

中- β 尺度云团造成不同 降水强度的对比分析

李玉兰 杜长萱

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

提 要

本文对发生、发展在长江中游地区两个中- β 尺度云团引起不同强度的降水, 进行了对比分析, 弄清它们之间的异同, 进一步探讨了中- β 尺度对流云团产生强降水的条件, 从而为难以预报小范围的暴雨提供一些物理依据。

关键词: 中- β 尺度; 云团; 降水。

一、引 言

中- β 尺度云团是一种尺度小, 生命史短的对流云团, 在卫星云图上常常见到, 在适当的环境条件下可以造成强降水。如1977年8月21日上海历史上罕见的特大暴雨就是由于东风扰动中的尺度很小的对流云团西移而引起的^[1]。1980年10月10日发生在安徽省安庆一次小范围的暴雨也是由尺度很小的对流云团造成的^[2]。是不是这种尺度很小的对流云团都能造成强降水呢? 本文挑选了两个中- β 尺度云团引起不同强度的降水进行了对比分析, 来回答这个问题, 以加深对这类云团造成强降水的认识。

二、中- β 尺度云团与降水

1985年7月19日17:00—20日8:00(北京时, 以下同)一次云团发生、发展的过程, 简称 β_A 例。1987年7月19日18:00—20日2:00的云团发生、发展过程, 简称 β_B 例。 β_A 云团产生在湖北省宜昌之西兴山、恩施、来风等地。 β_B 云团产生在宜昌之东, 远安、荆门、江陵、石首等地。分析了逐时增强显示红外云图和半小时一次的GMS红外云图, 比较了这两个云团发生、发展的演变过程。由于云图篇幅多, 这里只给出 β_A 和 β_B 达到强盛期的云图(图1a和1b)。它们的演变过程如下: β_A 云团经过对流单体生成→合并(带状)→分裂(孤立云团)→加强(如图1a)→减弱5个阶段, 全过程经历了16个小时。 β_B 云团经过对流单体生成→合并(云团嵌在云带内, 如图1b)→加强→减弱4个阶段, 全过程经历了9个小时。云团生成后稳定少动。

表1给出这两个云团的一般特征, 从表1'看到, 它们的生命史均很短(6—7小

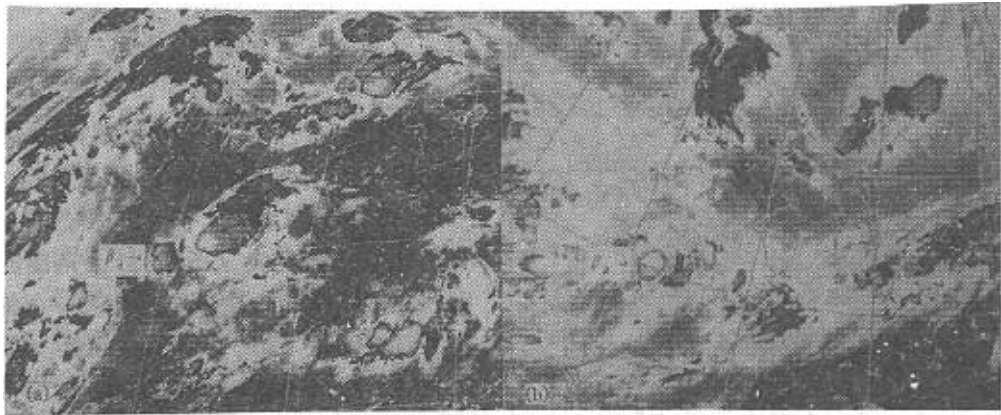


图 1 (a) 1985 年 7 月 19 日 21:00 (世界时) 云图;
(b) 1987 年 7 月 19 日 15:00 (世界时) 红外增强显示云图

时), 其水平尺度不到 250 km, 最强时刻的面积 6×10^4 km 左右 (即指红外增强显示云图上的云团低于 -33°C 以下的云区范围)。云顶最低温度低于 -74°C 。为了清楚起见, 图 2 给出 β_A 和 β_B 两个云团低于 -33°C 以下云区范围素描图, 分别以虚线和波线表示。图 2 还给出云团最强时刻的 6 小时降水量的分布。从表 1 和图 2 可以清楚地看到, 上述两个云团无论是降水强度, 还是降水范围差别均很大。 β_A 云团降水范围大, 6 小时大于 10mm 的降水范围 200 多 km, 且强度强, 6 小时最大降水量达到 106.2mm, 1 小时达到 66.1mm, 出现在恩施。暴雨中心偏于云团的西南侧, 也就是偏于云顶温度梯度大的一侧 (参看图 1a), 与文献[3]的结果是一致的。 β_B 云团不但降水范围小, 而且强度弱, 6 小时大于 10mm 的降水区方圆不到 100km, 6 小时降水量为 29.5mm, 1 小时降水量为 28.1mm, 出现在远安, 降水偏于云团的西北侧。由此看出二者降水差异确实很大。

