

# 大気-水文諸過程を考慮した単純なモデルによる気候変化の検討

## The Study of Climate Change Using a Simplified Model with Combined Atmospheric-Hydrologic Processes

中津川誠<sup>1</sup>・M.L.KAVVAS<sup>2</sup>

By Makoto NAKATSUGAWA and M.L.KAVVAS

This paper addresses the characteristics of climate change due to global warming using simplified climate model. The proposed model can take into account physics-based climate processes as well as the interactions between atmospheric and hydrologic processes in the mid-latitude. Since the present study simulates only the longitudinal climate change, the computational burden can be significantly reduced. The vertically and longitudinally averaged mean temperature and mean water vapor content between 30°N and 50°N latitudes are considered as atmospheric state variables, while soil and sea temperatures and water storage amount are considered for describing the behavior of hydrologic systems. Special attention is directed to the investigation of the various effects on the global warming using this model. The climate changes due to increasing CO<sub>2</sub> are investigated in some numerical experiments.

*Keywords: climate change, global warming, simplified climate model, atmospheric-hydrologic processes*

### 1. まえがき

本報告は、大気と水文諸過程の相互作用によって形成される気候システムを、簡単なモデルによって再現し、その特性を調べようとしたものである。これまで、地球規模の気候変動については多くの研究者によって、著しい時間を費やされて研究されてきた。最近是最先端のスーパーコンピューターを駆使し、地球の大気を3次元メッシュで分割した大気大循環モデル(GCM)によって、将来の気候変動を再現する試みがなされている。さらに、これに海洋や水文諸過程の影響を加えたものも検討されており、3次元のGCMは、現時点で最も信頼性のおける気候変動のシミュレーションができるモデルとなっている。しかしながら、少なくとも数十年というリードタイムの予測計算には、多くの計算時間と容量を必要とするので、多数のパターンの数値実験を行って結果を比較検討するという用途には不向きである。ここで提案するモデルは、北緯30度から50度にかけての中緯度地方において、緯度方向および高さ方向に平均化された変数を用いた経度方向のみの1次元モデルとなっており、計算のための負担は著しく軽減されている。この中で扱われる変数は、大気温度、大気水蒸気量、地温ないし海水温と地上・地下水分量で、それらを決定するため、短波放射、長波放射、顕熱・潜熱輸送、降水、蒸発散といった大気・水文の物理的諸過程がモデル化されている。さらに、上記のモデルを用いて、いくつかのシミュレーションを行い、今後懸念される二酸化炭素の増大にともなう気温変化や降水量・蒸発散量など水文要因の変化特性を調べたので、その結果について報告する。

### 2. 基礎式

モデル中で用いられる式は表-1で示される。以下、表中の式を参照しながら、基礎式とパラメタリゼーションについて解説する。

<sup>1</sup>正会員 工修 開発土木研究所研究員 水工部環境研究室  
(062 札幌市豊平区平岸1条3丁目)

<sup>2</sup>Ph.D., Dept. of Civil Engineering, University of California at Davis  
(Davis, CA, 95616, USA)

表 - 1 基礎式・変数一覧

(基礎式)

$$\text{大気熱収支} \quad c_p M \frac{DT}{Dt} = L_r + S_r + H_g + L \cdot C \quad (1)$$

$$\text{大気水収支} \quad \frac{DW}{Dt} = ET - C \quad (2)$$

$$\text{土壌・海水熱収支} \quad z_g c_g \frac{DT_g}{Dt} = R_n - H_g - L \cdot ET \quad (3)$$

$$\text{地上・地下水収支} \quad \frac{DW_g}{Dt} = -k \cdot W_g - ET + C \quad (4)$$

(諸変数)

$$\text{ロスビー波速} \quad c_i = U - \frac{L_i^2 \beta}{4\pi^2} \quad (5)$$

$$\text{地表面熱収支} \quad R_n = I_s + R_b - F_b \quad (6)$$

$$\text{標高・気圧関係} \quad z(p) = \frac{T_0}{\gamma} [1 - (\frac{p}{p_0})^{R_d \gamma / g}] \quad (7)$$

$$\text{温度・標高関係} \quad T(z) = T_0 - \gamma \cdot z \quad (8)$$

$$\text{雲量} \quad N = -0.6 + 1.15 \frac{w}{w_s} \quad (9)$$

長波放射収支関係

$$\epsilon_{wi} = 1 - \frac{1}{1 + 1.75(u_{wi}^*)^{0.416}} \quad (10) \quad u_{wi}^* = u_{wi} \left(\frac{p_c}{p_b}\right)^{0.7} \quad (11)$$

$$\epsilon_{ci} = 0.070 + 0.066 \log_{10} u_{ci}^* \quad (12) \quad u_{ci}^* = u_{ci} \left(\frac{p_c}{p_b}\right)^{0.67} \quad (13)$$

