doi:10.11676/qxxb2017.042 气象学报

厄尔尼诺年西北太平洋异常反气旋的年际变化特征及其影响*

李慧敏[1,2] 徐海明[1,2] 李智玉[1,2]
LI Huimin[1,2] XU Haiming[1,2] LI Zhiyu[1,2]

1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室和气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京,210044
2. 大气科学与环境气象国家级教学示范中心(南京信息工程大学),南京,210044
1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education and Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing* 210044, *China*
2. *National Demonstration Center for Experimental Atmospheric Science and Environmental Meteorology Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing* 210044, *China*

2017-02-20 收稿,2017-04-03 改回.

李慧敏,徐海明,李智玉. 2017. 厄尔尼诺年西北太平洋异常反气旋的年际变化特征及其影响. 气象学报, 75(4):581-595
Li Huimin, Xu Haiming, Li Zhiyu. 2017. Inter-annual variation of the western North Pacific anomalous anticyclone during El Niño years and its impact. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(4):581-595

Abstract The inter-annual variation of the western North Pacific anomalous anticyclone (WNPAC) during El Niño years was investigated based on a variety of air-sea datasets during the period of 1901 to 2000, and its impact on East Asian climate was also discussed. Results show that there are two main spatiotemporal modes for the WNPAC based on empirical orthogonal function (EOF) analysis, i.e., the first mode as its intensity variation and the second mode as its position variation. During the El Niño mature phase in winter, the WNPAC intensity is highly correlated with sea surface temperature anomalies (SSTAs) over the equatorial central-eastern Pacific and the West Pacific (WP) teleconnection pattern at 500 hPa, while its position is highly related to SSTAs over the western North Pacific and Arctic Oscillation (AO). In the subsequent spring season after the El Niño mature phase, the intensity of WNPAC is also highly correlated with SSTAs over the equatorial Atlantic in addition to its high correlation with SSTAs over the equatorial central-eastern Pacific and WP teleconnection pattern in winter, while its position is greatly influenced by SSTAs over the western North Pacific and WP teleconnection pattern. In the subsequent early summer, the intensity of WNPAC is highly related to SSTAs over the northwestern and southwestern Indian Ocean and East Asia-Pacific (EAP) teleconnection pattern. Results further indicate that the inter-annual variations of both the WNPAC intensity and position have great impacts on precipitation over East Asia during El Niño mature winter and subsequent spring and early summer. Additionally, the intensity of the WNPAC is also highly negatively correlated with the occurrence frequency of tropical cyclone over the western North Pacific during the early summer, i.e., the stronger the WNPAC intensity is, the fewer the number of tropical cyclone is, and vice versa.

Key words El Niño, WNPAC, WP, AO, EAP

摘 要 基于1901—2000年多种海-气资料,分析了厄尔尼诺成熟年冬季—初夏西北太平洋异常反气旋(WNPAC)的年际变

* 资助课题:国家自然科学基金项目(41575077、41490643)、江苏省333高层次人才培养工程(BRA2015290)。
作者简介:李慧敏,主要从事海气相互作用研究。E-mail:huiminli92@126.com
通讯作者:徐海明,主要从事区域气候变化与海气相互作用研究。E-mail:hxu@nuist.edu.cn

化特征及其对东亚气候的影响。结果表明,无论是厄尔尼诺事件成熟期的冬季还是次年的春季和初夏,WNPAC 的年际变化主要存在两个空间变化型,即反映其强度变化的经验正交函数分解第 1 模态和反映其位置变化的第 2 模态。厄尔尼诺成熟年冬季 WNPAC 强度不仅与赤道中东太平洋海温异常有关,而且与太平洋西部(WP)型遥相关的强度有关,而其位置的变化则主要与西北太平洋局地海温异常以及北极涛动(AO)有关;次年春季,WNPAC 的强度除了与赤道中东太平洋海温异常和太平洋西部型遥相关存在显著相关外,还与赤道大西洋海温异常有关,而其位置的变化则主要与西北太平洋局地海温异常和太平洋西部型遥相关有关;次年初夏,WNPAC 强度主要与西北印度洋和西南印度洋的海温异常以及东亚-太平洋(EAP)型遥相关的强度有关。进一步分析表明,成熟年冬季—初夏 WNPAC 的强度和位置的变化均可对东亚地区降水异常分布产生影响,这对预测厄尔尼诺事件发生后冬季及后期春、夏季节东亚地区降水异常分布具有一定的指示意义。此外,次年初夏,WNPAC 强度变化与西北太平洋台风发生频数存在显著负相关,即 WNPAC 越强,台风发生的频数越少,反之亦然。

关键词 厄尔尼诺,西北太平洋异常反气旋,太平洋西部型,北极涛动,东亚-太平洋型

中图法分类号 P434

1 引 言

厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)作为赤道太平洋海-气相互作用最重要的年际变化模态,对东亚甚至全球气候有重要影响,而连接 ENSO 与东亚气候的一个重要系统就是西北太平洋异常反气旋(Western North Pacific anomalous Anticyclone,简称 WNPAC)。Wang 等(2000)最早指出在厄尔尼诺事件期间,由于赤道西太平洋海温持续偏低以及沃克环流减弱导致对流减弱,负的加热异常激发冷的罗斯贝波在其西北侧形成反气旋性异常环流,即 WNPAC,该异常反气旋环流可从冬季一直持续到次年夏季。同时也指出了西北太平洋局地海温异常和赤道中东太平洋海温异常在 WNPAC 的形成和维持过程中所起的重要作用。

关于 WNPAC 从厄尔尼诺成熟年冬季一直维持至次年夏季的原因,Wang 等(2000)认为是由于成熟年冬季东北信风盛行时风-蒸发-海温的正反馈机制使 WNPAC 得以长期维持。而到次年夏季,WNPAC 并没有随着厄尔尼诺事件的衰退和冬季风转变为夏季风而减弱消失,这意味着夏季 WNPAC 的维持显然不能用前期冬季的风-蒸发-海温正反馈机制来解释。随后,大量的研究开始从印度洋海温变化的角度来解释其对夏季 WNPAC 维持的作用(Chou, 2004; 周天军等, 2004; Annamalai, et al, 2005; 黄刚等, 2008; Xie, et al, 2009; Du, et al, 2009; Wu, et al, 2010; 晏红明等, 2013)。Klein 等(1999)指出印度洋海温异常在厄尔尼诺次年春季达到峰值并一直持续到夏季。Xie 等(2009)则进一步指出,夏季印度洋海温异常升高可在其上空激发东传的开尔文波,该波动传至西北太平洋上空时由于边界层摩擦而产生埃克曼辐散,从而形成异常反气旋。最近,Kosaka 等(2013)提出一个新的海洋-大气耦合模态来解释厄尔尼诺事件激发的异常反气旋在印度洋和西北太平洋得以长期维持的原因,进一步强调了 WNPAC 是连接印度洋与东亚气候的重要纽带,并对东亚夏季降水和气温起到了非常重要的调制作用。除了印度洋海温异常作用以外,Rong 等(2010)发现,滞后于 ENSO 关键区海温的赤道大西洋海温异常升高同样会激发东传的开尔文波,并对次年夏季 WNPAC 的维持起到了一定的作用。

很多研究发现厄尔尼诺事件主要通过 WNPAC 对东亚季风及中国降水产生影响(Zhang, et al, 1996, 1999; Wang, et al, 2000, 2003; Lin, et al, 2009)。在厄尔尼诺成熟年冬季,WNPAC 西北侧异常西南风可减弱东亚冬季风,而在次年夏季则加强东亚夏季风(Zhang, et al, 1996; Wang, et al, 2003)。厄尔尼诺成熟年冬季至次年春季,WNPAC 通过加强向北的水汽输送使得中国东南部降水增加(Zhang, et al, 1999, 2002)。次年夏季,WNPAC 通过加强东亚夏季风和副热带高压,导致长江中下游地区的梅雨加强(Zhang, et al, 1999; Chang, et al, 2000; Lin, et al, 2009; 黄平等, 2010)。值得注意的是,厄尔尼诺事件对中国气候的影响由于其性质(包括强度、发生时间、地点以及发展阶段)的不同而存在明显的差异(刘永强等, 1995),并且具有明显的区域和季节性(龚道溢等, 1998)。如 1963/1964 年厄尔尼诺事件,次年的黄淮地区出现 30 a 最多的春雨年,而夏季长江中下游地区却出现严重干旱;1976/1977 年厄尔尼诺事件,次年全年降水主要在中国长江下游地区,而黄河流域和华南沿海则出

现干旱(李超, 1992)。1997/1998 年厄尔尼诺事件造成中国次年夏季长江全流域特大洪水(黄荣辉等, 1998)。可见,厄尔尼诺事件对中国降水的影响存在着明显的年际差异,考虑到厄尔尼诺事件主要是通过 WNPAC"大气桥"作用影响中国降水,因此降水的年际差异很可能与 WNPAC 年际变化(包括强度和位置)有关。

东亚环流变化不仅受到热带大范围海温异常的影响,同时也受到中高纬度大气环流的影响。如春季北极涛动(AO)可以通过影响东亚急流对中国夏季长江流域降水产生影响(龚道溢等, 2002),同时还可以通过影响中低纬度的海-气相互作用进而影响后期长江流域地表温度(张乐英等, 2015),甚至会在赤道西太平洋激发异常西风从而对后期厄尔尼诺或拉尼娜的发生、发展产生影响(Nakamura, et al, 2006; Chen, et al, 2014)。陈文等(2013)研究也表明,综合考虑北极涛动和 ENSO 的协同作用可以更好地解释北半球气温和降水异常分布。因此,中高纬度大气环流可能会调制厄尔尼诺事件与中国气候异常的关系,即 WNPAC 除了受到热带环流系统的影响外,还可能受到中高纬度大气环流异常的影响。

