

平凉地区强对流钩状回波特征的 观测研究*

张鸿发 龚乃虎 贾伟 王致君

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

张焕儒

(甘肃省气象局, 兰州 730000)

摘要 最近10年平凉地区人工防雹试验期间, 用雷达测到的强对流雷暴云回波上, 发现雹暴云除有强度和云高作判别外, 在回波形态和结构上, 多数雹云在发展过程中呈气旋形回波形状, 其中部分强雹云演变成明显钩状回波, 少数特强雹暴云有反气旋钩状回波, 并向气旋钩状演变的特点。在钩状回波形成和维持阶段, 回波反射率 Z_e 达到最强, 之后不再增加, 有些钩状回波的云高有时可跃增1~3 km高度, 云体出现崩溃, 地面有降雹。针对这些观测事实, 本文用多年回波资料进行一些统计分析。

关键词 冰雹云 回波特征 钩状 跃增

1 引言

钩状回波是气象雷达中强雷暴云演变过程的现象。早在70年代初, 布朗宁等就提出钩状回波与龙卷有关的论述^[1~4], 至今大量观测事实和研究结果表明^[5]钩状回波并不一定伴着龙卷, 它是局地强雷暴发展过程中产生的一个重要特征。我国是局地强雷暴多发地, 由强雷暴发展成冰雹灾害天气是通常可见, 从雷达观测雷暴云宏观表征的回波形态和结构, 对认识雷暴云生成, 发展和演变过程及其形成灾害的机理十分重要, 也是人工影响天气和强对流数值模拟研究课题。

中国科学院兰州高原大气物理研究所用雷达观测研究强雷暴云已有20多年^[6]。自1986年来, 受甘肃省政府委托, 承担平凉市区域人工防雹工作。用3cm波长常规天气雷达和5cm波长双线偏振天气雷达监测雷雹云, 发现平凉地区雹云在发展中多数呈气旋形回波, 像钩状回波, 有些局部演变成明显钩状。为探讨雹云这一特征, 有助于从回波形态上认识雹云, 我们查阅了18年强对流雷暴云回波资料, 表明强雷暴云中产生降雹的雷达回波除反射率(Z_e)达到40 dBz, 云高在9 km左右, 强中心云厚有4.0 km指标外^[7], 70%以上雹云在发展强盛时都表现为类似气旋形钩状回波, 出现钩状的明显程度和维持时间与降雹大小和受雹灾面积分类的雹云十分一致^[8]。

1995-05-03收到, 1996-05-14收到修改稿

* 本文得到中国科学院兰州分院择优基金资助, 人工防雹工作由甘肃省政府支持

2 平凉的地形和冰雹天气

平凉地区位于我国高原的东部，是青藏高原向黄土高原过渡地带，平均海拔 1300

~ 2300 m，地形呈东低西高狭长地带，海拔 2500~2950 m 的六盘山从北向南贯穿该区中部，致使两侧气候差异大。由于受六盘山阻挡和该区 500 hPa 盛行西北风急流影响，位于六盘山东侧被风坡区的平凉市区域为雹暴多发地带，并沿着六盘山走向出现几个降雹中心，年均有雹日 18.2 次^[9]。

本文收集的回波资料主要位于六盘山东侧，雷达半径 50 km 范围，见图 1，从 1973~1980 年由中国科学院支持的防雷试验研究，1985~1994 年防雷期间取得。由于野外期限不同，由回波资料统计出该区年均有雹日 15.9 次。从最近 8 年（1988~1995）人工防雷期间收集到平凉地区 90 次主要降雹和局地强降水的天气

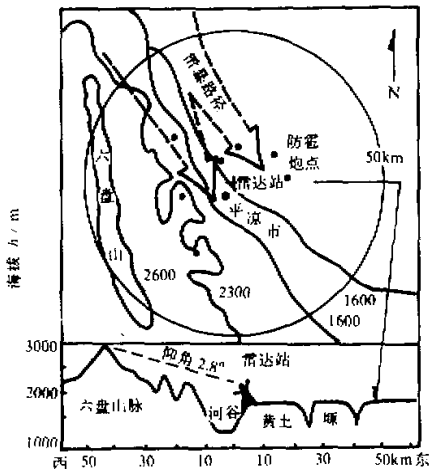


图 1 雷达观测范围的地形分布和该地雹暴活动路径

背景形势列于表 1 中。

表 1 90 次降雹和局地雷暴雨的天气背景

高空 500 hPa				地面 (08 时)	
低槽	32	西北气流切变	3	冷锋	35
西北气流冷温槽	17	低涡切变	3	切变	29
切变	11	冷涡切变	3	锋前切变	12
低涡	8	低涡槽	3	其他	14
高原槽前西南气流	3	其他	7		
合 计	90			90	

3 钩状回波的特征

概括国内外大量观测和研究强雷暴钩状回波在雷达回波 PPI 显示上^[1~4]：(1) 回波形状像“σ”字母形；(2) 钩状回波出现在强雷暴云移动方向后端的右侧。钩状部位的回波 Z₀ 达强 40 dBz 和特强 50 dBz 以上，为 Z₀ 梯度最大强中心；(3) 钩状的旋转内径一般在几公里；(4) 在演变过程中，出现钩状回波只维持几分钟，少数可持续十几分钟。

在雷达回波 RHI 显示上：(1) 钩状回波与垂直剖面的悬挂体相对应；(2) 钩状处的悬挂体与回波主体（回波墙）之间有弱回波区或穹窿存在；(3) 钩状处相应的地面都

