

# 一次雹暴的特征随时间演变的分析

中国科学院兰州高原大气物理研究所雷达组

冰雹通常由强烈的积雨,即所谓雹暴中形成。在雹暴的整个生命过程中,无论是外观还是内部特征,都在不停地发生着变化。由于这种变化十分激烈和迅速,大冰雹往往就在某一短时间内(通常不超过 30 分钟)生长并危害农业。加上此时伴随着闪电大风大雨,要观测它甚为困难。因此,人们至今对其演变的许多方面还缺乏详细和确切的认识。

我国的防雹群众运动历史悠久并已相当广泛,从生产实际的需要来看,不仅要求云内出现冰雹的时候能够及时准确地识别出来,而且希望当冰雹还没有形成之前,就能预测冰雹云今后的演变动向,这就要寻找冰雹在云内发生的前兆。另一方面,随着防雹工作的深入开展,也迫切要求能科学地判断防雹作业的效果。目前国内外判断防雹效果的方法无非是这样两类,一类是设置防雹区和对比区,根据开展防雹前后发生的雹灾或农业经济收益的多年情况,进行比较来判断统计效果。另一类则是用仪器(或肉眼)观测雹云在作业前后其各种物理特征的改变,即物理检验效果的方法。用后者判断效果,首先碰到的问题是如何将防雹作业引起的雹云变化与雹云发展的自然变化区分开来。我们正是从这些目的出发,试图通过对一次雹云的雷达回波随时间演变的具体分析,增进一些这方面的认识,同时为防雹效果分析提供一点基础。

## 一、雹暴概况

一九七五年六月六日下午,平凉县大秦公社,峡门公社、大秦公社和华亭县的新安公社遭到一次雹灾袭击。这次雹云发展猛,移速快,对农作物有很大危害。这次雹击带的宽度约 2—3 公里,扫过的地区长度约 50 公里。

六月六日早晨,碧空无云,从 08 时天气图上看,地面至 700 毫巴高度,平凉地区处于高压脊控制。平凉县 07 时探空曲线表明,当天大气层结稳定。但是中午以后,由于强烈的日晒,地面受热迅速增温,低层大气湿度也有明显增加,大气逐渐趋于不稳定。再加上在六盘山地形的影响下,17 时以后,雷达站西北方向的防雹点报告有积雨云出现。17 时 30 分雷达开机观测,发现六盘山东侧,距雷达站西北约 35 公里处,已有一块孤立强烈的积雨云发展。17 时 45 分,积雨云侵入平凉县北塬。18 时 04 分在大秦公社降落零星蚕豆般大的冰雹。此后,这块云从西北向东南迅速越过雷达站上空,向平凉县峡门公社、大秦公社和华亭县新安公社方向移去。这块雹暴在雷达站没有降雹,但在平凉县县城至新安之间断续地降雹,以峡门和新安的降雹最严重,峡门公社的白坡大队落下的最大冰雹有核桃大小(见图 1)。

