

# 1991年度日本気象学会春季大会シンポジウム

## 「炭素循環の謎を考える—化石燃料から出たCO<sub>2</sub>はどこへいったのか?」の報告\*

コンピーナ 松野太郎  
話題提供者 田中正之  
及川武久  
半田暢彦  
杉ノ原伸夫

201 (炭素循環)

### 1. 大気—海洋—陸上生態系炭素循環の簡略モデリングの試み\*\*

松野太郎\*\*\*

#### 序

二酸化炭素増加による気候変化の科学的評価を行った気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第一作業部会は、そのレポートにおいて評価の不確定性の源として:

- (i) 将来の濃度予測に影響を及ぼす温室効果ガスの発生源と吸収先の不確実
- (ii) 温暖化の程度に影響を及ぼす雲の変化とその効果の不確実
- (iii) 気候変化を生じる時期に影響を与える海洋の遅延効果 (海洋循環) の不確実
- (iv) 海面上昇に影響を及ぼす極域の水床の成長・減少のメカニズムに関する不確実

を挙げている。

以上のうち、全てが気象学の範囲にある (ii) の問題は、温室効果ガス増加の気候影響という多様多岐にわたる問題の中で不確定性が特定の問題にフォーカスされて

いるし、(iii) の問題は海洋物理学の枠組みの中で解決されるべきものである。これに対し、(i) の中の主要課題である CO<sub>2</sub> の吸収先の問題は、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度分布からの診断、大気・海洋間 CO<sub>2</sub> 交換の海洋化学的測定、海洋中の CO<sub>2</sub> の生物化学的変換、海洋中の CO<sub>2</sub> 循環モデル、大気と陸域バイオマスとの間の CO<sub>2</sub> 交換等々といった実に多様な問題にわたり、全体を把握することが困難である。そのうえ、これまでの研究は、特定分野の問題のみに着目して論じられ、それから生じた不都合は他の分野に押し付けると言ったものが多く見受けられ、必ずしも全体の整合性が取れているように思えない。その意味で (i) の問題は最も不確実の度が高い。

この問題は社会的重要な問題である CO<sub>2</sub> の排出規制をどうするかに直結している。このため、温暖化対応策が論じられるとき、次のような素朴で基本的質問が発せられる。曰く「過去の観測によれば人工的に放出された CO<sub>2</sub> のうち、約半分のみが大気中に残り、他は海洋と陸上生態系に吸収されるという。それなら、CO<sub>2</sub> 放出量を半分に減らせば CO<sub>2</sub> 濃度は上昇しないだろう。」また次のような質問もある「人為的に放出された CO<sub>2</sub> の自然界における吸収量は (自然のバランスから摂動的に考

\* 1991年5月23日 於 気象庁講堂 (東京)。

\*\* A trial of simplified modeling of the carbon cycle in the atmosphere-ocean-land biomass system.

\*\*\* Taroh Matuno, 東京大学気候システム研究センター

えれば)自然レベル(280 ppm)からの超過に比例するであろう。とすれば、現在約半分が吸収されているなら超過濃度が2倍、即ち420 ppmになれば現状の放出量で安定化するのではないか?」このような疑問に対して現在のCO<sub>2</sub>循環の理論は明解で信ずるに足る解答を用意していない。

今回のシンポジウムでは、炭素循環の問題の種々の側面を総合的に捉え、全体的に整合性のある描像を作ることを目指したい。

### 1. 現在のCO<sub>2</sub>収支とミッシングシンク

1980年代のCO<sub>2</sub>収支は、IPCC第一作業部会のまとめによれば次の通りになっている。単位GtC/年(1年当たり炭素量10億トン)

人間活動により放出される量	
化石燃料消費	5.4±0.5
熱帯林破壊	1.6±1.0
計	7.0
大気中の蓄積(1.6 ppm/年)	3.4±0.2
海洋への溶け込み	2.0±0.8
不均衡(放出計と上記の差)	1.6±1.4

このように現在かなりの程度確かめられている収支成分だけでは説明のできない部分が残る、ミッシング・シンクと呼ばれている。少し前までは、どちらかという海洋の吸収がもっと大きいはずだと考える人が多いようだったが、海洋化学者の直接観測データをもとにした主張、および大気中のCO<sub>2</sub>分布から渦拡散方程式を逆問題として解いた結果により(詳しくは田中氏の解説)、残りの1.6 GtCは陸上生態系、それも北半球中、高緯度の森林に吸収されるのではないかと、この考えがこの2~3年強まってきた。(IPCCレポートの循環図でも、引用した図を急いで修正している。)海洋化学者の一部では、陸上生態系の吸収がもっと大きい(4 GtC)という主張すら出ている。

