

中低纬度环流系统的相互作用 及其暴雨特征的模拟研究^{*}

朱洪岩 陈联寿 徐祥德

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘 要 利用 MM5 模式分别模拟了台风、中纬度西风槽对台风远距离槽前降水的影响。试验结果表明, (1) 台风的强度影响了台风东侧东南急流向中纬度槽前的水汽输送。低层水汽输送, 造成中纬度暴雨区强水汽辐合和不稳定能量积聚, 故槽前降雨的强度与其南方台风东侧的水汽输送有着相当密切的关系。(2) 中纬度西风槽提供了有利于台风远距离降水的大尺度背景场。西风槽的存在, 有利于垂直运动的发展和维持, 有利于降雨的产生和发展。模拟结果表明, 槽的加强和减弱将会相应地造成中纬度暴雨区的加强和减弱。

关键词: 西风槽; 台风; 台风暴雨增幅

1 引言

登陆台风往往有四片暴雨区与之相伴。即台风眼壁暴雨、台风的内外螺旋雨带、台风外围伸向北方的倒槽区以及出现在远离台风的北方中纬度西风槽前的暴雨区。第四片雨区虽然远离台风, 但暴雨强度与南方台风的水汽输送紧密相关。研究表明, 由于台风的水汽输送, 往往使这片暴雨突然增幅, 出现持续特大暴雨。由于这片暴雨的位置远在台风北方, 相距甚远, 往往受到忽视。另外, 这片暴雨是台风与中纬度波动相互作用的产物。由于目前对不同纬度环流系统相互作用的物理机制尚未研究透彻, 因此目前数值预报对这片雨区的预报也很困难。本文主要对此类台风降水的发展和加强进行研究, 利用数值模拟的方法, 模拟中纬度西风槽和台风的强度变化对台风远距离降水的影响。

2 9406 台风天气过程

9406 号台风及其减弱的低气压的降雨可分成三片 (见图 1), 有明显的不对称性。第一片是在台风登陆点左右两侧的南部, 福建东部和广东东部; 第二片是在江西、湖南东部、湖北东南部, 主要雨区位于低压路径的左侧, 雨量中心靠近低压路径; 第三片是呈西南-东北向, 波及北方数省市, 100 mm 的等雨量线从南到北达 1 000 km 以上。第三片雨区是从 11 日开始, 由于台风和西风槽相互影响而形成的台风远距离降水。这片雨区的另一个重要特征是它与低压路径平行, 但远离低压路径, 降水量中心连线位于低

压路径以西 200~20 km 处。本文主要研究第三片雨区。

3 控制实验

3.1 控制实验的初始资料

本文所用的资料是 T42 谱模式分析资料, 研究区域为 $20^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 。控制实验以 7 月 11 日 12 时 (世界时) 的 T42 资料为初始场, 分别做了 12、24 h 雨量预报。格距为 54 km, 积分步长 120 s。采用的是 MM5 的非静力模块, 积云参数化方案为 Grell 方案^[1]。

3.2 12 h 和 24 h 的雨量实况

使用 9406 台风的地面加密观测资料分别绘出 11 日 12 时 (世界时) 到 12 日 00 时

(12 h 雨量) 和 11 日 12 时到 12 日 12 时 (24 h 雨量) 的雨量实况 (图 2)。从 12 h 的雨量实况中可看出, 35°N 以北, 西风槽前, 河南中部一带有一个 100 mm 雨量中心; 35°N 以南, 台风倒槽附近, 湖北北部有一个 250 mm 的雨量中心。24 h 的雨量实况中, 35°N 以北, 西风槽前, 河南郑州一带有一个 200 mm 的雨量中心, 河北省中部 $115^{\circ}\text{E}\sim 117^{\circ}\text{E}$, $38^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$, 有两个 150 mm 的雨量中心; 40°N 以北有一个 80 mm 的雨量中心。两张图中的虚线表示 600 位势米的地形高度线, 即燕山山脉、太行山脉东麓的轮廓线。很明显, 降水落区分布在太行山脉的迎风坡上。

