科学通报 2013 年 第 58 卷 第 27 期：2845 ~ 2853
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

西太平洋副热带高压的准两年振荡及其与热带海温和大气环流异常的关系

刘芸芸*, 丁一汇, 高辉, 李维京

中国气象局国家气候中心, 北京 100081
* 联系人, E-mail: liuyuny@cma.gov.cn

2013-01-23 收稿, 2013-03-15 接受, 2013-06-05 网络版发表
国家自然科学基金(41005037)、国家重大科学研究计划(2012CB955203)、国家重点基础研究发展计划(2012CB417205)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306033)资助

摘要 东亚季风区在年际尺度上存在显著的准两年振荡(TBO)周期, 对我国气候异常有着重要影响. 本文基于一套能够客观描述西太平洋副热带高压系统的重建指数, 重点分析了东亚季风系统中的关键成员之一——西太平洋副热带高压(以下简称副高)的 TBO 特征及其与低纬地区海温与大气环流异常的关系. 研究表明: (1) TBO 作为副高一个重要的年际分量, 在 20 世纪 70 年代末期表现出显著的转折特征, 近 30 年副高 TBO 的变率比前 30 年显著增大, 具有年代际尺度的变化. (2) 副高 TBO 与几个关键海区 SSTa 的时滞关系比副高原始序列更为显著, 相关持续时间更长; 其中西伸脊点对 ENSO 响应要早于副高强度, 分别在滞后 3~5 个月和 5~6 个月时相关系数达到最大. (3) 在一次完整的副高 TBO 循环过程中, 冬季赤道中东太平洋的类似 El Niño 型总是和弱东亚冬季风耦合出现, 对应副高 TBO 处于显著增强期; 而冬季的类似 La Niña 型则总是和强东亚冬季风耦合出现, 副高 TBO 则处于显著减弱期. (4) 在副高 TBO 循环中, 热带海洋和大气环流呈现不对称的异常分布, 副高 TBO 振荡在中东太平洋地区类似 El Niño 型发展期较类似 La Niña 型发展期更为显著, 因此当热带海洋处于类似 El Niño 型发展时, 在短期气候预测中需要更加关注 TBO 年际分量的信号.

关键词
西太平洋副热带高压
准两年振荡(TBO)
东亚季风
热带海温异常(SSTa)
强度指数
西伸脊点

准两年振荡最初是由 Reed 等人[1]通过分析热带平流层低层纬向风的时间序列时发现, 纬向风几乎每相邻的两年都出现相反的符号. 之后 Belmont 和 Dartt[2]在研究中正式引入了“准两年振荡(QBO)”来表征这种准周期的变化. 同时, 对流层中的准两年振荡现象也被逐步深入研究. James[3]发现了北半球海平面气压的准两年周期; Mooley 和 Parthasarathy[4]发现全印度 6~9 月的降水存在准两年周期振荡特征. 这种准两年周期振荡与热带平流层下层的准两年周期振荡不同, 它普遍存在于对流层的大气环流、海温以及地面气象要素中, 一般将这种准两年周期振荡称之为对流层准两年周期振荡(tropospheric biennial oscillation, 简称 TBO)[5,6]. 关于东亚季风区 TBO 的研究在 20 世纪 80 年代后期开始出现, 发现东亚季风降水也具有准两年周期振荡特征[7~10]. 通过对观测资料的分析, 黄嘉佑[11]、王建新等人[12]的研究指出中国大部分地区降水具有明显的准两年周期振荡特征. 况雪源等人[13]和贾建颖等人[14]则分析了中国降水准两年周期振荡的空间分布形态及其长期的演变特征.

作为东亚季风系统中一个重要组成成员, 西太平洋副热带高压(以下简称副高)也存在显著的年际和年代际特征, 其位置和强度的变化对我国汛期降

引用格式: 刘芸芸, 丁一汇, 高辉, 等. 西太平洋副热带高压的准两年振荡及其与热带海温和大气环流异常的关系. 科学通报, 2013, 58: 2845–2853
英文版见: Liu Y Y, Ding Y H, Gao H, et al. Tropospheric biennial oscillation of the western Pacific subtropical high and its relationships with the tropical SST and atmospheric circulation anomalies. Chin Sci Bull, 2013, 58: 3664–3672, doi: 10.1007/s11434-013-5854-7

水有重要影响[15,16]. 每年夏季, 副高的年际变化决定着我国东部旱涝的出现[17], 而其年代际变化则为 20 世纪 90 年代长江中游夏季异常多雨与华北异常少雨的分布提供了有利的气候背景[18]. 本文基于一套能够客观描述西太平洋副热带高压系统的重建指数[19], 发现在其 1951~2011 年逐月的历史时间序列中存在显著的准两年振荡信号, 因此针对副高 TBO 这一年际分量, 比较其在年代际转折背景下副高 TBO 分量是否存在显著的差异; 并结合对海温和大气环流的分析, 揭示副高 TBO 与热带低纬地区海洋和大气环流异常的关系, 试图为我国短期气候预测工作提供一些有价值的信号.

1 资料及副高指数简介

郑彬等人[20]的研究指出, 美国国家环境预报中心和美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)与欧洲中期天气预报中心(ERA40)再分析资料在年际尺度上有较好的一致性, 刘芸芸和丁一汇[21]在研究亚洲-太平洋夏季风系统的基本模态特征时也指出, NCEP/NCAR 和 ERA40 再分析资料在表现亚洲季风系统的年际和年代际变化特征时, 两者差别不大. 考虑到 NCEP/NCAR 再分析资料的时间范围较长, 本文主要使用 1951~2011 年 NCEP/NCAR 月平均的再分析资料, 主要变量为高度场(h)、纬向风(u)、经向风(v)等, 水平分辨率为 2.5°×2.5°[22]. 基于 NCEP/NCAR 再分析资料, 计算了 1951~2011 年逐月的重建副高指数[19], 包括面积指数、强度指数、脊线指数和西伸脊点. 另外, 本文还使用了美国国家海洋大气管理局(NOAA)发布的扩展重建的海表温度资料(ERSSTv3), 水平分辨率为 2°×2°[23]. 主要分析方法为功率谱分析、Sbutterworth 带通滤波、低通滤波、超前滞后相关分析及合成分析等.

