

—解説①—

気候変動と炭酸ガス問題

北海道大学水産学部 角 皆 静 男

日本では気候問題というとすぐ話が気象関係者に持ち込まれる。それはそれでよいのだが、困るのは話そこから出ていかない点にある。研究者間でそのような状態であるから、一般の人は気象と気候を混同することになる。

気温とか降水量とかいった気象要素などが積み重なって気候が決まる。つまり、ある地域におけるそれらの積分値が気候であり、その結果は生物群集の状況（生態系）に最もよく現れる。これは陸ばかりでなく、海においても同じである。海象も積み重なって気候を決める要因となる。一部海洋関係者が、“気候”をあまりに気象関係者が独占しているので、海候という語を造ろうといているが、私はこれに反対である。気候に気字が使われているから誤解が生ずるので、別の用語にしようというのならわかる。しかし、海候という語は自分達も同じ誤解をしていることを表わしている。

この気候変動の結果が気温など気象要素に直ちに現れるにしても、それを起こした原因が大気圏にあるとは限らない。気候が気象要素や海象要素などの積分値で決まるとすれば、気候変動に最も強く影響する因子は、考えるタイムスケールによって異なることになる。いいかえれば、数日の天気予報はよくあたるが数ヶ月以上の予報があまりあたらないのは、大気圏以外の要因を考慮に入れていないからということになる。現在、IGBP (International Geosphere Biosphere Programme; A study of Global Change, 地球圏—生物圏国際協同研究) が IUGG (国際地球物理学連合) から ICSU (国際学術連合会議) に提案され、計画が練られ、1990年代の10年をかけてその研究を実施することになっている。これは、このままいったら100年後の地球はどうか予測するものであるが、まさに生物圏まで含めた気候問題であろう。ICSUの日本の対応体は日本学術会議であるから、日本の研究計画はここで練られ、1990年4月の総会でその実施を政府に勧告した。

さて、日本のIGBPの計画を見ると、陸側の研究の多くは、現況を調査することの他に、気候変動が起ったらどのような影響が出るかという点に関わっている。大気側は、シミュレーションあるいはモデル計算に必要な値を得て、これを実行することに力点を置いているように見える。その観測データは、地球という身体に差し込んだ体温計の示す体温のようなものであり、発熱体はまさに海洋である。つまり、人間活動や地球内外から気候を変化させる強制因子 (Forcing) が加わった時、それに地球がどう応答し、その効果がまた元に戻ってどのような効果 (Feedback) を生み出すか、数十年から数百年のタイムスケールで考えた時、海洋が最も重要になるということである。これはもちろん気候の変化を敏感に反映する大気測の観測の重要性

を否定するものではない。

気候変動における海洋の重要性がいわれているのは、数年程度のタイムスケールの問題で、熱の貯蔵や輸送に関わるからであろう。この問題は、ほぼ純粋に物理的問題であり、その研究に化学的手法も貢献可能であるが、主に物理的手法によって解決がはかられている。もう少し長いタイムスケールになると、これに炭酸ガスなど温室効果気体による地球の温暖化の問題が加わってくる。この問題になると、生物圏のことを抜きにしては考えられなくなる。ただ、高等植物は別にして、生物の問題は生物学者の研究に任せればよいということにはならない。生物は舞台上の役者のようなものであり、それを引き回している舞台装置の方が重要という場合が少なくない。すなわち、日射や温度などの物理的環境や栄養・有害物質など化学的環境などが重要なものとなる。すなわち、この研究は、物理、化学、生物の各方面の研究者が相手の領域にまで踏み込んで、真の共同研究にしないと効果の上がらないものとなる。

