

张恒德,宗志平,张友姝. 2011. 2005 年 7 月一次大暴雨过程的模拟和诊断分析[J]. 大气科学学报,34(1):85-92.

Zhang Heng-de,Zong Zhi-ping,Zhang You-shu. 2011. Simulation and diagnosis of a heavy rainfall event in July 2005[J]. Trans Atmos Sci,34(1):85-92.

2005 年 7 月一次大暴雨过程的模拟和诊断分析

张恒德¹,宗志平¹,张友姝²

(1. 中国气象局 国家气象中心,北京 100081;2. 空军气象中心,北京 100843)

摘要:基于 2005 年 7 月 9—10 日河南、安徽等地一次大暴雨的巨大影响,利用中尺度模式(MM5)对此次过程进行了模拟,并使用 NCEP/NCAR 再分析资料和模式输出产品作了多种物理量诊断分析,结果表明,贝加尔湖附近阻塞、下游的东北冷涡及其伴随的高空槽造成了有利的环流形势,低层切变线及急流是此次暴雨过程的最主要影响系统。散度、涡度、垂直速度、螺旋度及位温的分布和演变反映出在此次降水发生过程中,暴雨区出现了很强的辐合上升运动,中低层大气层结不稳定性强,上下层大气物质交换强烈,在暴雨区上空螺旋度呈“下正上负”的垂直结构,螺旋度正的大值区对应强降水中心;水汽通量散度的分布说明暴雨区有充足的水汽供应,而锋生条件为降水的形成和维持提供了一定的能量。

关键词:暴雨;数值模拟;螺旋度;锋生函数

中图分类号:P444 **文献标识码:**A **文章编号:**1674-7097(2011)01-0085-08

Simulation and diagnosis of a heavy rainfall event in July 2005

ZHANG Heng-de¹, ZONG Zhi-ping¹, ZHANG You-shu²

(1. National Meteorological Center of CMA, Beijing 100081, China; 2. Airforce Meteorological Center, Beijing 100843, China)

Abstract: Due to the enormous disaster caused by the heavy rainfall in Henan and Anhui on 9 July 2005, the process is simulated by using mesoscale model(MM5) and is studied based on NCEP/NCAR re-analysis data and product of MM5. The results show that the Baikal blocking, cold vortex over Northeastern China and the high-level trough were propitious to the heavy rainfall. The low-level jet and shear were the main systems leading to the rainfall. According to the change of divergence, vorticity, vertical velocity, helicity and equivalent potential temperature, it is obviously found that atmosphere converged and ascended, and low-mid-level stratification instability was very apparent in heavy rainfall area. Additionally, up-low-level matter exchange was intense. The vertical profile of helicity over heavy rainstorm area was positive in the low-middle-level and negative in upper-level of troposphere. The large positive helicity area corresponded to the center of the rainstorm. Distribution of moist flux divergence presented that there was strong moisture convergence in the rainstorm area. Moreover, frontogenetic condition provided energy and vapor for the rainfall and its reinforcement.

Key words: heavy rainfall; numerical simulation; helicity; frontogenetic function

0 引言

暴雨是我国主要灾害性天气之一,对人民生命

财产和国民经济产生巨大的破坏性影响,随着国民经济的发展,暴雨影响还会呈上升态势。暴雨突发性强,难以监测和追踪,是大气科学难点之一,有必

收稿日期:2010-07-12;改回日期:2010-11-14

基金项目:国家自然科学基金资助项目(40805021)

作者简介:张恒德(1977—),男,安徽含山人,博士,高级工程师,研究方向为大气动力学与灾害性天气,zhanghengde1977@163.com.

要加强分析、总结和研究,从而提高其预报能力,减少带来的损失。

暴雨发生在一定的天气背景条件下,每一次暴雨过程都有相应的影响系统和触发机制。副热带高压向南撤退并稳定在偏南位置、中纬度系统维持两脊一槽形势、沿长江流域东西走向切变线及 200 hPa 上高压等天气系统的相互配合,有利于 1998 年 7 月长江流域的大暴雨(赵思雄等,1998)。阿拉伯海东岸和孟加拉湾地区的异常加热源在其西北侧强迫出的高层异常反气旋性环流有利于南亚高压在青藏高原南部、华南地区维持,使得华南地区位于高空西风急流南侧的上升运动区,有利于该区域暴雨发生和维持(王黎娟等,2007)。在高空槽、低空切变线及高低空急流的共同影响下,冷暖空气交汇而引发了 2003 年 6 月 24—25 日的江南北部梅雨锋暴雨(张晓芳和陆汉城,2006)。此外,暴雨发生时,200 hPa 高空一般为西南急流,暴雨区位于高空急流的右后方(丁治英等,2001);地形阻挡及喇叭口地形辐合效应对暴雨的增幅有显著作用(郑庆林和吴军,1996)。

近些年,位涡、水汽通量散度、 Q 矢量、锋生函数及螺旋度等物理量被广泛地应用于暴雨的诊断分析。例如,湿位涡异常区与强降水区有很好的对应关系(Gao et al., 2004);对流层高层位涡扰动是影响中尺度低涡和特大暴雨发生发展的重要因素(赵宇等,2005);湿 Q 矢量分解理论诊断分析结果显示次天气尺度的持续性水汽汇集和正反馈机制是一次梅雨锋暴雨的关键因子(梁琳琳等,2008);变形场锋生对 0108 号台风暴雨形成有显著作用(韩桂荣等,2005)。这些物理量的应用及其得到的结果可以定性甚至定量地理解和分析天气尺度系统发生的动力、热力等物理过程,有助于提高暴雨的诊断和预报能力。