有冰雹(或龙卷)和水成物降落。

根据以上特征和多年防雹跟踪监测强雷暴云演变中出现钩状回波的主要表现:在 $2\sim 5^{\circ}$ 低仰角扫描的PPI回波上,发展中强对流单体有30 dBz以上的强回波区位于云体移动方向后部的右侧(气旋形)或左侧(反气旋形),回波形状像气旋,强回波区显示出像横倒问号“?”形的强中心,与主云体连接一侧有最大 Z_e 梯度,该处云高达9 km左右的雷暴云,我们均认为是类似气旋形钩状回波,判断为弱到中等强度冰雹云。当开口环形强中心达40 dBz以上,钩端向内弯曲,在10 km以上主云体垂直剖面一侧4~9 km高度之间有凸出体与主回波相贴,凸出体下悬部分和主体之间有无回波空隙为明显钩状回波,并确定为强雹云。

4 平凉地区强对流钩状回波的特点

在我们查阅的回波资料中,选择对雷暴云连续跟踪观测30 min以上,地面有实况调查和反馈报告的278次回波过程(均为3 cm波长雷达观测),统计出回波特征在表2中给出,分类按文献[5]第30章的定义。

表2 平凉地区雷暴云分类和出现钩状回波的比例

回波资料	分类		像气旋形 钩状回波	明显钩状 气旋/反气旋*	回波特征说明
	云系	类型			
278	雷雨 39				回波形状不定,回波面积大,有些下雨夹小软雹
	冰雹 239	单体 147	134	58 / 2	均为单个回波体,多为弱和中等强度冰雹云
		多单体 69	18		一组成一串单体排列成线条带状,或蛇线
		超单体 23	23	21 / 6	均为单体强回波,有2~3个单体合并成,或分裂后的强雹云

* 明显钩状回波出现数中,气旋钩状含反气旋钩状

表2中结果说明,平凉地区雹云回波中多数像气旋形钩状,这些回波一般为强对流单体产生的雷暴云,雷雨云回波一般没有气旋形钩状,多单体在发展中有些会表现为气旋形钩状回波,但它们的强中心位置(PPI)和垂直剖面(RHI)不相符,除了合并和分裂演变成强单体或超单体,才显示出明显钩状。下面我们从回波特征上分析平凉强对流钩状回波雹暴云的一些特点。

(1) 平凉地区由强对流雷暴发展成冰雹云中有73.2%显示出像气旋形钩状回波形态,在这些回波结构中有45%表现出明显钩状体,钩状回波中有90%为气旋钩状体(见图2),只有10%出现反气旋钩状体(见图3),它们分别占雹云的33%和3%。

从图中可看出,钩状回波的钩体都出现在雹云移动方向后侧的强中心尾端,钩体呈开口环形,钩端略向内弯曲,钩环内径一般在1~2 km,为无回波区,钩环与主云体强中心连接一侧是最强回波区, Z_e 梯度最大。钩环大小没有明确反应雹暴强弱关系,但