炭酸ガスなどによる温室効果についてもプラスとマイナスの両方のフィードバックがあり、それらが解明されていない以上、人間活動をこのまま続けていってもそれほどたいしたことはないのか、あるいは現段階で止めてもうキャタストロフィックな状態に入り込んでしまっているのか、我々にはわからない。ただいえることは、堆積物に残された微化石の記録を読み取ると、過去の氷河期には大気中の炭酸ガス濃度が低く、間氷期には高かったということである。わずかな日射の変化による気温の直接的変化ではなく、回り回って炭酸ガス濃度を変化させ、温室効果を変化させるというフィードバック回路が存在したということである。逆に、炭酸ガス濃度を変えたことによる一次的効果よりも、生物（人間）まで含めた二次的三次的效果を長いタイムスケールの下で考える必要があるということになる。

この炭酸ガス問題については、私はすでにいくつかの一般雑誌に書いており、ここで書くことも重複してしまうので、下記の文献1を再掲することにした。その他の文も関係しているので、そのリストをあげることにした。

1. 角皆：大気—海洋間二酸化炭素の交換，現代化学，1989年11月号，18—22.
2. 角皆：炭素などの物質循環と大気環境地球環境の変化における海洋の重要性，科学，1989年9月号，593—601.
3. 角皆：サンゴが増えると温暖化が進む？，子供の科学，1989年10月号，30.
4. 角皆：海洋物理科学と生物圏，100年後の地球を予測するために，学術月報，1988年11月号，29—33.

大気-海洋間の二酸化炭素の交換

海洋は二酸化炭素をいくら吸収できるか

大気中には、炭素にして730ギガトン(10¹⁵g)の二酸化炭素(CO₂)が存在する。一方、海水中には3800ギガトンの炭酸物質(全炭酸)が溶けており(炭素換算、以下同様)、これは大気中の存在量の実に52倍である。また、人類は年間6ギガトン程度の化石燃料を消費しているが、これは海水中の全炭酸の6000分の1に達しない。したがって、人類が放出した二酸化炭素を海が全部吸収したとしても、海のほうはそれほど影響を受けないことが予想される。逆に、もし何らかの理由で海水中の全炭酸の数%が大気中に出てくれば、たちまち大気中のCO₂濃度は2倍以上に増えてしまう。この点の心配については最後に述べることにして、ここでは海洋に溶けうるCO₂の量を見積もってみよう。

気体の溶解度は、一般に温度を下げるほど、圧力を上げるほど増大するが、CO₂は海水に溶けると解離するので、少し複雑である(図1)。通常の海水(塩分が35g/kg程度、pHが8.0前後)には、2.3~2.4mM(mmol/l)の全炭酸が溶けている。このうち、解離していない炭酸(H₂CO₃)が2%弱、一段解離した炭酸水素イオン(HCO₃⁻)が93%前後、二段解離した炭酸イオン(CO₃²⁻)が4~5%である。CO₂とCO₃²⁻の割合はpHと水温に大きく依存するが、大部分を占めるHCO₃⁻の割合、したがって全炭酸の濃度はそれほど大きく変動しない。

