

李伊吟, 智海, 林鹏飞, 等. 2018. FGOALS 耦合模式两个版本的海洋热吸收与气候敏感度的关系研究 [J]. 大气科学, 42 (6): 1263–1272. Li Yiyin, Zhi Hai, Lin Pengfei, et al. 2018. Relationship between ocean heat uptake and climate sensitivity in the two versions of FGOALS [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (6): 1263–1272, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17194.

FGOALS 耦合模式两个版本的海洋热吸收与气候敏感度的关系研究

李伊吟¹ 智海¹ 林鹏飞^{2,3} 刘海龙^{2,3} 于溢⁴

¹ 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

² 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体动力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

³ 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

⁴ 国家海洋局第二海洋研究所卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 杭州 310012

摘 要 海洋在气候变暖过程中的重要性通常用海洋热吸收来衡量, 热吸收的大小影响全球变暖的幅度。本文利用 FGOALS-g2、FGOALS-s2 (以下分别缩写为 g2、s2) 两个耦合模式的 CO₂ 浓度以每年 1% 速率增长 (1pctCO₂) 试验, 评估和分析海洋热吸收与气候敏感度的关系。结果表明: 进入海洋净热通量 (s2 模式大于 g2 模式) 会使得 s2 模式的海洋热吸收总体比 g2 模式大; 更为重要的是, 由于 s2 模式中的海洋热吸收主要集中在上层, 使得耦合模式 s2 中的瞬态气候响应 (TCR, 或称气候敏感度) 比 g2 大。当 CO₂ 浓度加倍时, 在两个耦合模式中, 海洋热吸收的空间分布呈现显著性的差异, s2 模式中上层热吸收明显比深层大, 上层热吸收主要位于太平洋和印度洋, 而 g2 模式中上层和深层热吸收差别较小, 深层主要位于大西洋和北冰洋。进一步研究表明, 海洋热吸收分布特征与两个耦合模式海洋环流变化有关。在 g2 模式中北大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 强度强且深度大, 在 CO₂ 浓度加倍时, AMOC 减弱小, 这样 AMOC 可将热量带到海洋的深层, 增加海洋深层热吸收。而在 s2 模式中, 平均 AMOC 弱且浅, 在 CO₂ 浓度加倍时, AMOC 减弱明显, 热量不易到达深层, 主要集中在海洋上层, 对气候敏感度影响更快且更强。海洋环流导致热吸收及其空间差异同时影响到气候敏感度的差异。因此, 探讨海洋热吸收与气候敏感度之间的关系, 利于明确气候敏感度不确定性的来源。

关键词 海洋热吸收 气候敏感度 经圈翻转环流

文章编号 1006-9895(2018)06-1263-10

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17194

Relationship between Ocean Heat Uptake and Climate Sensitivity in the Two Versions of FGOALS

LI Yiyin¹, ZHI Hai¹, LIN Pengfei^{2,3}, LIU Hailong^{2,3}, and YU Yi⁴

¹ College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

作者简介 李伊吟, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候敏感度和气候变化评估工作。E-mail: liyiyin12@163.com

通讯作者 林鹏飞, E-mail: linpf@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41376019、41376039、41376026, 中国科学院战略性先导科技专项“热带西太平洋海洋系统物质能量交换及其影响” XDA11010304, 江苏高校优势学科 (PAPD) 建设工程

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41376019, 41376039, 41376026), Strategic Priority Research Program Entitled ‘Western Pacific Ocean System: Structure, Dynamics and Consequences’ of the Chinese Academy of Sciences (Grant XDA11010304), Priority Academic Program Development (PAPD) of Jiangsu Higher Education Institutions

3 College of Earth Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

4 State Key Laboratory of Satellite Ocean Environment Dynamics, Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration (SOA), Hangzhou 310012

Abstract OHU (Ocean Heat Uptake) can affect the magnitude of global warming rate and is an important way to measure global warming. By utilizing the experiments of 1% per year increase of CO₂ concentration simulated by two coupled models FGOALS-g2 and FGOALS-s2 (hereafter abbreviated g2 and s2), this study assesses and analyses the relationship between OHU and climate sensitivity. The result shows that TCR (transient climate response, i.e., climate sensitivity) in s2 is larger than that in g2, which is mainly related to larger OHU accumulation in the upper ocean, as the larger net heat flux into the ocean in s2 (compared to g2) results in larger OHU as a whole in s2 than in g2. When CO₂ is doubled, there are significant differences in spatial distribution of OHU in the two coupled models. The OHU in the upper ocean is significantly larger than that in the deep ocean in s2. In s2, the OHU in the upper ocean is mainly located in the Indian–Pacific Ocean. Different from s2, the OHU difference between the upper ocean and deep ocean is small in g2. The OHU in the deep ocean is mainly located in the Atlantic–Arctic Ocean. Furthermore, the OHU distribution is related to the change in the ocean meridional overturning circulation. The AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) in g2 is stronger and deeper than that in s2 in the piControl (Pre-industrial Control) experiment. Meanwhile, the change in the AMOC is relatively small when CO₂ is doubled in g2. These changes can bring more heat into the deep ocean and result in increases of OHU in the deep ocean. The averaged AMOC in s2 is weak and shallow in the piControl experiment and weakens significantly when CO₂ is doubled. The absorbed heat is retained mainly in the upper ocean, which exerts rapid and strong impacts on the climate sensitivity. Therefore, the OHU change and its spatial distribution induced by ocean circulation affect the climate sensitivity. For this reason, the study of the relationship between OHU and climate sensitivity can help clarifying the uncertainty sources of climate sensitivity.

Keywords Ocean heat uptake, Climate sensitivity, Meridional overturning circulation

1 引言

工业革命以来,最为显著的现象是以 CO₂ 为主体的温室气体浓度的增长造成的全球变暖,变暖体现在气候系统的各个分量当中,例如,地球表面气温、海洋表面温度 (IPCC, 1990; IPCC, 2007)。气候敏感度用于衡量整个气候系统温度对辐射强迫变化 (一般指在温室气体增加情形下) 产生的响应程度,利用全球平均表面气温与温室气体 (例如 CO₂) 浓度之间的关系来描述。当大气中 CO₂ 浓度加倍时 (CO₂ 浓度相对于工业革命前的值加倍),气候系统达到一个新的平衡状态,此时全球平均表面气温的变化,称为“平衡气候敏感度”(Equilibrium Climate Sensitivity, ECS)。但在现有的地球气候系统中,由于人为 CO₂ 浓度的增加,平衡气候敏感度一般难以达到。为了更好地模拟真实气候变化,Cubasch et al. (2001) 提出“瞬态气候响应”(Transient Climate Response, TCR) 的概念,指 CO₂ 浓度在以每年 1% 速率增长至加倍时全球平均表面气温的变化。TCR 衡量的气候系统变化与真实的气候变化更接近,近年来成为衡量气候变化的重要指标。在本文中,气候敏感度指的是 TCR。

