

지구규모의 탄소 순환 및 물질수지 연구

권 오 열
계명대학교 환경과학과
(1996년 6월 10일 접수)

Global Carbon Cycle and Budget Study

O-Yul KWON

Dept. of Environ. Sci. and Eng. Keimyung University
(Manuscript received 10 June 1996)

A global carbon cycle model (GCCM), that incorporates interaction among the terrestrial biosphere, ocean, and atmosphere, was developed to study the carbon cycling and global carbon budget, especially due to anthropogenic CO₂ emission. The model that is based on C, ¹³C and ¹⁴C mass balance, was calibrated with the observed CO₂ concentration, $\delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{14}\text{C}$ in the atmosphere, $\Delta^{14}\text{C}$ in the soil, and $\Delta^{14}\text{C}$ in the ocean. Also, GCCM was constrained by the literature values of oceanic carbon uptake and CO₂ emissions from deforestation. Inputs (forcing functions in the model) were the C, ¹³C and ¹⁴C as CO₂ emissions from fossil fuel use, and ¹⁴C injection into the stratosphere by bomb-tests. The simulated annual carbon budget of 1980s due to anthropogenic CO₂ shows that the global sources were 5.43 Gt-C/yr from fossil fuel use and 0.91 Gt-C/yr from deforestation, and the sinks were 3.29 Gt-C/yr in the atmosphere, 0.90 Gt-C/yr in the terrestrial biosphere and 2.15 Gt-C/yr in the ocean. The terrestrial biosphere is currently at zero net exchange with the atmosphere, but carbon is lost via organic carbon runoff to the ocean. The model could be utilized for a variety of studies in CO₂ policy and management, climate modeling, CO₂ impacts, and crop models.

Key words : carbon cycle model, carbon budget, anthropogenic CO₂

1. 서 론

지난 40여년동안 대기 이산화탄소 농도는 거의 45 ppm (parts per million by volume)이 증가하여서 현재 약 360 ppm에 이르고 있다. 탄소량으로 환산하면 약 95 Gt-C (1 Gt-C=1 gigaton as carbon=10¹⁵ gram carbon)이 대기중에 축적된 것이다. 이 양은 동일기간동안 CO₂의 인위적 발생량인 약 150 Gt-C의 60%에 해당한다. 나머지 40%가 해양과 육상생태계로 어떻게 분배된 것인지는 지금까지도 미지수로 남아 있으며, 이를 규명하기 위한 많은 탄소순환모델이 개발되어 왔다. 이 중 대기-해

양 상호작용모델 (Siegenthaler, 1983; Bacastow and Maier-Reimer, 1990)은 주로 해양의 CO₂ 흡수능력에 중점을 두고 있으며 육상생태계는 중립, 즉 순 CO₂ 방출량을 0으로 가정하고 있다. 이들 모델의 주요한 문제점들 중의 하나는 지구 규모의 탄소물질수지가 평형을 이루지 못하고 있다는 것이다. 즉 총발생량 (source)과 총소멸량 (sink)이 일치하지 않는, 소위 "missing carbon"을 제기하고 있으며 이에 대한 가장 큰 불확실성은 육상생태계의 역할이 탄소의 발생원인가 혹은 소멸원인가 하는 것이다. 이와는 달리, 육상생태계-대기 상호작용모델 (Harvey, 1989; Melillo et al., 1993)들은 온도 및

CO₂ 농도의 대기중 변화가 육상생태계에 어떠한 영향을 미칠 것인가 하는 예민도를 조사하는데 제한적으로 이용되고 있다. 따라서 이들 모델 역시 해양의 역할을 누락시킴으로써 지구탄소의 물질수지를 설명하지 못하고 있다.

Kwon과 Schnoor (1994)는 현재까지 알려지고 있는 불확실성 범위내에서 탄소의 발생과 소멸이 평형을 이루는 대기-해양-육상생태계 상호작용모델 (Simple Global Carbon Model; 이하 SGCM)을 개발하였으며, 이를 이용하여 향후 지구에너지 사용 시나리오에 따른 대기 이산화탄소 농도의 시나리오 분석을 실시하였다 (권, 1996). 대기, 육상식물, 토양, 온해표면수, 냉해표면수, 표면수에 존재하는 해양 생태계와 심해수의 8-상자로 구성되어 있는 SGCM모델은 관측된 대기 CO₂ 농도를 이용하여 보정되었고, 화석연료사용으로 인한 CO₂의 발생량을 input으로 하고 있다.

본 연구에서는 SGCM모델의 기본적인 구조를 유지하면서, 모델의 검증과 신뢰도를 향상시킨 새로운 지구탄소순환모델 (Global Carbon Cycle Model; 이하 GCCM)을 개발하여 탄소의 순환과 물질수지를 이해하고자 한다. SGCM은 총탄소 (C)만을 대상으로 하고 모델보정 자료로서도 대기중의 CO₂ 농도만을 사용하는데 반해, GCCM은 C뿐만 아니라 동위원소인 ¹³C와 ¹⁴C를 동시에 대상으로 하고 대기, 해양과 육상생태계의 다양한 C, ¹³C 및 ¹⁴C 관측자료를 모델보정자료로 사용하므로써 모델의 구축조건을 강화하였다.

2. 모델의 개요

2.1. 탄소 순환의 개요

Fig. 1은 GCCM 모델의 개략구성도를 나타내고 있다. 대기권은 성층권과 대류권으로 나누어지고, 육상생태계는 2개의 식물성분과 3개의 토양상자로 이루어졌으며, 해양은 2개의 표면수와 10개의 중간 및 심해수에 존재하는 무기 및 유기탄소의 총 18개의 상자로 구성되어 있다. 각 상자의 물리적 data는 Table 1과 같으며, 설정의 배경은 Kwon과

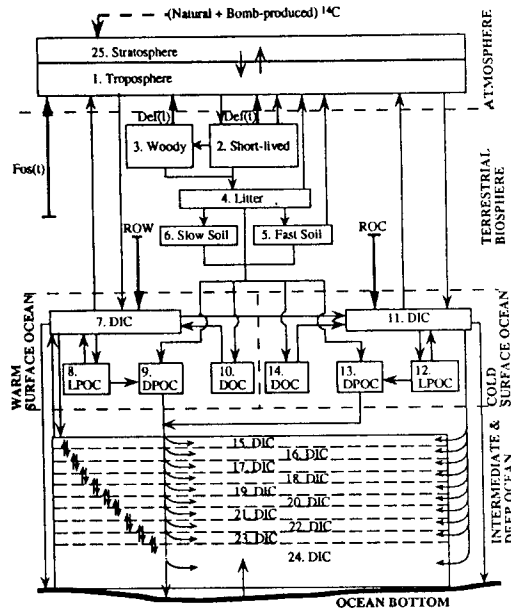


Fig. 1. Global carbon cycle model (GCCM): ROW and ROC=inorganic carbon inputs to warm and cold ocean surface waters from rock weathering, respectively; and LPOC, DPOC, DOC, and DIC=living particulate organic carbon (ocean biota), dead particulate organic carbon, dissolved organic carbon, and dissolved inorganic carbon, respectively

Schnoor (1994)에 잘 나타나 있다.

