中国科学: 地球科学 2018 年 第 48 卷 第 6 期: 692 ~ 704
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文 中国海碳储库与碳循环专题

近期观测揭示的热带印度洋环流多尺度变率

黄科[1,4], 王东晓[1], 王卫强[1,3], 谢强[1,2,3], 陈举[1], 陈玲舫[2], 陈更新[1*]

1. 热带海洋环境国家重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301;
2. 中国科学院深海科学与工程研究所, 三亚 572000;
3. 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 青岛海洋科学与技术国家实验室, 青岛 266237;
4. 厦门大学近海海洋环境科学国家重点实验室, 厦门 361005
* 通讯作者, E-mail: chengengxin@scsio.ac.cn

收稿日期: 2017-09-09; 收修改稿日期: 2017-10-26; 接受日期: 2018-02-09; 网络版发表日期: 2018-03-30
国家重点研发计划项目(编号: 2017YFC1405100)、国家自然科学基金项目(批准号: 41521005、41476011、41706027、41676013)、广东省自然科学基金项目(编号: 2016A030310015)、中国科学院海洋环流与波动实验室开放基金(编号: KLOCW1604)、热带海洋环境国家重点实验室自主研究课题项目(编号: LTOZZ1702)、厦门大学访问学者基金项目(编号: MELRS1640)、广州市科技计划项目(编号: 201804010133)资助

摘要 热带印度洋环流是由赤道环流体系、近赤道海域及边缘海环流和涡旋构成的有机整体, 其动力调整过程受到印度季风和印度洋偶极子(IOD)驱动, 具有复杂的多尺度变异特征. 本文总结了近年来中国科学院南海海洋研究所在热带印度洋开展的大面积水文观测和数值模拟研究成果, 其初步揭示了热带印度洋环流的多尺度演变特征及其控制机理. 研究表明: (1) 赤道风场直接驱动的开尔文波和罗斯贝波及赤道印度洋东边界反射的罗斯贝波调控着赤道潜流(EUC)和赤道中层流(EIC)的形成和演变; (2) 赤道风生动力过程是东印度洋上升流温跃层年际变异的主要控制因素; (3) 赤道波动将大量能量以沿岸开尔文波和辐射自由罗斯贝波的形式输送至孟加拉湾, 调制该海域环流和涡旋的变异特征. 本文亦探讨了动量平衡和海盆共振对赤道环流体系变异的可能影响, 以及赤道风场通过风生动力过程调控东印度洋上升流演变时间等尚未解决的问题. 文中介绍了中国科学院南海海洋研究所通过国际合作推动印度洋联合调查计划, 为更好服务于热带印度洋环流多尺度变率研究, 保障海上丝路沿线国家海洋环境安全提供充足的数据和科研储备.

关键词 赤道潜流, 赤道中层流, 东印度洋上升流, 孟加拉湾环流, 多尺度变率, 赤道动力学, 观测和模拟

1 引言

热带印度洋环流是全球大洋环流的重要组成部分, 它动力特征独特, 环流结构复杂多变, 诱导的热量和体积输运变异对区域物质能量平衡和全球气候变化具有重要的影响(Schott和McCreary, 2001; Schott等, 2009). 研究表明热带印度洋环流在许多方面不同于热带太平洋和大西洋, 它在季风转换期受到西风驱动产生向东流动的季节性赤道表层流; 由于缺乏稳定的赤道东风驱动在东印度洋无法形成稳定的上升流; 赤道东边界波反射作用激发而形成赤道海盆共振等. 近几年的研究表明热带印度洋环流不仅只局限于季风变

中文引用格式: 黄科, 王东晓, 王卫强, 谢强, 陈举, 陈玲舫, 陈更新. 2018. 近期观测揭示的热带印度洋环流多尺度变率. 中国科学: 地球科学, 48: 692–704, doi: 10.1360/N072017-00295
英文引用格式: Huang K, Wang D X, Wang W Q, Xie Q, Chen J, Chen L F, Chen G X. 2018. Multi-scale variability of the tropical Indian Ocean circulation system revealed by recent observations. Science China Earth Sciences, 61: 668–680, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9179-x

© 2018 《中国科学》杂志社

率, 还具有与印度洋偶极子(IOD)和厄尔尼诺与南方涛动(ENSO)相关的年际变率和耦合过程(Saji等, 1999; Webster等, 1999; Swapna和Krishnan, 2008; Schott等, 2009). 观测和模拟结果均证实热带印度洋环流的多尺度变率可以通过海盆波动和海气热强迫等途径影响全球大洋环流和气候变化(王东晓等, 1999; Thompson等, 2006; Godfrey等, 2007; Wang和Yuan, 2015).

热带印度洋环流的动力调整及其多尺度变率的研究一直是海洋领域的热点课题. 研究表明海表风场是激发热带印度洋环流系统动力调整的直接原因. 受到印度季风的影响, 热带印度洋表面风场具有显著的年周期和半年周期变率特征, 然而由于风场年周期激发的海洋响应存在空间对称并产生抵消作用等(Han等, 1999), 赤道印度洋环流体系主要呈现出显著的半年周期变率(Wyrtki, 1973; Luyten和Roemmich, 1982; Schott等, 1997; Reppin等, 1999; Iskandar等, 2009; Ogata和Xie, 2011). 赤道印度洋表层存在一支由风驱动的强东向急流(Wyrtki Jets, WJs), 它发生在印度季风转换期间, 每半年出现一次. Wyrtki(1973)提出WJs直接受制于在夏季和冬季季风之间的赤道西风带. O'Brien和Hurlburt(1974)的两层模型结果验证了Wyrtki(1973)的观点, 在赤道西风带的直接影响下赤道印度洋表层形成一支强的急流并向东发展. 其他模拟结果也表明, WJs的强度对赤道印度洋表层风场变化非常敏感(Anderson和Carrington, 1993; Han等, 1999). Nagura和McPhaden(2016)的研究指出WJs受到赤道风场纬向位相传播的调控, 在春季其纬向位相向西传播而在秋季则向东传播. Duan等(2016)通过观测并结合数值模式指出, WJs的异常季节变化还受到强的季节内振荡的调控. McPhaden等(2015)的研究表明与正IOD事件相关的赤道东风异常削弱秋季的WJs, 而与负IOD相关的赤道西风异常则加强了WJs. WJs能够将阿拉伯海高盐水沿着赤道向东输运, 抬高东印度洋上混合层厚度和海表面高度(Masson等, 2004), 其核心作用在于热带海盆多尺度的热量和质量平衡, 对海洋环境和极端天气事件产生极其重要的影响(Schott等, 2009).

赤道印度洋受到赤道风场激发的压力梯度力作用, 在温跃层内形成一支重要的赤道潜流(EUC). 研究表明EUC具有瞬态赤道波动特征, 其非平均环流的结构使其成为独特的海洋次表层环流现象. EUC具有显著的半年变化特征, 在不同的月份存在于赤道印度洋不同区域(Swallow, 1967; Schott等, 1997; Reppin等, 1999; Iskandar等, 2009). 然而研究发现某些年份EUC也会消失, 例如1974年和2003年(Reppin等, 1999; Knox, 1976; Iskandar等, 2009). EUC还具有显著的年际变率特征, 在正IOD年, EUC形成于8月并一直持续到12月(Han等, 2004). Swapna和Krishnan(2008)以及Krishnan和Swapna(2009)的研究进一步指出, 正IOD事件伴随的夏季风强化会在南赤道产生东风风应力异常的非线性放大效应, 增强东印度洋上升流和浅化温跃层进而诱导纬向压力梯度, 引起EUC增强. EUC的多尺度变率体现了赤道印度洋次表层通道的热量和质量输运变化特征, 其引起的物质能量交换对气候变化研究具有重要的意义.

东印度洋上升流位于印度洋暖池东南区, 它受到东南季风激发的Ekman效应作用, 将低温高营养盐的海水带到苏门答腊-爪洼岛沿岸, 对当地生态系统和渔业具有重要的影响. 局地风场的变异是引起东印度洋上升流发生变化的首要原因(Susanto等, 2001), 然而季风转换期间赤道风场激发的沿岸禁锢Kelvin波也是影响东印度洋上升流的重要因素(Arief和Murray, 1996; Clarke和Liu, 1993; Sprintall等, 2000), 这表明东印度洋上升流除了与局地风应力密切相关外, 还受到赤道印度洋环流体系的调控. Kuswardani(2012)运用最大垂直速度定义东印度洋上升流的强度指数, 发现该指数得到的上升流强度受到IOD的控制, 表现出显著的年际变化特征.

