

吴国雄, 刘屹岷, 何编, 等. 2018. 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制 [J]. 大气科学, 42 (3): 488–504. Wu Guoxiong, Liu Yimin, He Bian, et al. 2018. Review of the impact of the Tibetan Plateau sensible heat driven air-pump on the Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (3): 488–504, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17279.

## 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制

吴国雄<sup>1,2</sup> 刘屹岷<sup>1,2</sup> 何编<sup>1</sup> 包庆<sup>1</sup> 王子谦<sup>3</sup>

1 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, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中山大学大气科学学院, 广州 510275

**摘 要** 本文回顾了二十年来关于青藏高原感热驱动气泵 (TP-SHAP) 及其影响亚洲夏季风的研究进展, 并从能量 ( $\theta$ )、位涡—加热 (PV– $Q$ )、和角动量守恒 (AMC) 的不同角度阐述其影响机制。指出高原斜坡上的表面感热加热改变了移向高原的大气质块的能量从而出现垂直抽吸的重要性。强调了高原加热产生的位涡强迫在近地层制造了强度大范围的、环绕高原的气旋式环流, 把丰沛的水汽从海洋输运到大陆, 为季风对流降水提供充足的水汽条件。证明高原加热还通过改变其上空的温、压场的结构从而制造出高原上空近对流层顶的绝对涡度和位涡的最小值, 在角动量平衡约束下, 在亚洲季风区激发出与 Hadley 环流反向的季风经圈环流, 从而为季风发生发展提供了大范围上升运动的背景。文中还对近年来有关青藏高原影响亚洲夏季风机制的讨论进行概述, 并展望了未来的研究方向。

**关键词** 青藏高原 (TP) 青藏—伊朗高原 (TIP) 亚洲季风 感热驱动气泵 (SHAP) 水汽输送

**文章编号** 1006-9895(2018)03-0488-17

**中图分类号** P461

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17279

## Review of the Impact of the Tibetan Plateau Sensible Heat Driven Air-Pump on the Asian Summer Monsoon

WU Guoxiong<sup>1,2</sup>, LIU Yimin<sup>1,2</sup>, HE Bian<sup>1</sup>, BAO Qing<sup>1</sup>, and WANG Ziqian<sup>3</sup>

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

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275

**Abstract** The study during the past twenty years on the Tibetan Plateau driven air-pump (TP-SHAP) and its impacts on the Asian summer monsoon is reviewed. The impact mechanisms are summarized from the perspective of energy ( $\theta$ ), potential vorticity–diabatic heating (PV– $Q$ ), and angular momentum conservation (AMC) constraint. It is demonstrated that the surface sensible heating on the plateau’s slopes plays a significant role in changing the energy of the air parcel moving towards the plateau and generating its vertical pumping. The PV forcing induced by the TP-SHAP generates a

**收稿日期** 2017-11-15; **网络预出版日期** 2018-01-15

**作者简介** 吴国雄, 男, 1943 年出生, 研究员, 主要从事天气气候动力学研究。E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

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

**资助项目** 中国科学院前沿科学重点研究项目 QYZDY-SSW-DQC018, 国家自然科学基金项目 (NSFC) 41730963、91637312、91437219、91637208, NSFC—广东联合基金 (第二期) 超级计算科学应用研究专项资助和国家超级计算广州中心项目 U1501501

**Funded by** Key Research Program of Frontier Sciences (Grant QYZDY-SSW-DQC018), National Natural Science Foundation of China (Grants 41730963, 91637312, 91437219, 91637208), Special Program for Applied Research on Super Computation of the NSFC—Guangdong Joint Fund (the second phase) (Grant U1501501)

strong and vast cyclonic circulation surrounding the plateau in the lower troposphere, which transports abundant water vapor from the sea to the land to feed the continental monsoon rainfall. Through changing the thermal and circulation structure over the TP, the plateau surface sensible heating also produces minimum absolute vorticity and potential vorticity in the upper troposphere in the subtropics, and induces a monsoonal type meridional circulation under the constraint of angular momentum conservation. It provides a favorable large-scale ascending background for the monsoon development over the vast Asian summer monsoon area. A brief comment on the recent discussion of the TP impact on Asian monsoon formation is provided as well, and an outlook on future study is given at the end.

**Keywords** Tibetan Plateau (TP), Tibetan–Iranian Plateau (TIP), Asian monsoon, Sensible heat driven air-pump (SHAP), Water vapor transpotation

### 1 引言

20 世纪末通过对 GOALS (Global Ocean-Atmosphere-Land System) 气候模式的大气环流分量模式 SAMIL (Spectral Atmospheric Model of the IAP/LASG; Wu et al., 1996) 的数值模拟结果和 NCEP1 再分析资料的分析发现, 青藏高原上空的大气在冬季下沉并向高原低空四周“排放”。在夏季, 高原低空四周的大气被高原“抽吸”上升, 并在对流层上部向外排放[参见 (吴国雄等, 1997) 的图 1]。我们利用 MERRA2 (the second Modern-Era

Retrospective analysis for Research and Applications) 再分析资料重复了上述工作 (图 1)。由于巨大的青藏高原位于欧亚大陆中东部 (70°~110°E) 的副热带地区, 这种周而复始的抽吸—排放作用和其所致的大范围的大气上升—下沉犹如一部巨型“气泵”屹立在欧亚大陆中、东部的副热带地区上空, 有效地调控着亚洲大气环流和气候季节变化, 显著地影响着亚洲的冬季风和夏季风的形成和变化。

进一步的敏感性数值试验表明, 巨大的青藏高原气泵是由其地表感热加热所驱动的, 并被定义为青藏高原“感热驱动气泵”(Sensible heat driven

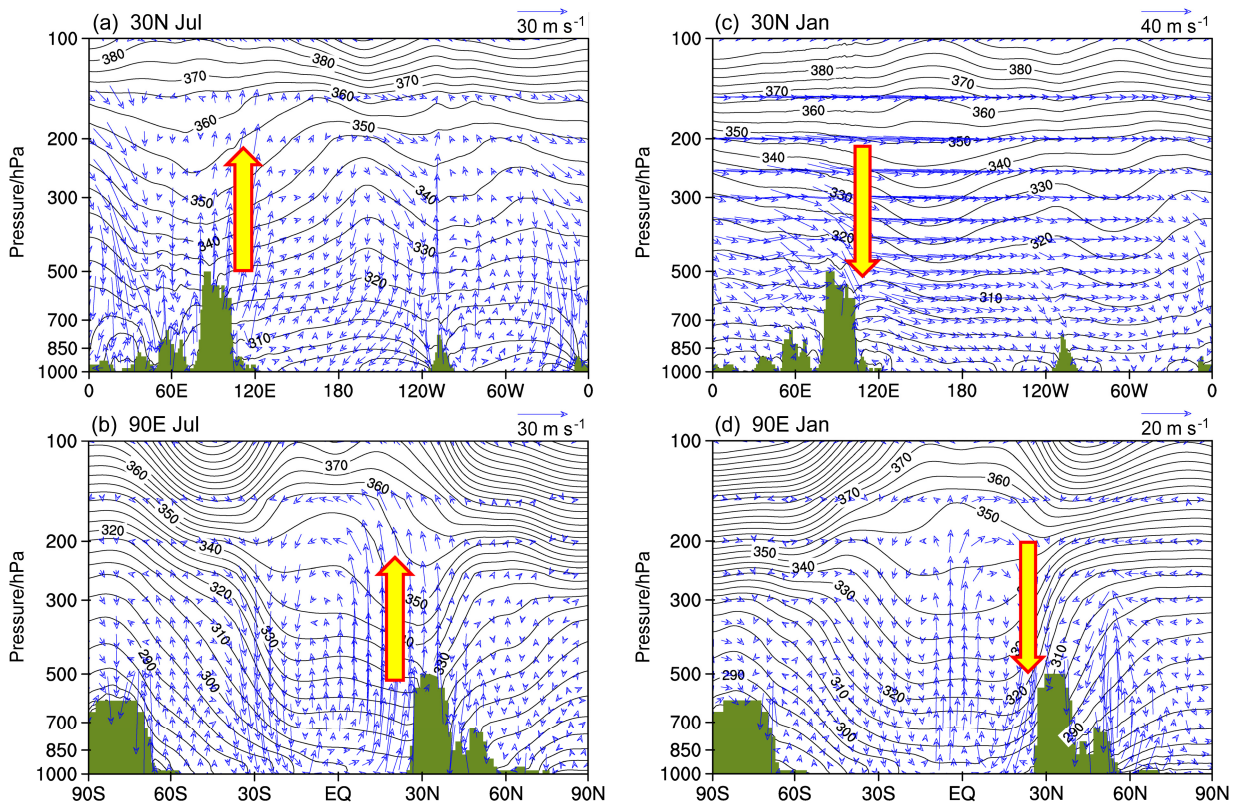


图 1 1986~1995 年 (a, b) 7 月和 (c, d) 1 月平均的位温 (等值线, 单位: K) 和风场 (箭头, 单位:  $m s^{-1}$ ) (a, c) 沿 30°N、(b, d) 沿 90°E 的剖面分布。(改自 Wu et al., 2007)

Fig. 1 (a, b) July and (c, d) January mean cross sections of potential temperature (contours, units: K) and winds (vectors, units:  $m s^{-1}$ ) along (a, c) 30°N and (b, d) 90°E during 1986–1995. (Adapted from Wu et al., 2007)

air-pump, 简写 SHAP)。在这组试验中, 背景试验 (CON) 是 SAMIL 模式的气候模拟; 敏感性试验 (SEN) 是 CON 试验中去除青藏高原高于 3 km 处的感热加热, 3 km 以下的感热仍然保留, 其目的是为了在保留亚洲季风区基本特征的基础上, 去揭示高原感热的重要作用。严格说, SEN 中的高原的感热气泵仅处于低效的工作状态。通过比较高原 SHAP 处于高效状态的 CON 试验结果和处于低效状态的 SEN 试验结果发现, 青藏高原的感热气泵效应是导致亚洲大气环流从冬到夏演变中出现季节突变的重要原因, 也是维持亚洲夏季风的重要因素。在 SEN 试验中, 亚洲夏季风周期还不及 CON 中相应周期的一半。结果还表明, 高原 SHAP 在夏季使高原成为大气的负涡源, 它维持着高空的南亚高压, 还通过激发 Rossby 波影响北半球的大气环流和气候。

对再分析资料的分析证实了高原表面加热特征及其气候效应。利用 1979~2010 年 7 月逐日的 NCEP/NCAR 再分析资料对比了青藏高原所在区域 ( $27.5^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 和孟加拉湾区域 ( $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 上空的 7 月平均加热廓线 (图 2)。高原上最大加热层接近表面, 强度达  $10\text{ K d}^{-1}$  以上, 表明是地表感热加热 ( $>11\text{ K d}^{-1}$ ) 所致。而孟加拉湾上空最大加热层接近 300 hPa, 是对流凝结加热 ( $>5\text{ K d}^{-1}$ ) 所致。这些资料分析证实了叶笃正等 (1957) 关于高原夏季是大气热源的发现。