さて、ここで大気中のCO₂濃度を増加させ、新たな平衡系になるまでをみよう。当然、大気中のCO₂が海水に溶け込むが、その量は次の平衡関係で決まる。

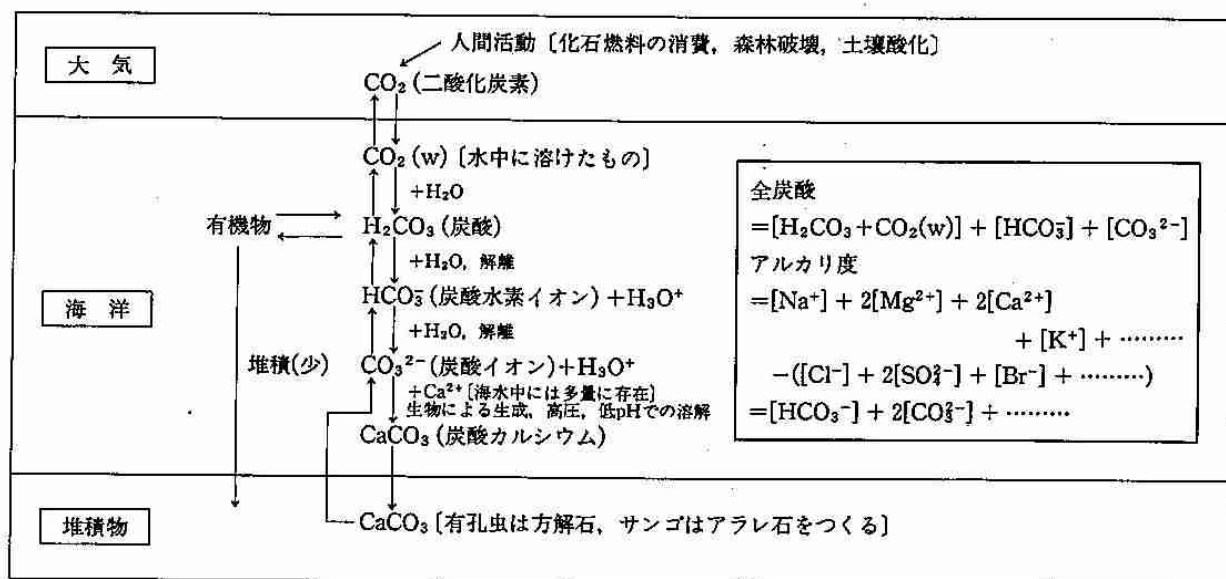


図1 海洋における炭酸系 (太い矢印は人間活動に伴う変化)

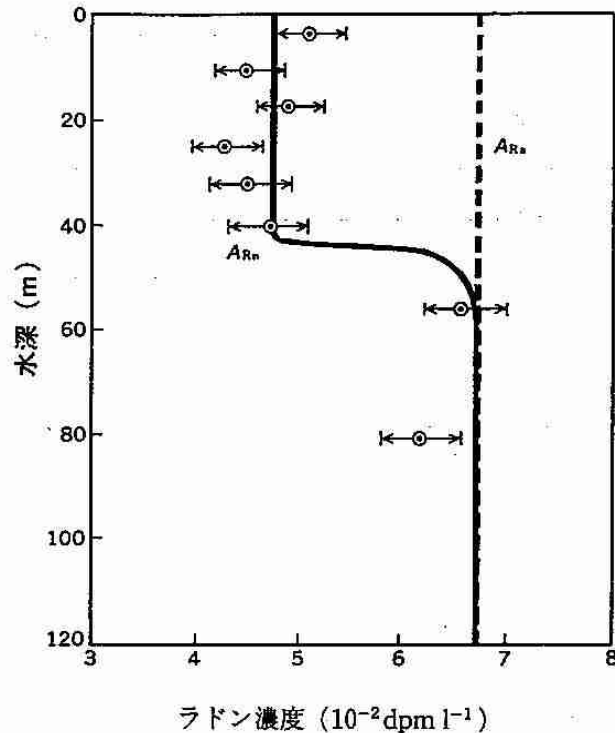
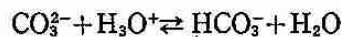


図2 海水中の²²²Rnの測定例 (大西洋の南緯 24° 西経 35° における観測、点線はラジウムの放射能)

これはアルカリ度 (強電解質の陽イオンと陰イオンの量の差) が変わらないので、炭酸種が担う電荷の総量が変わらないためである (ホウ酸の解離の変化もこれに加わるが、無視できる)。簡単にいえば、海水中の CO_3^{2-} の量だけ CO_2 は溶け込めることになる。世界の海水が含む CO_3^{2-} の総量は 1800 ギガトンである。

さらに、当然のことながら、下の平衡関係も同時に成り立っているから、 CO_3^{2-} の減少と HCO_3^- の増加は H_3O^+ (水素イオン) の増加を招くことになる。



