

“94·7”北京大暴雨数值分析

周 兵 葛 明

(北京市气象科学研究所, 100081)

提 要

受西风带蒙古低空冷涡、台风低压和副热带高压的共同作用, 1994 年 7 月 11—12 日控制我国中纬度地区的大气环流形势发生了一次由纬向型向经向型的转变。7 月 12 日北京出现了大暴雨。作者在天气学分析的基础上, 应用中尺度数值预报模式进行数值试验, 探讨天气系统的相互作用, 分析北京地区特大暴雨触发机制。

关键词: 特大暴雨 急流 热带风暴 数值试验

引 言

1994 年 7 月 11—12 日, 由于受西风带蒙古低空冷涡、台风低压和副热带高压等的共同作用, 我国中纬度地区大气环流形势由纬向型向经向型转变。12 日夜间热带风暴在北上东移转向的过程中直接影响北京, 致使北京遭受 30 年一遇的特大暴雨的袭击。

本文在分析“94·7”北京特大暴雨中高空气西南急流、低空东南急流、水汽输送和冷空气等作用的基础上, 应用中尺度数值模式 MM4 进行若干数值试验。

1 天气学分析

地面气压场上蒙古低压自西向东移动, 在其前沿有较大的气压梯度, 且在其后部不断有新的冷空气补充。蒙古低空冷涡以每 12 小时 5—6 个经度的速度东移, 后续系统异常活跃, 12 日夜间冷涡主体偏东, 但副冷涡向东偏南方向移动。与此同时, 台风在副高南侧强盛的东南暖湿气流引导下西进 3 个经度, 北上 11 个纬度。副热带高压由纬向型向经向型转变, 西伸脊点东退 5 个经度。卫星云图的分析表明, 西风带冷空气和中低纬暖湿空气在北京附近区域相遇, 蒙古低空副冷涡并入台风低压。北京的特大暴雨主要发生在 12 日傍晚到次日凌晨的 15 个小时之间。

对流层低层台风与副热带高压间为强盛的东南暖湿气流, 其北界抵达 39°N 。水汽通量散度场的计算表明北京附近有大范围的辐合存在。同时, 从温度平流场的分析发现, 北京处于冷温度平流区, 而暖平流区在黄河中下游一带, 热带风暴中心轴线向北倾斜。位势不稳定场的分析指出北京处于西风带不稳定区域。天气系统的配置很好, 且地转风计算结果表明 200hPa 高空西南急流和低空东南急流都是超地转的, 最大超地转风速达 $16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

2 数值试验

1994 年 7 月 12 日 08 时 200hPa 高空流场的特征是: 高压槽位于 110°E 附近, 槽前是较强的西南急流, 急流中心值达 $56\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 急流轴位于 40°N 以北。24 小时后急流轴北移, 但强度减弱(中心值为 $44\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 雨带位于高空槽前的辐散流场下。低层 850hPa 东南急流在台风和副热带高压之间, 中心强度 $27\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 24 小时后急流轴北移, 强度稍有减弱, 雨带位于急流左侧高空辐散流场下的低层辐合气流区。

为研究此次特大暴雨过程中高低空急流影响, 我们分别进行了减弱急流的数值试验, 并进行半地形和无地形影响的数值试验, 还

对蒙古冷涡进行增温试验。

2.1 控制试验

取 $90\text{km} \times 90\text{km}$ 分辨率, 水平方向 31×31 个格点, 垂直方向 10 层的中尺度模式 (MM4)。模式包括: 大气凝结、积云对流、水

平和垂直扩散、边界层参数化等物理过程。计算中心位于 39°N 、 115°E , 以 1994 年 7 月 12 日 08 时实时资料为初值, 积分 24 小时。动量方程、连续方程、热力学方程和静力方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* U}{\partial t} = & -m^* \left(\frac{\partial p^* U U / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* V U / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \sigma U}{\partial \sigma} \\ & - m p^* \left[\frac{RT_m}{(p^* + p_i / \sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right] + f p^* V + F_H U + F_V U \\ \frac{\partial p^* V}{\partial t} = & -m^* \left(\frac{\partial p^* U V / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* V V / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \sigma V}{\partial \sigma} \\ & - m p^* \left[\frac{RT_m}{(p^* + p_i / \sigma)} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right] - f p^* U + F_H V + F_V V \\ \frac{\partial p^*}{\partial t} = & -m^* \left(\frac{\partial p^* U / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* V / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \sigma}{\partial \sigma} \\ \frac{\partial p^* T}{\partial t} = & -m^* \left(\frac{\partial p^* U T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* V T / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* T \sigma}{\partial \sigma} \\ & + \frac{RT_m W}{C_{pm}(\sigma^* + p_i / p^*)} + \frac{p^* Q}{C_{pm}} + F_H T + F_V T \\ \frac{\partial \Phi}{\partial m(\sigma + p_i / P^*)} = & -RT_m \left[1 + \frac{q_c + q_v}{1 + q_v} \right] \end{aligned}$$

