Vol.35 No.9 Sep., 2020

龙上敏,刘秦玉,郑小童,等.南大洋海温长期变化研究进展[J].地球科学进展,2020,35(9):962-977.DOI:10.11867/j.issn.1001-8166.2020.076. [Long Shangmin, Liu Qinyu, Zheng Xiaotong, et al. Research progress of long-term ocean temperature changes in the southern ocean [J]. Advances in Earth Science,2020,35(9):962-977. DOI:10.11867/j.issn.1001-8166.2020.076.]

南大洋海温长期变化研究进展

龙上敏^{1,2},刘秦玉^{3,4},郑小童^{3,4},程旭华^{1,2},白学志^{1,2},高 臻² (1.河海大学,自然资源部海洋灾害预报技术重点实验室,江苏 南京 210098;2.河海大学,海洋学院, 江苏 南京 210098;3.中国海洋大学物理海洋实验室,海洋与大气相互作用与气候实验室,

山东 青岛 266100;4.青岛海洋科学与技术试点国家实验室,山东 青岛 266100)

摘 要:近几十年来,南大洋是全球吸热最显著、存储热量最多的洋盆,但其海温变化的机制以及 演变过程至今还不清楚,因此南大洋成为近年来气候变化研究的热点海域。通过回顾有关南大洋 海温长期变化的观测事实和模式模拟的研究结果,介绍了前人研究中有关风场、表面热通量、海冰 等不同因素在南大洋海温变化中的作用,以及海洋平均环流、海洋涡旋等海洋内部动力过程对南 大洋海温的调整机制,并提出从海洋对外辐射强迫的快、慢时间尺度响应这一角度来全面理解南 大洋海温的变化机理和演变过程。最后结合目前的研究现状和未来需要深入研究的问题进行了 探讨和展望,以期推动在气候变化背景下对南大洋内部响应过程本质的认识和其气候效应方面的 研究。

关键 词:南大洋;气候变化;快、慢响应;上升流;涡旋
 中图分类号: P728.1
 文献标志码:A
 文章编号:1001-8166(2020)09-0962-16

1 引 言

自工业革命以来,化石燃料等物质的大量燃烧 导致大气中的温室气体浓度不断增长,随之而加强 的温室效应改变了地球的热量平衡,使得更多热量 被保留在气候系统中。近几十年,这些额外增加的 热量中超过 90% 的部分是被海洋所吸收和存储 的^[1-4]。由于海洋占地球表面积超过 70% 且具有远 超大气的热容量,因此可以极大地迟缓全球表面温 度的快速上升,从而扮演了气候调节器的角色,例 如对近期全球平均气温增长停滞的调控作用等^[5-7]。 世界气象组织公布的 2019 年全球平均温度(Globalmean Surface Temperature, GMST)相对于工业革命 前已经上升了 1.1 ℃,与 2015 年《巴黎协定》制定的 1.5 ℃低增温目标相比,目前所剩的增温空间已经 很小,而如果没有海洋的热存储作用,当前全球表 面温度的上升幅度将更为剧烈。观测数据表明,近 几十年几乎全球海洋都在增暖,但北大西洋和南大 洋(30°S以南)的次表层海温增长最为显著^[5,8]。据 估计,近些年全球海洋增加的热容量中,超过50% 的部分存储在南大洋中^[9,10]。

南大洋具有其独特的海洋动力环境(图1),南 半球西风带驱动出向赤道方向的艾克曼(Ekman)输 运,使得其南侧海水辐散从而形成强烈的上升流, 深层的冷水因此可以直达海表,从而极大地降低海 表面温度(Sea Surface Temperature,SST)。上升流 输送到表面的海水大部分被Ekman流输送向北并 在西风带北侧(40°S附近)辐合下沉,其最大深度可

收稿日期:2020-07-16;修回日期:2020-08-15.

^{*} 基金项目:国家自然科学基金青年科学基金项目"热带印度洋 SST 对全球变暖的慢响应过程"(编号:41706026);国家重点研发计划 项目"海洋—海冰参数和物理过程的观测数据集构建与模式评估"(编号:2017YFA0604600)资助.

作者简介:龙上敏(1988-),男,湖南永州人,讲师,主要从事气候变化和海洋环流研究. E-mail: smlong@hhu.edu.en



Fig.1 Schematic diagram of the hydrological environment and dynamical processes in the Southern Ocean (modified after reference [11])

达千米,这一位置也是南极中层水和亚南极模态水的生成源地。由此伴随的表层海水向北及向下运动和深层海水向南及向上的经向运动构成了南大洋的浅层经圈翻转环流(Meridional Overturning Circulation, MOC),称之为Deacon Cell^[11]。此外,还有一部分上升流输送到表面的海水被向南输运到南极大陆附近,在海水结冰的盐析作用下其密度会极大增加,从而在威德尔海和罗斯海等地区出现直达海底的深对流,形成全球海洋的底层水^[12],而底层水的变化会显著影响深层和底层海温的变化^[13]。

南大洋的等密度面自表到底都有很强的倾斜 性,使得西风带驱动出来的南极绕极流(Antarctic Circumpolar Current, ACC)的深度甚至可以到达海 底^[14]。南大洋等密面的倾斜一方面有利于中层水 的辐合下沉及亚南极模态水的潜沉,并导致海表吸 收的热量可以有效进入海洋内部存储起来^[11,15];另 一方面也会引起不稳定,产生强烈的海洋涡旋活 动,而涡旋活动则会倾向于减弱等密面的倾斜,因 此对 ACC 和经向翻转环流起着一定程度的反向抑 制作用^[16,17],并且会对南大洋内部热量的分配产生 影响。南大洋具有独特且复杂多变的海洋动力环 境,不同的海洋过程会共同影响南大洋海表吸热和 内部热量再分配,从而影响区域及全球气候[17]。

此外,由于南大洋贯通印度洋、太平洋和大西 洋的南边界,它既会影响这3个洋盆的气候[18],也会 通过大气桥等过程受到其他洋盆变化的影响[19-22]。 因此,南大洋水文环境一旦发生长期的趋势性变 化,就可能会对全球气候系统造成一些根本性的、 甚至是不可逆转的影响[23]。全球变暖背景下南大 洋对热量的大量存储虽然可以有效地迟缓表面温 度的增长,但这些吸收到海洋内部的热量并不会消 失,南大洋内部缓慢增温后会在长时间尺度上反馈 于表面气候的变化,因此在不同时间尺度上,南大 洋海温的变化情况及对气候系统的反馈作用也不 尽相同[24.25]。关于南大洋海温变化的研究在近些年 开始得到极大关注,其长期变化状况和背后的物理 机制是近年来气候变化研究的前沿热点问题,而有 关南大洋海温变化及相应海洋热容量增长的机制 更是其中的重点和难点。

不同海洋过程在外辐射强迫^①下对海温产生显 著作用所经历的时间不同,因此与各类过程相关的 海温响应会发生在不同时间尺度上,如与混合层过 程及风生环流相关的上层海温的响应时间很快(几 年左右),而与深层海洋的热扩散和热盐环流相关 的深层海温的响应时间则相对较慢(几十到几百

①外辐射强迫指在如二氧化碳浓度或太阳辐射的变化等外部因素的变化下,对流层顶垂直方向上的净辐射变化带来的对气候系统的辐射 强迫。

年)。从海洋内部热收支的角度来说,海洋在得到 了额外热量后,原本的热平衡状态被打破,进而会 在快、慢两个时间尺度上进行内部调整来再分配这 些新增加的热量,从而达到新的平衡态^[24,25]。那么 如何在海洋对外辐射强迫不同时间尺度的响应这 一框架下来理解南大洋海温的变化特征,则是区域 气候变化的重要问题。本文将在这一框架下针对 南大洋海温长期变化的观测事实、模式模拟方面的 研究结果等进行回顾。需要特别指出的是,未来伴 随着南极臭氧空洞的逐渐消失和人类对气溶胶排 放的控制,温室气体的增长将是南大洋在21世纪末 面临的最大外辐射强迫来源,因此本文进一步利用 最新一代的15个气候模式在4倍CO,突增理想试验 情景下的模拟结果,从时间尺度分离的角度来理解 南大洋海温长期变化的具体过程及其气候效应,最 后对目前存在的问题和未来几年有望取得突破的 重点研究方向进行了展望。

