

2013 年春季 Wyrтки 急流变异及成因分析

韩国庆¹, 刘琳^{1,2*}, 段永亮^{1,2}, 王关锁^{2,3}, 王辉武^{1,2}, 刘延亮^{1,2},
王海员¹, 冯琳^{1,2}, 于卫东^{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 266200;

3. 国家海洋局第一海洋研究所 海洋环境数值模拟实验室, 山东 青岛 266061)

摘要:通过分析深海潜标系统的实际观测海流数据对 2013 年赤道印度洋上层 Wyrтки 急流(WJ)的变异进行了研究,发现 WJ 在 2013 年呈现明显异常变化,主要表现为春季 WJ 强度略强于同年秋季 WJ。再分析资料的分析结果也同样验证此结论,而这与气候态 WJ 的演化特征相反。在气候平均态下,印度洋春季 WJ 强度远弱于秋季 WJ 强度。进一步数据分析与数值模式结果表明,2013 年春季 WJ 异常加强与赤道印度洋海表风场变化密切相关,而春季海表风场的变化主要归因于 2013 年春季异常增强的季节内振荡(ISO)事件,发生在 2013-05 的 ISO 对流位相是导致春季印度洋海表西风异常的直接原因。本研究揭示了中小时间尺度海气相互作用可以影响更长时间尺度海洋环流系统的年际变化。

关键词:Wyrтки 急流;季节内振荡;印度洋;年际变化

中图分类号:P732

文献标识码:A

文章编号:1671-6647(2017)02-0189-11

doi:10.3969/j.issn.1671-6647.2017.02.004

印度洋是世界第三大洋,其独特的地理特征决定了它别具特色的季风性气候。印度洋北侧被亚洲大陆阻挡,南部为广袤开阔的南大洋,独特的地形分布以及太阳辐射的年变化造就了印度洋处于强大的亚洲季风系统影响下。在亚洲季风系统控制下,印度洋特别是热带印度洋地区存在形式多样的局地气候及海洋环流系统^[1-10]。印度洋冬季被东北季风控制,夏季被强盛的西南季风影响,春季和秋季分是冬季风和夏季风的转换期。赤道印度洋每年春季(4—5月)和秋季(10—翌年1月)出现两次东向 Wyrтки 急流(WJ)^[11],它发生在表层且流幅窄、流速强,根据漂流浮标观测,2°S~2°N 平均的气候态流速在春、秋季分别为 50 和 70 cm/s^[12-13]。该海流系统主要发生在(50°~80°E,3°S~3°N)的赤道印度洋区域内,其深度主要为海洋上层,从 100 m 深度至海面^[14]。WJ 影响热带东西印度洋之间上层海洋的水体、盐度和热量的东西向输送,并对印度洋海盆尺度海气相互作用产生影响^[15-16]。WJ 存在显著年际变化^[17-18],WJ 年际变化受印度洋偶极子事件(IOD)和 ENSO 影响^[19-20]并对 IOD 产生作用^[15]。

相对于太平洋与大西洋,印度洋海洋环境监测及观测均处于起步阶段。前人只能通过有限的卫星遥感海面资料以及稀少的现场观测资料对 WJ 演化特征及影响机制进行研究,更多则是利用数值模式对 WJ 的演化特征、发生和发展规律及控制因素进行分析。2000 年后印度洋海洋观测系统的发展,特别是它的重要

收稿日期:2016-03-29

资助项目:全球变化研究国家重大科学研究计划项目——太平洋印度洋对全球变暖的响应及其对气候变化的调控作用(2012CB955601);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);国家自然科学基金委员会项目-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);全球变化与海气相互作用专项项目——季风变化对印度洋东部和南海南部上升流生态系统的影响(GASI-03-01-03-03),热带印度洋海洋过程与海气相互作用(GASIIPOVAI-02),太平洋—印度洋与亚洲季风的相互影响(GASI-IPOVAI-03)和东印度洋南部水体综合调查春、秋航次(GASI-02-IND-STSpr, GASI-02-IND-STsaut)

作者简介:韩国庆(1990-),男,山东潍坊人,硕士研究生,主要从事海气相互作用方面研究.E-mail:gqhan@fio.org.cn

* **通讯作者:**刘琳(1978-),男,山西阳泉人,副研究员,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)

组成部分“非洲—亚洲—澳大利亚季风分析和预测研究锚系浮标阵列(RAMA)”的建立为研究 WJ 的三维流速、温-盐结构和多时间尺度变化等诸多细结构提供了第一手资料。基于 RAMA 浮标数据,目前对 WJ 流量^[21]、季节变化^[22]和年际变化动力学^[23]有了进一步认识。本文中,我们利用多普勒声学剖面仪(ADCP)观测的印度洋上层海洋海流剖面资料,结合多个海洋再分析数据集,对 2013 年春季 WJ 进行了分析,发现 2013 年春季 WJ 强度与秋季 WJ 强度相比略强,这与气候态 WJ 强度的特征不符。我们进一步使用了 POM 数值海洋模式对 2013 年春季 WJ 异常产生原因进行了分析和探讨。

1 数据及模式介绍

1.1 数据简介

本研究使用了国家海洋局“全球变化与海气相互作用专项”2013 年印度洋南部水体环境综合调查春季航次所布放的深水潜标观测数据。该航次于 2013-03—05 执行,并于 2013-04 在赤道中印度洋(85°E,0°)处布放了一套深水潜标系统(图 1),现场水深 4 200 m,潜标主浮体设计深度 350 m。主浮体上安装的一套 ADCP(频率为 150 K)可以实现对海洋上层海流剖面进行连续观测。ADCP 观测设置为垂直间隔 16 m,时间间隔 1 h。我们对 ADCP 原始资料进行了插值处理,海流数据垂向间隔插值为 10 m,时间分辨率为日平均。由于 ADCP 在海面附近受海表反射声信号影响较大,本文中我们忽略了上层 40 m 内数据,只采用 40~150 m 深度观测结果。ADCP 从 2013-04-05 开始记录数据,2014-04-18 终止记录,时间范围完整覆盖了 2013 年春季、秋季 WJ 过程。

