

一次累积带降雹的雷达观测

马振骅

在冰雹云中存在水份累积带的理论的提出, 不仅对于研究强对流云的结构、机制和冰雹形成条件具有理论上的意义, 而且对于探讨人工影响冰雹云的方法具有实际的意义。因此这个理论提出以来, 颇受各国云物理工作者和人工影响天气工作者的重视。冰雹是一种发展极为旺盛的对流云, 它的结构和生命过程不仅同大、中尺度的天气背景有关, 而且与地区、地形有密切的关系。对于具有不同结构特点的冰雹云使用不同的抑制方法, 看来是应当的。

据根水份累积带的理论和冰雹在云中快速增长的观测事实, 可以认为: 水份累积带除了应当具有足够的厚度外, 还应当处在合适的温度区间。如果累积带太暖, 则不能产生足够的冰雹胚胎; 如果累积带太冷, 则过冷水滴绝大部分将冰晶化, 从而不利于通过碰并而迅速增长成大冰雹。

最近几年, 根据我们在北京地区对冰雹云所作的雷达观测看来, 至少在某些风暴中, 云体中上部的水份累积带是确实存在的。

在我们的观测例子中, 这一类风暴通常出现在中等程度的风垂直切变环境中 ($3 \sim 5 \times 10^{-3}$ /秒), 而且云体底层与中上部的环境风之间常有超过 90° 的顺时针风向切变。下层的顺时针切变意味着暖平流, 有利于对流的发展。

1976年8月30日傍晚在北京北部山区出现了一次罕见的强降雹过程, 当时的高空天气形势是北京地区处在槽后的西北气流里。降雹的分布地点如图1所示。最大的冰雹大如馒头, 降雹最严重的区地, 地面积雹厚达2尺。仅密云、怀柔、延庆三县, 受灾面积达八万余亩。17时至20时是雹云的强盛时期。

19时的高空风如图2所示。这个雹云也具有一般强风暴的偏右运动特点, $17^{\text{时}}-19^{\text{时}^{22}}$ 期间, 它的平均移向比平均高空风偏右约 40° , 比最偏右的中层风还要偏右 20° 。

在 $19^{\text{时}^{04}}-19^{\text{时}^{12}}$ 期间, 我们的雷达 REI 显示器观测到了弱回波区 (表征主上升气流所在

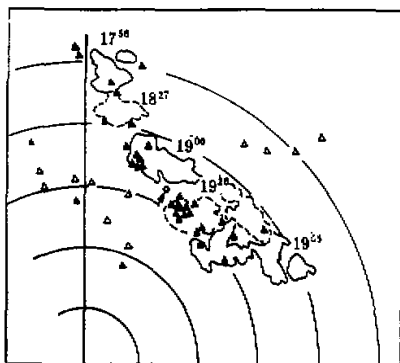


图1 1976年8月30日北京北部的降雹地点和部份时刻主要雹云的回波位置。图中“▲”是主要雹云的降雹地点, “△”是其他雹云的降雹地点。图中箭头指处是图3照片中雹柱降落地点。每圈20公里。天线仰角 3° 。

