

“96.8”华北暴雨数值模拟与稳定性分析

边清河¹ 丁治英² 董金虎¹

(1. 河北省沧州市气象局, 061001; 2. 南京信息工程大学)

提 要: 分析1996年8月发生在华北地区的台风暴雨过程的环流形势, 发现: 副热带高压与台风低压之间的气压梯度很大, 宽广的偏南急流源源不断地向北输送水汽和能量, 而太行山一带正处于汇合区, 构成十分有利的暴雨天气形势。应用MM5数值预报方法对1996年8月4—5日的降雨天气过程进行数值模拟, 并依据天气学原理和位涡理论对此过程的稳定性进行分析认为: (1) MM5数值预报模式较好地模拟出了台风暴雨的物理过程。(2) 此次降雨的不稳定层结有南高北低现象, 同时对称不稳定和对流不稳定存在; 条件性对称不稳定可使环流加速, 对降水有一定的增幅作用。

关键词: 台风暴雨 数值模拟 相当位涡 不稳定性

Numerical Simulation for “96.8” Huabei Heavy Rain and Its Stability Analysis

Bian Qinghe¹ Ding Zhiying² Dong Jinhui¹

(1. Cangzhou Meteorological Office, Hebei Province 061001;
2. Nanjing University of Information Science & Technology)

Abstract: The circulation patterns of the heavy rain process in Huabei area on August 1996 was analyzed. The results show that the gradient between the subtropic high and typhoon is so strong that broad southerly jet continuously transports the water vapor and the energy to the north. The Mount Taihang was just located in convergence area, so it formed the advantageous weather situation for rainstorm. Based on MM5 numerical model, in term of the synoptic principle and the potential vorticity theory, the rain process of 4-5, August 1996

was simulated and its stability was analyzed. The main results are as follows: (1) MM5 model has a good performance to simulate the typhoon rainstorm physical process. (2) In this rain process, the instability stratification in South is higher than that in North, and there are symmetry instability and convection instability simultaneously. In addition, the conditional symmetric instability not only causes the circulation acceleration, but also increases the precipitation.

Key Words: typhoon rainstorm numerical simulation potential vorticity instability

引 言

1996 年 8 月 3—5 日, 受减弱的 9608 号台风低压以及西来槽的共同影响, 华北地区出现了“63.8”以来影响范围最广、过程雨量最大、单位时间强度最大的一次降雨过程(简称“96.8”暴雨), 造成了严重的洪涝灾害和数百亿的经济损失。此次降水过程覆盖了太行山的東西两侧, 即冀中南、晋东南和豫北等地区, 位于“96.8”暴雨中心的石家庄、邢台两市的太行山迎风坡附近气象站过程雨量普遍超过 400mm。

国内气象工作者对此次天气过程做了大量研究^[1-6], 在天气学、动力学方面取得了丰富的研究成果, 但对其内部的不稳定性特别是对称不稳定和对流不稳定的贡献讨论较少。本文在前人分析的基础上通过 MM5 数值预报模式对造成此次暴雨的稳定性做着重分析, 以揭示各种不稳定在此次暴雨过程的作用, 为今后此类暴雨的预报拓宽思路。

1 “96.8”暴雨环流背景特征

此次降雨过程中, 台风自始至终起了极其重要的作用。9608 号热带气旋 7 月 23 日 08 时在 15.5°N 、 154.0°E 生成后, 向西—西北方向移动, 强度不断加强, 31 日强度达到最大, 中心气压 940hPa, 最大风速 $72\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。8 月 1 日 10 时左右在福建连江

一带登陆, 登陆时中心气压 970hPa, 最大风速 $48\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 此后沿西北、偏北方向移动, 台风强度逐渐减弱, 并于 8 月 4 日在河南与湖北交界处填塞减弱为低气压。台风在北上过程中, 与副热带高压配合在华北南部形成较强的偏南急流, 造成了华北地区大范围强降雨天气。

