

海洋对人为 CO₂吸收的三维模式研究

金 心 石广玉

(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), 北京, 100029)

摘 要

文中用包含海洋化学过程和一个简单生物过程的三维碳循环模式模拟了海洋对大气 CO₂的吸收, 并分析了碳吸收的纬度分布。模拟工业革命以来海洋对大气 CO₂的吸收表明: 海洋碳吸收再加上大气 CO₂的增加只占由化石燃料燃烧、森林砍伐和土地利用的变化而释放到大气中的 CO₂的2/3。1980~1989年期间海洋年平均吸收2.05 GtC。海洋人为 CO₂的吸收有明显的纬度特征。模式计算的海洋 CO₂的吸收在总量与纬度分布上与观测结果比较相符。

关键词: 人为 CO₂, 海洋吸收, 三维模式, 纬度分布, 碳循环。

1 引 言

人为 CO₂平衡概算的问题仍然是一个没有解决的问题, 它一直困扰着我们。在这里, 比较可靠的事实是: 1950年代后期以来大气中 CO₂是增加的, 从冰芯中得到的两个世纪以来大气 CO₂在变化和由于化石燃料燃烧和水泥生产而向大气中释放 CO₂。相反, 对海洋汇的估计和因森林砍伐和土地利用变化引起的陆地生物圈源的估计存在着很大的不确定性。政府间气候变化委员会(IPCC)对大气中 CO₂源、汇的总结(表1)表明仍然存在很大的不确定性。不确定性主要表现在两个方面: 一方面对已确定的源、汇的值有很大的误差, 如海洋汇的误差高达40%; 另一方面尽管把以前的表观陆生汇(Missing Sink)分离为北半球森林吸收和别的汇(二氧化碳的施肥效应及气候变化等^[1]), 但对其组成及量值的大小的确定是很初步的, 其中的不确定性非常大。

这里, 用三维模式对其中的海洋吸收问题进行了研究, 模拟了工业革命以来海洋对大气 CO₂的吸收, 并分析了碳吸收的纬度分布, 与观测值进行了对比,

表1 1980~1989年 IPCC 对年平均人为 CO₂的概算^[1]

源	年平均值(Gt C/a)
燃烧	5.5 ± 0.5
土地利用	1.6 ± 1.0
合计	7.1 ± 1.1
汇	
大气	3.3 ± 0.2
海洋	2.0 ± 0.8
北半球森林吸收	0.5 ± 0.5
其它的汇	1.3 ± 1.5

作进一步讨论。

2 模式简介

初稿时间: 1998年11月27日; 修改稿时间: 1999年5月21日。

资助课题: 国家自然科学基金(49794030)及国家“九五”重中之重项目“我国短期气候预测系统的研究”(96-908-01-06)。

我们所用的模式是一个包含海洋化学过程和一个简单的生物过程的海洋三维碳循环模式^[2]。下面对该模式进行简单的介绍。

环流模式以目前应用最广的美国地球流体动力实验室(GFDL)的三维海洋环流模式(MOM2)为基础,考虑了真实的海底地形。模式的坐标系是经度、纬度和深度,网格点为 Arakawa B 格点。水平分辨率为2(纬度) × 4(经度),垂直方向分成15层。动量通量取 Hellerman 和 Rosenstein^[3]的年平均值,温度和盐分取 Levitus^[4]的年平均观测值。在海洋表面温度和盐分的恢复系数为1/30 d,在海洋内部恢复系数为0。运行3000年后得到海洋的平衡态^[5]。

在本文的模式中,由于大气 CO₂的混合过程比海气交换的时间快很多,所以认为大气是一个二氧化碳均匀混合的箱室,它的性质由二氧化碳的分压 $p\text{CO}_2$ 表示。在海洋中的预报变量有:海洋总 CO₂ 含量(TCO₂),总碱度(Talk)和磷酸盐(PO₄)。

