

# 多波长雷达识别冰雹的数值研究\*

漆梁波\*\* 黄美元 肖辉 洪延超

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

P4 A

**摘要** 利用中国科学院大气物理研究所三维冰雹云模式, 详细地讨论了云雨衰减作用和云中各粒子共存于同一空间给多波长雷达识别冰雹带来的影响。在实际工作中, 分析多波长雷达的回波时, 这些讨论结果对分析和理解云降水过程有帮助。另外, 本工作能为改装多波长雷达提供有益的理论参考。

**关键词:** 多波长雷达; 识别冰雹; 数值研究

## 1 引言

Atlas 等人<sup>[1]</sup>最早提出双波长雷达识别冰雹云的方法。由于降水粒子(特别是冰雹)对不同波长电磁波的反射率因子不同, 因此有可能通过不同波长对降水粒子的探测来识别降水区中的冰雹区。双波长技术探测冰雹的最大困难是短波的衰减估计和双波长之间的标定。因此 Eccles 等人于 1973 年提出, 用反射率因子比值的距离导数作为冰雹指示参数来替代反射率因子比值。这一方法的特点是: 衰减的影响不大, 双波束标定影响小, 可探测精度(雹密度小)高。这一工作后来被用于实时系统<sup>[2]</sup>。但是 Eccles 的这一方法会由于冰雹粒子的特性随空间的变化而容易产生虚报, 因而以后的工作者仍采用反射率因子比值作为冰雹指示参数, 并在解决短波衰减问题方面有进展<sup>[3]</sup>。双波长雷达的使用提高了雷达监测冰雹云的能力, 更重要的是它使得细微地研究冰雹云的结构成为可能。但是, 人们一直无法克服双波长雷达探测冰雹云的最大困难(短波的衰减估计和双波长之间的标定)。20 世纪 80 年代以后, 其他多参量雷达(偏振、多普勒)陆续用于冰雹云探测, 对冰雹云的识别进入一个全新的阶段, 双波长雷达探测冰雹云的技术逐渐为人淡忘。由于技术和资金的限制, 我国在这一领域的研究工作起步较晚, 对多波长雷达识别冰雹云的理论研究工作涉及得更少。鉴于双波长雷达的造价较低(相对偏振雷达或多普勒雷达), 运用双波长雷达探测冰雹云在我国很有应用前景。那么, 从原理上, 短波的衰减估计是否能得到剔除? 采用两个较长的波长来进行冰雹探测, 探测的准确率能否得到提高呢? 由于就目前的科技水平, 人们无法得知实际云中粒子的演化过程(相态、大小、运动), 甚至地面降水(雹)信息的收集也是很困难的。冰雹云模式则可以提供降雹的完整过程(包括冰雹在云中形成、增强、降落), 相对真实的云内环境

2000-03-27 收到, 2001-03-11 收到再改稿

\* “九五”国家科技攻关项目 96-020-01-07、中国科学院大气物理研究所所长 1998 年重点基金项目“冰雹云识别的理论和方法研究”、国家自然科学基金资助项目 49675247 及国家重点基础研究发展规划项目 G1998040907-02-03 共同资助

\*\* 现在工作单位: 上海中心气象台

(各类粒子共存于同一空间)。所以以下将利用三维冰雹云模式的输出结果(5种粒子的谱分布)作散射计算,并将散射计算出来的雷达参量与云模式的结果作比较和分析,以揭示多波长雷达识别冰雹的优越性及可能遇到的困难。本文分为四部分:三维冰雹云模式的介绍;雷达参量的介绍;利用三维冰雹云模式的输出结果(5种粒子的谱分布)作散射计算,并将散射计算出来的雷达参量与云模式的结果作比较和分析;最后是结论与讨论。

## 2 三维冰雹云模式

本文所采用的云模式是由中国科学院大气物理研究所孔凡铀等人<sup>[4,5]</sup>及洪延超等<sup>[6,7]</sup>发展、建立的,它是一个完全弹性原始方程的三维冰雹云模式。模式考虑了7种水成物(水汽、云滴、雨滴、冰晶、雪花、霰粒、冰雹)的7大类微物理过程;各种粒子均采用双变参数谱;能预报粒子的比含水量及比浓度。此模式成功地模拟出三维对流系统的一些主要特征,也在人工防雹中得到应用<sup>[8]</sup>,证明了其性能的可靠和稳定。详细的模式介绍见文献[4]和[6]。

## 3 雷达参量的说明

在进行散射计算时,对云中粒子的形态作如下假设:

冰晶: 松散扁椭球,长短轴比为5,长轴水平排列,长轴不大于 $0.5\text{ cm}$ <sup>[9]</sup>;

雪花: 松散扁椭球,长短轴比为10,空间任意翻滚,长轴不大于 $1\text{ cm}$ <sup>[10]</sup>;

雨滴: 对称轴为铅直方向,扁率采用 Pruppacher 等人总结的关系<sup>[11]</sup>;

霰粒: 球形,密度为 $0.6\text{ g cm}^{-3}$ ,直径不大于 $0.5\text{ cm}$ <sup>[10]</sup>;

冰雹: 纯冰扁旋转椭球,空间随机翻滚,直径大于 $0.5\text{ cm}$ ,扁率与尺度的关系如下<sup>[9]</sup>:

$$\begin{aligned} b/a &= 1.0 - 0.1D_e & 0 < D_e \leq 1.0\text{ cm} \\ b/a &= 1.0 - 0.11D_e & 1.0 < D_e \leq 5.0\text{ cm} \end{aligned}$$

其中 $a$ ,  $b$ 分别为长半轴和短半轴,  $D_e$ 为冰雹的等效体积球半径。

需要说明的是,国内外的研究表明,冰雹的形态有多种多样。但在我国北方地区,直径在 $0.5\sim 2.5\text{ cm}$ 之间时,圆球和扁椭球的比例占80%左右。另外,鉴于我国在此方面的工作较少,作为开始,我们对云中的粒子形态采用了较简单的假设,以得到一些基本的概念和结果(如果一开始就作较复杂的假设,恐不利于发现最基本和最重要的因子)。

多波长雷达能接收和处理的雷达参量较多,为方便起见,各参量都用英文字母来简称,说明如下:

### 3.1 雷达反射率因子( $Z$ )

云体的雷达反射率因子为云中各种粒子的雷达反射率因子的和。定义如下:

$$Z = 10 \lg(Z_{\text{HH}_i} + Z_{\text{HH}_s} + Z_{\text{HH}_r} + Z_{\text{HH}_g} + Z_{\text{HH}_h}), \quad (1)$$

$$Z_{\text{HH}} = 10^6 \times \frac{\lambda^4}{\pi^5} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^{-2} \int \sigma_{\text{HH}} N(D) dD, \quad (2)$$

