

赤道太平洋障碍层的年际演变及其与厄尔尼诺-南方涛动的关联

梁昌硕, 潘爱军*

(自然资源部第三海洋研究所, 福建 厦门 361005)

摘要: 利用 2004—2017 年 Argo 网格数据集 (BOA_Argo) 系统分析了赤道太平洋障碍层厚度的年际演变及其与厄尔尼诺-南方涛动 (ENSO) 的关联。在年平均意义上, 热带太平洋障碍层在暖池区存在明显的年际变动, 其厚度变化幅度可达 15 m 以上。多变量经验正交函数 (MV-EOF) 分解的主模态表明西太暖池区的降水与障碍层的异常场分布型态非常吻合, 都呈现明显的东 (正) 西 (负) 的反相位分布型, 降水的正 (负) 异常造成了障碍层的正 (负) 异常; 且与 ENSO 事件高度相关 (相关系数 0.87), 存在显著的 2~4 年的年际变化主周期信号。针对赤道太平洋障碍层的纬向迁移分析表明: 对应厄尔尼诺 (拉尼娜) 年, 赤道太平洋偏厚的障碍层位置显著东 (西) 移, 并且与暖池东部边缘和海表盐度 (SSS) 锋的纬向迁移大致处于同一位相。在大多数情况下, 较厚的障碍层局限于暖池的东部边缘内 (170°W 以西), 位于 SSS 锋附近或者偏西, SSS 锋附近的障碍层可能归因于水平平流、强降水以及开尔文波。在 2015 年 9 月到 2016 年 2 月期间, 赤道中太平洋的 SSS 锋消失, 对应着厚障碍层的消失, 表明厚的障碍层的位置与西太暖池东部边缘内 SSS 锋的纬向位置密切相关。

关键词: 赤道太平洋; 障碍层; 厄尔尼诺-南方涛动; 多变量经验正交函数; 海表盐度锋

中图分类号: P 721 **文献标志码:** A

西太平洋暖池是地气系统的主要热源, 能为全球气候提供丰富的潜热和感热^[1], 存在着显著的年际和年代际变化, 而厄尔尼诺-南方涛动 (ENSO) 是该区域最显著的年际变化信号, Trenberth^[2]指出其存在 2~8 年的变化周期。这种变化可以通过海洋桥和大气桥等遥相关过程影响到其他热带海洋, 对全球气候变化和极端天气的发生有着重要影响。

过去由于缺乏盐度观测资料, 认为等温层深度和等密层深度近似地相等, Lukas 等^[3]利

收稿日期: 2019-06-04 录用日期: 2019-08-14

基金项目: 国家重点研发计划项目 (2017YFC1405101); 自然资源部第三海洋研究所基本科研业务费项目 (海三科 2016025)

*通信作者: aijunpan@tio.org.cn

用赤道西太平洋环流研究计划 (WEPOCS) 获得的 CTD 数据得出, 由于盐度层结作用, 温跃层深度明显大于密跃层, 等密层底部与温跃层顶部之间的层称为障碍层。障碍层内温度垂向分布均匀, 有效地抑制了海表热通量向海洋内部的垂直输送, 使得混合层和温跃层内的热量无法进行有效的交换^[4]。同样厚的障碍层出现减弱了温跃层冷水向上夹卷到混合层内的冷却效应, 混合层的冷却受到抑制, 从而影响大气与海洋的耦合作用^[5-8]。Lewis 等^[9]表明, 大气动量和非太阳热通量受盐度层结的影响限制在上混合层内, 而太阳热通量不受盐度分层的影响, 可以穿透至海洋内部。当障碍层出现显著的逆温时, 就会导致障碍层向混合层输送热量, 并可能引起正的海表温度异常 (SSTA) ^[10]。Maes 等^[7]通过太平洋海气耦合模式, 验证了障碍层在暖池动力过程和厄尔尼诺 (El Niño) 现象产生过程中的重要作用, 障碍层有利于暖池的维持和 El Niño 的发生, 若去除暖池障碍层, El Niño 事件将会较少; Maes 等^[8]通过耦合模式表明障碍层对赤道西太平洋热量的储存有着重要作用, 而且赤道西太平洋热量的积聚是产生 El Niño 现象的必要条件。姜良红等^[11]利用 Argo 数据表明暖池障碍层的变化与 ENSO 相关联。Wang 等^[12]通过 EOF 分解得到的两个主模态, 分别与中太平洋 El Niño (CPEN)、东太平洋 El Niño (EPEN) 事件相对应, 并对比了这两种不同 El Niño 事件下障碍层的变化及其形成机制, 这些都表明了障碍层变化与 ENSO 循环相联系。随着盐度资料的增多, Maes 等^[13]表明暖池东部边缘具有显著的纬向盐度锋特征, 后来有研究通过对西太平洋暖池 2000—2007 年 Argo 浮标获得的温盐度剖面进行分析, 也注意到在海表盐度 (SSS) 锋的西侧存在一层厚的障碍层^[14]。对于障碍层的形成机制, Cronin 等^[15]指出平流输运、剪切平流、垂向拉伸、降水四种机制。近年来 Qin 等^[16]表明纬向流和风是暖池障碍层变化的主要动力机制, 而净热通量和降水是其主要热力机制。

然而, 早期对赤道太平洋障碍层的研究主要局限于短期记录数据 (如 CTD、锚系) 来研究其特征及其变化规律, 加上盐度观测资料不足, 使得障碍层与 ENSO 之间的关系在时间尺度上还没有得到超过数年的证实, 仍然缺乏对年际背景下障碍层变化及其与 ENSO 事件、SSS 的联系全面描述, 而且近年来对障碍层的研究也非常少, 为此本文利用最新 (2004—2017) 的 Argo 网格化数据, 具有较好的空间分辨率, 探讨了赤道太平洋障碍层特征及其与 ENSO 的关系。