在模式中没有考虑海底的沉积过程和河流的输入。一般认为河流的输入与沉积过程的减少相当,因此在海洋中磷酸盐和总碱度的值是守恒的。

模式中所考虑的化学和生物过程如图1所示。海水表面的 CO₂的分压 $p\text{CO}_2$ 可由碱度、总 CO₂ 含量、温度和盐度求得。总碱度由碳-硼酸盐-水系统决定,硼酸盐的含量是盐度的线性函数。碳、硼酸盐和水的化学平衡常数取自 Dickson 和 Millero^[7], Johansson 和 Wedborg^[8], Dickson 和 Riley^[9]。二氧化碳的溶解度取自 Weiss^[10]。海气 CO₂ 的交换通量与大气和海洋中的 $p\text{CO}_2$ 的差值成正比。

$$S = k_g[(p\text{CO}_2)_o - (p\text{CO}_2)_a] \quad (1)$$

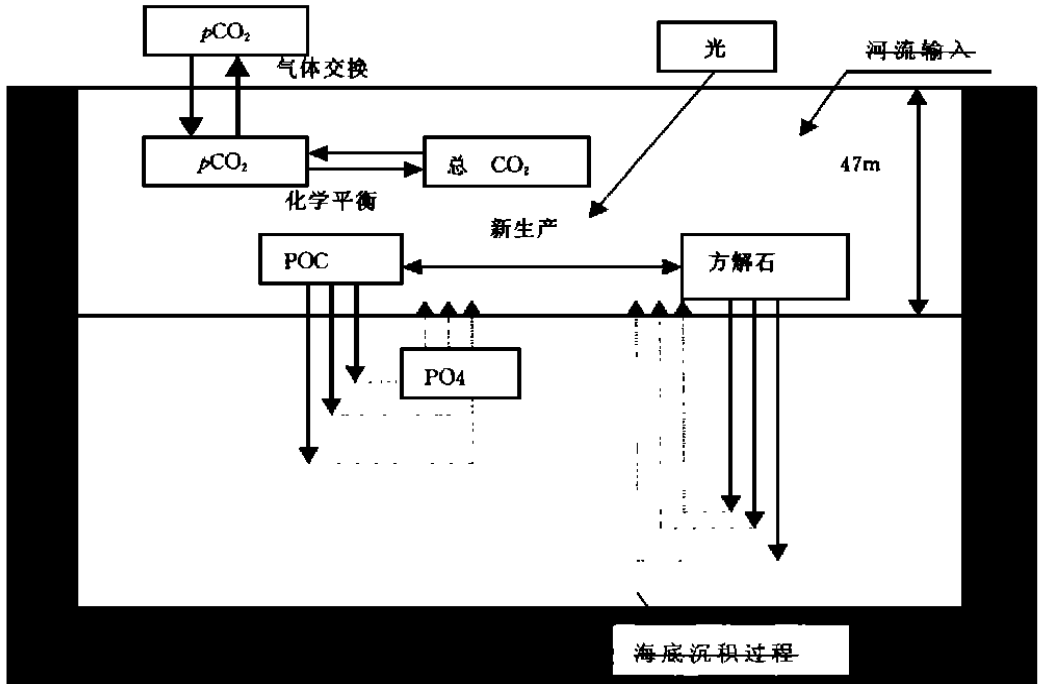


图1 模式中所考虑的化学和生物过程,不包括河流输入和海底沉积

(取自 Y. Yamanaka, 但没有考虑 O_2 的循环过程^[6])

交换系数^[12] $k_g = 0.06 \text{ mol m}^{-2} \text{ a}^{-1} \text{ uatm}^{-1}$ ，与风速有关的气体交换系数的全球平均值。

海洋生物过程对海洋化学物质浓度的分布产生影响。我们考虑了其中简单但最重要的生物过程——新生产。在海洋表面大多数初级生产只在生成的地方循环，只有其中一部分叫做新生产的有机物下沉到深海并再矿化，所以我们要模拟的是这些新生产。光合作用和生物生产只在海洋表面发生。新生产 EP 是磷酸盐 $[PO_4]$ 和光因子 L_f 的函数 (Michaelis-Menten 动力学^[11])

$$EP = r D_e L_f [PO_4] \frac{[PO_4]}{h + [PO_4]} \tag{2}$$

其中 h 是磷酸盐浓度的半饱和常数 (0.02 mol/L)^[11]， D_e 是表面层厚度，等于 47m ， r 是比例系数，取 2a^{-1} (称为生物生产效率)，入射光因子 L_f 与年平均太阳辐射成正比，是纬度的函数并归一化为 $0 \leq L_f \leq 1$ 。POC 的组成遵从 Redfield 比率

$$P N C - O_2 = R P R N R C R O = 1 16 106 138 \tag{3}$$

模式中的参数下落比取 $R = 0.06$ 。

模式中 POC 通量的表达式如下

$$F = \left(\frac{z}{100}\right)^a \tag{4}$$

$a = 0.858$ (在海洋表面透光层下 POC 垂直通量分布取自 Martin 等^[12]的观测值) 再矿化立即发生并等于 $-dF(z)$ 。方解石在 1500m 以下均匀分解。因为在我们的模式中不考虑沉积过程，所有到达海底的 POC 和方解石都加到表面层，以保证物质守恒。

