历史水文观测数据反演的热带太平洋西边界流 多年代变化趋势

胡石建^{1,2,3,4*}, 卢锡^{1,2,4}, 李诗翰^{1,2,4}, 王凡^{1,2,3,4}, 官聪^{1,2,3,4}, 胡敦欣^{1,2,3,4}, 辛林超^{1,2,4}, 马杰^{1,2}

1. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室, 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071;

2. 中国科学院海洋大科学研究中心, 青岛 266071;

3. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 青岛 266237;

4. 中国科学院大学, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: sjhu@qdio.ac.cn

收稿日期: 2020-06-01; 收修改稿日期: 2020-10-16; 接受日期: 2020-11-10; 网络版发表日期: 2021-02-09

国家自然科学基金项目(批准号: 41776018、91858101)、中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDB42010403)、中国科学院海洋大科学研究中心重点部署项目(编号: COMS2019Q01, COMS2019Q03)、CAS-CSIRO合作项目(编号: 133244KYSB20190031)和中国科学院青年创新促进会会员项目(编号: 2018240)资助

摘要 大尺度海洋环流是海洋能量再分配的基本物理过程之一, 研究西太平洋海洋环流在全球气候变暖背景下的多年代变化趋势对理解和预测未来西太平洋气候变化具有重要意义. 本文利用最新发布的世界大洋数据集(WOA18)的年代平均水文观测时间序列, 计算了1955~2017年间热带西太平洋北赤道流、北赤道逆流、棉兰老流、源地黑潮和新几内亚沿岸潜流的地转流, 估算了各支海流的流量及其多年代变化趋势, 分离并讨论了温度变化和盐度变化在海流变化中的贡献. 结果发现, 北赤道流、棉兰老流和新几内亚沿岸潜流在过去60多年中均表现出显著的长期增强趋势, 主要是温度变化贡献的, 动力高度的变化趋势模态与各西边界流的变化趋势吻合. 分析发现, 各支海流同纬度西太平洋海域的区域平均纬向风应力可比较准确地刻画各海流流量的年代际变化特征和多年代增强趋势, 表明信风强迫在热带西太平洋海洋环流的年代际变化趋势中具有重要作用. 本文还讨论了热带西太平洋历史水文观测数据和流量趋势估计中存在的 uncertainty. 由于WOA18数据集比较完整地涵盖了历史上在热带西太平洋获取的水文环境采样数据, 因此本文为估计西太平洋大尺度海洋环流的多年代变化趋势提供了重要观测证据.

关键词 太平洋, 西边界流, 多年代趋势, 全球变化, 水文观测

1 引言

海洋是地球气候系统中最大的储热器(Chen和

Tung, 2014; Cheng等, 2017). 在持续排放的温室气体影响下, 地球气候系统的能量收支失去平衡, 从太阳辐射中获得了额外的热量, 其中超过90%的新增热量进入

中文引用格式: 胡石建, 卢锡, 李诗翰, 王凡, 官聪, 胡敦欣, 辛林超, 马杰. 2021. 历史水文观测数据反演的热带太平洋西边界流多年代变化趋势. 中国科学: 地球科学, 51(4): 598–609, doi: [10.1360/SSTe-2020-0148](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0148)

英文引用格式: Hu S, Lu X, Li S, Wang F, Guan C, Hu D, Xin L, Ma J. 2021. Multi-decadal trends in the tropical Pacific western boundary currents retrieved from historical hydrological observations. Science China Earth Sciences, 64(4): 600–610, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9703-4>

海洋并导致海洋的持续变暖(Trenberth和Fasullo, 2013). 海洋动力过程对进入海洋的热量进行再分配, 塑造海洋环境的基本格局, 其中大尺度海洋环流是海洋能量再分配的一个基本物理过程(Ganachaud和Wunsch, 2000; Wu等, 2012; Forget和Ferreira, 2019; 吴立新, 2020). 因此, 海洋环流在变暖背景下如何变化以及是否存在长期变化趋势成为理解和预测未来气候变化的关键问题之一. 在气候长期变暖背景下, 全球平均海表风速加速(Reguero等, 2019; Young和Ribal, 2019), 全球平均海洋环流在过去20多年中存在加速趋势(Hu等, 2020). 但是, 不同区域的海洋环流对全球气候变化的响应差别很大(Hu等, 2015).

热带西太平洋是全球最大的暖池之所在, 具有强烈的大气对流过程, 是台风的主要生成源地、厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)发生的重要场所, 对全球热带和我国气候具有重要的影响. 热带太平洋上层西边界流系统主要由棉兰老流(Mindanao Current, MC)、黑潮(Kuroshio)、新几内亚沿岸流/潜流(New Guinea Coastal Current/Undercurrent, NGCC/NGCUC)和靠近西边界的南赤道流(South Equatorial Current, SEC)、北赤道流(North Equatorial Current, NEC)和北赤道逆流(North Equatorial Counter-current, NECC)等组成. 热带太平洋西边界流穿梭于印太暖池中, 与气候系统关系密切(Guan等, 2019), 对暖池区海表面温度(sea surface temperature, SST)变化(Qu等, 1997)和西太平洋暖池分裂现象的发生(Hu等, 2017; Wirasatriya等, 2020)、台风过程(周磊等, 2019)、亚洲季风(Huang和Li, 1988)、ENSO (Jin, 1997)等热带气候过程具有重要影响(Hu等, 2015).