1977年2月16日收到

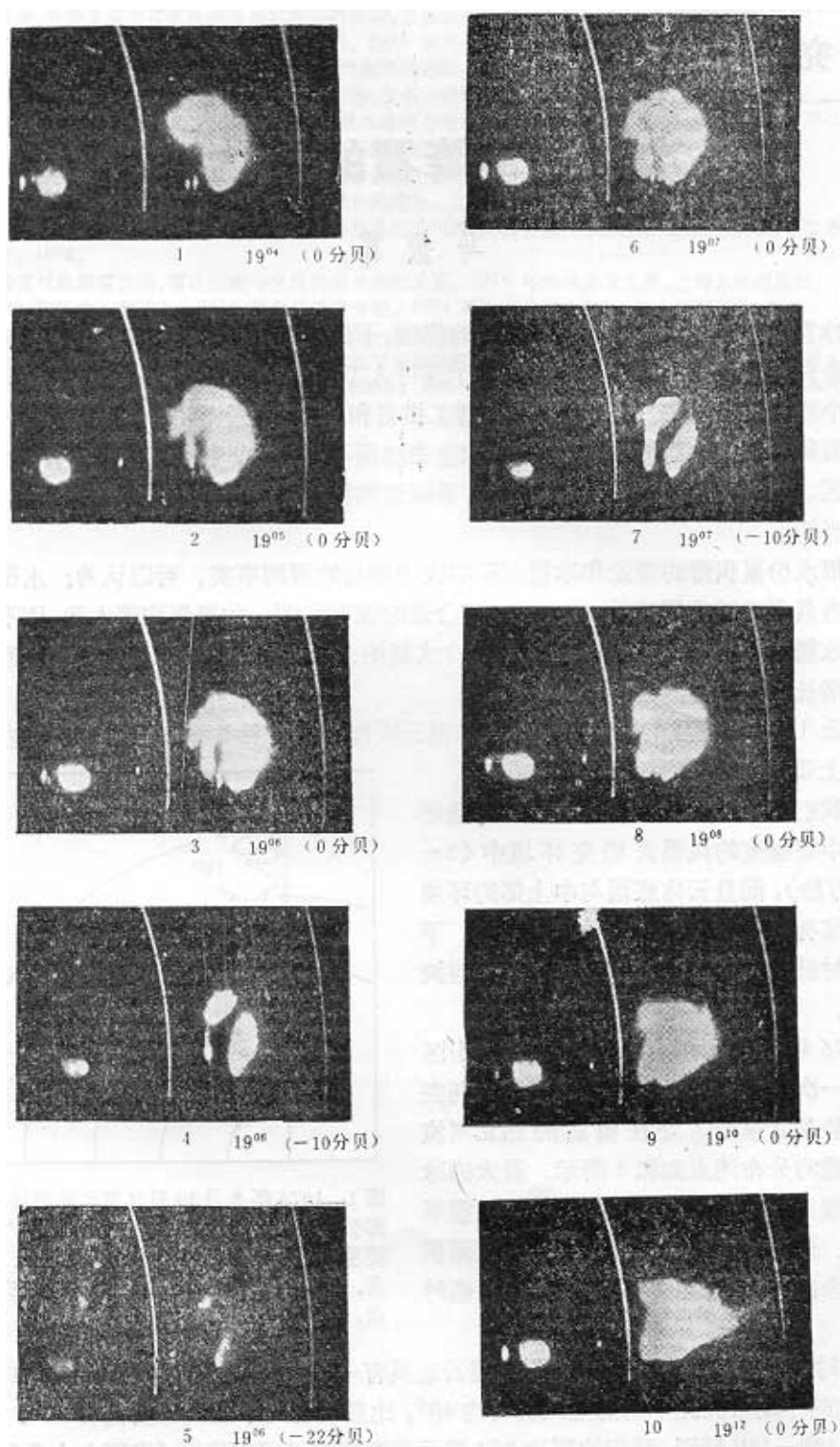


图3 19⁰⁴—19¹² 期间的雹云回波 REI 剖面。观测方位 25°，云体两侧的距离圈分别为 60 及 80 公里。

位置)上空的水份累积带和冰雹从累积带降落的过程。

图 3 所示的回波垂直剖面是在 25° 方位取得的,虽然观测剖面与云的当时移向有 62° 的交角,因而不可避免地在回波图象演变中存在难以区分的云的空间变化的混淆现象,但是对某些方面的分析仍能得出有用的结果。

雹云主体回波的顶部处在 12.6 公里高度上。在 19 时的探空图上可看到 2.2 公里至 11.3 公里间是一深厚的很强的对流不稳定层(见图 4),而在 11.3 公里以上层结极为稳定,因此上升的云顶在此高度以上受到迅速的减速,使得回波顶部比不稳定层顶部略高一公里余。

相对于雹云来讲,低层入流位在雹云的南侧,因此主上升气流和水份累积带也都处在云体南侧。累积带的强回波中心处在离地 9 公里的高度上。这个冰雹云的尺度超过十公里,内部仅包含

图 2 19 时的高空风曲线。黑点旁的数字表示风速所在高度。箭头表示 $18^{45}-19^{12}$ 期间雹云的平均移速,为 142° , 12 米/秒。

一个强回波中心,是属于超级单体类型的,据此我们可以假定云中强大的有组织的上升气流可能较少受到周围环境空气混和的影响,从而可以较简单地应用气块绝热抬升的理论模型。同时又由于环境温度层结曲线在 4.3 至 9.2 公里的高度之间与湿绝热线是近乎平行的,因此气块从低层任何一个假设起始高度上抬升所得的结果都不会在定性方面与下面将要看到的分析结果产生矛盾。所以我们假定云体是由从地面附近按绝热状态抬升的气块组成的,这样得到图 4 中用虚线表示的温度状态曲线。在此种理想的假设下,姑且把温度状态曲线看作云内温度的垂直分布。在图上可以看到,自 2.2 公里往上,云内外温差维持很高($7^\circ-9^\circ\text{C}$)且随高度少变。至 9.2 公里以上,则云内外温差随高度急速地递减。目前的积云动力学理论认为,最大上升气流应当出现在云内外最大温差层的上限高度上,那么按照这种观点,在本例中最大上升速度将在 9.2 公里附近,与我们观测到的累积带强核位置比较符合。