孟加拉湾与热带印度洋暖池北区紧密相连, 其最显著的特征是中尺度涡现象频发, 涡致输运对整个海盆海洋环境的变化具有重要影响. Sanilkumar等(1997)和Babu等(2003)发现局地风场变异引起的海盆环流不稳定是引起孟加拉湾中尺度涡频发的主要原因. Yu等(1991)基于约化重力模式结果进一步指出赤道遥强迫是孟加拉湾环流和涡旋变异的重要因素之一.

热带印度洋环流是一个复杂而又紧密联系的动力系统, 其多尺度变异诱导的海平面和生态环境变化极大地影响着周边数亿人的生活和农业经济发展. 然而由于缺乏足够的观测资料, 热带印度洋环流动力过程及其内部联系的研究仍然存在许多不足, 如赤道中层流(EIC)的产生机制及其与EUC的联系, 东印度洋上升流如何受到EUC变化的调控、孟加拉湾南部环流如何受到赤道风生动力过程遥强迫的影响等. 本文基于中

国科学院南海海洋研究所在热带印度洋开展的大面积水文观测所积累的实测资料并结合海洋环流模式，将热带印度洋环流系统作为研究对象，针对其多尺度响应变率和机制，系统总结热带印度洋环流研究的最新进展，并结合第二次印度洋观测计划(Second International Indian Ocean Expedition, IIOE-2; Hood等, 2015)的科学规划, 探讨需进一步研究的问题.

2 数据、海洋模式和分析方法

2.1 观测数据

中国科学院南海海洋研究所在热带东印度洋海域布放了4套潜标观测系统(图1)，其中3套潜标位于赤道用于观测赤道环流体系, 1套位于孟加拉湾南部用于观测近赤道海洋过程，总共获得了1年连续的观测序列，数据间隔为1h，潜标具体信息如表1. 本文使用潜标数据分析EUC、EIC和孟加拉湾北部涡旋的演变特征. 另外，中国科学院南海海洋研究所自2010年至今共执行国家基金委东印度洋共享航次8次，开展走航ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)观测. 共享航次在每年3~5月进行，设置了赤道和80°E观测断面，获得连续的走航ADCP流场数据. 本文使用船基数据研究赤道环流系统的垂直结构特征. 文中还使用了Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction(RAMA; McPhaden等, 2009)的潜标观测序列对赤道印度洋环流进行分析，并验证模式输出结果. 潜标的位置在赤道90°E，时间为2000年11月至2012年6月.

2.2 再分析数据

利用2001~2015年欧洲中期天气预报中心逐月海洋再分析资料(ORAS4; Balmaseda等, 2013)分析赤道印度洋纬向流的三维结构特征. ORAS4将历史温盐观测数据同化到海洋模式中, 建立起水平分辨率为1°×1°和42垂直分层的数据集. 高分辨率的风场再分析资料NCEP Climate Forecast System Reanalysis(NCEP-CFSR)用来计算东印度洋风生上升流指数，研究上升流的开始、结束和最强时间等特征. NCEP-CFSR间隔为6h，空间分辨率为0.3°×0.3°，时间长度为1980~2014年.

2.3 海洋模式

为研究赤道印度洋环流的动力机制，文中首先采用新版本的包含完整动力学方程组的混合坐标海洋模式(Hybrid Coordinate Ocean Model, HYCOM)模拟热带印度洋环流的演变特征及其与表面风场强迫的联系.

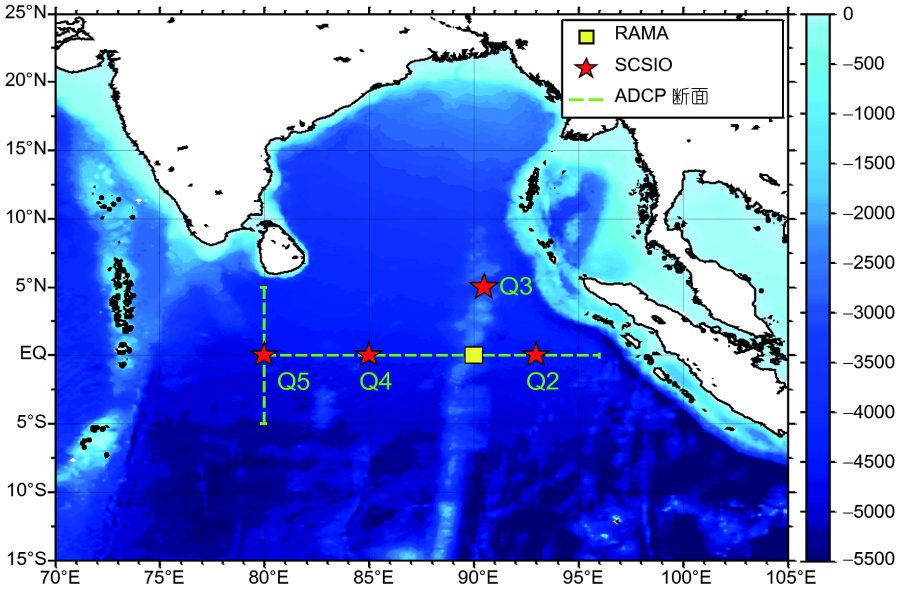

图 1　热带东印度洋潜标和走航观测示意图

五角星表示南海所潜标位置, 方形表示RAMA潜标位置, 绿色线表示走航ADCP观测断面

表 1　2015~2017年东印度洋潜标阵列观测时间序列

潜标	位置	释放时间	回收时间
Q2	0°, 93°E	2015-03-26	2016-03-12
Q3	5°N, 90.5°E	2015-04-16	2016-03-15
Q4	0°, 85°E	2015-03-30	2016-03-20
Q5	0°, 80°E	2015-04-05	2016-03-26

模拟的区域是印度洋海域(50°S~30°N, 30°E~122.5°E), 水平分辨率为0.25°×0.25°, 垂直分26层. 关于HYCOM模式的详细设置可以参见Li等(2014). 文中进一步使用连续分层线性模式(Linear Ocean Model, LOM)研究线性赤道波动动力理论对赤道印度洋环流演变过程的调控作用. McCreary(1980, 1981)详细描述了LOM的构成, 并被应用于解释东印度洋沿岸流、东边界反射和海盆共振现象(Shankar等, 1996; Yuan和Han, 2006; Han等, 2011). 文中的LOM使用Cross-Calibrated Multi-Platform(CCMP)逐日风场进行驱动, 首先进行20年的spin up, 然后往前积分得到1988~2011年逐月的流场和压力场等数据.

2.4　WKB近似波射线理论分析方法

WKB近似波射线理论是在波相速度含有空间导数的复杂条件下, 研究在切变流体中能量射线的射线束垂直传播图像. 对于变化频率ω与浮力频率N_b相比到处为小量的情况下, 应用流体静力近似, Gill(1982)给出了浮力频率N_b与垂直波数m的WKB近似关系:

$$m = N_b / c, \tag{1}$$

c为特征速度. 将式(1)代入近赤道流体波动动力方程的频散关系式中, 得到

$$\frac{k^2 N_b}{m\beta} + \frac{kN_b}{\omega m} - \frac{\omega^2 m}{N_b \beta} + 2n + 1 = 0. \tag{2}$$

运用长波和低频近似, 将$k^2 \approx 0$和$\omega^2 \approx 0$, 式(2)的频散关系式简化为

$$k = \frac{-(2n+1)m\omega}{N_b}, n = -1,\ 1,\ 2,\ 3, \cdots, \tag{3}$$

其中纬向和垂向的相速度为

$$\frac{\omega}{k} = \frac{-N_b}{(2n+1)m}, \tag{4}$$

$$\frac{\omega}{m} = \frac{-N_b k}{(2n+1)m^2}, \tag{5}$$

纬向和垂向群速度为

$$\frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{-N_b}{(2n+1)m}, \tag{6}$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial m} = \frac{N_b k}{(2n+1)m^2}. \tag{7}$$

通常定义波能量射线传播曲线的斜率为

$$\frac{\mathrm{d}z}{\mathrm{d}x} = \frac{\mathrm{d}z/\mathrm{d}t}{\mathrm{d}x/\mathrm{d}t} = \frac{\partial\omega/\partial m}{\partial\omega/\partial k} = \frac{-k}{m} = \frac{(2n+1)\omega}{N_b(z)}, \tag{8}$$

而等相速度曲线的斜率

$$-(\omega/m)/(\omega/k), \tag{9}$$

式(8)和式(9)相等, 表明波能量射线的传播曲线与等相速度的斜率平行(Philander, 1978; Eriksen, 1981; Luyten和Roemmich, 1982; Lukas和Firing, 1985; Kessler和McCreary, 1993).