2 南大洋海温长期变化观测事实及 模式模拟结果

2.1 南大洋海温长期变化观测结果

近几十年来,全球变暖是气候系统最显著的变化特征,随着GMST的不断增长,南大洋海温也随之产生了一系列的响应。早在2002年,Gille^[26]就基于浮标资料发现了从1950s以来南大洋次表层(700~1100m)海水增暖幅度显著高于全球其他大部分海区,且增暖位置出现在ACC附近。其进一步的研究也表明这种增暖现象从1930s开始可能就存在于ACC附近的上1000m层次,具有垂向一致性增暖的特征,且在次表层达到极大值^[27]。而其他研究利用1960年以来收集的观测数据同样表明南大洋中纬度地区上层1000m海水都呈现出快速增暖的特征,并伴随着表层海水淡化的现象^[28,29]。Roemmich等^[30]根据Argo浮标观测也发现,自2006年以来全球上层2000m海洋中67%~98%的海洋热容量增长发生在南半球60°~20°S的范围,最大值则位于45°~40°S。

本文利用不同观测及重构数据分析的结果也显示(图2a,b),1950—2019年南大洋45°~40°S附近表层到次表层(0~2000m)呈现出远超全球大部分海洋的显著增暖趋势,增暖大值区基本对应南大洋副极地锋面和深混合层所在位置^[33],与前人研究结果一致^[3,30,34,35]。在60°S以南则表现出表层增温较弱或降温而次表层增温的趋势^[34,36]。1980s以来,在50°S以南上层海洋的变冷趋势有所加强,特别是在

南极大陆附近(图2c,d),但次表层仍然表现出变暖的特征^[37,38]。而同期也出现了南半球西风带的南移和加强^[39],这与大气中温室气体浓度不断增多和南极上空臭氧层的破坏有关^[38-41]。此外,有研究表明在别林斯高晋海和威德尔海陆架区的深层海温也在近几十年存在年代际尺度的增暖信号^[36]。

IPCC最近发布的关于海洋和冰冻圈变化的特 别评估报告指出,在1970-2017年南大洋的上层 2000m存储了35%~43%全球海洋额外吸收的总热 量,这一比例在2005-2017年提高到45%~62%,说 明近些年南大洋在全球海洋热存储中相对贡献的 提升^[42]。而有研究指出,由于南大洋观测数据在早 期稀少和处理方法的局限性,1970年以来对南大洋 增暖幅度的估计可能被低估了[43]。这一局限性在 2005年以后才得到了改善,主要原因是观测数据质 量和南大洋观测样本个数方面在 Argo 观测开始后 才得到了极大提高。近些年南大洋相对重要性的 增长一方面可能与数据估计精度的提高有关,但主 要与温室气体和气溶胶强迫分布的空间差异性有 关。温室气体在空间上混合较均匀,而气溶胶则有 很强的地域性(主要集中在北半球),因此气溶胶强 迫的冷却效应在北半球最显著。前人研究表明, 1870—2005年北半球气溶胶的冷却作用在很大程 度上抵消了一部分温室气体的增暖效应,导致南半 球相对北半球的海洋吸热大很多[10,44]。

总而言之,不同观测数据的研究结果均显示, 南大洋自1950s以来在各个纬度的次表层几乎都存 在显著的海水增暖,尤其是在ACC附近的深混合层 区。而自1980s以来,60°S以南表层海水出现了明 显的变冷趋势。但不同观测数据得到的南大洋增 暖的幅度和水平及垂直分布结构还存在一定差异, 这与观测样本数量、数据质量和处理方法等 有关^[3,31]。

2.2 南大洋海温长期变化模式模拟结果

对南大洋海温变化物理机制的理解离不开数 值模式的帮助,图 2a 中的绿色等值线为参加第六 期耦合模式间比较计划(Phase 6 of Coupled Model Intercomparison Project, CMIP6)的15个模式集合 平均的海温增暖结果。这些模式为BCC-CSM2-MR、BCC-ESM1、CAS-CSM1-0、FGOALS-f3-L、 NESM3、 CanESM5、 CESM2、 CNRM-CM6-1、 CNRM-CM6-1-HR、 CNRM-ESM2-1、 EC-Earth3-Veg、HadGEM3-GC31-LL、IPSL-CM6A-LR、MPI-ESM1-2-HR和UKESM1-0-LL,其中前5个模式来





(a)和(c)来自中国科学院大气物理研究所(IAP)的海温重构数据^[31],(b)和(d)来自英国气象局的EN4.2.1数据^[32];图中填色为变化趋势,等值线为1950—1999年平均的气候态,图2a中的绿色等值线为CMIP6多模式集合平均的历史时期模拟结果(1950—2014年海温变化趋势)
 (a) and (c) are results based on data from Institute of Atmospheric Physics Chinese Academy of Sciences (IAP)^[31], while (b) and (d) are results based on data from Met office Hadley center (EN4.2.1)^[32], with color shaded for the linear trend, black contours for the annual-mean climatology of 1950-1999 and green contours for the Multi-model Ensemble-mean (MME) linear trend of ocean temperature during historical period (1950-2014) in CMIP6

自中国。可以看出,尽管目前气候模式对近些年 50°S以南表层海温变冷趋势的模拟还存在一定偏 差,但已经能较好地再现45°~40°S附近南大洋0~ 2000 m海温增暖大值的纬度和深度分布特征。这 种海温变化特征与伴随的大气环流变化情况(即南 半球西风带加强及南移)在大量模式模拟中都得到 了再现^[8,31,35,44,45]。而不论在未来高外辐射强迫情 况(如4倍CO₂增长、RCP8.5等)或低排放情景下(如 RCP2.6或1.5°C增温情景等),气候模式预估南大洋 海温变化的分布特征也类似于近几十年来观测中 的结果,即海表吸热最大的位置位于南大洋上升流 区,而最大增温区则位于40°~45°S附近,南极洲附 近的次表层乃至深层海温也有显著增暖信号,并伴 随西风带的南移和加强[25,41,46-49]。

从外强迫的角度而言,近几十年中温室气体浓 度增长、南极高空臭氧损耗和气溶胶的变化都会对 南大洋海温的水平和垂直方向上的分布造成影响。 Swart等^[50]通过诊断归因方法和数值模式模拟结 合,详细分析了不同强迫场对南大洋温度和盐度变 化的相对贡献,其研究表明近几十年南大洋海水增 温和淡化的趋势不能用自然变率来解释,而应该归 因于外强迫变化。其中温室气体浓度的不断增长 和南极臭氧空洞的存在是其中两个最主要的因素, 二者对近几十年南大洋海温变化的效果是一致的, 因为二者都使南半球西风带加强并南移。但数值 模式模拟结果表明,未来南极臭氧空洞的逐渐恢复 会逐渐抵消一部分温室气体对南大洋气候的影响^[51],同时由于气溶胶排放也会不断减少,这都将 会对南、北半球在全球海洋储热中的相对贡献造成 影响^[9,10,44]。

由以上结果可以看出,数值模式对近几十年南 大洋海温长期变化的主要变化特征的模拟与观测 结果基本一致,因此气候模式能较好地模拟出南大 洋在全球海洋吸热和储热中的主导地位。但需要 注意的是,模式在南大洋海温的增暖幅度及南极大 陆附近的海温变冷趋势的模拟上还存在一定偏差, 这可能与模式分辨率的不足以及对南大洋海洋动 力过程、云及南大洋海气相互作用过程等的模拟偏 差有关。