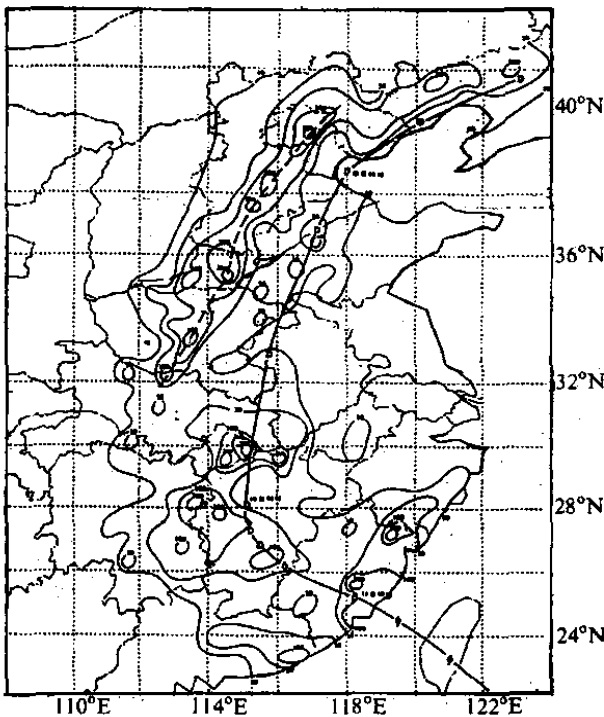


图 1 9406 台风的总雨量图和路径

3.3 控制试验的雨量预报结果

12 h 的积分结果在河南中部有一雨量中心, 其中心值是 82.4 mm (见图 3a), 其雨区分布与前面所给出的实况很相似 (见图 2a)。24 h 的雨量预报结果在 35°N 以北有一西南-东北走向的降水区, 其三个雨量中心分别为 100 mm、60 mm 和 60 mm (见图 3b), 分别位于河南中部、河北北部、辽宁。它的雨区分布也与实况雨量分布很接近 (见图 2b)。

3.4 数值产品的诊断结果

高低空散度场的配置可以反映大气垂直方向的运动, 对降雨强度有很好的指示意义。本文用数值预报结果来诊断散度场。由图 4a 可以看出, 12 h 的 850 hPa 图上, 在 $35\sim 40^{\circ}\text{N}$, $113\sim 118^{\circ}\text{E}$ 的区域内为强辐合区, 且在郑州附近有一个 $-12.3\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的