其中  $Z_{\text{HH}_i}$ 、 $Z_{\text{HH}_s}$ 、 $Z_{\text{HH}_r}$ 、 $Z_{\text{HH}_g}$ 、 $Z_{\text{HH}_h}$  分别是冰晶、雪花、雨滴、霰粒、冰雹的雷达反射率因子（水平偏振），都可由式（2）得到。式（2）中的  $\lambda$  为波长、 $m$  为粒子的复折射指数、 $N(D)$  为粒子的谱分布函数，可由上述的冰雹云模式来输出， $\sigma_{\text{HH}}$  为粒子对水平偏振波的水平后向散射截面，由扩展边界条件法<sup>[12]</sup>计算得到。一般的情况，天气雷达的波长分为 X 波段、C 波段、S 波段。与之对应，本文中分别计算了波长为 3.2 cm、5.6 cm、10.7 cm 云体的雷达反射率因子，分别记为  $Z_3$ 、 $Z_5$ 、 $Z_{10}$ 。

### 3.2 雷达反射率因子差 ( $D_{\text{FR}}$ )

冰雹粒子对不同的波长，其雷达反射率因子有差异。故而，引入雷达反射率因子差，记为  $D_{\text{FR}}$ （来源于 Different Frequency Ratio），并令

$$D_{\text{FR}53} = Z_5 - Z_3, \quad (3)$$

$$D_{\text{FR}105} = Z_{10} - Z_5, \quad (4)$$

$$D_{\text{FR}103} = Z_{10} - Z_3. \quad (5)$$

其中， $D_{\text{FR}53}$  表示 5.6 cm 波与 3.2 cm 波的雷达反射率因子差； $D_{\text{FR}105}$  表示 10.7 cm 波与 5.6 cm 波的雷达反射率因子差； $D_{\text{FR}103}$  表示 10.7 cm 波与 3.2 cm 波的雷达反射率因子差。

### 3.3 雷达反射率因子差的距离导数 ( $D_D$ )

Eccles 等的工作<sup>[2]</sup>表明，反射率因子差的距离导数可用来识别冰雹。本文也将分析这一参量在识别冰雹中的应用。记  $D_{\text{FR}53}$  的距离导数为  $D_{D53}$ ， $D_{\text{FR}105}$  的距离导数为  $D_{D105}$ ， $D_{\text{FR}103}$  的距离导数为  $D_{D103}$ 。具体计算时，用差分格式表示如下：

$$D_{D53} = (D_{\text{FR}53_{r_2}} - D_{\text{FR}53_{r_1}}) / (r_2 - r_1), \quad (6)$$

$$D_{D105} = (D_{\text{FR}105_{r_2}} - D_{\text{FR}105_{r_1}}) / (r_2 - r_1), \quad (7)$$

$$D_{D103} = (D_{\text{FR}103_{r_2}} - D_{\text{FR}103_{r_1}}) / (r_2 - r_1), \quad (8)$$

式中， $r_1$  和  $r_2$  分别表示云中某处离雷达的距离，带下标  $r_1$  和  $r_2$  的  $D_{\text{FR}53}$ 、 $D_{\text{FR}105}$ 、 $D_{\text{FR}103}$  分别表示在  $r_1$  和  $r_2$  处的反射率因子差。

在实际的观测中，雷达与目标物之间的云雨衰减对观测判断是有影响的。本文模拟计算各雷达参量时，考虑了云中 5 种粒子对电磁波的衰减作用，但只考虑云体本身的衰减作用，而雷达与云体之间的大气衰减较小，未予考虑。云中某处衰减因子  $K_{\text{HH}}$  定义如下：

$$\lg K_{\text{HH}} = -0.2 \int_0^R (K_{\text{HH}_i} + K_{\text{HH}_s} + K_{\text{HH}_r} + K_{\text{HH}_g} + K_{\text{HH}_h}) dR, \quad (9)$$

其中  $R$  表示云体边缘到云中某处的距离（云体边缘指靠近雷达的一侧，假设电磁波沿数值模式中的  $X$  轴正方向传播）， $K_{\text{HH}_i}$ 、 $\dots$ 、 $K_{\text{HH}_h}$  分别为冰晶、雪花、雨滴、霰粒、

冰雹的水平偏振衰减系数 ( $\text{dB km}^{-1}$ ), 可由扩展边界条件法<sup>[12]</sup>得到。

考虑衰减作用时, 式 (2) 中  $Z_{\text{HH}}$  的计算变为

$$Z_{\text{HH}} = \left\{ 10^6 \times \frac{\lambda^4}{\pi^5} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^{-2} \int \sigma_{\text{HH}} N(D) dD \right\} K_{\text{HH}}. \quad (10)$$

#### 4 多波长雷达识别冰雹的数值研究

为了研究多参量雷达识别冰雹云的可能性及局限性, 为改装多参量雷达提供理论依据, 国家“九五”攻关项目“农业气象灾害防御技术研究”中的“人工防雹减灾技术研究”专题组与陕西省人工影响天气中心合作, 选择陕西省旬邑地区为防雹研究试验区。以下仅对该实验区中的两次降雹过程作多波长雷达识别冰雹云的模拟研究。

1997年7月8日和7月28日在陕西省旬邑试验区出现了两次降雹过程, 据现场调查记录显示, 7月8日13:50开始, 马栏乡降雹7 min, 最大雹块如卫生球大小; 正宁乡降小雹, 直径约6 mm。7月28日17:30, 彬县降雹, 直径约8 mm, 伴有大风; 永寿县遭冰雹、大风。其中8日的雹灾较轻, 观测到的雷达回波也较弱; 而28日的雹灾较重, 观测到的雷达回波中, 最高的回波顶高达到15 km, 强回波中心(50 dBZ)高度达10 km。