近十多年来, 有关青藏高原感热气泵如何调节亚洲气候和影响亚洲夏季风的研究已经取得重要进展 (Wu et al., 2015a)。研究表明, 由于冬夏季亚洲上空的流场和青藏高原上空的加热场都发生重大变化, 使高原对亚洲气候格局的影响发生根本改变。冬季它激发的定常波偶极型环流在高原北部形成中高纬的反气旋式环流及“西暖东冷”的气候格局; 而在高原南部形成低纬的气旋式环流及“西干东湿”的气候格局。夏季高原的热力作用形成低空螺旋式辐合上升气流及亚洲“东南部季风/湿润, 西北部沙漠/干燥”的气候格局 (Wu et al. 2012a)。本文侧重回顾青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的动力机制研究进展。第二节通过加热方程去分析“青藏高原感热气泵 (TP-SHAP)”对大气的局地垂直抬升抽吸作用。第三节通过位涡理论去回顾 TP-SHAP 把水汽从海洋输送到大陆的水平抽吸作

用。第四节则通过角动量守恒揭示 TP-SHAP 在亚洲季风区大范围上升运动形成中的作用。第五节通过回顾关于青藏高原在亚洲季风形成中的作用的争论去证明亚洲夏季风的热力驱动的本质。讨论和展望则在第六节给出。

## 2 青藏高原抬升加热和局地加热抬升

青藏高原地表加热和平原地区地表加热对大气环流作用的最重要区别在于青藏高原的表面加热是抬升加热。这种抬升加热有两个重大作用。其一是对水汽抬升的影响。大气中的水汽约 85% 集中在 3 km 以下的近地层。而地表扩散加热随高度迅速递减, 在 2 km 高度上已接近零; 在此高度以上因地表加热所致的大气上升运动是借助于动力过流作用 (吴国雄和刘屹岷, 2000; 刘屹岷等, 2001), 其强度已明显衰减, 在离地面 4~5 km 高度处趋于零, 在其下方则为等熵混合层。在抬升的高原地表加热中, 这个混合层顶可到达 300 hPa (Yanai and Wu, 2006); 而在平原地区, 这个混合层顶在 500 hPa

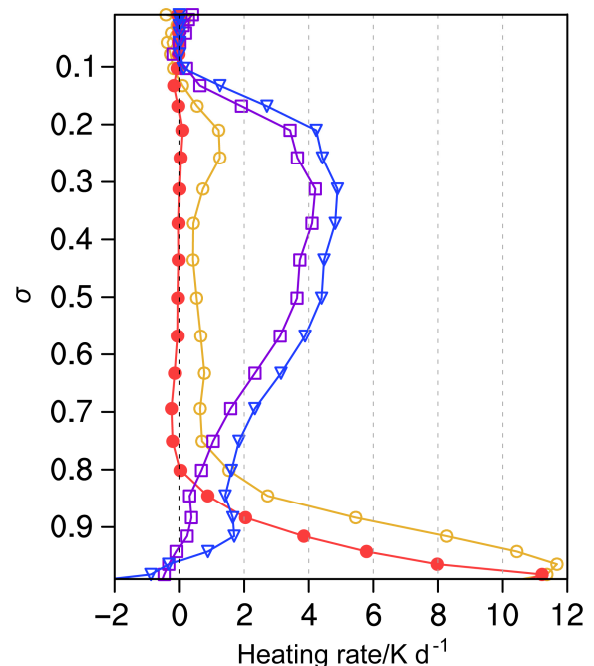


图 2 1979~2010 年 7 月平均的青藏高原和孟加拉湾上空加热率廓线。黄、红色线分别为青藏高原上空平均的总加热率和垂直扩散加热率; 紫、蓝色线分别为孟加拉湾上空平均的总加热率和凝结加热率

Fig. 2 July mean vertical heating profiles over the Tibetan Plateau and the Bay of Bengal during 1979-2010. Yellow and red lines represent total heating and vertical diffusive heating over the Tibetan Plateau, respectively; purple and blue lines denote total heating and convective heating over the Bay of Bengal, respectively



以下。两者对水汽的抬升作用明显不同。其二是对局部加热抬升的作用不同。这是由于大气中的等熵面基本上为准水平分布，因此绝热加热气块在大气中的运动是沿着等熵面的准水平运动。由于大地形高耸在大气中，它与大气低层的等熵面相交切（图 1），这时高原侧边界的表面感热加热就像气泵一样能够产生显著的局部加热抬升。图 3 是基于大气环流模式 SAMIL 设计的一个敏感性数值试验（Wu et al., 2007）。在一个水球中设定一个高度为 3 km 的梯型状的山脉，其底部面积为如图 3 中红虚线所围的矩形区域，中心在 (30°N, 90°E)。然后设置了表面有（加粗红线）/无（没加粗红线）加热的四组试验：所有表面均有加热（ALLSH），只有侧面斜坡上有感热加热（SLPSH），只有顶部高原台面（高度为 3 km）上有感热加热（TOPSH），以及所有表面均没有加热（NOSH）。图 3 中给出前三组试验与（NOSH）试验的差异分布，以显示不同区域加热对上空上升运动（彩色阴影区）及表面（ $\sigma=0.991$ ）

风场的影响。试验结果表明，在所有高原表面均有加热的场合（图 3a），不仅在高原上空有上升运动发展（尤以斜坡上的上升运动更为激烈），高原周边的气流还被“抽吸”并向高原辐合。仅有侧面斜坡加热的场合（图 3b）的结果与其相似，这时高原对周边大气的抽吸和斜坡上的上升运动依然很强烈。但由于高原顶部没有加热，那里上空出现了下沉运动。在仅有高原台面上加热时（图 3c），高原对周边低空大气的抽吸消失，斜坡上的强烈上升运动也消失。如图 3 右侧所示，其原因是由于大气质块沿等熵面水平运动进入高原坡面边界层时，一旦受热（ $Q>0$ ），质块内能增加，则有

$$\frac{d\theta}{dt} = Q > 0, \quad (1)$$

质块将从低位温层向高位温的高层运动，形成局地抬升和抽吸作用，如图 3a、b 所示。如果斜坡上没有加热（ $Q=0$ ），则质块沿着等熵面  $\theta_1$  水平运动移向高原时，将保留在同一等熵面上，绕过高原形成

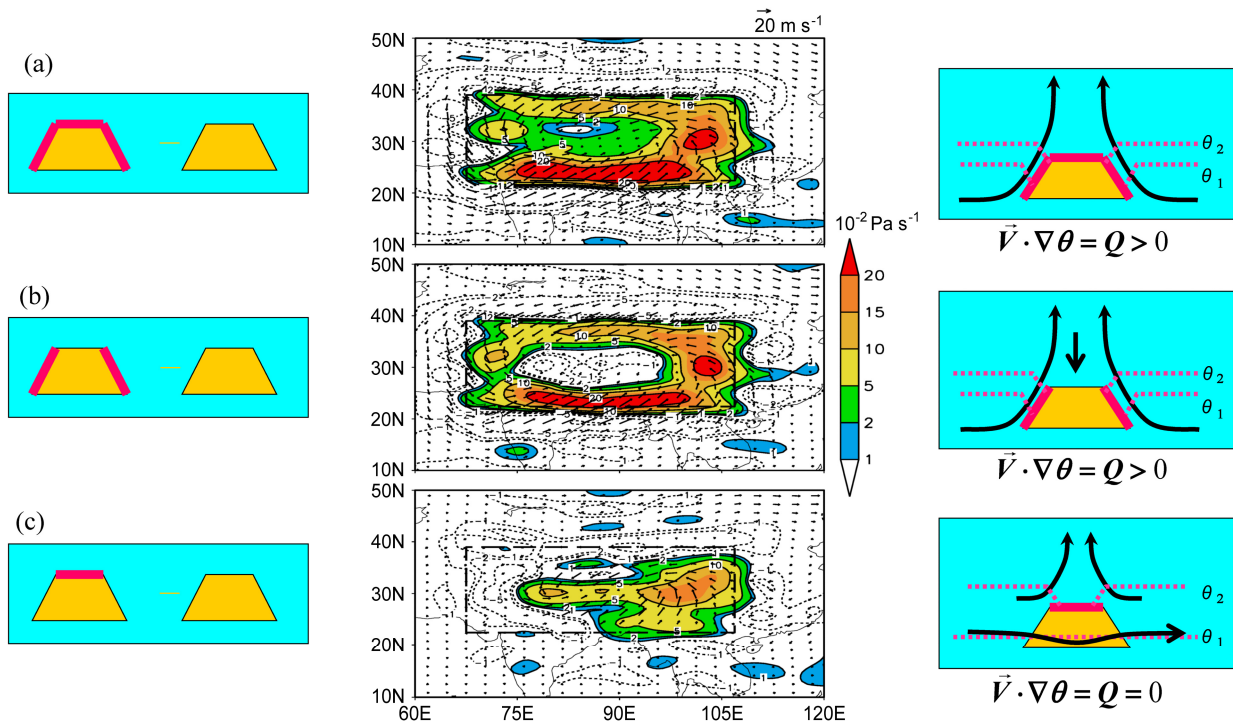


图 3 (a) ALLSH 试验、(b) SLPSH 试验、(c) TOPSH 试验在  $\sigma=0.991$  坐标面上的风速（箭头，单位： $\text{m s}^{-1}$ ）和垂直速度（ $-\omega$ ，等值线，彩色阴影表示上升运动，单位： $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ）与 NOSH 试验的差异分布。左列为试验设计，右列为相关机制示意图，桔红填色代表地形，加粗红短线表示给定了地表感热加热；中列的虚矩形表示给定梯型山脉的底部。（改自 Wu et al., 2007）

Fig. 3 Distributions of differences in wind (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) and vertical velocity ( $-\omega$ , color shadings, units:  $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ) at the  $\sigma=0.991$  between experiment NOSH (no sensible heating) and experiments (a) ALLSH (sensible heating on all surface), (b) SLPSH (sensible heating on slope), and (c) TOPSH (sensible heating on top). Left panels indicate the experiment designs, right panels indicate interpretations of the relevant mechanisms. Orange shadings represent mountain and heavy red bars denote the imposed surface sensible heating. In middle panels, the dashed rectangle indicates the prescribed mountain base. (Adapted from Wu et al., 2007)



绕流,如图 3c 所示。这时没有上升运动发展,没有抽吸作用。

上述从水球理想试验得到的结论也得到 AGCM 试验的证实。Boos and Kuang (2010, 简称 BK)和 Wu et al.(2012b)在 AGCM 背景试验(CON)较合理的模拟了亚洲夏季风(ASM)的基础上(图 4a),设计了青藏高原顶部没有感热加热的试验(TOP\_NS),所模拟的季风与 CON 相似(图 4b)。他们进而把青藏高原的主体(指喜马拉雅山以北)去掉,只保留了喜马拉雅山(HIM),模拟的南亚季风仍然与 CON 相似(图 4c)。BK 认为是由于喜马拉雅山挡住了来自北方的干冷空气所致。其实正如下文将指出的,夏季并不存在从青藏高原北部的副热带向南亚的干冷空气南侵。这些试验中南亚北部的季风降水主要是青藏高原的斜坡感热加热的抽吸作用所致。如果在 HIM 试验的基础上把喜马拉雅山斜坡上的感热加热去除,再进行同样的积分(HIM\_NS),尽管喜马拉雅山脉仍然存在,但结果表明南亚北部的季风降水消失(图 4d),这与水球试验中斜坡没有加热导致局部的抽吸抬升作用消失的结果(图 3c)是一致的。

