

梅雨锋云系和降水的若干研究

黄美元 洪延超 吴玉霞 徐华英

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文介绍了梅雨锋云系中不同部位的回波结构、降水和层结特征,中尺度系统的回波结构及其与暴雨的关系,亮带的不均匀性及其理论研究以及积层混合云中积云降水的数值模拟工作。

一、引 言

梅雨锋是我国长江中下游地区重要的降水系统,它降水范围大、持续时间长,而且常产生局地性暴雨,历来为我国气象工作者所重视。但过去的研究大多从天气学角度出发,在云和降水物理方面研究很少。1979年至1983年,我们先后在安徽省屯溪和芜湖两地分别使用711雷达(3厘米)和经改装的305雷达(3厘米和0.86厘米两个波长)对梅雨云系进行较为仔细的观测,结合探空、降水和卫星云图资料对云系结构和降水进行综合分析,并作了一些理论计算和数值模拟,本文概括介绍主要研究结果。

二、云系各部位回波结构、降水和层结特征

根据大气层结稳定度、温度和降水的物理特征,把梅雨云系分成三个具有不同特点的区域:地面锋线以南50公里到锋线以北200公里范围为锋区,其南面为锋南区,北面为锋北区。

表1 梅雨锋云系各部位云型统计

部位	云型	对流云	混合云	层状云	合 计
	次数				
锋北区		0	1	16	17
锋 区		0	25	9	34
锋南区		8	2	0	10

据统计(表1),锋北区几乎全为层状云回波,锋区多数为层状云和对流云并存的混合云回波,而锋南区基本上是对流云回波。

从回波结构看,锋北区和锋区的层状云回波都具有明显的不均匀性^[1],主要表现在:(1)层状云含有0℃层强回波核和强度水平分布不均匀的回波亮带;(2)层状云的高层结构具有不均匀性,存在块状和竖条状强回波区;(3)在暖区含有一些小对流单体或对流泡。

1985年9月24日收到第二次修改稿。

表 2 梅雨锋各部位降水特征统计

区域	雨量等级	降水次数 K	至少有一 站降水	>15%	>35%	>50%	>75%	P(%)	T(%)
锋 北 区	A	44	37	28	12	8	79	44	
	B	9	7	4	1	1	16	39	
	C	2	2	1	1	1	4	18	
	D	1	0	0	0	0	2	8	
锋 区	A	42	42	23	12	8	62	42	
	B	11	11	2	0	0	16	48	
	C	7	7	4	1	0	10	64	
	D	8	2	1	1	1	12	67	
锋 南 区	A	13	10	3	0	0	62	13	
	B	3	3	0	0	0	14	13	
	C	2	2	0	0	0	10	18	
	D	3	2	0	0	0	14	25	

