

北京地区对流性暴雨雷达回波特征的分析

杨培才 张琦娟

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文就1976年夏季发生在北京地区的几次对流性暴雨过程的雷达回波作了分析,选择了其中四个个例,对三类经常出现的暴雨回波特征提出了一些看法。

一、七月廿三日强烈局地性大暴雨

1976年7月23日10时至14时,北京市密云县北部同与之毗邻的河北省滦平县的南部,发生了一次强度很大的局地性暴雨。根据雨量站的记录,在密云境内暴雨区仅及半个县的大小,降水量高度集中的地区只有古北口、上甸子等三个公社。暴雨中心最大过程降水量接近300毫米,一小时最大降水量超过150毫米。

这次强烈的降水过程仅仅是由一块回波造成的,这块回波是由几个强对流单体弥合而形成的巨大的复合单体。它具有许多十分鲜明的特征,研究它的演变和活动规律,有助于进一步加深对单块回波降水能力的认识。

这次暴雨是发生在500mb的一个高空槽过境的时候。在地面小天气图上,从上午06时开始,有一股偏北气流南下至北京地区,同当地盛行的偏南气流相遇,在北京地区北部形成一些中尺度切变线和涡旋系统,这些中尺度流场系统,促成了对流活动的发展。

九时许,暴雨回波(以下用G表示)起源于本站以北20到40公里流场上辐合较强的地区,它是由一些小单体渐次弥合而成的。一小时以后,这块回波朝东北方向移动到了密云水库以北,在该地造成了一次强度极大的降水过程。

在回波G的活动期间,表现出许多突出的特点。

第一,在发生猛烈降水之前,回波的移动速度甚快,其移向是沿着 63° 的方向,这个移向同回波所在高度内的环境平均风向是一致的。但在十时以后,回波G的移速骤减,基本上停滞在密云水库以北的地区(见表一)。在回波G滞留期间,大雨倾盆而下,根据位于暴

表1 回波G移速

时 段	08 ⁰⁰ —09 ¹⁵	09 ¹⁵ —09 ³⁰	09 ³⁰ —09 ⁴⁵	09 ⁴⁵ —10 ⁰⁰	10 ⁰⁰ 以后
平均移速	60 公里/小时	53	45	30	≤15
平均移向	63°				

1977年10月29日收到修改稿。

雨中心附近的上甸子气象站的记录,在 10 时到 12 时之间降水量接近 200 毫米,雨峰发生在 10:45 到 10:55 之间,十分钟降水量为 32.2 毫米。

第二,回波 G 在移动过程中,通过对其周围的较小回波的兼并,使得回波尺度不断增长。这种并合过程,在回波 G 停滞期间表现得更为明显。10:15 在回波 G 的西南方 10 公里的地方有一群较小的回波,它们以快得多的速度朝东北移动,十分钟以后就完全并入回波 G 内(图略)。这种过程的不断进行,使得回波 G 的尺度发生了爆发性的增长,其水平尺度,在 09:30 到 10:30 一个小时内,由 20 公里猛增到 40 余公里(图 1)。它的垂直尺度也相应地由 14 公里增长到 18 公里以上。这种并合作用,在许多暴雨过程中是常见的,有人曾估计云体的合并,常常可以使降水效率猛烈增大。

