

2003年7月3~4日淮河流域大暴雨 结构和维持机制分析

矫梅燕 毕宝贵 鲍媛媛 李泽椿

国家气象中心, 北京 100081

摘要 利用卫星、雷达和地面加密资料, 分析了2003年7月3~4日淮河流域大暴雨的中尺度系统演变特征。结果表明: (1) 云团的生成源地都在河南西部山区, 然后影响安徽北部; (2) 梅雨锋区等 θ_{se} 线随高度近于垂直分布, 具有类似热带系统的暖心结构特征, θ_{se} 高值区的“漏斗”状结构比较明显; (3) 双圈垂直次级环流, 是造成强降水的主要物理机制, 这种机制的形成和维持与高低空急流的耦合是紧密相关的; (4) 整层的视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 和视水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 高值区呈带状分布在梅雨锋附近, 并且位温和比湿垂直平流项在 Q_1 、 Q_2 中发挥重要作用; (5) 对流不稳定和条件对称不稳定的建立使得在暴雨区, 既存在深厚的热力不稳定机制, 又存在水汽输入机制和热力不稳定的触发机制, 从而形成强暴雨; (6) 湿比有效能量是强降水维持的主要能量来源, 降水产生的凝结潜热释放在能量正反馈中发挥重要作用。

关键词 淮河流域 急流 不稳定 热源

文章编号 1006-9895(2006)03-0475-16

中图分类号 P445

文献标识码 A

Thermal and Dynamical Structure of Heavy Rainstorm in the Huaihe River Basin During 3 - 4 July 2003

JIAO Mei-Yan, BI Bao-Gui, BAO Yuan-Yuan, and LI Ze-Chun

National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract The heavy flood over the Huaihe River valley in the summer of 2003 is another serious flood event after 1991, in which there were totally 7 rainstorm processes over the Huaihe River valley, the total precipitation, intensity of the heavy rainstorm and severe flood were rare in the history. Both the precipitation and the flood over the Huaihe River valley were more serious than those in 1991 during the same period. The strongest rainstorm happened during Jun 29 to July 4, in which the intensive rain period was from 0000 UTC 3 July to 0000 UTC 4 July, with Taihe in Anhui Province isolated by 24 h precipitation of 249.3 mm.

By use of satellite, radar and intensive surface data, and NCEP reanalysis data, evolution of the mesoscale systems of heavy rain in the Huaihe River basin during 3 - 4 July 2003 is analyzed. Results show that (1) origin of cloud clusters is from the mountain area of western Henan Province, (2) isoline of θ_{se} is with vertical warm-cored and funnel-shaped features similar to tropical systems, (3) bi-meridional vertical circulations are the main mechanism for heavy rain, which are relative to the couple between high-level and low-level jet, (4) the high value of the whole-level apparent heat source $\langle Q_1 \rangle$ and moisture sink $\langle Q_2 \rangle$ is near the Meiyu front and the vertical advection term plays a key role in Q_1 and Q_2 , (5) the construction of convection instability and conditional symmetry instability results in that there is not only deep thermal instability, but also moisture influx and triggering mechanism of thermal

instability causing strong torrential rain.

The mechanism of the heavy rain is as follows. Firstly, the southerly jet in the boundary layer transports moisture to the area of the large-scale ascending motion. Secondly, the slantwise motion arises and a conditional symmetric instability forms in the same area. Thirdly, moist available energy and latent energy may drive the bi-meridional vertical circulations. All of them couple each other and provide not only the deeply thermal instability mechanism, but also the moisture transport and thermal instability trigger mechanism for the heavy rain.

Key words the Huaihe River basin, jet, instability, heat source

1 引言

暴雨的发生是多种尺度天气系统相互作用的结果,其中大尺度环流对暴雨的发生发展有明显的制约作用,而中尺度系统则是造成暴雨的直接影响系统^[1~3]。近年来,人们就梅雨锋中尺度暴雨的三维结构以及暴雨中尺度系统发生、发展动力学问题进行了广泛的研究和探索,取得一些重要进展^[4~10],并在诊断研究和数值试验方面做了大量工作^[11~15]。在大尺度方面,尤其在形成暴雨的大尺度条件和大尺度背景研究方面取得了新的结果,从海温影响和高低纬大气环流的相互作用入手研究副高以及引发长江流域初夏暴雨的条件^[2]。理论研究方面主要在饱和湿空气动力学、非线性动力学、中尺度动力稳定性等方面继续取得新的进展^[16]。

历史经验表明,对发生大范围的天气异常事件,从技术上进行分析总结,对认识致洪暴雨的成因、改进预报方法是非常有益和必要的。例如,通过对“75.8”河南省特大暴雨^[1]、1991^[2,3]和1998年^[4,6~8]江淮暴雨、1998年华南特大暴雨^[9]等过程及成因的专题分析研究,为提高大范围特大暴雨的预报准确率奠定了基础。

2003年夏季淮河流域特大暴雨是继1991年之后再现的一次令人瞩目、严重的大范围暴雨和洪涝,最强的降水过程发生在6月29日~7月4日,其中,7月3日0000 UTC~4日0000 UTC是该次强降水的最强时段,安徽太和24h的降水量达到249.3 mm。本次大暴雨过程是一次高层冷空气与低层切变线相互作用而产生的梅雨锋暴雨,中尺度系统在其中起了关键作用。本文利用NCEP($1^\circ \times 1^\circ$)再分析资料、地面和高空常规观测资料、卫星和雷达资料以及中尺度地面观测资料分析大暴雨结构和形成机制。

2 降水和中尺度云团的演变特征

2003年7月3~4日,由于副热带高压(简称“副高”)的再次向北摆动,与北方冷空气交汇于淮河流域,导致2003年淮河流域最强的一次大暴雨天气过程。7月3日0000 UTC~4日0000 UTC,河南东部、安徽北部、江苏北部出现了暴雨或大暴雨,降水量一般有50~150 mm,雨量大于150 mm的地点为安徽太和249 mm、蒙城183 mm、临泉176 mm、利辛163 mm、界首162 mm。雨带呈东西向分布,降水中心位于安徽阜阳北部太和县附近(图

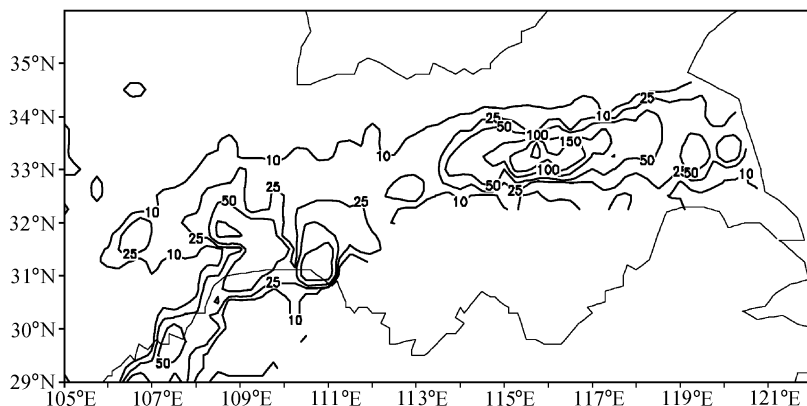


图1 2003年7月3日0000 UTC~4日0000 UTC累计降水量(单位: mm)

Fig. 1 Accumulative precipitation (mm) from 0000 UTC 3 Jul to 0000 UTC 4 Jul

1)。从降雨的时间演变特征来看,主要降水发生在 3 日 0000~1200 UTC,强降水云团从河南移入安徽北部得到了强烈发展,太和、蒙城、临泉、利辛、界首 12 小时降水量分别达到 168 mm、105 mm、127 mm、116 mm、108 mm,3 日 1200 UTC~4 日 0000 UTC,降水强度有所减弱,4 日 0000 UTC,主要降水移至淮河下游的江苏省境内,但强度已呈明显减弱趋势。

从每小时的红外云图(图略)可以看到,沿淮河流域有一系列白亮云团存在,这是对流活动旺盛的地区。3 日 0000 UTC,有降雨云团从河南进入安徽西北部,临泉和利辛出现 17.10 mm/h 和 16.80 mm/h 降水。从 TBB 图($0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 图 2)上可看到,3 日 0100 UTC,有一个 α 中尺度对流云团(以下称为云团 A)在河南东部、安徽北部发展加强,其中有两个 β 中尺度云团, TBB 小于 -50°C (仅对 α 中尺度对流云团编号,下同),呈东西排列,水平尺度小于 100 km。云团 A 使安徽临泉的 1 小时降水量达到 31.5 mm。3 日 0200 UTC,云团 A 东移,强度变化不大,使太和(27.5 mm/h)、利辛(14.0 mm/h)出现强降水,同时,第二个中尺度对流云团(以下称为云团 B)(TBB 小于 -20°C) 在河南西部山区附近生成。3 日 0300 UTC,云团 A 强度变化不大,但范围略有扩大,太和(14.6 mm/h)、利辛(18.2 mm/h)持续强降水;云团 B(TBB 小于 -30°C) 发展。3 日 0400 UTC,云团 A 继续东移,使利辛出现 33.40 mm/h 强降水,云团 B 迅速加强(TBB 小于 -40°C),并向东南方向移动。3 日 0500 UTC,云团 A 东移减弱(TBB 小于 -40°C),造成利辛 18.40 mm/h 降水,云团 B 继续加强(TBB 小于 -50°C),使界首(18.40 mm/h)、太和(14.60 mm/h)出现强降水。3 日 0600 UTC,云团 A 向南移动,强度进一步减弱,云团 B 向东移动,使蒙城出现 25.20 mm/h 强降水。3 日 0700 UTC,云团 A 快速减弱,云团 B 向东南移动, -50°C 范围减小,第三个中尺度对流云团(以下称为云团 C)在河南生成(TBB 小于 -30°C)。3 日 0800 UTC~0900 UTC,云团 B 范围扩大,但强度减弱,云团 A 继续减弱(TBB 小于 -30°C),但云团 C 迅速发展东移(TBB 小于 -50°C),在临泉有雨团迅速加强(33.80 mm/h)。3 日 1000 UTC,云团 A、B 进一步减弱,云团 C 东移(TBB 小于 -50°C),使利辛降

