

黄新禹, 王彩霞, 魏吉林, 等. 耦合模式 FGOALS-g3 对全球海洋潮汐的模拟评估[J]. 海洋学报, 2024, 46(8): 63–73, doi:10.12284/hyxb2024091

Huang Xinyu, Wang Caixia, Wei Jilin, et al. An assessment of global ocean tide simulation by a coupled climate model FGOALS-g3[J]. Haiyang Xuebao, 2024, 46(8): 63–73, doi:10.12284/hyxb2024091

# 耦合模式 FGOALS-g3 对全球海洋潮汐的模拟评估

黄新禹<sup>1</sup>, 王彩霞<sup>1</sup>, 魏吉林<sup>2</sup>, 于子棚<sup>2</sup>, 田志伟<sup>1</sup>, 刘海龙<sup>2,3\*</sup>

(1. 中国海洋大学 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 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; 3. 崂山实验室, 山东 青岛 266237)

**摘要:** 潮汐在海洋能量的传递和混合过程中起着重要的作用, 为维持全球热盐环流提供了主要的能量, 影响着全球的海洋环流。此前已有工作在低分辨率的、单独的海洋模式中研究潮汐作用对海洋环流状态的敏感性, 为进一步研究潮汐作用对环流和气候状态的敏感性, 有必要将潮强迫引入到气候耦合模式中。本文成功地将 8 个主要平衡分潮显式地加入到耦合模式 FGOALS-g3 中, 并评估了其对全球海洋潮汐的模拟能力, 对于进一步研究潮汐对大尺度环流及气候状态的影响有重要意义。本文通过对模拟的海表面高度数据进行潮汐调和, 得到各个分潮的调和常数, 并将其与全球潮汐模型 TPX09 和 FES2014, 以及开放海洋潮汐数据集 st102 进行对比。结果表明, FGOALS-g3 耦合模式可以合理地模拟全球海洋中的正压潮, 模拟结果与潮汐模型和实测数据集相比均比较接近。与这两套全球潮汐模型相比, 均方误差均相对较小, 且误差大多分布在振幅较大的区域。与 st102 数据集相比, FGOALS-g3 模拟的 8 个主要分潮的平均振幅相对误差均在 10% 以内, 且总均方误差均小于 10 cm。

**关键词:** 正压潮; 耦合模式; 潮汐调和

中图分类号: P731.23

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2024)08-0063-11

## 1 引言

海洋中的跨密度面混合对于全球海洋内部的层化和经向翻转环流有着至关重要的作用。为了维持这种混合, 需要有持续的机械能供应<sup>[1-2]</sup>。潮汐是驱动热盐环流的重要机械能来源之一<sup>[3]</sup>。已有研究表明内潮的破碎是深海跨密度面混合所需能量的主要来源<sup>[4]</sup>, 而上层海洋垂向混合所需的能量主要是来自海表面风产生的内波破碎<sup>[5]</sup>。通过理论研究、观测数据和数值模式模拟的分析, 以往的研究表明, 潮汐可以提供大约 1 TW 的机械能来维持热盐循环, 约占总机械能的一半<sup>[3, 6-7]</sup>。因此, 在海洋模式和海洋环流的研

究中考虑潮汐过程具有十分重要的意义。

在早期海洋环流模式的研究中, 海洋潮汐过程是被忽略的。早期的海洋环流模式采用“刚盖近似”的方法来增加正压方程的积分时间步长, 以提高计算效率, 从而过滤掉了包括潮汐在内的重力波<sup>[8-9]</sup>。此后, 自由表面方案被引入到海洋模式中<sup>[10]</sup>, 但仍未考虑潮汐过程, 因为大多数研究的焦点一直是在时间尺度比潮汐更长的大尺度海洋环流的变化上。随着海洋环流理论的发展, 人们逐渐认识到潮汐对大尺度环流的重要性, 在过去的 20 年里, 开始逐渐考虑潮汐的影响。

通常有两种不同的方式将潮汐过程引入到海洋

收稿日期: 2024-01-18; 修订日期: 2024-07-30。

基金项目: 国家自然科学基金(41931182); 国家重点研发计划(2022YFC3104802)。

作者简介: 黄新禹(1999—), 男, 河南省许昌市人, 研究方向为海洋内潮数值模拟。E-mail: huangxinyu@stu.ouc.edu.cn

\* 通信作者: 刘海龙(1973—), 男, 山东省潍坊市人, 研究员, 主要从事海洋环流数值模拟。E-mail: lhl@lasg.iap.ac.cn

环流模式中:一种是隐式形式,另一种是显式形式。隐式形式是采用间接的参数化方案,而不是直接模拟潮汐本身。例如 Laurent 等提出的内潮引起的混合参数化,该参数化的引入增强了深海和沿海地区的海洋混合<sup>[11]</sup>。Laurent 等的混合方案是由 Simmons 等首次应用于低分辨率的海洋环流模式中,他们的结果表明,海洋温度和盐度的偏差显著减小<sup>[12]</sup>。Yu 等发现潮汐混合参数化方案对大西洋经向翻转环流强度的模拟有显著影响<sup>[13]</sup>。虽然已经有许多研究工作发现潮汐混合参数化对于改善海洋环流的模拟有重要影响<sup>[12-17]</sup>,但参数化方案中的不确定性仍然是一个问题。该参数化方案中某些系数的变化也会显著影响海洋模式模拟的结果<sup>[15]</sup>。这种参数化方案主要用于内潮生成,其造成的垂向混合是临时的,可以任意规定垂向衰减的指数<sup>[16]</sup>。

显式形式是直接将潮强迫加入到海洋环流模式的正压方程中。近几十年来,已经有许多研究工作是将显式的潮强迫引入到海洋环流模式中<sup>[13, 18-22]</sup>。例如 Arbicet 等首次报道了将潮汐显式引入到涡分辨率海洋环流模式中,使得潮汐和中尺度涡以及海洋环流之间相互作用的增强<sup>[23]</sup>。Shriver 等进一步评估了模式中正压潮和内潮的模拟<sup>[24]</sup>。Müller 等在涡分辨率的海洋模式中引入了显式的潮强迫,他们的研究不仅集中在潮汐和低频运动之间的相互作用上,而且还集中在评估内潮的模拟效果上<sup>[25]</sup>。Arbicet 等和 Müller 等的研究展示了他们对正压潮和内潮合理的模拟<sup>[23, 25]</sup>,在这之后有一些研究工作详细地分析了对模式模拟潮汐的能力的评估<sup>[24, 26]</sup>。

在我们此前的工作中, Yu 等在单独的低分辨率海洋模式中,引入了 8 个主要分潮的引潮势,对全球海洋潮汐的模拟进行了简单的评估,并重点研究了海洋模式中,全球海洋的温、盐状态及大尺度环流对于潮汐作用的敏感性<sup>[13]</sup>。他们发现考虑潮强迫的作用会增强全球海洋的垂向扩散,并使得深层环流有所增强。然而他们的工作仅考虑了海洋模式中潮汐作用的影响,而在全球范围上关于潮汐的模拟及其对全球气候模拟的影响的工作仍然相对较少,所以,我们有必要在气候耦合模式中,引入潮强迫,研究潮汐作用对大尺度环流以及全球海洋和大气状态的影响。然而,能够合理地将引潮势加入到模式中,并使得模式能够合理地模拟全球海洋的潮汐情况,是做好我们未来工作的关键之处和首要任务。

