

李晓兰, 俞永强. 2018. 耦合模式 FGOALS-s2 模拟的大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 的年代际变率 [J]. 气候与环境研究, 23 (2): 221–234. Li Xiaolan, Yu Yongqiang. 2018. Decadal variability of Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) simulated with FGOALS-s2 model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (2): 221–234, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17047.

耦合模式 FGOALS-s2 模拟的大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 的年代际变率

李晓兰^{1,2} 俞永强^{1,2}

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, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 利用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) 发展的耦合的气候系统模式 FGOALS-s2 工业革命前控制试验结果研究了大西洋经向翻转流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 的年代际变率及其物理机制。传统 AMOC 是利用深度坐标下的质量流函数来表征, 本文通过对密度坐标下 49.5°N 的 AMOC 指数与其余纬度的 AMOC 指数作相关分析, 发现 AMOC 的变化有从深水形成区向南传播的过程, 且密度坐标下的 AMOC 变率在北大西洋高纬度明显大于低纬度。分析进一步表明, 模式模拟的 AMOC 具有年代际振荡, 周期约为 70 年。这个低频振荡主要是由与 AMOC 变化相关的温度和盐度的变化与海表风场之间的相互作用引起, 具体机制如下: 格陵兰—冰岛—挪威海有异常强的海表风场, 导致蒸发增强, 继而使海表盐度增加, 深水形成增多, 从而使 AMOC 增强。AMOC 加强后, 会使得向北的热量和盐度输送增加, 减弱此处的经向温度梯度, 风场随之减弱, 从而完成位相的反转。

关键词 气候系统模式 大西洋经向翻转流 (AMOC) 年代际变率

文章编号 1006-9585 (2018) 02-0221-14

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17047

Decadal Variability of Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) Simulated with FGOALS-s2 Model

LI Xiaolan^{1,2} and YU Yongqiang^{1,2}

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 Decadal variability of Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) has been studied in the Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System model, version s2 (FGOALS-s2) preindustrial simulation. Traditionally, the streamfunction on depth coordinate is used to represent AMOC. According to correlations between the AMOC index on density coordinate at 49.5°N and AMOC index at all latitudes north of 34°S, the authors find that AMOC variations propagate southward from the deep-water formation region. Furthermore, the AMOC variability on density coordinate is larger at high latitudes North Atlantic than at low latitudes North Atlantic and South Atlantic. Moreover, the AMOC

收稿日期 2017-03-21; 网络预出版日期 2017-05-26

作者简介 李晓兰, 女, 1985 年出生, 博士, 主要从事气候数值模拟研究。E-mail: lixlan@mail.iap.ac.cn

通讯作者 俞永强, E-mail: yyq@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究计划 2013CB956204, 国家自然科学基金重点项目 41530426

Funded by National Basic Research Program of China (Grant 2013CB956204), National Natural Science Foundation of China (Grant 41530426)

displays a low-frequency variability with a period of about 70 years. The low-frequency oscillation is related to the interactions between temperature and salinity variations that are associated with the AMOC variations and surface winds. The physics of this decadal variability is as follows. Surface winds in the Greenland-Iceland-Norwegian (GIN) seas are anomalously strong, leading to abnormally large evaporation and thus the positive sea surface salinity (SSS) anomalies. The SSS anomalies strengthen the convection in the GIN seas and subsequently intensify the AMOC. This leads to a strengthened northward heat transport and decreases the meridional temperature gradient and surface winds, which completes the phase reversal.

Keywords Climate system model, Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), Decadal variability

1 引言

大西洋经向翻转流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 是气候系统中一个非常重要的分量, 它通过向北的热量输送, 对北大西洋北部及邻近区域的天气和气候产生影响 (Rahmstorf and Ganopolski, 1999)。AMOC 的变化会引起热输送的变化, 从而使北大西洋海表温度发生变化, 进而通过海气相互作用影响全球的大气环流。观测事实和数值模拟研究都表明 AMOC 变化的特征时间尺度主要是以年代际以上的尺度为主, 它与大西洋多年代际涛动 (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) 与北大西洋涛动 (North Atlantic Oscillation, NAO) 存在密切关系 (Sutton and Hodson, 2005; Hurrell et al., 2006)。

目前, 对于 AMOC 的直接观测资料仅限于一些有限的断面, 比如 26.5°N 的 RAPID 阵列 (Cunningham et al., 2007)。此外, 一些古气候代用资料也经常用来检验 AMOC 的时空变化特征 (McManus et al., 2004; Alley, 2007; Barker et al., 2010, 2011; Thornalley et al., 2011)。但是直接观测资料时间序列长度较短, 古气候代用资料又具有相当大的不确定性, 因此借助于海洋环流模式和耦合气候系统模式进行数值模拟是当前开展 AMOC 研究的主要手段之一。耦合模式模拟的 AMOC 周期因模式而异, 比如德国马普研究所的全球大气—海洋—海冰模式 (ECHAM5/MPI-OM, Jungclaus et al., 2005) 模拟的 AMOC 具有较长的周期, 为 70~80 年; 而 Delworth et al. (1993) 利用美国国家海洋和大气的管理局地球流体动力学实验室 (GFDL, NOAA) 早期版本的耦合模式模拟的 AMOC 周期为 50 年; 美国国家大气研究中心 (NCAR, National Center for Atmospheric Research) 的气候模式 CCSM3 (Community Climate System Model version 3) 和

CCSM4 模拟的 AMOC 周期分别为 21 年 (Danabasoglu, 2008) 和 50~200 年 (Danabasoglu et al., 2012)。除此之外, AMOC 变率的物理机制也很大程度上依赖于模式, 并没有一致的结论 (Liu, 2012; MacMartin et al., 2013)。一些模式结果表明 AMOC 的低频振荡是一种单独的海洋模态, 是对大气随机强迫的响应, 响应的的时间尺度由海洋决定。比如 Delworth et al. (1993) 第一次利用 GFDL 早期版本的耦合模式表明 AMOC 的年代际振荡是由拉布拉多海的密度异常引起, 模拟的物理机制为: 当 AMOC 异常弱时, 向北的热量输送减少, 从而导致北大西洋变冷, 副极地涡旋增强。副极地涡旋增强后, 更多的高盐海水进入深水形成区, 加深了对流, 使 AMOC 增强, 向北的热量输送增加, 从而完成位相的反转。而 Delworth et al. (1997) 强调北冰洋的淡水变化向南输送到深对流区也会引起 AMOC 的低频振荡。与 Delworth et al. (1997) 研究类似, Jungclaus et al. (2005) 指出 AMOC 变率由北冰洋的淡水的储存和释放以及 GIN 海流场的变化引起。Delworth and Greatbatch (2000) 指出 AMOC 的低频变率反映了海洋对大气强迫的被动响应, 主要是通过海表热通量的变化引起 AMOC 的变化, 这个热通量变化的分布型类似于由 NAO 引起的热通量变化的分布型。类似的机制还出现在 Dong and Sutton (2005) 的研究中, 但是大气影响 AMOC 变率是通过副极地涡旋的变化引起, 副极地涡旋由 NAO 相关的风应力旋度和热通量的异常所引起。Kwon and Frankignoul (2012) 利用 CCSM3 (大气模式为 T85 版本) 最后 250 年的数据分析 AMOC 的年代际变率, 也表明其是一个单独的海洋模态, 是对随机 NAO 强迫的响应。另外, 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) 研制的耦合模式 FGOALS-g2 模拟的 AMOC 变率也为一个阻尼的海洋模态 (Huang et al., 2014)。

还有一些模式结果表明 AMOC 低频振荡是一

种海气耦合模态,除海洋对大气强迫的响应外,大气对海洋的变化也做出了不同程度的响应。比如 Timmermann et al. (1998) 指出 AMOC 的年代际变率为一种海气耦合模态,当 AMOC 异常弱时,向北的热输送减少,北大西洋为负的海表温度 (Sea Surface Temperature, SST) 异常。大气对 SST 负异常的响应为弱的 NAO,NAO 通过异常的淡水输送和 Ekman 输送引起下沉区海表盐度 (Sea Surface Salinity, SSS) 出现正异常,从而使深对流增强,AMOC 增强。AMOC 增强后,向北的热输送增加,北大西洋为正的 SST 异常,从而达到位相的反转。周天军和 Drange(2005)得出了与 Timmermann et al. (1998) 一致的结论,认为热盐环流与大气的耦合作用是大西洋地区年代际气候变率的重要组成部分。Danabasoglu (2008) 利用 CCSM3 模式(大气模式为 T85 版本)中间 300 年数据也表明 AMOC 变率是一种海气耦合模态,AMOC 低频振荡与 NAO 变率存在强的相互作用。类似的结论还出现在 Wen et al. (2016) 的研究中,通过 IPSL-CM5 模式模拟出 AMOC 与 NAO 之间存在正反馈,而之前的版本 IPSL-CM4 表明 AMOC 与大西洋东部型 (Eastern Atlantic pattern, EAP) 之间存在弱的正反馈 (Msadek and Frankignoul, 2009)。从以上研究可以看出,海气耦合模态和单独的海洋模态的差异主要在于大气对海洋的变化是否做出响应, Teng et al. (2011)、Gastineau and Frankignoul (2012)、Frankignoul et al. (2013) 对 AMOC 变率对大气环流的影响做了相关分析。