1 数据和方法

1.1 数据来源

本文使用的温盐数据来自于中国 Argo 实时资料中心提供的全球海洋 Argo(BOA_Argo) 网格数据集^[17], 其时间范围为 2004 年 1 月至 2017 年 12 月, 为全球海洋, 垂向上共有 58 层标准层 (0~2000 dbar)、空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的逐年逐月网格化资料, 选取的空间范围为 $120^\circ \text{E} \sim 90^\circ \text{W}$, $30^\circ \text{S} \sim 30^\circ \text{N}$ 。该数据集可以从中国 Argo 实时资料中心的网站下载, 下载网址为 ftp://data.argo.org.cn/pub/ARGO/BOA_Argo/。

降水数据采用了美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 提供的 CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation) 降水资料^[18], 选取了 2004 年 1 月至 2017 年 12 月的月平均降水数据, 空间范围为 $120^\circ \text{E} \sim 90^\circ \text{W}$, $30^\circ \text{S} \sim 30^\circ \text{N}$, 空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。该数据融合了 5 种卫星数据 (GPI、OPI、SSM/I scattering、SSM/I emission 和 MSU) 以及测量数据所得, 并且综合了 NCEP/NCAR 再分析降水数据。

月平均海面风应力和流场数据来源于美国国家环境预报中心 (NCEP) 提供的 GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) 资料^[19], 选取的时间序列为 2004 年 1 月到 2017 年 12 月的月平均风应力和流场数据, 空间分辨率为 $1^\circ \times (1/3)^\circ$ (经度 $\times$ 纬度), 海表流场选用 5 m 层的流场数据。

ENSO 指数选用了气候预测中心 (CPC) 的 Niño3.4 指数 (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>), Niño3.4 指数定义为赤道中东太平洋 ($5^\circ \text{S} \sim 5^\circ \text{N}$, $170^\circ \sim 120^\circ \text{W}$) 区域 SST 异常平均值, SST 来自于 NOAA 的 ERSST V5。

1.2 分析方法

为了得到热带太平洋的障碍层, 将该区域的 0~240 m 间的温、盐资料线性内插得到垂向间隔为 1 m 的温、盐数据。计算障碍层厚度 (BLT), 需要确定等温层深度 (ILD) 和混合层深度 (MLD)。通常计算方法主要有梯度法和阈值法, 梯度法适合于垂向分辨率比较高的单站观测数据 (如 CTD), 阈值法则适用于垂向分辨率较低的网格化数据, 本文所使用的温盐数据垂向分辨率低, 适合于阈值法, 故选用了 Montegut 等^[20]和 Bosc 等^[14]的计算方法。

以 10 m 层为参考层, 计算 ILD 的温度阈值取 $\Delta T = -0.2^\circ \text{C}$, 以及相同温度变化下位密的变化:

$\Delta \sigma_\theta = \sigma_\theta(T_{10} + \Delta T, S_{10}, P_0) - \sigma_\theta(T_{10}, S_{10}, P_0)$ 用来计算 MLD, T_{10} 、 S_{10} 为 10 m 层的温度和盐度, P_0 为海面压强, σ_θ 为位密。障碍层厚度: $\text{BLT} = \text{ILD} - \text{MLD}$ 。

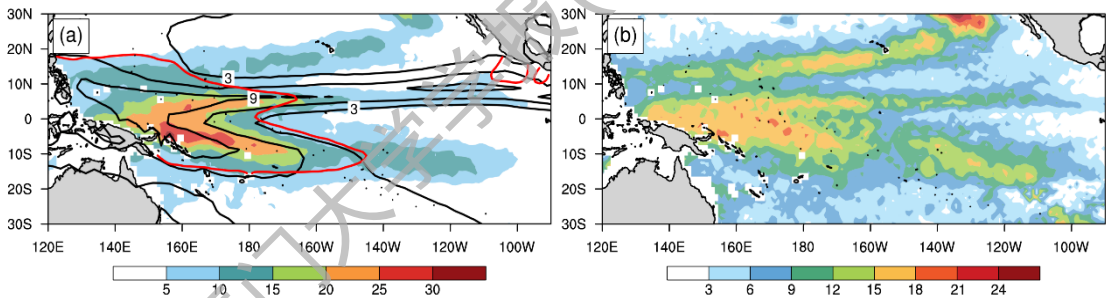
本文采用了多变量经验正交函数 (MV-EOF) 和小波分析探讨了赤道太平洋障碍层场的时空变化以及主模态的变化周期。MV-EOF 分解可以得到具有同一时间系数的不同变量场的

空间分布型，适用于研究不同变量场随时间演变的相互作用^[21]。而小波变换是种时域-频域的分析方法，用于研究不同尺度（周期）随时间的演变情况，拥有多分辨率分析的特点。本文使用的母小波为标准的 Morlet 小波，因为 Morlet 小波有很好的灵敏性和时频分析的功能，且应用方便，不存在尺度函数。

2 障碍层的时空分布特征

2.1 气候态分布特征

图 1 左给出了 2004—2017 年热带太平洋气候态障碍层厚度的空间分布(基于 BOA_Argo 数据)。由图可知，热带太平洋较厚的障碍层出现在西太平洋暖池区（红线区域内），并且伴随着 6 mm/d 以上的强降水发生，在暖池中心障碍层的厚度达到 30 m 以上，降水量也达到了 9 mm/d 以上。同样地，能明显观察到 3 条障碍层的带状分布，从上往下分别位于热带辐合带（ITCZ）北侧（12°N）向东北向延伸，5°N 附近向东延伸，10°S 附近向东南向延伸，延伸的范围都达到了 120°W，10°S 纬度带最厚，5°N 纬度带最薄。右图给出了障碍层厚度的标准差分布图，在暖池区域的标准差值较大，表明在暖池区域的障碍层存在着明显的变化。



