

一次梅雨锋暴雨过程多尺度特征的 诊断分析*

蒋建莹

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

倪允琪

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

文中对 1998 年 6 月 12~15 日长江中下游地区入汛后最强的一次梅雨锋大暴雨过程进行了诊断分析。结果表明, 此次暴雨是在 3 种不同尺度天气系统的共同作用下形成的。中高纬的双阻型和副热带高压位置偏南, 是引发该暴雨过程的大尺度背景条件; 天气尺度的低压槽为该阶段的连续大暴雨提供了动力条件, 它的前部存在一个低层辐合、正涡度和高层辐散、负涡度的带状区域。 α 中尺度上, 该暴雨系统的垂直结构为中低层强烈的辐合和上层的辐散, 其中心有着强烈的上升气流; 同时在中高层, 系统的南侧有一个高空急流强迫产生的次级环流。这种 α 中尺度暴雨系统的三维结构为强暴雨的形成提供了必要的动力、水汽和不稳定性条件。

关键词: 多尺度特征, 大尺度背景, 天气学条件, α 中尺度暴雨系统, 三维结构。

1 引 言

1998 年夏季(6~8 月), 长江流域发生了自 1954 年以来的又一次全流域性特大洪水, 江西省是这次历史罕见特大洪涝灾害的重灾区。

1998 年是比较特殊的一年, 不仅出现了 6 月份的大暴雨, 而且出现了 7 月份的“二度梅”。由于“二度梅”的突发性和局地性, 对其研究已经涵盖了天气学分析^[1,2]、数值模拟^[3]以及雷达资料的分析^[4]等诸多方面, 但对同年 6 月份影响江西的典型暴雨过程, 除了一些个例分析^[5~9]之外就少有研究。同时注意到关于暴雨的研究, 多以分析其大尺度背景^[10~12]或中小尺度结构(主要从模式输出结果得到^[13~15])为主, 很少给出一个包括大尺度背景、天气学条件、中尺度结构的概念模型。本文试图利用 1998 年 6 月 12~15 日 T106 的 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 间隔为 6 h 的客观分析资料和对应的逐日、逐时降水资料及有关的常规观测资料, 对在此期间发生在江西南昌附近典型的梅雨锋暴雨过程进行分析, 了解

其发生的大尺度背景和天气学条件, 再利用物理量分析来揭示梅雨锋上 α 中尺度暴雨系统的三维结构, 从而提出这次梅雨锋暴雨过程的多尺度结构特征, 为进一步研究其形成、发展机理奠定基础。

2 1998 年 6 月 12~15 日暴雨过程的概述

1998 年主汛期(6~8 月)长江中下游地区暴雨和大暴雨频繁出现。长江流域梅雨期从 6 月 12 日开始一直到 27 日, 强降水主要集中在江南。6 月 12~15 日, 长江中下游地区出现了 1998 年入汛后范围最大且强度最强的一次大暴雨^[16](以下称“98.6”暴雨)。13~14 日降雨最强, 大暴雨和特大暴雨主要出现在这一时段, 许多测站日降雨量超过 200 mm。过程 4 d 总降雨量(图 1)一般有 50~100 mm, 其中湖南中部、江西中部、浙江西南部以及福建西北部有 200~300 mm, 局部地区超过 300 mm^[16], 最大降水中心位于江西省的贵溪站(28°N , 117°E), 过程总降水量 574 mm, 江西南昌站也达 312 mm。

* 初稿时间: 2003 年 3 月 18 日; 修改稿时间: 2003 年 4 月 11 日。
资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目“我国重大天气灾害形成机理和预测理论研究”(G1998040906-12)。

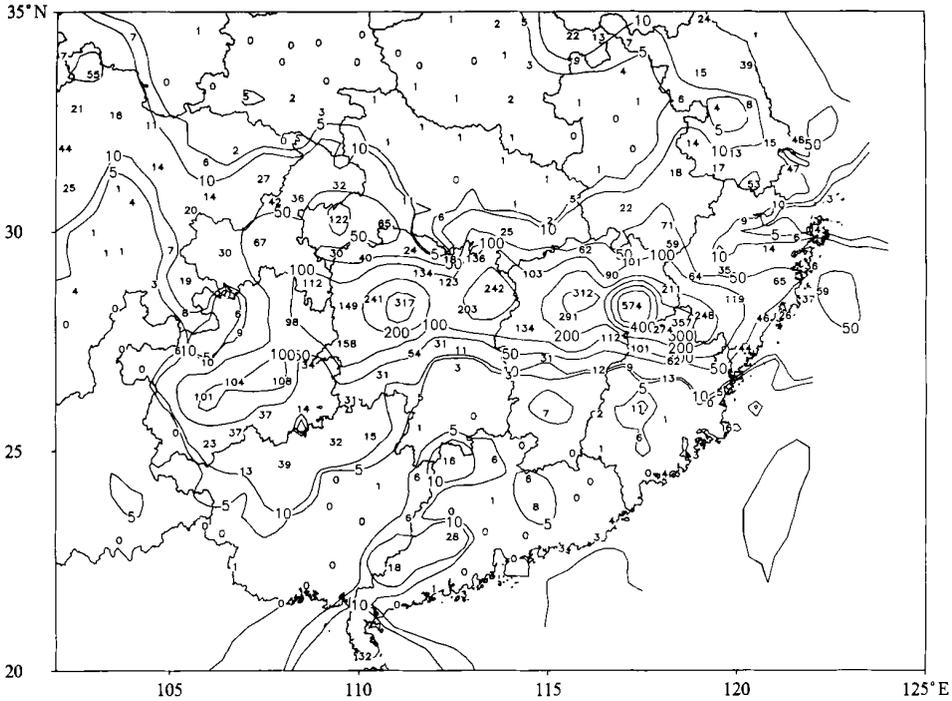


图1 “98.6”暴雨过程4 d总降水量(单位: mm)