3 南大洋海温长期变化机制及其时间尺度分析

南大洋海温变化特征形成的形成机制涉及多 种海洋和大气过程,认识南大洋海温变化的机理需 要理解南大洋海表吸热和内部热量再分配的具体 机制。并需要根据不同过程引起的海温响应时间 尺度不同这一特征进行综合分析。理论预测及数 值模式模拟的结果均表明,由于存在从表层到深层 的通风现象,南大洋和北大西洋的次表层海温会比 其他海域增温更快^[48-50,52]。从外强迫的角度来说, 造成近几十年来南大洋海温长期变化的最大强迫 源是温室气体浓度的不断增长和南极臭氧空洞的 存在^[38-40,44]。此外,气溶胶强迫^[53-55]和火山喷发^[46,56] 也会对南大洋气候产生一定影响。不同的外强迫 会通过影响风场、表面热通量和海冰分布等改变南 大洋海表面的吸热效率,平均流和涡旋活动、深对 流等海洋过程的热量再分配,从而影响南大洋海温 的变化幅度和空间结构。如前所述,不同过程引起 的海温变化会发生在不同时间尺度,Held等[57]提 出,在全球变暖背景下,混合层海洋的温度增长快. 而深层海温变化较慢,将二者称之为海洋对全球变 暖的快、慢响应。海洋对全球变暖的两种时间尺度 的响应对南大洋 SST 和表面气温的变化有明显作 用(图3),在4倍CO2突增理想实验中,CMIP6模式 模拟得到的全球及南大洋SST的变化均表现出前 10年快速增长和10年后缓慢增长的特征,前人研究 表明,这实际上分别对应了混合层海洋的快速调整 和深层海洋缓慢增温对表面气温的反馈作 用^[24,57,58]。因此,在当前全球变暖背景下南大洋海 温的变化会同时涉及到其对外辐射强迫快、慢时间 尺度的响应过程。以下将从该角度对南大洋海温 变化的机制和过程进行总结和讨论。

我们基于Held等^[57]和Long等^[58]提出的诊断方法,利用4倍CO₂突增理想试验的结果分离得到了 多模式集合平均的南大洋快、慢响应中的海温变化 (图4),可以发现二者的空间结构截然不同:快响应 造成海温在50°S以北0~600m显著增暖(图4a),与 之相对应的是经圈环流整体增强且向南偏移(图 4b),其中上升流显著增强;在慢响应中,海温增暖 大值区相对于其在快响应中向南偏移且向下扩展



图3 SST和表面2m气温(TAS)在4倍CO₂突增理想实验中的变化图

Fig.3 Changes in Sea Surface Temperature (SST) and surface air temperature at 2 m (TAS) in the

abruptly quadrupled CO₂ experiment

实线为全球平均;虚线为南大洋平均;垂直虚线为第10年的位置

Solid line for global-mean, dotted line for the Southern Ocean-mean, the vertical dotted lines indicates the time of year 10

967

到更深层次(图4c),经向流函数则整体减弱,且在 50°S以北显著减弱(意味着下沉运动的减弱,图 4d)。因此南大洋对外辐射强迫的快、慢响应中的 海洋动力过程及热力结构的变化有明显区别,这意 味着主导南大洋内部海温变化的物理过程在不同 时间尺度上存在本质差异。

3.1.1 表面热通量和风场强迫的贡献

前人对于南大洋海温变化的研究大多数是从 海表净热通量和表面风场变化的角度出发,二者的 贡献也是人们关注的焦点。首先,要理解海温增长 的原因需要了解以海表净热通量通量表征的南大 洋海表的吸热过程:在气候平均态下,南大洋SST 高于表面气温,因此海洋向大气释放感热通量;在 全球变暖背景下,南大洋强烈的上升流会将深层冷 水带到海表而冷却SST,而表面气温增长相对较快, 因此海洋向大气释放的海表感热通量会显著减少, 而长、短波辐射通量的变化基本相互抵消,潜热通 量的变化也相对较小,从而造成了南大洋上升流海 区海表净热通量的显著增加[33,48]。这部分额外增加 的热量大部分会通过Ekman 输运被向北带走,从而 使得南大洋50°S以南上升流区的SST增长缓慢(图 5a),从而远滞后于其他区域SST的增长^[45]。全球 变暖背景下,上升流对SST的冷却作用、气候态 Ekman 流向北的热输送以及海洋环流的调整是南 大洋表面吸热远超全球其他大部分海域的主要原 因[9,10,59-62]。在观测和模式模拟结果中,南大洋海表 净热通量增加最大的位置都位于60°~50°S的上升 流区[25,33,48,49]。海表吸收的热量会首先加热混合 层,因此上层海洋会先增温,而次表层和深层海洋 的温度变化则相对滞后,在南大洋海温的快响应中 (图4a),也可以明显看出热量基本集聚在50°S以北 的上层300m左右,在混合层较深的纬度则可以达 到600m左右,这都表明表面净热通量对海温的作 用是自上往下进行的。

南大洋的海洋动力过程主要由风场驱动,前人 研究也从风场变化的效应角度来理解南大洋海温 变化的空间分布特征。风场变化对海温变化的作 用可以分成绝热和非绝热两部分,绝热部分意味着 风场的变化只是调整气候态温度场或环流场,海温 场的变化对应热量的再分配,全球海洋内部总的热 量是不变的。而非绝热部分则是因为风场的变化 会引起SST、海气界面感热和潜热通量等的变化,从 而影响海表的吸热效率,这会改变海洋整体的热收 支,因此也有研究把风场变化引起的热通量变化看 作是风场的贡献。通过单独改变大气风场强迫来 模拟海洋的响应,前人发现西风带的加强会导致风 生 Ekman 输运增强,从而加强南大洋深混合层区海 水的辐合下沉,使得南半球中纬度海洋的显著增 温^[41,63,64]。而南半球西风带的南移则会造成风生超 级流涡的南移,并伴随着气候态海温场的南 移^[33,65,66],海水温度场的移动对应水团的偏移,从而 会剧烈影响副热带和亚南极锋面附近表层到次表 层海温的变化^[67],进而造成诸如南大洋在中纬度显 著增暖而低纬度降温的现象。这些海温冷、暖变化 的特征在南大洋海温的快响应中有明显体现(图 4a),也证明了与风场变化相关的海温变化属于南大 洋海温对外强迫的快响应过程。

最近Liu等^[49]利用网格覆盖的方法(overriding) 设计了4倍CO。突增情景下的不同试验来分离由风 场(包括风应力及风速两方面)变化和纯粹CO,增 长(风场保持不变)对南大洋海温增长的各自贡献, 其结果表明:风场的变化会显著强化南大洋上层经 圈环流,加强上升流对SST冷却作用以及向赤道方 向的Ekman输运,进而造成南大洋海表吸热能力的 加强和经向热输运的加强,但风场变化对45°S附近 海温增暖大值形成的贡献仅占20%;单纯CO,增长 对经圈环流的影响很弱,但由此导致的温室效应加 强会大大增加南大洋海表得到的净热通量,造成平 均流的热输送作用显著加强,使得单纯CO,增长对 45°S海温增暖大值形成的贡献高达80%。因此在 类似4倍CO,增长的高外辐射强迫情景下,表面热 通量增长的贡献主导了南大洋内部海温的增长,但 在低辐射强迫情景下,风场变化的相对贡献可能会 有所不同。同时需要注意的是,Liu等^[49]分析的结 果是基于CO,突增完之后的第41~90年的平均结 果,并未从不同时间尺度的角度对此进行探讨,在 外强迫变化的不同阶段,表面热通量和风场变化对 海温变化的贡献比例可能会发生变化,风场变化对 南大洋对外辐射强迫快响应中的海温变化可能有 更显著的作用,这值得进一步关注。

总的来说,表面热通量变化和风场变化,可以 分别通过改变海洋层结和机械能输入而导致海洋 环流和海洋涡旋活动的变化,进而影响海温的变 化^[44,65,67]。而热通量的变化不仅为南大洋海温的增 长提供了热量,同时由于温度并不是简单的被动示 踪物(passive tracer),其变化会改变海洋层结,从而 也会对海洋平均流和海洋涡旋活动产生影响,如快 响应中海温变化的特征与风生的过程调整密切相







