

文章编号: 1000-2022(2004) 01-0079-011

## 北京地区降水的特殊性及其预报方法

毕宝贵<sup>1,2</sup>, 李泽椿<sup>2</sup>, 李晓莉<sup>1</sup>, 孙 军<sup>2</sup>

(1. 南京气象学院 大气科学系, 江苏 南京 210044; 2. 国家气象中心, 北京 100081)

**摘要:** 实际业务预报中, 北京地区降水经常发生两种特殊情况, 即明显系统移来时北京地区降水明显比周围偏多或偏少。对此, 选取两个实例, 利用中尺度非静力模式(MM5)进行了高分辨率数值模拟和敏感性试验。结果显示, 该模式较成功地模拟出了这两次天气过程及其相关的中尺度系统的发生发展, 还显示, 凝结潜热对迎风坡天气过程的发生发展产生了重要作用, 地表特征对背风坡天气过程产生了重要影响, 而地形在两次天气过程中都起着主要作用, 低层潜在不稳定能量的储备和输送是暴雨发生不可缺少的条件。

**关键词:** 暴雨; 中尺度系统; 数值模拟; 物理机制

**中图分类号:** P457.6      **文献标识码:** A

暴雨和强对流天气是北京地区夏季(6—8月)主要的灾害性天气。由于它们的发生发展具有突发性, 来势猛、移动快、强度大及局地性强, 往往使人们来不及做好充分的应急准备, 而在兴利的同时可给人民的生命、财产造成严重的损失。因此, 无论从趋利或避害而言, 如何有效地做好北京地区夏季灾害性天气预报, 是一件有关国计民生的大事。

许多年来, 气象工作者为提高暴雨和强对流天气的预报水平做了大量的工作。王笑芳等<sup>[1]</sup>做了北京地区强对流天气短时预报方法的研究, 分析了北京地区冰雹落区与中尺度天气系统、散度场、涡度场、地面总能量及相对湿度分布的关系。何齐强等<sup>[2-5]</sup>对北京地区对流天气进行了中尺度条件气候学研究, 结果表明北京平原地区对流天气出现前地面中尺度流场有两种类型(偏南风型和偏东风型), 不同型下对流天气的分布特征明显不同。孙明生等<sup>[6]</sup>研究了北京地区强对流天气的形成条件及其预报方法。此外, 王迎春<sup>[7]</sup>对北京地形对强对流降水天气影响进行了数值模拟。前人所做的工作无疑为认识强对流天气提供了重要基础。然而, 强对流天气是中小尺度的, 不仅其生成发展受到大气中各种尺度天气系统的制约和相互影响, 而且对强天气系统的识别还受到观测能力和资料分辨率的限制。因此, 探索强天气系统的活动规律及提高强天气的预报能力, 仍然是气象工作者面临的艰巨任务。在实际天气预报工作中发现北京地区的天气很难报准, 即在明显的系统移来时, 有时周围地区下雨很大, 而北京不下或下得很小, 又有时周围不下或下得很小, 北京却下得很大, 使预报员困惑不解。而前人的工作由于受到当时各种

收稿日期: 2002-12-20; 改回日期: 2003-03-18

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(G1999045700)

作者简介: 毕宝贵(1966-), 男, 吉林集安人, 高级工程师, 博士生, 研究方向: 中尺度动力学。

条件的限制, 还不能解决这些实际工作中的问题。

本文目的是: (1) 用双向嵌套 MM5 中尺度模式对 1996 年 8 月 28 日和 1997 年 7 月 19 日两次个例进行高分辨率模拟, 并与实况进行对比分析; (2) 通过敏感性试验分析凝结潜热、地形、地表特征对降水及其相关的中尺度系统的影响和作用; (3) 探讨北京地区降水发生发展的物理机制。

## 1 方案选择及试验设计

### 1.1 方案选择

本试验采用如下方案 (1) 动力过程利用了非静力平衡方案; (2) 显式水汽方案对模式可分辨降水进行模拟, 即云水、雨水 (含冰相物理过程) 也作为预报量, 模式不可分辨降水的模拟则选用 Kain-Fritsch 对流参数化方案, 行星边界层过程的模拟选择了 Blackadar 高分辨率方案, 大气辐射方案采用 Dudhia 的云辐射方案, 考虑长波、短波与云及晴空水汽的相互作用。模式层顶利用海绵边界条件, 侧边界利用时间流入流出方案。

### 1.2 试验设计

由表 1 可知, 试验 CTRL 是一个控制试验, 使用真实初始场并包含“全”物理过程, 试验 CTRL 与 NOFDDA 的唯一差别在于前者有 Nudging 同化, DRY 与 CTRL 的唯一差别在于前者没有降水凝结释热的作用, NOLAND 与 CTRL 的唯一差别在于前者将北京附近地形削平; NOCITY 与 CTRL 的唯一差别在于前者将北京附近的城市下垫面改为耕地下垫面 (在此称为城市效应)。试验 NOFDDA 试图检验 Nudging 同化技术的采用对天气过程的影响; 试验 DRY 试图发现凝结释热对造成降水的作用; 试验 NOLAND 试图考察降水对地形的敏感程度; 试验 NOCITY 试图考察城市效应对降水造成的影响。