填色部分代表障碍层厚度；红线代表 28.5 °C 等温线；黑线代表降水等值线（单位：mm/d），等值线间隔为 3 mm/d。

图 1 气候态障碍层厚度分布（a）和障碍层厚度的标准差分布（b）（单位：m）

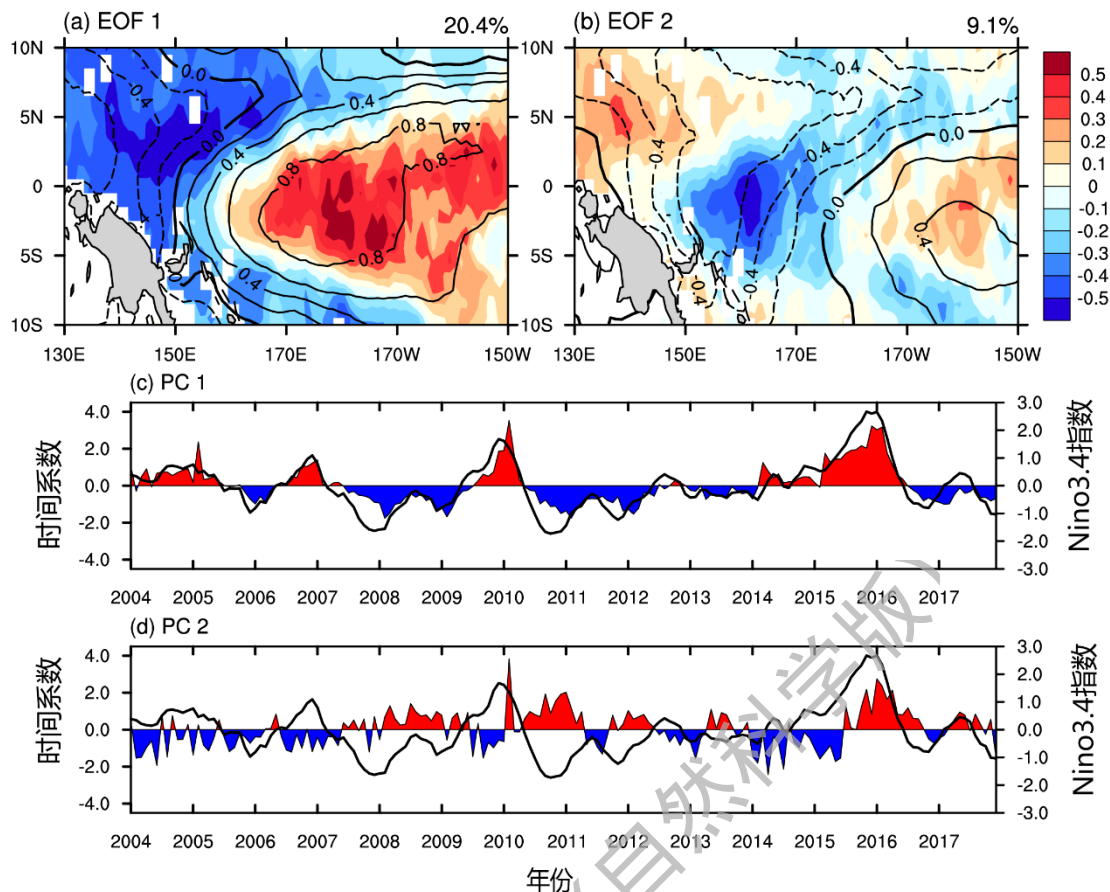
Fig.1 Climatological barrier layer thickness distribution (a) and standard deviation distribution of the barrier layer thickness (b) (unit: m)

2.2 障碍层与降水

由图 1 的障碍层的空间分布及标准差分布特征可知，热带太平洋障碍层的分布和变化主要集中在暖池区域，降水量大值区同样发生在暖池区域。西太平洋暖池是热带太平洋的高温

区或暖水团，是调制热带太平洋乃至全球气候的关键因子。为了研究赤道太平洋暖池区域障碍层与降水场的空间分布特征以及时间演变规律，对障碍层-降水场进行多变量经验正交分解（MV-EOF）。在进行分解之前，将障碍层和降水数据分别进行标准化处理，合并成一个新的资料场，数据标准化主要是消除不同变量间的量纲关系。

图 2 为 MV-EOF 分解的两个主导模态：图 2(a)为第一模态的空间分布，图 2(c)为其对应的时间系数，方差贡献率为 20.4%；图 2(b)为第二模态的空间分布，图 2(d)为其对应的时间系数，方差贡献率为 9.1%。从第一模态的空间分布可知，暖池区域的障碍层异常场呈现出明显的东（正）西（负）的反相位分布型，以 160°E 为界，负异常主要出现在 160°E 以西的远赤道西太平洋，正异常主要出现在 160°E 以东的赤道太平洋的中东部，正异常中心存在于暖池的东部边缘，在日界线附近。同样降水异常场的分布型态与障碍层异常场的分布型态相当吻合，也呈现出明显的东（正）西（负）的反相位分布型，障碍层正异常场的区域对应降水的正异常，障碍层负异常场的区域对应降水的负异常。而且两者正负异常中心相互对应，说明降水变化与障碍层变化有很好的相关性，降水的正（负）异常造成了障碍层的正（负）异常。进一步分析图 2(c)给出的第一模态的时间系数，叠加了相应研究时间段内的 Niño3.4 指数（黑色实线），厄尔尼诺-南方涛动（ENSO）事件的峰值一般都在冬季，在冬季成熟，从图中发现第一模态时间系数的波峰和波谷基本都出现在冬季，对应着 Niño3.4 指数的波峰和波谷，在 El Niño 年份的冬季，障碍层-降水的联合模态的分布强度总体强于拉尼娜（La Niña）年份的冬季，说明第一模态时间系数与 ENSO 事件有很好的对应关系。并且发现在 El Niño（La Niña）时期，异常偏薄（厚）的障碍层出现在 160°E 以西，异常偏厚（薄）的障碍层出现在 160° 以东。对该时间系数和 Niño3.4 指数做了相关性，相关系数达到 0.87，远远超过 99%的置信度检验，说明暖池障碍层分布变化与 ENSO 密切相关。



