

王艺珊, 夏瑞彬. 副热带东北太平洋混合层深度及潜沉率季节循环对全球变暖的响应[J]. 海洋学报, 2022, 44(10): 35–48, doi:10.12284/hyxb2022202

Wang Yishan, Xia Ruibin. Responses of seasonal cycles of the mixed layer depth and subduction rate to global warming in the subtropical Northeast Pacific[J]. Haiyang Xuebao, 2022, 44(10): 35–48, doi:10.12284/hyxb2022202

副热带东北太平洋混合层深度及潜沉率季节循环对全球变暖的响应

王艺珊¹, 夏瑞彬^{1,2*}

(1. 南京信息工程大学海洋科学学院, 江苏南京 210044; 2. 南京信大安全应急管理研究院, 江苏南京 210044)

摘要: 本文利用第五次国际耦合模式比较计划 (CMIP5) 中的地球系统模式 (ESM2M), 结合 Argo 观测数据和由 Ishii 等整理的再分析数据集, 分析现在气候背景和辐射强迫极端增强下副热带东北太平洋海域 ($10^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{W}$) 混合层深度 (MLD) 和潜沉率的季节变化特征, 研究其对全球变暖的响应。在现在气候背景下, 二者最大值均出现在冬季。潜沉率的主要贡献项存在显著的季节变化差异, 1–5 月主要受侧向潜沉率的变化控制, 6–12 月则由风应力旋度导致的埃克曼抽吸速度变化主控。全球变暖后, 季节循环信号的主控要素不变。但受风应力旋度等要素变化的影响, 各季节的 MLD 减小, 大值区范围收缩。由于冬季减小幅度远大于夏季, MLD 季节波动幅度 (振幅) 显著变小。长期看, MLD 呈现持续变浅的趋势, 其空间不均匀性减弱引起的 MLD 锋面减弱是控制侧向潜沉率减弱, 最终导致总潜沉率减弱的关键。由于埃克曼抽吸速度的季节变化信号对全球变暖的响应较小, 因此总潜沉率在冬季受全球变暖的影响最为强烈。上述结果表明, 构成潜沉率的两个关键要素对总潜沉率的贡献比例是随着季节变化而改变的: 冬季 MLD 锋面强盛时期, 侧向潜沉率的影响将显著增强。全球变暖前后二者截然不同的变化会显著改变潜沉率的季节循环振幅, 可能对该区域模态水的形成和输运产生深远的影响。

关键词: 混合层深度; 潜沉率; 副热带东北太平洋; 全球变暖

中图分类号: P722; P733.1

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2022)10-0035-14

1 引言

海洋混合层将大气和深海紧密联系起来, 在气候变化中起到了至关重要的作用。副热带东北太平洋海域 ($10^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{W}$) 海洋潜沉过程和模态水形成显著, 是将副热带大气信号输入海洋并输送至热带太平洋的关键海区之一。全球变暖通过海温影响海洋层结, 对海洋混合层深度 (Mixed Layer Depth, MLD) 和潜沉过程具有显著影响, 进一步作用于其他

海洋现象, 因此研究该区域的混合层和潜沉过程在全球变暖背景下的变化具有十分重要的意义。

1.1 混合层深度

混合层是沟通底层大气与深层海洋的过渡层, 是大气与海洋进行物质交换的重要通道, 主要受海气界面风应力、浮力通量等要素影响, 通常被认为是海洋上层温度、盐度和密度垂向准均匀分布的层次。该层深度即 MLD, 是反映混合层性质的要素之一, 受海面热量、动量和淡水通量变化的直接调控, 其变化在

收稿日期: 2021-12-04; 修订日期: 2022-07-13。

基金项目: 国家自然科学基金青年科学基金 (41606217); 自然资源部海洋环境信息保障技术重点实验室开放基金。

作者简介: 王艺珊 (2001—), 女, 山东省威海市人, 主要从事物理海洋学方面的研究。E-mail: 201983450039@nuist.edu.cn

* 通信作者: 夏瑞彬, 主要从事物理海洋学、海气相互作用研究。E-mail: xiarb@nuist.edu.cn

海气相互作用中发挥着十分重要的影响^[1]。

混合层以其拥有的极高研究价值吸引了众多学者的目光^[2-4],在对诸如海气热交换^[5]、次表层通风效应^[6-7]和水团的形成等方面进行了长期的研究与探索。在海洋生态学领域,海洋中的初级生产力也与混合层底部的营养物、浮游植物的通量以及光可用性的调节有关。此外,混合层变化还对海洋潜沉过程及模态水的形成起到了至关重要的控制作用,世界各大洋的模态水形成区域都与冬季 MLD 大值区重合^[8-9]。

综合来说,计算 MLD 的方法大致可以分为 4 类:第 1 类是密度差法,利用混合层密度分布均匀的特征,常用的密度有 0.03 kg/m^3 、 0.1 kg/m^3 和 0.125 kg/m^3 ^[10];第 2 类是温差法,利用混合层温度分布均匀的特征,例如以 0.1°C 为温差范围测算 MLD^[11];第 3 类为梯度法,又分为温度梯度法和密度梯度法,即计算海洋上层超过温度或密度阈值的深度^[1];第 4 种是混合法,综合以上 3 种方法,先提取 MLD 一般形状,找到对应的海洋物理要素,再通过梯度法计算组合出一套适当的 MLD,这个方法最准确,但计算量大^[12]。

在季节循环时间尺度上,不同海域混合层的形成机制不完全相同,且存在着非常显著的季节变化。利用 Kraus 和 Turner^[13] 的混合层模式及 Qiu 和 Kelly^[14] 对黑潮延伸体中的混合层热平衡进行研究,结果表明该区域 MLD 产生季节循环的主要原因是热通量的季节变化。Qiu^[15] 则在 2002 年进一步给出了可以定量地表示海洋上混合层温度和厚度变化的物理过程的方程组。近些年,通过对印度洋季节内 MLD 变化的分析,Keerthi 等^[16] 认为,夏季赤道东印度洋 MLD 的季节内变化主要受夏季风的活动/破碎对流位相影响,而冬季热带季节内振荡则驱动了东赤道印度洋 MLD 的大部分季节内变化。Chen 等^[17] 则通过对第五次国际耦合模式比较计划 (Coupled Model Intercomparison Project 5, CMIP5) 多模式模拟结果偏差原因进行探究,发现引入由非破碎面波引起的垂直混合,可以改进亚热带地区南、北方冬季 MLD 的模拟效果。对于具有较强特殊性的南大洋海域, Panassa 等^[18] 发现其 MLD 的风致变化超过了温度致变化,大西洋和印度洋扇区夏季 MLD 呈加深趋势,对大气强迫表现出纬向非对称响应特征。之后 Alraddadi 等^[19] 利用两年期红海中部 Argo (Array for real-time geostrophic oceanography) 浮标数据研究了该地区的 MLD 变化,发现同样存在明显的冬夏季季节性变化规律。

此外,最新研究表明海洋涡旋对 MLD 季节变化也具有显著影响。Gaube 等^[20] 通过 Argo 浮标对具有

水文剖面的中尺度涡旋同步卫星观测进行了全球分析,发现调节 MLD 的程度与涡旋的海面高度振幅线性相关,且涡旋引起的 MLD 异常幅度在冬季达到最大值。类似地, Wang 等^[21] 利用观测结果与地球模拟器海洋模式进行对比,发现涡流传播是 MLD 浅化的主要原因,且涡旋潜沉过程对北太平洋副热带东部模态水潜沉和输运具有重要意义。

依据前人经验,世界大洋 MLD 变化在各时间尺度上存在显著差异,但均呈现冬季加深、夏季变浅的季节变化特征,且在近海地区尤为显著。本文研究的副热带东北太平洋海区 ($10^\circ\sim 40^\circ\text{N}$, $110^\circ\sim 160^\circ\text{W}$),就存在一个冬季 MLD 大值区^[22]。Ohno 等^[23] 曾基于 Argo 观测数据对北太平洋 MLD 进行分析,结果表明,在 20°N 以北地区发现较大混合层季节变化,7 月、8 月 MLD 较浅,不足 30 m,10 月东部混合层初步加深,至 12 月 20°N 以北区域为 MLD 大值区,深度超过 80 m, 20°N 以南地区 MLD 不明显,晚冬 (2-3 月) 达到深度最大值。Xia 等^[24-26] 的一系列工作给出了与上述类似的结论,并重点聚焦于全球气候变暖现象对 MLD 气候态分布差异的影响,证明全球变暖后在多个模式结果中均出现了冬季 MLD 变浅、大值区范围缩小的情况,这与风应力旋度变化、海洋平流、海气热通量变化等诸多因素有着密不可分的联系。基于这一系列工作,扩展分析整个季节循环信号的响应,对比评估与单纯冬季混合层响应的差异,是本文的关键之一。此外,前人对该区域 MLD 年际及年代际变化也进行了深入研究。在北太平洋,最显著的年际及年代际变化是太平洋年代际振荡 (Pacific Decadal Oscillation, PDO)^[27-28], Toyoda 等^[29] 利用全球海洋再分析集合的 EOF 分析对北太平洋冬季进行了年际-年代际变化研究,证明了 MLD 和潜沉率变化的时间演变与 PDO 指数相关。MLD 在年际-年代际尺度上对全球变暖的响应,是我们下一步的关注重点之一。

