

郭文仪, 邱云, 林新宇. 孟加拉湾障碍层年际变化及其与印度洋偶极子事件的联系[J]. 海洋学报, 2020, 42(9): 38–49, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.09.005

Guo Wenyi, Qiu Yun, Lin Xinyu. The interannual variability of barrier layer in the Bay of Bengal and its relationship with IOD events[J]. Haiyang Xuebao, 2020, 42(9): 38–49, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.09.005

孟加拉湾障碍层年际变化及其与印度洋偶极子事件的联系

郭文仪¹, 邱云^{1*}, 林新宇¹

(1. 自然资源部第三海洋研究所, 福建 厦门 361005)

摘要: 利用 1980–2015 年 SODA 温盐资料, 结合 Argo 数据分析了印度洋偶极子 (IOD) 事件年份孟加拉湾障碍层的变化特征及其形成机制。结果表明, IOD 事件年份孟加拉湾障碍层变化显著。纯的正 IOD(纯 pIOD) 年份及伴随型 pIOD 年份盛期 (9–11 月), 除孟加拉湾内西南海域障碍层厚度略变厚约 5 m 外, 赤道海域、安达曼海至孟加拉湾北部障碍层厚度均变薄 5~15 m, 此障碍层距平盛期形态在纯 pIOD 年份随 pIOD 消亡迅速消退, 但在伴随型 pIOD 年份维持至翌年 3–5 月才开始弱化。纯的负 IOD(纯 nIOD) 年份障碍层厚度变化特征与 pIOD 年份大体相反。进一步分析表明, IOD 事件年份赤道风场距平的远地强迫造成等温层深度的变化是湾内障碍层变化的主因。在伴随型 IOD 年份, 受 ENSO 事件的影响, 赤道风场距平在 IOD 消亡后仍得以维持 3 个月以上, 使得湾内障碍层距平形态持续更久。除赤道远地强迫外, 湾内局地风场的 Ekman 抽吸作用以及混合盐度变化对障碍层厚度年际变化也有一定影响。

关键词: 孟加拉湾; 障碍层; 印度洋偶极子; ENSO

中图分类号: P731.24

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2020)09-0038-12

1 引言

海洋上层通常受风搅拌形成一温度与密度都均匀的水层, 为混合层。其下则存在温度和密度随深度增大而显著下降的水层, 分别为温跃层和密跃层。温跃层顶界深度明显大于密跃层顶界深度的现象, 即在混合层之下、温跃层之上存在一密度随深度急剧增大而温度近乎均匀的水层, 称为障碍层^[1]。障碍层特有的温度结构, 能够阻碍海洋上混合层和温跃层之间的热量和动量交换, 从而对海洋混合层热收支及海表

温度变化有重要调制作用^[1], 并通过作用于局地海气过程, 对区域乃至更大范围内的气候变化产生影响^[2-3]。

孟加拉湾位于印度洋东北部(图 1), 受南亚季风显著影响。充沛的夏季风降水以及湾北部河流输入的大量淡水^[4], 导致孟加拉湾湾内尤其是湾北部盐度较低, 在近表层形成较强的盐度层结, 并主导了上层海洋层结以及障碍层的形成。迄今为止, 对孟加拉湾障碍层已有一些研究工作, 其中大部分研究主要关注障碍层的季节变化。Sprintall 和 Tomczak^[5] 利用气候态温、盐度资料阐述了赤道东印度洋障碍层的季节

收稿日期: 2019-10-17; 修订日期: 2019-11-22。

基金项目: 自然资源部第三海洋研究所基本科研业务费专项资金项目(海三科 2018001, 海三科 2017012, 海三科 2018030); 全球变化与海气相互作用专项(GASI-IPOVAI-02, GASI-IPOVAI-03); 国家自然科学基金(41276034, 41906013); 国家重点研发计划(2016YFC1401003, 2016YFC1402607); 国家留学基金委访问学者基金(201604180033)。

作者简介: 郭文仪(1993—), 男, 福建省泉州市人, 主要从事孟加拉湾海气相互作用研究。E-mail: guowenyi@tio.org.cn

* **通信作者:** 邱云(1979—), 博士, 研究员, 主要从事热带海洋动力学与海气相互作用研究。E-mail: qiuyun@tio.org.cn

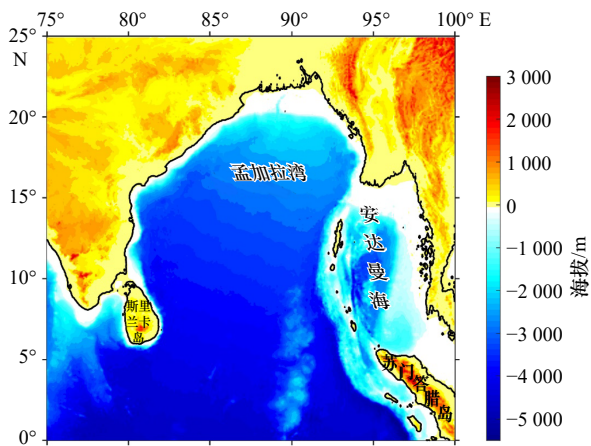


图1 孟加拉湾及其周边海域海底地形(数据来自 ETOP01)

Fig. 1 The topography of the Bay of Bengal and its surrounding areas (the data come from ETOP01)

分布特征及成因,指出障碍层现象冬季最为显著,并认为季风降水及河水径流是表层盐度层结产生的重要因素。时间序列站的观测结果也发现了湾北部存在障碍层现象,降水和河流冲淡水被认为是障碍层形成的必要条件,并指出风驱环流决定淡水扩展路径,从而成为决定障碍层出现位置的关键因素^[6-7]。De Boyer Montégut等^[8]通过Argo温盐剖面及历史水文资料的分析表明孟加拉湾障碍层与热带西太平洋及赤道东印度洋等海域的一致,皆为准稳态的现象。Thadathil等^[9]对孟加拉湾障碍层的季节变化及机理做了详细的研究,其结果显示,在2月份孟加拉湾受负风应力旋度的控制,上层暖水辐聚下沉使等温层加深,导致孟加拉湾障碍层分布范围及厚度在2月达到鼎盛,特别是湾北部障碍层厚度可达60 m以上,在4-5月湾内上层海水迅速变暖,且处于春季季风转换期,海面风场较弱,等温层深度达到全年最小值,相应地,障碍层厚度也最小(约10 m)。此外,来自湾东边界西传的罗斯贝波对障碍层厚度的季节变化有显著的调制作用。

除了上述季节变化外,孟加拉湾障碍层还存在较强的季节内及年际变化,但相比于季节变化,因实测资料限制季节内及年际变化的认识仍较不足。Girishkumar等^[10]指出孟加拉湾南部障碍层的季节内振荡主要受沿岸开尔文波激发的西传罗斯贝波的影响,这些波动是由赤道海面风场季节内振荡产生的并传入湾内。Qiu等^[11]发现热带东南印度洋苏门答腊岛以西存在周期为半年、最大值在11月份的准永久性障碍层,且障碍层厚度的年际变化与印度洋偶极子事

件(Indian Ocean Dipole, IOD)密切相关,IOD的发展领先障碍层的变化1个月。Kumari等^[12]利用1993-2012年的盐度观测资料,揭示了孟加拉湾障碍层年际变化与IOD事件激发的赤道远地强迫有关。然而,由于其所用实测数据的时间序列较短,所覆盖的IOD事件样本有限,需要更长时间序列的资料揭示更一般性的特征。另外,IOD事件年份实际上可分为两类,一类为纯IOD事件年份,另一类IOD事件往往伴随ENSO事件一起发生(即伴随型IOD)^[13]。这两类IOD年份对孟加拉湾障碍层的年际变异影响有何差别,目前仍不清楚。

