

1 与年代际有关的太平洋和北大西洋海温变率
2 对 1979~2014 年南极海冰趋势季节性及区域性贡献的比较研究

3 杨璐萍¹, 吴其冈^{1,2}, 户元涛^{1,3}, Aixue Hu⁴

4 1 复旦大学大气与海洋科学系, 上海 200438

5 2 复旦大学极地海冰气系统与天气气候教育部重点实验室, 上海 200438

6 3 陕西省气候中心, 西安 710003

7 4 National Center for Atmospheric Sciences, Boulder, Colorado, USA

8 **摘要:** 基于美国国家冰雪数据中心最新发布的卫星观测海冰资料, 本文分析了 1979~2014 年南极海冰空
9 间趋势的季节变化特征, 并比较了太平洋年代际振荡 (IPO) 和大西洋年代际振荡 (AMO) 位相转换对南
10 极海冰趋势的相对贡献与影响机制。结果表明: 1979~2014 年间, 罗斯海和南印度洋四个季节海冰密集度
11 (SIC) 均呈现增加趋势, 在暖季 (12~5 月), 阿蒙森海和别林斯高晋海的 SIC 显著减少, 威德尔海的 SIC
12 显著增加, 呈正位相的南极偶极子型 (ADP), 而在冷季 (6~11 月份), 阿蒙森海-别林斯高晋海-威德尔海
13 SIC 表现为负位相 ADP 趋势, 南极整体年平均和季节平均海冰范围 (SIE) 均具有显著增加趋势。1979~2014
14 年 IPO 从正位相向负位相转换通过激发太平洋-南美 (PSA) 大气遥相关加深阿蒙森海低压 (ASL), 为南
15 半球冬季和春季负 ADP 海冰趋势的主要成因。1979~2014 年 AMO 从负位相向正位相转换在南半球春季
16 通过激发罗斯贝波和跨海盆激发 PSA 波列, 加深 ASL, 并可能通过减弱埃克曼抽吸抑制绕极近海混合层
17 暖海水上翻, 进而导致东罗斯海, 阿蒙森海及南印度洋的海冰显著增加, 解释约 75% 的春季南极整体 SIE
18 增加趋势。在南半球夏季, 以上 IPO 和 AMO 位相转换均可增强南半球环状模 (SAM), 从而对夏季南极
19 海冰增加和正位相 ADP 型海冰趋势有一定贡献。以上结果表明 1979~2014 年 IPO 和 AMO 位相转换通
20 过大气遥相关机制对南极海冰趋势产生的影响呈现明显的季节性和区域性差异。

21 **关键词:** 南极海冰; 趋势; 南极偶极子型; 太平洋年代际振荡; 大西洋年代际振荡; 大气遥相关

22 **文章编号** **中图分类号** P461 **文献标识码** A

23 **doi:** 10.3878/j.issn.1006-9895.2310.23100

收稿日期 2023-07-24; **网络预出版日期**

作者简介 杨璐萍, 女, 1997 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究。E-mail: 979039816@qq.com

通讯作者 吴其冈, E-mail: qigangwu@fudan.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91837206 和 42375031

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 91837206 and 42375031)

A Comparative Study on the Contributions of Interdecadal SST Variability over the Pacific and North Atlantic Ocean to Regional and Seasonal Trends of Antarctic Sea Ice from 1979 to 2014

YANG Luping¹, WU Qigang^{1, 2}, HU Yuantao^{1, 3}, HU Aixue⁴

¹ Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Fudan University, Shanghai 200438, China

² Shanghai Frontiers Science Center of Atmosphere-Ocean Interaction, Shanghai 200438, China

³ Shanxi Climate Centre, Shanxi, 710003

⁴ National Center for Atmospheric Sciences, Boulder, Colorado, USA

ABSTRACT: Based on the latest satellite-derived sea ice concentration (SIC) data, this study investigates the seasonal and spatial characteristics of Antarctic sea ice trends from 1979 to 2014, and examines the relative contributions of the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) phase shift to the Antarctic sea ice trend and associated mechanisms. Results indicate that SIC in the Ross Sea and the Indian Ocean showed increasing trends in the four seasons, and the annual and seasonal Antarctic sea ice extent (SIE) exhibited significant increase trends from 1979 to 2014. During the warm seasons (December-May), SIC decreased significantly in the Amundsen-Bellingshausen Seas and decreased in the Weddell Sea ice, resembling a positive phase of Antarctic Dipole (ADP). During the cold seasons (June-November), the SIC trends in Amundsen-Bellingshausen-Weddell Seas showed a negative phase of ADP. The shift of IPO from a positive to negative phase during 1979-2014 deepened the Amundsen Sea Low (ASL) by exciting Pacific-South America (PSA) atmospheric teleconnection and significantly contributed to the negative phase of ADP in the austral winter and spring. During the austral spring, the shift of AMO from a negative to positive phase during 1979-2014 enhanced the ASL through the excitation of the Rossby wave and PSA wave train across the South Pacific basin and weakened the Ekman suction that would advect less warm water upward, contributing to the negative ADP and increased sea ice trend in the eastern Ross Sea, Amundsen Sea and Indian Ocean and explaining about 75% of the austral spring Antarctic SIE increased trend. In the austral summer, the above IPO and AMO phase transitions might have enhanced the Southern Annular Mode (SAM) and thus contributed to the increased trend of Antarctic sea ice. Our results suggest the seasonality and regionality of impacts of the IPO and AMO phase shifts on Antarctic sea ice trends through the atmospheric teleconnection mechanisms.

KEY WORDS: Antarctic Sea ice; Trend; Antarctic Dipole; Interdecadal Pacific Oscillation; Atlantic Multidecadal Oscillation; Atmospheric Teleconnection

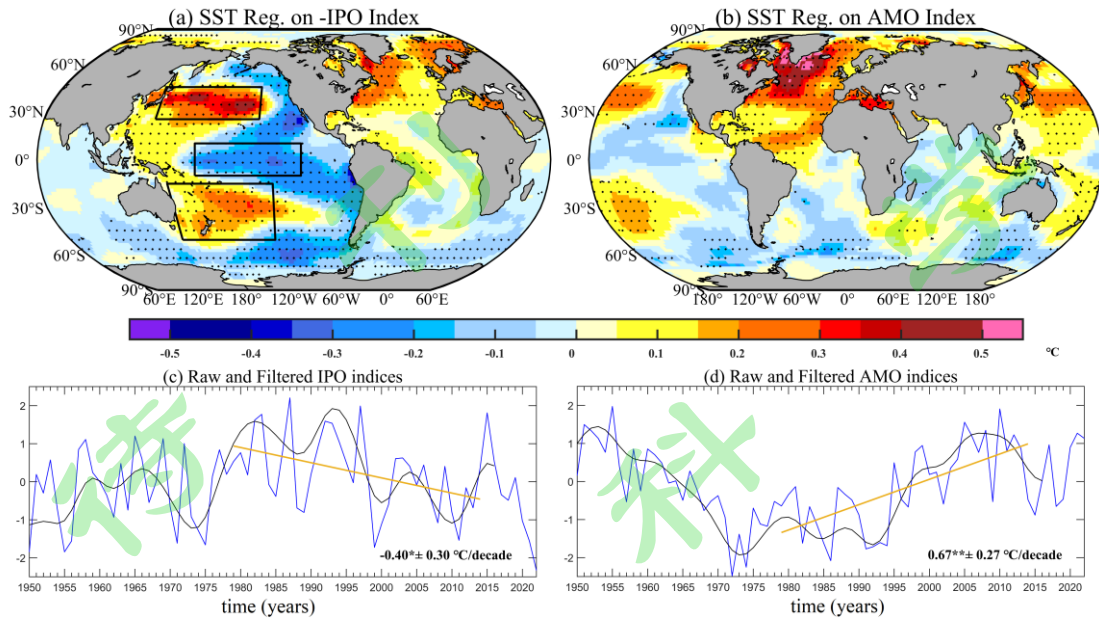
1. 引言

自 1979 年卫星观测以来,在全球变暖的背景下,北极海冰面积呈显著减少趋势,而南极海冰面积呈显著增加趋势 (Turner and Overland, 2009; Parkinson and Cavalieri, 2012; Kwok et al., 2017),直到 2016 年南半球春季 (9~11 月, SON) 以后,南极海冰面积才表现出快速减少变化 (Schlosser et al., 2017; Stuecker et al., 2017; Wang et al., 2019; 王今菲等, 2021; 李双林等, 2021)。南极海冰 1979~2015 年的增加趋势在空间上表现出明显的不对称性 (Parkinson et al., 2012; Stammerjohn et al., 2012; Turner et al., 2017),罗斯海、威德尔海和南极大陆东部的海冰呈显著的增加趋势,而别林斯高晋海的海冰却呈减少趋势。在年际变化上,厄尔尼诺南方涛动 (ENSO) 事件通过激发太平洋-南美洲遥相关 (Pacific-South America, PSA) (Karoly, 1989),影响阿蒙森海低压 (Amundsen Sea Low, ASL) 强度,导致南极半岛两侧海冰密集度 (sea ice concentration, SIC) 发生反向变化的特征 (Liu et al., 2002; Yuan, 2004; Zhang et al. 2021; Guo et al. 2022),这一特征被前人称为南极偶极子 (Antarctic Dipole, ADP, Yuan and Martinson, 2001; Wu and Zhang 2011) 或南极海冰涛动 (Antarctic Sea Ice Oscillation) (程彦杰等, 2002; 卞林根和林学椿, 2008)。南极海冰变化,尤其是 ADP 海冰异常,能够影响东亚温度和降水 (魏立新等, 2003; 马丽娟等, 2006, 2007; 王爽等, 2022)。近年研究显示,气候系统的年代际变率,特别是太平洋年代际振荡 (Interdecadal Pacific Oscillation/Pacific Decadal Oscillation, IPO/PDO) (Ding et al., 2013; Ciaso et al., 2015) 和大西洋多年代际振荡 (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) (Li et al., 2014; Simpkins et al., 2014),对南极海冰增加趋势具有显著贡献。

IPO/PDO 是太平洋的气候变率中具有类似 ENSO 空间结构但周期为 10~30a 的振荡模态 (Power et al., 1999),与全球和区域尺度的年代际气候变化存在着密切联系。当 IPO 为负位相时,赤道中东太平洋和美洲西部海温偏低,而西北太平洋-东亚和西南太平洋副热带海温偏高 (图 1a)。1979~2014 年期间, IPO 指数大约于 1998 年从正位相转为负位相 (图 1c) (Meehl et al., 2016),具有显著的下降趋势。IPO 能够激发 PSA 波列,该波列向东南方向传播到高纬度的东南太平洋海域,通过加深 ASL 来影响南极海冰的年代际变率 (Meehl et al., 2016; Meehl et al., 2019)。Purich et al. (2016) 通过数值模拟证实与 IPO 有关的热带太平洋海温年代际变化,可以通过 PSA 遥相关加深 ASL,通过热力上的平流作用和动力上的海冰飘移作用,使得 1979~2013 年间每个季节和年平均阿蒙森海和罗斯海东部的海冰增加,罗斯海西部海冰减少,但对南极海冰整体增加趋势贡献较小,并且对南极海冰暖季 ADP

海冰趋势影响很小。通过理想加热试验, Meehl et al. (2016) 把 2000~2014 年间四个季节的南极罗斯海海域海冰快速增加归因于 IPO 负位相导致热带东太平洋降水减少, 对流减弱激发 PSA 遥相关, 导致 ASL 增强。但 2000~2014 年南半球夏季 ASL 观测趋势为显著减弱, 南半球秋季观测和模拟的 ASL 增强均不能解释 ADP 海冰趋势。Meehl et al. (2019) 指出 2016 年南半球春季开始的南极海冰快速减少与 IPO 从负位相转为正位相有关。

AMO 是指在大西洋观测到的海温多年代际变率, 具有 60~70a 的周期性 (Schlesinger and Ramankutty, 1994), 空间型表现为整个北大西洋的变暖异常, 并且在北大西洋区域有两个正异常中心, 其中一个正异常中心位于拉布拉多海和格陵兰/巴伦支海 (约为 $+0.4^{\circ}\text{C}$), 另一个正异常中心位于副热带北大西洋 (图 1b)。全球海温异常对 AMO 指数的回归显示, 在南大西洋发现了较弱的降温异常, 且在赤道太平洋东部海域表现出显著的降温异常, 呈现出一条狭长的带状结构, 这种模态的空间型类似于 IPO 的负位相。AMO 相关的海表温度异常呈现出跨海盆连接的趋势, 这表明相邻海洋盆地以及热带、副热带, 乃至极地区域之间存在着遥相关网络 (Cassou et al., 2018; Li et al., 2021; Meehl et al., 2021)。1979~2014 年期间, AMO 大约于 1995 年从负位相转为正位相 (图 1d), 具有明显的上升趋势。过去研究表明, 与 AMO 有关的热带大西洋海温变化能够在南半球秋季, 冬季和春季显著改变 ASL 强度和位置 (Li et al., 2015a, 2015b), 对南极西部冬季海冰长期趋势及南极半岛冬季增暖趋势有显著贡献 (Li et al., 2014, 2015b)。其物理机制类似于热带太平洋遥相关, 即由热带大西洋海温扰动产生对流异常, 激发定常罗斯贝波传播到极地, 该波列继续向东传播到阿蒙森海域, 加深 ASL, 从而驱动了阿蒙森海、别林斯高晋海、威德尔海等海域的海冰变化。Li et al. (2015a) 利用大气环流模式成功模拟出了南半球冬季热带大西洋激发的定常罗斯贝波传播到南极阿蒙森海的传播路径。Li et al. (2014, 2015b) 主要强调与 AMO 有关的热带大西洋海温及整个北大西洋海温变化在南半球冬季南极海冰增加中的相对作用。在南半球秋季和春季, 虽然热带大西洋海温能通过遥相关机制显著改变 ASL 变化 (Li et al., 2015a), 但是否热带大西洋海温和整个 AMO 对南极海冰增加有显著影响还有待进一步分析。Purich et al. (2016) 利用在北大西洋区域 ($5^{\circ}\text{N}\sim 55^{\circ}\text{N}$) 加入潜热~海表温度 (SST) 松弛方案, 使得该区域模式模拟的 SST 相对变化值尽可能接近实际观测 SST 变化的 CESM1 Pacemaker 试验, 发现与 AMO 有关的北大西洋海温变化对威德尔海和罗斯海年平均海冰增加有显著贡献 (他们的图 5a), 但远小于响应的观测海冰增加趋势, 并且他们的研究没有讨论 AMO 变化对季节海冰趋势的影响。