(a) 和 (b) 为第一模态和第二模态的空间分布，填色部分代表障碍层场，单位为 m，等值线代表降水场，单位为 mm/d，等值线间隔为 0.2 mm/d；(c) 和 (d) 为相对应的时间系数，黑色实线为叠加的 Niño3.4 指数

图 2 障碍层与降水的 MV-EOF 的时空分布特征

Fig. 2 The MV-EOF spatial and temporal distribution of the barrier layer thickness and precipitation

从第二模态空间分布可知，障碍层异常场呈现离散分布的正负中心，整体分布与第一模态的分布大体上相反，正异常主要出现在 150° E 以西的热带北太平洋，还有较小部分出现在暖池东部，负异常主要出现在暖池中心，降水异常场较第一模态向东移，负异常慢慢从远西太平洋向东传播，占据了大部分暖池区域，小部分正异常出现在暖池东部。障碍层负异常场依旧对应降水负异常场， 150° E 以西的热带北太平洋的障碍层正异常对应着降水负异常，说明该区域的障碍层并不是由降水引起的。图 2(d) 为第二模态的时间系数，可以看到有较明显的高频振荡，与同时期的 Niño3.4 指数相关系数非常小，有关第二模态的分析结果不重点讨论。另外对障碍层和降水分别进行 EOF 分解的前两个空间模态与两者联合分解的前两个空间模态分布特征基本吻合（图略），说明两者联合的耦合模态对降水和障碍层的时空分布

没多大影响。

2.3 Morlet 小波分析

由方差贡献可知第一模态的分布特征占主导地位，对第一模态的时间系数（PC1）和 Niño3.4 指数做了小波分析。图 3(a)和(b)为 PC1 的小波功率谱图和小波全谱图，图 3(c)和(d)为 Niño3.4 指数的小波功率谱图和小波全谱图，红色实线为 95%的信度检验线。从两者的小波全谱图可以看出 PC1 和 ENSO 信号都具有 1~2 年的年际变化周期，尽管 PC1 在该周期上没有通过 95%的置信度，但是其对应的 2009~2012 年和 2015~2017 年两个时间段内的 1~2 年的年际变化周期是超过 95%置信度的。同样，PC1 和 ENSO 都具有 2~4 年的年际变化主周期信号，PC1 在该主周期信号的 2007—2016 年时间段内都通过了 95%的信度检验，且该周期信号在 2007—2012 年较为显著，和同时时间段的 Niño3.4 指数呈现的 2~4 年的年际变化周期有着很好的对应，另外从 PC1 和 PC2（图略）的小波分析图也能观察到季节变化周期，故障层变化存在着季节和年际信号。研究表明 ENSO 事件对应着 2~7 年的变化周期，从以上的分析可以得出 ENSO 事件会对暖池区域乃至赤道太平洋障碍层的分布及变化产生影响。