本文的主要目的是将 8 个主要平衡分潮的引潮势加入到耦合模式 FGOALS-g3 中,通过与潮汐模型

和观测数据进行对比,在全球范围上评估模式对全球海洋正压潮的模拟能力。本文的结构如下:第 2 节详细介绍了本文采用的模式、引入潮强迫的方法、数值试验设计。第 3 节中描述了本研究中数值试验的评估结果。第 4 节提供了本文的结论和相关讨论。

## 2 模式、方法及试验介绍

### 2.1 模式

本文研究所采用的模式是耦合模式 FGOALS-g3<sup>[27]</sup>。FGOALS-g3 由大气、海洋、陆地和海冰分量模式组成。其中大气模式 GAMIL3 与陆面模式 CAS-LSM 都是建立在 2°水平分辨率的直线坐标上<sup>[28-29]</sup>。海洋模式是采用的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 LICOM3 版本,网格是拥有着 360 × 218 个网格单元的三级网格,即水平分辨率接近 1°,在垂向上具有 30 个分层,其中海洋上层 150 m 均匀分为 15 层,从 150 m 以深到 5 600 m 之间分为 15 层,水深数据来源于 ETOPO2<sup>[30]</sup>。海冰模式 CICE4 使用与 LICOM3 相同的网格。所有的分量模式通过来自 NCAR 的 CPL7 通量耦合器(Flux Couple version 7)相互联系<sup>[31]</sup>。FGOALS-g3 模式是 CMIP 6 全耦合气候系统模式之一,已被用于当今气候、古气候和未来气候预测的研究<sup>[32-36]</sup>。

### 2.2 正压潮的模拟

如何在气候模式中模拟出正确的正压潮是本文的关键。本文引入潮强迫的方案是基于 Griffies 等<sup>[37]</sup>和 Yu 等<sup>[13]</sup>的工作,将八大平衡分潮的引潮势加入到 LICOM3 的正压方程中,正压方程中的海表面高度梯度项修正为如下形式:

$$\nabla \left[ (1 - \alpha) \eta - (1 + k - h) \eta_{\text{et}} \right], \quad (1)$$

式中,  $\eta$  是海表面高度;  $\eta_{\text{et}}$  代表平衡潮产生的海表面起伏; 参数  $\alpha$  代表海洋潮汐对自吸引和负载(self-attraction and loading, SAL)响应的修正<sup>[38]</sup>; 参数  $k$  和  $h$  是勒夫数,代表固体地球在潮强迫作用下变形导致的海洋潮汐的减小。在本研究中,这两项参数都依据 Griffies 等的工作取为常数:  $\alpha$  取为 0.948,  $1 + k - h$  取为 0.7<sup>[37]</sup>。  $\eta_{\text{et}}$  项选取了四大主要全日分潮( $K_1$ ,  $O_1$ ,  $P_1$  和  $Q_1$ ) 和四大主要半日分潮( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$  和  $K_2$ ), 第  $n$  个全日分潮和半日分潮的表达式如下:

$$\eta_{\text{et},n} = H_{1n} \sin 2\varphi \cos(\omega_{1n}t + \lambda) + H_{2n} \cos^2 \varphi \cos(\omega_{2n}t + 2\lambda), \quad (2)$$

式中,  $\lambda$  和  $\varphi$  分别代表经度和纬度;  $n$  取值为 1 到 8, 代表分潮的标号。当  $n$  取值为 1~4 时,  $\eta_{\text{et},n}$  分别代表

4个全日分潮( $K_1, O_1, P_1, Q_1$ )产生的海表面起伏,此时 $H_{11}$ 、 $H_{12}$ 、 $H_{13}$ 和 $H_{14}$ 分别取值为0.141 6 m、0.100 7 m、0.046 8 m和0.019 3 m,而 $H_{2n}$ 为0;当 $n$ 取值为5~8时, $\eta_{et,n}$ 分别代表4个半日分潮( $M_2, S_2, N_2, K_2$ )产生的海表面起伏,此时 $H_{21}$ 、 $H_{22}$ 、 $H_{23}$ 和 $H_{24}$ 分别取值为0.242 3 m、0.112 7 m、0.046 4 m和0.030 7 m,而 $H_{1n}$ 为0。

在以往正压过程和斜压过程相组合的模式中,普遍存在高估潮汐能量以及潮汐振幅均方根误差较大的问题。针对这些问题,我们在 FGOALS-g3 的海洋分量模式 LICOM3 中引入了 Schiller 和 Fiedler 的底摩擦方案,采用二次参数化形式来表达海底地形对内潮的耗散效应<sup>[20]</sup>,其表达式为

$$\tau_b^{(x,y)} = \rho_0 C_D U u, \quad (3)$$

式中, $\rho_0$ 为参考密度, $U$ 为底边界层速度的大小, $u$ 为底边界层的水平速度矢量。 $C_D$ 为可调参数,通常取为全球均一的常数(0.002 5)。此外,为了更加合理地表达在开阔大洋中潮汐的耗散机制,我们在 LICOM3 模式中进一步引入了 Jayne 和 St. Laurent 提出的内潮拖曳方案,其表达式为: $C_i \kappa h^2 N u$ ,其中, $\kappa$ 和 $h$ 表示地形粗糙度的波数和振幅尺度, $N$ 表示浮力频率, $u$ 表示水平速度矢量, $C_i$ 为可调参数(通常取值为0.5)<sup>[7]</sup>。

### 2.3 试验设计与数据介绍

本文采用 FGOALS-g3 模式进行了一组引入潮强迫方案的试验,边界条件采用 CMIP6 的标准工业革命前边界条件<sup>[39]</sup>。试验的海洋初始场是从 PHC3.0 温盐场开始,大气的初始状态则来自 Li 等的 AMIP 试验<sup>[27]</sup>。在模式运行第 900 个模式年后加入潮强迫,继续运行了 61 a,其中前 60 a 为月平均输出,第 61 年为逐小时输出,以用作本文 FGOALS-g3 试验模拟潮能力的评估分析。关于本文数值模拟试验所引入的强迫场,除了在模式运行第 900 年引入潮强迫外,其他所有的外强迫保持标准的工业革命前(Pre-Industrial, PI)试验设置,不随年份变化,温室气体浓度、臭氧浓度、土地利用变化、平流层气溶胶、火山活动和太阳辐照度,均是在模拟试验最开始运行时加入,且随着试验的运行固定使用工业革命前(1850年)的边界条件均不随年份变化<sup>[27, 39]</sup>。而海洋模式的外强迫来自大气模式,包括热通量、淡水通量和动量通量,每一个耦合时间步都有变化。

本文同时采用了两套全球潮汐模型(TPX09 和 FES2014)以及开放海洋潮汐数据集 st102 用于评估 FGOALS-g3 对正压潮的模拟。其中 TPX09 是来自卫星高度计约束的正压潮流体力学模式的同化数