2 副高的准两年变化特征分析

2.1 功率谱分析

功率谱分析可以清楚地看出副高在整个分析时段的主要周期. 由于副高的季节变率较强, 远比其他周期的变化显著, 因此为了突出年际尺度信号, 首先利用低通滤波器滤掉了季节变化(11 个月以下的周期变化), 再对滤波后的序列做功率谱分析, 最大落后长度为 150 个月(序列长度为 732 个月, 图 1). 这里选用重建副高指数中的强度指数和西伸脊点两个指数来表征副高的变化特征, 由图可见, 在 1951~2011 年时段内, 副高存在明显的准 4 年和准 2 年两个年际周期, 均通过 0.05 显著性水平的红噪声检验. 其中副高的准 2 年周期分量与东亚及我国夏季季风降水准两年振荡(TBO)的年际周期[8~10,13]相一致, 两者之间的相互作用更为紧密, 因此下面将主要围绕副高 TBO 这个年际分量展开分析.

2.2 年代际变化

许多研究结果表明, 1951~2011 年期间包括大气环流和降水等多种气象变量都存在显著的年代际转折特征, 在 20 世纪 70 年代末期前后出现明显的转折点[19,24,25]. 从副高强度和西伸脊点的逐月距平及累积

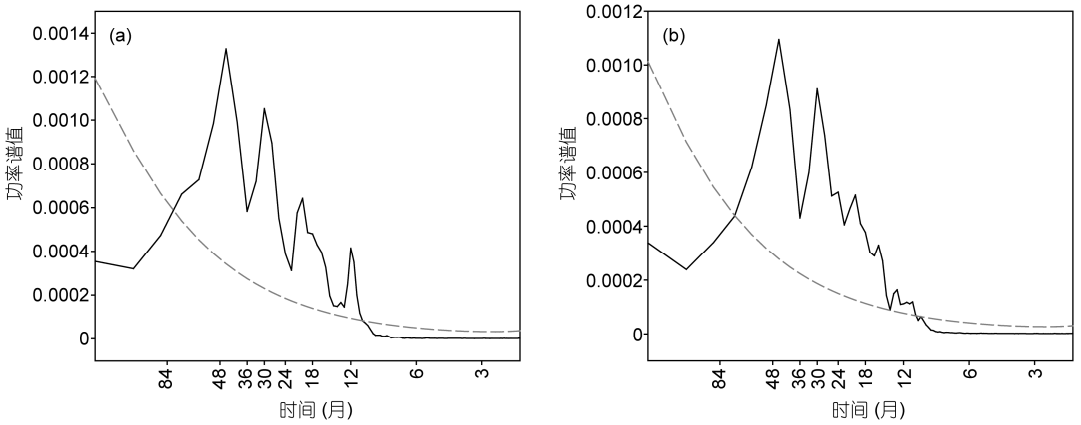

图 1 1951~2011 年副高强度(a)和西伸脊点(b)的功率谱分析

虚线为 0.05 显著性水平的红噪声检验线

距平曲线(图2)可以看到, 20 世纪 70 年代末期之前, 副高强度多为负距平值, 而西伸脊点则多为正距平值, 表明副高处于整体偏弱偏东的年代际背景下, 而 20 世纪 70 年代末期之后则正好相反, 副高强度指数多为正距平值, 西伸脊点则多为负距平值, 说明副高已转为偏强偏西的年代际背景; 这两个指数的逐月累积距平曲线也均显示在20世纪70年代末期发生了明显的年代际转折. 那么, 副高 TBO 分量在不同的年代际背景下是否会表现出显著的差异呢? 为此, 利用 Sbutterworth 带通滤波器对 1951~2011 年副高的强度指数和西伸脊点的历史时间序列进行滤波, 时间窗口设为 24~36 个月, 频率响应函数如图 3, 从而提取 TBO 信号进行不同年代际背景的对比分析.

从滤波后的时间序列可以看到(图 4), 副高 TBO 分量在20世纪70年代末前后也出现了较明显的差异. 无论是副高强度还是西伸脊点, 在 1980 年以前 TBO 的振幅都相对偏小, 而在 1980 年后 TBO 的振幅明显增大, 副高强度和西伸脊点 TBO 分量相对于年际以上周期的方差贡献在 1951~1980 年期间分别为 9.8%和 14.1%, 而 1981~2011 年期间两者的方差贡献则分别增大到 44.1%和 44.7%. 副高 TBO 分量的年代际变化与平流层的准两年振荡(QBO)的年代际增强也是比较一致的, Huang 等人[26]利用 ERA40 再分析资料中 100~10 hPa 纬向风所表征 QBO 分量, 发现其在强度及垂直分布上均存在显著的年代际变化, 转折点处于 20 世纪 70 年代末期; Hu 等人[27]则进一步研究了 QBO 与热带海温和大气环流的关系, 发现它们之间的相关关系也在20世纪70年代末期发生了年代际转折. 而我国降水 TBO 分量也存在类似的年代际变化特征[28]. 这些气象变量一致的年代际转折特征从

