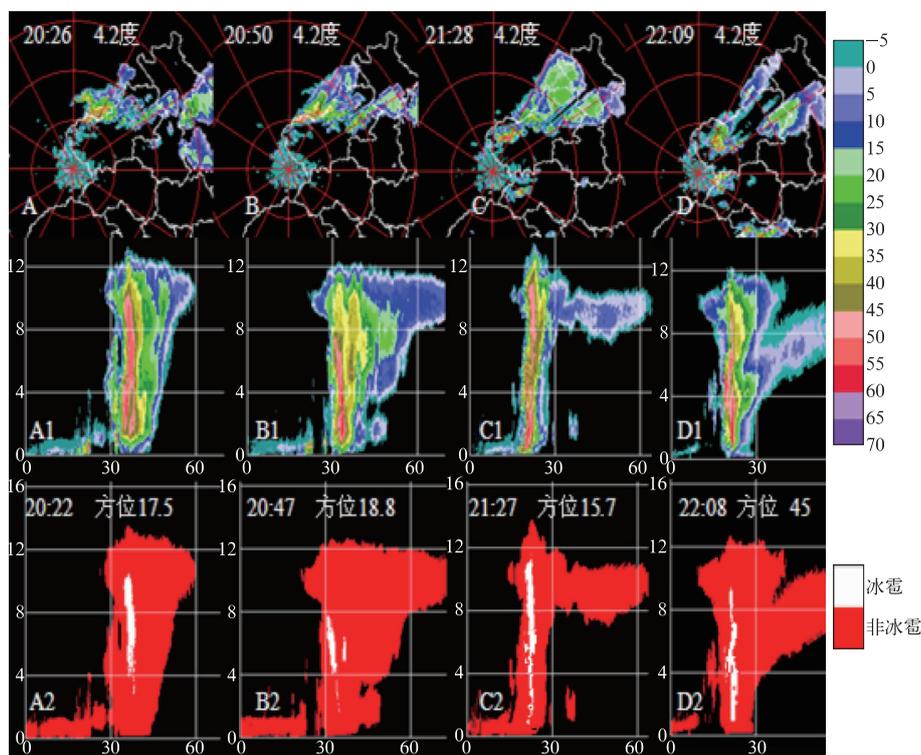


图 4 2009 年 7 月 29 日降雹过程反射率和冰雹识别

(A),(B),(C),(D) 4.2° PPI 反射率(时间 20:26,20:50,21:28,22:09),
(A1),(B1),(C1),(D1) RHI 反射率,(A2),(B2),(C2),(D2) RHI 冰雹识别
时间 20:22 方位 17.5°,20:47 方位 18.8°,21:27 方位 15.7°,22:08 方位 45°

Fig. 4 Hail reflectivity and hail identification (on July 29, 2009)

(A),(B),(C),(D) 4.2° PPI Z_H (20:26 BT,20:50 BT,21:28 BT,22:09 BT),

(A1),(B1),(C1),(D1) RHI Z_H , (A2),(B2),(C2),(D2) RHI H_{DR}

20:22 BT, Azimuth:17.5°,20:47 BT, Azimuth:18.8°,21:27 BT, Azimuth:15.7°,22:08 BT, Azimuth:45°

(3) X 波段雷达的电磁波经过强回波区(强降水或冰雹回波)后衰减厉害,因此会对强回波后面的雷达回波冰雹识别产生一定的误差,目前解决方法是将 $f(Z_{DR})$ 表达式中 $Z_{DR} < 0$ 的门限值提高到 40 dBz,其他更好的方法还在探索中。

(4) 文中 $Z_H - Z_{DR}$ 分布是在 2009 年 4—10 月观测的不同降雨天气状况的资料基础上统计得到的,样本资料偏少,在用冰雹识别指标进行判定时,可能存在识别不准的情况,需要大量的冰雹观测资料进行验证。

参考文献

- [1] 杨引明. WSR-88D 多普勒天气雷达冰雹探测算法及评价[J]. 气象,1999,25(5):39-43.
- [2] 李德俊,唐仁茂,熊守权,等. 强冰雹和短时强降水天气雷达特征及临近预警[J]. 气象,2011,37(4):474-480.
- [3] 刘黎平,王致君,徐宝祥,等. 我国双线偏振雷达探测理论及应用研究[J]. 高原气象,1997,16(1):99-105.
- [4] 王致君,楚荣忠. X 波段双通道同时收发式多普勒偏振天气雷达[J]. 高原气象,2007,26(1):135-140.
- [5] 曹俊武,刘黎平,葛润生. 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,2005,26(5):768-778.
- [6] 刘黎平,徐宝祥,王致君,等. 用 C 波段双线偏振雷达研究冰雹云[J]. 大气科学,16(3):370-375.
- [7] 龚乃虎,蔡启铭. 雹云特征及其雷达识别[J]. 高原气象,1982,1(2):43-52.
- [8] 漆梁波,肖辉,黄美元,等. 双线偏振雷达识别冰雹的数值研究[J]. 大气科学,2002,26(2):230-240.
- [9] Aydin K, Seliga T A, Balaji V. Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar[J]. J App Meteo, 1986,25:147521484.
- [10] 刘黎平,张鸿发,王致君. 利用双线偏振雷达识别冰雹区初探[J]. 高原气象,1993,12(3):333-337.
- [11] 曹俊武,刘黎平. 双线偏振多普勒天气雷达识别冰雹区方法研究[J]. 气象,2006,32(6):13-19.
- [12] 何宇翔,吕达仁. X 波段双线极化雷达反射率的衰减订正[J]. 大气科学,2009,3(5):1027-1037.
- [13] 何宇翔,吕达仁,肖辉. X 波段双线极化雷达差分反射率的衰减订正[J]. 大气科学,2009,28(3):607-616.
- [14] 胡志群,刘黎平,楚荣忠,等. X 波段双线偏振雷达不同衰减订正方法对比及其对降水估测影响研究[J]. 气象学报,2008,66(2):251-261.