

屈侠, 黄刚. 全球地表气温对 CO₂ 浓度变化的非对称响应: 能量平衡模式研究[J]. 地球科学进展, 2024, 39(6): 632-646. DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2024.042. [QU Xia, HUANG Gang. Asymmetric response of global temperature to changes in CO₂ concentration: energy balance models study[J]. Advances in Earth Science, 2024, 39(6): 632-646. DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2024.042.]

全球地表气温对 CO₂ 浓度变化的非对称响应: 能量平衡模式研究*

屈侠^{1,2}, 黄刚²

(1. 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100029; 2. 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, 北京 100029)

摘要: 气候系统属性可影响二氧化碳(CO₂)浓度变化背景下全球地表气温演变的非对称性, 但目前仍不清楚哪些属性的贡献相对关键。因第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)试验样本不足, 基于 45 个 CMIP6 模式数据, 逐一构建了快速、再现能力理想的两层能量模型, 共开展了 391 组试验。该模型试验结果显示, 在对称的 CO₂ 浓度上升和下降演变下, 平衡气候响应、深海热容量和海表—深海热传输系数对全球地表气温演变的非对称性起主要贡献, 它们主要通过改变 CO₂ 浓度下降期全球地表气温达峰后的降温速度来实现。因此, 加深对气候系统平衡气候响应、深海热容量和海表—深海热传输系数的理解, 有助于更科学地实现巴黎协定目标。

关键词: 全球地表气温; 非对称响应; CO₂ 浓度变化

中图分类号: P467

文献标志码: A

文章编号: 1001-8166(2024)06-0632-15

1 引言

全球平均地表气温变化(ΔT)是气候变化的一个重要衡量指标^[1], 给人类生存环境带来了许多影响, 如水循环^[2-6]、云辐射反馈^[7-8]、能量收支^[3-4, 9-10]、海平面^[11-12]、海冰^[12]以及区域气候变化^[13-16]。为了减缓气候变化, 联合国气候变化框架公约达成了《巴黎协定》, 并提出目标: 将全球温度上升很好地限制在工业化前水平 2 °C 以下, 并努力将其限制在 1.5 °C 以内。据估计, 21 世纪内实现该目标需要借助 CO₂ 移除(简称“碳移除”)的手段^[17-18]。

如果在 CO₂ 浓度增加后沿着对称的浓度路径进行移除, ΔT 将表现出与 CO₂ 浓度上升阶段非对称的响应: 数年内持续上升, 然后下降; 当 CO₂ 浓度恢复到初始水平时, ΔT 将无法返回到初始状态^[3-4, 7, 11-13, 19-21]。

而平衡气候响应(Equilibrium Climate Sensitivity, ECS)和海洋热吸收会影响到 ΔT 演变的这种非对称性^[20]。然而, 对于这种非对称性, 目前仍不清楚哪些气候系统属性的作用相对重要。

虽然经历了长期发展, 但利用复杂气候模型对上述非对称性的独立贡献进行气候系统属性评估仍然很难。碳移除气候效应的研究主要基于复杂气候模型进行。由于高昂的计算成本, 早期的碳移除气候研究主要基于单一或少数模型^[2-3, 7, 11-12, 19-20]。因为海洋相关参数调整后复杂气候模型需要非常长的时间运行才能稳定, 这使得理解这些气候系统属性对 ΔT 响应非对称性的影响变得困难。最近, 作为第六次国际耦合模式比较计划(the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6)的一部分, 世界气候研究计划(World Climate Research

收稿日期: 2024-01-15; 修回日期: 2024-05-10.

* 基金项目: 国家自然科学基金项目(编号: 42141019, 42175055)资助.

作者简介: 屈侠, 副研究员, 主要从事气候变化机制研究. E-mail: quxia@mail.iap.ac.cn

Programme)发起了碳移除模式比较计划(the Carbon Dioxide Removal Model Intercomparison Project, CDRMIP)^[22]。该计划使用了8个模式进行碳移除试验,并且模式的气候系统属性(包括海洋过程参数)不同,如果需要在隔离其他属性的影响下讨论某个气候系统属性的贡献,这些模式样本仍然不足。

强迫—响应能量框架为评估上述气候系统属性的贡献提供了突破口。为了寻求对 ΔT 的直观理解,气候变化政府间专门委员会(IPCC)提出了强迫—响应能量框架^[1,23-24],其表达式为:

$$\Delta N = F - \lambda \Delta T \quad (1)$$

式中: ΔN 是大气层顶的净辐射通量(W/m²), F 是有效辐射强迫(W/m²), λ 是气候反馈参数[W/(m²·K)]。该能量框架的物理含义为:在有效辐射强迫 F 的作用下,全球增温 ΔT ,气候反馈过程将在大气层顶产生净的向上辐射通量变化 $\lambda \Delta T$ 。传统研究中,如果CO₂浓度是工业化前水平的2倍且气候达到平衡, ΔT 等同于ECS。为了估算瞬变响应,IPCC进一步引入了两层能量平衡模式(Energy-Balance Models, EBM)^[1,25-27],这也是其认可的将ECS转化为瞬变气候响应的重要工具^[1]。由于其较小的计算成本,该模型框架可在保证隔离其他气候系统属性影响的同时,扩展我们对每个气候系统属性影响贡献的理解。

综上所述,本文利用上述小计算成本的EBMs模式,开展了对称CO₂浓度变化下气候系统属性对全球地表气温演变非对称性的影响研究。

2 数据和方法

2.1 CMIP6数据

本文基于CMIP6试验结果对EBMs参数进行校准和性能评估^[28],包括:①工业化前控制试验:在耦合环流模型或地球系统模型中,大气CO₂浓度恒定在工业化前水平(284.7×10⁻⁶)。模拟的最短年限为500年。②CO₂4倍突增试验:相对于工业化前水平,耦合环流模型或地球系统模型中的大气CO₂浓度突然增加到工业化前水平的4倍,并保持恒定。试验始于工业化前控制试验的结束,最短年限为150年。③1%CO₂试验:从工业化前水平开始,耦合环流模型或地球系统模型中的大气CO₂浓度每年增加1%,直到第140年增至工业化前水平的4倍,并保持恒定10年。本文仅使用前140年的输出。④1%CO₂移除试验:从1%CO₂试验的第140年开始,耦合环流模型或地球系统模型中的大气CO₂浓度每年减少1%,直到恢复至工业化前水平,然后保持恒

定^[22],试验的最短年限为140年。本文仅使用前140年的输出。为了获得更高的信噪比试验②~④中均使用了最高4倍工业化前的CO₂浓度。

本文使用了45个模式,相关信息如表1所列。所有模式的工业化前控制、CO₂4倍突增和1%CO₂移除试验的输出均可用。只有8个模式(ACCESS-ESM1-5、CESM2、CNRM-ESM2-1、CanESM5、GFDL-ESM4、MIROC-ES2L、NorESM2-LM和UKESM1-0-LL)开展了1%CO₂移除试验。

2.2 EBM及其参数校准

本文采用两层EBMs^[25-27]来研究 ΔT 对CO₂浓度变化的非对称响应。该模式将气候系统分为地球表面(包括大气、陆地表面和上层海洋)和深海两层,包括了一些关键的气候过程,其方程式为:

$$Cd(\Delta T)/dt = F - \lambda \Delta T - \varepsilon H \quad (2)$$

$$C_0 d(\Delta T_0)/dt = H \quad (3)$$

$$H = \gamma(\Delta T - \Delta T_0) \quad (4)$$

式中: ε 为海洋吸热效率因子, γ 为海表—深海热传输系数[W/(m²·K)], C 为上层海洋热容量[W·a/(m²·K)], C_0 为深海热容量[W·a/(m²·K)], H 为深海接收到的来自地球表面的能量(W/m²), εH 是地球表面向深海的热量损失(W/m²), ΔT_0 是深海温度变化(K)。等效气候反馈为 $\lambda + (\varepsilon - 1)H/\Delta T$,表示可变的气候反馈参数。公式(2)~(4)中参数的校准基于CO₂4倍突增试验。

有效辐射强迫 F 是CO₂浓度(计为CO₂)的函数,满足Gregory等^[29]研究中的关系公式:

$$F(\text{CO}_2) = F_{4\times} \left\{ (1-f) \ln(\text{CO}_2) / \ln(4 \times \text{CO}_{20}) + f [\ln(\text{CO}_2) / \ln(4 \times \text{CO}_{20})]^2 \right\} \quad (5)$$

式中: $F_{4\times}$ 为CO₂浓度为4倍工业化前水平时的有效辐射强迫(W/m²); f 是有效辐射强迫非对数线性系数,其校准基于1%CO₂试验,并使用Geoffroy等^[25]描述的方法进行;CO₂₀是工业化前的CO₂浓度(×10⁻⁶)。公式(5)中参数的详细校准过程参见附录。

在Geoffroy等^[25]的研究中,还提供了一种选项,其中将 f 指定为0.09。对于每个模式,本文分别使用EBMs根据校准的 f 和指定的 f 来重现1%CO₂试验中的 ΔT 。如果校准的 f 得出的 ΔT 与1%CO₂试验的均方根误差较低,则采用校准的 f ;否则,使用指定的 f 。参数 f 的最终数值如表1所列。

2.3 EBM试验

为了评估EBMs的性能和参数的影响贡献,本文进行了以下模拟试验:

(1)CO₂4倍突增重建试验:该试验旨在评估

表 1 CMIP6 模式和对应的能量平衡模式 (EBMs) 参数
Table 1 The CMIP6 models and their parameters of Energy-Balance Models (EBMs)