雷达观测表明,当天下午雷达站周围 100 公里范围内只有这块雹暴发展起来,从天气

形势看来,当天无强烈天气系统侵入。因此,六月六日的这块雹暴主要是地面增温,湿度加大,对流加强,在六盘山区形成的一块局地雹暴。

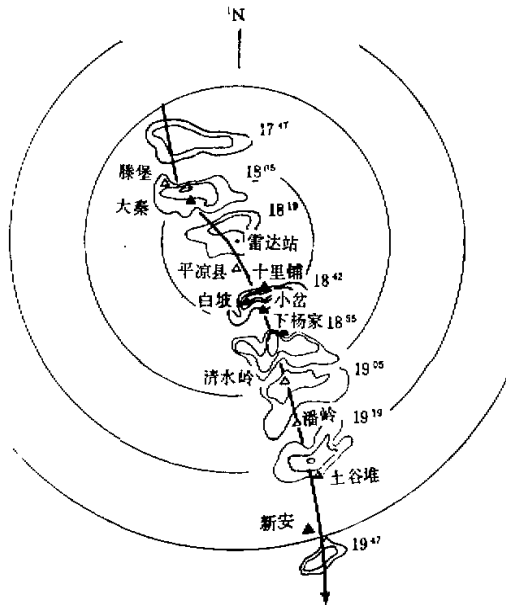


图1 雹暴各时刻反射率等值线图(30, 40, 50 dbz)和地面降雹情况  
(△为豌豆大小或无灾降雹。 ▲为蚕豆, 核桃大小或有灾降雹。  
粗黑线为强回波中心路径)

## 二、分析和结果

### 1. PPI回波演变特点

六月六日雹暴在六盘山麓形成后,迅速地向东南方向移动。从17<sup>47</sup>至19<sup>47</sup>,雷达站观测到这块雹暴的一系列连续演变照片。在这个时间里,雹暴中心从雷达站西北13公里移动到东南43公里,平均移速约28公里/小时,雹暴中心的移动方向约为160°(去向)。与当天19点环境高空风比较(图略),可以看出,这块雹暴的平均移速与离地面4—5公里高度处的环境风速相当,雹暴的移向与离地面2公里至12公里高度的环境风向平均值(风向303°,即去向123°)相比较,则雹暴移向偏右37°。

图1是比较强的回波等值线(30, 40, 50 dbz)与地面降雹情况。它表示了各个时刻雹暴反射率等值线的演变。由于观测时天线仰角为3°,PPI看到的是雹暴低层的情况。从图1可以清楚地看出,50 dbz回波的出现与地面发生较大的(大如蚕豆)冰雹或者成灾的冰雹有十分密切的关系。例如,18<sup>05</sup>的50 dbz回波的出现与大秦公社大如蚕豆的降雹相对应,18<sup>42</sup>和18<sup>55</sup>的50 dbz回波的出现与峡门公社白坡、小岔、下杨家等大队发生严重雹灾,最大雹块如核桃大小的降雹相对应。而且可以看出,50 dbz回波区愈大,地面降雹愈严重。