对应时段南昌和贵溪站的逐时降水量图(图2)表明,在整个时段有造成强降水的中尺度天气系统在频繁活动——至少有4次中尺度暴雨系统经过南

昌和贵溪地区,降水具有明显的多锋型和局地性。本文着重研究这次过程的多尺度结构特征。

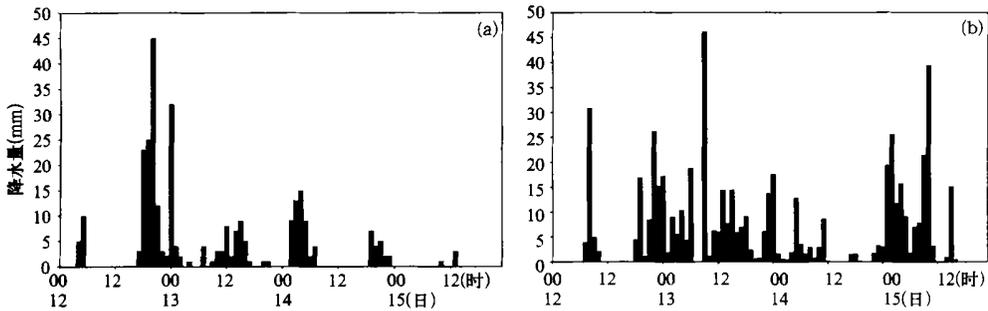


图2 “98.6”暴雨过程南昌(a)和贵溪站(b)的逐时降水量(单位: mm)

3 引发梅雨锋暴雨过程的大尺度背景条件分析

“98.6”暴雨是在有利的大尺度背景形势下产生的。暴雨期间大型环流的明显特征是:欧亚中高纬维持稳定的双阻型(图3,这里仅以一个时刻为例),乌拉尔山及鄂霍次克海为阻塞高压(阻高),其间为宽广的低槽区,并且西部阻高明显强于东部。由于东亚阻高的存在,阻挡了冷空气的大规模东移,使得

来自极地的冷空气滞留在贝加尔湖地区,贝加尔湖地区为深厚的低压区。在这种中高纬形势下亚洲中纬地区不断有短波槽东移,造成小股冷空气不断东移南侵。同时我们看到,西太平洋副热带高压(副高)偏西,低层副高脊线始终偏南,有利于暖湿空气的向北输送,并在长江流域与北方小股冷空气交汇,这对中国长江中下游地区维持冷暖空气的对峙形势十分有利。上述结果表明大尺度背景场有利于长江中下游地区持续性强降水的发生。

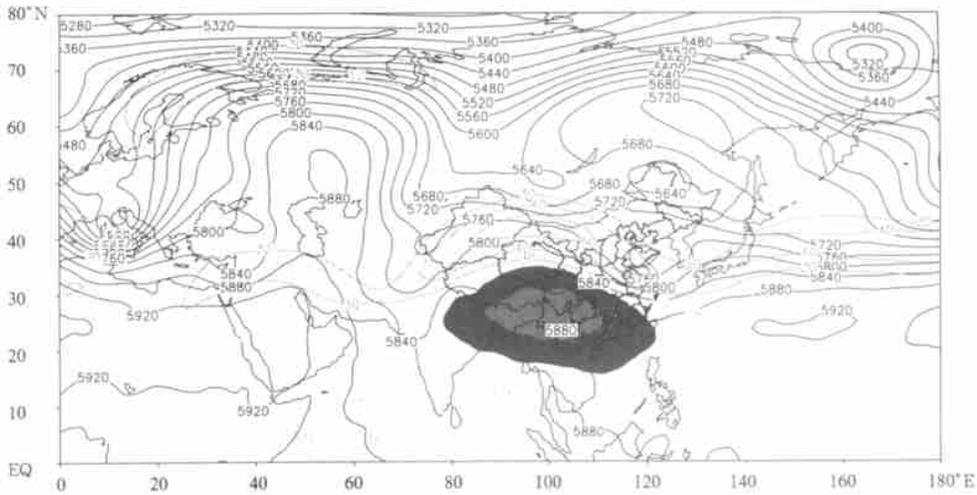


图3 1998年6月12日12时(世界时)的500 hPa高度(实线,单位:gpm)和‘98.6’暴雨过程平均的200 hPa的南亚高压(阴影表示 ≥ 12560 gpm)和风速 ≥ 30 m/s(粗实线)的区域以及850 hPa风速 ≥ 12 m/s(粗虚线)的区域

综上所述,欧亚中高纬的阻塞形势和西太平洋副高的稳定维持是造成这次大暴雨的大环境。由于中纬不断有低槽东移活动,槽后小股冷空气和副高西侧的暖湿气流交汇、对峙于长江中下游地区,形成静止锋区(即梅雨锋)。这就构成了有利于梅雨锋暴雨过程形成的大尺度背景条件。

4 长江流域梅雨期的天气学条件

在上述大尺度背景条件下,长江流域长时间维

持一条准静止锋,即梅雨锋。梅雨锋与中纬度地区典型的冷锋不同,它在对流层低层表现为强烈的湿度对比而不是明显的温度对比。从图4可以看到,27~32°N的长江中下游地区是相当位温(θ_e)最密集的地区,此时北方干(冷)空气与南方湿(暖)空气正好在长江流域交汇对峙,这与第3节的结论是一致的。

