

许金电, 靖春生, 蔡尚湛, 等. 海洋水平环流输送对印度洋表层盐度的调整机制[J]. 海洋学报, 2022, 44(5): 80–91, doi:10.12284/hyxb2022031

Xu Jindian, Jing Chunsheng, Cai Shangzhan, et al. The adjustment mechanism of the surface salinity in the Indian Ocean by oceanic advection[J]. Haiyang Xuebao, 2022, 44(5): 80–91, doi:10.12284/hyxb2022031

海洋水平环流输送对印度洋表层盐度的调整机制

许金电^{1,2}, 靖春生^{1,2*}, 蔡尚湛^{1,2}, 林新宇^{1,2}, 高璐³

(1. 自然资源部第三海洋研究所 海洋动力学研究室, 福建 厦门 361005; 2. 福建省海洋物理与地质过程重点实验室, 福建 厦门 361005; 3. 国家海洋局海口海洋环境监测中心站, 海南 海口 570311)

摘要: 本文利用 Argo 表层盐度、OSCAR 海流等数据, 基于盐度收支方程的平流输送项来阐述海洋平流输送对热带印度洋表层盐度的调整作用; 利用淡水输运量计算公式揭示 6 条关键断面海洋平流输送对表层盐度空间结构的调整机制。结果表明, 海洋平流将赤道西印度洋和阿拉伯海的高盐水输送到低盐海域的赤道东印度洋和孟加拉湾、安达曼海; 将赤道东印度洋和孟加拉湾、安达曼海的低盐水输送到高盐海域的赤道西印度洋、阿拉伯海以及赤道南印度洋海域, 起到了调整印度洋盐度基本平衡的作用。断面淡水输运量的分析结果表明, 导致苏门答腊岛西部海域的强降水中心与低盐中心不重合, 澳大利亚西部海域的强蒸发中心与高盐中心不重合的主要原因是水平环流所致; 夏季, 来自赤道西印度洋和阿拉伯海的高盐水在西南季风环流的驱动下, 入侵孟加拉湾, 是导致孟加拉湾夏季表层盐度较高的主要原因。

关键词: 淡水输运量; 平流输送; 调整机制; 表层盐度; 印度洋

中图分类号: P731.27; P731.12

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2022)05-0080-12

1 引言

印度洋位于亚洲、非洲、大洋洲和南极洲之间, 大部分在南半球, 北部基本被陆地封闭, 南部敞开。印度洋是沟通亚洲、非洲、欧洲和大洋洲的交通要道, 其丰富的矿产、石油、渔业等资源, 以及在海气相互作用中的重要作用, 使其逐渐成为资源开发利用和大尺度海洋学、气象学和气候研究的热点区域之一。已有的研究表明, 印度洋的表层环流对表层盐度的空间结构和季节变化有比较重要的影响, 印度洋表层盐度的变化会通过影响表层海水密度、盐度层结、障碍层、热力及动力结构的变化, 对海洋水循环和海-气相互作用起比较重要的调整作用^[1]。此外, 盐度也

是影响海洋生物生存环境和初级生产力的主要环境决定因子^[2]。东印度洋是东亚季风水汽输送的重要源头, 其表层盐度的改变会导致东印度洋的热力及热盐环流发生相应的改变, 并通过海-气相互作用对我国的季风、台风等天气和气候变化产生影响。因此, 深入研究海洋表层水平环流(简称海洋平流)输送对印度洋表层盐度的调整机制, 对提高我国的海洋环境预报和防灾减灾能力建设具有一定的科学和实际意义。

关于海洋平流输送对印度洋局部海域混合层(指密度混合层, 简称混合层)盐度的影响研究, Rao 和 Sivakumar^[3]较早地采用盐度收支方程分析北印度洋混合层盐度的季节变化, 强调了水平环流和海-气淡水通量对于表层盐度的重要性。但该文仅对北印度

收稿日期: 2021-04-25; 修订日期: 2021-06-22。

基金项目: 科技基础资源调查专项(2017FY201402); 国家重点研发计划(2016YFC1402607); 国家自然科学基金重点项目(42130460); 亚洲合作基金(99950410)。

作者简介: 许金电(1963—), 男, 福建省晋江市人, 高级工程师, 主要从事热带边缘海海洋动力学研究。E-mail: xujindian@tio.org.cn

* 通信作者: 靖春生(1974—), 男, 研究员, 河北省沧州市人, 主要从事海洋动力学研究。E-mail: jingcs@tio.org.cn

洋 4 个季节平流输送项的分布、变化进行简单的描述, 缺乏深入探讨海洋水平环流输送对北印度洋表层盐度的调整机制。Zhang 和 Du^[4] 基于混合坐标海洋模型 (Hybrid Coordinate Ocean Model, HYCOM) 数据分析了阿拉伯海东南部和孟加拉湾西南部混合层盐度收支的季节变化。结果表明, 水平环流能够很好地解释两个研究海域盐度的季节变化。尽管文中给出了北印度洋冬季和夏季盐度收支方程各项的平面分布, 但其关注的重点是两个研究海域盐度收支方程中的区域平均净淡水通量项、平流输送项的季节变化, 并探讨这两项对两个研究海域混合层盐度季节变化的贡献。Zhang 等^[5] 利用卫星观测、历史数据和数据同化产品分析热带印度洋东南部混合层盐度的季节和年际变化, 探讨了海-气淡水强迫、水平环流、厄尔尼诺 (拉尼娜) 等对澳大利亚西北部海域 (印尼贯穿流海域) 混合层盐度在季节和年际尺度上的影响。Yu^[6] 给出了全球海洋水循环 (蒸发、降水) 与近表层盐度的联系, 探讨了海-气净淡水通量 (蒸发量减降水量, $E-P$) 和盐度在季节时间尺度上是如何相关联的, 给出了埃克曼平流和地转平流对近表层盐度变化的贡献, 但未讨论海洋平流对近表层盐度的调整机制。杜岩等^[7] 采用 Argo 盐度及降水、蒸发、海面高度等数据分析了全球海洋表层盐度的平均态和低频变化特征及其与海洋环流和气候变化的关系, 认为海洋环流动力过程在大部分海域调整了海洋表层盐度的空间结构, 并影响了海洋表层盐度的低频变率。

已有的研究主要通过盐度收支方程分析印度洋局部海域混合层盐度的季节变化, 以及使用长时间序列资料探讨影响海洋表层盐度长期变化的因素, 存在一些不足: (1) 研究海域以北印度洋和局部海域居多, 整个热带印度洋的研究较少; (2) 盐度季节变化机制的研究仅限于使用盐度收支方程, 而断面的淡水输运量能更直观地揭示研究海域盐度变异的机制; (3) 未见详细刻画海洋平流输送对印度洋表层盐度调整作用的报道。

假如印度洋没有平流输运, 受蒸发、降水的影响, 高盐海域的盐度将越来越高, 低盐海域的盐度将越来越低。但事实并非如此, 可见海洋平流输送对印度洋表层盐度的基本平衡起到比较重要的作用。因此, 海洋平流输送如何调整表层高盐海域和低盐海域的盐度是本文关注的重点。

此外, 许金电和高璐^[8] 指出, 孟加拉湾夏季的降水量远大于蒸发量, 海表净得到大量的淡水, 但是表层盐度没有降低, 反而升高了; 爪哇岛-苏门答腊西

部海域的低盐中心并不与 $E-P$ 高值中心重合, 低盐中心比较偏南; 南印度洋中纬度东部海域 (澳大利亚西部海域) 的高盐中心并不与净淡水通量高值中心 (蒸发量大、降水量小) 重合, 高盐中心也比较偏南。出现这些现象可能也是海洋平流输送引起的, 海洋平流动力过程在印度洋局部海域如何调整表层盐度的空间结构也是本文关注的焦点。