水加大(24.9 mm/h)。3 日 1100 UTC,云团 C 明显扩大,使固镇出现 33.10 mm/h 的强降水。3 日 1200 UTC,云团 C 继续加强(TBB 小于 -60°C),但降水并没有加强,第四个中尺度对流云团(以下称为云团 D)在河南西部山区生成(TBB 小于 -30°C)。3 日 1300 UTC,云团 B、C 强度维持并有合并趋势,雨团移至淮河干流凤阳(18.60 mm/h)、怀远(15.70 mm/h)附近,云团 A 南移,云团 D 加强(TBB 小于 -40°C)。3 日 1400 UTC,云团 B、C 合并,云团 D 东移加强,云团 A 减弱消失。3 日 1500~1600 UTC,云团 B、C 合并略有东移,强度变化不大。3 日 1700 UTC,云团 C 快速东移,云团 D 加强(TBB 小于 -40°C)。3 日 1800 UTC,第五个中尺度对流云团(以下称为云团 E)在河南、安徽交界处生成(TBB 小于 -30°C)。3 日 1900 UTC,第六个中尺度对流云团(以下称为云团 F)生成。3 日 1900~2300 UTC,云团 E、F 东移影响苏皖北部,4 日 0000 UTC,云团基本消散。

在阜阳的雷达回波强度平面位置显示器(简称 PPI)图(图 3)上,可以清楚地看到,3 日 0050 UTC,阜阳站北侧有东西向带状降水回波存在,使临泉、界首出现强降水,同时在距阜阳 150~200 km 的河南省有回波生成,带状降水回波在随后的几个小时内原地维持少动,强度略加强(35~45 dBZ),而生成于河南南阳地区的回波在东移中不断发展加强,回波呈西南—东北走向。3 日 0200 UTC,该回波移入安徽境内,0240 UTC 该回波与阜阳北部的东西带状回波合并,形成人字形的雷达回波,强度发展到 35~50 dBZ,使临泉、界首、太和连续 10 小时持续强降水。3 日 0550 UTC,人字形回波东段仍在维持,而西段减弱,但在河南又有降水回波生成,新生回波向东南移动补充到东西向带状回波,回波逐渐变为马蹄形。3 日 0900 UTC 以后,回波带状有些分散,但回波单体强度增大,带状回波分成两支,一支仍维持在阜阳以北地区,强度较弱,而另一支向东南方向移动,强度较大,与 3 日 1000 UTC 的卫星云图相对应,此时,阜阳正西方向的河南、湖北交界处有强回波生成(35~45 dBZ)。3 日 1300 UTC,新生的强回波东移,与东段带状回波合并,并发展加强。3 日 1700 UTC,带状回波纵向发展为块状,强度分布不均(25~40 dBZ),使阜阳北部出现第二次强降水时段。

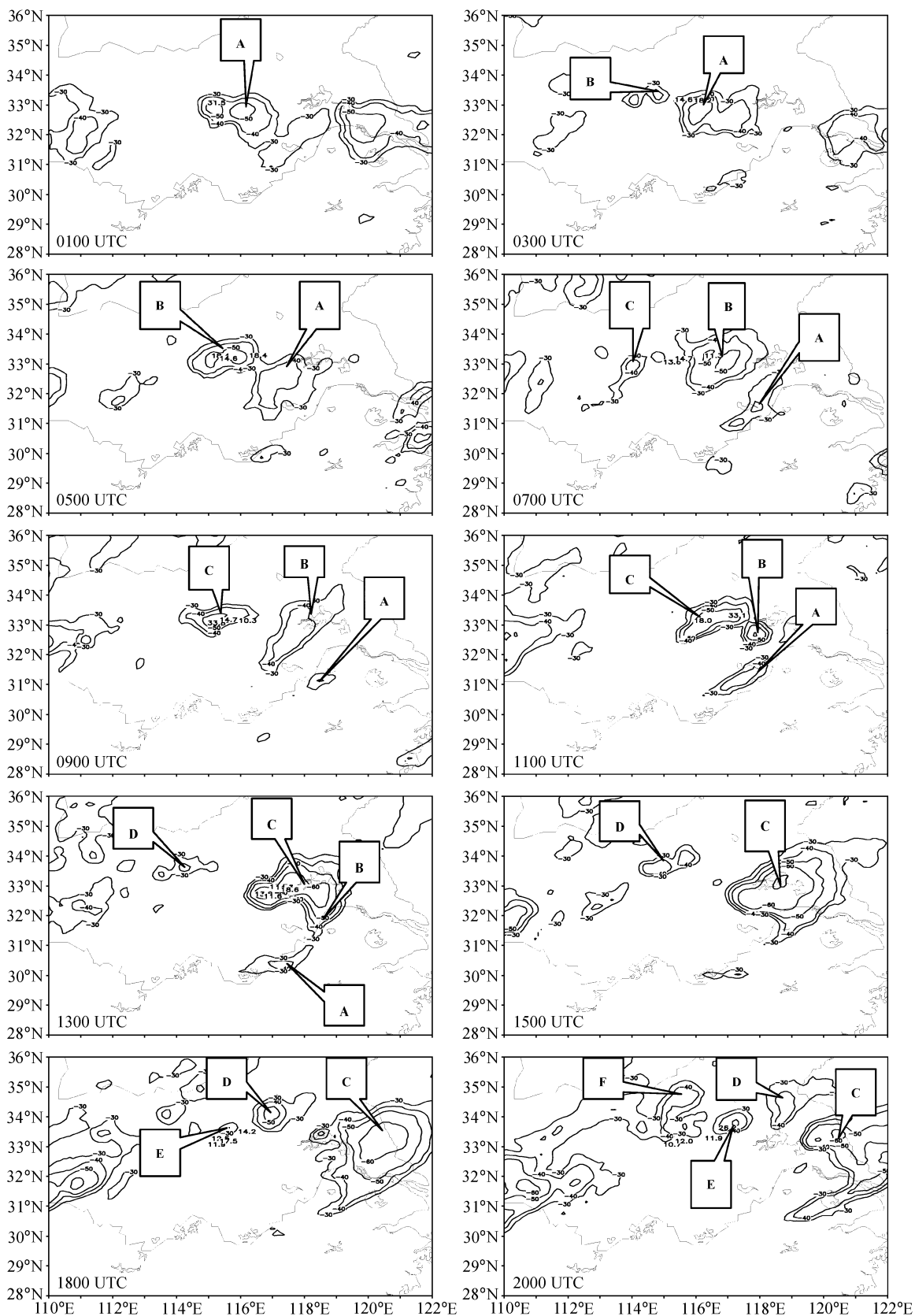


图2 2003年7月3日每2小时GOES卫星TBB分布图(单位: °C; 分辨率: $0.1^\circ \times 0.1^\circ$; 图中标注出大于10 mm/h站点雨量值)

Fig. 2 Two-hourly evolution of TBB (°C) on 3 Jul 2003 (resolution: $0.1^\circ \times 0.1^\circ$; real number in the chart stands for rainfall over 10 mm/h)

