

于溢, 刘海龙, 林鹏飞, 等. 2018. 耦合模式中潮汐对北大西洋模拟的影响研究 [J]. 气候与环境研究, 23 (3): 259–267. Yu Yi, Liu Hailong, Lin Pengfei, et al. 2018. Influence of tidal forcing on North Atlantic simulation in a coupled climate model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (3): 259–267, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17063.

## 耦合模式中潮汐对北大西洋模拟的影响研究

于溢<sup>1</sup> 刘海龙<sup>2,3</sup> 林鹏飞<sup>2</sup> 兰健<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 中国海洋大学海洋与大气学院, 山东青岛 266003

<sup>2</sup> 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

<sup>3</sup> 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

**摘要** 将 8 个主要平衡分潮加入到耦合模式中, 对比研究潮汐对北大西洋模拟影响。由于潮汐的引入, 模式模拟 SST 在北大西洋中纬度区域偏差显著减小, 高纬度区域 SST 降温明显。SST 模拟的改变使潮汐试验的海表净热通量模拟误差下降了约 30%, 但高纬度海冰显著增加。模式中引入潮汐对北大西洋上层环流, 尤其是西边界流的路径模拟改进显著, 这是 SST 及海表净热通量模拟改变的主要原因。同时, 北大西洋上层和深层西边界流在潮汐的作用下, 都表现出环流减弱的特点, 这也使得大西洋经向翻转环流在 26.5°N 处上层 2 km 的输送减弱, 与观测数据更为接近。较弱的大西洋经向翻转环流导致海洋热量在中低纬度聚集而无法输送到高纬度区域, 这是造成潮汐试验模拟的海温在中低纬度偏高、高纬度偏低的原因, 较弱的热输送也同时导致了潮汐试验中北半球海冰面积增加。

**关键词** 引潮势 大西洋经向翻转环流 西边界流 耦合模式

**文章编号** 1006-9585 (2018) 03-0259-09

**中图分类号** P07

**文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17063

## Influence of Tidal Forcing on North Atlantic Simulation in a Coupled Climate Model

YU Yi<sup>1</sup>, LIU Hailong<sup>2,3</sup>, LIN Pengfei<sup>2</sup>, and LAN Jian<sup>1</sup>

<sup>1</sup> College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao, Shandong Province 266003

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

<sup>3</sup> University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** The eight main tide constituents have been implemented into a coupled climate model to investigate the influence of tidal forcing on North Atlantic simulation. When implementing the tidal forcing, the bias in SST simulation in the middle latitudes significantly reduces, and the simulated SST in high latitudes becomes cooler. The above changes in SST simulation lead to decrease by about 30% in the bias of simulated net sea surface heat flux with tidal forcing. However, the sea ice increases obviously. The pathway of North Atlantic circulations, especially the western boundary current has been simulated fairly better due to the tidal forcing. This is the major reason for the improvements of SST and net sea surface heat flux simulation. Transports of the upper North Atlantic and deep boundary current both decrease with tidal forcing. Compared with observation data, the transport of Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) in the tide experiment is captured well in the upper 2000 m at 26.5°N. The lower transport of AMOC leads to less poleward

**收稿日期** 2017-04-09; **网络预出版日期** 2017-05-27

**作者简介** 于溢, 男, 1988 年出生, 博士研究生, 从事潮汐数值模拟方面研究。E-mail: yuyiouc@gmail.com

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

**资助项目** 国家自然科学基金 41275084、41376019 和 41075059

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grants 41275084, 41376019, and 41075059)

heat transport with tidal forcing. This is the reason why temperature becomes warmer in the lower and middle latitudes and cooler in the high latitudes in the tide experiment. The sea ice also increases by 40% in the Northern Hemisphere.

**Keywords** Tidal forcing, Atlantic meridional overturning circulation, Western boundary current, Coupled model

## 1 引言

潮汐是驱动热盐环流的重要机械能来源之一 (Munk and Wunsch, 1998)。基于理论 (Munk and Wunsch, 1998)、卫星观测 (Egbert and Ray, 2003) 和数值模式 (Jayne and St. Laurent, 2001) 的研究发现, 潮汐可以为热盐环流提供大约 1 TW 机械能, 约占总机械能的一半。因此, 在海洋环流研究和海洋模式中考虑潮汐过程具有十分重要的意义。但是, 早期的海洋模式开发都将海洋潮汐过程与气候态环流分开研究。第一个海洋环流模式 (Bryan, 1969; Cox, 1984), 为了增加积分的时间步长, 使用“刚盖近似”方法滤去了包括潮汐在内的表面重力波。直到 1990 年代才有自由表面方案的引入模式 (Zhang and Liang, 1989; Killworth et al., 1991), 但是模式中依然不显式考虑潮汐过程。而且海洋模式中通过次网格过程引入潮致混合的贡献也是近几年的事情 (St. Laurent et al., 2002)。

自 2000 年以来, 有不少报道是将引潮势引入单独的海洋模式中 (Thomas et al., 2001; Schiller, 2004; Schiller and Fiedler, 2007; Müller et al., 2010)。这些研究集中在区域海洋环流上。如 Schiller (2004) 发现模式中引入引潮势可以改进印度尼西亚海区域的海表温度、盐度以及体积输送的模拟; Müller et al. (2010) 的分析发现潮汐对北大西洋湾流的路径有显著的改进, 而且环流的改进对整个北大西洋的气候都会有影响。Yu et al. (2016) 将 8 个主要平衡分潮加入到 LICOM 海洋模式中, 研究结果表明由于潮汐的加入, 垂直粘性和扩散有显著的增加, 同时会使得上层环流减弱, 深层环流略微加强。

Arbic et al. (2010) 第一次将潮汐过程显式加入到涡分辨率海洋模式中, 分析发现潮汐过程和大尺度环流、中尺度涡都存在强烈的相互作用。近几年相关的研究也不断地被报道, 如 Shriver et al. (2012) 基于这一模式系统评估了正压潮模拟能力以及内潮能量收支问题; Müller (2013) 研究发现涡分辨率海洋模式可以准确地捕捉到低频模态的内潮特征, 并且内潮模拟受季节变化影响显著; Buijsman et al. (2015) 研究结果表明正压潮能量转化率与内潮拖