在全球变暖背景下, 热带西太平洋发生着显著的变化、印太暖池存在扩张趋势(Weller等, 2016; 胡石建和胡敦欣, 2016), 热带太平洋西边界流预期会发生重要的变化趋势并对印太区域气候产生重要影响(Hu等, 2015). 同化数据分析显示, 在过去近60年中(1950~2008年), 北赤道流分叉点在热带太平洋(10°N ~ 20°N)风应力旋度调控下存在着向南移动的趋势, 并导致源地黑潮的增强趋势(Chen和Wu, 2012). 基于数值模拟的多模式分析显示, 全球气候变暖背景下, 北赤道流、棉兰老流和黑潮流量将会减少、北赤道流分叉纬度北移(Duan等, 2017), 但通过与再分析数据的相互比对发现棉兰老流的年代际变化趋势其实并不显著

(Duan等, 2019a), 主要原因既包括数据产品中风场数据存在显著差异和不确定性, 也包括热带太平洋西边界流自身年代际变化的影响, 尤其受到太平洋年代际振荡(Pacific decadal oscillation, PDO)的影响. 再分析数据和模式输出显示棉兰老流在1974~1982年和2002~2008年间偏强, 在1983~1990年和1994~2001年间偏弱, 主要受控于赤道外的热带西北太平洋风强迫(Duan等, 2019b). 基于 137°E 断面水文观测数据、同化数据和再分析数据的分析结果显示, 137°E 断面的北赤道流流量在1980/1981、1994/1995和2004/2005年间存在极大值, 而在1989/1990和1999/2000年间存在极小值, 其中热带西太平洋年代际风场强迫导致的局地Ekman动力过程和斜压Rossby波传播是北赤道流年代际变化的主要机制(Zhai等, 2013). 西太平洋海表面高度和棉兰老流等西边界流的低频变化和趋势也受到斜压Rossby波传播的影响(Cheng等, 2016; Hu等, 2016).

自20世纪90年代以来, 大量积累的卫星高度计数据和 137°E 断面水文观测数据显示热带西太平洋海平面高度上升速度是全球平均海平面上升速度的三倍多, 且伴随着北赤道流和北赤道逆流的显著南移和加速趋势, 其中太平洋Walker环流的加速趋势被认为是北赤道流增强的主要原因(Qiu和Chen, 2012). 北赤道流在过去20年左右的加速趋势得到了直接测流数据的支持, 在 137°E 断面的船载声学多普勒流速仪(ADCP)测流数据显示北赤道流在1993~2008年增长了大约7Sv ($1\text{Sv} \equiv 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$), 是此期间北赤道流平均流量为41Sv的17% (Hu和Hu, 2014). 此外, 基于观测和多种再分析数据的分析表明, 印尼贯穿流(Indonesian Throughflow, ITF)和望加锡海峡贯穿流——棉兰老流和新几内亚沿岸潜流的下游, 近十几年以来也存在显著的增强趋势, 其中PDO相关的风场强迫和盐度效应扮演着重要作用(Liu等, 2015; Hu和Sprintall, 2017; Gordon等, 2019).

表1简要总结了前人的有关研究结论. 可见, 前人的研究之间存在明显的分歧和不确定性. 全球变暖背景下, 热带太平洋西边界流系统究竟是增强还是减弱目前还不清楚, 准确回答这个问题首先需要从观测数据中寻找证据. 可以看到, 上述研究中大量使用了模式模拟数据和基于模式的同化数据, 但由于模式本身的不确定性, 使用这些模式相关的数据给判断结果的可靠性带来了困难. 因此, 有必要进一步深入挖掘历

表1 前人研究中有关西太环流趋势变化的结论对比

文献	结论
Chen 和 Wu, 2012	1950~2008 年, 北赤道流分叉点南移、源地黑潮加强
Qiu 和 Chen, 2012	20 世纪 90 年代以来, 北赤道流和北赤道逆流增强
Hu 和 Hu, 2014	1993~2008 年, 北赤道流增强
Hu 等, 2015	全球气候变暖背景下, 棉兰老流和印尼贯穿流减弱、新几内亚沿岸潜流增强
Hu 和 Sprintall, 2017	2004~2014 年, 印尼贯穿流增强
Duan 等, 2017	全球气候变暖背景下, 北赤道流、棉兰老流和黑潮减弱
Duan 等, 2019a	棉兰老流的多年代变化趋势不显著
Duan 等, 2019b	1974~1982 和 2002~2008 年, 棉兰老流偏强; 1983~1990 和 1994~2001 年, 棉兰老流偏弱

史观测数据, 以期对热带太平洋西边界流系统的多年代际变化趋势有更进一步的理解。本文在前人研究的基础上, 利用自1950年代以来积累的水文观测数据集, 分析热带太平洋西边界流的多年代际变化特点和趋势, 为回答上述科学问题提供一点佐证。