到目前为止,有关 WNPAC 的研究大多关注其形成的机制及多年平均的气候态分布,很少关注 WNPAC 的年际变化特征及其可能成因和影响。而 WNPAC 的强度和位置的变化会对中国天气、气候异常产生直接影响,本研究的结果也表明,厄尔尼诺成熟年冬季和次年春、夏季的 WNPAC 存在明显的年际差异,并会对中国气候异常产生重要影响。

2 资料和方法

2.1 资 料

(1) NOAA 月平均海表温度扩展重建资料(ERSST.v4)(Smith, et al, 2008),分辨率为 2°×2°。

(2) NOAA 提供的 20 世纪大气再分析资料(20CRv2)中的逐月风场和高度场(Compo, et al, 2011),水平分辨率为 2°×2°,垂直方向 24 层(1000—10 hPa)。

(3) 哈得来中心月平均海平面气压场资料(HadSLP2)(Allan, et al, 2006),分辨率为 5°×5°。

(4) NOAA 提供的 GPCC(Global Precipitation Climatalogy Centre)逐月降水资料(Schneider, et al, 2014),分辨率为 0.5°×0.5°。

(5) 美国关岛联合台风警报中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)提供的台风资料。

其中(1)—(4)资料所用时段均为 1901—2000 年,而台风资料为 1945—2000 年。

2.2 方 法

采用美国国家气候预测中心(NOAA CPC)对厄尔尼诺事件的定义,当热带中东太平洋 Nino3.4 区(5°S—5°N,120°—170°W)的海表温度异常(SSTA)3 个月滑动平均连续 5 个月≥0.5℃时,即定义为一次厄尔尼诺事件,并且以冬季为重要参考标准,所选厄尔尼诺事件均在冬季达到成熟,并在次年春季和夏季开始衰退。从 1901—2000 年 Nino3.4 区海表温度异常 3 个月滑动平均的时间序列(图 1)可以看出,1901—2000 年共发生了 23 次厄尔尼诺事件(表 1),这里定义的厄尔尼诺事件与美国国家气候预测中心所选取的厄尔尼诺事件一致。文中主要关注年际变化,因此,在分析各要素场与 WNPAC 关系之前均先去除其线性趋势,并采用傅里叶分析滤去了 8 a 以上的年代际变化。

文中用到的方法包括风场经验正交函数分解(EOF)(王盘兴, 1981)、相关分析和回归分析等,并在分析 WNPAC 与中高纬度环流系统关系时,先用线性回归方法去除了 ENSO 信号(Gong, et al, 2011),其中,冬季去除了同期 ENSO 信号,春季去除了前期冬季和同期春季的 ENSO 信号,而由于初夏时 ENSO 信号较弱,仅去除前期冬季和春季的 ENSO 信号。初夏指的是 6 和 7 月。

此外,文中采用了一些大气遥相关指数

(1) 太平洋西部(WP)遥相关指数(Oshika, et al, 2015),其定义为西太平洋(20°—80°N,120°E—180°)的 500 hPa 位势高度场经验正交函数分解第 1 模态空间场对应的时间序列。

(2) 夏季东亚-太平洋(EAP)遥相关指数(Huang, 2004)

$$I_{EAP} = -0.25Z'_S(60°N,125°E) + 0.5Z'_S(40°N,125°E) - 0.25Z'_S(20°N,125°E) \quad (1)$$

式中,$Z'_S = Z' \sin45°/\sin\varphi$,$\varphi$ 为纬度,Z' 为该点 500 hPa 位势高度距平。

(3) 北极涛动(AO)指数(Thompson, et al,

1998),定义为北半球 20°N 以北海平面气压场的经验正交函数分解第 1 模态所对应的标准化时间序列。

(4) 东亚夏季风指数(Wang, et al, 1999),定义为(22.5°—32.5°N,110°—140°E)与(5°—15°N,90°—130°E)两个区域的 850 hPa 纬向风之差。

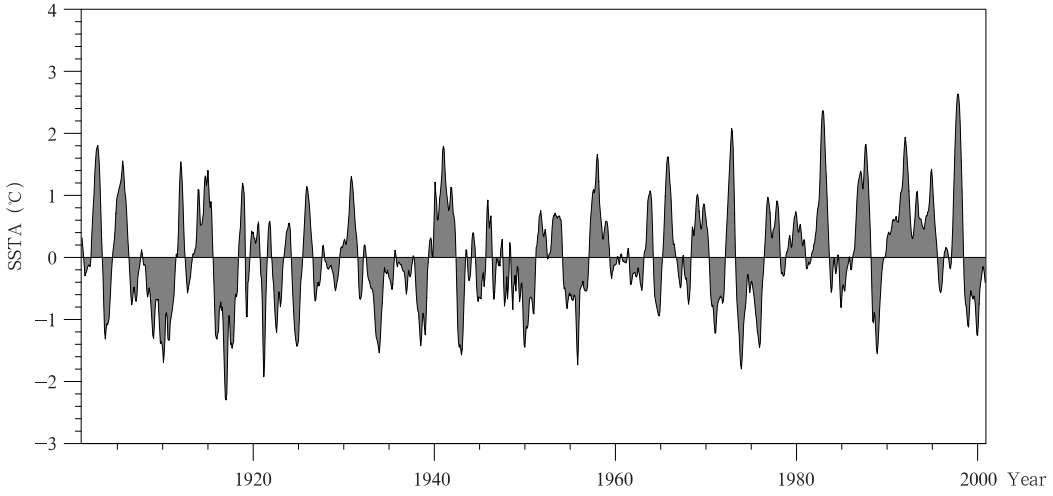


图 1 1901—2000 年热带太平洋海表温度异常在 Nino3.4 区 3 个月滑动平均时间序列

Fig. 1 Time series of 3-month running mean of SSTA (℃) in the Nino 3.4 region over the tropical Pacific from 1901 to 2000

表 1 1901—2000 年中的典型厄尔尼诺事件

Table 1 El Niño events from 1901 to 2000

厄尔尼诺年份
1902/1903, 1905, 1912, 1914/1915, 1918/1919, 1925/1926, 1930/1931, 1940/1941, 1951, 1953/1954, 1957/1958, 1963/1964, 1965/1966, 1969/1970, 1972/1973, 1976/1977, 1977/1978, 1979/1980, 1982/1983, 1986/1987, 1991/1992, 1994/1995,1997/1998

3 多年平均的 WNPAC 与东亚降水异常分布

图 2 为 1901—2000 年 23 个厄尔尼诺事件合成的 850 hPa 异常风场、异常纬向风和经向风的年际方差以及相应的陆地降水异常在不同季节的分布。图中异常均为相对 1901—2000 年的平均气候态而言。由 850 hPa 水平异常风场分布可见,厄尔尼诺成熟年冬季(图 2a)、次年春季(图 2b)及初夏(图 2c)均在西北太平洋(菲律宾以东洋面)上空出现一个完整的异常反气旋(WNPAC),其主体范围大致位于(EQ—30°N,110°—160°E)。但 WNPAC 位置存在明显的季节变化,次年春季和初夏的 WNPAC 较冬季的 WNPAC 位置明显向东扩展了 6—8 个经度,而次年初夏 WNPAC 的范围相比之前的冬季和春季,其南北范围明显有所缩小,主体位于 10°—30°N。虽然 WNPAC 主体范围位于菲律宾以东洋面上,但是异常反气旋的西侧可以向西一直延伸到印度半岛以东的孟加拉湾,甚至在初夏,在孟加拉湾可以形成单独的异常反气旋中心并与 WNPAC 相结合形成横跨西北太平洋—中南半岛—孟加拉湾更大范围的异常反气旋环流(Xie, et al, 2016)。

从异常纬向风和经向风的年际方差可以看到,成熟年冬季(图 2a)、次年春季(图 2b)和初夏(图 2c),WNPAC 南北两侧均存在较大的异常纬向风方差,最大值出现在其南侧赤道附近,但次年初夏异常纬向风方差比前两个季节北抬了约 10 个纬度,这与 WNPAC 在初夏明显北抬相对应。同时 WNPAC 西北侧均出现较大的异常经向风方差,说明冬季至次年初夏 WNPAC 同时存在南北向和东西向变动。

从多年平均的东亚降水异常场上可以看出,成熟年冬季(图 2a)和次年春季(图 2b),WNPAC 西北侧异常西南风给中国长江以南大部分地区带来暖湿气流,对应降水偏多,最大异常降水中心主要出现在华南地区(Zhang, et al, 2002)。WNPAC 外围异常西南风甚至可以影响至日本和朝鲜半岛使其降水

偏多,而受 WNPAC 中心控制的菲律宾和中南半岛南部等地则对应降水明显偏少。次年初夏(图 2c),由于 WNPAC 外围已经明显移至华南地区,华南沿海地区受到 WNPAC 影响,降水明显偏少,而其西北侧盛行的异常西南风则向北输送暖湿气流,对应中国长江中下游降水偏多或梅雨增强,这与 Zhang 等(1999)的结论一致。