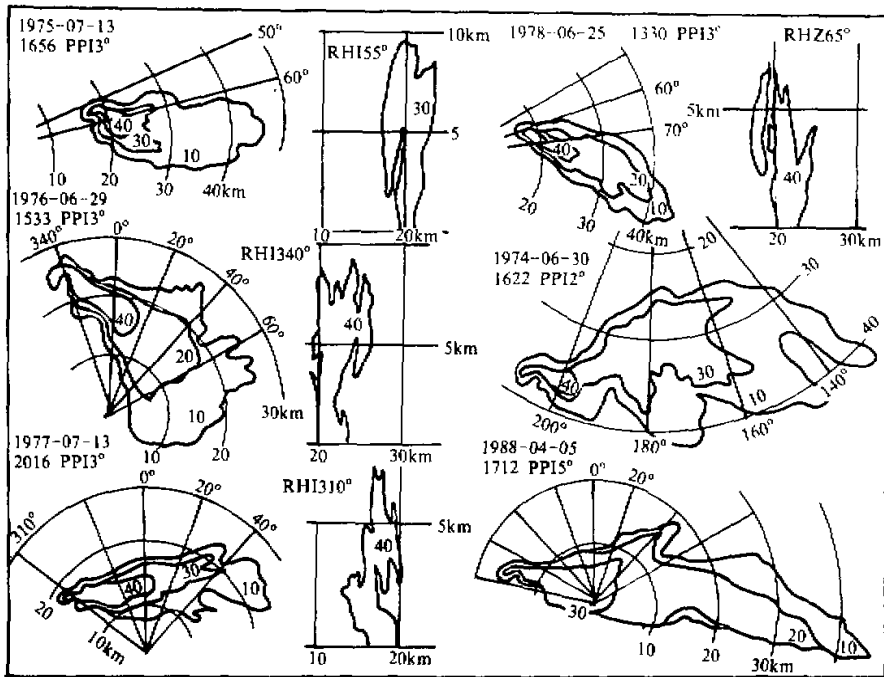


图2 平凉地区冰雹云中部分显示气旋钩状的PPI和RHI回波

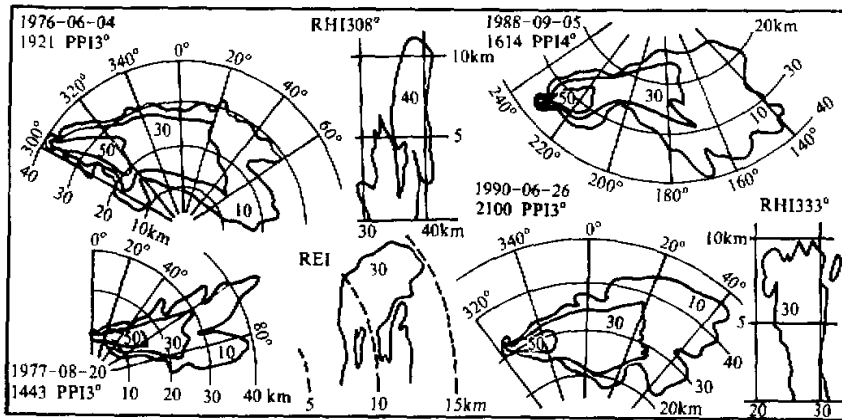


图3 平凉地区少数特强冰雹云呈反气旋钩状的PPI、RHI和REI回波

钩环的开口大小和旋转弯曲程度与雹云强度有关，似乎与有界弱回波区和无界弱回波区相应，有待进一步研究。

(2) 平凉地区强雹云中出现的钩状回波的云高普遍在 10 km 以上，最强 Z_e 达 50

dBz 以上。图 4 是 59 个不同强对流雷暴云从发展到成熟过程的回波上读出云高与 Z_e 的点聚图, 每组回波值在 2~3 min 内显示。根据它们 PPI 回波形态特征和地面降水物记录, 分别算出不同雷暴云的平均值 (见图 4 中各曲线)。可清楚看出, 出现钩状回波的强雹云云高明显高于一般单体雹云, 尤其是超单体, 在强 Z_e 值 50 dBz 以上仍有相当厚度 (有些回波不接地), 强 Z_e 回波主要位于中上层悬挂体部位, 而主云体往往没有达最强 Z_e 回波。这些强雹云的云高随 Z_e 增强下降比无明显钩状回波的慢, 不成气旋形回波的弱雹云随 Z_e 直线下降, 而雷雨云云高在低 Z_e 时可表现出较高, 随 Z_e 增大下降十分快, 并很少有达 40 dBz 以上。从图 2 和图 3 中 RHI 也可看出, 明显钩状回波垂直剖上凸出的悬挂体与主回波之间空隙十分清晰。从回波资料统计说明, 悬挂体的高度与雹暴强度有关, 凸出的悬挂体小并与主回波相贴高度在 2~5 km 高度之间或有些处在云体顶端的空隙小, 一般为不明显钩状回波, 强 Z_e 区主要在主回波的中下部。

(3) 平凉地区强雷暴云发展旺盛时出现气旋回波的强中心向外伸展, 旋转形成钩状, 一般需 2~5 min, 钩状部位 Z_e 达到最强, 之后维持 2~8 min, 雹云体少动或呈准静状态, 与王昂生提出的“酝酿”期相似^[10]。特强雹暴云的钩状回波可持续半小时左右, 有些从反气旋钩状 (左侧) 向气旋钩状 (右侧) 演变。图 5 为一次超单体雹暴云从反气旋钩状向气旋钩状回波的演变过程。根据这些特点, 表 3 给出了 20 例强雹云的回波特征参数。

表 3 中不同雹云的回波特征说明, 出现钩状回波的雹云最强 Z_e 都达到 50 dBz, 超单体在 60 dBz 左右, 40~50 dBz 强回波持续时间长, 普遍在 30 min 以上, 并且移动速度相对较慢。图 6 给出了 145 个雹云日平凉站 07 时各规定层上风速点聚图, 从图中总平均风速 (实线) 随高度的变化可见, 平凉产生雹云环境与 500 hPa (5.5 km) 上风速明显增大有关。与 8 个有明显钩状强雹云日平均环境风速随高度变化曲线 (虚线) 比较, 在 850~700 hPa 层风速偏小, 700 hPa 以上随高度增加, 大于平均雹日风速, 到中上层 330 hPa (约 9 km) 以上要明显大于平均雹日环境风速, 而 250 hPa 层的风速要减小得快, 说明产生明显钩状的强雹暴 (或超单体) 是与 300 hPa 上层环境风速形成强切变相关, 250 hPa 以上风速减少有利于云高的伸展和辐散。

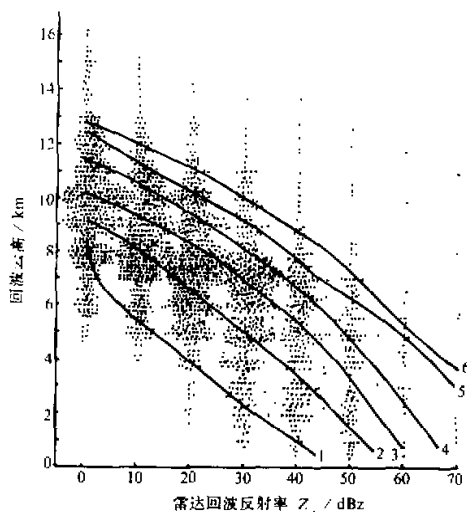


图 4 平凉地区 59 个不同雷暴云演变过程的云高与 Z_e 点聚图

(1) 雷雨(7); (2) 单体雹云(11); (3) 有气旋雹云(20); (4) 明显钩状雹云(14); (5) 超单体(7); (6) 1976 年 6 月 4 日超单体