政府间气候变化专门委员会 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第五次评估报告 (Fifth Assessment Report, AR5) 中指出,不同试验计算的全球增暖幅度各不相同,这些差异主要是气候敏感度的不确定性造成的。研究发现造成气候敏感度不确定性的原因可以归纳为大气层顶的辐射强迫 (Gregory and Webb, 2008; Andrews et al., 2012)、气候系统产生的反馈 (Yokohata et al., 2007; Chen et al., 2014)、气候系统内部能量存储,例如海洋热吸收 (Raper et al., 2002; Stouffer et al., 2006a) 以及初始气候状态 (He et al., 2017) 等。其中,海洋在气候系统的总热吸收中高达 94%,显然,海洋中热量吸收及储存对气候变暖的影响至关重要。海洋热吸收即海洋热含量的改变量 (Ocean Heat Uptake, OHU, Gregory et al., 2000),目前观测和多模式模拟的海洋热吸收在海洋不同深度和不同海盆之间有明显差别,这些差异会显著影响气候敏感度,引起不同程度的增暖 (Levitus et al., 2012; Kuhlbrodt and Gregory, 2012; Balmaseda et al., 2013; Cheng et al., 2016)。

在现有的海气耦合模式 (Atmosphere–Ocean General Circulation Model, AOGCM) 中,对于 OHU

与 TCR 间的关系, 研究结论各不相同。Hansen et al. (1985) 指出 TCR 越大, 海洋热量吸收越大。Raper et al. (2002) 利用多模式进一步验证发现 TCR 与 OHU 共同决定着气候模式的响应程度, 模式 TCR 越高, 进入到海洋的热量就越大。但 Stouffer et al. (2006a) 利用两个模式对比发现, TCR 越大, 海洋热吸收越小。Kuhlbrodt and Gregory (2012) 认为当海洋热吸收效率增强时, 表面气温增长变缓慢。目前, 大部分观点支持海洋热吸收效率越强, 全球平均表面气温越低的结论 (Yokohata et al., 2007; Kuhlbrodt and Gregory, 2012), 而海洋热吸收与气候敏感度的关系, 由于海洋热吸收的不确定性值得进一步的研究。

北大西洋经圈翻转环流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 作为北半球重要的海洋环流影响着热量的分布与输送, 它的变化影响全球热量的再平衡。在全球变暖的情形下, 由于北大西洋高纬度对流的减弱, AMOC 强度在观测及模拟结果中呈现减弱趋势, 但减弱程度不同, 最高可达到 50% 以上 (Gregory, 2000; Meehl et al., 2007)。研究发现 AMOC 初始强度越强, AMOC 减弱的变化也越大 (Gregory et al., 2005; Rugenstein et al., 2013; Winton et al., 2014); 有研究认为 AMOC 空间结构与热量存储密切相关, AMOC 强度越强, 深度越大, 更多的热量向下输送, 使得海表温度 (Sea Surface Temperature, SST) 的响应延迟, 增暖缓慢 (Kostov et al., 2014); He et al. (2017) 认为 AMOC 强度初始状态的差异会影响 TCR 的大小。由上可见, AMOC 基本平均形态特征和初始状态都可能对气候变化产生影响, 但如何影响值得进一步研究。

本文基于耦合模式的两倍 CO_2 浓度试验, 探讨模式中 TCR 与海洋热吸收, 以及与 AMOC 之间的关系。使用瞬态气候下的模拟试验结果, 同时选取两个海洋模式分量相同、大气模式分量不同且气候敏感度差异显著的耦合模式 FGOALS-g2、FGOALS-s2, 分析海洋热吸收的主要变化特征, 探讨影响海洋热吸收的主要因素及海洋热吸收空间分布特征下海洋过程的变化。结合海洋热吸收, 加深对气候敏感度不确定性来源的理解, 以期提高对未来气候变化的预估。其余章节安排如下: 第 2 部分介绍资料及模式; 第 3 部分结果分析, 描述全球平均表面气温随时间变化及空间分布、全球平均海温、海洋热吸收及海表净热通量的变化特征; 分析

海洋热吸收上下层空间分布与海洋环流变化之间的联系; 第 4 部分为本文总结和主要结论进行讨论。

2 资料与模式

本文采用的模式为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/IAP) 开发的全球海洋—大气—陆面气候系统模式 FGOALS (Flexible Global Ocean—Atmosphere—Land System model) 的两个耦合模式 FGOALS-g2、FGOALS-s2。FGOALS 由大气环流模式、海洋环流模式、海冰模式、陆面模式构成, 其中大气环流模式在两个模式中分别采用 GAMIL2 (Grid-point Atmospheric Model of IAP/LASG, version 2, Li et al., 2013) 和 SAMIL2 (Spectral Atmospheric Model of the IAP/LASG, version 2, Bao et al., 2010), 海洋环流模式均为 Liu et al. (2012) 的 LICOM2 (LASG IAP Climate System Ocean Model version 2)。LICOM2 采用经纬度网格, 将赤道地区水平分辨率提高至 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 赤道以外地区水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 海洋垂直方向分为 30 层, 海洋上层 150 m 以内每 10 m 为一层均匀分布 (Liu et al., 2012; Lin et al., 2013a)。FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 模式模拟结果已提交 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5), 均基本克服气候漂移, 能够真实模拟平均态、年际变化、年代际变化以及全球变暖 (Lin et al., 2013b)。但是, 这两个模式的气候敏感度存在很大差异 (Chen et al., 2014), 其中的原因仍不甚清楚。

本文利用 FGOALS-g2 (简称为 g2) 和 FGOALS-s2 (简称为 s2) 两个耦合模式, 先进行了工业革命 (一般取 1850 年) 前试验, 也称 piControl 试验。piControl 试验的积分时间大于 500 年, 目的是为了检验耦合模式气候漂移情况和稳定性。在 piControl 试验模拟结果稳定的基础上, 选取较稳定 (趋势较小) 的模拟结果为初值, 进行 CO_2 浓度每年增加 1% 试验 (即 1pct CO_2 试验)。piControl 试验和 1pct CO_2 试验均严格采用 CMIP5 的试验设计标准进行。1pct CO_2 试验模拟时间为 1850~1989 年, 共 140 年。本文的分析如无特别说明均先在月平均数据的基础上进行年平均, 目的是去掉季节变化的影响。由于 CO_2 浓度到第 70 年时, 达到 2 倍于工业革命前的 CO_2 浓度大小, 因此本文主要讨论 CO_2 浓度加倍 (即 1919 年前后) 情况下, 模式各变量产生的变

