

降水与副热带高压位置和强度变化的数值模拟*

刘还珠 姚明明

(国家气象中心, 北京 100081)

提 要

利用国家气象中心的 T63 业务数值模式, 通过不同的对流潜热加热的敏感性试验, 研究降水对西太平洋反气旋中、短期运动的影响. 结果表明, 非绝热加热在垂直方向的不均匀将引起加热区附近风场的变化, 从而影响到副热带高压位置和强度的改变. 而副热带高压的变化又会反过来影响降水区位置的变化. 由此证明, 在中短期过程中, 降水与副高之间存在着相互作用.

关键词: 深对流潜热加热 降水 副热带高压 相互作用

引 言

西太平洋副高是影响东亚大气环流变化的主要系统之一. 夏季, 东亚地区雨带分布与副高的位置息息相关^[1]. 近年来, 气象学家对副高由春到夏长期变化的规律进行了深入的研究, 吴国雄、刘屹岷等(1999)^[2]通过对全型湿度方程进行尺度分析指出, 由于深对流凝结潜热释放在垂直方向的不均匀, 导致了高空高(低)压位于热源西(东)侧, 低空高(低)压位于热源东(西)侧; 证明了凝结潜热是决定东半球夏季副高位置和强度的关键因素.

他们所研究的感热和潜热在垂直方向分布不均对副热带高压系统位置和强度变化的影响重点在气候和长期天气过程, 具有月以上的时间尺度. 那么, 副高中短期演变规律与它临近的降水区上空潜热加热之间是否也有关系呢? 弄清这一问题, 对长期困惑预报员的副高中短期变化规律的认识是有意义的.

本文应用国家气象中心 T63 模式(皇甫雪官、杨学胜, 1996)^[3], 从中短期预报出发, 通过数值模拟和敏感性试验对此进行研究, 分析了副高的西伸情况, 并通过敏感试验研究潜热释放的变化对副高的影响.

1 试验设计

图 1(a) 给出 1998 年 6 月 25~28 日逐日 12:00(UTC, 下同)的 500 hPa 高度、风场及其前期 24 h 累积降水量. 资料取自国家气象中心存档的分析场和降水实况. 在此期间, 西太平洋副高加强西进. 25 日, 588 dagpm 线(以下简称 588 线)位于我国东南沿海; 到了 27 日, 该线已西伸至 100°E, 覆盖了长江中下游以南的广大地区. 与此同时, 中高纬带向东

* 本研究得到国家自然科学基金项目(49635170)的资助.
1999-06-01 收到, 1999-10-13 收到再改稿.