综上,本文将利用1980-2015年共达36年的SODA资料,着重分析纯IOD事件年份以及其与ENSO事件共同发生年份障碍层的变化特征,揭示其差异与形成机理。

2 数据与方法

2.1 数据

本文使用的温度、盐度及海表流场数据是从亚太数据研究中心(Asia-Pacific Data-Research Center, AP-DRC)下载的SODA3.3.1版本数据集^[14]。时间跨度为1980年1月至2015年12月,时间分辨率为月,空间分辨率在水平方向上为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,垂直方向总共40层,其中150 m以浅共14层,各层深度分别为5.03 m、15.10 m、25.22 m、35.36 m、45.58 m、55.86 m、66.26 m、76.81 m、87.58 m、98.62 m、110.10 m、122.11 m、134.91 m、148.75 m。其中,温、盐资料用于计算混合层、等温层深度及障碍层厚度。Argo逐月等温层深度、混合层深度数据也由该数据研究中心提供,时间跨度为2005年1月至2015年12月,网格分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,用于验证SODA结果。

CCMP(Cross Calibrated Multi-Platform)海面10 m风场数据集由美国国家大气研究中心(National Center for Atmosphere Research, NCAR)提供^[15]。该数据集融合了QuikSCAT、SeaWinds、TRMM等多种海洋微波和散射计观测资料。时间跨度为1987年1月至2015年12月,网格分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。利用风场资料计算得到海面风应力,用于分析IOD及ENSO事件期间其对障碍层变化的贡献。

海面蒸发数据来自美国伍兹霍尔海洋研究所(Woods Hole Oceanographic Institution, WHOI)发布的OAflux资料集^[16]。这套通量数据融合了卫星遥感数据、NCEP2和ECMWF等再分析资料,空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,时间跨度为1980年1月至2015年12月。

逐月降水数据来自 CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)^[17], 由美国国家海洋与大气管理局(NOAA)和气候预测中心(CPC)提供, 空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 时间范围为 1980 年 1 月至 2015 年 12 月。

2.2 方法

2.2.1 障碍层的计算

障碍层厚度为等温层深度与混合层深度的差值, 其存在需要满足等温层深度大于混合层深度。等温层深度定义为海水温度相对于 10 m 层温度下降 0.2°C 时的深度, 混合层定义为位势密度 $\sigma_\theta = \sigma_{(\zeta=10)} + \sigma_\Delta$ 时的深度^[18-19], 其中 $\sigma_{(\zeta=10)}$ 为 10 m 层的位势密度, σ_Δ 为

$$C_D \times 10^3 = \begin{cases} 1.2, & 0 \text{ m/s} \leq U_{10} \leq 11 \text{ m/s} \\ 0.49 + 0.065 \times U_{10}, & 11 \text{ m/s} < U_{10} \leq 19 \text{ m/s} \\ 1.364 + 0.0234 \times U_{10} - 0.0002 \times U_{10}^2, & 19 \text{ m/s} < U_{10} \leq 100 \text{ m/s} \end{cases} \quad (2)$$

2.2.3 混合层盐度收支的计算

参考 Feng 等^[21]的计算方法, 混合层盐度收支方程可表示为

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \vec{V}_h \cdot \nabla_h S + w \frac{\partial S}{\partial z} = -\frac{\partial F_s}{\partial z} \quad (3)$$

式中, S 为盐度; 等式左边第 2 项表示水平方向上的盐度输送; 等式左边第 3 项表示垂直方向的盐度输送; F_s 为垂向盐通量。

对上混合层进行垂向积分后, 式(3)盐度收支方程可转化为如下形式:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\frac{S_0(P-E)}{h} - \left(\bar{u} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{S}}{\partial y} \right) - w_e \frac{\bar{S} - S_{-h}}{h} + \varepsilon, \quad (4)$$

等式左边代表混合层盐度趋势项, 等式右边各项依次代表淡水通量项、水平平流项、垂直夹卷项和残余项。因残余项是小量而忽略。 \bar{S} 是混合层平均盐度; S_0 代表海表盐度; h 表示混合层深度; P 和 E 分别为降雨速率和蒸发速率; \bar{u} 、 \bar{v} 分别表示混合层平均流速纬向及经向分量; S_{-h} 为混合层底的盐度; w_e 为垂向夹卷速度, $w_e = \frac{dh}{dt} + w|_{-h}$, 其中 $w|_{-h} = h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$ 为混合层底的垂向夹卷速度。

2.2.4 IOD 事件分类

IOD 是发生在热带印度洋上的海气耦合现象, 正偶极子(pIOD)发生时, 热带印度洋海表面出现显著的东风异常和降水异常, 东南印度洋海表温度异常偏

相对于 10 m 层盐度保持不变, 温度下降 0.2°C 引起的位势密度增加量。这里等温层、混合层的定义方法分别与上述 Argo 等温层及混合层产品的定义方法一致。

2.2.2 风应力的计算

本文在计算风应力时使用的具体公式为

$$\vec{\tau} = \rho_a C_D \left| \vec{U}_{10} \right| \vec{U}_{10}, \quad (1)$$

式中, $\rho_a=1.26 \text{ kg/m}^3$ 为海表大气密度; \vec{U}_{10} 是海面以上 10 m 处风速; C_D 是拖曳系数, 受风速和大气边界层稳定性的影响, 参考 Oey 等^[20]的做法, C_D 的取值与风速大小相关, 即

低, 西印度洋海表温度异常偏高。负偶极子(nIOD)发生时与 pIOD 过程类似, 变化相反。Zhang 等^[22]将偶极子模态指数(DMI)振幅大于(或小于)一个正(负)标准差, 定义为 pIOD(或 nIOD), 本文针对正负 IOD 的分类, 直接参照澳大利亚气象局的分类结果(<http://www.bom.gov.au/climate/iod/>), 1980–2015 年期间共有 7 个 pIOD 事件和 7 个 nIOD 事件(表 1)。厄尔尼诺(El Niño)和拉尼娜(La Niña)事件年份来自美国海洋与大气管理局和气候预测中心(<https://www.gweather.com/enso/oni.htm>), 以 3 个月滑动平均后的 Niño3.4 指数来判断, 将指数大于等于 0.5°C (或小于等于 -0.5°C)并持续 5 个月以上定义为厄尔尼诺(或拉尼娜)事件。

本文所关注的纯 IOD 事件以及伴随型 IOD 事件又可细分为 4 类, 分别为: 纯 pIOD 事件(1983 年、2006 年、2012 年)、伴随型 pIOD(即 pIOD+El Niño, 包括 1982 年、1994 年、1997 年、2015 年), 纯 nIOD 事件(1981 年、1989 年、1992 年、1996 年、2014 年)及伴随型 nIOD 事件(即 nIOD+La Niña, 包括 1998 年、2010 年)(表 1)。

3 障碍层季节变化特征: SODA 与 Argo 资料对比

Argo 在研究海域已累积近 20 年的观测, 虽然这

表 1 印度洋偶极子 (IOD) 事件年份的分类

Table 1 Classification of Indian Ocean Dipole (IOD) events

| | pIOD | nIOD |
|---------|--------------------------------|--|
| 纯的 IOD | 1983 年, 2006 年, 2012 年 | 1981 年, 1989 年, 1992 年, 1996 年, 2014 年 |
| 伴随型 IOD | 1982 年, 1994 年, 1997 年, 2015 年 | 1998 年, 2010 年 |

种长时间的累积观测足以保证其在季节尺度上拥有良好的空间覆盖率,进而可较好地刻画研究海区上层层结的季节特征,但在年际尺度上由于在大部分月份内其空间覆盖率甚为不足(图略),也就无法给出较为可靠的层结年际变化特征。因此,本文利用 SODA 再分析资料分析障碍层的年际变化特征,在分析之前首先将其与 Argo 资料进行对比分析,以验证 SODA 资料的可靠性(图 2)。由图 2 可见,这两套数据所揭示的障碍层空间分布及其季节变化特征大体一致。具体而言, SODA 资料显示湾内(5°N 以北)障碍层的年周期变化占主导且具有显著的半年变化:障碍层最厚的季节为冬季(11月至翌年 2 月),大部分海域大于 25 m,且呈由湾北部向湾南部递减的态势,尤其是 1-2 月,几乎 10°N 以北海域障碍层厚度均大于 30 m,最大可达 70 m 以上,出现在湾顶;夏季(6-9 月)障碍层也较厚,大部分海域障碍层厚度介于 15~25 m 之间,且呈东高西低的格局;春、秋季(3-5 月、10 月)障碍层较薄,特别是 4 月几乎整个湾内障碍层均小于 5 m。赤道海域障碍层的变化与湾内并不完全同步,上半年(1-5 月)较薄、下半年(6-12 月)较厚。