2 数据和方法

2.1 数据

本文使用的主要数据是世界大洋数据集2018版(World Ocean Atlas 2018, WOA18)所发布的年代平均历史温度和盐度数据(Garcia等, 2019)。该数据集中第一个具有足够多观测数据计算气候态年代平均场的年代是1955~1964年, 因此WOA18对自1955年开始的每十年一个时间段进行气候态平均场的计算, 分别得到了1955~1964、1965~1974、1975~1984、1985~1994和1995~2004年5个十年段的平均场, 并将2005~2017年全部作为一个平均场, 总共得到了1955~2017年间6个十年段的温度和盐度平均场(Garcia等, 2019)。通过比较WOA 2013版(该版本最后一个年代段为2005~2012年)和2018版, 发现将2005~2017年这13年作为一个平均场对结果的影响不大。由于每个时间段的跨度较大, 每个平均场均包含了大量的观测数据, 并具有相对较高的空间分辨率, WOA18数据的水平分辨率为0.25°, 垂向0~5500m内分102层, 其中上1000m具有47层, 平均层厚54m, 因此可以较好地分辨西边界流区域温盐场。

图1a、1b展示了第一个十年, 即1955~1964年, 在

热带西太平洋的表层温度和盐度的采样站位分布以及相应的误差估计。可以看到, 在非常靠近西边界的位置, 仍然有较多的观测站位, 盐度观测数明显少于温度的观测数。其中, 在热带西太平洋(120°~180°E, 10°S~20°N)范围内, 该十年间的温度观测站总数为6090站, 盐度观测站总数为671站。但是, 该十年是观测数最少的一个时间段, 随后的各年代观测站数迅速增长, 其温盐度站位数均超过5000站, 6个年代平均具有12601站温度观测和8500站盐度观测, 因此足以估计出年代平均的温盐场(图1c)。

所有用于网格化的数据均进行了系统的质量控制(Garcia等, 2019), 其中包括对抛弃式深海温度测量仪(expendable bathythermograph, XBT)数据的校正(Cheng等, 2014)。从图1可见, 盐度和温度的误差分布相对比较均匀, 其中盐度误差显著分布在0.1psu以下, 温度误差为0.15~0.25℃左右, 各个年代的温盐度观测误差基本维持在此范围内, 表明数据质量稳定。

2.2 方法

前人研究表明, 热带太平洋的西边界流系统的主要成分是地转流, 通过反演地转流来研究西边界流的结构和变化是有效的且比较常见的做法(Lindstrom等, 1987; Hu和Cui, 1989; Qu等, 2012)。本文使用WOA18年代平均的海洋温度和盐度场数据来计算穿过130°E、18°N、8°N和147°E四个断面的地转流。考虑两个水文站位A和B, 在等压面 P_1 和 P_2 之间、垂直于A站和B站构成的断面方向上的流速 V 为

$$V = \frac{1}{fL} \left(\int_{P_{1B}}^{P_{2B}} \alpha_B dp - \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \alpha_A dp \right), \quad (1)$$

其中 f 为科氏参数, L 为A站和B站的水平距离, V 的方向垂直于AB断面, α_A 和 α_B 为比热容, α_A 和 α_B 是关于海洋温度、盐度和压强的函数:

$$\alpha_A = \alpha_A(S, t, p), \quad (2)$$

其中 S 和 t 分别为盐度(psu)和温度(℃)。假设温盐站位的最底层为无流面, 则可通过式(1)积分计算出各层的流速。考虑到温盐数据在热带太平洋西边界的垂向分布差异情况, 本文选择各断面最深层作为参考无流面, 130°E、18°N、8°N和147°E四个断面的参考面分别为3245、1819、2937和1008dbar(1dbar=0.1MPa)。由于比

图 1 1955~1964 年表层温度(a)、盐度(b)观测数据的分布和误差(颜色), 热带西太平洋(120°E~180°, 10°S~20°N)表层温度和盐度采样站位数演变(c)以及平均的采样误差变化(d)

热容是温度和盐度的函数, 参照前人研究方法, 在等压面上控制温度或者盐度变化计算地转流, 即可区分出温度变化和盐度变化各自对地转流变化的贡献(Feng 等, 2015; Hu和Sprintall, 2017). 本文将使用年代变化的温度和6个年代平均盐度计算得到的地转流变化定义为温度变化对地转流的影响, 将使用年代变化的盐度和6个年代平均温度计算得到的地转流变化定义为盐

度变化对地转流的影响。

3 结果

3.1 多年代平均的热带太平洋西边界流

图2展示了WOA18水文数据反演的各西边界流断面的平均地转流场以及地球模式海洋环流模式(Ocean

图2 WOA18多年代水文数据反演的地转流((a), (b), (d), (e), 单位为 cm s^{-1})和OFES模式模拟的上200m层平均绝对流速 $|u|$ ((c), 单位为 cm s^{-1})

