

黄刚,胡开明.夏季北印度洋海温异常对西北太平洋低层反气旋异常的影响[J].南京气象学院学报,2008,31(6):749-757.

夏季北印度洋海温异常对西北太平洋低层反气旋异常的影响

黄刚¹,胡开明^{2,3}

(1. 中国科学院 东亚区域气候环境重点实验室,北京 100029;

2. 中国科学院 大气物理研究所 季风系统研究中心,北京 100090;3. 中国科学院 研究生院,北京 100049)

摘要:采用1957—2002年850 hPa风场的ERA-40再分析资料,分析得知西北太平洋低层环流存在着明显的年际变化。这种年际变化表征了西北太平洋夏季风的年际变化,并且会影响东亚夏季风的变化。用Hadley海表面气压以及海表温度资料诊断得到,这种夏季西北太平洋反气旋异常(WPAC, northwest Pacific anomalous anticyclone)的年际变化与北印度洋同期海表温度变化存在很好的相关。用偏相关方法消除Nino3.4信号的同期线性影响,这种同期相关更加显著,而西南热带印度洋的同期海温与WPAC的相关并不显著。数值试验结果表明,北印度洋存在正海温异常时,北印度洋降水偏多,同时伴随着西北太平洋反气旋异常。当只有西南热带印度洋有正海温异常时,北印度洋会出现东风异常且降水减少,而西北太平洋有弱的气旋异常。数值模式结果与观测数据的诊断结果相吻合,说明当夏季北印度洋海表温度为正异常时,可能会产生西北太平洋反气旋异常。

关键词:西北太平洋反气旋异常;东亚季风;北印度洋;海面温度

中图分类号:P461.2 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-2022(2008)06-0749-09

Impact of North Indian Ocean SSTA on Northwest Pacific Lower Layer Anomalous Anticyclone in Summer

HUANG Gang¹, HU Kai-ming^{2,3}

(1. RCE-TEA, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2. Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100090, China;

3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The 850 hPa wind field of ERA-40 reanalysis data from 1957 to 2002 is analyzed, showing that the lower level circulation in the northwest Pacific has an obvious interannual variability. This variability can represent the interannual variation of summer monsoon in the northwest Pacific, and impact on East Asia summer monsoon. Based on the observed Hadley SLP and SST data, diagnosis result shows that interannual variation of the northwest Pacific anomalous anticyclone (WPAC) has a good relation with sea surface temperature in North Indian Ocean in summer. And the relation becomes more obvious when deleting the linear Nino3.4 signal by the partial correlation method. On the other hand, the northwest Pacific anomalous anticyclone has not an obvious correlation with sea surface temperature in the southwest Indian Ocean in summer. The AGCM experiments demonstrate that there is a positive precipitation anomaly over north Indian Ocean when the north Indian Ocean SST is higher with a lower level anticyclone anomaly over the northwest Pacific. When the southwest tropical Indian Ocean is warmer, there are negative precipitation anomalies and anomalous easterlies over north Indian Ocean, and there is a weak anomalous cyclone over the northwest Pacific. The numerical experiment result tallies with the observations, indicating that the warmer summer SST in north Indian Ocean will lead to the lower level anomalous anticyclone in the northwest Pacific.

收稿日期:2008-08-10;改回日期:2008-10-28

基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2004CB418300;2006CB400500);中国科学院三期创新方向项目(KZCX2-YW-220);国家自然科学基金资助项目(40775051;U0733002)

作者简介:黄刚(1971—),男,北京人,博士,研究员,博士生导师,研究方向为季风动力学、全球变化以及区域响应、数值模拟, hg@mail.iap.ac.cn.

Key words: northwest Pacific anomalous anticyclone (WPAC); East Asia monsoon; north Indian Ocean; sea surface temperature

0 引言

海表温度对全球气候有重要影响。前人的很多研究表明印度洋海表温度异常与东亚夏季风降水异常有重要的联系^[1,4]。印度洋存在着滞后赤道东太平洋增暖大约一个季度的海盆尺度变暖。Klein 等^[5]指出,这种印度洋海盆尺度的增暖是由于赤道太平洋的海温异常通过大气桥作用使得印度洋的热量通量发生了改变从而导致海表温度增暖,同时也指出热带西南印度洋海表温度的增暖不能由大气桥作用来解释。2002 年 Xie 等^[6]研究表明,这种滞后于东太平洋增暖的热带西南印度洋增暖主要是由于下沉的 Rossby 波向西传播,并在温跃层比较浅薄的热带西南印度洋洋面增暖导致的。印度洋的年际尺度增暖与赤道中东太平洋的年际尺度增暖有很密切关系,并且两者都对东亚和热带西北太平洋的气候产生影响^[2,4,7-8]。西北太平洋反气旋异常是热带海洋对东亚夏季风作用的纽带,前人也对它做了很多研究^[7-9]。

一些学者对西北太平洋低层反气旋异常形成机理做了大量研究。张人禾等^[9]研究表明,赤道东太平洋海温异常在暖 ENSO 事件消退期对东亚气候的影响是通过热带夏季西北太平洋反气旋异常来起作用的。Wang 等^[8]研究了伴随 El Nino 事件的冬季到次春的反气旋异常形成机理,指出暖的 ENSO 事件时瓦克环流减弱以及热带西太平洋负的海温异常使得热带西太平洋的对流潜热释放减弱,从而激发冷的 Rossby 波在热带西北太平洋形成低层反气旋异常。Wang 等^[8]进一步指出,在冬季和初春西北太平洋的气候态低层风场为东北风,反气旋东边的异常北风使风速加大、蒸发加强、海表变冷,从而形成大气和海洋正的反馈过程,使得反气旋异常能一直维持到次年春季。Watanabe 等^[10]和 Annamalai 等^[3]研究表明,印度洋的海表温度增暖导致瓦克环流的改变,使得热带西太平洋降水减弱从而导致冬季西北太平洋的反气旋异常。Annamalai 等^[3]指出热带中东太平洋和印度洋对西北太平洋反气旋异常所起的作用几乎各占一半。Yang 等^[4]研究表明,印度洋能起到一个类似电容器的作用,它可将赤道中东太平洋的信号储存并且在次年夏天释放从而影响到东亚夏季气候。

