中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 6 期： 2083–2097
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

外强迫下的南极放大效应：基于大样本集合模拟的量化分析

朱江萍[1]，谢爱红[1*]，王士猛[1*]，秦翔[1]，李博伟[1,2]

1. 中国科学院西北生态环境资源研究院，冰冻圈科学与冻土工程全国重点实验室，兰州 730000
2. 中国科学院大学，北京 100049
* 通讯作者，E-mail：xieaih@lzb.ac.cn(谢爱红)，wangshimeng@lzb.ac.cn(王士猛)

2025-06-23收稿，2026-01-14修回，2026-03-12接受，2026-05-26网络版发表
中国博士后科学基金项目(2024M753470)、国家自然科学基金项目(42276260)、甘肃省自然科学基金项目(25JRRA494)和冰冻圈科学与冻土工程全国重点实验室项目(CSFSE-FX-2505)资助

摘要 近年来南极气候变化显著，但针对南极放大效应的系统量化研究仍较为不足。基于ACCESS-ESM1.5、CESM2、FGOALS-g3、GFDL-SPEAR-MED、MIROC6和MPI-ESM1-2-LR六套大样本集合模拟试验，共计超过300个集合成员，本文系统分析了1959–2014年外强迫对南极放大效应的贡献。结果表明，多成员集合平均(MME)能够较好地再现南极地表气温变化，但模拟的南极增暖幅度弱于ERA5，模式间差异与IPO密切相关。六套模式中，外强迫对南极年平均气温变暖趋势的贡献为72%(GFDL-SPEAR-MED)–86%(FGOALS-g3)。进一步剔除南极模(AM)、IPO和ENSO等主要内部变率模态的影响后，外强迫驱动的年尺度南极放大指数为1.48(MIROC6)–1.69(CESM2)。机制分析表明，IPO和ENSO主要通过调控500 hPa位势高度场促使暖湿平流极向输送，导致比湿增加和地表向下长波辐射增强，从而影响南极气温变化。其中，IPO对东南极地表向下长波辐射的影响更为明显，ENSO的作用则主要集中在西南极。地表能量收支分析表明，相较于湿度平流，热力过程在调节南极气温变化中作用更为关键。外强迫驱动的南极放大效应存在季节差异，以冬季最强。自2000年以来，IPO减缓了南半球增温，而AM增强了南极变暖，二者共同加强了南极放大效应。总体而言，1959–2014年外强迫驱动的南极放大效应持续稳定存在，其年尺度放大指数约为1.50。

关键词 南极放大效应，地表气温，外强迫，大样本集合模拟

1 引言

气候系统变暖背景下，高纬度地区的升温幅度通常高于全球平均水平，这一现象被称为极地放大效应，并且已得到观测资料和气候模式广泛支持(Pithan和Mauritsen，2014；Smith等，2019；Douville，2023)。极地气候变化不仅是全球海平面上升的重要驱动因素，还可通过调节海洋和大气环流对全球气候系统产生深远影响(Fyke等，2014；Wang和Chen，2019)。已有研究表明，北极变化可通过激发大尺度环流异常和海-气相互作用，影响热带气候系统(Chen等，2014；Cheng等，2025)。例如，北极冬季海冰异常可调控夏季西北太平洋热带气旋生成频率(Chen等，2023)，影响秋季印度洋偶极子的形成(Cheng等，2025)，并作用于冬季厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)(Chen等，2024)。尽管围绕北极放大效应已开展大量研究，但对其主导机制的理解仍存在一定争议。一些研究强调地表反照率反馈的重要作用(Screen和Simmonds，2010；Dai，2021)，另一些研究则指出长波辐射反馈更为关键(Pithan和Mauritsen，2014；Goosse等，2018)。相较之下，针对南极放大效应的研究明显不足，尤其缺乏对其历史时期强度及驱动机制的系统量化研究。极地放大效应具有明显的南北半球不对称性。相较于北

中文引用格式：朱江萍, 谢爱红, 王士猛, 秦翔, 李博伟. 2026. 外强迫下的南极放大效应：基于大样本集合模拟的量化分析. 中国科学: 地球科学, 56(6): 2083–2097, doi: 10.1360/N072025-0315
英文引用格式：Zhu J, Xie A, Wang S, Qin X, Li B. 2026. Antarctic amplification in external forcing: Insights from large ensemble simulations. Science China Earth Sciences, 69(6): 2034–2048, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1900-4

© 2026《中国科学》杂志社

极，南极放大效应总体较弱。造成这种差异的原因之一是，平流层臭氧减少与温室气体强迫所导致的非对称海洋热吸收(Marshall等，2014)。此外，地形高度差异也可能是导致极地放大效应不对称的重要因素。有研究指出，若南极冰盖(AIS)地形高度降低，南半球大气和海洋的极向热量输送将增强；同时，更深厚的大气柱还会增强局地辐射反馈与CO_2强迫，从而进一步促进南极放大效应(Salzmann，2017)。

气候系统变化受内部变率与外强迫共同驱动。其中，内部变率指在无时变外强迫作用下，由大气、海洋、陆地和冰冻圈内部过程及其相互作用产生的自然波动。由于内部变率与外强迫在气候演变中相互交织，二者的贡献通常难以分离(Lin等，2025)。已有研究表明，内部变率对南极气候变化具有重要影响(Wang等，2020；England，2021)。例如，与太平洋海表温度异常相关的内部变率可通过大气遥相关过程显著影响南极气候。La Niña事件的频发会加剧东南极秋季气温下降(Clem等，2018)；南半球环状模(SAM)正位相及西风带的增强可导致东南极降温，而SAM在冬季和夏季均与热带中-东太平洋海温异常显著相关(Ding等，2012)。类似地，当大西洋多年代际振荡(AMO)处于正位相时，大西洋暖海温异常可通过激发向极传播的罗斯贝波列，增强SAM并加深阿蒙森低压(ASL)，进而导致南极半岛增温(Li等，2015)。在海冰与冰架变化方面，内部变率同样具有重要调制作用。南极海冰存在年代际振荡，其准周期约为8–16年，并与太平洋年代际振荡(PDO)呈显著负相关，这一遥相关关系与热带中太平洋热力强迫激发的极向传播罗斯贝波列有关(Liu等，2023)。在冰架融化方面，罗斯冰架表面融化的年际变率与局地北风异常高度相关，而相关环流场受到El Niño事件和澳大利亚西侧上空加热异常的共同影响(Fang等，2024)。

基于上述背景，本研究利用ACCESS-ESM1.5、CESM2、FGOALS-g3、GFDL-SPEAR-MED、MIROC6和MPI-ESM1-2-LR六套大样本集合模拟，共计超过300个集合成员，系统分析了1959–2014年南极地表气温变化及外强迫作用下的南极放大效应。本文结果有助于深化对极地放大效应的理解，并为南极气候适应与减缓策略的制定提供科学依据。

2　数据与方法

2.1　数据

2.1.1　大样本集合模拟

大样本集合模拟通常包含30个以上集合成员，是分离外强迫响应与内部变率、量化二者相对贡献的重要工具(Milinski等，2020)。本研究采用MMLEA中的五套全球气候模式数据，水平分辨率为2.5°×2.5°(Maher等，2025)。所选模式及集合规模如下：ACCESS-ESM1.5，40个成员(Ziehn等，2020)；CESM2，100个成员(Rodgers等，2021)；GFDL-SPEAR-MED，30个成员(Delworth等，2020)；MIROC6，50个成员(Tatebe等，2019)；MPI-ESM1-2-LR，50个成员(Olonscheck等，2023)。此外，本文还使用了中国科学院大气物理研究所研发的FGOALS-g3大样本集合数据，该数据集包含110个成员(Lin等，2022)。

2.1.2　观测与再分析资料

为评估大样本集合模拟在南极地区的适用性，本文采用两套地面气象观测资料。其一为经过严格质量控制的南极自动气象站数据集(Wang等，2023)，包含气温、气压、相对湿度、风速和风向等五个关键变量；其二为南极环境研究参考数据库提供的气温观测资料。为保证时间序列连续性并尽可能减弱低频变率的影响，本文选取1959–2014年期间具有至少20年连续观测记录的67个站点，站点分布见附图S1，详细信息见附表S1。

海表温度资料采用美国国家海洋和大气管理局发布的ERSSTv5。该全球月平均海温产品基于国际海洋大气综合数据集(ICOADS)构建，并通过统计插值方法对观测缺失区域进行重建，适用于大尺度气候变率研究(Schneider等，2013)。大气再分析资料是气候研究的重要工具，在南极冰盖等常规观测稀缺区域具有不可替代的作用。其中，欧洲中期天气预报中心第五代再分析资料(ERA5)能够较好再现南极气温变化的时空特征(Zhu等，2021)。因此本文将其作为观测替代数据，用于评估基于大样本集合模拟所估算的外强迫南极放大效应。

2.2　方法

2.2.1　基于大样本集合模拟的趋势分析

地表气温变化可分解为外强迫响应与内部变率两部分(Deser等，2014)。对于每个集合成员，采用最小二乘法计算变量的线性趋势，并利用F检验在95%置信水平上评估趋势的统计显著性。多成员集合平均(MME)定义为同一模式全部集合成员的等权平均。若某一趋势在至少80%的集合成员中具有一致符号，则认为该趋势统计显著(Liu等，2024)。

2.2.2　南极放大指数定义

南极放大指数通常定义为南极气温线性趋势与同期

南半球(SH)气温线性趋势之比，但当分母趋近于零时，该定义可能产生异常值。为避免这一问题，本研究采用线性回归分析方法定义南极放大指数(Fang等，2022)：

$$T_{AIS} = a_0 + a_1 \times T_{SH} + \varepsilon \quad (1)$$

其中，T_{AIS}与T_{SH}分别表示同一时段内南极与南半球平均地表气温距平序列，回归系数a_1即南极放大指数。

2.2.3 气候指数定义

为识别影响南极和南半球气温变化的主要内部变率模态，本文定义以下气候指数：IPO指数定义为40°N–40°S太平洋区域海温距平经验正交函数第一模态对应的主成分时间系数；ENSO指数采用Niño3.4区(5°N–5°S，170°W–120°W)海温距平；AMO指数定义为0°–60°N大西洋区域平均海温距平；南极模(AM)指数定义为40°S–90°S区域平均地表气温距平EOF第一模态的主成分时间系数。

