

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, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2018.07.008

Xu Jindian, Gao Lu. The temporal-spatial features of evaporation and precipitation and the effect on sea surface salinity in the tropical Indian Ocean[J]. Haiyang Xuebao, 2018, 40(7): 90-102, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2018.07.008

热带印度洋降水、蒸发的时空特征 及其对海表盐度的影响

许金电¹,高璐¹

(1.国家海洋局第三海洋研究所 海洋动力学实验室,福建 厦门 361005)

摘要: 本文利用降水、蒸发等资料分析热带印度洋年降水量、蒸发量、净淡水通量的分布特征,并选取4个典型海域来分析降水量、蒸发量、净淡水通量的季节变化和年际变化。结果表明:东印度洋的苏门答腊岛西部海域年降水量最大,季节变化较小,属全年降雨型;孟加拉湾的东北部和安达曼海的北部海域年降水量较大,其年际变化以4.2 mm/a的速率增长,强降水出现在5-9月;阿拉伯海的西部海域年降水量较小;南印度洋东部(20°~30°S,80°~110°E)海域年降水量较小,年蒸发量较大,年蒸发量在2000年之前以5.1 mm/a的速率增长,之后以4.5 mm/a的速率减小。本文还采用Argo盐度等资料探讨降水、蒸发对海表盐度的影响,研究结果表明:降水量远大于蒸发量的海域,海表盐度较低;降水量远小于蒸发量的海域,海表盐度较高。表层水平环流是导致高净淡水通量中心与低盐中心并不重合的主要原因,也是导致强蒸发中心与高盐中心并不重合的主要原因。选取的4个典型海域海表盐度的季节变化与净淡水通量关系不大,而是与表层水平环流有关。孟加拉湾强降水对表层盐度的影响显著,强降水发生后表层盐度降低0.2~0.8,其影响深度为30~50 m。

关键词: 降水;蒸发;海表盐度;热带印度洋;影响

中图分类号:P731.11

文献标志码:A

文章编号:0253-4193(2018)07-0090-13

1 引言

海洋作为全球水汽主要来源,在全球水循环系统中起到非常重要的作用,其降水、蒸发的分布和变化,对陆表水循环和海气相互作用有重要的影响。因此,加强全球水循环的海洋方面研究是十分必要的。

热带印度洋作为亚澳季风区下垫面的重要组成部分,其海气相互作用影响亚澳季风及全球气候。热带印度洋降水、蒸发的分布和变化对海表温度、盐度有较大的影响,从而影响大洋热盐环流。有关热带印

度洋降水、蒸发的研究报道比较少见,Lau和Nath^[1]利用完全耦合模式(GCM)的模拟结果,对印度洋-太平洋暖池地区的降水进行了分析。刘琳和于卫东^[2]分析了热带印度洋海域逐月降水资料,结果表明,热带印度洋海域降水年际变化的主要特征表现为东、西方向反位相的偶极子模态。苏涛和封国林^[3]基于使用较为广泛的8套再分析资料,研究了全球蒸发量的时空变化特征,同时对比分析了各套资料的异同点。曾丽丽等^[4]研究了南海蒸发和净淡水通量的季节和年际变化。丁张巍等^[5]根据OAFflux洋面蒸发

收稿日期:2017-08-30;修订日期:2017-12-14。

基金项目:科技基础资源调查专项(2017FY201402);全球变化与海气相互作用专项(GASI-IPOVAI-02,GASI-IPOVAI-03);国家海洋局第三海洋研究所基本科研业务费专项资金资助项目(海三科 201712);国家重点研发计划(2016YFC1401003)。

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

量资料分析了近 50 年来南海海面蒸发量的时空变化特征。已有的研究较少涉及热带印度洋降水、蒸发和净淡水通量的时空特征,降水、蒸发对海表盐度影响的研究报道更少。因此本文将利用降水、蒸发和 Argo 等资料对热带印度洋降水、蒸发的时空特征进行研究,并探讨降水、蒸发对海表盐度的影响。

2 数据

降水资料来自 GPCP(Global Precipitation Climatology Project),其空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。本文采用 1979—2015 年共 37 年的数据。Huffman 等^[6]和 Adler 等^[7]发展了 GPCP 综合性降水资料,GPCC 综合了 GPCC(Global Precipitation Climatology Center)^[8-9]地面雨量计的降水观测结果和卫星遥感对降水的反演结果,因此 GPCP 能较好地反映出热带降水的时空分布和变化。

蒸发资料来自 OAFflux(Objectively Analyzed air-sea Fluxes),其空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。本文采用 1958—2015 年共 58 年的数据。OAFflux 将 NCEP/NCAR,NCEP/DOE 和 ERA-40 等再分析资料以及卫星观测数据结合在一起,使用 COARE 3.0 总体通量算法得到最佳估计变量,构建了全球海洋的潜热、感热通量以及蒸发量等数据^[10],后来的研究表明它与浮标观测到的蒸发量有很好的-一致性,具有比较高的可信度^[11]。

Argo 计划是新一代全球海洋观测网计划的简称,Argo 即地转海洋学实时观测阵。该计划于 1998 年提出,2000 年初开始实施,至 2007 年底全球 Argo 观测网初步建成,基本趋向稳定。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,时间为 2004 年 1 月至 2015 年 12 月,共 12 年。该资料水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,垂直方向共有 58 层,为非等间距分布。

逐月 OSCAR(Ocean Surface Current Analyses-Realtime)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 Ekman 流成分^[12]。该数据空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。本文采用 2004 年 1 月至 2015 年 12 月共 12 年的数据。

CCMP(Cross Calibrated Multi-Platform)风场资料由美国宇航局物理海洋学数据分发存档中心(PO.DAAC)提供,目前在国内外得到广泛应用。该数据空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。本文采用 1998 年 1 月

至 2015 年 12 月的数据。

气压资料来自美国气象环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)联合制作的 NCEP/NCAR 再分析数据集,该数据空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。本文采用 1948 年 1 月至 2015 年 12 月的数据。

3 热带印度洋多年平均洋面年降水量、蒸发量及净淡水通量的分布

在本文的研究区域内($40^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$),热带印度洋 1979—2015 年共 37 年的多年平均洋面年降水量最大值为 3 054 mm,出现在东印度洋的苏门答腊岛西部海域;最小值为 96 mm,出现在阿拉伯海的西部海域;平均值为 1 066 mm。1979—2015 年的多年平均洋面年蒸发量最大值为 2 283 mm,出现在红海;最小值为 783 mm,出现在苏门答腊岛西部海域;平均值为 1 503 mm。多年平均洋面年蒸发量大于年降水量。

图 1 是热带印度洋 1979—2015 年共 37 年的多年平均洋面年降水量、蒸发量及净淡水通量(一般将降水量减去蒸发量,作为海洋得到的净淡水通量)的平面分布。由图可见,热带印度洋年降水量的分布很不均匀,年降水量较大的海域出现在东印度洋的苏门答腊岛西部海域,年降水量达 3 000 mm 以上;孟加拉湾的东北部和安达曼海的北部海域以及阿拉伯海的东侧年降水量也较大,可达 2 800 mm 以上;马达加斯加岛周边海域年降水量在 1 600 mm 以上。年降水量较小的海域出现在阿拉伯海的西部海域,年降水量不足 200 mm,堪称“海上沙漠”;南印度洋东部($20^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$)海域和莫桑比克海峡南部海域的年降水量也较小。