以下の私の作業仮説では、海洋のCO<sub>2</sub>吸収量推算方法に新しい見方を取り、また陸上生態系の吸収も単純だが本質的と思えるモデルによって見積もり、それぞれの量の見当をつけることにする。それとともに、序に記した「素朴だが基本的な疑問」に答えることを試みる。

### 2. “二水塊モデル”による海洋への溶け込み量の推定

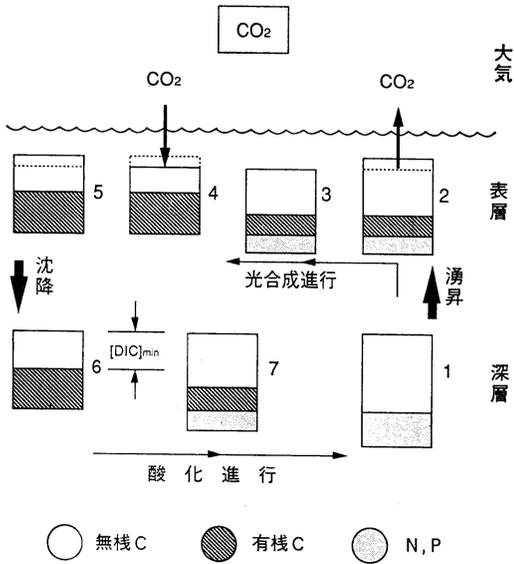
人為起源CO<sub>2</sub>の海洋による吸収を見積もるのに、これまで多くのモデルが提案されてきたが(田中, 1987)

モデル化にあたって海洋循環とそれによる物質輸送の機構を具体的に調べてそれをモデル化するのではなく「とにかく海は表面からCO<sub>2</sub>を吸収するだろう。それから内部に混合してゆくだらう。」という考えの下に複数のボックスから成るボックス・モデルを考え、その交換係数をトリチウム等トレーサー物質の挙動に合うように決めるという方式が採られてきた。いくつかのモデルでは、極域で冷水が対流によって一挙に深海に沈みこむ事を取り入れてはいるが、それでも私の見るところでは「海洋循環の構造のエッセンスをつかみ、それをモデル化する」という立場を明確にとつてはいないように思える。同じことは海洋内部での炭素循環についても言え、光合成による有機物の合成、生物ポンプ(生物の糞や遺骸が沈降して海水の動きとは別に炭素の下方輸送を行う機構——半田氏の講演)の役割などを具体的にとり入れてはおらず、自然状態(産業化以前の平衡状態)からの過剰分だけについて、ボックス・モデルで計算を行いながら、その正当性を明確に説明していない。例えば、海水の上下交換が盛んなほど、多量のCO<sub>2</sub>が吸収されると思われる(直観的にもそうだし、形式的に過剰分だけに対する方程式に従えばそうなる)のに、そのような問いに対して「自然状態において深海ほど無機炭素含有量が大きく平衡CO<sub>2</sub>分圧が高いから、混合を盛んにすれば大気中にはますます多量のCO<sub>2</sub>が放出される」という答が返ってくる。

以下では、これらの問題に対して私なりに理解した「要するにこうだ」という筋書きを作り、それにもつづいてモデル化を試みる。

#### 2.1 無機・有機変換過程

海水中の無機炭酸(溶在CO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)は解離平衡を保っているため、強塩基によって決まるアルカリ度が一定ならば、全溶無機炭素(DIC)濃度が与えられれば、それと平衡するCO<sub>2</sub>分圧P<sub>CO<sub>2</sub></sub>は温度の関数として定まる。今の問題ではアルカリ度と温度は考えない事にする。DICは深海で大きく2,400 μmol/l程度、海の表面で小さく2,000 μmol/l程度である(全海水平均2,300 μmol/l)。したがって、深海の水を表面に持って来れば、それに接した空気のパ<sub>CO<sub>2</sub></sub>は現在のそれより大きく約1,000 μatm)によって混合比は約1,000 ppm)となる。現実には深海からの湧昇が存在しても深海水が表面近くの有光層まで来ればプランクトンによる光合成作用によって無機→有機変換がおこり、DICは2,000 mol/l程度にまで減少し、それと平衡するP<sub>CO<sub>2</sub></sub>は250



