

热带太平洋—印度洋海温异常综合模对 南亚高压的影响

杨 辉 李崇银

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

摘 要 从综合考虑热带太平洋和印度洋海温异常特征出发, 研究了热带太平洋—印度洋海温异常综合模对南亚高压的影响。当热带太平洋—印度洋海温异常综合模为正位相(西印度洋和东太平洋海温距平为正, 东印度洋—西太平洋海温距平为负), 南亚高压偏弱, 位置偏东偏南; 当热带太平洋—印度洋海温异常综合模为负位相(西印度洋和东太平洋海温距平为负, 东印度洋—西太平洋海温距平为正), 南亚高压偏强, 位置偏西偏北。热带太平洋—印度洋海温异常综合模影响南亚高压主要通过三种机制: 一是通过影响亚洲季风从而影响了降水潜热形成的大气加热场分布, 在正(负)位相年, 青藏高原大气热源为负(正)异常, 因此青藏高原上空空气上升减弱(加强), 南亚高压偏弱(偏强); 南海季风和热带辐合带加强(减弱), 菲律宾附近的大气热源加强(减弱), 有利于上空青藏高原东南侧反气旋(气旋)式的距平环流, 因此南亚高压偏东偏南(偏西偏北)。二是热带太平洋—印度洋海温的纬向热力对比引起赤道纬向垂直(Walker)环流异常, 必将引起高空纬向风异常, 在正(负)位相年, 南亚高压南部的印度洋高空会出现西(东)风异常, 导致南亚高压偏弱(偏强)。三是综合模的正(负)异常加强(减小)西印度洋经度范围的区域 Hadley 环流, 其北侧伊朗高原上的异常下沉(上升)支, 造成南亚高压偏弱(偏强), 位置偏东偏南(偏西偏北)。

关键词 热带太平洋—印度洋海温异常综合模 南亚高压 物理机制

文章编号 1006-9895(2005)01-0099-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

Effect of the Tropical Pacific – Indian Ocean Temperature Anomaly Mode on the South Asia High

YANG Hui and LI Chong-Yin

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 east – west difference of tropical Indian Ocean temperature anomaly (dipole) is closely related to the ENSO in the Pacific Ocean through the Walker circulation and other processes. Thus the ENSO and Indian dipole should be regarded as an air – sea coupled system in the tropical Pacific and Indian Ocean. The tropical Pacific – Indian Ocean temperature anomaly mode is presented, and its impact on the South Asia high is studied. The positive phase of the tropical Pacific – Indian Ocean temperature anomaly mode (positive SSTAs in the western Indian Ocean and eastern Pacific, negative SSTAs in the eastern Indian Ocean – western Pacific) is favorable for a weaker South Asia high with southeastwards shift. The negative phase (reverse SSTAs of the positive phase) contributes to a stronger South Asia high with northwestwards shift. The physical mechanisms that the tropical Pacific – Indian Ocean temperature anomaly mode influences the South Asia high are proposed. 1) The tropical Pacific – Indian Ocean temperature anomaly mode greatly influences the Asian summer monsoon, resulting in the rainfall anomaly. The analyses of the vertically integrated heat sources and moisture sinks, and precipitation reveal that the release of latent heat of condensation is the primary heat source. When the tropical Pacific – Indian Ocean temperature anomaly mode is in a positive phase, the heat source over the Tibetan Plateau is smaller than normal with less precipitation there. However, when the tropical Pacific – Indian

收稿日期 2003-11-08 收到

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40233033, 40325015 及中国科学院知识创新工程项目 KZCX3-SW-226

作者简介 杨辉, 女, 1962 年出生, 副研究员, 主要从事气候变化的研究。E-mail: yanghui@mail.iap.ac.cn

Ocean temperature anomaly mode is in a negative phase, more abundant precipitation appears, indicating larger heat source there. The negative (positive) heat source anomaly maintains the negative (positive) ascent anomaly over the Tibetan Plateau, which provide a key mechanism for the distinct change of intensity of the South Asia high. The positive (negative) phase is favorable for the stronger (weaker) South China Sea summer monsoon and the intertropical convergence zone. Thus positive (negative) heat source anomaly is found from the South China Sea to the western Pacific via the Philippines, resulting in an anticyclonic (cyclonic) circulation to the southeast of the Tibetan Plateau at the high level. So the South Asia high is located in the southeast (northwest) position. 2) The tropical Pacific - Indian Ocean temperature anomaly mode greatly influences the zonal vertical (Walker) circulation. The positive (negative) phase drives the westerly (easterly) current anomaly at the high level over the Indian Ocean, contributing to the weaker (stronger) easterlies in the south part of South Asia high. 3) The positive (negative) phase drives a clear local Hadley cell anomaly with ascent (descent) over the western Indian Ocean and descent (ascent) over the Iran Plateau, resulting in the weaker (stronger) South Asia high with southeastwards (northwestwards) shift.

Key words the tropical Pacific - Indian Ocean temperature anomaly mode, the South Asia high, physical mechanism

1 引言

ENSO 以及印度洋海温变化对东亚和南亚夏季风的活动均有重要作用。ENSO 是海洋—大气系统中最强的信号, ENSO 事件发生对大气环流及其相关的气候有重要影响, 引起印度季风异常^[1, 2], 并且通过影响副热带高压的强度和位置影响中国的降水^[3, 4]。印度洋海温对亚洲季风及其降水也有影响, Saha^[5]发现印度洋西冷东暖的分布是影响季风气流和季风雨的一个重要因素。中国科学家早就注意到印度洋海温分布与我国汛期降水的关系^[6], 并研究了它们之间联系的物理过程^[7]。

印度洋的海温距平没有东太平洋强大, 但其纬向热力对比与太平洋具有相同的量级。赤道印度洋海温距平存在一种偶极子振荡, 引起印度洋周边地区气候异常。1997 年初夏发生了一次强 El Niño 事件, 赤道西印度洋也出现了很强的海温异常, 其海表温度异常的强度达 2℃ 以上, 印度夏季平均降雨量为正常, 部分地区还略为偏多^[8], 东非地区也明显多雨^[9]。因此, 在关注赤道东太平洋海温的同时, 也应该关注印度洋海温的异常及其作用, 进而提出了印度洋海温偶极子振荡的问题^[10, 11]。实际上, 陈烈庭^[12]早就指出印度洋至太平洋赤道地区海温距平的纬向分布的重要性问题。在 El Niño 情况下, 印度洋海温异常对东亚季风区降水和环流的影响也有研究^[13, 14]。

研究表明, 赤道印度洋海温距平的东西差异 (偶极子振荡) 并非是完全独立的系统, 它与太平洋 ENSO 通过 Walker 环流等过程有紧密的联系^[15], 因此, 提出将太平洋 ENSO 和印度洋偶极子视为统一的热带海气耦合系统——太平洋—印度洋海温异常模, 研究它对亚洲夏季风的影响。