Argo 资料也显示了与 SODA 资料基本一致的空

间分布及季节变化特征,主要差异有两点:(1)在夏季,虽然湾内 SODA 资料的障碍层空间分布形态与 Argo 资料类似,但其厚度普遍比 Argo 资料大,二者在夏季区域平均的障碍层厚度分别为 15.5 m 和 11.1 m, SODA 资料得到的障碍层厚度比 Argo 资料的厚约 4.4 m,这种差异可能是由于 Argo 表层观测集中在 3~5 m 深度之间,而夏季洪季大量淡水输入在近表层引起强的盐度层化导致混合层深度较浅,在这种情况下 Argo 近表层资料的缺测最终导致其混合层比实际偏深,于是得到的障碍层相比 SODA 资料偏薄;(2)在赤道中部区域也有较大差异,从图 2 可以看出 SODA 资料障碍层厚度的季节变化显著大于 Argo 资料,而且二者极大值出现的月份略有差异,分别出现在 8 月及 10 月前后。

为了进一步检验 SODA 资料的可靠性,我们计算了其与其与 Argo 资料共同时段内(2005-2015 年)障碍层厚度的季节均方差(图 3a)以及 SODA 资料全时段内(1980-2015 年)障碍层厚度的季节均方差(图 3b)。可见, SODA 及 Argo 资料障碍层厚度季节方差的空间分布形态及相应的量值总体吻合较好(图 3a),体现为湾北部季节均方差最大,赤道中部海域次之,湾

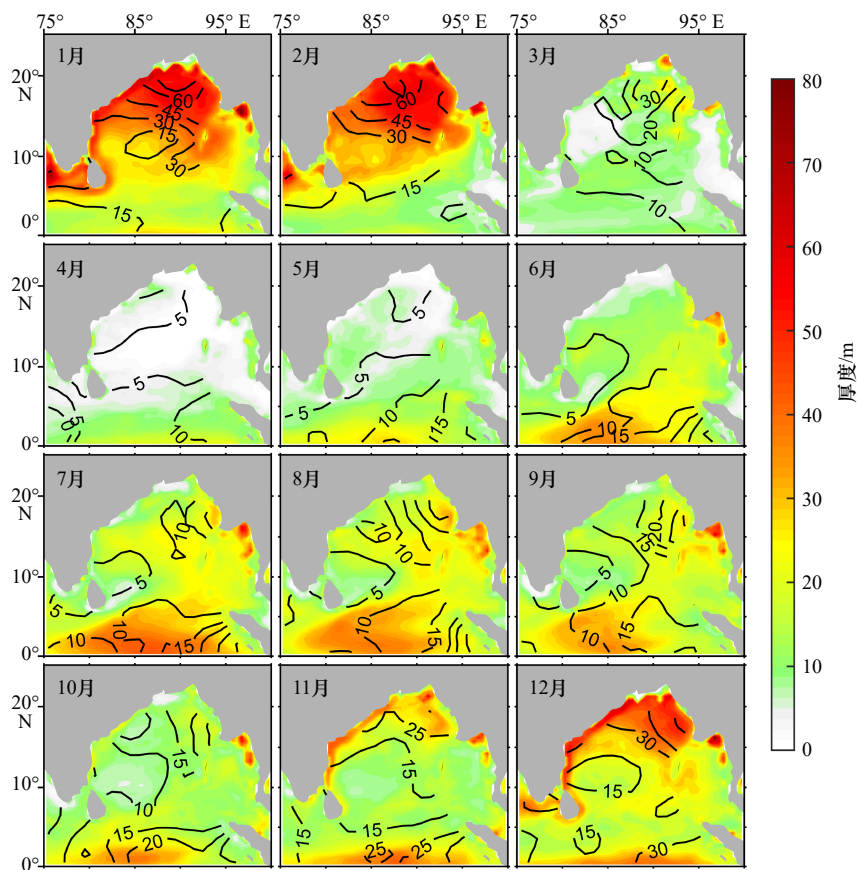


图 2 孟加拉湾气候态月平均障碍层厚度(填色: SODA 资料;等值线: Argo 资料)

Fig. 2 Annual distribution of barrier layer thickness in the Bay of Bengal based on SODA data (shaded) and Argo gridded data (contour)

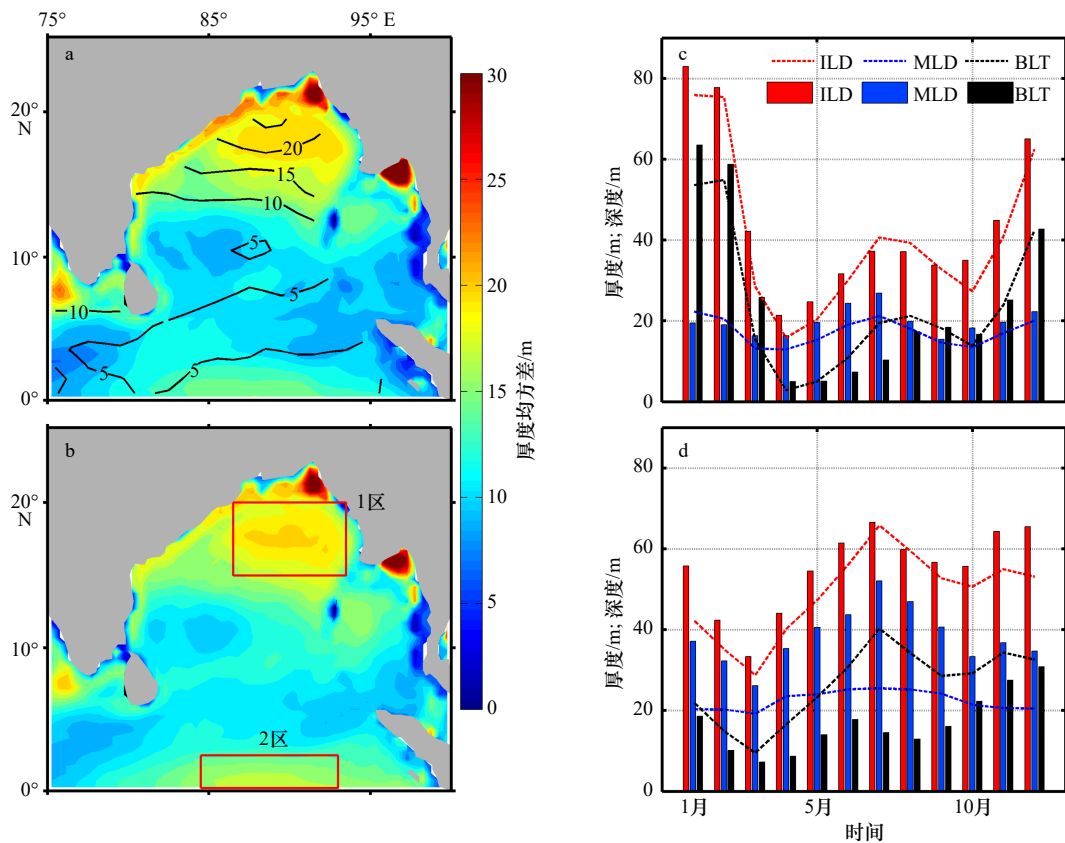


图3 2005–2015年(a)和1980–2015年(b)孟加拉湾障碍层厚度均方差, 1区(c)和2区(d)障碍层厚度(BLT)、等温层深度(ILD)、混合层深度(MLD)月变化