500 hPa天气形势图上(图5),6月9~10日(图5a),青藏高原东部低槽已经形成,11日开始东移

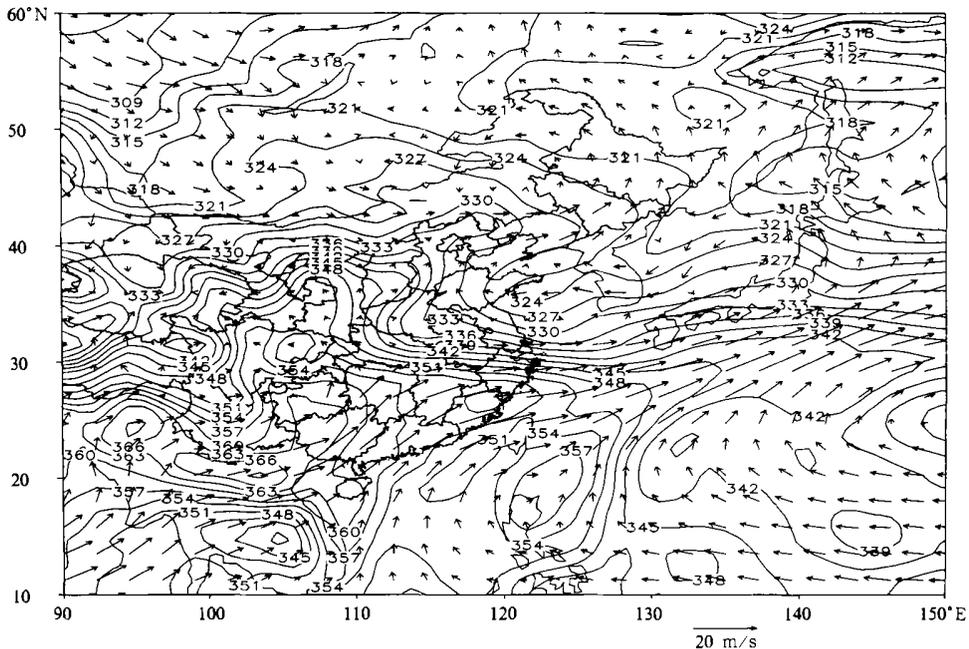


图4 “98.6”暴雨过程850 hPa平均的 θ_e (K)和流场分布

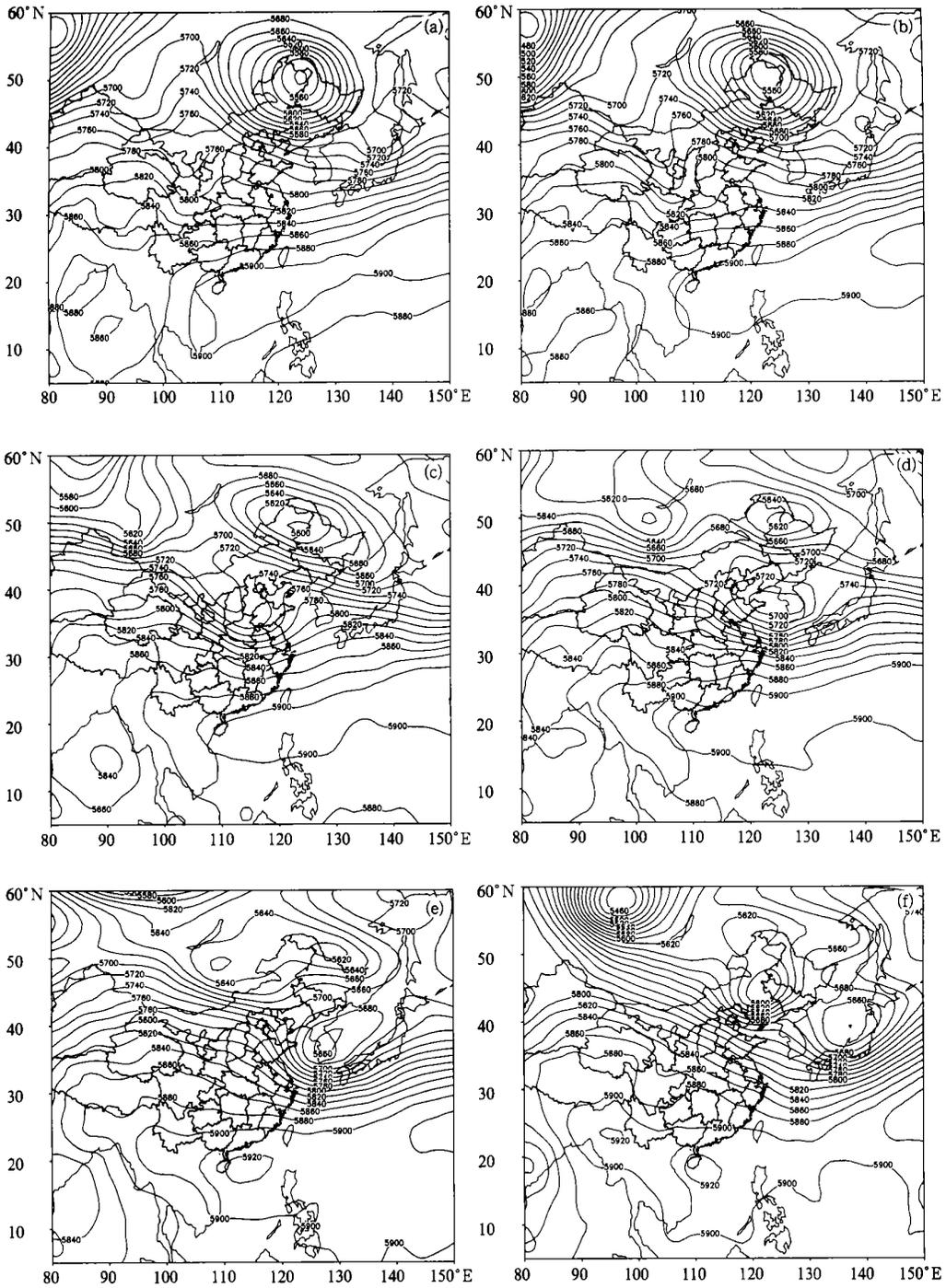


图5 “98.6”暴雨过程500 hPa高空形势

(a. 6月10日18时, b. 6月11日00时, c. 6月12日00时,

d. 6月13日00时, e. 6月14日00时, f. 6月15日00时; 单位: gpm)

(图5b), 12日(图5c)到达江西省上空, 从而触发了“98.6”暴雨^[6], 13日(图5d)低槽继续东移, 北段入海, 形成一低涡, 南段因副高的作用而滞行, 在陆地上维持。14~15日(图5e, f), 低涡逐步加深并缓慢向东偏北方向移动, 低槽基本稳定在汉城、上海到江

