

汤兴芝,黄兴友.冰雹云的多普勒天气雷达识别参量及其预警作用.暴雨灾害,2009,28(3):261-265.

# 冰雹云的多普勒天气雷达识别参量及其预警作用

汤兴芝<sup>1,2</sup>,黄兴友<sup>1</sup>

(1.南京信息工程大学,南京 210044;2.湖北省自动化工程学校,襄樊 441021)

**摘要:**使用宜昌多普勒天气雷达基数据资料,采用统计计算方法,分析了 2004—2008 年宜昌境内 52 块强对流云的特征。结果表明:(1)在宜昌地区,产生冰雹的对流云中其平均最大反射率因子均在 50 dBz 及以上;回波顶高均在 9 km 以上,最高达到 22 km,其中 80%的冰雹云的回波顶高在 12~16 km 之间;最大垂直液态含水量在 50 kg·m<sup>-2</sup> 以上的比例为 76%;利用回波强度、回波顶高和垂直液态含水量均不能很好地辨别雹云和雷雨云,但可将这些参量作为冰雹发生的参考条件。(2)利用 45 dBz 回波顶高可较好地识别冰雹云,当强回波高度达到 7.6 km 时预示有冰雹出现,其临界成功指数达 86%。(3)降雹前,强中心回波顶高会出现跃增现象,跃增后不久地面出现降雹,这一特殊现象有助于提前进行冰雹预警。

**关键词:**冰雹云;多普勒雷达;识别参量;冰雹预警

中图分类号:P412.25 文献标识码:A 文章编号:1004-9045(2009)03-0261-05

## 1 引言

冰雹是由强对流天气系统引起的一种剧烈天气现象,降雹发生时,常伴随大风、局地暴雨和强雷电,往往给国民经济和人民生命财产造成严重损失。20 世纪 70 年代以来,国内外气象工作者利用雷达资料建立了很多冰雹云的识别技术和方法。我国在识别冰雹云方面总结出多种方法<sup>[1-5]</sup>。目前,随着多普勒天气雷达布网和探测技术手段不断改进,降雹预测水平有了很大提高。大量国内外观测资料显示,冰雹云的雷达回波特征存在共性,即强度特别大、回波顶特别高、上升气流特别强。在雷达 PPI 和 RHI 上常表现出一些特殊形态,如 PPI 上的“V”形缺口、指状回波、钩状回波、弓形回波、人字形回波、三体散射 TBSS、入流缺口、有界(无界)弱回波区 BWER(WER)、中气旋、TVS 龙卷涡旋特征等;RHI 上的形态特征,如穹窿状、回波墙、悬垂体、尖顶状假回波、旁瓣回波等。利用这些特殊形态可简便、快速地识别冰雹云,但其准确率与观测人员关系很大。李金辉等<sup>[6]</sup>使用 711 雷达探测发展中的对流云,采用数值拟合得到雷达强回波 45 dBz 高度大于或等于多年降雹日 08 时零度层月平均值的 2.9 km 时将有冰雹酝酿形成;李秀林等<sup>[7]</sup>对 2005—2006 年渭南 19 个典型冰雹日的西安多普勒雷达  $V_{IL}$  产品并结合地面实况资料进行统计分析发现,冰雹云的  $V_{IL}$  值明显大于雷雨云的,降雹时  $V_{IL}$  值在 50 kg·m<sup>-2</sup> 以上,最大可达 70 kg·m<sup>-2</sup>;另外,在降雹前 10~15 min,  $V_{IL}$  值具有明显“跃增”;付双喜等<sup>[8]</sup>还根据  $V_{IL}$  时间序列图对冰雹云的位置、移动路径进行定位,预测冰雹云的

移动方向,同时根据  $V_{IL}$  值大小对其发展趋势进行预警。

我国地域广阔,气候差异较大,降雹具有很强的局地性,各地雹云的特点和活动规律不同,其识别参量也不尽相同。宜昌位于长江中游起始沿线和鄂西山地与江汉平原的过渡地带,其地理位置为 29°56′—31°34′N、110°15′—112°04′E,该市地形复杂多样,冰雹是其山区县(市)的一种常见灾害性天气,有必要找出适合该地区雹云的识别参量,以期改善冰雹天气预报准确率,为人工防雹消雹提供有价值的参考依据。

