

海洋碳循环模式 (I)

——一个包括海洋动力学环流、化学过程和生物过程的二维碳模式的建立

浦一芬 王明星

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘要 利用一个全球海洋动力学环流模式所模拟的海洋环流场, 建立了一个全面的二维海洋碳循环模式。此模式摒弃了传统箱模式的缺陷, 充分考虑了诸如大气与海洋间的碳交换, 光合作用和氧化分解, 碳酸盐的产生和溶解, 悬浮颗粒物的下沉等过程, 尤其是在模式中耦合进了以往甚少考虑的海洋生物过程对碳循环的影响, 引入了详尽合理的参数化方案。通过模拟发现: 在稳定状态下, 大气和海洋中总碳含量分布依赖于发生在海洋中的各种物理化学过程及边界条件, 水平扩散系数和光合作用常数率对各化学量的分布有很大影响。

关键词: 碳循环; 海洋模式; 参数化

1 引言

大气中二氧化碳含量自工业革命以来逐年增加, 由此而引起的全球气候变化和环境问题已引起国际社会的广泛关注。如果人为排放的二氧化碳, 包括矿物燃料燃烧、水泥生产和陆地开发使用所排放的二氧化碳, 全部停留在大气中, 那么大气中二氧化碳浓度增量会是实际观测到的二倍以上^[1]。通常认为, 大气、海洋和陆地生物圈是主要的三个蓄碳池, 而海洋吸收了人为排放二氧化碳的近一半。全球碳循环模式的发展一直受到一定程度的制约, 除了在估计陆地生物圈的源汇作用有困难外, 目前的海洋碳循环模式不尽人意也是原因之一。

一个好的海洋模式必须能够详细地反映海洋中碳的各种重要化学和生物化学过程以及重要的地形和环流特征。这样辅以适当的边界条件, 就能模拟海洋中随时间变化的瞬变示踪物 (^3H , ^{14}C) 的实际分布以及与海洋碳循环有关的物质变量的分布。如果这个模式不具有太多的自由调节量, 它就是可以信赖的。不幸的是, 这样一个模式很复杂, 要消耗许多的计算时间。迄今为止, 国外发表的具有几十种之多的海洋碳模式归纳起来可分为二类: 箱模式和网格模式。前者大多是把海洋简单地处理为几个或十几个 (少数至几十个) 均匀混合的箱, 箱与箱之间的水流是通过使示踪物的计算浓度与观测的分布相符的方法来计算, 此类模式无法很好地描述将来环流改变后的海洋对二氧化碳的吸收情形; 而网格模式的水流来自于对真实海洋动力学模拟的结果, 它对海洋的处理是按

一定的规则分割成网格。后一种海洋模式是目前发展较完善的, 然而, 即便是较典型的, 如 Maier-Reimer 和 Hasse Lnanmn^[2]提出的三维海洋无机碳模式 (MRH Model)、Bacastow 和 Maier-Reimer^[3]发展的考虑生物过程的 BMR 模式, 也都存在明显的不足。在本模式中, 我们将详细考虑环流的影响、海洋中的生物过程及其与大气中二氧化碳浓度增量的紧密联系, 并把建立的模式应用到实际的大洋中去检验。

2 海洋碳循环模式结构框架

2.1 模式环流场

本文使用的海洋环流场来自于张学洪^[4]为研究海气耦合而建立的一个全球海洋环流模式。该环流模式较好地模拟出了三大洋的洋流分布和温度、盐度分布。我们的碳模式采用该模式模拟得到的海洋平流速度场、温度场和盐度场的年平均结果。

2.2 模式总体方程

我们把全球海洋按 $\Delta\theta = 4^\circ$ 来进行纬度方向的网格划分, 垂直方向采用 σ 坐标, 表达式为

$$\sigma = -\frac{z_0 - z}{z_0 + H}, \quad z_0 \geq z \geq -H, \quad (1)$$

其中, z_0 为海平面高度, H 为海底深度。这样, 全球海洋在二维方向 (深度 $\times$ 纬度) 被划分成了一个单元箱。

本模式共考虑了海洋中与碳循环有关的 6 个量: 悬浮的有机碳 CON (即新生产部分, 指由上涌水流携带的营养物导致的光合作用)、悬浮的无机碳 CIN, 无机营养物 CN (以磷酸盐为主)、总溶解的无机碳 TC、总碱度 TA 和溶解氧 O_2 。模式方程为这些化学量在每一个网格箱内浓度变化的速率方程。模式的一般控制方程表达式为

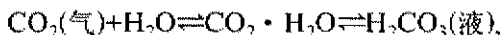
$$\frac{\partial c}{\partial t} + \nabla c \cdot v - \nabla \cdot (\kappa \nabla c) = \theta_m, \quad (2)$$

即化学量的浓度 c 变化值是由 3 种作用在控制着, 它们是平流作用、扩散效应以及化学量在控制体内的产生和消失, 即内在的源汇作用。平流作用项和扩散项的数学展开公式请看附录 1。

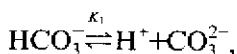
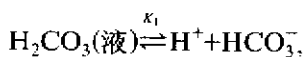
2.3 海洋中的碳化学和生物化学过程