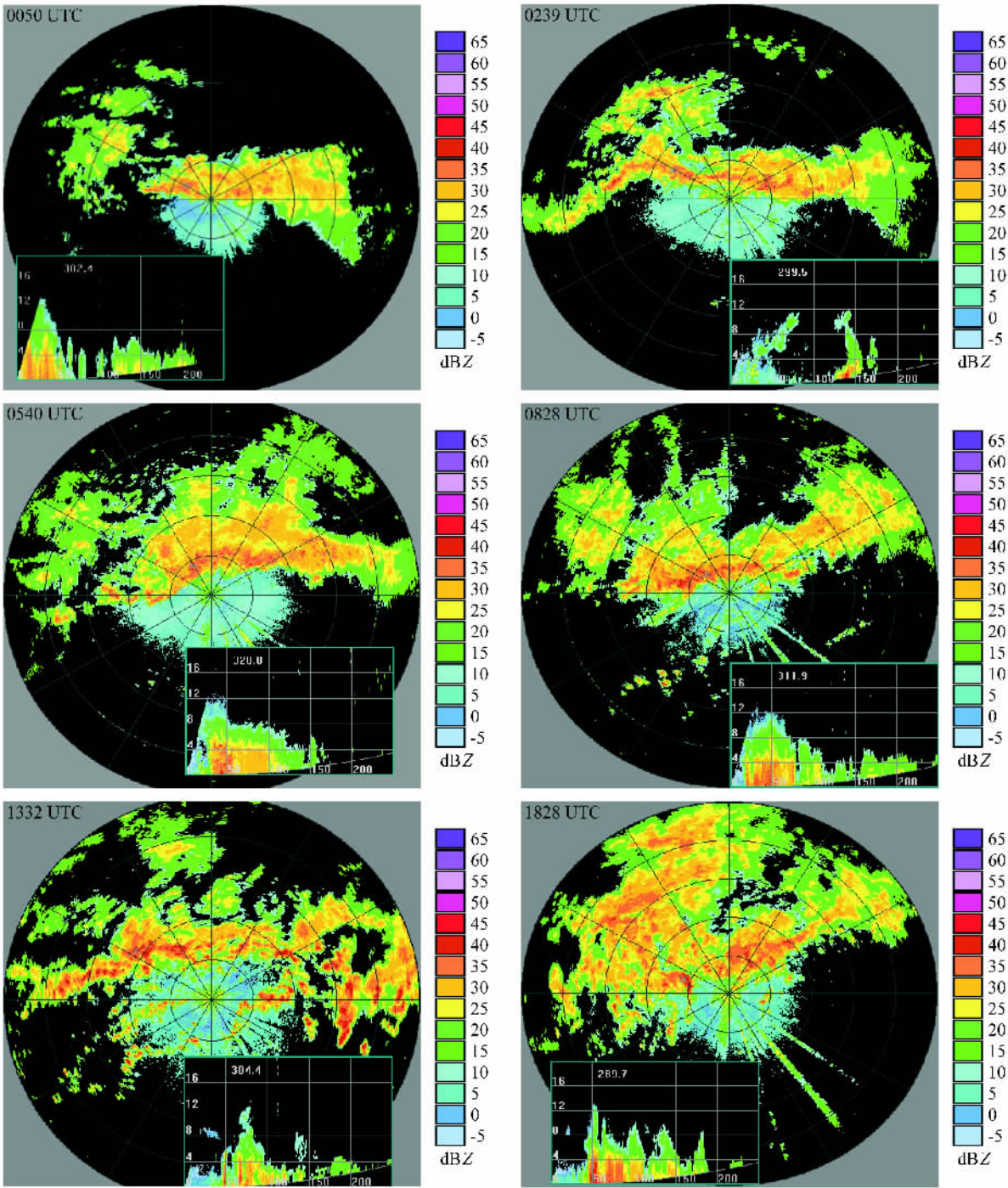


图 3 2003 年 7 月 3 日阜阳雷达回波强度 PPI 图

Fig. 3 Radar reflectivity of Fuyang on 3 Jul 2003

2300 UTC 以后, 回波强度减弱。从合肥的雷达回波可以看到有类似的情况。从雷达强度回波分析, 这次降水回波有三个特征:

(1) 回波覆盖范围大, 呈东西带状分布, 东西长 300~400 km, 但南北向回波带很窄, 只有 50~

100 km, 具有典型的中尺度特征。

(2) 回波主体的强中心不强, 回波强度一般介于 30~40 dBZ 之间, 最大值不超过 50 dBZ, 且强回波区的面积相对较小。

(3) 回波持续的时间较长, 带状回波始终稳定

维持在淮北地区,不断有回波单体从河南进入安徽补充到带状回波中,使带状回波得以维持。有两次新生回波与带状回波合并形成人字形回波,对应两段强降水时段。

此外,从雷达回波的回波 RHI 图可以更清楚地看到强对流系统的回波特征。3 日 0100 UTC,回波强度较大,回波顶达到了 12 km。3 日 0200 UTC~0400 UTC,回波顶高度降低,但 3 日 0500 UTC~1200 UTC,回波顶发展到 8~12 km,对应淮北强降水时段。3 日 1300 UTC~1700 UTC,回波处于相对减弱阶段,3 日 1800 UTC~4 日 0000 UTC,回波处于对流旺盛阶段,但总体强度弱于 3 日白天,对应淮北第二次降水加强时段。

以上卫星、雷达观测事实可以清楚地反映出,在这次淮北大暴雨中,降水系统具有明显的中尺度特征,是一次典型的中尺度对流系统(MCS)过程。对流的回波区具有几小时至十几小时的生命史,有几千米至几十千米的空间尺度,这些云团的生成源

地都在河南境内,并且随着基本气流的引导而向东传播。雨团生命史一般为 4~6 h,空间尺度一般 30~60 km,雨团路径都是从河南进入安徽临泉、界首,然后影响安徽北部。

3 大暴雨结构分析

3.1 大暴雨天气尺度结构特征

在地面锋的北侧是等 θ_{se} 线最密集的地区,等 θ_{se} 线随高度近于垂直分布,尤其在暴雨鼎盛时期是这样,暴雨开始和结束时略有向北倾斜,但并非如一般的温带锋面结构一样随高度向北倾斜,具有类似热带系统的暖心结构特征, θ_{se} 高值区的“漏斗”状结构比较明显。在锋区南侧,大气层结是对流不稳定的,对流层低层是高 θ_{se} 值区,其上空 700~500 hPa 为低 θ_{se} 值区。在锋区南侧的热带气团内虽然层结是对流不稳定的,但由于有下沉运动,对流受到抑制;锋区北侧的层结是中性或弱对流不稳定的(图 4a)。

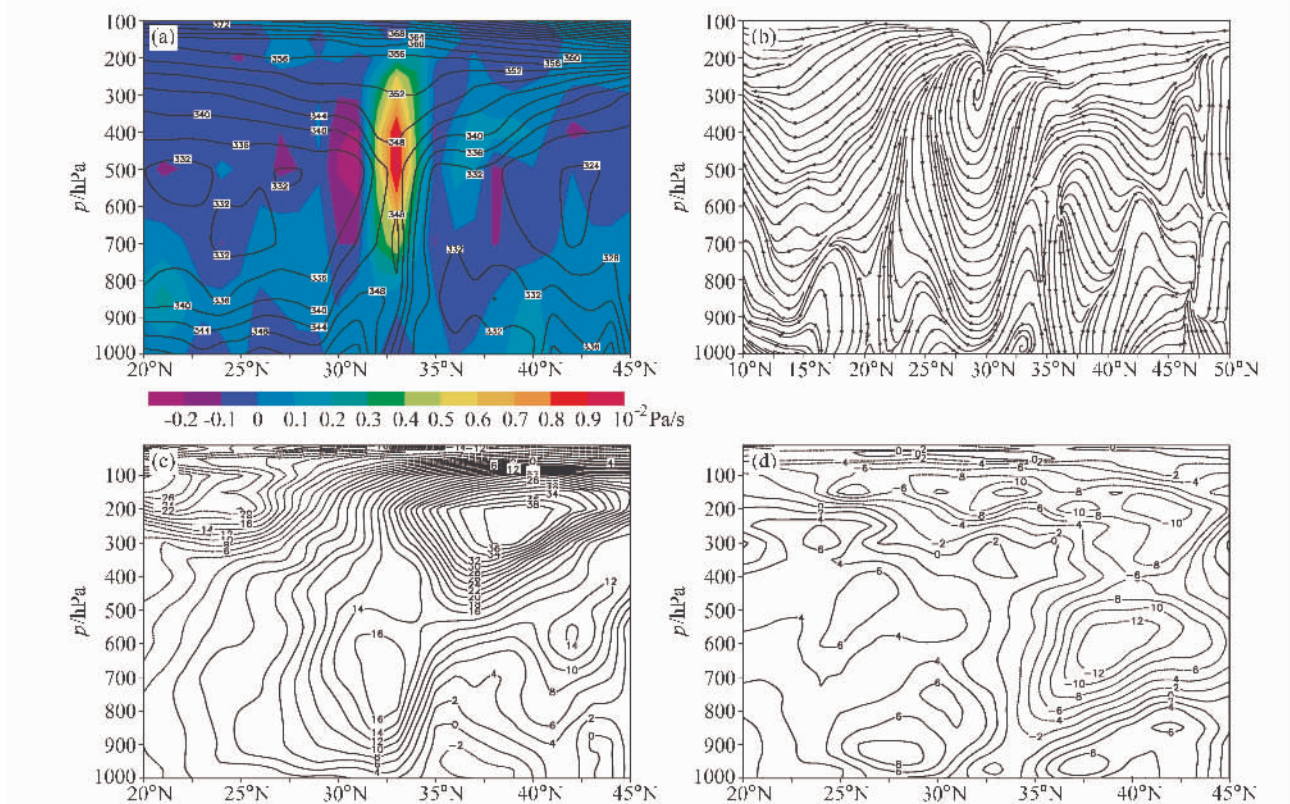


图 4 2003 年 7 月 3 日 0000 UTC 过暴雨中心(117°E)垂直剖面图: (a) θ_{se} (等值线, 单位: K) 和垂直速度 ω ; (b) v - ω 合成风; (c) u (单位: m/s); (d) v (单位: m/s)

Fig. 4 Vertical cross section along 117°E at 0000 UTC 3 Jul 2003: (a) θ_{se} (isoline, units: K) and vertical velocity ω ; (b) vertical circulation composed by v and ω ; (c) u wind (m/s); (d) v wind (m/s)

垂直上升运动主要位于 $31^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, 这里正是降水的地区, 最强上升运动出现在 3 日 0000 UTC 33°N 上空 450 hPa 处, 最强暴雨区就出现在上升运动最强的地区。其南侧最强下沉运动出现在 30°N 附近的 500 hPa 上, 而其北侧最强下沉运动出现在 $35^{\circ}\text{N}\sim 38^{\circ}\text{N}$ 之间的 650 hPa 左右(图 4a)。

图 4b 为 3 日 0000 UTC 通过暴雨中心的经向 (117°E) 垂直剖面, 由图可见, 在 $20^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间存在明显的双圈垂直次级环流, 气流从副高控制区 ($20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$) 下沉, 至低层后转向北, 再从 $31^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$ 之间上升, 至高层后气流分成两支, 一支向南运动与 Hadley 环流下沉支汇合后在 $20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 下沉, 另一支在 $35^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间下沉, 这样就形成了在淮河流域上升, 其南北两侧为下沉气流的双圈垂直次级环流, 这是本次强降水的主要物理机制, 这种机制的形成和维持与高低空急流的耦合是紧密相关的。高空急流轴位于 $37^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 上空的 200 hPa 附近, 中心风速大于 50 m/s, 低空西风急流位于 32°N 上空的 700 hPa 等压面附近, 中心风速大于 16 m/s (图 4c)。此外, 在 37°N 附近的 950 hPa 存在一个东风极大区, 淮河强降水即发生于低空西风急流的北侧, 东风极大中心的南侧深厚

的强气旋性切变处。图 4d 显示在 950 hPa 上有一支从低纬向北伸向暴雨区的南风极大风速轴, 极大风速分量超过 8 m/s, 而在 600 hPa 有一支北风极大风速轴, 南北风交汇于 34°N 附近, 从而构成淮河流域暴雨区上空低层显著的辐合及天气尺度上升运动。

3.2 暴雨雨团中尺度流场结构

中尺度对流系统(MCS)发生在河南中西部(图 2), 在 3 日 0000 UTC~1700 UTC 始终保持相当强度。在它缓慢向偏东方向移动的过程中, 造成了河南东部、安徽北部的大暴雨。3 日 1800 UTC~4 日 0000 UTC, 在 MCS 的西面, 有新的中尺度对流系统发展, 并向东移动, 补充到 MCS, 引发了安徽北部的第二场强降水。在 850 hPa 流场上(图 5), 中尺度切变线上的涡旋与雨团配合得很好。在中尺度涡旋的西北方向有中尺度辐散系统存在(图 5a), 从它的中心向外流出的气流有一支向西南方向流出并流入到中尺度涡旋中。这一现象表明, 在对流层的低层存在一支低空入流。这个辐散系统与带有辐合的中尺度涡旋的成对存在(图 5d), 意味着有一个中尺度的垂直环流与 MCS 相配合。这种成对的中尺度环流系统在 700 hPa 流场(图略)中仍可看到,