3.1.2 平均流和海洋涡旋的作用

如前所述,海洋涡旋和平均流是南大洋海温变 化中涉及到的2个重要动力因素。南大洋平均流的 典型表现是南大洋的上层经向环流,西风加强引起 平均流热输运的增长,进而会造成沿着经向环流的海温异常^[33,48,49,54,68]。在平均流起作用的区域,海表吸收的热量先被表层 Ekman 流向北输送,然后集聚 在深混合层的辐合区(45°S附近),再通过潜沉成为 南极中层水和模态水而进入南大洋内部(图 6a)。 这一特征在南大洋海温快响应中有明显体现(图 4a),对应的是风场引起的南大洋经圈环流的快速 调整。





(a) Latitude-depth distribution of zonal-integrated ocean heat storage and (b) Heat budget results, the straight arrow indicates the mean circulation-induced heat transport, the wavy arrow presents the eddies-induced heat transport

Gregory^[69]指出,在气候态中,南大洋内部的热 平衡是由平均流向北及向下输送热量和海洋涡旋 向南及向上输送热量来实现的。其中海洋涡旋的 热输送作用(涡致热输运)依赖于沿等密面的温度 梯度。由于南大洋降水大于蒸发,表层海水盐度比 同一等密面(isopycnal)上深层海水的盐度要低,因 此沿着等密面,深层海水的盐度和温度都要比上层 海水高。等密面上由海洋涡旋产生的搅拌作用会 引起热量向上并向南传输,即沿等密面的热扩散作 用(isopycnal diffusion)。而在气候变化背景下,由 于海洋吸热是在海表进行的,因此海洋增温也会首 先在混合层得到强化,这会降低沿着等密面方向的 温度梯度,使得海洋涡旋的热输送作用减弱,造成 热量被保留在次表层海洋而加热内部海水^[48]。在 Manabe 等^[70]最早利用海气耦合模式进行全球变暖 模拟的研究中,南大洋的强吸热作用被认为是由于 对流减弱造成更多热量被保留在大洋内部而实现 的。其他利用粗分辨率和涡旋分辨率模式模拟结 果的研究均表明,沿等密面热扩散作用的减弱是南 大洋中层和深层海洋增温的主导机制^[69,71-73]。海洋 涡致热输送对南大洋海温发生显著作用的时间在 混合层快速增温之后,且主要发生在次表层及深 层,因此主要发生在南大洋海温的慢响应过程中, 这也与慢响应中海温增长的垂向分布特征一致 (图4b)。

Morrison等^[48]利用 0.1°水平分辨率(该分辨率 可以不需要进行参数化而直接模拟 55°S~55°N 以内 的海洋涡旋活动)的气候模式详细分析了 2 倍 CO₂ 增长情景下南大洋海温的变化情况(图 6a),其结果 也与图 2 中 IAP 和 EN4 数据的结果类似。他们根据 海洋内部热收支分析得到的结论如图 6b 所示,即在 南大洋深混合层(45°S 附近)以南,海洋内部热量来 源主要是平均流的热输送(80%),其中由于西风强 化引起的经圈环流加强对海温增长的贡献只占 20%,因此这一纬度范围内海温增长主要来源于气 候态平均流对异常海温的热输运作用;而在深混合 层以北则截然不同,平均流热输送作用只占20%, 而涡致热输运的贡献则占到了80%,主要是由于 上、下层海温梯度减弱会引起向南和向上的涡致热 输运的减弱,从而造成了向北及向下的热量输运。 这一研究表明在不同的纬度,海温异常的产生机制 会有所不同,平均流和海洋涡旋都在海洋内部热量 的变化中起着重要作用。

在慢响应中(图4c,d),经圈环流整体减弱, Ceppi等^[74]表明该过程中西风带不会继续增强,反 而会有所减弱。这时南大洋的热量主要以向下和 向南的分配为主,并伴随着45°S附近混合层内热量 的继续增长。这是因为虽然上升流区海水增温和 上升流强度减弱会同时导致南大洋上升流区SST 升高(图5b),但由于SST增长幅度仍小于气温(图 3),因此慢响应中南大洋上升流区海表吸热仍会继 续,混合层得以继续升温,但此时海表的吸热效率 已经小于快响应阶段了^[58]。另一方面,海温快响应 引起的垂向及经向温度梯度的变化也是慢响应中 南大洋内部海温变化的重要因素,如混合层的快速 增温会减弱等密面温度梯度,从而造成向下和向北 的涡致热输运。

3.1.3 海冰等因素的影响

近几十年来,南极附近海冰的变化情况比较复 杂,一方面在某些海区海冰的变化与北极海冰的长 期减少趋势^[75.76]截然相反,如罗斯海海冰面积不仅 没有减少反而显著增长,但在别林斯高晋海和威德 尔海,海冰面积则表现出减少的趋势并伴随次表层 的显著增暖^[36]。另一方面,由于观测数据较短,很 难区分人为强迫和自然变率对南极海冰和冰架变 化的贡献^[77],因此关于海冰对南大洋海温变化影响 的研究大多基于数值模式的模拟。

由于高纬度地区海水密度受盐度变化的影响 很大,海冰的变化会通过影响淡水通量而对南大洋 海温产生重要影响,特别是在60°S以南。这主要是 因为深对流区淡水/盐度通量的变化会影响底层水 形成的强度以及次表层和深层海温的温度梯度,从 而可以通过改变沿等密面的热扩散作用而造成南 大洋内部的温度异常。Bitz等^[78]通过数值试验发 现,与海冰变化相关的盐度通量异常对南极洲附近 次表层以下的海温变化有显著贡献,其造成的深层 和底层海温的变化甚至可以向北扩展到赤道。 Kirkman等^[79]的进一步研究结果表明,在未来增暖 情景下,不同纬度海水结冰或者海冰融化的不同会 造成表面淡水通量变化的差异,从而会通过改变深 对流而显著影响南大洋高纬度深层海温的变化,这 也在其他研究中得到进一步的证实^[36]。也有研究 认为南大洋海区由于降水变化引起的表面淡水通 量的异常也可能通过改变深对流的强度或者影响 海冰来影响南大洋海洋内部的响应^[80],但其相对海 冰变化的贡献较小^[79]。

此外,Gao等^[15]基于 Argo观测数据发现,南大 洋深混合附近的模态水潜沉过程可以引起南大洋 内部海温的显著变化,从而在近些年南大洋低纬度 次表层海温增长和热量存储中有重要贡献。虽然 这些模态水携带的热量来源于大尺度的海气相互 作用过程,但模态水是通过很窄的"窗口"而潜沉进 入海洋内部的,主要是与平均流与混合层和海底之 间的相互作用而产生的中尺度涡旋有关^[17,79-81]。因 此,模态水的潜沉可以有效地将快响应中混合层内 大量集聚的热量向次表层海洋传递,从而也是模态 水所在区域海温变化的重要机制^[48],且在南大洋慢 响应中的次表层海温变化有重要作用。

3.1.4 小结

以上章节列举的表面强迫因素和海洋内部过 程都在南大洋海温的长期变化中起着重要作用,在 不同阶段,主导南大洋热量再分配的过程和相应海 温变化的机制也会有差异。在外辐射强迫持续变 化的情景下(如温室气体浓度不断增长),南大洋的 快、慢响应是同时存在的。Long等^[24]指出,持续变 化的外辐射强迫情景可以看成不断有外辐射强迫 突变发生的情况。因此不同时期南大洋海温变化 是不同比例的快、慢响应成分叠加的结果。其中, 海洋对外辐射强迫的快响应基本与外辐射强迫的 变化是准同步的,其慢响应则远滞后于外辐射强迫 的变化,会随时间慢慢累积,并且会受到快响应中 变化的影响,因此快、慢响应对海温变化的相对贡 献会随时间变化[25]。南大洋快、慢响应在不同阶段 的相对贡献大小,共同决定了南大洋海温的变化特 征及其在全球气候变化中的地位。对比历史时期 南大洋海温的长期变化趋势(图2)以及理想实验得 到的快、慢响应成分(图4a,c),可以发现在温室气 体浓度不断增长的情况下,南大洋海温变化的空间 特征受快响应影响很大,而随着时间的推移,与热 量不断向深层分配相关的南大洋慢响应过程会发 挥越来越重要的作用^[25]。

