

# 全球海洋碳循环三维数值模拟研究

鲍颖<sup>1</sup>, 乔方利<sup>1</sup>, 宋振亚<sup>1</sup>

(1. 国家海洋局 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061)

**摘要:** 基于海洋环流模式 POP 和生物地球化学模型 OCMIP-2, 建立了全球海洋碳循环模式, 并用于对全球海洋碳循环的模拟研究。该模式在大气 CO<sub>2</sub> 为 283×10<sup>-6</sup> 条件下, 积分 3 100 a, 达到工业革命前的平衡态。在此基础上, 用历史时期观测的大气 CO<sub>2</sub> 浓度进行强迫, 模拟了历史时期的海洋碳循环。模拟的无机碳浓度、总碱度与基于观测得到的结果基本一致, 模式能够较好地模拟全球碳循环过程。模拟结果表明, 在北半球中高纬度和南半球的中纬度, 海洋是大气 CO<sub>2</sub> 的主要汇区; 在赤道南北纬 20° 之间和南大洋 50°S 以南, 海洋表现为大气 CO<sub>2</sub> 的源区。在 1980s 海洋吸收 CO<sub>2</sub> 速率(以 C 计)为 1.38 Pg/a, 1990s 为 1.55 Pg/a。海洋中人为碳在北大西洋含量最大, 向下到达海底并向南输运到 30°N 附近; 在南极附近, 浓度较小, 深度达到 3 000 m; 在中纬度, 人为碳被限制在温跃层以上。

**关键词:** 海洋碳循环模式; 海气 CO<sub>2</sub> 通量; 海洋人为碳

**中图分类号:** P731.235

**文献标志码:** A

**文章编号:** 0253-4193(2012)03-0019-08

## 1 引言

工业革命以来, 大气 CO<sub>2</sub> 浓度持续增长, 从 1800 年的 280×10<sup>-6</sup> 增长到 2005 年的 379×10<sup>-6</sup>, 增长了近 100×10<sup>-6</sup>, 并且还在呈不断增长趋势。大气 CO<sub>2</sub> 浓度不断增长引起的温室效应是全球变暖的重要原因之一<sup>[1-2]</sup>。由全球变暖引发的一系列环境、生态问题, 直接威胁到人类社会与经济的可持续发展。为了应对 CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> 等温室气体诱发的全球环境问题, 有关碳循环的生物地球化学研究已引起了各国科学家和政府的关注, 并在全球范围内开展了以国际地圈生物圈计划(IGBP)、国际人文因素计划(IHDP)、世界气候研究计划(WCRP)和生物多样性计划(DIVERSITES)为核心的国际合作研究。

占地球表面 71% 的海洋是一个巨大的碳库, 其碳储量约为 38 000 Gt, 约是大气碳库的 60 倍, 陆地生物土壤碳库的 20 倍, 海洋可吸收大量的人为碳排放,

从而减缓气候的变化。因而, 海洋碳循环在全球碳循环中具有极其重要的作用, 海洋碳循环研究对全球气候变化研究具有重要意义。然而, 由于海洋观测的时空局限性, 很难覆盖整个研究区域, 长期观测资料更显匮乏, 这限制了人类对海洋碳循环的直接认识, 但也促进了海洋碳循环模式的不断发展。海洋碳循环模式一方面补充了观测的不足, 另一方面也为我们预测未来海洋碳循环的变化趋势及其在全球气候变化中的作用提供了途径。在过去的几十年中, 海洋碳循环模式的发展经历了由简单到复杂的发展过程<sup>[3-4]</sup>, 由最初的箱式模型, 发展到现在基于海洋动力学的三维海洋碳循环模式, 海洋碳循环研究取得了很大的进展<sup>[5-9]</sup>。

海洋碳循环模式强烈的依赖海洋环流模式, 环流模式的不断发展, 反过来也会改进碳循环模式。本文基于海洋环流模式 POP<sup>[10-12]</sup> 和生物地球化学模型 OCMIP-2<sup>[13-14]</sup> 建立了一个全球海洋碳循环模

**收稿日期:** 2010-05-07; **修订日期:** 2011-01-11。

**基金项目:** 国家自然科学基金重点项目“大气-海浪-海洋环流相互作用机理研究及耦合数值模式改进”(40730842); 国家重点基础研究发展计划(“973”计划)(2010CB950504)。

**作者简介:** 鲍颖(1983-), 女, 山东省淄博市人, 博士, 主要从事碳循环模拟研究。E-mail: baoying@fio.org.cn

式,对全球海洋碳循环进行了模拟,分析了全球海洋对人为碳吸收,以及人为碳在海洋中的分布。

## 2 模式介绍

### 2.1 海洋碳循环模式

本文所采用的海洋碳循环模式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 OC-MIP-2(Ocean Carbon Model Inter-comparison Project phase 2)<sup>[13-14]</sup>。CO<sub>2</sub> 在海气界面通过气体交换过程进入或离开海洋,其海气通量的计算为

$$F = k\beta(p\text{CO}_2^{\text{atm}} - p\text{CO}_2^{\text{ocn}})(1 - f_{\text{ice}}),$$

其中,  $k$  为液相传输速度<sup>[15]</sup>,是风速和海表面温度(SST)的函数;  $\beta$  是 CO<sub>2</sub> 的溶解度,是 SST 和海表面盐度(SSS)的函数;  $p\text{CO}_2^{\text{atm}}$  和  $p\text{CO}_2^{\text{ocn}}$  分别是大气底层和海洋表层的 CO<sub>2</sub> 分压,  $f_{\text{ice}}$  是海冰覆盖率。  $p\text{CO}_2^{\text{ocn}}$  是由表层海水的 CO<sub>2</sub> 体系确定,表层海水的 CO<sub>2</sub> 体系受表层溶解无机碳(DIC)、总碱度(ALK)、SST、SSS 等影响。如果大气 CO<sub>2</sub> 分压大于海洋 CO<sub>2</sub> 分压,海洋将吸收 CO<sub>2</sub>; 反之,海洋会释放 CO<sub>2</sub>。