一直以来,我国对暴雨的数值模拟和预报都非常重视。利用 MM5 模式,沈桐立等(2009,2010)多次对暴雨过程进行了数值模拟研究;王智等(2003)的模拟结果显示西南涡与低空急流之间相互促进发展对暴雨形成非常有利。新版本的 AREM 模式可以再现 2003 年夏季中国东部主要降水过程的雨量分布和演变特征(宇如聪和徐幼平,2004);此模式进一步应用于模拟分析 2003 年 6 月底发生在淮河流域的一次大暴雨的 β -中尺度系统结构特征(廖移山等,2006)。Lou et al. (2003)应用显式双参数微物理过程的 β -中尺度非静力平衡模式对福州市

1998 年 6 月 9 日的一次暴雨过程进行了数值模拟。

上述工作为研究和预报暴雨等提供了重要的科学依据和实践基础,然而受各种条件限制或约束,对暴雨过程的模拟、诊断分析和预报水平还有提升空间,有必要加强研究。本文选取 2005 年 7 月 9—10 日在河南、安徽等地的一次大暴雨过程作为个例,采用 MM5 进行数值模拟,分析其发生的环流形势和主要影响系统,并用涡度、散度、螺旋度、水汽通量散度、假相当位温及锋生函数等物理量进行综合的诊断和分析,以揭示该次暴雨过程发生的天气系统、物理量特点及初步机理,从而有助于此类暴雨的预报分析。

1 资料与说明

文中采用的资料有全国 700 多个常规站和 2 000 多个加密站实况观测资料、NCEP/NCAR 提供的 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析格点资料,以及 MM5(以下简称模式)输出的每 3 h 一次的预报产品。

在本模式中,垂直方向 23 层,中心点为 $103.0^\circ\text{E}, 36.0^\circ\text{N}$,采用三层嵌套网格,其水平分辨率分别为 54、18、6 km,内部两层采用双向嵌套,模式中主要物理过程采用的有显式水汽方案、简单冰相、行星边界层参数化 Blackdar 高分辨率 HBPL 方案、云辐射方案等,三层网格的积云参数化方案分别为 Anthes-Kuo 方案、Grell 方案、Grell 方案,时间积分步长为 180 s,每 3 h 输出一组结果,模式的起报时间为 7 月 9 日 08 时(如无说明,则均为北京时间,下同)。本文所分析结果是第一层嵌套,即 54 km 水平分辨率。

2 雨情分析及降水量模拟

在 2005 年 7 月 9 日 08 时至 10 日 08 时,河南、安徽、湖北等地普降暴雨,局地大暴雨(图 1a),24 h 降水量在 50 mm 以上的站有 66 个,100 mm 以上有 16 个站点,河南新蔡、信阳、桐柏、正阳及安徽临泉、界首、太和等站的降水量均在 150 mm 以上,其中前三个站降水量达到 200 mm 以上,信阳站降水量最大,为 242 mm。此次降水强度大,范围广,影响大,造成直接经济损失逾 10 亿元。

此次暴雨在空间上呈现明显的带状分布,主要位于河南东南部的信阳、驻马店及安徽西部的阜阳,而在时间上主要集中于 9 日 20 时—10 日 08 时,比如暴雨中心之一的信阳站($114.05^\circ\text{E}, 32.13^\circ\text{N}$)24 h 降水主要发生在 9 日 20 时—10 日 02 时(133

mm)和 10 日 02—08 时(108 mm)。因此主要针对该带状降水过程进行数值模拟和诊断分析。

比较 24 h 降水的实况及模拟结果可发现,实况降水分布中(图 1a),雨带西起贵州中西部,东至安徽西北部,跨越了约 13 个经距,呈东北—西南向,降水量的空间分布十分不均,多集中在东半段,雨带的西半段降水量较少,降水的局地特征非常明显。而模式基本模拟出了东北—西南走向的雨带位置,但在量级上稍偏小,比如,对于位于 109.8°E、30.3°N 附近的暴雨中心,模拟的位置大致在 108.8°E、30.3°N,比实况偏西约 1 个经距,量值也稍偏小(图 1b)。

3 天气形势和主要影响系统分析

此次暴雨过程发生在一定的天气形势条件下。500 hPa 等压面上,8 日 08 时以后位于新西伯利亚东部暖脊加强东移,稳定维持,并逐步形成阻塞形势,其下游贝加尔湖以东的冷涡发展与高空槽紧密配合,9 日 08 时冷涡中心缓慢东移南下至我国东乌旗附近。到了 9 日 20 时(图 2a),贝加尔湖阻塞高压和东北冷涡强势维持,而在 96~125°E、25~42°N 范围内,存在明显的东北—西南向的西风带低槽,这种阻塞高压及其下游的高空槽配置是造成我国中部暴雨的典型条件之一。

