

# 北太平洋副热带西部模态水年代际变化 特征及其机制分析\*

代秋亭<sup>1</sup> 刘子洲<sup>1</sup> 刘聪<sup>2①</sup> 翟方国<sup>1</sup> 顾艳镇<sup>1</sup> 李元杰<sup>3</sup>

(1. 中国海洋大学海洋与大气学院 青岛 266100; 2. 海南浙江大学研究院 三亚 572000;  
3. 中国人民解放军 75839 部队 广州 510080)

**摘要** 采用来自大洋环流模式 ECCO2 (the estimating the circulation and climate of the ocean, phase II project) 的再分析数据对 1992—2019 年北太平洋副热带西部模态水(subtropical mode water, STMW) 的年代际变化特征及机制进行了分析。结果表明: STMW 形成体积具有显著的年代际变化, 于 1992—1997 年、2000—2005 年和 2011—2017 年期间为正异常, 而于 1998—1999 年和 2006—2010 年期间为负异常, 由晚冬生成区混合层体积的年代际变化引起。STMW 形成厚度和面积均呈现类似的年代际变化。合成分析表明, STMW 形成体积正异常期间, 黑潮延伸体上游南侧 STMW 生成区, 海表涡动能相对负异常期间减小, 同时预先层结相对负异常期间减弱, 并伴随着海表高度异常。通过混合层收支分析发现, 混合层形成体积年代际变化与海洋预先层结调控的混合层底卷吸作用变化同步且大小相当, 而与海气形成率变化无关。增强(减弱)的海洋预先层结通过调控 STMW 形成区冬季混合层底卷吸过程, 阻碍(促进)冬季混合层加深, 最终使得 STMW 形成体积减少(增加)。进一步分析表明, STMW 形成体积年代际变化受与太平洋年代际涛动相关的风应力旋度异常的远场调控。

**关键词** 模态水; 海表面高度; 层结; 涡动能; 太平洋年代际涛动

**中图分类号** P7 doi: 10.11693/hyh20210100006

Masuzawa (1969) 发现并命名了北太平洋副热带西部模态水(subtropical mode water, STMW), 指出 STMW 位于北太平洋副热带环流西北部温跃层内, 温度范围为 16—19 °C, 具有性质均一、位势涡度(potential vorticity, PV)低等特点, 主要形成于黑潮及黑潮延伸体(Kuroshio Extension, KE)南侧深混合层区。

从 11 月至次年 3 月, KE 流域受强东亚季风的控制, 巨大的海气温差和风应力在海洋上层引起强烈的垂向混合, 使得该海域南侧混合层快速发展。至 3 月初, 混合层深度(mixing layer depth, MLD)达到最深(Hanawa, 1987; Suga *et al.*, 1990; Bingham, 1992; Cronin *et al.*, 2013)。随后, 季节性温跃层形成并将潜沉的低位势涡度水体与大气环境相隔离(Suga *et al.*, 1990, 1995)。潜沉后形成的 STMW, 被风生副热带环

流输送至台湾岛东侧黑潮流域以及副热带逆流(subtropical countercurrent, STCC)北侧(Kubokawa *et al.*, 1999; Liu *et al.*, 2007; Yan *et al.*, 2013; Yu *et al.*, 2015), 改变当地次表层温盐结构。部分 STMW 随黑潮再次回到生成区通过浮露进入冬季混合层, 改变生成区冬季混合层水体温度。因此, STMW 再通风也被认为是海洋对太平洋年代际涛动(Pacific decadal oscillation, PDO)(Trenberth *et al.*, 1994; Mantua *et al.*, 1997)的负反馈机制之一(Liu *et al.*, 2007; Newman *et al.*, 2016)。此外, 部分 STMW 在 STCC 北侧堆栈形成低 PV 池, 引起温跃层抬升, 利于东向 STCC 的形成和维持(Kubokawa *et al.*, 1999; Yamanaka *et al.*, 2008; Kobashi *et al.*, 2012)。又因, 具有晚冬混合层水体性质的模态水富含溶解氧、可溶性有机物、无机碳、营养

\* 海南省科技计划三亚崖州湾科技城联合项目, 120LH001 号; 国家自然科学基金项目, 41776012 号; 浙江省重点研发计划, 2020C03012 号; 广东省重点研发计划, 2020B1111030002 号; 国家重点研发计划, 2019YFD0901305 号。代秋亭, 硕士研究生, E-mail: jiangshi.tingting@foxmail.com

通信作者: 刘聪, 助理研究员, E-mail: liucong175@gmail.com

收稿日期: 2021-01-08, 收修改稿日期: 2021-04-09

盐等, STMW 分布对海洋生态系统亦有重要意义 (Sukigara *et al.*, 2009, 2014)。

综上, STMW 能够常年保留生成区海气相互作用的信号, 影响北太平洋副热带环流以及气候变化, 同时也影响区域生态系统。因此, 其年代际变化机制一直是近几十年的研究重点。而引起 STMW 体积年代际变化的机制主要有两种, 即海气相互作用和海洋动力过程。早期研究普遍认为海气相互作用是调制 STMW 温度特性以及体积变化的主要机制 (Bingham, 1992; Suga *et al.*, 1995; Yasuda *et al.*, 1999)。而随后, Qiu 等 (2006) 利用 1993—2005 年期间的 CTD (conductivity-temperature-depth) 和 XBT (expendable bathythermograph) 数据研究了冬季海表冷却以及 KE 系统动力状态对 STMW 形成的影响, 指出 KE 动力状态是 STMW 年代际变化的主要影响因素。当 KE 处于动力不稳定状态时, 气旋涡旋活动加强, 将大量高位势涡度性质的 KE 水体注入副热带环流, 使得海洋层结加强, 不利于深混合层发展, 由此造成 STMW 厚度减小。另外, 有不少研究表明 KE 动力状态可能与 PDO 诱导的中东太平洋的风应力旋度异常密切相关: PDO 正相位期间, 中东太平洋海表有正的风应力旋度异常, 产生负的海表面高度异常 (sea surface height anomaly, SSHA); 这种 SSHA 异常信号将以第一斜压 Rossby 波的速度向西传输, 约 3—4 a 后抵至 KE 流域, 引起 KE 系统向不稳定状态转变 (Seager *et al.*, 2001; Schneider *et al.*, 2002; Qiu, 2003; Taguchi *et al.*, 2007; Sasaki *et al.*, 2013; Qiu *et al.*, 2014)。此外, Yu 等 (2015) 分析 62 a 的模式模拟数据后发现 STMW 生成区的潜沉率及次表层水体位势涡度也都呈现出明显的 PDO 信号。以上可知 STMW 年代际变化实际上能与 PDO 有所联系, 且 KE 是两者相联系的重要纽带。同时, 近期 Kim 等 (2020) 通过运行海洋环流模式 (Ocean General Circulation Model) 对 STMW 在 1960—2009 年的年代际变化机制的诊断结论明确指出, STMW 年代际变化的主要驱动因素在 20 世纪 80 年代后期发生转变: 由海气相互作用主导转变为海洋动力过程主导, 而这主要归因于西太平洋和中东太平洋的大气强迫条件的变化。

综上可知, 近 40 a STMW 年代际变化主要受海洋动力过程的影响, 且主要由海洋预先层结调控。但就目前而言, 对 STMW 年代际变化的具体调节方式还尚不明确。为解决这一问题, 本文对混合层形成体积进行了量化分析, 指出 KE 上游南侧区域的海洋上

层预先层结年代际变化 (3.1) 可以通过调节混合层底部的卷吸作用使冬季混合层体积产生显著年代际变化 (3.2), 以此影响春季潜沉水体体积, 调控 STMW 形成体积年代际变化。因此, 本研究通过混合层收支量化分析将预先层结对 STMW 的调节过程用卷吸和潜沉串联起来, 更深入地剖析了 STMW 年代际变化机制。另外, 本文指出 STMW 年代际变化实际上受 PDO 的远场调控 (3.3)。

## 1 数据和方法

### 1.1 数据

为了探究 STMW 形成的年代际变化特征及机制, 本文使用来自大洋环流模式 ECCO2 (the estimating the circulation and climate of the ocean, Phase II project) 中 Cube 92 的再分析数据, 数据时间选择了 1992 年 1 月—2019 年 3 月, 水平分辨率为  $1/4^\circ$  ( $\sim 27$  km), 垂向上共有 50 层, 最深深度达 6 135 m。ECCO2 通过使用格林函数结合多种观测数据对环流模型进行同化, 拥有精细的分辨率, 能再现全球范围的海洋。数据约束包了高度计资料中的海表面高度异常、平均海平面、全球海洋数据同化实验高分辨率海表温度试点项目 (global ocean data assimilation experiment high resolution sea surface temperature pilot project) 的海表面温度数据以及来自海洋环流实验 (world ocean circulation experiment)、热带海洋大气 (tropical atmosphere ocean)、实时地转海洋学阵列 (array for real-time geostrophic oceanography, ARGO)、抛弃式深水温度计 (expendable bathythermograph) 等的温盐剖面数据; 控制参数包括初始温度和盐度, 大气表层边界条件, Large 等 (1994) KPP (K-profile parameterization) 方案中的背景场垂向扩散及理查森数, 海气/海冰/气冰拖曳系数, 冰/海洋/雪反照率, 底部阻力和垂直黏度。详细信息可以参阅 Menemenlis 等 (2008) 和 Fox-Kemper 等 (2008)。另外, 本文所使用的 ECCO2 数据中, 海表热通量及蒸发由 Large 等 (1982) 的块体公式计算得出; 海表风应力的计算使用了 E. Vera 的阻力系数参数 (Large *et al.*, 1995); 降水数据来自全球降水气候学计划 (global precipitation climatology project)。

本文所使用的温盐数据观测资料来自英国气象局哈德利中心的 EN (ENSEMBLES & ENACT) 系列数据集, 以数据集中最新的数据资料 EN4 (Good *et al.*, 2013) 来验证 ECCO2 模式数据, 其水平分辨率为  $1^\circ$ 。

对比 155°E 处 ECCO2 数据与 EN4 数据 1992—2019 年多年平均的 PV、位势密度的深度-经向分布, 结果如图 1 所示。其中,  $V_p = -\frac{f}{\rho} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z}$ ,  $V_p$  表示位势涡度,  $f$  为科氏参数,  $\rho$  为参考密度 (这里取  $\rho = 1\,025.5\text{ kg/m}^3$ ),  $\sigma_\theta$  为海水位势密度,  $z$  为深度 (向

上为正)。对比图 1a 和 1b 可知, 5 月 155°E 断面处温跃层中  $V_p \approx 2 \times 10^{-10}\text{ m}^{-1}\text{ s}^{-1}$  水体厚度在 ECCO2 和 EN4 数据差别不大, 厚度约 225 m, 且北边界都位于 34.5°N 左右。这些表明, ECCO2 数据能够较好地再现 STMW 的基本特性和垂向、水平分布特征, 可以用于研究 STMW 年代际变化特征和机制。

