

文章编号:1004-9045(2008)01-0017-07

一次梅雨期暴雨的中尺度数值模拟分析

徐双柱^{1,2}, 邹立维³

(1.中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074; 2.武汉中心气象台, 武汉 430074;
3.南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘要: 利用常规气象资料、AREM 模式输出资料, 对发生在 2005 年梅雨期湖北的一次暴雨过程进行了中尺度数值模拟分析。分析结果表明, 强降水发生时, 在对应的中尺度对流系统中存在两个分别位于 300 hPa 和 600 hPa 附近的强上升运动中心, 低层辐合、高层辐散的单模态分布是上升运动得以维持的重要条件; 环境风场并不能控制中尺度对流系统的移动方向, 中尺度对流系统向低层涡度增加的地方移动; 强降水形成可概括为低层切变线东移诱发地面低压发展、引起垂直上升运动迅速增加、触发低层水汽的垂直输送和高不稳定能量强烈释放等过程。

关键词: 暴雨; AREM 模式; 中尺度对流系统; 切变线; 涡度
中图分类号: P458.1*21 **文献标识码:** A

1 引言

暴雨是我国的主要灾害性天气之一, 其分析与预报历来是气象科技工作者关注的焦点。随着中尺度大气动力学和数值模拟技术的发展, 中尺度数值模拟理论与方法成为研究暴雨影响系统、三维结构、触发机制的重要方法, 以往气象学者们利用中尺度数值模拟对发生在我国各地的重大暴雨过程进行了广泛研究, 并取得许多重要结果。如冯伍虎等^[1]、文莉娟等^[2]、陈敏等^[3]分别对 '96·8' 华北特大暴雨、'98·5' 华南前汛期暴雨、1998 年湖北大暴雨进行了数值模拟研究; 王建捷等^[4]、隆霄等^[5]对梅雨锋上的中尺度对流系统作了数值模拟; 倪允琪等^[6]给出了长江中下游梅雨锋中尺度强对流系统三维结构概念模型, 对中尺度对流系统发生的位置、触发机制, 物理量场结构做了深入研究; 孙建华等^[7]的研究指出, 虽然来源于大尺度观测网的初始场资料不具备完善的中尺度系统的信息, 但在能容纳和描述所激发的中尺度特征运动的中尺度模式中能够迅速呈现出中尺度结构场, 并发现中 () 尺度对流系统是产生暴雨的直接影响系统; 孙建华等^[8]另文分析了引发华南特大暴雨的中尺度对流系统的结构后指出, 强对流系统发展的环境风场表现为低层以西南、东南和北风三支气流的辐合为主, 高层以偏北风辐散为主; 吴庆丽等^[9]通过对华南地区暴雨过程的数值模拟发现, 在低层, 中尺度涡旋与雨团位置基本重合, 存在上升的低空前方入流和下沉的中空后方入流。

上述研究是以中尺度系统为中心, 或研究其在移动中结构的变化, 或研究其在发展最强盛时的结构, 但对湖北梅雨期暴雨中尺度对流系统不同阶段的结构特征及强降水形成过程的概括研究的还不多。为此, 本文对 2005 年 6 月 25~27 日湖北省自西向东出现的梅雨期首场暴雨 (其中鄂东北部分地区下了大暴雨) 过程进行大尺度天气背景分析, 同时采用宇如聪等^[10]设计并经过改进的有限区域暴雨研究和业务应用模式 (AREM) 对此次暴雨过程及其中尺度系统进行数值模拟研究, 且利用 AREM 模式输出的高分辨率资料, 试图对湖北省梅雨期暴雨中尺度对流系统不同阶段的结构特征及其大气层结、水汽条件和形成过程等进行诊断分析。

2 天气背景场特征

2005 年 6 月 25 日 00 时 (世界时, 下同) 500 hPa 天气图上, 亚洲大陆 40°N 以北为稳定的两槽一脊环流形势, 40°N 以南我国大陆呈经向环流, 100°~120°E 地区为一宽广的河套低槽。随着前期影响华南沿海强降水锋区的消失, 西太平洋副热带高压与东移入海的华北高压合并加强, 其主体位于日本南部洋面上 140°E 附近, 其外围偏南气流控制我国东部沿海地区。25~27 日, 副热带高压与伊朗高压形成对峙, 河套低槽东移速度减缓并停滞在长江流域; 同期, 中低层 700、850 hPa, 川东有一低涡, 有一冷式切变线从河套地区一直延伸至川东, 其东南侧有一西南偏南急流, 急流核位于贵阳到长沙一线, 850 hPa 风速为 16 m·s⁻¹。25 日

收稿日期: 2007-12-16; 定稿日期: 2008-01-16

基金项目: 中国气象局武汉暴雨研究所开放基金课题 (IHR2006G04) 资助

作者简介: 徐双柱, 男, 1964 年生, 正研级高级工程师, 主要从事短期天气预报技术和方法研究. E-mail: xsz3180@163.com

12 时,西南急流北抬,其中心位于湖北上空,切变线移到鄂西北上空,副热带高压加强西伸(图 1a),中低层切变稳定维持和低层暖湿空气大量输送是这次暴雨过程稳定的大尺度天气背景。

