

于子棚, 刘海龙, 林鹏飞. 2017. 潮汐混合对大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 模拟影响的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 41 (5): 1087–1100. Yu Zipeng, Liu Hailong, Lin Pengfei. 2017. A numerical study of the influence of tidal mixing on Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) Simulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (5): 1087–1100, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1702.16263.

# 潮汐混合对大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 模拟影响的数值模拟研究

于子棚<sup>1,2</sup> 刘海龙<sup>1,2</sup> 林鹏飞<sup>1</sup>

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** 海洋中的潮汐混合对大西洋经圈翻转环流 AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) 模拟的影响是海洋环流模式研究的热点问题之一。本文采用 IAP/LASG 发展的气候系统海洋模式 LICOM (LASG/IAP Climate system Ocean Model) 及与海冰耦合模式进行了有无潮汐混合方案的试验, 重点探讨了潮汐混合对 AMOC 强度模拟的影响。结果显示, 引入潮汐混合后模拟的 AMOC 强度极大值比对照试验增加约 1 倍, 更接近 RAPID (Rapid Climate Change Programme) 观测。而且, 潮汐混合试验中模拟的 AMOC 上层环流深度 (3200 m) 比对照试验加深 1000 m 左右, 同样更接近 RAPID 观测。海洋底部的垂直混合增强, 使海洋层结变得更加不稳定, 加强了北大西洋高纬地区, 特别是拉布拉多海等地区的深对流, 这是 AMOC 加强的直接原因。同时, 潮汐混合试验中上层海洋环流也加强, 增加了中低纬副热带高盐海水向高纬输送, 使表层增密, 海洋层结更加不稳定, 也可以进一步增强 AMOC。

**关键词** LASG/IAP 气候系统海洋模式 潮汐混合 大西洋经圈翻转环流

文章编号 1006-9895(2017)05-1087-14

中图分类号 P47

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1702.16263

## A Numerical Study of the Influence of Tidal Mixing on Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) Simulation

YU Zipeng<sup>1,2</sup>, LIU Hailong<sup>1,2</sup>, and LIN Pengfei<sup>1</sup>

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

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** The impact of the tidal mixing on the simulation of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) is an important issue in the ocean general circulation model. The response of AMOC to the tidal mixing is investigated in this study by comparing two experiments with and without tidal mixing using the LASG/IAP Climate System Ocean Model version 2 (LICOM2) that is coupled with the Community Ice Code version 4 (CICE4). The study is focused on

**收稿日期** 2016-11-12; 网络预出版日期 2017-03-06

**作者简介** 于子棚, 男, 1990 年出生, 硕士, 主要从事气候数值模拟研究。E-mail: yuzipeng001@163.com

**通讯作者** 刘海龙, E-mail: lhl@lasg.iap.ac.cn

**资助项目** 国家重点基础研究发展计划项目 2013CB956204, 中国科学院战略重点研究项目“西太平洋系统: 结构、动力、影响”XDA11010304, 国家自然科学基金项目 41376019、41275084、41075059

**Funded by** the National Basic Research and Development Program (973 Program) of China (Grant 2013CB956204), Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant XDA11010304), National Natural Science Foundation of China (Grants 41376019, 41275084, and 41075059)

impacts of tidal mixing on the change of AMOC intensity in the model. The simulation results show that the maximum strength of AMOC in the experiment with tidal mixing is closer to the value provided by RAPID (Rapid Climate Change Programme), which is almost double that in the control experiment without considering the tidal mixing. Meanwhile, the NADW cell reaches a depth of 3200 m, about 1000 m deeper than that in the control experiment, and is closer to that of the RAPID. The enhanced vertical diffusivity near the seafloor topography in the experiment with tidal mixing leads to a more unstable ocean stratification, which will enhance deep convection in the high latitudes of North Atlantic, especially in the Labrador Sea. This will strengthen AMOC intensity directly. Meanwhile, the upper ocean circulation is stronger in the experiment of tidal mixing, bringing more heat and salinity from the subtropics to the high latitudes and leading to denser surface water. The denser water subsequently destroys the stable stratification and intensifies the deep convection, resulting in stronger AMOC indirectly.

**Keywords** LASG/IAP Climate system Ocean Model, Tidal mixing, Atlantic Meridional Overturning Circulation

## 1 引言

大西洋经圈翻转环流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, 简称 AMOC) 是全球大洋中最为重要的向极热输送带。在北半球 26.5°N, AMOC 承担了大约 90% 的海洋经向热输送 (Meridional Heat Transport, 简称 MHT; Johns et al., 2011), 对气候系统及其变化具有重要的影响。AMOC 可分为四个主要分支: 上层自中低纬流向高纬度的湾流、北大西洋暖流等高温高盐输送带 (Ganachaud and Wunsch, 2000); 拉布拉多海深水形成产生的下沉流和经格陵兰—冰岛—苏格兰海脊的溢出流 (Dickson and Brown, 1994); 下层向南的北大西洋深层水 (North Atlantic Deep Water, 简称 NADW; Mauritzen, 1996); 以及大西洋中低纬度宽广海盆内的上升流 (Stommel, 1961)。

AMOC 每一分支的控制过程不同, 每一分支的变化都会导致整个环流的变化。已有的研究表明, AMOC 的形成、强度及其变化受跨密度面混合、南大洋绕南极西风以及北大西洋高纬地区浮力通量损失等多种因素的影响。早在上世纪初期, Jeffreys (1925) 就提出了跨等密度面混合在 AMOC 形成中的重要作用, 指出混合使热量跨越等密度面从海洋表层传至深层。Munk and Wunsch (1998) 进一步指出维持 AMOC 的混合能量是来自风和潮汐, 风和潮汐产生的内波破碎耗散变成湍流混合, 使深层水变暖变轻并在低纬地区上翻。Toggweiler and Samuels (1993) 则认为南大洋西风驱动才是 AMOC 形成的关键, 在南大洋由于“德雷克海峡效应”绕极西风可以影响到很深的深度, 驱动出向北的艾克曼输送, 并在其南侧造成辐散, 从而产生上升流, 迫使北大西洋深层水向南补充。Kuhlbrodt et al.

(2007) 指出深水形成也是影响 AMOC 的一个很重要的过程, 其直接决定了 AMOC 的强度及其跨越南北半球的模态。

海洋上层的跨密度面混合是由与风、涡旋等有关的过程产生的, 而海洋内部跨密度面混合主要是由内波破碎控制, 而潮汐则是内波能量的重要来源。St. Laurent et al. (2002) 指出, 潮汐向深海提供了大约 1 TW ( $10^{12}$ W) 的能量, 几乎占海洋深层环流所需能量的一半。内波破碎发生在湍流的空间尺度, 无法被现有海洋模式所分辨, 对内波引起的混合通常采用参数化处理。现在海洋模式采用的深海内潮混合的参数化方案是由 St. Laurent et al. (2002) 提出的, Simmons et al. (2004) 和 Jayne (2009) 分别在海洋模式中实现并测试了这一方案。

早期的数值试验的结果就发现, 海洋中的翻转环流、热吸收和热输送等过程对跨密度面的混合特别敏感 (Bryan and Lewis, 1979; Bryan, 1987), 但对于潮汐混合的研究, 不同的研究得出的结论不尽相同。Simmons et al. (2004) 发现, 潮汐混合参数化方案使得深层的温盐误差显著减小, 而且空间变化的混合试验比均匀混合的试验模拟的经圈翻转环流弱。Jayne (2009) 对比了潮汐参数化方案和 Bryan and Lewis (1979) 的混合方案对 AMOC 进行的模拟, 发现采用潮汐混合方案后, 2°分辨率模式中 AMOC 的上层环流减弱, 下层环流增强。将分辨率提高到 1°时, 下层 MOC (Meridional Overturning Circulation) 显著的加强, 上层 MOC 几乎不变。总的来说, 潮汐混合方案增强了深层 MOC, 而使上层 MOC 略有减弱或者不变。Exarchou et al. (2012) 测试了高 (200 km)、中 (50 km)、低 (15 km) 三种分辨率地形对内波能量耗散以及 AMOC 的影响,

发现地形分辨率提高导致能量耗散增加, 并导致底层扩散增强, 进而会使 AMOC 底层环流增强。但是, 三个试验中上层环流都比对照试验强。此外, 一些研究发现潮汐混合对 AMOC 的影响并不显著, 如 Montenegro et al. (2007)。

从以上研究可以看出, 在多数的试验中潮汐混合方案对模式模拟结果, 尤其是对 AMOC 的模拟有显著的影响, 都可以显著增加底层环流, 但其影响也存在不确定性, 上层环流在有些试验中加强、有些则减弱。因此, 有必要深入研究气候海洋模式中潮汐混合参数化对 AMOC 的影响, 这对于减小气候模式的不确定性、改进模式有重要意义。本文利用 LICOM (LASG/IAP Climate system Ocean Model) 气候海洋模式, 采用 St. Laurent et al. (2002) 提出的潮汐混合参数化方案, 对比分析了有无潮汐混合对 AMOC 模拟的影响及其原因。第 2 节为模式介绍和试验设计, 第 3 节为数值试验的结果和分析, 第 4 节是结论。

## 2 耦合模式介绍及数值试验方案

### 2.1 LICOM 模式

LICOM 是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) 发展的气候海洋环流模式的简称, 这里采用的是 LICOM2.0 的经纬度版本 (Liu et al., 2012)。经向分辨率为  $1^\circ$ , 纬向分辨率是非均匀的, 在  $10^\circ\text{S}\sim 10^\circ\text{N}$  之间间隔为  $0.5^\circ$ , 在  $10^\circ\text{S}\sim 20^\circ\text{S}/10^\circ\text{N}\sim 20^\circ\text{N}$  之间从  $0.5^\circ$  过渡到  $1^\circ$ , 在  $20^\circ\text{S}/\text{N}$  以外分辨率为  $1^\circ$ 。垂直方向上分为 30 层, 上层 150 m 每隔 10 m 为一层, 150 m 至 5600 m 的 15 层随深度增加厚度逐渐加大。LICOM 是一个原始方程模式, 水平方向采用球坐标, 垂直方向采用为  $\eta$  坐标。模式引进了一些较为成熟的物理参数化方案, 包括等位密度面混合参数化方案等。