### 3 青藏高原位涡强迫和季风区水汽的水平输送

季风对流降水的发展与近地层存在高的熵能量密切相关(Emanuel et al., 1994),后者可用湿相当位涡  $\theta_e$  表示。而  $\theta_e$  是位温  $\theta$  和水汽比湿  $q$  的函数:

$$\theta_e = \theta \cdot \exp(Lq / c_p T), \quad (2)$$

其中,  $c_p$  为定压比热,  $L$  为凝结潜热,  $T$  为气温。对再分析资料 ERA40 及 AGCM 数值试验结果的分析表明(He et al., 2015),水汽的作用对  $\theta_e$  的贡献远比位温的作用重要。阿拉伯半岛夏季表面温度非常高,但那里没有季风降水,因为那里太干旱了。He et al. (2015)对观测资料和各种数值试验的水分收支进行分析的结果表明,局地的地表蒸发量只有降水量的 1/4~1/3。也就是说,陆地季风降水的水汽来源绝大多数依靠外来的水汽输送。于是,输送水汽的风是如何形成的就成为季风动力学的一个根本问题。

利用 SAMIL 大气环流模式, Wu et al. (2012b)首先成功的模拟了亚洲夏季风的降水分布(CON, 图 5a)。然后去除全球地形,仅保留海—陆分布(L\_S, 图 5b),发现海陆分布的热力差异能产生跨

赤道的索马里气流和沿 10°N 的西风带,形成亚洲热带季风。但是 CON 中存在的陆地降水及沿青藏—伊朗高原(TIP)的气旋式环流(图 5c)在仅保留海—陆分布的试验中消失了。如果仅考虑 TIP 的机械作用但没有 TIP 的表面感热加热(TIP\_M),模拟到的季风及环流(图 5d)与仅有海陆差异的情况(图 5b)基本相似。这意味着纯粹的地形阻挡、爬坡和绕流等机械作用对 ASM 并没有实质性影响。如果考虑了 TIP 及其地表感热加热作用(TIP\_SH),则如图 5e 所示,就可以得到与图 5c 相似的结果。这就是说,亚洲季风(图 5a)是海陆热力差异(图 5b)和 TIP 热力作用(图 5e)所共同驱动的。仔细分析图 5e 发现, TIP 的热力作用可以驱动规模庞大的环绕 TIP 的气旋式环流,这是海陆热力差异所不具备的。这个气旋环流是如何产生的呢?根据位涡理论,大气的加热能够在低空制造气旋式环流(Hoskins et al., 1985; Hoskins, 1991; 吴国雄和刘屹岷, 2000)。数值试验表明(Thorpe, 1985), 10 K 的地表暖异常引起的气旋式环流在地表最大,并向上逐渐减弱。利用 AGCM 模拟和试验, He et al. (2015)发现,有(CON)、无 TIP 地表感热(TIP\_NS)的试验差异可以在地表产生 8 K 的位温差异及环绕 TIP 的庞大的近地表气旋式环流(图 6a)。他们利用干模式(即在 AGCM 中设水汽  $q$  恒为零)重复试验,结果如图 6b 所示, TIP 加热仍能产生地表 8 K 位温差异及绕 TIP 的气旋式环流,但环流强度略有减弱。这意味着, TIP 的表面升温及绕 TIP 的气旋式环流基本上是由 TIP 的表面感热加热气泵(TIP-SHAP)所驱动的,降水的潜热释放起着正反馈的作用。正是这个气旋式环流像巨型气泵一样把海洋上充沛的水汽从阿拉伯海和孟加拉湾输送到亚洲大陆(图 5a、e),亚洲的季风降水才得以维持。

### 4 角动量守恒经圈环流的激发和季风区大范围上升运动

图 7 分别给出东太平洋区域(160°E~90°W)平均的和亚洲季风区(70°~90°E)平均的经圈环流和绝对涡度分布。东太平洋区域(图 7a)盛行的是 Hadley 型经圈环流,上升支位于赤道附近,副热带为下沉运动。与上部向极环流和下部向赤道环流相对应,在该区域绝对涡度( $f+\zeta$ )平流( $-v\partial(f+\zeta)/\partial y$ )随高度减少,因此该区域盛行大尺度下沉运动。与此相反,在南亚季风区(图 7b)盛行季风型经圈环流,

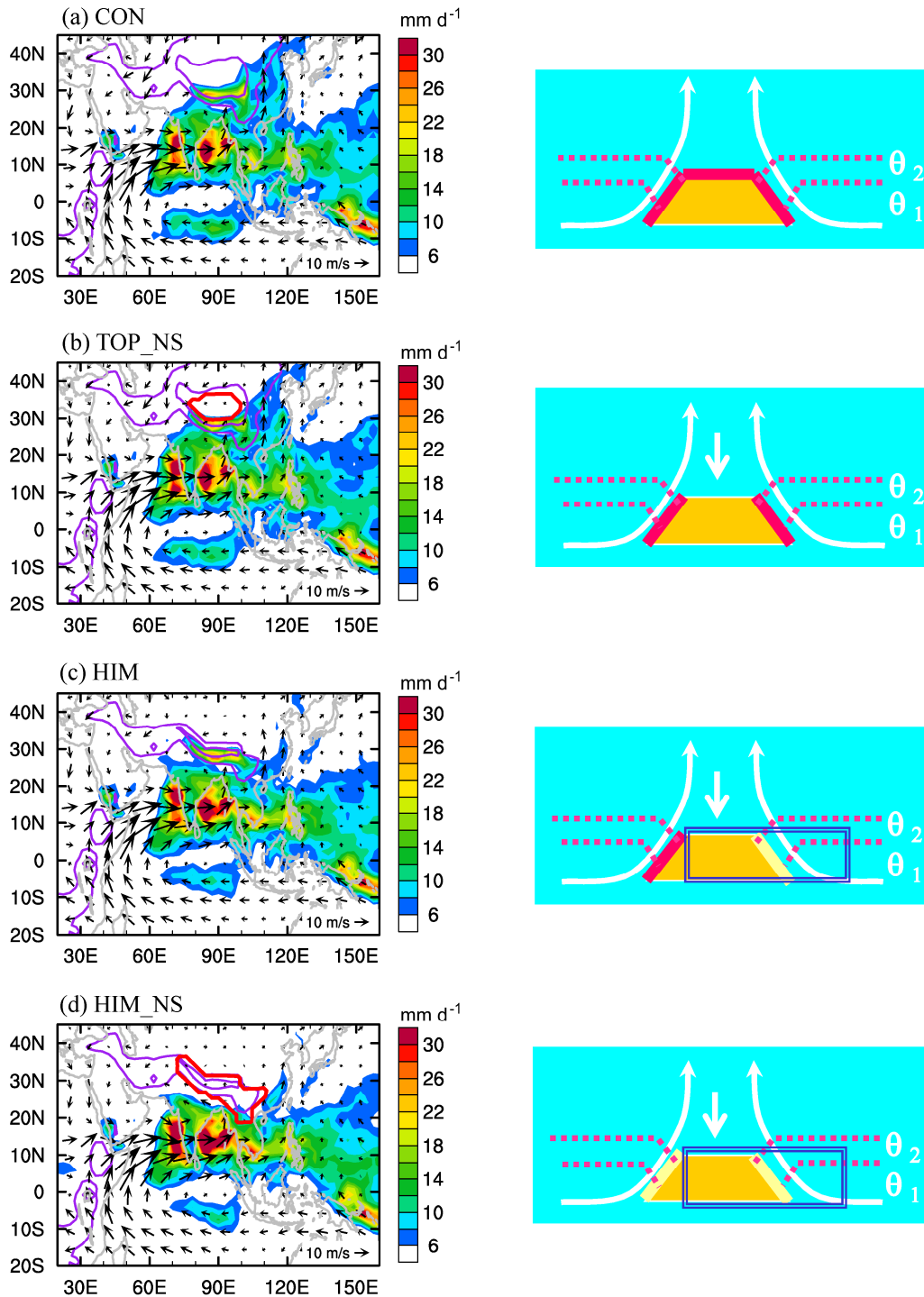


图4 GCM 模式中 6~8 月平均降水量 (彩色阴影, 单位: mm d<sup>-1</sup>) 和 850 hPa 风场 (箭头, 单位: m s<sup>-1</sup>) 的分布: (a) CON 试验; (b) TOP\_NS 试验; (c) 喜马拉雅试验 HIM; (d) HIM\_NS 试验。图 b、d 中, 红色实线表示试验中无感热加热区域。紫色等值线表示 1.5 km 和 3.0 km 的地形等高线, 下同。右列为相关机制示意图。(改自 Wu et al., 2012)

Fig. 4 JJA (June, July, and August) mean precipitation rate (color shadings, units: mm d<sup>-1</sup>) and 850-hPa winds (arrows, units: m s<sup>-1</sup>) from GCM model for (a) control experiment CON with full topography, (b) experiment TOP\_NS in which sensible heating at the top of the Tibetan Plateau is removed, (c) experiment HIM in which surface elevations north of the Himalayas is set to zero, (d) experiment HIM\_NS, which is the same as the HIM run except the surface sensible heating on the Himalayas is set to zero. In Figs. b, d, red lines indicate sensible heating is removed. Purple contours surround elevations higher than 1500 m and 3000 m, the same below. Right panels provide corresponding mechanisms. (Adapted from Wu et al., 2012)