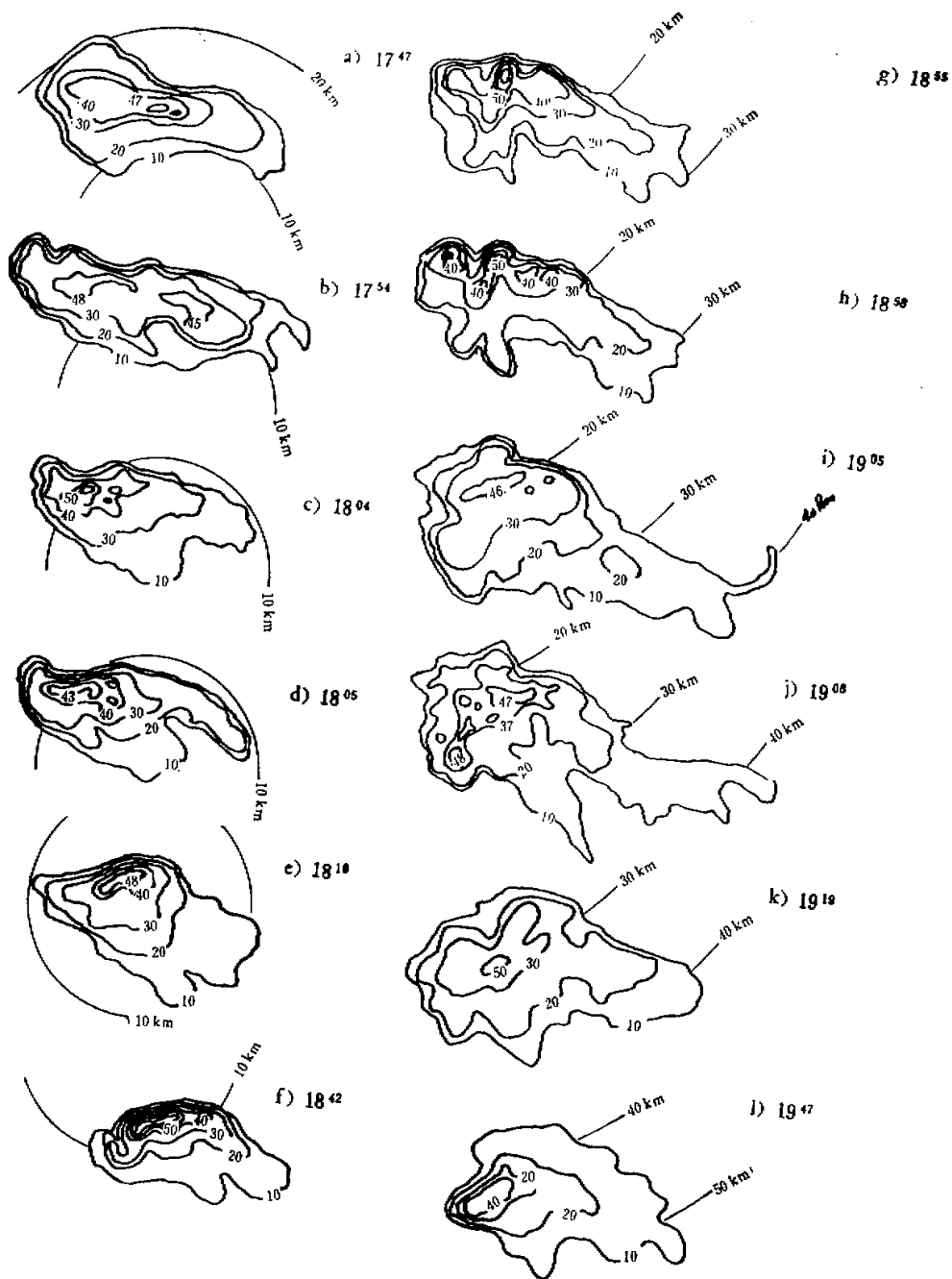


图2 各时刻PPI等反射率线(dbz)回波图

因此可以认为, 雹暴低空 50 dbz 的雷达回波的出现可能正是由于较大或较多的雹块的反射造成的。低空 50 dbz 回波区的演变可以指出地面上发生较大降雹的演变。

为了更详细地分析 PPI 回波的演变, 图 2 给出各时刻的 PPI 等反射率图。可以看出, 这个雹暴的强中心有时呈现为一个, 有时则有几个, 因此应该认为这次雹暴仍属于多单体雹暴。这个多单体雹暴的特点是各个单体(我们把一个回波强中心视为一个单体中心)的消长始终包含在雹暴整体内, 雹暴整体连续地沿约  $160^\circ$  方向移动, 没有象国外一些研究者<sup>[1]</sup>所描述的那样, 新单体不连续地在右侧形成并穿过雹暴整体向左移动而造成风暴的连续传播。

仔细分析图 2 可以看出, 从  $17^{47}$  至  $19^{07}$  的两个小时内, 雹暴发生了几次加强到减弱过程。例如,  $17^{47}$  (图 2a) 雹暴仅包含一个回波中心, 回波后部(相对于雹暴移向来说)反射率梯度还不很大, 雷达观测到的最大反射率为 47 dbz, 说明雹暴此时正处于发展阶段, 地面没有降雹。  $17^{54}$  这一个中心没有多大变化, 但在雹暴的右后方迅速发展起来一个强中心, 反射率数值已达到 48 dbz, 比前一个中心更强。  $18^{04}$  先发现的那个强中心消失, 后发展的那个强中心明显地偏在右后方, 中心强度达到 57 dbz, 而且在回波后沿显示出很大的反射率梯度, 地面报告有蚕豆大小的但较零星的冰雹落下。值得注意的是, 这个 57 dbz 的强中心范围很小, 维持的时间也很短, 一分钟以后, 即  $18^{05}$ , 中心强度已减小到 43 dbz, 这是雹暴的第一次弱降雹过程, 给农业造成的灾害较小。

