

黄文誉, 王斌, 李立娟, 等. 2014. 耦合模式 FGOALS-g2 中大西洋经向翻转流对 3 个典型浓度路径的响应 [J]. 气候与环境研究, 19 (6): 670–682, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13130. Huang Wenyu, Wang Bin, Li Lijuan, et al. 2014. Response of Atlantic meridional overturning circulation in FGOALS-g2 model to three representation concentration pathways [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (6): 670–682.

耦合模式 FGOALS-g2 中大西洋经向翻转流 对 3 个典型浓度路径的响应

黄文誉¹ 王斌^{1,2} 李立娟² 董文浩¹ 石燕燕¹

1 清华大学地球系统数值模拟教育部重点实验室/清华大学地球系统科学研究中心, 北京 100084

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 利用 2 个关于大西洋经向翻转流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 的指数: AMOC 指数 (15°N~65°N、深度为 500 m 以下的 AMOC 的最大值) 和 AMOC 扩展指数 (15°N~65°N、深度为 2000~2500 m 的 AMOC 的最大值), 研究了耦合模式 FGOALS-g2 (Grid-point Version 2 of Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model) 中的 AMOC 在 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) 的 3 个典型浓度路径 (Representation Concentration Pathways, RCP) (RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 分别对应于 2100 年时 490、650 和 1370 ppm 的 CO₂ 浓度水平) 下的响应问题, 发现: 在 RCP2.6 和 RCP4.5 浓度路径下, 2006~2040 年时间段内 AMOC 指数和 AMOC 扩展指数都呈现快速下降的趋势, 2041~2100 年时间段内 AMOC 指数逐渐恢复, AMOC 扩展指数基本维持不变; 在 RCP8.5 浓度路径下, 2006~2100 年时间段内 AMOC 指数和 AMOC 扩展指数都表现出快速下降的趋势。

通过分析 FGOALS-g2 中北大西洋深水的成因发现: 3 个典型浓度路径下 AMOC 的长期变化趋势主要受到 GIN (Greenland–Iceland–Norwegian) 海域的深水形成率的调控, 而 AMOC 的年代际尺度的变化则主要受到 Labrador 海域深水形成率的控制。同时揭示了: 由于北大西洋 2000 m 深度附近的层结稳定性在 RCP2.6 和 RCP4.5 下 (相比于 1980~2005 年) 提高了 30%~40%, 使得由 AMOC 指数恢复产生的深水无法继续下沉, 从而导致 AMOC 扩展指数没有出现恢复的现象。

关键词 AMOC 指数 AMOC 扩展指数 FGOALS-g2 恢复 典型浓度路径

文章编号 1006–9585 (2014) 06–0670–13

中图分类号 P467

中图分类号 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13130

Response of Atlantic Meridional Overturning Circulation in FGOALS-g2 Model to Three Representation Concentration Pathways

HUANG Wenyu¹, WANG Bin^{1,2}, LI Lijuan², DONG Wenhao¹, and SHI Yanyan¹

1 Ministry of Education Key Laboratory for Earth System Modeling, and Center for Earth System Science, Tsinghua University, Beijing 100084

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

Abstract This study investigates the responses of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) simulated by the FGOALS-g2 (grid-point version 2 of Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System model) to three different RCPs (Representation Concentration Pathways) of CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5). In this investigation,

收稿日期 2013–07–29 收到, 2013–10–14 收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2011CB309704、2010CB951904

作者简介 黄文誉, 男, 1985 年出生, 博士, 主要从事气候模式的研发和气候变化研究。E-mail: huangwenyu@mail.tsinghua.edu.cn

two indices are used: (1) The AMOC index, defines as the maximum value of AMOC between 15°N and 65°N, at depths greater than 500 m, and (2) AMOC extending index, which is the maximum value of AMOC between 15°N and 65°N, and between 2000-m and 2500-m depth. It is found that under RCP2.6 and RCP4.5, both the AMOC index and the AMOC extending index show decreasing trends from 2006 to 2040, following which the AMOC index presents a increasing trend and the AMOC extending index maintains its high value between 2041 and 2100. In contrast, under RCP8.5, rapid decreasing trends are been identified in the time series of both the AMOC index and the AMOC extending index.

Through analysis of the mechanism of formation of the North Atlantic deep water, the main component of AMOC, it can be concluded that the long-term trends in AMOC are determined by deep water formation in the Greenland-Iceland-Norwegian (GIN) Seas, while the decadal variability of AMOC is modulated by deep water formation in the Labrador Sea. Meanwhile, it can be shown that due to the stratification stability at around 2000-m depth in the Northern Atlantic Ocean increasing by 30%–40% under RCP2.6 and RCP4.5, the increasing deep water, indicated by the recovering AMOC index, could not sink down any further, which is the reason for the non-recovery of the AMOC extending index.

Keywords AMOC index, AMOC extending index, FGOALS-g2, Recovering, Representation concentration pathways

1 引言

大西洋经向翻转流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC), 也称温盐环流, 是大洋中的一个重要的物理现象。AMOC 输送的热量是整个北半球由赤道通过海气向极地输送总热量的 25% (Bryden and Imawaki, 2001), 因此 AMOC 是整个气候系统完成能量循环的一个关键过程, AMOC 在未来的、尤其是全球变暖的背景下的变化是气候变化研究中的一个热点问题 (Manabe and Stouffer, 1993; Swingedouw et al., 2007; Weaver et al., 2007)。

基于 CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3) 的 16 个耦合气候系统模式在 A1B 情景下的模拟结果, Schneider et al. (2007) 估算到 2100 年 AMOC 将会减弱 25%~30% (相比于现在), 其中 A1B 情景相当于到 2100 年时 CO₂ 浓度水平上升到 700 ppm ($\times 10^{-9}$)。Weaver et al. (2012) 基于 CMIP5 的 25 个耦合模式和 5 个中等复杂程度的地球系统模式的结果估算了在 3 个典型浓度路径 (Representation Concentration Pathways, RCP) 下 AMOC 的响应: 到 2100 年, RCP2.6 下 AMOC 将下降 18%~25%, 在 RCP4.5 下 AMOC 将下降 23%~30%, 而在 RCP8.5 下 AMOC 会下降 36%~44%。其中 3 个浓度路径 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 分别对应于 2100 年时 490、650 和 1370 ppm 的 CO₂ 浓度水平 (van Vuuren et al., 2011a)。

FGOALS-g2 (grid-point version 2 of Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model) (Li

et al., 2013a) 是参与 IPCC (政府间气候变化专门委员会) 第 5 次评估报告 (AR5) CMIP5 (Taylor et al., 2012) 的 57 个模式之一, 也是国际上提交了年代际气候预测结果的 18 个模式之一 (Wang et al., 2013)。Huang et al. (2014) 分析了耦合模式 FGOALS-g2 的工业革命前试验中的 AMOC 变率, 发现 FGOALS-g2 存在着“双峰型周期” (20 年和 32 年) 的年代际信号, 指出这种年代际信号主要受到北大西洋 Labrador 海域的深水形成率调控, 并认为温度变化是调节 AMOC 年代际信号的主要动力。本文将在 Huang et al. (2014) 的基础上进一步分析在未来情景下 FGOALS-g2 的 AMOC 的响应问题, 值得注意的一个工作是 Zhou et al. (2005) 在分析 FGOALS-g2 的一个前身 GOALS4 时发现在 CO₂ 加倍试验中 AMOC 响应偏弱, 只下降了 8%。本文的结构安排如下: 第 1 部分为引言; 第 2 部分为耦合模式 FGOALS-g2 的简单介绍和 3 个典型浓度路径的相关试验设计; 第 3 部分给出模拟结果和分析, 将报告 3 个典型浓度路径下的 AMOC 的响应, 并通过定义 2 个关于 AMOC 的不同指数和北大西洋不同海域的深水成因来分析响应的原因; 结论和讨论在第 4 部分给出。

2 模式介绍和试验设计

本文使用的模式是 FGOALS-g2, 由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) 与清华大学地球系统科学研究中心 (CESS) 联合开发 (Li et al., 2013a)。该耦合模式的综合性能与国际先进的模式处于同

等水平, 在 El Niño–Southern Oscillation (Bellenger et al., 2014; Kim et al., 2014)、热带太平洋海面温度的年循环 (Bellenger et al., 2014)、云辐射强迫 (Zhang and Li, 2013) 等方面的表现尤为出色。耦合模式 FGOALS-g2 的 4 个分量 (大气、海洋、陆面和海冰) 及其分辨率见表 1, 它们是通过 NCAR 的耦合器 CPL6 (Coupler 6) (Craig et al., 2005) 耦合到一起的。关于耦合模式 FGOALS-g2 的详细介绍及其基本性能, 可以参考 Li et al. (2013a), 这里不做赘述。

