空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 II: 陆面感热与东太平洋副高*

刘屹岷 刘辉 刘平 吴国雄

(中国科学院大气物理研究所,
大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京, 100029)

摘 要

在文献[4]尺度分析的基础上,通过对 NCEP/NCAR 月平均资料的分析,并利用 IAP/LASG GOALS 全球气候模式进行模拟和试验,研究了东太平洋北美地区副热带高压主体的形成及变化规律。基于全型垂直涡度方程的诊断分析指出,北美陆地的表面感热通量是决定该地区副热带高压中心位置及其季节变化的关键因素。数值模拟和敏感性试验进一步表明,夏半年陆面感热加热是导致 1000 hPa 太平洋副热带高压及 500 hPa 北美副热带高压形成和变化的最重要原因。

关键词: 空间非均匀加热,陆面感热通量,东太平洋北美副热带高压。

1 引 言

经典理论认为,副热带高压带是由于平均经圈环流的下沉在副热带低层的辐散所致。这似乎可以用来解释低层纬向对称副热带反气旋的形成,但显然不能解释中高层对称的副热带反气旋的形成。注意到 Hadley 环流的下沉支及其所致的低层辐散在冬半球明显地强于夏半球,而与之对应的副热带高压带在北半球冬季却明显地弱于夏季。由此看来,即使对于纬向平均而言,经典的副热带高压(以下简称副高)形成理论也是不准确的,至少没有揭示副高形成的本质。董步文、丑纪范(1988)[1]的研究表明,副热带高压的形成和变化的物理本质是大气运动所受到的内外强迫的综合结果。Rodwell 和 Hoskins(1996)[2]指出,与东亚季风相联系的强烈的潜热释放能激发 Rossby 波,其西侧的下沉运动可以导致北非及中亚地区出现强烈的下沉运动而形成副热带高压。这一理论成功地解释了该地区干旱气候和沙漠的形成,是对纬向非对称副热带高压形成研究的重要贡献。此后,Hoskins(1996)[3]应用该理论去解释洋面上 1000 hPa 副高的形成,认为陆面上的深对流降水能激发出 Rossby 波,其西侧近海岸的下沉运动强迫出北风气流,因而促成海洋东部副高的形成。然而,位于北半球副热带地区的北美和非洲西部地区是一个干旱区,在夏季很少有深对流季风降水发生。因此洋面上副高的形成和加强是不能用潜热释放理论加以解释的。在

* 初稿时间: 1998 年 3 月 13 日; 修改稿时间: 1998 年 7 月 1 日。
资助课题: 本研究得到国家自然科学基金委员会重点项目"副热带高压带的变异机理"(编号 4963170),优秀国家重点实验室项目(49823002)及 49705061 的联合资助。

空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响系列工作的第 I 部分(吴国雄等, 1999)[4], 我们指出, 副热带高压形态的变异在本质上是沿副热带地区负涡度中心形态的变异; 并通过对全型垂直涡度倾向方程尺度分析, 从理论上证明, 在副热带地区, 由垂直下沉所激发的涡度变异是第二位的; 而由于非均匀空间加热所产生的涡度制造要比前者大 1～2 个量级, 后者在 1 天内即可激发出强大的涡度中心。文中还指出, 在 1d 以上的时间尺度上, 夏季强大的陆面感热加热(SH)可使副热带高压中心和低压中心在低空分别位于加热中心的西侧(洋面上)和东侧(陆地上), 在高空分别位于加热中心的东侧(大陆上空)和西侧(海洋上空)。本文试图通过资料分析和数值模拟, 给上述理论以支持和佐证。第 2 节对所用的资料和模式进行概述。第 3 节通过对资料的分析, 去阐明北美陆面感热加热对东太平洋和北美地区副高的形成及其季节变化的重要贡献。第 4 节则通过数值模拟和试验去论证第 3 节所得的推论。若干结论在第 5 节给出。

2 资料和模式简介

本研究所用资料是 NCEP/NCAR 所提供的 1980～1995 年的月平均再分析资料, 包括 1000 hPa 和 500 hPa 的高度, 地表面的感热通量等。资料中高度场的分辨率为 2.5 经距×2.5 纬距, 热通量的分辨率为 T63, 相当于 1.875 经距×1.875 纬距。为简便起见, 文中称之为观测资料。所用的模式是全球海–气–陆系统耦合的 IAP/LASG GOALS 气候模式(吴国雄、张学洪等, 1997)[5]。模式的大气部分为 9 层 15 波菱形截断谱模式(Wu, Liu, 1996)[6]。陆面过程采用简化的简单生物圈模式(Xue, 1991)[7], 有 3 层土壤, 1 层冠层。这一大气–陆面耦合模式已被成功地用来模拟气候及季风爆发(刘辉、吴国雄, 1997)[8]。20 层的海洋模式(Zhang 等, 1996)[9]分辨率为 4.5 经距×4.5 纬距。在本文的试验中, 海洋模式部分被关闭, 海温由具有季节变化的多年气候平均值给定。

背景场模拟(CON)的气象场是通过对 IAP/LASG GOALS 模式积分 20 a, 取后 16 a 平均得到的。这样, 模拟结果与观测资料具有相同的样本数。为了分析感热加热对副高形成的影响, 把模式中陆面感热通量从热力学方程中排除, 并维持其它计算不变, 积分模式 12 a, 称之为无感热(NSH)试验。模式敏感性试验结果表明, 模式的调整时间约为半年, 从第 2 年起各月的平均状态已趋平衡态。为经济和统一起见, 所有的敏感性试验均积分 12 a, 并对后 10 a 的结果进行统计。在本文中, NSH 的气候场通过计算后 10 a 积分输出得到。