112

113 图 1. 1950~2016 年年平均 SST 对去趋势的 (a) 负 IPO 和 (b) AMO 指数的回归空间型，
 114 及标准化的 (c) 没有滤波的 TPI 时间序列 (蓝线，称为没有滤波的原始 IPO 时间序列)
 115 和 IPO 指数 (黑线)，(d) 北大西洋 SST 时间序列 (蓝线，称为没有滤波的原始 AMO 时
 116 间序列) 及 AMO 指数 (黑线)。TPI 指数为图 (a) 中赤道太平洋 (10°S~10°N, 170°E~90°W)
 117 区域平均 SST 异常值减去北太平洋 (25°~45°N, 140°E~145°W) 和南太平洋 (50°~15°S,
 118 150°E~160°W) 两个区域平均 SST 异常值，IPO 指数定义为低频滤波后 TPI 时间序列。北
 119 大西洋 SST 时间序列为北大西洋 (0~60°N) 平均 SST 减去全球 (60°N~60°S) 平均 SST
 120 异常值，AMO 指数定义为低频滤波后的北大西洋海温异常值。(c~d) 中给出 1979-2014 年
 121 原始 IPO 和 AMO 指数的线性趋势及其正负 2 倍标准差，代表线性趋势 5~95% 的置信
 122 区间 (单位: °C decade⁻¹)，图中打点和 “**” 代表通过 95% 置信度水平下的显著性检验。

123 Fig1. (a-b) Regression patterns of detrended annual SST anomaly on the detrended and normalized
 124 negative IPO and positive AMO indices in (c-d) from 1950 to 2016. (a) Raw unfiltered (blue line) and
 125 low-pass filtered (black line) IPO indices, (d) Raw unfiltered (blue line) and low-pass filtered (black line)
 126 AMO indices. Black boxes in (a) indicate three boxes where the raw and unfiltered IPO index is
 127 calculated as the difference of averaged SST anomaly over the equatorial Pacific (10°S–10°N, 170°E–
 128 90°W) and the sum of SST anomalies over North Pacific (25°N–45°N, 140°E–145°W) and South Pacific
 129 (50°S–15°S, 150°E–160°W). The raw and unfiltered AMO index corresponds to the annual SST
 130 averaged over the North Atlantic domain (0–60°N) minus the near-global average (60°N–60°S). IPO and
 131 AMO indices are defined as the low-passed filtered raw IPO and AMO indices, respectively. Linear

trends of two raw and unfiltered IPO and AMO indices during 1979-2014 are shown in each panel with $\pm 2\sigma$ uncertainties. Dotted and ** indicate the statistical significance of the regression coefficient in (a-b) or trends in (c-d) at the 95% confidence level.

本文在以上回顾的研究基础上, 主要从以下三点出发, 进一步分析南极海冰趋势及其与年代际海温变化相关的成因。首先, 本文利用美国国家冰雪数据中心最新发布的卫星观测 SIC 资料, 分区域和季节, 全面揭示 1979~2014 年南极 SIC 趋势的空间特征和季节变化特征, 以及区域平均的 SIE 变化特征。其次, 我们比较 IPO 及 AMO 位相变换对 1979~2014 年南极海冰趋势的相对贡献, 这有别于过去研究分别讨论 IPO 和 AMO 变化对南极海冰变化的影响 (Li et al., 2014, 2015a, 2015b; Meehl et al., 2016; Purich et al., 2016)。此外, 我们进一步通过分析 1979 年后再分析风场中风应力旋度 (wind stress curl, WSC) 趋势, 讨论海洋变化对南极海冰趋势的影响。过去研究表明在年代际和年际时间尺度上, 伴随着正位相的南半球环状模 (Southern Annular Mode, SAM, Thompson et al., 2000), 增强的西风通过埃克曼漂移效应将表层混合层海水向北输送, 通过冷平流引起温度降低和离岸海冰漂移作用导致南极大部分海域 SIC 增加 (Lefebvre et al., 2004; Liu et al. 2004; Sen Gupta and England, 2006), 有研究指出以上机制在年代际尺度上 SAM 增强影响南极。而在年代际到多年代际时间尺度上, SAM 正趋势所对应的西风增强也有可能导致的表层混合层海水向北输送的效应会通过影响埃克曼抽吸, 引起南大洋低层暖水向上层输送, 夹卷进入表层的相对暖的海水有利于上层海洋变暖, 有利于南极海冰整体长期减少 (Ferreira et al., 2015; Holland et al., 2017; Kostov et al., 2017)。Meehl et al. (2019) 指出在 2000~2014 年的 IPO 负位相期间, 年平均 WSC 呈现负趋势, 通过增强埃克曼抽吸作用导致次表层暖水上翻, 累积的表层暖海水对 2016 年南半球春季南极海冰减少有重要贡献。我们分析 1979~2014 年的 IPO 和 AMO 位相转换是否通过埃克曼抽吸作用对南极海冰趋势产生影响。以上研究有助理解年代际海温变化对南极海冰趋势的贡献及其影响机制。

2. 数据与方法

2.1 数据

本文利用以下四套观测数据计算 1979~2014 年间南半球春季 (9~11 月, SON)、夏季 (12月~次年2 月, DJF)、秋季 (3~5 月, MAM)、冬季 (6~8 月, JJA) 季节平均海冰和大气变量的线性趋势。(1) 海冰密集度 (SIC) 资料采用美国国家冰雪数据中心 (NSIDC) 发

布的最新版卫星观测的 G02202 V4 数据集 (Meier et al., 2021), 并使用其计算南极整体及区域平均海冰范围 (sea ice extent, SIE, 定义为 SIC>15% 的格点面积之和)。该数据集提供了来源于被动微波遥感数据的 SIC 气候数据记录 (Climate Data Record, CDR), SIC 估计来自两种比较成熟的算法: NASA Team (NT) 算法 (Cavalieri et al., 1984) 和 NASA Bootstrap (BT) 算法 (Comiso, 1986)。G02202 V4 增加了早期的被动微波记录, 相比之前发布的 CDR 第三版数据集更完整 (Windnagel et al., 2021), 并与 NSIDC 发布的基于单独的 NT 和 BT 算法产品保持了良好的一致性 (Meier et al., 2022)。该资料的空间分辨率为 25km×25km, 本文研究时段选为 1979-2022 年。(2) 月平均大气变量场包括表面气温 (SAT)、海平面气压场 (SLP)、10m 风场 (UV10)、850hPa 风场 (UV850)、300hPa 高度场 (Z300) 等, 采用欧洲中期天气预报中心提供的第 5 代再分析资料 (ERA5 Reanalysis) (Hersbach et al., 2020), 计算空间分辨率为 2.5°×2.5°, 本文研究时段选为 1950-2022 年。(3) 海表温度 (SST) 数据采用 Hadley 中心提供的海温资料 (HadISST) (Rayner et al., 2003)。该资料的空间分辨率为 1°×1°, 本文研究时段选为 1979-2014 年。(4) 降水数据采用美国全球降水气候中心 (CMAP) 提供的陆地-海洋降水资料 (Xie et al., 1997)。该资料的空间分辨率为 2.5°×2.5°, 本文研究时段选为 1979-2022 年。本文计算 1979~2014 年海冰趋势有以下三个原因: (1) 观测的南极整体 SIE 最大值发生在 2014 年 (图 2e); (2) 2000~2014 年期间 IPO 为负位相, 在 2015 年后 IPO 指数转为正位相 (Meehl et al., 2016); (3) 2016 年秋季后南极海冰快速减少。1979~2015 年的南极海冰趋势和 1979~2014 年很类似, 因此本文主要展示 1979~2014 年的结果。本文采用 t 检验对计算得到的趋势进行显著性检验。

2.2 解释趋势估计

本文采用了 Henley 等人在 2015 年提出的三极指数 (TPI) 方法 (Henley et al., 2015) 定义的 IPO 指数, 首先通过计算赤道太平洋 SST 异常值 (10°S~10°N, 170°E~90°W) 减去中纬度平均 SST 异常值 (25°~45°N, 140°E~145°W; 50°~15°S, 150°E~160°W) 得出 TPI SST 时间序列, 其次对 TPI SST 时间序列进行 13 年低频滤波时间序列定义为 IPO 指数 (图 1d)。AMO 指数是基于 IPCCAR6 报告中使用的 Trenberth 和 Shea (2006) 方法计算得到, 即: 将 ERSSTv5 数据集中 1950~2022 年北大西洋 (0~60°N) 平均 SST 减去全球 (60°N~60°S) 平均 SST 后的北大西洋海温异常时间序列, 进一步进行 13 年低频滤波的时间序列, 定义为 AMO 指数 (图 1d)。为了便于对比, 本文中也分别将低频滤波前的 TPI 和北大西洋 SST 时间序列分别称之为没有滤波的原始 IPO 和 AMO 时间序列, 即包括

IPO 和 AMO 低频年代际海温变率，也包括与 IPO 和 AMO 有关的太平洋海盆及北大西洋海温的年际变率，例如原始 IPO 时间线列中有明显的 ENSO 年际变化信号 (Henery et al. 2015)。由于观测资料长度的限制，本研究使用了 1950~2022 年去除线性趋势没有滤波的原始 IPO 和 AMO 时间序列与去除线性趋势的 ERA5 大气变量场进行线性回归分析，回归系数不仅包含了 IPO 和 AMO 的年代际变化，也包含了太平洋海盆及北大西洋海温年际变化的影响。在 1979~2022 年间，我们采用去趋势的标准化原始 IPO 或 AMO 时间序列和去趋势的卫星观测 SIC 和 CMAP 降水资料进行线性回归分析。类似的回归分析方法也用在 前人的研究中 (Li et al. 2014; Li et al. 2015a; Purich et al., 2016)。在得到上述回归系数后，本研究进一步定量估算 1979~2014 年 IPO 和 AMO 的位相转换对海冰和大气场的解释趋势。解释趋势的定义为：1979-2014 年没有滤波的原始 IPO (AMO) 时间序列的线性趋势和前面 1950~2022 年 SAT, SLP, UV850 的回归系数或 1979-2022 年 SIC 的回归系数相乘的结果，类似的方法也用在 前人的研究中 (Purich et al., 2013, 2016; Clem and Fogt, 2015)。例如，IPO 位相转换对 SIC 解释趋势的计算公式为：

$$SIC_trend|_{IPO} = Regression(SIC, IPO) \times IPO_trend \quad (1)$$

其中 $SIC_trend|_{IPO}$ 是 1979~2014 年 IPO 位相转换对海冰的解释趋势， $Regression(SIC, IPO)$ 是 1979-2022 年 SIC 对 标准化原始 IPO 时间序列的回归系数，代表与 IPO 有关的太平洋海盆年代际和年际海温变化对 SIC 的可能影响， IPO_trend 是 1979~2014 年原始 IPO 时间序列的趋势，代表 IPO 年代际尺度振荡信号，即从正位相转换为负位相变化。

2.3 动力学诊断

我们通过分析波通量 (Rossby wave flux, WAF, Plumb, 1985) 和 Rossby 波源 (Rossby wave source, RWS, Sardeshmukh and Hoskins, 1985; Mo and Rasmusson, 1993)，检查 IPO 和 AMO 有关的海温变化如何影响南极大气环流和海冰变化。波活动通量用于研究 Rossby 波的传播，本文使用了 Takaya 和 Nakamura (2001) 提出的波活动通量公式计算 300hPa 上 WAF 的水平分量，具体公式表达为：

$$W = \frac{1}{2|\bar{U}|} \left[\bar{u}(\psi_x'^2 - \psi' \psi_{xx}') + \bar{v}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') \right] + \frac{1}{2|\bar{U}|} \left[\bar{u}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') + \bar{v}(\psi_y'^2 - \psi' \psi_{yy}') \right] \quad (2)$$

其中 $\bar{U} = (\bar{u}, \bar{v})$ 是气候平均风速， ψ' 是通过准地转近似方法从 300hPa 位势高度场导出的流函数异常， x 和 y 分别代表经度和纬度方向。水平速度场 (V) 可以分解为旋转分

217 量 (V_ψ) 和散度分量 (V_χ)，公式为： $\mathbf{v} = V_\psi + V_\chi$ ，正压涡度方程可以写为：

$$218 \quad \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} + V_\psi \cdot \nabla \zeta \right) = -\zeta D - V_\chi \cdot \nabla \zeta \quad (3)$$

219 其中 ζ 是绝对涡度， D 是水平散度，方程 (3) 右边代表 RWS， $\text{RWS} = -\zeta D - V_\chi \cdot$
220 $\nabla \zeta$ ，主要由水平散度，散度风，绝对涡度和去水平梯度决定。风应力的大小是根据其与风速
221 之间的经验公式计算得到，计算公式为：

$$222 \quad \vec{F} = \rho_{\text{air}} \cdot C_D \left| \vec{U}_{10} \right| \vec{U}_{10} \quad (4)$$

$$223 \quad C_D = (0.8 + 0.065 \left| \vec{U}_{10} \right|) \times 10^{-3} \quad (5)$$

224 其中 C_D 是拖曳系数， U_{10} 为距离海面 10m 高度处风速， $\rho_{\text{air}} = 1.33 \text{ kg/m}^3$ ，为空气
225 密度。风应力旋度由公式 $\text{WSC} = \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right)$ 得到。由于南极绕极流 (Antarctic Circumpolar
226 Current, ACC) 和西风带 ($35^\circ\text{S} \sim 65^\circ\text{S}$) 终年存在，四个季节气候平均 WSC 在南大洋和南
227 极洲近海均为负值 (图 4a~d)，其中南极洲东部海域远较西部海域埃克曼抽吸作用强烈。南
228 极洲近海的负 WSC 对应导致混合层暖海水上翻的埃克曼抽吸区域，负 WSC 趋势有利于
229 南极海冰长期减少。