年蒸发量较大的海域出现在南印度洋($10^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{S}$)的广大海域和红海、波斯湾、亚丁湾,可达 1 800 mm 以上。年蒸发量较小的海域出现在南印度洋 30°S 以南的中部和东部海域。赤道印度洋西部海域和北印度洋近岸海域年蒸发量也较小。

年净淡水通量为正(降水量大于蒸发量)且较大的海域出现在东印度洋的苏门答腊岛西部海域、孟加拉湾的东北部海域和安达曼海的北部海域以及阿拉伯海的东侧,与年降水量较大的海域基本一致。年净淡水通量为负(降水量小于蒸发量)且绝对值较大的海域出现在南印度洋($10^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{S}$)的广大海域和红海、波斯湾以及阿拉伯海的中西部,与年降水量较小的海域基本一致。

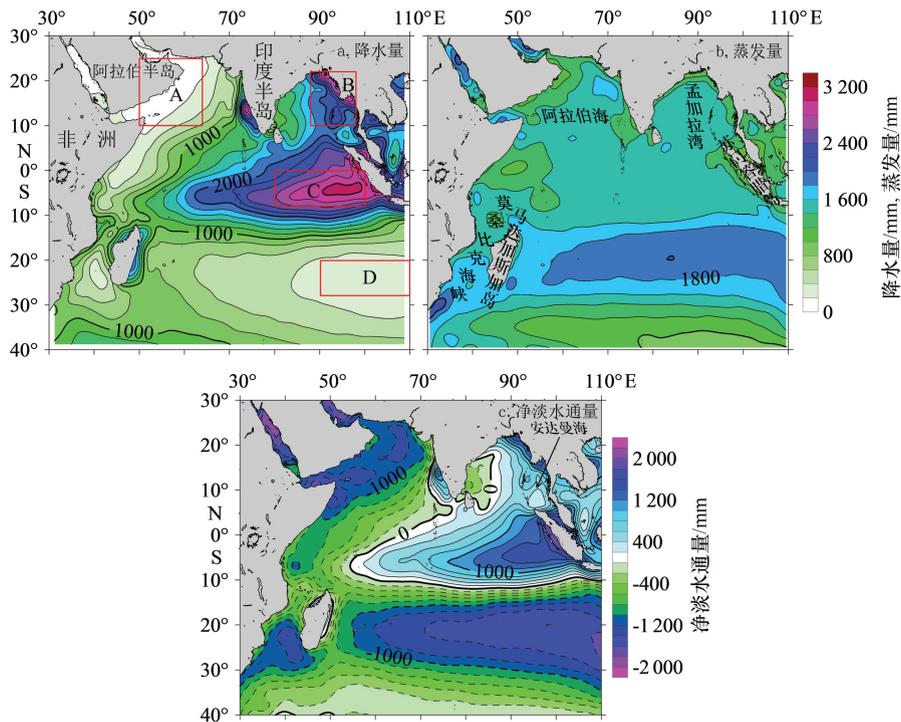


图1 热带印度洋多年平均年降水量(a)、蒸发量(b)及净淡水通量(c)的平面分布

Fig.1 The level distribution of the mean years annual precipitation, evaporation and net fresh water flux in the tropical Indian Ocean

4 多年平均洋面月降水量、蒸发量及净淡水通量的季节特征

根据热带印度洋面年蒸发、降水和净淡水通量的分布特征,选取4个典型海域来分析1979—2015年共37年的多年平均洋面月降水量、蒸发量及净淡水通量(区域平均,不含陆地)的季节特征。4个典型海域见图1a, A海域($10^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\sim 64^{\circ}\text{E}$)位于阿拉伯海西部,是降水量小、蒸发量小的海域; B海域($10^{\circ}\sim 22^{\circ}\text{N}$, $88^{\circ}\sim 98^{\circ}\text{E}$)位于孟加拉湾的东北部和安达曼海的北部,是降水量大、蒸发量较小的海域; C海域($0^{\circ}\sim 8^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$)位于东印度洋的苏门答腊岛西部,是降水量大、蒸发量较小的海域; D海域($20^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{S}$, $90^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$)位于南印度洋东部,是降水量小、蒸发量大的海域。

由图2至图4可见, A海域位于热带季风气候区,冬季盛行东北季风,夏季盛行西南季风。除夏季外都受到高气压控制,导致降水稀少。月降水量6月较大,为44 mm,2月较小,年平均只有17 mm。月蒸发量出现双峰型分布,峰值出现在12月和6月,分别为165 mm和126 mm,年平均值为112 mm。月净淡

水通量都是负值,降水量小于蒸发量,年平均值为-95 mm。

B海域也位于热带季风气候区,月降水量出现单峰型分布,5—9月较大,峰值出现在7月,达425 mm。最小值出现在2月,年平均值为183 mm。西南季风期间,孟加拉湾和安达曼海富含水汽的空气被陆地山脉强迫抬升带来强对流和丰沛的降水,同时热带气旋也为B海域带来强降水。月蒸发量的分布与A海域相似,也出现双峰型分布,12月和6月的峰值分别为163 mm和127 mm,年平均值为119 mm。月净淡水通量的分布与月降水量类似,5—10月为正值,降水量大于蒸发量,峰值出现在7月,达303 mm。1—4月以及11月、12月为负值,年平均值为63 mm。

C海域位于赤道低气压区,海表水温较高,海面风速较小,湿热空气上升,形成降水。月降水量11月较大,为292 mm,3月较小,季节变化幅度较小,属全年降雨型,年平均值为229 mm。月蒸发量8月较大,2月较小,季节变化幅度较小,年平均值为123 mm。月净淡水通量都是正值,降水量大于蒸发量,其分布与月降水量类似,年平均值为107 mm。

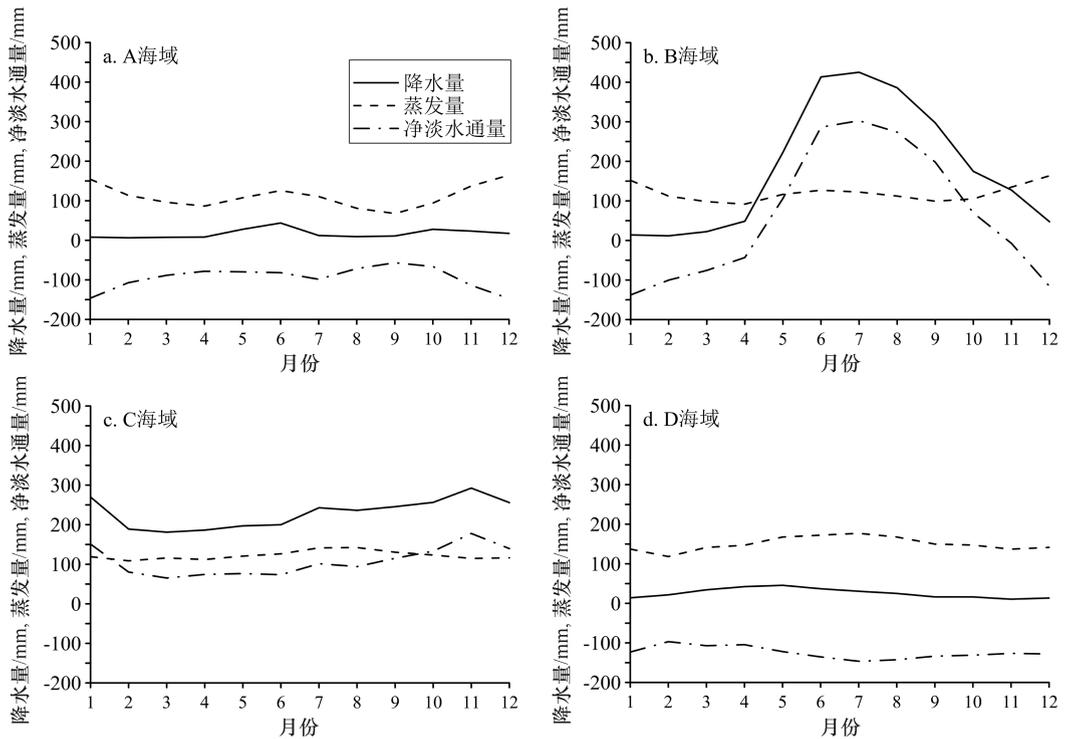


图2 典型海域多年平均洋面月降水量、月蒸发量及月净淡水通量的时间序列

Fig.2 The time series of the annual average monthly precipitation, monthly evaporation and monthly net fresh water flux in the typical areas