탄소의 물질수지식을 세우기 위하여, 모델내에서 동위원소를 포함한 탄소의 흐름을 개략적으로 살펴보면 다음과 같다.

육상식물은 잎과 같은 단기생명 성분 (short-lived part)과 줄기, 가지 및 장기 생명성 뿌리 등의 목질성분 (woody part)으로 나누어진다. 단기생명 성분은 대기권으로부터 CO₂를 흡수하여 유기탄소로 전환하며 (광합성) 이 중 일부는 CO₂의 형태로 대기권으로 방출되고 (식물호흡) 일부는 식물의 성장과 유지를 위하여 목질성분으로 이동된다 (단기생명성분에서 목질성분으로의 전환). 식물의 유기탄소는 잎이 떨어지거나 식물이 죽으면 (litter fall) 토양성분으로 이동된다 (단기생명성분 및 목질성분의 표토 (litter)로의 전환).

토양 및 표토는 Harrison et al. (1993)의 연구를

Table 1. Physical descriptions: areas and volumes

Description	Size
Volume of stratosphere	$0.80 \times 10^{18} \text{ m}^3$
Volume of troposphere	$3.19 \times 10^{18} \text{ m}^3$
Area of short-lived part biota	$1.33 \times 10^{14} \text{ m}^2$
Area of woody part biota	$1.33 \times 10^{14} \text{ m}^2$
Volume of litter	$6.65 \times 10^{14} \text{ m}^3$
Volume of fast soil	$6.65 \times 10^{14} \text{ m}^3$
Volume of slow soil	$6.65 \times 10^{14} \text{ m}^3$
Depth of water layers except deep water	100 m
Depth of deep water	2800 m
Area of warm ocean surface water	$2.42 \times 10^{14} \text{ m}^2$
Volume of warm ocean surface water	$2.42 \times 10^{16} \text{ m}^3$
Volume of warm ocean LPOC ^a	$2.42 \times 10^{16} \text{ m}^3$
Volume of warm ocean DPOC ^b	$2.42 \times 10^{16} \text{ m}^3$
Volume of warm ocean DOC ^c	$2.42 \times 10^{16} \text{ m}^3$
Area of cold ocean surface water	$1.21 \times 10^{14} \text{ m}^2$
Volume of cold ocean LPOC ^a	$1.21 \times 10^{16} \text{ m}^3$
Volume of cold ocean DPOC ^b	$1.21 \times 10^{16} \text{ m}^3$
Volume of cold ocean DOC ^c	$1.21 \times 10^{16} \text{ m}^3$
Area of total ocean	$3.63 \times 10^{14} \text{ m}^2$
Volume of intermediate water layer	$3.63 \times 10^{16} \text{ m}^3$
Volume of deep water	$1.0164 \times 10^{18} \text{ m}^3$

^aLPOC : living particulate organic carbon (ocean biota)

^bDPOC : dead particulate organic carbon

^cDOC : dissolved organic carbon

바탕으로 표토(미세뿌리 포함), 급속분해토양 (fast soil) 및 완속분해토양 (slow soil)의 3상자로 구성하였다. 육상식물로부터 유기탄소를 공급받는 표토는 미생물의 분해에 의해 CO₂를 대기중으로 방출하며 (표토호흡), 작은 분자량으로 분해된 유기탄소는 분해성 정도에 따라 급속 혹은 완속분해토양으로 전환되어, 궁극적으로는 미생물에 의해 CO₂로 분해되어 대기중으로 방출된다 (토양호흡). 토양 및 표토층으로부터 미세한 양의 탄소가 우수에 씻겨서 입자상 혹은 용존 유기탄소의 형태로 해양으로 이동된다 (해양방출).

해양은 깊이 100 m의 표면수, 각 100 m 깊이로 9층의 중간수 및 깊이 2800 m의 심해수로 나누었다. 중간수를 9층으로 나눈 것은 해양의 혼합특성과

탄소동위원소의 수직 profile data를 이용하여 모델 보정하고자 함이다. 본 모델의 개발목적중의 하나가 향후 200년 이내의 시간적 규모로서의 대기중 이산화탄소농도의 변화를 예측함에 있으므로, 심해수의 전환시간 (turnover time)이 600~1,000년 (Bolin et al., 1981)의 장기간임을 고려할때 심해수를 단일상자로 처리하는 것이 합리적이라 판단되었다. 해양표면수는 온해 및 냉해표면수로 나누었고 각 표면수는 용존무기탄소(DIC=H₂CO₃+HCO₃⁻+CO₃²⁻+CO₂), 해양생물 유기탄소 (living ocean biota, LPOC), 무생물 입자상 유기탄소 (dead particulate organic carbon, DPOC) 및 용존유기탄소 (dissolved organic carbon, DOC)의 4종류의 탄소상자로 구성되었다. 중간 및 심해수의 경우는 유기

탄소가 용존무기탄소의 양에 비해 매우 작고 또한 매우 긴 전환시간을 갖기 때문에 본 연구에서는 무시되고, 용존무기탄소의 단일상자로 고려되었다.

표면수의 용존무기탄소는 대기와 CO₂를 교환하며 (CO₂ 가스교환), 암석 풍화에 의해 발생된 무기탄소가 하천에 의해 운반되어 표면수의 용존무기탄소로 유입되고 (암석풍화), 해양생물의 광합성 및 호흡과정에서 해양생물의 유기탄소와 표면수의 용존무기탄소가 교환된다. 해수중의 용존무기탄소는 해수순환에 의해 내부적으로 순환된다. 남극과 Greenland 부근의 냉해표면수는 저온 및 염도의 증가로 인하여 밀도가 높아져서 중간 및 심해수로 가라앉게 된다 (냉해 침강). 그 중의 일부는 수직 혼합에 의해서 주로 적도 부근지역의 온해표면수로 상승 (상승 및 하강)하게 되고 물 수지상 온해표면수로 상승된 수량은 냉해표면수로 이동한다 (표면수 이동). 해양생물은 죽으면서 무생물 입자상 유기탄소로 전환되고 이것은 표면수내에서 약 90% 정도가 분해되고 나머지 10%는 중간수 및 심해수로 침전하면서 서서히 분해되어 용존무기탄소로 전환된다. 이 중 해양생물의 석회석 껍질은 해저에 퇴적되어 해저의 CaCO₃ 용해와 평형을 이룬다.