3　热带印度洋环流的多尺度演变特征与联系

系统研究热带印度洋环流多尺度演变特征与机制是当前印度洋海洋环境研究的趋势(IIOE-2; Hood等, 2015), 同时也是研究难点. 受印度季风驱动, 热带印度洋环流复杂多变, 赤道动力过程激发了独特的呈显著季节特征的赤道环流体系. 随着波动过程的沿赤道东向及沿岸界向南、向北传播, 赤道动力过程对东印赤道上升流、孟加拉湾环流和涡旋产生重要影响. 基于中国科学院南海海洋研究所的观测, 我们刻画了赤道印度洋EUC和EIC演化特征与物理机制, 揭示了东印赤道上升流多尺度变异机理, 并初步研究了赤道动力过程对孟加拉湾环流和涡旋的影响. 下面分别阐述.

3.1　赤道印度洋EUC和EIC的演变特征及产生机制

基于观测并结合HYCOM和LOM模式, Chen等(2015a)阐述了赤道印度洋间歇性EUC的特征及其变异机制, 提出了EUC在夏秋季依旧存在、不受印度季风强度影响的新观点. EUC的主体位于60~200m水层, 流核位于20℃等温线附近, 流速一般为50~60cm s^{-1}, 最大可达到120cm s^{-1}, 在北半球冬春季二至四月出现(冬春EUC), 在夏秋季八至十月再次出现(夏秋EUC), 但此时其强度显著减弱. 在西印度洋, EUC主要由赤

道东风直接强迫的赤道开尔文波和罗斯贝波所导致; 而在东印度洋, 东边界反射的赤道长罗斯贝波起着重要的支配作用(Chen等, 2015a). 冬春EUC能贯穿整个印度洋赤道海盆, 而在夏秋季EUC常存在于西印度洋, 仅在正IOD年出现在东印度洋, 这是因为在负IOD年和非IOD年赤道西风异常诱导的西向压强梯度力会在东印度洋激发西向次表层流, 从而导致夏秋EUC在东海盆消失.

中国科学院南海海洋研究所的潜标观测进一步验证了EUC的演变特征, 同时也捕捉到EUC空间位相向西传播及西向流季节变异等新特征(图2). 另外, 潜标资料还发现了EIC独特的演变特征: 温跃层以下的纬向流与EUC存在反位相关系, 且呈现出位相向上和向西传播的特征. 其中Q2超前Q4约22天时EIC时滞相关系数达到最大(0.50), Q4超前Q5约10天时EIC时滞关系达到最大(0.82), 得到的西向传播速度分别为46.3和63.7cm s^{-1}, 它们与第一经向模态罗斯贝波的相速度接近. 前人对太平洋和大西洋EIC(定义深度为: 200~1200m)进行了系统的观测并指出EIC的年周期和位相传播特征受到东边界反射的经向Rossby波的支配(Delcroix和Henin, 1988; Firing, 1987; Kessler和McCreary, 1993; Fischer和Schott, 1997; Gouriou等, 2006). 尽管印度洋EIC的零星观测证实其具有半年变化周期(Luyten和Roemmich, 1982), 但是其演变特征及产生机制仍不清楚.

为克服潜标观测时空范围对研究EIC的局限性, 我们使用ORAS4对数据范围进行扩展. 图3是应用潜标观测对ORAS4再分析资料进行验证的纬向流比对图. 图4是走航ADCP观测与ORAS4的比较图. 从ORAS4纬向流场与RAMA、Q2和走航ADCP观测的比较结果可以发现, ORAS4能够很好的再现赤道印度洋200m以下纬向流的演变特征, 包括纬向流的量值、流核位置和位相垂直传播特征等.

根据线性赤道波射线理论, 位相上传预示着能量下传(Philander, 1978). 为研究EIC的垂直演变特征与赤道波射线能量传播的关系, 我们使用复经验模态分

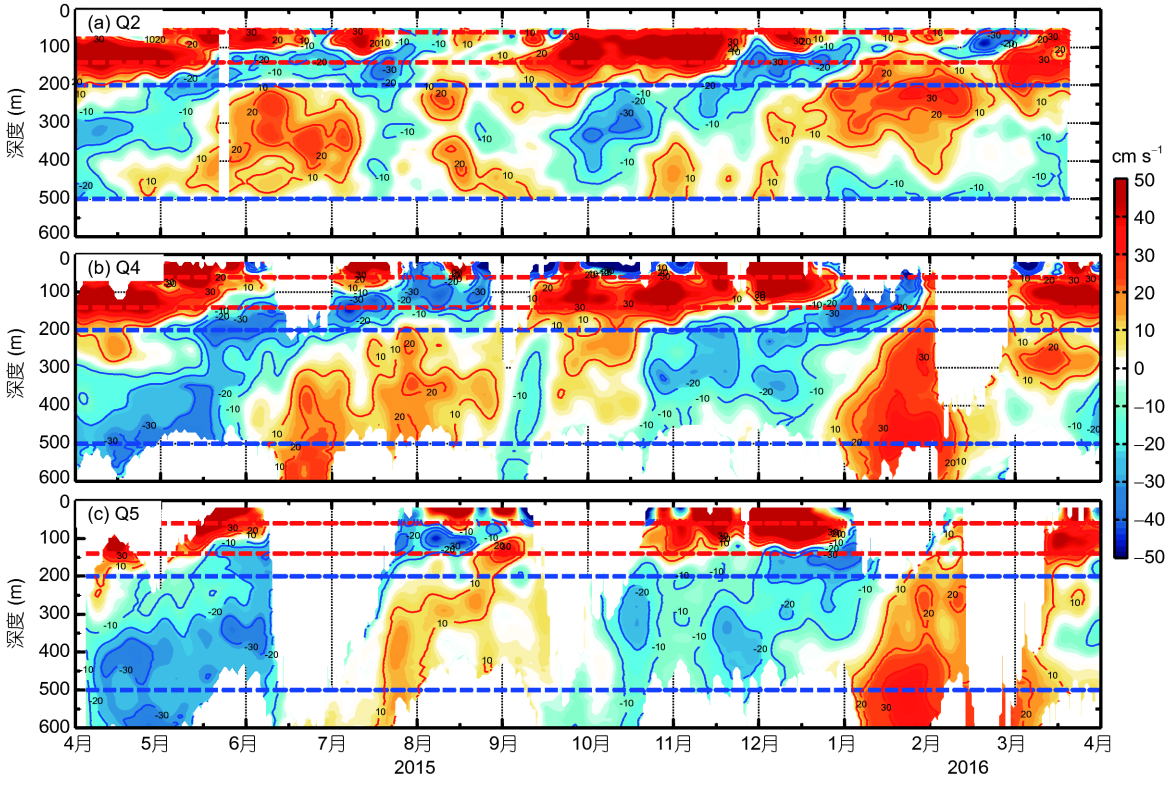

图 2　赤道潜标观测的逐日纬向流随深度和时间演变图

(a) Q2位置(0°, 93°E); (b) Q4位置(0°, 85°E); (c) Q5位置(0°, 80°E). 红虚线表示EUC深度(60~140m), 蓝虚线表示EIC深度范围(200~500m). 纬向流数据经过了30天的低通滤波