在 850 hPa 等压面上,在冷涡中心后部有一个东北—西南向切变线,在切变线北部存在一个 12 °C 的冷中心,冷平流比较强。此切变线 9 日 20 时向东南方向移动,10 日 08 时移至青岛—济宁—成都一线,为这次暴雨提供了冷空气条件。期间,西太平洋副热带高压稳定维持在我国东南地区及沿海,588

dagpm 等位势线位于宁波—赣州—韶关一线,在日本附近伸出明显的高压脊,对我国东北地区的低压系统向东移动有较强的阻挡作用,9 日 20 时后该高压脊明显减弱削平,东北境内的低压系统迅速东移;但副高略有北抬、西进。在 35°N 以南,从 7 日 08 时开始,受副高外围的西南暖湿气流影响,贵阳—武汉一线存在低空急流,其风速最强时可达 16~20 m/s,低空急流把水汽和能量不断向北输送,并在徐州附近形成气旋性风切变区和气流辐合区(图略)。9 日 08 时,风速在 12 m/s 以上的低空急流区位于贵州东部、湖南西部及广西北部,此后,急流范围不断向东部扩大,江汉东部、江淮、江南大部、贵州东部、广西北部等地均处于低空急流区,湖南与贵州交界处的急流中心值也迅速增大至 20 m/s 以上(图 2b),暴雨区恰位于急流轴的左前方。低空急流与暴雨之间存在着正反馈作用:低空急流的存在,造成了低层很强的暖湿空气的平流,促使水汽、动量、能量向暴雨区的集中,加强了低层的扰动,增加了层结的不稳定度,触发了不稳定能量的释放,为暴雨的发生提供了条件。而另一方面,暴雨的发生,不断的释放出凝结潜热,使得低层气压下降,辐合加强,低空急流得以更长时间维持。

从地面气压场分布(图略)来看,9 日 08 时开始,位于华北地区的中心气压低于 1 000 hPa 的低压及其伴随锋面气旋在南压过程中逐步减弱;中心气压低于 1 000 hPa 的西南涡向东北方向移动,范围也缓慢缩小。9 日 20 时后,这两个地面低压系统在河南北部打通,连成一个 1 000 hPa 的闭合等值线,此带状分布的低压位于宜昌—郑州一带,此狭长低压带有利于地面气流辐合,且恰好与暴雨区相一致。

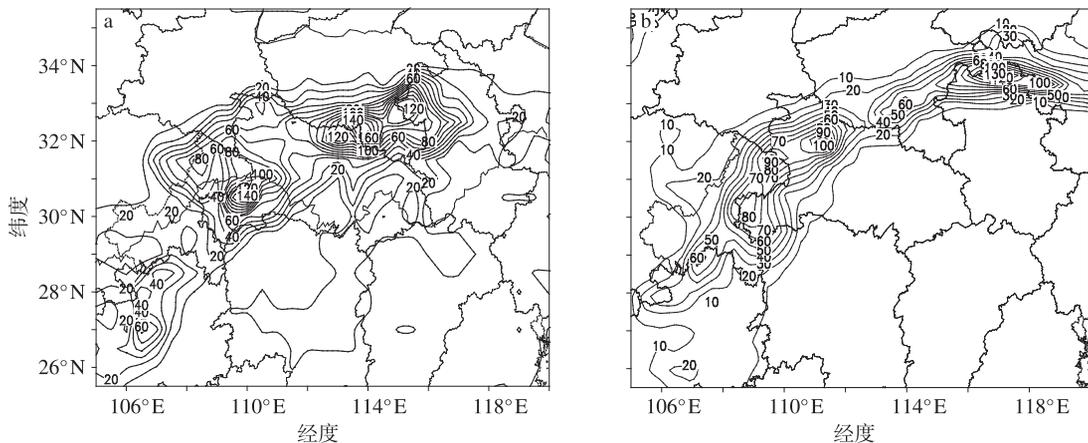


图 1 2005 年 7 月 9 日 08 时—10 日 08 时 24 h 降水量实况场(a)及模式预报场(b)(单位:mm)

Fig. 1 24 h rainfall of (a) observation and (b) forecast field from 08:00 July 9 to 08:00 July 10, 2005 (units: mm)

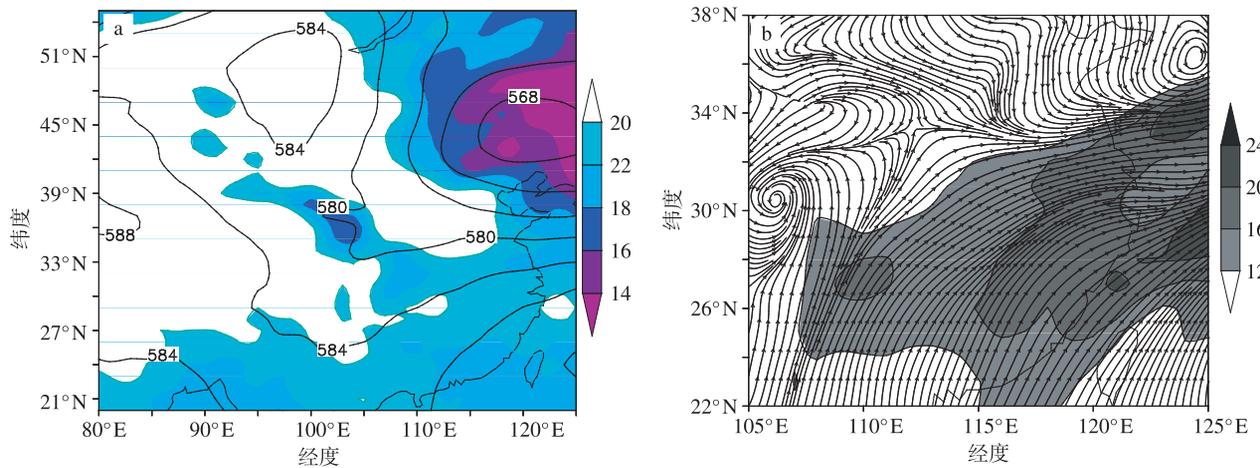


图2 2005年7月9日20时500 hPa高度场(a;实线,单位:dagpm)和850 hPa温度(a;单位:°C,阴影区温度 ≤ 22 °C)、9日08时850 hPa流线和等风速线(b;单位:m/s;阴影区风速 ≥ 12 m/s)

