

强对流暴雨与高空强迫作用

蔡则怡 李吉顺

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

当高空辐散区东移并叠加在低层辐合区的上空时, 整个对流层出现了强对流活动, 对流层中层上升速度最大, 强暴雨即发生于此区域。此种强对流暴雨发生的原因, 高层强迫作用比低层条件更为重要。

中国科学院大气物理研究所与武汉暴雨研究所采用五层有限区域细网格数值模式^[1], 于1983—1987年夏季汛期进行了近百次的数值试验及业务预报, 暴雨区(≥ 50 毫米/日)的技术评分(TS)大于20%^[2], 预报效果良好。然而还有20%左右的暴雨个例预报效果不理想。有的个例, 预报雨量、雨区与实况有较大的差异。我们对这类暴雨作了一般的天气分析, 发现它们大多属于远离锋系的暖区强对流暴雨。在此基础上, 本文对1987年6月12—13日发生在长江中游的这类暴雨个例作了诊断分析。

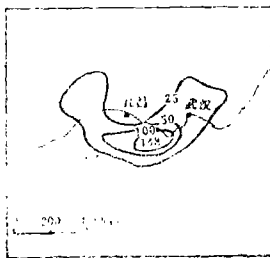


图1 1987年6月12日08时至
13日08时24小时雨量图
(单位: 毫米)

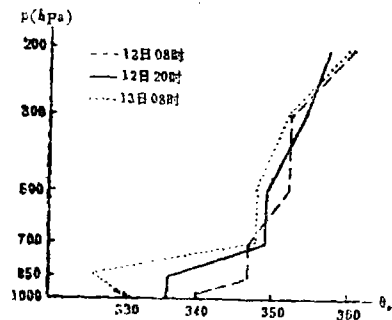


图2 宜昌 $Q_{0.5}$ 的垂直廓线(虚线为12日
08时, 实线为12日20时, 点线为13
日08时)

这次暴雨是一次雨强强, 历时短, 范围小的局地性暴雨, 24小时雨量最大中心位于常德, 为148毫米(图1)。强降水集中在12日20时—13日08时。由每小时一次的增强显示红外卫星云图可见, 强暴雨与三个中- β 尺度的强对流云团在同一地区连续发生发展、东移、消亡有关。这些对流云团直径为200—300千米, 生命史为7—10小时(图略), 说明这是一次由强对流系统造成的暴雨。这三个云团都发生在对流层中下层

*文中所有图加无另外说明均为北京标准时

(850, 700百帕)一致的西南气流中。那里没有切变线、低涡和低空急流等有关的降水系统。另外,与其他强对流暴雨^[3]不同的是,在暴雨发生前和发生时,对流层内均未出现对流不稳定层结,从地面到100百帕, $Q_{2,0}$ 都随高度增高而增大,在暴雨减弱时(13日08时),除近地面层外,层结变得更稳定(图2)。由此可见,中低层环境条件对强对流暴雨的发生不很有利。唯一有利的天气条件是低层有浅薄的冷空气入侵暴雨区。经初步分析提出这样一个问题,在不具备暴雨发生的各种有利条件下,只有低层浅薄冷空气入侵是否能直接产生深厚的强对流云团,并造成暴雨,它们发生发展的物理机制是什么?为此计算并分析了地面、900、850、800、700、600、500、400、300、200、100百帕等11层的涡度、散度、垂直速度和温度平流等物理量场,发现高空强辐散中心的叠加,在暴雨发生过程中起了重要作用。

一、高空强迫作用

这里将12日08时暴雨尚未发生时作为暴雨发生前,12日20时作为暴雨发生时,13日08时作为暴雨减弱时。由图3可见,在暴雨区的低层(850百帕附近)在上述三个时次都维持着一个准静止的强辐合区。在高层200百帕则有一辐散区自西向东移动,这移动性辐散区位于高空副热带高压北缘的偏西气流内,与一个高空短波脊的发展有关,可能是辐散导致的短波脊的负涡度发展。在暴雨发生时此辐散区正叠加在暴雨区的低层辐合区上空。暴雨发生前此高空辐散中心位于 103°E 附近,其下方的中层(500百帕)对应有一个强辐合中心,其间(300百帕附近)出现一个上升速度的最大中心(图略)。可以推论由于高空辐散抽气作用,引起了对流层上层的上升运动,但因没有低层空气的参与,缺乏水汽的垂直输送,未形成降雨。同样,在暴雨区上空,高空散度值很小,低层有一强辐合中心(图3a),其上升速度很小,也没有出现降水。在暴雨减弱时空辐散中心继续东传到 115°E 附近,离开了低层辐合中心,这时高空辐散中心下方(500百帕)也有一强辐合中心(图3c),在300百帕为上升运动中心,此地区也没有暴雨。值得注意的是12日20时,原与高空辐散中心对应的中层强辐合中心突然消失,上升运动的最大中心值下移到500百帕,出现一个贯穿整个对流层的深厚的强上升运动,这时暴雨发生。