3 中尺度 AREM 模式模拟效果

文中所用分析资料来源于 AREM 模式的实时预报输出资料,网格距 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$,范围 $15^{\circ} \sim 55^{\circ} \text{N}, 85^{\circ} \sim 135^{\circ} \text{E}$;垂直方向为 17 层,资料考虑了地形影响;初始时刻为 2005 年 24 日 12 时。

3.1 500 hPa 高度场模拟

从模式模拟的 6 月 25 日 12 时 500 hPa 位势高度场与其实况场来看,模拟的高度场系统性偏低,45 N 以北“两槽一脊”形势大致与实况符合(图略),但模拟

的贝加尔湖以西的高脊位置较实况偏西;45 N 以南河套低槽也较好地模拟出来,但低槽北段位置较实况偏东倾。进一步分析表明,河套低槽南段的位置和移动速度与实况接近,26 日 00 时移到湖北省中部,但副高移速较实况偏快,因而其位置偏东。

3.2 对低空急流和水汽输送的模拟

模式积分 24 h,模拟的高度场系统性偏低的情况在 700 hPa 同样存在。对输出的 700 hPa 风场和比湿场(图 1a)与实况(图 1b)进行比较发现,模拟的湖北省上空为强劲西南风,急流中心位于鄂豫交界处,湖北省上空为高湿区,这与实况均相当吻合。但模拟的低空急流比观测的略强,且急流核比实况略偏东。模式模拟湖北省西部上空的切变线较实况也偏东。总的来说,模式对高低空形势场的模拟基本成功。

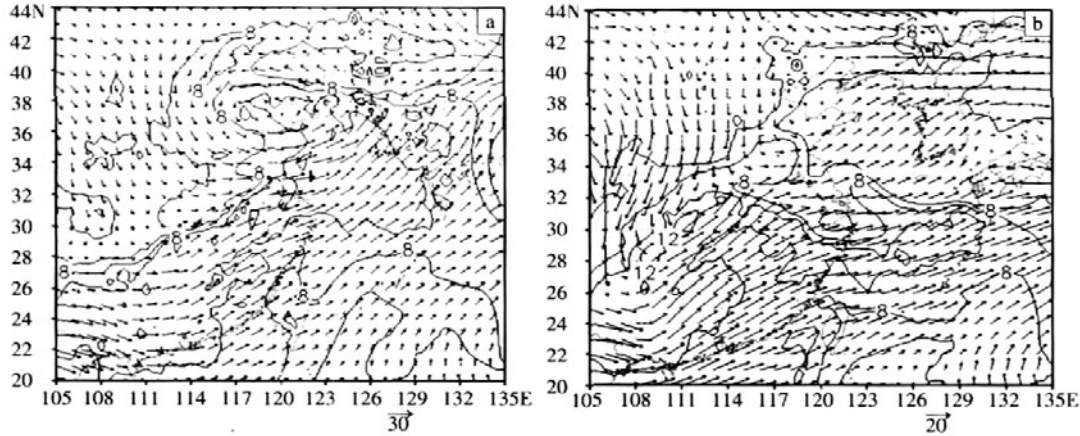


图 1 2005 年 6 月 25 日 12 时 700 hPa 实况(a)和模拟风场与湿度场(b)

3.3 对降水量的模拟

研究表明^[1],中尺度模式对初值非常敏感,模式初始积分时段往往存在“spin-up”问题,一般对前 6-8 h 模拟的效果不好。通过对比用模式模拟的 12-36 h 累计降水量(图 2b)与实况(图 2a)发现,雨带呈东北-西南向,对位于鄂豫交界处的降水大值中心模拟得也很好,只是暴雨中心量值偏小、位置偏南,模式对鄂东北暴雨反映也很好,但鄂西南有大到暴雨属于空报。分

析实况资料发现,系统在鄂西南上空移动很快,云系变得松散,降水量很小。空报可能与模式模拟的切变线较实况偏南有关。进一步分析 24 h 降水分布发现,模式模拟鄂东北和鄂豫交界处的降水主要在 25 日 12 时到 26 日 00 时,这与实况加密观测资料也吻合。

这里,采取文献[5]的做法,即以雨水量和云水量之和大于 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 作为雨团,分析暴雨区降水是否为中尺度系统造成。从每小时 400 hPa 模式输出场可