表 1 耦合模式 FGOALS-g2 的 4 个分量及其分辨率。模式的分辨率用纬向、经向和垂直方向的格点数相乘来表示

Table 1 The four components of FGOALS-g2 model and their resolutions. The model resolutions are represented by the multiplication of the grid numbers along the zonal, meridional, and vertical directions

分量	名称	分辨率
大气	GAMIL2 (Li et al., 2013b)	128×60×26
海洋	LICOM2 (Liu et al., 2012)	360×196×30
陆面	CLM3 (Oleson et al., 2004)	128×60×10
海冰	CICE4-LASG (Liu, 2010)	360×196×4

模式的试验步骤分为 4 步。第 1 步, 将单独海洋模式 LICOM2 在 OMIP 外强迫 (Kara et al., 2005) 条件下积分 500 年, 其中初始位温和盐度为观测年平均 (Levitus and Boyer, 1994; Levitus et al., 1994), 初始速度处处为零 (Liu et al., 2012); 第 2 步, 将耦合模式 FGOALS-g2 运行 1503 年, 其中海洋分量 (基于第一步) 从 501 年 1 月 1 日做重新启动 (将其作为第 1 年 1 月 1 日), 外强迫条件设置为工业革命前的场景; 第 3 步, 根据海平面温度的长期稳定性, 将第 2 步中得到的 1503 年数据中的第 440 年 1 月 1 日选取为 20 世纪模拟的起点, 即定义为 1850 年 1 月 1 日, 在 20 世纪的排放场景下从 1850 年模拟到 2005 年; 第 4 步, 基于 20 世纪模拟的结果, 在 3 个典型浓度路径下, 模式从 2006 年积分到 2100 年。基于 3 个典型浓度路径的试验分别为 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5, 其含义分别是到 2100 年为止这些浓度路径将会使得到达对流层顶的辐射能量相比于 2005 年增加 2.6、4.5 和 8.5 W/m² (van Vuuren et al., 2011b; Thomson et al., 2011; Riahi et al., 2011)。

本文主要分析的是 3 个典型浓度路径下大西洋经向翻转流的响应及其原因, 因此主要利用的结果来

自于试验 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5。作为对比, 20 世纪模拟的 1980~2005 年的结果也被部分使用。

3 模拟结果与分析

3.1 大西洋经向翻转流的变化和指数定义

本文中的 AMOC 的定义公式如下:

$$\varphi(y, z) = \int_{x=x_L}^{x=x_R} \int_{z'=0}^{z'=z} v(x, y, z') dx dz', \quad (1)$$

其中, φ 为经向翻转流函数, v 为海水的经向流速, (x, y, z') 分别是纬向、经向和垂直方向的坐标, z 为 φ 的深度位置, (x_L, x_R) 表示的是大西洋海盆的东西两侧边界。图 1a 中给出了 20 世纪模拟的 1980~2005 年平均 AMOC 分布情况。1980~2005 年 FGOALS-g2 模拟的 AMOC 的最大值出现在 36.5°N、深度为 731 m 的位置上, 大小为 29.2 Sv (即北大西洋深水的强度, 1 Sv=10⁶ m³/s)。FGOALS-g2 在 26.5°N 上 AMOC 的最大值为 23.5 Sv, 且此处最大值的深度也为 731 m, 较工业革命前此纬度处的 AMOC 最大值增大了 0.6 Sv (Huang et al., 2014), 而基于 2004~2008 年的 RAPID-MOCHA 观测估算值为 18.7 Sv, 标准偏差为 5.6 Sv, 深度为 1000 m (Cunningham et al., 2007)。可见 FGOALS-g2 高估了 AMOC, 这部分是由于海洋分量中在高纬度使用了较强的背景场垂直混合导致 (Huang et al., 2014)。但另一方面, 这个较强的背景场垂直混合可以使得整个耦合系统具有较为合理的海冰分布和经向热输送 (Lin et al., 2013a, 2013b)。

图 1b–1d 中给出了 3 个典型浓度路径下 AMOC 的 2006~2100 年的长期趋势的空间分布。AMOC 主要由风驱环流 (500 m 深度以上的部分)、温盐环流 (500 m 深度以下的部分) 两个部分组成 (Schott et al., 2004), 3 个典型浓度路径下 AMOC 在 20°N~60°N、1000 m 深度以下 (即温盐环流部分) 表现出了较为明显地减弱: RCP2.6 和 RCP4.5 下最大下降趋势分别为 -0.10 Sv/a 和 -0.13 Sv/a, 均出现于 30.5°N、2898 m 深度上; RCP8.5 下最大下降趋势为 -0.18 Sv/a, 出现于 27.5°N、2328 m 深度上。由于本文主要通过北大西洋深水的成因来分析 AMOC 的响应, 这里不对在赤道附近 AMOC 表现出很大的下降趋势做分析。

为了简化和量化 AMOC 的研究, AMOC 往往被定义为一个简单的指数。这里先给出一个指

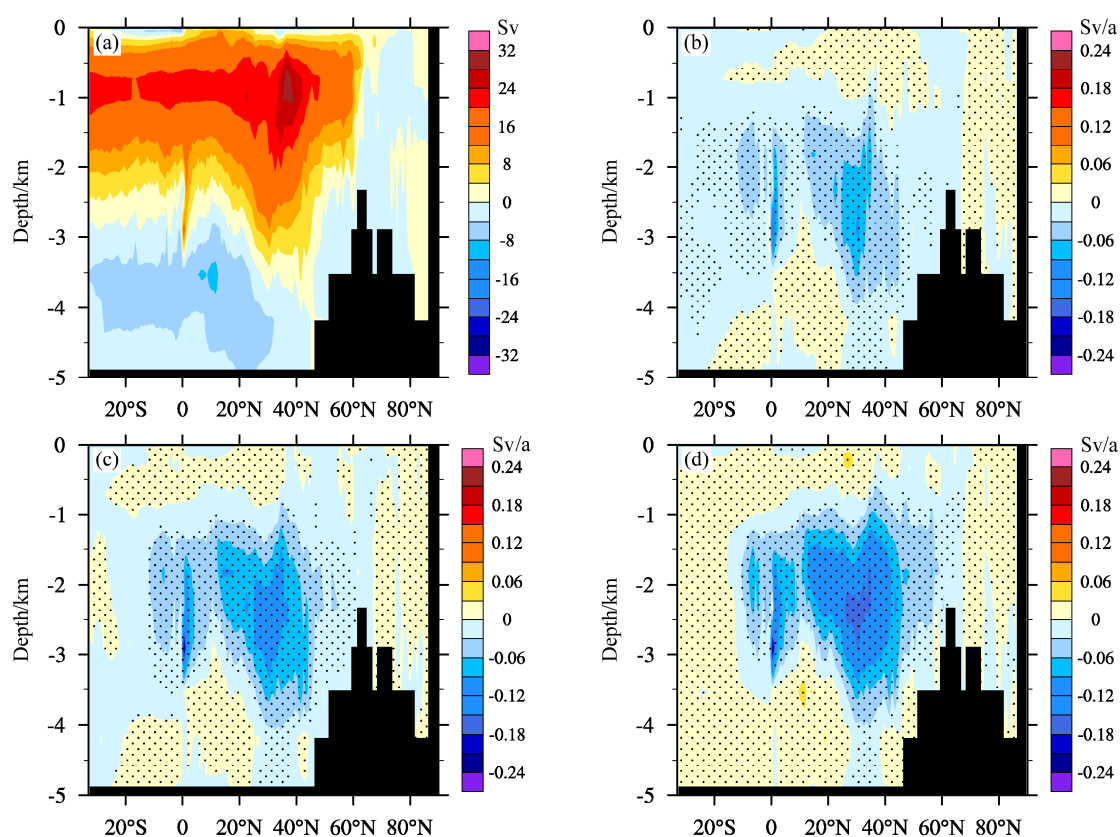


图1 耦合模式 FGOALS-g2 模拟的 (a) 20 世纪模拟试验 (1980~2005 年) 平均的大西洋经向翻转流函数 (填色区) 以及大西洋经向翻转流函数在 3 个典型浓度路径 (b) RCP2.6、(c) RCP4.5 和 (d) RCP8.5 下 2006~2100 年的长期趋势 (填色区)。图 b、c 和 d 的长期趋势 (回归系数) 由最小二乘法计算得到, 其中黑点表示显著性水平低于 0.05 的区域 (双边 t 检验)