为集中研究纬向非对称副高的形态, 排除对称流场的影响, 在本文分析中, 所有的格点高度值都已减去了其相应的纬向平均, 即为纬向偏差值。而表面感热及对应的涡度强迫项则只计算格点本身的值。为方便起见, 定义(160～60 W, 赤道～60 N)的区域为东太平洋– 北美区, 简称 PNA 区。本文只对该区进行计算和分析研究。

3 资料分析

全型垂直涡度方程(吴国雄和刘还珠, 1999)[10]可写为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \boldsymbol{V}\cdot\nabla\zeta + \beta v = (f+\zeta)(1-\kappa)\frac{\omega}{P} - (f+\zeta)\frac{Q}{\theta} + \frac{1}{\theta_z}P\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left(\frac{1}{\theta_z}\right) - \frac{\mathrm{d}C_D}{\mathrm{d}t} +$$

$$F_{\zeta+} \frac{f+\zeta}{\theta_z}\frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{1}{\theta_z}\frac{\partial v}{\partial x}\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z}\frac{\partial u}{\partial x}\frac{\partial Q}{\partial y} \qquad \theta_z \neq 0$$

式中, Ertel 位涡 $P = \alpha\vec{\zeta}_a \cdot \nabla\theta$ 为常数, Q 为非绝热加热率。C_D 为一表征大气热力结构的参数, 正比于风的垂直切变和大气的斜压性, 反比于大气的静力稳定度。其余符号为气象中通用。上式右端前 4 项分别代表上升运动, 加热本身, 大气内部热力结构的变化, 及摩擦耗散对涡度变化的影响。后 3 项则代表空间非均匀加热的贡献。

利用 16 a NCEP/NCAR 资料计算了 PNA 区中上述方程各项(除内强迫项、潜热释放及辐射过程外) 在 500 hPa 上逐月平均值及其多年平均。结果表明:

(1) 各项有明显的年变化;

(2) 方程右端各项中, 感热的垂直变化为一大项, 其它项与之相比要小几倍至一个量级以上;

(3) 涡度平流项($\boldsymbol{V}\cdot\nabla\zeta$)和 β 项(βv) 值的符号相反。

上述结果(图略) 与文献[4] 的尺度分析的结论完全一致。它还表明感热加热(SH) 是 PNA 地区副高形成的重要因子。下面集中分析 PNA 区 SH 的分布特征及其与副高的联系。

图 1 是根据 NCEP/NCAR(1980～1995 年) 资料得到的各月 16 a 平均的表面感热通量(图 1a) 及由此计算得到的涡度制造率 $F_{SH} = \frac{(f+\zeta)}{\theta_z}\frac{\partial}{\partial z}(Q_{SH})$ (图 1b) 的空间分布。图 1a 的一个重要特征是 SH 极大值集中分布在沿西海岸副热带地区。这是由于该地区来自西北方向的近地层风从海面上输送凉爽的空气, 使地-气温差增大所致。另一重要特征是由春到夏, SH 中心从 30 °N 以南的墨西哥西岸向北移向加利福尼亚州西岸, 强度加大; 由夏到秋, 该中心位置南撤, 强度减小。6～8 月, SH 中心均在 30 °N 以北, 强度大于 150W m^{-2}。而与 SH 相联系的涡度制造率(图 1b) 在冬半年陆面上高纬为正, 低纬为负(图略) , 表明冬季近地表高纬地区有向下的感热通量, 低纬地区为向上的感热通量。由春到秋与 SH 中心相对应, 涡度制造中心在北美西岸也经历了北移加强和南移减弱的相似演变。量级为 10^{-10}s^{-2}, 也与文献[4] 中的尺度分析所得结论一致。最大值出现在 7 月份, 达 3×10^{-10}s^{-2} 以上。但与 SH 分布不同的显著特征是, 陆面上负涡度强迫的中心出现在 SH 中心的北面, 均位于 30 °N 以北。这是由于涡度强迫项中的 f -效应使感热加热的作用在高纬得到增强所致。总的来说, 表面感热加热在夏季副热带地区产生负涡度源, 在 PNA 地区, 最大的涡源出现在大陆西部。

根据文献[4] , 由于在纬向对称流中 $\frac{\partial}{\partial x} \equiv 0$, 又由于在东西风分界线上 $u = 0$, 因此在副热带地区近地面层的自由大气中, 上述的负涡度强迫在 β 项作用下将出现偏北风。北风的强度 $v \propto \frac{a}{2\Omega\cos\varphi}[\frac{(f+\zeta)}{\theta_z}\frac{\partial}{\partial z}(Q_{SH})]$ 。如取涡度制造率为 1～2$\times10^{-10}$s^{-2}(图 1b) , 则所强迫的北风可达 6～12ms^{-1}。于是低空高压出现在负涡源西部, 低压出现在东部。在南暖北冷的背景场中, 副热带西风随高度增加。于是在地面副高轴的上空为偏西气流。其平流作用使高空高压出现在涡源的东侧。在图 2 中给出了由 NCEP 资料绘制的同期 1000 hPa (图 2a) 和 500 hPa(图 2b) 高度的偏差分布。图 2a 上, 从 4 到 9 月, 洋面的高压与陆面低压分布与图 1b 所示的涡度强迫有很好的对应关系。6～8 月, 洋面上的高压位置最北, 强度

