

太平洋内部副热带-热带经向翻转环流 的季节变化特征*

韩 雪^{1, 2, 3, 4} 冯俊乔^{1, 2, 4, 5}

(1. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室 山东青岛 266071; 2. 中国科学院海洋研究所 山东青岛 266071; 3. 中国科学院大学 北京 100049; 4. 中国科学院海洋大科学研究中心 山东青岛 266071; 5. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋动力过程与气候功能实验室 山东青岛 266237)

摘要 太平洋内部副热带-热带经向翻转环流(subtropical-tropical cell, STC)是连接热带和副热带的海洋通道。由于以往海洋观测资料的匮乏,前人多利用海洋模式数据进行研究,且仅限于沿单一纬度上的 STC 的分析,较少涉及沿不同纬度的 STC 的季节变异规律。利用地转海洋学实时观测阵(array for real-time geostrophic oceanography, Argo)温盐数据、海洋再分析数据 GODAS (global ocean data assimilation system)、SODA3.4.2 (simple ocean data assimilation 3.4.2)、ORAS5 (ocean reanalysis system 5)和大气再分析数据 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)等研究了沿不同纬度的 STC 的季节变异规律及其机制。结果显示:沿 $10^{\circ}\sim 2^{\circ}\text{S}$ 和 $2^{\circ}\sim 6^{\circ}\text{N}$, STC 春季强,夏秋弱;沿 $7^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$, STC 夏季偏强,冬季偏弱;沿 $15^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{S}$, STC 冬季偏强,夏季偏弱。STC 季节变化主要由表面风场和西传 Rossby 波驱动,且在不同纬度,二者相对贡献存在差异:在 $10^{\circ}\text{S}\sim 6^{\circ}\text{N}$, STC 的季节变化基本与风场季节变化一致,风场直接驱动是 STC 季节变化的主要因素;在 $15^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{S}$ 以及 $7^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$, STC 变化滞后风场 3~4 个月,在 $11^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$, STC 变化滞后风场 9 个月,因此,西传 Rossby 波较局地风场对 STC 季节变化的贡献更大。本研究对于深入理解 STC 的变异规律及其对热带海洋气候变化的影响具有重要意义,多源海洋再分析数据的诊断对比分析也为大洋环流研究提供了重要参考。

关键词 STC; 季节变化; 经向输运

中图分类号 P731 doi: 10.11693/hyhz20210800186

太平洋副热带-热带经向翻转圈(subtropical-tropical cells, STCs)是连接热带与副热带的海洋通道,包括表层的埃克曼(Ekman)流,流向赤道的西边界流(北半球的棉兰老流,南半球的新几内亚沿岸流),内部流向赤道的经向流(内部 STC,若无特殊说明,下文的 STC 特指内部 STC)以及赤道上升流(McCreary *et al.*, 1994; Rothstein *et al.*, 1998; McPhaden *et al.*, 2002; Feng *et al.*, 2018)。STCs 可以调控副热带和热带的质量、热量以及盐度输送,通过经向热量输送和赤道上升流显著影响热带太平洋年际-年代际变化(McCreary *et al.*,

1994; Lu *et al.*, 1998; Nonaka *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2003; Zilberman *et al.*, 2013),对海洋气候变化有着重要影响。

关于 STC 体积输运变化,已有学者已进行了广泛探索。在季节尺度上,Coles 等(2001)的分析结果表明北半球内部 STC 输运与温跃层厚度异常存在相似的季节变异规律,正(负)温跃层厚度异常对应 STC 向赤道输送增加(减弱);刘洪伟等(2016a)指出 STC 在冬春季较强,夏秋季节较弱,并认为 STC 的季节变化主要是由风应力的季节振荡引起,而热通量和淡水通量的影响较小。在年际尺度上,许多学者认为,STC

* 国家自然科学基金,41976027 号;中国科学院先导科技专项 B 子课题, XDB42010403 号。韩 雪, 硕士研究生, E-mail: hanxue@qdio.ac.cn

通信作者: 冯俊乔, 硕士生导师, E-mail: fengjunqiao@qdio.ac.cn

收稿日期: 2021-08-23, 收修改稿日期: 2021-10-18

体积输运与 Niño 指数呈现相反变化, STC 在厄尔尼诺(El Niño)期间减弱, 在拉尼娜(La Niña)期间增强(例如: Lohmann *et al.*, 2005; Zilberman *et al.*, 2013; Yamanaka *et al.*, 2015; 刘洪伟等, 2016b); 并且 STC 变化在南北半球沿 5°N 和 5°S 存在不对称性, 在北半球超前并强于南半球(Zeller *et al.*, 2019)。关于其年际变异机制, 已有学者也开展了诸多研究。影响 STC 年际变化的机制主要是局地风异常和斜压 Rossby 波(Capotondi *et al.*, 2005)。刘洪伟等(2016b)通过敏感性实验指出, STC 的年际变化主要是由风应力引起, 热通量和淡水通量的影响较小。Lee 等(2003)的全水深海洋环流数值模式实验结果表明近赤道风应力异常是引起 STC 输运年际变化的主要机制。容新尧等(2011)的数值实验显示, 赤道及其北侧的纬向风异常能够引起 STC 输运变化, 而斜压 Rossby 波对 STC 输运的影响比较小。Liu 等(2013)认为北太平洋中部控制 Ekman 输送的纬向风异常和海平面的纬向梯度是影响 STC 输运的主要因素。

年代际尺度上, 20 世纪 70~90 年代, STC 沿 9°N 和 9°S 向赤道的辐合以 $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3/(\text{s}\cdot\text{a})$ 的速率减弱(McPhaden *et al.*, 2002; Capotondi *et al.*, 2005), 而 20 世纪 90 年代至 21 世纪初期间, STC 以 $1 \times 10^6 \text{ m}^3/(\text{s}\cdot\text{a})$ 的速率在增加(McPhaden *et al.*, 2004)。

关于 STC 与西边界流(west boundary current, WBC)输运的关系的研究也多集中在年际-年代际尺度。Springer 等(1990)首先指出 1979~1983 年期间, 在 5°N 和 5°S 附近内部 STC 输运与 WBC 输运呈现反相关关系。之后很多研究也得到了相同结论, 在年际和年代际尺度上, 内部 STC 输运与 WBC 输运反相关(例如: Lee *et al.*, 2003; Capotondi *et al.*, 2005; Cheng *et al.*, 2007)。此外, 研究发现 WBC 输运与内部 STC 输运之间存在补偿关系(Lee *et al.*, 2003; Cheng *et al.*, 2007), 虽然平均来讲 WBC 输运远大于内部 STC 输运, WBC 携带更多的副热带水进入热带, 但 WBC 输运的变化小于内部 STC 输运的变化, 内部 STC 输运变化对热带太平洋的年际-年代际变化具有更重要的影响(Lee *et al.*, 2003)。Ishida 等(2008)利用高分辨率海洋环流模式研究发现, 年际尺度上, 南北半球 STC 输运存在不对称性, 并指出内部 STC 输运和 WBC 输运二者之间的补偿关系在南半球更加密切, 而且在北半球二者相位还存在滞后关系。