230 3. 1979~2014 年南极海冰、大气环流和海洋变化趋势特征

231 图 2 给出 1979~2014 年四个季节卫星观测南极海冰趋势的空间分布图和按区域划分
232 的 1979~2022 年平均 SIE 指数，海冰分区参考了前人的研究 (Raphael and Hobbs, 2014;
233 Turner et al., 2015; Hobbs et al., 2016)。南极整体年平均 SIE 在 2014 年达到最大值 (图 2e)
234 (约为 $13.45 \times 10^6 \text{ km}^2$)，2016 年之后急剧减少，在 2017 年创下历史最低纪录 (约为 11.43
235 $\times 10^6 \text{ km}^2$)，近年有所恢复，但远低于 2014 年的最高值。在南半球暖季 (图 2a, b)，威德
236 尔海的海冰显著增加，别林斯高晋—阿蒙森海的海冰显著减少，呈正位相的 ADP (Yuan and
237 Martinson, 2001; Wu and Zhang, 2011; 王爽等, 2022)；在南半球冷季 (图 2c, d)，威德
238 尔海的海冰减少，别林斯高晋—阿蒙森海的海冰增加，呈负位相的 ADP。此外，西罗斯海以
239 及印度洋的海冰在不同季节都呈明显的增加趋势，1979~2014 年间年平均 SIE 在整个南极、
240 罗斯海西部、罗斯海东部、印度洋和别林斯高晋海趋势显著，分别为 20.02、7.45、3.70、9.57
241 和 $-3.70 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$ ，其他区域没有显著趋势。与 IPCC 第五次报告 (Vaughan et al.,
242 2013) 中 1979~2012 年 BT 算法反演的卫星观测南极整体 SIE 趋势 5~95% 的置信区间

13.0~20.0×10⁴ km² decade⁻¹ 相比, 基于 NT 和 BT 算法的 G02202 V4 SIC 得到的 SIE 趋势明显偏大。

图 3 显示利用 1979~2014 年 ERA5 资料计算的南极 SAT, SLP, UV850 和 WSC 的季节趋势。结果显示, 在大部分海域, SIC 的变化 (图 2a~d) 与 SAT 的变化 (图 3a~d) 密切相关, 例如, 在 SIC 显著增加的海域, SAT 呈显著降低趋势; 而在 SIC 显著减少的海域, SAT 则表现出显著升温趋势, 反映了海冰反照率反馈机制。进一步分析显示, 对流层低层 850hPa 气温与 SAT 空间型很相似, 但在 SIC 增加区域, 对流层高层 300hPa 气温降温很弱 (图略), 表明 SAT 趋势很可能是对南极海冰变化的响应。南半球夏季阿蒙森海及秋季阿蒙森海-西罗斯海 SIC 减少, 同时 SAT 也是减少, 表明以上区域的 SAT 下降和 SIC 减少很可能同时受其他因子驱动, 或者是由于再分析资料在南极地区精确度有限的原因 (Comiso et al.2017)。

SLP 和 UV850 在不同季节呈现出很大的空间差异 (图 3e~h, 3i~l)。南半球夏季 SLP 场呈现 SAM 正位相趋势 (图 3e), 反映了 1979-2014 年间受人为温室气体增加和南极平流层臭氧损耗等影响导致的夏季 SAM 指数上升趋势 (Thompson et al., 2011; Arblaster and Meehl, 2006)。在别林斯高晋海域有显著的西北风趋势 (图 3i), 暖平流作用导致该地区海冰减少, 同时该海域西风加强, 表层混合层海水向北输送会驱动混合层底层的暖海水上翻, 南极洲近海 SST 升高 (图 4i), 可能使得海冰减少 (图 2a)。而在罗斯海-阿蒙森海域及威德尔海-南印度洋等海域, 增强的西风通过埃克曼漂移效应, 向北输送表层冷海水, 通过冷平流导致温度降低和离岸海冰飘移导致海冰增加 (Liu et al. 2004; Stammerjohn et al., 2008)。图 4e 显示除了别林斯高晋海外, 包括阿蒙森海和罗斯海西部等南极洲近海 WSC 均为负趋势, 通过增强埃克曼抽吸作用导致次表层暖水上翻, 增加气候平均的暖海水上翻 (图 4a), 导致对应海域海冰呈减少趋势 (Ferreira et al., 2015; Meehl et al. 2019)。但图 2a 和图 4i 显示只有阿蒙森至罗斯海西部近南极沿岸显示 SST 上升趋势和 SIC 减少趋势, 而其他如威德尔海、南印度洋和罗斯海东部呈现 SST 减少趋势及 SIC 增加趋势, 表明在这些海域, 1979~2014 年南半球夏季 SAM 增强的向北埃克曼输送的海温降低和海冰增强作用很可能要强于 SAM 正趋势增强埃克曼抽吸引起海温上升和海冰减少趋势影响。

南半球秋季 ASL 显著增强 (图 3f), 别林斯高晋海和威德尔海西部出现显著的北风趋势 (图 3i), 暖平流导致以上海域 SIC 显著减少 (图 2b) 和南极半岛显著增温 (图 3b)。而在阿蒙森海至罗斯海东部有南风异常, 冷平流作用导致降温趋势, 但是 ASL 显著增强幅

度驱使 WSC 负趋势 (图 4f), 导致底层混合层的暖海水上翻 (Meehl et al., 2019; Eayrs et al., 2021), 增强气候平均的暖海水上翻 (图 4b), 导致南极洲近海 SST 有上升趋势 (图 4j), 这可能是造成别林斯高晋海—阿蒙森海—西罗斯海 SIC 减少的主要原因 (图 2b)。南半球冬季 ASL 增强比南半球秋季弱 (图 3f, g), 但在别林斯高晋海—阿蒙森海海域的冷平流作用较强, SAT 降温较大 (图 3c), 同时南极洲近海 WSC 为正趋势 (图 4g), 抑制混合层的暖海水上翻, 对应 SST 为弱减少趋势 (图 4k), 不利于海冰长期减少, 所以相对阿蒙森海—西罗斯海 SIC 处于增加趋势, 但不显著 (图 2c)。南半球春季, ASL 增强偏西, 靠近罗斯海一侧 (图 3h), 在阿蒙森海海域的有弱的冷平流作用 (图 3l) 导致 SIC 增加 (图 2d)。

在南半球秋季、冬季和春季, SLP 在威德尔海地区均为正异常 (图 3f~h), 对应反气旋性环流, 但强度和中心位置均不同。在南半球秋季, 威德尔海中东部为南风异常 (图 3j), 冷平流作用导致降温趋势 (图 3b) 和 SIC 增加趋势 (图 2b)。而在南半球冬季和春季, 反气旋影响主要以暖平流为主 (图 3c~d, 3k~l), 对应 SIC 减少 (图 2c~d)。在这三个季节, 在罗斯海到西太平洋和印度洋海域, 绕极 WSC 为正趋势 (图 4f~h), 同时大气环流影响主要为冷平流 (图 3j~l), 有明显降温作用 (图 3b~d), 对应 SIC 显著增加 (图 2b~d)。

表 1 进一步量化了不同海域 1979~2014 年季节平均 SIE 的变化趋势。南极整体 (南大洋) SIE 在每个季节均呈显著趋势, 南半球夏季、秋季、冬季和春季的增加趋势分别为 31.64 、 20.90 、 16.66 和 $16.36 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$, 其中夏季趋势最大。在南半球夏季和秋季, 威德尔海的 SIE 增加趋势分别为 13.94 和 $8.39 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$, 而在南半球冬季和春季, 该海域的 SIE 为减少趋势, 分别为 -7.43×10^4 和 $-5.84 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$, 从而导致了年平均趋势不显著, 为 $1.53 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$ 。东罗斯海夏季和秋季的增加趋势较小, 而冬季和春季的增加趋势显著, 分别为 5.93 和 $7.35 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$ 。在西罗斯海, 年平均和每个季节均为显著增加趋势, 分别为 7.45 、 11.61 、 10.70 、 3.51 和 $4.17 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$ 。南印度洋年平均和每个季节均也为显著增加趋势, 分别为 9.57 、 9.96 、 9.93 、 10.71 和 $8.41 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$ 。别林斯高晋海年平均、南半球夏季和秋季的 SIE 减少趋势显著, 分别为 -3.70 、 -5.00×10^4 和 $-8.16 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$, 冬季和春季趋势较小。阿蒙森海夏季和秋季 SIE 减少趋势为 -3.10 和 $-3.89 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$, 冬季和春季增加趋势为 3.34 和 $3.19 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$, 年平均趋势较小, 仅秋季趋势通过了显著性检验。西太平洋夏季增加趋势较大但不显著, 为 $2.96 \text{ km}^2 \times 10^4 \text{ decade}^{-1}$, 而秋季呈显著增加趋势, 为 $3.88 \text{ km}^2 \times 10^4 \text{ decade}^{-1}$ 。

表 1 观测南极整体（南大洋）与七个海域的海冰范围趋势，及其 IPO 和 AMO 的解释趋势
 ($\times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$), “**” 和 “*” 分别代表观测趋势或者解释趋势通过 95% 和 90% 置信度水平下的显著性检验。七个海域及其划分为东罗斯海（170°W~140°W），西罗斯海（160°E~170°W），阿蒙森（140°W~110°W），别林斯高晋海（110°W~65°W），威德尔海（65°W~10°W），印度洋（10°W~70°E）和西太平洋（70°E~160°E）。
 Table 1. Observed SIE trends during 1979-2014 and components congruent with the IPO and AMO indices. ** and * indicate statistical significance of trends at the 95% and 90% confidence levels, respectively. Seven areas are defined as eastern Ross Sea (170°W-140°W), western Ross Sea (160°E-170°W), Amundsen Sea (140°W-110°W), Bellingshausen Sea (110°W-65°W), Weddell Sea (65°W-10°W), Indian Ocean (10°W-70°E) and western South Pacific (70°E-160°E).

		东罗斯海	西罗斯海	阿蒙森海	别林斯高晋海	威德尔海	印度洋	西太平洋	南极
ANN	OBS	3.70*	7.45**	-0.28	-3.70**	1.53	9.57**	1.74	20.02**
	IPO	2.16**	0.37	2.38**	-1.46**	-4.02**	2.19*	0.12	1.73
	AMO	1.17	1.27	0.57	-2.38**	-1.57	3.34*	0.79	3.18
DJF	OBS	1.28	11.61**	-3.10	-5.00**	13.94**	9.96**	2.96	31.64*
	IPO	2.11**	0.12	2.47**	-0.07	-2.73	3.17**	0.04	5.10
	AMO	1.06	1.31	1.34	-0.05	-3.86	4.28	0.45	4.53
MAM	OBS	0.05	10.70**	-3.89*	-8.16**	8.39	9.93**	3.88**	20.90**
	IPO	1.58	0.64	1.64*	-1.26*	-5.19**	2.86**	0.26	0.52
	AMO	-1.76	0.46	0.44	0.15	-3.45	-0.17	0.12	-4.20
JJA	OBS	5.93**	3.51**	3.34	-0.37	-7.43*	10.71**	0.97	16.66**
	IPO	2.84**	0.46	1.71**	-2.38**	-2.38	2.23	0.56	3.04
	AMO	1.19	0.59	0.60	-2.82**	-1.10	4.88**	-0.07	3.27
SON	OBS	7.35**	4.17**	3.19	-0.86	-5.84	8.41*	-0.04	16.36**
	IPO	2.64**	0.13	2.82**	-2.64**	-2.19	1.46	-0.86	1.37
	AMO	4.03**	1.18	3.22**	-2.62	0.25	4.43*	1.80	12.30**

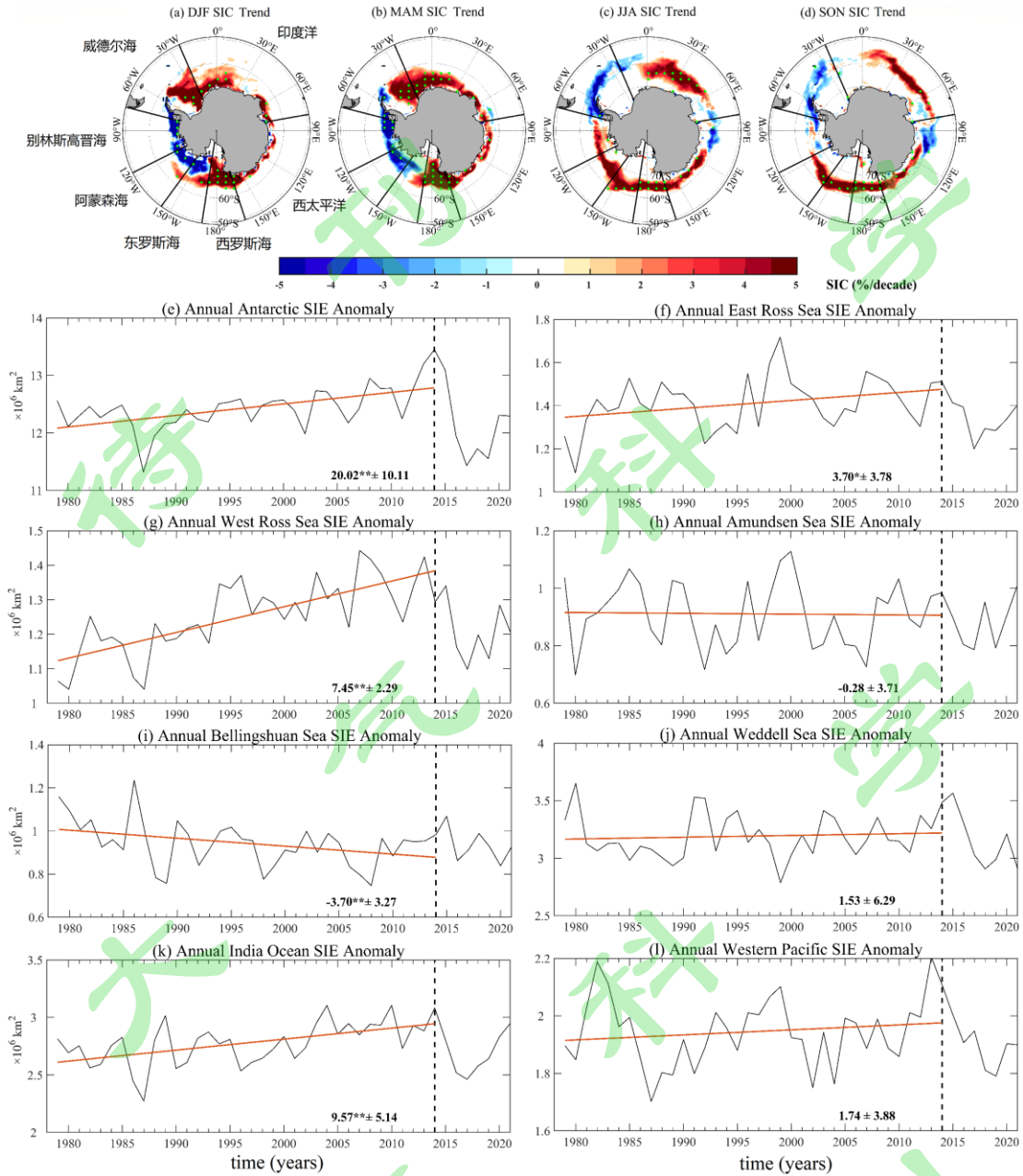


图 2 1979~2014 年 (a) 南半球夏季, (b) 秋季, (c) 冬季和 (d) 春季 SIC 趋势 (单位: % decade⁻¹) 和 (e~l) 1979~2022 年南极和各海域 SIE 的时间序列。图中数字为 1979~2014 年 SIE 趋势估计及其正负 2 倍标准差, 代表趋势估计的 5~95% 的置信区间 (单位: $\times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$), “**” 和 “*” 分别代表通过 95% 和 90% 置信度水平下的显著性检验

Fig. 2 Sea ice concentration trends (units: % decade⁻¹) in (a) austral summer, (b) autumn, (c) winter and (d) spring over 1979-2014 and (e-l) time series of SIE in the whole Antarctic and various regions from 1979 to 2022. Linear trends of SIE indices during 1979-2014 are shown in each panel with $\pm 2\sigma$ uncertainties (units: $\times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$), ** and * indicates the statistical significance of trends at the 95% and 90% confidence level, respectively.