化及其原因。

3 结果分析

3.1 全球平均表面气温变化

图 1a 为两个模式全球平均表面气温 (Surface Air Temperature, SAT) 随时间的变化。两个模式的 SAT 均表现出线性增加趋势, 反映出模式模拟的全球变暖现象。s2 增暖强于 g2, 这与前人的研究相一致 (Chen et al., 2014)。到 CO₂ 浓度加倍时, s2 增温幅度比 g2 大 1.03 K。利用 SAT 在 1910~1929 年的平均值相对于多年平均 piControl 试验模拟的差值表示 TCR, 反映 CO₂ 浓度达到加倍时 SAT 的响应程度, 计算表明 g2 和 s2 两个模式的 TCR 分别为 1.39 K 和 2.42 K。这两个数值均落在政府间气候变化专门委员会第五次评估报告 (IPCC, AR5) 中对 TCR 大小估算的 1 K 至 2.5 K 范围之间, 也与 CMIP5 估算的 1.2 K 至 2.4 K 较为接近 (IPCC, 2013)。g2 的 TCR 靠近 IPCC AR5 报告和 CMIP5 估算的下限, 而 s2 的 TCR 靠近上限, s2 比 g2 的 TCR 高 74%。

为了更清晰地表示这种升温的差异, 图 2 给出了两个模式模拟的 SAT 差值在 CO₂ 浓度加倍时的空间分布及其纬向平均特征。虽然 1919 年相对于 1850 年 CO₂ 浓度达到加倍, 但取单一年份平均的数据仍存在较强的年际信号, 为减少年际信号影响, CO₂ 浓度达到加倍的 SAT 值采用 1919 年前后 10 年即 1910~1929 年的模拟平均结果表示。SAT 差值为 CO₂ 浓度达到加倍的 SAT 值与多年平均 piControl 试验模拟之差。后文中 CO₂ 浓度达到加倍时变量的差值均用此方法计算。两个模式增暖的共同特点主要表现为: 陆地增暖大于海洋, 北半球的总体增暖大于南半球, 北半球高纬度增暖大于低纬度, 北冰洋增暖尤为明显。图 2 右侧的纬向平均曲线清楚地反映出在大部分区域两个模式均为增暖, 北半球高纬度增暖最明显, 特别是 60°N 以北, 南半球高纬度增暖比北半球高纬度小。同时, 两个模式的增暖分布也存在差异: s2 在北半球中高纬度的增暖大于 g2, 特别在 60°N 以北的北冰洋, s2 纬向平均增暖比 g2 最大可达 5 K 左右; CO₂ 浓度达到加倍时, 在北大西洋拉布拉多海以东, g2 的 SAT 升高, 而 s2 的 SAT 降低; 在南大洋, g2 的增暖比 s2 的小, 且在罗斯海以西、德雷克海峡部分海域 SAT 降低。SAT 在北大西洋、北冰洋与南大洋的这些差异可能与海洋环流变化有关, 下文将对其进行讨论。

3.2 全球海温变化、海洋热吸收的变化及净热通量

3.2.1 海洋温度变化

除了 SAT 变暖外, 海表温度在 CO₂ 浓度加倍时也升高, 升高幅度与 SAT 相当 (图 1a)。而且, 海洋三维平均温度也升高, 到 CO₂ 浓度加倍时, 海洋平均温度也升高了 (图 1b)。g2 海洋平均温度相对于 s2 升高幅度小, 与 SAT 和 SST 升高的类似。在没有外源情况下, 海洋温度不会增加。据此推断, 海洋在海表面获得热量。根据上述海洋温度变化, s2 在海表面处获得净热通量应该比 g2 多, 图 1d 证实了这种推断, s2 在海表面获得更多热通量加热海洋, 使得海洋的平均温度高于 g2。

图 3a、3b 分别为 piControl 试验中 g2、s2 模式模拟海温 (即工业革命前的多年平均温度) 的纬向平均分布。可以看出海温的纬向分布特征相似, 即低纬度海温高于高纬度海温, 上层海洋温度高于深层海洋温度。图 3c、3d 分别为 CO₂ 浓度加倍时两个模式模拟的纬向平均海温相对于工业革命前的差值。图中可以看出, 相同点为: 海洋上 300 m 的增暖最为突出, 温度升高的区域主要位于两个半球中高纬度地区, 约在 40°S 和 40°N 附近, 同时 1000 m 以下变暖较小。不同点是: 在 300 m 之上, s2 模式较 g2 模式海洋增暖大; g2 中北半球 40°N 附近的变暖比 40°S 明显, 而 s2 则是 40°S 比 40°N 明显, 且深层海域受影响比 g2 显著; 在 60°N 以北和 60°S 以南, g2 中 300 m 以下的增暖比 300 m 以上明显, 说明海洋环流对深层增暖起重要作用; s2 中 2000 m 以下仅 60°S 以南存在增暖, 但不如 g2 明显, 且 s2 在 60°S 以北的增暖主要表现海洋上 1000 m, 说明海洋环流对上层增暖作用较强。同时, s2 模式在北半球 50°N 的次表层 (1000 m 附近) 海温存在显著变冷, 这可能与在该纬度上海洋环流在 CO₂ 浓度加倍时发生较大改变有关, 下面将详细讨论。

3.2.2 海洋热吸收的变化及净热通量

随着海温的增加, 两个模式的 OHU 也增加 (图 1c), 且 s2 模式增加幅度大于 g2 模式。OHU 的变化与 SAT 变化 (图 1a) 趋势相同, 即在这两个耦合模式中, OHU 越大, TCR 越大。这个结论与 Hansen et al. (1985) 和 Raper et al. (2002) 得出了 TCR 越大, OHU 越大一致。但与 Stouffer et al. (2006a) 研究得出的 OHU 大, TCR 小的结论不一致。可能原因是以往研究 OHU 与 TCR 的关系时仅仅从辐射平衡或海洋热量吸收角度出发, 没有直接