24 小时降水预报图 2 和实况降水 (图 1) 相比落区基本一致, 但预报降水量偏小, 北京的强中心未能预报出来, 而长江中下游和黄河中下游的降水中心和实况较一致。

报中, 台风中心强度和实况相一致, 均为 1360gpm, 中心略偏北 0.5°N 、偏西 0.5°E , 大形势与实况相符, 这为以下数值试验奠定了基础。

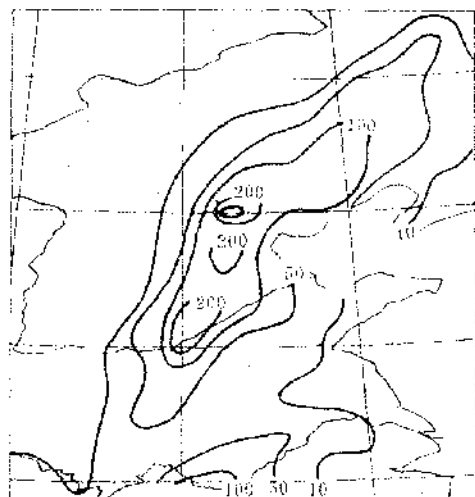


图 1 1994 年 7 月 12 日雨量分布
和实况相比, 850hPa 高度场 24 小时预

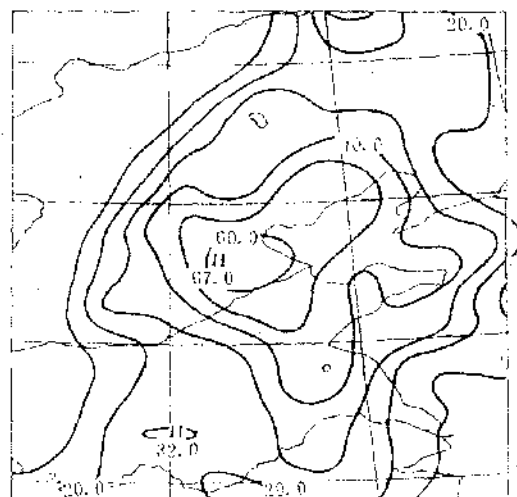


图 2 7 月 13 日 08 时模式预报 24 小时降水

2.2 低空急流的影响

我们将低空急流所在区域各模式层的高度场、温度场和风场进行平滑,目的是减弱低空急流,并以此为初始场进行时间积分,研究减弱低空急流后对降水的影响。

平滑后低空急流中心强度为 $10\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 积分 24 小时后,急流中心强度小于 $12\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。和控制试验相比,低空急流明显减弱。

低空急流的减弱使降水的强度和位置发生显著变化。从 24 小时降水(图 3)中可以看出,黄河下游地区的降水有所增加,雨区主要位于黄河中下游和长江中下游一带,并在太原附近有一强降水中心出现。

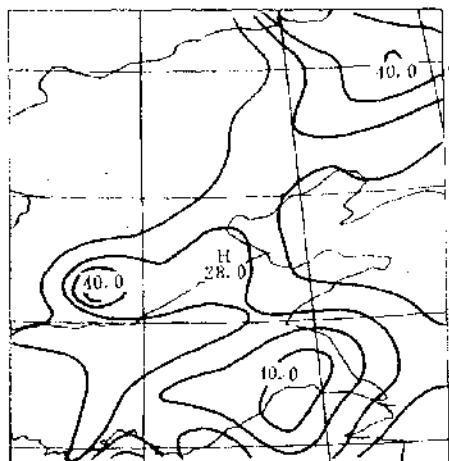


图3 减弱低空急流后 24 小时降水预报场

由于低空急流减弱,高低空流场也必随之变化。850hPa 低层辐合区和 200hPa 高层辐散区同步减弱,500hPa 的上升运动减弱,导致降水减弱。降水减弱后高空凝结释放潜势减弱,温度梯度减弱,造成高空急流减弱。

从位温变化图中看出(图 4)天气尺度低空急流减弱使高能区减弱,次天气尺度能量锋区减弱,降水也随之减弱。

2.3 高空急流的影响

用同样的方法处理高空急流,平滑后的高空急流中心强度由 $55\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 降为 $30\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 积分 24 小时后为 $32\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。高空急流的变化引起降水的改变,这一改变主要位于高空急流附近(图 5), 40°N 、 120°E 的降水显著

