

梅雨期暴雨的雷达回波特征

杜秉玉

提 要

梅雨期暴雨是长江流域汛期最重要的暴雨过程。对梅雨期暴雨的研究，历来是暴雨研究中的一个重要课题。本文着重分析研究梅雨期暴雨雷达回波的环境条件以及它们发生、发展和演变等特征。

一、梅雨期暴雨的降水特征

研究梅雨期暴雨的降水性质及回波系统，找出识别它们的特征，对于将暴雨回波从其他降水回波中区别开来，是十分有用的。

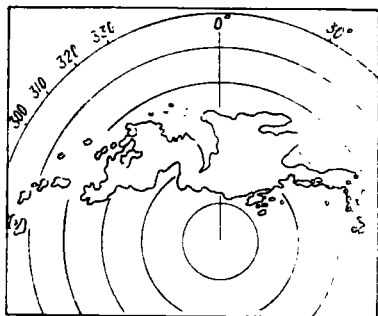


图 1 梅雨锋雷达回波图。1980年5月22日22时16分，仰角1°，0分贝，安徽六安，距离每圈50公里

梅雨锋是一种天气尺度系统，在卫星云图上，梅雨锋云系从日本列岛到我国长江流域，延伸达几千公里，但是并不是锋区内全部都有强降水出现。分析梅雨期暴雨详细的雷达回波和地面逐时降水量分布，可以清楚地看到：

1. 它有大范围的降水回波。在雷达回波综合图上，它大致呈东西向带状分布（地面降水区也如此），与梅雨锋云系走向一致。回波带宽200—300公里，长几百公里以上，如图1，单站就探测到600公里以上的大型回波带。

2. 在这种大型回波带中，不同部分回波的性质不同。图2a是1981年6月27日13时合肥、

安庆的雷达综合回波图，图的左侧（西部）因大别山阻挡，雷达探测受到影响，地面降水资料表明存在大片雨区；图2b是图2a中沿望江、安庆、合肥一线（近于与梅雨锋正交）的回波剖面示意图。由图可见，在雨带的南缘，回波主要是对流性的；在雨带的北缘，则是稳定性降水回波，极少对流性回波，除非梅雨锋北侧有新的中尺度对流回波系统移

来；在雨带内，如果有暴雨中心，则还有中尺度强回波带(或群)，表现为以对流为主的混合型回波。

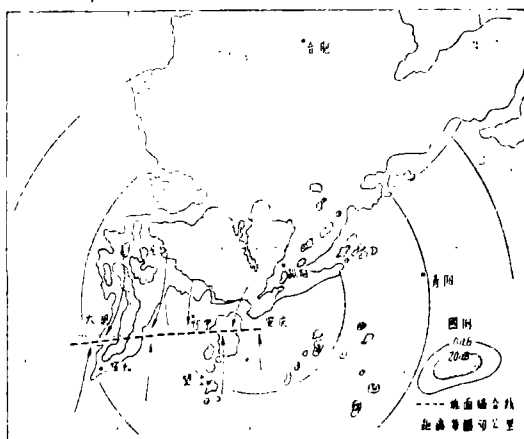


图 2a 1981年6月27日13时合肥、安庆综合雷达图

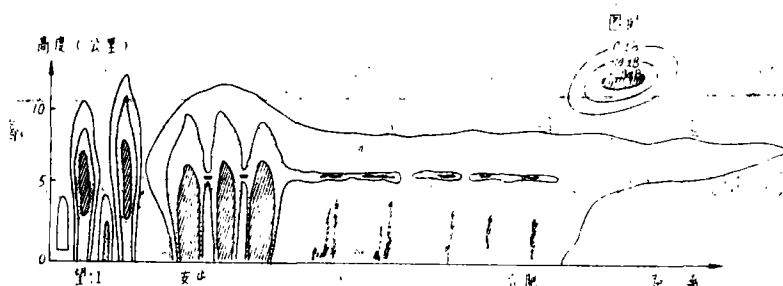


图 2b 1981年6月27日13时沿望江、安庆、合肥一线回波剖面示意图

梅雨锋回波结构的这种特征，与梅雨锋附近大气的层结有关。若用 $\Delta\theta_{se}(500-850)$ 、自由对流高度 H 和 500 百帕上气块温度与大气层结温度差 ΔT_{500} 三个参量对梅雨锋锋北、锋南、锋区三个区域进行统计，则可以得到表1、表2、表3的结果*。