夏季西北太平洋低层反气旋异常对东亚气候有重要的影响。Chang 等^[11]研究了西北太平洋夏季反气旋异常对中国夏季气候的影响,指出这种反气旋异常一方面使得江淮流域梅雨锋维持时间延长,另一方面改变南北的气压梯度使得锋面系统更强,还能使中国南海的海温偏高,从而提供更多的水汽。

前人主要就太平洋和印度洋对夏季西北太平洋反气旋的作用做了一些研究。但研究主要集中在冬季和春季,而对夏季机理的研究不多。本文就两个问题,用数值模式做了一系列的研究。第一个问题是夏季西北太平洋低层反气旋主要是由太平洋导致的,还是由印度洋导致的?第二个问题是夏季印度洋不同区域海温对西北太平洋低层反气旋异常形成和维持起什么作用?本文研究这些问题,并且作了以下章节安排。第一节介绍资料和数值模式;第二节给出资料的诊断结果;第三节给出数值模拟结果;第四节给出全文总结。

1 资料 and 模式

1.1 资料

采用 ERA-40 的 200 hPa 和 850 hPa 月平均风场再分析资料^[12]。海表温度资料选用 Hadley 中心的海温资料。降水场使用了 1979—2002 年的 CMAP 资料^[13]和 1957—2002 年的 ERA-40 再分析资料。将 1960—2000 年的 Hadley 月气候平均海温作为各月气候海温,年际海温异常就是各个月的海温和气候海温的差值。

本文定义了几个指数。首先将 Nino3.4 指数定义为各月赤道中东太平洋(150°~90°W, 5°S~5°N)区域海温异常的区域平均。热带西南印度洋的海温指数(SWTIO)定义为各月(40°~70°E, 15°~5°S)区域的海温异常的区域平均。热带北印度洋的海温指数(NTIO)定义为各月(60°~90°E, 0°~15°N)区域的海温异常平均值。西北太平洋异常反气旋指数(WPAC)的定义引用 Wang 等^[7]的西太平洋反气旋指数定义,为(110°~140°E, 20°~30°N)的 850 hPa 区域平均纬向风场减去(100°~130°E, 5°~15°N)的 850 hPa 区域平均纬向风场。为了对热带北印度洋的暖年和冷年进行合成分析,对(40°~90°E, 0°~15°N)区域的 1957—1999 年区域平均异常海温做 8 a 高通滤波,并且挑选大于 0.7 标准差的年份定义

为暖年,小于-0.8个标准差的年份定义为冷年,从而挑选出的暖年有1963、1972、1979、1983、1987、1988、1991、1997、1998年,冷年有1971、1978、1981、1984、1985、1989、1994、1996年。

1.2 模式

使用第5代汉堡的ECHAM大气环流模式ECHAM5.3,它是一个全球谱模式。本文采用T63水平分辨率和19层垂直分辨率的模式来完成数值试验。关于模式的具体介绍可参考文献[14]。为了研究夏季热带印度洋海温异常对热带西北太平洋反气旋的作用,做了一系列试验,具体介绍见表1。

表1 数值试验设计

Table 1 Designs of the numerical experiments		
试验名称	试验强迫场	样本数
CTL	年循环的气候海表温度和海冰	20个样本
AMIP2	AMIP2 1958—2000年的海表温度和海冰	1个样本
IOC	在印度洋区域用气候态海表温度,其他区域用AMIP2海温	1个样本
IOR	在印度洋区域用AMIP2海表温度,其他区域用气候态海表温度	20个样本
TIO	在热带印度洋区域为气候态海表温度加1 K,其他区域用气候态海表温度	20个样本
STIO	在热带南印度洋区域为气候态海表温度加1 K,其他区域用气候态海表温度	20个样本
SWIO	在热带西南印度洋区域为气候态海表温度加1 K,其他区域用气候态海表温度	20个样本
NTIO	在热带北印度洋区域为气候态海表温度加1 K,其他区域用气候态海表温度	20个样本

2 印度洋温度对西北太平洋低层反气旋的作用

2.1 印度洋海温与西北太平洋夏季低层异常反气旋的关系

根据ERA-40 1957—2000年850 hPa风场再分析资料,得到了夏季西北太平洋反气旋异常的年际变化。为了研究这种年际变化的原因,将这种西北太平洋反气旋指数一方面与印度洋和西太平洋的夏

季平均海温求相关(图1a),另一方面与CMAP的夏季平均降水求同期相关(图1b)。图1a表明夏季西北太平洋反气旋异常与北印度洋以及中国南海有显著的正相关,相关系数通过了99%的信度检验。图1b表明西北太平洋反气旋指数与热带北印度洋的降水有很好的正相关,而与热带西北太平洋降水有明显的负相关。

为了研究热带北印度洋海温对西北太平洋低层异常反气旋的作用,采用第1节定义的冷暖年进行合成分析(图2)。由图2可见,当北印度洋海温偏暖时,印度洋上空有正降水异常,但在西太平洋有负降水异常。这可能是由于印度洋上空的降水导致了Walker环流的改变,在西太平洋产生下沉气流,使得降水有负异常;而负的潜热释放激发冷的Rossby波,在西北太平洋低空形成反气旋异常。