模式名称	$F_{4\times}$ /(W/m ²)	λ [(W/(m ² ·K))]	f	ε	ECS/K	C [(W·a/(m ² ·K))]	C_0 [(W·a/(m ² ·K))]	γ [(W/(m ² ·K))]
ACCESS-CM2	7.80	0.66	0.09	1.41	5.93	9.51	122.65	0.62
ACCESS-ESM1-5	6.46	0.72	0.19	1.64	4.51	8.79	86.13	0.58
AWI-CM-1-1-MR	8.71	1.24	0.09	1.28	3.51	7.91	72.94	0.53
BCC-CSM2-MR	5.91	1.10	0.09	1.26	2.70	8.76	43.37	0.62
BCC-ESM1	6.37	0.96	0.09	1.31	3.33	7.29	63.59	0.47
CAMS-CSM1-0	9.55	1.76	0.09	1.22	2.71	11.46	156.29	0.86
CAS-ESM2-0	7.08	0.96	0.09	1.41	3.70	9.23	72.87	0.51
CESM2	8.65	0.61	0.09	1.58	7.11	10.45	105.28	0.83
CESM2-FV2	7.98	0.50	0.09	1.65	7.96	8.58	121.78	0.88
CESM2-WACCM	7.85	0.69	0.24	1.54	5.66	9.09	92.64	0.76
CESM2-WACCM-FV2	6.75	0.58	0.20	1.43	5.82	8.04	113.48	0.76
CMCC-CM2-SR5	9.80	1.01	0.09	1.17	4.85	11.28	217.87	1.04
CMCC-ESM2	10.96	1.04	0.09	1.17	5.79	9.69	218.84	1.06
CNRM-ESM2-1	7.28	0.68	0.09	0.87	5.33	9.22	214.28	0.89
CanESM5	7.55	0.63	0.17	1.09	5.95	8.13	82.02	0.56
E3SM-1-0	7.38	0.62	0.05	1.38	5.92	8.22	44.01	0.36
EC-Earth3-Veg	7.59	0.84	0.10	1.37	4.54	8.25	42.44	0.46
FGOALS-f3-L	9.05	1.36	0.10	1.47	3.32	10.66	106.81	0.71
FGOALS-g3	12.98	1.21	0.09	1.12	5.38	13.28	701.53	2.03
FIO-ESM-2-0	10.22	0.84	0.09	1.20	6.11	10.56	213.86	1.20
GFDL-CM4	8.13	0.80	0.09	1.69	5.09	7.40	112.58	0.66
GFDL-ESM4	7.66	1.34	0.09	1.09	2.86	8.07	143.03	0.61
GISS-E2-1-G	8.35	1.45	0.16	1.06	2.88	6.23	151.35	0.84
GISS-E2-1-H	7.51	1.18	0.10	1.14	3.17	8.90	91.49	0.66
GISS-E2-2-G	7.44	1.76	0.07	0.52	2.11	8.08	280.39	0.43
GISS-E2-2-H	7.31	1.39	0.09	1.05	2.64	9.49	89.12	0.59
INM-CM4-8	10.21	1.37	0.09	1.17	3.72	14.30	561.06	1.82
INM-CM5-0	8.20	1.49	0.09	1.24	2.76	10.75	260.96	0.99
IPSL-CM5A2-INCA	6.26	0.82	0.14	1.06	3.82	8.23	122.38	0.56
IPSL-CM6A-LR	8.42	0.75	0.09	1.27	5.63	7.87	101.16	0.52
KACE-1-0-G	8.15	0.70	0.09	1.25	5.82	4.26	161.51	1.41
KIOST-ESM	7.29	0.97	-0.56	1.31	3.77	6.27	104.56	0.77
MIROC-ES2L	9.27	1.63	0.09	0.84	2.84	11.42	358.99	0.86
MIROC6	8.73	1.42	0.09	1.09	3.07	10.13	377.21	0.97
MPI-ESM-1-2-HAM	9.14	1.33	0.09	1.34	3.43	9.83	151.69	0.72
MPI-ESM1-2-HR	8.62	1.29	0.12	1.40	3.35	8.60	108.59	0.69
MPI-ESM1-2-LR	9.34	1.39	0.09	1.27	3.36	9.83	151.15	0.74
MRI-ESM2-0	8.48	1.11	0.09	1.25	3.84	9.43	153.55	1.24
NESM3	7.48	0.82	0.09	1.00	4.56	5.44	86.45	0.45
NorCPM1	7.38	1.08	0.22	1.44	3.41	11.49	119.48	0.89
NorESM2-LM	9.02	1.55	0.29	1.79	2.91	6.05	119.48	0.94
NorESM2-MM	9.14	1.70	0.24	1.40	2.68	5.36	116.43	0.75
SAM0-UNICON	10.51	1.04	0.09	1.19	5.07	8.67	227.62	1.16
TaiESM1	8.42	0.88	0.06	1.27	4.80	8.72	102.71	0.65
UKESM1-0-LL	7.70	0.67	-0.08	1.15	5.75	7.09	79.02	0.51

注: $F_{4\times}$ 为 CO₂ 浓度为 4 倍工业化前水平时的有效辐射强迫, λ 为气候反馈参数, f 为有效辐射强迫非对数线性系数, ε 为海洋吸热效率因子, ECS 为大气 CO₂ 浓度为工业化前 4 倍水平时模式的平衡气候响应, C 为上层海洋热容量, C_0 为深海热容量, γ 为海表—深海热传输系数。

EBMs对CMIP6中CO₂ 4倍突增试验结果的重现能力。对于每个CMIP6模型,其替代的EBMs使用表1中的相应参数。该试验中CO₂浓度与CMIP6中的CO₂ 4倍突增试验相同。总集合数量为45。

(2)CO₂缓变试验:此试验旨在评估EBMs的性能和比较参数的影响贡献。对于每个CMIP6模型,其替代的EBMs使用表1中的相应参数。该试验中CO₂浓度的演变,在第1~140年期间与CMIP6的1%CO₂试验相同,在第141~280年期间与CMIP6的1%CO₂移除试验相同[图1(a)]。总集合数量为45。

(3)单参数敏感性试验:为了探究EBMs参数对ΔT响应非对称性的影响,我们根据表1中的参数,选取其中1个参数,用其43个值分别建立43套EBMs方程,每套方程可以产出280年的ΔT演变;此时,其他参数被设定为43个模型的均值(GISS-E2-1-G和KACE-1-0-G的试验设置存在错误,后续分析没有使用它们的参数,具体原因见3.4节1%CO₂试验的分析部分)。该试验中CO₂浓度演变与CO₂缓变试验相同。总集合数量为301。

3 EBMs的重现能力

基于表1校准的参数,每个CMIP6模式都对应一个替代的EBMs。这里比较了CO₂ 4倍突增、1%CO₂及其移除情景下替代EBMs模型的重现能力。值得注意的是,CO₂ 4倍突增试验的第1~150年和1%CO₂试验的第1~140年的数据用于EBMs参数校准,1%CO₂试验的第141~280年(CO₂浓度下降阶段)的结果是预测值。总体而言,EBMs很好地抓住了CO₂强迫下的ΔT演变。

CO₂ 4倍突增试验中,所有替代EBMs都能抓住对应CMIP6模式中的ΔT。在试验中,CO₂浓度相对于工业化前水平突然增加4倍,然后保持不变。CMIP6和EBMs结果中的ΔT均快速上升,然后以较慢的速度增加(图2);如果仔细比较每一个模式的结果,可发现CMIP6模式和EBMs几乎相同。以第131~150年平均ΔT为例,CMIP6模式和EBMs结果非常一致[图3(a)]。

在1%CO₂试验(对应为EBMs CO₂缓变试验的前140年结果)中,大多数替代的EBMs都能够抓住

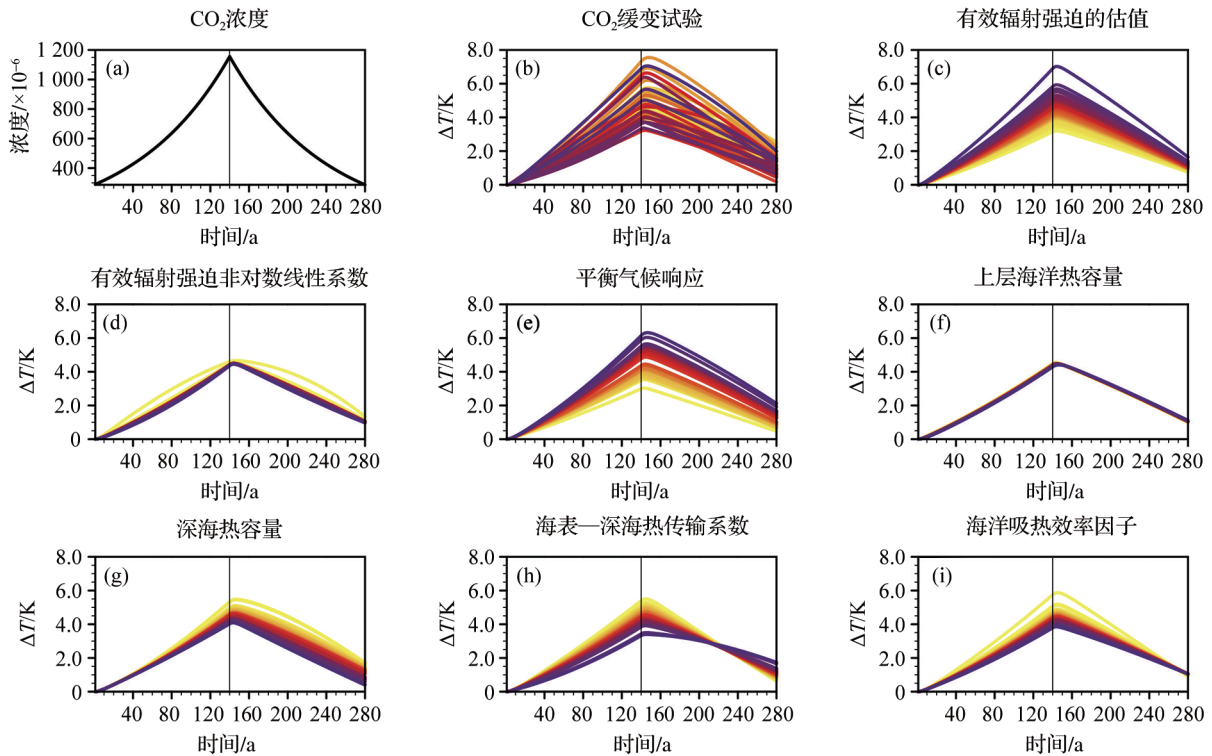


图1 CO₂浓度(a)、CO₂缓变试验(b)以及单参数敏感性试验(c)~(i)中ΔT的时间序列

Fig. 1 The time serials of CO₂ concentration (a) and ΔT of reconstructed simulations (b) and single parameter sensitive simulations (c)~(i)