表 1 云团的一般特征

		β_A	β_B
云团发生发展→减弱全过程		1985 年 7 月 19 日 17:00 —20 日 8:00	1987 年 7 月 19 日 18:00 —20 日 2:00
生 命 史 (小时)		7	6
最 强 阶 段		20 日 5:00—8:00	19 日 23:00—20 日 1:00
最强阶段面积 (km ²)		60500	55900
水 平 尺 度 (km)		275	242
云 形		孤立云团, 呈圆形中间为两块深对流云区	圆形, 嵌在云带内中间为一块深对流云区
雨 情	mm / h	66.1	28.1
	mm / 6h	106.2	29.5

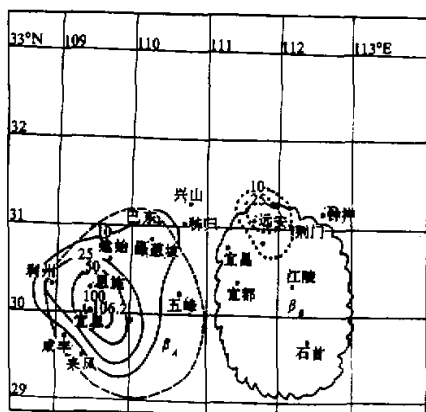


图2 β_A (虚线) 和 β_B (波线) 云团
低于 -33°C 云区范围
细实线为 β_A 20 日 2:00—8:00 等雨量线;
圆点线为 β_B 19 日 20:00—20 日 2:00 等雨量线

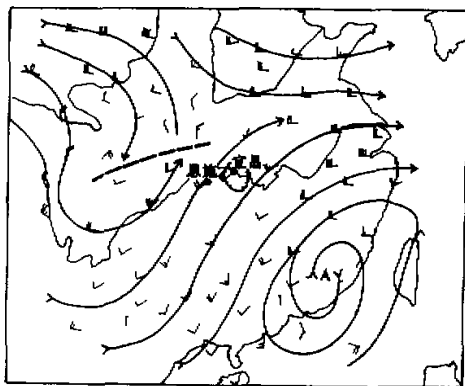


图3 1987 年 7 月 19 日 20:00, 500 hPa 流场
虚线为切变线或槽线, 波线为云团位置

三、中空系统的触发作用

上述两个中- β 尺度云团同样都发生、发展在对流层低层 (850—700 hPa) 一致的偏南风气流里, 在天气图上那里没有系统与之相配合 (图略), 大范围的西南气流从中南半岛途经西南地区一直伸展到长江中游, 850—700 hPa 高度上最大风速 9—11 m/s。在对流层高层为青藏高原高压东侧的偏北气流所控制, 高空急流轴距云团产生地 7—10 纬距。我们从计算云团所处的地区的 200—850 hPa 风的垂直切变来看, 二者相差不大, 均小于 $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。然而在对流层中层 (500 hPa) 形势有着明显的差异。首先看 β_B 例, 如图 3 所示。从图中看出, 在长江中上游以北地区 (33°N 附近) 有一近东—西走向的切变线, 在切变线南侧, 副热带高压西北侧主要是西南气流控制, 可见, β_B 云团在它的初始阶段处在比较深厚的西南气流里, 对云团的产生是有利的。而 β_A 云团 (图 4) 在 500 hPa 高度上副热带高压主体主要在海上, 长江中游以南地区, 110°E 附近有一短波槽过境, 这个短波槽在前 12 小时 (即 19 日 8:00) 位于 107.5°E , $30^\circ\text{—}40^\circ\text{N}$, 东移南压而影响暴雨区的。从涡度, 散度垂直结构来看 (图略), 正涡度 ($4.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), 辐合 ($3.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 在 500 hPa 高度上表现最强。在暴雨产生前, 再加上正涡度平流

($1.1 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$) 的动力作用, 可以使高空辐散, 低空辐合加强, 有利于上升运动的增大, 触发 β_A 云团产生强降水。这种中空系统, 在高层和低层反映均不明显的情况下, 在有利的的环境条件下, 它能触发起强降水, 这一现象是值得深入研究的。