2.2 不同区域印度洋海温异常对西北太平洋低层反气旋的影响

由图1a可以看出西北太平洋反气旋与印度洋海温的正相关区域主要集中在北印度洋。Klein等^[5]指出,西南印度洋的海温异常不是由于赤道中东太平洋大气桥的作用而产生的。Xie等^[6]也指出,西南印度洋的海温异常是由于下沉的Rossby波向西传播产生的。Annamalai等^[3]指出,西南印度洋对东亚气候有重要的影响。从前人研究结果得知,北印度洋和西南印度洋在暖ENSO事件后的增温机理是不一样的。为了研究印度洋不同区域海温异常对西北太平洋夏季低层反气旋异常的作用,划分了3块海域来进行研究,分别为热带北印度洋(60~90°E,0°~15°N)、热带南印度洋(40~100°E,15~5°S)以及热带西南印度洋(40~70°E,15~5°S)。

图3中给出了夏季西北太平洋反气旋异常指数WPAC与Nino3.4区、热带西南印度洋(40~70°E,15~5°S)和热带北印度洋(60~90°E,0°~15°N)海表温度指数的超前滞后相关。由图3可以看到,Nino3.4区海温指数在超前4个月开始低于95%的信度检验,西南印度洋指数在超前3个月低于95%的信度检验,但北印度洋的高相关性可以一直维持到夏季。这说明,北印度洋起着—个信号储存和传递的作用,把前期中东太平洋海温和西南印度洋海温信号一直存储到夏季,这种海温异常使得Walker环流发生异常,从而抑制了西太平洋降水,导致了西北太平洋低层反气旋异常。本文利用偏相关方法,得到去掉同期Nino3.4信号线性影响的北印度洋海温与西北太平洋反气旋指数的偏相关分布(图4)。偏

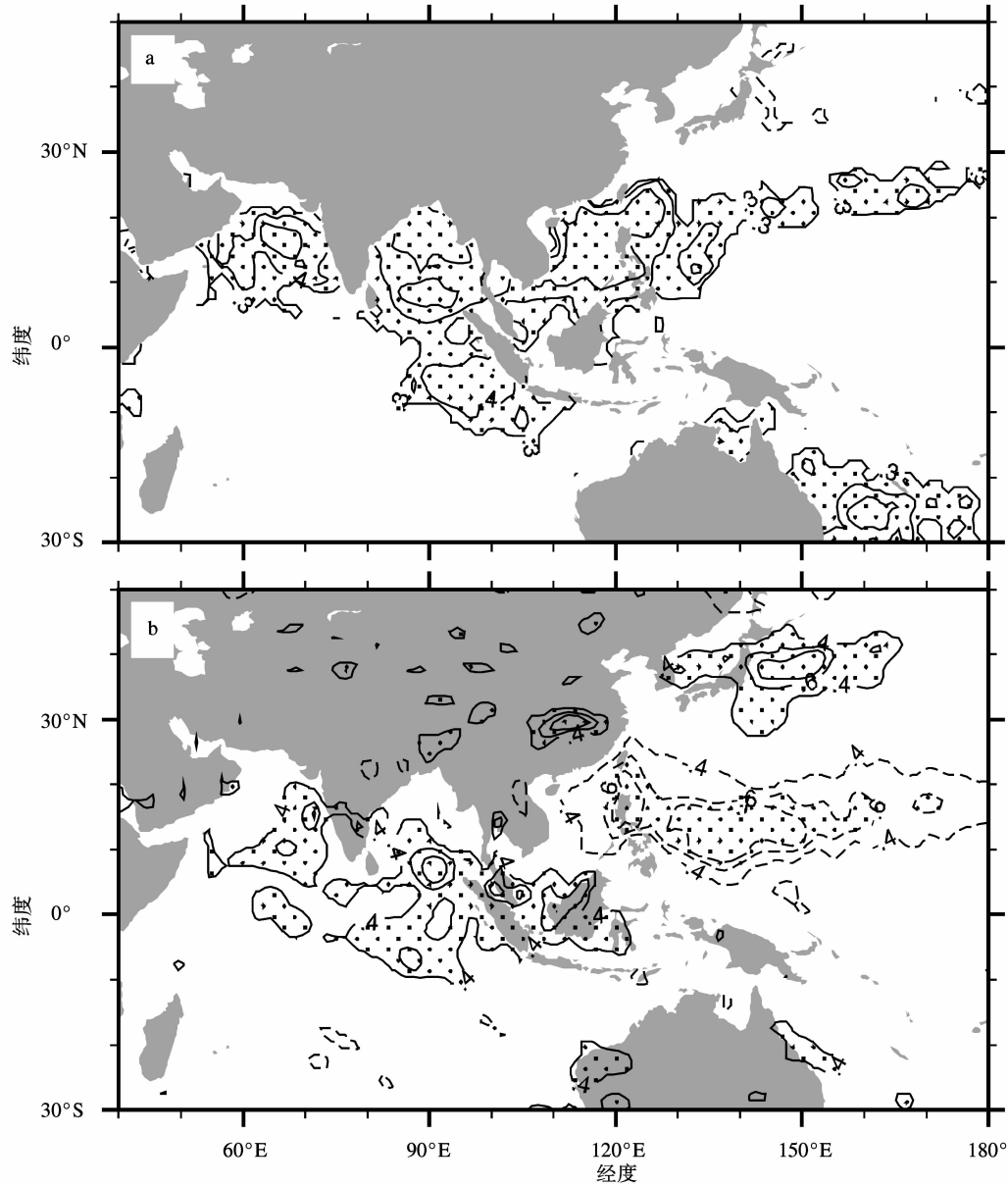


图 1 西北太平洋反气旋指数(WPAC)与 Hadley 夏季海表温度(a)和 CMAP 夏季降水(b)的同期相关分布(等值线表示相关系数,点阴影区表示相关性通过 99% 信度检验的区域)
Fig. 1 Correlation coefficients of WPAC index with (a) Hadley SST and (b) the CMAP rainfall(Shadings with points denote the correlation coefficients significant at 99% confidence level)

