

不同类型厄尔尼诺事件对印度洋秋季 Wyrtki 急流的影响

吴 玥^{1,2}, 刘 琳^{1,2*}, 王辉武^{1,2}, 李奎平^{1,2}, 杨 洋^{1,2}

(1.国家海洋局第一海洋研究所海洋与气候研究中心,山东 青岛 266061;

2.青岛海洋科学与技术国家实验室区域海洋动力学与数值模拟功能实验室,山东 青岛 266237)

摘要: 厄尔尼诺事件是发生在赤道太平洋地区的海气相互作用现象,根据海表温度时空演化特征可以划分为不同类型,即东部型、中部型。通过对再分析资料进行分析,指出不同类型厄尔尼诺事件发生时期,印度洋秋季 Wyrtki 急流(Wyrtki Jet, WJ)具有显著不同的变化特征,主要表现为:厄尔尼诺东部型事件发生期间,印度洋秋季 WJ 显著减弱,赤道印度洋表层海流表现为弱西向流;厄尔尼诺中部型事件发生期间,印度洋秋季 WJ 较历史同期水平增强。进一步分析表明,不同类型厄尔尼诺事件通过影响印-太海区大气沃克环流系统,调制了秋季赤道印度洋海表风场,进而调制了印度洋秋季 WJ 发生和发展。

关键词: Wyrtki 急流; 厄尔尼诺; 年际变化; 印度洋

中图分类号:P732

文献标识码:A

文章编号: 1671-6647(2018)02-0188-09

doi: 10.3969/j.issn.1671-6647.2018.02.004

厄尔尼诺事件是发生在赤道太平洋地区的海表温度(Sea Surface Temperature, SST)异常增暖现象,与大气的南方涛动合称 ENSO, 是全球范围内最显著的年际时间尺度海气相互作用现象^[1-4]。关于厄尔尼诺现象起源、发生、发展和演化特征及其调控机制始终是国际气候研究领域热点问题。热带东太平洋海温异常增暖一般称为厄尔尼诺事件,其主要特征为海温最大增暖区域位于在赤道东太平洋海区,东太平洋增暖又被称为厄尔尼诺东部型事件。除厄尔尼诺东部型事件外,赤道太平洋还存在中太平洋海温异常增暖现象,称为厄尔尼诺中部型(El Niño Modoki)^[5]或日界线厄尔尼诺^[6], CP(Central Pacific)型厄尔尼诺^[7]以及暖池厄尔尼诺^[8]。研究表明厄尔尼诺中部型事件产生与影响机制与厄尔尼诺东部型事件有所不同,Yu 和 Kao^[7]指出厄尔尼诺中部型产生机制更多的是受到风-温-蒸发机制影响而发生,而厄尔尼诺东部型事件更多是受到 Bjerkness 反馈过程而发展^[9]。由于厄尔尼诺中部型和东部型厄尔尼诺事件发生时海表面温度异常(Sea Surface Temperature Anomalies, SSTA)强度及对大气环流异常加热位置不同,因此使得不同类型厄尔尼诺事件对热带和中纬度大气环流的影响差异很大^[10]。北半球冬季西北太平洋上空的大气环流结构不同使得东亚降水在厄尔尼诺东部型年和中部型年出现明显不同^[5,11]。厄尔尼诺中部型发生期间,西印度洋上空会出

收稿日期:2017-04-24

资助项目:国家重点研发计划重点专项项目——自主海洋环境安全保障技术海上丝绸之路沿线国家适用性研究;西印度洋海洋技术应用推广试验区建设(2017YFC1505105);中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目——东星北青年学者项目—全球变暖背景下印度洋海气相互作用与季节内振荡的联系(2017S02);全球变化与海气相互作用专项资金资助项目——东印度洋南部水体综合调查秋、冬季航次(GASI-02-IND-STSaut,GASI-02-IND-STSwin),太平洋-印度洋与亚洲季风的相互影响(GASI-IPOVAI-03)和热带印度洋海洋过程与海气相互作用(GASI-IPOVAI-02);国家自然科学基金委员会-山东省人民政府联合资助海洋科学研究中心项目——海洋环境动力学和数值模拟(U1606405);国家自然科学基金项目——全球变暖背景下印度洋年际时间尺度海气相互作用对季节内振荡的影响(41376037)和为什么耦合气候模式中孟加拉湾夏季季风爆发总是不准确(41606034)

作者简介:吴 瑥(1992-),女,安徽颍上人,硕士研究生,主要从事海气相互作用方面研究. E-mail:wuyue@fio.org.cn

* 通讯作者:刘 琳(1978-),男,山西阳泉人,研究员,博士,主要从事海气相互作用方面研究. E-mail:liul@fio.org.cn

(李 燕 编辑)

现 2 个弱上升支,分别位于 50°E 和 90°E 附近。厄尔尼诺东部型事件发生期间,太平洋西侧海温通过调整海表热通量进而影响其上空大气环流系统,使得沃克环流在 120°E 附近出现下沉支,并引起热带西太平洋局地气候系统变化^[12];沃克环流的异常变化是热带印度洋和热带太平洋在年际时间尺度上相互联系的重要桥梁^[13-15]。