西赣州一线, 使江西中北部受槽后西北气流的控制, 为该阶段江西中北部的连续大暴雨提供了动力条件^[6]。

500 hPa低槽系统的移动对江西南昌地区的影响有前期、盛期和后期3个阶段。我们把13日12

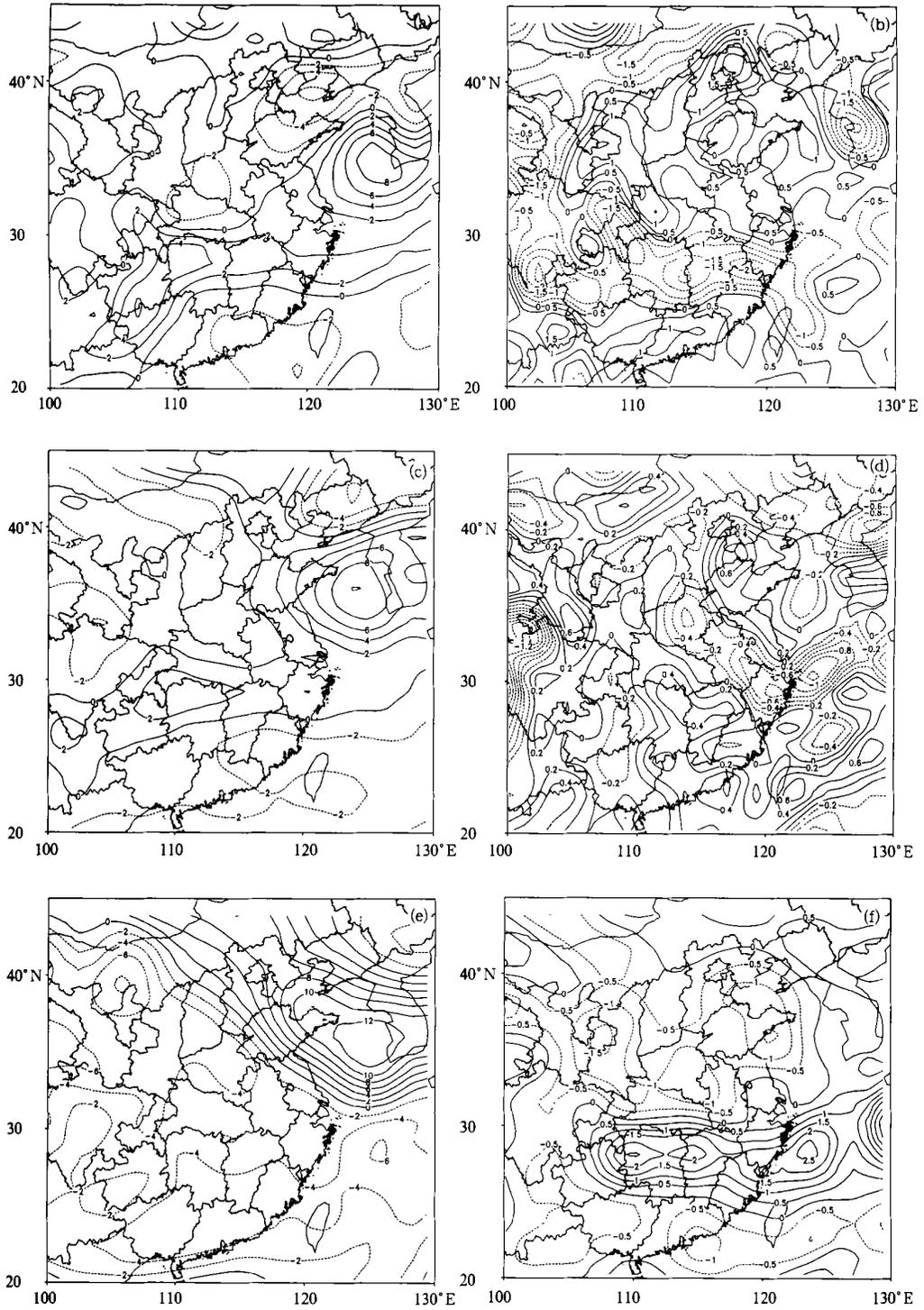


图 6 “98.6”暴雨过程天气尺度系统强盛期相对涡度($10^{-5} s^{-1}$)
 和水平散度($10^{-5} s^{-1}$)在各高度上的分布
 (a, b. 850 hPa, c, d. 500 hPa, e, f. 200 hPa)

时, 18 时、14 日 00 时 3 个时次的平均作为系统的影响盛期(因为这一天降水最强^[16]), 来讨论影响盛期各种物理量的变化。

850 hPa(图 6a)上整个长江中下游维持正涡度, 500 hPa(图 6c)涡度比前期有所增强, 出现正涡度, 200 hPa(图 6e)整个长江中下游地区为负涡度, 且值

增大。850 hPa(图 6b) 长江中下游地区呈现辐合(图略), 范围扩大, 500 hPa(图 6d) 江西辐散, 但数值比前期减小, 200 hPa(图 6f) 长江中下游辐散呈带状分布, 比前期增强(图略)。这说明天气尺度低槽系统的前部位于低层辐合、正涡度及高层辐散、负涡度的带状区域内。

稳定性条件分析(图略): 从 $\theta_{e500} - \theta_{e850}$ 的分布可以明显地看出, 整个长江中下游地区都为负值区, 其值比前期要小, 说明低层大气不稳定性减弱, 即强降水发生的时候大气层虽是不稳定的, 但不稳定性较前期减弱。而 $\theta_{e200} - \theta_{e500}$ 的分布表明, 高层大气的对流稳定性减弱, 但还是维持稳定。

水汽通量和水汽通量散度图(图略)上, 低层(850 hPa) 长江中下游仍然维持很强的水汽输送和水汽辐合, 且范围扩大。

垂直速度图(图略)上, 可以看到除了 200 hPa 的垂直上升速度与前期相比变化不大之外, 850 和 500 hPa 的垂直速度都比前期有所增强, 且此时垂直运动的中心趋于垂直。

从以上的分析可知, 天气尺度的低槽系统的前部位于低层辐合、正涡度及高层辐散、负涡度的带状

区域, 低层到高层一直维持很强的上升运动, 水汽输送很充足。低层大气是对流不稳定的, 高层大气是对流稳定的。根据上述天气尺度系统的天气动力学特征, 图 8b 给出了梅雨锋暴雨过程天气尺度系统的概念图。