中间图(c)的黑色粗实线代表地转流计算的各个断面位置。请注意中深层潜流区域的流速等值线间隔较小

General Circulation Model for the Earth Simulator, OFES, Sasaki等, 2008)模拟的上200m平均水平绝对流速场 $|u| = \sqrt{u^2 + v^2}$ 。热带西太平洋各主要边界流系统的水平分布在图2c清晰可见, 北赤道流在菲律宾以东分叉为黑潮和棉兰老流, 并与新几内亚沿岸潜流交汇后进入北赤道逆流。基于WOA18计算得到的各西边界流平均断面结构与前人研究基本吻合。由吕宋潜流(Luzon Undercurrent, LUC)、棉兰老潜流(Mindanao Undercurrent, MUC)和北赤道潜流(North Equatorial Undercurrent, NEUC)构成的次表层潜流系统清晰可见。

然后, 对各支海流的体积输运进行了积分计算。参照图2中各支海流的垂向结构, 在体积输运计算中, 北赤道流定义为沿130°E的8°N~20°N断面上1500m内的西向流, 棉兰老流定义为沿8°N的126.625°E~129.875°E断面上1500m内的南向流, 黑潮定义为沿18°N的122.375°E~129.875°E断面上1500m内的北向流, 北赤道逆流定义为沿130°E的3°N~10°N断面上500m内的东向流, 新几内亚沿岸潜流定义为沿147°E的3°S~5.5°S断面上1000m内的西向流。结果显示, 北赤道流流量约

为 $(51 \pm 4)\text{Sv}$, 棉兰老流流量约为 $(31 \pm 5)\text{Sv}$, 黑潮平均流量约为 $(17 \pm 2)\text{Sv}$, 北赤道逆流平均流量约为 36Sv , 新几内亚沿岸潜流的平均流量约为 7Sv , 与前人研究基本吻合(Qu等, 1998)。

棉兰老流和黑潮的流量之和大约为 48Sv , 比北赤道流流量少 3Sv (占北赤道流总流量的13%), 造成二者差异的主要原因有三: (1) 棉兰老流和黑潮的站位并未完全贴近近岸、从而漏算了两支西边界流的一部分流量, 同时18°N~20°N并未封闭; (2) 北赤道流-棉兰老流-黑潮区域内存在垂向交换; (3) 数值计算或存在一定误差。考虑到上述原因, 可以认为棉兰老流和黑潮的流量之和基本上与北赤道流流量保持平衡。上述对比表明, 基于WOA18水文观测数据的地转流计算可以获得合理的热带太平洋西边界流流量。

3.2 热带太平洋西边界流的多年代变化趋势

图3展示了各支海流体积输运的时间序列及其线性趋势。由于第一个年代(1955~1964年)的水文数据稀疏、整体偏少, 尤其是在西边界区域, 因此第一个年代的计算结果可能含有比其他年代更大的误差, 同时最

图 3 热带太平洋西边界流体积运输((a)~(e), 单位为 Sv)及其线性趋势(f)

其中红色线为温度变化贡献的流量变化, 蓝色线为盐度变化贡献的流量变化。各支海流在 6 个年代间发生的总趋势相对于各自平均流量的百分比标注于(f)中(“+”号表示流量增加)。纬向流(北赤道流、北赤道逆流、新几内亚沿岸潜流)以向东为正, 经向流(黑潮、棉兰老流)以向北为正。(f)中圆点实线为线性趋势的不确定性。不确定性定义为时间序列去掉趋势后的标准差, 红色代表 1955~2017 年间趋势、蓝色代表 1965~2017 年间趋势, 黑色代表 1965~2004 年间的趋势

后一个年代(2005~2017年)涵盖的时间长度大于十年, 也引入了一定的不确定性, 对三个时间段的趋势分别进行了估计, 亦即1955~2017年(全部6个年代)、1965~2017年(后5个年代)和1965~2004年(中间4个年代)。

结果发现, 在过去的60多年中, 北赤道流增长了(13±6)%, 新几内亚沿岸潜流增长了(56±23)%, 棉兰老流增长了(18±15)%, 源地黑潮增长了(10±8)%。北赤道流在6个年代中增长了大约7.0Sv, 而黑潮增长了大约

1.7Sv, 棉兰老流增长了大约5.5Sv, 因此北赤道流的增长基本上与下游黑潮和棉兰老流的增长之和一致。

在中间4个年代1965~2004年期间, 热带西太平洋的这5支环流均表现出增强的趋势。其中, 北赤道流、棉兰老流和新几内亚沿岸潜流在三种算法中均显示显著的增强趋势, 表明其增强趋势是显著的、其估计对年代选取不敏感, 而黑潮和北赤道逆流在不同算法中有差异, 表明这两支海流的增强趋势存在一定的不确

定性.

温度变化相关的流量变化显著大于盐度变化的贡献, 各支海流的年代际变化几乎都是温度变化项占主导. 这与前人的研究是吻合, 比如Cheng等(2008)发现西太暖池区海表面高度的趋势变化主要是热力变化引起的. 但这与印尼贯穿流区域形成了显著的对比, 前人研究表明印尼贯穿流(Hu和Sprintall, 2017)和印度洋暖池海表面高度(Cheng等, 2008)的趋势变化中盐度变化的贡献非常大.