3 结果分析

3.1 大样本集合模拟对南极地表气温的模拟能力评估

气候模式模拟能力的可靠性是后续分析结果可信的重要前提。在分析外强迫驱动的南极放大效应之前，首先需要评估各模式对南极地表气温基本变化特征的模拟能力。基于67个站点观测资料，本文系统检验了六套大样本集合模拟在南极地区的适用性。结果表明，六套模式MME均能较好地表征南极地表气温的时间变化特征，在各站点的相关系数(R)均超过0.90，平均偏差(MB)的绝对值一般低于4.0 ℃(图1)。除MIROC6外，其余模式MME在大多数站点均表现为冷偏差。采用较长的连续观测时间序列有助于降低内部变率的影响。在具有近乎完整观测记录的13个站点中(包括Amundsen-Scott、Casey、Dumont d’Urville、Esperanza、Faraday、Halley、Macquarie、Marion、Mawson、McMurdo、Mirny、Orcadas和Scott Base)，各模式均表现出良好的模拟能力。其中，CESM2-MME在Amundsen-Scott站的适用性最强，R高达0.97(p<0.05)，MB为0.25 ℃；MIROC6-MME在McMurdo站表现最优，R为0.95(p<0.05)，MB为−0.12 ℃。这些结果表明，六套大样本集合模拟均能较为准确地再现南极地表气温变化的主要特征，为后续外强迫南极放大效应的量化分析提供可靠基础。

3.2 南极地表气温变化及南极放大效应特征

1959–2014年，南极年平均地表气温呈增暖趋势(图2)。基于ACCESS-ESM1.5、CESM2、FGOALS-g3、GFDL-SPEAR-MED、MIROC6和MPI-ESM1-2-LR大样本集合模拟MME，气温变暖速率分别为0.16、0.22、0.19、0.15、0.11及0.16 ℃ $(10\ a)^{-1}$，均低于ERA5所反映的增温速率。这种特征在季节尺度上存在明显不同。春季(9–11月)，ERA5显示南极气温以0.43 ℃ $(10\ a)^{-1}$(p<0.05)的速率快速变暖，明显高于各模式MME；冬季(6–8月)亦呈现类似特征。与之不同，在夏季(12–2月)，ACCESS-ESM1.5、CESM2、FGOALS-g3和MPI-ESM1-2-LR模拟的南极增温趋势强于ERA5；在秋季(3–5月)，ERA5所示的南极增温趋势低于除MIROC6外其余模式的MME结果。从空间分布来看，南极地表气温变化具有明显区域差异

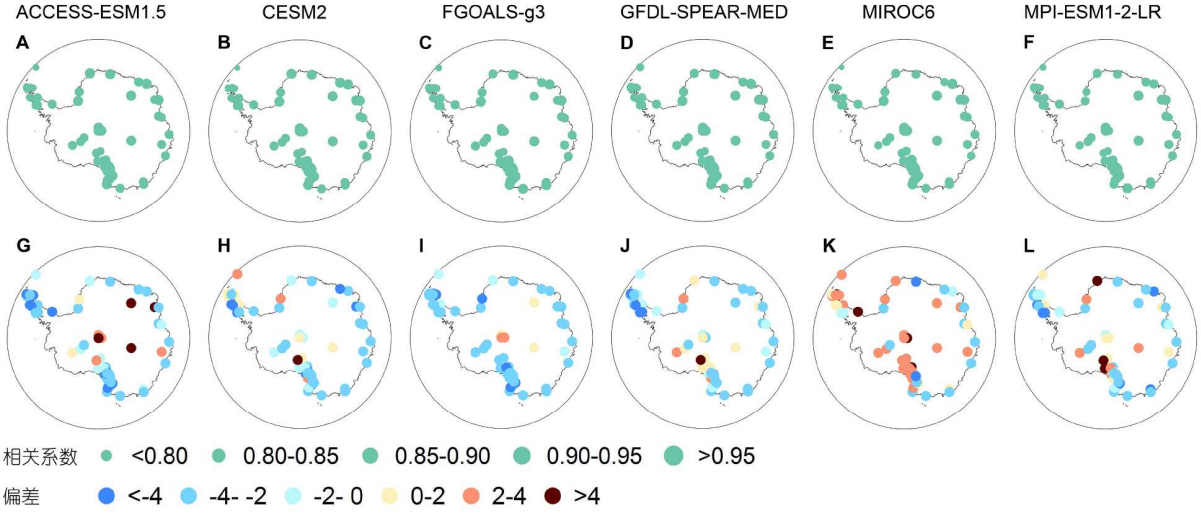


图1 MME对南极月地表气温模拟的相关系数与偏差(单位：℃)。(A、G) ACCESS-ESM1.5；(B、H) CESM2；(C、I) FGOALS-g3；(D、J) GFDL-SPEAR-MED；(E、K) MIROC6；(F、L) MPI-ESM1-2-LR

(图3)。以CESM2-MME为例，南极半岛北部增温尤为明显，其趋势超过0.50 ℃ (10 a)$^{-1}$。不同模式对增暖中心位置和强度的模拟并不完全一致。例如，ACCESS-ESM1.5、CESM2、MIROC6和MPI-ESM1-2-LR在东南极内陆地区表现出强烈的夏季增暖信号，而FGOALS-g3和GFDL-SPEAR-MED中这一特征并不明显。

进一步分析表明，内部变率对南极地表气温变化的影响在秋季和冬季尤为突出。从空间分布来看，内部变率在罗斯冰架区域引起较明显的增温信号，其贡献超过0.20 ℃ (10 a)$^{-1}$。在六套大样本集合模拟中，外强迫对南极年平均地表气温趋势的贡献为72%(GFDL-SPEAR-MED)–86%(FGOALS-g3)。在季节尺度上，外强迫对南极气温变化的贡献同样高于内部变率：春季贡献超过65%(MIROC6)，夏季贡献超过64%(GFDL-SPEAR-MED)，秋季贡献超过56%(MIROC6)，冬季贡献超过59%(ACCESS-ESM1.5)。

基于上述气温变化特征，进一步计算南极放大指数(图4)。结果表明，不同集合成员对南极放大效应的模拟

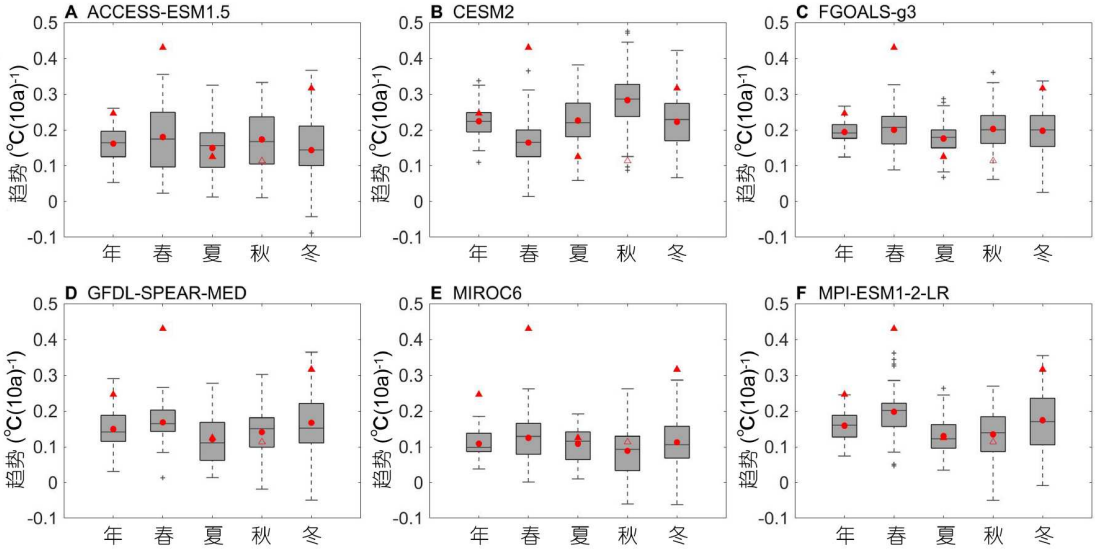


图 2　1959–2014年南极年、季节平均地表气温线性趋势(单位：℃ (10 a)$^{-1}$)。实线箱体边界表示第25和第75百分位数；虚线延伸至最小与最大值，黑色加号为异常值。箱内实线为中位数。三角形为ERA5趋势，实心表示通过95%置信水平的显著性检验。实心圆点表示MME趋势通过显著性检验，即至少80%的集合成员趋势与MME趋势一致。(A) ACCESS-ESM1.5；(B) CESM2；(C) FGOALS-g3；(D) GFDL-SPEAR-MED；(E) MIROC6；(F) MPI-ESM1-2-LR

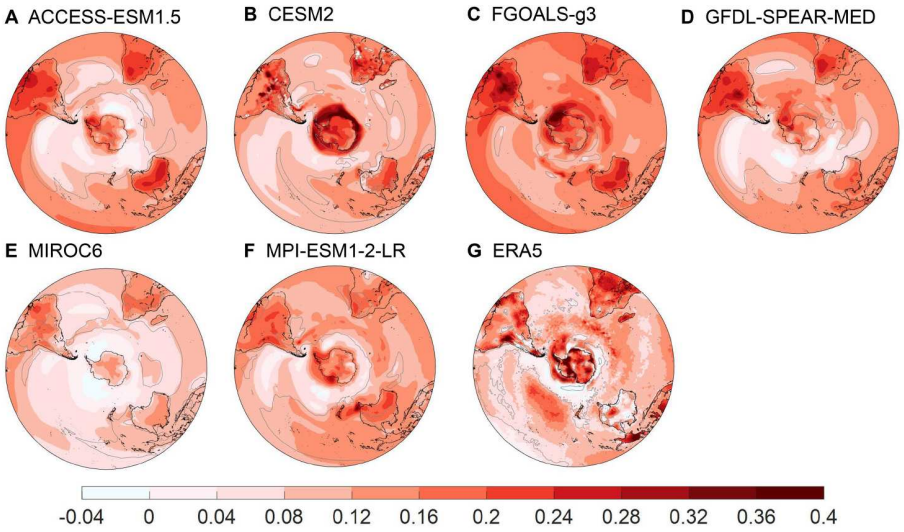


图 3　1959–2014年南极年平均地表气温线性趋势空间分布(单位：℃ (10 a)$^{-1}$)。(A) ACCESS-ESM1.5；(B) CESM2；(C) FGOALS-g3；(D) GFDL-SPEAR-MED；(E) MIROC6；(F) MPI-ESM1-2-LR；(G) ERA5

