

包庆, Bin WANG, 刘屹岷, 等. 青藏高原增暖对东亚夏季风的影响——大气环流模式数值模拟研究. 大气科学, 2008, **32** (5): 997~1005
Bao Qing, Wang Bin, Liu Yimin, et al. The impact of the Tibetan Plateau warming on the East Asian summer monsoon—A study of numerical simulation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (5): 997~1005

青藏高原增暖对东亚夏季风的影响—— 大气环流模式数值模拟研究

包庆^{1, 2, 4} Bin WANG^{2, 3*} 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数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 夏威夷大学气象系和国际太平洋研究中心, 檀香山 96822

3 中国海洋大学海洋环境学院, 青岛 266003

4 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 20 世纪 50 年代以来, 随着全球海表面温度年代际变化和全球变暖现象的出现, 东亚夏季风降水和环流场也出现相应的年代际变化。是什么原因引起这个长期的变化趋势? 研究表明青藏高原增暖可能是导致东亚夏季风年代际变化的重要因子之一。为了更好地理解青藏高原地表状况对下游东亚季风的影响, 作者使用德国马普气象研究所大气环流模式 (ECHAM) 进行一系列数值试验。在两组敏感性试验中, 通过改变高原上的地表反照率从而达到改变地表温度的目的。数值试验结果表明: 青藏高原增暖有助于增强对流层上层的南亚高压、高原北侧西风急流和高原南侧东风急流以及印度低空西南季风; 与此同时, 东亚地区低层西南气流水汽输送增强。高原增暖后降水场的变化表现为: 印度西北部季风降水增加, 长江中下游以及朝鲜半岛梅雨降水增多; 在太平洋副热带高压控制下的西北太平洋地区和孟加拉湾东北部, 季风降水减少。对数值模拟结果的初步诊断分析表明: 在感热加热和对流引起的潜热加热相互作用下, 南亚高压强度加强, 东亚夏季低层西南季风增大、梅雨锋降水增强, 高原东部对流层上层的副热带气旋性环流增加, 以及对流层低层的西太平洋副热带高压增强。另外, 在青藏高原增暖的背景下, 孟加拉湾地区季风降水减弱。本项研究有助于更好地理解东亚夏季风年代际变化特征和未来气候变化趋势。

关键词 青藏高原增暖 东亚夏季风 年代际变化

文章编号 1006-9895 (2008) 05-0997-09

中图分类号 P461

文献标识码 A

收稿日期 2007-02-08, 2007-05-08 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403600, 中国科学院团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”, 国家自然科学基金资助项目 40475027、40221503、40575028、40523001

作者简介 包庆, 男, 1979 年出生, 博士研究生, 研究方向: 气候模式的发展和应用、气候动力学。E-mail: baoqing@mail.iap.ac.cn

* 通讯作者 E-mail: wangbin@hawaii.edu

The Impact of the Tibetan Plateau Warming on the East Asian Summer Monsoon—A Study of Numerical Simulation

BAO Qing^{1, 2, 4}, Bin WANG^{2, 3}, LIU Yimin¹, and WU Guoxiong¹

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 Department of Meteorology and International Pacific Center, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822

³ College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266003

⁴ Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract East Asian monsoon precipitation and circulation have experienced an interdecadal change in the last 50 years that was concurrent with the changes in global SST and recent global warming. What gives rise to this long term change has been an outstanding issue. One possible cause is the change over the Tibetan Plateau. To understand the possible impact of the Tibetan Plateau surface conditions on the downstream East Asian monsoon, a suite of sensitivity experiments were performed with Hamburg's atmospheric general circulation model (ECHAM). The land surface albedo was changed in two sets of sensitivity tests so that the Tibetan Plateau land surface temperature was changed accordingly.

The results show that a warmer condition over the Tibetan Plateau tends to enhance the upper tropospheric South Asia high and the westerly jet stream to its north and the Indian monsoon to its south, meanwhile the moisture transport toward East Asia increases. The changes in the precipitation pattern are featured by increasing rainfall over northwestern India and Meiyu and decreasing rainfall in the regions under the control of Pacific subtropical high and the Bay of Bengal.

Preliminary diagnostic analysis suggests that the plateau warming has initially increased sensible heating and convective heating locally, which then enhanced the low-level southwest monsoon transport toward down stream of the plateau, resulting in increased precipitation and latent heat release in eastern China. The changes in the overall diabatic heating strengthen the upper-tropospheric South Asia high and downstream subtropical trough. This result may have meaningful implications for understanding the interdecadal change and future change of the East Asian summer monsoon.