相关方法介绍可见下文公式(1)。由图 4 可以看出,去掉中东太平洋海温信号后,北印度洋海温与西北太平洋反气旋指数有着更好的相关,而且显著相关主要集中在夏季,而前期春季和冬季的相关不明显。这可能说明夏季北印度海温异常能影响到西北太平洋反气旋异常。同样,图 4 给出了去掉北印度洋海温信号的西南印度洋海温指数与西北太平洋反气旋指数的偏相关。当去掉北印度洋信号后,西南印度洋夏季海温与西北太平洋低层反气旋有弱的负相关。这种弱的负相关在下一节模式模拟中也将得

到体现。综上所述,夏季西北太平洋反气旋的形成主要是由于北印度洋海温异常导致的,而西南印度洋海温异常对西北太平洋反气旋的作用不明显。

偏相关公式为

$$r_{13,2} = \frac{r_{13} - r_{12}r_{23}}{\sqrt{1 - r_{12}^2}\sqrt{1 - r_{23}^2}} \tag{1}$$

式中: $r_{13,2}$ 表示消除了序列 2 的线性影响的序列 1 和 3 的偏相关。 r_{13} 表示序列 1 和 3 的相关, r_{23} 表示序列 2 和 3 的相关, r_{12} 表示序列 1 和 2 的相关。

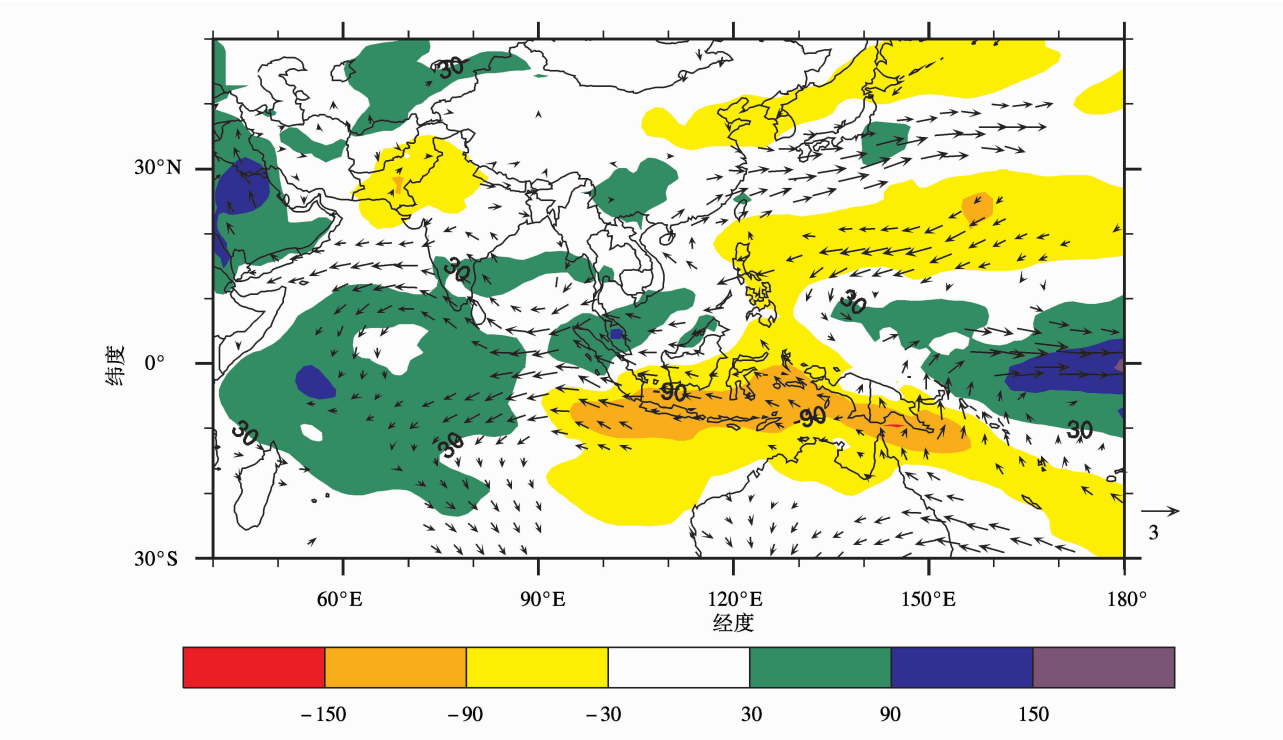


图 2 ERA-40 再分析资料的北印度洋海温暖冷年夏季平均降水场 (mm/mon) 和 850 hPa 风场 (m/s) 的差值分布 (只有通过 90% 信度检验的区域才给出风矢量)

Fig. 2 Differences of June-July-August (JJA) mean precipitation (mm/mon) and 850 hPa wind (m/s) between the warm SST years and the cold SST years of North Indian Ocean based on the ERA-40 reanalysis data (the wind vectors are shown in the regions where the differences are significant at 90% confidence level)

