

两代耦合海浪的地球系统模式 FIO-ESM 全球碳循环过程发展

宋振亚^{1,2,3,4}, 鲍 颖^{1,2,3,4}, 乔方利^{1,2,3,4}

(1. 自然资源部 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061;

2. 自然资源部 海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 山东 青岛 266061;

3. 山东省海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 山东 青岛 266061;

4. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 山东 青岛 266071)

摘 要:自然资源部第一海洋研究所地球系统模式 FIO-ESM 是自主研发的、以耦合海浪模式为特色的地球系统模式, 包括物理气候模式和全球碳循环模式。该模式从第一代版本 FIO-ESM v1.0 发展到第二代版本 FIO-ESM v2.0, 其物理气候模式和全球碳循环模式都取得了改进与提升。FIO-ESM v2.0 全球碳循环模式的海洋碳循环模式由 v1.0 的营养盐驱动模型升级为 NPZD(Nutrient-Phytoplankton-Zooplankton-Detritus)型的海洋生态动力学碳循环模型, 陆地碳循环模型由 v1.0 的简单的光能利用率模型升级为考虑碳氮相互作用的碳氮(CN)耦合模型; 大气碳循环模型仍为 CO₂ 的传输过程, 考虑了化石燃料排放、土地利用排放等人为 CO₂ 排放量。在物理过程参数化方案方面, FIO-ESM v2.0 全球碳循环过程在考虑浪致混合作用对生物地球化学参数的作用的基础上, 增加了海表面温度的日变化过程对海-气 CO₂ 通量的影响。已有数值模拟试验结果表明, FIO-ESM v2.0 在考虑了更加复杂的碳循环过程后仍具有较好的全球碳循环模拟能力, 为进一步开展海洋与全球碳循环研究提供了更有力的支撑工具, 从而更好地服务于国家的双碳目标。

关键词:FIO-ESM; 全球碳循环; 海洋碳循环模式; 陆地碳循环模式

中图分类号: P731.2

文献标志码: A

文章编号: 1671-6647(2022)04-0777-14

doi: 10.12362/j.issn.1671-6647.20220628001

引用格式:宋振亚, 鲍颖, 乔方利. 两代耦合海浪的地球系统模式 FIO-ESM 全球碳循环过程发展[J]. 海洋科学进展, 2022, 40(4): 777-790. SONG Z Y, BAO Y, QIAO F L. Global carbon cycle of earth system model FIO-ESM[J]. Advances in Marine Science, 2022, 40(4): 777-790.

全球碳循环研究是当前气候变化研究中的重要方向之一。自工业革命以来, 人类活动不断地向大气中排放大量的 CO₂, 导致了大气 CO₂ 的持续增长, 目前大气 CO₂ 体积分数已达到 415×10⁻⁶ 以上, 并且仍呈现出较快的增长态势^[1]。联合国政府间气候变化专门委员会(IPCC)^[2]指出大气 CO₂ 不断增长引起的温室效应是全球变暖的重要原因之一, 由此引发的一系列环境、生态等问题直接威胁到了人类社会与经济的可持续发展。

全球碳循环过程是一个相当复杂的过程^[2-3], 它包括海洋碳循环过程、陆地碳循环过程、大气碳循环过程以及碳在海洋、陆地和大气三个碳库之间的转移与循环过程。工业革命以来人类活动排放了大量 CO₂, 已引起了海洋和陆地碳循环的变化; 同时, CO₂ 还影响大气辐射强迫, 使气温增加, 影响全球气候, 并由此影响海洋和陆地的碳循环过程。全球碳循环过程与气候系统是耦合在一起的, 二者相互作用, 相互影响。

收稿日期: 2022-06-28

资助项目: 山东省支持青岛海洋科学与技术试点国家实验室重大科技专项——自主海洋与多圈层耦合模式体系发展及应用(2022QNL010202); 国家自然科学基金优秀青年基金——气候模式发展及应用(42022042); 国家自然科学基金创新研究群体项目——新型海洋与气候模式的发展(41821004)

作者简介: 宋振亚(1982—), 男, 研究员, 博士, 主要从事海洋与气候数值模拟方面研究. E-mail: songroy@fio.org.cn

(高 峻 编辑)

耦合全球碳循环过程的地球系统模式是气候变化背景下碳循环与气候相互作用研究的核心工具,也是满足“碳中和、碳达峰”等国家重大需求的关键支撑工具。

耦合全球碳循环过程的地球系统模式在国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project, CMIP)^[4-5]的推动下,已经取得了很大的发展。模式中的碳循环过程也实现了由简单向复杂的发展,其中海洋碳循环模式由早期的箱式模型^[6-7]到营养盐驱动模型^[8-9],发展为现在的复杂海洋生态动力学碳循环模式^[10-13],陆地碳循环模式也考虑了碳氮耦合、动态植被等更多过程^[13-15]。但是,目前全球碳循环的模拟仍存在很大的不确定性^[16-20],碳循环过程的模拟不仅依赖海洋和陆地的生物地球化学过程,还强烈地依赖物理模式的发展^[8,16,19-20]。

自然资源部第一海洋研究所自主研发的地球系统模式 FIO-ESM(First Institute of Oceanography Earth System Model)^[21-23],在地球系统模式中创新性地引入小尺度海浪的作用,改进了海洋与气候系统的模拟与预测能力^[24-31],有助于提高全球碳循环过程的模拟能力。我们通过剖析地球系统模式 FIO-ESM 新一代版本 v2.0 物理气候模式发展的特点,系统性地介绍 FIO-ESM 全球碳循环过程从 v1.0 到 v2.0 的升级过程以及 FIO-ESM 特色物理过程对全球碳循环过程的影响参数化方案,并初步评估 FIO-ESM v2.0 全球碳循环模式的模拟能力。

1 FIO-ESM 物理气候模式发展

全球碳循环模式的进步强烈依赖物理气候模式的发展。FIO-ESM 是基于 Qiao 等提出的浪致混合理论而发展起来的国际上首个耦合海浪模式的地球系统模式。该模式从 v1.0 版本的建立^[21],发展到当前的 v2.0 版本^[22-23],先后参加了第 5 次和第 6 次国际耦合模式比较计划 CMIP5 和 CMIP6,其物理气候模式取得很大的发展。FIO-ESM v2.0 对地球系统内部的各分量模式进行了升级,引入了海浪斯托克斯漂对海气通量、海浪破碎飞沫对海气热通量以及海表面温度(SST)日变化等新的物理过程参数化方案^[22-23],已有评估结果表明 FIO-ESM v2.0 在 SST、降水、厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)、大西洋翻转环流(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)、联合区域降尺度计划(COordinated Regional Downscaling Experient, CORDEX)的关键区域综合模拟能力等方面都表现了较好的模拟能力^[23,32-33]。

1.1 物理分量模式的升级

FIO-ESM v2.0 的各分量模式较上一代 v1.0 进行了升级,其分辨率、耦合频率也有显著提升。FIO-ESM v2.0 包含了大气、陆地、径流、海洋、海冰和海浪共 6 个分量模式,通过耦合器实现各分量模式的耦合。大气模式由 v1.0 版本中的 CAM3(Community Atmosphere Model 3)升级为 CAM5,其动力框架由欧拉谱动力方案改为有限体积方案;水平分辨率由 T42($2.875^{\circ} \times 2.875^{\circ}$)提高到 f09($0.942^{\circ} \times 1.250^{\circ}$),垂向分层由原来的 26 层增加到 30 层。陆面模式由 v1.0 版本中的 CLM3.5(Community Land Model 3.5)升级为 CLM4.0,水平分辨率与大气模式保持一致;径流模式由 v1.0 中作为陆地模式中的模块分离出来,成为单独的分量模式 RTM(River Transport Model),水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。海洋分量模式与 v1.0 版本一致,为 POP2(Parallel Ocean Programme 2),水平分辨率仍为 $1.12^{\circ} \times (0.27^{\circ} \sim 0.54^{\circ})$;但其垂向分辨率由原来的 40 层加密到了 61 层,其中第 1 层为 SST 日变化参数化方案诊断计算的表层(水深 0 m)的海水温度,即海水温度变量为垂向 61 层,其它三维变量为 60 层。海冰模式仍为 CICE4(Los Alamos National Laboratory Sea Ice Model 4),水平分辨率与海洋模式一致。海浪模式为自然资源部第一海洋研究所自主研发的 MASNUM(Marine Science and Numerical Modeling)海浪模式,与 v1.0 相比,v2.0 的海浪模式作为子程序直接嵌入到海洋分量模式 POP2 中,水平分辨率与海洋模式相同,较 v1.0 的 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 有显著提高;影响海洋内部混合的浪致混合系数与海洋环流的耦合也实现了在每一海洋模式时间步上的直接耦合,而不再受海洋与耦合器的数据交换频率的限制,同时也减少了浪致混合系数带来的三维数据插值和传输代价。耦合器由原来的 CPL6(Coupler 6)升级为 CPL7,在并行规模、分量并行布局、内存管理等方面都有所改进;大气、陆面和海冰分量模式与耦合器的交换频率由