3.2 南大洋海温长期变化的气候效应

南大洋在近几十年的全球热量收支中有重要贡献,在延缓GMST的快速增长中发挥了重要作用,而 与南大洋海温异常相伴随的区域气候响应也是多方 面的,包括但不限于海平面高度的增长、海洋层结的 变化、冰川融化、SST增温的空间差异性及其激发的 一系列气候反馈效应和洋盆间相互作用等。

海水热膨胀和极地冰盖消融是近几十年海平 面上升的最大驱动因素^[82,83],由于45°S附近0~ 2000m的层次存储了大量人为强迫带来的额外热 量,而且西风带加强造成向赤道的Ekman输运使得 更多海水在此辐合,因此这一地区海平面高度的上 升也非常显著[1]。而南极洲附近次表层的增温则可 能会使得冰架底部不断融化[36.84]。观测及数值模拟 研究均指出,在近几十年,南大洋上升流的强烈冷 却效应和向赤道的 Ekman 热输送使得南大洋深混 合层以南地区 SST 的增长远滞后于 GMST 的增长, 而在海水辐合下沉的45°S附近由于混合层有大量 的热量集聚,因此SST的增温较大(图 5a),这与南 大洋海表吸热过程和内部海温的变化紧密相关[45]。 而在温室气体浓度不断增加的未来情景下,气候模 式预估南大洋是全球海洋增温最缓慢的区域之 一[85],这一特征在最早开发的海洋——大气耦合模式 中就得到了揭示[70]。最近有研究指出,由于南大洋 次表层海洋存储了大量热量,南大洋整体增温幅度 远滞后于全球平均值,进而会通过影响南北温度梯 度、大气经向能量输送的变化等而激发一系列海洋 一大气相互作用过程,包括引起热带降雨辐合带的 移动乃至亚洲和北美季风的变化^[86]。此外,南半球 西风带的变化与海温的增长并非简单的因果关系, 次表层海水增暖后也对表面温度变化产生反馈作 用,从而影响大气环流的变化[58,74]。

在全球变暖状态不断持续的情况下,混合层以 下的次表层和深层海洋的吸热效率对气候系统的 热量平衡有重要影响,海洋内部吸热越多,同等外 辐射强迫下表面温度的增长相对就会越慢,因此对 表面温度有重要的缓冲作用。海洋内部吸收的热 量并不会消失,深层海洋的增暖尽管相对缓慢,但 会逐渐反馈于表面气候的变化^[57,58,74,87,88]。因此可 以预见南大洋次表层和深层海洋的不断增暖将会 在长时间尺度上对表面气候产生重要影响^[24,25,57]。 近些年,关于海洋慢响应的气候效应也得到了越来 越多的关注,海洋内部的增温不仅使海洋热容量迅 速升高,而且可以会反作用于上层海洋的增温,进 而使得原来SST增长滞后的区域在后期的增温幅 度更强^[57,58],这在南大洋上升流区有明显体现,该区 域SST在快响应中有相对较弱的增暖(图5a),在慢 响应中有显著的强SST增温(图5b),而在50°S以北 则基本相反。此外海洋内部增暖后也将对海平面 高度^[24,82,83]、表面风场^[74]、热带辐合带移动^[89]乃至海 气耦合模态的变化^[87]等造成影响。

4 目前存在问题

近年来,随着观测数据的不断完善和数值模拟 能力的发展,人们对南大洋的认识已经有了极大的 提高,特别是对于南大洋在气候系统热量收支中的 贡献有了深入认识,但这不代表人们已经对南大洋 的各类过程和气候效应有了完整的了解。首先,南 大洋上空的大气环流自然变率大,并且观测样本相 对其他洋盆较少,不同观测数据之间也存在一定差 异,因此也增加了分离海温中由外辐射强迫导致的 长期变化趋势和由大气环流等的振荡造成的自然 变率的困难。其次,在温室气体增长的情况下,海 洋存储的热量首先在海表吸收,然后通过海洋的热 输运作用在水平和垂直方向进行再分配,在不同洋 盆中,海温对外强迫响应的实现形式、强度和空间 特征有显著差别^[24,87,88],南大洋由于水文环境的复 杂性,其内部海温的变化也牵涉到多种机制,对这 些机制的认识仍不够系统和完善。此外,不同外强 迫场或机制间还有相互作用,如风场可以影响表面 热通量的变化,与热通量变化相关的SST变化又会 反作用于风场的变化;平均流和海洋涡旋都会影响 海温的变化,海温变化后的层结变化会反作用于平 均流和涡旋活动的强度;海冰的变化会通过影响对 流活动而改变海温,而海温变化后则可能会影响深 对流及冰川融化等过程,这些相互作用过程都给我 们理解及量化不同强迫场和不同过程的相对贡献 造成了困难。

数值模式对南大洋的水文环境和物理过程的 模拟不可避免地存在偏差,比如相对观测结果而 言,气候模式在50°S以南模拟的SST气候态相比于 观测都基本偏暖,而在50°S以北则偏冷,这在上一 代的27个CMIP5模式和最新一代的27个CMIP6模 式(表1)中都普遍存在(图7a,b),说明模式南大洋 的模拟仍存在不足。同时模式间对南大洋的模拟 情况也不尽相同,主要是模式间在模拟垂直混合过 程、平均环流和海洋涡旋、云等方面有很大差异,造 成模式模拟的海洋吸热和储热的模式间不确定性

	Table 1 CMIP5 and CMIP6 models used in the model bias analyses					
模式序号	CMIP5	CMIP6	模式序号	CMIP5	CMIP6	
1	ACCESS1-0	ACCESS-CM2	15	GISS-E2-H	GISS-E2-1-H	
2	ACCESS1-3	ACCESS-ESM1-5	16	GISS-E2-R	GISS-E2-1-G	
3	BCC-CSM1-1	BCC-CSM2-MR	17	HadGEM2-CC	HadGEM3-GC31-LL	
4	BCC-CSM1-1-m	BCC-ESM1	18	HadGEM2-ES	HadGEM3-GC31-MM	
5	CanESM2	CanESM5	19	inmcm4	INM-CM4-8	
6	CCSM4	CESM2	20	IPSL-CM5A-LR	IPSL-CM6A-LR	
7	CESM1-CAM5	CESM2-WACCM	21	MIROC5	MIROC6	
8	CNRM-CM5	CNRM-CM6-1	22	MIROC-ESM	MIROC-ES2L	
9	EC-EARTH	EC-Earth3	23	MPI-ESM-LR	MPI-ESM1-2-LR	
10	FGOALS-g2	FGOALS-g3	24	MPI-ESM-MR	MPI-ESM1-2-HR	
11	FGOALS-s2	FGOALS-f3-L	25	MRI-CGCM3	MRI-ESM2-0	
12	FIO-ESM	FIO-ESM-2-0	26	NorESM1-M	NorESM2-LM	
13	GFDL-CM3	GFDL-CM4	27	NorESM1-ME	NorESM2-MM	
14	GFDL-ESM2M	GFDL-ESM4				





图7 CMIP5与CMIP6模式对南大洋SST的模拟偏差图 Fig.7 Model biases of Southern Ocean SST in CMIP5 and CMIP6

(a)历史时期(1979-2005年)CMIP5多模式集合平均与观测(ERSST v5)之差;(b)CMIP6多模式集合平均(MME)与观测之差;(c)CMIP6 与CMIP5的MME之差(即两代模式模拟偏差的变化);(d)CMIP6相对于CMIP5模式模拟偏差变化的百分比(%);所有的黑色等值线 均为图7a中CMIP5模式的SST模拟偏差等于0的位置;CMIP5和CMIP6模式均为27个,且CMIP6中的各个模式均为 CMIP5中对应模式的升级版本