暴雨期间在 40°N 以北的亚洲地区呈现出两脊一槽形势(图略), 高压脊分别位于乌拉尔山和东亚沿岸, 宽广的低压槽在亚洲中部地区。9608 号台风登陆北上过程中, 副热带高压南压并向西扩展, 内蒙古中东部西风槽后的小高压并入副热带高压北部, 副热带高压进一步向经向型发展, 小高压南缘的东风气流将东部的冷空气向西输送。另外, 强大的经向型副热带高压与台风低压之间的气压梯度很大, 造成了较为宽广的南北向偏南风急流源源不断地向北输送水汽和能量, 而太行山一带正处于倒“L”状的副高外围, 水汽与能量汇集在此, 构成十分有利的暴雨天气形势。

2 MM5 模式方案及模拟结果分析

2.1 MM5 模式方案及资料

利用非静力中尺度数值模式 MM5, 采用双向嵌套, 中心为 38°N 、 115°E ; 外层格点 91×91 , 格距为 60km; 内层格点 91×91 , 格距为 20km。内外两层的地形参数资

料分别采用 10'、5' 地形及 landuse, 垂直方向为不等距的 25 层。

使用美国大气中心的 NCEP 数值预报产品分析场内插到粗网格区域作为初估场, 加入实况高空、地面资料后, 对初估场作再分析, 形成模式的初始场及粗网格区域的侧边界条件, 而细网格区域的侧边界值由同步的粗网格区域的预报值提供。模式起报时间为 1996 年 8 月 4 日 08 时 (北京时间, 下同), 积分时间 24 小时, 时间步长 2 分钟。

2.2 模拟结果与实况的对比分析

对 4 日 08 时—5 日 08 时 24 小时数值模拟降雨量和实况降雨量进行了对比分析 (图 1), 实况雨量图在 38°N、114°E 附近出现了 300mm 降雨中心, 中心位于石家庄市平山县 (38.3°N、114.2°E), 而邢台南部的涉县降雨量也较周围站点为大 (177.2mm)。预报图分别在 37°N、113°E 和 39°N、114°E 附近模拟出了 200mm 以上的南、北降雨中心, 北降雨中心位置距平山县不足 1 个经纬度, 只是雨量略小; 南降雨中心与实况降雨较大的涉县位置比较接近。

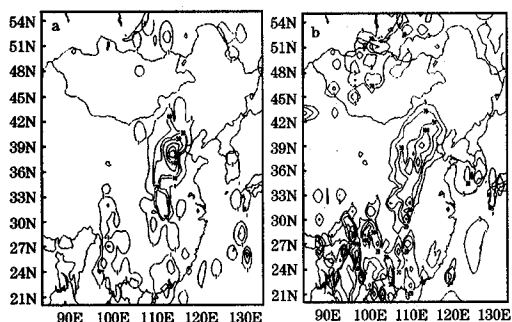


图 1 1996 年 8 月 4 日 08—5 日 08 时模拟降雨量 (a) 和实况 (b) 对比

500hPa 是中空最具代表性的高度, 它在为中尺度系统提供背景场的同时, 对天气系统的未来走向也有一定的指示意义。从图

2 可看出, 500hPa 高度预报场和实况场基本一致。预报的副热带高压中心位置和实况完全吻合, 影响华北地区的各个等高线走向几乎一致, 高度值也基本相当; 预报的河套低压槽槽底比实况偏东 2 个经度, 槽的深度和强度与预报场相同。说明模式对此次过程模拟较为成功, 可以使用模拟结果中的物理量进行稳定性分析。

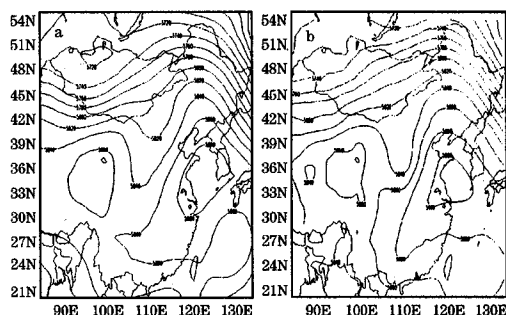


图 2 1996 年 8 月 5 日 08 时 500hPa 模式积分高度场 (a) 和实况 (b) 对比

3 暴雨期间不稳定性分析

3.1 $\frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 分析

利用 $\frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 判断层结的稳定性是比较直接、有效的方法, 并已被广泛应用于实际业务领域。根据模式积分南、北降雨中心的 $\frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 随时间变化图 (图 3) 可看出, 南降雨中心的不稳定高度都在 720hPa 以上, 最大高度为 560hPa 左右, 20 时以前随时间降低, 20 时以后变化较小, 北降雨中心的不稳定高度最大在 605hPa 左右, 最小为 760hPa, 以 20 时为界有一个先抑后扬的变化趋势, 它们都与模式积分每 3 小时雨量演变 (图 4) 对应较好。说明此次降水的不稳定层结有南高北低现象, 不稳定层结较高时