观测到第二次雹暴加强过程是在这以后, 到  $18^{19}$  (图 2c), 中心强度比  $18^{05}$  的时候已有加强, 到达 46 dbz。然而到了  $18^{42}$ , 雹暴中心强度猛增到 55 dbz, 而且面积较大, 回波后沿反射率梯度显著增大, 同时在地面上落下如核桃的雹块。这种状况一直维持到  $18^{55}$ , 甚至到  $18^{58}$ , 虽然中心已经分散减弱, 但最强处仍有 50 dbz。以后, 中心强度继续减小, 到  $19^{05}$ , 中心强度为 46 dbz, 回波后沿反射率梯度降低。

第三次加强过程可以从图 2j 看出,  $19^{08}$  虽然中心仍然分散, 但最强反射率已到达 48 dbz 到  $19^{19}$  雹暴中心强度再次增至 50 dbz, 以上, 相应在地面上落下较密的大如豌豆的冰雹。不过可以看出, 此时回波后沿反射率梯度不大。这次降雹加强过程造成的农业损害较  $18^{42}$  时候小。

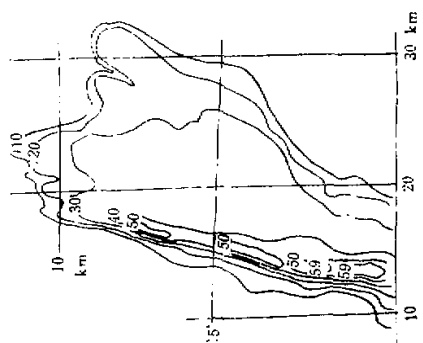
根据地面的降雹调查, 这次雹暴在华亭县新安公社还落下最大如核桃的雹块, 对农业的损坏也较大。因此, 雹暴可能还应有一次剧烈加强过程。可惜, 从  $19^{19}$  至  $19^{47}$  雷达停止了一段时间的跟踪观测, 到了  $19^{47}$  的时候, 回波中心位置已经越过新安, 强度只有 40 dbz, 因此没有取得第四次雹暴加强的资料。

以上分析说明, 这次雹暴在移动过程中, 低空反射率中心强度不断发生变化, 有四次加强过程, 与地面上四次较大的降雹过程相对应。

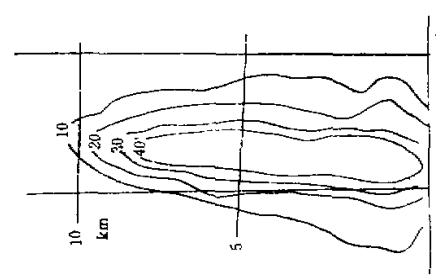
## 2. RHI 回波演变特点

图 3 表示通过雹暴中心的垂直剖面在各个时刻的演变情况(从 RHI 照相取得, 垂直尺度相对于水平尺度放大了 2.3 倍)。如果注意一下大于 50 dbz 回波顶高度随时间的变化, 同样可以看出雹暴的几次加强到减弱的过程。(按理说, 与前述相同应有四次加强过程, 但由于资料不全, 图中只呈现出两个加强过程, 即  $18^{46}$  至  $18^{59}$  和  $19^{20}$ )。

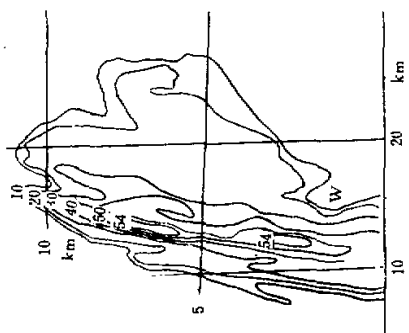
值得注意的是, 雹暴增强到降雹时, 在垂直剖面内, 不仅在离地面 2—3 公里的低空出