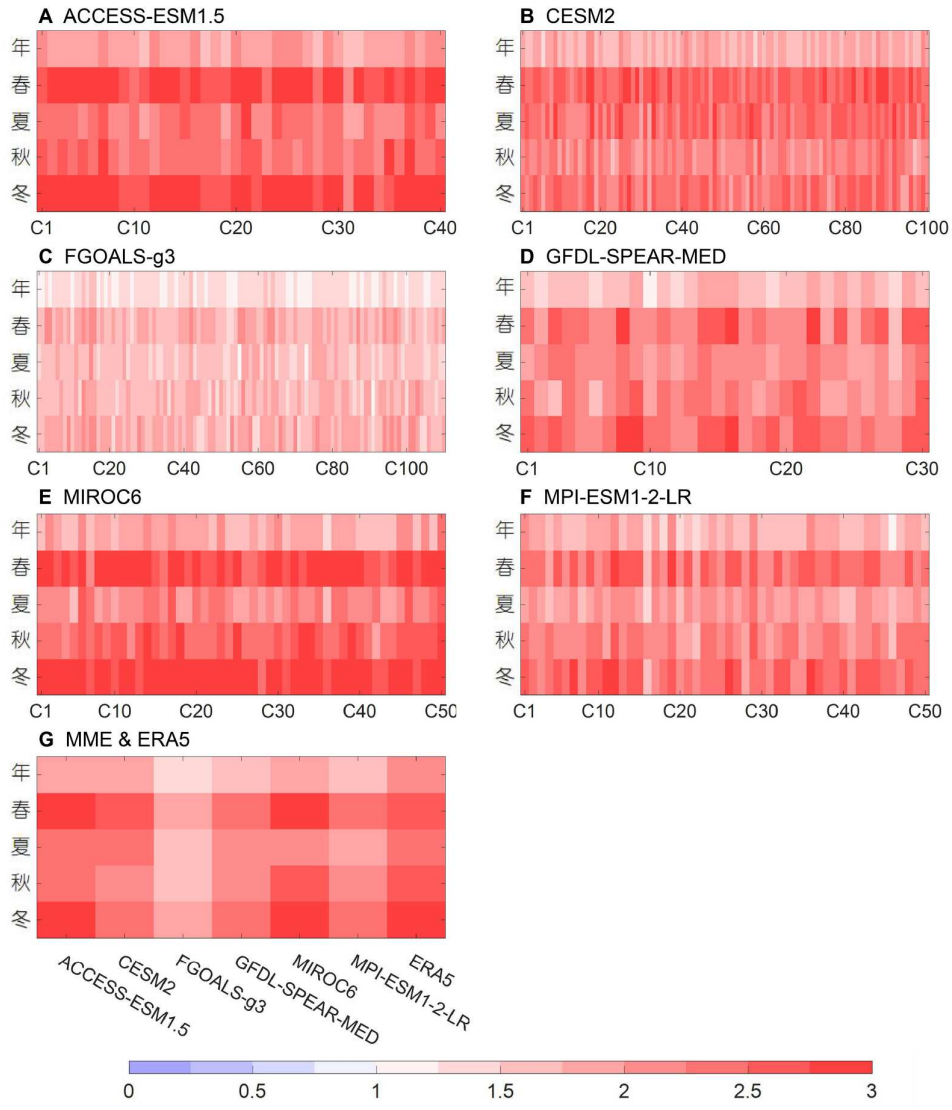


图4　1959–2014年南极放大指数。（A）ACCESS-ESM1.5；（B）CESM2；（C）FGOALS-g3；（D）GFDL-SPEAR-MED；（E）MIROC6；（F）MPI-ESM1-2-LR；（G）MME与ERA5

存在明显离散，部分成员甚至未表现出南极放大效应。在年尺度上，各模式南极放大指数为1.33(FGOALS-g3)–1.89(ACCESS-ESM1.5)，均低于ERA5对应的2.17。南极放大效应具有季节差异，以春季和冬季最强。例如，在FGOALS-g3中，春季和冬季南极放大指数分别为1.77和1.79。与ERA5相比，各模式MME在夏季和秋季模拟的南极放大效应相对较弱；而在春季和冬季，ACCESS-ESM1.5-MME和MIROC6-MME反映的南极放大指数高于ERA5。南半球陆地区域地表气温变化幅度大于海洋区域(图3)，这一空间分布特征有利于南极放大效应的形成。南极放大指数在集合成员间的差异，以及MME与ERA5之间的不同，共同表明内部变率是影响南极放大效应的重要因素。

3.3　内部变率对ERA5与大样本集合模拟平均差异的影响

1959–2014年期间，ERA5再分析资料所揭示的南极放大效应在所有超过30年的时段中均持续存在，其南极放大指数始终高于2.03(图5)。其中，以1975–1985年为起始年份、2005–2014年为结束年份的时间窗内，南极放大效应最为突出。与ERA5类似，六套模式MME在超过30年的时间窗内也普遍显示出稳定存在的南极放大效应，但其强度在不同模式间存在差异。ACCESS-ESM1.5-MME和GFDL-SPEAR-MED-MME在以1959–1975年为起始年份、1988–2000年为结束年份的时间窗内表现出较强的南极放大效应；而MIROC6-MME则呈现相对稳定的放大强度，其指数维持在1.80–1.90之间。

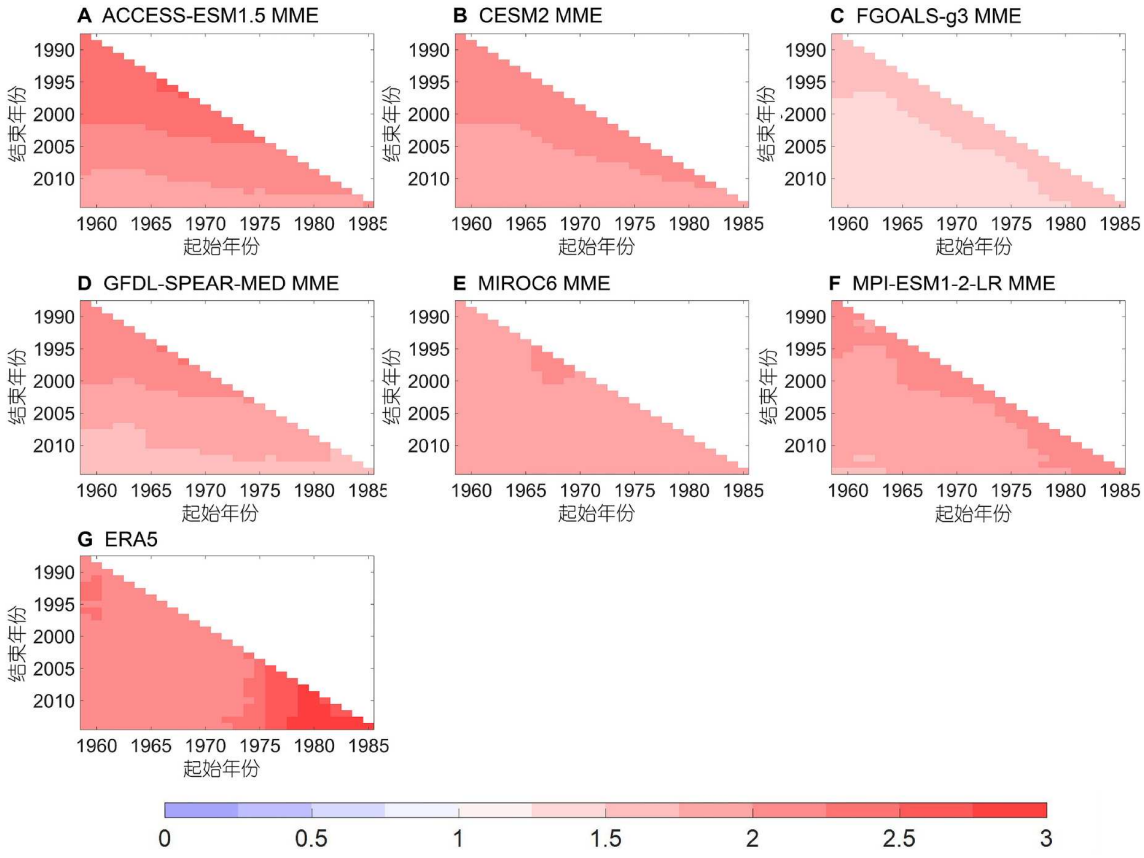


图 5　1959–2014年超过30年时段的年尺度南极放大指数。（A）ACCESS-ESM1.5；（B）CESM2；（C）FGOALS-g3；（D）GFDL-SPEAR-MED；（E）MIROC6；（F）MPI-ESM1-2-LR；（G）ERA5

进一步比较ERA5与MME在南半球和南极地表气温异常上的时间演变(图6)发现，尽管不同模式MME在南半球和南极地表气温时间变化特征具有高度一致性，但ERA5与MME在不同阶段的相对强弱关系存在显著变化。就南半球平均气温而言，在1978–1995年期间，除MIROC6外，ERA5所示的气温变化幅度普遍强于各模式MME，而在此后两者关系发生改变。相比之下，自21世纪以来，除CESM2外，ERA5所示的南极地表气温变暖幅度普遍强于MME。ERA5呈现更为明显的南极放大效应，及其与MME的差异，主要归因于南半球与南极地区气温演变特征的不同。