海洋中的碳包括溶解的无机碳 (主要是 CO_2 , HCO_3^- 和 CO_3^{2-}) 和生物产生物质 (海洋中的有机物、生物 $CaCO_3$ 以及沉积物)。海水中 97% 的碳以溶解无机物的形式存在, 它们统称为“总溶解的无机碳”。

海洋表层的碳化学过程涉及到液态、气态和固态的碳化学, 其中气态 CO_2 经海气相互作用, 溶解在海水中成为水合 CO_2 分子、二氧化碳和碳酸:



接着是碳酸的离解反应:



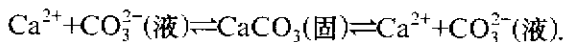
在达到溶解平衡后。可用 CO_2 分压、pH 值、总溶解的无机碳浓度 c_{ic} 和滴定碱度 c_{ta} 四个量来精确测定海水碳酸盐系统, 其中总碱度包括了所有能与酸反应的物质的当量浓度, 它的定义为

$$c_{\text{ta}} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+]$$

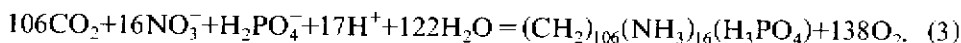
总溶解的无机碳量的表达式为

$$c_{\text{ic}} = [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$$

海洋固态的碳化学过程主要与有机碳通量和生物碳酸钙相联系。另外, CO_3^{2-} 同 Ca^{2+} 结合形成 CaCO_3 沉淀, 这个过程也影响着海洋的无机碳化学, 即



海洋生物化学过程对碳循环的影响是使得海洋比在没有生物过程时拥有更多的碳。海洋中总溶解的无机碳的分布, 及海洋与大气间 CO_2 分压差的大小都强烈依赖于海洋生物过程的存在。海洋中的生物过程是这样的: 首先是海洋浮游生物在表面透光层中, 经光合作用摄取营养物 (包括海水中的溶解磷酸盐、硝酸盐等) 使海水中一定量的 CO_2 转变成有机碳, 同时伴随生物碳酸钙的生成, 合成产生的有机物和生物碳酸盐在重力及海洋下沉环流作用下, 以碎片颗粒物的形式下沉。在阳光透射不到的深度有机颗粒物开始氧化分解, 并发生碳酸盐壳的再溶解 (少量发生在表面层)。此再矿物化过程可重新释放出代谢的 CO_2 和营养物, 深海的营养物再随水流上升至海洋表面层, 供给表面层的浮游动植物生长。海洋生物过程的化学反应式为^[5]



2.4 碳循环模式中的物理、化学过程的参数化过程

模式把大气看作一个均匀混合的箱, 海洋区分为表层和底层, 对其物理化学过程分别进行参数化处理, 以作为模式方程(2)中的源汇作用项。

2.4.1 大气和海洋间的碳输送

这一输送过程发生在海洋表层, 单位时间内海洋表层 CO_2 的变化量 (摩尔数) 与接触面积 A 成正比, 与大气和海洋表层的 CO_2 分压差有关, 表达式为

$$\frac{\partial n_{\text{CO}_2}}{\partial t} = K_p A (p_a - p) \quad (4)$$

其中, K_p 为大气与海洋交换速率系数, p_a 为大气 CO_2 分压, p 为海洋表层分压。大气和海洋间的碳输送会直接影响海洋表层的 c_{ic} 值和 c_{ta} 值。在稳定态时, p 与 c_{ic} 和 c_{ta} 间的函数关系可以采用 Bases 等^[6] 的近似表达式:

$$\ln p = (a + bc_{tc} + cc_{ta})^4, \quad (5)$$

式中 a 、 b 、 c 仅是温度的函数^[7~9]，它们可以写成：

$$\begin{aligned} a &= 1.5205 + 5.67281 \times 10^{-4} T, \\ b &= 4.18406 \times 10^{-4} - 6.5696 \times 10^{-6} T + 6.74047 \times 10^{-8} T^2, \\ c &= -3.772 \times 10^{-4} + 7.25946 \times 10^{-6} T - 7.54928 \times 10^{-8} T^2. \end{aligned}$$

T 为表层温度 ($^{\circ}\text{C}$)。对 (5) 式做微分处理可近似得到：

$$p_a - p = 4p_a [\ln p_a - (\ln p_a)^{3/4} (a + bc_{tc} + cc_{ta})]. \quad (6)$$

最后，把 (6) 式代入 (4) 式，经过整理后，大气到海洋的输送速率可表示为

$$\frac{\partial n_{\text{CO}_2}}{\partial t} = A_p + B_p c_{tc} + C_p c_{ta}. \quad (7)$$

其中，

$$\begin{aligned} A_p &= K_p A 4 p_a [\ln p_a - (\ln p_a)^{3/4} a], \\ B_p &= -K_p A 4 p_a (\ln p_a)^{3/4} b, \\ C_p &= -K_p A 4 p_a (\ln p_a)^{3/4} c. \end{aligned}$$