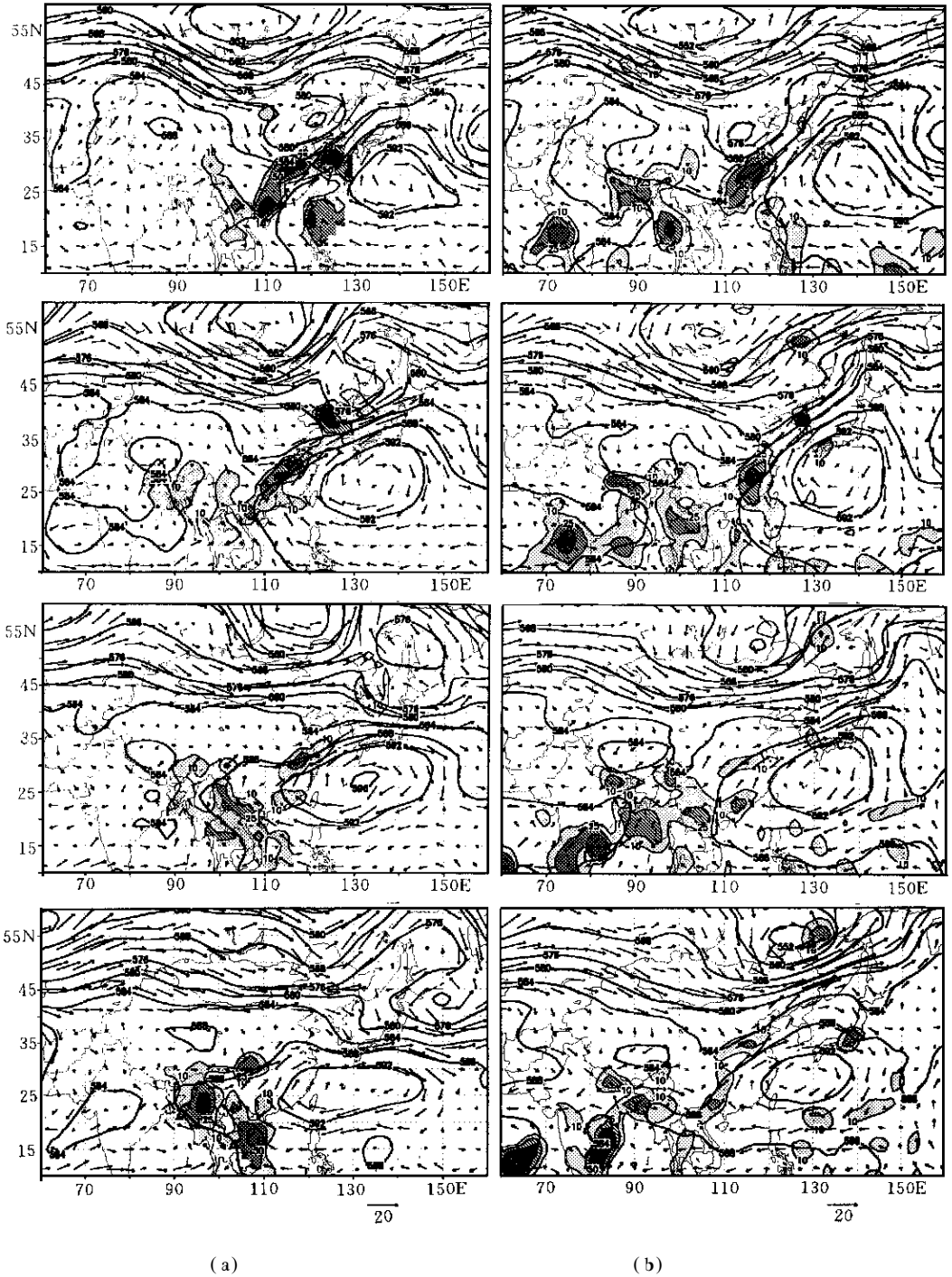


图1 (a)1998年6月25~28日12:00的客观分析场(自上而下)

(b)1998年6月24日12:00为初始场,积分所得24h,48h,72h和96h预报场(自上而下)

移动西风槽与大陆东部的低压槽结合,使槽后西北或偏西气流与副高西北侧的西南气流在我国南方交绥,在对流层低层形成偏北或偏西与西南风对峙少动的低压切变,与副

高西伸北进相对应, 降水区东段逐渐北抬、西段南压, 转为东北—西南走向, 造成我国南方大部分地区及河南、山东等地一次明显的降水天气. 值得注意的是, 由于偏南气流加强, 26~28 日该降水带的西段位于 100°E 附近的雨量增强, 与副高西伸有很好的对应关系.

T63 模式对这次过程的预报总体上是成功的. 为了研究该过程中副高西伸北进的物理机制, 以 1998 年 6 月 24 日 12:00 为初始场, 将 T63 积分 96 h (图 1b). 记为 CON 试验. 从图 1(b) 可看到, 尽管预报的副高西伸位置比实况偏东, 副高主体 588 线所包围的范围比实况偏小, 但模式较好地预报了这次副高加强西伸的演变特征. 26 日至 27 日预报的 588 线从东南沿海明显西伸达中南半岛, 28 日其最西端已达到 95°E , 与实况较为接近. 在降水预报场上, 25~26 日位于副高西侧东南沿海的中大雨区与实况也颇为相似. 26~27 日, 该雨区消失, 沿副热带的雨带主要位于 100°E , 并伴有副高的西伸. 注意到上述的每一分析场和预报场中, 降水为前 24 h 的总和, 超前于所给定的相应高度场, 表明降水的变化有超前于副高变化的趋势. 为了研究降水和副高变化之间的联系, 本文设计了两个敏感性试验: 即从与上述控制试验相同的初始场出发, 分别将模式的积云对流物理过程中的潜热加热关闭和对该潜热加热量增加一倍, 同样积分 96 h, 并分别定义为 NLH 和 DLH 试验. 然后对这 3 种试验结果进行分析, 探讨潜热加热对副高位置和强度的影响.