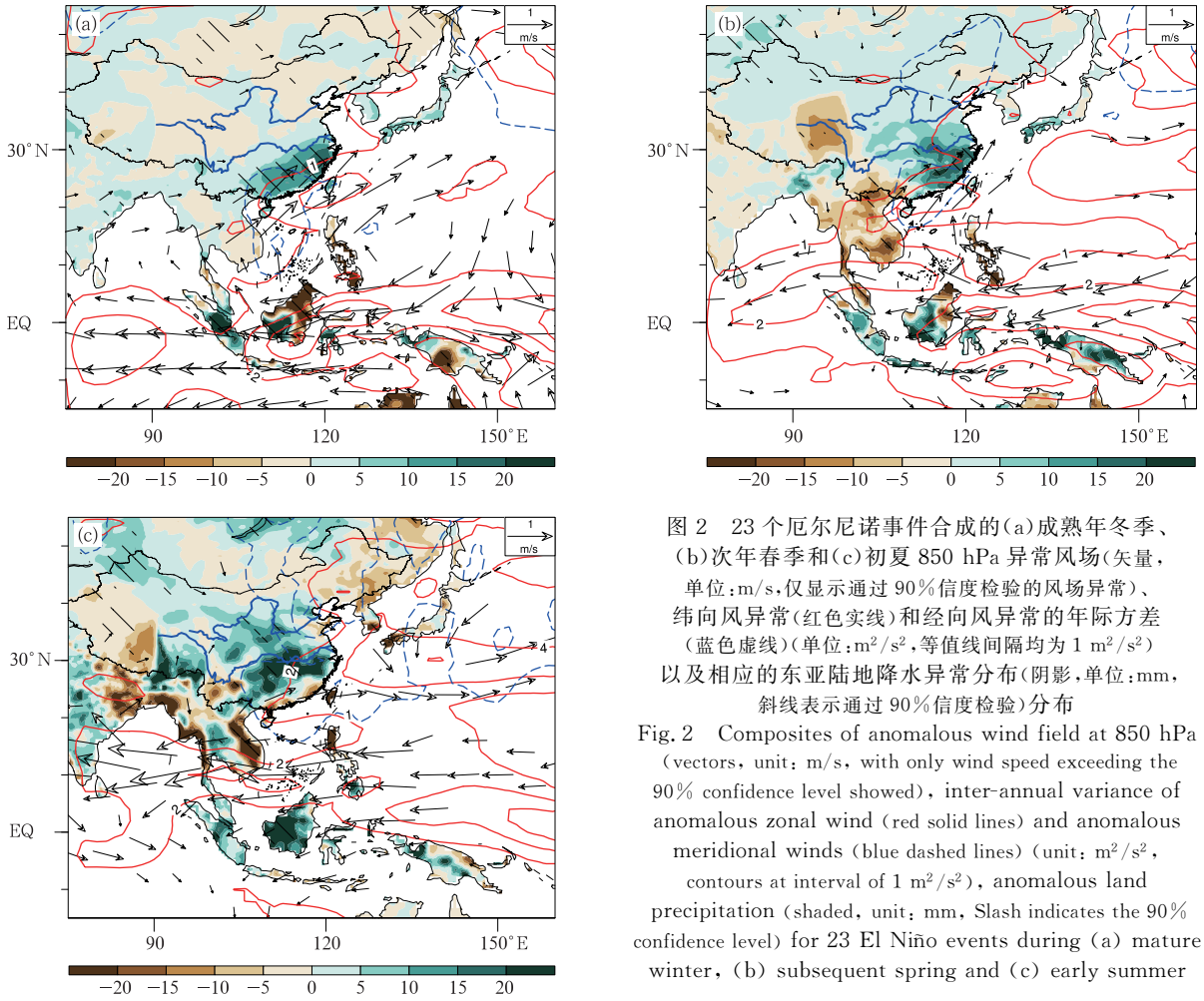


图 2 23 个厄尔尼诺事件合成的(a)成熟年冬季、(b)次年春季和(c)初夏 850 hPa 异常风场(矢量,单位:m/s,仅显示通过 90%信度检验的风场异常)、纬向风异常(红色实线)和经向风异常的年际方差(蓝色虚线)(单位:m^2/s^2,等值线间隔均为 1 m^2/s^2)以及相应的东亚陆地降水异常分布(阴影,单位:mm,斜线表示通过 90%信度检验)分布

Fig. 2 Composites of anomalous wind field at 850 hPa (vectors, unit: m/s, with only wind speed exceeding the 90% confidence level showed), inter-annual variance of anomalous zonal wind (red solid lines) and anomalous meridional winds (blue dashed lines) (unit: m^2/s^2, contours at interval of 1 m^2/s^2), anomalous land precipitation (shaded, unit: mm, Slash indicates the 90% confidence level) for 23 El Niño events during (a) mature winter, (b) subsequent spring and (c) early summer

4 WNPAC 强度和位置变化特征

4.1 强度变化

为了揭示 WNPAC 的时空变化特征,采用经验正交函数对 23 个厄尔尼诺年 850 hPa 异常水平风场和相对涡度场在西北太平洋区域(EQ—30°N,110°—160°E)进行分解。图 3 分别给出了厄尔尼诺成熟年冬季、次年春季、初夏经验正交函数分解第 1 模态空间分布及对应的时间序列,成熟年冬季、次年春季、初夏水平风场(相对涡度)经验正交函数分解第 1 模态占方差贡献分别为 29.1%、28.6%、22.8%(23.4%、23.5%、17.7%)。由图可见,成熟年冬季—次年初夏风场经验正交函数分解第 1 模态空间分布均在西北太平洋上出现了完整的异常反气旋,其范围和位置分布与图 2 中相应时段的风场异常(WNPAC)基本一致。与此同时,相对涡度的经验正交函数分解第 1 模态空间分布对应异常反气旋所在区域均呈负相对涡度中心,表明风场和相对涡度经验正交函数分解第 1 模态主要反映 WNPAC 强度变化。此外,风场和相对涡度经验正交函数分解第 1 模态的时间序列变化基本一致,表明成熟年冬季—次年初夏 WNPAC 强度存在明显的年际变化。因此,文中把风场经验正交函数分解第 1 模态的时间序列(PC1)定义为 WNPAC 强度指数。

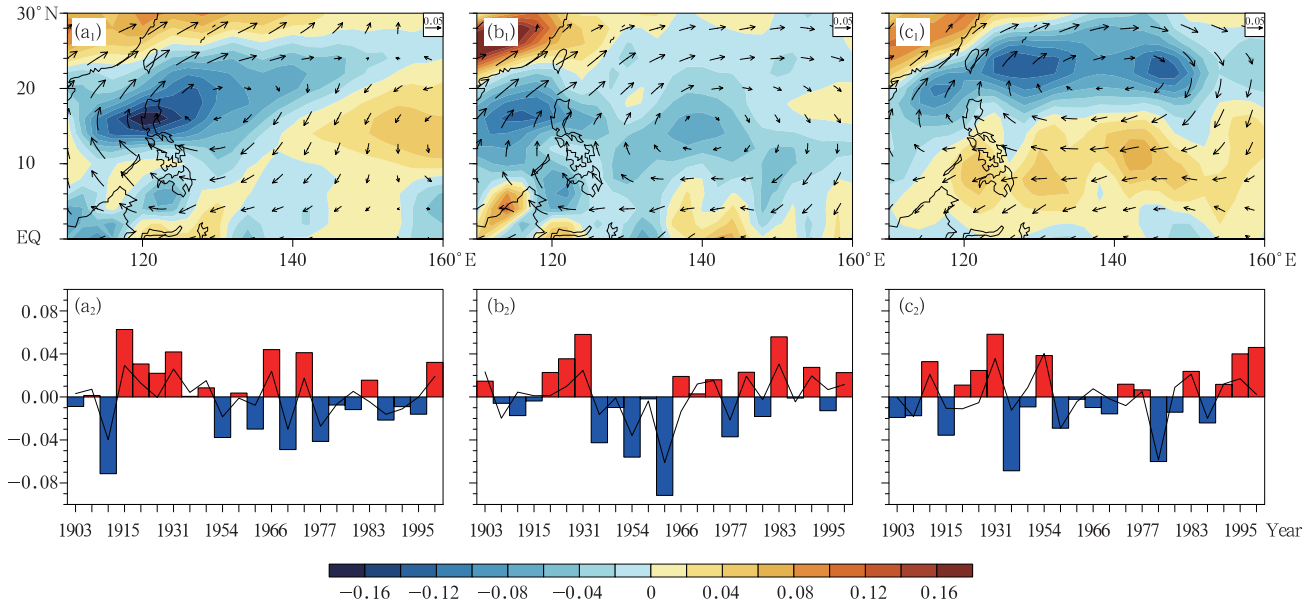


图 3 23 个厄尔尼诺事件西北太平洋 850 hPa(a_1.成熟年冬季,b_1.次年春季,c_1.次年初夏)风场(矢量)和相对涡度(色阶)的经验正交函数分解第 1 模态空间分布及其对应的(a_2—c_2)时间序列

(风场、相对涡度 EOF 第 1 模态时间序列分别为柱状、实线)

Fig. 3 Spatial patterns of the first EOF mode for the wind field at 850 hPa (vectors) and relative vorticity (colored) over the western North Pacific, and their corresponding time series (a_2 − c_2) (bar charts for wind field and solid lines for relative vorticity) for 23 El Niño events in (a_1) El Niño mature phase winter, (b_1) subsequent spring, and (c_1) early summer