新几内亚沿岸潜流的增长趋势非常显著, 在6个年代中共增长了4.6Sv. 然而, 尽管棉兰老流和新几内亚沿岸潜流是北赤道逆流的水源, 但北赤道逆流在此6个年代中却无统计显著的变化趋势, 其中一个可能的原因是棉兰老流和新几内亚沿岸潜流同时也是印尼贯穿流的水源, 其增长的部分可能多数进入到印尼贯穿流的长期变化中. 虽然目前缺乏对印尼贯穿流多年代长期变化趋势的可靠估计, 但是前人部分研究表明印尼贯穿流可能存在增强趋势, 比如Tillinger和Gordon (2009)发现印太压力梯度差在1958~2007年的50年间可能存在增强趋势. 因此, 棉兰老流和新几内亚沿岸潜流的增强可能与印尼贯穿流的增强平衡了.

20世纪90年代被认为是热带太平洋风场和环流变化趋势的一个转折点(Qiu和Chen, 2012; Hu和Hu, 2014), 尽管图3显示20世纪80年代中期到20世纪90年代中期热带太平洋西边界流系统整体增强, 但由于本文使用的是年代平均的时间序列, 难以对此进行检验. 从图3看, 20世纪90年代初的趋势变化包含了显著的年代际变化而不完全是长期趋势.

3.3 动力高度场

为进一步分析热带太平洋西边界流系统多年代变化趋势的大尺度背景, 我们使用WOA18温盐度数据计算了各年代的动力高度DH, 定义为

$$DH = -\frac{1}{g} \int_{P_R}^p \alpha(S, T, p) dp, \quad (3)$$

其中g为重力加速度, P_R 为参考等压面, 本文令 P_R 为1000dbar, DH的单位为cm.

在一个地转流场中, 动力高度的水平梯度是水平流场的直观指标之一. 图4展示了各个断面和热带西北太平洋动力高度多年代变化趋势及其与相应平均态

之间的对比. 总体来看, 不论是各主要断面(北赤道逆流区域除外)还是大面空间分布形态, 动力高度的趋势变化分布与动力高度的平均态分布相似, 表明平均态存在增强趋势.

具体来看, 源地黑潮区域则近岸侧动力高度降低而离岸侧抬高, 导致增强的东向动力高度梯度(图4a), 而棉兰老流区域近岸侧动力高度升高而离岸侧降低, 导致增强的西向动力高度梯度(图4c); 在北赤道流南部动力高度增长较弱甚至降低而北部显著升高, 导致显著增强的经向动力高度梯度(图4b); 新几内亚沿岸潜流区域动力高度趋势与平均动力高度几乎重叠, 显著地增强的该断面的经向压力梯度(图4d). 对北赤道逆流来说, 其南部(图4b, 5°N以南)的动力高度趋势导致向北的梯度, 而在其北部(5°N~8°N)则表现出向南的梯度趋势, 二者的变化幅度亦接近、互相抵消, 因此总体上看北赤道逆流区域的压力梯度变化趋势很小. 动力高度多年代趋势变化的这些空间分布特征与计算的各西边界流流量变化吻合, 印证了前面有关各西边界流流量变化趋势的讨论. 热带太平洋西边界流系统多年代变化趋势的原因还需要进一步研究, 动力高度的变化只是大尺度海洋环流变化的另一个侧面, 并不是后者的原因.

3.4 风场的作用

考虑到这些环流主要是风生环流、风场是驱动这些环流的主要动力因子, 可以推测热带太平洋西边界流系统在过去60多年中的增强趋势应是风场变化的结果. Hu等(2020)的研究结果表明, 全球热带平均的风场在1950年代以来存在显著的加速趋势, 尤其是近20多年的趋势最为显著, 风场输入的动能增加, 导致了全球平均海洋环流、尤其是热带区域海洋环流的加速趋势.

北赤道流和南赤道流在信风的驱动下在西太平洋辐聚并控制着各西边界流的总体变化, 因此, 西太平洋海洋环流的变化受到信风的调控. 比如, Duan等(2019a)指出棉兰老流的年代际变化是由热带西太平洋的风场控制的, 其中热带西太平洋区域平均(10°S~10°N, 120°E~160°E)纬向风应力与棉兰老流流量的年际到年代际变化具有显著的相关关系, 表明信风的变化在低纬度西边界流变异中的重要作用.

为研究风场变化在热带西太平洋海洋环流年代际变化中的作用, 以下, 我们分析欧洲中期天气预报中心

图4 热带西北太平洋相对于1000dbar等压面的平均动力高度(DH)及其年代变化趋势

四周的小图分别是18°N断面(a)、130°E断面(b)、8°N断面(c)和147°E断面(d)的平均动力高度异常(减去断面平均值, 红线)及其线性趋势(蓝线). 中间图(e)展示年代平均的动力高度(黑色等值线, 单位为cm)和线性趋势(彩色阴影)

(European Centre For Medium Range Weather Forecasts, ECMWF)海洋再分析数据集(ORA S3)提供的海表风应力数据. 基于前人的研究可以提出一个假设: 各西边界流由同纬度的西太平洋风场控制(Hu等, 2016; Duan等, 2019a), 其中黑潮和棉兰老流还受到北赤道流分叉点纬度的影响. 基于这个假设, 我们计算了区域平均的纬向风应力 τ_x , 其中北赤道流对应区域为8°N~20°N, 120°E~160°E; 黑潮对应区域为11°N~20°N, 125°E~160°E; 棉兰老流对应区域为0°~11°N, 130°E~160°E; 新几内亚沿岸潜流对应区域为0°~8°S, 140°E~180°; 北赤道逆流对应区域为18°S~11°N, 130°E~180° (南北边界分别为南赤道流和北赤道流的分叉点纬度, Zhai等, 2014).