为识别调制这些差异的关键内部变率模态，进一步分析ERA5与MME之间气温差值与主要气候指数的关系。在南半球年平均地表气温上，ERA5与MME差值($T^{SH}_{ERA5\text{-}MME}$)的五年滑动平均与IPO及ENSO指数均呈显著相关(图7)，相关系数R分别为0.42(p<0.05；FGOALS-g3)–0.75(p<0.05；GFDL-SPEAR-MED)和0.44(p<0.05；FGOALS-g3)–0.70(p<0.05；GFDL-SPEAR-MED)。这一结果表明，IPO和ENSO是调制ERA5与MME之间南半球气温差异的重要内部变率模态。尤其是在1990年之前，$T^{SH}_{ERA5\text{-}MME}$与IPO指数具有高度一致性(图6和8)，说明IPO影响具有阶段性差异。

对于南极年平均地表气温而言，ERA5与MME之间的差值($T^{SH}_{ERA5\text{-}MME}$)主要受AM这一内部变率模态的影响(图9)。AM的空间型表现为南极大范围增暖，并在罗斯冰架和东南极内陆地区出现高值中心。该空间分布特征与500 hPa位势高度和地表向下长波辐射的增加密切相关。在年尺度上，$T^{SH}_{ERA5\text{-}MME}$五年滑动平均与AM指数显著正相关(图10)，R为0.67(p<0.05；CESM2)–0.94(p<0.05；MIROC6)。同时，IPO和ENSO指数与该差值亦呈显著相关，R普遍高于0.50(p<0.05)。相比之下，AMO可通过激发向极传播的罗斯贝波列影响南极半岛增温(Li等，2015)，但就整个南极大陆而言，其显著作用仅出现在春季，R为0.55(p<0.05；MPI-ESM1-2-LR)–0.65(p<0.05；CESM2)。因此，在估算并去除内部变率对南极地表气温的影响时，仅在春季需进一步考虑AMO的影响。上述研究结果表明，内部变率在一定程度上导致了ERA5与

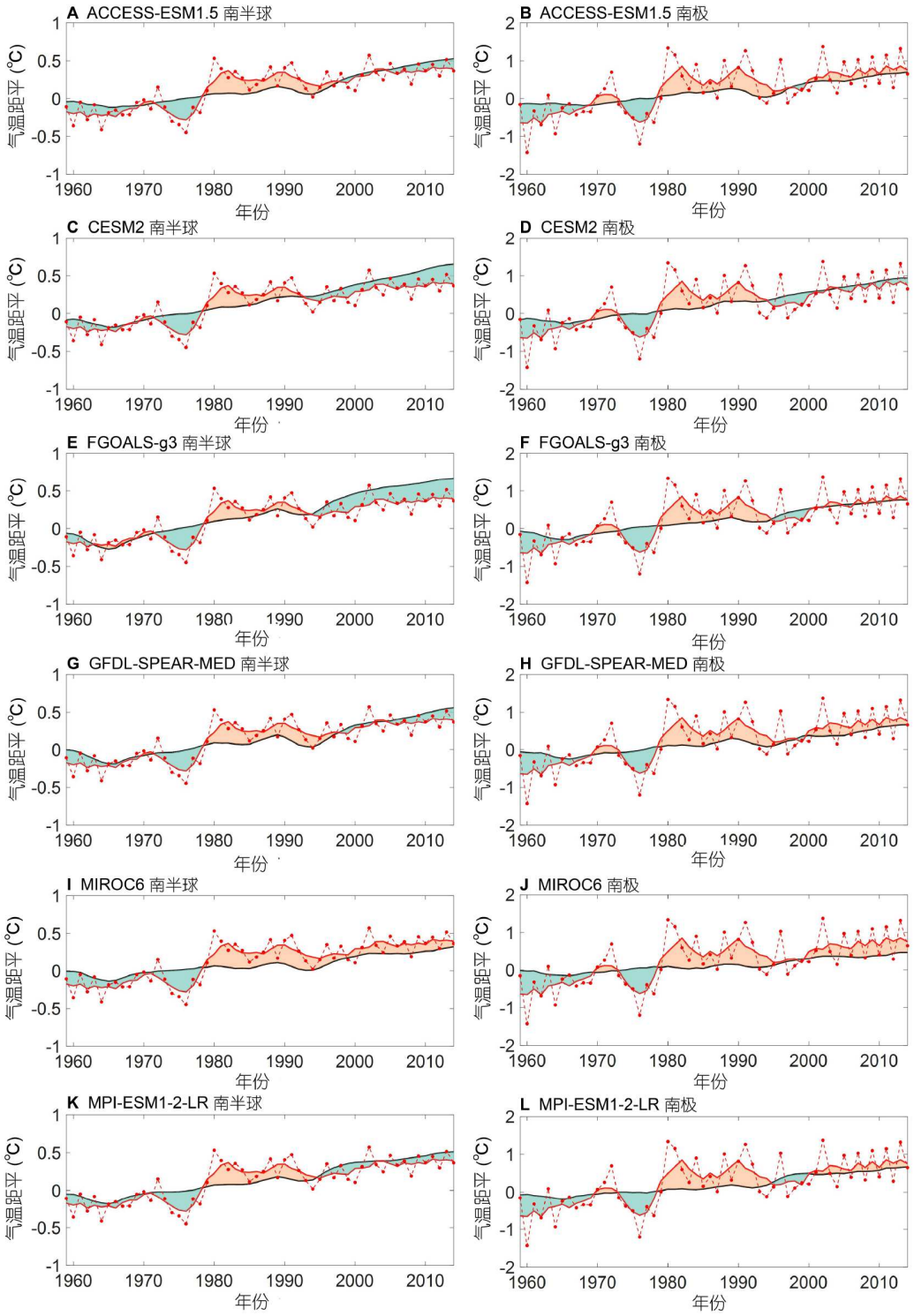


图 6 1959–2014年南半球、南极年平均气温异常(1961–1990年为气候基准期，单位：℃)ERA5(红色)与MME(黑色)，实线为五年滑动平均，点划线为年际序列。阴影表示ERA5与MME的差值，黄色(蓝色)阴影代表ERA5值高于(低于)MME。(A、B) ACCESS-ESM1.5；(C、D) CESM2；(E、F) FGOALS-g3；(G、H) GFDL-SPEAR-MED；(I、J) MIROC6；(K、L) MPI-ESM1-2-LR

MME在南半球及南极地表气温上的差异。

为进一步探究IPO和ENSO对南极气温变化的影响机制，本文分别从CESM2和FGOALS-g3大样本集合模拟中选取五个代表性成员进行分析(Zhao等，2024)。成员选

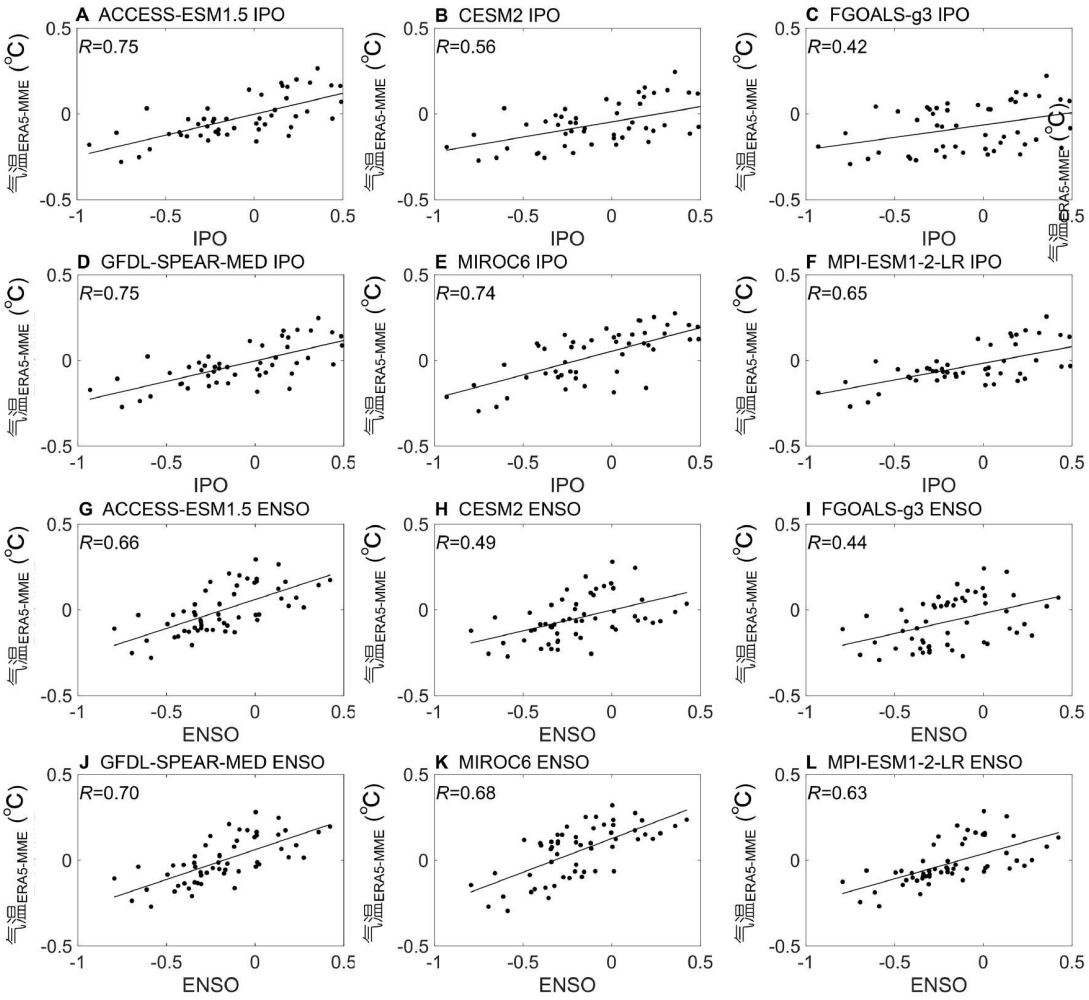


图 7　ERA5与MME南半球年平均地表气温差值(单位：℃)与IPO、ENSO指数五年滑动平均散点图。(A、G) ACCESS-ESM1.5；(B、H) CESM2；(C、I) FGOALS-g3；(D、J) GFDL-SPEAR-MED；(E、K) MIROC6；(F、L) MPI-ESM1-2-LR