南亚高压是北半球夏季对流层上层最强大、最稳定的大型高压系统, 夏季其中心位于青藏高原上空, 而范围从非洲一直延伸到西太平洋, 约占所在纬圈的一半, 在它的南面伴有一东风气流, 其范围南扩到南半球热带地区, 对夏季我国大范围旱涝分布及亚洲天气气候都有重大影响。1974 年, 叶笃正和张捷迁^[16]应用转盘模拟实验, 研究了青藏高原夏季的加热作用对东亚大气环流的影响, 初步得出青藏高原上空南亚高压的形成和维持, 主要在于耸立在对流层中部的高原加热作用。进一步的资料分析也证明了高原加热的重要作用, 这种加热作用使中、下层产生巨大的辐合, 高层产生巨大的辐散, 因而促使青藏高原高空形成高压, 中、低空形成热低压^[17-19]。一些动力学研究发现更进一步揭示了南亚高压的形成中高原加热的重要作用^[20, 21]。南亚高压的活动受各种因素的影响, 如它的异常与热带海温有密切的关系。赤道东太平洋海温偏高, 南亚高压位置偏东, 当发生 El Niño 时, 南亚高压脊线位置偏南^[22]。当南亚高压为青藏高原模态时, 全球 SSTA 分布类似于发生 El Niño 时的 SSTA 分布; 为伊朗高压模态时, SSTA 分布类似于 La Niña 模态的结论^[23]。热带海域中除太平洋海温 (ENSO), 印度洋海温异常对南亚高压也有影响。当赤道中东太平洋和印度洋海温偏高时, 南亚高压范围将向东扩展; 当赤道中东太平洋和印度洋海温偏低时, 南亚高压将向西收缩^[24]。印度洋偶极子对南亚高压的强度也有影响^[15]。

ENSO 和印度洋偶极子都对南亚高压有重要的影响, 因此它们的共同作用即太平洋—印度洋海温异常模对南亚高压的影响是我们研究的目的。本文根据一定的标准差把太平洋—印度洋海温异常模分为正、负位相二种类型, 再进行合成分析, 揭示太平洋—印度

洋海温异常模对南亚高压的影响。所用的资料取自英国 Hadley 中心的月平均海表温度资料，中国气象局 160 站月平均的气温和降水资料，NCEP/NCAR 再分析月平均资料，全球陆地降水资料 (PREC/L)。

2 太平洋—印度洋海温异常综合模

El Niño 或 La Niña 都是以赤道东太平洋的海温距平 (SSTA) 来定义的，而实际上当赤道东太平洋有正 (负) SSTA 时，赤道西太平洋往往有负 (正) SSTA 与之对应。另一方面，所谓印度洋偶极子是用赤道印度洋东西海温距平的差值来定义的，虽然用了“偶极子”的称谓，但并非数学意义上的“偶极子”。考虑到太平洋 ENSO 模与印度洋偶极子的密切联系，可以用分别标准化的两个海洋赤道地区东西海温差来定义综合模态的指数，分别标准化是因为太平洋海温异常信号要比印度洋强得多。具体计算如下：

$$\nabla T_{\text{Indian}} = T_1 - T_2,$$

$$\nabla T_{\text{Pacific}} = T_3 - T_4,$$

其中, T_1, T_2, T_3, T_4 分别表示区域 ($5^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$,

$50^{\circ}\text{E} \sim 65^{\circ}\text{E}$) ($10^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$) ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{W} \sim 80^{\circ}\text{W}$) ($5^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$) 平均的月平均海表温度距平。综合模的指数为

$$I_{\text{com}} = \nabla T_{\text{Indian}} + \nabla T_{\text{Pacific}}.$$

上式中 ∇T_{Indian} , $\nabla T_{\text{Pacific}}$ 已分别进行了标准化处理。

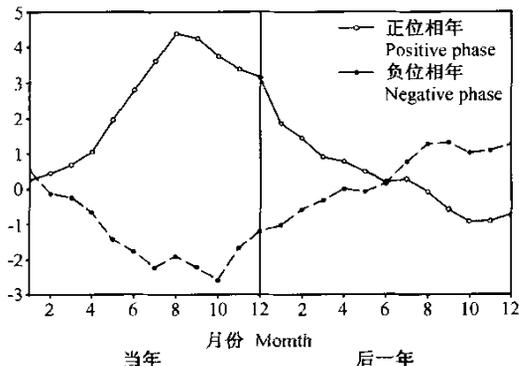


图 1 综合模指数的时间变化

Fig. 1 Composite monthly evolution of the tropical Pacific-Indian Ocean temperature anomaly mode

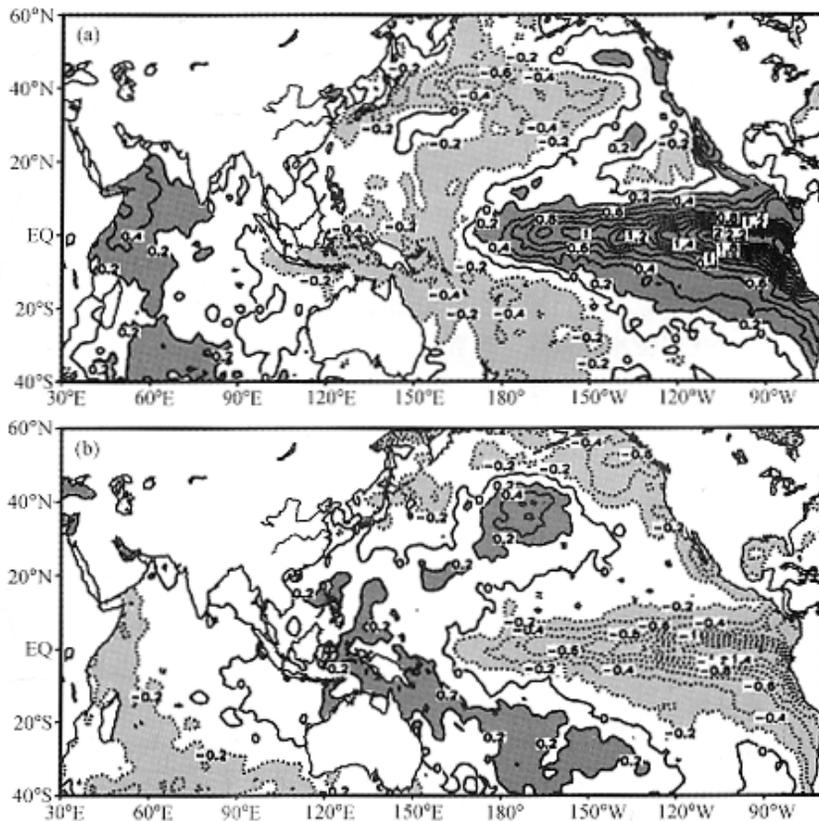


图 2 夏季海温距平分布，单位：℃，深阴影区 ≥ 0.2 ，浅阴影区 ≤ -0.2 。(a) 正位相年；(b) 负位相年

Fig. 2 Composite of SSTA in summer (JJA) for positive phase (a) and negative phase (b). Units: $^{\circ}\text{C}$. The anomalies greater than 0.2 are in dark shading and those less than -0.2 are in light shading

根据 1950 ~ 1999 期间太平洋—印度洋海温异常综合模指数 (图略), 规定指数振幅 ≥ 3.8 为位相, 指数振幅 ≤ -2.5 为负位相。按此规定, 正位相年有: 1951, 1965, 1972, 1982, 1983, 1987, 1997; 负位相年有: 1954, 1955, 1964, 1970, 1988, 1996。图 1 给出了综合模指数随时间的变化。在正位相年, 综合模指数从当年冬季到后一年的夏季都为正, 但迅速增大是在春季, 在夏末和初秋达到最大, 然后在次年的春季迅速减弱。负位相年的综合模指数比较弱, 维持的时间较短, 春末开始明显, 在秋季达到最强, 次年的春季已经趋于正常。图 2 是正、负位相年合成的海温距平在夏季 (JJA) 的分布。在正位相年, 正的海温距平位于赤道东太平洋和西印度洋, 中心分别在赤道东太平洋沿岸和西北印度洋沿岸; 负的海温距平从西太平洋到东印度洋, 中心位于赤道西太平洋。负位相年的海温距平分布相反, 强度较弱。因此, 可以认为热带太平洋—印度洋海温距平存在两类异常分布: 一类是东太平洋和西印度洋海温偏高, 而西太平洋到东印度洋海温偏低的分布型; 另一类的分布型相反。并且这两类分布有很好的持续性。下面将说明热带太平洋—印度洋海温异常是如何影响南亚高压的。