由于 AMOC 在气候系统中的重要作用,对 AMOC 平均气候态及其气候变率的模拟一直是评估海洋模式和气候模式的关键指标之一,LASG 研制的多个版本的耦合气候系统模式 FGOALS 也一直致力于提升对 AMOC 的模拟能力。FGOALS 有两个版本参与了耦合模式比较计划第五阶段 (CMIP5) 的气候变化模拟试验, Huang et al. (2014) 评估了其中 FGOALS-g2 版本模拟的 AMOC 年代际变率,本文则通过评估分析另外一个版本 FGOALS-s2 的工业革命前对照试验结果来探讨 AMOC 的年代际变率及其物理机制。

传统方法计算 AMOC 是通过对深度坐标下经圈流函数沿着纬圈和深度进行积分得到。但是, Zhang (2010) 指出当研究副极地地区的 AMOC 变化或副极地与副热带地区的 AMOC 变化之间的联

系时,采用密度坐标下的 AMOC 分布比深度坐标更合适。这是因为深水的形成主要位于副极地地区,在密度坐标下,模式模拟的北大西洋深水 (North Atlantic Deep Water, NADW) 主体位于副极地地区;而在深度坐标下,NADW 主体位于副热带地区。基于密度坐标,文中还研究了 AMOC 变化的纬度依赖性和传播机制。结果表明,AMOC 变率在北大西洋高纬度强于北大西洋低纬度和南大西洋,且 AMOC 变化是向南传播的,传播的机制随纬度变化,主要分为 3 个阶段:第一阶段是北大西洋中高纬度的传播,AMOC 的变化主要是以平流速度沿着内区路径进行传播,这与 Bower et al. (2009) 观测到的内部路径一致;第二阶段是北大西洋中纬度到赤道地区的传播,AMOC 的变化不再沿着内部路径,而是沿着西边界向南传播。由于西边界没有跨边界流,主要是通过沿岸开尔文波向南传播 (Johnson and Marshall, 2002)。开尔文波到达赤道后迅速向东传播,并在东边界转而向北传播。第三阶段是从赤道到南大西洋的传播,这个阶段是由罗斯贝波由东向西传播 (Johnson and Marshall, 2002)。由于密度坐标下 AMOC 对于北大西洋深水形成及其向南传播过程的描述更为合理,因此本文将基于密度坐标考察 AMOC 的时空变化特征及其物理机制。

2 模式、数据和方法

2.1 模式

本文用到的模式是 FGOALS-s2,是 LASG 推出的全球海洋—大气—陆面气候系统模式 (Flexible Global Ocean—Atmosphere—Land System model, version s2, FGOALS-s2; Bao et al., 2013)。FGOALS-s2 包含了 4 个分量:大气模式 SAMIL2 (Spectral Atmospheric Model of IAP/ LASG, version 2; Liu et al., 2013)、海洋模式 LICOM2 (The LASG/IAP Climate system Ocean Model, version 2; Liu et al., 2012)、陆面模式 CLM3 (the Community Land Model, version 3; Oleson et al., 2004) 和海冰模式 CSIM5 (the Community Sea Ice Model, version 5; Briegleb et al., 2004)。其中大气和海洋模式是由 LASG 自主研发的,而陆面和海冰模式均来自于 NCAR。

FGOALS 是 LASG 推出的耦合模式版本第五代,前四代版本的介绍详见 Yu et al. (2011)。FGOALS 的最新两个版本分别是 FGOALS-s2 和 FGOALS-g2,均为参加 CMIP5 的模式。与耦合模

式的早期版本相比, FGOALS-s2 和 g2 能更好地模拟出大尺度海洋环流结构, 模拟的 AMOC 强度 (500 m 以下流函数的最大值) 也有明显改进: 相对于 FGOALS-s1 的 45 Sv (周天军等, 2005) 和 FGOALS-g1 的 6 Sv (Yu et al., 2011), FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 模拟的 AMOC 强度分别为 19 Sv 和 29 Sv。这主要是由于 FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 的海洋模式使用的是 LICOM2 (Liu et al., 2012)。与之前版本 LICOM1 相比, LICOM2 改进了垂直混合方案、增加了垂直分辨率和减小水平黏性系数等, 在相同的表面通量强迫下, LICOM2 模拟的 AMOC 强度约为 18 Sv, 高于 LICOM1 的 12 Sv (Liu et al., 2012)。

2.2 数据

本文所用到的数据分为两类: 一类是模式数据, 为 FGOALS-s2 的工业革命前对照试验最后 500 年的模式结果。另一类数据为再分析和观测数据, 包括: 1) NCEP/NCAR 再分析资料的月平均海平面气压场和 10 m 水平风场, 时间段为 1948~2016 年, 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度) (Kalnay et al., 1996); 2) PHC3.0 [the Polar science center Hydrographic Climatology; updated from Steele et al. (2001)] 年平均的温度和盐度, 水平分辨率为 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度)。

2.3 方法

一般情况下, AMOC 用经圈流函数来表征。在深度坐标下, 流函数的计算是通过经向速度沿着纬圈和深度积分得到。在密度坐标下 (这里的密度是相对于 2000 m 深度的位势密度), AMOC 的垂直坐标为位势密度, 流函数的计算方法是: 对于某一等位势密度, 所有密度小于这个等位势密度的经向速度点沿着纬圈和深度积分, 再进行累加得到。两种坐标下流函数的计算分别为

$$\Psi(\varphi, z) = -a \cos \varphi \int d\lambda \int_{-H}^z v(\lambda, \varphi, z) dz, \quad (1)$$

$$\Psi(\varphi, \rho_2) = -a \cos \varphi \int d\lambda \int_{-H'(\lambda, \varphi, \rho_2)}^{z'(\lambda, \varphi, \rho_2)} v(\lambda, \varphi, \rho_2) dz', \quad (2)$$

其中, $\Psi(\varphi, z)$ 为深度坐标下的流函数, $\Psi(\varphi, \rho_2)$ 为密度坐标下的流函数, ρ_2 指相对于 2000 m 深度的位势密度, a 为地球半径, φ 为纬度, λ 为经度, z 和 H 分别对应着深度坐标系下的海表和海底深度 (单位: m), z' 、 H' 分别为插值到 ρ_2 面上的第一

层和最后一层的深度, $v(\lambda, \varphi, z)$ 为模式输出的经向速度, $v(\lambda, \varphi, \rho_2)$ 为插值到 ρ_2 面上的经向速度。

本文使用的统计方法包括低通滤波、合成分析及回归分析。用到的数据均为年平均的数据, 在对数据进行分析前, 先对数据进行线性去趋势处理, 再进行 21 年低通 Lanczos 滤波。

3 气候态分布

为了评估 FGOALS-s2 对 AMOC 的模拟能力, 首先给出了多年气候平均的 AMOC 的空间分布, 包括深度—纬度坐标和位密度—纬度坐标下的分布。在深度坐标下, FGOALS-s2 能合理地模拟出 AMOC 的空间分布, 包括赤道上层的风生流、500~3000 m 间的 NADW 以及南极底层水 (Antarctic Bottom Water, AABW), 其中 AMOC 最大值 (这里指 500 m 以下流函数的最大值) 为 21.6 Sv, 位于 27°N 、1200 m 附近 (图 1a)。在 26.5°N , FGOALS-s2 模拟的 AMOC 最大值为 20.5 Sv, 大于观测的 18.5 Sv (Cunningham et al., 2007; Johns et al., 2011)。在位密度坐标下, AMOC 的最大值为 45.8 Sv, 比深度坐标下的 AMOC 最大值大一倍, 这是由于 FGOALS-s2 在北大西洋副极地到极地区域模拟的温度和盐度较观测的偏差较大 (图 2c), 模拟的纬向平均的位势密度 (相对于 2000 m 深度) 在 60°N 附近表层比观测显著偏大 (图略)。由于密度坐标下的 AMOC 计算是按照沿等位密度面积分, 因此计算密度坐标下的流函数时就会将这部分密度较高的海水当作 NADW 进行积分, 导致 AMOC 偏强。另外, 从图 1b 还能看出, AMOC 最大值的位置也明显北移, 位于 55°N 。注意到密度坐标下在 NADW 形成区以南的回流区有很强的 AMOC 变化, 这与 NADW 形成的变化密切相关。由于 NADW 的形成是由来自南半球和低纬度的高温高盐的海水向北输送到北大西洋高纬度, 受大气的冷却作用密度增加形成深对流以及深层水团, 主要的深对流区位于拉布拉多海、伊尔明格海以及格陵兰—冰岛—挪威海 [Greenland-Iceland-Norwegian (GIN) seas], 即主要在副极地地区。在深度坐标下, 40°N 以北, AMOC 强度逐渐减弱, 到 60°N , 几乎趋于 0 (图 1a)。而在密度坐标下, AMOC 的主体主要位于副极地区域 (图 1b), 这与深水形成的位置较一致, 因此, 研究中高纬的 AMOC 的变率, 相对于深度坐标, 密