대기는 해양 및 육상생태계와 상호작용하는 대류권과, ¹⁴C가 자연적으로 발생하거나 원자핵폭탄에 의해 유입되는 성층권으로 구성되어 있다. 성층권에서 발생하거나 성층권으로 유입된 ¹⁴C는 공기 혼합에 의해 대류권으로 이동하고 이것은 다시 육상생태계와의 상호작용 (광합성 및 호흡) 및 해수와의 가스교환에 의해 해수로 유입되어서 각 권역에 탄소동위원소의 독특한 기록을 보이고 있다.

2.2. 물질수지식

일반적인 상자모델의 물질수지식은 “물질축적률 = 물질유입률 - 물질유출률 ± 상자내의 반응률”로 표시된다. 본 연구의 대상인 탄소 자체는 비반응성이므로 상자 내에서의 Source 및 Sink항인 반응률을 무시하면, Advection 및 Diffusion/Dispersion에 의한 Transport항인 물질유출입에 대하여 다음과

같은 식으로 표시할 수 있다.

$$V_i \cdot \frac{dC_i}{dt} = \sum_j F_{ji} - \sum_j F_{ij} + \sum_e F_{ei}(\text{input}) - \sum_e F_{ie}(\text{Output}) \quad (1)$$

여기서, V_i=i번째 상자의 체적 (L³), C_i=i번째 상자의 탄소 농도 (ML⁻³), F_{ij}=i번째 상자에서 j번째 상자로의 물질전달률, F_{ei}(Input)=모델 외계 (e)로부터 i번째 상자로의 물질유입 (본 모델에서는 화석연료 사용으로 인한 C, ¹³C 및 ¹⁴C (CO₂의 형태로서)의 대류권 유입과 자연발생적 및 핵폭발에 의한 ¹⁴C의 성층권 유입 등), F_{ie}(Output)=i번째 상자로부터 모델 외계 (e)로의 물질유출률이다.

2.1.1. C (= ¹²C + ¹³C + ¹⁴C) 물질전달률

육상 식물은 95% 이상의 C₃ 식물과 나머지의 C₄ 식물로 구성되어 있다. 이것들은 다른 광합성 기작을 보이는데 C₃ 식물의 광합성율은 비교적 높은 대기 이산화탄소 농도 수준까지 대기 이산화탄소 농도의 증가와 함께 증가하는 반면, 주로 적도 초지식물인 C₄ 식물은 높은 대기 이산화탄소 농도의 범위에서 거의 증가하지 않는다 (Bazzaz, 1990). 본 모델에서는 전체 식물을 C₃ 식물로 가정하였다. CO₂ fertilization 효과는 Michaelis-Menton식 반응을 하는 것으로 가정하고, 온도 피드백은 10°C의 온도 상승에 대한 반응속도의 증가율을 나타내는 Q₁₀형의 지수함수를 도입하였다. 따라서 육상 식물에 대한 CO₂ fertilization 효과는 다음과 같은 반응속도 식으로 표시된다.

$$k = k_0 \frac{C_{\text{atm}}}{K_M + C_{\text{atm}}} \quad (2)$$

여기서, k=반응속도, k₀=최대 반응속도, C_{atm}=대기 CO₂ 농도, K_M=1/2 포화 농도이다. 이 Michaelis-Menton식은 광합성, 식물의 호흡과 litter fall에 적용된다. 온도 피드백은 다음과 같이 표시된다.

$$k = k_0(Q_{10})^{\frac{T_t - T_0}{10}}$$

여기서, Q_{10} =온도 10°C 증가에 대한 반응속도의 증가율, T_t = 시간 t에서의 온도, T_0 =초기 온도이다. 식 (3)를 변환하면 다음과 같다.

$$K = K_0 \theta^{\Delta T} \quad (4)$$

여기서, θ =온도 변환 계수, $\Delta T = T_t - T_0$ 이다. 따라서 육상식물의 광합성, 호흡 및 litter fall에 대한 탄소의 물질전달률은 CO_2 fertilization 효과 및 온도 피드백을 고려한 일반식은 다음과 같이 표시할 수 있다.

$$k_0 \cdot \frac{C_{atm}}{K_M + C_{atm}} \cdot \theta^{\Delta T} \cdot C_{lb} \cdot V_{lb} \quad (5)$$

여기서 C_{lb} =육상식물의 탄소농도 (M/L^3) 및 V_{lb} =육상식물의 체적 (L^3)이다.

토양미생물의 유기탄소 분해활동은 온도에 민감하므로 토양호흡으로 인한 탄소의 대기중으로의 물질전달률은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$K_0 \cdot \theta^{\Delta T} \cdot C_{soil} \cdot V_{soil} \quad (6)$$

여기서 C_{soil} =토양탄소의 농도 (M/L^3) 및 V_{soil} =토양의 체적 (L^3)이다.

대기와 해양사이의 CO_2 가스교환의 추진력은 대기와 해수 사이의 CO_2 분압의 차이이다. 따라서 대기와 해양사이의 탄소의 물질전달률은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$k_1 \cdot S \cdot (P_{CO_2,atm} - P_{CO_2,ocean}) \cdot A \quad (7)$$

여기서 k_1 =가스전달속도 (LT^{-1}), $S=CO_2$ 용해도 (온도 및 염도의 함수, ML^{-3}/ppm), $P_{CO_2,atm}$ =대기중의 CO_2 분압 (ppm), $P_{CO_2,ocean}$ =해양표면수의 CO_2 분압 (ppm) 및 A =해양 표면적 (L^2)이다. 해양표면수의 CO_2 분압은 해수의 alkalinity, 온도, 염도 및 총 무기탄소의 함수이며, Peng et al. (1987)이 제

안한 방법에 의해 계산될 수 있다.

해수 상자들 사이의 탄소교환은 해수의 흐름과 더불어 탄소농도 (주로 용존무기탄소)의 확산에 따라 일어나나 상자모델의 경우 간략하게 bulk advection으로 처리할 수 있으며 이 경우 물질전달률은 다음과 같이 표시될 수 있다.

$$Q \cdot C_i \text{ 혹은 } k'_{ij} \cdot C_i \cdot A_{ij} \quad (8)$$

여기서 Q =advection 계수 (L^3T), C_i =i번째 상자의 탄소농도 (M/L^3), k'_{ij} =i번째 상자에서 j번째 상자로의 advective velocity (L/T) 및 A_{ij} =i번째 및 j번째 상자의 접촉면적 (L^2)이다.

해양생물의 거의 대부분을 차지하는 식물성 플랑크톤의 광합성은 일반적으로 용존 CO_2 에 영향을 받지않고 질소와 인과 같은 영양소에 제한을 받는 것으로 믿어진다. 그러나 본 모델에서는 영양소의 농도가 용존 CO_2 의 농도와 선형관계에 있을 것이라는 가정하에, 해양생물의 광합성은 1차반응 및 표면수의 용존 CO_2 의 함수로서 나타내었다.