3 太平洋—印度洋海温异常综合模对南亚高压的影响

图 3 是太平洋—印度洋海温异常年夏季合成的 100 hPa 高度场。在正位相年, 南亚高压中心在青藏高原上空, 高压位置偏南偏东, 而在负位相年, 南亚高压出现两个中心, 一个在青藏高原上空, 另一个在伊朗高原上空, 南亚高压强度比正位相年偏强, 位置偏北偏西。同样, 从环流距平场 (图 4) 也可以清楚地看到, 在正位相年, 青藏高原的西北侧为气旋式环流距平, 青藏高原的东南侧为反气旋式环流距平, 反映南亚高压较气候平均强度偏弱、位置偏南偏东。在负位相年, 青藏高原的西北侧为反气旋式环流距平, 青藏高原的东南侧为气旋式环流距平, 反映南亚高压较气候平均强度偏强、位置偏北偏西。高度场和流场特征充分显示了对应太平洋—印度洋海温异常综合模的不同位相, 南亚高压有着极明显的不同特征。这在一定程度上表明太平洋—印度洋海温异常综合模对南亚高压的强度和位置有十分重要的影响。为了揭示海温异常综合的影响过程及机理, 下面从不同角度作进一步分析研究。

3.1 水平环流异常

海洋主要通过向大气的感热和潜热输送影响大

气, 不仅产生局地响应, 还通过纬向 Walker 环流、经向 Hadley 环流及行星波传播产生遥响应。同时, 也通过改变大气加热场的分布来影响大气环流^[25, 26]。由于热带太平洋—印度洋海温的纬向热力差异, 在正位相年, 赤道印度洋上盛行西印度洋空气上升, 东印度洋—西太平洋空气下沉的纬向垂直异常环流, 而赤道太平洋上盛行东太平洋空气上升, 东印度洋—西太平洋空气下沉的纬向垂直异常环流。这说明在这类海温异常分布中, 印度洋和太平洋的纬向垂直环流都偏弱。而在负位相年正好相反, 印度洋和太平洋的纬向垂直环流都偏强: 赤道东印度洋—西太平洋空气上升, 分别在西印度洋和东太平洋空气下沉, 形成两个纬向垂直异常环流圈 (图略)。这从低空的风场距平也可以看出。图 5 是太平洋—印度洋海温异常年夏季 850 hPa 风场距平。先看赤道地区的情况, 在正位相年 (图 5a), 赤道印度洋为东风距平, 因此, 对应其上空的南亚高压南部东风气流偏弱 (图 4a), 必将引起南亚高压偏弱。赤道太平洋为西风距平, 这支西风距平和印度洋上的东风距平分别为太平洋和印度洋纬向垂直 (Walker) 异常环流的低空气流。而在负位相年 (图 5b), 赤道印度洋为西风距平, 因此对应其上空的南亚高压南部东风气流偏强 (图 4b), 导致南亚高压偏强; 赤道太平洋为东风距平, 与正位相年的情况正好相反。这种差异清楚地反映了热带太平洋—印度洋海温异常综合模通过纬向垂直 (Walker) 环流对南亚高压东风气流的作用。

在亚洲季风区, 相对于异常综合模的正、负位相, 其距平场也呈现很大的差异。在正位相年, 印度西南季风偏弱, 有偏北异常气流从青藏高原流出。此外, 从印度尼西亚到西太平洋越赤道气流显著加强, 从而引起南海季风和热带辐合带都偏强。我国东部为北风异常, 表示东亚夏季风偏弱。而在负位相年, 西印度洋上为西风距平, 表示印度西南季风偏强。我国东部为南风异常, 表示东亚夏季风偏强。从东太平洋到西太平洋为南风距平, 表示越赤道气流减弱, 从而引起南海季风和热带辐合带减弱。因此, 一个非常强的异常反气旋式环流从菲律宾以东的西太平洋向西伸到中印半岛以西, 北半球东印度洋上为这个异常反气旋式环流南侧的东风气流异常, 高原的南侧为这个异常反气旋式环流西侧的南风气流异常。这个异常反气旋式环流的形成与西太平洋暖池海温偏高有关^[27], 也与西印度洋和东太平洋海温距平为负, 东印度洋—西太平洋海温距平为正的这类海温分布是一对耦合模态^[28], 说明太平洋—印度洋海温异常纬向差异对热

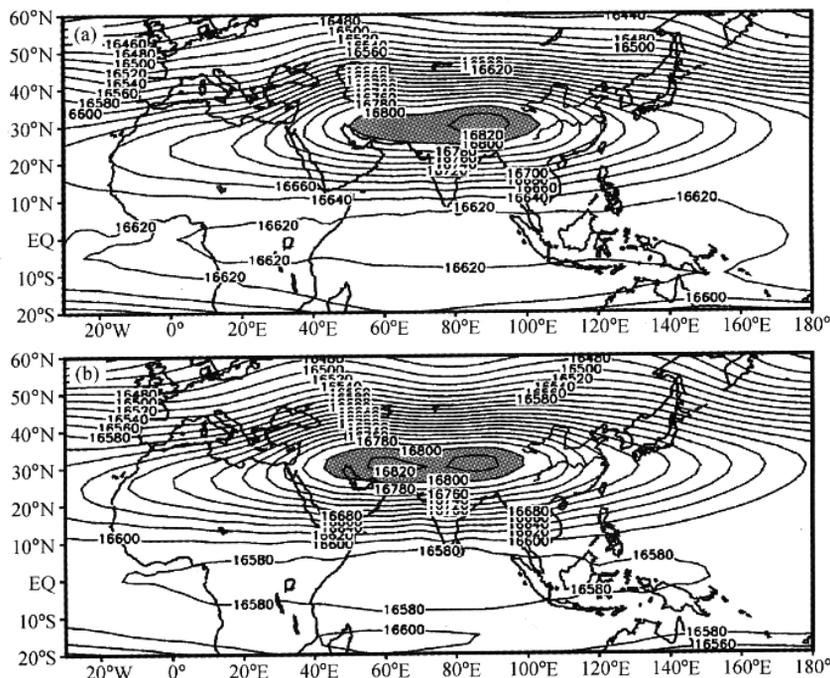


图 3 夏季 100 hPa 高度 (单位 : gpm):(a) 正位相年 ;(b) 负位相年

Fig. 3 Composite of geopotential height (units : gpm) at 500 hPa in summer for positive phase (a) and negative phase (b)

