

邱子珊, 徐腾飞, 魏泽勋, 等. 气候变化情景下东南印度洋亚南极模态水的演变趋势研究[J]. 海洋学报, 2021, 43(11): 1–21, doi:10.12284/hyxb2021127

Qiu Zishan, Xu Tengfei, Wei Zexun, et al. Projected longterm trend of the Southeast Indian subantarctic mode water under climate change scenarios[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(11): 1–21, doi:10.12284/hyxb2021127

气候变化情景下东南印度洋亚南极模态水的演变趋势研究

邱子珊^{1,2,3,4}, 徐腾飞^{1,2,3,4*}, 魏泽勋^{1,2,3,4}, 聂珣炜^{1,2,3,4}

(1. 自然资源部第一海洋研究所, 山东 青岛 266061; 2. 自然资源部海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 山东 青岛 266061; 3. 山东省海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 山东 青岛 266061; 4. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 山东 青岛 266237)

摘要: 基于参与第六次耦合模式比较计划 (CMIP6) 的 8 个地球系统耦合模式所输出的历史模拟结果, 本文通过与观测对比, 评估了 CMIP6 模式对东南印度洋亚南极模态水的模拟能力, 并预估了在中等强迫情景和高强迫情景下, 该模态水潜沉率、体积及性质的变化趋势。结果表明: 与 Argo 观测相比, CMIP6 模式中南印度洋混合层偏深且上层海洋的位势密度偏小, 因此其模拟的东南印度洋亚南极模态水潜沉率偏大而位势密度偏小。不同 CMIP6 模式之间模拟的东南印度洋亚南极模态水潜沉区存在差异, 混合层侧向输入是导致这一差异的主要原因。此外, 在历史模拟和两种情景试验中, 东南印度洋亚南极模态水均呈现出潜沉率和体积减小、温度升高、盐度和密度降低的趋势。其中, 在高强迫情景下, 变化趋势最大, 中等强迫情景次之, 历史模拟中的变化趋势最小。这表明, 辐射强迫越强, 东南印度洋海表温度升高和淡水输入增加的趋势越大, 导致混合层变浅及其南北梯度减小的趋势越快, 东南印度洋亚南极模态水潜沉率、体积和性质变化的趋势也随之增大。

关键词: CMIP6; 东南印度洋; 亚南极模态水; 潜沉率; 气候变化; 情景试验

中图分类号: P732.5; P724

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)11-0001-21

1 引言

模态水是具有低位势涡度的水团, 具体特征为温度、盐度、密度等性质垂向均匀分布^[1]。模态水形成的过程称为潜沉: 晚冬海洋表层浮力损失导致上层海洋层化减弱、混合层加深; 随后, 位于混合层底部的水体被次年春季形成的季节性温跃层阻隔, 与表层分离, 最终进入永久性密度跃层并形成模态水^[2-3]。模态水的形成过程与混合关系密切, 其中混合过程受到海气浮力通量^[4-9]、风应力驱动的埃克曼输运、埃克曼

抽吸^[10-12]、海洋涡旋^[13-17]和跨等密度面混合^[18-19]等因素的共同影响。通过模态水的形成, 晚冬上层海洋的大气强迫信息得以传递到海洋次表层, 接着随着海流运输到其他海域, 并在若干年后重新回到海洋表层, 对当地海表面以及气候产生影响^[20-22]。

亚南极模态水 (Subantarctic Mode Water, SAMW) 形成于南大洋的亚南极锋和亚热带锋之间^[23]。它的形成对大气中的热量、碳和淡水储存起了重要的作用^[24-29]。最暖最轻的亚南极模态水形成于南大西洋的西部, 它的核心温度大约为 15℃, 盐度大约为 35.8, 密

收稿日期: 2020-12-04; 修订日期: 2021-01-26。

基金项目: 中国大洋十三五资源与环境项目 (DY135-E2-4); 国家自然科学基金 (41806040)。

作者简介: 邱子珊 (1996—), 女, 重庆市江津区人, 主要从事大洋水团研究。E-mail: qiuzs@fio.org.cn

* 通信作者: 徐腾飞 (1986—), 副研究员, 主要从事大洋环流与水团研究。E-mail: xutengfei@fio.org.cn

度大约为 26.5 kg/m^3 ；最冷最重的亚南极模态水形成于南太平洋东南部，它的核心温度为 $4\sim 5^\circ\text{C}$ ，盐度大约为 34.2 ，密度大约为 27.1 kg/m^3 ；形成于南印度洋的亚南极模态水的核心温度、盐度、密度位于以上两者之间，分别为 $9\sim 14^\circ\text{C}$ 、 $34.6\sim 35.5$ 和 $26.5\sim 26.9 \text{ kg/m}^3$ ^[23,30-31]。亚南极模态水在南印度洋的分布范围从 50°E 以东的亚南极带开始，向东延伸至澳大利亚南部，越往东其密度越大、厚度越大^[31]。在南印度洋东南部，强涡流场、海表冷却、埃克曼输运、风应力以及地形等因素共同作用，使其混合层加深，利于模态水形成^[32]，在这个海域形成的模态水称为东南印度洋亚南极模态水 (Southeast Indian Subantarctic Mode Water, SEISAMW)。如图 1 所示，在晚冬 9 月，混合层在南印度洋 60°E 以东，海表位势密度在 $26.6\sim 26.9 \text{ kg/m}^3$ 的范围内达到最深，约为 400 m ，为东南印度洋亚南极模态水的形成创造了条件。在沿 40°S 的断面上，该模态水在 $60^\circ\sim 110^\circ\text{E}$ 范围内潜沉进入海洋内部，并向东移动；沿断面 105°E ，该模态水在 $38^\circ\sim 45^\circ\text{S}$ 之间潜沉，并沿着 $26.6\sim 26.9 \text{ kg/m}^3$ 的等位势密度面向赤道移动 (图 1a)。到了 12 月，混合层变浅，东南印度洋亚南极模态水完全潜沉，可见，沿着经度方向向东，该水团的核心位势密度在逐渐增大。在 $60^\circ\sim 80^\circ\text{E}$ 范围内模态水的核心位势密度范围位于 $26.5\sim 26.7 \text{ kg/m}^3$ 之间， $80^\circ\sim 100^\circ\text{E}$ 范围内模态水的核心位势密度范围位于 $26.6\sim 26.8 \text{ kg/m}^3$ 之间，而在 100°E 以东的南印度洋海域，其核心位势密度范围为 $26.7\sim 26.9 \text{ kg/m}^3$ (图 1b)。东南印度洋亚南极模态水的生成和消亡与海气通量以及海洋内部的跨等密度面混合密切相关^[18]。该模态水

形成后会随着副热带环流向西北运输，或者随着南极绕极流运输到南太平洋^[31,33-34]。

由于与大气直接接触的面积较大，东南印度洋亚南极模态水对气候变化十分敏感^[35-36]。20 世纪末以来，南半球环状模 (Southern Hemisphere Annular Mode, SAM) 呈现显著的上升趋势，标志着西风应力增强以及西风带向极地移动^[37-41]。这种变化趋势会使穿过亚南极带的北向埃克曼输运增强，将更多来自极地的低温、低盐海水带到亚南极模态水生成区，从而影响其温度和盐度变化^[10]。与此同时，风应力的变化也会直接影响亚南极模态水的潜沉过程^[42-44]。基于再分析资料，刘成彦^[45]发现全球潜沉率和浮露率在 20 世纪也都呈现增长趋势。最近基于 Argo 的研究表明，近年来随着亚南极模态水潜沉率的增长，其体积也呈现增大趋势，同时伴随着该模态水逐渐变深变暖，这种变化趋势与风应力旋度的增强以及混合层的加深有关^[46-49]。然而，若将东南印度洋亚南极模态定义为位势涡度小于 $5\times 10^{-11} \text{ m}^{-1}/\text{s}$ 的水团，呈现的结果为该水团体积在 2004–2018 年期间减少了约 10%，这主要是混合层变浅导致的^[50]。他们研究结果不一致的原因可能来源于 3 个方面：(1) 亚南极模态水在各个海盆中的分布不均匀且密度范围不同^[22,34]；(2) 印度洋和太平洋在亚南极模态水形成区的混合层对风应力的响应机制不同^[42]；(3) 在南印度洋亚南极模态水的生成区，多种混合过程 (如湍流热损失、涡旋引起的输运、混合和热扩散等) 共同作用，会对亚南极模态水的形成过程产生影响^[9,12,15,33]。

多个气候模式模拟亚南极模态水的研究表明，在

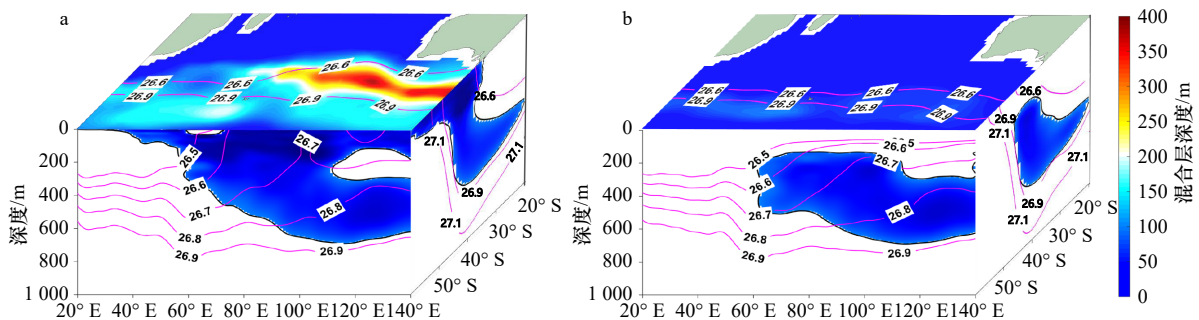


图 1 东南印度洋亚南极模态水形成示意图

Fig. 1 Schematic diagram of Southeast Indian subantarctic mode water (SEISAMW) formation

a. 混合层加深及东南印度洋亚南极模态水潜沉 (9 月); b. 混合层变浅及东南印度洋亚南极模态水完全潜沉 (12 月); 水平表面为混合层深度 (填色) 和 26.6 kg/m^3 与 26.9 kg/m^3 的等位势密度线 (实线); 垂向断面为位势涡度极小值区域 (填色) 和位势密度等值线 (实线); 基于

2005–2018 年 Argo 数据的气候态结果绘制

a. The deep mixed layer and SEISAMW subduction in September; b. the shallow mixed layer and subducted SEISAMW in December; horizontal surface presents the mixed layer depth (shaded) and isopycnals of 26.6 kg/m^3 and 26.9 kg/m^3 (solid lines); vertical section indicates the potential vorticity minima region (shaded) and isopycnals (solid lines); drawn by the climatological results based on Argo observations over the period of 2005 to 2018

辐射强迫增强的背景下, 气候模式预估未来的亚南极模态水会减少, 其主要原因是海表热通量和淡水通量的变化, 使海水获得净浮力, 海洋层化加强, 混合层变浅, 不利于亚南极模态水形成^[51-55], 与 Argo 观测的亚南极模态水的变化趋势相反^[46, 49]。这与气候耦合模式对海洋混合层的模拟能力不足有关^[56-59]。在南大洋, 无论是在夏季还是冬季, 大部分气候模式模拟的混合层普遍偏浅^[54, 58], 一方面可能由模式对垂向混合模拟能力不足导致, 亚南极带风应力旋度增强对混合层的影响不明显; 另一方面可能是因为模式中, 过多的淡水通量(包括来自大气和埃克曼输运)进入深混合层海域, 抑制模式中的冬季深对流过程。在气候变化情景下, 冬季海洋热损失的减少和局地降水的增多会进一步抑制混合层加深, 从而抑制亚南极模态水形成^[54]; 而在观测中, 近年来西风增强和风应力旋度增大, 使海洋充分混合, 加深混合层, 从而使亚南极模态水潜沉率增大^[49]。此外, Argo 观测的时间尺度较小(十几年), 亚南极模态水可能正处于其年代际变化的上升阶段, 且相对于长时间尺度来说, 气候变暖对海洋混合层的影响不明显; 而模式模拟的时间尺度较大(百年以上), 尤其是在辐射强迫增强的情景下, 海表温度迅速上升, 直接影响亚南极模态水的形成过程和性质变化, 可以更清晰地呈现出亚南极模态水在未来的变化趋势。因此, 有必要单独将位于南印度洋的亚南极模态水在未来气候变暖情景下的变化趋势进行分析, 这对了解未来气候变化情况有重要的参考意义。第六次国际耦合模式比较计划(the Coupled Model Intercomparison Project phase 6, CMIP6)提供了历史模拟(Historical)试验和基于不同的共享社会经济路径(Shared Socioeconomic Paths, SSPs)及最新的人为排放数据的气候预估情景试验数据(如 SSP245 和 SSP585), 为分析未来不同情景下亚南极模态水的变化趋势创造了条件。

综上, 关于东南印度洋亚南极模态水在模式和观测中的不同体现在哪些方面以及该水团在不同模式、不同辐射强迫情景中的变化趋势如何, 此类问题的研究对预估未来气候变化起着重要作用, 而 CMIP6 为此研究提供了条件。因此, 本文的目的是基于 CMIP6 模式的历史模拟试验以及 SSP245 和 SSP585 两种未来排放情景试验, 预估 CMIP6 模式中的东南印度洋亚南极模态水在不同情景下的变化趋势。

2 数据和方法

2.1 Argo 和 NCEP/NCAR

Argo 计划于 1998 年提出, 从 2000 年开始布放。

目前, 全球海洋中漂浮着 3 000 多个 Argo 浮标, 平均而言, 约 $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 的网格内, 就有 1 个 Argo 浮标^[60]。本文使用的温度和盐度观测数据来自于亚太数据研究中心(Asia-Pacific Data-Research Center, APDRC)的网格化 Argo 数据, 它隶属于美国夏威夷大学国际太平洋研究中心(International Pacific Research Center, IPRC), 其水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 垂向共 27 层(0 m、5 m、10 m、20 m、30 m、50 m、75 m、100 m、125 m、150 m、200 m、250 m、300 m、400 m、500 m、600 m、700 m、800 m、900 m、1 000 m、1 100 m、1 200 m、1 300 m、1 400 m、1 500 m、1 750 m、2 000 m)。本文选取了从 2005–2018 年的月平均温度和盐度数据, 用于计算南印度洋潜沉率以及分析东南印度洋亚南极模态水的性质。