由表1可见，锋南和锋区基本上是不稳定层结(96%，86%)，而锋北稳定层结稍高于不稳定层结；由表2可见，这三个区域不稳定层结的平均参量是不同的，不稳定度从北向南依次增大，平均自由对流高度 H 则从北向南依次降低，而 ΔT_{500} 则从北向南依次增加；由表3可见，锋北多数稳定，而锋区和锋南则是不稳定的。

表 1

锋北(总数41次)		锋区(总数95次)		锋南(总数51次)	
不稳定	稳定	不稳定	稳定	不稳定	稳定
41.5%	58.5%	86.3%	13.7%	96.1%	3.9%

* 杨羽，梅雨锋不同部位层结和降水状况的初步分析，我是1983届毕业生

表 2

部 位	不 稳 定 特 征 量		
	$\bar{H}$ (百帕)	$\Delta \bar{\theta}_{500-850}$	$\Delta \bar{T}_{500} (^{\circ}\text{C})$
锋 北	775	-5.3	2.6
锋 区	795.8	-6.1	3.3
锋 南	810.2	-7.1	4.2

表 3

站 名	区 域	参 量			站 名	区 域	参 量		
		H(百帕)	ΔH (百帕)	$\Delta T_{500} (^{\circ}\text{C})$			H(百帕)	ΔH (百帕)	$\Delta T_{500} (^{\circ}\text{C})$
上海	锋 北	稳 定			南京	锋 北	稳 定		
	锋 区	728	428	2.4		锋 区	658	320	1.8
	锋 南	812	>512	5.9		锋 南	738	440	1.1
站 名	区 域	参 量			站 名	区 域	参 量		
		H(百帕)	ΔH (百帕)	$\Delta T_{500} (^{\circ}\text{C})$			H(百帕)	ΔH (百帕)	$\Delta T_{500} (^{\circ}\text{C})$
汉口	锋 北	690	390	2.3	安庆	锋 北	稳 定		
	锋 区	867	>567	3.9		锋 区	785	>485	3.7
	锋 南	848	>548	4.7		锋 南	768	>468	2.9

3. 主要的降水回波是强的中尺度对流回波系统, 它是直接产生暴雨的系统。在形态上主要有两类:

第一类是100—200公里左右的近东西向的带状回波, 由积云、主要是积雨云组成, 如图3所示。它的主要特征是:

(1) 梅雨期暴雨中的强中尺度带状回波系统是由许多积(雨)云排列组成, 带的宽度, 在发展强盛的部位, 一般都有几个积雨云的水平尺度, 即20—50公里左右, 其间还夹有层状云降水回波; 在距离高度显示器上, 经常可观测到积雨云之间有不连续的零度层亮带。

(2) 梅雨期暴雨中的中尺度带状回波多与有关的地面中尺度辐合线的位置有关, 东西向的锋面云系中可以有与近南北向的中尺度辐合线配合的中尺度强回波带, 不过在多数情况下, 大致与锋面走向相一致。

(3) 中尺度暴雨回波系统的移速一般都小于40公里/小时, 在20—30公里/小时之间的较多。

(4)梅雨期暴雨的中尺度回波带上,往往某一群积雨云同时发展到强盛时期,在一个小范围内(直径为100公里左右)产生集中的强降水,即暴雨中心,但很少同时再出现其它强烈天气,如冰雹等。产生暴雨中心的积雨云区,有沿对流回波带东传的趋势,据研究,它沿波长约为200公里的一个中尺度扰动,以50—70公里/小时的速度向东传播^[1]。中尺度强回波带的移向,暴雨中心的传播方向与实际暴雨中心移向间的关系,大致可以用图4来表示。