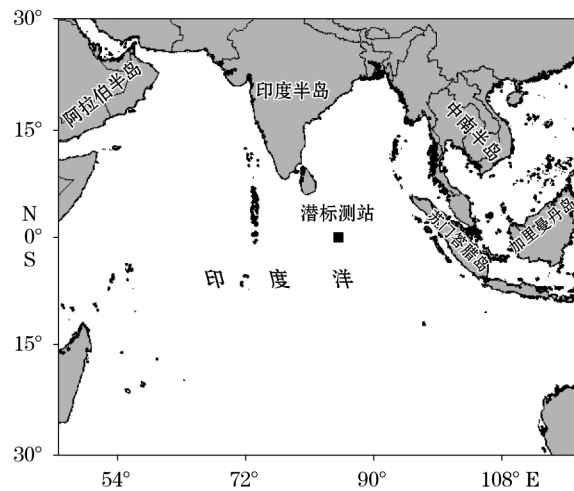


图 1 深水潜标位置示意图

Fig.1 Location of mooring system

本文使用了 Ocean Surface Current Analyses Real Time(OSCAR, <http://www.oscar.noaa.gov/index.html>)、Global Ocean Data Assimilation System (GODAS, <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/GODAS/>)和 Geophysical Fluid Dynamics Laboratory(GFDL, <http://www.gfdl.noaa.gov/>)三套不同海洋再分析资料以及 RAMA 中位于(80°30'E,0°)点处的浮标观测数据(<http://www.pmel.noaa.gov/tao/rama/>)。OSCAR, GFDL 和 GODAS 时间分辨率为月平均, RAMA 数据时间分辨率为日平均。OSCAR 资料选取海洋上层 15 m 处水平流速,空间水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,使用资料时间跨度为 2013-01—2013-12,覆盖区域为 $30^{\circ}30' \sim 119^{\circ}30' \text{E}, 29^{\circ}30' \text{S} \sim 29^{\circ}30' \text{N}$ 。GODAS 资料选取海洋上层 15 m 处水平流速,空间水平分辨率为 $1^{\circ} \times (1/3)^{\circ}$,使用资料时间跨度为 2013-01—12,覆盖区域为 $1^{\circ} \sim 360^{\circ} \text{E}, 74^{\circ} \text{S} \sim 65^{\circ} \text{N}$ 。GFDL 资料选取海洋

上层 15 m 处水平流速,空间水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,使用资料时间跨度为 2013-01—12,覆盖区域为 $279^{\circ} \sim 80^{\circ} \text{E}$, $81^{\circ} \text{S} \sim 90^{\circ} \text{N}$ 。本研究使用的风场数据为 NCEP/NCAR 再分析资料 6 h 平均三维风场数据(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>)。NCEP/NCAR 再分析资料是由美国国家环境预报中心和国家大气研究中心联合开发的数据产品,水平空间分辨率为 $2^{\circ}30' \times 2^{\circ}30'$ 。使用资料时间跨度为 1958-01—2015-12,覆盖区域为 $0^{\circ} \sim 357^{\circ}30' \text{E}$, $90^{\circ} \text{S} \sim 90^{\circ} \text{N}$ 。向外长波辐射(OLR)数据来自于美国国家海洋和大气管理局(NOAA)(http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html),空间水平分辨率为 $2^{\circ}30' \times 2^{\circ}30'$,使用资料时间跨度为 1974-01—2013-12,覆盖区域为 $0^{\circ}00' \sim 357^{\circ}30' \text{E}$, $90^{\circ} \text{S} \sim 90^{\circ} \text{N}$ 。

1.2 POM 模式简介

Princeton Ocean Model(POM)是由美国普林斯顿大学 Blumberg 和 Mellor 在 1977 年共同建立起来的一个三维斜压原始方程数值海洋模式,被当今国内外应用较为广泛的河口、近岸海洋模式,模式模拟内容主要有:潮流、风生流、混合层和跃层、热盐环流、海洋环流和输运及与 AGCM(大气环流模式)和冰模式的耦合。垂向混合系数由二阶湍流闭合模型确定,这在一定程度上摆脱了人为因素的困扰。垂直方向采用 σ 坐标,水平网格采用的是曲线正交坐标系,变量空间配置使用“Arakawa C”网格,可以较好的匹配岸界。水平时间差分是显式的,而垂直时间差分是隐式的,这可以保证垂向不受 CFL 条件限制,从而保证模式在海洋表层和底层可以有很高的垂向分辨率。模式区域设定在 $0^{\circ} \sim 360^{\circ} \text{E}$, $89^{\circ}45' \text{S} \sim 90^{\circ}15' \text{N}$ 范围内。采用直角网格,东西划分为 721 个网格,南北划分为 361 个网格,空间水平分辨率为 $30' \times 30'$,垂向分为 21 层。模式采用实际水深。

利用 POM 模式,我们设计了两组数值实验,控制实验和敏感性实验。控制实验利用气候态大气强迫场数据对 POM 模式进行强迫,敏感性实验利用 2013 年大气强迫场对模式进行强迫。两组数值实验前均采用 NCEP 风场对模式进行强迫,从 2008-01-01—2012-12-31,利用当日输出值作为两组数值实验的初始条件。

2 观测资料分析

图 2a 给出了 RAMA 浮标($80^{\circ}30' \text{E}$, 0°)处纬向海流的气候态时间演化图。气候态上来看,每年 4 月和 11 月赤道印度洋均出现 WJ,且春季 WJ 强度低于秋季 WJ。图 2b 给出 2013 年 ADCP 观测的日平均纬向流时间演化图。如图所示,ADCP 完整观测到 2013 年发生的 2 次 WJ 事件:春季 WJ 盛期出现在 2013-05,最大值达 1.8 m/s,流速最大区覆盖范围最深处达 110 m,强流区一直延伸到海洋内部 140 m 处;春季 WJ 自 2013-05-25 起开始减弱,强度由强盛期的 1.8 m/s 逐渐减弱为 0.6 m/s;2013-06-04 春季 WJ 消亡。秋季 WJ 于 2013-11-26 出现,其东向流速大于 0.5 m/s。2013-12 月初,WJ 迅速发展,强度达 1 m/s;2013-12-20,秋季 WJ 开始减弱,强度减弱为 0.8 m/s;2013-12-25,秋季 WJ 消亡;2014-01-04,赤道印度洋重新被西向流控制。ADCP 观测结果显示,2013 年 WJ 发展与 WJ 在气候平均态情况下的春季弱、秋季强显著不同,并且这一变化也与最近研究发现的春季 WJ 减弱趋势^[24]不同,因此值得进一步关注其发生和发展原因。

为了进一步了解 ADCP 实测资料揭示的 2013 年异常 WJ 现象,接下来我们分析了不同来源的 3 套海洋再分析资料产品,从而对 2013 年 WJ 变化的空间分布特征进行全面把握。