しかし $[\text{H}_3\text{O}^+]$ は 10^{-8}M しかなく $[\text{CO}_3^{2-}]$ の 10^{-4}M に比べてきわめて小さいので、 $[\text{H}_3\text{O}^+]$ の増加はアルカリ度を変化させるほど大きくはない。ただ、もともとの $[\text{H}_3\text{O}^+]$ の量が少なかったため、増加率は大きい。つまり、pH が下がって海水が酸性側に傾く。この水が海底の炭酸カルシウム (CaCO_3) に接触すれば、これを溶かすことになる。 CaCO_3 が溶けて CO_3^{2-} を補給すれば、その分だけ CO_2 吸収能力が増える。海底には底棲生物がいて表面の堆積物をかき混ぜている。その結果、海底表面 10 cm には CaCO_3 が溶けて見られなくなってしまったとすれば、そのとき溶ける CaCO_3 の量から、海洋が吸収できる CO_2 量は、炭素にして 2500 ギガトンになる。

すなわち、合計 4300 ギガトンの CO_2 吸収能である。大気-海洋間の平衡が十分に速ければ、現在採掘可能 (採算は無視して) な化石燃料は 4200 ギガトンともいわれるが、これを全部消費しても海はその CO_2 を吸収しうるといえる。なお、増加量のすべてが海に溶けるのではなく、約 4% は大気に残る。逆に、 CO_2 を深海底に棄てたとすれば、深層水が表面に現れても、その 96% は海に残ることになる。

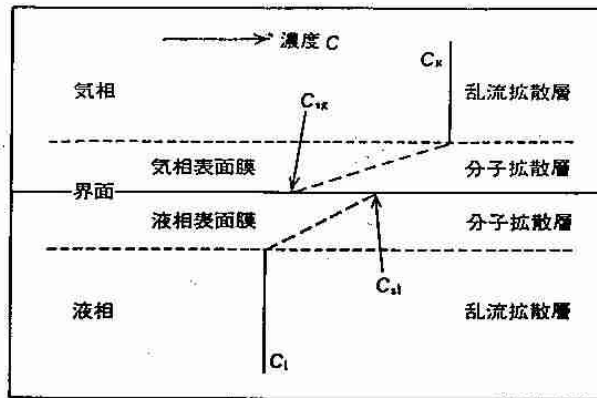


図3 大気-海洋間気体の交換に関する表面膜モデル
 gは大気側、lは海洋側、sは界面を表す。乱流拡散層はよく混ざっており、濃度Cは均一である。

大気-海洋間の二酸化炭素の交換量はいくらか

ここでいう交換量（交換速度）とは、海面（大気-海洋界面）を通して溶出または溶入するCO₂の総量であって、正味（平衡下では0）の移動量ではない。この交換速度（E）と大気中のCO₂の海洋との交換に関わる平均滞留時間（T）との間には次の関係がある。

$$T = Q/E$$

ここでQは大気中のCO₂の総量（730ギガトン）である。

この交換速度を決定する方法は大きく分けて二つある。第一は、放射性炭素（¹⁴C）などを用いて大気や海水中の炭素の平均滞留時間を決める方法である。第二は、海洋表層水中のラドン（²²²Rn）や酸素などを用いて個々の海での交換速度（CO₂に換算する）を求めて平均する方法である。

第一の¹⁴Cによって平均滞留時間を求める方法にもいくつかある。核実験が始まるまでは、半減期5730年の¹⁴Cは、おもに大気圏で宇宙線の作用で生成し、地表各所で壊変してなくなるという定常状態にあった。それで、大気中の総量を生成速度から生物や陸に固定される部分を差引いたもので割れば、大気圏でのTが算出できる。同様な計算を表層と深層の海水について行い、それらの平均滞留時間から大気中CO₂のTが求められる。さらに核実験による¹⁴Cの濃度（比放射能）の減少の速さからもTが見積もれる。こうして得られたTの値は6年前後である。

第二の方法の代表は、²²⁶Raから生まれる半減期3.8日の²²²Rnによる方法である。図2のように、親の²²⁶Raとの間の放射能の非平衡量を実測すれば、ただちに次式でRnの交換係数K_{Rn}が算出できる。

$$K_{Rn}(A_w - A_a) = \lambda \int_0^{\infty} (A_{Ra} - A_{Rn}) dz$$

ここで、A_wは海面直下での海水中での海水中²²²Rn濃度、A_aは海面直上での大気中濃度（平衡にある海中濃度に換算するが、洋上ではほとんど0）、λは²²²Rnの放射壊変定数、A_{Ra}は²²⁶Raの放射能、A_{Rn}は²²²Rnの