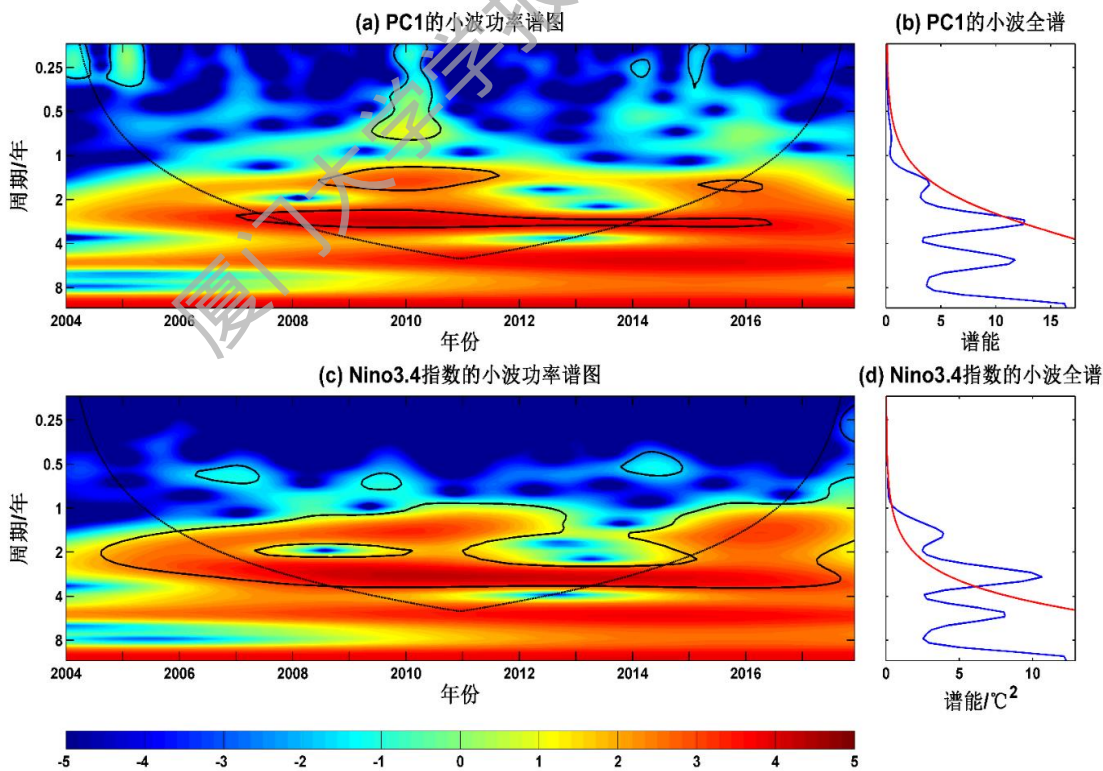
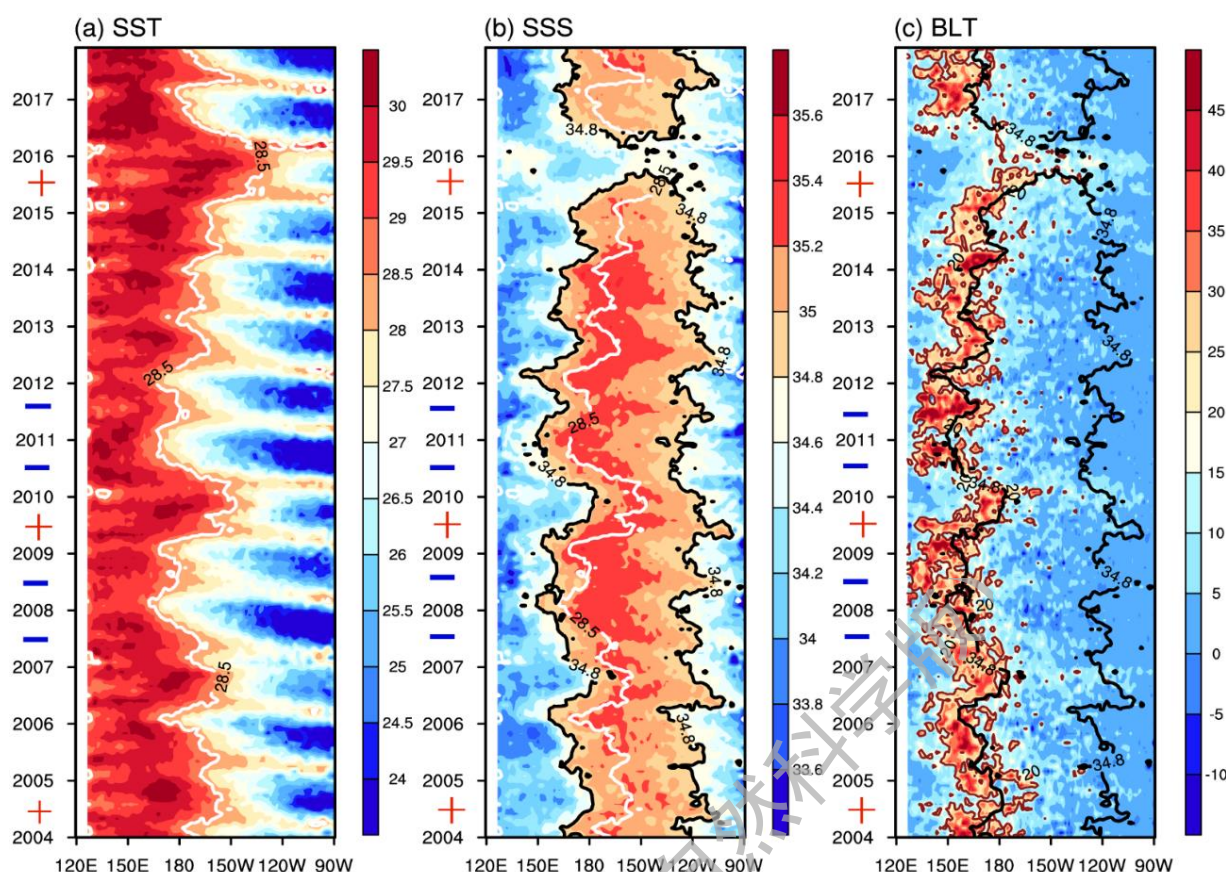


图3 障碍层-降水的 MV-EOF PC1 和 Niño3.4 指数的小波分析

Fig. 3 Wavelet analysis of PC1 and Niño3.4 index

3 赤道太平洋障碍层的纬向迁移与 ENSO 的关联

前面已说明障碍层在赤道地区存在明显的年际变动，而且与 ENSO 事件密切相关。接下来讨论赤道太平洋障碍层的纬向迁移与 ENSO 的关联，图 4 和图 5 给出了 2004—2017 年期间大气、海洋变量的在赤道太平洋（5° S~5° N 平均）的时间-经度剖面图。图 4 分别显示了 SST、SSS、BLT 沿赤道的时间演变，本文以 28.5 °C 的等温线代表暖池的东部边缘（图 4(a)中的白色实线），以 34.8 psu 的等盐度线代表 SSS 锋（图 4(b)中的黑色实线）。根据美国气候中心（CPC）给出的 Niño3.4 指数（异常场）来定义 ENSO 事件，判定标准为 Niño3.4 指数（三个月滑动平均）至少连续 5 个月 ≥ 0.5 °C (≤ -0.5 °C) 的年份为 El Niño (La Niña) 年。根据这个标准，在 2004—2017 年的时间段，将 2004、2009、2015 年定义为 El Niño 年，2007、2008、2010、2011 年定义为 La Niña 年。时间纵轴上红色的“+”代表处于 El Niño 年，蓝色的“-”代表处于 La Niña 年。对于 SST 的时间-经度分布，赤道西太平洋暖池在年际尺度上有很明显的纬向移动，这种变化同样存在于赤道东太平洋的冷舌区，与 ENSO 循环密切相关。在 El Niño 年，西部的暖池明显东移（2015 年暖池东部边缘达到最东，位于 130°W 附近），东部的冷舌收缩；而在 La Niña 年相反（2008 年暖池东部边缘达到最西，大概位于 160°E）。另外 SST 在赤道东太平洋有很明显的季节变化，暖水大概出现在春夏，冷水出现在秋冬，这种现象在年际尺度上交替出现（图 4(a)）。反观 SSS 的分布，咸水位于赤道太平洋中部， $SSS > 35.2$ psu；而淡水主要位于西太平洋和远东太平洋， $SSS < 34.2$ psu，较为显著的 SSS 锋存在于日界线附近。同样，SSS 锋的纬向移动也有着明显的年际变化，对比图 4(b)中的黑色和白色实线，能发现 SSS 锋和暖池东部边缘的纬向移动大致处于同一位相，这种对应关系与之前的研究结果一致^[22-23]。综上可知 SSS 锋和暖池东部边缘的纬向移动都表现出显著的与 ENSO 事件相关的年际变化，而且在这种纬向移动中，SSS 锋的位置始终在暖池东部边缘西侧，也就意味着暖池区域存在着盐度锋现象。