5 α 中尺度暴雨系统所引发的降水演变过程分析

从 26~ 31°N, 112.5~ 117.5°E 范围的南北风的时间-高度剖面 and 南昌站对应时刻的逐时降水量图(图 7) 上可以看出, 上述天气尺度系统上、下层的配置造成 500 hPa 以下有强劲的暖湿偏南气流沿副高西侧向北输送, 500 hPa 以上中高层沿东移槽后部有小股干冷空气侵入, 可以清楚地看到每次小股冷空气活动都伴有一次降水过程, 干冷和暖湿气流于 12 日 14 时首次交汇于江西南昌地区, 因而从 12 日 17~ 22 时在南昌地区有强暴雨天气(阴影), 最大逐时降水量达 45.1 mm/h, 这从 6 月 12 日 17~ 22 时江西省的 1 h 降水量图(图略)也可以清楚看到。很明显这是一次梅雨锋上 α 中尺度暴雨系统的发展东移过程。

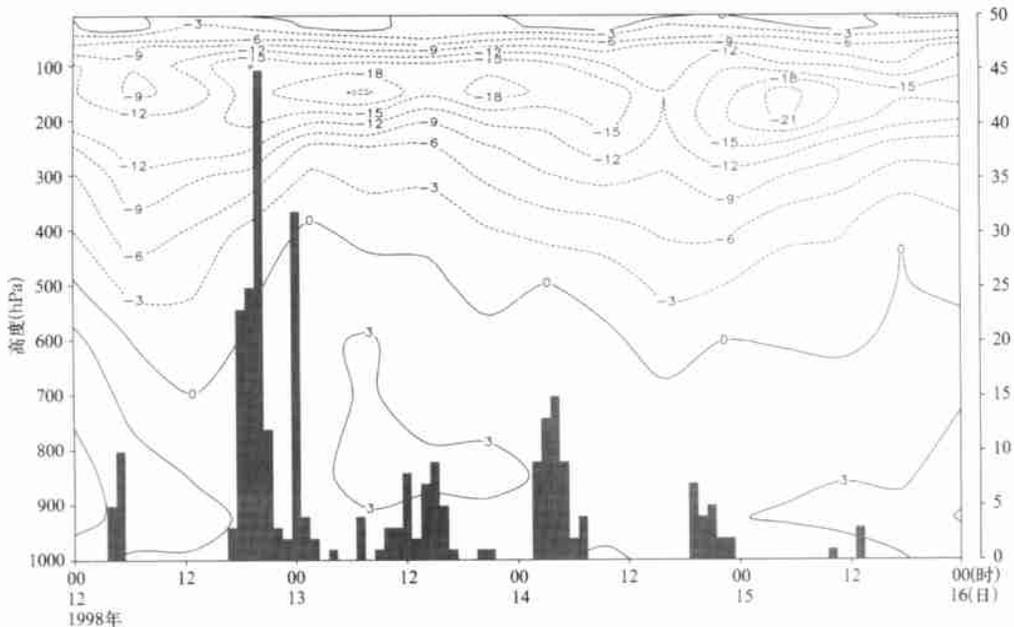


图 7 26~ 31°N, 112.5~ 117.5°E 范围的南北风的时间-高度剖面

(实线为南风, 虚线为北风, 单位: m/s) 和南昌站对应时刻的逐时降水量(阴影, 单位: mm) 的叠加

第 4 节分析中清楚地表明这次 α 中尺度暴雨过程发生在天气尺度低槽的前部, 正好位于低槽后部的西北气流和低层西南气流之间形成的低层切变线

的南侧(图略), 即位于西南暖湿气流或低空急流的出口处(图 3), 显然这一部分既有有利于引发暴雨过程的动力条件——低层切变线附近, 同时位于高

空急流出口处,为 α 中尺度系统的发展提供了极为有利的流出和拖曳条件,又有充沛的水汽源——低层暖湿气流。

为了清楚地揭示这一影响江西南昌地区的 α 中尺度暴雨系统的三维结构,本文计算了与这次过程相对应的 3 个时次的涡度、散度,沿 116°E (南昌位于 $28.6^\circ\text{N}, 115.92^\circ\text{E}$) 的垂直剖面,如图 8 所示。

从图 8 可以看出,12 日 12 时(图 8a),梅雨锋区 650 hPa 以下为正涡度区,以上为负涡度区。正涡度区随高度略向南倾斜。到 12 日 18 时(图 8c),正涡度区所在高度下降,正涡度中心也随之下降,数值

增大,且 28°N 附近 700 hPa 以下分裂并形成另一个正涡度中心,在其上空 400 hPa 附近形成一个负涡度中心,清楚地反映了一个略大于 β 中尺度的暴雨系统正在形成,并进一步向上伸展,反映了系统增强的趋势。到 13 日 00 时(图 8e),该系统低层的正涡度区有所加强,同时高层的负涡度中心增强。从散度分布来看,12 日 12 时(图 8b)在 28°N 附近低层辐合、高层辐散,辐合区向南倾斜。到 12 日 18 时(图 8d),低层辐合区所在的高度下降,强度增强。到 13 日 00 时(图 8f),高层的辐散增强,表明系统增强。这说明 α 中尺度暴雨系统发生在低层辐合、高层辐