放射能であり、 z は水深である。ここで得られた K の値については次節で解説するが、水に溶けて解離しない気体の場合には、厚さ 3 m の表層水に含まれている気体が 1 日に入れ替わる程度の速さである。

両者の方法で得られた値を CO_2 の交換速度に換算すると、全海洋で 1 年間に 100~150 ギガトンの炭素が交換する速さとなる。海洋では厚さ 100 m の表層水中にも 900 ギガトンの全炭酸が含まれているから、表層海水中の炭酸種が交換するだけでも 6~9 年かかる。1~2 カ月で交換する溶存酸素に比べるときわめて遅いということになる。

大気-海洋間の二酸化炭素交換の律速段階

前節の ^{222}Rn の分布 (図 2) においても、その濃度は表層 40 m で、ほぼ均一であった。これは表層水が短期間 (1 週間以内) によく上下混合されている証拠である。大気-海洋間の気体の交換の速さが影響してくる深さ (ほぼ 0 の大気中濃度の値に向かって濃度が直線的に減少しはじめる深さ) がごく表面にあることがわかる。そして、これは実測できないほど薄い層 (100 μm 以下) になるので、大気-海洋間の気体の交換を律速しているのは、これを表面膜と考えた表面膜モデルが提出されている (図 3)。

このモデルでは、大気側および海洋側に分子拡散によって気体が通過する層があって、この層の厚さが速さを決定するとしている。そして、 CO_2 や O_2 など水に溶けにくい気体の場合は海洋側の表面膜が、 SO_2 や H_2O など水とただちに反応してなくなってしまう成分は大気側の表面膜がその速さを支配している。そのため、 ^{222}Rn で得られた交換係数 (K) あるいは表面膜の厚さ (z) は多少の補正は必要であるが、 CO_2 にも適用できる。このモデルが適用できることは、実験室的にはある程度確かめられている。しかし、交換係数は風速 (海面の状況) の 2~3 乗以上に比例し、ある状況を越えると一挙に交換することも知られている。こ



図 4 大気-海洋間二酸化炭素分圧差 (単位は ppm)
 プラス (⊕) は海洋から大気へ、マイナス (⊖、灰色の部分) は大気から海洋へ二酸化炭素が移動することを示す