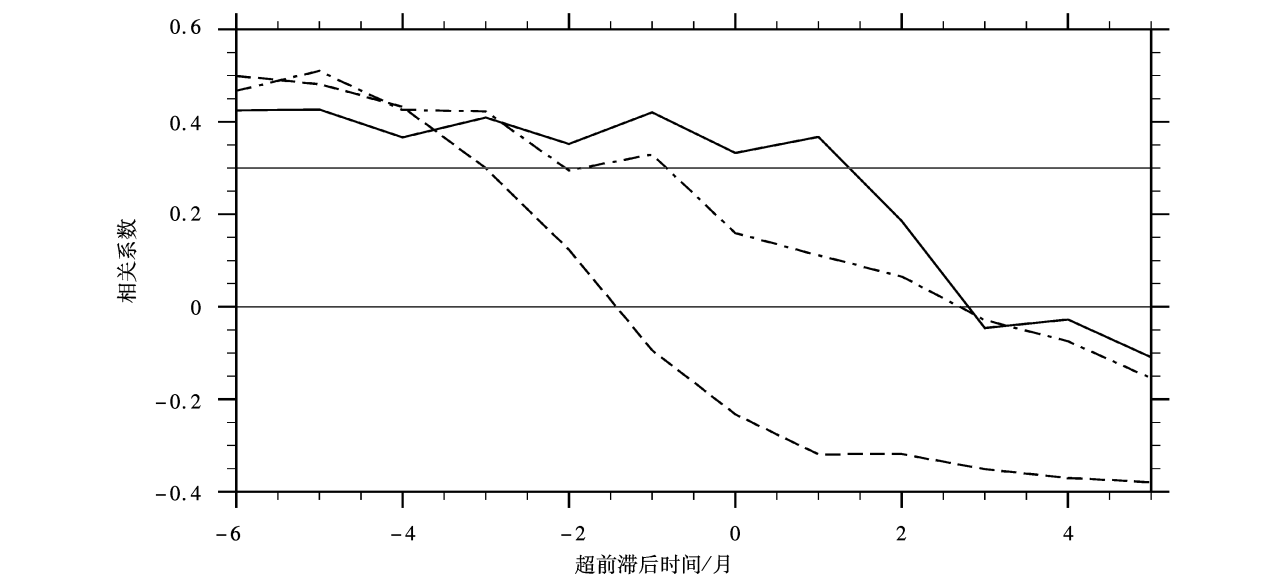


图 3 夏季西北太平洋反气旋异常指数 (WPAC) 与 Nino3.4 区 (虚线)、热带西南印度洋 (40 ~ 70°E, 15 ~ 5°S; 点划线) 和热带北印度洋 (60 ~ 90°E, 0° ~ 15°N; 实线) 海表温度指数的超前滞后相关 (相关系数 0.3 处直线表示通过 95% 信度检验)

Fig. 3 The lead-lag correlation coefficients between WPAC index and SST anomalies in Nino3.4 region (dash line), the south-west tropical Indian Ocean (15 ~ 5°S, 40 ~ 70°E; dash and dot line) and the north tropical Indian Ocean (0° ~ 15°N, 60 ~ 90°E; solid line) (the straight line of 0.3 correlation coefficient denotes the 95% confidence level)

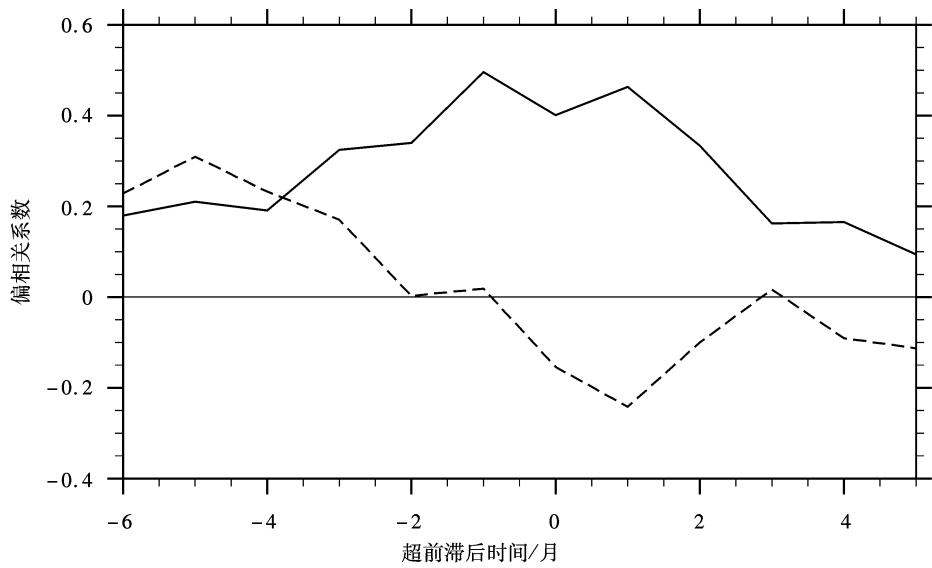


图 4 夏季西北太平洋反气旋指数(WPAC)与热带北印度洋海温指数(NIO;实线)及热带西南印度洋海温指数(SWIO;虚线)的超前滞后偏相关曲线(横坐标中0表示7月,负值表示NIO和SWIO超前的时间;求WPAC和NIO偏相关的过程中去掉了与NIO同期的Nino3.4区海温的线性影响,求WPAC和SWIO偏相关的过程中去掉了与SWIO同期的北印度洋海温的线性影响)

Fig. 4 The lead-lag partial correlation coefficients between WPAC index and SST anomalies in the southwest tropical Indian Ocean(dash line) and the north tropical Indian Ocean(solid line) (The 0 point and negative numbers represent July and the lead months of NIO or SWIO on horizontal coordinate, respectively. The linear influence of Nino3.4 region SST anomaly has been removed when doing the partial correlation between WPAC and NIO, and the linear influence of North Indian Ocean SST anomaly removed when doing the partial correlation between WPAC and SWIO)