风场数据来源于美国国家环境预报中心/美国国家大气研究中心(National Centers for Environmental Prediction /National Center for Atmospheric Research, NCEP/NCAR)大气再分析资料, 水平分辨率约为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。数据的空间范围几乎覆盖全球, 时间范围从 1948 年至今^[61]。本文使用了 2005–2018 年的月平均海表风场数据, 主要用于对南印度洋潜沉率的计算。

2.2 CMIP6

为了更好地了解在自然强迫或辐射强迫变化的情景下, 过去、现在和未来的气候变化情况, 并对全球海气耦合模式进行比较, 世界气候研究计划(World Climate Research Programme's, WCRP)耦合模拟工作组(Working Group on Coupled Modelling, WGCM)已经组织了 5 次国际耦合模式比较计划^[62-64](Coupled Model Intercomparison Project, CMIP)。CMIP 以“推动模式发展和增进对地球气候系统的科学理解”为目标, 开展了有效工作, 不仅使气候科学研究进入一个新时代, 而且已经成为国家和国际气候变化评估的核心要素^[65-66]。目前, CMIP 正处于第六阶段(MIP6), 在此次比较计划中, 参加对比的气候模式都是地球系统模式^[67]。CMIP6 的试验设计有 3 个层次, 包括核心 DECK 试验、历史模拟试验和 CMIP6 批准的模式比较子计划(Model Intercomparison Projects, MIPs)计划中的试验^[66, 68]。

历史模拟试验是模式加入 CMIP6 的必做试验, 即基于观测的、随时间变化的人为强迫和自然强迫下, 进行工业革命以来的历史气候模拟。历史模拟试验是评估模式模拟能力的重要基准^[66, 68]。排放情景是对辐射有潜在作用的物质(如温室气体、气溶胶)的未来排放趋势的合理描述^[69]。为了更好地衡量社会经济与未来气候变化之间的关系, CMIP6 批准了情景

模式比较计划 (Scenario Model Intercomparison Project, ScenarioMIP)。ScenarioMIP 是模式比较子计划之一, 其中的气候预估情景是不同 SSP 与辐射强迫的矩形组合^[70]。SSPs 描述了在没有气候变化或者气候政策的影响下未来社会可能的发展, 它包括 5 种路径, SSP1 是可持续发展、SSP2 是中度发展、SSP3 是局部发展、SSP4 是各国之间或国内各部门之间一定程度的不均衡发展、SSP5 是化石燃料驱动的发展^[70-71]。较之 CMIP5 中代表性浓度路径 (Representative Concentration Pathways, RCPs) 情景试验中的 4 种辐射强迫路径 (RCPs 是一系列综合的浓缩和排放情景, 包括一个高排放情景 (8.5 W/m², RCP8.5), 两个中等排放情景 (4.5 W/m², RCP4.5; 6.0 W/m², RCP6.0) 和一个低排放情景 (2.6 W/m², RCP2.6)), ScenarioMIP 采用了多个综合评估模型 (Integrated Assessment Models, IAM), 在未来可能发生的各种社会经济发展情景基础上生成了相应的土地利用和排放路径变化, 更加强调未来辐射强迫情景与共享社会经济情景的一致性^[68, 70-72]。其中, SSP245 是更新后的 RCP4.5 情景, 在此情景下 2100 年辐射强迫稳定在 4.5 W/m² 左右, 是中等强迫情景; SSP585 是更新后的 RCP8.5 情景, 在此情景下 2100 年辐射强迫稳定在 8.5 W/m² 左右, 是高强度强迫情景^[70]。

本文主要选取 CMIP6 气候模式的历史模拟、SSP245 和 SSP585 情景试验中的数据, 所使用的变量包括流速、温度、盐度和风应力。本文中计算的线性趋势均为一阶线性拟合得到。由于 CMIP6 正在进行中, 大部分模式没有完整的情景试验数据, 而其中 SSP245 和 SSP585 是输出相对较为完整的情景试验, 因此本文使用了目前已完全输出的这两组情景试验数据的 8 个模式来对亚南极模态水进行研究, 模式具体信息如表 1 所示。本文采用的是输出最完整的“r1i1p1f1”的数据。

2.3 模态水定义

本文将东南印度洋亚南极模态水定义为位势涡度 (Potential Vorticity, PV) 小于某一阈值的水团^[23, 30]。PV 的计算公式为

$$PV = (f/g)N^2, \quad (1)$$

式中, PV 表示位涡; f 是科氏参数; g 是重力加速度; N 表示浮力频率, 是衡量垂向层化的判据, 计算公式为

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}, \quad (2)$$

式中, ρ 是参考密度, 按照两层密度的平均值来计算; z 代表水深。由于 CMIP6 各个模式之间存在系统误差, 因此模式中东南印度洋亚南极模态水定义的低位

表 1 CMIP6 模式信息

Table 1 Information of CMIP6 models

模式名称	垂向层数	水平分辨率 (50°S)	位势涡度/(10 ⁻¹¹ m ⁻¹ ·s ⁻¹)
NESM3	46	1°×0.65°	3.5
CESM2-WACCM	60	1.125°×0.53°	8
IPSL-CM6A-LR	75	1°×0.65°	8
CAMS-CSM1-0	50	1°×1°	4.5
FIO-ESM-2-0	60	1.125°×0.53°	8
MRI-ESM2-0	61	1°×0.5°	4.5
CIESM	60	1.125°×0.53°	6
CanESM5	45	1°×0.65°	3

涡值不同, 主要根据 CMIP6 历史模拟时期平均的低位涡值来选取, 具体数值如表 1 所示。

2.4 潜沉率计算

潜沉率指模态水的形成速率, 被定义为 1 a 中来自混合层、穿过季节性密跃层, 不可逆地进入永久性密跃层的总水量。潜沉率计算公式^[73]为

$$S_{\text{ann}} = -\left(w_{\text{Ek}} - \frac{\beta}{f} \int_{-h_m}^0 v dz\right) - \frac{1}{T} (h_{m,1} - h_{m,0}), \quad (3)$$

式中, w_{Ek} 是根据风应力计算得到的埃克曼抽吸速度; β 是地转参数 f 随纬度的变化; v 为经向流速; $\frac{\beta}{f} \int_{-h_m}^0 v dz$ 表示地转运动对混合层底垂向速度的贡献; T 为 1 a 的周期; $h_{m,0}$ 和 $h_{m,1}$ 分别表示水质点从第一年晚冬开始潜沉时的混合层深度和经过 1 a 运动后第二年晚冬的混合层深度。右端 $-\left(w_{\text{Ek}} - \frac{\beta}{f} \int_{-h_m}^0 v dz\right)$ 为垂向抽吸项, 与风应力引起的埃克曼抽吸有关; $\frac{1}{T} (h_{m,1} - h_{m,0})$ 为侧向输入项, 表示由于混合层的倾斜以及背景流场的作用下对潜沉过程的贡献。本文在计算 Argo 潜沉率的侧向输入时, 利用了温度和盐度数据计算了地转流 (参考深度为 2 000 m) 和埃克曼抽吸的垂向速度 (基于 NCEP/NCAR 风场计算), 追踪了混合层底部水质点从第一年 9 月至第二年 9 月的运动轨迹, 计算结果与 Qu 等^[49] 基本一致; 在计算 CMIP6 模式潜沉率的侧向输入项时, 本文利用模式输出的流速数据追踪水质点进行计算。同时, 为了与 Argo 观测对比, 本文还利用 CMIP6 模式历史模拟的温度和盐度计算得到的地转流对潜沉率进行了估算。混合层深度定义为比距海表 10 m 处的位势密度高 0.03 kg/m³ 的深度^[50, 54, 74]。本文中的 CMIP6 模式潜沉体积是在给定的东南印度洋区域

($30^{\circ}\sim 52^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)内, 将海表位势密度限定为模态水的核心密度范围进行面积积分得到。由于东南印度洋亚南极模态水在情景试验 SSP245 和 SSP585 中的密度变化较大, 若将积分密度范围定义为一个固定区间可能会低估该水团潜沉率, 因此本文根据位涡估算得到的模态水平均密度 ρ 且模态水的密度大小一般为 0.4 kg/m^3 , 将计算潜沉率的海表密度积分范围定义为 $(\rho-0.2)\sim(\rho+0.2)\text{ kg/m}^3$ 。

3 工业革命以来长期历史模拟结果

晚冬深对流区域形成的深混合层与模态水的形成直接相关, 基于 Argo 区域 ($30^{\circ}\sim 52^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 平均的混合层深度表现出显著的季节变化 (图 2): 从南半球夏季 (1-3 月) 至冬季 (7-9 月), 混合层逐渐加深, 并在晚冬 9 月达到最深, 约为 155 m, 为春季模态水的形成创造了条件; 随后混合层迅速变浅, 对应于模态水的形成过程。CMIP6 模式模拟的冬季混合层深度均比 Argo 观测的更深, 且不同的 CMIP6 模式模拟的混合层深度差异也较大, 9 月混合层最深可以达到约 360 m (CAMS-CSM1-0), 最浅约为 170 m (IPSL-CM6A-LR)。尽管存在这些差异, 但是 8 个 CMIP6 模式模拟的混合层深度相位变化均与 Argo 观测一致, 能够较好地模拟出与观测一致的季节变化。由于各个模式模拟的混合层深度不同, 其模拟的东南印度洋亚南极模态水所能到达的深度也存在差异, 但是 8 个 CMIP6 模式均能再现该模态水的形成过程。

前人研究表明^[54], CMIP5 模式模拟的混合层偏浅, 与之相反, 在几乎整个南印度洋, CMIP6 模式历史模拟期间的 9 月混合层与 Argo 观测的相比均偏深 (图 2 和图 3c)。在澳大利亚西南部, CMIP6 模拟混合层比 Argo 观测的深 200 m 以上; 在 70°E 以东, 45°S 以南以及 70°E 以西, $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{S}$ 之间的海域内, CMIP6 模拟混合层比 Argo 观测的深 50~100 m (图 3c)。在 Argo 观测中, 南印度洋东南部深混合层范围为 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{S}$, $70^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, 而在 CMIP6 模式中, 深混合层范围为 $35^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{S}$, $70^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ (图 3a, 图 3b)。可见, CMIP6 模拟的南印度洋东南部深混合层在纬向上的范围比 Argo 观测的更大 (图 3a, 图 3b)。在澳大利亚西南部和 50°E 以东, $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{S}$ 之间的海域内, CMIP6 模式间混合层标准差最大, 为 100~200 m (图 3d), 可见 CMIP6 模式间混合层深度的差异很大, 因此东南印度洋亚南极模态水的生成区也存在明显差异。

基于 Argo 和 NCEP/NCAR 风场计算的潜沉率分布显示, 在南印度洋的东南部 ($35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{S}$, $55^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$) 存在较强的潜沉区, 与混合层深度南北梯度较大的

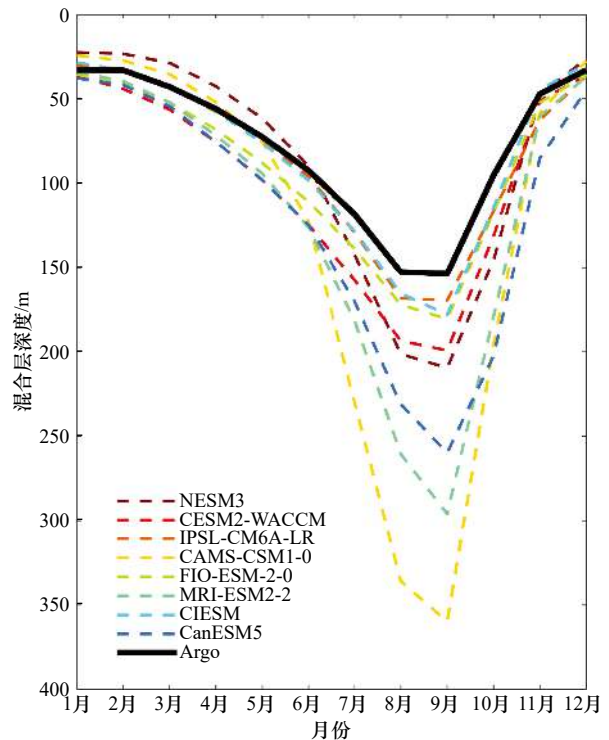


图 2 CMIP6 历史模拟结果和 Argo 观测东南印度洋 ($30^{\circ}\sim 52^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 混合层深度的季节变化
Fig. 2 Seasonal variability of mixed layer depth in the Southeast Indian Ocean ($30^{\circ}\sim 52^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) derived from Argo and CMIP6 historical simulations

海域位置相对应 (约 40°S , 图 3a)。可见, 混合层深度南北梯度最大的位置与潜沉区的位置密切相关。该海域的潜沉率为 $12\sim 145\text{ m/a}$, 与东南印度洋亚南极模态水的形成有关 (图 4a)。Argo 观测显示, 东南印度洋亚南极模态水的核心位势密度范围为 $26.6\sim 26.9\text{ kg/m}^3$, 温度范围为 $8.7\sim 12.7^{\circ}\text{C}$, 盐度范围为 $34.6\sim 35.2$, 与 Hong 等^[50] 基本一致 (表 2)。因此, 我们在给定红框区域 ($30^{\circ}\sim 52^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 内, 对在 $26.6\sim 26.9\text{ kg/m}^3$ 等密度线之间的潜沉率进行了积分, 其中侧向输入和垂向抽吸的年平均速率分别为 $6.69\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 和 $3.20\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$, 对潜沉率的贡献分别为 67.7% 和 32.3% (表 2)。这表明, 混合层底部的平流是东南印度洋亚南极模态水形成的主要驱动因素。

CMIP6 模式历史模拟试验中的南印度洋潜沉率分布与观测大致相似, 在混合层深度南北梯度较大的海域位置 (约 38°S , $60^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$; 图 3b), 潜沉率也相对较大, 潜沉核心区基本位于南印度洋 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{S}$ 之间, 对应于亚南极模态水的形成 (图 4b 至图 4i)。但是由于在不同的 CMIP6 模式中, 模拟的亚南极锋、亚热带锋和深混合层的纬向位置有差异, 其中部分模式模拟的深混合层会向赤道偏移。与 Argo 观测的相比, CMIP6