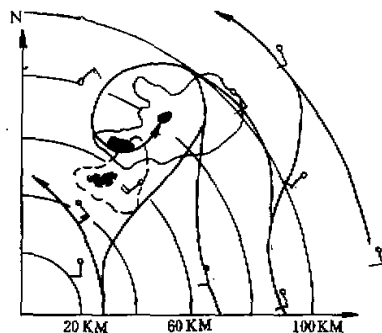


图 1 虚线是 9:30 的回波;细实线是 10:00 的回波;粗实线是 10:00 的地面流线。

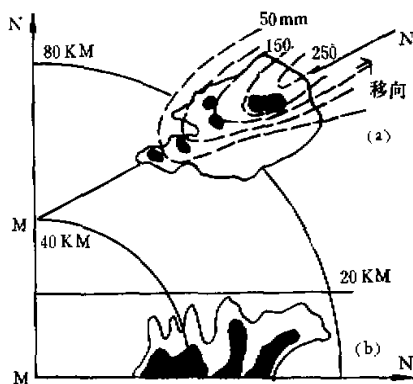


图 2 图(a)中粗实线是 10:22 的回波;虚线是过程降水量等值线。图(b)是通过图(a)中 MN 直线做的垂直剖面图。

第三,从回波的结构来看,在强降水开始的时候,最强的对流活动区位于回波 G 的西南部分,亦即处在它的上游。这里恰好也是回波并合发生最频繁的地区。图 2 给出了根据不同仰角的 PPI 回波绘制的垂直剖面图,它的取向沿着回波的移行方向。从图上可以看出,回波 G 的西南部分存在着四个高耸的回波柱,其顶高都超过了 15 公里,这意味着这里是对流发展最旺盛的区域。与此同时,从 PPI 图象上可以看到,回波 G 的东北部分边缘较为模糊,这意味着这里是回波消散的区域。参考地面降水分布,最大的降水中心也恰好处于回波 G 的这个部位。回波 G 的结构和降水分布特征说明,它所包含的一些强对流单体产生于上游部位,在其朝下游移动的过程中,发生合并,产生降水,而后消散。这种过程的连续进行,正是大强度的降水能在一个较长的时段内维持的原因。

在暴雨发生时期,回波 G 处在一个非常有利的地面流场环境里,上午 10 时,在大暴雨发生的地区有一个尺度约 40 公里的涡旋(图 1),它一直维持到 12 时以后,到 13 时方在原地消失。在 11 时,随着偏北和偏南气流的同时加强,涡旋系统也得到了进一步发展,它加强的时刻,同时也是暴雨雨峰出现的时刻,表 2 给出了涡旋控制地区地面流场辐合量 D 以及相应的特征垂直速度 W,同时还给出了平均雨强 R。其中 D 是在半径为 25 公里的圆上,根据格林公式求的近似值。W 是假定涡旋的垂直特征尺度 H 为三公里的情况下计算

表 2

	10 时	11 时	12 时
$D(10^{-4}\text{秒}^{-1})$	0.9	2.0	1.1
$W(\text{米/秒})$	0.27	0.60	0.33
$R(\text{毫米/小时})$	54.0	97.2	55.2

的。R 是两个相邻时段雨量的平均值, 降水量是用的位于暴雨中心附近的上甸子气象站的资料。

二、6 月 29 日强烈系统性降水风暴

造成这次大暴雨的大尺度系统是一个前倾槽, 高空冷空气活动也较明显, 当日 08 时, 300mb、400mb 和 500mb 24 小时平均降温 2.7°C 。850mb 存在着一支与湿舌相配合的偏南急流, 暴雨区位于它的左侧。地面冷锋从下午 14 时到 20 时一直在北京地区活动, 移动甚慢。这样有利的天气条件, 造成了一次强烈的系统性的对流活动。

这次暴雨过程影响了北京市的大部分区县, 最强的降水发生在怀柔、密云两县的南部, 最大过程降水量为 167 毫米。在降水最强的时刻, 局部地区还出现了冰雹、大风等强烈天气现象。

强对流活动从午后 13 时就已出现, 按其活动特征, 大体上可以分为四个系统, 表现为 A、B、C、D 四个较强的风暴回波带。在地面流场上, 它们是处在不同的中尺度系统影响之下。

A 回波带是发生最早的一个风暴系统, 它的主要活动区域在怀柔和密云南部, 处在一个由军都山和燕山三面环抱的狭小平原地区内(图 3)。17 时以后, 随着冷锋的移近, 它又南下影响了顺义等地。

13:20, A 回波系统发展成带状结构, 它的最突出的特点是长时间地停滞在其所在地区, 并保持着旺盛的发展, 很类似于 7 月 23 日的强降水回波, 只是停滞的时间更长。

这个特点的出现, 应当归之于两个因素, 一个是在 A 回波带主体的西侧始终维持着一个新生单体发生源, 这个源地位于怀柔中部军都山主峰南麓的迎风坡上, 其范围不超过 30 公里。地面附近盛行的偏南风, 在这里抬升, 促使对流单体不断涌现, 从 13 时到 17 时, 在这一地区雷达先后观测到了十三块新生单体(图 3)。这说明地形对暴雨的形成是一个值得关注的问题。新生回波单体产生之后, 不断东移并入 A 回波带的主体之中, 从雷达于 13:07 到 13:20 所取的一组 REI 图片中, 可以清楚地看到这种并

