

长江中游低槽暴雨和暖切变线 暴雨形成条件的分析

程 庚 福

(湖南省气象局)

提 要

本文通过对长江中游低槽暴雨和暖切变线暴雨一些实例的合成分析,比较了两者在天气形势、物理量特征、三维流场等方面的差异。文中一些分析结果可供暴雨预报参考。

低槽和切变线是江南雨季的主要暴雨系统。以湖南为例,在1959—1980年5、6月份104次暴雨过程中,低槽暴雨占30%,切变线暴雨占将近70%。长江下游梅雨期中切变线暴雨也达66%左右^[1]。低槽暴雨同切变线特别是同暖切变线暴雨的形成有较明显的差异,天气演变也不相同,而且后者还容易导致连续性暴雨发生^[2]。因此本文将对这两类暴雨过程的形成条件进行比较分析。

一、资料处理和暴雨概况

我们选取了9例低槽暴雨和7例暖切变线暴雨,对暴雨期间或最相近时刻的资料进行了计算,网格格距取200 km,为使分析结果有一定代表性,我们以各例暴雨中心为原点分类进行合成^[3],在此基础上分析比较这两类暴雨过程的形成条件。经统计各次过程的降水实况,在平均站距为70—80 km的实况图上,多数低槽实例的暴雨区内24小时平均雨

表1 各例暴雨过程概况

序号	过程日期	类 别	暴雨区位置 和平均雨量	暴雨中 心雨量	序号	过程日期	类 别	暴雨区位置 和平均雨量	暴雨中 心雨量
1	1976.5.27.	暖切变线	湘中 68	88	9	1978.6.12	暖切变线	湘北 79	95
2	1976.6.1.	低 槽	湘北 78	164	10	1979.5.27.	暖切变线	湘东北 62	96
3	1976.6.7.	低 槽	湘中 76	140	11	1979.6.2.	暖切变线	湘西 62	105
4	1976.6.17.	暖切变线	湘北 68	90	12	1979.6.5.	暖切变线	湘北 77	127
5	1977.5.31.	低 槽	湘中 79	94	13	1979.6.11.	低 槽	湘南 67	94
6	1977.6.11.	低 槽	湘中 84	136	14	1979.6.21.	低 槽	湘中 81	137
7	1977.6.14.	暖切变线	湘北 97	231	15	1979.6.25.	低 槽	湘西 79	123
8	1978.5.9.	低 槽	湘北 75	130	16	1980.5.26.	低 槽	湘南 56	67

注:雨量单位:mm

1983年3月19日收到,1984年10月25日收到再改稿。

量在 80 mm 左右,暴雨中心在 120 mm 以上。在暖切变线暴雨中,上述两种平均雨量分别为 60—80mm 和 90—120 mm,较前一类略小。各例概况见表 1。

二、两类暴雨形势的主要区别

一般来说,低槽暴雨发生在地面冷高压前部,暖切变线暴雨形成于入海高压西南侧。我们分析的 9 次低槽暴雨,高空有弱锋区结合,地面有冷锋(有时转为静止锋)进入江南,但导致两湖出波的仅只一次,暴雨主要伴随低槽、锋面影响而产生;暖切变线暴雨发生在 700hPa 切变线北抬影响湖南的情况下,地面也常有切变线北抬或锋生,其北侧有一浅薄的偏东迴流,锋上大都伴有弱低压或气旋波形成,暴雨产生以后促使静止锋更为明显。比较 700hPa 形势,两者差异更为清楚,图 1 是低槽暴雨前 700hPa 合成形势图(图中原点