Fig. 1 The AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) (colored) of the 20th century experiment (1980–2005) and its long-term (2006–2100) trends of AMOC (colored) under three different RCPs (Representation Concentration Pathways) (b) RCP2.6, (c) RCP4.5, and (d) RCP8.5 simulated by FGOALS-g2. The long-term trends in b, c, and e are estimated based on least-squares, while the black points indicate the areas with a significant level that is less than 0.05 by two-tailed t tests

数, 即将 $15^{\circ}\text{N}\sim 65^{\circ}\text{N}$ 、500 m 深度以下的 AMOC 的最大值定义为 AMOC 指数 (AMOC index) (Schott et al., 2004; Medhaug and Furevik, 2011)。这个指数被用来研究了 FGOALS-g2 的工业革命前试验中 AMOC 的年代际尺度上的变率 (Huang et al., 2014)。根据 AMOC 出现的最大值的深度 (FGOALS-g2 中为 731 m) 和 3 个典型浓度路径下 AMOC 最大下降趋势的深度 (2000~3000 m), 利用 AMOC 指数来研究典型浓度路径下 AMOC 的响应问题是不全面的。本文定义了另外一个指数, 即 AMOC 扩展指数 (AMOC extending index)。AMOC 扩展指数定义为 $15^{\circ}\text{N}\sim 65^{\circ}\text{N}$ 、深度为 2000~2500 m 上的 AMOC 的最大值。AMOC 扩展指数较 AMOC 指数的优势为: (1) 较为准确地衡量 3 个典型浓度路径下 AMOC 的强度最大变化; (2) 能够部分地刻画北大西洋深

水 (即图 1a 中 $20^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 、深度为 500 m 以下的正值部分) 到达的最大深度的上下变化。而 AMOC 指数较 AMOC 扩展指数的优势为更好地反映出上层海水热力结构变化对 AMOC 的作用。需要指出的是, FGOALS-g2 在工业革命前试验中 AMOC 的第一模态的中心位置正好处于 $15^{\circ}\text{N}\sim 65^{\circ}\text{N}$ 、深度为 2000~3000 m (图略), Huang and Zhang (2012) 对 8 个耦合模式的 AMOC 做了主成分分析, 发现所有模式的第一模态中心都在 2000 m 的深度附近, 因此 AMOC 扩展指数的变化也部分的代表了 AMOC 的主要模态的变化情况。为了较为全面地刻画 AMOC 的变化特征, 本文中将同时使用这 2 个指数。

图 2a 和 2b 中分别给出了 AMOC 指数和 AMOC 扩展指数在 3 个典型浓度路径下的变化。根据

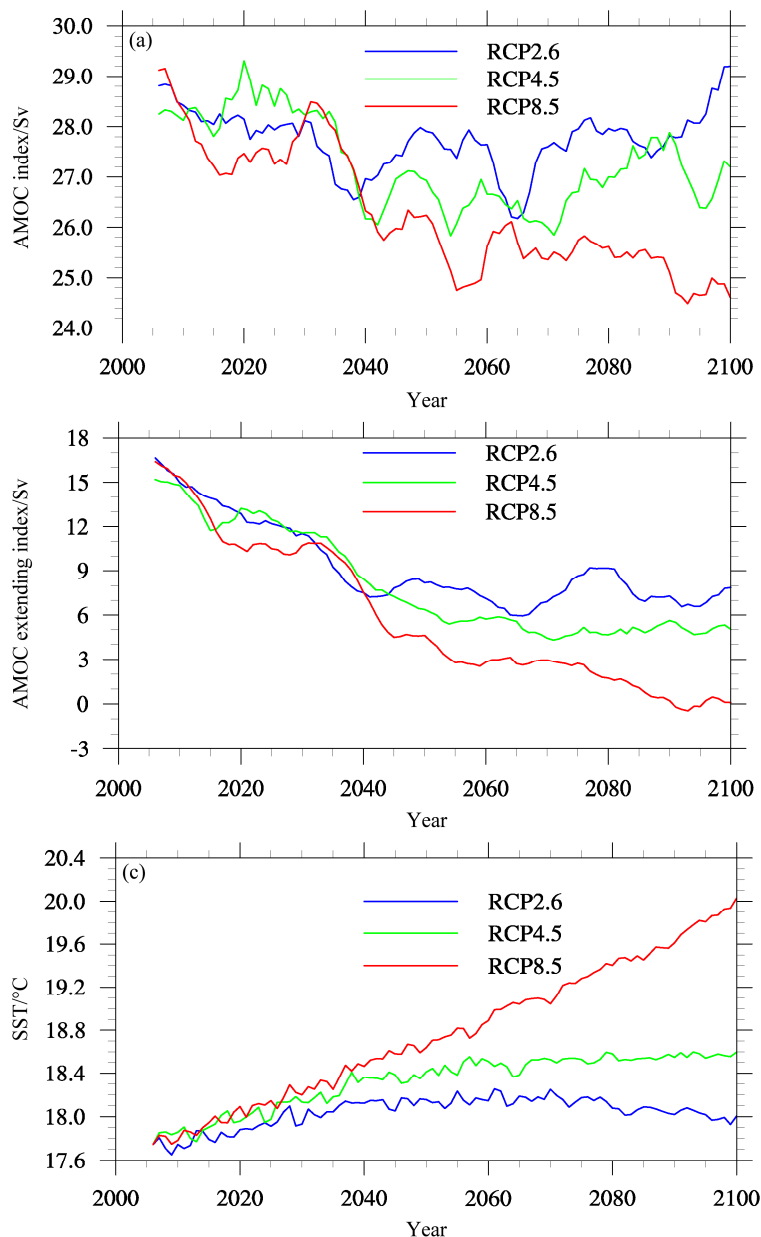


图2 耦合模式 FGOALS-g2 模拟的 3 个典型浓度路径下 (a) AMOC 指数、(b) AMOC 扩展指数和 (c) 全球平均 SST 的变化。AMOC 指数和 AMOC 扩展指数都经过 5 点平滑处理

Fig. 2 (a) AMOC index, (b) AMOC extending index, and (c) global average SST under three different RCPs simulated by FGOALS-g2, the AMOC index and AMOC extending index have been processed by a 5-point running average

AMOC 指数的变化特征,可以将其划分为 2 个阶段:

(1) 2006~2040 年, 3 个典型浓度路径下的 AMOC 指数都表现出很大的下降趋势, 下降的大小为 2~3 Sv; (2) 2041~2100 年, RCP2.6 和 RCP4.5 呈现了缓慢恢复的特征, 其中 RCP2.6 恢复到了 2006 年的 AMOC 指数大小, RCP4.5 恢复了大约 1 Sv, 而 RCP8.5 保持了下降的倾向, 但相比于 2006~2040 年下降趋势有所减弱, 到 2100 年大约进一步减弱

了 2 Sv。类似地, AMOC 扩展指数也可以被分为 2 个阶段: (1) 2006~2040 年, 3 个典型浓度路径下的 AMOC 扩展指数同样表现出很大的下降趋势, 下降的大小为 7~10 Sv; (2) 2041~2100 年, RCP2.6 的 AMOC 扩展指数基本维持不变, RCP4.5 则继续下降了 3~4 Sv 后在最后 45 年左右内维持不变, 而 RCP8.5 中 AMOC 扩展指数则继续下降了大约 8 Sv, 但是下降趋势有所减弱。本文定义的 2 个指数

的变化的阶段划分与全球平均海平面温度的变化(图 2c)存在一定联系。此外 AMOC 指数和 AMOC 扩展指数的变化存在一个明显的差别是: AMOC 指数的变化有较大年代际的振荡, 且在 RCP2.6 下表现的尤为明显, 这与 Huang et al. (2014) 估算的工业革命前 AMOC 指数变化具有 20 年和 32 年左右的周期比较一致, 而 AMOC 扩展指数中的年代际信号大为减弱, 这意味着年代际信号主要来自海洋上层。

从 AMOC 指数和 AMOC 扩展指数的变化来看, 有以下问题需要回答: (1) 为何 RCP8.5 中 2 个指数都能保持持续性下降, 且下降趋势较 RCP2.6、RCP4.5 大? (2) AMOC 指数在 RCP2.6 和 RCP4.5 恢复的原因? (3) AMOC 指数在 RCP2.6 和 RCP4.5 中开始恢复时, AMOC 扩展指数为何保持不变?