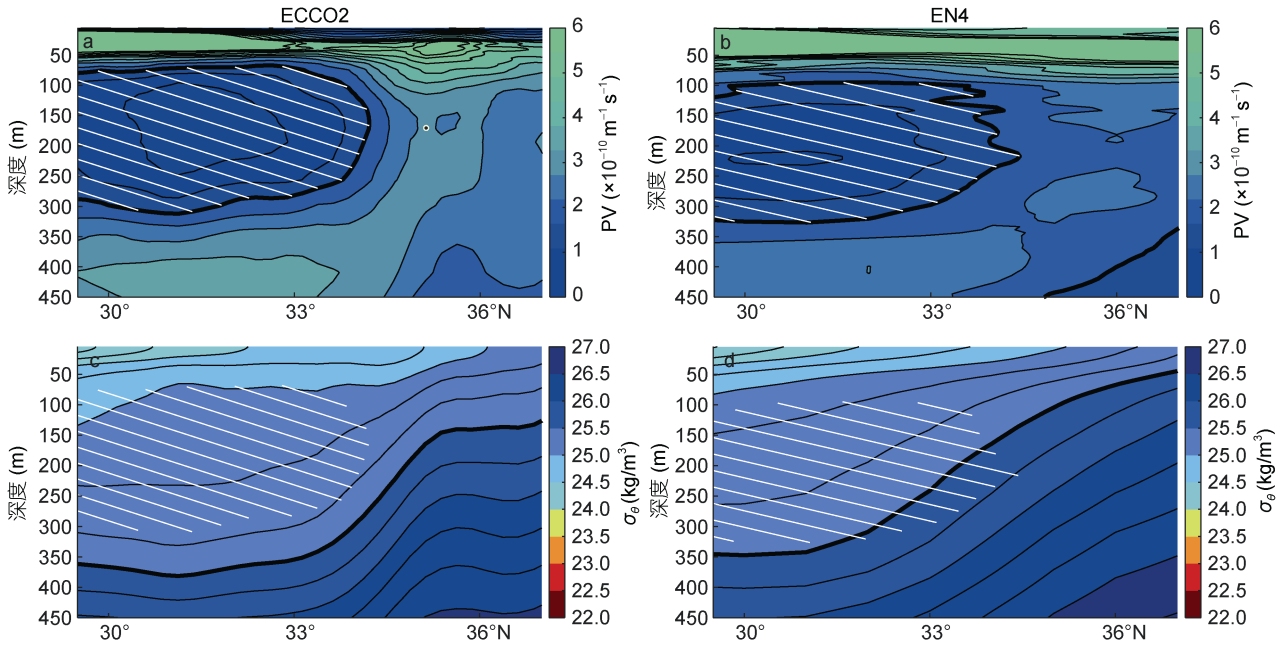


图 1 155°E 剖面处 ECCO2 和 EN4 气候态平均数据对比

Fig.1 Comparison between ECCO2 and EN4 climatological data at 155°E section

注: a: ECCO2 数据中 5 月 155°E 剖面处的位势涡度 (potential vorticity, PV); b: EN4 数据中 5 月 155°E 剖面处的位势涡度; c: ECCO2 数据中 5 月 155°E 剖面处的位势密度; d: EN4 数据中 5 月 155°E 剖面处的位势密度; a 和 b 中黑色加粗曲线为  $2 \times 10^{-10}\text{ m}^{-1}\text{ s}^{-1}$  的等位势涡度线; c 和 d 中的黑色加粗曲线分别为 24.6 和 25.6  $\text{kg/m}^3$  的等位势密度线; 图中温跃层中  $PV \approx 2 \times 10^{-10}\text{ m}^{-1}\text{ s}^{-1}$  已由白色斜线标出

1.2 方法

在副热带环流西北有一个深 MLD 池, 其向东南递减, 并与南部浅 MLD 区域之间存在狭窄的深度递减带, 即 MLD 锋; 低 PV 水形成于 MLD 锋和露头线的交界处, 密度越高的低 PV 水形成位置越偏向东北 (Kubokawa *et al*, 1999)。因此, 探讨混合层年代际变化机制对研究 STMW 年代际变化十分重要。在这里, MLD 被定义为密度较 10 m 处密度大  $0.1\text{ kg/m}^3$  水体所在深度 (Oka, 2009; Guo *et al*, 2018); 混合层体积守恒公式如下 (Nishikawa *et al*, 2013; Guo *et al*, 2018):

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\Delta\sigma_\theta \frac{\partial F}{\partial \sigma_\theta} - S - I + \Delta\sigma_\theta \frac{\partial^2 D}{\partial \sigma_\theta^2}, \quad (1)$$

式中,  $\sigma_\theta$  为海水位势密度;  $t$  为时间;  $V$  为图 2 中密度范围为  $[\sigma_\theta - \frac{\Delta\sigma_\theta}{2}, \sigma_\theta + \frac{\Delta\sigma_\theta}{2}]$  的控制体体积, 控制体由海表露头区 ( $A_{0a}$ )、混合层底部 ( $A_{mb}$ )、两个等密度面 ( $A_{is}$ )

和东西两个剖面 ( $A_{cp}$ ) 围成;  $F$  为海气转化率;  $S$  为潜沉率;  $I$  为单位时间通过侧开边界 ( $A_{cp}$ ) 离开控制体的体积;  $D$  由越密混合引起。

(1) 式右侧第一项  $\left(-\Delta\sigma_\theta \frac{\partial F}{\partial \sigma_\theta}\right)$  为海气形成率,

大小由单位密度的海气浮力通量在不同密度层上的差异决定, 表征由海洋表面 ( $A_{0a}$ ) 形成的混合层水体体积。

$$F = \frac{1}{\delta\sigma_\theta} \iint_{A_{0a}} B dA, \quad (2)$$

式中,  $B$  为海气界面浮力通量, 由式(3)给出:

$$B = -\frac{\alpha Q_{net}}{C_p} + \rho_s \beta S_A (E - P), \quad (3)$$

其中,  $\alpha$  和  $\beta$  分别表示热膨胀系数和盐度膨胀系数;  $C_p$  为比热, 为温度、盐度和压强的函数 (Fofonoff *et al*, 1983; Mcdougall, 1987);  $\rho_s$  为海表密度;  $Q_{net}$  为净热量

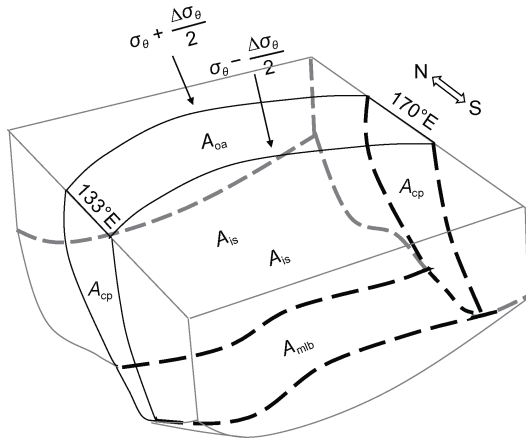


图 2 混合层体积收支控制体

Fig.2 The control body for mixing layer volume budget  
 注: 加粗黑线表示控制体范围; 选定左右边界分别是 133°E 和 170°E 断面( $A_{cp}$ ), 上下边界分别取海表( $A_{oo}$ )和混合层底部( $A_{mib}$ ), 南北边界为等密度面( $A_{is}$ ),  $[\sigma_{\theta} - \frac{\Delta\sigma_{\theta}}{2}, \sigma_{\theta} + \frac{\Delta\sigma_{\theta}}{2}]$  表示密度范围

通量;  $S_A$  为绝对海表盐度;  $E$  和  $P$  分别表示蒸发、降水。

式(3)右侧的  $-\frac{\alpha Q_{net}}{C_p}$ 、 $\rho_s \beta S_A (E - P)$  分别表示由海气热交换、淡水交换对海气界面浮力通量的作用。

(1)式右侧第二项( $-S$ ), 为卷吸率, 表征单位时间通过混合层底部( $A_{mib}$ )进入到混合层的水体体积。其负值为潜沉率( $S$ ), 表征单位时间由混合层进入到温跃层的体积, 与侧向平流运输( $-\mathbf{u}_H \cdot \nabla H$ )、混合层底部水质点的垂向速率( $-w_H$ )以及 MLD 变化速率( $-\frac{\partial H}{\partial t}$ )有关。

$$S = \iint_{A_{mib}} \left( -\frac{\partial H}{\partial t} - \mathbf{u}_H \cdot \nabla H - w_H \right) dA. \quad (4)$$

(1)式右侧第三项( $-I$ )为单位时间通过侧开边界  $A_{cp}$  的体积。若边界处水质点的纬向速度为  $\mathbf{u}$ , 那么

$$I = \iint_{A_{cp}} \mathbf{u} \cdot d\mathbf{A}. \quad (5)$$

(1)式右边第四项  $\sigma_{\theta} \frac{\partial^2 D}{\partial \sigma_{\theta}^2}$ , 为越密混合导致的形成率, 本文将随时间的积分作为残余项

$$R = \int_{t_1}^{t_2} \sigma_{\theta} \frac{\partial^2 D}{\partial \sigma_{\theta}^2} dt, \quad (6)$$

对(1)式作时间积分之后, 有

$$\int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial V}{\partial t} dt = \int_{t_1}^{t_2} \left( -\Delta\sigma_{\theta} \frac{\partial F}{\partial \sigma_{\theta}} \right) dt + \int_{t_1}^{t_2} -I dt + \int_{t_1}^{t_2} -S dt + R, \quad (7)$$

方程左边为混合层形成体积, 是时间  $t_1$  至  $t_2$  时刻控制体的体积变化量; 右边各项分别为海气形成体积、平流运输体积、卷吸体积以及表征越密混合体积的残余项( $R$ )。MLD 具有明显的季节性变化特征, 但只有晚冬的 MLD 信号能够保留在 STMW 之中(Stommel, 1979)。因此这里本文选择 MLD 加深时期进行时间积分。关于积分时间的选择在 3.2 节再详细说明。

本次研究将 STMW 定义为黑潮南侧, 混合层之下,  $V_p = 2 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  且  $\sigma_{\theta} \in [24.6, 25.6] \text{ kg/m}^3$  的低 PV 水体。另外, KE 主轴由 0.4 m 的海表高度等值线表征。这里对 STMW 的密度范围相对于以往研究更大, 主要是考虑到近年来 KE 南侧表层水体的温度持续上升且该区域盐度从 2008 年开始显著降低, 引起 KE 南侧冬季混合层水体以及模态水密度发生显著变化(Sugimoto *et al*, 2013, 2017)。定义 STMW 密度范围较小时, 会使得较轻的低位势涡度水体被去除, 造成模态水体积减小的虚假信号。

在黑潮南侧 MLD 具有显著的季节变化, 其在冬季迅速加深, 至 3 月达到最深, 在这一阶段 MLD 的持续加深为 STMW 形成提供重要的物质准备。随后, 季节性温跃层逐渐建立, MLD 迅速变浅, 部分混合层水体潜沉进入到温跃层中形成 STMW(Rainville *et al*, 2007; Oka, 2009; Davis *et al*, 2011)。至 5 月, 季节性温跃层形成, 潜沉结束。因此本研究将 3—5 月划分为 STMW 形成的时期, 这一时期 STMW 体积在局部迅速增大, 侵蚀和运输对 STMW 体积影响可以忽略, STMW 的形成体积  $V_f$ 、形成厚度  $H_f$  可以 5 月及 3 月间 STMW 体积和厚度差异表征:

$$V_f = V_5 - V_3, \quad (8)$$

$$H_f = H_5 - H_3, \quad (9)$$

这里的下标 'f' 表示形成, '5' 和 '3' 分别表示 5 月和 3 月。STMW 的形成面积则以 STMW 形成厚度大于 10 m 的区域面积表征。另外, 本文选择 3—5 月(此处以下标 '345' 表示)对潜沉进入到温跃层的水体体积进行积分, 以得到年潜沉体积:

$$S_{sub} = \int_{345} S dt, \quad (10)$$

式中, 345 表示 3、4、5 月。KE 南侧, 根据 STMW 定义,  $\sigma_{\theta} \in [24.6, 25.6] \text{ kg/m}^3$  的混合层水体年潜沉体积即为 STMW 形成体积。