曳方案的选取有关, 等等。但是, 这些研究主要集中在内潮模拟以及内潮能量收支问题的研究, 而关于潮汐对大尺度环流的研究相对较少。

本项研究是在 Yu et al. (2016) 的单独海洋模式的工作基础上进行的。由于单独海洋模式强迫场来自于观测, 海洋环流和温盐结构会受到强迫场的制约, 并不能完全真实反映出引潮力对气候系统的真实作用。为了更清晰地理解引潮力对于海洋环流的作用, 本文将引潮势加入到气候耦合模式 FGOALS-s2 中, 着重研究潮汐对于北大西洋温盐结构和环流模拟的影响。

## 2 模式介绍及引潮力方案引入

本文研究采用的耦合模式是 FGOALS-s2 (Bao et al, 2013; Lin et al, 2013), 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/IAP) 开发研制。FGOALS-s2 大气模块为 SAMIL2。水平分辨率为  $1.7^\circ(\text{纬度}) \times 2.8^\circ(\text{经度})$ , 垂直分层为 26 层 (Bao et al., 2010)。陆面模块采用 CLM3.0 模式, 水平分辨率与大气模块一致。海冰模块使用 CSIM5 (Briegleb et al., 2004)。FGOALS-s2 的海洋模式是 LICOM2.0, 也是由 LASG/IAP 开发研制。LICOM 海洋模式水平分辨率大约为  $1^\circ$ 。垂直方向分为 30 层, 其中上层 150 m 均匀分为 15 层。Liu et al. (2012) 对 LICOM2.0 海洋模式的模拟能力进行了系统评估, 模拟结果与观测具有较好的可比性。Yu et al. (2016) 将 8 个主要平衡潮加入到海洋环流模式 LICOM。

本文加入引潮势的方案是基于 Griffies (2009) 的工作。引潮力主要是在正压模块进行改进。改进后的海表面高度梯度项表达式如下:

$$\nabla z = \nabla[(1 - \alpha)\eta - (1 + k - h)\eta_{\text{tide}}], \quad (1)$$

其中,  $\eta$  代表海表面高度,  $\eta_{\text{tide}}$  代表平衡潮产生的海表面起伏。参数  $\alpha$  代表地球自吸引以及负荷潮产生的修正项 (Hendershott, 1972)。 $k$  和  $h$  代表固体地球对于引潮力的影响作用。基于 Griffies (2009) 的工作,  $\alpha=0.948$ 。 $1+k-h$  通常取为 0.7。本文采用了 8 个主要平衡分潮——分别为 4 个主要全日分潮 ( $K_1$ 、 $O_1$ 、 $P_1$  和  $Q_1$ ) 和 4 个主要半日分潮 ( $M_2$ 、 $S_2$ 、 $N_2$

和  $K_2$ )。全日分潮和半日分潮的表达形式如下:

$$\begin{cases} \eta_{\text{tide},n} = H_n \sin 2\phi \cos(\omega_n t + \lambda) & (\text{全日分潮}) \\ \eta_{\text{tide},n} = H_n \cos^2 \phi \cos(\omega_n t + 2\lambda) & (\text{半日分潮}) \end{cases} \quad (2)$$

其中,  $n$  代表分潮标号; 参数  $\lambda$  和  $\phi$  分别代表纬度和经度;  $H_n$  为分潮振幅,  $\omega_n$  为分潮频率,  $t$  为时间。8 个分潮的振幅和频率参照 Griffies (2009) 的工作选取。此外, 基于 Schiller and Fiedler (2007) 工作, 模式引入了潮汐耗散参数化方案, 从而对潮汐能量进行合理耗散。评估结果表明, LICOM 海洋模式可以准确地模拟各个分潮的振幅和迟角, 并且潮汐对于大尺度环流和温度盐度模拟有明显的影响 (Yu et al., 2016)。

本文共进行了两个试验, 一个是模式中加入引潮力的试验, 命名为潮汐试验; 另一个为不加入引潮力的试验, 命名为对照试验。是否加入潮汐过程是两组试验的唯一区别, 其他设置完全相同。两组试验初始海温和盐度使用年平均观测资料(WOA09; Locarnini et al., 2010)。两组试验共积分 200 年, 使用最后 20 年(181~200 模式年) 的平均结果研究潮汐对于北大西洋模拟影响。

### 3 模拟结果

#### 3.1 潮汐对温度与盐度模拟影响

图 1 展示了潮汐试验与对照试验模拟的北大西洋 SST 和海表面盐度 (sea surface salinity, SSS) 与 WOA09 观测数据的偏差。由于潮汐的引入, 模式模拟海水在北美沿岸出现了较为明显的暖而咸的偏差, 北大西洋中部 SST 则变冷 (图 1a 和 1c)。这与大多数气候耦合模式模拟的结果类似, 这一偏差产生的原因与湾流流动过强以及北大西洋环流极向输送减弱有关 (Danabasoglu et al., 2014)。两组试验模拟的 SST 在北大西洋都存在显著的冷偏差, 但是冷偏差中心位置有明显的不同。对照试验 SST 冷偏差出现在  $30^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$  的北大西洋西部 (图 1b), 而潮汐试验的冷偏差存在于  $50^\circ\text{N}$  以北 (图 1a)。与 SST 模拟偏差分布类似, 对照试验模拟的 SSS 在北美沿岸偏淡, 而潮汐试验偏咸。Yu et al. (2016) 评估了潮汐对于单独海洋模式模拟的影响。单独海洋模式两组试验模拟的 SST 和 SSS 差异的空间分布与耦合模式结果相似, 但是差异强度远小于耦合试验结果。尤其是潮汐试验高纬度的冷偏差在单独海洋模式中并不明显。这一结果说明无论是单独海洋模式还是耦合模式, 潮汐对于模式模拟的作用相似。