Fig. 3 Standard deviation of barrier layer thickness from 2005 to 2015 (a) and 1980 to 2015 (b) in the Bay of Bengal, and the monthly variation of barrier layer thickness (BLT), isothermal layer depth (ILD), mixed layer depth (MLD) in Zone 1 (c) and Zone 2 (d)

a、b中填色为SODA资料, 等值线为Argo资料; c、d中折线为SODA资料, 柱状图为Argo资料, 为2005–2015年气候态月平均; 1区与2区的位置分别为 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $86.5^{\circ}\sim 93.5^{\circ}\text{E}$ 和 $0^{\circ}\sim 2.5^{\circ}\text{N}$, $84.5^{\circ}\sim 92.5^{\circ}\text{E}$

The shaded and contour represent SODA data and Argo data in a and b, respectively. The dotted lines and bars represent the monthly SODA data and the monthly Argo data from 2005 to 2015 in c and d, respectively. The locations of Zone 1 and Zone 2 are $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $86.5^{\circ}\sim 93.5^{\circ}\text{E}$ and $0^{\circ}\sim 2.5^{\circ}\text{N}$, $84.5^{\circ}\sim 92.5^{\circ}\text{E}$, respectively

南部及湾口周边海域则较弱。比较明显的差异出现在赤道中部海域, SODA资料的季节均方差比Argo资料的大5~10 m。为了说明这种差异的原因, 选取湾北部季节方差极大值区(1区)及赤道中部海域(2区), 并给出这两个区域障碍层以及构成障碍层变化的两个因子混合层及等温层的季节过程(图3c, 图3d)。在1区, 与图2的结果一致, 除了6月、7月比Argo资料稍大之外, SODA资料障碍层与Argo资料季节变化过程在量值与相位上均有较好的吻合(图3c), 障碍层的这种吻合根本原因在于SODA资料能够较好地揭示混合层及等温层的变化(图3c)。6月、7月的差异来自于Argo资料比SODA资料具有更厚的混合层(更厚约5 m), 正如前面分析那样, 可能是因为Argo近表层观测资料的缺失导致混合层较实际偏深引起的。在2区, SODA资料的等温层与Argo资料的季

节变化吻合较好, 其混合层季节变化比Argo资料的弱, 特别是无法显示Argo观测到5–9月期间混合层加深的现象, 最终导致SODA资料障碍层在冬季与Argo资料的量值吻合尚可, 但在夏季二者量值差异显著。然而, 即便如此, 由于等温层的变化主导了障碍层的季节变化(图3d), 因此SODA资料依然可以揭示出类似Argo的障碍层厚薄变化的基本特征。

上述分析表明, SODA资料与Argo资料障碍层季节变化特征总体对应良好, 特别是在湾内。因此, 在下节将利用SODA资料分析障碍层的年际变化特征。

4 障碍层年际变化

4.1 障碍层空间分布特征的不同年份分类合成

图4给出1区(湾北部)和2区(赤道中部)障碍层厚度距平的时间序列曲线。虽然赤道海域障碍层

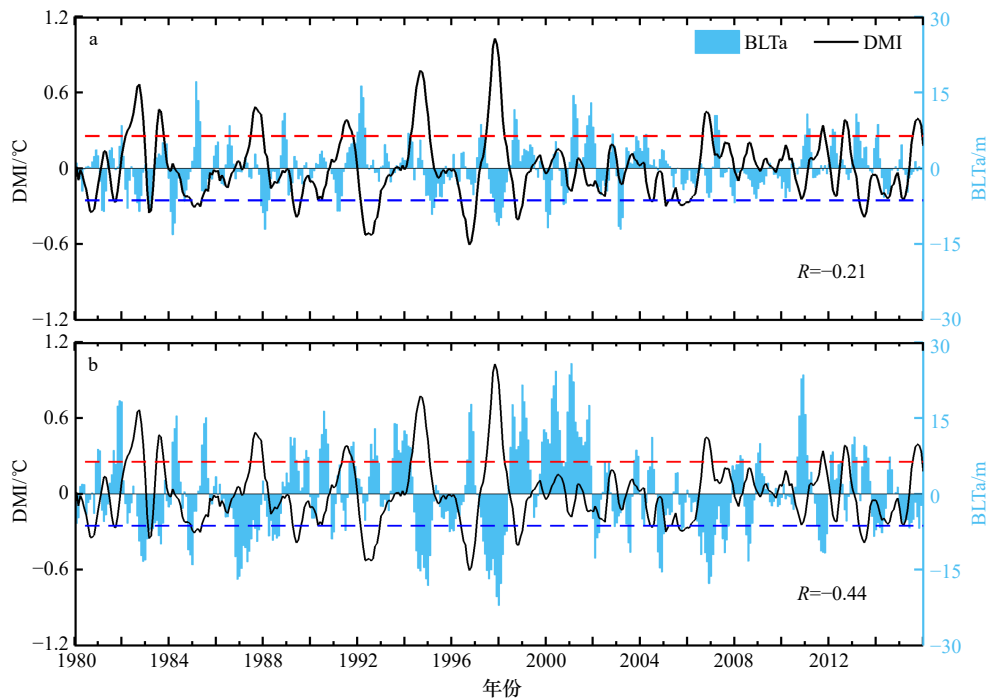


图4 1区(a)和2区(b)障碍层厚度异常(BLTa)及偶极子模态指数(DMI)时间序列

Fig. 4 Barrier layer thickness anomaly (BLTa) and Dipole Mode Index (DMI) in Zone 1 (a) and Zone 2 (b)

R 为 BLTa 与 DMI 相关系数(超过 95% 置信水平), 红、蓝虚线分别为 DMI 序列正、负 1 倍标准差

R is the correlation coefficients between BLTa and DMI. The red and blue dashed lines represent the positive and negative standard deviation values of the DMI

的季节变化比湾北部弱(图3),但其年际变化却比湾北部更为显著,1区和2区障碍层的年际标准差分别为4.8 m和8.7 m。在多数pIOD年份,赤道中部和湾北部障碍层厚度变薄(7个pIOD年份中的5个),比如在1997年(伴随型pIOD),分别在12月和7月达到最大值-11.3 m和-16.8 m;在多数nIOD年份则相反,两海区障碍层厚度均增加(7个nIOD年份中的4个),比如在1998年(伴随型nIOD),分别在8月和12月达到最大值11.6 m和21.5 m。这种对应关系,意味着二者存在负相关,相关系数分别为-0.44和-0.21(达到95%置信水平),这与前人的认识基本一致^[12]。从相关系数的量值看,赤道中部海域障碍层似乎对IOD事件更为敏感,因而年际变化幅度也相应较大。

为了进一步说明前述4类IOD年份期间障碍层的演变特征,我们根据IOD事件生消过程^[23]按其发展期(6-8月, JJA)、鼎盛期(9-11月, SON)、消亡期(12月至翌年2月及3-5月, DJF及MAM)对4类IOD年份(即纯pIOD年份、伴随型pIOD年份、纯nIOD年份及伴随型nIOD年份)分别进行合成(图5,图6)。由图5可知,对于纯pIOD年份,在pIOD发展期(6-8月),障碍层厚度负距平首先在赤道海域及安达曼海出现,且负距平在赤道附近明显更强(距平值可达-15 m),

孟加拉湾湾内则以弱正距平(小于5 m)为主;在pIOD鼎盛期(9-11月),可见赤道及安达曼海的负距平在大部分海域得到增强并扩展至湾北部大部分海域,相应地,湾内正距平范围缩小至湾西南部海域,负距平信号这种沿着赤道及湾周界逆时针传递方式,意味着赤道远地强迫可能起重要的作用,后文将详细讨论其动力机制;随后,鼎盛期的这种空间分布型态在消退期迅速弱化,并在3-5月整个研究海域演变成以正距平为主的分布格局。很显然,纯pIOD事件期间,障碍层距平空间形态的演变主要与等温层深度的变化对应(图5),说明等温层对障碍层变化起主导作用。混合层距平变化幅度较弱,其对障碍层的影响有限甚至削弱了等温层对的障碍层作用,特别是鼎盛期,在湾北部及赤道大部分海域混合层以弱负距平为主,其作用恰恰是部分抵消了等温层变浅主导的障碍层变薄。对于伴随型pIOD年份,在pIOD发展期(6-8月)和鼎盛期(9-11月),障碍层厚度距平的分布形态与纯pIOD年份同期基本一致,只是前者的信号更强,特别是9-11月,负距平覆盖了从赤道经安达曼海至湾北部大片海域,负距平值在大部分海域为纯pIOD的1.5倍以上,最大值(-18 m)出现在赤道海域;12月至翌年2月,此时期的空间形态并未像纯pI-