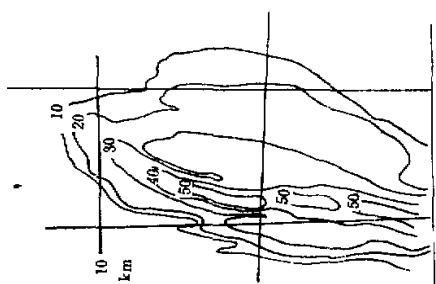
d) 18:00 方位161°



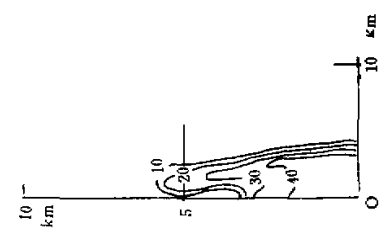
h) 19:00 方位166°



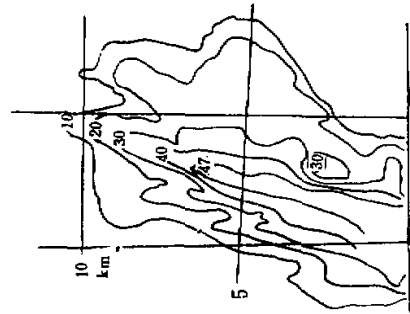
c) 18:00 方位159°



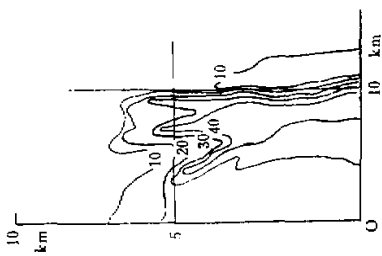
g) 19:00 方位162°



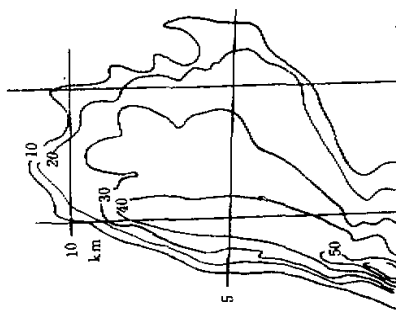
b) 18:17 方位323°



f) 19:00 方位164°



a) 18:00 方位309°



e) 18:00 方位161°

图 3 各时刻 RH11 等反射率线 (dbz) 回波图

现反射率大于 50 dbz 的中心, 而且在云的上部, 6—8 公里高度还出现一个与前者分开的大于 50 dbz 的强中心(见图 3c, 3d, 3g)。可以假设, 雹暴低空强中心意味着冰雹已经形成并降落至云的下部, 就将在地面上造成降雹; 雹暴上部强中心说明水份在此有积累, 冰雹可能在这里形成。因此, 虽然雹暴低空的反射率(低仰角的 PPI 上)超过 50 dbz, 但云的上部中心的反射率仍可能在改变, 上部中心反射率减小到 50 dbz 以下, 可能预示着地面降雹不久将会变小或者停止。例如, 18<sup>46</sup> 至 18<sup>53</sup>, 50 dbz 上部中心的高度到达 7.5 公里左右, 六分钟以后, 即 18<sup>59</sup>, 50 dbz 中心只在 1—2 公里高的低空存在。不久, 地面上降雹也迅速减弱(见图 1)。这种现象说明雹暴下部水分的供给过程, 也即说明云下上升气流并不是稳定连续的, 它具有很强的阵性的特点。分析说明, 雹暴的上升气流可以在十几分钟甚至几分钟内发生加强和减弱。国外用多普勒雷达观测也看到雹暴内上升气流具有脉动的性质<sup>[2]</sup>。