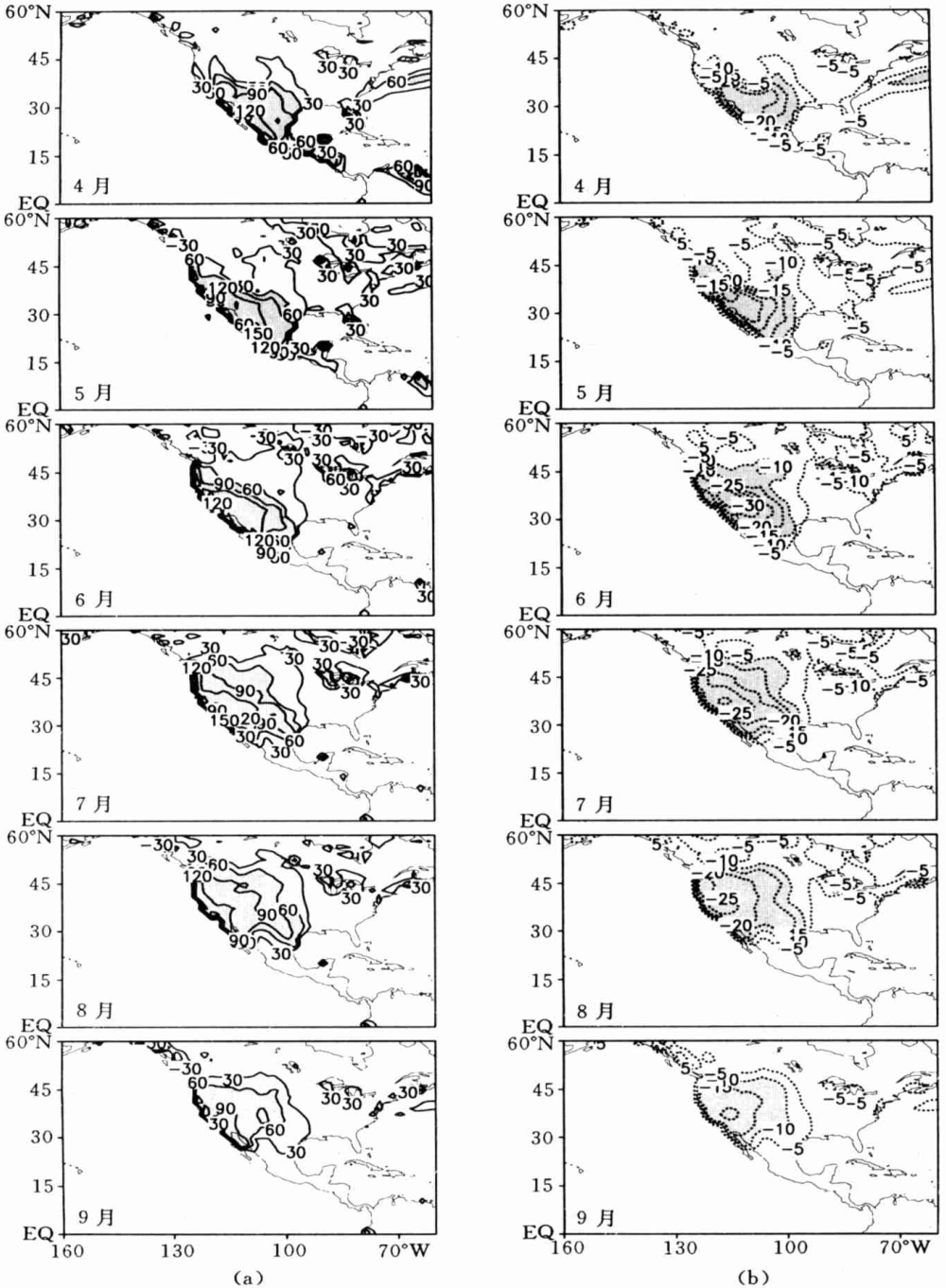

图 1 由 NCEP/NCAR 1980～1995 年资料计算得到的东太平洋北美(PNA)地区表面感热通量(SH)的空间分布(a)和由之计算的涡度强迫(F_{SH})的空间分布(b)的逐月演变

(从上到下分别为 4 至 9 月; 虚线代表负值, 阴影代表各量中心区;

SH 等值线间隔 30W m^{-2}; F_{SH}等值线间隔 5×10^{-11}s^{-2})