将实时探空资料输入三维冰雹云模式, 对这两次降雹进行模拟。图1是雹云中最大冰雹含量 ( $\text{g m}^{-3}$ ) 随时间演变。从图中可知, 对于8日的降雹过程: 云模式启动16 min之后, 冰雹才出现(云中的冰雹含量大于等于  $0.1 \text{ g m}^{-3}$  视为冰雹存在的下限值), 此时其含量很小 ( $0.1 \text{ g m}^{-3}$  左右)。至20 min时, 冰雹已迅速增强, 含量达到  $0.4 \text{ g m}^{-3}$ , 冰雹含量的最大值出现在24 min, 达到  $0.6 \text{ g m}^{-3}$ , 此后云中的冰雹含量逐渐减小, 至32 min时, 降雹已接近结束。28日的降雹过程则更强烈: 云模式启动24 min之后, 冰雹仍未在云中出现, 但到28 min时, 冰雹区已经迅速出现并增强, 最大含量达到  $2.7 \text{ g m}^{-3}$ , 32 min时, 冰雹强中心达到  $3.6 \text{ g m}^{-3}$ , 以后降雹慢慢减弱, 至44 min时, 降雹基本结束。

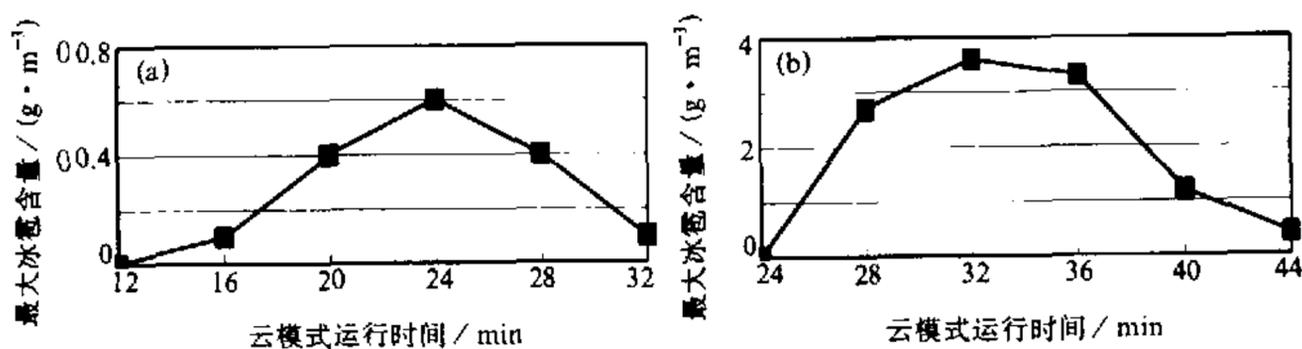


图1 雹云中最大冰雹含量随时间的演变图  
(a) 7月8日; (b) 7月28日

##### 4.1 Z 参量的应用

图2给出了云体中最大的Z随时间的变化(7月8日), 其中图2a是未考虑衰减时的计算结果, 图2b图是考虑了衰减后的计算结果。比较图2a、b可以看出, 由于衰减

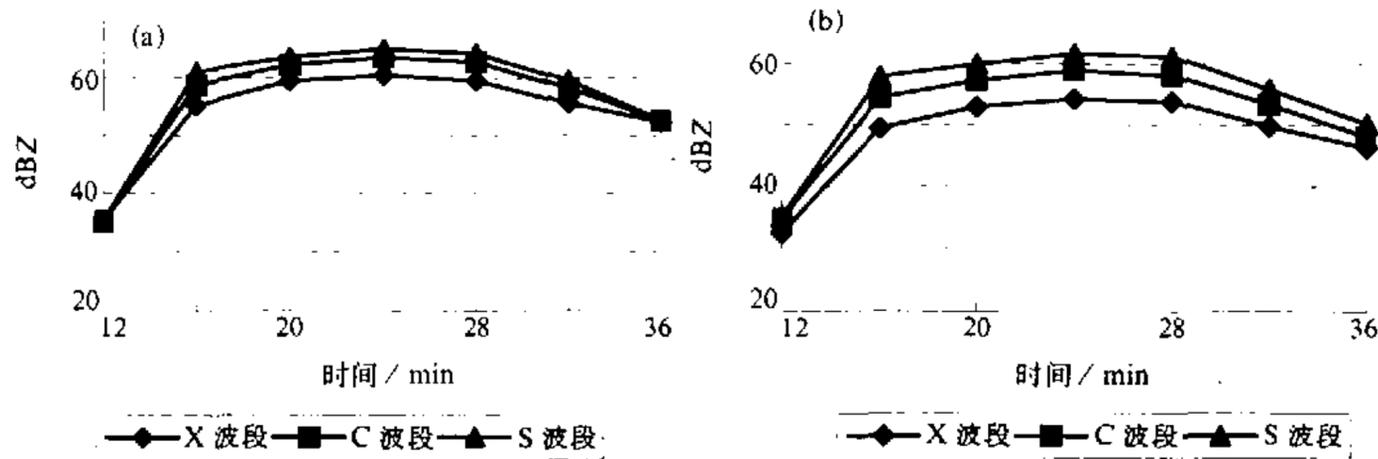


图2 云中最大的 Z 随时间的演变  
(a) 未考虑衰减; (b) 考虑衰减

的作用, 云体中的最大回波强度减弱, 随波长的增加, 减弱的程度也变小; 12 min 至 16 min 时, 回波强度有明显的跃增, 冰雹出现; 冰雹粒子的出现使得  $Z_3$ 、 $Z_5$ 、 $Z_{10}$  的最大值出现较大差别 (图 2a), 这本是冰雹区别于其他粒子的特性, 遗憾的是, 由于云中粒子对各波长的衰减作用不同, 导致即使没有冰雹粒子存在,  $Z_3$ 、 $Z_5$ 、 $Z_{10}$  的最大值也有差别 (图 2b), 这一现象在 7 月 28 日的强降雪天气中更为明显 (图略), 这也是多波长雷达识别冰雹的困难所在。

人工防雷中, 在冰雹形成初期就准确地识别出冰雹是最有价值的。因此, 本文对各雷达参量进行分析时, 着重研究冰雹形成初期的情况。另外, 为图象描述更清晰起见, 以下各剖面图 ( $Y = 18$  km) 的显示只限于云中冰雹形成和发展的较小区域。

图 3 是云体中最大的 Z 随时间的变化 (7 月 8 日, 13~18 min, 考虑了衰减后)。从图 3a 中可以看到, 在冰雹刚出现时 (15 min), 回波强度有明显的跃增, X 波段由 42 dBZ 增至 49 dBZ, C 波段由 42 dBZ 增至 54 dBZ, S 波段由 45 dBZ 增至 58 dBZ; 另外, 冰雹出现后, 各波段之间的回波差值也明显增大, 由 14 min 时的 2~3 dBZ, 增加至 15 min 的 6~9 dBZ, 但此后, 回波差值的变化不大。比较图 3a、b 可以看出, 无冰雹存在时 (回波强度主要由雨、霰所致), 对这 3 个波段来说, 云中的最大回波强度不超过 50 dBZ; 冰雹出现后, 云中最大的 Z 值都大于 45 dBZ; 在 45~50 dBZ 之间, 雨水、霰粒的回波与冰雹的回波容易混淆。我们注意到, 在 15 min 时, 对于 X 波段,