3.2 对流活动的作用

由于 AMOC 的主体即北大西洋深水主要是通过以下机制形成: 来自赤道、甚至南半球的盐度较大、温度较高的水团在海洋上层向北流动时, 受到中、高纬度地区大气的冷却作用导致水团密度增大而下沉。这种北大西洋深水形成过程中起到关键作用的下沉过程可以称为“深对流”。与 Huang et al. (2014) 相似, 本文采用冬季(12 月到 4 月)混合层深度来表示深对流的强度。混合层的深度被定义为与海洋表层(模式第一层)的密度差异不超过 0.03 kg/m^3 的海水深度。20 世纪模拟 1980~2005 年的混合层深度可见图 3a。为了准确地定位混合层深度的变化, 本文采用 Swingedouw et al. (2007) 的办法定义了 3 个海域, 即 Labrador、Irminger 和 Greenland-Iceland-Norwegian (GIN) 海, 具体位置见图 3a 中的红线框, 这里定义的海域并非完全对应于这些海域名称代表的实际地理位置。

图 3b~3d 中给出了 3 个典型浓度路径下北大西洋 ($44^\circ\text{N}\sim 80^\circ\text{N}$) 混合层深度的 2006~2100 年的长期趋势的空间分布。总体而言, 在 3 个典型浓度路径下北大西洋的混合层深度表现出了下降的(面积加权平均)趋势: RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 分别是一 0.16 、 -0.20 和 -0.63 m/a 。这可以解释 RCP8.5 下 AMOC 的两个指数的下降趋势比 RCP2.6 和 RCP4.5 都来的要大, 主要由于深对流减弱的趋势是另外 2 个试验的 2~3 倍。可以发现, 随着 CO_2 浓度水平的提高, 北大西洋深对流的减弱趋势整体

上加大, GIN 和 Irminger 海域也表现出同样的特征: GIN 海域的混合层深度在 3 个典型浓度路径下的长期(面积加权平均)趋势分别是一 0.35 、 -0.76 和 -1.72 m/a , Irminger 海域则是一 0.27 、 -0.31 和 -0.52 m/a 。而 Labrador 海域表现出了与其他海域的不同的特征: RCP2.6 在 Labrador 海西侧表现出了深对流增强的趋势, 并且这个趋势在 RCP4.5 中进一步加强, 只有在 RCP8.5 的情景下 Labrador 海域表现出一 0.89 m/a 的下降趋势。比较有意思的是, 海冰的融化对 AMOC 的减弱起到了一定的抑制作用: 在 Labrador 海西北侧, GIN 海域的北部、西部、东北部和 Denmark 海峡深对流都表现出加强的情况, 并且随着 CO_2 浓度水平的提高, 加强的幅度有增大的趋势。这主要是因为随着 CO_2 浓度水平提高后, 海平面温度增大的幅度提高, 海冰撤退形成的海水、大气交界面增大, 海水释放的潜热和感热都增大, 进一步地, 表层海水受大气冷却作用下沉, 会加强局地的深对流, 从而抑制 AMOC 的减弱。

图 4a 和 4b 中分别给出了在不同的典型浓度路径下 2 个 AMOC 指数与 3 个海域中面积加权平均的混合层深度变化的 2006~2100 年时间相关性。可以发现在 RCP8.5 下, 与 2 个 AMOC 指数相关性最大的是 GIN 海域的深对流(均达到了 0.8), 其次是 Irminger 海的深对流(均达到了 0.7), RCP4.5 的情况与 RCP8.5 相类似, 只是相关性有所减弱。值得注意的是 RCP4.5 下 Labrador 海的深对流与 AMOC 的变化不存在显著的相关性。在 RCP2.6 下, 不同的指数在 3 个海域的相关性表现出了很大的差异性: AMOC 指数与 3 个海域的深对流强度的相关性都在 0.3 左右, 其中与 Labrador 海域深对流强度的相关性略大; 但是 AMOC 扩展指数与 Irminger 海域深对流强度的相关性达到了 0.65, 与 GIN 海域深对流强度的相关性达到了 0.45 以上, 而与 Labrador 海域深对流强度呈不显著相关, 根据本文 3.1 的分析, 推测可能是由于 Labrador 海的深对流表现出了很强的年代际信号, 而 AMOC 扩展指数中并没有包含很大的年代际振荡。本文 3.3 将对这个问题进一步进行分析。

3.3 温度和盐度变化贡献

深水的变化还可以通过上层海水 ($0\sim 500 \text{ m}$ 深度) 的密度变化来衡量: 上层海水密度增大, 更多的深水形成。本节将研究北大西洋不同海域的温

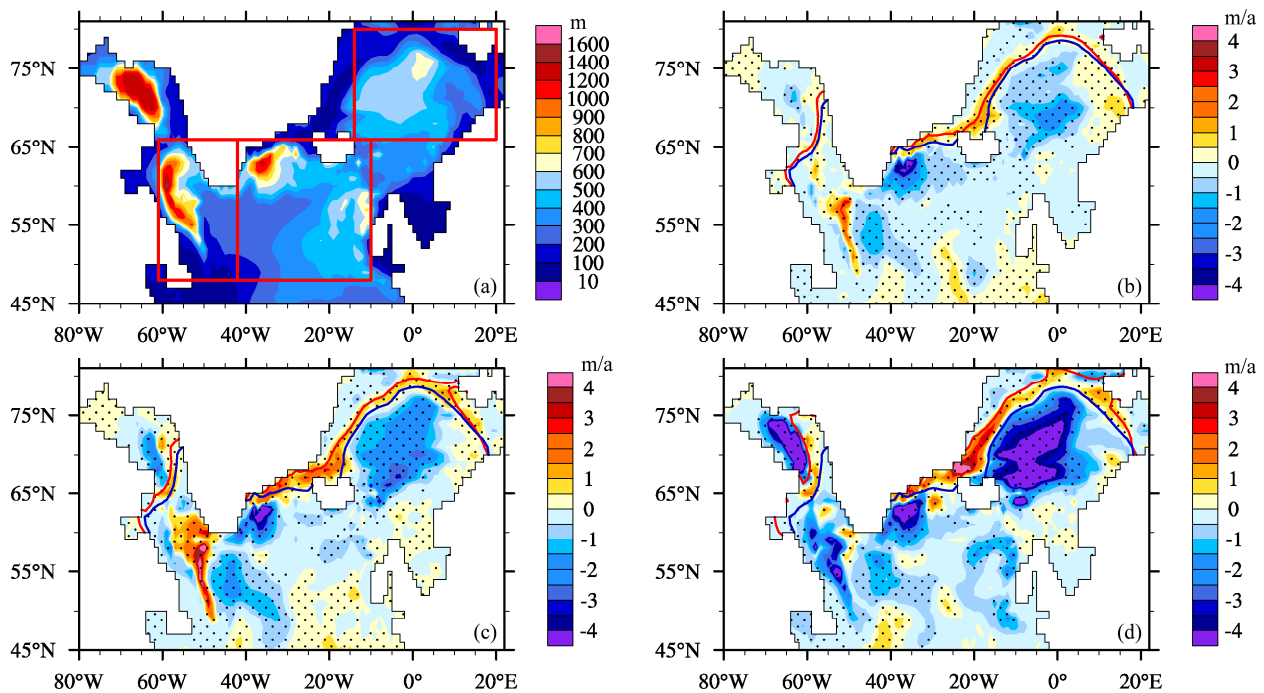


图3 耦合模式 FGOALS-g2 模拟的 (a) 20 世纪模拟试验 (1980~2005 年) 平均冬季混合层深度 (填色区) 以及冬季混合层深度在 3 个典型浓度路径 (b) RCP2.6、(c) RCP4.5 和 (d) RCP8.5 下 2006~2100 年的长期趋势 (填色区)。图 a 中的 3 个红线框分别定义了 GIN (上), Labrador (下左) 和 Irminger (下右) 海域。图 b、c 和 d 中的蓝色实线代表了 20 世纪模拟的 1980~2005 年的平均海冰密集度为 15% 的位置, 而红色实线则代表了不同典型浓度路径下 2081~2100 的平均海冰密集度为 15% 的位置。图 b、c 和 d 的长期趋势 (回归系数) 由最小二乘法计算得到, 其中黑点表示显著性水平低于 0.05 的区域 (双边 t 检验)

Fig. 3 The winter mixed layer depth (MLD) (colored) of the 20th century experiment (1980–2005) and its long-term (2006–2100) trends (colored) under (b) RCP2.6, (c) RCP4.5, and (d) RCP8.5 simulated by FGOALS-g2. The three red lined boxes in panel (a) are named as GIN (Greenland–Iceland–Norwegian) (top), Labrador (bottom left), and Irminger (bottom right) seas. The blue curved lines on each panel indicate the place where the mean sea ice concentration from 1980–2005 of the 20th century experiment is 15%, while the red curved lines on panels b, c, and e indicate the place where the mean sea ice concentration from 2081–2100 is 15% for RCP2.6, RCP4.5, and RCP8.5, respectively. The long-term trends in panels b, c, and d are estimated based on least-squares, while the black points indicate the areas with a significant level that is less than 0.05 by two-tailed t tests