## 2 资料来源及研究方法

本文利用 2004—2008 年 4—9 月宜昌雷达站观测的雷达基数据资料和宜昌所辖各县(市)气象局地面冰雹灾情资料,对其中的 28 天共 52 块对流云团的回波强度、回波顶高、45 dBz 回波顶高及垂直液态含水量进行分析,由于收集到的地面降雹时间多为估计时间,同时冰雹降落到地面上也需一定时间,因此雷达探测到冰雹的时间和地面降雹时间很难对应一致,所以在进行参量分析时,对冰雹云主要考察冰雹发生前 10 个体扫、冰雹发生时各次体扫和冰雹发生后 4 个体扫的参量变化特征,非降雹云团则考察其整个生存期内各次体扫的参量变化,找出被考察的体扫过程中这些参量的最大值,提取可用于业务预报的宜昌天气雷达冰雹云识别指标,为冰雹预报提供依据。

文中使用的体扫资料 VOL 为由 9 层仰角 0.5°、1.5°、2.4°、3.4°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6°、19.9° PPI 组成的球坐标三维数据。为了方便资料的处理和应用,先将资料转换为 4 km×4 km 网格的直角坐标,求出不同

收稿日期:2009-01-10;定稿日期:2009-07-15

作者简介:汤兴芝,女,1971 年生,硕士,主要从事强对流天气监测预报技术与方法的研究。E-mail: tangxz-xf@tom.com

层次每个网格中的平均反射率因子,利用平均反射率因子求出每个网格的回波顶高、45 dBz 回波顶高、垂直液态含水量及垂直液态含水量密度。

### 3 参量分析

#### 3.1 回波强度

根据降水粒子对雷达波的散射原理,云中的过冷水滴、小冰雹使得电磁波后向散射加强,所以通常情况下冰雹云的回波强度大于普通雷雨云的。计算宜昌境内共 35 块冰雹云的最大平均反射率因子发现,所有冰雹云中的最大回波强度均 $\geq 50$  dBz(表 1),最小的为 50 dBz,最大的为 68 dBz,其中 28 块云(占 80%)的最大平均回波强度在 55~65 dBz 之间,另有 3 块云的最大平均回波强度在 50~55 dBz 之间,还有 4 块云的最大平均回波强度 $\geq 65$  dBz。统计结果表明,用回波强度并不能很好地区分冰雹云和雷雨云。

表 1 2004—2008 年宜昌地区 35 块冰雹云的最大回波强度(Z)分布表

最大回波强度	Z/dBz			
	50 $\leq$ Z<55	55 $\leq$ Z<60	60 $\leq$ Z<65	Z $\geq$ 65
出现次数	3	11	17	4

#### 3.2 回波顶高

回波顶高度是衡量对流天气强弱程度的重要标志,它反映了云内垂直上升气流的强度,回波顶高度越高,云内上升气流越强,而上升气流又是决定云内所能形成的最大水滴或冰雹尺度的重要因素。本文以 18 dBz 所在的最大高度作为对流云的回波顶高,通过对 52 块对流云回波顶高的统计计算发现,降雹时回波顶高均在 9 km 以上,最高达到 22 km,其中 80% 的冰雹云回波顶高在 12~16 km 之间。图 1 给出冰雹云、雷雨云回波顶高的点聚图。

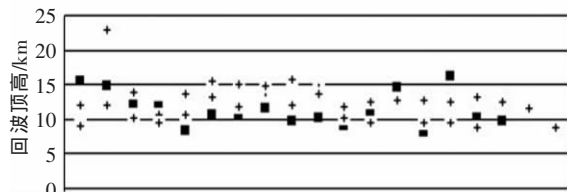


图 1 宜昌多普勒雷达观测的 52 块强对流云回波顶高点聚图(+ 冰雹云; ■ 雷雨云)

分析图 1 发现,雷雨云回波顶高和冰雹云回波顶高之间并无明显界限,仅利用雷达回波顶高也不能将冰雹云和普通对流云区分开来,但回波顶高大于 9 km 可作为有利于宜昌地区降雹的一个基本参考条件。

