

地球温暖化のモデルについて

Models on Global Climate Change

井 村 秀 文

Hidefumi IMURA

1. はじめに

現在、化石燃料の使用によって放出される二酸化炭素をはじめ、人間活動に起因するメタン、一酸化二窒素、クロロフルオロカーボンなどの温室効果ガスの大気中濃度が上昇しつつある。各種の温室効果ガスの濃度が現状のまま増加し続けられれば、2030年頃には実効的に二酸化炭素濃度が現在の2倍になったと等しくなり、やがて地球の平均気温は1.5~4.5℃程度上昇し、20-140cmの海面上昇を招来すると予測されている[1,2]。

約1.8万年前に最後の氷河期が終わった後、地球の気温は数℃の幅で高下している。約7000~5000年前の地球はかなり暖かく、海面は現在より数m高かった。これは、日本の縄文時代にあたり、関東地方のかなり奥部で貝塚が発見されていることから確認できる事実である。この時代の平均気温が現在よりどれくらい高かったか非常に興味をそそるが、その値は2~3℃程度と言われる。一方、B.C. 900年からA.D. 300年にかけて、逆に地球は寒冷になり、海面は現在より約2.5m低かった。これらの推移から、現在予測されている温暖化の大きさと速さがどの程度のものか理解できよう。3℃以上の昇温は「人類史上経験したことのない高温」ということになり、さらに、その上昇スピードが問題である。

大気中CO₂濃度増加が気温に及ぼす影響を最初に定量的に論じたのは、Arrhenius(1896)で、CO₂倍増による気温上昇は4~6 Kという結果を導いたという[3]。しかし、この問題に世界中の人々の関心が集まり始めたのは、1980年代末のことである。1950年代から既に、工業活動によるCO₂増大が地球気候に及ぼす影響が論じられ始め、その後もWMO(世界気象機関)を中心に、世界各国の専門家による地道な研究が続けられてきてはいたが、地球温暖化が最近になってこれほど急速に人類に対する現実の脅威として認識されることを予測する人は少なかったのである。

地球温暖化問題は、人為を超えた自然現象として生じているわけではない。人間が自分自身で問題を引き起こし、その結末に怯えているという意味において、これはむしろ社会的問題である。従って、これをあくまで自然現象として究明していく自然科学的研究が必要である一方で、問題解決に視点を当てた社会科学的の研究も不可欠であろう。また、温暖化によって招来される影響は極めて多岐にわたるため、従来これとあまり関係がないと思っていた人々も、何時の間にかそうは言っておられない状況に置かれるに違いない。このため、気象を専門としない人々(かく言う筆者もその一人であるが)にとっても、地球温暖化の原因やメカニズムについて一定の知識・理解を持つことが重要となりつつある。

本稿においては、このような視点から、地球の気温を決定する基本的な要因・メカニズムを解説するとともに、将来における温室効果気体の発生量の推移と地球全体の平均気温及び水温変化の関係を予測するための基本的なモデル構造を整理してみたい。上に述べたような趣旨から、大循環モデル(GCM)等の極めて先端的な内容に触れるよりは、地球の気象・気候を支配する基本的メカニズムの理解と、温暖化防止のための政策的対応との関連に重点を置くことにしたい。

2. 地球気温決定のメカニズム

2.1 地球気候の支配ファクターと時間・空間スケール

地球の気候を決定する最も重要な因子は太陽である。もちろん、化石燃料や原子力による人工熱もあるが、現在のところ、地球全体でみた人工熱の総量は、太陽熱の0.01%程度でほとんど問題にならない。しかし、

大都市域などでは、人工熱が太陽熱の1%程度に達し、ローカルな気象・気候に影響を及ぼすに至っており、その効果は無視できなくなっている。人工熱の影響を除けば、地球の気温は、太陽からの入射と地球からの放射の熱バランスによって決まる。

ここで、地球の気候変動を分析する上での空間・時間スケールには特に注意する必要がある。すなわち、地球全体の長期的平均値のマクロな変化を分析する立場と、空間的・時間的な変動のミクロな構造を分析しようとする立場の峻別である。地球全体を1つとみたときの平均気温は、太陽からの入射エネルギーと地球から宇宙へ出ていく放射エネルギーのマクロな定常バランス（長期的な均衡）で決定される。他方、ミクロに見れば、地球の気候システムには空間的、時間的に複雑な変動・揺らぎ（fluctuation）が生じている。ミクロな変動の代表的なものは日々の天候である。ミクロな要因がマクロな構造をつくりあげていることは事実であるにしても、ミクロな変動分析から自動的にマクロな特性が導きだされるとは限らず、問題とする現象の空間・時間のスケールによって、最も適切な分析アプローチを選択しなければならない。地球気候の微細変動を予測するためには、複雑な気候モデルが必要になるが、気象そのものを専門としない者にとって、このようなモデルを構築することは容易ではない。しかし、分析目的によっては、比較的簡単なモデルでも有効であり、問題局面に応じて柔軟にモデルを構築する必要がある。

2. 2 太陽放射

太陽からの熱（電磁波）放射は、太陽を絶対温度 $T=5900\text{K}$ の黒体（black body）とみなすことによって良く表現できる。黒体とは、すべての波長の放射を完全に吸収する理想的な物質である。今世紀初頭、黒体から出る熱放射（黒体放射）の研究から、量子仮説が生まれ、やがてこれが量子力学の誕生へと発展したことは周知のとおりである。波長 λ の黒体放射強度 B_λ はプランクの式

$$B_\lambda = (2hc^2/\lambda^5) [\exp(hc/k\lambda T) - 1]^{-1} \quad (2.1)$$

[

h=6.63×10⁻³⁴J・sec（プランク定数）

c=3×10⁸m/sec（光速）

k=1.38×10⁻²³J/K（ボルツマン定数）

]

で与えられる。上式を全波長にわたって積分することによって、『黒体放射の全エネルギー密度は絶対温度 T の4乗に比例する』というステファン・ボルツマンの法則

$$W = \sigma T^4 \quad (2.2)$$

$$\sigma = 2\pi^5 k^4 / 15c^2 h^2$$

$$= 5.67 \times 10^{-8} \text{W/m}^2 \cdot \text{K}^4 \quad (\text{ステファン・ボルツマン定数})$$

が得られる。また、同じ式を微分することによって、『放射強度が極大となる波長 λ_m は T に逆比例する』というウィーンの変位則が導かれる（ $hc/k\lambda T \gg 1$ で近似）：

$$\lambda_m = hc/5kT$$

$$= 2897.8/T \quad \mu\text{m} \cdot \text{K}^{-1} \quad (2.3)$$

プランクの式によって、太陽放射強度のスペクトルを求めたのが図1の曲線（ $T=5900\text{K}$ として計算した曲線）である。このスペクトルは、波長 $0.5\mu\text{m}$ 付近に極大を持ち、その全エネルギーのほとんどは $0.2\mu\text{m}$ から $4\mu\text{m}$ の間の波長の短い領域に集中している。この意味で、太陽からの入射は「短波入射」と呼ばれる。

地球大気の上端において、面積 1 m^2 当り、単位時間に受ける太陽放射エネルギーの大きさは、

$$S = (r/d)^2 \sigma T^4 \quad (2.4)$$

となる。 $r = 6.96 \times 10^5 \text{ km}$ は太陽の半径、 $d = 1.496 \times 10^8 \text{ km}$ は太陽と地球の平均距離である。 S は太陽定数と呼ばれる。計算によれば、 $S = 1486.3 \text{ W/m}^2$ であるが、大気圏上端に達した太陽放射の全てが地上（海面）に到達するわけではない。その一部は、大気中に存在する H_2O 、 O_2 等の気体分子に吸収されるからである。これを「短波吸収」と言う。図1において、海面上での太陽照度を表わす曲線に多数の凹みが見られるのはこのためである。実測による太陽定数は、

$$\begin{aligned} S &= 1396 \text{ W/m}^2 \\ &= 2 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min} \end{aligned}$$

