张亚妮，刘屹岷，吴国雄. 2009. 线性准地转模型中副热带环流对潜热加热的定常响应 I. 基本性质及特征分析 [J]. 大气科学，33 (4)：868－878. Zhang Yani，Liu Yimin，Wu Guoxiong. 2009. Stationary response of the subtropical circulation to latent heating in a linear quasigeostrophic model. I：Basic quality and characteristic analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)，33 (4)：868－878.

线性准地转模型中副热带环流对潜热加热的定常响应 I. 基本性质及特征分析

张亚妮[1,2] 刘屹岷[1*] 吴国雄[1]

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学国家重点实验室，北京 100029
2 中国科学院研究生院，北京 100049

摘 要 利用线性理论模型进行解析和模拟是大气科学的重要基础研究方法之一，其简单明了，解释了如 Rossby 波形成等重要的环流现象。近年，有研究（Chen et al.，2001）运用定常线性准地转模型研究副热带高压的形成，在相似加热强迫下，其结果与理论研究和 GCM 的研究不同。本文运用该模型系统研究了由季风降水产生的潜热加热所激发的副热带定常波的结构特征，以理解其结果与 GCM 不一致的原因。研究表明基本流对热强迫的定常波的结构有重要的影响：(1) 当基本流为东风或为零时，定常波在垂直方向上表现为第一斜压结构，波动振幅随东风的增大而减小；(2) 当基本流为西风时，呈现向上的传播特征，振幅随高度的升高而增大。而且存在一个临界风速 U_c(约 3 m/s)，此时，波动振幅最强；基本流的平流作用具有非对称性，西风时平流作用远远强于东风。由此揭示了该线性模型解的本质：加热在热源区所激发的经向地转涡度输送必须能够平衡加热的位涡制造和纬向位涡平流；基本流的经向和垂直方向的变化使得气旋和反气旋中心偏向热源中心北侧，并进一步发现当基本流为夏季亚洲季风区纬向平均的纬向风场时，线性模型的解中位于中低层的反气旋中心显著抬升，而不出现在地面上，与完整的大气环流模式的结果接近。说明即使在线性模式中，洋面副高的形成也不能完全用季风潜热加热来解释；另外，静力稳定度对热强迫的副热带环流的影响也很重要，使热源的强迫作用放大。

关键词 线性准地转模型 潜热加热 副热带环流 纬向平流的非对称性 静力稳定度
文章编号 1006－9895 (2009) 04－0868－11 **中图分类号** P434 **文献标识码** A

Stationary Response of the Subtropical Circulation to Latent Heating in a Linear Quasigeostrophic Model. I：Basic Quality and Characteristic Analysis

ZHANG Yani[1,2], LIU Yimin[1*], and WU Guoxiong[1]

1 *State Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029
2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049

Abstract Simulation and analysis by using linear quasigeostrophic models is one of the important basic methods in the atmospheric field. It is simple and easy to understand and explains some vital phenomena of circulation, such as the formation of Rossby waves. In recent years, the formation of subtropical anticyclones was studied based on the

收稿日期 2008－03－03，2008－05－05 收修定稿
资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403607，国家自然科学基金资助项目 40575028、40221503、40523001
作者简介 张亚妮，女，1976 年出生，博士研究生，主要从事副热带高压形成和变异的研究。E-mail：zhangyn@cma.gov.cn
* 通讯作者 E-mail：lym@lasg.iap.ac.cn

linear stationary quasigeostrophic model (Chen et al., 2001). The results are different from those from the general circulation model and theoretical studies responding to the similar heating. In this paper, the characteristics of subtropical stationary waves forced by the latent heating released from Asia summer monsoon precipitation are studied using a linear quasigeostrophic model in order to understand the reason of the difference. Results show that basic flow is very important to the thermally forced stationary waves. (1) When zonal flow is easterly or at rest, the stationary waves are trapped in the vertical and exhibit a baroclinic structure. The amplitude becomes smaller with the increasing of easterly wind. (2) When zonal flow is westerly, the waves are propagating upward and the amplitude increases with height. There is a critical westerly basic flow U_c (about 3 m/s). For $U=U_c$, the amplitude is the strongest. It is also shown that advection is much stronger with westerly basic states than with easterly basic states and shows asymmetry. As a result, the essence of solutions in this linear model is revealed: the meridional geostrophic vorticity transportation forced in the heating field must be balanced by thermally created potential vorticity and by zonal potential vorticity advection. In addition, it is found that the center of the subtropical circulation will be located on the north of heating area when there is the meridional and vertical shear of the basic flow. It is also found that when the basic zonal flow is the zonal-mean wind of the Asia monsoon area in summer, the center of anticyclone in the lower troposphere lifts significantly instead of appearing at the surface, which is similar to the result of GCM. Therefore, the formation of surface anticyclone cannot be explained by latent heating totally even if a linear model is used. Moreover static stability is also important to the thermally forced subtropical circulation by intensifying the external thermal forcing.

Key words linear quasigeostrophic model, latent heating, subtropical circulation, asymmetry of zonal advection, static stability

1 引言

副热带是连接热带东风环流和中高纬西风环流的过渡地区。副热带高压则是位于副热带地区的暖性高压系统，冬季是以带状高压的形式存在，夏季则断裂为若干个区域高压中心。经典理论认为副热带高压是由 Hadley 环流的下沉运动引起的，但是观测资料的分析发现，Hadley 环流冬季强于夏季，而冬季副热带高压的强度却远远弱于夏季（Hoskins，1996；刘屹岷等，2000）。Lindzen et al.（1988）运用偏离赤道的纬向平均加热模拟 Hadley 环流的季节变化，发现在夏半球 Hadley 环流很弱，其下沉支甚至消失。这些都与经典理论相矛盾。因此，夏季洋面上副热带高压的形成不能简单地用 Hadley 环流的下沉运动来解释。

季风潜热加热作为大气运动的重要强迫源，对整个大气环流有不可忽视的作用和影响，并以 Kelvin 波和 Rossby 波的形式改变和控制着洋面上的环流系统（Mastuno，1966；Gill，1980；Heckley et al.，1984）。Webster（1972）利用一个两层线性原始方程模式讨论了局地副热带潜热加热对维持低纬度定常环流的影响，指出在热源区附近，反气旋（气旋）性环流位于对流层高（低）层。Egger（1978）把感热和潜热对维持夏季副热带环流的贡献分开，得到了类似的结果。Gill（1980）运用一个类似于东南亚季风潜热加热的局地副热带热源作为强迫，给出了简单的解析解，且与观测的 7 月对流层低层环流相吻合。Lin（1983）在一个较为复杂的模式中证实了潜热加热对维持夏季副热带环流的重要性。