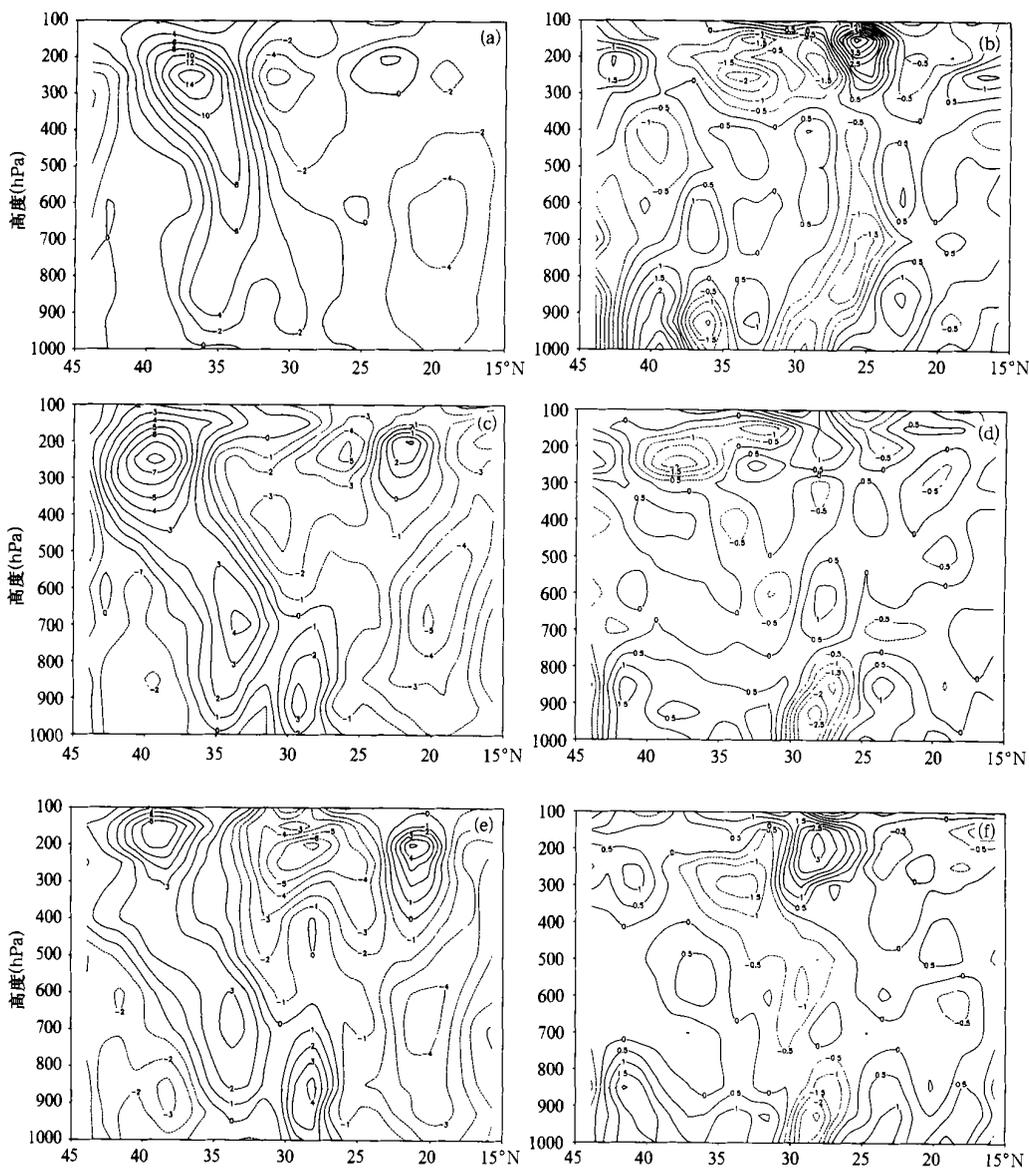


图 8 1998 年 6 月 12 日 12 时~ 13 日 00 时相对涡度(10^{-5}s^{-1})以及水平散度(10^{-5}s^{-1})沿 116°E 的经向垂直剖面

(a, b, 12 日 12 时, c, d, 12 日 18 时, e, f, 13 日 00 时; a, c, e 为相对涡度, h, d, f 为水平散度)

散的区域內。

沿 116°E 垂直速度南北风的分布(图略)表明, 对流层中低层梅雨锋区两侧南北风对吹, 在对流层上层相当大的范围内存在着一致的偏北风, 这一结果与文献[17]的结果相一致。东西风的分布表明(图略), 在 200 hPa 高度上有一高空偏西风急流位于梅雨锋区的左侧, 最大西风风速达 40 m/s 。不难看出, 28°N 附近有一支很强的上升气流区对应于图8的低层正涡度、辐合以及高层负涡度、辐散的 α 中尺度暴雨系统, 最强上升运动中心位于 $200\sim 300\text{ hPa}$ 之间。强烈的对流天气并不是产生在锋面所在的部位上, 主要出现在锋面前缘的 α 中尺度暴雨系统的垂直环流圈的上升支, 这一点与文献[18]所得结果一致。

相当位温和 $v-w$ (w 放大 10 倍) 沿 116°E 的经向垂直分布图(图 9)上(这里仅以 13 日 00 时为例, 因为此时整个 α 中尺度暴雨系统发展到成熟阶段, 是一个典型的梅雨锋上 α 中尺度暴雨系统), 300

hPa 以下位于 30°N 上空整层辐合, 梅雨锋区北侧为偏北气流, 南侧为偏南气流, 上升气流可达 200 hPa 层面甚至以上高度。值得注意的是上升气流进入对流层高层后折向偏南, 并在 $22\sim 25^{\circ}\text{N}$ 以及 $20\sim 18^{\circ}\text{N}$ 下沉, 前一支气流在 500 hPa 或更低层附近又再度卷入 α 中尺度暴雨系统的上升支, 在对流层中高层该系统的偏南侧形成次级环流, 其中心位于 25°N 400 hPa 高度, 显然由于该次级环流的存在又进一步加强了中低层偏南暖气流向 α 中尺度暴雨系统的辐合通量; 后一支在更南位置上并入偏南气流, 中低层的偏南气流可伸展到 500 hPa , 次级环流南侧的最强下沉支出现在 18°N , 500 hPa 以上和 200 hPa 以下层面上。在其下端形成的低值中心位于 18°N , 600 hPa 上。在 $25\sim 30^{\circ}\text{N}$ 的上升区, 400 hPa 以下均为 θ_e 随高度减小区, 即对流不稳定区域, 而其北侧 θ_e 几乎完全垂直走向, 属中性稳定区, 反映了梅雨锋区的稳定性特征。