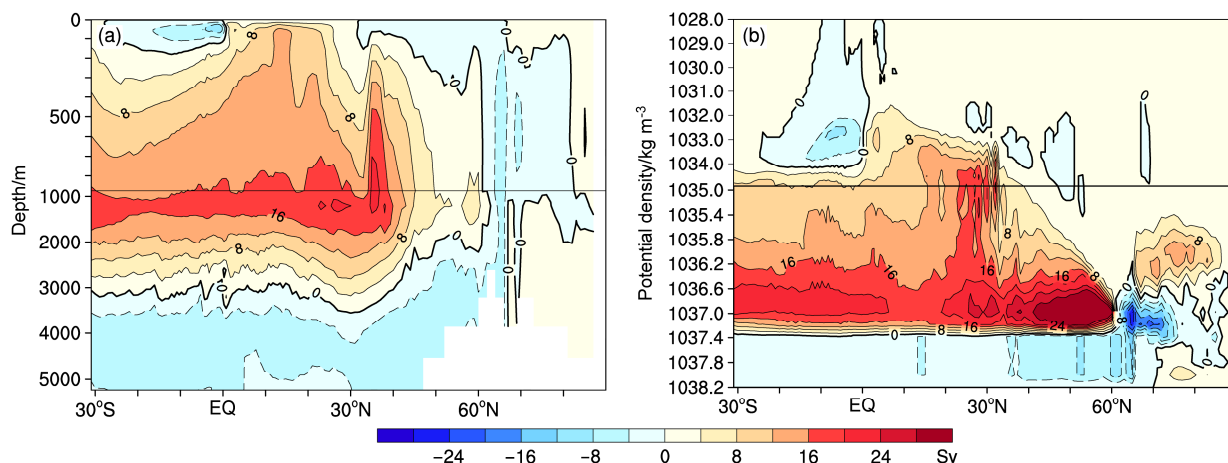


图1 多年平均的 AMOC 空间分布: (a) 深度—纬度剖面; (b) 位密度 (相对于 2000 m 的位势密度) —纬度剖面。等值线间隔为 4 Sv

Fig. 1 Climatological annual mean Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) streamfunction in (a) depth coordinate and (b) potential density coordinate (referenced to 2000 m). The contour interval is 4 Sv

度坐标下的 AMOC 流函数更加合适。

由于 AMOC 的主体 NADW 是由北大西洋副极地区域的海水密度加大下沉形成, 而密度的变化又是由温度和盐度的变化引起, 图 2 给出了模式模拟的北大西洋气候态的 SST 和 SSS 的分布。FGOALS-s2 模拟的 SST 和 SSS 与观测接近, 但在 (35°N~50°N, 70°W~30°W) 处湾流及其延伸体和 GIN 海模拟的 SST 和 SSS 较观测偏低, 而在拉布拉多海及伊尔明格海模拟的 SST 和 SSS 偏高 (图 2c)。温度和盐度在北大西洋高纬度的模拟偏差在单独的海洋模式 LICOM2 中就存在 (Liu et al., 2012 图 2), 这是由于 LICOM2 采用了经纬坐标网格, 为了克服极区奇异性, 增强模式计算稳定性, 在高纬度地区采用了纬向滤波。滤波会导致纬向的温度和盐度梯度减小, 从而使大西洋东岸的温度和盐度减小, 西岸的温度和盐度增加。温盐模拟误差又会影响深水形成的位置及强度, 从而对 AMOC 产生影响。Li et al.(2017)通过对 LICOM2 设计了 5 组敏感性试验, 分别基于经纬坐标和三极坐标 (未使用滤波), 探讨滤波对 AMOC 的影响。结果表明, 三极试验模拟了更强的 AMOC, 且主体更偏北; 而加强滤波的试验虽也加强了 AMOC, 但是其主体位置并未发生实质的变化。另外, 通过对 LICOM2 和 FGOALS-s2 模拟的北大西洋高纬的温盐偏差进行对比分析发现, LICOM2 和 FGOALS-s2 模拟的 SST 和 SSS 偏差在北大西洋北部和 GIN 海大部分地区的分布类似, 主要差异位于冰岛的东部和南部, 即相比于

LICOM2, FGOALS-s2 模拟的 SST 偏差在冰岛东部和南部都偏小, 可以推测耦合模式中的海气相互作用可能减小了此处的 SST 偏差。

AMOC 与大西洋重要的海气相互作用过程密切相关, 一方面如前所述大气强迫对 AMOC 的形成起了重要作用, 另外一方面海表温度也会影响表面气压和风场。图 3 给出了多年平均的 10 m 风场和海平面气压场 (Sea Level Pressure, SLP)。可以看到, 相对于观测, 模式模拟的冰岛低压偏强, 且位置相对偏东, 其西北侧的风场偏强, 这是由于模式在此处模拟的 SST 有强的南北向梯度 (图 2c), 产生了强的南北向气压梯度, 使风场加强。风场加强, 又会使得蒸发增强, SSS 增加, 而 SST 会进一步降低。另一方面, SST 降低, 又会抑制蒸发, 不利于 SSS 增加。图 2c 中 GIN 海南部的 SSS 偏差在单独海洋模式和耦合模式中分布差不多, 而 SST 偏差在耦合模式中比单独海洋模式有所减小, 表明此处 SST 偏差受到海气相互作用减小, 而 SSS 偏差受到的影响较小。

4 AMOC 的年代际变率及其物理机制

图 4 给出了深度和位密度坐标下 AMOC 指数的时间序列, 其中深度坐标下的 AMOC 指数定义为 500 m 以下, 20°N~60°N 之间流函数的最大值, 而密度坐标下的 AMOC 指数定义为流函数的最大值。两个时间序列均先做了去线性趋势处理, 再进