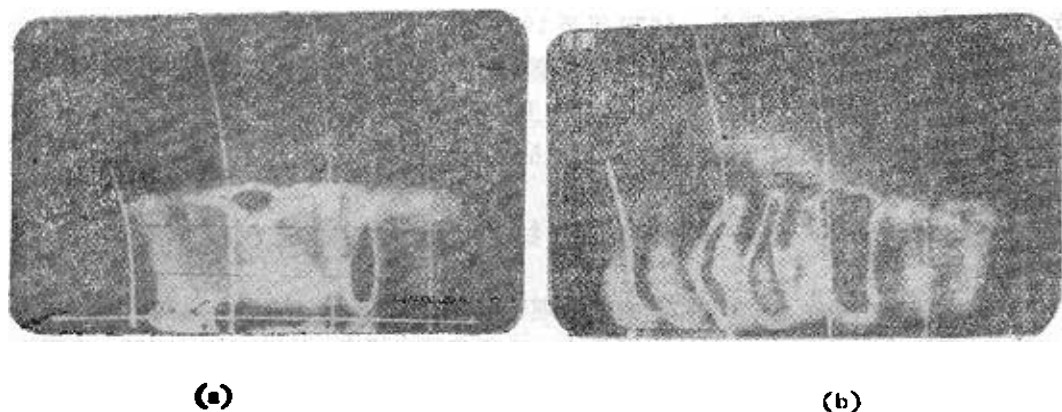


图 1 混合云的 RHI 回波结构。分层间隔 10 分贝,最外层 0 分贝,水平距标 10 公里,高标 2 公里,测站屯溪

(a) 1980 年 7 月 5 日,方位 335°,12 时 10 分 (b) 1980 年 7 月 6 日,方位 260°,10 时 26 分

由于层状云结构不均匀其降水分布也不均匀,故连续的降水带有阵性特征。

锋区混合云的 PPI 回波特征是: 在大片较均匀的层状云回波中含有一些块状对流单体回波。对流单体回波尺度、强度、分布密度和组织形式各有不同。对流单体回波常被组织成中尺度回波带和回波团(下节专门讨论),此时的对流单体尺度和强度一般比零散分布的单体大。有时锋区的层状云回波也不是大片连续的回波,而是一块块水平尺度几十公里含有对流单体的絮状回波。在混合云的 RHI 回波上存在亮带与对流单体共存现象见图 1a),有时单体冲破亮带向高处发展,有时会有许多顶高相同的对流单体共存(见图 1b)。产生暴雨的混合云中层状云较为深厚,顶高常为 8—10 公里,其内暴雨单体尺度大,但强度比孤立雷暴单体小得多,结构也不够结实,通常没有砧状回波(图 3REI 回波)。

与回波类型和结构相一致,各部位的降水统计特征表明,大范围的层状云降水常在锋

北和锋区出现,大部分暴雨程度降水一般在锋区出现,而锋南区只有零星的对流云降水。

表 2 是根据 1980 到 1982 年 128 次梅雨锋过程中单站逐时雨量资料的统计结果。表中 A, B, C 和 D 级降水分别指小时降水量小于 2.5 毫米, 2.5—5.0 毫米, 5.0—10.0 毫米和大于 10.0 毫米的降水, 用来分别表示小雨、中雨、大雨和暴雨程度的降水。K 为降水站数占总站数的百分比, 反映了降水范围的大小。P 是一个区域内某等级降水次数占降水总次数的百分比, 代表某区域出现某种强度降水的概率。T 则为某区域的降水次数占各个区域相同等级降水总次数的百分比, 它说明某区域某等级降水相对于各个区域的出现概率。

从表 2 可见: (1) 在 128 次降水过程中, 梅雨云系的降水区主要在锋区以北; (2) 锋区锋北区 A, B 级降水次数多, 就大于某个 K 值而言 (如 $K > 50\%$) 锋区锋北区 A 级降水次数也多, 说明这两个区域会出现大范围的小雨天气。从 P 值来看, 锋北区 A, B 级降水次数占该区域总次数 95%, 但 C, D 级降水只占 5%, 可见锋北区基本上是大范围小强度的层状云降水。同样, 锋区也存在层状云降水; (3) 锋区 C, D 级降水总次数 (15 次) 明显大于锋北区 (3 次), 可见锋区常出现对流云降水; (4) 锋区 D 级降水的 T 值为 67%, 其它区域 T 值小, 可见锋区常有暴雨程度降水; (5) 锋南区降水面积小, 一般无层状云降水。

根据梅雨锋各部位大气层结参量的统计结果, 回波类型、回波结构特征以及降水特征似乎与层结条件有一定关系。由表 3 和表 4 看, 具有大片层状云降水的锋北区层结多数是稳定的, 虽然存在相当多的不稳定层结, 但不稳定能量比其它两个区域低; 常产生混合型降水的锋区层结绝大多数是不稳定的, 且不稳定能量较高; 一般只有对流云降水的锋南区几乎全为不稳定层结, 且不稳定能量最高, 反映了梅雨锋南暖湿气团的基本特点。

表 3 稳定和不定层结出现的频数

锋北区 (41 站次)		锋区 (95 站次)		锋南区 (51 站次)	
稳 定	不 稳 定	稳 定	不 稳 定	稳 定	不 稳 定
58.5%	41.5%	13.7%	86.3%	3.9%	96.1%

表 4 不稳定层结的平均参量

参 数	平均自由对流高度 H (百帕)	平均不稳定度 $-\Delta\theta_{10}$	云内外平均温差 $-\Delta T _{500}$ (百帕)
锋北区	775.0	-5.34	2.61
锋 区	795.7	-6.14	3.31
锋南区	810.2	-7.10	4.15

注: $\Delta\theta_{10}$ 是 500 和 850 百帕高度假相当位温差。

三、梅雨锋中尺度系统回波结构和暴雨形成的某些特征

梅雨锋云系中尺度系统回波分布主要有两种型式, 回波带和回波团。有相当部分的中尺度系统与锋面气旋有联系, 气旋中不同部位回波带特点也有所不同。

冷锋回波带常与冷锋平行或呈不大的交角, 有南—北, 东北—西南走向, 一般向东和东南移动, 移速一般较快。冷锋雨带可有多条同时存在, 它们相隔的距离几乎相等且都与