海洋中碳的生物地球化学过程包括:浮游植物通过光合作用吸收溶解在海水中的 CO<sub>2</sub>,将其转化为生物体内的有机物;通过食物链、生命过程等将碳以有机物的形态向深海输送,并在深海中部分被矿化再转化成无机碳,以生物泵形式实现碳从表层向深层的输运。OCMIP-2 模型将海洋分成上层生产区和下层消耗区,其分界线补偿深度  $z_c$  取为 75 m。上层生物的生产将 CO<sub>2</sub> 转化为有机碳,有机碳在下沉过程中将碳带入深层海洋,并在深层海洋发生矿化,又转化为溶解无机碳。根据 Doney 等<sup>[16]</sup>,生产力计算方案由营养盐驱动方案替代原来的营养盐恢复方案,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;并在生物地球化学循环中引入了铁循环,将铁的限制作用考虑到生产力计算方案中。海洋上层的生产力计算公式为:

$$J_{\text{prod}} = \begin{cases} F_T \cdot F_N \cdot F_L \cdot B \cdot \max\left(1, \frac{z_{\text{ml}}}{z_c}\right) / \tau & z < z_c, \\ 0 & z > z_c, \end{cases}$$

其中,  $F_T$  是温度限制因子;  $F_N$  是营养盐限制因子,包括了磷酸盐和铁的共同限制作用;  $F_L$  是光限制因子;  $B$  是生物量,是磷酸盐和铁的浓度共同决定的;  $z_c$  为补偿深度;  $z_{\text{ml}}$  是混合层深度,该项的作用是在混合层深度大于补偿深度  $z_c$  的海区,将补偿浓度等价到混合层深度;  $\tau$  为生物生产的时间尺度,模式中

取 15 d。

考虑碳的生物地球化学过程后,海洋中碳的控制方程为

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

其中,  $L(C)$  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。

### 2.2 海洋环流模式

本文所用海洋环流模式 POP(Parallel Ocean Program)<sup>[10-12]</sup> 是美国 Los Alamos 国家实验室发展的用于高性能计算的海洋环流模式,被广泛应用于海洋研究,不仅用于全球和区域的海洋环流的模拟<sup>[17-18]</sup>,还作为气候耦合模式 CCSM3.0 中的海洋模式用于气候研究<sup>[19]</sup>。

由于海洋碳循环达到工业革命前平衡态的积分时间较长,我们的海洋模式采用较低分辨率网格,其水平分辨率在经向上为  $0.8^\circ \sim 1.8^\circ$ ,纬向上约为  $3.6^\circ$ ,垂向为 25 层。在气候态大气场强迫下,大气 CO<sub>2</sub> 浓度为工业革命前浓度  $283 \times 10^{-6}$ ,对全球海洋碳循环模式进行积分。模式积分 3 100 a,最后 100 a 平均的全球海气 CO<sub>2</sub> 交换通量(以碳计)小于  $0.01 \text{ Pg/a}$ ,认为海洋碳循环模式达到工业革命前的平衡态<sup>[20]</sup>。在此平衡态的基础上,改变大气 CO<sub>2</sub> 的浓度,用观测的大气 CO<sub>2</sub> 浓度进行强迫,模拟了工业革命以来历史时期的全球海洋碳循环过程。

## 3 结果分析

图 1 给出了观测和模拟的表层总碱度(ALK)和溶解无机碳(DIC)的分布。观测数据是 Key 等<sup>[21]</sup>基于 1990s 的世界大洋环流实验(WOCE)、全球海洋通量联合研究(JGOFS)及海洋大气碳交换研究(OACES)的观测资料得到的全球海洋碳分布数据集(Global Data Analysis Project, GLODAP);为与观测相对应,模拟结果取 1990s 的平均值。

从观测资料来看(见图 1a),碱度与盐度基本呈现一致的空间分布。与盐度类似,表层碱度直接受蒸发降水即淡水通量的影响。周天军<sup>[22-23]</sup>利用 NCEP 再分析资料和 ECMWF 再分析资料对全球大洋的海气淡水通量的研究均表明,副热带海区蒸发显著大于降水,为“海洋沙漠”带;热带辐合带和南太平洋辐合带,降水显著大于蒸发;在南北半球的高纬度降水大于蒸发;阿拉伯海为净蒸发;大西洋的净

蒸发量大于太平洋。淡水通量的这种分布形态决定了表层盐度和碱度的分布:在副热带为高盐水,对应着碱度的最大值;在赤道海区、北大西洋和北太平洋的亚极地海区为低盐水,碱度相对较小;盐度在印度洋,阿拉伯海高,而孟加拉湾盐度低,碱度也存在明显的东西向梯度;在大西洋,盐度高于太平洋,对应的碱度亦高于太平洋。由于盐度与碱度存在这种很强的对应关系,所以盐度通常被用来表征碱度的分布<sup>[24]</sup>。模拟结果(图 1b)很好的反应了碱度的这种空间分布特点,特别是在大西洋,副热带的高碱度中心的数值和位置都与观测一致;模拟结果与观测结果的差值较小(图 1c),除在赤道中太平洋大于  $0.05 \text{ mol/m}^3$ ,主要在  $\pm 0.05 \text{ mol/m}^3$  之间;在太平洋模拟的碱度略偏大,而在大西洋略偏小。