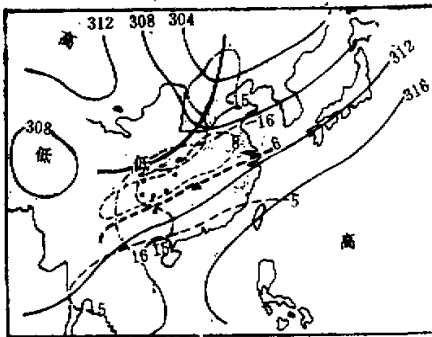


图 1 低槽暴雨 700 hPa 合成形势图

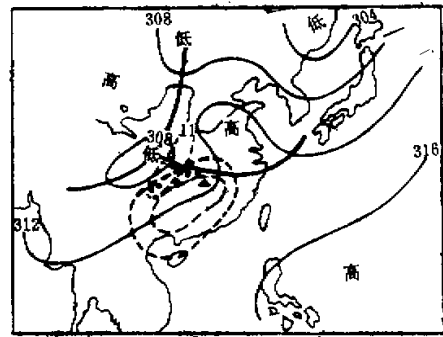


图 2 暖切变线暴雨 700 hPa 合成形势图

黑三角为长沙位置,• 为 850hPa 低涡中心,断线为 12m/s 等风速线,数字为过程序号

(说明同图 1)

已移置到长沙),降水开始时槽线大约在华北、四川一带,总的形势特点是低槽将继续南移。暖切变线暴雨的合成形势与此有明显不同。首先是西南气流与偏东气流构成的暖切变线北抬到长江流域,由于华北高压南并,等高线呈“Q”形穿越切变线,一方面形成强烈的气旋性涡度,同时在我国东部沿海形成南北向的高压坝,构成非常明显的“东阻”形势(图2),致使上游的降水系统东移减速;其次是西南低涡较强,河西还另有一低槽与切变线结合成“人”字形槽区南压,预示降水再度增强;第三,低空急流(取 850hPa 12m/s 等风速线)尺度较小、位置稳定,除 11 号过程外,其余六例的合成位置(图 2 上内圈断线)均在长沙、郴州、南宁、芷江之间,一般未超越图中外圈所示范围,即暴雨都发生在急流的左前方;而低槽暴雨发生时除四例急流位置与图 2 所示相同外,其余五例急流或从江北随槽南压,或在江南迎槽北上,特别是槽前广大地区均可出现 12m/s 以上西南气流,因此尺度较大,暴雨并可发生在急流的左后侧;第四,在暖切变线暴雨中,850 hPa 低涡都位于 700 hPa 低涡东南方,未来暴雨发生在暖切变线同急流轴的夹角区内以及 850hPa 低涡的前方,而低槽暴雨中的 850hPa 低涡除位于 700hPa 低涡东南方外,也可位于东北方,低槽、低涡,急流同暴雨位置的关系也比较复杂。总之,两者在天气形势上的差异是很清楚的。

三、物理量特征的分析

我们先对等压面上的风和水汽通量等进行 u 、 v 分解, 再按暴雨类别以各例暴雨中心位置为原点, 求出各层等压面上各对应格点的平均值后, 再进行物理量的求算。下面对低槽暴雨和暖切变线暴雨中心的物理量垂直分布特征进行比较。

1. 散度和垂直速度 (ω) 的分布 图 3 是低槽暴雨和暖切变线暴雨发生时散度垂直分布廓线, 说明暴雨发生时散度分布都具有中、低层辐合, 高层辐散的基本特征。最大辐合和辐散分别在 900 和 200hPa 高度。在低槽暴雨中, 无辐散层约在 500hPa 附近; 700hPa 以下辐合较暖切变线暴雨中强, 但暖切变线暴雨除 900hPa 辐合较大外, 600hPa 附近还有一强辐合, 无辐散层高达 450 hPa 左右。此外, 300 hPa 上还有微弱的辐合, 低槽则表现为辐散较弱。这是两者显著不同之处。分析计算的结果表明, 低槽暴雨低层辐合较强是由于南北辐合比暖切变线暴雨内显著, 而暖切变线暴雨内中层的强辐合则同 700 至 500hPa 气层内暴雨东侧的西南气流明显逆转, 即同“东阻”形势的特点有一定联系。可见低槽暴雨形成时低层南北气流的辐合要比较强; 暖切变线暴雨形成时则应中、低层辐合都很明显, 无辐散层位置偏高, 甚至其高层辐散层内也可有微弱的辐合存在。