Key words Tibetan Plateau warming, East Asian summer monsoon, interdecadal change

1 引言

很多研究表明,东亚地区“南涝北旱”(长江涝、黄河旱)的年代际变化现象在近50年中呈现出增多趋势^[1~5]。这种变化是局地性现象,还是一个东亚地区乃至全球范围内的更大尺度现象?图1为1976年之后(1976~2003)和1976年之前(1948~1975)东亚夏季(JJA)降水的年代际变化分布,其中降水资料来源于全球陆地降水资料^[6, 7]。如图1所示,夏季季风降水变化表现出明显的西南-东北带状走向:从长江中下游地区经过中国东海、朝鲜半岛、一直到日本北部地区的梅雨(日本称为“Baiu”,韩国称“Changma”)雨带降水显著增加,

同时,该雨带南北两侧降水呈现出减少趋势。这种降水变化的分布表明,从20世纪50年代以来,中国“南涝北旱”变化趋势是东亚夏季风降水带大尺度变化的一部分。

20世纪50年代以来,青藏高原地表温度表现出明显的增温趋势^[8]。虽然存在一定的不确定性,但是在Delaware地表面温度资料^[9]中,同样可以明显发现高原地区地表温度升高的证据(图略)。另外,Liu等^[10]通过青藏高原97个观测站点资料发现,20世纪中期以来青藏高原主体存在明显的增温趋势。青藏高原地区全年平均地表温度增幅达到0.16 K/10 a,夏季0.08 K/10 a,冬季增暖最明显,达到0.32 K/10 a。Chen等^[11]应用区域气候模

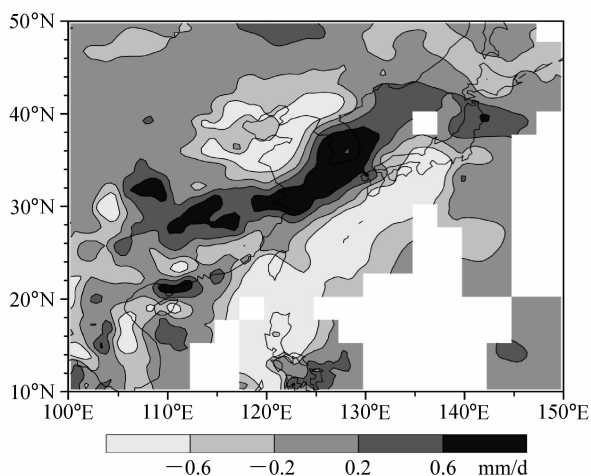


图1 东亚地区夏季(6~8月)降水年代际变化分布(1976~2003年平均值与1948~1975年平均值的差异场)。降水资料来源于1948~2003年全球陆地降水资料(PREC/L)

Fig. 1 The epochal change of PREC/L rainfall over East Asia during boreal summer (the difference between the 1976 - 2003 average and the 1948 - 1975 average)

式,成功模拟在全球二氧化碳浓度增加大背景下青藏高原增暖的趋势,并且运用数值试验结果讨论青藏高原增暖的物理机制。此外,根据Lau等^[12]的研究,气溶胶在青藏高原增暖过程中也起一定作用。在政府间气候变化专门委员会(IPCC)第四次评估报告(AR4)采用的气候系统模式中,我们也可以清楚地发现青藏高原增暖的证据:根据9个模式A1B情景试验结果,高原地区地表温度平均增暖超过4K,明显大于高原周围增温的振幅(文献^[13]图2a)。因此,我们需要回答如下问题:当青藏高原增暖后,东亚季风会发生什么变化?

近年来,一系列新的研究从观测方面探讨青藏高原热力作用对东亚夏季风的影响:Zhao等^[14]分析逐月高原热源的垂直积分(Q1)资料,发现在夏季青藏高原热源与高原东南部、孟加拉湾和东亚地区的对流有明显正相关;Zhang等^[15]基于热力学方程,通过分析南亚高压热力结构指出,盛夏亚洲大陆对流层高层南亚高压具有双模态:青藏模态和伊朗模态,青藏模态以上升运动和非绝热加热为特征。同时,南亚高压的双模态和亚洲地区季风降水异常紧密相关。通过计算青藏高原上空非绝热加热,Hsu等^[16]研究结果表明夏季东亚季风地区降水异常分布的年际变化与春夏季青藏高原非绝热加热关系紧密。高原地区非绝热加热增加,对应东亚

夏季风降水出现纬向带状的三级结构,或者称为“三明治”结构:长江中下游地区、朝鲜半岛南部和日本的大部分地区降水表现为正异常,降水偏少的地区为华南地区和华北及朝鲜半岛北部地区。Qian等^[17]发现青藏高原积雪对中国夏季风降水有很大影响,结合区域气候模式模拟结果,他们指出高原雪盖和雪深的增加可以推迟季风爆发的时间、减弱中国夏季风的强度。

研究青藏高原增暖对东亚夏季风系统影响,可以帮助我们更好地理解未来气候系统的变化特征。然而,根据前人的研究结果我们还不能完全回答青藏高原增暖后对东南亚地区乃至全球的影响是什么?为了回答这个问题,本文采用大气环流模式(AGCM)进行一系列数值试验。在数值试验中,为了突出青藏高原的作用,每组试验都使用相同的外强迫条件,包括气候平均海表面温度(SST)、温室气体和气溶胶浓度。基于数值试验的结果,本文重点阐明如下问题:青藏高原增暖如何影响其下游地区夏季风降水分布?第2节是ECHAM4数值模式介绍和控制试验、敏感性试验设计介绍,第3节分析数值试验结果,给出青藏高原增暖后,东亚夏季风各个子系统的变化,第4节分析高原增暖影响东亚夏季风可能的物理机制,相关的讨论在第5节给出。