据<sup>[40]</sup>, FES2014 是法国国家空间研究中心 CNES 推出的全球潮汐模型<sup>[41]</sup>,本文将这两套模型均插值到与 FGOALS-g3 相同的水平分辨率上,从而对 FGOALS-g3 结果进行评估。st102 数据是一个全球开放大洋潮汐数据集<sup>[42]</sup>,其包含全球开放海洋中 102 个验潮站的实测数据,代表着海洋中潮汐的真实情况,经常被用于潮汐数值模拟的验证<sup>[43]</sup>。

## 3 结果

### 3.1 FGOALS-g3 与 TPX09

本文首先对 FGOALS-g3 模拟的逐小时的海表面高度数据进行潮汐调和,以得到各主要分潮的振幅和迟角,并与全球潮汐模型 TPX09 和 FES2014 资料进行对比<sup>[40-41]</sup>。在本文中,我们主要关注 8 个主要分潮中的最大的全日分潮  $K_1$  和最大的半日分潮  $M_2$  的振幅和迟角。为了定量地比较 FGOALS-g3 相比于这两套潮汐模型对潮汐的模拟,我们根据 Arbic<sup>[44]</sup> 计算了均方误差:

$$\text{Total error}^2 = \left[ \frac{1}{2} (A_{\text{FGOALS-g3}} - A_{\text{data}})^2 \right] + \left[ A_{\text{FGOALS-g3}} A_{\text{data}} (1 - \cos(\varphi_{\text{FGOALS-g3}} - \varphi_{\text{data}})) \right], \quad (4)$$

式中, $A_{\text{FGOALS-g3}}$ 和 $A_{\text{data}}$ 分别是 FGOALS-g3 模拟的分潮振幅和潮汐模型(TPX09/FES2014)的振幅; $\varphi_{\text{FGOALS-g3}}$ 和 $\varphi_{\text{data}}$ 分别是 FGOALS-g3 模拟的分潮迟角和潮汐模型(TPX09/FES2014)的迟角。各分潮的总均方误差可以分为振幅误差和振幅加权的迟角误差(简称迟角误差);振幅误差是公式(4)右侧的第1项,迟角误差是公式(4)右侧的第2项。

图 1 展示了 TPX09、FES2014 和 FGOALS-g3 模拟的  $M_2$  和  $K_1$  分潮的振幅和迟角的空间分布,并绘制了无潮点的位置。我们发现在本文所采用的分辨率下,TPX09 和 FES2014 模型在开阔大洋中的空间分布是接近的,只是在中心强度上有差异。FGOALS-g3 模拟的全球海洋  $M_2$  和  $K_1$  分潮振幅、迟角和无潮点系统在开阔大洋中的主要分布情况与这两套潮汐模型的结果均比较接近,但是在一些海域上  $M_2$  和  $K_1$  分潮振幅的强度和无潮点系统的分布仍有一定差异。此外,我们根据公式(4)分别计算了 FGOALS-g3 相比于 TPX09 和 FES2014,模拟的  $M_2$  和  $K_1$  分潮的振幅误差、迟角误差和总均方误差以及全球平均振幅,分别在表 1 和表 2 中列出。

对于  $M_2$  分潮(图 1a-c), FGOALS-g3 模拟的  $M_2$  分潮的全球平均振幅(31.66 cm)小于 TPX09(34.84 cm)

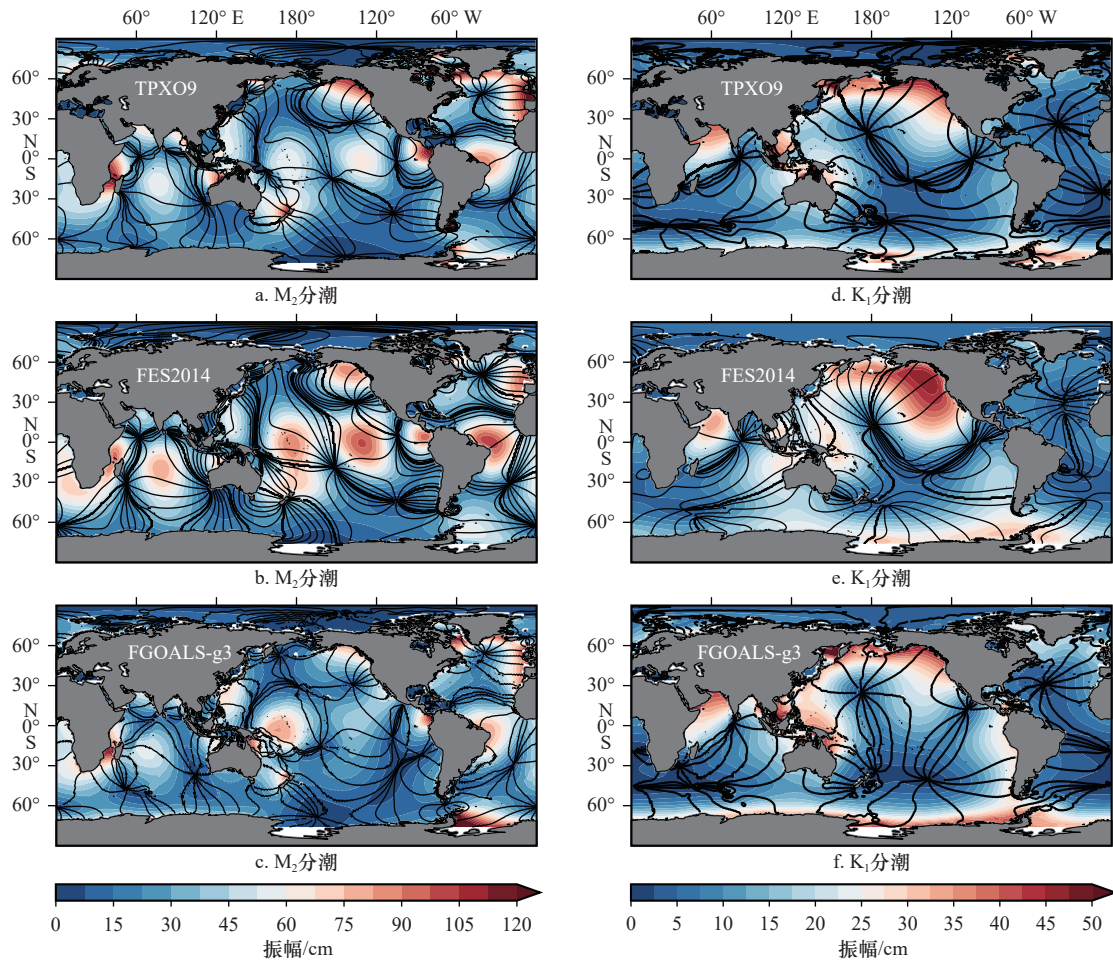


图1 TPXO9、FES2014和FGOALS-g3试验  $M_2$  分潮和  $K_1$  分潮的振幅和迟角的空间分布

Fig. 1 Spatial patterns of the amplitude and phase of the  $M_2$  and  $K_1$  constituents for TPXO9, FES2014 and FGOALS-g3

图中  $M_2$  分潮 (a-c) 和  $K_1$  分潮 (d-f) 的等值线间隔分别为  $30^\circ$  和  $60^\circ$

The lines of the constant phase are plotted every  $30^\circ$  for  $M_2$  (a-c) and every  $60^\circ$  for  $K_1$  (d-f)