#### 3.3 最大垂直液态含水量

垂直液态水含量( $V_{ll}$ )是由 Greene 等<sup>[10]</sup>于 1971 年提出的一种新的预报因子。它将雷达体积扫描资料中

的反射率因子值转换成等价的液态水值,反映了降水云体中在某一确定底面积的垂直柱体内液态水的总量。1986 年,Winston 等<sup>[11]</sup>发现  $V_{ll}$  对冰雹的存在有较好的指示作用;20 世纪 80 年代末, $V_{ll}$  被广泛应用在美国的 WSR-88D 多普勒雷达中,成为判别强降水及其降水潜力,强对流天气造成的暴雨、暴雪和冰雹等灾害性天气,使用率较高的有效工具之一。分析宜昌 52 块强对流云发现,当冰雹天气出现时,大部分雹云的最大垂直液态含水量超过  $50 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ,其比例为 76%,最高可达  $115 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (2005 年 5 月 30 日五峰冰雹),然而在降雹云团中,最大  $V_{ll}$  值小于  $40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$  的占 12%,个别发生降雹的雹云最大  $V_{ll}$  值甚至低于  $20 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ,2005 年 6 月 27 日发生在兴山县榛子镇内的降雹其最大  $V_{ll}$  仅  $14.5 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ;在 17 块无冰雹报道的对流云团中,最大  $V_{ll}$  大于  $40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$  的有 5 例,约占 30%,其中最大的可达  $50 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ,这可能与当地为群山地形、人口密度小,即使出现降雹却无人发现而未报道地面降雹有关。

考虑到雷达在扫描过程中仰角个数有限、仰角变化不连续及地形遮挡等原因,雷暴顶部或底部不能被雷达探测到,以致造成  $V_{ll}$  的计算值偏小;另外,如果雷暴在传播过程中出现云体倾斜,也会造成  $V_{ll}$  计算值偏小,从而导致冰雹云漏判。为了提高冰雹云的识别成功率,Amburn 等<sup>[12]</sup>提出利用  $V_{ll}$  密度(指单位高度上的垂直液态水含量)来判断是否降雹。通过计算宜昌所有被考察冰雹云的  $V_{ll}$  密度发现, $V_{ll}$  与  $V_{ll}$  密度的走势线基本一致(图 2),特别是  $V_{ll}$  较小的冰雹云,其  $V_{ll}$  密度与具有较大  $V_{ll}$  冰雹云的  $V_{ll}$  密度相比仍较小,这说明  $V_{ll}$  密度也不能很好改善  $V_{ll}$  对冰雹云的识别。

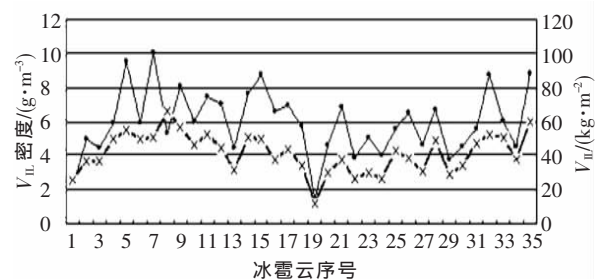


图 2 宜昌多普勒雷达观测的 2004—2008 年 35 块冰雹云的  $V_{ll}$ (—·—)与  $V_{ll}$  密度(—×—)走势图

综上分析可知,虽然冰雹发生时  $V_{ll}$  值较大,但即使将  $V_{ll}$  与  $V_{ll}$  密度结合也不能有效区分冰雹云与普通对流云,只能作为宜昌地区冰雹发生的参考条件。

#### 3.4 45 dBz 回波顶高

前文统计了宜昌冰雹云的回波强度,结果表明,当有冰雹发生时,冰雹云的最大回波强度均达到 50 dBz 及以上。根据 Smith 等<sup>[9]</sup>提出的云内最初冰雹增长

为中数体积水汽凝结体的直径是 0.4~0.5 cm 的理论,有学者得出“冰雹云初期等效雷达反射率因子为 44 dBz”的结论<sup>[6]</sup>,宜昌冰雹云回波强度均达 50 dBz 的统计事实与该结论接近。为计算方便,本文选择 45 dBz 作为判断冰雹强回波高度的阈值。另一方面,45 dBz 回波区对应于云中含水量集中区,在 0 °C 层以下出现 45 dBz 时,该强回波区由中数体积直径大于 0.4 cm 的大水滴组成,地面只能出现降雨,在 0 °C 层以上出现 45 dBz 值,是由中数体积直径大于 0.4 cm 的冰粒子和水粒子混合存在,当 45 dBz 出现较高时,云内具有的上升气流越强,越有利于地面降雹发生。

