

(10) 地球的大気環境問題に関する
発生源対策手法の研究

—簡易予測モデルによる地球温暖化対策の評価—

STUDY ON CONTROL STRATEGIES FOR GLOBAL ATMOSPHERIC ENVIRONMENTAL PROBLEMS
—ASSESSMENT BASED ON A SIMPLIFIED CLIMATIC CHANGE PREDICTION MODEL

田川 晋作*, 井村 秀文*, 楠田 哲也*
Shinsaku TAGAWA, Hidefumi IMURA, Tetsuya KUSUDA

ABSTRACT; A simplified prediction model is presented to assess the global climatic impact of increasing atmospheric carbon dioxide and other trace gases. The model takes into account the uptake of CO₂ by the ocean and the deep sea heat storage by disaggregating the world ocean into a upper mixed layer (~100m) and a deep sea (~4000m). Global temperature sensitivities to the governing parameters are examined with respect to the fraction f of CO₂ taken by the sea after equilibration with the atmosphere, time rate μ of CO₂ uptake by the ocean, climatic feedback parameter λ , thermal diffusion coefficient κ_H , and the assumed depth h_2 of the deep sea. Temperature increase up to the year 2100 is calculated for several realistic future scenarios of CO₂ emissions. By setting appropriate parameter values, the model can reproduce the major findings which have been reported by various studies. The model has the advantage of simplicity and proves its utility as a tool for policy assessment of various emission control strategies.

KEY WORDS; climatic change, green house effect, global environmental problems, carbon dioxide

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、クロロフロロカーボンなどの温室効果気体の大気中濃度が上昇しつつある。各種の温室効果気体の濃度が現状のまま増加し続ければ、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°C程度上昇すると予測されている[1,2]。

これらの予測は、現在利用できる最善の科学的知見に基づくものではあるが、そこには多くの不確実性が含まれている。温室効果気体濃度の上昇が地球の気温上昇、さらには海面水位の上昇をもたらすメカニズムは非常に複雑であり、予測を確実なものとするには、大気流動、海洋循環、大気化学反応、地球上の炭素サイクル等の数多の問題について、なお多くの科学的検証が必要とされている。また、地球の気候を決定する大気・海洋系の循環・流動メカニズムに関し、大気大循環モデルや大気・海洋結合モデルによる大規模な計算機シミュレーション等も実施されているが[3]、実際問題として、地域的特性まで考慮して地球全体の気

* 九州大学工学部環境システム工学研究センター Institute of Environmental Systems, Faculty of Engineering, Kyushu University

候を詳細に予測評価することは容易ではない。

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のは、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。

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予測評価する簡易モデルの開発も重要と考えられる。こうした簡易モデルの目的は、複雑な数値シミュレーション等の計算を出来るだけ簡潔化した上で、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を実行することである。ここでは、現在未確定ないしは不確実な因子は、取り合えず値が可変のパラメータとしておき、色々な現実的な仮定の下にパラメータの値を変化させ、予測の感度を評価しつつ、政策の効果を分析するというアプローチが取られる。

本論文においては、このような視点から、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し、将来予測される気温上昇を抑制するための制御システムモデルを提出するとともに、予測を左右するパラメータについて、その値の変化が予測結果に及ぼす効果を検討する。さらに、温室効果ガスの発生源対策について幾つかの将来シナリオを設定し、対策の効果を分析する。

2. 予測・制御システムモデル

2.1 温室効果気体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ェイトが大きいのはCO₂である。そ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。1987年におけるCO₂発生総量は炭素換算で約5.9ギガトンであり、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。

大気・海洋のCO₂平衡の理論[4,5]によれば、大気中に新たに増加したCO₂の一定割合 f_0 が海に溶解する。 f_0 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 f_0 を一定として扱う。Broeker et al[4]によれば、大気・海が最終的な平衡に達すれば、 $f_0=0.86$ 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 f_0 の値は上記の値より小さくなる。このような特性から、ある年 t における大気中CO₂濃度の上昇 $x(t)$ (工業化以前の濃度(約270ppm)からの増加量[ppm])は、

$$x(t) = (1-f_0) \int_0^t w(t') dt' + f_0 \int_0^t \exp\{-\mu(t-t')\} w(t') dt' \quad (2.1)$$

と表される。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 $\mu \sim 0.1 \text{ year}^{-1}$ 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、クロロフロロカーボンの場合、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($\mu \sim 0.01 \text{ year}^{-1}$)。

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CO₂の新規発生量は次の指数関数で表されるとしよう。

$$w(t) = W_n \exp(r_n \tau), \quad W_n = W_{n-1} \cdot \exp\{r_{n-1}(t_n - t_{n-1})\} \quad ; \tau = t - t_n \quad (2.2)$$