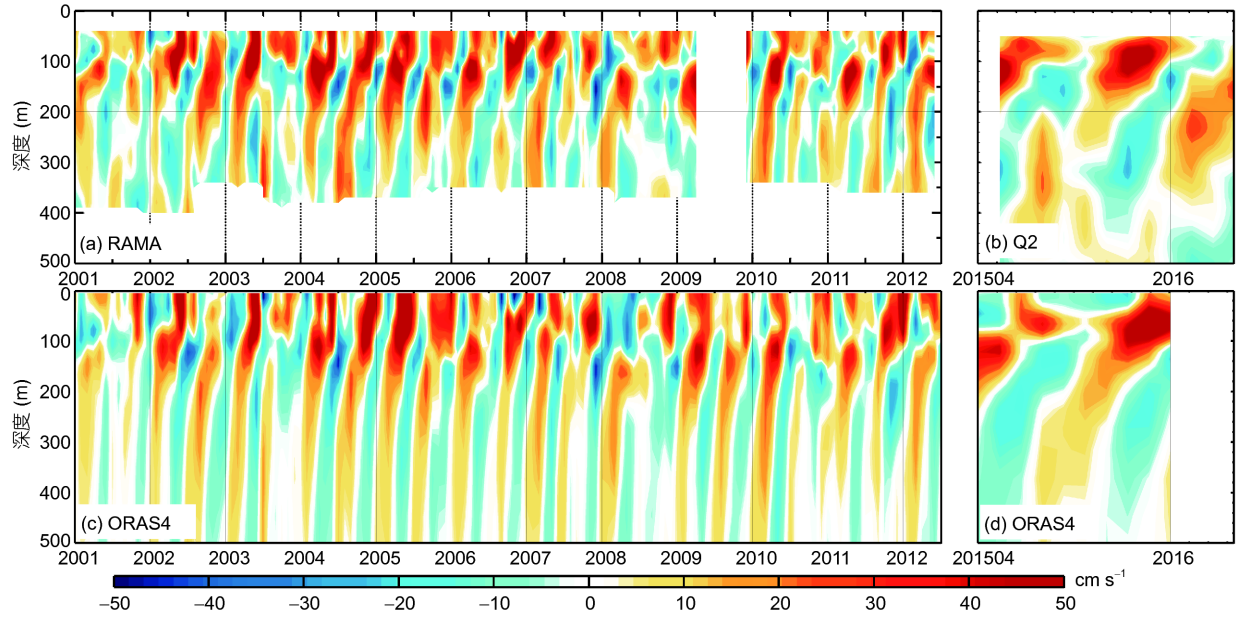

图 3　月平均的纬向流随深度和时间的变化图

(a)和(c)分别是RAMA和ORAS4在(0°, 90°E)的观测; (b)和(d)分别是Q2和ORAS4在(0°, 93°E)的观测

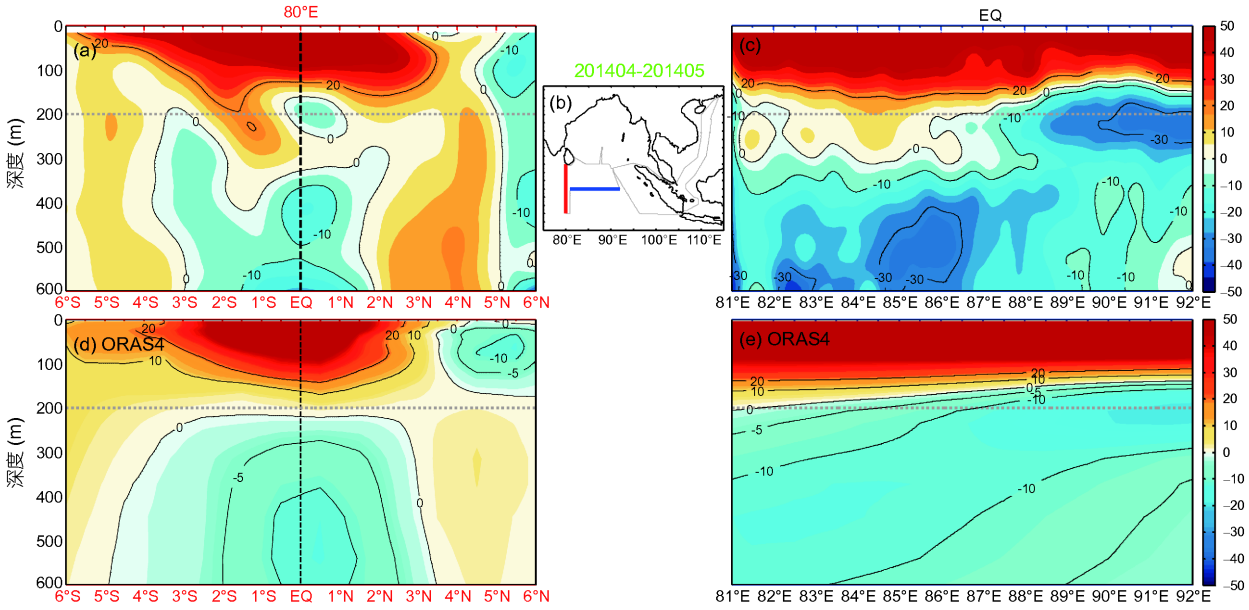

图 4　2014年4~5月走航ADCP观测和ORAS4的80°E和赤道断面纬向流空间分布特征

(a)和(c)为走航ADCP观测; (d)和(e)为ORAS4再分析数据. (b)中红线是80°E断面, 蓝线是赤道断面

解(CEOF; 魏凤英, 2002)及其空间振幅和位相理论, 并结合WKB波射线理论探讨EIC的动力机制. 图5显示的是赤道断面纬向流CEOF分解第一模态的实部和虚部的空间特征及其时间变化序列图. CEOF第一模态的解释方差为60.1%, 其主成分序列呈现出显著的半年变化特征, 并存在1.5个月的时滞关系(图5a和5b), 这预示着空间位相存在从虚部转变为实部再到虚部的演变过程, 证实了EIC存在位相的上传和西传特征. 我们进一步基于CEOF第一模态得到其空间振幅和空间位相演变特征(图6), 并运用WKB与长波、低频近似的赤道线

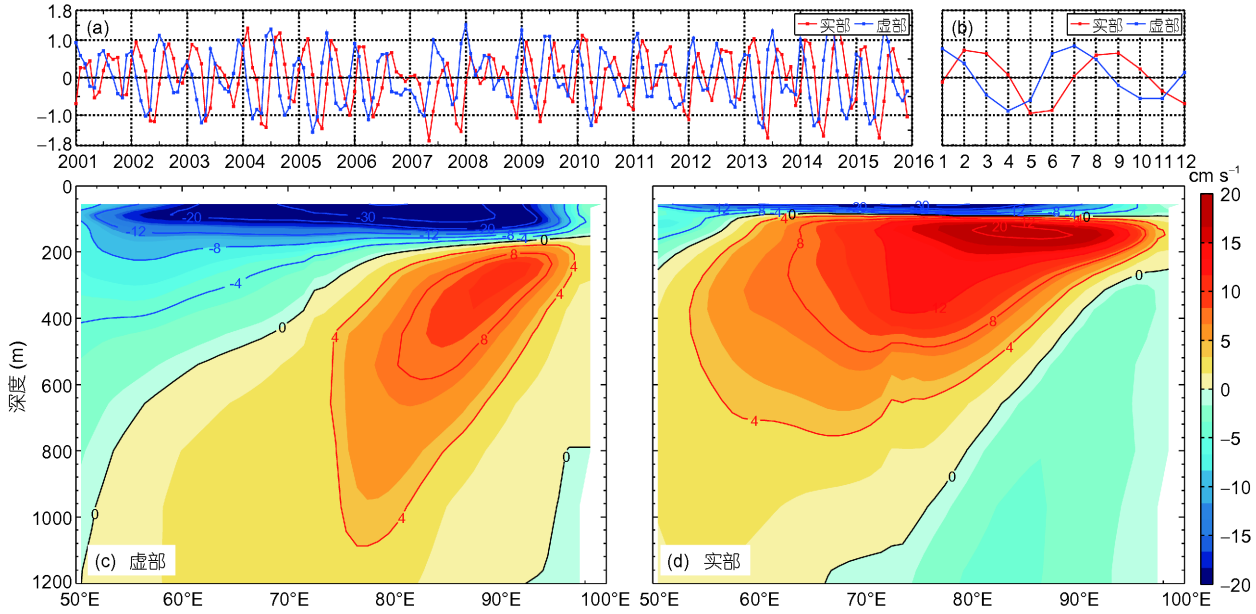

图 5　赤道纬向流CEOF分解第一模态的主成分序列及空间分布特征

(a) 主成分时间序列, 红色线为实部, 蓝色线为虚部; (b) 主成分序列的年平均变化; (c)和(d) 虚部和实部的空间分布特征

性风生波动理论，发现EIC空间位相传播的斜率平行于第一经向罗斯贝波的波射线斜率，预示着EIC的垂直演变特征受到第一经向罗斯贝波的控制. 我们进一步对80°E断面的纬向流进行CEOF分解以验证经向波动模态的特征(图7)，发现半年周期的信号存在位相上传的特征，并且这类信号禁锢在近赤道2.5°S~2.5°N范围内，表明低阶经向波动模态在其中起着主要的作用. 赤道印度洋EIC的激发机制是赤道表面风场激发低频开尔文波，其能量沿波射线向东向下传播(图6a)，到达东边界并发生反射形成低频罗斯贝波，能量沿波射线向下和向西传播，对应着EIC位相向上和向西传播. 另外，从图5a中可以看出，CEOF主成分序列在2006年末至2007年初发生显著的变异，半年周期特征减弱，表明2006年正IOD事件伴随的增强的赤道风年周期扰乱了EIC半年周期的结构特征.