本文采用标准的 CORE-II (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments, phase II) 试验 (Griffies et al., 2009), 大气强迫场为 NCAR 整理的 CORE CIAF (the corrected interannually varying forcing; Large and Yeager, 2004), 时间段从 1948 年到 2009 年, 共 62 年, 为 1 个循环。LICOM 通过 NCAR 耦合器 7 (Flux Coupler version 7) 与 CICE4 (Community Ice Code version 4) 海冰模式耦合, 相关工作请参考 Lin et al. (2016)。模式使用的是

St. Laurent et al. (2002) 提出的潮汐混合参数化方案, 详见下节。本文共进行两个试验: 首先运行了 6 个 CORE-II 循环 (共 372 年) 的包括潮汐混合的试验; 其次取试验第 4 个循环开始 (第 186 年) 为初值, 关闭潮汐混合参数化方案, 运行了 3 个循环 (共 186 年)。平均态的分析主要采用了最后一个循环的结果。

### 2.2 潮汐混合参数化方案

模式中使用的潮汐混合参数化方案主要是基于 St. Laurent et al. (2002) 的方案。内潮能量的湍流扩散率设为

$$\varepsilon = \frac{qE(x, y)}{\rho} F(z), \quad (1)$$

其中,  $\rho$  是海水密度,  $q$  为潮汐局地耗散效率。这里  $q=1/3$ , 即假设有  $1/3$  的能量被局地耗散掉了, 而其余的  $2/3$  则是以低频内波模态的形成贡献于背景内波场。 $E(x, y)$  是每单位面积上从正压潮转向斜压潮的内波能量通量,  $F(z)$  为耗散的垂直结构。

$E(x, y)$  的表达式为

$$E(x, y) = 1/2\rho_0 N_b \kappa h^2 \langle U^2 \rangle, \quad (2)$$

其中,  $\rho_0$  是海水的参考密度,  $N_b$  是沿着海床的浮力频率,  $\kappa$  和  $h$  是地形粗糙度的波数和振幅尺度,  $\langle U^2 \rangle$  是正压潮的变化 (方差), 内波能量图谱通过潮流正压模型得出。通常  $\langle U^2 \rangle$  取自潮汐模式, 而  $N_b$  和  $N$  由海洋模式计算所得。本文没有计算正压潮转向斜压潮的内波能量通量  $E$ , 而是采用了 POP (Parallel Ocean Program) 模式中提供的数据, 并插值到 LICOM 的网格上。图 1a 给出了沿海底的内潮能量通量分布, 可以看出在海底地形变化陡峭的大西洋、印度洋的洋中脊处, 内潮能量通量值较大。

$F(z)$  规定了  $\varepsilon$  在地形之上的衰减形式, 这里取为

$$F(z) = \frac{e^{-(z+H)/z_s}}{z_s (1 - e^{-H/z_s})}, \quad (3)$$

其中,  $z$  表示距离海底阶梯地形的高度,  $z_s$  为湍流的垂直衰减尺度, 取  $z_s=500$  m,  $H$  表示水柱的总深度。 $F(z)$  的表达式满足  $\int_{-H}^0 F(z) dz = 1$ , 保证在所有深度上积分的能量守恒。

采用 Osborn (1980) 公式, 将耗散率与垂直扩散联系起来, 计算混合系数:

$$k_v = k_0 + \frac{\Gamma \varepsilon}{N^2} = k_0 + \frac{q \Gamma E(x, y)}{\rho N^2} F(z), \quad (4)$$

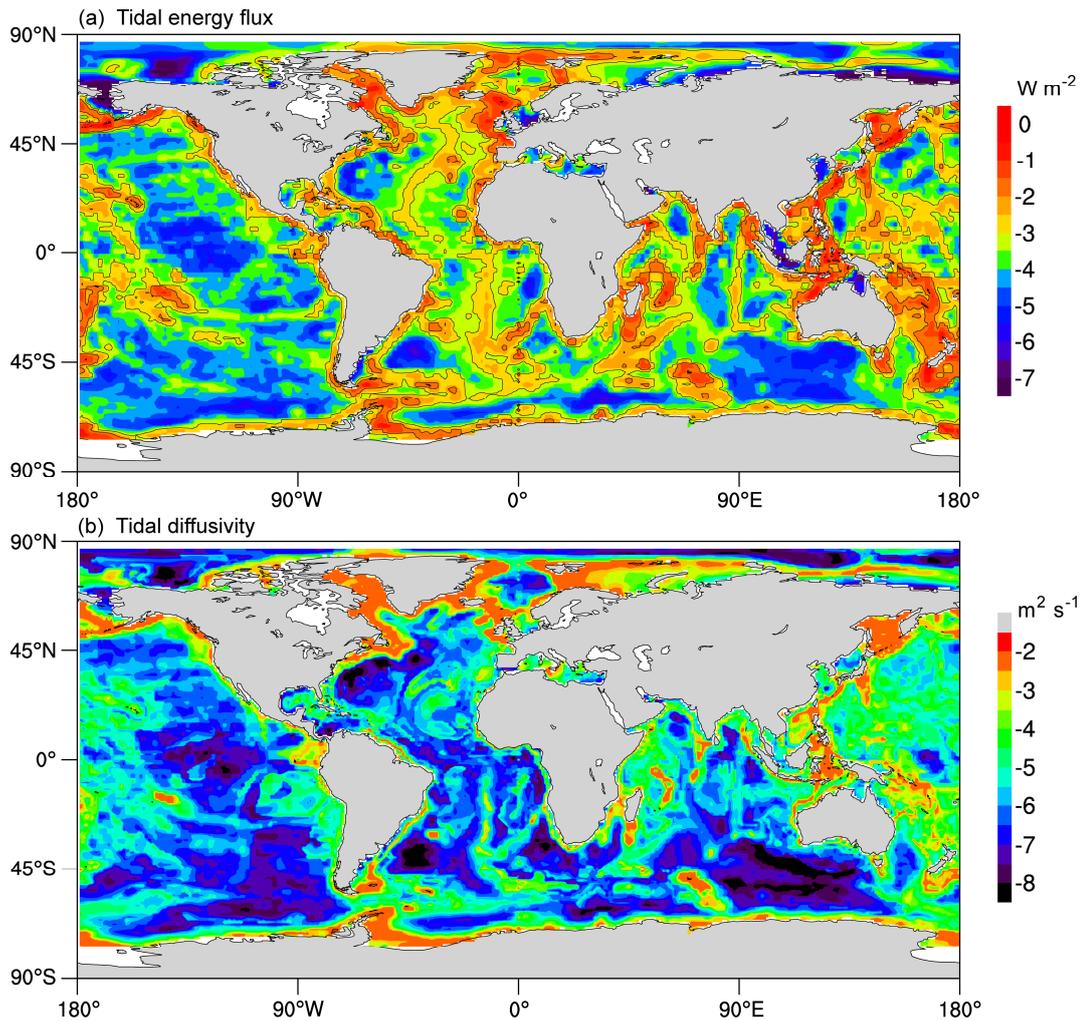


图 1 (a) 海底内潮能量通量的空间分布, 单位:  $\text{W m}^{-2}$ ; (b) 海底潮致湍流扩散率 (AKTIDE) 的空间分布, 单位:  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$

Fig. 1 Spatial distributions of (a) the energy flux (units:  $\text{W m}^{-2}$ ) per unit area transferred from barotropic to baroclinic tides on logarithmic scale and (b) logarithm of the vertical diffusivity (AKTIDE, units:  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) due to tide along the seafloor

其中, 取混合效率  $\Gamma = 0.2$ , 背景扩散率  $k_0 = 0.1 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ .

图 1b 是根据公式 (4) 计算的沿海底的潮致扩散率。与内潮能量通量分布类似, 潮汐的湍流扩散率在拉布拉多海、鄂霍次克海等边缘海, 海底地形陡峭的大西洋和印度洋的洋中脊两侧明显增强, 在北大西洋北部格陵兰岛到欧洲一线湍流混合增加显著。

此外, 为了与观测对比, 文章还采用了 WOA13 (World Ocean Atlas 2013)、NSIDC (National Snow and Ice Data Center)、RAPID (Rapid Climate Change Programme) 以及 Speer et al. (1996)、Friedrichs and Hall (1993)、Klein et al. (1995) 和 Lavin et al. (1998) 对大西洋一些断面的观测资料。

### 3 结果分析

图 2 是全球平均的海表面温度 (SST)、海温 (ST)、海表面盐度 (SSS)、海洋盐度 (SS) 和  $26.5^\circ\text{N}$  处 AMOC 强度最大值的时间序列, 表 1 给出了相应最后一个循环的平均数值, 以及 GIN 海和拉布拉多海深水形成率。从图中可以看出, 全球平均的 SST 达到了准平衡态, 第五和第六个循环之间的相关系数超过 0.99。两个试验模拟的 SST 相差仅为  $0.0013^\circ\text{C}$ , 与 WOA13 也仅相差不到  $0.1^\circ\text{C}$ 。由此可知, 两试验全球平均的 SST 主要受外强迫条件影响, 而受潮汐混合参数化方案影响较小。在对照试验中 ST 呈上升趋势, 在最后一个循环内上升趋势约为  $0.05^\circ\text{C} (100 \text{a})^{-1}$ , 时间平均的 ST 约为  $3.72^\circ\text{C}$ ,