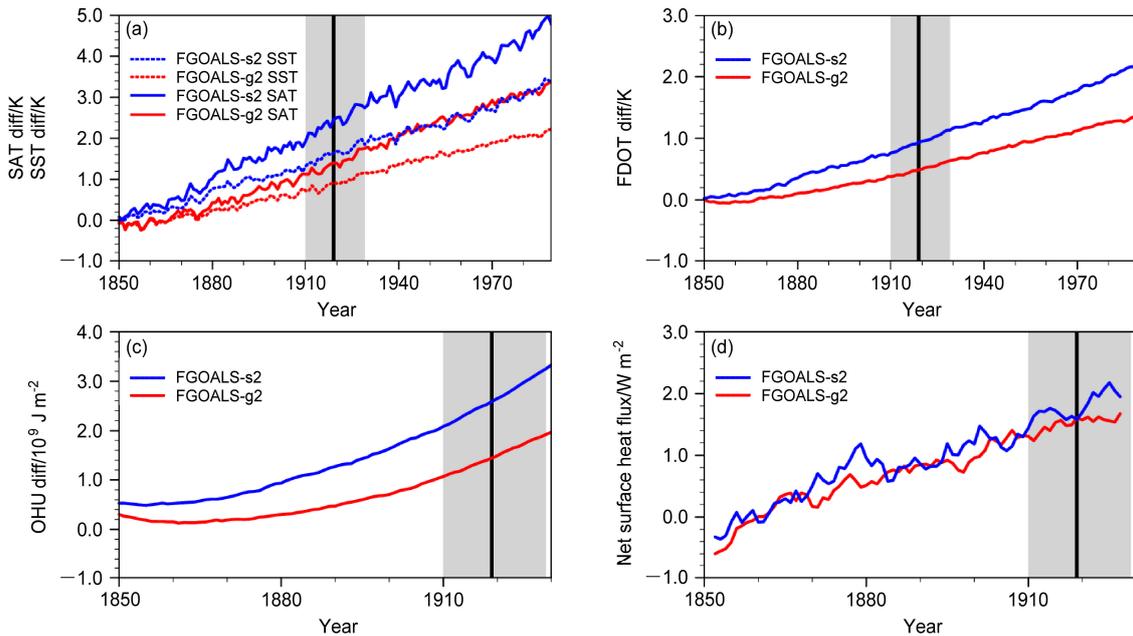


图1 全球平均的 (a) 表面气温 (实线, 单位: K) 及海表面温度 (点线, 单位: K)、(b) 整层海温 (单位: K)、(c) 海洋热吸收 (单位: 10^9 J m^{-2}) 相对于多年平均的 piControl 试验的差值随时间变化曲线。(d) 全球平均的海表净热通量 (单位: W m^{-2} , 五点滑动平均) 随时间的变化曲线。红色 (蓝色) 代表 g2 (s2) 模式模拟值, 黑色实线代表 1919 年, 灰色区域代表计算 CO_2 浓度加倍时段范围 (1910~1929 年)

Fig. 1 Temporal evolutions of global mean (a) surface air temperature (SAT, solid lines, units: K) and sea surface temperature (SST) changes (dotted lines, units: K), (b) full-depth ocean temperature changes (FDOT, units: K), (c) ocean heat uptake changes (OHU, units: 10^9 J m^{-2}). Changes are relative to mean values in the piControl (Pre-industrial Control) experiment. (d) Temporal evolutions of sea surface net heat fluxes (5-yr running means, units: W m^{-2}). The red (blue) lines indicate FGOALS-g2 (FGOALS-s2) simulation results. The position of black solid line indicates the year of 1919, the gray area indicates the period (1910–1929) when CO_2 is doubled

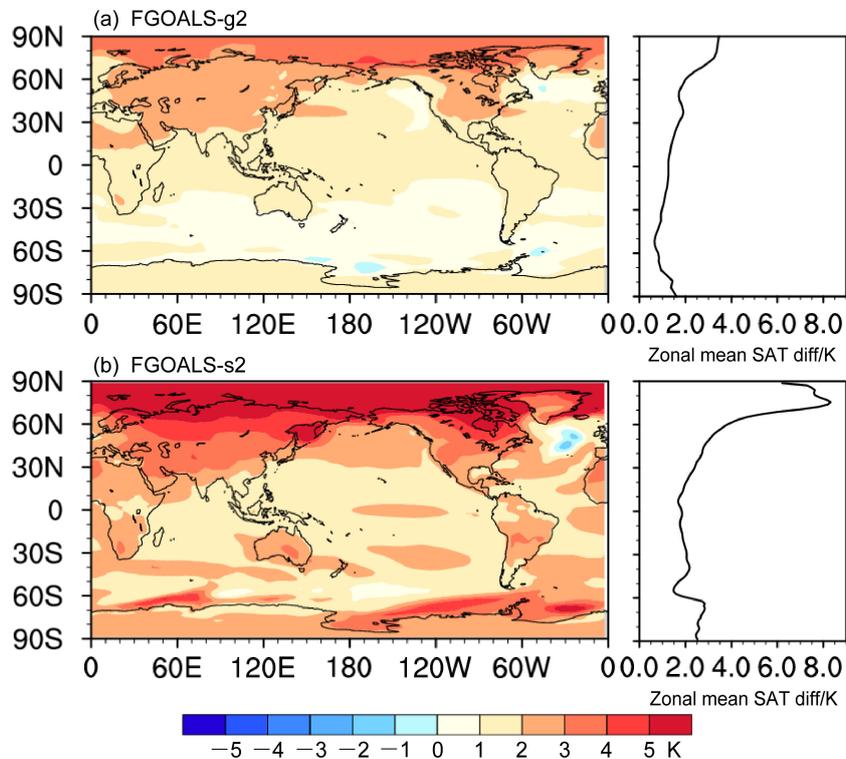


图2 CO_2 浓度加倍时全球表面气温平均值 (单位: K) 相对于多年平均的 piControl 试验变化的空间分布 (左) 及纬向平均 (右): (a) g2; (b) s2
 Fig. 2 Spatial patterns of mean global surface air temperature changes (units: K, left column) and zonal mean values (right column) relative to piControl experiment when CO_2 is doubled: (a) FGOALS-g2; (b) FGOALS-s2

探讨海洋吸收热量与海表热通量之间的关系 (Gregory and Webb, 2008; Huber and Zanna, 2017)。为了探讨 OHU 和 TCR 的关系, 对比计算两个耦合模式中 1850~1919 年之间进入全球海洋的净热通量的平均值, g_2 为 0.63 W m^{-2} , s_2 为 0.78 W m^{-2} 。这说明在 s_2 中, 70 年间一直有更多热量进入海洋, 加热海洋, 使得海洋变暖比 g_2 快, 同时也会使海洋总存储的热量增多。海洋储热如果集中在海洋上(深)层, SAT 和 SST 变化较大(小或慢), TCR 也较大(小或慢)。

同时, 海洋储热的水平分布也会影响 SAT。一般而言, 热带上层储热大, 对 SAT 及其 TCR 影响快而且大, 在高纬度海温较低海区, 海洋储热大带来的升温对 SAT 及其 TCR 未必大。因为, 一方面海洋环流会把温度高的海水带入更深海洋, 另一方面, 海、气温差的变化也会影响 SAT 和 TCR。基于此, 下面给出热吸收的水平变化及上层和深层的分布。