## 2 STMW 体积年代际变化

为了方便后文对 STMW 形成年代际变化机制的

分析,在这一部分,我们在这里引入 STMW 生成区(133—170°E、30—36°N;图3中蓝色矩形框框出),该区域是具有 STMW 密度性质水体的 3 月露头区,也是 MLD 以及低 PV 水体形成厚度年变化最显著区域。其中低 PV 水形成厚度的年变化标准差普遍高于 170 m(图 3a),MLD 的年变化相对较小(图 3b)。而无论是低 PV 水形成厚度还是 MLD,它们的年变化信号都集中于生成区北部近 KE 处,特别是 KE 向北凸起处南侧。其中在(140°E, 32°N)、(144°E, 34°N)、(150°E, 34°N)附近存在 MLD 年较差中心。对应的低 PV 水体厚度在这 3 个中心附近都较大。东部的两个中心对应 KE 主轴向北凸起南侧,正好是 SSH 抬升的区域。由图 3 可发现,显著的低 PV 水形成厚度年变化出现在偏西位置,本文将其中具体的原因在 3.1 机制分析中进行了详细的探讨。

绘制 3 月和 5 月 STMW 的体积,STMW 形成体积、形成厚度、形成面积,3 月生成区混合层体积及其区域面积及平均如图 4 所示。图 4a 为 5 月(红线)和 3 月(蓝线)STMW 体积的年变化曲线,由此可知,由 ECCO2 和 EN4 数据得到的 STMW 体积都存在较为同步且显著的年代际变化,且振幅相当。往年形成水体经过侵蚀后残存的 STMW 信号可以在 3 月体现出来,随后与新形成的 STMW(图 4b 黑色实线)叠加使 5 月 STMW 体积年代际变化进一步放大。在这里需要强调的是,3 月 STMW 虽存在年代际变化,但其峰值落后于 5 月 STMW 以及 STMW 形成体积 1—2 a 的时间,显然 3 月 STMW 体积只是往年残存年代际信号的体现,并不能作为促使 STMW 体积产生年代际变化的决定性因素,唯有 STMW 形成体积可决定 STMW 体积的年代际变化。

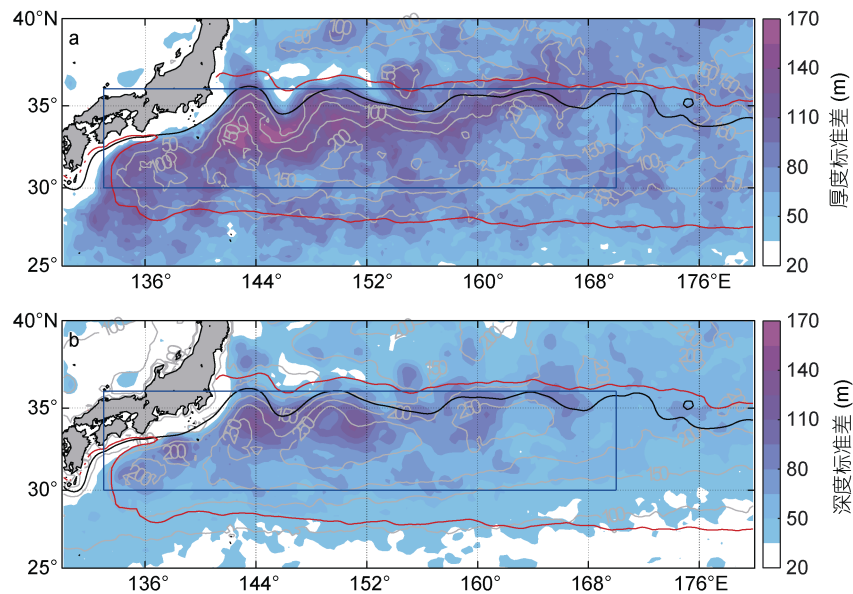


图 3 低 PV 水体形成厚度及 3 月 MLD 的年变化标准差场

Fig.3 Multi-year standard deviation field of low PV water formation thickness and March MLD

注: a: 低 PV 水体( $PV \leq 2 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ )形成厚度的年变化标准差; b: 3 月混合层深度(mixing layer depth, MLD)年变化标准差; 图中黑色加粗实线为 0.4 m 等海面高度(sea surface height, SSH)线, 表征黑潮延伸体(Kuroshio Extension, KE)主轴; 灰色等值线是间距为 50 m 的低 PV 水体形成厚度等厚度线及 3 月 MLD 等深线(单位: m); 红色等值线为 3 月北太平洋副热带西部模态水(subtropical mode water, STMW)密度边界, 分别为表示  $24.6 \text{ kg/m}^3$  (位置偏南)和  $25.6 \text{ kg/m}^3$  (位置偏北)等密度线

图 4b 中, STMW 生成体积的年变化特征(黑色加粗曲线), 在年至年代际上显然都与 3 月生成区混合层水体体积(黑色加粗虚线)相吻合, 也呈现出显著的年代际变化特征以及整体减小趋势, 振幅为  $3 \times 10^{14}$ — $4 \times 10^{14} \text{ m}^3$ , 其中混合层体积的年代际变化由 MLD 的年代际变化决定, 而 STMW 形成体积的年代际变化同时体现在其形成面积和形成厚度上。STMW

形成及混合层体积的递减速率分别为  $0.057 \times 10^{14} \text{ m}^3/\text{a}$  和  $0.023 \times 10^{14} \text{ m}^3/\text{a}$ 。其中混合层体积的递减应与近年观测到的海表升温有关(Sugimoto *et al*, 2017; Yu *et al*, 2020)。

将 STMW 生成体积和生成区混合层体积的整体变化趋势剔除, 我们发现 STMW 形成体积及混合层体积呈现明显正、负异常(如图 4b 阴影区和空白区):



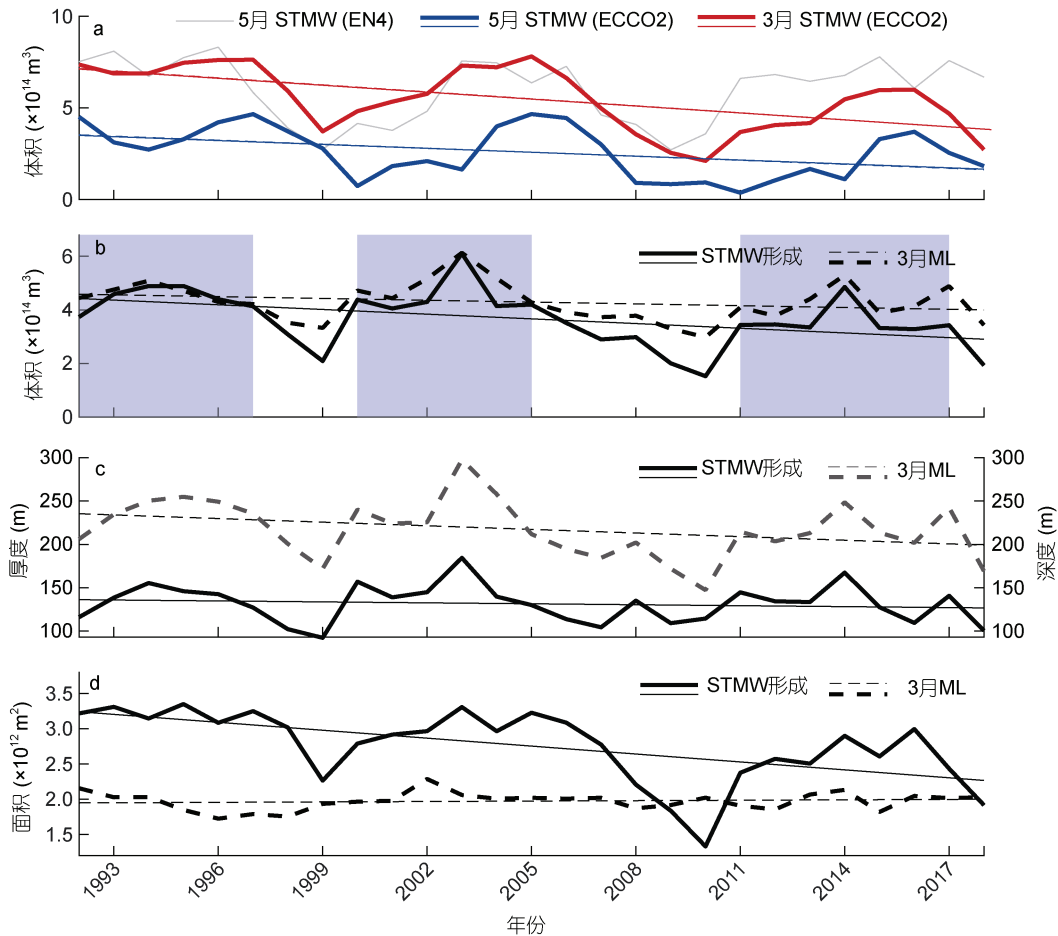


图4 3月和5月STMW体积、STMW形成及3月混合层的时间序列

Fig.4 Time series of March and May STMW volume, STMW formation, and March mixed layer

注: a: ECCO2得到的3月(红线)及5月(蓝线)的STMW体积, 灰色实线为EN4得到的5月STMW体积; b: STMW形成体积(黑色加粗实线)以及3月STMW生成区混合层(mixing layer, ML)体积(黑色加粗虚线), 阴影表示STMW形成体积正异常时期; c: ECCO2得到的STMW形成厚度(黑色加粗实线)以及3月STMW生成区ML深度(深灰色加粗虚线); d: ECCO2得到的STMW形成面积(黑色加粗实线)以及3月STMW生成区ML面积(黑色加粗虚线); 各图中较细的直(虚)线为相同颜色对应加粗曲(虚)线的回归线

正异常分别在1992—1997年、2000—2005年和2011—2017年; 负异常对应在1998—1999年和2006—2010年。尽管在正、负异常期间MLD差较STMW形成厚度差明显更大(图4c), 但在年代际变化及生成区MLD体积与STMW形成体积在空间分布上十分吻合(图5)。首先, 对于3月生成区MLD来说, 其在STMW形成体积正异常期间, 普遍大于240 m, 最大MLD可超过300 m(图5b); 而STMW形成体积负异常期间, MLD厚度相对减小了60 m左右, 最大深度只能达到240 m(图5d)。此外, 正、负异常期间的MLD差呈现出东南-西北向的条状带, 在这些条状带上MLD差取显著正值, 对应其上正SSH由外向内迅速增加(图5f)。再对比STMW体积正、负异常期间, KE主轴的弯曲状态, 便可以发现正相位时期KE主轴相对有规律的南北弯曲能够使其向北凸起处南

侧的MLD加深及SSH升高, 而向南凹陷处南侧的MLD及SSH有弱减小。

而在STMW形成体积正异常期间, STMW形成厚度在黑潮及KE上游南侧区域增加显著, 特别是在138—144°E之间的区域(图5e)。此外, MLD在西部有更为明显的加深, 可知生成区西部是STMW形成厚度及MLD年代际变化产生的关键区域。

以上的内容, 主要探讨了正负相位时期STMW形成厚度及MLD的分布差异。但STMW形成体积的年代际变化同时展现在形成厚度和面积上, 于此本文进一步分析了STMW形成区域的纬度分布特征。以155°E剖面为例, 5月和3月PV、STMW密度边界、MLD在STMW体积正、负异常期间多年平均结果如图6所示。图中STMW密度边界(图6中两条白色曲线)由5月STMW在剖面处的密度性质决定, 以准确