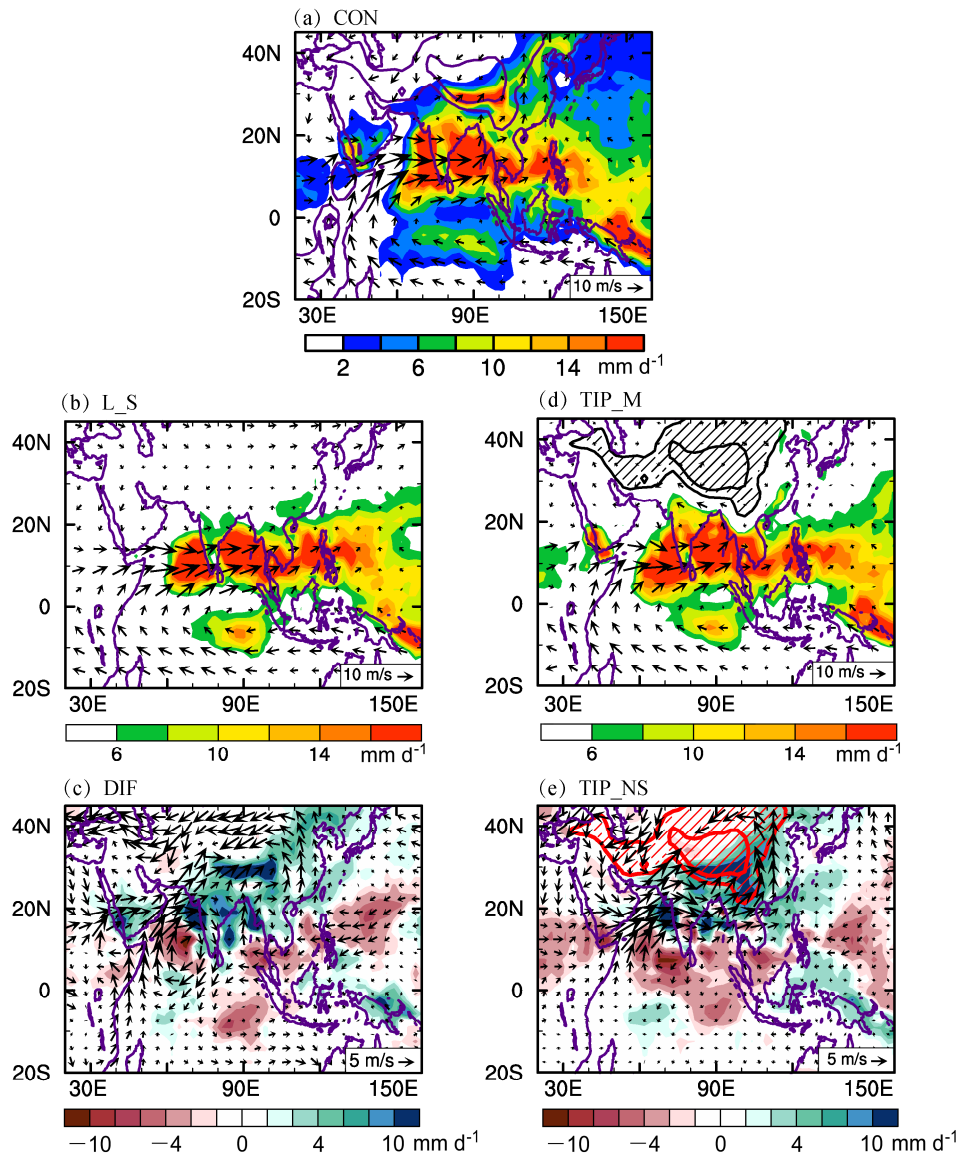


图5 不同数值试验中夏季平均的降水(彩色阴影, 单位:  $\text{mm d}^{-1}$ )和850 hPa 风场(箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )的分布: (a) 背景试验 CON; (b) 去除全球地形, 仅保留海—陆分布的试验 L\_S; (c) 图 a 与图 b 的差异; (d) 仅 TIP 机械强迫的试验 TIP\_M; (e) 仅 TIP 表面感热加热的试验 TIP\_SH。  
(改自 Wu et al., 2012)

Fig. 5 JJA mean precipitation (color shadings, units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) and 850-hPa winds (arrows, units:  $\text{m s}^{-1}$ ): (a) Control experiment CON with full topography; (b) experiment L\_S in which no topography is presented; (c) differences between Fig. a and Fig. b; (d) experiment TIP\_M in which TIP (Tibetan–Iranian Plateau) is added but without surface sensible heating to the atmosphere; (e) experiment TIP\_SH showing the impacts of TIP surface sensible heating on the ASM (Asian summer monsoon). (Adapted from Wu et al. 2012)

上升支出现在北半球的热带和副热带, 下沉支在南半球。在该区域绝对涡度平流随高度增加, 因此上升运动在热带和副热带盛行。这就是说, 亚洲季风区大范围的上升运动与季风型经圈环流的发展紧密相关, 这一经圈环流是如何发展起来的呢?

大气的经圈环流对于轴对称加热的响应一般存在两种流型, 即热力平衡型 (TE) 和角动量守恒型

(AMC) (Schneider and Lindzen, 1977; Schneider, 1977, 1987; Held and Hou, 1980)。中高纬度大气惯性稳定性强, 一般取 TE 型环流; 热带和副热带绝对涡度很小, 一般取 AMC 型, 季风经圈环流就容易发展。仔细分析图 7 发现, 在经圈环流上升区, 对流层上层的绝对涡度平流都出现小值, 与 Plumb and Hou (1992) 证明得到的 AMC 环流型存在的判



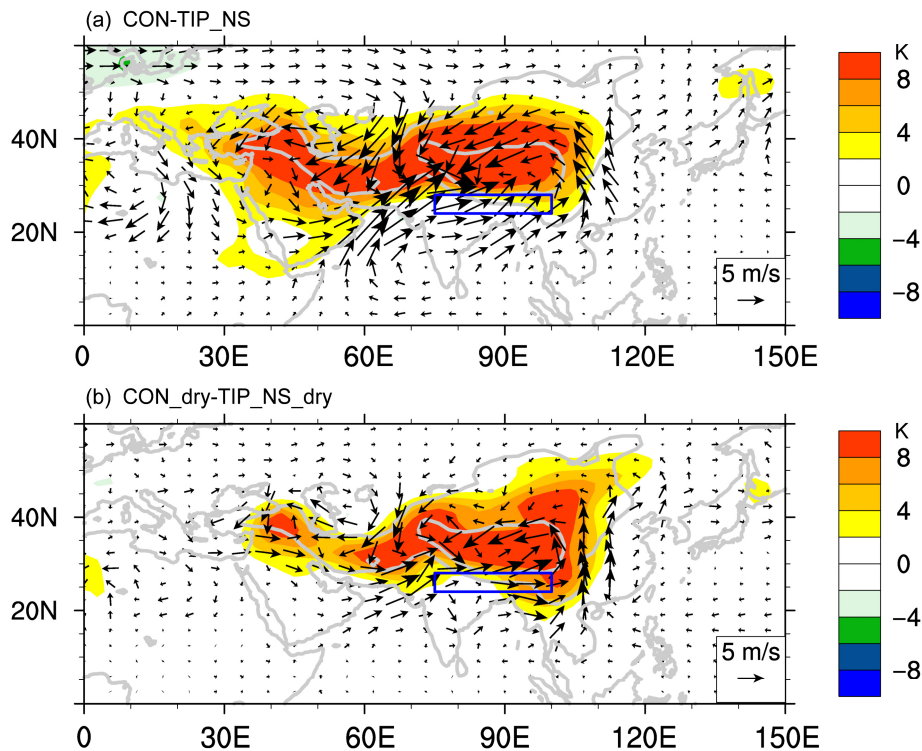


图6 在GCM试验中夏季平均的近地表( $\sigma=0.991$ )位温(彩色阴影,单位:K)和环流(箭头,单位: $\text{m s}^{-1}$ )差异分布:(a) CON-TIP\_NS;(b)干大气模式试验 CON\_dry-TIP\_NS\_dry。方框区域表示南亚季风区北部( $24^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ )。(引自 He et al., 2015)

Fig. 6 JJA mean differences of potential temperature (color shadings, units: K) and circulation (arrows, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) in near surface ( $\sigma=0.991$ ) from GCM model: (a) between CON (experiment with sensible heating) and TIP\_NS (experiment without sensible heating), (b) between CON\_dry (dry experiment with sensible heating) and TIP\_NS\_dry (dry experiment without sensible heating). The rectangle indicates the north ( $24^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) of South Asian summer monsoon region. (Cited from He et al., 2015)

据的结论一致。为了分析亚洲季风区对流层上部绝对涡度分布与青藏高原感热加热的联系,吴国雄等(2016)在区域大气模式WRF的背景试验(CON)的基础上,去除青藏高原主体区( $23^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$ , 高度 $\geq 2\text{ km}$ )上的感热加热,设置试验(TP\_NS)。两组试验用相同的SST观测资料驱动,从2003~2008年积分6年。图8给出了背景试验CON中在300 hPa(图8a)和100 hPa(图8c)上的环流和温度分布,在对流层顶层青藏高原的西南侧上空出现强大的南亚高压,其暖性结构在300 hPa十分明显,基本上与观测相似。高原主体感热加热对流场和温度场的影响则分别由图8b和图8d表示。其最显著的特征是其所激发的反气旋在300 hPa为暖性结构(图8b);在100 hPa则变为冷性的(图8d),且反气旋环流更强。

刘屹岷等(2017)则进一步设计了伊朗高原主体无感热加热试验(IP\_NS),和青藏—伊朗高原主

体无感热加热试验(TIP\_NS),并与CON比较,得到与TP\_NS相似的结果:TIP主体加热在对流层顶附近能够产生上冷下暖的强大的反气旋。他们研究其形成原因,证明是由于大地形感热加热导致其上空大气热力层结发生变化所致。大地形的加热使对流层变暖的同时,也使平流层变冷(图9a)。这种现象在TIP共同加热时最强烈(图9c),在近地表增暖超过6 K,在160 hPa以上开始变冷,最冷出现在100 hPa附近,达-3 K,其中,青藏高原地表加热的贡献最大,伊朗高原的贡献比较小。究其原因,是由于在TIP和TP存在表面加热的情况下,温度垂直递减率在近地层及对流层上层明显增大(图9b),对流层顶(用-3  $\text{K km}^{-1}$ 作为阈值)明显抬升所致。在存在TIP或TP表面加热的场合,对流层顶约为125 hPa;反之,则对流层顶下降至160 hPa左右,下降了近35 hPa。正是由于TIP的加热使对流层增温和对流层顶上升,导致平流层

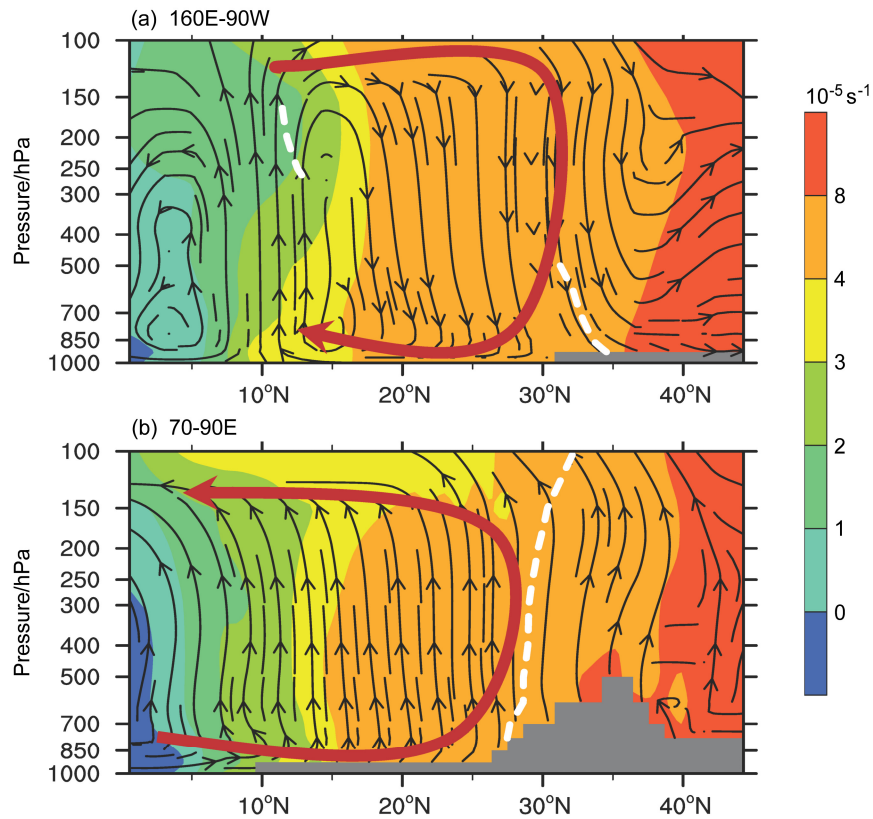


图 7 夏季平均的绝对涡度 (彩色阴影, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) 和经圈环流 (流线) 的纬度—高度分布: (a) 东太平洋 ( $160^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) 平均; (b) 亚洲季风区 ( $70^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ ) 平均。红色带箭头粗线表示经圈环流方向; 白虚线表示副高脊线位置 (纬向风  $u=0$  等值线); 灰色阴影表示地形