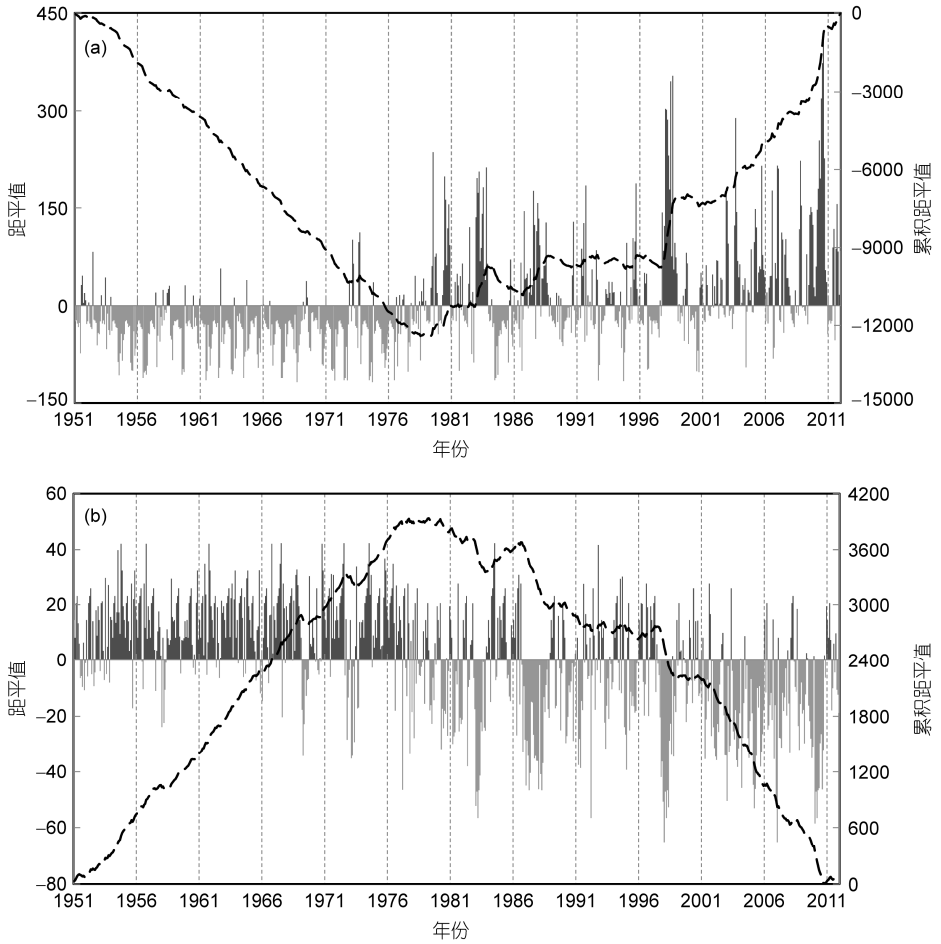

图 2 1951~2011 年副高强度(a)和西伸脊点(b)的逐月距平及累积距平的历史时间序列

灰色柱表示正(负)距平值, 黑色曲线表示累积距平值

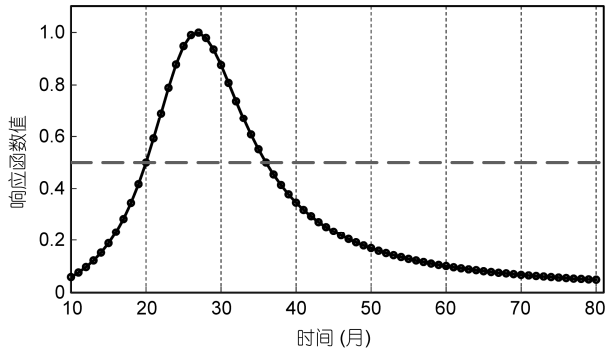

图 3 Sbutterworth 带通滤波器的响应函数
滑动窗口为 24~36 个月

一定程度上说明 TBO 的发生是海气相互作用的结果.

通过以上分析可知, 尽管 TBO 是副高的一个重要的年际分量, 在 1951~2011 年整个时段内都存在, 但由于副高本身的年代际演变, 使得准两年变化周期并不总是显著地或强度不变地影响着季风区的环流和降水. 考虑到在近 30 年中副高的 TBO 年际分量越来越显著, 短期气候预测中值得我们加强关注和分析, 下面就选取 1981~2011 年时段, 分析副高 TBO 分量与低纬地区海气相互作用的关系, 从而有助于在短期气候预测中加深对年际信号的认识.

3 与准两年振荡相关的海温和大气环流异常

在现有的研究中, 对亚洲季风区 TBO 产生的物理机制还存在较大的分歧: 有研究成果认为 TBO 是南海-西太平洋暖池地区海气相互作用的结果[29~31]; 而 Meehl 和 Arblaster[32]则强调海气相互作用(指印度-太平洋地区)对 TBO 的贡献要大于陆气相互作用(指南亚地区), 且 Rasmusson 等人[33]和 Yasunari[34]还强调 ENSO 对 TBO 的贡献; 但 Chang 和 Li[8]与 Li 等人[35]持不同观点, 他们认为 TBO 是一种局地现象, 不考虑赤道太平洋的作用, 印度洋地区仍然可以出现 TBO; 针对该种说法, Meehl 等人[36]进一步指出若没有赤道太平洋 ENSO 的影响, 亚澳季风区的 TBO 明显减弱. 对以上观点归纳来说, 季风区 TBO 分量的发生主要是海-陆-气相互作用的结果, 其中热带海洋与大气的贡献较为显著. 因此下面主要通过对热带海温和大气环流的分析, 试图给出副高 TBO 与热带地区海温和大气环流异常的对应关系.