原来的 24 次/d 提高至 48 次/d, 海洋模式与耦合器的交换频率由 1 次/d 提高至 8 次/d, 海浪模式与耦合器的交换频率由 4 次/d 提高至 8 次/d。

1.2 特色物理参数化方案

FIO-ESM v2.0 物理气候模式的发展还体现在特色物理过程参数化方案的发展方面。FIO-ESM v2.0 包含 4 个特色的物理过程参数化方案^[22-23]: ①浪致混合参数化方案^[34-35], 考虑浪致混合对海洋垂向混合的作用, 该方案已在 v1.0 中考虑。②海浪斯托克斯漂对海气热量和动量通量的影响参数化方案。在海气通量计算时, 首次采用了物理上更为合理的参数化方案, 即将大气风场、海表流场和斯托克斯漂流三者的相对速度作为海面风速来计算海气通量。③海浪飞沫对海气热通量的影响参数化方案^[24,36]。在海气热通量计算时, 首次引入了海浪破碎产生的飞沫对热通量的作用, 即在采用块体公式计算出感热通量和潜热通量的基础上, 叠加根据经验公式计算得到的飞沫引起的感热通量和潜热通量作为最终的海气热通量。④SST 日变化参数化方案^[37]。采用了自主研发的一个 SST 日变化参数化方案^[37], 通过海表短波辐射、海表风速、海洋模式第 1 层(水深 5 m)块体温度等物理量诊断出海洋表层(水深 0 m)的温度, 得到更为准确的 SST 及日变化强度, 然后替代原海洋模式的第 1 层温度发送给耦合器进行海气热通量计算。

2 FIO-ESM 全球碳循环模式发展

FIO-ESM 全球碳循环模式包括海洋碳循环模式、陆地碳循环模式和大气碳循环过程(CO_2 传输过程)三个部分, 实现 CO_2 在海洋、陆地和大气三个碳库之间的循环过程, 并充分考虑了人类活动引起的 CO_2 排放量对全球碳循环过程和气候系统的影响。FIO-ESM v1.0 和 v2.0 全球碳循环模式示意图见图 1。

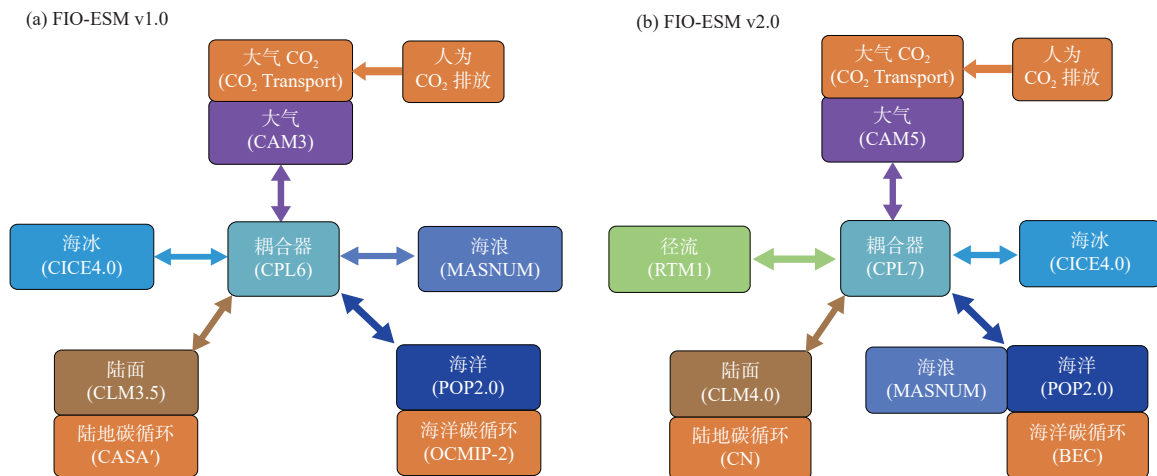


图 1 FIO-ESM v1.0 和 v2.0 全球碳循环模式示意图

Fig. 1 Framework of FIO-ESM global carbon cycle model v1.0 and v2.0

2.1 海洋碳循环模式发展

FIO-ESM v1.0 全球碳循环模式中所采用的海洋碳循环模式是基于海洋碳循环模式比对计划第二阶段的生物地球化学模型 OCMIP-2 (Ocean Carbon Model Inter-comparison Project phase 2)^[8,38-39]。该模型为营养盐驱动的简单的海洋生物地球化学模型, 将海洋分成上层生产区和下层消耗区。上层生产区的生物将海水中的 CO_2 转化为生物体内的有机碳, 其生产力计算方案为营养盐驱动方案, 考虑了温度、营养盐、太阳辐射强度、生物量以及混合层深度的共同作用; 下层消耗区的有机碳通过生物沉降过程中将碳带入深层海洋, 并在深层海洋发生再矿化, 又转化为溶解无机碳。OCMIP-2 预报变量包括溶解无机碳(DIC)、总碱度(ALK)、

磷酸盐(PO_4)、溶解有机磷(DOP)、溶解氧(O_2)、溶解无机铁(Fe)共6个变量。

FIO-ESM v2.0 全球碳循环模式中的海洋碳循环模式升级为过程更加复杂的 NPZD(Nutrient-Phytoplankton-Zooplankton-Detritus) 型海洋生态动力学碳循环模型 BEC(Biogeochemical Elemental Cycling)^[11,40-41]。该模型包含了3个浮游植物有关内容(包括小型浮游植物、硅藻、固氮藻类)、1种浮游动物,6种碎屑以及碳、氮、磷、硅、铁、氧等6种重要元素的循环过程;模型中包括了浮游植物的合光作用、浮游动物的捕食和死亡、浮游生物的呼吸作用、有机物矿化等海洋碳、氮、磷、硅、铁、氧循环的生物地球化学过程,考虑了海洋表层的大气沉降对海洋氮、铁通量的影响,以及陆表径流对海洋碳、氮、磷、硅等各种物质的影响,其主要过程示意图如图2所示。

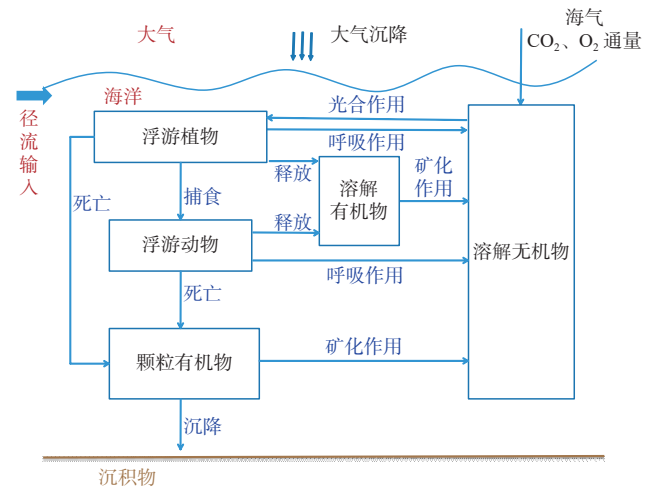


图2 FIO-ESM v2.0 海洋碳循环过程示意图

Fig. 2 Schematic diagram of FIO-ESM v2.0 ocean carbon cycle

该模型共有27个预报的生物地球化学变量(表1),它们的控制方程:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + L(C) = HDiff(C) + VDiff(C) + J_C, \quad (1)$$