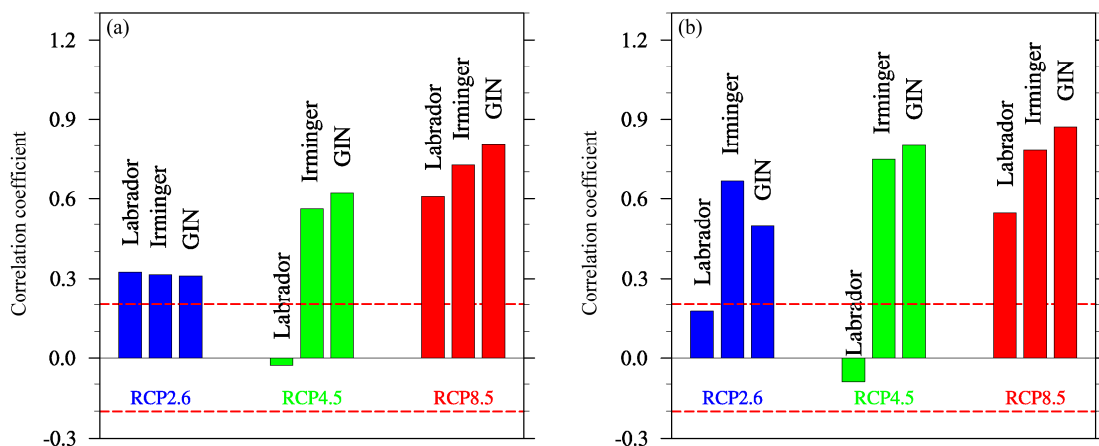


图4 耦合模式 FGOALS-g2 模拟的 3 个典型浓度路径下不同海域面积加权的冬季混合层深度和 (a) AMOC 指数、(b) AMOC 扩展指数的 2006~2100 年的时间相关性。图中红色虚线代表显著性水平为 0.05 的相关性 (双边 t 检验)

Fig. 4 The correlations between area weighted winter mixed layer depth of three seas and (a) AMOC index, (b) AMOC extending index under three different RCPs simulated by FGOALS-g2 during 2006–2100. The two red curved dashed lines indicate the correlations with a significant level that is 0.05 by two-tailed t tests

度、盐度对深水变化的贡献。

在 Labrador 海域, 海水上层 500 m 的平均密度在 RCP2.6 和 RCP4.5 下表现为年代际振荡 (图 5a), 并没有明显的长期趋势, 因此用 Labrador 海域的密度或深对流来解释 AMOC 在这两个典型浓度路径下的长期变化不成立。在 3 个典型浓度路径下, 2006~2040 年 Labrador 海的上层平均温度并没有出现上升的情况 (图 5b) (温度引起的密度变化没有下降的信号), 这与这个时期全球性增暖的大背景相背离, 恰恰说明了 Labrador 海域存在显著的年代际信号。而在 RCP8.5 下, Labrador 海的上层海水密度变化与 2 个 AMOC 的指数的相关性都超过

了 0.7 (图 5d), 可以发现海水密度在 2006~2060 年的减弱主要由盐度的减弱导致 (图 5c), 而 2061~2100 年的减弱主要由温度的增大引起 (图 5b)。进一步地, RCP8.5 下 Labrador 海域的上层海水密度的减弱可以起到减少北大西洋深水形成的作用。

在 Irminger 海域, 2006~2040 年海水上层 500 m 的平均密度在 3 个典型浓度路径下都表现出下降的趋势 (图 6a)。但是在 2041~2100 年, 此海域上层海水的平均密度在 RCP2.6 和 RCP4.5 这 2 个典型浓度下基本维持不变, 而在 RCP8.5 下则呈现出继续下降的特征。由此可见, Irminger 海域的上层海水密度的变化与 AMOC 扩展指数存在很大的相似

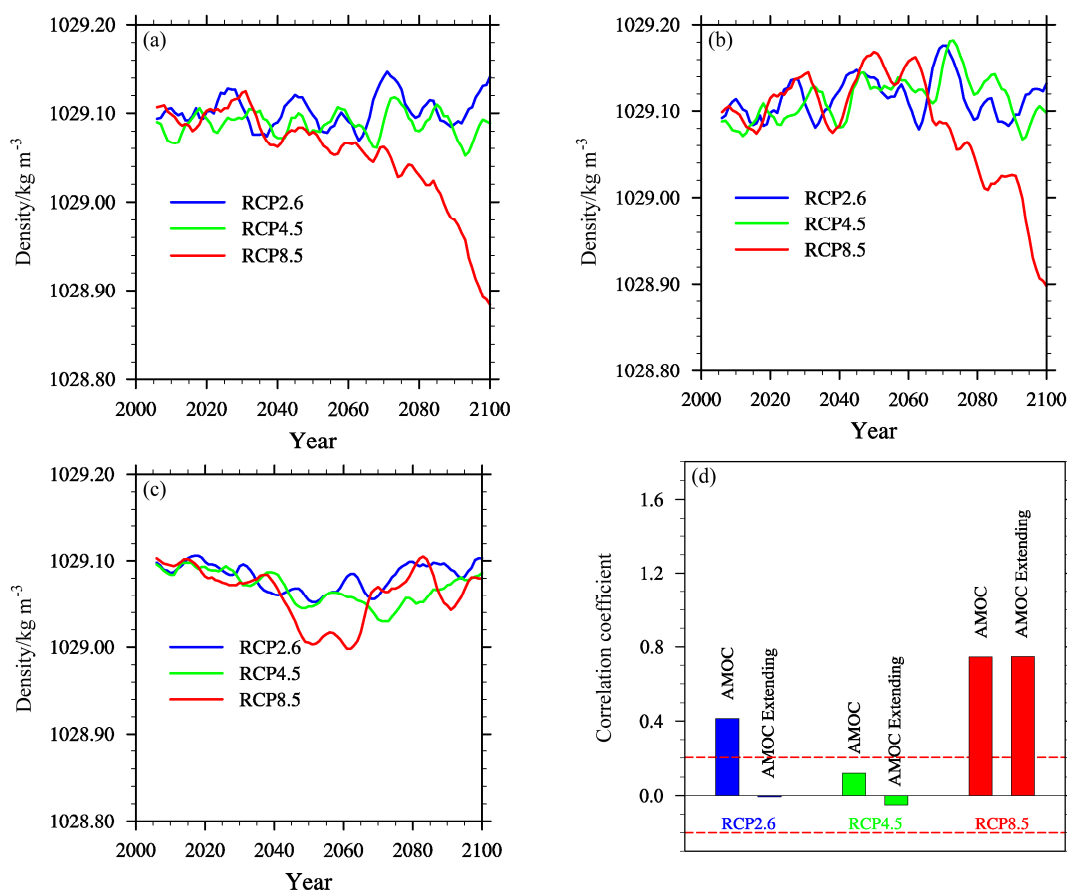


图 5 耦合模式 FGOALS-g2 模拟的 3 个典型浓度路径下 (a、b、c) Labrador 海域的冬季上层 (0~500 m) 海水密度及 (d) 其与 AMOC 指数、AMOC 扩展指数的 2006~2100 年时间相关性。图 a 中的密度是基于年平均的冬季位温和盐度估算得到, 图 b 中的密度是基于年平均的冬季位温和一个固定的盐度值估算得到, 图 c 中的密度是基于年平均的冬季盐度和一个固定的位温估算得到, 这里固定的位温和盐度是典型浓度路径 RCP2.6 下 2006 年的冬季值。图 d 中红色虚线代表显著性水平为 0.05 的相关性 (双边 t 检验)

Fig. 5 (a, b, c) The changes of density in the upper ocean (0~500 m) of Labrador Sea during wintertime and (d) its correlations with AMOC index and AMOC extending index under three different RCPs simulated by FGOALS-g2. The density in panel a is estimated with the annually averaged potential temperature and salinity during wintertime, the density in panel b is estimated with the annually averaged potential temperature and a fixed salinity, while that in panel c is estimated with the annually averaged salinity and a fixed potential temperature. The fixed potential temperature and salinity is set to the value in 2006 under RCP2.6. The two red curved dashed lines in panel d indicate the correlations with a significant level that is 0.05 by two-tailed t tests