である。

図1 太陽放射の波長と照度（放射強度）の関係

〔出典〕星仰：リモートセンシング工学の基礎（森北出版）

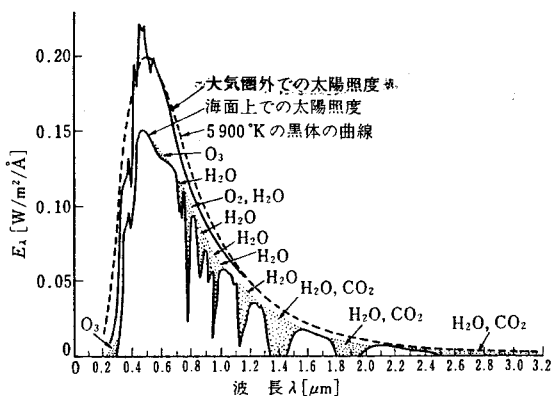
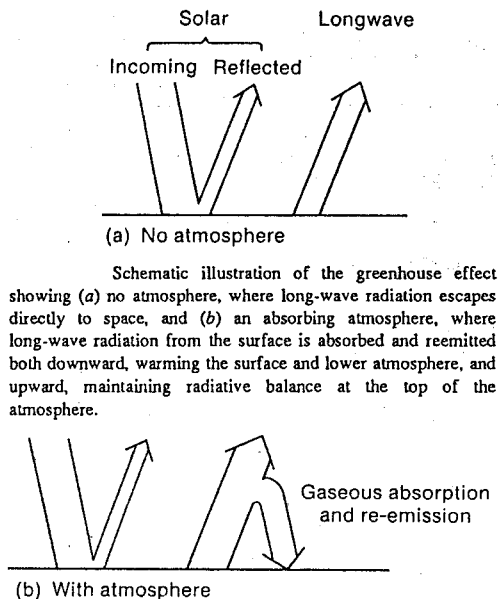


図2 温室効果における大気役割

〔出典〕J. F. B. Mitchell: Reviews of Geophysics, Vol. 27, pp. 115-139 (1990)



2.3 放射収支と放射平衡温度

地球に到達した太陽放射の一部は、地球表面や雲で反射されたり、大気中で散乱されて宇宙空間に戻される。この宇宙空間へ戻される割合、すなわち、地球の反射率をアルベド (albedo) といい、 A で表わす。気象衛星からの分光測定によって、

$$A = 0.7 \pm 0.01$$

の値が得られている。アルベドは、雪氷量や雲量・水蒸気量によって左右される。アルベドが地球の気候を左右することは容易に理解されるところであるが、気候変化がまたアルベドを変えるとというフィードバック

効果があり、これが温暖化の予測結果に影響を及ぼすことになる。

太陽熱で暖められた地球から宇宙空間に出ていくエネルギーは、地球を黒体とみなすことによって与えられる。観測されている地球の平均気温は約15℃ (288 K) であるから、上記の式(2.3) から求められるように、地球からの放射は主として波長が10 μm前後の赤外線であり、これを「長波放射」という。

地球が一樣の温度 T_e を持つとすれば、

$$(1-A)R^2S=4\pi R^2\sigma T_e^4 \quad (2.5)$$

という熱収支式が成立する (R は地球の半径)。これから、

$$T_e = [(1-A)S/4\pi\sigma]^{1/4} \\ = 256\text{K}$$

が得られる。 T_e は、地球の有効放射温度と呼ばれる。上の値は、観測されている地球平均気温より約32K低い。この差が実は大気の温室効果によるものである。

式(2.5)は、簡単ではあるが、温室効果が存在しない場合における地球の平均気温決定の基本的メカニズムをよく説明するものである。この式から、仮に、太陽定数が1%増すと、 T_e は0.64K上昇すること、アルベドが1%増すと、 T_e は逆に0.91K低下することがわかる。太陽定数は、地球公転軌道の離心率、近日点の位置によって変化する。また、太陽定数が変化しなくても、地球自転軸の傾きによって、地球が受ける日射の緯度分布は変化する。これらの要因によって、 $10^4 \sim 10^5$ 年オーダーの気候変動(氷河期と間氷期のサイクル)を説明しようとするのがミランコビッチの地球軌道仮説である。

2. 4 温室効果

地球の大気中には、 O_2 、 O_3 、 N_2 、 CO_2 、 H_2O 、 CH_4 、 NO_2 等々の様々な気体分子が存在する。これらの分子は、それぞれの分子構造に応じた固有の振動や回転のエネルギー準位(連続スペクトル)と、これに対応した電磁波の吸収帯(absorption band)を有している。温室効果ガスと呼ばれる一群の気体は、地球からの長波放射の波長領域に丁度吸収帯を持つものである。また、既に述べたように、吸収帯は波長の短い領域にもあり、これは、太陽放射(短波)を吸収する役目を果たしている。その代表的なものがオゾン(O_3)分子で、これは波長0.2~0.3 μmに強い吸収帯を持ち、太陽からの強い紫外線(生物に有害)が地上に届くのを防いでいる。成層圏にあるオゾン層が破壊されると、地上に到達する太陽紫外線の量が増大し、人間や動植物に様々な影響を及ぼすことになる。

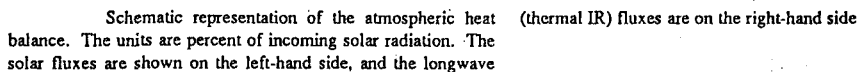
地表面から大気中へ上向きに射出された長波放射の一部は途中で温室効果ガスに吸収され、その結果大気は暖められ、暖められた大気層から逆に下向きの長波放射が地表面に与えられる(図2)。このため、地表面からの正味の放射量は小さくなる。別の言葉では、大気は赤外放射に対し「不透明」、あるいは、地球は黒体ではなくて「灰色体(gray body)」であると表現される。これを考慮すると、式(2.5)は、

$$(1-A)R^2S=4\pi R^2\epsilon\sigma T_e^4 \quad (2.6)$$

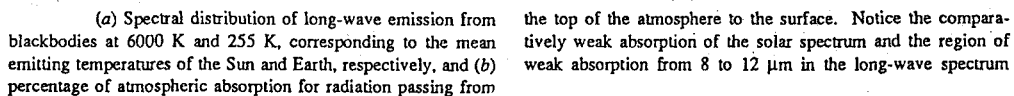
に修正される。ここで、 ϵ ($0 < \epsilon < 1$) は放射率と呼ばれる。 $\epsilon = 0.5$ とすれば、 $T_e = 300\text{K}$ と、実際に近い値が得られる。

図3は、放射熱平衡におけるエネルギーバランスを模式化して示すものである。また、図4に、大気中気体分子による放射吸収特性を示す。

【出典】J. F. B. Mitchell: Reviews of Geophysics, Vol. 27, pp. 115-139 (1990)



【出典】J. F. B. Mitchell: Reviews of Geophysics, 27, 1 (pp. 115-139)



2. 5 温室効果ガスの概要

大気中温室効果ガスの代表は二酸化炭素であるが、今後、その大気中濃度が倍になったとしても温室効果には倍にはならない。解りやすい表現を借りれば、 CO_2 の赤外線吸収帯は既に「飽和状態」に近くなっており、大気中濃度の増大に比べて、温室効果の増大はゆるくなる。説明を補足すれば、現在約340ppmの CO_2 が存在することによって、温室効果が全くないとした場合に比べて地球の平均気温は約32K高くなっているが、今後その濃度が2倍になったとしても、新たな温度上昇は数度Kに過ぎない。このため、 CO_2 以外の温室効果ガスの相対的重要度が増しつつある。そこで、現在どのような温室効果ガスに注目が集まっているかを概観してみよう。

(1) 二酸化炭素 (CO_2)

CO_2 は太陽の短波放射に対しては吸収帯を持たない（「透明」である）が、長波（赤外）放射には、 $2.7\mu\text{m}$ 、 $4.3\mu\text{m}$ 、 $15\mu\text{m}$ を中心とした強い吸収帯があり、温室効果が大きい。化石燃料消費と CO_2 発生及び温暖化の関係については、後でもう一度述べる。

(2) メタン (CH_4)

メタンは、波長 $3.3\mu\text{m}$ と $7.7\mu\text{m}$ の付近に吸収帯を持ち、現在、二酸化炭素について重要な温室効果ガスとなっている。発生源としては、嫌気的条件下での微生物のメタン発酵によるものと、非生物学的なものに大別できる。前者には、牛などの草食（反芻）動物の腸内発酵、水田、沼から発生するものがある。特に、最近では、アジア地域の水田が発生源として注目されている。後者には、天然ガス、石炭採掘の際に生じるもの、石油燃焼の際に発生するものがある。