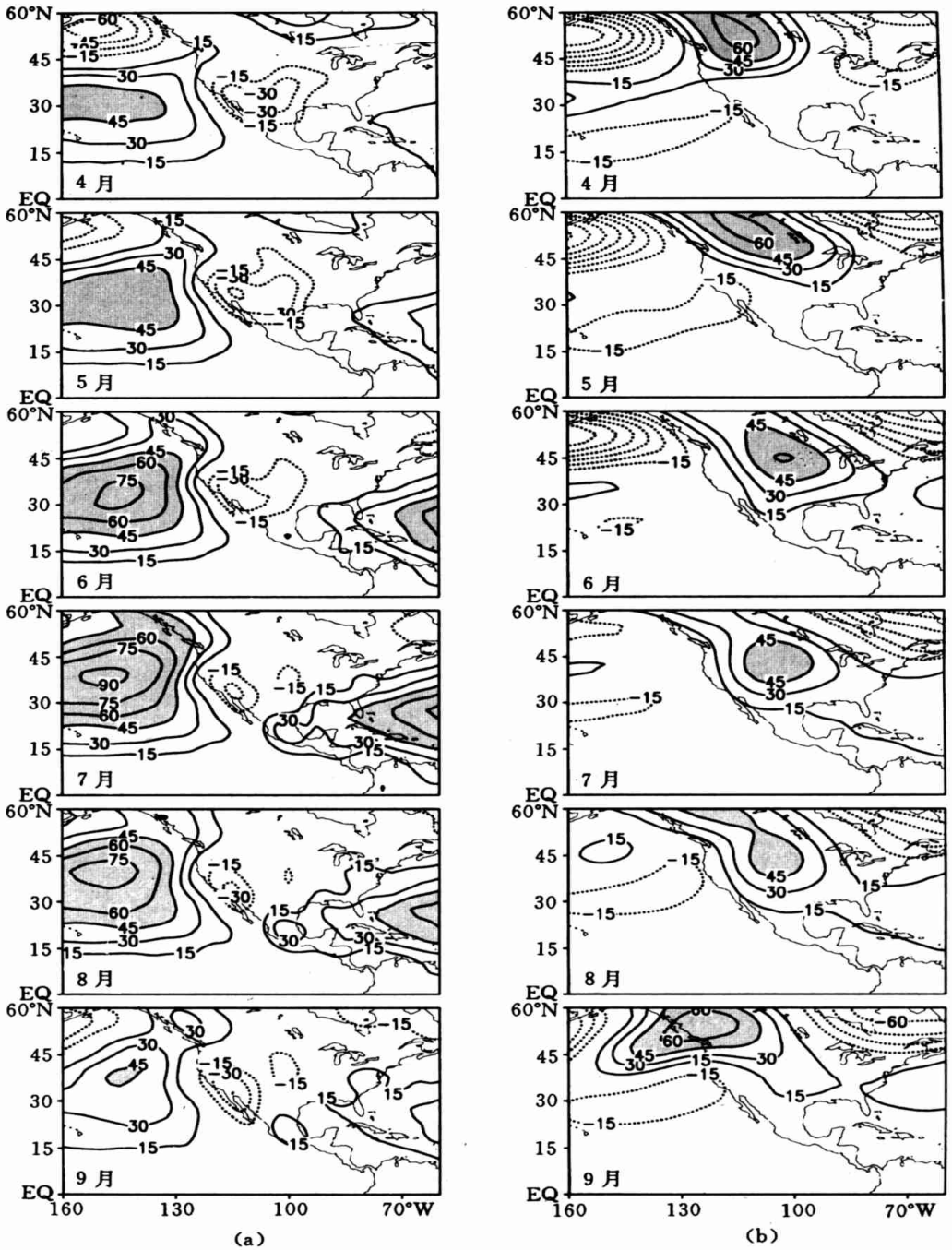

图 2　由 NCEP/NCAR 1980～1995 年资料计算得到的东太平洋北美(PNA)地区 1000 hPa(a) 和 500 hPa(b) 高度的纬向偏差的空间分布的逐月演变

(等值线间隔为 15 gpm; 从上到下分别为4 至 9 月; 虚线代表负值, 阴影代表各量中心区)

最大, 其中尤以 7 月为甚。图 2b 上, 洋面上空的低压较弱; 陆面上空的高压较强, 在 6～8 月陆面副高的主体最为完整。这些结果与文献[4]的理论分析吻合, 表明了表面感热加热对 PNA 地区副高的形成有十分重要的作用。

4 数值模拟和试验

为检验 IAP/LASG GOALS 气候模式对 PNA 地区副热带高压的模拟能力, 从其 20a 的积分中, 取后 16a 的结果, 采用与对 NCEP/NCAR 16a 再分析资料诊断相同的过程进行分析。图 3 给出所模拟的感热通量及相应的涡度强迫的空间分布。在 SH 的分布中, 模式成功地模拟了北美陆面上强大的感热加热。其中心强度($180 W m^{-2}$)与再分析结果相近。由春到夏, 加热中心强度加大; 其中心位置从墨西哥沿北美西岸向北移动; 6～8 月位置最北, 强度最大。这些也与再分析结果一致。但在北美中东部, 模式的陆面 SH 显著偏大; 西岸的加热中心位置偏北, 这都与再分析结果存在明显差异。在相应的涡度强迫图 3b 上, 陆面上有强大的负涡度强迫, 其中心由春及夏从拉丁美洲北移加强, 由夏及秋又南撤减弱, 总体特征与图 1b 相似。但在北美中东部, 负涡度强迫显著偏大。这可能与模式中对该处陆面过程描述不当有关。

模式所模拟的 1000 hPa 和 500 hPa 高度的纬向偏差如图 4 所示。在 1000 hPa 图上(图 4a), 洋面上为高压, 陆面上为低压。洋面上的高压由春到夏向北移, 强度增大; 由夏到秋向南移, 强度减弱; 6～8 月强度最大, 位置最北。这与再分析的结果一致。但洋面上高压中心位置偏北, 陆面上的低压太强, 中心位置偏东。这与模式中 SH 中心偏北, 且北美中东部 SH 太强有关。在 500 hPa 图上(图 4b), 低压位于洋面上空, 高压位于大陆上空; 大陆副高在 6～8 月强度最大。这些结果也与观测结果一致。然而副高强度偏强, 这也与过强的陆面感热加热(图 3a)相对应。尽管在细节上, 模式还有待于进一步完善, 但总的说来, IAP/LASG GOALS 模式对 PNA 地区的感热加热及对 500 hPa 和 1000 hPa 副热带高压及其季节变化的模拟还是比较令人满意的。