(b)曲线表示45个模型中CO₂缓变试验的输出;(c)~(i)曲线的颜色由浅到深表示对应的敏感参数的变化由小到大
The curves in (b) denotes outputs of reconstructed simulations in the 45 models; The colors of the curves in (c)~(i) from light to dark represent the sensitive parameters from small to large

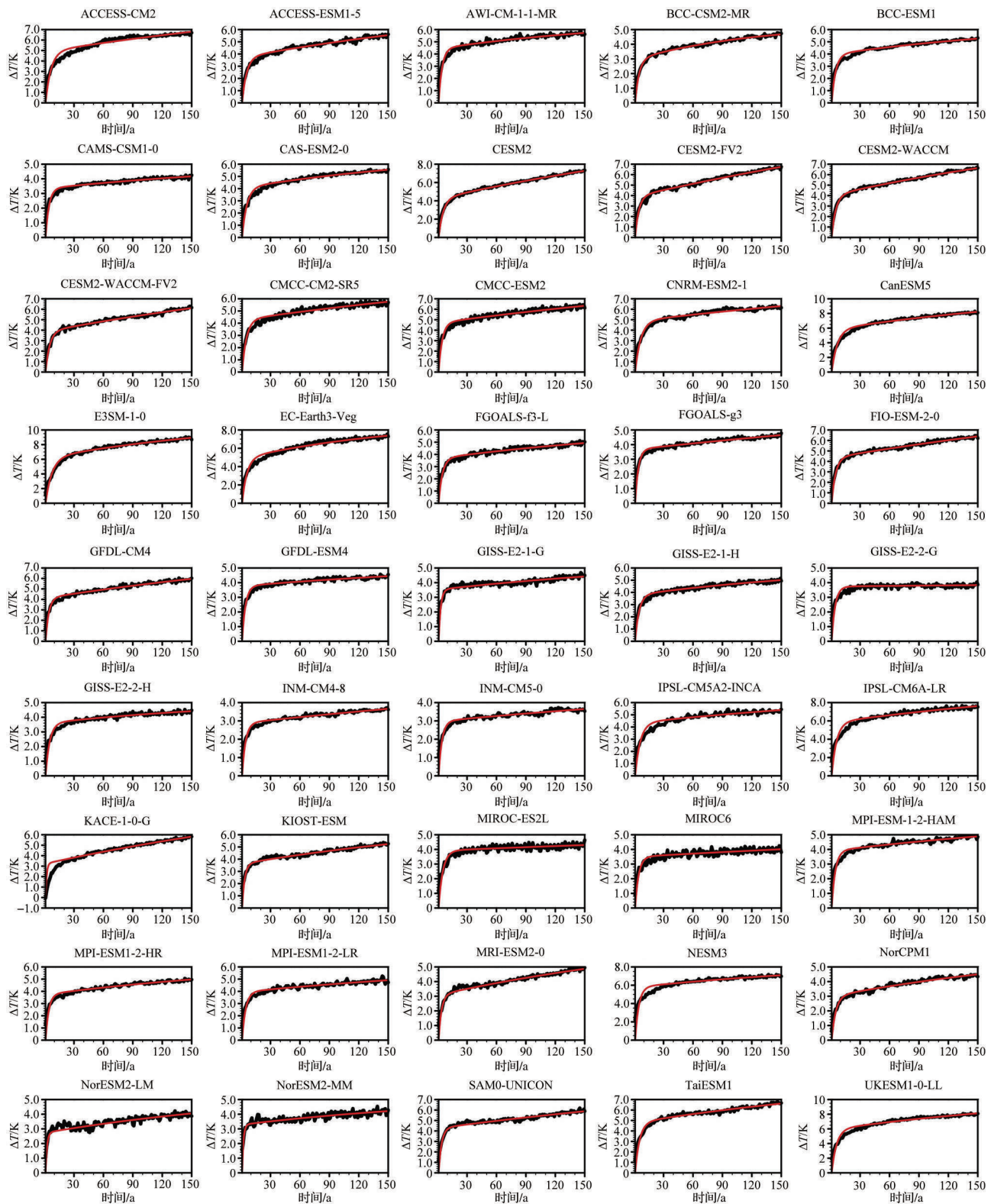


图 2 CMIP6 模式和能量平衡模式 (EBMs) 中 ΔT 的演变

Fig. 2 The evolution of ΔT in CMIP6 models and Energy-Balance Models (EBMs)

CMIP6 模式使用的是 CO_2 浓度突增试验结果 (黑色曲线), 能量平衡模式为 4 倍 CO_2 突增重建试验 (红色曲线) 结果,

该结果为减去工业革命前试验结束时的全球平均地表气温的异常; CMIP6 各模式的名称标在图上

The evolutions are the ΔT results in abrupt-4 $\times\text{CO}_2$ simulations. The black curves are results of CMIP6 models and the red ones are the results of the surrogated EBMs. The changes are the anomalies relative to the end of pre-industrial simulation. The CMIP6 mode name is above each figure

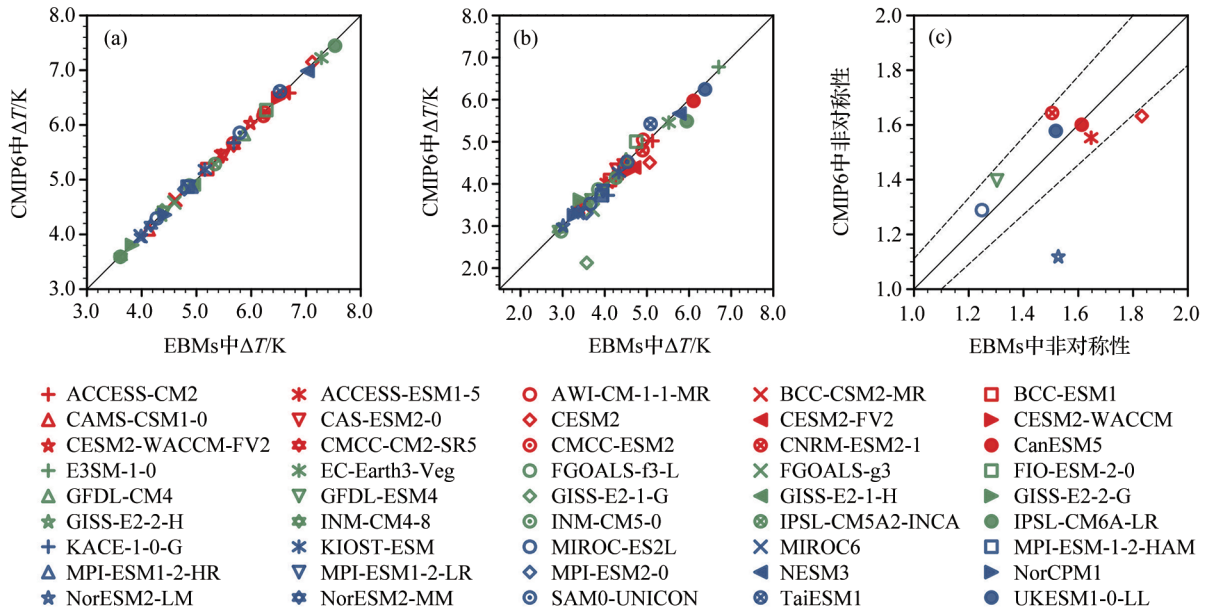


图3 能量平衡模式(EBMs)与对应CMIP6模式中全球平均地表气温变化(ΔT)和非对称性的散点图

Fig. 3 The scatterplot of the ΔT and asymmetry in Energy-Balance Models (EBMs) and corresponding CMIP6 models

(a) CO₂ 4倍突增试验的第131~150年平均 ΔT ; (b) 1%CO₂试验的第121~140年平均 ΔT ; (c) 1%CO₂试验及其移除试验中的 ΔT 的非对称性, 虚线之间的区域表示EBMs与CMIP6模式中 ΔT 的相对误差小于10%

(a) The results are the mean ΔT from year 131 to 150 in abrupt-4 \times CO₂ simulations; (b) The results are the mean ΔT from year 121 to 140 in 1%CO₂ simulations; (c) The results are the asymmetry of 1%CO₂ and 1%CO₂-cdr simulations, the area between the two dash lines indicates that the relative ΔT difference between EBMs and CMIP6 models is less than 10%

对应CMIP6模式中 ΔT 的演变。CMIP6模式和其替代EBMs中 ΔT 演变展示了相同的上升特征,几乎所有的替代EBMs都很好地拟合其对应CMIP6模式的 ΔT 演变(图4)。在试验的第121~140年,大多数CMIP6模式和其替代EBMs的 ΔT 几乎相同[图3(b)]。GISS-E2-1-G和KACE-1-0-G的 ΔT 演变不符合1%CO₂试验规则^[28],后续的分析没有考虑这2个模式的结果[图3(b)和图4]。