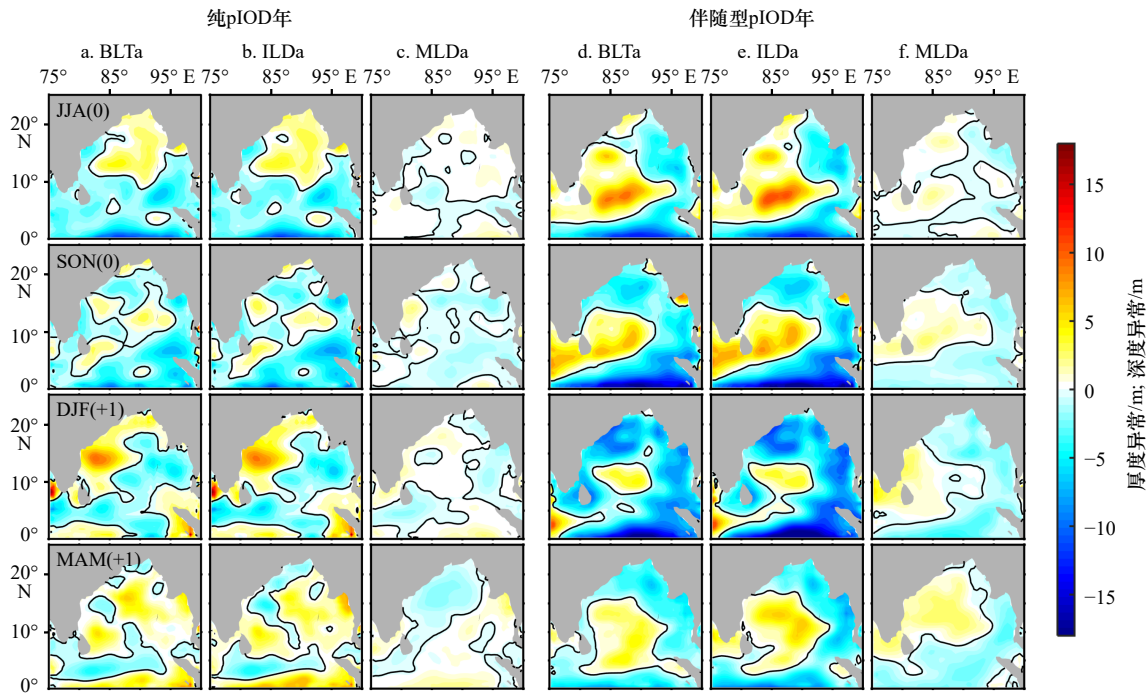


图 5 纯 pIOD 年和伴随型 pIOD 年 (pIOD+El Niño) 情况下, 障碍层厚度异常、等温层深度异常和混合层深度异常的分布
Fig. 5 Barrier layer thickness anomaly, isothermal layer depth anomaly, mixed layer depth anomaly in pIOD events and pIOD+El Niño events

纯 pIOD 年障碍层厚度异常 (BLTa)、等温层深度异常 (ILDa)、混合层深度异常 (MLDa) 时空分布如 a-c 列所示, 从上至下分别为发展期 [6-8 月, JJA(0)]、鼎盛期 [9-11 月, SON(0)]、消亡期 [12 月至翌年 2 月, DJF(+1)] 及翌年 3-5 月, MAM(+1)], 黑色等值线为异常值 0 值; 伴随型 pIOD 年内容同纯 pIOD 年, BLTa、ILDa、MLDa 分别由 d-f 列表示
Barrier layer thickness anomaly (BLTa), isothermal layer depth anomaly (ILDa), mixed layer depth anomaly (MLDa) in pIOD events are shown in figures a-c. The development period [June to August, JJA(0)], peak period [September to November, SON(0)], and extinction period [December to February, DJF(+1)] and March to May of the following year, MAM(+1)] are shown from top to bottom, the black contour is the anomaly of 0 value. BLTa, ILDa, and MLDa in pIOD+El Niño events are shown in figures d-f

OD 年份那样迅速削弱, 负距平信号在赤道、安达曼海和湾北部反而略有增强, 尤其是安达曼海及湾北部增幅更为显著, 并一直持续至 3-5 月才开始有所弱化。pIOD 引发的孟加拉湾障碍层距平形态在其消亡期 (12 月至翌年 2 月) 得到强化, 并延长 3 个月后才开始消亡, 可能与同期 ENSO 的作用有关, 后文将详细讨论。

从纯 nIOD 和伴随型 nIOD 年份的合成结果看 (图 6), 障碍层厚度距平的演变过程分别与纯 pIOD 年份及伴随型 pIOD 年份大体一致, 只是符号相反。具体而言, 纯 nIOD 年份鼎盛期 (9-11 月), 赤道海域、安达曼海及湾顶出现障碍层厚度正距平, 湾西部则为负距平, 此形态在随后的 IOD 消亡期迅速弱化。类似地, 障碍层的变异也是受等温层深度变化控制而与其形态对应, 混合层的影响弱得多, 在盛期大部分海域与等温层同向变化, 部分消弱了等温层主导的障碍层厚度的变异幅度。对于伴随型 nIOD 年份,

发展期及盛期障碍层厚度距平的分布形态也大体与纯 nIOD 年份类似, 只是前者的变化幅度更大, 特别是盛期 (9-11 月), 障碍层正距平不仅明显增加, 而且覆盖的范围更广, 基本覆盖了整个研究海域。与伴随型 pIOD 类似, 这种盛期形态在伴随型 nIOD 年份比纯 nIOD 年份延长 3 个月后才开始有所减弱。显然, 同期发生的 La Niña 事件为此盛期障碍层形态在 nIOD 消亡期的维持起重要作用。

4.2 障碍层年际变化的可能机制

上述分析表明, 障碍层的变化主要受等温层深度变化的影响, 而后者又在很大程度上受到海面风场引发海洋动力调整的作用, 包括通过局地 Ekman 抽吸及行星波远地强迫等过程^[23-24], 因此我们首先分析海面风应力及风应力旋度的变化对等温层深度及障碍层厚度的可能影响 (图 7)。由图可见, 在 pIOD 事件 (包括纯 pIOD 事件及伴随型 pIOD 事件) 发展期, 除湾顶等局部海域受风应力旋度正距平控制外, 湾内大