为了进一步检验表面感热加热对 PNA 地区副热带高压形成的影响, 在无感热试验(NSH)中将模式中陆面对大气的感热加热从热流量方程中除去, 然后用相应的背景试验的月均结果减去 NSH 的月均结果, 再求纬向偏差, 结果由图 5 示出。1000 hPa(图 5a)洋面上的副高及陆地上的低压由春到夏逐渐加强北移, 由夏到秋逐渐减弱南撤。500 hPa(图 5b)海洋上空为低压, 陆地上空为高压, 且在盛夏强度最大。这些与从观测和模拟分析得到的结果(见图 1 和图 3)相一致。它证明了 PNA 地区 1000 hPa 上的东太平洋副高和 500 hPa 上的北美副高在很大的程度上是由于盛夏季节陆面的强大感热加热造成的。

上面已证明北美地面感热加热是导致 PNA 地区副高季节性变化的重要因子。这与 Hoskins(1996)[3]提出的假设是不一致的。该假设认为潜热是导致该地区洋面副高形成的重要因子。为了比较, 我们另设计了一个无凝结潜热释放的试验, 记为 NCH。在这个试验中, 把因降水凝结引起的加热($-L\frac{dq}{dt}$)从热流量方程中去掉, 而保持其它过程不变; 同样积分模式 12 a, 取后 10 a 平均进行研究。如果凝结潜热释放是十分重要的, 则可以推测, 在 NCH 试验中 PNA 地区的副高系统将不出现, 或至少大为削弱。但结果并非如此。在