2.4.2 光合作用过程

(1) 悬浮有机碳 (CON) 的生成

模式模拟的主要示踪物是 TC、TA、磷酸盐 (营养物) 和溶解氧。根据上一节对生物过程的讨论，与有机物变化的光合作用过程和再矿物化密切相关的一般化 Redfield 比率是：P:N:C:-O₂ = 1:16:106:138。该比率是估测海水中营养物的平均组成的化学计量的基础，它与实际观测到的结果有一定的差别。作为对生物过程模拟的一个重要改进，我们采用与观测事实更接近的比率^[10]：

$$\text{P:N:C:-O}_2 = 1:16:122:172, \quad (8)$$

它是 Takahashi 等^[7]对海水的组成进行详细的分析，通过对海水组成作了等密度面的变化分析得到的。这样，在光合作用过程中，每消耗 1 mol 的碳 (CO₂)，磷酸盐将减少 (被海洋浮游植物摄取) 1/122 mol，释放出 172/122 mol 的氧气并相应地增加滴定碱度的当量浓度 18/122 (由于 H⁺ 的消耗)。这些比值将在模式方程的源、汇作用项中表达出来，并集中列在表 1 中。

光合作用生成的悬浮有机物 (CON) 速率变化可简单表示成磷酸盐浓度 (来自深海) 的线性表达式：

$$\frac{\partial n_{\text{con}}}{\partial t} = K_g(I) c_{\text{cn}}, \quad (9)$$

每一个网格箱中光合系数率为 $P_g = K_g V$ ，那么， $P_g c_{\text{cn}}$ 是单位时间产生的有机物摩尔数。 $K_g(I)$ 是指定常数，随离赤道距离的增加而减小，说明了在高纬度地区太阳光

的有限提供使光合生产减小。为此, 我们引入一个入射光因子 L_c , (9) 式可表达为

$$\frac{\partial n_{\text{con}}}{\partial t} = L_c K_g V c_{\text{cn}}, \quad (10)$$

其中, K_g 为光合作用反应常数, V 为反应网格箱的体积, L_c 的取值源自文献[11]。

(2) 悬浮无机碳 (CIN) 的生成

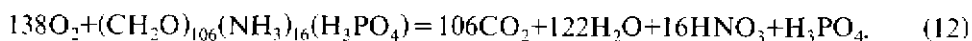
生物碳酸钙的产生反应方程如下: $\text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} = \text{CaCO}_3$ 。如果这个方程整个处于生物控制之下, 生物碳酸钙的产生率与净光合产生率成正比。设定生物碳酸钙中碳原子与悬浮有机物中的碳原子之比为可调参数 I , 生物碳酸钙的生成速率可表示为

$$\frac{\partial n_{\text{cin}}}{\partial t} = I \frac{\partial n_{\text{cn}}}{\partial t} = I L_c K_g V c_{\text{cn}}. \quad (11)$$

生物碳酸钙的生成伴随有等量 TC 的消耗和 2 倍量 TA 的减小。此生成和消耗过程也在表 1 中列出。

2.4.3 有机颗粒物的氧化 (再矿物化过程)

该过程发生在海洋下层, 是由于海洋表层的悬浮有机碳下沉, 在光照区以下的海水中再矿物化造成的。有机颗粒物的氧化通过“反光合作用”的化学反应, 有效氧化方程为



其速率可以表示为

$$\frac{\partial n_{\text{cn}}}{\partial t} = L_{\text{ok}} K_{\text{so}} V c_{\text{cn}}. \quad (13)$$

其中, L_{ok} 为再矿物化系数, K_{so} 为氧化分解速率常数。 L_{ok} 的值随海洋深度增大, 在最深处取值为 1。由于悬浮有机颗粒物的下沉, 它们在光照区以下被氧化分解, 越往下其颗粒尺度愈小, 下落速度愈小, 在某一深度的停留时间就越长, L_{ok} 就是反映了这种停留时间的变化对氧化分解速度的影响。

与光合作用效果相反, 如果氧化分解进行得彻底, 取原子比率为 $\text{P:N:C:-O}_2 = 1:16:122:172$ 代替原始的 $\text{P:N:C:-O}_2 = 1:16:106:138$, 那么伴随着颗粒有机物的下沉分解, 每消耗 1 mol 的 CON, 将导致溶解无机碳 TC 的等量增加, 碱度 TA 减小 $18/122$, 同时被浮游生物摄取的无机营养物有 $1/122$ mol 的磷酸盐又重新被释放回海水中, 以及 $172/122$ mol 的氧气被消耗 (表 1)。

2.4.4 颗粒无机碳的溶解

在海洋表层生成的生物碳酸钙, 由于重力下沉迁移并在此过程中发生溶解反应。我们在颗粒无机碳溶解的速率方程中考虑进一个溶解因子 L_{ik} , 其在最深处归一化成为 1, 则速率方程为

$$\frac{\partial n_{\text{CO}_3^{2-}}}{\partial t} = L_{\text{ik}} K_{\text{si}} V c_{\text{cin}}, \quad (14)$$

其中, K_{si} 溶解速率系数, 是可调系数。 K_{si} 正比于某选定深度以下的平均距离, 这个选定深度与真空海洋中的补偿深度相对应, 在补偿深度以上, 无机碎片的溶解为零。补偿

深度选为 500 m, 速率方程修正为

$$\frac{\partial n_{\text{CO}_3^{2-}}}{\partial t} = L_{ik} K_{si}(z - 500) / c_{\text{cin}},$$