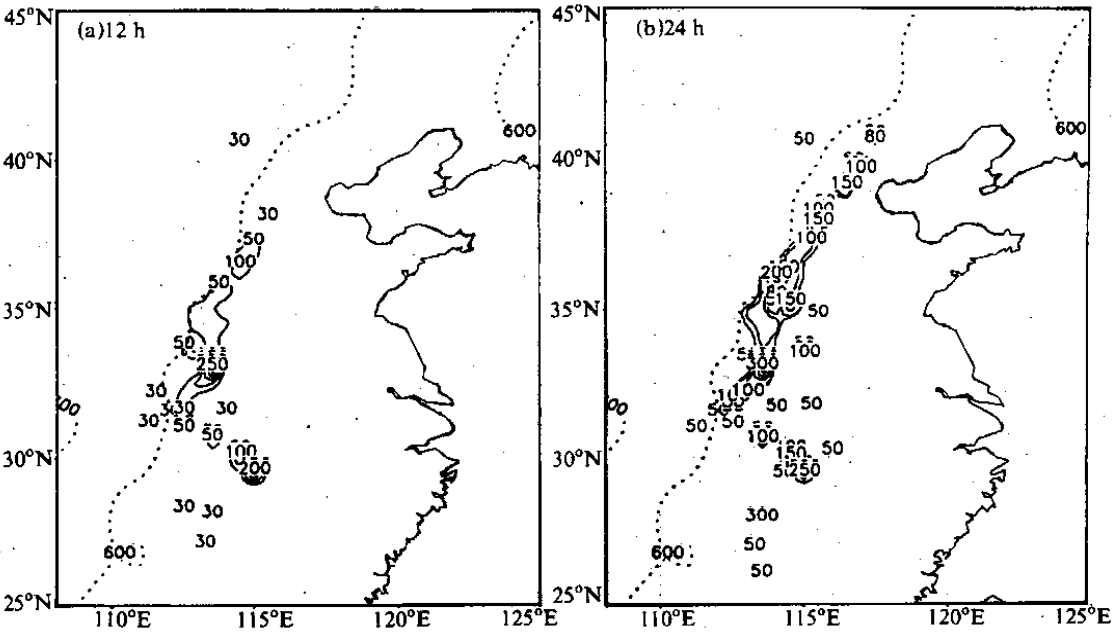


图 2 9406 台风的雨量实况
(a) 1994 年 7 月 11 日 12 时~12 日 00 时的 12h 雨量; (b) 1994 年 7 月 11 日 12 时~12 日 12 时的 24h 雨量
实线表示等雨量线, 虚线表示 600 位势米的地形等高线

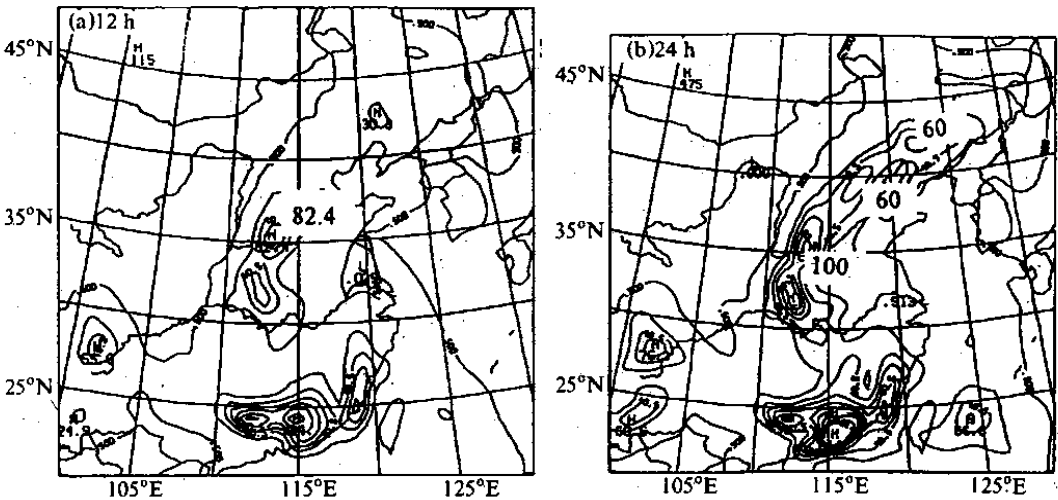


图 3 控制试验的 12 h 与 24 h 的雨量预报结果

辐合中心, 相应地, 在高空 200 hPa 图上 (图 4b), 整个中国北部为大范围的辐散区, 河南北部有一个 $18.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心, 而雨区正好位于低层辐合区 and 高层辐散中心的南侧。这种散度场的垂直分布有利于中尺度系统的发生发展。同样, 从 24 h 的图上也能得到同样的结果。

水汽的辐合是形成降水的最基本条件。图 5 是水汽通量的散度场, 12 h 水汽通量图上, 河南中部有一个 $-2.00 \times 10^{-7} \text{ g/s}$ 的辐合中心, 正好与降水中心一致。24 h 的水汽通量图上, 辽宁省范围内有一个 $-4.57 \times 10^{-7} \text{ g/s}$ 的辐合中心, 山东半岛和华东地区