模式水平方向采用双向嵌套方式, 外区  $101 \times 101$  个格点, 格距为 45 km, 内区  $103 \times 103$  个格点, 格距为 15 km, 垂直方向分为不等距的 25 个  $\sigma$  层, 模式积分 36 h。

表 1 5 项试验的设计

Table 1 Design of 5 test schemes

试验名称	同化	城市效应	地形	凝结释热
CTRL	有	有	真实	有
NOFDDA	无	有	真实	有
DRY	有	有	真实	无
NOLAND	有	有	削平	有
NOCITY	有	无	真实	有

## 2 大尺度分析

### 2.1 个例 1

1997 年 7 月 19 日 08—20 时, 华北地区出现了 1997 年夏季仅有的一次暴雨过程, 但雨量分布很不均匀, 暴雨主要集中在北京和承德两地, 这与它们所处的地理位置有关。图 1a 是华北地区 19 日 08—20 时的总雨量图, 雨带呈东北—西南走向, 暴雨中心位于北京和承德地区, 雨量分别为 65 mm 和 53 mm, 这次过程发生在 1997 年盛夏东亚大气环流反常并持续稳定的形势下。6 月下旬以来, 位于乌拉尔山和华北地区的高压脊稳定少动, 甚至有时华北高压与副高

叠加, 冷空气势力相当弱, 致使我国北方地区长时间闷热少雨, 由于来自西西伯利亚冷空气的影响, 西太平洋副高开始缓慢向东南撤。在这一过程中, 中低纬度的暖湿空气在整个对流层范围内, 沿副热带高压边缘的弱垂直运动区 ( $| \alpha | < 2 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 向中纬度推进。西西伯利亚高压脊前有弱冷空气不断从贝加尔湖经蒙古南下。沿副高边缘北上的暖湿空气 ( $\theta_{e0} = 90$ ), 在西风带弱冷空气和副高的共同作用下, 在副高西北侧形成一深厚的位势不稳定的暖湿舌。500 hPa 冷锋两侧的辐合和正涡度区与暖湿舌大体重合, 因此, 19 日 08—20 时在北京和承德造成局地暴雨。

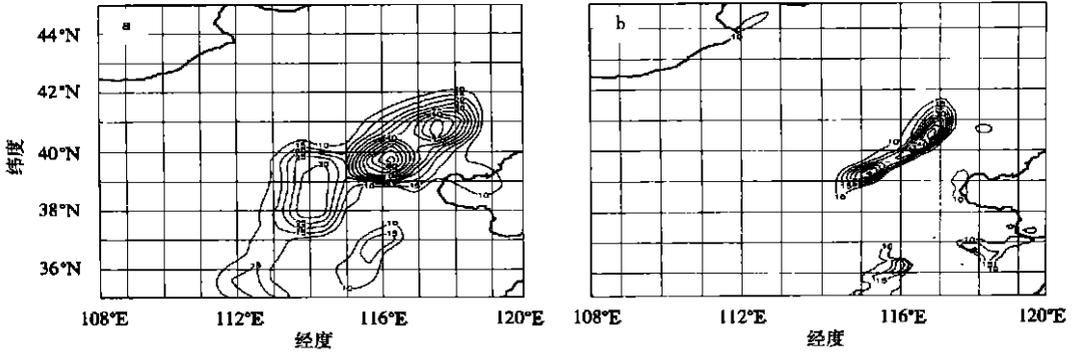


图 1 1997 年 7 月 19 日 08—20 时的 12 h 实况降水量(a) 和控制试验累计降水量(b) (单位: mm)

Fig. 1 Real precipitation (a) and the accumulative precipitation of control experiment (b) of 12 hours from 08:00 to 20:00 July 19, 1997 (units: mm)

## 2.2 个例 2

1996 年 8 月 28 日 08 时—29 日 08 时, 山西东部、河北大部以及内蒙中部先后出现了雷雨天气。从图 2a 可见, 降水主要发生在河北和内蒙中部, 两片雨区内降水分布不均, 从 3 h 和 6 h 降雨量图来看 (图略), 有明显的中尺度特征。而位于两片降水之间的北京却没有任何降水, 这种降水的特殊性 (北京没下雨, 而其周围却下雨) 还没有引起研究人员和预报员的重视。

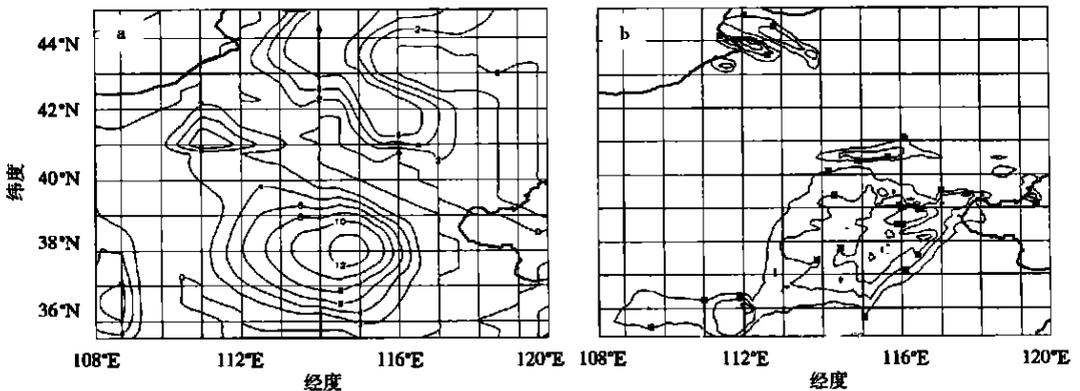


图 2 1996 年 8 月 28 日 08 时—29 日 08 时的 24 h 实况降水量(a) 和控制试验累计降水量(b) (单位: mm)

