

陆静文, 周天军, 黄昕, 等. 2020. 表面气温内部变率估算方法的比较研究 [J]. 大气科学, 44(1): 105–121. LU Jingwen, ZHOU Tianjun, HUANG Xin, et al. 2020. A Comparison of Three Methods for Estimating Internal Variability of Near-Surface Air Temperature [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(1): 105–121. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18235

表面气温内部变率估算方法的比较研究

陆静文^{1,2} 周天军^{1,2} 黄昕^{1,2} 张文霞¹ 邹立维¹

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 本文利用37个CMIP5模式和CESM (Community Earth System Model) 包含40个成员的超级集合试验的表面气温预估数据, 比较了工业革命前气候参照试验、多项式拟合法和方差分析方法这三种目前在国际上运用较多的方法所估算的表面气温内部变率的异同, 分析了内部变率的估算对气候预估中信号萌芽时间 (TOE) 的影响。结果表明: 若采用CMIP5多模式集合, 则工业革命前气候参照试验和多项式拟合法都是估算内部变率的合理方法, 而方差分析方法则由于包含模式性能自身的影响会夸大内部变率故不推荐使用。内部变率的全球分布呈现出极向强化的现象, 中高纬度地区的内部变率幅度远大于热带、副热带地区。内部变率受不同排放情景的影响较小, 且随时间无显著变化, 但方差分析方法估算的内部变率在热带地区容易受到排放情景的影响。若基于类似CESM这样的单个气候模式的超级集合模拟试验来估算内部变率, 三种方法估算的结果相似。不同方法估算的内部变率对TOE的影响主要位于北大西洋拉布拉多海、南大洋威德尔海和罗斯海等邻近海洋深对流区。对于中国区域平均来说, 基于CESM超级集合模拟试验, 三种方法估算的内部变率与强迫信号之比都小于15%; 对CMIP5多模式集合, 采用工业革命前气候参照试验和多项式拟合法得到的结果与此接近, 但若采用方差分析方法则显著高估内部变率的作用。

关键词 内部变率 表面气温 工业革命前气候参照试验 多项式拟合 方差分析 信号萌芽时间

文章编号 1006-9895(2020)01-0105-17

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18235

A Comparison of Three Methods for Estimating Internal Variability of Near-Surface Air Temperature

LU Jingwen^{1,2}, ZHOU Tianjun^{1,2}, HUANG Xin^{1,2}, ZHANG Wenxia¹, and ZOU Liwei¹

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The estimated internal variability of near-surface air temperature was compared using three widely adopted methods [pre-industrial control (piControl) simulations, polynomial fit method, and analysis of variance method], based on 37 models from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) and 40 large-ensemble simulations from the Community Earth System Model (CESM). The associated influences on the time of emergence (TOE) of near-surface air temperature in future climate projections were also quantified. The results showed that for multimodels from

收稿日期 2018-09-25; **网络预出版日期** 2019-01-22

作者简介 陆静文, 女, 1993年出生, 硕士研究生, 主要从事气候模拟与预估不确定性研究。E-mail: jwlu@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 周天军, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目41775091, 国家自然科学基金重点项目41330423

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41775091, 41330423)

the CMIP5, the estimated internal variability was comparable based on the piControl simulations and the polynomial fit method, while variability estimated by the analysis of variance method was exaggerated in terms of the magnitude because of its inclusion of model uncertainty. Polar amplification was evident in the spatial distribution of estimated internal variability of surface temperature, with considerably larger magnitudes in the mid- to high-latitudes than the low-latitudes. The internal variability of surface temperature did not vary significantly with time or emission scenarios, except for in the tropics, estimated by the analysis of variance method. Moreover, the estimated internal variability showed high consistency among the three methods, based on large-ensemble simulations from the CESM. The different estimated internal variabilities further affected the TOE in future climate projections, mainly in the North Atlantic Labrador Sea and the Weddell and Ross Seas in the Southern Ocean where deep overturning circulations occur. Specifically, the internal variability was estimated to be less than 15% of the forced signals over China based on all three methods in the CESM large-ensemble simulations. This result was comparable to those estimated by the piControl simulations and polynomial fit method based on the CMIP5 multimodels but tended to be overestimated by the analysis of variance method.

Keywords Internal variability, Near-surface air temperature, Pre-industrial control simulations, Polynomial fit, Analysis of variance, Time of emergence

1 引言

实际的气候异常是外强迫变化和内部变率共同作用的结果。气候系统的外强迫变化包括自然强迫（太阳活动引起的辐照度变化、火山喷发到平流层的气溶胶影响等）和人类活动外强迫（温室气体、气溶胶排放、臭氧和土地利用变化等）的变化。气候系统的内部变率是指在没有任何辐射强迫变化情形下气候系统内部的自然波动，它是大气、海洋、陆面和海冰等气候系统内部各个圈层之间相互作用的结果，我们所熟知的厄尔尼诺—南方涛动（ENSO）、太平洋年代际振荡模态（PDO/IPO）、大西洋年代际振荡模态（AMO）等都被视作典型的内部变率模态（周天军和吴波，2017）。因此，器测记录所揭示的实际气候变化包括内部变率、自然变化和人为变化三个组成部分。认识上述三部分气候变化的规律和机理是现代气候学研究的核心议题。

历史气候变化的检测和归因、未来气候变化的预估是气候变化研究的热点问题。不管是对历史气候变化的检测和归因研究，还是对未来气候变化的预估研究，都需要估算内部变率。历史气候变化归因问题和未来气候变化预估问题，本质上都是“信号”与“噪音”的比例问题，这里的“信号”是指气候系统对人为外强迫变化（体现为辐射强迫的变化）的响应，而“噪音”则是指内部变率。需要说明的是，气候学里面的“信号”和“噪音”这两个概念永远都是相对而言的：在气候变化研究中，相对于人为强迫引起的变化，内部变率引起的变化部

分被定义为“噪音”；而在短期气候预测、近期一年代际气候预测中，内部变率所引起的变化就是我们预测的、有用的“信号”了（周天军和吴波，2017）。

内部变率作为叠加在外强迫信号上随机扰动的气候噪音，对不同时间和空间尺度上的气候异常具有重要的影响。在年代际时间尺度上，伴随着温室气体的持续增加，全球表面气温的增长速率却在1998~2013年减小（Kosaka and Xie, 2013; 苏京志等，2016），造成这一现象的重要原因之一就是内部变率信号（IPO）在该时段位相的转变（Meehl et al., 2014, 2016; Dai et al., 2015）。在年际尺度上，内部变率会影响极端气候事件发生的位置、频率和强度。例如，ENSO通过其遥相关可造成全球许多地方极端降水事件的发生（Seager et al., 2015）。对于气候系统在区域尺度上的变化，内部变率的影响则表现得更为显著（Deser et al., 2012; Frankcombe et al., 2015），例如，北大西洋涛动（NAO）的位相是影响未来30~50年时间欧洲温度及降水变化的关键因子（Deser et al., 2017）。

气候变化检测与归因研究的核心任务，就是区分人为和自然因素对气候变化的相对贡献。自政府间气候变化专门委员会（IPCC）第四次、第五次科学评估报告（AR4、AR5）发布以来，针对全球及区域尺度气候变化的检测与归因研究取得了快速发展，在表面气温、降水、极端事件等诸多要素上都检测到人类活动的影响（IPCC, 2007, 2013; 谢瑾博等，2016; Ma et al., 2017a, 2017b）。最优指纹法（Optimal fingerprinting）是一种定量检测人为气候

变化信号，并对外强迫因子进行归因的方法（Hasselmann, 1997; Zhang et al., 2007; Zwiers and Hegerl, 2008）。它通过最大化气候信噪比来增强气候变化信号特征，把对外强迫的气候响应（即“指纹”）从气候噪声（即内部变率）中分离，因此，需要估算气候信号和噪声的时间—空间结构。

气候预估结果的显著性检验也涉及内部变率的估算问题。目前，国际耦合模式比较计划（CMIP）的模式数据被大量地运用于历史气候模拟和未来气候变化的预估研究中（胡琴等，2015；林壬萍和周天军，2015；周天军和陈晓龙，2015；Chen and Zhou, 2016；何金海等，2016；彭冬冬等，2016；苏京志等，2016；张蓓和戴新刚，2016；陈晓龙和周天军，2017；姜江等，2017；李东欢等，2017；王晨琦等，2018；姚世博等，2018）。在气候预估研究中，也需要估算内部变率的影响，只有当辐射外强迫所引起的气候变化信号大于内部变率的信号时，预估的气候变化才是统计上显著的，换言之，预估结果的可靠性才高（李博和周天军，2010；周天军和邹立维，2014）。

如何估算内部变率的影响，是气候变化检测归因和未来气候预估所必须考虑的问题。由于器测资料的观测时间序列太短，且其中还包括外强迫因子的影响，因此，很难用实际的观测资料来计算内部变率。目前，科学界对内部变率的估算主要是基于耦合的气候系统模式的结果，常采用以下几类数值模拟试验：（1）采用耦合模式的工业革命前气候参照试验（简称piControl），即把大气中的温室气体浓度设定为工业革命前的水平 280 ppm（ $\times 10^{-6}$ ）左右，模式自由积分 500 年以上。例如 IPCC AR5 的气候预估图集就采用这种技术来估算内部变率（IPCC, 2013；周天军和邹立维，2014）；（2）多个耦合的气候系统模式的历史气候模拟试验或者未来气候预估试验，这些模式在同样的辐射外强迫作用下进行模拟积分，利用多模式的集合平均代表信号，而单一模式相对于多模式集合平均的离差被视作内部变率，这种方法常用于气候变化检测归因中（Zhang et al., 2013；Ma et al., 2017a）。（3）单一的气候系统模式的多成员超级集合模拟试验，集合平均值被视作信号，而不同成员之间的离差被视作噪音，这种方法常用于气候预估研究（Deser et al., 2017）。对于第二类和第三类数值试验来说，模式结果是辐射外强迫所引起的气候变化和内部变率叠

加的结果，要提取其中的强迫信号，需要估算内部变率，而估算内部变率具体采用的方法并没有统一约定，目前采用较多的是方差分析方法（Zhou and Yu, 2006）和多项式拟合法（Hawkins and Sutton, 2009, 2011）。

综上所述，对于内部变率的准确估算，涉及历史气候变化归因结果的可靠性和未来气候预估结果的可信度问题。因此，准确估算气候系统的内部变率对于气候变化研究至关重要。但是，目前的气候变化研究中，以上多种估算内部变率的方法是并行的，尚缺乏关于不同方法结果间异同性比较的工作。本文以年平均表面温度为关注对象，拟重点回答以下关键科学问题：（1）不同方法计算得到的内部变率有何异同点及其合理性？（2）不同的内部变率估算方法对气候预估的信噪比有何影响？（3）具体到中国地区，表面气温的内部变率如何？