式中: C 为任一生物地球化学变量; t 为时间; $L(C)$ 为平流项; $HDiff(C)$ 和 $VDiff(C)$ 分别为水平和垂向扩散项; J_C 为生物地球化学过程产生的源汇项。 $L(C)$ 、 $HDiff(C)$ 和 $VDiff(C)$ 体现了海洋环流的输运过程,即海洋物理泵的作用; J_C 体现了海洋内部的生物地球化学循环过程,即生物泵的作用,由生态-生物地球化学模型计算。通过上述公式实现了海洋动力学模型和海洋生态、生物地球化学过程的耦合。

大气 CO_2 在海气界面通过气体交换过程进入或脱离海洋, FIO-ESM v2.0 的海-气 CO_2 通量参数化方案为 CMIP6 海洋生物地球化学模式比对计划 OMIP-BGC^[42] 海气通量计算方案:

$$F_{\text{AO}} = k_w ([\text{CO}_2^*]_{\text{sat}} - [\text{CO}_2^*]), \quad (2)$$

式中: F_{AO} 为海-气 CO_2 通量; k_w 为海-气 CO_2 的气体交换系数,受海表风场和 SST 的影响。

$[\text{CO}_2^*]$ 为表层海水中的水合 CO_2 浓度,由表层海水的碳酸盐系统决定,即由 DIC、ALK、 PO_4 、硅酸盐(SiO_3)等计算,而该碳酸盐系统的解离平衡等过程均受 SST 和海表面盐度(SSS)的影响。表层海水中的水合 CO_2 浓度 $[\text{CO}_2^*]$ 与海水的 CO_2 分压 $p\text{CO}_2^{\text{sw}}$ 之间的关系:

$$[\text{CO}_2^*] = K_0 C_f p\text{CO}_2^{\text{sw}} = K' p\text{CO}_2^{\text{sw}}, \quad (3)$$

式中: K_0 为海水的溶解度; C_f 为 fugacity 系数,采用了 1980 年 Weiss 和 Price 的方案^[43],直接计算的是海水溶解度和 fugacity 的综合系数 K' ,其为 SST 和 SSS 的函数。

$[\text{CO}_2^*]_{\text{sat}}$ 为所处大气条件下的海水的饱和 CO_2 浓度,其计算公式:

$$[\text{CO}_2^*]_{\text{sat}} = K_0 C_f (P_a - p\text{H}_2\text{O}) x_{\text{CO}_2} = K' p\text{CO}_2^{\text{air}}, \quad (4)$$

其中: P_a 为大气压; $p\text{H}_2\text{O}$ 为大气中的水汽压,依据 CMIP6 参数化方案中^[42],忽略水汽压的订正; x_{CO_2} 为大气的 CO_2 体积分数; $p\text{CO}_2^{\text{air}}$ 为大气 CO_2 分压,在水汽压订正忽略的情况下, $p\text{CO}_2^{\text{air}} = P_a x_{\text{CO}_2}$ 。从而最终获得海-气 CO_2 通量:

$$F_{\text{AO}} = k_w ([\text{CO}_2^*]_{\text{sat}} - [\text{CO}_2^*]) = k_w K' (p\text{CO}_2^{\text{air}} - p\text{CO}_2^{\text{sw}}), \quad (5)$$

海-气 CO_2 通量受 SST、SSS、海水的碳酸盐系统、大气压等影响;其方向取决于海气界面的 CO_2 分压差,如果大气 CO_2 分压大于海洋 CO_2 分压,海洋将作为大气 CO_2 的汇吸收大气 CO_2 ;反之,如果大气 CO_2 分压小于海洋 CO_2 分压,海洋将成为大气 CO_2 的源,向大气释放 CO_2 。

表 1 FIO-ESM v2.0 海洋碳循环模式预报变量

Table 1 Prognostic variables in FIO-ESM v2.0 ocean carbon cycle model

变量符号	变量含义	变量符号	变量含义
PO ₄	磷酸盐	NO ₃	硝酸盐
SiO ₃	硅酸盐	NH ₄	氨氮
Fe	溶解无机铁	O ₂	溶解氧
DIC	溶解无机碳	DIC_ALT	溶解无机碳(大气 CO ₂ 体积分数为 284.32×10 ⁻⁶ 条件下)
ALK	总碱度	DOC	溶解有机碳
DON	溶解有机氮	DOFe	溶解有机铁
DOP	溶解有机磷	DOPr	惰性溶解有机磷
DONr	惰性溶解有机氮	ZooC	浮游动物有机碳
spChl	小型浮游植物叶绿素	spC	小型浮游植物有机碳
spFe	小型浮游植物有机铁	spCaCO ₃	小型浮游植物碳酸钙
diatChl	硅藻叶绿素	diatC	硅藻有机碳
diatFe	硅藻有机铁	diatSi	硅藻有机硅
diazChl	固氮藻类叶绿素	diazC	固氮藻类有机碳
diazFe	固氮藻类有机铁		

2.2 陆地碳循环模式发展

陆地碳循环的主要过程(图 3)包括: 陆地植被通过光合作用从大气中固碳并存储于植物体内, 植被通过光合作用固定于植物体内的有机碳称为陆地生态系统总初级生产力(Gross Primary Production, GPP)。植物体内的有机碳一部分会通过植物自身的呼吸作用即自养呼吸(Autotrophic Respiration, R_A)向大气中释放 CO₂, 剩余部分为陆地生态系统净初级生产力(Net Primary Production, NPP)。同时, 土壤和植物凋落物中的有机质被微生物分解向大气释放 CO₂, 即为异养呼吸(Heterotrophic Respiration, R_H), 剩下的部分称为净生态系统生产力(Net Ecosystem Production, NEP)。最后, 去除各种干扰损失, 包括火灾、干旱、水灾等自然灾害损失的碳, 余量称为净生物群落生产力(Net Biome Production, NBP), 该部分即为全球碳循环模式中陆地与大气之间的 CO₂ 通量, 体现了陆地和大气碳库之间的交换, 它的大小和方向是我们进行全球碳循环和气候变化研究所关注的重要内容。

FIO-ESM v1.0 陆地碳循环模式是陆面模式 CLM3.5 中的 CASA 模块^[44-45]。该模块是在 CASA(Carnegie-Ames-Stanford Approach)基础上改进的适用于全球气候模式的陆地碳循环模块, 是一个静态植被类型的模型, 其植被类型的分布不随时间变化而变化。该模型中将陆地碳库分为 12 个碳库, 包括 3 个为活体碳库和 9 个死亡碳库。其中, 3 个活体碳库分别为植被的叶碳库、茎碳库和根碳库, 9 个死亡碳库包括了 5 个碎屑碳库(叶死亡产生的代谢表层凋落物碳库和结构表层凋落物碳库、根系死亡率产生的代谢土壤凋落物碳库和结构土壤凋落物碳库、木材死亡产生的粗木质碎屑碳库)、2 个微生物碳库(表层微生物碳库和土壤微生物碳库)和 2 个土壤有机碳库(缓慢土壤有机碳库和惰性土壤有机碳库)。

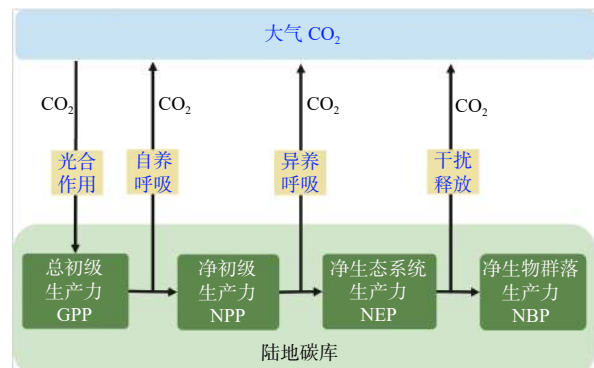


图 3 FIO-ESM v2.0 陆地碳循环计算过程示意图

Fig. 3 Schematic diagram of FIO-ESM v2.0 land carbon cycle simulation

FIO-ESM v2.0 全球碳循环模式的陆地碳循环模式为陆面分量模式 CLM4.0 中的 CN(Carbon-Nitrogen)模块 (CLM4-CN), 是考虑碳和氮相互作用的碳氮耦合陆地碳循环模型^[46-47]。该模型也是静态植被类型的陆地碳循环模型, 其陆地植被类型的分布不随时间变化而变化, 但是其碳、水循环等过程都有了显著发展。CLM4.0-CN 模型的预报变量包括陆地植被、凋落物和土壤有机质中的碳库、氮库以及植被-雪-土壤间的水和能量等。CN 模型将陆地碳库分为 30 个碳库, 包括 20 个植被碳库(叶、活体和死亡茎、活体和死亡粗根以及细根等碳库 6 个、这 6 个碳库的长期和短期存储碳库共 12 个、生长呼吸存储碳库 1 个、维持呼吸储备碳库 1 个)、3 个凋落物碳库(凋落物活性碳库、凋落物纤维素碳库、凋落物木质素碳库)、1 个粗木质碎屑碳、4 个土壤有机物碳库(快速、中速、缓慢和最慢)和 2 个木质林产品碳库(十年周期和百年周期)。