$$u_{ci} = k_c \cdot C_c \cdot \Delta p_i \quad (14)$$

$$\epsilon_{oi} = 0.030 \quad (15)$$

$$\epsilon_i = \epsilon_{wi} + \epsilon_{ci} + \epsilon_{oi} \quad (16)$$

$$L_r = (1 - N)[\epsilon_T F_0 - (2 - \epsilon_2) F_1 - (2 - \epsilon_1 F_2 + \epsilon_T F_3)] + N[F_0 - (2 - \epsilon_1 - \epsilon_2) F_c + F_3] \quad (17)$$

$$F_i = \epsilon_i \sigma T_i^4 \quad (18)$$

$$F_b = \epsilon_g \sigma T_g^4 \quad (19)$$

$$F_c = 0.5\sigma(T_1^4 + T_2^4) \quad (20)$$

$$R_b = (1 - N)[-F_0 + F_1 + (1 - \epsilon_1) F_2 + (1 - \epsilon_T) F_3] + N[-F_0 + (1 - \epsilon_1) F_c] \quad (21)$$

短波放射収支関係

$$S_0 = W_0 \cos \alpha \quad (22) \quad \cos \alpha = \frac{1}{\pi} [(\sin \delta \sin \varphi) \psi + (\cos \delta \cos \varphi) \sin \psi] \quad (23)$$

$$\delta = \frac{23.45\pi}{180} \cos\left[\frac{2\pi}{365} D\right] \quad (24) \quad \psi = \cos^{-1}(-\tan \delta \tan \varphi) \quad (25)$$

$$S_0^s = 0.651 S_0 \quad (26) \quad S_0^c = 0.349 S_0 \quad (27)$$

$$A_w(X) = 0.271 X^{0.303} \quad (28) \quad A_o(X) = 0.045(X + 0.000834)^{0.377} - 0.00311 \quad (29)$$

$$\alpha_0 = 0.085 - 0.245 \log_{10}\left(\frac{p_b}{p_0} \cos \alpha\right) \quad (30) \quad \alpha_c = 1 - (1 - N_s)(1 - \alpha_0) \quad (31)$$

$$D_i = (1 - N) u_{wi}^* \sec \alpha + 1.66 N u_{ci,low}^* \quad (32)$$

$$N_a = N \cdot R_a \quad (33) \quad N_s = N \cdot R_s \quad (34)$$

$$S_r = (1 - N) \left\{ S_0^s \left[ A_w \left( \sum_{i=1}^3 u_{wi}^* \sec \alpha \right) - A_w(u_{w3}^* \sec \alpha) - A_o(u_{o3}^* \sec \alpha) \right] + \right. \\ \left. N \left\{ S_0^c \left[ A_w \left( \sum_{i=2}^3 D_i \right) - A_w(D_3) - A_o(u_{o3}^* \sec \alpha) \right] + S_0^s (1 - N_a) \left[ A_w \left( \sum_{i=1}^3 D_i \right) - A_w \left( \sum_{i=2}^3 D_i \right) \right] \right\} \right\} \quad (35)$$

$$I_s = (1 - N)(1 - \alpha_s) \left\{ S_0^s \left[ 1 - A_w \left( \sum_{i=1}^3 u_{wi}^* \sec \alpha \right) \right] + S_0^c \left[ \frac{1 - \alpha_0}{1 - \alpha_0 \alpha_s} \right] + \right. \\ \left. N(1 - \alpha_s) \left\{ S_0^s (1 - N_a) \left[ 1 - A_w \left( \sum_{i=1}^3 D_i \right) \right] \frac{1}{1 - \alpha_s N_a} + S_0^c \left[ \frac{1 - \alpha_c}{1 - \alpha_c \alpha_s} \right] \right\} \right\} \quad (36)$$

顕熱フラックス	$H_g = c_p \cdot C_d \cdot \rho_b \cdot  V_b  \cdot (T_g - T_b)$	(37)
蒸発散能	$ET_p = C_{dw} \cdot \rho_b \cdot  V_b  \cdot (w_s - w_b)$	(38)
蒸発散量	$ET = k_E \cdot ET_p$	(39)
蒸発散係数	$k_E = 1.5 \frac{W_g - W_{gmin}}{W_{gmax} - W_{gmin}}$	(40)
飽和水蒸気圧	$e_s = 33.8639[(0.00738 \cdot T + 0.8072)^8 - 0.000019 \cdot  1.8 \cdot T + 48  + 0.0013]$	(41)
水蒸気飽和混合比	$w_s = 0.622 \frac{e_s}{p - w_s}$	(42)
降水量 (凝結量)	$C = \frac{m}{1 + L^2 \cdot w_s / c_p \cdot R_v \cdot T^2 \Delta t}$	(43)