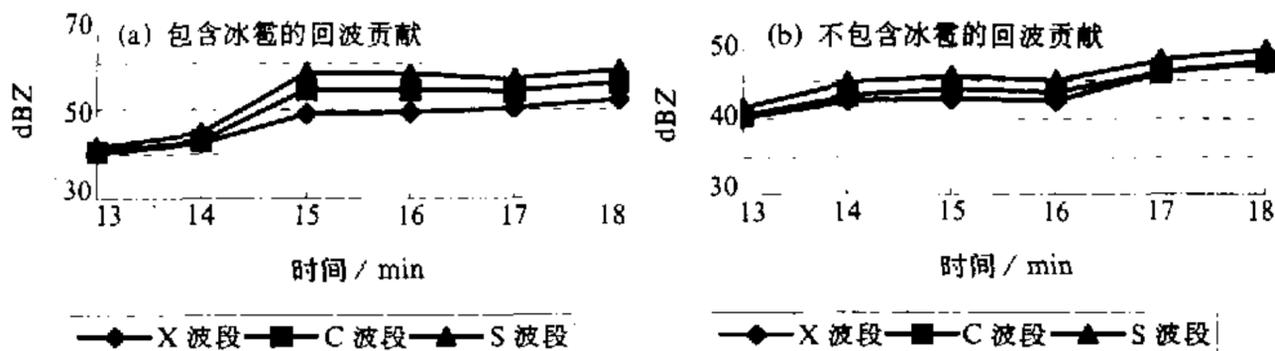


图3 云中最大的 Z 随时间的演变  
(a) 包含冰雹的回波贡献; (b) 不包含冰雹的回波贡献

其最大的回波强度在 50 dBZ。

可见, 由于云中冰雹区对应的 Z 回波一般比雨、霰的 Z 回波要强, 我们能依据 Z 大于某一阈值, 大致判断冰雹的存在与否。这一阈值在各个波段略有不同, X 波段为 50 dBZ, C 波段为 55 dBZ, S 波段为 55 dBZ。但在冰雹区较弱或冰雹初始产生时, 其回波强度较弱, 易与雨、霰的回波混淆, 此时, 利用 Z 阈值来识别冰雹会造成误判。实际观测表明<sup>[13]</sup>, 在冰雹云的发展阶段, 回波跃增的现象普遍存在, 一般出现在地面降雹的 10~35 min 之前。在上述两例中, 我们注意到, 冰雹刚刚在云中形成时, 云体的 Z 回波在 1~2 min 之内会发生回波跃增现象, 回波从 45 dBZ 跃增至 50 dBZ, 甚至更大。因此, 45 dBZ 回波可作为冰雹出现的预警阈值, 即当云中出现 45 dBZ 回波时, 应加强对此回波的监测, 若 1~2 min 内其回波发生跃增现象, 可判断冰雹已在云中形成。当然, 上述提到的阈值在实际应用中仅有指导意义, 冰雹云的 Z 值识别指标各地不同, 实际工作中的预警和识别阈值需要长期的观测来得出。

#### 4.2 $D_{FR}$ 参量的应用

先分析冰雹区本身所对应的  $D_{FR53}$  特性。首先来看 8 日的降雹过程。图 4 是没有考虑衰减作用时,  $D_{FR53}$  的演变剖面。由图 4 可见, 无冰雹存在时, 无  $D_{FR53}$  的回波, 有