对于1%CO₂移除试验,只有8个CMIP6模式的结果可用。1%CO₂移除试验是1%CO₂试验的延伸,2个试验中CO₂浓度的演变是对称的,但这2个试验中 ΔT 的演变却有非对称性,该非对称性是本文关注的重点。这里,本文将非对称性定义为1%CO₂移除试验的第1~140年 ΔT 随时间的积分除以1%CO₂试验的第1~140年 ΔT 随时间的积分;EBMs结果中为CO₂缓变试验的第141~280年 ΔT 随时间的积分除以第1~140年 ΔT 随时间的积分。6个替代EBMs(ACCESS-ESM1-5、CNRM-ESM2-1、CanESM5、GFDL-ESM4、MIROC-ES2L和UKESM1-0-LL)能够合理再现出碳移除阶段 ΔT 的非对称性。2个替代EBMs(CESM2和NorESM2-LM)高估了该非对称性[图3(c)]。对于CESM2,结合1%CO₂试验及其移除试

验结果(图4),非对称性的差异可能源于EBMs对有效辐射强迫-CO₂浓度关系的设定不同于CESM2。对于NorESM2-LM,在第141~280年的 ΔT 演变几乎与第1~140年对称(图4),这与前人研究结果中CO₂浓度下降时 ΔT 的演变特征不符^[2-4, 11-12, 15, 19-21]。考虑到上述原因,我们认为这些EBMs能够合理表达出CO₂浓度变化对 ΔT 演变非对称性的影响。

综上所述,EBMs包含与 ΔT 演变相关的关键能量过程,其参数来源于CO₂突然增加和缓慢增加试验,模拟的 ΔT 与这些试验结果几乎吻合,并能够合理预测出CO₂浓度缓慢下降过程中 ΔT 的非对称演变,这为我们研究关键气候参数对 ΔT 演变的非对称性注入了信心。结合EBMs非常小的计算成本,本文开展了391个气候属性变化的EBMs试验集合,是对仅包含8个可用模式(集合)的1%CO₂移除试验的补充。

4 ΔT 演变非对称性的因子

CO₂缓变试验中,大气CO₂浓度在第1~140年上升,在第141~280年下降[图1(a)]。在大致趋势上,这种CO₂浓度演变与工业化以来和21世纪拟开展

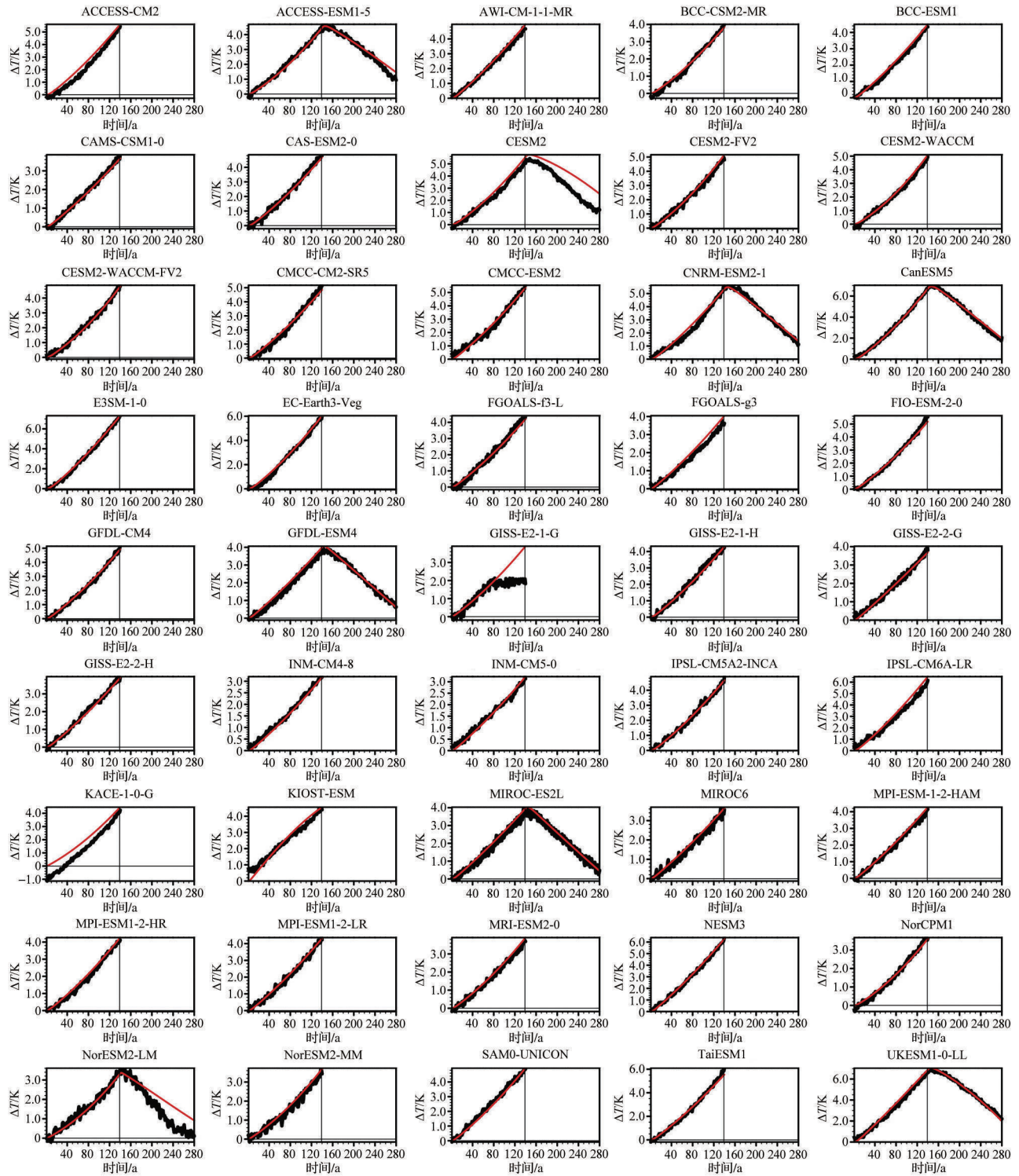


图 4 CMIP6 模式和能量平衡模式 (EBMs) 中 ΔT 的演变

Fig. 4 The evolution of ΔT in CMIP6 models and Energy-Balance Models (EBMs)

CMIP6 模式使用的是 CO_2 浓度突增试验结果 (黑色曲线), 能量平衡模式的为 4 倍 CO_2 突增重建试验 (红色曲线) 结果。该结果为减去工业革命前试验结束时的全球平均地表气温的异常; CMIP6 各模式的名称标在图上; 大气 CO_2 浓度演变为: 第 1~140 年, 以逐年 1% 的速度上升;

第 141~180 年, 以逐年 1% 的速度降低。因只有 8 个 CMIP6 模式开展了 1% CO_2 移除试验, 其他模式在第 141~280 年无相关数据

The evolution are the ΔT results in abrupt-4 $\times\text{CO}_2$ simulations. The black curves are results of CMIP6 models and the red ones are the results of the surrogated EBMs. The changes are the anomalies relative to the end of pre-industrial simulation; The CO_2 concentration evolves as follows:

it increases 1% per year during year 1~140 and decreases 1% per year during year 141~280. As only 8 models conducted the 1% CO_2 removal simulation, the outputs of other models during year 141~280 is unavailable. The CMIP6 mode name is above each figure

的碳移除情景下的总体的 CO₂ 浓度变化相似。因此,本文关于全球温度对 CO₂ 浓度变化的非对称性,主要是基于该 CO₂ 演变的结果:在第 1~140 年,大气 CO₂ 浓度逐渐升高,Δ*T* 也随之升高;在第 140 年后,大气 CO₂ 浓度开始下降,Δ*T* 会短暂上升,之后呈现下降趋势;当大气 CO₂ 浓度在第 280 年恢复至工业化前水平时,Δ*T* 仍然为正值,高于工业化前的数值 [图 1(b)]。总体上,虽然 CO₂ 浓度的演变是对称的,但 Δ*T* 的演变呈现出明显的非对称特征。根据上文中关于非对称性的定义,CO₂ 缓变试验中 Δ*T* 演变的非对称性大小为 1.50±0.16(图 5)。

在各单参数敏感实验中,CO₂ 浓度的演变与 CO₂ 缓变试验相同,Δ*T* 的演变也呈现出类似的非对称性特征 [图 1(c)~图 1(i)]。F_{4x}、*f*、ECS、*C*、C₀、*γ* 和 ε 的变化导致的非对称性的平均值分别为 1.45、1.45、1.46、1.44、1.50、1.44 和 1.44,对应的标准差分别为 0、0.01、0.08、0.03、0.12、0.14 和 0.02(图 5)。总体上,ECS、C₀ 和 *γ* 的贡献与 CO₂ 缓变试验(Rec)结果最为接近,即这三者是导致 CO₂ 缓变试验中 Δ*T* 演变非对称性的主要因子。

4.1 深层海洋热容量的贡献

深层海洋热容量(C₀)变化导致的 Δ*T* 非对称性与 CO₂ 缓变试验最接近,为 1.50±0.12。在以上 Δ*T* 对 CO₂ 的非对称响应中,Δ*T* 达峰时间和达峰后的下降速度都可影响到非对称性的强弱。图 4 以示意图的形式展示了二者对非对称性的影响。当 Δ*T* 峰值的时间与 CO₂ 浓度峰值时间(第 140 年)相同时,在第 141~280 年 Δ*T* 如果与第 1~139 年呈对称分布,此时 Δ*T* 的演变是对称的 [图 6(a)和图 6(b)中实线]。当 Δ*T* 峰值时间(*t*_{max}) 大于 140 年,同样,峰值后 Δ*T* 演变关于 *t*_{max} 对称,此时 Δ*T* 演变呈现出非对称特征 [图 6(a)中虚线]。我们把这种差异称为峰值时间产生的非对称性。如果 Δ*T* 峰值时间保持为第 140 年,在第