FIO-ESM v2.0 全球碳循环过程中的陆-气 CO₂ 通量 F_{AL} 的计算公式:

$$\begin{aligned} F_{AL} &= GPP - R_A - R_H - R_{fire} \\ &= NPP - R_H - R_{fire} \\ &= NEP - R_{fire} \\ &= NBP \end{aligned} \quad (6)$$

其中: GPP 为陆地生态系统总初级生产力; R_A 为植物自养呼吸释放的 CO₂; R_H 为异养呼吸释放的 CO₂; R_{fire} 为火灾引起的陆地生态系统 CO₂ 干扰损失项; NPP 为净初级生产力; NEP 为净生态系统生产力; NBP 为净生物群落生产力。由于自然灾害引起的 CO₂ 干扰损失的复杂性与不确定性, 在 FIO-ESM v1.0 中没有考虑此项, 而在 FIO-ESM v2.0 中仅考虑了火灾引起的陆地生态系统 CO₂ 损失 R_{fire} 。

CLM4-CN 中陆地生态系统总初级生产力 GPP 的计算采用两叶模型。由于冠层阳叶和阴叶的属性不同, 其辐射传输、气孔导度及光合作用等过程也不同, 因此两叶模型先分别计算冠层的阳叶与阴叶的光合作用, 然后计算两者之和即为陆地生态系统的 GPP。GPP 的计算受温度、气孔导度、土壤湿度、根分布等影响, 同时还考虑了土壤和叶片中氮含量等对初级生产力的限制作用, 实现碳-氮耦合。植被的自养呼吸作用 R_A 分为维持呼吸(Maintenance respiration, MR)和生长呼吸(Growth respiration, GR)两部分进行计算。维持呼吸是活体生物体内的温度和氮浓度等的函数(不包括死亡茎和粗根碳库); 地上部分碳库的维持呼吸速率基于 2 m 气温, 地下部分碳库(细根和粗根)的维持呼吸速率取决于根随深度的分布和对应的土壤温度。生长呼吸的计算取决于该时间步内新生长总碳的量。异养呼吸 R_H 发生于凋落物碳库、土壤有机质碳库和粗木质碎屑碳库; 异养呼吸速率受水、温度等作用, 并与植物总氮需求量竞争。火灾引起的陆地生态系统 CO₂ 损失 R_{fire} , 取决于地表土壤湿度等条件。在 FIO-ESM v1.0 中陆-气 CO₂ 通量的计算并没有考虑氮对各过程的限制作用、火灾引起的 CO₂ 损失等, 参数化过程相对简单, 如自养呼吸 R_A 直接参数化为 GPP 的一半。这种升级使得 FIO-ESM v2.0 对陆地碳循环过程的刻画更加合理与完善。

2.3 大气 CO₂ 输运过程

海洋碳循环过程和陆地碳循环过程分别通过海-气 CO₂ 通量和陆-气 CO₂ 通量与大气 CO₂ 联系在一起, 构成完整的全球碳循环过程。海-气 CO₂ 通量和陆-气 CO₂ 通量作为大气 CO₂ 传输过程的底边界条件影响大气 CO₂ 的分布。在 FIO-ESM v1.0 和 v2.0 全球碳循环模式中, 均在大气分量模式中引入大气 CO₂ 传输方程:

$$\frac{\partial}{\partial t} CO_2 + L(CO_2) = -F_{AO} - F_{AL} + J_{CO_2}, \quad (7)$$

式中, $L(CO_2)$ 为大气 CO₂ 的平流、对流等物理过程作用项; F_{AO} 为海-气 CO₂ 通量; F_{AL} 为陆-气 CO₂ 通量; J_{CO_2} 为历史时期和未来不同情景下的大气 CO₂ 的人为排放量。在海-气 CO₂ 通量和陆-气 CO₂ 通量的计算(式 5 和式 6)中, F_{AO} 和 F_{AL} 分别是向海洋为正和向陆地为正, 因而在大气 CO₂ 方程中需要改变方向。大气 CO₂ 的人为排放主要包括了工业革命以来人类活动引起的化石燃料排放和土地利用类型变化引起的排放。

海-气 CO₂ 通量 F_{AO} 和陆-气 CO₂ 通量 F_{AL} 分别由海洋碳循环模式和陆地碳循环模式计算, 并通过耦合器将数据传递给大气模式。大气 CO₂ 的人为源汇项 J_{CO_2} 可通过大气模式直接读入历史观测和未来情景预估的

人为 CO₂ 排放数据。在 FIO-ESM v1.0 中, 人为 CO₂ 排放数据为 CMIP5 给出的历史观测和 RCP (Representative Concentration Pathways) 未来情景数据; 在 FIO-ESM v2.0 中, 则为 CMIP6 给出的历史观测和 SSP (Shared Socioeconomic Pathways) 未来情景排放数据。

大气 CO₂ 传输方程的引入, 实现了碳在大气、海洋、陆地三个碳库之间的物质循环。同时, 海洋和陆地碳循环过程以及人为 CO₂ 排放共同决定了大气的 CO₂ 浓度。由于大气 CO₂ 是最为重要的温室气体之一, 通过影响大气辐射平衡, 进一步影响气温, 从而影响全球气候变化; 而海洋和陆地碳循环过程都强烈地依赖于物理过程, 所以气候变化又会影响海洋和陆地的碳循环, 进一步通过海-气 CO₂ 通量和陆-气 CO₂ 通量影响大气 CO₂ 浓度, 从而实现全球碳循环过程与气候系统的耦合。

2.4 特色物理过程与全球碳循环

在 FIO-ESM 物理气候模式的发展中, 海浪模式是其重要特色, 浪致混合作用从 v1.0 就已经引入, 并通过影响海洋内部的垂向混合实现影响全球气候。在物理气候模式中, 浪致混合系数由海浪模式计算, 并叠加到海洋环流模式中原有垂直混合方案中的动量方程垂向黏性系数和温盐方程的垂向扩散系数上^[22]。在全球碳循环模式中, 浪致混合系数也叠加到了所有生物地球化学预报变量的垂向扩散系数上(式 8), 影响海洋碳循环过程的所有预报变量, 从而影响全球碳循环与气候变化。在 FIO-ESM v1.0 和 v2.0 全球碳循环模式中均考虑了浪致混合对海洋生物地球化学过程的影响, 公式:

$$\begin{aligned} K_m &= K_{m0} + B_v \\ K_h &= K_{h0} + B_v \end{aligned} \quad (8)$$

式中: K_m 和 K_h 分别为动量垂向黏性系数和温盐及生物地球化学变量控制方程的垂向扩散系数; K_{m0} 和 K_{h0} 分别为 KPP 垂向混合参数化方案计算的垂向黏性系数和扩散系数; B_v 为海浪模式计算的浪致混合系数。