(3) 一酸化二窒素 (N_2O)

一酸化二窒素は、波長 $4.6\mu\text{m}$ と $7.8\mu\text{m}$ 付近に吸収帯を持つ。大気中の一酸化二窒素は、土壌中の硝酸塩がバクテリアによって分解されるために発生し、最近の発生量増大の大きな原因は窒素肥料の利用であると言われている。また、化石燃料を高温で燃焼させる際に空気中の窒素が酸化されることによっても発生する。

(4) クロロフルオロカーボン (CFC)

フロンガスの呼称でも呼ばれ、成層圏オゾン層を破壊することで最近一般にも広く知られるようになったのがクロロフルオロカーボンである。大気中濃度は1ppb（10億分の1）以下と小さいが、 $9\sim 12\mu\text{m}$ に強い吸収帯があるため、分子1個当たりの温室効果では他の物質に比べて桁違いに大きい。フロン12 (CCl_2F_2)、フロン11 (CCl_3F) は、1930年代に米国デュポン社によって開発され、1960年代以降、エアロゾルスプレーの噴射剤、冷蔵庫や冷房装置の冷媒、ウレタンフォームの発泡剤として大量に使用されてきた。オゾン層保護については、ウィーン条約（1985年採択、1988年発効）及びモントリオール議定書（1987年採択、1989年発効）があり、使用規制のための国際的措置が既に取られ始めている。

(5) オゾン (O_3)

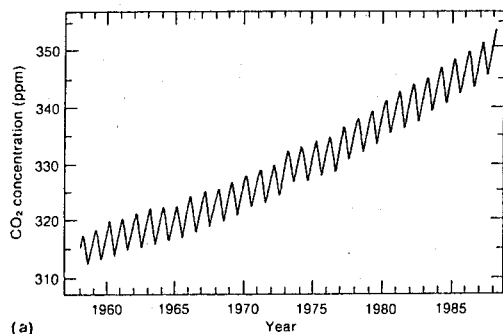
高さ20~30kmの成層圏に、高濃度のオゾン（最高約 $0.2 \times 10^{-3}\text{mb}$ ）を含む「オゾン層」がある。オゾン層は、太陽からの紫外線を吸収することによって成層圏を加熱し、気温逆転を生じさせる。 CO_2 をはじめ、上に記した各温室効果ガスが地球からの長波放射（赤外線）を吸収することによって温室効果を発揮するのに対し、オゾンは太陽からの短波入射を吸収する点で異なる。

1970年代、9~10月（南極では春）に、南極大陸上のオゾン濃度が約40%減少することが発見され、1982年以降、この減少が激しくなっていることが観測された。これが、「オゾンホール」現象であり、その大きな原因はクロロフルオロカーボンであると考えられている。

各種温室効果ガスの濃度が増大する結果、2030年頃には、現在の CO_2 濃度が2倍になったと等価になるとの予測が発表されているが、各ガスの大気中濃度変化の様子を図5~8に、温度上昇への寄与度を図9に示す。将来は、 CO_2 以外のガスの寄与度が増していくと予想されている。

図5 大気中CO₂濃度の上昇

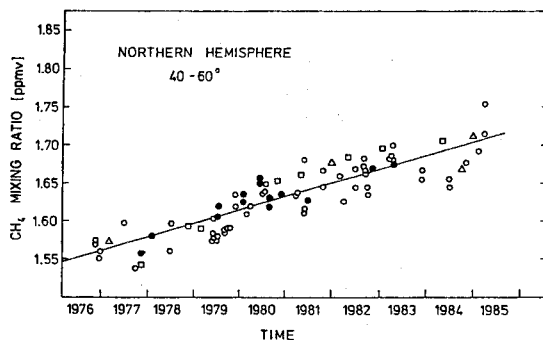
[出典] J. F. B. Mitchell: Reviews of Geophysics, Vol. 27, pp. 115-139 (1990)



(a) Concentration of atmospheric carbon dioxide in parts per million (ppm) of dry air versus time in years observed with a continuously recording nondispersive infrared gas analyzer at Mauna Loa Observatory, Hawaii [from Keeling et al., 1988] and (b) fossil fuel CO₂ emissions: 1860-1982 [Marland and Rotty, 1983] (reproduced by Trabalka [1985]).

図6 大気中CH₄濃度の上昇

[出典] B. Bolin et al: The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems (John Wiley & Sons), p. 159



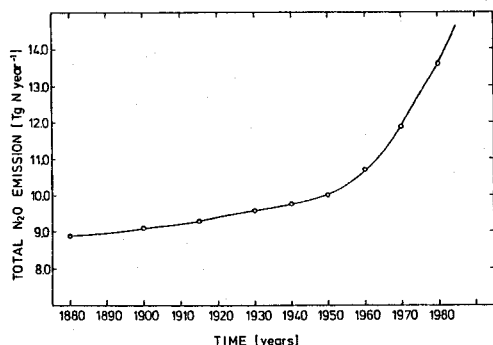
Trend of tropospheric CH₄ mixing ratios observed at midlatitudes of the Northern Hemisphere. Data are obtained from measurements carried out on aircrafts (circles), on ships (squares), and at different land based stations during clean air conditions (triangles). The figure includes data (dots) measured by Rowland and colleagues (see Blake, 1984) at similar latitudes in air from the Pacific Ocean

図8 大気中クロロフルオロカーボン濃度の上昇

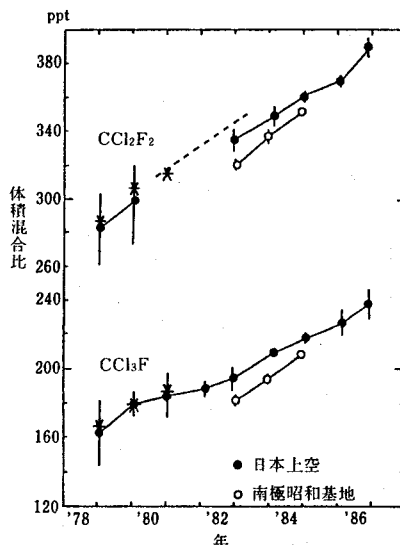
[出典] 気象庁編: 異常気象レポート' 89, p. 42

図7 N₂O発生量の増加

[出典] B. Bolin et al: The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems (John Wiley & Sons), p. 174



Trend of estimated total N₂O emission rates between 1880 and 1980 (for detail see text)

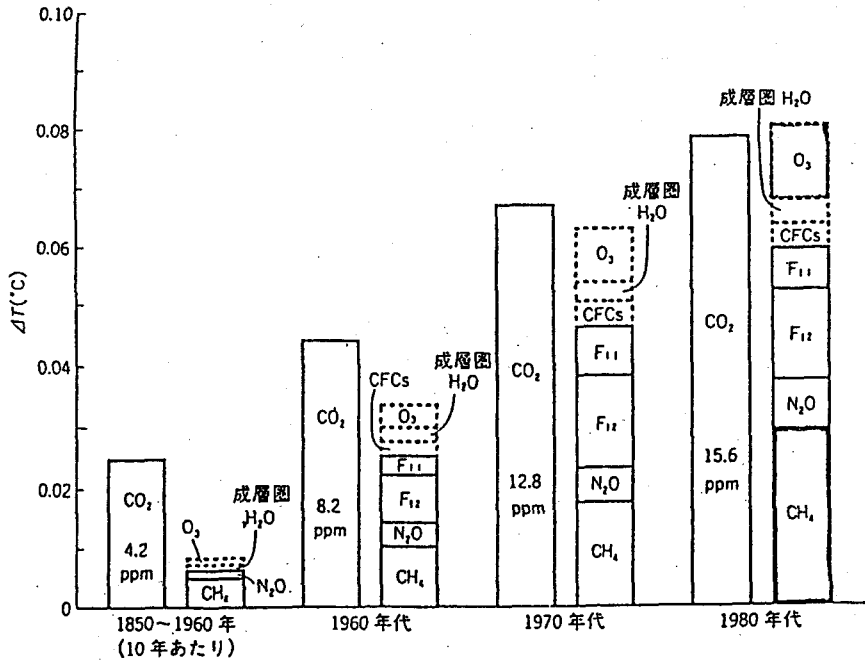


対流圏におけるCCl₂F₂(フロン12)および CCl₃F(フロン11)の平均体積混合比

- , ◇: 日本上空(34-38°N)および南極昭和基地における平均値と標準偏差
- : 北海道・女満別におけるCCl₂F₂の連続測定から求められた経年変化
- *: 米国オレゴン州(45°N)における平均値