3.2　东印度洋赤道上升流变化特征及机制

前人的研究指出东印度洋上升流主要受到风场局地和遥强迫的调控，然而它们的相对重要性和具体的影响过程并不清楚. 基于遥感观测、再分析资料和一系列HYCOM海洋模式实验，Chen等(2015b, 2016a)阐明了位于暖池内的东印度洋上升流多尺度变异特征及其维持机制. 研究发现，上升流区温跃层的季节内和年际变化主要受赤道印度洋风场的遥强迫控制：赤道风场激发下沉和上翻的开尔文波传播至苏门答腊-爪洼等海域控制着上升流区温跃层的多尺度变异. 而上升流区SST的控制因素有明显的季节差异：在夏秋季，因季节性温跃层较浅，SST的季节内/年际变化直接被温跃层的相应尺度变异控制，受赤道动力过程的显著影响；在冬春季，季节性温跃层较深，SST难被温跃层影响，此时其变异被局地热通量和挟卷过程控制. 在年际尺度上，印度洋赤道风场年际变异虽受ENSO影响，但主要被IOD控制.

不同于太平洋和大西洋准永恒的东部赤道上升流和EUC，印度洋EUC和东部赤道上升流呈明显季节性和间歇特征，二者之间的联系一直没有被揭示. Chen等(2016b)研究发现，印度洋EUC通过“缓冲”过程为上升流提供水源. 冬春EUC将高盐水输运至东印度洋，随后高盐水下沉，经数月沉寂，在上升流发生时进入温跃层和混合层，为上升流提供水源. 在正IOD年，增强的夏秋EUC会为增强的上升流提供额外的水源.

局地风强迫是引起东印度洋赤道上升流的重要因子，通过风生Ekman水平输运定义上升流指数对上升流开始时间和结束时间等演变特征进行研究. 基于CFSR再分析风场资料计算风致Ekman输运并建立风生累积动力指数(Cumulative Upwelling Index, CUI;

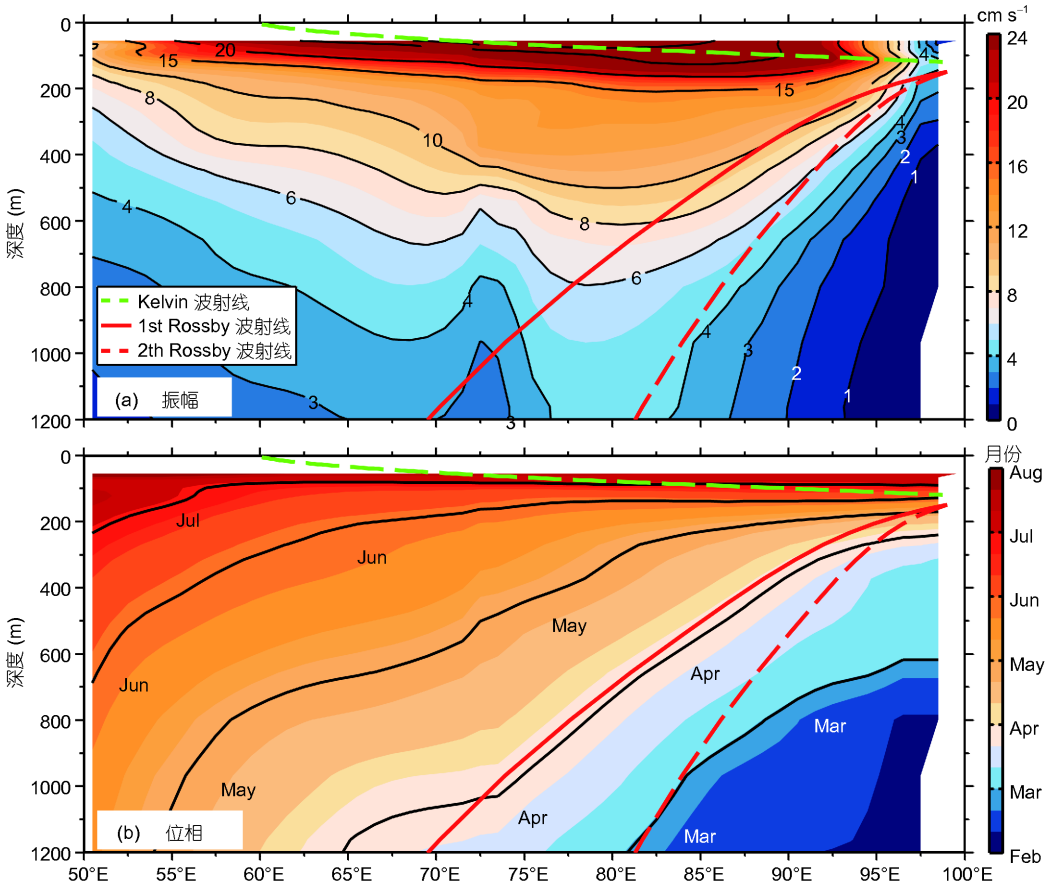

图 6　**CEOF第一模态的(a)空间振幅和(b)空间位相演变特征**

绿虚线为Kelvin波射线, 红实线为第一经向Rossby波的波射线, 红虚线为第二经向Rossby波的波射线特征

Bograd等, 2009)能够很好的刻画赤道东印度洋上升流的演变特征. 从沿岸风场的Ekman输运的变化特征(图8b)可以看出, 正Ekman输运主要在爪洼沿岸102°E~120°E范围出现, 开始于4月并在夏季达到最大. 对Ekman输运进行累加得到CUI指数(图9)可以看到, EIO上升流的开始时间(STI)在第80~90天, 结束时间(END)在第330~350天, 持续时间分布为252天、255天和250天, 最强时间(MAX)表现为西边晚东边早的特征. 图10进一步分析STI、END和MAX的逐年变化特征发现具有显著的年际变化, 其如何受到与IOD/ENSO相关的环流过程控制需进一步研究(如Susanto等, 2001).

3.3　孟加拉湾环流和涡旋的演变特征

赤道波动将大量能量以沿岸开尔文波和辐射自由罗斯贝波的形式输送至孟加拉湾, 对孟加拉湾的环流和涡旋产生重要影响. 潜标Q3的观测表明, 孟加拉湾南部5°N断面存在经向强流(~0.4m s^{-1}; Chen等, 2017), 并且该经向流呈现南北交替、显著季节内周期(30~50天)的特征. 基于HYCOM的数值模拟研究表明, 该强流主要由赤道季节内风场驱动: 赤道季节内风场驱动的开尔文波在苏门答腊西北角反射出罗斯贝波, 形成沿5°N断面西向传播的类涡旋结构, 从而诱发产生了经向强流. 进一步研究表明, 经向强流不仅存在于东印度洋近赤道区, 亦存在于东太平洋、东大西洋近赤道海域.

