

文章编号: 1000-0585(2002)01-0045-09

陆地表层碳循环与温度反馈机制研究

周 涛¹, 仪垂祥^{1,2}, 史培军¹, 罗巾英¹

(1. 环境演变与自然灾害教育部开放实验室, 北京师范大学资源科学研究所, 100875

2. Department of Meteorology, Pennsylvania State University, PA 16802, USA)

摘要: 在考虑人类活动及陆地表层碳循环各要素反馈关系的基础上, 建立了陆地表层碳循环零维模型, 对陆地表层碳循环与温度反馈机制进行了研究。零维模型研究碳在陆地表层生物、残落物、土壤有机质、大气中的流动, 把人类活动及海洋对碳循环的影响作为一种外在强迫加以考虑。它较好地反映了 1860 年至 1997 年人类活动对碳循环的影响及温度对碳循环的反馈关系, 它模拟的大气 CO₂ 含量的变化与实际观测值相近; 模拟的地表年平均温度的变化趋势与实际观测值及同行的研究结果一致。

关键词: 碳循环; 零维模型; 温度; 陆地表层系统; 反馈机制

中图分类号: P461+.8 P595; O193 **文献标识码:** A

人类燃烧化石燃料和土地利用改变引起大气 CO₂ 浓度增加, 改变了地表能量平衡, 使生物所赖以生存的环境因子——温度发生改变, 温度的改变反过来又使陆地生态系统发生变化。目前, 研究碳循环与温度的关系受到普遍关注。大气碳库是联系海洋和陆地碳库的纽带, 而且影响地表能量平衡, 因而对大气碳变化的研究具有重要意义。燃烧化石燃料释放的 CO₂ 只有 58 % 残留在大气中, 其余 42 % 去了何处至今仍未有定论^[1]。

尽管有众多的碳循环模型出台, 但是由于人类活动释放的超量 CO₂ 在大气、海洋、陆地之间怎样分配仍存在相当的不确定性。不确定性最大的是陆-气碳交换通量, CO₂ 在大气、海洋和陆地生态系统之间的碳通量不平衡, 有一个 1.8 PG/yr 的碳通量丢失。净光合作用速率、腐殖化速率、残落物和土壤有机质的分解速率对温度非常敏感, 人类释放的超量 CO₂ 改变了能量平衡, 引起温度变化, 反过来温度进一步影响碳循环, 进而又改变了大气中的 CO₂ 浓度, 这种反馈响应过程是非线性的, 它对大气 CO₂ 有一个间接的贡献, 这个贡献对碳通量是个补充。要研究碳循环, 不可避免地要将这种反馈关系纳入模型之中。碳循环零维模型采用高度综合的方法, 抓住关键因子, 对碳循环的反馈关系进行研究。

1 陆地表层碳循环零维模型的建立

陆地表层系统的水平范围为整个大陆。在时间上, 陆地表层系统主要研究状态变量的

收稿日期: 2001-06-08; 修订日期: 2001-11-24

基金项目: 中国北方草地和农牧交错带生态系统重建机制及优化生态生产范式 (G2000018600); 中国科学院地理科学与资源研究所知识创新工程主干科学研究计划专题“中国陆地生态系统土壤碳估算”(CXIOG-E01-02-02)

作者简介: 周涛 (1972-), 男, 湖南冷水江人, 北京师范大学教育信息与网络技术研究院讲师, 资源科学研究所在职博士生。主要从事土地利用/土地覆被变化与碳循环、遥感及地理信息系统等方面的研究, E-mail: zhoutao13@263.net

年际变化或短期变化^[2]。为了能抽象概括陆地碳循环的运作机制,揭示碳循环和能量循环的相互作用机理。碳循环零维模型选择了在物质循环和能量流动过程中起关键作用的因素作为陆地表层系统的状态变量。不考虑状态变量在垂直方向上的变化。碳循环零维模型状态变量的选取如下: b ($\text{kgC} \cdot \text{m}^{-2}$): 陆地生物量; L ($\text{kgC} \cdot \text{m}^{-2}$): 陆地残落物量; h ($\text{kgC} \cdot \text{m}^{-2}$): 土壤有机质含量; c ($\text{kgC} \cdot \text{m}^{-2}$): 大气碳含量; T (): 地球表层年平均温度。