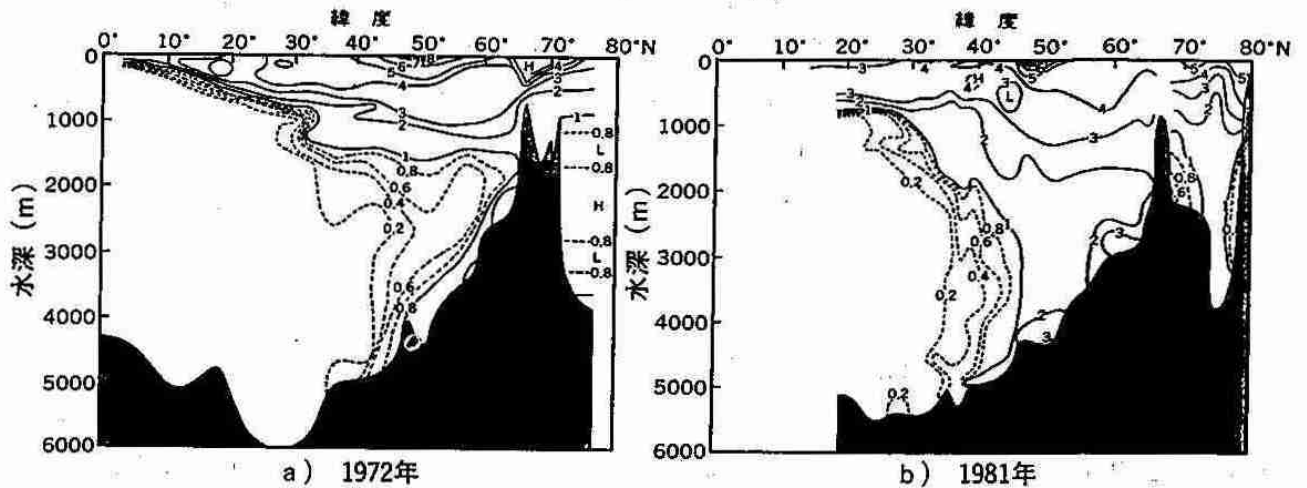


図5 北大西洋における海水中トリチウム濃度
濃度の単位はトリチウムユニット、TU (^3H 原子 10^{18} 個に対する ^2H 原子の個数)

れには気泡が関与しているらしい。実際の交換過程のメカニズムはともかく、表現の形式として利用できる。なお、前節の交換量は、表面膜の厚さが $40\ \mu\text{m}$ 程度のときの値になる。

さて、 CO_2 に関しては K だけでなく、大気-海洋間の CO_2 分圧差 (ΔP_{CO_2})も交換量に影響する。それは、正味の交換量 (E)は、

$$E = K \Delta P_{\text{CO}_2}$$

だからである。たとえば、 ΔP_{CO_2} が0なら、いくら K が大きくても、実質的には何ら交換しない。海水の CO_2 分圧 (P_{CO_2})は、水温が上がれば大きくなり、大気中に CO_2 が出やすくなる。また、生物活動によって有機物が合成されれば、 P_{CO_2} は下がって(同時に pH が上がって) CO_2 は溶けやすくなる。先に述べたように、海洋で貝やサンゴ、有孔虫やココリスなどのプランクトンが CaCO_3 を生成すると、海水の CO_3^{2-} を減らし、 pH を下げ、 CO_2 が海洋から大気に出やすくなる。したがって、大気中 CO_2 を減らすためにサンゴを増やすというのは、まったくの逆効果である。そればかりか、生物がつくった有機物は比較的短期間に大部分が分解されて元に戻ってしまうのに対し、 CaCO_3 は大部分堆積する。それゆえ、海の生物活動を活発にすることは、必ずしも大気中 CO_2 の除去につながる可能性もある。なお、過去の地球で大量の CO_2 が CaCO_3 として固定されたことと矛盾しないかという疑問に対しては、確かに時間をいくらかけてもよければ、減った Ca^{2+} は岩石から溶け出して、また CO_2 が溶け込めるようになる。しかし、ここで問題となる $100\sim 1000$ 年の時間スケールではとてもそれだけの反応は起こらない。

世界の海のどこで大気中二酸化炭素は溶け込んでいるか

これまでの P_{CO_2} の実測値とモデル計算をした結果をもとに作ったのが図4の世界の海の表面水の P_{CO_2} の分布図である。プラス (\oplus)が海洋から大気へ、マイナス (\ominus)が大気から海洋へ CO_2 が移動することを

意味する。これに交換係数を掛ければ、交換量（移動量）になる。この図を見ると、海洋に溶け込んでいるのは、おもに北部北大西洋と南極海である。逆に、大気に逃散しているのはおもに太平洋とインド洋の赤道域である。北太平洋には、溶出域と溶入域とがあるが、その差はあまり大きくないとされている。この分布に K の値を掛算して加え合わせた結果、全世界の海で、年間1.5ギガトンの CO_2 の溶入にしかならないという試算もある。しかし、 K や P CO_2 の詳細な空間的、時間的観測結果がなければ、確かな値を見積もれないのが現状である。