Differences in annual-mean climatology (1979-2005 mean) SST between (a) CMIP5 MME and observation (ERSST v5); (b) CMIP6 MME and observation and (c) CMIP6 MME and CMIP5 MME; (d) The percentage change in the CMIP6 model bias relative to that from CMIP5; Black contours in all panels are the zero contour in Figure 7a; The number of models for the MME is 27 for both CMIP5 and CMIP6, with each CMIP6 model being the updated version from its family predecessor in CMIP5

非常大^[68]。此外,模式对气候态海温场的垂直分布 结构的模拟也存在一定偏差,进而由于风场可以通 过移动气候态海温场而对南大洋海温变化产生影 响^[33,66],因此模式对气候态海温场的模拟好坏也会 影响对南大洋海温的近几十年和未来变化机制研 究的可信度^[49]。

5 展 望

南大洋表层到深层海温的长期变化对区域和 全球气候变化都有重要影响,因此深入了解南大洋 海温变化特征的成因及演化规律具有重要价值。 南大洋海温的变化同时涉及了大气、海表到海底各 个层次的水团以及冰冻圈的变化,有关南大洋海温 变化机理的问题非常复杂,许多问题还有待系统性 的深入研究。随着最新一代的气候模式在空间分 辨率、参数化过程等方面的改进,模式对南大洋SST 的模拟有了一些提高(图7c,d),如50°S以北冷偏差 的显著降低,以及50°S以南暖偏差的一些减少等。 由于SST的变化与南大洋的海洋过程及海气反馈 过程密切相关,SST模拟的提高也意味着新一代气 候模式对南大洋大气环流、动力和热力过程的模拟 能力有了一定提高。而通过对比不同模式(包括同 一机构不同版本的模式以及不同研究机构开发的 模式)对南大洋模拟情况的改进(如分辨率、垂直坐 标的使用、云和混合参数化方案等),也同样可以深 化和完善对南大洋海温变化规律的认识。多模式 研究的优势在于可以提供大量研究样本,从而在一 定程度上弥补观测样本过少的缺陷,因此模式间的 比较研究也可以成为未来我们认识南大洋海温变 化的重要方式。

由于南极冰川的融化是全球变暖背景下海平 面上升的重要因素之一,未来我们仍需要通过提高 观测技术和发展区域高分辨率模式等手段来进一 步认识风场、海温变化和海冰及冰盖消融之间的关 系^[84,90],同时也需要认识其它海域或洋盆与南大洋 和南极之间在气候变化背景下的遥相关关系^[19,20]。

另一个重要的方面,虽然前人提出了不同的观 点/机制来探讨南大洋海温变化的原因,但大多只关 注南大洋海温长期变化的最终结果,因此我们一方 面需要加强对不同因素、机制或过程相对贡献的完 整了解(如风场和表面热通量、平均流与涡旋和海 底地形等)。此外,也可以通过对比研究南大洋海 温在不同时间尺度的响应过程,分别探讨不同时间 尺度下影响南大洋海温变化机制的差异,量化不同 物理机制在不同阶段的贡献,从而全面深化我们对 南大洋海温演变具体过程本质及其气候效应的 认识。

参考文献(References):

- [1] IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis [M].UK: Cambridge University Press, 2013.
- [2] Trenberth K E, Fasullo J T, Balmaseda M A. Earth's energy imbalance[J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(9): 3 129-3 144.
- [3] Cheng L, Trenberth K E, Fasullo J, et al. Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015[J]. Science Advances, 2017, 3(3): e1601545.
- [4] Zanna L, Khatiwala S, Gregory J M, et al. Global reconstruction of historical ocean heat storage and transport[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2019, 116 (4) : 1 126-1 131.
- [5] Chen X, Tung K K. Varying planetary heat sink led to globalwarming slowdown and acceleration [J]. Science, 2014, 345 (6 199): 897-903.
- [6] Liu W, Xie S-P, Lu J. Tracking ocean heat uptake during the surface warming hiatus[J]. *Nature Communications*, 2016, 7: 1-9.
- [7] Xu Yidan, Li Jianping, Wang Qiuyun, et al. Review of the research progress in global warming hiatus[J]. Advances in Earth Science, 2019, 34(2): 175-190.[徐一丹,李建平,汪秋云,等. 全球变暖停滞的研究进展回顾[J]. 地球科学进展, 2019, 34 (2): 175-190.]
- [8] Cheng L, Abraham J, Hausfather Z, et al. How fast are the oceans warming?[J]. Science, 2019, 363(6423): 128-129.
- [9] 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.
- [10] Shi J R, Xie S-P, Talley L D. Evolving relative importance of the Southern Ocean and North Atlantic in anthropogenic ocean heat uptake [J]. *Journal of Climate*, 2018, 31 (18): 7 459-7 479.
- Speer K, Rintoul S R, Sloyan B. The diabatic Deacon cell[J]. Journal of Physical Oceanography, 2000, 30 (12): 3 212-3 222.
- [12] Shi Jiuxin, Zhao Jinping. Advances in Chinese studies on water masses, circulation and sea ice in the Southern Ocean (1995-2002) [J]. Advances in Marine Science, 2002, 20(4): 116-126. [史久新,赵进平.中国南大洋水团、环流和海冰[J].海洋科学进展, 2002, 20(4): 116-126.]
- [13] Purkey S G, Johnson G C. Global contraction of Antarctic Bottom Water between the 1980s and 2000s [J]. Journal of Climate, 2012, 25(17): 5 830-5 844.
- [14] Chen Hongxia, Lin Li'na, Pan Zengdi. An overview of Antarctic circumpolar circumpolar current research[J]. Chinese Journal of Polar Research, 2017, 29(2): 183-193.[陈红霞,林丽 娜,潘增弟.南极绕极流研究进展综述[J]. 极地研究, 2017,

29(2): 183-193.]

- [15] Gao L, Rintoul S R, Yu W. Recent wind-driven change in Subantarctic Mode Water and its impact on ocean heat storage[J]. *Nature Climate Change*, Springer US, 2018, 8(1): 58-63.
- [16] Olbers D, Borowski D, Völker C, et al. The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current[J]. Antarctic Science, 2004, 16(4): 439-470.
- [17] Rintoul S R. The global influence of localized dynamics in the Southern Ocean[J]. *Nature*, 2018, 558: 209-218.
- [18] Liu F, Lu J, Garuba O, *et al.* Sensitivity of surface temperature to oceanic forcing via q-flux Green's function experiments.
 Part I: Linear response function[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(9): 3 625-3 641.
- [19] Li X, Holland D M, Gerber E P, et al. Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the Antarctic Peninsula and sea ice[J]. Nature, 2014, 505: 538-542.
- [20] Li X, Holland D M, Gerber E P, et al. Rossby waves mediate impacts of tropical oceans on west Antarctic atmospheric circulation in austral winter [J]. Journal of Climate, 2015, 28(20): 8 151-8 164.
- Wang C. Three-ocean interactions and climate variability: A review and perspective [J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(7/8): 5119-5136.
- [22] Yang Yun, Li Jianping, Xie Fei, et al. Progresses and prospects for north tropical Atlantic mode interannual variability
 [J]. Advances in Earth Science, 2018, 33(8): 808-817.[杨 韵,李建平,谢飞,等.热带北大西洋模态年际变率的研究进展与展望[J].地球科学进展, 2018, 33(8): 808-817.]
- [23] Ma Hao, Wang Zhaomin, Shi Jiuxin. The role of the southern ocean physical processes in global climate system[J]. Advances in Earth Science, 2012, 27(4): 398-412.[马浩,王召民,史久 新.南大洋物理过程在全球气候系统中的作用[J]. 地球科学 进展, 2012, 27(4): 398-412.]
- [24] Long Shangmin, Xie Shangping, Liu Qinyu, et al. Slow ocean response and the 1.5 and 2 ℃ warming targets[J]. Chinese Science Bulletin, 2018, 63(5/6): 558-570.[龙上敏,谢尚平,刘秦 玉,等.海洋对全球变暖的快慢响应与低温升目标[J].科学通 报, 2018, 63(5/6), 558-570.]
- [25] Long S-M, Xie S-P, Du Y, et al. Effects of ocean slow response under low warming targets [J]. Journal of Climate, 2020, 33(2): 477-496.
- [26] Gille S T. Warming of the Southern Ocean since the 1950s[J]. Science, 2002, 295(5 558): 1 275-1 277.
- [27] Gille S T. Decadal-scale temperature trends in the Southern Hemisphere ocean [J]. Journal of Climate, 2008, 21 (18): 4 749-4 765.
- [28] Böning C W, Dispert A, Visbeck M, et al. The response of the antarctic circumpolar current to recent climate change [J]. Nature Geoscience, 2008, 1: 864-869.
- [29] Wijffels S E, Willis J, Domingues C M, et al. Changing expendable bathythermograph fall rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise [J]. Journal of Climate, 2008, 21(21): 5 657-5 672.