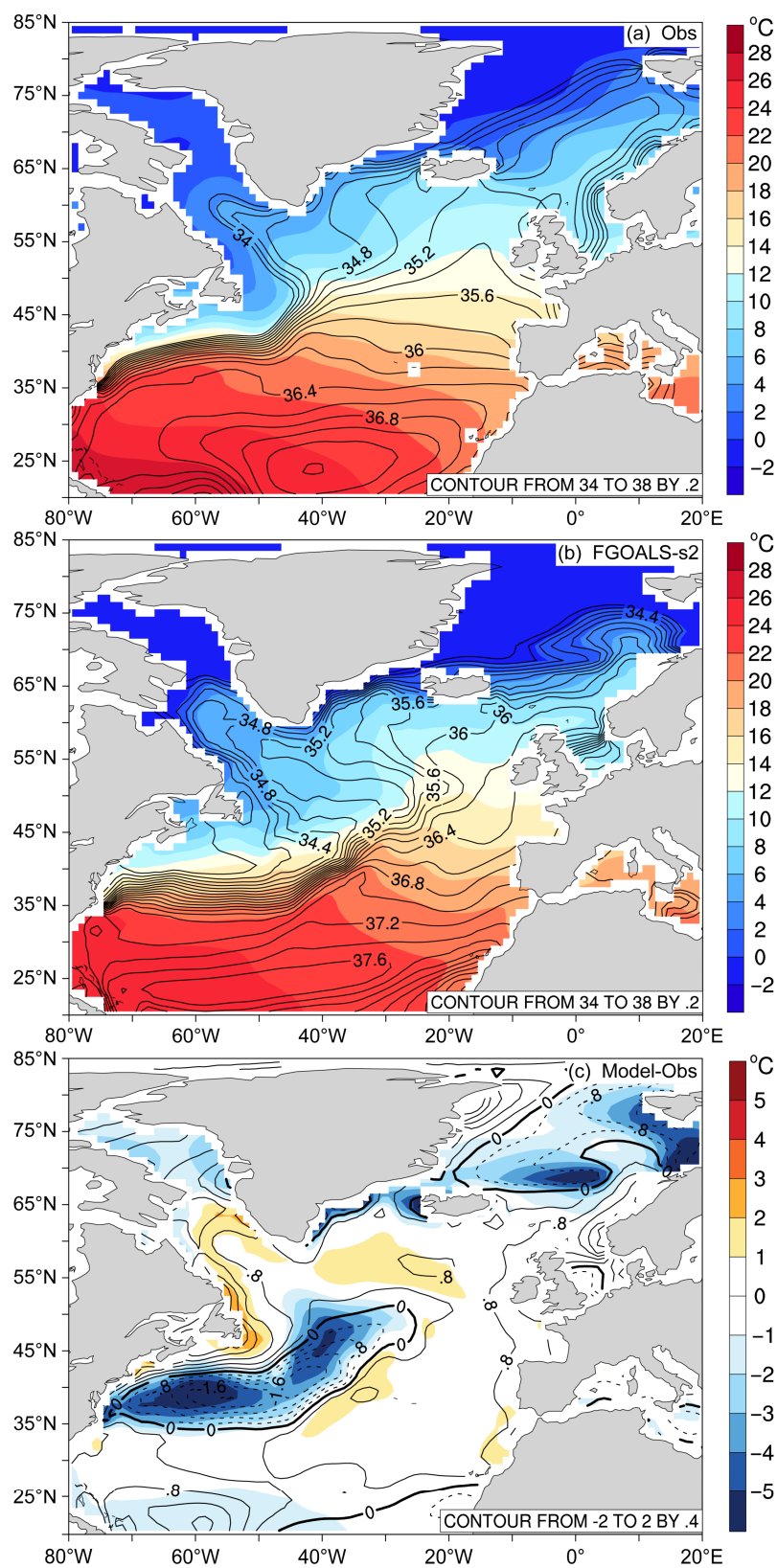


图2 气候态的海表温度 (SST, 填色) 和海表盐度 (SSS, 等值线; 单位: psu): (a) PHC3.0 资料; (b) FGOALS-s2; (c) 模式与观测的差值

Fig. 2 Climatological annual mean sea surface temperature (SST, shaded) and sea surface salinity (SSS, contour, units: psu) for (a) PHC3.0 data, (b) FGOALS-s2 model, and (c) their differences (model simulation minus observations)

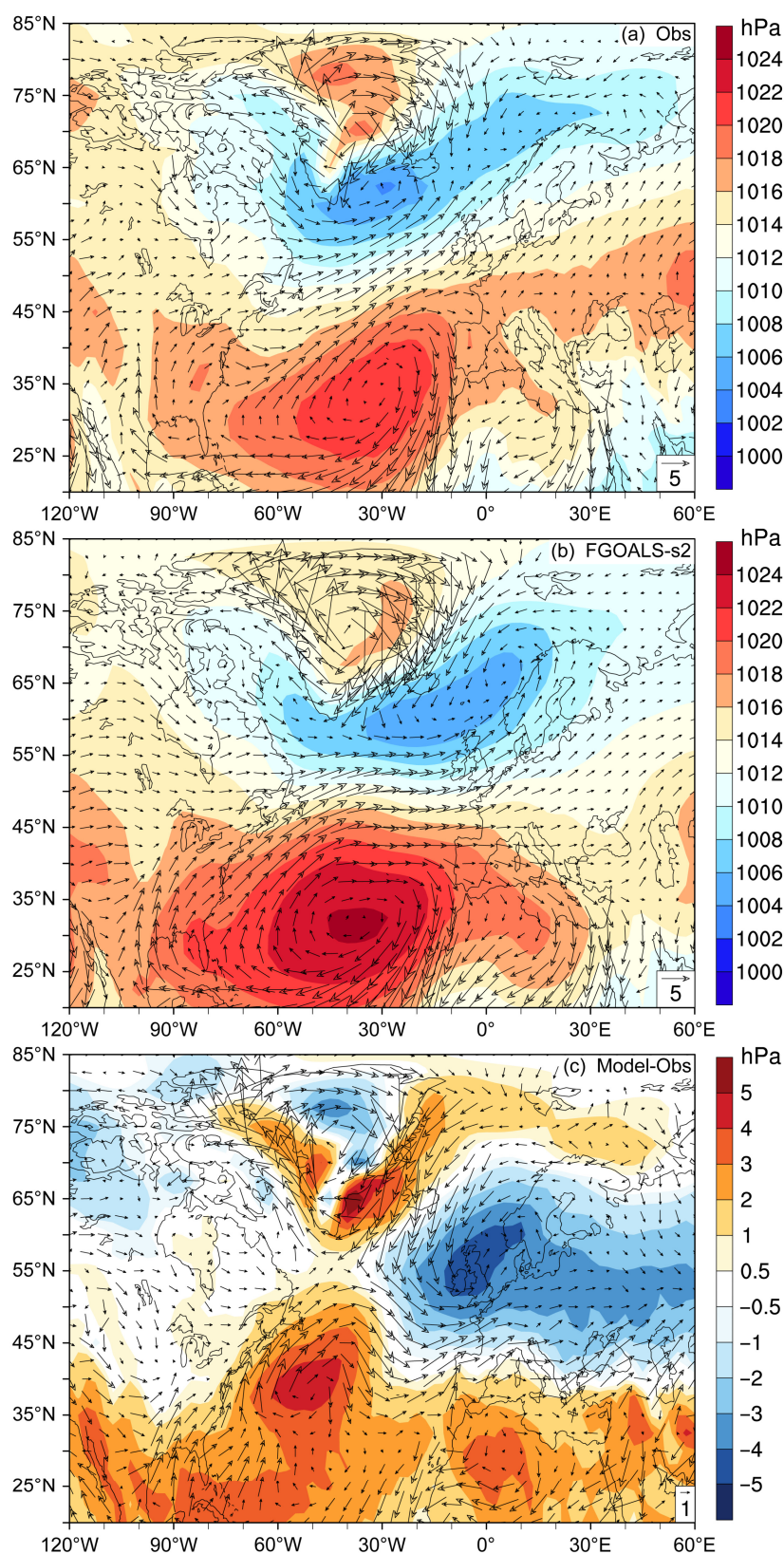


图3 气候态的海平面气压 (SLP, 填色) 和 10 m 高度风场 (箭头; 单位: m s^{-1}): (a) NCEP/NCAR 数据; (b) FGOALS-s2; (c) 模式与观测的差值
Fig. 3 Climatological annual mean sea level pressure (SLP, shaded) and 10-m-height wind fields (vector, units: m s^{-1}) for (a) NCEP/NCAR data, (b) FGOALS-s2 model, and (c) their differences (model simulation minus observations)

行 21 年 Lanczos 低通滤波。从图 4 可以看到, 不管在深度还是位密度坐标下, AMOC 均呈现了多年代际振荡, 进一步通过谱分析结果显示 AMOC 周期均约为 70 年 (图略), 这和 Jungclaus et al. (2005) 模拟的周期较一致 (70~80 年)。从图 4 还可以看到, 密度坐标下 AMOC 指数达到极大值略早于深度坐标。通过相关分析, 发现密度坐标下 AMOC 指数超前深度坐标约 3 年 (图略)。

图 5 给出了 AMOC 指数变化的标准差随纬度的

分布。可以看到, 在北大西洋中高纬度, AMOC 变率要强于北大西洋中低纬度和南大西洋的 AMOC 变率。深度坐标下, 总体来说 AMOC 指数在各个纬度变化不大, 其最大值位于 38°N, 这与图 1a 中流函数大小在 40°N 以南、1200 m 附近差别不是很大有关; 而在密度坐标下, 30°N 以南, AMOC 指数变化相对较小, 但在 30°N 以北 AMOC 指数明显增强, 最强位于 55°N, 这也可以从图 1b 看出, 流函数在 40°~60°N 偏强。图 5 显示 AMOC 指数

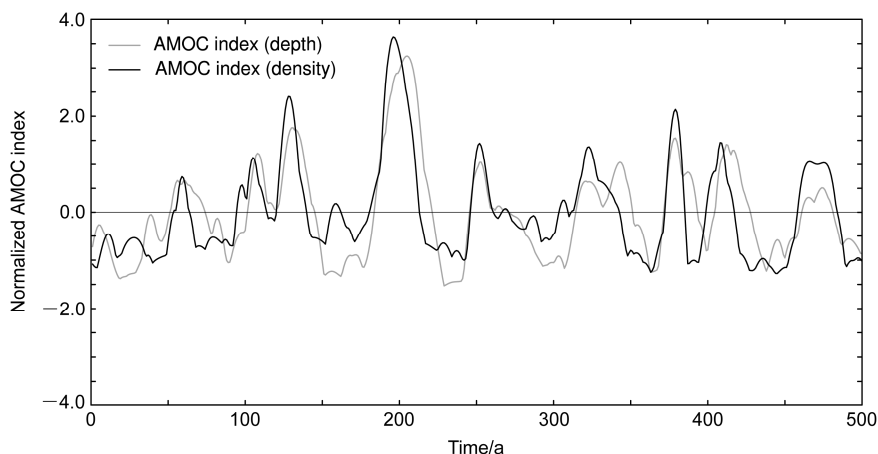


图 4 标准化的 AMOC 指数异常的时间序列: 深度坐标 (红色) 和位密度坐标 (黑色)