3.2.3 海洋热吸收的空间分布特征

从上可知, 随着全球变暖, 全球海洋热吸收也

在增加。图 4a、4b 中南北半球中高纬度的海洋热吸收大于低纬度的值, 且中低纬度的大西洋热吸收较相同纬度的太平洋和印度洋大, 这与 Morrison et al. (2016) 海洋热吸收特征基本类似。

此外, 两个模式海洋热吸收在不同海域的水平分布各不相同。在南大洋, 两个模式的大值区虽然呈带状分布, 但是 g_2 模式在靠近南极大陆的海域热吸收最大, $50^\circ\text{S}\sim 30^\circ\text{S}$ 的热吸收值次之, 而 s_2 模式中, 热吸收在 $50^\circ\text{S}\sim 30^\circ\text{S}$ 最大, 靠近南极大陆的值次之, 同时, 在 60°S 附近的太平洋扇区、 30°S 以北的太平洋和印度洋存在热吸收小值区, g_2 模式中中大洋这些热吸收低值仅略有体现。在大西洋和北太平洋, 两个模式热吸收的水平分布存在显著差异。在 30°S 以北大西洋, 两个模式的热吸收值较大, 但 g_2 模式的热吸收集中在赤道以南, s_2 模式的最大值则在赤道以北 $10^\circ\text{N}\sim 20^\circ\text{N}$ 之间和赤道附近; 在 40°N 附近的北大西洋热吸收较大, 但 40°N 以北, 热吸收出现低值, 且 s_2 模式的值比 g_2 模式的更小, 位置也有些不同, s_2 模式的最小值在拉布拉多海的东侧,

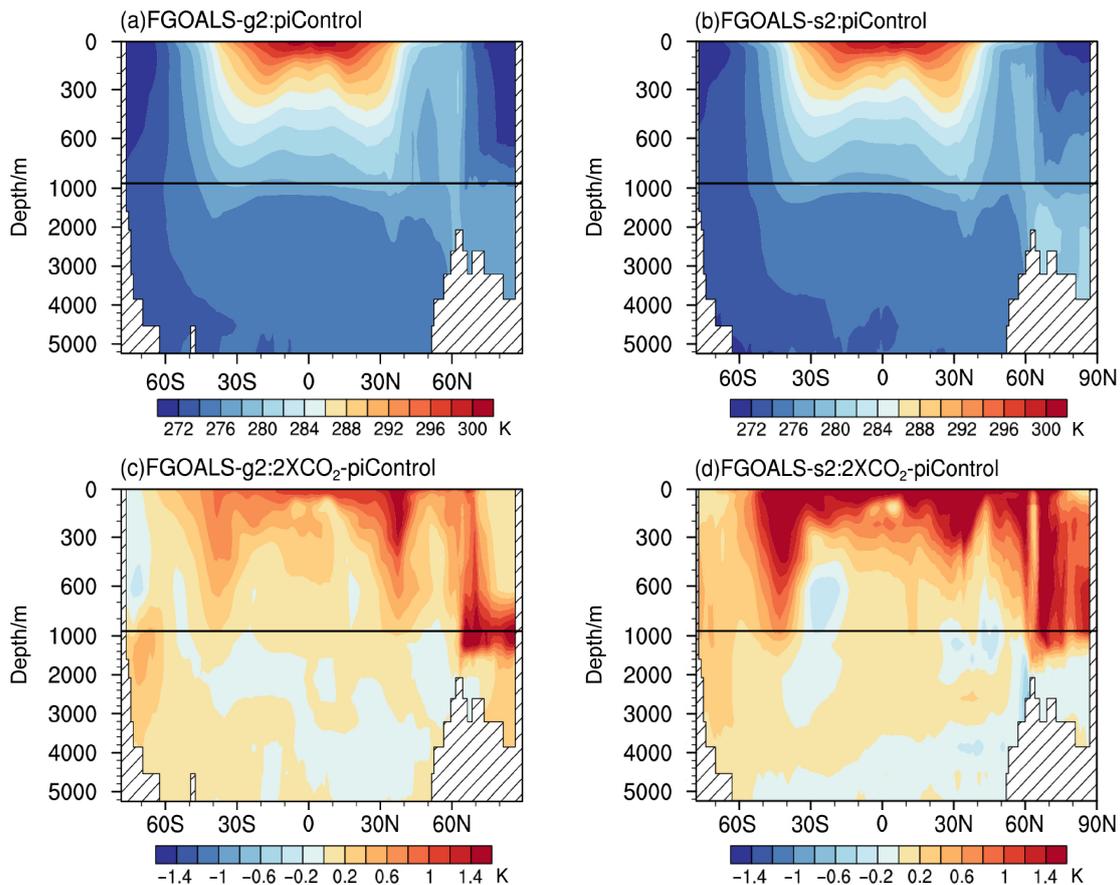


图3 g_2 、 s_2 模式模拟的海温纬向平均 (单位: K): (a、b) 多年平均的 piControl 试验; (c、d) CO_2 浓度加倍时相对于多年平均 piControl 试验的差值
Fig. 3 Zonal mean ocean temperature (units: K) simulated by FGOALS- g_2 and FGOALS- s_2 , respectively: (a, b) Multi-year mean values in the piControl experiment; (c, d) changes relative to multi-year mean values in the piControl experiment when CO_2 is doubled

g2 模式则在拉布拉多海中部; 在北太平洋, s2 模式的热吸收在 40°N 以北最大, 而 g2 模式的在 40°N 附近带状分布, 与黑潮延伸体位置对应。在北冰洋海区, 与大西洋相连接的海域热吸收均较大, g2 的热吸收明显大于 s2 的值, 特别是北冰洋的中部。

为了更好地了解海洋热吸收的垂直结构, 分析热吸收总的分布特征, 定义 300 m 以上为上层海洋, 300 m 以下为深层海洋, 计算海洋热吸收分布 (图 4c、4d、4e、4f)。与深层相比, 除了北冰洋和南大洋南极大陆附近、 40°S 附近的南大洋以及 $0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{S}$ 的大西洋, g2 模式大部分海区在上层的热吸收贡献占优。同样的, 除了北冰洋、 50°S 以南的南大洋和 $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 的大西洋, s2 模式在大部分海区的热吸收比深层的热吸收占优, 且 s2 模式中上层比深层的占优比例比 g2 模式更明显。