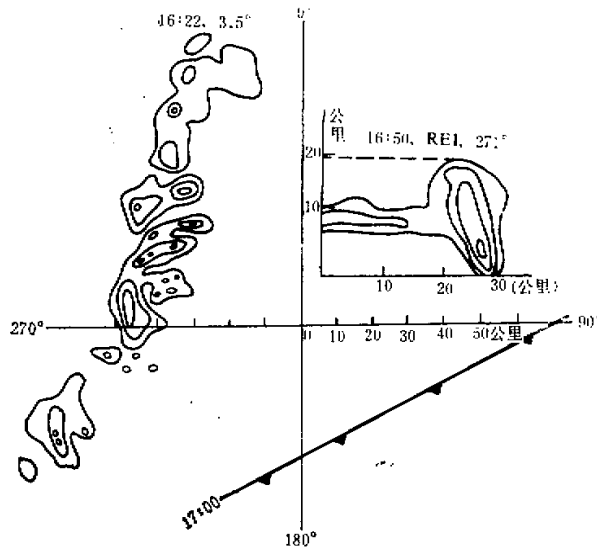


图 2 1982 年 7 月 15 日在芜湖观测的一条冷锋雨带

冷锋平行。从结构上看,冷锋雨带附近层状云回波较弱,单体垂直发展比暖锋雨带强。

图 2 是冷锋雨带一例,与雨带相联系的是 C_s-A_s 回波(REI 回波),带上对流单体回波发展强烈,顶高接近 20 公里。此雨带在东移过程中轴线有顺时针转向,到 17 时 40 分与冷锋平行。冷锋雨带内在强盛期常出现有组织的回波结构,最典型的是回波带内出现相互平行、之间间隔大致相等的短回波带,也有出现等间隔对流单体或单体群回波的。

暖锋雨带常和暖锋平行或呈不大的交角,它常有深厚的层状云回波相伴,层状云本身的结构很不均匀,带上单体垂直发展不象冷锋雨带那样强烈,一般隐藏在层状云内部,但这种混合云系可有较强降水。图 3 中的雨带靠近暖锋前部,从 REI 回波看,层状云回波顶高约 8 公里,对流单体嵌在层状云中,是条混合型雨带。

在锋面气旋的暖区的雨带叫暖区雨带,它多半是冷锋雨带移速比冷锋快而进入暖区的,其特点与冷锋雨带类似。

梅雨锋中的冷锋、暖锋和暖区雨带都与锋上气旋相联系,因为梅雨锋是准静止锋,一般锋上有气旋发展时才有冷锋和暖锋出现。因此由上不但看到了气旋内雨带的分布,也了解了气旋内回波类型的分布情况:冷锋区、暖锋区和暖区通常为对流云和混合云回波。

中尺度回波团一般是混合型回波,其内分布有一些对流单体、单体群和对流带。有的回波团回波分布很有规律,它北半部是大片层状云回波,南半部是混合型和对流云回波,对流云回波排列成若干条东北—西南向回波带,与日本观测到的梅雨锋上中间尺度回波团结构极为类似(见图 4)。

梅雨锋中的暴雨往往与中尺度系统相联系。中尺度对流系统都可以引起强降水,回波带降水时间短,峰值大;回波团降水时间长(可达几个小时),降水分布有多个峰值。虽然一个中尺度系统降水量或许不是很大,但多个中尺度系统先后通过某地则会造成灾害性暴雨天气。1982 年 7 月 20 日,芜湖受到锋面气旋影响,中尺度系统活动较多,降水分四

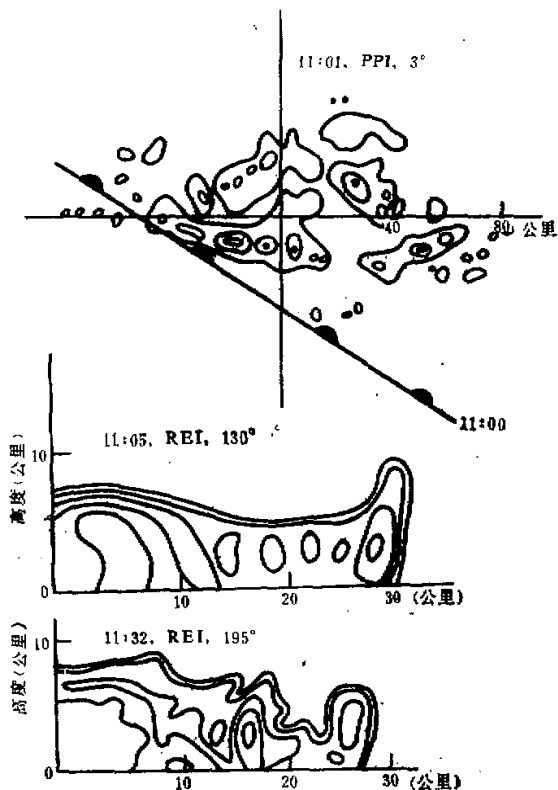


图3 1982年7月20日芜湖观测的暖锋雨带

个时段,每个时段的降水峰值都对应一个中尺度系统,前两个时段是回波带降水,后两个时段是回波团降水。由于有多个中尺度系统,芜湖及附近测站日降水量达130—160毫米。