3 利用数值模式模拟印度洋对西北太平洋低层反气旋的作用

本节分析了模式对夏季降水场和850 hPa风场的气候态模拟,并与ERA-40再分析资料的风场以及CMAP降水场的气候平均态进行对比,结果表明:模式能刻画出夏季东亚季风雨带以及西南季风,但在青藏高原的南侧有比较大的正降水误差。另外,模式对副高、南亚季风、东亚季风以及热带降水等有很好的模拟。由此可以利用ECHAM5来研究本文关心的问题。

3.1 夏季印度洋海温变化对西北太平洋低层反气旋的作用

为了分析夏季印度洋海温和其他区域海温对西北太平洋低层反气旋的作用,本文做了以下试验:(1)用1958—2000年的AMIP2海温进行数值试验,称之为AMIP2试验;(2)只在印度洋区域用AMIP2海温,其他海区用有年循环的气候态海温,称之为IOR试验;(3)只在印度洋区域用气候海温,其他海区用AMIP2海温,称之为IOC试验。

由图5a可见,在AMIP2试验中,当北印度洋海

温变暖时,夏季西北太平洋低层存在异常反气旋,江淮流域有正降水异常。在IOR试验中(图5b),夏季北印度洋海温变暖时,印度洋低层西风减弱,西北太平洋低层有反气旋异常,江淮流域有正降水异常。但在IOC试验中(图5c),西北太平洋上空没有明显的反气旋异常。与观测资料一致,夏季西北太平洋低层反气旋异常主要是由于印度洋海温异常所致。

3.2 夏季印度洋各海域海温对西北太平洋低层反气旋的作用

从图1a和图1b中可以看出,西北太平洋反气旋异常与夏季印度洋海温异常的相关主要集中在北印度洋区域。由上述3组试验也可看到,夏季印度洋海温变化对西北太平洋低层反气旋异常有重要作用。为了进一步研究印度洋各区域海温异常对夏季西北太平洋反气旋的作用,本文设计了以下几组试验,即TIO、NTIO、STIO和SWIO试验(表1)。

TIO试验是在气候态海温基础上整个热带印度洋加1 K运行AGCM的试验,CTL试验是海洋用气候态海温运行的试验。比较TIO试验和CTL试验得到图6a。由图6a可见,当印度洋海温加1 K时,在北印度洋的阿拉伯海和孟加拉湾有正降水异

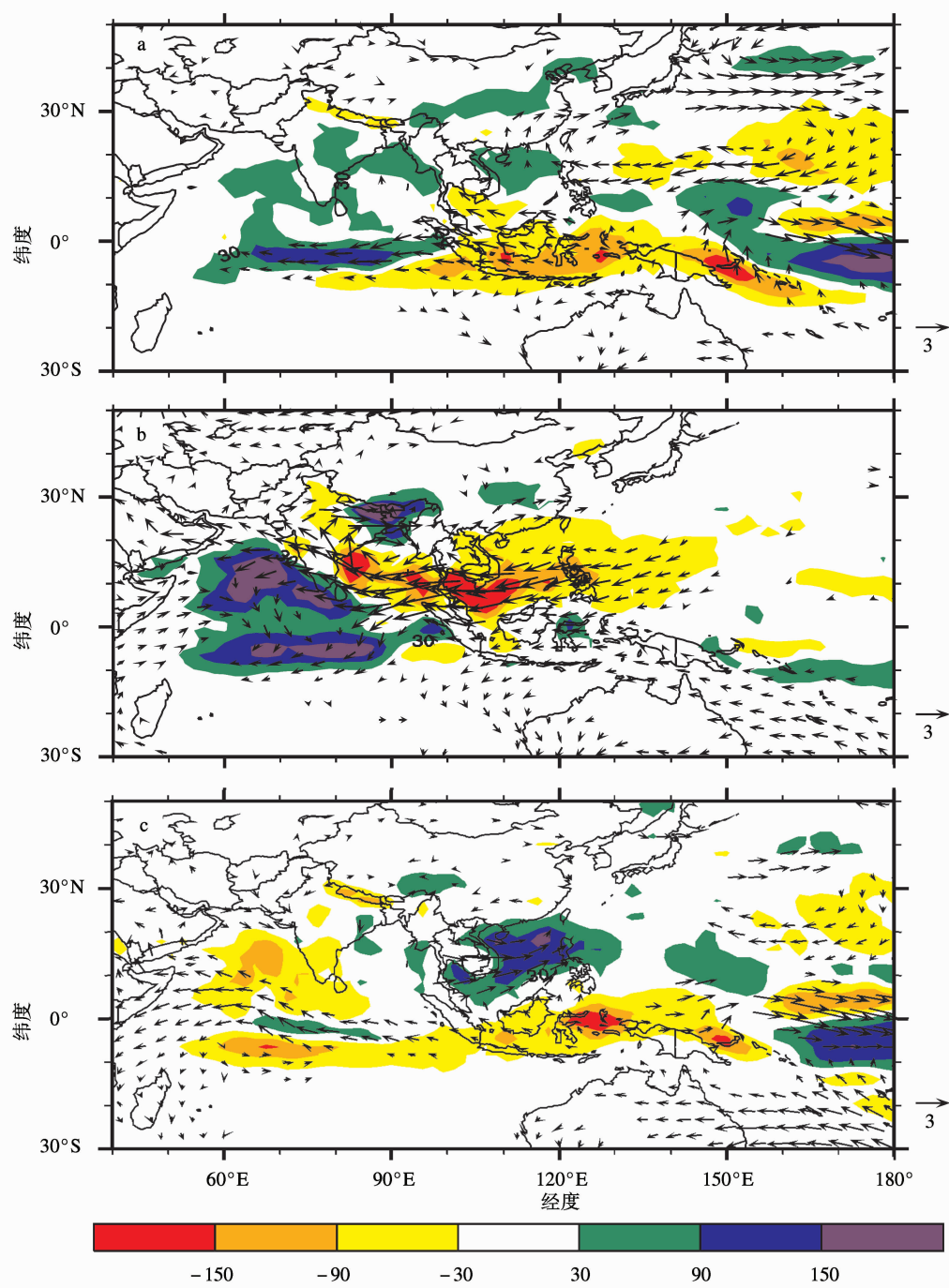


图 5 北印度洋暖冷年的夏季平均降水 (mm/mon) 和 850 hPa 风场 (m/s) 的差值分布 (图中只有通过 90% 信度检验的区域才给出风矢量) a. AMIP2 试验;b. IOR 试验;c. IOC 试验