Wyrkti 急流(Weykti Jet, WJ)是发生在赤道印度洋的独特海洋上层海流系统,存在于每年季风转换期,即北半球春季(4—5 月)和秋季(10—11 月)。海流方向向东,最强海区流速达 0.8 m/s。WJ 主要出现在赤道印度洋南北纬 2°海区之内,位于海洋上层(0~100 m),流速强,流幅窄^[16]。气候态来讲,WJ 具有明显的季节变化,表现为春季分支强度弱,秋季分支强度强^[17]。但也有研究表明 WJ 在特殊年份会出现春季强秋季弱现象。韩国庆指出,2013 年出现 WJ 秋季分支强度弱于春季分支,这主要是受到大气季节内振荡的影响^[12]。前人研究表明 WJ 是表面风驱动所产生的海流^[16,18-20],同时海洋动力过程也会对 WJ 变化产生影响^[19]。对 CMIP 模拟 WJ 评估表明数值模式中印度洋表层风场对 WJ 影响明显^[13]。WJ 通过影响热带东西印度洋盐度和热量东西输送,从而影响上层海洋的盐度、热量分布。WJ 对印度洋海盆尺度海气相互作用^[17]产生影响的同时也会受到 IOD 和 ENSO 的调制^[21-23]。Reppin 等^[23]利用船测海流资料对 WJ 进行了分析,发现厄尔尼诺发生事件会使得热带印度洋海表风场减弱,进而影响印度洋秋季 WJ 强度;Gnanaseelan 等^[22]和 Chinnu 等^[24]通过数值模式,研究了 ENSO 与 WJ 的具体关系,结果表明厄尔尼诺事件发生期间,主要通过影响东印度洋海表风场变化来调制印度洋秋季 WJ 变化。前人虽然对 WJ 的内在动力过程以及季节变化、年际变化及其影响机制进行了分析,但是对不同类型厄尔尼诺事件对印度洋秋季 WJ 的影响,还没有过多关注。

鉴于不同类型厄尔尼诺事件可以对印度洋环境产生不同影响,本文将利用历史再分析资料,对不同类型厄尔尼诺事件发生期间的印度洋秋季 WJ 进行分析,旨在初步揭示印度洋秋季 WJ 对不同类型厄尔尼诺事件的响应特征。

1 数据和分析方式

本研究使用的海流资料是 Simple Ocean Data Simple(SODA version 3.3.1)再分析资料(https://www.atmos.umd.edu/~ocean/index_files/soda3.3.1_mn_download.htm),时间范围为 1980—2015 年,时间分辨率为月平均,空间分辨率为 0.5°×0.5°,覆盖区域为 50°~120°E,30°S~30°N。风场资料来自于 NCEP/NCAR 的再分析资料(<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.pressure.html>),空间分辨率为 2.5°×2.5°,垂直方向为 17 层,分别为 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 和 10 hPa,所选区域为 50°~120°E,30°S~30°N。海表高度数据来自 TOPEX 卫星数据的反演,空间分辨率为(1/3)°×(1/3)°,选取范围为印度洋区域 50°~120°E,2°S~2°N。海温资料使用 Hadley Centre Sea Ice and SST data(HadISST)月平均的 SST 资料(<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/>),空间分辨率为 1°×1°,时间跨度为 1950—2016 年^[25]。

本研究采用不同指标来表征 2 种类型厄尔尼诺事件。利用 Niño 3(150°~90°W,5°S~5°N)区连续 5 个月 SSTA 增暖大于 0.5 °C 来确定厄尔尼诺东部型事件。厄尔尼诺中部型事件的区分基于 Ashok 提出的厄尔尼诺中部型指标(EMI)^[6]:

$$\text{EMI} = [\text{SSTA}]_c - 0.5 \times [\text{SSTA}]_e - 0.5 \times [\text{SSTA}]_w, \quad (1)$$

即中太平洋(140°~165°E,10°S~10°N)海表面温度异常值减去东太平洋(110°~70°W,15°S~5°N)和西太平洋(125°~145°E,10°S~20°N)的 SSTA 值。2 类厄尔尼诺事件的区分参考前人研究^[11],结果见表 1。

表 1 不同类型厄尔尼诺事件发生年份

Table1 Canonical and Modoki El Niño events

厄尔尼诺东部型	厄尔尼诺中部型
1951	1958
1957	1963
1972	1968
1976	1979
1982	1987
1997	1990
2006	1991
2009	1992
	2002
	2004
	2015

注:空白处表示无数据

2 不同类型厄尔尼诺事件发生期间 SSTA 空间分布特征

图 1 给出了 2 种不同类型厄尔尼诺事件发生盛期(10—11 月)SSTA 空间分布图。厄尔尼诺东部型强盛期(图 1a),SST 增暖现象主要出现在赤道中东太平洋,发生区域为 $120^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{W}$ 。在太平洋东部厄瓜多尔沿岸,SSTA 最大值超过 1°C ,而西太平洋大部分区域被海温负距平控制。印度洋呈现明显的东西向海温偶极子型分布,东印度洋爪哇附近出现强海温负距平,范围向西南方向扩展直到澳大利亚西北部海区;西印度洋特别是索马里附近被 SST 正距平控制;阿拉伯海($55^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{E}, 10^{\circ}\text{--}15^{\circ}\text{N}$)范围内出现小幅增暖,增暖幅度小于 0.5°C ;苏门答腊岛以及爪哇附近区域($90^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}, 10^{\circ}\text{S}\text{--}10^{\circ}\text{N}$)出现明显海温负距平。厄尔尼诺中部型年盛期(图 1b)热带太平洋 SSTA 最大值区域出现在赤道中部日界线附近,同时海温正异常向北美沿岸地区延伸,达($115^{\circ}\text{W}, 30^{\circ}\text{N}$);厄尔尼诺中部型 SSTA 在整个印度洋区域出现异常增暖,在苏门答腊岛以及爪哇附近区域的出现增暖可达 0.6°C 。