表1 TPXO9和FGOALS-g3模拟的八大分潮的全球平均振幅, 以及FGOALS-g3相比于TPXO9的振幅误差、迟角误差和总均方误差

Table 1 Global mean values of the amplitudes of the eight tidal constituents for TPXO9 and FGOALS-g3, and the amplitude, phase, and total errors of the eight tidal constituents for FGOALS-g3 compared with TPXO9

|                    | $M_2$ | $S_2$ | $N_2$ | $K_2$ | $K_1$ | $O_1$ | $P_1$ | $Q_1$ |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 平均振幅(TPXO9)/cm     | 34.84 | 13.55 | 7.41  | 3.80  | 11.73 | 8.12  | 3.66  | 1.69  |
| 平均振幅(FGOALS-g3)/cm | 31.66 | 13.07 | 7.28  | 3.50  | 13.78 | 13.00 | 4.28  | 2.74  |
| 振幅误差/cm            | 7.40  | 3.25  | 1.39  | 0.97  | 2.83  | 3.86  | 0.87  | 0.89  |
| 迟角误差( $^\circ$ )   | 8.79  | 3.52  | 1.97  | 0.99  | 3.27  | 2.30  | 1.01  | 0.43  |
| 总均方误差/cm           | 12.79 | 5.31  | 2.67  | 1.53  | 4.83  | 4.89  | 1.49  | 1.08  |

(表1)和FES2014(35.88 cm)(表2)。TPXO9的振幅较大值主要分布在大陆或岛屿的边缘地区,例如阿拉斯加海湾、北大西洋、澳大利亚西北部及威德尔海等海域,而FES2014的  $M_2$  分潮振幅较大值除了分布在上述近岸浅海地区,也分布在东、西太平洋中部海

域,以及印度洋中部海域。对于  $M_2$  分潮,FGOALS-g3模拟的振幅分布情况与TPXO9近似,振幅较大值主要也分布在北大西洋、威德尔海及澳大利亚西北部海域,并且除了在威德尔海振幅相对较大外,在其他区域均相对较小,这也是全球平均振幅相比TPXO9

表 2 FES2014 和 FGOALS-g3 模拟的八大分潮的全球平均振幅, 以及 FGOALS-g3 相比于 FES2014 的振幅误差、迟角误差和总均方差

Table 2 Global mean values of the amplitudes of the eight tidal constituents for FES2014 and FGOALS-g3, and the amplitude, phase, and total errors of the eight tidal constituents for FGOALS-g3 compared with FES2014

|                    | $M_2$ | $S_2$ | $N_2$ | $K_2$ | $K_1$ | $O_1$ | $P_1$ | $Q_1$ |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 平均振幅(FES2014)/cm   | 35.88 | 14.24 | 7.49  | 3.97  | 14.20 | 10.43 | 4.15  | 1.96  |
| 平均振幅(FGOALS-g3)/cm | 31.66 | 13.07 | 7.28  | 3.50  | 13.78 | 13.00 | 4.28  | 2.74  |
| 振幅误差/cm            | 11.17 | 4.15  | 1.69  | 1.02  | 5.11  | 2.97  | 0.85  | 0.43  |
| 迟角误差/cm            | 8.94  | 3.92  | 1.62  | 1.23  | 5.32  | 3.06  | 0.95  | 0.40  |
| 总均方误差/cm           | 14.31 | 5.71  | 2.34  | 1.60  | 7.38  | 4.26  | 1.27  | 0.59  |

和 FES2014 较小的原因。 $M_2$  分潮的迟角与 TPXO9 和 FES2014 在一些地区是有差异的, 例如西北太平洋和印度洋南部, 使得这些海域的无潮点分布略有差异。

与  $M_2$  分潮不同, FGOALS-g3 模拟的  $K_1$  分潮的全球平均振幅 (13.78 cm) 大于 TPXO9 (11.73 cm) (表 1), 小于 FES2014 (14.20 cm) (表 2)。TPXO9、FES2014 和 FGOALS-g3 模拟的  $K_1$  分潮 (图 1d-f) 振幅的较大值均主要分布在北太平洋、南极大陆沿岸和印度尼西亚附近, 但是从振幅强度的空间分布来看, FGOALS-g3 模拟的  $K_1$  分潮的振幅在南极大陆周围特别强, FES2014 的振幅在北太平洋的大部分海域都明显强于 TPXO9 和 FGOALS-g3, 这也是造成 FGOALS-g3 模拟的  $K_1$  分潮全球平均振幅比 TPXO9 更大, 比 FES2014 更小的原因。此外, FGOALS-g3 模拟的无潮点位置与 TPXO9 和 FES2014 在除了南太平洋之外的全球海域是近似一致的。

从 FGOALS-g3 与 TPXO9 和 FES2014 的定量对比 (表 1 和表 2) 中可以看到, FGOALS-g3 模拟的 8 个主要分潮相比于 TPXO9 的均方误差相对更小, 尤其是对于  $M_2$  分潮和  $K_1$  分潮, 所以我们接下来进一步观察了 FGOALS-g3 相比于 TPXO9, 模拟的  $M_2$  和  $K_1$  分潮的振幅误差、迟角误差和总均方误差的值和空间分布 (图 2)。我们发现  $M_2$  和  $K_1$  分潮的总均方误差的分布表现出与振幅较大值分布相似的特征 (图 1), 总均方误差的大值基本都位于振幅的大值区域处。

对于  $M_2$  分潮 (图 2a-c), FGOALS-g3 相对于 TPXO9 的全球平均总均方误差为 12.79 cm, 其中振幅误差为 7.40 cm, 迟角误差为 8.79 cm (表 1)。可见, 迟角误差占了相对较大的比例。从空间分布的角度来看,  $M_2$  分潮总均方误差的较大值出现在北大西洋、澳大利亚北部、非洲东南部和威德尔海附近, 这些区域同样也是  $M_2$  分潮振幅较大值所在的区域 (图 1)。在总

均方误差较大的区域, 振幅误差和迟角误差都很大, 但迟角误差要更大一些。

对于  $K_1$  分潮 (图 2d-f), FGOALS-g3 相对于 TPXO9 的全球平均总均方误差为 4.83 cm, 其中振幅误差为 2.83 cm, 迟角误差为 3.27 cm (表 1)。与  $M_2$  分潮相同, 模拟的  $K_1$  分潮的迟角误差也对总均方误差的贡献最大。从空间分布的角度来看,  $K_1$  分潮总均方误差的较大值主要出现在北太平洋、巴拿马海道和南大洋附近。其中总均方误差较大的北太平洋和巴拿马海道区域, 主要是由迟角误差引起的; 而在总均方误差较大的南大洋附近, 振幅误差和迟角误差都很大, 但振幅误差要更大一些。