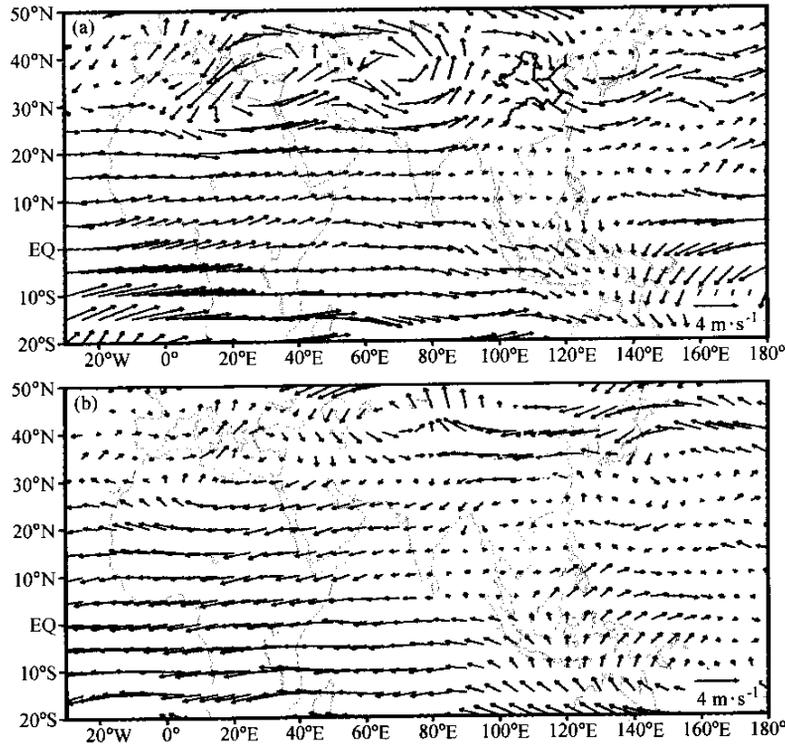


图 4 夏季 200 hPa 异常风场 (单位 : $m \cdot s^{-1}$):(a) 正位相年 ;(b) 负位相年

Fig. 4 Composites of 200 hPa wind vector anomalies (units : $m \cdot s^{-1}$) in summer for positive phase (a) and negative phase (b)

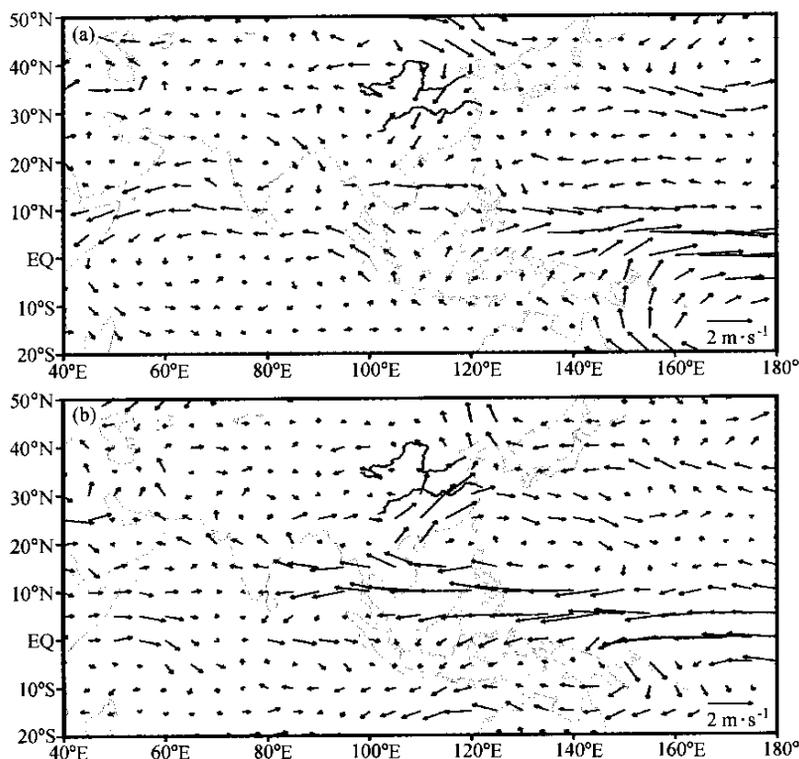


图5 夏季 850 hPa 异常风场 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$):(a) 正位相年;(b) 负位相年

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for 850 hPa

带环流的重要作用。这个异常反气旋式环流具有斜压结构,其上空为气旋式环流,说明南亚高压的位置将偏西偏北。

3.2 降水异常

由于太平洋—印度洋海温异常综合模对亚洲夏季风的影响,从而引起降水的异常。图 6 是全球陆地降水的异常分布。在正位相年,由于西南季风偏弱,印度降水偏少。青藏高原上由于偏北异常气流从高原流出(图 5a),水汽输送减少,因而少雨(图 6a)。赤道大陆地区由于处于纬向垂直异常环流的下沉支,降水偏少。海洋上的降水可以从 NCEP/NCAR 再分析资料的降水率得到(图 7)。由于南海季风和热带辐合带都偏强,因此从南海到西太平洋降水加大(图 7a),赤道西印度洋上由于位于纬向垂直(Walker)异常环流的上升支,降水也增加。而在负位相年,降水的分布正好相反,西印度洋、南海到西太平洋降水减小(图 7b),青藏高原、印度和赤道大陆地区降水增加。

我国的降水在正、负位相年也有明显差异。在正位相年,华南和东南沿海以及江淮流域降水偏多,华北和西南地区降水偏少;在负位相年,长江流域和华北降水偏多。

3.3 大气热源异常

由于降水潜热释放,有利于大气热源形成。图 8 和图 9 分别给出计算的整层大气水汽汇和热源异常分布。可以看到,在正位相年从南海经菲律宾到西太平洋的降水增加形成潜热源增加(图 8a),大气热源(图 9a)与潜热源大小相当、位置重合说明潜热释放是大气热源的主要贡献者。加热引起低空辐合和高空辐散,因此在青藏高原东南侧到西太平洋出现异常气旋式环流(图 5a),对流层高空的异常反气旋式环流位于气旋式环流之上(图 4a),因此有利于南亚高压偏南偏东。而负位相年菲律宾附近大气热源减小,异常的反气旋式环流出现在青藏高原东南侧到西太平洋(图 5b),对应的对流层高空出现异常气旋式环流(图 4b),因此有利于南亚高压偏北偏西。

青藏高原的大气热源相对于正、负位相年,其距平场也呈现了相反分布。在正位相年,由于偏北异常气流从高原流出,高原上降水减少,降水潜热释放减小(图 8a),因此大气热源减小(图 9a)。而在负位相年,由于偏南异常气流流进高原,水汽供应增加,高原上降水增加,降水潜热释放增大(图 8b),因此大气热源增大(图 9b)。由此可见,太平洋—印度洋海温异常的不同位相会影响亚洲季风,进而影响