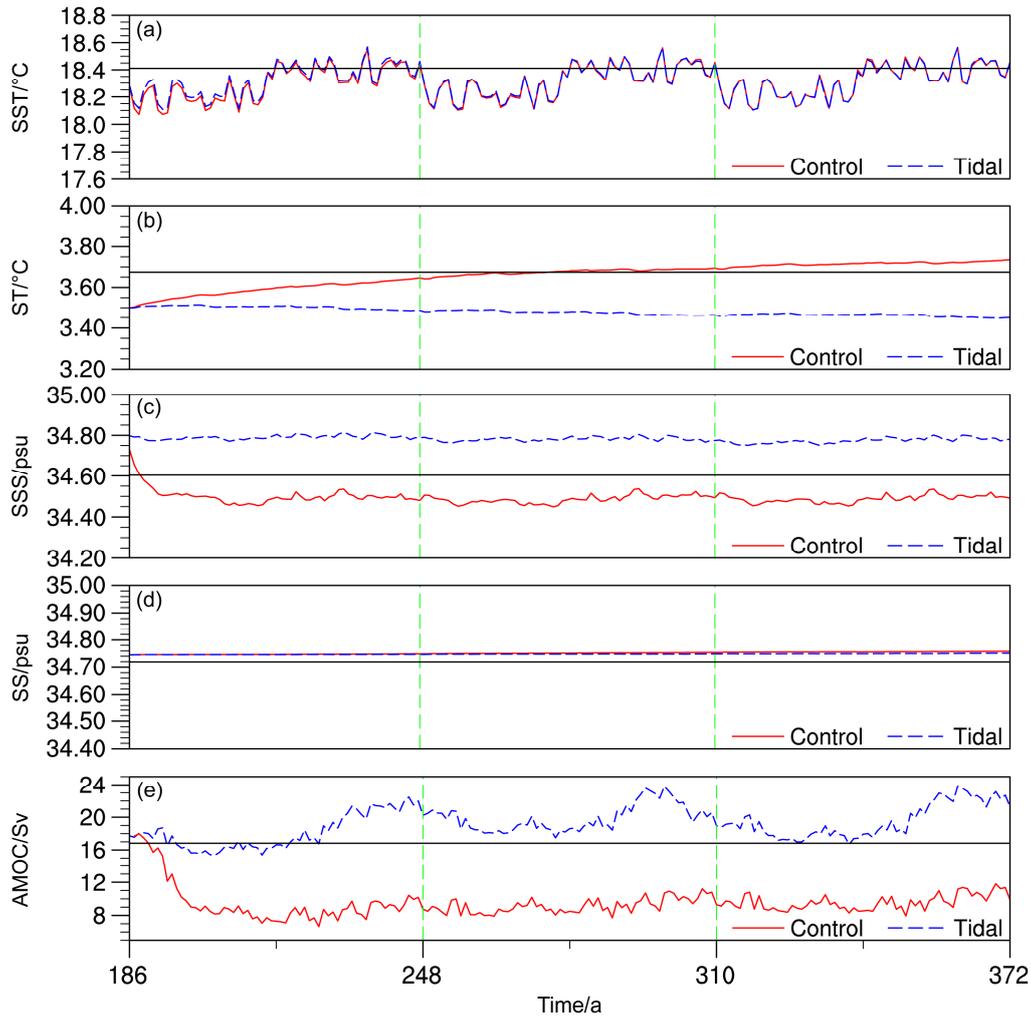


图2 模式最后三个 CORE-II 循环（第 187~372 年）月平均的全球平均 (a) 海表面温度 (SST, 单位: °C)、(b) 海温 (ST, 单位: °C)、(c) 海表面盐度 (SSS, 单位: psu)、(d) 海洋盐度 (SS, 单位: psu) 以及 (e) 26.5°N 处 AMOC 强度最大值 (单位: Sv) 的时间序列。红色实线为对照试验 (Control), 蓝色虚线为潮汐试验 (Tidal), 图中黑色实线为观测结果, (a-d) 中观测来自 WOA13, 具体数值分别为 18.41°C、3.67°C、34.60 psu 和 34.72 psu, (e) 中观测来自 RAPID, 平均时段为 2004 年 4 月至 2014 年 3 月, 其值为 16.83 Sv。

Fig. 2 Time series of monthly mean global averages of (a) sea surface temperature (SST, units: °C), (b) sea temperature (ST, units: °C), (c) sea surface salinity (SSS, units: psu), (d) sea salinity (SS, units: psu), and time series of (e) maximum strength AMOC at 26.5°N for the 187–372 year integration period. The solid red lines indicate the control experiment (Control), the dashed blue lines are for the tidal experiment (Tidal). The solid black lines show the observational results, the values in (a–d) are 18.41°C, 3.67°C, 34.60 psu, and 34.72 psu, which is provided by WOA13 (World Ocean Atlas 2013); the value in (e) is 16.83Sv (averaged from April 2004 to March 2014), which is provided by RAPID (Rapid Climate Change Programme)

比 WOA13 略高约 0.04°C。而在潮汐试验中, ST 则呈准平衡状态, 在最后一个循环内下降趋势约为  $0.029^{\circ}\text{C} (100 \text{ a})^{-1}$ , 时间平均比 WOA13 低约 0.21°C。从南、北半球海冰面积的时间序列 (图 3a、b) 可以看出, 无论南、北半球, 潮汐试验中模拟的海冰面积都比对照试验中少, 据此推断, ST 的变化可能与海冰面积减少导致高纬度地区失热增加有关。表 2 中给出了最后一个循环南、北半球年平均的及 3 月份和 9 月份平均的海冰面积值, 可以看出无论是

年平均还是某个月份, 在南、北半球, 潮汐试验比对照试验的海冰面积都有所减少, 利于海洋向大气放热。

时间平均的 SSS 在对照和潮汐试验中分别约为 34.49 psu 和 34.77 psu, 前者低于 WOA13 而后者则要比观测大 (图 2c)。SS 在两试验中相差不大, 都比 WOA13 略高 0.04 psu 左右 (图 2d)。由此推断, 加入潮汐混合参数化方案后, 盐度在海洋内部调整显著, 盐度相对较高的下层海水向上扩散, 是使海

表盐度升高的一个可能原因。

表 1 观测 (WOA13) 和两个试验 (Control 和 Tidal) 第 6 个循环模拟的全球平均海表面温度 (SST)、海温 (ST)、海表面盐度 (SSS)、海洋盐度 (SS)、AMOC 强度、拉布拉多海 (LAB) 深水形成率和 GIN 海的深水形成率

Table 1 Time averages of global mean results from observations (WOA13) and simulations of control experiment (Control) and tidal experiment (Tidal): Sea surface temperature (SST), sea temperature (ST), sea surface salinity (SSS), sea salinity (SS), strength of AMOC, and the deep water formation rate in the Labrador Sea and GIN sea (LAB and GIN)

	SST/°C	ST/°C	SSS/psu	SS/psu	AMOC 强度/Sv	GIN/Sv	LAB/Sv
WOA13	18.41	3.67	34.60	34.72	—	—	—
Control	18.32	3.72	34.49	34.76	11.23	3.35	7.88
Tidal	18.32	3.46	34.77	34.75	22.09	3.40	18.69

注: AMOC 强度、拉布拉多海深水形成率和 GIN 海[即格陵兰海 (Greenland Sea)、冰岛海 (Iceland Sea) 和挪威海 (Norwegian Sea) 的总称, 是北冰洋和大西洋之间最主要的通道]的深水形成率采用 Cheng et al. (2011) 年的定义方法: AMOC 强度定义为北大西洋 500 m 以下流函数的最大值, 表示北大西洋总的深水形成率; GIN 海的深水形成率定义为 GIN 海南缘 (62°N) 流函数在垂直方向上的最大值; 拉布拉多海深水形成率定义为 AMOC 强度与 GIN 海的深水形成率之差。

表 2 两个试验 Control 和 Tidal 第 6 个循环模拟的南、北半球年平均及 3 月份和 9 月份平均的海冰面积 (单位:  $10^7 \text{ km}^2$ ), 观测由 NSIDC 资料计算所得

Table 2 Annual mean sea-ice areas and monthly mean ones in March and September from observations (NSIDC data) and simulations of control experiment (Control) and tidal experiment (Tidal) for both the Southern Hemisphere and Northern Hemisphere

	海冰面积/ $10^7 \text{ km}^2$					
	南半球 (年平均)	南半球 (3 月)	南半球 (9 月)	北半球 (年平均)	北半球 (3 月)	北半球 (9 月)
NSIDC	0.86	0.26	1.44	0.95	1.31	0.46
Control	1.24	0.25	2.28	0.97	1.45	0.33
Tidal	1.13	0.15	2.14	0.83	1.20	0.23

图 2e 是在  $26.5^\circ\text{N}$  处 AMOC 强度最大值的时间序列。加入潮汐混合方案后模拟的 AMOC 强度最大值明显增强, 且更加接近观测值。同时我们也发现, 在 CORE-II 的有年际变化的外强迫条件下, 在潮汐混合试验中 AMOC 强度最大值的年际变化也明显增强。同时, 后两个循环中 AMOC 强度的平均值也变化不大, 也说明模式积分基本达到平衡状态。