另外, 还可以看出, 在 18<sup>46</sup>(图 3c), 也即雹暴发展的最强烈时候, 在 W 处呈现一个比较明显的“弱回波区”, 回波墙结构也很清楚。通常认为, W 处正是强烈上升气流进入云内(即大量水汽由此处吸入云内)的位置。有意思的是, 18<sup>46</sup> 在 W 的上空很大的空间区域, 反射率并不大, 小于 30 dbz, 而 30 dbz 等值线的形状紧贴着回波墙呈细长状。七分钟以后, 即 18<sup>53</sup>, 在回波墙的前方, 也即 W 位置的正上空区域, 30 dbz 回区已明显扩大, 这个现象说明, 虽然此时中心最大反射率比 18<sup>46</sup> 的时候有所减小, 雹暴强度变弱, 但云内中等大小粒子所占的空间区域却可能扩大。产生这一现象的原因是否与云内的环流特征和粒子的成长过程有关, 还可进一步探讨。

### 3. 反射率随时间的演变特点

用雷达识别雹云的过程中, 我们已经发现云的强回波顶高度和高空最大反射率的大小可以作为识别雹云的指标。由此很自然地会想到这些物理量随时间的演变可以指示雹云特征的变化。

图 4 是 5 公里和 7 公里高度云内反射率因子  $z$  随时间的演变以及 36 dbz 和 46 dbz 的强回波顶高度随时间的变化曲线。为了比

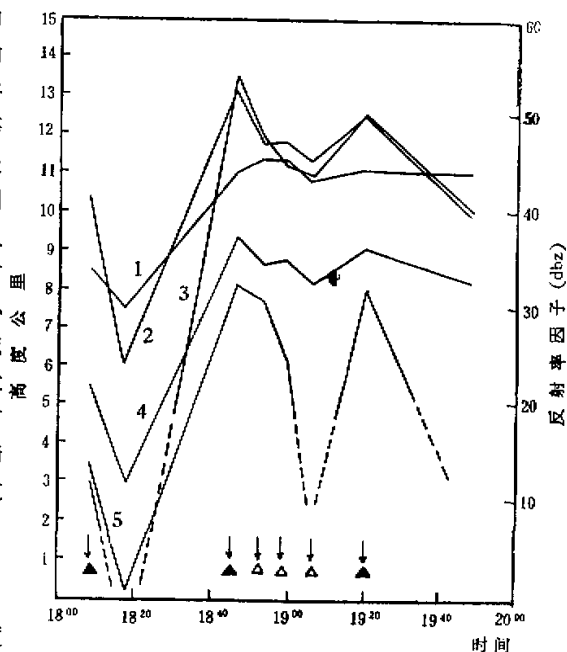


图 4 雹暴主要特征随时间的变化  
(虚线表示与  $z$  小于 1dbz 的连线)

- 曲线 1 ——回波顶高度的变化
- 2 ——云内 5km 高度处  $z$  值的变化
- 3 ——云内 7km 高度处  $z$  值的变化
- 4 —— $z$  为 36 dbz 的强回波顶高度的变化
- 5 —— $z$  为 46 dbz 的强回波顶高度的变化