综上所述, 关于内部 STC 输运的研究, 多数学者关注其年际-年代际变化, 较少涉及季节变化, 并且都仅

限于沿单一纬度上的 STC 的分析, 鲜有分析沿不同纬度的 STC 的季节变异规律。同时, 鉴于以往海洋观测资料的匮乏, 大部分学者利用海洋模式数据进行研究, 随着海洋观测数据 Argo 的积累, 以及遥感数据的广泛应用, 从观测资料分析内部 STC 输运及其变异规律成为可能; 同时海洋再分析数据的准确性也显著提高, 也为深入认识 STC 提供了基础。因此, 本文将利用 Argo 海洋观测数据、基于观测资料同化的海洋再分析数据、大气再分析数据, 并结合理论分析对内部 STC 的季节变化开展研究, 特别是研究南北半球 STC 沿不同纬度的季节变异规律及可能的物理机制。

1 数据和方法

1.1 使用的数据

Argo (array for real-time geostrophic oceanography)数据, 是美国 Scripps 海洋研究所基于 Argo 观测剖面制作的网格化产品(<https://argo.ucsd.edu/>), 主要为 2004~2019 年的月平均温盐数据。水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 垂直方向共 58 层, 其中 180 m 以内间隔为 10 dbar, 180~460 m 以内间隔为 20 dbar, 460~1 400 m 以内间隔为 50 dbar, 1 400~1 900 m 以内间隔为 100 dbar, 最深层为 1 975 dbar。

海平面异常(sea level anomaly, SLA)数据来自 AVISO (archiving, validation and interpretation of satellite oceanographic data) 的卫星高度计观测(<http://marine.copernicus.eu>), 数据覆盖全球, 空间分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 时间长度为 1993 年 1 月至 2019 年 10 月。

美国马里兰大学开发的 SODA (simple ocean data assimilation) 全球海洋再分析月平均温、盐、流数据, 版本为 SODA3.4.2 (<http://dsrs.atmos.umd.edu/DATA/soda3.4.2/>), 时间跨度 1980~2019 年, 水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 垂直方向不等间距, 在 0~5 395 m 之间分为 50 层。

美国气象环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)的 GODAS (global ocean data assimilation system) 全球海洋再分析数据(<https://www.psl.noaa.gov/data/gridded/data.godas.html>), 主要使用了 1980~2019 年期间月平均温、盐、流数据, 水平分辨率为 1° 经度 $\times 1/3^{\circ}$ 纬度, 垂直方向 5~4 478 m, 共 40 层, 其中 5~225 m 以内间隔为 10 m, 225~4 478 m 间距不等。

欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)发布的 ORAS5 (ocean reanalysis system 5) 全球海洋再分析数据

(<https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/ocean-reanalysis>), 为 1979~2018 年期间的月平均数据, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直方向分为不等间距的 75 层 (0~5 900 m)。

全球 NCEP I 风场数据, 由美国国家大气研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCEP-NCAR) 提供 (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived.html>), 时间长度为 1948 年 1 月至 2020 年 3 月, 空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

ERA5 大气再分析数据 (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5>), 本文使用了风场数据, 时间为 1979~2018 年, 空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

文章选用 2004~2018 年作为气候态月平均结果的起止参考。

1.2 方法

1.2.1 计算经向地转流 利用动力高度法计算相对经向地转流。首先利用温盐数据计算比容异常, 计算公式为

$$\alpha = 1/\rho(s,t,p) - 1/\rho(35,0,p), \quad (1)$$

其中, $1/\rho(35,0,p)$ 为在压力 p 下, 温度为 0°C , 盐度为 35 的海水的比容。选取 1 500 m 层作为参考深度, 计

算各层的经向地转流 v_g , 计算公式如下为

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

其中, f 是科氏力参数; L 为站点 AB 间的水平距离; p_1 和 p_2 为等压面。

1.2.2 计算 STC 体积输运 STC 体积输运 V_{STC} 计算公式为

$$V_{\text{STC}} = \int_{26\sigma_\theta}^{h_{\text{mix}}} \int_{x_{\text{east}}}^{x_{\text{west}}} v_g dx dz, \quad (3)$$

其中, x_{east} 与 x_{west} 分别是 STC 的东、西边界; h_{mix} 为混合层深度; $26\sigma_\theta$ 为 26 等位势密度面深度; v_g 为经向地转流。本文 STC 的东西边界选取范围为西边界的东部边缘到东边界 (McPhaden *et al.*, 2002; Chen *et al.*, 2015; Feng *et al.*, 2018), 其中北半球为 $140^\circ\text{E} \sim 80^\circ\text{W}$, 南半球为 $160^\circ\text{E} \sim 80^\circ\text{W}$ 。

2 STC 的季节变化规律

利用 Argo 温盐数据和海洋再分析数据, 通过动力高度法计算出 $15^\circ \sim 2^\circ\text{S}$ 和 $2^\circ \sim 15^\circ\text{N}$ 范围内沿各个纬度的经向地转流。图 1 展示了 Argo、GODAS、ORAS5、SODA 数据计算出的沿 9°N 和 9°S 的年平均

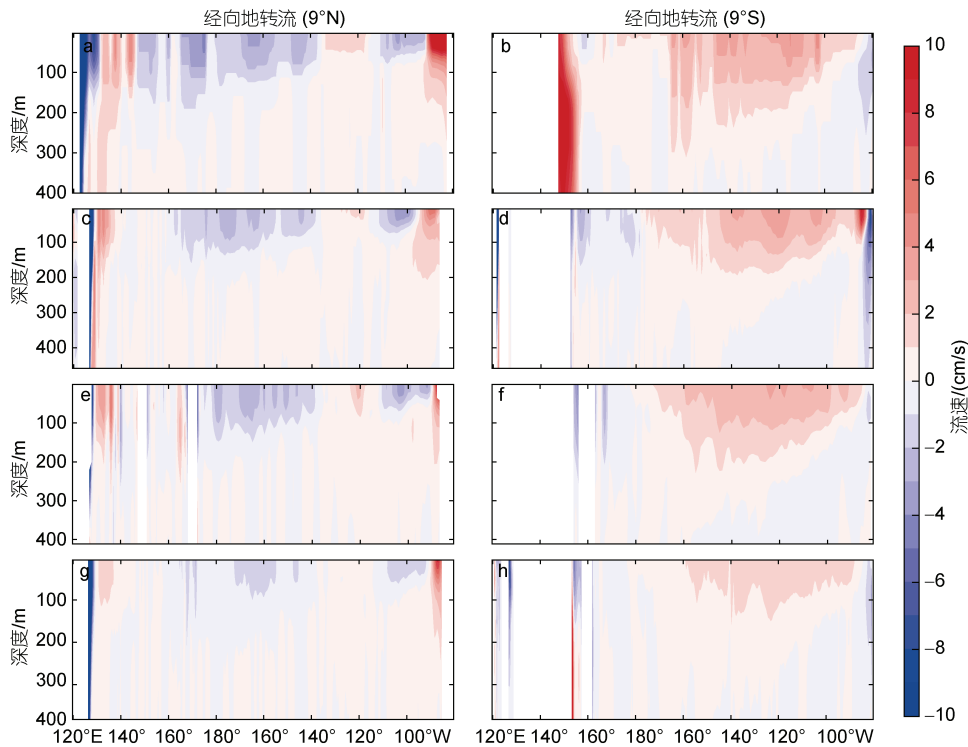


图 1 沿 9°N (a, c, e, g) 和 9°S (b, d, f, h) 的经向地转流流速

Fig. 1 Geostrophic meridional velocity at 9°N (a, c, e, g) and 9°S (b, d, f, h)