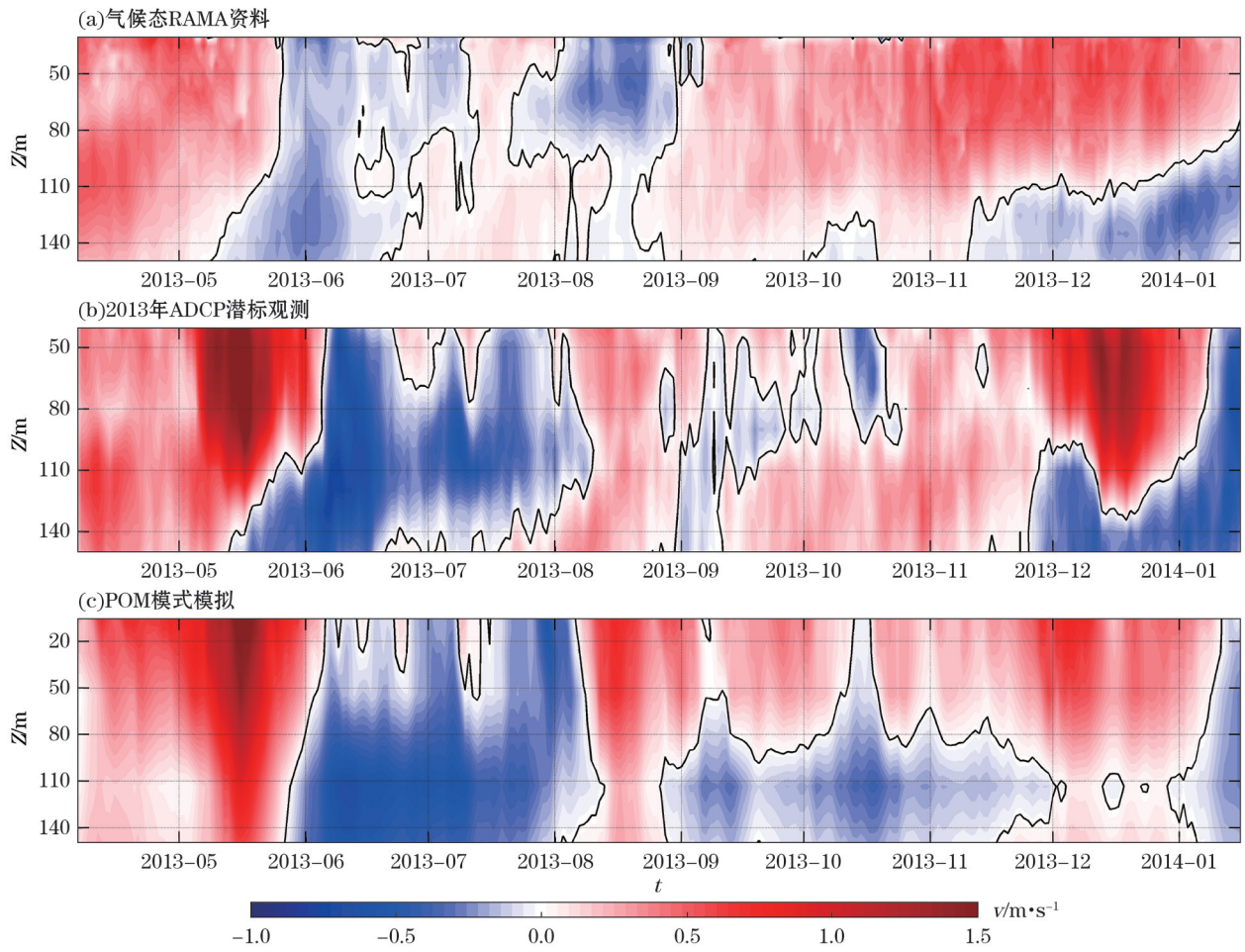


图2 纬向海流时间-深度剖面图
Fig.2 Temporal evolution of zonal velocity

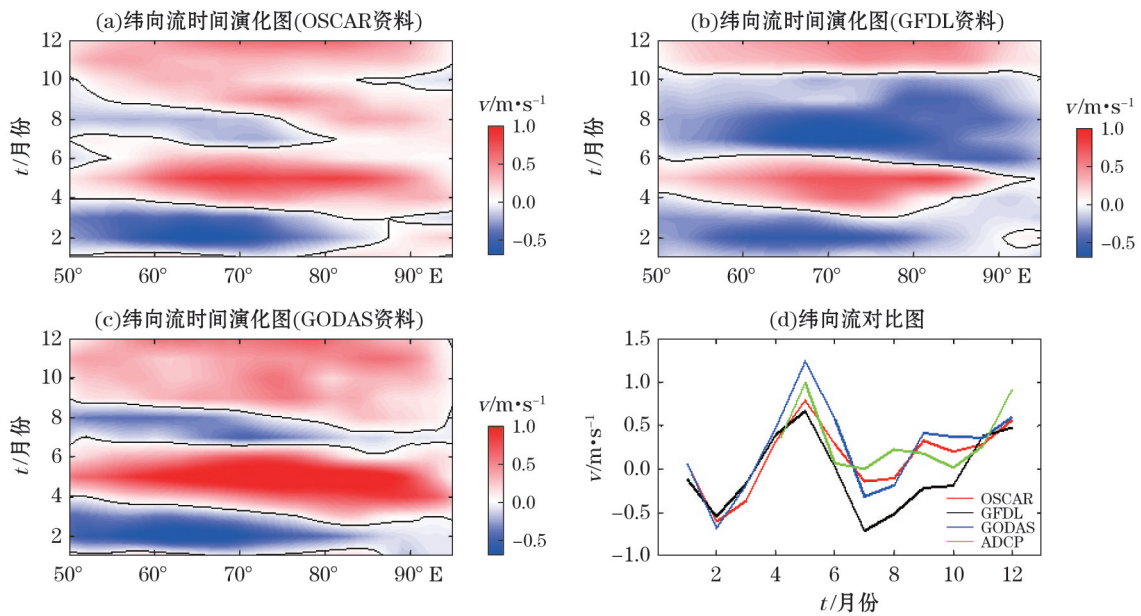


图3 经向平均的赤道印度洋纬向流时间-经度分布图
Fig.3 Temporal evolution of zonal velocity along the equator