除浪致混合外, SST 日变化过程也通过影响海-气 CO₂ 通量的计算而影响全球碳循环过程。受太阳短波辐射周日变化引起的 SST 日变化过程是 SST 最主要的变化之一, SST 的日变化气候态强度可达 1.5 °C^[37], 单日最大振幅变化可达 6 °C^[48], 这种变化强度在部分海区超过了 SST 的年际和长期的变化趋势。从海气通量的计算(式 2~式 5)可见, 海表的 SST 会影响海气交换速度、海水的 CO₂ 溶解度、表层海水的 $p\text{CO}_2$ 、碳酸盐的解离平衡等, 从而影响海-气 CO₂ 通量。已有观测资料研究表明^[49], 由于 SST 存在显著的日变化特征, 表层海水的 CO₂ 分压也存在显著日变化特征; 还有研究表明^[50], 利用块体温度计算海-气 CO₂ 通量与考虑日变化的真正表层温度计算的海-气 CO₂ 通量存在显著的差异。Bernie 等^[51]指出, 只有当表层海水的垂向分辨率达到 1 m 时, 模式才能模拟 SST 的日变化振幅, 这对海洋与气候模式都会产生巨大的计算消耗。在之前的模式中, 由于受温度计算的限制, SST 均为模式第 1 层的块体温度, 该温度不能准确模拟 SST 的日变化强度。FIO-ESM v2.0 引入 SST 日变化参数化方案后, 获得的表层(水深 0 m)海温具有显著的日变化振幅, 且与观测量级相当^[23]。因而, 在 FIO-ESM v2.0 全球碳循环模式中海-气 CO₂ 通量的计算过程中, 将所用 SST 由海洋模式第 1 层的块体温度替换为由模式 SST 日变化参数化方案计算得到的具有更准确日变化特征的 SST, 实现了 SST 日变化过程对海-气 CO₂ 通量计算的影响, 完善了海-气 CO₂ 通量的参数化方案。

3 FIO-ESM v2.0 的全球碳循环数值模拟

3.1 FIO-ESM v2.0 的 C4MIP 试验模拟

FIO-ESM v2.0 全球碳循环模式目前正进行 CMIP6 中耦合气候-碳循环模式比较计划 (Coupled Climate-Carbon Cycle Model Intercomparison Project, C4MIP) 试验^[52], 已完成了全球碳循环耦合模式的 Spinup 试验 (esm spinup) 和工业革命前控制试验 (esm picontrl), 正在开展历史试验 (esm historical), 完成后将开展 SSP585 情景下的未来情景预估试验 (esmssp585)。

全球碳循环 esmspinup 试验是在全球碳循环模式中设定大气 CO_2 体积分数为 1850 年的 284.32×10^{-6} , 驱动海洋和陆地碳循环过程, 使海洋和陆地碳循环先达到平衡态, 即海-气和陆-气 CO_2 通量趋于 0, 从而保障全球碳循环过程的顺利耦合。esmpicontrol 试验, 是在 esmspinup 试验基础上, 实现全碳循环过程的完全耦合, 即在人为 CO_2 排放量为 0 的条件下, 大气 CO_2 由海-气和陆-气 CO_2 通量来驱动大气 CO_2 方程计算, 并由模式计算的大气 CO_2 来驱动大气辐射传输模型影响物理气候系统、驱动海洋和陆地地面碳循环过程影响全球碳循环过程。根据 C4MIP 试验设计要求, esmspinup 试验模拟的海洋和陆地碳库可以存在一定的变化趋势, 但均应小于 $10 \text{ PgC}/100 \text{ a}$, 即海-气和陆-气 CO_2 通量应小于 $10 \text{ PgC}/100 \text{ a}$; esmpicontrol 试验模拟的海-气和陆-气 CO_2 通量的飘移也应该控制在 $10 \text{ PgC}/100 \text{ a}$ 内, 大气 CO_2 体积分数的变化趋势应该稳定控制在 $5 \times 10^{-6}/100 \text{ a}$ 内。

FIO-ESM v2.0 全球碳循环模式在大气 CO_2 体积分数为 284.32×10^{-6} 驱动下, 完成了 1 000 a 的 esmspinup 试验, 其最后 200 a 平均的海-气和陆-气 CO_2 通量分别为 9.1 和 $-6.1 \text{ PgC}/100 \text{ a}$, 海洋存在向大气排放 CO_2 的趋势、陆地存在从大气吸收 CO_2 的趋势, 但均达到了 C4MIP 的要求。在此基础上, 我们完成了 500 a 的 esmpicontrol 试验, 模拟结果显示 500 a 平均的大气 CO_2 体积分数为 286.85×10^{-6} (图 4), 较工业革命前观测值 284.32×10^{-6} 偏大; 大气 CO_2 体积分数的长期变化趋势为 $1.331 \times 10^{-6}/100 \text{ a}$; 500 a 平均的海-气和陆-气 CO_2 通量分别为 6.7 和 $-4.2 \text{ PgC}/100 \text{ a}$, 大气碳库存在一个弱的源 ($2.5 \text{ PgC}/100 \text{ a}$), 对应了大气 CO_2 的长期变化趋势。尽管 esmpicontrol 试验的模拟结果存在一定的长期变化趋势, 但是均控制在了 C4MIP 试验设计要求的范围内。需要注意的是, 在对 esmhistorical 试验和 esmssp585 情景试验的模拟结果分析时, 需要去除该趋势项的影响。

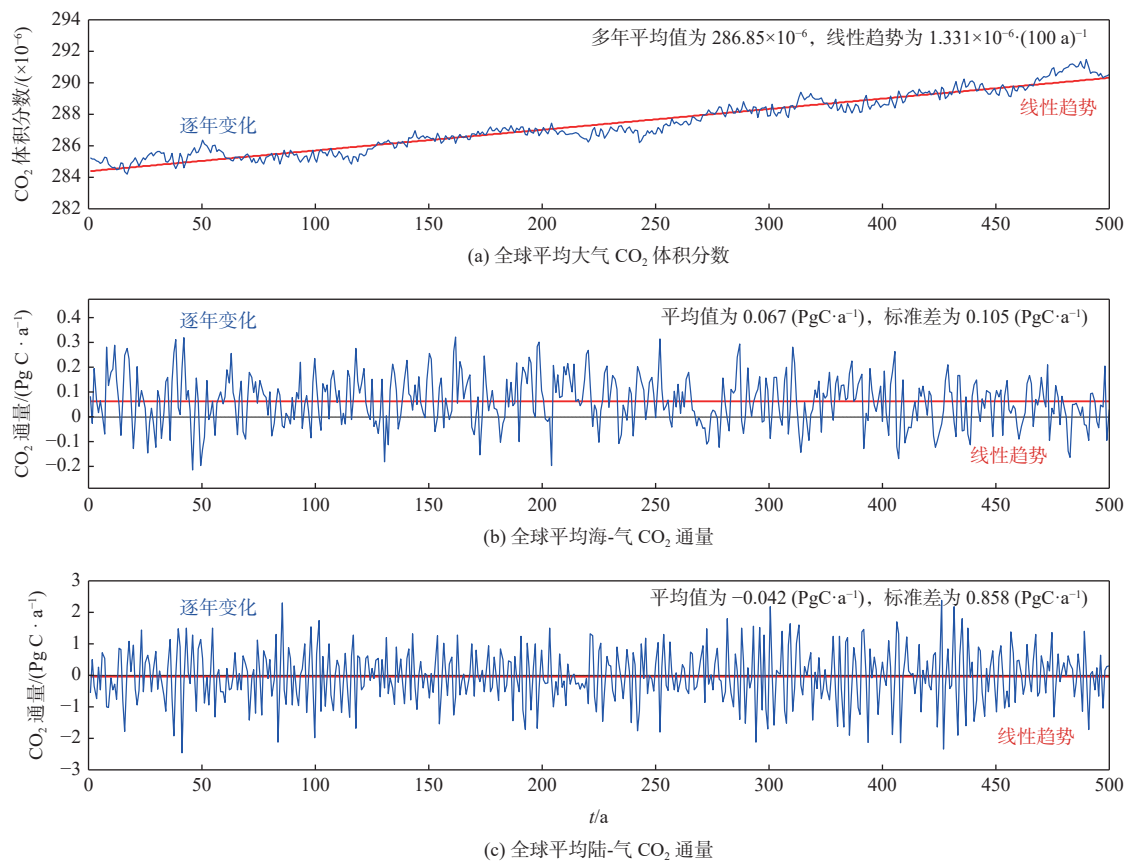


图 4 全球碳循环 esmpicontrol 试验模拟的大气 CO_2 体积分数、海-气 CO_2 通量和陆-气 CO_2 通量
(海-气和陆-气 CO_2 通量向大气为正)

Fig. 4 Simulated atmospheric CO_2 concentration, air-sea CO_2 flux and land-sea CO_2 flux in the esmpicontrol experiment
(positive CO_2 flux means release CO_2 to the atmosphere)