降雨强度较大, 不稳定高度变低时降雨强度减小。

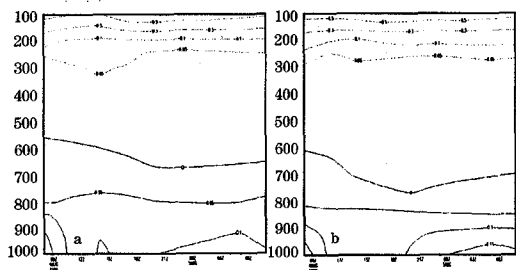


图 3 南降雨中心 (a) 和北降雨中心 (b)
 $\partial \theta_e / \partial p$ 随时间变化图

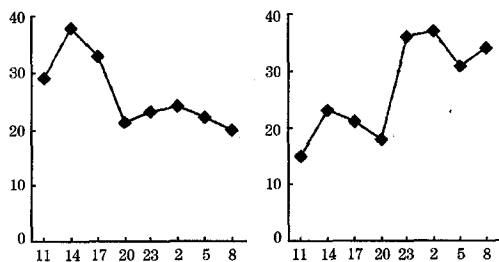


图 4 模式积分南降雨中心 (a) 和北降雨中心 (b) 每 3 小时雨量演变

3.2 相当位涡诊断分析

与其它大暴雨天气过程相同, 在“96.8”特大暴雨期间, 暴雨区内有明显的中尺度天气系统活动, 其中包括中尺度云团、中尺度雨团以及地面中尺度天气系统等^[2], 因此有必要对其中尺度物理量进行诊断分析。在大范围暴雨过程中, 对称不稳定与对流不稳定往往同时存在, 对它们分别进行研究有助于了解相当位涡在暴雨形成中的作用。

James^[7]指出, 相当位涡 (EPV) 可以诊断条件性不稳定 (CSI), 在 CSI 区域内倾斜对流能够增大一定范围降水总量; 利用角动量 (M_g) 和相当位温 (θ_e) 可以对 CSI

进行定性判断, 等 M_g 面比等 θ_e 面坡度小的区域为 CSI 区。根据 Martin^[9] 的定义, EPV 可以写成如下形式:

$$EPV = g \left[\left(\frac{\partial M_g}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial M_g}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right) \right] \quad (1)$$

式中 $g=9.806 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, EPV 单位与位涡相同 (PVU), $1 \text{ PVU}=1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。右边第一项定义为 A 项与 B 项的乘积, 第二项定义为 C 项与 D 项的乘积。

其中 $C = \frac{\partial M_g}{\partial y} = \frac{\partial U_g}{\partial y} + f$, 在北半球 $f > 0$, 因此一般 C 项 > 0 。所以若第二项 < 0 , 则 $D > 0$, 即 $\partial \theta_e / \partial p > 0$, 大气是潜在对流不稳定的; 反之, 若第二项 > 0 , 大气是对流性稳定的; 若第二项 $= 0$, 大气是对流中性的。如果 $EPV < 0$ 且大气是对流性稳定的 (即第二项 > 0), 则大气是条件性对称不稳定, 而当 $EPV > 0$ 时, 大气则是对称性稳定的, 若 $EPV < 0$ 并且大气为对流性不稳定 (即第二项 < 0), 对称不稳定程度要看对流不稳定的程度。根据上式的物理意义, D 项反映了大气的对流稳定度, 以下我们分别对 EPV 各项进行分析。