图 3 给出了 2013 年 OSCAR, GFDL, GODAS 资料刻画的赤道印度洋纬向流的逐月变化。通过与 ADCP 实测资料比对(图 3d), 我们发现 3 套再分析资料具有一致性的季节变化, 即可以揭示春季 WJ 与秋季 WJ 以及春季 WJ 强度略强于秋季 WJ, 因此可以认为 3 套再分析资料可以较好再现 2013 年春季和秋季 WJ 事件。虽然 3 套再分析资料能够再现 2013 年春季和秋季 WJ 现象, 但是三者之间也存在显著差异。与 ADCP 实测结果相比较, GODAS 资料对春季 WJ 刻画强于观测约 0.3 m/s, GFDL 与 OSCAR 对春季 WJ 现象的描述比观测弱。对秋季 WJ 刻画上, 3 套再分析资料产品均表现出弱于观测结果, 幅度大约为 0.5 m/s。虽然 3 套再分析资料与观测结果存在一定偏差, 但是 3 套再分析资料产品均可以较好把握 2013 年春季 WJ 事件。因此我们可以从 3 套不同再分析资料产品出发, 对 2013 年春季 WJ 现象的空间分布及时间演化特征进行分析。图 3a、图 3b、图 3c 分别是 OSCAR, GFDL, GODAS 三套再分析资料产品中纬向流在 $2^{\circ}30'S \sim 2^{\circ}30'N$ 范围内经向平均的结果。结果表明, 2013 年春季 WJ 在 5 月出现, 且强度强于秋季 WJ。其中 GODAS 资料中 WJ 现象最为明显, 强度最强, 最大值达 1.5 m/s。GFDL 资料中 WJ 强度最弱, 海流最大值只有 0.8 m/s, 并且在 GFDL 资料中, 2013-10—11 没有出现 WJ, 仅在 12 月出现, WJ 主要覆盖 $60^{\circ} \sim 85^{\circ}E$ 之间区域。从 3 套不同的再分析资料产品可以看出, 2013 年春季 WJ 强度均明显强于秋季 WJ, 这与平均意义下的结果有所差别(图 2a)。

Wyrcki 最早提出 WJ 受季风转换期的赤道纬向风影响, 是西风强迫下海洋的响应^[11]。Han 等通过不同复杂性的模式进一步确认海表风场强迫是 WJ 的最主要驱动机制^[25]。图 4 给出 ADCP 位置处 2013 年春夏季纬向风场与海表纬向流的时间演化结果。结果显示在该站位附近, 春季海表纬向风场与海洋上层流场存在较强相关, 两者相关系数为 0.39, 通过 99% 信度检验标准。伴随海表风场在 4 月底增强, WJ 开始出现, 并逐渐发展增强。鉴于海表风场是 WJ 产生的重要因素^[26-27], 那么我们提出一个假设: 2013 年春季强 WJ 的主要原因是 2013 年春季海表风场异常增强所导致。

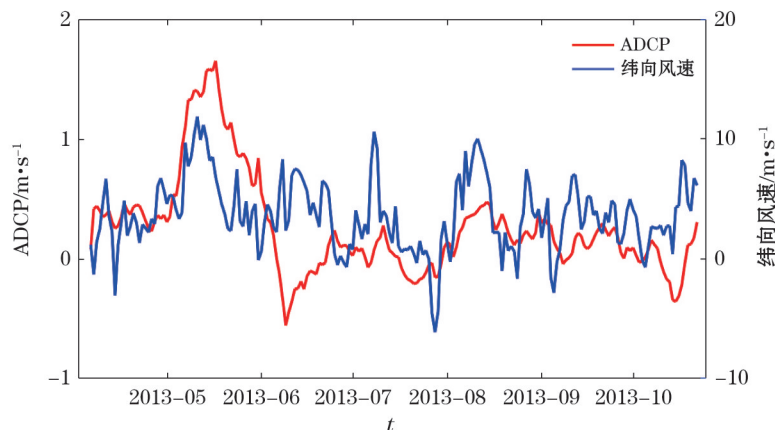


图 4 2013 年观测点处 NCEP 纬向风场和 ADCP 观测的纬向流时间序列图

Fig.4 Time series of zonal current and zonal surface wind in the year of 2013 at observation station

3 数值模式模拟结果

为理解 2013 年春季 WJ 异常增强原因, 我们通过海洋环流模式 POM 开展不同组别的数值实验进行进一步分析。首先, 我们利用气候态风场对 POM 进行强迫, 开展控制实验模拟, 检验 POM 模式对 WJ 事件的模拟能力。图 5 为控制实验结果。控制实验中, 在东北季风影响下, 2013-01—03, 赤道印度洋被西向流控制。2013-04, 西南季风开始在西南印度洋建立, 赤道印度洋上空逐渐被纬向西风控制, 春季 WJ 开始在赤道印度洋出现。2013-05, 赤道印度洋海表西风达到最强, 伴随风场的改变, 春季 WJ 达到盛期, 最大值达到 0.8 m/s。2013-06, 随着西南季风北推, 赤道印度洋上空西风开始减弱, 春季 WJ 亦逐渐衰退以至消失。2013-

07—09,赤道印度洋仍旧被弱西向流控制。2013-10,亚洲夏季风开始衰退,东北季风逐渐建立,此时在赤道印度洋上空重新出现了强盛的西风环流,秋季 WJ 开始出现。2013-11,东北季风开始建立,秋季 WJ 亦达到一年中的第二个盛期。2013-12,随着赤道印度洋上空的西风开始衰退,秋季 WJ 开始消失。

控制实验表明,POM 模式可以较好把握气候态 WJ 事件,特别是春季 WJ 的发生和发展变化规律。秋季 WJ 虽然发生在 2013-11,但春季 WJ 比秋季 WJ 强度略偏强。接下来,我们利用 2013 年风场资料对 POM 模式进行强迫,来检查 POM 模式对 2013 年 WJ 事件模拟情况。