Fig. 2 (a) 500 hPa geopotential height field (solid line, units: dagpm) and 850 hPa temperature field (units: °C, shaded ≤ 22 °C) at 20:00 on 9 July 2005, (b) 850 hPa streamline and wind speed field (units: m/s; shaded area ≥ 12 m/s) at 08:00 on 9 July 2005

到了10日08时此低压逐渐减弱,并向东南方向移动,降水区南压。至10日20时,此切变线及锋面气旋向南移过河南信阳后,强降雨过程基本结束。

从天气形势的分析可初步认为此次暴雨过程是高空槽、冷涡、低层切变线、低空急流及江淮气旋共同作用的结果。下面从动力、水汽、热力不稳定及锋生条件等方面对此次强降雨过程作进一步的物理量诊断和分析。

4 物理量诊断

暴雨通常发生在有利的环流形势和天气背景下,但它的触发还需要动力抬升、水汽供应、热力不稳定及锋生等条件。由于MM5模式模拟降水效果较好,且输出资料的分辨率更高,因此可采用模式输出资料和NCEP资料相结合进行物理量诊断。

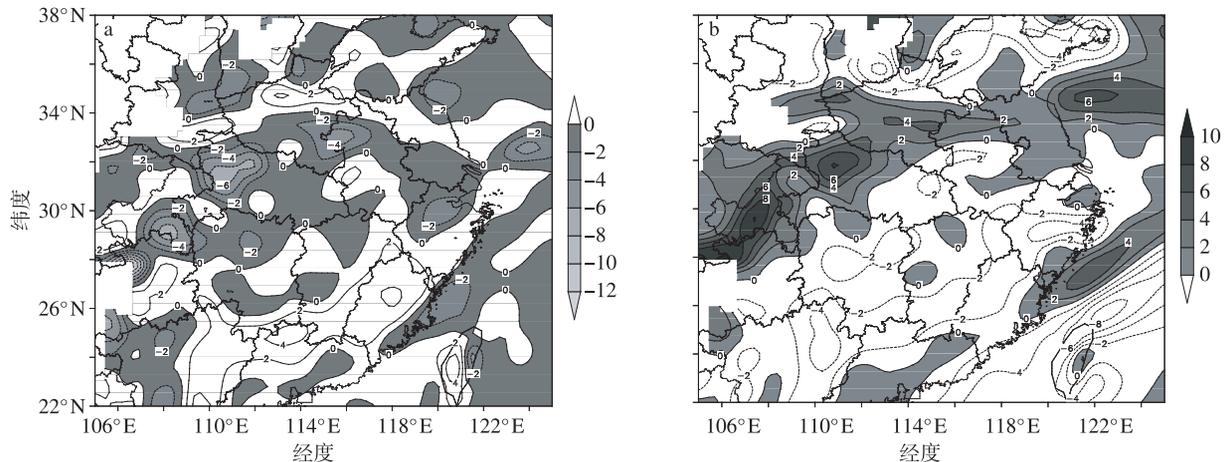


图3 2005年7月9日20时模拟的850 hPa散度场(a)和涡度场(b)(单位: $10^{-5} s^{-1}$)

Fig. 3 Simulated 850 hPa (a) divergence and (b) vorticity at 20:00 on 9 July 2005 (units: $10^{-5} s^{-1}$)

4.1 动力条件

此次暴雨发生在较显著的动力条件下,尤其在散度、涡度、垂直速度及螺旋度的分布及演变上。在散度场上,9日08时,暴雨带上空850 hPa层面上散度值均为负,但数值较小,为弱的辐合。9日14—20时期间,辐合带范围缩小,但强度有所增加,9日20时,在湖北北部、河南南部与安徽西北部交界处各形成了一个辐合中心(图3a),10日02时,辐合带范围扩大,强度继续增强,带上出现三个辐合中心,分别位于贵州东北部、安徽西北部和江苏北部地区,辐合中心最大值达到 $-8 \times 10^{-5} s^{-1}$,这种强烈的辐合运动一直持续到10日08时,10日14时后辐合区缩小,气流的辐合上升运动减弱。散度的这种显著变化与降水随时间的变化步调基本一致,表明低层气流的辐合是导致暴雨发生的动力因子之一。

涡度的分布和演变也与此次暴雨的发生有一定的配合,9日08时,在重庆和江苏北部各有一个正涡度中心,两中心之间形成一条东北—西南向的正涡度带,其走向与低空切变线是一致的。到了9日14时,正涡度带的范围略有缩小。9日20时—10日02时,正涡度带范围扩大,强度开始增大(图3b),10日02时,涡度带上在贵州北部和河南中南部各形成一个正涡度中心。10日08时,涡度带上强度普遍增大,正涡度中心分别东移至湖北北部和安徽北部,中心最大值为 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,说明在整个低层切变线附近,垂直正涡度一直较强,且正涡度的空间分布与暴雨落区基本一致。

此外,垂直速度场可进一步反映出,从9日08时开始,这种辐合一直伴随着很强的上升运动,如图4所示的沿整个雨带中心所在经度(112°E)的垂直速度经向垂直剖面图,在 32°N 附近的暴雨区上空,从低层到高层,垂直速度均为正,最大上升速度超过 10 cm/s ,气流上升运动强烈。

