论 文

CMIP6气候模式对21世纪初全球增暖减缓现象模拟能力评估与归因分析

魏萌^{1,2,3}, 舒启^{1,2,3}, 宋振亚^{1,2,3}, 宋亚娟^{1,2,3}, 杨晓丹^{1,2,3}, 郭永青⁴, 李新放^{1,2,3}, 乔方利^{1,2,3*}

1. 自然资源部第一海洋研究所自然资源部海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 青岛 266061;
2. 山东省海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 青岛 266061;
3. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 青岛 266237;
4. 浙江海洋大学海洋科学与技术学院, 舟山 316000

* 通讯作者, E-mail: qiaofl@fio.org.cn

收稿日期: 2020-08-14; 收修改稿日期: 2020-12-23; 接受日期: 2021-02-10; 网络版发表日期: 2021-04-15

国家自然科学基金青年基金项目(批准号: 41806043)、中央级公益性科研院所基本科研业务费专项项目(编号: 2019Q08)、国家自然科学基金项目(批准号: 41821004)、中央级公益性科研院所基本科研业务费专项项目束星北青年人才计划(编号: 2019S06)、全球变化与海气相互作用专项项目(编号: GASI-IPOVAI-06)和国家自然科学基金青年基金项目(批准号: 41906029)资助

摘要 自工业革命以来, 大气中温室气体浓度持续升高, 但1998~2013年期间却出现了全球增暖减缓现象, 挑战了现有的对全球温度变化机理的认识. 第五次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5, CMIP5)中众多当时最先进的气候模式都没能合理地模拟出该现象, 引发了公众对气候模拟和预测的质疑. 文章基于六种常用的全球表面温度观测资料集, 评估了最近发布的28个CMIP6气候模式对21世纪初全球增暖减缓现象的模拟能力. 结果显示, 相对前一代的CMIP5模式, 新一代的CMIP6模式尽管在年代尺度增暖速率模拟能力上有所提高, 但大多数CMIP6模式依然未能重现出全球增暖减缓现象. 在28个CMIP6模式中, 只有4个成功模拟出了增暖减缓, 其他模式普遍高估了1998~2013年期间的增暖速率, 呈现出明显的增暖加速, 而不是观测到的增暖减缓. 进一步分析表明, 气候模式能否成功模拟出增暖减缓现象的关键在于其能否准确区分并模拟出两种不同来源的温度变化信号, 即人类排放温室气体导致的长期增暖信号和气候系统内部短期的自然变率信号, 特别是年际、年代际和多年代际这三种尺度的自然变率. 4个复现出增暖减缓现象的模式都较为合理地模拟出了长期增暖趋势和三种关键尺度自然变率. 上述评估结果为改进气候模式对短期气候变化的模拟和预测能力提供了一个新的视角.

关键词 CMIP6气候模式, 全球增暖, 全球增暖减缓, 全球增暖停滞, 气候自然变率, 人为增暖

中文引用格式: 魏萌, 舒启, 宋振亚, 宋亚娟, 杨晓丹, 郭永青, 李新放, 乔方利. 2021. CMIP6气候模式对21世纪初全球增暖减缓现象模拟能力评估与归因分析. 中国科学: 地球科学, 51(6): 947–961, doi: [10.1360/N072020-0268](https://doi.org/10.1360/N072020-0268)

英文引用格式: Wei M, Shu Q, Song Z, Song Y, Yang X, Guo Y, Li X, Qiao F. 2021. Could CMIP6 climate models reproduce the early-2000s global warming slowdown? Science China Earth Sciences, 64(6): 853–865, <http://dx.doi.org/10.1007/s11430-020-9740-3>

1 引言

在经历了20世纪末举世瞩目的全球快速增暖之后,虽然温室气体浓度仍然在快速升高,但21世纪初的全球表面增暖速率却呈放缓趋势,这种现象被称为全球增暖停滞或减缓。观测资料显示,全球温度序列在1998~2013年期间较为平缓,没有表现出明显的增暖,而气候模式预估的快速增暖趋势极大地偏离了该观测事实。因此,以国际耦合模式比较计划(Coupled Model Inter-comparison Project, CMIP)为代表的众多先进模式的气候模拟和预测能力受到了前所未有的质疑(IPCC, 2013)。目前,全球增暖减缓已成为气候科学领域最受关注的问题之一。为了解释这一现象,人们相继提出了多种可能的机制。早期的研究认为大气层顶的辐射强迫减少降低了进入气候系统的能量,从而引起全球增暖减缓(Lean和Rind, 2009; Solomon等, 2010; Solomon等, 2011; Santer等, 2014; Stauning, 2014)。然而,进一步研究表明,这些负辐射强迫不足以抵消温室气体所带来的增温效应(Loeb等, 2012; Smith等, 2015)。因此,进入气候系统的能量应该依旧在源源不断地增加,并继续累积。最近,越来越多的研究认为:底层大气和上层海洋的增暖减缓主要是热量从上层海洋向深海转移所导致的(Meehl等, 2011; Loeb等, 2012; Guevas等, 2013)。而能量的这种再分配通常需要借助大范围的年际到年代际尺度的气候内部自然变率来实现(Zhang, 2016; Chen和Tung, 2018a; Cheng等, 2018; Liu和Xie, 2018)。厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern oscillation, ENSO)(Kosaka和Xie, 2013; Banholzer和Donner, 2014)、太平洋年代际涛动(Pacific decadal oscillation, PDO或interdecadal Pacific oscillation, IPO)(Meehl等, 2013; Trenberth和Fasullo, 2013; England等, 2014)、大西洋年代际振荡(Atlantic multidecadal oscillation, AMO)(Wu等, 2011; Tung和Zhou, 2013; Chen和Tung, 2014, 2018b)等大尺度气候模态在海洋能量再分配中扮演着重要角色,也被认为是引发增暖减缓的重要原因。

然而,上一代气候模式难以准确地模拟出这些关键尺度的自然变率,即便是当时最先进的参加了第五次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5, CMIP5)的众模式也出现了多种偏差。CMIP5一度代表了气候模拟和预测的最高水