(a) 海表温度，单位为 $^{\circ}\text{C}$ ，白色实线代表 28.5°C 的等温线；(b) 海表盐度，单位为 psu，黑色实线代表 34.8 psu 的等盐度线；(c) 障碍层厚度，单位为 m，红色实线代表 20 m 厚的障碍层；时间纵轴上红色的“+”代表处于 El Niño 年，蓝色的“-”代表处于 La Niña 年。

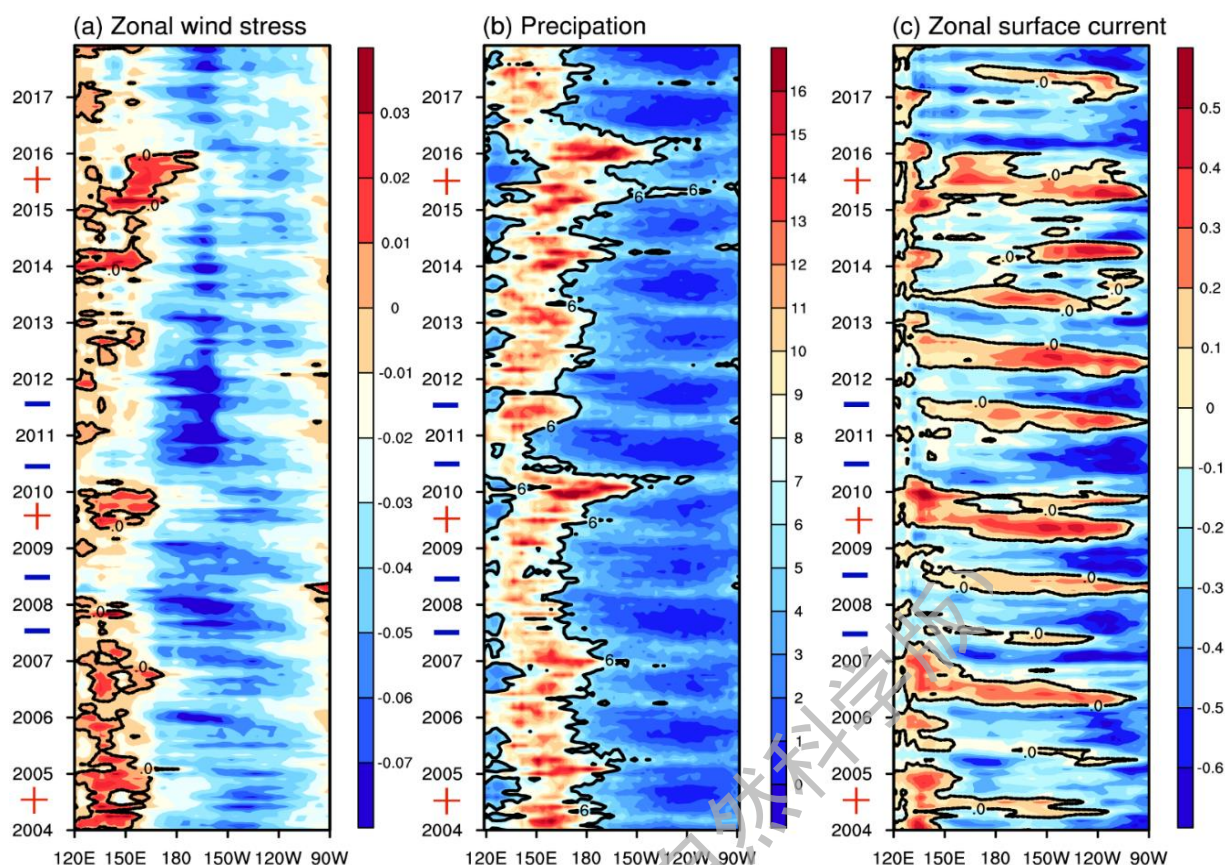
图 4 赤道太平洋 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 海表温度、海表盐度、障碍层厚度的时间-经度剖面图

Fig. 4 Time-longitude distribution of SST, SSS and BLT along the equator Pacific (between 5°N and 5°S)

相对应与图 4(a)和(b)的 SSS 和 SST 的变化，图 4(c)也显示了障碍层在年际尺度上存在着明显的纬向移动，在 ENSO 循环期间，这种纬向变化使得障碍层在赤道西太平洋呈现出纬向跷跷板分布。从热带太平洋障碍层标准差变化分布可知，障碍层较大变化发生在暖池区域（图 1(b)），而这种较大的变化也正是由于厚障碍层的纬向移动所造成^[20]，在 El Niño 年（2004、2009、2015 年）厚的障碍层明显东移，以 20 m 以上的障碍层代表厚障碍层（图 4(c)中的红色实线），而在 La Niña 年（2007、2008、2010、2011 年）厚的障碍层明显西移，纬向移动跨越高达 50 个经度，由于早期研究的观测时间较短，所以无法准确描述 BLT 和 ENSO 之间的关系，故本文用近 10 年来的 Argo 数据在年际尺度上更加确切地描述了两者的关系。同样，由 28.5°C 等温线和 34.8 psu 等盐度线以及 20 m 等厚度线可以看出，赤道厚障碍层与暖池东部边缘以及 SSS 锋的纬向移动大致处于同一位相，在大多数情况下，较厚的障碍层