Fig. 4 Normalized time series of the AMOC index anomalies in depth coordinate (red curve) and density coordinate (black curve)

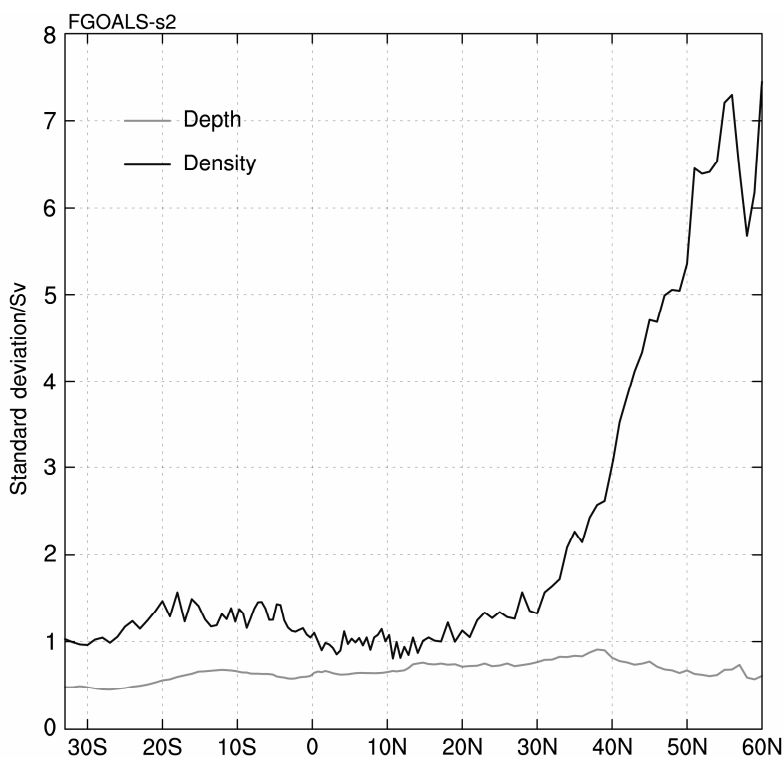


图 5 AMOC 指数变化的标准差随纬度的分布: 深度坐标 (灰线), 位密度坐标 (黑线)

Fig. 5 Standard deviation of AMOC index variation vs. latitude in depth coordinate (grey curve) and density coordinate (black curve)

变化的标准差整体比深度坐标下要强, 在 30°N 以北尤其明显, 最大值位于 55°N , 与深水形成位置较一致, 进一步表明密度坐标下的 AMOC 能更真实地表征 AMOC 的变率。

由于深水形成主要位于副极地地区, 密度坐标下的 NADW 所处纬度更加合理 (图 1b), 且密度坐标下 AMOC 的变率在副极地地区更强 (图 5), AMOC 指数早于深度坐标达到极大值 (图 4), 本文仅用密度坐标下的 AMOC 分布来探讨 AMOC 的年代际变率。通过对密度坐标下 AMOC 指数的时间序列进行低通滤波后, 我们挑选了 8 个极大值年, 分别是第 63、118、197、244、319、377、411 和 478 模式年。

图 6 给出了密度坐标下 49.5°N 的 AMOC 指数与其余纬度的 AMOC 指数的相关系数。从图中可以看到, AMOC 的变化有明显的向南传播的过程, 与 Zhang (2010) 类似, 分为 3 个阶段: 第一阶段是从 $60^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, 可以看到, 49.5°N 的 AMOC 变化比 34°N 的 AMOC 变化要早大约 10 年。而 Zhang (2010) 文中是 3~4 年, 这与模式模拟的平均的经

向流大小有关, 比如 FGOALS-s2 在 40°W 、 $34^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $1800\sim 4000\text{ m}$ 间平均的经向速度约为 0.5 cm s^{-1} , 而 Zhang (2010) 文中模拟值约为 1.5 cm s^{-1} 。第二阶段是从北大西洋中纬度到赤道, 即 34°N 至赤道之间, 通过对比这两个纬度的相关系数最大值所对应的年份, 发现这阶段 AMOC 的变化几乎是同位相的; 第三阶段是从赤道到 34°S , AMOC 变化较赤道要晚近 4 年, 也是通过比较赤道和 34°S 处相关系数最大值对应的年份得出。

为了研究 AMOC 年代际变率的形成原因, 我们分别从海洋和大气角度来分析 AMOC 年代际变率相关的变量。图 7 给出了位密度坐标下 500 年的 AMOC 指数与 SST 和 SSS 的相关系数。图中 SST 和 SSS 的变化基本上是同位相的。将 AMOC 指数达到极大值前 40 年 (图 7a) 和极大值时 (图 7d) SST 和 SSS 的分布进行对比分析, 结果表明海表温度和海表盐度异常在 GIN 海和在拉布拉多海、伊尔明格海大部分区域的位相是相反的, 且在 AMOC 指数为低值 ($\text{lag}=-40$) 和高值 ($\text{lag}=0$) 时, GIN 海、拉布拉多海和伊尔明格海的海表温度和盐度异

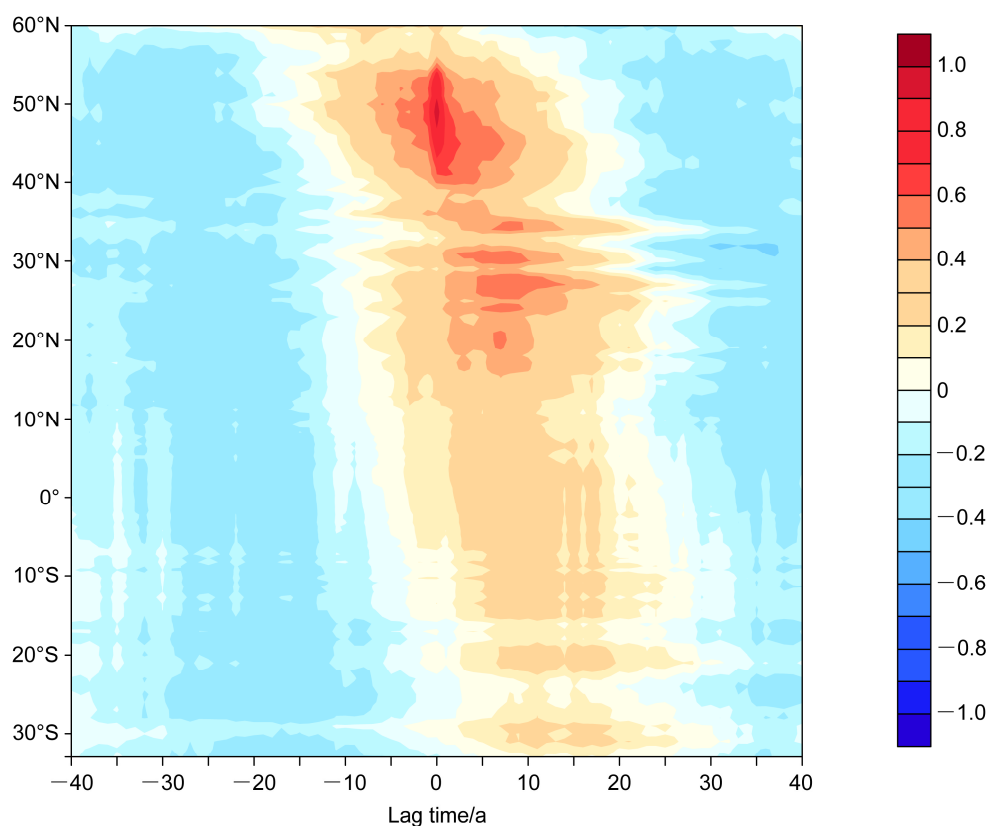


图 6 位密度坐标下 49.5°N 的 AMOC 指数与其他纬度 AMOC 指数的相关系数。正值表示 49.5°N 的 AMOC 指数超前于其余纬度的 AMOC 指数

Fig. 6 Lead-lag correlation between AMOC index at 49.5°N and AMOC index at all latitudes north of 34°N in density coordinate. Positive lag time shows that AMOC index at 49.5°N leads