2 数值模式和试验设计

2.1 ECHAM4 大气环流模式(AGCM)

本研究采用数值模式为德国马普气象研究所发展的ECHAM4大气环流模式版本6.02。有关ECHAM4大气环流模式的详细介绍,可以参考Roeckner等^[18]的工作。这里,我们仅给出模式的简短描述,并介绍试验中使用数值模式的分辨率。本研究选取ECHAM4标准版本分辨率:垂直方向采用19层(L19)Sigma-P混合坐标,模式的大气层顶取到10 hPa;水平方向分辨率选取42波三角形截断(T42),相当于经向方向和纬向方向间隔都是2.81°左右。对于T42L19分辨率来说,标准的时间步长为24分钟,但是为了保证敏感性数值试验的稳定性,我们选取T63分辨率对应的15分钟作为所有数值试验时间步长^[19]。试验结果表明,在所有敏感性数值试验积分过程中,没有发生因为不稳定导致积分溢出的现象。ECHAM4陆面过程

方案来自改进的“桶”型模式,并且加入考虑降水引起地表径流的参数化方案^[20]。由于敏感性试验通过修改地表反照率改变青藏高原的地表热力状况,这里简要介绍地表反照率的计算方法。在非雪盖陆地区域,地表反照率源于混合地球辐射平衡试验(ERBE)中卫星观测到的地表生态植被状况和Dorman等^[21]估计的结果。在有积雪或者陆地冰区,地表反照率随着地表温度和绿荫面积的变化而变化^[22]。ECHAM4 模式中辐射方案相对于ECHAM3 有一定的改进,短波部分采用Fouquart等^[23]提出的二流传输模式,长波部分应用Morcrette^[24]提出的方法。ECHAM4 模式中积云对流参数化方案采用Tiedtke^[25]提出考虑深对流、浅对流和中层对流的质量通量方案,并且根据Nordeng^[26]的工作,修改其中闭合假设条件和有组织卷入和卷出的形成。ECHAM4 行星边界层方案采用可以计算湍流动量、热量、湿度和云水的高阶闭合方案^[27]。

2.2 数值试验设计

本文使用ECHAM4 T42L19 进行3组数值试验,包括一组控制试验和两组敏感性试验。大气初始条件来源于1988年1月1日ECMWF再分析资料。采用包含季节变化的气候月平均海表面温度和海冰分布作为大气低层边界条件,强迫ECHAM4 T42L19 完成12年积分试验。在积分过程中,温室气体二氧化碳、甲烷、一氧化碳、氯氟化碳(CFC-11和CFC-12)的浓度取为常数,其值分别为353 mg/kg、1.72 mg/kg、0.31 mg/kg、0.28 mg/kg 和 0.484 mg/kg^[28]。模式里气溶胶考虑四种下垫面类型(海洋、陆地、城市和沙漠),水平方向为T10谱分布,垂直方向分布参考Tanre等^[29]的研究。我们定义这组试验为“控制试验”,控制试验前两年可以认为是模式内部调整过程^[30]。接下来的两组敏感性试验从控制试验第3年开始积分,每组积分10年。在敏感性试验中,海表面温度、海冰分布、温室气体和气溶胶含量与控制试验相同。唯一不同之处是对青藏高原地表反照率进行相应修改,使得高原地区地表温度和热量状况发生改变。这种通过改变地表反照率达到改变地表热量状况的方法,不会在陆气界面产生虚假能量源或汇,从而有助于保证整个气候系统的能量平衡。我们定义青藏高原地区(27.5°N~37.5°N, 75°E~104°E)地表面反照率缩

小50%的数值试验为高原增暖的敏感性试验(简称“alb_w”);与之相对应高原变冷的敏感性试验(简称“alb_c”)中,高原地区地表反照率扩大150%。

为了突出青藏高原增暖对北半球夏季东亚季风的影响,本文着重分析两组敏感性数值试验结果的差异,而不是分析相应敏感性试验与控制试验的偏差。另外,通过对敏感性试验10年积分结果算术平均值的分析,从而减少由于初始条件和数值模式随机误差产生的不确定性。

3 试验结果

我们知道,当地表反照率减少(增加)会导致地表面温度增加(降低)。图2a给出北半球夏季(6~8月)亚洲地区表面温度10年平均alb_w与alb_c两组敏感性试验差异分布,点状阴影区域表示差异 t 检验值超过95%显著性水平的地区。由差异图可以清楚看到,青藏高原地区地表面温度有很强的正异常,高原大部分地区增暖幅度均超过2 K。地表增温最为明显的地区为高原西南部,增幅超过4 K。这正是由于高原地表反照率改变,引起地表面热力状况发生变化的结果。另外,在长江中下游地区、孟加拉湾东北部和印度半岛孟买以东大部分地区地表面温度出现明显负异常。从下面的分析可以看出,这些地方地表面温度变化都与该地区夏季风降水有着紧密的关系。由于使用包含季节变化的气候月平均SST作为外强迫,两组敏感性试验在海洋区域温度场没有变化。