因此, 本文拟利用 Argo 表层盐度、OSCAR (Ocean Surface Current Analyses-Realtime) 海流等数据, 采用盐度收支方程的平流输送项来阐述平流输送对热带印度洋表层盐度的调整作用, 使用淡水输运量计算公式揭示 6 条关键断面海洋平流输送对表层盐度空间结构的调整机制, 为印度洋的水循环、海-气相互作用、全球气候变化和海洋生态环境的研究提供科学依据。6 条关键断面包括用于分析热带西印度洋 (60.5°E 断面)、热带印度洋中部 (77.5°E 断面)、热带东印度洋 (90.5°E 断面) 东西向淡水输运的 3 条经向断面; 用于探讨强降水 (强蒸发) 中心与低盐 (高盐) 中心不重合机制的 2 条纬向断面 (苏门答腊岛西部海域 5.5°S 断面及澳大利亚西部海域 22.5°S 断面) 和用于探讨孟加拉湾夏季表层盐度较高原因的孟加拉湾湾口 7.5°N 断面。

为了叙述方便, 印度洋表层盐度、水平环流、平流输送项、淡水输运量等的季节变化按照北半球 4 个季节进行阐述。

2 数据与方法

2.1 数据

本文采用的 Argo 资料来自中国 Argo 实时资料中心 (<http://www.argo.org.cn>), 是经过处理的月平均格点温盐数据。该资料水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直方向共有 58 层。逐月 OSCAR 表层海流资料由美国国家海洋大气管理局 (NOAA) 提供, 是利用卫星高度计资料和 QuikSCAT 风场资料反演得到, 包括地转流及埃克曼流成分 (http://www.oscar.noaa.gov/datadisplay/osc_ar_datadownload.php)。该数据空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。本文采用的 OAFlux (Objectively Analyzed Air-sea Fluxes) 蒸发资料是印度洋的月平均数据 (ftp://ftp.whoi.edu/pub/science/oafux/data_v3/daily/evaporation/), 其空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。采用的 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 降水资料是印度洋的月平均数据 (<http://precip.gsfc.nasa.gov/>), 其空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

本文采用的上述数据的时间跨度为 2004 年 1 月至 2015 年 12 月, 共 12 年。

2.2 方法

盐度收支方程参照文献 [9], 在忽略水平扩散的情况下, 可以表示为

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{E-P}{h} S - \left(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} \right) - H \left(W_h + \frac{dh}{dt} \right) \frac{S - S_h}{h} + \varepsilon, \quad (1)$$

式中, S 为混合层平均盐度; t 为时间; E 为蒸发量; P 为降水量; h 为混合层深度; u 、 v 为混合层平均水平平流的纬向、经向分量; W_h 为混合层底垂向速度; S_h 为混合层底盐度; ε 为余项(误差项); H 函数^[10] 为阶跃函数: $W_h + dh/dt \leq 0$ 时, H 取 0; $W_h + dh/dt > 0$ 时, H 取 $W_h + dh/dt$ 。式(1)左边是盐度时间变化项(倾向项), 右边第 1 项至第 3 项分别是净淡水通量项、平流输送项和垂向卷夹项。本文只采用了平流输送项。

淡水输运量采用式(2)进行计算(参照文献 [11])。

$$F_w = \int_A [(S_0 - S)/S_0] \times V_n \times dA, \quad (2)$$

式中, F_w 为断面上的淡水输运量(单位: m^3/s); S_0 为盐度参考值; S 和 V_n 分别为断面上海水的盐度和垂直于

断面的流速(单位: m/s); dA 为垂向网格单元的面积(单位: m^2)。计算的深度取海面至水下 10 m。

3 热带印度洋表层盐度和环流的分布特征

在开展本文的研究之前, 首先简单介绍热带印度洋表层盐度和环流的分布特征。印度洋北部被亚洲大陆包围, 海陆热力差异形成了显著的热带季风气候, 冬季盛行东北季风, 夏季盛行西南季风。印度洋约 10°S 以北受热带季风影响形成明显的季风环流^[12-13]。 10°S 以南气候相对比较稳定, 海洋环流也比较稳定。印度洋中部的上层环流主要流系有北赤道流、南赤道流、赤道逆流、Wyrki 急流、西南季风漂流、南印度洋流等。此外, 印度洋的东(西)边界出现东(西)边界流, 如索马里流、南爪哇流、莫桑比克流、东马达加斯加流等。

印度洋的降水量空间分布很不均匀^[8], 受蒸发、降水、环流的影响, 印度洋表层盐度的空间分布也很

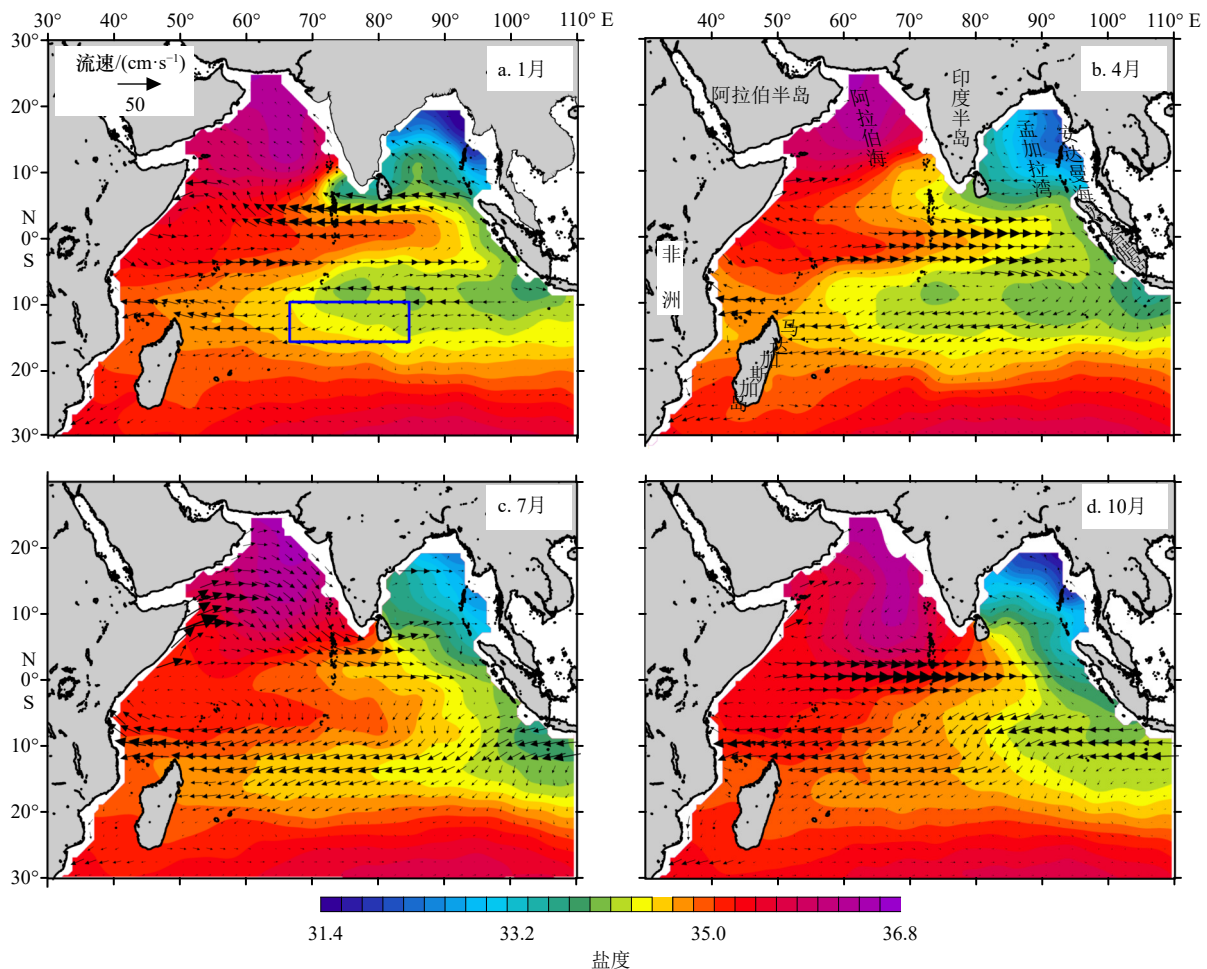


图 1 多年平均 1 月、4 月、7 月、10 月 Argo 表层盐度和 OSCAR 表层流速矢量的平面分布

Fig. 1 The plane distribution of annual average Argo surface salinity and OSCAR surface current vector in January, April, July and October