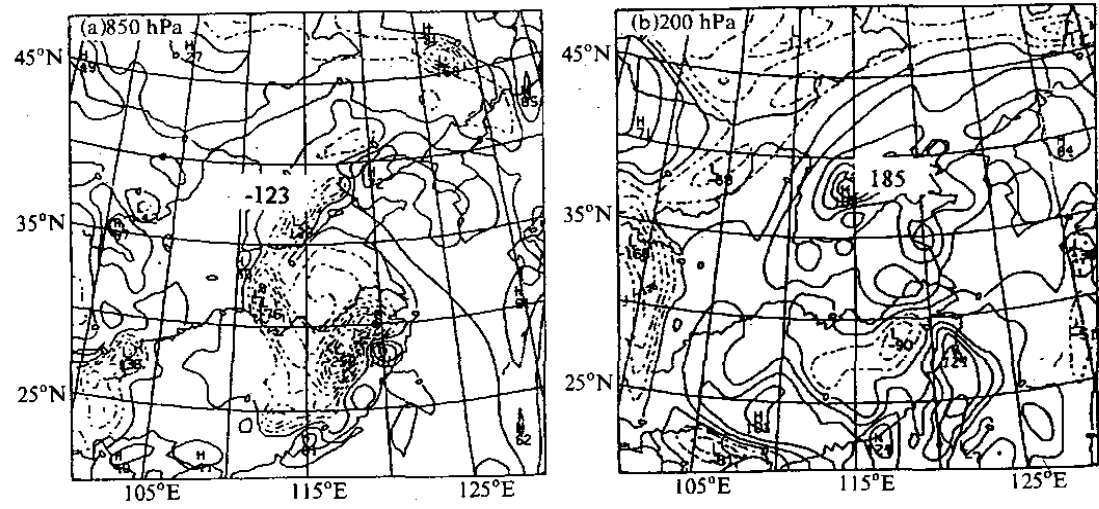


图 4 积分 12 小时后的高低空散度场
(a) 850 hPa; (b) 200 hPa. 实线为正, 虚线为负

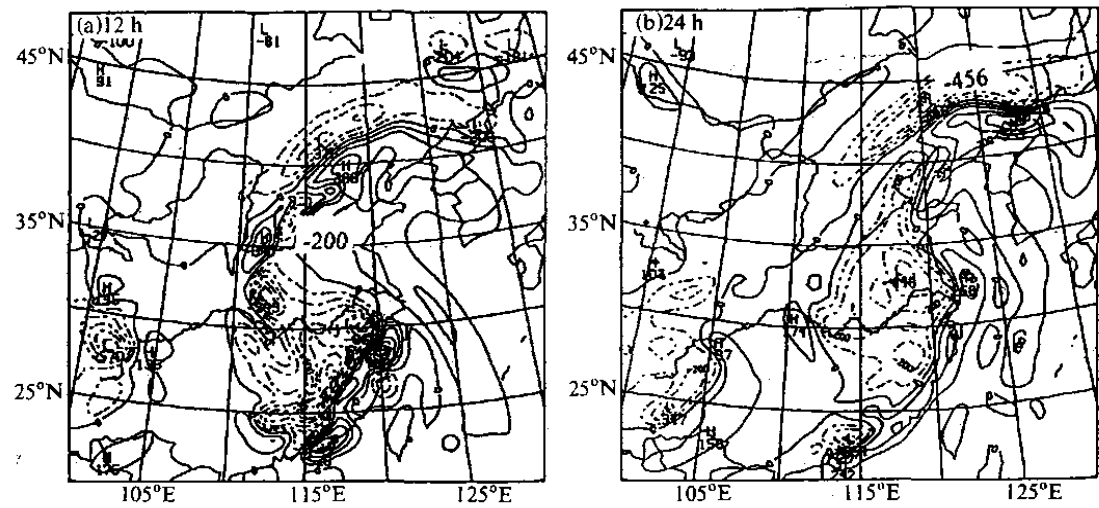


图 5 850 hPa 水汽通量的散度场
(a) 积分 12h; (b) 积分 24h. 实线为正, 虚线为负

处于大范围的水汽辐合区内。大范围的水汽辐合, 供应了暴雨区水源之需。

通过以上对控制试验结果的比较和诊断, 说明本文所用的模式能够比较好地模拟 9406 台风远距离暴雨及其物理过程。

4 台风强度对降水的影响

4.1 减弱台风强度的敏感性实验

根据 Kurihara 等^[2]的方案, 将初始场中的台风减弱为一个中心气压是 996 hPa (图略) 的低压系统。减弱台风后的 24 h 降水结果比控制实验有所减少 (图 6), 其中河北北部降水量减少最为明显, 中心值减少大约 20 mm。台风减弱后, 只在中国的东北部