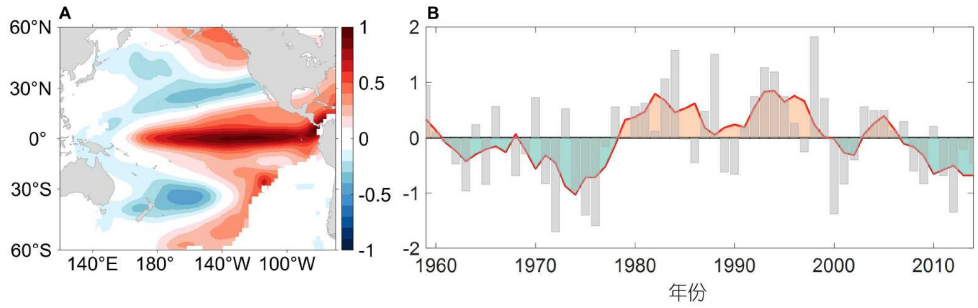


图 8　(A) IPO，40°N–40°S太平洋区域平均海温异常EOF第一模态；(B) IPO年指数时间序列(灰色柱)和五年滑动平均(红色)

取基于超前滞后相关分析，要求所选成员的IPO、ENSO指数与南极放大指数的超前滞后相关系数与ERA5高度一致。为满足该分析需求，此处将南极放大指数定义为南极冰盖与南半球平均地表气温异常的差值。在年代际尺度上，1959–2014年IPO和ENSO指数与基于ERA5计算的南极放大指数相关系数R分别为0.51(p<0.05)和0.66(p<0.05)。基于选取的代表性成员，本文进一步开展地表能量收支诊断，具体方法如下：首先，计算IPO、ENSO指数与关键能量通量分量(向下长波辐射、向上短波辐射、向下短波辐射、潜热通量及感热通量)之间的回归关

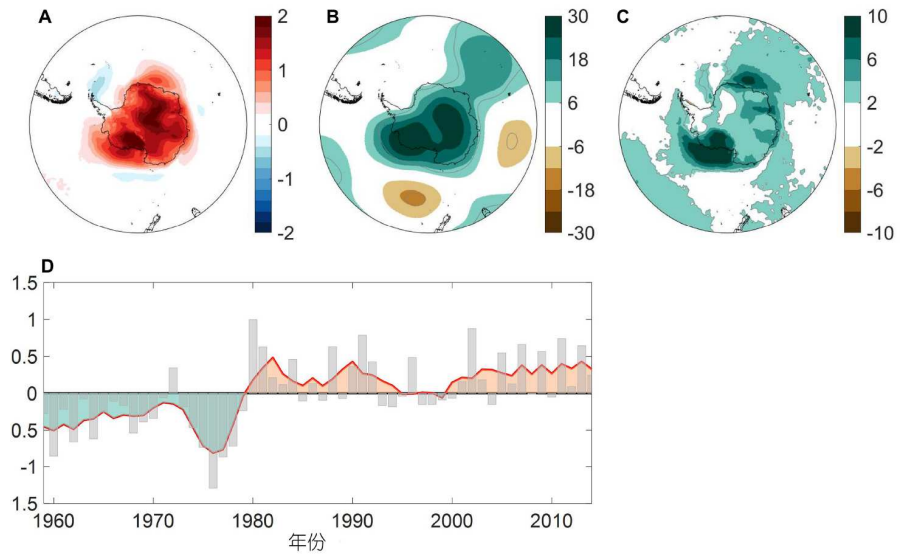


图9 （A）南极模AM，40°S–90°S地表气温异常EOF第一模态；（B）500 hPa位势高度与AM回归场；（C）地表向下长波辐射与AM回归场；（D）AM年指数时间序列(灰色柱)及其五年滑动平均(红色)

系；其次，将南极地表气温对标准化的IPO和ENSO指数进行回归；最后，分析温度回归场与各能量通量回归场之间的相关性。结果表明，IPO驱动南极地表气温变化主要与地表向下长波辐射增强有关，在CESM2和FGOALS-g3中二者R分别为0.86(p<0.05)和0.84(p<0.05)，潜热与感热通量的影响次之。ENSO则主要通过潜热与感热通量影响南极气温变化，向下长波辐射的作用次之。

对1959–2014年500 hPa位势高度与850 hPa比湿分别与标准化的IPO和ENSO指数进行线性回归(图11)。结果表明，IPO位相变化对应东南极上空的正位势高度异常和南极半岛附近的负位势高度异常；ENSO引起的正位势高度异常则在罗斯冰架和东南极内陆上空较为明显。500 hPa位势高度异常改变了南半球中高纬环流结构，从而增强中纬度暖湿空气向极输送，导致850 hPa比湿增加。其中，IPO对比湿的影响在东南极更为明显，而ENSO的作用在西南极更为突出。比湿增加一方面直接增强温室效应，另一方面有利于云量增加，进而增强地表向下长波辐射，使冰盖表面获得更多能量输入。IPO和ENSO指数与比湿的回归场在空间分布上与其对应的地表向下长波辐射回归场特征一致，进一步印证了水汽增加在南极气温变化中的关键作用。此外，IPO和ENSO指数对潜热与感热通量之和的回归场，与感热通量回归场在南极的空间分布较为相似，说明由大气环流变化所驱动的热力强迫在地表能量平衡中具有重要影响。

3.4 外强迫驱动的南极放大效应

基于大样本集合模拟，利用内部变率与相关气候指数的回归关系，可定量估算并去除内部变率对南半球及南极地表气温变化的影响(Zhou等，2024)。结果显示，在去除内部变率相关贡献后，外强迫所导致的南极与南半球地表气温变化在不同模式间表现出高度一致性(图12)。1959–2014年期间，外强迫驱动的年尺度南极放大效应弱于ERA5再分析资料所反映的强度，南极放大指数为1.48(MIROC6)–1.69(CESM2)。从不同时间窗结果看，外强迫驱动的南极放大效应在所有超过30年的时段中稳定存在(图13)。在以1977–1985年为起始年份、2005–2014年为结束年份的时间窗内，基于CESM2、FGOALS-g3和MPI-ESM1-2-LR大样本集合模拟估算和扣除内部变率的影响后，外强迫驱动的南极放大效应尤为明显。从内部变率的调制作用来看，自1970年以来，AM增强了南极地区的变暖；自2000年以来，IPO减缓了南半球增温，二者共同加强了南极放大效应。

外强迫驱动的南极放大效应表现出明显季节差异。总体上，冬季最强，秋季次之，春季最弱(图14)。各季节南极放大指数分别为：春季1.24(MPI-ESM1-2-LR)–1.60(FGOALS-g3)、夏季1.62(GFDL-SPEAR-MED)–2.01(CESM2)、秋季1.69(MIROC6)–1.90(ACCESS-ESM1.5)、冬季2.36(FGOALS-g3)–2.54(ACCESS-ESM1.5)。与ERA5相比，外强迫驱动的南极放大效应在季节尺度上相对较弱。

综合六套大样本集合模拟的分析表明，1959–2014年期间外强迫驱动的南极放大效应在年尺度与季节尺度上均稳定存在，且其强度弱于ERA5所反映的南极放大效应。

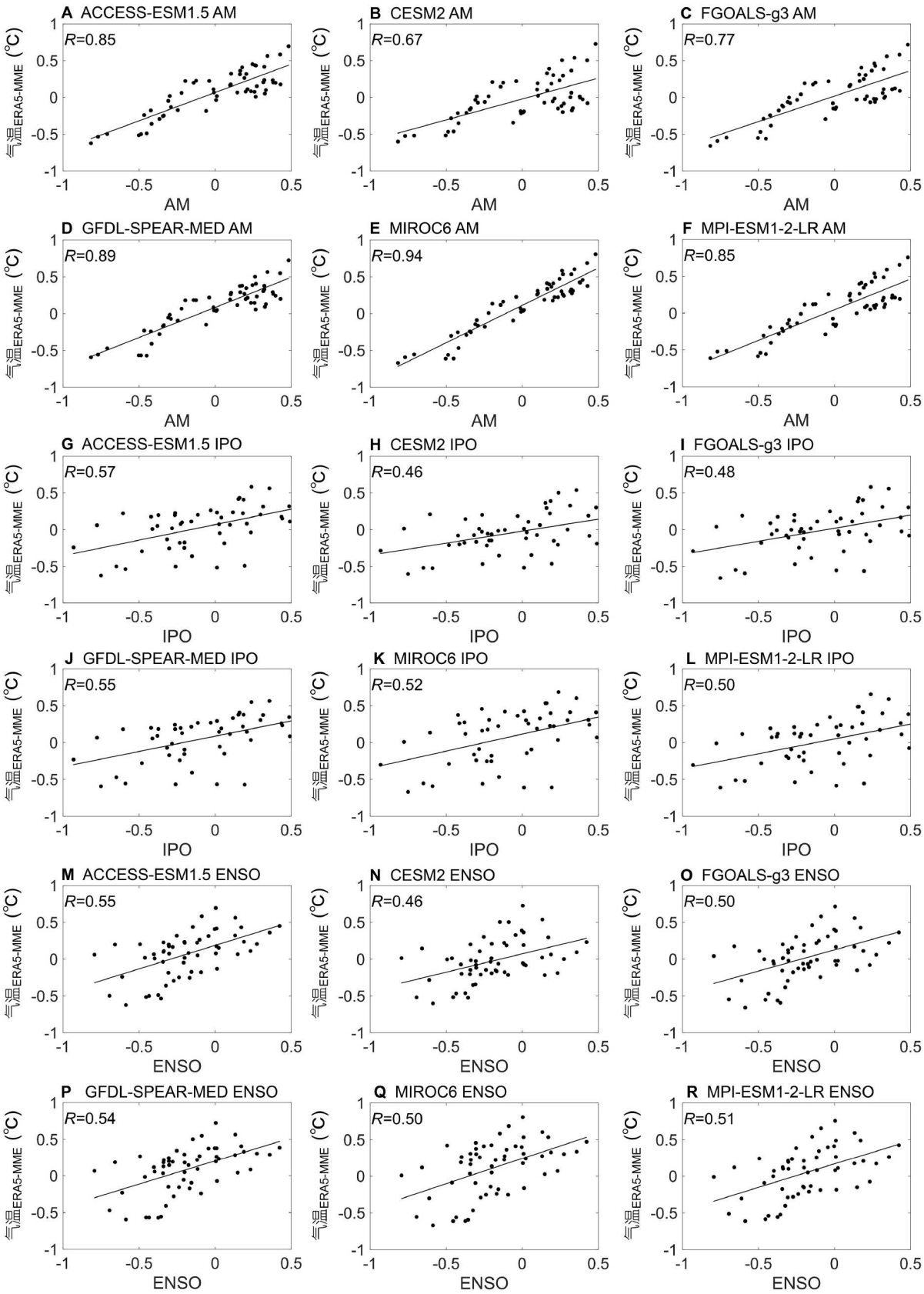


图 10　ERA5与MME南极年平均地表气温差值(单位：℃)与IPO、ENSO、AM指数五年滑动平均散点图。(A、G、M) ACCESS-ESM1.5；(B、H、N) CESM2；(C、I、O) FGOALS-g3；(D、J、P) GFDL-SPEAR-MED；(E、K、Q) MIROC6；(F、L、R) MPI-ESM1-2-LR