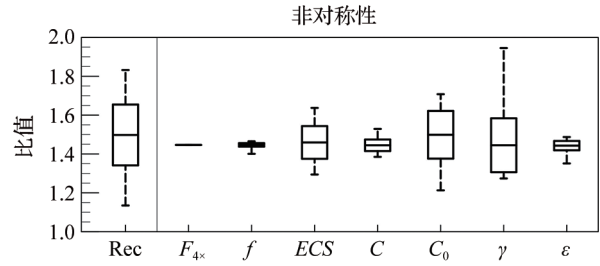


图 5 CO₂ 缓变试验和单参数敏感性实验中 Δ*T* 演变非对称性的箱线图

Fig. 5 The boxplots of the asymmetries of Δ*T* evolution in reconstructed simulations and single parameter sensitive simulations

Rec: 缓变试验; F_{4x}、*f*、ECS、*C*、C₀、*γ* 和 ε 对应的箱线分别表示单参数敏感试验中它们的贡献。箱线图的中线表示对应的平均结果,上下两端表示平均值加减一个模式间标准差的结果,上下端分别表示最大和最小值

Rec: reconstructed simulations; The corresponding boxes of F_{4x}、*f*、ECS、*C*、C₀、*γ* 和 ε represent their contributions derived from single parameter sensitive simulation, respectively. The middle lines are averaged results; The top and bottom of the box indicate the ±1 intermodel standard deviation of the asymmetries, respectively;

The top and bottom lines of the error bars indicate the maximum and minimum, respectively

141~280 年,Δ*T* 下降速度降低,也能导致 Δ*T* 演变出现非对称性 [图 6(b)中虚线]。我们把该差异称为达峰后的下降速度产生的非对称性。在实际的贡献分析中,研究峰值时间贡献时,峰值后的 Δ*T* 演变与峰值前对称,这样排除了下降速度对非对称性的影响,并可以保证 Δ*T* 峰值时间在第 140 年时 Δ*T* 的演变是对称的;在研究下降速度的贡献时,第 140 年后 Δ*T* 下降速度为对应试验成员峰值后至第 280 年 Δ*T* 的趋势,排除了 Δ*T* 峰值时间对非对称性的影响。经过评估,在 C₀ 变化的影响中,由下降速度导致的非对称性占主要贡献,其 ±1 个标准差范围为 1.31±0.08; 而由峰值时间变化导致的非对称性范围为 1.14±0.03。

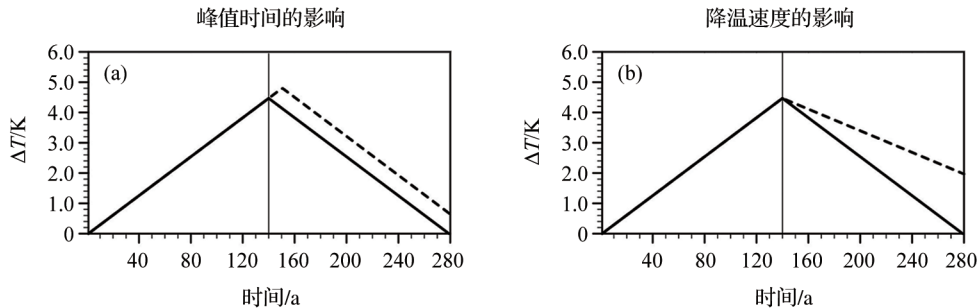


图 6 Δ*T* 达峰时间(a)和达峰后的下降速度(b)影响非对称性的示意图

Fig. 6 Diagram of the effects of (a) peak year and (b) cooling rate on the asymmetry of Δ*T* evolution

随着 C_0 的增加, ΔT 峰值后下降速度呈非单调变化[图 7(a)]。当 C_0 比较小[约 $50 \text{ W}\cdot\text{a}/(\text{m}^2\cdot\text{K})$] 时,

深海的温度响应较强[图 8(b)], 海表与深海温度差异小[图 8(c)], 则地表向深海传输的能量较少[图 8(f)],

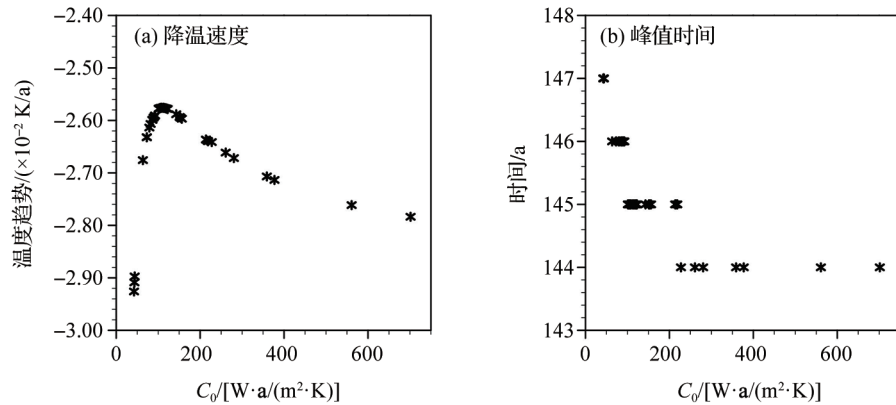


图 7 深海热容量 (C_0) 变化时能量平衡模式 (EBMs) 中的 ΔT 峰值后的下降趋势 (a) 和峰值年份 (b) 的散点图
Fig. 7 The scatter plots of (a) cooling rate versus C_0 and (b) peak year of ΔT versus C_0 in Energy-Balance Models (EBMs) when the capacity of deep ocean (C_0) varies

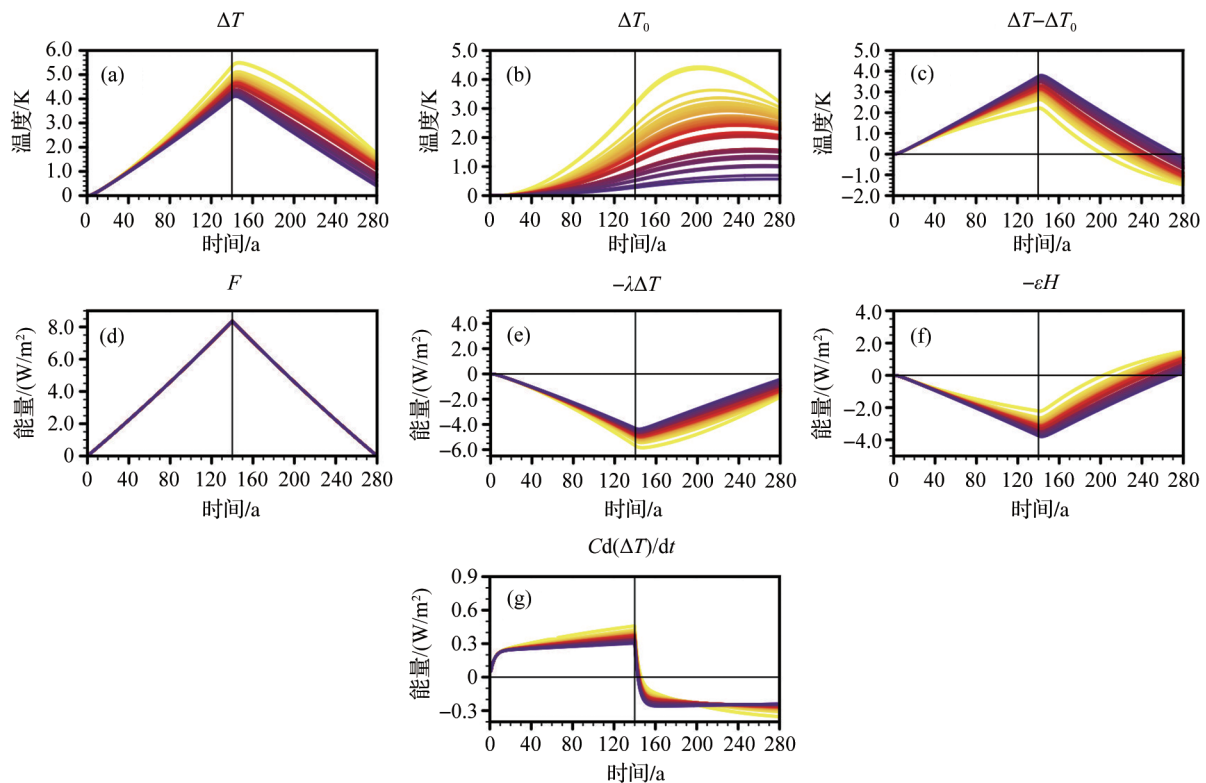


图 8 深海热容量 (C_0) 变化时能量平衡模式 (EBMs) 的全球平均温度和能量通量时间序列
Fig. 8 The time series of global mean temperature and energy fluxes in Energy-Balance Models (EBMs) when the capacity of deep ocean (C_0) varies

(a) 全球平均地表气温变化 (ΔT); (b) 深层海洋温度异常 (ΔT_0); (c) 地表与深层海洋间的温差 ($\Delta T - \Delta T_0$); (d) 有效辐射强迫 (F); (e) 气候反馈 ($-\lambda\Delta T$); (f) 地表向深海的能量损失 ($-\varepsilon H$); (g) 地表净能量 [$Cd(\Delta T)/dt$]; 曲线的颜色从浅到深表示

C_0 由小变大; 这些结果是在单参数敏感性模拟中产生的, 其中 C_0 变化而其他参数固定

(a) Global mean surface air temperature change (ΔT); (b) Temperature change in the deep ocean (ΔT_0); (c) Changes in temperature differences between the Earth's surface and the deep ocean ($\Delta T - \Delta T_0$); (d) Effective radiative forcing (F); (e) Climate feedback ($-\lambda\Delta T$); (f) Energy loss of the Earth's surface to the deep ocean ($-\varepsilon H$); (g) Net energy gained by the Earth's surface [$Cd(\Delta T)/dt$], respectively;