2 资料和方法

2.1 观测资料

本文使用的观测资料如下：

（1）英国气象局哈德莱中心（Met Office Hadley Center）和东安吉利大学气候研究室合作提供的全球历史逐月表面气温异常的格点化数据集（简称HadCRUT4），水平分辨率为 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ ，时间长度为1850~2017年（Morice et al., 2012）。

（2）中国气象局提供的中国区域平均的年平均表面气温异常序列（简称CMA-LSAT），时间长度为1900~2015年。该数据在中国地区进行了均一化控制和严格地偏差订正，是一套相对可靠的数据集（Li et al., 2010, 2017; Xu et al., 2013）。

（3）中国地区2400个观测站的格点化的气温数据集（简称CN05.1），水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，时间长度为1961~2015年（吴佳和高学杰，2013）。

2.2 模式数据

本文使用的数值试验数据如下：

（1）CMIP5（国际耦合模式比较计划第五阶段）多模式集合：所用模式试验包括工业革命前气候参照试验、历史气候模拟全强迫试验、2种典型浓度路径情景（RCP4.5、RCP8.5）未来预估试验。所用到的37个模式清单如表1所示，均取第一组试验成员。模式数据统一插值到 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的网格点

上, 时间长度为 1861~2099 年 (Taylor et al., 2012)。

(2) CESM (Community Earth System Model) 超级集合: 所用模式同 CMIP5 的版本, 其中历史试验和 RCP8.5 排放情景预估试验数据包含 40 个成员, 时间长度为 1920~2100 年; RCP4.5 排放情景

预估试验数据包含 15 个成员, 时间长度为 2006~2080 年。该数据水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。每个集合成员有着相同的外强迫资料和物理参数化过程, 仅在大气初始状态上有所区别, 因此不同集合成员之间的差异源自内部变率 (Kay et al., 2015; Peings et al., 2017)。

表 1 本文所用的 37 个 CMIP5 模式的基本信息

Table 1 Basic information of the 37 CMIP5 models

模式名称	机构/国家	水平分辨率	piControl 试验时间长度/a
ACCESS1-0	CSIRO/澳大利亚	192×145	500
ACCESS1-3	CSIRO/澳大利亚	192×145	500
BCC-CSM1-1	BCC-CMA/中国	128×64	500
BCC-CSM1-1-m	BCC-CMA/中国	320×160	400
BNU-ESM	BNU/中国	128×64	559
CanESM2	CCCMA/加拿大	128×64	996
CCSM4	NCAR/美国	288×192	501
CESM1-BGC	NCAR/美国	288×192	500
CESM1-CAM5	NCAR/美国	288×192	319
CMCC-CM	CMCC/意大利	480×240	330
CMCC-CMS	CMCC/意大利	192×96	500
CNRM-CM5	CNRM-CERFACS/法国	256×128	600
CSIRO-Mk3-6-0	CSIRO-QCCCE/澳大利亚	192×96	500
FGOALS-g2	LASG-IAP/中国	128×60	900
FGOALS-s2	LASG-IAP/中国	128×108	501
FIO-ESM	FIO/中国	128×64	800
GFDL-CM3	NOAA-GFDL/美国	144×90	500
GFDL-ESM2G	NOAA-GFDL/美国	144×90	500
GFDL-ESM2M	NOAA-GFDL/美国	144×90	500
GISS-E2-H	NASA-GISS/美国	144×90	780
GISS-E2-H-CC	NASA-GISS/美国	144×90	251
GISS-E2-R	NASA-GISS/美国	144×90	850
GISS-E2-R-CC	NASA-GISS/美国	144×90	251
HadGEM2-CC	MOHC/英国	192×145	240
HadGEM2-ES	MOHC/英国	192×145	337
inmcm4	INM/俄罗斯	180×120	500
IPSL-CM5A-LR	IPSL/法国	96×96	1000
IPSL-CM5A-MR	IPSL/法国	144×143	300
IPSL-CM5B-LR	IPSL/法国	96×96	300
MIROC-ESM	MIROC/日本	128×64	531
MIROC-ESM-CHEM	MIROC/日本	128×64	255
MIROC5	MIROC/日本	256×128	670
MPI-ESM-LR	MPI-M/德国	192×96	1000
MPI-ESM-MR	MPI-M/德国	192×96	1000
MRI-CGCM3	MRI/日本	320×160	500
NorESM1-M	NCC/挪威	144×96	501
NorESM1-ME	NCC/挪威	144×96	252

2.3 内部变率的估算方法

本文关注 21 世纪（2006~2099 年）全球范围内年均温度的演变。为消除年际变率，对试验数据统一进行 11 年滑动平均的滤波处理。这样，本文关注的内部变率是年代际时间尺度上的。

（1）基于工业革命前参照试验

耦合模式的工业革命前气候参照试验（piControl 试验）数据是采用工业革命前的温室气体辐射外强迫驱动模式，在积分过程中，辐射强迫不随时间变化。在参照试验中，气候变率严格地由模式内部产生，不受外强迫的影响。由于模式自身与参照试验的工业革命前温室气体辐射强迫存在不平衡性，参照试验可能存在长时间的气候漂移，因此，估算内部变率时首先需要扣除线性趋势以消除模式气候漂移的影响；随后，每个模式单独计算各自时间长度上的标准差；最后对多模式进行平均得到内部变率 V （Hawkins and Sutton, 2009; Knutson et al., 2013）。

（2）多项式拟合法

该方法由 Hawkins and Sutton（2009）提出，基于多项式拟合方法，通过分解预估序列来估算内部变率，具体如下：

首先，基于最小二乘，对原始序列 $X(m, s, t)$ 进行四阶多项式拟合，将每一条预估时间序列分解为模式 m 、排放情景 s 、预估时长 t 的四阶拟合多项式 $x(m, s, t)$ ，参考年量值 $i(m, s, t)$ 和余差项 $\varepsilon(m, s, t)$ ，即

$$X(m, s, t) = x(m, s, t) + i(m, s, t) + \varepsilon(m, s, t), \quad (1)$$

$$x(m, s, t) = b_0(m, s) + b_1(m, s) \times t + b_2(m, s) \times t^2 + b_3(m, s) \times t^3 + b_4(m, s) \times t^4, \quad (2)$$

其中，参考年取 1986~2005 年均值，该值的计算源自拟合多项式。

随后，计算余差项在排放情景和时间维度上的方差的模式均值，这一项即为内部变率 V ，即

$$V^2 = \frac{1}{N_m N_s T} \sum_{m=1}^{N_m} \sum_{s=1}^{N_s} \sum_{t=1}^T \varepsilon(m, s, t)^2. \quad (3)$$

注意针对类似 CMIP5 这样的多模式结果利用多项式来拟合强迫信号，一般采用四阶拟合。若针对单一模式的超级集合模拟结果做多项式拟合，一般采用二阶拟合而非四阶拟合，目的是避免过饱和拟合强迫信号时混入内部变率的信号。

（3）基于集合平均的方差分析方法

该方法是基于多个气候模式的，因而在针对 CMIP 计划的多模式分析中应用的最为广泛（Zwiers, 1996; Ting et al., 2009; Yip et al., 2011）。具体计算公式如下：

首先，把预估的时间序列分解为多模式的均值和余差项，即

$$X(m, s, t) = X_e(s, t) + \varepsilon(m, s, t), \quad (4)$$

$$X_e(s, t) = \frac{1}{N_m} \sum_{m=1}^{N_m} X(m, s, t). \quad (5)$$

随后，基于以下公式估算内部变率 V ：

$$V^2 = \frac{1}{N_m N_s T} \sum_{m=1}^{N_m} \sum_{s=1}^{N_s} \sum_{t=1}^T \varepsilon(m, s, t)^2. \quad (6)$$

最后需要说明的是，在上面的多项式拟合法和方差分析方法中，对于每个模式只包含一个成员的情况下假定内部变率是随时间不变的。若某一模式包含多成员（如 CESM 超级集合），则无需此假设，可直接估算内部变率随时间的变化，即 $V(t)$ ：

$$V(t)^2 = \frac{1}{N_s N_r} \sum_{s=1}^{N_s} \sum_{r=1}^{N_r} \varepsilon(r, s, t)^2, \quad (7)$$

其中， r 代表模式中的集成员。

3 结果分析

3.1 内部变率的三种计算方法比较

图 1 给出 CMIP5 多模式集合和 CESM 超级集合模拟的 1950~2099 年全球年平均温度时间序列（CESM 的 RCP4.5 情景的预估时段为 2006~2080 年）。在历史气候模拟时段，CMIP5 和 CESM 各自的集合平均结果均能合理再现观测的温度变化，观测值位于模式离差范围之内。在 RCP4.5 和 RCP8.5 情景下，预估的 21 世纪温度变化都呈增温趋势，且后者的增温幅度显著高于前者，这种响应是由辐射强迫所决定的。需要注意的是，受内部变率的影响，不管是 RCP8.5 还是 RCP4.5 情景，CMIP5 模式间都存在较大的离差；两种情景下预估的温度变化只有到 2040 年前后才存在显著区别。比较 CMIP5 和 CESM 的结果，可见 CMIP5 多模式集合的离差要远大于 CESM 超级集合间的离差。

为比较三种不同方法（即工业革命前气候参照试验、多项式拟合法、基于集合平均的方差分析方法）所计算的内部变率的异同，图 2 基于 CMIP5 的多模式预估试验（2006~2099 年）结果，给出三