为了进一步研究季风潜热与夏季副热带环流之间的关系，Hoskins（1996）和 Rodwell et al.（1996）利用计算出来的夏季平均热源作为强迫，能够模拟出许多夏季环流特征，指出大洋东部的反气旋环流与其下游相邻的季风降水直接相关，强调北非的干旱是由亚洲季风区的潜热释放造成的。与 Hoskins（1996）和 Rodwell et al.（1996）的结果不同，Chen et al.（2001）利用线性准地转位涡模式的研究表明，夏季副热带洋面上的高压是大气对其上游季风深对流潜热加热的遥响应，将夏季洋面上副高的形成主要归因于季风潜热加热。刘屹岷等（1999）和 Liu et al.（2001，2004a，2004b）根据理论和 GCM 的结果，指出夏季近地层洋面上的副热带高压主要是纬向海陆分布引起的陆面感热加热的结果，而亚洲季风深对流潜热加热能够激发出对流层中低层的西北太平洋副高和高层的南亚高压，但对近地层副

高的贡献较小。Miyasaka et al.（2005）的工作证实了低层热力对比对洋面副高形成的重要性。吴国雄等（2008）的研究指出“四叶型”加热对副热带高压形成和变异有重要联系。

近代动力气象的每一重要进展几乎都是从线性理论开始突破，如 Rossby 波的形成，大气斜压不稳定性判据及锋面气旋的发展，Hadley 环流、Walker 环流的性质和理论等等，无一不是通过线性理论而取得重大突破的。因此，线性理论成为大气科学发展的重要基础研究方法之一。但是，在研究加热强迫的副热带高压的形成方面，为什么线性模式结果与 GCM 的结果差别这么大？是什么原因引起的？线性模式是否存在重要的缺陷？为了回答这些问题，本文基于线性模式进行系统研究。第 2 节介绍了所用的资料和模式，第 3 节给出静止大气中大气对潜热加热的响应结果，第 4 和第 5 节分别讨论了东风和西风基本流对副热带环流强度及结构的影响，第 6 节分析了东、西风基本流平流效应的非对称性，第 7 节讨论了基本流和静力稳定度对副热带环流中心位置的影响，若干结论及进一步需要解决的问题在第 8 节给出。

2 资料与模式

2.1 资料

为了便于与 GCM 结果进行比较，这里热源采用了刘屹岷等（1999）参照 1980～1995 年 7 月份 NCEP/NCAR 资料的分析给出的理想热源，其中心位于（20°N，90°E），中心强度为 8 ℃/d，在水平方向上呈椭圆形，且以二维余弦函数形式向外递减，热源范围为（8.3°N～33.3°N，70°E～110°E）。加热的最大层位于 336 hPa，大约在 8 km 左右。此外，纬向平均的基本流取 NCEP/NCAR 再分析资料中 1968～1996 年 7 月平均的气候态。

2.2 模式

本文所建立的模式是准地转系统中 β 平面近似的线性定常位涡模式（Chen et al.，2001），其控制方程（Holton，2004）如下：

$$\frac{\partial \psi'}{\partial x}\bar{q}_y+\bar{U}\frac{\partial q'}{\partial x}+\delta_1\nabla^2\psi'+\delta_2\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon\rho_s\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right)=\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}(\varepsilon\rho_s Q'), \tag{1a}$$

边界条件取为

$$\left(\bar{U}\frac{\partial}{\partial x}+\delta_2\right)\frac{\partial \psi'}{\partial z}-\frac{\partial \bar{U}}{\partial z}\frac{\partial \psi'}{\partial x}=Q', \quad z=0, \tag{1b}$$

$$\frac{\partial \psi'}{\partial z}=0, \quad z=\infty, \tag{1c}$$

$$\frac{\partial \psi'}{\partial x}=0, \quad y=\pm(W/2), \tag{1d}$$

其中，q' 和 ψ' 分别是准地转位涡和准地转流函数的纬向扰动量，且有

$$q'=\nabla^2\psi'+\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon\rho_s\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right), \tag{2}$$

$$\bar{q}_y=\beta-\frac{\partial^2\bar{U}}{\partial y^2}-\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon\rho_s\frac{\partial \bar{U}}{\partial z}\right), \tag{3}$$

$\bar{U}$ 为基本流，δ_1 和 δ_2 分别是 Rayleigh 摩擦系数和牛顿冷却系数，其时间尺度取为 5 天和 15 天。N_s^2 是参考态的静力稳度，$\varepsilon=f_0^2/N_s^2$，$Q'=JR/(c_pHf_0)$，J 为加热率（单位：$\mathrm{J\cdot kg^{-1}\cdot s^{-1}}$），$H$ 表示标高，取为 8000 m。R 为气体常数，c_p 表示定压比热。W 是 β 平面的宽度（0°～70°N），中心位于 35°N。

该模式无需时间积分便可直接数值求解（Chen et al.，2001），纬向上采用谐波分解，取 70 波截断。垂直分辨率为 1 km，分 37 层，上边界位于 36 km，经向分辨率为 1 个经距。模式的边界条件为：下边界满足垂直速度为零[（1b）式]，在上边界令温度扰动为零[（1c）式]，在经向侧边界令经向扰动速度为零[（1d）式]，纬向上则取为周期边界。这里用的上边界条件与 Chen et al.（2001）所用的辐射条件不同，但其对解的影响很小，只在上边界附近稍有差异（图略）。

Chen et al.（2001）利用线性定常模式的研究指出，北半球夏季洋面副热带反气旋是由季风潜热加热引起的，并讨论了基本流对定常波的影响。本文运用同一模式，主要讨论潜热加热激发的副热带环流在线性准地转系统中的特征，进而研究其与 GCM 结果的区别。文中如果没有特别说明，静力稳定度均取为常数（$1.08\times10^{-4}\ \mathrm{s^{-2}}$）。

3 静止大气中的基本形态

在静止大气中，线性准地转位涡方程可以写为：

$$\beta v'+\delta_1\nabla^2\psi'+\delta_2\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon\rho_s\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right)=\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}(\varepsilon\rho_s Q'), \tag{4}$$

式中耗散项为小项，因此静止大气中主要是地转涡

度平流与潜热强迫相平衡。$\rho_s^{-1}\partial(\varepsilon\rho_s Q')/\partial z$ 为由加热造成的位涡强迫，在最大加热层以上（下）为负（正）。由位涡强迫的垂直分布（图略）可知，热源区对流层下层（上层）为正（负）强迫，则有负（正）的地转涡度平流来平衡，在低（高）空激发出南（北）风异常，即热源西侧为气旋（反气旋）式环流，东侧为反气旋（气旋）式环流。