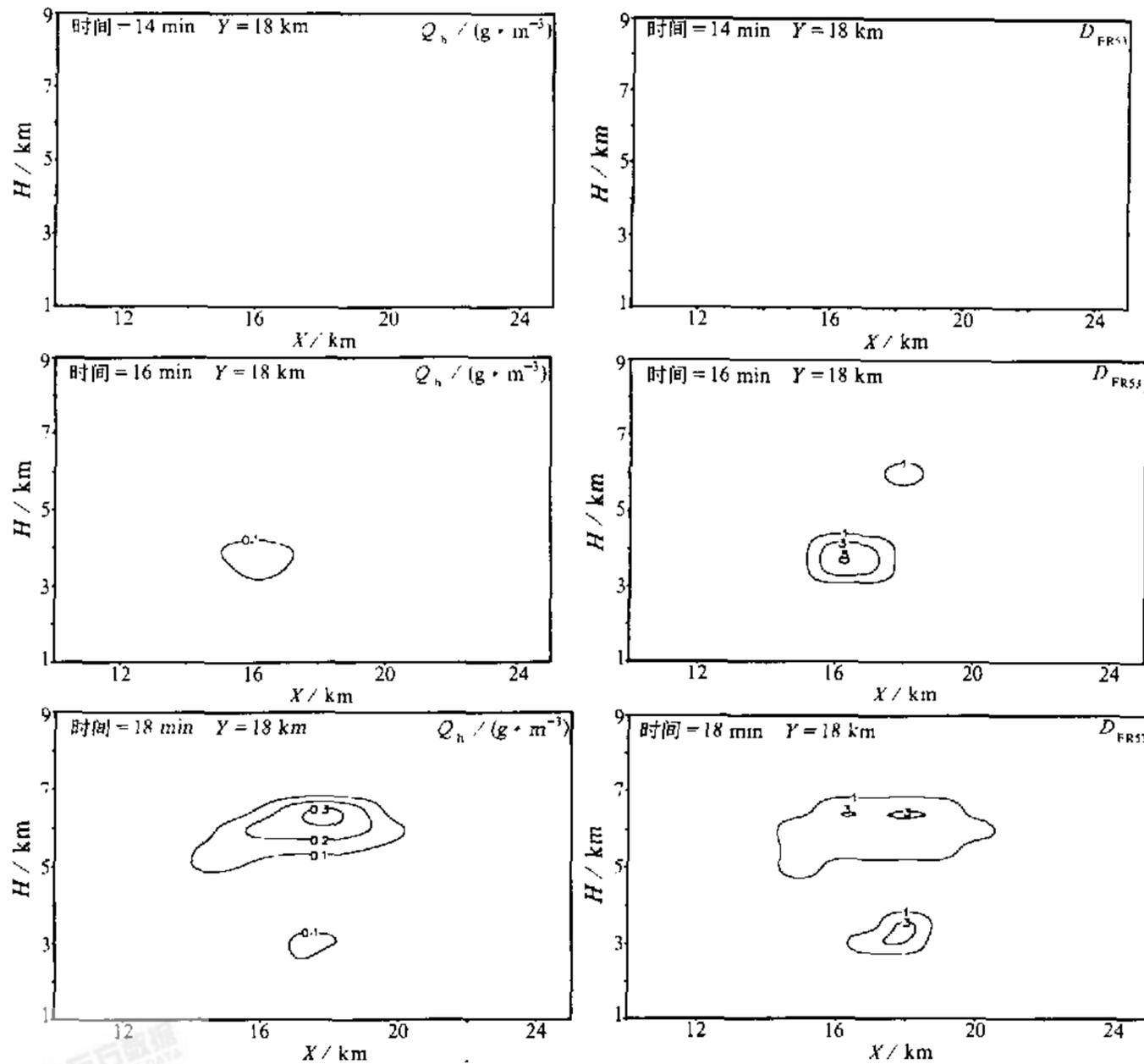


图 4 冰雹含量演变与  $D_{FR53}$  演变的比较 (未考虑衰减)

冰雹形成过程时,  $D_{FR53} \geq 3$  dBZ 的回波区域与冰雹区的变化相吻合。图 5 是考虑了衰减作用后,  $D_{FR53}$  回波的演变, 在 14 min 时, 冰雹并未出现 (见图 4), 但此时云中 6~7 km 处产生了  $D_{FR53} \geq 3$  dBZ 的回波区, 其轮廓呈向后偏心的扁长条 (强中心偏向远离雷达方向)。很显然, 这一  $D_{FR53} \geq 3$  dBZ 的回波区是由于云体对 C 波段和 X 波段的衰减作用不同所致, 而其向后偏心的轮廓则是由于衰减值随距离增加所致。冰雹出现时 (16 min), 云中有两个  $D_{FR53} \geq 3$  dBZ 的区域。为区别这两个区域, 可以比较这两个区域分别对应的  $Z_3$  值 (图略), 上部强度较弱, 面积较大的  $D_{FR53}$  回波对应的  $Z_3$  不超过 45 dBZ; 而高度在 4~5 km 处的  $D_{FR53}$  回波则强度较大, 面积较小, 其对应的  $Z_3$  超过 45 dBZ。另外, 上部的  $D_{FR53}$  回波呈向后偏心的扁长条, 而冰雹区对应的  $D_{FR53}$  回波的强度轮廓较对称。照此分析, 在冰雹的形成初期 (14~18 min) 都能剔除衰减所导致的  $D_{FR53}$  回波对冰雹识别的影响。因此, 在本例中, 结合  $Z_3$  的强度及  $D_{FR53}$  回波的轮廓, 利用“ $D_{FR53} \geq 3$  dBZ”判据, 能很好地在冰雹形成的初期将其识别。