不均匀(图1), 孟加拉湾、安达曼海受强降水和布拉马普特拉河、恒河等输入径流的影响, 表层盐度是热带印度洋最低。爪哇岛-苏门答腊岛的西部海域受局地降水和印度尼西亚贯穿流(Indonesian Through Flow, ITF)携带来的低盐水的共同影响, 表层盐度也较低。阿拉伯海的年蒸发量远大于年降水量, 海表净损失大量的淡水, 受其影响以及来自红海和波斯湾高盐水的影响, 表层盐度是印度洋最高。南印度洋中纬度东部海域, 年降水量远小于年蒸发量, 海表失去大量的淡水, 导致表层盐度较高。

4 平流输送对热带印度洋表层盐度的调整

4.1 热带印度洋平流输送项的分布特征

利用多年平均的表层 Argo 盐度、OSCAR 海流数据, 采用式(1)的平流输送项计算了各月的盐度平流输送项(图2), 由于本文主要关注较大的平流输送

项, 因此平流输送项的绝对值小于 0.05 月^{-1} 的值未显示。由图可见, 1月西向的北赤道流把来自苏门答腊岛西部海域和孟加拉湾、安达曼海的低盐水向西输送至赤道西印度洋和阿拉伯海东南部海域, 使该海域的盐度平流输送项为负值(也就是说在不考虑净淡水通量项和垂直卷夹项时, 平流输送使该海域的盐度降低了, 后同)。孟加拉湾东部、北部和安达曼海受江河注入的低盐水的影响, 平流输送项为负值。赤道东印度洋的高盐水(相对孟加拉湾低盐水而言)进入孟加拉湾, 使孟加拉湾西部海域的盐度升高。东向的赤道逆流把赤道西印度洋的高盐水向东输送, 使赤道南侧的平流输送项为正值(也就是说在不考虑净淡水通量项和垂直卷夹项时, 平流输送使该海域的盐度升高了, 后同)。西向的南赤道流及其南部的西南向流将爪哇岛-苏门答腊岛西部海域的低盐水向西及西南运输, 造成赤道南印度洋($10^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{S}$)大部分海域的盐度降低。

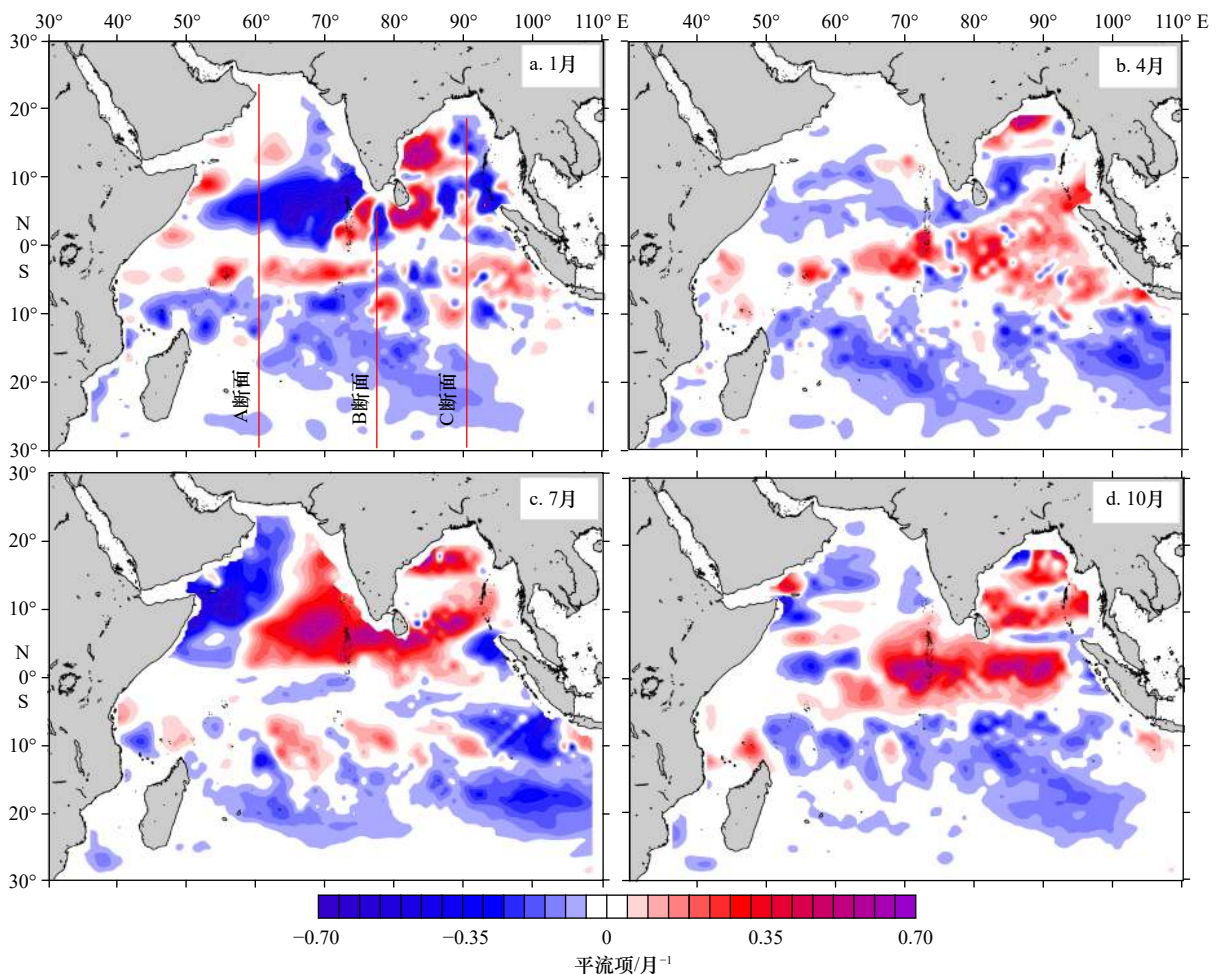


图2 多年平均1月、4月、7月、10月平流输送项的平面分布和淡水输运量的计算断面
Fig. 2 The plane distribution of annual average advection term in January, April, July and October and positions of the sections for freshwater transport calculation

4 月是北印度洋(约 10°S 以北)的季风转换期, 东向的赤道急流(Wyrki 急流)把赤道西印度洋的高盐水向东输送, 至苏门答腊岛西部海域后, 一支向东北进入孟加拉湾和安达曼海, 另一支转向西南, 使途经海域的盐度升高。孟加拉湾、安达曼海的反气旋式环流使得孟加拉湾西南部海域的盐度降低, 西北部和安达曼海南部的盐度升高。孟加拉湾的低盐水从湾口的西部输出, 并沿赤道北侧一路西行, 至索马里半岛东岸转向东北, 进入阿拉伯海。西向的南赤道流及其南部的西南向流将爪哇岛-苏门答腊岛西部海域的低盐水向西及西南输运, 导致赤道南印度洋的盐度降低。

7 月是北印度洋西南季风的强盛期, 索马里半岛近海的索马里急流将赤道西印度洋的低盐水(相对阿拉伯海高盐水而言)输送到阿拉伯海西部海域, 使该海域的盐度降低^[4]。阿拉伯海北部的高盐水, 在西南季风环流的作用下, 从东部海域流出阿拉伯海, 进入北赤道海域, 并一路东行, 主体从孟加拉湾湾口西部入侵孟加拉湾, 在湾内向东部输运, 可达安达曼海; 另一支从印度半岛南部向东南输送, 可达苏门答腊岛西部海域。爪哇岛-苏门答腊岛西南部海域受来自安达曼海的低盐水和西向的印尼贯穿流带来的低盐水的共同影响, 盐度降低。赤道南印度洋盐度降低的原因与 4 月相似, 而 10°S 附近海域, 偏南向流把北部的高盐水向南输运, 导致部分海域盐度升高。

与 4 月类似, 10 月东向的赤道急流把赤道西印度洋的高盐水向东输送, 使赤道印度洋中部和东部海域的盐度升高。阿拉伯海西部海域的盐度降低, 但降低的幅度比 7 月小。孟加拉湾的流场大体是东北向和西北向流, 使湾内的盐度升高。赤道南印度洋盐度降低的原因也与 4 月相似。

由此可见, 海洋平流将赤道西印度洋和阿拉伯海的高盐水输送到低盐海域的赤道东印度洋和孟加拉湾、安达曼海; 将赤道东印度洋和孟加拉湾、安达曼海的低盐水输送到高盐海域的赤道西印度洋、阿拉伯海以及赤道南印度洋的大部分海域, 起到了调整印度洋盐度基本平衡的作用。