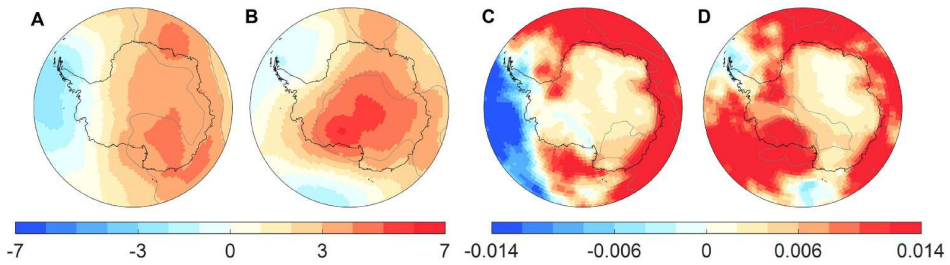


图 11　500 hPa位势高度与(A)IPO和(B)ENSO回归场(单位：m)；850 hPa比湿与(C)IPO与(D)ENSO回归场(单位：g g^{-1})

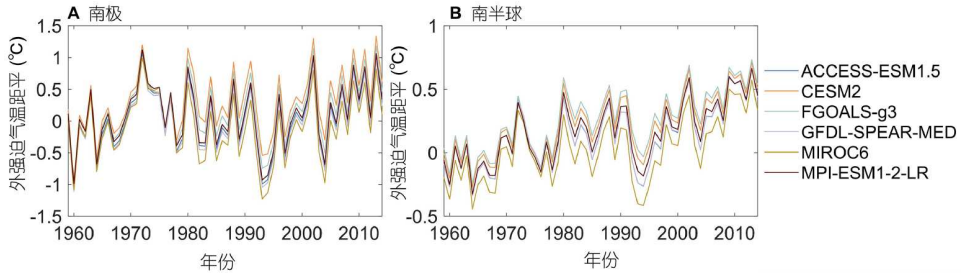


图 12　剔除内部变率相关温度异常后构建的1959–2014年外强迫(A)南极与(B)南半球年平均地表气温

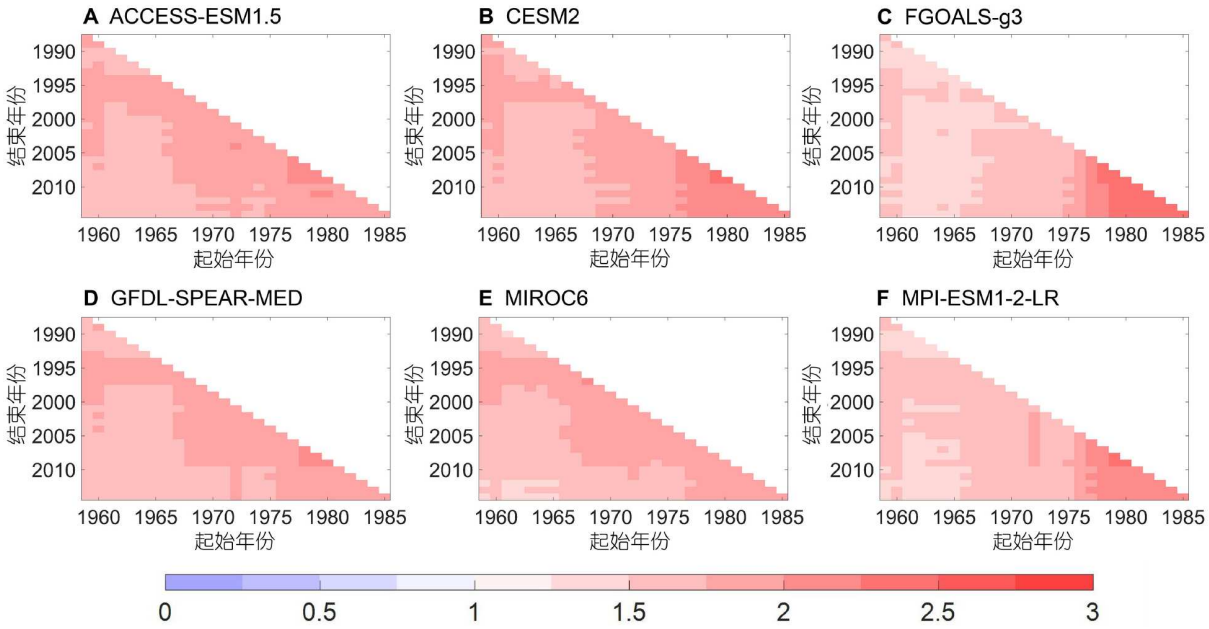


图 13　1959–2014年超过30年时段年尺度外强迫南极放大指数。内部变率基于不同大样本集合估算并去除。(A) ACCESS-ESM1.5；(B) CESM2；(C) FGOALS-g3；(D) GFDL-SPEAR-MED；(E) MIROC6；(F) MPI-ESM1-2-LR

4　讨论

南极放大效应可部分归因于内部变率所引发的南极地区增温加剧。类似地，已有研究指出内部变率在2005年后对北极放大效应具有增强作用，而过去50年间外强迫使北极变暖速率增加约3倍(Zhou等，2024)。然而，北极放大效应的强度在未来可能不会持续增强(Sweeney等，2023)。基于CMIP6模式的研究表明，在更强辐射强迫背景下，北极放大效应趋于减弱，而南极放大效应可能增强(Xie等，2022)。本文针对历史时期的结果显示，南极放大效应虽然弱于北极，但其外强迫信号在1959–2014年期间已持续存在。极地放大效应普遍存在于多数CMIP6

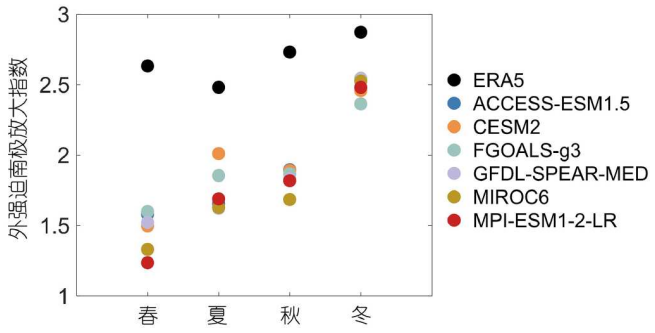


图 14　1959–2014年季节尺度外强迫南极放大指数

模式中，相较于CMIP5，CMIP6模式中更强的地表反照率反馈是导致极地放大效应增强的重要原因之一(Hahn等，2021)。进一步分析表明，北极放大效应主要受相对较弱的负云反馈影响，而水汽输送增强则在促进南极放大效应中发挥关键作用(Hahn等，2021)。此外，基于辐射核方法的预估研究指出，极地放大效应的半球不对称性与温度垂直递减率反馈密切相关，反照率反馈与普朗克反馈亦对这一过程具有重要影响(Cai等，2021)。本文结果进一步表明，由大尺度环流变化所控制的水汽输送和热力过程也是历史时期南极放大效应形成的重要影响因素。

观测事实表明，1989–2018年南极经历了前所未有的气候变化，其增温趋势超过全球平均水平的三倍(Clem等，2020)，这一强烈增温主要与热带西太平洋海温所驱动的威德尔海上空持续性气旋活动有关。另外，南极地表气温的年代际变化受到内部变率的显著调制，从而在一定程度上掩盖人为强迫的变暖信号(England，2021)。例如，过去一个世纪中西南极经历了剧烈增温(Steig等，2009)，该过程与ENSO密切相关：在El Niño事件期间，ASL减弱，冷平流输送至南极半岛，而暖北风则导致西南极西部变暖(Ding等，2011；Nicolas等，2017)。南极半岛在20世纪后半叶经历了显著变暖，但21世纪以来增温趋于停滞，这一现象主要归因于区域大气环流的极端内部变率(Turner等，2016)。在东南极，气候变化与SAM以及中纬度急流强度和位置的变化密切相关(Marshall和Bracegirdle，2015)。ENSO相关的环流异常，特别是通过增强局地经向风表现出的纬向不对称结构，是驱动东南极秋季气候变率的关键因素(Clem等，2018)。南极冬季东西不对称内部模态的放大，则源于西南极海气耦合反馈与南极地形的共同作用(Jun等，2020)。自21世纪初以来，先前观测到的南极冰盖“西暖东冷”温度空间型在春季发生系统性逆转，这主要与南极半岛-威德尔海区域的大气环流异常有关，该现象亦与太平洋遥相关过程及大气内部变率相关(Xin等，2023)。作为南极气温变化的主导模态，AM在年尺度上与SAM呈显著正相关(R=0.66，p<0.05)，与IPO和ENSO指数亦呈正相关，R分别为0.52(p<0.05)和0.49(p<0.05)。南极气候正在发生快速变化，亟需加强针对南极放大效应的系统研究。值得注意的是，近期在东南极观测到的显著增温及其所体现出的南极放大效应，可能标志着南极气候变化特征正在发生根本性转变，这对全球海平面上升及极端天气气候事件发生频率具有深远的潜在影响。