3.2.1 对称不稳定和对流不稳定

图 5 给出了 1996 年 8 月 4 日 14 时式 (1) 中 EPV、第二项和第一项的垂直剖面图, 由图中可看出, EPV 在 600 hPa 以下存在大面积负值区, 负值中心在 39°N 、1000 hPa 附近, 随高度增高负值区向北倾斜, 并一直延伸到 250 hPa 左右; 式 (1) 中第二项 600 hPa 以下为负值区, 属潜在对流性不稳定, 600 hPa 以上存在大面积正值区, 属于对流稳定; 第一项在 37°N 以北 850 hPa 以上为负值区, 负值中心在 41°N 、400 hPa 附近。这充分说明, 600 hPa 以下存在对流不稳定, 600 hPa 以上属于条件性对称不稳定; EPV 在低层第二项占主导地位,

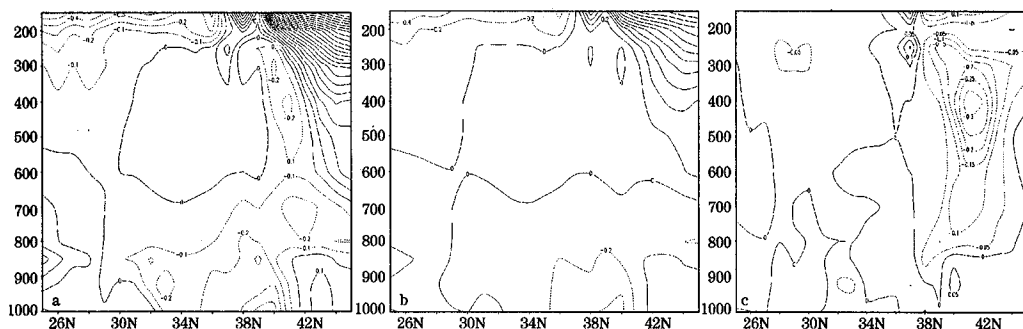


图 5 1996 年 8 月 4 日 14 时 EPV 各项沿 113°E 垂直剖面图

a. EPV; b. 第二项; c. 第一项

高层则主要由第一项所决定, 对称不稳定主要发生在低层。

23 时正是降雨强度最大时刻, 图 6a、b、c 分别为 23 时式 (1) 中 EPV、第二项和第一项的垂直剖面图。降雨区上空 800hPa 的 EPV 第一项出现 -0.15PUV 的

中心, 第二项原负值区位于 600hPa 左右, 23 时降到 800hPa 以下, 并出现了一 0.6PUV 的负值中心, 说明对称不稳定不断向下发展, 且有加强的趋势。总的来说, EPV 在低层负值较 20 时明显增大, 是第一项和第二项共同作用造成的。

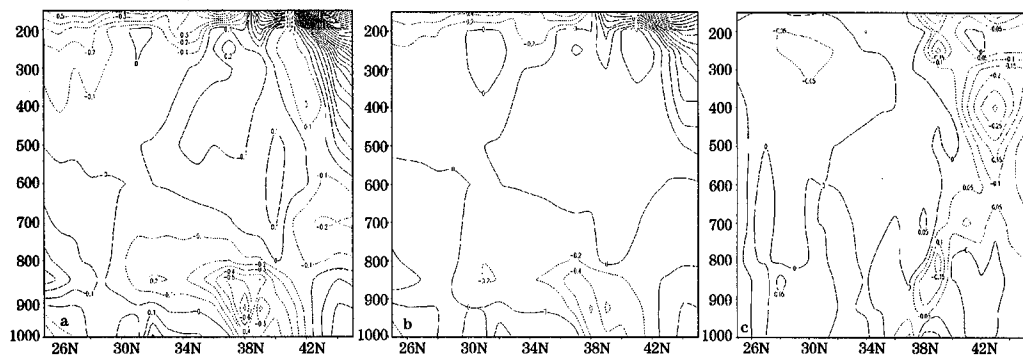


图 6 8 月 4 日 23 时 EPV 各项的 113°E 垂直剖面图

a. EPV; b. 第二项; c. 第一项

综上所述, 相当位涡各项在高低层所占比重不同, 在高层第一项占主导地位, 低层第二项显得更加重要。第一项负值中心下移可使对称不稳定加强, 第二项负值增大导致对流不稳定加剧。此次降雨同时有对称不稳定和对流不稳定现象, 对称不稳定和对流不稳定对降雨加强起着非常重要的作用。