其中 b 、 L 、 h 、 c 表示对应物质在单位面积垂直柱中的总量^[2]。

碳循环零维模型中的状态变量并非彼此孤立的,而是处于广泛的联系之中,它们的联系可以通过碳循环联系起来,它们的关系如图 1,其中能量循环伴随在碳循环中。

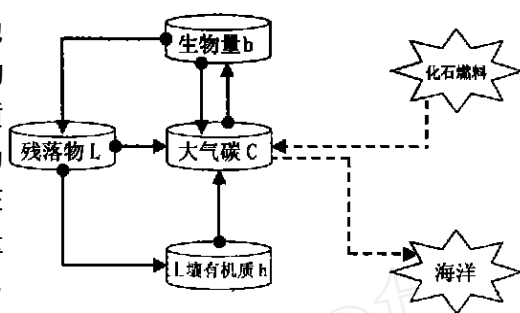


图 1 陆地表层碳循环零维模型中碳元素反馈关系图

Fig. 1 The carbon feedback relations in the zero-dimension model of land surface system

2 碳循环零维模型控制方程组的建立

2.1 生物量方程

碳循环零维模型中,根据图 1 生物量的控制方程可以表示为:

$$\frac{db}{dt} = f_{cb} - f_{bl} - f_b \quad (1)$$

式中,净光合作用速率 f_{cb} 为大气 CO_2 转变成生物有机碳的速率,残落速率 f_{bl} 为活的生物量转变成残落物的速率, f_b 为人类砍伐森林及土地利用改变所引起的生物量减少的速率。

植物的净光合作用速率取决于几个状态变量^[3]: a) 温度: 温度是影响植物光合作用的一个变量,对不同的生态系统,温度的影响是不同的。在北方生态系统,净光合作用随温度的升高而增大;在温带生态系统,它随温度的升高略有下降;在热带生态系统,它随温度升高而下降。从全球的角度来看,温度的升高增大了光合作用效率,但植物的呼吸作用增大得更快^[4]。b) CO_2 浓度: CO_2 是光合作用的重要原料,当植物周围空气中 CO_2 浓度比补偿点浓度要高时,植物就会吸收大气中的 CO_2 ,而且 CO_2 的吸收速率随着 CO_2 浓度的增高而增大,这种现象被认为是由于叶绿体与叶子周围之间的 CO_2 浓度落差增大,从而导致自空气至植物体的 CO_2 扩散速率增高之故^[5]。Esser 等根据大气 CO_2 浓度与净光合作用速率的关系,建立了净光合作用与 CO_2 浓度之间的经验公式,它同样表明大气 CO_2 浓度的增加有利于净光合作用的增高^[6]。在通常大气 CO_2 浓度下以至低于这种浓度范围内,普遍认为 CO_2 浓度与光合作用强度呈线性关系的实例居多。因此,净光合作用速率可以看作是大气 CO_2 浓度的线性函数。c) 生物量: 生物量增大时,其用于光合作用的叶面积相应增大,因此,净光合作用速率也增大。

净光合作用速率 f_{cb} 与温度、大气 CO_2 浓度、生物量关系密切,它们之间任何一个状态变量都会影响 f_{cb} 的大小,因此,净光合作用速率 f_{cb} 可以表示为:

$$f_{cb} = \rho_{ph} \times (v_0 + v_T T) \times (c - c^*) \times b \quad (2)$$

其中, T 为全球平均温度, c^* 为光合作用中 CO_2 的补偿浓度, v_T 为温度变化对 f_{cb} 的影响, v_0 为常数, ρ_{ph} 反映温度、大气 CO_2 浓度、生物量对净光合作用速率的综合影响。

