

文章编号: 1004-4965(2009)增刊-0092-11

春季青藏高原加热异常对亚洲热带环流和 季风爆发的影响

王同美^{1,2}, 吴国雄², 宇婧婧^{2,3}

(1. 中山大学大气科学系, 广东 广州 510275;
2. 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京 100029;
3. 国家气象信息中心, 北京 100081)

摘 要: 使用 NCEP/NCAR 再分析等资料, 从年际变化的角度, 选取季风爆发前青藏高原感热加热异常强/弱年进行合成分析, 结果表明: 季风爆发前高原加热异常偏强, 使得高层环流趋向于季节变化的方向; 中、低层孟加拉湾等地区有气旋式环流、上升运动及降水增强, 孟加拉湾季风爆发偏早。为进一步证实合成分析的相关结论, 设计了对春季高原感热加热异常的敏感性数值试验, 结果表明: 高原感热加热异常对环流的影响结果与资料诊断分析基本一致, 高原感热加热加强(减弱)导致孟加拉湾季风爆发偏早(偏晚)。

关 键 词: 青藏高原; 加热异常; 季风爆发

中图分类号: P425.4.2

文献标识码: A

Doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2009.Z1.011

1 引 言

自 1957 年叶笃正等^[1]发现青藏高原夏季是大气热源以来, 关于高原对大气热力作用的研究日益受到重视, 许多学者研究了青藏高原加热场的时空分布特征, 以及高原热源对天气气候的影响^[2]。关于青藏高原热状况对夏季环流和降水影响的研究较多, 如 Zhao 等^[3]分析高原地区逐月大气视热量源汇, 讨论了高原大气热状况年际变化及其与大气环流的关系, 发现高原地区大气热源年际变化明显, 其中春、秋季 Q_1 的变率最大; 高原冬季冷源和夏季热源的强弱影响东亚大槽、南亚高压以及冬、夏季风的强弱; 简茂球等^[4]的研究还表明, 高原地面加热场的日变化是引起亚洲季风区大气环流日变化的主要因子, 特别是夏季对我国东部地区环流的影响。夏季高原加热作用对中国夏季降水影响的研究也得到一些有

意义的结论, 如简茂球等^[5]发现高原东部夏季大气热源显著偏强(偏弱), 则长江流域地区的夏季降水显著偏多(偏少), 而华南东部地区夏季降水偏少(偏多); 刘新等^[6]认为高原加热导致西太平洋副高南移, 在江淮地区形成南北气流的交汇有利于更多的降水。很多研究揭示了高原加热在亚洲季风环流形成和季风爆发过程中所起的作用, 如 Flohn^[7]指出高原抬升的表面季节性加热及其所导致的 35°N 以南的温度梯度及气压梯度的翻转, 触发了东亚大尺度环流的改变及印度季风的爆发; 他在分析了南亚高压的演变特征后提出, 南亚高压是由于高原热力作用而形成的^[8]。Nitta^[9]、Luo 等^[10-11]、He 等^[12]的研究表明, 高原抬升的加热导致对流层上层大气增暖以及季风区经向温度梯度的反转, 与亚洲季风爆发有密切的联系。Yanai 等^[13]进一步的研究指出高原抬升的表面加热与周围大气的辐射冷却形成水

收稿日期: 2009-06-28; 修订日期: 2009-10-18

基金项目: 广东省自然科学基金项目; 中国气象局成都高原气象开放实验室开放课题共同资助

通讯作者: 王同美, 女, 湖北省人, 博士, 主要从事季风研究。E-mail: eeswtm@mail.sysu.edu.cn

平温差所诱发的垂直环流与向北推进的主要降水带环流相互作用,导致亚洲地区季风的爆发。Wu 等^[14]的研究把季风系统作为海-陆-气相互作用的系统,强调了高原春季开始增强的地面加热对亚洲季风爆发的阶段性和爆发地点的影响,认为高原持续的感热加热以平流方式导致高原东部升温,低层气流向高原东部的辐合为亚洲夏季风最早在孟加拉湾东北部爆发提供了有利的背景条件。

还有一些研究着眼于春季高原加热对环流及降水的影响,试图从预报因子的角度去寻找前期高原加热与后期降水的关系,如赵平等^[15]提出,青藏高原春季4月的热源对于随后的夏季中国江淮地区、华南地区和华北地区有一定的指示意义。段安民等^[16]则分析了4—6月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流异常的关系,指出4—6月期间高原是一个单独的热源,且前期高原主体感热异常增强时7月高原南侧、东南侧四川盆地、云贵高原及江淮地区降水明显偏多,认为高原前期感热可作为江淮等地7月降水形势的预报因子。

关于高原春季加热对季风爆发和环流的影响,王同美等^[17]基于气候平均的分析发现,过渡时期的高原加热,对同期的环流形势及其演变趋势有着非常重要的影响,对亚洲热带季风的先后爆发也有着不可忽视的作用。本文将进一步从年际变异的角,从对青藏高原春季加热异常的资料诊断分析入手,对春季高原加热异常影响亚洲热带季风区环流及热带季风的爆发进行探讨。此外,由于数值试验可以比较简单和直接地反映某些外强迫的改变对环流的影响,本文第4节设计了在春季将高原区域感热加热增强和减弱的试验,进一步研究高原感热对季风环流和季风爆发的影响。

2 资料说明、相关理论及热带季风爆发日期

本文使用的降水资料为基于几种观测资料

分析的 GPCP(Global Precipitation Climatology Project)逐候平均全球降水资料,分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度,资料长度为 1979—2004 年。环流资料和加热率采用了 NCEP-2 的再分析资料,包括:常规等压面(水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度)逐日资料以及将之处理为每年 73 候的逐候平均;月平均的加热率资料;日平均的地表感热、潜热通量资料也处理为每年 73 候的逐候平均。

在定义季风爆发时间时参考毛江玉等^[18]的研究,根据热成风方程的纬向分量,

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{fP} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right),$$

取 500 ~ 300 hPa 层平均 $\partial T / \partial y$ 的反向作为季风爆发的指标。其中 $\partial T / \partial y$ 的计算,

对静力平衡方程 $\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{RT}{P}$ 积分求得,

$$\delta \phi = \phi_1 - \phi_0 = -\int_{p_0}^{p_1} RT d \ln p = R \bar{T} \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right) \quad (1)$$

$$\bar{T} = \frac{1}{R \ln \left(\frac{p_0}{p_1} \right)} (\phi_1 - \phi_0) \quad (2)$$

