

2002年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究^{*}

孙建华 张小玲 齐琳琳 张高英 赵思雄 陶诗言

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 采用常规观测和“973”中国暴雨试验资料, 对2002年6月22~23日一次由中尺度对流系统(MCS)发展而产生的低涡, 以及伴随其发生发展的对流系统进行了分析和模拟研究。结果表明: MCSA东移到河南西部时, 由于对流层中层正涡度中心的强迫和潜热释放产生了气旋, 低层的暖平流可能是低涡东移发展的原因之一。模拟结果显示低涡东部的对流系统发生在气旋东部的暖切变上, 西部对流系统发生在冷切变附近。在低涡的南部偏南风与偏北风之间形成辐合线, 辐合线上有低层偏东风与高层偏西风的垂直切变, 对流沿辐合线由西南向东北方向移动形成对流带。对流系统发展强盛时除了低层的强辐合外, 高层较深厚的强辐散是其维持的重要原因, 当系统倾斜时表明开始减弱。试验加密资料分析也表明: 降雨发生前有明显的增湿过程, 而降雨开始后, 整层可降雨量迅速减少; 对流系统南侧强的西南低空急流向对流区输送了大量水汽; 气旋东移后, 西北风(冷空气)的侵入使降雨结束。

关键词: 梅雨锋低涡; 中尺度对流系统; 辐合线

文章编号 1006-9895 (2004) 05-0675-17 **中图分类号** P458 **文献标识码** A

1 引言

2002年6~7月“973”中国暴雨试验(ChERES)在长江中下游地区进行, 试验分中游和下游两个区, 中游试验区主要包括湖南北部、湖北大部分, 下游试验区包括安徽大部、江苏南部和浙江北部。2002年观测系统包括: 地面观测站118个(基准站18, 遥测站26, 加密站74), 探空站15个, 多普勒雷达9部, 数字化雷达1部, 风廓线仪2部, 边界层观测站1个。宜昌、荆州组成双多普勒雷达观测, 合肥、马鞍山、无为也组成双多普勒雷达观测区。此外, 还有上海、长沙、常德、南昌多普勒雷达和杭州数字化雷达观测。

2002年有2段梅雨期: 第1段6月16日~7月2日, 第2段7月16~26日。中游、下游试验区分别进行了6次、4次加密观测。第1段梅雨期中6月19~24日长江中下游地区都有较强的降雨过程, 其间6月22~24日有一次气旋的发生发展, 伴随该系统的东移, 在气旋的东西部分别有较强的对流系统发展。本文将主要分析气旋及其

2003-05-22收到, 2003-09-11收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 和中国科学院创新知识工程(二期)共同资助

Ni Yunqi, Experiment on heavy rainfall in Meiyu front in the downstream of Yangtze River, The first China Japan workshop on heavy rainfall experiment and study, Haikou, China, 2001, 1~3.

东西两侧中尺度对流系统 (MCS) 的发生、发展条件以及结构特征。

对梅雨锋上发生的低涡及 MCS 已有很多的研究成果, 胡伯威等^[1]研究了 2 类梅雨锋低涡, 一类是移到长江中游的典型西南涡, 另一类是串行于切变线上的小型正涡度扰动。1998 年的长江洪涝发生后, 一些学者对 1998 年梅雨锋上造成洪涝的主要降水系统进行了研究^[2~5], 这些研究揭示了部分造成暴雨的、中尺度系统的结构和发生发展机理。张小玲等^[6]把夏季长江流域的梅雨锋暴雨概括为 3 种类型: 中尺度的对流性暴雨、梅雨锋东部 (115°E 以东) 的初生气旋引起的暴雨、梅雨后期梅雨锋西端深厚高空低压槽前的持续性暴雨。而高坤等^[7]将 1999 年 6 月下旬长江中下游梅雨锋低涡扰动分为 2 类: 生成于四川然后东移并在江苏东部出海的西南涡, 在长江中游大别山与幕阜山之间就地新生的低涡。这些研究都是针对典型梅雨锋上的低涡和暴雨的研究。然而, 2002 年 6 月 22~24 日的切变线是东北-西南向, 不是典型的東西向梅雨切变线, 切变线上低涡的生成地与 1998、1999 年明显不同, 低涡生成于副高西北侧的湖北、河南交界处。因此, 本文将针对这次非典型梅雨切变线上低涡的发生发展过程以及伴随其发展的 MCS 的触发机制和结构特征进行研究。

2 资料

本研究采用常规观测和 2002 年“973”中国暴雨试验的外场观测资料对 2002 年 6 月 22~24 日过程进行了分析和模拟。分析除了采用常规探空、3 小时地面资料、 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 NCEP 再分析资料外, 还采用了试验加密资料: 每小时一次的 TBB、降雨量、每天 4 次探空、30 分钟一次的 GPS、每小时一次的安徽肥西风廓线仪等。模拟中也采用了加密观测获得的每天 4 次探空资料。

3 低涡与中尺度对流系统的发生发展分析

3.1 低涡的发生发展

6 月 21~23 日先后有 2 个较强、影响范围较大的 MCS (分别命名为 MCSA 和 MCSB) 在湖北、河南和安徽等地发展, 这两个 MCS 都与一个低涡的发生、发展有关。

MCSA 于 21 日 14 时 (北京时, 下同) 在湖南北部生成, 穿过湖北省 (图 1), 22 日 00 时该 MCS 已经发展成一个 $400 \text{ km} \times 400 \text{ km}$ 的圆形对流体, 22 日 01 时以后, 该 MCS 的中心附近出现空白区, 即 MCS 中心地区的对流消失, 之后, 该 MCS 很快转为低涡云系 (22 日 07 时)。850 hPa 上 22 日 08 时, 湖北北部、河南西部形成一个低涡 (图略), 低涡生成后, 迅速发展东移, 23 日 02 时 (图略), 中心位于山东半岛的西部。低涡的形成与 MCSA 有密切的关系, MCSA 在河南西部为什么生成低涡? MCSB 为什么在低涡的后部发生发展? 这些问题值得进一步开展研究。

MCSA 移到河南西部为什么会诱发低涡的生成呢? 强中尺度对流系统大部分是不会发展成低涡的, 因而, 除了对流系统本身的潜热释放外, 可能还有其他原因造成这次低涡的生成。从中层 (500 hPa) 的高度场和涡度场分布看 (图 2), 虽然没有明显的低槽东移, 21 日 20 时副高的西北侧有一正涡度带, 正涡度带上有两个中心, 其中一个

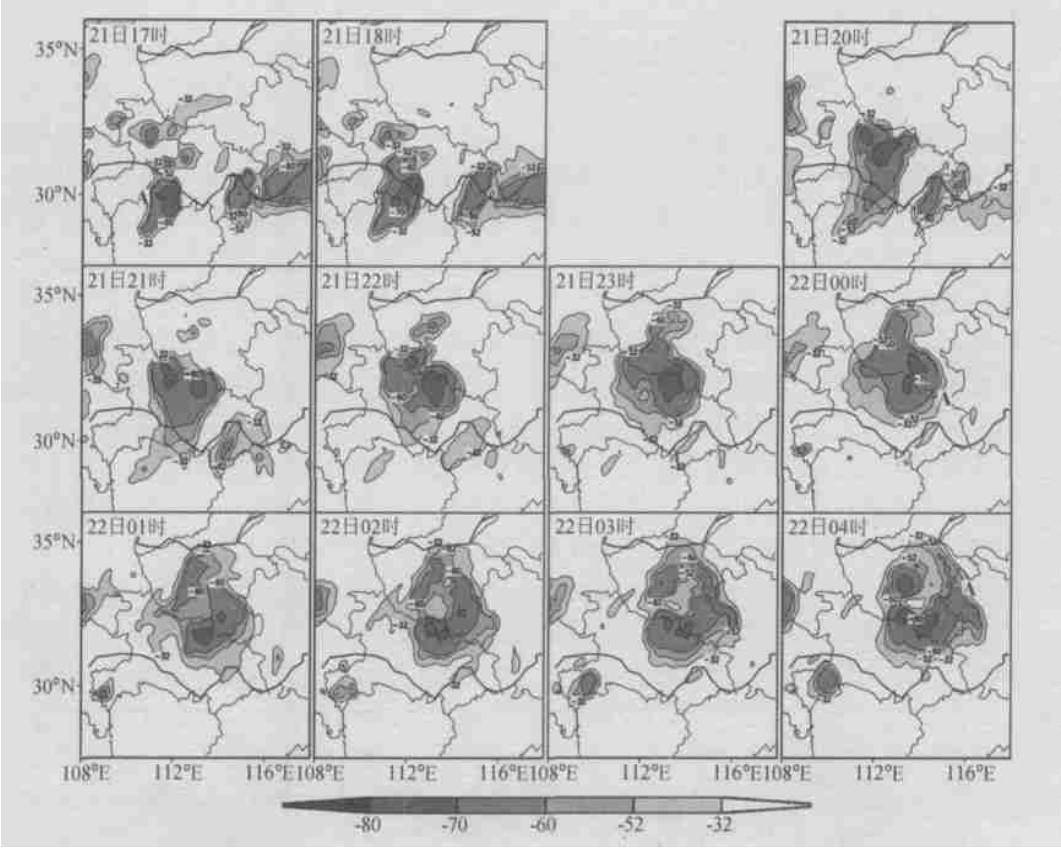


图 1 2002 年 6 月 21 日 17 时~22 日 04 时的 TBB 分布 (A 表示 MCSA)
阴影为 - 32 以下, 单位:

中心位于河南, 而 MCSA 在移到河南的正涡度中心附近开始发展成低涡 (22 日 01 时以后), 中层正涡度中心的强迫可能是 MCSA 在河南西北发展成低涡的动力因素。Menard 和 Fritsch^[8]研究过一个北美 MCC 演变成低涡的例子, 他们认为这种低涡 (Mesoscale Convectively-generated Vortex, MCV) 产生在中层, 并对 MCS 导致低涡产生的原因进行了讨论。石定朴等^[9]分析过一个副高内发生的 MCS 在消散阶段演变成低涡的例子, 认为这种低涡可能是凝结潜热加热产生的对流层中尺度高压的反应。本例是在对流发展强盛阶段出现低涡的, 没有出现中尺度高压, 因此, 中层的正涡度强迫和凝结潜热可能是低涡产生的原因之一。正如 Menard 和 Fritsch^[8]指出, 由 MCS 产生低涡的原因是十分复杂的, 有待今后进一步研究。

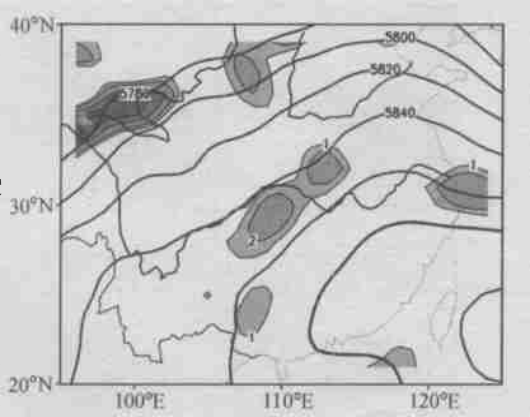


图 2 2002 年 6 月 21 日 20 时 500 hPa 的高度场
(等值线, 单位: gpm) 和涡度 (阴影, 单位: $10^{-5} s^{-1}$)

3.2 MCSB 发生发展分析

6月22日13时,在南阳南面有直径大约50 km的中尺度对流系统生成(图3),14时,MCS在原地发展为直径约80 km的中尺度系统。云团生成于湖北与河南交界处的南阳盆地(武当山、桐柏山和伏牛山之间),15时以后,MCS原地强烈发展,到22日18时,MCS已经发展为一个500 km × 300 km的中尺度云团,云团的TBB大部分低于-70,湖北北部开始出现降水,18~22时,降水一直维持在南阳盆地。随后,MCS缓慢向东移动,22时中心位于安徽北部,这段时间主要的降雨应在河南,但我们没有河南的每小时降雨量资料。23日00时,在MCS的后部南阳盆地又有对流单体产生,新的对流单体在原地迅速发展,23日02时发展成为直径约为100 km的中尺度MCS,04时,新的对流单体与原来的MCS合并,使得MCS在随后的几个小时强烈发展,在湖北东北部和安徽北部地区造成强降水。这次对流的发展过程中有2个在南阳盆地初生的对流系统发展东移,南阳盆地的特殊地形有利于对流的生成,而中尺度低涡发展东移后部的辐合线也是对流云迅速发展的一个有利条件(图略),后面还将利用模拟结果对辐合线及特殊地形对MCS发展的作用进行进一步分析。

MCSB在22日17时之前没有出现降水,降水是18时在南阳盆地出现,强降水在该地区一直持续到22时,即第1个对流系统的生成发展造成了该地区连续4~5 h的强降水。第2个对流系统生成后的23日01~04时也有降水产生,但强度不如第一个强。

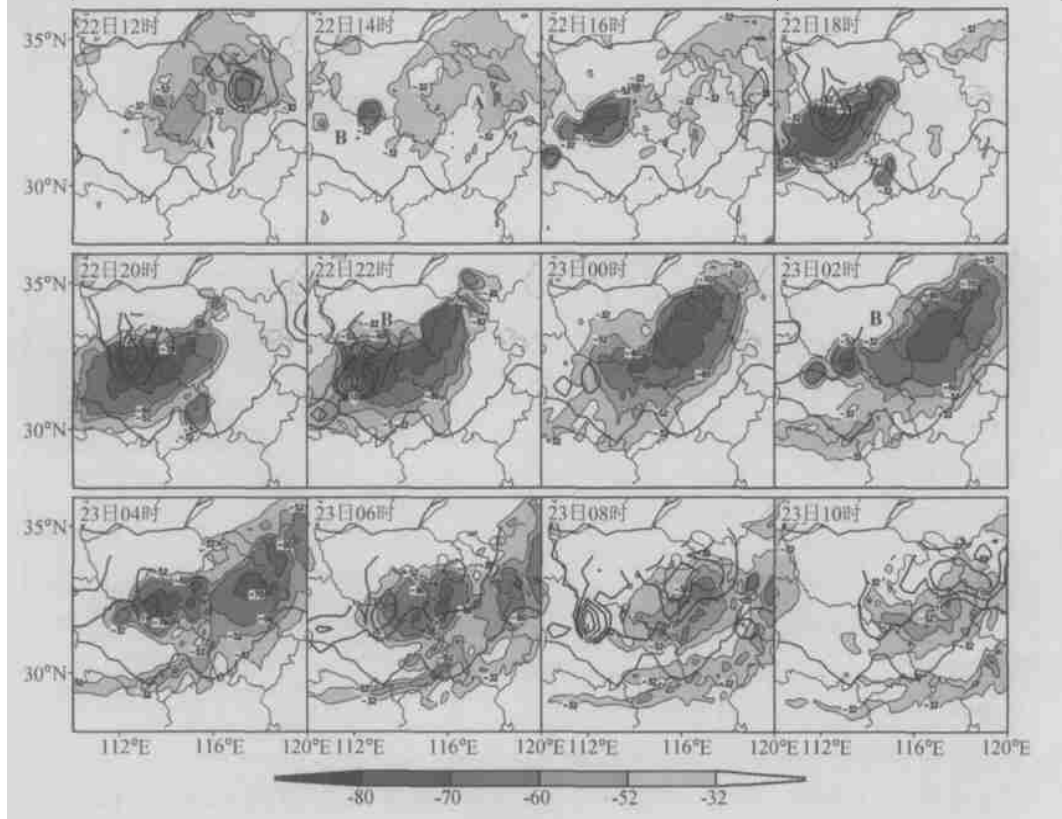


图3 2002年6月22日12时~23日10时的TBB分布(阴影,单位:)和每小时降雨量(等值线,单位:mm),A、B分别表示MCSA和MCSB

枣阳 (32°09' N, 112°45' E, 桐柏山的西南侧) 的每小时降雨量也说明 22 日 18 时、23 日 01 时分别有两个对流云发生 (图 4), 第 1 个系统持续了 3 h 的强降雨 (大于 15 mm), 而第 2 个系统只有一个小时的降水超过 10 mm。

对流系统 MCSB 23 日影响了安徽的北部, 造成了强降水。“973”暴雨试验在安徽有 GPS 和风廓线仪观测, GPS 观测整层的可降雨量, 风廓线仪可获得高分辨率的对流层低层的风向、风速分布, 资料的时间间隔分别为 30 min、1 h。图 5a 是寿县

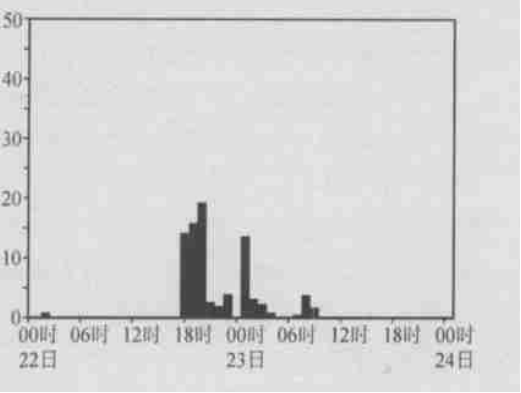


图 4 2002 年 6 月 22 日 00 时~24 日 00 时
枣阳的每小时降水量 (单位: mm)