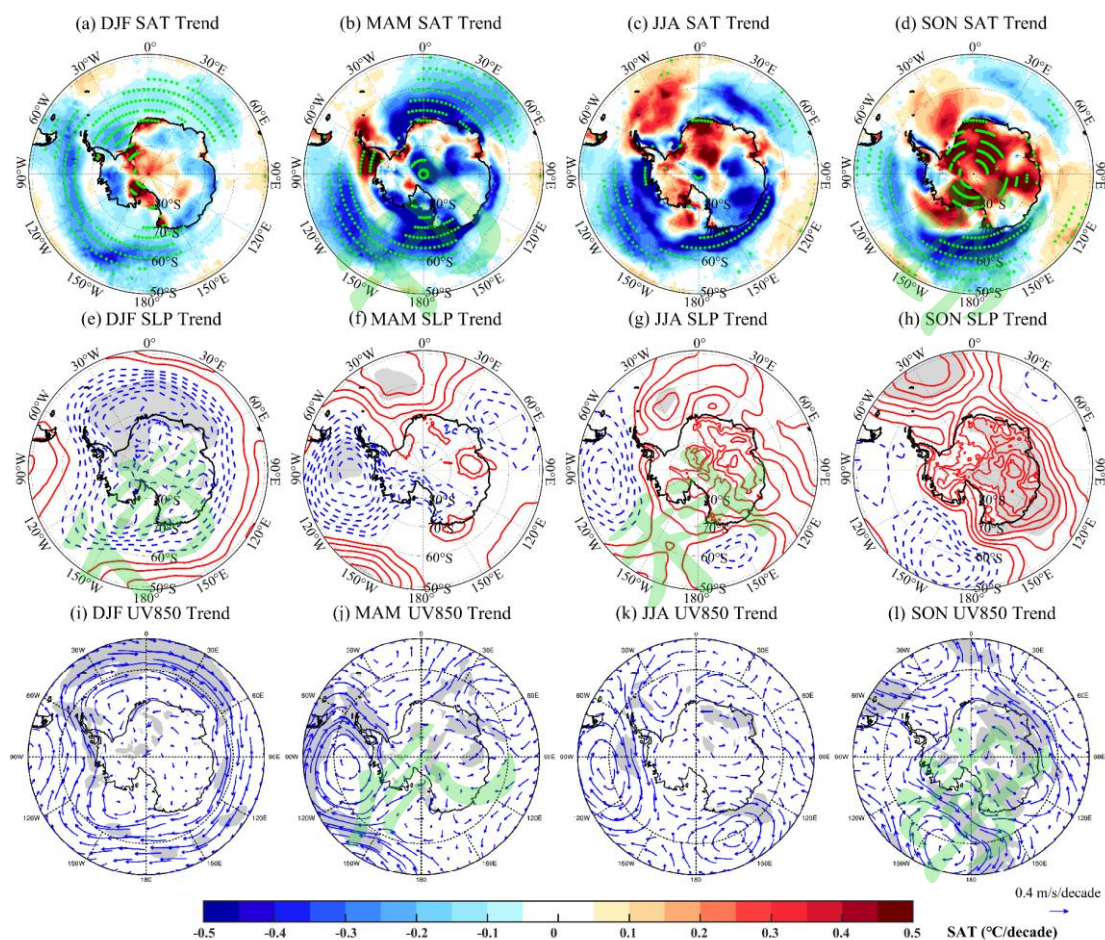


图 3 1979~2014 年南半球夏季, 秋季, 冬季和春季 (a~d) 表面气温 (单位: $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$)、
 (e~h) 海平面气压 (单位: hPa decade^{-1} , 间隔: $0.2 \text{ hPa decade}^{-1}$) 和 (i~l) 850hPa 风场 (单
 位: $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) 的趋势。图中打点和阴影为通过 95%置信度水平下的显著性检验的区域。
 Fig. 3 Austral summer autumn, winter and spring (a-d) SAT (units: $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$), (e-h) SLP (units:
 hPa decade^{-1} ; interval = $0.2 \text{ hPa decade}^{-1}$), and (i-l) UV850 (units: $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) trends over 1979-
 2014. Dotted and shaded indicate the statistical significance of trends at the 95% confidence level.

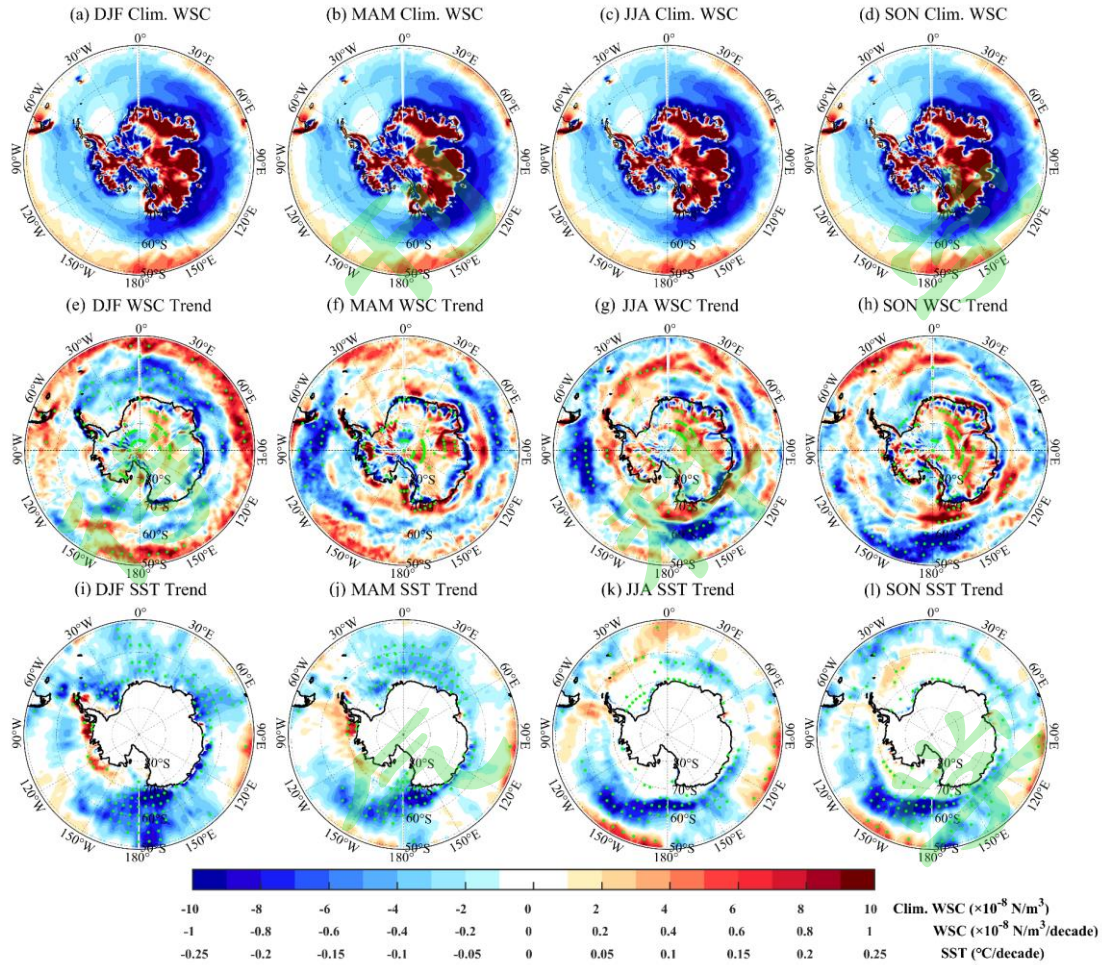


图 4 南半球夏季，秋季，冬季和春季 (a~d) 风应力旋度气候平均 (单位: $\times 10^{-8} \text{ N m}^{-3}$) 和 1979~2014 年 (e~h) 风应力旋度 (单位: $\times 10^{-8} \text{ N m}^{-3} \text{ decade}^{-1}$)、(i~l) 海表温度 (单位: $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$) 趋势。负风应力旋度为混合层暖海水上翻的埃克曼抽吸区域。打点为通过 95%置信度水平下的显著性检验的区域。

Fig. 4 Austral summer, autumn, winter and spring (a-d) wind stress curl (WSC) climatology (units: $\times 10^{-8} \text{ N m}^{-3}$), and (e-h) WSC (units: $\times 10^{-8} \text{ N m}^{-3} \text{ decade}^{-1}$), (i-l) SST (units: $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$) trends over 1979-2014. Negative wind stress curl climatology and trend values denote areas of Ekman suction that would move water upward in the column. Dotted indicates the statistical significance of WSC trends at the 95% confidence level.

4. IPO 和 AMO 位相变化对南极海冰趋势的影响

4.1 IPO 位相变化对南极海冰趋势的影响

图 5 显示 1979-2014 年 IPO 从正位相转为负位相对 SIC, SAT, SLP 和 UV850 的解释趋势。图 6~7 则为其他大气变量对标准化的原始时间序列 IPO 时间序列回归空间型乘以 -1, 对应着负 IPO 位相有关的太平洋海盆海温异常的气候影响。结果表明, IPO 从正位相转为负位相会使得阿蒙森海和东罗斯海的海冰显著增加, 而威德尔海和别林斯高晋海的海冰显著减少(图 5a~d), 这与 Purich et al. (2016) 的分析结果类似。在南半球冷季(图 5c~d), IPO 位相转换驱动了负 ADP 的形成, 而在南半球暖季(图 5a~b), 与 IPO 相关的南极海冰解释趋势与观测中的海冰趋势模态相反(图 2a~b)。在四个季节中, IPO 解释了部分南印度洋海冰增加趋势。海冰变化与 SAT 变化高度相关, 正(负) SIC 趋势对应负(正) SAT 趋势(图 5e~h), 表明 IPO 通过动力学上的平流作用对南极海冰产生显著影响。

过去研究显示负位相 IPO 对南极大气环流和海冰影响类似于 La Nina 事件, 通过引起热带降水和对流异常, 激发 PSA 大气遥相关, 改变 ASL 强度的年代际变化, 从而显著影响南极海冰变化 (Meehl et al., 2016, 2019; Clem et al., 2017; Li et al., 2021)。在每个季节, 30°S~30°N 范围内 Z300 为显著一致负异常(图 6e~h), 主要反映全球热带和低纬度大气对热带中东太平洋冷海温的响应及扩散作用, 热带大气不能维持纬向水平温度梯度 (Schneider et al., 1977; Held and Hou, 1980)。同时负位相 IPO 对应的热带西太平洋暖海温和中东太平洋冷海温在每个季节都使得 Walker 环流增强 (Meehl et al., 2021), 在热带东印度洋和西太平洋地区低层辐合, 高层辐散, 在中东太平洋则是低层辐散, 高层辐合(图 7a~d)。在热带东印度洋和西太平洋及热带大西洋地区对流和降水显著增强(图 6a~d), 热带对流层中层产生异常非绝热加热, 增强局地 Hadley 环流, 在副热带 Hadley 环流的下沉支形成异常辐合气流(图 7a~d), 从而对副热带急流产生扰动, 在澳大利亚和南太平洋副热带和中纬度地区对流层高层形成 Rossby 波源(图 6a~d), 激发东传的 Rossby 波列。在南半球秋季, 冬季和春季, 副热带急流较强, 起到波导作用, Rossby 能够向南传播到南极地区, Z300 在新西兰东部的太平洋海域为异常气旋性环流, 在阿蒙森海域上空为反气旋性环流, 在南美洲和南大西洋为异常气旋性环流, 呈现负位相 PSA 大气遥相关波列(图 6f~h)。而在南半球夏季, 副热带急流较弱, 东传的 Rossby 波被向热带地区反射, 大气在南极地区响应较弱, 大气响应呈现类似于正位相的 SAM(图 6e), 这与过去研究发现 ENSO 能够影响南半球

366 夏季 SAM 变化结论一致 (Ciasto et al. 2015)。

367 1979~2014 年 IPO 位相转换对 SLP 的解释趋势在南半球夏季表现为 SAM (图 5i),
368 和观测 SLP 趋势 (图 3e) 一致。在其他三个季节 IPO 的影响都表现为 ASL 显著加强趋
369 势 (图 5j~l), 最大中心分别达 -0.60 、 -0.80 和 $-1.2\text{hPa decade}^{-1}$, 其中南半球秋季和冬季的
370 SLP 解释趋势的最大中心位置及强度很好对应于观测变化趋势, 但南半球春季 SLP 解释趋
371 势相对于观测中心位置明显偏西约 50° 。上述 IPO 对 ASL 的影响结果与过去研究大体一
372 致, 即 IPO 与 ASL 加深相关联 (Meehl et al., 2016; Purich et al., 2016), 进而通过气旋性
373 (顺时针) 环流, 产生经向风异常来影响南极海冰变化。在南半球冷季, 与 IPO 相关的经
374 向风在阿蒙森海和东罗斯海域表现为显著的南风趋势, 在威德尔海域表现出显著的北风趋势
375 (图 5o, p), 使得阿蒙森海和东罗斯海的海冰增加, 威德尔海的海冰减少, 使得南极呈现
376 负的 ADP (图 2c, d)。IPO 在南半球冬季东罗斯海和阿蒙森海引起 2.84 和 $1.71\times 10^4\text{km}^2$
377 decade^{-1} 的 SIE 增加趋势, 占这两个海域观测趋势的 48% 和 51%; 在南半球春季, IPO 在
378 东罗斯海和阿蒙森海引起 2.64 和 $2.82\times 10^4\text{km}^2\text{decade}^{-1}$ 的 SIE 增加趋势, 分别解释大约
379 36% 和 88% 阿蒙森海和东罗斯海的 SIE 增加 (表1)。对于年平均和四个季节, IPO 在南
380 印度洋引起 2.19 , 3.17 , 2.86 , 2.23 和 $1.46\times 10^4\text{km}^2\text{decade}^{-1}$ 的 SIE 增加趋势, 分别占观
381 测趋势的 23%, 32%, 29%, 21% 和 17% (表1)。