图2b给出夏季亚洲地区对流层高层(100 hPa)风场alb_w与alb_c两组敏感性试验的差异分布,其中桔红色格点表示通过95%显著性水平的区域。由图2b可知,青藏高原上空存在强大的反气旋性环流异常,其中心位于(35°N, 90°E)附近。这表明夏季对流层高层控制亚洲地区的重要天气系统——南亚高压(简称SAH)强度增强。青藏高原北侧西风急流和南侧东风急流风速增大、位置北移。同时,东亚地区高层的东北风异常增大。另外,SAH下游西北太平洋上空存在明显的气旋性环流异常,中心位于(25°N, 140°E)。

图2d是对流层低层(850 hPa)的环流形势,其中桔红色格点表示两组敏感性试验差异超过95%显著性水平的区域。从风场的差异图中不难看出,对流层低层东亚包括西北太平洋地区有很强的

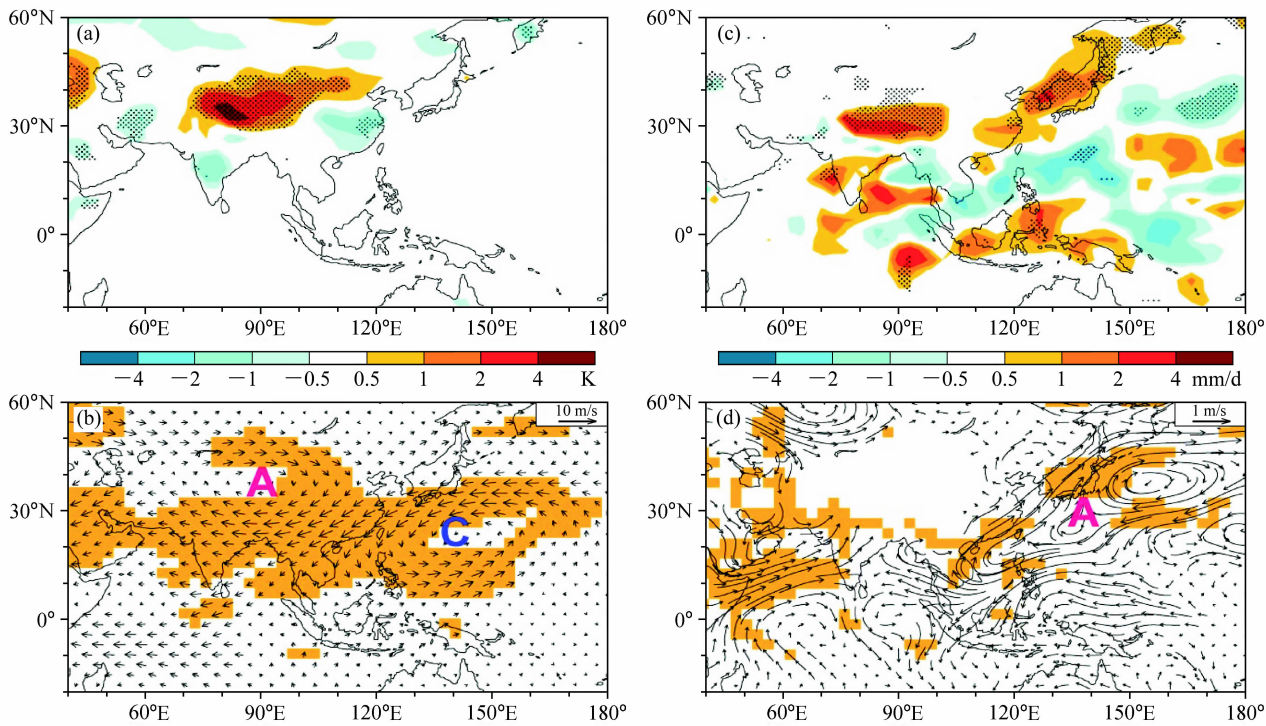


图 2 ECHAM4 T42L19 敏感性试验 alb_w 与 alb_c 的北半球夏季 (JJA) 差异场分布: (a) 地表面温度差异; (b) 100 hPa 风场差异矢量分布; (c) 降水差异分布; (d) 850 hPa 风场差异矢量分布。(a、c) 点状阴影和 (b、d) 桔黄色格点为 t 检验通过 95% 显著性水平的地区

Fig. 2 The mean differences between sensitivity tests 'alb_w' and 'alb_c' with ECHAM4 T42L19 model in boreal summer (JJA): (a) Surface temperature; (b) wind vectors at 100 hPa; (c) precipitation rate; (d) wind vectors at 850 hPa. The stippling in (a) and (c) and the color cells in (b) and (d) are the significant regions at 0.05 level based on Student's t test

反气旋性环流异常。反气旋异常中心位于冲绳岛 (25°N, 135°E) 和日本以东的北太平洋 (35°N, 155°E) 上。在强大的西北太平洋副热带高压的西北侧, 西南季风异常增强, 携带大量暖湿气流由孟加拉湾和中国南海途径我国华南地区和朝鲜半岛一直到达日本北部地区。另一方面, 索马里越赤道急流同样得到加强, 在其到达北半球后, 转向为阿拉伯海和印度上空的西南季风, 强度增大。