注: a, b: array for real-time geostrophic oceanography (Argo); c, d: global ocean data assimilation system (GODAS); e, f: ocean reanalysis system 5 (ORAS5); g, h: simple ocean data assimilation (SODA)

经向地转流。由于 Argo 数据没有进行平滑处理, 因此, 对此进行空间九点平滑。三种海洋再分析数据(图 1c~1h)与 Argo 数据(图 1a~1b)得到的经向地转流强度及其空间分布基本一致, 但也有差别。沿 9°N , 流向赤道的经向地转流最强出现在 150 m 以浅的赤道中太平洋 $160^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$; 沿 9°S , 流向赤道的经向地转流最强出现在 200 m 以浅的赤道东太平洋 $160^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{W}$ 。与 GODAS、ORAS5 相比, SODA 获得的经向地转流流速较弱。同时, Argo 和海洋再分析数据都显示了西边界流, 南半球 $146^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 北向的新几内亚沿岸流, 北半球 $126^{\circ}\sim 128^{\circ}\text{E}$ 南向的棉兰老流。与 Argo 相比, 三套海洋再分析数据模拟的南半球 WBC 显著偏弱, ORAS5 模拟的棉兰老流也显著偏弱。

为了更清晰地显示 STC 随纬度变化的季节变异规律, 图 2 和图 3 分别展示了沿各个纬度 STC 输运及其异常的季节变化; 表 1 列出了不同数据计算的 STC 输运强度。从图 2 和表 1 可以看出, 在各个纬度上, 内部 STC 均向赤道输运, 即南半球向北, 北半球向南,

且南半球输运明显强于北半球。在南半球, 由于 STC 平均输运向北, 因此, 图 3 中出现正异常意味着 STC 输运增强, 而北半球则由于平均输运向南, 出现正异常则表示 STC 输运减弱。

沿 5°S , 年平均输运为 $21.58\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, 远大于 5°N 的 $-12.96\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 。此外, 两者存在相同的季节变化, 在春季最强, 夏秋季节较弱。

沿 9°N 的年平均输运为 $-6.22\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, 略小于 McPhaden 等(2002)利用观测数据计算的 $-7\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 。也有一些基于模式及再分析数据计算的结果: Chen 等(2015)利用 SODA 数据计算的 $-4.77\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, Feng 等(2018)利用 GODAS 数据计算的 $-6.2\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, Capotondi 等(2005)通过 OGCM 模式数据计算得到的 $-5.4\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 。

沿 9°S 的年平均输运为 $10.89\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, 略小于 McPhaden 等(2002)计算的 $14\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, 以及 Chen 等(2015)的 $15.47\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, Feng 等(2018)的 $11.3\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, 略强于 Capotondi 等(2005)的 $9.6\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 。

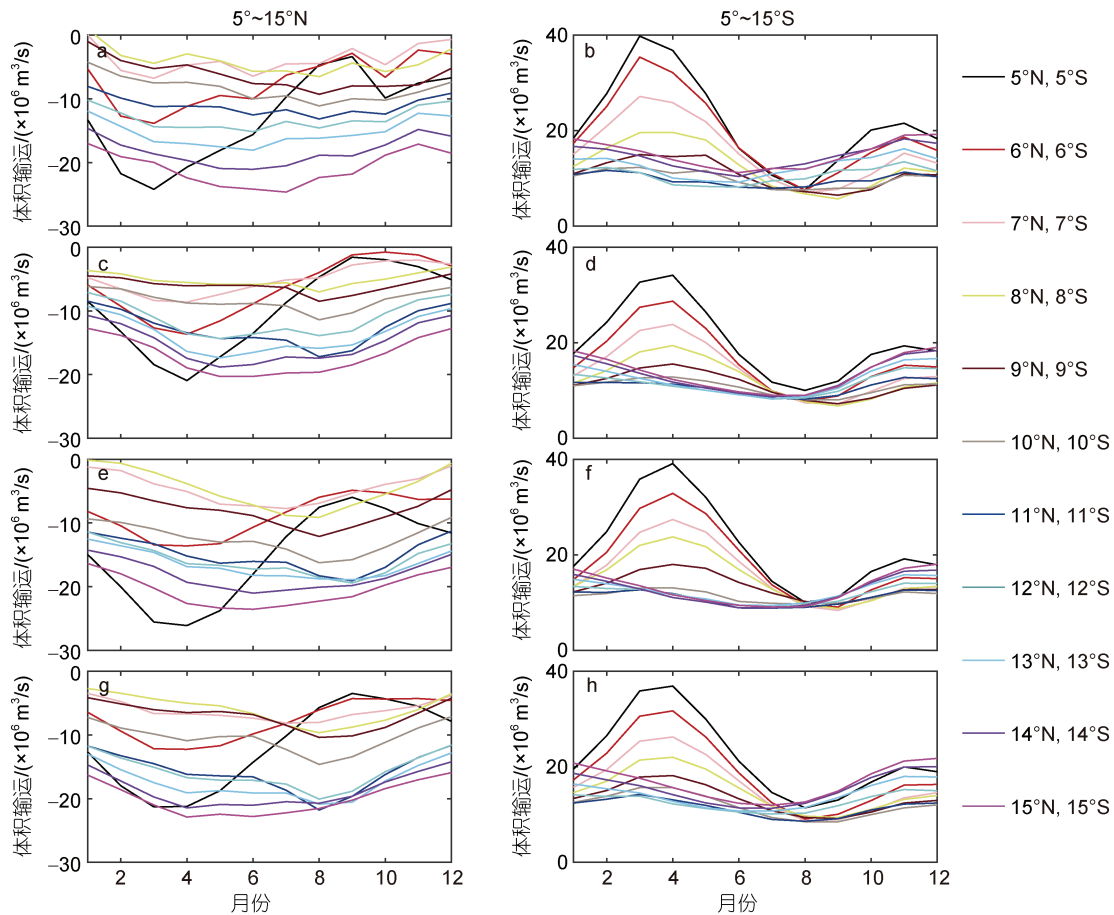


图 2 STC 沿不同纬度的体积输运

Fig.2 The volume transport of STC at different latitudes
注: a、b: Argo; c、d: GODAS; e、f: ORASS; g、h: SODA