Fig. 2 Real precipitation (a) and the accumulative precipitation of control experiment (b) of 24 hours from 08:00 August 28 to 08:00 August 29, 1996 (units: mm)

这次华北雷雨天气发生在亚欧中纬度地区为两槽一脊型的相对稳定时期,大陆副高位于青藏高原上空,西太平洋副高在日本海南部地区。华北地区处于东北冷涡的西南象限,不断有分裂的小槽,沿西北气流滑过华北地区,水汽并不充沛(比湿为  $0.015 \text{ g/kg}$ )。

由此可见,两次降水过程的影响系统有所不同。个例 1 降水过程是由弱冷空气南下与西南暖湿气流交汇于华北地区造成的;个例 2 降水过程是东北冷涡引起的。由于两例过程的影响系统不同和大气中物理结构不一样,引起了北京地区降水出现截然相反的结果。

### 3 模拟结果分析

#### 3.1 控制试验模拟结果与实况的对比检验

##### 3.1.1 个例 1

从图 3a 可以看出,这次降水的出现主要与  $850 \text{ hPa}$  中尺度低压和切变线、地面气旋的活动有关。因此,本文着重对模拟的  $850 \text{ hPa}$  环流系统及地面降水进行与实况的对比检验。

##### (1) $850 \text{ hPa}$ 环流系统

从  $850 \text{ hPa}$  高度场随时间演变(图略)可以看到,在黄河中下游地区上空有一中尺度低压存在,很明显,模拟的中尺度低压同实况一样是随时间连续地向东北方向移动,并且中尺度低压不断加深,低压位置与实况也比较吻合。7 月 19 日 08 时,低压中心强度  $1445 \text{ gpm}$ ,位于河南安阳附近,19 日 14 时,中心强度  $1440 \text{ gpm}$ ,位于山东德州,而 19 日 20 时,低压中心北跳到北京附近,中尺度低压发展到鼎盛时期,强度为  $1435 \text{ gpm}$ 。地面气旋也跟  $850 \text{ hPa}$  的中尺度低压一样,随时间不断加深,并沿偏北路径向北京移动,气旋北部的偏东风,将黄海、渤海的水汽输送到降水区,到 19 日 20 时气旋移到北京附近,北京已不再吹偏东风,切断水汽来源,宣告北京降水结束。这说明  $850 \text{ hPa}$  中尺度低压可能在这次降水过程中起着比较重要作用,它不仅将渤海的水汽输送到降水区,而且在降水区的低层造成强烈的辐合。MM5 模式比较准确模拟出切变线北侧东南风的明显增强,它是切变线加强的主要标志,同时嵌于切变线上的中尺度低压环流及低压中心模拟也比较清楚。另外,对切变线北侧冷空气向南扩散(冷平流)的描述与实际情况比较符合。

