

吴国雄, 何编, 刘屹岷, 等. 2016. 青藏高原和亚洲夏季风动力学研究的新进展 [J]. 大气科学, 40 (1): 22–32. Wu Guoxiong, He Bian, Liu Yimin, et al. 2016. Recent progresses on dynamics of the Tibetan Plateau and Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (1): 22–32, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1504.15129.

## 青藏高原和亚洲夏季风动力学研究的新进展

吴国雄 何编 刘屹岷 包庆 任荣彩 刘伯奇

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

**摘 要** 亚洲夏季风环流受海陆和伊朗高原—青藏高原大地形的热力作用调控。亚洲季风所释放的巨大潜热又对大气环流形成反馈。这种相互反馈过程十分复杂, 揭示其物理过程对理解气候变化格局的形成和变化以及提高天气预报及气候预测的准确率十分重要。夏季北半球副热带对流层上层环流的主要特征是存在庞大的南亚高压 (SAH) 以及强大的对流层上层温度暖中心 (UTTM)。本文介绍了温度—加热垂直梯度 ( $T-Q_z$ ) 理论的发展, 并用以揭示 SAH 和 UTTM 的形成机制。指出沿副热带欧亚大陆东部的季风对流潜热加热及其中西部的表面感热加热和高层长波辐射冷却是导致 SAH 和 UTTM 在南亚上空发展的原因。文中还介绍了 Gill 模型用于上部对流层研究的局限性及解决的办法。

**关键词** 青藏高原 亚洲夏季风 南亚高压 对流层上层温度暖中心

**文章编号** 1006-9895(2016)01-0022-11

**中图分类号** P434

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1504.15129

## Recent Progresses on Dynamics of the Tibetan Plateau and Asian Summer Monsoon

WU Guoxiong, HE Bian, LIU Yimin, BAO Qing, REN Rongcai, and LIU Boqi

*State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

**Abstract** The activities of the Asian summer monsoon are modulated by large-scale land–sea thermal contrast and the thermal forcing of the Iranian Plateau–Tibetan Plateau. The vast quantity of latent heat released by Asian monsoon precipitation forms a kind of feedback to the atmospheric circulation. This feedback is so complicated that it is very important to reveal the physical processes involved. Doing so will help us to understand the formation and variation of the climate pattern, as well as improve the accuracy of weather predictions and climate forecasts. The main subtropical climate system existing in the upper troposphere in boreal summer is characterized by the huge South Asia High (SAH) and the Upper-Tropospheric Temperature Maximum (UTTM). This paper introduces the development of the theory of the temperature–vertical heating gradient ( $T-Q_z$ ), and uses it to explain the formation mechanism of the SAH and UTTM. It is proven that the latent heating over the subtropical eastern Eurasian continent, the sensible heating over the central

**收稿日期** 2015-02-11; **网络预出版日期** 2015-04-03

**作者简介** 吴国雄, 男, 1943 年出生, 研究员, 研究方向为天气、气候动力学。E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

**通讯作者** 何编, E-mail: heb@lasg.iap.ac.cn

**资助项目** 国家自然科学基金项目 91437219、41275088、41405091、91437105、91337110, 中国科学院海洋专项 XDA11010402, 中国气象局行业专项 GYHY201406001

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grants 91437219, 41275088, 41405091, 91437105, and 91337110), the Strategic Leading Science Projects of the Chinese Academy of Sciences (Grant XDA11010402), and the Special Industry Projects of China Meteorological Administration (Grant GYHY201406001)

continent, and the longwave cooling in the upper troposphere are the causes of the development of the SAH and UTTM in the upper troposphere in South Asia. This paper also documents the limitation of the Gill model in studying upper-troposphere dynamics and provides a relevant solution.

**Keywords** Tibetan Plateau, Asian summer monsoon, South Asia high, Upper tropospheric temperature maximum

## 1 引言

五十七年前，叶笃正等（1957）在国际上首先证明了夏季青藏高原是大气运动的热源，开辟了青藏高原气象学的新领域。国内外学者在该领域不断探索取得了丰富成果。本文作者不久前应邀为《National Science Review》撰稿，介绍了青藏高原动力气象学研究的进展（Wu et al., 2014）。在《大气科学》出版专辑纪念叶先生诞辰一百周年之际，恰逢我们有关亚洲夏季对流层高层强大暖中心形成机制的研究成果即将在《Climate Dynamics》发表，在此特围绕这一核心问题，介绍青藏高原和亚洲夏季风动力研究的最新进展。本文着重介绍对流层上层温度暖中心（UTTM）和南亚高压（SAH）形成的温度—加热垂直梯度（ $T-Q_z$ ）机制，及其与青藏高原热力强迫的联系。文中还阐述应用 Gill 模型在研究热带对流层上层动力学的局限性并提出克服的途径，以此来纪念和缅怀叶笃正先生。

## 2 地形作用研究的历史进程回眸

二十世纪中叶以前，人们对地形影响的认识主要是其机械作用。Queney（1948）引入三个临界波数  $K_s = N/\bar{u}$ ， $K_f = f/\bar{u}$  和  $K_\beta = (\beta/\bar{u})^{1/2}$ ，其中  $N$  为 Brunt-Vasala 频率， $\bar{u}$  为基流纬向风速， $f$  为地转参数， $\beta = df/dy$ 。他根据地形的半径尺度  $a$  对一维地形波进行分类：

$2\pi K_s^{-1} \leq a \leq 2\pi K_f^{-1}$ ：重力波或者重力惯性波；

$a > 2\pi K_\beta^{-1}$ ：Rossby 波；

其他尺度：垂直减幅波。

他指出地形激发的波动高压总是出现在迎风坡。Charney and Eliassen（1949）则指出，由于定常 Rossby 波的波长（ $L_\beta = 2\pi K_\beta^{-1}$ ）约为  $10^6$  m，而大气中的行星波尺度为  $10^7$  m，因此用 Queney（1948）相当正压模型所计算的行星波西行速度太快。他们在一个 33 个纬距的半波宽  $\beta$  平面中应用 Haurwitz 方程，逼真地模拟了  $40^\circ\text{N}$  附近大地形机械强迫所产生的行星波。

在二维平面空间上，Bolin（1950）和 Yeh（1950）

研究了地形的作用，证明大气波动对地形水平尺度非常敏感：地形尺度减半则波动减幅超过 90%；而且大地形对背景西风有显著的分流作用，分流在下游汇合，这对青藏高原下游东亚急流的形成起重要作用。周晓平和顾震潮（1958）首先研究了地形坡度（ $\partial h/\partial y$ ）效应对 Rossby 波波速  $C$  的影响，得到：

$$C = \bar{u} - (k^2 + l^2)^{-1} \left( \beta + \frac{fA^*g}{RT_\eta} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right), \quad (1)$$

式中， $A^*$  是一个常数， $k$  和  $l$  分别为  $x$  和  $y$  方向上的波数， $T_\eta$  为地形温度， $R$  为干空气比气体常数， $g$  为重力加速度。当地形高度  $\eta = 0$ ，上式与 Haurwitz（1941）给出的波速相同；再令  $l = 0$  则为 Rossby 波速。因此当波动沿西风带东传遇到大地形时，其沿北侧的传播明显地快于南侧，导致南北向槽脊在地形西部断裂，在过地形时出现东北—西南倾斜。这很好地解释了大型天气系统过天山—帕米尔—青藏高原时常见的型态变异。关于青藏高原机械作用对大气环流影响的早期研究，叶笃正在《西藏高原气象学》（杨鉴初等，1960）的第三篇中有全面回顾。

地形对波动的垂直传播也有十分显著的影响。Eliassen and Palm（1961）把“辐射边条件”的概念引入该领域，证明大地形激发的行星波能够像重力波一样在垂直方向传播能量，这种垂直波动能通量的辐合量等价于基本流向波动的动能转化。因此地形波的能源应分为两部分：其第一能源是地形表面的激发；而其第二能源则是基流向波动的动能转化。他们还证明在西风带中，向极的热量输送伴随着波动能量的向上输送。因此，在数值模式中加强一个钢盖上边界将会严重地减少对流层中行星波向极的热量输送（Shutts, 1983）。Charney and Drazin（1961）、Smith（1979）和 Dickinson（1980）则研究了斜压大气中波的垂直传播问题。他们发现在东风基流中或者当西风太强时，向上传播的波动能量将被截陷，只有在比临界西风小的西风基流中，波动能量才能上传。据此，只有纬向波数 1 和 2 至多是 3 的行星波才能从对流层上传至平流层中。

近 60 年前, 叶笃正先生和他的团队利用稀少的测站资料, 计算了大气热量平衡方程中的各项, 评估了它们在冬夏季节对大气热收支的贡献。他们指出青藏高原在夏季是大气的热源, 冬季除东南部外是冷源 (叶笃正等, 1957)。几乎与此同时德国学者 Flohn (1957) 从探空资料发现夏季高原上空存在暖中心, 由此推测青藏高原在夏季应为大气热源 (该暖中心形成的真正原因见下面分析)。从此人们认识到地形不仅通过机械作用影响大气运动, 还通过其加热作用影响大气环流。由此青藏高原气象学发展为一门新学科, 青藏高原热源对大气环流和天气气候的影响从此成为气象界研究的热门课题。其早期的研究成果已在《青藏高原气象学》(叶笃正和高由禧, 1979) 书中全面概述。

1980 年代以来, 随着观测资料、再分析资料、数值模拟以及动力理论的深入发展, 关于青藏高原影响的研究逐渐进入回答“为什么”的动力学研究阶段。人们逐渐发现, 尽管地形和海陆分布数千年来没有显著变化, 但是作用于地形的大气环流时刻在变化。因此大气受地形的反作用也时刻在变化。理论研究 (Held, 1983) 指出, 在基流很强时地形的机械作用比热力作用重要, 在基流很弱时则地形的热力作用更为重要。诊断分析支持这一理论: 冬季青藏高原的机械作用激发出庞大的非对称偶极型环流, 导致亚洲中纬地带内陆气温比沿海暖, 形成印度干旱和中南半岛湿润气候以及华南持续春雨 (Wu et al., 2007)。夏季青藏高原的热力抽吸犹如巨大的气泵 (SHAP), 与海陆热力差异一起控制着亚洲夏季风 (Wu et al., 2012a), 影响着我国不同时间尺度的气候变异, 与中国东部 1980 和 1990 年代持续“南涝北旱” (Liu et al., 2012; Wu et al., 2012b) 密切相关。关于青藏高原动力气象研究的近期进展可以参见 Wu et al. (2014)。

### 3 青藏高原在高低对流层环流耦合中的作用及温度—加热垂直梯度 ( $T-Q_z$ ) 的关系

图 1 显示夏季青藏高原和伊朗高原的热力调控对南亚季风北支和东亚季风有决定性作用 (Wu et al., 2012a), 源于南半球的水汽输送带在热带受海陆分布作用抬升, 形成南亚季风的南支; 在其东行过程中受伊朗高原和青藏高原的热力抽吸作用抬升, 形成南亚季风的北支; 在地形和海陆分布共同作用

下最终向东亚输送水汽形成东亚季风。青藏高原夏季表面感热加热 (SH) 平均只有约  $30 \text{ W m}^{-2}$ , 从 1980 年代到 20 世纪末减少量也只有约  $6 \text{ W m}^{-2}$ 。但是与其相联系的华南夏季降水同期增加了约  $1.5 \text{ mm d}^{-1}$ , 相当于约  $44 \text{ W m}^{-2}$  的加热率。如果把高原感热加热看作为第一级的初步加热, 那么其所激发的第二级潜热加热释放的能量更大。更为重要的是, 表面感热加热只发生在近地层 2 公里左右, 而季风对流加热发生在整个对流层, 从而影响着整个对流层的环流变化。Wu et al. (2015) 的研究表明, 高原东南侧和我国华南夏季的降水及其异常与 SAH 和上对 UTTM 的形成和变异密切相关。他们从下面的热成风平衡和 Sverdrup 位涡平衡出发:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln p} = -RT, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right), \quad (3)$$

$$\beta v \approx (f + \zeta) \theta_z^{-1} \left( \frac{\partial Q}{\partial z} \right), \quad \theta_z \neq 0 \quad \text{并且} \quad \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta \rightarrow 0, \quad (4)$$

导出副热带地区加热垂直梯度 ( $Q_z$ ) 和温度  $T$  分布之间 ( $T-Q_z$ ) 的因果关系, 进一步解出了副高脊线附近对流层中高层温度分布与加热场之间的位相关系 (推导详见 Wu et al., 2015):

$$\begin{cases} T(x) \approx \gamma L^2 H_Q^{-2} \frac{\partial Q(x)}{\partial x} = \lambda \frac{\partial Q(x)}{\partial x}, & \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta \rightarrow 0 \\ \lambda = \gamma L^2 H_Q^{-2}, \\ \gamma = \frac{f(f + \zeta)H}{R\beta\theta_z}, & \theta_z \neq 0 \end{cases} \quad (5)$$

其中,  $Q(x)$  和  $T(x)$  分别为  $Q$  和  $T$  的纬向分布,  $H_Q$  是非绝对加热的特征垂直尺度,  $H$  为大气的标高,  $\phi$  为重力位势,  $p$  为气压,  $v$  为经向风,  $\zeta$  为相对涡度,  $\theta_z$  为静力稳定度,  $\lambda$  和  $\gamma$  为加热项系数。加热率  $Q$  和温度  $T$  的正则模解已假设为

$$\begin{cases} Q = Q(x) \cos\left(\frac{\pi z}{H_Q}\right), \\ T = T(x) \cos\left(\frac{\pi z}{H_Q}\right), \\ T(x) = T_0 \cos\left(\frac{\pi x}{L}\right), \end{cases} \quad (6)$$

式中,  $L$  是温度距平中心的特征水平尺度,  $T_0$  为温度振幅。(5) 式表明, 沿着副热带, 温度分布超前

于加热分布 1/4 位相：暖（冷）温度中心的上游是冷源（热源），其下游是热源（冷源）。这个关系被定义为  $T-Q_z$  关系。图 2 给出了再分析资料 ERA-40 (Uppala et al., 2005) 中 1979~1998 年气候态 7 月副热带对流层上层的气温和加热分布，它和 (5) 式所表明的  $T-Q_z$  关系是一致的。其动力原因可由

图 3 说明：在对流层上层，主要的加热是深对流加热，那里有  $\partial Q / \partial z < 0$ ；主要的冷却为辐射冷却，那里有  $\partial Q / \partial z > 0$ 。由涡度平衡 (4) 式可见，加热区出现北风型垂直切变，冷却区出现南风型垂直切变。再由热成风平衡 (3) 式可见，暖（冷）中心必须位于加热区的西（东）侧和冷却区的东（西）

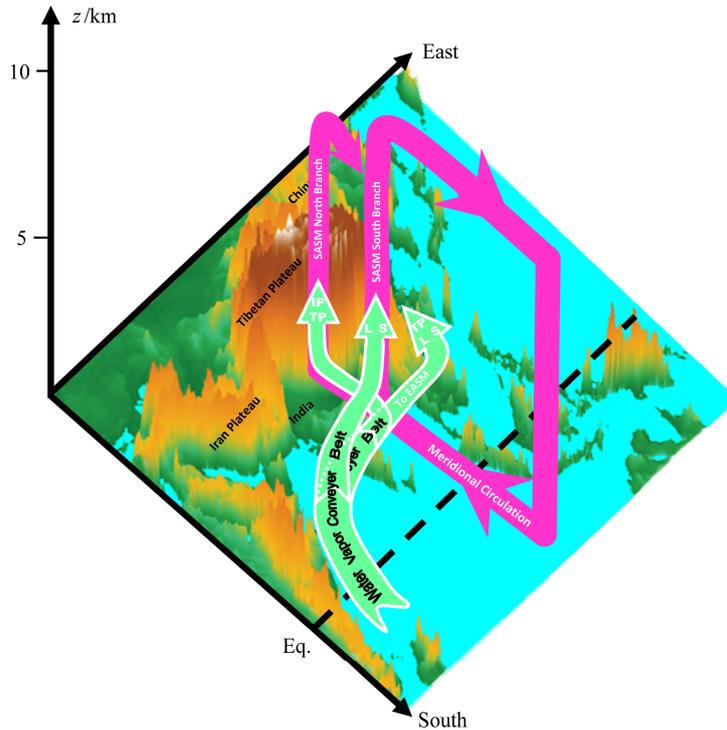


图 1 亚洲夏季风受大地形和海陆分布的热力控制示意图 (Wu et al., 2012a)

Fig. 1 Schematic diagram showing the dominant control of the large-scale topography and land-sea distribution on the Asian summer monsoon (Wu et al., 2012a)

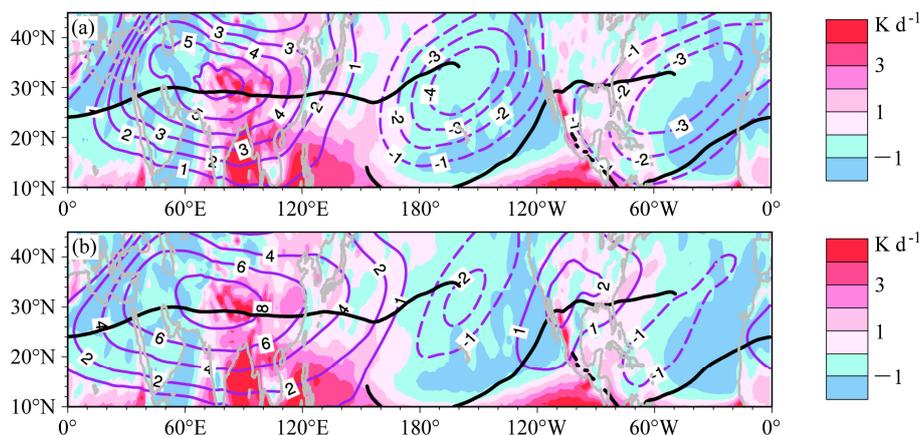


图 2 (a) 7 月 (1979~1998 年) 平均的 200~400 hPa 高度上平均的非绝热加热分布 (阴影; 单位:  $K d^{-1}$ ) 以及温度对全球纬向平均温度的偏差 (紫线; 单位:  $K$ ) (黑色粗实线为副高轴线); (b) 同 (a), 但等值线为温度对 ( $180^{\circ}W-0^{\circ}$ ) 纬向平均温度的偏差分布。[引自 Wu et al. (2015)]

Fig. 2 (a) July-mean (1979-1998) 200-400 hPa averaged diabatic heating (units:  $K d^{-1}$ ; shading), and air temperature deviation (units:  $K$ ; purple contours) from the zonal mean (the heavy black curve indicates the subtropical ridge line), (b) the same as (a), but the purple contours denote the air temperature deviation from  $180^{\circ}W-0^{\circ}$  mean values. [From Wu et al. (2015)]

侧。简而言之，亚洲季风区的深对流加热（蓝色上升箭头）形成垂直北风切变（黑箭头）；内陆地区强烈的表面感热和高层长波辐射冷却形成垂直南风切变（黑箭头）。根据热成风平衡约束，UTTM

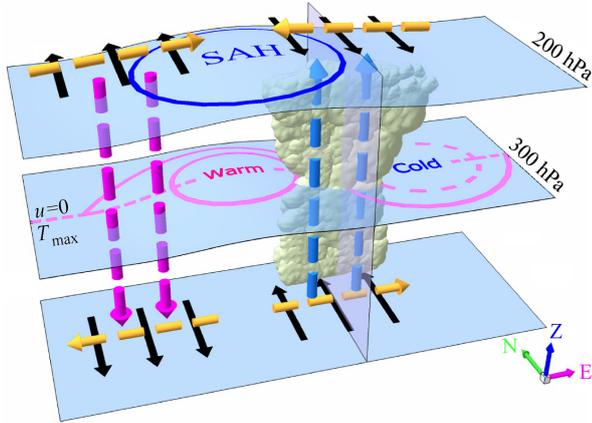


图 3 对流层上层温度暖中心 (UTTM) 形成的温度—加热垂直梯度 ( $T-Q_z$ ) 机制示意图 (Wu et al., 2015)  
Fig. 3 Schematic diagram of the  $T-Q_z$  mechanism contributing to the longitudinal location of the Upper-Tropospheric Temperature Maximum (UTTM) (Wu et al., 2015)

和其上的南亚高压形成于辐射冷却区的东端和对流加热区的西边。

### 4 SAH 和 UTTM 的形成

随着青藏高原动力学研究的不断开展，关于南亚上空对流层暖中心和南亚高压的形成的认识也逐渐深入。最初认为是高原直接加热或孟加拉湾北部的对流加热所致 (叶笃正和高由禧, 1979; Li and Yanai, 1996)。Wu et al. (2009) 利用更新的再分析资料从位涡理论出发，证明 SAH 的形成与夏季沿副热带的大陆尺度热力强迫、局地海陆风强迫和大地形的区域尺度强迫有关。Boos and Kuang (2010, 2013) 则认为印度大陆表面的高湿位能 (用  $\theta_{se}$  表示) 的热力强迫对 UTTM 的位置和强度的形成更为重要。为了探究原因，我们必须回答的问题是： $\theta_{se}$  和 UTTM 以及 SAH 的相对分布如何？为什么 UTTM 和 SAH 出现在季风区的副热带？

图 4a 和 4b 分别代表多年 (1979~1998) 平均的 1 月和 7 月的平均经圈环流、副高脊线随高度分布及绝对涡度的空间分布。1 月 (4 月、10 月与之

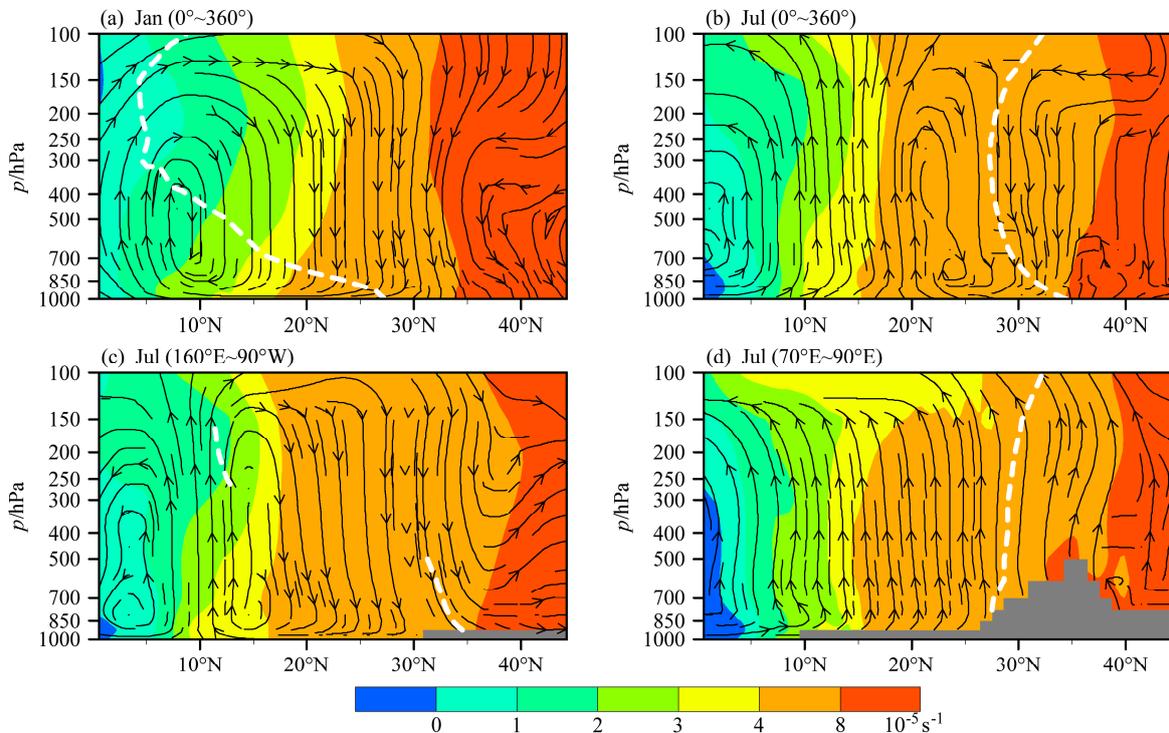


图 4 多年 (1979~1998 年) 平均的经圈环流 (带箭头的线)、绝对涡度 (彩色阴影; 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) 和纬向风零线 (白断线) 的气压—纬度分布 (灰色阴影为地形): (a) 1 月纬向平均; (b) 7 月纬向平均; (c) 7 月东太平洋 (160°E~90°W) 平均; (d) 7 月亚洲季风区 (70°~90°E) 平均, 灰色阴影为地形  
Fig. 4 Cross sections of climate mean (1979~1998) meridional circulation (lines with arrows), absolute vorticity (color shading; units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), and the zonal wind ( $u$ ) line where  $u = 0$  (white dashed line) for the (a) zonal mean in January, (b) zonal mean in July, (c) East Pacific (160°E~90°W) regional mean in July, and (d) Asian monsoon area (70°~90°E) regional mean in July, the gray shading denotes topography

类似) 两半球的副高脊线在地面位于副热带, 随高度向赤道倾斜。在热带  $0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$  区域, 与 Hadley 环流对应存在南风型垂直切变。7 月份 (图 4b), 北半球副高脊线位于  $30^{\circ}\text{N}$  附近, 随高度不再往赤道倾斜, 在 300 hPa 以上甚至向北倾斜, 对应着对流层中上部北暖南冷的气温分布。与此对应, 热带地区  $15^{\circ}\text{N}$  以南出现北风型垂直切变, 与冬季正好相反。这种特征主要与季风区对流加热有关。图 4c 和 4d 分别为沿  $160^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{W}$  和  $70^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$  的垂直分布。东太平洋地区 (图 4c) 局地 Hadley 型经圈环流位于  $10^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ , 在  $10^{\circ}\text{N}$  以南为北风型垂直切变, 以北为南风型垂直切变。这与该处赤道辐合带在夏季向北移动有关; 脊线出现高低层分离, 主要是东北太平洋上空夏季受大洋高空低槽控制所致。而在亚洲季风区 (图 4d), 脊线随高度向北倾; 在青藏高原以南为典型的季风经圈环流和一致的北风型垂直切变。值得注意的是, 在  $150\sim 100$  hPa 热带对流层高层, 绝对涡度出现均匀的小值区, 这里正是南亚高压所处的位置。那么为何 SAH 和 UTTM 发生在副热带呢?

已有的研究 (Schneider and Lindzen, 1977; Schneider, 1977, 1987; Held and Hou, 1980) 指出, 大气对于轴对称加热的响应存在角动量守恒 (angular momentum conservation, AMC) 和热力平衡 (thermal equilibrium, TE) 两种状态: 中高纬地区行星涡度大, Rossby 变形半径小, 盛行 TE 流型, 温度随纬度增加而减少; 另一方面热带行星涡度小, Rossby 变形半径大, 扰动容易发展并诱发经圈环流, 盛行 AMC 型。Plumb and Hou (1992) 指出, 在副热带的对流强迫形成的 AMC 型环流是一种热力强迫的热带季风环流。值得注意的是, 在这种季风经圈环流背景下, 热带的纬向气流在垂直方向出现东风型切变。高层的东风气流意味着温度应当随纬度增加。于是最高温度以及高度应当发生在 AMC 型和 TE 型交界的副热带地区。

图 5 给出表面湿位温  $\theta_{se}$ 、200~400 hPa 平均气温及 200 hPa 纬向风速在不同季节和不同区域的经向曲线。1 月 (图 5a) 全球平均的中高层暖中心和表面最高能量  $\theta_{se}$  均出现在赤道附近, 与高层高压脊线 (图 4a) 和赤道辐合带 (ITCZ, 图 2) 大致重合; 200 hPa 热带受西风控制, 西风最大值位于副热带。这是典型的 Hadley 流型 (Held and Hou, 1980), 对应着热带高层的南风垂直切变 (图 4a), 因此高层

暖中心出现在西风带的南缘近赤道处, 对应着近地层 ITCZ 处强大的湿位能和对流活动。这时最大的西风急流中心出现在 AMC 和 TE 转化的副热带地区, 因为那里的南北温度梯度 (红线) 最大。7 月份全球平均的  $\theta_{se}$  大值区出现在热带 (图 5b), 对应高空的东风垂直切变, 上层温度的南北梯度不显著。在东太平洋区域的剖面分布特征 (图 5c) 与 1 月的纬向平均略为相似, 但是整个分布向北移动超过  $10$  度, 因为在该经度范围内活跃的 ITCZ 带向北移, 局地 “Hadley” 型经圈环流显著发展 (图 4c)。图 5d 给出亚洲季风区域曲线的分布状况。与其他区域或其他季节显著不同的是: 上层暖中心位于副热带, 与 200 hPa 等压面上的高压脊线 ( $u=0$ ) 基本重叠; 表面最高能量  $\theta_{se}$  具有显著的峰值, 它位于热带的东风型垂直切变区, 在暖中心的南面靠近 UTTM 处, 这在动力上与图 4d 所示的在亚洲季风区存在独特的、与 Hadley 环流反向的季风环流是一致的。这是因为低空跨赤道向北及高空跨赤道向南的经向环流产生了东风垂直切变。根据热成风关系, 上对流层的暖中心应该在该东风切变北边的副热带。该季风经圈环流还在热带低纬度提供了绝对涡度平流随高度增加的环流, 因此对流运动易于发生 ( $w \propto \partial[-\mathbf{V} \cdot \nabla(f + \zeta)]/\partial z > 0$ , 其中  $w$  为垂直速度,  $\mathbf{V}$  为水平风矢量), 表面  $\theta_{se}$  也就出现在低纬度的东风垂直切变区。这就是说, 对流层上层暖中心 UTTM 出现在副热带是季风区的一个重要特征。上述分析和图 4 及图 5 的结果表明, 在 AMC 流型盛行的热带地区, 对流层上层最高温度的分布还取决于纬向风的垂直切变: 对应于局地 “Hadley 型” 经圈环流的西风垂直切变, 最高温度出现在近赤道; 对应于局地 “季风型” 经圈环流的东风垂直切变, 最高温度出现在副热带。

那么, 沿着副热带为什么该暖中心 UTTM 位于季风加热区的西部和大陆冷却区的东部呢? 也就是说, 上述的  $T-Q_z$  平衡的物理本质是什么? 根据夏季副热带四叶型加热理论 (Wu and Liu, 2003; Wu et al., 2009), 亚洲大陆的东部以潜热加热为主要特征, 在中高空大气穿越等熵面上升; 而西部以强烈的表面感热加热和自由大气的辐射冷却为主要特征, 在中高空大气穿越等熵面下沉 (图 6)。因此, 东部为北风型垂直切变而西部为南风型的垂直切变 [(4) 式]。正如图 3 所示, 在热成风平衡 (3) 式约束下 UTTM 出现在加热区的西部和冷却区的

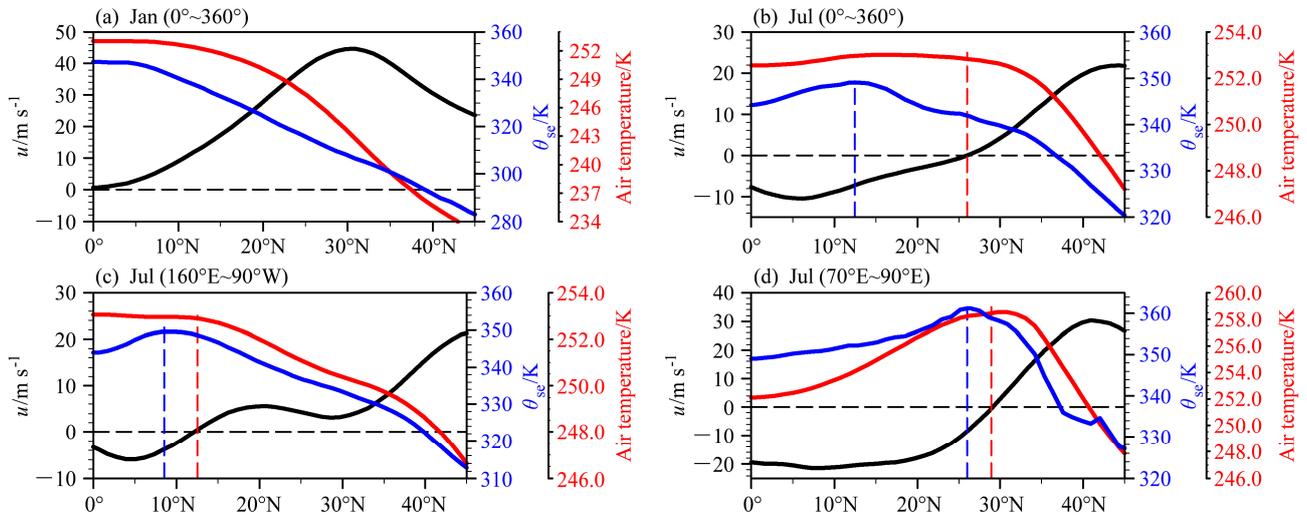


图5 表面湿位温  $\theta_{sc}$  (蓝线; 单位: K)、200~400 hPa 平均温度 (红线; 单位: K) 以及 200 hPa 纬向风 (黑线; 单位:  $m s^{-1}$ ) 的经向分布: (a) 1 月纬向平均; (b) 7 月纬向平均; (c) 7 月东太平洋 (160°E~90°W) 平均; (d) 7 月亚洲季风区 (70°~90°E) 平均

Fig. 5 Meridional distribution of surface moist potential temperature  $\theta_{sc}$  (units: K; blue line), 200–400 hPa mass-weighted mean air temperature (units: K; red line), and 200 hPa zonal velocity  $u$  ( $m s^{-1}$ ; black line) for the (a) zonal mean in January, (b) zonal mean in July, (c) East Pacific (160°E–90°W) regional mean in July, and (d) Asian monsoon area (70°–90°E) regional mean in July

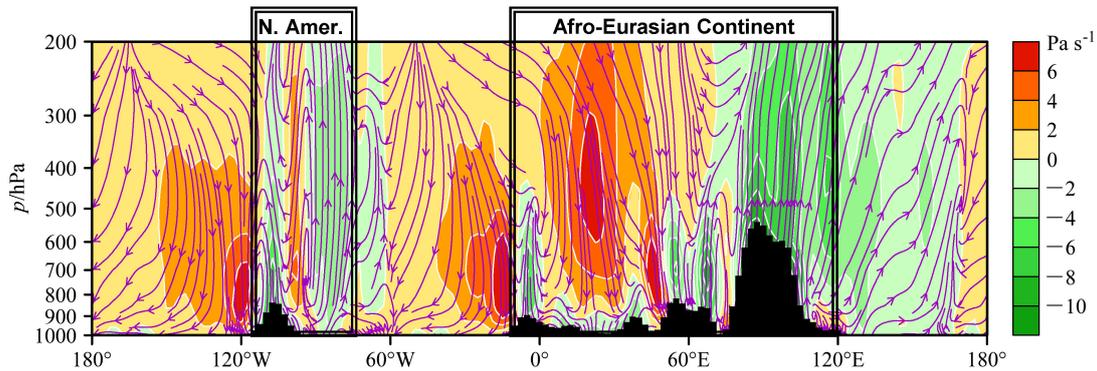


图6 气候态 7 月 (1980~1997 年) 平均的沿 30°N 的纬圈环流 (流线, 垂直速度已乘 100) 剖面分布图。黑框表示北美大陆和非洲—欧亚大陆的位置; 黑填色表示地形; 彩色填色为  $p$  坐标垂直速度 (间隔  $2 Pa s^{-1}$ )。[引自 Wu et al. (2009)]

Fig. 6 July mean (1980–1997) vertical cross section of subtropical zonal circulation (streamlines, vertical velocity has been amplified by a factor of 100) along 30°N, in which the black boxes indicate the locations of the North American and Afro–Eurasian continents, black shading indicates topography, and the color scale indicates the intensity of the  $p$  coordinate vertical velocity (interval:  $2 Pa s^{-1}$ ). [From Wu et al. (2009)]

东部, 伴有 SAH 在其上方发展。这就是说  $T-Q_z$  所表述的关于夏季副热带对流层上层暖中心形成的本质是在位涡平衡和热成风平衡约束下, 大气环流对大气加热垂直分布的响应。

### 5 Gill 模型在上部对流层的局限性及解决途径

那么,  $T-Q_z$  理论与 Gill 理论有什么区别呢? 根据 Gill (1980) 模型:

$$\varepsilon u - \frac{y}{2} v = -\frac{\partial p}{\partial x}, \tag{7.1}$$

$$\varepsilon v + \frac{y}{2} u = -\frac{\partial p}{\partial y}, \tag{7.2}$$

$$\varepsilon p + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -Q, \tag{7.3}$$

其中,  $\varepsilon$  为瑞利摩擦系数和牛顿冷却系数之和。Gill 模型已被广泛应用于热带动力研究, 成功解释了许多近地层的动力问题。为了把其推广到对流层上

层，不妨假定  $\varepsilon=0$ ，这时 (7) 式变为

$$\begin{cases} -\frac{y}{2}v = -\frac{\partial p}{\partial x}, \\ +\frac{y}{2}u = -\frac{\partial p}{\partial y}, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -Q. \end{cases} \quad (8)$$

由此可得涡度方程：

$$v = yQ. \quad (9)$$

如果把模型 (8) 用于副热带地区，设  $y = y_0, u = 0$ ；且

$$\begin{cases} Q = Q_0 \sin(kx), \\ p(x_0) = \bar{p}, \\ p'(x) = p(x) - \bar{p}, \end{cases} \quad (10)$$

其中， $\bar{p}$  为纬向平均气压， $Q_0$  为  $(x_0, y_0)$  处加热率。由此可得解为

$$\begin{cases} u = 0, \\ v = y_0 Q_0 \sin(kx), \\ p'(x) = -\frac{y_0^2 Q_0}{2k} \cos(kx). \end{cases} \quad (11)$$

图 7 为解 (11) 的示意图，其特征是沿副热带 ( $u=0$ ) 纬度上，加热引起的经向风与加热同位相，而低气压 (冷中心) 出现在冷却区下游和加热区上游。这个解在对流层下层是合理的；但是不能用于对流层中高层，因为它与大气中观测到的沿副热带对流层上层的气压、温度和加热分布 (图 2) 以及位涡解即  $T-Q_z$  理论解 (5) 式不一致。也就是说，在对流层上层从原来的 Gill 模型得到的解与位涡解存在不一致性。

Wu et al. (2015) 仔细分析了 Gill 模型的特征，发现了导致上述不一致性的原因，并提出了克服的办法。他们从原始的 Gill 模型 (8) 式出发，推导出与 Gill 模型等价的涡度平衡方程为

$$\frac{1}{2}v = \frac{y}{2}Q + \frac{y}{2}\varepsilon p - \varepsilon\zeta, \quad (12)$$

通过把 (12) 式与涡度平衡方程 (4) 式比较发现，在 Gill 模型 (8) 式的连续方程 (7.3) 式中所定义的所谓“加热率”项，其实应该是涡度强迫项，它正比于  $\partial Q / \partial z$ 。如果把 (7.3) 式中的“加热率”项  $Q$  修改为涡度强迫项  $\partial Q / \partial z$ ，修改后的 Gill 模型成为

$$\begin{cases} \varepsilon u - \frac{y}{2}v = -\frac{\partial p}{\partial x}, \\ \varepsilon v + \frac{y}{2}u = -\frac{\partial p}{\partial y}, \\ \varepsilon p + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial Q}{\partial z}. \end{cases} \quad (13)$$

则其所对应的涡度方程

$$\frac{1}{2}v = \frac{y}{2}\frac{\partial Q}{\partial z} + \frac{y}{2}\varepsilon p - \varepsilon\zeta \quad (14)$$

就与从位涡理论获得的涡度方程 (4) 一致了。从

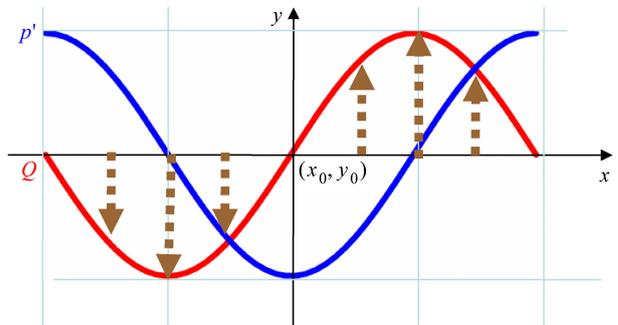


图 7 原来的 Gill 模型在无耗散情况下沿副热带高压脊线所预示的加热  $Q$  (红线)、气压扰动  $p'$  (蓝线) 及经向风  $v$  (箭头) 沿纬圈分布示意图

Fig. 7 Schematic diagram of the original Gill model, which predicts the zonal heating  $Q$  (red line), perturbed pressure  $P'$  (blue line), and meridional wind  $v$  (arrows) along the subtropical ridge line without considering dissipation

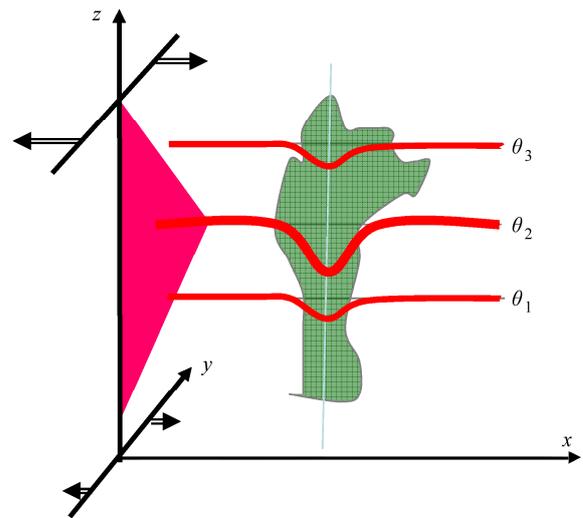


图 8 垂直非均匀对流加热 (红色阴影) 引起的对流区 (绿色阴影) 等位温面变化的示意图

Fig. 8 Changes in the isentropic surface in convective regions (green shading) induced by vertical inhomogeneous convective heating (red shading)

物理上而言,如果把浅水波方程中的厚度看成是两个等熵面之间的厚度,则不同的非绝热加热的垂直梯度对等熵面厚度的影响也就不同。以对流加热为例(图8),虽然都是加热,在最大加热层以下等熵面 $\theta_2$ 下凹最大,导致等熵面厚度减少、涡度增加( $\partial Q/\partial z > 0$ );其上等熵面厚度增加、涡度减少( $\partial Q/\partial z < 0$ )。因此浅水模式厚度的变化应当是与

涡度的变化紧密联系的。Wu et al. (2015) 由此指出,原来的 Gill 模型的解当  $Q$  和  $\partial Q/\partial z$  具有相同符号时,与位涡方程的解具有相似分布;而在  $Q$  和  $\partial Q/\partial z$  反号的区域,其解就会与位涡方程的解以及观测事实相矛盾。注意到在对流层上层的加热主要是对流加热( $Q > 0$ ),那里加热随高度减小( $\partial Q/\partial z < 0$ );而冷却是长波辐射冷却( $Q < 0$ ),它随高度

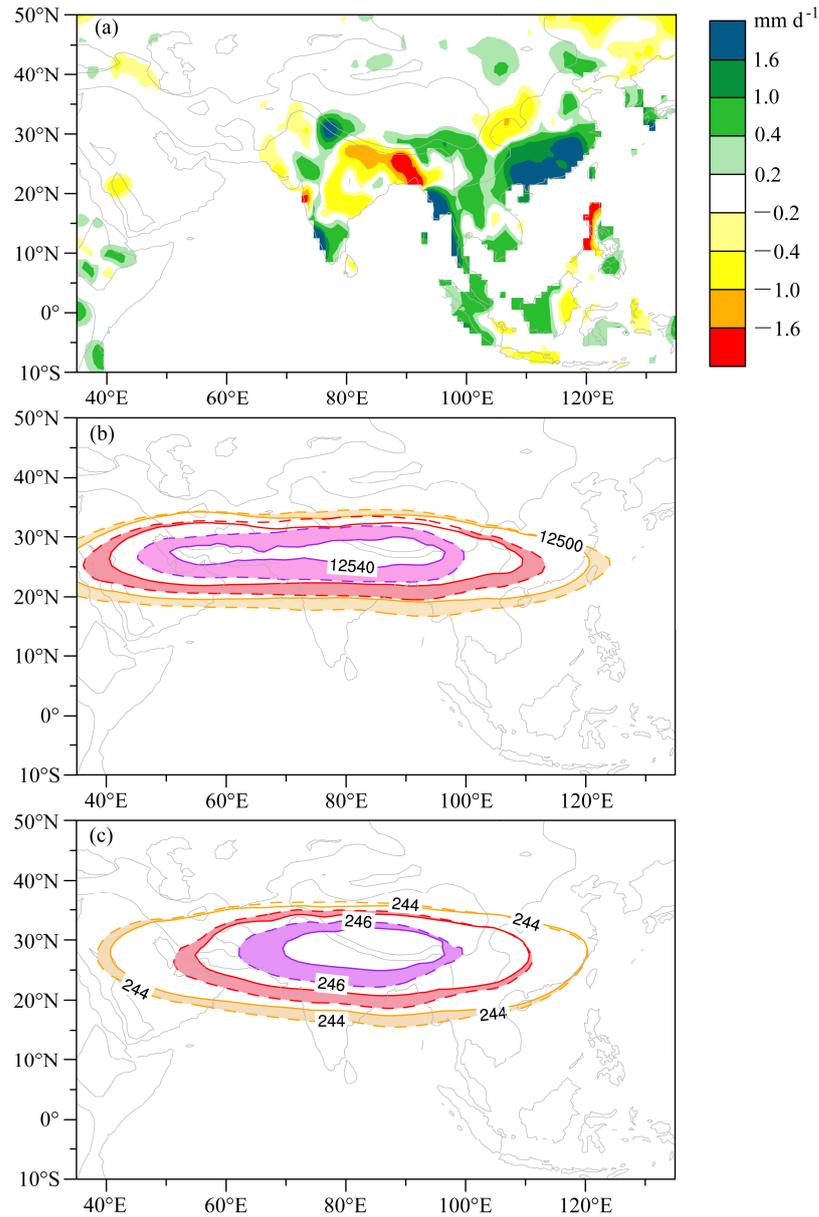


图9 1991~2000年和1981~1990年两个年代夏季6~8月平均的(a)降水量之差(单位:  $\text{mm d}^{-1}$ )、(b)200 hPa位势高度(单位: gpm)和(c)200~400 hPa平均温度(单位: K)。(b)和(c)中的实线和虚线分别代表1981~1990和1991~2000年代平均。降水资料源于美国国家大气海洋局开发的PREC/L降水资料;湿度和高度资料源于ERA-40再分析资料。[引自Wu et al. (2015)]

Fig. 9 Summer (June–July–August) mean (a) precipitation difference ((1991–2000)–(1981–1990)) based on the NOAA's Precipitation Reconstruction over Land (PREC/L) dataset (units:  $\text{mm d}^{-1}$ ), (b) 200 hPa geopotential height (units: gpm), and (c) the 200–400 hPa mass-weighted temperature (units: K) based on ERA-40 data (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 40-yr Reanalysis). Dashed and solid curves in (b) and (c) represent, respectively, the periods 1991–2000 and 1981–1990. [From Wu et al. (2015)]

也是减弱的 ( $\partial Q/\partial z > 0$ )。这就是说, 在对流层上层无论是加热还是冷却,  $Q$  和  $\partial Q/\partial z$  都反号, 因此在对流层上层应用原来的 Gill 模型是不合适的。其解决办法是采用修改后的 Gill 模型 (13) 式。

即便如此, 在上部对流层使用修改后的 Gill 模型 (13) 式还是应十分小心, 这是因为 (13) 式中包含有强的耗散。Wu et al. (2015) 指出, 这时方程组中有三个方程, 三个未知数 ( $u$ 、 $v$ 、 $p$ )。在这种场合, 如果设定的一个解是不适定的, 则会出现三个方程两个未知数的矛盾方程组。例如, 当应用 (14) 式去研究副热带高压脊时, 由于脊线上  $u = 0$ , 就会导致此矛盾问题。有趣的是, 如果在 (13) 式中令  $\varepsilon = 0$ , 则修改后的无摩擦 Gill 模型变为

$$\begin{cases} -\frac{y}{2}v = -\frac{\partial p}{\partial x}, \\ \frac{y}{2}u = -\frac{\partial p}{\partial y}, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial Q}{\partial z}. \end{cases} \quad (15)$$

由此可得涡度平衡方程为

$$v = y \frac{\partial Q}{\partial z}. \quad (16)$$

(16) 式就是 Sverdrup 涡度平衡方程 (4) 的无量纲形式。用这个修改后的无摩擦 Gill 模型 (15) 也就可以导得与 (5) 式一致的  $T-Q_z$  关系了。

## 6 总结和讨论

Wu et al. (2015) 根据  $T-Q_z$  模型, 应用一个大气环流模式在副热带东亚季风区增强对流加热, 则其西部的 SAH 和 UTTM 也加强; 如果施加一个 60 天周期的对流加热振荡, 则其西部的 SAH、UTTM 及下沉运动也呈现显著的 60 天周期振荡。

他们检验 1990 年代和 1980 年代的气候变化时发现: 20 世纪 80 年代以来, 青藏高原表面感热加热持续下降, 华南降水增多, 同时伴有同期南亚高压的增强和南亚上空暖中心的显著加强 (图 9)。利用 ERA-40 的再分析资料, 他们也证明  $T-Q_z$  的关系在年际变化中显著存在。这就是说亚洲区域气候异常的时空分布尽管很复杂, 但它们是由确定的物理过程组织起来的。青藏高原热状况在其中扮演着重要的角色。

然而, 是什么原因导致青藏高原的热状况产生变化至今尚不清楚。Duan and Wu (2008)、Yang et

al. (2011) 和 Liu et al. (2012) 都发现青藏高原表面风速变化是影响高原热状况的关键因素。但是风速的变化又是什么原因驱动的? 庞大的海洋起着什么作用? 这都是有待深入研究的问题。把气候系统作为一个整体来研究青藏高原对天气、气候的影响将是我们将面临的巨大挑战。

## 参考文献 (References)

- Bolin B. 1950. On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies [J]. *Tellus*, 2 (3): 184-195.
- Boos W R, Kuang Z M. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating [J]. *Nature*, 463 (7278): 218-222.
- Boos W R, Kuang Z M. 2013. Sensitivity of the South Asian monsoon to elevated and non-elevated heating [J]. *Sci. Rep.*, 3: 1192, doi:10.1038/srep01192.
- Charney J G, Eliassen A. 1949. A numerical method for predicting the perturbation of the middle latitude westerlies [J]. *Tellus*, 1 (2): 38-55.
- Charney J G, Drazin P G. 1961. Propagation of the planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 66 (1): 83-109.
- Dickinson R E. 1980. *Planetary Waves: Theory and Observation* [M]. GARP Pub. Series, 23, WMO, 51-84.
- Duan A M, Wu G X. 2008. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations [J]. *J. Climate*, 21 (13): 3149-3164.
- Eliassen A, Palm E. 1961. On the transfer of energy in stationary mountain waves [J]. *Geophys. Publ.*, 22 (3): 1-23.
- Flohn H. 1957. Large-Scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia [J]. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 75: 180-186.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106 (449): 447-462.
- Haurwitz B. 1941. *Dynamic Meteorology* [M]. McGraw Hill Co., 295-299.
- Held I M. 1983. Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: Theory [M]// Hoskins B J, Pearce R P, eds. *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*. London: Academic Press, 127-168.
- Held I M, Hou A Y. 1980. Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37 (3): 515-533.
- Li C F, Yanai M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast [J]. *J. Climate*, 9 (2): 358-375.
- Liu Y M, Wu G X, Hong J L, et al. 2012. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: II. Change [J]. *Climate Dyn.*, 39 (5): 1183-1195, doi:10.1007/s00382-012-1335-y.
- Plumb R A, Hou A Y. 1992. The response of a zonally symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing: Threshold behavior [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49 (19): 1790-1799.
- Queney P. 1948. The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 29: 16-29.

- Schneider E K. 1977. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part II. Nonlinear calculations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34 (2): 280–296.
- Schneider E K. 1987. A simplified model of the modified Hadley circulation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44 (22): 3311–3328.
- Schneider E K, Lindzen R S. 1977. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part I. Linearized calculations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34 (2): 263–279.
- Shutts G J. 1983. The propagation of eddies in diffluent jetstreams: Eddy vorticity forcing of blocking flow fields [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 109 (7): 737–761.
- Smith R B. 1979. The influence of mountains on the atmosphere [J]. *Advances in Geophysics*, 21: 87–230.
- Uppala S M, Källberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 reanalysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (612): 2961–3012.
- Wu G X, Liu Y M. 2003. Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (5): 1201.
- Wu G X, Liu Y M, Wang T M, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate [J]. *J. Hydrometeor.*, 8 (4): 770–789.
- Wu G X, Liu Y, Zhu X, et al. 2009. Multi-scale forcing and the formation of subtropical desert and monsoon [J]. *Ann. Geophys.*, 27 (9): 3631–3644.
- Wu G X, Liu Y M, He B, et al. 2012a. Thermal controls on the Asian summer monsoon [J]. *Sci. Rep.*, 2: 404, doi:10.1038/srep00404.
- Wu G X, Liu Y M, Dong B W, et al. 2012b. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: I. Formation [J]. *Climate Dyn.*, 39 (5): 1169–1181, doi:10.1007/s00382-012-1334-z.
- Wu G X, Duan A M, Liu Y M, et al. 2015. Recent progress in the study of Tibetan Plateau climate dynamics [J]. *National Science Review*, 2 (1): 100–116, doi:10.1093/nsr/nwu045.
- Wu G X, He B, Liu Y M, et al. 2015. Location and variation of the summertime upper troposphere temperature maximum over South Asia [J]. *Climate Dyn.*, doi:10.1007/s00382-015-2506-4.
- 杨鉴初, 陶诗言, 叶笃正, 等. 1960. 西藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 280pp. Yang Jianchu, Tao Shiyan, Ye Duzheng, et al. 1960. Xizang Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 280pp.
- Yang K, Guo X F, He J, et al. 2011. On the climatology and trend of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: An experiments supported revisit [J]. *J. Climate*, 24 (5): 1525–1541.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 278pp. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 278pp.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. *气象学报*, 1957, 28 (2): 108–121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surroundings [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 28 (2): 108–121.
- Yeh T C. 1950. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945–1946 [J]. *Tellus*, 2 (3): 173–183.
- 周晓平, 顾震潮. 1958. 大地形对于高空行星波传播的影响 [J]. *气象学报*, 29 (2): 99–103. Zhou Xiaoping, Gu Zhenchao. 1958. The influence of the slope of a plateau on the movement of troughs and ridges [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 29 (2): 99–103.