除了  $M_2$  和  $K_1$  分潮, 我们还定量比较了 FGOALS-g3 对其余 6 个分潮 ( $O_1$ 、 $P_1$ 、 $Q_1$ 、 $S_2$ 、 $N_2$  和  $K_2$ ) 的模拟, 计算了其相对于 TPXO9 和 FES2014 相比的振幅误差、迟角误差和总均方误差, 以及这 8 个主要分潮的全球平均振幅 (表 1 和表 2)。我们发现 FGOALS-g3 模拟的八大分潮的全球平均振幅与 TPXO9 和 FES2014 都较为相似。TPXO9 中  $K_1$ 、 $O_1$ 、 $P_1$ 、 $Q_1$ 、 $M_2$ 、 $S_2$ 、 $N_2$  和  $K_2$  分潮的全球平均振幅分别为 11.73 cm, 8.12 cm, 3.66 cm, 1.69 cm, 34.84 cm, 13.55 cm, 7.41 cm 和 3.80 cm, FES2014 中这 8 个分潮的全球平均振幅分别为 14.20 cm, 10.43 cm, 4.15 cm, 1.96 cm, 35.88 cm, 14.24 cm, 7.49 cm 和 3.97 cm, 其在 FGOALS-g3 的模拟中分别为 13.78 cm, 13.00 cm, 4.28 cm, 2.74 cm, 31.66 cm, 13.07 cm, 7.28 cm 和 3.50 cm。值得注意的是, FGOALS-g3 模拟的 4 个半日分潮 ( $M_2$ 、 $S_2$ 、 $N_2$ 、 $K_2$ ) 的平均振幅均略小于 TPXO9, 模拟的 4 个全日分潮 ( $K_1$ 、 $O_1$ 、 $P_1$ 、 $Q_1$ ) 的平均振幅均略大于 TPXO9 (表 1), 并且 FGOALS-g3 模拟的 4 个半日分潮的平均振幅也均略小于 FES2014, 模拟的 3 个全日分潮 ( $O_1$ 、 $P_1$ 、 $Q_1$ ) 的平均振幅也均略大于 FES2014 (表 2), 这说明 FGOALS-g3 对半日分潮振幅的模拟可能

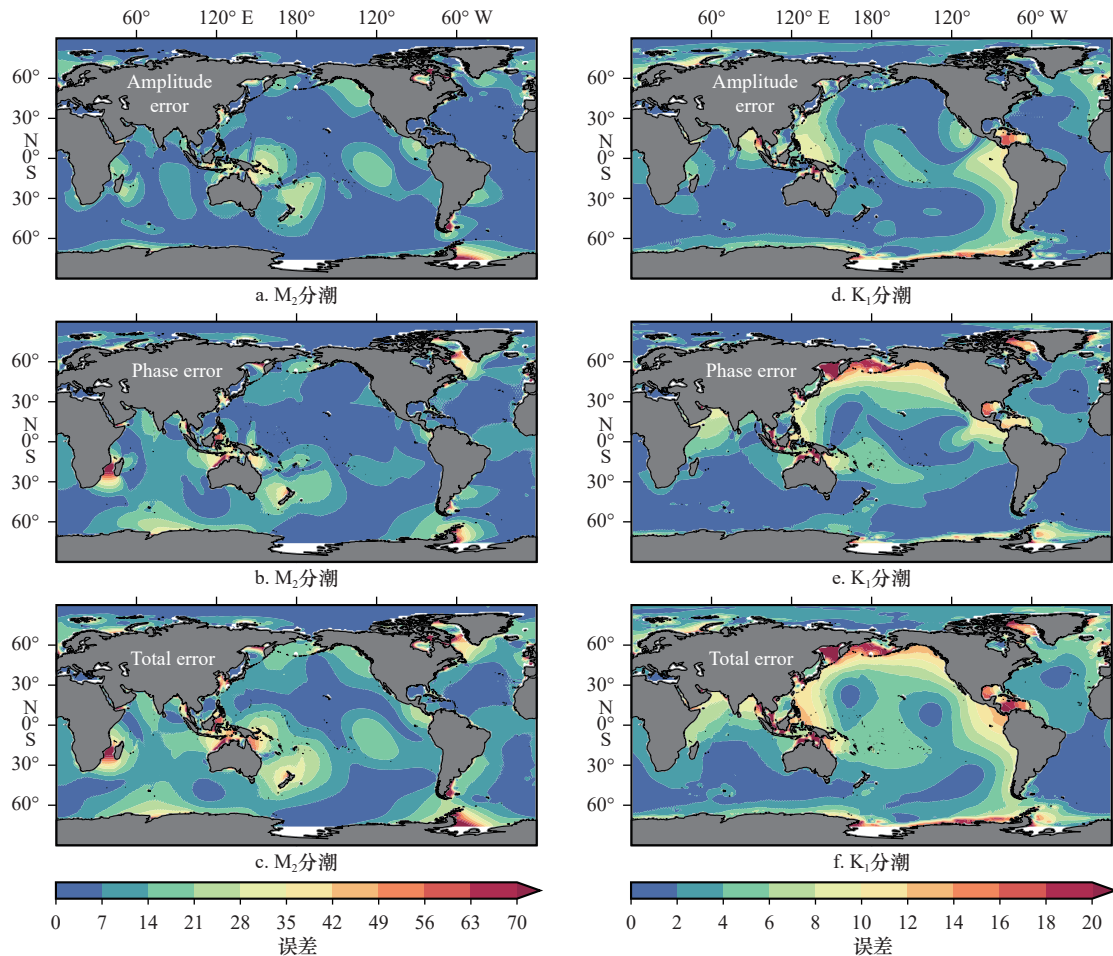


图2 FGOALS-g3 相比于 TPX09 的  $M_2$  分潮和  $K_1$  分潮的均方误差

Fig. 2 Errors of the simulated  $M_2$  constituent (a–c) and  $K_1$  constituent (d–f) relative to TPX09 in FGOALS-g3

a, d. 振幅误差; b, e. 迟角误差; c, f. 总均方误差

a, d. Amplitude error; b, e. phase error; c, f. total error

略微偏小, 而对全日分潮振幅的模拟可能略微偏大。

最重要的是, 与全球潮汐模型 TPX09 和 FES2014 相比, FGOALS-g3 模拟的八大分潮的振幅误差、迟角误差和总均方误差均比较小, 其中相比于 TPX09 的  $M_2$  分潮的振幅误差、迟角误差和总均方误差仅为 7.40 cm, 8.79 cm 和 12.79 cm,  $K_1$  分潮的振幅误差、迟角误差和总均方误差分别为 2.83 cm, 3.27 cm 和 4.83 cm, 相比于 FES2014 的  $M_2$  分潮的振幅误差、迟角误差和总均方误差仅为 11.17 cm, 8.94 cm 和 14.31 cm,  $K_1$  分潮的振幅误差、迟角误差和总均方误差分别为 5.11 cm, 5.32 cm 和 7.38 cm。这个结果与 Shriver 等<sup>[24]</sup>, Yu 等<sup>[13]</sup> 和 Jin 等<sup>[22]</sup> 的结果相比要更好一些。

### 3.2 大、小潮的模拟

全球海洋的潮汐会随着太阳、月球和地球的相对位置而变化。当太阳、月球和地球在一条直线上时, 地球上的潮汐最强, 此时的潮汐状态被称为大潮; 当

太阳与地球之间的连线和月球与地球之间的连线的夹角是直角时, 潮汐相对较弱, 此时的潮汐状态被称为小潮。

图 3 展示了由 FGOALS-g3 的潮强迫方案计算出的大潮和小潮潮高日变化的空间分布, 其中大(小)潮相邻两幅图的时间间隔为 6 h。可以发现大潮和小潮的潮高振幅存在明显的差异。大潮期间的最大潮高可达 40 cm 以上, 而小潮期间的最大潮高仅在 15 cm 左右。值得关注的是, 模拟的大潮和小潮均有显著的日变化特征, 并且呈现出较大的纬向变化, 其相位在纬向上以正-负-正-负的模式由东向西移动。这与 Jin 等文章中的 Exp1 的结果是近似一致的<sup>[22]</sup>, 并且与海洋中潮汐的实际情况也是相一致的。