図9 各主温室効果ガスの温暖化寄与度

[出典] 松野 化学 59巻, p. 583(1989)



2. 6 平均気温の変化-0次元気候モデル

放射熱収支から、地球の平均気温を求める式(2.5)を導いたが、温室効果ガスの濃度上昇にともなう気温の時間変化を分析するための簡単な気候モデル(0次元モデル)がある。

この0次元モデルでは、温室効果気体の濃度上昇による気温の上昇 ΔT (式(2.5)で決定される温度 T からの偏差)は、

$$C \frac{d\Delta T}{dt} + \lambda \Delta T = \Delta Q \quad (2.7)$$

と書かれる[4]。Cは系(対流圏大気と海洋の結合系)の熱容量、 λ は地球外への熱の放射量を表すパラメータである。 ΔQ は温室効果ガスに蓄えられる熱の量(対流圏界面での上向き放射量の減少量)であり、ここでは温室効果の強さと呼ぶ。温室効果の強さは、温室効果ガスの大気中濃度と各気体分子の光吸収スペクトル特性によって決まるので、その値の評価についてはあまり問題はない。

気温が上昇するほど地球から宇宙空間へ逃げる熱(大気放射)が大になり、これによって気温上昇は抑制される。すなわち、負のフィードバック効果であり、パラメータ λ はこの効果の大きさを表わす。温室効果ガスがあるレベルに増大した結果、最終的にもたらされる気温上昇(equilibrium warming)は、

$$\Delta T = \Delta Q / \lambda \quad (2.8)$$

である。この式から、モデルによる予測結果の差がパラメータ λ の値の違いによることが理解されよう。具体的には温度上昇が地球上の雲の分布や量にどう影響し、これが逆に温度上昇に対してどのようなフィードバック効果をもたらすかが問題である。雲量の増大は、日射を強く反射すること(アルベドの増大)によって地球の温度を下げる効果を持つ。逆に、雲が少なくなれば、温度を上昇させる方向に作用する。また、雲

の高さによって、上向き大気放射の有効放射源の高さが変わるため、大気-地球系の熱収支が変化する。

最近の研究によれば、温暖化によって低緯度の雲量が減じ、昇温は増幅されるとの考えが優勢である。すなわち、正のフィードバック効果である。この効果を取り入れるためには、パラメーター λ の値をその分だけ小さく設定しなければならない。 λ の概略の値は、 $\lambda = 4 \epsilon \sigma T_e^3$ によって見積もることが出来る(式(2.2)参照)。 $T_e = 273\text{K}$ 、 $\epsilon = 0.5$ とすれば、 $\lambda = 2.3\text{W/sec}$ を得るが、これまでの報告では、 $\lambda = 1.4 \sim 2.4\text{W/m}^2\text{K}$ とかなり幅があり、これが予測値を大きく左右している。モデルにおける雲の取り扱いが、予測精度向上の一つの鍵であるが、大型計算機を駆使した大気大循環モデルでも、雲の振舞いまでを再現するのは容易でないと言う。

各ガスの大気中濃度値と温室効果の強さを比較したのが表1である。各ガスの効果をモデル化する場合には、異なる分子同士の吸収バンドのオーバーラップの影響を割り引いて評価する必要がある[5]。

Ramanathan等[6]による吸収スペクトル分析モデルに基づけば、 CO_2 については濃度の対数で、メタンと N_2O については濃度の平方根で温室効果の強さが評価される。例えば、 CO_2 では、ベースライン x_0 からの濃度上昇分を x として、

$$\Delta Q = A \cdot \ln(x_0 + x/x_0) \quad (2.9)$$

$$A = 5.0\text{W/m}^2, \quad x_0 = 270\text{ppm}$$

で評価できる($x_0 = 270\text{ppm}$ は、産業革命前の CO_2 濃度)。

ここで、ある年 t における各温室効果ガスの濃度から最終温度上昇を簡単に評価するための式を紹介しておこう。式中の濃度値には ppm 値(CFC については ppb 値)を入れればよい。これらの式は、式(2.8)において、 $\lambda = 1.66\text{W/m}^2$ として求めたものである。

$$\left. \begin{aligned} \Delta T_{\text{CO}_2} &= -0.677 + 3.019 \times \ln[\text{CO}_2(t)/\text{CO}_2(0)] \\ \Delta T_{\text{N}_2\text{O}} &= 0.057 \times [\text{N}_2\text{O}(t)^{0.5} - \text{N}_2\text{O}(0)^{0.5}] \\ \Delta T_{\text{CH}_4} &= 0.019 \times [\text{CH}_4(t)^{0.5} - \text{CH}_4(0)^{0.5}] \\ \Delta T_{\text{O}_3} &= 0.7 \times [\text{O}_3(t) - \text{O}_3(0)] / 15 \\ \Delta T_{\text{CFC11}} &= 0.14 \times [\text{CFC11}(t) - \text{CFC11}(0)] \\ \Delta T_{\text{CFC12}} &= 0.16 \times [\text{CFC12}(t) - \text{CFC12}(0)] \end{aligned} \right\} \quad (2.10)$$

括弧内の0は基準年(1980年)、左辺は各分子によって最終的に生じ得る温度上昇である。各ガスの寄与の総和を取れば、全体としての大気温度上昇が見積もられる。

表1 温室効果の強さ

[出典] B. Bolin et al: The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems
(John Wiley & Sons), p. 213

Estimates of ΔQ , the net heating of the troposphere system, for various hypothetical external changes of atmospheric constituents (based on World Meteorological Organization, 1982)

Gas	Change in Concentration Per Unit Volume	ΔQ
CO_2	300 ppm $\rightarrow$ 600 ppm	4.0
CH_4	1.65 ppm $\rightarrow$ 3.0 ppm	0.6
N_2O	0.3 ppm $\rightarrow$ 0.5 ppm	0.5
CFCl_3	0 ppb $\rightarrow$ 2 ppb	0.5
CF_2Cl_2	0 ppb $\rightarrow$ 4 ppb	1.2

2. 7 大気・海洋結合系としての気候システム

式(2.7)は、簡単ではあるが、地球の平均気温決定、世界全体への影響評価といった目的のためには十分有効である。しかし、大気-海洋の結合系について実際に適用する際には、熱容量の扱いが問題になる。式(2.8)で得られる最終温度上昇は熱容量によらないが、温室効果ガスの濃度変化とともに気温が時間的にどう変化するかを分析するためには、系の熱容量 C を与えねばならない。地球ほど大きな熱システムになれば、温室効果ガスの濃度が上昇しても直ちに気温が上昇するわけではなく、数10年から数100年の時間遅れがある。熱容量は、この時間遅れ(慣性効果)を左右する。

大気圧は約1気圧であるから、空気を全て液体に凝縮させると、その厚さは10m程度でしかない。これに対し、海の平均深さは3850mである。また、水の比熱は空気の4倍強である(単位質量当り)。概略の考察で、海全体の熱容量は空気の1500倍も大きい。実際には、深さ60~70mぐらいまでの海洋表面層は、風波、水の蒸発などを通じて大気との熱交換が比較的速く行なわれるが、これより深い深海への熱の伝達は非常にゆるやかに進行する。そこで、大気と深さ100m以下の海を熱交換が速やかに行なわれ、同一の温度で表わされる1つの層と考えるアプローチが採られるが、この場合、系の熱容量の97~98%が海によることになる。また、もしこの層の中での大気と海の熱交換を考え、海の温度が0.1K上がり、その熱が全て大気に与えられるとすれば、大気の場合は4K以上上昇する。従って、大気と海との熱交換をどのようにモデル化するかによって、気温上昇予測に大きな差が出てくる(ただし、最終の上昇値は同じである)。