(32°33' N, 116°47' E) GPS 监测的整层可降雨量以及每小时降雨量, 23 日 00~17 时降雨持续了 17 h。GPS 监测显示 21 日该地区的整层可降雨量相对较低, 在 68 mm 以下, 而 22 日整层含水量逐渐增加, 最强到达 74 mm。降水在 23 日 00 时开始, 之后, 整层含水量迅速下降到 68 mm 以下。除了 23 日的降雨过程外, 20、21 日寿县每天都有 1 次降雨过程, 这 3 次过程在降雨前都有整层可降雨量迅速增加的过程, 降雨开始后, 可降雨量开始减少。Doswell 等^[10]认为降雨量 $R = Ewq$, E 是可降水率, w 、 q 分别为上升率和比湿, 即降雨量与水汽的垂直输送成正比。虽然, 整层可降雨量的大小不能完全反应水汽的垂直输送, 但从寿县的每小时降雨量与可降雨量的时间演变, 仍可以看到降雨前有整层水汽含量增加的过程。

肥西风廓线 (31°44' N, 117°08' E) 的风场演变 (图 5b) 显示, 23 日低层盛行西南风, 低空急流达 20 m s^{-1} , 而此时肥西正处于该 MCS 的南侧, 因此, 23 日 MCS 南侧有较强低空急流的水汽输送。另外, 23 日 18 时以后, 低层出现西北风, 开始在地面附近, 到 23 日 06 时, 900 m 以下都是西北风, 说明冷空气已经南侵, 冷空气的侵入可能是系统开始减弱的主要原因。

与 MCSB 生成区域最近的探空站是河南南阳, 由于南阳 22 日没有加密观测, 可以利用的探空资料较少, 因此, 这里主要分析对流发生前对流有效位能 (CAPE) 的积累和层结的变化。从 6 月 20 日晚上, 南阳近地面的空气逐渐变得潮湿 (表 1), 可降水在 21 日 20 时达最大, 为 61 mm, 地面露点温度上升到 25.5℃, 层结接近饱和 (图略)。这时, 气柱也变得很不稳定, K 指数也从 21 日 08 时的 32 迅速上升到 36, 抬升指数降

表 1 2002 年 6 月 20 日 20 时~22 日 08 时南阳探空各物理量计算结果

变量	20 日 20 时	21 日 02 时	21 日 08 时	21 日 20 时	22 日 08 时
$T_d/\text{℃}$	19.2	22.4	22.8	25.5	24.5
可降水量/mm	43	50	51	61	56
K	31	32	32	36	39
抬升指数	0	-1	-1	-2	-4
θ/K	349	353	353	362	357
对流有效位能/ J kg^{-1}	66	439	556	1 515	829
对流抑制能量/ J kg^{-1}	18	36	1	0	0

低到 - 2，地面 θ 比前一时刻增加了 9 K，对流有效位能从 556 J kg^{-1} 上升到 1515 J kg^{-1} 。这些指数值的变化表明南阳上空积聚了大量不稳定能量，极有利于对流的发生。

6 月 22 日凌晨，部分对流有效位能释放，这是由于 MCSA 经过该地区造成的。但是，6 月 22 日，由于低空急流将大量的暖湿空气向对流区输送（图 5b），使得南阳上空 400 hPa 以下的空气相对湿度超过了 75 %，地面 θ 仍然高达 357 K。南阳上空的空气仍然具有大量的对流有效位能， K 指数和抬升指数分别为 39 和 - 4，气层相当不稳定。若有某种触发机制，将有可能在南阳附近再一次激发对流的发生。事实上，22 日 12 时、23 日 00 时有 2 次中尺度对流产生（图 3），之后，南阳附近的对流有效位能完全释放（图略）。

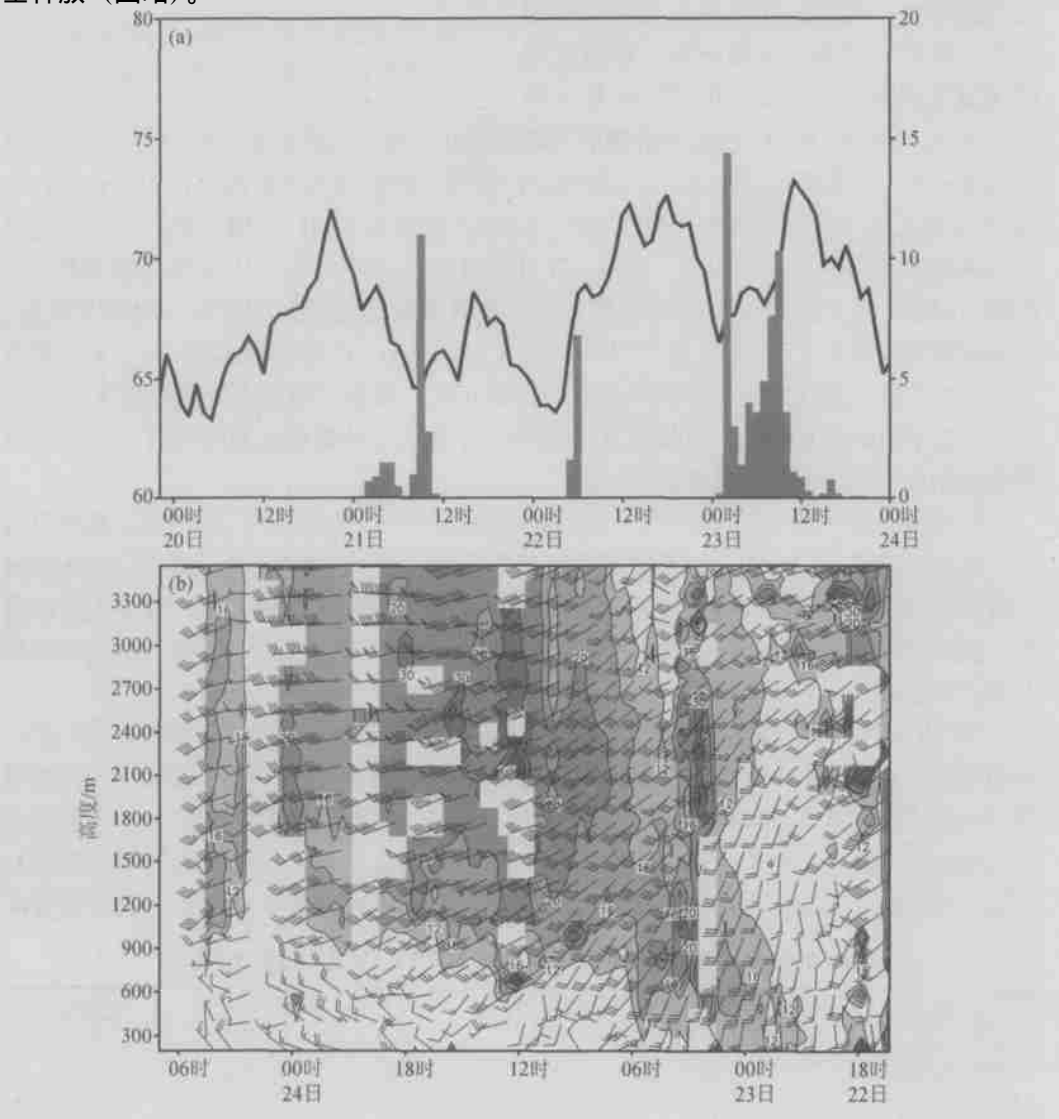


图 5 (a) 安徽寿县 6 月 20 日 00 时~24 日 00 时的每小时降雨量（直方，左侧坐标，单位：mm）和 GPS 观测的整层可降水量（曲线，右侧坐标，单位：mm）；
(b) 肥西风廓线 6 月 22 日 16 时~24 日 08 时风场（阴影为风速大于 12 m s^{-1} ）

3.3 MCS 发生的天气条件

图 6 是 2002 年 6 月 22 日 中尺度 MCS 发生时的天气形势合成图。MCS 活跃在 高值区的轴线附近，正好是西风带南部边界与西太平洋副热带高压脊线的西北侧接壤处，这里也是 1000 ~ 500 hPa 等厚度线散开区，在这个散开区，沿着气流方向出现很强的非地转风。500 hPa 的正涡度区正好位于河南、安徽等地，这里也是低空急流出口区的左侧。低空急流的水汽输送主要在 MCS 的西南偏南边界，使得新的对流单体在 MCS 的后部（西侧）生成。天气背景条件分析表明 6 月 22 日的大尺度环流形势有利于四川东部、河南南部、湖北北部和安徽的对流发生、发展。