1.2 潜沉率

潜沉是海洋上混合层中混合较为均匀的低位势涡度海水下沉至海洋跃层的重要过程。浮露与潜沉过程相反,主要发生在混合层由浅变深的过程中。二者均是温跃层通风的关键过程,具有重要的研究意义, Huang 和 Qiu^[22] 指出潜沉率是探索风生环流垂直结构的关键要素。潜沉率由侧向潜沉率和垂直抽吸率两项组成,通常被认为是由大尺度风应力变化和海气界面的热通量变化决定。但在不同条件下,影响潜沉率的主导要素有所差异, Xia 等^[25-26] 研究表明,在东北太平洋副热带海区,侧向潜沉率和垂直抽吸率两项

对总潜沉率的贡献均不可忽略。

在东北太平洋副热带海区,存在一个显著的温盐密度垂向均匀的模式水团:北太平洋副热带东部模式水(the Eastern Subtropical Mode Water, ESTMW)^[30]。ESTMW形成后在跃层中随着副热带环流向低纬度移动,通过内部运输过程连接东北太平洋的副热带和热带地区,对东太平洋中低纬度区域的海洋层结、环流和通风过程具有重要影响^[31]。ESTMW的形成直接受到该区域混合层和潜沉过程的控制,因此对潜沉率变化和形成机制的探索是研究模式水成因的关键。

近年来,全球变暖通过海温影响海洋层结,改变MLD及潜沉过程,进而引发其他海洋现象变化的情况受到广泛关注,如Richards等^[32]就发现全球变暖可能会通过改变MLD间接影响海洋亚中尺度现象。随着近些年国际耦合模式比较计划的发展,关于MLD的研究也得以扩展到对未来情况的预估,然而目前的研究成果多集中于副热带西部海区,对东部海区的全年变化规律研究较少。如Xia等^[25-26]利用CMIP5模式结果,研究了东北太平洋副热带MLD和潜沉率对全球变暖的响应情况,结果表明,全球变暖后东北太平洋副热带海区总潜沉率的变化主要源自MLD锋面控制的侧向潜沉率的变化。由于潜沉过程主要发生在混合层加深和急遽变浅的冬春季节,上述研究结果也都是基于冬春季节分析的,缺少对整个季节循环信号响应的探究,其他季节潜沉过程对全球变暖响应变化尚不清楚。

因此本文将结合观测数据与CMIP5耦合模式,首先评估模式结果在季节循环信号上的可信度;然后通过辐射强迫实验结果模拟全球变暖背景,详细分析副热带东北太平洋MLD和潜沉过程季节循环信号对全球变暖的响应。此外,季节循环信号的长期演变规律如何?其振幅有无波动?这也是一个非常有趣值得探究的问题。本文的研究区域为10°~40°N, 110°~160°W的副热带东北太平洋区域,如无特殊标注,则默认本文中空间分布图均为该经纬度范围。

2 数据及方法

2.1 资料介绍

本研究中使用的观测数据包含以下几个部分。

Argo数据:Argo计划于1998年提出,从2000年开始布放,用于观测2000 m以浅海区的温度和盐度剖面。目前,全球海洋中漂浮着3000多个Argo浮标,平均约3°×3°的网格内,就有1个Argo浮标。本文使用克利普斯海洋研究所发布的月平均网格化

产品(<http://apdr.c.soest.hawaii.edu/>),其水平分辨率为1°×1°,垂向共58层(0 m、5 m、10~200 m每10 m一层、200~500 m每20 m一层、500~1300 m每50 m一层、1300~1900 m每100 m一层、底层1975 m),时间覆盖为2004年1月至2021年3月。

逐月温度客观分析数据:由Ishii等^[33]根据观测整理的再分析数据集,又称Ishii数据,提供了编制抽样误差和统计误差的输入数据源以及相关量化的详细信息,是对现场观测的每月客观分析,水平分辨率为1°×1°,涵盖了1945~2012年期间,海平面至1500 m深处全球海洋温盐数据(<https://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/>),垂向共23层(0 m、10 m、20 m、30 m、50~300 m每25 m一层、300~1500 m每100 m一层)。

气候模式选用由美国国家海洋大气研究中心的地球流体动力实验室(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL)提供的地球系统模式(Earth System Model, ESM2M),是CMIP5中的一个全球海洋-大气-陆地-冰层耦合模式^[34-35]。ESM2M基于GFDL's Modular Ocean Model version 4.1版本代码构建海洋模式部分,采用压力坐标方式,共计50层,水平分辨率为1°×1°。本研究采用历史实验(historical, 20世纪全强迫模拟)和典型浓度情景(RCP 8.5)实验结果,表征当前背景下和全球极端变暖后的气候态情况。选择模拟辐射强迫极端增强的RCP 8.5实验是为了更明显地表现全球变暖的效应,实际情况可能并不会如实验般显著。GFDL-ESM2M数据下载来自GFDL官方网站(<http://www.gfdl.noaa.gov/earth-system-model/>)。

2.2 基本数据处理方法

2.2.1 混合层深度

截至目前,MLD还没有完全统一的计算方法,通常会选择温度或密度进行判断。结合海域实际情况及前人研究可知,副热带东北太平洋海域MLD的变化对位势密度为0.03~0.1 kg/m³范围临界值选择不敏感^[25],因此本研究采用的MLD定义为:在同一个水平计算网格点,垂直方向上位势密度与海洋表层的位势密度相差0.1 kg/m³时所对应的深度^[36]。在3.1节中,我们也通过该区域温度、盐度、密度剖面综合确认了本文采用的MLD定义方法是较为准确的。

2.2.2 潜沉率

为了分析长时间尺度下的潜沉过程,本文潜沉率的计算采用平均潜沉率的计算方式^[37-39],其公式为

$$S_{\text{mean}} = -\bar{u}_m \cdot \nabla h_m + w_e. \quad (1)$$

该公式是在Cushman-Roisin^[40]提出的公式的基础上进行时间平均的结果。平均潜沉率主要由两项

构成, 第一项 $-\bar{u}_m \cdot \nabla h_m$ 表示侧向潜沉率, \bar{u}_m 表示混合层底的水平流速, h_m 为 MLD, 该项与副热带东北太平洋冬季 MLD 的水平分布差异及海水水平流速有关, 因此也被称为 MLD 平流。第二项 w_e 则代表混合层底垂直速度, 根据 Huang 和 Qiu^[22]的研究发现, 在副热带东北太平洋地区埃克曼抽吸速度与该项相差不大, 因此本文选择埃克曼抽吸速度近似表示混合层底垂直速度。埃克曼抽吸速度主要反映海面风旋度对潜沉的直接贡献, 定义为^[41]

$$w_e = \frac{\nabla \times \bar{\tau}}{\rho_0 f}, \quad (2)$$

式中, $\bar{\tau}$ 为海面(10 m)风应力; f 为科氏参数; ρ_0 为海水参考密度, 取常数 1 024 kg/m³。

3 副热带东北太平洋混合层及潜沉率在历史气候背景下的季节变化

本节首先对 Argo 观测数据中依据本文定义的 MLD 方法进行了评估。其次, 为了能够更加真实客观地反映 MLD 的季节性变化, 减少误差, 本文还采用了 Ishii 观测数据集, 与 GFDL-ESM2M 对比, 评估模式结果在模拟 MLD 季节循环信号上的准确性, 分析当前气候背景下 MLD 和潜沉过程的季节变化特征。

3.1 现在气候背景下混合层深度在观测数据中的季节变化

为了确定更加精准的 MLD 定义方法, 本小节对 Argo 数据集中自带的 MLD(图未展示)与本文定义方

法计算的 MLD 季节变化(图 1)进行了对比分析: 两者具有十分相似且显著的季节变化特征。在深冬(2-3 月), MLD 达到最大值, 约 135 m, 偏北部海区(25°~35°N, 120°~150°W)出现倒“T”型大值核心区, 中心深四周浅, 北、东、西 3 个方向浅化速度较慢, 向南迅速变浅(图 1b, 图 1c)。自 3 月起, MLD 逐步变浅, 7 月不足 30 m, 达到最小值(图 1c 至图 1g)。10 月 MLD 初步加深至达到最大值(图 1j 至图 1l)。上述季节变化特征均与前人研究结果类似^[7, 42], 这初步证明了本文 MLD 定义方法的准确性。

但这两种结果仍存在一定差异: 本文定义计算的 MLD 较浅, 大值核心区空间范围较小, 其中冬季差异最明显。为了能直观反映不同定义下 MLD 与海域实际情况的吻合程度, 本文选取 2 月 MLD 大值核心区(27.5°~29.5°N, 137.5°~139°W), 对各要素进行空间平均, 绘制温度、盐度、密度剖面图(图 2)。如图 2 所示, 两种 MLD 结果差异不大, 本文定义 MLD 区域平均值(130 m)比数据集(136 m)约低 4%, 但却更贴合温度、盐度、密度剖面分布(图 2), 更符合 MLD 的定义, 因此本文选定该定义进行后续研究。