式 (1) 中, f_{bl} 植物残落物残落速率, 它可以表示为:

$$f_{bl} = k_b \times b \quad (3)$$

其中, k_b 为残落物速率, 它反映了植物的残落难易程度。碳循环零维模型中, 只考虑陆地生态系统总的残落速率, 因此, k_b 可以取为一个常数。

式 (1) 中, f_b 为人类砍伐森林及土地利用改变引起土地覆盖方式变化所引起的生物量的减少。它是人类影响碳循环的主要方式之一。 f_b 是时间的变量, 它与状态变量无关。在碳循环零维模型中, 把它当作一个扰动, 按每年的实际值输入零维模型^[7]。综合 (1)、(2)、(3) 式, 生物量方程为:

$$\frac{db}{dt} = \rho_{ph} \times (v_0 + v_T T) \times (c - c^*) \times b - k_b \times b - f_b \quad (4)$$

2.2 残落物方程

残落物来源于生物, 同时它也是形成土壤有机质和分解出 CO_2 的原始物质^[8], 它的变化由如下方程控制:

$$\frac{dL}{dt} = f_{bl} - f_{Lh} - f_{Lc} \quad (5)$$

式中, f_{Lh} 是由残落物转变成土壤有机质的速率, f_{Lc} 是由残落物分解产生 CO_2 的速率。在残落物的分解过程中, 一些有机质 (如纤维素) 在微生物作用下进行氧化分解, 最终分解成 CO_2 和 H_2O , 而另外一些有机物 (如木质素) 在微生物作用下形成土壤有机质^[8]。残落物分解成 CO_2 和产生土壤有机质的量大小取决于 f_{Lc} 和 f_{Lh} 。

腐殖化过程是一个生物化学过程, 主要由微生物来完成, 腐殖化过程进行的快慢取决于微生物的数量与活性, 而且腐殖化速率, f_{Lh} 依赖于微生物的食物——残落物 L 。微生物生存需要一个适当的温度范围。腐殖化速率 f_{Lh} 与土壤温度、残落物量两者关系密切, 缺一不可, 因此, 腐殖化速率可表示为:

$$f_{Lh} = \rho_1 \times e^{-u_T (T - T_{om})^2} \times L \quad (6)$$

其中, T_{om} 为腐殖化最适温度, u_T 为温度变化对 f_{Lh} 的影响, ρ_1 反映了土壤温度、残落物量对腐殖化速率的综合影响。

由残落物直接分解产生 CO_2 的矿质化速率 f_{Lc} 同样取决于微生物的数量与活性^[9], 通过与 f_{Lh} 类似的讨论, 可知:

$$f_{Lc} = \rho_2 \times e^{-u_T (T - T_{om})^2} \times L \quad (7)$$

其中, ρ_2 为残落物矿质化系数, 它反映了土壤温度、残落物量对矿质化速率的综合影响。

综合式 (3)、(5)、(6)、(7), 残落物方程为:

$$\frac{dL}{dt} = k_b \times b - (\rho_1 + \rho_2) \times L \times e^{-u_T (T - T_{om})^2} \quad (8)$$

2.3 土壤有机质方程

土壤有机质来源于残落物的分解与合成, 它的变化速率主要取决于腐殖化速率 f_{Lh} 与

土壤有机质矿质化速率 f_{hc} 之差, 因此:

$$\frac{dh}{dt} = f_{Lh} - f_{hc} \quad (9)$$

土壤有机质矿质化速率 f_{hc} 依赖于微生物数量和活性, 以及土壤有机质量 h , 它同残落物矿质化速率 f_{Lc} 一样是土壤温度的函数, 由于土壤有机质和残落物的结构复杂程度不同, 因而它们的矿质化速率的系数也不同。土壤有机质矿质化速率可以表示为:

$$f_{hc} = \alpha_3 \times e^{-u_T(T-T_{om})^2} \times h \quad (10)$$

其中, α_3 为土壤有机质矿质化系数。综合式 (6)、(9)、(10), 土壤有机质方程为:

$$\frac{dh}{dt} = (\alpha_1 L - \alpha_3 h) \times e^{-u_T(T-T_{om})^2} \quad (11)$$