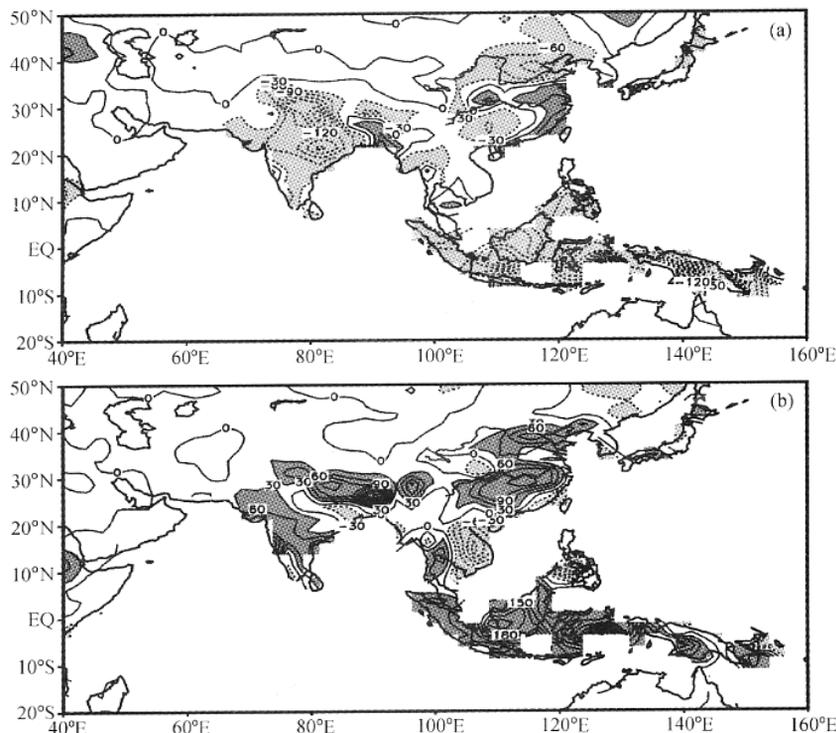


图 6 夏季全球陆地降水 (PREC/L) 异常分布, 单位: mm/JJA, 深阴影区 ≥ 30 , 浅阴影区 ≤ -30 。(a) 正位相年 ;(b) 负位相年
 Fig. 6 Composites of precipitation anomalies from the Precipitation Reconstruction over Land (PREC/L) in summer for positive phase (a) and negative phase (b). Units : mm/JJA. The anomalies greater than 30 are in dark shading and those less than -30 are in light shading

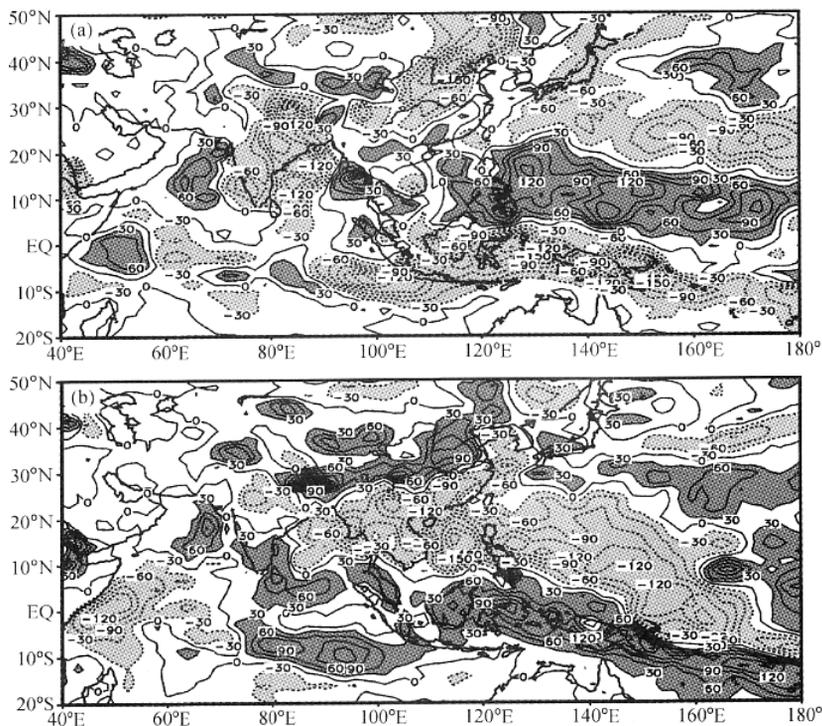


图 7 NCEP/NCAR 的夏季降水率异常分布, 单位: mm/JJA, 深阴影区 ≥ 30 , 浅阴影区 ≤ -30 。(a) 正位相年 ;(b) 负位相年
 Fig. 7 Same as Fig. 6, but for the precipitation rate of NCEP/NCAR

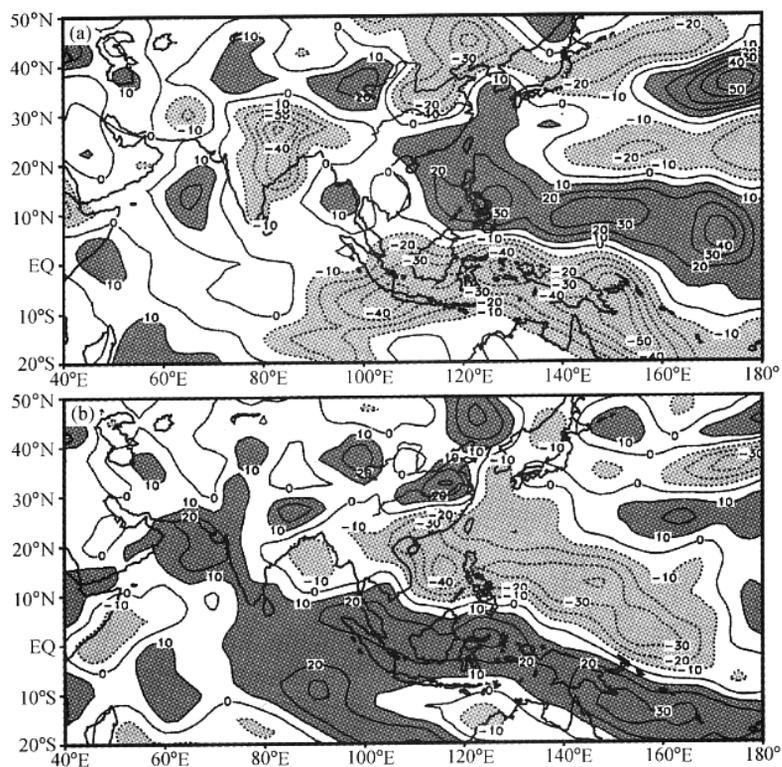


图 8 夏季垂直积分大气水汽汇异常分布, 单位: $W \cdot m^{-2}$, 深阴影区 ≥ 10 , 浅阴影区 ≤ -10 。(a) 正位相年; (b) 负位相年

Fig. 8 Composites of the vertically integrated apparent heat source anomalies in summer for positive phase (a) and negative phase (b). Units: $W \cdot m^{-2}$. The anomalies greater than 10 are in dark shading and those less than -10 are in light shading

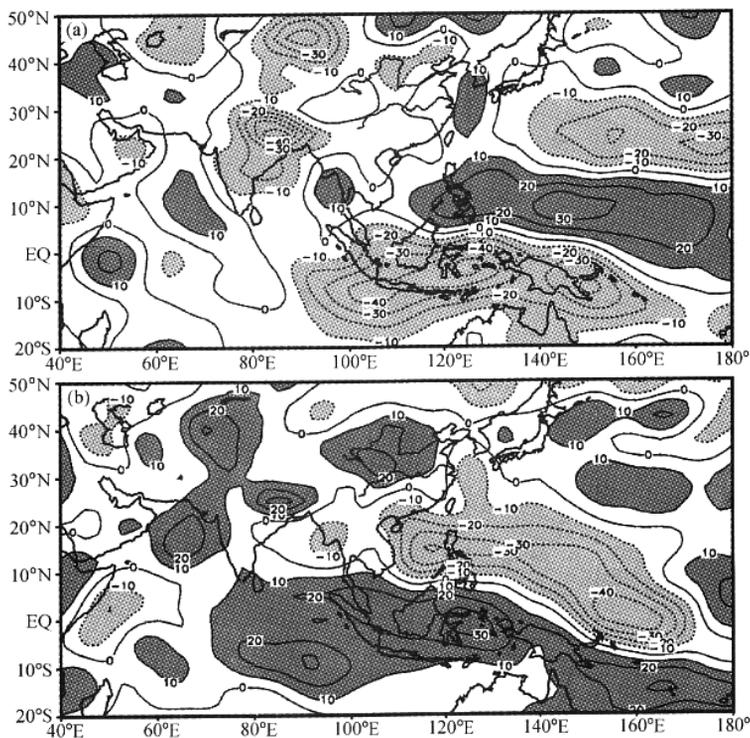


图 9 夏季垂直积分大气热源异常分布, 单位: $W \cdot m^{-2}$, 深阴影区 ≥ 10 , 浅阴影区 ≤ -10 。(a) 正位相年; (b) 负位相年