则 $\bar{T}$ 由两等压面之间的厚度得到。

以各季风区对流层中上层(500 ~ 300 hPa)平均温度经向梯度 $\partial T / \partial y$ 由负转正,并持续正值达到 7 日以上的第一天作为季风爆发的时间,毛江玉^[19]的研究认为用这一指标定量研究季风环流的季节变化,给出确定季节转换开始日期的定义能反映亚洲各季风区夏季风爆发的共同本质特征。本文使用 NCEP-2 资料确定的各季风区爆发日期与 NCEP-1 的结果进行了对比,发现二者相差无几。表 1 是对热带 $10^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{N}$ 地区的印度季风区($60^{\circ} \sim 85^{\circ} \text{E}$, IDO)、孟加拉湾($90^{\circ} \sim 105^{\circ} \text{E}$, BOB)和南海地区($110^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$, SCS)季风爆发的逐年时间统计,可见孟加拉湾地区环流的季节转换最先开始,平均在 5 月 9 日左右,其次是南海地区,印度季风最后爆发。

表 1 1979—2005 年各热带季风区季风爆发日期

年份	印度季风区 IDO/月.日	孟加拉湾 BOB/月.日	南海地区 SCS/月.日
1979	6.15	5.11	5.13
1980	6.04	5.11	5.26
1981	6.01	5.19	5.24
1982	6.02	5.04	6.01
1983	6.14	5.18	5.22
1984	5.23	4.26	5.18
1985	5.27	4.20	5.24
1986	6.03	5.10	5.09
1987	6.02	5.18	5.22
1988	5.21	5.05	5.21
1989	5.18	4.02	5.16
1990	5.23	5.15	5.22
1991	6.05	4.26	6.09
1992	6.15	5.27	5.31
1993	6.03	5.27	5.30
1994	6.04	5.09	5.03
1995	5.12	5.13	5.15
1996	5.26	5.03	5.13
1997	6.11	5.18	5.09
1998	6.06	5.18	5.22
1999	5.19	4.14	4.27
2000	5.15	5.21	5.14
2001	5.23	5.14	5.11
2002	5.08	5.11	5.17
2003	6.09	5.12	5.16
2004	5.29	5.10	5.18
2005	5.31	5.08	5.21
平均	5.30	5.09	5.19

3 春季高原加热异常的合成分析

从统计意义上来说,合成分析能剔除一些异常信号较弱的年份,从而突出高原加热异常对大气环流演变的影响,更清楚地看到过渡季节高原热力作用对季风区环流以及降水的影响机制,因此本节的分析是基于对春季高原加热异常年合成的各种物理量场。

3.1 春季高原加热的年际变化和异常年的选取

春季高原加热异常年的选取以亚洲热带季风爆发前一个月的高原加热作为指标。由于总加热率为逐月资料,从时间分辨率上对研究季风爆发前各候的情况不够,本文以逐候地面感热通量的分析来代表加热场的特征。文献[17]的分析表明,春季的高原加热增强主要由感热加热的增强引起,地表感热通量等价于大气柱感热加热率的整层积分,因此,地表感热通量的分析对过渡季节的高原加热具有较强的代表性。

从表 1 可见孟加拉湾季风平均于 5 月 9 日最先爆发,因此在分析时以 4 月第 3 候至 5 月第 2

候(全年第 21—26 候)平均的高原地区地表感热通量的变化来代表过渡季节高原加热的变化。季风爆发前(第 21—26 候)高原区域($80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$, $27.5^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{N}$)地表感热通量标准化距平序列存在明显的年代际特征,为去除年代际影响,减去 9 年的滑动平均后结果如图 1 所示,以正、负距平超过 0.5 个标准差的年份作为异常年,再考虑到 1999 年虽然为高原加热异常强年,但该年孟加拉湾季风早在 4 月 14 日即已爆发(表 1),使用之后的高原加热强弱来分析对季风爆发的影响不太合适,因此在合成分析时不考虑 1999 年的情况,选取异常偏强年包括:1983、1985、1991、1994、1996、1997 年共 6 年,异常偏弱年包括:1981、1988、1993、1995、1998、2000 年共 6 年进行合成。

图 2 是异常偏强和偏弱各 6 年合成以及 1979—2005 年共 27 年平均的高原区域地表感热通量的季节演变,总的非绝热加热异常和感热加热异常一致(图略),且合成的高原加热异常在整个春季持续,说明异常年的选择较为合理,能代表热带季风爆发前的春季高原加热异常。

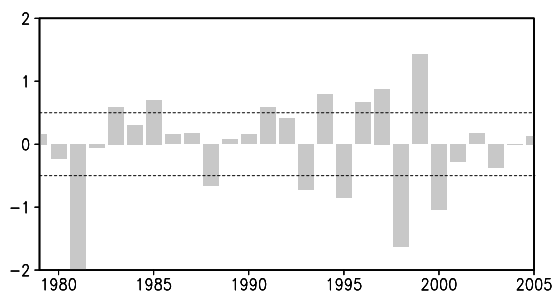


图 1 青藏高原 4 月第 3 候—5 月第 2 候平均感热通量滤去 9 年滑动平均的标准化距平

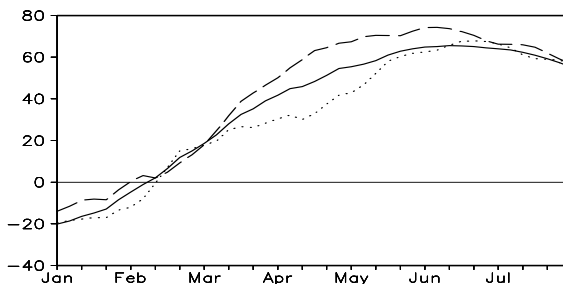


图 2 青藏高原区域平均感热通量季节演变
虚线、实线和点线分别为偏强年合成、多年平均和
偏弱年合成;单位: W/m^2 。

3.2 对低层环流的影响

考察季风爆发前低层环流的情况,图3左列分别为850 hPa第21—26候平均的气候平均流场(上图)和高原加热偏强年减偏弱年的差异流场(下图)。从平均流场来看,此时东半球在高原北侧的高纬地区为两槽一脊的形势,副热带地区120°E以东为西太副高,高原南部为明显的低槽,低纬的显著系统是阿拉伯海-孟加拉湾的一个反气旋和一个气旋。在这样的气候平均环流背景下,差异流场显示高原主体异常强的加热导致高纬两槽一脊的形势加深加强,在高原周围有气流向高原辐合,副热带高压主体的位置有气旋性环流的差异,副高西北日本岛附近有反气旋性环流差异,说明春季的高原加热异常导致此时的副高减弱并有所北抬。低纬地区的差异场显示阿