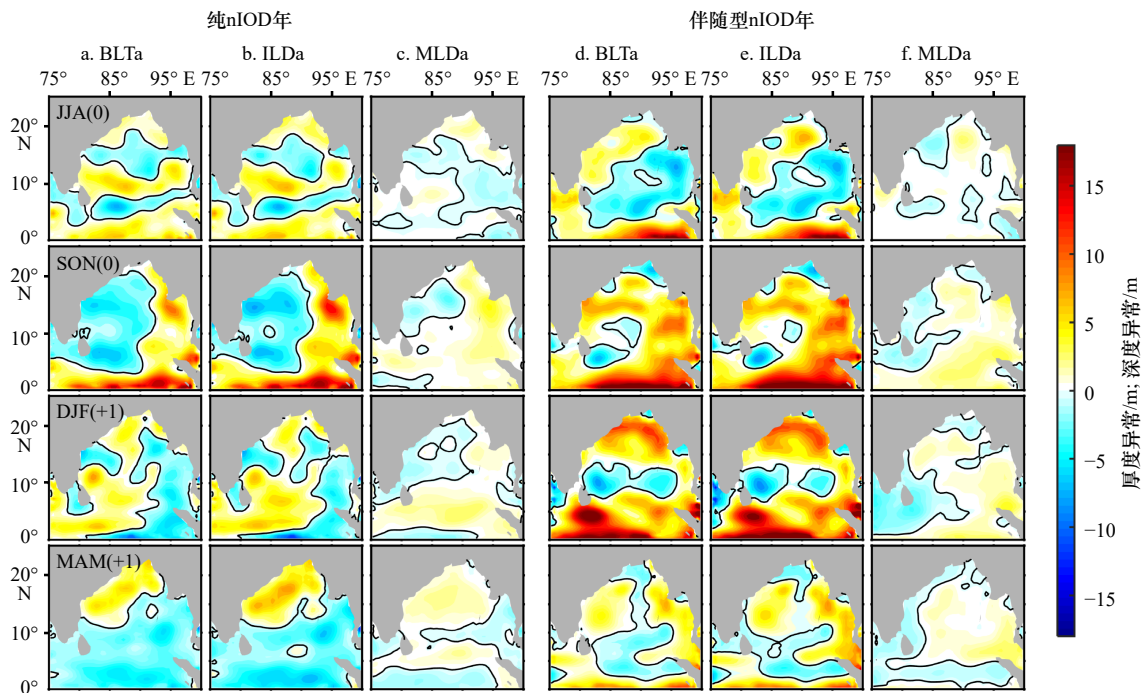


图6 纯 nIOD 年和伴随型 nIOD (nIOD+La Niña) 年情况下, 障碍层厚度异常、等温层深度异常和混合层深度异常的分布
Fig. 6 Barrier layer thickness anomaly, isothermal layer depth anomaly, mixed layer depth anomaly in nIOD events and nIOD+La Niña events

纯 nIOD 年障碍层厚度异常 (BLTa)、等温层深度异常 (ILDa)、混合层深度异常 (MLDa) 时空分布如 a-c 列所示, 从上至下分别为发展期 [6-8 月, JJA(0)]、鼎盛期 [9-11 月, SON(0)]、消亡期 [12 月至翌年 2 月, DJF(+1)] 及翌年 3-5 月, MAM(+1)], 黑色等值线为异常值 0 线;

伴随型 nIOD 年内容同纯 nIOD 年, BLTa、ILDa、MLDa 分别由 d-f 列表示

Barrier layer thickness anomaly (BLTa), isothermal layer depth anomaly (ILDa), mixed layer depth anomaly (MLDa) in nIOD events are shown in figures a-c. The development period [June to August, JJA(0)], peak period [September to November, SON(0)], and extinction period [December to February, DJF(+1)] and March to May of the following year, MAM(+1)] are shown from top to bottom, the black contour is the anomaly of 0 value. BLTa, ILDa, and MLDa in nIOD+El Niño events are shown in figures d-f

部分海域均为负距平, 其引起向下 Ekman 抽吸有利于等温层加深, 从而使得障碍层厚度在大部分海域增加 (图 5); 另外, 赤道海域的东风距平激发了上升流开尔文波并传入安达曼海主导了赤道海域及安达曼海等温层深度的抬升, 进而使得相关海域障碍层厚度变薄; 在 pIOD 事件盛期 (9-11 月), 强大的赤道东风距平激发的等温层抬升信号由赤道海域经安达曼海传至湾北部 (图 7), 导致了障碍层厚度变薄, 同期湾北部弱正风应力旋度引起向上 Ekman 抽吸对该海域等温层抬升及障碍层厚度变薄也有一定贡献, 而湾西南部障碍层厚度的增加则是由局地风应力旋度负距平引起。在 pIOD 事件消亡期 (12 月至翌年 2 月), 纯 pIOD 事件年份, 赤道东风距平基本消失, 湾北部及西部受风应力旋度负距平控制, 使得盛期障碍层距平形态快速削弱; 不同的是, 伴随型 IOD 年份, 受 El Niño 事件影响 (El Niño 盛期为 12 月至翌年 2 月) [25-26], 赤道东风距平仍然存在虽有所减弱, 同时湾内风应力及

其旋度分布形态也基本保留, 因而盛期障碍层距平空间形态在此消亡期仍得以维持至 3-5 月之间才开始减弱。风应力及旋度在 nIOD 事件 (包括纯 nIOD 和伴随型 nIOD) 期间, 对等温层深度及障碍层演变的作用类似, 但过程大体相反, 这里就不再赘述。

此外, 淡水通量和盐度对障碍层的形成和变化起重要的作用。具体表现为淡水通量和上层盐度的变化, 能够通过改变上层盐度层结而引起混合层深度的变化 [27], 是障碍层形成的必要条件之一, 不仅决定了障碍层发生的位置, 也在一定程度上影响了障碍层厚度的变化 [11]。上文分析表明, 混合层对障碍层厚度的变化也有一定的影响, 在 IOD 事件盛期甚至削弱了等温层主导的障碍层的变异。比如在湾北部大部分海域, 混合层在 pIOD 事件盛期的变浅, 部分抵消了等温层变化导致的障碍层厚度的变薄, nIOD 事件盛期在湾东北海域也类似 (图 5, 图 6)。在孟加拉湾, 混合层深度的变化和近表层盐度密切相关, 表层盐度

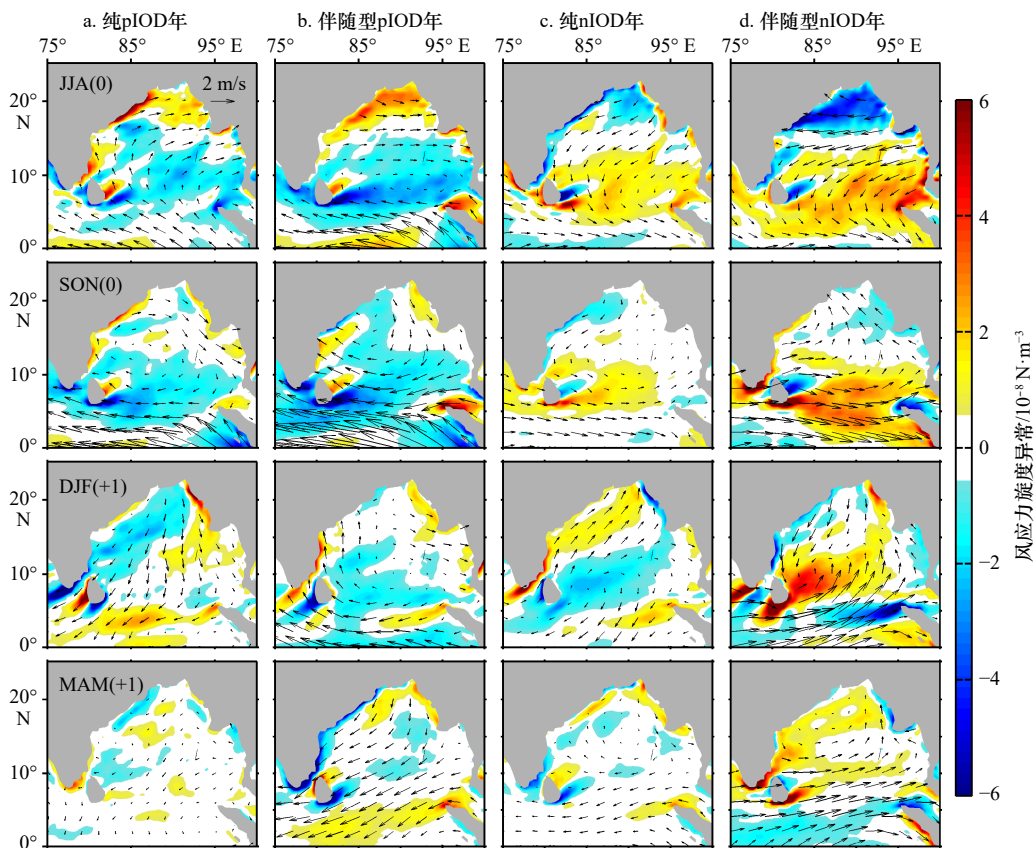


图 7 pIOD 事件 (a)、pIOD+El Niño 事件 (b)、nIOD 事件 (c) 和 nIOD+La Niña 事件 (d) 情况下, 风场异常(矢量)及风应力旋度异常(填色)时空分布