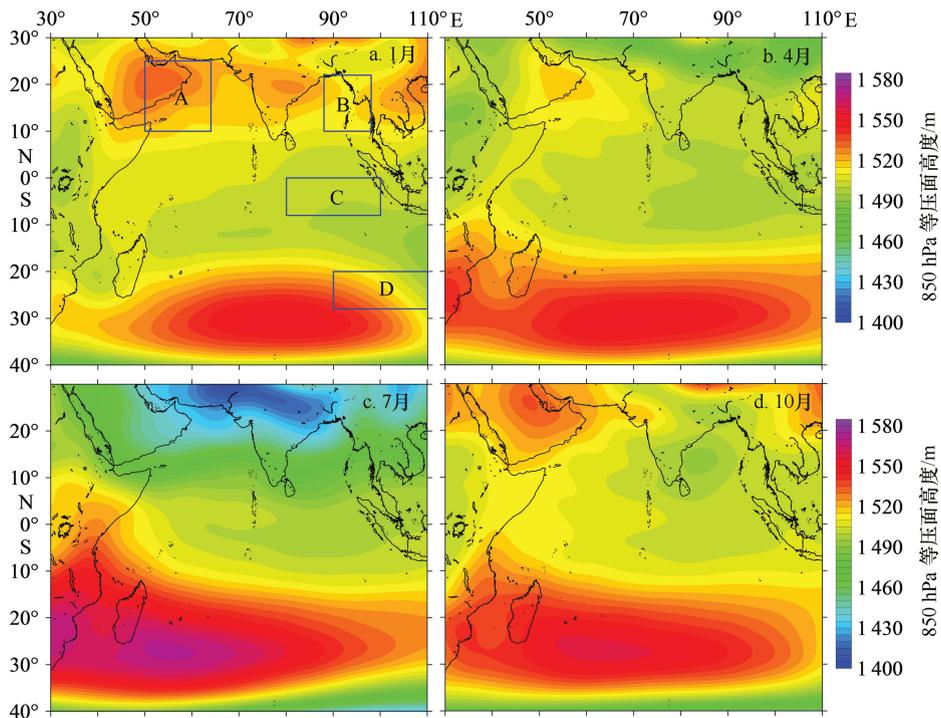


图3 多年平均1月(a)、4月(b)、7月(c)、10月(d)850 hPa等压面高度的分布

Fig.3 The distribution of the annual average 850 hPa isobaric surface height in the January (a), April (b), July (c), and October (d)

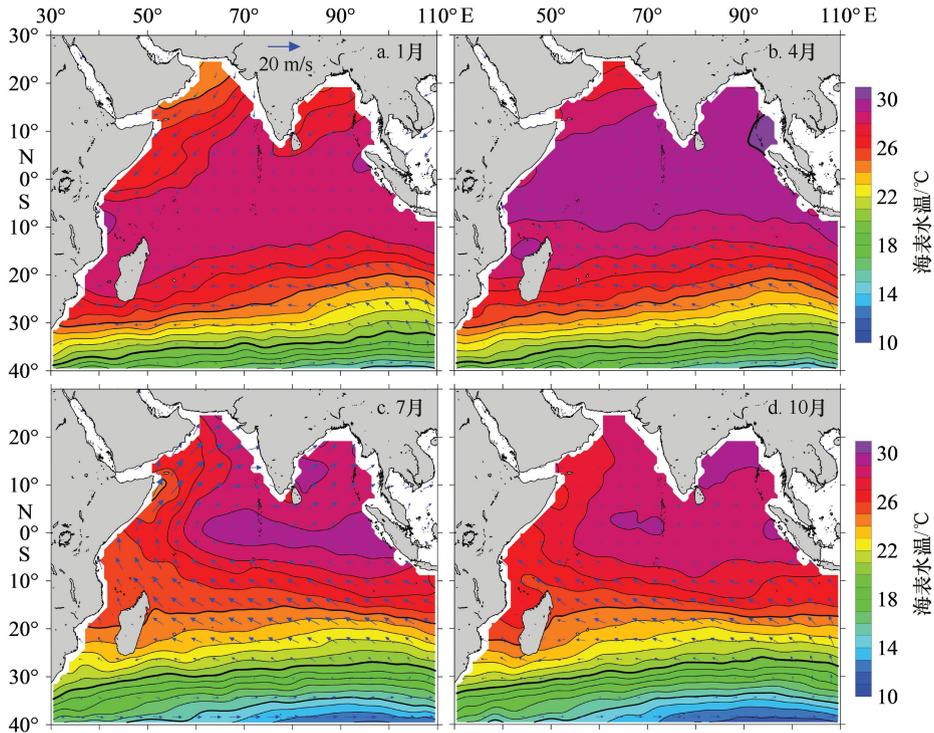


图4 多年平均1(a)、4(b)、7(c)、10(d)月海表水温和风场(矢量,单位:m/s)的分布

Fig.4 The distribution of the annual average sea surface temperature and wind field (unit:m/s) in the January (a), April (b), July (c), and October (d)

D 海域位于副热带高压区,干热空气下沉,不利于降水。月降水量 5 月较大,11 月较小,季节变化幅度较小,年平均值只有 26 mm。D 海域整年盛行东南信风,风速较大,导致海面蒸发量较大。月蒸发量 7 月较大,2 月较小,季节变化幅度较小,年平均值达 150 mm。月净淡水通量都是负值,降水量小于蒸发量,年平均值为 -125 mm。

综上所述,年平均月降水量 C 海域最大(229 mm),B 海域次之(183 mm),A 海域最小(17 mm)。季节变化幅度 B 海域最大(413 mm),是热带印度洋夏季的强降水区,其他海域较小。

年平均月蒸发量 D 海域最大(150 mm),C 海域次之(123 mm),A 海域最小(112 mm)。A、B 海域 12 月和 6 月的月蒸发量较大,4 月和 9 月较小,有季节变化的特征。

A、D 海域月净淡水通量均为负值,降水量小于蒸发量。C 海域为正,降水量大于蒸发量。B 海域 5—10 月为正值,其他月份为负值,B 海域夏季得到大量淡水。

5 年降水量、蒸发量及净淡水通量的年际变化

图 5 是年降水量、蒸发量及净淡水通量时间序列,由图可见,A、D 海域的年降水量较小且变化也较小。B 海域 1979 年的年降水量较小,2011 年较大,年降水量呈现缓慢上升趋势。通过对该时间序列进行一阶拟合可知,其增长速率为 4.2 mm/a,在 99% 的置信水平上是显著的(以下的一阶拟合也都通过显著性检验)。同样对 B 海域的 850 hPa 等压面高度的时间序列进行一阶拟合可知,等压面高度呈现缓慢下降的趋势(图 6a),低气压使空气上升,云量增多,有利于降水,说明 B 海域年降水量呈现缓慢上升趋势主要是气压缓慢下降所致。C 海域的年降水量较大,其变化幅度也较大,可达 1 881 mm。C 海域的年降水量 1997 年较小,只有 1 371 mm。1997 年 C 海域的年平均海平面气压(1 011.2 hPa)比其他年份高,高气压使空气下沉,云量减少,不利于降水。同时 1997 年也是 EN-SO 年,C 海域的 SST 降低,上空的沃克(Walker)环流下沉,低空产生辐散运动,云量少,导致降水较少^[2]。