表 3 平凉地区 20 例强雷云的特征参量

日 期	观测时间 初始~终止	类型	回 波 形 态	最高反射率 Z_e / dBz	$\geq Z_e / \text{dBz}$ 持续时间 min	500 hPa 风向 / 风速 ($^\circ$) / (m/s)	移动 方向 / 移速 ($^\circ$) / (km/h)
1974-06-30	14:16~19:00	单体	钩状	50	50,70	280 / 12.0	170 / 11.1
1975-07-14	14:46~18:46	超单体	钩状	> 50	50,124	305 / 13.0	140 / 44.8
1975-08-19	14:42~17:02	单体	钩状	60	> 50.23	335 / 10.0	175 / 27.6
1976-06-04	14:47~18:46	超单体	钩状(反)	50	40,48	330 / 9.0	185 / 22.3
1976-06-25	12:42~15:34	单体	钩状	50	40,67	350 / 30.0	205 / 28.0
1976-08-13	17:05~19:48	单体	钩状	> 50	> 40,129	75 / 2.0	125 / 32.0
1976-06-29	16:21~19:21	单体	钩状	60	> 50.72	290 / 15.0	125 / 32.0
1977-06-23	16:46~19:59	超单体	钩状(反)	70	> 50.81	270 / 13.0	
1977-06-25	17:07~19:49	单体	钩状	60	> 40,68	280 / 5.0	215 / 24.6
1977-06-24	17:41~19:51	单体	钩状	50	> 40,104	295 / 8.0	170 / 22.5
1977-08-20	14:20~17:16	超单体	钩状(反)	60	> 50,53	305 / 13.0	200 / 14.7
1978-06-25	16:45~19:46	超单体	钩状	50	> 40,58	310 / 7.0	175 / 24.2
1978-07-18	15:00~19:32	多单体	钩状	> 60	$\geq 50,84$	340 / 5.0	
1979-07-21	14:45~19:37	单体	钩状	50	> 40,61	300 / 20.0	180 / 20.1
1988-09-05	15:17~16:45	超单体	钩状(反)	60	> 50,17	305 / 18.0	170 / 23.4
1988-09-05	22:04~22:42	单体	钩状	50	$\geq 40,22$	305 / 18.0	
1990-05-26	15:21~16:03	单体	钩状	50	> 40,25	315 / 6.0	180 / 21.4
1990-06-26	21:00~22:41	单体	钩状(反)	60	> 40,104	300 / 12.0	130 / 22.0
1990-08-09	15:34~16:49	超单体	钩状	60	> 50,74	315 / 14.0	125 / 27.0
1992-06-22	17:16~17:32	超单体	钩状	70	> 50,16*	325 / 11.0	160 / 23.0