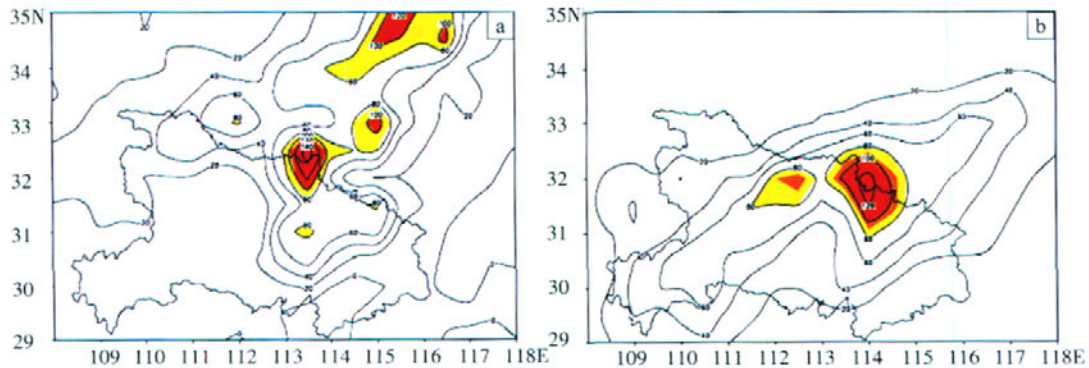


图 2 2005 年 6 月 25 日 00 时至 26 日 00 时累积降水量(阴影区降水量大于 80 mm)实况(a)与模拟(b)

见, 模式基本能够反映造成强降水的中尺度系统的演变过程, 6月 25 日 16 时 (图 3a)、18 时 (图 3b)、20 时 (图 3c) 表现了一个中尺度云团经过暴雨中心 (114 E、31.5 N) 并加强的过程, 强降水由中尺度云团里镶嵌

的中尺度云团造成。值得注意的是, 当中尺度云团位于暴雨中心附近时, 云团并不位于 850 hPa 涡旋中心, 而是在涡旋东南侧南气流中(图 3d), 这与吴庆丽^[6]等对华南暴雨中尺度云团数值模拟的结论不同。

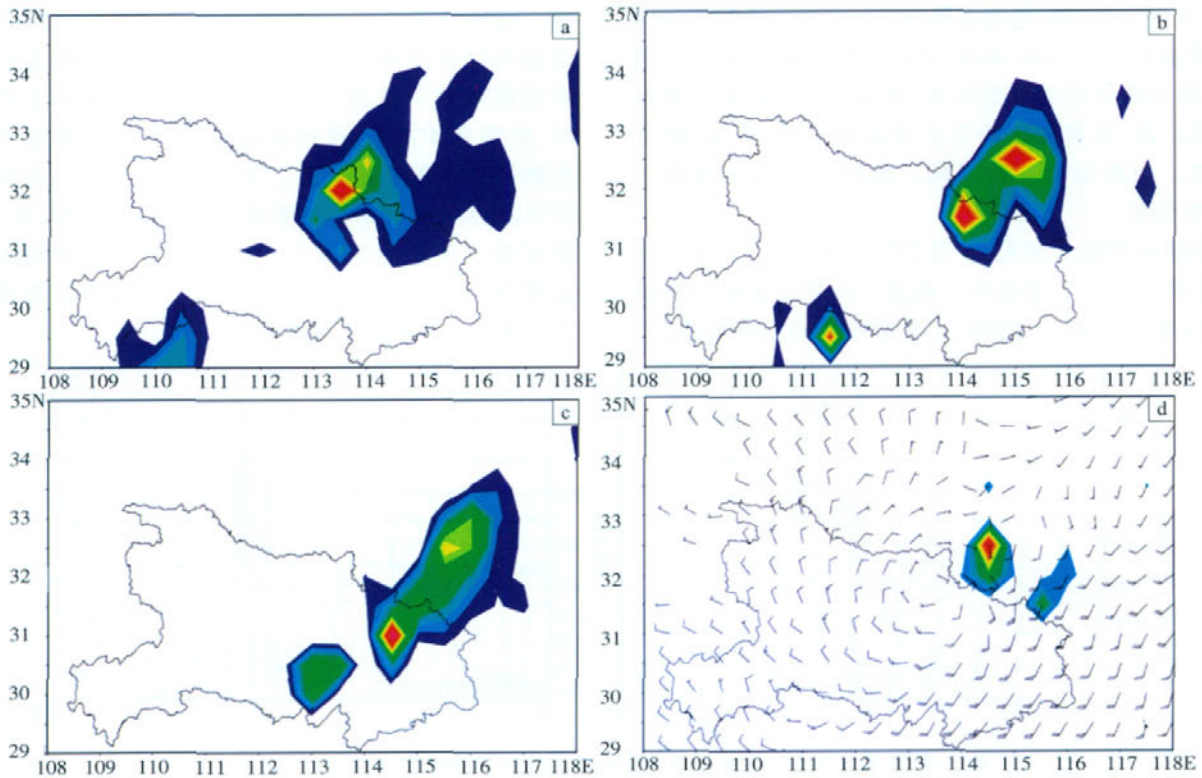


图 3 2005 年 6 月 25 日 16 时(a)、18 时(b)、20 时(c) 400 hPa 云水和雨水总量图, 25 日 18 时(d) 850 hPa 云水和雨水总量与风场图(阴影区云水和雨水总量大于 $1.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$)