拉伯海、孟加拉湾东部和南海地区均有气旋性差异环流,而阿拉伯海东部-印度半岛有反气旋差异环流,说明高原加热的异常能影响到低纬地区低层的次尺度环流形势。图3右列为第27—32候的状况,从气候平均流场(上图)可见这个时段有明显的过赤道气流经索马里流向热带季风区,西太副高已经退出南海区域,高原南侧槽底向南延伸达到10°N,呈现夏季的环流形势,差异流场(下图)显示,中、高纬的形势与左图相似,而明显的差异出现在低纬地区:高原南侧、孟湾北部印缅槽所在位置有反气旋性的差异环流,自南海至阿拉伯海地区为一致的东风差异,从索马里地区流向南半球,说明高原加热偏强在过渡季节的后期对热带季风区的环流影响与前期相反。

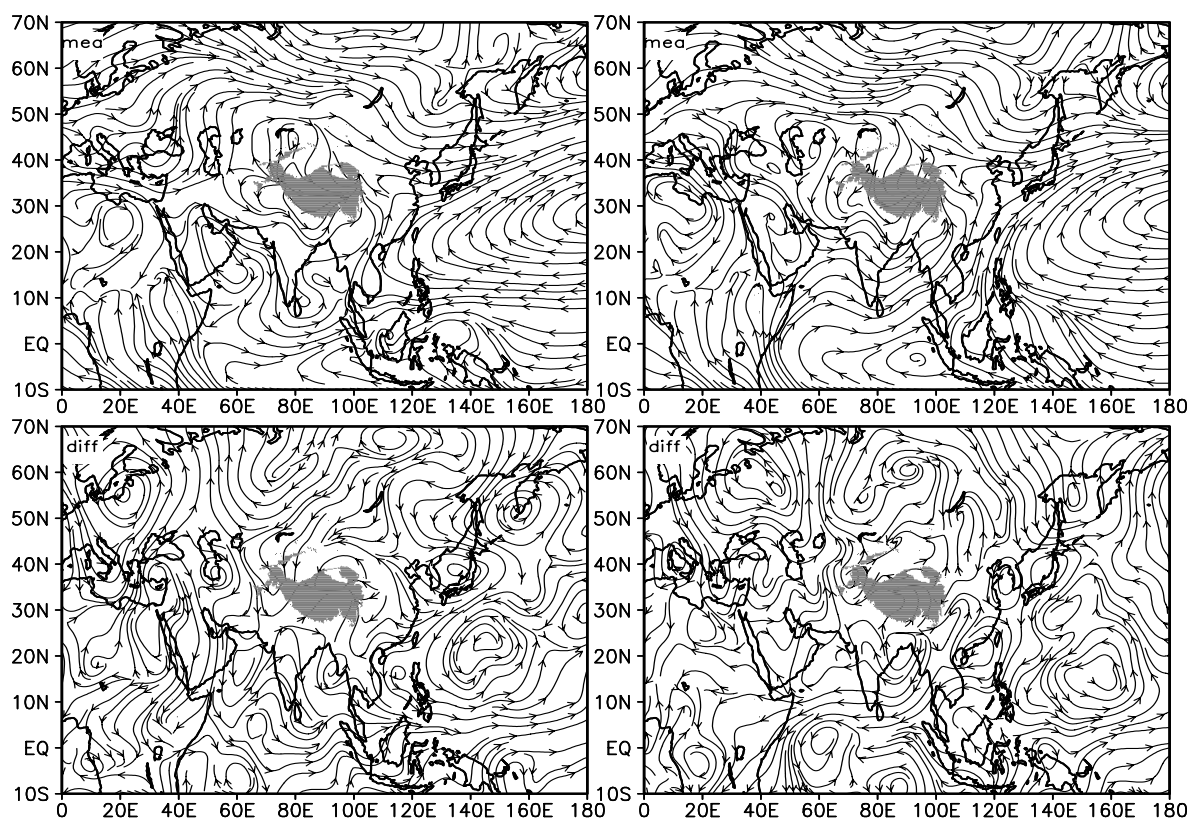


图3 第21—26候(左)、27—32候(右)平均850 hPa气候平均流场(上)、高原加热偏强、偏弱年差异流场(下,强年减弱年)

3.3 对中、高层环流的影响

图4为21—26候平均的500 hPa和200 hPa,气候平均流场、高原加热偏强年减偏弱年的差异

流场和第27候减去第21候的气候平均环流的变化。从图4b可以看出,春季的高原加热加强使得亚欧高纬地区有三槽两脊的差异波列分布,高

原地区为一气旋性差异环流环绕,副热带高压减弱;高原南侧低纬地区,90°E以东气旋性环流增强,以西为反气旋性环流增强,叠加在气候平均流场(图4a)上,说明过渡季节高原异常加热将使西太副高减弱东退,孟湾东部至南海地区气旋性增强,而印度半岛及其以西地区则反气旋性环流增强。

200 hPa 高原加热偏强与偏弱年的差异流场

(图4e)在30°N以北地区与500 hPa层相似,与中层明显的区别在30°N以南地区,高原东南部有反气旋环流增强,说明高原加热异常强有利于高层高压向高原地区的移动。比较气候平均环流的演变(图4f)可见,30°N以北的高原周围地区,约以90°E为界,东部反气旋西部气旋的形势与差异场非常相似,说明过渡季节高原加热加强有利于高层大尺度环流的季节演变。