4.2 位置变化

图 4 为厄尔尼诺成熟年冬季、次年春季、初夏 850 hPa 水平风场和相对涡度经验正交函数分解第 2 模态空间分布及对应的时间序列,风场(相对涡度)经验正交函数分解第 2 模态占方差贡献分别为 20.1%、16.3%、18.9%(14.6%、15.0%、15.3%)。

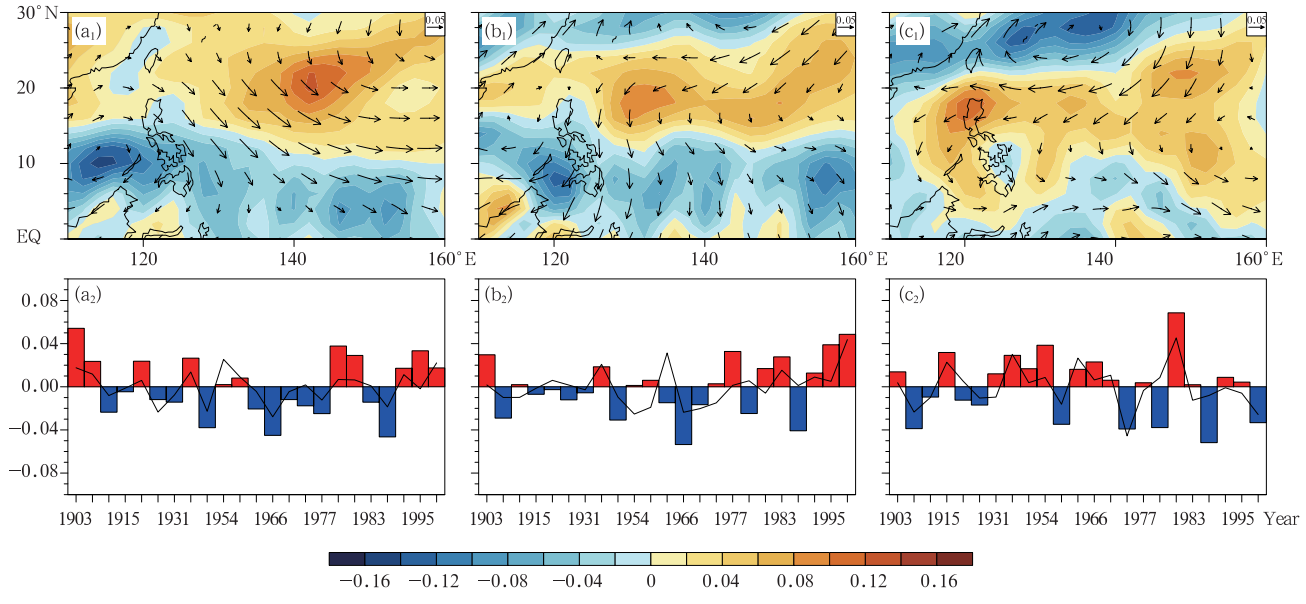


图 4 同图 3,但为经验正交函数分解第 2 模态结果

Fig. 4 Same as in Fig. 3 but for the second EOF mode

可见在成熟年冬季(图 $4a_1$)和次年春季(图 $4b_1$)均在菲律宾西侧出现异常反气旋,其中心分别位于(10°N,115°E)和(15°N,115°E)附近,位于多年平均WNPAC(图 2a、b)的西南侧,而在该异常反气旋的东北侧为异常气旋性环流。同时,相对涡度第 2 模态的西南(负)—东北(正)偶极子分布与异常风场分布相吻合,即异常反气旋中心对应负相对涡度中心,异常气旋式环流处对应正相对涡度中心。两者一致反映了 WNPAC 存在西南—东北方向位置的变动。次年初夏,由水平风场经验正交函数分解第 2 模态空间分布(图 $4c_1$)可见,在多年平均 WNPAC 的中心位置以北出现异常反气旋,以南则出现异常气旋式环流。同时,相对涡度第 2 模态空间分布呈现出南北向的偶极子型,即在平均 WNPAC 位置的北侧出现负相对涡度中心,南侧出现正相对涡度中心,两者均反映了 WNPAC 在年际尺度上存在南北向的移动。

此外,由图 $4a_2$—c_2 中可以看到,水平风场和相对涡度经验正交函数分解第 2 模态的时间序列变化一致,均反映了成熟年冬季—次年初夏 WNPAC 位置存在明显的年际变化,此处同样以风场经验正交函数分解第 2 模态的时间序列 PC2 定义成熟年冬季—次年初夏 WNPAC 位置指数,其中成熟年冬季到次年春季位置指数为正表示 WNPAC 位置偏西南,为负表示偏东北。而次年初夏位置指数为正表示 WNPAC 位置偏北,为负表示位置偏南。

关于用 PC1 能否很好表征 WNPAC 的强度变化,文中用 Wang 等(2000)定义的反气旋指数(即区域(10°—20°N,120°—150°E)平均的相对涡度)进行验证,二者的相关系数在成熟年冬季—次年初夏 3 个季节分别达到 0.85、0.84、0.82(均通过 99%的信度检验),表明 PC1 能很好地反映西北太平洋异常反气旋的变化,其正负主要表征异常反气旋强度变化。进一步以冬季为例,挑选了 PC1 指数高值年(1915、1919、1926、1931、1966、1973、1983、1998 年)和低值年(1912、1954、1964、1970、1977、1980、1988、1995 年),PC2 指数高值年(1903、1906、1919、1942、1978、1980、1992、1995、1998 年)和低值年(1912、1931、1952、1964、1966、1973、1977、1983、1988 年)。图 5 给出了厄尔尼诺成熟年冬季 PC1、PC2 指数高值年和低值年850 hPa水平异常风场合成。可见 PC1 指数高值年主要对应 WNPAC 偏强(图 5a),而 PC1 低值年对应 WNPAC 偏弱(图 5b),PC1 可很好地表征 WNPAC 的强度变化。此外,PC2 指数偏高时 WNPAC 位置偏西南(图 5c),而指数偏低时 WNPAC 位置偏东北(图 5d),可见 PC2 也很好反映了 WNPAC 位置的变化。与之相类似,次年春季—初夏经验正交函数分解第 1 和第 2 模态也同样可以用来表征 WNPAC 强度和位置的变化(图略)。

5 WNPAC 强度和位置变化的影响因子

5.1 WNPAC 强度变化的影响因子

图 6 分别给出了 1901—2000 年 23 个厄尔尼诺成熟年冬季—次年初夏海温和 500 hPa 位势高度对同期 WNPAC 强度指数的回归分布。从海温对强度指数回归场上可以看出,成熟年冬季(图 6a)和次年春季(图 6c),赤道中东太平洋上均出现显著海温正异常,而在其南北两侧出现显著海温负异常,这种海温的异常分布类似于厄尔尼诺海温异常分布型,但在次年春季,对应于厄尔尼诺衰减阶段,赤道中太平洋的显著海温异常区相对冬季明显向东收缩了约 40 个经度。如果分别用当年冬季和次年春季标准化 Nino3.4 指数代表这两个时期的厄尔尼诺信号,可以发现其与 WNPAC 冬季和春季的强度指数相关系数分别高达 0.46 和 0.51,均通过了 95%信度检验。表明在成熟年冬季和次年春季,WNPAC 强度主要受到厄尔尼诺强度的影响,这与以往的研究结果一致(Wang, et al, 2000; Chou, 2004)。值得注意的是,次年春季异常海温(图 6c)对春季强度指数的回归场上,除了厄尔尼诺信号以外,赤道大西洋也出现异常高海温,表明赤道大西洋海温可能与 WNPAC 强度也存在联系。Rong 等(2010)研究发现,赤道大西洋海温升高同样会在西北太平洋激发异常反气旋,且赤道大西洋海温异常对 WNPAC 的影响往往在厄尔尼诺年的次年春季达到最强。在次年初夏(图 6e),随着厄尔尼诺强度的减弱,赤道中东太平洋海温异常信号也随之明显减弱,印度洋却出现了较大范围的海温正异常,显著区域主要集中在西北和西南印度洋,这可能是由于印度洋“电容器效应”对WNPAC维持起到了主要的作用(Yang, et al, 2007; Du, et al, 2009; Xie, et al, 2009)。