局限于暖池的东部边缘内，位于 SSS 锋附近或者偏西（图 4）。

图 5 给出了赤道太平洋（5° S~5° N）纬向风应力、降水、海表纬向流的时间-经度剖面图，在大多数时期，整个赤道太平洋主要以东风应力为主，较大的东风应力出现在赤道中太平洋，而西风应力主要出现在 El Niño 时期，变化局限于日界线以西，在 2015 年西风应力有明显的向东传播，在 La Niña 时期，几乎整个赤道太平洋为东风应力，在赤道中太平洋出现比正常年份更强的东风应力（图 5(a)）。赤道太平洋较大的降水量主要分布在日界线以西，同样在 El Niño 时期，降水场东移，在 2015 年降水场东移至日界线以东，在赤道中太平洋对应着 0.04 N/m² 的西风应力，降水量达到 15 mm/d（图 5(b)），两者存在着正反馈作用。对于海表纬向流，El Niño（La Niña）时期，伴随着西（东）风应力为主，赤道纬向流主要以东（西）向流为主（图 5(c)）。对于 El Niño，较强的西风应力诱导东向赤道纬向流，可以将远赤道西太平洋的低盐水输送到日界线西侧附近，这与日界线西部的强降水结合进一步降低了该地区的盐度，另外 Vialard 等^[5-6]指出障碍层变化受海洋开尔文波的调控，上升的冷开尔文波使障碍层变薄，下沉的暖开尔文波使障碍层变厚，在厄尔尼诺发生时，较强的西风应力引起下沉的开尔文波，往往使得等温层深度远大于混合层，这些过程共同决定了 SSS 锋的位置，反过来也有利于形成厚的障碍层；对于 La Niña，较强的东风应力引起西向赤道纬向流，将东太平洋低温高盐水向赤道西太平洋输送，与赤道西太平洋高温低盐水发生辐聚、潜沉，引起较强的下沉运动，海水的垂直剪切也会加强，使得等温层变深，形成厚的障碍层，故 SSS 锋附近的厚障碍层可能归因于水平平流、强降水以及开尔文波。前面提及厚障碍层的位置主要出现在 SSS 锋附近，观察到在 2015 年的 9 月至 2016 年 2 月期间，赤道中太平洋的 SSS 锋消失，对应着厚障碍层的消失，有着很明显的断裂现象（图 4(b)和(c)），而此时间段对应着较强的降水和主要以西向流为主的纬向流，通常来说，西向流会将中和东赤道太平洋高盐水输送到日界线附近，高盐水与日界线附近的高降水结合，就容易在日界线附近形成 SSS 锋，相反此时对应着 SSS 锋的消失。这可能与该区域的海表经向流以及海水的垂向交换（上升流）有关，总而言之，厚的障碍层的位置与西太暖池东部边缘内 SSS 锋的纬向位置存在密切联系，其具体迁移特征及机理有待进一步的数值模拟证实。



(a) 纬向风应力，单位为 N/m^2 ，黑色实线代表纬向风应力的零线；(b) 降水，单位为 mm/d ，黑色实线代表 6 mm/d 的降水量；(c) 海表纬向流，单位为 m/s ，黑色实线代表纬向流的零线；时间纵轴上红色的“+”代表处于 El Niño 年，蓝色的“-”代表处于 La Niña 年。

图 5 赤道太平洋 ($5^\circ\text{S}\sim 5^\circ\text{N}$) 纬向风应力、降水、海表纬向流的时间-经度剖面图

Fig. 5 Time-longitude distribution of zonal wind stress, precipitation, zonal surface current along the equator Pacific (between 5°N and 5°S)

4 总结与讨论

本文利用了 2004—2017 年 Argo 网格数据集 (BOA_Argo) 的温盐数据和 GODAS 提供的月平均海表风应力、流场数据以及 NOAA 提供的 CMAP 降水资料，对赤道太平洋障碍层特征、演变及其与 ENSO 的关联进行了分析。结果表明：热带太平洋障碍层在暖池区存在着明显的年际变动，其厚度变化幅度可达 15 m 以上。暖池区域障碍层-降水的 MV-EOF 分解的主模态表明暖池区域的降水异常场与障碍层异常场的分布型态非常吻合，都呈现出东（正）西（负）的反相位分布型，降水的正（负）异常造成了障碍层的正（负）异常，其时间系数与 Niño3.4 指数相关性达到 0.87 ，存在着显著的 $2\sim 4$ 年的年际变化主周期信号，表明障碍层的年际演变与 ENSO 事件密切相关。进一步分析表明 ENSO 事件下，赤道太平洋障

碍层在年际时间尺度上存在着明显的纬向移动, 在 El Niño (La Niña) 年厚的障碍层明显东 (西) 移, 并且与暖池东部边缘和 SSS 锋的纬向移动大致处于同一位相, 在大多数情况下, 较厚的障碍层局限于暖池的东部边缘内, 位于 SSS 锋附近或者偏西, SSS 锋附近的障碍层可能归因于水平平流、强降水、开尔文波。另外发现在 2015 年的 9 月到 2016 年 2 月期间, 赤道中太平洋的 SSS 锋消失, 对应着厚障碍层的消失, 表明厚的障碍层的位置与西太暖池东部边缘内 SSS 锋的纬向位置有关。

本文仅通过定性分析对赤道太平洋障碍层进行了探讨, 前面也表明降水的局部效应以及纬向流不能用来解释这些盐度变化、障碍层的消失, 可能与经向流、上升流有关, 同样需要考虑热量和能量的垂直交换, Qu 等^[24]表明南太平洋热带高盐水可以运输到赤道地区的温跃层深处, 这种高盐水可以通过与 ENSO 相关的 Ekman 泵和海盆尺度环流从温跃层夹卷到混合层。为此需要通过相关数值模拟, 定量计算上混合层中的热盐收支是十分有必要的。