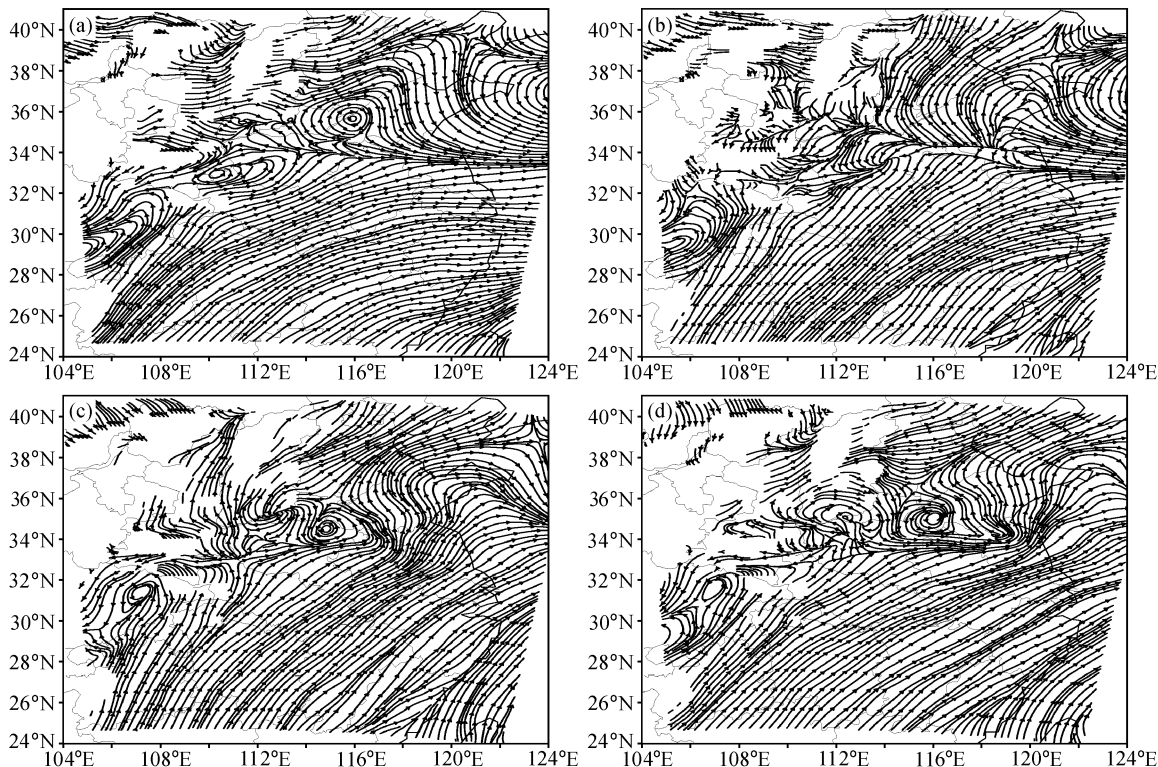


图 5 2003 年 7 月 3 日 850 hPa 流场演变: (a) 0000 UTC; (b) 0600 UTC; (c) 1200 UTC; (d) 1800 UTC

Fig. 5 Evolution of meso-scale stream field at 850 hPa at (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC and (d) 1800 UTC 3 Jul 2003

但在 500 hPa 流场中,与 MCS 相配合的不再是中尺度涡旋,而是西风带中的一个小槽。在 200 hPa 高度上,MCS 上空对流层顶部是反气旋环流,高度场和风场之间具有强烈的非地转性。

3.3 中尺度对流系统的动力结构及其与暴雨增幅的关系

在暴雨增幅前期,由 3 日 0000 UTC 沿 33°N 的涡度垂直剖面图(图 6a)可见,在淮河上游的暴雨区上空有一从地面至 250 hPa 的正涡度区,极大值

中心位于 650 hPa 和 450 hPa,量值都为 $2.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$,在 200 hPa 以上为负的涡度。在淮河中下游地区,800 hPa 以下为弱的正涡度区,800~500 hPa 为弱负涡度区,而 500~250 hPa 为强正涡度区。从涡度经度剖面图(图略)可见,暴雨区中低层为正涡度区,高层为负涡度区,而暴雨区南北两侧整层均为负涡度区。该时刻在 117°E 的散度经向剖面图(图 6c)上,雨带上空 500 hPa 以下为一窄的辐合区,辐合中心位于 850 hPa 附近,量值为 $-1.5 \times$

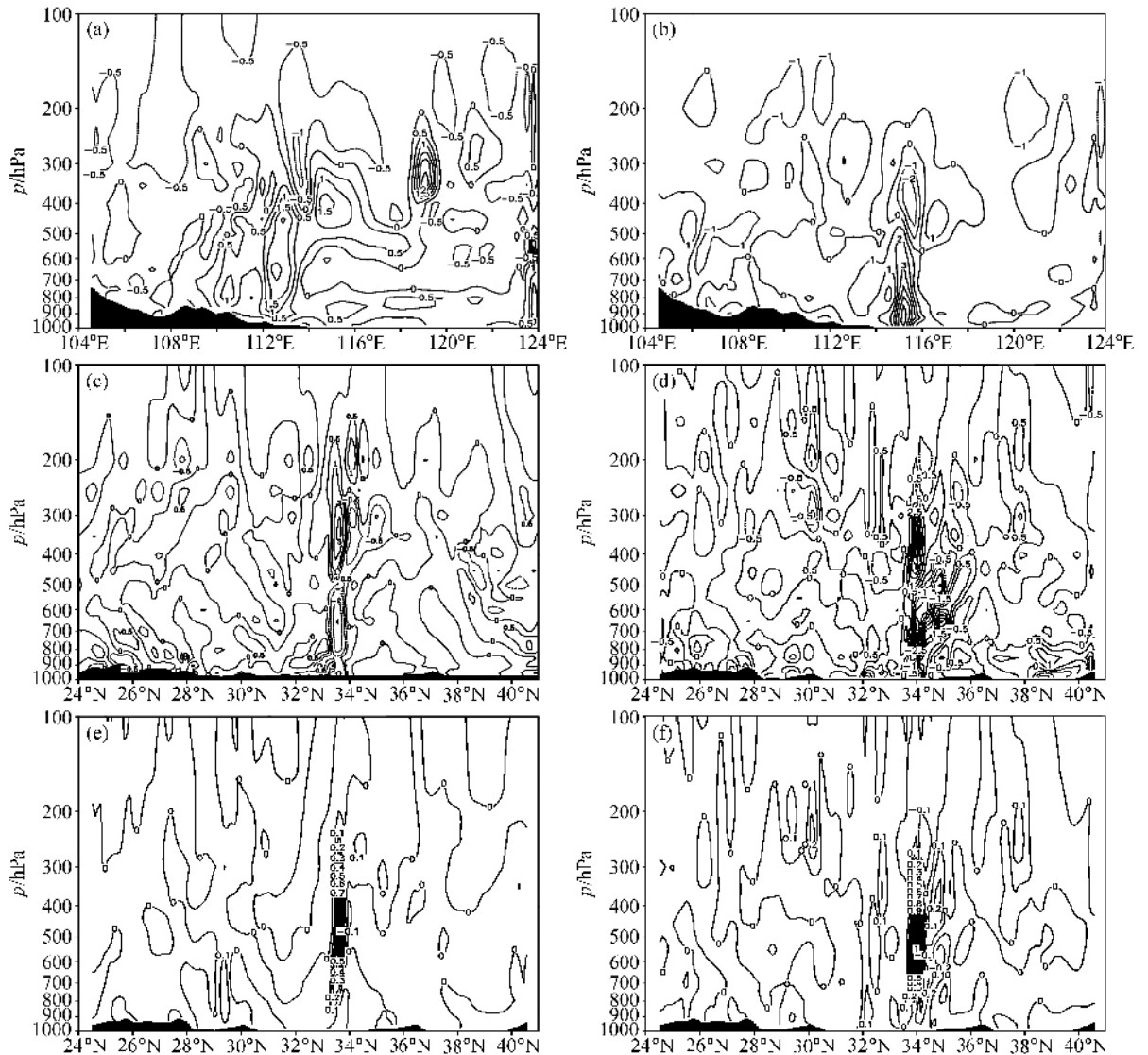


图 6 2003 年 7 月 3 日物理量场过暴雨中心(33°N , 117°E)剖面图: (a) 0000 UTC、(b) 0600 UTC 涡度的经度-高度剖面; (c) 0000 UTC、(d) 0600 UTC 散度的纬度-高度剖面; (e) 0000 UTC、(f) 0600 UTC 垂直速度的纬度-高度剖面。涡度和散度的单位: 10^{-4} s^{-1} ; 垂直速度的单位: m/s

Fig. 6 Longitudinal-height cross section of vorticity (10^{-4} s^{-1}) along 33°N at (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC 3 Jul 2003; latitude-height cross section of divergence (10^{-4} s^{-1}) along 117°E at (c) 0000 UTC, (d) 0600 UTC 3 Jul 2003; latitude-height cross section of vertical velocity (m/s) along 117°E at (e) 0000 UTC, (f) 0600 UTC 3 Jul 2003

10^{-4} s^{-1} ; 500 hPa 以上为强的辐散区, 辐散中心强度达到 $2.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 出现在 300 hPa 上。低层辐合、高层辐散耦合与强垂直上升运动 (0.8 m/s) 相伴 (图 6e), 在降水带两侧存在正反两个垂直次级环流圈。