四、浅薄冷空气的触发作用

从我们计算的 19 日 8:00—20 日 8:00 的 3 个时刻在 1000—500 hPa 各层高度上的

24 小时变温和水平温度平流中发现, 在 β_A 例中, 在 700 hPa 以下, 特别是在 850 hPa 上有明显的冷空气活动。19 日 8:00 (即在强降水出现前) 1000—850 hPa 高度上为正变温, 暖平流。19 日 20:00 和 20 日 8:00 则变成负温度, 冷舌从东北方向伸展到宜昌一带, 20 日 8:00 在 850 hPa 上宜昌出现了 -4.2°C 的变温, 冷平流平均达到 $-1.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 这股冷空气一方面与恩施之南的暖湿空气交绥形成不稳定的热力条件^[4], 另一方面由于冷空气的抬升作用, 触发云团发展, 有利暴雨加强。比较两个云团区的平均的垂直运动的垂直分布 (图 5)。可以清楚的看出, 在 β_A 例中, 由于中空槽的动力作用和低层冷空气的抬升作用, 构成了如图 5 上垂直结构的特征, 上升运动出现了二个大值, 分别位于 500 hPa (平均为 $-1.6 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$) 和 800 hPa 上 ($-1.0 \times 10^{-3} \text{ hPa/s}$)。由此进一步说明了中空系统和浅层冷空气的活动对云团产生强降水的重要性是不可忽视的。一旦冷空气继续向西南方向伸展到恩施以南时, 暴雨结束。而 β_B 云团从 19 日 8:00—20 日 8:00 均无冷空气活动, 冷平流亦不清楚, 上升运动且弱, 不可能产生强降水。

五、水汽条件

两个中- β 尺度云团所处的对流层低层的环境场是相类似的。计算出来的水汽通量轴线与低空偏南气流最大风速轴线是相一致的。然而, 输送带与云团的位置各有差异。在 β_A 例中, 低空由西南—东北走向的输送带伸展到长江中游恩施附近 (参看图 6 中的粗虚线)。水汽输送量最强出现在 700 hPa 高度上, 达到 $23.6 \times 10^{-3} \text{ ghPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 位于 β_A 云团的上风方向。而由散度项 ($q \nabla \cdot \bar{v}$) 引起的水汽变化最明显的特征是 β_A 云团与辐合区对应关系很好, 中心最大值达 $-2.7 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。毫无疑问, β_A 云团有很丰富的水汽条件, 同时这种有利的水汽条件一直持续到

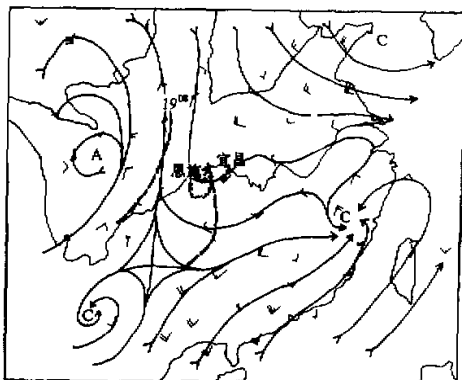


图 4 1985 年 7 月 19 日 20:00, 500 hPa 流场

说明同图 3

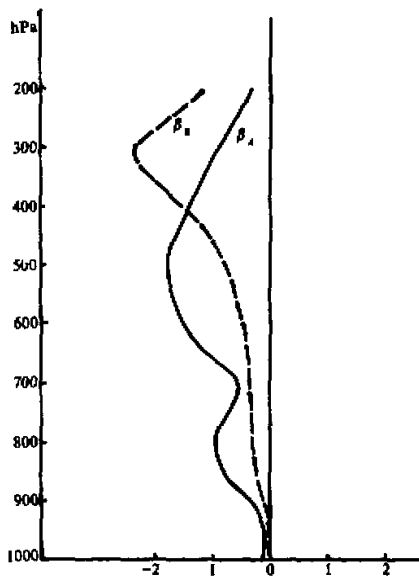


图 5 暴雨云团垂直运动的垂直分布

实线为 β_A (1985 年 7 月 19 日 20:00),
虚线为 β_B (1987 年 7 月 19 日 20:00)

参 考 文 献

- [1] 蔡则怡、李玉兰, 1980, 1977 年上海特大暴雨的初步分析, 暴雨及强对流天气的研究, 中国科学院大气物理所集刊, 第 9 号, 科学出版社, 60。
- [2] 李玉兰, 1985, 中低纬系统相互作用的云系特征在暴雨预报中的应用, 气象卫星资料分析应用文集, 气象出版社, 28。
- [3] Li Yulan et al., 1990, The research on the mesoscale convective complex (MCC) over the mainland of China, *Annual Report of Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*, 9, No.1, 44-52.
- [4] 李玉兰等, 1990, 一次中- β 尺度对流云团发生、发展的分析, 南京气象学院学报, 13, No.4, 549。

A Comparison of Two Meso- β Scale Convective Cloud Clusters with Different Intensities of Precipitation

Li Yulan and Du Changxuan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

The formation and development of the meso- β scale convective cloud clusters resulting in rainfall with different intensities over the middle reaches of the Yangtze River are analysed. It is clear that the physical conditions are different for these two cloud clusters. The comparison shown in the paper provides a physical basis for nowcasting heavy rainfall in a small area.

Key words: meso- β scale; cloud cluster; rainfall.