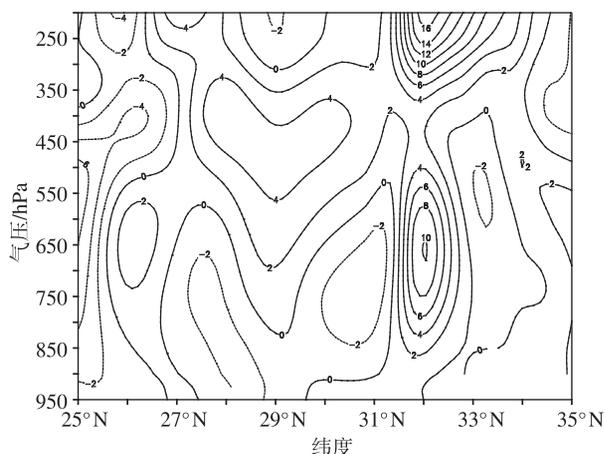


图4 2005年7月9日20时模拟的沿 112°E 的垂直速度经向垂直剖面(单位: cm/s)

Fig. 4 Meridional vertical section of simulated vertical velocity along 112°E at 20:00 on 9 July 2005 (units: cm/s)

螺旋度将风矢量和涡度有效地结合起来,常用于诊断暴雨中的有旋系统,其大小反映了旋转及沿旋转方向运动的强弱程度。螺旋度可定义为

$$H = \mathbf{V} \cdot (\nabla \times \mathbf{V}) = u\zeta_i + v\zeta_j + w\zeta_k. \quad (1)$$

其中: H 为螺旋度; \mathbf{V} 为速度; u, v, w 分别为纬向、经向及垂直速度分量; $\zeta_i, \zeta_j, \zeta_k$ 依次为 x, y, z 方向涡度分量。式中右端三项分别为 h_x, h_y, h_z , 对应 x, y, z 方向的风速与涡度的合成,研究表明,第一项与暴雨无明显对应关系,第二项强度弱,第三项对暴雨有较好指示意义(杨越奎等,1994;吴宝俊等,1996;谭志

华和杨晓霞,2000),因此文中只分析该项螺旋度作用。

由7月9日20时沿 32°N 暴雨区的螺旋度纬向—垂直剖面(图5a)可见,300 hPa以下有显著的正螺旋度区,以上是负值区,正值区跨越了约7个经距范围的雨带上空,最大值位于 $110 \sim 112^\circ\text{E}$ 暴雨中心附近,垂直方向上正值中心出现在500 hPa左右,达到 $5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$,负值中心位于200 hPa附近,达 $-10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。在螺旋度经向—垂直剖面(图5b)上,300 hPa以下层有正螺旋度区,以上主要为负值区,与纬向雨带相伴,正负中心分别在700 hPa和200 hPa附近,量级均在 $5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。在暴雨区上空的对流层中下层和上层螺旋度均呈“下正上负”的垂直结构,反映了虽整层 $w > 0$,但 ζ_k 下正上负,故 $h_z = w\zeta_k$ 下正上负,再根据大气抽吸效应,说明这次暴雨发生在中下层正涡度辐合、高层负涡度辐散的强上升旋转气流区中。沿 $32^\circ\text{N}, 112^\circ\text{E}$ 螺旋度特征和信阳站降雨量的演变来看,9日14时,螺旋度“下正上负”的结构开始建立,信阳6 h雨量很小。20时,螺旋度正值区向上层、中心加强向中层发展;负中心明显向高层扩展,正值中心下方信阳6 h雨量达133 mm。10日02时,正值区继续伸展,但强度稍有减弱,对应的信阳6 h降雨量为108 mm。10日08时以后,螺旋度“下正上负”结构趋于不明显,降雨显著减弱。此次过程中,暴雨区上空螺旋度中低层为正中心,高层为负中心,螺旋度正的大值区对应着降水量中心,两者之间配合较好。

4.2 水汽供应

充足的水汽是强降水发生的必要条件,但大气柱现存的水汽通常还不足以形成强降水,还需源源不断的水汽输入供应。9日08时(图略),850 hPa层面上, 35°N 以南、 105°E 以东区域水汽通量散度几乎全为负,其极值中心 ($-8.0 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$) 在重庆的东北部,在低层西南风的作用下,水汽迅速向暴雨区输送。而到了9日20时(图6a),在重庆东北部—湖北北部—河南南部—安徽西北部出现了一条明显的水汽辐合带,其中有三个大值中心(量值分别达到 $-15.0 \times 10^{-7}, -9.0 \times 10^{-7}, -9.0 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$),它们位于重庆东部、湖北北部和河南南部与安徽西部交界处,这说明不断有水汽向这些地区输送,水汽在此区域强烈辐合。水汽辐合带的走向及最后一个辐合中心的位置均与降水落区基本相符。此后,水汽辐合带继续向东延伸。这在水汽通量散度随时间的演变上