这种中尺度带状回波的降水量都比较大,据芜湖单站统计*,1980—82年三年梅雨期中有九条这样的回波带经过本站,出现的六小时降水量如表4。

由表4可见,除一次外,其余都达到了大一暴雨或暴雨量级。

有时不仅有这样一条中尺度回波带,而且可能有多条平行的带,例如1980年6月16—17日,7月17—18日**,图5是这种类型的回波。有时梅雨锋云系内没有强降水,如果梅雨锋南侧的暖切变所对应的对流回波带北移进入梅雨锋云系,也能迅速发展成为降暴雨的回波系统;如果与梅雨锋云系内的弱对流合并(或弥合),则产生的降水可能更强。

第二类是尺度约几十公里到100公里左右的弥合回波群。这时对流回波的带状结构不明显,只见一些对流单体弥合在一起(不是多单体),有时它们发展得并不强盛,但照样能产生暴雨或大暴雨,如图6所示。

4. 对流单体的特征

在梅雨期暴雨的中尺度回波系统中,对流单体是主要的降水云,它可能发展到雷暴阶段,也可能不发展到雷暴阶段。对于它的结构特征、环境条件以及产生高效率降水的可能机制,列表与强风暴作了比较,见表5、表6。

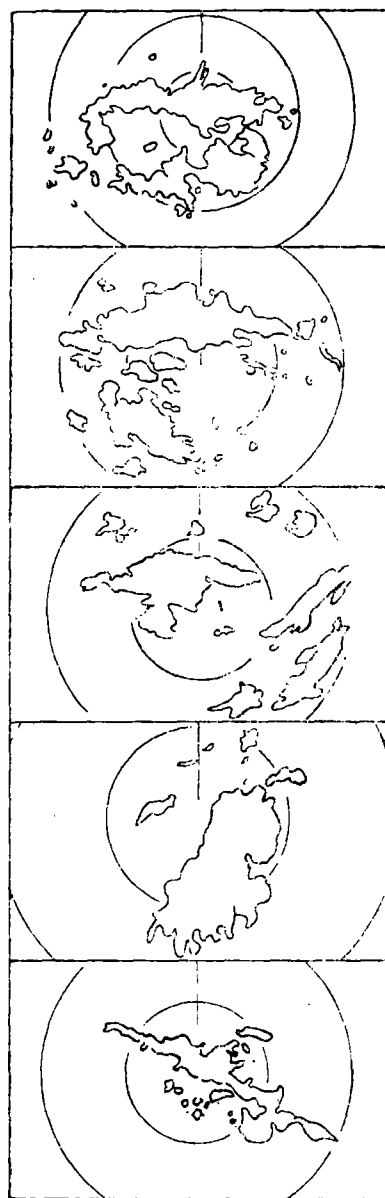


图3 暴雨中的中尺度带状回波。
由上到下依次为 a 1980年6月17日23时02分, 2.5°, 0分贝, 安庆, 距离每圈50公里(下同); b 1981年6月27日7时40分, 0分贝, 芜湖; c 1982年7月20日8时24分, 0分贝, 芜湖; d 1982年7月24日19时55分, 0分贝, 芜湖; e 1982年7月20日1时06分, 0分贝, 芜湖

* 赵廷龙, 芜湖附近暴雨带状回波分析, 1982

** 冯志娟, 1980年梅雨期暴雨带状回波分析, 气象论文选编, 安徽省气象学会, 1981

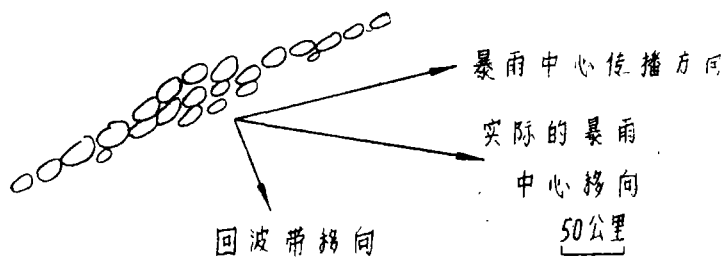


图 4 暴雨中心的传播与实际暴雨中心移向间的关系

表 4

降水量 (毫米)	$80 > RR \geq 50$	$50 > RR \geq 40$	$40 > RR \geq 20$
次数	4	4	1
最大一小时降水量 (毫米)		49	
最小一小时降水量 (毫米)		20	