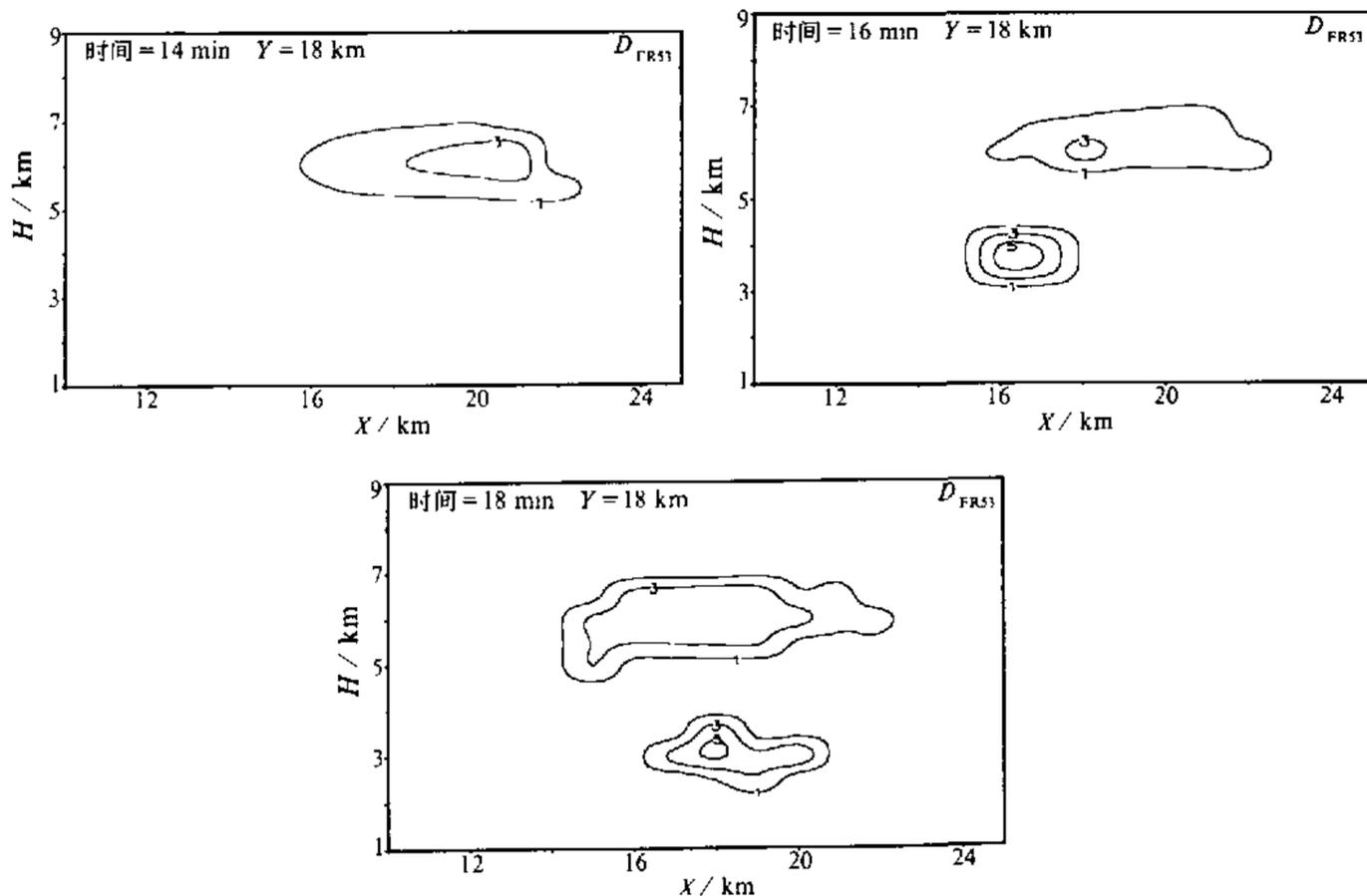


图 5  $D_{FR53}$  演变的垂直剖面图

再来看 28 日的情况 (降雹更强的个例): 当没有考虑衰减作用时,  $D_{FR53} \geq 3$  dBZ 的回波区域仍与冰雹区的变化相吻合 (图略)。图 6 是考虑了衰减作用后,  $D_{FR53}$  的演变剖面, 其中左列的图中包含了所有粒子的回波贡献, 右列图则为不包含冰雹的回波贡献。24 min 时, 冰雹并未出现, 衰减造成的  $D_{FR53}$  的回波最大达到 12 dBZ, 其轮廓呈向后偏心的回波体 (强中心偏向远离雷达方向)。从云模式的结果可知, 24 min 时, 云中雨水含量较大 ( $8 \text{ g m}^{-3}$ ), 这显然会导致 X 波段电磁波的强烈衰减, 使  $Z_3$  急剧减小, 以致  $D_{FR53}$  回波达到 12 dBZ。对比云中雨水含量演变 (图略) 和图 6 的右列图也容易看出,  $D_{FR53}$  回波随着雨水含量的减小而减弱。从图 6 的左列图上也可以发现, 雨

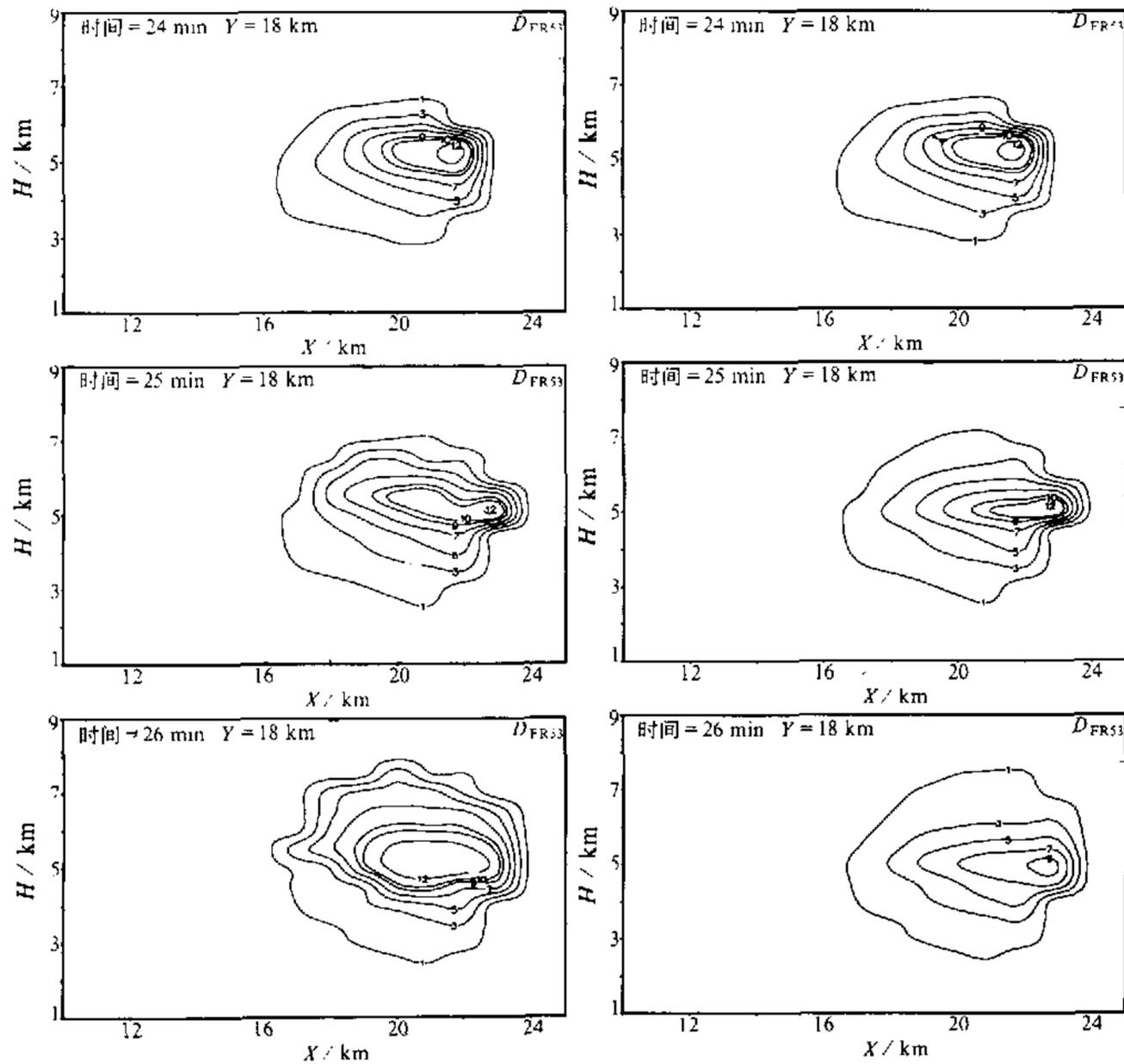


图6  $D_{FR53}$  的演变 (右列图不包含冰雹的回波贡献)

水和其他粒子 (包含冰雹) 的强烈衰减作用所导致的  $D_{FR53}$  回波与冰雹本身的  $D_{FR53}$  叠加在一起, 使得云中的  $D_{FR53}$  回波都大于 12 dBZ。上例中所提到的“ $D_{FR53} \geq 3$  dBZ”判据在此例中失效。另外, 由于冰雹本身的  $D_{FR53}$  回波远小于衰减所致的  $D_{FR53}$  回波, 它们叠加在一起之后, 其轮廓仍表现为衰减作用的特性, 为向后偏心的回波体, 即此例中, 也无法依据  $D_{FR53}$  回波的轮廓来剔除虚假的冰雹指示。很明显, 我们不能提出“ $D_{FR53} > 12$  dBZ”来作为识别冰雹的判据, 因为这一判据的阈值将取决于云中的衰减情况, 而云中的衰减情况对每一次降雹过程都是不同的。因此得出的结论只能是: 在本例中, 由于衰减作用太强, 无法利用  $D_{FR53}$  回波将冰雹识别出来。