4.2 赤道南印度洋表层盐度与南赤道流的关系

从图 1 可见, 赤道南印度洋的西向低盐水舌的年内变化比较明显, 1 月、4 月向西扩展较显著, 可达马达加斯加岛东北部海域, 7 月、10 月向东收缩。从图 2 的分析表明, 西向的南赤道流将爪哇岛-苏门答腊岛西部海域的低盐水向西输运, 造成赤道南印度洋大部分海域的盐度降低, 形成西向的低盐水舌。然而低盐水舌的年内变化与西向的南赤道流的强弱是否有关? 本文在赤道南印度洋选取一个矩形海域($9.5^{\circ}\sim 15.5^{\circ}\text{S}$, $66.5^{\circ}\sim 84.5^{\circ}\text{E}$, 见图 1a 的蓝色矩形框), 计算 2004 年 1 月至 2015 年 12 月共 144 个月该矩形海域每月的平均表层盐度和纬向流速, 来探讨赤道南印度洋表层盐度与南赤道流的关系。选取的矩形海域大体覆盖了赤道南印度洋西向低盐水舌所处的位置, 矩形海域内每月的平均表层盐度和纬向流速可分别代表该月西向低盐水舌的盐度及西向流速。由图 3 可见, 矩形海域平均表层盐度和纬向流速的时间序列大体呈反相的关系, 即西向流(流速为负值)比较大时盐度反而比较高, 西向流比较小时盐度反而比较低, 这显然是不对的。超前滞后相关分析显示, 矩形海域平均表层盐度 S 的年变化滞后纬向流速 U 约 4 个月时相关系数 $R=0.75$ ($R_{0.01}=0.217$, $R>R_{0.01}$, 在 99% 的置信水平上是显著的)最大, 说明平均表层盐度的年变化滞后纬向流速的年变化 4 个月。经计算, 西向的南赤道流

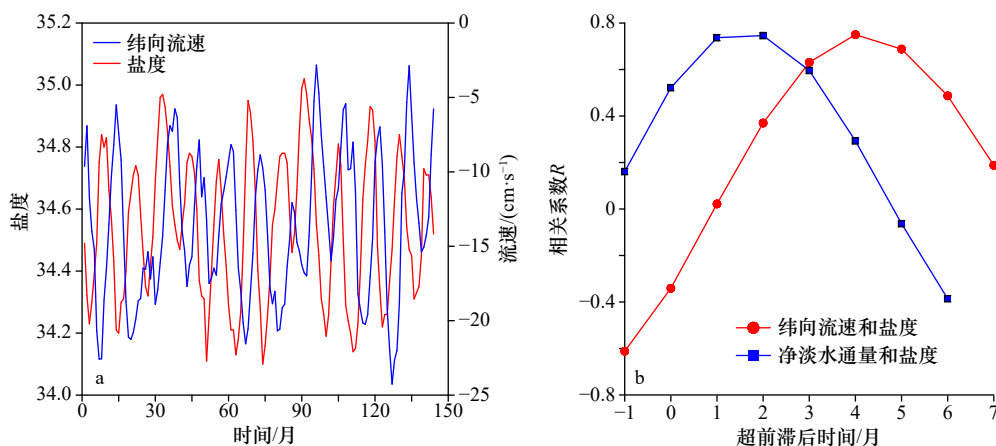


图 3 赤道南印度洋矩形海域平均表层盐度、纬向流速时间序列(a)和超前滞后相关系数(b)

Fig. 3 The time series of mean surface salinity and zonal velocity in the rectangular region of the Equatorial Southern Indian Ocean (a) and the results of lag correlation analysis (b)

将爪哇岛-苏门答腊岛西部海域的低盐水向西输运, 4个月大约可以运移13个经度的距离。同样平均表层盐度的年变化滞后净淡水通量 $E-P$ 的年变化约1~2个月。

4.3 热带印度洋3条经向断面淡水输运量的纬度-时间分布

为了更好更直观地探讨平流输送对表层盐度的调整作用, 选取3条关键断面(图2a)采用淡水输运量计算式(2)计算了通过3条断面的表层淡水输运量来进行分析讨论。A断面(经度为60.5°E, 两端的纬度为23.5°N和29.5°S)位于热带西印度洋, 用于分析热带西印度洋东西向的淡水输运; B断面(经度为77.5°E, 两端的纬度为4.5°N和29.5°S)位于热带印度洋中部, 用于分析热带印度洋中部东西向的淡水输运; C断面(经度为90.5°E, 两端的纬度为18.5°N和

29.5°S)位于热带东印度洋, 用于分析热带东印度洋东西向的淡水输运。参考张玉红等^[15]和宣莉莉等^[16]的做法, 为了使断面东侧的盐度能更好地代表东侧水体的盐度特征, 式(2)中盐度参考值 S_0 为断面东侧5个经度范围内各月表层盐度的平均值。 S 和 V_n 分别为断面上表层盐度和垂直于断面的表层流速。计算的深度取海面至水下10 m。

图4是A、B、C断面的流速 U (纬向流速)、盐度差 (S_0-S) 和淡水输运量的纬度-时间分布。由图可见, 6-9月A断面北部(位于阿拉伯海)的淡水输运量为正值, 即该海域有低盐水从西向东输运, 使该海域的盐度降低。西南季风引起的索马里急流将赤道西印度洋的低盐水(相对阿拉伯海高盐水而言)输送到阿拉伯海西部和中部海域, 使该海域的盐度降低。5°~20°S 海域, 整年几乎都是西向流, 西向流把A断