图 3 给出计算得到的宜昌境内 52 块对流云 45 dBz 回波顶高点聚图。从图中可见,在 35 块冰雹云中,45 dBz 回波顶高最小的为 6.4 km,最大的为 15.6 km,平均为 10 km,其中在 7.6 km 以上的有 32 块,占 94%。在 17 块雷雨云中 45 dBz 回波顶高均小于等于 9 km,其中仅有 2 块雷雨云中 45 dBz 回波高度在 7.6 km 以上,占 12%。因此,选择 45 dBz 回波顶高为 7.6 km 时作为冰雹预警指标。

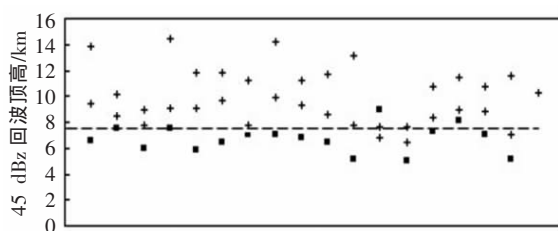


图 3 宜昌多普勒雷达观测的 52 块强对流云 45 dBz 回波顶高点聚图  
+ 冰雹云; ■ 雷雨云; — — — 识别指标线

为了检验该参量的性能,定义  $POD$  为探测概率,  $FAR$  为误报率,  $CSI$  为临界成功指数,  $X$  为雷达探测到的 45 dBz 回波顶高  $\geq 7.6$  km 且地面有降雹报道的个例数,  $Y$  为地面有降雹报道而 45 dBz 回波顶高  $< 7.6$  km 的个例数,  $Z$  为雷达探测到的 45 dBz 回波顶高  $\geq 7.6$  km 而地面无冰雹报道的个例数。其中,  $POD = X / (X + Y)$ ,  $FAR = Z / (X + Z)$ ,  $CSI = X / (X + Y + Z)$ 。在 52 块对流云中,符合上述降雹判据的雷达回波为 34 个,实况降雹 32 次,漏报 3 次,空报 2 次,根据上述评分标准得到对应的  $POD$  为 91%、 $FAR$  为 6%、 $CSI$  为 86%。

#### 4 45 dBz 回波顶高对冰雹预警的作用

为了检验 45 dBz 回波顶高对冰雹的预警作用,对上述宜昌境内有具体报道时间的个例逐个比对 45 dBz 回波顶高最大值的出现时间及地面降雹报道时间之间的关系,结果发现:1)45 dBz 回波顶高的最大值出现时间较地面降雹报道时间具有一定的提前量,即

从识别为雹云开始到地面实际降雹有一定的时间距离,且时间大多集中在 6~30 min 内,有的降雹滞后时间更长;2)在 45 dBz 最大回波顶高达到最大之前,其高度会出现明显“跃增”,每次“跃增”高度在 1 km 以上,“跃增”表明冰雹粒子的尺寸在迅速增大,说明冰雹粒子正处于迅速增长过程之中,跃增之后常可维持一段时间,对应地面有连续或间隙的冰雹降落,之后云体减弱,强回波顶高迅速降低,对应地面降雹结束。由于“跃增”发生在强回波顶高最大值出现之前,可认为是降雹即将产生的前兆,进而可根据强回波顶高的“跃增”预测地面降雹的大致时间。

本文以发生在宜昌市境内的一次冰雹天气过程为例,说明各参量的变化过程。2008 年 4 月 8 日凌晨,兴山县、夷陵区、远安县、当阳市出现不同程度的暴雨、雷雨大风及降雹天气过程,最大冰雹直径达 6 cm,地面积雹厚度超过 3.3 cm,造成当阳、兴山等地严重灾情。此次强冰雹天气过程由数个中小尺度系统先后合并造成,宜昌多普勒雷达较好地监测到这次强冰雹天气的演变过程。

4 月 8 日 00:06,在兴山上游有多个对流单体生成,位于兴山沿渡河镇与高桥镇之间的一块对流单体(A)在水平方向(图 4a)和垂直方向(图 5a)上均发展旺盛,从计算的各时刻对流单体的最大回波强度(图略)、回波顶高、45 dBz 回波顶高(图 6)和  $V_{IL}$ (图 7)可见,其最大回波强度已达 56.7 dBz,回波顶高达 10.9 km,45 dBz 回波顶高为 7.5 km,  $V_{IL}$  为  $36.4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ,在距 A 单体不远处有一回波面积和垂直发展旺盛程度均弱于 A 单体的 B 单体存在,两单体同时向兴山方向移动。