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

$$x(t) = x_1(t) + x_2(t), \quad (2.3a)$$

$$x_1(t) = x_1(t_n) + D_n [\exp(r_n \tau) - 1], \quad D_n = (1 - f_0) w_n / r_n \quad (2.3b)$$

$$x_2(t) = x_2(t_n) \exp(-\mu \tau) + F_n [\exp(r_n \tau) - \exp(-\mu \tau)], \quad F_n = f_0 w_n / (r_n + \mu) \quad (2.3c)$$

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)。

2.2 大気中濃度と温室効果の強さ

温室効果気体の濃度上昇による気温の上昇 T は、

$$C \, dT/dt + \lambda T = \Delta q \quad (2.4)$$

と書かれる [6]。 C は系の熱容量、 λ は地球外への熱の放射量を表すパラメータである。 Δq は温室効果気体に蓄えられる熱の量であり、ここでは温室効果の強さと呼ぶ。温室効果の強さと温室効果気体の大気中濃度の間には、気体分子の光の吸収スペクトル特性によって決まる関係がある。 CO_2 については、温室効果の強さは濃度の対数で評価される [6] :

$$\Delta q = A \cdot \log[(x_0 + x)/x_0] \quad (2.5)$$

これまでの報告では、 $\lambda = 1.4 \sim 2.4 \text{ W/m}^2 \text{ }^\circ\text{C}$ であり、 $x_0 = 270 \text{ ppm}$ とするとき、 $A = 5.0$ と見積られる [7]。

2.3 温室効果の強さと温度上昇

式(2.4)の熱容量 C の値は、大気中の熱が海洋にどの程度浸透すると考えるかによって大きく左右される。一般に、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。これに対し、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。この特性を記述する最も簡単なモデルとして、大気及び海洋表面を上層とし、深海部を下層とする 2 層ボックスモデルを考えてみよう。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(2.4) は次式に一般化される (地表表面積が 1 m^2 の鉛直な筒を考える) :

$$dT_1/dt + \theta T_1 + k_1(T_1 - T_2) = Q \quad (2.6a)$$

$$dT_2/dt + k_2(T_2 - T_1) = 0 \quad (2.6b)$$

ただし、

$$\theta = \lambda / C_1, \quad k_1 = \kappa / C_1, \quad k_2 = \kappa / C_2, \quad Q = \Delta q / C_1 \quad (2.6c)$$

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(2.6b)は、

$$\partial T_2 / \partial t = \kappa_H \partial^2 T_2 / \partial z^2, \quad T_2(z=0) = T_1 \quad (2.7)$$

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(2.6b)と式(2.7)から、

$$k_2 = \kappa_H / Z^2 \quad (2.8)$$

の関係にある。 Z は鉛直方向の空間スケールであり、 $\kappa_H = 1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ [8] 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、

$$C_1 = C_0 + \sigma \rho h_1, \quad C_2 = \sigma \rho h_2 \quad (2.9)$$

である。連立微分方程式(2.6)の特性方程式

$$\Delta = (\xi + \theta + k_1)(\xi + k_2) - k_1 k_2 = 0 \quad (2.10)$$

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:

$$\xi_1, \xi_2 = (\theta + k_1 + k_2) / 2 \pm \{[\theta + k_1 + k_2] / 2\}^2 - \theta k_2\}^{1/2} \quad (\xi_1 > \xi_2) \quad (2.11)$$

温室効果気体として CO_2 だけを考え、式(2.3)及び(2.6)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。

$$T_1(t) = T_1(t_n) [J_{11} \exp(-\xi_1 \tau) + J_{12} \exp(-\xi_2 \tau)] + T_2(t_n) [J_{21} \exp(-\xi_1 \tau) + J_{22} \exp(-\xi_2 \tau)] + J_{11} \int_n \exp\{-\xi_1(t-t')\} \cdot Q(t') dt' + J_{12} \int_n \exp\{-\xi_2(t-t')\} \cdot Q(t') dt' \quad (2.12a)$$

$$T_2(t) = T_1(t_n) [M_{11} \exp(-\xi_1 \tau) + M_{12} \exp(-\xi_2 \tau)] + T_2(t_n) [M_{21} \exp(-\xi_1 \tau) + M_{22} \exp(-\xi_2 \tau)] + M_{11} \int_n \exp\{-\xi_1(t-t')\} \cdot Q(t') dt' + M_{12} \int_n \exp\{-\xi_2(t-t')\} \cdot Q(t') dt' \quad (2.12b)$$