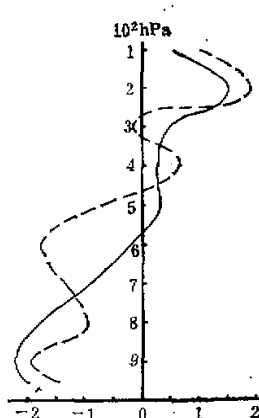


图 3 散度垂直分布图(单位: $10^{-3}/\text{秒}$)
实线为低槽暴雨, 断线为暖切变线暴雨, 下同。

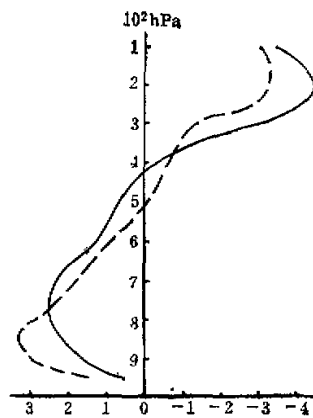


图 4 涡度垂直剖面图(单位: $10^{-3}/\text{秒}$)
(说明同图 3)

这两类暴雨都发生在深厚的上升运动区内(表 2), 最大上升速度出现在 600—500hPa, 强度在 $-(5.4-5.2) \times 10^{-3} \text{hPa/s}$ 间。在 500 hPa 以下, 低槽暴雨内上升速度比暖切变线暴雨内明显偏强, 表明这类暴雨的形成需有中、低层迅速向上递增的较强的上升气流; 暖切变线暴雨内低层上升速度虽较弱, 但上升速度递增层稍厚, 到 500 hPa 方达最大值, 而且高层上升速度都比前者稍强。这是此类暴雨发生时上升运动不同于低槽暴雨的主要特点。

2. 涡度的垂直分布 涡度垂直廓线(图 4)表明, 对流层中、低层为正涡度、高层为负涡度是暴雨形成时涡度垂直分布的基本特征。这两类暴雨的零涡度层约在 500—400hPa

表 2 低槽暴雨、暖切变线暴雨各层的垂直速度 (ω)

ω 类别	等压面 (hPa)	900	800	700	600	500	400	300	200	100
低槽暴雨		-1.9	-3.8	-5.1	-5.4	-5.0	-4.3	-3.4	-1.8	0
暖切变线暴雨		-1.3	-2.5	-3.3	-4.5	-5.2	-4.7	-3.8	-2.2	0
平均		-1.6	-3.2	-4.2	-5.0	-5.1	-4.5	-3.6	-2.0	0

注 ω 单位: 10^{-3}hPa/s

高度,最大正涡度(分别为 2.4 和 $3.4 \times 10^{-5}/\text{s}$)位于 $800\text{--}850\text{hPa}$ 之间,低槽暴雨的最大正涡度位置略为偏高,而最大负涡度(分别为 -4.5 和 $-3.3 \times 10^{-5}/\text{s}$)都位于 200 hPa 高度上。在同一等压面上,一般低槽暴雨涡度的绝对值偏大,但在 700 hPa 以下,暖切变线暴雨的正涡度明显偏强。由分析计算的结果可知,涡度的大小主要取决于纬向气流的南北切变,即取决于暴雨区南北侧东西向气流切变的大小。暖切变线暴雨 700 hPa 以下正涡度较强,主要是由于暴雨南侧的西南暖湿气流同北侧偏东迴流之间气旋性切变较强所致。此外,低槽暴雨发生时中、低层正涡度不如高层负涡度强,而暖切变线暴雨的情况恰好相反。这进一步表明此类暴雨的形成同近地层存在非常有利于低压或气旋波生成的条件密切相关。