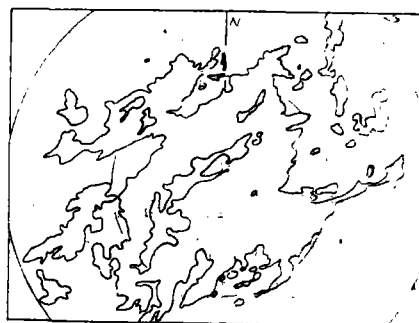


图 5 多条带状回波。1980年6月19日8时50分， 2° ，0分贝，六安，距离每圈50公里

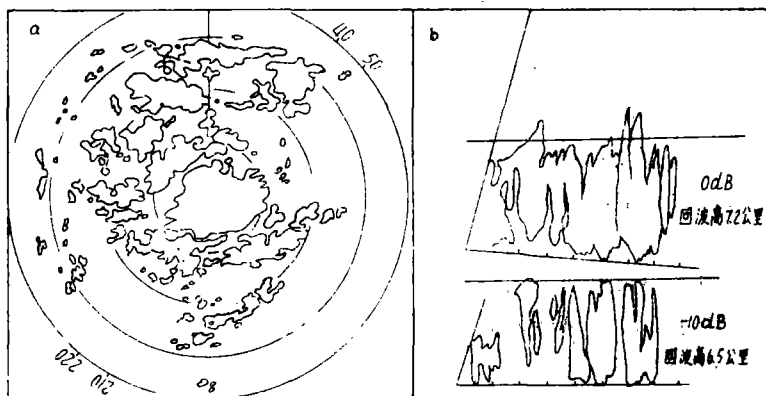


图 6 1980年7月8日合肥雷达回波图。a 13时16分， 1° ，0分贝，距离每圈50公里；b 10时03分， 179° ，其余同a

表 5 梅雨期暴雨中对流单体的环境特征

		梅雨期暴雨中的对流云	其它强风暴(相应特征)
环境条件	层结及维持条件	弱不稳定或中性稳定, 对流云的生 成、发展、维持主要靠低层暖湿空气 的辐合抬升	强不稳定、强不稳定层结、强垂直 风切变、强高空辐散(高空急流)、 地面阵风锋的反馈等都有利于它的 维持
	冷空气	低层浅薄冷空气常有利于这种对流 云的触发和维持	强冷空气的冲击, 高空冷平流的作用 常有利于强风暴的触发和强不稳定 层结的重建
	水汽	深厚的暖湿层	湿层薄
	高空急流和低空急流	一般无明显的高空急流, 但常有强而 持久的西南低空急流 垂直风切变小	常有高空急流, 一般无明显的低空急 流, 有时有边界层局地超低空急流 强的垂直风切变
地面气象要素和主要天气现象	气压	一般无明显的雷暴高压, 雷暴过后一 般气压变化不大	常有清楚的雷暴高压、尾流低压等, 强风暴过后气压常涌升几百帕
	气温	降水后地面降温不明显, 除非有明显的 冷空气侵入	强风暴过后气温骤降
	风	一般无雷暴大风, 少数可出现大风, 出现这种大风后天气常暂时好转	有强的干而冷的阵风
	降水 其它天气现象	持续的强阵性降水, 间以稳定性降 水, 量大	雨强极大的短时间阵雨, 雨量一般 不大(个别大单体雨量较大) 常伴有冰雹、大风, 甚至下击暴 流、龙卷