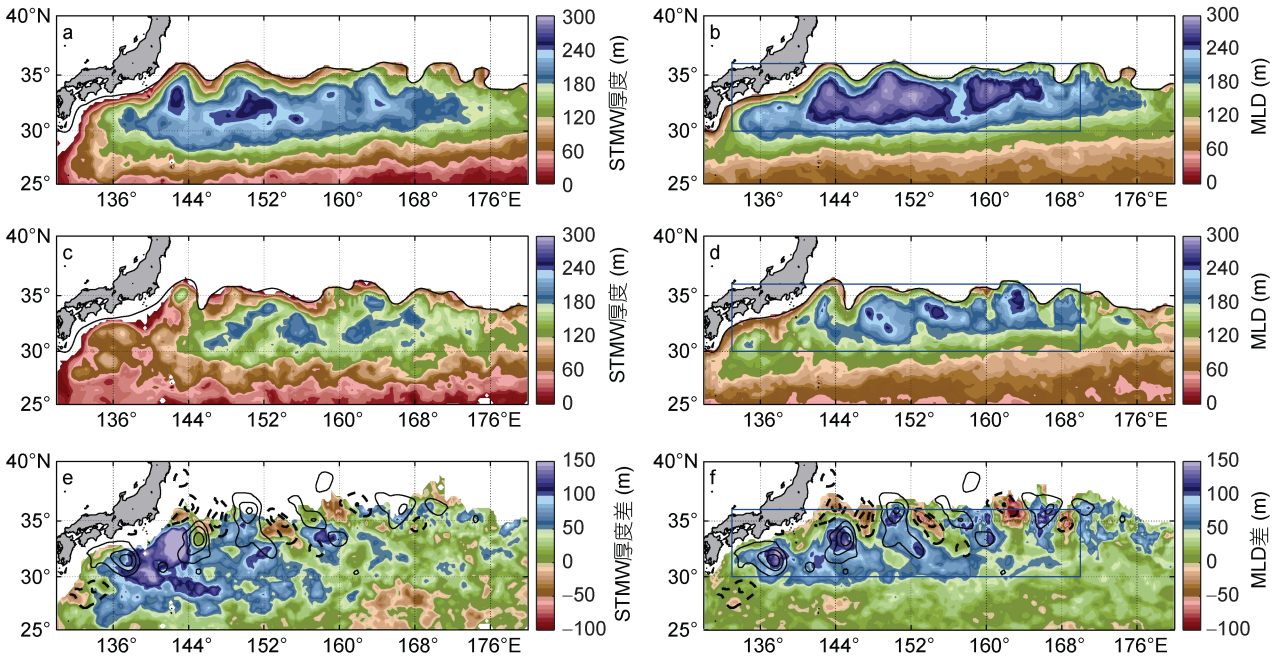


图5 STMW形成厚度(a, c)、3月MLD(b, d)以及它们在STMW形成体积正、负异常时期的差(e, f)

Fig.5 Multi-year mean field of STMW formation thickness (a, c), March MLD (b, d), and their difference in positive and negative phases of STMW formation volume

注: a—b: STMW形成体积正异常时期的多年平均场; c—d: STMW形成体积负异常时期的多年平均场; e—f: STMW形成体积正、负异常时期多年平均场的差异, 黑色等值线为SSH差, 正值为实线、负值为虚线; a—d中的黑色等值线为对应时期的KE主轴(0.4 m的等SSH线); 蓝色矩形为STMW生成区边界

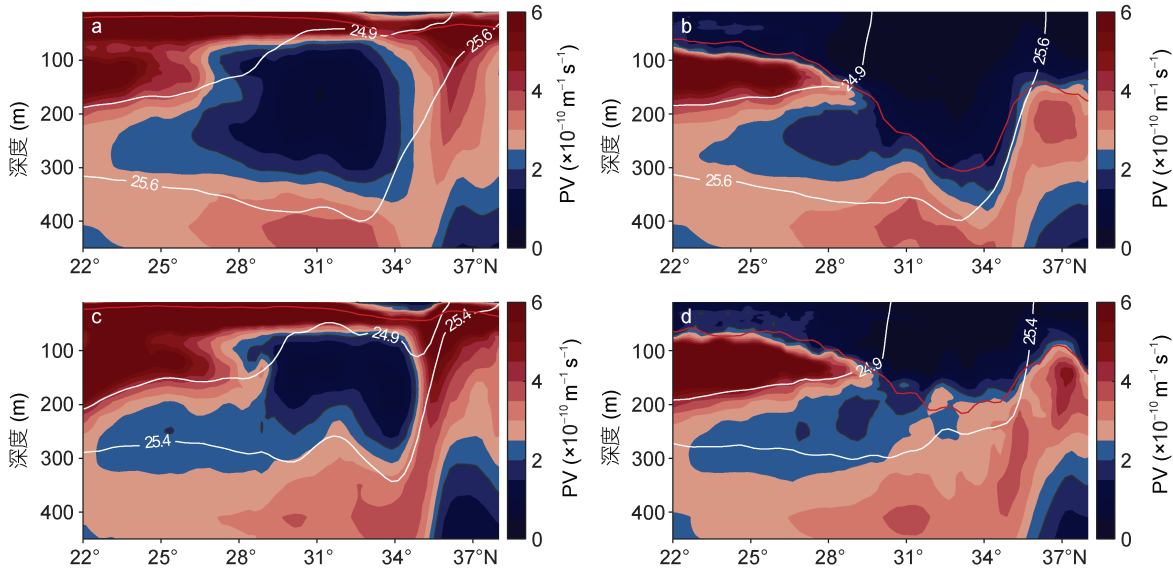


图6 5月(a, c)和3月(b, d)155°E断面处的PV分布图

Fig.6 PV distribution at cross section 155°E in May (a, c) and March (b, d)

注: a和b分别为STMW体积正相位时期5月和3月多年平均的PV场; c和d分别为STMW体积负相位时期5月和3月多年平均的PV场; 红色曲线为混合层深度线, 白色曲线为5月STMW密度性质边界所取的等位势密度线(正负相位时期不同)

地再现不同时期STMW所在密度层。虽然这里的密度边界于STMW形成体积正、负异常期间取不同值, 但可以准确定位3月STMW露头区(图6中白色曲线

之间的水体在海表的位置)。如图6a和c可见, STMW体积正、负异常期间3月混合层除了有显著深度变化之外, 露头区南北边界也向外扩张(图6b和d): 在

STMW 体积负异常期间, 露头区南边界在  $30^{\circ}\text{N}$ , 北边界在  $36^{\circ}\text{N}$ ; 而在正异常期间, 露头区南边界向外扩了  $0.5^{\circ}$ , 北边界扩张不明显。露头区的扩张也引起了 5 月 STMW 形成面积增加。如图 6a 和 6c 所示, STMW 厚度在  $28^{\circ}\text{N}$  左右有一个往北迅速递增的锋面, 可见当年形成的 STMW 在 5 月主要分布在  $28^{\circ}\text{N}$  以北, 相对于露头区偏于南部  $1^{\circ}$ — $2^{\circ}$ 。厚度锋面受 3 月露头区影响, 在不同时期有明显的位置变化。

取 STMW 上边界为 STMW 厚度顶部, STMW 下边界为 STMW 厚度底部, 绘制 STMW 生成区区域平均的 5 月 STMW 上下边界、3 月 MLD、5 月 STMW 厚度、 $24.6$  和  $25.6 \text{ kg/m}^3$  所在深度的年变化曲线, 结果如图 7 所示。可知, 尽管  $24.6$ 、 $25.6 \text{ kg/m}^3$  的深度存在与 STMW 形成体积、厚度和面积类似的年代际变化, 但 STMW 厚年代际变化并不由其定义的密度边界位置决定, 主要由下边界深度变化引起, 而这进一步与 3 月 MLD 深度有关。

### 3 机制

#### 3.1 影响因素

前文特征分析表明 STMW 的形成取决于生成区晚冬 MLD, 特别是在年代际变化尺度上。因此本文对 STMW 年代际变化机制的探究归因到对生成区混合层年代际变化机制的研究。为探究 STMW 形成及晚冬生成区 MLD 年代际变化的影响因素, 本文进一步分析了 STMW 形成体积正负异常期间, 海表浮力通量、海表涡动能(eddy kinetic energy, EKE)、海洋层结特征(图 8)。海气浮力通量( $B$ )分别受控于海气热

通量  $B(t)$ 和淡水通量  $B(s)$ (图 8a—8c); KE 南侧涡动能

$$\left[ E_{\text{KE}} = \frac{(u')^2 + (v')^2}{2} \right],$$

反映 KE 系统稳定性, 当 KE 处于不稳定状态时, KE 南侧涡动能增强(图 8e—8f); 其中层结考虑夏季 7—10 月海洋上层层结(预先层结), 以层结频率( $N$ )表征, 由  $N^2 = -g \frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma_{\theta}}{\partial z}$  计算得出( $g$  为重力加速度,  $\rho = 1025.5 \text{ kg/m}^3$ ,  $\sigma_{\theta}$  为海水位势密度),  $N$  越大, 层结越强, 越不利于深混合层的发展。

由图 8a—8d 可知, 海表浮力通量的空间变化由海气热交换主导。其中,  $B(t)$ 极大值主要沿着主轴分布在 KE、黑潮及其南侧。而调节混合层形成的海气形成率可由式(11)得出

$$-\Delta \sigma_{\theta} \frac{\partial F}{\partial \sigma_{\theta}} = F \left( \sigma_{\theta} - \frac{\Delta \sigma_{\theta}}{2}, t \right) - F \left( \sigma_{\theta} + \frac{\Delta \sigma_{\theta}}{2}, t \right), \quad (11)$$

结合(2)式可知, 海气形成率由单位密度上海表浮力通量随密度的变化梯度表征。而从图 8 中不难发现  $B(t)$ 从黑潮及 KE 主轴向南北两侧递减, 南侧递减梯度更大, 可知 KE 南侧 STMW 形成区有较大的海气形成率, 为该区域晚冬深 MLD 的形成提供必要条件。

如图 9a 所示, 海表浮力通量正异常与正 SSHa 区域重叠, 特别是在图中红色框圈定的范围 ( $144^{\circ}$ — $163^{\circ}\text{E}$ ,  $33^{\circ}$ — $36^{\circ}\text{N}$ )。STMW 体积正(负)异常期间, KE 主轴即图 9 红棕色加粗实(虚)线向北(南)迁移。而在 KE 流域, 越往北海表风应力越强(图 8a 和 8b), 因此 KE 主轴的向北迁移, 不免造成 KE 海表蒸发加热加剧, 导致海表浮力通量的显著增加。

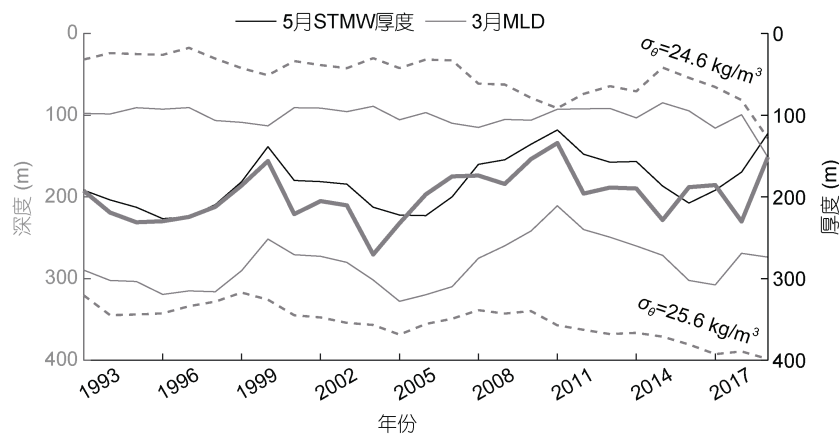


图 7 生成区区域平均的 5 月  $24.6$  和  $25.6 \text{ kg/m}^3$  等密度面所在深度、STMW 上下边界、STMW 厚度及 3 月 MLD 的年时间序列