但由于单独海洋模式的短波辐射通量, 淡水通量以及风场为强迫场, 并且不包括海冰过程, 这都会约束两组试验的差异强度。

潮汐试验的北大西洋 SST 与观测数据均方根误差 (RMSE) 为  $2.24^\circ\text{C}$ , 模拟误差有所增加 (表 1)。模式模拟的 SST 与观测偏差具有明显的纬度分布特征。我们进一步计算了  $0^\circ \sim 45^\circ\text{N}$ 、 $45^\circ\text{N} \sim 90^\circ\text{N}$  两个纬度带的均方根误差 (表 1)。SST 均方根误差最大值存在于潮汐试验的高纬度区域 ( $3.98^\circ\text{C}$ ), 接近对照试验的两倍 ( $1.85^\circ\text{C}$ )。低纬度结果与高纬度正好相反, 由于潮汐的加入, 潮汐试验模拟的 SST 均方根误差下降了大约 10%。两个试验 SST 都表现出高纬度海域模拟偏差大于低纬度模拟偏差的特点。潮汐试验模拟的北大西洋 SSS 均方根误差为 0.81 psu, 相对于对照试验有略微的下降。与 SST 结果不同, 潮汐试验模拟的 SSS 与观测的 RMES 在高低纬度带都小于对照试验。并且两个试验在高低纬度带的模拟偏差没有显著差异。

表 1 北大西洋、北冰洋区域模式模拟 SST、SSS 与观测数据的均方根误差

Table 1 The root-mean-square error (RMSE) of SST and sea surface salinity (SSS) in the North Atlantic Ocean and Arctic Ocean compared to observation data

	RMSE (SST)/ $^\circ\text{C}$		RMSE (SSS)/psu	
	潮汐试验	对照试验	潮汐试验	对照试验
$0^\circ \sim 45^\circ\text{N}$	1.40	1.52	0.79	0.85
$45^\circ\text{N} \sim 90^\circ\text{N}$	3.98	1.85	0.88	0.90
$0^\circ \sim 90^\circ\text{N}$	2.24	1.60	0.81	0.86

由于潮汐过程的引入, 模式模拟的海表净热通量有了显著的改进 (图 2)。对照试验模拟的海表净热通量在  $40^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$  区域与观测数据 (NOC1.1a; Grist and Josey, 2003) 存在明显的偏差, 北美沿岸出现明显的正偏差, 最大偏差达到  $227.8 \text{ W/m}^2$ , 大西洋中部出现冷偏差。这一偏差产生的原因主要是由潜热通量偏差引起的 (图略)。我们推测北大西洋西边界流的改变造成对照试验模拟的 SST 在北美沿岸温度较低 (图 1b), 最终导致海表净热通量在北美沿岸释放较少, 在大西洋中部释放较多。具体物理机制将在下一节进行详细分析。这一区域的正负偏差在潮汐试验中明显减小。潮汐试验海表净热通量与观测数据的均方根误差为  $29.5 \text{ W/m}^2$ , 相对于对照试验有显著减少 (对照试验 RMSE 为  $43.1 \text{ W/m}^2$ )。潮汐试验中纬度海表净热通量的改进与 SST 在中纬度的改进具有一致性。

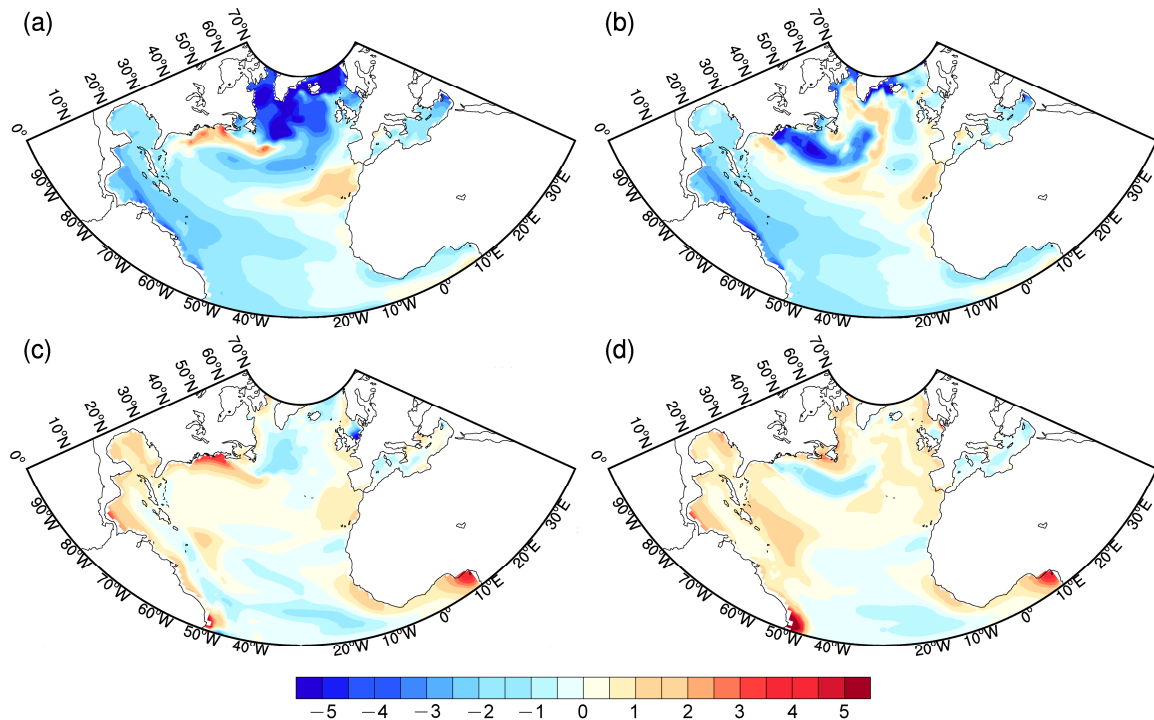


图1 潮汐试验(左列)与对照试验(右列)模拟(a、b) SST(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )和(c、d) SSS(单位: psu)与观测数据的偏差