第1図 海洋中の炭素循環の模式図。海洋深層と表層とを結ぶ循環と海洋中での生物・化学変化とがカップルして図に示すような循環・変換が起こっている。図中長方形の縦の長さは、各成分の濃度を表わす。また、大気中のCO<sub>2</sub>分圧と平衡する海水中溶在無機炭素濃度を大気中の長方形で表わす。このモデルでは、杉村、鈴木が見出したように、有機物に変換された炭素が海水と同じに輸送されるとして描いてあるが、従来の「生物ポンプ・モデル」に従って、有機炭素は粒子としてもとの海水を離れて沈降し、別の海水中で酸化される、と考えるも[DIC]minが水塊についての保存量(大気との交換がないとき)であることに変わりはない。

μatm 程度となる。より詳しく見れば湧昇流の存在する赤道海域では光合成が進んでいないのでDICは平均より大きく海洋から大気へCO<sub>2</sub>が放出され、他方赤道からエクマン輸送によって亜熱帯循環中心域まで運ばれた海水中では光合成が進んでDICが小さくなるので大気から海洋へCO<sub>2</sub>が溶けこみ、Pco<sub>2</sub>は局所的静的平衡ではなく、定常的循環を含んだ大域的な大気・海洋間の平衡によって決まっている(第1図)。

この一連の過程において、光は充分にあるので有機物への変換の制限要因は栄養塩類であるPO<sub>4</sub><sup>3-</sup>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の濃度であり、平均的植物プランクトンの組成であるReadfield ratio C<sub>106</sub>N<sub>16</sub>Pを考慮すれば有機炭素はMin

$\left(\frac{106}{16} [\text{NO}_3^-], 106[\text{PO}_4^{3-}]\right)^*$ まで増加し、その分だけ無機炭素は減少し得る。そこで、

$$[\text{DIC}]_{\text{min}} \equiv [\text{DIC}] - \text{Min} \left( \frac{106}{16} [\text{NO}_3^-], 106[\text{PO}_4^{3-}] \right)$$

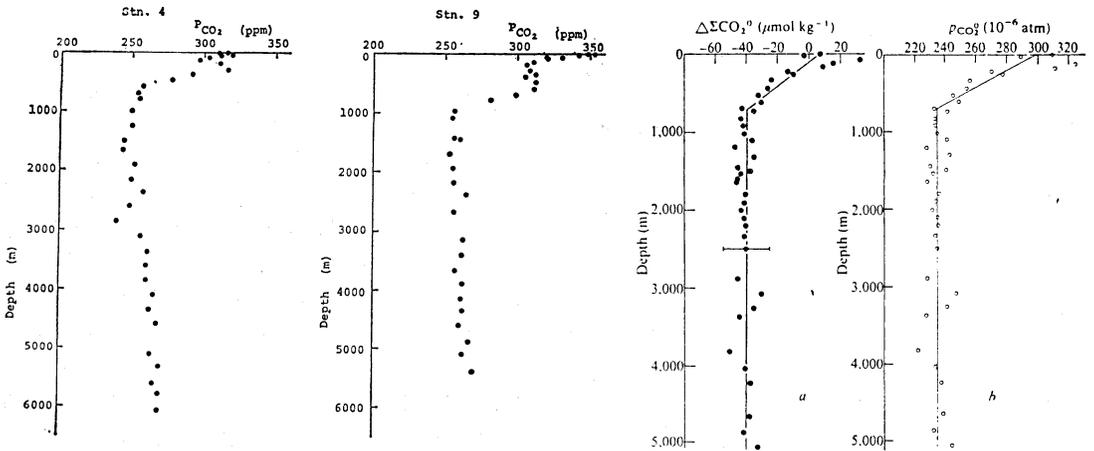
を任意の海水について調べてみれば、その海水が表面に現われたとき、そして光合成が充分に進んだとき(1年以内とみられる)それに接する空気のPco<sub>2</sub>がわかる。深海のDIC濃度に平衡するPco<sub>2</sub>(~1,000 μatm)は海水を急速に(1年より短期間に)攪拌したときに実現するに過ぎない。現実には海水の動きがゆっくりなので[DIC]minに対する平衡に近い。(それより少し大きい。何故なら[DIC]minは海洋がCO<sub>2</sub>を吸収している海域の濃度だから)。[DIC]minは無機炭素から有機炭素への変換のみならず、有機物が沈降してきて酸化分解を受け無機炭素が増える場合も一定に保たれるから水塊の運動のみならず水塊中での無機・有機変換に関しても保存量である。そこで、これと平衡するCO<sub>2</sub>分圧をポテンシャルPco<sub>2</sub>と呼ぶのがよいと思う。伏見氏(1987)は、海洋中での表層とは異なる(より大きい)DIC濃度と平衡するCO<sub>2</sub>分圧にこの名前をつけておられるが、上記の量の方によりふさわしいと思う。以上のことを考えると、CO<sub>2</sub>濃度の増加による無機炭素の海中への溶けこみのみが、[DIC]min増加の原因であり、したがって[DIC]minの海洋中での輸送(移流と拡散)と表層での大気との交換を扱えば他のプロセスは忘れても良いことがわかる。