地球温暖化における大気と海との役割を、最も簡単なモデルによって考察してみよう。すなわち、大気及び海洋表面(深さ100m程度)を上層とし、深海部を下層とする2層ボックスモデルを考える。このようなモデルが成立するのは、ある長い時間スケール(10年以上)で見た、大気と海洋表面層の平衡温度の平均的变化に着目するときである。海と大気の熱のやり取りによって生じる短期的(1年以下~数年)な変動に注目する場合には、大気と海洋表面層を一層で取り扱う訳にはいかない。温室効果による上下層の熱容量及び平均温度の上昇をそれぞれ $C_1, C_2; T_1, T_2$ 、両層間の熱伝達係数を κ と置けば、式(2.7)は次式に一般化される(地表表面積が1m²の鉛直な筒を考える)：

$$dT_1/dt + \theta T_1 + k_1(T_1 - T_2) = Q \quad (2.11a)$$

$$dT_2/dt + k_2(T_2 - T_1) = 0 \quad (2.11b)$$

ただし、

$$\theta = \lambda/C_1, k_1 = \kappa/C_1, k_2 = \kappa/C_2, Q = \Delta Q/C_1 \quad (2.11c)$$

と置いた。海洋中の熱輸送は、海水の運動と結合しており、 κ の値もこれによって変化する。上式は、正確には水温の鉛直方向変化を考慮する必要があり、簡単のため海水の運動を考えなければ、式(2.10b)は、

$$\partial T_2 / \partial t = \kappa_H \partial^2 T_2 / \partial z^2, \quad T_2(z=0) = T_1 \quad (2.12)$$

となる。 z は鉛直方向の座標、 κ_H は鉛直方向の(渦動)熱拡散係数である。式(2.11b)と式(2.11)から、

$$k_2 = \kappa_H / Z^2 \quad (2.13)$$

の関係にある。 Z は鉛直方向の空間スケールであり、 $\kappa_H = 1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ [6]とすれば、 $Z=500\text{m}$ で $k_2=0.013/\text{year}$ 、 $Z=1000\text{m}$ で $k_2=0.0032/\text{year}$ となる。上層部と下層部の水の深さをそれぞれ h_1, h_2 、空気の熱容量を C_0 、水の比熱を ρ 、地球表面積に占める海洋の割合を σ (=0.7)とすれば、

$$C_1 = C_0 + \sigma \rho h_1, \quad C_2 = \sigma \rho h_2 \quad (2.13)$$

である。連立微分方程式(2.11)の特性方程式

$$\Delta = (\xi + \theta + k_1)(\xi + k_2) - k_1 k_2 = 0 \quad (2.14)$$

から、上層と下層の温度上昇の速度を支配する2つのパラメータが与えられる：

$$\xi_1, \xi_2 = (\theta + k_1 + k_2)/2 \pm [(\theta + k_1 + k_2)/2]^2 - \theta k_2]^{1/2} \quad (\xi_1 > \xi_2) \quad (2.15)$$

ここで示したモデルは、ボックスモデルの一番簡単なものである。ボックスモデルの範囲内でも、色々な面でモデルの改善は可能であり、実際幾つもの考えが提出されている[7, 8, 9]。海を何層もの温度成層に分割した多層ボックスモデルに拡張すること、大気と海との熱交換（海面での境界条件）をもっと精密に扱うこと、深海部への熱拡散を拡散方程式によって記述すること、CO₂については海への溶解過程も考慮することなどである。このように多くの問題はあがるが、地球温暖化の基本的メカニズムとモデルの基本構成は、上の例によって十分理解出来るはずである。

2. 8 温度上昇と海面水位の上昇

気候温暖化による海面水位の上昇には、水温上昇にともなう熱膨張と両極地域における氷の融解の大きく2つの要因がある。この中、氷の融解については、気温、水温、降雨量の地域的パターンの変化を解析する必要がある。このためには、地域的な温度分布を考慮したモデルが必要であり、上に記したような簡単なモデルでは求められない。

上のモデルでは、水温上昇による熱膨張がもたらす水位上昇：

$$\Delta L = \alpha (h_1 T_1 + h_2 T_2) \quad (2.13)$$

のみが与えられる。水の熱膨張率 α の値は水温によって変化するが、 $\alpha \sim 10^{-4}$ なので、深さ数千mの海全体の温度が1 K上昇すれば、熱膨張だけで数十cmの海面上昇となる。海の深部への熱伝達速度によって海面上昇の時間的進行は大きく支配される。

2. 9 予測における海洋の役割と気候安定化シナリオ

何度も述べたように、大気の熱容量は海のそれに比べてはるかに小さい。熱の大きなバッファーとしての海が存在しなければ、温室効果による大気の昇温は現在よりはるかに大きく、また、温室効果ガスの濃度上昇による影響が現れる時間の遅れもほとんど無いはずである。実際には、大気と海洋表面層の熱交換が比較的速やかに行なわれるため、結合系としての熱容量は大気だけの場合の40倍程度になる。これは、気温上昇における慣性効果として、数十年スケールの時間遅れをもたらす。海洋表面層に伝達された熱はさらに深海部に伝達されるが、その過程が渦動拡散だとすればその速度は極めて遅く、これは数百年スケールでの変動をもたらす。しかし、海洋の下から上に大きな湧昇流が存在するとの説もあり、これが深海への熱伝達を速める可能性もある。この場合、気温上昇の速度も遅くなる。

化石燃料使用の凍結といったドラスティックな対策がとられない以上、大気中の温室効果ガスは増大し、ある程度の昇温は不可避である。したがって、温暖化対策は、「予防 (prevention)」と「適応 (adaptation)」の2つの戦略から検討される。こうした対策検討にあたっての争点は、どの程度の昇温なら人類社

会として適応可能かというその限界値とその実現速度である。最近の国際的議論では、「来世紀末」までに気候を「安定化 (stabilize)」させるという表現が使われ、過去の気温変動との比較から、「3℃の昇温」がその目安とされることが多い。しかし、この目標時期と目標値に如何なる意味があるのか、必ずしも合理的な説明が与えられているわけではない。1つの説明は、気候変化速度に対する植物生態系の適応能力である。高温化とともに、現在の植生のあるものは枯死し、新たな植生がとって変わる。この遷移速度の問題である。もう1つの視点は、海洋全体に熱が移行しない前に大気の昇温を止めることである。深海への熱伝達が行進しない早い時期（今後 100年以内）に温室効果ガスの増大をくい止めれば、それ以上の気温上昇は進行せず、長いタイムスケール（数百年以上）では、海洋との熱交換によって、逆に再び気温が低下すること考えられる。

いずれにしろ、地球の熱バッファである海洋への熱伝達をどのようにモデル化するかによって、気温の予測は異なってくる。これを精密にモデル化するためには、大気・海洋の大循環モデルが必要となる。

3. 二酸化炭素による温室効果の予測

3. 1 二酸化炭素の発生量と大気中濃度

種々の温室効果気体の中でも現在一番ウエートが大きいのは何と言ってもCO₂である。他の温室効果ガスの寄与度が増大しつつあるものの、CO₂が一番大きな位置を占めることに変化はない。CO₂の発生源の大部分を占める化石燃料の消費量（全世界）を見ると、1955～1975年の間、年率4.4 %の上昇を示したが、最近の増加率はやや小さくなっている（図10）。1987年におけるCO₂発生総量は炭素換算で約59億トンであり、これが大気中に均一に拡散・混合するものとすれば、大気中濃度は約2.7ppm増大するはずである。しかし、最近実際に観測されている濃度上昇は1ppm強/年である。この差の大部分は、CO₂が海洋に溶解するためであると言われている。一方、陸上及び海中の植物によってかなり吸収されているとの説もある。

大気・海洋のCO₂平衡の理論[10,11]によれば、大気中に新たに増加したCO₂の一定割合f₀が海に溶解する。f₀の値は大気中CO₂濃度（海中のCO₂分圧）とともに減少するが、その変化は比較的小さいので以下ではf₀を一定として扱う。Broeker et al[12]によれば、大気・海が最終的な平衡に達すれば、f₀=0.86である。しかし、実際には海洋表面で溶解したCO₂が拡散によって深海に達するのに数十年以上の単位の時間がかかるため、短期的に見れば見かけ上f₀の値は上記の値より小さくなる。