强核高度云内温度为 -24°C 。从图 3 的照片中看到,强回波区的厚度相对于强核位置大致是对称的。

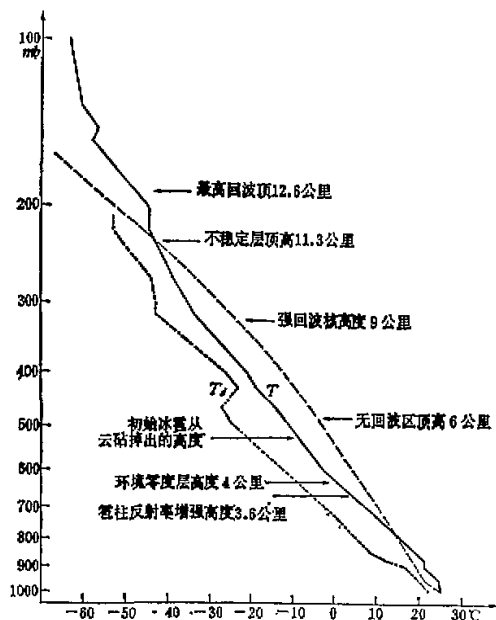


图 4 19 时的探空曲线。T 与 T_d 分别是温度和露点层结曲线,虚线是状态曲线。在图上标明回波特征部位的高度。

在 19⁰⁴ 时刻的剖面上,还没有明显地观测到累积带的降水,在 19⁰⁵ 时刻,看到雹柱下降,在 19⁰⁷ 时,观测到雹柱已经接地。这里观测到的降雪过程,当然包含了雹柱下降的时间变化和雹柱移过观测剖面的空间变化。因而由此直接计算冰雹的下降速度将会使得结果偏大。据根回波上的外观现象来计算,雹柱下降速度约 30 米/秒。这样大的下落速度必须冰雹的直径大于 5 厘米。虽然在一些地点确实也观测到这样尺度的冰雹,但估计这时刻的雹柱主要包含较小的雹粒,因为在 19⁰⁶ 时增益衰减 10 分贝的照片上,可以看到雹柱在降至正温度区后融化造成的反射率增大。由此估计雹柱中包含有不少尺度在 2.4 厘米以下的雹粒。因为大于这种尺度的雹粒,表面融化后反而会使反射率低(这是对于我们所用的 3 厘米波长雷达来讲的)。探空曲线上表明零度层高度为 4 公里,回波照片上测量得到雹柱反射率增大的高度是在 3.6 公里以下,考虑到雹粒表面融化相对于周围气温的变暖有一定的滞后,所以测量的结果可算比较合理。

这里要说明一点,在照片上看到雹柱降落的下方地面,正位于山岭林区内(见图 1 中箭头所指位置),无人居住,因而没有该点的直接冰雹记录可资验证,但是从邻近地点的降雪记录和降水柱下达暖区后的反射率突变来判断,可认为观测到的确系降雪现象。

照片反映,随着初始冰雹的下降,累积区中的水成物以更大的范围下降到地面,因而使云体层的回波南侧边缘有一突然的推进。在低仰角 PPI 观测中可以看到强风暴边缘这种跳跃式的推移。

在 19⁰⁸ 以后,降水柱下部的回波维持较强,而云体上空回波变弱,回波顶部逐渐变得比较平整,处在比不稳定层顶部略低的 10—11 公里高度间。这时的剖面反映了当主体部位穿过观测剖面之后云体后部的垂直结构形态,而并不意味着云体的整个衰退。事实上,雹云主体断续在前面的路径上降落强烈的冰雹,并且在 19²⁰ 时刻 33° 方位上仍可看到类似于 19⁰⁴ 时在 25° 方位上看到的那样的剖面结构。

结 论

对这个例子分析得出的几个主要结论是:(1)在这个强风暴中,高空的水份累积带是确实存在的,累积带是冰雹生长的源地。(2)累积带的中心位于最大云内外温差层的上限高度上,这里可能也是最大垂直速度所在高度,(3)累积带的降雪并不立即造成云体的崩溃。