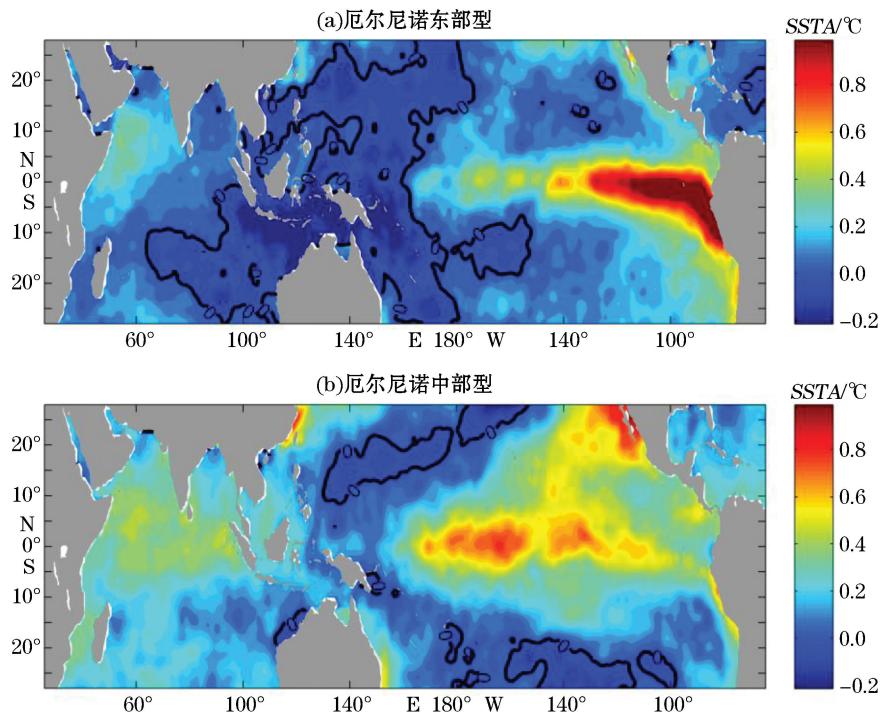


图 1 不同类型厄尔尼诺事件发生期 10—11 月海表温度距平空间分布合成图

Fig.1 Composites of SSTA (average of October and November) of different types of El Niño

3 不同类型厄尔尼诺发生期间印度洋秋季 WJ 空间分布特征

图 2 为不同类型厄尔尼诺事件发生期间印度洋秋季海表层流场合成图。图 2a 表明在厄尔尼诺东部型发生期间(10—11 月),赤道中、东印度洋海表没有显著东向流动,赤道西印度洋表层为弱西向流,强度为 0.15 m/s ; 4°N 处出现弱东北向流,强度为 0.12 m/s 。厄尔尼诺中部型发生期间,热带印度洋出现了显著 WJ 现象。秋季 WJ 覆盖范围较常年更广,位于在 $50^{\circ}\text{--}80^{\circ}\text{E}$ 范围内, $3^{\circ}\text{S}\text{--}3^{\circ}\text{N}$ 之间,中心位置位于赤道 65°E 处(图 2b)。

热带东印度洋地区厄尔尼诺东部型盛期(图 2a),苏门答腊岛沿岸出现西南向海流,强度约 0.17 m/s 。

厄尔尼诺中部型发生时期(图 2b),热带东南印度洋出现东南向海流,其覆盖范围在 90°E 至苏门答腊岛沿岸之间。厄尔尼诺东部型时期热带东印度洋上由于苏门答腊岛西海岸附近出现上升流,导致表层海水变冷。而厄尔尼诺中部型时期主要为东南向流,不利于苏门答腊岛西海岸上升流发育。

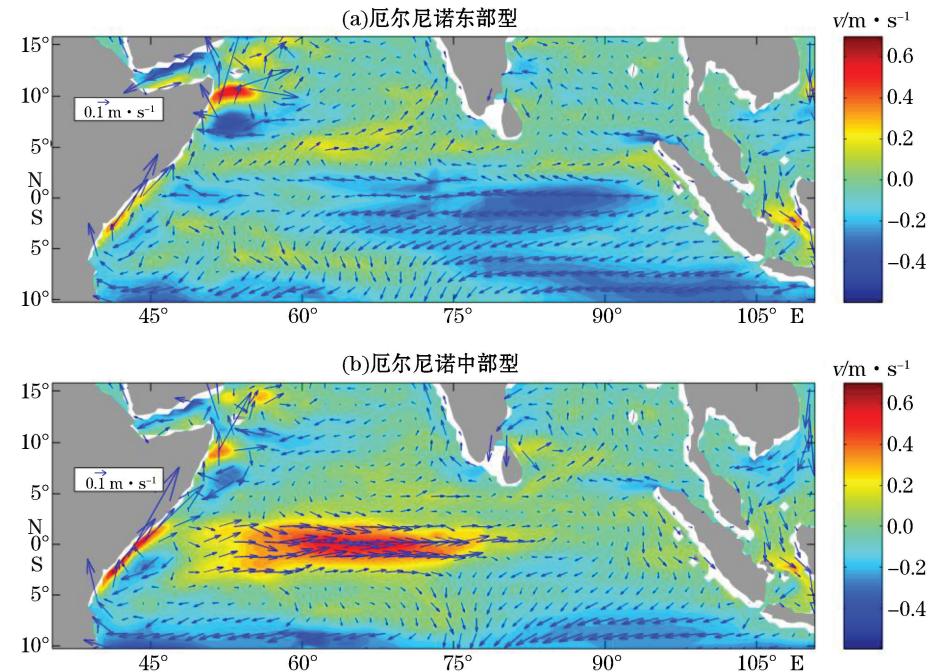


图 2 不同类厄尔尼诺事件发生期 10—11 月纬向流(填色, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和海流(矢量箭头, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)流速合成图