382 在暖季, IPO 位相转换同样引起 ADP 以及西罗斯海和南极东部地区的海冰增加趋势
383 (图 5a~b), 这与观测结果相反 (图 3a~b), 表明 IPO 引起的 ASL 加强的平流作用不是
384 暖季 ADP 观测趋势的主要成因。图 8a~d 显示 IPO 位相转换对每个季节 WSC 的解释趋
385 势: 南半球夏季在整个 60°S 纬度带有负趋势贡献 (图 8a), 其他三个季节在阿蒙森海至西
386 威德尔海区域为显著负趋势贡献, 在西威德尔海和东半球海域有弱的正趋势贡献 (图 8b~d)。
387 表明 IPO 位相转换导致的 WSC 趋势是南半球秋季阿蒙森海—西罗斯海海冰减少 (图 2b),
388 南半球冬季和春季阿蒙森海—西罗斯海海冰趋势增加不显著的可能原因 (图 2c~d)。

389

390

391

392

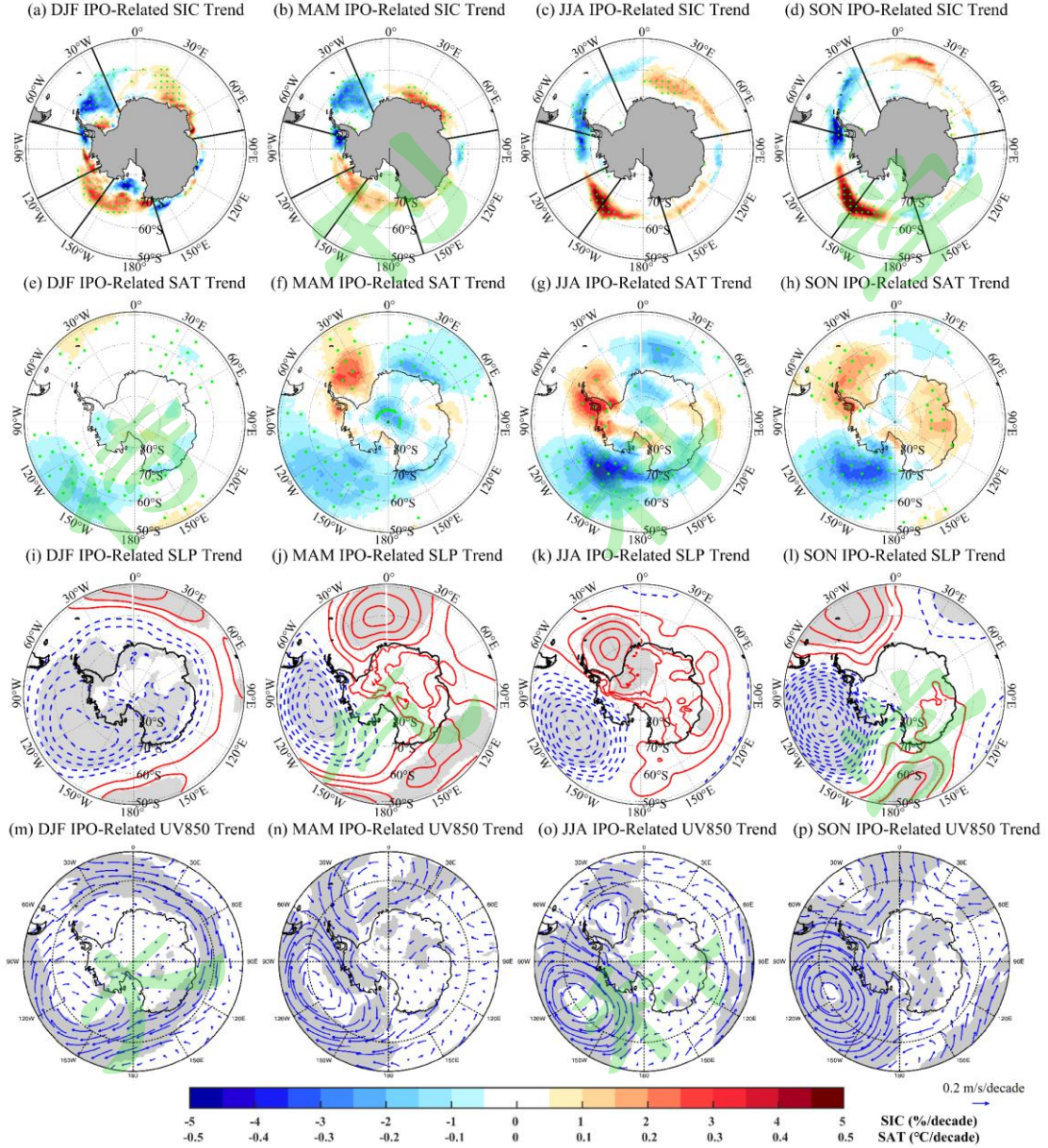


图 5 1979~2014 年南半球夏季，秋季，冬季和春季 IPO 位相转换对 (a~d) 海冰密集度 (单位: $\% \text{ decade}^{-1}$)、(e~h) 海表温度 (单位: $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$)、(i~l) 海平面气压 (间隔: $0.1 \text{ hPa decade}^{-1}$)、(m~p) 850hPa 风场 (单位: $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) 的解释趋势。图中打点和阴影为通过 95%置信度水平下的显著性检验的区域。

Fig. 5 Austral summer, autumn, winter and spring trends of (a-d) SIC (units: $\% \text{ decade}^{-1}$), (e-h) SAT (units: $^{\circ}\text{C decade}^{-1}$), (i-l) SLP (interval = $0.1 \text{ hPa decade}^{-1}$), and (m-p) UV850 (units: $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) trends congruent with in the trend of IPO because of its transition from positive to negative during 1979-2014. Dotted and shaded indicate statistical significance of trends at the 95% confidence level.

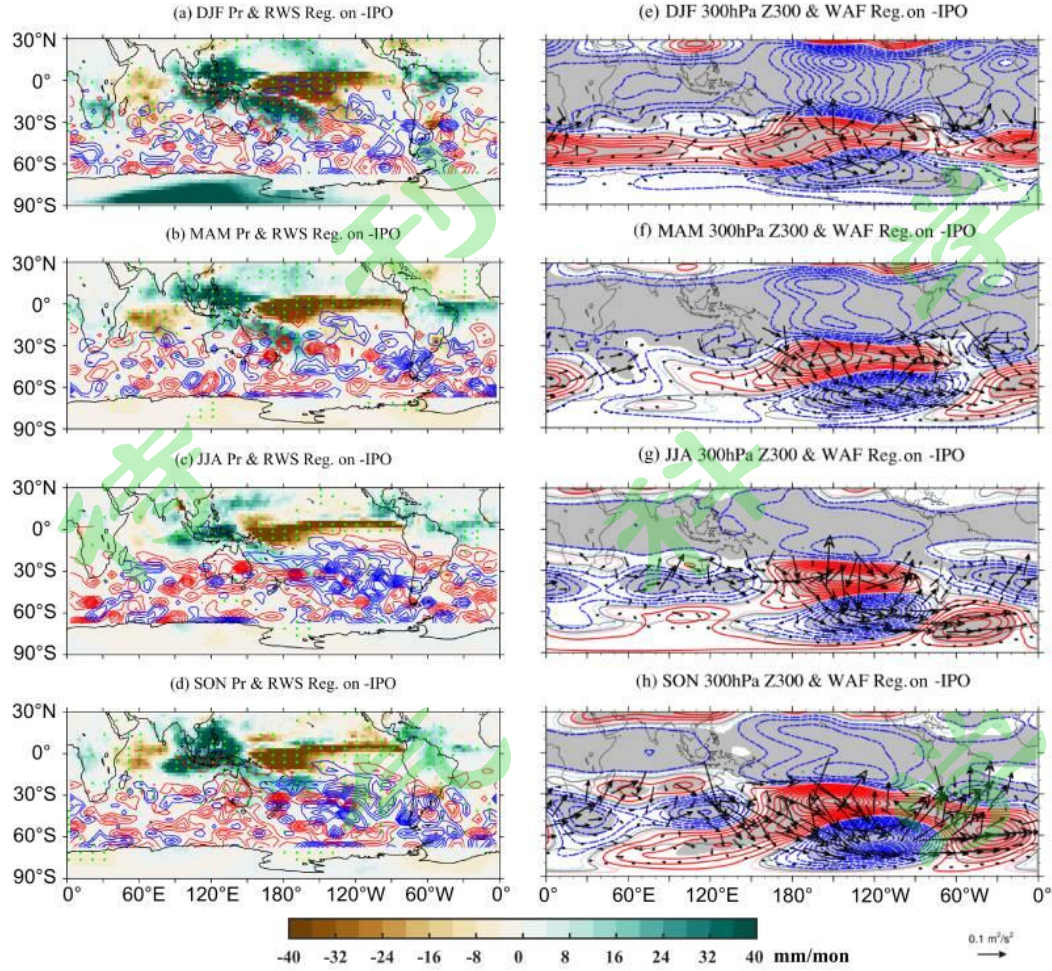


图 6 南半球夏季，秋季，冬季和春季（a~d）降水（阴影图，单位：mm/mon）、波源（等值线图，单位： s^{-2} ，间隔： $0.5 \times 10^{-12} s^{-2}$ ）和（e~h）波通量（矢量图，单位： $m^2 s^{-2}$ ）、300hPa 高度场（等值线图，单位：m，间隔：1.5m）对标准化的没有滤波的原始负 IPO 时间序列的回归空间型。图中打点和阴影为通过 95%置信度水平下的显著性检验的区域

Fig.6 The regression patterns of austral summer, autumn, winter and spring (a-d) precipitation (shading; unit: mm/mon), Rossby wave source (contours; unit: s^{-2} ; interval = $0.5 \times 10^{-12} s^{-2}$) and (e-h) wave activity flux (vectors; unit: $m^2 s^{-2}$), 300 hPa geopotential height (contours; unit: m; interval = 1.5m) on negative raw and unfiltered IPO time series. Dotted and shaded indicate statistical significance of regression coefficient at the 95% confidence level.

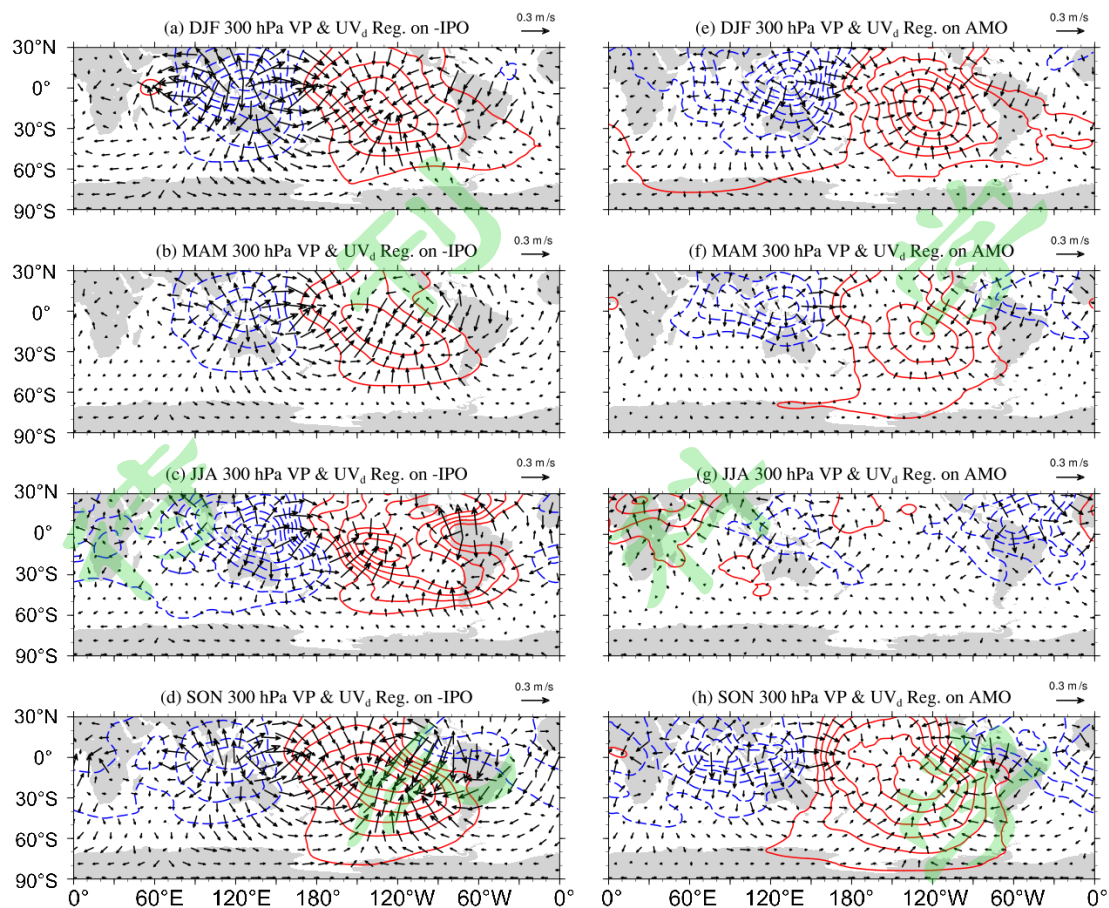


图 7 南半球夏季, 秋季, 冬季和春季速度势 (等值线图, 单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$, 图 a~d 间隔: $2 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, 图 e~h 间隔: $1 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) 和散度风 (矢量图, 单位: m s^{-1}) 对标准化的 (a~d) 没有滤波的原始 -IPO 和 (e~h) AMO 时间序列的回归空间型。

Fig 7. The regression patterns of austral summer, autumn, winter and spring velocity potential (contours; unit: $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$; a-d interval = $2 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$; e-h interval = $1 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) and divergent wind (vectors; unit: m s^{-1}) on (a-d) the raw and unfiltered negative IPO and (e-h) AMO index.