* 雷达只观测到 16 min。表中(反)为出现反气旋钩状

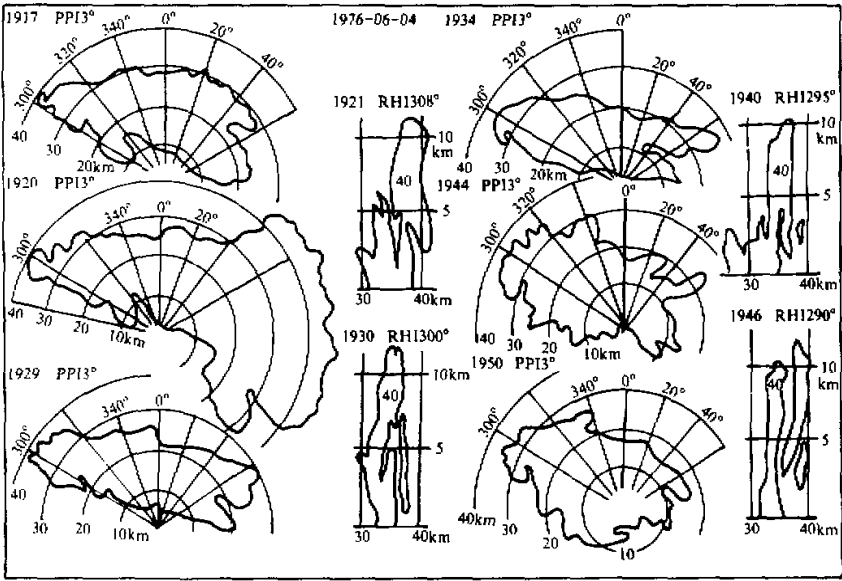


图 5 1976 年 6 月 4 日, 一次特强雷云由反气旋钩状向气旋钩状回波演变过程和云高跃增现象, PPI 仰角 3°

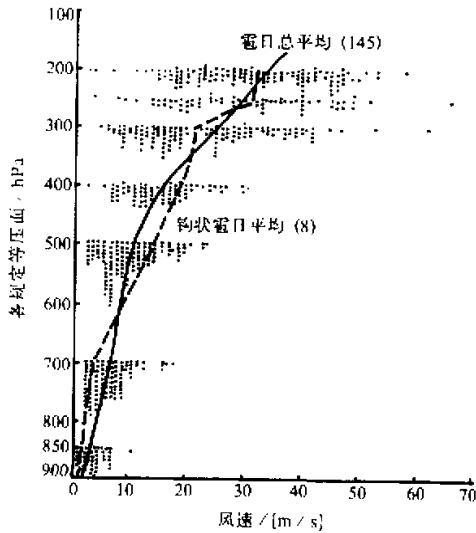


图 6 平凉地区 145 个雷日 07 时探空
各规定层上风速点聚图

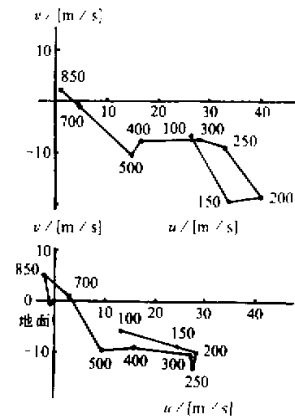


图 7 两例出现钩状回波雷暴日
各等压面上风矢量变化

图 7 给出了近期观测到两例钩状回波雷暴日 07 时探空风的 U 和 V 分量的合成矢量, 说明出现明显钩状雷云的环境风在 700 hPa 有西北风矢量控制, 500 hPa 上偏转成西风矢量, 在 300 hPa 以上均有强 u 和 v 分量的逆转, 使 500~300 hPa 顺时针风矢量与 300 hPa 以上反时针风矢量形成回旋, 这种偏转可能是造成反气旋钩状回波, 并向气旋钩状演变的主要原因^[11], 也是形成平凉强雷云或超单体雷暴的主要动力因素。从我们统计的回波资料中, 同一日内多次测到不同雷云, 均有钩状回波的强雷云 (图 7 中两日都观测到 3 次), 这可能与上述雷日环境风有关。

(4) 平凉地区强雷云出现钩状并维持阶段, 回波 Z_e 一般不再增加, 之后 PPI 上云体增大, 先是强中心的钩状向内收缩而消失, 增大原钩状部位的回波面积, 其后出现整个云体呈散开征状。这时 RHI 回波体也明显扩大, 悬挂体从主回波相贴高度下落, 云高有明显跃升 1~3 km 高度。如图 5 中特强雷云在反气旋钩状和气旋钩状形成后不久, RHI 上云高都有跃增 1 km 左右 (40 dBz 时), 这在国内也有观测结果^[12]。在我们查阅的资料中, 有些不明显钩状强雷云也有这特征, 说明强雷暴云形成钩状后的消失与

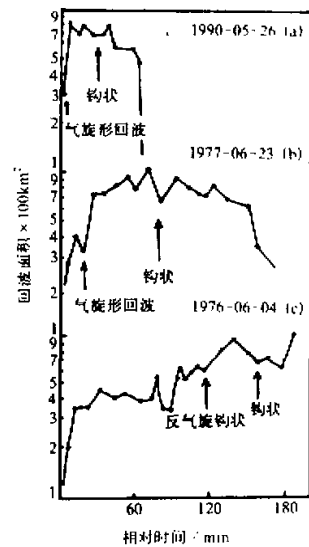


图 8 三例不同雷云回波面积
随时间演变的特征

云高跃增是关联的。图 8 是三个雹云演变过程中出现钩状与回波面积的变化可看出, 不同类型雹云在演变中表现出的回波形态和结构与回波面积变化有关。形成钩状或气旋形钩状之前, 回波面积都相对偏小, 形成钩状之后回波面积明显增大 2~3 倍左右。图 9 给出了图 8c 的详细 PPI, RHI 回波面积和云高随时间的变化, 可看出钩状生消前后回波面积增大与云高跃增是冰雹云形成不同阶段的重要过程^[13]。

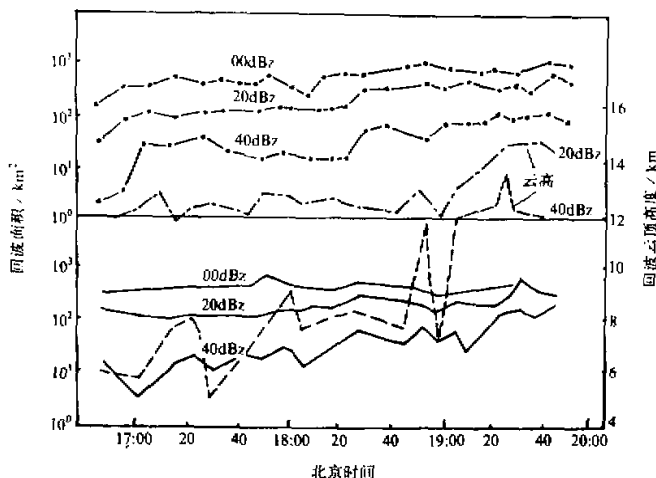


图 9 1976 年 6 月 4 日特强雹云演变过程中 PPI、RHI 的回波面积和云高的变化

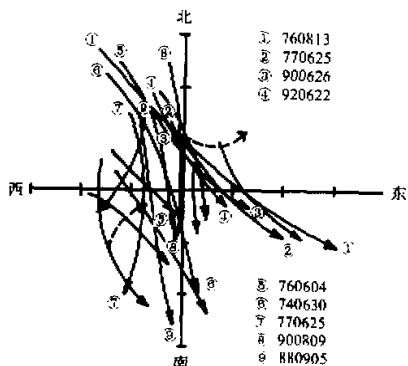


图 10 平凉地区 16 个不同雹云移动方向,
虚线为产生分裂雹云移动方向

(5) 平凉地区强雹云出现钩状回波强中心均朝西北偏西, 与该区 500 hPa 盛行的西北西风相迎, 移动方向一般由西北向东南。图 10 是 16 个不同雹云回波移动路径。根据它们各规定层风向风速分析, 不同类型雹云(有明显钩状和无明显钩状)的移动方向和移速与它们的环境风向风速有关, 与雹暴云强弱和演变过程的变化有关。结合表 3 中特征参数分析, 向东南偏南移动的多为超单体和强单体雹暴云, 移动速度相对偏慢, 500 hPa 上风向以西风为主, 风速小, 300 hPa 上风向以北北西为主, 相对 500 hPa 层风速增大十分明显。向东南偏东移动的多为强雹云或多单体, 500 hPa 上风向也是西北风为