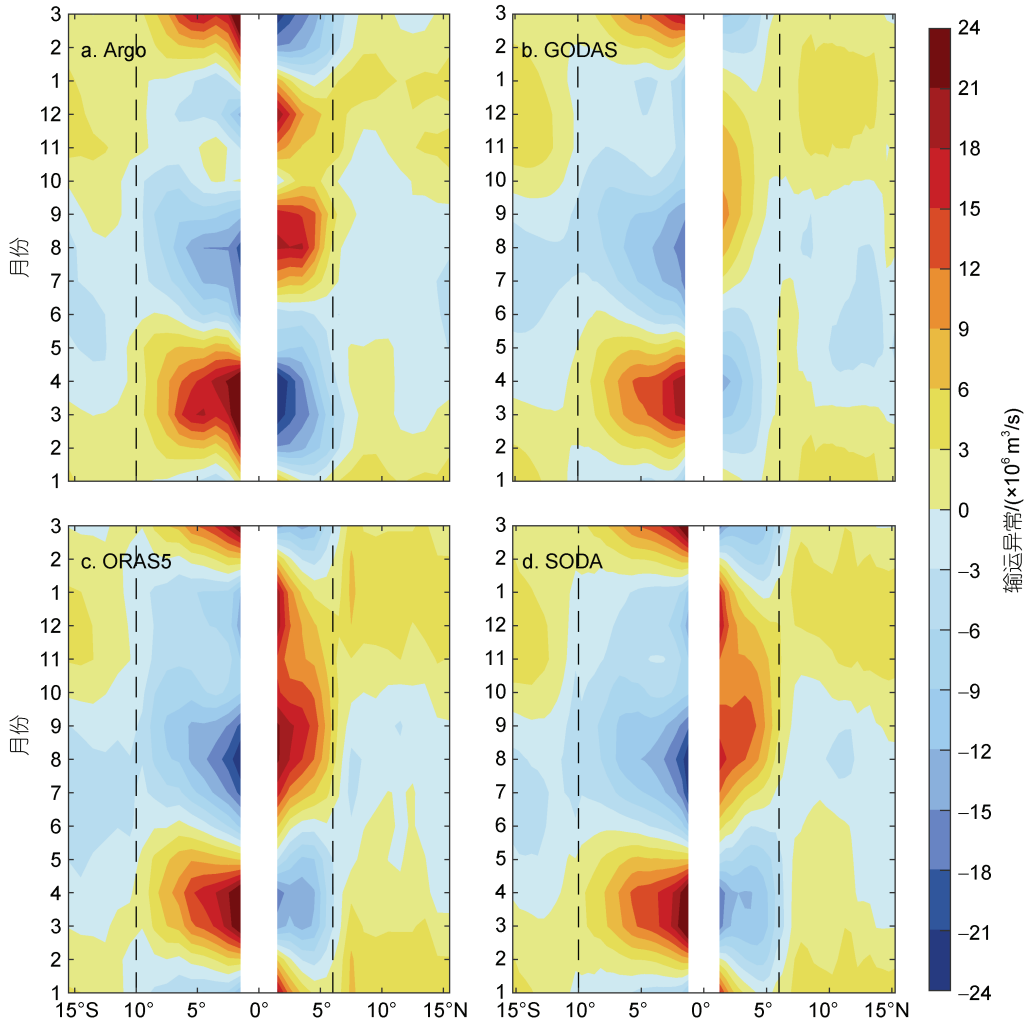


图3 15°S~15°N STC 运输异常

Fig.3 Transport anomaly of STC at 15°S~15°N

注: 黑色虚线从左至右依次对应 10°S 和 6°N

表1 5°N、5°S、9°N、9°S、15°N、15°S 的年平均运输及其季节变化

Tab.1 Annual average transport and seasonal variation at 5°N, 5°S, 9°N, 9°S, 15°N and 15°S

纬度	年平均运输/($\times 10^6$ m ³ /s)				最强月份的运输值/($\times 10^6$ m ³ /s)				最弱月份的运输值/($\times 10^6$ m ³ /s)			
	Argo	GODAS	ORAS5	SODA	Argo	GODAS	ORAS5	SODA	Argo	GODAS	ORAS5	SODA
15°N	-20.81	-16.95	-20.49	-19.95	-24.64	-20.29	-23.56	-22.81	-17.02	-12.75	-16.38	-16.30
9°N	-6.22	-5.95	-7.95	-6.95	-9.28	-8.49	-12.12	-10.38	-0.99	-4.49	-4.55	-4.14
5°N	-12.96	-9.74	-15.29	-11.93	-24.21	-20.94	-26.12	-21.29	-2.84	-1.20	-5.97	-3.47
5°S	21.58	20.14	21.76	22.08	39.81	34.14	39.11	36.93	8.22	10.02	9.14	10.31
10°S	10.89	11.26	13.40	13.28	14.99	15.54	17.98	18.17	6.48	7.22	9.67	9.15
15°S	15.09	13.55	13.00	16.70	19.22	19.04	18.04	21.78	11.22	8.98	8.99	11.97

沿 15°N 的年平均运输为 -20.81×10^6 m³/s, 强于 15°S 的 15.09×10^6 m³/s, 且两者季节变化相反。在 15°N (S), STC 运输在夏季最强(弱), 冬季最弱(强)。

与 Argo 数据相比, 海洋再分析数据计算的运输在强度上略有差异, 但不同数据得到的 STC 季节变

化规律相同。

综上, 分析图 2~3 和表 1 可以看出, 近赤道区域和赤道外区域存在不同的季节变化规律。在近赤道区域, 南北半球存在相同的季节变化。各个数据显示, 沿 10°~2°S 和 2°~6°N, STC 运输在北半球春季(3~4月)最强,

北半球夏秋季(7~9月)最弱。如无特殊说明, 本文的春季、夏季、秋季和冬季指的是北半球的季节。赤道外区域, STC 季节变化同赤道区域反位相。在 $15^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{S}$ 和 $7^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$, STC 运输均在夏半年出现负异常, 冬半年出现正异常。准确地讲, 在南半球赤道外区域 $15^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{S}$, STC 运输在夏季弱, 冬季强; 北半球赤道外区域 $7^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 与之相反, STC 运输在夏季较强, 冬季较弱。

此外, 除不同的季节变异规律外, 近赤道区域 STC 运输强度显著强于赤道外区域。假设海洋再分析数据的经向 Ekman 流集中在混合层, 混合层底($\geq 50\text{ m}$)至 $26\sigma_{\theta}$ 的经向输运近似认为是地转输运(图 4), 以此来进一步验证赤道和赤道外区域 STC 运输强度的差异。可以看出, $10^{\circ}\text{S}\sim 6^{\circ}\text{N}$ 的经向输运的强度明显强于 $15^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{S}$ 和 $7^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 。

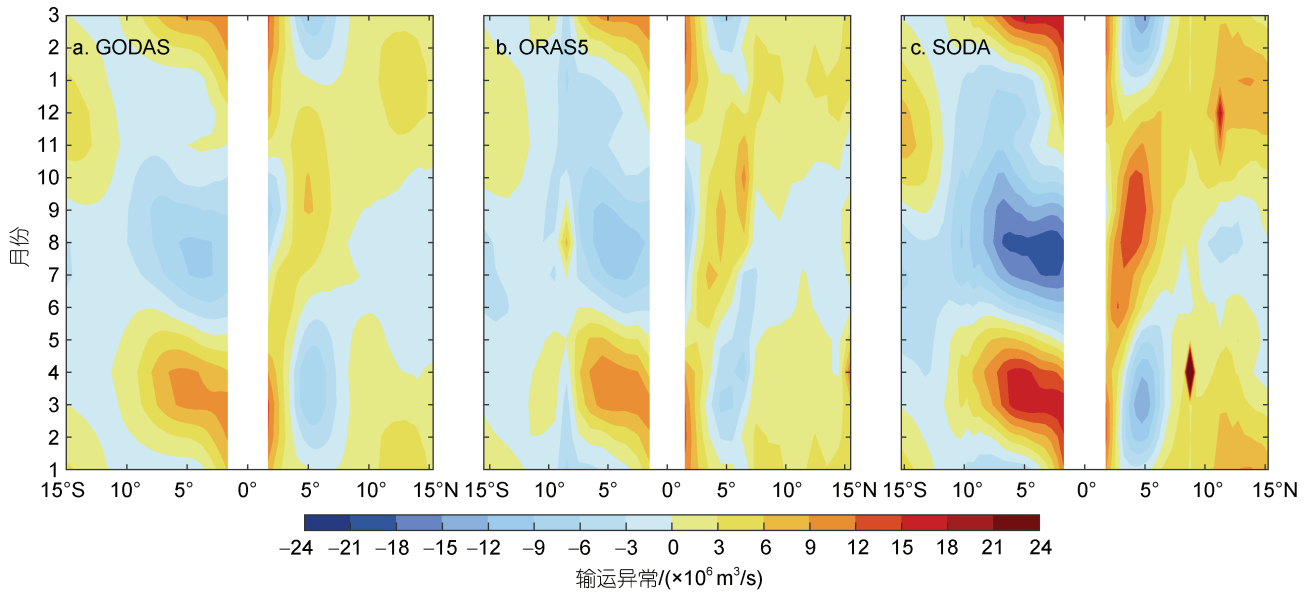


图 4 $15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 经向运输异常

Fig.4 The meridional transport anomaly in $15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$