减少,而西部降水增加,南部雨区变化不大。

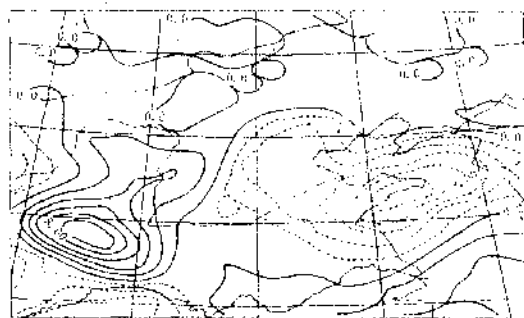


图4 1994 年 7 月 12 日 20 时 850hPa 位温的变化

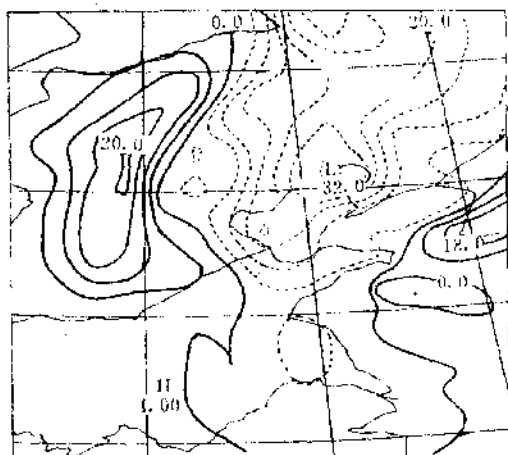


图5 高空急流平滑后降水量 24 小时变量(与控制试验相比)

对应于高空急流的减弱,流场发生相应的变化。200hPa 降水减弱区的辐散减弱而低层辐合减弱,500hPa 上升运动随之减弱;而西部降水增加区的高层辐散加强,低层辐合增加,上升运动也加强。从 850hPa 假相当位温变化分析 45°N 、 118°E 附近位温减弱,其西部高能区加强,使得能量锋区加强,因此降水也增大。

2.4 蒙古冷涡升温和平地形处理的数值试验

在天气尺度范围内使蒙古低空冷涡温度升高 2°C , 这样可减弱冷空气和冷温度平流,风场和高度场维持不变。积分结果表明北京

附近降水强度有所减弱(图 6a),但中心位置不变,并在太原、锦州附近出现两个虚的降水中心。

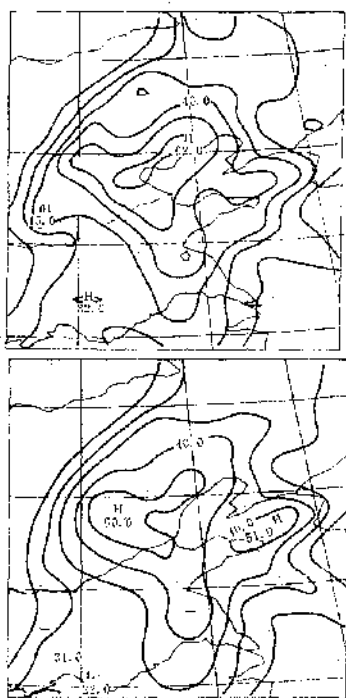


图6 蒙古冷涡升温 2°C 24小时降水预报场(a)和半地形时24小时降水预报场(b)

与控制试验相比较,无地形时降水中心北移1—2个纬度,降水中心值偏小。半地形时(图 6b)降水中心北移1个纬度。因此地形对降水的作用主要是影响降水中心位置,对降水增幅作用不明显。

The Numerical Analysis of “94.7” Torrential Rain in Beijing

Zhou Bing Ge Ming

(Beijing Institute of Meteorological Science, 100081, Beijing)

Abstract

Under the influence of westerly low level cold vortex, tropical storm and subtropical high, the atmospheric circulation at the midlatitude of China changed from latitude pattern to longitude pattern in July 11 to 12 in 1994. Using the mesoscale numerical model (MM4) from PSU/NCAR, numerical experiments have been made to analyse the high level jet, low level jet, water vapor transport and westerly cold air, in order to study the interaction of weather systems and trigger off mechanism of heavy rain.

Key Words: torrential rain jet tropical storm numerical experiment

3 主要结论

3.1 “94·7”北京地区特大暴雨是发生在西风带蒙古低空冷涡东移、台风北上和副热带高压相对稳定的环流背景下。大气环流由纬向型向经向型调整,副热带高压脊线由纬向型向经向型倾斜。蒙古冷涡后部副冷涡系统异常活跃。同时热带风暴在低空东南暖湿气流的引导下西进北上。

3.2 低空东南急流是水汽输送的主要途径,北京处于水汽辐合区。低层有冷温度平流进入台风低压,冷空气和暖湿空气在北京附近相遇,使得斜压不稳定性加剧。

3.3 蒙古低空冷涡升温的试验表明,适当地减弱冷空气的强度会使降水中心强度减弱,但对雨带的分布影响不大,同时会有虚的降水中心出现。

3.4 与控制试验相比较,无地形时降水中心位置北移1—2个纬度,中心强度偏小;半地形时降水中心位置北移1个纬度,降水中心值稍偏小。因此可以认为此次过程地形对降水的作用主要是影响降水中心的位置,对降水增幅不明显。

3.5 高空急流和低空急流都是超地转的。它们的存在对雨区的强度和落点都有重大影响。高低空急流的改变使暴雨区的低层辐合、高层辐散、垂直运动和大气能量等都发生变化,低空急流还通过潜热释放的形式影响高空急流,而高空急流对低空急流的影响不大。