从 500 hPa 位势高度分别对 WNPAC 强度指数的回归场上可以看出,成熟年冬季(图6b),500 hPa

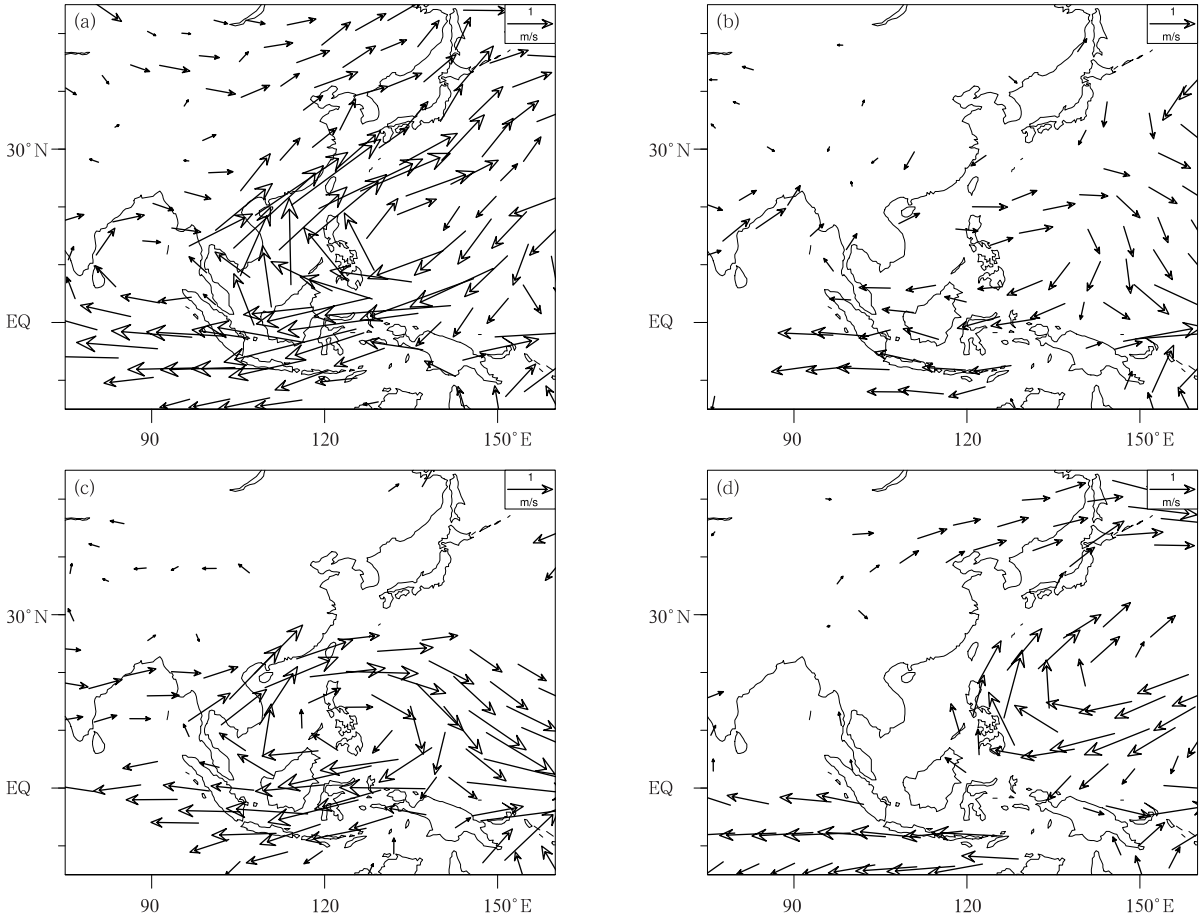


图 5 厄尔尼诺成熟年冬季 PC1 指数(a、b)与 PC2 指数(c、d)高值年(a、c)和低值年(b、d)850 hPa 水平异常风场(矢量,单位:m/s,只显示通过 90%信度检验的异常风场)合成

Fig. 5 Composites of anomalous wind field at 850 hPa (vectors, unit: m/s, only show anomalous wind speeds exceeding 90% confidence level) in (a, c) high value years and (b, d) low value years of PC1 (a, b) and PC2 (c, d) for El Niño events during their mature winter

位势高度上主要表现为东亚和西北太平洋中纬度上空较大范围的显著正异常区,而其北侧的高纬度地区则由显著的负异常控制,这种"北负南正"偶极子型的位势高度异常分布类似 Wallace 等(1981)提出的太平洋西部(WP)型遥相关。简单相关分析也发现,成熟年冬季太平洋西部(WP)遥相关型指数(去掉 ENSO 信号)与冬季 WNPAC 强度指数的相关系数达到 0.52,通过 95%信度检验,说明成熟年冬季 WNPAC 强度变化不仅与厄尔尼诺强度有关,也与太平洋西部型遥相关强度有关。已有研究表明,虽然太平洋西部型遥相关与赤道中东太平洋海温存在联系但却又相对独立于海温,其存在主要是由大气内部动力过程决定(李勇等,2006),因此 WNPAC 还可能与中高纬度大气环流变化相联系。

与前期冬季类似,次年春季 500 hPa 位势高度场上也表现为经向偶极子型分布,但与前期冬季太平洋西部型遥相关位相相反(图 6d)。利用次年春季太平洋西部型遥相关指数(去掉 ENSO 信号)与 WNPAC 强度指数进行相关计算,结果也表明二者相关较强(相关系数达到 -0.52,通过 95%信度检验)。从当年冬季到次年春季,WNPAC 强度变化在海洋方面的相关信号主要来自于厄尔尼诺以及热带大西洋海温,在大气方面主要与太平洋西部型遥相关相联系。此外,东北太平洋及北美上空一直维持类似太平洋-北美(PNA)型遥相关(Wallace, et al, 1981)波列,但这种太平洋-北美型遥相关波列主要反映了厄尔尼诺对北美大气环流的影响(Hoskins, et al, 1981)。

次年初夏(图 6f),在 500 hPa 位势高度场上,菲律宾以东附近上空出现显著正异常,中国东部至日

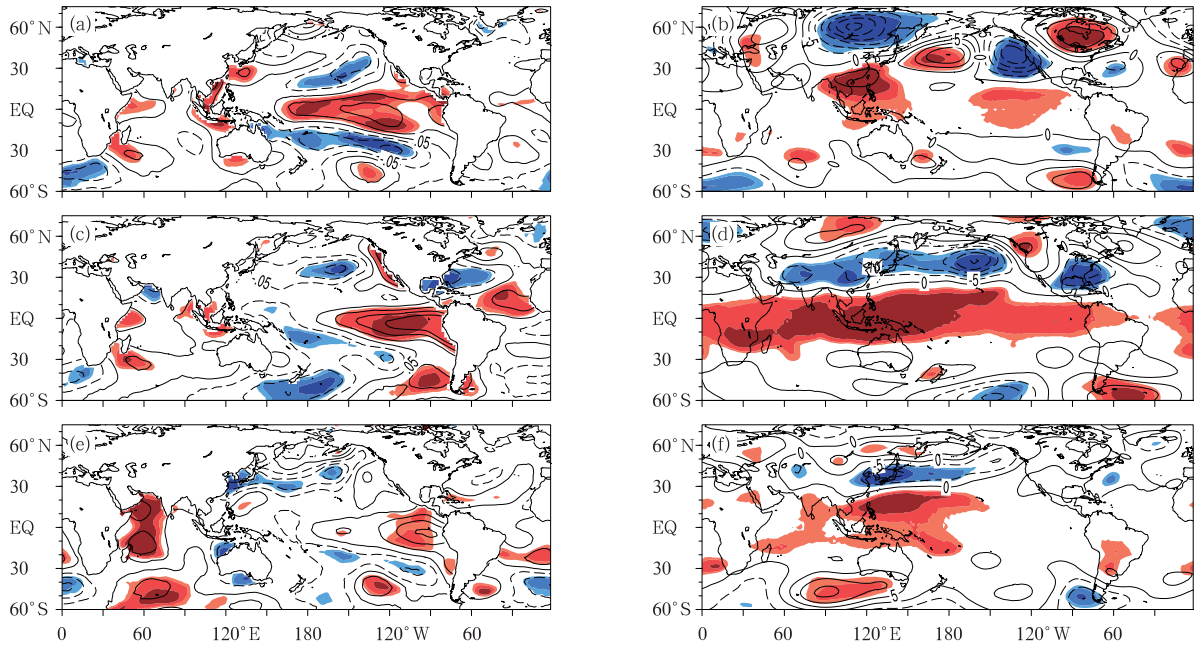


图 6 海温(a、c、e)(单位:℃,等值线间隔 0.1℃)和 500 hPa 位势高度场(b、d、f)(单位:gpm,等值线间隔 5 gpm)对同期的 WNPAC 强度指数的回归场

(a、b. 成熟年冬季,c、d. 次年春季,e、f. 次年初夏;由浅到深阴影分别表示通过 90%、95%、99%显著性检验)

Fig. 6 Sea surface temperature (a, c, e) (unit: ℃, contours at interval of 0.1℃) and 500 hPa geopotential height (b, d, f) (unit: gpm, contours at interval of 5 gpm) regressed on the WNPAC intensity index (a, b) in mature phase winter, (c, d) subsequent spring and (e, f) early summer

(shadings from light to dark indicate the 90%, 95%, 99% confidence levels, respectively)

本以东上空出现显著负异常,西伯利亚西部上空出现显著正异常,这种经向"+ - +"位势高度异常分布型与东亚-太平洋型遥相关(Huang, et al, 1987)或太平洋-日本(P-J)型遥相关(Nitta, 1987)较为接近。通过进一步相关分析发现,东亚-太平洋遥相关指数(去掉 ENSO 信号)与初夏 WNPAC 强度指数的相关系数高达 -0.70(通过 99%的信度检验),表明次年初夏的 WNPAC 强度除了与印度洋海温异常有关外,还与东亚-太平洋型遥相关强度关系密切。Kosaka 等(2006, 2008, 2010)研究发现激发东亚-太平洋型遥相关波列需要的能量包含两部分,即热带西北太平洋异常非绝热加热产生的斜压能量和其所处中纬度地区气候平均流场(西风急流或经向风垂直切变)变化产生的正压能量。可见,初夏 WNPAC 强度变化与东亚-太平洋型遥相关显著相关实质上也反映出了夏季 WNPAC 强度变化在很大程度上还受到中高纬度大气环流变化的影响。