3 全球海洋 CO₂ 的吸收和区域分布

图2a 是大气 CO₂ 分压值随时间的变化曲线，它是 Siple 冰芯和 Mauna Loa 大气 $p\text{CO}_2$ 观测值的样条函数拟合曲线。图2b 给出了模式模拟的海洋和大气中碳含量累积变化过程。Siegenthaler 和 Oeschger, Keeling 等^[14, 15] 得到过类似的图。在19世纪早期，为了解释那时的大气 CO₂ 浓度增加，就必须有一个相对大的年输入。可能的原因是从1800年前开始的森林砍伐释放的 CO₂，Siegenthaler 和 Oeschger^[14] 对此有详细的讨论。需要指出的是上述结论的正确性依赖于 Siple 冰芯资料的可靠性。

直到最近，约1951年以后，模式模拟的海洋和大气的碳吸收才略小于 Keeling, Marland 和 Boden^[16, 17] 估算的燃烧释放的碳。从1958 ~ 1990 年，大气 CO₂ 记录和燃烧释放的 CO₂ 的估算都较精确，海洋和大气碳增加的和为 135.5 GtC ($1 \text{ Gt} = 10^{12}$

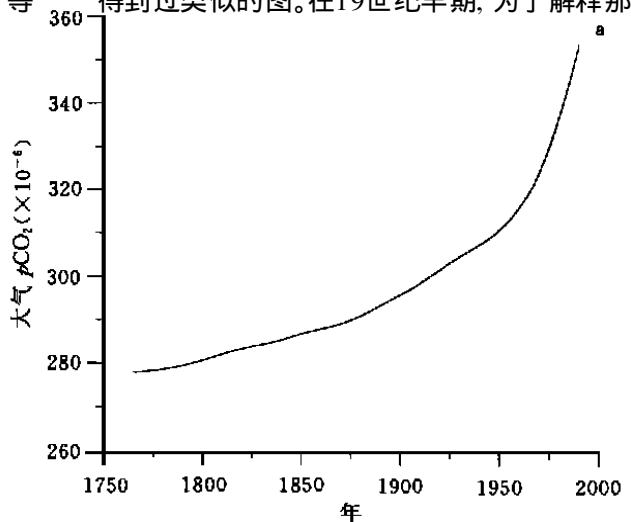


图2a Siple 冰芯和 Mauna Loa 大气 $p\text{CO}_2$ 观测值的 Spline 拟合曲线^[13]

kg), 这比燃料燃烧 CO₂的估算值 (143.48 GtC) 小5.5%。要平衡燃烧的 CO₂的源, 海洋就必须多吸收15%的碳。在这期间土地利用所释放的 CO₂为45.70 GtC(根据文献[18]中 R. A. Houghtond 的资料进行计算)。这样, 海洋碳吸收再加上大气 CO₂的增加只占释放到大气中的 CO₂的72%, 大约为2/3, 源包括燃料燃烧、森林砍伐和土地利用的变化。

在讨论海洋对人为 CO₂吸收的分布以前, 我们先定义几个变量

$$pCO_2 = pCO_2 - pCO_{2,0} = pCO_{2,oc} - pCO_{2,atm} \quad (5)$$

$$pCO_2 = pCO_{2,oc} - pCO_{2,atm} \quad (6)$$

$$pCO_2 = pCO_2 - pCO_{2,0} \quad (7)$$

式中 pCO_2 表示大气或海洋中现在的 CO₂与初始时刻的差值, pCO_2 表示海洋与大气的 CO₂的差值, pCO_2 是海洋大气差随时间的变化值。

海-气 CO₂ 通量值主要取决于海洋大气差的变化值 pCO_2 。图3给出了本文模式计算的大气-海洋差 pCO_2 的分布图。现在与工业化前的海-气 pCO_2 的差值 pCO_2 的分布