目前，关于南极放大指数尚无统一的指标定义，不同研究所采用的参照和计算方法并不完全一致，这会对研究结论产生重要影响。本文采用南极平均气温与南半球平均气温之间的线性回归系数定义南极放大指数。然而，当以全球平均地表气温变化而非南半球平均气温作为参照时，南极放大效应的强度会明显减弱(图5和15)。例如，在以1959–1975年为起始年份的时间窗中，若以全球平均气温变化为基准，南极放大指数会随时段延长而逐渐减小；在部分以1978–1984年为起始年份的时间窗中，指数甚至小于1，即不表现出南极放大效应。这与以南半球为参照的计算结果形成鲜明对比。这一差异表明，在开展南极放大效应的多模式对比及未来预估研究时，需充分考虑指数定义方法所带来的不确定性。

不同大样本集合模拟对内部变率的表征存在明显差异。已有研究表明，影响1920–2010年全球平均海温异常的主导低频模态在模式中并不一致(Yang等，2024)。在CESM2和MPI-ESM1-2-LR中，源于印度洋-太平洋地区的低频内部变率模态是全球平均海温异常的主要贡献者，这与观测较为一致；而FGOALS-g3则呈现北大西洋主导的低频模态，可能高估了该区域对全球海温变化的影响(Yang等，2024)。为识别本研究所用六套模式中内部变率的差异，对集合成员间离散场进行了EOF分析。结果表明，ACCESS-ESM1.5和GFDL-SPEAR-MED的EOF1分别解释总方差的33.0%和39.5%，其空间结构均在罗斯冰架表现出高值中心；CESM2、FGOALS-g3和MPI-ESM1-2-LR的EOF1分别解释总方差的28.8%、24.8%和34.6%，表现为西南极冷却、东南极增温的偶极型结构；MIROC6的EOF1则以南极半岛冷却为主要特征。为探究各模式差异的来源，进一步将集合成员海温趋势对南极年平均地表气温趋势成员离散EOF1进行回归。回归结果总体表现为类IPO分布(图16)，说明模式间差异至少部分源于对IPO相关内部变率及其遥相关过程的模拟差异。本研究所用六套大样本集合模拟中，内部变率对南半球及南极地表气温变化的影响程度并不一致，导致在去除内部变率贡献后估算得到的外强迫南极放大效应在不同模式间

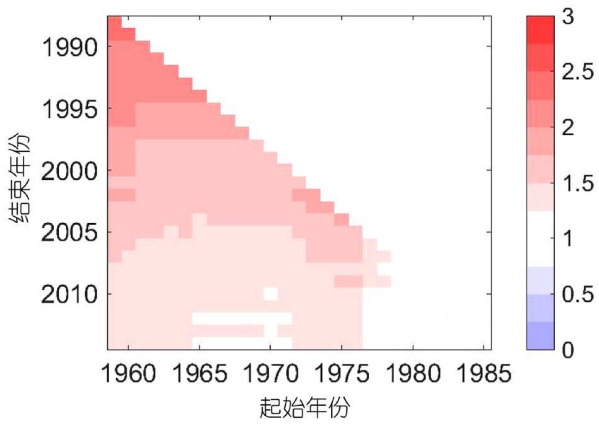


图 15 1959–2014年基于ERA5超过30年时段的年尺度南极放大指数(与全球平均气温变化对比)

仍存在一定差异。未来研究需进一步深化对内部变率的认识，以降低其带来的预估不确定性。

本研究采用ERA5再分析资料作为替代观测数据。尽管ERA5已广泛应用于气候研究，且相较于早期再分析产品在精度上有所提升，但其自身的不确定性仍不可避免。在前期工作中，我们系统评估了ERA5在南极地区的适用性，结果表明，ERA5可作为研究南极气候的可靠工具(Zhu等，2021)。ERA5与观测资料高度线性相关，在所有研究站点上的R均超过0.95。为进一步评估ERA5在南半球的适用性，本研究采用基于全球4000余个气象站点记录构建，空间分辨率为0.5°×0.5°的CRU TS数据集进行验证(Harris等，2020)。结果表明，ERA5能够较好再现南半球陆地区域年平均地表气温的空间分布特征(图17)，与CRU的R高达0.97(p<0.05)，且在绝大部分区域MB小于2.0 ℃。与CRU相比，ERA5在非洲和南美洲部分地区存在一定低估，而在澳大利亚西部表现为局地高估，南半球陆地整体MB为−0.29 ℃。上述分析表明，ERA5在表征南半球地表气温变化方面具有较高可信度，从而为本研究结论的可靠性提供了重要支撑。尽管如此，再分析资料在观测稀疏区域仍存在一定不确定性，未来研究可结合多套再分析资料及观测数据集进行交叉验证，以进一步提升结论的稳健性。

5 结论

本文基于ACCESS-ESM1.5、CESM2、FGOALS-g3、GFDL-SPEAR-MED、MIROC6和MPI-ESM1-2-LR六套大样本集合模拟，系统分析了1959–2014年南极地表气温变化及其所反映的南极放大效应，并结合ERA5再分析资料定量评估了外强迫下的南极放大效应。主要结论如下。

(1)六套大样本集合模拟的MME均能够较好再现南极地表气温变化特征，与站点月平均气温具有高度一致性。在超过70%的站点中，相关系数R大于0.90，平均偏

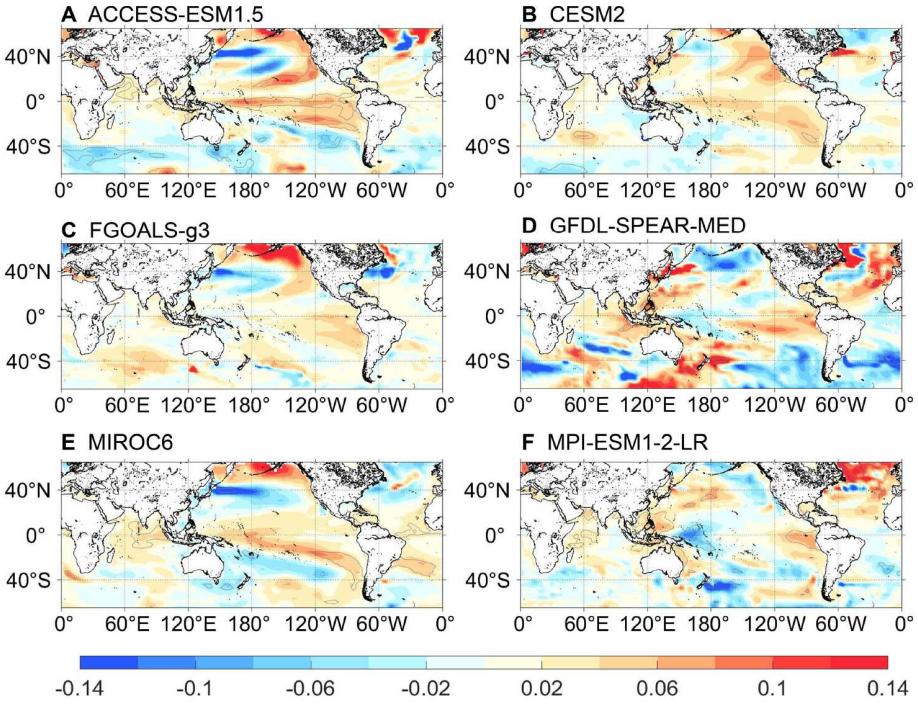


图 16 集合成员海表温度趋势(单位：℃ (10 a)$^{-1}$)与南极年平均地表气温趋势成员EOF1的回归分析。(A) ACCESS-ESM1.5；(B) CESM2；(C) FGOALS-g3；(D) GFDL-SPEAR-MED；(E) MIROC6；(F) MPI-ESM1-2-LR

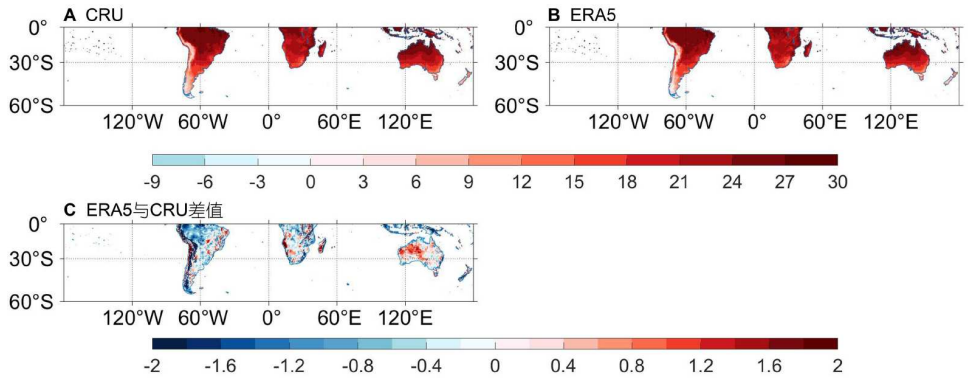


图17　1959–2014年基于(A)CRU与(B)ERA5的年平均气温(单位：℃)及(C)二者差异在南半球陆地的空间分布

差*MB*普遍低于3.0 ℃。在年尺度上，集合成员与MME均表现出南极增暖趋势，MME中南极变暖速率为0.11 ℃ (10 a)$^{-1}$(MIROC6)–0.22 ℃ (10 a)$^{-1}$(CESM2)，不同模式间存在一定差异。除秋季与夏季外，ERA5再分析资料显示的南极增温趋势强于MME。外强迫对南极年平均地表气温变暖趋势的贡献为72%(GFDL-SPEAR-MED)–86%(FGOALS-g3)。

(2)南极放大效应在不同集合成员间存在明显差异，说明内部变率对其具有重要调制作用。1959–2014年，各模式MME得到的年尺度南极放大指数低于1.90(ACCESS-ESM1.5)，均低于ERA5的2.17；这种差异在季节尺度上同样存在。在年尺度上，ERA5中超过30年时段的南极放大指数高于2.03，明显强于MME。ERA5与MME在南半球及南极地表气温演变上的差异，主要与IPO、ENSO和AM等内部变率模态有关。