为减小 MLD 季节变化特征的误差, 本文引入另一组数据——Ishii 数据。受篇幅影响, 在此只展示 MLD 变化较大的 1-4 月(图 3a 至图 3d): 与 Argo 数据相同, Ishii 数据中的东北太平洋副热带区域 MLD 也具有显著且极为相似的季节变化特征。而差异主要体现在 MLD 数值大小及分布面积上: 2-3 月, Ishii

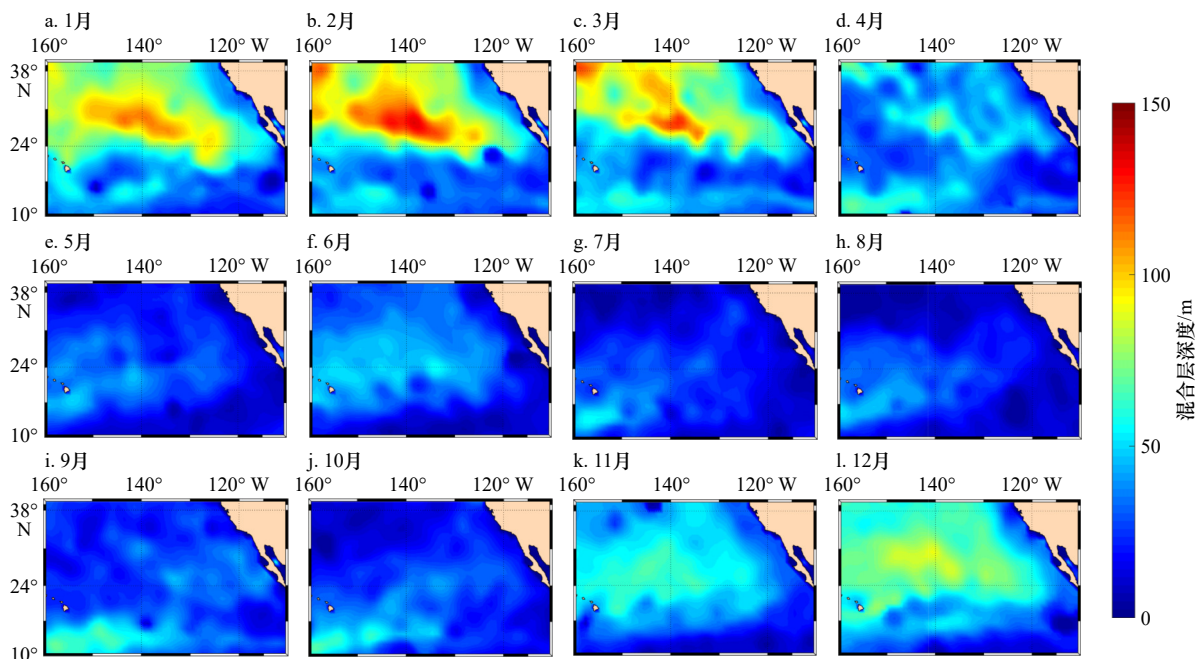


图 1 Argo 观测数据混合层深度的季节变化

Fig. 1 The seasonal variation of mixed layer depth from the Argo dataset

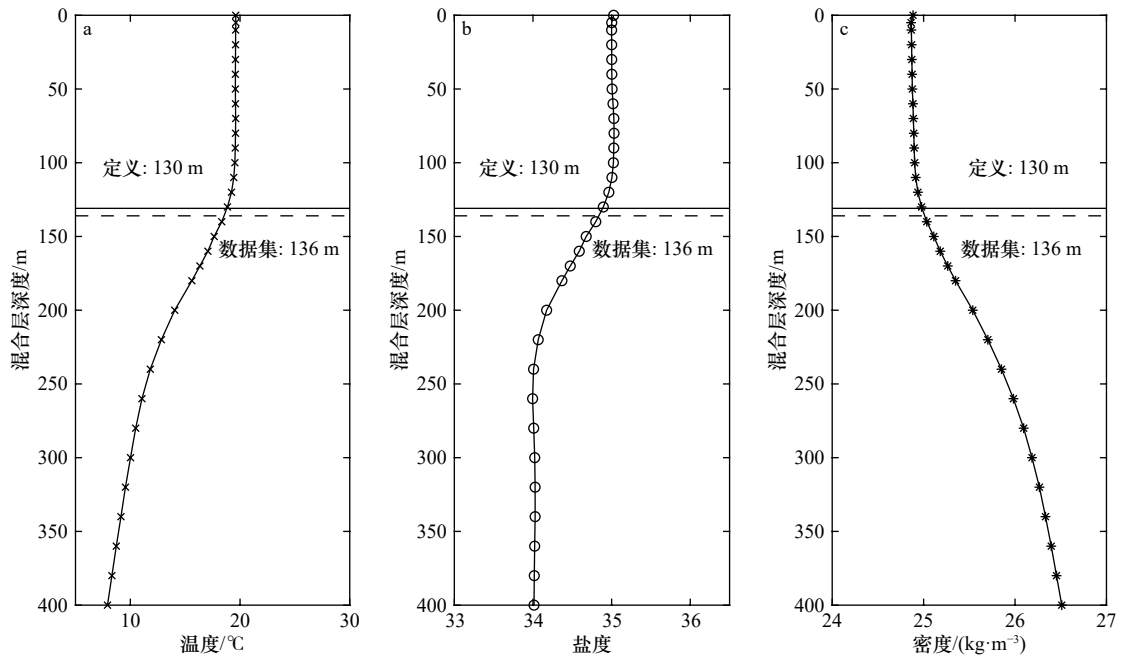


图2 2月份 Argo 数据空间平均的温度、盐度和密度垂直廓线与混合层深度

Fig. 2 Vertical profile of thermohaline, density and mixed layer depth from Argo dataset in February

选取混合层深度大值范围为 27.5°~29.5°N, 137.5°~139°W; 自定义混合层深度为水平实线, 数据集自带混合层深度为水平虚线

The range of the maximum mixed layer depth is 27.5°~29.5°N, 137.5°~139°W; the solid horizontal line is the customized mixed layer depth, the dashed horizontal line is the built-in mixed layer depth of the dataset

数据(图 3b, 图 3c)平均 MLD 明显超过 Argo 数据(图 1b, 图 1c), 最大值达到 154 m, 相差约 20 m, 大值核心区空间面积扩大, 约为 Argo 数据的 1.5 倍, 倒“T”型区域

更加明显(图 3b); 其余季节也发生了 MLD 加深的情况, 尤其在 4 月份出现了小范围的大值核心区, 最大值逼近 120 m(图 3d)。

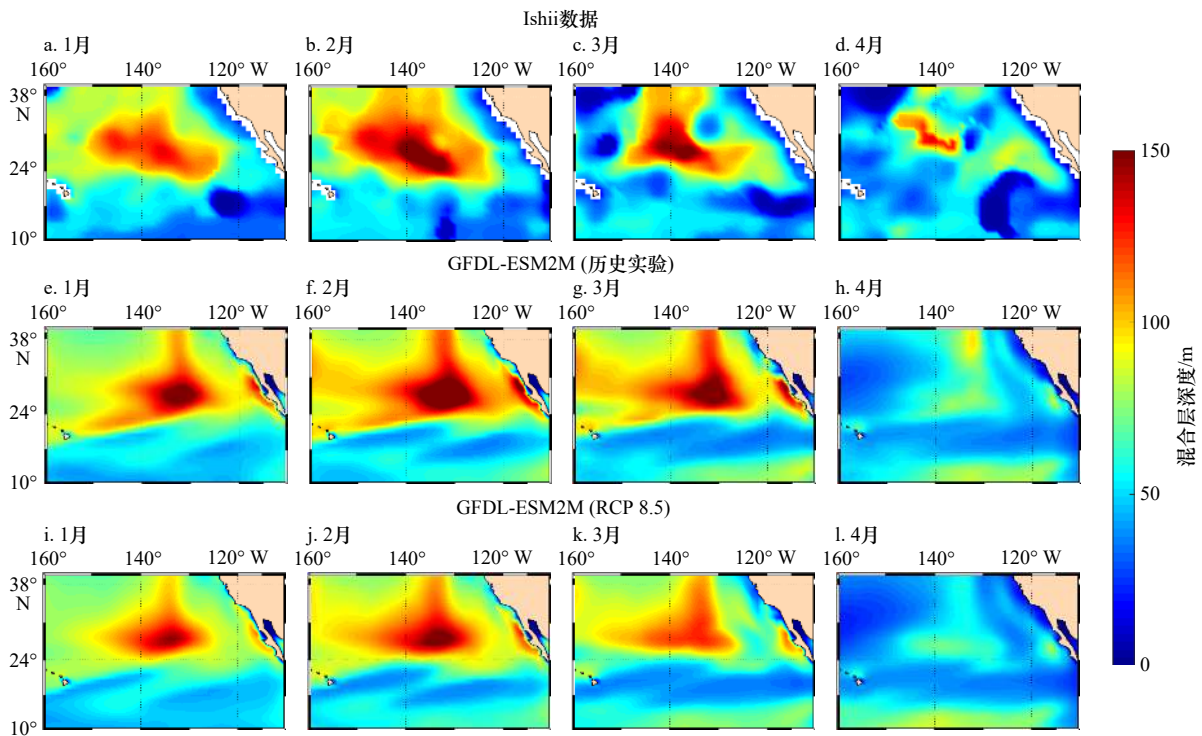


图3 副热带东北太平洋海域混合层深度

Fig. 3 Mixed layer depth in the subtropical Northeast Pacific area

3.2 现在气候背景下 GFDL-ESM2M 模拟混合层深度和潜沉率的季节变化

为了探究在全球变暖前后长时间尺度下该区域 MLD 和潜沉率的季节循环变化,本文对比了该海域现在气候背景下 MLD 的观测和各模式模拟结果,参考前人研究结果^[25-26],参考模式最终选用了 GFDL-ESM2M。受篇幅影响,在此仅对 MLD 变化显著的 1-4 月进行展示(图 3e 至图 3h),详细的季节变化情况见图 4。上述数据表明, GFDL-ESM2M 历史实验的模拟效果与前人结果类似^[36,43],所得 MLD 季节变化特征与观测结果基本保持一致,年平均值介于两观测数据之间。在 MLD 较浅的 4-9 月,模拟结果与 Argo 数据更加匹配,月均误差不足 1 m,与 Ishii 数据存在较大差异,月均误差约为 15 m,占此时 MLD 的 37.5%。而在 MLD 较深的 1-3 月,模拟数据显著加深,相比 Argo 数据增大约 20%,相比 Ishii 数据增大约 5%(图 4),能明显辨别出倒“T”型大值核心区(图 3f,图 3g)。