平(Taylor等, 2012),参与其中的众多模式已成为十年到百年尺度气候变化研究的重要工具。然而,ENSO、PDO和AMO等大尺度气候自然变率通常涉及到大量的海洋和大气过程,而且这些过程之间又存在非常复杂的相互作用。由于对相关物理机制理解的不够全面和深入,准确地模拟这些自然变率对目前的模式仍是一项艰巨的挑战。ENSO主导着全球温度的年际变化,对全球气候都有深远影响(Chen和Tung, 2018a; Wei等, 2019)。但CMIP5气候模式对ENSO的模拟不够准确(Guilyardi等, 2012),对ENSO峰值位置的多样性(Kim和Yu, 2012)、振幅的不对称性(Zhang和Sun, 2014)和Bjerknes反馈等基本特征及气候响应的模拟都有不可忽视的误差(Bellenger等, 2014; Zhang和Delworth, 2015)。此外,CMIP5模式对年代际和年代际尺度等低频自然变率的模拟也不尽人意。模式大多可以再现出这些低频变率大致的空间分布、部分统计特征和气候影响等(Joshi和Kucharski, 2017),但通常低估了PDO和AMO等低频变率的强度以及它们与全球温度的关联(Martin等, 2013; Wei和Qiao, 2017; Kajtar等, 2019)。

上述对关键尺度自然变率的模拟偏差影响了气候模式对近期全球增暖减缓现象的模拟能力。因为这些自然变率主导着全球增暖速率年代尺度的变化,而近期的增暖减缓现象正是其中一个典型个例(Wei等, 2019)。IPCC (2013)报告指出:几乎所有的CMIP5气候模式都不能重现近期实际观测到的增暖减缓现象。基于对37个CMIP5模式所提供的117个模拟样本的分析,Fyfe等(2013)指出,CMIP5模式严重高估了21世纪初的增暖速率,导致模拟的全球温度极大地偏离了观测。1998~2012年期间,观测到的全球增暖速率仅为 $(0.05 \pm 0.08)^\circ\text{C}/10\text{a}$,而模拟值高达 $(0.21 \pm 0.03)^\circ\text{C}/10\text{a}$,比观测值的四倍还高(Fyfe等, 2013)。Wei和Qiao(2017)认为,模拟出的强增暖和观测到的弱增暖之间的巨大差异主要是因为模式混淆了全球温度演变过程中人类排放温室气体引起的长期增暖信号和气候系统内部的自然变率信号。在过去十年中,大量增暖减缓研究提高了对全球温度变化过程中人为贡献和自然贡献的认识,新一代气候模式有望给出更为合理、准确的全球温度变化模拟。目前,最新的CMIP6计划正在实施(Eyring等, 2016),最终将有来自于49个机构的100多个模式参加。现已有28个气候模式发布了其历史气候试验(historical)数据,随着这些模式数据的发布,新一代气候

模式对全球增暖减缓现象的模拟能力急需科学定量评估. 本文旨在评估CMIP6气候模式对21世纪初全球增暖减缓现象的模拟能力.

2 数据和方法

CMIP6气候模式数据下载自<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>. 在CMIP6的所有试验中, 历史气候试验(historical)包含了各模式最关键的物理过程, 且其强迫场基于观测, 模拟结果总体上与观测较为接近, 尤为适合用于评估模式对全球温度变化的模拟能力. 而且, 所有参加CMIP6的模式都需要进行该试验(Eyring等, 2016), 这就保证了有充足的数据用以评估模式的不确定性. 此外, 历史试验时段(1850~2014年)与器测温度时段重合, 该试验模拟结果非常适合与观测资料进行比较. 本文对比分析了模式数据中的全球近表面温度(near-surface air temperature)与观测资料中的全球陆地/海洋融合表面温度(combined land/marine surface temperature). 截至2020年1月1日, 来自18个机构的28个气候模式发布了233套全球月平均近表面温度的历史模拟样本数据. 表1列出了这些模式的详细信息. 鉴于本文的重点在于评估包含不同物理过程的模式对全球温度变化的模拟能力, 因此只选取每个模式的第一个模拟样本作为该模式的代表.

为了避免观测数据集的差异对评估结果产生影响, 本文参考了6套常用的全球陆地/海洋融合表面温度观测数据集, 以期获得普适、可靠的评估结果. 这6套数据集为Berkeley Earth的BEST (Rohde等, 2013, <http://berkeleyearth.org/data/>)、NASA/GISS的GIS-TEMP (Hansen等, 2010, <http://data.giss.nasa.gov/gis-temp/>)、英国气象局Hadley Centre的HadCRUT4 (Morice等, 2012, <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut4/index.html>)、Cowtan和Way(2014)基于HadCRUT4制作的HadCRUT4krig (<http://www.york.ac.uk/~kdc3/papers/coverage2013/index.html>)、日本气象厅JMA数据(http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/gwp/temp/ann_wld.html)以及NOAA/NCEI的MLOST (Vose等, 2012; <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/noaa-global-surface-temperature-noaaglobaltemp>). 我们使用28套CMIP6模式数据和6套观测资料, 计算了月平均的全球平均表面温度(Global mean

surface temperature, GMST)相对于1981~2010年气候态的距平(Global mean surface temperature anomaly, GMSTA)序列, 然后基于模拟和观测的GMSTA序列, 对比分析了模式和观测中近期全球温度变化特征.

近期的增暖减缓现象之所以引起特别关注, 主要因为21世纪初大气中的温室气体浓度高于20世纪末, 但全球增暖速率却明显慢于之前的快速增暖(如Knight等, 2009). 据此, 我们分别选取1998~2013年和1975~1997年这两个时段作为增暖减缓期和快速增暖期. 查看了模式对这两个时期增暖速率的模拟情况之后, 重点讨论了模式是否能够再现全球增暖速率在增暖减缓期(1998~2013年)相对之前快速增暖期(1975~1997年)的下降. 然后, 根据前人的研究结果——近期的全球增暖减缓现象可归因于几个关键尺度自然变率(Wei等, 2019), 使用集合经验模态分解(Ensemble empirical mode decomposition, EEMD)方法将GMSTA序列分解为不同的时间尺度, 进而定量地估算了各尺度信号对GMSTA增暖速率在1998~2013年相对于1975~1997年的变化的贡献(Huang等, 1998; Wu和Huang, 2009; Wei等, 2019). EMD (empirical mode decomposition)方法是Huang等(1998)创造性提出的一种全新的尺度分解工具. 这种方法具有很强的自适应性和局地性. 不同于传统数据分析方法通常只适用于线性且平稳的数据, EMD不需要任何线性或平稳性的假设, 就能有效地将信号分解为不同的尺度. 因此, EMD特别适用于从非线性和非平稳的气候数据中提取低频振荡和本征的长期趋势(Wu等, 2007). 针对EMD使用过程中出现的模态混叠问题, Wu和Huang(2009)对EMD做了进一步的改进, 提出了更为稳定可靠的EEMD方法.