为了进一步看清楚 AMOC 强度的变化, 图 4a、

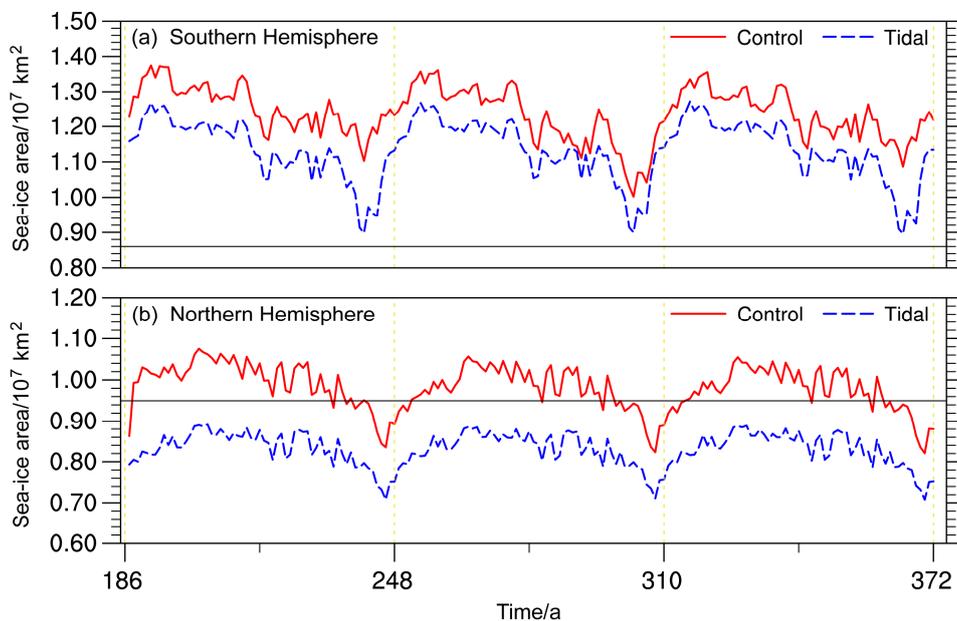


图 3 模式最后三个 CORE-II 循环 (第 187~372 年) 月平均的 (a) 南半球海冰面积 (单位:  $10^7 \text{ km}^2$ ), (b) 北半球海冰面积 (单位:  $10^7 \text{ km}^2$ ) 的时间序列。红色实线为对照试验 (Control), 蓝色虚线为潮汐试验 (Tidal)。黑色实线由 NSIDC 观测计算所得, 平均时段为 1979~2000 年, 南半球为  $0.86 \times 10^7 \text{ km}^2$ , 北半球为  $0.95 \times 10^7 \text{ km}^2$

Fig. 3 Time series of sea-ice area averaged over (a) the Southern Hemisphere (units:  $10^7 \text{ km}^2$ ) and (b) Northern Hemisphere (units:  $10^7 \text{ km}^2$ ). The solid red lines indicate the control experiment (Control), the dashed blue lines are for the tidal experiment (Tidal). The solid black lines show the observational results from NSIDC (National Snow and Ice Data Center) data, averaged from 1979 to 2000, values of (a) and (b) are  $0.86 \times 10^7 \text{ km}^2$  and  $0.95 \times 10^7 \text{ km}^2$ , respectively

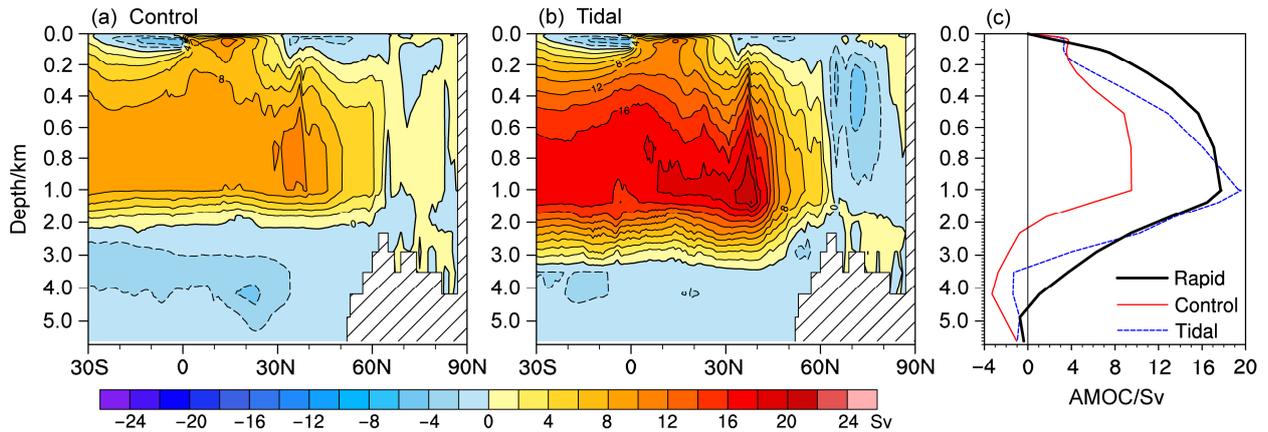


图 4 (a) 对照试验和 (b) 潮汐试验模拟的 AMOC 强度 (单位: Sv); (c) 26.5°N 处 AMOC 强度的垂直廓线, 红色实线为对照试验, 蓝色虚线为潮汐试验, 黑色实线为 RAPID 观测结果

Fig. 4 The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC, units: Sv) strength in (a) control experiment (Control), (b) tidal experiment (Tidal) and (c) distribution of AMOC strength at 26.5°N. The solid red line in (c) indicates the control experiment (Control), the dashed blue line indicates the tidal experiment (Tidal), and the solid black line shows the observational results from RAPID (Rapid Climate Change Programme) data

b 给出了对照试验和潮汐试验最后一个循环平均的大西洋经圈翻转流函数, 以及在 26.5°N 处 AMOC 强度的垂直廓线 (图 4c)。其中正值 (负值) 表示的经圈翻转环流是沿顺时 (逆时) 针方向。加入潮汐混合参数化方案后, 模式模拟的上层经圈翻转环流明显增强, 增强的最大值出现在约 1000~2000 m 深度之间, 强度可超过 10 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )。同时, 上层正环流圈的深度范围延伸至 3000 多米, 但环流被限制在 60°N 以南, 没有向北延伸。此外, 下层逆时针环流圈的强度则明显减弱, 对照试验和潮汐混合试验分别为 4 Sv 和 2 Sv 左右。

对比 26.5°N 的 RAPID 观测, AMOC 的模式的变化会更清楚 (图 4c)。在加入潮汐混合后, 26.5°N 处模式模拟的 AMOC 上层输送明显增强, 且与 RAPID 观测更加接近, AMOC 的极大值在观测、对照试验和潮汐混合试验中分别为 17.8 Sv、9.6 Sv 和 19.5 Sv。同时, 上层 AMOC 环流也加深了大约 1000 m 左右, 从 2100 m 左右增加到 3200 m 左右, 更加接近观测值。潮汐试验中, 上层 AMOC 的加强也导致了大西洋向极输送热量的显著增加 (图 5), 在 60°N 以南潮汐试验比对照试验大了 0.4 PW ( $10^{15} \text{ W}$ ) 左右, 与观测值更接近。此外, 潮汐试验中的上层 AMOC 被限制在了 60°N 以南, 而对照试验可以延伸到更高的纬度 (图 4a), 但是这个变化对向极热输送的影响不大 (图 5)。

潮汐混合是如何引起 AMOC 强度等的变化的呢? 如前文所述, 垂直扩散会引起冷水上涌闭合整个

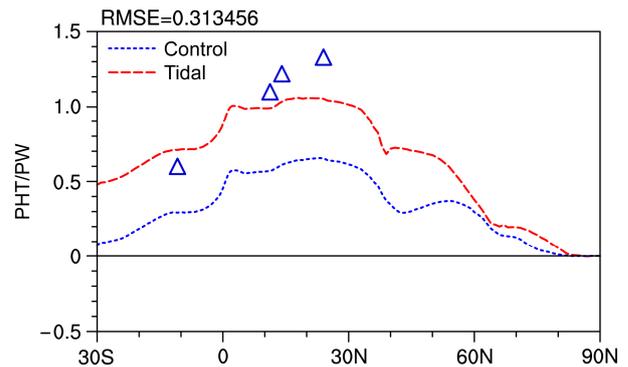


图 5 模拟的大西洋向极热量输送 [PHT, 单位: PW ( $10^{15} \text{ W}$ )], 红色实线为对照试验 (Control), 蓝色虚线为潮汐试验 (Tidal)。三角为观测值, 从左至右依次为 11°S: 0.60 PW (Speer et al., 1996); 11°N: 1.10 PW (Friedrichs and Hall, 1993); 14°N: 1.22 PW (Klein et al., 1995); 24°N: 1.33 PW (Lavin et al., 1998)

Fig. 5 Time-average meridional poleward heat transport [PHT, units: PW ( $10^{15} \text{ W}$ )] in the Atlantic Ocean. The solid red line indicates the control experiment (Control) and the dashed blue line is for the tidal experiment (Tidal). The triangles indicate observational results, which are 0.60 PW (11°S; Speer et al., 1996), 1.10 PW (11°N; Friedrichs and Hall, 1993), 1.22 PW (14°N; Klein et al., 1993), and 1.33 PW (24°N; Lavin et al., 1998) from left to right

环流, 是影响海洋层结和 AMOC 强度的重要因素之一。我们首先来看混合系数本身, 图 6 中是两个试验中海底温度和盐度垂直扩散率的空间分布。对比两个试验的结果 (图 6a 和 b) 可以看出, 潮汐混合参数化方案使得海底的温度垂直扩散率明显增强, 特别是在大西洋的拉布拉多海海区 and GIN 海海区, 潮汐试验比对照试验要高接近两个量级, 但在低纬度地区两试验相差不大。因此, 推测混合在中高纬地区的变化更加

显著，并且通过改变高纬度地区的温盐分布等影响 AMOC 的变化。盐度扩散率的分布（图 6c 和 d）情况与温度扩散率类似，这里就不再详细阐述。

拉布拉多海和挪威海是深对流生成的海域，垂

直混合影响的加强能够通过改变海水层结构影响深对流，进而导致整个 AMOC 的变化。混合层深度是衡量深对流的一个重要指标，图 7 是 WOA13、对照试验和潮汐试验冬季（12、1、2 月）的混合层