(15)

z 为网格箱的中心深度。

表 1 各种物理化学过程引起的示踪物的生成和消耗

变 量 / (mmol / m ³)	表层箱		下层箱	
	生产	消耗	生产	消耗
c_{con}	$P_g c_{\text{cn}}$	$I_{\text{do}} c_{\text{con}}$	$I_{\text{do},1} c_{\text{con},1}$	$I_{\text{do}} c_{\text{con}} + D_{\text{so}} c_{\text{con}}$
c_{cin}	$I_r P_g c_{\text{cn}}$	$I_{\text{di}} c_{\text{cin}}$	$I_{\text{di},1} c_{\text{cin},1}$	$I_{\text{di}} c_{\text{cin}} + D_{\text{si}} c_{\text{cin}}$
c_{cn}		$(1 / 122) P_g c_{\text{cn}}$	$(1 / 122) D_{\text{so}} c_{\text{con}}$	
c_{ic}	$A_p - B_p c_{\text{ic}} - C_p c_{\text{ia}}$	$P_g c_{\text{cn}} + I_r P_g c_{\text{cn}}$	$D_{\text{so}} c_{\text{con}} - D_{\text{si}} c_{\text{cin}}$	
c_{ia}	$(18 / 122) P_g c_{\text{cn}}$	$2 I_r P_g c_{\text{cn}}$	$2 D_{\text{si}} c_{\text{cin}}$	$(18 / 122) D_{\text{so}} c_{\text{con}}$
c_{O_2}	$(172 / 122) P_g c_{\text{cn}}$			$(172 / 122) D_{\text{so}} c_{\text{con}}$

注: 详细表述参见附录 2

2.4.5 颗粒物的下落

颗粒有机物和颗粒无机物的下落量, 可以用下落速度与颗粒物的浓度以及上下两网格箱的接触面在水平方向的投影面积的乘积来表示:

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{颗粒有机碳下落量} = v_o A c_{\text{con}}, \\ \text{颗粒无机碳下落量} = v_i A c_{\text{cin}}, \end{array} \right.$$

(16)

其中, v_o 为颗粒有机物的下落速度, v_i 为颗粒无机物的下落速度。

表 1 清楚地列出了各网格箱中 6 种化学量的生成和消耗, 系数的公式则列在表 2 中。由此可得到各网格箱中每一化学量的净生成率。

表 2 系数的公式

$10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$

系数	解 释	定 义	常数率
P_g	总的光合生产	常数率(s^{-1}) $\times$ 盒体积(10^6 m^3)	K_g
I_{do}	颗粒有机物流向邻近较冷箱	速度常数率(m / s) $\times$ 相交面水平投影(km^2)	v_o
I_{di}	颗粒无机物流向邻近较冷箱	速度常数率(m / s) $\times$ 相交面水平投影(km^2)	v_i
D_{so}	有机物质氧化	常数率(s^{-1}) $\times$ 箱体积(10^6 m^3)	K_{so}
D_{si}	无机物质溶解	常数率(s^{-1}) $\times$ 箱体积(10^6 m^3) $\times$ 补偿深度以下深度(m)	K_{si}

3 6 种化学量的平流扩散方程的建立

用一些综合项来简洁表示总体方程中的平流项和扩散项[见附录中的方程 (A5) 和 (A6)], 用 $\sum_{k,j} Q_i(c - c_i) / 2$ 表示平流项作用, 用 $\sum_{k,j} F_i(c - c_i) / 2$ 表示扩散项作用, 那么方程 (2) 可表示为

$$\frac{\partial n_m}{\partial t} = \sum_{k,j} Q_i \frac{c - c_i}{2} + \sum_{k,j} F_i \frac{c - c_i}{2} + Q_m.$$

(17)

其中, i 表示与网格箱 k 邻近的箱。由 (17) 结合表 1 可以写出不同网格箱中各个化学量变化的速率方程 (详见附录 2)。

4 关于 ^{14}C 分布的平流扩散方程

为了检验我们的碳循环模式, 需要研究 ^{14}C 分布。 ^{14}C 同位素共有三种形式, 它们是 ^{14}C 同位素的 CON^* 、 CIN^* 和 TC^* 。这三种形式的 ^{14}C 分布也是由平流、扩散和源汇作用项共同决定的, 不同的只是 ^{14}C 同位素有衰减项。把方程 (17) 应用于 ^{14}C , 可得到一组有关 ^{14}C 分布的平流扩散方程 (见附录 2)。

在模式中, 我们的目的是借助于 ^{14}C 来对模式进行校对。校对量用 $\Delta^{14}\text{C}$ 的分布表示。 $\Delta^{14}\text{C}$ 定义为在海洋中每 1000 单位的溶解无机碳形式中碳的超量部分:

$$\Delta^{14}\text{C} = 1000 \times \frac{c_{\text{tc}^*} / c_{\text{tc}} - c_{\text{CO}_2^*} / c_{\text{CO}_2}}{c_{\text{CO}_2^*} / c_{\text{CO}_2}}, \quad (18)$$

其中, $*$ 表示同位素。为方便计, 取 $c_{\text{CO}_2^*} / c_{\text{CO}_2} \approx 1$, 则 $\Delta^{14}\text{C}$ 表达式为

$$\Delta^{14}\text{C} = 1000 \left(\frac{c_{\text{tc}^*}}{c_{\text{tc}}} - 1 \right). \quad (19)$$