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(2.3)を代入して数值的に実行することができる。

2.4 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、降雨量の地域的パターンの変化を解析する必要があり、本論文におけるような簡単なモデルで求めることは出来ない。

本モデルでは、水温上昇による水位上昇：

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

のみが与えられる (α は水の熱膨張率)。

3. 予測及び予測の不確実性

3.1 予測を左右するパラメータ

本モデルに含まれるパラメータとその役割をもう一度整理すると、① f_0 及び μ ： CO_2 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 k ：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。系の熱容量を通して気温、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、 CO_2 の分圧上昇や水温上昇によって海への CO_2 の溶解割合は減じる。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。本モデルでは、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

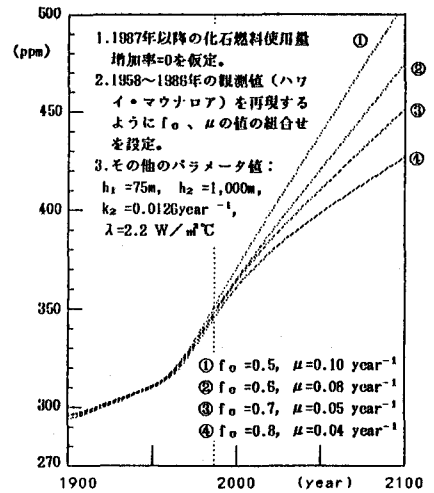


図1 f_0 及び μ の値による CO_2 濃度予測の変化

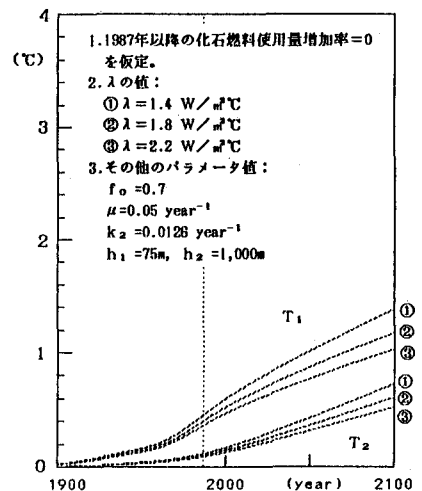


図2 λ の値による気温及び水温の上昇予測値(T_1 、 T_2)の変化

性を考察することは可能である。しかしフィードバック効果が大きくなれば非線形方程式を考えねばならなくなる。

3.2 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1には f_0 及び μ の値による予測の変化、図2には λ の値による予測の変化、図3には k_2 による予測の変化をそれぞれ示す(以下、 $Z=h_2/2$ として計算)。

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 [9])を出来るだけよく再現するように設定した。なお、過去の化石燃料使用量の推移(増加率)については次の値を用いた[10]。(1)1860-1914年:4.22%, (2)1914-1950年:1.16%, (3)1950-1973年:4.44%, (4)1974-1987年:1.43%

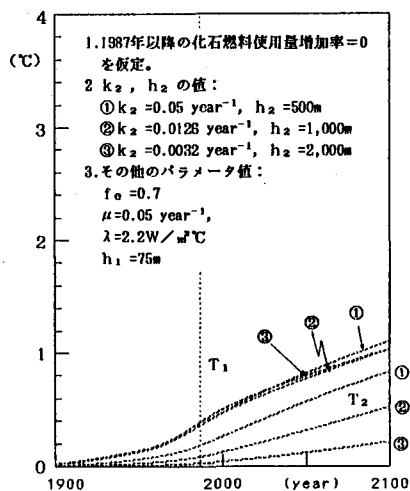


図3 k_2 (κ , h_2) の値の変化による気温及び水温の上昇予測値 (T_1 , T_2) の変化

4. 政策シナリオ分析

4.1 制御変数

以上において、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式が得られた。本研究の最終的目的は、これらの式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ことである。式(2.1)で示されるとおり、本モデルにおいて政策変数として制御できるのは、対策を実行に移す時期 $\{t_n\}$ 及び、温室効果気体発生量の増加率 $\{r_n\}$ である。

式(2.4), (2.5) が示す通り、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、CO₂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する。他の温室効果気体についても、発生量について一定のシナリオを描くことによって全く同様の議論ができる。

規制戦略は自由に設定出来るが、ここでは西暦2100年までについて、次の予測を行った:

(1) 今後の化石燃料使用量の増加率(r)による気温及び水温上昇の予測の変化(図4)。 r の値としては、増加シナリオ($r > 0$)、一定シナリオ($r = 0$)及び減少シナリオ($r < 0$)を設定した。