这些区域平均的纬向风应力与热带西太平洋各支海流之间存在显著的相关关系. 图5展示了区域平均的纬向风应力和各支海流年代平均流量的对比. 为了可比性, 各海流流量乘上了一个系数 α , 不同海流的 α 取值不同(具体见图5的图注). 从图5可以看出, 各区域平均的纬向风应力可以比较准确地刻画相应海流的流量变化, 尤其是北赤道流、棉兰老流和新几内亚沿岸潜流, 表明热带西太平洋环流流量的年代际变化是风场

调整的结果. 值得注意的是, 各区域平均的纬向风应力均存在显著的增强趋势, 其中北赤道流对应区域的风场每十年增长率为4.3%、棉兰老流对应区域的风场每十年增长率9.4%、黑潮对应区域的风场每十年增长率3.8%、北赤道逆流对应区域的风场每十年增长率7.7%、新几内亚沿岸潜流对应区域的风场每十年增长率7.9%, 表明热带西太平洋信风的增强趋势.

图6展示了各个年代平均的纬向风应力异常(减去1959~2011年间平均值)的空间分布. 纬向风应力的年代际变化和年代趋势在热带西北太平洋海域非常显著, 其中在北赤道流区域西向风应力具有显著的增强趋势, 这与图5中北赤道流流量及其区域平均风应力的显著变化趋势吻合. 在副热带海域(20°N以北), 纬向风应力的年代际变化似乎存在与热带海域相对独立的变化特征, 这或许解释了图5中黑潮流量与区域平均风场间存在的差异.

4 结论

本文利用WOA18数据集的年代平均水文观测数

图5 纬向风应力及其与热带西太各海洋环流流量的比对

其中红色线为区域平均的月均纬向风应力, 蓝色方框线为年代平均的纬向风应力异常, 红色圆圈为各海流流量乘以一个系数 α 。各海流对应的 α 系数分别为 0.72×10^{-3} ((a), 北赤道流)、 0.58×10^{-3} ((b), 棉兰老流)、 -3×10^{-3} ((c), 黑潮)、 -0.63×10^{-3} ((d), 北赤道逆流)以及 1.7×10^{-3} ((e), 新几内亚沿岸潜流)。因风场第一个年代仅有1959~1964年数据, 与流场的1955~1964年有5年差别, 故用浅颜色特别标记。因最后一个年代风场仅涵盖2005~2011年, 与流场的2005~2017年有较大差距而略去该年代海流流量数据

据, 计算了热带西太平洋北赤道流、北赤道逆流、棉兰老流、源地黑潮和新几内亚沿岸潜流的地转流, 估算了各支海流的流量及其年代际变化趋势, 分离并讨论了温度变化和盐度变化在海流变化中的贡献。

结果发现, 在1955~2017年这63年中, 北赤道流、棉兰老流、源地黑潮和新几内亚沿岸潜流均表现出大于年代际变化的长期增强趋势, 而北赤道逆流的年代趋势相对年代际变化不显著。棉兰老流和源地黑潮年代变化趋势之和与其上游北赤道流的年代变化趋势基本吻合。通过分离地转计算中的温度和盐度变化, 发现低纬度西太平洋边界流的年代际变化主要是温度变化贡献的, 盐度变化的贡献很小。我们分析了

1955~2017年间热带西太平洋相对于1000dbar动力高度的变化模态, 发现各边界流断面和水平空间的动力高度变化趋势与其平均态一致, 从另一个侧面佐证了低纬度太平洋西边界流系统的整体增强趋势。

本文分析了风场强迫在热带西太平洋海洋环流年代际变化及其趋势中的重要作用, 发现热带西太平洋关键海域的纬向风应力与相应海流流量存在显著相关关系, 区域平均的纬向风应力可以比较准确地刻画各海流分支的流量。在1950~2010年, 热带西太平洋纬向风应力存在显著的增强趋势, 导致了热带西太平洋海洋环流的年代增强趋势。值得一提的是, 本文表明使用区域平均的纬向风应力这一简单指数可以比较准