### 3.3 FGOALS-g3 与观测数据 st102

为了进一步评估 FGOALS-g3 对全球海洋中八大分潮的模拟情况, 我们将其与全球开放大洋潮汐数据

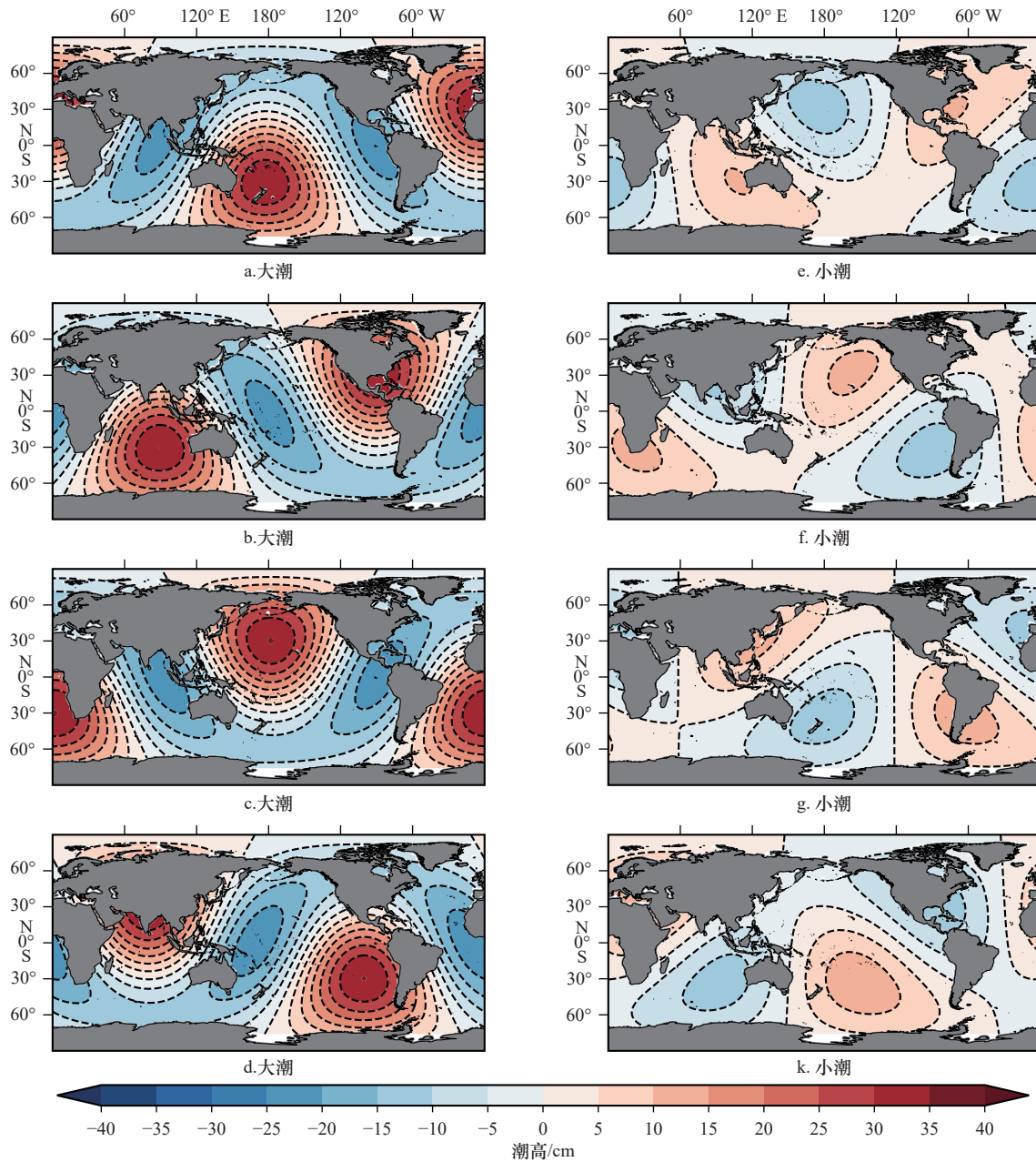


图3 FGOALS-g3 的潮汐模式模拟的大潮和小潮的空间分布

Fig. 3 Spatial patterns of the spring tides and neap tides for the FGOALS-g3 tidal module

每列中相邻两幅图的时间间隔为 6 h

The interval between the rows is 6 h

集 st102 数据进行了对比验证<sup>[42]</sup>,其包含全球开放海洋中 102 个验潮站的实测数据,代表着海洋中潮汐的真实情况,经常被用于潮汐数值模拟的验证<sup>[43]</sup>。我们首先对比了 st102 和 FGOALS-g3 在这 102 个站点处对 8 个主要分潮振幅的模拟,同时计算了 FGOALS-g3 相比于 st102 的平均振幅的相对误差。此外,和第 3.1 节与 TPX09 对比的方法类似,我们根据公式(4),计算了 FGOALS-g3 相比于 st102 的振幅误差、迟角误差和总均方误差,这些结果均呈现在表 3 中。

与 st102 数据集的对比表明, FGOALS-g3 模拟的八大分潮的平均振幅与 st102 非常接近,平均振幅的相对误差均在 10% 以内,其中  $M_2$  分潮的振幅相对误差最大,为 8.94%,其次为  $O_1$  分潮,振幅的相对误差为 7.91%,  $K_1$  分潮的振幅相对误差仅为 4.53%。此外,根据公式(4)计算的 FGOALS-g3 相比于 st102 的均方误差结果来看, FGOALS-g3 模拟的 8 个主要分潮的总均方误差均小于 10 cm,说明 FGOALS-g3 对全球海洋正压潮的模拟结果与观测数据相比也是十分接近

表 3 st102 和 FGOALS-g3 模拟的八大分潮的全球平均振幅和振幅相对误差, 以及 FGOALS-g3 相比于 st102 的振幅误差、迟角误差和总均方误差

Table 3 Global mean values and the relative errors of the amplitudes of the eight tidal constituents for st102 and FGOALS-g3, and the amplitude, phase, and total errors of the eight tidal constituents for FGOALS-g3 compared with st102

|                    | M <sub>2</sub> | S <sub>2</sub> | N <sub>2</sub> | K <sub>2</sub> | K <sub>1</sub> | O <sub>1</sub> | P <sub>1</sub> | Q <sub>1</sub> |
|--------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 平均振幅(st102)/cm     | 40.40          | 15.15          | 8.11           | 3.97           | 12.57          | 8.73           | 3.84           | 1.77           |
| 平均振幅(FGOALS-g3)/cm | 36.79          | 14.17          | 8.48           | 3.75           | 13.14          | 9.07           | 4.02           | 1.91           |
| 振幅相对误差/%           | 8.94           | 6.49           | 4.50           | 5.58           | 4.53           | 3.89           | 4.69           | 7.91           |
| 振幅误差/cm            | 5.43           | 2.27           | 1.12           | 0.77           | 2.01           | 3.14           | 0.72           | 0.84           |
| 迟角误差/cm            | 7.34           | 3.22           | 1.68           | 0.84           | 3.05           | 2.19           | 0.93           | 0.45           |
| 总均方误差/cm           | 9.35           | 4.12           | 2.09           | 1.22           | 3.25           | 3.84           | 1.14           | 1.03           |