模拟结果(图 1e)表明,表层 DIC 的分布受物理

过程影响,与温度的分布大致相反。在赤道低纬度海区,表层 DIC 浓度较小,特别是在赤道西太平洋和东印度洋,浓度只有  $1.9 \text{ mol/m}^3$ ;在中高纬度海区, DIC 浓度相对较高, DIC 浓度在南北半球均存在从低纬向高纬增大的趋势;在北太平洋的亚极地海区存在一个 DIC 浓度的相对高值中心;在南大洋  $50^\circ\text{S}$  以南浓度较大,在  $2.15 \text{ mol/m}^3$  以上。模拟的这些分布形态与观测(图 1d)基本一致。在赤道中东太平洋,虽然模拟出了 DIC 浓度小于中高纬度的分布特征,但与观测相比仍略有偏高;在南大洋  $60^\circ\text{S}$  以南浓度略偏大。从模拟结果与观测的差值分布(图 1f)也可以看到,在太平洋和南大洋模拟结果偏大,特别是在赤道中太平洋与南极大陆附近偏差最大,可达  $0.1 \text{ mol/m}^3$ ;在大西洋与印度洋模拟结果略偏小。

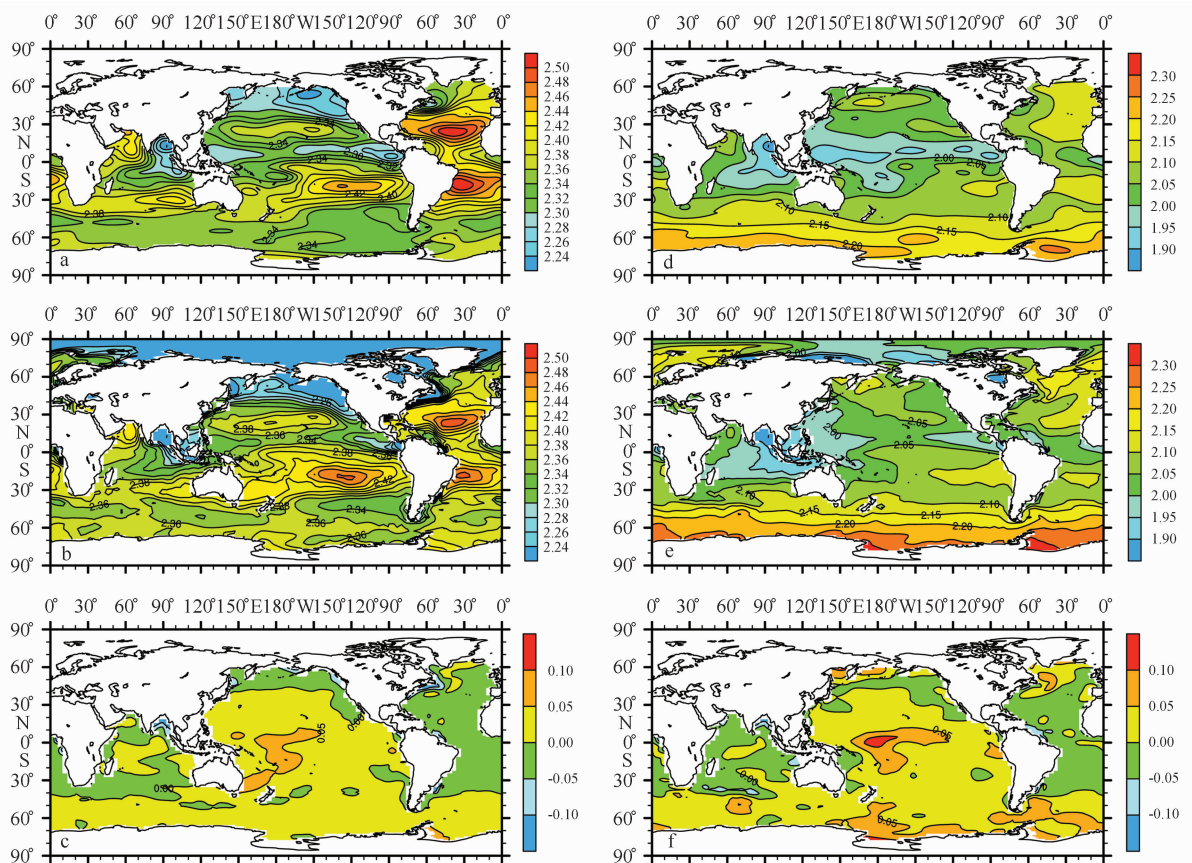


图 1 观测与模拟的表层 ALK 和 DIC 分布(单位:  $\text{mol/m}^3$ )