3 结果

3.1 CMIP6气候模式对1998~2013年期间全球增暖减缓现象的模拟能力评估

总的来说, CMIP6模式普遍能够合理地模拟出全球温度的长期变化特征, 但大多数模式难以重现1998~2013年期间观测到的全球增暖减缓现象. 图1显示, 在整个历史试验期间(1850~2014年), 观测和模拟的GMSTA时间序列一致呈现出冷暖相间、波动上升的趋势. 观测到的近100年(1915~2014年)增暖趋势为

表 1 本文使用的28个CMIP6气候模式信息

编号	模式名称	研发机构	经纬度网格数	样本个数
1	AWI-CM-1-1-MR	AWI	384×192	5
2	BCC-CSM2-MR	BCC	320×160	3
3	BCC-ESM1	BCC	128×64	3
4	CAMS-CSM1-0	CAMS	320×160	3
5	CanESM5	CCCma	128×64	50
6	CESM2	NCAR	288×192	11
7	CESM2-FV2	NCAR	144×96	1
8	CESM2-WACCM	NCAR	288×192	3
9	CESM2-WACCM-FV2	NCAR	144×96	1
10	FGOALS-g3	CAS	180×80	3
11	FIO-ESM-2-0	FIO-QLNM	288×192	3
12	GISS-E2-1-G	NASA-GISS	144×90	27
13	GISS-E2-1-G-CC	NASA-GISS	144×90	1
14	GISS-E2-1-H	NASA-GISS	144×90	20
15	HadGEM3-GC31-LL	MOHC	192×144	4
16	MCM-UA-1-0	UA	96×80	2
17	MIROC-ES2L	MIROC	128×64	3
18	MIROC6	MIROC	256×128	10
19	MPI-ESM-1-2-HAM	HAMMOZ-Consortium	192×96	2
20	MPI-ESM1-2-HR	MPI-M	384×192	10
21	MPI-ESM1-2-LR	MPI-M	192×96	10
22	MRI-ESM2-0	MRI	320×160	6
23	NESM3	NUIST	192×96	5
24	NorCPM1	NCC	144×96	30
25	NorESM2-LM	NCC	144×96	3
26	NorESM2-MM	NCC	288×192	1
27	SAM0-UNICON	SNU	288×192	1
28	UKESM1-0-LL	MOHC	192×144	12

(0.08 ± 0.01) $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ($0.08^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 为平均值, $0.01^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 为两倍标准差, 下同). 相应时间段的模拟值为(0.07 ± 0.05) $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 这说明气候模式能够准确模拟出全球温度的长期增暖趋势. 有别于稳定的长期增暖趋势, 近几十年来全球温度变化剧烈. 观测资料显示, GMSTA在1975~1997年期间经历了前所未有的快速增暖, 在接下来的1998~2013年期间却出人意料地放缓了增暖速度. 28个CMIP6模式大多能重现出前期的快速增暖过程, 却普遍没能模拟出之后的增暖减缓现象. 在1975~1997年期间, 模拟的GMSTA序列与观测非常一致(图1). 模

拟的增温速率为(0.14 ± 0.13) $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 与观测值(0.16 ± 0.02) $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 接近(图2a和3a). 从模拟增暖速率的频率分布来看, 最高频的增暖速率位于 $0.16^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 与观测值相同, 而且大多数模拟值都集中分布在最高频附近. 28个模式中有10个模式准确地呈现了与观测相同的增暖速率(图3a中的5、6、9、10、12、15、16、25、26和27号). 模拟结果与观测结果的一致性及模式间的相似性表明, CMIP6模式对1975~1997年的快速增暖现象具有较高的模拟技巧. 然而, 这种良好的表现并没有持续下去. 在1998~2013年期间, 大多数模拟的GMSTA依

图 1 1850~2014年期间观测和模拟的月平均GMSTA时间序列

彩色实线为6种观测GMSTA序列, 不同颜色代表不同观测资料. 灰色细线为28个CMIP6模式历史气候试验的模拟结果. 所有的GMSTA序列都经过了13个月滑动平均. 浅粉色和浅蓝色柱状填色区域分别表示快速增暖期(1975-01~1997-12)和增暖减缓期(1998-01~2013-12)

图 2 快速增暖期(a)和增暖减缓期(b)的增暖速率以及增暖速率在增暖减缓期相对于快速增暖期的变化(c)

6条彩色竖线代表来自不同资料集的观测值, 柱形图代表模拟值

然快速上升, 逐渐偏离了观测的平稳GMSTA序列. 自2010年以来, 观测结果已经处于所有模拟结果的下边缘(图1). 大多数CMIP6模式极大地高估了1998~2013年期间的增暖速率(图2b). 模拟的增暖速率高达 $(0.25 \pm 0.21)^\circ\text{C}/10\text{a}$, 比观测值 $(0.08 \pm 0.06)^\circ\text{C}/10\text{a}$ 的三倍还高. 只有6个模式(3、4、12、1、19和21号)准确地呈现了1998~2013年期间观测到的增暖速率.

因此, 大多数CMIP6模式都无法重现21世纪初的

气候增暖减缓现象. 在观测中, 1998~2013年的增暖速率比1975~1997年下降了 $(0.08 \pm 0.04)^\circ\text{C}/10\text{a}$, 降幅超过一半, 增暖减缓明显. 然而在大多数模式中, 1998~2013年的增暖速率较1975~1997年非但没有降低, 反而升高了. 平均来说, 模拟的增暖速率升高了 $(0.11 \pm 0.26)^\circ\text{C}/10\text{a}$, 呈明显的增暖加速(图2c和3c, 网络版附表S1, <http://earthcn.scichina.com>). 在1998~2013年期间, 28个模式中只有四个呈增暖减缓(3、11、12和

21号, 图3c), 其中有两个模式(3和11号)给出的增暖减缓强度与观测值接近。需要说明的是, 本文通过比较1998~2013年与1975~1997年的增暖速率大小来确定是否有增暖减缓现象发生。当1998~2013年的增暖速率小于1975~1997年的增暖速率时, 就认为1998~2013年期间出现了增暖减缓, 增暖减缓的强度即为两个时期的增暖速率之差。因此, 模式对前后两个时期增暖速率的模拟偏差都会直接影响其重现增暖减缓的能力(网络版附表S1)。1998~2013年期间, 在四个重现出增暖减缓的模式中, 有3个(3、12和21号)准确地模拟出