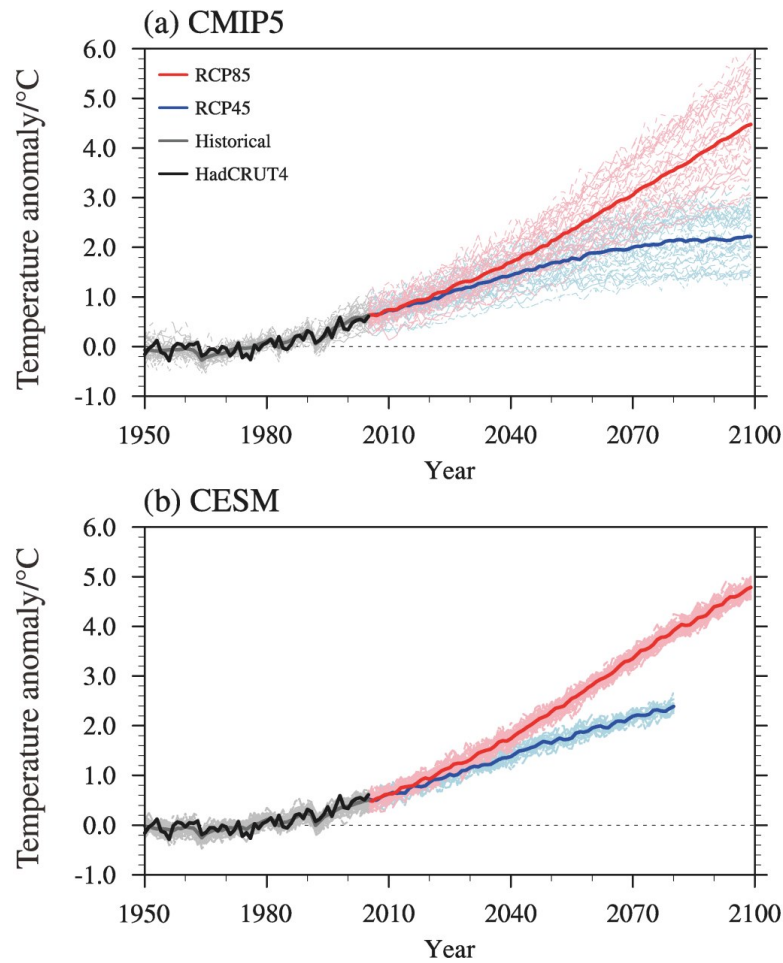


图1 1950~2099年全球平均的年平均的表面气温变化距平序列(参考时段为1961~1990年): (a) 来自37个CMIP5模式, 2种典型浓度路径情景, 其中, 灰色、蓝色、红色细线分别表示历史、RCP4.5和RCP8.5试验; 相应的彩色粗线表示多模式集合平均, 黑色粗线表示观测数据。(b) 同(a), 但为CESM超级集合, 其中, 历史和RCP8.5试验包含40个成员; RCP4.5试验包含15个成员

Fig. 1 Simulated and observed global averaged annual mean surface air temperature anomaly for 1950–2099. All temperatures are shown as anomalies with respect to 1961–1990. (a) Runs from 37 CMIP5 models under historical forcings (gray) and two different Representation Concentration Pathways (RCPs): RCP8.5 (red), and RCP4.5 (blue). The multi-model mean is shown with thick colored lines, and the observation is shown as the thick black line. (b) Same as (a), but for the CESM large ensemble; the figure shows historical and RCP8.5 scenario runs from 40 members, and RCP4.5 scenario runs from 15 members

种方法估算的年代际时间尺度上年均表面气温内部变率的空间分布。首先, 三种方法呈现出类似的空间分布特征: 就表面气温而言, 都表现为内部变率的极向强化的现象, 内部变率大值区分布于中高纬度, 意味着年代际尺度上中高纬度地区的内部变率幅度远大于热带副热带地区。多项式拟合法、方差分析方法与工业革命前气候参照试验结果的空间相关系数分别为0.95和0.85, 超过0.01的显著性水平检验。其次, 多项式拟合法估算的内部变率, 无论在空间分布还是强度上, 都非常接近工业革命前气候参照试验的结果, 而基于集合平均的方差分析方

法所估算的内部变率强度明显过强, 强度超过工业革命前气候参照试验结果的2~8倍。方差分析方法估算的过强的内部变率呈现极向强化的现象, 中高纬度的偏差更为明显。多项式拟合法相对工业革命前气候参照试验的均方根误差为 0.07°C , 而方差分析方法的均方根误差则为 0.69°C 。为何方差分析方法得到的内部变率明显偏强? 原因在于CMIP5多模式结果间的差异, 除了受内部变率的影响之外, 还受到模式差异自身的影响, 不同的模式物理过程不同, 它们对于同样的辐射外强迫的响应也会存在不同。

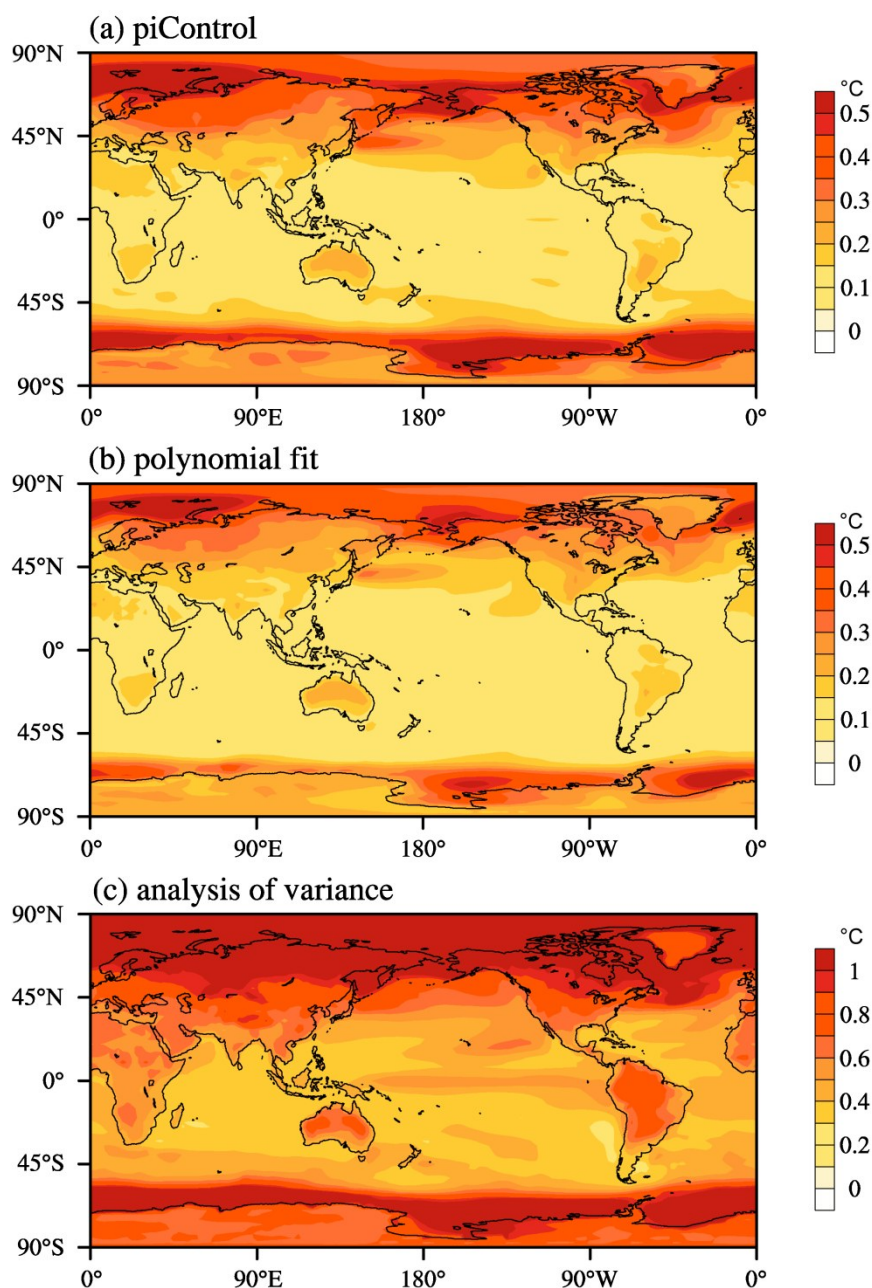


图2 基于CMIP5多模式RCP8.5排放情景下的预估试验数据, 三种方法估算的年代际时间尺度上全球表面气温变化的内部变率 (I , 单位: $^{\circ}\text{C}$) 的空间分布: (a) 基于工业革命前控制试验数据估算法 (piControl simulations); (b) 多项式拟合法 (polynomial fit method); (c) 方差分析方法 (analysis of variance method)

Fig.2 Estimates of the decadal internal variability of global surface air temperature (I , units: $^{\circ}\text{C}$) under the RCP8.5 scenario: (a) Mean standard deviation from the pre-industrial control integrations (piControl simulations) of the CMIP5 models used. (b, c) Mean standard deviation for the twenty-first century integrations of the CMIP5 models used, methods are (b) polynomial fit method and (c) analysis of variance method based approach, respectively

以上基于多项式拟合法和方差分析方法估算的内部变率, 都是针对RCP8.5情景的。内部变率是否还受到外强迫的影响? 为回答这一问题, 图3针对RCP4.5情景, 分别给出了两种方法所估算的内部变率。可见在空间型上, 它们都和图2b, c所给

出的RCP8.5的结果非常接近, 两种RCP情景下估算的内部变率空间场的空间相关系数达0.99。为比较外强迫对内部变率强度的影响, 图3b, d进一步给出了两种排放情景下估算的内部变率之差相对于RCP8.5情景下的百分比。可见, 对于多项式拟合

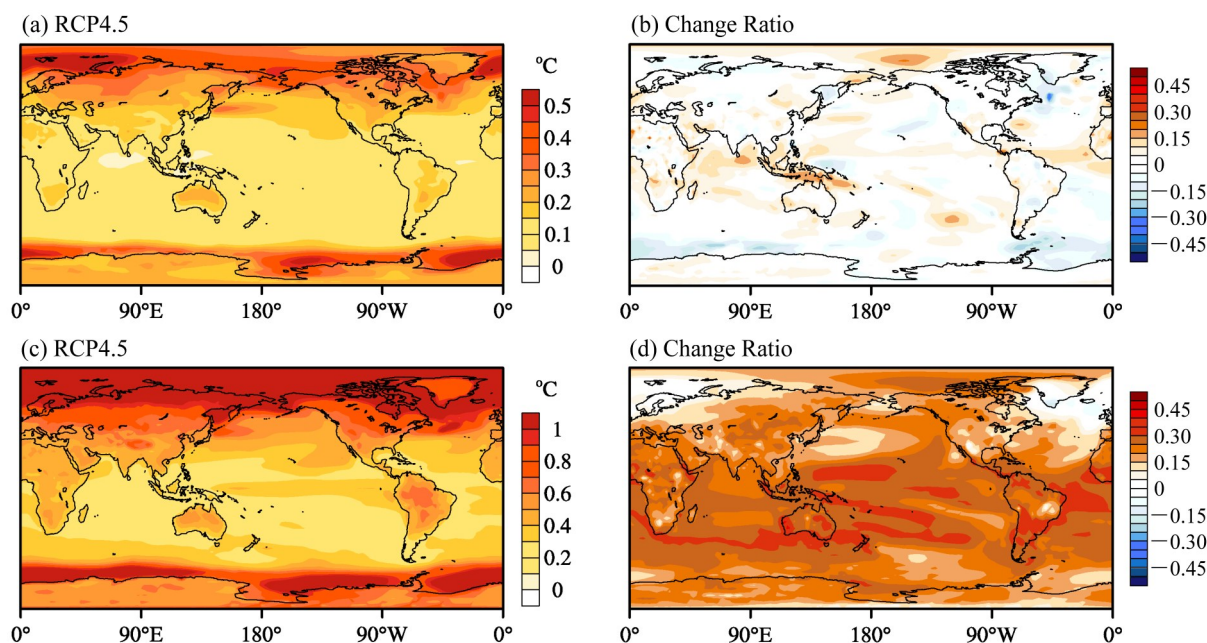


图3 基于CMIP5多模式RCP4.5排放情景下的预估试验数据, (a、b)多项式拟合法方法和(c、d)方差分析方法估算的年代际时间尺度上全球表面气温变化的内部变率(I)的空间分布(左列;单位: $^{\circ}\text{C}$)以及RCP4.5和RCP8.5两种排放情景下内部变率(I)的差异相对于RCP8.5排放情景下内部变率(I)的变化率(右列)