a, b, c 分别为 ALK 的观测值、模拟结果、模拟结果与观测的差值; d, e, f 分别为 DIC 的观测值、模拟结果、模拟结果与观测的差值

无论是 DIC 还是 ALK,其浓度值都随着深度的增大而增加(见图 2)。上层海洋,在跃层内,浓度的垂

向梯度较大;在中层以下,垂向变化较小。模拟结果与观测相比,很好的再现了这种垂向变化结构;在表

层浓度差值非常小,在 1 000 m 左右相差比较大。

无论是表层分布还是垂直结构,模拟结果与观

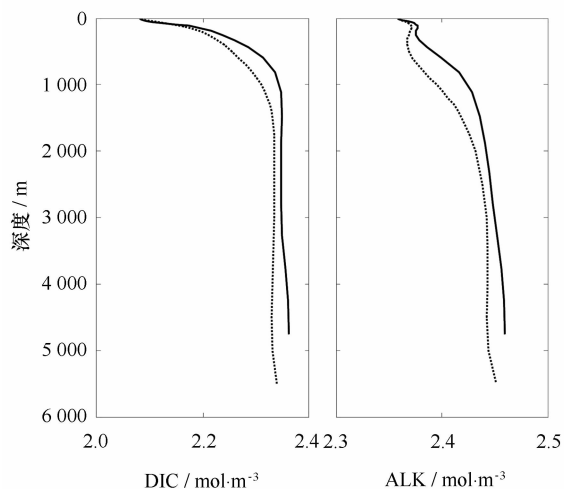


图 2 全球平均的 DIC 和 ALK 垂直廓线  
虚线为观测值,实线为模拟结果

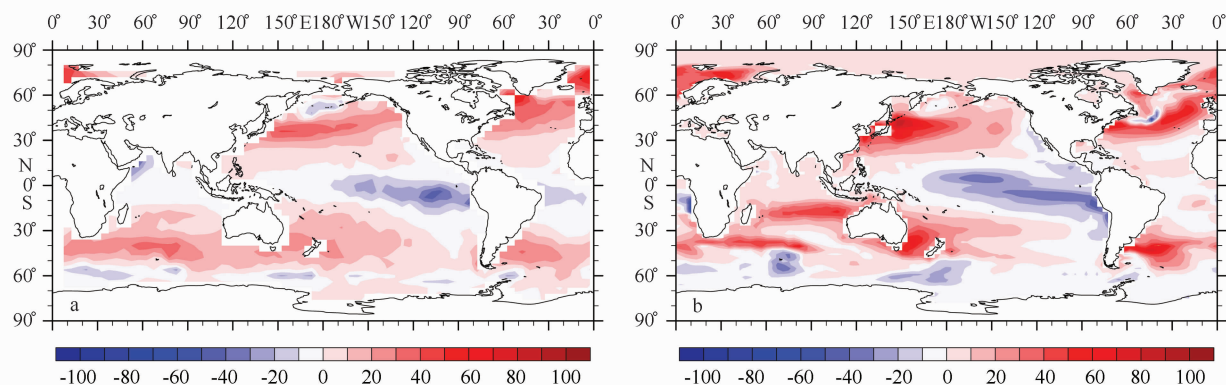


图 3 2000 年海气  $\text{CO}_2$  通量分布(单位:  $\text{g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ )

a. 为观测结果, b. 为模拟结果

从纬向平均的海气通量看(图 4),无论是工业革命前还是工业革命后,南北纬  $15^\circ$  之间的赤道海区和南大洋  $50^\circ\text{S}$  以南的海域海气  $\text{CO}_2$  通量为负,即在这两个纬度带内,海洋向大气释放  $\text{CO}_2$ ,是大气  $\text{CO}_2$  的源;北半球的中高纬度和南半球中纬度,海气  $\text{CO}_2$  通量为正,海洋吸收大气  $\text{CO}_2$ ,是大气  $\text{CO}_2$  汇区,特别是南北纬  $40^\circ$  附近,海洋吸收大气  $\text{CO}_2$  的能力较强,是大气  $\text{CO}_2$  关键的汇区。工业革命前,全球海洋净  $\text{CO}_2$  通量趋于 0,吸收与释放的  $\text{CO}_2$  基本相同。2000 年较工业革命前,在所有纬度上,海气  $\text{CO}_2$  通量均有所增大,海气通量为负的纬度带变窄,海气通量为正的纬度带变宽。这表明工业革命

测相比虽然都略有差异,但总的分布形态是非常一致的,说明本文建立的全球海洋碳循环模式能够较好的模拟全球海洋碳循环。

图 3a 为 Takahashi 等<sup>[25]</sup> 基于观测得到的 2000 年的海气  $\text{CO}_2$  通量分布,图 3b 给出了数值模式模拟的 2000 年全球海气  $\text{CO}_2$  通量的分布。图中正值表示海洋吸收  $\text{CO}_2$ ,海洋为大气  $\text{CO}_2$  的汇;负值表示海洋释放  $\text{CO}_2$ ,海洋为大气  $\text{CO}_2$  的源。从图中可以看出模式模拟的结果与观测结果分布基本一致。海洋吸收  $\text{CO}_2$  的海区,即海洋作为大气  $\text{CO}_2$  的汇区,主要位于北太平洋、北大西洋以及南大洋的中纬度  $20^\circ \sim 50^\circ\text{S}$  海区;除印度洋以外,海洋吸收  $\text{CO}_2$  的极值中心均位于约南北纬  $40^\circ$  附近,尤其是大洋西部吸收能力更强。海洋释放  $\text{CO}_2$  的海区,即海洋作为大气  $\text{CO}_2$  的源区,主要位于赤道地区与南大洋  $50^\circ\text{S}$  以南,这是全球大洋两个主要上升流区;此外,东太平洋由于沿岸风引起的上升流作用,也是海洋向大气释放  $\text{CO}_2$  的海区。