Fig. 5 Differences of June-July-August (JJA) mean precipitation (mm/mon) and 850 hPa wind(m/s) between the warm SST years and the cold SST years of North Indian Ocean in (a) AMIP2, (b) IOR, (c) IOC experiments (the wind vectors are shown in the regions where the differences are significant at 90% confidence level)

常,在西南和东南印度洋也有正降水异常,赤道东印度洋和西太平洋有东风异常,在西北太平洋 28°N 附近 850 hPa 有反气旋异常,反气旋异常的东南侧有负降水异常。这个试验说明,当热带印度洋有正降水异常时,西北太平洋低层形成异常反气旋。这

与 Yang 等^[4]所得到的夏季印度洋海温有正异常时西北太平洋低层有反气旋异常的结论一致。在第 2 节中,观测事实表明,印度洋不同区域海温对夏季西北太平洋反气旋异常的影响是不一样的。为了验证这个结论,分别完成在北印度洋加 1 K 的试验

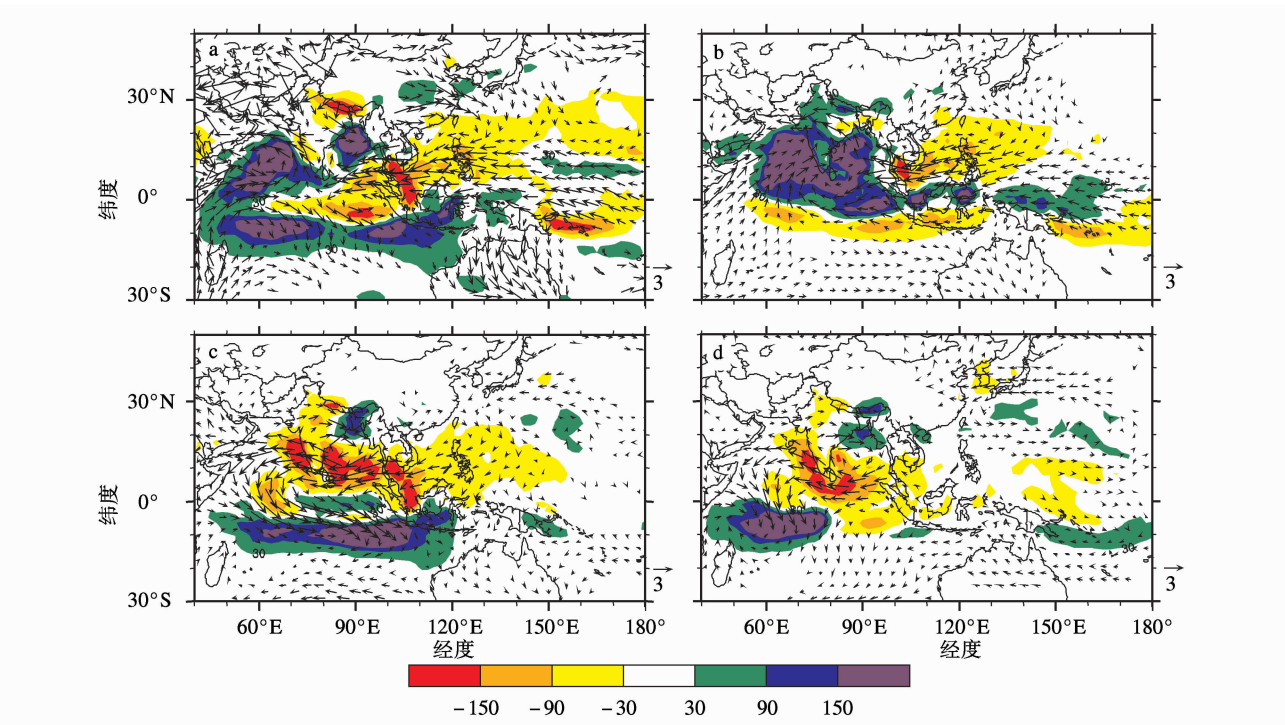


图 6 夏季平均降水场(mm/mon)和 850 hPa 风场(m/s)的异常分布(对风场做了 t 检验,只有通过 95% 信度检验的区域才给出风场)

a. 整个热带印度洋海表温度加 1 K 的试验与控制试验的差异;b. 北印度洋海表温度加 1 K 的试验与控制试验的差异;c. 南印度洋海表温度加 1 K 的试验与控制试验的差异;d. 热带西南印度洋海表温度加 1 K 的试验与控制试验的差异

Fig. 6 Differences of summer mean precipitation and 850 hPa wind vector between the experiments of SST adding 1 K in (a) all tropical Indian Ocean, (b) north tropical Indian Ocean, (c) south tropical Indian Ocean and (d) southwest tropical, and the climatological SST experiment(the wind vectors are shown in the regions where the differences are significant at 95% confidence level)