2.4 大气 CO₂ 方程

大气 CO₂ 中碳含量 c 的变化主要由植被净光合作用量、残落物及土壤有机质分解量、海气交换量、人类活动释放量等几个因素引起。大气 CO₂ 方程可以表示为:

$$\frac{dc}{dt} = (f_{Lc} + f_{hc} - f_{cb} + f_c) \times L_0 \quad (12)$$

其中 f_c 为人类活动释放 CO₂ 速率和海洋吸收 CO₂ 速率的综合影响。人类活动释放的 CO₂ 速率包括燃烧化石燃料释放的 CO₂ 速率 f_{fc} 和人类由于改变土地利用方式引起土地覆盖改变而释放的 CO₂ 速率 f_{bc} 。 L_0 为陆地面积与全球总面积的比值, 它表征陆地生态系统碳循环变化对全球大气碳含量变化的贡献率。综合式 (2)、(7)、(10)、(12), 大气 CO₂ 方程为:

$$\frac{dc}{dt} = [(\alpha_2 L + \alpha_3 h) e^{-u_T(T-T_{om})^2} - \rho_{ph} \times (\alpha_0 + \tau T) \times (c - c^*) \times b + f_c] \times L_0 \quad (13)$$

2.5 能量平衡方程

净辐射, 即短波吸收辐射 R_i 和长波逸出辐射 R_0 之差, 是引起地表温度变化的主要原因, 地表吸收的太阳短波辐射 $R_i = Q(1 - \rho)$ 。全球接收的年平均太阳辐射通量为太阳常数的 1/4^[10], 即

$$Q = \frac{1}{4} I_0 \quad (14)$$

其中, I_0 为太阳常数。 ρ 为全球平均反照率。

由于受地球大气的影响, 地表发射到外部空间的净长波辐射通量 R 应是地表长波辐射通量和大气逆辐射通量之差, 即:

$$R_0 = \epsilon_s(1 - \epsilon_a)(a_1 + a_2 T) \quad (15)$$

其中, a_1, a_2 是对 Stefan-Boltzmann 定律在 0 附近的线性化系数, 因为地表温度的变化范围是 -50 - 50 °C, 故线性化是合理的^[2]。实际的地球表面不是作为黑体而是作为灰体发射长波辐射的, 地表发射率 $\epsilon_s < 1$, 它代表了与黑体辐射的差别。地表发射率 ϵ_s 是生物量与土壤含水量的函数, 实际资料表明这种依赖关系很弱, 如湿土壤的地表发射率比干土壤的发射率约高 1.5 %^[11]。 ϵ_a 是大气有效发射率, 它是地表温度 T 和大气 CO₂ 含量的函数。大气有效发射率 ϵ_a 可以表述为^[12]:

$$\epsilon_a = \epsilon_0 + \tau T + c \ln(c) \quad (16)$$

其中, $\alpha_0, \alpha_w, \alpha_c$ 为半经验系数, c 为大气 CO_2 含量 (kgC/m^2)。

综合式 (14) - (16), 能量平衡方程为:

$$C_s \frac{dT}{dt} = \frac{1}{4} I_0 (1 - \alpha_0) - \alpha_s [1 - (\alpha_0 + \alpha_T T + \alpha_c L n c)] (a_1 + a_2 T) \quad (17)$$

其中, C_s 为地表热容量。

3 碳循环零维模型中参数的确定

3.1 工业革命前状态变量初值

陆地表层碳循环零维模型把 1860 年作为工业革命的起点, 1860 年以前, 人类活动的影响不足以影响自然界的碳循环平衡及能量平衡。1860 年时各状态变量初值如下^[16,13~18]:

$$\begin{aligned} T^0 &= 14.5 & b^0 &= 4.36 \text{ kgC} \cdot \text{m}^{-2} & L^0 &= 0.67 \text{ kgC} \cdot \text{m}^{-2} \\ h^0 &= 10.1 \text{ kgC} \cdot \text{m}^{-2} & c^0 &= 1.19 \text{ kgC} \cdot \text{m}^{-2} \end{aligned}$$

3.2 方程参数的确定

当土壤温度为 30°C , 最有利于微生物的活动, 因此, T_{om} 取 30°C 。当土壤温度低于 5°C 时, 微生物活性受到明显抑制, 其有机质的分解速率大约是最适温度时的 5 - 20%, 因此, μ_T 介于 0.0026 - 0.0048 之间。碳循环零维模型 $\mu_T = 3.6841 \times 10^{-3}$ 。