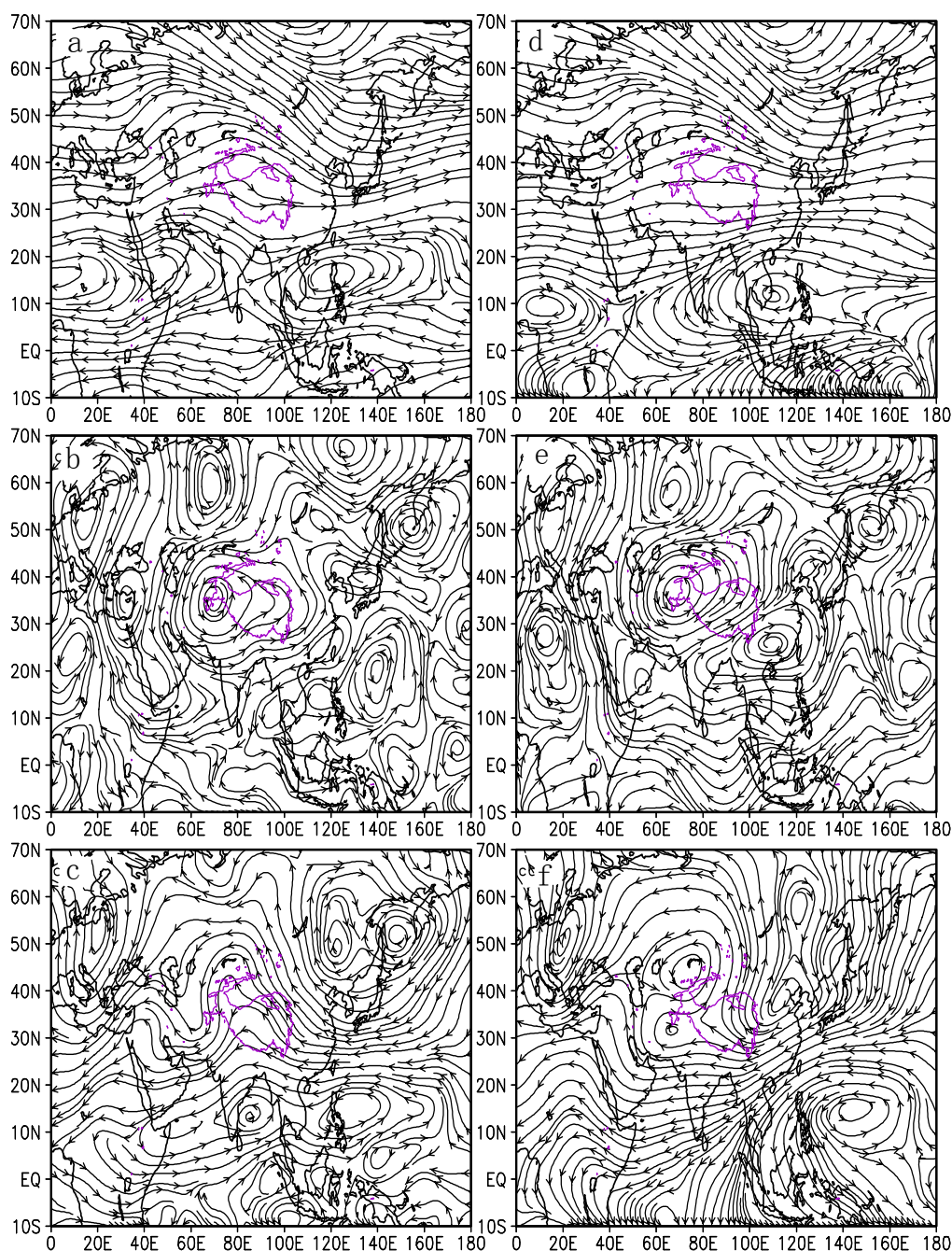


图4 21—26 候平均 500 hPa (左) 和 200 hPa (右) 流场 a 和 d 为气候平均流场;
b 和 e 为高原加热偏强年减偏弱年的差异流场; c 和 f 为气候平均第 27 候流场减第 21 候流场的差值。

3.4 低纬地区垂直剖面

图 5 是对低纬 $10 \sim 20^\circ\text{N}$ 平均经向风(图 5a)和温度纬向偏差的气候平均态(图 5c), 以及高原加热偏强减偏弱年的差异情况(图 5b、5d)所做的垂直剖面。气候平均的经向风(图 5a)剖面显示了与高原以及南亚次尺度海陆作用相关的系统^[20], 差异场在孟加拉湾东部和阿拉伯海的低层及南海区域的中高层为正的南风, 所造成的差异环流将使得低层 600 hPa 以下孟加拉湾和阿拉伯海西部有气旋性环流, 印度半岛和中南半岛有反气旋环流, 即 600 hPa 以下的次尺度差异基本为正压结构, 而没有如气候平均态中因次尺度陆地感热加热造成的低层和近地层相反的环境构成。

流构成。

从气候平均的温度纬向偏差和垂直运动情况(图 5c)可见, 相对于纬向平均场, 200 hPa 以下, 50°E 以东基本为偏暖, 中心在孟加拉湾至南海上空, 而印度半岛上空 600 hPa 附近有一偏冷中心, 这与两个半岛上空的上升运动相关。差异场显示, 高原加热加强能导致低层 80°E 以东、中高层 90°E 以东的上升运动增强, 阿拉伯海及印度半岛上空的上升运动减弱; 中高层 90°E 以东温度增加、以西温度降低, 低层 140°E 以东太平洋上空温度增加, 其余区域除 800 hPa 以下的孟加拉湾上空、600 hPa 附近的阿拉伯海上空为小范围增温外, 基本上为降温区。