### 2.2 海洋循環モデル

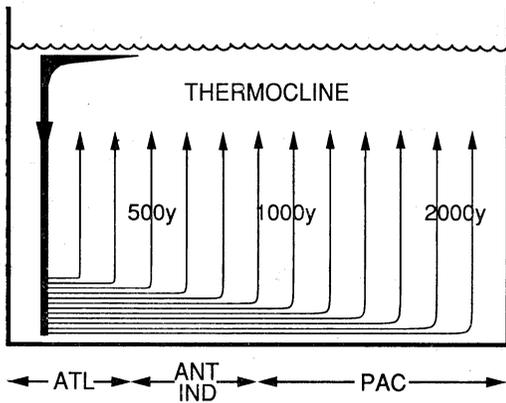
このような見方(Brewer, 1978; chen and Miller, 1979; 金森・池上, 1982)に立って海洋の[DIC]minを調べてみると表層数100mを除いてほぼ一様で、その値はPco<sub>2</sub>~250 μatmと平衡する程度である(第2図)。

中・深層の海水は、産業化以前の大気と平衡していたのである(250 ppmが産業化以前のCO<sub>2</sub>混合比280 ppmより小さいのは、深海への沈降が海洋へCO<sub>2</sub>が溶けこみつつある海域において起こっているから)。すなわち、中深層の海水が表面近くにあったのは産業化以前である。この事は、<sup>14</sup>Cをトレーサーとした海洋深層循環のモデルとも合致する。それを第3図に模式的に示す。図には<sup>14</sup>C年代による海水のおおよその年齢(大気と接しなくなってからの期間)も記入してある。

\* [A]はAの濃度、Min(x, y)はx, yのうち小さい方を示す。すなわちNとPの少ない方の濃度が制約条件となる。



第2図 大西洋(右2図)および太平洋(左2図)観測された [DIC]min の鉛直分布, 右組の左図は直接濃度で示し, 他は平衡する CO<sub>2</sub> 分布の形で示してある (右: Chen *et al.*, 1979; 左: 金森・池上, 1982)



第3図 海洋深層循環の模式図. 北西大西洋(グリーンランド沖)で集中的に沈みこんだ海水が深層水となって全海洋を満たし, 全域でゆっくり湧昇する. その間大西洋→南極周辺→インド洋および太平洋と拡がってゆく. 表面からそれぞれの場所に到達するまでの時間 (<sup>14</sup>C で測った年齢) を図中に示してある.

第2図を見ると表面から500~700m ぐらいまでの海水は, 産業化以後の濃度の上昇した CO<sub>2</sub> の大気の影響を受けている. すなわち, 表面近くで循環している. 実際, 海洋循環の数値モデルを見れば(杉ノ原氏の講演), 亜熱帯循環に伴うエクマン輸送の結果生じる子午面循環によって上下の混合が起こっており, その時間スケールは20~30年程度と推定される. (1960年代の核実験で生

じた <sup>3</sup>H が入り込んでいる事, および <sup>14</sup>C 年代が50歳以下である事からわかる.)そこで, 第3図の Thermocline の上半分, 表面から400m 程度までの海水を再循環水(recycling water)と呼ぶことにする. これに対して, 中深層の海水は産業化以後の空気に接しておらず, 自然状態の [DIC]min を保っているの, 処女水(virgin water)と呼ぶことにしよう. 実際には, 中深層水でも北大西洋の沈み込み域では産業化以後の空気に接した海水が入り込んでいるが, 全海洋の中・深層水の10%以下なので第一近似では無視する.