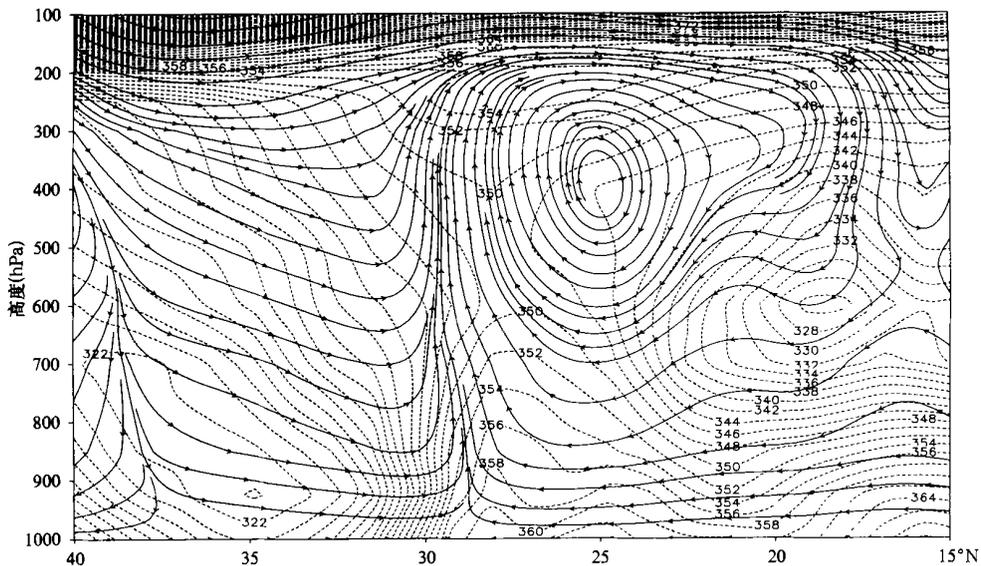


图 9 1998 年 6 月 13 日 00UTC θ_e (K) 和 $v-w$ (w 放大 10 倍) (m/s) 沿 116°E 的经向垂直分布

从以上的分析可以看出, 造成这次暴雨过程的梅雨锋上 α 中尺度暴雨系统的三维结构是低层辐合并具有气旋性涡度, 高层辐散并具有反气旋性涡度, 且一直伸展到 200 hPa 。 α 中尺度暴雨系统南侧存在一支下沉气流, 并形成明显的次级环流, 暴雨系统的中心区域是一支很强的上升气流, 有一高空偏西北风急流位于梅雨锋上 α 中尺度暴雨系统的左侧,

穿越该系统产生很强的拖曳作用, 强降水区出现在该系统中心的强上升气流区。由此我们给出梅雨锋上 α 中尺度暴雨系统的三维结构的模式(图 10)。

6 结语和讨论

根据上述分析可以清楚地看到 1998 年汛期梅

雨锋暴雨是在 3 种不同尺度天气系统的共同作用下形成的, 即大尺度背景、天气学条件和在前两个条件下引发的梅雨锋上 α 中尺度暴雨系统的发展。

大尺度背景最重要的两点是: (1) 中高纬的双阻型, 即乌拉尔山阻高和鄂霍次克海阻高的持续维持,

在这种中高纬双阻型条件下, 中纬有短波槽脊不断东移, 并伴有小股冷空气南侵; (2) 副高位置偏南, 有利于偏南暖湿气流向长江中下游不断输送, 和北方小股冷空气形成对峙状态, 这就是所谓的梅雨锋天气(图 10)。

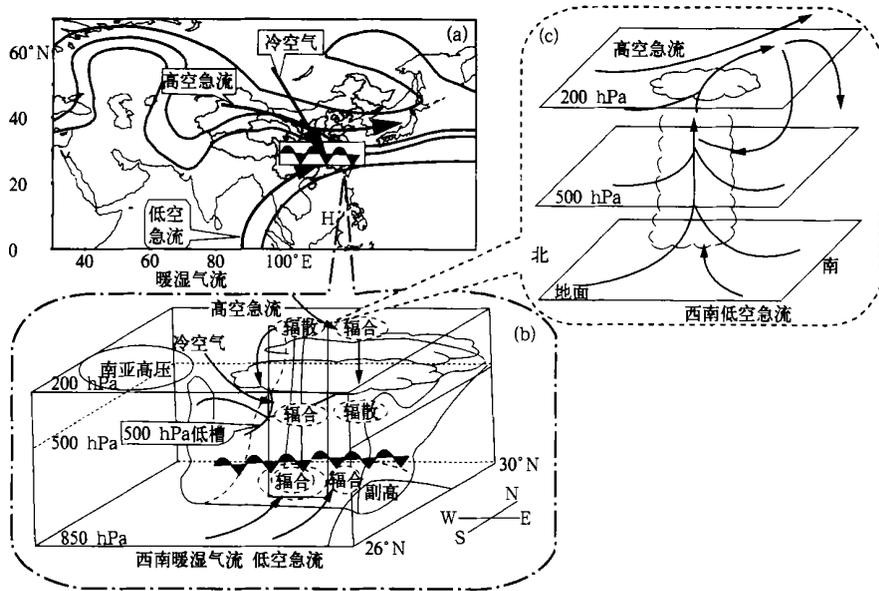


图 10 大尺度背景(a)、天气学条件(b)、梅雨锋(c)上 α 中尺度暴雨系统三维结构的模式

从第 4 节天气尺度系统的分析可以看到最强的对流区并不发生在梅雨锋区内, 而在梅雨锋区前缘, 与之配合的是中低层带状的强辐合区、正涡度区和中高层带状的辐散区、负涡度区, 其走向和梅雨锋前缘的强对流区走向一致。中低层副高的西侧为一致的偏南暖湿气流, 而中高层在锋区以北为偏北气流。由此可见, 冷暖空气对峙并不是发生在同一位面上, 而是在对峙区发生低层暖湿空气抬升, 中高层干冷空气侵入, 产生强烈的对流不稳定, 大的降水就发生在这一冷暖空气混合区内。这种现象和冷锋降水并不完全一致, 这种高低层配合也是梅雨锋雨区所特有的现象(见图 8b)。

产生强暴雨的是一个位于中层天气尺度低槽后部的西北气流和低层西南气流之间形成的低层切变线的南侧, 即低空急流出口处的 α 中尺度暴雨系统, 分析结果表明该系统处于梅雨锋前缘的强对流云区中。其三维结构为中低层强烈的辐合和气旋性涡度, 中高层辐散和随高度反气旋性涡度增强, 系统中心为强烈的上升气流, 直到 200 hPa 位面甚至以上高度。值得注意的是上升气流进入对流层高层后折