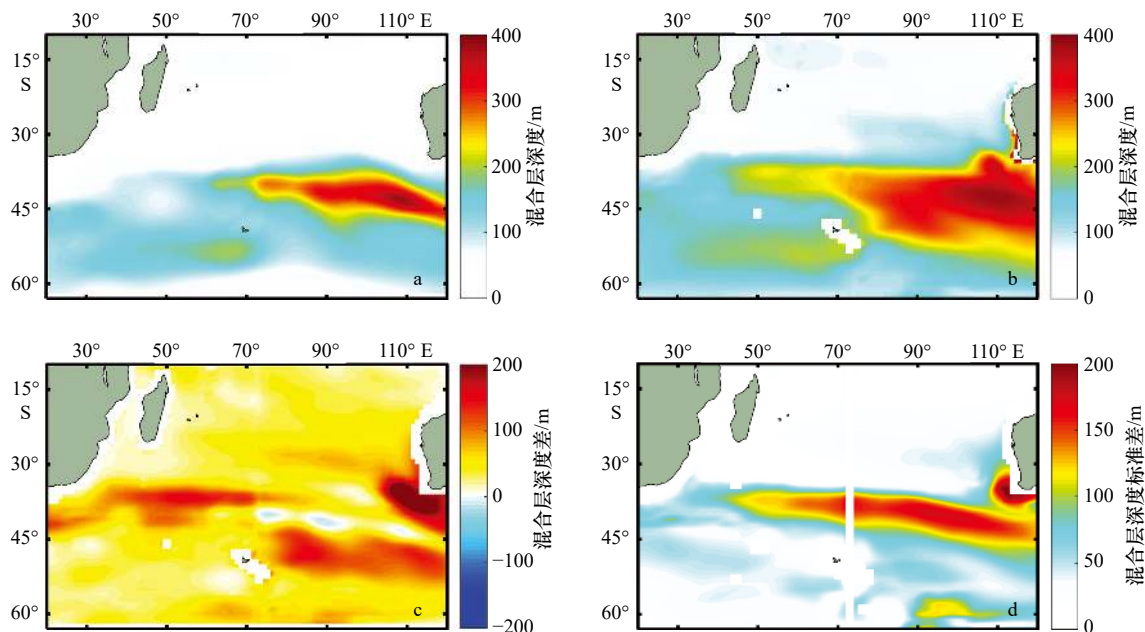


图3 Argo 和 CMIP6 历史模拟时期南印度洋 9 月混合层深度分布

Fig. 3 Monthly mean mixed layer depth in the Southern Indian Ocean in September derived from Argo and CMIP6 historical simulations

Argo(a)和CMIP6(b)模式平均9月混合层深度; c. CMIP6与Argo9月混合层深度之差; d. CMIP6模式间9月混合层深度标准差
Mixed layer depth in September derived from Argo (a) and CMIP6 (b) multi-model mean; c. the difference of mixed layer depth in September between CMIP6 multi-model mean and Argo; d. the standard deviation of mixed layer depth in September among CMIP6 models

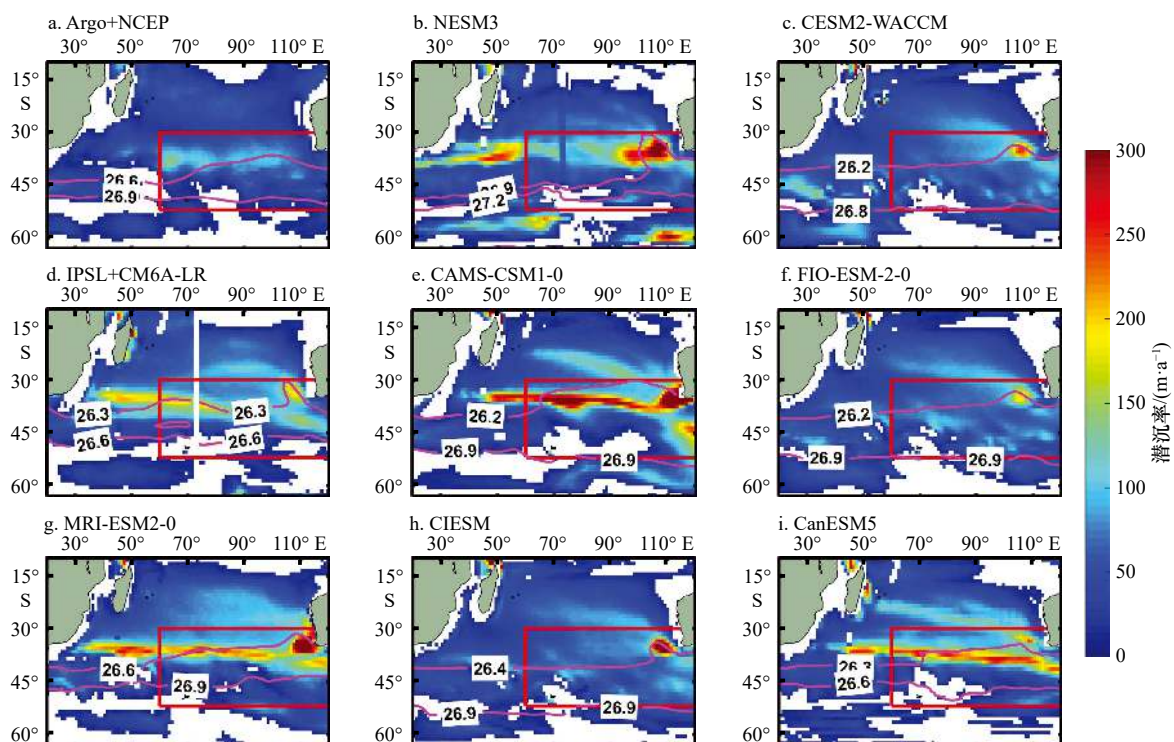


图4 Argo 和 CMIP6 历史模拟时期南印度洋的长期平均潜沉率分布

Fig. 4 The long-term average annual subduction rate in the Southern Indian Ocean derived from Argo and CMIP6 historical simulations

红框内位于等势密度线之间的区域为东南印度洋亚南极模态水的生成海域

The region between isopycnals in the red solid boxes represent the formation region of Southeast Indian subantartic mode water

模式模拟的平均深混合层向赤道方向延伸更远,可以延伸至 38°S 左右(Argo 为 40°S 左右),在澳大利亚西

南部,深混合层位置可以向北延伸至 35°S 左右。由于 CMIP6 模式模拟混合层深度的南北梯度最大位置

表 2 Argo 观测和 CMIP6 模式中东南印度洋亚南极模态水水质

Table 2 Water properties of the Southeast Indian subantarctic mode water in Argo observations and CMIP6 models

模式名称	最大混合层深度/m	潜沉率/ ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	潜沉率(地转)/ ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	侧向输入/ ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	侧向输入(地转)/ ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	垂向抽吸/ ($10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	位势密度/ ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	温度/ $^{\circ}\text{C}$	盐度
Argo	388	—	9.89	—	6.69	3.20	26.6~26.9	8.7~12.7	34.6~35.2
NESM3	567	28.43	16.04	20.46	8.07	7.97	26.9~27.2	10.5~12.5	35.2~35.7
CESM2-WACCM	341	17.61	12.35	10.04	4.78	7.57	26.2~26.8	5.0~12.0	33.8~34.7
IPSL-CM6A-LR	466	27.21	18.70	19.88	11.37	7.33	26.3~26.6	9.8~13.5	34.4~35.1
CAMS-CSM1-0	655	49.84	27.21	38.14	15.51	11.70	26.2~26.9	9.0~14.5	34.5~35.3
FIO-ESM-2-0	310	15.15	11.80	8.57	5.22	6.58	26.2~26.9	5.0~11.8	33.9~34.6
MRI-ESM2-0	603	42.69	26.35	30.72	14.35	11.97	26.6~26.9	9.2~13.3	34.7~35.3
CIESM	407	21.37	14.61	13.81	7.05	7.56	26.4~26.9	5.5~14.0	34.1~35.3
CanESM5	528	35.95	23.26	24.54	11.85	11.41	26.3~26.6	8.9~12.0	34.2~34.7

注:—代表Argo没有基于流速计算的潜沉率,只有基于地转流计算的潜沉率。

向赤道偏移,其模拟潜沉核心区也会向赤道偏移(图 4),在 CMIP5 模式中也存在这种潜沉区向赤道偏移的偏差^[54]。由于 CMIP6 模式模拟混合层深度以及混合层深度的南北梯度差异较大(图 3d),所以不同模式模拟的南印度洋东部的潜沉率核心区位置也不同(图 4b 至图 4i)。与混合层深度南北梯度最大的位置所对应,CMIP6 模式在南印度洋东部的潜沉率核心区主要呈现出了两种分布形态,一种为集中于东部约 35°S, 108°E 位置的分布形态(CESM2-WACCM, FIO-ESM-2-0, CIESM);另一种则基本沿纬向(约 38°S)均匀分布于 55°~120°E 的经度范围内(NESM3, IPSL-CM6A-LR, CAMS-CSM1-0, MRI-ESM2-0, CanESM5),这种分布形态与 Argo 观测相似。本文分析的所有 CMIP6 模式模拟东南印度洋亚南极模态水潜沉率都比观测更大,潜沉更强(表 2)。在这 8 个 CMIP6 模式中,东南印度洋亚南极模态水的潜沉都主要由侧向输入导致,与 Argo 一致(表 2)。

本文根据 CMIP6 模式历史模拟的温度和盐度数据计算地转流之后,再基于地转流计算结果进一步计算得到了潜沉率与 Argo 潜沉率分布之差(图 5)。可以看出,与 Argo 潜沉率相比,CMIP6 模式平均潜沉率在靠近赤道的纬向上(30°~35°S)和澳大利亚西南部(105°~110°E)附近偏大,而在 40°~45°S 附近偏小(图 5a)。单个 CMIP6 模式与 Argo 潜沉率之差的分布也存在类似的特点(图 5b 至图 5i)。在潜沉核心区集中于东部(约 35°S, 108°E)的模式中(CESM2-WACCM, FIO-ESM-2-0, CIESM),潜沉率偏大的位置主要位于澳大利亚西南部附近;在潜沉率呈沿纬向均匀分布

形态的模式中(NESM3, IPSL-CM6A-LR, CAMS-CSM1-0, MRI-ESM2-0, CanESM5),潜沉率偏大的位置主要位于 38°S 纬线附近。另外,在 CMIP6 模式中,基于地转流计算的侧向输入与基于模式流场计算的侧向输入相比明显偏小,在最大混合层深度相对较小的模式中(CESM2-WACCM 和 FIO-ESM-2-0),基于地转流计算的侧向输入小于 Argo,而在其他 CMIP6 模式中则大于 Argo。但是,CMIP6 模式中基于地转流计算得到的东南印度洋亚南极模态水潜沉率与 Argo 潜沉率相比仍然偏大(表 2)。

由表 2 中可以看出,在模拟混合层深度较大的模式中(CAMS-CSM1-0 和 MRI-ESM2-0, 最大混合层深度分别为 655 m 和 603 m),平均潜沉率也明显大于其他模式(分别为 $49.84 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $42.69 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)。同样,在模拟最大混合层较浅的 CESM2-WACCM 和 FIO-ESM-2-0 中,平均潜沉率与其他 CMIP6 模式相比更小,分别为 $17.61 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 和 $15.15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。在历史模拟期间, NESM3 模拟的东南印度洋亚南极模态水位势密度明显大于 Argo 和其他 CMIP6 模式(为 26.9~27.2 kg/m^3),这主要是由于其模拟的盐度偏大;在 MRI-ESM2-0 中,东南印度洋亚南极模态水的核心位势密度范围为 26.6~26.9 kg/m^3 ,与 Argo 中位势密度范围一致;然而,其他 CMIP6 模式模拟的东南印度洋亚南极模态水位势密度均小于 Argo,这与图 4 中该模态水潜沉区的海表密度范围所对应。

前人研究表明^[55],与观测相比,大部分 CMIP5 气候模式模拟南大洋的海水温度偏高且盐度偏小,所以密度偏小,这可能是模式中偏强的降水导致^[54]。海表

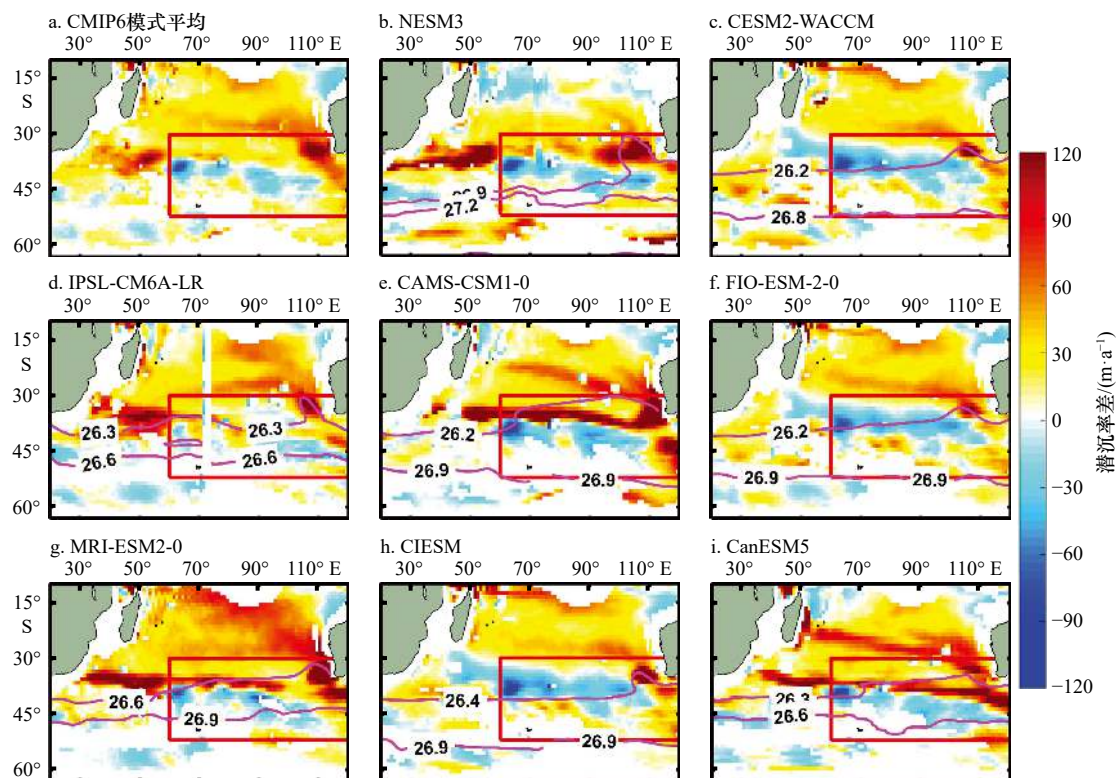


图5 CMIP6模式和Argo地转流计算的南印度洋潜沉率之差

Fig. 5 The difference of subduction rate calculated by geostrophic current in the Southern Indian Ocean derived from Argo and CMIP6 models

a. CMIP6 模式平均与 Argo 潜沉率之差; b-i. 各 CMIP6 模式与 Argo 的潜沉率之差; 红框内位于等位势密度线之间的区域为东南印度洋亚南极模态水的生成海域

a. The difference of subduction rate between CMIP6 multi-model mean and Argo; b-i. the difference of subduction rate between CMIP6 models and Argo; the region between isopycnals in the red boxes represent the formation region of Southeast Indian subantarctic mode water