5.2 WNPAC 位置变化的影响因子

图 7 为 23 个厄尔尼诺成熟年冬季—次年初夏海温和 500 hPa 位势高度场分别对同期 WNPAC 位置指数的回归。从海温场上可以看出,成熟年冬季(图 7a)和次年春季(图 7c),西北太平洋上均出现显著海温负异常,但次年春季海温负异常明显加强。进一步,利用西北太平洋海温负异常大值区,将(5°—30°N,120°—150°E)定义为西北太平洋海温异常关键区,并将该区域标准化的海温异常作为 SSTw 指数,对成熟年冬季和次年春季 SSTw 指数与各自 WNPAC 位置指数进行相关分析,结果表明无论是成熟年冬季还是次年春季,WNPAC 位置变化与西北太平洋局地海温均有很好的关系(相关系数均达到 -0.41,通过 95%的信度检验)。而次年初夏(图 7e),位置指数与海温并未出现明显相关信号。

从大气方面来看,成熟年冬季(图 7b),500 hPa 位势高度回归场上主要表现为北半球中高纬度地区上空大范围显著正异常和其北侧更高纬度地区上空大范围显著负异常,类似于北极涛动正位相(Wallace, et al, 1981),并且成熟年冬季北极涛动指数

(去掉 ENSO 信号)与 WNPAC 位置指数的相关系数也达到了 0.38(通过 90%信度检验),说明成熟年冬季 WNPAC 的位置变化不仅与西北太平洋局地海温有关,亦与北极涛动有关。至次年春季(图 7d)500 hPa 位势高度上出现类似太平洋西部型遥相关异常环流,高纬度和中低纬度呈现相反的高度异常变化,表明此时 WNPAC 的位置变化不仅与西北太平洋局地海温异常有关,大气方面还与太平洋西部型遥相关有关。这一点通过对二者相关系数的计算也得到了验证:太平洋西部(WP)遥相关型指数去掉 ENSO 信号后与 WNPAC 位置指数的相关系数达到 0.60,通过了 99%信度检验。而次年初夏(图 7f),位势高度场上同样没有明显信号。

以往研究发现厄尔尼诺发生后印度洋以及赤道大西洋的滞后变暖很大程度上受到厄尔尼诺的影响(Yang, et al, 2007; Du, et al, 2009; Xie, et al, 2009; Klein, et al, 1999; Rong, et al, 2010)。从成熟年冬季至次年初夏海温对 Nino3.4 指数的回归场(图略)上也发现印度洋以及赤道大西洋的变暖与厄尔尼诺有关,因此冬季至次年初夏海温对 WNPAC 强度和位置指数的回归结果主要反映的是厄尔尼诺信号。此外,成熟年冬季至次年初夏500 hPa 位势高度对 Nino3.4 指数的回归场(图略)上,只在成熟年冬季和次年春季出现类似太平洋-北美型波列(Hoskins, et al, 1981),而成熟年冬季至次年初夏 500 hPa 位势高度场对 WNPAC 强度和位置指数的回归场上除了出现类似太平洋-北美型还存在类似太平洋西部型、东亚-太平洋型、北极涛动等遥相关波列,表明这些中高纬度大气环流变化可能不全由厄尔尼诺引起(Kosaka, et al, 2006, 2008, 2010;李勇等, 2006; 陈文等, 2013),除了厄尔尼诺的影响,中高纬度大气环流自身也可能对 WNPAC 产生影响。而其具体的物理机制,尚待进一步研究。

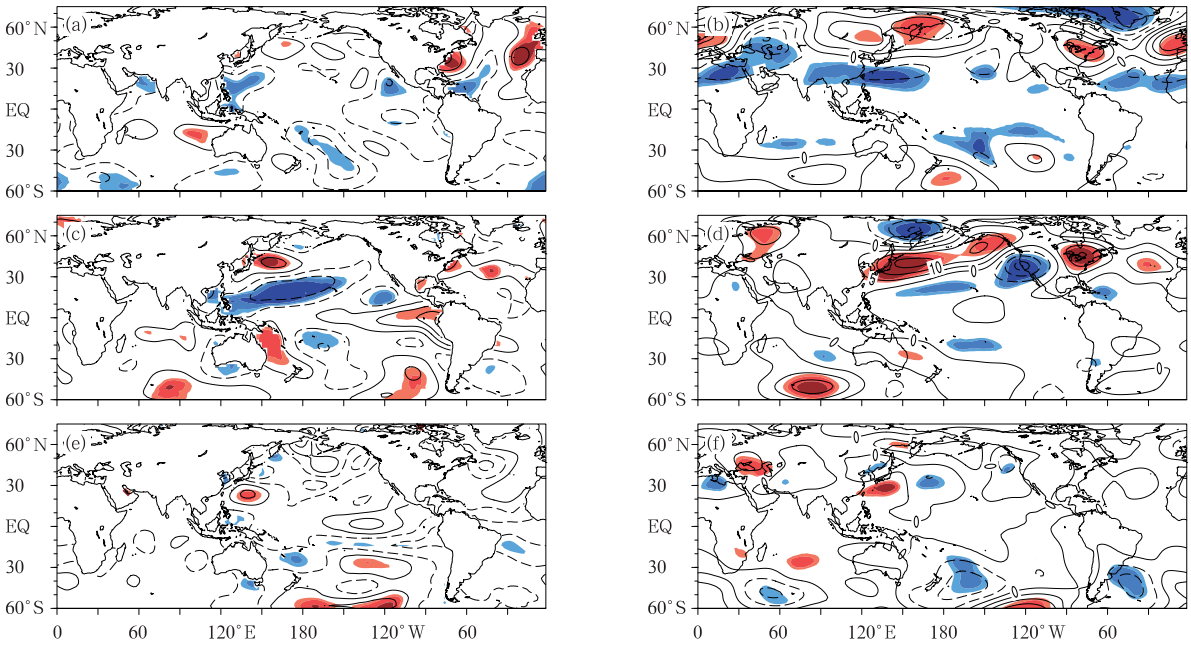


图 7 同图 6,但为对同期的 WNPAC 位置指数的回归场

Fig. 7 Same as in Fig. 6 but for the regression on the WNPAC position index

6 WNPAC 强度和位置变化与东亚降水异常

图 8 所示为 23 个厄尔尼诺成熟年冬季及次年春季和初夏 WNPAC 强度指数和位置指数与东亚降水异常的相关系数场。值得注意的是,这里的降水异常是相较 23 个厄尔尼诺多年平均降水气候态(图 2 中的降水分布)而言。由图可见,在成熟年冬季,WNPAC 强度指数主要与日本大部分地区以及中南半岛东南部等地降水异常成显著的正相关,而与中国西南以及菲律宾岛屿降水异常成显著负相关(图 8a);位置指数与降水异常相关图(图 8b)上,WNPAC 位置指数主要与中国华南、江淮、黄淮以及