的。其中模拟的 M<sub>2</sub> 分潮的总均方误差仍然是最大的, 为 9.35 cm, 其振幅误差为 5.43 cm, 迟角误差为 7.34 cm, 可见迟角误差对 M<sub>2</sub> 分潮的总均方误差的贡献相对更大。对于 K<sub>1</sub> 分潮来说, 总均方误差、振幅误差和迟角误差分别为 3.25 cm、2.01 cm 和 3.05 cm, 可见对于 K<sub>1</sub> 分潮, 迟角误差的贡献也是更大。值得注意的是, 除了 O<sub>1</sub> 分潮和 Q<sub>1</sub> 分潮的振幅误差贡献大于迟角误差, 其余 6 个主要分潮的迟角误差贡献均大于振幅误差。这也更加说明了迟角误差是造成总均方误差的重要因素。

#### 4 总结与讨论

在本文中, 我们将 8 个主要平衡分潮的天文潮引潮势显式地引入到低分辨率耦合模式 FGOALS-g3 中, 并评估了模式对全球海洋潮汐的模拟能力。通过对模拟的海表面高度数据进行潮汐调和, 得到各个分潮的调和常数, 并将其与全球潮汐模型 FES2014 和 TPX09, 以及开放海洋潮汐数据集 st102 进行对比。结果表明, FGOALS-g3 耦合模式可以合理地模拟全球海洋中的正压潮, 模拟结果与潮汐模型和实测数据集相比均比较接近, 这对于进一步研究潮汐对大尺度环流及气候状态有重要意义。

本文工作的关键是在 FGOALS-g3 中合理地引入潮强迫, 并能够正确地模拟全球海洋潮汐。我们采用了两套全球海洋潮汐模型 TPX09 和 FES2014 用于对 FGOALS-g3 的模拟结果进行验证, 发现 FGOALS-g3 耦合模式可以合理地模拟全球海洋中的正压潮。在本文所采用的分辨率下, TPX09 和 FES2014 模型在开阔大洋中的空间分布是接近的, 只是在中心强度上有差异, 从空间分布的角度来看, FGOALS-g3 模拟的全球海洋 M<sub>2</sub> 和 K<sub>1</sub> 分潮振幅、迟角和无潮点系统在开

阔大洋中的主要分布情况与这两套潮汐模型的结果均比较接近。进一步定量分析的结果也显示, FGOALS-g3 模拟的八大分潮的全球平均振幅与 TPX09 和 FES2014 都较为接近, 并且与这两套全球潮汐模型相比, FGOALS-g3 模拟的八大分潮的振幅误差、迟角误差和总均方误差均比较小, 其中 M<sub>2</sub> 分潮相比于 TPX09 和 FES2014 的总均方误差分别为 12.79 cm 和 14.31 cm, K<sub>1</sub> 分潮的总均方误差分别为 4.83 cm 和 7.38 cm, 这个结果与 Shriver 等<sup>[24]</sup>, Yu 等<sup>[13]</sup> 和 Jin 等<sup>[22]</sup> 的结果相比要更好一些。

除了与上述两套全球潮汐模型进行对比, 我们进一步将 FGOALS-g3 的结果与全球开放大洋潮汐数据集 st102 数据进行了对比验证, 结果表明 FGOALS-g3 对全球海洋正压潮的模拟结果与观测数据相比是十分接近的。与 st102 数据集相比, FGOALS-g3 模拟的 8 个主要分潮的平均振幅相对误差均在 10% 以内, 其中 M<sub>2</sub> 分潮的振幅相对误差最大, 为 8.94%, 对于 K<sub>1</sub> 分潮, 其振幅相对误差仅为 4.53%。此外, 相比于 st102 数据, FGOALS-g3 模拟的 8 个主要分潮的总均方误差均小于 10 cm, 这更加说明了 FGOALS-g3 对全球海洋正压潮的模拟结果的合理性。其中模拟的 M<sub>2</sub> 分潮的总均方误差仍然是最大的, 为 9.35 cm, 其振幅误差和迟角误差分别为 5.43 cm 和 7.34 cm。对于 K<sub>1</sub> 分潮来说, 振幅误差、迟角误差和总均方误差分别为 2.01 cm、3.05 cm 和 3.25 cm, 可见迟角误差在 M<sub>2</sub> 分潮和 K<sub>1</sub> 分潮的总均方误差的贡献中都是相对更大的, 这也说明了迟角误差是造成总均方误差的重要因素之一。

总的来说, 本文采用全球潮汐模型 FES2014 和 TPX09, 以及开放海洋潮汐数据集 st102 对评估了

FGOALS-g3 对全球海洋潮汐的模拟能力,对比验证的结果表明 FGOALS-g3 的模拟结果与潮汐模型和实测数据集相比均比较接近,这说明本文在耦合模式 FGOALS-g3 中引入的潮强迫是正确的,可以合理地