- [30] Roemmich D, Church J, Gilson J, *et al.* Unabated planetary warming and its ocean structure since 2006[J]. *Nature Climate Change*, 2015, 5: 240-245.
- [31] Cheng L, Zhu J. Benefits of CMIP5 multimodel ensemble in reconstructing historical ocean subsurface temperature variations
 [J]. Journal of Climate, 2016, 29(15): 5 393-5 416.
- [32] Good S A, Martin M J, Rayner N A. EN4 : Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(12): 6 704-6 716.
- [33] Cai W, Cowan T, Godfrey S, *et al.* Simulations of processes associated with the fast warming rate of the southern midlatitude ocean[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(1): 197-206.
- [34] Purkey S G, Johnson G C. Warming of global abyssal and deep Southern Ocean waters between the 1990s and 2000s: Contributions to global heat and sea level rise budgets[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(23): 6 336-6 351.
- [35] Durack P J, Gleckler P J, Landerer F W, et al. Quantifying underestimates of long-term upper-ocean warming[J]. Nature Climate Change, 2014, 4: 999-1 005.
- [36] Schmidtko S, Heywood K J, Thompson A F, et al. Multidecadal warming of Antarctic waters [J]. Science, 2014, 346 (6 214): 1 227-1 231.
- [37] Cheng L, Abraham J, Zhu J, *et al.* Record-setting ocean warmth continued in 2019[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, 37(2): 137-142.
- [38] Cheng Lijing. SROCC: Assessment of the ocean heat content change [J]. *Climate Change Research*, 2020, 16(2): 172-181.
 [成里京. SROCC:海洋热含量变化评估[J]. 气候变化研究进展, 2020, 16(2): 172-181.]
- [39] Xiao Cunde. Changes in Antarctic climate system: Past, present and future [J]. Advances in Climate Change Research, 2008, 4(1): 1-7.[效存德. 南极地区气候系统变化:过去,现在和将来[J]. 气候变化研究进展, 2008, 4(1): 1-7.]
- [40] Gillett N P, Thompson D W J. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change [J]. Science, 2003, 302 (5 643): 273-275.
- [41] Fyfe J C, Saenko O A, Zickfeld K, et al. The role of polewardintensifying winds on Southern Ocean warming [J]. Journal of Climate, 2007, 20(21): 5 391-5 400.
- [42] Meredith M, Sommerkorn M, Cassotta S, et al. Polar regions [C]//IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, 2019.
- [43] Durack P J, Gleckler P J, Landerer F W, et al. Quantifying underestimates of long-term upper-ocean warming[J]. Nature Climate Change, 2014. DOI:10.1038/NCLIMATE2389.
- [44] Irving D B, Wijffels S, Church J A. Anthropogenic aerosols, greenhouse gases, and the Uptake, transport, and storage of excess heat in the climate system[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(9): 4 894-4 903.
- [45] Armour K C, Marshall J, Scott J R, et al. Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport[J]. Nature Geoscience, 2016, 9(7): 549-554.

- [46] Fyfe J C. Southern Ocean warming due to human influence[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(19): L19701.
- [47] Swart N C, Fyfe J C. Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress [J]. Geophysical Research Letters, 2012, 39(16): L16711.
- [48] Morrison A K, Griffies S M, Winton M, et al. Mechanisms of Southern Ocean heat uptake and transport in a global eddying climate model [J]. Journal of Climate, 2016, 29(6): 2 059-2 075.
- [49] Liu W, Lu J, Xie S-P, et al. Southern Ocean heat uptake, redistribution, and storage in a warming climate: The role of meridional overturning circulation [J]. Journal of Climate, 2018, 31(12): 4 727-4 743.
- [50] Swart N C, Gille S T, Fyfe J C, et al. Recent Southern Ocean warming and freshening driven by greenhouse gas emissions and ozone depletion [J]. Nature Geoscience, 2018, 11 (836/841). DOI:10.1038/s41561-018-0226-1.
- [51] Thompson D W J, Solomon S, Kushner P J, et al. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change[J]. *Nature Geoscience*, 2011, 4(11): 741-749.
- [52] Talley L D. Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2003, 33(3): 530-560.
- [53] Cai W, Bi D, Church J, et al. Pan-oceanic response to increasing anthropogenic aerosols: Impacts on the Southern Hemisphere oceanic circulation [J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33: L21707.
- [54] Cummins P F, Masson D, Saenko O A. Vertical heat flux in the ocean: Estimates from observations and from a coupled general circulation model [J]. *Journal of Geophysical Research*: *Oceans*, 2016, 121(6): 3 790-3 802.
- [55] Banks H T, Gregory J M. Mechanisms of ocean heat uptake in a coupled climate model and the implications for tracer based predictions of ocean heat uptake[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(7): 3-6.
- [56] Church J A, White N J, Arblaster J M. Significant decadalscale impact of volcanic eruptions on sea level and ocean heat content[J]. *Nature*, 2005, 438: 74-77.
- [57] Held I M, Winton M, Takahashi K, et al. Probing the fast and slow components of global warming by returning abruptly to preindustrial forcing [J]. Journal of Climate, 2010, 23 (9) : 2 418-2 427.
- [58] Long S-M, Xie S-P, Zheng X-T, et al. Fast and slow responses to global warming: Sea surface temperature and precipitation patterns[J]. Journal of Climate, 2014, 27(1): 285-299.
- [59] Barnett T. Penetration of human-induced warming into the World Oceans[J]. Science, 2005, 309(5732): 284-287.
- [60] Hansen J, Nazarenko L, Ruedy R, et al. Climate Change: Earth's energy imbalance: Confirmation and implications [J]. Science, 2005, 308(5 727): 1 431-1 435.
- [61] Hansen J, Sato M, Kharecha P, et al. Earth's energy imbalance and implications [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2011, 11: 13 421-13 449.