图 1 给出了基本流为 0 m/s 时高、低层环流场的空间结构，与上述分析结果一致。除此之外，由水平分布可以看出，潜热强迫的环流中心位于热源中心所在的纬度。这里给出了沿环流中心的垂直剖面（图 1c），发现在垂直方向上定常波被截获，表现为上下反位相的第一斜压特征，而且向上伸展到热源区之外，这是因为考虑了耗散项的作用，不同于 Sverdrup 解（吴国雄等，1999；Liu et al.，2001）。这些特征与 Chen（2001）给出的解析解是一致的。在本文的后半部分及本研究的第 II 部分（张亚妮等，2009）中，由于环流中心的北移，给出的是加热中心北侧的垂直剖面。为了与前半部分及 GCM 的结果进行比较，同时也给出了其他纬度的剖面图。

图 1a、b 与 Gill（1980）的结果不同。Gill（1980）的工作是关于环流对赤道和近赤道地区加热的响应。当加热位于赤道并南北对称时，响应是对赤道对称的 Kelvin 波和 Rossby 波，随着与赤道的距离增加呈指数减小。其中 Rossby 波的响应为一气旋对，因而在北（南）半球气旋位于加热区的西北（西南）侧；当加热中心向北偏移但仍位于热带地区时，上述响应在南半球迅速衰减，在北半球维持，因而气旋仍位于加热区的西北侧。

4　东风基本流对副热带环流强度的影响

考虑背景风场的影响时，位涡平流不为零，这时地转涡度平流主要是对潜热外强迫和位涡平流内强迫的响应，可以简单写为如下关系式：

$$\beta v' \propto \rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}(\varepsilon\rho_s Q') + \left(-\overline{U}\frac{\partial q'}{\partial x}\right). \qquad (5)$$

在热源区对流层中下层（上层），因为位涡强迫为正（负），且东风时位涡平流为负（正）（图略），可部分抵消外强迫的作用，所以与之相平衡的负（正）地转涡度平流减小，在低（高）空激发出弱的

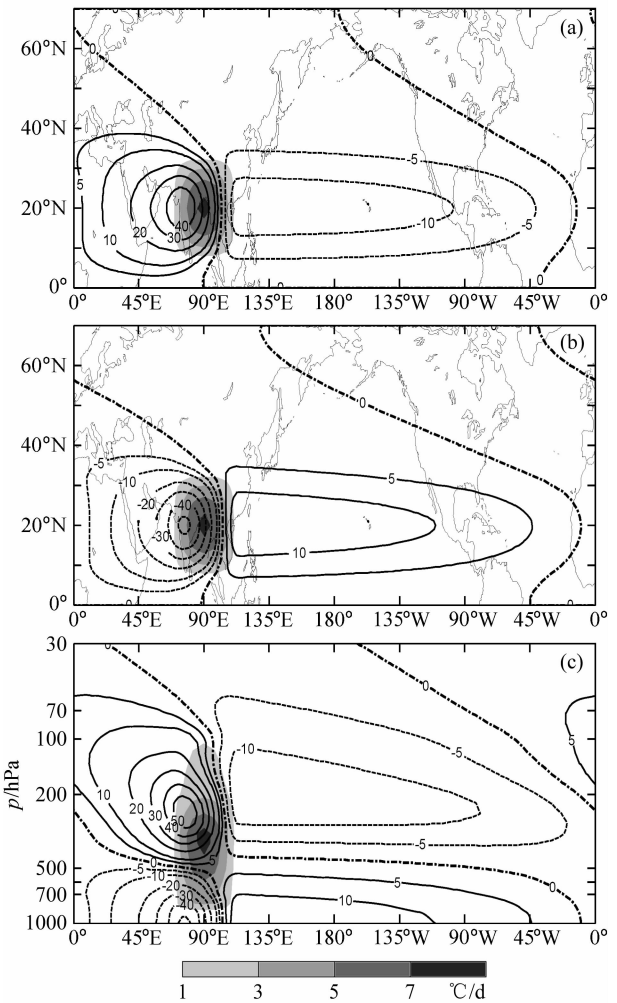

图 1　基本流为 0 m/s、静力稳定度为 1.08×10^{-4} s^{-2}时准地转流函数的空间分布（单位：10^6 m^2/s）：(a) 13 km；(b) 地面；(c) 20°N。阴影为加热率大于 1℃/d 的热源区

Fig. 1　Spatial distributions of quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2/s) with resting basic state and static stability of 1.08×10^{-4} s^{-2} at (a) 13-km height, (b) the surface, and (c) 20°N. The region with heating rate more than 1℃/d is shaded

南（北）风异常，即热源西侧为弱的气旋（反气旋）式环流，东侧为弱的反气旋（气旋）式环流。图 2a 给出的是基本流为－5 m/s 时准地转流函数沿20°N 的垂直剖面，与静止大气中的环流场相比（图 1c），发现气旋和反气旋式环流均显著减弱。当东风继续增大时，位涡平流内强迫作用增强，由于它与潜热外强迫反号，从而激发的南、北风减小，响应的环流场减弱，图 3 中的实线表示低层气旋中心强度随基本流的变化情况，可以看出，在东风时，随着风速的增大，气旋不断减弱，减弱幅度逐渐变小。

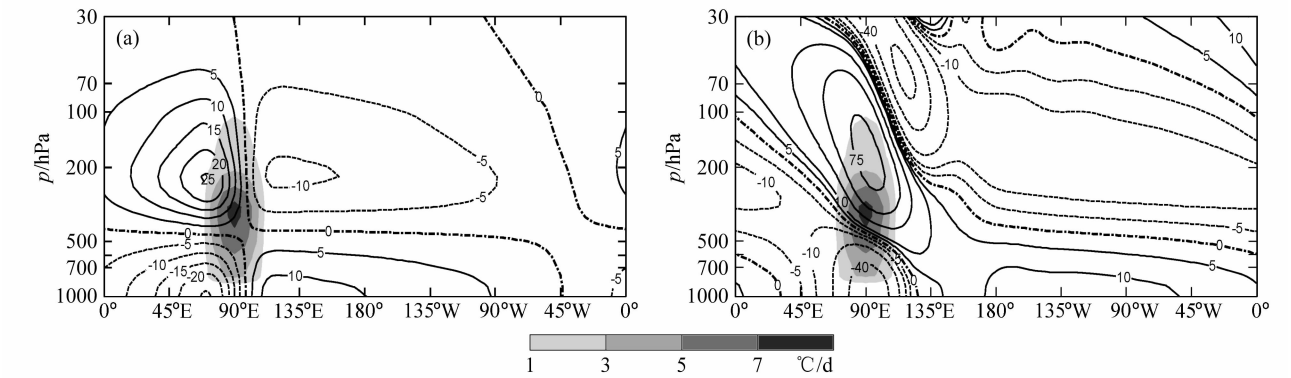

图 2 静力稳定度为 $1.08\times10^{-4}\ s^{-2}$ 时准地转流函数沿 20°N 的垂直分布（单位：$10^6 m^2/s$）：(a) 基本流为 −5 m/s；(b) 基本流为 5 m/s。阴影同图 1；等值线为非等距间隔