00:18(图 4b、图 5b),由于 A、B 单体迅速发展,A 单体的强回波面积和强中心高度均明显增大,B 单体的水平尺度和强中心也明显增大,两单体的强中心开始合并,使得 A 单体回波强度达到 61 dBz,上升气流进一步加强,45 dBz 回波顶高由 7.5 km 增至 9.1 km,  $V_{IL}$  也由  $36.4 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$  增至  $58.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

到 00:30(图 4c、图 5c),A、B 两单体在高桥乡上空完全合二为一,并有指示冰雹云的指状回波和悬挂回波出现,这时回波强度基本维持不变,但回波顶高、 $V_{IL}$  及 45 dBz 回波顶高已有不同程度减弱,尤其是 45 dBz 回波顶高由 9.1 km 迅速降低为 6.6 km,这时地面有降雹报道。随后该回波在出现短暂减弱后,又继续发展并向峡口方向移动。

01:00,该单体移到峡口上空(图 4d、图 5d),回波强度高达 63 dBz,回波顶高达 12 km,45 dBz 回波顶高达 10.3 km,与此同时峡口地面出现降雹;随后 A 单体周围不断有一些小的新回波单体生成,并在向下游移

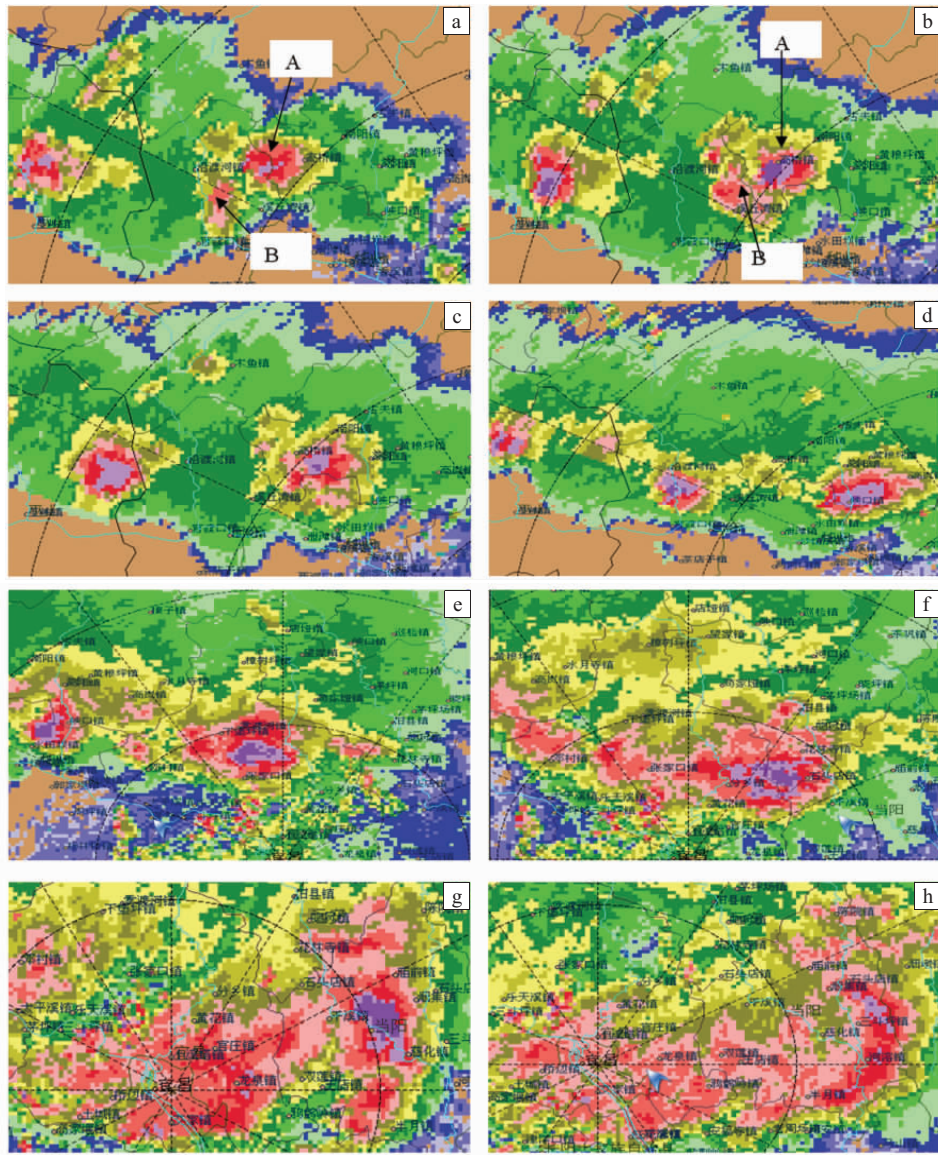


图 4 2008 年 4 月 8 日不同时刻宜昌多普勒雷达组合反射率因子图(北京时)  
(a) 00:06; (b) 00:18; (c) 00:30; (d) 01:00; (e) 01:54; (f) 02:42; (g) 03:18; (h) 03:46