A、B、C 海域的年蒸发量较小,D 海域较大。以

2000年为界,D海域1958—2000年的年蒸发量以5.1 mm/a的速率增长,2000—2015年以4.5 mm/a的速率减少。海面蒸发量主要由参考高度(约10 m)的风速、大气比湿和海面温度时的饱和比湿所决定^[4],海面蒸发量的大小与参考高度的风速成正比,与海面温度时的饱和比湿和参考高度的大气比湿之差成正比。

由图6b可见,D海域1958—2000年参考高度的风速逐渐增长,2000—2015年逐渐减小。而海面温度时的饱和比湿和参考高度的大气比湿之差没有这种逐渐增长和减小的趋势(由于篇幅的限制图未示),可见D海域年蒸发量的这种年际变化趋势主要是由风速的年际变化所导致。

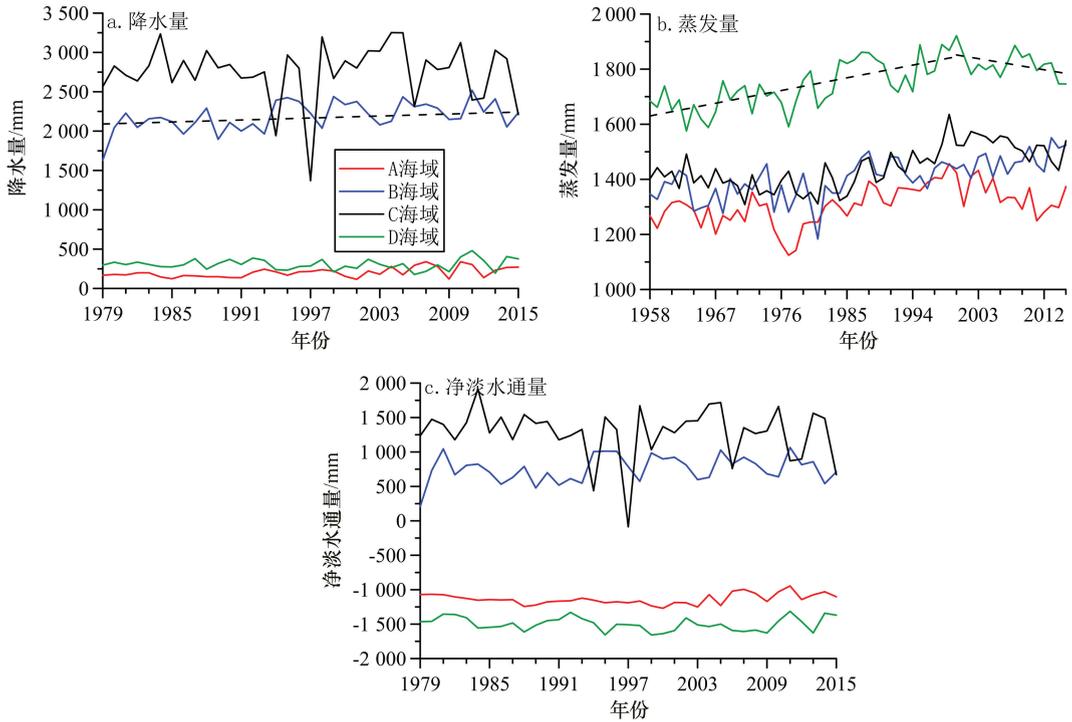


图5 年降水量(a)、蒸发量(b)及净淡水通量(c)时间序列(虚线为趋势线)

Fig.5 The time series of the annual precipitation (a), evaporation (b) and net fresh water flux (c) (dotted line is the trend line)

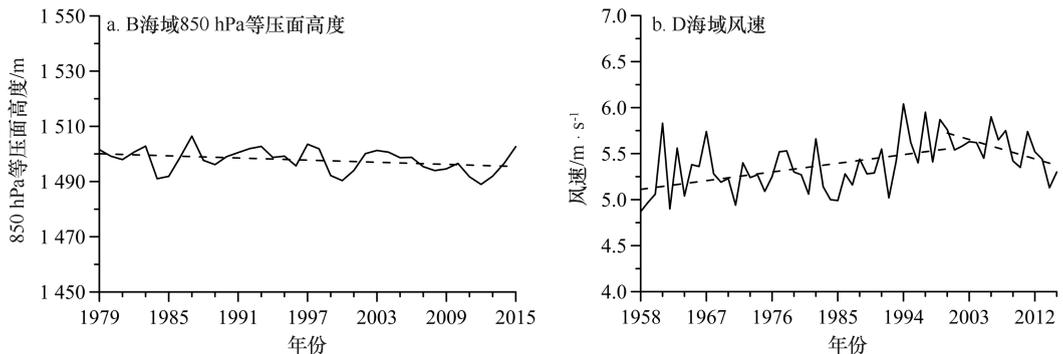


图6 B海域850 hPa等压面高度(a)和D海域风速(b)时间序列(虚线为趋势线)

Fig.6 The time series of 850 hPa isobaric surface height at B area (a) and wind speed at D area (b) (dotted line is the trend line)

A、C 海域的年蒸发量也出现与 D 海域类似的增长和减少,但增长速率较小。1958—2000 年,A、C 海域年蒸发量的增长速率分别为 3.4 mm/a 和 2.2 mm/a,2000—2015 年的减少速率分别为 6.3 mm/a 和 3.7 mm/a。B 海域与其他海域不同,2000 年以后并没有减少,1958—2015 年以 2.8 mm/a 的速率增长。

年净淡水通量时间序列与年降水量类似,A、D 海域的年净淡水通量为负且变化较小。B、C 海域的年净淡水通量为正,其变化与年降水量相似。

综上所述,C 海域的年降水量较大,各年的变化幅度也较大。B 海域年降水量呈现缓慢上升趋势,主要是气压缓慢下降所致,其增长速率为 4.2 mm/a。以 2000 年为界,D 海域 1958—2000 年的年蒸发量以 5.1 mm/a 的速率增长,2000—2015 年以 4.5 mm/a 的速率减少,这种年际变化趋势主要是由风速的年际变化所导致。