以上の事実立つと, 人工的に増加した CO<sub>2</sub> の吸収機構は次のようになる.

- (1) 処女水は産業化以前の 280 ppm という値を基準値として記憶している. したがって, 深層循環による全海洋規模の湧昇(4 m/year)によって表面に出て来る海水には, 280 μatm と現在の Pco<sub>2</sub> との差の分に相当する CO<sub>2</sub> が吸収される.
- (2) 表面400m 以浅の再循環水は, 時間スケールが20年程度以上のゆっくりした変化に対しては大気とほとんど平衡している. 人工起源の CO<sub>2</sub> 増加は40年でe倍程度であるから, ぎりぎりの所で平衡としてよいであろう. (第2図でわかるように, 深さとともに連続的に変わっているのを400mの厚みの階段型分布とみなす.)

以上の観点立つと, 大気中に CO<sub>2</sub> を放出したとき, それが海水に溶け込む機構は(200~300年の時間スケールでは)

(i) 1年間に湧昇した処女水 (4m×海洋面積) は 280 ppm を基準とし、それが現在の CO<sub>2</sub> 濃度と平衡になるまで溶かし得る。

(ii) 表面約 400 m の海水は、大気と平衡を保ちながら CO<sub>2</sub> を吸収する。したがって、1年間の吸収量は1年間の大気中の増加量 (残留量) と一定の比率を保っている。具体的数値は、およそ、大気：表層海洋=2：1である。(大気中700 GtC：海洋400 m 層中3600 GtC ×緩衝因子の逆数0.1)。

以上の機構をもとに海洋への溶け込み量を定式化すると次のようになる。

$$\frac{dM_c^{sea}}{dt} = \eta \rho_c h \left( \frac{d\Delta}{dt} \right) + \eta \rho_c \Delta(t) w$$

$\frac{dM_c^{sea}}{dt}$  : 単位時間当たり全海水への CO<sub>2</sub> の溶け込み量 (GtC/年)

$\rho_c$  : 自然状態での海洋単位深さあたり無機炭素量 (~9 GtC/m)

$h$  : 再循環水の厚さ (~400 m)

$\Delta$  :  $\Delta p_{CO_2}/p_{CO_2}^{(0)}$  大気中 CO<sub>2</sub> 分圧の自然状態からの超過の割合 (現在は約25%)

$\eta$  : 緩衝因子の逆数。準平衡を保って CO<sub>2</sub> が増加するとき、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度増加率に対する海洋中 DIC 濃度増加率の比 (~0.1, 短期間では一定)

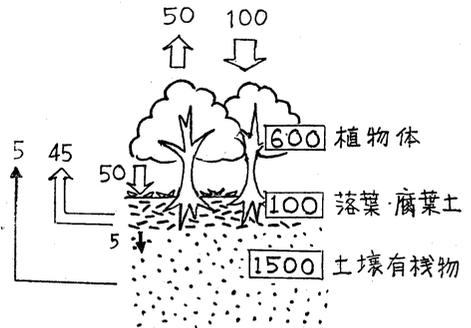
$w$  : 湧昇速度 (~4 m/年)

上の式から次のような事がわかる。

(a) 過剰 CO<sub>2</sub> 濃度が指数関数的に増加するとき、すなわち  $(d\Delta/dt)/\Delta = \text{const} \sim 1/40$ 年, 第1項と第2項の比は一定に保たれる。したがって第2項があっても大気と海洋への分配は一定となる。第1項：第2項 ~ 2：1であり海洋のみを考えたときの大気残留率は  $2/(2+1+0.5) \sim 60\%$ となる。

(b) 現在の吸収量は、 $\frac{1}{\Delta} \frac{d\Delta}{dt} = 1/40$ 年,  $\Delta \sim 25\%$ として、1年間に再循環水に 2 GtC 強、処女水に 0.9 GtC となる。合計約 3 GtC は IPCC の見積もり 2 GtC より大きい。