Fig.2 Composites of anomalous zonal current (shading, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and current(vector, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(average of October and November) of different types of El Niño

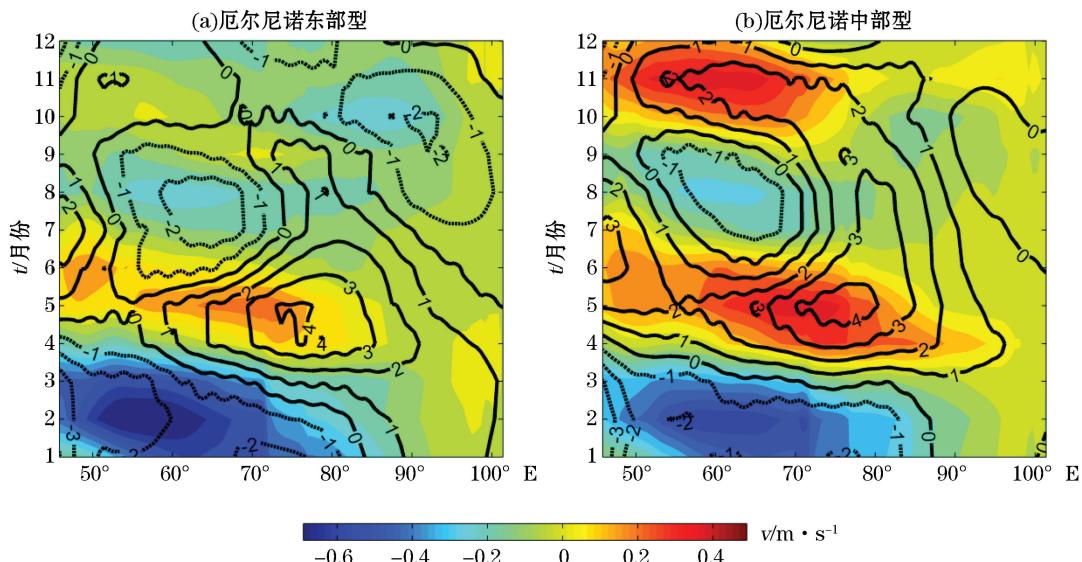


图 3 不同类厄尔尼诺发生在 $2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}$ 间平均 1 000 hPa 风场(等值线, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和海表纬向流(填色, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)时间演变合成图

Fig.3 Composite maps of 1 000 hPa zonal wind (line, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and zonal current (shading, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged
in $2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}$ for different types of El Niño during their developing year

从海表纬向流随时间演化图来看(图3),不同厄尔尼诺事件发生时期,印度洋秋季WJ发生区域及流速强度也存在显著区别。厄尔尼诺东部型年(图3a),75°E处从9月开始出现微弱WJ并向东扩展,直至11月中旬东向流消失。厄尔尼诺东部型秋季WJ最大流速位发生在10月,中心位置位于55°E海域,流速强度最大值达0.05 m/s。厄尔尼诺中部型年(图3b),秋季WJ于9月末开始出现,覆盖范围为50°~70°E,强度为0.32 m/s,最强值出现在11月强度为0.48 m/s。

纬向海流垂向断面图显示(图4),厄尔尼诺东部型发生年份,10—11月赤道印度洋表层为西向流,在50 m深度以下出现弱的东向流,强度达到0.15 m/s。而厄尔尼诺中部型发生时期,西印度洋(70°E以西)在秋季出现明显WJ现象,其强度随深度增加逐渐减弱。厄尔尼诺中部型年海洋内部表层东向流强度可以达到0.32 m/s,垂向深度可以达到90 m。