Fig. 3 (a, c) Estimates of the decadal internal variability (I) of global surface air temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) under the RCP4.5 scenario and (b, d) change ratios of internal variability (I) between RCP4.5 and RCP8.5 by using (a, b) the polynomial fit method and (c, d) the analysis of variance method

法而言, 二者的差异几乎可以忽略, 大部分地区的差异低于10%; 但对于方差分析方法而言, 热带地区的差异可以达到30%~40%; 尽管热带地区自身内部变率的绝对值很小(图3a, c), 但超过30%的差异也不容小觑; 对于内部变率绝对值较大的高纬度地区, 二者的差异最大可达20%左右。造成这种差异的原因, 在于方差分析方法估算的内部变率中掺杂了模式差异的作用, 而模式差异所造成的响应区别, 与不同排放情景所对应的辐射强迫差异存在相互作用。综上, 基于多项式拟合法, 年代际内部变率的估算受不同排放情景的影响较小, 但是对于方差分析方法而言, 外强迫对于强度具有一定影响, 且主要体现在热带地区。

上面关于三种方法的比较是针对CMIP5多模式来进行的。进行气候预估研究的另外一种试验方式, 是利用单一的气候系统模式进行大样本的超级集合模拟试验。那么, 在这种试验中内部变率的特征如何? 图4给出了基于CESM的40个集合成员RCP8.5情景预估试验估算的内部变率。可见, 基于三种方法估算的内部变率的空间分布特征和强度都非常接近: 多项式法和方差分析方法各自结果与

工业革命前气候参照试验的空间相关系数分别为0.86和0.96, 都通过了0.01的显著性水平检验, 均方根误差分别为 0.09°C 和 0.06°C 。因此, 对于同一模式的超级集合模拟试验而言, 三种方法估算的内部变率较为一致。

此外, 我们还比较了CESM工业革命前气候参照试验和CMIP5模式工业革命前气候参照试验所估算的内部变率的异同, 二者的相关系数达0.91, 均方根误差 0.07°C , 表明两种试验手段所揭示的内部变率较为一致。

如前文所述, 在使用CMIP5多模式进行多项式拟合和方差分析时, 两种方法都假定了内部变率的时间恒定性。为检验这种假设的合理性, 我们使用CESM超级集合试验的结果, 首先检查了全球平均温度的内部变率随时间的变化(图5a), 结果显示内部变率随时间的变化几乎可以忽略。随后, 我们又进一步检查了近期(2015~2034年)、中期(2045~2064年)年和远期(2075~2094年)三个时间段上内部变率的空间分布(图5b~d), 结果发现内部变率的空间型非常接近, 体现在空间相关系数上, 中期和远期的空间分布与近期的相关系数均

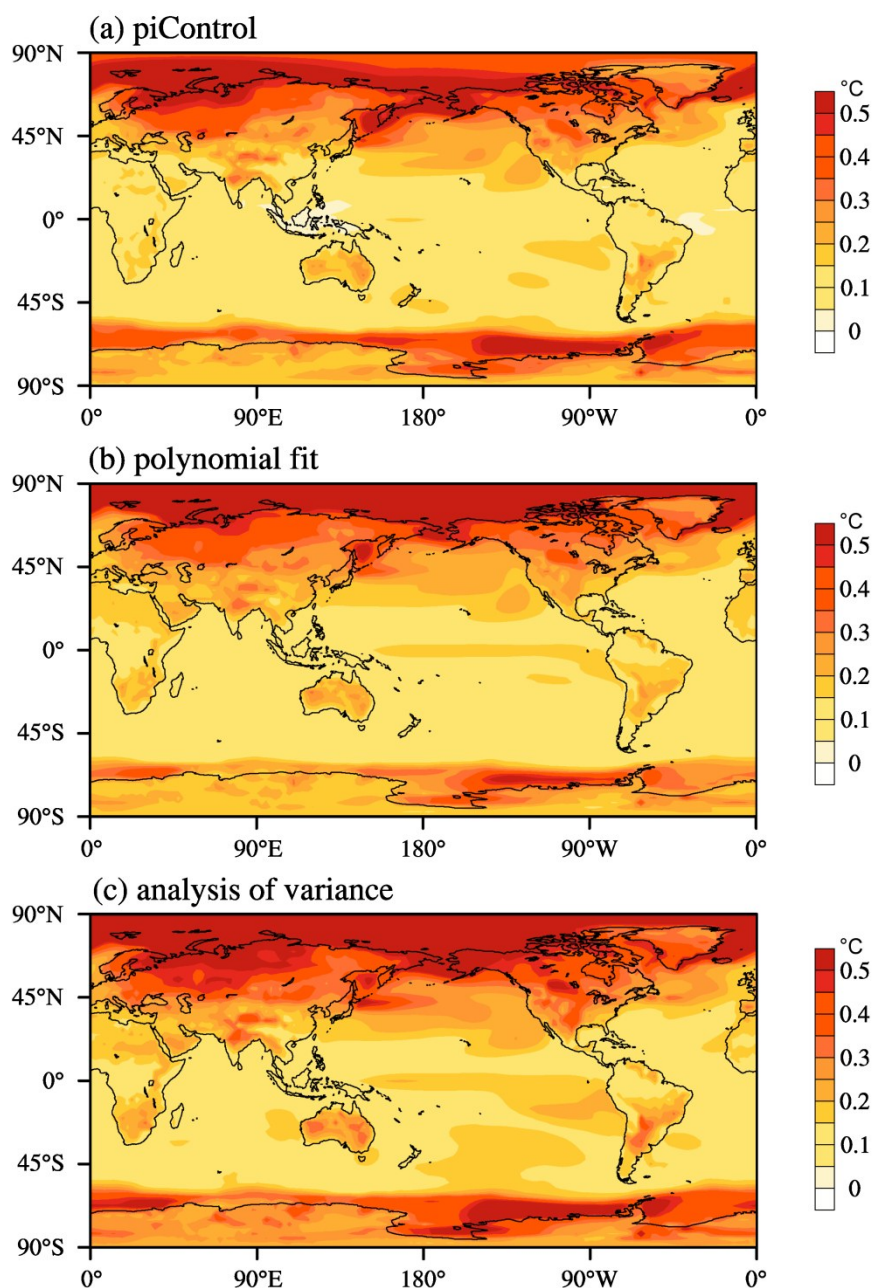


图4 同图2，但为基于CESM超级集合RCP8.5排放情景下的预估试验数据

Fig. 4 Same as Fig. 2, but for the CESM large ensemble under the RCP8.5 scenario

是0.98，均方根误差均是0.05°C。因此，不管从全球平均温度变化的角度，还是从空间型分布的角度来看，假设内部变率不随时间变化是合理的。

3.2 内部变率估算对气候预估的影响

气候预估研究需要基于估算的内部变率来检验预估结果的显著性，作为对给定的因大气成分变化造成的辐射外强迫的响应，预估的温度变化只有大于内部变率的时候，响应才可以视为统计上是显著的。图6以RCP8.5情景预估为例，给出了预估的

近期（2015~2034年）、中期（2045~2064年）和远期（2075~2094年）的多模式集合平均的20年平均的表面气温异常。作为比较，同时给出了基于工业革命前气候参照试验、多项式拟合法和方差分析方法得到的内部变率进行的预估结果显著性检验。对于近期（2015~2034年）气候预估，基于多项式拟合法的检验在全球多数地区都是显著的（图6b），但基于工业革命前气候参照试验的检验在全球大洋的深对流区（北大西洋的拉布拉多海、

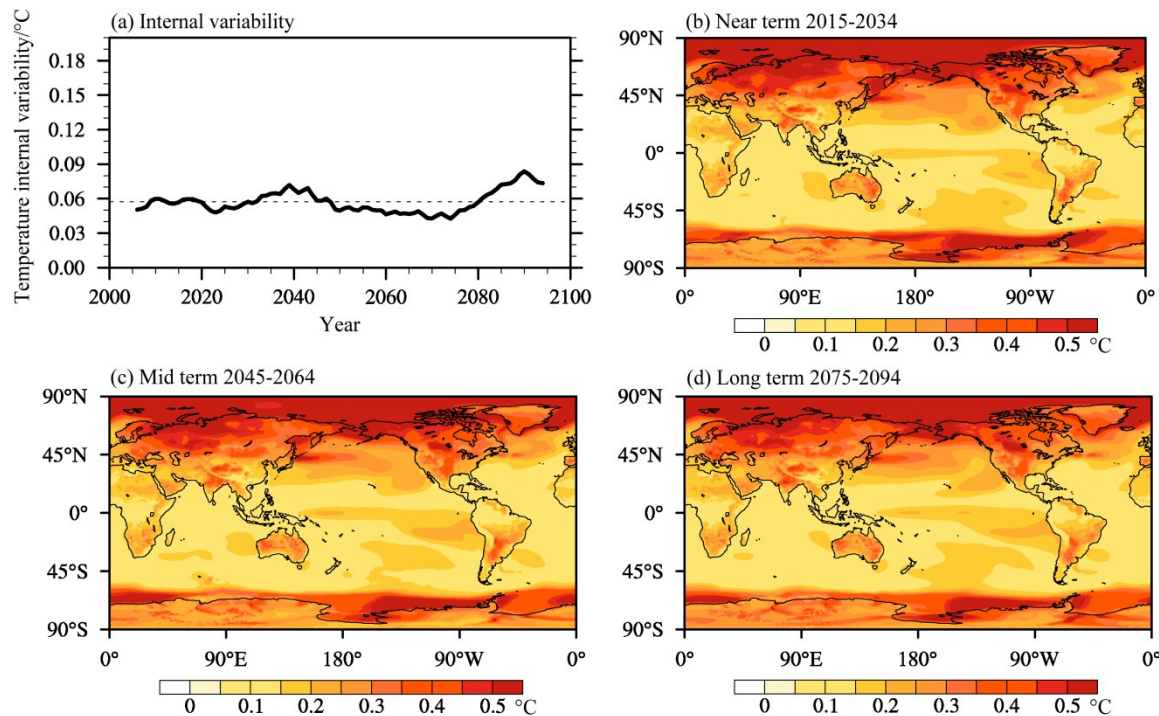


图5 基于CESM超级集合RCP8.5排放情景下的预估试验数据的(a)年代际时间尺度上全球平均的表面气温变化的内部变率(I_t)的时间序列,虚线代表该时段(2006~2094年)的均值;(b)、(c)和(d)依次为近期(2015~2034年)、中期(2045~2064年)和远期(2075~2094年)20年平均的内部变率的空间分布,单位:°C