6 净淡水通量对海表盐度的影响

由热带印度洋多年平均年净淡水通量和多年平均(2004—2015 年)Argo 海表盐度的平面分布(图 7)可知,东印度洋的苏门答腊岛西部海域、孟加拉湾的东北部及安达曼海的北部海域、阿拉伯海的东侧海域年净淡水通量为正(降水量大于蒸发量)且可达 1 000 mm 以上。由于这些海域获得大量的淡水,导致海表盐度较低。孟加拉湾的东北部及安达曼海的北部海域受 5—9 月强降水(7 月最强)和布拉马普特拉河(年径流量约为 $6.07 \times 10^{11} \text{ m}^3$,径流量 8 月最大,3 月最小)、恒河(年径流量约为 $3.88 \times 10^{11} \text{ m}^3$,径流量 8 月最大,4 月最小)径流等的影响,海表盐度是热带印度洋最低的。该海域强降水出现在 5—9 月,而布拉马普特拉河和恒河的径流量 7—10 月较大,峰值出现在 8 月,比强降水的峰值滞后约 1 个月,可见 7—9 月海表盐度受强降水和径流共同影响。而 6 月降水量较大,两条河流的径流量较小;10 月降水量较小,径流量较大。在东北季风期,降水较小,对海表盐度影响较小,而径流量虽然较小,却源源不断注入孟加拉湾。同时季风环流把湾顶的低盐水向南输送,可达孟加拉湾中部。在东印度洋的苏门答腊岛西部海域年净淡水通量可达 1 600 mm 以上,导致该海域盐度较低。然而,该海域的年净淡水通量大于孟加拉湾的东北部及安达曼海的北部海域,而该海域海表盐度却比孟加拉湾的东北部及安达曼海的北部海域高,出现这种现

象的主要原因是表层水平环流和布拉马普特拉河、恒河的径流所致。图 8 是热带印度洋 4 个季节代表月份 1、4、7、10 月的多年(2004—2015 年)平均 OSCAR 表层环流,由图可见,除 1 月外,赤道东印度洋的表层环流大体是东向流(赤道逆流)。东向水平环流把阿拉伯海的高盐水输送到苏门答腊岛西部海域,导致该海域海表盐度较高,而孟加拉湾的东北部及安达曼海的北部海域还受布拉马普特拉河、恒河径流的影响,盐度较低。

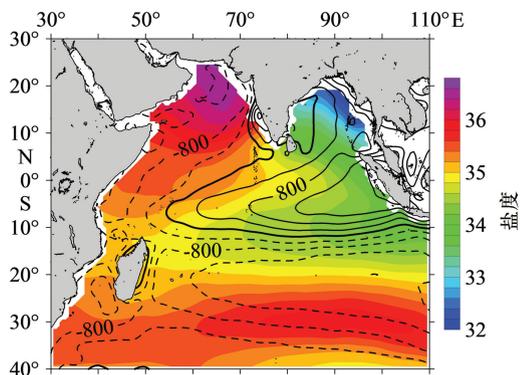


图 7 多年平均年净淡水通量(等值线,单位:mm)和 Argo 海表盐度的平面分布

Fig.7 The level distribution of the mean years annual net fresh water flux (contours, units: mm) and Argo sea surface salinity

年净淡水通量为负(降水量小于蒸发量)且绝对值大于 1 000 mm 的海域出现在南印度洋(15°~30°S 之间)的马达加斯加岛东部广大海域和西南部海域以及阿拉伯海的中、西部海域。由于这些海域降水量远小于蒸发量,失去大量的淡水,导致海表盐度较高。尤其是阿拉伯海,海表盐度可高于 36。

值得注意的是,苏门答腊岛西部海域的高净淡水通量中心与低盐中心并不重合,低盐中心比较偏南。同样南印度洋(15°~30°S 之间)的强蒸发中心与高盐中心并不重合,高盐中心也比较偏南。出现这种现象同样是表层水平环流所致。由图 8 可见,除 1 月外,苏门答腊岛西南部海域的表层环流大体是东向流转东南向流,该水平环流把低盐中心向南运移。南印度洋(10°~30°S)海域的表层环流主要是西南向流(南赤道流),西南向流把高盐中心向南运移。由此可见,表层水平环流是导致苏门答腊岛西部海域的高净淡水通量中心与低盐中心并不重合的主要原因,也是导致南印度洋(15°~30°S 之间)的强蒸发中心与高盐中心

并不重合的主要原因。

综上所述,降水量远大于蒸发量的海域,海表盐度较低;降水量远小于蒸发量的海域,海表盐度较高。

表层水平环流是导致高净淡水通量中心与低盐中心并不重合的主要原因,也是导致强蒸发中心与高盐中心并不重合的主要原因。

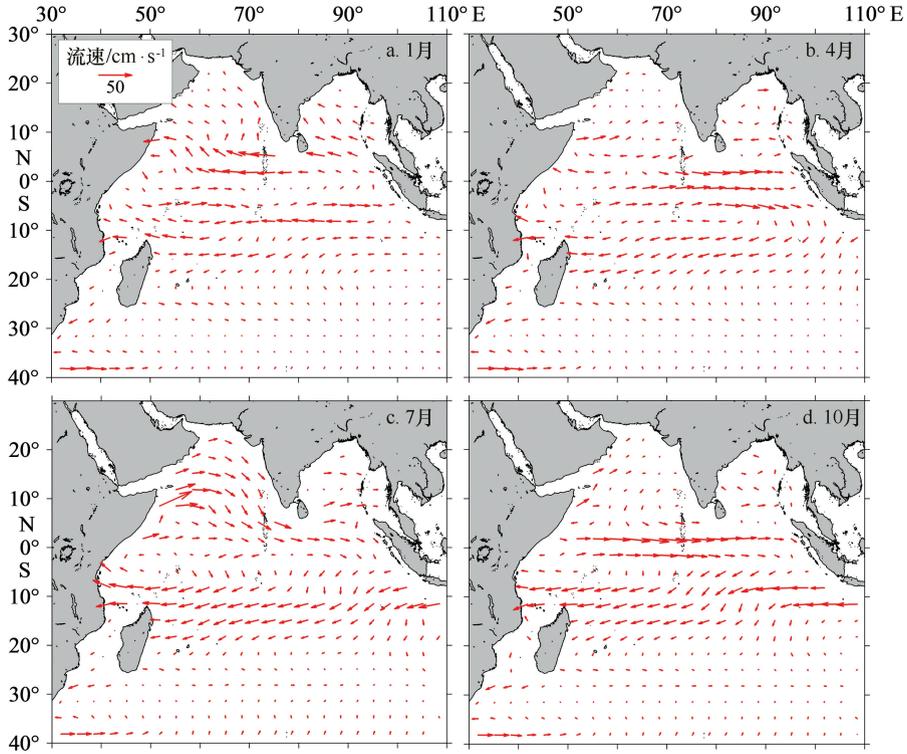


图8 多年平均1月(a)、4月(b)、7月(c)、10月(d)OSCAR 表层流

Fig.8 The distribution of the annual average OSCAR sea surface flow field in the January (a), April (b), July (c), and October (d)

7 典型海域海表盐度的季节特征

图9是4个典型海域多年平均Argo海表盐度、月降水量、蒸发量及净淡水通量的季节变化,图10是印度洋1、4、7、10月多年(2004—2015年)平均Argo海表盐度平面分布。由图可见,1—6月A海域盐度较高且变化较小,7—9月盐度下降,然后逐渐升高。盐度的季节变化与净淡水通量的关系并不大。夏季,阿拉伯海盛行西南季风,强劲的西南季风把赤道西印度洋的低盐水(相对阿拉伯海而言)带到阿拉伯海西部,是导致A海域7—9月盐度下降的主要原因。张玉红等^[13]通过盐度收支方程研究了阿拉伯海东南海域盐度的季节变化,结果表明,该海域在冬季降水少时表层盐度持续降低,夏季降水多时盐度持续升高,说明淡水通量不是造成盐度季节演变的主要原因,盐度变化主要由平流输送作用引起。

B海域盐度的季节变化与净淡水通量并没有出现负相关关系,两者的关系反而是正相关,但是B海域盐度的季节变化并非由净淡水通量引起的。冬季孟加拉湾盛行东北季风,夏季盛行西南季风,东北季风把来自布拉马普特拉河、恒河的湾顶低盐水带到湾的中部,导致B海域1—3月和10—12月的盐度较低。西南季风把湾口的高盐水带到湾的中北部,导致4—9月的盐度较高。