2 副高西伸变化的特征分析

由全型垂直涡度方程(吴国雄和刘还珠, 1999)^[4]

$$\zeta + \beta v + (f + \zeta) \nabla \cdot \bar{V} = \rho [P_E \theta_z^{-1} - C_d] + \theta_z^{-1} (\bar{F} \cdot \nabla \theta + \bar{\zeta}_r \cdot \nabla q) \quad (\theta_z \neq 0) \quad (1)$$

式中 $\bar{\zeta}_r = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \zeta$, P_E 为 Ertel 位涡, $C_d = \alpha \nabla \times \bar{V} \cdot \nabla_h \theta / \theta_z$ ($\theta_z \neq 0$) 为热力参数; \bar{F} 为耗散项; q 为非绝热加热率; $\bar{\zeta}_r$ 为绝对涡度; ζ 表示相对涡度的垂直分量; \bar{V} 为三维风矢. 在不考虑摩擦耗散 ($\bar{F} = 0$) 和倾斜度发展(右端第一项为零)的情况下, 方程(1)可简化为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v = - (f + \zeta) \nabla \cdot \bar{V} + \theta_z^{-1} \bar{\zeta}_r \cdot \nabla q \quad (\theta_z \neq 0) \quad (2)$$

根据文献[2], 由式(2)各项尺度分析可知, 垂直方向非均匀非绝热加热是方程中的大项. 如仅考虑垂直方向非均匀潜热的分布, 深对流降水引起高层凝结潜热释放 Q_{co} (简称为 Q) 所形成的涡度源为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t_{co}} \approx (f + \zeta) Q_z \theta_z^{-1} \quad (\theta_z \neq 0) \quad (3)$$

在短时间内如 $\frac{\partial Q}{\partial z} > 0$, 则可使气旋发展. 在时间尺度较长(> 数小时)时, 局地变化可略 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0$. 于是从式(2)得到:

$$\bar{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v \approx \theta_z^{-1} (f + \zeta) Q_z \quad (\theta_z \neq 0) \quad (4)$$

由于在副高轴附近 u 值很小, 并且 $\partial \zeta / \partial y$ 也很小, 式(4)中沿副高轴附近的垂直非均匀加热主要由 βv 平衡. 当加热随高度增加时, 将有南风发展; 反之当加热随高度减少时,

将有北风发展. 图 2 给出降水区中位于 19.6°N , 101.3°E 处的平均潜热加热率在不同预报时效随高度分布的情况. 不难看出, 至少在 $24\sim 72\text{ h}$ 预报时效内, 无论是 CON 或 DLH, 两种试验 200 hPa 以下潜热加热的趋势是随高度增大的, 在 DLH 试验中 $72\sim 96\text{ h}$ 内平均潜热加热量比 CON 明显大, 且在对流层中下层随高度增加的趋势也显著些. 由于副高西侧的降水区上空对流层内 $\alpha Q/\partial z > 0$, 于是那里的南风发展, 加热区东侧反气旋涡度加强, 有利于副高西伸. 这就是说, 一般副高西侧的偏南气流中有利于降水发生; 反过来, 这种深对流降水也进一步促使南风发展及副高西伸.