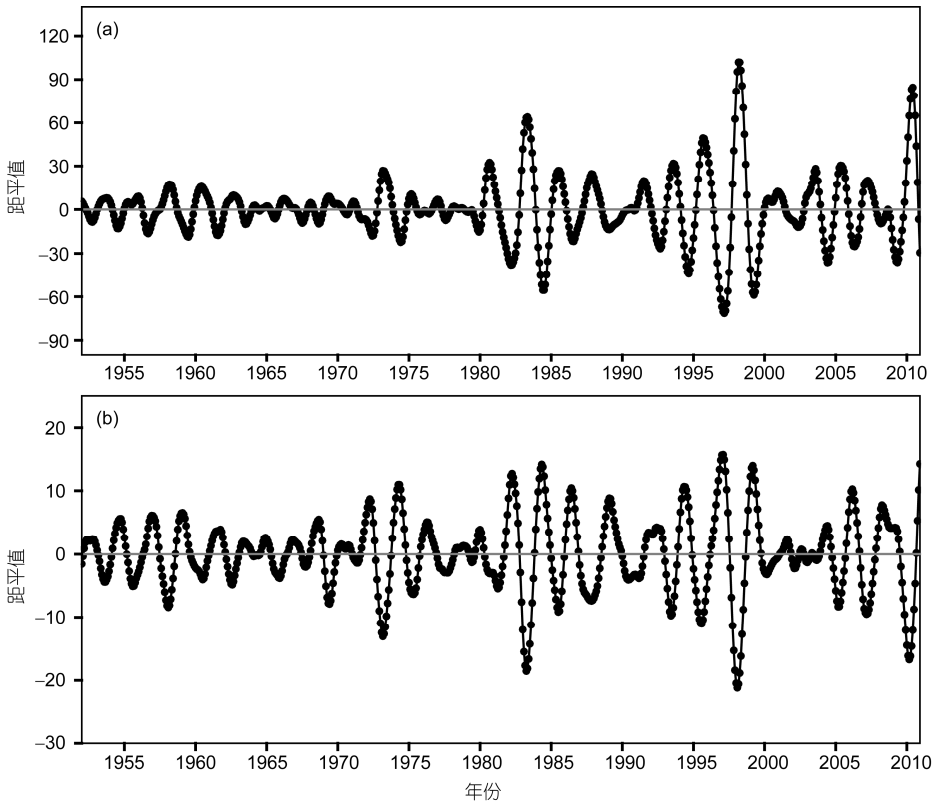

图 4 1951~2011 年副高强度(a)和西伸脊点(b)TBO 分量的历史时间序列

3.1 副高与热带海温异常的时滞相关关系

从已有的研究结果可知, 对亚洲季风区 TBO 影响较大的热带海区主要有 Niño3.4 区(5°S~5°N, 170°~120°W)[32,36]、暖池区(WP: 5°S~5°N, 120°~160°E)[31]及热带西印度洋区(WIO: 5°S~5°N, 40°~60°E)[8,35]. 副高指数与热带 SSTa 的空间相关分布图也显示上述 3 个热带海区是影响亚洲季风 TBO 的关键区(图略). 为了清楚地认识副高 TBO 分量与热带海洋异常之间的对应关系, 首先将副高指数的原始时间序列与以上几个关键海区的海表面温度距平(SSTa)做超前滞后相关. 由图 5 可知, 除副高脊线外, 副高强度、面积和西伸脊点均明显受到 ENSO 和西印度洋 SSTa 的影响, 与暖池的时滞关系相对较弱. 其中西伸脊点对 ENSO 响应较早, 2~5 个月时相关显著; 而强度和面积指数在滞后 4~7 月时相关关系最为显著.

将关键海区 SSTa 也做类似的准 2~3 年带通滤波后与副高 TBO 分量同样做超前滞后相关(图 6), 可以看到副高 TBO 分量与几个关键海区 SSTa 的相关更为显著, 持续时间更长, 说明热带海温异常对 TBO 分量的影响是非常显著的. 副高强度 TBO 滞后 Niño3.4 区 SSTa 大约 2 个月, 且滞后相关时间可以一直持续 11 个月, 在滞后 5~6 个月时相关关系最显著; 西伸脊点 TBO 对 ENSO 响应同样比副高强度更早一些, 在滞后 3~5 个月时负相关关系最显著. 与 Niño3.4 区相比, 西印度洋 SSTa 信号与副高 TBO 相关关系达到最大的时间要更短一些, 这跟热带海温异常往往首先出现在中东太平洋, 随后西印度洋才会有所表现是有关系的.

3.2 副高 TBO 与海温和大气环流的空间对应关系

为了更详细地描述副高 TBO 分量与海温和大气环流的空间分布的关系, 先将一个完整的 TBO 循环分为 8 个位相, 从副高 TBO 的历史时间序列可知(图 4), 副高 TBO 分量往往在夏季时振幅达到最大, 因此将前一年夏季 TBO 负位相最强时期定为第 1 位相, 冬季时 TBO 位相开始转向, 此时为 TBO 变率最大的