两组敏感性试验夏季平均降水场差异分布由图 2c 给出。点状阴影区域表示降水差异超过 95% 显著性水平。在青藏高原增暖后, 高原地区降水显著增加, 其西南部增加最为明显, 超过 3 mm/d, 与图 2a 地表面温度差异分布一致。高原下游梅雨锋降水强度加大, 雨带呈西南-东北走向, 2~3 mm/d 的降水异常中心位于朝鲜半岛中东部。印度半岛西海岸的夏季风降水中心也有约 2 mm/d 正异常。然而, 青藏高原西部和东南部地区降水则出现 -1 mm/d 左右的负异常; 孟加拉湾和西北太平洋副热带高压控制下广大地区的夏季风降水强度降

低, 后者也呈现出西南-东北走向。

4 物理解释

高原地表温度的改变会导致大气感热加热的改变。大气环流向感热加热的调整适应会诱发降水场的变化, 从而导致大气潜热加热的改变。因此, 气候变化的最终结果应该是大气环流与感热加热和潜热加热相互调整适应的结果。为理解其中的物理过程, 首先必须分析两组试验中非绝热加热的差异。两组试验中地表面感热通量输送差异的分布与青藏高原地表温度差异分布 (图 2a) 非常相似, 高原上感热加热的差异最大可达 30 W/m² (图略)。而两组试验的潜热加热的差异可以从降水差异图 (图 2c) 推知, 沿着 33°N 上, 对流凝结加热的差异在 135°E 以西偏多, 以东偏少。图 3 给出两组敏感性试验温度场和风场分别沿 33°N 和 90°E 垂直剖面的差异分布。在剖面图 (图 3b) 上偏差场表现为 135°E 以西偏暖, 大气上升; 以东偏冷, 大气下沉。沿着 90°E 的加热差异在 20°N~45°N 之间为正, 在

其南面正负相间(图 2c)。相应的剖面图(图 3a)上,对流层中温度变暖的差异也主要集中在 $20^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间。图 3 还表明,夏季,高原低层大气由于地表感热通量增加而增温。上升运动增强,上升运动导致凝结潜热释放,因此,高原地区增暖大值区位于对流层中部(350 hPa 左右)。由图 3a、b 可以看出,青藏高原地区对流层中层存在 2 K 以上的增暖中心,同时,上升运动也达到最大值。另外,上升运动加强,有利于低层辐合、高层辐散,因此,对流层低层在东亚地区出现气旋式差异环流;对流层高层南亚高压强度增大(图 2b),反气旋性环流异常加强。Wu 等^[31]通过数值试验验证青藏高原地表感热加热可以驱动高原上空的“抽吸作用”,对流层高层南亚高压增强,这与本文数值试验结果相同。这些结果与大气热力适应的理论^[32~34]是一致的。

低空的气旋式差异环流在中国沿海至日本一线形成强大的、沿着西南风差异气流的水汽输送(图 2d)。而且在 135°E 以西,低空偏南风和高空偏北风差异气流的垂直切变(图 2b、d)与增强的上升运动(图 3b)相对应 $[\omega\propto -(\beta/f)(\partial v/\partial z)]$,使 135°E 以西对流降水和加热增多(图 2c)。 135°E 以东则相反,高空南风差异,低空北风差异(图 2b、

d),对应着下沉差异环流,对流降水和加热偏少。

对于副热带地区,涡度的平流过程比较小,可以不考虑基本场的平流作用^[32, 33],从定常状态无耗散涡度方程可近似得到如下的 Sverdrup 涡度平衡关系^[35, 36]:

$$\beta v \approx \frac{(f+\zeta)}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z}, \quad (1)$$

其中, β 为经向行星涡度平流项, v 为经向速度, f 和 θ 分别代表为科里奥利参数和位温, Q 表示非绝热加热率。由前面的分析可以看出,对流加热的差异在 135°E 以西为正,以东为负。根据式(1),在对流层高层(图 2b), 135°E 以西的北风加强,对应着南亚高压的加强; 135°E 以东的南风加强,因而在 135°E 附近出现气旋式差异环流。在对流层低层, 135°E 以西的南风发展,以东的北风加强。因而西太平洋副高西伸加强,反气旋差异环流中心位于 135°E 附近。这些结果与刘屹岷等^[36]和吴国雄等^[37]关于东亚夏季风降水对副高形成和变化的影响的研究结果是一致的。

应用文献^[32~34]中关于感热加热和深积云对流加热影响大气环流的理论,并根据本文的试验结果,我们给出青藏高原地区增暖对大气影响的示意图(图 4)。图 4a 为青藏高原陆面加热增暖激发深