表 6 梅雨期暴雨中对流单体的结构

		梅雨期暴雨中的对流云	其它强风暴(相应特征)
对流云	云下流入和流出	云底低, 入流主要在 300—1000 米高 度; 入流、出流都不强, 与环境大气 的界面(阵风锋)不明显	入流主要在云下; 入流、出流都强, 强烈的阵风锋常在其前面激发起新 的对流
	高层出流	不强, 卷云砧伸展不明显	强, 在卫星云图上, 个别大单体的 喷出砧伸展达一、二百公里
	上升运动	不太强, 据推算小于 10 米/秒; 比较垂直	强, 大于 10 米/秒, 甚至大于 30 米/秒, 倾斜

结构	环境条件对对流发展的影响	嵌在层状云中, 环境大气暖湿, 没有抑制对流发展或促使对流强烈发展的因子	强不稳定层结、强垂直风切变都有利于对流强烈发展; 中高空干冷、低层常有“暖盖”, 能抑制对流发展, 但一旦对流发展冲破这种“暖盖”, 它又能进一步促使对流发展
雷	垂直尺度	垂直伸展不高, 一般8—10公里, 少数7—8公里高的积云也能降暴雨	垂直伸展高, 常伸入平流层, 比同季节产生暴雨的积雨云要高3—4公里
达	水平尺度	10—15公里左右, 少数小于10公里	10—20公里, 个别大单体达70—80公里
回	强度及强度分布	Z ₀ 比同季节本地区的强风暴至少小一个量级; 低层强, 强回波伸展高度一般在-10℃以下, $\delta Z_0/\delta L$ 小	Z ₀ 强, 可达 10^5 — 10^6 毫米 ⁶ /米 ³ ; 强回波伸展高度高, 常达-30℃—-40℃以上; $\delta Z_0/\delta L$ 大
波	PPI	一般无明显的形态特征	常有“钩”、“指”等形态特征
特	RHI	粗壮的中下部, 顶较尖, 形似“矮胖子”	常呈纺锤状, 常有穹、回波墙等形态特征
征	特别有利的增长方式	弥合	合并
移	移动	单体移动视高空风速大小而定; 右移特征不明显; 系统移速慢, 一般小于40公里/小时	单体移动视高空引导气流大小而定; 右移特征明显; 移速变化大; 系统移速常大于40公里/小时

对于产生暴雨的积雨云的雷达回波参数, 特别值得提出的是回波强度和回波顶高度。Z₀往往只要 10^3 — 10^4 毫米⁶/米³就能产生暴雨。据金华站统计, 1983年11次暴雨的68张综合回波图上, 强度等级为“强”(4×10⁴—5×10⁵毫米⁶/米³)的仅占14.5%, “中等”(10³—4×10⁴毫米⁶/米³)的占55.4%, “弱”(小于10³毫米⁶/米³)的占28.5%, 即中等偏弱的就占了84%。

对于上述11次暴雨过程, 暴雨区对流回波顶的一般高度和平均最大高度如表7所示

月 份		3		4		5		6		7		平 均	
高度(千米)		$\overline{H}_{max}$	$\overline{H}_{一般}$	$\overline{H}_{max}$	$\overline{H}_{一般}$	$\overline{H}_{max}$	$\overline{H}_{一般}$	$\overline{H}_{max}$	$\overline{H}_{一般}$	$\overline{H}_{max}$	$\overline{H}_{一般}$	$\overline{H}_{max}$	$\overline{H}_{一般}$
区 域	0		5	7.5	4.5	8	6	11	6	8	6.5	8.6	5.6
	1			7.5	5.5	9	5	10.5	6	9	7	9.8	6.1
	2		4	8.5	6.5	9	9	12.5	7	11.5	7	9.8	6.2
	3		4	10.5	6.5	8	5.5	11.5	7	9	8	9	5.9
平均			4.3	8.5	5.8	8.5	5.6	11.4	6.5	9.8	9.1		

