

# 用雷达回波判别冰雹云

成都市人工防雹指挥部

在大或密的成灾冰雹形成前，对冰雹云作出迅速的判断，是整个防雹工作能否取得良好效果又避免浪费的关键。

广大群众根据雹云的声、光、雷电等宏观现象，用耳听目测来识别冰雹云，在生产斗争和防雹抗灾斗争中积累了丰富的实践经验。

从雷达回波来识别冰雹云，大致可分两类：一类是描述回波外形特征；另一类是确立回波参数指标。

在实际工作中，我们发现有些成灾的冰雹云，本身就不具有典型强冰雹云的那些外形特征，有时即使具有那些典型特征，也往往会由于扫描仰角的高低、垂直剖面方位的差异、衰减以及回波移向等原因而观测不到。即使根据冰雹云回波外形结构特征判断出可能是冰雹云时，往往冰雹云已经发展得相当旺盛，冰雹已经形成，有的甚至已经开始降雹，这时显然已无人工防雹的意义。例如 1975 年 8 月 22 日一次降雹过程，从图 1、2、3（见封三）可以清楚看到 A、B、C 三块云的回波在作辐合运动，回波边缘开始变得不整齐，最后几乎合并成一块。但当判断出可能降雹时，已是 15 时 32 分，而 15 时 45 分地面就见雹了，这时再决定人工防雹已来不及了。

在使用一些雷达回波参数作为识别冰雹云的指标方面，国内外在防雹实践中也总结出了不少经验，取得了较好的效果。我们在使用过

程中，感到有的指标虽然简单，但还不够确切，而有的指标虽然明确，但比较繁琐，以致在防雹时很难使用，尤其是在用一部雷达指挥多炮点联合防雹的情况下，条件太多的指标实际上是无法使用的。

去年 7 月 15 日，我们在位于成都气象学校的 711 测雨雷达上，分别观测到西北方向犀浦公社一带的冰雹云和雷雨云的回波强度廓线（见图 4、5、6、7）。图 8、9、10、11 为当时部分回波照片

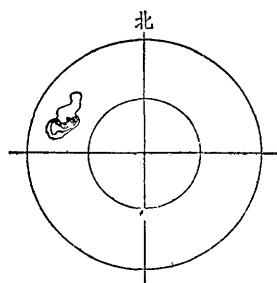


图 4

1976.7.15.17 时 25 分至 26 分 仰角 3.5°，每圈 10 公里，衰减 0、20、30 分贝的廓线

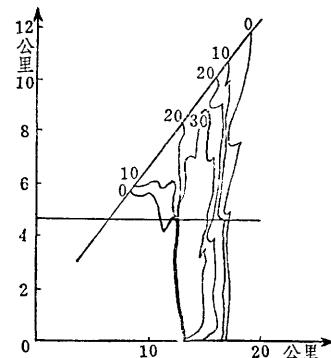


图 5

1976.7.15.17 时 29 分至 32 分 方位 291°

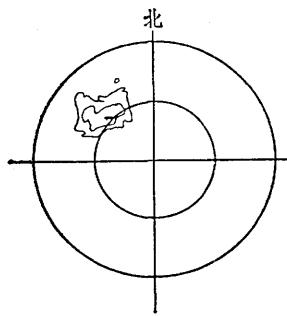


图 6

1976.7.15.17 时 41 分至 45 分 仰角 3.5°，每圈 10 公里，衰减 0、20、30 分贝的廓线

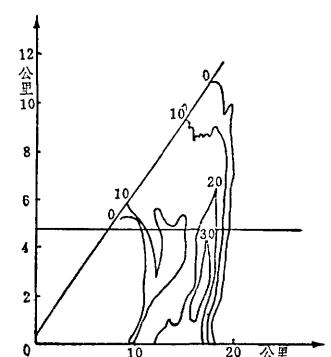


图 7

1976.7.15.17 时 49 分至 51 分 方位 303°

论平面还是剖面，回波的外形、尺度以及强度均无显著差异，而有显

\* 本文摘自《一九七六年七月成都地区人工防雹试验小结》，参加该小结工作的有周和生、黄福均、杨秀容、王世娟、郑克理、卢丙午等同志。

若差异的只是强回波伸展的高度。而且在实践中，我们还体会到如果将回波强度和回波高度这两个参数分开来识别雹云，效果就不好，例如，1976年的一次观测中，回波最强的一块反射因子 $Z$ 值达 $4.1 \times 10^4$ 毫米 $^6$ /米 $^3$ ，但0分贝回波高度只有3.5公里；而回波最高的一块其高度达18.1公里，但 $Z$ 值为 $4.2 \times 10^3$ 毫米 $^6$ /米 $^3$ 的强回波高度只有5.5公里，结果这两块对流云均未降雹也未进行防雹作业，实际上这两块回波均不是雹云。我省冕宁县对1973—1976年的资料进行了调查统计，符合该县雹云指标\*的回波有110块。其中有55块回波因出现在深山地带人烟稀少，降雹情况无法调查。对另外55块回波进行调查的结果是只有一次未降雹，其余54次都降了雹，当然强度是不等的。冕宁县的实践证明，用强回波伸展的高度来识别雹云是抓住了主要矛盾的。在总结过去经验的基础上，我们提出成都地区识别雹云的雷达回波指标是：