Fig. 7 JJA mean absolute vorticity (color shadings, units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) and meridional circulation (streamline) averaged over (a) the eastern Pacific ( $160^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ), (b) the ASM area ( $70^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$ ). Heavy red curves with arrows indicate circulation directions; white dashed curves denote the ridge line locations (zonal wind  $u=0$ ) of the subtropical anticyclone; gray shadings indicate topography

气温下降。

TP 加热对其上空温度场和流场的影响可用示意图图 10 描述, 它在 100 hPa 形成冷性的强反气旋环流, 在 300 hPa 则形成暖性的反气旋环流。这时在反气旋区域, 静力稳定度 ( $\partial\theta/\partial z$ ) 达到最小。吴国雄等 (2016) 证明在 100 hPa 和 300 hPa 之间存在一个临界气压层  $P_c(x, y)$ , 该层是温度和密度均匀分布的等温层和等密度层, 即:

$$\begin{cases} \nabla_p T \equiv 0, \\ \nabla_p \alpha \equiv 0, \\ P = P_c. \end{cases} \quad (3)$$

可以证明在该层上, 切向速度 ( $v_s$ ) 的一阶导数为零:

$$\begin{cases} \frac{\partial v_s}{\partial P} = -\frac{R}{fP_c} \cdot \frac{\partial T}{\partial r} \equiv 0, \\ P = P_c, \end{cases} \quad (4)$$

而且其二阶导数大于零:

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 v_s}{\partial P^2} = -\frac{R}{fP_c} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{\partial T}{\partial P} \right) > 0, \\ P = P_c, \end{cases} \quad (5)$$

其中,  $\alpha$  为比容,  $P$  为气压,  $R$  为干空气比气体常数,  $f$  为地转参数,  $r$  为原点在反气旋中心的矢径坐标。这就是说, 在该等温层  $P_c(x, y)$  上的反气旋环流 ( $v_s < 0$ ) 就是对流层顶附近最强的反气旋环流。换言之, TP 的表面加热在夏季能够在其上空形成最小的绝对涡度 ( $f + \zeta$ )。

还由于静力稳定度 ( $\partial\theta/\partial z$ ) 在该反气旋中心处最小, 因此在该处垂直位涡也为最小 ( $\alpha(f + \zeta)(\partial\theta/\partial z)$ )。

图 11a 给出了 CON 和 TP\_NS 试验中 150 hPa 场上的绝对涡度的差异的分布。它表明 TP 主体在夏季的地表加热能够在对流层高层产生负的绝对涡度差异, 其中心位于帕米尔上空, 强度约为  $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。图 11b 则给出两试验中沿  $35^{\circ}\text{N}$  (绝对涡度

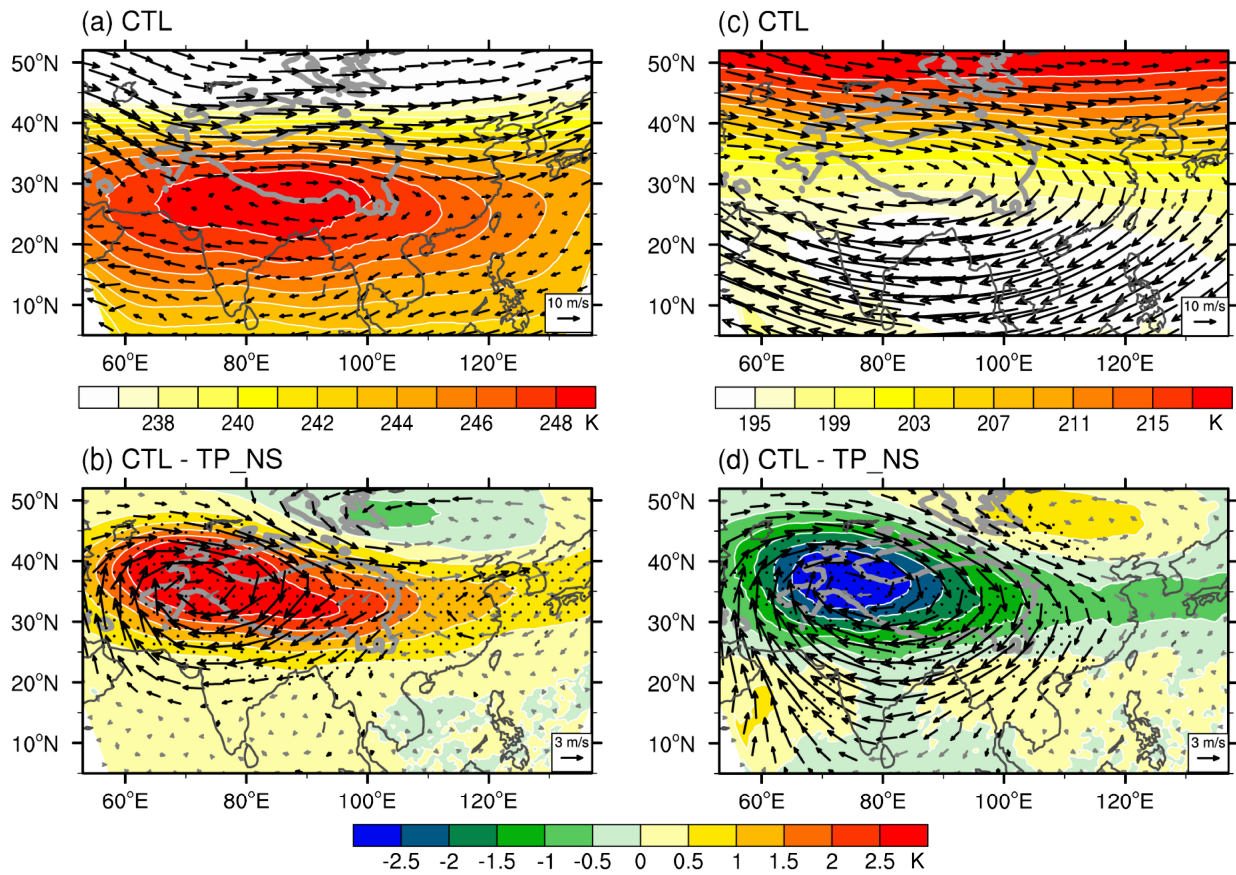


图 8 基于 WRF 模式试验中夏季平均的温度场 (彩色阴影, 单位: K) 和风场 (箭头, 单位:  $m s^{-1}$ ) 在 (a, b) 300 hPa 和 (c, d) 100 hPa 的分布: (a, c) CTL 试验; (b, d) CTL 试验减 TP\_NS 试验。图 b、d 中, 黑色箭头和打点区分别表示风场差异和温度差异超过 95% 信度水平。(改编自吴国雄等, 2016)

Fig. 8 JJA mean air temperature (color shadings, units: K) and wind field (arrows, units:  $m s^{-1}$ ) at (a, b) 300 hPa and (c, d) 100 hPa from WRF model for the experiments of (a, c) CTL and (b, d) the differences between CTL and TP\_NS. In Figs. b and d, the black arrows and the dotted regions denote wind differences and temperature differences above 95% confidence levels. (Adapted from Wu et al., 2016)

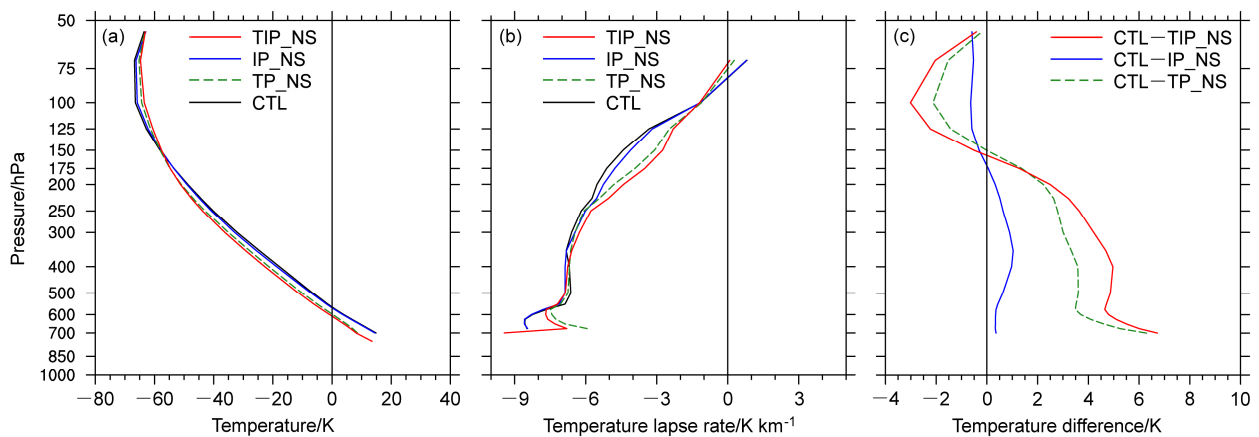


图 9 模式模拟的在青藏高原上空 (37°N, 95°E) 处的 (a) 温度廓线、(b) 温度垂直递减率和 (c) 背景试验 CTL 与高原无表面感热加热试验的温度差异廓线。(改编自刘屹岷等, 2017)

Fig. 9 Profiles over the Tibetan Plateau (37°N, 95°E) produced from numerical experiments of (a) air temperature, (b) lapse rate, and (c) temperature difference between CTL and TIP\_NS. (Adapted from Liu et al., 2017)