3 STC 季节变化的可能机制

根据大洋风生环流理论(Sverdrup, 1947), 经向地转体积输运可由以下公式表示(Hautala *et al*, 1994):

$$\int_{x_e}^x \int_{-H}^0 v_g dz dx = \frac{1}{\beta \rho_0} \int_{x_e}^x \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) dx - \left(\frac{-1}{f \rho_0} \int_{x_e}^x \tau_x dx \right), \quad (4)$$

其中, x_e 表示积分区域的东边界, $-H$ 表示垂向积分区域下限, v_g 表示经向地转流, τ_x, τ_y 为风应力, β 为科氏参数随纬度变化的斜率。公式等号左边表示纬向积分、水深 H 以上的经向地转体积输运, 等号右边第一项为 Sverdrup 输运, 第二项代表纬向风应力造成的经向 Ekman 输运。在传统风生环流理论下, 定常、线性斜压流的经向体积输运可以仅利用风场来估计。据此, 本文比较了由 Argo 温盐数据和 NCEP、ERA5 风场数据计算的经向地转输运, 如图 5 所示。可以看到, 从空间分布来讲, NCEP、ERA5 风场数据计算的输运结果与 Argo 基本一致, 比较成功地得

到了海洋环流的基本特征, 比如西向强化现象, 输运最强的位置以及 8°N 附近向极的地转输运等现象, 因此, STC 主要受风场调控。同时我们还发现, 相比 NCEP 风场, ERA5 风场数据计算的更接近 Argo 温盐数据获得的结果。总体来讲, 大气再分析风场计算的输运强度强于 Argo 观测, 这归因于理论的简化。

海表面高度是海流变化的直观体现。在准地转长波近似假设下, 1.5 层线性约化重力模式由涡度方程表现为以下形式(White, 1977; Meyers, 1979; Qiu *et al*, 1997; Chen *et al*, 2004):

$$\frac{\partial h}{\partial t} - C_R \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{g'}{g} \text{curl} \left(\frac{\tau}{\rho_0 f} \right) - \varepsilon h, \quad (5)$$

$$C_R = \beta \frac{g' H_0}{f^2} = \beta \frac{c_1^2}{f^2}, \quad (6)$$

其中, h 为海表面高度; g' 为约化重力加速度; H_0 为上层水的平均深度; C_R 为一阶 Rossby 波相速度; c_1 为内重力波波速; ε 为牛顿耗散系数; $\text{curl}(\) =$

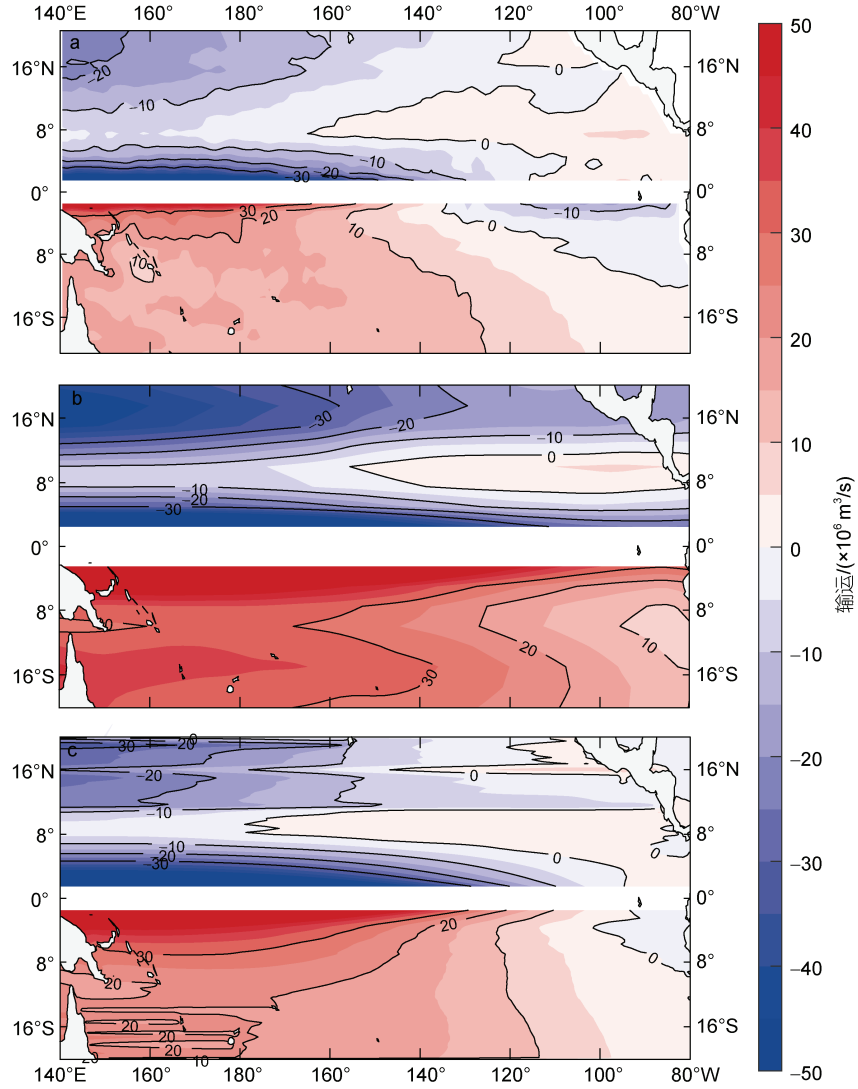


图5 经向地转运输

Fig.5 Geostrophic meridional transport

注: a: Argo 温盐数据; b: NCEP 风场数据; c: ERA5 风场数据

$\frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}$ 表示求解旋度。在特定纬度上, 该方程的解为

$$h = -\frac{g'}{gC_R} \int_{x_c}^x \text{curl} \left(\frac{\tau(x', t + \Delta t)}{\rho_0 f} \right) e^{\Delta t} dx' \quad (7)$$

$$\Delta t = \int_{x'}^x \frac{\varepsilon}{C_R} d\xi$$

其中, Δt 是东部产生的第一斜压 Rossby 波向西传到 x 所需的时间。

由于来自东边界的扰动很可能在几十个经度内衰退, 假设在东边界 $h=0$, 海表面高度的通解可以近似表示为

$$h \approx -\frac{g'}{gC_R} \int_{x_c}^x \text{curl} \left(\frac{\tau}{\rho_0 f} \right) dx'. \quad (8)$$