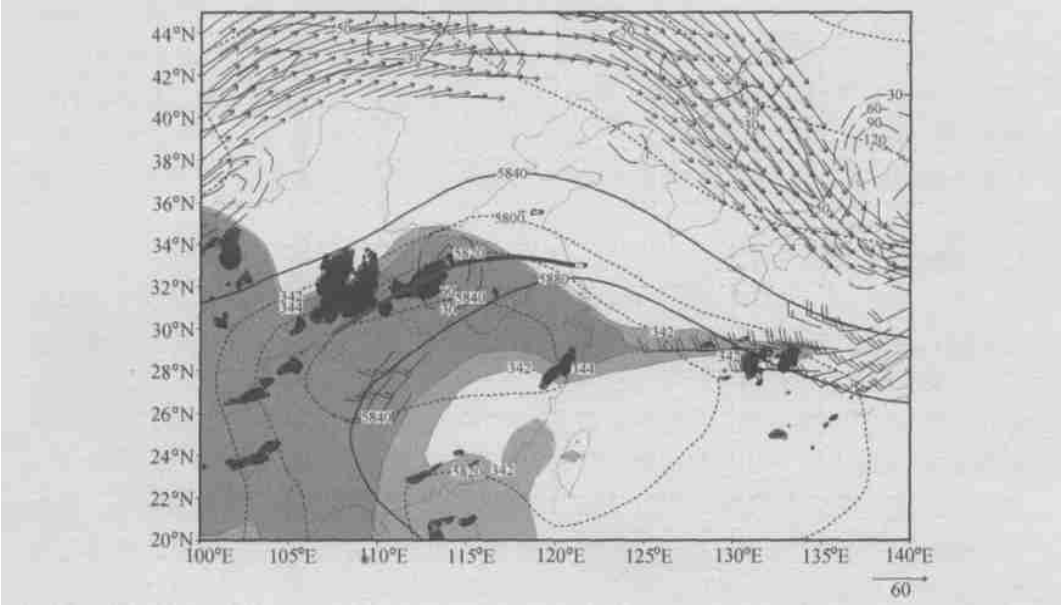


图 6 2002 年 6 月 22 日 08 时中尺度对流系统发生时的天气形势合成图

浅色阴影区 850 hPa ≥ 342 K；深色阴影区 TBB ≤ -50 ，表示 MCS 活动区；对应时间的风速 40 m s^{-1} 表示 200 hPa 的高空急流（箭头线），表示风速 16 m s^{-1} ，900 hPa 面上的低空急流（风标）；实线代表 6 月 22 日 08 时 500 hPa 等位势高度线（单位：gpm）；短虚线为对应时间的 1000 ~ 500 hPa 的等厚度线（单位：gmp）；长虚线为 500 hPa 上的等涡度线（ 10^{-5} s^{-1} ）；粗实线表示 850 hPa 切变线

综上所述，对流层中层正涡度中心的强迫和潜热释放使 MCSA 在河南西部发展成低涡，低涡生成后，其西侧 MCSB 的生成除了有利的天气尺度条件外，中尺度低涡发展东移后部的西南风与东北风之间的辐合线也是对流云迅速发展的有利条件；对流发生前低空急流的水汽输送使整层可降水量增加；对流发生前有对流有效位能的积累和不稳定层结的建立。由于这次过程基本不在试验雷达的观测范围内，所以无法利用雷达资料分析 MCS 的结构和演变。

4 数值模拟

4.1 数值模拟方案

本研究的模拟采用 PSU/NCAR 的 MM5^[11]，该模式较成功地模拟了夏季华南、长

江流域梅雨的降水过程^[5,7,12,13], 本研究也将采用 MM5 对这次低涡以及 MCS 进行模拟。模拟采用非静力、双重双向嵌套方案, 两个模拟区域的格距分别为 45 km、15 km, 格点数分别为 120 × 100、163 × 142。模拟区域取以 (30°N, 115°E) 为中心, 嵌套区域主要模拟长江中下游地区 (图略)。整层 坐标垂直分 24 层, 其 各为: 1.00、0.99、0.98、0.96、0.93、0.89、0.85、0.80、0.75、0.70、0.65、0.60、0.55、0.50、0.45、0.40、0.35、0.30、0.25、0.20、0.15、0.10、0.05、0.00。行星边界层计算采用 MRF (NCEP Medium-Range Forecast model) 高分辨方案^[14], OSU/Eta 陆面过程 (Oregon State University 发展的陆面模式) 模拟土壤的湿度和温度。

本研究对 2002 年 6 月 22 日 08 时 ~ 23 日 20 时进行 36 h 模拟。采用 NCEP 的 1° × 1° 分析格点资料作背景场。常规观测的 08 时、20 时探空资料、02 时、08 时、14 时和 20 时的地面观测和试验加密观测的 02 时、14 时探空在背景场基础上作再分析形成初始场和 6 h 间隔侧边界条件。由于本研究的重点是分析低涡和 MCS 的发生发展过程和条件, 为了逼真模拟它们的发展过程, 模拟中采用了格点和地面 3 h 资料的四维资料同化。

4.2 模拟结果与实况的对比

首先, 将模拟的每 6 h 降雨与观测对比 (图 7), 22 日 08 ~ 14 时观测有 2 个中心 (图 7a): 河南东部、安徽西北部, 四川、陕西交界处, 模拟的第 1 个中心与观测基本一致, 第 2 个中心稍偏南; 22 日 14 ~ 20 时观测降水有 3 个中心 (图 7b): 河南西部、湖北中北部和四川东北部, 模拟的降雨也有三个中心, 第 1 个中心稍偏南, 第 2 个中心与观测一致, 第 3 个中心稍偏西。22 日 20 时 ~ 23 日 08 时 (图 7c、d) 和 23 日 08 ~ 14 时 (图略) 模拟结果显示, 除了东部 (低涡东侧) 的降雨中心比实况偏南外, 降水的强度和位置与观测基本一致。模拟的 23 日 14 ~ 20 时 (即模拟的最后 6 h) 降水与观测差别较大 (图略), 分析表明 MCSA 和 MCSB 的活动在 23 日 14 时前已基本结束, 因此该时段的模拟结果基本不会影响分析结果。

模拟的枣阳降雨在 22 日 19 时开始, 23 日 04 时结束 (图 8a), 与观测的降雨持续时间 (22 日 18 时 ~ 23 日 04 时, 图 4) 基本一致。但也有不足之处: 观测的降雨在 23 日 00 时前后有中断, 而模拟的降雨是连续的; 观测的降雨量有 4 个小时超过了 15 mm, 而模拟的降雨量都在 10 mm 以下。以上分析表明, 模拟的降雨与实况是基本一致的, 模拟结果是可以用于低涡和 MCS 发生发展分析的。

模拟低涡的发生发展过程、强度与实况也基本一致 (图略), 前面的分析表明中层的强迫和 MCSA 的潜热释放可能是低涡的产生原因, 这里利用模拟结果对低涡发展的机理进行分析, 模拟的 6 月 22 日 08 时 ~ 23 日 20 时 850 hPa 33 ~ 36°N 的平均温度平流 (图 9) 显示: 暖平流 22 日 08 时在 114 ~ 120°E, 之后东移, 23 日 20 时已经东移到 122 ~ 130°E, 在东移的过程中暖平流是逐渐增强的, 从 $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增加到 $21 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 对流层低层的暖平流有利于低涡在东移过程中发展。

4.3 MCS 的发生发展条件

模拟的 850 hPa 风场、液态水以及每小时降雨量演变 (图略) 表明, 云系发生在低涡东侧的暖切变和西侧的冷切变附近。低涡东侧的暖切变云系尺度相对较大, 而西部的云团尺度较小, 强度较强。低涡东西部对流云团的差异较大, 因而, 下面将针对东