Fig. 2 Vertical cross sections of quasigeostrophic streamfunction ($10^6\ m^2/s$) with static stability of $1.08\times10^{-4}\ s^{-2}$ and basic flow of (a) −5 m/s and (b) 5 m/s at 20°N. The shaded region is the same as Fig. 1; contour interval is nonuniform

另外，在垂直方向上，表现为上下反位相的第一斜压结构，与静止大气中的特征相似。

5 西风基本流对副热带环流结构的影响

图 2b 是基本流为 5 m/s 时准地转流函数沿 20°N 的垂直剖面，发现在基本流取西风的情况下，定常波的垂直结构与东风和静止基本流时有较大差别。在热源区仍为斜压结构，同时流函数的量值显著增大，振幅随高度的升高而增强。在垂直方向上表现出向上的传播特征，而且能够影响到平流层。可见，东风条件下定常波被截获在对流层内，西风时则向平流层传播，这与 Lin et al.（1983）、Chen（2001）和 Chen et al.（2001）的结果是一致的。早期的观测研究已经发现，冬季上平流层定常扰动非常显著，而夏季基本上为平直气流，没有扰动。Charney et al.（1961）认为这种差异是冬、夏季不同的背景风场结构造成的。在冬季，基本流为西风，有利于对流层定常扰动上传至平流层；夏季风场结构发生了变化，在对流层上层及平流层下层为东风区，阻止了对流层扰动向上传播。

当基本流为西风时，平流项的强迫作用与东风情况也不相同。在西风较小时（如 1 m/s），平流项很小，环流结构与静止大气非常相似（图略），但振幅却显著增大。这是因为热源区对流层中下层（上层）位涡平流为正（负），与潜热外强迫同号，加强了强迫项的作用，大气响应的结果使负（正）地转涡度平流增强，从而低（高）层南（北）风增大，气旋（反气旋）增强。当西风继续增大时，平流作用逐渐增强，使低（高）层气旋（反气旋）向下游平移，当其中心移到热源中心 90°E 以东之后，热源中心区对流层中下层（上层）位涡平流开始变为负（正）值，抵消了一部分外强迫的作用，激发的气旋（反气旋）减弱。在西风非常强、当位涡平流强于潜热强迫项时，热源区对流层中下层（上层）强迫变为负（正）值，激发出低（高）层北（南）风，这时，低（高）层气旋（反气旋）基本上位于热源以东（图 4）。在西风基本流的变化过程中存在一个临界风速，使产生的下层气旋和上层反气旋达到最强。由图 3 中的实线可以看出，临界风速大约为 3 m/s。

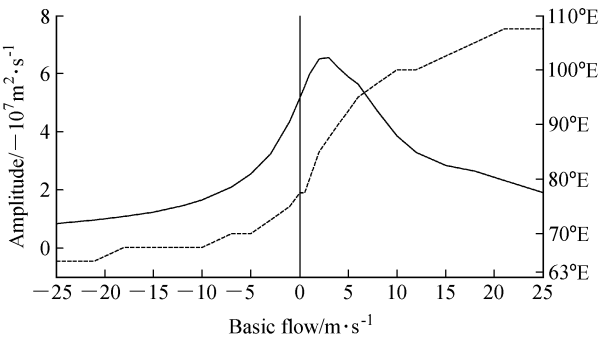

图 3 低层气旋中心强度（流函数的最小值，实线）及其经向位置（虚线）随基本流的变化情况

Fig. 3 Variations of the intensity of lower cyclone (minimum of streamfunction, solid line) and its location in longitude (dashed line)

基本流在零和临界风速之间变化时，环流场的垂直结构迅速由东风型向西风型转化。当西风取 1 m/s 时基本为东风结构，而取 2 m/s 时已经完全转

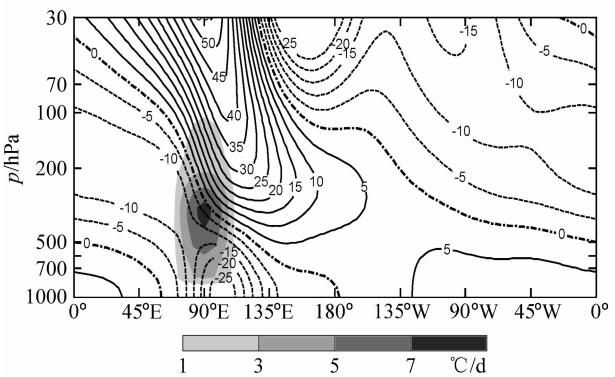

图 4　基本流为 15 m/s 时准地转流函数沿 20°N 的垂直分布（单位：$10^6 m^2/s$）。阴影同图 1

Fig. 4　Vertical cross section of quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2/s) with basic flow of 15 m/s at 20°N. The shaded region is the same as Fig. 1

化为西风结构（图略）。另外，通过对解析解的分析发现，当不考虑摩擦和热耗散作用时，不存在临界风速，也不存在垂直结构的转化，西风越小，振幅越大，西风特征越显著，且垂直方向的波长越小，与考虑耗散作用后的差别越大。可见，在基本流很小时，耗散项的作用最明显。

6　东、西风基本流平流作用的非对称性

仔细对比图 2a 与图 1c 以及图 2b 与图 1c 后发现，在东风时，对流层高（低）层反气旋（气旋）中心略有西移，移动幅度较小；而在西风时，高（低）层反气旋（气旋）中心明显东移，由零基本流时热源的西侧向下风方向移动至 90°E 以东，低层气旋中心大约东移了 15 个经距。图 3 中的虚线给出了不同基本流时低层气旋中心位置所在的经度，可以看出，低层气旋中心由零风速时的中心位置向西移动的幅度远小于向东的移动幅度，如基本流为 −15 m/s 和 15 m/s 时，分别西移和东移了大约 10 个经距和 25 个经距。显然，在大小相等的东、西风风速条件下，高（低）层反气旋（气旋）向下游移动的幅度具有非对称性，东风基本流时，移动幅度比较小，西风时显著增大。

如果东、西风基本流的大小相等，则气旋（反气旋）越强，位涡水平梯度越大，平流项的作用越强，使定常波向下游移动的幅度越大。上面对（5）式的分析表明，东风基本流时强迫的气旋强度弱，因此其移动的水平距离小。与此相反，在风速较小的西风基本流时气旋强度很强（图 3 实线），向下游平移的幅度也大（虚线）。因而，东、西风基本流时平流作用的非对称性与气旋和反气旋的强度紧密相关。

7　大气风场和静力稳定度对副热带环流中心位置的影响

7.1　基本流对高、低压中心经向位置的影响

在基本流为常数的情况下，我们通过分析发现，不管是在对流层的高层还是中低层，潜热强迫的气旋和反气旋的大值区位于热源中心所在的纬度（20°N）。图 1a、b 清楚地显示出静止大气中气旋和反气旋中心位于 20°N。当基本流为东风或者为西风时，情况相同（图略）。这与 GCM 的结果不同（刘屹岷等，1999；Liu et al., 2001），也与 Wang et al.（1996）运用 β 平面上 Boussinesq 近似的连续层结大气模式得到的结果不同。他们发现潜热加热激发的气旋和反气旋中心位于热源偏北一侧。

进一步研究具有切变的基本流的影响发现，基本流的经向变化可以使得气旋和反气旋中心北移。图 5a 是由 NCEP/NCAR 再分析资料给出的 7 月气候态（1968～1996 年）的纬向平均纬向风的垂直结构。如果只考虑基本流经向切变的影响，取 13 km 处纬向风为背景风场时，潜热驱动的定常波的水平分布如图 6 所示。由图 6 可以看出，热源西侧的气旋、反气旋中心明显北移，位于热源中心偏北方向。事实上，定常线性模型的本质是热源强迫的位涡制造和基本流引起的纬向位涡平流与经向地转涡度输送相平衡[见（5）式]。在热源中心以北的中纬度西风地区，低（高）空热源区有正（负）的位涡制造和正（负）的纬向位涡平流，需要很强的向北（南）的行星涡度平流补充以达到位涡平衡，因此，强的气旋（反气旋）中心位于加热中心北部。在热源中心以南的低纬东风带中，热源区的纬向位涡平流在低空为负，在高空为正，它们部分抵消了加热造成的位涡制造。在这种场合，只需要较弱的经向行星涡度平流即可实现位涡平衡。因此在图 6 的热源区内，北部的经向风速都显著地大于南部，使高、低压中心向高纬移动。由此可见，上述“东西风基本流作用的非对称性”对图 6 的结果有一定的影响。可是与 GCM 的结果（位于热源的北边界

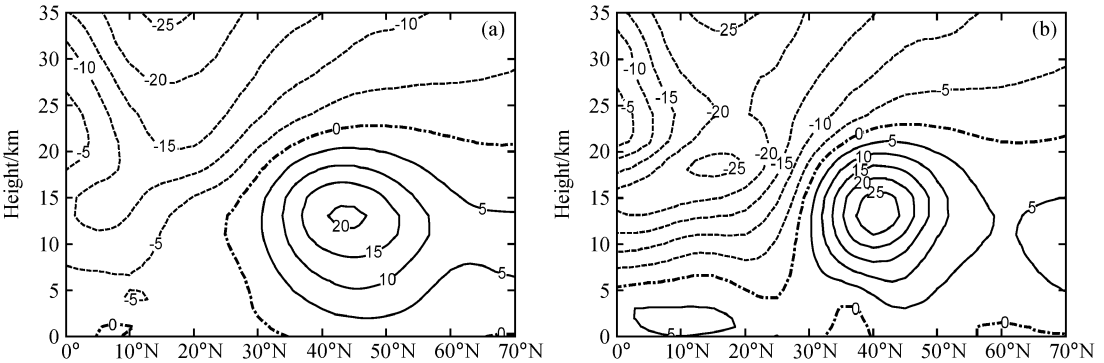

图 5 7 月气候态的纬向风场（单位：m/s）：(a) 纬圈平均；(b) 亚洲季风区（80°E～120°E）纬向平均

Fig. 5 Climatological zonal wind (m/s) for Jul averaged over (a) latitude circles and (b) Asia monsoon area (80°E－120°E)

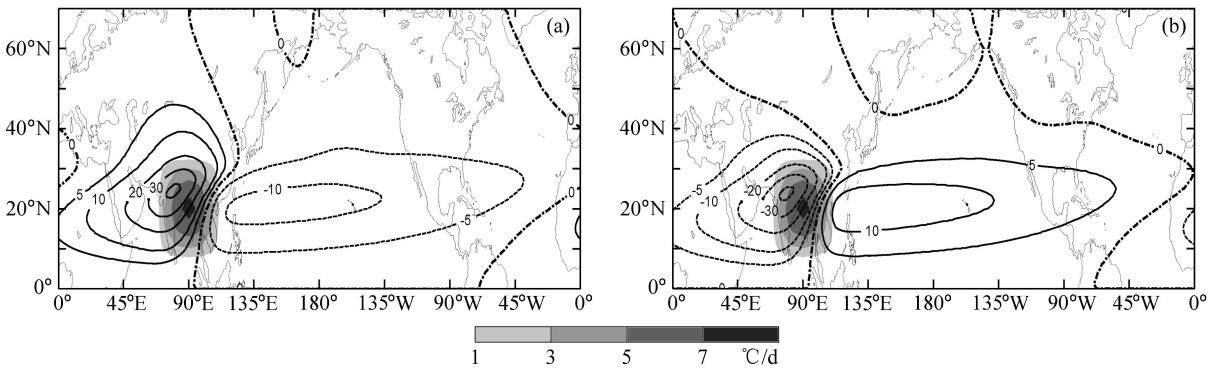

图 6 具有经向切变基本流时准地转流函数的水平分布（单位：$10^6 m^2/s$）：(a) 13 km；(b) 地面。阴影同图 1

Fig. 6 Horizontal distributions of quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2/s) with meridional shear basic flow at (a) 13-km height and (b) the surface. The shaded region is the same as Fig. 1

30°N 以北）（刘屹岷等，1999；Liu et al.，2001）相比较，发现北移的幅度并不大，这可能与“临界风速（3 m/s）”在本试验中位于较低纬度（图 5a）有关，也可能还有其他因素的作用，需要进一步的研究。另外，热源东侧的气旋和反气旋中心位置变化不大，但也不同于常数基本流时的情况。

当同时考虑基本流的垂向和经向切变，并给定如图 5a 所示的背景流时，发现不仅热源西侧的气旋、反气旋中心偏向热源中心北侧，而且热源东侧的高、低压中心也稍有北移（图略）。

上述分析表明，基本流的经向切变对定常波大值中心的经向位置有重要的影响，可以使其偏向热源中心北侧，但与 GCM 的结果仍有差别。在线性准地转系统中，基本流影响气旋和反气旋大值中心经向位置的内在因素是什么？与大气环流模式存在差异的根本原因是什么？本研究的第 II 部分将对此进行进一步的分析和探讨。

7.2 基本流对高、低压中心垂向位置的影响

由前面的分析发现，基本流为常数时，对流层低层的反气旋和气旋中心位于地面上（图 1c、图 2）；在只考虑基本流的经向切变时，低层反气旋和气旋中心也是位于地面（图略）；当基本流取 7 月气候态纬向平均的纬向风场时（图 5a），低层高、低压系统中心仍然位于地面（图 7）。尽管这里所用的热源不同于 Chen et al.（2001）所用的在垂直方向上按正弦函数分布的热源，但是在线性准地转系统中，该热源强迫的低层环流中心也位于地面。因而不难理解 Chen et al.（2001）得出的如下结论：洋面副高的形成是季风潜热加热强迫的结果。

但是仔细分析发现，当取纬圈平均的风场作为基本流时，恰好掩盖了季风区风场的特殊性。图 5b 是 7 月气候态的亚洲季风区内（80°E～120°E）纬向平均的纬向风的垂直分布，从对流层顶至平流层是东风区，对流层中高层的零风速线位于 30°N

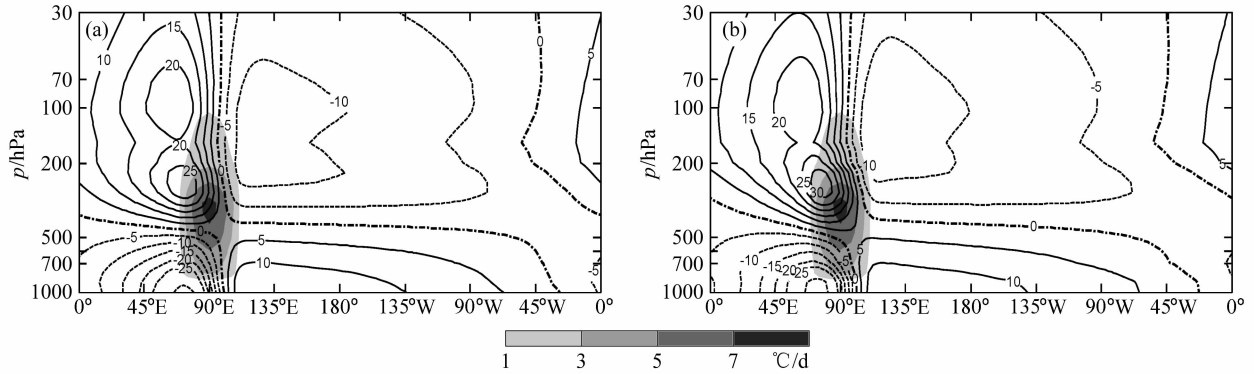

图 7　基本流为 7 月气候态的纬向平均风场时准地转流函数的垂直剖面（单位：10^6 m^2/s）：(a) 20°N；(b) 25°N。阴影同图 1

Fig. 7　Vertical cross sections of quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2/s) with basic flow being climatological zonal-mean zonal wind for Jul at (a) 20°N and (b) 25°N. The shaded region is the same as Fig. 1

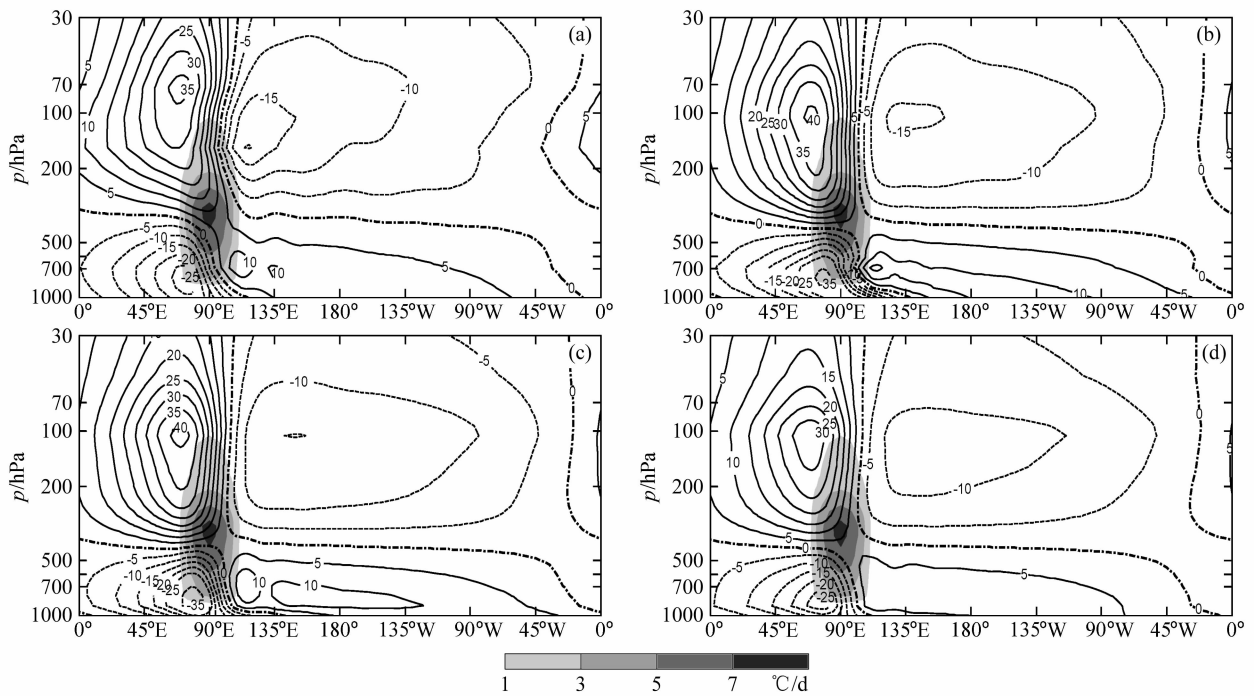

图 8　基本流为 7 月气候态的亚洲季风区（80°E～120°E）内纬向平均风场时准地转流函数的垂直剖面（单位：$10^6 m^2/s$）：(a) 30°N；(b) 25°N；(c) 20°N；(d) 15°N。阴影同图 1

Fig. 8　Vertical cross sections of quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2/s) with basic flow being climatological zonal wind averaged zonally over Asia monsoon area (80°E－120°E) for Jul at (a) 30°N, (b) 25°N, (c) 20°N and (d) 15°N. The shaded region is the same as Fig. 1

左右，对流层低层基本上全部被西风覆盖，而且在下边界，西风随高度增加。因此用季风区的背景流去研究深对流加热的环流效应将更为合理。这里我们采用图 5b 所示的季风区基本流以及与上述试验相同的加热分布去驱动模式（1）式，发现在该基本流的作用下，低层环流的垂直特征发生了显著变化（图 8）。在不同纬度的垂直剖面上，低层气旋和反气旋中心均抬升离开了地面，尤其是在定常波大值中心（水平分布图略）所在的纬度附近——热源中心以北（图 8a、b），低层反气旋的形状与 GCM 的结果很相似（刘屹岷等，1999；Liu et al.，2004b），只是中心位于约 700 hPa，而不是 500 hPa。另外，发现高层气旋和反气旋中心过于偏高，并不在 200 hPa 左右。

上述结果表明，既使在线性准地转系统中，当给定适当的基本流时，季风潜热强迫的低空高压系

统中心出现在约 700 hPa，而不是地面上，与 Chen et al.（2001）的结果显著不同。因此，用潜热加热解释洋面副高的形成至少不够全面。

为什么基本流的改变对低层环流的影响如此之大？其影响机制是什么？这需要更深入的研究，将在本研究的第 II 部分中详细讨论。

7.3 静力稳定度对高、低压中心垂向位置的影响

由（1a）式可知，静力稳定度出现在加热强迫项的分母上，当它的值减小时，位涡强迫增强，尤其是当层结接近中性，即静力稳定度接近零时，强迫项将显著增大。因此，静力稳定度对加热强迫的副热带环流的影响不可低估。然而在线性准地转系统中研究热驱动的定常波时，没有考虑静力稳定度的变化。这里仍运用定常的线性模式，讨论静力稳定度对副高结构的影响。

取 7 月北半球平均的气候态作为参考态，图 9 给出的是参考态静力稳定度的垂直廓线，可以看出，静力稳定度的最小值位于 8、9 km 左右，其他高度则比较大。在亚洲季风区基本流的作用下，考虑参考态静力稳定度的变化后，发现高层反气旋中心的位置明显降低，由 70 hPa 下降至 200 hPa 左右，但低层环流的变化不大（图 10）。

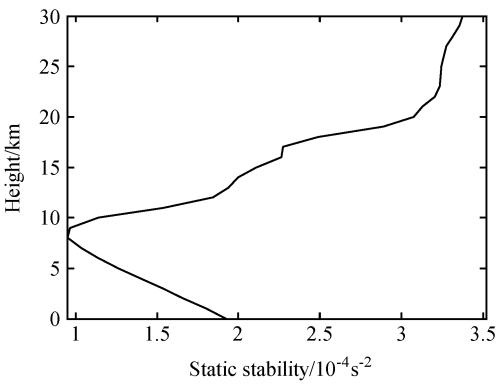

图 9 北半球平均的 7 月气候态的静力稳定度（参考态）的垂直廓线

Fig. 9 Variation of climatological static stability averaged over the Northern Hemisphere for Jul (reference state)

可见，静力稳定度对反气旋中心的垂向位置影响较大。在实际大气中，加热区层结的稳定程度大大降低，静力稳定度显著减小，而在非加热区，层结的变化不大。如果要考察层结的空间变化，运用定常的线性模式则无法实现，必须借助于非定常模式［将在第 II 部分（张亚妮等，2009）详细讨论］。

8 结论与讨论

本文运用线性定常模式讨论了副热带环流对季风潜热加热的定常响应，展示了线性准地转系统中潜热驱动的定常波的特征，并揭示了线性模式结果与大气环流模式结果（刘屹岷等，1999；Liu et al.，2001）之间显著差别的原因。

结果表明，基本流对热强迫的定常波的结构有重要影响，当基本流为零或为东风时，定常波在垂直方向上被截获，表现为上下反位相的第一斜压结构，波的振幅随着东风的增大而减小；当基本流为西风时，定常波在垂直方向上呈现出向上的传播特征，振幅随高度的升高而增大，而且强于东风时的振幅，这些结果都与经典的线性模型（Chen，2001；Chen et al.，2001）的结果一致。

本研究的重要进展是揭示了线性模型中大气对加热的响应具有非对称的特征。在东风背景场中，第一斜压模西移较少，低空气旋和高空反气旋的强度随东风的增加而减小，在西风背景场中，基本流场东移明显，随西风的增强而增大；低空气旋和高

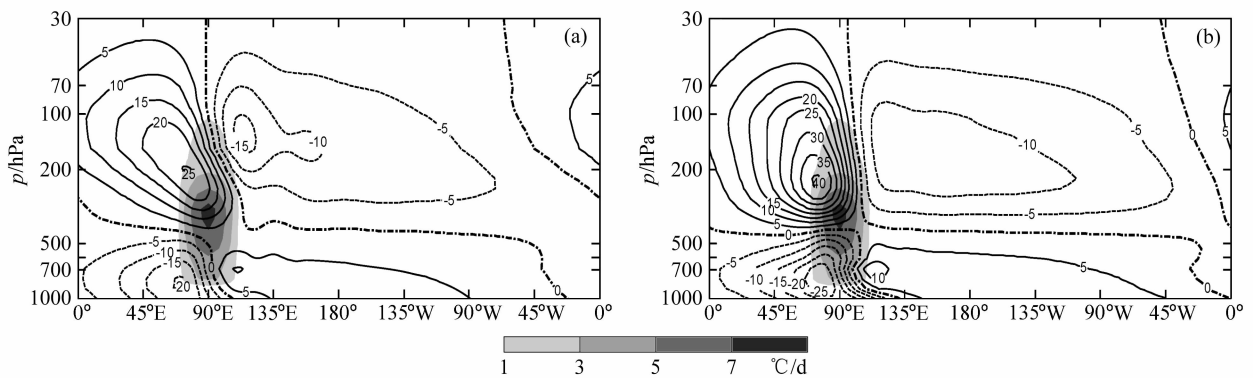

图 10 同图 8，但静力稳定度取图 9 所示参考态的值：(a) 30°N；(b) 25°N。阴影同图 1

Fig. 10 Same as Fig. 8, but with the static stability in Fig. 9: (a) 30°N; (b) 25°N. The shaded region is the same as Fig. 1