参考文献:

- [1] CANE M A. Climate Change: A Role for the Tropical Pacific[J]. Science, 1998, 282(5386): 59-61.
- [2] TRENBERTH K. Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1976, 102(433): 639-654.
- [3] LUKAS R, LINDSTROM E. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1991, 96(S01): 3343-3357.
- [4] 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.
- [5] VIALARD J, DELECLUSE P. An OGCM study for the TOGA decade. part I: Role of salinity in the physics of the western Pacific fresh pool[J]. Journal of Physical Oceanography, 1998a, 28(6): 1071-1088.
- [6] VIALARD J, DELECLUSE P. An OGCM study for the TOGA decade. part II: Barrier layer formation and variability[J]. Journal of Physical Oceanography, 1998b, 28(6): 1089-1106.
- [7] MAES C, PICAUT J, BELAMARI S. Salinity barrier layer and onset of El Niño in a Pacific coupled model[J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29(24): 2206.
- [8] MAES C, PICAUT J, BELAMARI S. Importance of salinity barrier layer for the buildup of El Niño[J]. Journal of Climate, 2005, 18(1): 104-118.
- [9] LEWIS M R, CARR M E, FELDMAN G C, et al. Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of

the equatorial Pacific Ocean[J]. *Nature*, 1990, 347(6293): 543-545.

[10] SMYTH W D, HEBERT D, MOUM J N. Local ocean response to a multiphase westerly wind burst. Part 2:

Thermal and freshwater responses[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1996, 101(C10): 963-979.

[11] 姜良红, 陈大可. 热带太平洋障碍层厚度的时空特征分析[J]. *海洋学研究*, 2012, 30(2): 14-20.

[12] WANG X, LIU H. Seasonal-to-interannual variability of the barrier layer in the western Pacific warm pool associated with ENSO[J]. *Climate Dynamics*, 2016(1-2), 47: 375-392.

[13] MAES C, ANDO K, DELCROIX T, et al. Observed correlation of surface salinity, temperature and barrier layer at the eastern edge of the western Pacific warm pool[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(6): L06601.

[14] BOSC C, DELCROIX T, MAES C. Barrier layer variability in the western Pacific warm pool from 2000 to 2007[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009 114(C6): C06023.

[15] CRONIN M F, MCPHADEN M J. Barrier layer formation during westerly wind bursts[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2002, 107(C12): 8020.

[16] QIN S S, ZHANG Q L, YIN B S. Seasonal variability in the thermohaline structure of the Western Pacific Warm Pool[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2015, 34(7): 44-53.

[17] LU S L, LI H, LIU Z H, et al. User Manual of global ocean Argo gridded datasets (BOA_Argo)[DS], [2019-05-14]. ftp://data.argo.org.cn/pub/ARGO/BOA_Argo/BOA_Argo_readme_CN_2018.pdf.

[18] 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.

[19] BEHRINGER D W, XUE Y. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface[C]//AMS 84th Annual Meeting, Washington State Convention and Trade Center, Seattle, Washington, 2004: 11-15.

[20] MONTÉGUT C D B, MADEC G, FISCHER A S, et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2004, 109(C12): C12003.

[21] WANG B. The vertical structure and development of the ENSO anomaly mode during 1979-1989[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1992, 49(8): 698-712.

[22] MAES C, PICAUT J, KUODA Y, et al. Characteristics of the convergence zone at the eastern edge of the Pacific warm pool[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(11): L11304.

[23] QU T, SONG Y T, MAES C. Sea surface salinity and barrier layer variability in the equatorial Pacific as seen from Aquarius and Argo[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(1): 15-29.

[24] QU T, GAO S, FINE R. Subduction of South Pacific tropical water and its equatorward pathways as shown by a simulated passive tracer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 43(8): 1551-1565.

Interannual evolution of the barrier layer in the equatorial Pacific and its relationship with the El Niño-Southern Oscillation events

LIANG Changshuo, PAN Aijun*

(The Third Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Xiamen 361005, China)

Abstract: Based on the temperature and salinity data of 2004 to 2017 from the gridded Argo (BOA_Argo), Interannual evolution of the barrier layer in the equatorial Pacific and its relationship with the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events were analyzed in this study. The results show that the tropical Pacific barrier layer has obvious interannual variability in the warm pool, and its thickness varies by more than 15 m. The main mode of MV-EOF indicates that the distribution pattern of precipitation anomaly in the western Pacific is in good agreement with the anomaly in the barrier layer, both of which show obvious anti-phase distribution pattern of east (positive) and west (negative), the positive (negative) anomaly of precipitation causes the positive (negative) anomaly in the barrier layer, there is a significant 2-4 year cycle in the variation of its time coefficient and its correlation with Niño3.4 index is 0.87. Analysis of zonal migration of the barrier layer in the equator Pacific Ocean shows the thick barrier layer moves eastward during El Niño and westward during La Niña, and is roughly in the same phase as the zonal migration of the eastern edge of the warm pool and the sea surface salinity (SSS) front. In most cases, the thicker barrier layer is confined to the eastern edge of the warm pool (west of 170° W), near or west of the SSS front, and the barrier layer near the SSS front may be due to horizontal advection, heavy precipitation, and Kelvin wave. It is worth noting that during the period from September 2015 to

February 2016, the SSS front of the equatorial central Pacific disappeared, corresponding to the disappearance of the thick barrier layer, which indicates the position of the thick barrier layer region can be closely related to the zonal position of the SSS front at the eastern edge of the western Pacific warm pool, and its specific mechanism needs further numerical simulation.

Keywords: equatorial Pacific; barrier layer; El Niño-Southern Oscillation (ENSO); multi-variate empirical orthogonal function (MV-EOF); sea surface salinity front

厦门大学学报(自然科学版)