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for the apparent moisture sink

降水的分布，从而影响大气热源的变化。

在赤道地区，负位相年与正位相年大气热源明显相反，反映了海温对大气的直接热力作用。在正位相年，西印度洋由于海温增大，凝结潜热释放增加（图 8a），因此大气热源增加（图 9a）；东印度洋到西太平洋由于海温减小，凝结潜热释放减小（图 8a），因此大气热源为负距平（图 9a）。而在负位相年，西印度洋大气热源为负距平，东印度洋到西太平洋大气热源为正距平。

3.4 垂直运动异常

由于大气热源的异常，引起垂直环流的异常。图 10 是对应于正、负位相年的 500 hPa 垂直速度 ω 异常分布。垂直速度的分布与大气热源的特点是十分一致的。从图 10a 正位相年的情况看，赤道西印度洋为负距平区，说明该地区为上升运动增强；赤道东印度洋—西太平洋为正距平区，说明该地区为下沉运动异常，结合气候平均的垂直运动，表示该地区的上升运动减弱。而在图 10b 的负位相年的情形则正好相反，赤道西印度洋为正距平区，赤道东印度洋—西太平洋为负距平区。赤道地区垂直环流的异常与海温异常有很好的对应：上升的异常气流与海温的异常偏高区相

对应，而下沉区则与海温偏低区一致。垂直速度的变化也说明海温异常综合模对纬向垂直（Walker）环流的影响。

在正位相年，从南海经菲律宾到西太平洋的垂直速度距平为负，垂直上升运动增强；负位相年正好相反。距平区可向西扩展到中印半岛，并且在菲律宾附近和西太平洋有两个距平中心。垂直上升运动增强导致高空辐散增强，有利于高空出现异常反气旋式环流，因此南亚高压偏南偏东。反之，垂直上升运动减弱有利于高空出现异常气旋式环流，不利于南亚高压偏南偏东。

更值得注意的是在青藏高原垂直速度的差别。在正位相年，青藏高原有一个很强的正距平中心，说明该地区的垂直上升速度较平均值要弱；而在负位相年图上，青藏高原为一大片负距平区，说明该处的垂直上升速度偏强。这个结果与图 5 中所示的风场的特点是完全一致的。也就是说当综合模为负位相时，青藏高原有明显的风场及水汽场的辐合，造成垂直上升运动的加强；反之，上升运动将减弱。

图 11 为沿着 $25^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均的垂直速度 ω 经度—高度分布。可以看出，当综合模为正位相时，从伊

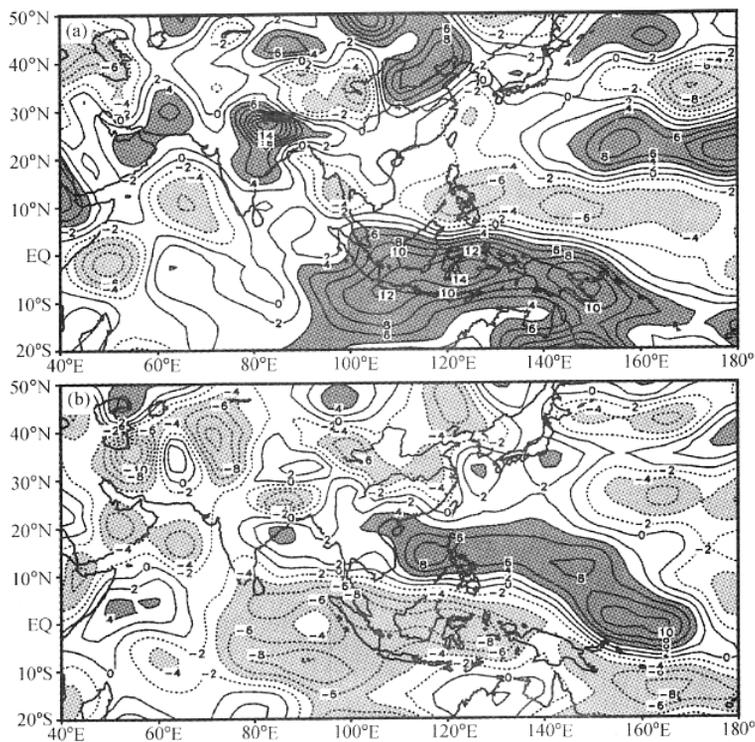


图 10 夏季 500 hPa 垂直速度 ω 距平场，单位： $10^{-5}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ ，深阴影区 ≥ 4 ，浅阴影区 ≤ -4 。(a) 正位相年；(b) 负位相年

Fig. 10 Composites of the anomalous vertical velocity ω in summer for positive phase (a) and negative phase (b). Units: $10^{-5}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$. The anomalies greater than 4 are in dark shading and those less than -4 are in light shading

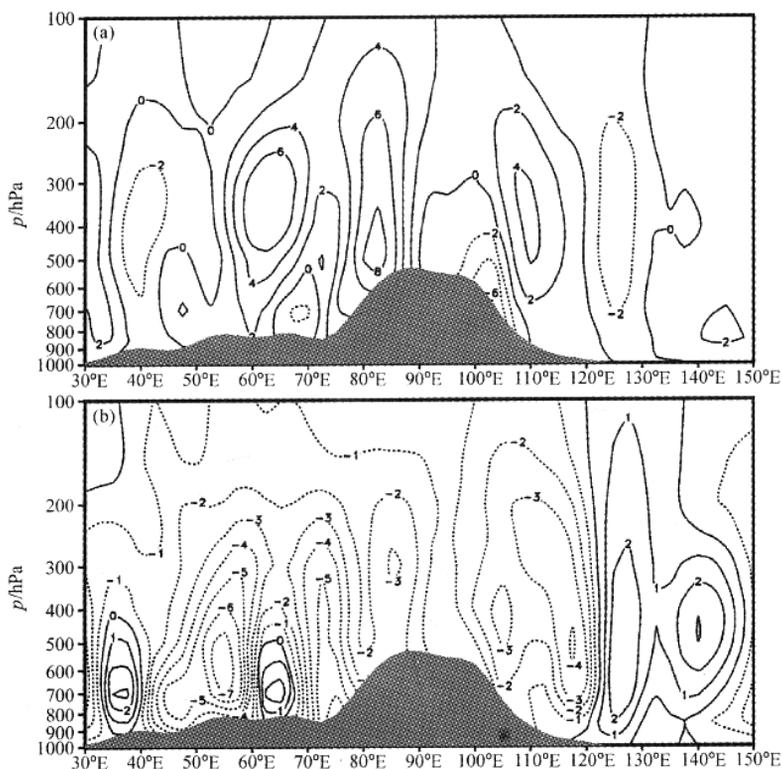


图 11 夏季沿 $25^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均的垂直速度 ω 经度—高度分布, 单位: $10^{-5}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。(a) 正位相年; (b) 负位相年