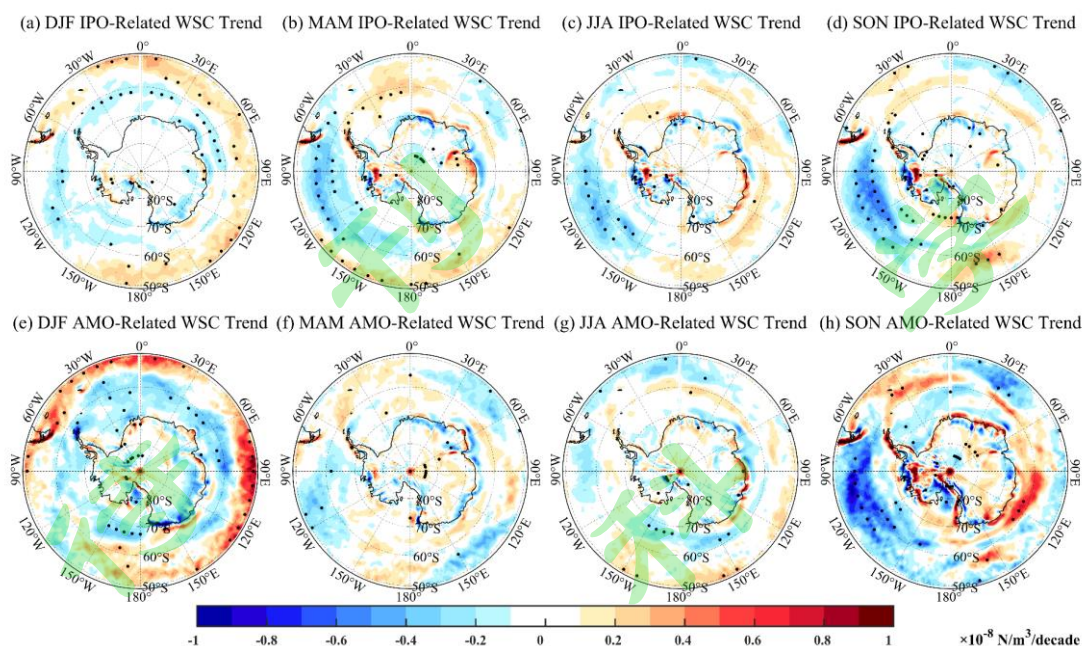


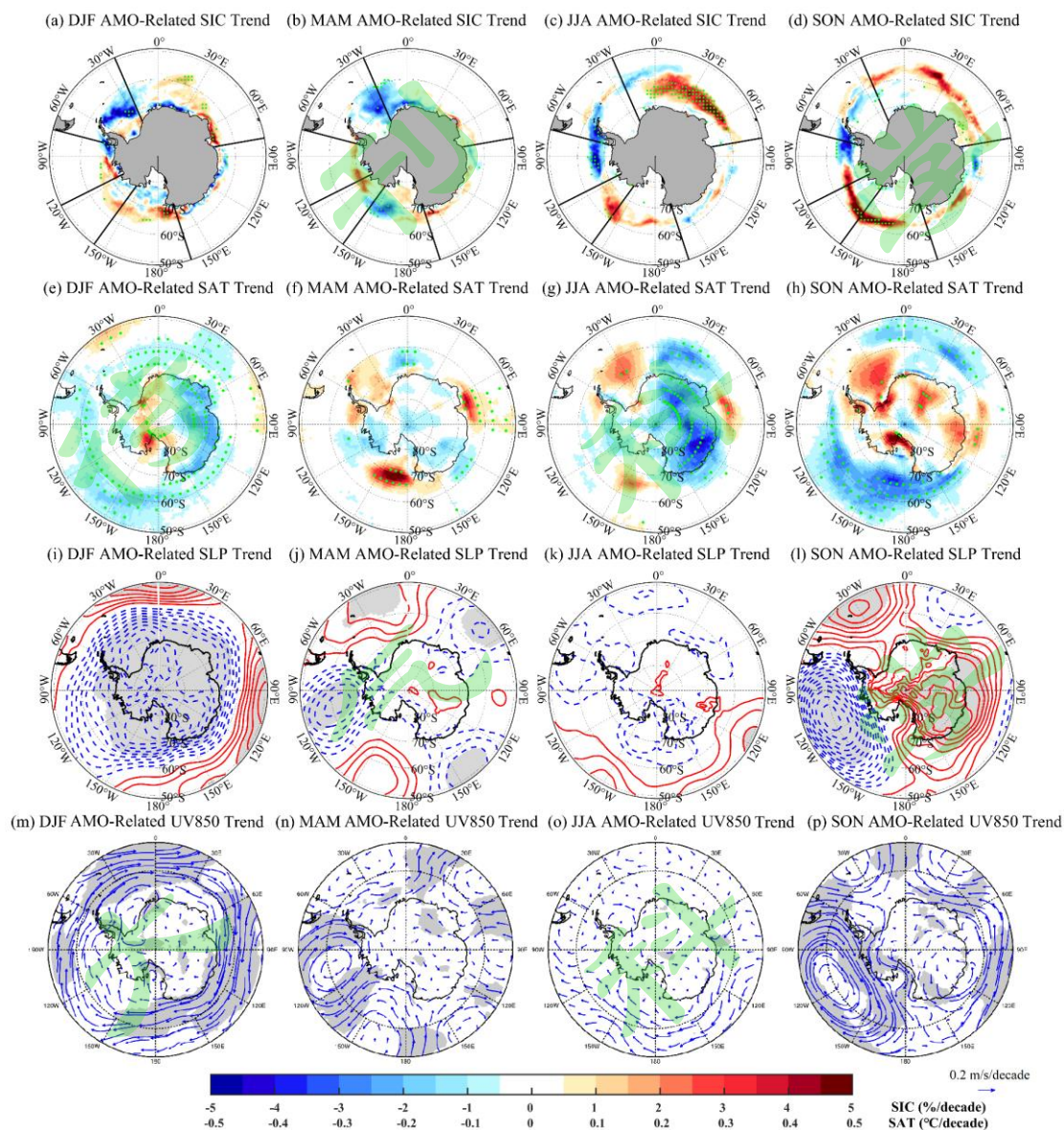
图 8 1979~2014 年南半球夏季, 秋季, 冬季和春季 (a~d) IPO 和 (e~h) AMO 位相转换对风应力旋度的解释趋势 (单位: $\times 10^{-8} \text{ N/m}^3/\text{decade}$)。图中打点为通过 95%置信度水平下的显著性检验的区域。

Fig. 8 Austral summer, autumn, winter and spring wind stress curl trends congruent with trends in the (a-d) IPO because of its transition from positive to negative and (e-h) AMO because of its transition from negative to positive (unit: $\times 10^{-8} \text{ N/m}^3/\text{decade}$) during 1979-2014. Dotted indicates statistical significance of trends at the 95% confidence level.

4.2 AMO 对南极海冰趋势的影响

图 9 显示 1979~2014 年 AMO 从负位相转为正位相对 SIC, SAT, SLP 和 UV850 的解释趋势。结果表明, 与 AMO 相关的 SAT 解释趋势在南半球冬季和春季南印度洋, 及春季罗斯海至阿蒙森海域有显著的降温作用 (图 9g, h), 导致南半球冷季印度洋的 SIC 增加 (图 9c, d), AMO 在南半球冬季印度洋的 SIE 解释趋势为 $4.88 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$, 约占 46% 的观测冬季南印度洋 SIE 增加趋势 (表 1)。在南半球春季, 与 AMO 相关的南极海冰解释趋势模态 (图 9d) 与观测的海冰趋势 (图 2d) 高度吻合, 表明在南半球春季, 相较于 IPO, AMO 对南极海冰增加的影响范围更为广泛, AMO 解释大约 55%, 29%, 100% 和 53% 的南半球春季东罗斯海, 西罗斯海, 阿蒙森海和南印度洋的 SIE 增加趋势, 及约 75% 的南极整体 SIE 增加趋势 (表 1)。在南半球秋季、冬季、春季, AMO 位相转换在威德尔海至别林斯高晋海均有增温作用 (图 9f-h), 导致这三个季节威德尔海呈 SIC 减少趋势 (图

438 9b~d), 及春季在阿蒙森海-别林斯高晋海-威德尔海区域呈负 ADP 型 SIC 趋势 (图 9d)。



439

440 图 9 南半球夏季, 秋季, 冬季和春季 1979~2014 年 AMO 位相转换对 (a~d) 海冰密集度
441 (单位: $\% \text{ decade}^{-1}$)、(e~h) 海表温度 (单位: $^{\circ}\text{C} \text{ decade}^{-1}$)、(i~l) 海平面气压 (单位: hPa
442 decade^{-1} , 间隔: $0.1 \text{ hPa} \text{ decade}^{-1}$)、(m~p) 850hPa 风场 (单位: $\text{m s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) 的解释趋势。

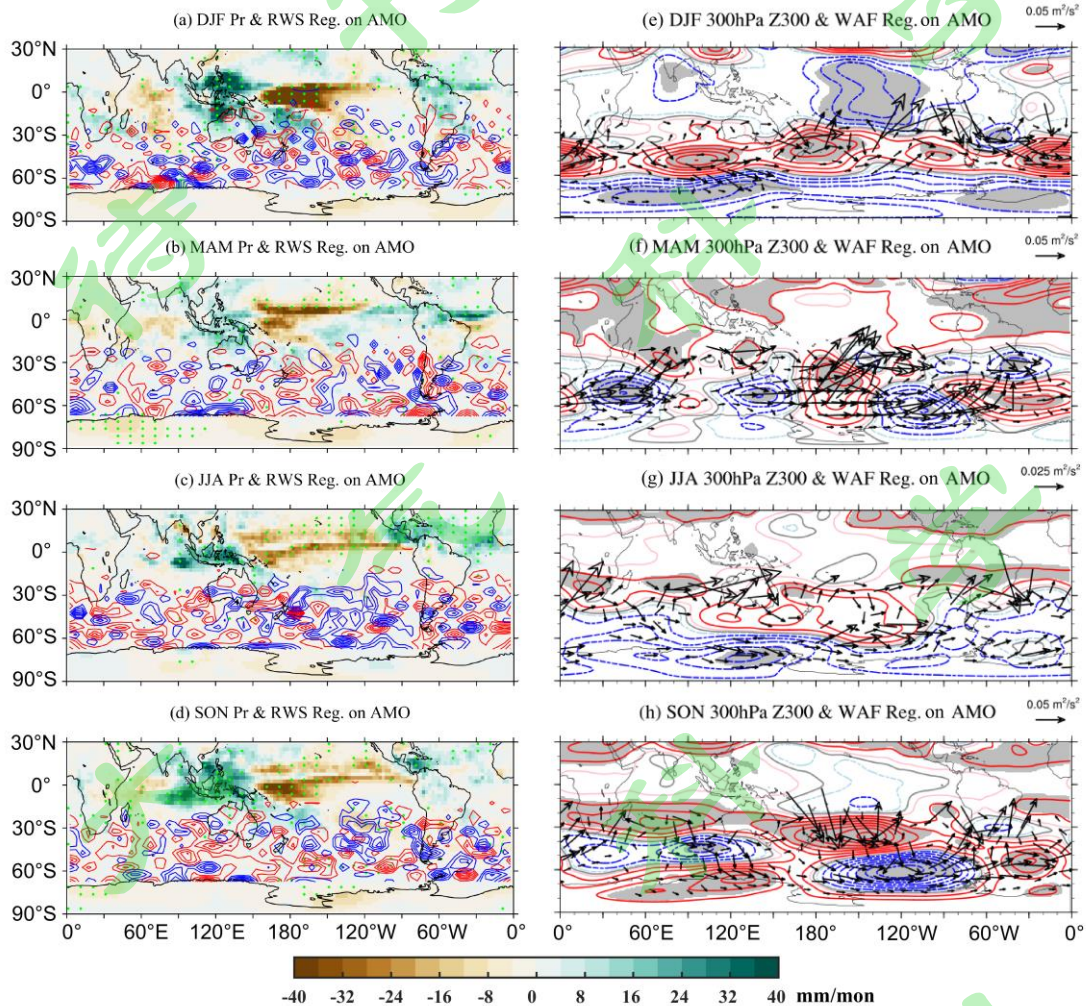
443 图中打点和阴影为通过 95%置信度水平下的显著性检验的区域

444 Fig. 9 Austral summer, autumn, winter and spring (a-d) SIC (units: $\% \text{ decade}^{-1}$), (e-h) SAT (units: $^{\circ}\text{C}$
445 decade^{-1}), (i-l) SLP (units: $\text{hPa} \text{ decade}^{-1}$; interval = $0.1 \text{ hPa} \text{ decade}^{-1}$), and (m-p) UV850 (units: m s^{-1}
446 decade^{-1}) trends congruent with trends in the AMO because of its transition from negative to
447 positive during 1979-2014. Dotted and shaded indicate statistical significance of trends at the 95%
448 confidence level.