在暴雨增幅期, 3 日 0600 UTC 沿 33°N 的涡度剖面图 (图 6b) 上, 暴雨区上空形成强的正涡度区, 其上部伸展至 500 hPa 以上, 中心位于 900 hPa 附近, 强度达 $6.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 400 hPa 有一强辐散中心相对应 ($-2.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), 在暴雨区的南北两侧, 整层均是负涡度区。而由该时散度垂直剖面图 (图 6d) 可见, 在雨区上空, 700 hPa 以下强辐合, 强中心位于近地面层, 强度为 $-5.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; 辐散中心位于 400 hPa ($3.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), 垂直运动强烈发展, 最大上升运动出现在 600 hPa, 强度达到 1.1 m/s (图 6f)。雨带上空低层为上升气流, 上层分支向南北流出并转为下沉气流, 从而构成南北两个不对称的垂直环流圈。在涡度方程的动力约束下, 超强散度柱与强涡柱互相耦合, 这种耦合发展结构是特强垂直上升运动和大暴雨产生与持续的重要动力机制。

4 热源和水汽汇分布特征

江淮地区梅雨期的热量和水汽收支以及降水的性质是梅雨问题中的一个非常重要的方面。一些气象学者对这个问题做了大量工作, 取得了许多科研成果^[10~12]。本节将从热力结构角度对本次强降水进行分析。

4.1 资料及其计算方法

本节使用的资料是每 6 小时 NCEP 再分析资

料, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直分层 26 层, 热源 (Q_1) 和水汽汇 (Q_2) 按 Yanai 等^[12] 提供的公式计算, 分别为

$$Q_1 = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^\kappa \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right), \quad (1)$$

$$Q_2 = L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right). \quad (2)$$

(1)、(2) 两式中, L 是潜热系数, θ 是位温, Q 是比湿, $\mathbf{V}$ 是水平风矢量, $\kappa = R/c_p$, R 及 c_p 分别是气体常数和定压比热。 ω 是垂直速度, 是由质量连续方程垂直积分, 并经过散度订正得到的, 下边界条件考虑了地形强迫作用, 上边界条件由温度方程考虑辐射冷却作用得到。

(1)、(2) 两式从对流层顶气压 p_T 到地面气压 p_s 垂直积分, 可得到:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_s} Q_1 dp = \langle Q_R \rangle + LY + F_s, \quad (3)$$

$$\langle Q_2 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_s} Q_2 dp = L(Y - E), \quad (4)$$

式中 Y 、 F_s 及 E 分别为降水率、地面感热通量和蒸发率, $\langle Q_R \rangle$ 是辐射加热率。

4.2 热源和水汽汇分布特征

4.2.1 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 的水平分布

整层的视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 高值区呈带状分布在梅雨锋附近, 3 日 0000 UTC (暴雨发生前), 淮河流域为弱的视热源大值区, 3 日 0600 UTC (暴雨最强时段), 加热强度明显加强, 加热中心从 60 W/m^2 发展到 150 W/m^2 (图 7a), 对应强降水时段。该时次热源如此强, 垂直输送项加大, 说明对流加大; 另外, 局地变化项明显增强 (图略), 这与白天太阳辐射加温有很大关系; 而水平平流项的贡献为负。3

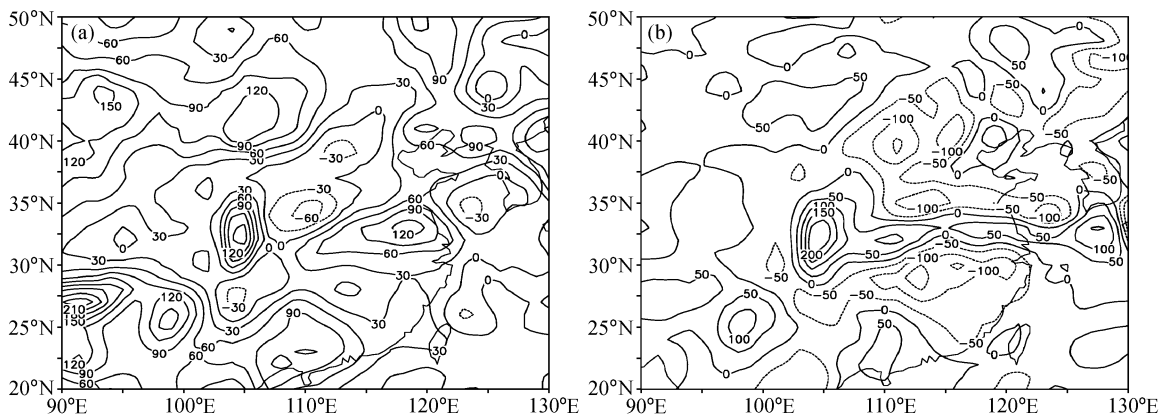


图 7 2003 年 7 月 3 日 0600 UTC $\langle Q_1 \rangle$ (a)、 $\langle Q_2 \rangle$ (b) 水平分布 (单位: W/m^2)

Fig. 7 Horizontal distribution of (a) $\langle Q_1 \rangle$ and (b) $\langle Q_2 \rangle$ (W/m^2) at 0600 UTC 3 Jul 2003

日 1200 UTC, 视热源有所减弱, 加热中心减小至 50 W/m^2 , 对应降水减弱。 $\langle Q_2 \rangle$ 的分布型态和中心强度与 $\langle Q_1 \rangle$ 相似, 大值区也位于淮河流域。3 日 0000 UTC, 视水汽汇 ($\langle Q_2 \rangle$) 东伸加强, 淮河上游的视水汽汇中心达到 150 W/m^2 ; 3 日 0600 UTC, 垂直输送项较 0000 UTC 增强, 但平流项减小和局地变化项负贡献增强造成 ($\langle Q_2 \rangle$) 强度减小 (图 7b)。3 日 1200 UTC, $\langle Q_2 \rangle$ 强度再次加强, 主要是水平平流项显著增强造成, 从低层流场图 (图略) 也可以看到, 该时次南方暖湿气流显著增强, 并向北输送。总的来说, $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 大值区与强上升运动及降水中心区分布一致, 表明这一阶段, 大气被加热, 并且降水产生的凝结潜热释放对大气的热源有重要贡献。

4.2.2 Q_1 、 Q_2 的垂直分布

从图 8 中的垂直分布可以看出, 暴雨发生前,

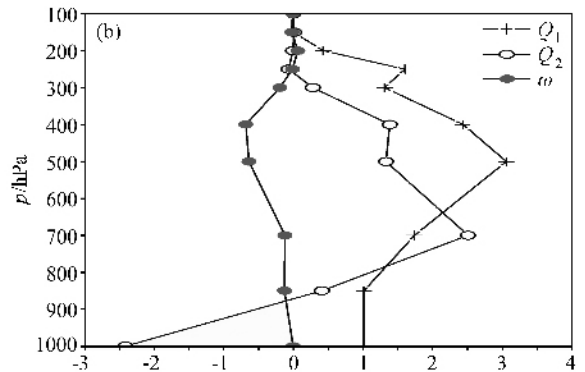
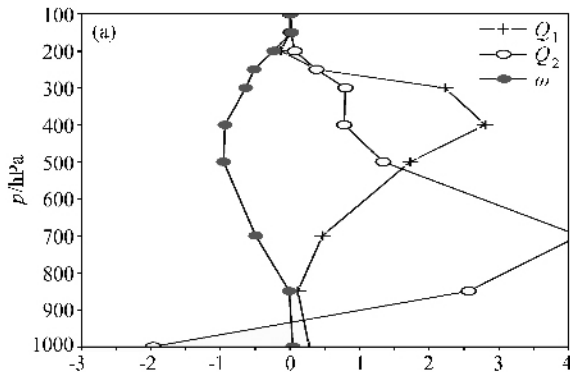


图 8 7 月 3 日 Q_1 、 Q_2 (单位: K/d) 和 ω (单位: 10^{-2} Pa/s) 过暴雨中心 (33°N , 117°E) 垂直廓线: (a) 0000 UTC; (b) 0600 UTC

Fig. 8 Vertical profile of Q_1 , Q_2 (K/d) and ω (10^{-2} Pa/s) along heavy rain center (33°N , 117°E) at (a) 0000 UTC and (b) 0600 UTC 3 Jul 2003

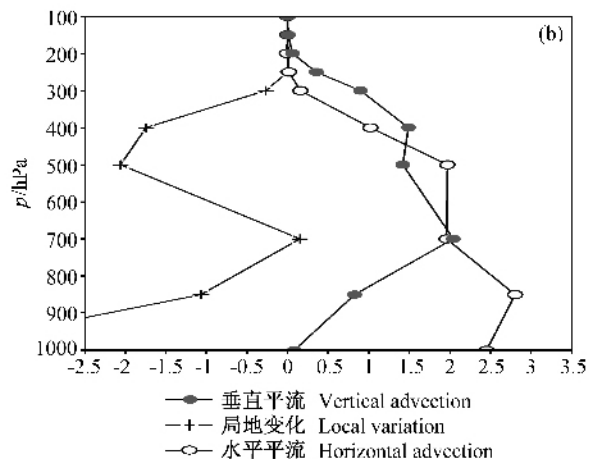
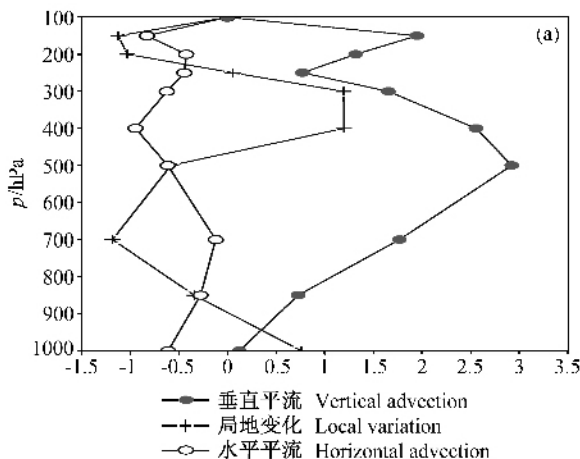


图 9 7 月 3 日 0000 UTC Q_1 (a)、 Q_2 (b) 过暴雨中心 (33°N , 117°E) 各分量垂直廓线 (单位同图 8)

Fig. 9 Component vertical profiles of (a) Q_1 and (b) Q_2 along heavy rain center (33°N , 117°E) at 0000 UTC 3 Jul (units: K/d)