Fig. 5 Estimates of the decadal internal variability of global surface air temperature (I_t , units: °C) from the CESM large ensemble under RCP8.5. (a) Time series of the internal variability from 2006 to 2094; the dashed line denotes the value averaged over the period 2006–2094; twenty-year average internal variability patterns for the (b) near-term (2015–2034), (c) mid-term (2045–2064), and (d) long-term (2075–2094), respectively

南大洋的罗斯海)结果不显著(图6a);而基于方差分析方法的检验则在北大西洋拉布拉多海、南大洋罗斯海和威德尔海这三个深对流区以及整个西风漂流区都不显著(图6c)。

对于中期气候预估(2045~2064年),随着表面气温对辐射外强迫响应的增强、升温的幅度加大,响应信号大于内部变率的区域亦拓展。基于工业革命前气候参照试验和多项式拟合法的检验在所有区域都是显著的(图6d-e);而基于方差分析方法的检验则在北大西洋拉布拉多海依然不显著(图6f)。对于远期(2075~2094年)气候预测,由于此时温室气体增加所引起的辐射外强迫已经足够强、表面温度的升温幅度已经足够大,因此,在全球近乎所有区域,基于三种内部变率估算方法的结果检验都是显著的(图6g-i)。

不同的内部变率计算方法,将直接影响到气候预估中气候变化信号的出现时间。这里我们将辐射强迫作用下气候变化“信号”的幅度首次超过内部变率“噪音”的年份称为“信号萌芽时间”(Time

of emergence, 简称 TOE; Smith et al., 2007; Giorgi and Bi, 2009)。如图7所示,基于CMIP5多模式集合结果的研究表明,采用工业革命前气候参照试验或多项式法来估算内部变率(图7a, b),结果对于TOE的影响不大,全球大部分区域都在2010年前后信号强于内部变率;在北大西洋北部拉布拉多海和格陵兰海附近的海洋深对流区,受海洋内部变率的影响,TOE要延迟至2040年前后;在南大洋的海洋深对流区域威德尔海和罗斯海,TOE也要延迟至2025年前后,并且其影响可以延伸至环南大洋的西风漂流区。但是,若采用方差分析方法,则估算的TOE时间有显著变化:全球大部分地区要到2015~2020年前后信号才大于内部变率;TOE时间出现最晚的依然是北大西洋和南大洋,时间都在2060年之后,并且覆盖的区域范围明显扩大,由此估算的TOE时间较前两种方法大约晚10~20年左右。

作为对比,我们同时给出了基于CESM的超级集合模拟试验分别采用三种方法来估算内部变率时

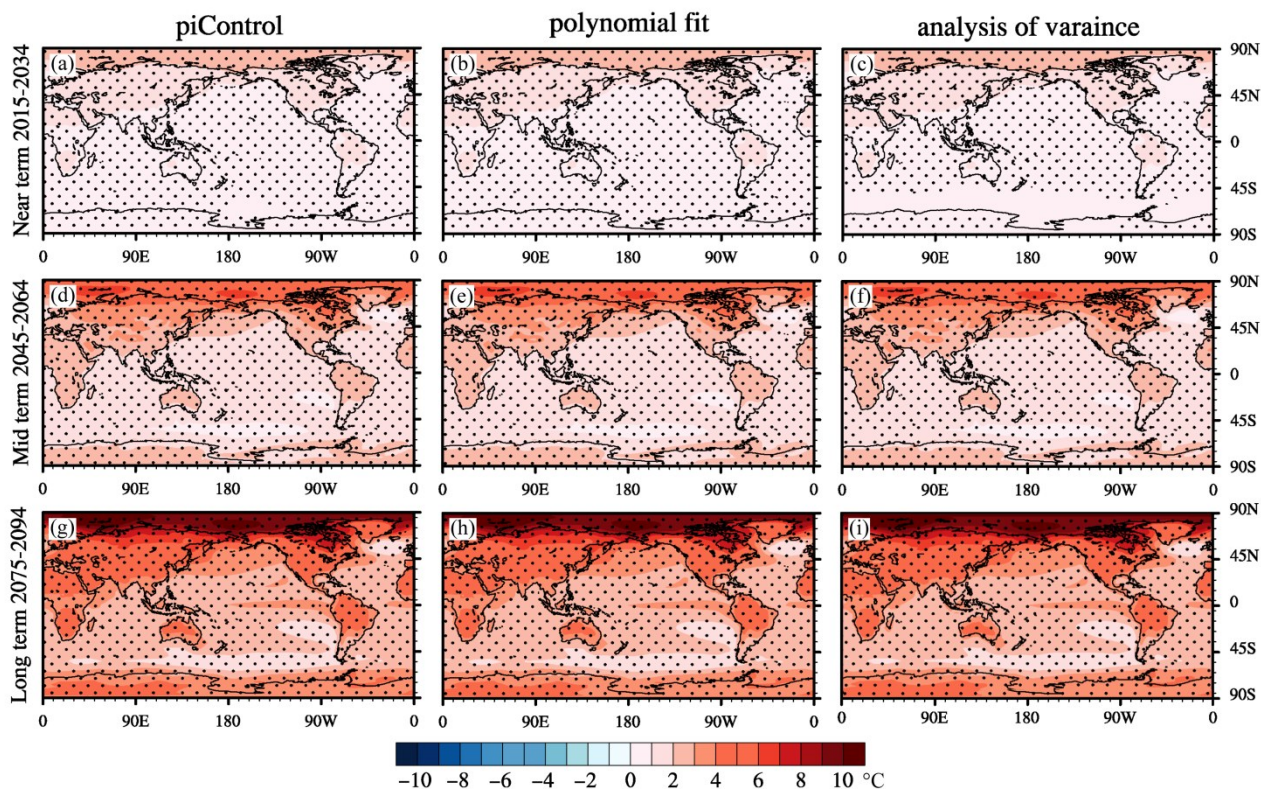


图6 基于CMIP5多模式RCP8.5排放情景下集合平均的20年平均的表面气温异常(参考时段为1986~2005年,单位:°C):(a-c)近期(2015~2034年);(d-f)中期(2045~2064年);(g-i)远期(2075~2094年)。图中打点区域表示表面气温集合均值超过内部变率的大小,内部变率的估算分别基于工业革命前控制试验数据(piControl simulations,左列)、多项式拟合法(polynomial fit method,中间列)和方差分析方法(analysis of variance method,右列)

Fig. 6 Twenty-year average surface air temperature anomalies (relative to 1986–2005, units: °C) of the CMIP5 multi-member mean projected patterns under RCP8.5 for the (a–c) near-term (2015–2034), (d–f) mid-term (2045–2064), and (g–i) long-term (2075–2094). Ensemble mean changes exceeding the internal variability by using piControl simulations (left column), the polynomial fit method (middle column), and the analysis of variance method (right column) is regarded as significant, as denoted in stipple

计算得到的TOE分布,结果如图7b, d, f所示,三种方法得到的结果高度相似,大部分地区的TOE时间都在2010年前后,仅北大西洋深对流区的TOE时间延迟至2070年左右,南大洋的深对流区TOE时间可延迟至2020年前后。比较CMIP5和CESM的结果,可以发现CESM的TOE分布与CMIP5模式基于工业革命前气候参照试验和多项式拟合法计算内部变率得到的TOE分布较为一致,具体年份在大部分地区没有显著差别,只是在北大西洋地区迟约30年、在南大洋早约10年;造成这种时间差异的原因,主要在于CESM的强迫信号较之CMIP5的多模式平均略小、而内部变率则并无区别(图略)。

综上,工业革命前气候模拟参照试验和多项式拟合都是估算气候系统内部变率的有效方式,而方差分析方法则由于包含模式自身不确定性的影响,

故会增加内部变率的强度,使得在气候预估研究中TOE的时间显著推迟。对于基于单一模式的超级集合模拟试验,三种方法估算的内部变率没有区别,亦对TOE的分布没有显著影响。

3.3 中国地区表面气温内部变率

中国地区受大地形和季风气候的共同影响,温度的变化模拟和同纬度其它地区相比相对困难(Zhou and Yu, 2006; 胡芩等, 2015)。基于CMIP5模式,分别采用三种方法所估算的内部变率,在高原地区和东北地区都存在大值区(图2a–c),基于方差分析方法估算的内部变率明显大于工业革命前参考试验和多项式拟合。基于CESM的超级集合试验估算的内部变率在青藏高原存在大值区(图4a–c)。定量分析表明(表2),采用CMIP5多模式数据,工业革命前气候参照试验和多项式拟合法估算的内部变率分别为0.12和0.10°C,彼此接近;而采

用方差分析方法估算的内部变率为 0.67°C ，明显偏高。对于CESM超级集合模拟试验，三种方法估算的内部变率分别是 0.10 、 0.09 和 0.13°C ，没有显著区别。

图 8a, b 直观比较了基于 CMIP5 多模式集合和

表 2 不同方法估算的中国地区年代际内部变率幅度
Table 2 Comparison of estimated internal variability of near-surface air temperature over China

估算方法	内部变率/ $^{\circ}\text{C}$	
	CMIP5	CESM
工业革命前参照试验	0.12	0.10
多项式拟合法	0.10	0.09
方差分析方法	0.67	0.13