南疆等地降水异常成显著正相关,这可能是由于冬季 WNPAC 偏西南时,更有利于暖湿水汽向中国南方输送,使得中国华南大部分区域降水异常偏多。

与前期冬季响应不同,次年春季中国南方沿海地区如广东省沿海、福建省、台湾省降水异常与WNPAC强度成显著正相关,而中南半岛西北部成

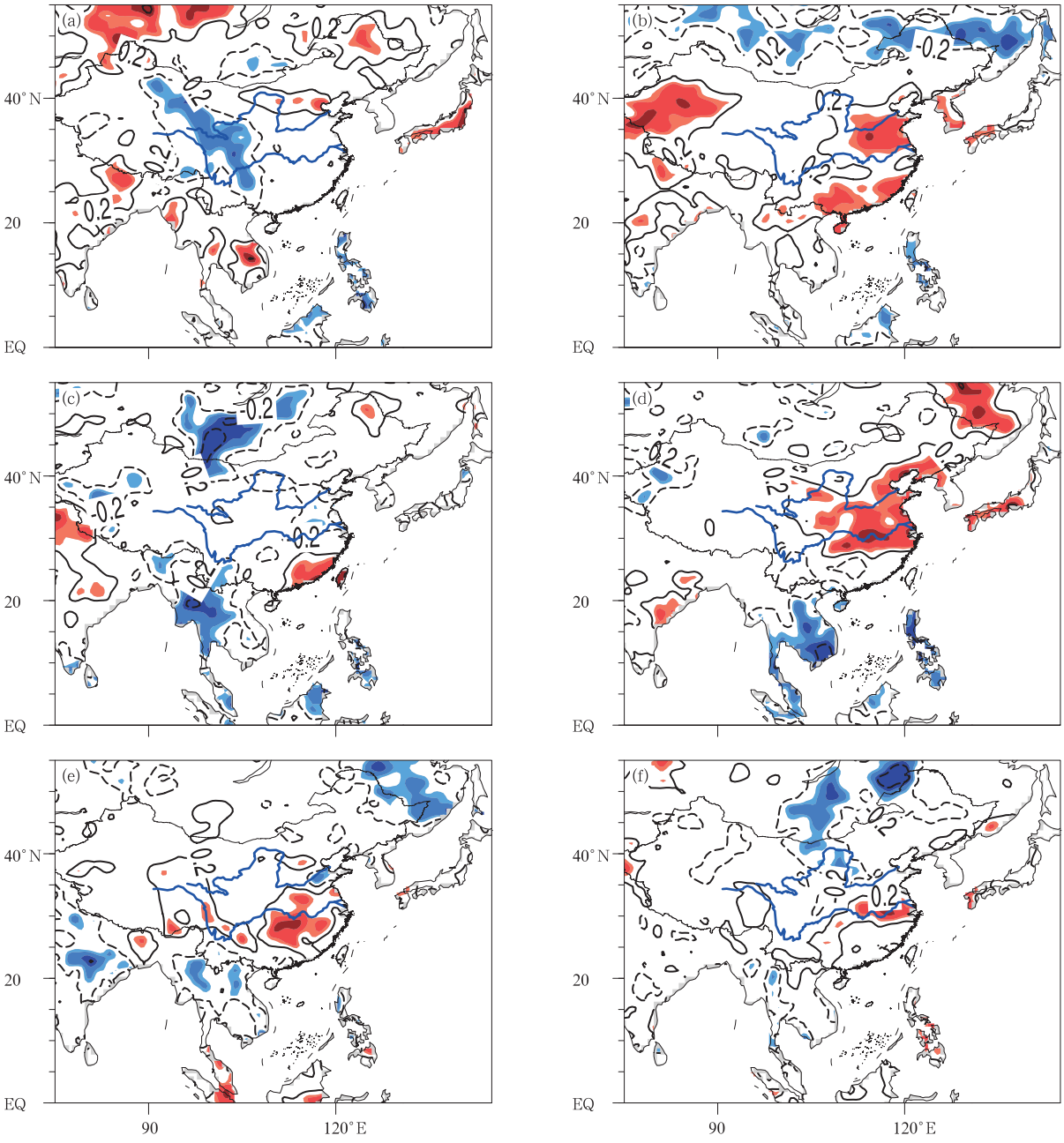


图 8 23 个厄尔尼诺年 WNPAC 强度指数(a、c、e)和 WNPAC 位置指数(b、d、f)与降水场的相关系数(等值线,间隔 0.4)分布

(a、b. 成熟年冬季,c、d. 次年春季,e、f. 次年初夏;阴影表示通过 90%、95%、99%显著性检验)

Fig. 8 Correlation coefficients (contours at interval of 0.4) of the WNPAC intensity index (a, c, e) and the WNPAC position index (b, d, f) with precipitation over East Asia during the 23 El Niño events in (a, b) mature phase winter, (c, d) subsequent spring and (e, f) early summer, respectively

(Shadings from light to dark indicate the 90%, 95%, 99% confidence levels, respectively)

明显的负相关(图 8c);而在位置指数与降水异常关系上,显著的正相关主要位于长江中下游地区以及江淮、黄淮和环渤海等区域(图 8d)。相比前期冬季,次年春季降水与位置指数的显著正相关区有所北移,这主要是由于次年春季 WNPAC 的西南—东北位置中心(图 4b)较前期冬季(图 4a)偏北,导致西南异常气流偏北,造成中国降水异常北抬。

至次年初夏,从 WNPAC 强度与降水异常关系分布(图 8e)上可以看到,显著正相关区域相比春季(图 8c)明显扩大并北抬至长江以南大部分地区,这可能与初夏 WNPAC 主体向北收缩以及相应西南暖湿气流输送北抬有关,从而使得降水异常偏多并偏北;从 WNPAC 位置指数与降水异常相关分布图(图 8f)上可以看到,显著相关区主要位于长江中下游地区,对应初夏长江中下游的江淮梅雨雨带,表明 WNPAC 位置偏北(南),梅雨降水量将异常偏多(少)。

已有研究表明,夏季 WNPAC 会加强东亚夏季风,从而导致东亚地区降水异常(Zhang, et al, 1996; Wang, et al, 2003; Lin, et al, 2009)。参考 Wang 等(1999)定义的东亚夏季风指数,定义了东亚初夏季风指数。图 9 给出了东亚初夏季风指数与 WNPAC 强度和位置指数的标准化时间序列,可见东亚初夏季风指数与 WNPAC 强度指数呈现一致变化,但与位置指数相关性较弱。通过简单相关分析发现,东亚初夏季风指数与 WNPAC 强度指数相关系数达 0.68(通过 99%信度检验),而与位置指数呈不显著正相关,可见东亚初夏季风主要受 WNPAC 强度变化的影响。若 WNPAC 越强,则东亚初夏季风越强,使得中国东南部季风区降水异常偏多;同时 WNPAC 偏北时,也会加强东亚初夏季风,使得梅雨带降水异常偏多,这与图 8e、f 结果一致。

已有研究表明厄尔尼诺次年夏季西北太平洋台风发生频数较正常年偏少,其主要原因归结于次年夏季印度洋变暖,造成暖性开尔文波东传并在西北太平洋产生异常下沉辐散并产生 WNPAC,从而导致对流抑制,降水减少,不利于台风生成(Du, et al, 2011; Xie, et al, 2016)。图 10 给出了 1945—2000 年 15 个厄尔尼诺年次年初夏 WNPAC 强度指数与台风发生频数的散点分布和相应趋势线,由图可见,随着 WNPAC 增强,台风发生频数呈现下降的趋势,且两者的相关系数达 −0.55(通过了95%信度

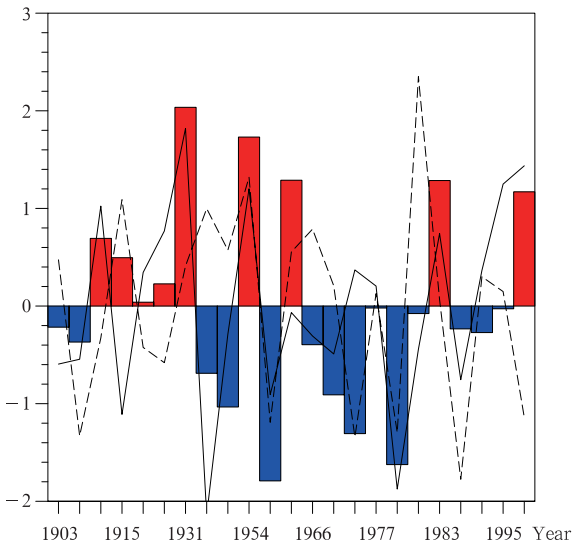


图 9 23 个厄尔尼诺年次年初夏东亚初夏季风指数(柱形)与 WNPAC 强度(实线)和位置指数(虚线)的标准化时间序列

Fig. 9 Standardized time series of the east Asian early summer monsoon index (bar chart), the WNPAC intensity index (solid line) and the WNPAC location index (dash line) for the subsequent early summer of the 23 El Niño events

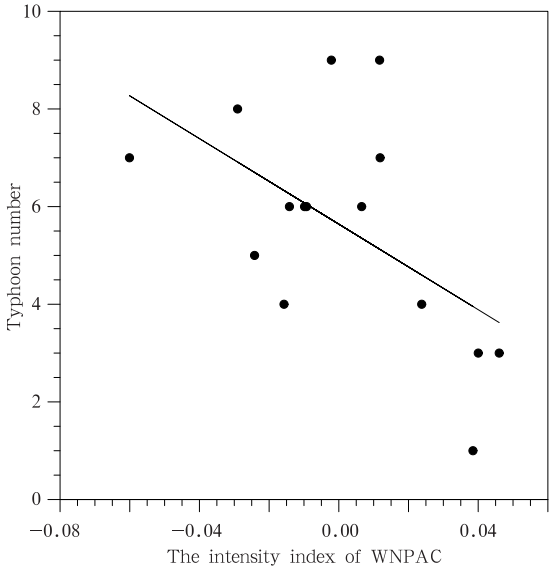


图 10 1945—2000 年 15 个厄尔尼诺事件次年初夏 WNPAC 强度指数与西北太平洋台风频数的散点分布和趋势线

Fig. 10 Scatter plot and its linear trend of the WNPAC intensity index and tropical cyclone numbers over the western North Pacific in the subsequent early summer of the 15 El Niño events during 1945 to 2000

检验)。这表明 WNPAC 越强,西北太平洋上空下沉气流增强,对流抑制增强,更加不利于台风生成。

7 结 论

基于 1901—2000 年 NOAA 逐月海温资料(ERSST.v4)、20 世纪再分析资料、GPCC 逐月降水资料等,分析了厄尔尼诺事件的成熟年冬季至次年初夏 WNPAC 的强度和位置变化、可能原因以及对东亚气候的影响,得出以下主要结论:

(1) 厄尔尼诺成熟年冬季—次年初夏的 WNPAC 主要存在两个空间变化型,即反映其强度变化的经验正交函数分解第 1 模态和反映其位置变化的第 2 模态,强度和位置均存在明显的年际变化。其中,成熟年冬季和次年春季 WNPAC 位置变化主要呈西南—东北向,而次年初夏主要是南北向。

(2) WNPAC 的年际变化不仅与热带海温异常有关,也与中高纬度大气环流有关。成熟年冬季,WNPAC 强度与赤道中东太平洋海温异常和太平洋西部型遥相关强度有关,而位置变化则受西北太平洋局地海温和北极涛动的影响;次年春季,WNPAC 强度除了与赤道中东太平洋海温异常和太平洋西部型遥相关强度有关外,还与赤道大西洋海温异常有关,位置变化与西北太平洋局地海温和太平洋西部型遥相关强度有关;次年初夏,WNPAC 强度与印度洋西北及西南海温异常和东亚-太平洋型遥相关强度有关,而位置变化因子不显著,有待进一步研究。