了这个时期观测到的低增暖速率。再结合他们对1975~1997年增暖速率的模拟情况, 最终只有12号GISS-E2-1-G通过准确地模拟出两个时期的增暖速率而成功复现了1998~2013年的增暖减缓。3号BCC-ESM1和21号MPI-ESM1-2-LR都合理地模拟出了1998~2013年的增暖速率, 但高估了1975~1997年的增暖速率, 从而在1998~2013年呈现出增暖减缓。11号FIO-ESM-2-0对前后两个时期增暖速率的模拟都偏高, 但在1998~2013年的高估偏差小于1975~1997年, 也呈现出了增暖减缓。

图3 各模式在快速增暖期(a)和增暖减缓期(b)的增暖速率以及两个时期增暖速率之差(c)

编号对应的模式见表1, 下同

与CMIP5中的上一代气候模式(附表S2, 附图S1和S2)相比, 参加CMIP6的新一代气候模式在模拟年代尺度增暖速率方面有一些改进, 但在模拟增暖减缓方面没有实质性提高. 在28个CMIP6模式中, 分别有6个和10个模式能准确再现1998~2013年和1975~1997年的增暖速率. 而在33个CMIP5模式中两个时期都各只有5个模式能准确模拟增暖速率. 可见, 与CMIP5相比, CMIP6有更高比例的模式能够模拟出这两个时期的增暖速率. 此外, 1975~1997年期间, 众CMIP6模式模拟的最高频增暖速率为 $0.16^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 与观测到的 $(0.16 \pm 0.02)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 相同, 而CMIP5中的最高频增暖速率为 $0.14^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 低于观测值. 而且, CMIP6模式分布更集中, 模式间差异更小, 说明众CMIP6模式间的相似性高于CMIP5. 但是, 从多模式集合平均来看, CMIP6并没有显示出明显的改进. 1998~2013年和1975~1997年期间, CMIP6多模式集合平均的增暖速率分别为 $(0.14 \pm 0.13)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $(0.25 \pm 0.21)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, CMIP5为 $(0.14 \pm 0.16)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $(0.22 \pm 0.18)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 两代模式间没有实质差别. 针对增暖减缓现象的模拟来说, 28个CMIP6模式中有四个模拟出了1998~2013年的增暖减缓. 但实际上, 只有一个模式(12号GISS-E2-1-G)是通过准确地模拟1975~1997年和1998~2013年这两个时期的增暖速率, 真实地再现了增暖减缓现象. 尽管有更多的CMIP5模式(8/33)呈现了增暖减缓, 但由于CMIP5模式在近几十年有严重的暖偏差, 因此这8个模式无一是通过准确地模拟前后两个时期的增暖速率来实现的, 而皆为误差相抵的结果. 总的来说, 与CMIP5相比, 有更高比例的CMIP6模式能够准确地模拟出前后两个时期的增暖速率, 表明CMIP6模式对年代尺度增暖速率的模拟能力较CMIP5有所提升. 而且, CMIP6中出现了一个“全能”模式, 很可能归功于CMIP6模式中包含了更加合理的物理过程.

值得注意的是, 28个模式的第一个模拟样本所组成的集合与所有233个模拟样本所组成的集合具有一致的统计特征, 因此28个第一个模拟样本所组成的集合可全面代表所有233个模拟样本(附图S3). 在1975~1997年的快速增暖期, 28个样本集合与233个样本集合的增暖速率分别为 $(0.14 \pm 0.13)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $(0.16 \pm 0.13)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$. 两者相似且都非常接近观测值 $(0.16 \pm 0.02)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (图2和附图S3). 与28个样本集合相同, 233个样本集合中的增暖速率也都集中分布在最高频

$0.16^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 附近狭窄的区间中, 说明所有CMIP6历史试验模拟样本整体表现出较高的对快速增暖现象的模拟能力. 在1998~2013年的增暖减缓期, 28个样本集合与233个样本集合所给出的增暖速率分别为 $(0.25 \pm 0.21)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $(0.26 \pm 0.25)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 无显著差别, 都明显高于观测值 $(0.08 \pm 0.06)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$. 这说明, 与28个样本集合相同, 233个样本集合中大多数模拟也都高估了1998~2013年的增暖速率, 因而未能捕捉到增暖减缓. 统计来看, 在233个模拟中, 有42个(即18%)成功再现了1998~2013年相对于1975~1997年的增暖减缓, 其中5个(即2%)能同时准确地重现两个时期观测到的增暖速率. 在28个样本集合中, 相应的表现较好的模拟分别有4个(14%)和一个(4%), 比例与233个样本集合基本一致, 表明各模式第一个模拟样本完全可以作为所有模拟样本的代表.

3.2 CMIP6气候模式对1998~2013年期间全球增暖减缓现象模拟困境的归因分析

令人费解的是, CMIP6模式能够合理地模拟出整个历史试验期间全球温度的长期变化特征, 并且较好地重现出了1975~1997年期间的快速增暖现象, 却普遍无法模拟出时间尺度相当的1998~2013年期间的增暖减缓现象. 近期, 越来越多的研究认为21世纪初全球增暖减缓很可能来源于年际、年代际和多年代际尺度的气候自然变率(Dai等, 2015; Zhang, 2016; Xie和Kosaka, 2017; Cheng等, 2018; Liu和Xie, 2018). 其中, Wei等(2019)指出, 20世纪初以来, 长期趋势一直呈稳定增暖, 全球增暖速率年代尺度变化主要受控于三种关键尺度自然变率, 而近期的增暖减缓主要归因于年际和年代际尺度自然变率所带来的短期降温效应. 该结果揭示了自然变率对全球增暖速率年代尺度变化的调控作用, 并进一步指出, 对自然变率的模拟误差会限制模式对全球增暖速率变化的模拟能力. 同时, 有研究表明: 能够准确刻画自然变率的模式都成功地再现了增暖减缓现象(Kosaka和Xie, 2013; England等, 2014; Risbey等, 2014). 基于上述研究, 我们推断: CMIP6模式未能模拟出近期增暖减缓很可能与它们不能准确模拟气候系统关键尺度的自然变率有关. 因此, 接下来通过分析模式对这几个关键尺度自然变率的模拟能力来解释模式对增暖减缓的模拟困境.