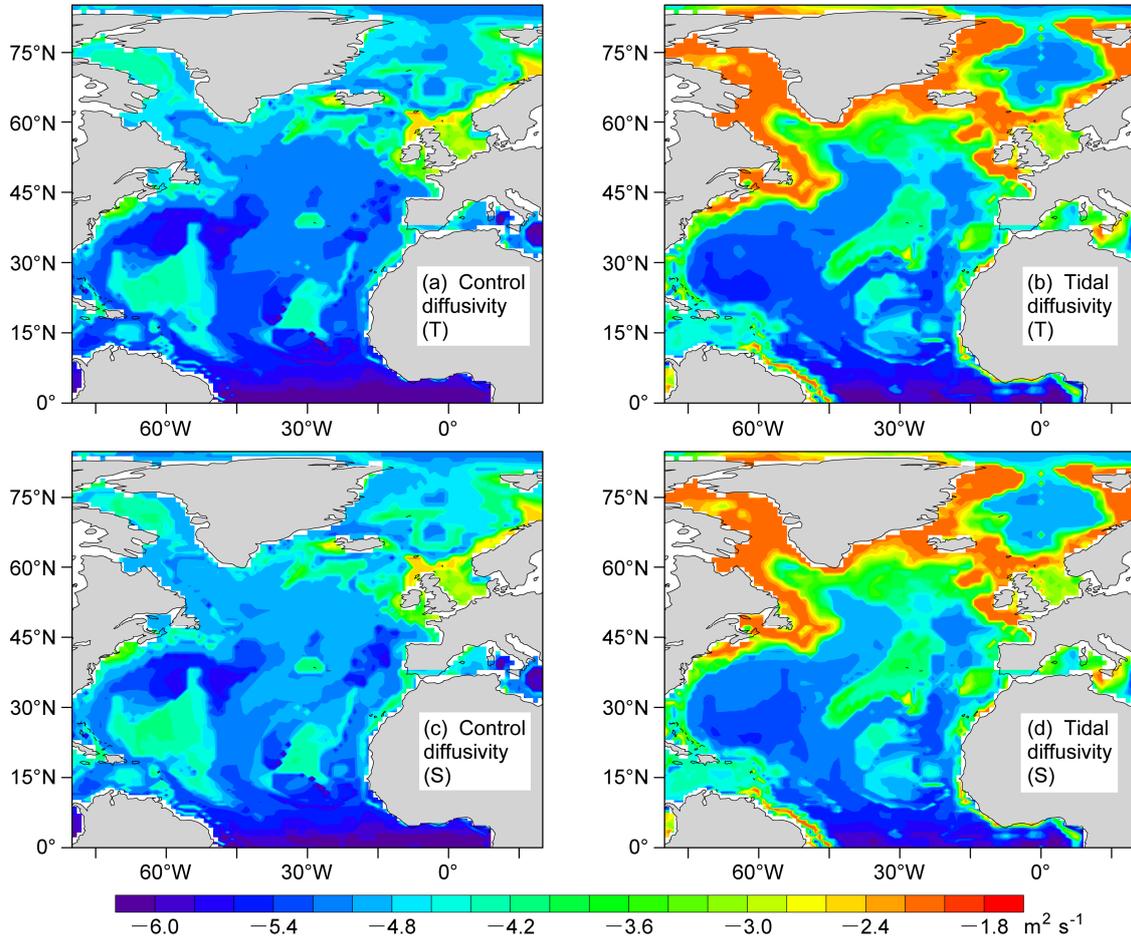


图 6 (a, c) 海底温度扩散率 (AKT) 和 (b, d) 海底盐度扩散率 (AKS): (a, b) 对照试验; (c, d) 潮汐试验。单位:  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$   
Fig. 6 (a, c) Vertical diffusivities for temperature (AKT, units:  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) and (b, d) vertical diffusivities for salinity (AKS, units:  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) along the seafloor on logarithmic scale: (a, b) Control experiment (Control); (c, d) tidal experiment (Tidal)

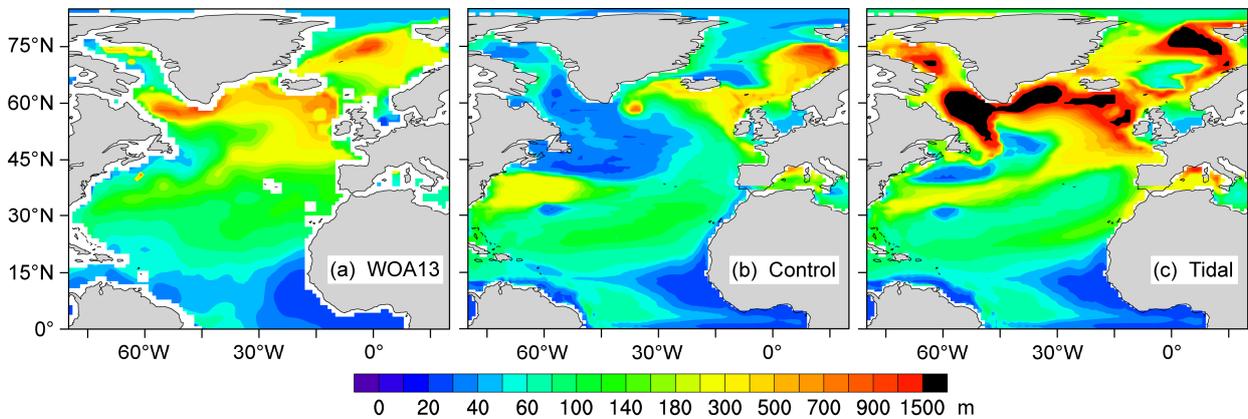


图 7 (a) WOA13、(b) 对照试验 (Control) 和 (c) 潮汐试验 (Tidal) 冬季 (12、1、2 月份) 混合层深度 (距表层 10 m 处密度相差  $0.125 \text{ kg m}^{-3}$  的深度值, 简称 MLD; 单位: m)  
Fig. 7 Mixed layer depth (MLD, units: m) in winter (December, January, February) based on a  $\Delta\rho = 0.125 \text{ kg m}^{-3}$  criterion for the northern North Atlantic: (a) WOA13, (b) control experiment (Control), (c) tidal experiment (Tidal)

深度（与表层 10 m 处的密度相差  $0.125 \text{ kg m}^{-3}$  的深度，简称 MLD）。在 WOA13 的观测中，MLD 的大值区分布在拉布拉多海、冰岛南测和挪威海区域，在对照试验中拉布拉多海的混合层深度显著偏浅，WOA13 中有 700~800 m 左右，而对照试验中仅有不到 50 m 深。加入潮汐混合后，MLD 深度明显加深，拉布拉多海区域 MLD 加深尤为显著，整个区域的 MLD 空间分布也与 WOA13 更接近了。因此，拉布拉多海深对流的加强是 AMOC 加强的一个重要原因。表 1 中给出了拉布拉多海的深水形成率，可见加入潮汐混合后，拉布拉多海的深水形成率显著加强，从对照试验中的 7.88 Sv 增加到 18.69 Sv。海洋模式中对流过程是通过对流调整来进行

的，模式会记录每天参加对流的模式层数，这个数值可以体现对流的频率和深度。图 8 是对照试验和潮汐混合试验每模式月参与海洋通风过程的模式层数，及二者的差值。可以看出，与混合层深度相对应，加入潮汐混合参数化方案后，在拉布拉多海海区和冰岛南部的对流显著增加，两个试验的最大差异也出现在这两个区域。在挪威海内潮汐混合位置向北移动，导致了二者之差有正有负。对比图 6 中海底温盐垂直混合率，我们可以发现二者出现的位置基本一致。这也可以基本说明，对流过程的加强与潮汐混合有关。

图 9 给出了两试验中模拟的年平均的北半球海冰的密集度及二者的差，图 9a、b 中的黑色实线和

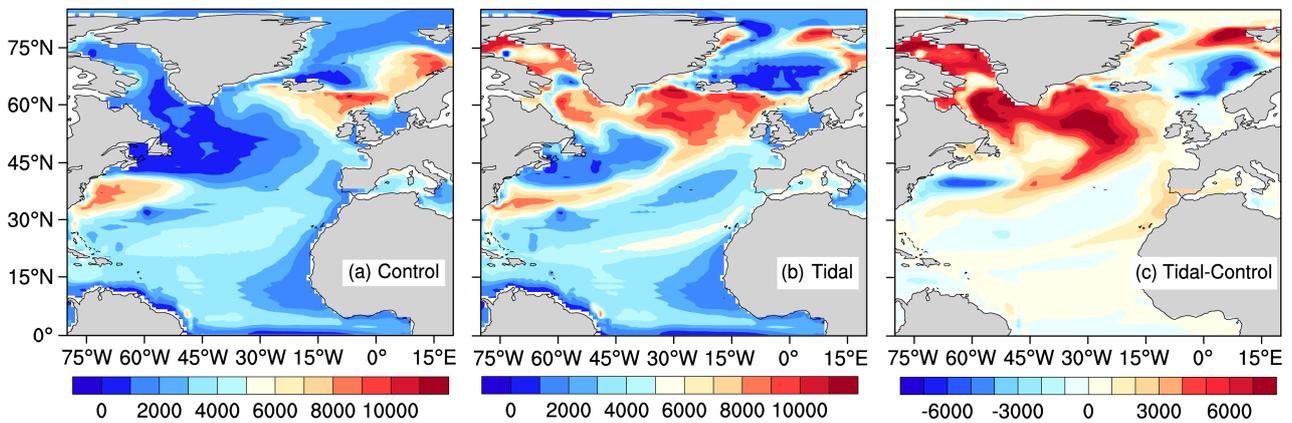


图 8 (a) 对照试验 (Control) 和 (b) 潮汐试验 (Tidal) 模式中每月参与通风过程的模式层数; (c) Tidal 与 Control 模拟结果之差  
Fig. 8 Number of levels ventilated per month: (a) Control experiment (Control), (b) tidal experiment (Tidal), (c) difference between tidal experiment and control experiment