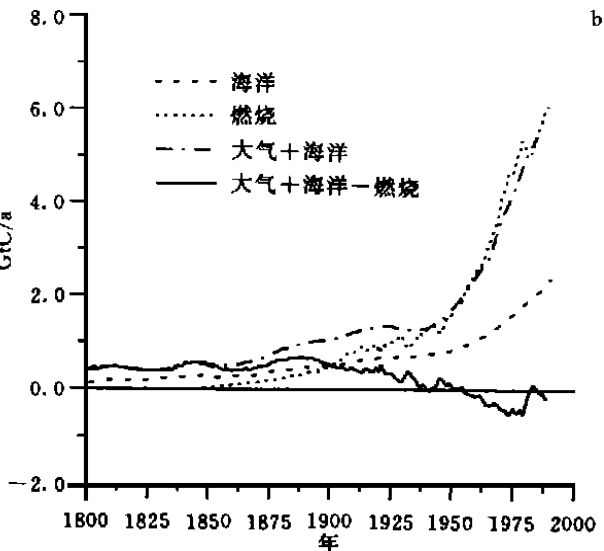


图2b 本文模式计算的海洋吸收人为 CO₂的年变化

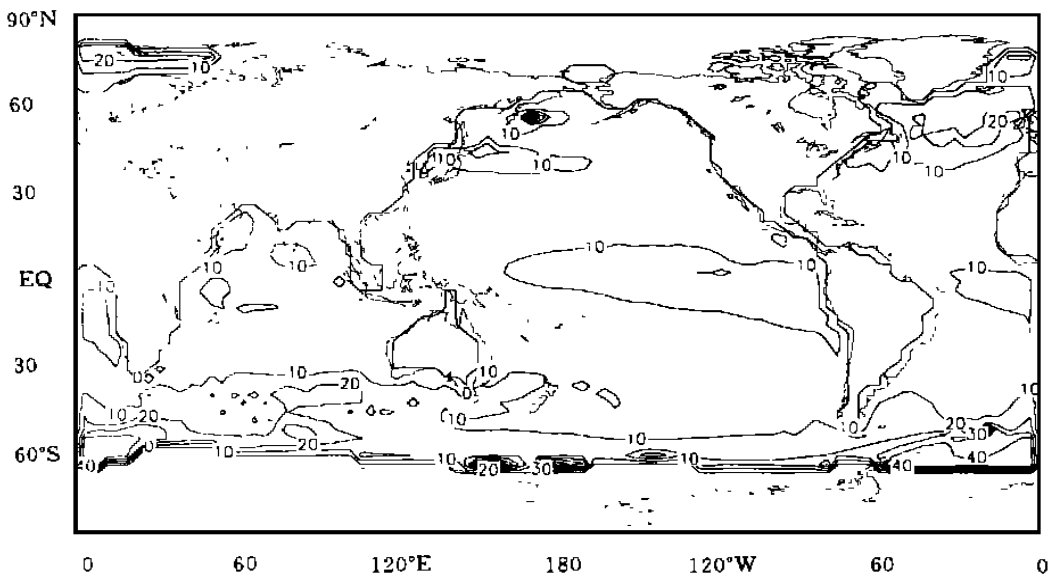


图3 本文模式计算的海洋-大气的差值 pCO_2 的分布

主要取决于海洋表面的垂直运动。在赤道和亚极地的上涌区存在较强的垂直运动。经与垂直运动分布图相比可知:

$p\text{CO}_2$ 的高值区与垂直运动的强弱是密切相关的,赤道和亚极地的上涌区对应着海洋-大气差 $p\text{CO}_2$ 的高值区。

图4是本文模式计算的 CO_2 通量的纬向分布值 (1990年)。从中可以看出人为 CO_2 在不同纬度的吸收是很不相同的。这与用不包含生物过程的三维碳循环模式计算的结果类似^[13]。

海洋碳吸收分别在赤道和两半球的中纬度地区存在极大值。这是由于赤道太平洋上涌区中的海水与大气隔绝已有很长的时间,它们所带有的人为 CO_2 的含量较少(上一次与大气接触时被污染的量)。南部海洋极大值的出现的主要原因之一是该地区海洋面积很大。

当然,进入海洋的 CO_2 并不只是停留在它进入的地方,而是在海洋中进行再分布。图5给出了累积进入海洋的通量和海洋中储量的分布值。图6给出了与此相对应的纬向平均值。从图中可以看到海洋中的人为 CO_2 从赤道和亚极地环流区流出,而在副热带堆积。这种经向再分配是由赤道和亚极地涌升流所控制的。