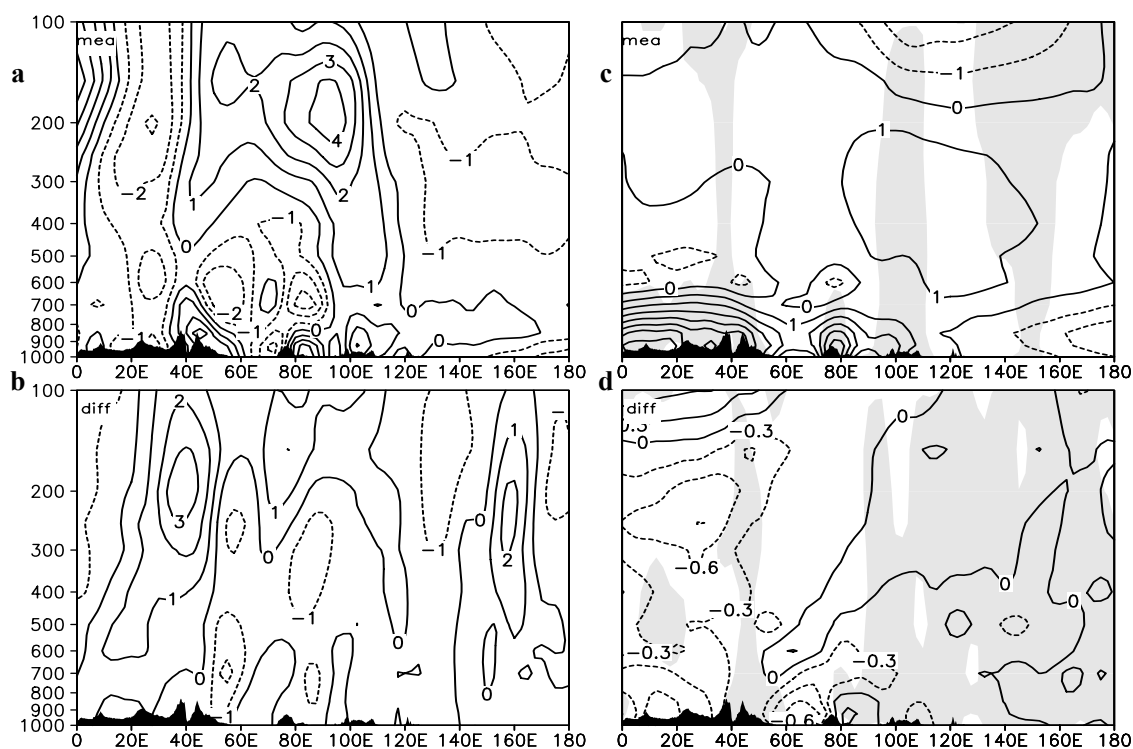


图 5 $10 \sim 20^\circ\text{N}$ 纬带第 21—26 候平均经向风 (a 和 b, 单位: m/s) 与温度纬向偏差 (c 和 d 中等值线, 单位: K, 阴影为上升运动区) a 和 c 为气候平均态, b 和 d 为高原加热偏强年减偏弱年的差异。

3.5 对降水的影响

图 6 是第 21—26 候平均高原加热强年减去弱年的降水差异, 关注 $10 \sim 20^\circ\text{N}$ 之间的亚洲热带季风区, 可见孟加拉湾有明显的正中心, 说明过渡季节的高原加热偏强能导致孟加拉湾地区的降水增加。另外, 印度半岛东部沿岸以及半岛

南部有明显的降水减少, 这与前文对流场、高度场及垂直运动等的分析一致, 高原加热偏强年在孟加拉湾地区低层有气旋性环流差异、高度场下降及更强的上升运动, 这些均有利于对流活动和降水发生, 而在印度半岛地区则正好相反。

3.6 亚洲热带季风的先后爆发

由此比较气候平均、高原加热偏强和偏弱年,孟加拉湾季风和印度季风先后爆发的时间。以候平均资料为基础,采用本文第2节的季风爆发指标,图7是区域平均 $\partial T / \partial y$ 由负转正的时间(即季风爆发时间)。可见对于孟加拉湾地区,季风爆发的先后顺序分别是偏强年合成最先,在5月第2候已经转为正值;其次是气候平均年,5月第2候 $\partial T / \partial y$ 正好为0,之后转为正;加热偏弱年在5月的第3候爆发。对于印度季风区的爆发顺序正好相反:5月第6候时加热偏弱年合成的经向温度梯度已经转为正值,可以看到印度季风已经爆发,而气候平均年和加热偏强年则在6月的第1候爆发。

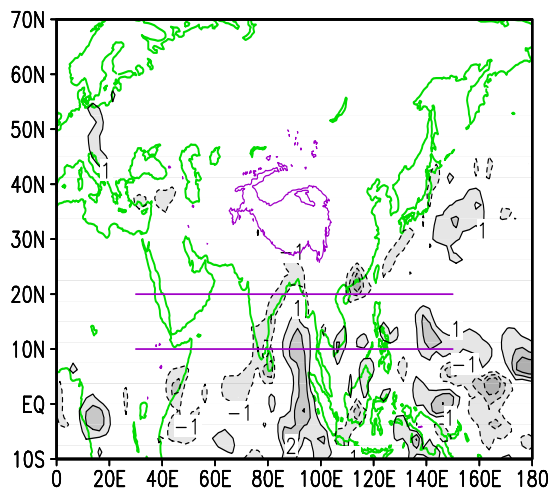


图6 第21—26候平均降水差异
(高原加热偏强年减弱年) 单位: mm/day。

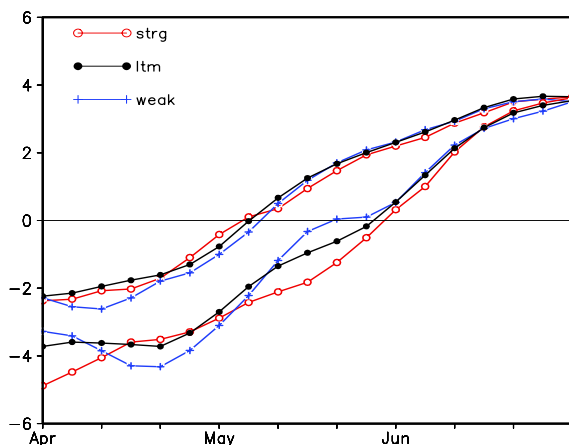


图7 多年平均(黑点线)及高原加热偏强(空心线)、弱(十字线)年亚洲热带季风的先后爆发

以表1统计的爆发日期直接做平均可得,孟加拉湾季风爆发的日期分别为:加热偏强年合成5月6日,其次是多年平均,偏弱年最晚;印度季风爆发的顺序正好相反。刘屹岷等^[21-22]的研究发现孟加拉湾地区深对流的发展产生了有利于南海季风爆发的条件,这里南海季风爆发的日期分别为:加热偏强年合成5月18日,气候平均年5月19日,偏弱年合成5月21日,尽管相差不大,但从侧面证明了有这种影响和关系存在。说明过渡季节的高原加热加强对孟加拉湾季风的爆发(进而有可能对南海季风的爆发)起到促进的作用,对印度季风则延迟了其爆发日期。

4 春季青藏高原加热异常的数值试验

4.1 模式介绍与试验设计

本文所用模式^[22]是中国科学院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)最新版本的全球大气环流谱模式SAMIL。该谱模式在水平方向为菱形截断42波,分辨率相当于 2.8125° 经度 $\times 1.66^\circ$ 纬度,垂直方向用 σ 坐标,分辨率为26层和9层可选,本文使用9层($R_{42}L_9$)的分辨率。