Fig. 7 Annual time series of the isopycnic faces of  $24.6 \text{ kg/m}^3$  and  $25.6 \text{ kg/m}^3$ , the upper and lower boundary, and thickness of STMW in May and MLD in March

注: 灰色细实线为 5 月 STMW 上下边界深度(位势涡度为  $2 \times 10^{14}$ ); 灰色虚线为  $24.6$ (深度~ $50\text{m}$ )和  $25.6 \text{ kg/m}^3$ (深度~ $350\text{m}$ )等密度面所在深度; 灰色粗实线为 3 月混合层深度, 黑色实线为 5 月 STMW 厚度



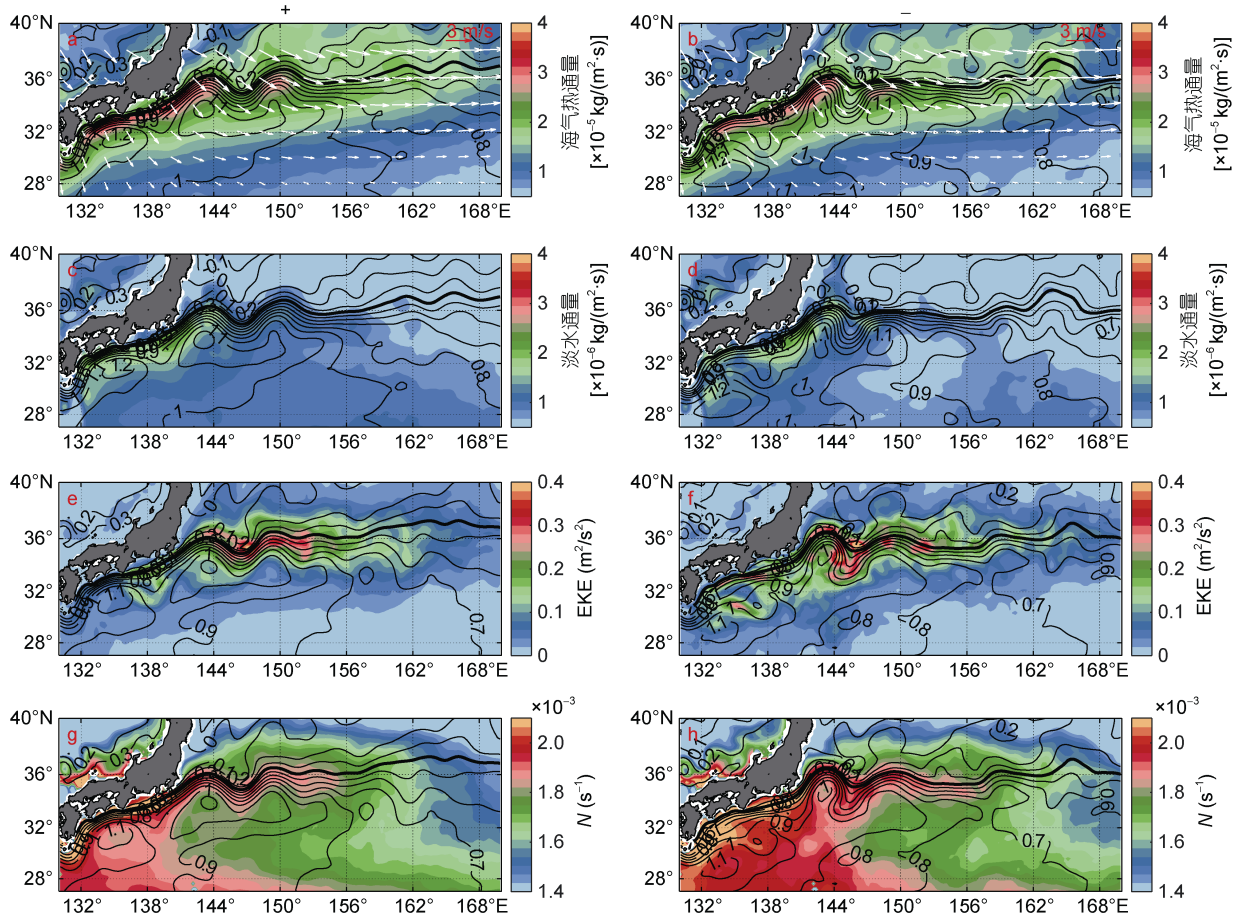


图8 海表浮力通量、海表涡动能(EKE)和预先层结(N)在 STMW 体积正异常(左)和负异常(右)时期的多年平均空间场  
 Fig.8 Multi-year mean spatial fields of surface buoyancy flux ( $B$ ), surface eddy kinetic energy (EKE), and pre-stratification ( $N$ ) at positive (left) and negative (right) anomaly of STMW formation volume  
 注: 各图中黑色曲线为对应时间段内多年平均的等 SSH 线, 其中 KE 主轴已加粗, a 和 b 中的白色箭头为正负相位时期相同时间段内平均的海表风场

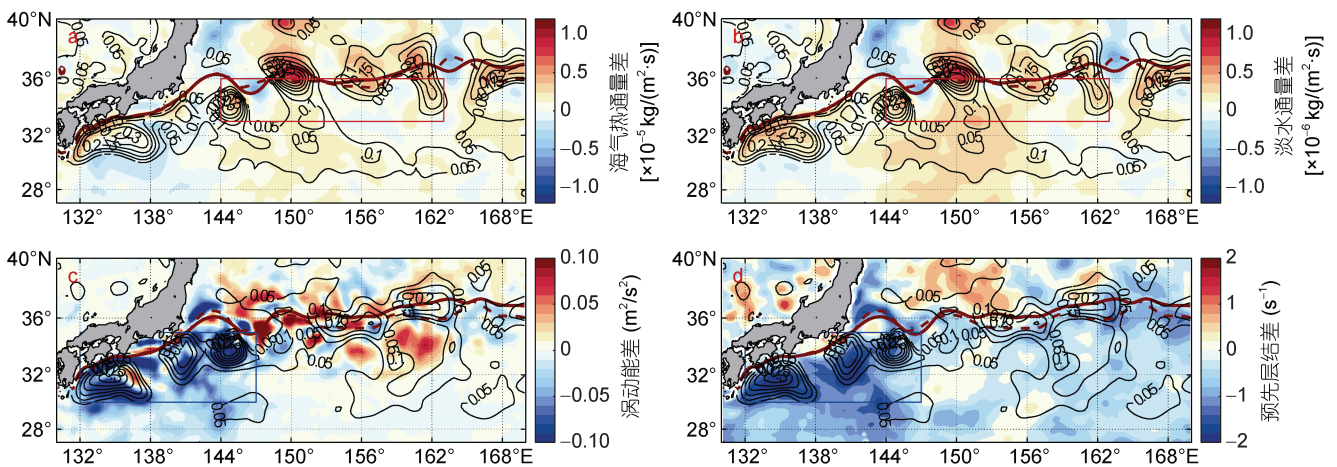


图9 海表浮力通量( $B$ )、海表涡动能(EKE)和预先层结( $N$ )在 STMW 体积正负异常时期的差异  
 Fig.9 Differences of surface buoyancy flux ( $B$ ), surface eddy kinetic energy (EKE), and pre-stratification ( $N$ ) between positive and negative anomalies of STMW volume  
 注: 棕色加粗实(虚)线为 STMW 形成体积正(负)异常时期的 KE 主轴, 黑色等值线为两个时期的海表面高度差, a 和 b 为上年 11 月至 3 月平均, c 和 d 为上年 7 月至上年 10 月平均; STMW 形成体积正异常和负异常时期各量变化显著的区域已由图中蓝框和红框框出

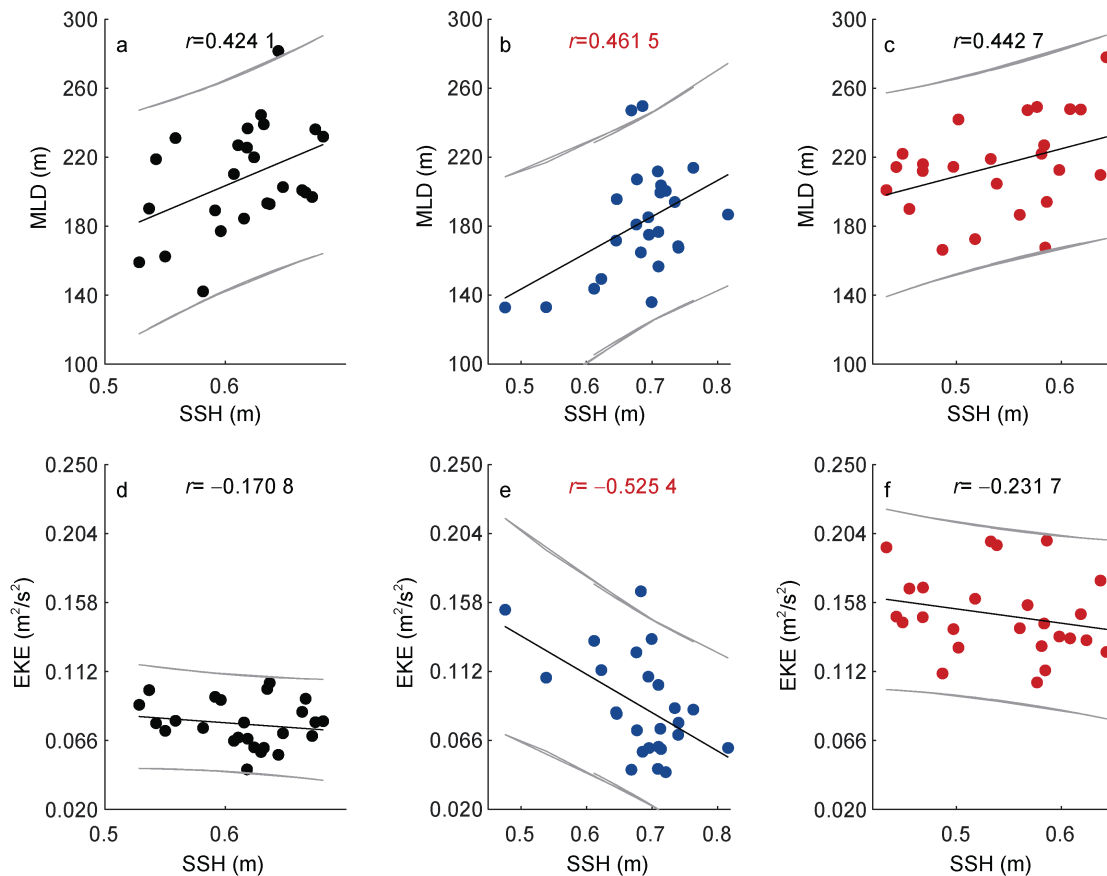
KE 南侧海域海表 EKE 是 KE 动力状态的间接反映: KE 不稳定时, KE 路径快速变化, 区域 EKE 成倍增加(Qiu *et al.*, 2007)。如图 8e—8f 所示, EKE 主要沿着 KE 主轴分布, 且在  $140^{\circ}$ — $152^{\circ}$ E KE 主轴向南弯曲处最大, 且  $140^{\circ}$ — $152^{\circ}$ E 的 KE 路径变化较显著。STMW 体积正异常时, EKE 在 KE 上游南侧(图 9c 蓝框,  $132^{\circ}$ — $147^{\circ}$ E,  $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N)表现出极强的负异常信号, 对应其上也有有正的 SSHa 差(图 9c)。