3.2 FIO-ESM v2.0 的 BGC-OMIP 试验模拟

FIO-ESM v2.0 全球碳循环模式也完成了海洋模式比较计划下的生物地球化学-海洋模式比较计划(BGC-OMIP)试验^[42]中基于 CORE2(Coordinated Ocean Research Experiments version 2)驱动的 omip1 全球海洋碳循环数值模拟试验。该试验的物理模式配置与 Shu 等^[53]一致, 其大气强迫场为 CORE2 数据, 时间长度为 1948—2009 年共 62 a, 驱动海洋模式完成 5 个循环, 即进行 310 的数值积分, 对应的年份为 1700—2009 年。大气 CO₂ 为 CMIP6 给出的 1850—2009 年数据, 在 1850 年以前固定为 1850 年的 284.32×10^{-6} 。在参数化方案方面, 考虑了浪致混合对生物地球化学变量的垂向混合作用、海浪斯托克斯漂对海气动量和热量通量的影响、SST 日变化对海表热通量和 CO₂ 交换通量的影响, 由于 OMIP 试验要求采用指定的块体公式计算海气动量和热量通量, 因而飞沫对海气热通量的作用在该试验中并没有考虑。

FIO-ESM v2.0 海洋碳循环模拟试验的全球年平均海-气 CO₂ 通量时间序列见图 5。模式模拟的全球年平均海-气 CO₂ 通量结果表明, 自 1850 年起随着大气 CO₂ 浓度的增长而增大, 2000—2009 年平均海气通量为 2.01 PgC/a, 与全球碳收支计划(Global Carbon Budget, GCB)^[54]给出的 2.14 PgC/a 一致。模式也很好地模拟出了全球 CO₂ 通量的年际变化特征, 1948—2009 年模式模拟的年平均海-气 CO₂ 通量与 GCB 的相关系数达到 0.95。

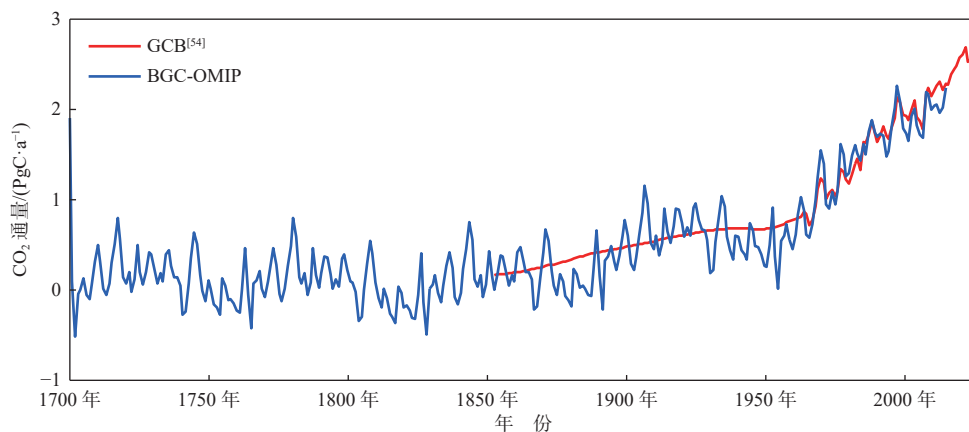


图 5 FIO-ESM v2.0 BGC-OMIP 试验和 GCB 全球年平均海洋碳吸收的时间序列

Fig. 5 Time series of global averaged oceanic CO₂ sink from BGC-OMIP experiment and GCB data

气候态年平均海-气 CO₂ 通量的分布(图 6)表明, 海洋吸收大气 CO₂ 的海区主要位于南北半球的中纬度海区, 而海洋向大气释放 CO₂ 的区域主要位于赤道地区与南大洋海区, 模式的模拟结果也很好地再现了这种分布特征。赤道太平洋海区由于赤道上升流等动力过程显著, 该海区是海洋向大气释放 CO₂ 的显著源区, 并具有显著的年际变化特征, 该海区基于观测数据的海-气 CO₂ 通量也存在较大的不确定性^[55]。同时, 由于模式模拟的 DIC 浓度在赤道太平洋存在东部偏高、西部偏低的偏差, 该偏差会引起表层海水的 CO₂ 分压在赤道东太平洋偏高、东太平洋偏低, 从而使模拟的赤道太平洋海区的海-气 CO₂ 通量在东太平洋强度和范围偏大、西太平洋排放区域偏小。

从整体来看, 全球气候态平均海-气 CO₂ 通量模拟结果与观测的空间分布相关系数达到 0.8, 均方根误差为 9.09 gC/(m²·a)。海-气 CO₂ 通量长期变化、年际变化以及气候态分布均表明, FIO-ESM v2.0 海洋碳循环的模拟结果能够很好地再现历史时期海洋碳循环的特征。

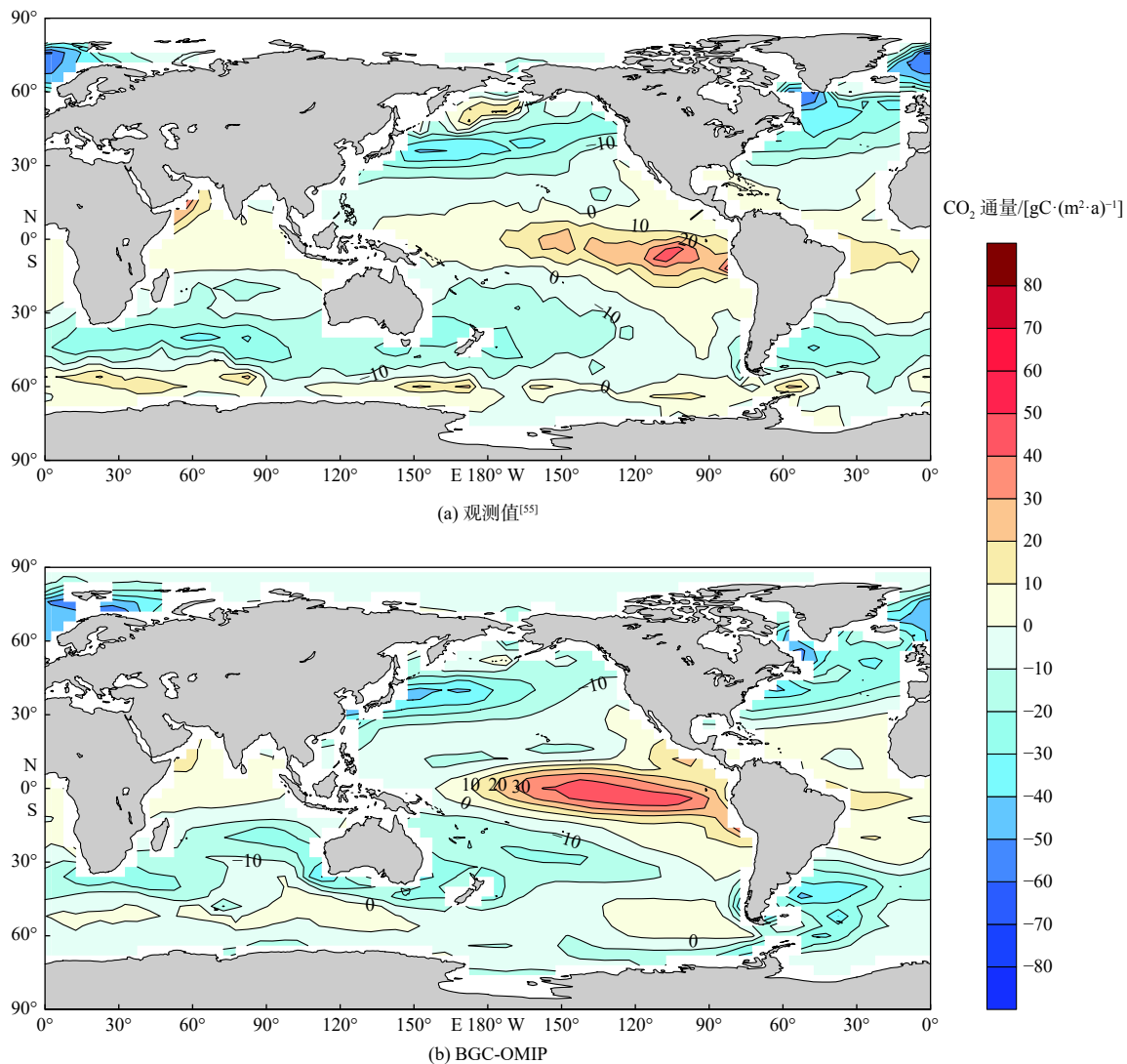


图6 观测与FIO-ESM v2.0 BGC-OMIP 试验模拟的气候态年平均海-气CO₂ 通量分布
(正值表示海洋向大气释放CO₂, 负值表示海洋从大气吸收CO₂)