首先进行控制试验,以SMAIL- $R_{42}L_9$ 积分15年,取后5年的平均作为控制试验结果,简称CTRL试验。敏感性试验从每年的4月1日起将高原主体区域($80^\circ \sim 100^\circ \text{E}$, $27.5^\circ \sim 37.5^\circ \text{N}$)地表感热通量分别改变为原来的1.5倍(SHTP1.5)和0.5倍(SHTP0.5),图8以比较在高原感热加热迅速增强的春季,其感热加热异常对周围环流和热带季风爆发的影响,试验结果均是取5年平均与CTRL试验作比较。是各试验中高原区域平均地表感热通量的演变。

4.2 试验的结果分析

将模式控制试验CTRL结果和NCEP再分析资料的气候平均值进行比较,以检验本模式对过渡季节环流的模拟效果(图略),结果表明,模式能很好地模拟出过渡季节大气环流的主要特征以及相关系统的发展变化。

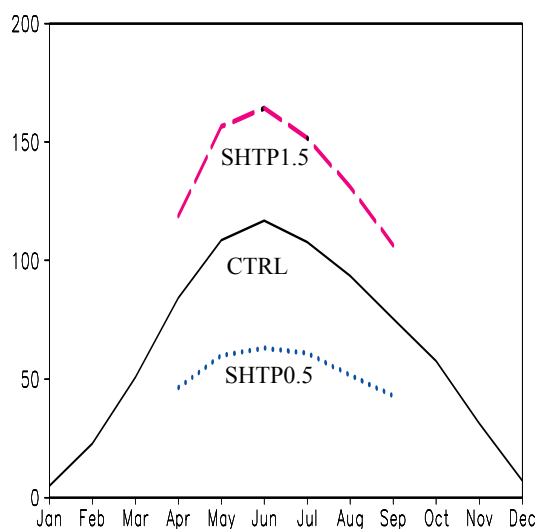


图8 高原异常感热加热试验中高原区域平均感热通量的季节变化

图9是试验 SHTP1.5 减去 CTRL 的4、5月流场差异。从高层 200 hPa 差异场看,高原感热异常加强引起高原周围的一系列波动,4月高原中东部上空为反气旋差异,高原西部和西太平洋

上空为气旋性差异;在 850 hPa 层差异场,高原周围为气旋性辐合流入,东、西两侧均为反气旋性环流,4月低纬孟加拉湾有低槽加深,印度半岛西部和中南半岛西部为反气旋性环流差异,到5月气旋性环流差异占据整个孟加拉湾和中南半岛,阿拉伯海东部和印度半岛上仍为反气旋性差异。这种环流型有利于高原上空的抽吸作用和气流的上升运动,对印缅槽的加深以及孟加拉湾东部到中南半岛上空的西南风加强有明显影响。

图10是试验 SHTP0.5 减去 CTRL 的4、5月流场差异。对于高原的加热来说,相当于减弱了高原感热随季节的变化,200 hPa 差异场纬向型明显,高原所在的副热带基本为气旋性环流差异,(西)南、(东)北两侧反气旋性差异明显。低层 850 hPa,4、5月高原周围为反气旋性辐散环流差异,其南侧次尺度环流差异均与图9中4月流型相反:孟加拉湾地区为反气旋、印度半岛、中南半岛地区为气旋性环流差异。