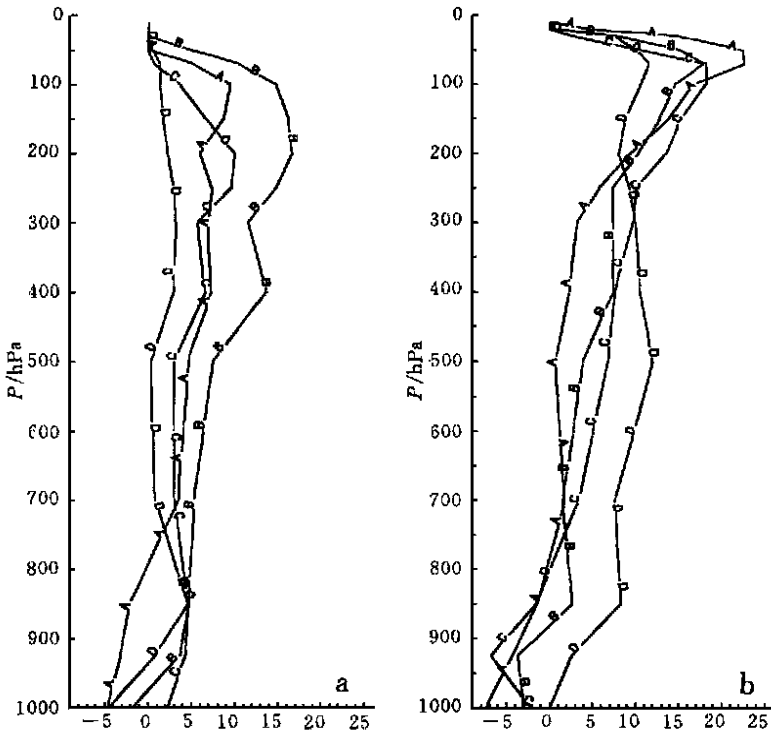


图 2 T63 模式 CON 试验(a)和 DLH(b)试验所得的位于 $(101.3^{\circ}\text{E}, 19.6^{\circ}\text{N})$ 上空平均潜热加热率随高度的变化(单位: $10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$)(A, B, C, D 分别为 24 h , 48 h , 72 h , 和 96 h 预报结果)

3 副高变化的敏感性试验

为了检验上述理论, 我们首先设计了无深对流加热试验 NLH. 在这一试验中, 初始场仍为 6 月 24 日 12: 00, 与 CON 试验相同, 但热力学方程中已去掉了深对流凝结降水引起的加热. 这时, 虽然初始时刻的副高在积分前 48 h 仍继续维持, 与 CON 试验的情况接近(图 3a), 但由于缺少深对流加热, 该区域的南风已逐渐减弱. 到了 $72\sim 96\text{ h}$, 与 CON 试验比较, 588 线的西侧已显著东撤, 仅位于 $107^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$, 比 CON 试验偏东了 15 个经度; 副高中心 592 线所包围面积逐渐减小, 表明其强度也比 CON 的弱. 此外, 副高东侧位于日本岛以东的低压槽在 NLH 试验中随着预报时效的延长而逐渐加深, 这是由于冷空气