따라서 해양생물의 광합성을 포함한 기타의 물질전달률은 상자모델링의 일반적인 형태인 일차반응의 형태로 표현하였으며 그 식은 다음과 같다.

$$K_{ij} \cdot C_i \cdot V_i$$

여기서 k_{ij} =물질전달속도 (L/T) 및 V_i =i번째 상자의 체적 (L^3)이다.

2.2.2. ^{13}C 및 ^{14}C 의 물질전달률

지구상에는 7개의 탄소동위원소가 존재하며, 그 중 안정된 동위원소인 ^{12}C 및 ^{13}C 와 방사성 동위원소인 ^{14}C 가 탄소순환 연구의 관심대상이다. ^{12}C 및 ^{13}C 는 자연상태에서 가장 많이 존재하는 것으로서 총탄소의 98.89%와 1.11%를 각각 차지하고 있다. 반감기가 5700 ± 30 년인 ^{14}C 는 무시할 수 있는 정도의 양으로 존재하나 근세의 핵폭탄 실험 및 사용은 탄소의 흐름을 추적할 수 있는 좋은 자료가 되고 있다. 탄소동위원소의 비 ($^{13}C/^{12}C$ 및 $^{14}C/C$)의 변화는 총탄소의 변화보다 훨씬 쉽게 감지될 수

있기 때문에, 탄소동위원소의 비는 탄소순환의 연구에 중요하다. 탄소동위원소의 비의 변화는 동위원소마다 다른 input 기록과 탄소의 이동시에 동위원소간의 분율분리 (isotopic fractionation)로 인하여 나타난다. 동위원소의 분율분리는 운동역학적으로 가벼운 동위원소 ($^{12}\text{C} < ^{13}\text{C} < ^{14}\text{C}$)가 유리하기 때문에 일어난다.

^{13}C 의 분율분리율은 다음과 같이 정의된다.

$$\alpha_{ij} = \frac{^{13}\text{C}_j}{^{12}\text{C}_j} / \frac{^{13}\text{C}_i}{^{12}\text{C}_i} \quad (10)$$

여기서 아래첨자 i 및 j 는 상자번호를 나타내고 α_{ij} 는 동위원소가 i 번째 상자로부터 j 번째 상자로 이동할때의 분율분리율이다. 그러나 탄소순환연구에 있어서는 ^{12}C 에 비해서 ^{13}C 가 상대적으로 매우 적은 양으로 존재하기 때문에 $^{12}\text{C}_j$ 는 $^{12}\text{C}_i$ 와 같다고 가정하여도 오차는 거의 무시할 정도이다 (Keeling et al., 1980). 따라서 ^{13}C 에 대한 분율분리율을 다음과 같이 간단히 표시할 수 있다.

$$\alpha_{ij} = \frac{^{13}\text{C}_j}{^{12}\text{C}_j} / \frac{^{13}\text{C}_i}{^{12}\text{C}_i} = \frac{^{13}\text{C}_j}{^{13}\text{C}_i} \quad (11)$$

^{14}C 와 ^{12}C 의 무게차는 ^{13}C 와 ^{12}C 의 무게차의 2배 이므로 ^{14}C 의 분율분리율 β_{ij} 는 ^{13}C 의 분율분리율의 제곱으로 가정된다 (Keeling, 1981; Holmen, 1992).

$$\beta_{ij} = (\alpha_{ij})^2 \quad (12)$$

동위원소의 분율분리는 주로 광합성 과정 (육상 및 해양 식물), 토양 유기물의 미생물에 의한 분해 과정 및 대기와 해수 접촉면에서의 가스교환 과정에서 일어난다. 광합성에 있어서, 동위원소의 분율분리는 대기 CO_2 가 식물세포내로 확산에 의한 이동 및 세포 내에서의 carboxylation 동안에 일어난기 때문에 식물세포내의 ^{13}C 및 ^{14}C 의 동위원소의 비는 대기 혹은 수중의 동위원소의 비보다 낮게 나타난다. 토양박테리아 역시 토양유기물을 분해할 때 에너지가 적게 소요되는 가벼운 동위원소를 선호하게 된다. 대기와 해수 접촉면에서의 가스 교환

시에도 $^{12}\text{CO}_2$, $^{13}\text{CO}_2$ 및 $^{14}\text{CO}_2$ 의 가스전달속도 (gas transfer velocity)의 차이로 인하여 운동역학적으로 동위원소의 분율분리가 일어나며, 가벼운 동위원소는 해수내 유입 (CO_2 의 형태로) 후에도 carbonate system의 화학적 평형에 의해 CO_3^{2-} 및 HCO_3^- 의 형태로 일부 전환된다. 그 결과 해수의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 는 대기의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 보다 약 9‰ (parts per million) 높게 나타나고 있다 (Mook et al., 1974).

따라서, C물질전달률을 f_{ij} 라 하면 ^{13}C 물질전달률은 아래의 식으로 나타낼 수 있다.

$$\alpha_{ij} \cdot R_i \cdot f_{ij} \quad (13)$$

여기서 $R_i = i$ 번째 상자의 $^{13}\text{C}/\text{C}$ 이다. 마찬가지로 ^{14}C 물질전달률은 다음과 같다.

$$\beta_{ij} \cdot U_i \cdot f_{ij} \quad (14)$$

여기서 $U_i = i$ 번째 상자의 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 이다.

탄소순환연구에서는 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 를 일반적으로 $\delta^{13}\text{C}$ 로 나타내며 그 정의는 다음과 같다.

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{sa}} = [(^{13}\text{R}_{\text{sa}}/^{13}\text{R}_{\text{std}}) - 1] \times 1000 \quad (15)$$

여기서 $\delta^{13}\text{C}$ 의 단위는 ‰, $^{13}\text{R}_{\text{sa}} = \text{sample}$ 의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, 및 $^{13}\text{R}_{\text{std}} = \text{reference standard}$ 의 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 이다. ^{14}C 는 $\Delta^{14}\text{C}$ 로 나타내며 다음과 같은 식으로 표시된다.

$$\Delta^{14}\text{C}_{\text{sa}} = [(1 + ^{14}\text{R}_{\text{sa}}/^{14}\text{R}_{\text{std}}) \cdot (0.975/(1 + \delta^{13}\text{C}_{\text{sa}}))^2 - 1] \times 10000 \quad (16)$$

여기서 $\Delta^{14}\text{C}$ 의 단위는 ‰, $^{14}\text{R}_{\text{sa}} = \text{sample}$ 의 $^{14}\text{C}/\text{C}$, 및 $^{14}\text{R}_{\text{std}} = \text{reference standard}$ 의 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 이다. Fig. 2는 대기, 육상식물 및 해양과 해양식물에 있어서 물질전달과정에서의 동위원소의 분율분리로 인한 개략적인 $\delta^{13}\text{C}$ 를 나타내고 있다.