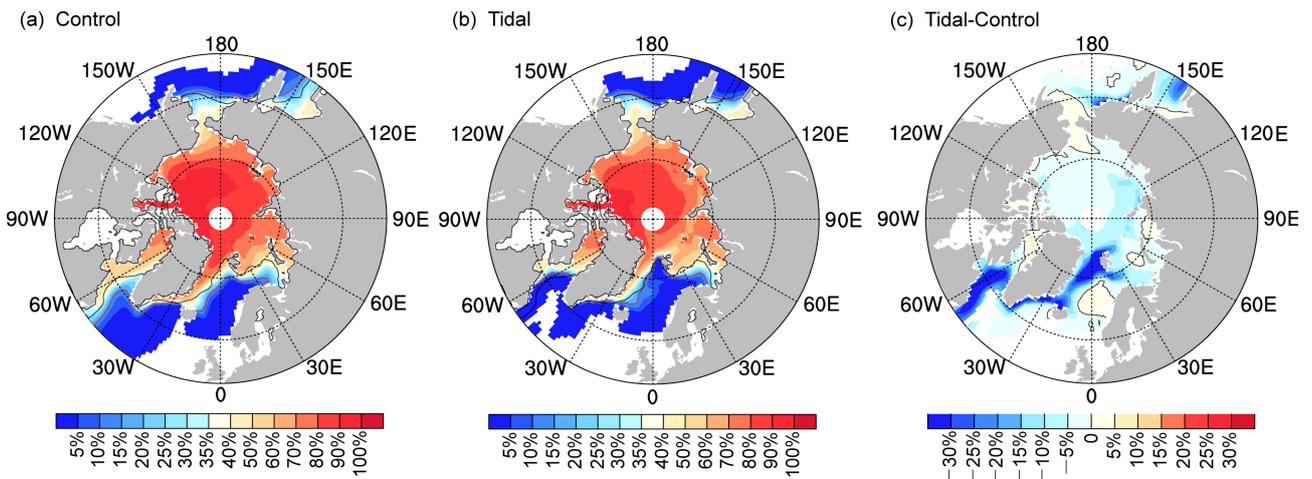


图 9 (a) 对照试验 (Control) 和 (b) 潮汐试验 (Tidal) 中海冰密集度, (c) Tidal 与 Control 模拟结果之差。(a) 和 (b) 中的黑色实线和红色实线分别表示观测 (取自 NSIDC) 和模拟的 15% 的海冰密集度, (c) 中的黑色实线表示 0 值线  
Fig. 9 Mean sea-ice concentration in (a) control experiment (Control), (b) tidal experiment (Tidal), and (c) difference between tidal experiment and control experiment. (a, b) The black and red lines denote the 15% contours of sea-ice extent from the updated NSIDC data and simulated data, respectively; (c) the black line denotes the zero contour

红色实线分别表示观测和模拟的 15% 的海冰密集度等值线。可以看出对照试验中模拟的大于 15% 的海冰密集度的范围明显比观测值大，而潮汐试验模拟的大于 15% 海冰密集度的范围与观测基本一致。从潮汐试验与对照试验海冰的差值图可以更清楚看出，引入潮汐混合后模拟的拉布拉多海海冰面积明显减少，使该地区更易受外界强迫的影响，更有利于该地区海洋的失热，从而改变海洋层结，影响深对流的发生（图 9c）。

前文已经指出，拉布拉多海深对流的加强是 AMOC 加强的一个重要原因，为了进一步理解潮汐混合影响对流的过程，我们着重分析了变化最大的拉布拉多海区域的层结垂直分布。图 10 是观测和两个试验模拟的拉布拉多海（50°N~64°N，45°W~65°W）区域平均的温度、盐度、密度和浮力频率的垂直廓线。从总体而言，潮汐混合试验的结果与 WOA13 更接近，而对照试验与 WOA13 差异较大。在观测中，表层温度 4.71°C 比深层 2.73°C 高，表层盐度 33.98 psu 比深层 34.92 psu 低，整体温盐结构比较均匀（图 10a 和 b）。潮汐试验的结果基本在观测值周围，而对照试验的垂直变化则较大，表层温度只有 2.51°C，500~2000 m 之间的温度要高于表层，达到 6.16°C 左右；表层盐度只有 31.93 psu，500~2000 m 之间的盐度为 35.33 psu。造成温盐垂直结构不均匀的原因主要是对流偏弱，导致表层的冷而淡的水无法与中、深层水混合，而表层盐度的减少也会进一步减弱深对流。

从密度的垂直结构来看，两个试验密度都是表层小、深层大，但对照试验密度值要小于观测，而潮汐试验要比观测偏大（图 10c）。图 10d 的浮力频率的结果表明，对照试验在 500 m 以上和 2000 m 以下要比观测和潮汐试验的数值大，也就是说更稳定，这与对流偏弱的结果是一致的。追溯前面展示的温盐结构，我们可以发现上层偏大的浮力频率与试验中急剧变化的盐度有关，而下层偏大的浮力频率与试验中急剧变化的温度有关。

为了定量的说明温、盐变化对浮力频率的贡献，我们分别计算了温、盐对浮力频率的贡献。考虑海水的状态方程：

$$\rho = \rho(T, S, p), \quad (5)$$

其中， $\rho$  是温度  $T$ 、盐度  $S$  和压力  $p$  的函数。在每个等压面（或等深面）上对公式（5）作 Taylor 展开，只保留线性项，可得：

$$\frac{\Delta\rho}{\rho_0} = \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} \approx -\alpha\Delta T + \beta\Delta S, \quad (6)$$

其中， $\alpha = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial\rho}{\partial T}$  和  $\beta = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial\rho}{\partial S}$  分别是“热膨胀系数”和“盐收缩系数”。

浮力频率表示为

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial\rho}{\partial z}, \quad (7)$$

其中， $g$  为重力加速度取  $9.8 \text{ m s}^{-2}$ ， $\rho_0$  为参考密度取  $1026 \text{ kg m}^{-3}$ 。将公式（6）带入浮力频率表达式（7），得到：

$$N^2 = \alpha g \frac{\partial T}{\partial z} - \beta g \frac{\partial S}{\partial z}, \quad (8)$$

其中， $\alpha g \frac{\partial T}{\partial z}$  和  $-\beta g \frac{\partial S}{\partial z}$  即分别是温度和盐度对浮力频率做出的贡献。

图 11 给出了根据公式（8）计算的两个试验温、盐对浮力频率的贡献。400 m 以上浮力频率在潮汐试验中比对照试验小，其中盐度的增大使浮力频率的减小远大于温度的增加使浮力频率的增加。2000 m 以下浮力频率在潮汐试验中比对照试验小，其中温度的减小使浮力频率的减小大于盐度的减小使浮力频率的增加。也就是说，上层盐度垂直梯度偏大是导致对照试验浮力频率偏大原因，而底层温度垂直梯度偏大是导致对照试验浮力频率偏大原因。

加入潮汐混合参数化方案后，拉布拉多海上层盐度增加使上层海水密度增加（图 10b、c），而下层温度的降低也使拉布拉多海下层海水密度增加（图 10a、c），这就导致拉布拉多海区域平均的密度整层都比对照试验大，密度廓线也更加陡峭就使浮力频率变小（图 10d）。而浮力频率变小使层结稳定度变小，这意味着加入潮汐混合后拉布拉多海区域的层结更加不稳定，更有利于深对流的发生。这与 Lee et al. (2006) 的结果相类似，他们利用 GFDL CM2.0 模式研究了潮汐混合对北大西洋的影响，发现潮汐混合使得垂直盐度分布更加均匀，并通过搅动相对高盐的低层水与上层水混合，使拉布拉多海的表层盐度增加，导致密度增加，进而增强了通风过程和北大西洋的深水形成。

潮汐试验中不仅温盐结构、AMOC 发生变化，水平环流也有显著变化，水平环流的变化可以导致热量、盐分输送的变化。图 12 给出了两试验北大西洋上层 150 m 平均的温度、盐度和海流以及两试