对流云回波向一地汇集也可以产生暴雨和大暴雨。(见图5)给出一个例子。测站北面是对流回波群,南面是回波带,它们都向测站移动,汇集形成一中尺度回波团,在测站连续强降水(最大10分钟平均雨强为72毫米/小时)1个多小时,使1982年7月20日芜湖第四时段降水量达99.2毫米。

就形成暴雨的回波类型而言,主要是层状云和对流云的混合型回波。这不但因为混合云降水范围大、持续时间长(梅雨期混合云降水区尺度可达几百到一千多公里,持续时间可达几到几十个小时),还有重要的一点就是层状云中的对流云生命期较长(雷达很难观测到层状云中对流云的初生和消散阶段),因此降水持续时间长,降水强度大,降水量也大。据统计,孤立对流回波带的平均降水强度只是层状云中对流带的1/4左右。数值计算(见第四节)也说明层状云中对流云具有较高的降水效率和较大的降水量。

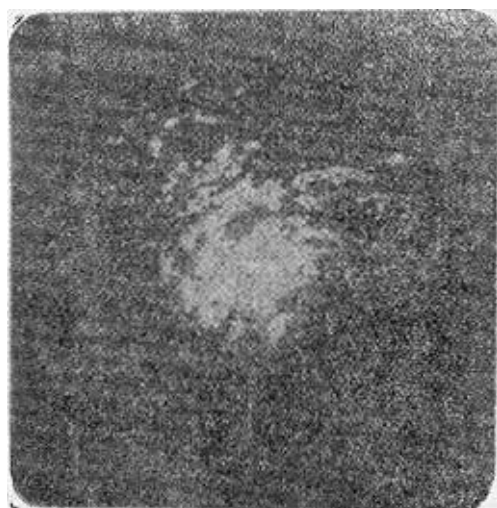
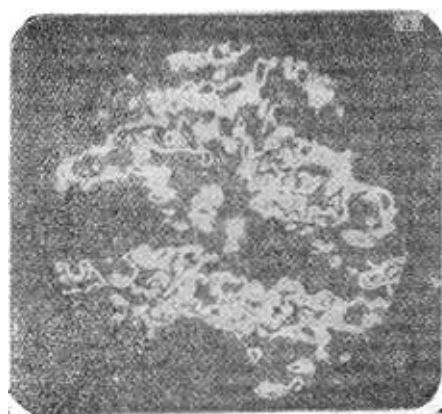


图 4 一个中尺度回波团的结构(1982年7月20日, PPI, 13时52分, 仰角 2° , 芜湖)



(a) 10时43分



(b) 11时30分

图 5 对流云回波汇集过程(1982年7月20日, 芜湖, PPI, 仰角 3°)

四、亮带结构及有关亮带的理论探讨

关于梅雨锋云系中亮带的结构我们在文献[1]和[2]中曾间接地讨论过, 现作一简单的概括。亮带的结构多数是不均匀的, 其不均匀性主要表现在: 它是由若干短亮带组成, 亮带的强度水平分布不均匀, 在一条完整亮带中含有若干强回波核; 同一亮带顶高和厚度不同, 可以相差几十米。亮带强核强度为 $5-30\text{dBZ}$, 强核水平尺度多半在 $1.0-5.0$ 公里且向地面减少。梅雨云系中亮带较厚, 均值为 850 米。

亮带的不均匀性是如何产生的? 文献[2]从质量守恒方程出发得到讨论亮带不均匀性物理原因的公式:

$$p_m/p_{m'} = \frac{v' v_i - u v_{m'} - u}{v v'_i - u v_m - u} \frac{p_i}{p'_i} \left(\frac{1 + \overline{\Delta m}/m_i}{1 + \overline{\Delta m'}/m'_i} \right)^2.$$