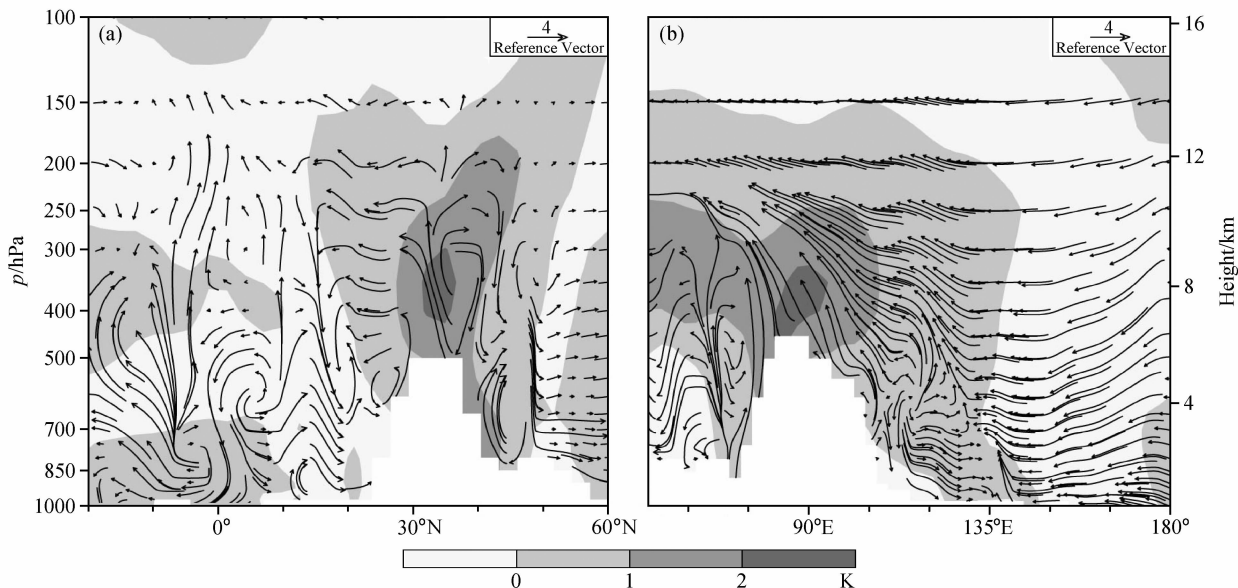


图 3 ECHAM4 T42L19 敏感性试验 alb_w 与 alb_c 在北半球夏季 (JJA) 差异场垂直剖面图: (a) 沿 90°E 经圈环流; (b) 沿 33°N 纬圈环流。阴影: 温度差异的垂直分布; 矢量: 风速合成 (经向纬向风速单位: m/s ; 垂直运动速度单位: hPa/d)

Fig. 3 The vertical cross sections of the temperature difference (shaded) between sensitivity tests 'alb_w' and 'alb_c' with ECHAM4 T42L19 model: (a) Meridional circulation along 90°E ; (b) zonal circulation along 33°N . The vectors represent vertical motions (units of vertical velocity: hPa/d ; units of horizontal velocity: m/s)

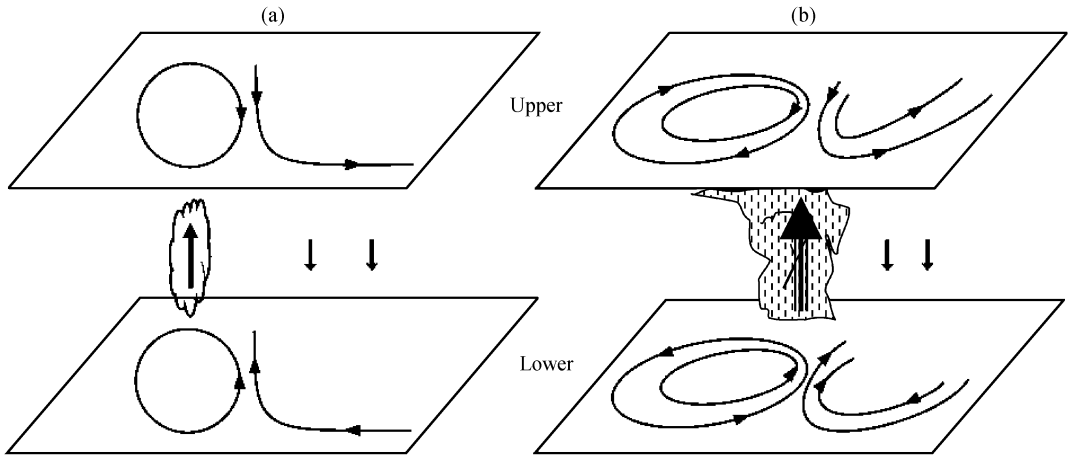


图 4 大气环流对青藏高原增暖响应的示意图：(a) 大气响应青藏高原增暖的初始状态；(b) 平衡后的环流形势
Fig. 4 Schematic diagram showing the upper and lower level atmospheric response to both the warming Tibetan Plateau (TP) and the corresponding cooling in the downstream of the TP region; (a) Initial tendency; (b) equilibrium solution

对流加热引起对流层低层和高层环流变化的初始倾向：由于环流对高原上热源的适应过程^[33]，高原上空低层出现气旋式环流，高层为反气旋环流。伴随气旋环流东侧的南风偏差，高原以东地区降水增多，导致东亚大陆地区由于凝结潜热释放增加而出现温度的正差异。平衡态时（图 4b）根据方程（1），中国东部的潜热加热使高层北风增强，反气旋环流位于高层加热区西边；低层在加热区南风增强，加强其东部的反气旋环流，西太平洋副高表现为加强西伸。