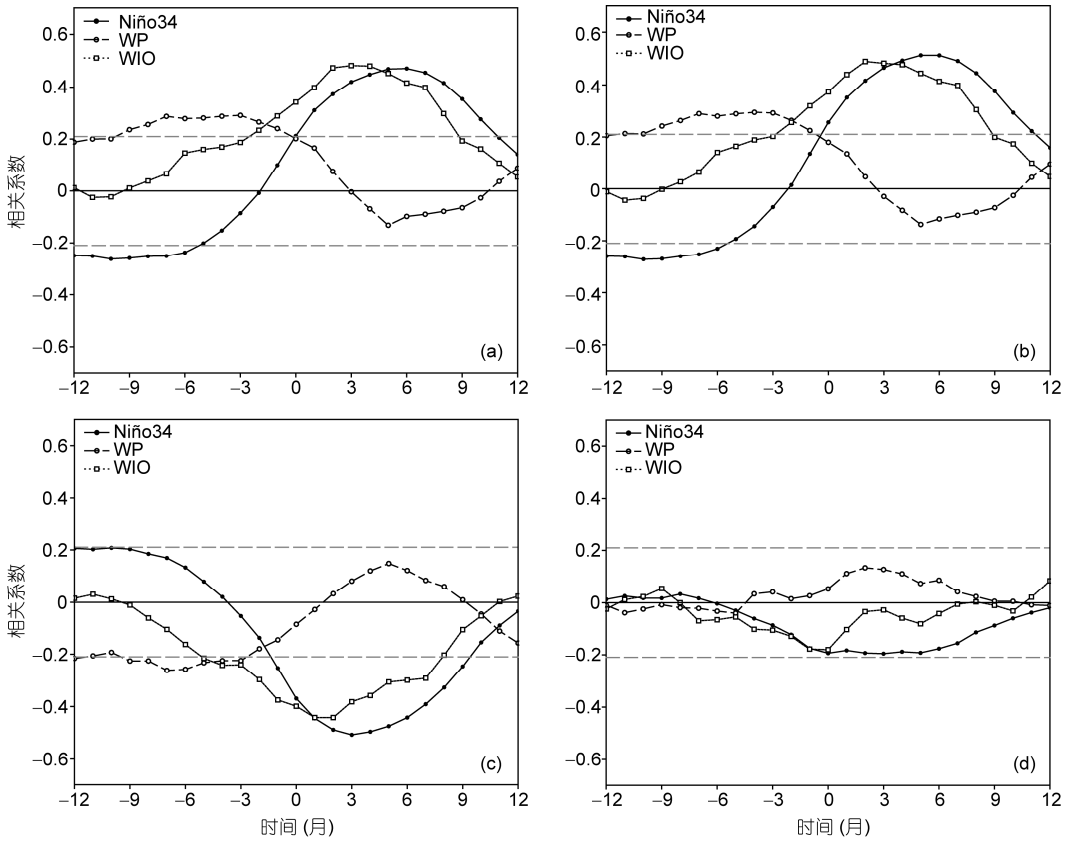

图 5 1981~2011 年逐月副高强度(a)、面积(b)、西伸脊点(c)和脊线(d)原始序列与关键海区 SSTa 的时滞相关

横坐标负(正)值表示副高指数超前(滞后)关键海区指数的月数, 灰色虚线为 0.05 的显著性水平线

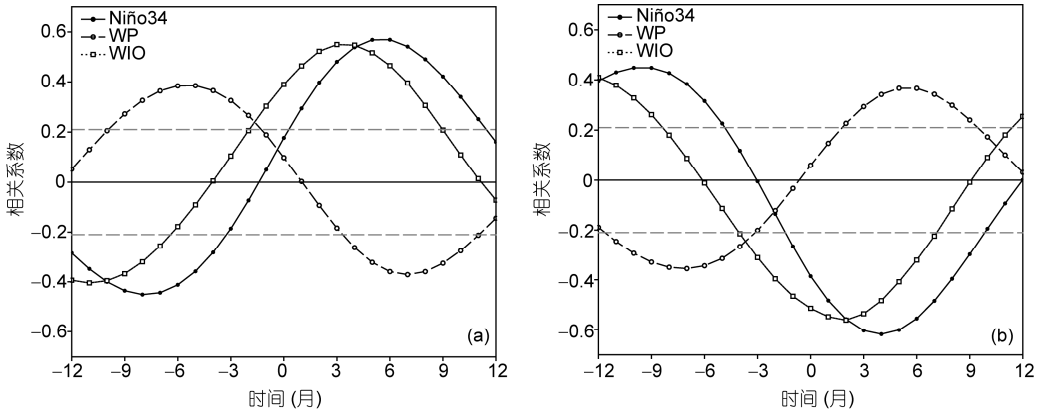

图 6 1981~2011 年逐月副高强度(a)和西伸脊点(b)TBO 分量与关键海区 SSTa 的时滞相关

横坐标负(正)值表示副高指数超前(滞后)关键海区指数的月数, 灰色虚线为 0.05 的显著性水平线

第 3 位相, 到当年夏季 TBO 正位相最强时为第 5 位相, 此后 TBO 正位相减弱, TBO 第 7 位相时由正转负, 从而形成一次完整的 8 个位相循环过程(图 7). 同时海温和环流均做了与副高指数一样的 24~36 个月的带通滤波处理.

根据 1981~2011 年副高 TBO 时间序列(图 4), 得到副高 TBO 不同位相所对应的海温和低层距平风场的合成分布图(图 8). 可以看到, 在前一年夏季(图 8(a)), TBO 为负位相最强时, 赤道中东太平洋开始出现类似 El Niño 状态, 同时暖池区出现负海温, 而此时印度洋海温接近气候平均值; 在低层距平风场上, 孟加拉湾越赤道气流明显偏强, 南海到西太平洋地区为异常气旋性环流, 而 30°N 以北地区则为异常反气旋性环流, 这是东亚夏季风偏强的典型模态. 30°N 以南的气旋南侧的偏东风异常也有助于暖池表层的暖水向东扩展, 使得热带中东太平洋地区类似 El Niño 的海温异常状态维持及进一步加强.