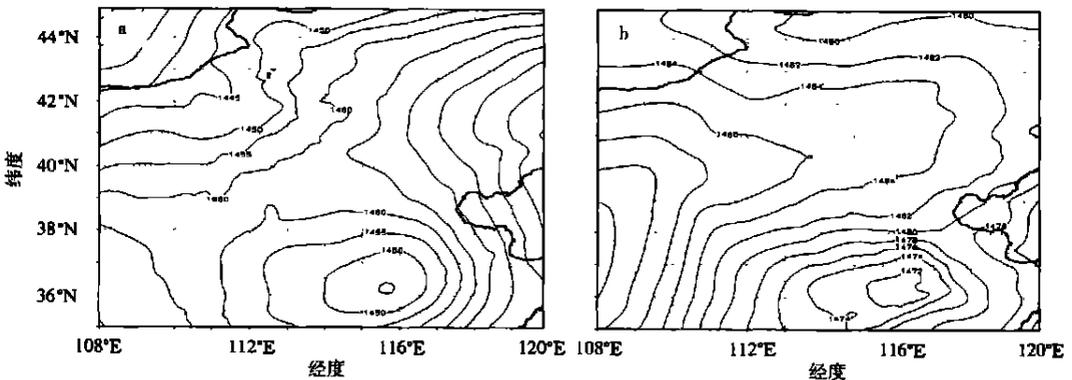


图 3 控制实验的  $850 \text{ hPa}$  高度场

a. 1997 年 7 月 19 日 08 时; b. 1996 年 8 月 28 日 08 时

Fig. 3 Geopotential height fields of control experiment at  $850 \text{ hPa}$

a. at 0800 BST July 19, 1997; b. at 0800 BST August 28, 1996

## (2) 地面降水

对比降水实况(图 1a)与 12 h 模拟结果(图 1b)不难看出,MM5 比较成功地模拟了降水落区和落点在雨区中的相对位置以及暴雨的强度,模式不仅给出了与实况相近的大于 50 mm 降水的分布,还模拟出 60 mm 的 12 h 最大降水量(实况值为 65 mm)。同时,也报出了河南北部、山东南部以及河北北部的 5~20 mm 的弱降水。模拟的暴雨区出现在模拟的 850 hPa 层中尺度低压和切变线附近,特别是模拟的暴雨位置与中尺度低压环流相对应,这说明 850 hPa 层中尺度低压和切变线的活动与暴雨的发生发展是相联系的,但是模拟降水大于 10 mm 的区域比实况小,实况有大于 30 mm 的三个雨量中心,模拟结果只有两个,北边两个中心合并成一个。如果模式的水平分辨率再高些,可能会将北边的两个雨量中心模拟出来。

### 3.1.2 个例 2

#### (1) 850 hPa 环流系统

从图 3b 可以看到,850 hPa 高度上,河套地区上空和保定附近有两个中尺度低压,在向东移动过程中不断加深,在其北部存在一东北—西南向的高压脊并迅速加强,降水区内有很强的暖平流输送,而在其上方 500 hPa 高度场上,低涡后部的冷平流较强,这种“下暖上冷”的垂直配置,是低槽后部存在差动温度平流的内在条件,也是槽后型出现强天气前位势不稳定建立的机制。这种热力学场的垂直结构是东北冷涡、槽后型出现强对流天气前环境场的重要特征。

#### (2) 地面降水

对比降水实况与 24 h 模拟结果(图 2),可以发现,模拟的雨区的大小及走向、降水中心都与实况基本一致,尤其是保定附近的 12 mm 降水中心和北京北面的 6 mm 降水中心与实况相当一致,特别是沿燕山山脉的西北—东南向的降水空区也给模拟出来了。北京南部的雨区与模拟的 850 hPa 中尺度低压相对应,而北京北部的降水又与 850 hPa 中尺度高压南侧的偏东气流有关。不足之处是 109°E 附近 6 mm 降水中心,尽管雨强的预报还可以,但位置偏东一个经度;北京北部的降水没能连为一体,原因尚不清楚。

### 3.2 敏感性试验结果及分析

#### 3.2.1 个例 1

##### (1) 凝结潜热的作用

凝结潜热不仅在热带系统而且在中纬度系统的发展过程中起一定的作用。本次暴雨过程所释放的凝结潜热对暴雨的产生和低层中尺度低压及其环流的演变产生的影响可以通过“干”、“湿”模拟结果的差异来反映。比较试验 CTRL 和 DRY 可以发现,在没有凝结潜热作用时,850 hPa 的中尺度低压和切变线很弱,并且不能得到发展,相应的地面降水也明显减弱(图略),不仅雨区的中尺度结构特征以及暴雨没有被模拟出来,而且雨带的走向也与实况相差较大。由此可见,凝结潜热在这次暴雨过程中起着重要作用,没有凝结潜热的参与,低层中尺度低压及其环流将不能发展,暴雨也不可能产生。

##### (2) Nudging 同化的作用

在 MM5 中采用分析同化,将强迫函数加到模式控制方程,通过连续动力同化的方式,将模式态逐渐向观测值松弛。模式没做 Nudging 同化时,形势场的形状与控制试验很相似,但系统移动慢,降水预报要比控制试验慢 6 h,且最大降水略小(图略),究其原因可能是由于大尺度背景场 T106L19 速度慢的缘故,经过 12 h 的分析同化,使模式态逐渐接近观测值,使初始场更接近实际情况。这说明,在 MM5 模式中加入了 Nudging 同化,将初始场的各种物理量进行磨合、协调,对模式的预报结果有很大的改进。

### (3) 地形的作用

北京所处的地理环境很特殊,东南是平缓地向渤海倾斜的平原,西靠太行山余脉,北有燕山和军都山,从西向东,地形分布依次为山地、丘陵和平原,海拔高度从二千多米降到几十米,山地和平原之间过渡急剧,界限清晰。地形的复杂多变造成了北京地区天气状况的多样性,特别是暴雨等强对流天气,由于其尺度小,生命史较短,形成的物理机制复杂,对它们的准确预报难度很大。下面就看看在这次降雨过程中,地形的作用到底如何。在不考虑地形影响时(北京附近高度取为 100 m),低层偏南气流减弱,北京南边的辐合线已不复存在,取而代之的是北京西面和北面的迎风坡有弱辐合线,并出现了弱降水,而北京没有出现任何降雨(图略)。模式加入地形后,诊断区内的偏北气流减弱,偏南偏东气流加大,在平原与山脉交界的地方出现一条有地形造成的沿山脉走向的辐合线。这说明,地形可能在这次降雨过程中起主要作用。