Fig. 6 Spatial distribution of observed and model simulated climatological annual air-sea CO₂ flux

(Positive value means ocean release CO₂ to atmosphere, while negative value means ocean absorb CO₂ from the atmosphere)

4 展 望

通过系统地介绍自然资源部第一海洋研究所自主研发的地球系统模式FIO-ESM全球碳循环过程从v1.0版本至v2.0版本的发展,揭示了FIO-ESM v2.0全球碳循环模式实现的海洋生态过程与全球碳循环的耦合、陆地碳-氮相互作用与全球碳循环的耦合。其充分考虑了土地利用变化、化石燃料排放等人类活动的影响,并考虑了浪致混合作用对生物地球化学垂向混合过程的影响以及SST日变化对海-气CO₂通量的改进,实现了更准确的全球碳循环过程。

虽然FIO-ESM v2.0全球碳循环模式历史时期和未来预测试验尚在进行中,但是全球碳循环的工业革命前控制试验结果的初步分析表明,FIO-ESM v2.0全球碳循环模式可获得工业革命前的稳定态,这为历史和未来试验的顺利进行提供了保障。大气驱动下的FIO-ESM v2.0全球海洋碳循环模拟试验结果表明,海洋碳

循环模式能够再现历史时期的海-气 CO₂ 通量的变化特征及空间分布特征, 具有较好的全球海洋碳循环模拟能力, 为进一步开展海洋碳循环模拟与研究奠定了基础。

FIO-ESM 是以耦合海浪为特色的地球系统模式, 其发展过程表明, 小尺度海浪在大尺度气候系统中能够起到重要的作用。海浪不仅能够通过海洋混合、斯托克斯漂和海浪飞沫的海气通量作用对气候系统起到关键作用, 还能够通过海面粗糙度影响大气底摩擦和反照率、通过海浪破碎影响大气边界层气溶胶、通过冰-海-浪相互作用影响海冰分布等。因此, 海浪在气候系统中所起到的作用会越来越多引起关注, 其作用应受到更大的重视。

自二十世纪六七十年代以来, 地球系统模式取得了极大的发展和进步, 经历了海气耦合环流模式、气候系统模式, 目前已经进入到包含生物地球化学过程的地球系统模式阶段。模式分辨率越来越高、所包含的过程(物理、化学、生物等)也越来越复杂, 这离不开超级计算机和高性能计算技术的支持, 也需要地球科学不同学科之间的密切合作。从 FIO-ESM 的发展来看, 地球系统模式发展是一项长期的研究工作, 是多领域多学科之间持续性合作与互相促进的结果, 也是多学科、多圈层集成研究的重要平台, 未来的发展更加离不开进一步的多学科交叉融合。

参考文献 (References):

- [1] TANS P, KEELING R. Trends in atmospheric carbon dioxide[EB/OL]. [2022-06-28]. <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/data.html>.
- [2] IPCC. Climate change 2013—the physical science basis: working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change[M]. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007.
- [3] 陈洋勤. 地球系统碳循环[M]. 北京: 科学出版社, 2004. CHEN P Q. Carbon cycle in earth system[M]. Beijing: Science Press, 2004.
- [4] TAYLOR K E, STOUFFER R J, MEEHL G A. An overview of CMIP5 and the experiment design[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2012, 93(4): 485-498.
- [5] 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.
- [6] CRAIG H. The natural distribution of radiocarbon and the exchange time of carbon dioxide between atmosphere and sea[J]. *Tellus*, 1957, 9(1): 1-17.
- [7] OESCHGER H, SIEGENTHALER U, SCHOTTERER U, et al. A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature[J]. *Tellus*, 1975, 27(2): 168-192.
- [8] DONEY S C, LINDSAY K, CALDEIRA K, et al. Evaluating global ocean carbon models: the importance of realistic physics[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2004, 18(3): GB3017.
- [9] LI Y C, XU Y F. Uptake and storage of anthropogenic CO₂ in the Pacific Ocean estimated using two modeling approaches[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, 29(4): 795-809.
- [10] SÉFÉRIAN R, BERTHET S, YOOL A, et al. Tracking improvement in simulated marine biogeochemistry between CMIP5 and CMIP6[J]. *Current Climate Change Reports*, 2020, 6(3): 95-119.
- [11] MOORE J K, LINDSAY K, DONEY S C, et al. Marine ecosystem dynamics and biogeochemical cycling in the community earth system model [CESM1(BGC)]: comparison of the 1990s with the 2090s under the RCP4.5 and RCP8.5 Scenarios[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(23): 9291-9312.
- [12] TJIPUTRA J F, SCHWINGER J, BENTSEN M, et al. Ocean biogeochemistry in the Norwegian earth system model version 2 (NorESM2)[J]. *Geoscientific Model Development*, 2020, 13(5): 2393-2431.
- [13] DUNNE J P, HOROWITZ L W, ADCROFT A J, et al. The GFDL earth system model version 4.1 (GFDL-ESM 4.1): overall coupled model description and simulation characteristics[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, 12(11): e2019MS002015.
- [14] ZIEHN T, WANG Y P, HUANG Y. Land carbon-concentration and carbon-climate feedbacks are significantly reduced by nitrogen and phosphorus limitation[J]. *Environmental Research Letters*, 2021, 16(7): 074043.
- [15] SPAFFORD L, MACDOUGALL A H. Validation of terrestrial biogeochemistry in CMIP6 earth system models: a review[J]. *Geoscientific Model Development*, 2021, 14(9): 5863-5889.
- [16] FRIEDLINGSTEIN P, COX P, BETTS R, et al. Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(14): 3337-3353.