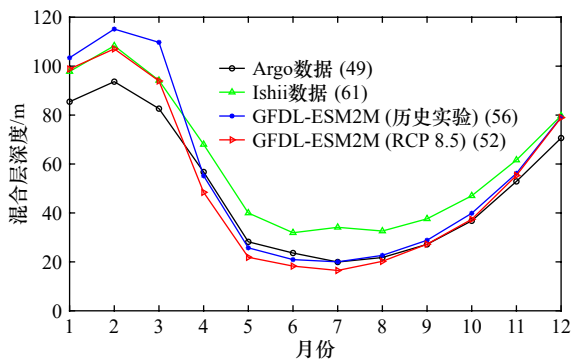


图 4 混合层深度的季节变化

Fig. 4 Seasonal variation of the mixed layer depth

取值范围为 25°~35°N, 120°~150°W; 图例中数字表示该数据或模式结果的年平均混合层深度

The range is 25°-35°N, 120°-150°W; the numbers in the legend represent the annual mean mixed layer depth in the observation data or model simulation

综上,模式模拟结果与实际观测相比,虽然存在少量误差,但海域季节变化特征极为吻合,证明 GFDL-ESM2M 在该海域具有优秀的模拟效果。1-3 月存在的深化现象,则说明 GFDL-ESM2M 中令冬季 MLD 加深的内部机制较强,会放大潜沉信号,有助于对潜沉率的分析^[25-26]。

针对潜沉率在现在气候背景下的季节变化特征,本文通过 GFDL-ESM2M 对海域潜沉率、侧向潜沉率和埃克曼抽吸速度进行模拟结果展示(图 5 为潜沉率差距较大、空间分布出现明显差异的 2 月和 7 月,其余月份未展示)。据模拟结果所示,潜沉率存在非常显著的季节变化特征:10 月开始升高,2 月达到最大值,

约为 8×10^{-6} m/s, 出现一条明显的带状分布(21.5°~23.5°N, 135°~145°W)特征^[25], 该带状区域与密集等值线所代表的 MLD 锋面匹配极好,暗示了 MLD 锋面控制的侧向潜沉率对该区潜沉率的贡献(图 5a); 3 月起逐步降低,9 月达到最小值,约为 1×10^{-6} m/s, 5-10 月区域平均潜沉率基本维持在 1×10^{-6} ~ 2×10^{-6} m/s。侧向潜沉率的大值核心区季节变化特征与潜沉率基本一致,仅存在数值差异,最大值为 2 月的 6×10^{-6} m/s(图 5b),这再次证明了 MLD 锋面的重要性。除狭窄的大值核心区外,侧向潜沉率在大多数区域并没有表现出明显的季节变化,在最大值 2 月、最小值 7 月均维持在 0 值附近(图 5b,图 5h),可见侧向潜沉率对总潜沉率的影响具有显著的局地差异性。埃克曼抽吸速度的季节变化较为平缓:冬季最大,夏季最小,最大值为 12 月的 4×10^{-6} m/s,从 2 月开始减弱,比总潜沉率和侧向潜沉率的衰减时间提前约 1 个月。冬季出现较大近圆形大值区(图 5c),与当地风应力旋度相对应^[24]。

上述特征已经初步体现出不同季节控制总潜沉率变化的主要因素存在差异。为了更加准确地划分侧向潜沉率和埃克曼抽吸速度变化对潜沉率大小影响的主要控制季节,选取潜沉率大值核心海域,绘制区域平均季节变化(图 6)。结合图 5 中的空间分布情况可知,6-12 月总潜沉率与埃克曼抽吸速度的季节变化几乎一致:6 月开始减小,9 月达到最小值,再持续增大至 12 月(图 6,蓝绿实线);1-5 月总潜沉率与侧向潜沉率季节变化特征更为相似:2 月达到全年最大值,后持续减小(图 6,蓝红实线)。且侧向潜沉率在 5-11 月基本在 1×10^{-6} m/s 以下(图 6,红色实线),此时小于埃克曼抽吸速度,而冬季则显著大于埃克曼抽吸速度。

综上,在现在气候背景下,该区域的 MLD 和潜沉率均存在秋冬加深,春夏变浅,冬季达到最大值且存在大值区的显著季节变化特征,这与前人研究^[25]中该区域的潜沉过程强烈受控于 MLD 的变化结论相符。同时,潜沉率的主要贡献项存在明显的季节变化差异:1-5 月影响总潜沉率空间分布及控制变化的主要因素为受 MLD 锋面控制的侧向潜沉率^[24],6-12 月主要因素则改为由风应力旋度导致的埃克曼抽吸。

4 副热带东北太平洋混合层及潜沉率在辐射强迫极端增强下的季节变化

本节重点利用 GFDL-ESM2M 的 RCP 8.5 实验结果模拟全球变暖后的变化,分析副热带东北太平洋区域混合层和潜沉过程的季节变化特征。结合第 3 节

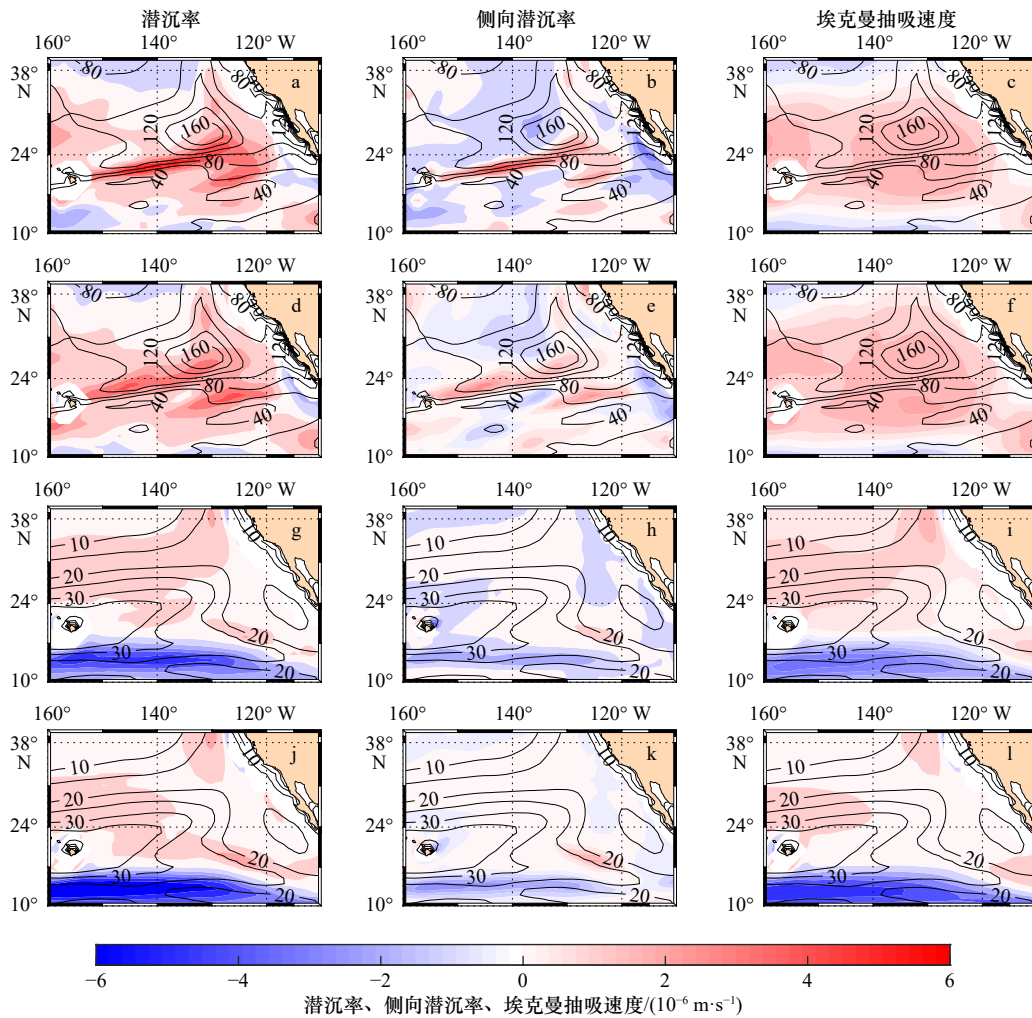


图5 辐射强迫极端增强前后潜沉率(左)、侧向潜沉率(中)、埃克曼抽吸速度(右)对比图

Fig. 5 Subduction rate (left), lateral induction rate (center) and Ekman pumping velocity (right) before and after the enhancement of radiative forcing

a-c. 2月历史实验; d-f. 2月辐射强迫极端增强情景实验(RCP 8.5); g-i. 7月历史实验;

j-l. 7月辐射强迫极端增强情景实验(RCP 8.5); 等值线为混合层深度, 单位: m

a-c. The historical experiments in February; d-f. the representative concentration pathway climate forcing scenarios experiments (RCP 8.5) in February; g-i. the historical experiments in July; j-l. the representative concentration pathway climate forcing scenarios experiments (RCP 8.5) in July; the contour is mixed layer depth, unit: m