### (4) 地表特征的作用

近年来,北京地区经济发展很快,城区不断扩大,试验 NOCITY 就是试图检验地表特征的改变(将北京附近的城市地表特征改为耕地的地表特征)对这次降水的影响。从 19 日 08—20 时的无城市效应的降水量图(图略)可以看出,雨区与控制试验几乎一致,雨强略有减小,但幅度不大,这说明这次降水可能主要以动力抬升为主,地表热力作用并不敏感。

## 3. 2. 2 个例 2

### (1) 凝结潜热的作用

从没有凝结潜热作用的模拟降水量图(图略)可以看出,降水区的形状、走向及其分布特征与控制试验没有太大差别,只是保定降水中心比控制试验小一些,这说明这次过程对凝结潜热不敏感,可能是因为降雨量小,释放的潜热比较小,与环境场的加热相比是小量的缘故。

### (2) 地形的作用

在不考虑地形影响时,由于山脉阻挡而在北京附近的地形辐合线平移到河套地区,在新的迎风坡上出现了明显的降水而在北京地区没有任何降水出现(图略),这说明这次天气过程对地形也很敏感,没有地形造成的辐合和抬升作用,降水是不会发生的。

### (3) 地表特征的作用

试验条件同个例 1,与个例 1 明显不同之处在于这次天气过程对下垫面特征很敏感,从下垫面改变后模式的 12 h 降水预报图可以看出,降水范围大大缩小,且降雨强度仅为控制试验的 40%。这说明在这次降水过程中,地表热力作用可能起了比较重要的作用。地表热力作用减弱时,上升运动减弱,甚至出现下沉运动。

## 4 控制试验诊断分析

### 4.1 个例 1

#### 4.1.1 能量分析

##### (1) 低层次天气尺度的能量系统

通过等压面湿静力总温度场的分析发现,在 19 日 08 时 850 hPa 的  $T_{\sigma}$  形势图上(图略),从安康经延安到东胜一线,有西南—东北向的高能舌,其两侧各有一自北向南伸展的低能舌,形成了一次天气尺度的“ $\Omega$ ”形状的高能舌,北京的总温度随时间增加。到 19 日 20 时,本区处于高能舌内,南北两侧各有一能量锋区。能量锋同时具有位势不稳定和斜压不稳定属性,是大气中湿斜压不稳定能量集中的区域,夏季强天气常与这种湿斜压扰动的“ $\Omega$ ”形高能区有关。19 日本区正是受此高能舌南压的影响而发生了暴雨天气。图 4 是 19 日 08 时总温度沿 116 E 的纬

度—高度剖面。由图可看出, 低层的总温度形势分布特点是北低南高, 在保定附近的低层有一上拱高能舌, 高层有一下垂高能舌与之对应, 中层为相对低能区。

## (2) 低层能量的输送和积聚

1) 采用总温度平流公式  $-V \cdot \nabla T_{\sigma}$  计算了 19 日 08 时 850 hPa 的湿静力总温度平流场, 北京附近强度约为  $15 \times 10^{-5} /s$ 。这反映了本区在暴雨发生之前低层有较强的水平能量输送。

2) 总温度通量散度: 有无不稳定能量向本区输送固然重要, 而输送来的能量能否在本地区积聚则显得更为重要。只有当低层既有不稳定能量的输送, 同时有不稳定能量的积聚时, 才对发生强对流天气更为有利。总温度通量散度可以反映能量的频散与积聚。故此采用公式  $\nabla \cdot (VT_{\sigma})$  计算了 19 日 08 时的湿静力总温度通量散度场, 结果表明: 08 时本区  $\nabla \cdot (VT_{\sigma})_{850}$  为  $-50.5 \times 10^{-5} /s$ , 这说明本区低层在暴雨发生前有较强的能量积聚。

## 4. 1. 2 涡度、散度、垂直速度和水汽通量散度的配置

### (1) 水汽条件分析

19 日 08 时, 850 hPa 图上有两支气流, 一支来自西南, 另一支来自东南。它们分别把孟加拉湾和渤海、黄海的水汽带到华北。在西南风和东南风的共同输送下,  $10 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$  的水汽通量等值线伸展到冀鲁及京津一带, 最大水汽通量值为  $16.8 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ ; 19 日 14 时, 随着 850 hPa 的中尺度低压的北移, 东南风向北推进, 此时, 这股低空东南急流已成为这次暴雨的主要水汽输送通道。水汽输送虽然是降水的重要条件, 但这种源源不断的水汽输送能否在某个区域集中起来是更为值得注意的。为了考虑暴雨期间水汽的集中情况, 计算了暴雨区上空的水汽通量散度, 结果得到, 19 日 08 时和 14 时, 该区 850 hPa 等压面上水汽通量散度值分别为  $-5.0$  和  $-80.0 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ , 并与地面的饱和水汽区相对应。这说明不但有水汽向暴雨区上空输送, 而且有水汽在该区辐合, 为暴雨的产生提供了必要的水汽条件。

### (2) 热力条件分析

本文采用  $\theta_e$  分布来探讨这次暴雨的热力条件。从 7 月 19 日 08 时  $\theta_e$  沿 116 E 的纬度—高度分布(图略)可见, 从东南向西北的暖湿空气与西北方南下的干冷空气交汇于华北一带, 形成一条东北—西南向的等  $\theta_e$  密集带, 此即能量锋区。该处蕴藏着可供中尺度对流活动所必需的不稳定能量, 暴雨区处于  $\theta_e$  等值线密集带南侧的高  $\theta_e$  区中。