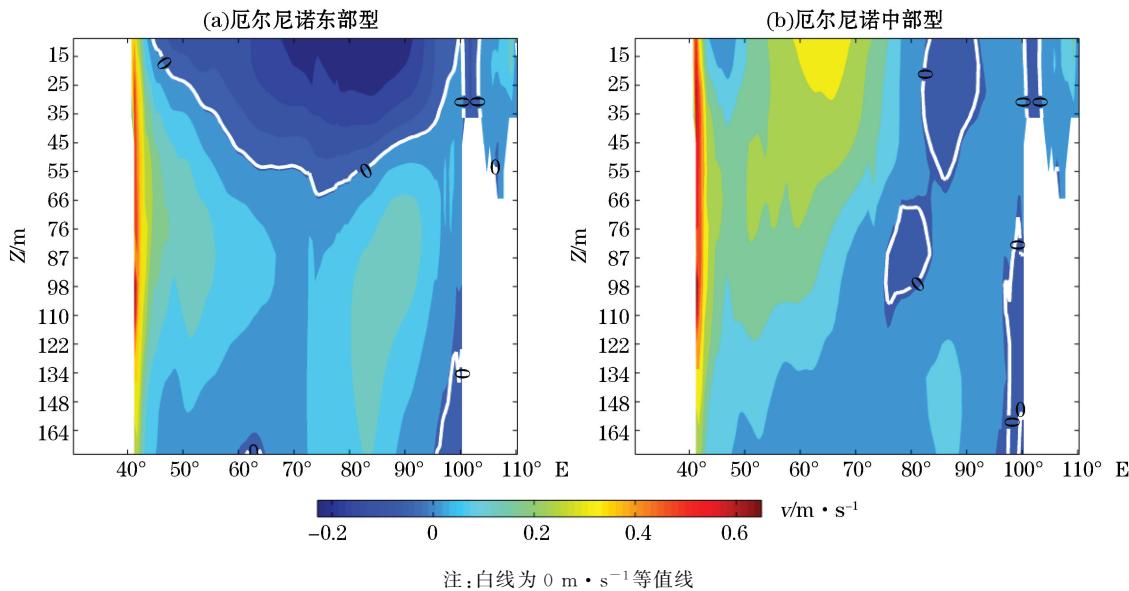


图4 不同类型厄尔尼诺发生期合成的10—11月2°S~2°N间平均的纬向流($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)经度-深度剖面图

Fig.4 Vertical distribution of composites zonal velocity ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged in $2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}$ for different types of El Niño

4 不同类型厄尔尼诺事件时期的WJ差异产生机制分析

1973年Wyrtki提出WJ是受到海表纬向西风的动力强迫所产生的海洋东向海流,之后的研究进一步揭示海洋表面风场强迫是WJ主要产生机制^[6,23]。针对上节分析揭示出的不同类型厄尔尼诺事件发生期间,印度洋秋季WJ不同表现,其原因有可能来自于不同的印度洋海表风场外强迫。

图5给出了不同类型厄尔尼诺事件期间秋季中印度洋海表纬向风场及纬向海流距平时间演化图。图5表明,赤道印度洋秋季风场变化与赤道中印度洋纬向流变化具有较好一致性,揭示出赤道印度洋表层海流变化与局地风场变化存在强相关性。在风场动力强迫下,赤道印度洋海表出现显著东向海流,即WJ。气候态来看,秋季WJ于10月出现,11月达到最高值,12月开始衰退。厄尔尼诺中部型发生时期,印度洋秋季海表被西风距平控制。9月,西风距平开始出现并持续增长,11月达强盛,风场最高可达1.4 m/s,而对应的秋季WJ强度也远远强于东部型。厄尔尼诺中部型年秋季,WJ于9月中下旬产生,流速很弱,仅有0.05 m/s。之后WJ强度不断增强,覆盖范围不断发展,并于10—11月期间强度达最大0.22 m/s,12月开始衰退。厄尔尼诺东部型年份,印度洋秋季海表纬向风呈现东风距平,最大值出现在12月达0.6 m/s,对应厄尔尼诺东部型秋季,西印度洋只在11月出现弱的东向流,流速不超过0.1 m/s。

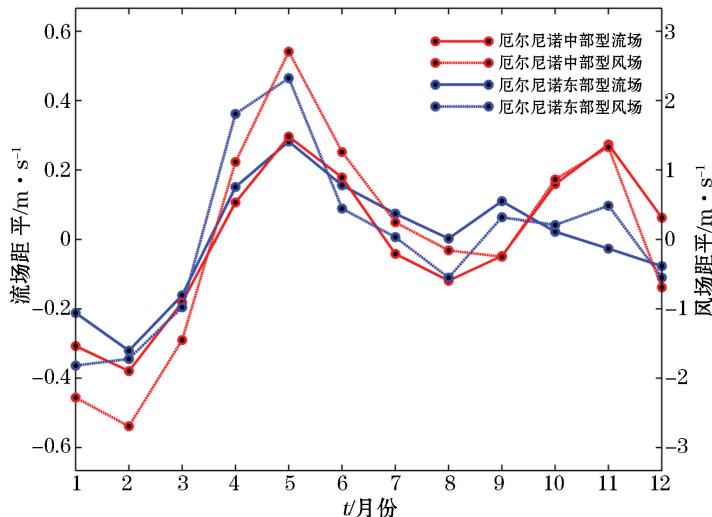
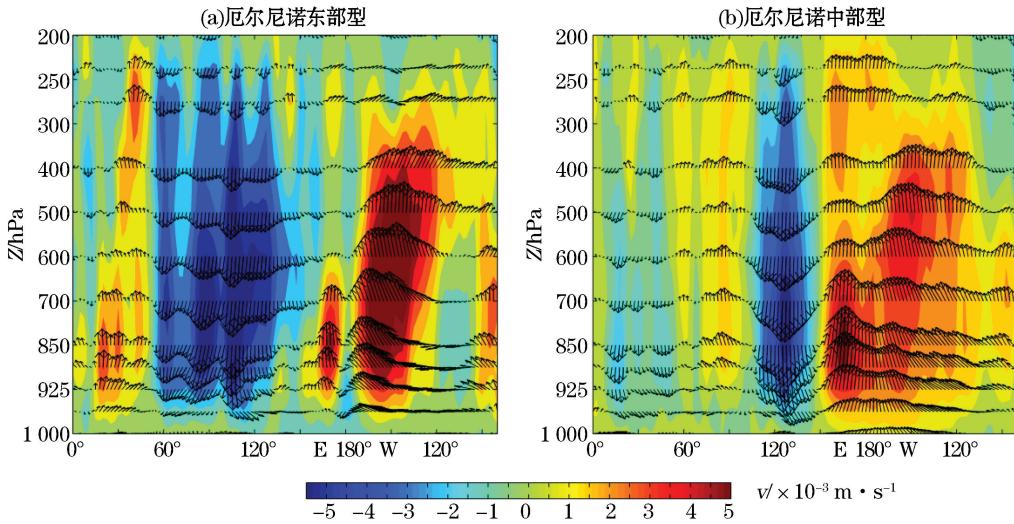