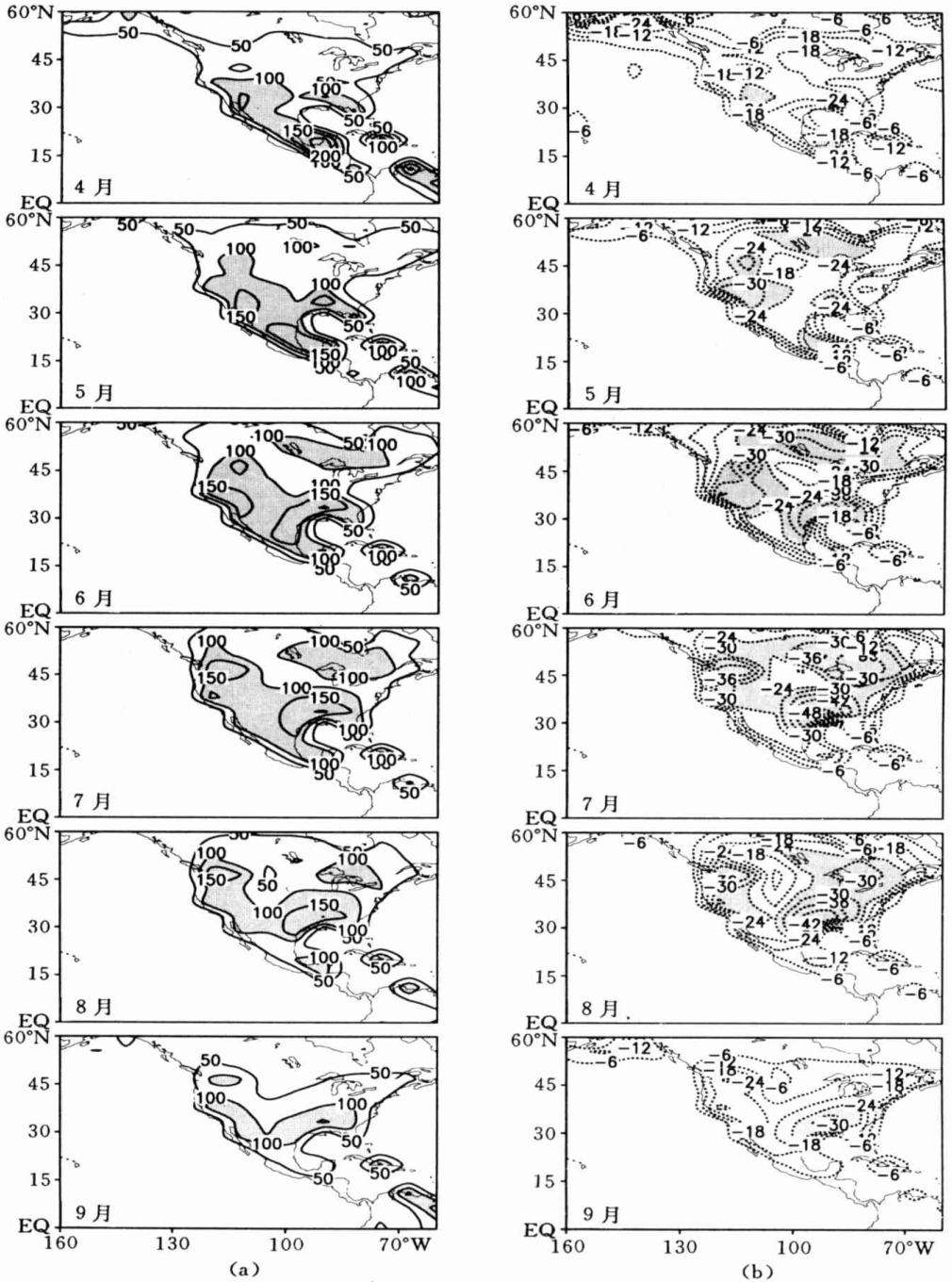

图 3　同图 1, 但为从 IAP/LASG GOALS 气候模式多年积分计算得到的 16a 平均结果

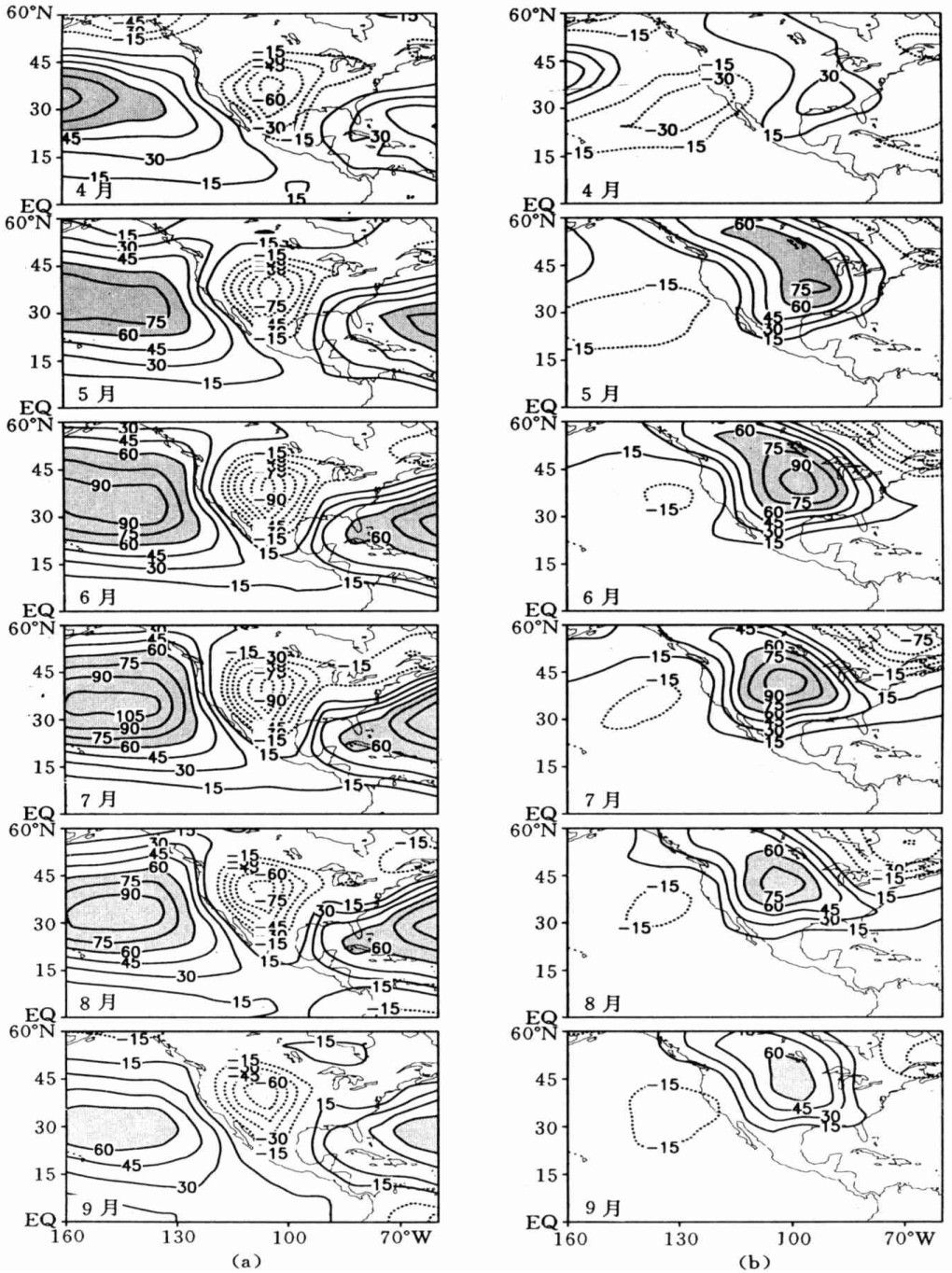

图 4 同图 2, 但为从 IAP/ LASG GOALS 气候模式多年积分计算得到的 16a 平均结果