5 对模式的初步验证

在模式的数值模拟过程中, 设定初始大气 CO_2 体积分数为工业化前的水平, 即取 280×10^{-6} 。在未扰动自然条件下, 模拟稳定态时海洋中各化学量的分布。经对模式的初步验证, 我们可以得到模拟结果与观测值在以下四个方面相符: (1) 海洋中下层的溶解氧极小值; (2) 磷酸盐在表层和深海的值; (3) 总碳 TC 表层的值及其梯度分布; (4) TA 表层的值。模拟还发现, 在稳定状态下, 大气和海洋中总碳含量的分布依赖于发生在海洋中的各种物理化学过程及边界条件。

此外, 在我们的海洋碳模式中, 共涉及到了 9 个可变参量, 它们分别是: 涡流扩散系数 K_d 、水平扩散系数 K_h 、海洋与大气 CO_2 交换系数 K_p 、颗粒有机物下沉速度 v_o 、颗粒无机物下沉速度 v_i 、生物无机碳与有机碳生产速率之比 I_r 、有机物氧化速率 K_{so} 、 CaCO_3 溶解速率常数 K_{si} 和光合作用速率 K_g 。在参量的调试过程中, 我们发现在 9 个参量中只有扩散系数 K_d 、 K_h 和海气碳交换系数 K_p 对 $\Delta^{14}\text{C}$ 的分布有大的影响, 其余参量的改变对 $\Delta^{14}\text{C}$ 分布几乎无影响。而以前有学者^[6]认为 K_h 对 CN 、 TC 、 TA 和 O_2 廓线有大的影响, 而对 $\Delta^{14}\text{C}$ 没有大的影响, 可是我们的灵敏度试验表明 K_h 不仅对 CN 、 TC 、 TA 和 O_2 有影响, 对 $\Delta^{14}\text{C}$ 也有根本的影响。

另外, K_p 对各化学量的影响主要反映在对 $\Delta^{14}\text{C}$ 和表层 TC 的影响上, 光合作用率 K_g 对 TC 、 TA 、 PO_4^{3-} 、 O_2 及悬浮有机碳 CON 和悬浮无机碳 CIN 的分布皆有明显影响, 因为随着 K_g 值增大 (取值范围 $0.1 \times 10^{-7} \sim 1.0 \times 10^{-6}$), 光合作用增强, 海洋表层的无机营养物浓度减小, TC 也减小, CON 、 CIN 增大。在下层海洋, 由于下沉有机

物增多,氧化的有机碳也增大,使 O_2 的消耗加大,同时释放出 CO_2 和营养物分子,使该层的 TC 和 CN 浓度增大。在这整个过程中总碱度 c_{ta} 变化不明显,深层 c_{ta} 值有所减小,表层 c_{ta} 值就更不明显。对氧化速率 K_{so} 与有机碎片下沉速率 v_o 的调试有一定的困难,由于它们直接影响着模拟海洋中不同深度有机碳的分解量,而深海各层处有机碳的分解量又直接决定着总溶解无机碳和营养物浓度,而海洋环流作用继而影响表层营养物浓度,也即这二个可调参量还与表层光合作用有关,因此它们的调试比较困难。

6 结论

为了对海洋吸收 CO_2 作出准确估计,须有较完善的输送机制来逼近真实海洋,并且要考虑复杂的海洋碳化学生物化学过程。在我们的海洋碳模式的构造机理中,不仅要充分考虑海洋环流的影响,并且要与 Maier-Reimer 等^[2]的工作相比。我们考虑生物过程,模拟海洋对二氧化碳的贮存也不只考虑二氧化碳外界量的变化。我们的模式与 Bacastow^[3]比较,则更详细合理地包含了海洋中的生物化学过程,尤其是对软、硬组织的下沉、光合作用和氧化分解过程的参数化处理等考虑更全面。模式得到了初步的验证。下一步,我们将对具体的海洋进行了模拟,并展开对海洋二氧化碳分压分布及其控制因子、海洋生物对海气 CO_2 交换的影响、海洋营养物和海洋环流的改变对大气 CO_2 浓度的影响等方面的数值讨论和深入的分析研究。

参 考 文 献

- 1 Rotty, R. M., Distribution of changes in industrial carbon dioxide production, *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**, 1301~1308.
- 2 Maier-Reimer, E., Hasselmann, K., Transport and storage of CO_2 in the ocean—an inorganic ocean-circulation carbon cycle model, *Climate Dynamics*, 1987, **2**, 63~90.
- 3 Bacastow, R. B., Maier-Reimer, E., Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Climate Dynamics*, 1990, **4**, 95~125.
- 4 Zhang Xuehong, Liang Xinzong, A numerical world ocean general circulation model, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1981, **6**(1), 44~61.
- 5 Redfield, A. C., B. H. Ketchum, F. A. Richards, The influence of organisms on the composition of seawater, *The Sea*, Hill M. N. ed., 1963, **2**, 26~77.
- 6 Baes, C. F., G. G. Killough, A two dimensional CO_2 -ocean model including the biological process, U.S. Department of Energy Report, DOSE / NBB-0070, TR021, 1985, 38.
- 7 Hansson, I., A new set of acidity constants for carbonic acid and boric acid in seawater, *Deep-Sea Res.*, 1973, **20**, 461~478.
- 8 Almgren, T., D. Dyreessen, M. Strandberg, Determination of pH on the models per kg seawater scale (M / W), *Deep-Sea Res.*, 1975, **22**, 635~646.
- 9 Weiss, R. F., Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas, *Marine Chemistry*, 1974, **2**, 203~215.
- 10 Takahashi, T., W. S. Broecker, S. Langer, Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces, *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**, 6907~6924.
- 11 Hollislay, Aam, Van Ulden, AP., A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data, *J. Climate and App. Met.*, 1983, **22**, 517~529.
- 12 Weiss, R. F., R. A. Jahnke, C. D. Keeling, Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO_2 in the sea water, *Nature*, 1982, **300**, 511~513.