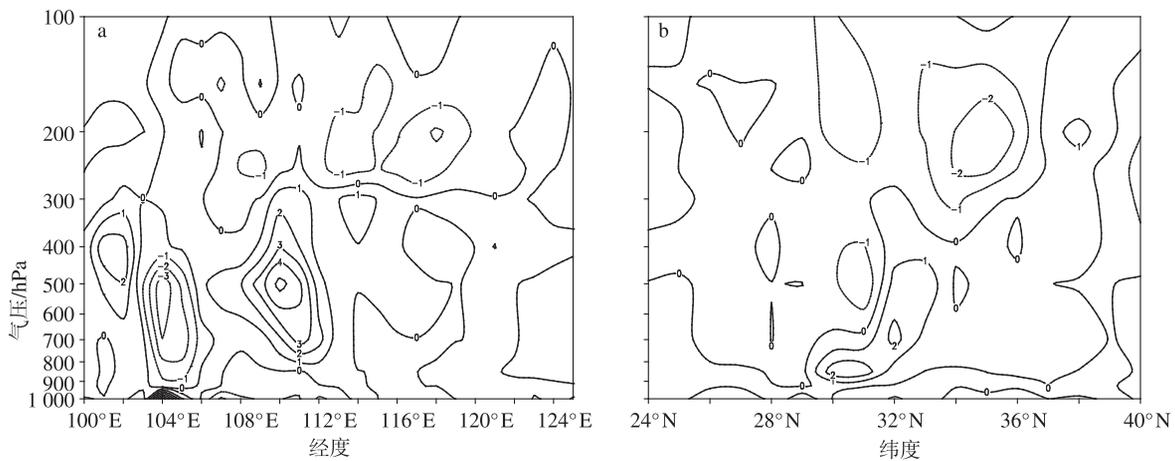


图 5 2005 年 7 月 9 日 20 时螺旋度 h_z 沿 32°N 纬向(a)和 112°E 经向(b)垂直剖面(单位: $10^{-5}\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)

Fig. 5 (a) Zonal vertical section of z -helicity along 32°N and (b) meridionally along 112°E at 20:00 on 9 July 2005 (units: $10^{-5}\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$)

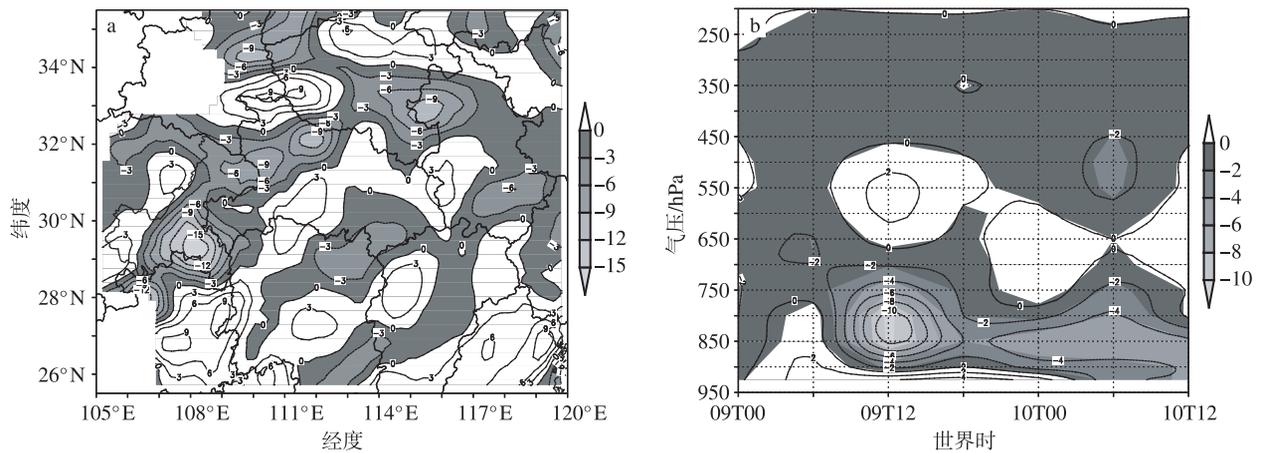


图 6 7 月 9 日 20 时模拟的 850 hPa 水汽通量散度(a; 单位: $10^{-7}\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$; 阴影区为负值区)和雨带中心(112°E 、 32°N)上空水汽通量散度时间—高度剖面(b; 单位: $10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$; 阴影区为负值区)

Fig. 6 Simulated (a) 850 hPa divergence of moisture flux at 20:00 on 9 July 2005 (units: $10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$), and (b) time-height vertical profile of divergence of moisture flux on centre of rain (112°E , 32°N) (units: $10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$; shaded area denotes negative value)

也有显著反映。

仍然以雨带中心为例讨论其上空不同层面水汽通量散度随时间的演变。如图 6b 所示,从 9 日 08—20 时,雨带中心上空基本上处于弱的水汽辐合或辐散状态下,而在 9 日 20 时—10 日 02 时期间,低层出现强烈的水汽辐合,其中最大值出现在 925 hPa 左右,达到 $-6.0 \times 10^{-7}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$,且在 10 日 02 时 650 hPa 以下层面均出现水汽辐合,辐合层厚度达到最大,表明这期间暴雨区的水汽供应非常充足,这与实况显示的该地区在这期间内降水量较大一致。10 日 14 时水汽又开始辐散,降水量也随之减少至停止。因此,水汽通量散度反映出此次暴雨发生期,暴雨区有很强的水汽辐合,这也是

此次强降水的必要物理条件之一。

4.3 热力不稳定及锋生条件

暴雨发生期间,雨带上空低层盛行西南风,而高层则一直为西北风,这样上干冷、下暖湿的结构极利于造成大气层结的不稳定。由图 7a 可见,在 7 月 9 日 08 时—10 日 20 时期间,暴雨区(以雨带中心位置为代表)上空垂直剖面上从低层 950 hPa 至中层 500 hPa,假相当位温 θ_{sc} 随高度的增加而递减,特别是低层 700 hPa 以下等 θ_{sc} 线分布密集, θ_{sc} 的垂直梯度很大,最低值出现在 9 日 20 时的 550 ~ 600 hPa 范围内,这说明暴雨区上空中低层大气在这期间内始终保持着强烈的不稳定性,大气层结的不稳定能量得到很大聚集。雨带中心位温的经度剖面上(图