反射因子 $Z \geq 2.4 \times 10^3$ 毫米 $^6$ /米 $^3$ 的强回波高度 $\geq 8$ 公里（以下简称为“指标”）。

1976年使用的结果是，达到指标的回波共18块，其中有两块无法调查。在进行了调查的16块回波中，有15块不同程度地降了雹。只有一块未降雹，而这一块是进行了防雹作业的。假定它本来就不会降雹，那么该指标识别雹云的概括率为100%，准确率为94%。实践证明该指标识别雹云是有效的。

现在我们再来分析一下1975年8月22日那次造成严重雹灾的降雹过程（见封三图12、13、14、15）。图12、14中的回波高度分别为11000米和11500米，外形的共同特点是

负温区回波比正温区回波旺盛，但有些雷雨云也具备上述条件。图13、15是衰减40分贝后得到的强回波廓线，由计算得其中一块高度为7500米，反射因子 $Z = 1.6 \times 10^4$ 毫米 $^6$ /米 $^3$ ，另一块高度为7100米，反射因子 $Z = 1.6 \times 10^4$ 毫米 $^6$ /米 $^3$ 。因1975年我市没有开展防雹工作，故无高度 $\geq 8$ 公里时回波强度的资料。但是从上面的分析可以看出，当时8公里以上的强回波，其反射因子 $Z$ 值很可能 $\geq 2.4 \times 10^3$ 毫米 $^6$ /米 $^3$ 。这就是说，在地面见到冰雹前大约一个小时，运用“指标”，就能比较有把握地判断出它是冰雹云。若当时进行有效的人工防雹作业，可能会大大减轻灾情。

下面我们以去年8月16日得到的一组照片，来与前年8月22日那次作进一步的对比说明（见封三图16、17、18、19、20）。

从图16、17、18的回波上，可以看到回波是作辐合运动的，并且逐步发展加强，但看不出具有冰雹云回波外形的那些特征。这些与前年8月22日降雹成灾的雹云回波基本相同。从垂直伸展看，图20的回波比图12、14的回波伸展得高，但水平尺度略小。从外形来看，图20和图12、14的回波都具有上部大于下部的特征。图19的回波据计算为高12000米，反射因子 $Z = 5.0 \times 10^3$ 毫米 $^6$ /米 $^3$ 。若同在8公里高度上进行比较，这两块雹云的回波强度就相差不大了。

可见，在降雹前，从雷达回波外形和参数来看，1975年8月22日造成雹灾的冰雹云与1976年8月16日在龙泉驿区茶店公社一带降雹的冰雹云没有很大的差别，并且按“指标”来判别都达到了冰雹云的标准。但前年我市没有开展防雹工作，图

12、14的回波进一步发展后，给成都地区造成了十分严重的雹灾。去年我们开展了防雹工作，由于图20回波出现在茶店防雹点射击范围内，在回波发展前即13时至13时10分就进行了作业，但后来观测发现回波还在继续发展，于是13时40分至14时又进行了第二次作业。结果阵地附近下大雨，并夹有豌豆大小的冰雹，但无灾。

现在我们来进一步说明一下这个“指标”的物理意义和使用时应注意的问题。

一般认为要形成冰雹云，必须具备以下三个条件：

（1）云内上升气流要超过一定数值，而且最大上升气流区的位置要在云体内0°层以上；

（2）在云体内要有大量过冷水滴；

（3）在云体内达到自然冻结温度的部位，要有一定数量的较大水滴。

而冰雹形成前的强回波区，正对应云内较大水滴和较大含水量存在的区域。因此，达到指标的回波表明：

（1）在云体内存在着大量的过冷水滴。在0°层以上的强回波区，实际上就是大量过冷水滴反射电磁波的结果。

前面已经说过，0°C层以上雹云剖面等回波强度廓线梯度（以下简称梯度）比雷雨云大，这说明雹云内过冷却水含量比雷雨云充沛而集

\* 冕宁县同时具备下述两条即判断为冰雹云

①回波较强，反射因子 $Z > 4.1 \times 10^3$ 毫米 $^6$ /米 $^3$ ；

②强回波的顶高大于8公里（强回波定义：回波信号衰减到接近雷达接收机噪音水平时再增益10分贝可显示的回波区域）。

中。去年共得到 13 次比较完整的雹云回波资料，梯度最小约  $1.4 \times 10^3$  毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup>·公里，1975 年 8 月下旬造成严重雹灾的那块雹云梯度为  $1.6 \times 10^4$  毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup>·公里，而雷雨云梯度只有  $10^2$  毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup>·公里量级。我们认为悬垂回波是雹云的特征之一，而许多雹云却不一定具有悬垂回波（有时因悬垂回波不在雷达剖面方向上而未观测到）。但是当 0° 层以上等回波强度廓线梯度超过某一数值（据去年 7—8 月成都地区的资料，这个数值是  $10^3$  毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup>·公里的量级）时，就可能是雹云了。