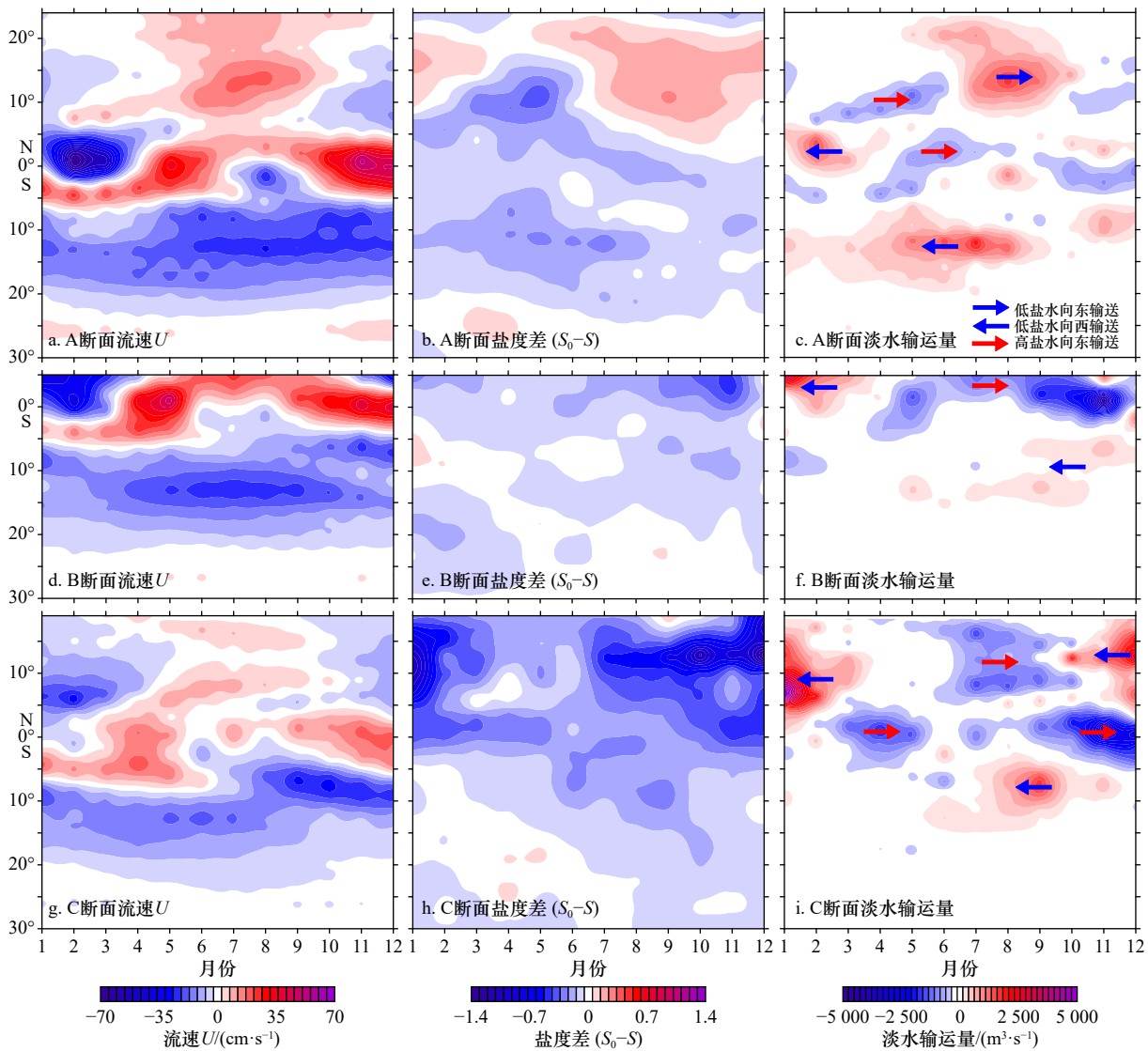


图4 A、B、C断面的流速 U 、盐度差 (S_0-S) 和淡水输运量的纬度-时间分布

Fig. 4 The latitude-time distribution of velocity U , difference of salinity (S_0-S) and freshwater transport for sections A, B and C

面东部的低盐水向西输送(淡水输运量为正值),使该海域的盐度降低。1-4月的 $0^{\circ}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 海域,西向的北赤道强流把A断面东部的低盐水向西输送(淡水输运量为正值),使该海域的盐度降低。季风转换期(春、秋季)东向的赤道急流把赤道西印度洋的高盐水向东输送(淡水输运量为负值),使A断面赤道海域的盐度升高。

B断面 5°N 以南的流速分布与A断面相似,赤道海域淡水输运量的分布与A断面类似,但量值较大。 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 海域,由于盐度差(S_0-S)较小,导致淡水输运量较小。

C断面的流速分布与A断面大体相似,但盐度差的分布差距较大,C断面的盐度差大部分都是负值,且量值较大。C断面北部位于孟加拉湾,11月至翌年3月的淡水输运量为正值,即低盐水从东向西输运;6-9月的淡水输运量为负值,高盐水从西向东输运。3-5月和7-12月赤道海域的淡水输运量为负值,东向的赤道急流把C断面西部的高盐水向东输送,使断面东部的盐度升高。7-10月, $5^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{S}$ 海域的淡水输运量为正值,西向流把断面东部的低盐水向西输送,使断面西部的盐度降低;其他月份盐度差较小,淡水输运量较小。

实际上,式(2)是断面流量与 $(S_0-S)/S_0$ 的乘积,垂直于断面流速的大小及方向和 (S_0-S) 的大小及正负决定了淡水输运量的大小及正负。

本文采用的表层Argo盐度数据是Argo剖面浮标观测资料网格化后的多年平均结果,OSCAR表层海流数据是利用卫星高度计资料和风场资料反演得到的多年平均结果。尽管这两种数据与真实的观测数据以及这两种数据的匹配存在一定的误差,使盐度平流输送项和淡水输运量在个别海域出现一定的偏差,但本文采用的表层Argo盐度、OSCAR表层海流数据基本能客观地反映印度洋的表层盐度、海流的气候态特征(由于篇幅的限制,未给出不同来源的表层盐度、海流数据对比图),且这两种数据已经被广泛应用于海洋学的研究。鉴于本文研究的重点是平流输送对印度洋表层盐度的调整机制,上述误差的存在基本不影响最终研究结论。可见本文采用的数据和计算结果用于探讨平流输送对印度洋表层盐度的调整机制是可行的。

本文采用的OSCAR表层海流数据是多年的各月平均数据,尽管表层海流数据包含年际信号以及涡旋等中尺度过程引起的脉动^[7],且表层海流数据包括埃克曼平流和地转平流,但本文关注的是气候态平均流

场的季节变化。张玉红等^[18]认为扰动项是小量;Da-Allada等^[19]的计算结果显示,水平扩散项是小量;Dong等^[19]给出了由涡旋运移引起的印度洋淡水输运量,其量值为 $-0.2\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}\sim 0.2\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$,经多年月平均后也是小量。可见本文采用的气候态平均流场数据用于探讨平流输送对印度洋表层盐度的调整机制是可行的。

图5是A、B、C断面的年平均淡水输运量、纬向流速随纬度的变化,由图可见,除A断面北部外,其他位置由于盐度差大部分为负值(图4),导致年平均淡水输运量和纬向流速随纬度的变化大体呈反相的关系。A断面 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 海域,西向流较大,低盐水向西输运量也较大; 5°S 以北海域,淡水输运量有正值和负值,经年平均后较小。B断面赤道海域东向流较大,高盐水向东输运量也较大; $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 海域,西向流较大,但盐度差较小,导致淡水输运量较小。C断面 5°N 以南海域与B断面类似, 5°N 以北海域淡水输运量有正值和负值,经年平均后为正值,即低盐水向西输运。

经进一步统计(图6),C断面淡水输运量正值的年平均值(12个月正值的和除以12,再除以断面数据点总数)最大,为 $894.71\text{ m}^3/\text{s}$,也就是说C断面低盐水自东向西输运量最大。A断面淡水输运量正值(低盐水自东向西输运)的年平均值次之,为 $834.29\text{ m}^3/\text{s}$ 。C断面淡水输运量负值的年平均值为 $799.03\text{ m}^3/\text{s}$,也就是说C断面高盐水自西向东输运量也较大。A断面淡水输运量负值的年平均值较小,因为高盐水自西向东输运大体只出现在赤道海域和阿拉伯海南部。B断面淡水输运量负值和正值的年平均值都较小,这是由于淡水输运量较大的海域只出现在赤道海域,赤道以南因盐度差较小导致淡水输运量较小。

综上所述,西向的北赤道流把来自赤道东印度洋和孟加拉湾、安达曼海的低盐水输送到高盐海域的赤道西印度洋和阿拉伯海,但只出现在1-4月;东向的赤道逆流和赤道急流将来自阿拉伯海和赤道西印度洋的高盐水输送到低盐海域的赤道东印度洋和孟加拉湾、安达曼海;西向的南赤道流及其南部的西南向流将来自爪哇岛-苏门答腊岛西部海域的低盐水向西及西南输运,导致赤道南印度洋的盐度降低,起到了调整印度洋盐度基本平衡的作用。