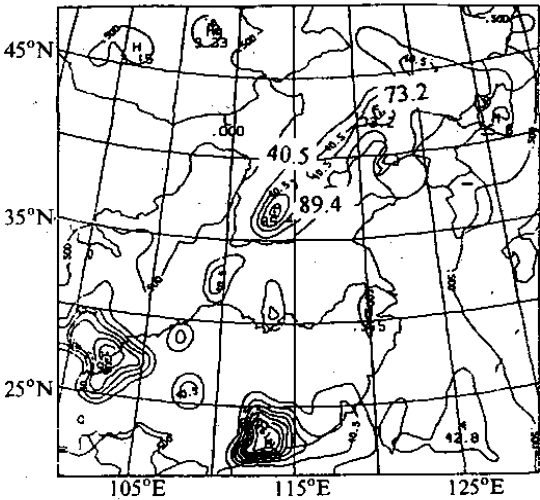


图6 台风减弱试验的24 h降水

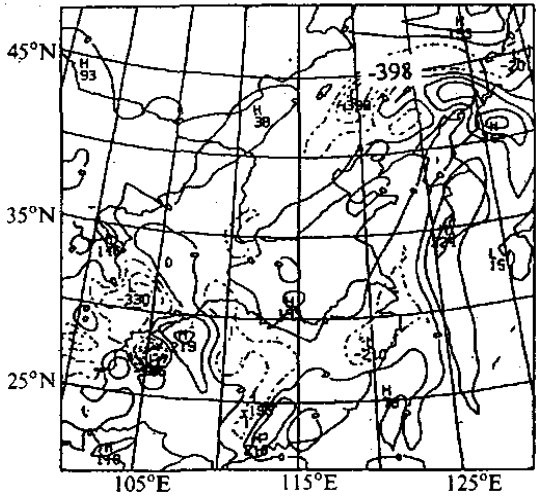


图7 台风减弱试验的24 h的850 hPa
水汽通量辐散场
实线为正，虚线为负

低层大气有一水汽辐合中心，其中心值为 $-3.98 \times 10^{-7} \text{ g/s}$ （见图7）；而在控制实验中，整个中国东部都是水汽辐合区，相同位置上东北地区的水汽辐合中心为 $-4.56 \times 10^{-7} \text{ g/s}$ （见图5b）。可见，台风强度的减弱，引起水汽辐散场的改变，从而导致降水量的下降。

4.2 台风加强的敏感性实验

本文采用修改的 Rankine 涡廓线来构造水平方向的台风风场结构，垂直方向上风场气旋性减小。并采用王玉清^[3]平衡方程求解椭圆方程，得出相应的暖心结构和气压场。湿度构造考虑台风中下层暖湿结构。用此 BOGUS 方法加强后的台风中心气压降低了 18 hPa，中心值为 974 hPa。12 h 的降水模拟结果显示，河南中部的雨量中心是 90 mm，比控制实验增大了 7.6 mm，而且在胶东半岛也出现了一个大的雨量中心（见图8）。出现这种结果的主要原因是由于加强后的台风改变了水汽输送量和水汽输送通道。与控制实验的诊断结果相比（见图5a），不仅河南中部降水区对应一个水汽辐合中心（其值为 $-1.0 \times 10^{-7} \text{ g/s}$ ），而且在胶东半岛地区出现了一个大的水汽辐合中心（其值为 $-1.36 \times 10^{-7} \text{ g/s}$ ）（见图9）。所以，台风的强度直接影响了水汽在中纬度地区的辐合辐散。

5 西风槽对中纬度地区降水的影响作用

本文采用 Legendre 球谐函数对初始场进行波谱分析，通过不同的波谱截断找出中纬度西风系统减弱的低通波谱，根据卢咸池^[4]提供的 Legendre 滤波方法，直接在标准网格上用标准加权格谱变换计算谱系数，再用谱系数通过逆变换求出 Gauss 格点上的要素值。