Fig. 7 Wind anomaly (vector) and wind stress curl anomaly (shaded) in pIOD events (a), pIOD+El Niño events (b), nIOD events (c) and nIOD+La Niña events (d)

从上至下分别为发展期 [6–8 月, JJA(0)]、鼎盛期 [9–11 月, SON(0)]、消亡期 [12 月至翌年 2 月, DJF(+1)] 及翌年 3–5 月, MAM(+1)]

The development period [June to August, JJA(0)], peak period [September to November, SON(0)], and extinction period [December to February, DJF(+1)] and March to May of the following year, MAM(+1)] are shown from top to bottom

降低(增加)引起的盐度层结变化会使混合层深度变浅(加深)^[28]。因此,上述 pIOD 及 nIOD 盛期湾北部混合层深度的相反变化很可能与湾北部近表层盐度的变化有关。图 8 用于进一步说明湾北部盐度变化对混合层及障碍层厚度的影响。由图 8 可见,盐度变化趋势项与盐收支总和项相位相同,而量级存在一些差异,特别是在东北季风期间(11 月至翌年 4 月)差异稍大,这可能是由残余项以及盐收支计算所采用的不同来源数据之间存在的动力不一致性造成的。在季节尺度上,湾北部混合层盐度变化虽然平流过程有一定贡献,特别是在 10–12 月之间,但海面淡水通量强迫是其变化的主要因素(图 8b);混合层深度变化与混合层盐度变化呈正相关关系(图 8a),但有 1~2 个月的滞后,混合层盐度的增加弱化了近表层盐度层结,导致混合层加深,反之亦然。在年际变化上,二者依然呈弱正相关关系,相关系数为 0.33(图 8c)。二者

之间的弱正相关意味着混合层盐度年际变化对混合层深度有影响,进而对障碍层的年际变化可能有一定的贡献。因此,IOD 事件引发的混合层盐度变化可通过影响混合层深度(图 8c, 图 8d),进而对障碍层厚度年际变化也有一定作用。

综上,孟加拉湾障碍层年际变化主要受由局地风场及赤道远地强迫造成的等温层深度变化的影响,混合层的影响则相对较弱,这与赤道西太平洋(130°~160°E)障碍层厚度的变化机理一致^[29],均显示等温层深度变化对障碍层年际变化的主控作用。

5 结果与讨论

本文利用 SODA 温盐数据及 Argo 网格化数据,结合卫星遥感资料及再分析数据,对比了 SODA 资料与 Argo 资料揭示的孟加拉湾障碍层季节变化的异同点,并着重分析纯 IOD 年份以及其伴随 ENSO 共同发

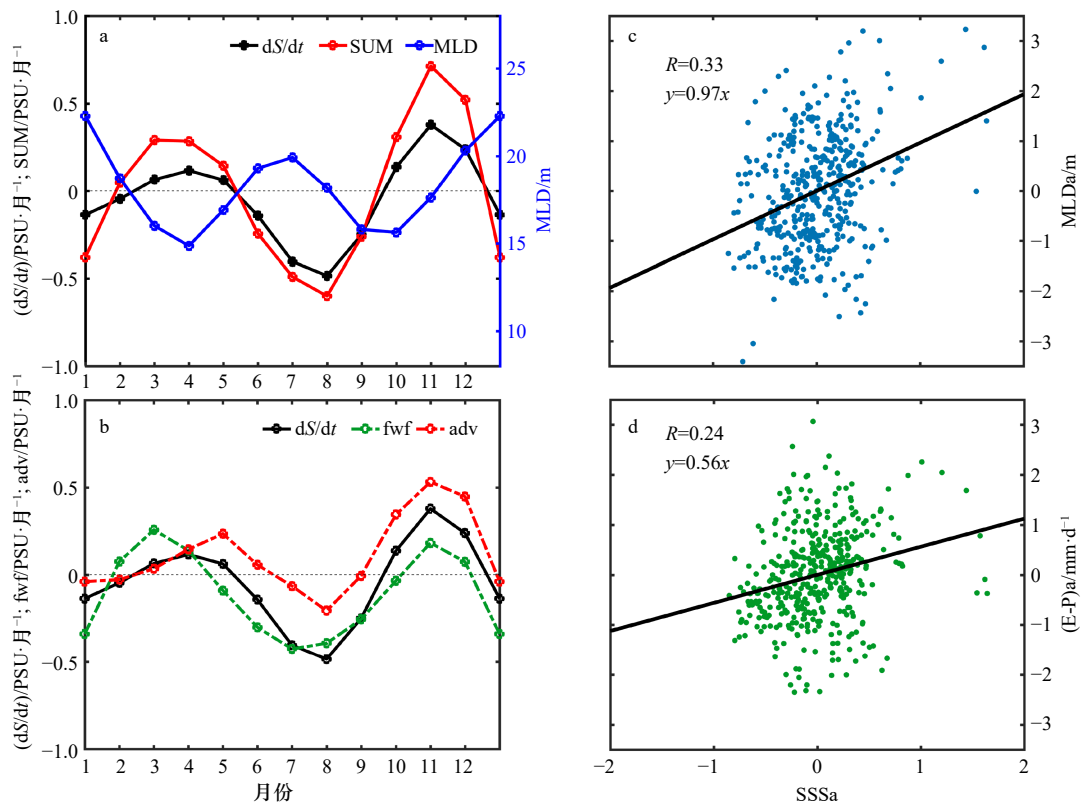


图8 孟加拉湾北部月平均混合层深度(MLD)、盐度时间变化项(dS/dr)、盐度收支方程右侧之和(SUM)(a); 盐度时间变化项(dS/dr)、淡水通量项(蒸发减去降水, fwf)、水平平流和垂向夹卷之和(adv)(b); 海表盐度异常(SSSa)与混合层深度异常(MLDa)(c)及淡水通量异常[(E-P)a](d)的散点图(相关系数达到99%置信水平)

Fig. 8 Monthly average mixed layer depth (MLD), salinity monthly tendency (dS/dr) and the sum of salinity balance equation (SUM) in the north of the Bay of Bengal (a); salinity monthly tendency (dS/dr), freshwater flux (fwf), sum of horizontal (zonal & meridional) advection and entrainment (adv)(b); scatterplots of SSSa versus MLDa (c); scatterplots of SSSa versus (E-P)a (d), with those significance at 99% confidence level

生年份孟加拉湾障碍层的变化特征。

结果显示, SODA 与 Argo 均显示孟加拉湾障碍层厚度以年周期为主导并具有显著的半年周期变化, 春秋较小而冬夏较大。障碍层变化受 IOD 及 ENSO 事件影响显著, 在纯 pIOD 和伴随型 pIOD 年份盛期, 赤道附近及安达曼海障碍层出现明显的负距平信号, 湾内则以弱正距平为主, 这种异常信号随 pIOD 消退而逐渐弱化, 但对于伴随型 pIOD 年份, 异常信号更显著, 引发的障碍层距平形态在其消亡期得到强化, 至少延长了 3 个月才开始消亡; 对于纯 nIOD 和伴随型 nIOD 年份, 障碍层厚度距平的演变分别与纯 pIOD 年份及伴随型 pIOD 年份大体相反。同样地, 盛期异常形态在伴随型 nIOD 年份也延长 3 个月后才开始有所减弱。

障碍层的变化主要由等温层深度变化主控, IOD 年份局地风场导致的 Ekman 抽吸及赤道风场距平造成的远地强迫对等温层的变化具有重要影响。在 pIOD(nIOD) 年份, 湾内大部分海域受风应力旋度