常发生了位相的反转。即在 AMOC 达到极大值前 40 年时, GIN 海 SST 和 SSS 为负异常, 在 AMOC 达到极大值时, GIN 海 SST 和 SSS 为正异常。这是由于 AMOC 达到极大值前 30 年时, GIN 海出现了 SSS 正异常, 有利于密度加大, 对流加强; 反过来, 又会使 SST 出现正异常。SST 和 SSS 正异常范围逐渐扩大, 并在 AMOC 达到极大值附近, 达到最大, 主要位于 GIN 海南部。AMOC 达到极大值后, 向

北的热输送增加, 由于耦合模式的海洋分量使用的是经纬坐标, 在高纬度采用了纬向滤波, 因此高温高盐海水在拉布拉多海和伊尔明格海堆积, 使此处的 SST 和 SSS 增加, 而 GIN 海的 SST 和 SSS 减弱 (Li et al., 2017)。

为了进一步探讨引起 GIN 海 SST 和 SSS 异常变化的原因, 基于图 4 挑选的极大值年, 利用合成分析的方法 (对 8 个大值年做算术平均), 我们给

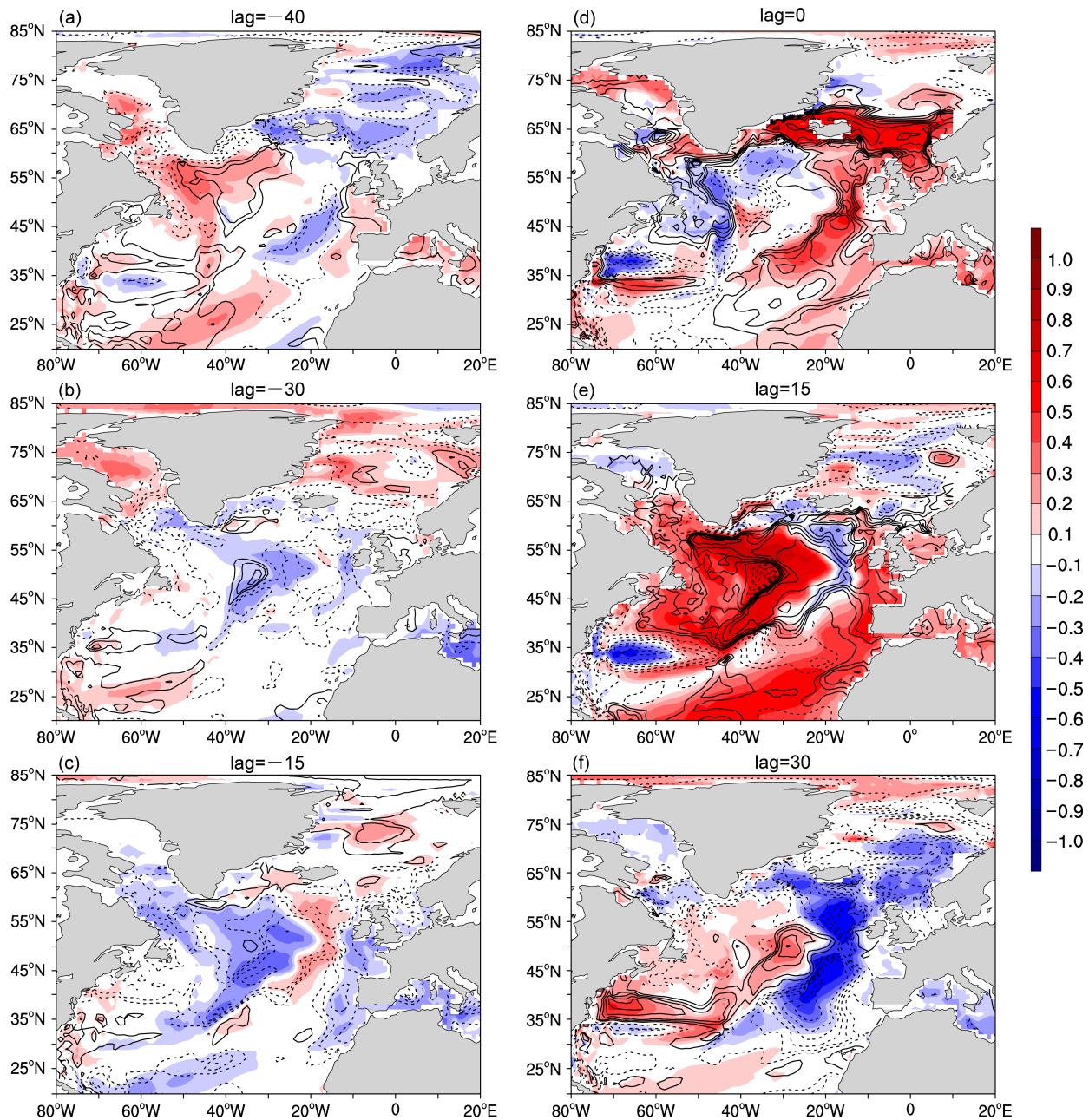


图7 位密度坐标下 500 年的 AMOC 指数与 SST (填色) 和 SSS (等值线) 的超前—滞后关系, 超前—滞后时间分别为 (a) -40、(b) -30、(c) -15、(d) 0、(e) 15、(f) 30 年, 正值表示 AMOC 领先于 SST 或 SSS

Fig. 7 Lead-lag correlation between AMOC index time series (500-a control run data) in density coordinate with SST (shaded) and SSS (contour) for lead-lag times (a) -40, (b) -30, (c) -15, (d) 0, (e) 15, and (f) 30 a. Positive lag time shows that AMOC index maximum leads SST or SSS

出了 AMOC 达到极大值前后蒸发通量减去降水通量 (EMP) 的异常场和 10 m 风速异常场的空间分布 (图 8)。对比 AMOC 达到极大值前 40 年 (图 8a) 和达到极大值 (图 8d) 时, GIN 海的风速由正异常转为负异常, 蒸发由负异常转为正异常。风速首先在 GIN 海西部出现正异常, 在 AMOC 达到极大值前 30 年时, 风速正异常范围扩大, 覆盖整个 GIN

海 (图 8b)。异常强的风使蒸发增强, 从而使 SSS 增强 (图 7b)。随后, GIN 海风速转为负异常, 而蒸发继续增强, 直到 AMOC 达到最大值时, GIN 海蒸发仍为正异常。AMOC 增强后会使得更多的暖而咸的海水向北输送, 并使得拉布拉多海和伊尔明格海的海温 SSS 增强 (图 7d 和 7e), 深对流加强。SST 增大会使蒸发加强; 另一方面, 又会减弱南北