预先层结的分布如图 8g 和 8h 所示。由图可知预先层结在 KE 及黑潮附近具有与 EKE 相似的分布形态。而在 KE 南侧至  $28^{\circ}$ N, 预先层结相对较弱, 这也是 STMW 生成区具有深 MLD 的重要原因(Yu *et al.*, 2020)。同时, 相对于 STMW 体积负异常时期, STMW 正异常时期, 预先层结明显减弱。STMW 体积正、负异常时期的层结频率差与 EKE 差相似, 同样在 KE 上游南侧蓝色框所圈定的区域 ( $132^{\circ}$ — $147^{\circ}$ E,  $30^{\circ}$ — $35^{\circ}$ N)内具有显著的负异常(图 9d)。

以上, 我们知道在 STMW 体积正异常期间, 在 KE 上游南侧区域对应有 EKE 减小与预先层结减弱,

在 KE 下游近 KE 主轴处对应海表浮力通量升高。而在它们显著变化的区域上, 都有海表面升高与之相对应。其中海表浮力通量产生显著变化的区域位于 STMW 生成区偏东部, 其上的 MLD 年变化特征并不显著。因此, 本文将重点放在了 KE 上游南侧区域, 探究 EKE 与预先层结对冬季 MLD 加深的影

响。如图 10 所示, 本文分析了 STMW 生成区、KE 上游泳南侧及其下游区域的 MLD 与 SSH、EKE 与 SSH、预先层结与 EKE 之间的关系。分析可知, 同一组变量在不同区域的相关性差异很明显。首先对于 MLD 与 SSH 来说, 两者在 STMW 生成区、生成区中的 KE 上游以及 KE 下游都为正相关, 相关性最高的区域在 KE 上游, 但是与其他两个区域相差不大。在 KE 上游, SSH 每升高 0.1 m, MLD 对应加深 35 m。然后, 对于 EKE 与 SSH 来说, 两者之间表现为负相关, 不同区域它们之间的相关性显著不同, 在 KE 上游 EKE 与 SSH 之间的相关系数可达  $-0.53$ , 而在整个 STMW 生成区 EKE 与 SSH 相关性只有  $-0.17$ 。上游区域 SSH 每上升 0.1 m, EKE 对应减小约  $0.03 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。



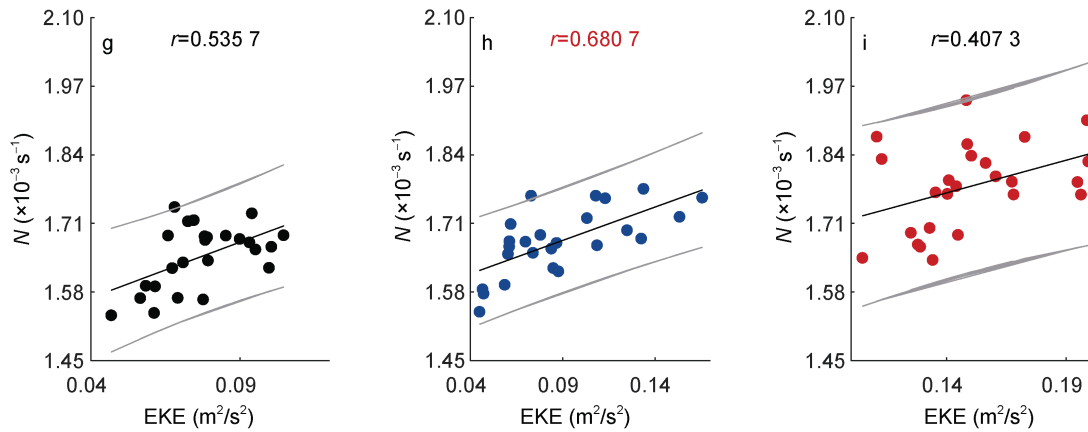


图 10 STMW 生成区、KE 上游南侧及其下游区域的 MLD-SSH、EKE-SSH 和 N-EKE 相关性

Fig.10 MLD-SSH, EKE-SSH and N-EKE correlations in the STMW formation region, south side of KE upstream and downstream region of KE

注: 第一列为 STMW 生成区, 第二(三)列为 KE 上游南侧区域(KE 下游区域)在生成区中的部分区域; 黑色直线为回归直线, 两条灰色曲线之间的区域为 0.95 置信区,  $r$  为横纵坐标上两组数据之间相关性

而受 KE 状态影响其向南分离出来的涡旋活动, 海洋层结也发生相应变化(Qiu *et al.*, 2005, 2006, 2007)。如图 10g—10h, EKE 与预先层结表现为正相关, 特别是在 KE 上游, 两者的相关系数可达 0.68。在该区域, EKE 每增加  $0.1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ , 可促使预先层结升高  $0.1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。可见, 相对生成区中的其它区域, KE 上游南侧区域 ( $132^\circ\text{—}147^\circ\text{E}$ ,  $30^\circ\text{—}35^\circ\text{N}$ ) 的 MLD 及 SSHA 更易受到海洋动力状态和层结强度的调节: 在 STMW 体积正(负)异常时期, KE 上游南侧出现的涡动能和预先层结强度负异常(正异常)将进一步地调控当地的 MLD 和 SSHA, 促使深厚(浅薄)的混合层水体在晚冬形成。

### 3.2 混合层体积收支

在 3.1 节, 分析了受控于海洋动力过程的预先层结(Qiu *et al.*, 2007)和能够反映海气相互作用的海表浮力通量两者的空间分布特性, 初步认识到影响 MLD 发展的不同物理过程具有区域差异。本节将进一步量化海洋动力环境和海气相互作用对混合层加深的影响, 深入探讨引起混合层体积年际变化的主要原因。同时, 前文分析得出的海表浮力通量变化难以对 STMW 生成区混合层产生显著影响的结论, 在本节会再一次得到验证。

本节研究基于混合层体积收支方程(7), 该方程表明, 混合层体积变化主要受 4 个过程调节, 它们分别为海气形成率、沿着等密度面的侧向输运、混合层底部卷吸以及越密混合。各项作用于图 2 所示的控制体, 是密度和时间的函数。其中控制体的密度半径取  $0.1 \text{ kg/m}^3$  ( $\Delta\sigma_\theta=0.1 \text{ kg/m}^3$ ), 中心密度为  $\sigma_\theta$ 。若以月

为单位进行时间积分再取气候平均可得到各项对不同密度范围控制体作用的月变化如图 11 所示。首先, 侧向输运在 STMW 生成区及  $24.6\text{—}25.6 \text{ kg/m}^3$  密度层上为负(图 11d), 且整体较其他项小了一个量级, 可见其对混合层体积的影响非常微弱。同时, 越密混合项( $R$ )在  $24.6\text{—}25.6 \text{ kg/m}^3$  密度层上, 对冬季的混合层体积变化的作用也不显著(图 11e)。

在 8—11 月,  $24.6\text{—}25.6 \text{ kg/m}^3$  之间的混合层水体(黑色虚线之间)的露头区主要位于 KE 北侧, 各月混合层形成体积为正值, 混合层体积持续增加(图 11a), 而这期间海气形成率为负值(图 11b), 只有卷吸项能为混合层体积的增大做出贡献(图 11c)。另外, 图中红色的曲线为  $133^\circ\text{—}170^\circ\text{E}$  经向平均的  $30^\circ\text{N}$  和  $36^\circ\text{N}$  等纬度线。若以此为参照, 可发现混合层体积年内变化强度在不同纬度差异较大。而 8—11 月,  $24.6\text{—}25.6 \text{ kg/m}^3$  露头区在 KE 北部, 海表浮力通量随密度的向北增加而减小(图 8a 和 8b), 因此在这一时期, 海气形成体积为负值。当 12 月露头区回归 STMW 形成区时, 该区域具有的弱层结、高海表浮力通量梯度等特点使得冬季 MLD 可以达到很深的深度, 直至 3 月初, 混合层都迅速加深, 混合层形成、海气形成及卷吸体积都表现出显著正值。综上所述,  $24.6\text{—}25.6 \text{ kg/m}^3$  露头区, 在 8 月至次年 3 月初不断南移, 混合层形成主要受到混合层底部的卷吸作用调控; 当其露头区迁移至 STMW 形成区时(12 月至 3 月), 卷吸作用增强的同时正的海气形成也显著增加, 在两者共同的作用下混合层迅速加深。



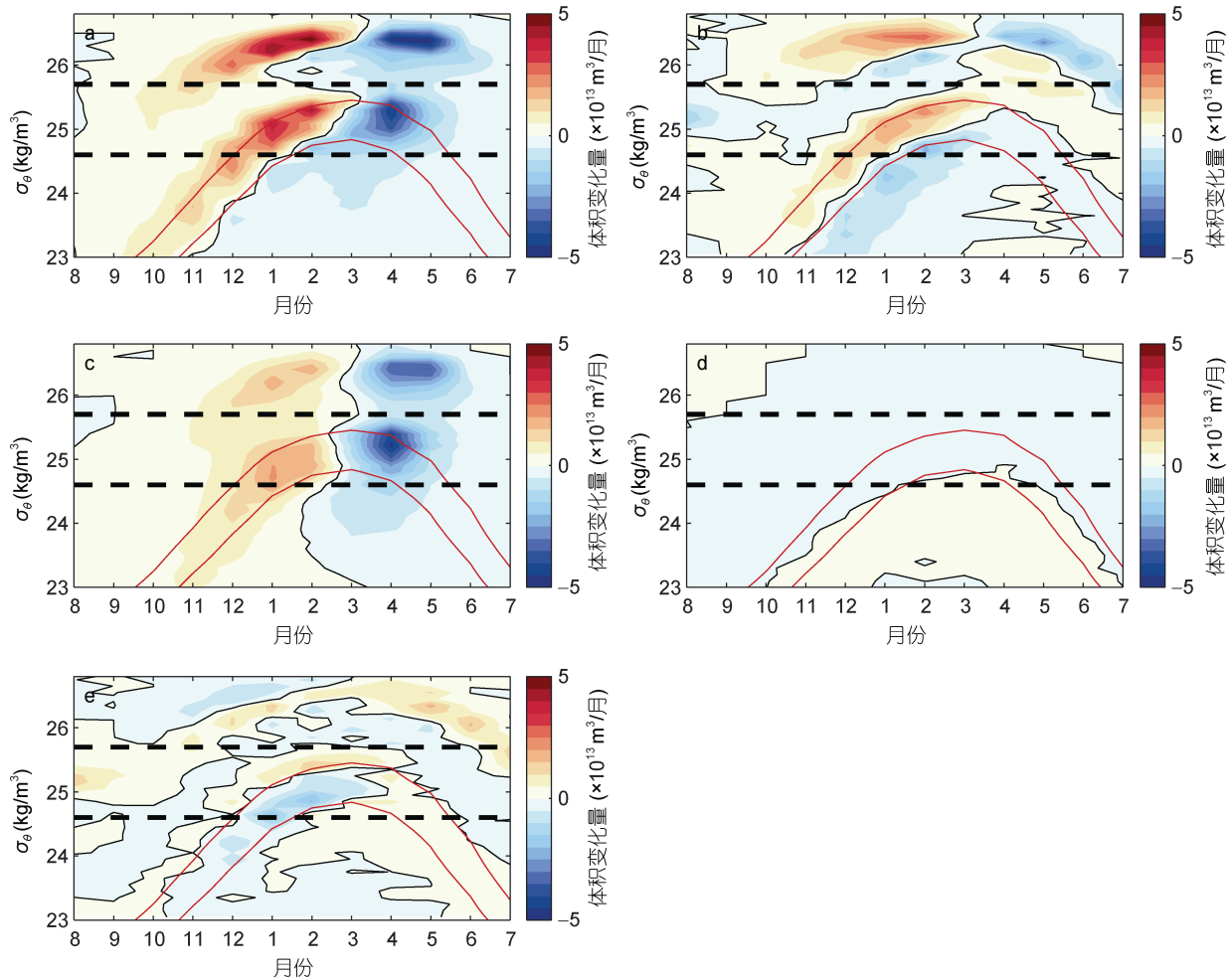


图 11 133°—170°E 范围内不同密度层上混合层体积收支公式中各项的季节变化

Fig.11 Seasonal variation of each item in the mixed layer volume budget formula at different density layers in 133°—170°E