赤道波动不仅影响孟加拉湾南部等近赤道区环流, 亦对孟加拉湾内部环流和涡旋有重要贡献. 研究表明, 孟加拉湾西海盆存在大量涡旋, 通过正压、斜压不稳定从背景流中获取能量; 不同于西海盆, 孟加拉湾东海盆背景流场正压、斜压不稳定性弱, 然而东海盆亦存在大量中尺度涡(Chen等, 2012). Cheng等(2017)指出, 孟加拉湾东海盆大量涡旋的生成受赤道波动过程

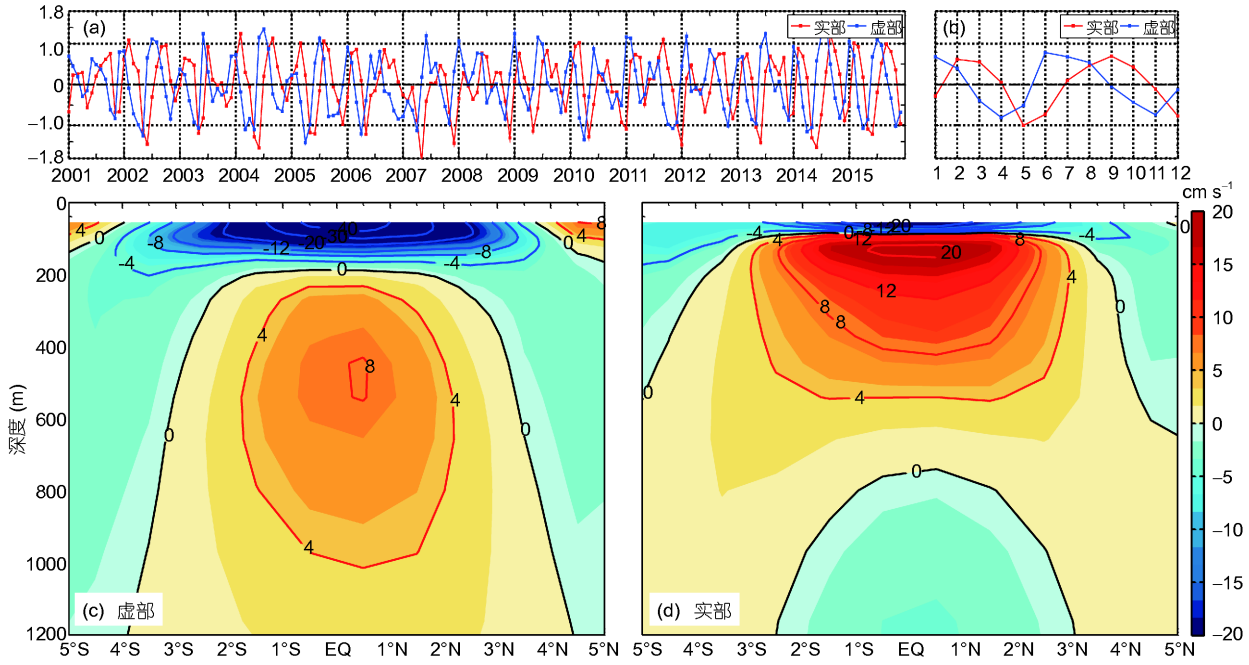

图 7　经向80°E断面CEOF分解第一模态的主成分序列及空间分布特征

(a) 主成分时间序列, 红色线为实部, 蓝色线为虚部; (b) 主成分序列的年平均变化; (c)和(d) 虚部和实部的空间分布特征

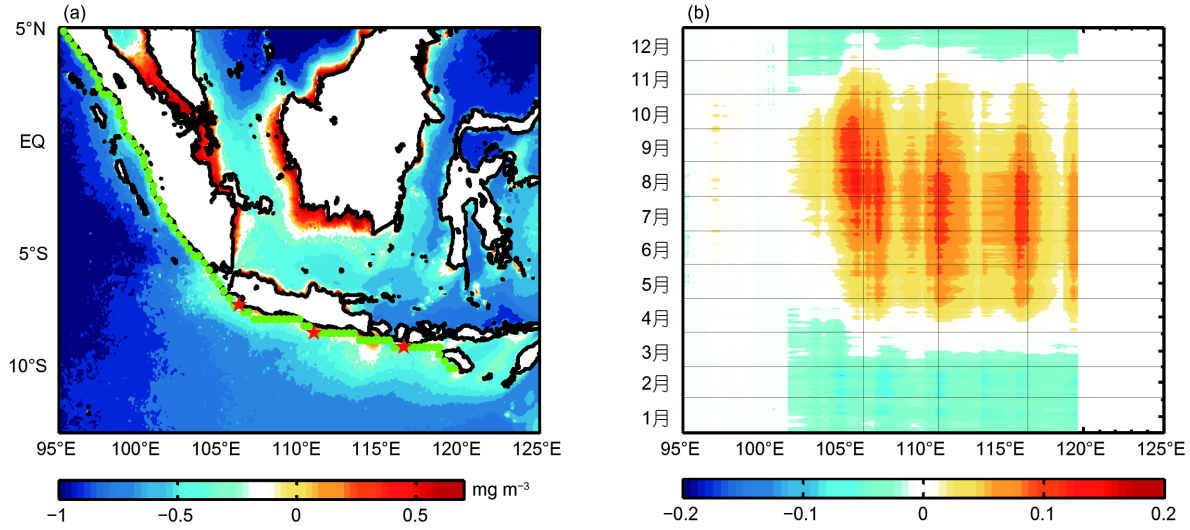

图 8　气候态夏季(6~9月)叶绿素a浓度的空间分布图及Ekman水平输运计算位置(a)和Ekman水平输运量随时间和经度的分布图(b)

绿点为计算位置, 正值表示离岸输运

的重要影响, 然而相关过程仍需进一步研究加以揭示.

3.4　存在的未解决问题

热带印度洋环流研究机遇与挑战并存, 尽管中国科学院南海海洋研究所的观测和模拟丰富了对其演变特征与机制的认识, 然而仍存在很多未解决的问题. Philander和Chao(1991)研究指出太平洋和大西洋EUC演变特征的差异主要原因是风场引起的动量平衡在海

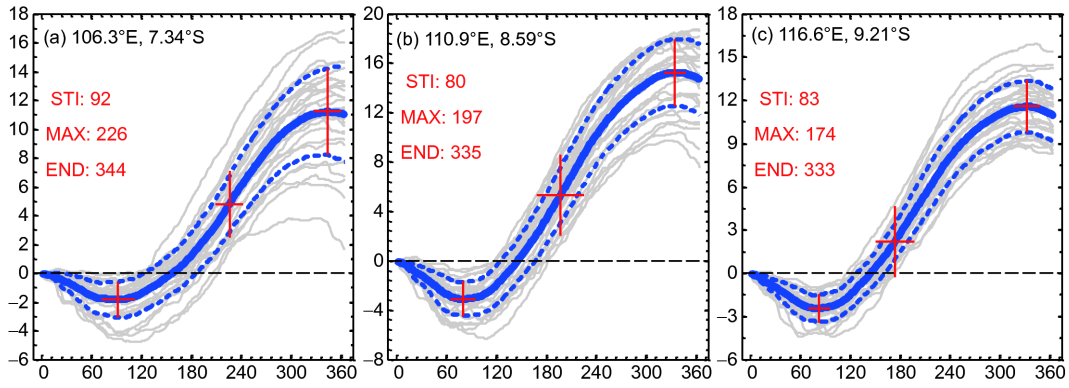

图 9　东印度洋上升流区三个位置的逐年CUI变化序列(灰色)和气候态变化序列(蓝实线)

(a) 位于7.34°S, 106.3°E; (b) 位于8.59°S, 110.9°E; (c) 位于9.21°S, 116.6°E. STI为开始时间, MAX为最强时间, END为结束时间, 蓝虚线为逐年CUI变化序列的标准差

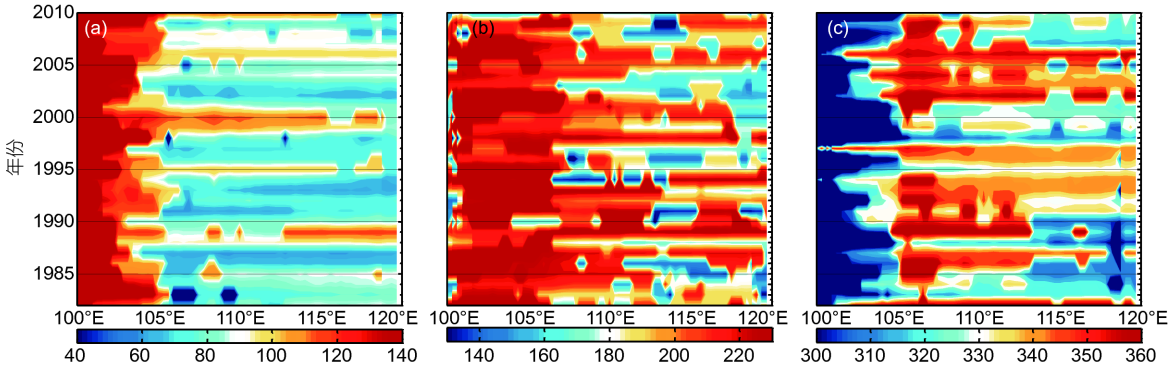

图 10　风生上升流的(a)开始时间(STI)、最强时间(MAX)和结束时间(END)随年份和纬度的年际演变特征

盆尺度存在不均匀性导致次表层压力梯度相关的动量收支呈现巨大的差异. 印度洋EUC的瞬变特征预示着其动量平衡与其他大洋存在明显的差异, 具体过程仍需要深入研究. 另外, Brandt等(2016)证实大西洋EUC体积输运、流核和最大速度的演变特征可以用海盆共振来诠释, 而赤道印度洋海盆共振对EUC以及EIC体积输运和流核等演变特征的调控仍不清楚, 也需要进一步深入探讨. 再者, 赤道环流体系的内在动力联系仍然需要更多的关注, 前人运用粒子示踪的方法研究了印度洋环流与印度尼西亚贯穿流、南海环流与吕宋海峡通量的联系(Valsala等, 2010; Shu等, 2014), 基于粒子示踪研究赤道印度洋WJs、EUC和EIC的内在联系和物质能量交换关系是下一步需要开展的工作.