综上所述, AREM 模式能够模拟出此次湖北省北部强降水(以下简称鄂北强降水), 且较好地反映了造成鄂北强降水过程的中尺度系统的活动。

4 中尺度对流系统的结构分析

4.1 鄂北强降水中心的流场结构

以鄂北强降水中心(114 E、31.5 N)为基点作经纬

向垂直剖面图。根据以上讨论, 选择 25 日 16 时、18 时、20 时分别代表鄂北强降水前期、鄂北强降水阶段和鄂北强降水后期。

(1)鄂北强降水前期。由 6 月 25 日 16 时相应的经向剖面可见 (图 4a), 中尺度对流系统主体位于 $32^\circ\sim 32.5^\circ \text{N}$, 正好位于切变线附近, 上升运动最强区位于对流层中层 500 hPa 附近。从模拟的各层流场图可见(图

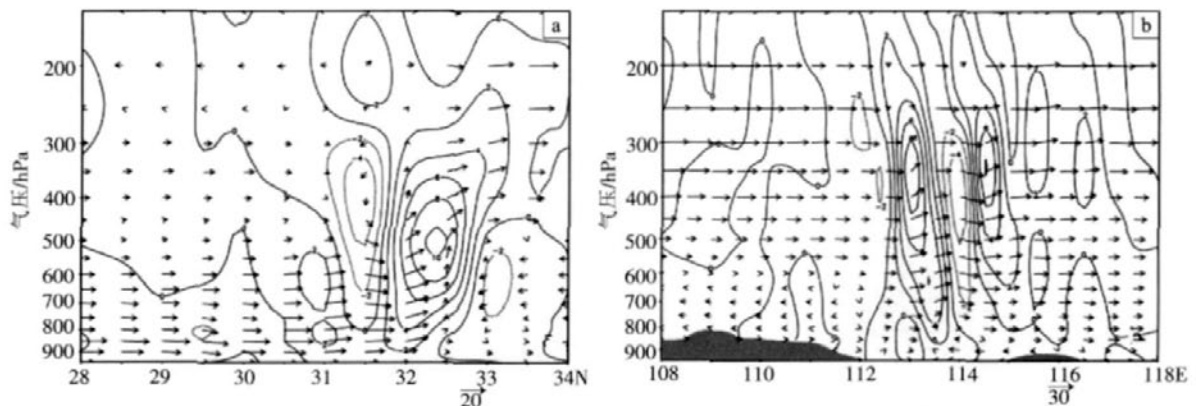


图 4 2005 年 6 月 25 日 16 时沿 114°E 或 31.5°N 经暴雨中心的经向(a)或纬向(b) 风场(矢量, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)和垂直速度(等值线, $10^{-2} \text{ hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)剖面图

略), 中尺度对流系统存在三股气流, 其中两股气流为中低层的偏南与偏北气流的辐合, 第三股气流为中尺度对流系统的高层辐散气流下沉到 450 hPa 附近后重新卷入到中尺度对流系统中, 这股气流不仅造成 31.5 N 上空 400 hPa 附近有弱的下沉运动, 且与 31.5 N 上空的偏南风在 300~400 hPa 层造成强烈辐合。同时, 由相应的纬向剖面图可见(图 4b), 114 E 上空为弱的下沉运动, 在其两侧均为上升运动, 这与图 4a 配合得很好。中高层为一致西风, 此时切变线主体位于 113.5 E 附近。

(2)鄂北强降水期间。6月25日18时, 中尺度对流系统主体已经位于暴雨中心附近。由相应的经向剖面图可见(图 5a), 30.5°~32 N 上空为一致的上升气流, 存

在两个上升运动中心, 一个位于 31 N、600 hPa 附近, 另一个位于 31.5 N、300 hPa 附近。高层的上升运动比低层的强, 最大上升速度为 $14 \times 10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在低层, 中尺度对流系统两侧有弱的下沉运动, 构成次级环流。值得注意的是, 此时切变线已经位于 32 N 附近, 这说明降水最强时对流系统位于切变线附近且在其南侧湿度较大位置。当中低层同时有强的上升运动时, 强降水才发生, 这与孙建华等^[7]对华南暴雨中尺度数值模拟的结论一致。同时, 由相应的纬向剖面图可见(图 5b), 上升运动呈明显的垂直柱状结构, 在 114 E 附近整个对流层均为上升运动, 300 hPa 附近上升运动最强, 中高层为一致的西风, 切变线正好处在暴雨中心附近, 即 114 E 附近。