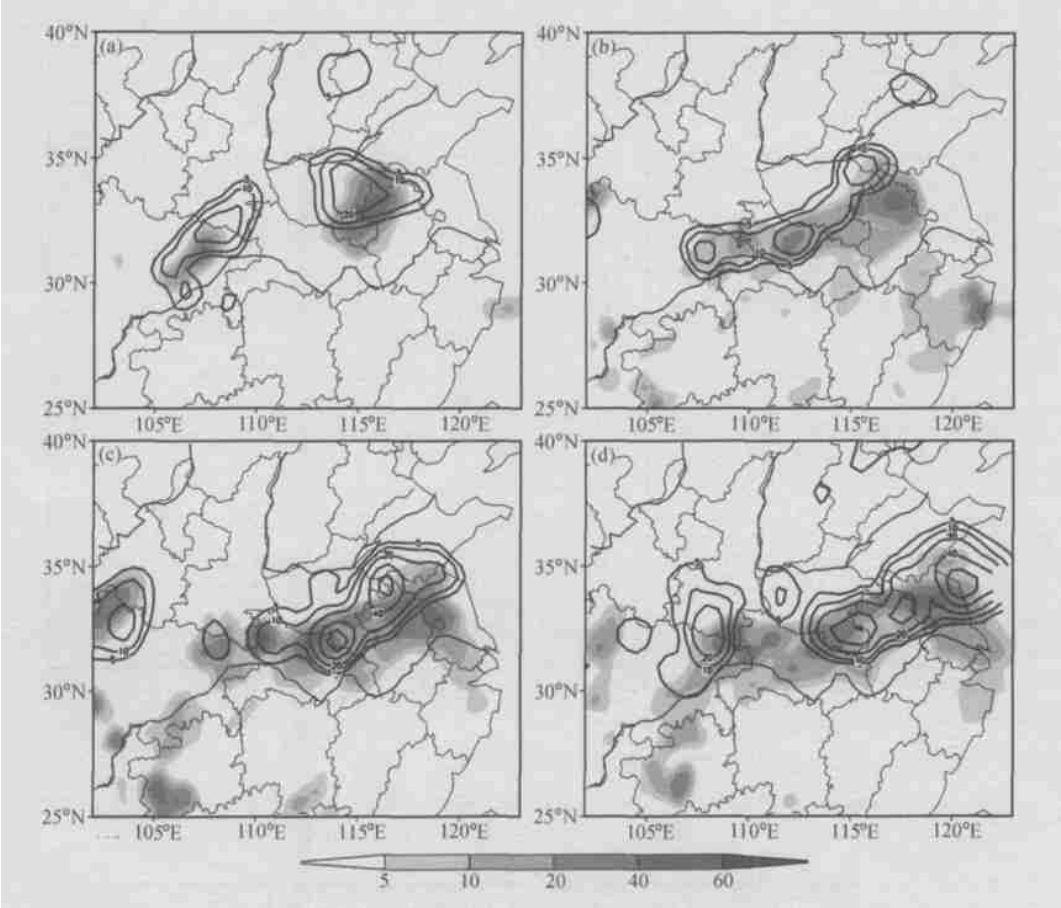


图7 模拟(阴影)和观测(等值线)的6 h降雨量(单位: mm)
(a) 22 日 08~14 时; (b) 22 日 14~20 时; (c) 22 日 20 时~23 日 02 时; (d) 23 日 02~08 时

西部的系统进行对比分析。

枣阳位于低涡西部冷切变附近, 模拟的枣阳站降水开始时地面风场由南风转为东北风(图 8a), 表明降水位于地面切变线的北侧, 虽然降雨前最大的对流有效位能达 2100 J kg^{-1} (22 日 12 时), 但 18 时降水开始后, 对流有效位能迅速全部释放, 同时, 对流抑制能量很快增强到 300 J kg^{-1} 以上(图 8b)。对流有效位能和抑制能量在降雨过程中的演变表明, 降水系统触发时需要有对流有效位能的释放, 当降雨开始后, 对流有效位能很快释放, 而对流有效位能的释放可使上升运动维持几小时^[10]。另外, 低涡西部的对流较强, 潜热释放也有可能成为其能量来源, 对流系统发展过程中的能量来源问题是值得今后进一步研究的重要问题。

低涡东部 (33°N , 117°E) 的每小时降雨量、对流有效位能和抑制能量的时间演变(图 8c、d) 显示, 该处有 2 次较明显的降雨过程: 22 日 12~19 时, 23 日 10~15 时, 中间还有一次较弱的降雨过程。模拟结果发现地面风场先由东南风转为西南风, 23 日 12 时以后转为西北风, 即前 2 次降雨过程为暖切变北侧降雨, 23 日 10 时以后的降雨是低涡东移后, 冷空气入侵造成的降雨。第 1 段降雨过程中有对流有效位能维持, 最强仅为 900 J kg^{-1} , 降雨过程中 15 时以后开始出现对流抑制能量; 第 2 段降雨过程中

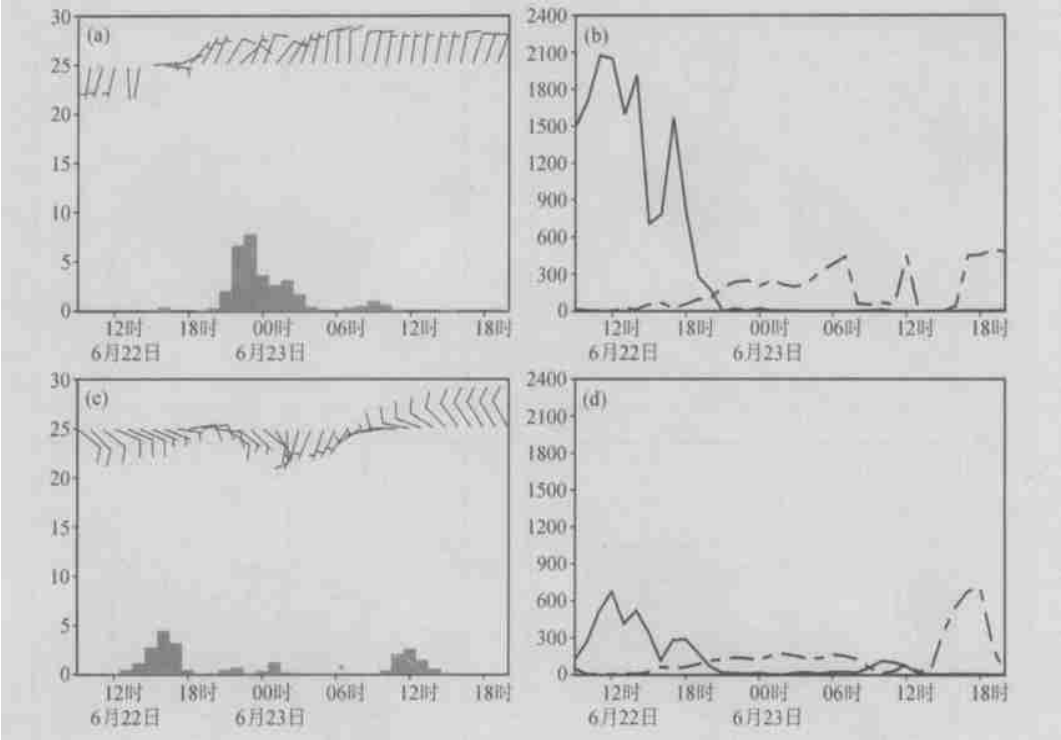


图 8 模拟的每小时降雨量 (单位: mm) 和地面风 (单位: m s^{-1}) 场 (a、c) 以及对流有效位能 (实线, 单位: J kg^{-1}) 和对流抑制位能 (虚线, 单位: J kg^{-1}) (b、d)
(a、b) 枣阳地区; (c、d) 安徽北部 (33°N , 117°E)