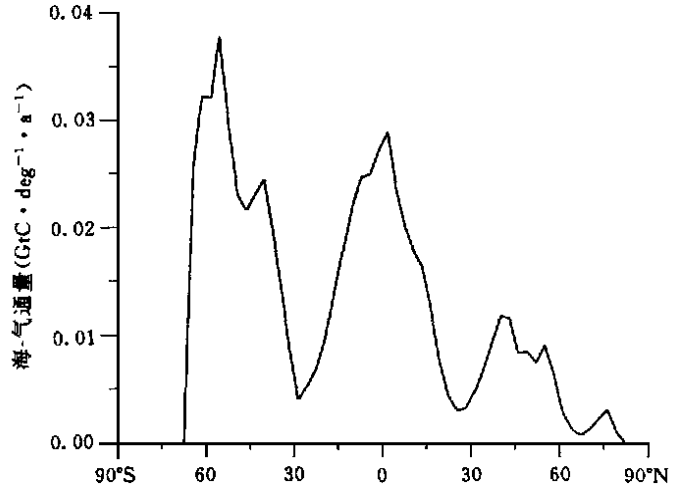


图4 本文模式计算的人为 CO_2 海-气通量的纬向分布值

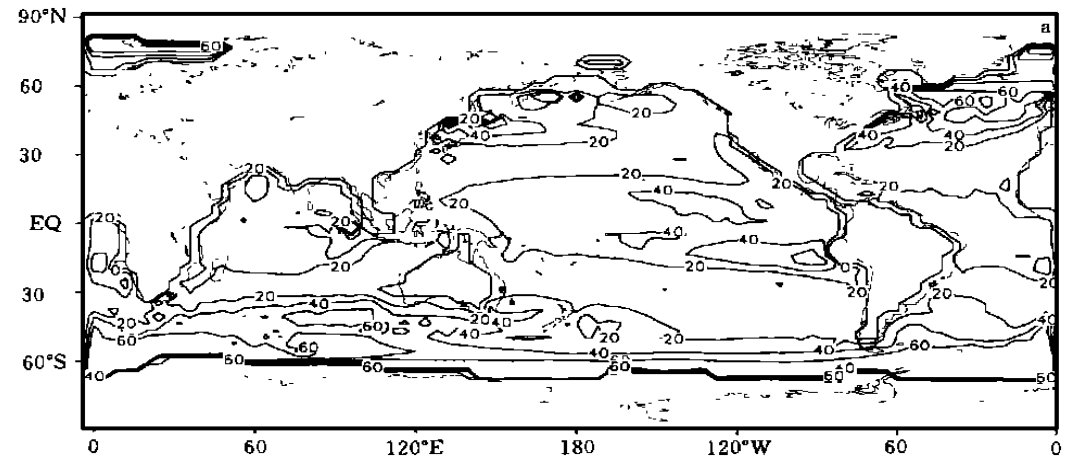


图5a 本文模式计算的累积进入海洋的人为 CO_2 的分布

一个有用的诊断海洋吸收对总碳预算的贡献的量是海洋和大气组合的气留比:

$$AF_{ao} = \frac{I_t^{\text{atm}} - I_0^{\text{atm}}}{(I_t^{\text{atm}} - I_0^{\text{atm}}) + (I_t^{\text{oc}} - I_0^{\text{oc}})} \quad (8)$$