负(正)异常控制, 导致的向下(上)Ekman 抽吸有利于等温层变深(浅), 使湾内大部分海域障碍层厚度增大(减小); 对于赤道海域及安达曼海, 强烈的东风(西风)距平激发的上升(下降)流开尔文波使该海域等温层深度抬升(降低), 导致障碍层厚度变薄(厚)。受 ENSO 事件影响, 湾内风应力及其旋度异常在 IOD 消退后依然存在, 使障碍层距平形态仍得以维持至少一个季度。对于混合层, 其深度变化与盐度趋势项呈负相关关系, 但有 1~2 个月滞后。混合层盐度的增加(减少)使近表层盐度层结减弱(增强), 导致混合层加深(变浅)。对湾北部而言, 淡水收支和海流输运是混合层深度变化的主要原因。IOD 事件下, 降水的变化可能会通过改变混合层盐度进而影响到混合层深度, 对障碍层厚度年际变化也有一定作用。

为了验证上述 SODA 资料分析结果的可信性, 我们利用同期 EN4 和 SODA 进行比较, 这两套资料得到的湾内障碍层厚度距平季节及年际变化吻合较好

(图略)。这种良好的一致性,说明了本文 SODA 分析结果的可靠性。已有的研究^[11]显示,正(负)IOD 事件引起东南印度洋障碍层的变化会增强 IOD 事件的正反馈。类似地,太平洋障碍层的年际变化对 ENSO 事件的发展也具有重要的正反馈作用^[30],热带太平洋淡

水通量的年际变化能够增强 ENSO 的强度,并延长其持续的时间^[31]。因而,本文所揭示的孟加拉湾障碍层年际变化不仅仅是对 IOD 等海洋-大气耦合系统的响应,其变化对局地海气相互作用过程可能起到重要的反馈作用,这有待后续工作深入研究。

参考文献:

- [1] Godfrey J S, Lindstrom E J. The heat budget of the equatorial western Pacific surface mixed layer[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1989, 94(C6): 8007–8017.
- [2] Maes C, Picaut J, Belamari S, et al. Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(24): 2206.
- [3] Masson S, Luo J J, Madec G, et al. Impact of barrier layer on winter-spring variability of the southeastern Arabian Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(7): L07703.
- [4] Shetye S R, Gouveia A D, Shankar D, et al. Hydrography and circulation in the western Bay of Bengal during the northeast monsoon[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1996, 101(C6): 14011–14025.
- [5] Sprintall J, Tomczak M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1992, 97(C5): 7305–7316.
- [6] Murty V S, Sarma Y V, Rao D P, et al. Variability of the oceanic boundary layer characteristics in the northern Bay of Bengal during MONTBLEX-90[J]. *Journal of Earth System Science*, 1996, 105(1): 41–61.
- [7] Vinayachandran P N, Murty V S, Babu V R, et al. Observations of barrier layer formation in the Bay of Bengal during summer monsoon[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(C12): 8018.
- [8] De Boyer Montégut C, Mignot J, Lazar A, et al. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean. 1. General description[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(C6): C06011.
- [9] Thadathil P, Muraleedharan P M, Rao R R, et al. Observed seasonal variability of barrier layer in the Bay of Bengal[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112(C2): C02009.
- [10] Girishkumar M S, Ravichandran M, McPhaden M J, et al. Intraseasonal variability in barrier layer thickness in the south central Bay of Bengal[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C3): C03009.
- [11] Qiu Y, Cai W, Li L, et al. Argo profiles variability of barrier layer in the tropical Indian Ocean and its relationship with the Indian Ocean Dipole[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(8): L08605.
- [12] Kumari A, Kumar S P, Chakraborty A. Seasonal and interannual variability in the barrier layer of the Bay of Bengal[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(2): 1001–1015.
- [13] 郭飞燕. 热带印度洋海温年际变化主模态的分类及其与 ENSO 的联系[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2015.
Guo Feiyan. Classification of the SST interannual variability major modes of tropical Indian Ocean and their relations with ENSO[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2015.
- [14] Carton J A, Chepurin G A, Chen L, et al. SODA3: a new ocean climate reanalysis[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(17): 6967–6983.
- [15] Atlas R, Hoffman R N, Ardizzone J, et al. A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2011, 92(2): 157–174.
- [16] Yu L, Weller R A. Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005)[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2007, 88(4): 527–540.
- [17] Xie P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1997, 78(11): 2539–2558.
- [18] Price J F, Weller R A, Pinkel R, et al. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1986, 91(C7): 8411–8427.
- [19] Kara A B, Rochford P A, Hurlburt H E, et al. An optimal definition for ocean mixed layer depth[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105(C7): 16803–16821.
- [20] Oey L Y, Ezer T, Wang D P, et al. Loop current warming by Hurricane Wilma[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(8): L08613.
- [21] Feng M, Hacker P, Lukas R, et al. Upper ocean heat and salt balances in response to a westerly wind burst in the western equatorial Pacific during TOGA COARE[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C5): 10289–10311.
- [22] Zhang Y H, Du Y, Zheng S J, et al. Impact of Indian Ocean Dipole on the salinity budget in the equatorial Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(10): 4911–4923.
- [23] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean[J]. *Nature*, 1999, 401(6751): 360–363.
- [24] Xie S P, Annamalai H, Schott F A, et al. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability[J]. *Journal of Climate*, 2002, 15(8): 864–878.

- [25] Neelin J D, Jin F F, Syu H H, et al. Variations in ENSO phase locking[J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(14): 2570–2590.
- [26] 刘秦玉, 谢尚平, 郑小童. 热带海洋-大气相互作用[M]. 北京: 高等教育出版社, 2013.
Liu Qinyu, Xie Shangping, Zheng Xiaotong. *Tropical Ocean-Atmosphere Interaction*[M]. Beijing: Higher Education Press, 2013.
- [27] Zhi H, Zhang R H, Zheng F, et al. Assessment of interannual sea surface salinity variability and its effects on the barrier layer in the equatorial Pacific using BNU-ESM[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2016, 33(3): 339–351.
- [28] Rao R R, Sivakumar R. Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C1): 3009.
- [29] Zheng F, Zhang R H, Zhu J, et al. Effects of interannual salinity variability on the barrier layer in the western-central equatorial Pacific: A diagnostic analysis from Argo[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2014, 31(3): 532–542.
- [30] Zheng F, Zhang R H. Effects of interannual salinity variability and freshwater flux forcing on the development of the 2007/08 La Niña event diagnosed from Argo and satellite data[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2012, 57: 45–57.
- [31] Zhang R H, Zheng F, Zhu J, et al. Modulation of El Niño-Southern Oscillation by freshwater flux and salinity variability in the tropical Pacific[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, 29(4): 647–660.

The interannual variability of barrier layer in the Bay of Bengal and its relationship with IOD events

Guo Wenyi¹, Qiu Yun¹, Lin Xinyu¹

(1. *Third Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Xiamen 361005, China*)

Abstract: Based on the temperature and salinity grid data of SODA from 1980 to 2015 and combined with Argo data, the formation mechanism and seasonal variability of the barrier layer thickness in the Bay of Bengal in Indian Ocean Dipole (IOD) events are revealed. The results show that the barrier layer changed significantly in the IOD event year. In the peak of pure IOD events (pIOD) and the pIOD+El Niño events (September–November), except for the 5 m thickening of the barrier layer in the southwest of the Bay of Bengal, the barrier layer become thinner range from 5 m to 15 m in the equatorial region and the region from Andaman Sea to the northern Bay of Bengal. This form disappears as the pIOD weakens. However, the form is maintained until March to May of the following year in the pIOD+El Niño events. The variation of barrier layer in the nIOD year is roughly opposite to that of the pIOD year. Further analysis shows that the change of isothermal layer caused by the remote forcing of the equatorial wind anomaly in the IOD event is the main cause of the variability of barrier layer. In the IOD+ENSO events, the equatorial wind anomaly is maintained for more than three months after the IOD disappear, making the anomaly of barrier layer last longer in the Bay of Bengal. In addition to the equatorial forcing, the Ekman pumping in the Bay of Bengal and the variability of the salt of mixed layer also have an effect on the interannual variation of the barrier layer thickness.

Key words: Bay of Bengal; barrier layer; Indian Ocean Dipole; ENSO