注: 表中0、1、2、3是金华附近地区的编号

由此可见,从雷达观测的角度看,善于从回波发展的实况特点去推知未来的天气变化,是可以做到的。例如芜湖站根据暴雨主要降自中尺度对流回波带这一事实出发,由回波带的特征(性质、强度、演变规律、移向移速等),把中尺度回波带分成两类:静止锋型和冷锋线型,并考虑到当时当地的热力条件、地形条件等,作出本地区和本站的暴雨落区(落时)预报,实践证明这是行之有效的。

二、梅雨期暴雨的中尺度系统

在有暴雨出现时,中尺度对流回波带一般都有中尺度系统相配合,它们在触发、组织对流的过程中起了重要作用。

(一)中尺度地面辐合线——中尺度系统对对流回波带的触发和促发作用

在梅风期暴雨的中分析中,发现与雷达强回波系统配合最好的是地面中尺度辐合系统,如辐合线等。天气分析表明,青藏高原东侧频繁发生的低涡(如西南涡),并不都产生暴雨,只有在它与低层强的辐合中心相配合时,才有可能出现强降水。这说明,风场涡旋的存在与否,对于暴雨的形成并不是必需的,低层辐合才是关键。当它叠加到天气尺度上升区时,形成既有对流云又有层状云的混合型降水,有利于暴雨的形成。这时大气层结稳定与否倒不是主要的。利用华东地区逐时地面资料作的分析表明,地面出现辐合后,辐合区很快会出现初始的雷达回波^[2]。

美国佛罗里达积云试验的结果也表明,地面辐合与降水开始、积云强度和持续时间之间存在着明显的因果关系^[3]。据实例观测,辐合出现在可观测到的降水前至少90分钟,在雷达初始回波之前75分钟;而涡度场直到降水开始,还没有明显的变化,在降水开始后,气旋性涡度才迅速增强。所有个例都是辐合先于降水开始,对流雨的空间位置与辐合中心是重合在一起的。由于地面辐合与风暴的流入运动直接相关,而且这种流入运动是风暴的水汽质量的来源,所以可以用下式来对它们进行估计

$$\text{水汽量} = \rho q A_c w t_c \quad (1)$$

式中 ρ 为空气密度, q 为混合比, A_c 为辐合胞的平均面积, w 是垂直运动速度, t_c 为辐合胞维持时间;以及

$$\text{质量} = \rho A w t \quad (2)$$

式中 A 为辐合区面积, t 为持续时间,其余同(1)式。

(1)式和(2)式的物理意义是显而易见的。水汽流入的研究还说明,小对流降水是低效率的,而大对流降水才是高效率的。如果云底低,云下接近饱和,则积雨云群的降水效率更高。这些条件,在梅雨期降水的暴雨区几乎都能得到满足,尤其是那些移速慢、有辐合线配合、与层状云降水混合的对流云(群)处更易得到满足。

我们从散度方程中,也能看到这种关系^[4]。

描写散度局地变化的散度方程可以写成

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial p} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial p} \right] - [\nabla^2 \phi - f\zeta] - \beta u \quad (3)$$

式中 ϕ 是位势高度, β 是科氏参数随纬度的变化, 其它是常用的符号。(3)式若改写成

$$\begin{aligned} \frac{\partial D}{\partial t} = & -\frac{\partial}{\partial x} \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left[u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right] - w \frac{\partial D}{\partial p} \\ & - \left[\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial p} \right] - f\zeta' - \beta u \end{aligned} \quad (4)$$

式中 $\zeta' = \zeta_g - \zeta$, 为非地转风偏差的涡度。这时方程右端的前两项表示由于风速平流的分布不均匀所造成的散度变化。

对长江流域 1980 年 7 月 29 日至 8 月 3 日的大暴雨过程, 计算了速度平流的散度项 $\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right]$, 带有风速垂直切变的项 $\left[\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial p} \right]$ 及非地转涡度作用项 $[f\zeta']$, 它们的量级都为 $10^{-9}/\text{秒}^2$, 在中尺度涡旋发展的