过多的淡水输入会加强海水的层化,抑制冬季深对流和混合层的形成^[54]。CMIP6 模式在混合层模拟上有所改善,大部分 CMIP6 模式模拟的最大混合层深度都与观测相近或者更大,而模拟的东南印度洋亚南极模态水的盐度都比观测略小,温度相差不大,因此 CMIP6 模式模拟该水团密度的偏差主要来源于偏小的盐度^[75]。另外,不同 CMIP6 模拟的东南印度洋亚南极模态水的性质差异也很大,其原因可能来源于多个方面,如模式对风场和浮力强迫、南大洋吸收和储存热量、次中尺度混合过程模拟能力不同以及中纬度海域跨等密度面混合参数化方案不同等^[27, 51]。虽然 CMIP6 模式之间存在以上偏差,但在辐射强迫增强的情景下,东南印度洋亚南极模态水性质变化趋势基本一致,这将在下一章进行分析。

4 未来情景试验结果

4.1 南印度洋潜沉率及其变化趋势

从图4中可以大致得出东南印度洋亚南极模态

水在 CMIP6 模式中的生成区位置,将生成区位置对应于图6和图7,则能看出东南印度洋亚南极模态水潜沉率趋势和对应位置混合层深度趋势的水平分布。本文将显著水平设为 0.05,对应的置信水平为 95%,对潜沉率、混合层深度和混合层深度南北梯度长期趋势均进行了 Mann-Kendall 检验,并已去除未通过显著性检验和变化趋势不明显的网格点。在 CMIP6 模式的历史模拟试验中, NESM3 的东南印度洋亚南极模态水形成于 30°~40°S, 70°~110°E,且位于海表密度为 26.6~26.9 kg/m³ 之间的海域。将此区域对应于图6a至图6c中可发现,东南印度洋亚南极模态水潜沉率的增大趋势在历史模拟期间占主导地位;而在 SSP245 情景下,潜沉率减小趋势的范围明显增大;在 SSP585 情景下,潜沉率减小趋势的范围几乎遍布了整个 30°~40°S 的南印度洋海域。在其他 CMIP6 模式中也能看出类似特点:在东南印度洋亚南极模态水生成区,潜沉率趋势在历史模拟期间偏小,在 SSP245 情景下居中,在 SSP585 情景下最大(图6),即辐射强迫越强,东南印度洋亚南极模态水生成区的潜沉率减

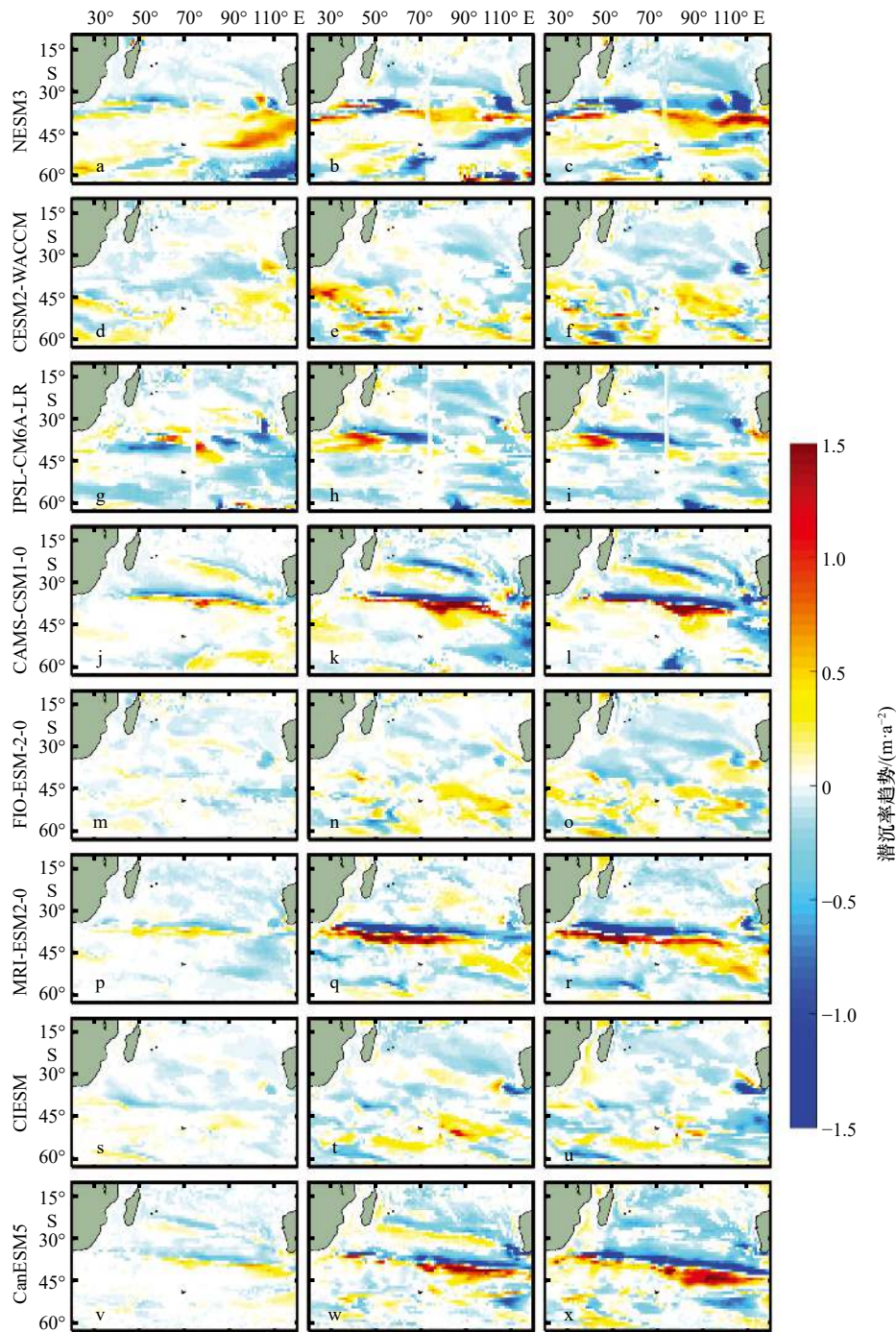


图 6 CMIP6 模式中南印度洋潜沉率趋势分布

Fig. 6 The distribution of annual subduction rate trend in the Southern Indian Ocean derived from CMIP6 models

左列为历史模拟结果(1850–2014 年); 中列(SSP245)和右列(SSP585)为情景试验结果(2015–2100 年); 填色区域通过 95% 显著性检验

The left column are the results in the historical simulations from 1850 to 2014; the middle and right columns are the results of SSP245 and SSP585 from 2015

to 2100 respectively; the shaded region indicate significant trends at 95% confidence interval

小越快。CMIP6 模式模拟的南印度洋潜沉率趋势也呈现出两种分布形态: 3 个 CMIP6 模式中的潜沉率趋势总体偏小(CESM2-WACCM, FIO-ESM-2-0, CIESM), 且其潜沉率减小趋势最大的区域位于约 100°E 以东的位置; 5 个 CMIP6 模式中的潜沉率趋势总体偏大

(NESM3, IPSL-CM6A-LR, CAMS-CSM1-0, MRI-ESM2-0, CanESM5), 其潜沉率减小趋势最大的区域主要位于 30°~45°S 之间, 可达 1.5 m/a²。值得注意的是, 在 CAMS-CSM1-0, MRI-ESM2-0, CanESM5 中, 潜沉率趋势的分布在 30°~40°S 间沿着纬度方向出现了明显分界, 在

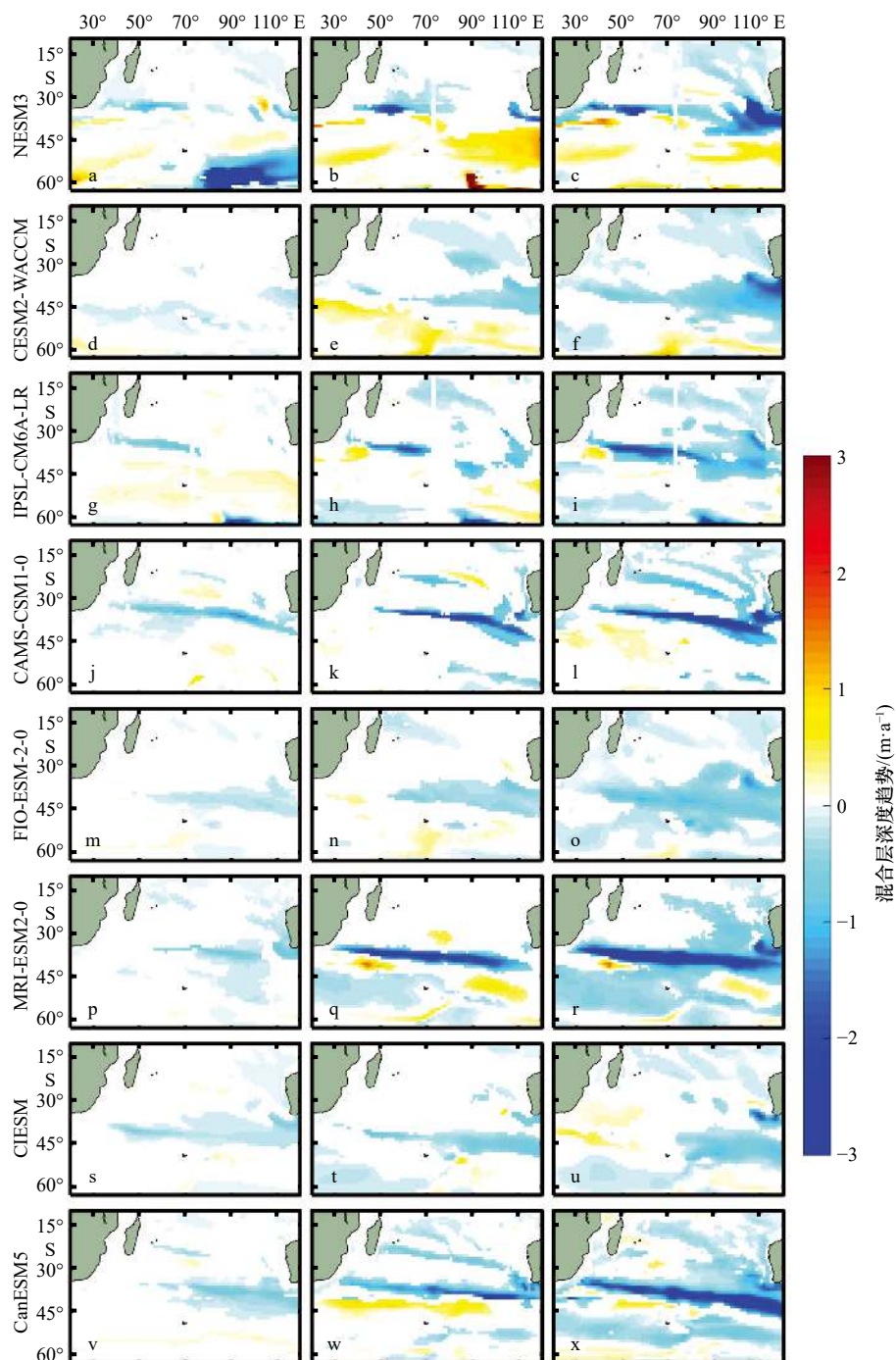


图 7 CMIP6 模式中南印度洋 9 月混合层深度趋势分布

Fig. 7 The distribution of mixed layer depth trend in the Southern Indian Ocean in September derived from CMIP6 models

左列为历史模拟结果(1850–2014 年); 中列(SSP245)和右列(SSP585)为情景试验结果(2015–2100 年); 填色区域通过 95% 显著性检验

The left column are the results in the historical simulations from 1850 to 2014; the middle and right columns are the results of SSP245 and SSP585 from 2015 to 2100 respectively; the shaded region indicate significant trends at 95% confidence interval

边界以南潜沉率增大, 在边界以北潜沉率减小, 而且随着辐射强迫增强, 边界会更加明显(图 6)。

南印度洋混合层趋势的水平分布也呈现出类似的规律, 与潜沉率趋势分布形态对应较好(图 6 和图 7): 在大部分 CMIP6 模式中, 在混合层变浅(深)的区域, 潜沉率会相应减小(增加); 在辐射强迫增强的情景试

验中, 东南印度洋亚南极模态水生成区的混合层变浅更快, 潜沉率减小加快。其原因可能来自两个方面: 一是在气候模式中, 随着辐射强迫增加, 海表温度增加; 二是在东南印度洋亚南极模态水生成区的淡水输入增加。两种效应都使得海水获得浮力, 海洋层化加强, 混合层变浅, 抑制了东南印度洋亚南极模态水的形

成^[52-53, 75]。然而, NESM3 与其他模式有着明显差异: 在 NESM3 的历史模拟期间, 东南印度洋亚南极模态水生成区的混合层深度呈现上升趋势(约 0.5 m/a); 在 SSP245 情景下, 混合层深度呈上升趋势的海域面积比历史模拟更大, 只有邻近澳大利亚西南部的混合层变浅; 而在 SSP585 情景下, 混合层深度在东部集中减小很快, 该减小趋势可达 3 m/a(图 7a 至图 7c)。模拟混合层偏弱的模式模拟的混合层深度变化趋势明显小于其他模式(CESM2-WACCM, FIO-ESM-2-0, CIESM, 最大混合层深度分别为 341 m、310 m 和 407 m, 表 2); 而模拟混合层偏强的模式模拟的混合层变化更加明显(NESM3, CAMS-CSM1-0, MRI-ESM2-0, CanESM5, 最大混合层深度分别为 567 m、655 m、603 m 和 528 m, 表 2)。也就是说, CMIP6 气候模式模拟混合层越深, 其中混合层深度在未来排放情景下的变化趋势越明显。