式中 I^{atm} 和 I^{oc} 分别是大气和海洋中的存量, $t = 0$ 是初始时刻。表2中给出了与箱室模式^[2]和

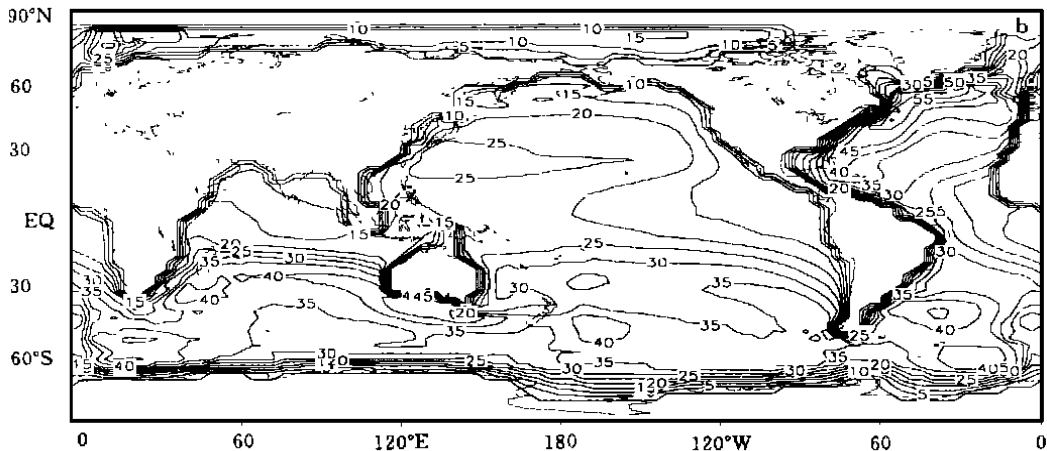


图5b 本文模式计算的海洋吸收的人为 CO₂存量分布

3-D 模式^[13] 的比较。1959 ~ 1983年, 箱室模式与露头模式的气留比的值分别为0.581和0.479, 比本文的模拟值(0.608)要小, 而3-D 模式的值(0.617)比本文的值稍大。本文对1980 ~ 1989年的模拟结果是海洋年平均吸收为2.05 GtC, 与表1中的值是一致的。

由于海洋 CO₂的观测资料较少且精度较差, 很难得到海洋吸收人为 CO₂的分布图, 在这里我们只比较几个纬度带的值。Tans^[19] 根据1972 ~ 1989年的观测值计算了海洋不同纬度带的海洋吸收值。表3给出了本文模拟值与Tans观测值的比较。通过比较可知, 模拟的结果与观测结果基本相符。在赤道均为一个强大气 CO₂的源。在南半球中纬度地区和北半球是一个较强的大气 CO₂的汇。全球海洋的吸收为1.81, 与观测值1.88相符。但是南半球是大气 CO₂的一个强的汇的结论却与大气模式的结果不符。

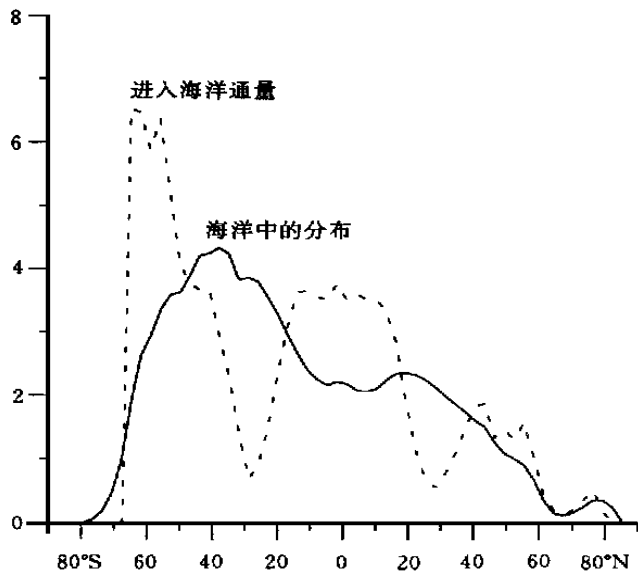


图6 本文模式计算的累积进入海洋的人为 CO₂ 通量和海洋中存量的纬向积分(3 deg)

表2 各种模式所估算的气留比的比较

	箱室扩散	露头扩散	3-D	本文
1770 ~ 1980	0.510	0.405	0.582	0.551
1959 ~ 1983	0.581	0.479	0.617	0.608

基于观测资料计算的南半球海洋巨大的汇需要南-北半球间有较大的 CO₂的输送以

便把北半球 CO₂源从大气中输送到南半球去,即使考虑了陆地生物圈源、汇的重新分配后仍是如此。然而受观测到的南-北半球大气 CO₂的制约,3-D 大气模式却并不支持这一点^[19]。Tans 等^[19]在他们的方案5~8中用下面的方法解决这个困难,他们忽略南半球的海-气交换通量,而只接受北半球的值,这是因为在南半球观测的资料很少。这些方案给出全球海洋1981~1987年的吸收为0.3~0.8 GtC/a,由此他们得出结论为全球海洋吸收不超过1 GtC/a,剩下的 CO₂被北半球中纬度陆地生物圈所吸收。这样 Tans 等的结果就与表1中的结果有很大的差别。

Keeling 等^[20]的3-D 大气 CO₂输送模式也不支持大的南-北半球 CO₂的输送。然而他们的解决方法是通过调整他们的工业革命前海-气通量的估算值把较大的 CO₂通量值放到北半球海洋中。他们最后方案的结果是1984年全球海洋吸收2.30 Gt C/a,净陆地汇是0.46 Gt C/a。这两个值与表1中的值是一致的,也与我们的模拟值相符。Keeling 等的值也与 Tans 等的方案1和2的结果是一致的。