在 1860 年初始状态下, 忽略人类活动的影响, 陆地碳循环处在平衡状态, 此时 $f_{cb} = f_{bL} = f_{Lc} + f_{Lh}$ 。当初始生物量 b 取 $4.36 \text{ kg}/\text{m}^2$, K_b 取 0.035 时, 根据式 (8) 得出:

$$\alpha_1 + \alpha_2 = 0.5519 \quad (18)$$

由式 (6)、(7) 可以得出:

$$\frac{f_{Lc}}{f_{Lh}} = \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \quad (19)$$

残落物分解产生 CO_2 的速率 f_{Lc} 与残落物分解产生土壤有机质的速率之比也就是残落物变成 CO_2 与残落物变成土壤有机质的量之比。残落物矿质化量占残落物总分解量 (矿质化量 + 腐殖化量) 的 70 %^[19], 即:

$$\frac{\alpha_2}{\alpha_1 + \alpha_2} = 0.70 \quad (20)$$

由式 (18)、(20), 可以得到 $\alpha_1 = 0.1656$, $\alpha_2 = 0.3863$ 。在初始状态下, 土壤有机质方程处于平衡状态, 即: $dh/dt = 0$, 因此有

$$\alpha_1 L = \alpha_3 h \quad (21)$$

由 (21) 式可以确定 $\alpha_3 = 0.011$ 。

在工业革命前, 陆地表层系统处于自然平衡状态, 此时, 净光合作用速率与残落物速率相等, 即 $f_{cb} = f_{bL}$, 由此可以确定 $\mu_{ph} = 0.0648$ 。 CO_2 的补偿点浓度为 $0.124 \text{ kgC}/\text{m}^2$ 。其余参数的取值参见表 1。

3.3 能量平衡方程各参数的确定

大气有效发射率中 $\alpha_0, \alpha_w, \alpha_c$ 由半经验公式得出, 其中 $\alpha_c = 0.0235$, 它由基于观测的辐射传输理论导出^[21]。在碳循环零维模型中, $\alpha_0 = 0.2841$, $\alpha_T = 2.125 \times 10^{-3}$ ^[12]。

a_1, a_2 为黑体的总放射能力在 0 附近按泰勒级数展开并保留线性项的线性化系数, 由此可得, $a_1 = 314.0$, $a_2 = 4.6$ 。地球并非黑体, 因此, 式 (17) 中 $\alpha_s < 1$, 在碳循环零维模型中 $\alpha_s = 0.98$ ^[11]。由上述确定的参数, 可以计算地球的长波辐射 R_0 , 它的计算值与

长波辐射的一些经验公式的估计值一致^[10,20]。碳循环零维模型在初始状态时，能量处于平衡状态，即 $dT/dt = 0$ ，由此确定出 $T = 0.2528$ 。其余参数的取值参见表 1。

表 1 碳循环零维模型的参数取值

| Tab. 1 Model parameters | | |
|----------------------------|-------------------|---------------------------------|
| $I_0 = 1360.0$ | $a_1 = 314.0$ | $a_2 = 4.6$ |
| $s = 0.90$ | $\rho_0 = 0.2841$ | $c = 0.0235$ |
| $T = 2.215 \times 10^{-3}$ | $T = 0.2528$ | $C_s = 10.0$ |
| $T_{om} = 30.0$ | $T = -0.261$ | $\rho = 5.876$ |
| $c_s = 0.124$ | $k_b = 0.035$ | $\mu_T = 3.6841 \times 10^{-3}$ |
| $L_0 = 0.2922$ | $\rho_h = 0.0156$ | $\rho = 0.1656$ |
| $\rho_2 = 0.3863$ | $\rho_3 = 0.011$ | |

4 碳循环零维模型的模拟与结果讨论

把人类作用释放到大气中的碳和海洋吸收的碳作为强迫加入陆地表层碳循环零维模型，其中海洋吸收的人类活动释放到大气中的碳的 25 %。模型取 1860 年状态变量值作为初值，对零维模型进行数值计算。其模拟结果如下图所示。温度变化如图 2 所示，大气 CO₂ 变化如图 3 所示，生物量变化如图 4 所示，残落物和土壤有机质的变化如图 5 所示。表 2 为 1860 - 1997 年模拟的各碳库的变化。