在 Sverdrup 理论中, 经向地转运输可以利用公式(4)通过风场数据计算得到, 并且由于积分深度并不是影响经向地转运输分布的敏感性因素(Yuan *et al.*, 2014), 式(4)可以简化为

$$\int_{x_c}^x \int_{26\sigma_\theta}^{h_{\text{mix}}} v_g dz dx \approx \int_{x_c}^x \frac{f}{\beta} \text{curl} \left(\frac{\tau}{\rho_0 f} \right) dx. \quad (9)$$

对比式(8)和(9)可以发现, 西太平洋暖池区海平面异常(sea level anomaly, SLA)在一定程度上体现了太平洋海盆 STC 经向运输, 在北半球, SLA 与 STC 运输符号相反, 在南半球则符号相同(Feng *et al.*, 2018)。同时, 根据 Sverdrup 理论, 大洋内部的地转流也可归因于海表面高度异常(Wang *et al.*, 2019)。

图 6 给出了西太平洋 SLA 纬度-时间图, 北半球

为沿 140°E, 南半球为沿 160°E。对比图 3 与图 6, 在南半球, STC 输运异常与 SLA 存在一致的正/负异常中心, 而在北半球两者的正/负异常中心则相反。在 10°S~6°N, SLA 于 3~4 月出现最大正异常, STC 输运在 10°S~0°表现为正异常, 0°~6°N 为负异常; 在 7~9 月, SLA 出现最大负异常, STC 输运在 10°S~0°为负异常, 而 0°~6°N 为正异常。同样, 在 10°S 以南与 6°N 以北也得到了类似结果。因此, 西太平洋暖池区 SLA 在一定程度上体现了 STC 的季节变化。

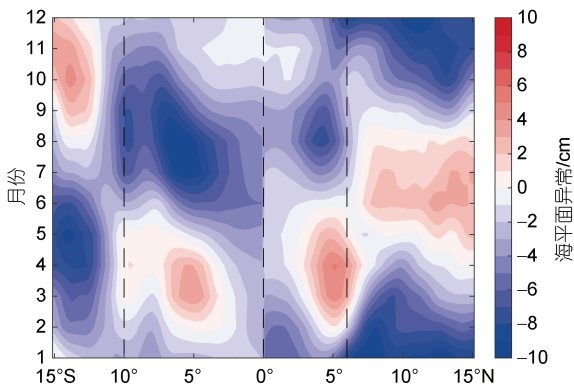


图 6 西太平洋 SLA 纬度-时间图

Fig.6 Latitude-time diagram of SLA in the Western Pacific
注: 黑色虚线从左至右依次对应 10°S, 0°, 6°N

在北半球, 负风应力旋度产生辐聚作用, 近表层温度较高的海水下沉, 导致局地海平面升高, 而正风

应力旋度则会导致海平面降低; 南半球与之相反, 负风应力旋度导致负海平面异常。根据上述大洋环流理论, 影响 STC 变化的物理机制主要是风场强迫和西传 Rossby 波。

为了进一步了解风场的季节循环与 STC 季节变化的关系, 我们考察了热带太平洋风应力旋度异常的季节演变(图 7), 并计算了纬向平均的风应力旋度随纬度变化的季节变异规律, 其中北半球取 140°E~80°W 的平均, 南半球为 160°E~80°W 的平均(图 8)。从图 7~8 可以看到, 20°S~20°N 风应力旋度异常以赤道为中心呈对称分布, 赤道区域和赤道外区域的季节变化呈反相关系。同时我们还注意到, 北半球风场异常强度明显强于南半球, 而南半球风场超前北半球 1~2 个月。在冬春季节, 10°S~10°N 的风应力旋度异常在整个海盆内都表现为正异常, 在夏秋季节为负异常; 20°~10°S 和 10°~20°N 表现与之相反, 在冬春季节为负异常, 夏秋季节为正异常。

对比图 3 与图 8, 沿 10°S~6°N, 风应力旋度在冬春季节出现正异常, 夏秋季节出现负异常, 相应的 STC 在春季较强, 夏秋季节较弱。STC 的季节变化与风场变化一致, 风应力旋度正(负)异常中心对应 STC 输运增加(减少)。可见, 该区域风场直接驱动海水运动的过程对 STC 的季节变化起主导作用, 但是 Rossby 波的作用也是不容忽视(图 9)。

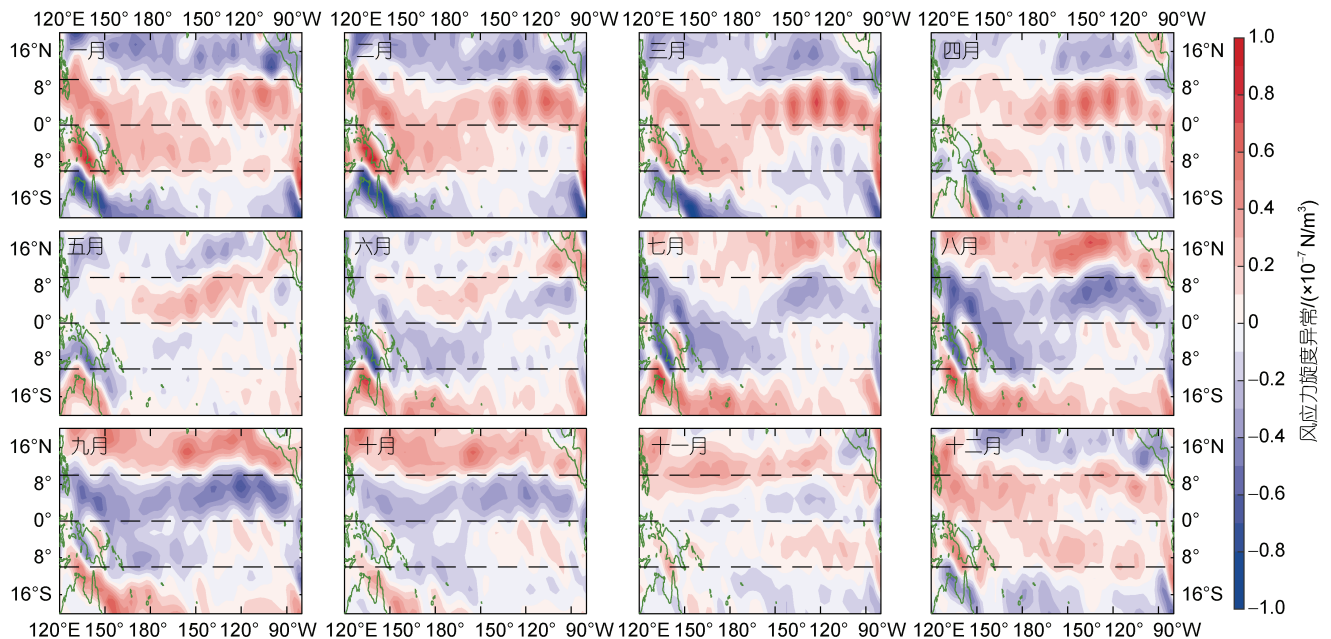


图 7 热带太平洋风应力旋度异常

Fig. 7 Tropical Pacific wind stress curl anomaly
注: 黑色虚线从上至下依次对应 10°N, 0°, 10°S; 绿色线条表示海岸线