图 5 不同类厄尔尼诺发生年区域平均($60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$, $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$) $1\ 000\ \text{hPa}$ 风场距平和海表纬向流距平时间演变合成图

Fig.5 Composite maps of $1\ 000\ \text{hPa}$ zonal wind and zonal current averaged in $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ and $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ for different types of El Niño during their developing year

前人研究表明,热带印度洋的低空风场强迫是 WJ 形成和变化的主要原因之一。Han 等通过数值模拟证实了赤道印度洋的风场强迫是 WJ 形成的直接原因^[19];Duan 等通过观测资料分析揭示了 2013 年 WJ 变化原因主要是来自于异常的风场强迫^[27];Wang 等通过观测资料分析发现 WJ 分岔现象也来自于风应力与海洋内部压强梯度力平衡^[28]。与前人研究结果相符合,图 5 也揭示了不同类型厄尔尼诺发生时期风场强迫对 WJ 形成存在重要贡献。接下来将分析印度洋海表风场变化的产生原因。



注:填色为垂向速度,矢量箭头为垂向速度与纬向速度的矢量

图 6 不同类型厄尔尼诺发生时期合成的大气沃克环流图(10—11月平均)

Fig.6 Composited Walker circulation (average of October and November) associated with different types of El Niño

图 6 给出了不同类型厄尔尼诺事件发生时期对应的大气沃克环流分布情况。在厄尔尼诺东部型发生时期,热带太平洋大气环流在 150°W 附近海域出现明显的上升支,而东印度洋与西太平洋区域被异常下沉气流控制,印度洋 90°E 以西出现异常东风距平。厄尔尼诺中部型发生期间,太平洋沃克环流强度较东部型年

份有所减弱,东太平洋大气上升分支主要覆盖 $150^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{W}$ 附近海区,东印度洋下沉气流控制范围局限于 $110^{\circ} \sim 140^{\circ}\text{E}$ 范围之内,受其影响, 90°E 以西海表风场被西风距平控制(图3、图5)。厄尔尼诺中部型发生年份,印度洋、太平洋区域大气环流和厄尔尼诺东部型差异较大,出现在中印度洋地区的上升气流明显增强。 80°E 和 50°E 出现了明显上升支。受低空气压梯度力影响,中印度洋区域($60^{\circ} \sim 90^{\circ}\text{E}$)海表受西风距平控制。在沃克环流系统影响下,厄尔尼诺中部型年份印度洋秋季海表出现的西风距平有利于WJ产生,而在厄尔尼诺东部型发生期间中印度洋海表东风距平有助于抑制秋季WJ产生与发展。

不同类型厄尔尼诺发生时期海表面高度距平分布(图7)表明在厄尔尼诺东部型时期,印度洋秋季东部海面高度异常偏低,西部偏高,表明在东风作用下,海洋上层海水内部调整达到了与风应力平衡,从而使得WJ减弱^[27],无法将异常海洋表层水携带至东印度洋。厄尔尼诺中部型年份,秋季西印度洋海面高度为负距平,东印度洋海面高度为正距平,表示在该年份赤道印度洋产生自西向东的WJ流,通过调整海表东、西印度洋海水质量输运而导致东印度洋海面高度增加。以上分析揭示了不同类型厄尔尼诺事件发生期间,印度洋秋季WJ呈现不同变化特征的可能原因,主要来自于海表风场强迫。WJ变化与印度洋海表风场密切相关。不同类型厄尔尼诺事件通过影响印-太海域大气沃克环流系统,从而影响了赤道印度洋海表风场,进一步调制了印度洋秋季WJ的变化。