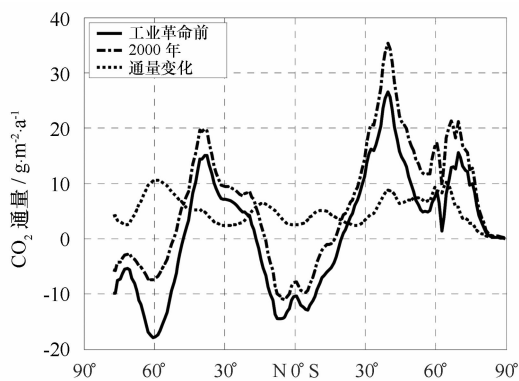


图 4 纬向平均的海气  $\text{CO}_2$  通量

正值表示海洋吸收  $\text{CO}_2$ , 负值表示海洋释放  $\text{CO}_2$

以后,大气  $\text{CO}_2$  浓度不断增大,海洋释放  $\text{CO}_2$  的海区范围减小、强度减弱,吸收  $\text{CO}_2$  的海区面积增大、强度增强。在南大洋  $60^\circ\text{S}$  附近,海洋释放  $\text{CO}_2$  的速率由工业革命前的  $18 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$  变为  $7 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ ,减弱了  $11 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ ,较工业革命前释放能力减弱了  $61\%$ ,变化幅度最大;在北半球  $40^\circ \sim 65^\circ\text{N}$  海区,海洋吸收  $\text{CO}_2$  的速率变化较大,增加了  $7 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$  以上,其中  $40^\circ\text{N}$  和  $60^\circ\text{N}$  附近其速率增大了  $9 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 。海洋  $\text{CO}_2$  吸收的增加造成了全球海洋酸化。

表 1 海洋碳吸收 [单位(以碳计):Pg/a]

	1800年	1980s	1990s	2000年
全球	0.01	1.38	1.55	1.74
南半球	-0.38	0.46	0.57	0.69
北半球	0.39	0.92	0.98	1.05

历史时期的模拟结果显示,海洋作为大气  $\text{CO}_2$  的汇,吸收了大量的人为碳排放(表 1)。由于  $\text{CO}_2$  浓度的不断增长,海洋吸收  $\text{CO}_2$  的速率在不断增大,1980s 海洋平均吸收  $\text{CO}_2$  (以碳计,后同)为  $1.38 \text{ Pg/a}$ ,1990s 平均为  $1.55 \text{ Pg/a}$ ,2000 年海洋吸收的  $\text{CO}_2$  为  $1.74 \text{ Pg/a}$ 。其中北半球始终作为大气  $\text{CO}_2$  的汇,年吸收能力由工业革命前的  $0.39 \text{ Pg/a}$ ,增大到 2000 年的  $1.05 \text{ Pg/a}$ ,增加了  $0.66 \text{ Pg/a}$ ;而南半球由工业革命前大气  $\text{CO}_2$  的源,变成了大气  $\text{CO}_2$  的汇,吸收能力也在逐年增大,到 2000 年,南半球净吸

收  $\text{CO}_2$   $0.69 \text{ Pg/a}$ ,较工业革命前增加了  $1.07 \text{ Pg/a}$ ,显著大于北半球。无论是基于观测数据,还是利用数值模式,很多学者对海气  $\text{CO}_2$  交换通量进行了估计,由于所用资料、方法或者数值模式的不同,估计的结果存在一定差异,所以目前全球海洋净碳汇的大小仍存在很大争议。Sarmiento 等<sup>[26]</sup> 基于扰动法计算的 1980s 全球海洋平均吸收人为碳  $1.9 \text{ Pg/a}$ ;金心和石广玉<sup>[27]</sup> 基于 MOM2 计算的全球海洋人为碳吸收在 1980s 为  $2.05 \text{ Pg/a}$ ;基于三维海洋碳循环模式,英国 Hadley、法国 IPSL、德国 MPI 和美国 GFDL 等 4 个全球模式<sup>[28]</sup> 估计的 1980s 海洋吸收  $\text{CO}_2$  分别为  $2.1 \text{ Pg/a}$ ,  $1.5 \text{ Pg/a}$ ,  $1.6 \text{ Pg/a}$ ,  $2.2 \text{ Pg/a}$ ;McNeil 等<sup>[29]</sup> 利用全球 CFC 数据估计全球海洋人为碳吸收在 1980s 和 1990s 分别为  $1.6$  和  $(2.0 \pm 0.4) \text{ Pg/a}$ ;Mikaloff 等<sup>[30]</sup> 用格林函数逆方法估计 1995 年海洋碳吸收为  $(2.2 \pm 0.25) \text{ Pg/a}$ ;Sweeney 等<sup>[31]</sup> 用新的  $^{14}\text{C}$  碳库和逆方法得到 1995 年全球净的  $\text{CO}_2$  通量为  $(1.3 \pm 0.5) \text{ Pg/a}$ ;Xu 和 Li<sup>[32]</sup> 基于扰动法的全球三维海洋碳循环模式分别计算了不同的混合系数下的海洋人为碳吸收,1980s 平均吸收  $1.45 \text{ Pg/a}$  和  $1.53 \text{ Pg/a}$ ,1990s 平均吸收  $1.61 \text{ Pg/a}$  和  $1.73 \text{ Pg/a}$ ;Takahashi 等<sup>[25]</sup> 基于观测得到 2000 年海气  $\text{CO}_2$  通量为  $(1.6 \pm 0.9) \text{ Pg/a}$ ;Gruber 等<sup>[33]</sup> 基于海洋观测和 10 个海洋环流模式估计的 1995 到 2000 年平均的海气  $\text{CO}_2$  通量为  $(1.7 \pm 0.3) \text{ Pg/a}$ 。与已有工作相比,我们的结果在已有结果范围之内。