$T$	大気温度	$W$	大気水分量	$T_g$	土壌・海水温度	$W_g$	地上・地下水分量
$c_p$	等圧比熱	$M$	大気カラム重量	$z_g$	有効層厚	$c_g$	熱容量
$L_r$	長波放射吸収量	$S_r$	短波放射吸収量	$H_g$	顕熱フラックス	$L$	凝結・蒸発潜熱
$ET$	蒸発散量	$C$	降水量	$R_n$	地表面放射収支	$k$	水分量逸散係数
$c_i$	ロスビー波波速	$U$	主流流速	$L_i$	ロスビー波波長	$\beta$	ベータ項
$\gamma$	気温減率	$p$	圧力	$z$	標高	$T_0$	基準温度
$p_0$	基準圧力	$I_s$	地表短波吸収量	$R_b$	地表長波吸収量	$F_b$	地表長波放射量
$w$	水蒸気混合比	$w_s$	水蒸気飽和混合比	$R_d$	乾燥空気ガス定数	$g$	重力加速度
$N$	雲量	$e_{wi}$	水蒸気射出率	$e_{ci}$	二酸化炭素射出率	$e_{oi}$	オゾン射出率
$e_i$	i 層全射出率	$u_{wi}^*$	有効水蒸気量	$u_{ci}^*$	有効二酸化炭素量	$p_e$	有効圧力
$p_b$	地上気圧	$u_{wi}$	i 層水蒸気量	$u_{ci}$	i 層二酸化炭素量	$k_c$	換算係数
$C_c$	二酸化炭素濃度	$\Delta p_i$	i 層圧力差	$F_i$	i 層長波放射量	$F_c$	雲層長波放射量
$e_T$	対流圏全射出率	$e_g$	地表面射出率	$T_i$	i 層温度	$\sigma$	ステファンボルツマン係数
$S_0$	日射量	$W_0$	太陽定数	$\alpha$	太陽高度角	$\delta$	太陽赤緯
$\varphi$	緯度	$D$	一年内日数	$S_0^d$	散乱領域日射量	$S_0^s$	吸収領域日射量
$A_w$	水蒸気吸収率	$A_o$	オゾン吸収率	$\alpha_0$	雲なし大気アルベド	$\alpha_c$	雲あり大気アルベド
$D_i$	雲層光学的厚さ	$u_{cloud}^*$	有効雲水量	$N_s$	散乱領域等価雲量	$N_a$	吸収領域等価雲量
$\alpha_s$	地表面アルベド	$C_d$	顕熱バルク係数	$V_b$	地上風速	$T_b$	地上気温
$ET_p$	蒸発散能	$C_{dw}$	蒸発バルク係数	$w_b$	地上水蒸気混合比	$k_E$	蒸発散係数
$W_{gmax}$	最大有効水分量	$W_{gmin}$	最小有効水分量	$e_s$	飽和水蒸気圧	$\rho_b$	地上空気密度
$R_v$	湿潤空気ガス定数	$m$	部分大気重量	$\Delta t$	時間刻み		

表-2 熱と水蒸気の移流に関わる波の諸元

$K_i$	3	4	5	6	7	8	9	10
$L_i$ (km)	10000	7500	6000	5000	4286	3750	3333	3000
$C_i$ (m/s)	0.4	3.7	5.3	6.1	6.6	6.9	7.2	7.3
$U_i$ (m/s)	5.6	4.2	3.3	2.8	2.4	2.1	1.9	1.7

ここで、 $K_i$ ；波数、 $L_i$ ；波長、 $C_i$ ；波速、 $U_i$ ；水蒸気移流速度

本モデルにおける基礎式は、大気温度 ( $T$ )、大気水蒸気量 ( $W$ )、地温ないし海水温 ( $T_g$ ) と地上・地下水分量 ( $W_g$ ) に関して立てられている。このうち大気 (対流圏) 温度は熱力学第一法則をもとにした (1) 式によって求められる。上式を実際に解くときには、解はいくつかの波の成分 (フーリエ成分) の重ね合わせとして得られる。実際、中緯度付近ではロスビー波に代表される東西方向に連なる波が出現しており、その波速と主流風速の相対速度として、擾乱の伝播速度は、(5) 式から理論的に求められる。この擾乱は西から東へ伝播し、波長が長くなるに従い  $C_i$  は小さくなり、ある波長以上では擾乱が伝播しない定常状態の場が出現することになる。ここでは、波長が 3,000km から 10,000km

の間の成分を考えており、それらの波の諸元を表-2に示す。熱の移流は、この擾乱の伝播にともなっておこる。また、熱の発生・消滅は長波・短波の放射収支、顕熱・潜熱フラックスの大きさと向きによって左右される。