5 强降水(强蒸发)中心与低盐(高盐)中心不重合的机制

从图7中可以看出,苏门答腊岛西部海域的强降

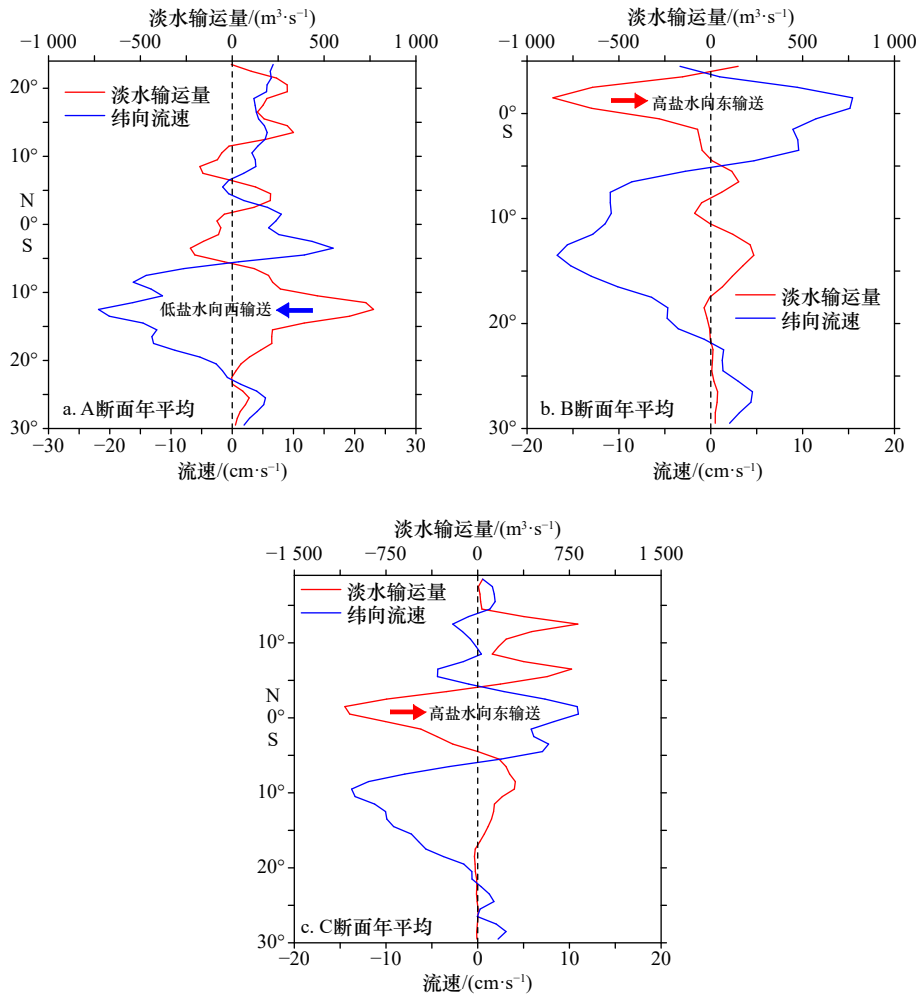


图5 A、B、C断面的年平均淡水输运量、纬向流速随纬度的变化

Fig. 5 The latitudinal variation of annual average freshwater transport and zonal velocity for sections A, B and C

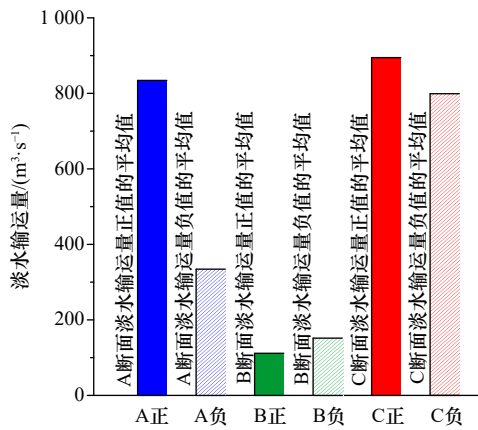


图6 A、B、C断面淡水输运量正值和负值的年平均值

Fig. 6 Annual average value of the positive and negative freshwater transport for sections A, B and C

水中心(年降水量远大于年蒸发量)与低盐中心并不重合,低盐中心比较偏南。同样澳大利亚西部海域的强蒸发中心(年蒸发量远大于年降水量)与高盐中心

并不重合,高盐中心也比较偏南。本文选择2条关键断面(图7中的D、E断面)采用淡水输运量计算式(2)计算了通过2条断面的表层淡水输运量,来分析出现上述现象的机制。D断面(纬度为22.5°S,两端的经度为70.5°E和109.5°E)用于分析澳大利亚西部海域南北向的淡水输运。E断面(纬度为5.5°S,两端的经度为85.5°E和100.5°E)用于分析苏门答腊岛西部海域南北向的淡水输运;式(2)中盐度参考值 S_0 为断面南侧5个纬度范围内各月表层盐度的平均值。 S 和 V_n 分别为断面上表层盐度和垂直于断面的表层流速。计算的深度取海面至水下10m。

D断面南侧5个纬度范围内表层盐度的平均值(S_0)比断面上的盐度(S)高,而断面上是南向流,流速较小。断面上的淡水输运量随时间呈两条带状分布,但都是低盐水向南输运(图8)。由此可见,导致澳大利亚西部海域的强蒸发中心与高盐中心并不重合,高盐中心比较偏南的主要原因是水平环流所致。南向流把断面北部的低盐水(相对断面南部的盐度而言)

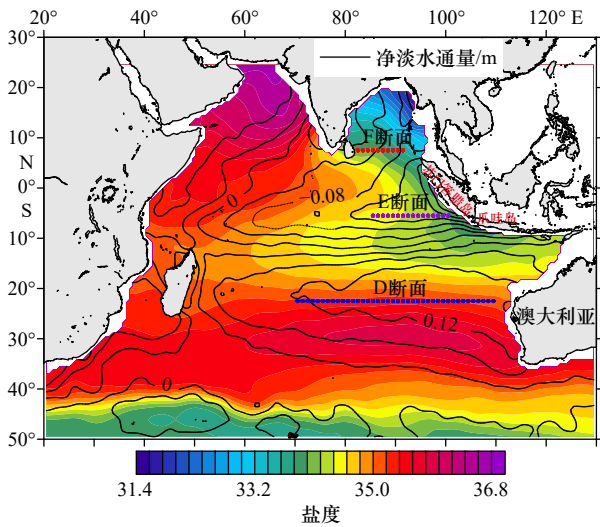


图7 多年平均表层盐度、年净淡水通量的平面分布和淡水运输量的计算断面

Fig. 7 The distribution of annual average surface salinity and net freshwater flux and positions of the sections for freshwater transport calculation

向南输运,使得强蒸发中心海域的盐度降低,从而导致强蒸发中心与高盐中心不重合,高盐中心比较偏南。

要揭示苏门答腊岛西部海域的强降水中心与低盐中心不重合的机制需要2条断面来阐述,即C断面(图2a)和E断面。由图4的C断面流速、盐度差和淡水运输量的纬度-时间分布可见,C断面的赤道附近海域淡水输运量较大,是断面西部的高盐水向东输运。断面东侧赤道附近海域5个经度范围内表层盐度的平均值比断面上的盐度低,而断面的赤道附近海域大体是东向流,因此淡水运输表现为赤道西印度洋的高盐水向东输运,导致苏门答腊岛西部海域的盐度升高。E断面南侧5个纬度范围内表层盐度的平均值大部分比断面上的盐度低,而断面以南向流为主,年平均流速从断面的西部向东部逐渐减小,淡水输运量

的分布也大体是从断面的西部向东部逐渐减小,是高盐水(相对断面南部的盐度而言)向南输运(图9b),该输运主要出现在4-6月(图9a)。由此可见,导致苏门答腊岛西部海域的强降水中心与低盐中心并不重合,低盐中心比较偏南的主要原因也是水平环流所致。水平环流把赤道西印度洋的高盐水向东输运,到达苏门答腊岛西部海域后向南输送,然后转向西南,从而导致苏门答腊岛西部海域的盐度升高。而爪哇岛西南部海域受其影响较小,仍然保留其低盐的特性(爪哇岛西南部海域受降水和印度尼西亚贯穿携带来的低盐水的共同影响,表层盐度较低),从而导致低盐中心比较偏南。

6 孟加拉湾夏季表层盐度较高的机制

孟加拉湾夏季的降水量远大于蒸发量,海表净得到大量的淡水,但是表层盐度没有降低,反而升高了。本文选择孟加拉湾湾口7.5°N断面(F断面,纬度为7.5°N,两端的经度为82.5°E和91.5°E,见图7)采用淡水输运量计算式(2)计算了通过F断面的表层淡水输运量,来分析出现上述现象的机制。式(2)中盐度参考值 S_0 为F断面北侧5个纬度范围内各月表层盐度的平均值。由图10可见,F断面北侧5个纬度范围内表层盐度的平均值比断面上的盐度低,而断面上是北向流为主,断面的中东部年平均流速较大,断面上的淡水输运量随时间呈带状分布,夏季大体是高盐水向北(湾内)输运,断面的中东部年平均淡水输运量较大。

从图11可见,孟加拉湾6-9月的净淡水通量(为了使图看起来比较直观,净淡水通量乘以-1)和入海江河流流量较大,得到大量淡水,本应使湾内表层盐度降低,但结果却相反。图11b显示(为了使图看起来比较直观,淡水输运量乘以-1),夏季湾内表层平均盐度和湾口断面淡水输运量(高盐水向湾内输运)都