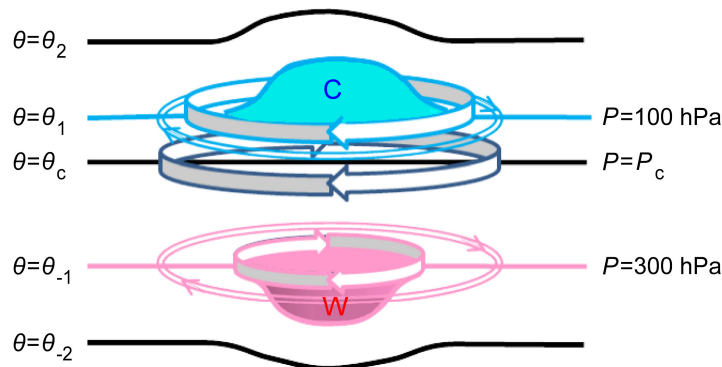


图 10 青藏高原主体加热通过改变对流层上层的温度场和流场结构在近对流层顶形成最小位涡强迫的示意图。 $P_c$  表示临界气压层，箭头表示反气旋环流，“C”和蓝色表示冷性，“W”和粉红色表示暖性。（引自吴国雄等，2016）

Fig. 10 Schematic diagram indicating the formation of the area of minimum PV (potential vorticity) forcing near the tropopause due to thermal forcing over the main body of the TP.  $P_c$  indicates critical pressure level, vectors indicate anticyclonic circulation, “C” and blue denote cold temperature, “W” and pink denote warm temperature. (Cited from Wu et al., 2016)

负差值中心处) 位涡差异的经度—高度剖面分布。可见夏季 TP 主体的感热加热在其对流层上空激发出负的位涡差异，其中心位于高原西部 (70°E 附近) 高空 150 hPa 处，强度超过 1 PVU (1 PVU =  $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ )。

Plumb and Hou (1992) 给出的动力判据表明，当副热带高层的绝对涡度出现小值甚至为负时，大气对纬向对称加热将呈现角动量守恒 (AMC) 式的经圈环流型。吴国雄等 (2016) 和刘屹岷等 (2017) 的上述工作表明，正是由于夏季青藏—伊朗高原感热气泵 (TIP-SHAP) 的影响，改变了其上空的温度和环流结构，有利于副热带季风型经圈环流的发展，从而给亚洲副热带季风提供了大范围上升运动的背景条件。

### 5 关于青藏高原对南亚季风形成影响的近期讨论

自叶笃正等 (1957) 和 Flohn (1957) 提出青藏高原夏季是大气运动的热源并能影响亚洲乃至全球气候以来，关于青藏高原的加热作用对亚洲季风形成和变化的影响的研究取得了广泛成果 (Yanai and Wu, 2006; Wu et al., 2007)。2010 年 BK 在自然杂志发表文章 (Boos and Kuang, 2010)，认为对南亚季风的形成而言，青藏高原的热力作用并不重要，重要的是高耸的喜马拉雅山对来自北方干冷空气的隔离作用，使得印度低空高能量 (用高  $\theta_e$  表示) 地区得以与高空的南亚暖中心通过对流发展耦合起来，从而维持印度季风。他们的推论主要基于图 4a-c 的数值试验结果。BK 提出的不同观点引起重要的反响，也有力地推动了关于青藏高原气候影响的学术讨

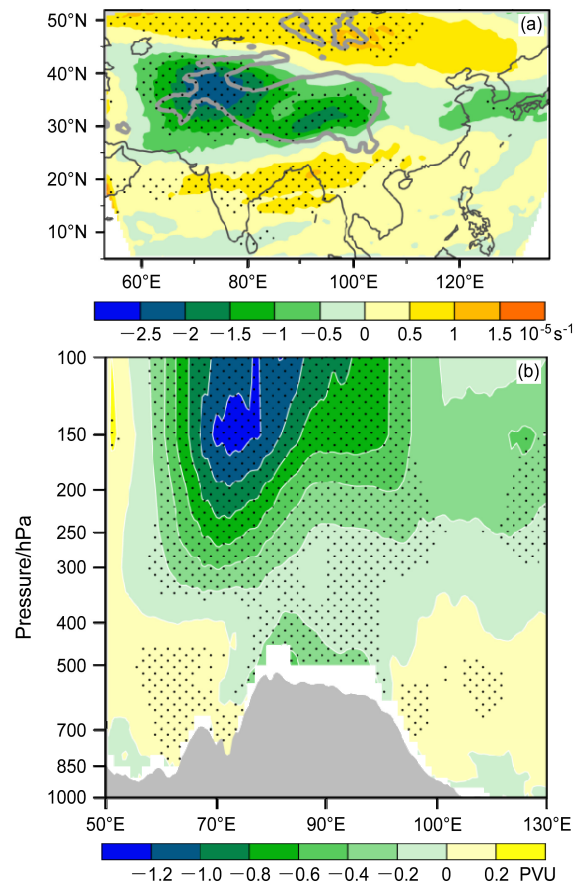


图 11 基于 WRF 模式模拟的夏季 CTL 和 TP\_NS 两组试验的差异常 (CTL-TP\_NS) 分布: (a) 150 hPa 绝对涡度 (单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ); (b) 沿 35°N 的垂直位涡 (单位: PVU, 1 PVU =  $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ )。打点区表示差异超过 95% 信度水平。(改自吴国雄等，2016)

Fig. 11 JJA mean distributions of differences in (a) 150-hPa absolute vorticity (shadings, units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) and (b) potential vorticity (units: PVU, 1 PVU =  $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) along 35°N simulated by experiment CTL and experiment TP\_NS (CTL minus TP\_NS). Dotted regions denote statistical significance of the differences above the 95% confidence level. (Adapted from Wu et al., 2016)

论。Science 刊物还采访了 Hoskins 和 Webster 等专家并对此争论进行了报道 (Qiu, 2013)。通过这种有益的学术争论, 使我们对青藏高原的热力动力作用有更深入的认识。下面对近期的进展作简要回顾。

### 5.1 青藏高原对北方冷空气的隔绝作用问题

He et al. (2015) 计算了夏至点到达大气层顶的太阳辐射, 表明在副热带 30°N 的日辐射量为 476 W m<sup>-2</sup>, 比在热带 (17°N) 的日辐射量 436 W m<sup>-2</sup> 多了 6% (图 12a)。由于夏季 (以 7 月份为代表) 青藏高原北部的云量不足 5 成, 而在印度和南亚普遍在 8 成以上, 因此到达地表的短波辐射在高原北部多达 270 W m<sup>-2</sup> 以上, 而在印度北部约为 200 W m<sup>-2</sup> (图 12b)。从年变化来看 (图 12c), 冬季最强的大气层顶太阳辐射在赤道以南, 而夏季强达 480 W m<sup>-2</sup> 以上的强辐射则位于 35°~50°N 之间, 明显的高于印度上空的辐射量。从对再分析资料 ERA40 (图 12d)、GCM 的背景试验 (图 12e)、以及移去 TIP 的无地形的敏感性试验 (图 12f) 的分析可知, 在高原所在的经度范围 (75°~100°E) 内, 在冬半年偏北风冷空气 (近地层西北风或东北风) 可以不受青藏高原阻挡侵入到热带, 在夏季则没有冷空气能够侵入到 20°N 以南。这是因为夏季高原北部的地面气温比高原南部的高。其实, 由于青藏高原位于非洲—亚欧大陆的东部, 又由于夏季大陆的加热产生近地层的大陆尺度气旋式环流, 使得夏季欧亚大陆 70°E 以东的热带、副热带地区基本受偏南风气流控制。因此就气候平均态而言, 夏季并不存在北风对南亚地区入侵的威胁。

### 5.2 表面高熵区与南亚暖中心的对流耦合问题

Emanuel et al. (1994) 关于对流云中的对流有效位能 (CAPE) 的发展依赖于云底以下 (subcloud) 熵增长的理论是对积云动力学的重要贡献。由此发展起来的风驱动表面热能交换 (WISHE) 理论被广泛用于强对流和台风发展的研究中。而与南亚高压相联系的南亚暖中心是行星尺度的大气现象, 其动力学与小尺度对流的动力学完全不同。图 13a 表明夏季对流层暖中心 (UTTM) 是与高层的南亚高压中心重合的。图 13b 则表明 UTTM (等值线) 与地表高熵区 (紫色点区) 以及 500 hPa 上升运动 (绿色填色区) 并不存在一一对应关系, 尤其是在 UTTM 中心西部, 地表高熵区上空反而受下沉运动控制。如果沿 UTTM 的 246 等温线占据的经度范围

(60°~100°E) 作一个南北剖面 (图 13c), 则可以发现, UTTM 和南亚高压所在的纬度带并无明显的上升运动。相反强的上升运动和加热 (主要应是对流加热, 在高原低空还有感热加热) 发生在 UTTM 的北面高原斜坡和南部热带海洋上空。

### 5.3 南亚高空暖中心的形成

那么, 南亚的 UTTM 是如何产生的呢? 利用热成风关系和 Sverdrup 平衡关系, Wu et al. (2015b) 证得副热带加热  $Q(x, y)$  和温度场  $T(x, y)$  存在如下的 ( $T-Q_z$ ) 关系:

$$T(x, y) = \lambda \frac{\partial Q(x, y)}{\partial x}, \quad (6)$$

其中,  $\lambda$  是一个与  $(x, y)$  无关的系数。上式表明, 加热所强迫的温度场落后加热场 1/4 位相, 如图 14 所示。在副热带, 经向风满足如下的 Sverdrup 平衡 (刘屹岷等, 2001):

$$\beta v \propto \frac{\partial Q}{\partial z}, \quad (7)$$

因此, 东亚季风的对流加热在低空产生南风, 在高空激发出北风, 呈现北风型垂直切变。在 UTTM 以西的中亚地区, 表面感热 ( $\partial Q / \partial z < 0$ ) 制造近地层北风, 自由大气的长波辐射 ( $\partial Q / \partial z > 0$ ) 激发出南风, 出现南风型垂直切变。由于热成风的约束:

$$\frac{\partial v}{\partial z} \propto \frac{\partial T}{\partial x}, \quad (8)$$

暖中心于是出现在东亚季风加热区西部, 而冷中心出现在东亚季风加热区的东部。与此同时, 在惯性力作用下 (黄箭头), 经向风垂直切变还造成的 UTTM 上空的纬向风辐合及低空的辐散, 因此暖中心 (南亚高压中心) 处对应着下沉运动 (图 13c), 而不是上升运动。这就是说, 南亚暖中心的形成是一个大尺度动力学问题。

其实, 在数值模式试验中如果把喜马拉雅山脉从青藏高原中去除, 南亚夏季风仍然存在并略向北扩张<sup>①</sup>。这表明对印度季风而言, TP-SHAP 的热力抽吸是基本的, 而喜马拉雅山的阻挡并不重要。

## 6 结论和展望

自 1997 年青藏高原感热气泵 (TP-SHAP) 的概念被提出至今已有二十年。随着近年来有关青藏高原的天气气候影响研究的迅速发展, TP-SHAP 影响亚洲夏季风的机制也逐渐明晰。其一, 高原斜坡