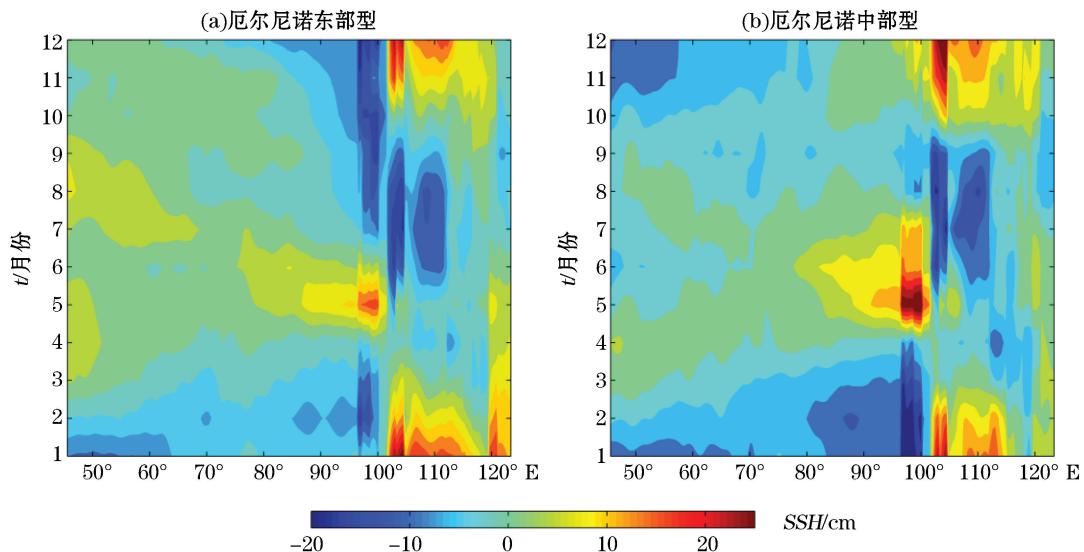


图7 不同类型厄尔尼诺发生年南北纬 2° 平均海表面高度距平(填色, cm)时间演变合成图

Fig.7 Composited sea level anomalies (shading, cm) averaged in $2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}$ for different types of El Niño during their developing year

除海洋风场产生的动力强迫之外,海洋波动也是WJ产生的机制之一^[26,28]。上述分析主要强调了风场作用,并无法揭示海洋波动的作用。作者将会在未来通过海洋模式模拟与分析,进一步研究海洋波动过程在不同类型厄尔尼诺事件期间对WJ的影响机制。

5 结语

本研究通过分析历史数据,揭示了不同类型厄尔尼诺事件(东部型和中部型)发生期间,印度洋秋季WJ的时空分布特征:在厄尔尼诺东部型事件发生期间,印度洋秋季WJ显著减弱;厄尔尼诺中部型发生期间,印度洋秋季WJ较历史同期水平增强。进一步分析表明,不同类型厄尔尼诺事件通过影响印-太海区大气沃克环流,进而影响了秋季赤道印度洋海表风场,导致了不同年份印度洋秋季WJ发生变化。厄尔尼诺东部型时

期由于太平洋异常增暖区出现在赤道东太平洋,造成沃克环流结构改变,在110°E出现异常强的下沉支,40°E以西出现上升支,造成赤道印度洋表层被东风控制,抑制WJ的产生。而在厄尔尼诺中部型时期,海温增暖异常出现在太平洋中部日界线附近,造成110°E处下沉支减弱,在50°~80°E海区出现上升支,印度洋以西出现下沉支,造成印度洋80°E以西海表受西风控制,有利于WJ的产生。

参考文献(References):

- [1] LI X Y, ZHAI P M. On indices and indicators of ENSO episodes[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2000, 58(1): 102-109. 李晓燕,翟盘茂. ENSO事件指数与指标研究[J]. 气象学报, 2000, 58(1): 102-109.
- [2] REN F M, YUAN Y, SUN C H, et al. Review of progress of ENSO studies in the past three decades[J]. Advances in Meteorological Science and Technology, 2012, 2(3): 17-24. 任福民,袁媛,孙丞虎,等. 近30年ENSO研究进展回顾[J]. 气象科技进展, 2012, 2(3): 17-24.
- [3] CHENG Y D, ZHANG R, JIANG G R. Summary of Chinese research on ENSO in recent years[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2005, 21(6): 634-641. 陈奕德,张韧,蒋国荣. 近年来国内ENSO研究概述[J]. 热带气象学报, 2005, 21(6): 634-641.
- [4] CHAO J P, CHAO Q C, LIU L. The ENSO events in the tropical Pacific and dipole events in the Indian Ocean[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2005, 63(5): 594-602. 巢纪平,巢清尘,刘琳. 热带太平洋ENSO事件和印度洋的DIPOLe事件[J]. 气象学报, 2005, 63(5): 594-602.
- [5] ASHOK K, BEHERA S K, KAO S A, et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection[J]. Journal of Geophysical Research, 2007, 112: C11007.
- [6] LARKIN N K, HARRISON D E. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño Modoki autumn and winter[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32(16): 3613-3619.
- [7] YU J Y, KAO H. Decadal Changes of ENSO Persistence Barrier in SST and Ocean Heat Content Indices: 1958—2001[J]. Journal of Geophysical Research, 2007, 112(D13): 125-138.
- [8] KUG J S, JIN F F, AN S L. Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and Warm Pool El Niño[J]. Journal of Climate, 2009, 22(22): 1499-1515.
- [9] LIU L, YU W D. Analysis of the characteristic time scale during ENSO[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2006, 49(1): 45-51. 刘琳,于卫东. ENSO循环之中的海气相互响应——对次表层海温和大气旋度的资料分析[J]. 地球物理学报, 2006, 49(1): 45-51.
- [10] QI Q H, ZHANG Q L, HOU Y J. Effects on ENSO cycles jointly given by the variabilities of the western and the eastern Pacific Warm Pools[J]. Advances in Marine Science, 2008, 26(4): 418-427. 齐庆华,张启龙,侯一筠. 西太平洋暖池和东太平洋暖池变异对ENSO的联合影响[J]. 海洋科学进展, 2008, 26(4): 418-427.
- [11] WANG X, WANG C Z. Different impacts of various El Niño events on the Indian Ocean dipole[J]. Climate Dynamics, 2014, 42: 991-1005.
- [12] HAN G Q, LIU L, DUAN Y L, et al. Anomalous behavior of spring Wyrtki Jet in equatorial Indian Ocean during 2013[J]. Advances in Marine Science, 2017, 35(2): 189-199. 韩国庆,刘琳,段永亮,等. 2013年春季Wyrtki急流变异及成因分析[J]. 海洋科学进展, 2017, 35(2): 189-199.
- [13] LIU L, LIU B C, HAN G Q, et al. Assessment of the seasonal variation of simulated Wyrtki Jet over the tropical Indian Ocean in CMIP5 Models[J]. Arabian Journal of Geosciences, 2016, 9: 676-698.
- [14] LIU L, YANG G, ZHAO X, et al. Why was the Indian Ocean Dipole weak in the context of the extreme El Niño in 2015? [J]. Journal of Climate, 2017, 30: 4755-4760.
- [15] CHAO J P, LIU L, YU W D. The coupling instability of Rossby and topographic Rossby Waves in equatorial Area[J]. Science in China series D-Earth Sciences, 2005, 48(10): 1792-1801.
- [16] WYRTKI K. An Equatorial Jet in the Indian Ocean[J]. Science, 1973, 181(4096): 262-264.
- [17] QIAO S, LIU Z Z, ZHANG S Y, et al. Equatorial current system structure and Hydrologic characteristics in monsoonal wind transition period[J]. Advances in Marine Science, 2014, 32(3): 301-305. 乔杉,刘子洲,张书颖,等. 季风转换期东印度洋的赤道流系结构和水文特征[J]. 海洋科学进展, 2014, 32(3): 301-305.
- [18] HAN W, MCCREARY J, ANDERSON D, et al. Dynamics of the eastern surface Jets in the equatorial Indian Ocean[J]. Journal of Physical Oceanography, 1999, 29(9): 2191-2209.
- [19] WUNSH C. Response of an equatorial ocean to a periodic monsoon[J]. Journal of Physical Oceanography, 1997, 7(4): 497-511.