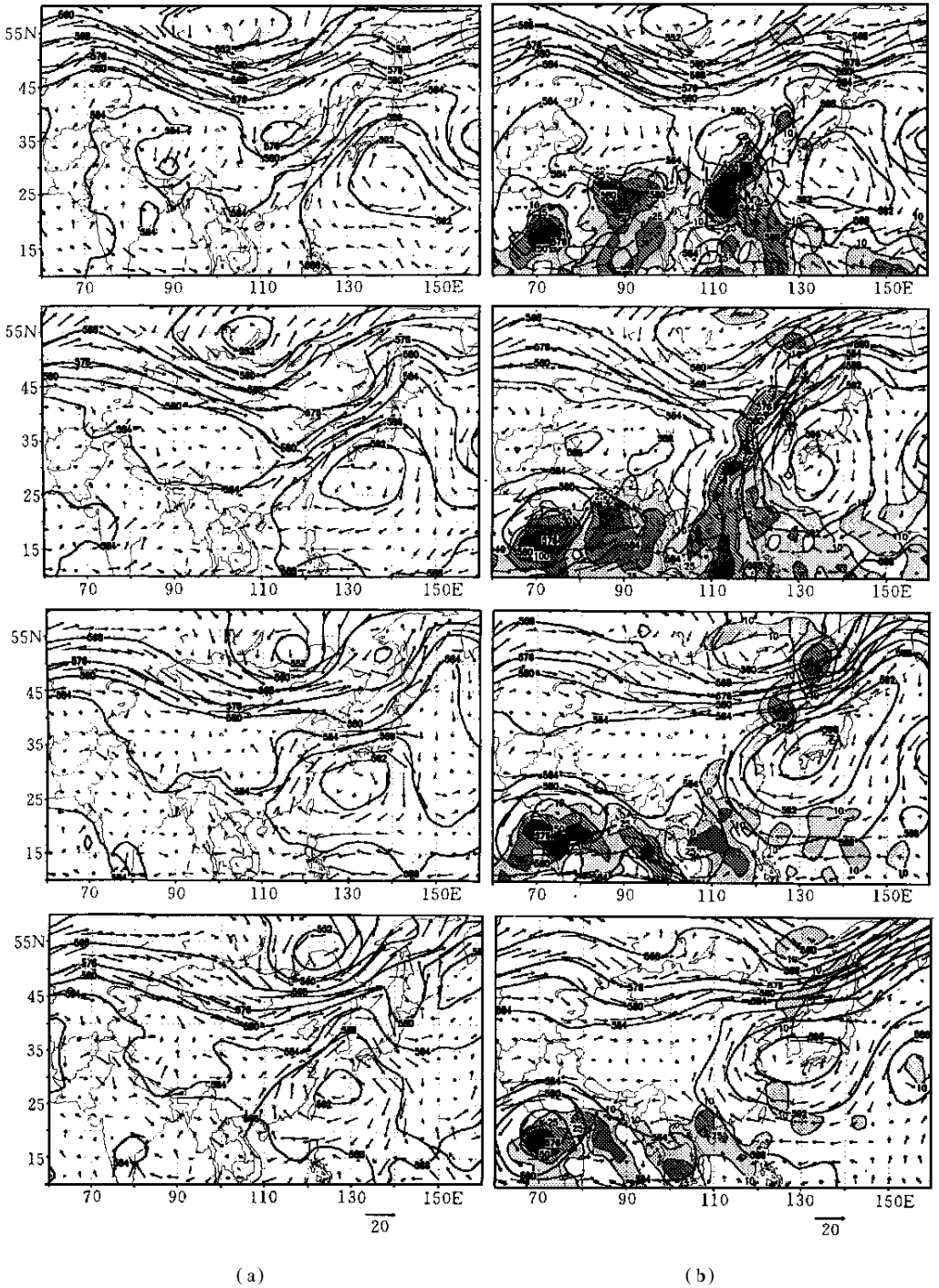


图3 NLH 试验(a)和DLH 试验(b)得到的24~96 h 预报的500 hPa 高度场(单位: dagpm), 风场矢量(单位: $m \cdot s^{-1}$)和前期24 h 累积对流性降水量(单位: mm)

越过副高北侧而后南下, 促使低槽加深, 588 线所包围的面积因而减小.

进一步我们设计了对流加热加倍的试验 DLH, 其结果由图 3b 给出. 图中可见, 由于

这时该区域有一等高线密集带沿着副高西北侧由 30°N 逐渐向东北方向移到副高北侧. 伴随着这个密集带, 强降水区也随着较强西南气流向东北方移动.

与 CON 试验中 24~72 h 雨区分布比较, DLH 试验 24 h 副高以西的雨区明显扩大, 雨量强度也增加. 在 20°N 以北, 位于 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 的另一雨量中心也比 CON 中的区域大, 强降水中心 24 h 达到 100 mm 以上. 随着预报时效延长, 这个雨量中心逐渐向东北方向移动, 72 h 到达我国辽宁省和朝鲜半岛一带, 这是副高西北侧偏南风向北发展所致. 而 CON 试验中, 我国江南的这个雨区只略向北移, 并且强度是逐渐减弱的.

另一方面 DLH 试验中随着雨区向北推进, 在 110°E 以东 40 个经度范围内, 副高在预报场中是逐渐加强北进的, 48 h 预报副高中心加强到 596 dagpm, 且 588 线在 140°E 最北可达到 48°N , 592 dagpm 最北端也超过了 45°N . 直到 96 h 以后随着雨区的显著减弱预报的副高才停止向北伸展.