图中所注的雹情是对应于雷达回波的相应地点的降雹情况

▲为大于蚕豆或有灾降雹, △为无灾小雹。

较,图中还画出回波顶(相当于 25 dbz 的回波)高度随时间的变化。同时,在图的下部给出调查到的地面降雪情况。

详细分析图 4 可以看出以下几点

- (1) 高度 5 公里和 7 公里的  $z$  值以及 36 dbz 和 46 dbz 的强回波顶高度随时间的演变具有相似的趋势。其中以 7 公里的反射率变化最明显,变化幅度也最大。
- (2) 较大的或较严重的降雪发生之前,雹云的主要特征出现剧烈的增长,增长所需要的时间不长,对于这次雹暴是在 18 时 17 分至 18 时 46 分间增长(从图 2 估计的时间更短,约从 18 时 19 分至 18 时 42 分)不超过 30 分钟。它说明,在不到半个小时的时间内,冰雹云内发生着剧烈的增长过程。例如,从图 4 可以看到,云内 5 公里和 7 公里高度的反射率分别由 23 增至 52 dbz 和由 0 增至 53 dbz,即前者增加量约 30 dbz,后者增加量为 50 dbz。
- (3) 从 18<sup>46</sup> 至 19<sup>07</sup> 的约一个小时内,雹云的主要特征均维持在比较强的数值上。例如 5 公里和 7 公里的反射率为 40—50 dbz; 36 dbz 的强回波顶高度为 8—10 公里。这可以被解释为:雹暴在这期间处于准稳定状态,相应地在地面有小或大的冰雹落下。说明在这个时间内,云内一直保持着降雪的基本条件。
- (4) 在雹云的准稳定时间内,其主要特征仍有幅度较小的变化。5 公里和 7 公里高度的反射率的变化范围约 6—10 dbz, 36 dbz 强回波顶高度的变化范围约 1—1.5 公里。变化的周期约 20—40 分钟。
- (5) 回波顶的高度变化范围最小,周期和振幅更不明显。

### 三、结 束 语

这是一次低能量局地雹暴过程的分析,着重于雹暴的雷达回波特征随时间的变化。虽然仅仅是一个个例,但从中仍可以看出雹暴特征变化的一些特点。

1. 雷达天线低仰角的雹暴 PPI 回波 50 dbz 反射率的出现与地面上比较大的或成灾的降雪有十分密切的关系。因此可以认为,50 dbz 的回波是较大的或数量众多的冰雹的反射造成的。可以用 50 dbz 回波的出现来指示地面的降雪情况。
2. 一次雹暴过程中,其主要特征随时间不断地发生着变化,可以包含几个加强到减弱的过程。在本次个例中,包含有四次这种过程(最后一次加强过程是推测的),它们之间的时间间隔不很相同,约 20—40 分钟。
3. 在通过强中心的垂直剖面内可以看到雹暴内具有分开的上下两个中心,高度 2—3 公里的低空中心强度超过 50 dbz 意味着地面上就将降雪;上部中心的高度约在 6—8 公里,说明水份在此处有积累,冰雹可能在这里形成。而且,它的高度和强度随时间变化很快,说明云内冰雹的生长以及供给云内水份的上升气流并非稳定连续的,具有很强烈的阵性特点。
4. 落下比较大的或成灾害性冰雹之前,雹云的主要特征有一个剧烈的增长,在本次个例中,增长时间不超过 30 分钟,随后便出现一段准稳定时期,在这个期间(本次个例约一小时),雹暴的主要特征仍有变化,但幅度较小,基本上保持有雹云的特点。

以上只是从一个个例中得到的几点看法,是否正确还有待今后在更多的实践中检验。

## 参 考 资 料

- [1] John D. Marwitz, The Structure and Motion of Severe Hailstorms, Part II, Multi-Cell Storms, *J. of Applied Met.*, 1972, **11**(1), pp. 180—188,  
[2] Louis J. Battan, Doppler Radar Observations of a Hailstorm, *J. of Applied Met.*, 1975, **14**(1) pp. 98—108.

~~~~~

## 《大气科学》1976 年第 1 期

### 勘 误 表

| 误                        | 正            |
|--------------------------|--------------|
| 第 5 页倒数第 5 行 “八亿人口不斗行吗?” | “八亿人口,不斗行吗?” |
| 第 27 页倒数第 9 行 江淮流随       | 江淮流域         |
| 同上页倒数第 8 行 华西到槽          | 华西倒槽         |
| 第 33 页第 3 行 从高东原东伸到      | 从高原东伸到       |
| 第 46 页图 2 中 高频讯号源        | 音频讯号源        |
| 同 上 A/O 转换               | A/D 转换       |