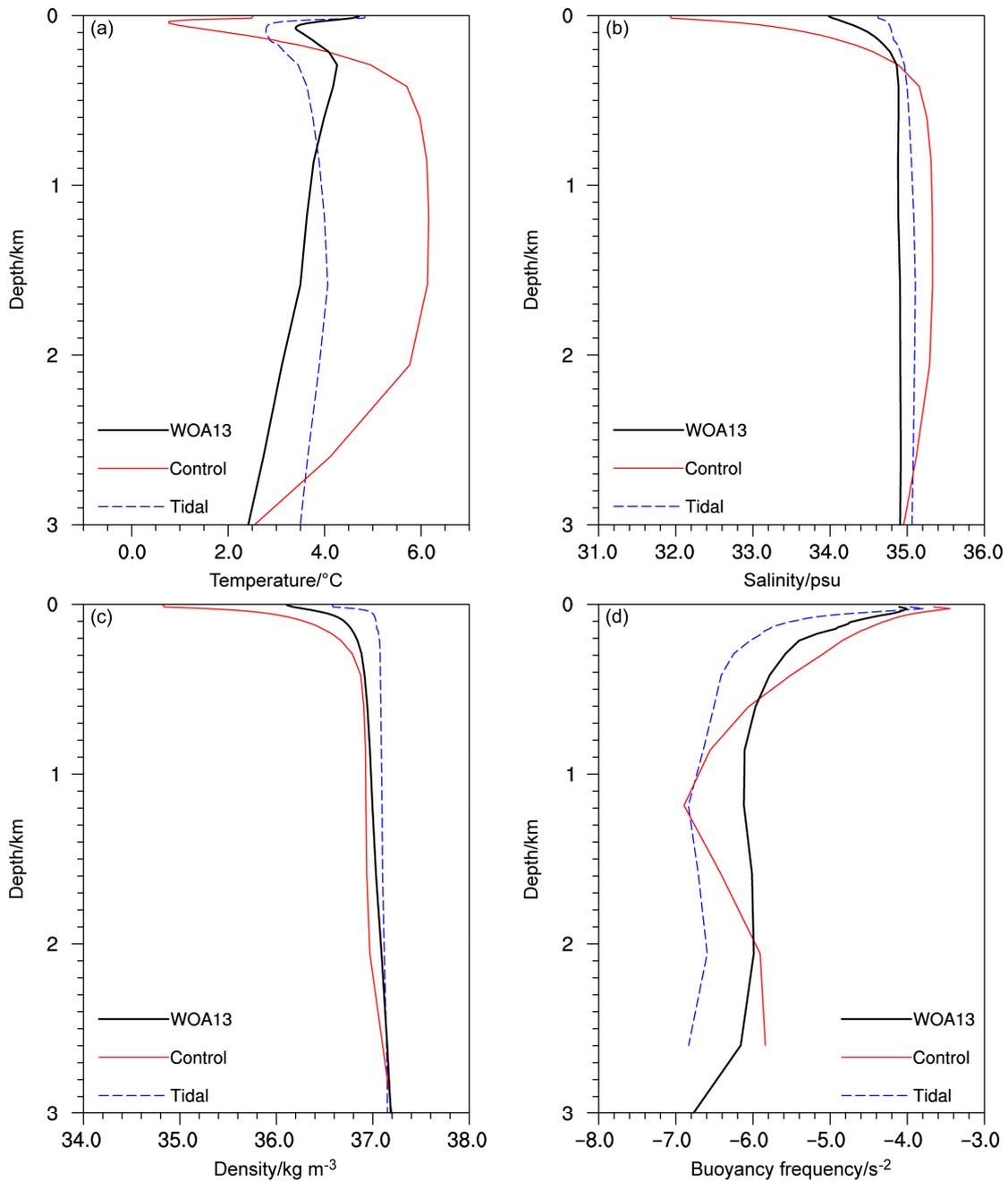


图 10 拉布拉多海 (50°N~64°N, 45°W~65°W) 区域平均的 (a) 温度 (单位: °C)、(b) 盐度 (单位: psu)、(c) 密度 (单位: kg m<sup>-3</sup>) 和 (d) 浮力频率 (单位: s<sup>-2</sup>)。红色实线为对照试验 (Control), 蓝色虚线为潮汐试验 (Tidal), 黑色实线为 WOA13 资料  
Fig. 10 Area-averaged (a) sea temperature (units: °C), (b) sea salinity (units: psu), (c) sea density (units: kg m<sup>-3</sup>), and (d) logarithm of buoyancy frequency (units: s<sup>-2</sup>) in Labrador Sea (50°N~64°N, 45°W~65°W). The solid red lines denote the control experiment (Control), the dashed blue lines denote the tidal experiment (Tidal), the solid black lines are for the observational results (WOA13)

验温盐的差。对比两试验中海流的分布情况可以看出, 加入潮汐混合参数化方案后, 模拟的湾流强度明显增强, 在 45°N 左右, 向北转向的位置, 也从对照试验中的 15°W 左右西移至潮汐试验中约 30°W, 从而将中低纬度副热带地区上层高温高盐的

海水输向高纬地区, 一直进入拉布拉多海和 GIN 海, 从而导致该区域上层海水变密, 层结稳定度减弱, 更加有利于深对流的形成。从图 12c 和 f 也可以看出, 加入潮汐混合后, 模式模拟的副极地环流区的海洋上层盐度和温度都明显增加。此外, 从中

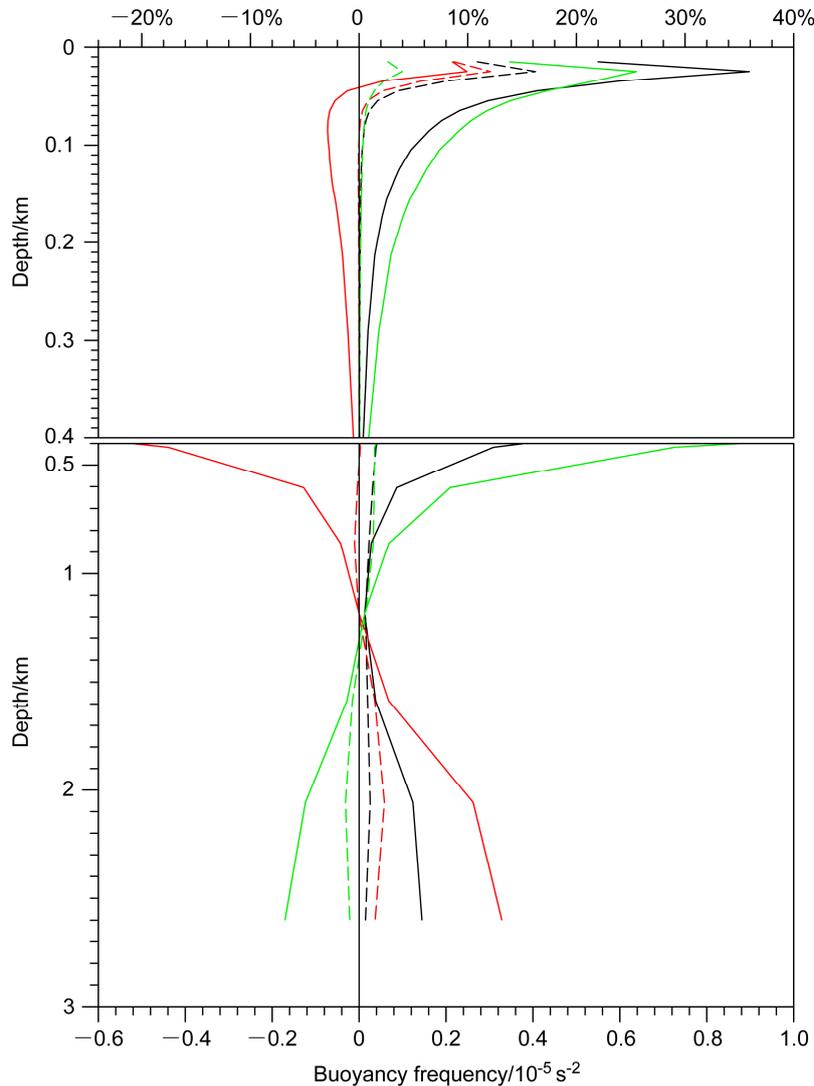


图 11 拉布拉多海 (50°N~64°N, 45°W~65°W) 区域平均的浮力频率 (单位:  $s^{-2}$ ) 的垂直廓线。实线为对照试验 (Control), 虚线为潮汐试验 (Tidal); 黑色为浮力频率, 红色表示温度对浮力频率的贡献, 绿色表示盐度对浮力频率的贡献

Fig. 11 The distribution of area-averaged logarithm of buoyancy frequency (units:  $s^{-2}$ ) in the Labrador Sea (50°N–64°N, 45°W–65°W). The solid lines denote the control experiment, the dashed lines denote the tidal experiment. The black, red, and green colors denote buoyancy frequency, and the contributions to buoyancy frequency by temperature and salinity, respectively

低纬度副热带地区向高纬地区输送了更多的热量也解释了为什么在潮汐试验中模拟的海冰范围会比对照试验中少 (图 9)。

### 4 结论

本文利用 LICOM 气候海洋模式, 研究了潮汐混合对 AMOC 的影响, 发现在模式中加入潮汐混合参数化方案后, 模拟得到的上层 AMOC 强度明显增强, 上层环流圈的范围也更加向深层扩展, 都与观测更加接近。通过对模式结果进行分析, 引起

AMOC 变强、变深的原因有两个:

(1) 直接原因: 当加入潮汐混合参数化方案后, 使海洋深层, 特别是大西洋中高纬的拉布拉多海区域和 GIN 海区域的混合扩散系数增加, 使当地垂直密度差异减小, 进而削弱了海洋层结稳定度, 增强了大西洋中高纬地区, 特别是拉布拉多海区域的深水形成率, 从而使 AMOC 强度增强。