对  $D_{FR103}$  雷达参量分析之后发现, 和  $D_{FR53}$  回波类似, 无冰雹存在时, 无  $D_{FR103}$  的回波, 有冰雹形成过程时,  $D_{FR103} \geq 3$  dBZ 的回波区域与冰雹区的变化相吻合, 另外,  $D_{FR103}$  的值并不是随冰雹的增强而增大, 这一点在  $D_{FR53}$  回波中也有不明显的体现 (图略)。同样, 对于降雹 (包括降雨) 较弱的过程, 可以结合  $Z_3 \geq 45$  dBZ 以及  $D_{FR103}$

回波的强度轮廓来剔除衰减造成的虚假的冰雹指示回波,而当降水较强时,由于降水粒子对短波的强烈衰减作用,无法利用 $D_{FR103}$ 回波将冰雹识别出来。

由于云体对X波段电磁波的衰减作用较大,因此利用 $D_{FR53}$ 和 $D_{FR103}$ 回波来识别冰雹时,不可避免地会受到衰减作用的影响。S波段、C波段的衰减作用较小, $D_{FR105}$ 能否更方便地识别冰雹呢?在两例中,冰雹未出现时, $D_{FR105} \geq 1$  dBZ的回波为衰减所致(图略),很明显,这一值较 $D_{FR53}$ 和 $D_{FR103}$ 都要小;但冰雹出现所导致的 $D_{FR105}$ 也较小,在1~3 dBZ之间。因此,利用 $D_{FR105}$ 回波来识别冰雹,并无优越性可言,相反,由于回波强度较弱,分析回波的强度轮廓时,较 $D_{FR53}$ 、 $D_{FR103}$ 更困难。

总的来说,对于降雹(包括降雨)较弱的过程,可以结合 $Z \geq 45$  dBZ以及 $D_{FR}$ 回波的强度轮廓来识别云中的冰雹区,而当降水较强时,由于降水粒子对短波的强烈衰减作用,无法利用 $D_{FR}$ 回波将冰雹识别出来。

#### 4.3 $D_D$ 参量的应用

先来分析一下冰雹区本身所对应的 $D_{D53}$ 特性。图7是 $D_{D53}$ 回波的演变情况(7月8日),左列为包含了所有粒子的回波贡献,右列为不包含冰雹的回波贡献。由图7可

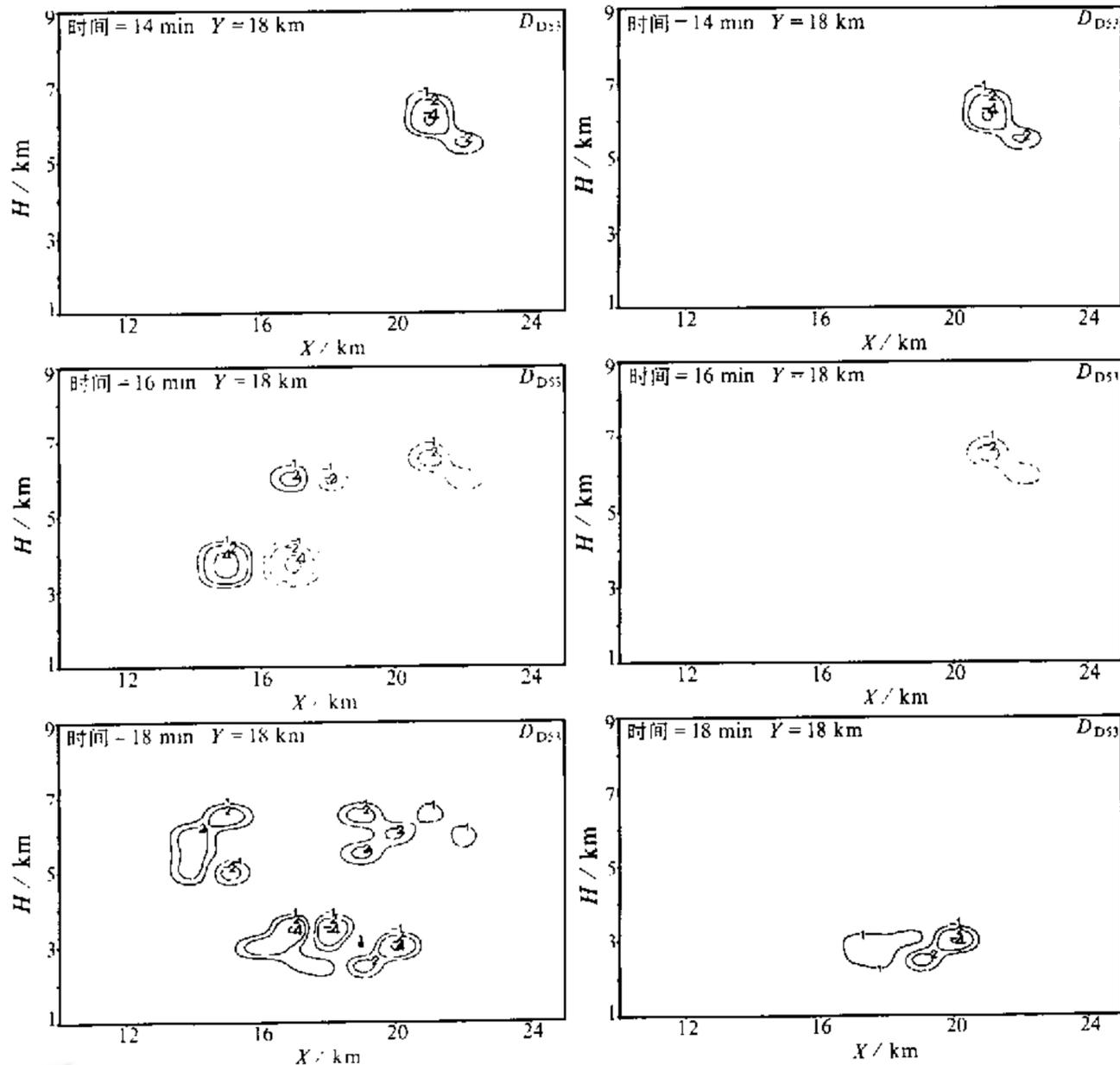


图7  $D_{D53}$  演变的比较(右列图为不包含冰雹的回波贡献)