在图 2d 和图 4b 中，增强的西太平洋反气旋式环流进一步加强了东亚地区西南气流。强大的西南季风携带大量孟加拉湾和中国南海的暖湿空气输送到较高纬度的朝鲜半岛和日本的大部分地区，给这些地方带来丰厚的季风降水。上升区以东出现补偿性弱下沉，对应于低层反气旋性环流中东部的北风气流和降水减弱。该下沉运动要比由于热力强迫引发的上升运动弱很多（图 3b）。同时，由于该区降水减少，对流层整层温度降低。由此可以得出结论：青藏高原地表温度的升高能够导致东亚和西太平洋地区大气环流和气候的变化，其影响是意义深远的。

5 讨论

数值试验结果表明：青藏高原增暖有助于增强对流层上层的南亚高压、高原北侧西风急流和高原南侧东风急流以及印度低空西南季风，其下游对流

层低层反气旋性环流增加。东亚地区表现为对流层低层西南季风增强、水汽输送增加。因此，长江中下游（梅雨）、朝鲜半岛（Changma）和日本大部分地区（Baiu）降水增多；而在太平洋副热带高压控制下的西北太平洋地区和孟加拉湾东北部，季风降水减少。青藏高原增暖后，北半球夏季印度季风区海陆热力对比增强，对流层低层西南气流增强、印度夏季风降水也增强，这与文献[38, 39]的研究结果是一致的。另外，由于青藏高原地表感热加热以及激发的深对流潜热加热驱动高原上空产生强烈的“抽吸作用”^[40]，沿高原南侧边缘及孟加拉湾地区的水汽向高原输送，导致孟加拉湾地区夏季风减弱，季风降水偏少（图 2c、d）。如果用敏感性数值试验的结果和观测资料中东亚夏季风降水年代际变化分布（图 1）作比较，不难发现，长江中下游、朝鲜半岛和日本北部的西南-东北走向降水增强区，与西北太平洋地区降水负异常区有着惊人的一致性。因此，我们可以推测：青藏高原增暖是造成中国“南涝北旱”气候异常趋势中“南涝”的重要影响因素之一。然而，在高原增暖的数值试验中，降水场的变化没有给出观测资料里中国华北和朝鲜半岛北部地区干旱（“北旱”）的趋势。Yu 等^[5]从再分析资料中发现，由于平流层温度变化，近 50 年来青藏高原下游地区对流层高层（300 hPa）在夏季有偏冷趋势，该趋势与“南涝北旱”气候异常密切相关。Menon 等^[41]的工作发现，气溶胶中黑碳的作用可以影响东亚地区地表温度和季风降水，造成华

北地区降水负异常。青藏高原增暖,其下游地区对流层高层冷却同大气中黑碳浓度增大等,这几个因子共同作用是否就可以解释东亚地区夏季风降水的长期变化趋势?另外,印度洋和太平洋海气相互作用的年代际变化是否可以影响这种趋势?要回答这些问题还需要设计更多的数值试验,进行更深入的研究。

致谢 曾与张永生博士、丁庆华博士和杨静博士进行有益的讨论。两位不知名审稿者的宝贵建议对本文的改善十分重要,在此一并致谢。

参考文献 (References)

- [1] Nitta T, Hu Z-Z. Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1996, **74**: 425~445
- [2] Wang Huijun. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970s. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18**: 376~386
- [3] Gong D, Ho C. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29** (10): 1436, doi: 10.1029/2001GL014523
- [4] 钱永甫, 王谦谦, 黄丹青. 江淮流域的旱涝研究. *大气科学*, 2007, **31**: 1279~1289
Qian Y F, Wang Q Q, Huang D Q. Studies of floods and droughts in the Yangtze-Huaihe River basin. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2007, **31**: 1279~1289
- [5] Yu R, Wang B, Zhou T. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**: L22212, doi: 10.1029/2004GL021270
- [6] Chen M, Xie P, Janowiak J E, et al. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J. Hydrometeor.*, 2002, **3**: 249~266
- [7] Wang B, Ding Q H. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, **33**: L06711, doi: 10.1029/2005GL025347
- [8] Duan A M, Wu Guoxiong, Zhang Qiong, et al. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions. *Chinese Science Bulletin*, 2006, **51** (11): 1396~1400
- [9] http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data/UDel_AirT_Precip.html
- [10] Liu Xiaodong, Chen Baode. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology*, 2000, **20** (14): 1729~1742
- [11] Chen B, Chao W C, Liu X. Enhanced climatic warming in the Tibetan Plateau due to double CO₂: A model study. *Climate Dynamics*, 2003, **20**: 401~413
- [12] Lau K M, Kim M K, Kim K M. Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, 2006, **26** (7-8): 855~864
- [13] Meehl G A, Arblaster J M, Tebaldi C. Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, **32**: doi: 10.1029/2005GL023680
- [14] Zhao P, Chen L X. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, **18**: 106~116
- [15] Zhang Qiong, Wu Guoxiong, Qian Yongfu. The bimodality of the 100 hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2002, **80** (4): 733~744
- [16] Hsu H H, Liu X. Relationship between the Tibetan Plateau heating and East Asian summer monsoon rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30** (20): 2066, doi: 10.1029/2003GL017909
- [17] Qian Y F, Zheng Y Q, Zhang Y, et al. Responses of China's summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau. *International Journal of Climatology*, 2003, **23**: 593~613
- [18] Roeckner E K, Arpe L, Bengtsson M, et al. The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Max Planck Institut für Meteorologie. Hamburg, Germany, Report No. 218, 1996. 90 pp
- [19] 王鹏飞, 黄刚. 数值模式预报时效对计算精度和时间步长的依赖关系. *气候与环境研究*, 2006, **11**: 395~403
Wang Pengfei, Huang Gang. A study on the dependency of maximum prediction time on computation precision and time step-size in numerical model. *Climate and Environmental Research* (in Chinese), 2006, **11**: 295~403
- [20] Dümenil L, Todini E. A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Advances in Theoretical Hydrology, A Tribute to James Dooge*, O'Kane J, Ed. Elsevier Press, Amsterdam, 1992. 129~157
- [21] Dorman J L, Sellers P J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). *J. Appl. Meteor.*, 1989, **28**: 833~855
- [22] Robock A. The seasonal cycle of snow cover, sea-ice and surface albedo. *Mon. Wea. Rev.*, 1980, **108**: 267~285
- [23] Fouquart Y, Bonnel B. Computation of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.*, 1980, **53**: 35~62