向偏南, 并在 22~ 25°N 以及 20~ 18°N 下沉, 前一支气流又在 500hPa 或更低层附近又再度卷入 α 中尺度暴雨系统的上升支, 在对流层中高层该系统的偏南侧形成次级环流, 显然由于该次级环流的存在又进一步加强了中低层偏南暖湿气流向 α 中尺度暴雨系统的辐合通量, 后一支在更南位置上并入偏南气流, 而 200 hPa 的高层偏北急流穿过该系统的上升支, 不仅对系统起到高层的抽吸作用, 加大了中低层的辐合, 而且对形成系统南侧的次级环流也起到了一定的强迫作用(见图 8)。这种 α 中尺度暴雨系统的三维结构为强暴雨的形成提供了必要的动力、水汽和稳定性条件, 而强暴雨往往出现在该系统区和出现在该系统充分发展的后期。

通过上述讨论可以清楚的看到梅雨锋强暴雨具有多尺度结构特征, 他是在不同尺度系统的共同和相互作用下产生的, 这种 α 中尺度暴雨系统往往依托于梅雨锋而形成, 这种结构和特点可能是梅雨锋维持和发展的重要条件(见图 11), 因此进一步分析梅雨锋和梅雨锋上 α 中尺度暴雨系统的相互作用是十分必要的, 也是更为有意义的科学问题, 我们将另

文进一步讨论。

参考文献

- 1 赵思雄,孙建华,陈红等. 1998年7月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究. 气候和环境研究, 1998, 3(4): 368~ 381
- 2 胡伯威,崔春光,房春花. 1998年7月21~ 22日鄂东沿江连日特大暴雨成因分析. 大气科学, 2001, 25(4): 479~ 491
- 3 陈敏,王洪庆,郑永光等. 1998年湖北大暴雨的中- β 尺度对流系统数值模拟和可视化研究. 北京大学学报(自然科学版), 2000, 36(5): 651~ 658
- 4 张家国,廖移山,李德俊等. “98.7”鄂东特大暴雨的中尺度分析(一). 气象科学, 2001, 21(2): 169~ 177
- 5 张延亭,张瑛. 江西“98.6”连续大暴雨过程特征成因分析. 江西气象科技, 1999, 22(2): 6~ 10
- 6 谢梦莉. 江西“98.6”连续大暴雨过程主要天气系统特征分析. 江西气象科技, 1999, 22(2): 11~ 13
- 7 单九生. 江西“98.6”连续大暴雨过程水汽收支分析. 江西气象科技, 1999, 22(2): 14~ 16.
- 8 李玉芳,谢基平. 江西“98.6”连续大暴雨过程云场特征分析. 江西气象科技, 1999, 22(2): 17~ 19
- 9 应东梅. 江西“98.6”连续大暴雨过程的雷达回波特征. 江西气象科技, 1999, 22(2): 20~ 22
- 10 陶诗言,赵煜佳,陈晓敏. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, 1958, 29(2): 119~ 134
- 11 陶诗言,赵煜佳,陈晓敏. 中国的梅雨. 见:中国科学院大气物理研究所编. 东亚季风和中国暴雨,北京:气象出版社:1998, 3~ 46
- 12 陶诗言,张庆云,张顺利. 1998年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件. 气候与环境研究, 1998, 3(4): 290~ 299
- 13 冯伍虎,程麟生,程明虎. “96.8”特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟. 气象学报, 2001, 59(3): 294~ 307
- 14 寿绍文,励申申,张诚忠等. 梅雨锋中尺度切变线雨带的动力结构分析. 气象学报, 2001, 59(4): 405~ 413.
- 15 王建捷,李泽椿. 1998年一次梅雨锋暴雨的中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报, 2002, 60(2): 146~ 155
- 16 国家气象中心. 98中国大洪水与天气预报. 北京:气象出版社, 1999. 392pp
- 17 陶诗言,倪允琪,赵思雄等. 1998年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京:气象出版社, 2001, 184pp
- 18 丁一汇. 高等天气学. 北京:气象出版社, 1991. 792pp

A DIAGNOSTIC STUDY TO THE MULTI-SCALE CHARACTERISTICS OF A MEIYU FRONT HEAVY RAIN-FALL PROCESS IN 1998

Jiang Jianying

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Ni Yunqi

(*Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081*)

Abstract

In this paper a typical Meiyu front process with heavy rainfall, from June 12th to June 15th in 1998 has been analyzed, which was the most intense event in the Yangtze River reaches in the rainy season. The results show that the Meiyu heavy rainstorm was brought out under a combination of three space-scale weather systems. The favorable large-scale background field is the Double-Block Highs pattern in Asia-Europe mainland at 500 hPa. Ural and Okhotsk (sea) were controlled by a blocking high, respectively. The Okhotsk (sea) blocking high blocked off the cold air from moving eastward easily, hence the cold air from polar was piled up in the west of Lake Baikal. At the same time, the Western Pacific subtropical High (WPSH) located anomalously southward at lower latitudes provided favorable environment for the warm and moist air moving northward. And the warm, moist air met with the cold air from the north in the middle and lower reaches of the Yangtze River. It is a favorable environment for the Meiyu pattern. While the synoptic scale trough provided dynamic conditions for the heavy rainfall. In the downstream of the trough, there existed a narrow belt, which had convergence, positive vorticity in the low-levels, coupled with divergence and negative vorticity in the upper-levels. It is a pronounced property of the Meiyu front. On meso- α scale, the vertical structure was characterized by strong convergence in the low-levels and divergence in the upper-levels, which induced strongly ascending motion. At the same time, in the upper-levels, there existed a secondary-circulation forced by upper-level jet stream south to the system. Such a 3D structure on meso- α scale provided necessary conditions for heavy rainfall, including dynamic conditions, moisture convergence and instability. Thus, a heavy rainfall was unavoidable.

Key words: Multi-scale characteristics, Large-scale background field, Synoptic-scale condition, Meso- α scale system, 3D structure.