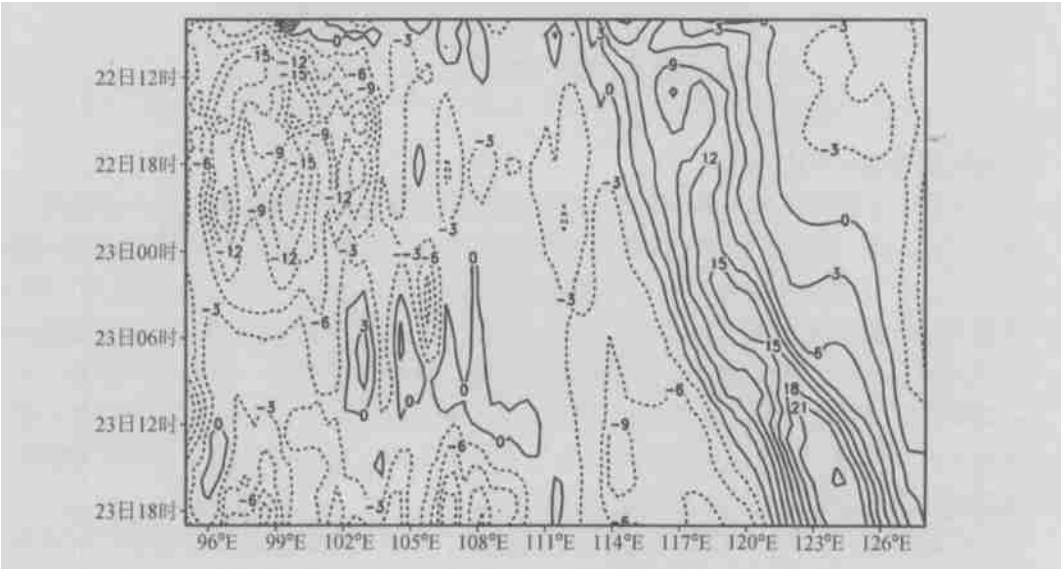


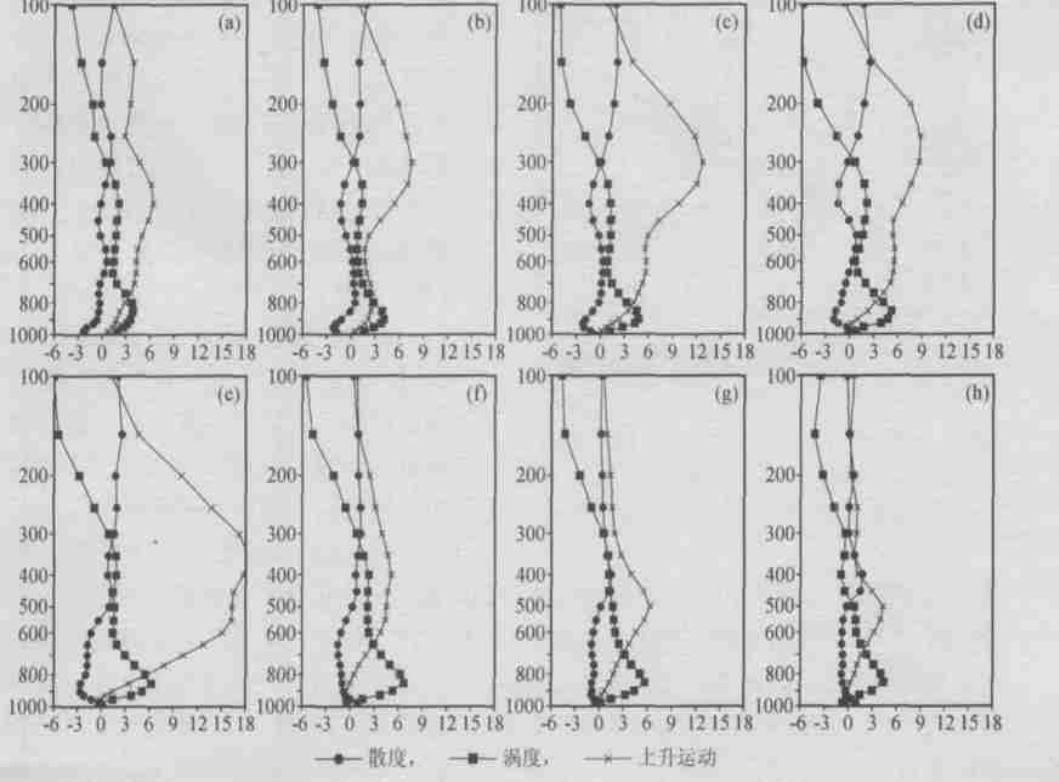
图 9 2002 年 6 月 22 日 08 时~23 日 20 时 850 hPa $33^\circ\text{N} \sim 36^\circ\text{N}$ 平均的温度平流 (单位: 10^{-5} s^{-1})

对流有效位能稍大于对流抑制能量, 降雨结束后对流抑制能量最大达到 900 J kg^{-1} ; 中间较弱的降雨过程对流抑制能量是大于对流有效位能的。可以看到, 低涡东西部冷切变、暖切变上的降雨有较大的差别: 东部暖切变降雨前对流有效位能较小, 降雨开始

后，对流有效位能没有迅速完全释放，而是逐渐释放的；西部冷切变降雨发生后对流有效位能迅速完全释放。

从以上降雨与能量演变的分析看，能量的集聚对对流的触发有重要的作用。以上分析也表明低涡东西部的对流系统发展过程有显著不同，下面将对低涡东部暖切变、西部冷切变附近云系发展区域的条件作较详细的分析，主要从西部（32~33.5°N，112~114°E）、东部（33~35°N，115~118°E）区域平均的涡度、散度和垂直速度分布分析降雨系统发生发展过程中的层结特征。

西部的对流在模拟开始后几个小时才开始发展，这里将 22 日 21 时以前作为发展期，23 日 03 时以后作为衰减期，22 日 21 时~23 日 03 时之间作为强盛期。发展期特征（图 10a、b、c）：只有较弱的辐合出现在低层（800 hPa 以下）；低层最强的正涡度在 800 hPa，强度为 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；上升运动在垂直方向有 2 个大值中心，一个在低层，一个在高层，高层的上升运动要强些，但强度都在 10 cm s^{-1} 以下；300 hPa 以上的负涡度是逐渐增强的，高层的辐散没有明显加强。强盛期的特征（图 10d、e）：500 hPa 以下为辐合层、正涡度层，比发展期高，辐合强度较发展期有所增强；增强最明显的是上升运动，最强的上升运动在 300~600 hPa，达 18 cm s^{-1} ，发展期存在于低层和上层的 2 个上升运动中心向中层发展。衰减期特征（图 10f、g、h）：低层辐合逐渐减小；上升运动减弱，最大值在 500 hPa；低层正涡度强度基本维持，上层负涡度减小。以上



10 模拟的(32~33.5°N，112~114°E)平均涡度、散度(单位： 10^{-5} s^{-1})和上升运动(单位： cm s^{-1})的垂直分布
(a) 22 日 12 时；(b) 22 日 15 时；(c) 22 日 18 时；(d) 22 日 21 时；
(e) 23 日 00 时；(f) 22 日 03 时；(g) 22 日 06 时；(h) 22 日 09 时

分析表明,虽然低层的正涡度一直维持,但低层的辐合不强,高层也没有明显的辐散场配合,这可能是该系统没有发展到很强的原因;发展期高层的上升运动较强,高层的强迫可能导致系统发展较快。

东部暖切变降水在模拟开始后就产生了,降水持续时间较长,并且在模拟的前几个小时就比较强,因此,无法分阶段分析特征。东部降水较强时段的无辐合层在 600 hPa 左右(图略),最强辐合层在 900 hPa,最强上升运动在中上层;当系统强度减弱后,除了上升运动减弱,最强上升运动下降到低层外,辐合从地面开始向上减小,无辐散层在 800 hPa;中下层的正涡度仍然维持。

4.4 MCS 的结构特征

以上对低涡东西部对流系统的发生发展过程中各物理量的垂直分布作了分析,下面主要针对低涡东西部发展的对流系统的结构和发生发展条件进行分析。

前面的分析已经指出低涡东部的降雨系统模拟开始后很快激发出来,这与实况中随低涡东移的 MCS 一致,而低涡西部的对流系统是模拟开始后逐渐产生出来。图 11 是模拟的第 8 小时(即北京时间 22 日 16 时)的 850 hPa 风场和由液态水反演出来的回

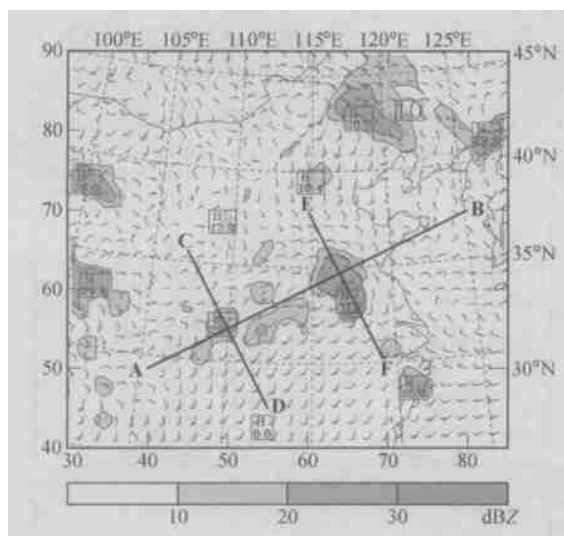


图 11 模拟的 6 月 22 日 16 时 850 hPa 风场(单位: m s^{-1})

和液态水反演出来的回波强度(阴影,单位: dBZ)

左侧纵坐标和下方横坐标的数字代表模式模拟的格点数

波强度,此时东西部的对流都不是很强,东部的系统位于西南风与东南风的辐合线附近,尺度较大;西部的系统位于西南风与东北风的辐合线附近。整个低涡系统从东到西是偏东风与偏西风的辐合,西南气流位于辐合线和对流系统的南侧,这与风廓线资料分析结果一致。为了分析辐合线以及对流系统的结构特征,沿辐合线、东西部的对流系统分别作了剖面 AB、CD、EF(见图 11)。

沿对流线的剖面 AB(见图 12)显示,辐合线上大部分存在偏东风与偏西风的垂直切变(图 12a),低层偏东风的高度是从东向西逐渐降低的,偏东风在辐合线的东端伸展到 3 km,而西端靠近山脉处在 1.5 km 以下。西侧对流可能与

山脉的作用有关,低层山脉西侧的偏西风与山脉东侧的偏东风在山区辐合(图 12d),产生了较深厚的上升运动(12 km 以上,图 12b),此时,该系统还没有产生降雨(图 12f),对流云位于山顶上(图 12e),对流云伸展的高度没有上升运动伸展的高度高。位温场在山脉及山脉的下游有明显的扰动(图 12c),可能是气流过山引发的重力波。沿西侧系统的剖面 CD(图略)显示,中高层有较强的西北入流,入流在对流系统的上层形成较强上升运动,在该入流的上层有一显著的向北出流。在系统发展的初始阶段,虽然系统伸展的高度只到 7 km 左右,但上升运动伸展到 12 km 以上,下层和上层分别有一个中心,而且上层上升运动比下层强。以上分析表明该对流系统的发展