3. 水汽通量的垂直分布 暴雨发生时水汽的水平输送主要集中在 500hPa 以下,尤以 900hPa 附近最大,达 $11.7\text{--}11.0\text{ g/cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s}$ 左右。 500hPa 以上便迅速减小,水汽通量也很小(表 3)。但这两类暴雨间也有明显差别,低槽暴雨 500 hPa 以下各层的水

表 3 低槽暴雨和暖切变线暴雨内各层比湿风速和水汽通量

类别	等压面 (hPa)		950	900	800	700	600	500	400	300	200
	项目										
低槽暴雨	比湿 (g/kg)		15.7	14.2	11.2	8.8	6.3	4.1	2.0	0.8	0.1
	风速 (m/s)		6.7	7.6	8.3	9.7	14.5	17.2	16.0	15.4	18.4
	水汽通量 ($\text{g/cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s}$)		10.7	11.0	9.5	8.7	9.3	7.2	3.1	1.3	0.2
暖切变线暴雨	比湿 (g/kg)		15.4	14.3	11.8	9.6	6.9	4.4	2.0	0.6	0.1
	风速 (m/s)		6.1	8.0	7.9	6.3	8.7	11.1	14.3	15.3	18.4
	水汽通量 ($\text{g/cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s}$)		9.6	11.7	9.5	6.2	6.1	5.0	2.9	1.4	0.2

汽水平输送都很明显,特别在 $700\text{--}400\text{ hPa}$ 间比暖切变线暴雨内明显偏大,而暖切变线暴雨强烈的水汽输送主要发生在 800 hPa 以下,因而整层水汽输送比低槽暴雨内弱。从表 3 看出,这两类暴雨发生时各层比湿相近。然而在低槽暴雨中, $700\text{--}400\text{ hPa}$ 风速很强,所以这是此类暴雨中水汽供应较多的主要原因,而且就江南来说,强风速对低槽

减速也起一定的作用。可见槽前中层较强的西南气流对于低槽暴雨的形成是十分重要的。

4. 水汽通量散度和水汽的垂直输送 水汽辐合都发生在 500 hPa 以下,低槽暴雨尤以 900hPa 附近水汽辐合最强 (达 $-4.0 \times 10^{-7} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$),但边界层以上便迅速递减;暖切变线暴雨则以近地面层的水汽辐合最大 ($-2.7 \times 10^{-7} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$),其强度虽不如前者,但向上递减缓慢,至 600—700 hPa 其强度竟大于低槽暴雨的辐合量(表 4)。这表明暖切变线暴雨发生时 600 hPa 以下各层都有明显的水汽辐合供应。水

表 4 低槽暴雨、暖切变线暴雨各层的水汽通量散度和水汽铅直输送

等压面(hPa)		950	900	800	700	600	500	400	300	200
类别	项 目									
低槽暴雨	水汽通量散度	-2.9	-4.0	-2.5	-0.8	-0.2	-0.0	0.2	0	0
	水汽铅直输送		2.7	4.3	4.6	3.5	2.1	0.9	0.3	0
暖切变线暴雨	水汽通量散度	-2.7	-1.7	-1.4	-1.3	-1.1	0.0	0.4	0.1	0
	水汽铅直输送		1.9	3.0	3.2	3.1	2.3	1.0	0.2	0

水汽通量散度 $\left(\nabla \cdot \frac{1}{g} \omega q\right)$ 单位: $10^{-7} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s}$

水汽铅直输送 $\left(-\frac{1}{g} \omega q\right)$ 单位: $10^{-3} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{s}$