加强后的中纬度西风槽，其 500 hPa 位势高度为 5 724 位势米，比初始场减少了 15

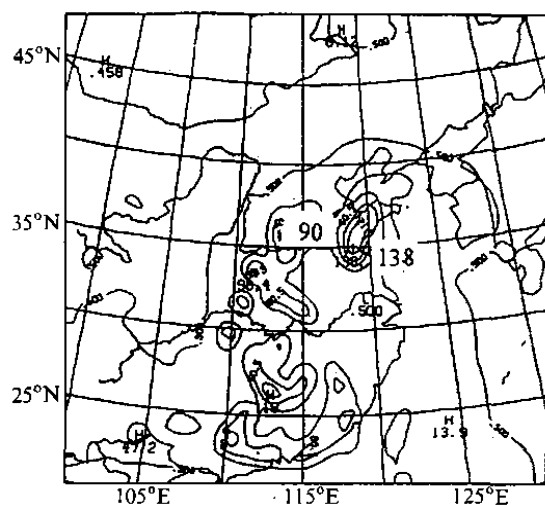
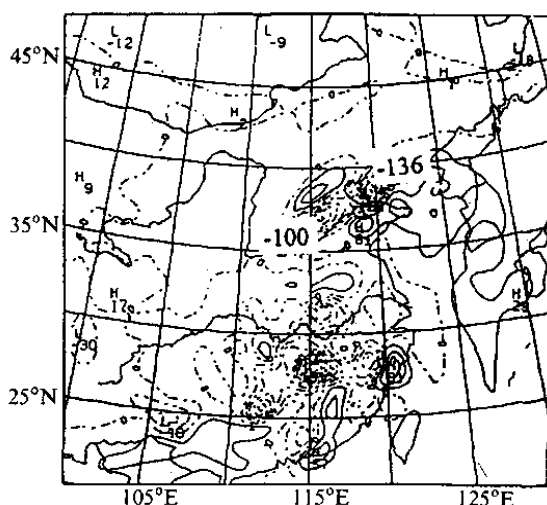


图 8 台风加强试验的 12 h 雨量预报

图 9 台风加强试验的 12h 的 850 hPa
水汽通量散度场
实线为正, 虚线为负

位势米; 同时, 500 hPa 温度场的值为 260 K, 比初始场减少了 4 K。模拟结果表明, 24 h 降水量有所提高, 35°N 以北的三个降水区的雨量中心值分别为: 河南中部 100 mm, 河北北部及内蒙南部 80.5 mm, 辽宁北部 80 mm (见图 10), 其中河北北部、辽宁地区的雨量中心分别增加了 20 mm 且这两个雨区都向北有所偏移。由于槽的加强, 使槽前正涡度值增加了一倍, 由控制实验的 $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 升高为 $4.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 此外分析散度场可以看到高低空的辐合辐散场都相对于控制实验有所加强 (图略)。

减弱后的西风槽, 其 500 hPa 位势高度为 5782 位势米, 比初始场增加了 43 位势米; 500 hPa 温度场为 268 K, 比初始场增加了 4 K。相应的 12 h 雨量图上, 河南中部的雨量值为 68 mm, 减少了 14.4 mm (见图 11)。槽的减弱引起了低层辐散场和涡度场的变化。在控制实验中, 与雨区相对应的辐合中心值为 $-12.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 当槽减弱后, 辐合中心值变为 $-8.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 且辐合区域面积明显缩小。与低空辐合中心相对应