为了评估模式对不同尺度变率的模拟情况, 使用

EEMD方法将每个GMSTA序列分解为8个本征模函数(intrinsic mode functions, IMF)和一个非线性的长期趋势(secular trend, ST). 图4以观测资料HadCRUT4和12号模式GISS-E2-1-G为例, 展示了观测和模拟的GMSTA序列的分解结果. ST代表人类持续排放温室气体所造成的长期增暖趋势(Wu等, 2011; Ji等, 2014). IMF1~IMF8是一系列准周期振荡, 周期依次增加(图4a和4d). IMF4、IMF5和IMF6都是年际尺度振荡, 三者之和定义为年际变率(interannual variability, IAV). IMF7和IMF8分别定义为年代际变率(interdecadal variabilities, IAV)和多年代际变率(multidecadal variabilities, MDV). Wei等(2019)发现观测的全球温度主要受ST和三种关键尺度自然变率(IAV、IDV和MDV)主导. 图4c和4f表明, 这一结论同样适用于模拟温度. 将IAV、IDV、MDV和ST这四个关键分量迭加以重建GMSTA序列, 重建序列解释了原始观测GMSTA序列($88\pm 4\%$)的方差和模拟GMSTA序列($87\pm 8\%$)的方差. 可见观测和模拟的重建序列都完美地再现了原始GMSTA序列(图4c和4f).

总的来说, CMIP6模式对长期增暖趋势的模拟效果较好, 但对三个关键尺度自然变率的模拟还存在偏差, 而且这些偏差在近几十年格外严重. 在观测中, ST自20世纪初以来一直保持稳定(附图S4a). 其近100年(1915~2014年)的增暖速率为 $(0.08\pm 0.01)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 与原始GMSTA的增暖速率 $(0.08\pm 0.01)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 完全相等, 说明ST准确地代表了GMSTA序列的长期增暖趋势. 在模式中也有相同的特征. 模拟的ST在近100年的增暖速率为 $(0.07\pm 0.04)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 也基本等于模拟的原始GMSTA的增暖速率 $(0.07\pm 0.05)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$. 在附图S4b中, 各模拟ST的百年增暖速率较为集中地分布在观测值上下, 表明CMIP6模式能准确地模拟出观测的长期增暖趋势. 然而, 这些模式在模拟三个关键尺度自然变率时却显示出较大偏差. 从多模式集合来看, 模拟结果表现出较强的多样性, 部分模拟结果相差甚远, 导致模拟结果不确定性巨大, 各变率振幅和周期的观测值都在模拟值的不确定性范围以内(附图S5). 从各模式的表现来看, 大多数模式高估了IAV和IDV的振幅、低估了MDV的振幅, 而模拟的三种变率的周期普遍偏长. 总的来说, 在1850~2014年期间, CMIP6模式总体能够准确地模拟ST, 但模拟的IAV和IDV振幅偏强、周期偏长, MDV振幅偏弱、周期差异大. 特别

是, 这些模拟偏差在近几十年格外严重. 在1975~2013年期间, 有更多模式明显高估了ST的增暖速率以及IAV和IDV的振幅和周期, 而且高估偏差比整个时段(1850~2014年)更大. 由于1975~2013年的时间太短, 无法计算MDV的振幅和周期, 因此未讨论这个时期对MDV的模拟情况.

CMIP6模式对近期增暖减缓的模拟能力在很大程度上取决于其对长期趋势和三个关键尺度自然变率的模拟情况, 因为这四个关键分量主导着全球温度变化. 1975~1997年期间, 观测到的快速增暖几乎全部来源于ST的稳定增长和MDV的升温位相, 而IAV和IDV此时没有明显的变化趋势(图5和图6). 1998~2013年期间, ST和MDV继续以接近前一时期的速率增温. 但IAV和IDV此时却呈现出明显的降温趋势, 将ST和MDV造成的增暖趋势抵消掉一大半, 导致全球温度显著的增暖减缓. 大部分模式准确重现了1975~1997年的高增暖速率, 却没能重现出1998~2013年的低增暖速率(图2和图3). 模式在快速增暖期间的良好表现实际上来源于对四个关键分量的合理模拟(图5和图6). 1975~1997年期间, 各模拟的IAV、MDV和ST增暖速率皆集中分布在观测值附近(图5, 左图), 只有IDV与观测存在一定程度的差异. 四个关键分量增暖速率的多模式平均值都非常接近观测值(图6). 而在接下来的1998~2013年, 模式间的差异性明显大于前一时期(图5和图6). 模拟的IAV增暖速率的多模式平均值与观测值接近, 但这主要是因为模拟值均匀地分布在观测值的上下, 在计算平均值时误差相抵从而产生一种接近观测的表象. 模式对其他三个关键分量的模拟都有较大的暖偏差. 大多数模拟的IDV在这个时期呈现出正趋势, 而不是观测到的负趋势(图5). 模拟的MDV和ST虽然也持续增暖, 但增暖速率却明显高于观测值. IDV、MDV和ST的暖偏差累积, 使1998~2013年的增暖速率极大地偏离了观测值, 直接导致大多数CMIP6模式难以模拟出增暖减缓现象.

在28个CMIP6模式中有4个(3、11、12、21号)成功地再现了近期的增暖减缓, 而这4个模式都能够相对准确地模拟出长期增暖趋势和三个关键尺度自然变率. 图7显示, 这4个模式所模拟的4个关键分量的增暖速率都与观测值较为接近. 3号BCC-ESM1在1975~1997年和1998~2013年这两个时期都准确地模拟出了IAV和ST的增暖速率. 但该模式既高估了IDV

图 4 观测和模拟GMSTA序列的EEMD分解

观测以HadCRUT4为例((a)~(c)), 模式以12号GISS-E2-1-G为例((d)~(f)). (a)和(d)展示了GMSTA序列分解出的所有分量. (b)和(e)给出了三个关键尺度自然变率和叠加在原始GMSTA序列上的ST. (c)和(f)自下而上显示了ST、ST+MDV(多年代际尺度重建序列)、ST+MDV+IDV(年代际尺度重建序列)、以及ST+MDV+IDV+IAV(年际尺度重建序列)与原始GMSTA序列的对比

在前一个时期的增暖速率, 又高估了IDV在后一个时期的降温速率, 因而在前后两个时期的增暖速率之差中引入了一个冷偏差. 同时, 该模式在前一个时期准确地模拟出了MDV的增暖速率, 而后一个时期高估了MDV的增暖速率, 又引入了一个暖偏差. IDV模拟的冷偏差与MDV模拟的暖偏差相互抵消, 产生了接近观测增暖减缓的表象. 同样的, 11号FIO-ESM-2-0在前后两个时期都合理地模拟出了IAV和IDV的增暖速率. 然而, MDV的增暖速率在前一个时期被高估, 在后一个时期被低估, 导致一个冷偏差. ST在两个时期都被高