Fig. 1 Biases of simulated SST from (a) Exp\_Tide and (b) Exp\_Control (units:  $^{\circ}\text{C}$ ) compared with observations; the biases of SSS from observations (c) Exp\_Tide and (d) Exp\_Control (units: psu)

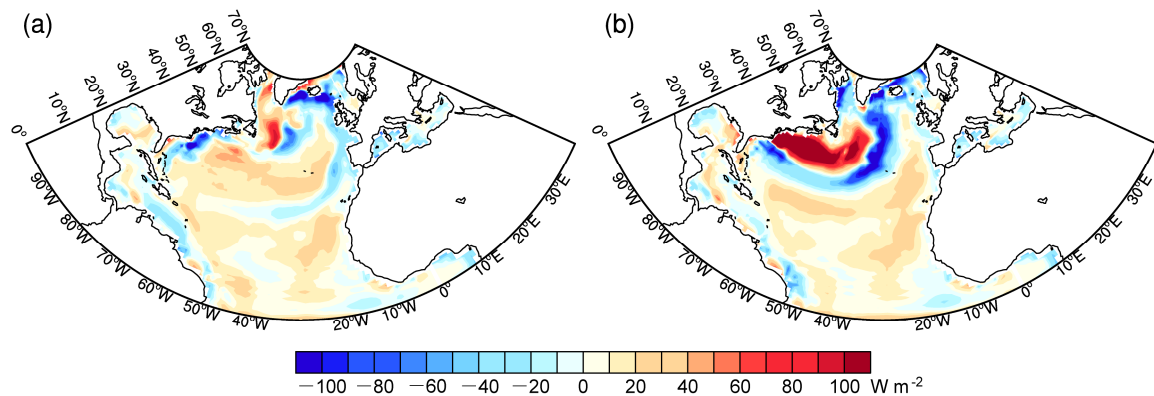


图2 (a) 潮汐试验与(b) 对照试验模拟的北大西洋海表净热通量与观测数据的偏差

Fig. 2 Biases of simulated net sea surface heat flux compared with observations in North Atlantic: (a) Exp\_Tide; (b) Exp\_Control

图3描述了两组试验模拟温度和盐度差异的纬向分布。由于潮汐的作用,海温在上层2 km、 $50^{\circ}\text{N}$ 以南有显著增温,潮汐试验增温的3个中心深度大约都在500 m,最大增温超过 $4^{\circ}\text{C}$ 。潮汐试验海温增暖的范围与北大西洋经向翻转环流(Atlantic meridional overturning circulation, AMOC)上层环流范围相似。这一结果表明,潮汐试验的增温可能与AMOC环流的变化有关,将在下一节进行详细的讨

论。由于潮汐的作用,海温在 $50^{\circ}\text{N}$ 以北以及2500 m以深变冷。最大的冷中心出现在上层1 km、 $50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 附近。在 $30^{\circ}\text{N}$ 、上层500 m也存在一个冷中心,但范围较小、强度较低。两组试验盐度模拟差异的纬向分布与海温差异分布基本类似,最大的区别是潮汐试验盐度在 $20^{\circ}\text{S}$ 、上层500 m区域明显偏小,这可能与这个区域降水增加有关。这一结果与单独海洋模式结果类似。但是单独海洋模式模拟的

盐度在高纬度上层海域为正偏差, 这可能与单独海洋模式不包括海冰模式有关。

图 4 展示了两组试验模拟的冬季北半球海冰密集度。由于潮汐的加入, 海冰面积明显增加, 尤其是在格陵兰岛的西南海域以及北欧海海域。潮汐试验冬季北半球的海冰面积为  $18.7 \times 10^6 \text{ m}^2$ , 比对照试验多了近 40%。这一结果与高纬度海温变冷现象相一致, 与大西洋经向翻转环流强度的改变有关。下面将着重分析潮汐对于北大西洋环流的影响。

### 3.2 潮汐对环流模拟影响

湾流及北大西洋环流 (North Atlantic Current, NAC) 可以将低纬度热量输送到高纬度, 对欧洲气候有着重要的作用。低分辨率海洋环流模式模拟的 NAC 运动路径具有很大的不确定性 (Talandier et al., 2014)。对照试验模拟的北大西洋环流在  $40^\circ\text{N}$  附近脱离北美沿岸, 转而向大西洋中部流动。NAC 形成的大浅滩 (Grand Banks) 东南部却出现了向南的流动, 这与观测结果差异显著 (图 5b)。NAC 在  $40^\circ\text{N}$  过早脱离北美沿岸导致对照试验模拟的海水在  $40^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$  大西洋西边界出现明显的 SST 负异常, SST 与观测的冷偏差最大达到  $5^\circ\text{C}$  (图 1b)。由于潮汐的加入, 模式模拟的北大西洋环流运动路径有了显著改进。湾流在大浅滩东南分为两支: 继续向北运动的 NAC 以及向东南运动的亚速尔环流 (图 5a)。由于环流路径的改进, 潮汐试验模拟的大西洋中纬度区域 SST 和海表净热通量模拟误差显著减小。但是由于潮汐的作用, 环流强度相对于对照试验显著偏弱。较弱的 NAC 流量导致输送到高纬度的热量减少, 从而造成潮汐试验高纬度 SST 偏低 (图 1a)。值得注意的是, 潮汐试验可以较好地模拟出向南的拉布拉多环流, 但对照试验拉布拉多海的环流却向北流动 (图 5), 因此对照试验拉布拉多海的 SST 偏高。

模式中引入潮汐不仅改进了上层环流路径, 深层环流的路径也同样得到改进 (图 6)。潮汐试验可以较为准确地模拟深海西边界流 (Deep Western Boundary Current, DWBC), DWBC 在高纬度拉布拉多海附近形成, 绕过大浅滩后继续沿着西边界地形向南传播, 而对照试验模拟的 DWBC 路径则与观测差距较大, 尤其是在  $50^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$  北美沿岸出现了向北的流动, 而且在  $30^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$  西边界环流流幅过宽。