- [20] ZHANG Y, DU Y, ZHANG Y H, et al. Asymmetric influences of positive and negative IOD events on salinity transport by the Wyrtki Jet along the equatorial Indian Ocean[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2015, 34(5): 1-10. 张莹, 杜岩, 张玉红, 等. 赤道印度洋 Wyrtki 急流盐度输运对正、负 IOD 事件的不对称响应[J]. 热带海洋学报, 2015, 34(5): 1-10.
- [21] CHU P C, NG Y, DU Y, et al. Observational studies on association between eastward equatorial Jet and Indian Ocean Dipole[J]. *Journal of Oceanography*, 2010, 66(3): 429-434.
- [22] GNANASEELAN C, DESHPANDE A, MCPHADEN M. Impact of Indian Ocean Dipole and El Niño/Southern Oscillation wind-forcing on the Wyrtki Jets[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117: C08005.
- [23] REPPIN J, SCHOTT F, FISCHER J, et al. Equatorial currents and transports in the upper central Indian Ocean: Annual Cycle and Interannual Variability[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1999, 104(C7): 15495-15514.
- [24] SACHIDANANDAN C, LENGAIGNIE M, MURALEEDHARAN P M, et al. Interannual variability of zonal currents in the equatorial Indian Ocean: respective control of IOD and ENSO[J]. *Ocean Dynamics*, 2017, 67(7): 857-873.
- [25] RAYNER N A, PARKER D E, HORTON E B, et al. Global analysis of sea surface temperature sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D14): 4407.
- [26] CHAO J P, YUAN S Y. Concerted development of atmosphere-ocean interaction events in the tropical Indian Ocean and Pacific Ocean [J]. *Advances in Marine Science*, 2004, 220(3): 247-252. 巢纪平, 袁绍宇. 热带印度洋和太平洋海气相互作用事件的协调发展[J]. 海洋科学进展, 2004, 22(3): 247-252.
- [27] DUAN Y L, LIU L, HAN G Q, et al. Anomalous behaviors of Wyrtki Jets in the equatorial Indian Ocean during 2013[J]. *Scientific Reports*, 2016, 6: 29688.
- [28] WANG J. Observational bifurcation of Wyrtki Jets and Its influence on the salinity balance in the eastern Indian Ocean[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2017, 10(1): 36-43.

Impacts of Different Types of El Niño Events on Wyrtki Jet in Boreal Fall

WU Yue^{1,2}, LIU Lin^{1,2}, WANG Hui-wu^{1,2}, LI Kui-ping^{1,2}, YANG Yang^{1,2}

(1. Center for Ocean and Climate Research, The First Institute of Oceanography, SOA,
Qingdao 266061, China;

2. Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Qingdao National Laboratory for
Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China)

Abstract: El Niño event is an air-sea interaction phenomenon in tropical Pacific and can be classified as canonical El Niño and El Niño Modoki based on its temporal and spatial distributions of sea surface temperature anomaly. Our analysis reveals that different types of El Niño events exhibit distinct influence on the variation of Wyrtki Jet in tropical Indian Ocean in boreal fall. The Wyrtki Jet in boreal autumn is significantly weakened during canonical El Niño events, while during El Niño Modoki events, the Wyrtki Jet is stronger than climatological mean. Further analysis suggests that the anomalous Walker circulation over the Indo-Pacific region associated with different types of El Niño events modulates the local wind field in tropical Indian Ocean and thus induces the variation of Wyrtki Jet.

Key words: Wyrtki Jet; El Niño; interannual variability; Indian Ocean

Received: April 24, 2017