본 모델은 종속변수 C ($= ^{12}\text{C} + ^{13}\text{C} + ^{14}\text{C}$), ^{13}C 및 ^{14}C 에 대하여 각 25개씩, 총 75개의 미분방정식으로 구성되었으며, 4차 Runge-Kutta 수치해석법을 이용하여 시간간격 1일로 계산되었다.

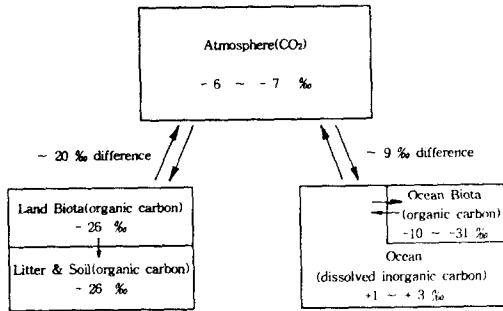


Fig. 2. Schematic diagram of $\delta^{13}\text{C}$ values of each box and $\delta^{13}\text{C}$ differences in mass flux

2.3. 모델 보정 및 Inputs

모델에 사용된 계수들의 초기값은 다음과 같이 얻었다. 해수의 용존무기탄소(DIC)의 교환계수(상승 및 하강)는 핵폭탄 실험 이전의 자연상태에서의 ^{14}C 해수 수직분포(Siegenthaler와 Joos, 1992), 대기 ^{14}C 농도 및 대기와 해양 접촉면에서의 ^{14}C 분리 및 ^{14}C 소멸률을 이용하여 구하였다. 표면수중의 무생물 입자상 유기탄소(DPOC)의 침전과정에서 일어나는 무기탄소(DIC)로의 분해는 지수함수적 소멸을 겪는 것으로 가정하였다(Shaffer, 1989). 기타 물질전달률의 계수들은 각 상자의 탄소량(carbon reservoir), 전달률(flux) 및 체류시간(residence time 혹은 turnover time) 등의 문헌에 나타난 수치를 이용하여 초기값을 구하였다(summarized in Kwon과 Schnoor, 1994; 권, 1996). 탄소동위원소마다 각기 다른 input 기록과 물질전달과정에서의 동위원소 분율분리로 인하여 탄소동위원소의 비는 시간에 따라 변하므로 모델에 있어서는 계산시간 간격마다 탄소동위원소의 비가 재계산되었다.

화석연료의 연소로 인한 연간 C, ^{13}C 및 ^{14}C (CO_2 의 형태로서)의 대류권으로의 유입은 Boden et al. (1991)의 연료의 성상별(고체, 액체, 기체) 발생량 자료와 연료 성상별 동위원소의 비(Tans, 1981a)로부터 계산하였으며, 성층권으로의 ^{14}C 의 유입은 Hesshaimer et al. (1994)에 인용된 자료를 이용하였다. 지구평균온도의 input은 Hansen et al. (1992)의 연평균 지표면 공기온도를 취하였다.

모델의 보정을 위해서, 미국 하와이의 Mauna

Loa섬에서 1958년부터 측정된 대기 CO_2 농도(Boden et al., 1991), 해수중의 핵폭탄 사용으로 인한 $\Delta^{14}\text{C}$ 의 수직분포(Siegenthaler와 Joos, 1992), 대기중의 $\delta^{13}\text{C}$ (Keeling et al., 1989)와 $\Delta^{14}\text{C}$ 자료(Tans, 1981b; Manning et al., 1990; Hesshaimer et al., 1994) 및 토양중의 $\Delta^{14}\text{C}$ 자료(Harrison et al., 1993)를 사용하였다. 삼림파괴로 인한 연간 0.4~2.6 Gt-C의 CO_2 의 대기 방출량(Houghton et al., 1987; Detwiler와 Hall, 1988)과 1980년대의 대기로부터 연간 0.6~2.6 Gt-C의 CO_2 의 해수로의 유입량(IPCC, 1990; Quay et al., 1992) 등의 문헌값도 모델보정시 구속조건으로 이용하였다.

3. 결과 및 고찰

3.1. 보정 결과

Fig. 3은 혼합토양(75% 급속분해토양+25% 완속분해토양)에 대한 관측 및 모델시뮬레이션한 $\Delta^{14}\text{C}$ 를 나타내고 있다. Harrison et al. (1993)이 얻은 $\Delta^{14}\text{C}$ 관측자료(field data in Fig. 3)는 75% 급속분해토양과 25% 완속분해토양이 혼합된 토양임을 나타내고 있다. 급속분해토양의 전환시간 τ (turnover time)에 대한 최적값을 구하기 위하여 다양한 τ 값으로 시뮬레이션하였으며, 그 중 $\tau=12.5$ 및 25년의 결과를 Fig. 3에 나타내었다. 토양을 단일 상자로 모델링 했을 경우의 결과도 참고로 나타내었다. 완속분해토양의 추정전환시간이 3700년(Harrison et al., 1993)임을 고려할 때, 자료의 분산 및 제한된 수의 관측자료로 인하여 급속분해토양의 전환시간에 대한 불확실성이 크기는 하나, 시뮬레이션 결과는 급속분해토양의 전환시간이 약 12.5년이 최적임을 보여주고 있으며 이 값을 모델보정계수로 취하였다. 급속분해토양의 전환시간은 지구온난화의 진행에 중요한 의미를 가질수 있다. 토양유기탄소는 주로 토양미생물에 의해 이산화탄소로 분해되므로 식(6)에 나타낸 것처럼 온도피드백 효과로 인하여 대기이산화탄소로의 전환을 증가시켜 토양유기탄소를 감소시키고 지구온난화를 가속화시킬수 있다.

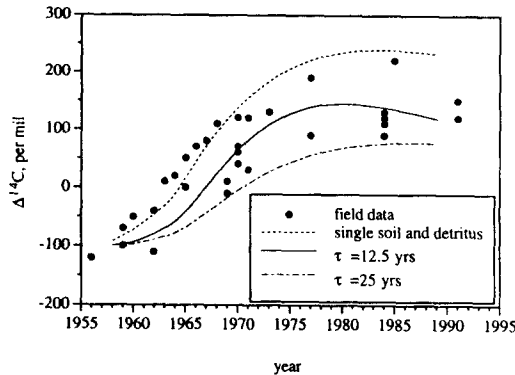


Fig. 3. The observed versus simulated $\Delta^{14}\text{C}$ in the mixed soil (75% fast soil + 25% slow soil) for different turnover times of fast soil: The simulated $\Delta^{14}\text{C}$ of the single soil and detritus pool was presented for the purpose of comparison.