CO₂による温暖化予測を行なう際の第一関門は、人為的に発生させたCO₂の何割が大気中に残存するかのモデル化である。一番簡単なものは、発生量の一定割合（40～60%）が大気中に残存とする方法である。これを少し改善した方法として、1単位の新規発生量のうち、f₀だけは空気中に残存するが、(1-f₀)はある時間をかけて徐々に海中に溶解するとしよう。この場合、ある年tにおける大気中CO₂濃度x(t)（工業化以前の濃度（約270ppm）からの増加量[ppm]）は、

$$x(t) = f_0 \int_0^t w(t') dt' + (1-f_0) \int_0^t \exp\{-\mu(t-t')\} w(t') dt' \quad (3.1)$$

と表される[13]。ここで、w(t)は年間CO₂発生量（大気中に均質に拡散した場合の濃度[ppm]に換算）、 μ^{-1} は大気・海洋間でのCO₂溶解平衡に要する時間である。現在のところ μ の値についての確定的な報告はないので、以下では $\mu \sim 0.1$ 程度の大きさの可変パラメータとしておく。

なお、CO₂以外の気体についても上と類似の議論があてはまる。一般に、大気中に放出された温室効果気体は、さまざまな物理・化学的、生物学的プロセスによって、分解されたり、大気以外の媒体に移行したりするため、その濃度は物質ごとに定まったある速度で減少し、 $dx(t)/dt + \mu x(t) = w(t)$ なる式が成立する。 μ^{-1} は気体が大気中に残存するライフタイムである。たとえば、クロロフルオロカーボンの場合、化学的に非常に安定で容易に分解しないため、 μ の値は非常に小さいと考えられる（ $\mu=0.01/\text{year}$ ）。

ここで、過去から将来にわたる期間を幾つかに分け、期間 n [$t_n \sim t_{n+1}$] ($n=0, 1, 2, \dots$) における CO_2 の新規発生量は次の指数関数で表されるとしよう。

$$w(t) = w_n \exp(r_n \tau), \quad w_n = w_{n-1} \cdot \exp(r_{n-1}(t_n - t_{n-1})) \quad ; \tau = t - t_n \quad (3.2)$$

式(2.1), (2.2) から、期間 n における CO_2 の大気中濃度は、

$$x(t) = x_1(t) + x_2(t), \quad (3.3a)$$

$$x_1(t) = x_1(t_n) + D_n [\exp(r_n \tau) - 1], \quad D_n = (1 - f_o) w_n / r_n \quad (3.3b)$$

$$x_2(t) = x_2(t_n) \exp(-\mu \tau) + F_n [\exp(r_n \tau) - \exp(-\mu \tau)], \quad F_n = f_o w_n / (r_n + \mu) \quad (3.3c)$$

となり、この式から $t=t_0$ における x_1, x_2 の初期値を与えれば逐次それ以後の CO_2 濃度が求められる。以下では工業化 (18世紀半ば) 以前の t_0 において、 $x_1 = x_2 = 0$ とする (実際の計算では、 $t_0 = -\infty$ に取った)。

温室効果気体として CO_2 だけを考え、式(2.9)及び(3.3)によって温室効果の強さが時間的に推移するものとすれば、温度 T_1, T_2 は次式で表される。

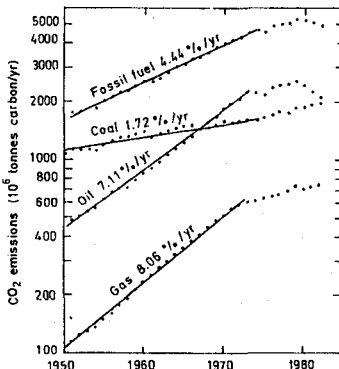
$$T_1(t) = T_1(t_n) [J_{11} \exp(-\xi_1 \tau) + J_{12} \exp(-\xi_2 \tau)] + T_2(t_n) [J_{21} \exp(-\xi_1 \tau) + J_{22} \exp(-\xi_2 \tau)] \\ + J_{11} \int_n \exp(-\xi_1(t-t')) \cdot Q(t') dt' + J_{12} \int_n \exp(-\xi_2(t-t')) \cdot Q(t') dt' \quad (3.4a)$$

$$T_2(t) = T_1(t_n) [M_{11} \exp(-\xi_1 \tau) + M_{12} \exp(-\xi_2 \tau)] + T_2(t_n) [M_{21} \exp(-\xi_1 \tau) + M_{22} \exp(-\xi_2 \tau)] \\ + M_{11} \int_n \exp(-\xi_1(t-t')) \cdot Q(t') dt' + M_{12} \int_n \exp(-\xi_2(t-t')) \cdot Q(t') dt' \quad (3.4b)$$

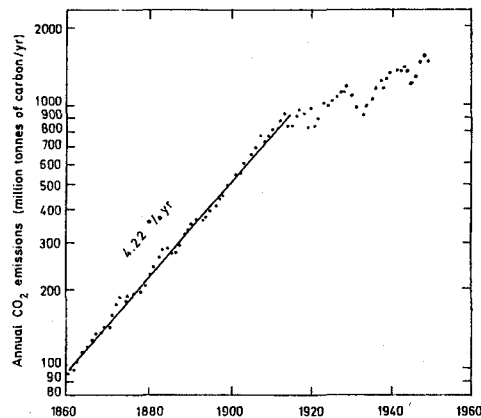
ただし、 $\int_n$ は期間 n についての積分を意味し、

$$J_{11} = (\xi_1 - k_2) / (\xi_1 - \xi_2), \quad J_{12} = (k_2 - \xi_2) / (\xi_1 - \xi_2), \quad J_{21} = -J_{22} = -k_1 / (\xi_1 - \xi_2), \\ M_{11} = -M_{12} = -k_2 / (\xi_1 - \xi_2), \quad M_{21} = (\xi_1 - \theta - k_1) / (\xi_1 - \xi_2), \quad M_{22} = (\theta + k_1 - \xi_2) / (\xi_1 - \xi_2)$$

と置いた。上式の積分は、式(3.2)を代入して数值的に実行することができる。



Annual carbon dioxide emissions resulting from fossil fuel combustion, 1950-1982. Redrawn from Rotty and Masters (1984)



Annual carbon dioxide emissions resulting from fossil fuel combustion, 1860-1949. Redrawn from Rotty and Masters (1984)

図10 化石燃料消費による CO_2 排出量の増加

【出典】 B. Bolin et al: The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems (John Wiley & Sons) p. 46

3. 2 予測及び予測の不確実性

3.2.1 予測を左右するパラメータ

以上の議論から、CO₂による温暖化予測に登場するパラメータの種類とその役割をまとめて整理してみると次のとおりである。

- (1) f_0 及び μ ：CO₂が海洋に溶解する量と速度（その他の温室効果気体についても、それぞれに固有な生成・消滅のメタボリズムを特徴づけるパラメータがある）……温室効果気体の発生量と大気中濃度の関係を決定する。
- (2) λ ：地球からの熱の放射量……温室効果による最終的な気温上昇の大きさを決定する。
- (3) κ ：大気・海洋表面層と深海との熱伝達係数……気温上昇の速度、海洋全体の温度上昇及び熱膨張による海面水位の上昇速度を決定する。
- (4) h_1 、 h_2 ：海洋表面層と深海層の深さ……系の熱容量、気温、水温の上昇の大きさと速度を決定する。

各パラメータの値については、現在のところ、観測データによって一意的にその値が決められる状況には至っていない。また、気温の上昇及びこれによる気象・海象の変化はさまざまなフィードバック効果をもたらす。たとえば、CO₂の分圧上昇や水温上昇によって海へのCO₂の溶解速度は減じる。また、温暖化にともなう水蒸気の増加、雪氷面積の減少、植生の変化、雲量・雲頂高度の変化などによって、温度上昇がさらに強まったり、逆に弱まったりする。上のモデルでは、これらの効果は明示的には考慮されていないが、フィードバック効果を反映するようにパラメータの値を変化させることによって、定性的な特性を考察することは可能である。