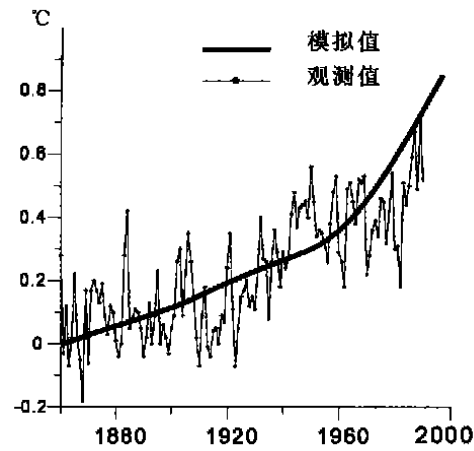


图 2 1860 - 1997 年地表年平均温度变化的模拟
Fig. 2 The year-average surface temperature simulation from 1860 to 1997

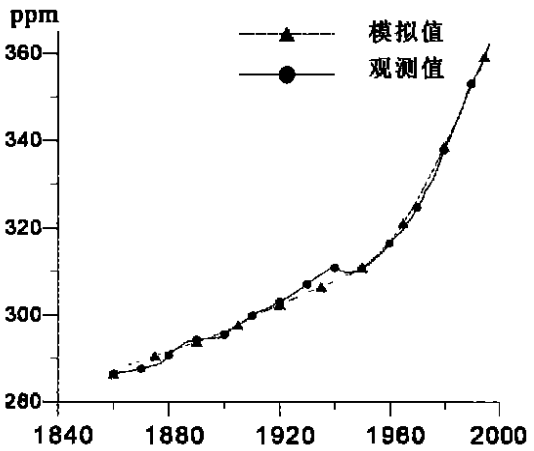


图 3 1860 - 1997 年大气碳含量的模拟
Fig. 3 The atmosphere-average carbon content from 1860 to 1997

从温度模拟曲线（图 2）可以看出，碳循环零维模型较好地模拟了 138 年来地表年平均温度的变化趋势，这与实际变化结果相近^[22,23]。从图 3 可以看出，大气碳含量从 1860 年以来逐渐上升，到 20 世纪中期后迅速增长。比较模型计算的结果与实际观测到结果，发现它们两者吻合较好，发展趋势一致。

从图 4 所示的陆地生物碳量的变化中，可以看出陆地生物碳的变化在开始阶段由于森

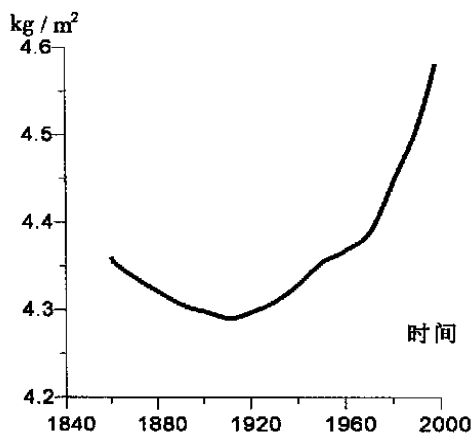


图 4 1860 - 1997 年陆地生物碳量模拟值
Fig. 4 The simulated land biota
from 1860 to 1997

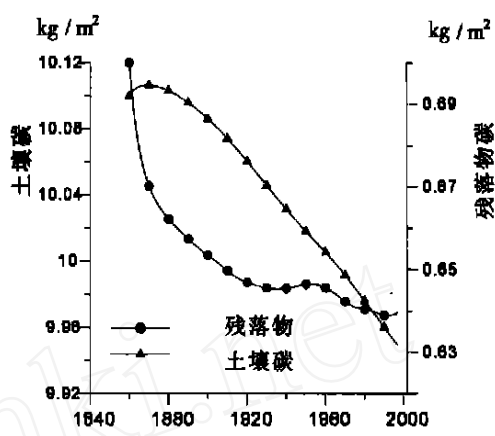


图 5 1860 - 1997 年残落物量、土壤有机质模拟值
Fig. 5 The simulated carbon of
litter and soil from 1860 to 1997