(2) 间接原因: 当深层海洋环流改变后, 海洋上层也会发生调整, 从而增强海洋上层中低纬副热带海区高温高盐海水向北的输送, 使北大西洋中高

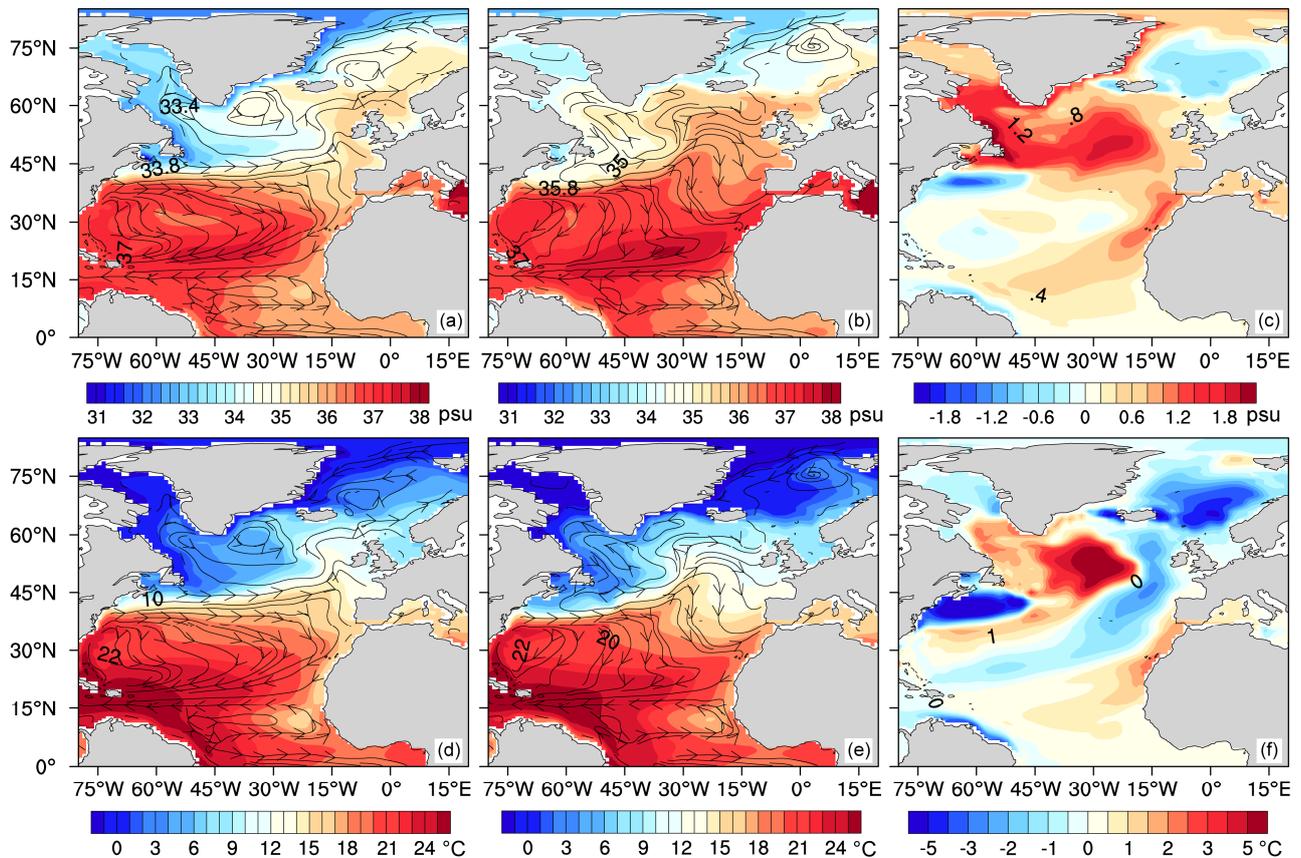


图 12 对照试验 (Control, 左列) 和潮汐试验 (Tidal, 中间列) 模拟的海洋上层 150 m 平均的海流 (矢量, 单位:  $\text{cm s}^{-1}$ )、(a, b, c) 盐度 (填色, 单位: psu) 和 (d, e, f) 温度 (填色, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 以及 Tidal 与 Control 模拟结果之差 (右列)  
Fig. 12 Time-averages of 0–150 m (depth) mean ocean current velocity (units:  $\text{cm s}^{-1}$ , streamlines), (a, b, c) temperature (units:  $^{\circ}\text{C}$ , filled colors), (d, e, f) salinity (units: psu, filled colors): Control experiment (Control, left column); tidal experiment (Tidal, middle column); the results of tidal experiment minus control experiment (right column)

纬海区上层密度增加, 使海洋层结进一步削弱, 促进深水形成增加, AMOC 增强。

通过以上两点主要原因, 使拉布拉多海的深水形成率明显增强 (从 7.88 Sv 增强至 18.69 Sv, 见表 1), 进而使 AMOC 上层环流圈显著增强。这与 Simmons et al. (2004) 和 Jayne (2009) 的结果有所不同, 他们的结果中 AMOC 上层环流都是减弱的, 推测部分原因可能是在他们的对照试验中采用的扩散系数较大, 尤其是在海洋上层, 如 Simmons et al. (2004) 在对照试验中均匀的取为全球平均的扩散率 ( $0.9 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ), 从而导致对照试验中 AMOC 的强度大于潮汐试验中 AMOC 的强度。此外, 在前人的研究中大多没有考虑海冰过程, 这也会对试验结果造成显著地影响。

在 LICOM 气候海洋模式中引入潮汐混合参数化方案后, 模拟的 AMOC 强度和位置与观测更加

接近, 海冰的模拟也显著提高, 但目前的潮汐混合参数化方案仍有许多不确定的地方 (如潮致扩散的垂直分布等), 导致模式模拟结果出现偏差, 需要进一步研究。特别需要指出的是, 加入潮汐混合参数化方案后, 在 CORE-II 外强迫条件下, 模式模拟的 AMOC 的年代际变率明显增强, 南极底层水明显变弱, 这值得我们在后续的工作中给予更多的关注。此外, 在后续工作中将对潮汐混合参数化方案进行改进, 并应用到更高分辨率的 LICOM 模式中进行敏感性试验, 从而更好地理解潮汐混合与 AMOC 之间的关系。

### 参考文献 (References)

Bryan F. 1987. Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 17 (7): 970–985, doi:10.1175/1520-0485(1987)017<0970:PSOPEO>2.0.CO;2.

- Bryan K, Lewis L J. 1979. A water mass model of the world ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 84 (C5): 2503–2517, doi:10.1029/JC084iC05p02503.
- Cheng J, Liu Z, He F, et al. 2011. Impact of North Atlantic–GIN Sea exchange on deglaciation evolution of Atlantic meridional overturning circulation [J]. *Climate Past*, 7 (1): 935–940, doi:10.5194/cp-7-935-2011.
- Dickson R R, Brown J. 1994. The production of North Atlantic deep water: Sources, rates, and pathways [J]. *J. Geophys. Res.*, 99 (C6): 12319–12341, doi:10.1029/94JC00530.
- Exarchou E, von Storch J S, Jungclaus J H. 2012. Impact of tidal mixing with different scales of bottom roughness on the general circulation [J]. *Ocean Dyn.*, 62 (10–12): 1545–1563, doi:10.1007/s10236-012-0573-1.
- Friedrichs M A M, Hall M M. 1993. Deep circulation in the tropical North Atlantic [J]. *J. Mar. Res.*, 51 (4): 697–736, doi:10.1357/0022240933223909.
- Ganachaud A, Wunsch C. 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data [J]. *Nature*, 408 (6811): 453–457, doi:10.1038/35044048.
- Griffies S M, Biastoch A, Böning C, et al. 2009. Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs) [J]. *Ocean Modell.*, 26 (1–2): 1–46, doi:10.1016/j.ocemod.2008.08.007.
- Jayne S R. 2009. The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general circulation model [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 39 (7): 1756–1775, doi:10.1175/2009JPO4085.1.
- Jeffreys H. 1925. On fluid motions produced by differences of temperature and humidity [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 51 (216): 347–356, doi:10.1002/qj.49705121604.
- 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.
- Klein B, Molinari R L, Müller T J, et al. 1995. A transatlantic section at 14.5°N: Meridional volume and heat fluxes [J]. *J. Mar. Res.*, 53 (6): 929–957, doi:10.1357/0022240953212963.
- Kuhlbrodt T, Griesel A, Montoya M, et al. 2007. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation [J]. *Rev. Geophys.*, 45 (2), doi:10.1029/2004RG000166.
- Large W G, Yeager S. 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-460+STR, doi:10.5065/D6KK98Q6.
- Lavin A, Bryden H L, Parrilla G. 1998. Meridional transport and heat flux variations in the subtropical North Atlantic [J]. *Global Atmos. Ocean Syst.*, 6 (3): 269–293.
- Lee H C, Rosati A, Spelman M J. 2006. Barotropic tidal mixing effects in a coupled climate model: Oceanic conditions in the northern Atlantic [J]. *Ocean Modell.*, 11 (3–4): 464–477, doi:10.1016/j.ocemod.2005.03.003.
- Lin Pengfei, Liu Hailong, Xue Wei, et al. 2016. A coupled experiment with LICOM2 as the ocean component of CESM1 [J]. *J. Meteor. Res.*, 30 (1): 76–92, doi:10.1007/s13351-015-5045-3.
- Liu Hailong, Lin Pengfei, Yu Yongqiang, et al. 2012. The baseline evaluation of LASG/IAP climate system ocean model (LICOM) Version 2 [J]. *J. Meteor. Res.*, 26 (3): 318–329, doi:10.1007/s13351-012-0305-y.
- Mauritzen C. 1996. Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland–Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme [J]. *Deep Sea Res. I: Oceanogr. Res. Papers*, 43 (6): 769–806, doi:10.1016/0967-0637(96)00037-4.
- Montenegro Á, Eby M, Weaver A J, et al. 2007. Response of a climate model to tidal mixing parameterization under present day and last glacial maximum conditions [J]. *Ocean Modell.*, 19 (3–4): 125–137, doi:10.1016/j.ocemod.2007.06.009.
- Munk W, Wunsch C. 1998. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing [J]. *Deep Sea Res. I: Oceanogr. Res. Papers*, 45 (12): 1977–2010, doi:10.1016/S0967-0637(98)00070-3.
- Osborn T R. 1980. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 10 (1): 83–89, doi:10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2.
- Simmons H L, Jayne Steven R, St. Laurent L C, et al. 2004. Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation [J]. *Ocean Modell.*, 6 (3–4): 245–263, doi:10.1016/S1463-5003(03)00011-8.
- Speer K G, Holfort J, Reynaud T, et al. 1996. South Atlantic heat transport at 11°S [M]//Wefer G, Berger W H, Siedler G, et al. *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. Berlin Heidelberg: Springer, 105–120, doi:10.1007/978-3-642-80353-6\_6.
- St. Laurent L C, Simmons H L, Jayne S R. 2002. Estimating tidally driven mixing in the deep ocean [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (23): 21-1–21-4, doi:10.1029/2002GL015633.
- Stommel H. 1961. Thermohaline convection with two stable regimes of flow [J]. *Tellus*, 13 (2): 224–230, doi:10.1111/j.2153-3490.1961.tb00079.x.
- Toggweiler J R, Samuels B. 1993. Is the magnitude of the deep outflow from the Atlantic Ocean actually governed by Southern Hemisphere winds [M]// Heimann M. *The Global Carbon Cycle*. Berlin Heidelberg: Springer, 303–331, doi:10.1007/978-3-642-84608-3\_13.