(c) 残留率が60%だからと言って、放出量を60%カットすれば濃度が安定化すると考えるのは誤りである。海洋の吸収のみで定常状態 ( $d\Delta/dt=0$ ) を実現するには放出量を第2項とバランスさせなければならぬ。現在の濃度で第2項は約 1 GtC/年であるから、仮に2倍の濃度で安定化させるとすれば 4 GtC/年の



第4図 自然状態 (人工起源 CO<sub>2</sub> のない状態) における陸上生態系と大気との炭素循環。3個のリザーバーの炭素容量を Gt 単位で、また、相互および大気との間の交換フラックスを GtC/年単位で示す。種々の文献をもとに筆者が作成した。

放出が許される。

以上のような「二水塊モデル」に立って考えると、序に記した素朴で基本的疑問に答え、かつその理由をわかりやすく理解することができる。

### 3. 陸上生態系の吸収の定式化

陸上の植物・土壌と大気とは光合成と呼吸および有機物の酸化という形で炭素の交換を行っているが、この過程も海洋との交換と同様、せいぜいボックス・モデルで取り扱われる程度で、大ざっぱでもメカニズムを考慮して定式化するという試みはないように見える。そこで、CO<sub>2</sub> 濃度上昇に伴う光合成反応促進の効果をとり入れた最も簡単な定式化を試みることにする。

陸上植物および土壌と大気との間の CO<sub>2</sub> 交換過程、およびそれぞれのリザーバー中の炭素量の見積もりは多数あり、数値は数10%のバラツキが見られるが、ここでは第4図に示すものを平衡状態 (産業以前) と仮定する。図に示すように、植物体 (X) 以外を落葉・腐葉土 (Y) と土壌有機物 (Z) に分けて扱ったが、これは分解速度が著しく異なるためである。この事は、最近まとめられた Kobak (1988, 日本語訳 内嶋, 1990) の総合報告に従ったものである。光合成で植物体にとり入れられる炭素量、すなわち一次総生産量 (GPP) は、CO<sub>2</sub> 濃度の上昇とともに増加することが知られている (及川氏の講演)。濃度上昇が小さい間は、自然状態からの濃度超過の相対値に比例するので、

$$GPP = (GPP)_0 \beta \frac{\Delta p_{CO_2}}{p_{CO_2}^{(0)}}$$

と書ける。βは効率のようなもので光合成が単なる化学反応なら1となるものだが実際には植物生理的機構(CO<sub>2</sub>濃度が上昇すると気孔が閉じる)が働かし、また、光・水分・栄養などCO<sub>2</sub>以外の要因が光合成を制約することも多いので1より小さい。よくわからないがいくつかの文献(例えばKohlmaier *et al.*, 1989)を参照して1/4とする。落葉・腐葉土および土壌有機物の酸化量は当然のこととして存在量に比例する。比例定数は自然状態のままとするのがもっともらしい。(温度により変わると考えられるがそれは無視する。)そこで、それぞれのリザーバーの炭素量の自然状態からの増加分ΔX, ΔY, ΔZに対する方程式を次のように書いて良いであろう。

$$\frac{d}{dt} \Delta X = (\text{GPP})_0 \left[ \beta \frac{\Delta p_{\text{CO}_2}}{p_{\text{CO}_2}^{(0)}} + \epsilon \frac{\Delta X}{X_0} \right] - \frac{1}{\tau_X} \Delta X \quad (3.1)$$

$$\frac{d}{dt} \Delta Y = \frac{1}{\tau_{XY}} \Delta X - \frac{1}{\tau_Y} \Delta Y - \frac{1}{\tau_{YZ}} \Delta Y \quad (3.2)$$

$$\frac{d}{dt} \Delta Z = \frac{1}{\tau_{YZ}} \Delta Y - \frac{1}{\tau_Z} \Delta Z \quad (3.3)$$

(3.1)式右辺第1項は前述のCO<sub>2</sub>濃度上昇による光合成促進の効果、第2項はその結果増大した植物体によって行われる光合成で、εは植物体増加率に対する葉面積増加率の比、第3項は呼吸量の増加(すべての部分での呼吸増加と仮定)そして第4項は落葉・腐葉土への変換の増加を表す(τはそれぞれの時定数)。(3.2)式の右辺第1項は植物体増加による落葉・腐葉土生成の増加、第2項はそれらの酸化によるCO<sub>2</sub>生成の増加(大気中へ放出)、第3項は土壌有機物への変換の増分である。εの値は、単純な相似形膨張の場合は面積・体積比で2/3となるが「肥沃化(fertilization)」という言葉が示すように、主に幹や根が大きくなって葉はそんなに増えそうにない(それに光の蔭に入って余り有効でない。及川氏)から、思い切って $\frac{1}{3}$ としてしまう。(3.1)~(3.3)をΔpCO<sub>2</sub>が指数関数e<sup>γt</sup>であるとして解くことは容易だが、第4図から見当がつくように、ΔYからΔZへの変換は小さく、またΔZの滞留時間は500年以上と長いので、今の問題においては簡単のためΔZを切り離してΔXとΔYだけの連立方程式として解くことが許される。