3.2.2 CSI 判断

利用角动量和相当位温估算条件性对称不稳定是一种比较客观实用的方法^[7], 已被广泛应用于实践中, 并在实践中得到验证。由图 7 看出: 14 时, 南雨区在 $39\sim 42^\circ\text{N}$ 上空 $350\sim 750\text{hPa}$ 都有等 θ_e 面比等 M_g 面坡度大的区域, 与相当位涡第一项小于零的区域正好对应, 说明第一项确实能反映出对称不稳定的存在; 至 23 时, 北雨区的对称不稳

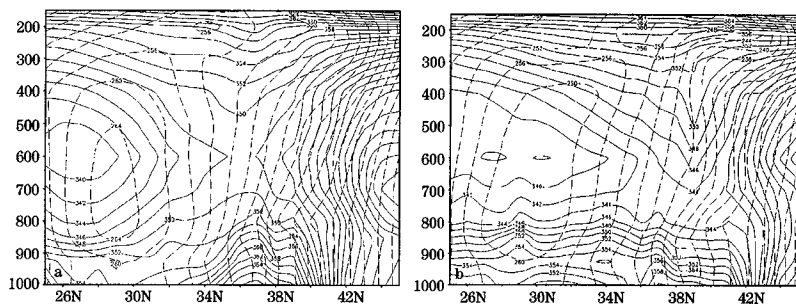


图7 1996年8月4日14时(a)和23时(b)角动量和相当位温沿113°E垂直剖面

定仍然存在,范围有所减小,位置下移。由此说明,此次降雨过程的确存在条件性对称不稳定,这种条件性对称不稳定对降水有一定增幅作用。

4 结论

通过对1996年8月4—5日天气过程的数值模拟和诊断分析发现:

(1) 强大的经向型副热带高压与台风低压之间的气压梯度很大,在低层形成偏南急流,这支偏南急流为华北输送了充沛的水汽。

(2) MM5数值预报模式对此次降雨过程模拟出的高低空天气形势、降水量及降雨中心位置与实况相比,除降水中心量值比实况略小外,其他结果与实况基本一致,MM5模拟结果可以较好地反映此次降雨物理过程。

(3) 此次降雨包含了大尺度降雨和对流降雨,同时有对称不稳定和对流不稳定存在。相当位涡第一项负值中心下移可使对称不稳定加强,第二项负值增大导致对流不稳定加剧。对称不稳定可使环流加速,上升运

动增强,导致降水增幅。

参考文献

- 1 胡欣,马瑞隽.海河南系“96.8”特大暴雨的天气剖析[J].气象,1998,24(5):8-13.
- 2 杜青文,任荣彩,康锡言.“96.8”河北特大暴雨地面中尺度系统分析[J].气象,1999,25(7):25-28.
- 3 徐国强,张迎新.“96.8”暴雨的水汽来源及对水汽敏感性的模拟分析[J].气象,1999,25(7):12-16.
- 4 于玉斌,姚秀萍.“96.8”暴雨过程的尺度分离动能方程的诊断[J].应用气象学报,1999,10(1):49-58.
- 5 连志鸾,王春彦,王丽荣.“96.8”特大暴雨中低层流场的滤波分析[J].气象,1999,25(8):51-54.
- 6 河北省气象台.“96.8”河北特大暴雨天气过程分析和预报[C].全国数值天气预报及其产品释用研讨会.北京:1997年3月.
- 7 James T. Moore Thomas E. Lambert. 章东华译.利用相当位涡诊断条件性对称不稳定区[J].Weather and Forecasting, 1993, 8(3): 301-308.
- 8 Martin J E, Locatelli J D, Hobbs P V et al. Structure and evolution of winter cyclones in the Central United States and their effects on the distribution of precipitation. Part 1: Asynoptic-scale rainband associated with a dryline and lee trough. Mon Wea Rev, 1994, 123: 241-264.
- 9 寿绍文.中尺度动力学[M].北京:气象出版社,1993:132,146.