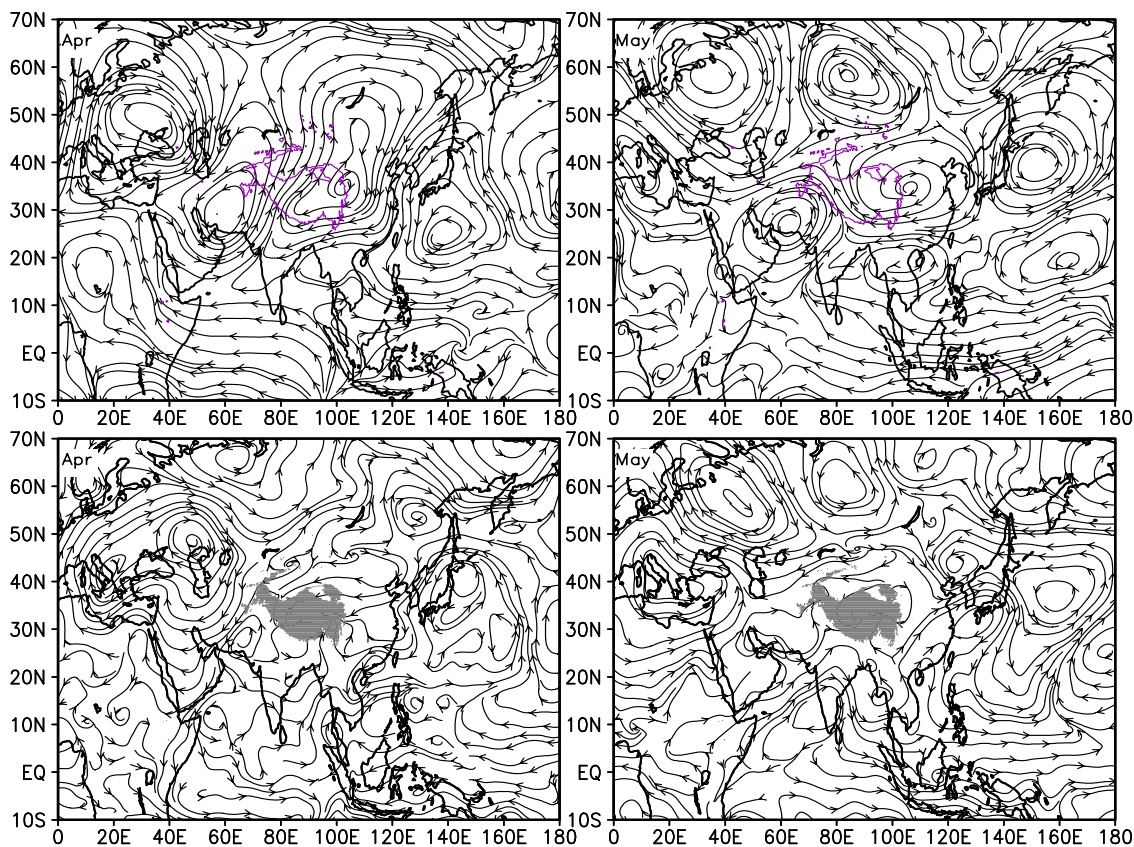


图9 4、5月试验 SHTP1.5 (左)与试验 CTRL (右)的 200 hPa (上)和 850 hPa (下)流场差异

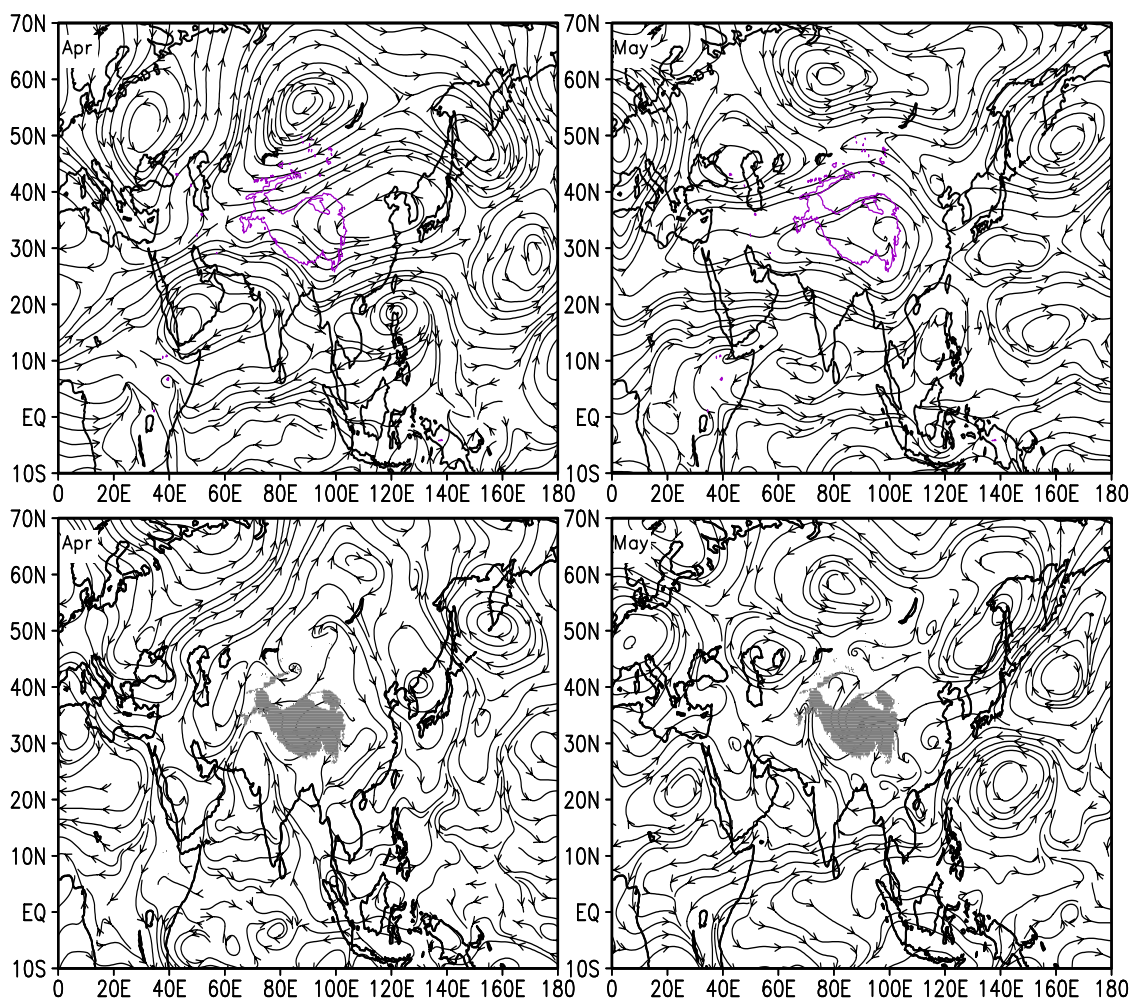


图 10 同图 9, 但为试验 SHTP0.5 与试验 CTRL

按本文第 2 节对季风爆发的定义, 图 11 是各试验中孟加拉湾季风区平均的对流层中上层温度梯度 $\partial T / \partial y$ 随时间的变化, 其季风爆发的时间, 以 SHTP1.5 试验最早, 5 月第 1 候后 $\partial T / \partial y$ 首先转为正值; 其次是 CTRL 试验, 为 5 月第 2 候; SHTP0.5 最晚, 在 5 月第 4 候, 说明过渡季节高原感热加热加强 (减弱), 使得孟加拉湾地区季风偏早 (偏晚) 爆发。印度季风的爆发时间, CTRL 试验在 6 月第 1 候, SHTP0.5 试验在 5 月第 6 候, 爆发偏早, 但在 SHTP1.5 试验中没有明显的差异, 这是因为高原感热加热加强导致印度半岛明显的感热加热加强^[23], 从而也影响了印度季风区次尺度的加热输送, 使次尺度的海陆热力对比也加强, 其对对流层中上层温度经向梯度的季节性逆转有促进作用。

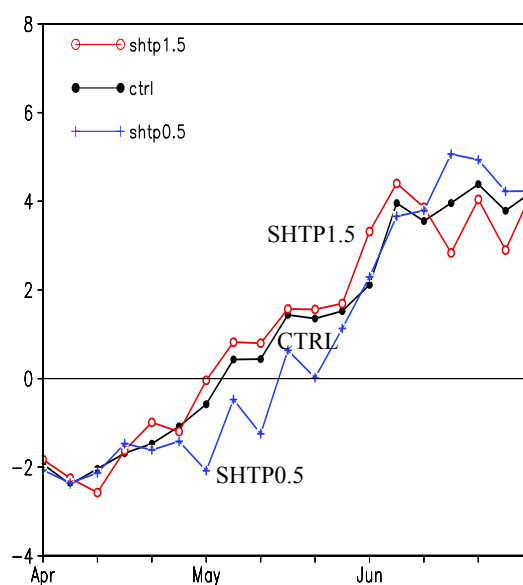


图 11 试验 CTRL、SHTP1.5 和 SHTP0.5 中孟加拉湾季风的爆发

5 结论与讨论

基于已有的对气候平均态的分析结果,从年际变化的角度,首先从资料的诊断分析,通过选取季风爆发前高原感热加热异常强/弱年进行合成,讨论了高原加热异常强(弱)对热带地区环流和降水,进而对热带季风爆发的影响。结果表明:季风爆发前高原加热异常偏强,对低层,低纬能引起次尺度环流差异,在孟加拉湾地区有气旋式环流差异;中层,高原区域有一气旋性环流增强,西太副高减弱东退,孟湾东部至南海地区气旋性环流增强,印度半岛及其以西地区为反气