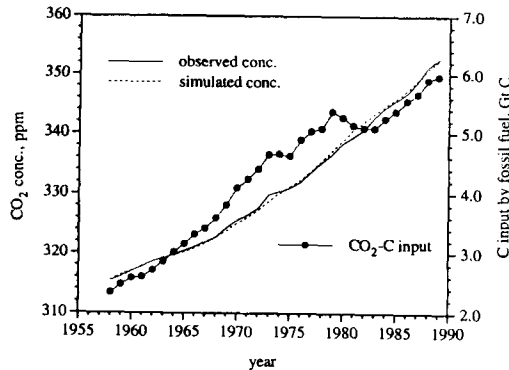


Fig. 4. Best fit of atmospheric CO_2 concentration including fossil fuel emission data

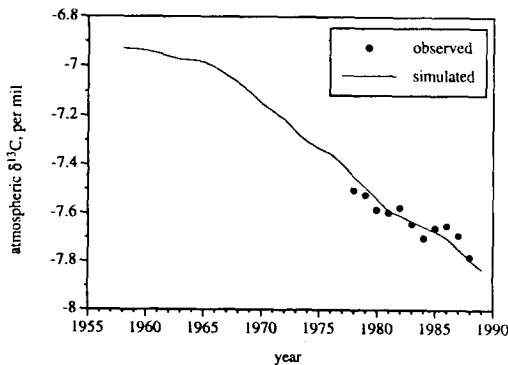


Fig. 5. Fit of the observed versus simulated atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ trend

Fig. 4는 대기 CO_2 의 관측 (Boden et al., 1991) 및

시뮬레이션 결과를 나타내고 있다. 표준편차는 0.08 ppm이며 $\text{CO}_2\text{-C}$ 의 input 기록 (Boden et al., 1991)도 함께 나타내었다.

Fig. 5는 대기 $\delta^{13}\text{C}$ 의 관측 및 시뮬레이션 결과를 나타내고 있다. 관측 data는 Mauna Loa와 남극에서 측정된 자료의 평균값을 이용하여, 계절영향을 고려한 월평균값 (Keeling et al., 1989)으로부터 계산된 연평균값이다. 시뮬레이션 결과는 측정된 값의 진동 (oscillation)을 제외하고는 data와 잘 일치하고 있다. 이 진동 (short-term interannual variation)은 주로 간헐적인 가뭄으로 인한 육상식물의 반응과, ENSO (El Nino and Southern Oscillation) 현상으로 적도 부근의 해수 상승으로 인한 해양의 반응으로 추정되고 있다 (Keeling et al., 1989). 그림에 나타나 있듯이 1950년대의 대기중 $\delta^{13}\text{C}$ 의 값은 약 -7.0‰ 이었으나 현재의 약 -7.8‰ 로 감소하였다. 이것은 $\delta^{13}\text{C}$ 의 값이 대기보다 약 20‰ 낮은 화석연료의 사용과 삼림파괴로 인하여 대기중의 ^{13}C 를 희석시키기 때문임은 잘 알려져 있는 사실이다.

Fig. 6은 성층권과 대류권의 $\Delta^{14}\text{C}$ 에 대한 관측 및 시뮬레이션 결과이다. 성층권의 관측자료는 Hesshaimer et al. (1994)로부터 취하였으며, 대류권의 경우에는 1975년 이전은 남극 및 북극의 값 (Tans, 1981b)을 평균하였으며 1975년 이후는 남극의 값 (Manning et al., 1990)을 조정하여 대류권의 평균값으로 취하였다. 그림에 나타나 있는 bomb ^{14}C input (핵폭탄으로 인한 ^{14}C 의 성층권으로의 유입)은 핵폭탄의 사용강도 (Megaton-TNT)로부터 시뮬레이션에 의해 얻어졌다. 1958년 이후부터 시뮬레이션 기간인 1990년 까지의 누적 핵폭탄 강도는 1990년 까지의 총 핵폭탄 강도인 600 Mt-TNT (Rath, 1988)의 약 80%에 해당하므로 본 모델의 시뮬레이션 결과는 1 Mt-TNT 당 1.35×10^{26} 원자의 ^{14}C 이 발생하는 것으로 나타났으며 이것은 문헌의 값 범위내에 있다 (Hesshaimer et al., 1994). Hesshaimer et al. (1994)에 의하면 1 Mt-TNT 당 $(1 \sim 2) \times 10^{26}$ 원자가 발생되며 표준 발생량은 1.75×10^{26} 원자/Mt-TNT이다.

Table 2는 해수중의 $\Delta^{14}\text{C}$ 에 대한 관측 (Siegenthaler와 Joos, 1992) 및 시뮬레이션 결과이다. Steady state data는 핵폭탄이 사용되지 않은 1950

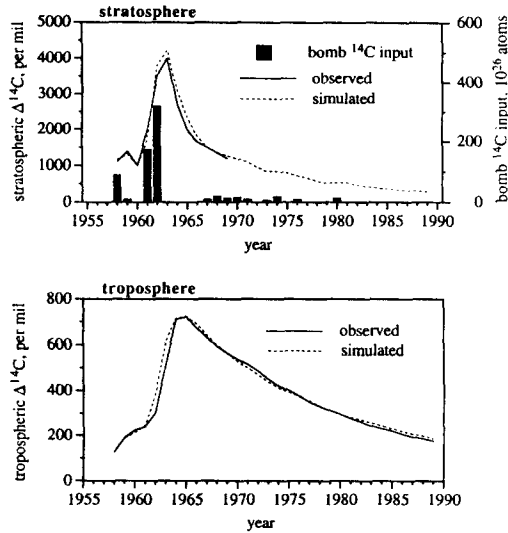


Fig. 6. Fit of the observed versus simulated atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ trend

년대까지 성층권에서 자연발생적으로 형성되고 또한 순환과정에서 소멸을 겪으면서 유지되는 해수중 $\Delta^{14}\text{C}$ 의 정상상태를 나타내고 있다. Prescribed bomb data는 핵폭탄의 사용으로 인하여 성층권에 유입된 ^{14}C 가 순환을 거쳐 해수중에 축적된 것이며, 이는 미국 국립과학재단(U.S. National Science Foundation)의 지원으로 1972년부터 1977년까지 수

행된 Geochemical Ocean Section Study Program에서 수집한 전체 해양의 $\Delta^{14}\text{C}$ 자료로부터 정리된 것으로서 1974년 1월 1일을 관측 data의 기준일로 정하고 있다. 기준일까지 핵폭탄으로 인하여 해수중에 유입된 ^{14}C 총량은, 각 상자의 기준일 값으로부터 핵폭탄 이전의 값을 제한 순 증가값에 각 상자의 체적을 곱한 다음에 전체 상자를 더하면 구할 수 있다. 시뮬레이션 결과로부터 얻어진 전체 해수중에 유입된 ^{14}C 의 총량은 350×10^{26} 원자로서 이것은 1.57 moles/m^2 에 해당한다. 이 값은 Broecker et al. (1985)이 개별 해양수역으로부터 계산한 $1.33 \pm 0.20 \text{ moles/m}^2$ ($[300 \pm 60] \times 10^{26}$ 원자)의 상한값에 근사하다.