热吸收在水平和垂直方向上的不均匀性说明不同海盆具有不相同的特征。进一步定义 55°S 以北的大西洋和北冰洋为大西洋—北冰洋海盆, 定义

55°S 以北的太平洋和 55°S 以北的印度洋为太平洋—印度洋海盆, 定义前两个海盆以南为南大洋海盆, 并将这三大海盆的空间分布进行对比。在全球总海洋热吸收对比中, g2 模式和 s2 模式在印度洋—太平洋贡献最大, 占 $49\%\sim 51\%$, 在大西洋—北冰洋次之, 占 $38\%\sim 39\%$ (图 5a)。上层范围内海洋热吸收 (图 5b) 与总体相比, g2 模式和 s2 模式分别占总量的 64% 和 70% , s2 模式比 g2 模式大了约 6% , 说明在上层, s2 模式的热吸收更大。热吸收主要的差异在印度洋—太平洋, s2 模式比 g2 模式大 4% , 大西洋和北冰洋海盆热吸收所占比例相同, 而南大洋 s2 模式比 g2 模式大 2% 。在深层 (图 5c) 即 300 m 以下, 海洋热吸收总比例均小于上层, 值得注意的是, g2 模式的深层热吸收所占比重比 s2 模式大 6% , 且在大西洋和北冰洋所占比例最大, 分别为 17% 和 18% , 故深层热吸收的强度主要是由于北冰洋和大西洋的热吸收决定的。在南大洋热吸收所占比例次之, 太平洋和印度洋热吸收所占比例最小。

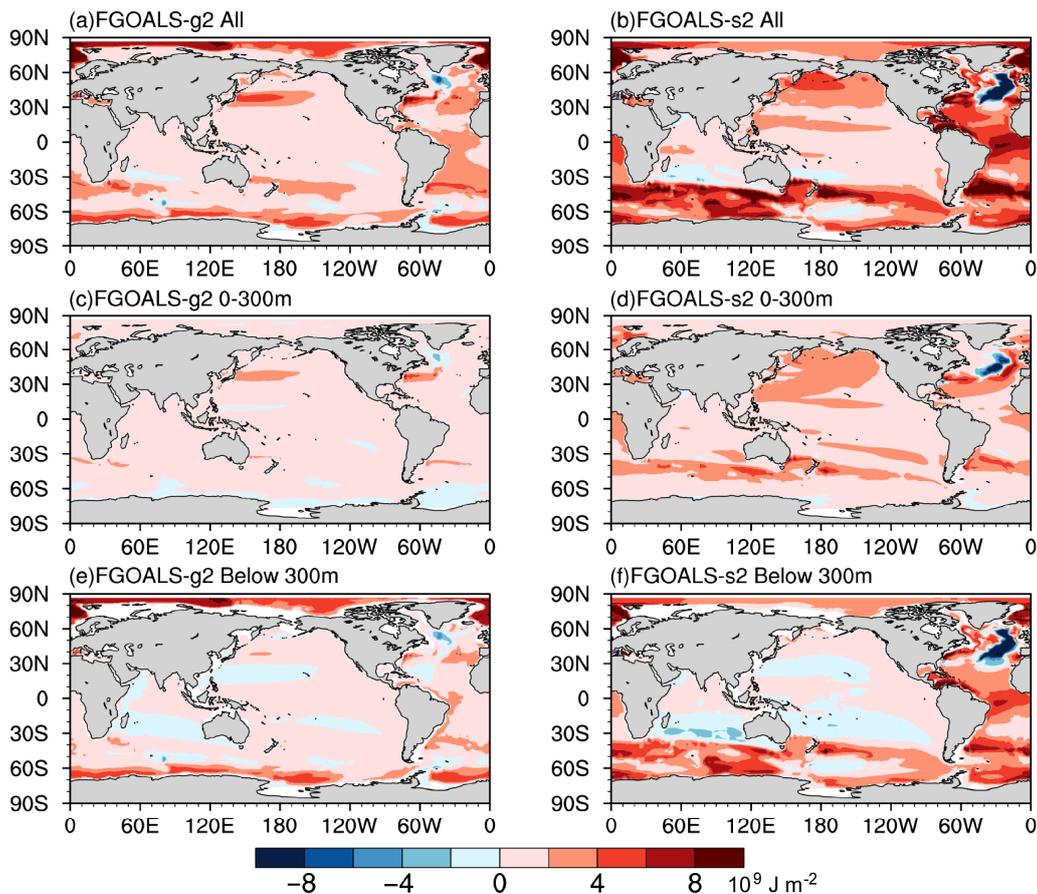


图 4 CO_2 浓度加倍时 g2、s2 模式模拟的全球海洋热吸收平均值 (单位: 10^9 J m^{-2}) 在不同深度的空间分布: (a、b) 整层海洋; (c、d) 300 m 以上的海洋; (e、f) 300 m 以下的海洋

Fig. 4 Distributions of mean global ocean heat uptake (units: 10^9 J m^{-2}) at different depths simulated by the FGOALS-g2 and FGOALS-s2 when CO_2 is doubled: (a, b) The whole water column; (c, d) above 300 m; (e, f) below 300 m

通过上述分析，发现 g2 模式和 s2 模式的海洋热吸收在水平和垂直上有明显差别，上层 s2 模式热吸收明显比深层大，大了约 40%，而 g2 模式上层和深层热吸收差别较小，为 28%。这说明 s2 模式中热吸收更集中上层，这与 s2 模式中的 TCR 变化更大联系在一起。在 g2 模式中，深层热吸收更多集中在北大西洋和北冰洋，可能与该海区的翻转环流相关，下面将进一步分析。

3.3 海洋环流对海洋热吸收的影响

海洋环流通过热量输送再分配进入到海洋中的热量，借助环流实现海洋表层与次表层的热量交换，调节热量的垂直结构。从两个模式 piControl 试验模拟的北大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 中看出 (图 6a、6b)，g2 模式中的 AMOC 强度强且深度大。CO₂ 浓度加倍之后，由于北大西洋的拉布拉多海对流的减弱，两个模式 AMOC 强度出现不同