主, 但风速相对偏大, 300 hPa 上风向以西北为主, 相对 500 hPa 层上风速偏小, 比向东南偏南移动的风速要大得多。图 6 和图 7 结果也表明, 平凉地区特强雹云与 300 hPa 上层的强风速切变和风向的逆转有关, 因此超单体雹暴的移动方向也受高层风向控

制^[14]。高层风速减小并且风向偏转,使雷暴云有更长时间发展^[15]。

5 双线偏振雷达数字采集钩状回波个例分析

根据偏振雷达原理,非对称目标物后向散射辐射的水平和垂直电场功率是不同的。在气象上,对具有不同水成物粒子群云体后向散射的水平反射率因子 Z_H (mm^6m^{-3})和垂直反射率因子 Z_V (mm^6m^{-3})的比为差分反射率 Z_{DR} (dB),定义为

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_H}{Z_V}.$$

Z_{DR} 值的大小和正负与粒子的尺度,形状和具有不同介电常数的相态有关。在 Rayleigh 范围,当 $Z_H > Z_V$ 时, $Z_{DR} > 0$,为主轴垂直地面的扁椭圆形粒子后散辐射,当 $Z_H \leq Z_V$ 时, $Z_{DR} \leq 0$,为次轴垂直地面的长椭圆形粒子后散辐射,因此 Z_{DR} 值为我们提供了判别雨和冰雹有用信息^[5]。由于不同水成物粒子具有不同尺度范围和变形状态,以及运动中排列和定向,尤其是冰雹下落和形成过程中是滚动的, Z_{DR} 值往往小于等于 0,需要结合其对水平反射率 Z_{He} (dBz)或垂直反射率 Z_{Vc} (dBz)强度量值来识别。中国科学院兰州高原大气物理研究所 C 波段双线偏振雷达采用交替收发水平和垂直线偏振波、重复频率 500 Hz,可测到 Z_{He} , Z_{Vc} 和 Z_{DR} 。

由图 11a 可知,从 (a) 到 (b) 的 4 min 内形成清晰钩状回波,悬挂体的 Z_{He} 由 40 dBz 增强到 50 dBz 以上,钩状回波形成并维持 2 min 即 (c),这时回波达到最强 60 dBz 以上,悬挂体向前倾,雹云主回波明显扩大,在原钩状回波上云高升高 1 km。(d) 时开始降雹,云体由原 55 dBz 下降到 45 dBz,回波面积进一步增大,在主回波上层也猛升 1 km 高度。对应 Z_{DR} 数字回波分析,(a) 时雹云仅下部为小负 Z_{DR} 值区,中和上层均为正 Z_{DR} ,边缘是零 Z_{DR} 值边框,(b') 时上层出现高 Z_{DR} 值,中层变成接近零 Z_{DR} 值,下层的小负 Z_{DR} 趋于高负 Z_{DR} 值。根据偏振理论分析,强雷暴发展旺盛演成钩状雹暴云之时,主云体中下部已形成大量冰雹胚胎和软雹,这主要由入流区前方含有大滴粒子供给云向雹云输送,强上升气流带入并向中层沿伸,上层由于强风切变和辐散,雹云上部和边缘未受影响,仍具有小尺度粒子。钩状形成时,钩状部位的悬挂体含有大量水膜的小雹块,因此 Z_{He} 值增大,而 Z_{DR} 值由小正 Z_{DR} 值变成高 Z_{DR} 值区。中层 (6 km) 由于上升气流向水平分流,使中层上部与下部之间形成一相对稳定的粒子分选层,因此 Z_{He} 偏小, Z_{DR} 值也在 1 dB 左右,中间夹有高 Z_{DR} 层回波,上升气流入口处尤为明显。

钩状维持阶段 (c'),雹云上层由高 Z_{DR} 区趋于零 Z_{DR} 值,中层后部由原小 Z_{DR} 值变为高 Z_{DR} 区,高负值区向回波墙侧移,即通常降雹部位。(c') 时降雹,回波墙部位由高负 Z_{DR} 值区突变成负和零 Z_{DR} 临界值区,高负 Z_{DR} 区向后侧移。从 (c')~(d') 的变化结合 (c)~(d) 分析。雹云钩状回波维持阶段回波参量变化幅度大,说明雹云内部各物理结构变化也剧烈^[13]。钩状维持初时,悬挂体中部 (Z_{He} 达 60 dBz) 的冰雹增长区 Z_{DR} 并不大,在 1 dB 以下接近零,说明雹块在增长中是由小湿雹块滚动增大的,有些较大雹块在强上升气流作用下带出云体,因此悬挂体前有高负 Z_{DR} 回波。主云体中层