3 日 0000 UTC (图 8a), 加热区的整层均为上升运动。低层视水汽汇大于视热源, 对流层中层以上视热源大于视水汽汇; 视热源最大值位于 400 hPa, 视水汽汇最大值位于 700 hPa, 并且整层视水汽汇与视热源的值相当, 说明凝结潜热的释放对锋面降水有反馈作用。暴雨最强时段, 3 日 0600 UTC (图 8b), Q_1 的最大值略有下移, 出现在 500 hPa 上, 强度明显加强, 而 Q_2 最大值仍位于 700 hPa, Q_1 、 Q_2 在 250 hPa 和 400 hPa 附近分别出现峰值, 说明对流降水增强。暴雨减弱阶段, 3 日 1200 UTC (图略), Q_1 、 Q_2 和 ω 都明显减弱, Q_1 、 Q_2 大小相当, 双峰明显, 说明降水为对流性降水, 但对应降水明显减弱。

图 9 给出了 7 月 3 日 Q_1 和 Q_2 诸分量平均垂直廓线, 可以看出, 暴雨发生前, 对于 Q_1 (图 9a), 位

温局地变化项呈双峰结构, 最大值分别位于 1000 hPa 和 400 hPa, 位温水平平流项在整个对流层变化不大, 值均为负, 而位温垂直平流项始终为正, 在 Q_1 中起着决定性作用。对于 Q_2 (图 9b), 主要是比湿水平和垂直平流项占优势, 局地比湿变化项在整个对流层作负贡献。暴雨加强阶段, 3 日 0600 UTC (图略), Q_1 的位温水平平流变化项和垂直平流项均为正贡献, 垂直平流占优势, 位温局地变化项为负贡献; 而 Q_2 的比湿局地变化项和水平平流项正负相间, 对 Q_2 贡献不大, 起重要作用的仍为比湿垂直平流项。暴雨减弱阶段, 3 日 1200 UTC (图略), Q_1 、 Q_2 明显减小, 各项贡献不大, 降水明显减小。从以上的分析发现位温和比湿垂直平流项在 Q_1 、 Q_2 中发挥重要作用。

5 暴雨区大气不稳定形成和维持机制

如上所述, 降水区上空具有强的天气尺度上升运动, 而强的上升运动又往往与强的大气层结不稳定相伴随。为此, 下文对暴雨区上空的对流不稳定性和条件对称不稳定性进行分析。暴雨区以西为 θ_{se} 高值区, 且愈向西愈高 (图 10a), 反映在等压面图上, 500 hPa、700 hPa 和 850 hPa 上为一由西向东伸展的湿舌。图 10b 为 3 日 0600 UTC 沿 117°E $\partial\theta_{se}/\partial p$ 剖面图, 结合图 4a 可以清楚地看到在降水区南侧 (29°N~32°N) 上空 600 hPa 以下, θ_{se} 等值线上凸, 且 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$, 表明这里为对流不稳定区, 在这一地区只要有上升运动的存在, 就可触发对流不稳定, 产生对流上升运动。尤其在 31°N 附近, 低空为 θ_{se} 的极大值区, 其上空 $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$ 数值最大。

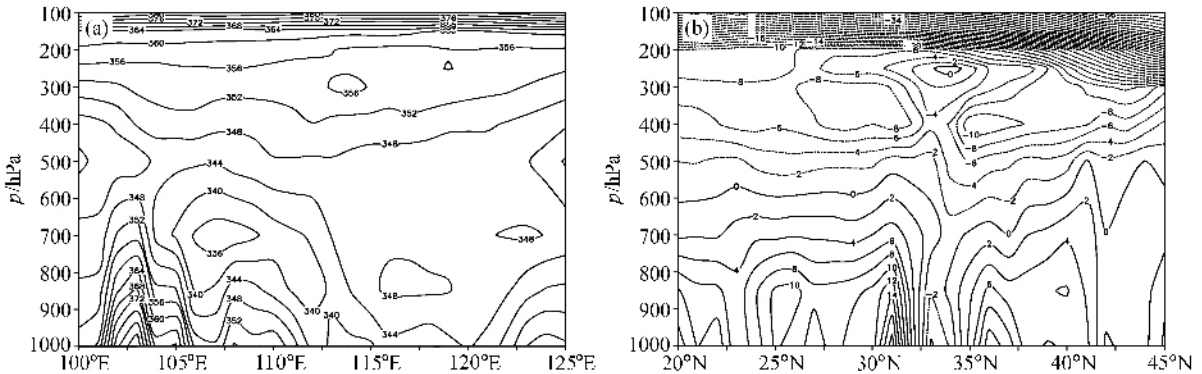


图 10 2003 年 7 月 3 日 0600 UTC 垂直剖面图: (a) θ_{se} 过 33°N 的经度-高度剖面 (单位: K); (b) $\partial\theta_{se}/\partial p$ 过 117°E 的纬度-高度剖面 (单位: 10^{-2}K/hPa)

Fig. 10 (a) Longitude-height cross section of θ_{se} (K) along 33°N and (b) latitude-height cross section of $\partial\theta_{se}/\partial p$ (10^{-2}K/hPa) along 117°E at 0600 UTC 3 Jul 2003

降水区及其北侧为对流稳定区 ($\partial\theta_{se}/\partial p < 0$), 强降水区位于中性或弱对流不稳定层结区。因此, 用对流不稳定还无法完全解释大暴雨的形成, 本文试图从条件对称不稳定加以解释。

5.1 暴雨区大气不稳定建立机制

条件性对称不稳定一般是指空气作倾斜上升时所表现的不稳定性。一般说来, 条件性对称不稳定往往与对流不稳定同时存在。为了区分这两种情况的影响, 引入湿位涡 (M_{PV}) 对条件对称不稳定进行诊断^[13, 14, 17], 其计算公式为

$$M_{PV} = \frac{\zeta_a \cdot \nabla S}{\rho} = \frac{\zeta_a \cdot \nabla \theta_{se}}{\rho} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}.$$

文献[14]定义:

$$M_{PV1} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p},$$

$$M_{PV2} = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}.$$

令:

$$M_{PV21} = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x},$$

$$M_{PV22} = -g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y},$$

式中 ζ_a 为气块的绝对涡度, S 是熵, 其余为气象常用符号。其中 M_{PV1} 为湿位涡的垂直分量, 表示惯性稳定性和对流稳定性 ($-g\partial\theta_{se}/\partial p$) 的作用, 其值取决于空气块绝对涡度的垂直分量和 θ_{se} 的垂直梯度的乘积。由于绝对涡度一般为正值 (北半球), 当大气是对流不稳定时, $\partial\theta_{se}/\partial p > 0$, $M_{PV1} < 0$; 若大

气是对流稳定的, 则 $\partial\theta_{sc}/\partial p < 0$, $M_{PV1} > 0$ 。 M_{PV2} 是湿位涡的水平分量, 为湿斜压项, 它包含了湿斜压性 ($\nabla_p\theta_{sc}$) 和水平风垂直切变的贡献, 表示条件性对称不稳定的作用, $M_{PV2} < 0$ 时, 大气是条件性对称不稳定的; 反之, 大气是条件性对称不稳定的, 与 Emanuel^[11] 指出的条件对称不稳定判据相符。

850 hPa 上(图略), 强降水发生在 M_{PV1} 大值区南侧边缘附近, M_{PV1} 从 3 日 0000~1800 UTC, 正值中心一直在 20~30 PVU (1 PVU = $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 表示 1 个位涡单位, 下同) 之间变化, 说明强降水发生时段, 暴雨区低层是对流稳定的; 强降水结束时, M_{PV1} 由正值转为负值; 700 hPa 上 M_{PV1} (图略) 大值区位于暴雨区以北 2 个纬距左右, 与降水带走向基本一致。 500 hPa 上 M_{PV1} 的分布与 700 hPa 相似, 只是正中心较 700 hPa 偏强、位置更偏北而已。 而 M_{PV2} 在 700 hPa 以下, 暴雨区对应负值中心, 500 hPa M_{PV2} 负值中心位于暴

雨区以北, 表明暴雨区中低层是对称不稳定的。

由 M_{PV1} 和 M_{PV2} 的剖面图可以看出, 暴雨区以南 M_{PV1} 为负值区, 为对流不稳定区, 暴雨区以北 M_{PV1} 为正值区, 为对流稳定区, 在系统发展过程中正的 M_{PV1} 随时间由强变弱, 3 日 0000 UTC (图 11a), 在暴雨区南侧 32°N 附近有一个 M_{PV1} 高负值中心发展, 暴雨区以北为 M_{PV1} 正值中心, 暴雨区对应位涡梯度最大的地方。 3 日 0600 UTC (图 11b), M_{PV1} 负值中心爆发性加强, 从 -100 个单位发展到 -300 个单位, M_{PV1} 正值中心从 40 个单位减弱为 0, 湿位涡梯度迅速增大, 与该时段的最强降水相吻合。 而负的 M_{PV2} 则由弱变强并向北推进直逼暴雨区。 负 M_{PV2} 呈东西带状位于强降水区, 与暴雨区对应非常吻合。 3 日 0000 UTC M_{PV2} 强烈发展, 3 日 0600 UTC 达到鼎盛时期 (图 12a), 4 日 0000 UTC 强度减弱。 比较 M_{PV2} 中的 M_{PV21} 和 M_{PV22} 发现, M_{PV22} 起主要作用 (图 12b), M_{PV21} 作用较小。

由文献[14]可知,

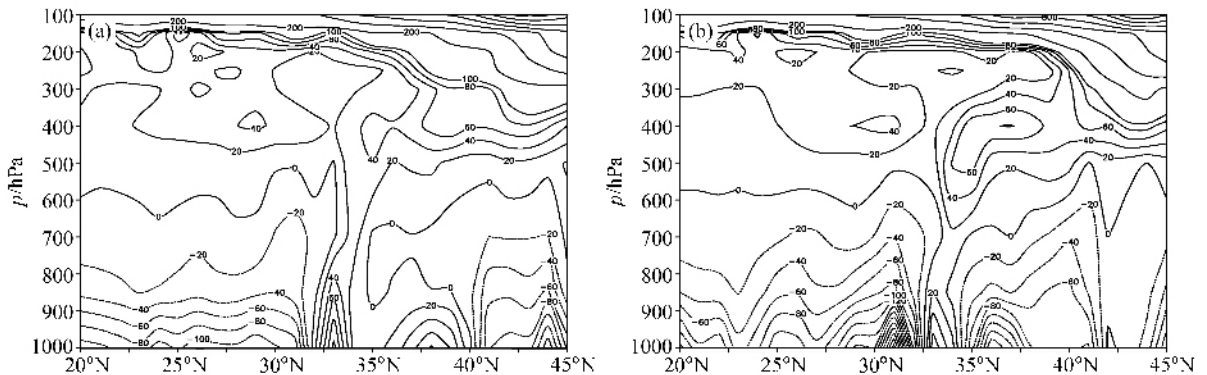


图 11 过 117°E M_{PV1} 纬度-高度剖面图(单位: 0.1 PVU): (a) 7 月 3 日 0000 UTC; (b) 7 月 3 日 0600 UTC