CMIP6 多模式平均南印度洋 9 月混合层深度南北梯度趋势的水平分布显示, 在 CMIP6 模式历史模拟期间, 澳大利亚西南部以及 30°~35°S, 40°~100°E 海域范围内混合层深度的南北梯度呈缓慢减小趋势, 约为 $-2 \times 10^{-3} \text{ m}/(\text{km} \cdot \text{a})$, 与东南印度洋亚南极模态水的潜沉区相对应(图 8a); 在 SSP245 情景下, 东南印度洋亚南极模态水的潜沉区混合层深度南北梯度的减小趋势更加显著, 可达 $-5 \times 10^{-3} \text{ m}/(\text{km} \cdot \text{a})$ 以上(图 8b); 而在 SSP585 情景下, 混合层深度的南北梯度呈减小趋势的海域范围在澳大利亚东南部(30°~43°S, 90°~110°E)明显增大, 减小趋势可达 $-8 \times 10^{-3} \text{ m}/(\text{km} \cdot \text{a})$ (图 8c)。可见, 辐射强迫的增强加速了混合层深度南北梯度的减小, 导致东南印度洋亚南极模态水潜沉率减小速度加快。

为了研究东南印度洋亚南极模态水潜沉率的长期变化, 本文将潜沉率在该水团的生成区进行积分, 并计算了混合层深度在该水团生成区的平均值面积, 计算结果如图 9 所示。在 CMIP6 模式的历史模拟时期(1850-2014 年), 潜沉率变化较为平缓。在 NESM3 中, 东南印度洋亚南极模态水潜沉率呈缓慢上升趋势, 这主要是由于侧向输入引起的(约 72.7%), 而垂向抽吸对潜沉率趋势贡献相对较小, 约为 27.3%(图 9a); 在 CESM-WACCM 中, 模态水潜沉率变化不大(图 9b); 在 IPSL-CM6A-LR 中, 模态水潜沉率随着侧向输入和垂向抽吸变化, 起伏很大, 在 1910 年以前呈波动下降趋势(约 $9.98 \times 10^6 (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$), 之后呈缓慢上升趋势, 约为 $0.29 \times 10^6 (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$ (图 9c)。该变化与混合层深度的变化对应较好, 尤其是在 1890 年前后, 混合层深度与潜沉率同时在下降后上升至极大值

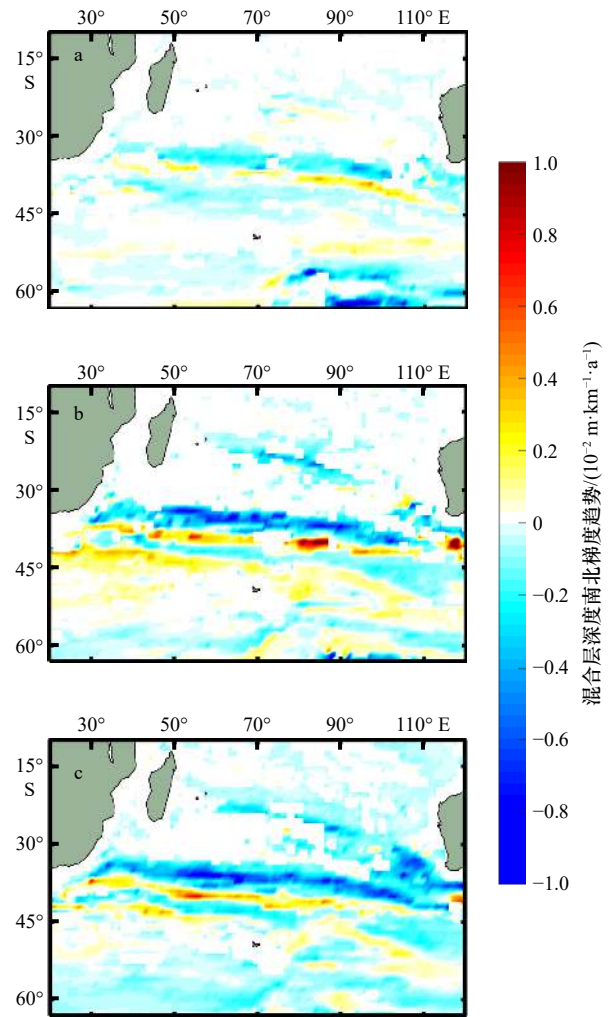


图 8 CMIP6 模式平均南印度洋 9 月混合层深度南北梯度趋势分布

Fig. 8 CMIP6 multi-model mean trend of meridional gradient of mixed layer depth in the Southern Indian Ocean in September derived from CMIP6

a. 历史模拟结果(1850-2014 年); b, c. SSP245 和 SSP585 情景试验结果(2015-2100 年); 填色区域通过 95% 显著性检验
a. The results in the historical simulations from 1850 to 2014; b, c. the results under two scenarios of SSP245 and SSP585 from 2015 to 2100; the shaded region indicate significant trends at 95% confidence interval

(约 226 m 和 $33.29 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), 随后迅速下降, 1910 年以后再缓慢波动上升。与除此之外的其他 CMIP6 模式模拟的潜沉率均呈现缓慢的下降趋势(图 9d 至图 9h)。

在 SSP245 情景下, NESM3 模拟的模态水潜沉率在 2060 年之前呈下降趋势(约 $9.80 \times 10^6 (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$), 随后迅速上升, 上升趋势约为 $26.18 \times 10^6 (\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$ (图 9a), 这主要由侧向输入的增加引起(约 82.1%), 而垂向抽吸的贡献较小(约 17.9%)。侧向输入与混合层深度的变化有密切联系, 在 2060 年以后, 混合层的上升趋势可以达到 84.5 m/(100 a)。与其他模式相

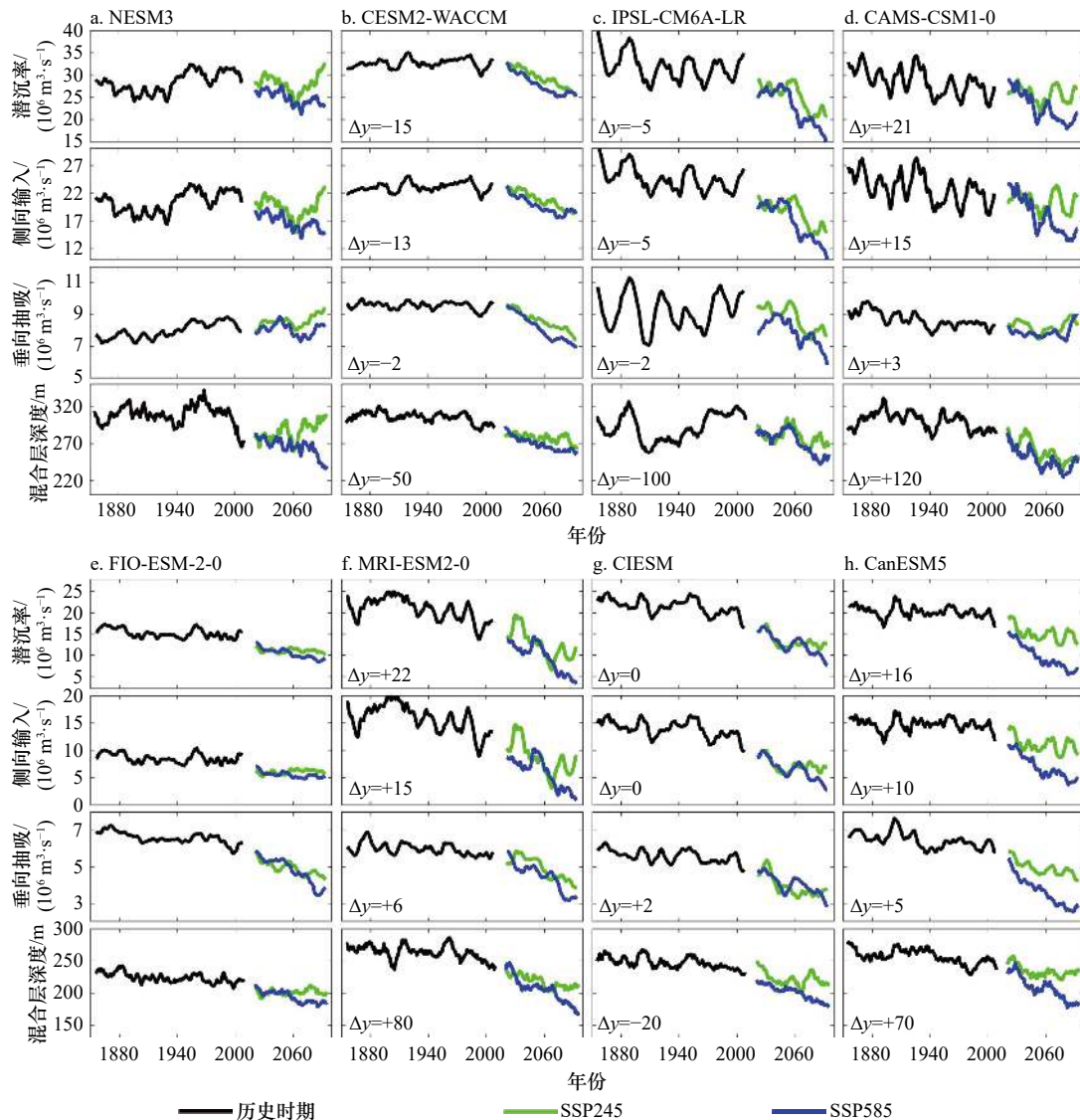


图9 CMIP6 模式中东南印度洋亚南极模态水潜沉率和其生成区混合层深度的长期变化

Fig. 9 Longterm variation of annual subduction rate of SEISAMW and mixed layer depth in SEISAMW formation region derived from CMIP6 models

左下角 Δy 为纵坐标相对于第一列模式的平移量, 如 b 中潜沉率变化的左下角 $\Delta y = -15$ 表示比图中显示的纵坐标数值小 $15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。The Δy that mark in the lower left corner of each subpanels represent this Y-axis should shift by the value of Δy refer to the Y-axis in the leftmost subpanels, i. e., in the lower corner of b showing the variation of subduction rate, $\Delta y = -15$ indicates the subduction rate is $15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ smaller than the value shown in Y-axis

比, IPSL-CM6A-LR 模拟的模态水潜沉率变化在 SSP245 情景下仍然很大。2015–2060 年, 潜沉率呈波动上升趋势, 至 2060 年达到极大值, 随后迅速下降。模态水的侧向输入、垂向抽吸以及生成区混合层深度的变化也有类似特点 (图 9c); 除此之外的其他 CMIP6 模式在情景试验中模拟东南印度洋亚南极模态水的潜沉率、侧向输入、垂向抽吸和混合层深度也均呈下降趋势, 且下降速度比历史模拟更快, 尤其是在 SSP585 情景试验中下降最快 (图 9)。

4.2 东南印度洋亚南极模态水性质及其变化趋势

因为 CMIP6 模式之间存在系统偏差, 因此它们

模拟的东南印度洋亚南极模态水在温-盐 ($T-S$) 图中也会呈现不同的分布 (图 10)。历史模拟期间东南印度洋亚南极模态水的平均温度、盐度和密度范围列于表 2 中, 与图 10 第一列图相对应。在 SSP245 情景下, 模式模拟东南印度洋亚南极模态水的 $T-S$ 分布与历史模拟相比偏左上方, 即模态水密度比历史模拟更小, 体积也明显减小; 在 SSP585 情景下, 模式模拟的模态水密度更小, 体积也减小。可见, 辐射强迫越强, 模式模拟东南印度洋亚南极模态水的密度越小, 体积也越小。此外, CESM2-WACCM、FIO-ESM-2-0、CIesm 在 SSP245 情景下模拟的东南印度洋亚南极模态水分

成了两个部分。从 $T-S$ 图中可以看出, 这两个水团之间的温度、盐度和密度差别很大——位于右上角的水团呈高温高盐性质, 位于左下角的呈低温低盐性质 (图 10e, 图 10n 和图 10t)。这可能是因为它们的潜沉

区域不同, 导致潜沉下来的水团储存了不同的海表信息。在 SSP585 情景下, 这两部分水团分得更开, 且体积更小 (图 10f, 图 10o 和图 10u)。

对比潜沉率的变化与完全潜沉之后的东南印度

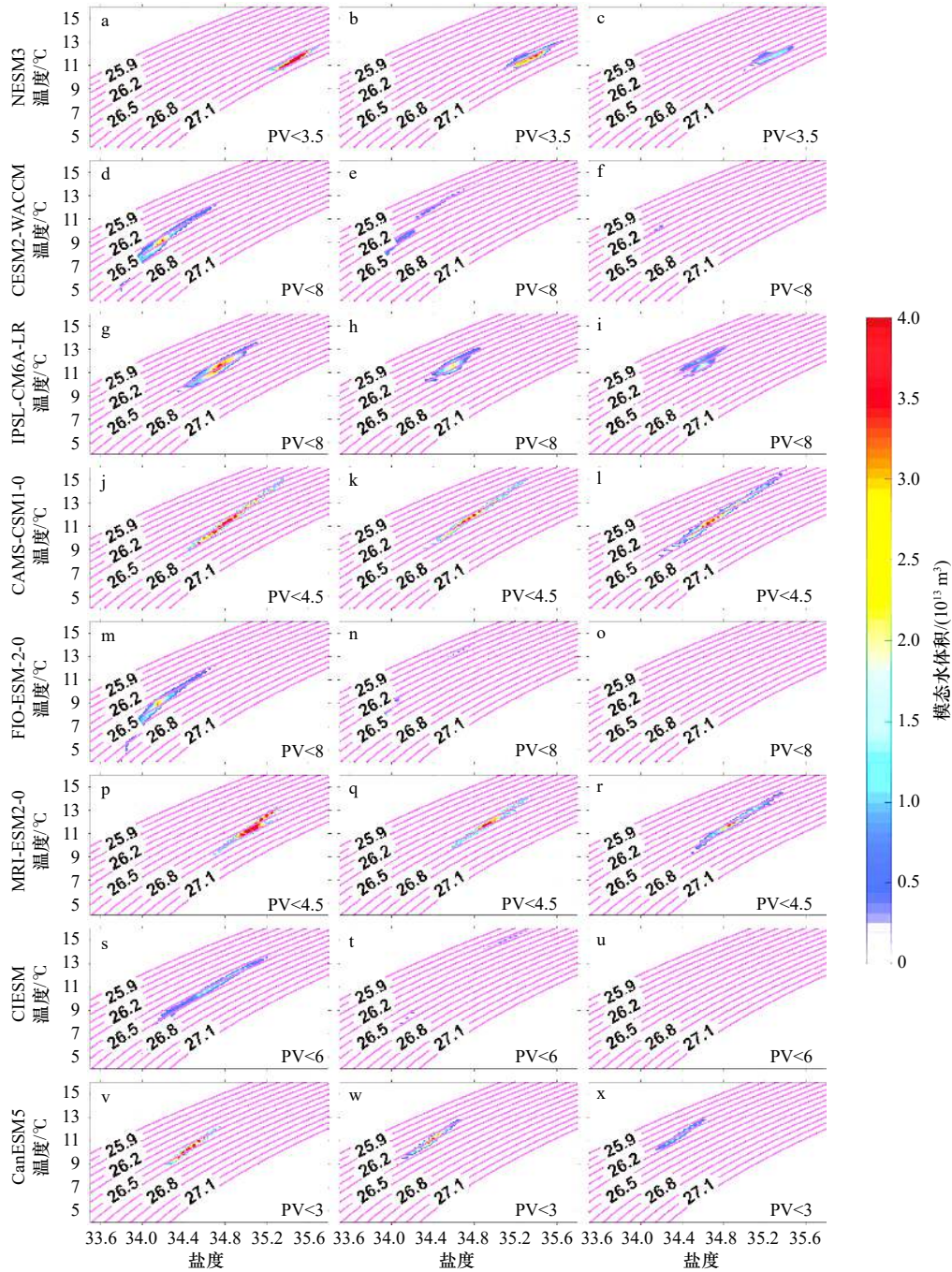


图 10 CMIP6 模式中东南印度洋亚南极模态水 (PV 小于某一阈值) 的温盐 ($T-S$) 图

Fig. 10 Temperature and salinity ($T-S$) diagram of the Southeast Indian subantarctic mode water (identified as water column with potential vorticity smaller than a threshold value) derived from CMIP6 models