计算结果表明,在亮带上方回波强度 p_i 分布均匀($p_i = p'_i$)情况下,冰粒子形状、质量 m_i 、融化粒子粘併数 ν 、融化粒子碰併云滴的增长量 $\overline{\Delta m}$ 对亮带不均匀性都有影响,当这些因子对不均匀性贡献都为正(或负)时,亮带的不均匀性较大,其中 ν 和 $\overline{\Delta m}$ 的贡献最大,没有这两个因子要形成很不均匀的亮带是不可能的。另外当亮带上方回波强度分布不均匀($p_i \neq p'_i$)时,更容易形成很不均匀的亮带。我们常常观测到亮带中一处的上方回波强时,则此处亮带强度也大。这在公式(1)中也可看得清楚:若亮带上方存在高空对流泡,其极大反射率可达25dBZ,因此亮带上方回波不均匀性可达10—20分贝,即 p_i/p'_i 相当于10—20分贝,这无疑会增大亮带的不均匀性(即 p_m/p'_m 的值增大),如果再加上 m_i , ν 和 $\overline{\Delta m}$ 和冰晶形状影响,亮带不均匀性可达20—25分贝。

五、层状云中对流云发展的数值模拟研究

鉴于梅雨云系中的暴雨往往由层状云和对流云组成的混合云产生,我们利用文献[3]中积云二维时变模式计算和讨论层状云对对流云发展的影响问题。

表5 模式算出的对流云参量值

	层状云厚度和高度(公里)				孤立对流云
	1.5—3.5	3.0—5.0	1.5—5.0	1.5—7.5	
$W_{\max}$ (米/秒)	2.2/1.2*	2.6/2.2	3.8/2.2	4.3/4.0	2.1
z (dBZ)	42/35	43/41	47/44	48/48	29
p (毫米/小时)	12.7/4.5	13.0/10.0	24.0/17.5	28.1/27.7	1.3
sp (吨/米)	1311/824	1436/1176	2841/2232	3982/3875	70
η (%)	64/31	69/39	76/52	>76/67	24

* 层状云顶部有0.5公里厚的逆温层

表5给出孤立对流云、层状云中对流云和顶部带有逆温层的层状云中对流云的计算值。计算出的参量值比较说明,层状云的存在对对流云发展有较大的促进作用。在积云本身初始条件不变时,在层状云中对流云的总降水量 sp 、降水效率 η 和中心轴上最大上升气流 $W_{\max}$,雷达反射因子 z 和雨强 p 都比孤立积云大得多。另外,层状云厚度和 $W_{\max}$, p , sp 和 η 基本成正相关,亦即层状云越厚对积云发展越有利。例如孤立积云的 $W_{\max} = 2.1$ 米/秒, $sp = 70$ 吨/米, $\eta = 24\%$,当在1.5—3.5公里有层状云时,上述值分别为2.2米/秒,1311吨/米和64%;而当在1.5—7.5公里有层状云时则分别为4.3米/秒,3982吨/米和76%。

从对流云温度场和流场演变看,层状云对对流云的影响主要是通过增加凝结,从而释放更多的潜热,导致上升气流的加强来促进积云发展的,既影响云的微观过程也影响其动力过程。

在层状云顶部有逆温层时,从表5看出,逆温层对对流云的发展有一定的抑制作用,层状云厚度相同时,有无逆温层时的对流云同一参量值不同,后者都小于前者。尤其是当层状云高度低,亦即逆温层高度低时,逆温层对积云发展愈不利。尽管如此,具有逆温层的层状云中对流云参量值仍比孤立积云大。

计算结果表明层状云中的对流云具有较高的降水效率和较大的降水量,层状云对积云发展有重要的影响。

参 考 文 献

- [1] 黄美元、洪延超,在梅雨锋云系内层状云回波结构及其不均匀性,1984,气象学报,42卷1期。
- [2] 洪延超、黄美元、王首平,1984,梅雨云系中亮带不均匀性的理论探讨,大气科学,8卷2期。
- [3] 徐华英等,积云降水过程数值模拟研究,全国人工降水会议,黄山,1980年。

SOME STUDIES ON MEIYU FRONTAL CLOUD SYSTEM AND ITS PRECIPITATION

Huang Meiyuan Hong Yanchao Wu Yuxia Xu Huaying

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

In this paper, we briefly describe the following results about studies of meiyu frontal cloud system (MYFCS): (1) The echo structure, precipitation and stratification features are different in various zones of MYFCS, and the precipitation from mixed clouds and heavy rains occurs mainly in the frontal zone. (2) The echo band and echo group are of basic types of mesoscale convective system in MYFCS and have a close relation with heavy rains. (3) The bright bands in MYFCS consist of several echo cores with high reflectivity occurring at 0°C level, and their structure is often inhomogeneous. The calculation shows that coalescence among melting ice particles and growth of them by coalescing cloud droplets play an important role in inhomogeneity of bright band. (4) The numerical simulation of cumulus indicates that cumulus-embedded stratiform cloud grows rapidly and has higher precipitation efficiency and larger rainfall amount.