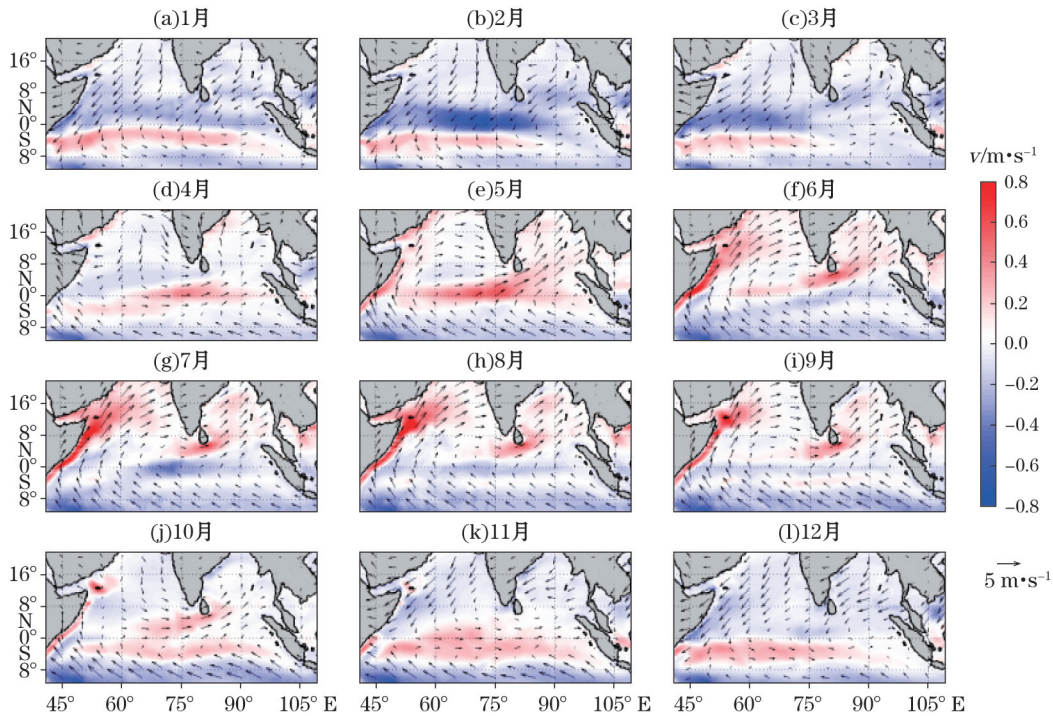


图 5 控制实验模拟的气候态月平均印度洋纬向流(颜色填充)和 NCEP 风场(矢量箭头)

Fig.5 Climatological monthly zonal surface current (shaded) simulated by control run and NCEP surface wind fields (arrows)

图 6 是敏感性实验得到的 2013 年印度洋海表月平均纬向流及海表风场分布。在敏感性实验中,2013-04,印度洋海表风场由东北季风开始转变为西南季风,赤道印度洋逐渐被西风控制,春季 WJ 开始出现。2013-05,赤道印度洋上空的西风达到最强,同时春季 WJ 亦达到最强,最大值达 1.2 m/s,显著强于控制实验中的春季 WJ 强度。2013-06,春季 WJ 开始消失。2013-11,赤道印度洋上空重新被西风所控制,秋季 WJ 开始出现。2013-12,秋季 WJ 达到最强,最强处流速达到 0.8 m/s。从垂向结构来看,敏感性实验对 WJ 垂向结构模拟也与观测符合较好(图 2c):春季 WJ 峰值出现在 5 月并且最大深度可以达到水面以下 150 m。模式模拟得到的秋季 WJ 主流区范围也小于观测结果,在 100 m 水深处流速已不足 0.1 m/s。虽然 POM 模式对 2013 年秋季 WJ 模拟存在一定偏差,但是对春季 WJ 的模拟与观测较符合。

图 7 给出敏感性实验与控制实验的差别。图 7 表明,2013 年春季赤道印度洋出现异常增强的纬向西风,2013-05 的海表风场强度比气候态强约 5 m/s,而敏感性实验得到的赤道纬向流场比控制实验强约 0.45 m/s。以上结果表明 2013 年春季 WJ 确实受到海表风场影响而产生及发展。图 8 为区域平均(60°~85°E, 2°S~2°N)的海表风场及模拟得到的海表流场在敏感性实验与控制实验中的差别。图 8 表明,模式模拟得到的海表流场随着强迫风场的改变而进行变化,二者具有较好相关,风场提前 1 周时两者相关系数 0.46,通过了 99%显著性检验。数值实验结果证实 WJ 强度及变化与赤道印度洋风场密切相关。

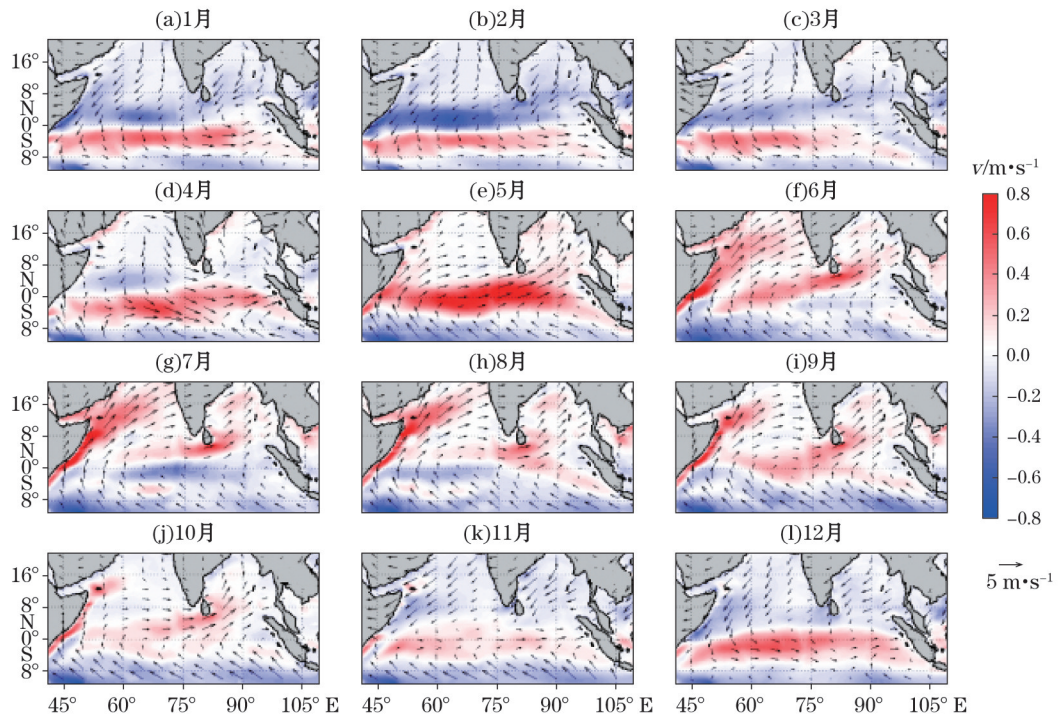
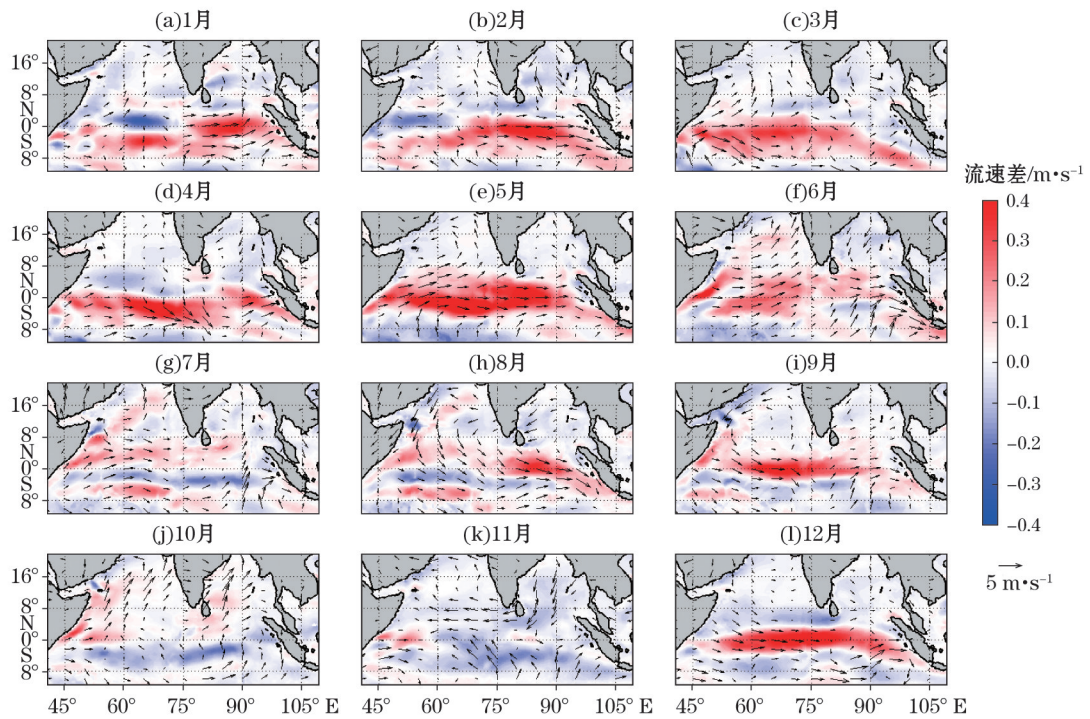