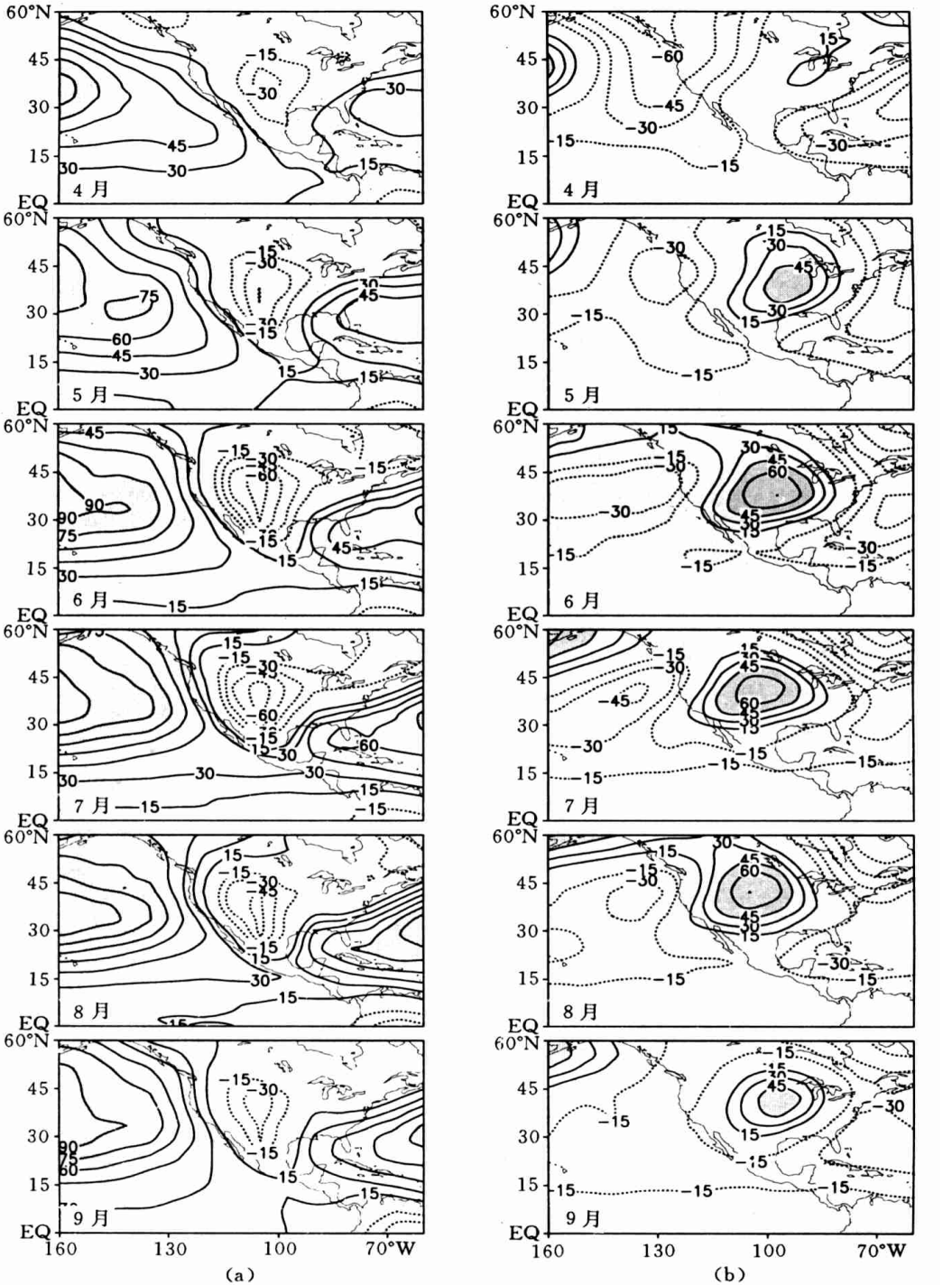

图 5　用背景试验(CON)10 a 平均月均结果减去没有陆面加热的敏感试验(NSH)10 a 平均月均结果所得到差异场的纬向偏差分布的季节演变

(a. 1000 hPa, b. 500 hPa; 等值线间隔为 15 gpm)