估, 但后一个时期的高估更为严重, 导致了一个暖偏差. MDV模拟和ST模拟中的误差相互抵消, 也在1998~2013年呈现出增暖减缓. 与BCC-ESM1和FIO-ESM-2-0相比, 12号GISS-E2-1-G在前后两个时期内都准确地模拟出了四个关键分量的增暖速率, 并最终呈现了增暖减缓, 只是强度略小. GISS-E2-1-G是唯一一个通过准确模拟前后两个时期4个关键分量的增暖速率而成功复现出增暖减缓的气候模式. 21号MPI-ESM1-2-LR也在前后两个时期较为合理地模拟出了4个关键分量的增暖速率, 仅仅略微高估了IDV在快速

图5 IAV、IDV、MDV和ST在快速增暖期(左图)和增暖减缓期(右图)的增暖速率

水平彩色直线为根据观测资料计算的增暖速率. 标号圆形代表各模式模拟的增暖速率. 灰色虚线给出了28个模拟增暖速率的平均值

增暖时期的增暖速率. 然而, 有别于BCC-ESM1和FIO-ESM-2-0模拟中的误差相抵, MPI-ESM1-2-LR在快速增暖期模拟4个关键分量的微小暖偏差相互累加, 导致其高估了快速增暖期的增暖速率, 从而放大了增暖

减缓的强度. 尽管这4个模式都有各自的偏差和局限性, 但总体上, 它们都相对合理地模拟出了这四个关键分量在增暖加速期和增暖减缓期的增暖速率. 这与Wei等(2019)基于观测得出的结论一致, 也验证了我们

图 6 多模式集合平均的IAV、IDV、MDV和ST在快速增暖期和增暖减缓期的增暖速率

“Reconst.”代表左侧四项迭加组成的重建序列, “Original.”代表原始GMSTA序列. 每项对应的x格点上有4个误差棒, 左侧红色和橙色分别表示1975-01~1997-12年期间观测和模拟的增暖速率, 右侧蓝色和绿色分别表示1998-01~2013-12年期间观测和模拟的增暖速率. 误差棒中心的菱形(或圆形)表示6个观测数据集(或28个模式)的平均增暖速率, 上下侧短横线代表向上或向下偏离均值两倍标准差

的假设, 即CMIP6模式难以模拟出近期增暖减缓主要是因为它们难以准确区分并模拟出关键尺度的自然变率和长期增暖趋势.

全球温度的三种关键变率IAV、IDV和MDV物理上来源于大尺度气候系统内部模态, 如ENSO、PDO、AMO、北大西洋涛动(north Atlantic oscillation, NAO)和北极涛动(Arctic oscillation, AO)(如, Thompson和Wallace, 2001; Knight等, 2005; Kosaka和Xie, 2013; Dai等, 2015; Gong等, 2019)等. Wei等(2019)基于观测资料指出: 全球温度的IAV、IDV和MDV信号分别主要来源于ENSO、PDO和AMO(附图S6和S7). 这意味着气候模式对这些关键尺度变率的模拟能力在很大程度上取决于模式中ENSO、PDO和AMO的真实性. 作为CMIP6模式中的优秀代表, GISS-E2-1-G准确地重现了观测到的ENSO和AMO的时空结构(附图S8a和S8c以及附图S9b和S9f中的红色虚线). 而且与观测结果类似, 模拟的ENSO(AMO)的时间序列和空间分布也与IAV(MDV)高度相似(附图S8和S9), 说明模拟的全球平均IAV(MDV)也主要来源于ENSO(AMO). 然而, 该模式在模拟PDO时却出现了一些偏差. 尽管该模式成功模拟出了PDO的空间结构和近几十年的时变特征, 并成功地再现了近期的增暖减缓现象(附图S8b), 但模拟的PDO的振幅和位相在1970年之前都明显偏离

观测. 此外, GISS-E2-1-G模拟的IDV和PDO在空间分布和时间序列上都有很大差别, 说明模拟的IDV不是受到PDO的主导, 这点与观测结果不同. 需要指出的是, 这些对PDO和IDV的模拟偏差实际上是CMIP6所有模式的共性问题. 这些偏差很大程度上限制了气候模式对年代尺度气候变化的模拟能力, 使他们难以重现出近期的全球增暖减缓.

4 讨论与总结

本文基于6种常用的全球表面温度观测资料集, 评估了28个首批发布的CMIP6气候模式对21世纪初全球增暖减缓现象的模拟能力. 结果表明, 虽然CMIP6模式普遍能够合理模拟1850~2014年的长期增暖趋势, 并准确重现1975~1997年的快速增暖过程. 然而, 在28个模式中, 只有4个成功模拟出1998~2013年期间的增暖减缓现象. 其他模式则大多高估了1998~2013年的增暖速率, 在此期间呈现出明显的增暖加速, 而不是观测到的增暖减缓. 进一步分析表明, 合理模拟增暖减缓的关键在于正确模拟稳定的长期增暖趋势和气候系统的三个关键尺度自然变率, 即年际、年代际和多年代际尺度变率. 4个模拟出增暖减缓的模式(BCC-ESM1、FIO-ESM-2-0、GISS-E2-1-G和MPI-ESM1-2-

图7 4个模拟出增暖减缓现象的模式各关键分量的增暖速率

LR)均表现出较高的对长期增暖趋势和三种关键尺度自然变率的模拟能力。相比之下,其他模式对这4个关键分量的模拟能力较低,因此未能再现增暖减缓。总的来说,CMIP6模式对长期增暖趋势的模拟效果较好,但对3个关键尺度自然变率的模拟还存在一些偏差,而且这些偏差在近几十年格外严重。在1998~2013年期间,大多数模式都没能抓住观测到的IDV的冷却效应,因此引入了暖偏差。而且,这些模式还高估了长期增暖趋势和MDV增暖位相在此期间的增暖速率,导致暖偏差进一步增大。

部分暖偏差可能来源于气候模式中辐射强迫本身的误差或全球温度变化对强迫的响应误差,例如对人为温室气体增暖效应的响应过强或对气溶胶冷却效应的响应过弱(IPCC, 2013)。但大部分应归因于CMIP6模式对关键尺度自然变率的模拟偏差。特别是,所有模式中普遍存在的IDV模拟偏差严重影响了模式重现近期年代尺度增暖减缓的能力。与观测中IDV受PDO主导不同,模式中IDV显然还受到其他气候模态的影响。因此,对其他气候模态(尤其是位于北太平洋的模态)的