林砍伐的影响而逐步降低，随后由于大气碳含量的增加，施肥效应导致陆地生物量逐步增加，成为吸收大气碳的汇。这个结论和 Yu. Svirezhev^[24]的结论是相似的。从 1860 年到 1997 年，陆地生物碳量增加了约 33 Gt（Yu. Svirezhev^[24]增加了约 20 Gt，Mingkui Cao^[4]增加了约 58 Gt）。

图 5 所示的残落物碳库、土壤有机质碳库都呈减小的趋势，这表明，由于人类活动导致大量的 CO₂ 释放到大气中，引起全球气候变化，尤其是提高了全球年平均温度，使残落物、土壤有机质分解加快。高纬地区含有大量土壤有机质，温度升高引起这些地区土壤有机质分解加快的影响不容忽视。

表 2 1860 - 1997 年模拟的各碳库的变化 (Gt)
Tab. 2 The carbon change from 1860 to 1997

| 碳库 | 1860 | 1997 | 变化量 1997 - 1860 | 总变化量 |
|-----------|---------|----------|--------------------|---------|
| 生物碳 b | 649. 64 | 682. 61 | + 32. 97 | |
| 残落物 L | 104. 3 | 95. 31 | - 8. 99 | 162. 54 |
| 土壤碳 h | 1504. 9 | 1482. 44 | - 22. 46 | |
| 大气碳 c | 609. 36 | 770. 38 | + 161. 02 | |
| 化石燃料碳库 v1 | 4000 | 3738. 57 | - 261. 43 | 162. 53 |
| 海洋吸收碳 v2 | 0 | 98. 90 | + 98. 90 | |

5 碳循环零维模型的优缺点

(1) 碳循环零维模型的优点 碳循环零维模型采用了高度简化、综合、系统的观点和方法，研究了陆地表层碳循环与温度的耦合关系。碳循环零维模型将陆地表层分成四个互相联系在一起的碳库（生物碳库、残落物碳库、土壤腐殖质碳库、大气 CO₂ 碳库），并将影响碳循环的关键因子——温度纳入模型，人类活动及海洋的影响作为外在强迫加以考虑。

碳循环零维模型建立在一系列反馈关系的基础上。目前，从生态学角度出发对碳循环的研究相当多，但它们的重点往往放在陆地碳循环对气候变化的区域响应和陆地碳循环对

人类活动影响的区域响应上。它们是一种静态的单向反馈过程,而对于碳循环过程中的各种反馈机制研究不够。碳循环零维模型不仅考虑了陆地碳循环对气候变化的区域响应,而且考虑了陆地碳循环对气候(主要是温度)的影响,它建立在碳循环与能量循环的双向反馈基础上,并在此基础上建立了一系列的反馈关系,这有助于进行机制研究。

(2) 碳循环零维模型的不足 由于碳循环零维模型高度简化,没有考虑每一变量的空间差异,因此,它不能模拟由于温室效应引起的不同空间状态变量的具体变化,而这些状态变量的空间差异在全球变化中是非常重要的。因此,有待于发展成陆地表层碳循环一维模型、陆地表层碳循环二维模型来加以完善。

碳循环零维模型没有考虑火山活动等随机事件所引起的碳循环变化,以及没有考虑由于人类活动引起土壤侵蚀加剧,部分土壤有机物通过河流带入海洋这一过程。另外,碳循环零维模型主要考虑宏观的物质循环和能量循环,对微观的生化反应等过程考虑不足,在这方面有待进一步加强。

参考文献:

- [1] 田中正之. 全球在变暖. 北京:北京气象出版社, 1992. 1~132.
- [2] 仪垂祥. 陆地表层动力学机制研究. 应用生态学报, 1995, 6(2): 212~219.
- [3] Yuri M. Svirezhev, Werner von Bloh. A zero-dimensional climate-vegetation model containing global carbon and hydrological cycle. *Ecological Modelling*, 1998, 106: 119~127.
- [4] Cao Mingkui, F. Ian Woodward. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change. *Nature*, 1998, 393: 249~252.
- [5] 拉夏埃尔 W. 植物生理生态学. 李博等译. 北京:科学出版社, 1980.
- [6] G. Esser. Sensitivity of global carbon pools and fluxes to human and potential impacts. *Tellus*, 1987, 39B: 245~260.
- [7] R. A. Houghton, J. L. Hackler. Carbon flux to the atmosphere from land-use change. NDP-050, 2000, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge.
- [8] Marie-Madeleine Couteaux, Pierre Bottner, Bjorn Berg. Litter decomposition, climate and litter quality. *Tree*, 1995, 10(2): 63~66.
- [9] 布雷迪. N C. 土壤的本质与性状. 南京农学院土化系译. 北京:科学出版社, 1985.
- [10] Budyko M I. The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus*, 1969, 21: 11~619.
- [11] Kondratyev K, Ya V I, Lorzor V V. The short-wave albedo and the surface emissivity. In Eagleson P. S. ed. *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*. London: Cambridge University press, 1982. 463~514.
- [12] Yi Chuixiang, Gong Peng, Xu Ming *et al.* The effects of buffer and temperature feedback on the oceanic uptake of CO₂. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(5): 751~754.
- [13] Leemans R. Determining the potential distribution of vegetation, crops and agricultural productivity. *Ibid*, 1994, 76: 133~161.
- [14] Post W M, Peng Tsung-Hung. The global carbon cycle. *American Scientist*, 1990, 78: 310~326.
- [15] King A W. A search of the missing carbon sink: a model of terrestrial biospheric response to land-use change and atmospheric. *Tellus*, 1995, 47B: 501~519.
- [16] Bolin B. *The Global Carbon Cycle (SCOPE 13)*. Britain: The Gresham Press, 1977.
- [17] Houtermans R A. Carbon. *Transformations of the Global Environment*. 1990. 393~408.
- [18] Keeling C D, Whorf T P. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, 1999.
- [19] Foley J A. An equilibrium model of the terrestrial carbon budget. *Tellus*, 1995, 47B: 310~319.
- [20] Chylek P, Coakley J A. Analytical analysis of a Budyko-type climate model. *J. Atmos. Sci.*, 1975, 32: 675~679.
- [21] Staley D O, Jurrica G M. Effective atmospheric emissivity under clear skies. *J. Appl. Meteorol.*, 1972, 11: 349~356.
- [22] 李晓东. 火山活动对全球气候的影响. 北京:中国科技出版社, 1995. 123~137.
- [23] Jones P D, Wigley T M L, Wright P B. Global and hemispheric annual temperature variations between 1854 and 1991,

NDP-022, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, 1993.

- [24] Svirezhev Yu. Brovkin V, and W. von Bloh. Optimisation of reduction of global CO₂ emission based on a simple model of the carbon cycle. *Environmental Modeling and Assessment*, 1999, 4: 23 ~ 33.

A feedback mechanism research on the carbon cycle and temperature of terrestrial surface system

ZHOU Tao¹, YI Chui-xiang^{1,2}, SHI Pei-jun¹, LUO Jin-ying¹

(1. Key Laboratory of Environmental Change and Natural Disaster, Ministry of Education;

Institute of Resources Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;

2. Department of Meteorology, Pennsylvania State University, PA 16802, USA)

Abstract: On the basis of taking into account the main feedback relations of carbon cycle terrestrial surface system, the authors employ highly integrated and simplified methods to establish a carbon cycle zero-dimension model of land surface system (CCZDM), and study carbon fluxes among four carbon reservoirs (land biota, litter carbon, soil carbon and atmospheric carbon), by taking impact of human activities and ocean influence as external factors. The CCZDM supposes that Human Being's impacts are not enough to break the natural balance of carbon cycle before the year 1860, but since then the balance has been broken owing to the industrial revolution. A large quantity of CO₂ was emitting into the atmosphere by burning fossil fuels, intensifying agriculture and destroying segments of the vegetation cover of the earth. With the increase of atmospheric CO₂, the global temperature increased accordingly, which, in turn, affects carbon cycle of terrestrial system. The changes of four carbon reservoirs and temperature are simulated through CCZDM from the year of 1860 to 1997 and the results show that the simulated data are compatible with observational as well as other research findings. This demonstrates that the model is reasonable and the parameter values are correct. The study of CCZDM can provide theoretical guides to that of two-dimension carbon cycle of land surface system.

Key words: carbon cycle; zero-dimension model; temperature; terrestrial surface system; feedback mechanism