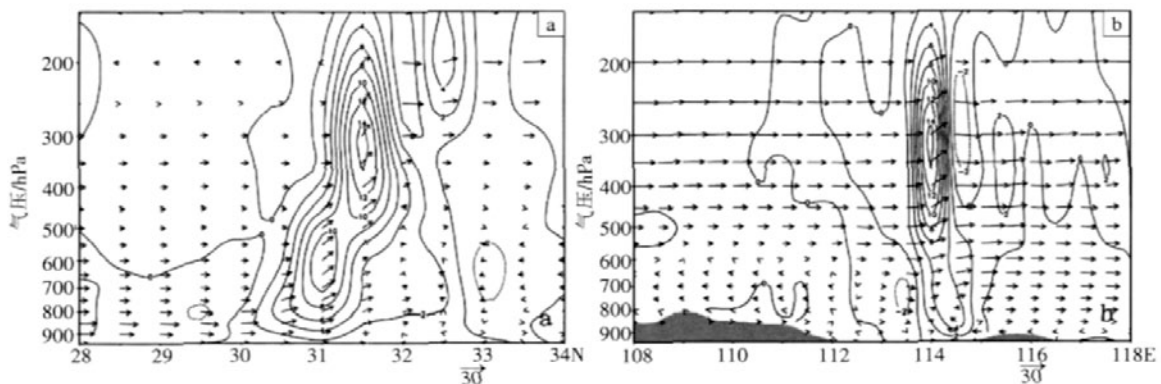


图 5 2005 年 6 月 25 日 18 时沿 114°E 或 31.5°N 经暴雨中心的经向(a)或纬向(b) 风场(矢量, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和垂直速度(等值线, $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)剖面图

(3)鄂北强降水后期。由 6 月 25 日 20 时相应的经向剖面图可见(图 6a), 中尺度对流系统主体位于 29.5°~31 N, 且明显减弱, 500~300 hPa 层上升运动已被下沉运动取代, 只在低层和高层存在弱的上升运动, 31.5 N 上空垂直运动已很弱, 切变线南压到 31 N 附近。同时, 在相应的纬向剖面图上(图 6b), 114 E 上空上升运动明显减弱; 其结构形态与暴雨前期纬向剖面的十分类似, 高层有两个强上升运动中心, 切变线已

移出暴雨中心而抵达 115 E 附近。

综上所述, 鄂北强降水的产生与切变线的东移南压是分不开的。在鄂北强降水期间, 上升运动控制整个对流层, 有两个垂直速度中心, 最大上升速度在 300 hPa 附近, 从低层到高层中尺度对流系统略向北倾斜, 在低层中尺度对流系统南北两侧有下沉运动中心。

4.2 涡度场、散度场分布

为了进一步探讨鄂北强降水发生前后的垂直结

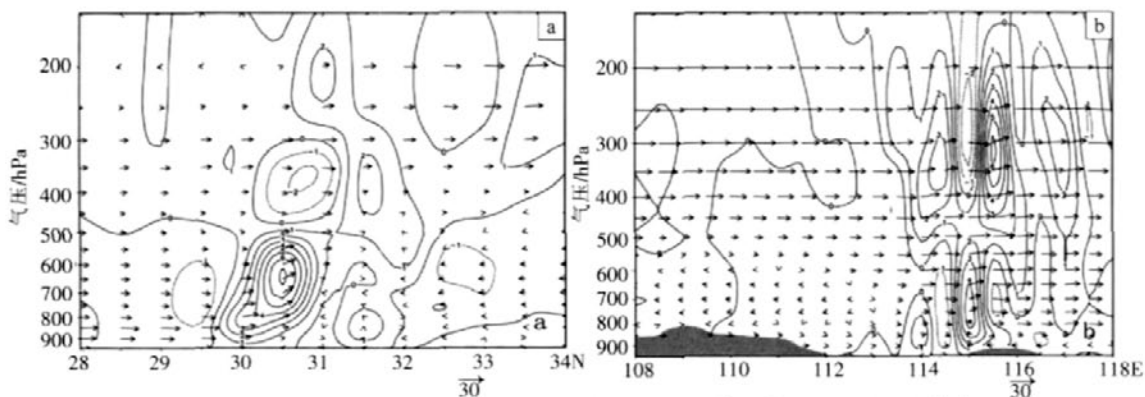


图 6 2005 年 6 月 25 日 20 时沿 114°E 或 31.5°N 经暴雨中心的经向(a)或纬向(b) 风场(矢量, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和垂直速度(等值线, $10^{-2} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)剖面图

构及其产生机制, 对强降水中心涡度场、散度场的经纬向剖面结构分析如下(时间选择与上一致)。

(1)散度场。在经向剖面图上(图 7), 6 月 25 日 16 时, 32°N 以北散度场垂直方向为多模态分布, 31.5°N 上空 300 hPa 附近存在强的辐合中心, 该辐合中心由位于其上游 32°N 附近的中尺度对流系统高层辐散造成; 18 时, 与对流层一致的上升气流相配合, 对流层 400 hPa 以下为辐合(其中心位于 500 hPa), 强辐散中心在 200 hPa 层, 其强度为 $11 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 这种低层辐合、高层辐散的单模态分布形式有利于上升运动维持; 20 时, 中尺度对流系统主体南移, 散度场在垂直方

向再次呈现多模态分布, 辐合辐散相间分布且强度均有所减弱。在纬向剖面图上(图略), 6 月 25 日 16 时, 114°E 上空 500 hPa 以下为弱的辐合, 400 hPa 以上辐合辐散交替分布; 18 时, 散度分布与经向分布类似; 20 时, 114°E 上空辐合与辐散的强度均大为减弱。