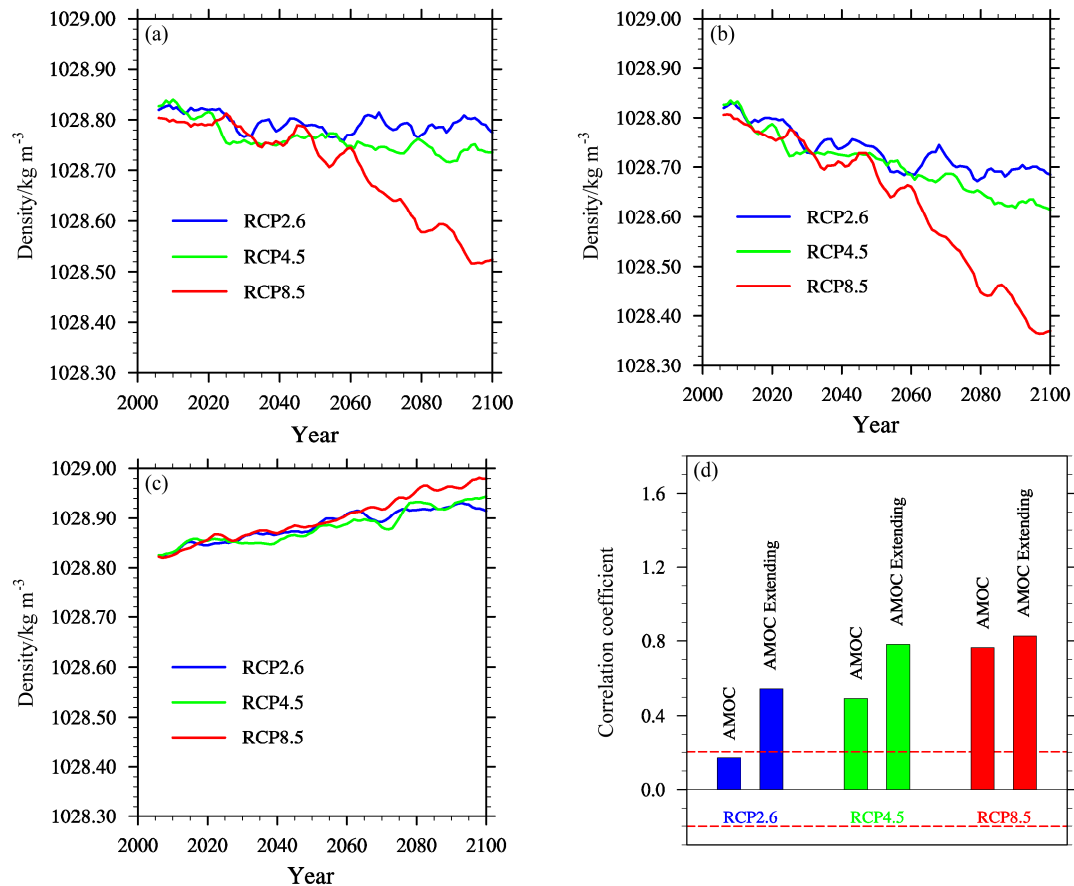


图6 同图5, 但为 Irminger 海域的情况
Fig. 6 Same as Fig. 5, but for Irminger Sea

特征。然而这并不足以证明 AMOC 扩展指数完全受 Irminger 海域的上层海水调控, 并且无法解释 RCP2.6 和 RCP4.5 中在 2041~2100 阶段内出现的 AMOC 指数恢复现象。3 个典型浓度路径下 Irminger 上层海水的温度变化趋势基本上与全球海平面平均温度的变化趋势相似, 即温度变化起着减小密度的作用 (图 6b)。3 个典型浓度路径下, Irminger 海域中的上层海水密度与 AMOC 扩展指数的相关性都大于与 AMOC 的相关性 (图 6d), 这说明 Irminger 海域中上层海水密度变化并不包含明显的年代际信号。

在 GIN 海域, 上层海水密度在 3 个典型浓度路径下的表现 (图 7a) 与 AMOC 指数最为一致, 其长期趋势可以分为 2 个阶段: (1) 2006~2040 年, 3 个典型浓度路径下的上层海水的密度都表现出很大的下降趋势, 下降的大小为 0.1 kg/m^3 ; (2) 2041~2100 年, RCP2.6 和 RCP4.5 呈现缓慢恢复的特征, 其中 RCP2.6 恢复到了 2006 年的密度大小,

RCP4.5 恢复了大约 0.02 kg/m^3 , 而 RCP8.5 保持下降的倾向并进一步减弱 0.26 kg/m^3 。若只考虑温度变化对密度的贡献, GIN 海域的上层海水密度在 2006~2100 年整个阶段只会出现一致性的减弱 (图 7b)。在 RCP2.6 和 RCP4.5 中在 2041~2100 年时间段出现的上层海水密度恢复主要来自盐度的变化 (图 7c)。

实际上, GIN 海域形成的深水必须要向南经过 Greenland-Scotland 大洋脊、进入 Irminger 海域才能成为北大西洋深水的一部分, 因此 AMOC 的变化受到来自 GIN 和 Irminger 海域深水变化的共同调控作用。由于在 RCP2.6 和 RCP4.5 两个典型浓度路径下 Irminger 上层海水密度在 2041~2100 年保持不变, 因此 AMOC 的变化就完全受控于 GIN 海域的上层海水密度的变化, 这就解释了 AMOC 指数的长期变化。还有一点不能解释的是 AMOC 扩展指数在 RCP2.6 和 RCP4.5 这 2 个典型浓度路径下并没有出现恢复的情形。为了解释这个问题, 本文计算

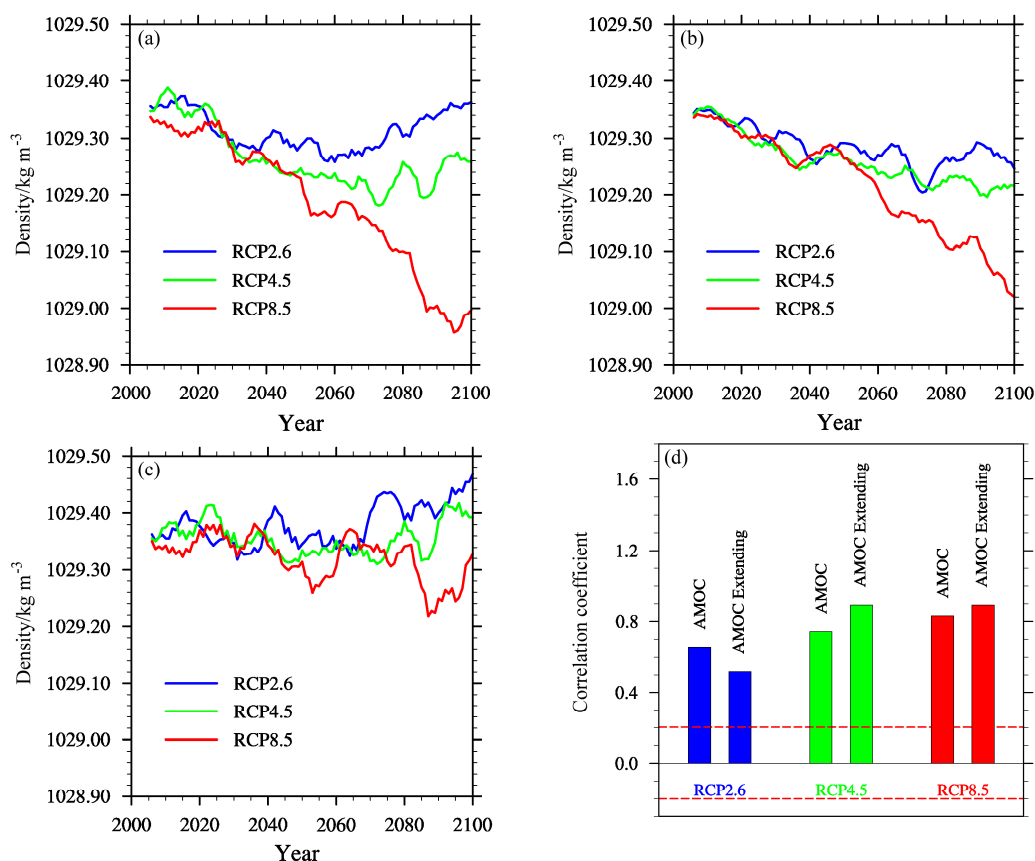
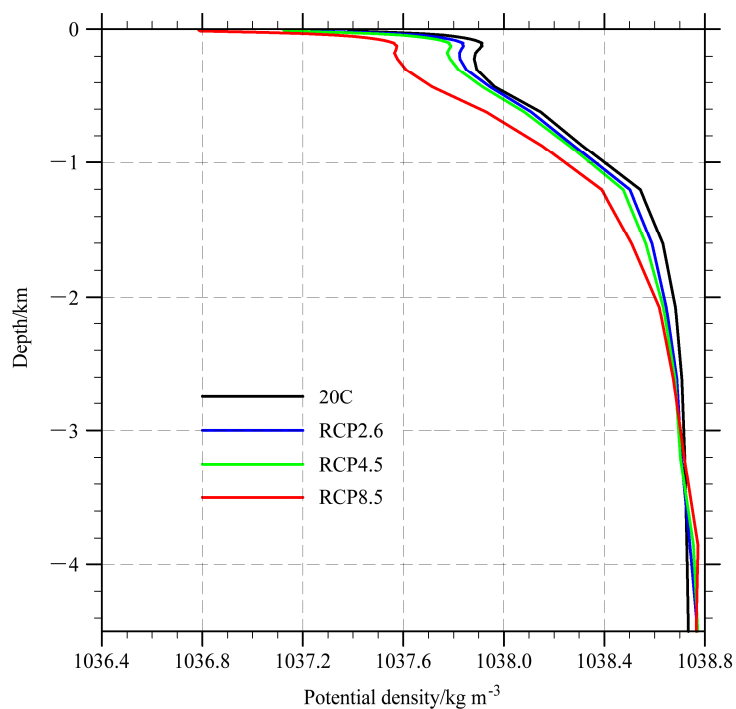