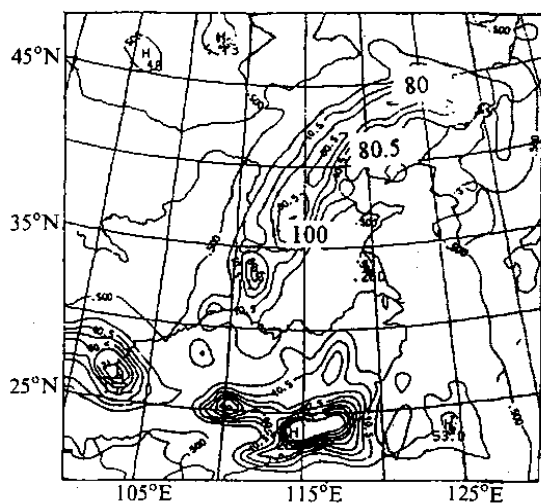


图 10 槽加强试验的 24 h 雨量预报

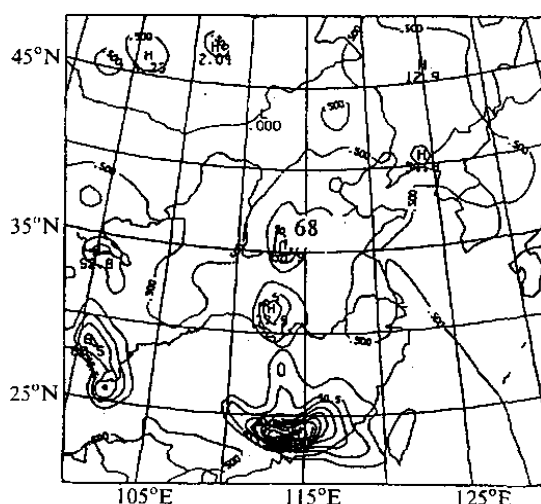


图 11 槽减弱试验的 12 h 雨量预报

的 200 hPa 高空辐散中心也由原来的 $18.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 降低为 $9.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

6 结论

台风低压环流的存在, 在低空有一条宽广的偏东南风低空急流带, 它形成了暴雨区的主要水汽通道和能量通道, 造成中纬度暴雨区深厚的湿层和强水汽辐合, 这种低层水汽的输送又导致不稳定性增强, 不稳定能量积蓄。敏感性试验表明, 台风的强度直接影响台风远距离降水和雨区的分布。

中高纬的西风槽为台风远距离降水提供低层辐合、高层辐散以及槽前正涡度平流的大尺度背景, 有利于垂直运动的发展和维持, 有利于降雨的维持。因此, 中高纬的西风槽是台风暴雨增幅的重要条件。槽的加强和减弱将导致降水的加强和减弱。

参 考 文 献

- 1 Grell, G. A., Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**, 764~787.
- 2 Kurihara, Yoshio, M. A. Bender and R. J. Ross, An initialization scheme of hurricane models by vortex specification, *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**, 2030~2045.
- 3 Wang Yuqing, On an inverse balance equation in sigma-coordinate for baroclinic vortex initialization, *Mon. Wea. Rev.*, 1995, **123**, 482~488.
- 4 卢咸池、何斌, 初值格谱变换的分析比较, 计算物理, 1992, **9**(4), 768~770.

A Numerical Study of the Interactions between Typhoon and Mid-Latitude Circulation and Its Rainfall Characteristics

Zhu Hongyan, Chen Lianshou and Xu Xiangde

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract With non-hydrostatic meso-scale model MM5, the impacts of typhoon and westerly trough on the rainfall occurring in front of westerly trough far from the typhoon are analyzed in this paper. The results show that typhoon intensity can have influence on the water vapor transport to mid-latitude area by the southeasterly jet on the east of the typhoon. Low-level water vapor transport may result in strong water vapor convergence and unstable energy accumulation in the mid-latitude rainfall area. Consequently, the rainfall intensity in front of the westerly trough has close relationship with the water vapor transport to the east of the typhoon. Additionally, westerly trough provides a large-scale background that can benefit the occurring of mid-latitude rainfall. The westerly trough can contribute to the development and maintaining of vertical motion and thus benefit the occurring and intensification of the heavy rains. Furthermore, the simulation results also show that the intensity of westerly trough can affect the intensity of the heavy rainfalls of the mid-latitude area.

Key words: westerly trough; typhoon; enhancement of typhoon-caused heavy rain