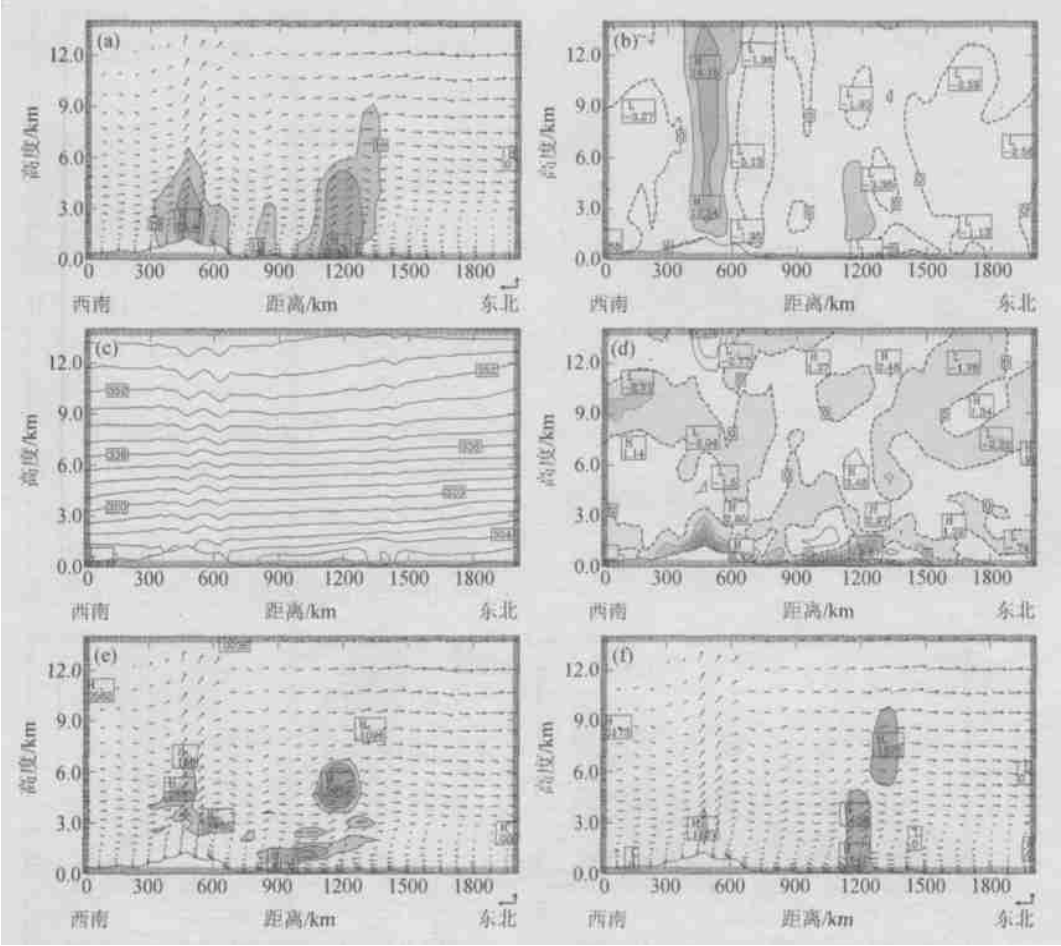


图 12 模拟的 6 月 22 日 16 时沿图 11AB 的剖面

(a) 沿 AB 的环流和回波 (单位: dBZ); (b) 垂直运动 (单位: cm s^{-1}); (c) 位温 (单位: K);
(d) 散度 (单位: 10^{-5} s^{-1}); (e) 环流和云水 (单位: g kg^{-1}); (f) 环流和雨水 (单位: g kg^{-1})

除了与低层的辐合有关，还与高层西北气流过山产生的波动有关。

东侧对流 (辐合线 1 200 km 处) 东西两侧偏东风的高度明显不同，东侧在 2.5 km，西侧在 1.5 km，即在 1.5 ~ 2.5 km 高度存在偏东风与偏西风的水平辐合 (图 12a)，低层气流的辐合对东部对流的维持有一定的作用。在辐合线上有两个较强的辐合中心对应东西 2 个对流系统，但强辐合都只维持在低层，中层也有弱的辐合 (图 12d)。剖面 AB 没有穿过东部对流系统的最强区域，而剖面 EF (图略) 穿过其最强区域，系统有大约 500 km 长，强度达 30 dBZ 以上，最强的上升运动位于中层 3 ~ 6 km，达 34 cm s^{-1} 。强降雨区位于对流系统的东南侧，强对流区的下层 (3 km 以下) 有强辐合，强度达 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，对应中上层是强辐散区。该对流系统北部，低层虽有强辐合，高层却没有深厚的辐散层配合，只在中层有弱的辐散配合。而中高层强辐散层的配合对对流系统的发展是非常重要的。

随着西部辐合线上对流系统的发展东移，东西部的对流系统连成一条对流带 (图 13)，从 TBB 演变 (图 3) 显示 MCSB 呈东北—西南的带状，其中的低温中心一般有 3

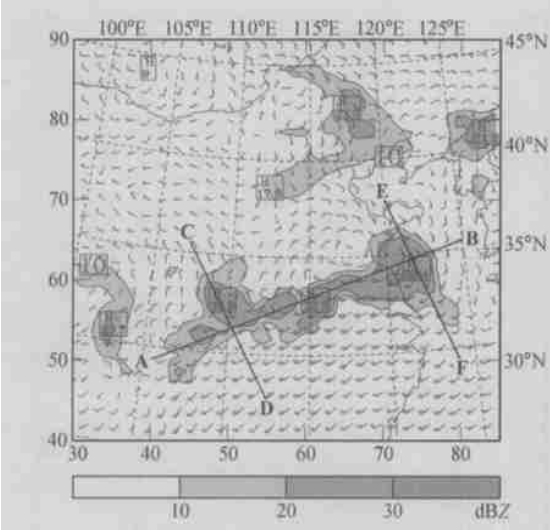


图 13 同图 11，但是 6 月 23 日 08 时

~ 5 个，模拟对流带的特征与 TBB 的特征比较相似，观测的 6 h 降雨也呈东北—西南的带状分布（图 7b、c、d），有 3~5 个强降雨中心。在低涡西部生成的对流系统沿辐合线向东北方向移动，针对对流带和东西两侧的对流系统也分别作了剖面。此时沿辐合线 AB（图 14）低层的偏东风已经很浅，只在东端能达到 1.5 km，辐合线上大约有 5 个对流中心，但较强的上升运动中心只有两个，一个在山区，一个在山区下游 400 km 处，这两个上升运动的中心都比较高，分别在 10 km、7 km，可能都与气流过山产生的重力波有关。沿辐合线中低层以辐合为主，高层以辐散为主，但强度都不是

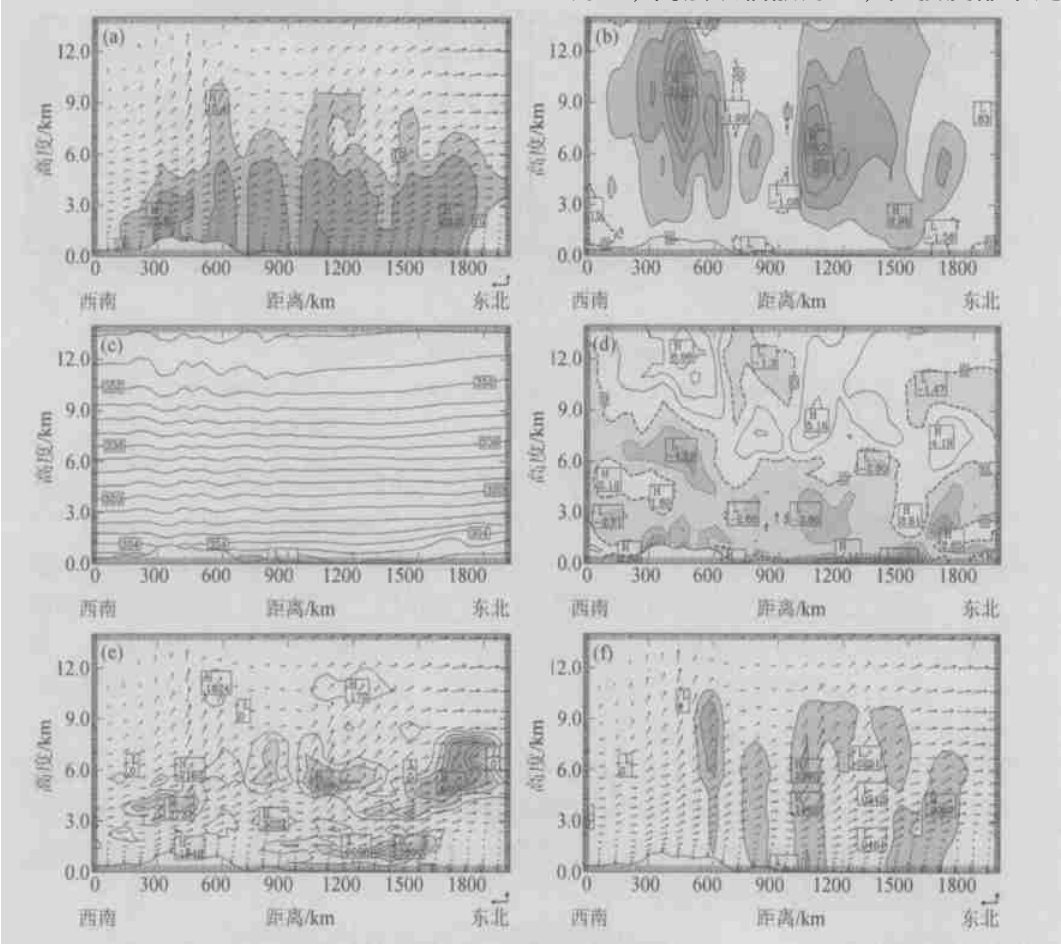


图 14 同图 12，但是 6 月 23 日 08 时沿图 13AB 的剖面

太强, 沿辐合线云带一般伸展到中层 (9 km 以下)。此次过程对流系统的位置偏北, 大部分不在试验区, 只有合肥雷达从 22 日 22 时 ~ 23 日 07 时观测到一部分对流区。合肥雷达观测的 2 km 高度 (800 hPa 附近) 的回波强度 (图略) 显示, 较强的回波强度一般在 30 dB Z 左右, 与模拟的回波强度 (图 13) 基本一致, 只有一些中尺度的系统强度达到 40 dB Z 以上, 由于模式的分辨率较低, 目前还不能模拟出这种系统。