现在气候背景下的结论, 给出辐射强迫极端增强前后MLD和潜沉率季节循环信号的差异性。

4.1 RCP 8.5 实验下 GFDL-ESM2M 模式模拟混合层深度和潜沉率的季节变化

图3i至图3l为利用GFDL-ESM2M进行RCP 8.5实验对MLD的模拟结果(只展示1-4月), 季节变化特征与历史实验模拟结果(图3e至图3h)基本一致, 但各月MLD均出现显著变浅现象。这种特征在空间平均的时间序列(图4)中更加明显。RCP8.5模拟结果(图4, 红线)的季节变化特征显著, 与历史实验模拟结果(图4, 蓝线)基本一致, 但前者存在全季节、全观测范围海域浅化现象。这一结果在以往的研究中已

有体现, 例如Luo等^[36]在分析IPCC-AR4(2007)中11种气候模式的CO₂倍增实验发现: 温室气体的增加会改变太平洋上层海洋层结, 使混合层变浅。Liu等^[44]研究发现, 全球变暖会增强中纬度海洋的SST季节循环, 迫使海表面通过增温令年平均MLD浅化。值得注意的是, MLD的浅化趋势在冬季尤为严重。这一信号表明冬季潜沉率的变化可能非常剧烈, Xia等^[26]研究正给出了这一结果。而本文则将进一步分析这种MLD季节循环振幅(年极值差)的差异对潜沉率季节循环信号的影响。

GFDL-ESM2M中RCP 8.5实验模拟结果中, 总潜沉率存在明显的季节变化特征(图5, 图6): 秋季增

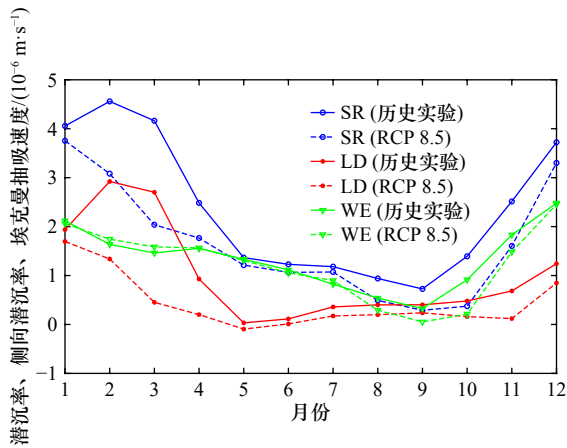


图6 潜沉率(SR)、侧向潜沉率(LD)与埃克曼抽吸速度(WE)季节变化

Fig. 6 Seasonal variation of subduction rate (SR), lateral induction rate (LD) and Ekman pumping velocity (WE)

潜沉率大值区范围为 $21.5^{\circ}\sim 23.5^{\circ}\text{N}$, $135^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{W}$

The range of large subduction region is $21.5^{\circ}\sim 23.5^{\circ}\text{N}$, $135^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{W}$

大, 1月达到最大值, 约为 $3.8\times 10^{-6} \text{ m/s}$, 春季开始减小, 夏季最小; 冬季存在狭长的带状大值区(图 5d, 图 6 蓝色虚线, $21.5^{\circ}\sim 23.5^{\circ}\text{N}$, $135^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{W}$)。侧向潜沉率最大值出现在 1 月, 约为 $1.8\times 10^{-6} \text{ m/s}$ 。除冬季存在大值狭长带外, 多数区域没有明显季节变化, 全年维持在 0 值附近(图 5e, 图 6 红色虚线)。与侧向潜沉率相比, 埃克曼抽吸速度不存在明显的季节变化, 冬季大值区域面积大, 近乎为圆形。侧向潜沉率均位于 $2\times 10^{-6} \text{ m/s}$ 以下, 几乎全年小于埃克曼抽吸速度(图 5f, 图 6 绿色虚线)。

与现在气候背景结果类似, 辐射强迫极端增强背景下, 总潜沉率在不同季节的主导因素同样存在差异。1-5 月, 总潜沉率与侧向潜沉率的季节变化特征更为相似: 持续降低(图 6, 蓝红虚线); 6-12 月, 与埃克曼抽吸速度保持几乎一致的变化趋势: 6 月逐渐减小, 9 月达到最小值后增大, 持续增大至 12 月(图 6, 蓝绿虚线)。结合空间分布, 在 RCP 8.5 实验中 1-5 月, 总潜沉率的变化主要受控于侧向潜沉率, 与前人专门聚焦冬季的研究结果一致^[24]; 6-12 月, 埃克曼抽吸速度对于总潜沉率的变化影响贡献更显著。

4.2 辐射强迫极端增强前后季节循环信号的差异

通过对比历史实验与 RCP 8.5 实验结果可知, 全球变暖前后 MLD 的季节变化特征基本保持一致(图 4)。但辐射强迫极端增强后, MLD 显著浅化, 其中 3 月受影响强烈, 区域平均值减少约 20 m, 占当前总深度的 20%, 其他季节浅化现象较小。冬季倒“T”型大值核心区面积大幅度减小, 2 月区域面积缩小了 60%, 3 月面积降为 0(图 3g, 图 3k)。因此, 在辐射强

迫增强情况下, 虽然季节变化特征基本一致, 但 MLD 存在普遍浅化现象, 冬季尤为突出。

而 MLD 的变化与海气热通量变化、淡水通量变化及风应力旋度变化等诸多因素有着密不可分的联系, 根据辐射强迫增强前后数据分析(图 7, 海气热通量变化及淡水通量变化图未展示)可知: 海洋吸热增多, 海气表面热通量变化存在显著季节差异, 9 月至翌年 2 月对应的 MLD 核心区域表面热通量显著减弱, 表层降温, 抑制海洋分层作用, 有利于混合层的形成, 对冬季 MLD 在全球变暖后变浅起抑制作用, 其余季节则起到促进作用; 淡水通量变化主要分为两部分, 冬春季(12 月至翌年 5 月)海区内靠近极地侧吸收水分增多, 夏秋季(6-11 月)靠近赤道侧吸收水分增多, 其余区域在全球变暖后吸收水分减少。而 MLD 核心区域全年对应吸收水分减少, 盐度降低, 促进海洋分层作用, 不利于混合层的形成, 对核心区域的 MLD 在全球变暖后浅化起到促进作用, 但结合前人研究结果^[25], 淡水通量变化较小, 对混合层的形成影响微弱, 并不作为主要作用机制; 据图 7 所示, 我们关注的混合层大值区向下的风应力旋度减小, 风的搅拌作用减弱, 温、盐度等混合不均匀, 抑制了混合层的形成, 对全球变暖后混合层浅化做出贡献。特别值得注意的是, 该区域的风应力旋度变化存在明显的季节特征, 秋冬季显著减弱, 1 月达到最小值, 且存在与 MLD 显著变化区域重合的冬季变化小值核心区, 春夏季减弱幅度较小, 甚至出现小范围正值增大区, 这在季节及空间分布上与辐射强迫极端增强前后 MLD 变化存在着极为相符的特征, 说明风应力旋度变化在全球变暖后混合层及潜沉过程变化中起主要作用, 与前人研究结果一致^[24-26], 详细物理机制预计将在后续研究中进行更加完善的分析。

受 MLD 季节循环变化的影响, 辐射强迫增加后, 潜沉过程也会产生相应的差异。与历史实验相比, RCP 8.5 实验中的冬季侧向潜沉率大幅度下降, 2 月降低了 $1.5\times 10^{-6} \text{ m/s}$, 约占对应历史实验的 50%, 3 月则降低了近 80%, 最大值提前至 1 月, 冬季狭长带状核心区的最大值降至 $3\times 10^{-6} \text{ m/s}$, 区域面积向西向南方向收缩, 区域特征性减弱(图 5d, 图 6 红线)。但除冬季外, 辐射强迫极端增强并未造成显著影响, 季节变化特征不变(图 5, 图 6 红线)。埃克曼抽吸速度受辐射强迫增强影响较小, 仅产生微小波动(图 6 绿线), 且总潜沉率在冬季的变化特征与侧向潜沉率高度一致, 因此, 猜测冬季总潜沉率降低的主要原因是全球变暖对侧向潜沉率的显著影响。