后侧的高 Z_{DR} 层说明钩状维持阶段的后期, 雹云已产生下沉气流, 由于上升气流在中层分选出的大滴受下沉气流和云体向前运动倾斜而被推向后侧。到降雹时, 悬挂体受重力明显下落, 大雹块主要在主回墙前部, 因此 Z_{DR} 值为高负值和零之间, 表明此外下落的是翻滚的大雹块。中层前侧的高 Z_{DR} 值是由于降雹时的下沉气流拖曳, 使原生长中的小湿雹块(软雹)在下落过程中融化或大水滴或软雹所致。为更清楚了解这次雹云在形成钩状回波到降雹前的演变, 图 12 给出用 X 波段常规雷达观测的回波过程, 不作分析。

图 11b 是同一日相隔 30 min 后测到另一强雹云的 Z_{He} 和 Z_{DR} 的 RHI 数字回波实况图, 从图中(e)~(h) Z_{He} 和(e')~(h')的 Z_{DR} 回波参数的变化趋势与图 11a 中相似, 值得注意的是钩状维持时, (g)中有 Z_{He} 为 0 dBz 的空腔, 对应(g')中是 5 dB 的 Z_{DR} 区, 并在悬挂体上边缘也有存在一排层 5dB 的 Z_{DR} 值带。结合(e)~(h)分析, 这例强雹云没有

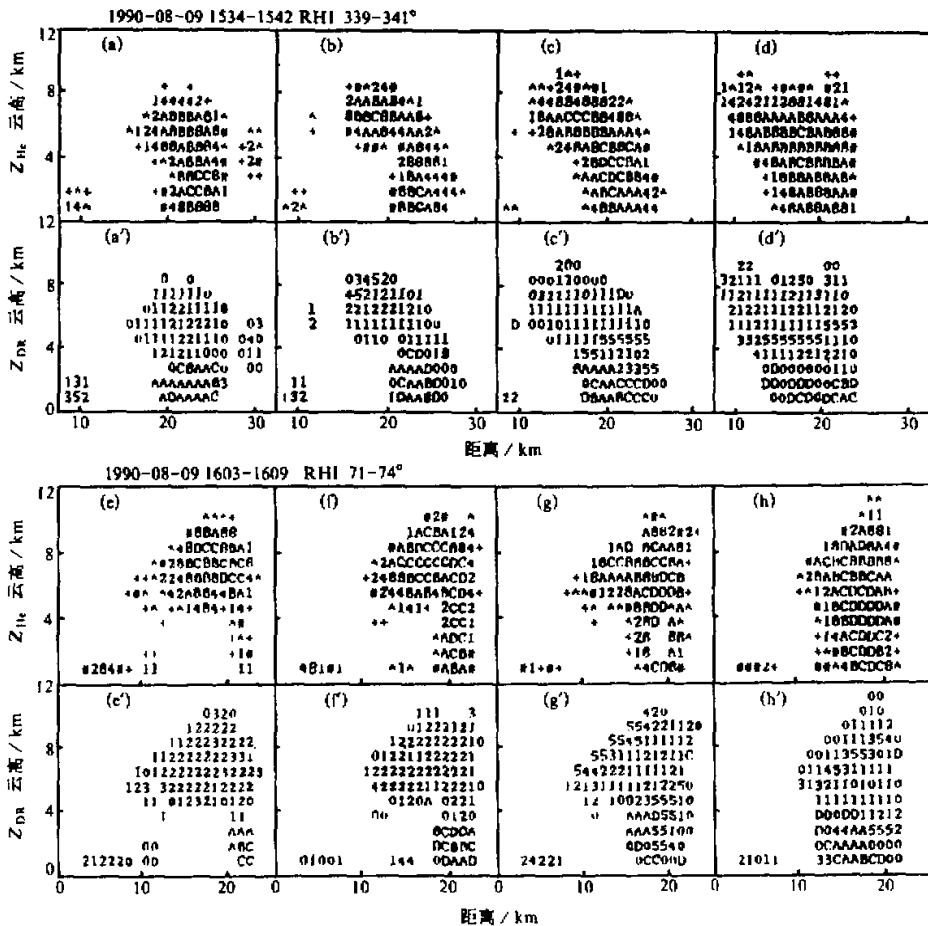
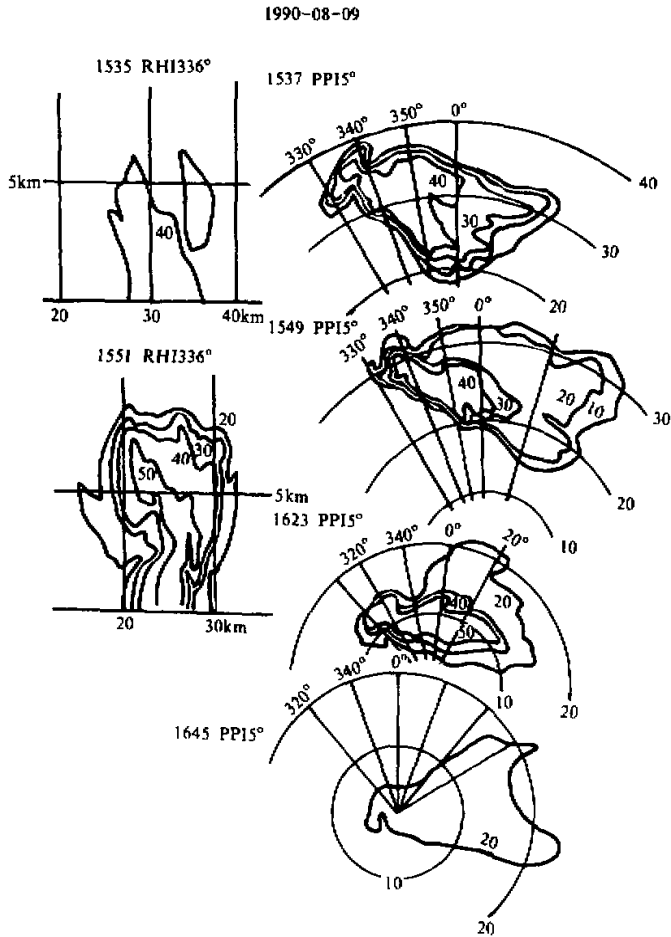