图 6 敏感实验模拟的 2013 年印度洋纬向流(阴影填充)和 NCEP 风场(矢量箭头)

Fig.6 Simulated zonal surface current (shaded) by sensitive run and NCEP surface wind fields (arrows)



注:纬向流(阴影填充),NCEP 风场(矢量箭头)

图 7 控制实验和敏感性实验之差(敏感性实验减控制实验)

Fig.7 Differences between sensitive run and control run

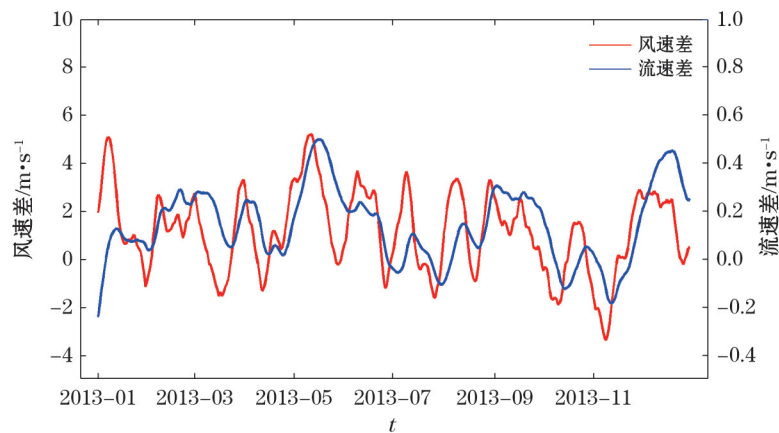


图8 控制实验和敏感性实验之差在(60°~85°E, 2°S~2°N) 7 d 滑动平均区域平均时间序列图

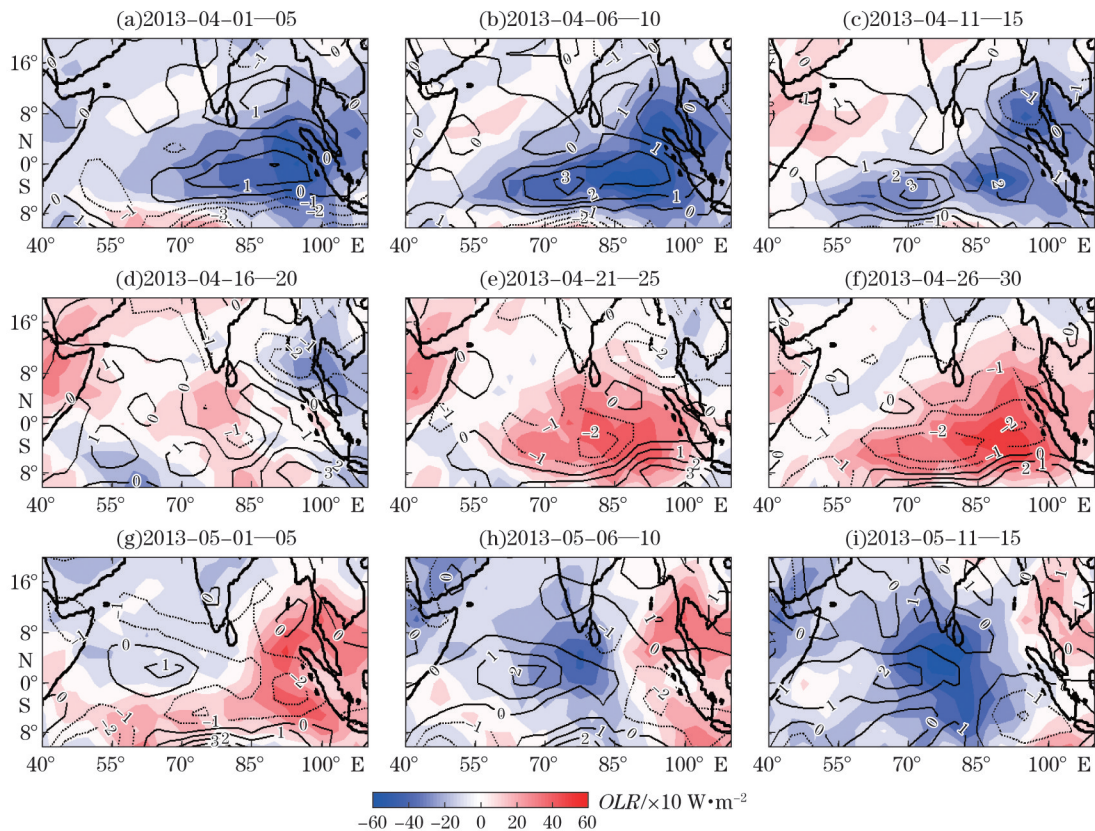
Fig.8 Variation of wind and current differences between sensitive run and control run at (60°~85°E, 2°S~2°N) in a 7-day moving window