3.2. 탄소의 물질수지

상기의 시뮬레이션 결과로부터 탄소의 저장량과 탄소의 유출입을 계산하여 보았다. Fig. 7은 1980년대(1980~1989)의 탄소의 평균 저장량과 연평균 유출입량을 나타내고 있다. 그림에서 해양표면수(ocean surface water)는 온해 및 냉해 표면수의 용존무기탄소(DIC), 용존유기탄소(DOC) 및 해양생물의 유기탄소(LPOC)를 포함하며, 심해수(ocean deep water)는 중간 및 심해수의 용존무기

Table 2. Prescribed data for steady state, and bomb-response on Jan. 1, 1974; with simulation results for bomb on Jan. 1, 1974

Water box	$\Delta^{14}\text{C}, \text{‰}$		
	Steady state ^a	Prescribed bomb ^a	Simulated bomb
Warm surface water (0~100 m)	-40	110	103
Cold surface water (0~100 m)	-80	-	65
Intermediate water (100~200 m)	-51	61	64
(200~300 m)	-62	20	24
(300~400 m)	-73	-15	13
(400~500 m)	-84	-46	-46
(500~600 m)	-95	-71	-71
(600~700 m)	-105	-90	-92
(700~800 m)	-116	-108	-110
(800~900 m)	-127	-124	-124
(900~1000 m)	-138	-137	-136
Deep water (1000~3800 m)	-180	-180	-177

^aPrescribed data for steady state and bomb on Jan. 1, 1974 were adapted from Siegenthaler and Joos (1992).

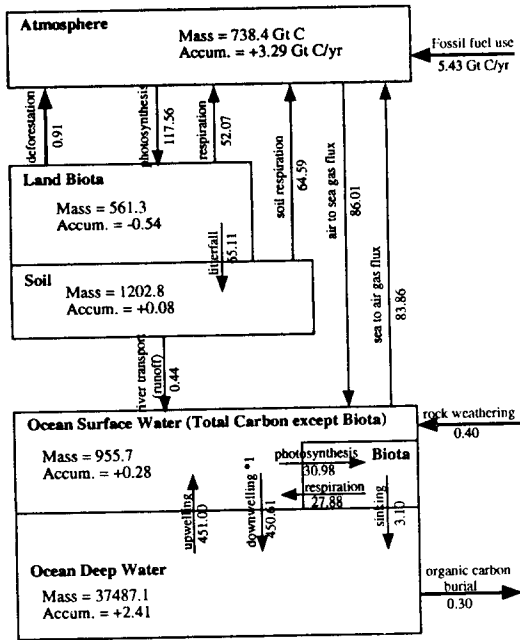


Fig. 7. Simulated carbon reservoirs and annual budgets of 1980's (1980~1989): Masses are Gt-C and the others are Gt-C/yr. *1 includes sinking dead particulate organic carbon which is eventually buried onto the ocean bottom.

탄소를 나타내고 있다.

본 모델의 유일한 외부 입력자료인 화석연료 사용으로 인한 대기중으로의 CO₂ 방출 (Boden et al., 1991)로 모델 시뮬레이션한 결과를 보면, 모델 system으로의 input은 화석연료사용으로 인하여 연간 5.43 Gt-C이 CO₂의 형태로 대기권으로 유입되었고 암석풍화로 인하여 연간 0.40 Gt-C이 무기탄소의 형태로 해양표면수로 유입되었으며, system으로부터의 output은 해수중의 무생명 입자상 유기탄소가 연간 0.30 Gt-C이 해저면으로 퇴적되었다. System 내외로의 유출입 결과, system 내에는 연간 5.53 Gt-C이 축적되었으며 이중 3.29 Gt-C이 대기, 2.69 Gt-C이 해양 (표면수+심해수)에 축적된 반면에 육상 생태계 (육상식물+토양)는 0.45 Gt-C을 잃었다. 이러한 물질수지 계산은 암석풍화로부터 해양으로의 무기탄소의 유입 (0.40 Gt-C/년), 토양으로부터 해양으로의 유기탄소의 유입 (0.44 Gt-C/년) 및 유기탄소의 해저면으로의 퇴적 (0.30 Gt-C/년)과 같은 자연적인 발생과 소멸을 포함하고 있다. 따라서 인

위적인 CO₂로 기인된 1980년대의 연평균 탄소 물질수지는, 시뮬레이션 결과 화석연료 사용으로부터 5.43 Gt-C과 삼림파괴로부터 0.91 Gt-C이 발생하였으며, 이의 소멸원으로 3.29 Gt-C이 대기중에 축적되었고, 0.90 Gt-C이 육상생태계의 증가 (=육상식물의 광합성-육상식물의 호흡-토양호흡)로 나타났다으며 2.15 Gt-C이 해양으로 유입 (순 가스교환량) 된 것으로 나타났다.

물질수지에 대한 시뮬레이션 결과, 육상생태계는 자연적으로 해양으로 탄소를 누출시키고 있으나 대기와의 탄소교환은 거의 중립 (삼림파괴로부터의 발생=육상생태계로의 유입)을 이루고 있다. 따라서 육상생태계의 총 탄소량은 현재 감소하고 있다. 그러나 대기 CO₂ 농도의 정체상태 (19세기 중반 이전)에서는, 번개 등으로 인한 자연적인 삼림파괴와 작은 양의 인위적인 삼림파괴만으로, 대기와의 탄소교환에서 육상생태계로의 유입 (광합성)이 유출 (식물호흡+토양호흡)보다 컸을 것이다. 다시 말하면 이 양은 해양으로 자연적으로 잃어버리는 양과 균형을 이루어, 육상생태계의 총 탄소량을 정체상태로 유지하였을 것으로 보여진다.

4. 결 론

물질수지식을 이용하여 대기, 육상생태계 및 해양의 탄소 순환 및 상호 작용을 나타낼 수 있는 Global Carbon Cycle Model (GCCM)을 개발하였다. 대기, 육상생태계 및 해양을 탄소의 물리화학적 특성 및 이동 특성에 따라 25개의 상자로 구성하여서 시간 및 공간적인 규모면에서 비교적 간단한 본 모델은 대기, 해양 및 토양의 C 자료뿐만 아니라, 탄소동위원소마다 각기 다른 input과 이동과정에서의 탄소동위원소의 분율분리특성 (isotopic fractionation)으로 인하여 C와는 다른 기록을 보이는 ¹³C 및 ¹⁴C 자료를 동시에 이용하여 모델을 보정 및 검증하므로써, C만으로 모델보정된 기존의 Simple Global Carbon Model (SGCM) (Kwon과 Schnoor, 1994)보다 모델의 신뢰도를 높였다.