注: a: 混合层形成体积; b: 海气形成体积; c: 卷吸体积; d: 侧向运输体积; e: 残余体积; 红色曲线为 133°—170°E 经向平均的等纬线 (30°N(密度相对小)和 36°N(密度相对大)); 黑色虚线为等位势密度线

为了进一步评估海气形成作用、卷吸作用等对生成区混合层体积变化的影响, 本文计算了上年 10 月至 3 月密度处于 24.6—25.6 kg/m<sup>3</sup> 之间的各项作用。其中海气形成体积( $\sim 2 \times 10^{14}$  m<sup>3</sup>/a)的年代际变化相对不明显; 卷吸体积( $\sim 3 \times 10^{14}$  m<sup>3</sup>/a)与混合层形成体积( $\sim 4 \times 10^{14}$  m<sup>3</sup>/a)在年变化上几乎是同步的, 且具有显著的年代际变化; 侧向运输体积( $\sim 0.6 \times 10^{14}$  m<sup>3</sup>/a)对混合层的发展具有抑制作用, 但相对其他项小了约一个量级, 且没有明显的年代际变化。

3—5 月为潜沉发生时期(图 11c), 累积该时段内 24.6—25.6 kg/m<sup>3</sup> 密度层上的卷吸率, 得到图 12 蓝色虚线所示的卷吸体积, 其负值为潜沉体积。由图 12 可知潜沉体积与混合层形成体积具有大小相当且同步的年代际变化。而潜沉体积年代际变化由混合层形成体积年代际变化决定。综上, 本次研究进一步表明

卷吸项主要调控混合层形成体积的年代际变化, 使生成区混合层具有显著的年代际变化, 以此调控 STMW 形成。

### 3.3 PDO 调制

回顾前文, 影响 STMW 年代际变化无论是 MLD 还是预先层结、EKE 等都与 SSHA 紧密联系, 因此本文借助 ECCO2 的 SSHA 数据对其年代际变化进行了溯源。

如图 13c 所示, PDO 指数呈现出显著的年代际变化。当 PDO 处于正(负)相位时期, 远离 STMW 形成区的东太平洋(130°—162°W, 20°—50°N)被激发出正(负)的风应力旋度异常(图 13a), 海表为 Ekman 辐散(辐聚), 引起海洋上层有向上(下)的 Ekman 抽吸速度异常, 导致海表面高度降低(升高), 对应温跃层抬升(加深); 海表面高度和温跃层异常信号再以第一斜压



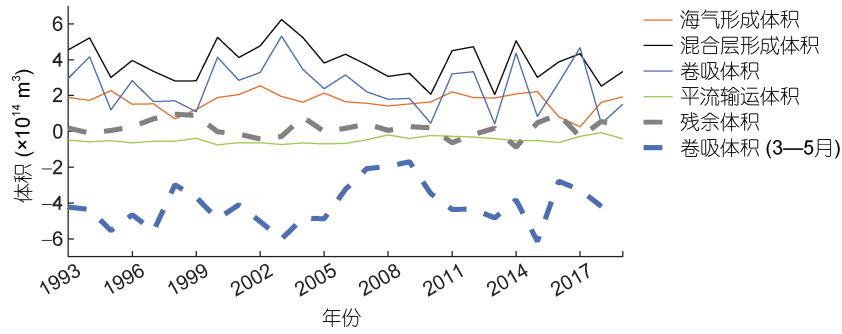


图 12 混合层体积收支中各项及潜沉年变化

Fig.12 Annual variation of each item in mixed layer volume budget and spring subduction

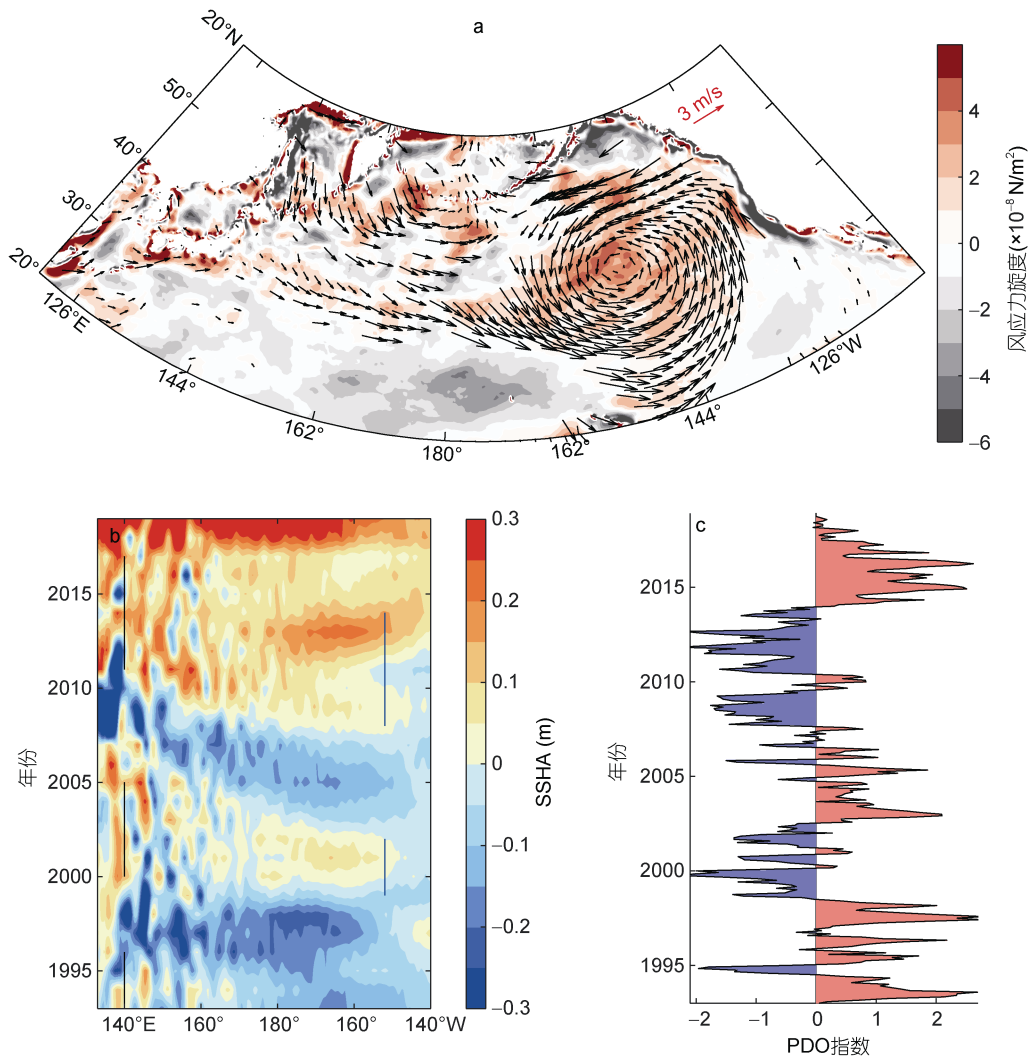


图 13 PDO 指数及与之有关的海表风应力、风应力旋度及 SSHA

Fig.13 PDO index and the surface wind stress, wind stress curl, and SSHA corresponding to PDO

注: a: PDO 正相位与负相位期间的风应力旋度差(颜色)、风场差(箭头); b: 30°—36°N 纬向带平均的 SSHA 异常; c: PDO 指数; b 中的蓝色直线对应图 c 中负 PDO 信号出现的时间, 黑色直线对应图 4b 中 STMW 体积正异常时期

Rossby 波的速度向西传输, 于 3—4 a 后抵达 KE 上游南侧 STMW 生成区(图 13b), 可显著增强(减弱)南侧

模态水生成区(132°—147°E, 30°—35°N)的预先层结, 从而削弱混合层底部地卷吸过程, 并最终阻碍(促进)

冬季混合层形成, 使得 STMW 形成体积减少(增加)。

#### 4 结论

近年来, 许多研究就影响 STMW 生成的机制进行了探讨, 将 20 世纪 80 年代后 STMW 的年代际变化归因于海洋的动力过程, 即由其调控的海洋预先层结引起。然而, 这些动力过程对 STMW 年代际变化的调节方式还尚不明确。因此本文采用 ECCO2 再分析数据对 1992—2019 年 STMW 的年代际变化及其机制进行了探讨。

特征分析结果表明, STMW 形成体积年代际变化完全反映在晚冬生成区(133°—170°E, 30°—36°N)混合层体积的变化上, STMW 形成厚度和面积均呈现类似的年代际变化。其中, STMW 形成厚度的变化由其下边界深度决定, 而这进一步取决于生成区 MLD。另外, 其形成面积的变化与露头区的南北收缩、扩张有关。STMW 形成体积在 1992—1997 年、2000—2005 年和 2011—2017 年为正异常, 在 1998—1999 年和 2006—2010 年为负异常。正异常期间 MLD 以及 STMW 形成厚度显著增加的区域对应正 SSHa, 且主要集中于生成区西部。

随后, 本文对 STMW 形成体积正负异常期间, 海洋层结、海表 EKE、海表浮力通量特征进行了探讨。结果表明, STMW 形成体积正异常时期, 在 KE 上游南侧(132°—147°E, 30°—35°N)对应有 EKE 减小与预先层结减弱, 在 KE 下游近 KE 主轴处对应海表浮力通量升高。而在它们显著变化的区域上, 都有正 SSHa 与之相对应。KE 上游南侧区域(132°—147°E, 30°—35°N)预先层结被削弱(增强), 是促进(阻碍)晚冬深 MLD 形成主要因素。

此外, 本文利用了混合层体积收支公式对混合层形成体积进行量化分析。混合层体积变化主要受四个过程影响, 它们分别为海气形成率、沿着等密度面的水体侧向输运、混合层底部卷吸以及越密混合。各密度层上各项引起的体积随月份的变化显示, 24.6—25.6 kg/m<sup>3</sup> 露头区, 在 8—11 月初不断南移, 混合层形成主要受到混合层底部的卷吸作用调控; 12 月开始其露头区迁移至 STMW 形成区时, 卷吸作用增强的同时正的海气形成也显著增加, 在两者共同作用下混合层迅速加深。累积上年 10 月至 3 月 24.6—25.6 kg/m<sup>3</sup> 密度层上的各项作用, 得出的各项引起的体积变化量的年时间序列显示, 其中海气形成体积( $\sim 2 \times 10^{14}$  m<sup>3</sup>/a)以及侧向输运体积( $\sim 0.6 \times 10^{14}$  m<sup>3</sup>/a)的