### (3) 动力条件分析

从北京单站散度时间—高度剖面(图略)可以看出, 暴雨发生时, 北京上空 700 hPa 以下低层为正涡度, 最大值为  $19.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 出现在 850 hPa 层, 700 hPa 以上为负涡度; 与之相对应, 散度从地面到 600 hPa 为辐合, 无辐散层在 600 hPa, 上层为辐散, 最大辐散层在 200 hPa 高度上, 散度值为  $7.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ; 对应 400 hPa 以下为上升运动, 其上为下沉运动, 最大上升运动出现在 700 hPa 层,  $w$  值为  $0.23 \text{ m/s}$ 。

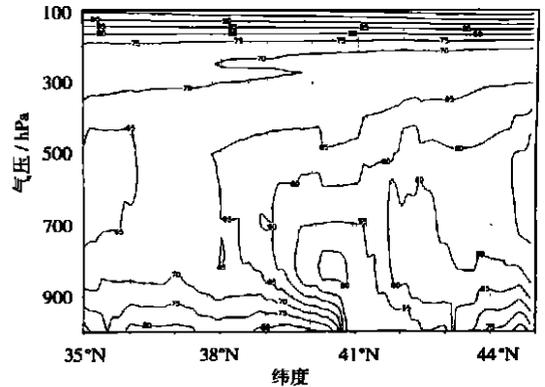


图 4 1997 年 7 月 19 日 08 时总温度沿 116 E 的纬度—高度剖面(单位: )

Fig. 4 Latitude-height cross section of total temperature along 116 E on July 19, 1997(units: )

由图 5 和涡度、散度时间变化(图略)可以看出,北京地区 19 日 08—20 时具有正涡度和水汽辐合,最大值大约出现在 14 时,与实际出现降水的雨强相当一致。19 日 20 时以后,虽然具有正涡度,但水汽是辐散状态,上升运动减弱,本次降水过程结束。这次过程中,暴雨区上空涡度、散度和垂直速度与通常暴雨发生时三个物理量的分布特征不同,各物理量的水平分布十分不均,深厚的湿层、低层较强的辐合和上升运动在北京上空最大。而北京以外的地区都较小,由此不难理解,在北京的有限地区发生了暴雨。

#### 4.1.3 稳定度分析

位势不稳定判据用  $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$  表示,取  $\Delta \theta_{se} = (\theta_{se})_{500} - (\theta_{se})_{850}$  作为位势不稳定的量度。在暴雨临近和暴雨期间,北京  $\Delta \theta_{se}$  均为负值(图略),这说明暴雨区低层暖而潮湿,上层则较冷而干燥,为对流不稳定。也就是说,低层暖湿空气向北输送和中层干冷空气的入侵是形成暴雨区位势不稳定层结的主要原因。

### 4.2 个例 2

#### 4.2.1 能量场分析

从 850 hPa 湿静力总温度场来看(图略),北京处在能量锋区附近,西侧是高能区,东侧是低能区,低层是高能区,中层是低能区,形成潜在不稳定层结。但从 850 hPa 总能量的时间演变来看(图略),北京的总温度随时间减小,缺乏能量的补充和输送,形成浅对流。而其南北两雨区都处在高能舌之中,使对流得以发展,但同样缺少能量补充,对流发展不如个例 1 强烈,降水也较少,潜热释放也少。

#### 4.2.2 物理量场的分布特征

从图 6a 和 6b 可以看到,北京是个辐散中心,在其两侧是 0 辐散或弱辐合。而在时间演变上,北京始终处于辐散区内,水汽不仅缺乏,而且呈辐散状态。而其两侧呈辐合状态,北京始终处于下沉运动区,其两侧降雨区处于上升运动区内,这些因素都决定了北京不可能出现降水,而其周围可能出现降水。

## 5 两次过程的对比分析及预报着眼点

### 5.1 对比分析

(1) 两次天气过程是在不同的环境条件下发生的。8 月 28 日的天气发生在 500 hPa 槽后较冷较干的西北气流区中。7 月 19 日的暴雨天气发生在 500 hPa 槽前较暖湿的西南气流区中,其主要的特征是深厚的偏南风气层、活跃的低空急流及可导致位势不稳定的向上递减的温度差动平流。

(2) 两次天气过程具有明显不同的中尺度特征,其主要表现为:

1) 强天气发生前,个例 1 在偏南风气流中存在受地形影响而形成的中尺度切变线,其附近

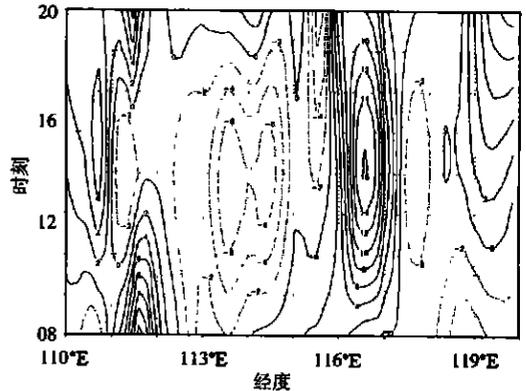


图 5 控制试验 850 hPa 垂直速度沿 40°N 的经度—时间(1997-07-19T 08—20)剖面(单位:  $m \cdot s^{-1}$ , 作图时放大  $10^2$  倍)