图7 同图5, 但为GIN海域的情况

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for GIN Seas

图8 耦合模式 FGOALS-g2 模拟的北大西洋 $44^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 区域内的 20 世纪模拟试验 (20C) (1980~2005 年) 及 3 个典型浓度路径下 (2081~2100 年) 年平均位密度垂直廓线。这里的位密度是相对于 2328 m 深度估算得到的Fig. 8 The annually averaged potential density of the 20th century experiment (20C) (1980-2005) and under RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 (2081-2100) in the region of $44^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ in the Northern Atlantic Ocean. The potential density is estimated with respect to the 2328 m depth

了北大西洋 $44^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 区域内的 2328 m 深度处的浮力频率 $(-g\partial \ln \rho / \partial z)^{1/2}$, 其中, g 为重力加速度, ρ 为密度。海水相对于 2328 m 深度的位密度可以参考图 8, 在 20 世纪模拟 1980~2005 年北大西洋在 2328 m 处的浮力频率为 $6.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 而在 RCP2.6 和 RCP4.5 下 2081~2100 年此处的浮力频率分别是 $8.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 和 $9.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 这意味着这 2 个典型浓度路径下 2328 m 处的层结稳定度增大了

30%~40%。尽管上层的 AMOC 部分的恢复了, 但由于下层海水的层结稳定性没有恢复到 20 世纪模拟的水平, 上层恢复获得的深水无法继续下沉, 这就给出了 AMOC 扩展指数在 2041~2100 年时间段内几乎维持不变的原因。

4 结论与讨论

本文分析了耦合模式 FGOALS-g2 在 3 个典型

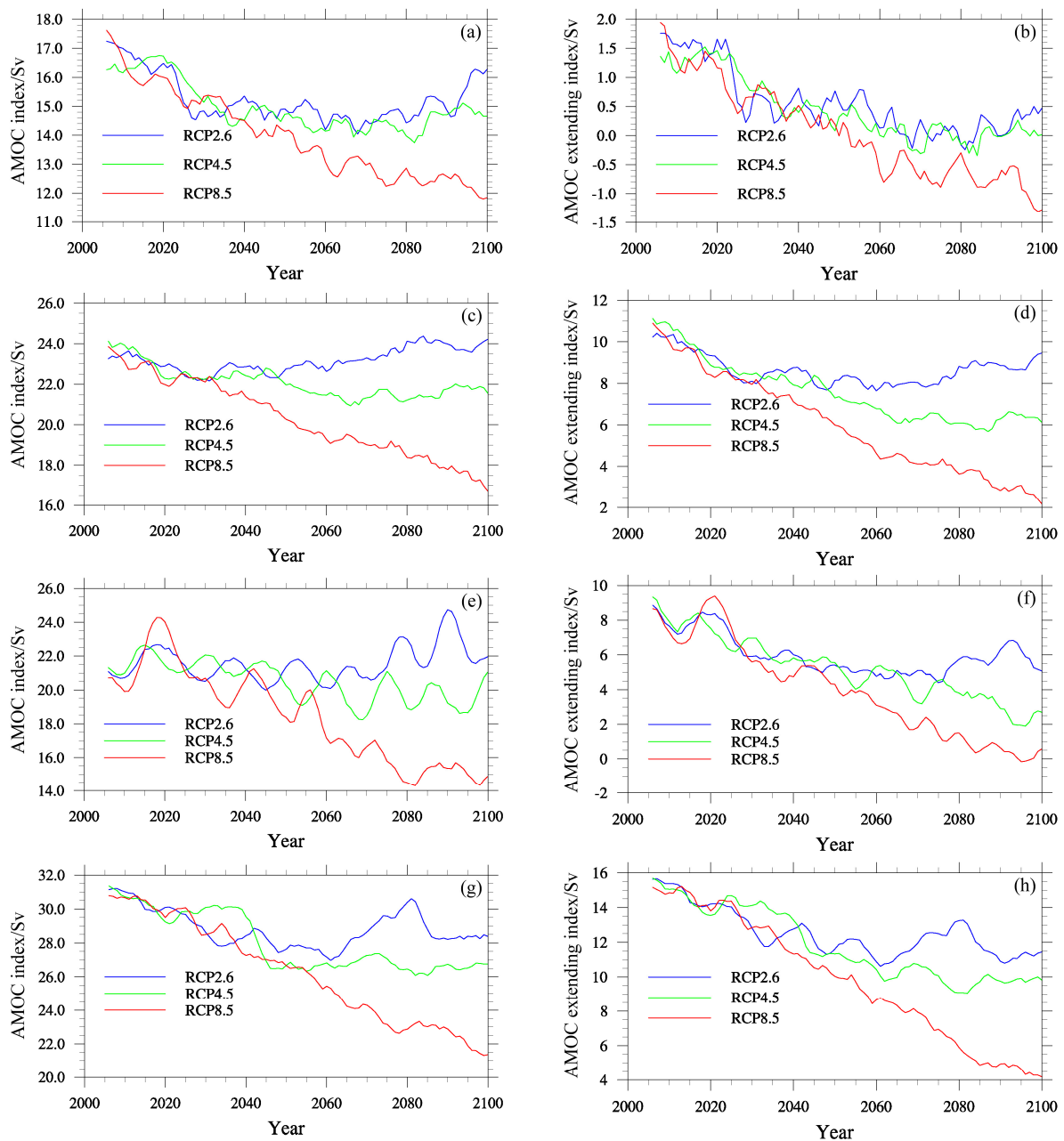


图 9 耦合模式 (a, b) CanESM2、(c, d) CCSM4、(e, f) GFDL-ESM2M 和 (g, h) NorESM1-M 模拟的 3 个典型浓度路径下 AMOC 指数 (左列) 和 AMOC 扩展指数 (右列), AMOC 指数和 AMOC 扩展指数都经过 5 点平滑处理

Fig. 9 AMOC index (left column) and AMOC extending index (right column) under the three different RCPs simulated by (a, b) CanESM2, (c, d) CCSM4, (e, f) GFDL-ESM2M, and (g, h) NorESM1-M. The AMOC index and AMOC extending index have been processed by a 5-point running average

浓度路径, 即 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 下 AMOC 在未来 (2006~2100 年) 的变化趋势。发现在 3 个典型浓度路径下 AMOC 都出现了下降的趋势, 最大下降的位置出现在 $20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、2000~3000 m 深度。利用传统的 AMOC 指数显然无法捕捉 AMOC 的这一趋势, 为此本文定义了 AMOC 扩展指数, 同时利用这 2 个指数研究 AMOC 对全球变暖的响应问题。与 AMOC 指数不同, AMOC 扩展指数不易受到年代际尺度信号的影响, 且较能刻画 AMOC 的长期变化趋势。

分析发现, 在中、低水平 (RCP4.5 和 RCP2.6) 的浓度路径下, FGOALS-g2 的 AMOC 的最大值 (往往出现在 731 m) 会经历先减弱、后恢复的过程, 这种长期趋势主要受到 GIN 海域的深水形成变化的调控, 其中 GIN 海域的盐度上升是导致 AMOC 的最大值恢复的主要原因。AMOC 在深海 (2000~3000 m) 部分几乎没有恢复的趋势, 主要是因为典型浓度路径下, 深海的层结稳定性增大抑制了深海深水的增加。