图6 各年代平均的纬向风应力异常 τ_x'
(单位为 10^{-2} Pa), 负值表示西向风应力增强

确地刻画各海流流量的变化, 这对未来理解和预测海洋环流变化可能具有重要意义。

本文有关热带太平洋西边界流的计算结果仍然存在多方面的不确定性。首先, 观测资料存在缺陷, 包括在靠近西边界的区域资料缺乏而西边界区域恰好又是接近西边界流流核的位置、Argo时代以前的水文观测数据分布不均匀、观测仪器变化导致的误差、XBT温度观测数据的误差等。其次, WOA18数据人为地截断各个时间段来获得年代平均的温盐场, 每个站位仅有6个时间点的数据, 时间序列的自由度小, 趋势估计显著性难以准确判断。此外, 由于早期数据中对盐度的观测极其缺乏, 盐度的变化或许未能被准确地观测到, 本文有关盐度变化对热带太平洋西边界流流量变化的影响的讨论还存在一定缺陷。

但是, 尽管存在不确定性, 值得指出的是, WOA18数据集已经涵盖了历史上关于热带西太平洋水文环境

的大部分观测数据, 代表了现阶段对该海域的观测水平, 或许是比较接近真实海洋环流变化的一个估计。我们也分析了一些再分析或者模式模拟的流场数据(包括ECMWF ORA S5和OFES), 发现这些数据在再现观测的环流结构和变化方面存在显著缺陷, 因此本文未予采纳。准确估计大尺度海洋环流的低频变化和长期趋势是理解全球变暖背景下海洋环境变化的重要步骤之一, 本文仅对此问题提供了一点依据, 但远未回答此问题。期待未来学界能加强对海洋环流的长期连续监测, 以更准确地评估大尺度海洋环流多年代变化和趋势进而深入研究其背后的物理机制、更好地服务长期气候预测。

致谢 本文使用的WOA18数据集由美国国家环境信息中心(National Centers for Environmental Information)提供(<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa18/>)。OFES模式数据

由日本海洋研究开发机构(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)提供并由美国夏威夷大学国际太平洋研究中心下属亚太数据研究中心分发(Asia-Pacific Data-Research Center of the IPRC, <http://apdrc.soest.hawaii.edu/index.php>), ECMWF ORA S3风应力数据由欧洲中期天气预报中心提供, 此一并致以谢忱。两位匿名审稿人对本文提出了许多重要的修改建议使本文得以显著提高, 谨致谢忱。

参考文献

- 胡石建, 胡敦欣. 2016. 西太平洋暖池研究综述. 海洋科学集刊, 51: 37–48
- 吴立新. 2020. 气候变暖背景下全球平均海洋环流在加速. 中国科学: 地球科学, 50: 1021–1022
- 周磊, 陈大可, 雷小途, 王伟, 王桂华, 韩桂军. 2019. 海洋与台风相互作用研究进展. 科学通报, 64: 60–72
- Chen X, Tung K K. 2014. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration. *Science*, 345: 897–903
- Chen Z, Wu L. 2012. Long-term change of the Pacific North Equatorial Current bifurcation in SODA. *J Geophys Res*, 117: C06016
- Cheng L, Zhu J, Cowley R, Boyer T, Wijffels S. 2014. Time, probe type, and temperature variable bias corrections to historical expendable bathythermograph observations. *J Atmos Ocean Tech*, 31: 1793–1825
- Cheng L, Trenberth K E, Fasullo J, Boyer T, Abraham J, Zhu J. 2017. Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015. *Sci Adv*, 3: e1601545
- Cheng X, Qi Y, Zhou W. 2008. Trends of sea level variations in the Indo-Pacific warm pool. *Glob Planet Change*, 63: 57–66
- Cheng X, Xie S P, Du Y, Wang J, Chen X, Wang J. 2016. Interannual-to-decadal variability and trends of sea level in the South China Sea. *Clim Dyn*, 46: 3113–3126
- Duan J, Chen Z, Wu L. 2017. Projected changes of the low-latitude north-western Pacific wind-driven circulation under global warming. *Geophys Res Lett*, 44: 4976–4984
- Duan J, Li Y, Wang F, Chen Z. 2019a. Decadal variations of the mindanao current during 1960–2010. *J Geophys Res Oceans*, 124: 2660–2678
- Duan J, Li Y, Wang F, Chen Z. 2019b. Multidecadal change of the mindanao current: Is there a robust trend? *Geophys Res Lett*, 46: 6755–6764
- Feng M, Benthuyzen J, Zhang N, Slawinski D. 2015. Freshening anomalies in the Indonesian throughflow and impacts on the Leeuwin Current during 2010–2011. *Geophys Res Lett*, 42: 8555–8562
- Forget G, Ferreira D. 2019. Global ocean heat transport dominated by heat export from the tropical Pacific. *Nat Geosci*, 12: 351–354
- Ganachaud A, Wunsch C. 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 408: 453–457
- Garcia H E, Boyer T P, Baranova O K, Locarnini R A, Mishonov A V, Grodsky A, Paver C R, Weathers K W, Smolyar I V, Reagan J R, Seidov D, Zweng M M. 2019. World Ocean Atlas 2018: Product Documentation. Mishonov A., Technical Editor
- Gordon A L, Napitu A, Huber B A, Gruenburger L K, Pujiana K, Agustadi T, Kuswardani A, Mbay N, Setiawan A. 2019. Makassar strait throughflow seasonal and interannual variability: An overview. *J Geophys Res Oceans*, 124: 3724–3736
- Guan C, McPhaden M J, Wang F, Hu S. 2019. Quantifying the role of oceanic feedbacks on ENSO asymmetry. *Geophys Res Lett*, 46: 2140–2148
- Hu D, Cui M. 1989. The western boundary current in the far-western Pacific Ocean. In: Proceedings of Western International Meeting and Workshop on TOGA COARE. 123–134
- Hu D, Wu L, Cai W, Gupta A S, Ganachaud A, Qiu B, Gordon A L, Lin X, Chen Z, Hu S, Wang G, Wang Q, Sprintall J, Qu T, Kashino Y, Wang F, Kessler W S. 2015. Pacific western boundary currents and their roles in climate. *Nature*, 522: 299–308
- Hu S, Hu D. 2014. Variability of the Pacific North Equatorial Current from repeated shipboard acoustic Doppler current profiler measurements. *J Oceanogr*, 70: 559–571
- Hu S, Hu D, Guan C, Wang F, Zhang L, Wang F, Wang Q. 2016. Interannual variability of the Mindanao Current/Undercurrent in direct observations and numerical simulations. *J Phys Oceanogr*, 46: 483–499
- Hu S, Hu D, Guan C, Xing N, Li J, Feng J. 2017. Variability of the western Pacific warm pool structure associated with El Niño. *Clim Dyn*, 49: 2431–2449
- Hu S, Sprintall J. 2017. Observed strengthening of interbasin exchange via the Indonesian seas due to rainfall intensification. *Geophys Res Lett*, 44: 1448–1456
- Hu S, Sprintall J, Guan C, McPhaden M J, Wang F, Hu D, Cai W. 2020. Deep-reaching acceleration of global mean ocean circulation over the past two decades. *Sci Adv*, 6: eaax7727
- Huang R, Li W. 1988. Influence of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on the subtropical high over East Asia. *Chin J Atmospheric Sci*, 14: 95–107
- Jin F F. 1997. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J Atmos Sci*, 54: 811–829
- Lindstrom E, Lukas R, Fine R, Firing E, Godfrey S, Meyers G, Tsuchiya M. 1987. The western equatorial Pacific Ocean circulation study. *Nature*, 330: 533–537