図4のプラスとマイナスの分布をみると、マイナス（溶入）は中深層水が形成されているところであり、プラス（溶出）は中深層水が湧昇しているところである。北部北大西洋で中深層水が形成されていることは、図5の海水中トリチウムの分布をみるとよくわかる。トリチウム (^3H) は、本来は宇宙線的作用で生成し、半減期12.3年で壊変する放射性核種であるが、近年、核実験によって大量に生成した。図5のものは、大部分が1960年代の水爆実験によるものである。1972年の断面図から深層水が潜り込んでいる様子がはっきりわかるが、9年後の1981年の分布から、それがどのように広がっているかもわかる。ここで深層水大循環について詳しく書く余裕はないが、深層水は、北部北大西洋で形成され、大西洋を南下し、南極海で新たに潜り込んだ水を加え、南極大陸の周囲を西から東に回り出す。その一部が太平洋西側で北上を開始し、北太平洋にいたる。この間、徐々に上昇し、やがて中層水に組込まれ、東部太平洋などを中心に浮上する。この長い旅（約2000年）の間に有機物の分解によって P CO_2 を増大（太平洋の深海にある間は CaCO_3 の溶解により相殺されるので、実際の増大は2000m以浅に浮上してから大きい）させた結果と表層における水温変化と生物活動の結果とが図4には反映している。しかし、海面での交換が遅いため、交換の結果はあまり反映されていない。

海洋の吸収量の現在の見積もり値は、年間6ギガトンの化石燃料の消費量に足りないことを先に述べたが、やはり実際には海が吸収しているとすれば、冬季（低温）の荒天下に形成される中層水を十分に算入しなかったせいかもしれない。日本近海では、親潮域がそれであり、今後の研究成果を期待してよいであろう。

海洋から二酸化炭素が出てくる危険はないのか

先に、海洋生物が石灰質の殻をつくると、大気中に CO_2 が出てくる危険について述べたが、ここではもう一つ別のことを述べる。

過去の地球に起こった気候変動の記録をみてみよう。現在まだ十分にその記録が解読されたといえないが、最近80万年の新生代第四紀のことはかなりわかってきた。それによると、地球は10万年の周期（4.1万年と2.3万年の周期も重なっているが）で寒い氷河期と暖かい間氷期を繰返していた（氷の量が変わると、海水の酸素の同位体比が変わり、これが海底堆積物の有孔虫の化石に残された記録からわかる）。これとまったく同じ周期で大気中の CO_2 濃度が変動していた（これは大陸氷に閉じ込められた CO_2 の量や有孔虫の炭素の同位体比からわかる）。つまり、暖かいときに大気中の CO_2 が多く、寒いときに少なかった。もう一つ、同じ周期で変動しているものがあつた。それはミランコビッチ周期といわれる地球の公転の軌道要素や自転軸の傾きの変動に伴う太陽日射量の変動である。しかし、日射量の変動の幅は最大でも4%であり、その変動が直接

的に関与するだけでは地球の寒暖の変動幅を説明するには不足する。

上記の事実は、日射量のわずかな増大が地表をわずかに暖かにし、その結果、大気中のCO₂がわずかに増大し、温室効果がわずかに増大する。その効果でさらに気温が上がり、CO₂がさらに増加し、気温がまた上がるというサイクルを繰返して間氷期になったのであろう。要するに、与えられたわずかな変化(forcing という)の効果がまた戻ってきて(feedback という)、地球系をどんどん変化させてしまったということである。気温が上がるとCO₂が増える理由としては、CO₂の海水への溶解度が減ること、CO₂を多く含む深層水が形成されにくくなること、その結果、栄養塩を多く含む深層水の供給が減って生物によるCO₂固定量が減ることなどが考えられる。気温上昇による水蒸気など温室効果をもつ別の気体の増加も考えられる。

このように、多数の因子が複雑に絡み合った地球系においては、一つの変化量は小さくても、それが回り回ってどのような効果を及ぼすか簡単に判定はできないのである。特に、大気圏の52倍のCO₂を溶かし込んでいる海洋はきわめて重要な鍵を握っているといえる。先に述べた氷河期から間氷期への変化の際には、CO₂濃度は200~300 ppmの範囲でしか変動していなかった。しかし、現在の大気中CO₂濃度は350 ppmとすでにその変動幅を越えている。これがどのような効果を引き越すか心配になるところである。今、ただちに化石燃料の消費をやめたとしても、地球は徐々にある方向に向かって変化を続けるかもしれないということである。