注意到在上述各图中, 高度场的变化是在降水后出现的. 由此可见, 在副高以西, 由于潜热加热成倍增大, 在对流层内 $\partial Q/\partial z$ 显著增大, 有利于这里的南风加强, 加热区西侧正涡度发展, 低压加深; 其东侧负涡度发展, 副高加强. 尽管由于西部低压加深副高不能得以西伸, 但由于副高边缘南风加强, 雨带北伸, 其右侧反气旋环流发展, 故副高北进明显. 因而也加强了副高西北侧的锋区, 利于雨强中心进一步向北移动.

副高与降水之间的相互作用, 通过非绝热加热在垂直方向的不均匀, 由热力作用转换为动力作用, 引起风场变化, 从而加强了副高西侧雨区上空的南风, 使南风右侧反气旋涡度发展, 引起副高北进, 从而又增强了副高西北侧冷暖空气辐合作用, 产生降水. 在南风加强的过程中, 由于 β 效应, 在较高纬度 β 减小, 有利于南风增大, 因而辐合最强部位应在降水区的北部南风与偏西风(或西北风)交绥处. 这样降水区就沿着副高西北边缘不断北进. 北进的降水又引起非绝热的潜热释放在偏北地区加强, 诱发了中低空偏南气流向北伸展, 促使其东侧反气旋涡度的发展, 副高加强北进, 直到暖湿气流受阻或促使不稳定发展的条件消失, 降水减弱为止.

4 讨论与结论

本文通过改变积云对流参数化中潜热加热的敏感性数值试验, 可以看到: 降水与副热带高压之间存在相互作用. 当副热带高压西侧有积云降水时, 该处会有偏南风发展, 有利于东侧反气旋环流加强, 负涡度的发展促使副高西伸. 在没有积云降水、对流层不存在潜热时, 没有南风加强, 副高得不到西伸和北进的机会. 但当积云降水所释放的潜热过强, 使降水区上空对流层内南风过于加强, 加热区西侧有气旋强烈加深发展, 东侧有反气旋涡度加强, β 效应又使南风在向高纬度移的过程中增大, 与其北侧的偏西风形成辐合区. 这里也正是倾斜不稳定发展区域(刘还珠、张绍晴, 1996)^[5], 因而降水沿着副高西北侧不断向北发展, 西太平洋副高随之北移, 直到倾斜涡度发展条件丧失为止.

以上 3 组试验表明了潜热加热对副热带高压的位置和强度有着至关重要的影响. 这种影响是由热力作用变为动力作用, 由风场影响气压场引起的. 由文献[2]可知, 非绝热加热的另外一种——表面感热加热对副高的活动也有重要影响, 下垫面的作用, 陆面过程以

及太阳辐射作用也是影响副高的重要因素, 它们对副热带高压中短期变化过程的影响还有待于进一步研究.

参 考 文 献

- 1 陶诗言, 等. 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究. 北京: 科学出版社, 1963.
- 2 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响, I: 尺度分析. 气象学报, 1999, 57(3): 257 ~ 263.
- 3 皇甫雪官, 杨学胜, 等. 高分辨率的全球环流背景预报模式. 台风、暴雨业务数值预报方法和技术研究. 北京: 气象出版社, 1996. 462~ 471.
- 4 吴国雄, 刘还珠. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. 气象学报, 1999, 57(1): 1~ 15.
- 5 刘还珠, 张绍晴. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构. 应用气象学报, 1996, 7(3): 275~ 284.

NUMERICAL SIMULATION ON THE PRECIPITATION AND VARIATION OF THE LOCATION AND INTENSITY OF THE SUBTROPICAL HIGH

Liu Huanzhu Yao Mingming

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Abstract

The operational numerical weather forecasting model T63 is employed to study the impacts of precipitation on the movement of the anticyclone over the Western Pacific. Sensitivity experiments are designed by using different vertical profiles of convective latent heating. Results show that in response to the change of vertically non-uniform diabatic heating, the in-situ wind fields change correspondingly and thus the location and intensity of the subtropical high are changed. Meanwhile, the changed subtropical high also affects the location of precipitation. It is then concluded that in short and medium terms, there exists interaction between precipitation and variation of the subtropical high.

Key words: Deep convective latent heating Precipitation Subtropical high
Interaction