左列为历史模拟结果 (1850–2014 年), PV 阈值标于图中右下角 (单位: $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}$); 中列 (SSP245) 和右列 (SSP585) 为情景试验结果 (2015–2100 年); 图中填色代表具有不同温盐密特征的东南印度洋亚南极模态水的体积

The left column are the results in the historical simulations from 1850 to 2014, the threshold values (unit: $10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}$) are marked in the lower right corner of the subpanel; the middle and right columns are the results under of SSP245 and SSP585 from 2015 to 2100 respectively; the color bar indicates the related volume of the Southeast Indian subantarctic mode water

洋亚南极模态水体积和性质的变化后发现,在 CMIP6 历史模拟时期,所有 CMIP6 模式模拟的东南印度洋亚南极模态水的体积与潜沉率的变化对应较好(图 11)。大部分 CMIP6 模式模拟的东南印度洋亚南极模态水体积在这一时期缓慢减小(图 11)。NESM3 模拟的东南印度洋亚南极模态水体积随着潜沉率的增大而增大,在 1940–2000 年期间尤其明显,

约为 $7.1 \times 10^{15} \text{ m}^3 / (100 \text{ a})$; IPSL-CM6A-LR 模拟的东南印度洋亚南极模态水体积随着潜沉率变化,在 1940 年以前呈下降趋势(约 $0.98 \times 10^{15} \text{ m}^3 / (100 \text{ a})$),随后缓慢上升,上升趋势约为 $0.55 \times 10^{15} \text{ m}^3 / (100 \text{ a})$ (图 11c)。在情景试验中(2015–2100 年),东南印度洋亚南极模态水体积减小速度加快,在 SSP585 情景下,东南印度洋亚南极模态水体积减少最多。部分模

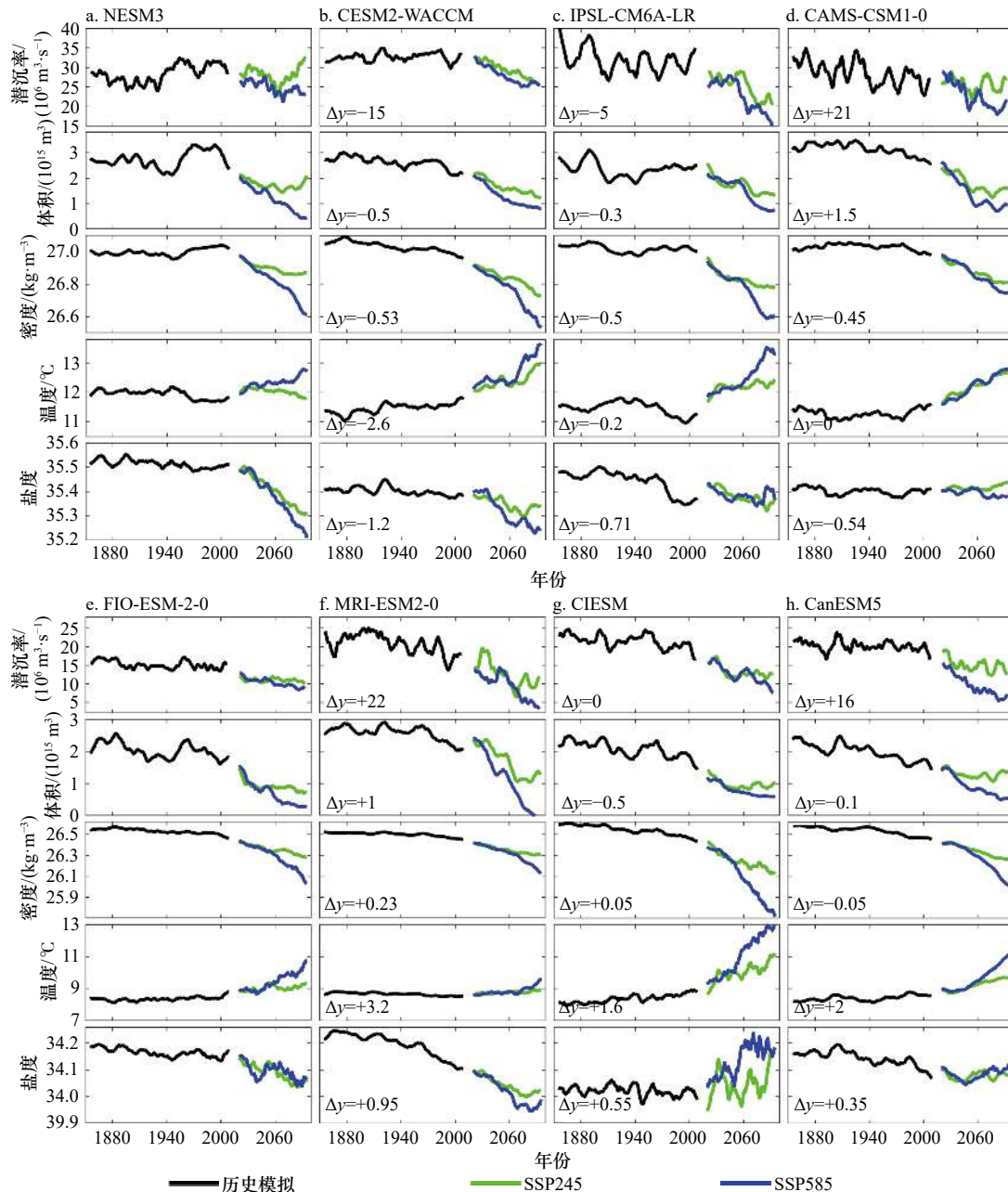


图 11 CMIP6 模式中东南印度洋亚南极模态水潜沉率及其性质的长期变化

Fig. 11 Longterm variation of annual subduction rate and properties of Southeast Indian subantarctic mode water derived from CMIP6 models

左下角 Δy 为纵坐标相对于第一列模式的平移量,如 b 中潜沉率变化的左下角 $\Delta y = -15$ 表示比纵坐标数值小 $15 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$
 The Δy that mark in the lower left corner of each subpanels represent this Y-axis should shift by the value of Δy refer to the Y-axis in the leftmost subpanels, i. e., in the lower corner of b showing the variation of subduction rate, $\Delta y = -15$ indicates the subduction rate is $15 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$ smaller than the value shown in Y-axis

式预估,到 2100 年时,东南印度洋亚南极模态水体积甚至接近 0(图 11)。

与此同时,在历史模拟时期,除了 NESM3 之外,其余 7 个 CMIP6 模式模拟的东南印度洋亚南极模态水的密度均减小,其中,CIESM 模拟的东南印度洋亚南极模态水密度减小最快($-0.10 \text{ (kg} \cdot \text{m}^{-3}) / (100 \text{ a})$)。在情景试验中,所有 CMIP6 模式模拟的东南印度洋亚南极模态水密度加速减小(图 11g)。虽然部分模式在历史模拟时期模拟的东南印度洋亚南极模态水趋于变冷(NESM3、IPSL-CM6A-LR、MRI-ESM2-0),但在几乎所有模式情景试验中(除了 NESM3 的 SSP245 情景试验),东南印度洋亚南极模态水温度均呈增加趋势,且在 SSP585 情景下增加趋势最大(图 11)。与温度相比,CMIP6 模式模拟东南印度洋亚南极模态水的盐度变化趋势比较不规则。在 NESM3 的 SSP585 情景试验中,该水团盐度下降很快,从约 35.5 降至约 35.2,而在 CIESM 的 SSP585 情景试验中,该水团盐度呈现增加趋势(图 11a,图 11g)。因此,东南印度洋亚南极模态水密度的减小主要是温度的增加导致的。

从图 12 中也可以看出,在大部分 CMIP6 模式中,东南印度洋亚南极模态水的潜沉率、体积、密度和温度在 3 组不同试验中的趋势均呈现随着辐射强迫增强不断递增的特点,变化趋势在历史模拟时最小,在 SSP245 情景下居中,在 SSP585 情景下最大,而其盐度的变化趋势则较为不规则。东南印度洋亚南极模态水的潜沉率趋势在历史模拟试验中很小(绝对值),且在除了 NESM3 和 CESM2-WACCM 之外的 CMIP6 模式中均为负数(图 12a),在辐射更强的情景下,东南印度洋亚南极模态水潜沉率的减小加快。侧向输入和垂向抽吸对潜沉率的趋势贡献在不同模式不同试验中有差别(图 12a)。如在 FIO-ESM-2-0 的 SSP245 和 SSP585 情景试验中,垂向抽吸对潜沉率趋势的影响占主导作用;在 NESM3 的 SSP245 情景试验中,垂向抽吸对潜沉率趋势的影响更大,而在 SSP585 情景下,侧向输入对潜沉率趋势的贡献更大(图 12a)。但是,在大部分 CMIP6 模式中,无论在历史模拟,还是在 SSP245 和 SSP585 情景下,东南印度洋亚南极模态水潜沉率趋势主要由侧向输入控制(图 12a)。同样也可以看出,混合层深度在大部分 CMIP6 模式中呈变浅的趋势,且在 SSP585 情景下变浅速率最快(图 12b)。与潜沉率和混合层深度的下降趋势对应,东南印度洋亚南极模态水的体积在 CMIP6 模式中呈现下降趋势,且在 MRI-ESM2-0 的 SSP585 情景试验中下降最快,约 $3.68 \times 10^{15} \text{ m}^3 / (100 \text{ a})$ (图 12c)。

同时,大部分 CMIP6 模式模拟的东南印度洋亚南极模态水的密度在历史模拟试验中均呈下降趋势;在中等辐射强迫情景的 SSP245 试验中密度下降趋势会更大;在高压强迫情景的 SSP585 试验中,密度减小最快,尤其是 CIESM 模拟的模态水密度在此情景试验中从 26.4 kg/m^3 降到 25.8 kg/m^3 ,趋势约为 $0.97 \text{ (kg} \cdot \text{m}^{-3}) / (100 \text{ a})$ (图 11g 和图 12d)。东南印度洋亚南极模态水的温度在历史模拟中变化趋势不大,部分模式在 SSP245 情景下变化趋势也不明显(NESM3、IPSL-CM6A-LR、FIO-ESM-2-0、MRI-ESM2-0)。在 SSP585 情景下,虽然每个 CMIP6 模式模拟的东南印度洋亚南极模态水的温度上升趋势有大(如 CIESM,约 $5.59^\circ\text{C} / (100 \text{ a})$)有小(如 NESM3 和 MRI-ESM2-0,分别为 $0.77^\circ\text{C} / (100 \text{ a})$ 和 $0.91^\circ\text{C} / (100 \text{ a})$),但是与其他试验相比,其温度都加速上升(图 11 和图 12e)。与温度的变化相比,盐度的变化趋势在 CMIP6 模式之间的差异更大。在 NESM3、CESM2-WACCM 和 MRI-ESM2-0 中,东南印度洋亚南极模态水的盐度在历史模拟和情景试验中均呈减小趋势,且在辐射强迫增强情景下,盐度的减小趋势更明显,可达 $0.39 (100 \text{ a})^{-1}$ (NESM3 的 SSP585 情景试验中);与之相反,CIESM 模拟的东南印度洋亚南极模态水的盐度变化呈增加趋势;除此之外的其他 CMIP6 模式模拟的东南印度洋亚南极模态水的盐度变化趋势不明显,且与辐射强迫关系不大(图 12f)。

CMIP6 多模式平均东南印度洋亚南极模态水潜沉及性质的长期变化情况如图 13 所示。虽然各个模式之间的系统偏差很大,但是它们的长期变化趋势特点相似。在历史模拟时期,东南印度洋亚南极模态水潜沉率减小趋势比较缓慢(约 $1.52 \times 10^6 \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$),侧向输入和垂向抽吸也呈现缓慢减小趋势(分别为 $1.28 \times 10^6 \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$ 和 $0.23 \times 10^6 \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$),对潜沉率趋势的贡献分别约为 84.2% 和 15.8%;在 SSP245 情景下,东南印度洋亚南极模态水潜沉率加速减小(约为 $5.15 \times 10^6 \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$),其中侧向输入和垂向抽吸对其贡献分别约为 71.1% 和 28.9%;在 SSP585 情景下,东南印度洋亚南极模态水潜沉率减小最快(约为 $11.1 \times 10^6 \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) / (100 \text{ a})$),侧向输入和垂向抽吸对其贡献分别约为 78.3% 和 21.7%(图 13a 至图 13c)。由此可见,影响东南印度洋亚南极模态水潜沉的主要驱动因素为侧向输入,在长时间尺度上,侧向输入对其变化趋势的贡献更大。与潜沉率的减小相对应,东南印度洋亚南极模态水体积也随之减小,且在历史模拟时期其体积减小趋势缓慢(约 $-0.28 \times 10^{15} \text{ m}^3 / (100 \text{ a})$),在情景试验下加速减小,在 SSP245