The colors of the curves from light to dark represent C_0 from small to large; The results are the output of the single parameter sensitive simulations in which C_0 was varied and the other parameters were fixed

ΔT 的响应偏大[图 8(a)],在第 140 年和第 280 年 ΔT 相对于其他参数偏大;当 C_0 比较大[$>200 \text{ W}\cdot\text{a}/(\text{m}^2\cdot\text{K})$]时,虽然深海的温度响应、海表与深海温度差异、地表向深海传输的能量和 ΔT 的响应均与 C_0 比较小时相反[图 8(a)~图 8(c)和图 8(f)],但第 140 年和第 280 年 ΔT 均同步增大,所以这 2 种情况 CO₂浓度下降阶段 ΔT 的下降趋势接近。但 C_0 取值约 $100 \text{ W}\cdot\text{a}/(\text{m}^2\cdot\text{K})$ (图 7)时,第 140 年 ΔT 的增加幅度小于第 280 年 ΔT 的增加幅度[图 8(a)],此时 CO₂浓度下降阶段 ΔT 的下降趋势高于 C_0 较小和较大的情况。

ΔT 峰值年份会随着 C_0 的增加而提前[图 7(b)]。 ΔT 峰值年份主要与第 140 年时地表净能量收入的大小有关,如果该地表净能量收入越大,则需要更

长的时间使地表净能量成为 0,达到 ΔT 峰值,反之则反。当 C_0 较大时,第 140 年时地表净能量收入偏小,则 ΔT 峰值提前;当 C_0 较小时,第 140 年时地表净能量收入偏大,则 ΔT 峰值推迟。

4.2 海表—深海热传输系数的贡献

海表—深海热传输系数(γ)变化导致的 ΔT 非对称性范围为 1.44 ± 0.14 ,其产生的标准差为所有因子中最高。与 C_0 的情况相似,由下降速度导致的非对称性占主要贡献,其 ± 1 个标准差范围为 1.28 ± 0.12 ;由峰值时间变化导致的非对称性范围为 1.12 ± 0.01 。

γ 的增加可导致 ΔT 峰值后下降速度变慢[图 9(a)]。为了更直观地分析和理解该下降速度,对公式(2)两边关于时间求导,得到:

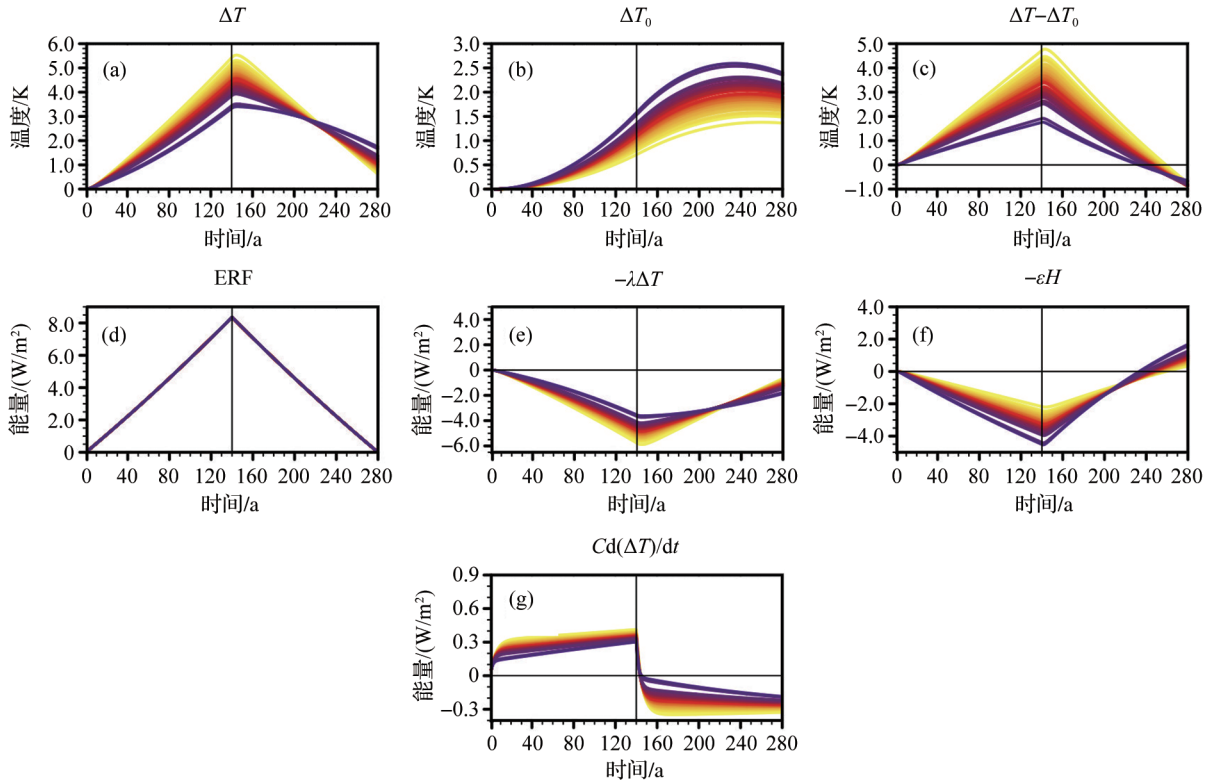


图 9 海表—深海热传输系数(γ)变化时能量平衡模式(EBMs)的全球平均温度变化和能量通量时间序列
 Fig. 9 The time serials of global mean temperature and energy fluxes in Energy-Balance Models (EBMs) when the coefficient of vertical heat exchange in the ocean (γ) varies

(a)全球平均地表气温变化(ΔT);(b)深层海洋温度异常(ΔT_0);(c)地表与深层海洋间的温差($\Delta T-\Delta T_0$);(d)有效辐射强迫(F);
 (e)气候反馈($-\lambda\Delta T$);(f)地表向深海的能量损失($-\epsilon H$);(g)地表净能量[$Cd(\Delta T)/dt$];曲线的颜色从浅到深表示 γ 由小变大;这些结果是在单参数敏感性模拟中产生的,其中 γ 变化其他参数固定
 (a) Global mean surface air temperature change (ΔT); (b) Temperature change in the deep ocean (ΔT_0); (c) Changes in temperature differences between the Earth's surface and the deep ocean ($\Delta T-\Delta T_0$); (d) Effective radiative forcing (F); (e) Climate feedback ($-\lambda\Delta T$); (f) Energy loss of the Earth's surface to the deep ocean ($-\epsilon H$); (g) Net energy gained by the Earth's surface [$Cd(\Delta T)/dt$], respectively.
 The colors of the curves from light to dark represent γ from small to large. The results are the output of the single parameter sensitive simulations in which γ was varied and the other parameters were fixed

$$Cd^2(\Delta T)/dt^2 = dF/dt - \lambda d(\Delta T)/dt - \varepsilon dH/dt \quad (6)$$

在第 160~280 年, $Cd^2(\Delta T)/dt^2$ 接近于 0, 则

$$dF/dt - \lambda d(\Delta T)/dt - \varepsilon dH/dt \approx 0 \quad (7)$$

即在此期间, 气候反馈和地表损失至深海的辐射通量下降速度之和 $[\lambda d(\Delta T)/dt + \varepsilon dH/dt]$ 与有效辐射强迫的下降速度 (dF/dt) 相当 (图 8)。在 γ 变化的单参数敏感试验中, dF/dt 是固定值。在第 0~200 年, γ 的增加可导致海表向深海传输热量的能力 (εH) 增强 [图 9(f)]; 在第 240~280 年, γ 的增加可致深海向海表传输热量的能力变强 [图 9(f)]。综合来看, 较大的 γ 对应 $\varepsilon dH/dt$ 较大 (图 10); 又因 dF/dt 的值在此期间恒定, 则 $\lambda d(\Delta T)/dt$ 偏小, 即 $d(\Delta T)/dt$ 偏小, ΔT 下降速度较慢。反之则反。

γ 的变化对 ΔT 峰值年份的影响较小。当 γ 为 0.36~0.47 和 1.82 时, ΔT 峰值年为第 145 年; 当 γ 为 0.51~1.24 时, ΔT 峰值年为第 144 年; 当 γ 为 2.03 时, 该年份为第 146 年。因总体的年份变化不大 (第 144~146 年), 引起的非对称性标准差比较小 (0.01), 这里就不讨论 γ 对 ΔT 峰值年份的影响。

4.3 ECS 的贡献

ECS 变化导致的 ΔT 非对称性范围为 1.46 ± 0.08 。其中, 由下降速度导致的非对称性占主要贡献, 其 1 个标准差范围为 1.29 ± 0.05 ; 由峰值时间变化导致的非对称性范围为 1.12 ± 0.03 。

ECS 的增加可导致 ΔT 达到峰值后下降速度变快 [图 11(a)]。本文中 ECS 为当大气 CO_2 浓度是工业化前水平的 4 倍且气候达到平衡时的 ΔT 值。根据公式 (1), $F_{\text{net}} - 2\lambda \text{ECS} = 0$ 。在 ECS 变化的单参数敏感试验中, F_{net} 为固定值, ECS 越大, 则 λ 越小, 表示单位 ΔT 产生的向上净辐射通量小。在相同的有效辐射强迫下, 高的 ECS 会导致更少热量反馈给大气层顶 [图 11(e)], 留给地球系统的热量更多, 即 ΔT 对有效辐射强迫的响应更敏感 [图 11(a)]。因此, 在 CO_2 浓度下降阶段, 模式 ECS 的增加可导致 ΔT 峰值后下降速度更快。

ECS 的增加会导致 ΔT 峰值年份推迟 [图 11(a)]。当 ECS 较大时, 第 140 年时地表净能量收入较大, 地表需要更长的时间使得净能量收入下降至 0, 则 ΔT 峰值推迟; 反之则反。