(2)涡度场。在经向剖面图上(图 8), 6 月 25 日 16 时, 32°N 以北 850 hPa 以下已经出现负涡度, 800-450 hPa 的正涡度和 450 hPa 以上的负涡度强度都较弱; 18 时, 400 hPa 以下为正涡度, 正涡度中心位于 750 hPa 附近, 31.5°N 上空负涡度并不明显, 而在 32°N 上空 350 hPa 附近有明显的负涡度中心; 20 时, 正负涡度

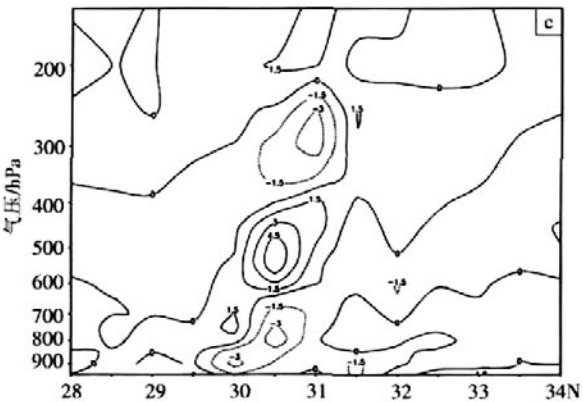
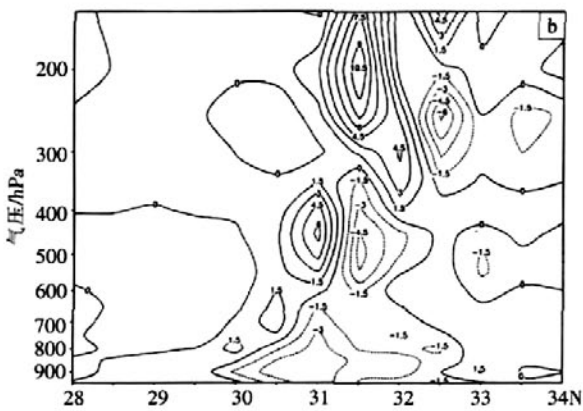
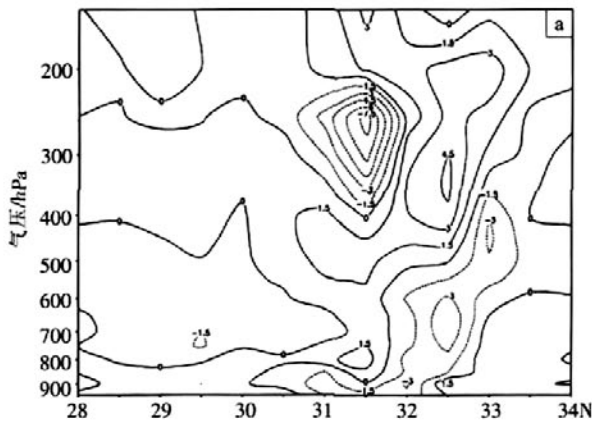


图 7 2005 年 6 月 25 日 16 时(a)、18 时(b)、20 时(c)沿 114°E 经暴雨中心的散度(单位 10^{-4} s^{-1})经向剖面图

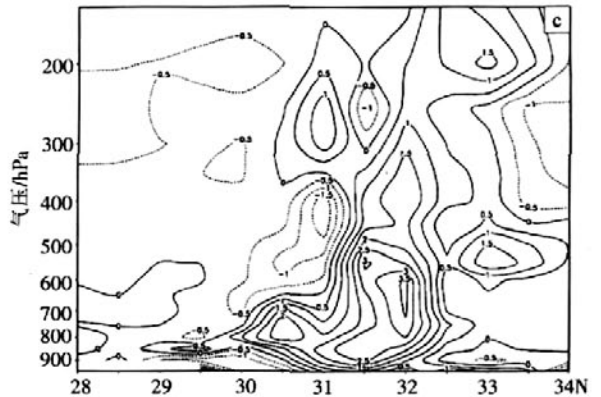
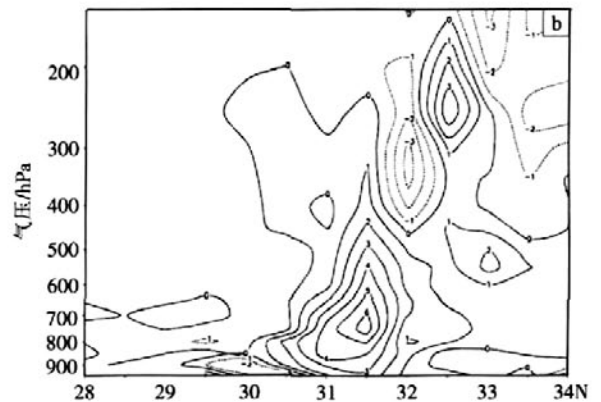
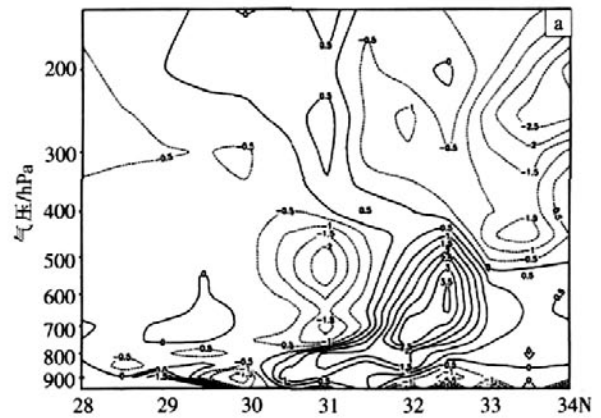