- Liu Q Y, Feng M, Wang D, Wijffels S. 2015. Interannual variability of the Indonesian Throughflow transport: A revisit based on 30 year expendable bathythermograph data. *J Geophys Res Oceans*, 120: 8270–8282
- Qiu B, Chen S. 2012. Multidecadal sea level and gyre circulation variability in the northwestern tropical Pacific Ocean. *J Phys Oceanogr*, 42: 193–206
- Qu T, Chiang T L, Wu C R, Dutrieux P, Hu D. 2012. Mindanao current/undercurrent in an eddy-resolving GCM. *J Geophys Res*, 117: C06026
- Qu T, Meyers G, Godfrey J S, Hu D. 1997. Upper ocean dynamics and its role in maintaining the annual mean western Pacific warm pool in a global GCM. *Int J Climatol*, 17: 711–724
- Qu T, Mitsudera H, Yamagata T. 1998. On the western boundary currents in the Philippine Sea. *J Geophys Res*, 103: 7537–7548
- Reguero B G, Losada I J, Méndez F J. 2019. A recent increase in global wave power as a consequence of oceanic warming. *Nat Commun*, 10: 205
- Sasaki H, Nonaka M, Masumoto Y, Sasai Y, Uehara H, Sakuma H. 2008. An eddy-resolving hindcast simulation of the quasiglobal ocean from 1950 to 2003 on the Earth Simulator. In: *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*. Heidelberg: Springer. 157–185
- Tillinger D, Gordon A L. 2009. Fifty years of the Indonesian throughflow. *J Clim*, 22: 6342–6355
- Trenberth K E, Fasullo J T. 2013. An apparent hiatus in global warming? *Earth's Fut*, 1: 19–32
- Weller E, Min S K, Cai W, Zwiers F W, Kim Y H, Lee D. 2016. Human-caused Indo-Pacific warm pool expansion. *Sci Adv*, 2: e1501719
- Wirasatriya A, Kawamura H, Helmi M, Sugianto D N, Shimada T, Hosoda K, Handoyo G, Putra Y D G, Koch M. 2020. Thermal structure of hot events and their possible role in maintaining the warm isothermal layer in the western Pacific warm pool. *Ocean Dyn*, 70: 771–786
- Wu L, Cai W, Zhang L, Nakamura H, Timmermann A, Joyce T, McPhaden M J, Alexander M, Qiu B, Visbeck M, Chang P, Giese B. 2012. Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents. *Nat Clim Change*, 2: 161–166
- Young I R, Ribal A. 2019. Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height. *Science*, 364: 548–552
- Zhai F, Hu D, Qu T. 2013. Decadal variations of the North Equatorial Current in the Pacific at 137°E. *J Geophys Res Oceans*, 118: 4989–5006
- Zhai F, Hu D, Wang Q, Wang F. 2014. Long-term trend of Pacific South Equatorial Current bifurcation over 1950–2010. *Geophys Res Lett*, 41: 3172–3180

(责任编辑: 陈大可)