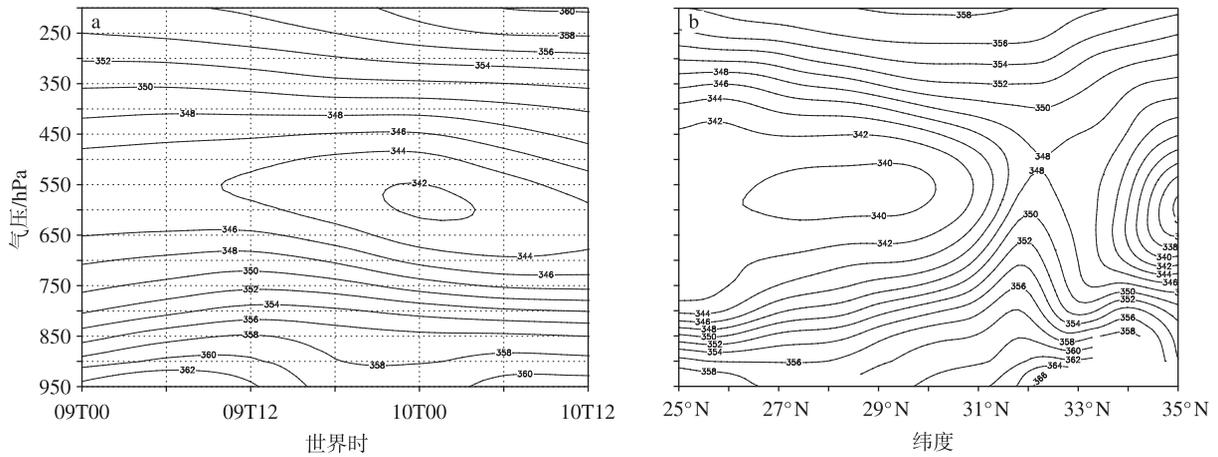


图 7 模拟的兩带中心上空假相当位温 θ_{sc} 时间—高度剖面(a;单位:K) 和 7 月 9 日 20 时沿 112°E 假相当位温 θ_{sc} 经向剖面(b;单位:K)

Fig. 7 (a) Time-height vertical profile of simulated θ_{sc} over centre of rain (112°E , 32°N) (units:K), and (b) longitudinal vertical section of θ_{sc} along 112°E at 20:00 on 9 July 2005 (units:K)

7b), 9 日 20 时暴雨中心($31 \sim 33^{\circ}\text{N}$)中低层 θ_{sc} 随高度快速递减,到 500 hPa 达到极小值,之后随高度上升,500 hPa 附近 θ_{sc} 线的垂直变化很小,表明 500 hPa 附近上下层大气物质交换强烈。这在垂直速度的经向剖面上(图 4)也有显著反映,暴雨区的垂直上升速度相当大,为不稳定能量的释放提供了强劲的动力条件。

锋区的发展和维持对于强降水有重要影响,从 850 hPa 相当位温的演变(图略)可知,9 日 08 时在 $29 \sim 33^{\circ}\text{N}$ 低空有一能量锋区,并有加强趋势,到 10 日 08 点减弱,为此引入是一个反映锋区发展的主要物理量——锋生函数。按照 Ogrua 和 Portis 的方案(丁一汇,2005), p 坐标系中略去非绝热加热项的锋生函数计算公式为

$$F_g = \frac{d|\nabla\theta_{sc}|}{dt} = \frac{|\nabla\theta_{sc}|}{2} \cdot (A^2 + B^2)^{1/2} \cos 2\beta - \frac{|\nabla\theta_{sc}|}{2} \cdot D - \frac{1}{|\nabla\theta_{sc}|} \cdot \left(\frac{\partial\theta_{sc}}{\partial x} \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial p} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial y} \frac{\partial\theta_{sc}}{\partial p} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \quad (2)$$

其中: $A = \partial u/\partial x - \partial v/\partial y$ 、 $B = \partial u/\partial y - \partial v/\partial x$ 分别为伸长变形和切变变形, β 为变形向量伸长轴至 θ_{sc} 线的交角, D 为散度。(2)式中右侧三项分别为变形项、散度项和倾斜项。倾斜项与垂直速度的导数有关不易算准,且在强降水过程中量级相对较小,故本文不讨论此项,主要讨论前两项。

从图 8 所示的 9 日 20 时 850 hPa 锋生函数的变形项与散度项之和的分布来看,大值区呈东西走向为主,在 34°N 以南的我国安徽、河南、湖北、重庆及贵州北部等地明显较大,不少地区可达 $1.5 \times 10^{-10} \text{ km}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,且大值区与图 1a 所示的雨带位置较为一致。此外,从 9 日 20 沿 112°E 的锋生函数前两项之和与流线的垂直剖面(图略)来看,自下而上向北倾斜,说明 θ_{sc} 线有变密趋势,在低层锋面南北侧分别有偏南和偏北气流向锋面辐合。再结合假相当位温和风场的分布,可知锋区南侧强的西南暖湿气流将 θ_{sc} 高值向上输送,北侧则相反,引起了 θ_{sc} 水平梯度不断加大,有利于锋生,这为强降水的形成提供了一定的能量条件。