C海域盐度呈现双峰型的变化,夏、冬季盐度较高,春、秋季盐度较低。盐度的季节变化与净淡水通量的关系不大。11—12月,赤道印度洋的东向流(赤道急流)较强,把赤道西印度洋的高盐水(相对东部而言)向东输送。由于高盐水的输送比海流滞后,尽管1月赤道西向流已经形成,但赤道西印度洋的高盐水舌仍然向东伸展(图10a),导致C海域盐度较高。2—3月,赤道西向流较强,高盐水舌向西回撤,导致4月

C 海域盐度较低(尽管 4 月赤道海域已转为东向流,但高盐水的输送比海流滞后)。夏季,东向和东南向流使高盐水舌向东、向南扩展,导致 C 海域盐度升高。

8—9 月,东向流较弱,高盐水舌西撤,使 C 海域 10 月盐度降低。可见赤道流系的方向和强弱是导致 C 海域海表盐度季节变化的主要原因。

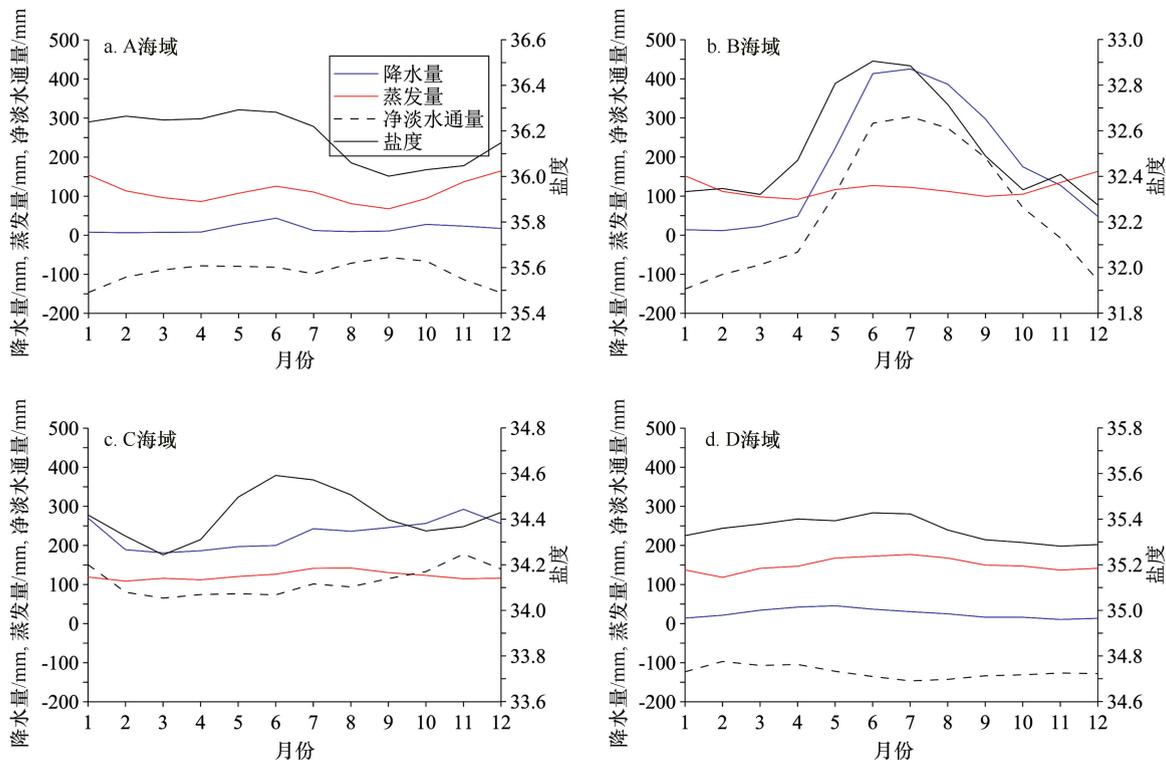


图 9 典型海域多年平均海表盐度、月降水量、月蒸发量及月净淡水通量的季节变化

Fig.9 The seasonal variation of the annual average sea surface salinity, monthly precipitation, monthly evaporation and monthly net fresh water flux

D 海域盐度的变化较小,变化幅度只有 0.15,净淡水通量的变化也小,但两者的关系不大。

为了进一步了解盐度的季节变化与净淡水通量的关系,本文计算了研究海域每个网格点 2004 年 1 月至 2015 年 12 月共 144 个月的净淡水通量与海表盐度的相关系数(图 11,图中虚线是显著性检验 $F = 10$ 的线, $F_{0.01} = 1.34$, $F > F_{0.01}$,通过显著性检验)。由图 11 可见,A、C、D 海域的净淡水通量与海表盐度相关系数都很小,两者的关系不大,而 B 海域是正相关,即净淡水通量较大时海表盐度反而升高,净淡水通量较小时海表盐度却降低。阿拉伯海东南海域也是正相关,与张玉红等^[13]的研究结果一致。南印度洋($5^{\circ} \sim 15^{\circ}\text{S}$)海域的中部和西部,苏门答腊岛西部沿海等海域出现负相关,说明这些海域净淡水通量对海表盐度的影响显著,即净淡水通量较大时海表盐度降低,净淡水通量较小时海表盐度升高。

海水的垂直运动会影响表层的盐度,海水下沉时,表层海水影响次表层及以下海水;海水上升时,下层海水影响上层海水,可见影响表层盐度的海水垂直运动主要是上升流。热带印度洋存在上升流的海域主要出现在索马里沿岸、阿曼沿岸、苏门答腊岛西部沿岸和马达加斯加岛东北部海域^[14],本文选取的 4 个典型海域有 A、C 海域位于上升流区。从图 4c 可见,C 海域 7 月的海表水温达 30°C ,没有下层冷水涌升的迹象,说明上升流没有达到表层。A 海域 7 月的海表水温较低,但并非上升流所致。夏季,阿拉伯海盛行西南季风,西南季风把赤道西印度洋的低温水(相对阿拉伯海东部而言)带到阿拉伯海西部,是导致 A 海域 7 月海表水温较低的主要原因,这也说明 A 海域的上升流没有达到表层。