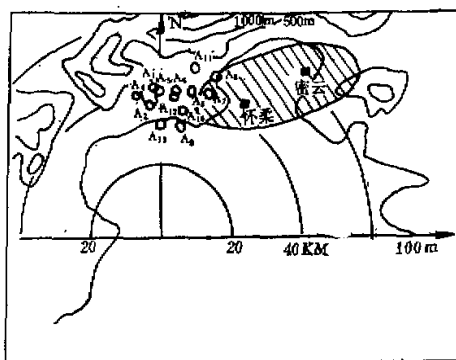


图 3 新生回波示意图。A 的下标表示回波出现的时间顺序。细实线为地形等高线。阴影部分为主体回波活动区。

合过程(图4)。并合之后,云体迅速增长,在产生降水之后,又趋削弱,随之再由新单体补充,继续维持发展。这种过程在长达四个小时的时间内不时地进行着,使得回波顶高经常保持在10公里以上。另一个因素是,回波带上发展成熟的单体移速十分缓慢,且其移向与带的取向基本一致。这样一方面为单体之间的并合创造了条件,另一方面也使得一些地方在不同时间里,依次受到不同回波单体降水的影响,造成累积降水量的大量增长。在怀柔 and 密云两县的南部地区,过程降水量普遍超过100毫米,就是这样造成的。

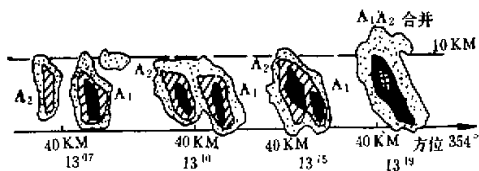


图4 图中回波略有东移,移速约为10公里/小时。

B回波系统一直处在地面冷锋的影响之下,它的发生、发展,乃至传播,同冷锋的活动有着密切地联系。它对于暴雨形成的最大贡献在于,当它随冷锋南下之后,促成了A、B、D三个回波系统的合并,形成了一个更强大的风暴回波带,在它们所扫过的地区,产生了强度很大的暴风雨。

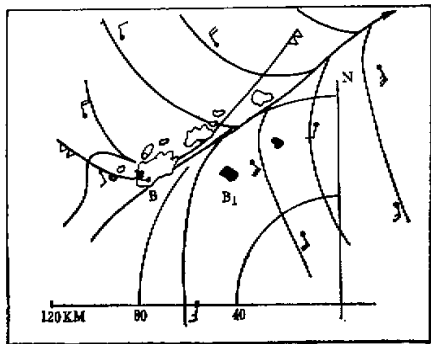


图5 粗实线是13:43的回波;细实线是15:00地面流线。涂黑色的是B₁回波,它于20分钟后发展成带。

B回波带发生于13:43。它沿冷锋呈东北——西南向排列。这条回波带具有在老回波带前方(东南方)不断激发次生回波带的传播特征。这些新生的回波带几乎与原先的回波带平行排列着。第一条次生回波带B₁出现于B回波带前部25公里的地方(图5),它是由于北方的一股冷空气突然南下,迫使冷锋急骤南压造成的。接近16的时候,地面冷锋再次南下,在B₁回波带前方又激发出了第二条次生回波带B₂,而此时落在冷锋后面的B回波带已趋消失。从B到B₁和B₂,这种跃进式的带前传播,使回波系统以比带中单体快得多的速度南下,

在两个小时内前进了60公里,到达了A回波带西侧不到20公里的地方,为两个回波系统的合并创造了条件。

在上述这段时间里,B回波系统并没有产生很强的降水。但在17:15,当A、B₂两条回波带合并起来之后(图6),在它们所影响的昌平、怀柔和密云地区爆发了十分猛烈的天气现象。三个县站的降水量在不到一个小时的时间里都超过了50毫米,在暴雨发生的时候,昌平和怀柔还伴有鸡蛋大小的冰雹。合并起来的回波带继续南下,在昌平南部和海淀地区又同D回波带合并,造成了另一次更强的暴风雨过程。

C、D两个回波系统的活动,受着发生于北京地区以东的一条强风速辐合带的影响。

这条风速辐合带 14 时起源于蓟县地区，它表现为一个很强的地面偏东大风区，其风速在 8—12 米/秒之间。强风区以 25 公里/小时的速度西移，并在移动过程中不断扩大。在它前沿到达的地区，回波都有不同程度的发展。