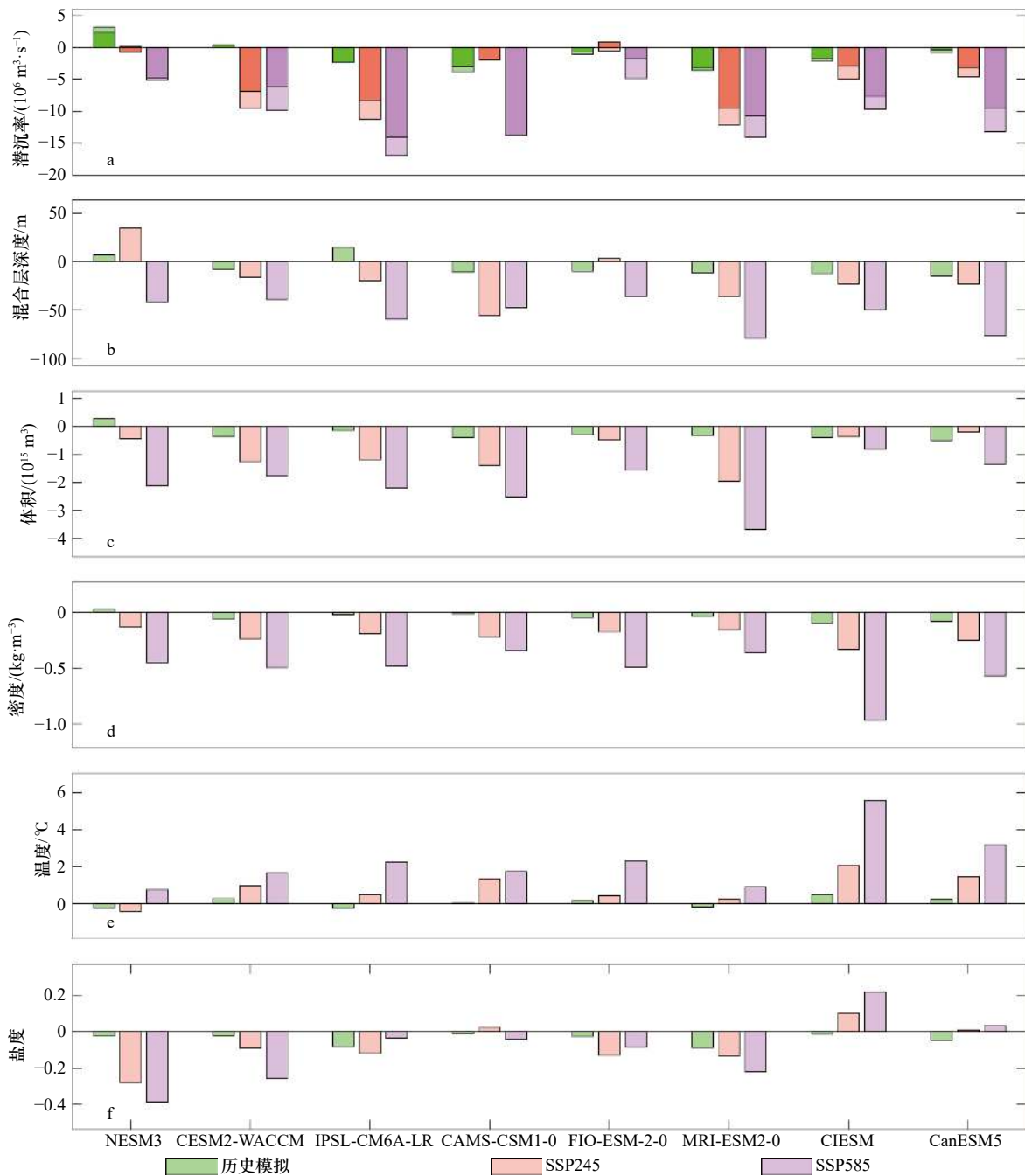


图 12 CMIP6 模式东南印度洋亚南极模态水的潜沉率及其性质的变化趋势

Fig. 12 Trend of subduction rate and properties of Southeast Indian subantarctic mode water simulated by CMIP6 models

绿色、橙色和紫色分别对应东南印度洋亚南极模态水在历史模拟、SSP245 和 SSP585 情景试验中的变化趋势(每 100 a); a. 深色和浅色部分分别对应侧向输入和潜沉率的变化趋势

Green, orange and purple bars indicate the variation of Southeast Indian subantarctic mode water properties in historical simulations, under SSP245 and SSP585 scenarios, respectively (every 100 a); a. the darker and lighter bars indicate lateral induction and subduction rate, respectively

和 SSP585 情景下分别为 $0.92 \times 10^{15} \text{ m}^3 / (100 \text{ a})$ 和 $1.97 \times 10^{15} \text{ m}^3 / (100 \text{ a})$ 。

情景试验对海洋最直接的影响是辐射强迫增加, 表层海水温度升高, 东南印度洋亚南极模态水随之响应。历史模拟时期, 东南印度洋亚南极模态水温度增加趋势不明显(约 $0.08 \text{ }^\circ\text{C} / (100 \text{ a})$), 然而在 2014 年之

后的情景试验中, 东南印度洋亚南极模态水温度迅速增加, 在 SSP585 情景下, 其增加趋势可达 $2.28 \text{ }^\circ\text{C} / (100 \text{ a})$, 到 2100 年, 其温度接近 $13 \text{ }^\circ\text{C}$ (图 13f)。东南印度洋亚南极模态水盐度变化趋势没有温度明显, 但能看出盐度下降趋势在情景试验中比历史模拟中更大。随着温度增加、盐度减小, 东南印度洋亚南极模态水密度

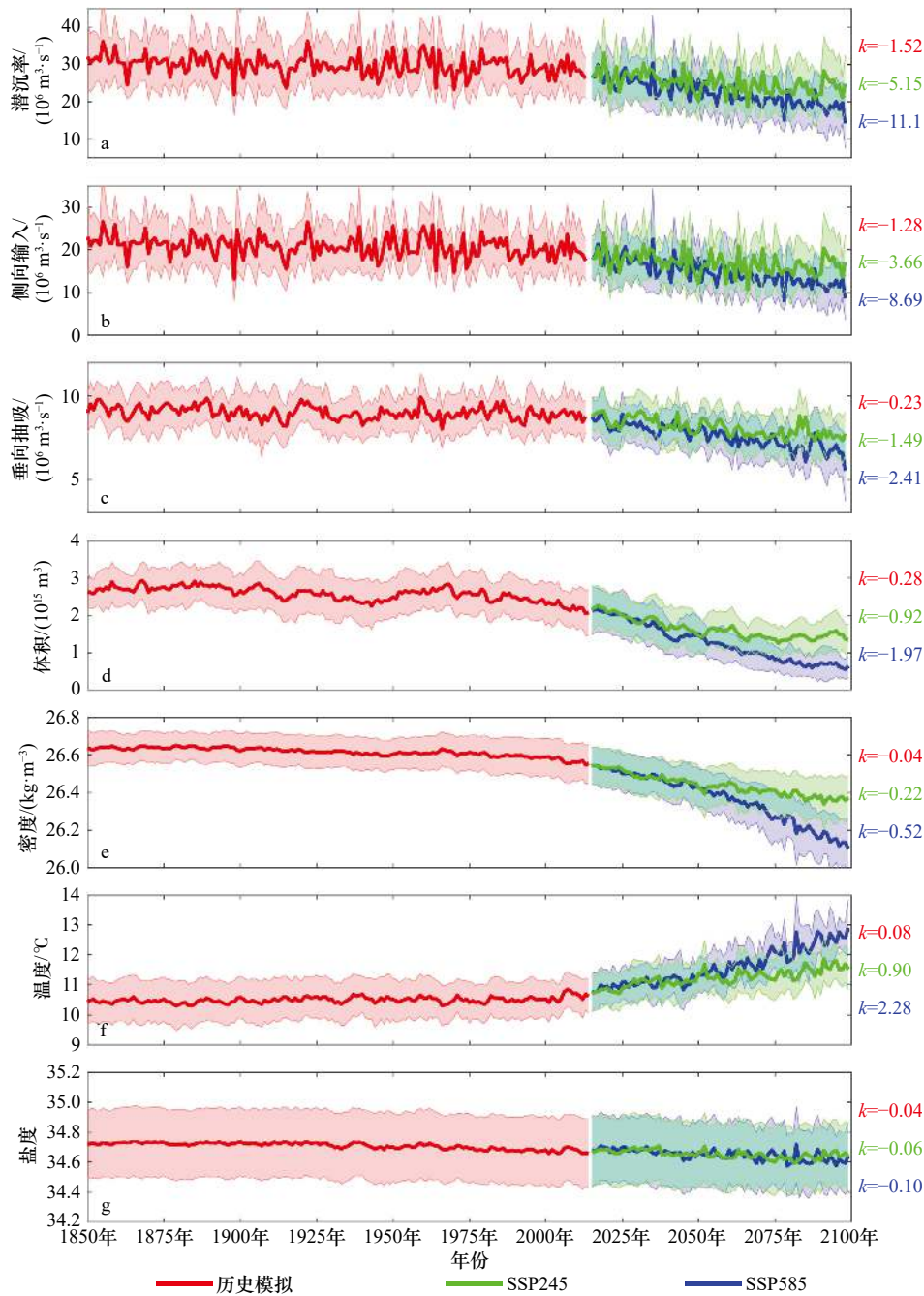


图 13 CMIP6 模式平均东南印度洋亚南极模态水的潜沉率及其性质的长期变化

Fig. 13 Longterm variation of the CMIP6 multi-model mean subduction rate and properties of Southeast Indian subantarctic mode water simulated by CMIP6 models

橘红线、绿线和蓝线分别为东南印度洋亚南极模态水在历史模拟、SSP245 和 SSP585 情景试验中的变化; 右侧 k 值代表变化趋势(每 100 a), 不同颜色代表不同试验, 与实线相对应; 浅色阴影部分为 CMIP6 模式平均值 ± 0.5 倍标准差

Orange, green and blue lines indicate the variation of Southeast Indian subantarctic mode water properties in the historical simulations, under SSP245 and SSP585 scenarios, respectively (every 100 a); the values of k that marked on the right of each subpanels represent the linear trends with the color corresponding to each experiment; light color shade indicate the 0.5 times of standard deviation of the CMIP6 models

也呈现减小趋势。在 SSP585 情景下, 密度减小趋势最大(约为 $0.52(\text{kg}\cdot\text{m}^{-3})/(100 \text{ a})$), 从 2015 到 2100 年, 东南印度洋亚南极模态水密度从 26.5 kg/m^3 减小至 26.1 kg/m^3 。

5 结论

本文基于 CMIP6 中 8 个模式数据的历史模拟试验, 通过与 Argo 观测对比, 评估了不同模式对东南印

度洋亚南极模态水的模拟能力。结果表明,各模式之间存在较大的系统偏差,尤其是在模拟海表密度这一方面。大部分模式模拟的南印度洋上层海洋的密度偏小,导致从混合层底部潜沉的东南印度洋亚南极模态水密度也偏小。Sallée 等^[55]也发现,CMIP5 气候模式模拟的亚南极模态水和南极中间水的密度都偏小。南印度洋潜沉率分布主要呈现出集中于东部型和沿纬向相对均匀型这两种分布形态。这种模式之间潜沉率分布的差异主要取决于侧向输入项。

本文将东南印度洋亚南极模态水在历史模拟与 SSP245 和 SSP585 两种情景下的变化趋势作了比较,发现南印度洋潜沉率与混合层深度以及混合层深度南北梯度趋势的水平分布对应较好。在混合层变浅(深)及其南北梯度减小(增加)的区域,潜沉率减小(增加);在辐射强迫增强的情景下,东南印度洋亚南

极模态水生成区的混合层变浅更快,混合层深度南北梯度减小更快,对应位置的潜沉率减小更快。这是在长期变化过程中,海表热通量和淡水通量增加导致的^[52-55]。CMIP6 模式模拟东南印度洋亚南极模态水的潜沉率和体积基本呈现同步变化。多模式平均的结果显示,东南印度洋亚南极模态水在历史模拟时期中潜沉率和相应性质的变化较为平缓;而在辐射强迫增强的情景下,由于混合层变浅,抑制了东南印度洋亚南极模态水的潜沉过程,导致东南印度洋亚南极模态水体积在长期变化过程中逐渐减小,与此同时,东南印度洋亚南极模态水本身的温度升高、盐度降低、密度降低(图 13)。因此,基于 CMIP6 模式对东南印度洋亚南极模态水的模拟预估,东南印度洋亚南极模态水将在未来持续减少,这可能会对上层海洋翻转环流和海洋对 CO₂ 的吸收产生重要影响^[26, 53]。

参考文献:

- [1] Hanawa K, Talley L D. Modes Waters BT-Ocean Circulation and Climate[M]//Gerold S, John C, Gould J. Ocean Circulation and Climate. New York: Academic Press, 2001, 77: 373-386.
- [2] 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.
- [3] Woods J D. The physics of thermocline ventilation[J]. *Elsevier Oceanography Series*, 1985, 40: 543-590.
- [4] Sloyan B M, Rintoul S R. Circulation, renewal, and modification of Antarctic mode and intermediate water[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1999, 31(4): 1005-1030.
- [5] 胡海波, 刘秦玉, 刘伟. 北太平洋副热带模态水形成区潜沉率的年际变化及其机制[J]. *海洋学报*, 2006, 28(2): 22-28.
Hu Haibo, Liu Qinyu, Liu Wei. Interannual and decadal variation of the subduction rate in the subtropical mode water formation regions in the North Pacific[J]. *Haiyang Xuebao*, 2006, 28(2): 22-28.
- [6] 潘爱军, 万小芳, 刘秦玉. 北太平洋副热带模态水形成区混合层热动力过程诊断分析[J]. *热带海洋学报*, 2011, 30(5): 8-18.
Pan Aijun, Wan Xiaofang, Liu Qinyu. Diagnostics of mixed-layer thermodynamics in the formation regime of the North Pacific subtropical mode water[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2011, 30(5): 8-18.
- [7] Holte J W, Talley L D, Chereskin T K, et al. The role of air-sea fluxes in Subantarctic mode water formation[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C3): C03040.
- [8] 李祥, 罗义勇. 太平洋副热带东部模态水的年际变化及机制研究[J]. *中国海洋大学学报(自然科学版)*, 2019, 49(2): 1-13.
Li Xiang, Luo Yiyong. Inter-annual variations of the eastern subtropical mode waters in the Pacific Ocean and their formation mechanisms[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2019, 49(2): 1-13.
- [9] Tamsitt V, Cerovečki I, Josey S A, et al. Mooring observations of air-sea heat fluxes in two subantarctic mode water formation regions[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(7): 2757-2777.
- [10] Rintoul S R, England M H. Ekman transport dominates local air-sea fluxes in driving variability of subantarctic mode water[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2002, 32(5): 1308-1321.
- [11] 刘秦玉, 胡海波, 刘海龙, 等. 北太平洋副热带潜沉率及其变化中海面风的作用[J]. *海洋与湖沼*, 2006, 37(2): 184-192.
Liu Qinyu, Hu Haibo, Liu Hailong, et al. The role of sea surface wind in "subduction" rate variation in north Pacific[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2006, 37(2): 184-192.
- [12] Sallée J B, Speer K, Rintoul S, et al. Southern ocean thermocline ventilation[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(3): 509-529.
- [13] Qu Tangdong, Xie Shangping, Mitsudera H, et al. Subduction of the North Pacific mode waters in a global high-resolution GCM[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2002, 32(3): 746-763.
- [14] 潘爱军, 刘秦玉. 北太平洋副热带西部模态水形成区海洋涡旋对冬季垂直混合过程的影响[J]. *科学通报*, 2005, 50(17): 1949-1956.
Pan Aijun, Liu Qinyu. Mesoscale eddy effects on the wintertime vertical mixing in the formation region of the North Pacific Subtropical Mode Water[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(17): 1949-1956.
- [15] Sallée J B, Morrow R, Speer K. Eddy heat diffusion and Subantarctic mode water formation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(5): L05607.
- [16] Herraiz-Borreguero L, Rintoul S R. Subantarctic mode water variability influenced by mesoscale eddies south of Tasmania[J]. *Journal of*