また、ここで明示的に扱われていないファクターとして、世界の森林減少がある。現在、化石燃料からのCO₂放出が圧倒的に大きいと言われるが、森林減少が加速された場合、それによるCO₂放出は増大する。また、森林面積の減少は、水蒸気量の変化、アルベドの変化を通じて、気温にフィードバック効果をもたらす。これらのメカニズムをモデルに組み込むことも大きな課題になっている。

3.2.2 パラメータ値による予測の変化

パラメータの値によって予測結果がどのような影響を受けるかは、数値計算によって簡単に調べることが出来る。その例として、図11には f_0 及び μ の値による予測の変化、図12には λ の値による予測の変化、図13には κ による予測の変化をそれぞれ示す。 f_0 と μ の数値については、最近30年間に観測されたCO₂濃度変化（マウナロア（ハワイ）におけるデータ）を出来るだけよく再現するように設定した。

4. 政策シナリオ分析

4. 1 制御変数

以上のような方法で、温室効果気体の新規発生量の推移から将来の平均気温上昇などを予測することが出来る。ここで示したような方法には多くの改善が必要ではあるが、これを一つの指針として、将来の地球温暖化に対する戦略を検討するためには一定の有効性を持つ。式(3.2)を採用する場合、政策変数として制御できるのは、対策を実行に移す時期(t_0)及び、温室効果気体発生量の増加率(r_n)である。

温暖化を決定するのは各種気体の全体としての温室効果の強さである。総和としての影響を少なくするためには、発生量の抑制が容易な気体や温室効果が特に強い気体を選択的に選んで、重点的に対策を講じることが考えられる。たとえば、分子一個あたりで見ると、クロロフロロカーボンの温室効果は他の1000倍程度強い。したがって、その使用を規制するのはオゾン層保護とともに温暖化防止のためにも効果的である。

4. 2 規制戦略の評価

代表的な温室効果気体の中、CH₄、N₂Oについては、発生機構等のメタボリズムと環境中での収支バラ

ンスがまだ十分に解明されていない。ここでは、簡単のため CO_2 だけを取り上げて、発生源規制の将来戦略によって、地球の平均気温の上昇にどのような差が予測されるかを検討した結果を図14に示す。他の気体についても、発生量について一定の仮定を置くことによって同様の議論ができる。

規制戦略は自由に設定出来るが、筆者ら [13] は、西暦2100年までについて、次の4つの将来シナリオを考えて、対策の効果を検討した：

- (1) シナリオ1：化石燃料の使用量を年率3.0%で増加させ続ける
- (2) シナリオ1：化石燃料の使用量を年率3.0%で増加させ続け、温度上昇が1℃を越えた時点で使用量を固定する。
- (3) シナリオ3：現時点で化石燃料使用量を固定する。
- (4) シナリオ4：今後60年間で（2050年までに）年間化石燃料使用量を25%削減する。

なお、化石燃料の種別構成は現状固定で考えるが、異なるシナリオを設定することもできる。

このような予測モデルによって、温室効果気体の排出量の推移と気温の関係及び、予測結果を左右する基本的パラメータの役割を分析することが出来る。規制戦略の分析については、今後予想される各国のエネルギー戦略（化石燃料の種別構成・使用量、原子力への転換など）、国際経済事情等に応じて様々な温室効果気体の排出シナリオが描かれ、その効果を予測・評価することが出来る。予測モデル自体については、地球全体の平均気温だけに着目する場合には、線形近似の範囲で各種フィードバック効果を取り入れることもある程度可能である。他方、地域ごとの気象・降雨パターンの変化を取り扱えるような簡易予測モデルの開発も望まれる。また、植物による発生・吸収、 CO_2 以外の温室効果気体の影響も考慮に入れる必要がある。

図11 f_0 及び μ による CO_2 濃度予測の変化

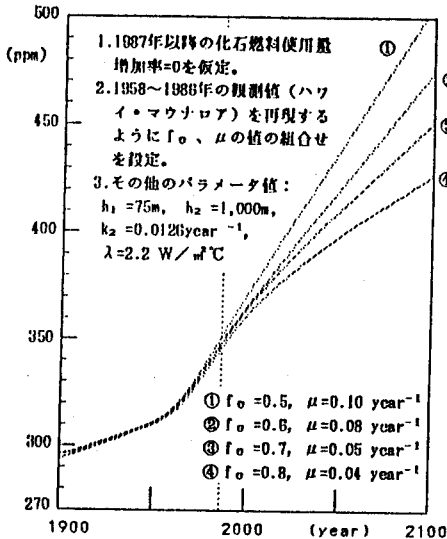


図12 λ の値による気温及び水温の上昇予測値 (T_1 , T_2) の変化

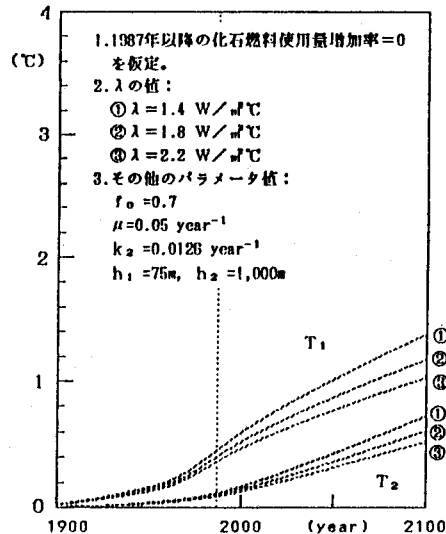


図13 k_2 (κ , h_2) の値による気温及び水温の上昇予測値 (T_1 , T_2) の変化

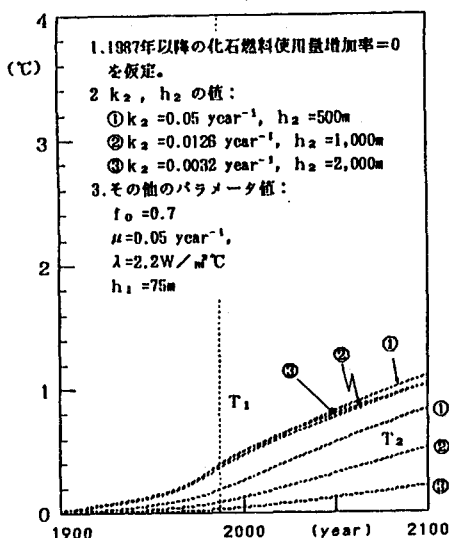
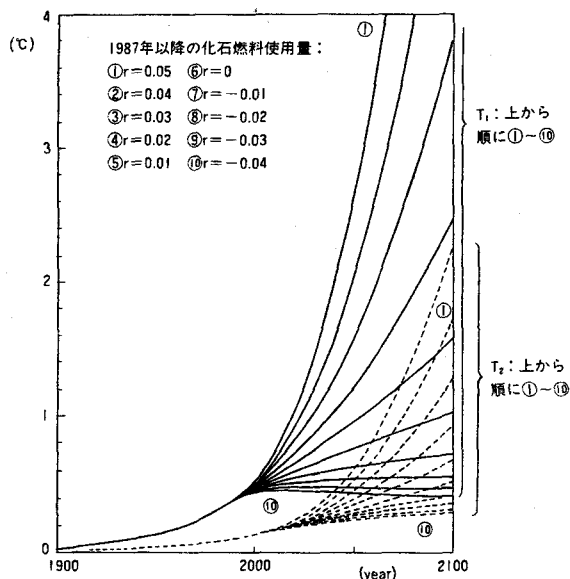


図14 今後の化石燃料使用量の増加率 (r) による気温及び水温の上昇予測値 (T_1 , T_2) の変化



r は1987年以降の化石燃料使用量が指数関数的に増大するとした場合の増加指数。

5. 大循環モデル

地球温暖化のモデルという以上は、大循環モデル (general circulation model) に触れないわけにはいかない。

地球の気候現象は、大気と海洋の結合系において生じている。地球全体の大気の大循環を扱う「大気大循環モデル」と、海洋の大循環を扱う「海洋大循環モデル」の2つが結合されれば、地球気候系の主な構成要素の変動の分布を全てモデルで決定することになる。このような総合気候モデルがどれくらい大規模かは、地球表面を100 km×100 kmのメッシュで区切ったとして、約5万メッシュになることからおよそ推測できよう。海水の鉛直方向流動を取り入れるために、海洋を深さ数百mごとに分割すれば、メッシュ数はさらに1桁多くなる。大気の鉛直方向についても同様である。また、地球温暖化予測のためには、数百年の将来まで計算する必要があり、計算ステップはさらに増大する。コンピュータの計算速度と容量、それ以上に重要な入力データの整備などの面で、このような大型モデルを開発出来る研究機関は世界的にもごく限られている。