以上の簡単化を行った上、 $\Delta p_{\text{CO}_2}/p_{\text{CO}_2}^{(0)} = e^{\gamma t}$  (γ=1/40年)と近似して解き、陸上生態系保有量の累積増分

(ΔX+ΔY)を求めると、

$$\Delta X(t) + \Delta Y(t) = \frac{1}{\gamma + 1/\tau_{XT}} \left[ 1 + \frac{1}{\gamma\tau_{XY} + \tau_{XY}/\tau_Y} \right] \times \beta (\text{GPP})_0 e^{\gamma t} \quad (3.4)$$

ただし

$$\frac{1}{\tau_{XT}} \equiv \frac{1}{\tau_X} + \frac{1}{\tau_{XY}} - \epsilon \frac{(\text{GPP})_0}{X_0} \quad (3.5)$$

となる。第4図と前記の簡略化のもとに

$$\tau_X = 12 \text{年}, \tau_{XY} = 12 \text{年}, \tau_Y = 2 \text{年}$$

とし、現在までの陸上生態系吸収炭素量を計算すると(ΔpCO<sub>2</sub>/pCO<sub>2</sub><sup>(0)</sup>=0.25), 約60 Gtとなる。さらに年間の吸収量は、γ(ΔY+ΔX)であるから1.5 Gt/年となる。この数値はIPCCレポートでの見積もり1.6 Gtと不思議とよく合致し、前記の定式化の妥当性を示すのではないだろうか。さらに、(β=1/4, ε=1/3としたことによるが)光合成の増加量は産業化以後で約10%となり、KeelingによるCO<sub>2</sub>濃度観測開始(1958年)以来のCO<sub>2</sub>増加が全増加のおよそ1/2であることを考えると、1958年以降のGPPの増加は5%となり、CO<sub>2</sub>濃度の年変化振幅がその期間に5~10%増加しているという事実とも矛盾しない。

仮に以上のモデルが正しいとすると、陸上生態系による吸収は産業化以前のCO<sub>2</sub>濃度280 ppmを記憶していることになり、この部分は序に記した素朴な考え方で正しいことになる。同じ形になる海洋処女水による吸収と合わせると現状で約2.5 Gtの吸収となる。従ってpCO<sub>2</sub>=420 μatm(50%増加)となった時点で吸収量が5 Gtとなり、ほぼ現状放出量(化石燃料のみ)で安定化するということになる。しかし、植物の肥大化が際限なく続くとはとうてい考えられないので、上記定式化とその適用範囲はせいぜい過去200年から将来100年であろう。

#### 4. まとめ

以上、素人考えながら思い切って「ボックス・モデルではないメカニズムに立ったモデル」を作ってみた。その結果、人工的に放出されたCO<sub>2</sub>の大気・海洋・陸上生態系への分配は、2~300年の時間スケールでは大気濃度と平衡しながら増加する海洋再循環水の「保有量増加」と産業化以前を基準として超過濃度に比例して吸収される流束の形の部分に分けて考えられる事がわかった。すなわち、

$$\frac{d}{dt} (\Delta M_C^{\text{atm}} + \Delta M_C^{\text{res}}) = Q_C \text{ (放出)}$$

$$-F \frac{p_{CO_2}(t) - p_{CO_2}^{(0)}}{p_{CO_2}^{(0)}} \quad (4.1)$$

$\Delta M_C^{rec}$  (再循環水の保有量増分)  $\doteq \frac{1}{2} \Delta M_C^{atm}$  (大気  
の保有量増分)

$F \doteq 10 \text{ GtC/年}$

と書ける\*。これから、序に記した素朴で基本的な問い  
に答えることができる。以上の定式化に対して各分野の  
専門家のご意見をうかがいたい。

引用文献

Brewer, P.G., 1978: Direct observation of the  
oceanic CO<sub>2</sub> increase. *Geophys. Res. Lett.*, 5,  
997-1000.  
Chen, C.T., and F.J. Miller, 1979: Gradual

\* 先の大まかな見積もりで海洋の全吸収が IPCC より  
1GtC/年だけ大きく、全体のバランスがとれて  
いない。よって数値は誤差を含んでいる。

increase of oceanic CO<sub>2</sub>, *Nature*, 277, 205-  
206.