(3)在去除AM、IPO与ENSO等主要内部变率的相关贡献后，1959–2014年外强迫驱动的年尺度南极放大指数为1.48(MIROC6)–1.69(CESM2)，且南极放大效应在所有超过30年的时间窗中持续存在，表明历史时期外强迫驱动的南极放大效应具有较高稳定性。自2000年以来，IPO减缓了南半球增温，而AM加强了南极变暖，二者共同加强了南极放大效应。IPO和ENSO主要通过调控地表向下长波辐射与地表热通量影响南极地表气温变化，其中IPO对地表向下长波辐射的影响在东南极较为明显，而ENSO的影响主要体现在西南极。

(4)外强迫驱动的南极放大效应存在季节差异，表现为在冬季最强。尽管六套模式均支持历史时期外强迫南极放大效应的存在，但不同大样本集合模拟对内部变率的估算仍存在差异。未来仍需结合多套再分析资料、多源观测及更多诊断方法综合评估南极放大效应，进一步提升对南极气候变化的检测与归因能力，深化对区域气候响应全球变暖机制的理解。

补充材料　补充材料为作者提供的原始数据，作者对其学术质量和内容负责，详见网络版(http://earthcn.scichina.com)。

参考文献

Cai S L, Hsu P C, Liu F. 2021. Changes in polar amplification in response to increasing warming in CMIP6. Atmos Ocean Sci Lett, 14: 100043

Chen S F, Chen W, Yu B, et al. 2023. Impact of the winter Arctic sea ice anomaly on the following summer tropical cyclone genesis frequency over the western North Pacific. Clim Dyn, 61: 3971–3988

Chen S F, Chen W, Zhou W, et al. 2024. Interdecadal variation in the impact of Arctic sea ice on El Niño-Southern Oscillation: The role of atmospheric mean flow. J Clim, 37: 5483–5506

Chen S F, Yu B, Chen W. 2014. An analysis on the physical process of the influence of AO on ENSO. Clim Dyn, 42: 973–989

Cheng X, Chen S F, Chen W, et al. 2025. Influence of winter Arctic sea ice anomalies on the following autumn Indian Ocean Dipole development. J Clim, 38: 3109–3129

Clem K R, Fogt R L, Turner J, et al. 2020. Record warming at the South Pole during the past three decades. Nat Clim Chang, 10: 762–770

Clem K R, Renwick J A, McGregor J. 2018. Autumn cooling of western East Antarctica linked to the tropical Pacific. J Geophys Res-Atmos, 123: 89–107

Dai H J. 2021. Roles of surface albedo, surface temperature and carbon dioxide in the seasonal variation of Arctic amplification. Geophys Res Lett, 48: e2020GL090301

Delworth T L, Cooke W F, Adcroft A, et al. 2020. SPEAR: The next generation GFDL modeling system for seasonal to multidecadal prediction and projection. J Adv Model Earth Syst, 12: e2019MS001895

Deser C, Phillips A S, Alexander M A, et al. 2014. Projecting North American climate over the next 50 years: Uncertainty due to internal variability. J Clim, 27: 2271–2296

Ding Q H, Steig E J, Battisti D S, et al. 2011. Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming. Nat Geosci, 4: 398–403

Ding Q H, Steig E J, Battisti D S, et al. 2012. Influence of the tropics on the Southern Annular Mode. J Clim, 25: 6330–6348

Douville H. 2023. Robust and perfectible constraints on human-induced Arctic amplification. Commun Earth Environ, 4: 283

England M R. 2021. Are multi-decadal fluctuations in Arctic and Antarctic surface temperatures a forced response to anthropogenic emissions or part of internal climate variability? Geophys Res Lett, 48: e2020GL090631

Fang M, Li X, Chen H W, et al. 2022. Arctic amplification modulated by Atlantic Multidecadal Oscillation and greenhouse forcing on multidecadal to century scales. Nat Commun, 13: 1865
Fang Y F, Yang S, Hu X M, et al. 2024. Remote forcing for a circulation pattern favorable to surface melt over the Ross Ice Shelf. J Clim, 37: 4689–4702
Fyke J, Eby M, Mackintosh A, et al. 2014. Impact of climate sensitivity and polar amplification on projections of Greenland Ice Sheet loss. Clim Dyn, 43: 2249–2260
Goosse H, Kay J E, Armour K C, et al. 2018. Quantifying climate feedbacks in polar regions. Nat Commun, 9: 1919
Hahn L C, Armour K C, Zelinka M D, et al. 2021. Contributions to polar amplification in CMIP5 and CMIP6 Models. Front Earth Sci, 9: 710036
Harris I, Osborn T J, Jones P, et al. 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. Sci Data, 7: 109
Jun S Y, Kim J H, Choi J, et al. 2020. The internal origin of the west-east asymmetry of Antarctic climate change. Sci Adv, 6: eaaz1490
Li X C, Gerber E P, Holland D M, et al. 2015. A Rossby wave bridge from the tropical Atlantic to West Antarctica. J Clim, 28: 2256–2273
Lin P F, Zhao B W, Wei J L, et al. 2022. The super-large ensemble experiments of CAS FGOALS-g3. Adv Atmos Sci, 39: 1746–1765
Lin P F, Yang L, Zhao B W, et al. 2025. Large ensemble simulations of climate models for climate change research: A review. Adv Atmos Sci, 42: 825–841
Liu Y, Cai W J, Zhang Y, et al. 2024. Near-term projection of Amazon rainfall dominated by phase transition of the Interdecadal Pacific Oscillation. NPJ Clim Atmos Sci, 7: 46
Liu Y S, Sun C, Li J P, et al. 2023. Decadal oscillation provides skillful multiyear predictions of Antarctic sea ice. Nat Commun, 14: 8286
Maher N, Phillips A S, Deser C, et al. 2025. The updated Multi-Model Large Ensemble Archive and the Climate Variability Diagnostics Package: New tools for the study of climate variability and change. Geosci Model Dev, 18: 6341–6365
Marshall G J, Bracegirdle T J. 2015. An examination of the relationship between the Southern Annular Mode and Antarctic surface air temperatures in the CMIP5 historical runs. Clim Dyn, 45: 1513–1535
Marshall J, Armour K C, Scott J R, et al. 2014. The ocean's role in polar climate change: Asymmetric Arctic and Antarctic responses to greenhouse gas and ozone forcing. Phil Trans R Soc A, 372: 20130040
Milinski S, Maher N, Olonscheck D. 2020. How large does a large ensemble need to be? Earth Syst Dynam, 11: 885–901
Nicolas J P, Vogelmann A M, Scott R C, et al. 2017. January 2016 extensive summer melt in West Antarctica favoured by strong El Niño. Nat Commun, 8: 15799
Olonscheck D, Suarez-Gutierrez L, Milinski S, et al. 2023. The new Max Planck Institute Grand Ensemble with CMIP6 forcing and high-frequency model output. J Adv Model Earth Syst, 15: e2023MS003790
Pithan F, Mauritsen T. 2014. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. Nat Geosci, 7: 181–184
Rodgers K B, Lee S S, Rosenbloom N, et al. 2021. Ubiquity of human-induced changes in climate variability. Earth Syst Dynam, 12: 1393–1411
Salzmann M. 2017. The polar amplification asymmetry: Role of Antarctic surface height. Earth Syst Dynam, 8: 323–336
Schneider D P, Deser C, Fasullo J, et al. 2013. Climate data guide spurs discovery and understanding. EoS Trans, 94: 121–122
Screen J A, Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464: 1334–1337
Smith D M, Screen J A, Deser C, et al. 2019. The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6: Investigating the causes and consequences of polar amplification. Geosci Model Dev, 12: 1139–1164
Steig E J, Schneider D P, Rutherford S D, et al. 2009. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. Nature, 457: 459–462
Sweeney A J, Fu Q, Po-Chedley S, et al. 2023. Internal variability increased Arctic amplification during 1980–2022. Geophys Res Lett, 50: e2023GL106060
Tatebe H, Ogura T, Nitta T, et al. 2019. Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. Geosci Model Dev, 12: 2727–2765
Turner J, Lu H, White I, et al. 2016. Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. Nature, 535: 411–415
Wang Y T, Zhang X Y, Ning W T, et al. 2023. The AntAWS dataset: A compilation of Antarctic automatic weather station observations. Earth Syst Sci Data, 15: 411–429
Wang Y, Huang G, Hu K M. 2020. Internal variability in multidecadal trends of surface air temperature over Antarctica in austral winter in model simulations. Clim Dyn, 55: 2835–2847
Wang Z, Chen D. 2019. Polar climate system modeling in China: Recent progress and future challenges. Sci China Earth Sci, 62: 1076–1091
Xie A H, Zhu J P, Kang S C, et al. 2022. Polar amplification comparison among Earth's three poles under different socioeconomic scenarios from CMIP6 surface air temperature. Sci Rep, 12: 16548
Xin M J, Clem K R, Turner J, et al. 2023. West-warming east-cooling trend over Antarctica reversed since early 21st century driven by large-scale circulation variation. Environ Res Lett, 18: 064034
Yang L, Lin P F, Liu H L, et al. 2024. Exploring the contribution of low-frequency internal variability modes to global mean sea surface temperature variability based on large ensembles. Int J Climatol, 44: 3100–3113
Zhao B Y, Lin P F, Liu H L, et al. 2024. Decadal relationship between Arctic SAT and AMOC changes modulated by the North Pacific Oscillation. J Geophys Res-Atmos, 129: e2024JD041577
Zhou W Y, Leung L R, Lu J. 2024. Steady threefold Arctic amplification of externally forced warming masked by natural variability. Nat Geosci, 17: 508–515
Zhu J P, Xie A H, Qin X, et al. 2021. An assessment of ERA5 reanalysis for Antarctic near-surface air temperature. Atmosphere, 12: 217
Ziehn T, Chamberlain M A, Law R M, et al. 2020. The Australian Earth System Model: ACCESS-ESM1.5 J South Hemisph Earth, 70: 193–214

（责任编委：陈大可）