见, 14 min 时, 冰雹未在云中出现,  $D_{D53}$  回波为负值, 对照图 7 中的  $D_{FR53}$  回波和图 4 中的冰雹演变, 可知这些负值回波是由衰减作用造成; 在冰雹初始出现时 (15 min), 其对应的  $D_{D53}$  回波一般为强度轮廓较对称的两个中心, 靠近雷达方向为正值中心, 远离雷达方向为负值中心, 文中简称这种回波分布为“对称分布”。在本例中, 这一对称分布的生消与冰雹的生消非常对应 (与图 4 对比可知), 即: 我们能根据“对称分布”这一依据来判别冰雹的存在与否。但是, 在降雹较强的实例中, 衰减作用造成的  $D_{D53}$  回波多表现为不对称的正负值中心, 正值中心的强度小于负值中心的强度。由于衰减作用, 在冰雹出现时, 回波中与冰雹区对应的“对称分布”遭到破坏, 我们也就无法依据  $D_{D53}$  回波来识别冰雹 (图略)。

同样, 从  $D_{D103}$  回波的“对称分布”来判别冰雹存在与否, 也取决于衰减对“对称分布”的破坏情况, 衰减作用较强时, 无法在回波中发现与冰雹区对应的“对称分布” (图略)。由于冰雹本身的  $D_{FR105}$  较小 (1~2 dBZ), 因此, 云体的  $D_{D105}$  回波值也较小, 回波也较零碎, 进行冰雹识别时, 较使用  $D_{D53}$  和  $D_{D103}$  回波时困难。

## 5 结论与讨论

本文对陕西旬邑地区发生的两次降雹过程进行了多波长雷达识别冰雹的模拟研究。与冰雹云模式的结果作对比分析时, 选取的雷达参量包括三类: 雷达反射率因子 ( $Z$ )、雷达反射率因子差 ( $D_{FR}$ )、雷达反射率因子差的距离导数 ( $D_D$ )。通过分析可知:

(1) 各波段 (分别为 X、C、S 波段) 的  $Z$  回波均可用于冰雹识别。在冰雹的发展过程中,  $Z$  大于某一阈值的回波中心的演变与冰雹区的演变在时空上相对应。以上分析的两例中, X 波段的阈值为 50 dBZ, C 和 S 波段的阈值约为 55 dBZ。但在冰雹初始出现时, 由于其  $Z$  回波较弱, 在强度上与雨、霰的回波不易区别, 此时用  $Z$  回波来识别冰雹会造成误判。很明显,  $Z$  的识别阈值越大, 误判率越高。此外, 可以找出一个  $Z$  值可作为冰雹出现的预警阈值, 即当云中出现大于此  $Z$  值的回波时, 应加强对此回波的监测, 若 1~2 min 内其回波发生跃增现象, 可判断冰雹已在云中形成。

(2) 冰雹粒子本身的  $D_{FR}$  特性与云中其他粒子有较明显的区别, 它的  $D_{FR}$  为正值。但由于对不同波段, 云雨粒子的衰减作用不同, 故而衰减作用也导致正值的  $D_{FR}$ 。当云雨的衰减作用较弱时, 对于  $D_{FR53}$ 、 $D_{FR103}$  参量, 能依据  $D_{FR}$  回波的强度大小, 结合  $Z$  值大小及  $D_{FR}$  回波的轮廓, 较好地识别冰雹; 当云雨衰减作用较大, 以致完全掩盖冰雹粒子的  $D_{FR}$  信息时, 无法依据  $D_{FR}$  回波来识别冰雹。

(3) 在云雨衰减较弱时, 用  $D_D$  参量的“对称分布”判据来识别冰雹较  $D_{FR}$  参量更简单明了。这仅限于  $D_{D53}$  和  $D_{D103}$  参量, 在  $D_{D105}$  回波上, 则由于回波较弱, 识别起来相对困难一些; 在云雨衰减作用较大时, 衰减作用影响冰雹粒子本身的  $D_D$  回波的“对称分布”结构, 使得从云体的  $D_D$  回波中提取冰雹信息变得困难, 也即无法识别冰雹。

可见, 综合多个雷达参量, 将使我们预警和识别云中冰雹区的准确率较单波长雷达更高, 但是, 由于云雨衰减作用和云中各粒子共存于同一空间的影响, 运用多波长雷达识别冰雹的准确率较单波长雷达很难有较大的提高。因此, 对冰雹云进一步的探测研

究、需要综合更多的雷达参量(偏振、多普勒)。

受各方面因素所限,本工作仍有大量需要改进之处,如云中粒子的形态可作更符合实际的假设,以上结果应当在更多的个例和实际观测中去检验等。

### 参 考 文 献

- 1 Atlas, D. and F. H. Ludlam, Multi-wavelength radar reflectivity of hailstorms, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1961, **87**, 523~534.
- 2 Eccles, P. J., A dual-wavelength radar hail detector, *J. Appl. Meteor.*, 1973, **12**, 847~854.
- 3 Jameson, A. R., Hail growth mechanisms in a Colorado storm. Part I: dual-wavelength radar observations, *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**, 1763~1778.
- 4 孔凡铀等, 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), 441~453.
- 5 孔凡铀, 冰雹云三维数值模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1991.
- 6 洪延超, 积层混合云数值模拟研究(I)——模式及其微物理过程参数化, *气象学报*, 1996, **54**(5), 544~557.
- 7 洪延超, 三维冰雹云催化数值模式, *气象学报*, 1998, **56**(6), 641~653.
- 8 洪延超, 冰雹形成机制和催化防雹机制研究, *气象学报*, 1999, **57**(1), 30~44.
- 9 Jeff Caylor, I., Time-varying ice crystal orientation in thunderstorms observed with multiparameter radar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 1996, **34**(4), 847~859.
- 10 Mason, B. J., 云物理学, 中国科学院大气物理研究所译, 北京: 科学出版社, 1979.
- 11 张培昌等, 雷达气象学, 北京: 气象出版社, 1988.
- 12 蔡启铭等, 降雨强度、雨区衰减与双线偏振雷达观测关系的研究, *高原气象*, 1990, **9**(4), 347~355.
- 13 黄美元等, 人工防雹导论, 北京: 科学出版社, 1980.

## A Numerical Study of Hail Identification Using Multi-Wavelength Radar

Qi Liangbo, Huang Meiyuan, Xiao Hui and Hong Yanchao

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

**Abstract** Based on a 3D hailstorm model developed by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, how cloud attenuation and all particles coexist in the same space affect hail-identification using multi-wavelength radar is discussed in detail. The results can help analysis echo of multi-wavelength and understand process of cloud precipitation correctly. Furthermore, this work can give essential theoretic references to remodeling multi-wavelength radar.

**Key words:** multi-wavelength radar; identification; hail; numerical study