汽的铅直输送 $\left(-\frac{1}{g} \omega q\right)$ 主要也发生在 500 hPa 以下,并以 700 hPa 附近最大,强度分别达到 4.6 和 $3.2 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{s}$ (表 4),但两类比较以低槽暴雨的较强,500hPa 以上则以暖切变线暴雨的略大。所以总的来说,水汽的铅直输送以低槽暴雨内明显。

5. 整层水汽的总辐合和大气层结特点 整层水汽总辐合包括整层水汽的水平辐合和垂直辐合,16 次过程的平均总辐合为 $0.84 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{s}$,其中水平辐合为 $0.61 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{s}$,占 72.6%,低槽暴雨和暖切变线暴雨内两种水汽辐合的比率也都这样,表明水汽的水平辐合是暴雨水汽的主要来源。但是,低槽暴雨内的水汽水平辐合、垂直辐合或总辐合都为暖切变线暴雨内的 1.4—1.5 倍(表 5),可见低槽暴雨的水汽供应更加充沛,这是同低槽暴雨的雨强一般比暖切变线暴雨为强的事实相吻合的。

表 5 整层水汽的水平辐合和垂直辐合

水汽辐合		水平辐合		垂直辐合		总 辐 合	
类别	项 目	合成	最大	合成	最大	合成	最大
低槽暴雨		0.73	1.43	0.27	0.66	1.00	1.96
暖切变线暴雨		0.49	0.99	0.19	0.45	0.68	1.35
平 均		0.61		0.23		0.84	

单位: $10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{s}$

此外,这两类暴雨发生时湿层都非常深厚。据统计,在水汽水平辐合同垂直输送均明显的 500hPa 以下, $T - T_d$ 都小于 3°C ; 500 hPa 以上虽有辐散,垂直输送也小,但 $T -$

T_d 仍在 $3-5^{\circ}\text{C}$ 之间。多数实例的 $\frac{\partial\theta}{\partial z} < 0$, 其中 12 例沙氏指数为 $0-3^{\circ}\text{C}$, 其余 4 例也在 $0-2^{\circ}\text{C}$ 之间。所以, 大气层结十分有利于雷阵雨的发生。

四、三维流场结构的分析

低槽暴雨和暖切变线暴雨的东西向环流基本相同, 即暴雨西侧为偏西的下沉气流, 东侧为偏西的上升气流 (图略), 但经向环流结构差异明显。图 5 即为通过低槽暴雨中心的经向垂直环流图 (15 号过程)。暴雨发生前, 在 1979 年 6 月 23 日曾有一冷锋侵入长江流域, 它因副高阻挡而南移缓慢并减弱。到 25 日, 仅 800hPa 以上有弱锋区存在, 近地面层则为一南倾的切变线, 同时有一片日变化明显的狭窄云雨区与之配合, 距其 300km 以北的地面气温已高达 $30-37^{\circ}\text{C}$, 但在高空槽及其后冷平流影响下, 降水发展, 切变线转成锋面南移, 形成湖南西部的暴雨过程, 暴雨区位于高空锋区与锋前环流和低空急流之间。从图 5 看出, 对流层低层的上升气流同低空急流有一定联系, 分支现象不明显; 暴雨区 (用横