模拟误差都会影响到IDV的模拟效果(Gong等, 2017)。此外,虽然大多数CMIP6模式未能模拟出21世纪初持续十几年的增暖减缓现象,但他们大多再现了20世纪中期持续几十年的增暖停滞现象(附图S10)。在1945~1974年期间,MDV冷却位相带来的剧烈降温压制了人为长期增暖趋势,造成了长达几十年的增暖停滞。由于CMIP6模式普遍能够较为合理地模拟出MDV,因而大多数模式都成功模拟出了这次增暖停滞。只是与观测到的增暖速率接近零的增暖停滞不同,这些模式大多呈现出增暖速率为显著负值的降温现象,表现出模拟冷偏差,而这些冷却偏差同样也来源于IDV的模拟偏差。上述结果表明,由于关键尺度自然变率主导着全球增暖速率的变化,若想提高对增暖速率变化的模拟能力,首先要减小对这些自然变率的模拟偏差。而对自然变率的模拟效果又在很大程度上取决于模式中的物理过程是否合理。

此外,值得注意的是,即使对于具有相同物理过程的气候模式,自然变率不同的初始位相也会导致不同的结果。对于一个能合理模拟出自然变率的模式,

能否成功模拟出增暖减缓还取决于自然变率的初始位相是否正确, 尤其是IDV的初始位相, 因为其负位相直接导致了近期的增暖减缓(Huang等, 2017). 一方面, 模式中自然变率的初始位相直接决定了模拟位相在近几十年是否与观测同步. 另一方面, 初始位相还可以通过模式中的非线性过程影响自然变率的振幅和周期. 尽管CMIP6气候模式的历史试验中没有设定特定的条件来控制自然变率的初始位相, 但历史试验启动时间部分地反映了自然变率初始位相. NorCPM1提供了30个历史试验模拟样本(从r1i1p1f1到r30i1p1f1), 这些模拟样本都由NorCPM1产生, 具有完全相同的强迫场和物理过程, 只是从不同的时间启动历史试验. 其中有5个模拟样本成功再现了增暖减缓, 说明NorCPM1的物理过程和强迫场合理, 具有模拟增暖减缓的能力. 对于这30个模拟样本, 历史试验启动时间直接决定了不同模拟样本中自然变率的初始位相. 因此, 一个模拟样本能否重现增暖减缓最终取决于其历史试验启动时间. 例如, r1i1p1f1和r4i1p1f1都较为合理地模拟出了IAV、MDV和ST(附图S11和S12). 但r1i1p1f1因为没模拟出IDV在近十几年的负位相, 所以高估了近期的增暖速率, 没能模拟出增暖减缓(附图S13). 相反, r4i1p1f1的IDV一直与观测保持同步, 准确地再现了增暖减缓(附图S14). 这意味着或许可以通过人为选择历史试验的启动时间使模拟的自然变率位相与观测保持一致. 上述结果为改进气候模式对短期气候变化的模拟和预测能力提供了一个新的视角. 我们相信, 随着对相关物理过程和模式初始化条件的科学认识不断提高, 将会有越来越多的模式能够准确地模拟甚至预测类似增暖减缓的短期气候变化.

参考文献

- Banholzer S, Donner S. 2014. The influence of different El Niño types on global average temperature. *Geophys Res Lett*, 41: 2093–2099
- Bellenger H, Guilyardi E, Leloup J, Lengaigne M, Vialard J. 2014. ENSO representation in climate models: From CMIP3 to CMIP5. *Clim Dyn*, 42: 1999–2018
- Chen X, Tung K K. 2014. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration. *Science*, 345: 897–903
- Chen X, Tung K K. 2018a. Global-mean surface temperature variability: Space-time perspective from rotated EOFs. *Clim Dyn*, 51: 1719–1732
- Chen X, Tung K K. 2018b. Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation. *Nature*, 559: 387–391
- Cheng L, Wang G, Abraham J, Huang G. 2018. Decadal ocean heat redistribution since the late 1990s and its association with key climate modes. *Climate*, 6: 91
- Cowtan K, Way R G. 2014. Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends. *QJR Meteorol Soc*, 140: 1935–1944
- Dai A, Fyfe J C, Xie S P, Dai X. 2015. Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability. *Nat Clim Change*, 5: 555–559
- England M H, McGregor S, Spence P, Meehl G A, Timmermann A, Cai W, Gupta A S, McPhaden M J, Purich A, Santoso A. 2014. Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nat Clim Change*, 4: 222–227
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, Senior C A, Stevens B, Stouffer R J, Taylor K E. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci Model Dev*, 9: 1937–1958
- Fyfe J C, Gillett N P, Zwiers F W. 2013. Overestimated global warming over the past 20 years. *Nat Clim Change*, 3: 767–769
- Gong H, Wang L, Chen W, Chen X, Nath D. 2017. Biases of the wintertime Arctic Oscillation in CMIP5 models. *Environ Res Lett*, 12: 014001
- Gong H, Wang L, Chen W, Wu R. 2019. Time-varying contribution of internal dynamics to wintertime land temperature trends over the Northern Hemisphere. *Geophys Res Lett*, 46: 14674–14682
- Guemas V, Doblas-Reyes F J, Andreu-Burillo I, Asif M. 2013. Retrospective prediction of the global warming slowdown in the past decade. *Nat Clim Change*, 3: 649–653
- Guilyardi E, Bellenger H, Collins M, Ferrett S, Cai W, Wittenberg A. 2012. A first look at ENSO in CMIP5. *CLIVAR Exchang*, 17: 29–32
- Hansen J, Ruedy R, Sato M, Lo K. 2010. Global surface temperature change. *Rev Geophys*, 48: G4004
- Huang J, Xie Y, Guan X, Li D, Ji F. 2017. The dynamics of the warming hiatus over the Northern Hemisphere. *Clim Dyn*, 48: 429–446
- Huang N E, Shen Z, Long S R, Wu M C, Shih H H, Zheng Q, Yen N C, Tung C C, Liu H H. 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc R Soc Lond A*, 454: 903–995
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Stocker T F, Qin D, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A,