An Ocean Carbon Cycle Model

Part I: Establishing of Carbon Model Including an Oceanic Dynamic General Circulation Field, Chemical, Physical and Biological Processes Occurred in the Ocean

Pu Yifen and Wang Mingxing

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A global two-dimensional (latitude $\times$ depth) model of the ocean carbon cycle, which is based on a dynamic, general circulation model of the world ocean created by Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, has been developed. The model gets rid of the shortcoming of the box model and includes the procedures such as the exchange of carbon dioxide between the atmosphere and ocean, photosynthesis and decay, calcium carbonate production and dissolution, and both kinds of suspended particles sinking into the deeper water. In particular, the effect of the ocean biota on carbon cycle is coupled into the model and the detailed and reasonable methods of parameterization is also introduced.

Key words: carbon cycle; ocean model; parameterization.

附录 I 平流作用项和扩散项的数学展开公式

如果仅平流项起作用, 方程为

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \nabla \cdot (c \mathbf{v}) = 0, \quad (\text{A1})$$

考虑模式中某一单元箱 k (如图 A1 示, 为简单计, 画成矩形), 对上式积分有

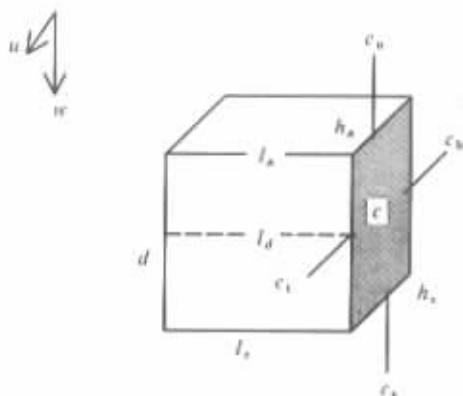


图 A1 模型单元箱 k 。

阴影部分为子午线面。 h_s 、 h_n 分别为单元箱北南高度; l_s 、 l_e 、 l_d 为单元箱经度方向的延伸距离, d 为单元箱纬度长; c_s 、 c_n 、 c_e 、 c_w 分别为临近四个箱 (上、下、北、南) 的浓度。

$$\frac{\partial c}{\partial t} \cdot \nabla v_k + \int_k c v ds = 0, \quad (A2)$$

其中, $\nabla v_k = l dh$ 为箱面积, c 为化学物质平均浓度, 假设海水为不可压流体, 满足连续方程 $\nabla v = 0$, 忽略海水密度变化, 应用 Gauss 理论对 k 箱积分有: $\int_k v ds = 0$, ds 为矢量面积, 对 k 箱邻近四个面积分, 有:

$$v_s l_s h_s - v_n l_n h_n + \omega_l l_d d - \omega_n l_d d = 0. \quad (A3)$$

对平流方程 (3) 展开, 并假定迭代 n 次后单元箱浓度为 $c_{(n)}$,

$$\begin{aligned} & \left(\frac{c_{(n)} - c_0}{\Delta t} \right) l dh + \left(\frac{c_{(n),s} + c_{(n)}}{2} \right) v_s l_s h_s - \left(\frac{c_{(n),n} - c_{(n)}}{2} \right) v_n l_n h_n + \left(\frac{c_{(n),l} + c_{(n)}}{2} \right) l d \omega_l \\ & - \left(\frac{c_{(n),n} + c_{(n)}}{2} \right) l d \omega_n = 0, \end{aligned} \quad (A4)$$

其中, c_0 指初始浓度值, $(c_{(n),s} + c_{(n)})/2$ 表示单元箱 k 与邻近箱 i 接触面上的平均浓度, 将 (6) 式减 (5) $\times c_{(n)}$, 可导出:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{c_{(n)} - c_0}{\Delta t} \right) l dh - \left(\frac{c_{(n)} - c_{(n),s}}{2} \right) v_s l_s h_s + \left(\frac{c_{(n),n} - c_{(n),n}}{2} \right) v_n l_n h_n - \left(\frac{c_{(n)} - c_{(n),l}}{2} \right) l d \omega_l \\ & + \left(\frac{c_{(n)} - c_{(n),n}}{2} \right) l d \omega_n = 0, \end{aligned} \quad (A5)$$