图 10 (a~d) 显示在每个季节热带北大西洋的降水均呈增加趋势, 这主要与AMO 有关的热带北大西洋暖海温 (图 1b) 激发的对流活动增强有关, 对应区域在对流层高层为辐散 (图 7e~h)。在南半球夏季和春季, 热带西太平洋降水增加显著 (图 10a, d), 高层辐散明显 (图 7e, h), 而中东太平洋降水则显著减少, 高层为辐合气流, 这与图 1a 中热带太平洋负 IPO 海温异常导致的 Walker 环流增强有关, 负 IPO 海温异常很可能是热带太平洋海温对 AMO 的跨海盆响应 (Meehl et al., 2021; Li et al., 2021)。Meehl et al. (2021) 指出热带北大西洋海温暖异常增强对流和降水, 导致热带中东太平洋的下沉运动增强, 从而增强 Walker 环流。我们的结果显示, 增强的 Walker 环流在南半球夏季和春季较强, 而在南半球秋季和冬季相对较弱。在南半球秋季和冬季, 热带中东太平洋的高层辐合及西太平洋的高层辐散远比夏季和秋季弱 (图 7e~h), 对应南半球秋季和冬季热带西太平洋降水增加和热带中东太平洋降水减少幅度均较南半球夏季和春季弱很多 (图 10a~d)。

图 10 表明, 每个季节在热带大西洋由于对流层中层产生的异常非绝热加热增强局地 Hadley 环流, 在副热带 Hadley 环流下沉支形成异常辐合气流, 对副热带急流产生扰动, 在南大西洋, 澳大利亚和南太平洋副热带和中纬度地区对流层高层形成 Rossby 波源 (图 10a~d), 激发东传的 Rossby 波列 (图 10e~h)。在每个季节, Z300 在副热带大西洋均为负异常, 在大西洋中高纬度为正异常, 这种偶极型响应为热带大西洋暖海温激发的大气响应 (Li et al., 2015) (图 10e~h)。在南半球夏季和春季, 澳大利亚和南太平洋副热带和中纬度地区对流层高层形成 Rossby 波源位置和 IPO 基本重合, 这反应了 AMO 相关的 SST 异常会呈现出跨海盆激发负 IPO 的响应 (Cassou et al., 2018; Meehl et al., 2021)。在南半球夏季, 整个中纬度 Z300 为正异常, 包括阿蒙森海在内的极地地区为负异常, 大气响应呈现正位相的 SAM (图 10e), 这一定程度上与过去研究发现热带和北大西洋海温异常能够影响南半球夏季 SAM 变化的结论一致 (Simpkins et al. 2014; Li et al. 2014)。在南半球春季, 热带大西洋激发的大气遥相关波列分为两支, 北支沿着副热带急流向南印度洋传播, 南支先传到大西洋极地地区, 再沿着极锋急流绕极地向东传播到阿蒙森海区域 (图 10h), 与负 IPO 激发的 PSA 波列共同加深了 ASL, 进而驱动了阿蒙森海和罗斯海海冰的变化。南半球秋季热带太平洋 Walker 环流增强相对较弱, 澳大利亚和副热带南太平洋上没有明显波源 (图 10b); 中高纬大气遥相关呈现纬向三波型, 主要由热带大西洋对流增强激发 (图 10f)。而南半球冬季, AMO 相关的中纬度大气遥相关响应最弱 (图 10g), 很难解释南印度洋海冰增加。在南半球春季, AMO 位相转换引起的 ASL 较强 (图 9l), AMO 位相转换对 WSC 的解释

478 趋势在阿蒙森海至东威德尔海区域为显著负趋势贡献，但在大部分南极洲近海为 WSC 正
 479 趋势（图 8h），对整个南极海冰增加可能有一定贡献。在夏季，AMO 对 WSC 趋势贡献
 480 和 IPO 相似，在整个 60°S 纬度带有负趋势贡献（图 8e），对观测东罗斯海 SIC 减少有
 481 一定贡献。而在秋季和冬季，AMO 引起的 WSC 趋势相对较弱（图 8f-g）。



482
 483 图 10 南半球夏季, 秋季, 冬季和春季 (a~d) 降水 (阴影图, 单位: mm/mon)、波源
 484 (等值线图, 单位: s^{-2} , 间隔: $0.5 \times 10^{-12} s^{-2}$) 和 (e~h) 波通量 (矢量图, 单位: $m^2 s^{-2}$)、
 485 300hPa 高度场 (等值线图, 单位: m, 间隔: 1.5m) 的对标准化的没有滤波的原始 AMO
 486 时间序列的回归空间型。图中打点和阴影为通过 95%置信度水平下的显著性检验的区域
 487 Fig.10 The regression of austral summer), autumn, winter and spring raw and unfiltered AMO time
 488 series to (a-d) precipitation (shading; unit: mm/mon), Rossby wave source (contours; unit: s^{-2} ;
 489 interval = $0.5 \times 10^{-12} s^{-2}$) and (e-h) wave activity flux (vectors; unit: $m^2 s^{-2}$), 300 hPa geopotential
 490 height field (contours; unit: m; interval = 1.5m). Dotted and shaded indicate statistical significance
 491 of regression coefficient at the 95% confidence level.

5. 结论

本文在前人工作基础上,利用最新版本的卫星观测海冰资料,通过观测分析总结了南极海冰增加时期的空间和四季变化特征,并定量分析了 1979~2014 年 IPO 和 AMO 位相转换对四季南极海冰增加的相对贡献及其可能影响机制。我们通过观测分析发现,与 IPO 有关的太平洋海温变化主要通过激发 PSA 波列传播到南极,改变 ASL 强度年代际变化,进而显著影响南极海冰变化。与 AMO 相关的北大西洋海温扰动对南极海冰的影响机制可能主要通过热带大西洋暖海温强迫的对流增强激发 Rossby 波沿着大西洋绕极传播到阿蒙森海区域,其次通过跨海盆影响负 IPO 海温异常:在夏季增强负 IPO 对 SAM 的强迫作用,在春季增强负 IPO 对 ASL 的影响。以上机制和过去认识基本一致,但我们的研究显示 IPO 和 AMO 的影响具有明显的季节性和区域性差异。这种季节性差异除了与副热带急流的季节性变化有关,主要是热带降水和大气环流响应等有关,例如热带太平洋 Walker 环流和降水对 AMO 变化的响应(图 7e-h 和图 10a-d)在夏季和春季与 AMO 有关的非绝热加热明显强于秋季,在冬季最弱,进而造成南半球中高纬度大气环流对 AMO 的响应在南半球冬季最弱。本文主要结论如下:

- (1) 最新更新的卫星观测南极海冰趋势具有明显的区域差异和季节差异,1979~2014 年整个南极年平均和季节平均 SIE 趋势均显著增加,其中年平均 SIE 趋势为 $20.2 \times 10^4 \text{ km}^2 \text{ decade}^{-1}$ 。在南极西部地区的阿蒙森海-别林斯高晋海和威德尔海,在南半球冷暖季节呈现相反的 ADP 海冰趋势特征,而在西罗斯海和南印度洋每个季节均呈增加趋势。
- (2) 1979~2014 年南半球夏季 SAM 增强,通过埃克曼抽吸对阿蒙森海至威德尔海海域 ADP 趋势有一定贡献,在其他海域可能主要通过向北的埃克曼漂输送效应促进南极海冰增加趋势。IPO 和 AMO 位相转换对应夏季 SAM 增强趋势,从而对夏季南极海冰增加趋势可能有一定贡献。同时,IPO 和 AMO 位相转换对应南极洲近海 WSC 显著负趋势,说明通过埃克曼抽吸作用使得次表层暖水上翻,造成南极海冰长期减少,可能对 ADP 型海冰趋势具有一定贡献。
- (3) 在南半球秋季,IPO 和 AMO 位相转化均引起负 ADP 型海冰异常趋势,即威德尔海海冰减少和阿蒙森海-别林斯高晋海海冰增加,与观测 ADP 趋势相反。
- (4) IPO 从正位相转为负位相是南半球冬季(JJA)和春季观测海冰负 ADP 趋势的主要

驱动,同时对四个季节东罗斯海和印度洋 SIE 增加趋势均有贡献,分别解释约 58% 和 23% 的东罗斯海和印度洋 1979-2014 年年平均 SIE 增加趋势。

(5) AMO 从负位相转为正位相对南极海冰趋势的贡献不仅体现在南半球冬季 (Li et al., 2014, 2015a), 对冬季负 ADP 海冰趋势和南印度洋海冰增加有显著贡献, 同时在南半球春季通过大气遥相关机制及抑制春季大部分南极洲近海混合层暖水上翻, 对阿蒙森海和南印度洋海冰增强趋势均有显著贡献, 解释春季 75% 南极 SIE 增加趋势。以上结果一定程度上与 Purich et al. (2016) 模拟结果显示 AMO 位相转换对印度洋海冰和罗斯海年平均海冰增加的结论相一致。

我们的研究还存在一些不足: 首先, 目前关于暖季 ADP 趋势的成因还缺乏令人信服的解释。其次, IPO 和 AMO 位相转换对南半球秋季和冬季印度洋, 罗斯海海冰及其整个南极的 SIE 增加的贡献远小于观测趋势, 表明这些区域的海冰增加很可能也受其他强迫因子的驱动。Hobbs et al. (2019) 认为 IPO 和 AMO 不能完全解释罗斯海冬季海冰的变化趋势。AMO 在冬季大气环流较弱, 解释不了对应的海冰影响。另外也需要强调, 1950~1979 年由于卫星观测资料的缺乏, ERA5 再分析资料中南半球大气环流的年际和年代际变化可能不可靠, 一定程度上增加了我们结果的不确定性。最后, IPO 和 AMO 位相转化对南极大气环流和海冰的影响可能具有非线性 (Henley et al. 2015), 本文使用的线性回归方法不能完全反映这两个年代际海温自然变率对南极海冰的影响。此外, 由于在年代际尺度上 IPO 和 AMO 之间跨海盆之间的相互作用 (Meehl et al. 2021; Li et al. 2021), 我们分析得到的 IPO 和 AMO 分别影响可能不独立。尽管如此, 本文结果显示 IPO 和 AMO 位相转化对南半球夏季 SAM 增强, 冷季南极海冰增加趋势有相对较多的贡献, 我们计划利用 CMIP6 中 IPO 和 AMO 模拟试验结果进一步分析其对 SAM 和南极海冰的影响及其机制。

2016 年春季后南极年平均 SIE 迅速减少 (图 2a), 尤其在威德尔海减少最大 (Eayrs et al. 2021, 他们的图 1d, 也见图 2j)。2015-2022 年卫星观测 SIC 趋势显示, 南半球秋季威德尔海 SIC 下降趋势显著 (图略)。图 1c 显示, 2015-2022 年间没有滤波的原始 IPO 时间序列由 2014-2016 年的正值转为 2017-2022 年的负值, 呈现下降趋势。我们的结果表明, IPO 很可能对 2015 年后南极秋季威德尔海海冰减少趋势及有一定贡献。

参考文献 (References)

- Arblaster J M, Meehl G A. 2006. Contributions of external forcings to southern annular mode trends[J]. *J. Climate*, 19(12): 2896-2905. doi:10.1175/JCLI3774.1
- 卞林根, 林学椿. 2008. 南极海冰涛动及其对东亚季风和我国夏季降水的可能影响[J]. *冰川冻土*, 30(2): 196-203. Bian Linggen, Lin Xuechun. 2008. Antarctica sea-ice oscillation and its possible impact on monsoon of South Sea and China summer rainfall[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 30(2): 196-203. doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2008.0029
- 程彦杰, 卞林根, 陆龙骅. 2002. 南极海冰涛动与ENSO的关系[J]. *应用气象学报*, 13(6): 711-717. Chen Yanjie, Bian Linggen, Lu Longhua. 2002. Antarctic sea-ice oscillation and its relationship with ENSO[J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 13(6): 711-717. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2002.06.009
- Cassou C, Kushnir Y, Hawkins E, et al. 2018. Decadal climate variability and predictability: Challenges and opportunities[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 99(3): 479-490. doi:10.1175/BAMS-D-16-0286.1
- Cavalieri D J, Gloersen P, Campbell W J. 1984. Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SMMR[J]. *J. Geophys. Res: Atmos.*, 89(D4): 5355-5369. doi:10.1029/JD089iD04p05355
- Ciasto L M, Simpkins G R, England M H. 2015. Teleconnections between tropical Pacific SST anomalies and extratropical Southern Hemisphere climate[J]. *J. Climate*, 28(10): 56-65. doi:10.1175/JCLI-D-14-00438.1
- Clem K R, Fogt R L. 2015. South Pacific circulation changes and their connection to the tropics and regional Antarctic warming in austral spring, 1979-2012[J]. *J. Geophys. Res: Atmos.*, 120(7): 2773-2792. doi:10.1002/2014JD022940
- Clem K R, Renwick J A, McGregor J. 2017. Large-scale forcing of the Amundsen Sea Low and its influence on sea ice and West Antarctic temperature[J]. *J. Climate*, 30(20): 8405-8424. doi:10.1175/JCLI-D-16-0891.1
- Comiso J C. 1986. Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations[J]. *J. Geophys. Res: Oceans*, 91(C1): 975-994. doi:10.1029/JC091iC01p00975
- Comiso J C, Gersten R A, Stock L V, et al. 2017. Positive trend in the Antarctic sea ice cover and

576 associated changes in surface temperature[J]. *J. Climate*, 30(6): 2251-2267. doi:10.1175/JCLI-
577 D-16-0408.1

578 Ding Q, Steig E J. 2013. Temperature change on the Antarctic Peninsula linked to the tropical
579 Pacific[J]. *J. Climate*, 26(19): 7570-7585. doi:10.1175/JCLI-D-12-00729.1

580 Eayrs C, Holland D, Francis D, et al. 2019. Understanding the seasonal cycle of Antarctic sea ice
581 extent in the context of longer - term variability[J]. *Rev. Geophys.*, 57(3): 1037-1064.
582 doi:10.1029/2018RG000631

583 Eayrs C, Li X, Raphael M N, et al. 2021. Rapid decline in Antarctic sea ice in recent years hints at
584 future change[J]. *Nature Geoscience*, 14(7): 460-464. doi:10.1038/s41561-021-00768-3

585 Fan, T., C. Deser, and D. P. Schneider. 2014. Recent Antarctic sea ice trends in the context of
586 Southern Ocean surface climate variations since 1950[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2419–2426.