16 时，强风区前沿的风速辐合带进抵通县地区，在这里激发起了一条东北—西南向的回波带，亦即 C 回波带(图7)。16:30 以后，带上发生了很强的降水，其中心位于通县西南部，降水量超过了 100 毫米。图 7 中箭头所指部位是暴雨区上空最强的降水回波，它具有与 A 回波带相似的特征，亦即在主体回波上游也存在一个新生回波发生区。从 17 时的地面流场上可以看到，在这里有一个叠加于偏东基本流场上的中尺度涡旋(图7)，一些新生单体产生在它的附近，当它们向下游移动的时候，即并入主体回波，使主体回波维持着较强的降水。综合 7 月 23 日的降水回波 G 和本日的 A、C 两个降水回波系统，可以看到在暴雨区上游都有一个新生回波发生源，它的存在对于暴雨的形成有着重要的意义。这个新生回波发生源可以出现在活跃的流场系统中，也可以出现在有利的地形环境中。

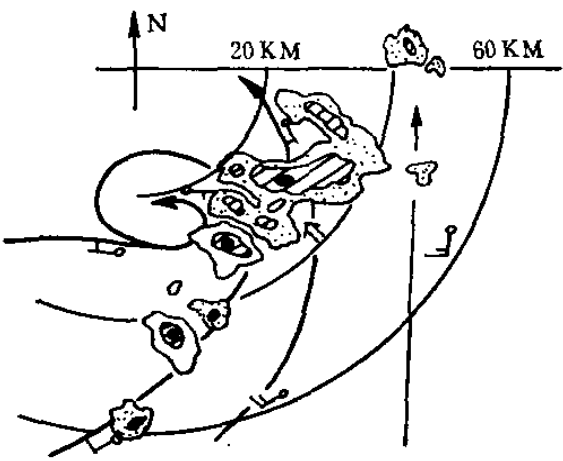


图 7 16⁰⁰ 的 C 回波带。地面流线是依 17⁰⁰ 的地面实测风减去 6 米/秒的东风后画出的。

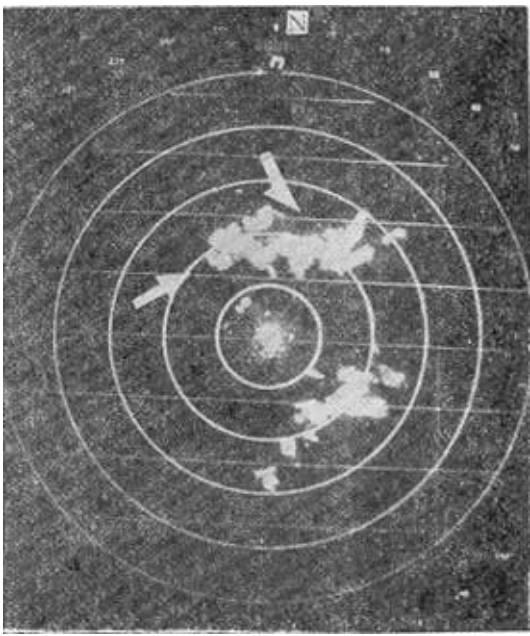


图 6 17¹⁵ A 与 B₂ 合并时的回波图片。单箭头所指为 A 回波系统，双箭头所指为 B₂ 回波系统。距圈为每圈 20 公里。

17 时，偏东强风区在抵达海淀和丰台地区之后，在这里产生了一条南北向的辐合线，在辐合线的东侧触发了 D 回波带。18 时以后，由 B₂ 和 A 两条回波带合并而形成的回波系统南下，与它发生了合并，构成了一条半环状的回波带（图 8），D 回波带才迅猛地发展起来，并迅速向本站移近，暴风雨袭击了它所行径的地区，本站在 40 分钟内，降水量即超过了 50.0 毫米，在 18:33—18:43 十分钟内降水量达到 36.0 毫米。

系统性的强降水过程，反映了各种尺度天气系统的相互影响，其过程十分复杂。各个对流回波系统尽管处在相同的大尺度系统的控制之下，但它们又受到不尽相同的中小尺度系统或地形的影响，这种差异性使得各个回波系统表现出了一些不同的活动特性。反过来，从各个回波系统的共性方面，又可以看到大尺度系统的制约作用。比如，各个回波系统大体上都是在 17 时到 18 时之间达到