年代际变化相对不明显, 卷吸体积( $\sim 3 \times 10^{14}$  m<sup>3</sup>/a)与混合层形成体积( $\sim 4 \times 10^{14}$  m<sup>3</sup>/a)具有大小相当且同步的年代际变化。因此, 混合层底部的卷吸作用主要调控混合层形成体积的年代际变化, 是调控 STMW 形成体积的年代际变化的间接主导因素。

进一步的分析结果表明, 当 PDO 处于正(负)相位时期, 远离 STMW 形成区的中、东太平洋(130°—162°W, 20°—50°N)被激发出正(负)的风应力旋度异常, 海表为 Ekman 辐散(辐聚), 引起海洋上层有向上(下)的 Ekman 抽吸速度异常, 导致海表面高度降低(升高), 东太平洋产生负(正)SSHA 信号, 对应温跃层抬升(加深); 海表面高度和温跃层异常信号再以第一斜压 Rossby 波的速度向西传输, 于 3—4 a 后抵达 KE 上游, 可显著增强(减弱)KE 南侧模态水生成区的预先层结, 从而削弱混合层底部的卷吸过程, 并最终阻碍(促进)冬季混合层形成, 使得 STMW 形成体积减少(增加)。

#### 参 考 文 献

- Bingham F M, 1992. Formation and spreading of subtropical mode water in the North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C7): 11177—11189
- Cronin M F, Bond N A, Farrar J T *et al*, 2013. Formation and erosion of the seasonal thermocline in the Kuroshio extension recirculation gyre. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 85: 62—74
- Davis X J, Rothstein L M, Dewar W K *et al*, 2011. Numerical investigations of seasonal and interannual variability of north pacific subtropical mode water and its implications for pacific climate variability. *Journal of Climate*, 24(11): 2648—2665
- Fofonoff N P, Millard R C, 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Science 44, UNESCO: Paris
- Fox-Kemper B, Menemenlis D, 2008. Can large eddy simulation techniques improve mesoscale rich ocean models? In: Hecht M W, Hasumi H eds. *Ocean Modeling in an Eddying Regime*. Washington: American Geophysical Union, 177: 320—337
- Good S A, Martin M J, Rayner N A, 2013. En4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 118(12): 6704—6716
- Guo Y Q, Lin X P, Wei M *et al*, 2018. Decadal variability of north pacific eastern subtropical mode water. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(9): 6189—6206
- Hanawa K, 1987. Interannual variations of the winter-time outcrop area of subtropical mode water in the western north pacific ocean. *Atmosphere-Ocean*, 25(4): 358—374
- Kubokawa A, Inui T, 1999. Subtropical countercurrent in an

- idealized ocean GCM. *Journal of Physical Oceanography*, 29: 1303—1313
- Kobashi F, Kubokawa A, 2012. Review on north pacific subtropical countercurrents and subtropical fronts: role of mode waters in ocean circulation and climate. *Journal of Oceanography*, 68(1): 21—43
- Kim S Y, Pak G, Lee H J *et al*, 2020. Late-1980s regime shift in the formation of the north pacific subtropical mode water. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(2): e2019JC015700
- Liu Q Y, Hu H B, 2007. A subsurface pathway for low potential vorticity transport from the central north pacific toward Taiwan Island. *Geophysical Research Letters*, 34(12): L12700
- Large W G, Morzel J, Crawford G B, 1995. Accounting for surface wave distortion of the marine wind profile in low-level ocean storms wind measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 25(11): 2959—2971
- Large W G, McWilliams J C, Doney S C, 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4): 363—403
- Large W G, Pond S, 1982. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12(5): 464—482
- Masuzawa J, 1969. Subtropical mode water. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 16(5): 463—472
- Mcdougall T J, 1987. Neutral surfaces. *Journal of Physical Oceanography*, 17(11): 1950—1964
- Menemenlis D, Campin J, Heimbach P *et al*, 2008. ECCO2: High resolution global ocean and sea ice data synthesis. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 31: 13—21
- Mantua N J, Hare S R, Zhang Y *et al*, 1997. A pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6): 1069—1080
- Newman M, Alexander M A, Ault T R *et al*, 2016. The pacific decadal oscillation, revisited. *Journal of Climate*, 29(12): 4399—4427
- Nishikawa S, Tsujino H, Sakamoto K, *et al*, 2013. Diagnosis of water mass transformation and formation rates in a high-resolution GCM of the North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3): 1051—1069
- Oka E, 2009. Seasonal and interannual variation of north pacific subtropical mode water in 2003—2006. *Journal of Oceanography*, 65(2): 151—164
- Qiu B, 2003. Kuroshio Extension variability and forcing of the Pacific decadal oscillations: Responses and potential feedback. *Journal of Physical Oceanography*, 33(12): 2465—2482
- Qiu B, Chen S M, 2005. Variability of the Kuroshio extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales. *Journal of Physical Oceanography*, 35(11): 2090—2103
- Qiu B, Chen S M, 2006. Decadal variability in the formation of the North Pacific subtropical mode water: oceanic versus atmospheric control. *Journal of Physical Oceanography*, 36(7): 1365—1380
- Qiu B, Chen S M, Hacker P, 2007. Effect of mesoscale eddies on subtropical mode water variability from the Kuroshio extension system study (KESS). *Journal of Physical Oceanography*, 37(4): 982—1000
- Qiu B, Chen S M, Schneider N *et al*, 2014. A coupled decadal prediction of the dynamic state of the Kuroshio extension system. *Journal of Climate*, 27(4): 1751—1764.
- Rainville L, Jayne S R, McClean J L *et al*, 2007. Formation of subtropical mode water in a high-resolution ocean simulation of the Kuroshio extension region. *Ocean Modelling*, 17(4): 338—356
- Stommel H, 1979. Determination of water mass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 76(7): 3051—3055
- Suga T, Hanawa K, 1990. The mixed-layer climatology in the northwestern part of the north pacific subtropical gyre and the formation area of subtropical mode water. *Journal of Marine Research*, 48(3): 543—566
- Suga T, Hanawa K, 1995. The subtropical mode water circulation in the north pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 25(5): 958—970
- Sugimoto S, Hanawa K, Watanabe T *et al*, 2017. Enhanced warming of the subtropical mode water in the North Pacific and North Atlantic. *Nature Climate Change*, 7(9): 656—658
- Seager R, Kushnir Y, Naik N H *et al*, 2001. Wind-driven shifts in the latitude of the Kuroshio—oyashio extension and generation of SST anomalies on decadal timescales. *Journal of Climate*, 14(22): 4249—4265
- Schneider N, Miller A J, Pierce D W, 2002. Anatomy of North Pacific decadal variability. *Journal of Climate*, 15(6): 586—605
- Sasaki Y N, Minobe S, Schneider N. 2013. Decadal response of the Kuroshio extension jet to Rossby waves: observation and thin-jet theory. *Journal of Physical Oceanography*, 43(2): 442—456
- Sukigara C, Suga T, Saino T *et al*, 2009. Subsurface primary production in the western subtropical north pacific as evidence of large diapycnal diffusivity associated with the subtropical mode water. *Ocean Science Discussions*, 6: 1717—1734
- Sukigara C, Suga T, Toyama K *et al*, 2014. Biogeochemical responses associated with the passage of a cyclonic eddy based on shipboard observations in the western north pacific. *Journal of Oceanography*, 70(5): 435—445
- Sugimoto S, Takahashi N, Hanawa K, 2013. Marked freshening of north pacific subtropical mode water in 2009 and 2010: influence of freshwater supply in the 2008 warm season. *Geophysical Research Letters*, 40(12): 3102—3105
- Trenberth K E, Hurrell J W, 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9(6): 303—319

- Taguchi B, Xie S P, Schneider N *et al*, 2007. Decadal variability of the Kuroshio extension: observations and an eddy-resolving model hindcast. *Journal of Climate*, 20(11): 2357—2377
- Yan Y F, Chassignet E P, Qi Y Q *et al*, 2013. Freshening of subsurface waters in the northwest Pacific subtropical gyre: observations and dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 43(12): 2733—2751
- Yu K, Qu T D, Dong C M *et al*, 2015. Effect of subtropical mode water on the decadal variability of the subsurface transport through the Luzon Strait in the western Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(10): 6829—6842
- Yu J J, Gan B L, Jing Z *et al*, 2020. Winter extreme mixed layer depth south of the Kuroshio extension. *Journal of Climate*, 33(24): 10419—10436
- Yasuda T, Hanawa K, 1999. Composite analysis of north Pacific subtropical mode water properties with respect to the strength of the wintertime East Asian monsoon. *Journal of Oceanography*, 55(4): 531—541
- Yamanaka G, Ishizaki H, Hirabara M *et al*, 2008. Decadal variability of the subtropical front of the western north Pacific in an eddy-resolving ocean general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C12): C12027

## DECADAL VARIATION OF SUBTROPICAL MODE WATER IN THE NORTH PACIFIC OCEAN AND ITS MECHANISM

DAI Qiu-Ting<sup>1</sup>, LIU Zi-Zhou<sup>1</sup>, LIU Cong<sup>2</sup>, ZHAI Fang-Guo<sup>1</sup>, GU Yan-Zhen<sup>1</sup>, LI Yuan-Jie<sup>3</sup>

(1. *Collage of Ocean and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*; 2. *Hainan Institute of Zhejiang University, Sanya 572000, China*; 3. *People's Liberation Army of China 75839 Unit, Guangzhou 510080, China*)

**Abstract** In recent years, many researches have been carried out on the decadal variation mechanism of subtropical mode water (STMW) in the northwest Pacific. However, the specific dynamic process of STMW is still unclear. Reanalysis data from particular simulation Cube92 of the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase II Project (ECCO2) were used to analyze decadal variation of STMW and its mechanism from 1992 to 2019. As one of the results, STMW formation volume shows significant decadal variation, and can be divided into positive abnormal periods (1992—1997, 2000—2005, 2011—2017) and negative abnormal periods (1998—1999, 2006—2010), which can be fully reflected in the late winter mixing layer in the formation region (133°—170°E, 30°—36°N). Meanwhile, thickness and area of STMW formation have the similar decadal variations. After composite analysis, we show that during the period of positive anomaly of STMW formation volume, there are remarkable negative anomalous characteristics of ocean pre-stratification and sea surface eddy kinetic energy (EKE) in the south area of KE upstream (132°—147°E, 30°—35°N) where STMW thickness or MLD significantly changed and followed by sea level elevation. Moreover, a quantitative analysis of the mixing layer formation volume is mainly conducted in this study and the results reveal that synchronous and sizable decadal variation exists between mixing layer formation volume and mixing layer bottom entrainment, which is regulated by ocean pre-stratification and has no relation with air-sea formation rate variation. Enhanced (weak) pre-stratification dramatically hinders (facilitates) the mixing layer deepening in late winter by adjusting the entrainment process of the winter mixing layer bottom in the STMW formation region, so as to reduce (increase) STMW formation volume, area, and thickness. Subsequently, further analysis showed that the decadal signal is regulated by Pacific decadal oscillation (PDO) related wind stress curl anomaly in the northeast Pacific (130°—162°W, 20°—50°N) remotely.

**Key words** mode water; sea surface height; stratification; eddy kinetic energy; Pacific decadal oscillation