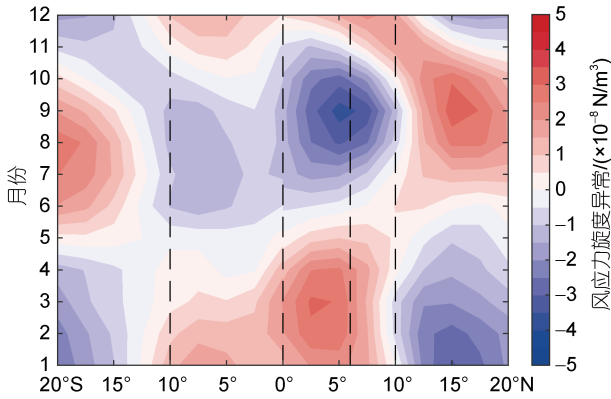


图 8 纬向平均的风应力旋度异常

Fig.8 The zonal mean wind stress curl anomaly
注: 黑色虚线从左至右依次对应 10°S, 0°, 6°N, 10°N

在南太平洋 15°~11°S, 风应力旋度在夏秋季节出现最大正异常, 冬春季节出现负异常, 而 STC 在秋冬季节增强, 春夏季节减弱, 即 STC 变化滞后风场 3~4 个月。同时从图 9 可以看到, 沿南太平洋不同纬度, 均存在明显的西传 Rossby 波信号, 这表明西传 Rossby 波较局地风场对 STC 季节变化的相对贡献更大。

在 7°~10°N, 风应力旋度同 0°~6°N 变化一致, 在冬春季节出现正异常, 夏秋季节出现负异常; 与之相反的是, 在 11°~15°N, 风应力旋度在夏秋季节出现

正异常, 冬春季节出现负异常。而在 7°~15°N, STC 均在春夏季节较强, 秋冬季节较弱, 即在 7°~10°N, STC 变化滞后风场 3~4 个月, 在 11°~15°N, STC 变化滞后风场 9 个月左右。因此在 7°~15°N, STC 主要受西传 Rossby 波影响, Rossby 波是从东边界传过来还是由于局地风应力旋度激发, 还需要做进一步研究。此外纬度越高 STC 滞后风场时间越长也与 Rossby 波传播速度随纬度增加而减小有关。因此, 在不同纬度, 局地风场与 Rossby 波对 STC 的贡献不同。在 10°S~6°N, Rossby 波能量较弱, 局地风场的能量强于 Rossby 波, STC 的季节变异由风场主导; 而在 15°~11°S 和 7°~15°N, Rossby 波在西传过程中不断加强, 使得其强于局地风场, 因此, 在该区域 STC 体现了 Rossby 波起主导作用。而关于两者贡献的定量分析则需要更进一步的研究。

4 结论

本文利用 Argo 海洋观测和多源海洋再分析数据, 并结合海洋 1.5 层约化重力模型理论, 计算并分析了 STC 的季节变化规律。通过和观测数据对比, 发现 GODAS、SODA、ORAS5 等海洋再分析数据很好地再现了热带-副热带海洋环流系统的基本特征, 准

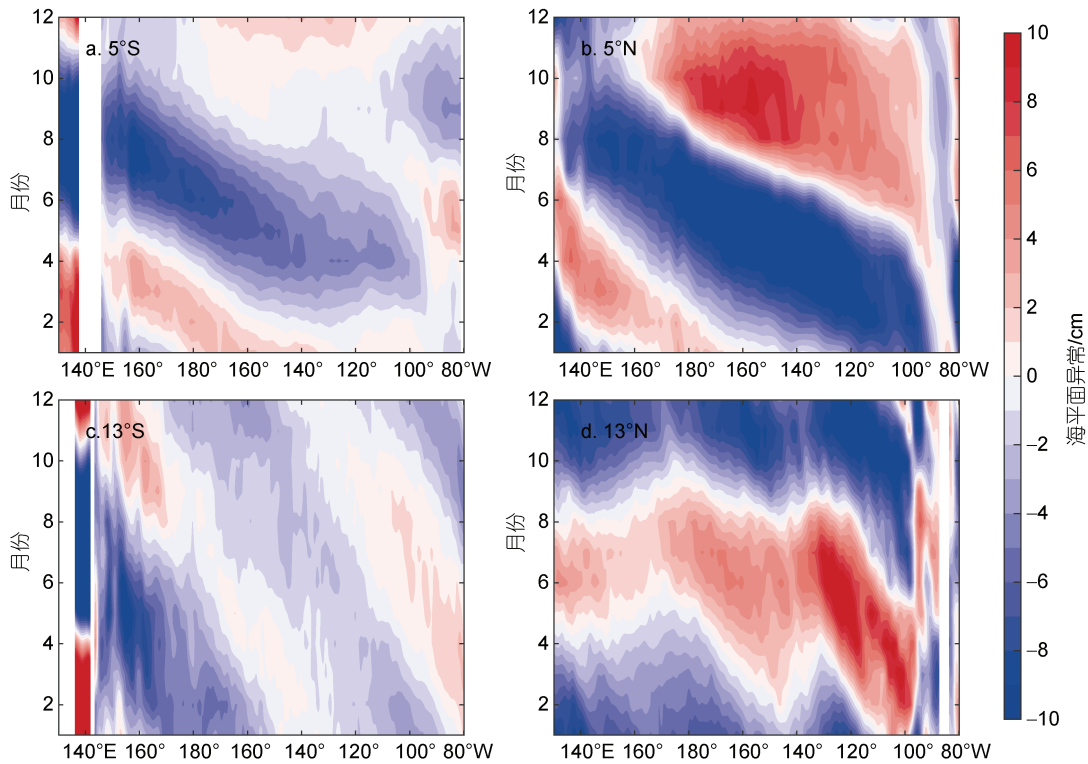


图 9 沿 5°N、5°S 和 13°N、13°S SLA 的经度-时间剖面图
Fig.9 Longitude-time profile of SLA at 5°N, 5°S and 13°N, 13°S

确模拟了 STC 的季节变异规律,但也有些差异。本文对多源海洋再分析数据的诊断对比分析为大洋环流研究提供了重要参考。

研究结果显示,STC 沿不同的纬度,具有不同的季节变异规律:(1)在南北半球的近赤道区域,沿 $10^{\circ}\sim 2^{\circ}\text{S}$ 和 $2^{\circ}\sim 6^{\circ}\text{N}$,STC 春季强,夏秋弱;(2)在北半球赤道外,沿 $7^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$,STC 夏季偏强,冬季偏弱;(3)在南半球赤道外区域,沿 $15^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{S}$,STC 冬季较强,夏季较弱。

结合理论对多源数据的分析表明,STC 主要受海盆尺度内风场调控和西传 Rossby 波影响。在不同纬度上,这两种物理机制对 STC 季节变化的相对贡献存在差异:(1)在 $10^{\circ}\text{S}\sim 6^{\circ}\text{N}$,STC 的季节变化基本与风场季节变化一致,这说明风场是 STC 季节变化的主要因素;(2)在 $15^{\circ}\sim 11^{\circ}\text{S}$ 和 $7^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$,STC 变化滞后风场 3~4 个月,在 $11^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$,STC 变化滞后风场 9 个月,表明西传 Rossby 波较局地风场对 STC 季节变化的贡献更大;同时说明,赤道外区域 Rossby 波对 STC 季节变化的调控作用较近赤道区域更明显。