了它们发展的顶峰时期,各种猛烈的天气现象也都出现在这一段时间里,回波的移向也开始转向偏南,这种表现在时间上的共性说明,500mb的高空槽大约就是此时移过北京的。

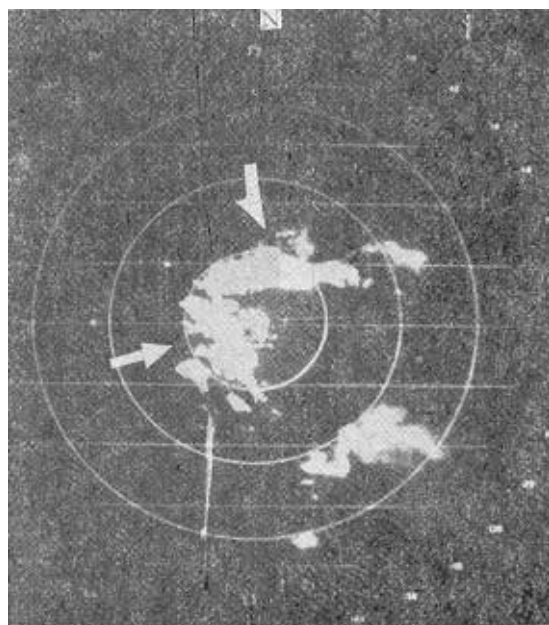


图8 18°的回波图片。单箭头所指为A及B合并起来的回波;双箭头所指为D回波系统。这两个回波系统即将合并起来,距圈每圈为20公里

三、7月28日和8月7日混合型暴雨系统

这两次暴雨过程的雷达回波,具有混合型降水回波的结构特征,亦即在大片絮状回波中夹杂着一些较强的对流回波单体。

这类降水天气之所以形成较大范围的暴雨,不在于它的降水强度,而在于它在较广阔的地区保持降水在时间上的持续性。而这种持续性又有赖于形成降水的天气条件的稳定性,以及降水系统的活动规律具有某些有利于降水量累积的特性。在这两次降水过程中,天气条件的稳定性主要表现为,在地面上都存在一条长时间维持的中尺度辐合线。包含在大片絮状回波中的一些较强的对流单体,都产生在辐合线的两侧(图略)。7月28日的辐合线从06时到19时,在北京地区维持了十几个小时,其空间尺度在200公里左右,降水分布也大体上与辐合线吻合,8月7日的情况与此类似,辐合线在北京地区维持了十五个小时以上。上面所提到的降水系统活动上的特性,主要表现在回波系统的结构和移动上。以8月7日为例,在上午的降水中,11:42雷达在其周围60公里的范围内观测到了六条夹杂在大片絮状回波中的对流回波带(图9)。这些对流回波带的取向大体平行,呈西西北—东东南排列,它们以15公里/小时的速度缓慢地朝东北方向移动,依次影响所经过的地区。本站恰好处在这片雨区之中,从本站的降水自记记录来看,可以分辨出有三个降水强度相对较大的时段,即10:25—10:35为8.5毫米;11:25—11:35为1.2毫米;12:30—12:40为2.4毫米。考虑到回波带的移动,它们大体上可以与图9中的C、D、E三条带