类似地, 可得到扩散作用是唯一引起 k 箱内化学量浓度变化的原因的表达式:

$$\begin{aligned} & \left(\frac{c_{(n)} - c_0}{\Delta t} \right) l dh - 2K_h \left(\frac{h_s^2 l_s^2}{V + V_s} \right) (c_{(n),s} - c_{(n)}) - 2K_h \left(\frac{h_n^2 l_n^2}{V + V_n} \right) (c_{(n),n} - c_{(n)}) \\ & - 2K_d \left(\frac{l^2 d^2}{V + V_n} \right) (c_{(n),l} - c_{(n)}) - 2K_d \left(\frac{l^2 d^2}{V + V_n} \right) (c_{(n),n} - c_{(n)}) = 0, \end{aligned} \quad (A6)$$

其中, K_h 、 K_d 分别为水平方向和垂直方向的扩散系数。

附录 2 ^{12}C 和 ^{14}C 的各化学量的速度方程

(1) 表层箱中各化学量的变化速度方程 (^{12}C) (单位: kmol/s)

$$\frac{\partial n_{\text{con}}}{\partial t} = \sum_i Q_i \frac{c_{\text{con}} - c_{\text{con},i}}{2} + \sum_{j,j'} F_j (c_{\text{con},j} - c_{\text{con}}) - P_g c_{\text{con}} - I_{\text{do}} c_{\text{con}}, \quad (A7)$$

$$\frac{\partial n_{\text{cin}}}{\partial t} = \sum_i Q_i \frac{c_{\text{cin}} - c_{\text{cin},i}}{2} + \sum_{j,j'} F_j (c_{\text{cin},j} - c_{\text{cin}}) + I_r P_g c_{\text{con}} - I_{\text{di}} c_{\text{cin}}, \quad (A8)$$

$$\frac{\partial n_{\text{cn}}}{\partial t} = \sum_i Q_i \frac{c_{\text{cn}} - c_{\text{cn},i}}{2} + \sum_{j,j'} F_j (c_{\text{cn},j} - c_{\text{cn}}) - P_g c_{\text{cn}} / 122, \quad (A9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_{\text{ic}}}{\partial t} &= \sum_i Q_i \frac{c_{\text{ic}} - c_{\text{ic},i}}{2} + \sum_{j,j'} F_j (c_{\text{ic},j} - c_{\text{ic}}) + A_p + B_p c_{\text{ic}} + C_p c_{\text{ia}} \\ &- (1 + I_r) P_g c_{\text{con}} / 122, \end{aligned} \quad (A10)$$

$$\frac{\partial n_{\text{ia}}}{\partial t} = \sum_i Q_i \frac{c_{\text{ia}} - c_{\text{ia},i}}{2} + \sum_{j,j'} F_j (c_{\text{ia},j} - c_{\text{ia}}) + (18 / 122) P_g c_{\text{con}} - 2I_r P_g c_{\text{con}}, \quad (A11)$$

$$\frac{\partial n_{\text{O}_2}}{\partial t} = \text{文献[12]的饱和值计算}. \quad (A12)$$

(2) 下层箱中各化学量的变化速度方程 (^{12}C) (单位: kmol/s)

$$\frac{\hat{c}n_{\text{con}}}{\hat{c}t} = \sum_i Q_i \frac{c_{\text{con}} - c_{\text{con},i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{con},i} - c_{\text{con}}) + I_{\text{do},1} c_{\text{con}} - I_{\text{do}} c_{\text{con}} - D_{\text{so}} c_{\text{con}}, \quad (\text{A13})$$

$$\frac{\hat{c}n_{\text{cin}}}{\hat{c}t} = \sum_{i,j} Q_i \frac{c_{\text{cin}} - c_{\text{cin},i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{cin},i} - c_{\text{cin}}) + I_{\text{di},1} c_{\text{cin},1} - I_{\text{di}} c_{\text{cin}} - D_{\text{si}} c_{\text{cin}}, \quad (\text{A14})$$

$$\frac{\hat{c}n_{\text{cn}}}{\hat{c}t} = \sum_i Q_i \frac{c_{\text{cn}} - c_{\text{cn},i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{cn},i} - c_{\text{cn}}) - D_{\text{so}} c_{\text{con}} / 122, \quad (\text{A15})$$

$$\frac{\hat{c}n_{\text{tc}}}{\hat{c}t} = \sum_i Q_i \frac{c_{\text{tc}} - c_{\text{tc},i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{tc},i} - c_{\text{tc}}) + D_{\text{so}} c_{\text{con}} + D_{\text{si}} c_{\text{cin}}, \quad (\text{A16})$$

$$\frac{\hat{c}n_{\text{ta}}}{\hat{c}t} = \sum_{i,j} Q_i \frac{c_{\text{ta}} - c_{\text{ta},i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{ta},i} - c_{\text{ta}}) + (18 / 122) D_{\text{so}} c_{\text{con}} - 2 D_{\text{si}} c_{\text{cin}}, \quad (\text{A17})$$

$$\frac{\hat{c}n_{\text{O}_2}}{\hat{c}t} = \sum_{i,j} Q_i \frac{c_{\text{O}_2} - c_{\text{O}_2,i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{O}_2,i} - c_{\text{O}_2}) - (172 / 122) D_{\text{so}} c_{\text{con}}, \quad (\text{A18})$$

(A7)~(A18)中, 下标 1 指上层箱。

上层网格箱中氧气的浓度计算公式为^[12]

$$\begin{aligned} c_{\text{O}_2} (\text{表层}) = & 1.03 \exp[-1.734292 + 249.6339(100/T)] + 143.349 \ln(T/100) \\ & - 21.8492(T/100) + S[-0.033096 + 0.0142591(T/100)] \\ & - 0.00170(T/100)^2, \end{aligned}$$