(NTIO),在南印度洋加 1 K 的试验(STIO)和在西南印度洋加 1 K 的试验(SWIO)。

比较 NTIO 试验与气候态海温控制试验(CTL)得到图 6b。由图 6b 可见,北印度洋有显著的降水异常,南印度洋有弱的负降水异常,而赤道西太平洋和东印度洋有明显的东风异常。在中国大陆沿岸的西北太平洋有明显的低层反气旋异常,而在反气旋异常的东南侧有弱的负降水异常。为了进一步验证试验结果,用 ECHAM5.4 模式做了只有北印度洋海温加 1 K 的试验,与 ECHAM5.3 的试验类似,西北太平洋 850 hPa 上有明显的反气旋异常。将 STIO 试验与气候态海温控制试验(CTL)做对比,得到图 6c。由图 6c 得知,只有南印度洋海温为正异常时,北印度洋有负降水异常,西北太平洋低层环流场没有明显的异常,在 30°N 的西北太平洋有弱的气旋性环流异常。SWIO 试验与 STIO 试验类似(图 6d),北印度洋有负降水异常,而在 30°N 的西北太平洋有弱的气旋性环流。由以上试验结果可以看

出,当北印度洋海温为正异常时,西北太平洋低层存在反气旋异常,而当南或西南印度洋有正海温异常时,30°N 的西北太平洋有弱的气旋性异常。

3.3 试验总结

以上 4 组试验结果与资料诊断结果一致,夏季西北太平洋低层反气旋异常主要由印度洋海温异常所致。进一步分析印度洋各区域海温异常对西北太平洋低层反气旋的影响可知,北印度海温异常是导致夏季西北太平洋低层反气旋异常的主要因素,而南和西南印度洋对西北太平洋低层反气旋的作用不明显。

4 总结和讨论

资料诊断结果表明,北印度洋的海温和降水与夏季西北太平洋反气旋异常有很好的相关关系。数值模拟结果也表明,印度洋海温异常能形成夏季西北太平洋反气旋异常,而印度洋以外区域的海温对它的作用不明显。观测和试验结果表明,夏季西北

太平洋异常反气旋主要是由印度洋海温异常所致。

为了分析印度洋不同区域海温对西北太平洋低层反气旋异常的作用,采用 ERA-40 再分析资料和偏相关方法,结果表明:当北印度洋去掉同期太平洋信号时,与夏季的 WPAC 指数有很好的正相关。而西南印度洋去掉北印度洋信号时,晚春和夏季的海温指数与 WPAC 指数没有明显的相关。为此本文设计了一些数值试验,数值试验的结论与观测事实一致,南印度洋和西南印度洋对夏季西北太平洋反气旋异常的形成和维持没有很大影响,西北太平洋反气旋异常的形成主要是由于北印度洋的海温异常所致。

关于夏季北印度洋海温对西北太平洋反气旋作用机理,本文给出以下的猜测。与 Gill^[15] 的图 3 类似,北印度洋海温在其东边激发出 Kelvin 波,造成西太平洋的东风异常,从而加强了西北太平洋反气旋南侧东风。另外北印度洋海温异常造成印度洋上空降水增多,从而导致 Walker 环流发生异常,造成了西北太平洋有负降水异常。而负降水异常形成冷 Rossby 波,从而导致西北太平洋反气旋异常。本文主要是用数值模式来分析太平洋和印度洋海温异常对夏季西北太平洋反气旋异常的作用,并且分析不同区域的印度洋对西北太平洋反气旋的作用。关于夏季北印度洋对西北太平洋反气旋的影响机理,将在以后的工作中做深入探讨。

参考文献:

[1] 吴国雄,孟文. 赤道印度洋—太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I. 资料分析[J]. 大气科学,1998,22(4): 470-480.

[2] 吴国雄,刘平,刘屹岷,等. 印度洋海温异常对西太平洋副热带高压的影响——大气中的两级热力适应[J]. 气象学报,2000,58(5):513-522.

[3] Annamalai H, Liu P, Xie S P. Southwest Indian Ocean SST varia-

bility: Its local effect and remote influence on Asian monsoons [J]. J Climate, 2005, 18(20): 4150-4167.

[4] Yang J L, Liu Q Y, Xie S P, et al. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon [J]. Geophys Res Lett, 2007, 34, L02708, doi: 10. 1029/2006GL028571.

[5] Klein S A, Soden B J, Lau N C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. J Climate, 1999, 12(4): 917-932.

[6] Xie S P, Annamalai H, Schott F A, et al. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability [J]. J Climate, 2002, 15(8): 864-878.

[7] Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate? [J]. J Climate, 2000, 13(9): 1517-1536.

[8] Wang B, Wu R G, Li T. Atmosphere-warm ocean interaction and its impacts on Asian-Australian monsoon variation [J]. J Climate, 2003, 16(8): 1195-1211.

[9] 张人禾,黄荣辉. El Nino 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 I. 资料诊断和理论分析[J]. 大气科学, 1998, 22(4): 587-599.

[10] Watanabe M, Jin F F. A moist linear baroclinic model: Coupled dynamical-convective response to El Nino [J]. J Climate, 2003, 16(8): 1121-1139.

[11] Chang C P, Zhang Y S, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge [J]. J Climate, 2000, 13(24): 4310-4325.

[12] Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. The ERA-40 re-analysis [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 2005, 131(612): 2961-3012.

[13] Xie P P, Arkin P A. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions [J]. J Climate, 1996, 9(4): 840-858.

[14] Roeckner E, Coauthors. Atmospheric general circulation model ECHAM5: Part I. Rep. 349 [M]. 2003: 140. [Available from Max-Planck-Institut fur Meteorologie, Bundesstr, 55, D-20146, Hamburg, Germany]

[15] Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1980, 106(449): 447-462.