目前关于 AMOC 在典型浓度路径下响应的工作大多都是基于 AMOC 指数 (Schneider et al., 2007; Weaver et al., 2012)。通过对 FGOALS-g2 模式的分析发现, 仅仅使用传统的 AMOC 指数分析可能会影响到研究的结论, 如“AMOC 未来恢复的强度”。这里使用本文中提出的 2 个指数来分析一下 CMIP5 中的其他 4 个耦合模式的 AMOC 在 3 个典型浓度路径下的长期趋势 (图 9)。这 4 个耦合模式分别是 CanESM2 (the Second Generation Canadian Earth System Model)、CCSM4 (Community Climate System Model 4)、GFDL-ESM2M (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory-Earth System Model 2 level based using Modular Ocean Model)、NorESM1-M [Norwegian Climate Center's Earth System Model 1 (at middle resolution)]。从图 9 中可以发现, 4 个模式的 AMOC 指数和 AMOC 扩展指数的长期趋势在较低的浓度路径 (RCP2.6) 下表现出了很大的不同。在 RCP2.6 下, CanESM2、CCSM4、GFDL-ESM2M 和 NorESM1-M 这 4 个耦合模式中的传统 AMOC 指数都呈现了先下降而后增大的趋势, 特别地, CCSM4 和 GFDL-ESM2M 这 2 个模式的 AMOC 指数在 2100 年的强度超过了 2006 年的强度。当采用 AMOC 扩展指数后, 发现: CCSM4 和 GFDL-ESM2M 这两个耦合模式的

AMOC 强度总体上是减弱的, 恢复的趋势是比较小的, 2006~2100 年 AMOC 扩展指数总体上分别下降了 1 Sv 和 4 Sv 左右。此外, 也可以发现 CanESM2 和 NorESM1-M 中的 AMOC 扩展指数在未来的恢复趋势也没有传统的 AMOC 指数来得那么大。从其他模式的结果来看, 本文利用 2 个指数来分析 AMOC 的变化是有一定意义的。作者未来将使用 AMOC 指数结合 AMOC 扩展指数的办法对 CMIP5 中其他的耦合模式进行深入的分析。

致谢 感谢中国科学院大气物理研究所俞永强研究员提供的有益讨论和帮助。

参考文献 (References)

- Bellenger H, Guilyardi E, Leloup J, et al. 2014. ENSO representation in climate models: From CMIP3 to CMIP5 [J]. *Climate Dyn.*, 42: 1999–2018, doi: 10.1007/s00382-013-1783-z.
- Bryden H L, Imawaki S. 2001. Ocean heat transport [M]// *Ocean Circulation and Climate*. International Geophysics Series. Siedler G, Church J, Gould J, Eds. Academic, 455–474.
- Craig A P, Jacob R L, Kauffman B, et al. 2005. CPL6, the new extensible, high performance parallel coupler for the community climate system model [J]. *International Journal of High Performance Computing Application*, 19: 308–327.
- Cunningham S A, Kanzow T, Rayner D, et al. 2007. Temporal variability of the Atlantic Meridional overturning circulation at 26.5°N [J]. *Science*, 317 (5840): 935–938, doi: 10.1126/science.1141304.
- Huang W Y, Wang B, Li L J, et al. 2014. Variability of atlantic meridional overturning circulation in FGOALS-g2 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 31: 95–109, doi: 10.1007/s00376-013-2155-7.
- Huang B H, Zhang S Q. 2012. Multidecadal oscillation of the Atlantic meridional overturning circulation and its climate influences in coupled climate systems [C]. *International Commission on Dynamical Meteorology*. Kunming: China.
- Kara A B, Hurlburt H E, Wallcraft A J. 2005. Stability-dependent exchange coefficients for air-sea fluxes [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22: 1077–1091.
- Kim S T, Cai W J, Jin F F, et al. 2014. ENSO stability in coupled climate models and its association with mean state [J]. *Climate Dyn.*, 42: 3313–3321, doi: 10.1007/s00382-013-1833-6.
- Levitus S, Boyer T P. 1994. *World Ocean Atlas 1994, Vol. 4: Temperature* [R]. NOAA Atlas NESDIS 4, U. S. Gov. Printing Office. 117.
- Levitus S, Burgett R, Boyer T P. 1994. *World Ocean Atlas 1994, Vol. 3: Salinity* [R]. NOAA Atlas NESDIS 3, U. S. Gov. Printing Office. 99.
- Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013a. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, Grid-point version 2: FGOALS-g2 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 543–560, doi: 10.1007/s00376-012-2140-6.
- Li L J, Wang B, Dong L, et al. 2013b. Evaluation of grid-point atmospheric

- model of IAP LASG version 2 (GAMIL2) [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 855–867, doi: 10.1007/s00376-013-2157-5.
- Lin P F, Liu H L, Yu Y Q, et al. 2013a. Long-term behaviors of two versions of FGOALS2 in preindustrial control simulations with implications for 20th century simulations [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 577–592, doi: 10.1007/s00376-013-2186-0.
- Lin P F, Yu Y Q, Liu H L. 2013b. Oceanic climatology in the coupled model FGOALS-g2: Improvements and biases [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 819–840, doi: 10.1007/s00376-012-2137-1.
- 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 Meteorologica Sinica*, 26 (3): 318–329, doi: 10.1007/s13351-012-0305-y.
- Liu J P. 2010. Sensitivity of sea ice and ocean simulations to sea ice salinity in a coupled global climate model [J]. *Science China Earth Sciences*, 53 (6): 911–918, doi: 10.1007/s11430-010-0051-x.
- Manabe S, Stouffer R J. 1993. Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system [J]. *Nature*, 364: 215–218.
- Medhaug I, Furevik T. 2011. North Atlantic 20th century multidecadal variability in coupled climate models: sea surface temperature and ocean overturning circulation [J]. *Ocean Science*, 7 (3): 389–404, doi: 10.5194/os-7-389-2011.
- Oleson K W, Dai Y J, Bonan G B, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR/TN-461+STR. 174.
- Riahi K, Rao S, Krey V, et al. 2011. RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions [J]. *Climatic Change*, 109: 33–57, doi: 10.1007/s10584-011-0149-y.
- Schneider B, Latif M, Schmittner A. 2007. Evaluation of different methods to assess model projections of the future evolution of the Atlantic meridional overturning circulation [J]. *J. Climate*, 20: 2121–2132.
- Schott F A, McCreary J P Jr, Johnson G C. 2004. Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans [M]// *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. Geophysical Monograph Series 147. Wang C, Xie S P, Carton J A, Eds. Washington, DC: AGU, 261–304.
- Swingedouw D, Braconnot P, Delecluse P, et al. 2007. Quantifying the AMOC feedbacks during a 2×CO₂ stabilization experiment with land-ice melting [J]. *Climate Dyn.*, 29: 521–534.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93: 485–498.
- Thomson A M, Calvin K V, Smith S J, et al. 2011. RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100 [J]. *Climatic Change*, 109: 77–94, doi: 10.1007/s10584-011-0151-4.
- van Vuuren D P, Edmonds J, Kainuma M, et al. 2011a. The representative concentration pathways: An overview [J]. *Climatic Change*, 109: 5–31, doi: 10.1007/s10584-011-0148-z.
- van Vuuren D P, Stehfest E, den Elzen M G J, et al. 2011b. RCP2.6: exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2 °C [J]. *Climatic Change*, 109: 95–116, doi: 10.1007/s10584-011-0152-3.
- Wang B, Liu M M, Yu Y Q, et al. 2013. Preliminary evaluations of FGOALS-g2 for decadal predictions [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30(3): 674–683, doi: 10.1007/s00376-012-2084-x.
- Weaver A J, Eby M, Kienast M, et al. 2007. Response of the Atlantic meridional overturning circulation to increasing atmospheric CO₂: Sensitivity to mean climate state [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L05708, doi: 10.1029/2006GL028756.
- Weaver A J, Sedláček J, Eby M, et al. 2012. Stability of the Atlantic meridional overturning circulation: A model intercomparison [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39(20): L20709, doi: 10.1029/2012GL053763.
- Zhang Y, Li J. 2013. Shortwave cloud radiative forcing on major stratus cloud regions in AMIP-type simulations of CMIP3 and CMIP5 models [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30: 884–907.
- Zhou T J, Yu R C, Liu X Y, et al. 2005. Weak response of the Atlantic thermohaline circulation to an increase of atmospheric carbon dioxide in IAP/LASG climate system model [J]. *Chinese Science Bulletin*, 50 (6): 592–598.