图 8 2005 年 6 月 25 日 16 时(a)、18 时(b)、20 时(c)沿 114°E 经暴雨中心的涡度(10^{-4} s^{-1})经向剖面图

区强度均已减弱。在纬向剖面图上(图略),6月25日16时,113.5°E 对流层低层存在一正涡度中心,同时在114.5°E 对流层中部450 hPa附近也存在一正涡度中心;18时,114°E 上空750 hPa附近有一强度为 $5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度中心,高层负涡度中心不明显,正涡度柱发展到300 hPa附近;20时,低层正涡度有所减弱。

综上所述,在鄂北强降水发生时,散度场在垂直方向的分布为单模态分布,与此相配合250 hPa以下有正涡度,高层的负涡度并不明显。在中尺度对流系统未移经的地区,散度垂直分布多为辐合辐散相间分布,也无正涡度柱存在。可见,环境风场并不能完全控制中尺度系统的移动。通过分析涡度场垂直剖面变化发现,无论纬向或经向,在强降水发生前低层都存在明显的正涡度。进一步分析850 hPa 涡度场变化发现(图9),中尺度对流系统朝涡度增加的位置运动。值得注意的是,鄂北强降水发生前期存在于250 hPa的较强辐合在鄂北强降水期间为强辐散所取代,取代过程仅为2 h,这与低层涡度增加密不可分。

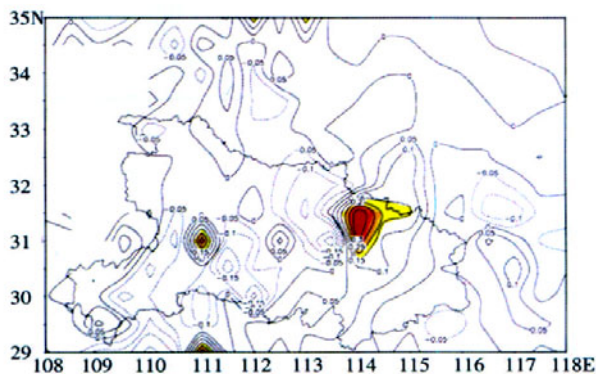


图9 2005年6月25日18时与25日16时850 hPa 涡度(10^{-4} s^{-1})差值场(阴影区降水量大于80 mm)

5 强降水的层结、水汽条件和形成过程

为了讨论鄂北强降水的产生机理,对暴雨中心的时间序列图(图略)进行了分析。结果表明,鄂北强降水发生前期,900~700 hPa有不稳定层结,700 hPa以上为稳定层结,使低层积累了大量不稳定能量。随着鄂北强降水的发生,水汽被大量带到高层,稳定层结被破坏,不稳定层结向高层发展。在对流系统发展最强盛时(18时),300 hPa以下为近中性层结。随着降水过程的结束,低层高湿性随之消失,对流层低层出现稳定层结。

从整层积分的水汽通量和水汽通量散度场上可见(图略),降水区为水汽通量大值区,整个降水过程的整层积分水汽通量散度均小于 $-6 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$,水汽辐合贯穿整个降水过程,且在最大雨强发生(25日18

时)的前2~3 h,水汽辐合有一加强过程,源源不断的水汽输送为暴雨发生发展提供了必要的水汽条件。

上述研究结果表明,中尺度系统的移动与低层涡度增加关系密切。为了揭示低层涡度增加原因,首先,分析涡度平流场(图略)发现,其与涡度增加配合得并不好。其次,从沿31.5°N 700 hPa 南北风时间序列图上可见(图10),降水发生前期,切变线逐渐东进;25日09时,切变线主体位于109.5°E附近;到12时,切变线已移到110.5°E附近,同时114°E 南风也有所加强,其风速从06时的 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增大到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,到15时再次增大为 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,另从850 hPa 图上可见这种降水发生前南风增加趋势更加明显。再次,从暴雨中心的降水量时间序列和850 hPa 涡度时间序列图上发现,强降水发生前,先有低层涡度加强,这也证实中低层扰动作用的存在。地面图上,暴雨中心的地面气压在暴雨发生前大约下降了5 hPa。因此,可将此次暴雨过程的形成概括为,随着700 hPa 切变线东移,在地面诱生地面低压发展,配合前期南风加强带来的大量暖湿气流,降水迅速发展。