Fig. 11 Anomalous vertical velocity ω in summer along $25^{\circ}\text{N} - 35^{\circ}\text{N}$ for positive phase (a) and negative phase (b). Units: $10^{-5}\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$

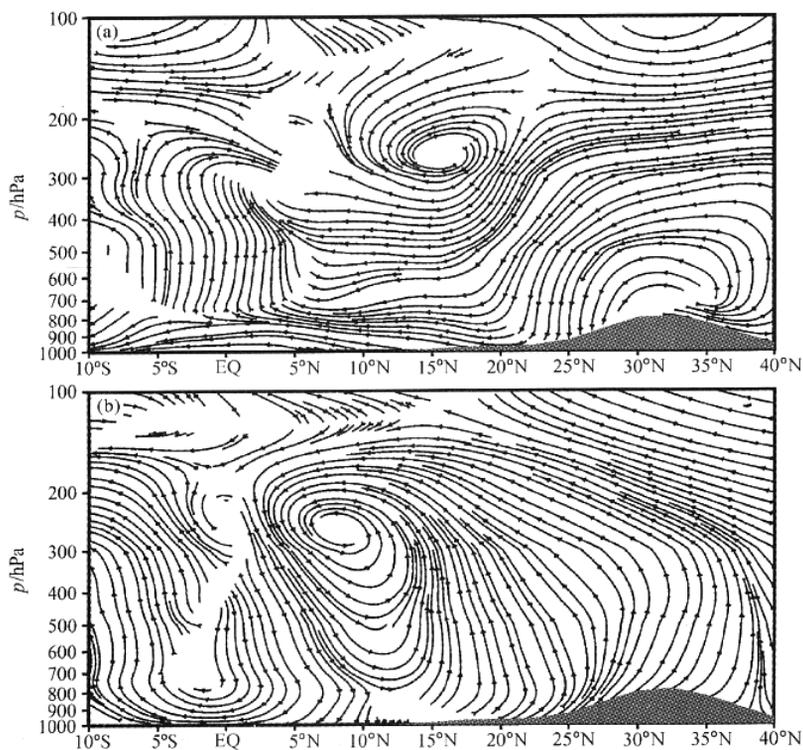


图 12 夏季沿 $50^{\circ}\text{E} \sim 60^{\circ}\text{E}$ 的垂直经圈环流异常: (a) 正位相年; (b) 负位相年

Fig. 12 Anomalous vertical circulation in summer along $50^{\circ}\text{E} - 60^{\circ}\text{E}$ for positive phase (a) and negative phase (b)

朗高原到青藏高原皆为垂直速度 ω 正距平，中心位于青藏高原西部和伊朗高原，表示上升运动减弱，因此南亚高压减弱；当综合模为负位相时，从伊朗高原到青藏高原垂直速度 ω 皆为负距平，中心也位于青藏高原西部和伊朗高原，表示上升运动增强，有利于南亚高压增强。而伊朗高原的垂直气流与热带太平洋和印度洋海温 (SST) 异常综合模通过 Hadley 环流直接相联系。图 12 为沿着 $50^{\circ}\text{E} \sim 60^{\circ}\text{E}$ 平均的垂直经圈距平环流图。由于热带太平洋和印度洋海温异常，赤道纬向垂直 (Walker) 环流异常，西印度洋垂直运动异常。因此，在西印度洋经度范围，赤道与副热带之间存在一个 Hadley 环流异常，即综合模为正位相时，Hadley 环流加强：赤道西印度洋为上升运动，而在赤道北侧的副热带地区即伊朗高原为下沉运动。综合模为负位相时，Hadley 环流减弱：赤道西印度洋为下沉运动异常，而在赤道北侧的副热带地区即伊朗高原为上升运动异常，有利于南亚高压增强，所以我们看到负位相年伊朗高原高空形成一个强高压中心 (图 3b)。因此太平洋—印度洋海温异常不仅通过改变大气加热而改变青藏高原上空的垂直运动，而且通过 Hadley 环流直接改变伊朗高原上空的垂直运动，从而影响南亚高压的强度。

4 小结

本文从综合考虑热带太平洋和印度洋海温异常特征出发，通过对环流、降水和大气热源的诊断分析，研究了热带太平洋—印度洋海温异常综合模对南亚高压的影响。当热带太平洋—印度洋海温异常综合模为正位相 (西印度洋和东太平洋海温距平为正，东印度洋—西太平洋海温距平为负)，南亚高压偏弱，位置偏南偏东；当热带太平洋—印度洋海温异常综合模为负位相 (西印度洋和东太平洋海温距平为负，东印度洋—西太平洋海温距平为正)，南亚高压偏强，位置偏北偏西。热带太平洋—印度洋海温异常综合模影响南亚高压主要通过三种机制：

(1) 热带太平洋—印度洋海温异常影响亚洲季风，进而影响降水分布。由于降水潜热加热的变化导致大气热源的变化，从而影响南亚高压。当太平洋—印度洋海温异常综合模为正 (负) 位相，从赤道东印度洋—西太平洋过赤道气流加强 (减弱)，因此，南海季风和热带辐合带加强 (减弱)，降水增加 (减少)，由于降水潜热，大气热源增加 (减少)，有利于青藏高原东南侧到西太平洋低空气旋 (反气旋) 式的距平环流、高空反气旋 (气旋) 式的距平环流。因此

南亚高压偏东偏南 (偏西偏北)。由于印度西南季风减弱 (加强) 以及青藏高原东南侧到西太平洋的低空气旋 (反气旋) 式的距平环流发展，青藏高原南侧出现偏北 (偏南) 异常气流、水汽输送减少 (增加)，降水距平为负 (正)，因此青藏高原大气热源为负 (正) 异常，有利于上升运动减弱 (加强)，南亚高压偏弱 (偏强)。

(2) 热带太平洋—印度洋海温的纬向热力对比直接影响纬向垂直 (Walker) 环流，进而影响南亚高压。在正 (负) 位相年，西印度洋大气热源为正 (负) 距平，东印度洋—西太平洋为负 (正) 距平，赤道印度洋上盛行西印度洋空气上升 (下沉)，东印度洋—西太平洋空气下沉 (上升) 的纬向垂直异常环流，南亚高压南部的印度洋高空会出现西 (东) 风异常，必将引起南亚高压减弱 (增强)。

(3) 热带太平洋—印度洋海温异常可以直接影响 Hadley 环流，通过 Hadley 环流影响南亚高压。热带太平洋—印度洋海温异常综合模正 (负) 位相，加强 (减小) 了西印度洋经度范围的区域 Hadley 环流，空气在赤道西印度洋异常上升 (下沉)，在北侧副热带伊朗高原异常下沉 (上升)，造成南亚高压偏弱 (偏强)，位置偏东偏南 (偏西偏北)。