初期, 它们的综合作用效果使辐合增长。由于在梅雨锋附近常有西南低空急流, 它的强风轴周围有着强烈的风速水平切变和垂直切变; 而散度方程的右边, 除了非地转涡度作用项外, 都与风速的水平切变和垂直切变有关。局地强平流的出现所造成的风速分布的不均匀使速度平流的散度项成为散度方程中的大项。所以低空急流除了输送水汽、热量以外, 还因它在三度空间上风速分布的不均匀, 在切变最大地区引起空气质量的堆积和疏散, 造成局地散度场的剧烈变化, 引起辐合並可能激发出重力波系统, 有利于中尺度系统的发展並直接影响到该地积云的生成和发展。观测和分析说明, 这种中尺度辐合系统正是与中尺度对流回波系统关系最密切的系统。因此, 严密注意低层辐合系统的发生发展, 可能是暴雨分析中最有意义的工作之一。

(二) 经过滤波的中尺度气压系统——中尺度系统对对流回波带的组织作用

用不同方差的不等权正态分布函数对海平面气压时间序列进行平滑再加求差处理的方法, 从海平面气压场中过滤出中尺度气压扰动, 从个例分析看, 有下述一些明显的结果^[1]。

1. 当取方差 $Q=3$ 时, 得到一种周期约 10 小时的中尺度扰动。雷达回波带的排列方向, 与这种中尺度气压扰动的某一个波阵面有关。

2. 在 $Q=3$ 的中尺度扰动图上, 在东西向扰动的低值区后部的高值带上, 还有波长约 200 公里的中尺度扰动, 沿周期为 10 小时的中尺度扰动的某一个波阵面向东传播。它组织了中尺度对流回波带上的强回波区, 即暴雨中心。

(三) 梅雨期暴雨的触发机制

梅雨期暴雨中对流的触发机制, 一般认为可以是地面中尺度辐合线、特殊地形(喇叭口、迎风坡等)、浅薄冷空气等。从个例和理论分析看^{*, [3]}, 似乎应该是多种系统的综合作用, 其中尤以地面中尺度辐合线最为重要。当大气中能产生对流降水的各种条件都得到满足时, 什么时候, 什么地点首先触发对流, 並將对流按某种规律组织起来, 形成

* 杜秉正、皇家虎, 一次梅雨锋暴雨的降水过程, 1981

中尺度对流回波带或回波群,暴雨就可能出现。在一定的条件下,山脉迎风坡能使暖湿空气抬升,但不一定能触发对流,更不一定能组织对流。1981年6月27日上午,强降水在湖北英山、安徽岳西首先出现之前,大别山南侧安庆的高空风资料表明,300至900米高度上,从25日02时起就已出现了强西南风,但25日、26日在这里附近并没有触发对流。大气中的各种扰动是经常存在的,这从经过滤波的气压曲线上可以清楚地看出来,但它们并不能随时触发对流;而中尺度辐合线进入合适的环境场时,倒是很快就能触发对流。因此,梅雨期暴雨中对流的触发机制,可能是多种因子的综合结果,而低层辐合是最重要的因子。

参 考 文 献

- [1] 杜秉玉、夏家虎,梅雨期暴雨中强雷达回波的中尺度组织化,南京气象学院学报,1983,1,223—229.
- [2] 陈良栋等,利用稠密的高空风和天气雷达网资料对两次暴雨过程中的中尺度系统活动的分析,气象科学,1982,1、2,84—100.
- [3] Ulanski, S. L. and Garstang, M., The Role of Surface Divergence and Vorticity in the Life Cycle of Convective Rainfall, Part I: Observation and Analysis, J. Atmos. Sci., Vol.35, No.6, 1047—1062, 1978.
- [4] 孙淑清,低层风场在暴雨发生中的动力作用,大气科学,6卷,4期,394—404,1982.

CHARACTERISTIC FEATURES OF RADAR ECHOES OF THE TORRENTIAL RAINS IN THE MEIYU

Du Bingyu

ABSTRACT

Torrential rains during the Meiyu over the middle and lower reaches of the Yangtze are one of the most important heavy rainstorms in the flood season. Their radar characteristics such as environmental condition, development and evolution are analyzed.