其中, T 为绝对温度, S 为盐度 (‰), O_2 单位为 $\mu\text{mol}/\text{m}^3$ 。

(3) 表层箱中 ^{14}C 变化速率方程 (单位: kmol/s)

$$\frac{\hat{c}n_{\text{con}^*}}{\hat{c}t} = \sum_i Q_i \frac{c_{\text{con}^*} - c_{\text{con}^*,i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{con}^*,i} - c_{\text{con}^*}) + P_g c_{\text{cn}} \frac{c_{\text{tc}^*}}{c_{\text{tc}}} - I_{\text{do}} c_{\text{con}^*} - \lambda V c_{\text{con}^*}, \quad (\text{A19})$$

$$\frac{\hat{c}n_{\text{cin}^*}}{\hat{c}t} = \sum_{i,j} Q_i \frac{c_{\text{cin}^*} - c_{\text{cin}^*,i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{cin}^*,i} - c_{\text{cin}^*}) + I_r P_g c_{\text{cn}} \frac{c_{\text{tc}}}{c_{\text{tc}^*}} - I_{\text{di}} c_{\text{cin}^*} - \lambda V c_{\text{cin}^*}, \quad (\text{A20})$$

$$\begin{aligned} \frac{\hat{c}n_{\text{tc}^*}}{\hat{c}t} = & K_p A p_a (c_{\text{CO}_2^*} / c_{\text{CO}_2}) + (c_{\text{tc}^*} / c_{\text{tc}}) (A_p + B_p c_{\text{tc}} + C_p c_{\text{ta}} - K_p A p_a) \\ & + \sum_{i,j} Q_i (c_{\text{tc}^*} - c_{\text{tc},i}) / 2 + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{tc}^*,i} - c_{\text{tc}^*}) / 2 + (1 + I_r) P_g c_{\text{cn}} (c_{\text{tc}^*} / c_{\text{tc}}) \\ & - \lambda V c_{\text{tc}^*}. \end{aligned} \quad (\text{A21})$$

(4) 下层箱中各化学量的速率方程 (^{14}C) (单位: kmol/s)

$$\begin{aligned} \frac{\hat{c}n_{\text{con}^*}}{\hat{c}t} = & \sum_{i,j} Q_i \frac{c_{\text{con}^*} - c_{\text{con}^*,i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{con}^*,i} - c_{\text{con}^*}) + I_{\text{do},1} c_{\text{con}^*} - I_{\text{do}} c_{\text{con}^*} - D_{\text{so}} c_{\text{con}^*} \\ & - \lambda V c_{\text{con}^*}, \end{aligned} \quad (\text{A22})$$

$$\begin{aligned} \frac{\hat{c}n_{\text{cin}^*}}{\hat{c}t} = & \sum_{i,j} Q_i \frac{c_{\text{cin}^*} - c_{\text{cin}^*,i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{cin}^*,i} - c_{\text{cin}^*}) + I_{\text{di},1} c_{\text{cin}^*,1} - I_{\text{di}} c_{\text{cin}^*} - D_{\text{si}} c_{\text{cin}^*} \\ & - \lambda V c_{\text{cin}^*}, \end{aligned} \quad (\text{A23})$$

$$\frac{\hat{c}n_{\text{tc}^*}}{\hat{c}t} = \sum_{i,j} Q_i \frac{c_{\text{tc}^*} - c_{\text{tc}^*,i}}{2} + \sum_{i,j} F_i (c_{\text{tc}^*,i} - c_{\text{tc}^*}) + d_{\text{so}} c_{\text{con}^*} + D_{\text{si}} c_{\text{cin}^*} - \lambda V c_{\text{tc}^*}, \quad (\text{A24})$$

(A19)~(A24)中, λ 、 ^{14}C 的半衰期取值 $1/8267$, i 指与 k 箱相邻的箱。把 ^{12}C 速率方程中各项乘以 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 就导出了表 2 中 CON^* 、 CIN^* 和 TC^* 的速率方程; 光合作用项乘以溶解比率 TC^*/TC , 就得到这个过程被消耗的无机碳源。另外, ^{14}C 同位素的总溶解无机碳的速率方程推导如下 (仅指与大气交换速率项):

$$\frac{\hat{c}n_{\text{tc}^*}}{\hat{c}t} = K_p A p_a (c_{\text{CO}_2^*} / c_{\text{CO}_2}) + K_p A P (c_{\text{tc}^*} / c_{\text{tc}}), \quad (\text{A25})$$

由于

$$\frac{\hat{c}n_{ic^*}}{\hat{c}t} = K_p A(p_a - p) = A_p + B_p c_{ic} + C_p c_{ia}, \quad (A26)$$

上式整理可得到:

$$K_p Ap = K_p Ap_a - (A_p + B_p c_{ic} + C_p c_{ia}),$$

代入 (18) 式, 有:

$$\frac{\hat{c}n_{ic^*}}{\hat{c}t} = K_p Ap_a (c_{CO_2} / c_{CO_2^*}) - (A_p + B_p c_{ic} + C_p c_{ia} - K_p Ap_a) (c_{ic^*} / c_{ic}). \quad (A27)$$