Fig. 11 Latitude-height cross section of M_{PV1} along 117°E at (a) 0000 UTC and (b) 0600 UTC 3 Jul 2003 (units: 0.1 PVU)

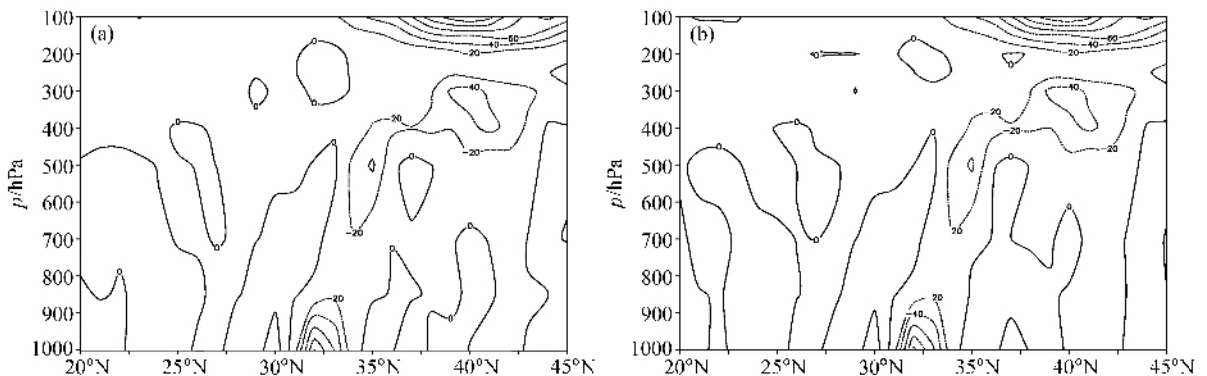


图 12 过 117°E 7 月 3 日 0600 UTC 纬度-高度剖面图(单位: 0.1 PVU): (a) M_{PV2} ; (b) M_{PV22}

Fig. 12 Latitude-height cross section of (a) M_{PV2} and (b) M_{PV22} along 117°E at 0600 UTC 3 Jul 2003 (units: 0.1 PVU)

$$-\zeta_p = -\zeta_n \frac{\partial \theta_{sc,n}}{\partial \theta_{sc,p}} + \zeta_s \frac{\partial \theta_{sc,s}}{\partial \theta_{sc,p}},$$

其中,

$$\theta_{sc,n} = \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial n},$$

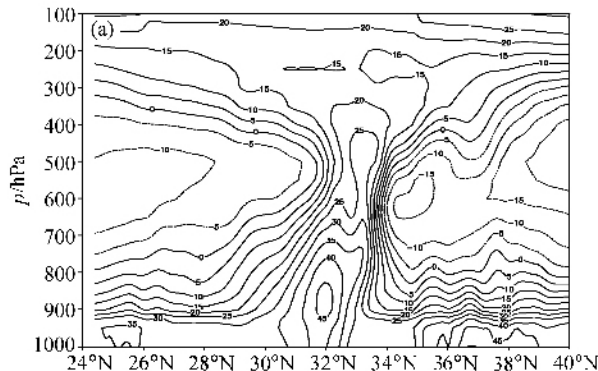
$$\theta_{sc,s} = \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial s},$$

$$\theta_{sc,p} = \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p}.$$

在 $\theta_{sc,p} > 0$, 即层结对流不稳定条件下, 只有 $\zeta_{\theta_{sc,s}} > 0$, 即 $M_{PV2} > 0$, 垂直涡度才能得到较大发展, 在暴雨区的南侧对流不稳定区, $M_{PV2} > 0$ 对应上升运动的强烈发展, 此时由于锋区附近, $\partial \theta_{sc} / \partial x < 0$, $\partial v / \partial p > 0$, 对应 $M_{PV22} < 0$, 说明低空有偏南风急流。另一种情况在 $\theta_{sc,p} < 0$ 时, 即在对流稳定层结下, 只有 $\zeta_{\theta_{sc,s}} < 0$, 即 $M_{PV2} < 0$ 时, 垂直涡度才能得到较大的增长, 在暴雨区及其北侧属对流稳定区, $M_{PV2} < 0$, 垂直涡度得到迅速发展, 伴随强烈上升运动。这样就可以对前面提到的双圈经向垂直环流作进一步解释, 在暴雨区南侧, 空气沿锋面爬升, 形成了中低层的强垂直运动, 低空伴有超过 8 m/s 的南风急流(图 4d), 急流之上有一个正涡度环流, 即 $M_{PV2} > 0$; 暴雨区的北侧高层伴有超过 50 m/s 的西风急流(图略), 急流之下为一个负涡度环流, 这里 $M_{PV2} < 0$, 两个反向的垂直环流在低层形成辐合, 高层形成辐散, 导致强烈上升运动(图 4b), 对应较强的降水。

5.2 暴雨区大气不稳定维持机制

以上从湿位涡角度对大气不稳定形成机制进行了探讨, 但这种机制的维持机制如何? 以下从能量角度探讨这个问题。



从有效能量的观点看, 区域强降水尤其是暴雨过程, 就是湿斜压大气有效能量的释放及转换过程, 因此, 以下从湿有效能量角度来分析暴雨的维持机制。

有限区域湿有效位能的近似表达^[18]如下:

$$(F_{ma})_{\Omega} = \sum_j \sum_k (\overline{A_{mk}})_k \Delta p_k \sigma_j,$$

其中,

$$A_{mk} = \frac{c_p}{g} \left[1 - \left(\frac{p_r}{p} \right)^R \right] T_e,$$

$$T_e = T + q \frac{L}{c_p}.$$

A_{mk} 表示单位截面、单位厚度气块对湿有效总能量 (E_{ma}) 的贡献, 一般称为湿比有效能量。 p_r 为参考状态的气压, 简称参考气压; T_e 为相当温度; 其他为一般通用物理量。

从 A_{mk} 物理场看出, 在大暴雨开始前, 暴雨区位于湿有效能量的高能舌里, 这是暴雨区所以产生暴雨的能量条件, 低层首先发生能量积聚(图略), 随后由于对流发展, 低层能量不断向上输送, 在 400 hPa 能量高达 $25 \times 10^4 \text{ J} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ (图 13a), 总湿有效能量在降水发生前也逐渐增加, 在中尺度切变线生成时的 0000 UTC 达到 $420 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$ 的峰值(图略), 对流活动强烈发展, 强降水发生, 随着强降水过程的进行, 暴雨区总湿有效能量呈减少趋势(图 14a), 低层能量减少较快, 而中层(400~500 hPa)出现能量增长的趋势(图 13b), 这可能是降水释放的潜热所致。潜热能量在雨区上空释放, 又加剧了正湿比有效能量的增长(图 14b), 形成了降水区内能量增长的正反馈机制, 而前面提到的中尺度切变线上的扰动可能是总湿有效

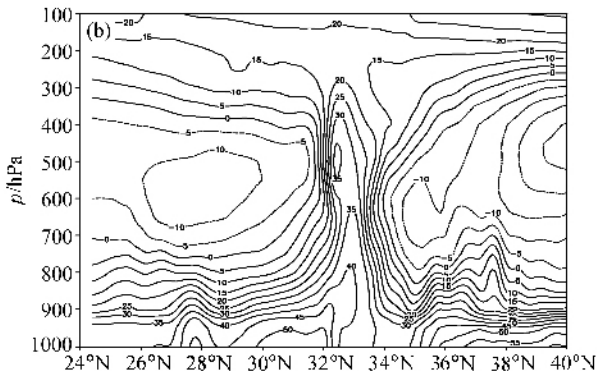


图 13 湿比有效能量 (A_{mk}) 过 117°E 纬度-高度剖面图 (单位: $10^4 \text{ J} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$): (a) 7 月 3 日 0000 UTC; (b) 7 月 3 日 1200 UTC

Fig. 13 Latitude-height cross section of moist available energy (A_{mk}) along 117°E at (a) 0000 UTC and (b) 1200 UTC 3 Jul 2003 (units: $10^4 \text{ J} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)

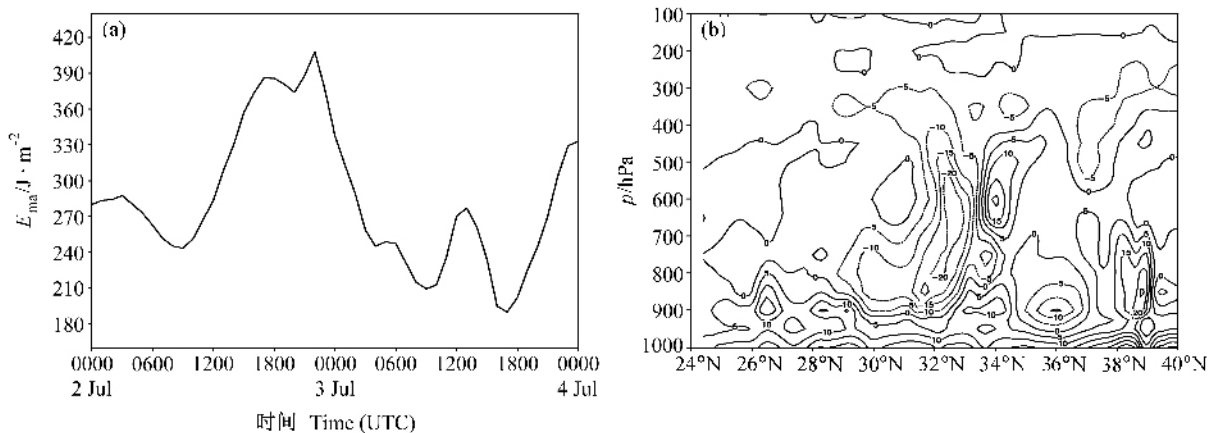


图 14 (a) 过暴雨中心湿有效能量时间演变图(单位: 10^6 J/m^2); (b) 0000 UTC 与 0600 UTC 湿比有效能量(A_{mk})差值过 117°E 纬度-高度剖面图(单位: $10^4 \text{ J} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 14 (a) Temporal change of total moist available energy (E_{ma}) over the heavy rain center (units: 10^6 J/m^2); (b) latitude-height cross section of A_{mk} differences between 0600 UTC and 0000 UTC along 117°E (units: $10^4 \text{ J} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)