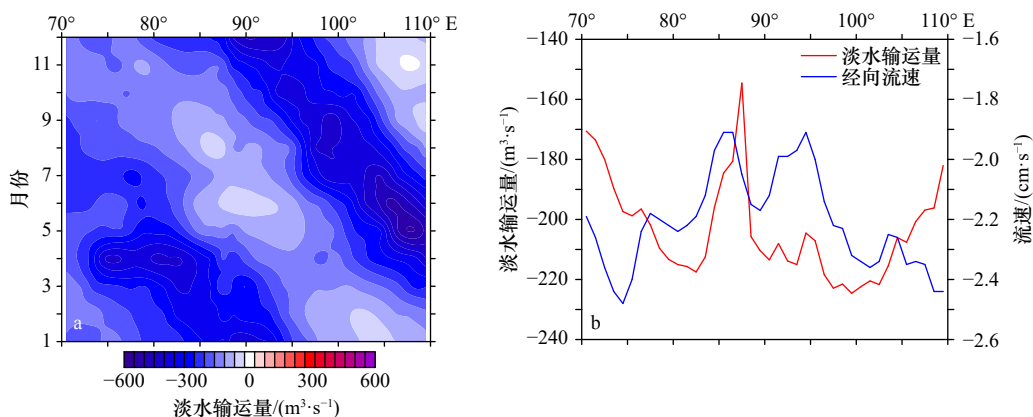


图8 D断面淡水输运量的经度-时间分布(a)和年平均淡水输运量、经向流速随经度的变化(b)

Fig. 8 Longitude-time distribution of freshwater transport (a) and the longitudinal variation of annual average freshwater transport and meridional velocity for Section D (b)

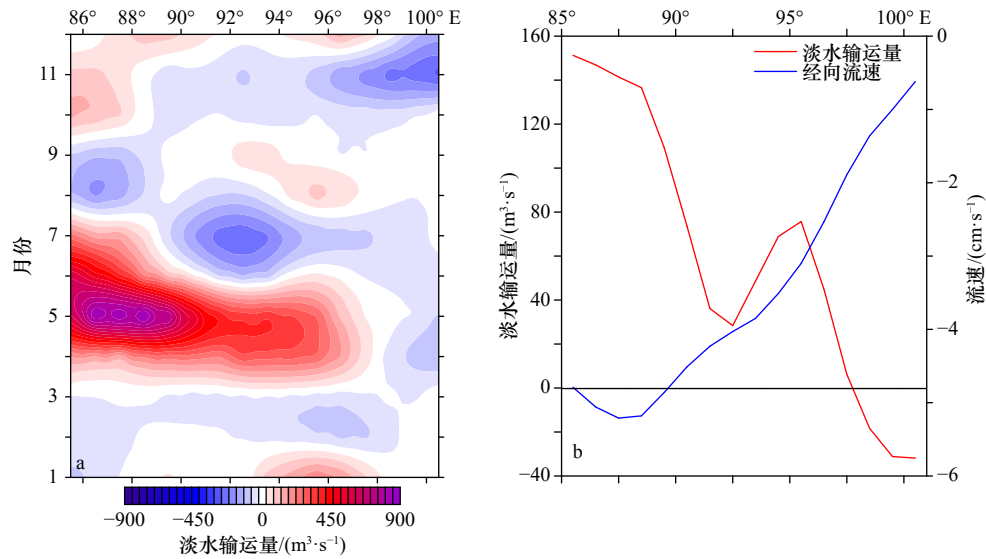


图9 E断面淡水运输量的经度-时间分布(a)和年平均淡水运输量、经向流速随经度的变化(b)

Fig. 9 Longitude-time distribution of freshwater transport (a) and the longitudinal variation of annual average freshwater transport and meridional velocity (b) for Section E

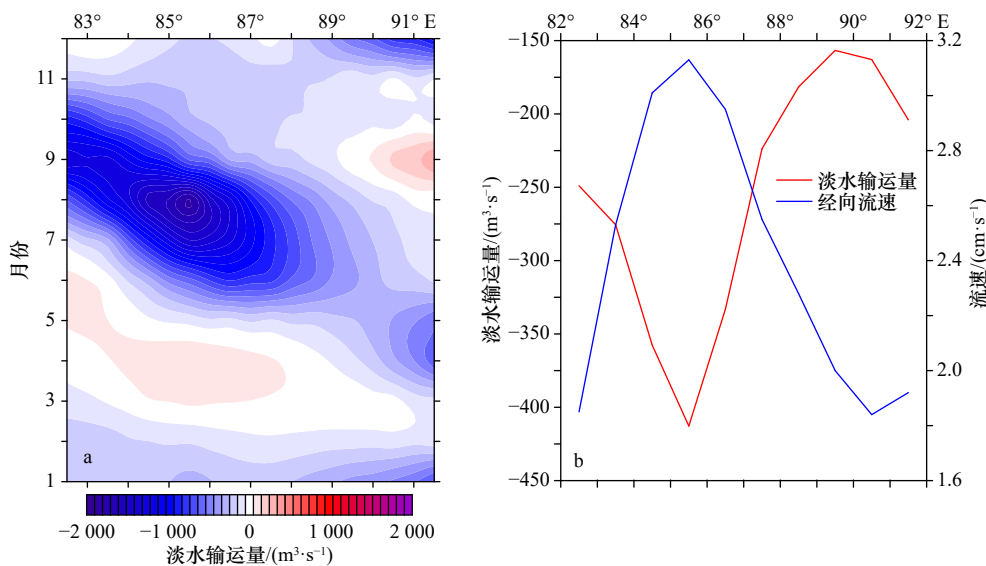


图10 F断面淡水运输量的经度-时间分布(a)和年平均淡水运输量、经向流速随经度的变化(b)

Fig. 10 Longitude-time distribution of freshwater transport (a) and the longitudinal variation of annual average freshwater transport and meridional velocity (b) for Section F

比较高。说明夏季来自赤道西印度洋和阿拉伯海的高盐水,在西南季风环流的驱动下,通过孟加拉湾湾口向湾内输运,是导致孟加拉湾夏季表层盐度较高的主要原因。

7 结论

本文利用 Argo 表层盐度、OSCAR 海流等数据,采用盐度收支方程的平流输送项来阐述海洋平流输送对热带印度洋表层盐度的调整作用,利用淡水运输量计算公式来揭示 6 条关键断面海洋平流输送对表

层盐度空间结构的调整机制。结论如下:

(1) 4 月平流输送项的分布显示,孟加拉湾的低盐水从湾口的西部流出,并沿赤道北侧一路西行,至索马里半岛东岸转向东北,进入阿拉伯海。

(2) 研究海域 3 条经向断面(A、B、C 断面)淡水运输量的分析结果表明,西向的北赤道流把来自赤道东印度洋和孟加拉湾、安达曼海的低盐水输送到高盐海域的赤道西印度洋和阿拉伯海,但只出现在 1-4 月;东向的赤道逆流和赤道急流将来自阿拉伯海和赤道西印度洋的高盐水输送到低盐海域的赤道东

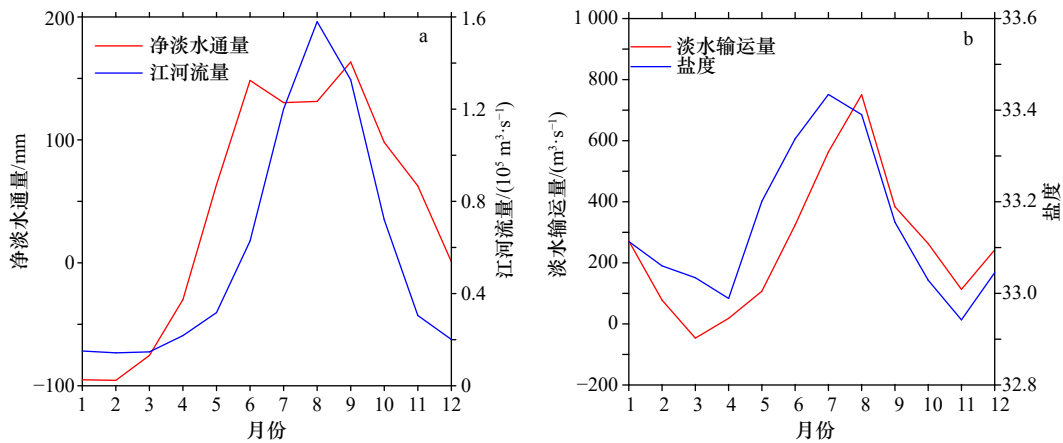


图 11 孟加拉湾月平均净淡水通量、江河流量(a)和表层平均盐度、F 断面淡水输运量(b)的时间序列

Fig. 11 The time series of monthly average net freshwater flux, river discharge (a) and surface mean salinity in the Bay of Bengal and the freshwater transport for Section F (b)