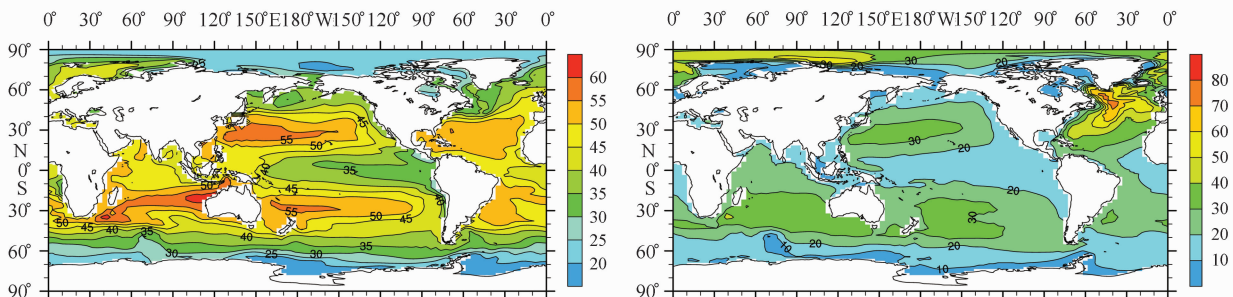


图 5 数值模式模拟的 1990s 平均的人为碳分布

a. 表层人为碳分布(单位:  $\mu\text{mol}/\text{kg}$ ), b. 人为碳水柱分布(单位:  $\text{mol}/\text{m}^2$ )

我们用 1990s 平均的海洋 DIC 分布减去工业革命前的 DIC 分布,可以得到由于人为碳排放引起的海洋中 DIC 含量的变化,即海洋中人为碳的分

布。图 5 是模式计算的 1990s 海洋表层人为碳的分布,受大洋环流的影响,在副热带环流区,表层海水辐聚下沉,表层人为碳向次表层的输送,有利于表层

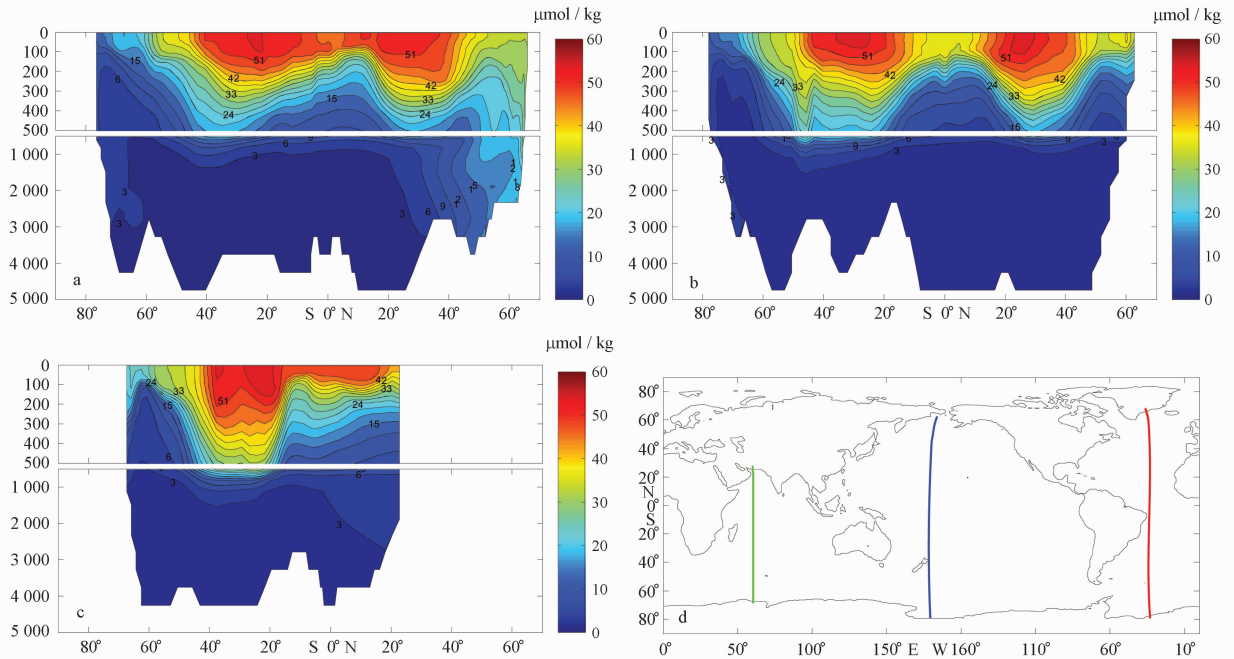


图 6 1990s 人为碳在 3 个大洋的断面分布

a. 大西洋, b. 太平洋, c. 印度洋, d. 3 个段面的位置。a, b, c 图中等值线的间隔为  $3 \mu\text{mol/kg}$ , 纵坐标表示深度, 单位: m

人为碳的吸收, 这可能是在副热带海区表层人为碳浓度较大的一种原因; 在太平洋副热带表层人为碳最高可达  $55 \mu\text{mol/kg}$ 。在赤道海区和南大洋, 表层人为碳浓度都相对较低, 这可能是由于这两个海区存在显著的上升流, 不利于人为碳向下输送引起的。在赤道东太平洋, 受上升流影响, 表层海水中人为碳浓度只有  $35 \mu\text{mol/kg}$ ; 在南大洋, 特别是在  $50^\circ\text{S}$  以南, 受极锋的限制和绕极流区上升流的影响, 人为碳浓度小于  $35 \mu\text{mol/kg}$ 。人为碳浓度在太平洋和南大洋绕极流区与 Key<sup>[21]</sup> 基于观测的结果比较一致, 在大西洋较观测结果要小很多, 但是 Key<sup>[21]</sup> 也指出大西洋较高的人为碳浓度观测值存在着很大的争议。从垂向积分的人为碳水柱分布来看, 副热带海区是相对较大的人为碳库, 在北太平洋最大值为  $30 \text{ mol/m}^2$ , 而在北大西洋, 由于北大西洋深层水的向下输送, 并在底层向南输运, 北大西洋是最大的人为碳库, 最大值达到  $75 \text{ mol/m}^2$ , 与 Sabine 等<sup>[34]</sup> 基于观测的估计一致。