模拟全球海洋中的正压潮情况,这对于进一步研究潮汐对大尺度环流及气候状态的影响有重要意义,有助于更好地分析海气耦合作用对于潮汐与海洋环流及其平均状态模拟的影响。

#### 参考文献:

- [1] Huang Ruixin. Mixing and energetics of the oceanic thermohaline circulation[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1999, 29(4): 727–746.
- [2] MacKinnon J. Mountain waves in the deep ocean[J]. *Nature*, 2013, 501(7467): 321–322.
- [3] Munk W, Wunsch C. Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1998, 45(12): 1977–2010.
- [4] Wang Xiaowei, Liu Zhiyu, Peng Shiqiu. Impact of tidal mixing on water mass transformation and circulation in the South China Sea[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2017, 47(2): 419–432.
- [5] Wunsch C, Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans[J]. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 2004, 36: 281–314.
- [6] Egbert G D, Gary R D. Semi-diurnal and diurnal tidal dissipation from TOPEX/Poseidon altimetry[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(17): 1907.
- [7] Jayne S R, St. Laurent L C. Parameterizing tidal dissipation over rough topography[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(5): 811–814.
- [8] Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean[J]. *Journal of Computational Physics*, 1997, 135(2): 154–169.
- [9] Cox M D. A primitive equation 3-dimensional model of the ocean[R]. Princeton: Princeton University, 1984.
- [10] Killworth P D, Webb D J, Stainforth D, et al. The development of a free-surface bryan-cox-semtner ocean model[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1991, 21(9): 1333–1348.
- [11] St. Laurent L C, Simmons H L, Jayne S R. Estimating tidally driven mixing in the deep ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(23): 2106.
- [12] Simmons H L, Jayne S R, St. Laurent L C, et al. Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation[J]. *Ocean Modelling*, 2004, 6(3/4): 245–263.
- [13] Yu Yi, Liu Hailong, Lan Jian. The influence of explicit tidal forcing in a climate ocean circulation model[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2016, 35(9): 42–50.
- [14] Saenko O A, Merryfield W J. On the effect of topographically enhanced mixing on the global ocean circulation[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2005, 35(5): 826–834.
- [15] Jayne S R. The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general circulation model[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 39(7): 1756–1775.
- [16] Melet A, Hallberg R, Legg S, et al. Sensitivity of the ocean state to the vertical distribution of internal-tide-driven mixing[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 43(3): 602–615.
- [17] Song Pengyang, Sidorenko D, Scholz P, et al. The tidal effects in the Finite-volume Sea ice–Ocean Model (FESOM2.1): a comparison between parameterised tidal mixing and explicit tidal forcing[J]. *Geoscientific Model Development*, 2023, 16(1): 383–405.
- [18] Thomas M, Sündermann J, Maier-Reimer E. Consideration of ocean tides in an OGCM and impacts on subseasonal to decadal polar motion excitation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(12): 2457–2460.
- [19] Schiller A. Effects of explicit tidal forcing in an OGCM on the water-mass structure and circulation in the Indonesian through flow region[J]. *Ocean Modelling*, 2004, 6(1): 31–49.
- [20] Schiller A, Fiedler R. Explicit tidal forcing in an ocean general circulation model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(3): L03611.
- [21] Müller M, Haak H, Jungclaus J H, et al. The effect of ocean tides on a climate model simulation[J]. *Ocean Modelling*, 2010, 35(4): 304–313.
- [22] Jin Jiangbo, Guo Run, Zhang Minghua, et al. Formulation of a new explicit tidal scheme in revised LICOM2.0[J]. *Geoscientific Model Development*, 2022, 15(10): 4259–4273.
- [23] Arbic B K, Wallcraft A J, Metzger E J. Concurrent simulation of the eddy general circulation and tides in a global ocean model[J]. *Ocean Modelling*, 2010, 32(3/4): 175–187.
- [24] Shriver J F, Arbic B K, Richman J G, et al. An evaluation of the barotropic and internal tides in a high-resolution global ocean circulation model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C10): C10024.
- [25] Müller M, Cherniawsky J Y, Foreman M G G, et al. Global  $M_2$  internal tide and its seasonal variability from high resolution ocean circulation and tide modeling[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(19): L19607.

- [26] Müller M. On the space-and time-dependence of barotropic-to-baroclinic tidal energy conversion[J]. *Ocean Modelling*, 2013, 72: 242–252.
- [27] Li Lijuan, Yu Yongqiang, Tang Yanli, et al. The flexible global ocean-atmosphere-land system model grid-point version 3 (FGOALS-g3): description and evaluation[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, 12(9): e2019MS002012.
- [28] Li Lijuan, Dong Li, Xie Jinbo, et al. The GAMIL3: model description and evaluation[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125(15): e2020JD032574.
- [29] Xie Zhenghui, Wang Longhuan, Wang Yan, et al. Land surface model CAS-LSM: model description and evaluation[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, 12(12): e2020MS002339.
- [30] Lin Pengfei, Yu Zhipeng, Liu Hailong, et al. LICOM model datasets for the CMIP6 ocean model intercomparison project[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, 37(3): 239–249.
- [31] Craig A P, Vertenstein M, Jacob R. A new flexible coupler for earth system modeling developed for CCSM4 and CESM1[J]. *The International Journal of High Performance Computing Applications*, 2012, 26(1): 31–42.
- [32] Wang Yaqi, Yu Zipeng, Lin Pengfei, et al. FGOALS-g3 model datasets for CMIP6 flux-anomaly-forced model intercomparison project[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, 37(10): 1093–1101.
- [33] Lin Pengfei, Zhao Bowen, Wei Jilin, et al. The super-large ensemble experiments of CAS FGOALS-g3[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2022, 39(10): 1746–1765.
- [34] Zheng Weipeng, Yu Yongqiang, Luan Yihua, et al. CAS-FGOALS datasets for the two interglacial epochs of the holocene and the last interglacial in PMIP4[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, 37(10): 1034–1044.
- [35] Wei Jilin, Liu Hailong, Zhao Yan, et al. Simulation of the climate and ocean circulations in the Middle Miocene Climate Optimum by a coupled model FGOALS-g3[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2023, 617: 111509.
- [36] Pu Ye, Liu Hongbo, Yan Ruoqing, et al. CAS FGOALS-g3 model datasets for the CMIP6 scenario model intercomparison project (ScenarioMIP)[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, 37(10): 1081–1092.
- [37] Griffies S M, Biastoch A, Böning C, et al. Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs)[J]. *Ocean Modelling*, 2009, 26(1/2): 1–46.
- [38] Hendershott M C. The effects of solid earth deformation on global ocean tides[J]. *Geophysical Journal International*, 1972, 29(4): 389–402.
- [39] Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization[J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(5): 1937–1958.
- [40] Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, 19(2): 183–204.
- [41] Lyard F H, Allain D J, Cancet M, et al. FES2014 global ocean tide atlas: design and performance[J]. *Ocean Science*, 2021, 17(3): 615–649.
- [42] Shum C K, Woodworth P L, Andersen O B, et al. Accuracy assessment of recent ocean tide models[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1997, 102(C11): 25173–25194.
- [43] von Storch JS, Hertzog E, Lüschow V, et al. Open-ocean tides simulated by ICON-O, version icon-2.6.6[J]. *Geoscientific Model Development*, 2023, 16(17): 5179–5196.
- [44] Arbic B K. Incorporating tides and internal gravity waves within global ocean general circulation models: a review[J]. *Progress in Oceanography*, 2022, 206: 102824.

## An assessment of global ocean tide simulation by a coupled climate model FGOALS-g3

Huang Xinyu<sup>1</sup>, Wang Caixia<sup>1</sup>, Wei Jilin<sup>2</sup>, Yu Zipeng<sup>2</sup>, Tian Zhiwei<sup>1</sup>, Liu Hailong<sup>2,3</sup>

(1. Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 3. Laoshan Laboratory, Qingdao 266237, China)

**Abstract:** Tides act an important role in the transfer of ocean energy and mixing, and provide the main energy to maintain the global thermohaline circulation and influence the global ocean circulation. Previous work has explored the sensitivity of ocean circulation states to tidal forcing within an individual ocean model at a low resolu-

tion. To further investigate the influence of tidal forcing on ocean circulation and climate states, it is imperative to incorporate the tidal forcing into a coupled climate model. In this paper, the eight major equilibrium constituents are included into the coupled climate model FGOALS-g3 explicitly, and we evaluate its ability to simulate global ocean tides, which lays the basic for the further research on the influence of tidal forcing on large-scale circulation and climate states. We apply tidal harmonic analysis on the sea surface height data to obtain the harmonic constants of each constituent, and compare the model results with the global tidal models TPXO9 and FES2014, and the open ocean tide dataset from st102. The results show that the coupled model FGOALS-g3 can effectively simulate the barotropic tides in the global ocean, with relatively small errors compared to the global tidal models and the observation dataset. Compared with these two global tidal models, the mean square error is relatively small, and the errors are mostly distributed in the region of larger amplitudes. And compared with st102 dataset, the average amplitude relative errors of the eight major equilibrium constituents simulated by FGOALS-g3 are all less than 10%, and the total mean square errors are all less than 10 cm.

**Key words:** barotropic tide; coupled climate model; harmonic analysis