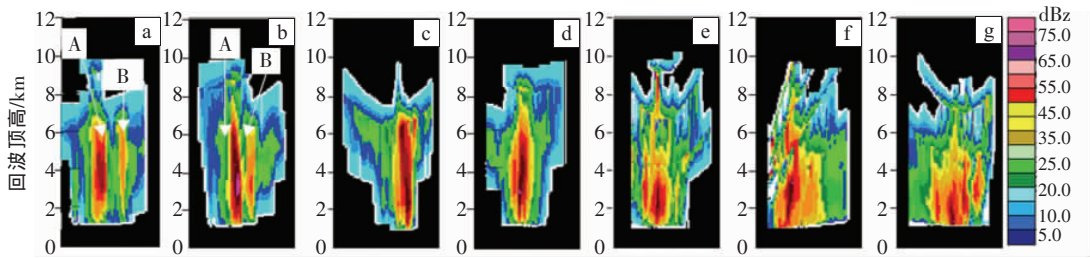


图 5 2008 年 4 月 8 日不同时刻宜昌多普勒雷达垂直剖面图(北京时)  
(a) 00:06; (b) 00:18; (c) 00:30; (d) 01:00; (e) 01:54; (f) 02:42; (g) 03:18

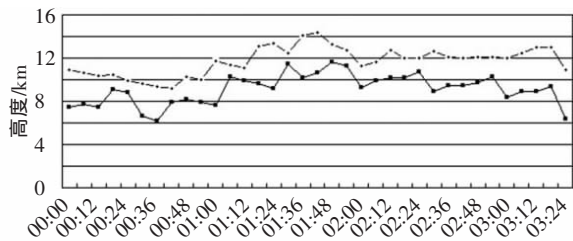


图 6 2008 年 4 月 8 日回波顶高(—+—)及 45 dBz 回波顶高(—■—)随时间变化曲线

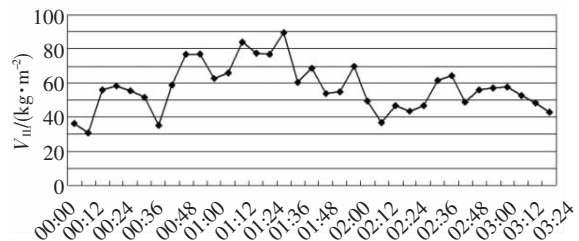


图 7 2008 年 4 月 8 日宜昌多普勒雷达  $V_{II}$  随时间变化

动过程中与 A 单体合并,使得该单体的回波强度、回波顶高及 45 dBz 回波顶高分别保持在 60 dBz、11 km 及 9 km 以上,该回波继续向夷陵(图 4e、图 5e)、远安(图 4f、图 5f)、当阳(图 4g、图 5g)方向移动,造成夷陵区普溪河、远安花林寺、当阳火车站依次降雹;直到 03:24,该回波才逐渐减弱并继续向东移出宜昌境内(图 4g)。

从图 4 中还可看到,在 00:12—00:18、00:54—01:00、01:24—01:30、01:42—01:48 及 02:00—02:30 分别出现 45 dBz 回波顶高的“跃增”,除 02:00—02:30 增幅较缓慢外,其它四次单个体扫增幅均 $\geq 1$  km,分别经过 12、6、24、50、50 min 后对应地面出现降雹。