图 6 是人为碳在 3 个大洋中的分布。大西洋断面(图 6a)位于  $35^\circ\text{W}$ , 该断面北部, 从表层到海底都能清晰的看到人为碳, 底层最大浓度达  $20 \mu\text{mol/kg}$ , 这是由于北大西洋深层水(NADW)的形成, 将大量人为碳向深层并向南输送, 在 1990s 人为碳向

南输运到达了  $30^\circ\text{N}$  附近。断面的南部位于南极底层水形成区之一的威德尔海附近, 从断面中也能看出受南极底层水(AABW)形成的影响, 南极大陆附近有人为碳的下沉输送, 最大深度可以达到近  $3000 \text{ m}$ , 但是由于南极底层水的形成速率较小, 人为碳的含量相对于北大西洋要低得多, 并且只到达南极大陆坡底部, 所以在 1990s 还没有人为碳的北向输运。太平洋断面(图 6b)位于  $180^\circ\text{E}$  附近, 由于太平洋北部基本没有深层水下沉, 所以太平洋北部人为碳不能达到深层海洋; 但在南部位于南极底层水的另一个形成区罗斯海附近, 能够看到南极底层水对人为碳的向下输送, 深度与大西洋一致。印度洋断面(图 6c)位于  $60^\circ\text{E}$  附近, 该断面南极大陆附近没有显著的人为碳向下输送, 但在 3 个大洋  $20^\circ \sim 40^\circ\text{S}$  的带状海域, 印度洋人为碳向下输送能力最强。在 3 个大洋断面的中纬度, 表层海水与大气直接接触, 且表层海水辐聚下沉, 有利用表层人为碳的吸收, 表层人为碳浓度较高, 最大可达  $60 \mu\text{mol/kg}$ , 但受大洋主温跃层等环境条件的限制, 人为碳最大深度只能到达  $1000 \text{ m}$ 。

## 4 结论

本文基于海洋环流模式 POP 和海洋生物地球化

学模型 OCMIP-2 建立了一个全球海洋碳循环模式,并对全球海洋碳循环过程进行了模拟,结论如下:

(1) 本文建立的全球海洋碳循环模式模拟的全球溶解无机碳和总碱度的分布与观测较一致,表明该模式对全球碳循环的模拟研究具有可靠性。

(2) 海洋吸收大气 CO<sub>2</sub> 的区域主要在北半球中高纬度和南半球中纬度;海洋向大气释放 CO<sub>2</sub> 的海洋区主要在赤道南北纬 20°之间和南大洋。较工业革命之前相比,海洋吸收 CO<sub>2</sub> 的范围增大,强度增加;释放 CO<sub>2</sub> 的范围减小,强度减弱。其中变化

最大的区域在南北纬 60°附近。

(3) 海洋吸收 CO<sub>2</sub> 的速率,在 1980s 为 1.38 Pg/a,1990s 为 1.55 Pg/a;到 2000 年海洋吸收 CO<sub>2</sub> 为 1.74 Pg/a。

(4) 海洋对人为碳的吸收,最主要的海区为北大西洋。1990s 海洋吸收的人为碳在北大西洋海底最大浓度达到 20 μmol/kg,人为碳向南输运可达 30°N;在南极大陆附近浓度较低,向下输运的深度可以达到 3 000 m;而在中纬度海区,人为碳主要被限制在温跃层以上,最大能到 1 000 m。

## 参考文献:

- [1] HOUGHTON J T, DING Y, GRIGGS D J, et al. Climate change 2001: The Scientific Basis[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2001.
- [2] SOLOMON S, QIN D H, MANNING M, et al. Climate change 2007: The Physical Science Basis[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.
- [3] 刘瑞芝,张学洪. 海洋碳循环模式的进展[J]. 大气科学,1992,16(4):494—501.
- [4] 徐永福,浦一芬,赵亮. 海洋碳循环模式的研究进展[J]. 地球科学进展,2005,20(10):1106—1115.
- [5] 徐永福. 二氧化碳生物地球化学循环研究的进展[J]. 地球科学进展,1995,10(4):367—372.
- [6] 徐永福,赵亮,李阳春. 海洋碳循环与海洋生态系统动力学[J]. 海洋环境科学,2007,26(5):495—500.
- [7] 张远辉,王伟强,陈立奇. 海洋二氧化碳的研究进展[J]. 地球科学进展,2000,15(5):559—564.
- [8] 李宁,李学刚,宋金明. 海洋碳循环研究的关键生物地球化学过程[J]. 海洋环境科学,2005,24(2):75—80.
- [9] 谭娟,沈新勇,李清泉. 海洋碳循环与全球气候变化相互反馈的研究进展[J]. 气象研究与应用,2009,30(1):33—36.
- [10] SMITH R D, DUKOWOCZ J K, MALONE R C. Parallel ocean general circulation modeling[J]. Physica D: Nonlinear Phenomena, 1992, 60: 38—61.
- [11] SMITH R D, KORTAS S, MELTA B. Curvilinear coordinates for global ocean models[R]. Los Alamos Technical Report, 1995, LA-UR-95-1146.
- [12] SMITH R D, GENDT P R. Reference manual for the Parallel Ocean Program(POP), ocean component of the community climate system model(CCSM2.0 and 3.0)[R]. Los Alamos Technical Report, 2002 LA-UR-02-2484.
- [13] NAJJAR R G, ORR J C. Design of OCMIP-2 simulations of chlorofluorocarbons, the solubility pump and common biogeochemistry[EB/OL]. <http://www.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/>, 1999.
- [14] 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, GB3017, doi:10.1029/2003GB002150.
- [15] 徐永福,赵亮,浦一芬,等. 二氧化碳海气交换通量估计的不确定性[J]. 地学前缘,2004,11(2):565—571.
- [16] 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: 3033—3054.
- [17] SMITH R D, MALTRUD M E, BRYAN F O, et al. Numerical simulation of the North Atlantic ocean at 1/10 degree[J]. Journal of Physical Oceanography, 2000, 30:1532—1561.
- [18] MALTRUD M E, MCCLEAN J L. An eddy-resolving global1/10 degree ocean simulation[J]. Ocean Modelling, 2005, 8: 31—54.
- [19] COLLINS W D, BRZCZ C M, BLACKMON M L, et al. The community climate system model version 3 (CCSM3) [J]. Journal of Climate, 2005, 19: 2122—2143.
- [20] NAJJAR R G, ORR J C. OCMIP-2 Biotic-HOWTO[EB/OL]. <http://www.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/phase2/simulations/Biotic/HOWTO-Biotic.ps>, 1999.
- [21] KEY R M, KOZYR M A, SABINE C L, et al. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP) [J]. Global Biogeochemical Cycles,2004, 18, GB4031, doi: 10.1029/2004GB002247.
- [22] 周天军,张学洪,王绍武. 全球水循环的海洋分量研究[J]. 气象学报,1999,57(3):264—282.
- [23] 周天军. 利用不同资料估算的全球海气间淡水交换量之比较[J]. 自然科学进展,2003,13(9):946—950.
- [24] MILLERO F J, LEE K, ROCHE M P. Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans[J]. Marine Chemistry, 1998,