どこまで、メッシュを細かく取るかは、コンピュータの計算時間との兼ね合いであろうが、現在の一番大きなモデルでも、地域のメッシュは100 km程度である。それ以上の小さな空間構造まではなかなか予測できないのである。温暖化によって個々の地域にどのような影響が及ぶかの予測は、大循環モデルによっても容易でないことが理解できよう。

図16に、大循環モデルによる温度上昇分布の予測計算結果の例を示す。

図15 大循環モデルによる温度上昇予測 (CO₂濃度倍増の場合)

[出典] C.A.Wilson & F.B.Mitchell: J. Geophysical Research, Vol. 92, pp.13315-13343 (1987)

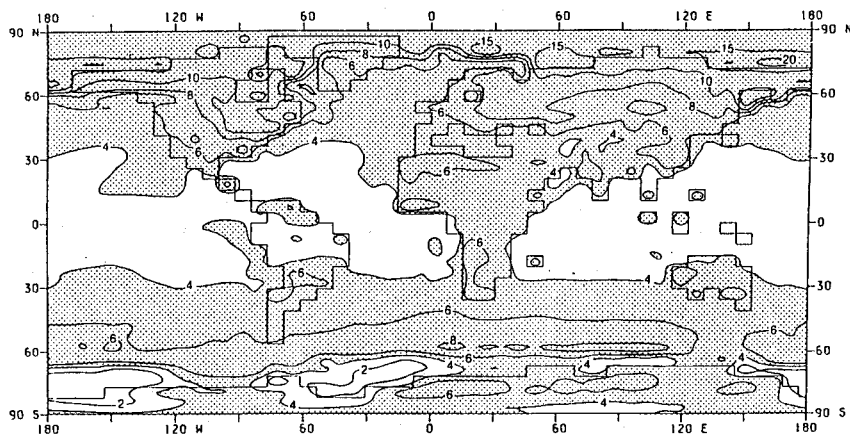


Fig. 17a

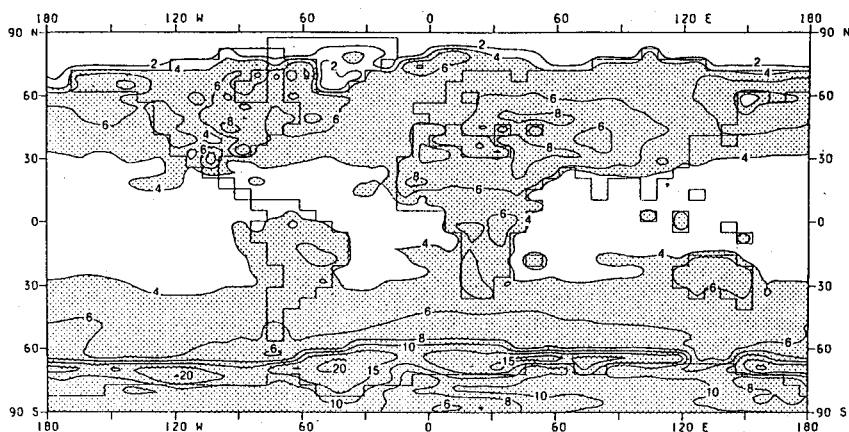


Fig. 17b

Differences in surface temperature ($2 \times \text{CO}_2$ - control, 15-year means) with contours at multiples of 2 K up to 10 K, and then at multiples of 5 K. Increases over 4 K are stippled.

6. おわりに

われわれの生存と生活は、地球の気候によって大きく支配されている。現在世界の秩序を形成している国際政治、経済、文化もすべて地球上に実現している気候によって左右されている。温帯域に位置する先進国と熱帯域に集中する発展途上国の間に存在する南北問題も、現在の地球気候のなせる業である。温暖化は世界中に平等に影響をもたらすわけではない。一般には、熱帯地域の国々にとって影響はより直接的で深刻である。それは、南北にさらなる不平等を発生させ、国際政治・経済に混乱をもたらす恐れがある。

地球温暖化の最大の問題は、現象の非可逆性と影響の大規模さである。予測が事実となった場合に生じうる温度上昇の大きさ、スピードは、過去に人類が経験したことのないものであり、ひとたび招来した影響を元に戻すことはほとんど不可能に近い。したがって、科学的知見の蓄積によって予測が確実になるのを待っている、対策実施の面で致命的な遅れを取ることにになりかねないとの懸念も強い。予測の精度が高ければ

高いほど、これに越したことはないが、現在の能力の範囲で、つまり、ある程度幅のある予測値に基づいて、具体的に実行すべき対策を検討しなければならないというジレンマがある。

こうした事情を考えると、気候変動に関係する様々な地球科学的問題の一つ一つについての科学的究明を急ぐ一方で、現状の知見をベースとして、温室効果ガスの放出が地球の気温にどの程度の影響をもたらすかを一定の精度範囲で予測評価することや、温室効果ガスの発生と気温変化との大局的な関係を把握・分析し、各種対策の可能性や効果に関する政策科学的分析に役立てることも必要である。こうした限定された目的のためには、比較的簡単なモデルでも一定の有効性を持っている。ここで重要なことは、現象の理解と、現象の精密なシミュレーションとは異なることである。現象の本質は、むしろ、本質的な要因のみを巧みに抽出した単純化されたモデルによって得られることが多い。その一方で、現象のあらゆる要因をすべて同時に取り扱うべく、大型計算機の能力の限界に挑戦してみたとしても、地球の複雑な気候システムを精確無比に再現し、それによって予測精度を大幅に向上させるようなシミュレーションモデルが早急に完成するとの保証はない。

地球温暖化問題に対する世界的関心の高まりは、新しい科学的事実の発見に触発された、人類社会全体の大きな政治的、社会的な意識変革によるところが大である。大気中二酸化炭素の増大が地球温暖化をもたらすであろうことは、早くから指摘されてきたことである。ただ、これを人類にとっての差し迫った問題として認識する人が少なかつただけである。これまで一部の気象学者だけの専門的テーマであった様々な問題が一般の人々にとっての重大な関心事となっている。地球温暖化問題が提起しているのは、科学と社会との新たな関係かもしれない。

文 献

- [1] WMO & UNEP: "Developing Policies for Responding to Climatic Change" (WCIP-1, WMO/TD-No.225), p.4 (1988)
- [2] 気象庁: 「異常気象レポート89」、p.4 (1989)
- [3] 浅井富雄: 「気候変動(東京堂出版)」、p.91 (1989)
- [4] B.Bolin, B.R.Doos, J.Jager and R.Warrick: "Scope 29 /The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems", p.213 (1987)
- [5] 文献4, p.184-185
- [6] Ramanathan et al: J. Geophysical Research, Vol.90, pp.5547-5566 (1985)
- [7] M.I.Hoffert et al: J. Geophysical Research, Vol.85, pp.6667-6679 (1980)
- [8] R.D.Cess and S.D.Goldenberg: J. Geophysical Research, Vol.86, pp.498-502 (1981)
- [9] L.D.D.Harvey and S.H.Schneider: J. Geophysical Research, Vol.90, pp.2191-2205 (1985)
- [10] 文献4, pp.93-155
- [11] T.M.Wigley et al: Nature Vol.315, pp.649-654 (1985)
- [12] W.S.Broecker et al: Science, vol.206, pp.409-418 (1979)
- [13] 田川晋作、井村秀文、楠田哲也: 環境システム研究, vol.17, pp.58-63 (1989)

(注) 地球温暖化に関する研究論文は膨大な量に上るが、主要な内容は文献 [4] に収録されている。また、政策分析については、米国環境保護庁の報告書:

United States Environmental Protection Agency: Policy Options for Stabilizing Global Climate (Draft Report to Congress), February 1989

が極めて総合的であり、最近の研究成果のレビューもなされている。