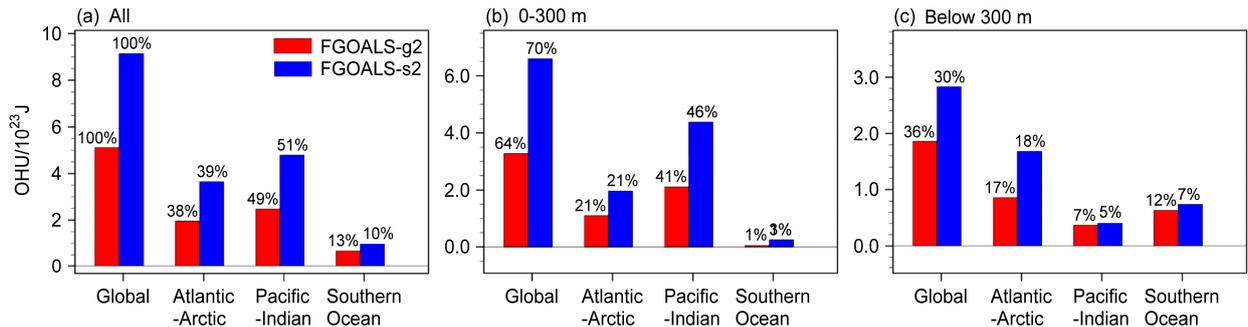


图 5 CO₂ 浓度加倍时海洋热吸收 (单位: 10²³ J) 在不同深度及不同海盆 (全球、大西洋—北冰洋、太平洋—印度洋、南大洋) 的空间分布: (a) 整层海洋; (b) 300 m 以上的海洋; (c) 300 m 以下的海洋。红色 (蓝色) 代表 g2 (s2) 模式

Fig. 5 Distributions of ocean heat uptake (OHU, units: 10²³ J) in different depths and basins (Global, Atlantic–Arctic Ocean, Pacific–Indian Ocean, Southern Ocean) when CO₂ is doubled: (a) The whole water column; (b) above 300 m; (c) below 300 m. The red (blue) bars indicating FGOALS-g2 (FGOALS-s2)

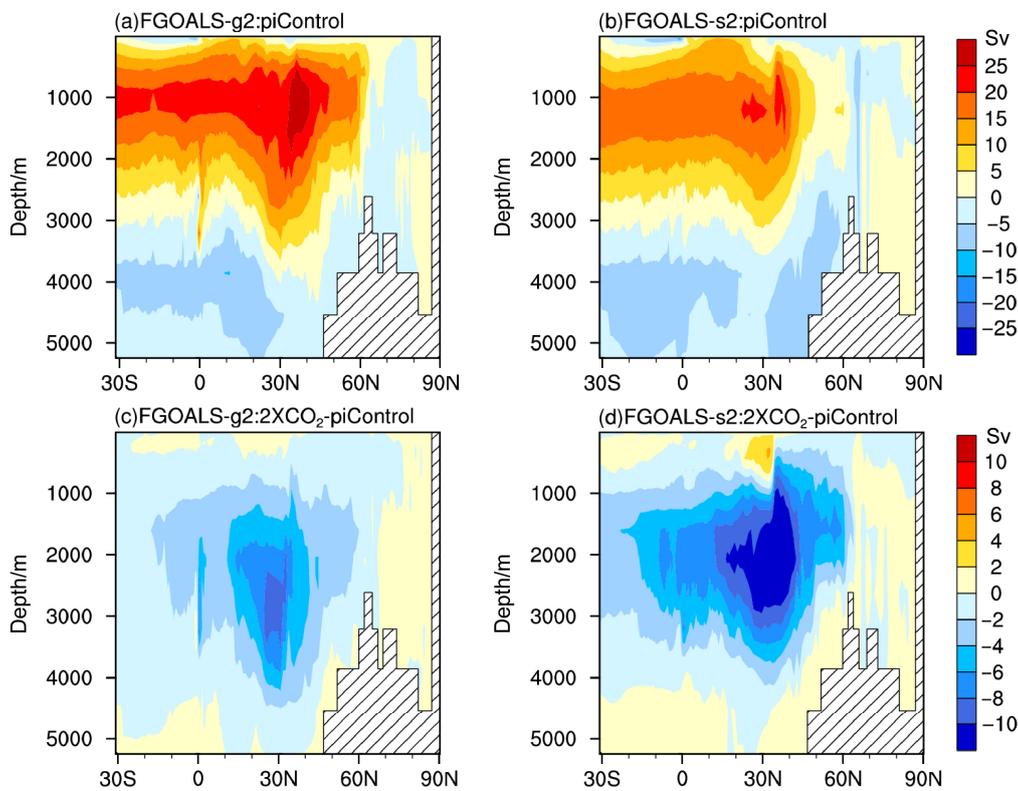


图 6 g2、s2 模式模拟的北大西洋经圈翻转环流 (AMOC, 单位: Sv): (a、b) 多年平均的 piControl 试验; (c、d) CO₂ 浓度加倍时相对于多年平均 piControl 试验的差值

Fig. 6 The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC, units: Sv) simulated by the FGOALS-g2 and FGOALS-s2: (a, b) Multi-year mean values in the piControl experiment; (c, d) changes relative to Multi-year mean in the piControl experiment when CO₂ is doubled

程度的减弱,从而引起热输送的减小,导致在拉布拉多海出现冷却区,这与其他人认为的增暖情形下拉布拉多海 SAT 的低值区结果一致 (Stouffer et al., 2006b; Rugenstein et al., 2013)。图 6c 中 g2 模式的 AMOC 减弱比其平均值约小 30%,而图 6d 中 s2 的 AMOC 减小超过了 50%,加之 g2 模式的 AMOC 初始强度比 s2 模式大,因此 g2 模式的 AMOC 量值在 CO₂ 浓度加倍时比 s2 模式大的多。在 CO₂ 浓度加倍时, g2 模式中较强的 AMOC,一方面其输送热量可以更多地加热海洋,使温度较高,所以 g2 模式中 SAT 或者海洋温度的降低比 s2 模式小,伴随着较强的 AMOC,热量会更加往北输送,携带着高温水进入北冰洋。另一方面,在 g2 模式中保持着较强的 AMOC,说明在发生对流时,较高的上层温度会被直接带入深层,影响深层温度,增加深层海洋的热吸收,同时,较高的温度也会被 AMOC 深层分支往赤道方向平流,因此 g2 模式中的海洋热吸收在北大西洋和北冰洋高纬度深层比 s2 模式的大,这与 Kostov et al. (2014) 认为热量沿 AMOC 向深层输送的观点一致。由上可知,受 AMOC 影响, g2 模式热量更多在深层, s2 模式更多热量在上层。

4 总结与讨论

本文利用 LASG/IAP 的两个耦合模式,比较分析了 CO₂ 浓度以每年 1%速率的增长试验中模拟的瞬时气候响应 (TCR) 及海洋热吸收差异,结果表明虽然海洋总的热吸收会受进入海表净热通量多少的影响,但是模式中的上层海洋热吸收越大 (小),TCR 越大 (小)。该试验结果与以往海洋总热吸收越大,TCR 越大的结论相对应,但在我们的研究中更突出上层海洋热吸收对于 TCR 的重要性。此外,由于两个模式具有相同的海洋模式,因此,CO₂ 浓度逐渐增加后两个模式模拟的北大西洋经圈翻转环流均存在强度逐渐减弱的变化特征,但减弱程度不一样。进一步分析北大西洋经圈翻转环流与海洋热吸收分布之间的联系,发现两个模式中,海洋热吸收在垂直方向的差异与北大西洋经圈翻转环流的强弱、深度以及 CO₂ 浓度加倍后减弱程度有关,北大西洋经圈翻转环流强且深 (弱且浅) 以及减弱小 (大),海洋深层热吸收所占比重大 (小),TCR 小 (大)。