## 5 结论与讨论

(1)在宜昌地区,产生冰雹的对流云中其平均最大反射率因子均在 50 dBz 及以上,回波顶高均在 9 km 以上,最高达到 22 km,其中 80%冰雹云的回波顶高在 12~16 km 之间,最大垂直液态含水量在 50  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$  以上的比例为 76%。利用回波强度、回波顶高和垂直液态含水量均不能很好地辨别雹云和雷雨云,这些参量仅可作为冰雹发生的参考条件。

(2)利用 45 dBz 雷达强回波高度可较好地识别冰雹云,当强回波高度达到 7.6 km 时预示有冰雹出现,其成功概率达 91%,临界成功指数达 86%。

(3)降雹前,45 dBz 回波顶高会出现跃增现象,这一跃增常出现在地面降雹之前,并有一定的提前量。这一特殊现象有助于提前进行冰雹预警。

本文中的冰雹云识别指标主要是根据宜昌 2004—2008 年多普勒雷达观测资料的统计分析结果

得出的,由于个例有限,应用其指标对不同地形、不同天气背景下的冰雹云不能区别对待,只能粗略地定出一个统一的指标。今后,可继续收集这方面的资料,对识别参量进行深入分析,并与其它识别结果进行对比,评估其识别效果,达到改进对冰雹预警的目的。

## 参考文献:

- [1] 郁青,王雨曾.综合识别冰雹云[J].气象,1995,21(7):26-28.
- [2] 杨传凤,陈秀杰,黄秀韶,等.雹云的 3 参数概率判别法[J].气象,1998,24(9): 36-40.
- [3] 王昂生,黄美元,徐乃璋,等.冰雹云物理发展过程的一些研究[J].气象学报,1980,38(1):64-71.
- [4] 戴铁丕,张秀华.综合概率法判别冰雹云及效果检验[J].气象,1989,15(7):45-48.
- [5] 李德俊.冰雹的卫星云图特征识别和外推预报[J].湖北气象,2002,21(3):41-43.
- [6] 李金辉,樊鹏.冰雹云提前识别及预警的研究[J].南京气象学院学报,2007,30(1): 114-119.
- [7] 李秀琳,贾金海.VIL 产品在人工防雹中的应用[J].陕西气象,2008(3): 13-15.
- [8] 付双喜,安林,等.VIL 在识别冰雹云中的应用及估测误差分析[J].高原气象,2004,23(6):810-814.
- [9] Smith P L, Myers C G, Orville H D. Radar reflectivity factor calculations in numerical cloud models using bulk parameterization of precipitation [J]. Appl Meteor, 1975, 14 (9): 1156-1165.
- [10] Greene D R, Clark R A. An indicator of explosive development in severe storms [C]. 7th conference on severe local storms, Missouri, 1971.
- [11] 胡明宝,高太长,汤达章.多普勒天气雷达资料分析与应用[M].北京:解放军出版社,2000:147.
- [12] Amburn S, Wolf P. VIL Density as a Hail Indicator [J]. Wea Forecasting, 1997, 12: 473-478.

## Doppler Radar Identification Parameters and Their Effect on Early Warning of Hail Clouds

TANG Xing-zhi<sup>1,2</sup>, HUANG Xing-you<sup>1</sup>

(1. Institute of Atmospheric Sciences, NUIST, Nanjing 210044;  
2. Hubei Automation Engineering School, Xiangfan 441021)

**Abstract:** Based on statistic method, the features of 52 strong convective clouds over Yichang, Hubei province from 2004 to 2008 are analyzed by using the new generation of Doppler weather data. The results show that (1) All convective clouds, which come into hail, have an average maximum reflectivity factor  $\geq 50$  dBz, and all the top high of echo are above 9 km, and 80% of the top high of echo of hailstorm clouds are between 12~16 km. There are 76% of hailstorm clouds which the maximum vertical liquid water content is more than 50  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$  in proportion to all hailstorm clouds. Difference between thunder clouds and hail clouds can't be distinguished by intensity of echo, top height of echo and VIL, but the above radar parameters can be taken as the hail occurring reference factors. (2) The hail clouds can be distinguished from strong convective clouds through echo height of the 45 dBz. When the height of the strong echo reaches 7.6 km, the hail will emerge with the 86 percent probability. (3) There is a sudden-increase phenomenon for the echo top of the strong center before a fall of hail, and then the hail appears on the ground shortly after the phenomenon happened. This special phenomenon could be contributed to advance the hail warning.

**Key words:** Hail cloud; Doppler radar; Identification parameter; Early warning