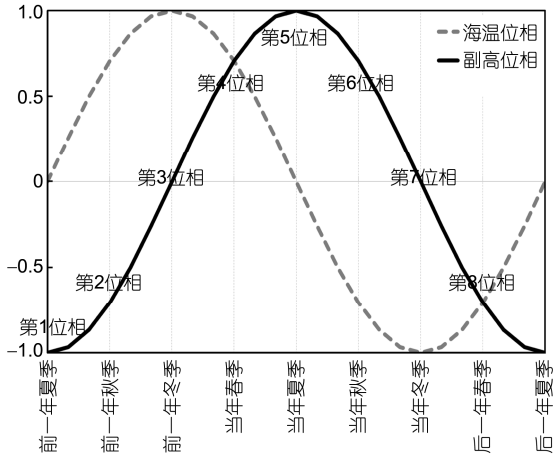

图 7 西太副高 TBO 8 个位相及对应热带海温异常的分布示意图

到前一年秋季(图 8(b)), 在赤道偏东风的驱动下, 太平洋海温西冷东暖的异常分布进一步加强, 印度洋海温也较前期夏季明显增暖. 此时暖池上空表现为辐散环流, 赤道偏西风加强. 到冬季(图 8(c)), 类似 El Niño 型达到盛期, 而印度洋海温进一步增暖. 对应低层距平风场上菲律宾及以东地区激发出异常反气旋性环流, 东亚冬季风偏弱. 当年春季(图 8(d)), 类似 El Niño 状态开始衰减, 而此时印度洋一致偏暖的模态达到盛期, 比赤道中东太平洋海温异常演变大约滞后一个季节左右, 这同图 6 中副高分别与 Niño3.4 区和西印度洋区海温的滞后相关关系是相吻合的. 此时在低层风场上, 前期冬季在菲律宾以东激发的异常反气旋性环流北移至南海地区, 索马里越赤道气流偏弱.

当年夏季(图 8(e)), 赤道中东太平洋海温开始向类似 La Niña 状态发展, 此时副高 TBO 处于正位相最强时期, 30°N 以南的西北太平洋上空为异常反气旋性环流, 由于东亚夏季风偏弱, 反气旋环流西侧的偏南风与来自高纬的偏北风在我国长江流域汇合, 有利于我国长江流域降水偏多. 暖池区也同时出现偏东风距平, 有利于暖池区海温增暖. 印度洋地区海温开始随着中东太平洋负海温的出现也较前期春季有下降的趋势, 对应索马里越赤道气流异常偏弱. 这样的分布与前一年夏季(图 8(a))几乎相反.

当年秋季(图 8(f)), 赤道偏东风距平进一步加强, 赤道中东太平洋类似 La Niña 型进一步加强发展, 表

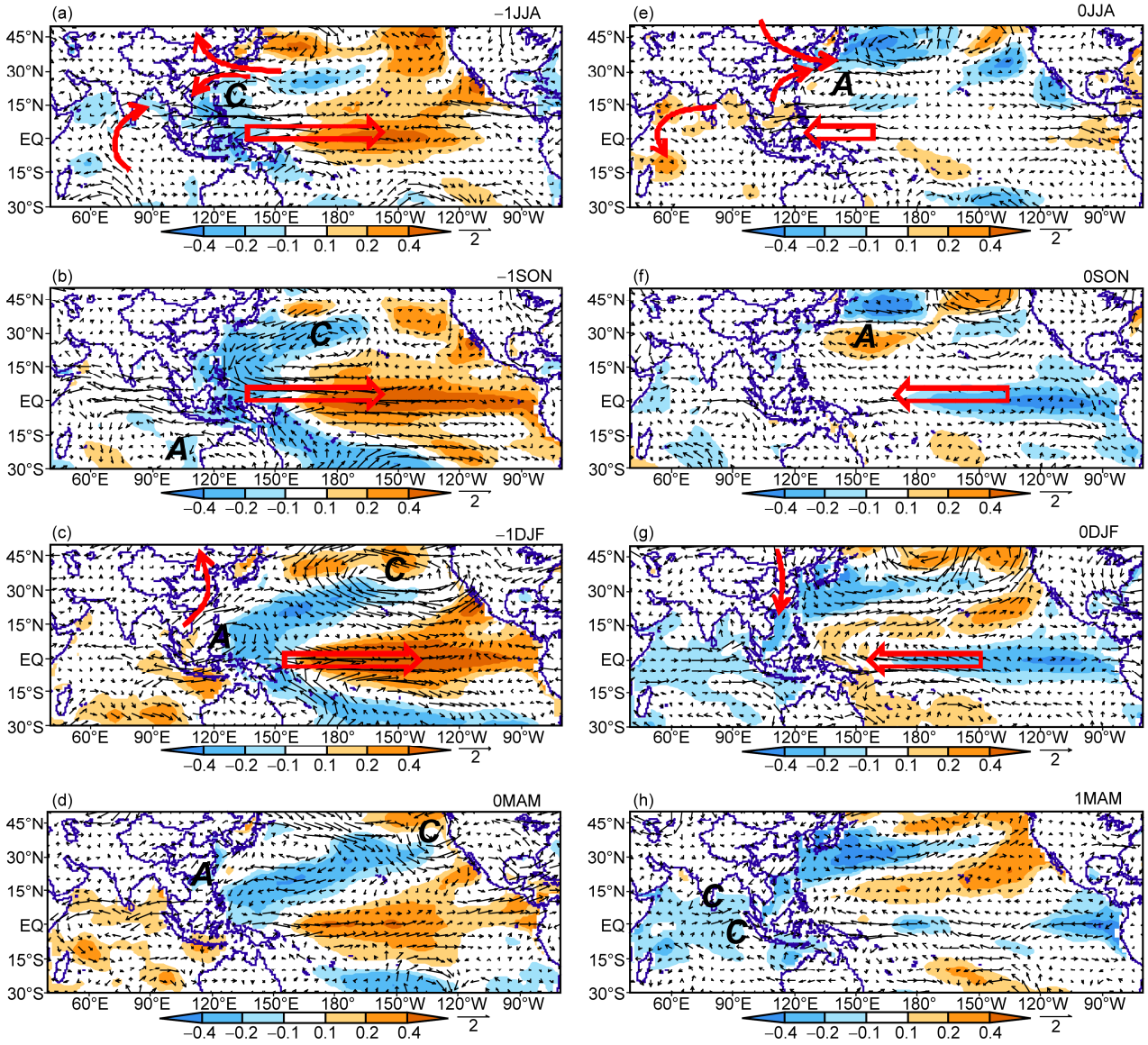

图 8　副高 TBO 不同位相所对应的海表面温度距平和 850 hPa 距平风场(箭头)分布

橙色阴影为正海温距平，蓝色阴影为负海温距平. 图中 *A* 表示异常反气旋中心, *C* 表示异常气旋中心; (a)~(h) 分别对应第 1~8 个位相，依次为前一年夏季，前一年秋季，前一年冬季，当年春季，当年夏季，当年秋季，当年冬季，次年春季