目前,由于模式本身的不确定,模式模拟的温度、经圈翻转环流都不可避免存在着一些偏差,本

文中两个耦合模式大气分量不同,所影响的海气相互作用也仅通过海表净热通量进行了简单分析,未来将针对这些问题,进行更深入的研究,同时为了更好地验证评估模式结果,未来将针对 CMIP5 试验中具有相同变化特征的模式进行统计分析,提高评估结果的说服力。

致谢 感谢 LASG 团队提供本文使用的两个耦合模式模拟数据。

参考文献 (References)

- Andrews T, Gregory J M, Webb M J, et al. 2012. Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (9): L09712, doi:10.1029/2012GL051607.
- Balmaseda M A, Trenberth K E, Källén E. 2013. Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 40 (9): 1754-1759, doi:10.1002/grl.50382.
- Bao Q, Wu G X, Liu Y M, et al. 2010. An introduction to the coupled model FGOALS1.1-s and its performance in East Asia [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (5): 1131-1142, doi:10.1007/s00376-010-9177-1.
- Chen X L, Zhou T J, Guo Z. 2014. Climate sensitivities of two versions of FGOALS model to idealized radiative forcing [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 57 (6): 1363-1373, doi:10.1007/s11430-013-4692-4.
- Cheng L J, Trenberth K E, Palmer M D, et al. 2016. Observed and simulated full-depth ocean heat-content changes for 1970-2005 [J]. *Ocean Sci.*, 12 (4): 925-936, doi:10.5194/os-12-925-2016.
- Cubasch U, Meehl G A, Boer G J, et al. 2001. Projections of future climate change [M]//Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. New York: Cambridge University Press, 525-582.
- Gregory J M. 2000. Vertical heat transports in the ocean and their effect on time-dependent climate change [J]. *Climate Dyn.*, 16 (7): 501-515, doi:10.1007/s003820000059.
- Gregory J M, Dixon K W, Stouffer R J, et al. 2005. A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO₂ concentration [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (12): L12703, doi:10.1029/2005GL023209.
- Gregory J M, Webb M J. 2008. Tropospheric adjustment induces a cloud component in CO₂ forcing [J]. *J. Climate*, 21 (1): 58-71, doi:10.1175/2007JCLI1834.1.
- Hansen J, Russel G, Lacis A, et al. 1985. Climate response times: Dependence on climate sensitivity and ocean mixing [J]. *Science*, 229 (4716): 857-859, doi:10.1126/science.229.4716.857.
- He J, Winton M, Vecchi G, et al. 2017. Transient climate sensitivity depends on base climate ocean circulation [J]. *J. Climate*, 30 (4): 1493-1504, doi:10.1175/JCLI-D-16-0581.1.
- Huber M B, Zanna L. 2017. Drivers of uncertainty in simulated ocean circulation and heat uptake [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44 (3): 1402-1413, doi:10.1002/2016GL071587.
- IPCC. 1990. *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* [M]. Houghton J T, Jenkins J G, Ephraums J J, Eds. Cambridge, UK and New

- York, USA: Cambridge University Press.
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [M]. Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press.
- 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* [M]. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., Eds. Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press.
- Kostov Y, Armour K C, Marshall J. 2014. Impact of the Atlantic meridional overturning circulation on ocean heat storage and transient climate change [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41 (6): 2108–2116, doi:10.1002/2013GL058998.
- Kuhlbrodt T, Gregory J M. 2012. Ocean heat uptake and its consequences for the magnitude of sea level rise and climate change [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (18): L18608, doi:10.1029/2012GL052952.
- Levitus S, Antonov J, Boyer T, et al. 2012. World ocean heat content and thermometric sea level change (0–2000 m), 1955–2010 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (10): L10603, doi:10.1029/2012GL051106.
- Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013. The flexible global ocean–atmosphere–land system model, grid-point version 2: FGOALS-g2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 543–560, doi:10.1007/s00376-012-2140-6.
- Lin P F, Yu Y Q, Liu H L. 2013a. Long-term stability and oceanic mean state simulated by the coupled model FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (1): 175–192, doi:10.1007/s00376-012-2042-7.
- Lin P F, Liu H L, Yu Y Q, et al. 2013b. Long-term behaviors of two versions of FGOALS2 in preindustrial control simulations with implications for 20th century simulations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 577–592, doi:10.1007/s00376-013-2186-0.
- Liu H L, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2012. The baseline evaluation of LASG/IAP climate system ocean model (LICOM) version 2 [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 26 (3): 318–329, doi:10.1007/s13351-012-0305-y.
- Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. 2007. Global climate projections [M]//Solomon S, Qin D, Manning M, et al. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 747–845.
- Morrison A K, Griffies S M, Winton M, et al. 2016. Mechanisms of southern ocean heat uptake and transport in a global eddying climate model [J]. *J. Climate*, 29 (6): 2059–2075, doi:10.1175/JCLI-D-15-0579.1.
- Raper S C B, Gregory J M, Stouffer R J. 2002. The role of climate sensitivity and ocean heat uptake on AOGCM transient temperature response [J]. *J. Climate*, 15 (1): 124–130, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0124:TROCSA>2.0.CO;2.
- Rugenstein M A A, Winton M, Stouffer R J, et al. 2013. Northern high-latitude heat budget decomposition and transient warming [J]. *J. Climate*, 26 (2): 609–621, doi:10.1175/JCLI-D-11-00695.1.
- Stouffer R J, Russell J, Spelman M J. 2006a. Importance of oceanic heat uptake in transient climate change [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (17): L17704, doi:10.1029/2006GL027242.
- Stouffer R J, Broccoli A J, Delworth T L, et al. 2006b. GFDL's CM2 global coupled climate models. Part IV: Idealized climate response [J]. *J. Climate*, 19 (5): 723–740, doi:10.1175/JCLI3632.1.
- Winton M, Anderson W G, Delworth T L, et al. 2014. Has coarse ocean resolution biased simulations of transient climate sensitivity? [J] *Geophys. Res. Lett.*, 41 (23): 8522–8529, doi:10.1002/2014GL061523.
- Yokohata T, Emori S, Nozawa T, et al. 2007. Different transient climate responses of two versions of an atmosphere–ocean coupled general circulation model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (2): L02707, doi:10.1029/2006GL027966.