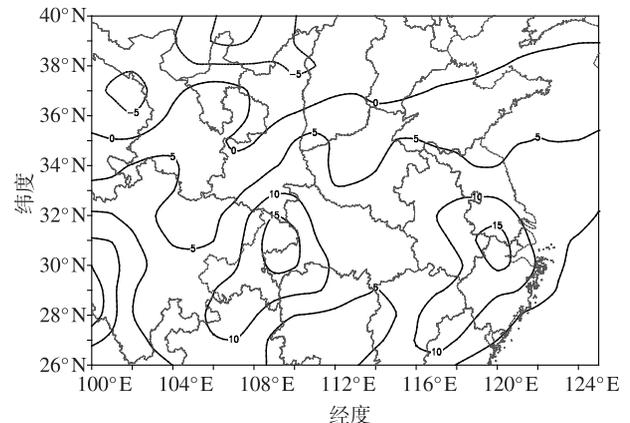


图 8 7 月 9 日 20 时 850 hPa 上锋生函数(变形项与散度项之和;单位: $10^{-10} \text{ km}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 8 850 hPa frontogenesis function at 20:00 on 9 July 2005 (units: $10^{-10} \text{ km}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

5 结论

利用 MM5 模式对 2005 年 7 月 9—10 日发生在河南、安徽、湖北等地的一次暴雨过程进行了数值模拟,并使用 NCEP/NCAR 再分析资料和数值模拟产品对该次暴雨过程作了多种物理量诊断分析,结论如下:

1) 模式较好地模拟了雨带的位置及此次暴雨发生的基本环流背景。

2) 贝加尔湖阻高、下游的东北冷涡及其伴随的高空槽造成了有利的环流形势,低层切变线、低空急流及江淮气旋是此次暴雨过程的最主要影响系统;此外,副高外围西北侧的强劲的西南气流为暴雨的发生提供了充分的水汽和动力条件。

3) 散度、涡度、垂直速度、螺旋度及位温的分布和演变反映出在此次降水发生过程中,暴雨区出现了很强的辐合上升运动,中低层大气层结不稳定性强,上下层大气物质交换强烈,垂直对流旺盛,在暴雨区上空螺旋度呈“下正上负”的垂直结构,螺旋度正的大值区对应着强降水中心;显著的水汽辐合及锋生为降水的形成和加强提供了水汽和能量条件。

参考文献

- 丁一汇. 2005. 高等天气学[M]. 北京:气象出版社:117-123.
- 丁治英,张兴强,何金海,等. 2001. 非纬向高空急流与远距离台风中尺度暴雨的研究[J]. 热带气象学报,17(2):144-152.
- 韩桂荣,何金海,樊永富,等. 2005. 变形场锋生对 0108 登陆台风温带变性和暴雨形成作用的诊断分析[J]. 气象学报,63(4):468-476.
- 梁琳琳,寿绍文,苗春生. 2008. 应用湿 Q 矢量分解理论诊断分析“05.7”梅雨锋暴雨[J]. 南京气象学报,31(2):167-175.

- 廖移山,李武阶,闵爱荣,等. 2006. “629”淮河暴雨过程 β -中尺度系统结构特征的数值模拟分析[J]. 应用气象学报,17(4):421-430.
- 沈桐立,崔丽曼,陈海山. 2009. 2002 年 6 月 14—15 日暴雨的诊断分析和数值试验[J]. 大气科学学报,32(4):483-489.
- 沈桐立,曾瑾瑜,朱伟军,等. 2010. 2006 年 6 月 6—7 日福建特大暴雨数值模拟和诊断分析[J]. 大气科学学报,33(1):14-24.
- 谭志华,杨晓霞. 2000. “99.8”山东特大暴雨的螺旋度分析[J]. 气象,26(9):7-11.
- 王黎娟,管兆勇,何金海. 2007. 2005 年 6 月华南致洪暴雨的大尺度环流特征及成因探讨[J]. 南京气象学院学报,30(2):145-152.
- 王智,高坤,翟国庆. 2003. 一次与西南低涡相联系的低空急流的数值试验[J]. 大气科学,27(1):75-85.
- 吴宝俊,许晨海,刘延英,等. 1996. 螺旋度在一次三峡大暴雨中的应用[J]. 应用气象学报,7(1):108-111.
- 杨越奎,吴宝俊,沈文海,等. 1994. “91.7”梅雨锋暴雨的螺旋度分析[J]. 气象学报,52(3):379-384.
- 宇如聪,徐幼平. 2004. AREM 及其对 2003 年汛期降水的模拟[J]. 气象学报,62(6):715-724.
- 张晓芳,陆汉城. 2006. 一次梅雨锋暴雨过程的数值模拟及机理分析[J]. 热带气象学报,22(6):625-631.
- 赵思雄,孙建华,陈红,等. 1998. 1998 年 7 月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究[J]. 气候与环境研究,3(4):368-381.
- 赵宇,吴增茂,刘诗军,等. 2005. 由变性台风环流引发的山东特大暴雨天气的位涡场分析[J]. 热带气象学报,21(1):33-43.
- 郑庆林,吴军. 1996. 地形对 9216 号台风暴雨增幅影响的数值研究[J]. 南京气象学院学报,19(1):8-17.
- Gao Shouting, Zhou Yushu, Cui Xiaopeng, et al. 2004. Impacts of cloud-induced mass forcing on the development of moist potential vorticity anomaly during torrential rains[J]. Adv Atmos Sci, 21(6):923-927.
- Lou Xiaofeng, Hu Zhijin, Shi Yueqin, et al. 2003. Numerical simulations of a heavy rainfall case in South China [J]. Adv Atmos Sci, 20(1):128-138.

(责任编辑:刘菲)