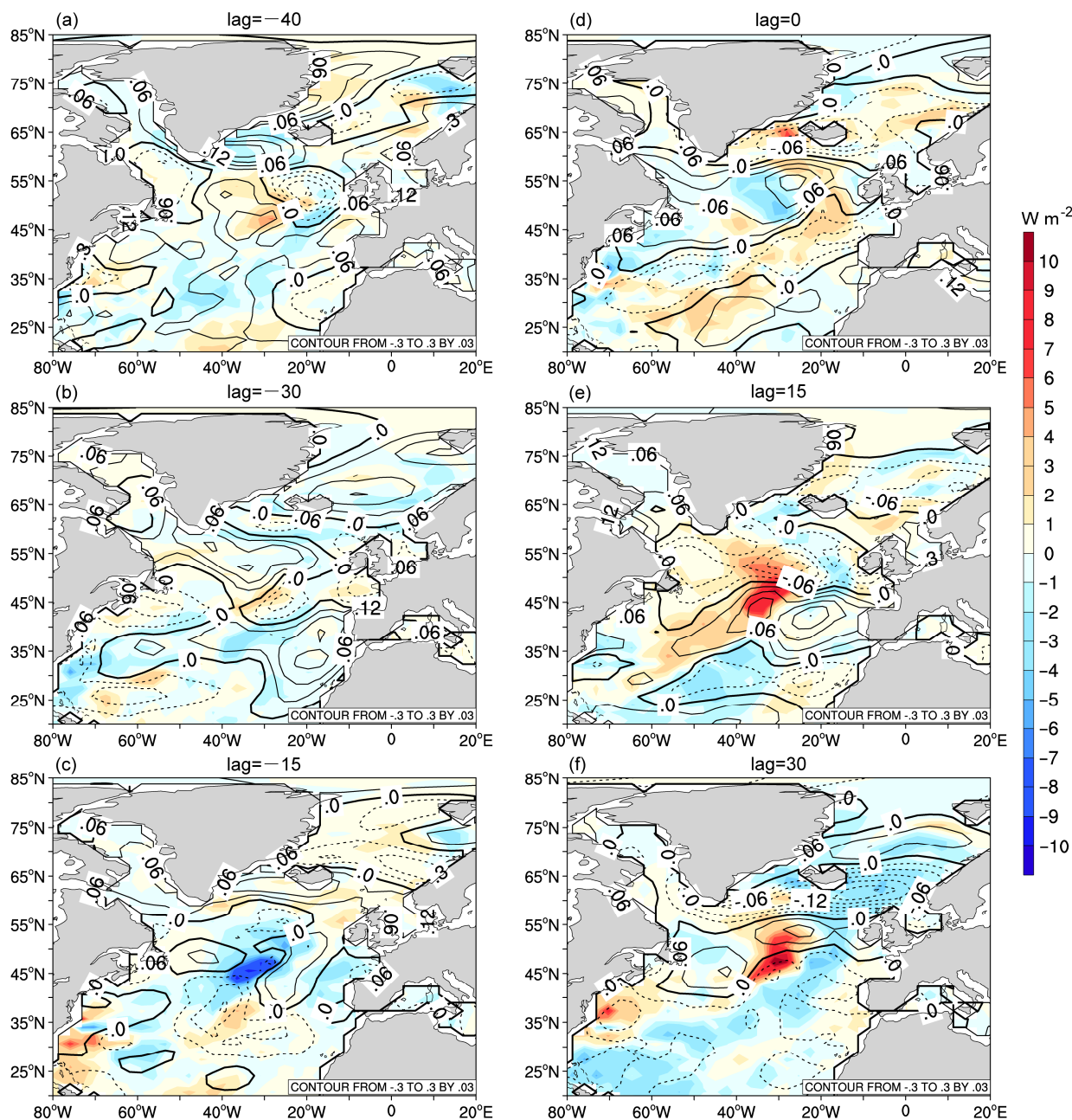


图 8 位密度坐标下 8 个 AMOC 极大值年合成的 (算术平均) 10 m 风速异常 (等值线; 单位: m s^{-1}) 和蒸发潜热通量减去降水通量 (EMP) 异常 (填色) 的超前—滞后空间分布, 超前—滞后时间分别为 (a) -40、(b) -30、(c) -15、(d) 0、(e) 15、(f) 30 a。正值表示 AMOC 达到极值后的年数

Fig. 8 Composite 10-m wind speed anomalies (contour, units: m s^{-1}) and evaporation flux minus precipitation flux (EMP, shaded) anomalies from eight maximum AMOC index years in density coordinate for lead-lag times (a) -40, (b) -30, (c) -15, (d) 0, (e) 15, and (f) 30 a. Positive lag time shows years after AMOC reach extreme

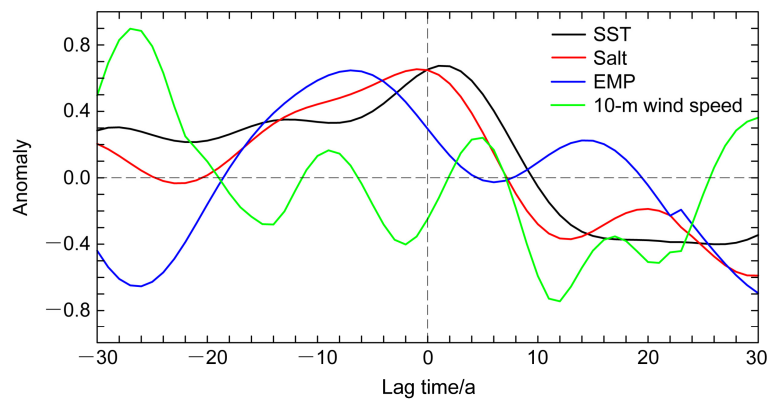


图9 位密度坐标下 AMOC 极大值年合成的标准化的 GIN 海 (65°N~75°N, 10°W~10°E) 温度异常 (黑线)、盐度异常 (红线)、蒸发降水差的异常 (蓝线) 和 10 m 风速异常 (绿线) 的超前—滞后分布。横坐标正值表示 AMOC 达到极值后的年数

Fig. 9 Composite SST anomalies (black curve), SSS anomalies (red curve), EMP anomalies (blue curve), and 10-m wind speed anomalies (green curve) averaged in the GIN seas (65°N–75°N, 10°W–10°E) from eight maximum AMOC index years in density coordinate for different lead-lag times. All the variables are normalized. Positive lag time shows years after AMOC reach extreme

向温度梯度,从而使风速减弱(图 8d 和 8e)。蒸发强有利于 SSS 增大,而风速弱又会使蒸发减弱,不利于 SSS 增加。

为了进一步验证上述结论,利用合成分析的方法(对 8 个大值年做算术平均),我们对 AMOC 达到极大值前后的 SST、SSS、EMP 以及 10 m 风速做了分析(图 9)。选取的区域为 GIN 海(65°N~75°N, 10°W~10°E)的海表区域。因为此处混合层深度(MLD)较深(图略),MLD 的标准是基于密度标准,即与海表的密度差值为 0.03 kg m^{-3} 的深度(de Boyer Montégut et al., 2004)。从图 9 可以看出,对于 GIN 海来说,风速的变化超前于 EMP、SSS 和 SST。风速强有利于 EMP 增强,SSS 增强,从而使深对流加强,AMOC 增强。在 AMOC 达到最大值时,向北的热输送和盐度输送增强,SST 增大会减弱南北向温度梯度,从而使风速减弱,风速减弱会减弱 EMP,从而使 SSS 减弱,影响深水形成,减弱 AMOC,从而使位相发生反转。

5 总结与讨论

AMOC 在气候系统中有非常重要的作用,它来自南大西洋和北大西洋低纬度的热量向北输送到北大西洋高纬地区,对局地甚至全球的气候有重要影响。AMOC 有很强的年代际变率,但是引起年代际变率的物理机制,目前并没有一个统一的结论。另外,Zhang (2010) 指出研究 AMOC 在高纬

度的变化,密度坐标比深度坐标更合适。因此,本文主要是通过参加 CMIP5 的耦合模式 FGOALS-s2 来研究密度坐标下 AMOC 的年代际变率及其物理机制。结果表明,AMOC 年代际变率是由 AMOC 的变化与其相关的温度和盐度的变化之间的延迟反馈引起,主要涉及风场、蒸发、SSS 和 SST 之间的相互作用。物理机制如下:GIN 海有异常强的风速,使蒸发增强,SSS 增加,密度加大,更多深水形成,从而使 AMOC 增强。AMOC 增强会使向北的热输送和盐度输送增加,从而减弱了温度的南北向梯度,使风速减弱,从而完成位相的反转。

另外,值得指出的是 Curry and McCartney(2001)通过观测资料对海洋环流进行模拟,指出 NAO 是调节 AMOC 年代际变率的可能因子。因此,我们对 FGOALS-s2 模拟的 AMOC 指数与 NAO 的时间序列进行了初步统计分析,发现本文使用的模式二者相关系数较低。Jungclaus et al. (2005) 通过 ECHAM5/MPI-OM 模式研究 AMOC 年代际变率时,也发现了 AMOC 指数与 NAO 两者的时间序列之间相关性并不好。值得注意的是,ECHAM5/MPI-OM 与 FGAOLS-s2 模拟的 AMOC 周期较为接近,前者是 70~80 年,后者是 70 年。而 Dickson et al. (2000) 通过树木年轮数据重建了近 300 年的 NAO 指数时间序列,发现在 1870 年以前,NAO 几乎没有显示 70 年的周期。由于 AMOC 年代际变率的物理机制还在探索中,大气和海洋对调制 AMOC 的变率中谁的作用更重要,需要进一步的研究,就

FGOALS-s2 而言, 我们可以初步认为: NAO 不是造成其 AMOC 年代际振荡的原因。FGOALS-s2 模拟的 AMOC 变率为一种海洋模态, 伴随着密度异常平流到深对流区引起 AMOC 的振荡, 这与 Delworth et al. (1993) 和 Jungclaus et al. (2005) 的机制类似, 不同的是, 他们模式的密度异常来自于北冰洋, 而我们的模式来自于 AMOC 表层环流向极的热量和盐度输送。

本文的研究工作主要基于耦合模式 FGOALS-s2, 但是由于模式的海洋分量在北半球高纬及北冰洋地区为了克服极区奇异性, 保证计算稳定性, 采用了高纬度纬向滤波和将北极点及附近几个纬圈当作“孤岛”处理, 模拟的温盐及流场存在较大误差, 这使得模拟的 AMOC 具有很大的不确定性。近些年, 一些海洋模式为了克服极区奇异性采用了两极或者三极坐标来代替经纬坐标(Murray, 1996), 这种坐标系统是将北半球的极点放在陆地上, 因此不需要滤波和“孤岛”的处理, 模拟的温盐和流场也会更加真实。因此, 后面的工作会使用新版本的耦合模式, 即其海洋分量采用三极坐标, 来研究 AMOC 的年代际变率及其物理机制。

致谢 感谢两位审稿人对本文的宝贵意见, 以及 LASG 气候模式团队提供的模式数据。

参考文献 (References)