60; 111–130.

- [25] TAKAHASHI T, SUTHERLAND S C, WANNINKHOF R, et al. Climatological mean and decadal changes in surface ocean  $p\text{CO}_2$  and net sea-air  $\text{CO}_2$  flux over the global oceans[J]. *Deep-Sea Research II*, 2009, 56: 554–577.
- [26] SARMIENTO J L, ORR J C, SIEGENTHALER U. A perturbation simulation of  $\text{CO}_2$  uptake in an ocean general circulation model[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97, 3621–3645.
- [27] 金心, 石广玉. 海洋对人为  $\text{CO}_2$  吸收的三维模式研究[J]. *气象学报*, 2000, 58(1): 40–48.
- [28] ORR J C, MAIER-REIMER E, MIKOLAJEWICA U, et al. Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15(1): 43–60.
- [29] MCNEIL B I, MATEAR R J, KEY R M, et al. Anthropogenic  $\text{CO}_2$  uptake by the ocean based on the global chlorofluorocarbon data set [J]. *Science*, 2003, 299: 235–239.
- [30] MIKALOFF FLETCHER S E, GRUBER N, JACOBSON A R, et al. Inverse estimates of anthropogenic  $\text{CO}_2$  uptake, transports, and storage by the ocean[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2006, 20, GB2002, doi:10.1029/2005GB002530.
- [31] SWEENEY C, GLOOR E, JACOBSON A R, et al. Constraining global air-sea gas exchange for  $\text{CO}_2$  with recent bomb  $^{14}\text{C}$  measurements[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2007, 21, GB2015, doi: 10.1029/2006GB002784.
- [32] XU Y F, LI Y C. Estimates of anthropogenic  $\text{CO}_2$  uptake in a global ocean model[J]. *Advances in Atmospheric Science*, 2009, 26(2): 265–274.
- [33] GRUBER N, GLOOR M, MIKALOFF FLETCHER S E, et al. Oceanic sources, sinks, and transport of atmospheric  $\text{CO}_2$  [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2009, 23, GB1005, doi:10.1029/2008GB003349.
- [34] SABINE C L, FEELY R A, GRUBER N, et al. The oceanic sink for anthropogenic  $\text{CO}_2$  [J]. *Science*, 2004, 305: 367–371.

## The 3-dimensional numerical simulation of global ocean carbon cycle

BAO Ying<sup>1</sup>, QIAO Fangli<sup>1</sup>, SONG Zhenya<sup>1</sup>

(1. *First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China*)

**Abstract:** A general ocean carbon cycle model which is based on the ocean circulation model of POP and the biogeochemical model of OCMIP-2, is employed to simulate the global ocean carbon cycle. After spinning-up for 3 100 years, the model reaches the pre-industrial stable state, under the pre-industrial condition that the  $\text{CO}_2$  concentration in atmosphere is  $283 \times 10^{-6}$ . Then the model is forced by the observed historical atmosphere  $\text{CO}_2$  concentration. The distributions of the simulated dissolved inorganic carbon and alkalinity are consistent with the available observations. The model results show that in the mid-and high-latitude of the northern hemisphere and the mid-latitude of the southern hemisphere, ocean is the sink of  $\text{CO}_2$ , while in the equatorial area and south of  $50^\circ\text{S}$ , ocean is the source of  $\text{CO}_2$ . The global air-sea flux of  $\text{CO}_2$  is 1.38 Pg/a in 1980s, while it reaches 1.55 Pg/a in 1990s. In the north Atlantic, the anthropogenic  $\text{CO}_2$  concentration is the highest in the global ocean, and the anthropogenic  $\text{CO}_2$  can reach the ocean deep layer and can be transported to  $30^\circ\text{N}$ , while in the vicinity of the Antarctic, the concentration is much lower. In the mid-latitude area, the anthropogenic carbon is trapped in the upper layer shallower than 1 000 m mainly by the thermocline and vertical mixing.

**Key words:** ocean carbon cycle model; air-sea  $\text{CO}_2$  flux; ocean anthropogenic carbon