CESM 超级集合所模拟和预估的中国地区年平均温度变化。不管是 CMIP5 不同模式成员间的离差，还是 CESM 不同成员间的离差，都较之全球平均温度偏大，原因在于区域尺度上的温度变率受内部变率的影响要大于全球平均情况 (Deser et al., 2012)。但与全球平均情况类似，CESM 超级集合模拟不同成员间的离差，明显要少于 CMIP5 多模式集合间的离差，原因在于多模式集合间的离差还包含了模式本身性能的影响。

以 RCP8.5 情景为例，我们进一步比较了利用三种方案来估算内部变率的时候内部变率与强迫信号的比值随时间的变化。对于 CMIP5 多模式平均而言，采用工业革命前气候参照试验和多项式拟方

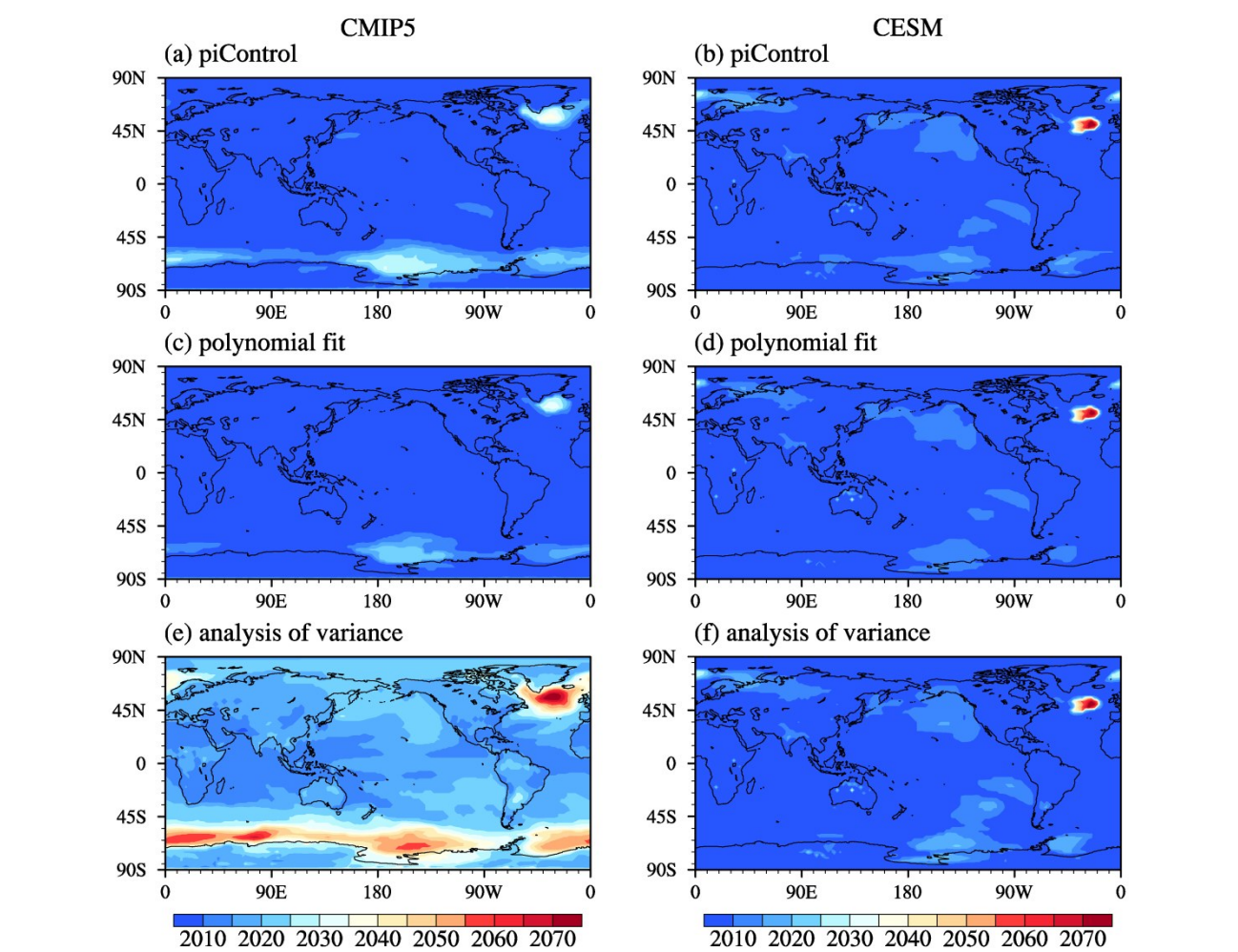


图 7 基于 CMIP5 多模式集合（左列）和 CESM 超级集合（右列）下（a、b）工业革命前气候参照实验（piControl simulations）、（c、d）多项式拟合法（polynomial fit method）和（e、f）方差分析方法（analysis of variance method）估算的表面气温信号萌芽时间 TOE（参考时段为 1986~2005 年）

Fig. 7 Time of emergence (TOE) of surface air temperature when a significant epoch difference response relative to 1986–2005 appears from the CMIP5 multi-model ensemble (left column) and the CESM large ensemble (right column) by using (a, b) piControl simulations, (c, d) the polynomial fit method and (e, f) the analysis of variance method.

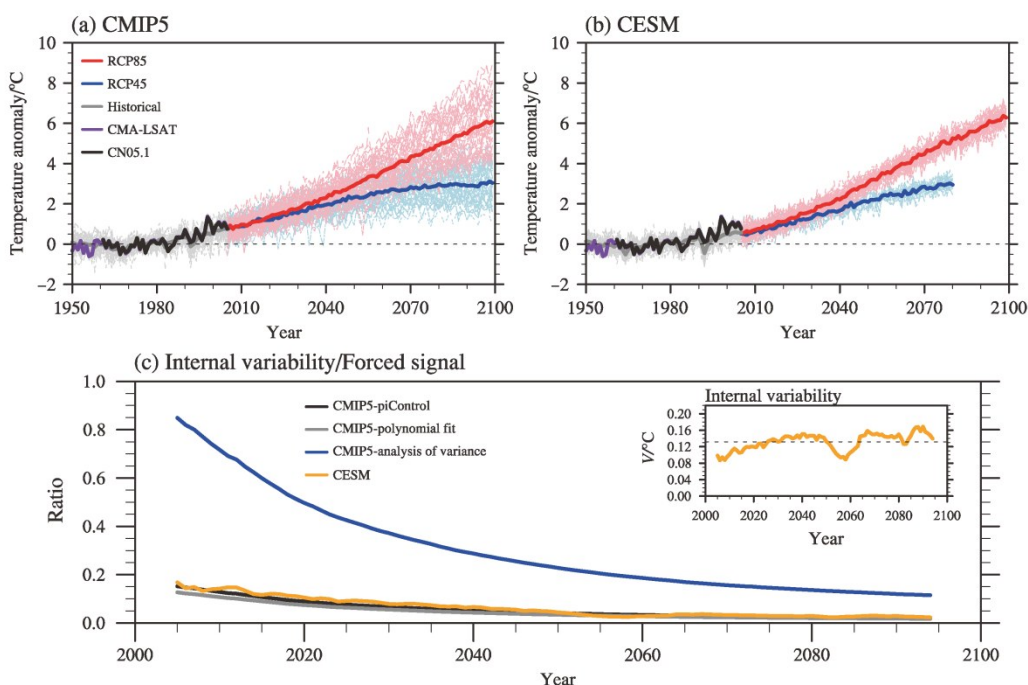


图8 1950~2099年中国区域平均的年平均的表面气温距平时间序列(参考时段为1961~1990年): (a) 来自37个CMIP5模式, 2种典型浓度路径情景, 其中, 灰色、蓝色、红色细线分别表示历史、RCP4.5和RCP8.5试验, 相应的彩色粗线表示多模式集合平均, 黑色、紫色粗线表示观测数据; (b) 同(a), 数据为CESM超级集合, 其中, 历史和RCP8.5试验包含40个成员; RCP4.5试验包含15个成员。(c) 2006~2099年表面气温变化的年代际内部变率(V)与气候变化信号比值的时间序列。其中, 黑色、灰色、蓝色实线分别表示基于CMIP5多模式集合RCP8.5排放情景下的预估试验数据, 工业革命前气候参照试验(piControl simulations)、多项式拟合法(polynomial fit method)和方差分析方法(analysis of variance method)得到的比值序列。小图为基于CESM超级集合RCP8.5排放情景下的预估试验数据, 年代际时间尺度上中国区域平均的表面气温变化的内部变率(V)的时间序列(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 8 Simulated and observed average annual mean surface air temperature anomalies for China from 1950 to 2099. All temperatures are shown as anomalies with respect to 1961–1990. (a) Runs are shown from the 37 CMIP5 models under historical forcings (gray) and 2 different Representation Concentration Pathways (RCPs): RCP8.5 (red) and RCP4.5 (blue). The multi-model mean is shown with thick colored lines, and the observation is shown as the thick black line. (b) The same as (a), but for the CESM large ensemble. The figure shows historical and RCP8.5 scenario runs from 40 members, and the RCP4.5 scenario runs from 15 members. (c) The importance of internal variability in decadal mean surface air temperature projections is shown by the fractional uncertainty (internal variability divided by the mean prediction) over the period 2006–2099. Black, gray, and blue lines represent different methods for estimating the internal variability with CMIP5 data. The smaller plot added to the main plot denotes the time series of the internal variability calculated from the CESM large ensemble (orange line, units: $^{\circ}\text{C}$)

法的结果非常接近, 二者的时间序列接近重合: 在最初15年不超过20%; 随后, 随时时间的延长逐渐趋近于零, 意味着外强迫的信号远大于内部变率。但是, 若用方差分析方法来估算内部变率, 则初始误差比例可以达到80%, 随后逐渐减少, 但即使到2090年以后年依然可以达到10%, 意味着该方法估算的内部变率明显偏强。

此外, 对于CESM而言, 如前文所述, 不同方法估算的内部变率接近, 其内部变率与强迫信号之比随时间的变化与CMIP5模式采用工业革命前参照试验和多项式拟合的检验结果近乎重合。基于CESM超级集合所估算的内部变率随时间的变化

(图8c子图), 表明中国地区内部变率很少受外强迫的影响, 在气候预估时段之内可以假设其不变。

4 总结与讨论

本文基于CMIP5多模式和CESM超级集合试验, 比较了目前国际通行的三种计算方法得到的全球表面气温内部变率。在此基础上, 分析了内部变率的估算对气候预估中信号萌芽时间的影响, 并针对中国地区进行了讨论。主要结论归纳如下:

(1) 基于CESM超级集合模拟试验的三种方法和CMIP5多模式集合的工业革命前气候参照试验和多项式拟合法所估算的年代际内部变率在空间分

布和强度上均较为一致（不同方法得到的内部变率空间相关系数大于0.90，均方根误差小于0.1℃）。内部变率的全球分布呈现出极向强化的现象，中高纬度地区的内部变率幅度远大于热带、副热带地区。而基于CMIP5多模式集合的方差分析方法估算的内部变率强度则过强，体现在均方根误差上是其他方法的近10倍。这是由于其包含了模式不确定性的影响。内部变率受不同排放情景的影响较小，且随时间无显著变化，但方差分析方法估算的内部变率在热带地区容易受到排放情景的影响。

（2）气候变化信号出现时间（TOE）是衡量辐射强迫作用下气候变化信号幅度首次超过内部变率的时间的重要指标。基于CESM超级集合试验的三种内部变率估算方法和CMIP5多模式集合的工业革命前气候参照试验或多项式法估算的TOE较一致。在RCP8.5排放情景下，全球大部分区域TOE都在2010年前后，而在北大西洋北部和南大洋的深对流区，TOE时间要延迟至2025年前后。而基于CMIP5的方差分析方法，由于其高估了内部变率，得到的TOE时间将显著滞后约10~20年。

（3）对于中国地区而言，基于CESM超级集合模拟试验的三种方法和CMIP5多模式的工业革命前气候参照试验和多项式拟合法估算的内部变率与强迫信号之比都小于15%。而基于CMIP5多模式的方差分析方法估算的内部变率则明显偏强，其与强迫信号之比在整个预估时间段之内都大于10%。

综上，通过对CMIP5多模式集合模拟和CESM超级集合模拟的分析比较，围绕着表面温度变化内部变率的估算问题，若采用多模式集合，则多项式拟合和工业革命前气候参照试验都是估算内部变率的合理方法，而方差分析方法则由于包含模式性能自身的影响会夸大内部变率故不推荐使用。若基于单个气候模式的超级集合模拟试验，则三种方法估算的结果相似。内部变率不受外强迫的影响，随时间的变化很少。

最后需要指出的是，基于单一模式的超级集合模拟试验由于计算花费过于昂贵，目前世界上只有类似美国国家大气研究中心（NCAR）、德国马普气象研究所、英国气象局Hadley气候中心这样的大气候模拟研究机构才有实力完成。以CMIP为代表的国际模式比较计划所倡导的国际数据共享，是以多模式来代表多样本进行集合的。因此，在气候变化研究中，人们更多的是基于CMIP多模式数

表3 CMIP5模式不同集合成员的数目变化对内部变率大小的影响

Table 3 Influence of the number of CMIP5 models on the estimated internal variability

成员数目	内部变率数值/℃		变化率
	最小值	最大值	
1	0.024	0.093	74.04%
2	0.025	0.078	68.26%
3	0.029	0.068	57.18%
4	0.033	0.071	54.26%
5	0.032	0.064	49.77%
6	0.034	0.060	43.79%
7	0.035	0.061	41.67%
8	0.033	0.063	48.08%
9	0.035	0.058	39.91%
10	0.036	0.058	37.15%
11	0.037	0.059	37.66%
12	0.037	0.056	33.49%
13	0.039	0.055	29.27%
14	0.039	0.055	29.50%
15	0.038	0.055	30.47%
16	0.039	0.054	26.99%
17	0.039	0.053	27.03%
18	0.039	0.054	27.58%
19	0.040	0.054	25.33%
20	0.040	0.053	24.09%
21	0.041	0.052	20.97%
22	0.041	0.052	20.73%
23	0.042	0.052	18.89%
24	0.042	0.052	19.50%
25	0.042	0.052	18.79%
26	0.043	0.051	14.71%
27	0.042	0.051	16.45%
28	0.043	0.050	15.15%
29	0.042	0.050	16.08%
30	0.043	0.050	14.26%
31	0.044	0.050	12.11%
32	0.044	0.049	10.59%
33	0.044	0.049	9.51%
34	0.045	0.049	7.56%
35	0.045	0.048	7.06%
36	0.046	0.048	4.94%
37	0.047	0.047	0

注：最左列数字代表挑选的模式成员数目；中间两列为随机挑选过程重复10000次，所得内部变率数值的最大值和最小值，表明内部变率因成员变化而产生的可能的范围；最右列为内部变率最大值和最小值之间的变化百分比。

据、使用多项式拟合法来估算内部变率。经过 20 多年的努力, 参加 CMIP 计划的耦合气候模式版本数目, 已经从 CMIP1 的 10 个、CMIP2 的 18 个、CMIP3 的 23 个、发展到 CMIP5 的约 40 个 (CMIP4 是气候变化检测归因模拟试验, 属于过渡性试验而影响较小; 周天军等, 2014), 而即将展开的 CMIP6 试验则将创纪录地有 100 个模式版本提交数据。上述海量数据从网络下载到存储, 都需要耗费大量的人力资源和硬件资源。那么, 使用多少个模式来估算内部变率才既经济又合理呢? 我们以全球年平均温度为例, 基于 CMIP5 的 37 个模式, 计算了不同集合成员的数目变化对结果的影响。具体作法是, 从 37 个模式中随机的挑选 1、2、3、……、37 个模式来估算内部变率, 挑选过程充分遵循“模式民主”原则, 即每个模式一票、不作加权, 对上述随机挑选模式成员的过程每一轮都重复 10000 次, 计算得到最大和最小的内部变率值, 它代表内部变率因成员数目变化所能产生的变化范围, 最大和最小值之间的变化百分比被定义为“变化率”, 结果如表 3 所示。可见, 如果单纯从内部变率的绝对值大小来看, 当模式成员数较少时, 成员数目的变化对估算内部变率有较大的影响, 若成员数目少于 5 个, 变化率将高于 50%; 随着模式成员数的增多, 成员数目变化的影响逐渐降低, 当超过 25 个模式时, 变化率低于 15%, 这意味着基于 25 个模式的结果将和采用全部 37 个模式的结果高度接近。因此, 采用多少个 CMIP 模式来进行多模式集合是进行气候变化研究时需要考虑的问题。以上讨论是针对全球平均情况而言, 在区域尺度上例如复杂的季风区和西北太平洋 (韩振宇等, 2016; 金晨曦等, 2017; 姚隽琛等, 2018; 周天军等, 2018)、青藏高原地区 (胡琴等, 2015; 冯蕾和周天军, 2017), 结果也将因地理区域不同而异, 但在资源允许的情况下, 充分利用大数据资源是首选的建议。

参考文献 (References)

- Chen X L, Zhou T J. 2016. Uncertainty in crossing time of 2° C warming threshold over China [J]. *Science Bulletin*, 61(18): 1451–1459. doi:10.1007/s11434-016-1166-z
- 陈晓龙, 周天军. 2017. 使用订正的“空间型标度”法预估 1.5°C 升温阈值下地表气温变化 [J]. *地球科学进展*, 32(4): 435–445.
- Chen X L, Zhou T J. 2017. Surface air temperature projection under 1.5° C warming threshold based on corrected pattern scaling technique [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 32(4): 435–445. doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2017.04.0435
- Dai A, Fyfe J C, Xie S P, et al. 2015. Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability [J]. *Nature Climate Change*, 5(6): 555–559. doi:10.1038/nclimate2605
- Deser C, Knutti R, Solomon S, et al. 2012. Communication of the role of natural variability in future North American climate [J]. *Nature Climate Change*, 2(11): 775–779. doi:10.1038/nclimate1562
- Deser C, Hurrell J W, Phillips A S. 2017. The role of the North Atlantic Oscillation in European climate projections [J]. *Climate Dyn.*, 49(9–10): 3141–3157. doi:10.1007/s00382-016-3502-z
- 冯蕾, 周天军. 2017. 20 km 高分辨率全球模式对青藏高原夏季降水变化的预估 [J]. *高原气象*, 36(3): 587–595. Feng Lei, Zhou Tianjun. 2017. Projection of summer precipitation change over the Qinghai-Tibetan Plateau with a 20 km high-resolution global climate model [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 36(3): 587–595. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2016.00045
- Frankcombe L M, England M H, Mann M E, et al. 2015. Separating internal variability from the externally forced climate response [J]. *J. Climate*, 28(20): 8184–8202. doi:10.1175/JCLI-D-15-0069.1
- Giorgi F, Bi X Q. 2009. Time of emergence (TOE) of GHG-forced precipitation change hot-spots [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36(6): L06709. doi:10.1029/2009GL037593
- 韩振宇, 周天军, 邹立维. 2016. FGOALS/RegCM 动力降尺度对南亚夏季气候变化的预估 [J]. *气候与环境研究*, 21(2): 153–166. Han Zhenyu, Zhou Tianjun, Zou Liwei. 2016. Projected summer climate changes over South Asia based on the nested FGOALS/RegCM model [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 21(2): 153–166. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15113
- Hasselmann K. 1997. Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change [J]. *Climate Dyn.*, 13(9): 601–611. doi:10.1007/s003820050185
- Hawkins E, Sutton R. 2009. The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90(8): 1095–1108 doi:10.1175/2009BAMS2607.1
- Hawkins E, Sutton R. 2011. The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change [J]. *Climate Dyn.*, 37(1–2): 407–418. doi:10.1007/s00382-010-0810-6
- 何金海, 詹丰兴, 祁莉, 等. 2016. 全球变暖减缓期陆地地表气温变化特征和 CMIP5 多模式的未来情景预估 [J]. *大气科学*, 40(1): 33–45. He J H, Zhan F X, Qi L, et al. 2016. Evolution of surface temperature during global warming hiatus based on observations and CMIP5 simulations [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(1): 33–45. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1409.14217
- 胡琴, 姜大膀, 范广洲. 2015. 青藏高原未来气候变化预估: CMIP5 模式结果 [J]. *大气科学*, 39(2): 260–270. Hu Qin, Jiang Dabang, Fan Guangzhou. 2015. Climate change projection on the Tibetan Plateau: Results of CMIP5 models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(2): 260–270. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1406.13325

- IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis [M]. Solomon S, Qin D, Manning Z, et al., Eds. Cambridge, UK, and New York, USA: Cambridge University Press.
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis [M]. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., Eds. Cambridge, UK, and New York, USA: Cambridge University Press
- 姜江, 姜大膀, 林一骅. 2017. 中国干湿区变化与预估 [J]. 大气科学, 41(1): 43–56. Jiang Jiang, Jiang Dabang, Lin Yihua. 2017. Changes and projection of dry/wet areas over China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(1): 43–56. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1604.15223
- 金晨曦, 周天军, 陈晓龙, 等. 2017. 地球系统模式 CESM1-BGC 模拟的西北太平洋海气 CO₂ 通量随季节演变的年际变率主导模式 [J]. 中国科学: 地球科学, 47(9): 1058–1070. Jin Chenxi, Zhou Tianjun, Chen Xiaolong, et al. 2017. Seasonally evolving dominant interannual variability mode of air-sea CO₂ flux over the western North Pacific simulated by CESM1-BGC [J]. Science China Earth Sciences, 60(10): 1854–1865. doi:10.1007/s11430-015-9085-4
- Kay J E, Deser C, Phillips A, et al. 2015. The Community Earth System Model (CESM) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 96(8): 1333–1349. doi:10.1175/BAMS-D-13-00255.1
- Knutson T R, Zeng F R, Wittenberg A T. 2013. Multimodel assessment of regional surface temperature trends: CMIP3 and CMIP5 twentieth-century simulations [J]. J. Climate, 26(22): 8709–8743. doi:10.1175/JCLI-D-12-00567.1
- Kosaka Y, Xie S P. 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling [J]. Nature, 501(7467): 403–407. doi:10.1038/nature12534
- 李博, 周天军. 2010. 基于 IPCC A1B 情景的中国未来气候变化预估: 多模式集合结果及其不确定性 [J]. 气候变化研究进展, 6(4): 270–276. Li Bo, Zhou Tianjun. 2010. Projected climate change over China under SRES A1B scenario: Multi-model ensemble and uncertainties [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 6(4): 270–276. doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2010.04.007
- Li Q X, Li W, Si P, et al. 2010. Assessment of surface air warming in Northeast China, with emphasis on the impacts of urbanization [J]. Theor. Appl. Climatol., 99(3–4): 469–478. doi:10.1007/s00704-009-0155-4
- 李东欢, 周天军, 邹立维, 等. 2017. RegCM3 CORDEX 东亚试验模拟和预估的中国夏季温度变化 [J]. 大气科学, 41(3): 544–560. Li Donghuan, Zhou Tianjun, Zou Liwei, et al. 2017. Simulated and projected surface air temperature over China in RegCM3 CORDEX East Asia experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(3): 544–560. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1607.16153
- Li Q X, Zhang L, Xu W H, et al. 2017. Comparisons of time series of annual mean surface air temperature for China since the 1900s: Observations, model simulations, and extended reanalysis [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 98(4): 699–711. doi:10.1175/BAMS-D-16-0092.1
- 林壬萍, 周天军. 2015. 参加 CMIP5 计划的四个中国模式模拟的东亚地区降水结构特征及未来变化 [J]. 大气科学, 39(2): 338–356. Lin Renping, Zhou Tianjun. 2015. Reproducibility and future projections of the precipitation structure in East Asia in four Chinese GCMs that participated in the CMIP5 experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(2): 338–356. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1407.14110
- Ma S M, Zhou T J, Stone D A, et al. 2017a. Detectable anthropogenic shift toward heavy precipitation over eastern China [J]. J. Climate, 30(4): 1381–1396. doi:10.1175/JCLI-D-16-0311.1
- Ma S M, Zhou T J, Stone D A, et al. 2017b. Attribution of the July–August 2013 heat event in central and eastern China to anthropogenic greenhouse gas emissions [J]. Environmental Research Letters, 12(5): 054020. doi:10.1088/1748-9326/aa69d2
- Meehl G A, Teng H Y, Arblaster J M. 2014. Climate model simulations of the observed early-2000s hiatus of global warming [J]. Nature Climate Change, 4(10): 898–902. doi:10.1038/nclimate2357
- Meehl G A, Hu A X, Santer B D, et al. 2016. Contribution of the Interdecadal Pacific Oscillation to twentieth-century global surface temperature trends [J]. Nature Climate Change, 6(11): 1005–1008. doi:10.1038/nclimate3107
- Morice C P, Kennedy J J, Rayner N A, et al. 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 117(D8): D08101. doi:10.1029/2011JD0017187
- Peings Y, Cattiaux J, Vavrus S, et al. 2017. Late twenty-first-century changes in the midlatitude atmospheric circulation in the CESM large ensemble [J]. J. Climate, 30(15): 5943–5960. doi:10.1175/JCLI-D-16-0340.1
- 彭冬冬, 周天军, 邹立维, 等. 2016. FGOALS-g2 模式模拟和预估的全球季风区极端降水及其变化 [J]. 大气科学, 40(5): 1059–1072. Peng Dongdong, Zhou Tianjun, Zou Liwei, et al. 2016. The FGOALS-g2 simulation of global monsoon extreme precipitation and future projection [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(5): 1059–1072. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15243
- Seager R, Hoerling M, Schubert S, et al. 2015. Causes of the 2011–14 California drought [J]. J. Climate, 28(18): 6997–7024. doi:10.1175/JCLI-D-14-00860.1
- Smith D M, Cusack S, Colman A W, et al. 2007. Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model [J]. Science, 317(5839): 796–799. doi:10.1126/science.1139540
- 苏京志, 温敏, 丁一汇, 等. 2016. 全球变暖趋缓研究进展 [J]. 大气科学, 40(6): 1143–1153. Su J Z, Wen M, Ding Y H, et al. 2016. Hiatus of global warming: A review [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(6): 1143–1153. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15242
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5

- and the experiment design [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93(4): 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Ting M F, Kushnir Y, Seager R, et al. 2009. Forced and internal twentieth-century SST trends in the North Atlantic [J]. *J. Climate*, 22(6): 1469–1481. doi:10.1175/2008JCLI2561.1
- 王晨琦, 邹立维, 周天军. 2018. CMIP5 模式对西北太平洋 SST 的模拟偏差及可能成因分析 [J]. *中国科学: 地球科学*, 48(6): 792–804. Wang Chenqi, Zou Liwei, Zhou Tianjun. 2018. SST biases over the Northwest Pacific and possible causes in CMIP5 models [J]. *Science China Earth Sciences*, 61(6): 792–803. doi:10.1007/s11430-017-9171-8
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. *地球物理学报*, 56(4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 56(4): 1102–1111. doi: 10.6038/cjg20130406
- 谢瑾博, 曾毓金, 张明华, 等. 2016. 气候变化和人类活动对中国东部季风区水循环影响的检测和归因 [J]. *气候与环境研究*, 21(1): 87–98. Xie Jinbo, Zeng Yujin, Zhang Minghua, et al. 2016. Detection and attribution of the influence of climate change and human activity on hydrological cycle in China's eastern monsoon area [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 21(1): 87–98. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15097
- Xu W H, Li Q X, Wang X L, et al. 2013. Homogenization of Chinese daily surface air temperatures and analysis of trends in the extreme temperature indices [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118(17): 9708–9720. doi:10.1002/jgrd.50791
- 姚隽琛, 周天军, 邹立维. 2018. 基于气候系统模式 FGOALS-g2 的热带气旋活动及其影响的动力降尺度模拟 [J]. *大气科学*, 42(1): 150–163. Yao Junchen, Zhou Tianjun, Zou Liwei. 2018. Dynamical downscaling of tropical cyclone and associated rainfall simulations of FGOALS-g2 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(1): 150–163. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1704.17129
- 姚世博, 姜大膀, 范广洲. 2018. 中国降水季节性的预估 [J]. *大气科学*, 42(6): 1378–1392. Yao Shibo, Jiang Dabang, Fan Guangzhou. 2018. Projection of precipitation seasonality over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(6): 1378–1392. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17219
- Yip S, Ferro C A T, Stephenson D B, et al. 2011. A simple, coherent framework for partitioning uncertainty in climate predictions [J]. *J. Climate*, 24(17): 4634–4643. doi:10.1175/2011JCLI4085.1
- 张蓓, 戴新刚. 2016. 2006–2013 年 CMIP5 模式中国降水预估误差分析 [J]. *大气科学*, 40(5): 981–994. Zhang B, Dai X G. 2016. Assessment of the deviation of China precipitation projected by CMIP5 models for 2006–2013 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(5): 981–994. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1511.15212
- Zhang X B, Zwiers F W, Hegerl G C, et al. 2007. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends [J]. *Nature*, 448(7152): 461–465. doi:10.1038/nature06025
- Zhang X B, Wan H, Zwiers F W, et al. 2013. Attributing intensification of precipitation extremes to human influence [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 40(19): 5252–5257. doi:10.1002/grl.51010
- Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19(22): 5843–5858. doi:10.1175/JCLI3952.1
- 周天军, 邹立维. 2014. IPCC 第五次评估报告全球和区域气候预估图集评述 [J]. *气候变化研究进展*, 10(2): 149–152. Zhou Tianjun, Zou Liwei. 2014. Atlas of global and regional climate projections [J]. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis (in Chinese)*, 10(2): 149–152. doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2014.02.010
- 周天军, 陈晓龙. 2015. 气候敏感度、气候反馈过程与 2°C 升温阈值的不确定性问题 [J]. *气象学报*, 73(4): 624–634. Zhou Tianjun, Chen Xiaolong. 2015. The uncertainty in the 2°C warming threshold issue as related to climate sensitivity and climate feedback [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 73(4): 624–634. doi: 10.11676/qxxb2015.057
- 周天军, 吴波. 2017. 年代际气候预测问题: 科学前沿与挑战 [J]. *地球科学进展*, 32(4): 331–341. Zhou Tianjun, Wu Bo. 2017. Decadal climate prediction: Scientific frontier and challenge [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 32(4): 331–341. doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2017.04.0331
- 周天军, 邹立维, 吴波, 等. 2014. 中国地球气候系统模式研究进展: CMIP 计划实施近 20 年回顾 [J]. *气象学报*, 72(5): 892–907. Zhou Tianjun, Zou Liwei, Wu Bo, et al. 2014. Development of earth/climate system models in China: A review from the Coupled Model Intercomparison Project perspective [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 72(5): 892–907. doi:10.11676/qxxb2014.083
- 周天军, 吴波, 郭准, 等. 2018. 东亚夏季风变化机理的模拟和未来变化的预估: 成绩和问题、机遇和挑战 [J]. *大气科学*, 42(4): 902–934. Zhou Tianjun, Wu B0, Guo Zhun, et al. 2018. A review of East Asian summer monsoon simulation and projection: Achievements and problems, opportunities and challenges [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(4): 902–934. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17306
- Zwiers F W. 1996. Interannual variability and predictability in an ensemble of AMIP climate simulations conducted with the CCC GCM2 [J]. *Climate Dyn.*, 12(12): 825–847. doi: 10.1007/s003820050146
- Zwiers F, Hegerl G. 2008. Climate change: Attributing cause and effect [J]. *Nature*, 453(7193): 296–297. doi:10.1038/453296a