① 与刘森峰的个人交谈。

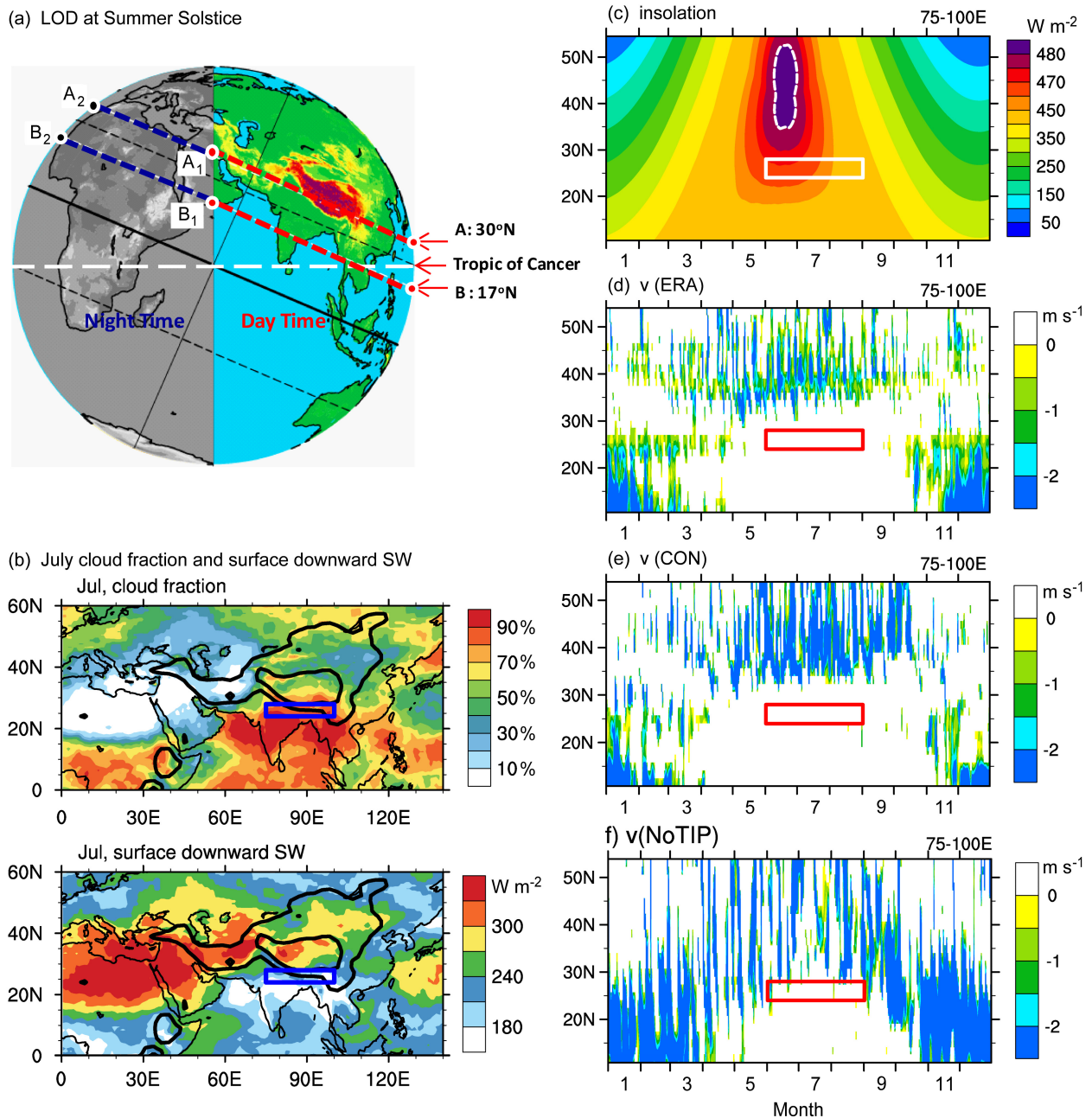


图 12 (a) 夏至日长分布, 彩色阴影表示地形; (b) 7 月云量 (上图) 和到达地表的短波辐射 (单位:  $W m^{-2}$ , 下图); (c) 75°~100°E 范围内平均的到达大气层顶的太阳辐射随纬度分布的年变化 (单位:  $W m^{-2}$ ), 白色虚线表示 480  $W m^{-2}$  等值线, 白色方框示 6~8 月南亚季风区北部 (24°~28°N) 所在位置。75°~100°E 范围内平均的地表北风风速 ( $m s^{-1}$ ) 分布: (d) 2001 年 ERA-interim 资料; (e) CON 试验; (f) 无地形试验 NOTIP。图 d~f 中, 红色方框示 6~8 月南亚季风区北部 (24°~28°N) 所在位置。(改自 He et al., 2015)

Fig. 12 (a) The length of day (LOD) on the summer solstice; (b) July mean cloud fraction (upper panel) and surface downward short wave radiation (units:  $W m^{-2}$ , lower panel); (c) annual evolution of daily short wave radiation (units:  $W m^{-2}$ ) averaged along 75°–100°E at the TOA (top of atmosphere), white dashed line denotes the 480  $W m^{-2}$  contour, the white rectangle indicate the South Asian summer monsoon (SASM) region (24°–28°N) during JJA. Annual evolution of surface northerly wind (units:  $m s^{-1}$ ) occurrence averaged along 75°–100°E from (d) ERA-interim in 2001, (e) experiment CON, (f) experiment NOTIP (no TIP topography). The red rectangles in Figs. d–f indicate the SASM region (24°–28°N) during JJA. (Adopted from He et al., 2015)



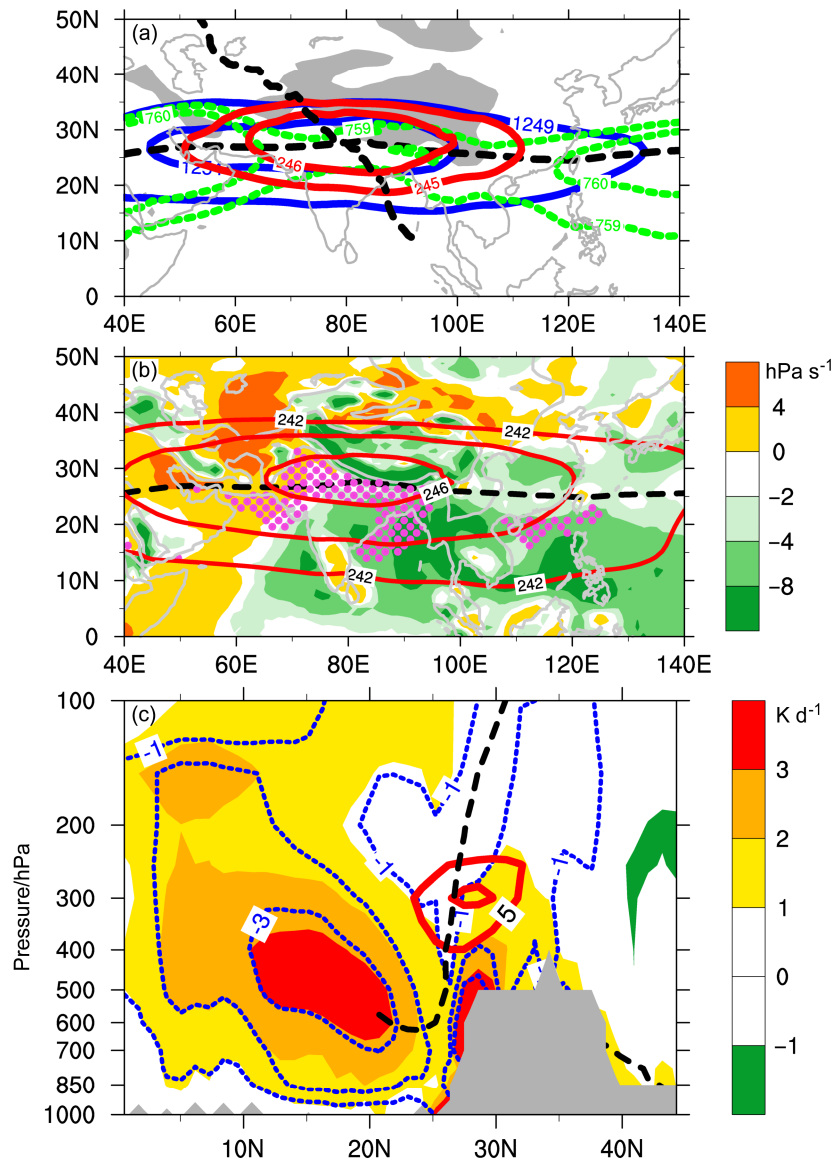


图 13 从 ERA 再分析资料计得的夏季要素分布：(a) 200 hPa (蓝色) 和 400 hPa (绿色) 等高线 (单位: dagpm) 和 200~400 hPa 质量加权平均等温线 (红色, 单位: K); (b) 500 hPa 垂直速度 (填色, 单位: hPa s<sup>-1</sup>), 200~400 hPa 质量加权平均等温线 (红色线, 单位: K), 地表熵>356 K 区域 (紫色点区, 单位: K), 以及 300 hPa 等压面上的 u=0 等值线 (黑色虚线); (c) 60°~100°E 平均的非绝热加热 Q/c<sub>p</sub> (填色, 单位: K d<sup>-1</sup>) 和绝热加热 (蓝色点线, 单位: K d<sup>-1</sup>), 副高脊线 (黑虚线), 以及温度对 (0°~50°N, 40°~160°E) 区域平均的偏差 (红线, 单位间隔 5 K)。(引自 Wu et al., 2015)

Fig. 13 JJA mean distributions from ERA reanalysis data: (a) 200-hPa geopotential height (blue solid lines, units: dagpm) and 400-hPa geopotential height (green dashed lines, units: dgpm), 200–400 hPa mass-weighted mean temperature (red solid lines, units: K); (b) 500-hPa vertical velocity (shadings, units: hPa s<sup>-1</sup>), 200–400 hPa mass-weighted mean temperature (red contours, units: K), surface entropy more than 356 K (purple stippled; units: K), and the 300-hPa contour of u=0 (black dashed line); (c) 60°–100°E averaged diabatic heating Q/c<sub>p</sub> (shadings, units: K d<sup>-1</sup>) and adiabatic heating (blue dotted contours, units: K d<sup>-1</sup>), ridgeline (black dashed line), and mean temperature deviation (red contours, interval: 5 K) from the area (0°–50°N, 40°–160°E). (Cited from Wu et al., 2015)

上的加热增加了移向高原的气块的能量使其在该区域上升。其二，TIP-SHAP 加热所产生的位涡强迫在对流层低层激发出绕高原的强度大、范围广的气旋式环流，把海洋上的丰沛水汽输向大陆从而支持着陆地上的季风对流降水。其三，TIP-SHAP 加热改变了其上方的温度和环流结构，产生绝对涡度

最小值，从而在亚洲季风区激发出大范围的季风型经圈环流，为亚洲夏季风降水制造了大范围大尺度上升运动的环流背景。正是由于 TIP-SHAP 的强迫作用，才形成了南亚夏季风的北支和东亚夏季风。