- Geophysical Research: Oceans, 2010, 115(C4): C04004.
- [17] Gao Shan, Qu Tangdong, Fukumori I. Effects of mixing on the subduction of South Pacific waters identified by a simulated passive tracer and its adjoint[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2011, 51(1/2): 45–54.
- [18] Cerovečki I, Talley L D, Mazloff M R, et al. Subantarctic mode water formation, destruction, and export in the eddy-permitting Southern Ocean state estimate[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 43(7): 1485–1511.
- [19] Cerovečki I, Mazloff M R. The spatiotemporal structure of diabatic processes governing the evolution of Subantarctic Mode Water in the Southern Ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2016, 46(2): 683–710.
- [20] Gu Daifang, Philander S G H. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics[J]. *Science*, 1997, 275(5301): 805–807.
- [21] Wang Qi, Huang Ruixin. Decadal variability of pycnocline flows from the subtropical to the equatorial Pacific[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2005, 35(10): 1861–1875.
- [22] Jones D C, Meijers A J S, Shuckburgh E, et al. How does Subantarctic mode water ventilate the Southern Hemisphere subtropics?[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(9): 6558–6582.
- [23] McCartney M S. Subantarctic Mode Water[M]//Angel M V. *A Voyage of Discovery*. New York: Pergamon Press, 1977: 103–119.
- [24] Sabine C L, Feely R A, Gruber N, et al. The oceanic sink for anthropogenic CO₂[J]. *Science*, 2004, 305(5682): 367–371.
- [25] Ito T, Woloszyn M, Mazloff M. Anthropogenic carbon dioxide transport in the Southern Ocean driven by Ekman flow[J]. *Nature*, 2010, 463(7277): 80–83.
- [26] Séférian R, Iudicone D, Bopp L, et al. Water mass analysis of effect of climate change on air-sea CO₂ fluxes: the Southern Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(11): 3894–3908.
- [27] Frölicher T L, Sarmiento J L, Paynter D J, et al. Dominance of the Southern Ocean in anthropogenic carbon and heat uptake in CMIP5 models[J]. *Journal of Climate*, 2015, 28(2): 862–886.
- [28] Iudicone D, Rodgers K B, Plancherel Y, et al. The formation of the ocean's anthropogenic carbon reservoir[J]. *Scientific Reports*, 2016, 6(1): 35473.
- [29] Langlais C E, Lenton A, Matear R, et al. Stationary Rossby waves dominate subduction of anthropogenic carbon in the Southern Ocean[J]. *Scientific Reports*, 2017, 7(1): 17076.
- [30] McCartney M S. The subtropical recirculation of mode waters[J]. *Journal of Marine Research*, 1982, 40(S1): 427–464.
- [31] Wong A P S. Subantarctic mode water and Antarctic intermediate water in the South Indian Ocean based on profiling float data 2000–2004[J]. *Journal of Marine Research*, 2005, 63(4): 789–812.
- [32] Sallée J B, Wienders N, Speer K, et al. Formation of subantarctic mode water in the southeastern Indian Ocean[J]. *Ocean Dynamics*, 2006, 56(5/6): 525–542.
- [33] Koch-Larrouy A, Morrow R, Penduff T, et al. Origin and mechanism of subantarctic mode water formation and transformation in the Southern Indian Ocean[J]. *Ocean Dynamics*, 2010, 60(3): 563–583.
- [34] Herraiz-Borreguero L, Rintoul S R. Subantarctic mode water: distribution and circulation[J]. *Ocean Dynamics*, 2011, 61(1): 103–126.
- [35] Banks H T, Wood R A, Gregory J M, et al. Are observed decadal changes in intermediate water masses a signature of anthropogenic climate change?[J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(18): 2961–2964.
- [36] Banks H, Wood R, Gregory J. Changes to Indian Ocean subantarctic mode water in a coupled climate model as CO₂ forcing increases[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2002, 32(10): 2816–2827.
- [37] Hall A, Visbeck M. Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode[J]. *Journal of Climate*, 2002, 15(21): 3043–3057.
- [38] Thompson D W J, Solomon S. Interpretation of recent southern hemisphere climate change[J]. *Science*, 2002, 296(5569): 895–899.
- [39] Li Jianping, Wang J X L. A modified zonal index and its physical sense[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(12): 1632.
- [40] Marshall G J. Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses[J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(24): 4134–4143.
- [41] 郑菲, 李建平, 刘婷. 南半球环状模气候影响的若干研究进展[J]. *气象学报*, 2014, 72(5): 926–939.
- Zheng Fei, Li Jianping, Liu Ting. Some advances in studies of the climatic impacts of the Southern Hemisphere annular mode[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2014, 72(5): 926–939.
- [42] Downes S M, Langlais C, Brook J P, et al. Regional impacts of the westerly winds on southern ocean mode and intermediate water subduction[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2017, 47(10): 2521–2530.
- [43] Chen Xingrong, Liu Shan, Cai Yi, et al. Potential effects of subduction rate in the key ocean on global warming hiatus[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2018, 37(3): 63–68.
- [44] Meijers A J S, Cerovečki I, King B A, et al. A see-saw in Pacific subantarctic mode water formation driven by atmospheric modes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(22): 13152–13160.
- [45] 刘成彦. 二十世纪全球海洋潜沉率和浮露率的变化趋势及其机制[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012.
- Liu Chengyan. Long-term changes of subduction and obduction over the global ocean and their mechanisms in the 20th century[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2012.
- [46] Gao Libao, Rintoul S R, Yu Weidong. Recent wind-driven change in subantarctic mode water and its impact on ocean heat storage[J].

- Nature Climate Change*, 2018, 8(1): 58–63.
- [47] Kolodziejczyk N, Llovel W, Portela E. Interannual variability of upper ocean water masses as inferred from Argo array[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(8): 6067–6085.
- [48] Portela E, Kolodziejczyk N, Maes C, et al. Interior water-mass variability in the southern hemisphere oceans during the last decade[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2020, 50(2): 361–381.
- [49] Qu Tangdong, Gao Shan, Fine R A. Variability of the sub-Antarctic mode water subduction rate during the Argo period[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(13): e2020GL088248.
- [50] Hong Yu, Du Yan, Qu Tangdong, et al. Variability of the subantarctic mode water volume in the South Indian Ocean during 2004–2018[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(10): e2020GL087830.
- [51] Sloyan B M, Kamenkovich I V. Simulation of subantarctic mode and Antarctic intermediate waters in climate models[J]. *Journal of Climate*, 2007, 20(20): 5061–5080.
- [52] Downes S M, Bindoff N L, Rintoul S R. Impacts of climate change on the subduction of mode and intermediate water masses in the southern ocean[J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(12): 3289–3302.
- [53] Downes S M, Bindoff N L, Rintoul S R. Changes in the subduction of Southern Ocean water masses at the end of the twenty-first century in eight IPCC models[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(24): 6526–6541.
- [54] Sallée J B, Shuckburgh E, Bruneau N, et al. Assessment of Southern Ocean mixed-layer depths in CMIP5 models: historical bias and forcing response[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(4): 1845–1862.
- [55] Sallée J B, Shuckburgh E, Bruneau N, et al. Assessment of Southern Ocean water mass circulation and characteristics in CMIP5 models: historical bias and forcing response[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(4): 1830–1844.
- [56] Belcher S E, Grant A L M, Hanley K E, et al. A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(18): L18605.
- [57] Huang Chuanjiang, Qiao Fangli, Shu Qi, et al. Evaluating austral summer mixed-layer response to surface wave-induced mixing in the Southern Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C11): C00J18.
- [58] Huang Chuanjiang, Qiao Fangli, Dai Dejun. Evaluating CMIP5 simulations of mixed layer depth during summer[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(4): 2568–2582.
- [59] 陈思宇, 乔方利, 黄传江, 等. 浪致混合对亚热带冬季海洋混合强度的影响[J]. *海洋学报*, 2020, 42(5): 22–30.
Chen Siyu, Qiao Fangli, Huang Chuanjiang, et al. The reduced winter vertical mixing in the subtropical oceans by the surface wave-induced mixing[J]. *Haiyang Xuebao*, 2020, 42(5): 22–30.
- [60] Argo. Argo float data and metadata from Global Data Assembly Centre (Argo GDAC)[DB/OL]. [2021-09-10]. Issy-les-Moulineaux France, SEANOE. 2021. <https://doi.org/10.17882/42182>.
- [61] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996, 77(3): 437–472.
- [62] Meehl G A, Boer G J, Covey C, et al. The coupled model intercomparison project (CMIP)[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2000, 81(2): 313–318.
- [63] Meehl G A, Covey C, Delworth T, et al. THE WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2007, 88(9): 1383–1394.
- [64] 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.
- [65] Liu Chengyan, Wang Zhaomin. On the response of the global subduction rate to globalwarming in coupled climate models[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2014, 31(1): 211–218.
- [66] 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)评述[J]. *气候变化研究进展*, 2019, 15(5): 445–456.
Zhou Tianjun, Zou Liwei, Chen Xiaolong. Commentary on the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6)[J]. *Climate Change Research*, 2019, 15(5): 445–456.
- [67] 赵宗慈, 罗勇, 黄建斌. CMIP6的设计[J]. *气候变化研究进展*, 2016, 12(3): 258–260.
Zhao Zongci, Luo Yong, Huang Jianbin. Design of CMIP6[J]. *Climate Change Research*, 2016, 12(3): 258–260.
- [68] Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization[J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(5): 1937–1958.
- [69] IPCC. Climate Change 2013: the Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of IPCC the Intergovernmental Panel on Climate Change[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2014: 1–1535.
- [70] O'Neill B C, Tebaldi C, Van Vuuren D P, et al. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6[J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(9): 3461–3482.
- [71] 张丽霞, 陈晓龙, 辛晓歌. CMIP6情景模式比较计划(ScenarioMIP)概况与评述[J]. *气候变化研究进展*, 2019, 15(5): 519–525.
Zhang Lixia, Chen Xiaolong, Xin Xiaoge. Short commentary on CMIP6 scenario model intercomparison project (ScenarioMIP)[J]. *Climate Change Research*, 2019, 15(5): 519–525.
- [72] 斯思, 毕训强, 孔祥慧, 等. CMIP6情景中主要温室气体和气溶胶排放强度的时空分布特征分析[J]. *气候与环境研究*, 2020, 25(4):

366–384.

Si Si, Bi Xunqiang, Kong Xianghui, et al. Spatial-temporal characteristics of the emission intensities of several major greenhouse gases and aerosols under CMIP6 scenarios[J]. *Climatic and Environmental Research*, 2020, 25(4): 366–384.

- [73] Qiu B, Huang Ruixin. Ventilation of the North Atlantic and North Pacific: subduction versus obduction[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25(10): 2374–2390.
- [74] De Boyer Montégut C, Madec G, Fischer A S, et al. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109(C12): C12003.
- [75] 周天军, 陈梓明, 邹立维, 等. 中国地球气候系统模式的发展及其模拟和预估[J]. *气象学报*, 2020, 78(3): 332–350.
Zhou Tianjun, Chen Ziming, Zou Liwei, et al. Development of climate and earth system models in China: Past achievements and new CMIP6 results[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2020, 78(3): 332–350.

Projected longterm trend of the Southeast Indian subantarctic mode water under climate change scenarios

Qiu Zishan^{1,2,3,4}, Xu Tengfei^{1,2,3,4}, Wei Zexun^{1,2,3,4}, Nie Xunwei^{1,2,3,4}

(1. *Frist Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China*; 2. *Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266001, China*; 3. *Shandong Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, Qingdao 266061, China*; 4. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China*)

Abstract: Based on the outputs of eight earth system models involved in the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6), this study assessed the simulation skill of the Southeast Indian subantarctic mode water (SEISAMW) of these models by comparing with observations. Moreover, this study investigated the projected long-term trends in subduction rate, volume and properties of the SEISAMW under medium and high greenhouse gas emission scenarios (i.e., SSP245, SSP585). The results show that the CMIP6 models generally have produced artificially greater mixed layer depth and smaller upper layer potential density in comparison with those of the Argo observation. Consequently, the simulated SEISAMW in the CMIP6 models are generally with larger subduction rate and smaller potential density. Meanwhile, the subduction regions of the SEISAMWs show significant differences among the analyzed CMIP6 models, which are attribute to lateral induction in the mixed layer. Furthermore, in the historical, SSP245 and SSP585 outputs, the SEISAMWs show consistent decreasing trends in subduction rate and volume, increasing trend in temperature, and decreasing trends in salinity and potential density. The long-term trends of the SEISAMWs are largest under SSP585 scenario, followed by the SSP245 scenario and historical simulation. The projected trends of SEISAMW can be explained by the following mechanism: the temperature and freshwater flux in the southeastern Indian Ocean upper layer tend to increase under enhanced radioactive forcing, resulting in shoaling in mixed layer and flattening of the mixed layer gradient. As a result, the trends of SEISAMWs in subduction rate, volume and water properties show larger values in accordance with stronger radioactive forcing.

Key words: CMIP6; Southeast Indian Ocean; subantarctic mode water; subduction rate; climate change; scenario experiments