表4 Tans 和 Keeling 的海-气通量的比较

纬度带区域	资料	Tans			纬度带区域	Keeling
		方案1和2	方案5至8			
> 15N	- 0.6	- 2.4	- 0.6	> 15.6 N	- 2.3	
15 S ~ 15 N	+ 1.6	+ 1.0	+ 1.3	15.6 S ~ 15.6 N	+ 1.1	
15 ~ 50 S	- 2.4	- 1.2	- 1.7	15.6 ~ 31.9 S	- 1.1	
50 ~ 90 S	- 0.2	+ 0.5	+ 0.5	39.1 ~ 90 S	+ 0.0	
合 计	- 1.6	- 2.1	- 0.5	合 计	- 2.3	

Toggweiler^[21]对 Tans 等提出的问题进行了详细的分析后指出:海洋本身在不同纬度或南、北半球间输送碳。海洋内的经向输送意味着海洋和大气间的自然 CO₂通量影响大气中 CO₂的梯度。海洋和陆地也进行碳交换(通过河流)。在 Tans 的分析过程中没有考虑这些自然循环过程。在考虑

了自然碳循环中的这些过程后应该可以解决这个问题。其中 Keeling 等的假定——在工业革命前海洋把碳从北半球输送到南半球中去——基本是正确的。

下面我们来分析一下本文的结果,把工业革命前的模拟值与 Keeling 对工业革命前的假设进行比较(表5)。通过对比可以发现本文的结果与 Keeling 的结果除了在北半球 15.6 N 以北和南半球 39.1 S 以南不同以外,其它区域是一致的。

在这里还没有考虑河流的输入^[22],约0.8Gt C。

如果把河流的输入加到北半球中去,再考虑到本文所构造的海洋环流模式中北大西

表3 不同纬度带下本文模拟值与 Tans 观测值的比较

纬度带区域	Tans	本文
> 15 N	- 0.59	- 0.95
15 S ~ 15 N	+ 1.30	+ 0.85
15 ~ 50 S	- 2.39	- 1.20
50 ~ 90 S	- 0.20	- 0.51
合 计	- 1.88	- 1.81

表5 工业革命前的模拟值与 Keeling 对工业革命前的假设的比较

纬度带区域	Keeling	本文的结果
> 15.6 N	- 1.69	- 0.7
15.6 S ~ 15.6 N	+ 1.83	+ 1.6
15.6 ~ 39.1 S	- 0.58	- 0.6
39.1 ~ 90 S	+ 0.44	- 0.3
合 计	0.0	0.0

洋深水的形成不够这一因素。北大西洋深水加强后, 就会有更多的 CO₂ 被吸收并被输送到南半球去。那么本文工业革命前的模拟结果就证实了 Keeling (1989) 的猜想。

4 小结

本文所用的海洋三维碳循环模式由3部分组成: 海洋三维环流模式、海洋化学过程和一个简单的生物过程。以实际的观测资料为边条件, 对工业革命以来海洋对大气 CO₂ 的吸收及其纬度分布进行了模拟研究。本文模式的研究结果表明: 海洋碳吸收再加上大气 CO₂ 的增加只占由化石燃料燃烧、森林砍伐和土地利用的变化而释放到大气中的 CO₂ 的约 2/3; 1980~1989 年期间海洋年平均吸收 2.05 Gt C; 海洋人为 CO₂ 的吸收有明显的纬度特征, 海洋碳吸收分别在赤道和两半球的中纬度地区存在极大值; 模式计算的海洋 CO₂ 的吸收在总量与纬度分布上与观测结果比较相符; 模式计算的海洋自然碳吸收的纬度分布在一定程度上证实了 Keeling 对工业革命前海洋碳吸收纬度分布的猜想——在海洋碳由北向南输送, 在大气中碳由南向北输送。

参考文献

- 1 Houghton J T, M eira Filho L G, Callander B A, et al. Climate Change 1995. The IPCC Scientific Assessment. New York: Cambridge University Press, 1996
- 2 金心, 石广玉. 海洋中碳及营养物质自然分布的模拟. 气候与环境研究, 1999, 4: 375~387
- 3 Hellern an S, Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. J Phys Oceanogr, 1983, 13: 1093~1104
- 4 Levitus S. Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Prof Pap 13 U S Government Printing Office, Washington D C, 1982
- 5 金心, 石广玉. 海洋环流模式模拟自然和核辐射¹⁴C 的分布. 大气科学(待出版)
- 6 Yamanaka Y. Development of Ocean Biogeochemical General Circulation Model. Center for Climate System Research University of Tokyo. 1996, Report No. 1
- 7 Dickson A G, F J Millero. A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in sea water media. Deep Sea Res, 1987, 34, 1733~1743
- 8 Johansson Q, Wedborg M. On the evaluation of potentiometric titrations of seawater with hydrochloric acid. Oceanologica Acta, 1979, 5: 209~218
- 9 Dickson A G, Riley J P. The estimation of acid dissociation constants in seawater media from potentiometric titrations with strong base. I: The ionic product of water (K_w). Mar Chem, 1979, 7: 89~99
- 10 Weiss R F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of non-ideal gas. Mar Chem, 1974, 2: 203~215
- 11 Maier-Reimer E. Geochemical cycles in an ocean general circulation model. Preindustrial tracer distributions. Global Biogeochem Cycles, 1993, 7: 645~677
- 12 Martin J H, Knauer G A, Karl D M, et al. VERTeX: Carbon cycling in the northeast Pacific. Deep Sea Res, 1987, 34: 267~285
- 13 Sarmiento J L, Orr J C. A perturbation simulation of CO₂ uptake in an Ocean General Circulation model. J G R, 1992, 97: 3621~3645
- 14 Siegenthaler U, Oeschger H. Biospheric CO₂ emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. Tellus, 1987, 39B: 140~154
- 15 Keeling C D, Bacastow R B, Carter A F, et al. A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds. I: Analysis of observational data. In: Peterson D H, eds. Aspects of Climate Variability in the Pacific

- and the Western Americas. Washington D C: Geophys Monogr 55 AGU, 1989a. 165– 236
- 16 Keeling C D. CO₂ emissions– Historical Record. Trends '91 : A Compendium of Global Change. In: Boden T A, Sepanski R J, Stoss F W, eds. Carbon Dioxide Information and Analysis Center: Oak Ridge. 1991. 383– 385
- 17 Marland G, Boden T. CO₂ emissions– Historical Record. Trends '91 : A Compendium of Global Change. In: Boden T A, Sepanski R J, Stoss F W, eds. Carbon Dioxide Information and Analysis Center: Oak Ridge. 1991. 386– 389
- 18 Enting I G, Wigley T M L, Heimann M. Future Emissions and Concentrations of Carbon Dioxide: Key Ocean / Atmosphere / Land Analyses. CSIRO Aust. Div Atmos Res Tech Pap, 1994, 31
- 19 Tans P P, Fung Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. Science, 1990, 247: 1431– 1438
- 20 Keeling C D, Piper S C, Heimann M. A three dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds. : Mean annual gradients and interannual variations. In: Peters on D H, eds. Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas. Washington D C: Geophys Monogr 55 AGU, 1989b. 305– 363
- 21 Toggweiler J R. Anthropogenic CO₂: The natural carbon cycle reclaims. Reviews of Geophysics, Supplement, 1995, 1249– 1252
- 22 Sarmiento J L, Sundquist E. Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide. Nature, 1992, 356, 589– 593

A SIMULATION OF CO₂ UPTAKE IN A THREE DIMEN- SIONAL OCEAN CARBON CYCLE MODEL

Jin Xin Shi Guangyu

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100080)

Abstract

A three-dimensional ocean carbon cycle model, which is a general circulation model coupled with simple biogeochemical processes, is used to simulate CO₂ uptake by the ocean. The OGCM is used a modified version of the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory modular ocean model (MOM2). The ocean chemistry and a simple ocean biota model is included. Principal variables are total CO₂, alkalinity and phosphate. The vertical profile of POC flux observed by sediment traps is adopted, the rain ratio, a ratio of production rate of calcite against that of POC, and the bio-production efficiency should be 0.06 and 2 per year, separately. The uptake of anthropogenic CO₂ by the Ocean is studied. Calculated oceanic uptake of anthropogenic CO₂ during the 1980's is 2.05 Pg per year. The regional distributions of global oceanic CO₂ are discussed.

Key words: Anthropogenic CO₂, Ocean uptake, Three-dimensional model, Ocean carbon cycle model, Regional distributions.