- [17] DONG F, LI Y C, WANG B, et al. Global air-sea CO₂ flux in 22 CMIP5 models: multiyear mean and interannual variability[J]. *Journal of Climate*, 2016, 29(7): 2407-2431.
- [18] MELNIKOVA I, BOUCHER O, CADULE P, et al. Carbon cycle response to temperature overshoot beyond 2°C: an analysis of CMIP6 models[J]. *Earth's Future*, 2021, 9(5): e2020EF001967.
- [19] KATAVOUTA A, WILLIAMS R G. Ocean carbon cycle feedbacks in CMIP6 models: contributions from different basins[J]. *Biogeosciences*, 2021, 18(10): 3189-3218.
- [20] ARORA V K, KATAVOUTA A, WILLIAMS R G, et al. Carbon-concentration and carbon-climate feedbacks in CMIP6 models and their comparison to CMIP5 models[J]. *Biogeosciences*, 2020, 17(16): 4173-4222.
- [21] QIAO F L, SONG Z Y, BAO Y, et al. Development and evaluation of an earth system model with surface gravity waves[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(9): 4514-4524.
- [22] 宋振亚, 鲍颖, 乔方利. FIO-ESM v2.0模式及其参与CMIP6的方案[J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(5): 558-565. SONG Z Y, BAO Y, QIAO F L. Introduction of FIO-ESM v2.0 and its participation plan in CMIP6 experiments[J]. *Climate Change Research*, 2019, 15(5): 558-565.
- [23] BAO Y, SONG Z Y, QIAO F L. FIO-ESM version 2.0: model description and evaluation[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(6): e2019JC016036.
- [24] SONG Y J, QIAO F L, LIU J P, et al. Effects of sea spray on large-scale climatic features over the Southern Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2022, 35(14): 4645-4663.
- [25] SONG Y J, ZHAO Y D, YIN X Q, et al. Evaluation of FIO-ESM v1.0 seasonal prediction skills over the north Pacific[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2020, 7: 504.
- [26] CHEN S Y, QIAO F L, HUANG C J, et al. Effects of the non-breaking surface wave-induced vertical mixing on winter mixed layer depth in subtropical regions[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(4): 2934-2944.
- [27] CHEN X R, LIAO H X, LEI X Y, et al. Analysis of ENSO simulation biases in FIO-ESM version 1.0[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(11): 6933-6946.
- [28] LIU L, XIE S P, ZHENG X T, et al. Indian Ocean variability in the CMIP5 multi-model ensemble: the zonal dipole mode[J]. *Climate Dynamics*, 2014, 43(5): 1715-1730.
- [29] SONG Y J, SHU Q, BAO Y, et al. The short-term climate prediction system FIO-CPS v2.0 and its prediction skill in ENSO[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2022, 9: 759339.
- [30] SONG Z Y, SHU Q, BAO Y, et al. The prediction on the 2015/16 El Niño event from the perspective of FIO-ESM[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2015, 34(12): 67-71.
- [31] SONG Z Y, LIU H L, WANG C Z, et al. Evaluation of the eastern equatorial Pacific SST seasonal cycle in CMIP5 models[J]. *Ocean Science*, 2014, 10(5): 837-843.
- [32] LEE J, PLANTON Y Y, GLECKLER P J, et al. Robust evaluation of ENSO in climate models: how many ensemble members are needed?[J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(20): e2021GL095041.
- [33] ZHANG M Z, XU Z F, HAN Y, et al. Evaluation of CMIP6 models toward dynamical downscaling over 14 CORDEX domains[J]. *Climate Dynamics*, 2022. DOI: [10.1007/s00382-022-06355-5](https://doi.org/10.1007/s00382-022-06355-5).
- [34] QIAO F L, YUAN Y L, EZER T, et al. A three-dimensional surface wave-ocean circulation coupled model and its initial testing[J]. *Ocean Dynamics*, 2010, 60(5): 1339-1355.
- [35] QIAO F L, YUAN Y L, YANG Y Z, et al. Wave-induced mixing in the upper ocean: distribution and application to a global ocean circulation model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(11): L11303.
- [36] ANDREAS E L, MAHRT L, VICKERS D. An improved bulk air-sea surface flux algorithm, including spray-mediated transfer[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2015, 141(687): 642-654.
- [37] YANG X D, SONG Z Y, TSENG Y H, et al. Evaluation of three temperature profiles of a sublayer scheme to simulate SST diurnal cycle in a global ocean general circulation model[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2017, 9(4): 1994-2006.
- [38] NAJJAR R G, ORR J C. Design of OCMIP-2 simulations of chlorofluorocarbons, the solubility pump and common biogeochemistry[EB/OL]. [2022-06-28]. <https://www.cgd.ucar.edu/oce/OCMIP/design.pdf>.
- [39] NAJJAR R G, JIN X, LOUANCHI F, et al. Impact of circulation on export production, dissolved organic matter, and dissolved oxygen in the ocean: results from phase II of the ocean carbon-cycle model intercomparison project (OCMIP-2)[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2007, 21(3): GB3007.
- [40] MOORE J K, DONEY S C, KLEYPAS J A, et al. An intermediate complexity marine ecosystem model for the global domain[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2002, 49(1): 403-462.
- [41] MOORE J K, DONEY S C, LINDSAY K. Upper ocean ecosystem dynamics and iron cycling in a global three-dimensional model[J]. *Global*

- Biogeochemical Cycles*, 2004, 18(4): GB4028.
- [42] ORR J C, NAJJAR R G, AUMONT O, et al. Biogeochemical protocols and diagnostics for the CMIP6 ocean model intercomparison project (OMIP)[J]. *Geoscientific Model Development*, 2017, 10(6): 2169-2199.
- [43] WEISS R F, PRICE B A. Nitrous oxide solubility in water and seawater[J]. *Marine Chemistry*, 1980, 8(4): 347-359.
- [44] POTTER C S, RANDERSON J T, FIELD C B, et al. Terrestrial ecosystem production: a process model based on global satellite and surface data[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7(4): 811-841.
- [45] DONEY S C, LINDSAY K, FUNG I, et al. Natural variability in a stable, 1000-yr global coupled climate-carbon cycle simulation[J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(13): 3033-3054.
- [46] OLESON K, LAWRENCE D M, BONAN B, et al. Technical description of version 4 of the community land model (CLM)[EB/OL]. NCAR Technical notes. [2022-06-28]. https://www.cesm.ucar.edu/models/cesm2/land/CLM4_Tech_Note.pdf.
- [47] LAWRENCE D M, OLESON K W, FLANNER M G, et al. Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the community land model[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2011, 3(1): M03001.
- [48] MERCHANT C J, FILIPIAK M J, LE BORGNE P, et al. Diurnal warm-layer events in the western Mediterranean and European shelf seas[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(4): L04601.
- [49] TORRES O, KWIATKOWSKI L, SUTTON A J, et al. Characterizing mean and extreme diurnal variability of ocean CO₂ system variables across marine environments[J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(5): e2020GL090228. DOI: [10.1029/2020GL090228](https://doi.org/10.1029/2020GL090228).
- [50] KETTLE H, MERCHANT C J, JEFFERY C D, et al. The impact of diurnal variability in sea surface temperature on the central Atlantic air-sea CO₂ flux[J]. *Atmospheric Chemistry Physics*, 2009, 9(2): 529-541.
- [51] BERNIE D J, WOOLNOUGH S J, SLINGO J M, et al. Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer[J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(8): 1190-1202.
- [52] JONES C D, ARORA V, FRIEDLINGSTEIN P, et al. C4MIP-the coupled climate-carbon cycle model intercomparison project: experimental protocol for CMIP6[J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(8): 2853-2880.
- [53] SHU Q, SONG Z Y, BAO Y, et al. FIO-ESM v2.0 CORE2-forced experiment for the CMIP6 ocean model intercomparison project[J/OL]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2022, 41[2022-06-28]. <http://www.aosocean.com/article/doi/10.1007/s13131-022-2000-x>. DOI: [10.1007/s13131-022-2000-x](https://doi.org/10.1007/s13131-022-2000-x).
- [54] FRIEDLINGSTEIN P, O'SULLIVAN M, JONES M W, et al. Global carbon budget 2020[J]. *Earth System Science Data*, 2020, 12(4): 3269-3340.
- [55] TAKAHASHI T, SUTHERLAND S C, WANNINKHOF R, et al. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2009, 56: 554-577.

Global Carbon Cycle of Earth System Model FIO-ESM

SONG Zhen-ya^{1,2,3,4}, BAO Ying^{1,2,3,4}, QIAO Fang-li^{1,2,3,4}

(1. *First Institute of Oceanography, MNR, Qingdao 266061, China;*

2. *Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, MNR, Qingdao 266061, China;*

3. *Shandong Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, Qingdao 266061, China;*

4. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266071, China)*

Abstract: FIO-ESM (First Institute of Oceanography-Earth System Model) developed by the First Institute of Oceanography of the Ministry of Natural Resources, is an earth system model with surface gravity wave models and composed of a physical climate model and a global carbon cycle model. The Earth system model has developed from FIO-ESM v1.0 to FIO-ESM v2.0, which has been improved in both its physical climate model and the global carbon cycle model. The marine carbon cycle model of FIO-ESM v2.0 global carbon cycle model has been upgraded from the nutrient-driven model of v1.0 to the NPZD (Nutrient Phytoplankton Zooplankton Detritus) type ocean ecological carbon cycle model, and the terrestrial carbon cycle model has been upgraded from the simple light energy utilization model of v1.0 to the carbon-nitrogen coupling model considering carbon-nitrogen interaction. The atmospheric carbon cycle model is still the CO₂ transport processes, with the anthropogenic carbon emissions from the fossil fuel and land use change. In terms of effects of physical process parameterization schemes on the global carbon cycle, the FIO-ESM v2.0 global carbon cycle considers not only the role of non-breaking wave induced mixing on biogeochemical variables, but also the effects of SST diurnal cycle on air-sea CO₂ flux. Primary analysis shows that FIO-ESM v2.0 can simulate the global carbon cycle fairly well after considering more complex carbon cycle processes. FIO-ESM v2.0 global carbon cycle model would provide a fundamental tool for the further research of the ocean and global carbon cycle, so as to better serve the national carbon strategy.

Key words: FIO-ESM; global carbon cycle model; ocean carbon cycle model; land carbon cycle model

Received: June 28, 2022