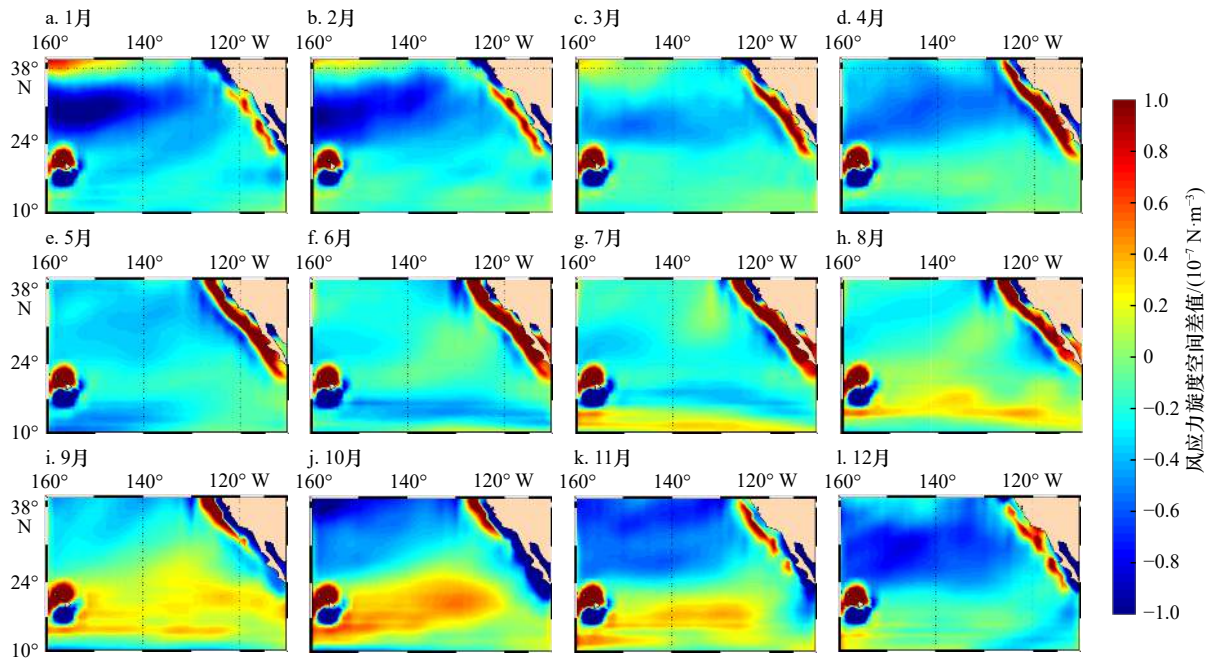


图7 风应力旋度在辐射强迫增强前后空间差值

Fig. 7 Spatial difference of wind stress curl before and after the enhancement of radiative forcing

差值为辐射强迫极端增强情景实验(RCP 8.5)值减历史实验值;正(负)值代表向下的风应力旋度增强(减弱)

The difference is the value of representative concentration pathway climate forcing scenarios experiment (RCP 8.5) minus the value of historical experiment; positive (negative) value represents downward wind stress curl enhancement (weakening)

综上,全球变暖后,受风应力旋度、海气表面热通量等要素变化的影响,各季节的MLD均减小,冬季大值区面积缩小。而对于潜沉过程,风应力旋度同样起到了十分重要的作用,但这种作用并不是通过控制埃克曼抽吸速度实现的,而是通过控制MLD空间不均匀性的季节变化来使侧向潜沉率减弱,进而间接导致总潜沉率减弱。冬季MLD锋面强盛,侧向潜沉率的影响将显著增强,而埃克曼抽吸速度的季节变化信号受全球变暖影响较小,因此总潜沉率在冬季受全球变暖的影响最为强烈。尽管冬季潜沉率在全球变暖后显著减弱,但季节循环信号的主控因素却没有本质改变:总潜沉率在1-5月的月变化主要受侧向潜沉率调控,而6-12月的月变化主要受埃克曼抽吸速度调控。

5 副热带东北太平洋混合层和潜沉率季节循环信号的长期变化

在上文中,我们直接分析了全球变暖前后研究区域MLD和潜沉率多年平均的季节循环信号特征和差异,然而对这种季节循环信号的长时间演变过程尚不清楚。本节将结合两个实验,通过构建1860-2100年的长时间序列,来分析副热带东北太平洋海域MLD及潜沉率的长期变化,以及季节循环振幅、位相的长期变化趋势。

图8比较了观测数据、GFDL-ESM2M(历史实验)与GFDL-ESM2M(RCP 8.5)的MLD年平均及季节循环振幅的长期变化。在历史实验中,MLD年平均基本维持在38~54 m,波动幅度较大,长期来看呈微弱变浅趋势,自1935年以来变化幅度及峰值增大,1994年起显著减小,逐渐与辐射强迫增强背景下的年平均MLD趋于一致。历史实验结果中MLD长期变化趋势在1945-2012年间与Ishii数据极为符合,但Ishii数据中存在着轻微的加深趋势。相对而言,辐射强迫增强背景下年平均MLD呈现极为显著的变浅趋势

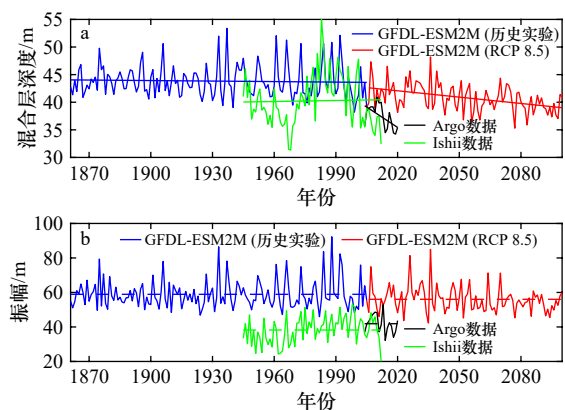


图8 混合层深度年平均(a)及季节循环振幅(b)长期变化

Fig. 8 Long-term variation of annual average mixed layer depth (a) and seasonal cycle amplitude (b)

势,分布范围降至 35~49 m,且波动幅度随着时间逐步减小,这在 Argo 观测数据中有着更为明显的表达(图 8a)。分析表明,MLD 冬季长期变化趋势与上述现象极为一致(图未展示),这也体现出冬季 MLD 在年平均 MLD 中的主导地位。结合图 4 与图 8b,在历史实验中,MLD 季节循环振幅的平均值为 59 m,不同年份差异较大,1935 年以来,最大振幅与最小振幅差值达到 35 m。与历史背景相比,辐射强迫增强背景下的 MLD 位相并未发生明显变化,季节循环振幅无显著趋势呈现,但振幅的波动幅度逐渐减小,对应冬夏季 MLD 的年差值小幅度下降了 56 m,对于其他海洋过程,例如潜沉过程造成严重影响。

受 MLD 变化的影响,潜沉率也呈现出相似的长期变化趋势,图 9 比较了 GFDL-ESM2M 中两种背景下 2 月的潜沉率及季节循环振幅的长期变化特征。根据图 9a 可知,历史实验背景下侧向潜沉率持续降低,范围位于 $-5 \times 10^{-7} \sim 1 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 之间,波动幅度较大。从长期变化来看,与历史实验背景相比,辐射强迫增强背景下的侧向潜沉率减弱的速率加快,波动幅度缩小,季节循环振幅显著降低约 20%,与总潜沉率的长期变化趋势基本一致,再次证实了冬季总潜沉率

的变化是由侧向潜沉率变化主控的结论(图 9a,图 9c)。埃克曼抽吸速度自身波动幅度小,长期变化趋势也基本不变,这与其对全球变暖的响应微弱且主要集中在夏季有着密切联系,对总潜沉率的变化影响微弱(图 9b)。综合图 6 与图 9 可知,与受全球变暖影响较弱,位相、振幅无明显变化的埃克曼抽吸(图 9e)相比,受 MLD 锋面变化影响的侧向潜沉率季节循环振幅的波动极大,最大值达到 $1.5 \times 10^{-6} \text{ m/s}$,平均年振幅为 $7.5 \times 10^{-7} \text{ m/s}$,存在明显的季节差异性。辐射强迫极端增强后侧向潜沉率的位相发生变化,最大值前移至 1 月,平均年振幅显著降低约 20%,降至 $6 \times 10^{-7} \text{ m/s}$,波动幅度逐渐减小,但季节循环振幅没有显著的趋势呈现,与总潜沉率的变化特征保持一致。

综上,从长期看,MLD 呈现持续变浅的趋势,其空间不均匀性减弱引起的 MLD 锋面减弱是控制侧向潜沉率减弱,最终导致总潜沉率减弱的关键。另外通过对图 8、图 9 的分析,我们还发现了一个有趣的现象,尽管辐射强迫极端增强前后 MLD 和潜沉率减弱速率呈显著加快趋势,但其季节循环振幅却并没有显著的趋势呈现,还出现了幅度波动减小的现象,这是主控冬季受 MLD 锋面影响的侧向潜沉率显著减弱,