现出与前一年同期反位相的分布特征，但异常程度比 El Niño 时期明显偏弱. 当年冬季赤道中东太平洋海温类似 La Niña 型达到盛期(图 8(g))，对应东亚冬季风异常偏强，低层风场暖池区辐合；次年春季类似 La Niña 型开始衰减，菲律宾以东激发出异常气旋性环流，对应副高明显偏弱，同时印度洋地区也开始出现气旋对，预示着夏季季风爆发偏早及偏强，将再次表现出如图 8(a)那样的异常分布特征，从而形成一个完整的 TBO 循环过程.

从上面的分析可知，在一次完整的副高 TBO 循环过程中，热带海温异常最显著的地区位于赤道中东太平洋地区. 赤道中东太平洋海温变化为前一年夏季开始出现类似 El Niño 型，经历秋季的加强后，在前一年冬季类似 El Niño 型达到最强；当年春夏秋季海温逐渐降低，由类似 El Niño 型转变为 La Niña 型，并在当年冬季类似 La Niña 型达到盛期；次年春夏季开始热带中东太平洋海温又再次升高，呈现类似 La Niña 向类似 El Niño 型的转换. 而对应低层距

平风场上则经历了强夏季风-弱冬季风-弱夏季风-强冬季风-强夏季风的过程, 东亚季风异常的这种循环变化特征与李崇银等人[37]利用东亚季风指数(EAMI)研究所得的 TBO 循环特征相吻合. 在 TBO 循环中, 冬季的赤道中东太平洋类似 El Niño 型总是和弱东亚冬季风耦合出现, 而此时副高 TBO 分量处于增强变率最大的第 3 位相, 正是显著增强的时期; 相反, 冬季的类似 La Niña 型则总是和强东亚冬季风耦合出现, 而副高 TBO 分量处于衰减变率最大的第 7 位相, 是显著减弱的时期. 整个 TBO 循环表现为典型的海气相互作用的结果.

若将 TBO 循环的前后两年进行对比可以看到, 在副高 TBO 的 8 个位相分布中, 中东太平洋海温在前一年所表现出类似 El Niño 型的异常程度, 要明显强于后一年的类似 La Niña 型, 低层距平风场上前一年所表现出的气旋和反气旋异常中心也较后一年更为明显. 这种热带海洋和大气在 TBO 循环中的不对称异常分布也可以说明在中东太平洋地区类似 El Niño 型发展, 对应强东亚夏季风向弱东亚冬季风转换的时期, 副高 TBO 振荡较类似 La Niña 型发展并耦合弱夏季风向强东亚冬季风转换时期更为显著, 也就是说, 在出现类似 El Niño 型时, 对于未来半年的短期气候预测则需要更加关注 TBO 年际分量的信号.

4 小结和讨论

西太平洋副热带高压存在显著准 4 年和准 2 年两个年际周期, 本文主要关注与东亚季风降水关系紧密的准两年振荡分量. 基于一套能够客观描述西太平洋副热带高压系统的重建指数, 通过带通滤波方法从 1951~2011 年逐月的历史时间序列中提取出 TBO 信号, 比较了在年代际转折背景下副高 TBO 分量的差异; 并结合对海温和大气环流的分析, 揭示了副高 TBO 与热带低纬地区海气相互作用的关系.

(1) TBO 分量是副高的一个重要的年际分量, 在 1951~2011 年整个时段内都存在, 但由于副高本身的年代际演变, 副高 TBO 分量在 20 世纪 70 年代末前后也出现了较明显的差异, 1980 年以后副高 TBO 的变率明显增大.

(2) 副高与热带海温异常存在明显的时滞关系, 而经滤波后的副高 TBO 与几个关键海区海温的滞后相关更为显著, 持续时间更长, 说明海温异常对 TBO 分量的影响是显著的. 副高强度 TBO 分量滞后 Niño3.4 区 SSTa 大约 2 个月, 滞后 5~6 个月时相关关系最显著; 西伸脊点 TBO 分量对 ENSO 响应比副高强度更早一些, 在滞后 3~5 个月时负相关关系最显著. 副高 TBO 分量与西印度洋 SSTa 信号相关关系达到最大的时间要更短一些, 这跟热带海温异常转换的信号往往首先出现在中东太平洋然后再出现在西印度洋有关.

(3) 副高 TBO 循环为典型的海气相互作用的结果. 在一次完整的副高 TBO 循环过程中, 热带海洋和低层风场也表现出典型的准两年循环特征. 冬季赤道中东太平洋的类似 El Niño 型总是和弱东亚冬季风耦合出现, 而此时副高 TBO 分量处于增强变率最大的第 3 位相, 正是显著增强的时期; 相反, 冬季的类似 La Niña 型则总是和强东亚冬季风耦合出现, 而副高 TBO 分量处于衰减变率最大的第 7 位相, 是显著减弱的时期.

(4) 在 TBO 循环中热带海洋和大气呈现不对称的异常分布, 在中东太平洋地区类似 El Niño 型发展, 对应强东亚夏季风向弱东亚冬季风转换的时期, 副高 TBO 振荡较类似 La Niña 型发展并对应弱夏季风向强东亚冬季风转换时期更为显著, 因此当热带海洋处于类似 El Niño 型发展时, 在短期气候预测中需要更加关注 TBO 年际分量的信号.