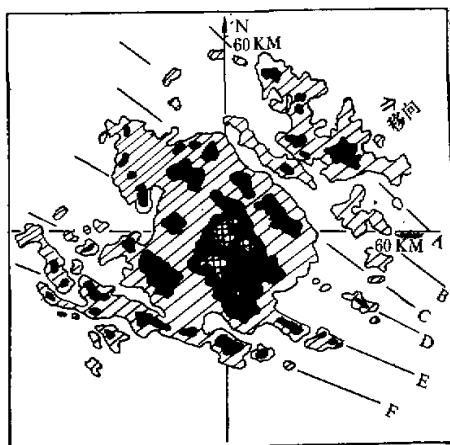


图9 8月7日11⁴³回波图。用A、B、C、D、E、F标出各回波带的名称。回波带朝东北偏东移动, 移速约15公里/小时。

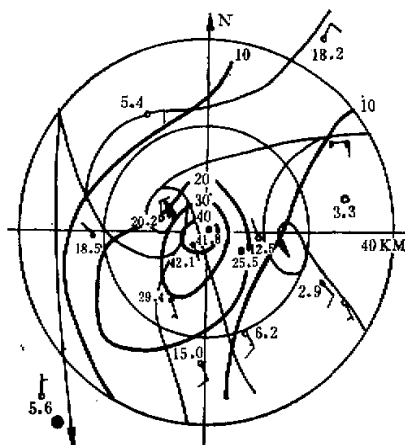


图10 细实线是18⁰⁰地面流线; 西侧涡旋19⁰⁰东移了20公里。粗实线是18⁰⁰—19⁰⁰等雨量线, 每隔10mm画一条。

的降水相配合。在这一段时间内, 本站的总雨量达到22.6毫米。

混合型降水常常表现出很强的起伏特点, 降水强度在时间和空间分布上很不均匀。在雷达回波上, 则表现为一些雨强较大的地区同较强的对流回波单体对应着。造成这种降水强度在时空分布上不均匀性的原因, 可以在中小尺度系统的活动上得到反映。以8月7日为例, 当日15时以后, 由于地面偏南气流大范围北移加强, 16时在本站东西两侧分别出现了尺度为十公里的两个流场涡旋, 它们在原地维持了三到四个小时, 19时西侧涡旋减弱东移, 与东侧涡旋合并, 到了20时方始消失。在涡旋停留的地区, 雨强有很大的增长。根据对涡旋及其周围地区12个台站雨量自记记录的分析, 处在西侧涡旋中心附近的几个雨量点中, 中央台在18:10—19:10降水量为46.4毫米, 本站在18:05—19:05为42.5毫米。在西侧涡旋与东侧涡旋合并之后, 降水中心亦随之东移, 但是由于涡旋很快减弱消失, 降水量亦随之减小, 最大降水发生在涡旋中心附近的朝阳区气象站, 19:00—20:00的降水量为27.4毫米。处在涡旋系统影响以外的地区, 在同一时间内一小时降水量没有超过20.0毫米的, 而且绝大部分雨量点都在10.0毫米以下(图10)。除了空间上的不均匀性之外, 在时间上, 降水也表现了很大的集中性。仍以中央台的记录为例, 8月7日的总雨量为129.6毫米, 降水累积时间长达14个小时20分钟, 而从17时到20时处于上述涡旋影响下的三个小时内, 降水量却达68.2毫米, 占了总降水量的一半以上。同一时间内, 本站降水量与总降水量之比为65.2/126.9, 也超过了二分之一。

四、结 论

综合上述三种不同类型降水过程的分析, 可以得出以下几点结论。

1. 对流性回波的降水能力与回波的尺度和强度密切有关。降水强度较大的回波通常

是水平尺度和垂直尺度也较大的回波。降水量超过 50 毫米的回波,其水平尺度一般不小于 20 公里,垂直尺度不小于 13 公里,回波强度(按照我们使用的雷达的特性,并归一到十公里的距离上)一般都超过 40 分贝。表 3 中列出了几块降水量超过 50 毫米的回波尺度和强度参数。

表 3

观测时间	回波尺度(公里)		回波强度 (分贝)	回波位置	降水情况		备 注
	水 平	垂 直			时 段	雨量(毫米)	
6.29 13:19	27	13	≥ 42	怀柔南部	13 ⁰⁰ —15 ⁰⁰	68.0	怀柔黄花城记录
6.29 15:15	25	14	≥ 42	密云西南部	13 ³⁰ —17 ³⁰	128.9	密云加甲山记录
6.29 17:04	25	13	≥ 42	怀柔南部	16 ⁴⁵ —17 ⁴⁵	63.9	怀柔气象站
6.29 17:15	23	14	≥ 42	通县南部	16 ³⁰ —18 ⁰⁰	103.1	通县大杜社记录
6.29 17:43	27	13	≥ 40	昌平中部	17 ³⁰ —18 ⁰⁰	53.8	昌平气象站
7.23 10:30	40	18	≥ 38	密云北部	10 ³⁰ —11 ³⁰	124.7	上甸子气象站

2. 回波的连续“蜂生”和合并,是回波持续发展和造成较大局地降水的重要因素。这种回波发生源地常常出现在有利的流场系统中或地形条件下,并且位于主体回波的上游附近,主体回波的移速比较缓慢,甚或停滞。

3. 回波单体的移向如果同回波系统的取向基本一致;或者排列上大体平行的回波带,其移向与带的取向成较大夹角,则会使某些地区造成较大的累积降水量。

4. 对流性降水回波在时间和空间分布上的不均匀性,主要是由中小尺度系统(包括地形)所引起的。降水中心的落点以及雨峰出现的时间常常与中小尺度系统有很好的配合。