- [62] Hu S, Xie S-P, Liu W. Global pattern formation of net ocean surface heat flux response to greenhouse warming [J]. *Journal* of Climate, 2020, 33(17): 7 503-7 522.
- [63] Oke P R, England M H. Oceanic response to changes in the latitude of the Southern Hemisphere subpolar westerly winds [J]. *Journal of Climate*, 2004, 17(5): 1 040-1 054.
- [64] Spence P, Fyfe J C, Montenegro A, et al. Southern ocean response to strengthening winds in an eddy-permitting global climate model [J]. Journal of Climate, 2010, 23 (19) : 5 332-5 343.
- [65] Winton M, Griffies S M, Samuels B L, et al. Connecting changing ocean circulation with changing climate [J]. Journal of Climate, 2013, 26(7): 2 268-2 278.
- [66] Chen H, Morrison A K, Dufour C O, et al. Deciphering patterns and drivers of heat and carbon storage in the Southern Ocean[J]. Geophysical Research Letters, 2019, 46(6): 3 359-3 367.
- [67] Meijers A J S, Bindoff N L, Rintoul S R. Frontal movements and property fluxes: Contributions to heat and freshwater trends in the Southern Ocean [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(8): 1-17.
- [68] Exarchou E, Kuhlbrodt T, Gregory J M, et al. Ocean heat uptake processes: A model intercomparison [J]. Journal of Climate, 2015, 28(2): 887-908.
- [69] Gregory J M. Vertical heat transports in the ocean and their effect on time-dependent climate change[J]. *Climate Dynamics*, 2000, 16: 501-515.
- [70] Manabe S, Stouffer R J, Spelman M J, et al. Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I. Annual mean response[J]. Journal of Climate, 1991, 4(8): 785-818.
- [71] Huang B, Stone P H, Sokolov A P, et al. The deep-ocean heat uptake in transient climate change [J]. Journal of Climate, 2003, 16(9): 1 352-1 363.
- [72] Dalan F, Stone P H, Kamenkovich I V, et al. Sensitivity of the ocean's climate to diapycnal diffusivity in an EMIC. Part I: Equilibrium state [J]. Journal of Climate, 2005, 18 (13): 2 460-2 481.
- [73] Morrison A K, Saenko O A, Hogg A M C, et al. The role of vertical eddy flux in Southern Ocean heat uptake[J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(20): 5 445-5 450.
- [74] Ceppi P, Zappa G, Shepherd T G, et al. Fast and slow components of the extratropical atmospheric circulation response to CO₂ forcing[J]. Journal of Climate, 2018, 31(3): 1 091-1 105.
- [75] Zhao J, Barber D, Zhang S, *et al.* Record low sea-ice concentration in the central Arctic during summer 2010[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2018, 35(1): 106-115.
- [76] Zhao J, Zhong W, Diao Y, et al. The rapidly changing Arctic and its impact on global climate[J]. Journal of Ocean University of China, 2019, 18(3): 537-541.
- [77] Hobbs W R, Massom R, Stammerjohn S, et al. A review of recent changes in Southern Ocean sea ice, their drivers and forcings[J]. Global and Planetary Change, 2016, 143: 228-250.

- [78] Bitz C M, Gent P R, Woodgate R A, et al. The influence of sea ice on ocean heat uptake in response to increasing CO₂[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2 437-2 450.
- [79] Kirkman C H, Bitz C M. The effect of the sea ice freshwater flux on Southern Ocean temperatures in CCSM3: Deep-ocean warming and delayed surface warming[J]. *Journal of Climate*, 2011, 24(9): 2 224-2 237.
- [80] Liu J, Curry J A. Accelerated warming of the Southern Ocean and its impacts on the hydrological cycle and sea ice[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2010, 107 (34): 14 987-14 992.
- [81] Xu L, Xie S-P, McClean J L, et al. Mesoscale eddy effects on the subduction of North Pacific mode waters [J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2014, 119(8): 4 867-4 886.
- [82] Church J A, White N J, Konikow L F, et al. Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008 [J]. Geophysical Research Letters, 2011, 38: L18601.
- [83] Church J A, Monselesan D, Gregory J M, et al. Evaluating the ability of process based models to project sea-level change[J]. Environmental Research Letters, 2013, 8(1): 014051.
- [84] Spence P, Holmes R M, Hogg A M C, et al. Localized rapid warming of West Antarctic subsurface waters by remote winds [J]. Nature Climate Change, 2017, 7(8): 595-603.
- [85] Xie S-P, Deser C, Vecchi G A, et al. Global warming pattern

formation: Sea surface temperature and rainfall[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(4): 966-986.

- [86] Hwang Y T, Xie S-P, Deser C, et al. Connecting tropical climate change with Southern Ocean heat uptake[J]. Geophysical Research Letters, 2017, 44(18): 9 449-9 457.
- [87] Zheng X-T, Hui C, Xie S-P, et al. Intensification of El Niño rainfall variability over the tropical Pacific in the slow oceanic response to global warming[J]. Geophysical Research Letters, 2019, 46(4): 2 253-2 260.
- [88] Zappa G, Ceppi P, Shepherd T G. Time-evolving sea-surface warming patterns modulate the climate change response of subtropical precipitation over land[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2020, 117(9): 4 539-4 545.
- [89] Yang Jing, Zheng Xiaotong. The intertropical convergence zone shift and its relationship with atmospheric energy transport change at different stages of global warming[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2020, 50(4):1-11.[杨静,郑小童. 全球变暖不同阶段热带辐合带的移动及其与大气能量输送 的关系[J]. 中国海洋大学学报, 2020, 50(4):1-11.]
- [90] Xiao Cunde, Chen Zhuoqi, Jiang Liming, et al. A study of monitoring, simulation and climate impact of greenland ice sheet[J]. Advances in Earth Science, 2019, 34(8): 781-786.
 [效存德,陈卓奇,江利明,等. 格陵兰冰盖监测、模拟及气候 影响研究[J]. 地球科学进展, 2019, 34(8): 781-786.]

Research Progress of Long-term Ocean Temperature Changes in the Southern Ocean^{*}

Long Shangmin^{1,2}, Liu Qinyu^{3,4}, Zheng Xiaotong^{3,4}, Cheng Xuhua^{1,2}, Bai Xuezhi^{1,2}, Gao Zhen²

(1.Key Laboratory of Marine Hazards Forecasting, Ministry of Natural Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2.College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China; 3.Physical Oceanography Laboratory of Ocean University of China, Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Laboratory, Qingdao 266100, China; 4. Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266100, China)

Abstract: In the recent decades, a large amount of anthropogenic heat has been absorbed and stored in the Southern Ocean. Results from observations and climate models' simulations both show that the Southern Ocean displays large warming in the upper and subsurface ocean that maximizes at $45^{\circ} \sim 40^{\circ}$ S. However, the underlying mechanisms and evolution processes of the Southern Ocean temperature changes remain unclear, leaving the Southern Ocean to be a hotspot of climate change studies in the recent years. The present study summarized the current progress in the observations and numerical modeling of long-term temperature changes in the Southern Ocean. The effects of changes in wind, surface heat flux, sea-ice and other factors on the ocean temperature changes were presented, along with the introduction to the role of oceanic mean circulation and eddies. The present study further proposed that a deepening of the understanding in the Southern Ocean temperature change may be achieved by investigating the fast and slow responses of the Southern Ocean to external radiative forcing, which are respectively associated with the fast adjustments of the ocean mixed-layer and the slow evolution of the deep ocean. Specifically, the striking and fast mixed-layer ocean warming north of 50°S is tightly related to the surface heat absorption over upwelling regions and wind-driven meridional heat transport, resulting in enhanced warming around 45° S. While in the slow response of the Southern Ocean temperature, the enhanced ocean warming shifts southward and downward, mainly associating with the heat transfer from oceanic eddies. The Southern Ocean temperature has pronounced climatic effects on many aspects, such as global energy balance, sea-level rise, ocean stratification changes, regional surface warming and atmospheric circulation changes. However, large model biases/deficiencies in simulating the present-day climatology and essential ocean dynamic processes last in generations of climate models, which are the main challenge in advancing our understanding in the mechanisms for the Southern Ocean climate changes. Therefore, to achieve reliable future projections of the Southern Ocean climate, substantial efforts will be needed to improve the model performances and physical understanding in the relative role of various processes in ocean temperature changes at different time scales.

Key words: Southern Ocean; Climate change; Fast and slow responses; Upwelling; Eddies.

^{*} Foundation item: Project supported by the National Natural Science Foundation of China "Slow response of tropical Indian Ocean sea surface temperature to global warming" (Grant No. 41706026); The National Key Research and Development Program of China "Observational dataset construction and model evaluation of sea-ice parameters and physical processes" (Grant No. 2017YFA0604600).
First author: Long Shangmin (1988-), male, Yongzhou City, Hunan Province, Lecturer. Research areas include large-scale climate change and ocean circulation. E-mail:smlong@hhu.edu.cn