从以上统计分析可知, 在副高 TBO 循环演变过程中, 热带海温异常最显著的地区位于赤道中东太平洋地区, 而热带印度洋和暖池区的海温异常总是滞后中东太平洋类似 El Niño-La Niña 型转换大约一个季节, 并且其异常程度也较太平洋海温变化幅度弱一些. 因此从这个角度说, 热带太平洋海温对副高 TBO 的调制作用是要更早一些, 似乎也更为重要一些. 而印度洋的海温异常演变起到一个加强的作用, 这与 Meehl 等人[36]的研究结果更为一致.

致谢 衷心感谢中国气象局短期气候预测国家级创新团队提供的技术指导.

参考文献

1 Reed R, Cambell W J, Rasmusson L A, et al. Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. J Geophys Res, 1961, 66: 813–818
2 Belmont A D, Dartt D G. Variation with longitude of the Quasi-biennial oscillation. Mon Wea Rev, 1968, 96: 767–777
3 James W A. Long-period variations in seasonal sea-level pressure over the Northern Hemisphere. Mon Wea Rev, 1971, 99: 49–66
4 Mooley D A, Parthasarathy B. Fluctuations in All-India summer monsoon rainfall during 1871–1978. Clim Change, 1984, 6: 287–301
5 Meehl G A. Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External conditions versus internal feedback. J Clim, 1994, 7: 1033–1049
6 Meehl G A. The South Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation. J Clim, 1997, 10: 1921–1943
7 Tian S F, Yasunari T. Time and space structure of interannual variations in summer rainfall over China. J Meteorol Soc Jpn, 1992, 70: 585–596
8 Chang C P, Li T. A theory of the tropical tropospheric biennial oscillation. J Atmos Sci, 2000, 57: 2209–2224
9 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 Clim, 2000, 13: 4310–4340
10 Ding Y H. The variability of the Asian summer monsoon. J Meteorol Soc Jpn, 2007, 85: 21–54
11 黄嘉佑. 准两年周期振荡在我国月降水量中的表现. 大气科学, 1988, 12: 267–273
12 王建新, 吕君宁, 石永贵. 长江中上游地区汛期降水的准两年振荡. 南京气象学院学报, 1995, 18: 229–233
13 况雪源, 丁裕国, 施能. 中国降水场 QBO 分布型态及其长期变率特征. 热带气象学报, 2002, 18: 359–367
14 贾建颖, 孙照渤, 刘向文, 等. 中国东部夏季降水准两年周期振荡的长期演变. 大气科学, 2009, 33: 397–407
15 陶诗言, 卫捷. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳. 应用气象学报, 2006, 17: 513–525
16 徐海明, 何金海, 周兵. 江海入梅前后大气环流的演变特征和西太平洋副高北跳西伸的可能机制. 应用气象学报, 2001, 12: 150–158
17 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. 北京: 科学出版社, 2002. 312
18 熊安元. 90 年代长江中游异常多雨的气候变化背景分析. 应用气象学报, 2001, 12: 113–117
19 刘芸芸, 李维京, 艾婉秀, 等. 月尺度西太平洋副热带高压指数的重建及应用. 应用气象学报, 2012, 23: 414–423
20 郑彬, 谷德军, 李春晖. NCEP 和 ECMWF 资料表征南海夏季风的差异. 热带气象学报, 2006, 22: 217–222
21 刘芸芸, 丁一汇. 亚洲-太平洋夏季风系统的基本模态特征分析. 大气科学, 2012, 36: 673–685
22 Kalnay E, Coauthors M. The NCEP/NCAR 40-yearreanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 77: 437–471
23 Xue Y, Smith T M, Reynolds R W. Interdecadal changes of 30-yr SST normalies during 1871–2000. J Clim, 2003, 16: 1601–1612
24 黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系. 大气科学, 2006, 30: 730–743
25 Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. Clim Dyn, 2007, 29: 293–303
26 Huang B H, Hu Z Z, Kinter III J L, et al. Connection of the Stratospheric QBO with global atmospheric general circulation and tropical SST. Part I: Methodology and composite life cycle. Clim Dyn, 2012, 38: 1–23
27 Hu Z Z, Huang B H, Kinter III J L, et al. Connection of the Stratospheric QBO with global atmospheric general circulation and tropical SST. Part II: Interdecadal variations. Clim Dyn, 2012, 38: 25–43
28 杨秋明. 中国降水准 2 年主振荡模态与全球 500 hPa 环流联系的年代际变化. 大气科学, 2006, 30: 131–145
29 Shen S, Lau K M. Biennial oscillation associated with the East Asian monsoon and tropical sea surface temperatures. J Meteorol Soc Jpn, 1995, 73: 105–124
30 Lau K M, Yang S. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon. Adv Atmos Sci, 1997, 14: 141–162
31 黄荣辉, 陈际龙, 黄刚, 等. 中国东部夏季降水的准两年周期振荡及其成因. 大气科学, 2006, 30: 545–560
32 Meehl G A, Arblaster J M. The tropospheric biennial oscillation and Asian-Australian monsoon rainfall. J Clim, 2002, 15: 722–744
33 Rasmusson E M, Wang X L, Ropelewski C F. The biennial component of ENSO variability. J Mar Syst, 1990, 1: 71–96
34 Yasunari T. Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere ocean system in the tropical Pacific. Meteorol Atmos Phys, 1990, 44: 29–41
35 Li T, Tham C W, Chang C P. A coupled air-sea-monsoon oscillator for the tropospheric biennial oscillation. J Clim, 2001, 14: 752–764
36 Meehl G A, Arblaster J M, Loschnigg J. Coupled ocean-atmosphere dynamical processes in the tropical Indian and Pacific Ocean regions and the TBO. J Clim, 2003, 16: 2138–2158
37 李崇银, 阙志萍, 潘静. 东亚季风演变与对流层准两年振荡. 科学通报, 2010, 55: 2863–2868