4 讨论和分析

前人研究表明 WJ 强度受印度洋海表风场控制。上一节的数值实验结果也进一步证实 2013 年春季 WJ 异常增强受赤道上空海表风场影响。那么是什么原因导致了 2013 年赤道印度洋风场异常增强? 经过分析, 2013 年既非 ENSO 事件发生年份, 也非 IOD 显著发生年份, 因此, 可以排除这两类太平洋、印度洋显著年际时间尺度海气相互作用对 WJ 的影响。

热带印度洋是大气季节内震荡 (intraseasonal oscillations, ISO) 发生和发展最完善的区域, ISO 与印度洋地区的夏季风爆发有着密切联系^[28-29]。而大气低空西风异常, 是 ISO 对流位相的一个显著特征, 因此存在着 2013 年春季 ISO 影响赤道印度洋低空风场的可能性。接下来, 我们进一步检查在 2013-05, 是否存在 ISO 的对流位相。图 9 给出了 30~90 d 带通滤波后 OLR 与海表风场的候平均结果。图 9 表明, 2013-04 中旬, ISO 对流位相控制着热带中东印度洋, 赤道印度洋海表西风为正距平。同时, ISO 抑制对流位相在西印度洋开始出现, 并逐渐东传, 于 4 月底传到中东印度洋, 赤道印度洋海表风场亦呈现西风负异常, 该抑制对流位相产生的低空东风距平不利于春季 WJ 的产生与发展。与此同时, ISO 对流位相在西南印度洋生成并于 5 月上旬控制热带中东印度洋, 使得赤道印度洋低空被强大的西风控制。因此, 2013-05 月初的 ISO 对流位相是 5 月赤道印度洋低空西风异常的直接原因, 并进一步使得 2013 年春季 WJ 异常增强。

以上分析可以发现, 2013-05 在赤道印度洋出现了异常增强 ISO 对流位相, 进而进一步激发了赤道印度洋上空的强烈西风距平, 从而诱使了春季 WJ 的异常增强。ISO 对 WJ 的影响不仅限于 2013 年, 2011 年开展的国际大型 ISO 联合研究计划 SINDY/DYNAMO 执行期间, 联合观测团队同样发现了类似现象, 2011 年秋季的一次 ISO 对流位相事件, 同样引发了赤道印度洋上层出现了强烈的东向流^[30]。



注:实线为正值,虚线为负值

图9 30~90 d带通滤波后 OLR 距平(阴影填充)和纬向风距平时空分布图(2013-04-01—05-15, 候平均)
Fig.9 Pentad spatial distribution of 30~90 days band-pass filtered outgoing longwave radiation (shading) and zonal surface wind (contour) from April 1 to May 15, 2013

5 结 论

利用“全球变化与海气相互作用”专项布放的深海潜标观测资料及3套不同来源海洋再分析资料,本文对2013年赤道东印度洋WJ现象进行分析,发现2013年春季WJ呈现异常变化特征,主要表现为春季WJ强度略强于秋季WJ,这与气候态平均意义下的WJ年变化不同。进一步分析表明,2013年赤道印度洋海表风场异常变化是导致春季WJ异常的主要原因。而2013-05出现在赤道印度洋区域的ISO对流位相是赤道印度洋低空西风距平产生的直接影响因子。最后,我们利用POM数值模式对2013年WJ现象进行了模拟,模拟结果可以反映上述特征,特别是2013年春季WJ强于秋季WJ,并进一步证实2013-05出现在赤道印度洋区域的ISO对流位相所诱导的西风距平是春季WJ变化的主要原因。本研究表明,作为季节内时间尺度变化的ISO事件可以对WJ事件在年际时间尺度上进行调制,从一个方面反映了小尺度海气相互作用过程对大尺度海洋环流事件的影响。

参考文献(References):

- [1] 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, 22(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.