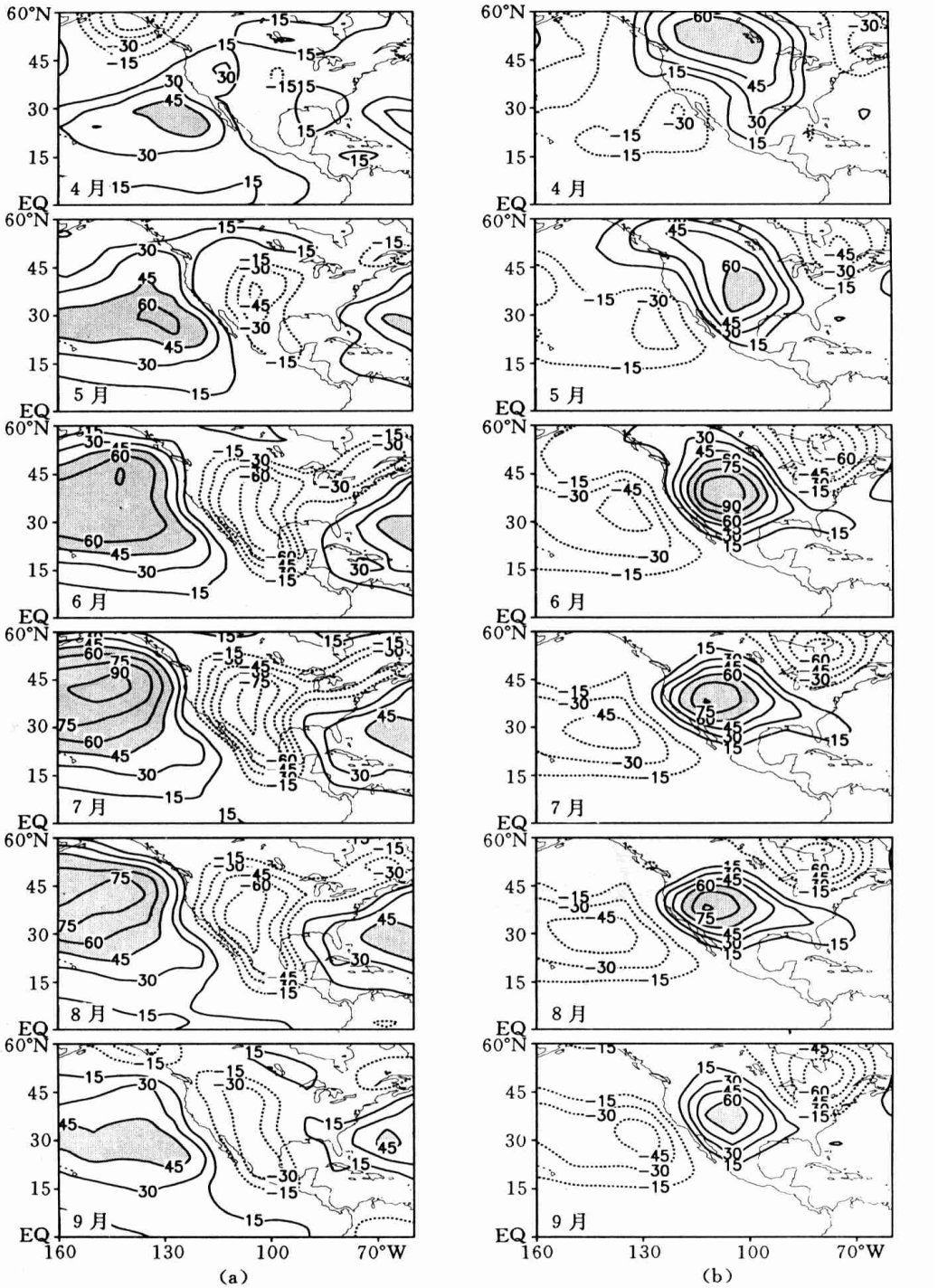

图 6 同图 4, 但为积分 10 a 的没有凝结潜热加热的数值试验(NCH)的结果

图 6 所示的从 NCH 试验中所得到的 1000 hPa 和 500 hPa 的偏差场中, PNA 地区的副热带高压基本上保持了与图 4 和图 5 相似的时空变化特征。而且与图 4 相比, 高低空副高的强度受凝结潜热的影响并不显著。以 7 月为例, 1000 hPa 副高强度只削弱了 20% 左右, 500 hPa 的副高强度则几乎不变。仔细比较图 4b 和图 6b 发现, 图 6b 中海面系统的中心东移, 而陆面系统的中心则西移。于是在北美西岸高度梯度显著增大。这是因为高层的凝结加热和地面的感热加热对涡度变化的贡献是反号的(见文献[4])。在 NCH 试验中, 感热加热是导致副高形成的唯一重要因子, 因此其"气旋-反气旋对"的分布形态更接近于文献[4]所给出的理论分布。

5　结论和讨论

从资料分析, 数值模拟以及试验结果, 验证了文献[4]的结论, 证明夏半年陆面感热加热能形成 1000hPa 太平洋副高及 500hPa 北美副高。

文中各图上, 1000hPa 陆面上的低压中心并不是位于强加热中心的东面, 而是位于其西部。这是因为副热带近地层 Burger 数($= N^2H^2/f^2L^2$) 较大, 非绝热加热主要由上升绝热冷却所平衡。据 Hoskins 和 Karoly(1981) [11] 的分析, 近地层加热中心所产生的涡度制造$f\frac{\partial w}{\partial z} > 0$, 必须有向北气流以保持涡度平衡。其实在热力上, 夏季陆面的加热使其上气柱升温, 陆面上形成暖性低压。低压中心西侧的偏北气流有气旋涡度制造。这种热力作用与上述涡度强迫一起, 使得陆面上各气旋中心偏向大陆西部, 使沿岸地区北风比东岸的南风显著增大。因此, 副热带高压带的断裂不仅受动力强迫的影响, 也受热力强迫的影响。此外, 盛夏季节由于降水所致的凝结潜热释放也对副高的形态产生一定影响, 对此我们将另文予以讨论。

致谢: 孙燕斌女士为本文打印初稿, 作者在此表示感谢。

参考文献

1　董步文, 丑纪范. 西太平洋副热带高压脊线位置季节变化的实况分析和理论模拟. 气象学报, 1988, 46(3): 361～363

2　Rodwell M R, Hoskins B J. Monsoons and the dynamics of deserts. Quart J Roy Meteor Soc, 1996, 122: 1385- 1404

3　Hoskins B J. On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones. Bull Ame Meteor Soc, 1996, 77(6): 1287- 1292

4　吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析. 气象学报, 1999, 57(3): 257～263

5　吴国雄, 张学洪, 刘辉等. LASG 全球海洋-大气-陆面系统模式(GOALS/LASG) 及其模拟研究. 应用气象学报, 1997, 8(增刊): 15～28

6　Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance. Adv in Atmos Sci, 1996, 13: 1- 18

7　Xue Y K, Sellers P J, Kinter J L, et al. A simplified biosphere model for global climate studies. J Climate, 1991, 4: 345 - 364

8　Liu H, Wu G X. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSiB. Adv in Atmos Sci, 1997, 14(3): 289- 308

9　Zhang X H, K M Chen, X Z Jin, et al. Simulation of thermohaline circulation with a twenty layer oceanic general circu-

lation model. Theo App Cli, 1996, 55(1- 4): 65- 88

10 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

11 Hoskins B J, Karoly D. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. J Atmos Sci, 1981, 38: 1179- 1196

THE EFFECT OF SPATIALLY NONUNIFORM HEATING ON THE FORMATION AND VARIATION OF SUBTROPICAL HIGH PART II: LAND SURFACE SENSIBLE HEATING AND EAST PACIFIC SUBTROPICAL HIGH

Liu Yimin Liu Hui Liu Ping Wu Guoxiong

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing*, 100029)

Abstract

Based on the scale analysis, the formation and seasonal variation of the East Pacific-North America (PNA) subtropical high are investigated by using NCEP/NCAR monthly mean data and the Global Ocean-Atmosphere-Land System model of IAP/LASG (IAP/LASG GOALS). The data analysis based on the complete form of vertical vorticity equation shows that the land surface sensible heating over North America is very important for the formation and seasonal variation of the PNA subtropical high. This conclusion is further supported by numerical simulation and sensitive experiments of the IAP/LASG GOALS.

Key words: Spatially nonuniform heating, Land surface sensible heating, East Pacific-North America subtropical high.