上下两层环流的改变也体现在模拟的 AMOC

强度和结构的变化上 (图 7)。对照试验模拟的北大西洋深层水 (NADW) 流量最大值出现在  $1200 \text{ m}$ 、 $38^\circ\text{N}$  附近, 最大流量为  $29.7 \text{ Sv}$ 。加入潮汐之后, NADW 的最大值位置没有发生明显改变, 但是最大流量减小为  $21.5 \text{ Sv}$ , 相对于对照试验下降了大约 30%。AMOC 强度减弱导致向高纬度输送的热量减小, 这也是造成潮汐试验模拟的温度在中低纬度偏高、高纬度偏低的原因 (图 3a)。AMOC 流量零等值线可以代表 NADW 到达的深度, 潮汐试验和对照试验 NADW 的最大深度相似, 均为  $3300 \text{ m}$ 。然而仔细对比两个试验发现二者结构存在显著差异。对照试验的 AMOC 强度零等值线在  $40^\circ\text{N}$  附近急剧变浅, 到达  $50^\circ\text{N}$  位置深度只有不到  $2 \text{ km}$ , 而潮汐试验的零等值线在  $50^\circ\text{N}$  时仍然接近最深深度 ( $3 \text{ km}$ )。值得注意的是, 对照试验 NADW 的最大流量远大于潮汐试验。然而潮汐试验  $10 \text{ Sv}$  等值线更偏北, 可以达到  $60^\circ\text{N}$  附近, 对照试验  $10 \text{ Sv}$  等值线只能达到  $45^\circ\text{N}$  (图 7a 和 7b)。由于潮汐的作用, 与南极底层水 (Antarctic Bottom Water, AABW) 密切相关的底层环流也有了显著变化。潮汐试验出现了南北两个底层环流中心, 最大流量位置在  $20^\circ\text{N}$ , 流量为  $-8.1 \text{ Sv}$ 。对照试验的底层环流与潮汐试验结果相近, 但是最大值出现在  $12^\circ\text{S}$ , 北半球不存在明显的底层环流结构。

图 7c 定量分析了模式模拟 AMOC 与观测数据的差别。RAPID 观测数据在  $26.5^\circ\text{N}$  的最大流量为  $18.6 \text{ Sv}$ , 最大流量深度大约为  $1 \text{ km}$  (Cunningham et al., 2007)。两组试验模拟的 AMOC 最大流量深度与观测数据十分接近。然而对照试验 AMOC 最大流量比观测大了约 30%, 而潮汐试验与观测结果十分接近 ( $17.9 \text{ Sv}$ )。两组试验模拟的 NADW 深度相对于 RAPID 观测数据偏浅, 这与大多数模式模拟结果类似 (Danabasoglu et al., 2014)。模式模拟的 NADW 深度较浅这一现象可能与模式缺少北欧海溢流参数化方案有关 (Danabasoglu et al., 2010)。由于潮汐的加入, 模式模拟的 NADW 上层  $2 \text{ km}$  强度与 RAPID 观测数据基本一致。模式模拟的南极底层水 (AABW) 相对于观测数据深度范围偏大。观测数据的 AABW 的最大流量大约为  $2 \text{ Sv}$ , 深度为  $5 \text{ km}$ 。两组试验模拟则表现为流量偏大, 位置偏浅。由于潮汐的作用, 上层 AMOC 输送的减弱导致了大西洋经向热输送的减小 (图 8)。潮汐试验在  $26.5^\circ\text{N}$  处的经向热输送减少了大约 15%。

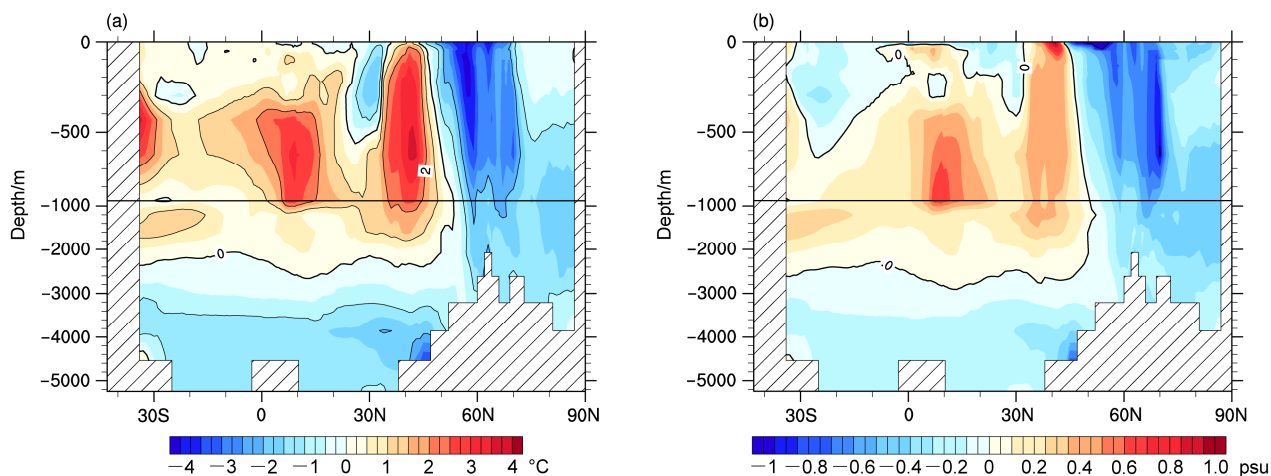


图3 潮汐试验与对照试验纬向平均的 (a) 海温和 (b) 盐度之差

Fig. 3 Differences in zonal average (a) sea temperature and (b) salinity between expts Exp\_Tide and Exp\_Control