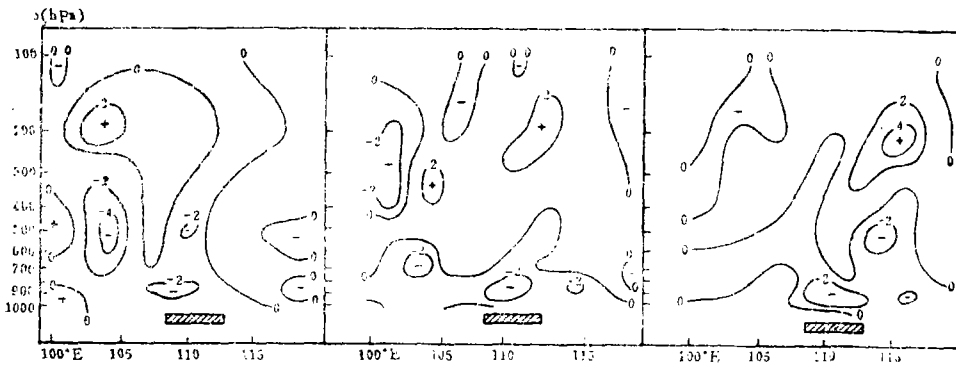


图3 通过暴雨区沿 29°N 网格点东西向的散度剖面图,(单位: $\times 10^{-6}\text{秒}^{-1}$).(a):12日08时,

(b)12日20时(c)13日08时。阴影区为暴雨区

表1列出了暴雨发生前后暴雨区内垂直速度的分布情况,暴雨发生前仅有低层强辐

合时整个对流层内上升速度都较小,低层上升速度比另二个时次几乎小一个量级,最大上升速度位于300百帕。暴雨发生时,高空强辐散中心正叠加低层辐合上空时,除近地面层外,整个对流层内都为强上升运动,其最大值位于中层(500百帕),这种分布与1975年8月7日河南特大暴雨时上升速度的垂直分布相似^[5],只是其上升速度最大值是这次暴雨的三倍。当高空辐散区东移离去时,中高层上升速度明显减小,对流云团趋于消散,暴雨减弱。

表1 离暴雨区最近网格点上垂直速度值 ω (单位: $\times 10^{-1}$ 厘米/秒)

ω \ 层次(百帕)	地面	900	800	700	600	500	400	300	200
暴雨发生前12日08时	-3	0	4	8	14	30	47	50	37
暴雨发生时12日20时	-3	10	38	63	77	82	77	57	25
暴雨减弱时13日08时	-4	7	40	64	71	66	53	37	33

由以上分析可见,高空强迫在这次强对流暴雨的发生过程中起了重要作用。高空强迫是与高空副热带高压北缘短波脊有关的一个移动性辐散中心,当它叠加在低层辐合中心上空时,促使三个中- β 尺度的对流云团相继发生、发展,它们引起的强降水积累造成了这次强对流暴雨。

二、低层锋生响应

暴雨发生前低层(850百帕)在长江以北有一条冷性东北气流与西太平洋副高西北侧暖湿偏南气流相交绥的辐合带,前者伴随着明显的 Q_2 低值平流和一个冷平流区。这时暴雨区位于辐合带以南约300千米处的一致偏南气流内。12日20时当高空辐散叠加上空时,它使原来位于500百帕高度上的强辐散中心消失,致使原来局限于低空的上升运动区向高空延伸,形成一支次天气尺度的上升气流,这上升气流又反过来影响近地层辐合的加强,促使低层流场发生了明显的变化,北方辐合带快速南移到暴雨区内,其北侧的冷性东北气流随之侵入暴雨区北侧,同时冷平流强度猛增将近一倍,促使其前方强烈锋生,在 Q_2 南北剖面图上分析出一个对应的强的低层锋区(图略)。

由南北向垂直环流图可见,当高空辐散区移进暴雨区上空时,在深厚的强上升运动出现的同时,其北侧产生一支下沉气流,这下沉气流的低层产生了相应的辐散区,低层辐合区的出现,使原位于长江以北的低层辐合线与其北侧的冷空气一起南推到暴雨区。

由此可见低层辐合区内流场和温度场的突变,辐合线快速南移,冷性东北气流的入侵,低层锋生等都是对高空强迫的一种响应。否则,只有低层浅薄冷空气的入侵,很难产生如此深厚的强对流云团和暴雨。

然而,当冷性东北气流侵入暴雨区时,低层明显锋生使其前方暖湿空气强迫抬升,原来的水平辐合有效地转变成上升运动,这种上升运动,一方面加强水汽的垂直混合,使行星边界层上部水汽含量明显增加(850百帕,比湿增加2克/千克),湿层增厚。另一方面在高空强迫直接作用下将低层水汽连续地向高空输送,因此它是水汽垂直输送的重要机制。这对于持续时间短的局地强对流暴雨而言尤为重要。因为它们与持续性暴雨不同,