本文只回顾了 TIP-SHAP 对亚洲夏季风形成的影响。TIP-SHAP 不同时间尺度上的变化也影响着

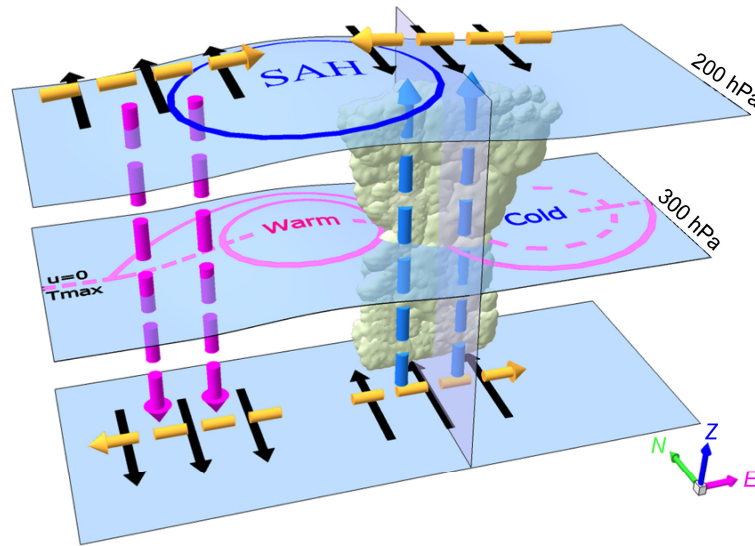


图 14 上对流层温度最大中心的经度位置与加热垂直梯度分布的  $T-Q_2$  关系示意图。副热带强烈的季风对流加热导致上升运动（蓝色向上箭头），并在加热中心上方引起北风切变（黑色箭头），进一步导致了对流层上层向东的温度梯度减弱，最终导致 UTTM 在加热中心西侧形成，并伴随南亚高压增强。在副热带欧亚大陆西部的垂直南风切变是由局地表面的强感热加热以及对流层上层的长波辐射冷却导致（红色向下箭头），在冷却区东侧的 UTTM 和 SAH（South Asian High）的形成有重要贡献。黑箭头为加热驱动的经向风  $v$ ，橘黄色箭头示与气压梯度力平衡的惯性力  $fv$ ，蓝色实线表示 200 hPa 南亚高压分布，粉色实线表示 300 hPa 等温线，粉色虚线为 300 hPa 上  $u=0$  的等值线。（引自 Wu et al., 2015）

Fig. 14 Schematic diagram of the  $T-Q_2$  mechanism contributing to the longitudinal location of the upper-troposphere temperature maximum (UTTM). Strong monsoon convective latent heating induces upward motion (blue upward arrows) along the subtropics, and results in local development of a vertical northerly shear (black arrows). Further, it induces an eastward decreasing temperature gradient over the heated layer in the upper troposphere, and eventually leads to the formation of the UTTM and the intensified South Asian High (SAH) to the west of the heating. The vertical southerly shear over the western Eurasian subtropics is caused by strong surface sensible heating at surface and longwave radiation cooling (red downward arrow) in the upper troposphere. It contributes to the formation of the UTTM and SAH on the eastern side of the cooling. The black arrows denote the meridional wind driven by heating, the orange arrows denote the Coriolis force ( $fv$ ) which is in geostrophic balance with the pressure gradient force, the blue solid line denotes the SAH at 200 hPa, the pink solid line denotes air temperature at 300 hPa, and the pink dashed line denotes  $u=0$  contour at 300 hPa. (Cited from Wu et al., 2015)

亚洲气候在不同时间尺度上的变化 (Liu et al., 2012)。但必须注意的是，TIP-SHAP 在季风形成中的根本作用并不能保证其在季风时间变化中起决定作用。Ma et al. (2014) 的数值试验表明，在保留 Himalaya 或 TIP 表面加热的背景下，南亚局地近地层热通量的增加对当地季风对流的影响要比 TP 斜坡上热通量增加的“遥”影响明显得多。这是因为在具备充足水汽的前提下，局地表面加热能导致局地近地表熵能量的异常增加并导致局地对流的发展。这意味着在考虑 TIP 的影响下，还必须利用辐射—对流平衡 (CRE) 理论 (Molnar and Emanuel, 1999; Hu and Boos, 2017) 去分析不同空间尺度强迫对季风变化的共同影响。

本文的回顾是假定 TIP 上存在地表感热加热。这里我们面临的挑战是这种感热是如何形成和变化的。既然地表感热是地表风速和地—气温差的函数，而它们都与大气环流及温度密切相关，因此

TIP-SHAP 不仅是大气环流的驱动因子，它也是大气环流变化所形成的，两者互为因果，这就使得研究的难度变大了。

我们面临的又一挑战是 TIP-SHAP 和气候系统的其他成员（如陆地、海洋、冰雪圈和生物圈等）是如何共同影响亚洲季风的各种尺度变化的。近年来，关于海—气相互作用各种时间尺度变化的讯号对季风的影响已有大量研究。但如何把多圈层相互作用作为一个整体去影响亚洲季风的变化仍然是一个重大的挑战。随着观测资料的不断丰富及数值模拟水平的不断提高，我们期盼在不久的将来有关青藏高原和海洋共同影响亚洲季风的研究能取得新的突破。

致谢 感谢于威博士生提供图 1、2。感谢卓海峰博士提供图 9。

## 参考文献 (References)

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, doi:10.1038/nature08707.
- Emanuel K A, Neelin J D, Bretherton C S. 1994. On large-scale circulations in convecting atmospheres [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120 (518): 1111–1143, doi:10.1002/qj.49712051902.
- Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 35A: 180–186, doi:10.2151/jmsj1923.35A.0\_180.
- He B, Wu G X, Liu Y M, et al. 2015. Astronomical and hydrological perspective of mountain impacts on the Asian summer monsoon [J]. *Sci. Rep.* 5: 17586, doi:10.1038/srep17586.
- Held I M, Hou A Y. 1980. Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37 (3): 515–533, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<0515:NASCIA>2.0.CO;2.
- Hoskins B J. 1991. Towards a PV- $\theta$  view of the general circulation [J]. *Tellus*, 43 (4): 27–35, doi:10.1034/j.1600-0870.1991.t01-3-00005.x.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111 (470): 877–946, doi:10.1002/qj.49711147002.
- Hu S N, Boos W R. 2017. The physics of orographic elevated heating in radiative-convective equilibrium [J]. *J. Atmos. Sci.*, 74 (9): 2949–2965, doi:10.1175/JAS-D-16-0312.1.
- 刘新, 吴国雄, 李伟平, 等. 2001. 夏季青藏高原加热和大尺度流场的热力适应 [J]. *自然科学进展*, 11 (1): 33–39. Liu Xin, Wu Guoxiong, Li Weiping, et al. 2001. Thermal adaptation of the large scale circulation to the summer heating over the Tibetan Plateau [J]. *Progress in Natural Science (in Chinese)*, 11 (3): 33–39, doi:10.3321/j.issn:1002-008X.2001.01.006.
- 刘屹岷, 吴国雄, 宇如聪, 等. 2001. 热力适应、过流、频散和副高 II. 水平非均匀加热与能量频散 [J]. *大气科学*, 25 (3): 317–328. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Yu Rucong, et al. 2001. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part II: Horizontal inhomogeneous heating and energy dispersion [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (3): 317–328, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.03.
- 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, doi:10.1007/s003820000117.
- 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.
- 刘屹岷, 王子谦, 卓海峰, 等. 2017. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发 II: 伊朗高原—青藏高原感热加热 [J]. *中国科学: 地球科学*, 47 (3): 354–366, doi:10.1360/N072016-00080. Liu Yimin, Wang Ziqian, Zhuo Haifeng, et al. 2017. Two types of summertime heating over Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing. II: Sensible heating over Tibetan–Iranian Plateau [J]. *Science China Earth Sciences*, 60 (4): 733–744, doi:10.1007/s11430-016-9016-3.
- Ma D, Boos W, Kuang Z M. 2014. Effects of orography and surface heat fluxes on the South Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 27 (17): 6647–6659, doi:10.1175/JCLI-D-14-00138.1.
- Molnar P, Emanuel K A. 1999. Temperature profiles in radiative-convective equilibrium above surfaces at different heights [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D20): 24265–24271, doi:10.1029/1999JD900485.
- 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, doi:10.1175/1520-0469(1992)049<1790:TROAZS>2.0.CO;2.
- Qiu J. 2013. Monsoon melee [J]. *Science*, 340 (6139): 1400–1401, doi:10.1126/science.340.6139.1400.
- 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, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<0280:ASSSMO>2.0.CO;2.
- 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, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<0263:ASSSMO>2.0.CO;2.
- Schneider E K. 1987. A simplified model of the modified Hadley circulation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44 (22): 3311–3328, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<3311:ASMOTM>2.0.CO;2.
- Thorpe A J. 1985. Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42 (4): 397–406, doi:10.1175/1520-0469(1985)042<0397:DOBVSU>2.0.CO;2.
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流 [J]. *大气科学*, 24 (4): 433–446. Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24 (4): 433–446, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.04.01.
- Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 13 (1): 1–18, doi:10.1007/BF02657024.
- 吴国雄, 李伟平, 郭华, 等. 1997. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风 [M]//叶笃正. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 116–126. Wu Guoxiong, Li Weiping, Guo Hua, et al. 1997. Sensible heat driven air-pump over the Tibetan Plateau and its impacts on the Asian summer monsoon [M]//Ye Duzheng. Collections on the Memory of Zhao Jiuzhang (in Chinese). Beijing: Science Press, 116–126.
- Wu G X, Liu Y M, Zhang Q, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4): 770–789, doi:10.1175/JHM609.1.
- Wu G X, Liu Y M, Dong B W, et al. 2012a. 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, Liu Y M, He B, et al. 2012b. Thermal controls on the Asian summer monsoon [J]. *Sci. Rep.*, 2: 404, doi:10.1038/srep00404.
- Wu G X, Duan A M, Liu Y M, et al. 2015a. Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook [J]. *National Science Review*, 2 (1): 100–116, doi:10.1093/nsr/nwu045.
- Wu G X, He B, Liu Y M, et al. 2015b. Location and variation of the summertime upper-troposphere temperature maximum over South Asia [J]. *Climate Dyn.*, 45 (9–10): 2757–2774, doi:10.1007/s00382-015-



- 2506-4.
- 吴国雄, 卓海峰, 王子谦, 等. 2016. 夏季亚洲大地形双加热及近对流层顶位涡强迫的激发 (I): 青藏高原主体加热. 中国科学: 地球科学, 46 (9): 1209–1222, doi:10.1360/N072015-00519. Wu Guoxiong, Zhuo Haifeng, Wang Ziqian, et al. 2016. Two types of summertime heating over the Asian large-scale orography and excitation of potential-vorticity forcing. I: Over Tibetan Plateau [J]. Science China: Earth Sciences, 59 (10): 1996–2008, doi:10.1007/s11430-016-5328-2.
- Yanai M, Wu G X. 2006. Effects of the Tibetan Plateau [M]//Wang B. The Asian Monsoon. Berlin, Heidelberg: Springer, 513–549.
- 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, 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 surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (2): 108–121, doi:10.11676/qxxb1957.010.