由此可见,南印度洋($5^{\circ} \sim 15^{\circ}\text{S}$)海域的中部和西部,苏门答腊岛西部沿海等海域净淡水通量对海表盐

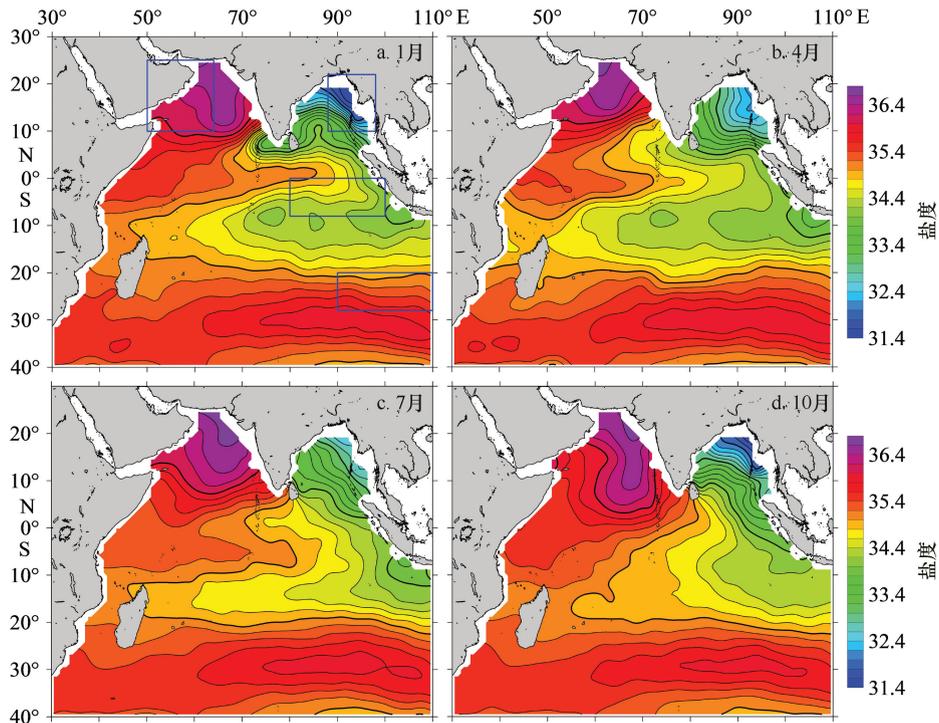


图 10 多年平均 1 月(a)、4 月(b)、7 月(c)、10 月(d)Argo 表层盐度的平面分布

Fig.10 The level distribution of the annual average Argo sea surface salinity in the January (a), April (b), July (c), and October (d)

度的影响显著。A、C、D 海域海表盐度的季节变化与净淡水通量的关系不大, B 海域海表盐度的季节变化与净淡水通量出现正相关关系, 但是并非由净淡水通量引起的, 而是季风环流引起的。影响海表盐度的主要因素是蒸发和降水, 季风和环流只影响海表盐度的季节变化。

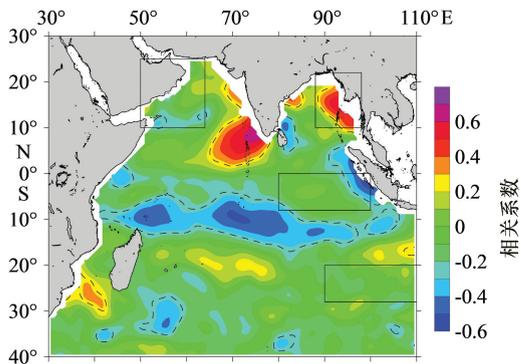


图 11 净淡水通量与海表盐度相关系数的分布

Fig.11 The distribution of the correlation coefficient of net fresh water flux and sea surface salinity

8 强降水对表层盐度的影响

印度洋强降水一般出现在 7 月的孟加拉湾东北

部海域。为了探讨强降水对表层盐度的影响, 选择 2015 年 7 月孟加拉湾及安达曼海的降水资料和同期的 Argo 剖面盐度资料进行分析。图 12 是 2015 年 7 月孟加拉湾及安达曼海月降水量、海表盐度的平面分布和选取的 4 个 Argo 浮标的位置, 图 13 是 2015 年 7 月 Argo 盐度剖面 and Argo 位置上的降水时间序列。由图可见, A1 浮标(浮标号: 6901562)的位置在 2015 年 7 月 26—27 日出现强降水, 日降水量达 100 mm, 表层盐度开始降低, 但降幅较小, 约 0.3, 并有滞后的现象, 31 日其影响深度达 50 m。A2 浮标(浮标号: 2902161)的位置在 7 月 21 日和 27 日前后出现强降水, 日降水量达 76 mm, 表层盐度马上降低, 降幅约 0.8, 其影响深度约 30 m。A3 浮标(浮标号: 6901560)的位置在 7 月 4 日和 23—29 日出现强降水, 日降水量最大达 91 mm。7 月 23—29 日的强降水导致表层盐度马上降低, 降幅约 0.7, 其影响深度约 30 m。表层盐度对 7 月 4 日的强降水没有立即响应, 有滞后的现象。A4 浮标(浮标号: 2902158)的位置在 19—22 日出现较强降水, 表层盐度马上降低, 但降幅较小, 约 0.2, 其影响深度约 40 m。A4 浮标位于孟加拉湾的中部, 表层盐度较高, 受环流的影响, 19—22 日的表层

盐度降幅较小。

由此可见,孟加拉湾强降水对表层盐度的影响显

著,强降水发生后表层盐度降低 0.2~0.8,其影响深度为 30~50 m。

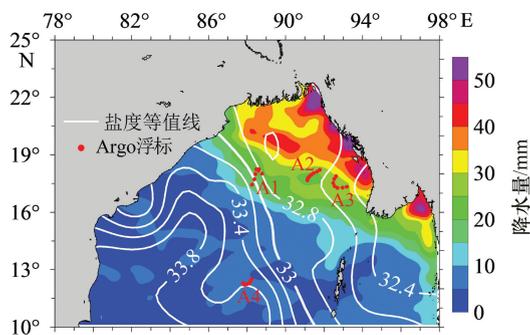


图 12 2015 年 7 月的月降水量、海表盐度的平面分布和 4 个 Argo 浮标的位置

Fig.12 The level distribution of the monthly precipitation and sea surface salinity in July 2015 and the position of the four Argo buoys

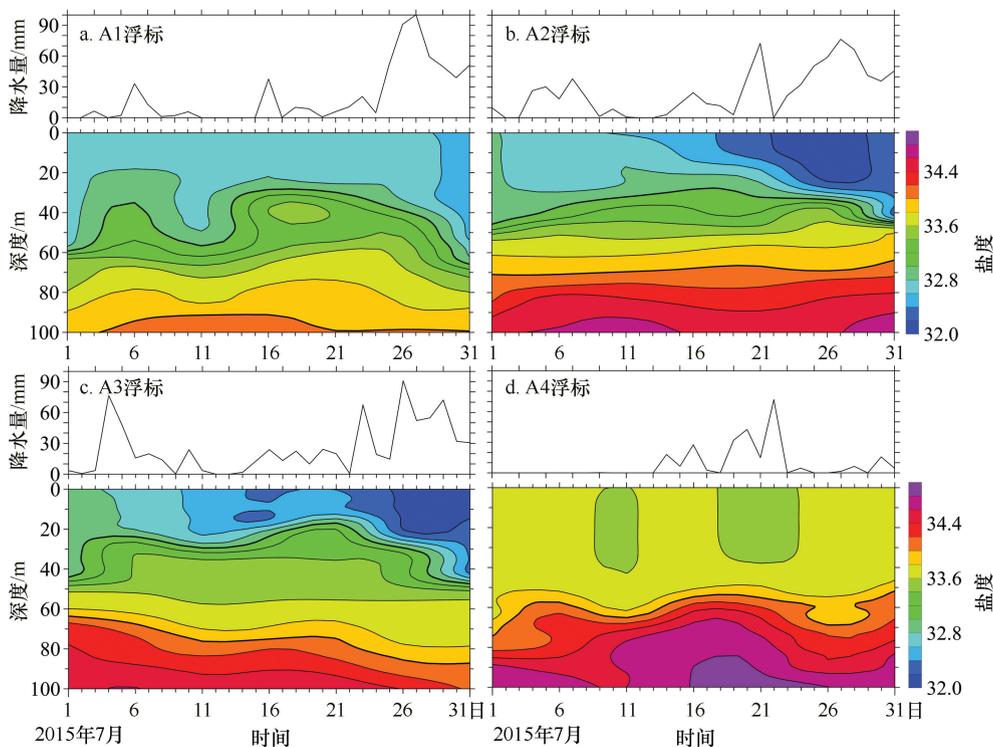


图 13 2015 年 7 月 Argo 盐度剖面 and Argo 位置上的日降水量时间序列

Fig.13 The time series of Argo salinity profile and daily precipitation in the four Argo buoys in July 2015