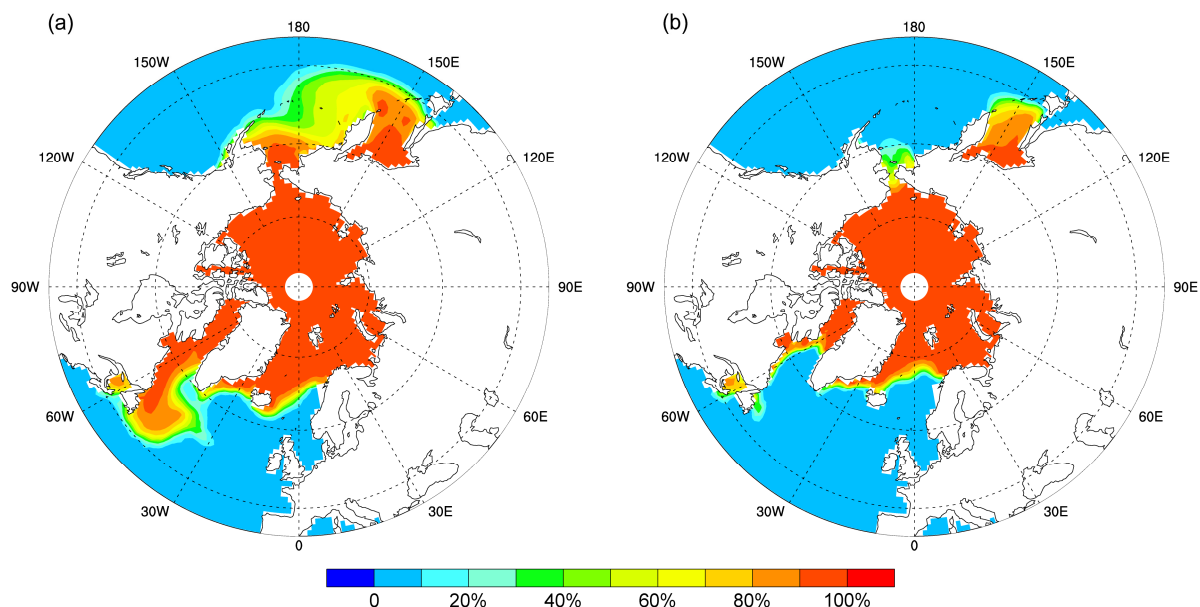


图4 (a) 潮汐试验与 (b) 对照试验模拟的北半球冬季海冰集中度

Fig. 4 Simulated sea ice concentration of the Northern Hemisphere in winter: (a) Exp\_Tide; (b) Exp\_Control

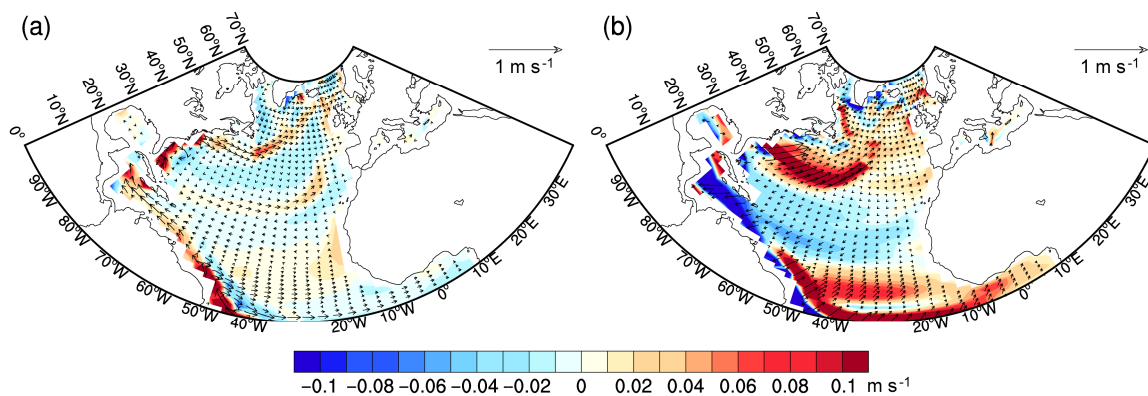


图5 (a) 潮汐试验与 (b) 对照试验模拟的海洋上层 0~500 m 深度平均环流 (填色为经向流速)

Fig. 5 Vertically averaged (0-500 m depth) currents and meridional velocities (shaded): (a) Exp\_Tide; (b) Exp\_Control



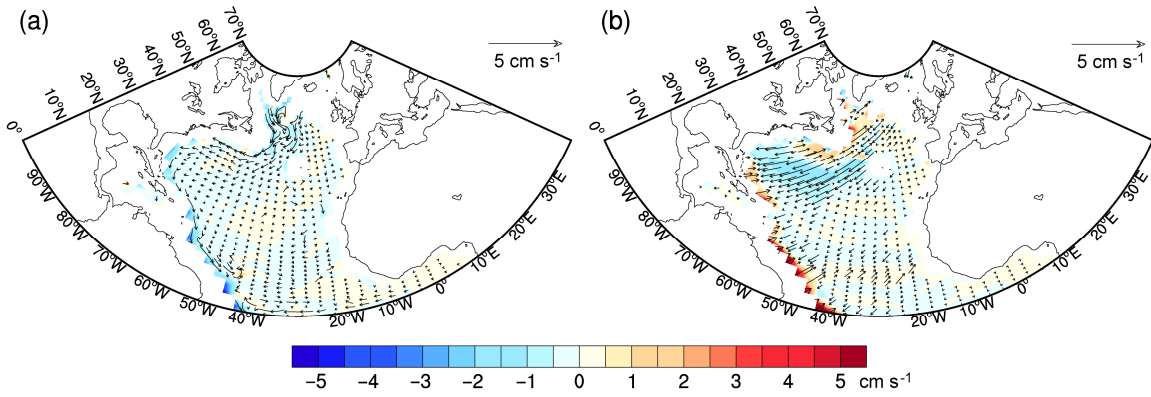


图6 (a) 潮汐试验与 (b) 对照试验模拟的海洋深层环流 (2~4 km 深度平均, 填色为经向流速)

Fig. 6 Vertically averaged (2-4 km depth) currents and meridional velocities (shaded): (a) Exp\_Tide; (b) Exp\_Control