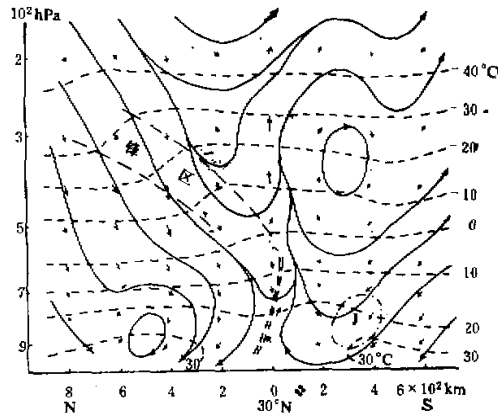


图 5 1979 年 6 月 25 日 110°E 经向环流结构图

虚线: 温度; 实线: 流线; 断线: 高空锋区

坐标下四个点表示) 北侧为一致的偏北下沉气流, 代表冷空气的活动, 一部分构成暴雨区北侧低层的弱小反环流, 对应着地面高温区; 另一部分在下沉过程中逐渐分支并越过锋区上界转为上升气流。值得注意的是这支下沉气流深入到暴雨区中, 低层时, 同南边偏南气流辐合, 形成暴雨区中、低层的上升气流。因此槽后冷空气——特别是高空锋区的活动, 对于低槽暴雨区内上升气流的形成具有比较明显的作用; 而南边环流圈的存在进一步维持和增强了这支上升气流。图 5 清楚地反映了这一特点。这次低槽过程位于低空急流的左后侧 (见图 1 中 15 号过程的 12m/s 等风速线), 上升速度很小, 500 hPa 上最大仅为 $-1.8 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$, 整层水汽辐合为 $0.72 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{s}$, 但低槽移动缓慢以及湘西山地地形的影响, 仍然形成了暴雨过程。

图 6 是通过 1978 年 6 月 11 日暖切变线暴雨中心的经向垂直环流, 这时 700 hPa 上

我国东部有一南北向高压坝,其东为一深槽,江南暖切变线已北抬到长江流域,地面切变线附近气温在 $27-31^{\circ}\text{C}$ 之间,其上并有弱低压活动,高空无明显锋区(图6中等温线从略),

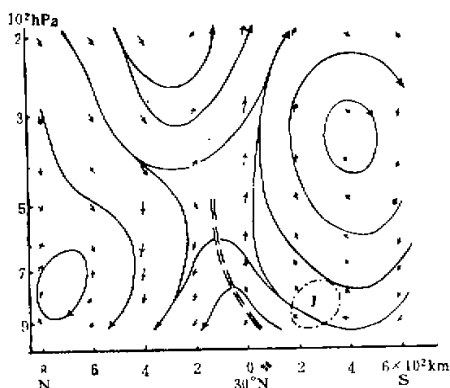


图6 1978年6月11日 112°E 经向垂直环流结构图

由于层结不稳定及暖切变线、低涡的影响,湖南北部出现了暴雨。其经向环流也具有双圈反环流的特点,但与图5有明显不同。首先是暴雨区内同低空急流相联系的上升气流有明显分支,一部分形成暴雨区内低空的上升运动,同时越过暴雨区与偏东气流结合向西北方下沉,形成暴雨区低层较强的正涡度;另一部分则沿南边反环流圈继续辐合上升。其次是暴雨区北边高空的下沉气流至 400hPa 高度出现了明显的分支,一部分沿反环流圈转向偏北方下沉,加强了切变线北侧的偏东下沉气流;另一部分则转为上升气流同来自暴雨中、低层的上升气流汇合,形成高层的上升运动。从图中可以看出,南北气流辐合不很明显,暴雨区内 500hPa 以下的上升运动主要依靠偏南气流的辐合,即依靠南边环流圈的存在而得以形成和维持。这同低槽暴雨内的情况有显著差别。所以, 500hPa 以下偏南气流的经向强辐合,对于形成这类暴雨具有十分重要意义,这也是此类暴雨都位于低空急流左前方的主要原因。这次暴雨的中、低层辐合较强,上升运动明显, 500hPa 最大达到 $-6.8 \times 10^{-3}\text{hPa/s}$, 整层水汽辐合达 $1.07 \times 10^{-4}\text{g/cm}^2 \cdot \text{s}$, 非常有利于暴雨的形成。

五、结 语

长江流域的低槽暴雨和暖切变线暴雨都发生在南边和北边反环流圈之间以及低空西南急流北侧,具有低空正涡度、辐合、高空负涡度、辐散,上升运动强烈以及湿层深厚而不稳定等基本特点,同时又以对流层中层上升速度(ω)最强,低层水汽辐合最大,所需水汽基本上依靠水平辐合向暴雨区集中。两者的主要区别有以下几点:

(1) 低槽暴雨发生时高、低层的辐散、辐合都很大,正涡度区高达 400hPa 左右,其上则有很强的负涡度。在 500hPa 以下,上升速度向上增强很快并比暖切变线暴雨的强度大,水汽的水平输送也较强,但暴雨水汽主要通过对流层低层向暴雨区辐合,整层水汽的水平辐合、垂直辐合和总辐合都为暖切变线暴雨的 $1.4-1.5$ 倍,所以这种暴雨能有更充沛的水汽供应,雨强较大。暖切变线暴雨形成时辐合层较厚,无辐散层较高,尤其 600hPa 还有较明显的辐合,但上升速度除高层外一般比低槽暴雨的弱,边界层内有很强的正涡度,高层负涡度则较弱,有利地面低值系统形成;暴雨水汽主要由 600hPa 以下各层比较均匀地供应,整层水汽辐合都较低槽暴雨内小。

(2) 这两类暴雨在垂直环流上的差异主要表现在高层偏北下沉气流和低层偏南上升

气流的分支上。低槽暴雨中、低层的上升气流主要由北方偏北下沉气流同南边偏南上升气流辐合形成。因此,槽后冷空气及其锋区的活动起着一定的主导作用,暴雨也并不一定要形成于低空急流的左前方;暖切变线暴雨形成时,南方偏南气流同暴雨北侧的偏东迴流形成了低层的辐合和很大的正涡度,但北方高层的下沉气流至 500hPa 以下后主要转向偏西北方下沉,南北气流的辐合不如低槽暴雨内明显,暴雨区内中、低层的上升运动在很活动对这类靠偏南气流辐合形成,暴雨区位于低空急流的左前方。因此,南方暖湿气流的大程度上要靠偏南气流辐合形成,暴雨区位于低空急流的左前方。因此,南方暖湿气流的活动对这类暴雨的形成具有特别重要的意义。

(3) 这两类暴雨除天气形势有很大不同外,低槽暴雨形成时还有槽前中层(700—400hPa)西南气流很强的特点(一般与副高较强有关),这不仅使水汽输送加强,而且能减缓低槽移速,延长雨时;暖切变线暴雨则发生在 850hPa 低涡前方和 700 hPa 切变线同急流轴夹角区内。这些特点对于低槽暴雨的预报和判断暖切变线暴雨的落区等都有一定的参考意义。但一般来说,低槽过程的移动性特点要求降水强度大方能形成暴雨,而切变线形势有利雨势延续,相对容易形成暴雨过程。例如,据 5、6 月份资料统计,低槽过程的暴雨发生率为 18.4%,切变线则为 30.1%。所以在日常工作中运用物理量时要注意结合天气形势特点和上下游系统对其制约关系以及地形等对暴雨的影响。

致谢 本文承陶诗言先生审阅和热情指正,谨致深切谢意。

参 考 文 献

- [1] 陶诗言等,1978,中国之暴雨。科学出版社。
- [2] 湖南省岳阳地区气象台,1976,岳阳地区大暴雨及连续暴雨过程分类分析,大气科学,第1期。
- [3] 雷雨顺,1981,经向型持续性特大暴雨的合成分析,气象学报,第2期。

A STUDY ON THE FORMATION CONDITIONS FOR HEAVY RAINS UNDER TROUGHS AND WARM SHEAR LINES OVER THE MIDDLE REACHES OF CHANGJIANG RIVER IN CHINA

Cheng Gengfu

(Hunan Meteorological Bureau)

Abstract

In this paper, through the composite analysis of some cases of heavy rains produced under troughs and warm shear lines during spring over the middle reaches of Changjiang River in China, the comparison between these two types of heavy rains is made concerning their weather situations, dynamics and three-dimensional stream fields. Some results of analyses are given and useful for the forecast of heavy rains.