- [2] LIU Y L, LÜ L G, SHU Q, et al. Seasonal variation of heat content and its influence factors in the upper northeastern Indian Ocean[J]. *Advances in Marine Science*, 2009, 27(4):434-443. 刘延亮, 吕连港, 舒启, 等. 东北印度洋上层海水热含量及影响要素的季节变化[J]. *海洋科学进展*, 2009, 27(4):434-443.
- [3] QIAO B, 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. 乔彬, 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.
- [4] QIU Y, LI L. Review of study on upper ocean circulation in the Bay of Bengal[J]. *Advances in Marine Science*, 2006, 24(4):593-603. 邱云, 李立. 孟加拉湾上层环流研究综述[J]. *海洋科学进展*, 2006, 24(4):593-603.
- [5] LIU L, YU W D, DIAO X Y, et al. Variability of Tropical Indian Ocean atmosphere during Tropical Indian Ocean Dipole mode event—The analysis of the stream function and the potential velocity of the wind field[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, 32(5):1803-1093. 刘琳, 于卫东, 刁新源, 等. 热带印度洋偶极子事件期间印度洋大气的变化——大气流函数场和势函数场的分析[J]. *大气科学*, 2008, 32(5):1803-1093.
- [6] LIU L, YU W D, LI T. Dynamic and thermodynamic air-sea coupling associated with the Indian Ocean Dipole diagnosed from 23 WCRP CMIP3 models[J]. *Journal of Climate*, 2011, 24(18):4941-4958.
- [7] SU B, LIU L, LI K P, et al. The impacts of Equatorial Indian Ocean kelvin wave on the depth of thermocline in eastern coastal Andaman Sea[J]. *Advances in Marine Science*, 2013, 31(3):343-350. 苏博, 刘琳, 李奎平, 等. 印度洋赤道 Kelvin 波对安达曼海东部近岸温跃层深度的影响[J]. *海洋科学进展*, 2013, 31(3):343-350.
- [8] YANG Y, YU W D, SUN J L, et al. Impact of Madden-Julian Oscillation on diurnal variation of sea surface temperature in the Tropical Indian Ocean[J]. *Advances in Marine Science*, 2013, 31(3):351-359. 杨洋, 于卫东, 孙即霖, 等. 热带印度洋季节内振荡对海表温度日变化的影响[J]. *海洋科学进展*, 2013, 31(3):351-359.
- [9] LIU L, FENG L, YU W D, et al. The distribution and variability of simulated chlorophyll concentration over the Tropical Indian Ocean from five CMIP5 models[J]. *Journal of Ocean University of China*, 2013, 12(2):253-259.
- [10] LIU H F, ZHANG X M, TANG Y M, et al. A Review of the studies on Indian Ocean Dipole and its predictability[J]. *Advances in Marine Science*, 2014, 32(3):405-414. 刘华锋, 章向明, 唐佑民, 等. 印度洋偶极子及其可预报性研究进展[J]. *海洋科学进展*, 2014, 32(3):405-414.
- [11] WYRTKI K. An equatorial jet in the Indian Ocean[J]. *Science*, 1973, 181(4096):262-264.
- [12] QIU Y, LI L, YU W. Behavior of the Wyrtki jet observed with surface drifting buoys and satellite altimeter[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(18):120-131.
- [13] XUAN L L, QIU Y, XU J D, et al. Seasonal variation of surface-layer circulation in the eastern Tropical Indian Ocean[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2014, 33(1):26-35. 宣莉莉, 邱云, 徐金电, 等. 热带东印度洋表层环流季节变化特征研究[J]. *热带海洋学报*, 2014, 33(1):26-35.
- [14] WANG Y, CUI F J. The structure and seasonal variation of upper-layer currents at central Equatorial Indian Ocean[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2015, 46(2):241-247. 王毅, 崔凤娟. 赤道中印度洋上层环流结构与季节变化特征分析[J]. *海洋与湖沼*, 2015, 46(2):241-247.
- [15] ZHANG Y, DU Y, ZHANG Y H, et al. Asymmetric influences of positive and negative IOD events on salinity transport by the fall 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. 赤道印度洋秋季 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.
- [16] ZHANG Y H, DU Y, XU H M. Seasonal variability of the west-east water mass exchange on the section of central Equatorial Indian Ocean and its regional difference[J]. *Haiyang Xuebao*, 2012, 34(2):30-38. 张玉红, 杜岩, 徐海明. 赤道印度洋中部断面东西水交换的季节变化及其区域差异[J]. *海洋学报*, 2012, 34(2):30-38.
- [17] SREENIVAS P, CHOWDARY J S, GNANASEELAN C. Impact of tropical cyclones on the intensity and phase propagation of fall Wyrtki jets[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(22):L22603.
- [18] NYADJRO E S, MCPHADEN M J. Variability of zonal currents in the eastern Equatorial Indian Ocean on seasonal to interannual time scales[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2014, 119(11):7969-7986.
- [19] CHU P C. Observational studies on association between eastward equatorial jet and Indian Ocean Dipole[J]. *Journal of Oceanography*, 2010, 66(3):429-434.
- [20] GNANASEELAN C, ATIDI D, MCPHADEN M J. Impact of Indian Ocean Dipole and El Niño/Southern Oscillation wind-forcing on the Wyrtki jets[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2012, 117(C8):C08005.
- [21] MCPHADEN, M J, WANG Y, RAVICHANDRAN M. Volume transports of the Wyrtki jets and their relationship to the Indian Ocean Dipole[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2015, 120(8):5302-5317.

- [22] NAGURA M, MCPHADEN M J. Wyrтки jet dynamics: seasonal variability[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2010a, 117(C7):319-336.
- [23] NAGURA M, MCPHADEN M J. Dynamics of zonal current variations associated with the Indian Ocean Dipole[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2010b, 115(C11):2027-2042.
- [24] JOSEPH S, WALLCRAFT A J, JENSEN T G, et al. Weakening of spring Wyrтки jets in the Indian Ocean during 2006-2011[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117(C4):76-85.
- [25] HAN W, MCCREARY J P, ANDERSON D L T, et al. Dynamics of the eastern surface jets in the Equatorial Indian Ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1999, 29(9):2191-2209.
- [26] NAGURA M, MCPHADEN M J. The dynamics of zonal current variations in the central Equatorial Indian Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(35):186-203.
- [27] GRODSKY S A, CARTON J A, MURTUGUDDE R. Anomalous surface currents in the Tropical Indian Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(22):4207-4210.
- [28] LI K P, YU W D, LI L L. Physical structure of Madden-Julian oscillation in the Tropical Indian Ocean during winter[J]. *Advances in Marine Science*, 2009, 27(2):133-139. 李奎平, 于卫东, 李俐俐. 冬季热带印度洋季节内振荡的物理结构[J]. *海洋科学进展*, 2009, 27(2):133-139.
- [29] LI C Y, PAN J, SONG J. Progress on the MJO research in recent years[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2013, 37(2):229-252. 李崇银, 潘静, 宋洁. MJO 研究新进展[J]. *大气科学*, 2013, 37(2):229-252.
- [30] SHINODA T, JENSEN T G, FLATAU M, et al. Large-scale oceanic variability associated with the Madden-Julian oscillation during the CINDY/DYNAMO field campaign from satellite observations[J]. *Remote Sensing*, 2013, 5(5):2072-2092.

Anomalous Behavior of Spring Wyrтки Jet in Equatorial Indian Ocean During 2013

HAN Guo-qing¹, LIU Lin^{1,2}, DUAN Yong-liang^{1,2}, WANG Guan-suo^{2,3}, WANG Hui-wu^{1,2},
LIU Yan-liang^{1,2}, WANG Hai-yuan¹, FENG Lin^{1,2}, YU Wei-dong^{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 266200, China;*

3. *Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, The First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266061, China)*

Abstract: In-situ measurements of the upper ocean currents reveal remarkable abnormal behavior of Wyrтки Jet in boreal spring in tropical Indian Ocean in 2013. The Wyrтки Jet in boreal spring was unusually stronger than its counterpart in fall, clearly against previous understanding, and this phenomenon is also demonstrated by reanalysis data. Further analysis and numerical experiments show that the anomalously enhanced Wyrтки Jet is related to the surface wind anomaly in equatorial Indian Ocean, which is resulted from the strong intra-seasonal oscillation (ISO) event in that season. This study show that mesoscale air-sea interaction can influence relatively large scale ocean current on interannual timescale.

Key words: Wyrтки Jet; intra-seasonal oscillation; Indian Ocean; interannual variability

Received: March 29, 2016