5 结 论

本文发现, 基于强迫—响应能量框架的两层 EBM 能够很好地重现大气 CO_2 浓度变化情景下 ΔT 的演变特征, 包括 CO_2 浓度突然增加、缓慢增加和缓慢下降; 并且, 该 EBM 能够合理再现 CMIP6 模式中 CO_2 浓度上升和下降过程中 ΔT 演变的非对称性。因此, 在研究气候系统属性对 CO_2 浓度变化过程中 ΔT 演变非对称性的影响贡献中, 该 EBM 可替代 CMIP6 模式。鉴于此, 本文基于该模型开展了 391 组试验, 研究了一些气候系统属性对上述非对称性的影响。

ΔT 演变的非对称性主要基于如下 CO_2 浓度演变: 该浓度水平起始于工业化前水平, 先以每年 1% 的速度逐年增加至 4 倍水平, 然后沿着对称的路径下降至初始状态。文中 43 个 CMIP6 模式对应的 EBM 替代模式中, 该非对称性的 1 个标准差范围为 1.50 ± 0.16 。随后, 我们对 EBM 模式的 7 个气候系统属性的贡献进行了分析, 发现 ECS、深海热容量和 γ 对 ΔT 演变非对称性起到主要贡献, 其导致的 1 个标准差范围的非对称性大小分别为 1.50 ± 0.12 、 1.44 ± 0.14 和 1.46 ± 0.08 。进一步分析发现, 这 3 个气候系统属性主要通过改变 ΔT 达到峰值之后的降温速度来影响 ΔT 演变的非对称性, 而改变 ΔT 达到峰值的时间对 ΔT 演变非对称性的影响次之。

上述发现给我们的启示是, 在开展碳移除后, 模式预估的 ΔT 演变会呈现出一定的非对称性, 同时该非对称性存在一定的不确定性范围。未来在实现巴黎协定目标的过程中, 如果需要对碳移除后温度的非对称性或迟滞性有更加准确的认识, 则需要

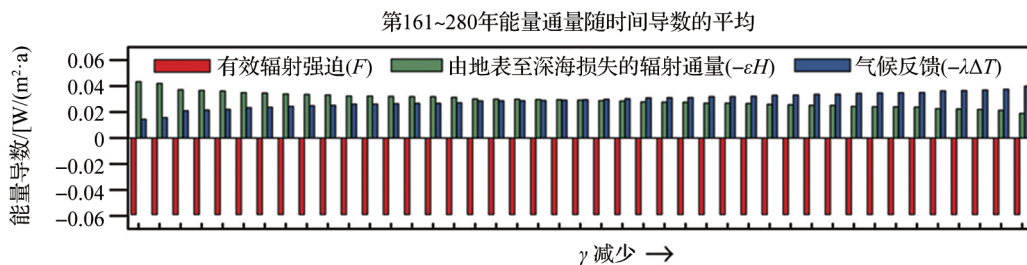


图 10 第 161~280 年平均的各项随时间的导数

Fig. 10 The mean derivative of the fluxes during year 161~280

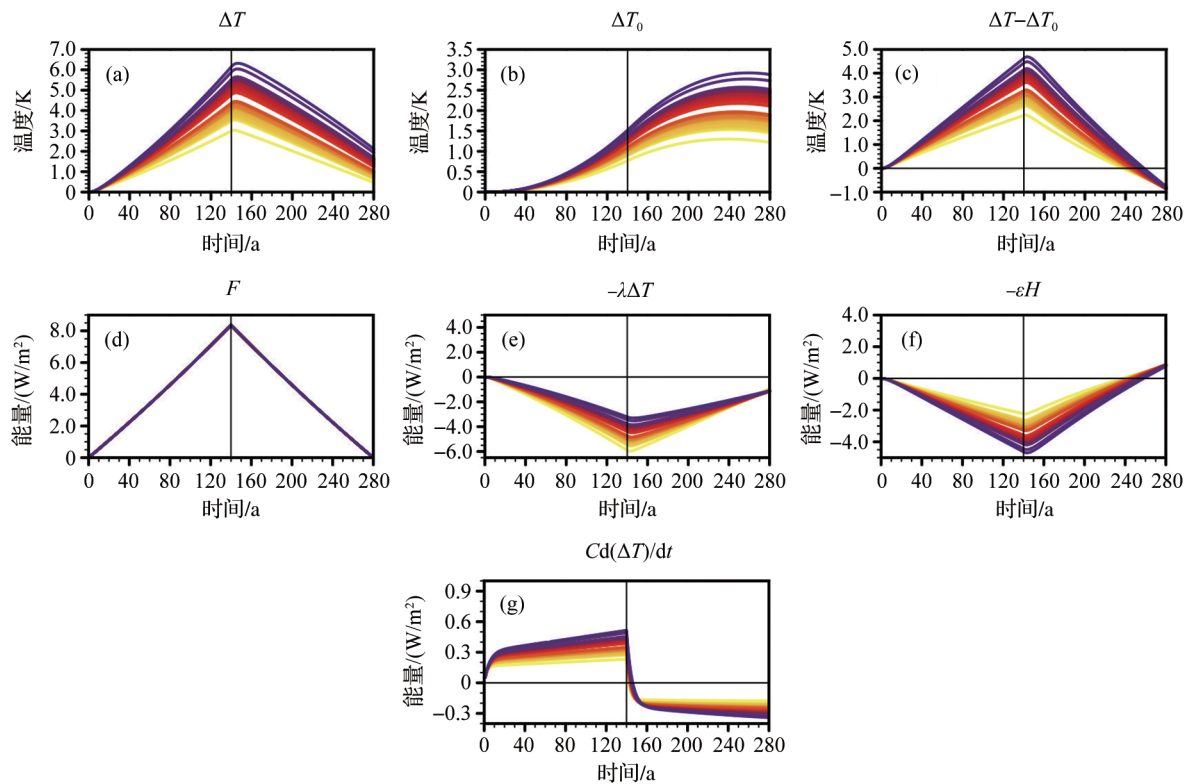


图 11 平衡气候响应(ECS)变化时能量平衡模式(EBMs)的全球平均温度和能量通量时间序列

Fig. 11 The time series in Energy-Balance Models (EBMs) of global mean temperature and energy fluxes when the Equilibrium Climate Sensitivity (ECS) varies

(a)全球平均地表气温变化(ΔT);(b)深层海洋温度异常(ΔT_0);(c)地表与深层海洋间的温差($\Delta T-\Delta T_0$);(d)有效辐射强迫(F);

(e)气候反馈($-\lambda\Delta T$);(f)地表向深海的能量损失($-\epsilon H$)和(g)地表净能量[$Cd(\Delta T)/dt$];曲线的颜色从浅到深表示

ECS由小变大;这些结果是在单参数敏感性模拟中产生的,其中ECS变化而其他参数固定

(a) Global mean surface air temperature change (ΔT); (b) Temperature change in the deep ocean (ΔT_0); (c) Changes in temperature differences between the Earth's surface and the deep ocean ($\Delta T-\Delta T_0$); (d) Effective radiative forcing (F); (e) Climate feedback ($-\lambda\Delta T$); (f) Energy loss of the Earth's surface to the deep ocean ($-\epsilon H$); (g) Net energy gained by the Earth's surface [$Cd(\Delta T)/dt$], respectively.

The colors of the curves from light to dark represent ECS from small to large; The results are the output of the single parameter sensitive simulations in which ECS was varied and the other parameters were fixed

我们加深对气候系统的ECS、深海热容量和海表—深海热传输系数的理解。

致谢:感谢气候建模团队提供和共享的模型结果,感谢地球系统网格联合会(ESGF)存档数据并提供访问。

参考文献(References):

- [1] IPCC. Climate change 2021: the physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [M]. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2021:2 391.
- [2] CAO L, GOVINDASAMY B, CALDEIRA K. Why is there a short-term increase in global precipitation in response to diminished CO₂ forcing? [J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(6). DOI: 10.1029/2011GL046713.
- [3] WU Peili, WOOD R, RIDLEY J, *et al.* Temporary acceleration of the hydrological cycle in response to a CO₂ rampdown [J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37. DOI: 10.1029/2010GL043730.
- [4] YEH S W, SONG S Y, ALLAN R P, *et al.* Contrasting response of hydrological cycle over land and ocean to a changing CO₂ pathway [J]. *NPJ Climate and Atmospheric Science*, 2021, 4. DOI:10.1038/s41612-021-00206-6.
- [5] HELD I M, SODEN B J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19 (21). DOI: 10.1175/JCLI3990.1.
- [6] ZHU Huanhuan, JIANG Sheng, JIANG Zhihong. Projection of climate extremes over China in response to 1.5/2.0 °C global warming based on the reliability ensemble averaging [J]. *Advances in Earth Science*, 2022, 37(6): 612-626. [朱欢欢, 姜胜, 江志红. 基于可靠性集合平均方法的全球1.5/2.0 °C变暖