Fig. 5 Longitude-time cross section of vertical velocity of control experiment at 850 hPa from 0800 to 2000 BST July 19, 1997 along 40°N (unit:  $m \cdot s^{-1}$ , magnified coefficient:  $10^2$ )

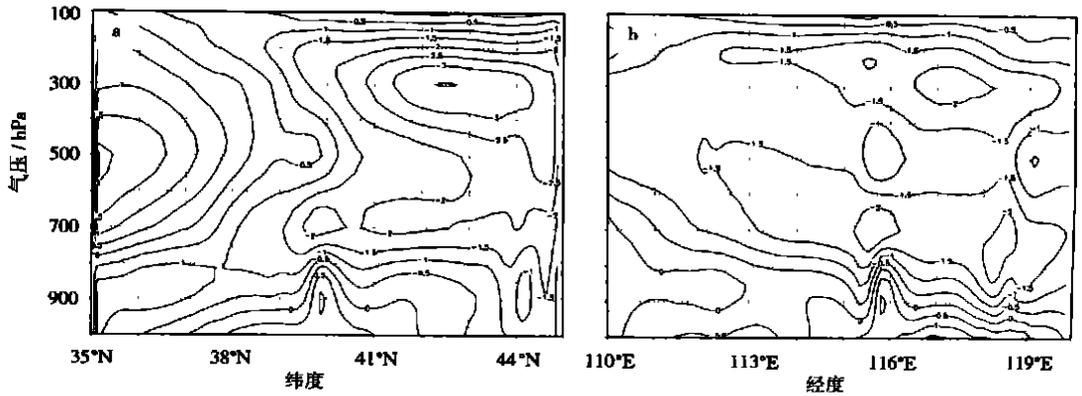


图 6 1996 年 8 月 28 日 08 时控制试验散度(单位:  $s^{-1}$ , 作图时放大  $10^5$  倍)

a. 沿  $116^{\circ}E$  的纬度—高度剖面; b. 沿  $40^{\circ}N$  的经度—高度剖面

Fig. 6 Cross sections of divergence of control experiment at 0800 BST August 28, 1996

a. latitude-height cross section along  $116^{\circ}E$ ;

b. longitude-height cross section along  $40^{\circ}N$  (unit:  $s^{-1}$ , magnified coefficient:  $10^5$ )

的速度辐合( $10^{-5} s^{-1}$ )、水汽辐合( $10^{-7} g/(s \cdot hPa \cdot cm^2)$ )和能量条件(81),是局地强天气形成和加强的内在因素。槽后的弱冷空气在山脉的阻挡下以绕流为主,越山为辅,属于迎风波降水过程,而北京正位于燕山和太行山交界的喇叭口地形处,水汽和能量辐合、地形的抬升作用( $w$  量级为  $10^{-1} m \cdot s^{-1}$ )都比周围地区偏强。个例 2 是在较强的偏北气流影响下,冷空气在遇山脉阻挡时,以越山为主、绕流为辅,属于背风波降水过程。李冀<sup>[8]</sup>利用二维数值模式对太行山地区的背风波进行的数值试验得出,降水区位于背风波的上升气流区,且最大降水与  $\omega$  的波脊相吻合。北京位于背风波的弱下沉气流区( $w$  量级为  $10^{-3} m \cdot s^{-1}$ ),无降水;保定位于背风波的上升气流区( $w$  量级为  $10^{-2} m \cdot s^{-1}$ ),有明显的降水。

2) 中尺度系统的物理过程不同。个例 1 是以动力抬升和对流凝结潜热释放形成正反馈来促成北京地区出现暴雨;个例 2 是以热力强迫和重力下沉为主致使北京地区无雨。

3) 水汽来源不同。个例 1 降水所需水汽是从槽前的西南气流和渤海输送来,水汽充沛(比湿为  $0.022 g/kg$ ,辐合量级  $10^{-7} s^{-1}$ );个例 2 西北气流中有少量水汽(比湿为  $0.015 g/kg$ ,辐合量级  $10^{-8} s^{-1}$ )。

4) 对流特征不同。前者由于气层较湿,相对湿度较高,显示出湿对流特征;后者由于气层较干,相对湿度较低,显示出“干对流”特征。

5) 上游地区物理量特征不同。在对流层中、低层,出现强对流天气的水汽含量比不出现强天气的充沛,水汽通量散度也是这样,出现强对流天气的辐合强度更大,特别在低层大 3 倍以上。不出现强天气的低层速度辐合较弱,量级为  $10^{-7} s^{-1}$  (850 hPa),高层辐合较强,量级为  $10^{-5} s^{-1}$  (300 hPa),高、低层间辐合、辐散呈相间分布,因而垂直速度较弱,与出现强天气的情况明显不同,出现强天气的低层辐合较强,量级为  $10^{-5} s^{-1}$  (850 hPa),高层为强辐散,量级为  $10^{-5} s^{-1}$  (500 hPa)。