沿东西两个对流系统的剖面 CD、EF 显示 (图略): 两个对流系统此时已经发展较强, 对流系统回波顶伸展到 9 km, 辐合、上升运动伸展到 12 km 以上, 并都向东南方向倾斜, 上升运动中心位于 6 ~ 9 km, 辐合从低层到高层有 3 个中心, 在向南倾斜的辐合中心的北侧为辐散区。剖面 EF 的特征与 16 时 EF 的特征基本相似, 主要的不同是此时系统开始向南倾斜, 上升运动、低层辐合和高层辐散都减弱。回波的垂直分布 (图略) 表明强回波 (30 dB Z 以上) 一般在 7 km 以下, 回波顶在 9 km 左右, 与模拟结果相似, 但也有中尺度强对流的回波超过 10 km。

以上分析表明, 模拟开始后对流先在低涡东部地区发展, 低涡西部的对流是在模拟开始后几小时才开始, 东部对流系统随低涡的东移而东移, 西部的对流系统沿辐合线向东北移动。西部对流系统的触发与低层风场的辐合和过山气流的影响有关。根据以上分析对流系统沿辐合线的分布和特征见图 15。对流系统的结构特征: 系统发展最强时中下层的回波强度达 30 dB Z 以上, 云水位于中层, 雨水位于中下层; 发展期低层有辐合, 但中高层没有强辐散配合; 强盛期低层的辐合增强, 中高层有强的辐散区配合, 系统是垂直的; 衰减期系统开始向南倾斜, 辐合和上升运动也开始向南倾斜。

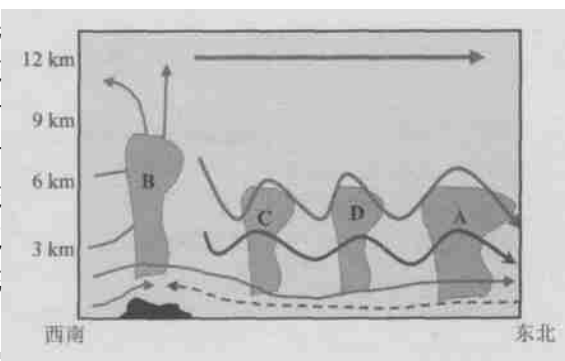


图 15 沿辐合线对流系统和气流的分布

深色阴影为山脉; 虚线为偏东风, 实线为偏西风;
对流 A 在低涡东部生成, 对流 B、C、D 在山区生成

5 结论和讨论

本文对 2002 年 6 月 22 ~ 23 日一次由 MCS 发展产生的低涡以及伴随的对流系统进行了分析和模拟研究。此次低涡的发生发展与典型东西向梅雨锋 (或切变线) 上低涡有较大的不同: 其发生于湖北与河南交界处的南阳盆地, 之后, 向东北方向东移出海, 低涡以及切变线对 MCS 的发生发展有明显的影响, 而典型梅雨锋低涡一般是由西南涡东移或长江中游地区初生的涡旋。分析表明: (1) MCSA 东移到河南西部时由于对流层中层正涡度中心的强迫和本身的潜热释放产生了低涡; (2) MCSB 生成于南阳盆地, TBB 和每小时降雨量显示先后有 2 个对流系统生成在南阳盆地附近; (3) 安徽 GPS 观测分析表明降雨发生前有明显的增湿过程, 而降雨开始后, 整层可降雨量迅速减少; (4) 对流系统南侧强的西南低空急流向对流区输送了大量水汽; (5) 低涡东移后, 西北风 (冷空气) 的侵入使降雨结束。

在对观测资料分析的基础上,采用模拟结果对低涡发展的机制及伴随低涡发生的对流系统的结构进行了分析:(1)低层的暖平流可能是低涡东移发展的原因之一;(2)东部对流系统发生在低涡东部的暖切变上,西部对流系统出现在冷切变附近;(3)在低涡南部有偏南风与偏北风形成的辐合线,辐合线上低层偏东风与中高层偏西风形成垂直切变,并有对流发生,西部对流沿辐合线由西南向东北方向移动,与辐合线上以及东部的对流系统形成对流带;(4)除了低层的强辐合外,高层较深厚的强辐散是对流系统发展强盛的重要原因;当系统倾斜时表明开始减弱。

本文分析的非典型梅雨锋低涡及其 MCS 的发生发展只是针对 1 个个例,对 MCS 结构的研究主要依赖于模拟结果,研究结果有待进一步验证,而其他个例不一定也具有这些特点,因此,今后将继续加强对这类个例的研究。

致谢:“973”中国暴雨试验加密资料由“973”项目资料组提供,在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 胡伯威、潘鄂芬,梅雨期长江流域两类气旋性扰动和暴雨,应用气象学报,1996,7(2),138~144.
- 2 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.
- 3 程麟生、冯伍虎,“987”突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟,大气科学,2001,25(4),465~478.
- 4 Bei Naifang, Zhao Sixiong, and Gao Shouting, Numerical simulation of a heavy rainfall event in China during July 1998, *Meteor. Atmos. Phys.*, 2002, 80, 153~164.
- 5 徐亚梅、高坤,1998年7月22日长江中游中低涡的数值模拟及分析,气象学报,2002,60(1),85~95.
- 6 张小玲、陶诗言、张顺利,梅雨锋上的三类暴雨,大气科学,2004,28(2),187~205.
- 7 高坤、徐亚梅,1999年6月下旬长江中下游梅雨锋低涡扰动的结构研究,大气科学,2001,25(6),740~756.
- 8 Menard, R. D., and J. M. Fritsch, A mesoscale convective complex-generated inertially stable warm core vortex, *Mon. Wea. Rev.*, 1989, 117(6), 1237~1261.
- 9 石定朴、朱文琴、王洪庆等,中尺度对流系统红外云图云顶黑体温度的分析,气象学报,1996,54(5),600~611.
- 10 Doswell, C. A. III, H. E. Brooks, and R. A. Maddox, Flash flood forecasting: an ingredient-based methodology, *Wea. Forecasting*, 1996, 11, 560~581.
- 11 Dudhia, J., A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, 121, 1493~1513.
- 12 张庆红、刘启汉、王洪庆等,华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟,科学通报,2000,45(18),1988~1922.
- 13 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 I,引发暴雨的中尺度对流系统的数值模拟研究,大气科学,2002,26(4),541~557.
- 14 Hong, S. -Y., and Hualu Pan, Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a mediumrange forecast model, *Mon. Wea. Rev.*, 1996, 124, 2322~2339.

A Study of Vortex and Its Mesoscale Convective System during China Heavy Rainfall Experiment and Study in 2002

Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, Zhang Gaoying,
Zhao Sixiong, and Tao Shiyan

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract The routine observational data and intensive observational data of “China Heavy Rainfall Experiment and Study—CHeRES” are used to analyze and simulate the vortex and its mesoscale convective systems (MCSs) on 22 ~ 23 June 2002. It is found that occurrence of the vortex forced by its latent heat releasing and positive vorticity in the middle troposphere while MCSA propagating to the western part of Henan Province. And the warm advection in the lower troposphere is favorable for the development of vortex. The MCSs are triggered on warm and cold fronts respectively. The MCSs triggering over the western part of vortex propagate northeasterly along convergence line, which has vertical wind shear between low-level easterly and mid-level westerly, and then these MCSs form a convection line with MCS over eastern part of vortex along convergence line. Besides convergence in the lower troposphere, divergence in the middle and upper troposphere are significantly important to the maintenance of strong MCS, however, the slantwise of MCS circulation reveals the weakening of the system. The analysis of intensive observational data also shows: the integrated precipitation water (IPW) increases obviously 2 ~ 3 h earlier than beginning of rainfall and decreasing quickly after its occurrence. The southwesterly to the south of convergence line transports a great deal of moisture to the convective region. While the vortex propagating easterly, the invading of northerly wind induces the end of precipitation.

Key words: vortex in Meiyu front; mesoscale convective system (MCS); convergence line