尽管赤道动力过程对东印度洋赤道上升流多尺度演化的影响得到较深入的研究, 但是仍有许多问题需要研究. 东印度洋上升流的开始时间、结束时间和持续时间的演变特征如何受到局地风场和遥强迫的调控影响, 其水源的收支与EUC或者EIC的变化有怎么样的联系, 均需进一步分析. 另外, 东印度洋风致下降流存在的动力基础及其与赤道动力过程的可能联系仍然不清楚.

观测证据证实了赤道印度洋动力过程对孟加拉湾海洋环境演变特征的影响, 然而在IOD/ENSO等年际气候变率背景下, 孟加拉湾环流与涡旋如何受到赤道动力过程异常的调制和具体的物理机制也是今后需要开展的重要课题.

4　结论和展望

IIOE-2是当前针对印度洋海洋环境变化研究的国际重大科学活动, 其目标是增进对印度洋及其在地球系统中作用的认识, 支撑人类的可持续发展. 研究热

带印度洋环流的演变特征及其与多尺度气候变率的关系，有助于更好的认识和预测极端天气现象、评估IOD及印度洋暖池变异对热带印度洋环流和沿岸旱涝灾害的影响, 实践IIOE-2的工作目标, 将为中国海洋战略和该地区人民的生活提供保障. 然而热带海洋环流系统自身复杂多变的特征使其成为当前印度洋研究的难点. 本文以中国科学院南海海洋研究所在印度洋长期开展的考察活动为基础, 将热带印度洋环流作为整体研究对象, 以多尺度气候变率为主线, 初步阐述对热带印度洋环流系统变异的演变特征、机制及其联系取得的新认识, 具体如下:

(1) 赤道环流EUC和EIC是赤道风场直接驱动的开尔文波和罗斯贝波以及赤道东边界反射的罗斯贝波共同作用的结果. 研究EUC间歇性变异机制发现EUC在东海盆和西海盆形成机制存在差异，IOD相关的赤道风场异常对EUC间歇性变异具有显著影响. 线性赤道波动理论解释潜标观测获得的EIC演变特征，赤道风场激发的开尔文波东传下传并在赤道东边界反射形成罗斯贝波，能量沿着波射线西传下传伴随着位相的西传上传.

(2) 赤道动力过程对东印度洋赤道上升流多尺度变异的作用机制是: 赤道风场激发下沉和上翻的开尔文波传播至苏门答腊–爪洼等海域控制着上升流区温跃层的多尺度变异，印度洋EUC通过“缓冲”过程为上升流提供水源. 另外，上升流所具有开始时间、结束时间和持续时间等的演变特征得到进一步的研究.

(3) 赤道动力过程对孟加拉湾环流和涡旋的影响机制是: 赤道波动将大量能量以沿岸开尔文波和辐射的自由罗斯贝波的形式输送至孟加拉湾，调制该海域环流和涡旋的变异特征.

可以预见，随着IIOE-2的推进和国际合作的进一步加强，在未来关于热带印度洋环流动力过程和多尺度气候变率的研究必将存在激烈的竞争. 面对印度洋海洋环境研究竞争的形势和发展态势，作为海洋大国, 中国应该在人类认知海洋方面做出更多更大贡献. 中国科学院南海海洋研究所将紧扣国家的海洋战略，依托热带印度洋观测网络，通过加强与国内涉海单位和丝路沿线国家的海洋科技合作，提升合作的广度和维度，共同认知热带印度洋海洋环境演变特征及其物理机制，增强中国参与国际海洋治理的能力与话语权, 为保障海上丝绸之路战略顺利实施提供理论和数据基础, 展现中国科技和文化的大国形象.

致谢 感谢焦念志院士邀请撰写本论文, 感谢中国科学院南海海洋研究所科考船的工作人员提供宝贵的调查数据. 感谢美国科罗拉多州立大学Weiqing Han教授提供LOM模式资料. 感谢Yuanlong Li博士对HYCOM模式运行的帮助.

参考文献

魏凤英. 2002. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社. 343

王东晓, 吴国雄, 许建军. 1999. 热带印度洋年代际海洋变率及其动力学解释. 科学通报, 44: 1226–1232

Kuswardani. 2012. 印尼海浪潮耦合数值模式的发展及其上升流模拟应用. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学

Anderson D L T, Carrington D J. 1993. Modeling interannual variability in the Indian Ocean using momentum fluxes from the operational weather analyses of the United Kingdom Meteorological Office and European Centre for Medium Range Weather Forecasts. J Geophys Res, 98: 12483–12499

Arief D, Murray S P. 1996. Low-frequency fluctuations in the Indonesian throughflow through Lombok Strait. J Geophys Res, 101: 12455–12464

Babu M T, Sarma Y V B, Murty V S N, Vethamony P. 2003. On the circulation in the Bay of Bengal during Northern spring inter-monsoon (March–April 1987). Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 50: 855–865

Balmaseda M A, Trenberth K E, Källén E. 2013. Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content. Geophys Res Lett, 40: 1754–1759

Brandt P, Claus M, Greatbatch R J, Kopte R, Toole J M, Johns W E, Böning C W. 2016. Annual and semiannual cycle of equatorial Atlantic circulation associated with Basin-Mode resonance. J Phys Oceanogr, 46: 3011–3029

Bograd S J, Schroeder I, Sarkar N, Qiu X, Sydeman W J, Schwing F B. 2009. Phenology of coastal upwelling in the California Current. Geophys Res Lett, 36: L01602

Chen G X, Wang D X, Hou Y J. 2012. The features and interannual variability mechanism of mesoscale eddies in the Bay of Bengal. Cont Shelf Res, 47: 178–185

Chen G X, Han W Q, Li Y L, Wang D, McPhaden M J. 2015a. Seasonal-to-interannual time-scale dynamics of the equatorial undercurrent in the Indian Ocean. J Phys Oceanogr, 45: 1532–1553

Chen G X, Han W, Li Y, Wang D, Shinoda T. 2015b. Intraseasonal variability of upwelling in the equatorial Eastern Indian Ocean. J