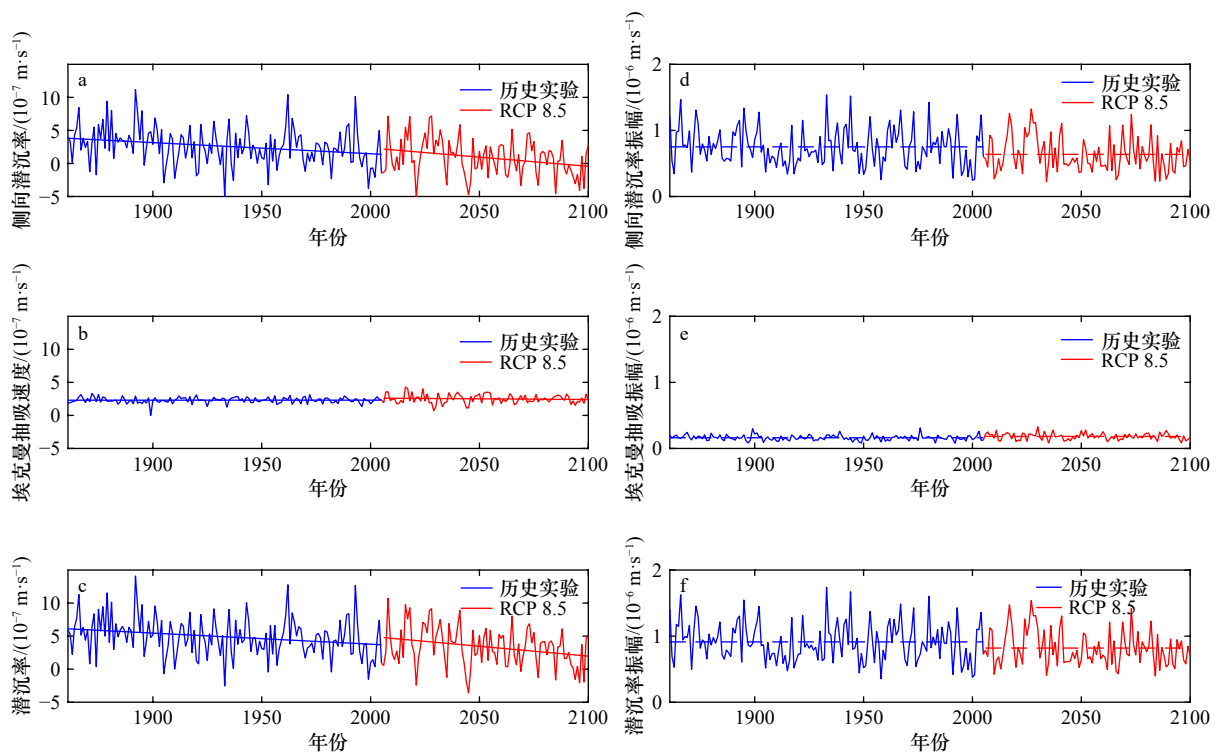


图 9 2 月侧向潜沉率(a)、埃克曼抽吸速度(b)、潜沉率(c)及对应的季节循环振幅(d-f)长期变化

Fig. 9 Long-term variation of lateral induction rate (a), Ekman pumping velocity (b), subduction rate (c) in February and corresponding seasonal amplitude (d-f)

潜沉率大值区范围为 $21.5^{\circ} \sim 23.5^{\circ} \text{N}$, $135^{\circ} \sim 145^{\circ} \text{W}$

The range of large subduction region is $21.5^{\circ} \sim 23.5^{\circ} \text{N}$, $135^{\circ} \sim 145^{\circ} \text{W}$

而主控夏季的埃克曼抽吸速度受全球变暖影响减弱较小,导致冬夏季节差异缩小的结果。

6 结论与讨论

本文聚焦副热带东北太平洋海区,描述在辐射强迫极端增强前后MLD和潜沉率季节变化的差异,给出季节循环信号对全球变暖的响应特征,并分析季节循环和单纯冬季变化的区别,进行简单的长期变化趋势分析。

综合观测和模式模拟结果表明,现在气候背景下该区域MLD存在明显的季节变化:秋冬季加深,2月份达到最大值,春季变浅,夏季处于全年最小值且几乎不存在空间分布差异。2月、3月份空间分布极不均匀,出现MLD大值核心区($25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{W}$),呈倒“T”型分布,由中心向四周发散,向北、东、西3个方向变浅速度较慢,南侧迅速变浅,形成强锋面。全球变暖后,风应力旋度等重要因素抑制了混合层的形成和加深,尽管MLD的季节变化特征基本不变,但各季节深度数值均减小,其中3月反应最强烈,平均减小20 m,占此时MLD的20%。且MLD空间不均匀程度减弱,冬季倒“T”型大值区深度超过140 m的区域面积显著减小,其中2月减小了约60%,3月降至为0。

据前人研究表明^[24-25],该区域的潜沉过程强烈受控于MLD的变化,因此潜沉过程的季节变化信号也会对全球变暖产生响应。综合历史和RCP 8.5实验结果,潜沉率的季节变化主要特征为:秋冬季增加,2月达到最大值,春夏季减弱。冬季存在狭长的带状大值区域($21.5^{\circ}\sim 23.5^{\circ}\text{N}$, $135^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{W}$),与侧向潜沉率的空间分布一致。但侧向潜沉率只在冬季显著大于埃克曼抽吸速度,其余季节则小于埃克曼抽吸速度。由此证明,潜沉率在不同季节受到的影响因素比重不同,1-5月侧向潜沉率对总潜沉率变化贡献显著,6-12月埃克曼抽吸速度对总潜沉率变化贡献显著。全球变暖后,冬季总潜沉率和侧向潜沉率大幅降低,大值区域面积缩小,减弱程度与变化趋势基本一致。而埃克曼抽吸速度受全球变暖影响较小,仅产生微小波动,对总潜沉率变化贡献微弱。综合分析表明,风应力旋度在全球变暖后的减弱在潜沉率响应过程中起到了十分重要的作用,但这种作用并非通过改变埃克曼抽吸速度实现,而是通过弱化MLD空间不均匀性来减小侧向潜沉率,进而间接导致总潜沉率减弱。由于冬季MLD锋面强盛,侧向潜沉率影响显著增强,因此冬季潜沉率受全球变暖的影响最强烈,这表明前人采用冬季分析潜沉率变化是合理的^[24-26]。但

总潜沉率季节循环信号的主控因素没有本质改变,即1-5月的月变化主要受侧向潜沉率控制,6-12月的月变化为由风应力旋度导致的埃克曼抽吸速度主控。

除季节循环外,全球变暖前后MLD和潜沉率的长期变化趋势也具有显著特征。历史实验背景下的年平均MLD波动幅度较大,长期来看呈微弱变浅趋势,1935年后变化幅度增大,1994年幅度显著减小,逐渐与辐射强迫增强背景下的年平均MLD趋于一致。季节循环振幅的平均值为59 m,不同年份差异较大,最大振幅与最小振幅之差为35 m。与历史实验背景相比,辐射强迫增强背景下的MLD年平均值变小,随时间浅化现象显著,季节波动幅度逐渐缩小,平均值也有一定的减小,对潜沉过程造成显著影响。受MLD变化的影响,侧向潜沉率呈现相似的长期变化趋势。历史实验背景下侧向潜沉率持续降低,波动幅度较大,而辐射强迫增强背景下侧向潜沉率的减弱速度加快,波动幅度缩小,季节循环振幅显著降低约20%,与总潜沉率的长期变化趋势基本一致。埃克曼抽吸速度受全球变暖影响较小且集中于夏季,变化微弱,再次证实了冬季潜沉率的变化是由侧向潜沉率变化主控。从长期看,MLD空间不均匀性减弱引起的MLD锋面减弱是控制侧向潜沉率减弱,最终导致总潜沉率减弱的关键。另外我们发现,尽管从长期变化来看,辐射强迫增强前后MLD和潜沉率减弱的速率呈显著加快趋势,但季节循环振幅却没有呈现出显著趋势,还出现了波动幅度减小的情况,这是由于冬季的主控因素受MLD锋面影响的侧向潜沉率显著减弱,而夏季的主控因素埃克曼抽吸速度受影响微弱,造成了冬夏季节差异缩小的结果。

本文基于CMIP5模式对东北太平洋副热带海区进行的历史气候态和辐射强迫增强实验结果,来研究该海区MLD的季节循环信号对全球变暖有怎样的响应,及该响应对潜沉率的变化有何影响。但本文仍存在一些问题,如:观测数据缺乏海洋流场数据佐证;仅采用单一模式进行模拟,存在一定的模式依赖性,更换模式可能得到不同模拟结果;选用模式模拟出的冬季MLD更深,深度锋面更强,可能放大了MLD变化的影响,虽然便于机制分析,但也意味着该模式给出的分布特征可能存在一定误差。针对这些问题,我们下一步计划采用多模式多集合结果分析模式间差异性,并深入探讨该海域全球变暖前后混合层和潜沉过程,在年际、年代际及更长时间尺度的变化规律及背后物理机制,分析各因素的贡献。随着最新一代CMIP6模式的发展,对气候变暖影响问题的预估能够变得更加准确,这也将是我们未来研究的主要工具。

参考文献:

- [1] Kara A B, Rochford P A, Hurlburt H E. Mixed layer depth variability and barrier layer formation over the North Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105(C7): 16783–16801.
- [2] Deser C, Alexander M A, Timlin M S. Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970–1991[J]. *Journal of Climate*, 1996, 9(8): 1840–1855.
- [3] Alexander M A, Timlin M S, Scott J D. Winter-to-winter recurrence of sea surface temperature, salinity and mixed layer depth anomalies[J]. *Progress in Oceanography*, 2001, 49(1/4): 41–61.
- [4] Hanawa K, Sugimoto S. ‘Reemergence’ areas of winter sea surface temperature anomalies in the world’s oceans[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(10): L10303.
- [5] Iwasaka N, Kobashi F, Kinoshita Y, et al. Seasonal variations of the upper ocean in the western North Pacific observed by an Argo float[J]. *Journal of Oceanography*, 2006, 62(4): 481–492.
- [6] Suga T, Hanawa K. The mixed-layer climatology in the northwestern part of the North Pacific subtropical gyre and the formation area of subtropical mode water[J]. *Journal of Marine Research*, 1990, 48(3): 543–566.
- [7] Suga T, Motoki K, Aoki Y, et al. The North Pacific climatology of winter mixed layer and mode waters[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2004, 34(1): 3–22.
- [8] Stommel H. Determination of water mass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 1979, 76(7): 3051–3055.
- [9] Woods J D. The physics of thermocline ventilation[J]. *Elsevier Oceanography Series*, 1985, 40: 543–590.
- [10] Sprintall J, Tomczak M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1992, 97(C5): 7305–7316.
- [11] Sprintall J, Roemmich D. Characterizing the structure of the surface layer in the Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1999, 104(C10): 23297–23311.
- [12] Holte J, Talley L. A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and subantarctic mode water formation[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, 26(9): 1920–1939.
- [13] Kraus E B, Turner J S. A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences[J]. *Tellus*, 1967, 19(1): 98–106.
- [14] Qiu B, Kelly K A. Upper-ocean heat balance in the Kuroshio extension region[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23(9): 2027–2041.
- [15] Qiu B. The Kuroshio extension system: its large-scale variability and role in the midlatitude ocean-atmosphere interaction[J]. *Journal of Oceanography*, 2002, 58(1): 57–75.
- [16] Keerthi M G, Lengaigne M, Drushka K, et al. Intraseasonal variability of mixed layer depth in the tropical Indian Ocean[J]. *Climate Dynamics*, 2016, 46(7/8): 2633–2655.
- [17] Chen S Y, Qiao F L, Huang C J, et al. Effects of the non-breaking surface wave-induced vertical mixing on winter mixed layer depth in subtropical regions[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(4): 2934–2944.
- [18] Panassa E, Völker C, Wolf-Gladrow D, et al. Drivers of interannual variability of summer mixed layer depth in the Southern Ocean between 2002 and 2011[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(8): 5077–5090.
- [19] Alraddadi T M, Alsaafani M A, Albarakati A M, et al. Seasonal variability of mixed layer depth from Argo floats in the central Red Sea[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2021, 14(6): 496.
- [20] Gaube P, McGillicuddy Jr D J, Moulin A J. Mesoscale eddies modulate mixed layer depth globally[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(3): 1505–1512.
- [21] Wang R, Cheng X H, Xu L X, et al. Mesoscale eddy effects on the subduction of North Pacific eastern subtropical mode water[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(5): e2019JC015641.
- [22] Huang R X, Qiu B. Three-dimensional structure of the wind-driven circulation in the subtropical North Pacific[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1994, 24(7): 1608–1622.
- [23] Ohno Y, Iwasaka N, Kobashi F, et al. Mixed layer depth climatology of the North Pacific based on Argo observations[J]. *Journal of Oceanography*, 2009, 65(1): 1–16.
- [24] Xia R B, Liu Q Y, Xu L X, et al. North Pacific eastern subtropical mode water simulation and future projection[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2015, 34(3): 25–30.
- [25] Xia R B, Liu C Y, Cheng C. On the subtropical Northeast Pacific mixed layer depth and its influence on the subduction[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2018, 37(3): 51–62.
- [26] Xia R B, Li B R, Cheng C. Response of the mixed layer depth and subduction rate in the subtropical Northeast Pacific to global warming[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2021, 40(4): 1–9.
- [27] Kawasaki T, Tanaka S, Toba Y, et al. Long-term variability of pelagic fish populations and their environment[C]//Proceedings of the International Symposium. New York: Pergamon Press, 1991.

- [28] Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1997, 78(6): 1069–1080.
- [29] Toyoda T, Fujii Y, Kuragano T, et al. Interannual-decadal variability of wintertime mixed layer depths in the North Pacific detected by an ensemble of ocean syntheses[J]. *Climate Dynamics*, 2017, 49(3): 891–907.
- [30] Hautala S L, Roemmich D H. Subtropical mode water in the Northeast Pacific Basin[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C6): 13055–13066.
- [31] Oka E, Qiu B. Progress of North Pacific mode water research in the past decade[J]. *Journal of Oceanography*, 2012, 68(1): 5–20.
- [32] Richards K J, Whitt D B, Brett G, et al. The impact of climate change on ocean submesoscale activity[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2021, 126(5): e2020JC016750.
- [33] Ishii M, Kimoto M, Sakamoto K, et al. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses[J]. *Journal of Oceanography*, 2006, 62(2): 155–170.
- [34] Dunne J P, John J G, Adcroft A J, et al. GFDL's ESM2 global coupled climate-carbon earth system models. Part I: physical formulation and baseline simulation characteristics[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(19): 6646–6665.
- [35] Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. An overview of CMIP5 and the experiment design[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2012, 93(4): 485–498.
- [36] Luo Y Y, Liu Q Y, Rothstein L M. Simulated response of North Pacific mode waters to global warming[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(23): L23609.
- [37] Williams R G. The role of the mixed layer in setting the potential vorticity of the main thermocline[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1991, 21(12): 1803–1814.
- [38] Xie S P, Xu L X, Liu Q Y, et al. Dynamical role of mode water ventilation in decadal variability in the central subtropical gyre of the North Pacific[J]. *Journal of Climate*, 2011, 24(4): 1212–1225.
- [39] Xu L X, Xie S P, Liu Q Y, et al. Response of the North Pacific subtropical countercurrent and its variability to global warming[J]. *Journal of Oceanography*, 2012, 68(1): 127–137.
- [40] Cushman-Roisin B. Exact analytical solutions for elliptical vortices of the shallow-water equations[J]. *Tellus A*, 1987, 39(3): 235–244.
- [41] Pond S, Pickard G L. *Introductory Dynamical Oceanography*[M]. Oxford: Pergamon Press, 1983.
- [42] Toyoda T, Awaji T, Ishikawa Y, et al. Preconditioning of winter mixed layer in the formation of North Pacific eastern subtropical mode water[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(17): L17206.
- [43] Hu H B, Liu Q Y, Zhang Y, et al. Variability of subduction rates of the subtropical North Pacific mode waters[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2011, 29(5): 1131–1141.
- [44] Liu F K, Lu J, Luo Y Y, et al. On the oceanic origin for the enhanced seasonal cycle of SST in the midlatitudes under global warming[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(19): 8401–8413.

Responses of seasonal cycles of the mixed layer depth and subduction rate to global warming in the subtropical Northeast Pacific

Wang Yishan¹, Xia Ruibin^{1,2}

(1. School of Marine Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China; 2. Nanjing Xinda Institute of Safety and Emergency Management, Nanjing 210044, China)

Abstract: Based on the Earth System Model (ESM2M) of the Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5), combined with Argo observation data and the reanalysis dataset compiled by Ishii et al., this paper presents the seasonal variation characteristics of mixed layer depth (MLD) and subduction process in the subtropical Northeast Pacific Ocean (10°–40°N, 110°–160°W) under the present climate background and extreme enhancement of radiative forcing are presented, to study its response to global warming. Under the current climate background, both of MLD and subduction rate reach their maximum values in winter. The main contribution items of subduction rate have significant seasonal variation. From January to May, the subduction rate is mainly controlled by the change of lateral induction rate, while from June to December, the main mechanism is the change of Ekman pumping velocity controlled by wind stress curl. After global warming, the main control elements of seasonal signals remain unchanged.

However, under the influences of wind stress curl and other factors, the MLD in each season decreased and the range of the core maximum region shrinks. As the decrease in winter is much larger than that in summer, the seasonal fluctuation range (amplitude) of MLD is significantly smaller. In the long run, MLD shows a trend of continuous shallower, and the weakening of MLD front caused by the weakening of its spatial non-uniformity is the key to control the weakening of lateral induction rate and eventually lead to the weakening of the subduction rate. Since the seasonal variation signal of Ekman pumping velocity has little response to global warming, subduction rate is most strongly affected in winter. The results show that the contribution proportion of the two key factors to the subduction rate changes with the seasons: when the MLD front is strong in winter, the influence of the lateral induction rate will be significantly enhanced. The different variations of the two factors before and after global warming will significantly change the seasonal amplitude of the subduction rate, which may have a profound impact on the formation and transport of mode water in the region.

Key words: mixed layer depth; subduction rate; subtropical Northeast Pacific; global warming