印度洋和孟加拉湾、安达曼海；西向的南赤道流及其南部的西南向流将来自爪哇岛-苏门答腊岛西部海域的低盐水向西及西南输运，导致赤道南印度洋的盐度降低，起到了调整印度洋盐度基本平衡的作用。

(3) 赤道南印度洋的矩形海域 (9.5°~15.5°S, 66.5°~84.5°E) 平均表层盐度的年变化滞后纬向流速的年变化 4 个月。

(4) 经向断面淡水输运量的断面平均结果表明，东印度洋 90.5°E 断面低盐水自东向西输运量最大，西印度洋 60.5°E 断面次之，东印度洋 90.5°E 断面高盐水自西向东输运量也较大。西印度洋 60.5°E 断面高盐水自西向东输运量较小，印度洋中部 77.5°E 断面东西向输运量都较小。

(5) 纬向断面 (D、E、F 断面) 淡水输运量的分析结果表明，水平环流把赤道西印度洋的高盐水向东输

运，到达苏门答腊岛西部海域后向南输送，然后转向西南，从而使苏门答腊岛西部海域的盐度升高，导致该海域的强降水中心与低盐中心并不重合，低盐中心比较偏南。南向流把澳大利亚西部海域北部的低盐水向南输运，使强蒸发中心海域的盐度降低，从而导致强蒸发中心与高盐中心不重合，高盐中心比较偏南。研究结论进一步印证了许金电和高璐^[8]的定性分析结果。夏季来自赤道西印度洋和阿拉伯海的高盐水，在西南季风环流的驱动下，通过孟加拉湾湾口向湾内输运，是导致孟加拉湾夏季表层盐度较高的主要原因。

致谢：感谢中国 Argo 实时资料中心等单位提供 Argo 盐度、OSCAR 海流、OAFlux 蒸发、TRMM 降水和江河流量等数据。感谢审稿专家对本文提出了合理、宝贵的意见和建议。

参考文献：

- [1] Webster P J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions[J]. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32(4): 427-476.
- [2] 王磊, 林丽贞, 谢聿原, 等. 冬季东海及南海北部海域初级生产力和新生产力的初步研究[J]. *海洋学研究*, 2012, 30(1): 59-66.
Wang Lei, Lin Lizhen, Xie Yuyuan, et al. A preliminary study on the new productivity and primary productivity of East China Sea and northern South China Sea in winter[J]. *Journal of Marine Sciences*, 2012, 30(1): 59-66.
- [3] 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.
- [4] Zhang Yuhong, Du Yan. Seasonal variability of salinity budget and water exchange in the northern Indian Ocean from HYCOM assimilation[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2012, 30(6): 1082-1092.
- [5] Zhang Ningning, Feng Ming, Du Yan, et al. Seasonal and interannual variations of mixed layer salinity in the southeast tropical Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(7): 4716-4731.
- [6] Yu Lisan. A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C10): C10025.
- [7] 杜岩, 张玉红, 施建成. 海洋表面盐度与海洋环流和气候变化的关系[J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 62(5): 771-782.
Du Yan, Zhang Yuhong, Shi Jiancheng. Relationship between sea surface salinity and ocean circulation and climate change[J]. *Science China Earth Sciences*, 2019, 62(5): 771-782.
- [8] 许金电, 高璐. 热带印度洋降水、蒸发的时空特征及其对海表盐度的影响[J]. *海洋学报*, 2018, 40(7): 90-102.
Xu Jindian, Gao Lu. The temporal-spatial features of evaporation and precipitation and the effect on sea surface salinity in the tropical In-

- dian Ocean[J]. Haiyang Xuebao, 2018, 40(7): 90–102.
- [9] Foltz G R, McPhaden M J. Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical North Atlantic Ocean[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2008, 113(C2): C02013.
- [10] Da-Allada Y C, Gaillard F, Kolodziejczyk N. Mixed-layer salinity budget in the tropical Indian Ocean: seasonal cycle based only on observations[J]. *Ocean Dynamics*, 2015, 65(6): 845–857.
- [11] Fang Guohong, Susanto R D, Wirasantosa S, et al. Volume, heat, and freshwater transports from the South China Sea to Indonesian seas in the boreal winter of 2007–2008[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C12): C12020.
- [12] Schott F A, McCreary Jr J P. The monsoon circulation of the Indian Ocean[J]. *Progress in Oceanography*, 2001, 51(1): 1–123.
- [13] Schott F A, Xie Shangping, McCreary Jr J P. Indian Ocean circulation and climate variability[J]. *Reviews of Geophysics*, 2009, 47(1): RG1002.
- [14] 许金电, 高璐, 邱云, 等. 阿拉伯海淡水输运量的季节变化特征研究[J]. 海洋学报, 2019, 41(7): 1–14.
Xu Jindian, Gao Lu, Qiu Yun, et al. Seasonal variation characteristics of freshwater transport in the Arabian Sea[J]. Haiyang Xuebao, 2019, 41(7): 1–14.
- [15] 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.
Zhang Yuhong, Du Yan, Xu Haiming. 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.
- [16] 宣莉莉, 邱云, 许金电, 等. 孟加拉湾与赤道东印度洋水交换的季节变化特征[J]. 热带海洋学报, 2015, 34(6): 26–34.
Xuan Lili, Qiu Yun, Xu Jindian, et al. Seasonal variation of the water exchange between the Bay of Bengal and the equatorial eastern Indian Ocean[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2015, 34(6): 26–34.
- [17] Zhang Zhengguang, Wang Wei, Qiu Bo. Oceanic mass transport by mesoscale eddies[J]. *Science*, 2014, 345(6194): 322–324.
- [18] 张玉红, 徐海明, 杜岩, 等. 阿拉伯海东南海域盐度收支的季节变化[J]. 热带海洋学报, 2009, 28(5): 66–74.
Zhang Yuhong, Xu Haiming, Du Yan, et al. Seasonal variability of salinity budget in the southeastern Arabian Sea[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2009, 28(5): 66–74.
- [19] Dong Changming, McWilliams J C, Liu Yu, et al. Global heat and salt transports by eddy movement[J]. *Nature Communications*, 2014, 5(1): 3294.

The adjustment mechanism of the surface salinity in the Indian Ocean by oceanic advection

Xu Jindian^{1,2}, Jing Chunsheng^{1,2}, Cai Shangzhan^{1,2}, Lin Xinyu^{1,2}, Gao Lu³

(1. *Ocean Dynamics Laboratory, Third Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Xiamen 361005, China*; 2. *Fujian Provincial Key Laboratory of Marine Physical and Geological Processes, Xiamen 361005, China*; 3. *Haikou Marine Environment Monitoring Station, State Oceanic Administration, Haikou 570311, China*)

Abstract: In this study, Argo surface salinity, OSCAR current and other data are used to explore the influence of oceanic advection transport on the surface salinity in the Tropical Indian Ocean based on the advection term of the salinity budget equation. The adjustment mechanism of the spatial structure of surface salinity by oceanic advection is revealed by freshwater transport calculation along 6 key sections. The results show that the oceanic advection which transports the high-salinity water in the Equatorial Western Indian Ocean (EWIO) and the Arabian Sea (AS) to the Equatorial Eastern Indian Ocean (EEIO), the Bay of Bengal (BOB) and the Andaman Sea, and also transports the low-salinity water in the EEIO, the BOB and the Andaman Sea to the EWIO, the AS and the Equatorial Southern Indian Ocean, plays a role in adjusting the basic balance of salinity in the Indian Ocean. The analysis of freshwater transport along sections shows that the inconsistency between the center of high precipitation and low salinity in the western sea area of Sumatra, and the inconsistency between the center of high evaporation and high salinity in the western sea area of Australia, are both caused by oceanic advection. In summer, the high-salinity water in the EWIO and the AS transported by the southwest monsoon forced circulation into the BOB, is the main reason for the high surface salinity in the BOB.

Key words: freshwater transport; advection; adjustment mechanism; surface salinity; Indian Ocean