- Xia Y, Bex V, Midgley P M, eds. Technical Summary. Cambridge: Cambridge University Press. 1535
- Ji F, Wu Z, Huang J, Chassignet E P. 2014. Evolution of land surface air temperature trend. *Nat Clim Change*, 4: 462–466
- Joshi M K, Kucharski F. 2017. Impact of Interdecadal Pacific Oscillation on Indian summer monsoon rainfall: An assessment from CMIP5 climate models. *Clim Dyn*, 48: 2375–2391
- Kajtar J B, Collins M, Frankcombe L M, England M H, Osborn T J, Juniper M. 2019. Global Mean surface temperature response to large-scale patterns of variability in observations and CMIP5. *Geophys Res Lett*, 46: 2232–2241
- Kim S T, Yu J Y. 2012. The two types of ENSO in CMIP5 models. *Geophys Res Lett*, 39: L11704
- Knight J R, Allan R J, Folland C K, Vellinga M, Mann M E. 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys Res Lett*, 32: L20708
- Knight J R, Kennedy J J, Folland C, Harris G, Jones G S, Palmer M, Parker D, Scaife A, Stott P. 2009. Do global temperature trends over the last decade falsify climate predictions? In: State of the Climate in 2008. Bull Amer Meteorol Soc, 90: S22–S23
- Kosaka Y, Xie S P. 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, 501: 403–407
- Lean J L, Rind D H. 2009. How will Earth's surface temperature change in future decades? *Geophys Res Lett*, 36: L15708
- Liu W, Xie S. 2018. An ocean view of the global surface warming hiatus. *Oceanography*, 31: 72–79
- Loeb N G, Lyman J M, Johnson G C, Allan R P, Doelling D R, Wong T, Soden B J, Stephens G L. 2012. Observed changes in top-of-the-atmosphere radiation and upper-ocean heating consistent within uncertainty. *Nat Geosci*, 5: 110–113
- Martin E R, Thorncroft C, Booth B B B. 2013. The multidecadal Atlantic SST–Sahel rainfall teleconnection in CMIP5 simulations. *J Clim*, 27: 784–806
- Meehl G A, Arblaster J M, Fasullo J T, Hu A, Trenberth K E. 2011. Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nat Clim Change*, 1: 360–364
- Meehl G A, Hu A, Arblaster J M, Fasullo J, Trenberth K E. 2013. Externally forced and internally generated decadal climate variability associated with the Interdecadal Pacific Oscillation. *J Clim*, 26: 7298–7310
- Morice C P, Kennedy J J, Rayner N A, Jones P D. 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. *J Geophys Res*, 117: D08101
- Risbey J S, Lewandowsky S, Langlais C, Monselesan D P, O’Kane T J, Oreskes N. 2014. Well-estimated global surface warming in climate projections selected for ENSO phase. *Nat Clim Change*, 4: 835–840
- Rohde R, Muller R A, Jacobsen R, Muller E, Perlmutter S, Rosenfeld A, Wurtele J, Groom D, Wickham C. 2013. A new estimate of the average earth surface land temperature spanning 1753 to 2011. Geostat: An Overview 1
- Santer B D, Bonfils C, Painter J F, Zelinka M D, Mears C, Solomon S, Schmidt G A, Fyfe J C, Cole J N S, Nazarenko L, Taylor K E, Wentz F J. 2014. Volcanic contribution to decadal changes in tropospheric temperature. *Nat Geosci*, 7: 185–189
- Smith D M, Allan R P, Coward A C, Eade R, Hyder P, Liu C, Loeb N G, Palmer M D, Roberts C D, Scaife A A. 2015. Earth’s energy imbalance since 1960 in observations and CMIP5 models. *Geophys Res Lett*, 42: 1205–1213
- Solomon S, Rosenlof K H, Portmann R W, Daniel J S, Davis S M, Sanford T J, Plattner G K. 2010. Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science*, 327: 1219–1223
- Solomon S, Daniel J S, Neely R R, Vernier J P, Dutton E G, Thomason L W. 2011. The persistently variable “background” stratospheric aerosol layer and global climate change. *Science*, 333: 866–870
- Stauning P. 2014. Reduced solar activity disguises global temperature rise. *ACS*, 04: 60–63
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc*, 93: 485–498
- Thompson D W J, Wallace J M. 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, 293: 85–89
- Trenberth K E, Fasullo J T. 2013. An apparent hiatus in global warming? *Earth’s Future*, 1: 19–32
- Tung K K, Zhou J. 2013. Using data to attribute episodes of warming and cooling in instrumental records. *Proc Natl Acad Sci USA*, 110: 2058–2063
- Vose R S, Arndt D, Banzon V F, Easterling D R, Gleason B, Huang B, Kearns E, Lawrimore J H, Menne M J, Peterson T C, Reynolds R W, Smith T M, Williams Claude N. J, Wuertz D B. 2012. NOAA’s merged land-ocean surface temperature analysis. *Bull Am Meteorol Soc*, 93: 1677–1685
- Wei M, Qiao F L. 2017. Attribution analysis for the failure of CMIP5 climate models to simulate the recent global warming hiatus. *Sci China Earth Sci*, 60: 397–408
- Wei M, Qiao F, Guo Y, Deng J, Song Z, Shu Q, Yang X. 2019. Quantifying the importance of interannual, interdecadal and multi-decadal climate natural variabilities in the modulation of global warming rates. *Clim Dyn*, 53: 6715–6727
- Wu Z, Huang N E, Long S R, Peng C K. 2007. On the trend, detrending, and variability of nonlinear and nonstationary time series. *Proc Natl*

- [Acad Sci USA](#), 104: 14889–14894
- Wu Z, Huang N E. 2009. Ensemble empirical mode decomposition: A noise-assisted data analysis method. [Adv Adapt Data Anal](#), 1: 1–41
- Wu Z, Huang N E, Wallace J M, Smoliak B V, Chen X. 2011. On the time-varying trend in global-mean surface temperature. [Clim Dyn](#), 37: 759–773
- Xie S P, Kosaka Y. 2017. What caused the global surface warming hiatus of 1998–2013? [Curr Clim Change Rep](#), 3: 128–140
- Zhang L. 2016. The roles of external forcing and natural variability in global warming hiatuses. [Clim Dyn](#), 47: 3157–3169
- Zhang L, Delworth T L. 2015. Analysis of the characteristics and mechanisms of the pacific decadal oscillation in a suite of coupled models from the geophysical fluid dynamics laboratory. [J Clim](#), 28: 7678–7701
- Zhang T, Sun D Z. 2014. ENSO asymmetry in CMIP5 models. [J Clim](#), 27: 4070–4093

(责任编辑: 张人禾)