一般没有低空急流和暖湿输送带, 它的水汽供应不取决于大尺度的水汽水平输送而是随着中小尺度对流活动的发展, 将边界层内较厚的湿空气集中向上输送取得。这与一次沙漠地区对流性暴雨特征^[3]相似。

三、高空强迫与垂直分辨率

采用相同的诊断方案, 选用与数值模式初始场相同的五层资料(地面、850、700、500和200百帕)对这次强对流暴雨过程作了分析, 并与上述11层结果作了比较。发现二者在对流层下半部(500百帕以下)结果比较一致。然而, 在上半部(500百帕以上), 因前者五层资料中, 在对流层高层只有200百帕一层, 缺少各种物理量在高空的垂直分布情况, 而后者增加了高空资料层次, 得到各物理量在高空的较详细的垂直分布。尤其是垂直速度场明显优于前者, 有时前者的垂直速度值比后者小1—2个量级, 甚至符号各异。11层诊断所得垂直速度的垂直分布与整个对流层内散度场分布配合较好。在单有高空强辐散或单有低层强辐合二种情况下, 垂直速度最大值大多出现在300百帕处, 但后者整层上升速度都较小些。当高空强辐散与低层强辐合相叠加时, 最大值出现在对流层中层(500百帕处), 整层上升速度都较大。然而5层诊断对上述三种不同的散度分布, 其结果垂直速度最大值都在500百帕, 除单有低层强辐合的垂直速度较小外, 没有明显的差异。显然, 对暴雨来说, 上升运动是最重要的宏观物理条件^[6]。在缺少这方面的详细信息的情况下要作好暴雨预报是困难的。

因此, 要做好这类以高空强迫机制为主的暖区强对流暴雨的分析预报, 应当适当增加高空的垂直分辨率。在常规天气分析中, 也要适当增加300、200或100百帕的天气图分析, 以及时发现并获取有关高空强迫的重要信息。

四、讨论与建议

暴雨大部发生在梅雨锋、切变线、低涡等降水系统内, 它们在对流层内有一个上下层间相配合的垂直结构。一般用常规的天气预报方法能定性地作出推断, 数值模式也能提供客观、定量和相当准确的预报产品。但是还有少量的暖区强对流暴雨, 它们常常发生在中低层一致的西南气流中, 在那里分析不出任何降水系统, 有时甚至整个对流层内部都不出现对流不稳定层结, 用常规方法和数值模式都很难作出预报。如这里分析的1987年6月12—13日暴雨个例, 表明这类暴雨的发生与高空强迫作用有着密切的联系。高空强迫作用是高空副热带高压北缘的移动性辐散区, 叠加在低层辐合区上空, 引起整个对流层的强上升运动及其北侧的强下沉运动。然而低层浅薄的冷空气入侵只是对高空强迫的一种响应, 它为暴雨的形成提供了有利的水汽条件。

对比分析表明, 数值模式的层次少, 高空垂直分辨率不够高是对这类暴雨预报失败的主要原因。然而考虑到数值模式对绝大多数(约80%)暴雨已获得了较好的效果。对这不到20%的强对流暴雨就没有必要增加垂直分层, 那样既不经济, 又会影响预报时效。我们建议在制作暴雨业务和数值预报的同时, 制作11层的诊断分析, 为强对流暴雨预报提供客观的依据, 这些诊断结果也可以存入知识库供专家预报系统应用, 以此弥补数值预报的不足。

致谢: 匡本贺、张宝严同志曾为本工作提供原始资料, 谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 胡伯威、匡本贺, 汛期暴雨数值试验, 气象12(1), 14—15, 1980.
- [2] 蔡则怡、章名立、温有根、王秋晨, 沙漠地区一次强对流暴雨, 气象学报, 39(1), 110—117, 1981.
- [3] O'Brien, J.J., Alternative solutions to the classical vertical velocity problem, J. Appl. Meteor., 9(2), 197—203, 1970.
- [4] 丁一汇、蔡则怡、李吉顺, 1975年8月上旬河南特大暴雨研究, 大气科学, 2(4), 276—289, 1978.
- [5] 陶诗言等, 中国之暴雨, 科学出版社, 1980.

SEVERE CONVECTIVE HEAVY RAIN AND UPPER-AIR FORCING

Cai Zeyi* Li Jishun*

ABSTRACT

When the upper divergence moves eastward and overlaps the lower convergence, a strong convective activity will occur throughout the troposphere, with a maximum ascending velocity at the mid-level of the troposphere, wherein severe heavy rain develops. It is seen that the upper forcing plays a more important role than the lower-level conditions in the occurrence of heavy rain.

*Affiliated with the Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica