

IPCC 确定的几种未来大气 CO₂ 浓度 水平对人为 CO₂ 排放的限制

金 心 石广玉

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 用三维海洋碳循环模式和一个简单的陆地生物圈模式计算了 IPCC (政府间气候变化委员会) 未来大气 CO₂ 情景中海洋和生物圈的吸收, 并结合土地变化的资料得出燃料的排放值。结果表明: 尽管在所有的构想下, 为了使大气中 CO₂ 浓度达到稳定必须减少排放, 但对应不同的 IPCC 未来大气 CO₂ 情景, 对人为 CO₂ 排放的限制是很不相同的。

关键词: CO₂; 海洋吸收; 陆地生物圈

1 引言

大气 CO₂ 水平的预测是全球碳循环研究的目的之一。以前人们一直是以给定化石燃料和土地利用排放的方案, 来计算大气、海洋和生物圈中的分配^[1]。随着人们对限制未来大气 CO₂ 水平的重要性认识的不断提高, 现在的策略是给定大气 CO₂ 的水平用模式计算允许的化石燃料和土地利用的排放。我们用三维海洋碳循环模式和一个简单的陆地生物圈模式对 IPCC (政府间气候变化委员会) 未来大气 CO₂ 情景中海洋和生物圈的吸收及对人为 CO₂ 排放的限制等问题进行了研究。

2 模式简介

2.1 海洋碳循环模式

本文所用的海洋三维碳循环模式^[2]由三部分组成, 它们分别是: 海洋化学过程、一个简单的生物过程和海洋环流模式。

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 的年平均^[3], 温度和盐分取 Levitus 的年平均观测值^[4]。在海洋表面温度和盐分的恢复系数为 1/30 天。在海洋内部恢复系数为 0。运行 3 000 年后得到海洋的平衡态^[5]。

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碳均匀混合的箱室, 它的性质由二氧化碳的分压 p_{CO_2} 表示。在海洋中的预报变量有:

海洋总 CO_2 含量 T_{CO_2} 、总碱度 T_{alk} 和磷酸盐 PO_4 。

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等于沉积过程的减少。因此,在海洋中磷酸盐和总碱度的值是守恒的。

海水表面的 CO_2 的分压 p_{CO_2} 可由碱度、总 CO_2 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文献[6~8]。二氧化碳的溶解度取自文献[9]。海气 CO_2 的交换通量与大气和海洋中的 p_{CO_2} 的差值成正比:

$$S = k_g (p_{\text{CO}_2, o} - p_{\text{CO}_2, a}), \quad (1)$$

交换系数取 $k_g = 0.06 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1} \cdot \mu\text{atm}^{-1}$, 这是与风速有关的气体交换系数的全球平均值^[10]。

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 E_p 是磷酸盐 $[\text{PO}_4]$ 和光因子 L_f 的函数 (Michaelis-Menten 动力学^[10]):

$$E_p = r D_e L_f [\text{PO}_4] \frac{[\text{PO}_4]}{h + [\text{PO}_4]}, \quad (2)$$

其中, h 是磷酸盐浓度的半饱和常数 ($0.02 \mu\text{mol/L}$)^[10]; $D_e = 47 \text{ m}$ 是表面层厚度; r 是比例系数,取 2 a^{-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:

$$\text{P:N:C:-O}_2 = R_P:R_N:R_C:R_O = 1:16:106:138, \quad (3)$$

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:

$$F = (z/100)^a, \quad (4)$$

$a = 0.858$ (在海洋表面透光层下 POC 垂直通量分布取自 Martin 等^[11]的观测值)。再矿化立即发生并等于 $-dF(z)$ 。方解石在 1500 m 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。

2.2 陆地生物圈吸收的简单考虑

陆地生物圈吸收的计算不确定性很大。为此,我们做了一个简单的假定:到目前为止,表现陆生汇是由陆地生物圈的吸收造成的,而陆地生物圈的吸收与海洋

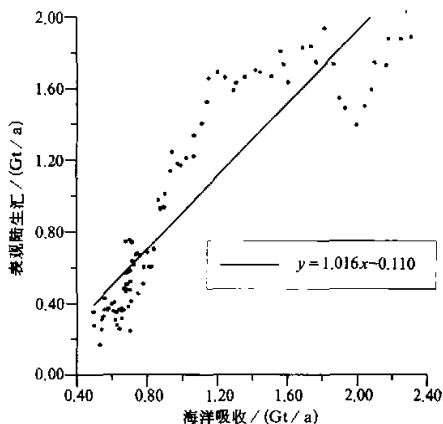


图1 表现陆生汇与海洋吸收的对比图

的吸收是相关的。图 1 是 1900~1990 年表观陆生汇与海洋吸收的对比图。从图中可以看出这一假定是基本符合事实的。

2.3 IPCC 确定的几种大气 CO₂ 浓度水平

为了研究人为 CO₂ 增加与全球气候变化的相互作用, IPCC 1994 年给出了大气中 CO₂ 达到平衡时的体积分数值 (分别为 350×10^{-6} 、 450×10^{-6} 、 550×10^{-6} 、 650×10^{-6} 、 750×10^{-6}) 及其变化过程 (注意: 工业革命前大气中的 CO₂ 的体积分数值约为 280×10^{-6} , 1990 年为 355×10^{-6} 。这样, 人们就可以在理论上 (给定 CO₂ 的情景下) 研究人为 CO₂ 排放过程与气候等的相互作用问题。

3 结果与讨论

IPCC 未来大气 p_{CO_2} 的变化如图 2a 所示。图 2b 是根据图 2a 计算的大气 CO₂ 的年增长率。

图 3 显示的是 IPCC 情景下海洋的吸收。我们以 S450 和 S750 为例来讨论一下海洋吸收的特点。图 4 是 S450 和 S750 情景下气留比的时间变化。从 1990 年以后的所有时间内, S450 的气留比都比 S750 小。到 2300 年, S750 的气留比比 S450 大 0.11。这个差值几乎是 S450 的气留比的 1/3。

S750 的气留比比 S450 大许多的原因有两个。最重要的是, 在 S750 的条件下, 能与碳酸根离子和水起反应生成碳酸氢根离子的 CO₂ 分子的比例小很多。由于在 S750 的条件下, 海洋吸收了更多的碳, CO₃²⁻ 的浓度减少和 HCO₃⁻ 增加的量比 S450 多, 这样一来只有更少比例的 CO₂ 分子能遵循这条路。S750 和 S450 气留比差的剩余部分是大气 CO₂ 历史演变的结果。在 S450 中较缓慢的增加率意味着对一给定的大气 CO₂ 的增加, 海洋内部有更大的部分有时间与混合层进行交换。最后需注意的是海洋吸收峰值出现的时间。S450 的峰值, 比 1990 年的 2.0 Pg/a 多 0.5 Pg/a , 时间在 2026 年, 比大气增加率的峰值延迟了 36 年。S750 的峰值为 4.0 Pg/a , 时间是 2085 年, 延迟了 27 年。在所有的情景中, 在大气 CO₂ 的增加率达到峰值并开始下降时, 海洋吸收都继续

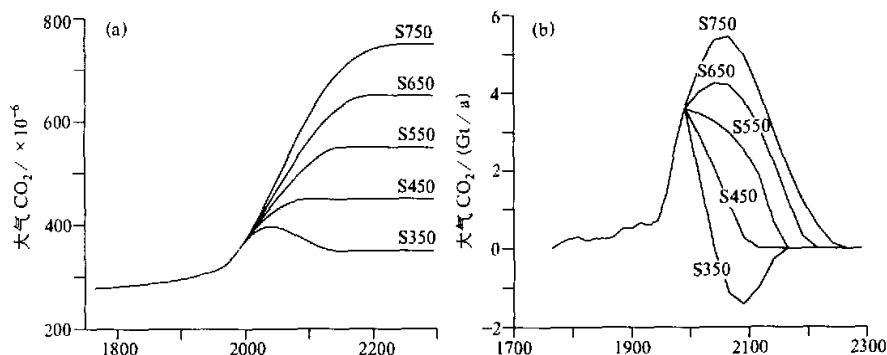


图 2 IPCC 未来大气 p_{CO_2} 情景 (a) 及据此计算的大气 CO₂ 的年增长率 (b)
1990 年以前的曲线是观测资料的 Spline 拟合^[12], 曲线上的标号是最后大气 p_{CO_2} 的混合比

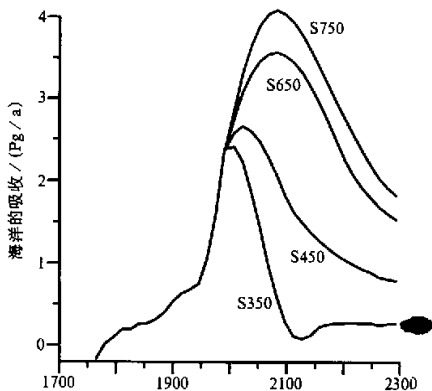


图3 IPCC 情景下海洋的吸收

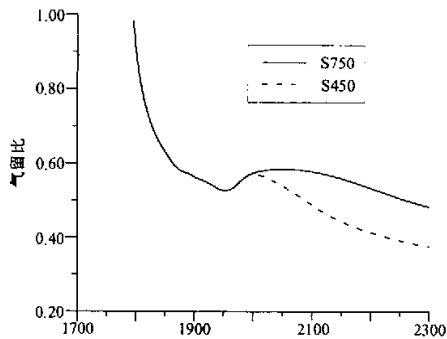


图4 气留比随着时间的变化

增加。

这种海洋碳吸收正趋势的继续是因为海洋碳吸收的趋势是由大气 CO_2 含量的趋势，而不是增长的趋势决定的。下面的近似解析分析方法提供了一种有用的工具^[13]。大气中碳平衡方程为

$$\frac{\partial c(t)}{\partial t} = S(t) - U(t), \quad (5)$$

其中， S 是单位时间到大气中的碳源， U 是海洋吸收。我们把大气浓度表示成一系列输入到大气的无穷大脉冲，乘以 Green 函数的积分，有

$$c(t) = \int_0^t S(\tau)G(t-\tau)d\tau + c_0, \quad (6)$$

$$G(t) = a_0 + a_1 e^{-t/T_1}, \quad (7)$$

c_0 是大气初始浓度， $S(\tau)$ 是时间 τ 输入到大气中的碳的脉冲。Green 函数 $G(t-\tau)$ 是时间 t 时 $S(\tau)$ 中留在大气中的份数。

我们想要的是 $\partial U(t)/\partial t$ 的表达式。把方程对时间取微分，有

$$\frac{\partial c(t)}{\partial t} = S(t) + \int_0^t S(\tau)G'(t-\tau)d\tau, \quad (8)$$

$$\frac{\partial c(t)}{\partial t} = S(t) - \frac{1}{T_1} \int_0^t S(\tau)G(t-\tau)d\tau + \frac{a_0}{T_1} \int_0^t S(\tau)d\tau, \quad (9)$$

$$\frac{\partial c(t)}{\partial t} = S(t) - \frac{c(t) - c_0}{T_1} + \frac{a_0}{T_1} \int_0^t S(\tau)d\tau, \quad (10)$$

从 (8) 到 (9)，我们用了关系式：

$$G'(t-\tau) \equiv \frac{\partial c(t)}{\partial t} = -\frac{G(t-\tau) - a_0}{T_1}, \quad (11)$$

把 (7) 代入 (10) 得：

$$U(t) = -\frac{G(t) - c_0}{T_1} + \frac{a_0}{T_1} \int_0^t S(\tau) d\tau, \quad (12)$$

即

$$\frac{\partial U(t)}{\partial t} = -\frac{1}{T_1} \left(\frac{\partial c(t)}{\partial t} - a_0 S(t) \right). \quad (13)$$

从这里我们可以看出, 正如我们上面所说的, U 的时间依赖关系与 c 的时间依赖关系有相同的符号。在增长率下降到源函数留在大气中的份数以前趋势不变。

图 5 和表 1 总结了图 1 中大气 CO₂ 情景 S450 和 S750 以及相对应的海洋和陆地生物圈的吸收。用大气增加和海洋及生物圈的吸收之和作为在这些构想下人类可允许的排放。我们注意到在所有的构想下, 为了使大气中 CO₂ 浓度达到稳定必须大大地减少排放。从表 1 中我们可以看到为了使大气 CO₂ 达到并保持在 450×10^6 , 在 2000 年以后, 对化石燃料的限制大约为每百年递减 50%。而对于 S750 情景而言, 尽管最终也要按大约每百年 50% 的速率递减, 但限制的时间将大大地推迟, 可允许的排放量也大大地增加。

从上面的分析我们可以知道, 对应不同的 IPCC 未来大气 CO₂ 情景, 对人为 CO₂ 排放的限制是很不相同的。由于目前人们对全球碳循环的源、汇及其大小的认识还存在很多的不确定因素, 对人为 CO₂ 排放的限制就存在更大的不确定性。

表 1 S450 和 S750 的模拟结果及导出的可允许的化石燃料燃烧量

		年平均 / (Pg/a)					合计 1990~2300
		1980~1989	2000	2100	2200	2300	
S450 情景	大气	3.38	3.34	0.00	0.0	0.00	205
	海洋	2.09	2.53	1.76	1.04	0.82	486
	陆地生物圈	2.01	2.45	1.68	0.95	0.72	460
	合计	7.49	8.33	3.44	1.99	1.54	1151
	土地利用	1.61	1.30	0.0	0.0	0.0	81.7
	化石燃料	5.88	7.03	3.44	1.99	1.54	1069.3
S750 情景	大气	3.38	4.05	4.70	0.95	0.0	842
	海洋	2.09	2.67	4.01	2.76	1.82	960
	陆地生物圈	2.01	2.60	3.97	2.69	1.74	941
	合计	7.49	9.32	12.69	6.40	3.56	2742
	土地利用	1.61	1.3	0.0	0	0	81.7
	化石燃料	5.88	8.02	12.69	6.40	3.56	2660.3

注: 土地利用的资料取自文献[12]

4 小结

用海洋三维碳循环模式和一个简单的陆地生物圈模式计算了 IPCC 未来大气 CO₂ 情景中海洋和生物圈的吸收, 并对海洋吸收的特点进行了初步分析。结合土地变化的资

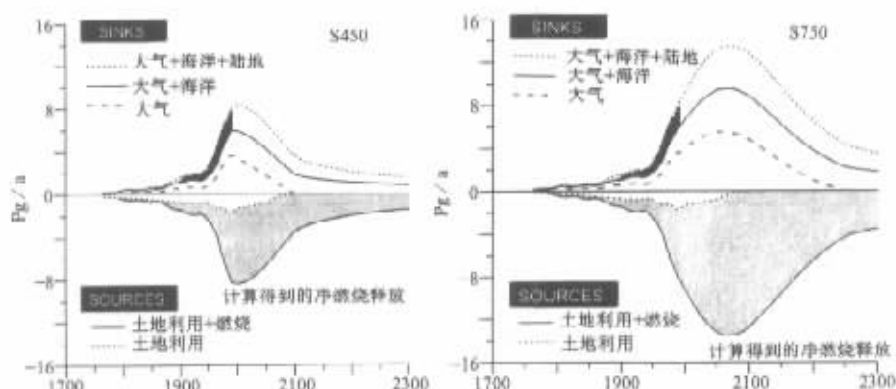


图3 大气、海洋和陆地生物圈的累积吸收
阴影部分是导出的可允许的化石燃料排放，上半部的黑色部分是表观陆生汇

料导出了在 IPCC 未来大气 CO_2 情景中可允许的 CO_2 的排放量。结果表明：为了使大气中 CO_2 浓度达到稳定必须减少排放，但对应不同的 IPCC 未来大气 CO_2 情景，对人为 CO_2 排放的限制是很不相同的。

参 考 文 献

- 1 Houghton, J. T., G. J. Jenkins and J. J. Ephraums, *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, 1990.
- 2 金心、石广玉, 海洋中碳及营养物质自然分布的数值模拟, *气候与环境研究*, 1999, 4(4), 375~387.
- 3 Hellerman, S. and M. Rosenstein, 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 ^{14}C 的分布, *大气科学*, 2000, 24(3), 341~354.
- 6 Dickson, A. G. and 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.
- 7 Johansson, Q. and M. Wedborg, On the evaluation of potentiometric titrations of seawater with hydrochloric acid, *Oceanologica Acta*, 1979, 5, 209~218.
- 8 Dickson, A. G. and J. P. Riley, The estimation of acid dissociation constants in seawater media from potentiometric titrations with strong base. I. The ionic product of water, *Mar. Chem.*, 1979, 7, 89~99.
- 9 Weiss, R. F., Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of non-ideal gas, *Mar. Chem.*, 1974, 2, 203~215.
- 10 Maier-Reimer, E., Geochemical cycles in an ocean general circulation model, preindustrial tracer distributions, *Global Biogeochem. Cycles*, 1993, 7, 645~677.
- 11 Martin, J. H., G. A. Knauer, D. M. Karl and W. W. Broenkow, VERTEX: Carbon cycling in the northeast Pacific, *Deep Sea Res.*, 1987, 34, 267~285.
- 12 Enting, I. G., T. M. L. Wigley and M. Heimann, Assessment of the IPCC CO_2 Modelling Study, rep. Tech. Pap. 31, Div. of Atmos. Res., Commonwealth Sci. and Ind. Res. Organ., Melbourne, Victoria, Australia, 1994.
- 13 Sarmiento, J. L. and C. L. Quere Limiting future atmospheric carbon dioxide, *Global Biogeochem. Cycles*, 1995, 9, 121~137.

The Limit to Anthropogenic Carbon Emissions under IPCC Scenarios

Jin Xin and Shi Guangyu

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract A three-dimensional ocean carbon cycle model and a simple terrestrial biosphere model are used to simulate anthropogenic CO₂ uptake by the ocean and terrestrial biosphere under the IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) scenarios for future atmospheric p_{CO_2} levels. We estimate anthropogenic carbon emissions required to stabilize future atmospheric CO₂ at various levels ranging from 350×10^{-6} to 750×10^{-6} . All the stabilization scenarios require a substantial future reduction in emissions, but the amount to be reduction for each of the scenarios is quite difference.

Key words: anthropogenic CO₂; ocean uptake; terrestrial biosphere