- [24] Morcrette J J. Radiation and cloud radiative properties in the ECMWF operational weather forecast model. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**: 9121~9132
- [25] Tiedtke M A. comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 1989, **117**: 1779~1800
- [26] Nordeng T E. Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. ECMWF Research Department Tech. Memo., No. 206, October 1994, 41 pp.
- [27] Brinkop S, Roeckner E. Sensitivity of a general circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer. *Tellus*, 1995, **47A**: 197~220
- [28] IPCC. *Climate Change: The IPCC 1990 and 1992 Assessments*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 64pp
- [29] Tanre D, Geleyn J F, Slingo J M. First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model. *Aerosols and Their Climatic Effects*. Gerber H E and Deepak A, Eds. A. Deepak Publ., Hampton, Va., 1984. 133~177
- [30] 包庆, 刘屹岷, 周天军, 等. LASG/IAP 大气环流谱模式对陆面过程的敏感性试验. *大气科学*, 2006, **30**: 1077~1090
 Bao Q, Liu Y M, Zhou T J, et al. The sensitivity of the spectral atmospheric general circulation model of LASG/IAP to the land process. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30**: 1077~1090
- [31] Wu Guoxiong, Liu Yimin, Mao Jiangyu, et al. Adaptation of the atmospheric circulation to thermal forcing over the Tibetan Plateau. *Observation, Theory and Modeling of the Atmospheric Variability*. Xun Zhu et al, Eds. World Scientific, 2004. 92~114
- [32] 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响. I. 尺度分析. *气象学报*, 1999, **57** (3): 257~263
 Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Ping. Spatially inhomogeneous diabatic heating and its impacts on the formation and variation of subtropical anticyclone. I. Scale analysis. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1999, **57** (3): 257~263
- [33] 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响. III. 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高. *气象学报*, 1999, **57** (5): 525~538
 Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. Spatially inhomogeneous diabatic heating and its impacts on the formation and variation of subtropical anticyclone. III. Convective condensation heating and the subtropical anticyclone over South Asia and northwest Pacific. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1999, **57** (5): 525~538
- [34] Hoskins B, Wang B. Large-scale atmospheric dynamics. *The Asian Monsoon* (chapter 9). Praxis Publishing Ltd, 2006
- [35] Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. Dynamical effects of condensation heating on the subtropical anticyclones in the Eastern Hemisphere. *Climate Dyn.*, 2001, **17**: 327~338
- [36] Liu Y M, Wu G X, Ren R C. Relation between the subtropical anticyclone and diabatic heating. *J. Climate*, 2004, **17**: 682~698
- [37] 吴国雄, 刘屹岷. 热力适应、过流、频散和副高. I: 热力适应和过流和“过流”现象. *大气科学*, 2000, **24** (4): 433~446
 Wu Guoxiong, Liu Yimin. Thermal adaptaion, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24** (4): 433~446
- [38] Meehl G A, Washington W M. South Asia summer monsoon variability in a model with doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *Science*, 1993, **260**: 1101~1104
- [39] Meehl G A. Coupled land-ocean-atmosphere process and South Asia monsoon variability. *Science*, 1994, **266**: 263~266
- [40] 吴国雄, 李伟平, 郭华, 等. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风. 见: 叶笃正主编. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 1997. 116~126
 Wu G X, Li W P, Guo H, et al. The sensible heat driven air-pump over the Tibetan Plateau and the Asian summer monsoon. *Collection in Memory of Dr. Zhao Jiuzhang* (in Chinese). Ye D, Ed. Beijing: Science Press, 1997. 116~126
- [41] Menon S, Hansen J, Nazarenko L, et al. Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*. 2002, **297**: 2250~2253