587 Ferreira D, Marshall J, Bitz C M, et al. 2015. Antarctic Ocean and sea ice response to ozone
588 depletion: A two-time-scale problem[J]. *J. Climate*, 28(3): 1206-1226. doi:10.1175/JCLI-D-14-
589 00313.1

590 Guo Y, Wen Z, Zhu Y, et al. 2022. Effect of the Late-1990s Change in Tropical Forcing on
591 Teleconnections to the Amundsen–Bellingshausen Seas Region during Austral Autumn[J]. *J.*
592 *Climate*, 35(17): 5687-5702. doi:10.1175/JCLI-D-21-0965.1

593 Gupta A S, England M H. 2006. Coupled ocean–atmosphere–ice response to variations in the
594 southern annular mode[J]. *J. Climate*, 19(18): 4457-4486. doi:10.1175/JCLI3843.1

595 Held I M, Hou A Y. 1980. Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid
596 atmosphere[J]. *J. Atmos. Sci.*, 37(3): 515-533. doi:10.1175/1520-
597 0469(1980)037<0515:NASCIA>2.0.CO;2

598 Henley B J, Gergis J, Karoly D J, et al. 2015. A tripole index for the interdecadal Pacific
599 oscillation[J]. *Climate Dyn.*, 45: 3077-3090. doi:10.1007/s00382-015-2525-1

600 Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis[J]. *Quart. J. Roy. Meteor.*
601 *Soc.*, 146(730): 1999-2049. doi:10.1002/qj.3803

602 Hobbs W R, Massom R, Stammerjohn S, et al. 2016. A review of recent changes in Southern Ocean
603 sea ice, their drivers and forcings[J]. *Global and Planetary Change*, 143: 228-250.
604 doi:10.1016/j.gloplacha.2016.06.008

605 Holland M M, Landrum L, Kostov Y, et al. 2017. Sensitivity of Antarctic sea ice to the Southern

606 Annular Mode in coupled climate models[J]. *Climate Dyn.*, 49: 1813-1831.
 607 doi:10.1007/s00382-016-3424-9
 608 Karoly D J. 1989. Southern hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern
 609 Oscillation events[J]. *J. Climate*, 2(11): 1239-1252. doi:10.1175/1520-
 610 0442(1989)002<1239:SHCFAW>2.0.CO;2
 611 Kostov Y, Marshall J, Hausmann U, et al. 2017. Fast and slow responses of Southern Ocean sea
 612 surface temperature to SAM in coupled climate models[J]. *Climate Dyn.*, 48: 1595-1609.
 613 doi:10.1007/s00382-016-3162-z
 614 Kwok R, Pang S S, Kacimi S. 2017. Sea ice drift in the Southern Ocean: Regional patterns,
 615 variability, and trends[J]. *Elem Sci Anth*, 5: 32. doi:10.1525/elementa.226
 616 李双林, 韩哲, 刘娜, 等. 2021. 2016年南极海冰破纪录减少及其成因的研究综述[J]. *海洋学*
 617 *报*, 43(7): 1–10. Li Shuanglin, Han Zhe, Liu Na, et al. A review of the researches on the record
 618 low Antarctic sea ice in 2016 and its formation mechanisms[J]. *Haiyang Xuebao*, 43(7): 1–10.
 619 doi:10.12284/hyxb2021119
 620 Lefebvre W, Goosse H, Timmermann R, et al. 2004. Influence of the Southern Annular Mode on
 621 the sea ice–ocean system[J]. *J. Geophys. Res: Oceans*, 109(C9). doi:10.1029/2004JC002403
 622 Li X, Holland D M, Gerber E P, et al. 2014. Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the
 623 Antarctic Peninsula and sea ice[J]. *Nature*, 505(7484): 538-542. doi:10.1038/nature12945
 624 Li X, Gerber E P, Holland D M, et al. 2015a. A Rossby wave bridge from the tropical Atlantic to
 625 West Antarctica[J]. *J. Climate*, 28(6): 2256-2273. doi:10.1175/JCLI-D-14-00450.1
 626 Li X, Holland D M, Gerber E P, et al. 2015b. Rossby waves mediate impacts of tropical oceans on
 627 West Antarctic atmospheric circulation in austral winter[J]. *J. Climate*, 28(20): 8151-8164.
 628 doi:10.1175/JCLI-D-15-0113.1
 629 Li X, Cai W, Meehl G A, et al. 2021. Tropical teleconnection impacts on Antarctic climate
 630 changes[J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(10): 680-698. doi:10.1038/s43017-021-
 631 00204-5
 632 Liu J, Curry J A, Martinson D G. 2004. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability[J].
 633 *Geophys. Res. Lett.*, 31(2). doi:10.1029/2003GL018732
 634 Liu J, Yuan X, Rind D, et al. 2002. Mechanism study of the ENSO and southern high latitude climate
 635 teleconnections[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29:24-1-24–4. doi: 10.1029/2002GL015143

- 636 马丽娟, 陆龙骅, 卞林根. 2006. 南极海冰与我国夏季天气的关系[J]. 极地研究, 18(1): 30–38.
- 637 Ma Lijuan, Lu Longhua, Bian Ling. 2006. The relationship between Antarctic sea ice and
- 638 the synoptic climate in summer of China[J]. Chinese Journal of Polar Research (in Chinese),
- 639 18(1): 30–38.
- 640 马丽娟, 陆龙骅, 卞林根. 2007. 南极海冰北界涛动指数及其与我国夏季天气气候的关系[J].
- 641 应用气象学报, 18(4): 568–572. Ma Lijuan, Lu Longhua, Bian Ling. 2007. Antarctic sea–
- 642 ice extent oscillation index with the relationship between ASEOI and synoptic climate in
- 643 summer of China[J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 18(4): 568–572.
- 644 doi:10.3969/j.issn.1001-7313. 2007.04.019
- 645 Marshall G J. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses[J]. J.
- 646 Climate, 16(24): 4134–4143. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2
- 647 Meehl G A, Arblaster J M, Bitz C M, et al. 2016. Antarctic sea-ice expansion between 2000 and
- 648 2014 driven by tropical Pacific decadal climate variability[J]. Nature Geoscience, 9(8): 590–
- 649 595. doi:10.1038/ngeo2751
- 650 Meehl G A, Arblaster J M, Chung C T Y, et al. 2019. Sustained ocean changes contributed to sudden
- 651 Antarctic sea ice retreat in late 2016[J]. Nature communications, 10(1): 14.
- 652 doi:10.1038/s41467-018-07865-9
- 653 Meehl G A, Hu A, Castruccio F, et al. 2021. Atlantic and Pacific tropics connected by mutually
- 654 interactive decadal-timescale processes[J]. Nature Geoscience, 14(1): 36–42.
- 655 doi:10.1038/s41561-020-00669-x
- 656 Meier, W. N., F. Fetterer, A. K. Windnagel, et al. 2021. NOAA/NSIDC Climate Data Record of
- 657 Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 4[DB]. Boulder, Colorado USA. NSIDC:
- 658 National Snow and Ice Data Center. doi:10.7265/efmz-2t65
- 659 Meier W N, Stewart J S, Windnagel A, et al. 2022. Comparison of hemispheric and regional sea ice
- 660 extent and area trends from NOAA and NASA passive microwave-derived climate records[J].
- 661 Remote Sensing, 14(3): 619. doi:10.3390/rs14030619
- 662 Mo K, Rasmusson E M. 1993. The 200-mb climatological vorticity budget during 1986–1989 as
- 663 revealed by NMC analyses[J]. J. Climate, 6(4): 577–594. doi:10.1175/1520-
- 664 0442(1993)006<0577:TMCVBD>2.0.CO;2
- 665 Parkinson C L, Cavalieri D J. 2012. Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010[J]. The

666 Cryosphere, 6(4): 871-880. doi:10.5194/tc-6-871-2012

667 Plumb R A. 1985. On the three-dimensional propagation of stationary waves[J]. J. Atmos. Sci.,
668 42(3): 217-229. doi:10.1175/1520-0469(1985)042<0217:OTTDPO>2.0.CO;2

669 Power S, Casey T, Folland C, et al. 1999. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on
670 Australia[J]. Climate Dyn., 15: 319-324. doi:10.1007/s003820050284

671 Purich A, Cowan T, Min S K, et al. 2013. Autumn precipitation trends over Southern Hemisphere
672 midlatitudes as simulated by CMIP5 models[J]. J. Climate, 26(21): 8341-8356.
673 doi:10.1175/JCLI-D-13-00007.1

674 Purich A, England M H, Cai W, et al. 2016. Tropical Pacific SST drivers of recent Antarctic sea ice
675 trends[J]. J. Climate, 29(24): 8931-8948. doi:10.1175/JCLI-D-16-0440.1

676 Raphael M N, Hobbs W. 2014. The influence of the large - scale atmospheric circulation on
677 Antarctic sea ice during ice advance and retreat seasons[J]. Geophys. Res. Lett., 41(14): 5037-
678 5045. doi:10.1002/2014GL060365

679 Rayner N A A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea
680 ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century[J]. J. Geophys. Res:
681 Atmos., 108(D14). doi:10.1029/2002JD002670

682 Sardeshmukh P D, Hoskins B J. 1985. Vorticity balances in the tropics during the 1982-83 El Niño-
683 Southern oscillation event[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111(468): 261-278.
684 doi:10.1002/qj.49711146802

685 Schlesinger M E, Ramankutty N. 1994. An oscillation in the global climate system of period 65–70
686 years[J]. Nature, 367(6465): 723-726. doi:10.1038/367723a0

687 Schlosser E, Haumann F A, Raphael M N. 2018. Atmospheric influences on the anomalous 2016
688 Antarctic sea ice decay[J]. The Cryosphere, 12(3): 1103-1119. doi:10.5194/tc-12-1103-2018

689 Schneider E K. 1977. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and
690 climate studies. Part II. Nonlinear calculations[J]. J. Atmos. Sci., 34(2): 280-296.
691 doi:10.1175/1520-0469(1977)034<0280:ASSSMO>2.0.CO;2

692 Simpkins G R, McGregor S, Taschetto A S, et al. 2014. Tropical connections to climatic change in
693 the extratropical Southern Hemisphere: The role of Atlantic SST trends[J]. J. Climate, 27(13):
694 4923-4936. doi:10.1175/JCLI-D-13-00615.1

695 Stammerjohn S E, Martinson D G, Smith R C, et al. 2008. Trends in Antarctic annual sea ice retreat

696 and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode
697 variability[J]. *J. Geophys. Res: Oceans*, 113(C3). doi:10.1029/2007JC004269

698 Stammerjohn S E, Massom R, Rind D, et al. 2012. Regions of rapid sea ice change: An inter -
699 hemispheric seasonal comparison[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39(6). doi:10.1029/2012GL050874

700 Stuecker M F, Bitz C M, Armour K C. 2017. Conditions leading to the unprecedented low Antarctic
701 sea ice extent during the 2016 austral spring season[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44(17): 9008-9019.
702 doi:10.1002/2017GL074691

703 Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for
704 stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow[J]. *J. Atmos.*
705 *Sci.*, 58(6): 608-627. doi: 10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2

706 Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-
707 to-month variability[J]. *J. Climate*, 13(5): 1000-1016. doi:10.1175/1520-
708 0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2

709 Thompson D W J, Solomon S, Kushner P J, et al. 2011. Signatures of the Antarctic ozone hole in
710 Southern Hemisphere surface climate change[J]. *Nature geoscience*, 4(11): 741-749.
711 doi:10.1038/ngeo1296

712 Trenberth K E, Shea D J. 2006. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005[J]. *Geophys. Res.*
713 *Lett.*, 33(12). doi:10.1029/2006GL026894

714 Turner J, Overland J. 2009. Contrasting climate change in the two polar regions[J]. *Polar Research*,
715 28(2): 146-164. doi:10.1111/j.1751-8369.2009.00128.x

716 Turner J, Hosking J S, Bracegirdle T J, et al. 2015. Recent changes in Antarctic sea ice[J].
717 *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering*
718 *Sciences*, 373(2045): 20140163. doi:10.1098/rsta.2014.0163

719 Turner J, Phillips T, Marshall G J, et al. 2017. Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice
720 in 2016[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44(13): 6868-6875. doi:10.1002/2017GL073656

721 Vaughan D G, Comiso J C, Allison I, et al. 2013. Observations: cryosphere. In: *Climate Change*
722 *2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment*
723 *Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[M]*. Cambridge University Press,
724 Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

725 魏立新, 解思梅, 张占海. 2003. 南极海冰增加对全球7月气候的影响[J]. *冰川冻土*, 25(22):

726 285–291. Wei Lixin, Xie Simei, Zhang Zhanhai. 2003. The effect of Antarctic sea ice on the
 727 climate[J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 25(Z2): 285–291.
 728 doi:10.3969/j.issn.1000-0240.2003.z2.017
 729 王今菲, 杨清华, 于乐江, 等. 2021. 南极海冰变化及其气候效应研究述评[J]. 海洋学报,
 730 43(7): 11–22. Wang Jinfei, Yang Qinghua, Yu Lejiang, et al. 2021. A review on Antarctic sea
 731 ice change and its climate effects[J]. Haiyang Xuebao, 43(7): 11–22.
 732 doi:10.12284/hyxb2021151
 733 王爽, 吴其冈, 刘师佐, 等. 2022. 南极海冰涛动对北半球夏季大气环流的影响[J]. 大气科学,
 734 46(6): 1349–1365. Wang Shuang, Wu Qigang, Liu Shizuo, et al. 2022. Impacts of Antarctic Sea
 735 Ice Oscillation on Summer Atmospheric Circulation in the Northern Hemisphere[J]. Chinese
 736 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 46(6): 1349–1365. doi:10.3878/j.issn.1006-
 737 9895.2111.21051
 738 Wang G, Hendon H H, Arblaster J M, et al. 2019. Compounding tropical and stratospheric forcing
 739 of the record low Antarctic sea-ice in 2016[J]. Nature communications, 10(1): 13.
 740 doi:10.1038/s41467-018-07689-7
 741 Windnagel, A., Meier, W., Stewart, S., et al. 2021. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive
 742 Microwave Sea Ice Concentration Version 4 Analysis[R]. NSIDC Special Report 20. Boulder
 743 CO, USA: National Snow and Ice Data Center.
 744 Wu Q, Zhang X. 2011. Observed evidence of an impact of the Antarctic sea ice dipole on the
 745 Antarctic Oscillation[J]. J. Climate, 24(16): 4508–4518. doi:10.1175/2011JCLI3965.1
 746 Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge
 747 observations, satellite estimates, and numerical model outputs[J]. Bull. Amer. Meteor. Soc.,
 748 78(11): 2539–2558. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2
 749 Yuan X, Martinson D G. 2001. The Antarctic dipole and its predictability[J]. Geophys. Res. Lett.,
 750 28(18): 3609–3612. doi:10.1029/2001GL012969
 751 Yuan X. 2004. ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and
 752 mechanisms[J]. Antarctic Science, 16: 415–425. doi:10.1017/S0954102004002238
 753 Zhang C, Li T, Li S. 2021. Impacts of CP and EP El Niño events on the Antarctic sea ice in austral
 754 spring[J]. J. Climate, 34(23): 9327–9348. doi:10.1175/JCLI-D-21-0002.1