모델 시뮬레이션 결과 지구온난화의 진행에 따라 더욱 관심의 대상이 되고 있는 급속분해도양탄

소의 전환시간 (turnover time)이 12.5년으로 나타났다. 이에 대한 많은 연구가 있어야 할 것으로 사료된다. 현재 육상생태계는 대기와의 탄소교환에 있어서는 중립을 이루고 있으나 토양유기탄소의 해양유출로 인하여 연간 0.4 Gt-C만큼 감소되고 있다. 1980년대에 있어서 탄소의 연평균 물질수지는 화석연료의 사용으로 인한 5.43 Gt-C 및 삼림파괴로 인한 0.91 Gt-C이 발생하였고 이것은 대기중으로 3.29 Gt-C, 육상생태계로 0.90 Gt-C 및 해양으로 2.15 Gt-C씩 재분배된 것으로 나타났다.

본 모델은 대기 이산화탄소 농도의 시나리오 분석, 이산화탄소 배출의 정책관리 등에 활용될 수 있고, 기후예측모델, 농작물 모델 등의 submodel로서 활용될 수 있다.

참 고 문 헌

- 권오열, 1996, 대기 이산화탄소 농도의 시나리오 분석, 대한환경공학회 게재예정.
- Bacastow, E. and E. Maier-Reimer, 1990, Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Clim. Dyn.*, 4, 95~125.
- Bazzaz, F. A., 1990, The response of natural ecosystems to the rising global CO₂ levels, *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 21, 167~196.
- Boden, T. A., R. J. Sepanski and F. W. Stoss, 1991, *Trends '91: A Compendium of Data on Global Change*. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn.
- Bolin, B., A. Bjorkstrom, C. D. Keeling, R. Bacastow and U. Siegenthaler, 1981, Carbon cycle modelling In Bolin, B.[Ed.] *Carbon Cycle Modelling, SCOPE 16*. John Wiley, New York, 1~28.
- Broecker, W. S., T. -H. Peng, G. Ostlund and M. Stuiver, 1985, The distribution of bomb radiocarbon in the ocean, *J. Geophys. Res.*, 90, 6953~6970.
- Detwiler, R. P. and C. A. S. Hall, 1988, Tropical forests and the global carbon cycle, *Science*, 239, 42~50.
- Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy and M. Sato, 1992, Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 215~218.
- Harrison, K., W. S. Broecker and G. Bonani, 1993, A strategy for estimating the impact of CO₂ fertilization on soil carbon storage, *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 69~80.
- Harvey, L. D. D., 1989, Effect of model structure on the response of terrestrial biosphere models to CO₂ and temperature increases, *Global Biogeochem. Cycles*, 3, 137~153.
- Hesshaimer, V., M. Heimann and I. Levin, 1994, Radiocarbon evidence for a smaller oceanic carbon dioxide sink than previously believed, *Nature*, 370, 201~203.
- Holmen, K., 1992, The global carbon cycle. In Butcher, S. S., R. J. Charson, G. H. Orians and G. V. Wolfel[Eds.] *Global biogeochemical cycles*, Academic Press, San Diego, CA, 239~262.
- Houghton, R., et al., 1987, The flux of carbon from terrestrial ecosystems to the atmosphere in 1980s due to changes in land use: Geographic distribution of the global flux, *Tellus, Ser. B 39B*, 122~139.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 1990, *Scientific Assessment of Climate Change*, Cambridge University Press, New York.
- Keeling, C. D., 1981, Standardization of notations and procedures. In Bolin, B.[Ed.] *Carbon Cycle Modelling, SCOPE 16*, John Wiley, New York, 81~101.
- Keeling, C. D., R. Bacastow, A. F. Carter, S. C. Piper, T. P. Whorf, M. Heimann, W. G. Mook and H. Roeloffzen, 1989, A three dimensional model of anthropogenic CO₂ transport based on observed winds: 1. Analysis of observational data. In Peterson, D. H.[Ed.] *Aspects of Climate Variability in the Pacific*

- and Western Americas, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 55, AGU, Washington D.C., 165~236.
- Keeling, C. D., R. Bacastow and P. P. Tans, 1980, Predicted shift in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric carbon dioxide, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 505~508.
- Kwon, O.-Y. and J. L. Schnoor, 1994, Simple global carbon model: The atmosphere-terrestrial biosphere-ocean interaction, *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 295~305.
- Manning, M. R., D. C. Lowe, W. H. Melhuish, R. J. Sparks, G. Wallace, C. A. M. Brenninkmeijer and R. C. McGill, 1990, The use of radiocarbon measurements in atmospheric studies, *Radiocarbon*, 32, 37~58.
- Melillo, J. H., A. D. McGuire, D. W. Kicklighter, B. Moore III, C. J. Vorosmarty and A. L. Schloss, 1993, Global climate change and terrestrial net primary production, *Nature*, 363, 234~240.
- Mook, W. G., J. C. Bommerson and W. H. Stoverman, 1974, Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22 (2), 169~176.
- Peng, T. -H., T. Takahashi, W. S. Broecker and J. Olafsson, 1987, Seasonal variability of carbon dioxide, nutrients and oxygen in the northern North Atlantic surface water, *Tellus*, 39 B, 439~458.
- Quay, P. D., B. Tilbrook and C. S. Wong, 1992, Oceanic uptake of fossil fuel CO_2 : Carbon-13 evidence, *Science*, 256, 74~79.
- Rath, H. K., 1988, Ph.D. Thesis, University of Heidelberg.
- Shaffer, G., 1989, A model of biogeochemical cycling of phosphorous, nitrogen, oxygen, and sulfur in the ocean: one step toward a global climate model, *J. Geophys. Res.*, 94, 1979~2004.
- Siegenthaler, U., 1983, Uptake of excess of CO_2 by an outcrop-diffusion model of the ocean, *J. Geophys. Res.*, 88, 3599~3608.
- Siegenthaler, U. and F. Joos, 1992, Use of a simple model for studying oceanic tracer distributions and the global carbon cycle, *Tellus*, 44B, 186~207.
- Tans, P., 1981a, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ of industrial CO_2 . In Bolin, B.[Ed.] *Carbon Cycle Modelling*, SCOPE 16, John Wiley, New York, 159~199.
- Tans, P., 1981b, A compilation of bomb ^{14}C data for use in global carbon model calculations. In Bolin, B.[Ed.] *Carbon Cycle Modelling*, SCOPE 16, John Wiley, New York, 159~199.