(3) 厄尔尼诺成熟年冬季—次年初夏 WNPAC 的强度和位置的变化均可对东亚地区降水异常分布产生影响。成熟年冬季,WNPAC 位置偏西南(东北)时,中国南方和江淮流域降水异常偏多(少)。次年春季,WNPAC 偏强(弱)时,中国南方沿海地区降水异常偏多(少);WNPAC 偏西南(东北)时,中国长江以南和华中大范围地区降水异常偏多(少)。次年初夏,WNPAC 强度偏强(弱)时,中国长江及其以南降水异常增多(少);位置偏北(南)时,江淮流域梅雨降水异常偏多(少)。此外,东亚初夏季风与初夏 WNPAC 强度成显著正相关,WNPAC 越强(弱),东亚初夏季风越强(弱)。

参考文献

陈文,兰晓青,王林等. 2013. ENSO 和北极涛动对东亚冬季气候异常的综合影响. 科学通报,58(8):634-641. Chen W, Lan X Q, Wang L, et al. 2013. The combined effects of the ENSO and the Arctic Oscillation on the winter climate anomalies in East Asia. Chin Sci Bull, 58(12): 1355-1362

龚道溢,王绍武. 1998. ENSO 对中国四季降水的影响. 自然灾害学报,7(4):44-52. Gong D Y, Wang S W. 1998. Impact of ENSO on the seasonal rainfall in China. J Nat Dis, 7(4): 44-52 (in Chinese)

龚道溢,朱锦红,王绍武. 2002. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关. 科学通报,47(7):546-549. Gong D Y, Zhu J H, Wang S W. 2002. Significant relationship between spring AO and the summer rainfall along the Yangtze River. Chin Sci Bull, 47(11): 948-952

黄刚,胡开明. 2008. 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. 南京气象学院学报,31(6):749-757. Huang G, Hu K M. 2008. Impact of North Indian Ocean SSTA on Northwest Pacific lower layer anomalous anticyclone in Summer. J Nanjing Inst Meteor, 31(6): 749-757 (in Chinese)

黄平,黄荣辉. 2010. El Niño 事件对其衰减阶段夏季中国降水季节内演变的影响及其机理. 大气科学学报,33(5):513-519. Huang P, Huang R H. 2010. Effects of El Niño events on intraseasonal variations of following summer rainfall in China and its mechanism. Trans Atmos Sci, 33(5): 513-519 (in Chinese)

黄荣辉,徐予红,王鹏飞等. 1998. 1998 年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨. 气候与环境研究,3(4):300-313. Huang R H, Xu Y H, Wang P F, et al. 1998. The features of the catastrophic flood over the Changjiang River Basin during the Summer of 1998 and cause exploration. Climatic Environ Res, 3(4): 300-313 (in Chinese)

李超. 1992. 1963、1976 年两次不同 El Niño 事件的差异以及我国旱涝和台风的对比分析. 成都气象学院学报,7(4):60-66. Li C. 1992. Difference of two El Niño events and comparative analysis of drought waterlogging and typhoon in China in 1963 and 1976. J Chengdu Inst Meteor, 7(4): 60-66 (in Chinese)

李勇,陆日宇,何金海. 2006. 太平洋西部遥相关型与赤道中东太平洋海温的关联性和独立性. 自然科学进展,16(8):1051-1055. Li Y, Lu R Y, He J H. 2006. Correlation and Independence between Western Pacific teleconnection pattern and SST in the equatorial central eastern Pacific. Prog Nat Sci, 16(8): 1051-1055 (in Chinese)

刘永强,丁一汇. 1995. ENSO 事件对我国季节降水和温度的影响. 大气科学,19(2):200-208. Liu Y Q, Ding Y H. 1995. Reappraisal of the influence of ENSO events on seasonal precipitation and temperature in China. Scientia Atmos Sinica, 19(2): 200-208 (in Chinese)

王盘兴. 1981. 气象向量场的自然正交展开方法及其应用. 南京气象学院学报,4(1):37-48. Wang P X. 1981. On the method of empirical orthogonal expansion in a meteorological vector field and its application. J Nanjing Inst Meteor, 4(1): 37-48 (in Chinese)

晏红明,李清泉,袁媛等. 2013. 夏季西北太平洋大气环流异常及

其与热带印度洋-太平洋海温变化的关系. 地球物理学报, 56(8): 2542-2557. Yan H M, Li Q Q, Yuan Y, et al. 2013. Circulation variation over western North Pacific and its association with tropical SSTA over Indian Ocean and the Pacific. Chinese J Geophys, 56(8): 2542-2557 (in Chinese)

张乐英, 徐海明, 施宁. 2015. 春季北极涛动对盛夏长江流域地表气温的影响. 大气科学, 39(5): 1049-1058. Zhang L Y, Xu H M, Shi N. 2015. Influence of the spring Arctic Oscillation on midsummer surface air temperature over the Yangtze River valley. Chinese J Atmos Sci, 39(5): 1049-1058 (in Chinese)

周天军, 俞永强, 宇如聪等. 2004. 印度洋对ENSO事件的响应: 观测与模拟. 大气科学, 28(3): 357-373. Zhou T J, Yu Y Q, Yu R C, et al. 2004. Indian ocean response to ENSO: Observation and air-sea coupled model simulation. Chinese J Atmos Sci, 28(3): 357-373 (in Chinese)

Allan R, Ansell T. 2006. A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850-2004. J Climate, 19(22): 5816-5842

Annamalai H, Liu P, Xie S P. 2005. Southwest Indian Ocean SST variability: Its local effect and remote influence on Asian Monsoons. J Climate, 18(20): 4150-4167

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

Chen S F, Yu B, Chen W. 2014. An analysis on the physical process of the influence of AO on ENSO. Climate Dyn, 42(3-4): 973-989

Chou C. 2004. Establishment of the Low-Level Wind Anomalies over the western North Pacific during ENSO Development. J Climate, 17(11): 2195-2212

Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. 2011. The twentieth century reanalysis project. Quart J Roy Meteor Soc, 137(654): 1-28

Du Y, Xie S P, Huang G, et al. 2009. Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-induced north Indian Ocean warming. J Climate, 22(8): 2023-2038

Du Y, Yang L, Xie S P. 2011. Tropical Indian Ocean influence on Northwest Pacific tropical cyclones in summer following strong El Niño. J Climate, 24, 315-322

Gong D Y, Yang J, Kim S J, et al. 2011. Spring Arctic Oscillation-East Asian Summer monsoon connection through circulation changes over the western North Pacific. Climate Dyn, 37(11-12): 2199-2216

Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. J Atmos Sci, 38(6): 1179-1196

Huang G. 2004. An index measuring the interannual variation of the East Asian summer monsoon: The EAP index. Adv Atmos Sci, 21(1): 41-52

Huang R H, Li W J. 1987. Influence of the heat source anomaly over the western tropical Pacific for the subtropical high over East Asia// Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia. Chengdu, China, 40-51

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

Kosaka Y, Nakamura H. 2006. Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. Quart J Roy Meteor Soc, 132(619): 2009-2030

Kosaka Y, Nakamura H. 2008. A comparative study on the dynamics of the Pacific-Japan (PJ) teleconnection pattern based on reanalysis datasets. SOLA, 4: 9-12

Kosaka Y, Nakamura H. 2010. Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The Pacific-Japan pattern. J Climate, 23(19): 5085-5108

Kosaka Y, Xie S P, Lau N C, et al. 2013. Origin of seasonal predictability for summer climate over the Northwestern Pacific. Proc Natl Acad Sci U S A, 110(19): 7574-7579

Lin Z D, Lu R Y. 2009. The ENSO's effect on eastern China rainfall in the following early summer. Adv Atmos Sci, 26(2): 333-342

Nakamura T, Tachibana Y, Honda M, et al. 2006. Influence of the Northern Hemisphere annular mode on ENSO by modulating westerly wind bursts. Geophys Res Lett, 33(7): L07709

Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. J Meteor Soc Japan Ser II, 65(3): 373-390

Oshika M, Tachibana Y, Nakamura T. 2015. Impact of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) on the Western Pacific (WP) pattern in the following winter through Arctic sea ice and ENSO. Part Ⅰ: Observational evidence. Climate Dyn, 45(5-6): 1355-1366

Rong X Y, Zhang R H, Li T. 2010. Impacts of Atlantic sea surface temperature anomalies on Indo-East Asian summer monsoon-ENSO relationship. Chinese Sci Bull, 55(22): 2458-2468

Schneider U, Becker A, Finger P, et al. 2014. GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. Theor Appl Climatol, 115(1-2): 15-40

Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880－2006). J Climate, 21(10): 2283-2296

Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys Res Lett, 25(9): 1297-1300

Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J Climate, 13(5): 1000-1016

Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Mon Wea Rev, 109(4): 784-812

Wang B, Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices. Bull Amer Meteor Soc, 80(4): 629-638

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

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

Wu B, Zhou T J, Li T. 2009. Contrast of rainfall-SST relationships in the western North Pacific between the ENSO-developing and ENSO-decaying summers. J Climate, 22(16): 4398-4405

Wu B, Li T, Zhou T J. 2010. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer. J Climate, 23(11): 2974-2986

Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. J Climate, 22(3): 730-747

Xie S P, Kosaka Y, Du Y, et al. 2016. Indo-western Pacific ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review. Adv Atmos Sci, 33(4): 411-432

Yang J L, Liu Q Y, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. Geophys Res Lett, 34(2): 155-164

Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. J Meteor Soc Japan, 74(1): 49-62

Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China. Adv Atmos Sci, 16(2): 229-241

Zhang R H, Sumi A. 2002. Moisture circulation over East Asia during El Niño episode in northern winter, spring and autumn. J Meteor Soc Japan Ser II, 80(2): 213-227