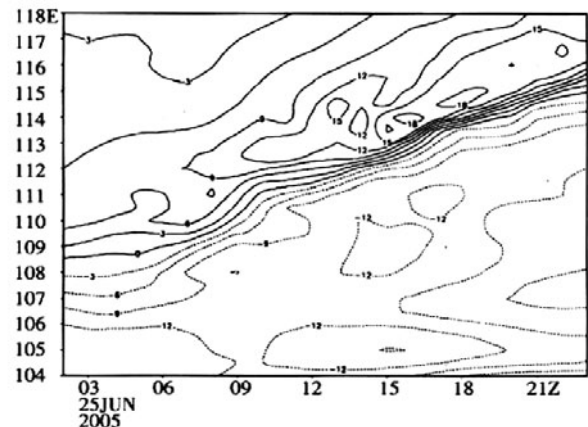


图10 2005年6月25日03~21时31.5°N 700 hPa 经向风时间序列(单位 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

6 结论

本研究分析了2005年6月25~27日湖北省自西向东出现的梅雨期首场暴雨过程的天气背景,并利用AREM模式输出的高分辨率资料,对发生在鄂北的强降水的中尺度对流系统不同阶段的结构特征、中尺度系统移动以及中尺度对流系统触发条件进行了分析,得出以下结论:

(1)强降水发生在切变线附近的南风气流中,强降水发生时,中低层为一致的上升运动,且中尺度对流系统分别存在位于300 hPa和600 hPa附近的两个强上升运动中心,低层辐合、高层辐散的单模态分布是使上升运动维持的有利条件。

(2)环境风场并不能控制中尺度对流系统的移动方向, 中尺度对流系统向着低层涡度增加的地方移动, 如此移动的原因还有待于进一步探讨。

(3)强降水形成的过程可概括为, 随着中低层切变线东移而诱发出地面低压发展, 从而导致低层垂直速度迅速增加, 触发低层水汽的垂直输送和高不稳定能量的强烈释放。

(4)水汽通量辐合贯穿整个降水过程, 随着降水的出现, 对流层低层的层结稳定度经历了由不稳定层结到中性层结、再到稳定层结的变化。

本文得到中央气象台李延香研究员的指导和帮助, 在此表示感谢!

参考文献:

- [1] 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[J].气象学报.2001,59(3):294-307.
- [2] 文莉娟,程麟生,隆霄. '98·5'华南前汛期暴雨的非静力数值模拟和中尺度系统分析[J].高原气象,2005,24(2):223-231.
- [3] 陈敏,王洪庆,郑永光,等.1998年湖北大暴雨的中尺度对流系统数值模拟和可视化研究[J].北京大学学报(自然科学版),2000,36(5):651-658.
- [4] 王建捷,李泽椿.1998年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析[J].气象学报,2002,60(2):147-155.
- [5] 隆霄,程麟生. '99·6'梅雨锋暴雨低涡切变线的数值模拟和分析[J].大气科学,2004,28(3):342-356.
- [6] 倪允琪,周秀骥.中国长江中下游梅雨锋暴雨形成机理以及监测与预测理论和方法研究[J].气象学报,2004,62(5):647-662.
- [7] 孙建华,赵思雄.一次罕见的华南大暴雨过程的诊断和数值模拟研究[J].大气科学,2000,24:381-391.
- [8] 孙建华,赵思雄.华南'94·6'特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究:引发暴雨的中尺度对流系统的数值模拟研究[J].大气科学,2002,26(4):541-557.
- [9] 吴庆丽,陈敏,王洪庆,等.暴雨雨团中尺度流场结构的数值模拟[J].科学通报,2002,47(18):1437-1440.
- [10] 宇如聪.一个坐标有限区域数值预报模式对1993年中国汛期降水的实时预报试验[J].大气科学,1994,18(3):284-292.
- [11] 徐亚梅,高坤.1998年7月22日长江中游中低涡的数值模拟和分析[J].气象学报,2002,60(1):85-95.

Numerical Simulation Analysis of a Heavy Rain During Meiyu Season

XU Shuang-zhu^{1,2}, ZHOU Li-wei³

(1.Wuhan Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074; 2. Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074; 3.Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract: By using the conventional observations and AREM model data, a rainstorm is analyzed based on the event in Hubei province during Meiyu season in 2005. It is found that there are two strong rising centers located respectively near 300 hPas and 600 hPas in the convection system when the strong rainfall happened. The single model distribution with low layer convergence matching the high layer divergence is the key condition to keep the rising movements. Environment wind can't control the moving direction of mesoscale convection system which moves to the place where the low layer vorticity is increasing. The forming process of rainstorm can be summarized as follows: the low pressure on ground caused by the low layer shear line east moving, the vertical rising movement increasing quickly, the low layer abundant vapor transport and the high and instability energy release.

Key words: AREM model; Mesoscale convection system; Shear line; Vorticity