旋性环流增强;高层,大尺度环流则有倾向于季节演变方向的趋势;高原加热异常偏强对降水的影响主要表现在使孟加拉湾地区降水增强;有利于孟加拉湾地区季风的偏早爆发。

对春季高原感热加热异常的敏感性数值试验结果表明,高原感热加热异常对环流的影响结果与资料诊断基本一致。对亚洲热带季风的爆发,高原感热加热加强(减弱)导致孟加拉湾季风偏早(偏晚)爆发;高原感热偏弱对应于印度季风偏早爆发,因高原感热加强能引起印度半岛感热加热偏强,对印度季风的爆发影响比较复杂。

参 考 文 献:

- [1] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 青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, 28:108-121.
- [2] 叶笃正, 高由禧, 等. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [3] ZHAO P, CHEN L X. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18(1): 106-116.
- [4] 简茂球, 罗会邦. 青藏高原地面加热场日变化对亚洲季风区大气环流的影响[J]. 热带气象学报, 2002, 18(3): 269-275.
- [5] 简茂球, 罗会邦, 乔云亭. 青藏高原东部和西太平洋暖池区大气热源与中国夏季降水的关系[J]. 热带气象学报, 2004, 20(4): 355-364.
- [6] 刘新, 李伟平, 吴国雄. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析[J]. 气象学报, 2002, 60(3): 267-277.
- [7] FLOHN H. Large-scale aspects of the summer monsoon in south and east Asia[J]. J Meteor Soc Japan, 1957, 75: 180-186.
- [8] FLOHN H. Recent investigations on the mechanism of the 'summer monsoon' of Southern and Eastern Asia[M]. Proc Symp Monsoons of the World, New Delhi, Hind Union Press, 1960: 75-88.
- [9] NITTA T. Observational study of heat source over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon[J]. J Meteor Soc Japan, 1983, 61: 590-605.
- [10] LUO Huibang, YANAI M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979 Part I: Precipitation and kinematic analyses[J]. Mon Wea Rev, 1983, 111: 922-944.
- [11] LUO Huibang, YANAI M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979 Part II: Heat and moisture budgets[J]. Mon Wea Rev, 1984, 112: 966-989.
- [12] HE Haiyan, MCGINIS J W, SONG Z, et al. Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau[J]. Mon Wea Rev, 1987, 115: 1966-1995.
- [13] Yanai, M., Li, C., F, Son, Z., Seasonal heating of the Tibet Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon[J]. J Meteor Soc Japan, 1992, 70: 319-351.
- [14] WU G X, ZHANG Y S. Tibetan plateau forcing and the timing of the monsoon onset over south Asia and the south China sea[J]. Mon Wea Rev, 1998, 126: 913-927.
- [15] 赵平, 陈隆勋. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系[J]. 中国科学, D 辑, 2001, 31(4): 327-332.
- [16] 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常[J]. 中国科学, D 辑, 2003, 33(10): 997-1004.
- [17] 王同美, 吴国雄, 万日金. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响[J]. 高原气象, 2008, 27(1): 1-9.

- [18] 毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 II: 亚洲季风区季节转换指数[J]. 气象学报, 60(4): 409-420.
- [19] 毛江玉. 季节转换期间副高形态变异和季风爆发机制研究[D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所博士论文, 2001.
- [20] 王同美, 吴国雄. 南亚海陆热力差异及其对低纬地区环流的影响[J]. 热带气象学报, 2008, 24(1): 37-43.
- [21] 刘屹岷, 陈仲良, 毛江玉, 等. 孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 I: 个例分析[J]. 气象学报, 2003, 61 (1) : 2-10.
- [22] 刘屹岷, 陈仲良, 吴国雄. 孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 II: 数值试验[J]. 气象学报, 2003, 61 (1) : 11-19.
- [23] 王在志, 吴国雄, 吴统文, 等. 气候系统大气谱模式 SAMIL (SAMIL 2.0.6) 参考手册[C]. 北京: 中科院大气所 LASG 技术报告, 2005.

THE INFLUENCE OF ANOMALOUS DIABATIC HEATING OVER TIBETAN PLATEAU IN SPRING ON THE ASIAN TROPICAL CIRCULATION AND MONSOON ONSET

WANG Tong-mei^{1,2}, WU Guo-xiong², YU Jing-jing^{2,3}

(1. Department of Atmospheric Sciences, Sun Yat-san University, Guangzhou 510275, China;

2. State Key Laboratory of Atmosphere Science and Geophysical Fluid Dynamics (LASG),
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China;

3. National Meteorological Information Center, CMA, Beijing 100081, China)

Abstract: Based on the NCEP/NCAR reanalysis datasets, the influence of anomalous diabatic heating over the Tibetan Plateau (TP) in spring on the Asian tropical monsoon onset were investigated by performing composite analysis. Further, an atmospheric circulation model was applied to study the possible influences of sensible heating over the TP on the Asian tropical circulation and monsoon onset. Composite results show that, before the monsoon onset, the enhancement of the TP heating will strengthen the two troughs and a ridge at the lower troposphere over the high latitude, lead the convergence of the flow to the TP, and strengthen the cyclonic circulation at the Bay of Bengal (BOB), cause the enhancement of the convection activities and increase of the rainfall over the BOB, which results in the earliest onset of summer monsoon at BOB. Numerical experiments of sensitivity have shown that when the spring TP sensible heating increase, the cyclonic circulation will strengthen at the lower troposphere around the TP, BOB and Indochina Peninsula, and the anti-cyclonic circulation will develop over the Indian Peninsula. Before the monsoon onset, the abnormal sensible heating over the TP will obviously increase the sensible heating at the Indian Peninsula, and the monsoon onset will be earlier at the BOB. Opposite results appear in the sensible heating decrease experiments.

Key words: Tibetan Plateau; Anomalous Diabatic Heating; monsoon onset