参考文献

- [1] Webster P T, Yang S. Monsoon and ENSO. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, **118**: 877 ~ 926
- [2] Ju J, Slingo J M. The Asian summer monsoon and ENSO. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1995, **121**: 1133 ~ 1168
- [3] 符凉斌. 热带海洋对副热带高压长期变化的影响. *科学通报*, 1977, **21**: 313 ~ 317
Fu Congbin. Effect of tropical oceans on long-range variations of subtropical high. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, **21**: 313 ~ 317
- [4] Ji J J. Theory of multy-year oscillation in ocean-atmosphere coupled system. *Scientia Sinica*, 1982, **25**: 630 ~ 645
- [5] Saha K. Zonal anomaly of sea surface temperature in equatorial Indian Ocean and its possible effect upon monsoon circulation. *Tellus*, 1970, **22** (4): 403 ~ 409
- [6] 罗绍华, 金祖辉, 陈烈庭. 印度洋和南海海温与长江中下游降水的相关分析. *大气科学*, 1985, **9** (3): 336 ~ 342
Luo Shaohua, Jin Zuhui, Chen Lieting. Corrlation analyses of the SST in the middle-lower reaches of the Yangtze River. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 1985, **9** (3): 336 ~ 342
- [7] 陈烈庭. 阿拉伯海—南海海温距平纬向差异对长江中下游降水的影响. *大气科学*, 1991, **15** (1): 33 ~ 42
Chen Leitng. Effect of zonal difference of sea surface temperature anomalies in the Arabian Sea and the South China Sea on summer rainfall over the Yangtze River. *Chinese J. Atmos. Sci. (in*

- Chinese), 1991, **15** (1): 33 ~ 42
- [8] Bell G D, Halpert M S. Climate assessment for 1997. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998, **79** (5): S1 ~ S50
- [9] Birkett C, Murtugudde R, Allan T. Indian Ocean climate event brings floods to East Africa's lakes and the Sudd Marsh. *Geophysical Research Letters*, 1999, **26** (8): 1031 ~ 1034
- [10] Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, 1999, **401**: 356 ~ 360
- [11] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, **401**: 360 ~ 363
- [12] 陈烈庭. 热带印度洋—太平洋海温纬向异常及其对亚洲夏季风的影响. 大气科学, 1988, 特刊: 142 ~ 148
Chen Lieting. Zonal anomaly of sea surface temperature in the tropical Indo-Pacific Ocean and its effect on summer Asia monsoon. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1988, special issue: 142 ~ 148
- [13] 陈月娟. 我国夏季风和降水与邻近海洋水温关系的数值试验, 气候变化若干问题研究. 北京: 科学出版社, 1992, 157 ~ 167
Chen Yuejuan. Numerical experiment on the relation between summer rainfall in China and sea surface temperature in the contiguous oceans. *The Study on Some Fundamental Problems of Climate Variability* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1992, 157 ~ 167
- [14] 肖子牛, 孙绩华, 李崇银. El Niño 期间印度洋海温异常对亚洲气候的影响. 大气科学, 2000, **24** (4): 461 ~ 469
Xiao Ziniu, Sun Jihua, Li Chongyin. Influence of the Indian Ocean SSTa on Asian climate during an ENSO period. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2000, **24** (4): 461 ~ 469
- [15] 李崇银, 穆明权. 赤道印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响, 大气科学, 2001, **25** (4): 433 ~ 443
Li Chongyin, Mu Mingquan. The dipole in the equatorial Indian Ocean and its impacts on climate. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2001, **25** (4): 433 ~ 443
- [16] 叶笃正, 张捷迁. 青藏高原加热作用对夏季东西大气环流影响的初步模拟实验. 中国科学 (B), 1974, **3** (3): 301 ~ 320
Yeh Tu-Cheng, Zhang Jieqian. Preliminary simulation experiment of the impact of the Tibetan Plateau heating function on summer general circulations in East China. *Science in China* (Series B, in Chinese), 1974, **3** (3): 301 ~ 320
- [17] 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 夏季青藏高原气象若干问题的研究. 中国科学 (B), 1990, **10**: 1100 ~ 1111
Yang Weiyu, Ye Duzheng, Wu Guoxiong. A study on some meteorologic problems of the Tibetan Plateau. *Science in China* (Series B, in Chinese), 1990, **10**: 1100 ~ 1111
- [18] 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析 II: 环流场的主要特征及其大型垂直环流场. 大气科学, 1992, **16** (3): 287 ~ 301
Yang Weiyu, Ye Duzheng, Wu Guoxiong. The influence of the Tibetan Plateau on the thermal and circulation fields over East Asia in summer, II: Main features of local and large-scale vertical circulation fields. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1992, **16** (3): 287 ~ 301
- [19] 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析 III: 环流场稳定维持的物理机制. 大气科学, 1992, **16** (4): 409 ~ 426
Yang Weiyu, Ye Duzheng, Wu Guoxiong. The influence of the Tibetan Plateau on the thermal and circulation fields over East Asia, III: Physical mechanisms of maintaining the stable circulation fields. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1992, **16** (4): 409 ~ 426
- [20] Ye Duzheng, Wu Guoxiong. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteor. Atmos. Phys.*, 1998, **67**: 181 ~ 198
- [21] 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, 1998, 116 ~ 126
Wu Guoxiong, Li Weiping, Guo Hua, et al. Sensible heating-driving air pump of the Tibetan Plateau and the Asian summer monsoon. *Memorial Volume of Prof. Zhao Jiuzhang* (in Chinese), Ye Duzheng, Ed. Beijing: Science Press, 1998, 116 ~ 126
- [22] 陈桂英, 廖荃荃. 100 hPa 南亚高压位置特征与我国盛夏降水. 高原气象, 1990, **9** (4): 432 ~ 438
Chen Guiying, Liao Quansun. Relationship between the location features of 100 hPa South Asia High and mid-summer rainfall in China. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1990, **9** (4): 432 ~ 438
- [23] 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 副热带高压形成和变异的动力学问题. 国家自然科学基金研究专著地球科学系列. 北京: 科学出版社, 2002, 314pp
Wu G. uoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. *Dynamics of the Formation and Variation of Subtropical Anticyclones* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2002, 314pp
- [24] 谭晶. 夏季南亚高压东西振荡特征. 南京气象学院硕士学位论文, 2004, 61pp
Tan Jing. A study on the features of longitudinal excursion of South Asia High (in Chinese). M. S. thesis, Nanjing University of Information Science and Technology, 61pp
- [25] 李兴文, 陈月娟. El Niño 与 La Niña 期间大气加热场的特征及其对大气环流的影响. 大气科学, 1996, **20** (5): 565 ~ 574
Li Xingwen, Chen Yuejuan. The characteristics of atmospheric heating field during El Niño and La Niña period and their impact on atmospheric circulation. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1996, **20** (5): 565 ~ 574
- [26] Schaack T K, Johnson D R. January and July global distribution of atmospheric heating for 1986, 1987, and 1988. *J. Climate*, 1994, **7**: 1270 ~ 1285
- [27] 金祖辉, 陈隽. 西太平洋暖池区海表水温暖异常对东亚夏季风影响的研究. 大气科学, 2002, **26** (1): 57 ~ 68
Jin Zuhui, Chen Jun. A composite study of the influence of SST warm anomalies over the western Pacific warm pool on Asian summer monsoon. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2002, **26** (1): 57 ~ 68
- [28] 应明, 孙淑清. 西太平洋副热带高压对热带海温异常响应的研究. 大气科学, 2000, **24** (2): 193 ~ 206
Ying Ming, Sun Shuqing. A study on the response of subtropical high over the western Pacific on the SST anomaly. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2000, **24** (2): 193 ~ 206