Kobak, K. Ye., 1988: 地球上の炭素サイクルと生  
物(内嶋善兵衛訳). 農林水産技術会議事務局・企  
画調査課, 1990年1月. 196 pp.

Kohlmaier, G.H., E.O. Siré, A. Janecek, C.D.  
Keeling, S. Piper and R. Revelle, 1989: Model-  
ling the seasonal contribution of a CO<sub>2</sub> ferti-  
lization effect of the terrestrial vegetation to the  
amplitude increase in atmospheric CO<sub>2</sub> at  
Mauna Loa Observatory. *Tellus*, 41 B, 487-  
510.

伏見克彦, 1987: 西部北太平洋における表面水中の  
二酸化炭素分圧の変動の観察. 気象研究ノート,  
160, 131-146.

金森 悟, 池上 尚, 1982: 大気中の二酸化炭素の  
海洋への吸収量の推定の試み. 地球化学, 16,  
99-105.

———, 1987: 海洋による大気中の二酸化炭素の  
吸収. 気象研究ノート, 160, 147-160.

田中正之, 1987: 二酸化炭素循環のモデリング. 気  
象研究ノート, 160, 99-120.

201 (炭素循環)

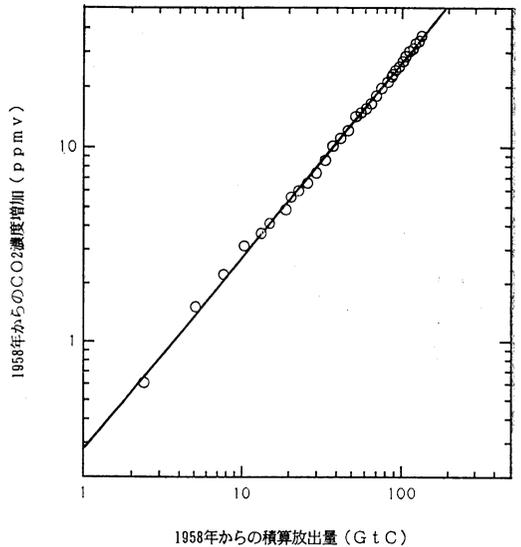
2. 炭素循環の問題点\*

田 中 正 之\*\*

1. はじめに

日本上空対流圏上部での観測によると、CO<sub>2</sub> 濃度の  
年増加量の最近10年間の平均値は約 1.5 ppmv/年で、こ  
れは炭素量で 3.2 GtC/年に当たる。一方、同じ10年間  
の化石燃料からの CO<sub>2</sub> 放出量の年平均値は 5.3 GtC/  
年 (2.5 ppmv/年) となっている。大気への CO<sub>2</sub> 蓄積  
量は化石燃料からの放出量のおよそ60%に当たるとい  
うことになる。ほぼ同様の結果が、IGY 以来のハワイ島  
マウナロア観測所のデータからも得られている。1958年  
から1988年までの31年間にマウナロアでの CO<sub>2</sub> 濃度は  
36 ppmv (76 GtC) 上昇したのに対し、同期間の化石燃  
料からの CO<sub>2</sub> 放出量は 131 GtC (62 ppmv 相当) であ  
る。したがってマウナロア・データでは化石燃料からの  
CO<sub>2</sub> 放出量の約 58% に相当する CO<sub>2</sub> が大気に蓄積さ  
れているという結果になる (第1図)。

仮に大気中への CO<sub>2</sub> 放出が化石燃料のみによるとす



第1図 マウナロア観測所での CO<sub>2</sub> 濃度の増加量と  
化石燃料からの CO<sub>2</sub> 積算放出量の関係  
(TRENDS '90 より作成)

\* Uncertainties in current estimates of sources  
and sinks of CO<sub>2</sub>.

\*\* Masayuki Tanaka, 東北大学理学部.