能量释放的主要触发因子。

第 4 节的视热源分析表明,在暴雨区及其北侧为视热源的大值区(图 7),并且加热最强时段与强降水时段相对应,从中可以发现潜热能量在暴雨发生后的能量正反馈中发挥重要作用。前面提到的双圈次级环流可能是由湿比有效能量和潜热能来维持的。北支环流的下沉支由于下沉增温,气块在中低层得到明显加热,尤其到达地面加热更明显,这支高能气流在地面向南运动,在暴雨区辐合上升,北支环流主要使低层的切变辐合加强从而有利于降水;而南支环流的下沉支增温不明显,气流在 $30^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$ 倾斜上升时,将水汽、动量、能量向暴雨区上空输送,与北支高能气流汇合,湿有效能量释放激发了垂直运动的发展,高能中心位于 500 hPa 附近,位于最大上升运动之下(400 hPa 附近),400 hPa 以上由于没有更多的能量补充(图 13),垂直运动减弱,200 hPa 附近气流向南北两个方向运动,然后下沉(图 4d),从而完成一次循环,形成正反馈过程,直至中低层有足够的能量来维持此种机制为止。南支次级环流可导致南部的下沉支在低层向北部低压区运动时,将位能转换为动能使低空急流加速,加大向暴雨区的能量输送,有利于暴雨加强;南支次级环流对暴雨的加强较之北部环流更加重要,南部环流不仅使低层的切变辐合加强,而且能输送水汽、动量、能量使降水得到加大。

由此,可以认为在暴雨发生前,湿有效位能激增,湿斜压性和中尺度切变线上的扰动发展,从而

激发了总湿有效能量释放,产生强烈的对流运动。一方面,上升运动将低层水汽输送到上层凝结成雨,另一方面湿空气的上升又释放大量潜热,在这种能量增长的正反馈机制下,发生了这场罕见的大暴雨过程。

至此,可以将这次暴雨发生的机制总结如下,首先存在一条向大尺度上升运动区输送水汽的通道;其次在大尺度上升运动区中低层存在一个条件对称不稳定建立的机制,它是由倾斜运动所完成的;第三,湿比有效能量和潜热能驱动双圈次级环流,使暴雨区大气不稳定得以维持。三者耦合,使得在暴雨区既存在深厚的热力不稳定机制,又存在水汽输入机制和热力不稳定的触发机制,从而形成强暴雨。

6 结论

综上所述,可得如下结论:

(1) 这次大暴雨过程与低涡切变线以及沿切变线相继生成和强烈发展的? 中尺度对流系统密切相关;降水云团的生成源地都在河南中西部,然后影响安徽北部;回波覆盖范围大,呈东西带状分布,具有典型的中尺度特征。

(2) 梅雨锋区等 θ_{sc} 线随高度近于垂直分布,具有类似热带系统的暖心结构特征, θ_{sc} 高值区的“漏斗”状结构比较明显。

(3) 整层的视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 高值区呈带状分布在梅雨锋附近, $\langle Q_2 \rangle$ 、 $\langle Q_3 \rangle$ 数值相近,表明降水产生的

凝结潜热释放是大气的重要热源, 并且位温和比湿垂直平流项在 Q_1 、 Q_2 中发挥重要作用。

(4) 在 $20^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间存在明显的双圈垂直次级环流, 气流从副高控制区 ($20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$) 下沉, 至低层后转向北, 再从 $31^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$ 之间上升, 至高层后气流分成两支, 一支向南运动与 Hadley 环流下沉支汇合后在 $20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 下沉, 另一支在 $35^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间下沉, 这样就形成了在淮河流域上升, 其南北两侧为下沉气流的双圈经向垂直环流, 这是这次强降水的主要物理机制。双圈次级环流主要是由湿比有效能量和潜热能来维持的, 北支环流的下沉支由于下沉增温, 气块在中低层得到明显加热, 尤其在到达地面加热更明显, 这支高能气流在地面向南运动, 在暴雨区辐合上升; 而南支次级环流可导致南部的下沉支在低层向北部低压区运动时, 将位能转换为动能使低空急流加速, 气流在 $30^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 倾斜上升时, 加大向暴雨区的能量输送, 与北支高能气流汇合, 湿有效能量释放激发了垂直运动的发展。

(5) 这次暴雨发生的机制如下: 首先存在一条向大尺度上升运动区输送水汽的通道; 其次在大尺度上升运动区中低层存在一个条件对称不稳定建立的机制, 它是由倾斜运动所完成的; 第三, 湿比有效能量和潜热能驱动双圈次级环流, 使暴雨区大气不稳定得以维持。三者耦合, 使得在暴雨区, 既存在深厚的热力不稳定机制, 又存在水汽输入机制和热力不稳定的触发机制, 从而形成强暴雨。

致谢 刘还珠研究员为本文提供湿位涡计算程序, 吴宝俊教授提出许多指导意见, 特此致谢。

参考文献 (References)

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 1~10
Tao Shiyan. *The Heavy Rain in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 1~10
- [2] 丁一汇. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993. 69~130
Ding Yihui. *Studies on the Excessively Storm Rainfall over the Yangtze - Huaihe Valley in 1991* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1993. 1~30
- [3] 陆尔, 丁一汇, 李月红. 1991 年江淮特大暴雨的位涡分析与冷空气活动. 应用气象学报, 1994, **5**(3): 266~274
Lu Er, Ding Yihui, Li Yuehong. Isentropic potential vorticity analysis and cold air activity during the period of excessive heavy rain over Changjiang - Huaihe River basin in 1991. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 1994, **5** (3): 266~274
- [4] 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
Tao Shiyan, Zhang Qingyun, Zhang Shunli. The great floods in the Changjiang River valley in 1998. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 1998, **3** (4): 290~299
- [5] 彭京备, 宋正山. 1999 年夏季江淮地区热源和水汽汇时空变化特征. 气候与环境研究, 2001, **6** (2): 153~160
Peng Jingbei, Song Zhengshan. The characteristics of temporal and spatial variations of heat sources, moisture sinks over the Changjiang - Huaihe valley in summer 1999. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2001, **6** (2): 153~160
- [6] 朱乾根, 周伟灿, 张海霞. 高低空急流耦合对长江中游强暴雨形成的机理研究. 南京气象学报, 2001, **24**(3): 308~314
Zhu Qiangen, Zhou Weican, Zhang Haixia. Mechanism of the formation of torrential rain by coupled high/low level jets over the middle reaches of the Yangtze River. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2001, **24** (3): 308~314
- [7] 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 1998 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京: 气象出版社, 2001. 74~176
Tao Shiyan, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. *Research on the Formation Mechanism and Prediction Theory of the Heavy Rain in China in Summer of 1998* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2001. 74~176
- [8] 张小玲, 陶诗言, 张庆云. 1998 年梅雨锋的动力热力结构分析. 应用气象学报, 2002, **13**(3): 257~268
Zhang Xiaoling, Tao Shiyan, Zhang Qingyun. Structures of Meiyu fronts in 1998. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2002, **13**(3): 257~268
- [9] 周秀骥, 薛纪善, 陶祖钰, 等. '98 华南暴雨科学试验研究. 北京: 气象出版社, 2003. 110~147
Zhou Xiujie, Xue Jishan, Tao Zuyu, et al. *The Scientific Experiment in 1998 and Study on Heavy Rainfall in South China (HUAMEX)* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2003. 110~147
- [10] Peng Jingbei, Song Zhengshan. Heat and moisture budgets during the period of HUBEX/GAME in the summer of 1998. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, **20** (2): 245~251
- [11] Emanuel K A. The Langrangian parcel dynamics of moist symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 2368~2376
- [12] Yanai M, Li C F, Song Z S. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**: 319~350
- [13] 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓青. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报, 1995, **53**(4): 387~404

- Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1995, **53** (4): 387~404
- [14] 刘还珠, 张绍晴. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构. 应用气象学报, 1996, **7**(3): 275~284
- Liu Huanzhu, Zhang Shaoqing. Moist potential vorticity and the three dimensional structure of a cold front with heavy rainfall. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 1996, **7** (3): 275~284
- [15] 冯伍虎, 程麟生. “98.7”特大暴雨中尺度系统发展的热量和水汽收支诊断. 应用气象学报, 2001, **12**(4): 419~432
- Feng Wuhu, Cheng Linsheng. Diagnoses of the mesoscale heat and moisture budgets during the “98 • 7” extraordinary heavy rainfall. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2001, **12** (4): 419~432
- [16] 伍荣生, 高守亭, 谈哲敏. 锋面过程与中尺度扰动. 北京: 气象出版社, 2004. 101~136
- Wu Rongsheng, Gao Shouting, Tan Zheming. *Dynamics of Front and Mesoscale Disturbances* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004. 101~136
- [17] 吴国雄, 刘还珠. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. 气象学报, 1999, **57**(1): 1~15
- Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57** (1): 1~15
- [18] 马旭林, 刘还珠, 薛纪善, 等. 江淮梅雨锋强暴雨低涡系统发生发展的数值研究. 南京气象学报, 2004, **27**(3): 347~355
- Ma Xulin, Liu Huanzhu, Xue Jishan, et al. Numerical study on the genesis and development of low vortex-rain gush system on a Jianghuai Meiyu front. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2004, **27**(3): 347~355