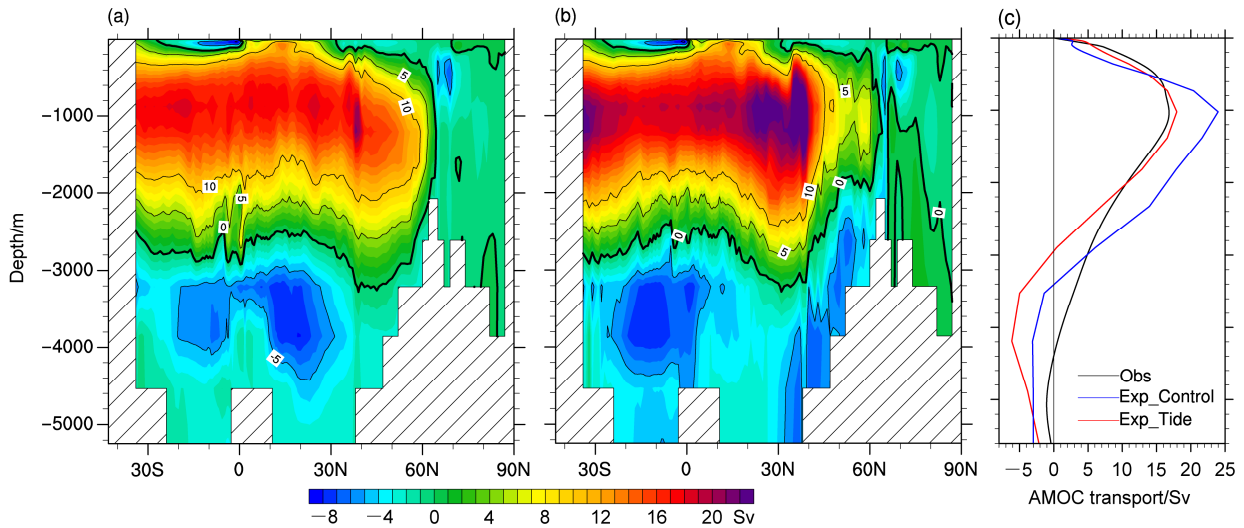


图7 (a) 潮汐试验与 (b) 对照试验模拟的大西洋经向翻转环流 (AMOC) 的流量; (c) 26.5°N 处 AMOC 流量的垂直廓线 (黑色、蓝色和红色实线分别对应着观测、对照试验和潮汐试验结果)

Fig. 7 The Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) transport simulated by (a) Exp\_Tide and (b) Exp\_Control; (c) vertical profiles of the AMOC transport at 26.5°N (black: observations; blue: Exp\_Control; red: Exp\_Tide)

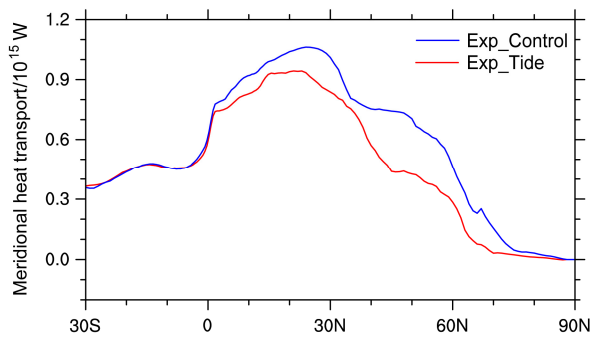


图8 模拟的大西洋经向热输送 (红色为潮汐试验, 蓝色为对照试验)

Fig. 8 The Atlantic meridional heat transport simulated by Exp\_Control (blue) and Exp\_Tide (red)

## 4 总结和讨论

基于一组数值试验模拟结果, 本文系统地评估了潮汐过程对北大西洋模拟的影响。潮汐的加入使得 SST 在北大西洋中纬度的偏差显著减小,  $0^{\circ} \sim 45^{\circ}\text{N}$  区域的均方根误差相对于对照试验下降了约 10%, 但高纬度区域 SST 偏差增大。潮汐试验模拟的 SSS 稍有改进, 但高低纬度偏差没有显著差异。引入潮汐后, 试验模拟的上层 2 km 海温在  $50^{\circ}\text{N}$  以南显著增温, 最大增温超过  $4^{\circ}\text{C}$ , 而  $50^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 、1 km 附近存在一个明显的冷中心。与 Yu et al. (2016) 的单独海洋结果比较, 引入潮汐耦合模式模拟的温

度和盐度的偏差略有增加,但空间分布与 Yu et al. (2016) 的结果十分类似。与此同时,潮汐试验的海表净热通量模拟也有了显著的改进,均方根误差减少了约 30%。海表净热通量模拟的改进主要与潜热通量模拟改进有关。由于潮汐的作用,模式模拟的 SST 在中纬度区域更加合理,这是海表净热通量模拟改进最主要的原因。但由于海温降低冬季海冰面积增加了大约 40%。

大西洋海温盐度模拟的改变主要是因为大西洋环流路径以及流量改变造成的。潮汐的作用使得北大西洋的上层和深层西边界的流有了明显的改变:一方面湾流和 NAC 在大浅滩附近的路径与观测更为符合,因此模式模拟 SST 在此区域改进较为明显;另一方面潮汐试验的环流输送明显降低,因此潮汐试验高纬度海温明显偏冷,而中低纬度显著偏暖。后者与 AMOC 强度明显减弱是一致的。与 26.5°N 的观测比较,潮汐试验 AMOC 在 26.5°N 处上层 2 km 的输送与观测数据更为接近,然而两组试验都存在 NADW 深度偏浅、深层环流流量偏大的误差。

与单独海洋模式结果类似,耦合试验的环流强度显著降低,这一现象与潮汐增强垂直黏性和混合有关系。然而,耦合试验结果与单独海洋模式结果也存在着显著差别。单独海洋模式中,潮汐试验模拟的 AMOC 强度减弱,但是 AMOC 的空间结构变化不明显,环流路径改变也不明显 (Yu et al., 2016)。这可能与单独海洋模式强迫场来自于观测,并且没有耦合海冰过程有关。然而,在耦合模式中,AMOC 的空间结构尤其是高纬度的空间结构变化明显,这也说明海—冰和海—气相互作用对 AMOC 模拟有重要影响。