参 考 文 献

- 刘洪伟,张启龙,段永亮,等,2016a.北太平洋经向翻转环流季节变异机制的模拟研究[J].海洋科学进展,34(3): 347-357.
- 刘洪伟,张启龙,徐永生,等,2016b.北太平洋经向翻转环流年际变化的数值模拟[J].应用海洋学学报,35(3): 329-338.
- 容新尧,张人禾,苏京志,2011.副热带-热带太平洋密跃层水量交换年际变化的模拟研究[J].海洋学报,33(5): 9-22.
- CAPOTONDI A, ALEXANDER M A, DESER C, *et al*, 2005. Anatomy and decadal evolution of the Pacific subtropical-tropical cells (STCs) [J]. *Journal of Climate*, 18(18): 3739-3758.
- CHEN H C, SUI C H, TSENG Y H, *et al*, 2015. An analysis of the linkage of Pacific subtropical cells with the recharge-discharge processes in ENSO evolution [J]. *Journal of Climate*, 28(9): 3786-3805.
- CHEN S M, QIU B, 2004. Seasonal variability of the South equatorial countercurrent [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 109(C8): C08003.
- CHENG W, MCPHADEN M J, Zhang D X, *et al*, 2007. Recent changes in the Pacific subtropical cells inferred from an eddy-resolving ocean circulation model [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 37(5): 1340-1356.
- COLES V J, RIENECKER M M, 2001. North Pacific subtropical-tropical gyre exchanges in the thermocline: simulations with two isopycnic OGCMs [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 31(9): 2590-2611.
- FENG J Q, HU D X, JIN F F, *et al*, 2018. The different relationship of Pacific interior subtropical cells and two types of ENSO [J]. *Journal of Oceanography*, 74(5): 523-539.
- HAUTALA S L, ROEMMICH D H, SCHMILZ J W J, 1994. Is the North Pacific in Sverdrup balance along 24°N ? [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99(C8): 16041-16052.
- ISHIDA A, KASHINO Y, HOSODA S, *et al*, 2008. North-south asymmetry of warm water volume transport related with El Niño variability [J]. *Geophysical Research Letters*, 35(18): L18612.
- LEE T, FUKUMORI I, 2003. Interannual-to-decadal variations of tropical-subtropical exchange in the Pacific Ocean: boundary versus interior pycnocline transports [J]. *Journal of Climate*, 16(24): 4022-4042.
- LIU H W, ZHANG Q L, HOU Y J, *et al*, 2013. Interannual variability in the North Pacific meridional overturning circulation [J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 31(3): 665-680.
- LOHMANN K, LATIF M, 2005. Tropical Pacific decadal variability and the subtropical-tropical cells [J]. *Journal of Climate*, 18(23): 5163-5178.
- LU P, MCCREARY JR J P, KLINGER B A, 1998. Meridional circulation cells and the source waters of the Pacific Equatorial Undercurrent [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 28(1): 62-84.
- MCCREARY JR J P, LU P, 1994. Interaction between the subtropical and equatorial ocean circulations: the subtropical cell [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 24(2): 466-497.
- McPhaden M J, Zhang D X, 2002. Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, 415(6872): 603-608.
- MCPHADEN M J, ZHANG D X, 2004. Pacific Ocean circulation rebounds [J]. *Geophysical Research Letters*, 31(18): L18301.
- MEYERS G, 1979. On the annual Rossby wave in the tropical North Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 9(4): 663-674.
- NONAKA M, XIE S P, MCCREARY J P, 2002. Decadal variations in the subtropical cells and equatorial Pacific SST [J]. *Geophysical Research Letters*, 29(7): 1116.
- QIU B, MIAI W F, MVLLER P, 1997. Propagation and decay of forced and free baroclinic Rossby waves in off-equatorial oceans [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 27(11): 2405-2417.
- ROTHSTEIN L M, ZHANG R H, BUSALACCHI A J, *et al*, 1998. A numerical simulation of the mean water pathways in the subtropical and tropical Pacific Ocean [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 28(2): 322-343.
- SPRINGER S R, MCPHADEN M J, BUSALACCHI A J, 1990. Oceanic heat content variability in the tropical Pacific during the 1982-1983 El Niño [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 95(C12): 22089-22101.
- SVERDRUP H U, 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the Eastern Pacific [J]. *Proceedings of the National Academy of*

- Sciences of the United States of America, 33(11): 318-326.
- WANG F J, WANG Q Y, ZHANG L L, *et al*, 2019. Spatial distribution of the seasonal variability of the North Equatorial Current [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 144: 63-74.
- WHITE W B, 1977. Annual forcing of baroclinic long waves in the tropical North Pacific Ocean [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 7(1): 50-61.
- YAMANAKA G, TSUJINO H, NAKANO H, *et al*, 2015. Decadal variability of the Pacific Subtropical Cells and its relevance to the sea surface height in the western tropical Pacific during recent decades [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(1): 201-224.
- YUAN D L, ZHANG Z C, CHU P C, *et al*, 2014. Geostrophic circulation in the tropical North Pacific Ocean based on Argo profiles [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 44(2): 558-575.
- ZELLER M, MCGREGOR S, SPENCE P, 2019. Hemispheric asymmetry of the Pacific shallow meridional overturning circulation [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(8): 5765-5786.
- ZILBERMAN N V, ROEMMICH D H, GILLE S T, 2013. The mean and the time variability of the shallow meridional overturning circulation in the tropical South Pacific Ocean [J]. *Journal of climate*, 26(12): 4069-4087.

SEASONAL VARIABILITY OF SUBTROPICAL-TROPICAL MERIDIONAL OVERTURNING CIRCULATION IN THE PACIFIC

HAN Xue^{1, 2, 3, 4}, FENG Jun-Qiao^{1, 2, 4, 5}

(1. *Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*; 2. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*; 3. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*; 4. *Center for Ocean Mega-Science, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*; 5. *Laboratory for Ocean Dynamics and Climate, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China*)

Abstract The subtropical-tropical cell (STC) in the Pacific Ocean is an ocean channel connecting the tropical and subtropical oceans. Due to the lack of ocean observation data, mostly available studies use ocean model data only, which limited the analysis of STC along a single latitude, and were less involved in the seasonal variation of STC along different latitudes. Based on Argo (Array for Real-time Geostrophic Oceanography) temperature and salinity data, GODAS (Global Ocean Data Assimilation System), SODA3.4.2 (Simple Ocean Data Assimilation 3.4.2), ORAS5 (Ocean ReAnalysis System 5), and NCEP (National Centers for Environmental Prediction) reanalysis data, the seasonal variations of STC along different latitudes in the Pacific as well as its mechanism are investigated in this study. Results show that along 10°~2°S and 2°~6°N, STC is stronger in spring and weaker in summer and autumn; at 7°~15°N, STC is stronger in summer and weaker in winter; at 15°~11°S, STC is stronger in winter and weaker in summer. The seasonal variation of STC is mainly driven by surface wind field and westward Rossby wave, and their relative contributions are different at different latitudes: at 10°S~6°N, the seasonal variation of STC is basically consistent with the seasonal variation of wind field, indicating that the seasonal variation of STC is mainly attributed to the sea surface wind forcing; At 15°~11°S and 7°~10°N, the STC variation lags behind the wind field for 3~4 months, and at 11°~15°N, the STC variation lags behind the wind field for 9 months. Therefore, the westward propagating of the Rossby wave plays an important role in the seasonal variation of STC than that of the local wind field. This study offered insightful view for in-depth understanding of the variation of STC and its impact on tropical ocean climate change. The diagnosis and comparative analysis of multi-source ocean reanalysis data also provides an important reference for the study of ocean circulation.

Key words subtropical-tropical cell (STC); seasonal variation; meridional transport