(2) 化石燃料の使用量を年率3.0%で増加させ続け、温度

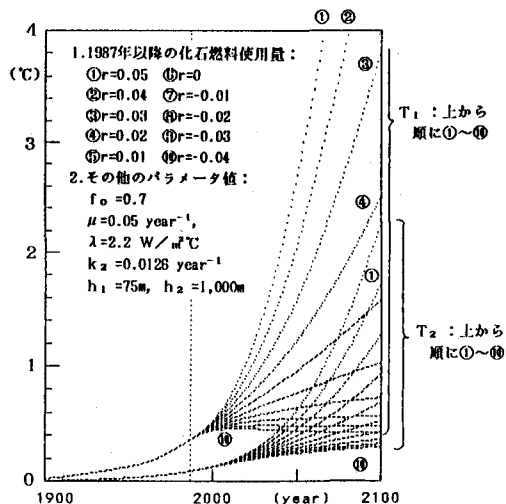


図4 今後の化石燃料使用量の増加率(r)による気温及び水温の上昇予測値 (T_1 , T_2) の変化

上昇が1℃を越えた時点で使用量を固定する場合の予測(図5、計算によれば2030年で $T_1=1.0^\circ\text{C}$)。
 (3) 2100年までに年間化石燃料使用量をかなり削減する場合の予測(図6)。削減目標としては、25%削減と50%削減の2つのシナリオを設定した。

なお、化石燃料の種別構成は現状固定で考えるが、これが変化するシナリオを設定することもできる。
 図4から、たとえ化石燃料使用量を今後増加させないことにしても、温度上昇を止めることはできないことがわかる。温度上昇を止めるためには、年率2%程度の削減が必要であるが、これを長期的に実現するためには抜本的な脱化石燃料政策が実施されねばならない。ある程度現実的と思われる削減シナリオが図6であるが、温度上昇を回避することは出来ない。

CO₂濃度の上昇から温度上昇までにはかなりの時間遅れがある。温度上昇の明確な検証を待って対策をとる場合が図5である。現在ただちに同じ対策をとった場合(図4の⑥)に比べ2100年における温度上昇は約2倍になる。

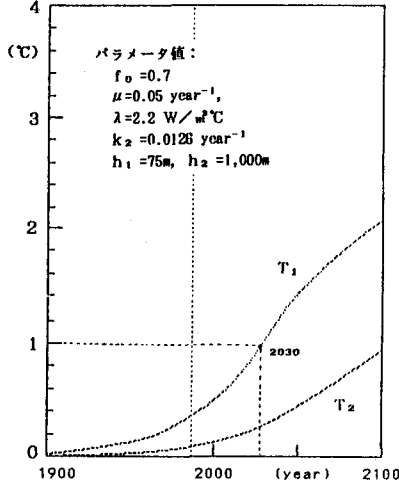


図5 化石燃料使用量を年率3.0%で増加させ、気温上昇が1℃を越えた時点で使用量を固定する場合の気温及び水温の上昇予測値(T_1 , T_2)の変化

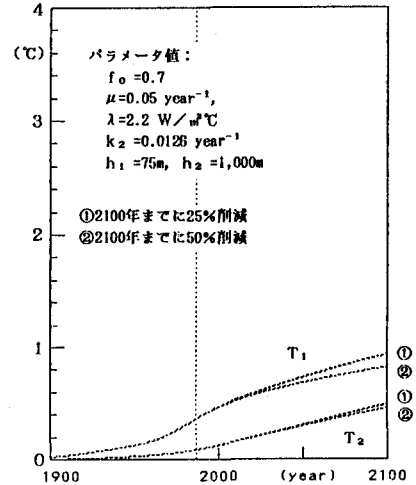


図6 化石燃料使用量を削減する場合の気温及び水温の上昇予測値(T_1 , T_2)の変化

5. 考 察

本論文においては、簡単な予測モデルに基づき、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考察した。紙数の制約のため、規制戦略の評価については詳しく報告できなかったが、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と考えられる。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、CO₂以外の温室効果気体の影響も考慮に入れる必要がある。深海部へのCO₂及び熱の拡散速度が予測に及ぼす効果についても、拡散方程式によってさらに詳細に検討したい。なお、本論文ではCO₂の効果しか考えなかったが、これ以外の気体の効果を加えた場合の温度上昇は本論で示した値の2倍程度になると見られる。

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]文献2, p.50-56 [4]B.Warrick and D.Jager: "Scope 29 /The Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems", pp.93-155 (1987) [5] W.S.Broeker et al: Science, vol.206, pp.409-418 (1979) [6]T.M.Wigley et al: Nature Vol.315, pp.649-654 (1985) [7]文献4, p.213 [8]J.Hansen et al: Nature, Vol.229, pp.857-859 (1985) [9]文献2, p.45, [10]文献4, p.46