潮汐的加入使海洋环流流量减弱也与模式引进的潮汐耗散方案有关。基于 Schiller and Fiedler (2007) 工作的潮汐耗散方案可能过强,对环流的减弱有一定的影响。因此,需要对耦合模式中潮汐耗散方案系数进行优化,或是引入更具有物理意义的内潮拖曳方案替代现有的潮汐耗散方案,如 Egbert et al. (2004) 的方案。本文研究发现,潮汐过程可以通过影响 SST 和 AMOC 进而对海表热通量有显著影响,这些过程必然对大气过程以及气候变率产生影响,这也是今后分析一个重要方向。

## 参考文献 (References)

Arbic B K, Wallcraft A J, Metzger E J. 2010. Concurrent simulation of the

- eddy general circulation and tides in a global ocean model [J]. *Ocean Modelling*, 32 (3–4): 175–187, doi: 10.1016/j.ocemod.2010.01.007.
- 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]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27 (5): 1131–1142, doi: 10.1007/s00376-010-9177-1.
- 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.
- 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 3 [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-463+STR, doi:10.5065/D6HH6H1P.
- Bryan K. 1969. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean [J]. *J. Comput. Phys.*, 4 (3): 347–376, doi: 10.1016/0021-9991(69)90004-7.
- Buijsman M C, Arbic B K, Green J A M, et al. 2015. Optimizing internal wave drag in a forward barotropic model with semidiurnal tides [J]. *Ocean Modelling*, 85: 42–55, doi: 10.1016/j.ocemod.2014.11.003.
- Cox M D. 1984. A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Technical Report [M]. USA: GFDL/Princeton University, 143–144.
- Cunningham S A, Kanzow T, Rayner D, et al. 2007. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5 degrees N [J]. *Science*, 317 (5840): 935–938, doi: 10.1126/science.1141304.
- Danabasoglu G, Large W G, Briegleb B P. 2010. Climate impacts of parameterized Nordic Sea overflows [J]. *J. Geophys. Res.*, 115: C11005, doi:10.1029/2010JC006243.
- Danabasoglu G, Yeager S G, Bailey D, et al. 2014. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states [J]. *Ocean Modelling*, 73: 76–107, doi: 10.1016/j.ocemod.2013.10.005.
- Egbert G D, Ray R D. 2003. Semi-diurnal and diurnal tidal dissipation from TOPEX/Poseidon altimetry [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (17): 1907, doi:10.1029/2003GL017676.
- Egbert G D, Ray R D, Bills B G. 2004. Numerical modeling of the global semidiurnal tide in the present day and in the last glacial maximum [J]. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 109 (C3): C03003, doi: 10.1029/2003JC001973.
- Griffies S M. 2009. Elements of mom4p1 [R]. GFDL Ocean Group Technical Report 6, 444.
- Grist J P, Josey S A. 2003. Inverse analysis adjustment of the SOC air–sea flux climatology using ocean heat transport constraints [J]. *J. Climate*, 16 (20): 3274–3295, doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<3274: IAAOTS>2.0.CO;2.
- Hendershott M C. 1972. The effects of solid earth deformation on global ocean tides [J]. *Geophysical Journal International*, 29 (4): 389–402, doi: 10.1111/j.1365-246X.1972.tb06167.x.
- Jayne S R, St. Laurent L C. 2001. Parameterizing tidal dissipation over rough topography [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (5): 811–814, doi: 10.1029/2000GL012044.
- Killworth P D, Webb D J, Stainforth D, et al. 1991. The development of a



- free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 21 (9): 1333–1348, doi: 10.1175/1520-0485(1991)021<1333: TDOAFS>2.0.CO;2.
- Lin P F, Liu H L, Yu Y Q, et al. 2013. 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.
- 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.
- Locarnini R A, Mishonov A V, Antonov J I, et al. 2010. World Ocean Atlas 2009, vol. 1: Temperature [M]// NOAA Atlas NESDIS68. U.S. Government Printing Office, 184pp.
- Müller M. 2013. On the space- and time-dependence of barotropic-to-baroclinic tidal energy conversion [J]. *Ocean Modelling*, 72: 242–252, doi: 10.1016/j.ocemod.2013.09.007.
- Müller M, Haak H, Jungclaus J H, et al. 2010. The effect of ocean tides on a climate model simulation [J]. *Ocean Modelling*, 35 (4): 304–313, doi: 10.1016/j.ocemod.2010.09.001.
- Munk W, Wunsch C. 1998. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45 (12): 1977–2010, doi: 10.1016/S0967-0637(98)00070-3.
- Schiller A. 2004. Effects of explicit tidal forcing in an OGCM on the water-mass structure and circulation in the Indonesian throughflow region [J]. *Ocean Modelling*, 6 (1): 31–49, doi: 10.1016/S1463-5003(02)00057-4.
- Schiller A, Fiedler R. 2007. Explicit tidal forcing in an ocean general circulation model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (3): L03611, doi: 10.1029/2006GL028363.
- Shriver J F, Arbic B K, Richman J G, et al. 2012. An evaluation of the barotropic and internal tides in a high-resolution global ocean circulation model [J]. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 117 (C10): C10024, doi:10.1029/2012JC008170.
- 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.
- Talandier C, Deshayes J, Treguier A M, et al. 2014. Improvements of simulated Western North Atlantic current system and impacts on the AMOC [J]. *Ocean Modelling*, 76: 1–19, doi: 10.1016/j.ocemod.2013.12.007.
- Thomas M, Sündermann J, Maier-Reimer E. 2001. Consideration of ocean tides in an OGCM and impacts on subseasonal to decadal polar motion excitation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (12): 2457–2460, doi: 10.1029/2000GL012234.
- Yu Y, Liu H L, Lan J. 2016. The influence of explicit tidal forcing in a climate ocean circulation model [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 35 (9): 42–50, doi: 10.1007/s13131-016-0931-9.
- Zhang X H, Liang X Z. 1989. A numerical world ocean general circulation model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 6 (1): 44–61, doi: 10.1007/BF02656917.