图 11 1990 年 8 月 9 日 15:34~15:42 (a), 16:03~16:09 (b) 用 C 波段双线偏振雷达测到两例强雹云 Z_{He} 和 Z_{DR} ~RHI 数字回波图

图 11a 中个例强, 最强回波 Z_{He} 也可达到 60 dBz, 但 Z_{DR} 值的变化幅度小, 高负 Z_{DR} 值区和高正 Z_{DR} 值区相连, 说明这例雹降雹中夹雨, 大雹块少, 地面报告也证实。这与钩状的维持后期, 悬挂体下坠与主回波之间形成一封闭的无界弱回区有关, 使底层上升气流不能进入云内, 而云体后侧中层有入流沿着空腔直接上升到云体上层, 因此在悬挂体上形成一高 Z_{DR} 值带。这例雹云因前次雹云在本站降雹, 无常规雷达观测结果。



6 小结

通过以上大量观测事实, 表明平凉地区强对流雷暴云在发展演变成冰雹云多以气旋形钩状回波表现是存在的, 强雷暴云出现钩状回波特征是降雹的前兆, 这为我们增强认识强

对流雷暴云的模式和研究,在人工防雷中识别雹云及防雷减灾的作业时机是有用的。

致谢:文中用部分回波资料为蔡启铭、杨颂喜等取得,并得到胡志晋、张纪淮和黄美元研究员指导,在此谨表谢意。

参 考 文 献

- 1 雷达气象译文集,国外人工影响天气,1972,第二集,中国科学技术情报研究所,1~154.
- 2 Marwitz, J. D., 1972, The structure and motion of severe hailstorms. Part I supercell storms. *J. Appl. Meteor.*, 11(1), 166~179.
- 3 Browning, K. A. and Foote, G. B., 1976, Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppressing. *J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 499~533.
- 4 Whiton, R. C., 1971, On the use of radar in identifying tornadoes and severe thunderstorms a diagnostic guide for ~scope interpretation. AD 726983, 1~19.
- 5 Atlas, D., 1990, *Radar in Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, 153~648.
- 6 杨颂喜、徐宝祥, 1989, 人工影响天气研究工作的三十年, *高原气象*, 8(2), 139~145.
- 7 费乃虎、蔡启铭, 1982, 雹云的特征及其雷达识别, *高原气象*, 1(2), 43~145.
- 8 张喜轩, 1983, 冰雹天气的短期预报检验, *高原气象*, 2(4), 71~78.
- 9 刘全根、马骥德, 1982, 平凉地区的降雹及其与环境场要素的关系, *高原气象*, 1(1), 53~61.
- 10 王昂生、赵小宁、赵国庆, 1981, 冰雹云“酝酿”期研究, *大气科学*, 5(1), 92~100.
- 11 徐文俊, 1980, 对流运动和旋转气流的初步研究, *大气科学*, 4(3), 212~220.
- 12 郁青、王雨曾, 1992, 一次强单体降雹过程的观测分析, 全国第十一次云雾降水和人工影响天气学术会议文集, 北京:气象出版社, 112~113.
- 13 夏德刚、王昂生、谷国军, 1992, 强对流云跃增过程的数值模拟研究, 第11届全国云雾降水和人工影响天气学术会议文集, 北京:气象出版社, 128~129.
- 14 谷国军、王昂生、许焕斌, 1994, 有地形存在时对流云发展的数值模拟研究, *气象学报*, 52(1), 90~98.
- 15 马振华、刘锦丽、马建疆, 1980, 冰雹云的指状回波结构及其形成机制探讨, *大气科学*, 4(1), 21~29.

Observational Investigation of Characteristics of Severe Convective Hook Echo in Pingliang Region

Zhang Hongfa, Gong Naihu, Jia Wei, Wang Zhijun

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Zhang Huanlu

(Meteorological Bureau of Gansu Province, Lanzhou 730000)

Abstract In general, the cloud intensity and cloud height from radar echo can be used to discern the hailstorm echo. During the experiment of antihail in Pingliang region for the last ten years, it is observed that there are some other characteristics of the severe convective hook echo. in the process of development of the hail, most of hailstorms show cyclonic echo shape, some of which evolve gradually the obvious hook echo and a few stronger of which have the feature of change from an anticyclone hook into cyclone hook. And in the stage of the stability of the hook, the radar reflectivity factor Z_e becomes maximum and then begins to decrease. In this process, the cloud height of hook echoes sometimes may increase by 1~3 km, soon after that hailcloud is dispersive, and fallen hails may be observed on the ground. Furthermore, some statistic analyses on these observations are made in this paper.

Key words hailstorm characteristics of echo hook echo