6) 高空急流特征不同。出现强对流天气的高空急流轴在  $40^{\circ}N$  以北,北京地区位于其南侧的辐散区中;不出现强对流天气的急流轴位于北京上空,呈现出速度辐合特征。

7) 中尺度系统之间的相互作用不同。前者 850 hPa 中尺度切变线在向北移动过程中,与地形辐合线叠加,使低层辐合加大。后者 850 hPa 中尺度切变线在向东移动过程中,未能与地形

辐合线叠加。

## 5.2 预报着眼点

综合上述分析,可得到北京地区强天气预报的主要着眼点:

1) 熟悉北京地区的特征地形,了解北京地区与影响天气系统的相对位置,是处于槽前西南气流还是槽后西北气流以及其垂直结构是否有利于北京地区强对流天气发生。

2) 分析各种物理量场的分布特征、量级及其组合是否有利于北京地区强对流天气发生。

3) 分析北京上游地区物理量特征及其垂直分布和影响系统的移动路径,特别注意在低层暖湿平流的上方是否叠加中层干冷平流,注意它们和北京的相对位置,是否正面侵袭北京地区。

4) 分析高、低层散度特征及其垂直配置,注意高空急流的位置及其动力特性,考察是否能建立低层辐合和高层辐散的机制,以利于强对流天气的形成发展。

## 6 结论和讨论

通过对 1997 年 7 月 19 日和 1996 年 8 月 28 日北京地区两次天气过程的数值模拟以及敏感性试验,检验了 MM5 中尺度模式的预报能力,并探讨了这次暴雨发生发展的物理机制,可以归纳以下几点结论:

(1) 两次天气过程是在不同的环境条件下发生的,前者发生在 500 hPa 槽前较暖较湿的西南气流区中,后者发生在 500 hPa 槽后较冷较干的西北气流区中。

(2) 两次天气过程具有明显不同的中尺度特征,前者是在迎风波的影响下,动力抬升和流凝结潜热释放形成正反馈来促成北京地区出现暴雨;后者是在背风波的影响下,热力强迫和重力下沉为主致使北京地区无雨。前者属于湿对流,后者属于干对流。

(3) 地形在两次天气过程中都起着主要作用,没有地形的作用,就没有迎风波和背风波的产生,也就没有北京地区降水的两种特殊性的存在。

(4) 地表特征在两次天气过程中都起着一定的作用,有利于低层能量积累和降水增加。

以上结论是通过对两个个例的数值模拟分析得到的,它对进一步理解和认识北京地区降水发生发展机制及特殊性有一定启发作用,也为改进和作好北京地区降水的数值预报提供了一些有意义的线索。然而,这些结论是否具有普遍性,还需要作理论研究和更多的实例来证实。

## 参考文献:

- [1] 王笑芳,丁一汇.北京地区强对流天气短时预报方法的研究[J].大气科学,1994,18(2):173-183.
- [2] 何齐强,舒慈勋.北京地区飑线和强雷雨过程分析[J].空军气象学院学报,1996,17(4):311-319.
- [3] 何齐强,陈永胜,崔志强,等.北京地区强对流天气的中尺度条件气候学研究[J].空军气象学院学报,1992,13(4):1-9.
- [4] 何齐强,陈永胜,崔志强.北京地区强对流天气的中尺度环境条件研究(一)偏南风型[J].空军气象学院学报,1994,15(1):1-9.
- [5] 何齐强,陈永胜,崔志强.北京地区强对流天气的中尺度环境条件研究(二)偏东风型[J].空军气象学院学报,1994,15(2):101-107.
- [6] 孙明生,汪细明,罗阳,等.北京地区强对流天气展望预报方法研究[J].应用气象学报,1996,7(3):336-343.
- [7] 王迎春.北京地形对强对流降水天气影响的数值模拟[J].北京气象,1993,3(3):10-13.
- [8] 李冀.背风波形成的非线性数值试验及其对降水的影响[J].大气科学,1978,2(3):317-326.

# Precipitation Particularity of Beijing Area and Its Forecast Method

BI Bao-gui<sup>1,2</sup>, LI Ze-chun<sup>2</sup>, LI Xiao-li<sup>1</sup>, SUN Jun<sup>2</sup>

(1. Department of Atmospheric Sciences, NIM, Nanjing 210044, China;

2. National Meteorological Centre, Beijing 100081, China)

**Abstract:** Two special weather events over Beijing are simulated, and a series of sensitivity experiments carried out using a nested grid version of PSU/NCAR's mesoscale model (MM5) with a fine mesh grid size of 15 km. It is shown that these two events occurred in different synoptic scale environments; the MM5 model reproduces successfully the development of the two weather processes and their relevant mesoscale systems; latent heat release acts a vital role in the development of the weather-side waves process; landuse plays an important role in the development of the lee waves weather process; responses to topographic forcing in the two cases are rather sensitive; and the store and transportation of the low-level potentially unstable energy over Beijing are the crucial conditions for the formation and intensification of convection.

**Key words:** torrential rain; mesoscale system; numerical simulation; physical mechanism