Geophys Res-Oceans, 120: 7598–7615
Chen G X, Han W, Li Y, Wang D. 2016a. Interannual variability of equatorial Eastern Indian Ocean upwelling: Local versus remote forcing. J Phys Oceanogr, 46: 789–807
Chen G X, Han W, Shu Y, Li Y, Wang D, Xie Q. 2016b. The role of Equatorial Undercurrent in sustaining the Eastern Indian Ocean upwelling. Geophys Res Lett, 43: 6444–6451
Chen G X, Han W, Li Y, McPhaden M J, Chen J, Wang W, Wang D. 2017. Strong intraseasonal variability of meridional currents near 5°N in the Eastern Indian Ocean: Characteristics and causes. J Phys Oceanogr, 47: 979–998
Cheng X H, McCreary J P, Qiu B, Qi Y Q, Du Y. 2017. Intraseasonal-to-semiannual variability of sea-surface height in the astern, equatorial Indian Ocean and southern Bay of Bengal. J Geophys Res-Oceans, 122: 4051–4067
Clarke A J, Liu X. 1993. Observations and dynamics of semiannual and annual sea levels near the Eastern Equatorial Indian Ocean boundary. J Phys Oceanogr, 23: 386–399
Delcroix T, Henin C. 1988. Observations of the equatorial intermediate current in the Western Pacific Ocean (165°E). J Phys Oceanogr, 18: 363–366
Duan Y, Liu L, Han G, Liu H, Yu W, Yang G, Wang H, Wang H, Liu Y, Zahid Y, Waheed H. 2016. Anomalous behaviors of Wyrtki Jets in the equatorial Indian Ocean during 2013. Sci Rep, 6: 29688
Eriksen C C. 1981. Deep currents and their interpretation as equatorial waves in the Western Pacific Ocean. J Phys Oceanogr, 11: 48–70
Fischer J, Schott F A. 1997. Seasonal transport variability of the deep western boundary current in the equatorial Atlantic. J Geophys Res, 102: 27751–27769
Firing E. 1987. Deep zonal currents in the central equatorial Pacific. J Mar Res, 45: 791–812
Gill A E. 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. Orlando: Academic
Godfrey J S, Hu R J, Schiller A, Fiedler R. 2007. Explorations of the annual mean heat budget of the tropical Indian Ocean. Part I: Studies with an idealized model. J Clim, 20: 3210–3228
Gouriou Y, Delcroix T, Eldin G. 2006. Upper and intermediate circulation in the western equatorial Pacific Ocean in October 1999 and April 2000. Geophys Res Lett, 33: L10603
Han W Q, McCreary Jr J P, Anderson D L T, Mariano A J. 1999. Dynamics of the eastern surface jets in the equatorial Indian Ocean. J Phys Oceanogr, 29: 2191–2209
Han W, Webster P, Lukas R, Hacker P, Hu A. 2004. Impact of atmospheric intraseasonal variability in the Indian Ocean: Low-frequency rectification in equatorial surface current and transport. J Phys Oceanogr, 34: 1350–1372
Han W Q, McCreary J P, Masumoto Y, Vialard J, Duncan B. 2011. Basin resonances in the equatorial Indian Ocean. J Phys Oceanogr, 41: 1252–1270
Hood R R, Bange H W, Beal L, Beckley L E, Burkill P, Cowie G L, D'Adamo N, Ganssen G, Hendon H, Hermes J, Honda M, McPhaden M, Roberts M, Singh S, Urban E, Yu W. 2015. The Second International Indian Ocean Expedition (IIOE-2): A basin-wide research program-Science Plan (2015–2020). Delaware: SCOR Newark. 101
Iskandar I, Masumoto Y, Mizuno K. 2009. Subsurface equatorial zonal current in the eastern Indian Ocean. J Geophys Res, 114: C06005
Kessler W S, McCreary J P. 1993. The annual wind-driven rossby wave in the subthermocline equatorial Pacific. J Phys Oceanogr, 23: 1192–1207
Knox R A. 1976. On a long series of measurements of Indian Ocean equatorial currents near Addu Atoll. Deep Sea Res Oceanogr Abstr, 23: 211–IN1
Krishnan R, Swapna P. 2009. Significant influence of the boreal summer monsoon flow on the Indian Ocean response during dipole events. J Clim, 22: 5611–5634
Li Y, Han W, Shinoda T, Wang C, Ravichandran M, Wang J W. 2014. Revisiting the wintertime intraseasonal SST variability in the tropical south Indian Ocean: Impact of the Ocean interannual variation. J Phys Oceanogr, 44: 1886–1907
Lukas R, Firing E. 1985. The annual rossby wave in the central equatorial Pacific Ocean. J Phys Oceanogr, 15: 55–67
Luyten J R, Roemmich D H. 1982. Equatorial currents at semi-annual period in the Indian Ocean. J Phys Oceanogr, 12: 406–413
Masson S, Boulanger J P, Menkes C, Delecluse P, Yamagata T. 2004. Impact of salinity on the 1997 Indian Ocean dipole event in a numerical experiment. J Geophys Res, 109: C02002
McCreary J P. 1980. Modeling wind-driven ocean circulation. Hawaii Institute of Geophysics Tech. HIG-80-3, 64
McCreary J P. 1981. A linear stratified ocean model of the coastal undercurrent. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 302: 385–413
McPhaden M J, Meyers G, Ando K, Masumoto Y, Murty V S N, Ravichandran M, Syamsudin F, Vialard J, Yu L, Yu W. 2009. RAMA: The research moored array for African-Asian-Australian Monsoon analysis and prediction. Bull Amer Meteorol Soc, 90: 459–480
McPhaden M J, Wang Y, Ravichandran M. 2015. Volume transports of the Wyrtki jets and their relationship to the Indian Ocean Dipole. J Geophys Res-Oceans, 120: 5302–5317
Nagura M, McPhaden M J. 2016. Zonal propagation of near-surface zonal currents in relation to surface wind forcing in the equatorial Indian Ocean. J Phys Oceanogr, 46: 3623–3638

O'Brien J J, Hurlburt H E. 1974. Equatorial jet in the Indian Ocean: Theory. Science, 184: 1075–1077

Ogata T, Xie S P. 2011. Semiannual cycle in zonal wind over the equatorial Indian Ocean. J Clim, 24: 6471–6485

Philander S G H. 1978. Forced oceanic waves. Rev Geophys, 16: 15

Philander S G H, Chao Y. 1991. On the contrast between the seasonal cycles of the equatorial Atlantic and Pacific Oceans. J Phys Oceanogr, 21: 1399–1406

Reppin J, Schott F A, Fischer J, Quadfasel D. 1999. Equatorial currents and transports in the upper central Indian Ocean: Annual cycle and interannual variability. J Geophys Res, 104: 15495–15514

Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, Yamagata T. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. Nature, 401: 360–363

Sanilkumar K V, Kuruvilla T V, Jogendranath D, Rao R R. 1997. Observations of the Western Boundary Current of the Bay of Bengal from a hydrographic survey during March 1993. Deep-Sea Res Part I-Oceanogr Res Pap, 44: 135–145

Schott F, Fischer J, Garternicht U, Quadfasel D. 1997. Summer monsoon response of the Northern Somali Current, 1995. Geophys Res Lett, 24: 2565–2568

Schott F A, McCreary Jr J P. 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean. Prog Oceanogr, 51: 1–123

Schott F A, Xie S P, McCreary Jr J P. 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. Rev Geophys, 47: RG1002

Shankar D, McCreary J P, Han W, Shetye S R. 1996. Dynamics of the East India Coastal Current: 1. Analytic solutions forced by interior Ekman pumping and local alongshore winds. J Geophys Res, 101: 13975–13991

Shu Y Q, Xue H J, Wang D X, Chai F, Xie Q, Yao J, Xiao J. 2014. Meridional overturning circulation in the South China Sea envisioned from the high-resolution global reanalysis data GLBa0.08. J Geophys Res-Oceans, 119: 3012–3028

Sprintall J, Gordon A L, Murtugudde R, Susanto R D. 2000. A semiannual Indian Ocean forced Kelvin wave observed in the Indonesian seas in May 1997. J Geophys Res, 105: 17217–17230

Susanto R D, Gordon A L, Zheng Q. 2001. Upwelling along the coasts of Java and Sumatra and its relation to ENSO. Geophys Res Lett, 28: 1599–1602

Swallow J. 1967. The equatorial undercurrent in the western Indian Ocean in 1964. Stud Trop Oceanogr, 5: 15–36

Swapna P, Krishnan R. 2008. Equatorial undercurrents associated with Indian Ocean Dipole events during contrasting summer monsoons. Geophys Res Lett, 35: L14S04

Thompson B, Gnanaseelan C, Salvekar P S. 2006. Variability in the Indian Ocean circulation and salinity and its impact on SST anomalies during dipole events. J Mar Res, 64: 853–880

Valsala V, Maksyutov S, Murtugudde R. 2010. Possible interannual to interdecadal variabilities of the Indonesian throughflow water pathways in the Indian Ocean. J Geophys Res, 115: C10016

Wang J, Yuan D. 2015. Roles of western and eastern boundary reflections in the interannual sea level variations during negative Indian Ocean dipole events. J Phys Oceanogr, 45: 1804–1821

Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, Leben R R. 1999. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. Nature, 401: 356–360

Wyrtki K. 1973. An equatorial jet in the Indian Ocean. Science, 181: 262–264

Yu L, O'Brien J J, Yang J. 1991. On the remote forcing of the circulation in the Bay of Bengal. J Geophys Res, 96: 20449

Yuan D L, Han W Q. 2006. Roles of equatorial waves and western boundary reflection in the seasonal circulation of the equatorial Indian Ocean. J Phys Oceanogr, 36: 930–944

(责任编委: 陈大可)