- 下中国极端气候的未来预估[J]. 地球科学进展, 2022, 37(6): 612-626.]
- [7] BOUCHER O, HALLORAN P R, BURKE E J, *et al.* Reversibility in an Earth system model in response to CO₂ concentration changes[J]. *Environmental Research Letters*, 2012, 7(2). DOI:10.1088/1748-9326/7/2/024013.
- [8] KAMAE Y, OGURA T, WATANABE M, *et al.* Robust cloud feedback over tropical land in a warming climate[J]. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 2016, 121(6): 2 593-2 609.
- [9] QU X, HUANG G. CO₂-induced heat source changes over the Tibetan Plateau in boreal summer-part II: the effects of CO₂ direct radiation and uniform sea surface warming[J]. *Climate Dynamics*, 2020, 55(5): 1 631-1 647.
- [10] ANDREWS T, FORSTER P, BOUCHER O, *et al.* Precipitation, radiative forcing and global temperature change[J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(14). DOI: 10.1029/2010GL043991.
- [11] EHLERT D, ZICKFELD K. Irreversible ocean thermal expansion under carbon dioxide removal[J]. *Earth System Dynamics*, 2018, 9(1): 197-210.
- [12] WU P L, RIDLEY J, PARDAENS A, *et al.* The reversibility of CO₂ induced climate change[J]. *Climate Dynamics*, 2015, 45(3): 745-754.
- [13] KIM S K, SHIN J, AN S I, *et al.* Widespread irreversible changes in surface temperature and precipitation in response to CO₂ forcing[J]. *Nature Climate Change*, 2022, 12: 834-840.
- [14] SONG S Y, YEH S W, AN S I, *et al.* Asymmetrical response of summer rainfall in East Asia to CO₂ forcing[J]. *Science Bulletin*, 2022, 67(2): 213-222.
- [15] ZHANG S Q, QU X, HUANG G, *et al.* Asymmetric response of South Asian summer monsoon rainfall in a carbon dioxide removal scenario[J]. *NPJ Climate and Atmospheric Science*, 2023, 6. DOI:10.1038/s41612-023-00338-x.
- [16] TANG Mingxiu, SUN Shao, ZHU Xiufang, *et al.* CMIP6 assessment of changes in hazard of future rainstorms in China[J]. *Advances in Earth Science*, 2022, 37(8): 519-534. [唐明秀, 孙劭, 朱秀芳, 等. 基于CMIP6的中国未来暴雨危险性变化评估[J]. 地球科学进展, 2022, 37(5): 519-534.]
- [17] SANDERSON B, O'NEILL B, TEBALDI C. What would it take to achieve the Paris temperature targets?[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43: 7 133-7 142.
- [18] XU Y Y, RAMANATHAN V. Well below 2 °C: mitigation strategies for avoiding dangerous to catastrophic climate changes[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2017, 114(39): 10 315-10 323.
- [19] HELD I M, WINTON M, TAKAHASHI K, *et al.* Probing the fast and slow components of global warming by returning abruptly to preindustrial forcing[J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(9): 2 418-2 427.
- [20] JELTSCH-THÖ M A, STOCKER T, JOOS F. Hysteresis of the Earth system under positive and negative CO₂ emissions[J]. *Environmental Research Letters*, 2020, 15(12). DOI: 10.1088/1748-9326/abc4af.
- [21] KUG J S, OH J H, AN S I, *et al.* Hysteresis of the intertropical convergence zone to CO₂ forcing [J]. *Nature Climate Change*, 2022, 12: 47-53.
- [22] KELLER D, LENTON A, SCOTT V, *et al.* The Carbon Dioxide Removal Model Intercomparison Project (CDRMIP): rationale and experimental protocol for CMIP6 [J]. *Geoscientific Model Development*, 2018, 11(3): 1 133-1 160.
- [23] GREGORY J M, INGRAM W J, PALMER M A, *et al.* A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity [J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(3). DOI: 10.1029/2003GL018747.
- [24] ANDREWS T, GREGORY J M, WEBB M J, *et al.* Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models [J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(9). DOI: 10.1029/2012GL051607.
- [25] GEOFFROY O, SAINT-MARTIN D. Equilibrium- and transient-state dependencies of climate sensitivity: are they important for climate projections?[J]. *Journal of Climate*, 2019, 33(5): 1 863-1 879.
- [26] GEOFFROY O, SAINT-MARTIN D, BELLON G, *et al.* Transient climate response in a two-layer energy-balance model. part II: representation of the efficacy of deep-ocean heat uptake and validation for CMIP5 AOGCMs [J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(6): 1 859-1 876.
- [27] GEOFFROY O, SAINT-MARTIN D, BELLON G, *et al.* Transient climate response in a two-layer energy-balance model. Part I: analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments [J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(6): 1 841-1 857.
- [28] EYRING V, BONY S, MEEHL G A, *et al.* Overview of the Coupled Model Intercomparison Project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization[J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(5): 1 937-1 958.
- [29] GREGORY J M, ANDREWS T, GOOD P. The inconstancy of the transient climate response parameter under increasing CO₂ [J]. *Philosophical Transactions Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences*, 2015, 373(2 054). DOI: 10.1098/rsta.2014.0417.

Asymmetric Response of Global Temperature to Changes in CO₂ Concentration: Energy Balance Models Study*

QU Xia^{1,2}, HUANG Gang²

(1. *Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*; 2. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*)

Abstract: Climate system properties influence asymmetry in global surface air temperature evolution under changes in carbon dioxide (CO₂) concentration; however, it remains unclear which properties contribute more significantly. Owing to the insufficient number of samples from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experiments, this study utilized the output of 45 CMIP6 models and constructed 391 sets of experiments using a two-layer energy balance model that was both rapid and reproducible. The experimental results demonstrate that the Equilibrium Climate Sensitivity (ECS), ocean heat capacity, and coefficient of vertical heat exchange in the ocean play primary roles in the asymmetry of the Global Surface Air Temperature (GSAT) evolution under a fixed CO₂ concentration rise and fall. This was achieved by altering the cooling rate after the GSAT peak during the CO₂ concentration decline period. Therefore, a deeper understanding of the ECS, ocean heat capacity, and the coefficient of vertical heat exchange in the ocean may facilitate a more scientifically realistic achievement of the goals of the Paris Agreement.

Key words: Global surface air temperature; Asymmetry; Changes in CO₂ concentration.

* **Foundation item:** Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 42141019, 42175055).

First author: QU Xia, Associated professor, research areas include climate dynamics under climate change. **E-mail:** quxia@mail.iap.ac.cn

附录 能量平衡模式参数校准方法

正文公式(2)~(4)中的参数基于 CMIP6 的 CO₂ 4 倍突增试验获得,并使用 Geoffroy 等^[1]和 Geoffroy 等^[2]的方法进行校准,每个模型的参数都是经历了 50 次迭代得到的:

(1)对于第 1 次迭代,我们设定 $\varepsilon=1$ 。根据正文公式(1),通过对 CMIP6 输出的 ΔN 和 ΔT 进行线性回归,得到 F 、 ECS 和 λ 的值。校准 C 、 C_0 和 γ 需要引入 4 个参数 τ_f 、 τ_s 、 a_f 和 a_s 。使用以下方程:

$$\ln(1 - \Delta T/2ECS) \approx \ln(a_s) - t/\tau_s \quad (\text{附 1})$$

式中: t 是时间,在第 30~150 年内,左侧与右侧的线性回归可得到 a_s 和 τ_s 。然后,使用:

$$\tau_f = 1 - a_s \quad (\text{附 2})$$

可以确定 a_f 。使用 CO₂ 4 倍突增试验的前 10 年的平均值,并按照:

$$\tau_f = t/\ln[a_f - \ln(1 - \Delta T/2ECS - a_s e^{-t/\tau_s})] \quad (\text{附 3})$$

可以计算 τ_f 。为了避免除以 0, NorESM2-LM 和 NorESM2-MM 分别利用了前 4 年和前 7 年。 C 、 C_0 和 γ 可以通过如下公式计算:

$$C = \lambda/(a_f/\tau_f + a_s/\tau_s) \quad (\text{附 4})$$

$$C_0 = [\lambda(\tau_f a_f + \tau_s a_s) - C]/\varepsilon \quad (\text{附 5})$$

$$\gamma = C_0/(\tau_f a_s + \tau_s a_f) \quad (\text{附 6})$$

然后,根据这一次迭代得到的各个参数值,我们可以算出 εH 。

(2)对于第 i 次迭代($i \geq 2$),计算过程略有不同。将正文公式(2)和(3)相加,可得:

$$\Delta N = F - \lambda \Delta T - (\varepsilon - 1)H \quad (\text{附 7})$$

将 CMIP6 的 CO₂ 4 倍突增试验中 ΔN 对 ΔT 、 H 进行多元线性回归,可以得到 F 、 ECS 、 λ 和 ε 的值。 H 的值来自于第($i-1$)次迭代的结果,其他步骤与第一次迭代相同。

最终,50 次迭代可以产生了这些参数的稳定值,这些参数最后确定的值均列在正文的表 1 中。

正文公式(5)中的 f 参数是基于 CMIP6 的 1%CO₂ 试验。为了评估 f ,我们定义:

$$x = \log_4(\text{CO}_2/\text{CO}_{20}) - 1 \quad (\text{附 8})$$

$$y = [\Delta N + \lambda \Delta T + (\varepsilon - 1)H]/[F_4 \times \log_4(\text{CO}_2/\text{CO}_{20})] - 1 \quad (\text{附 9})$$

然后, f 的计算公式为:

$$f = \frac{\sum_i xy}{\sum_i x^2} \quad (\text{附 10})$$

为了减小噪音的影响,这里使用的是 1%CO₂ 试验第 35~140 年的结果。 f 的计算也使用了迭代。在第 1 次迭代中, H 被设置为零;对于第 i 次迭代($i \geq 2$), H 为第($i-1$)次迭代的结果。50 次迭代可以得到稳定的 f 。详细的介绍也可以参照 Geoffroy 等^[3]论文的附录。

参考文献(References):

- [1] GEOFFROY O, SAINT-MARTIN D, OLIVIE D J L, *et al.* Transient climate response in a Two-Layer Energy-Balance Model. Part I: analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(6): 1 841-1 857.
- [2] GEOFFROY O, SAINT-MARTIN D, BELLON G, *et al.* Transient climate response in a Two-Layer Energy-Balance Model. Part II: representation of the efficacy of deep-ocean heat uptake and validation for CMIP5 AOGCMs[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(6): 1 859-1 876.
- [3] GEOFFROY O, SAINT-MARTIN D. Equilibrium- and transient-state dependencies of climate sensitivity: are they important for climate projections?[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(5): 1 863-1 879.