- Alley R B. 2007. Wally was right: Predictive ability of the North Atlantic “conveyor belt” hypothesis for abrupt climate change [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35 (1): 241–272, doi: 10.1146/annurev.earth.35.081006.131524.
- Bao Q, Lin P F, Zhou T J, et al. 2013. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model, Spectral Version 2: FGOALS-s2 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 561–576, doi: 10.1007/s00376-012-2113-9, doi: 10.1007/s00376-012-2113-9.
- Barker S, Knorr G, Vautravers M J, et al. 2010. Extreme deepening of the Atlantic overturning circulation during deglaciation [J]. *Nature Geoscience*, 3 (8): 567–571, doi: 10.1038/ngeo921.
- Barker S, Knorr G, Edwards R L, et al. 2011. 800,000 years of abrupt climate variability [J]. *Science*, 334 (6054): 347–351, doi: 10.1126/science.1203580.
- Bower A S, Lozier M S, Gary S F, et al. 2009. Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation [J]. *Nature*, 459 (7244): 243–248, doi: 10.1038/nature07979.
- Briegleb B P, Bitz C M, Hunke E C, et al. 2004. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three [R]. NCAR Tech. Note, NCAAR/TN-463+ STR, 70pp.
- 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.
- Curry R G, McCartney M S. 2001. Ocean gyre circulation changes associated with the North Atlantic Oscillation [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 31 (12): 3374–3400, doi: 10.1175/1520-0485(2001)031<3374:OGCCAW>2.0.CO;2.
- Danabasoglu G. 2008. On multidecadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation in the Community Climate System Model version 3 [J]. *J. Climate*, 21 (21): 5524–5544, doi: 10.1175/2008JCLI2019.1.
- Danabasoglu G, Yeager S G, Kwon Y O, et al. 2012. Variability of the Atlantic meridional overturning circulation in CCSM4 [J]. *J. Climate*, 25 (15): 5153–5172, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00463.1.
- de Boyer Montégut C, Madec G, Fischer A S, et al. 2004. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology [J]. *J. Geophys. Res. Oceans*, 109 (C12): C12003, doi:10.1029/2004JC002378.
- Delworth T L, Manabe S, Stouffer R J. 1993. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model [J]. *J. Climate*, 6 (11): 1993–2011, doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<1993:IVOTTC>2.0.CO;2.
- Delworth T L, Manabe S, Stouffer R J. 1997. Multidecadal climate variability in the Greenland Sea and surrounding regions: A coupled model simulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 24 (3): 257–260, doi: 10.1029/96GL03927.
- Delworth T L, Greatbatch R J. 2000. Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing [J]. *J. Climate*, 13 (9): 1481–1495, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<1481:MTCVDB>2.0.CO;2.
- Dickson R R, Osborn T J, Hurrell J W, et al. 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation [J]. *J. Climate*, 13 (15): 2671–2696, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<2671:TAORTT>2.0.CO;2.
- Dong B W, Sutton R T. 2005. Mechanism of interdecadal thermohaline circulation variability in a coupled ocean-atmosphere GCM [J]. *J. Climate*, 18 (8): 1117–1135, doi: 10.1175/JCLI3328.1.
- Frankignoul C, Gastineau G, Kwon Y O. 2013. The influence of the AMOC variability on the atmosphere in CCSM3 [J]. *J. Climate*, 26 (24): 9774–9790, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00862.1.
- Gastineau G, Frankignoul C. 2012. Cold-season atmospheric response to the natural variability of the Atlantic meridional overturning circulation [J]. *Climate Dyn.*, 39 (1–2): 37–57, doi: 10.1007/s00382-011-1109-y.
- 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 (1): 95–109, doi: 10.1007/s00376-013-2155-7.
- Hurrell J W, Visbeck M, Busalacchi A, et al. 2006. Atlantic climate variability and predictability: A CLIVAR perspective [J]. *J. Climate*, 19 (20): 5100–5121, doi: 10.1175/JCLI3902.1.
- Johns W E, Baringer M O, Beal L M, et al. 2011. Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5°N [J]. *J. Climate*, 24 (10): 2429–2449, doi: 10.1175/2010JCLI3997.1.
- Johnson H L, Marshall D P. 2002. A theory for the surface Atlantic response

- to thermohaline variability [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 32 (4): 1121–1132, doi: 10.1175/1520-0485(2002)032<1121:ATFTSA>2.0.CO;2.
- Jungclauss J H, Haak H, Latif M, et al. 2005. Arctic–North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation [J]. *J. Climate*, 18 (19): 4013–4031, doi: 10.1175/JCLI3462.1.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Kwon Y O, Frankignoul C. 2012. Stochastically-driven multidecadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation in CCSM3 [J]. *Climate Dyn.*, 38 (5–6): 859–876, doi: 10.1007/s00382-011-1040-2.
- Li X L, Yu Y Q, Liu H L, et al. 2017. Sensitivity of Atlantic meridional overturning circulation to the dynamical framework in an ocean general circulation model [J]. *J. Meteor. Res.*, 31 (3): 490–501, doi: 10.1007/s13351-017-6109-3.
- 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 Y M, Hu J, He B, et al. 2013. Seasonal evolution of subtropical anticyclones in the climate system model FGOALS-s2 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 593–606, doi: 10.1007/s00376-012-2154-0.
- Liu Z Y. 2012. Dynamics of interdecadal climate variability: A historical perspective [J]. *J. Climate*, 25 (6): 1963–1995, doi: 10.1175/2011JCLI3980.1.
- MacMartin D G, Tziperman E, Zanna L. 2013. Frequency domain multimodel analysis of the response of Atlantic meridional overturning circulation to surface forcing [J]. *J. Climate*, 26 (21): 8323–8340, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00717.1.
- McManus J F, Francois R, Gherardi J M, et al. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes [J]. *Nature*, 428 (6985): 834–837, doi: 10.1038/nature02494.
- Msadek R, Frankignoul C. 2009. Atlantic multidecadal oceanic variability and its influence on the atmosphere in a climate model [J]. *Climate Dyn.*, 33 (1): 45–62, doi: 10.1007/s00382-008-0452-0.
- Murray R J. 1996. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models [J]. *J. Comput. Phys.*, 126 (2): 251–273, doi: 10.1006/jcph.1996.0136.
- Oleson K W, Dai Y J, Bonan G, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR/TN-461+STR, 174pp.
- Rahmstorf S, Ganopolski A. 1999. Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model [J]. *Climatic Change*, 43 (2): 353–367, doi: 10.1023/A:1005474526406.
- Steele M, Morley R, Ermold W. 2001. PHC: A global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean [J]. *J. Climate*, 14 (9): 2079–2087, doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<2079:PAGOHV>2.0.CO;2.
- Sutton R T, Hodson D L R. 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate [J]. *Science*, 309 (5731): 115–118, doi: 10.1126/science.1109496.
- Teng H, Branstator G, Meehl G A. 2011. Predictability of the Atlantic overturning circulation and associated surface patterns in two CCSM3 climate change ensemble experiments [J]. *J. Climate*, 24 (23): 6054–6076, doi: 10.1175/2011JCLI4207.1.
- Thornalley D J R, Barker S, Broecker W S, et al. 2011. The deglacial evolution of North Atlantic deep convection [J]. *Science*, 331 (6014): 202–205, doi: 10.1126/science.1196812.
- Timmermann A, Latif M, Voss R, et al. 1998. Northern hemispheric interdecadal variability: A coupled air–sea mode [J]. *J. Climate*, 11: 1906–1931, doi: 10.1175/1520-0442-11.8.1906.
- Wen N, Frankignoul C, Gastineau G. 2016. Active AMOC–NAO coupling in the IPSL-CM5A-MR climate model [J]. *Climate Dyn.*, 47 (7–8): 2105–2119, doi: 10.1007/s00382-015-2953-y.
- Yu Y Q, Zheng W P, Wang B, et al. 2011. Versions g1.0 and g1.1 of the LASG/IAP flexible global ocean–atmosphere–land system model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28 (1): 99–117, doi: 10.1007/s00376-010-9112-5.
- Zhang R. 2010. Latitudinal dependence of Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) variations [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (16): L16703, doi: 10.1029/2010GL044474.
- 周天军, Drange H. 2005. 卑尔根气候模式中大西洋热盐环流年代际与年际变率的气候影响 [J]. *大气科学*, 29 (2): 167–177. Zhou Tianjun, Drange H. 2005. Climate impacts of the decadal and interannual variability of the Atlantic thermohaline circulation in Bergen Climate Model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29 (2): 167–177, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2005.02.01.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式 [J]. *气象学报*, 63 (5): 702–715. Zhou Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. 2005. The climate system model FGOALS-s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 702–715.