9 结语

(1)热带印度洋年降水量较大的海域出现在东印度洋的苏门答腊岛西部海域、孟加拉湾的东北部和安达曼海的北部海域。年降水量较小的海域出现在阿

拉伯海的西部海域,南印度洋东部(20°~30°S,80°~110°E)海域。年蒸发量较大的海域出现在南印度洋(10°~30°S)海域。年净淡水通量较大(降水量远大于蒸发量)的海域与年降水量较大的海域基本一致,年净淡水通量为负(降水量小于蒸发量)且绝对值较大

的海域与年降水量较小的海域基本一致。

(2)本文选取的4个典型海域中,孟加拉湾的东北部和安达曼海的北部海域月降水量出现单峰型分布的季节变化,5—9月较大,出现强降水,其他海域降水量的季节变化较小。东印度洋的苏门答腊岛西部海域的年降水量最大,但季节变化幅度较小,属全年降雨型。

(3)1979—2015年,孟加拉湾的东北部和安达曼海的北部海域年降水量呈现缓慢上升趋势,主要是气压缓慢下降所致,其增长速率为4.2 mm/a。以2000年为界,南印度洋东部海域(20°~28°S,90°~110°E)1958—2000年的年蒸发量以5.1 mm/a的速率增长,2000—2015年以4.5 mm/a的速率减少,这种年际变化趋势主要是由风速的年际变化导致的。

(4)降水量远大于蒸发量的海域,海表盐度较低;降水量远小于蒸发量的海域,海表盐度较高。表层水平环流是导致高净淡水通量中心与低盐中心并不重

合的主要原因,也是导致强蒸发中心与高盐中心并不重合的主要原因。

(5)南印度洋(5°~15°S)海域的中部和西部,苏门答腊岛西部沿海等海域净淡水通量对海表盐度的影响显著。本文选取的4个典型海域中,海表盐度的季节变化并非由净淡水通量引起的,而是表层水平环流引起的。

(6)影响海表盐度的主要因素是蒸发和降水,季风和环流只影响海表盐度的季节变化。

(7)孟加拉湾强降水对表层盐度的影响显著,强降水发生后表层盐度降低0.2~0.8,其影响深度为30~50 m。

致谢:感谢中国Argo实时资料中心等单位提供Argo、降水、蒸发等资料。感谢审稿人对本文提出了宝贵的意见。

参考文献:

- [1] Lau N C, Nath M J. Atmosphere-ocean variations in the Indo-Pacific sector during ENSO episodes[J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(1):3—20.
- [2] 刘琳,于卫东. 热带印度洋降水的年际变化特征分析[J]. *中国海洋大学学报*,2007,37(1): 15—20.
Liu Lin, Yu Weidong. An analysis of the interannual variability of precipitation in the tropical Indian Ocean[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2007, 37(1): 15—20.
- [3] 苏涛,封国林. 基于不同再分析资料的全球蒸发量时空变化特征分析[J]. *中国科学:地球科学*,2015,45(3): 351—365.
Su Tao, Feng Guolin. Spatial-temporal variation characteristics of global evaporation revealed by eighth reanalyses[J]. *Science China: Earth Sciences*, 2015, 45(3): 351—365.
- [4] 曾丽丽,施平,王东晓,等. 南海蒸发和净淡水通量的季节和年际变化[J]. *地球物理学报*,2009,52(4):929—938.
Zeng Lili, Shi Ping, Wang Dongxiao, et al. Seasonal and interannual variabilities of evaporation and net freshwater flux in the South China Sea[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2009, 52(4): 929—938.
- [5] 丁张巍,黎伟标,温平之,等. 近50年来南海海面蒸发量的时空变化特征分析[J]. *热带海洋学报*,2010,29(6): 34—45.
Ding Zhangwei, Li Weibiao, Wen Pingzhi, et al. Temporal and spatial characteristics of evaporation over the South China Sea from 1958 to 2006 [J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2010, 29(6):34—45.
- [6] Huffman G J, Adler R A, Arkin P, et al. The global precipitation climatology project(GPCP) combined precipitation dataset[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1997, 78(1): 5—20.
- [7] Adler R F, Susskind J, Huffman G J, et al. The version-2 Global Precipitation Climatology Project(GPCP) monthly precipitation analysis(1979—present)[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2003, 4(6):1147—1167.
- [8] Rudolf B. Management and analysis of precipitation on a routine basis[C]// Proc. Internat. WMO/IAHS/ETH/SYMP. On Precipitation and Evaporation, Slovak Hydrometeorology Institute.1993,1:69—76.
- [9] Rudolf B, Hauschild H, Rueth W, et al. Terrestrial precipitation analysis: operational method and required density of point measurements[J]. *Nato Asi*, 1994, 26(10):173—186.
- [10] Yu L, Jin X Z, Weller R A. Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea Fluxes(OAFlux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables[R]. OAFlux Project Technical Report, 2008: 1—64.
- [11] Trenberth K E, Fasullo J T, Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows[J]. *Journal of Climate*, 2011, 24(18):4907—4924.
- [12] Lagerloef G S E, Mitchum GARY T, Lukas R B, et al. Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(C10): 23313—23326.
- [13] 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.

- [14] Schott F A, Dengler M, Schoenefeldt R. The shallow overturning circulation of the Indian Ocean[J]. *Progress in Oceanography*, 2002, 53(1): 57–103.

The temporal-spatial features of evaporation and precipitation and the effect on sea surface salinity in the tropical Indian Ocean

Xu Jindian¹, Gao Lu¹

(1. *Laboratory of Marine Dynamics, Third Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Xiamen 361005, China*)

Abstract: Precipitation and evaporation data were used to investigate the annual distribution characteristics of precipitation, evaporation and net fresh water flux in the tropical Indian Ocean (TIO), then four typical areas were chosen to analyze the seasonal and interannual variation of precipitation, evaporation and net fresh water flux. The results suggest that the maximum annual precipitation appears in the western sea area of Sumatra in eastern Indian Ocean (EIO), which belongs to the rainy weather throughout the year with small seasonal variations; the higher annual precipitation is observed in the northeastern Bay of Bengal (BoB) and northern Andaman Sea, with the interannual variation rising by 4.2 mm per year, and the heavy rainfall falls in the period from May to September. The smaller annual precipitation was found in the western of Arabian Sea. The smaller annual precipitation and higher annual evaporation were found in the eastern sea area in the southern Indian Ocean ($20^{\circ}-30^{\circ}\text{S}, 80^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$) with the interannual variation increase by 5.1 mm per year before 2000 and decrease by 4.5 mm per year after 2000. The influence of precipitation and evaporation on sea surface salinity (SSS) is discussed by using the Argo salinity. Further analysis indicates that while rainfall is more (less) than evaporation, SSS becomes lower (higher). The inconsistency between the center of higher net freshwater flux (higher evaporation) and lower salinity (higher salinity) is mainly caused by surface horizontal circulation. The SSS seasonal variation has little relation with surface horizontal circulation, while it is highly related to net freshwater flux in the four chosen typical areas. The heavy precipitation has a remarkable influence on surface salinity in BoB. It can cause a decrease in SSS by 0.2–0.8 from 30 m to 50 m.

Key words: precipitation; evaporation; sea surface salinity; the tropical Indian Ocean; effect