(2) 在云体内自然冻结区域存在较大水滴。成都地区 8 公里上空处的层结温度大约是 -20°C，若同高度上云内比云外温度高 5°C 左右，则强回波顶的温度大约是 -15°C 左右。

反射因子 Z 与云中含水量的关系，可大致表达为：

$$Z = 0.029 M^{1.8}$$

式中 Z 的单位是毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup>，M 的单位是克/米<sup>3</sup>。

将  $Z = 2.4 \times 10^3$  毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup> 代入

$$\text{得 } M = 5.4 \times 10^2 \text{ 克}/\text{米}^3.$$

这个结果远远超出了云中实际可能存在的含水量。而反射因子 Z 是与水滴直径的 6 次方成比例的，即 Z 值的大小主要取决于水滴的大小。因此，上述计算出的含水量与实际出入很大，正是说明：Z =  $2.4 \times 10^3$  毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup> 的强回波，不是一般的云滴产生的，而是由较大的水滴产生的。而要使得计算得到的含水量比较符合实际情况，这种较大水滴的直径要比一般云滴的直径大 3 倍左右。这与一般认为冰雹胚胎是由直径为 0.2—0.3 毫米的较

大水滴冻结后形成的看法是比较一致的。

(3) 云内 0°C 层以上存在着强的上升气流。我们没有冰雹云内上升气流的第一手资料，但从回波达到“指标”后，地面常常见到冰雹这一客观事实，可以大致推算出云中上升气流的大小。

这就是说，当回波达到“指标”时，表明云体已具备了冰雹形成的三个必要条件，若不进行人工影响，云体进一步发展就会发生降雹。因此，一旦回波达到指标，就应立即进行防雹作业，破坏冰雹的形成条件。实践证明，这样的防雹是有效的。

但是，达到“指标”的回波只是形成冰雹必须具有的条件，并不表示此时一定会降雹成灾。只有当冰雹云继续发展，并且作物已经成熟的情况下，才会造成雹灾。

下面我们还总结出以下几点，作为判别回波是否会继续发展的参考：

(1) 0°C 层以上 0 分贝回波的水平尺度大于 5 公里；

(2) 无论是 0 分贝还是衰减以后得到的强回波，0°C 层上下水平尺度相当或上部大于下部，

(3) 0°C 层以上等回波强度廓线梯度值大于  $10^3$  毫米<sup>6</sup>/米<sup>3</sup>·公里；

(4) 对流云水平回波尺度大于 10 公里；

(5) 两块对流云回波边缘变得不整齐。

为了用一部 711 测雨雷达对直径 100 公里范围内的 11 个防雹作业点进行现场指挥，我们除要求雷达观测员熟记各炮点的方位、距离，以便在一旦观测到冰雹云时就能立即判断在那一个炮点射击范围内，在紧急情况下可以直接从荧光屏上指挥防雹作业外，我们还采取了以

下的方法：

(1) 当以下情况中出现回波时，即通知离回波最近的炮点作好准备，同时继续观测回波的发展趋势。

仰角(度)	6	8	10	15	30
距离(公里)	50	40	30	20	10
衰减(分贝)	24	26	28	32	38

(2) 当以下情况中出现回波时，即可通知回波附近的炮点进行防雹作业，并可根据回波的大小和明亮程度，决定用弹量的多少。若时间允许，还可对该回波进行剖面观测，为各炮点提供补充情报并拍摄各种情况下的照片。

仰角(度)	9	12	15	22	30
距离(公里)	50	40	30	20	16
衰减(分贝)	24	26	28	32	34

若一次作业后回波没有削弱，还可进行第二次作业。并继续对冰雹云进行平面和剖面观测，判断发展趋势，拍摄回波照片。

冰雹云并不是经常出现的。我们认为，按上述方法进行观测，可以避开许多雷雨云回波，一旦在荧光屏上出现回波，就可能是冰雹云。这很有利迅速找到冰雹云。在具体操作时，可以从低仰角向高仰角逐级搜索，也可以由高仰角向低仰角逐级搜索。也可以将第一、第二两种情况结合起来进行观测。例如，当仰角为 10 度，衰减 28 分贝以后，在 30 公里附近出现的回波是可能形成冰雹云的回波，而这时在 40 公里附近出现的回波就是冰雹云回波了。

在观测时还应注意：在仰角和衰减相同的情况下，远处的回波应比近处的回波更加受到重视；经云层或降水衰减后得到的回波，应比无此衰减的回波更加受到重视。