空反气旋的强度在弱西风中迅速增大，大约在 3 m/s 的基本流中达到最大，随后逐渐减小。本文的研究指出东、西风基本流平流作用的这种非对称特征是由线性模型的本质决定的。在这种模型中，加热区的位涡平衡发生显著的调整，加热和纬向位涡平流引起的位涡变化必须由经向地转涡度平流加以补偿。由于东风基本流的位涡平流部分抵消了加热的位涡制造，无须很强的经向地转涡度平流补充，因此加热激发的流场强度较弱。弱西风基本流（$\bar{U}<3$ m/s）下位涡平流强化了加热的位涡制造作用，需要很强的地转涡度输送加以平衡，因而加热激发的流场强度随西风的加大而加大，在 $\bar{U}=3$ m/s 附近达到最大。当西风基本流继续增大时，其位涡平流又部分抵消了加热的位涡制造，所需的经向地转涡度输送开始减小，使加热激发的流场强度随西风的增强逐渐减弱。

由于大气流场对热强迫的响应与基本流存在上述的非线性关系，因此，当基本流采用观测到的 13 km 处夏季纬向平均流时，强迫的流场在加热中心北部的西风气流中加强，而在其南部的东风气流中减弱，这是高、低压中心向高纬度移动的原因之一。

季风降水释放的对流加热会改变当地的背景流场和静力稳定度。当本文采用亚洲季风区纬向平均的具有水平和垂直变化的纬向风作为基本流，以及用参考态的静力稳定度去代替常数静力稳定度时，背景场会更接近实际，其模拟结果比较接近 GCM 的结果（刘屹岷等，1999；Liu et al., 2001）。这时强迫的低空高、低压中心都不在地面上，而在 700～850 hPa 的高度上。这一结果表明，在同一个线性模型中给定同样的潜热加热垂直分布，其解与给定的纬向风场和静力稳定度密切相关。在以往的线性模型中，深对流加热之所以能强迫出地面副高中心，一方面是因为静力稳定度取常数，另一方面是因为简单地把基本流处理为纬向平均风场，忽略了季风区背景场的特征。

线性模型中基本流为定常，它不随强大的热源而改变，而在大气环流模式中，背景场不仅具有夏季季风区风场的特征，而且随着加热的持续会不断变化。本文的研究表明，如果线性模式中的基本流能够真实地反映出 GCM 中的背景场，用线性模式实现 GCM 的结果不是没有可能。可是，为什么改变基本流后会出现与 GCM 相似的一些结果，其内在机制是什么？另外，如果在线性模式中加入基本流和静力稳定度的自调整过程后，能否出现与 GCM 更接近的结果（比如，低层反气旋中心继续抬升至对流层中层，气旋、反气旋中心所在的纬度更加偏北）？这些都是需要继续深入研究和探讨的问题，对此，我们将在第 II 部分（张亚妮等，2009）予以讨论。

参考文献（References）

Charney J G, Drazin P G. 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere [J]. J. Geophys. Res., 66: 83－110.

Chen P. 2001. Thermally forced stationary waves in a quasigeostrophic system [J]. J. Atmos. Sci., 58 (12): 1585－1594.

Chen P, Hoerling M P, Dole R M. 2001. The origin of the subtropical anticyclones [J]. J. Atmos. Sci., 58 (13): 1827－1835.

Egger J. 1978. On the theory of planetary standing waves: July [J]. Beitr. Phys. Atmos., 51: 1－14.

Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106: 447－462.

Heckley W A, Gill A E. 1984. Some simple analytical solutions to the problem of forced equatorial long waves [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 110: 203－217.

Holton J R. 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology [M]. Academic Press, 251－254.

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

Lin B D. 1983. The behavior of stationary waves and the summer monsoon [J]. J. Atmos. Sci., 40: 1163－1177.

Lindzen R S, Hou A Y. 1988. Hadley circulations for zonally averaged heating centered off the equator [J]. J. Atmos. Sci., 45 (17): 2416－2427.

刘屹岷，吴国雄，刘辉，等. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 III：凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高 [J]. 气象学报，57 (5): 525－538. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high, Part III: Condensation heating and South Asia high and western Pacific subtropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (5): 525－538.

刘屹岷，吴国雄. 2000. 副热带高压研究回顾及对几个基本问题的再认识 [J]. 气象学报，58 (4): 500－512. Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2000. Reviews on the study of the subtropical anticyclone and new insights on some fundamental problems [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (4): 500－512.

Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 2001. Condensation heating of the

Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere [J]. Climate Dyn., 17 (4): 327 - 338.

Liu Y M, Wu G X. 2004a. Progress in the study on the formation of the summertime subtropical anticyclone [J]. Adv. Atmos. Sci., 21 (3): 322 - 342.

Liu Y M, Wu G X, Ren R C. 2004b. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating [J]. J. Climate, 17 (4): 682 - 698.

Mastuno T. 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 44: 25 - 43.

Miyasaka T, Nakamura H. 2005. Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs [J]. J. Climate, 18 (23): 5046 - 5065.

Rodwell M J, Hoskins B J. 1996. Monsoons and the dynamics of deserts [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122 (534): 1385 - 1404.

Wang T A, Lin Y L, Semazzi H F M, et al. 1996. Response of a stably stratified atmosphere to large-scale diabatic forcing with applications to wind patters in Brazil and the Sahel [J]. J. Geophys. Res., 101 (D3): 7049 - 7073.

Webster P J. 1972. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing [J]. Mon. Wea. Rev., 100 (7): 518 - 541.

吴国雄，刘屹岷，刘平. 1999. 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 [J]. 气象学报，57 (3)：257 - 263. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Ping. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. Part I: Scale analysis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (3): 257 - 263.

吴国雄，刘屹岷，宇婧婧，等. 2008. 海陆分布对海气相互作用的调控和副热带高压的形成 [J]. 大气科学，32 (4)：720 - 740. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Yu Jingjing, et al. 2008. Modulation of land - sea distribution on air - sea interaction and formation of subtropical anticyclones [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 720 - 740.

张亚妮，刘屹岷，吴国雄. 2009. 线性准地转模型中副热带环流对潜热加热的定常响应 II. 边界约束及风场与层结稳定度的自适应 [J]. 大气科学，33 (5)，待刊. Zhang Yani, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2009. Stationary response of the subtropical circulation to latent heating in a linear quasigeostrophic model. Part II: Boundary restriction and self-adaptation of stratified stability [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5), in press.