大気水蒸気量の収支は(2)式によって求められる。大気中の水蒸気も波動として移流していくが、大気下層付近の短い波長の成分ほど遅く、上層付近の長い波長の成分ほど速く伝播することを考慮して、移流速度が決定される。熱と水蒸気の移流に関わる波の諸元は表-2に示される。大気中の水蒸気は地上からの蒸発散によって供給され、降水によって失われる。陸地ないし海洋の表面における熱収支は(3)式で計算される。式中の $R_n$ は地表面における長波放射と短波放射の収支をあらわす項で(6)式で表される。これらから、地温ないし海水温 $T_g$ は、大気との間の放射収支 $R_n$ と顕熱、蒸発散にともなう潜熱のやりとりによって決定される。なお、有効層厚 $z_g$ に関しては、陸地で0.5m、海洋で70mと設定されており、海洋での熱収支は、浅海層のみの熱収支が考えられていることになる。地上・地下水分量は(4)式で計算される。この部分の計算は、海洋部分においてはスキップされ、水面からの蒸発散量のみが計算される。式中右辺の $k$ は水分量の減衰係数を表し、貯留水分量が流出などによって指数的に逸散していくことを意味している。さらにこの他、蒸発散による消失や降水による供給が考慮されている。

これらの基礎式は、変数をフーリエ成分の重ね合わせとしてあらわし、フーリエ成分に関する常微分方程式としてから、差分法して数値的に解く。このとき諸変数は式中に陰的に含まれるため、緩和係数法を用いて解が安定するまで、一連の計算手順を繰り返す必要がある。

*Top of the atmosphere*

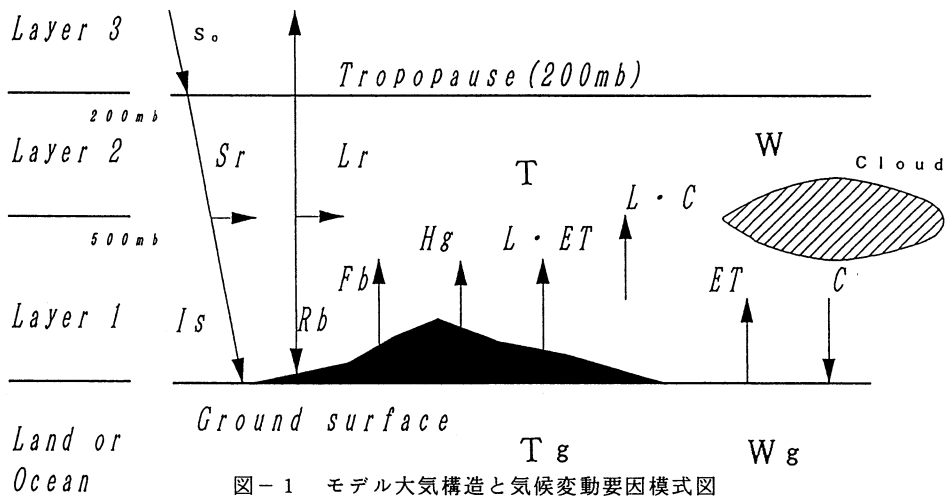


図-1 モデル大気構造と気候変動要因模式図

### 3. パラメタリゼーション

先に示した熱収支式や水収支式の発生・消滅項となる各項は、物理的メカニズムをもとに、さまざまなパラメタリゼーションが提案されている。ここでは、そのような既往知見のなかから適当なものが選定されている。モデル化する大気は、図-1に示すように、対流圏下層（地表～500mb面）、上層（500mb面～200mb面）と成層圏（200mb面より上）から構成されるものとする。大気中の気圧、高度、気温の関係は静水圧平衡の式、状態方程式から(7)式、(8)式のように得られる。また、モデルの変数である大気気温は、対流圏全体を平均化した量として扱われているので、対流圏各層の気温は、一定の減率（ $0.0042K/m$ ）を仮定して、平均値を分配して決定される。成層圏の気温は、放射収支が0となる熱

的平衡状態を仮定することで求められる。雲は、長波放射に対して黒体とみなせるため、大気放射収支に大きな影響を及ぼすが、その発生のメカニズムははまだ解明されていない。ここでは、雲量を(9)式のように、大気相対湿度の経験的な関数として表したものをを用いる。長波放射は、地球の放射平衡温度(255K)により、約 $14\mu\text{m}$ の赤外領域に波長の最大値をもつような放射で、赤外放射ともいわれる。この長波放射は、大気中の温室効果ガスといわれる気体や、雲などによって吸収され、放射される。温室効果ガスの代表的なものは、水蒸気、二酸化炭素と成層圏オゾンであり、モデルのなかでもこれらの放射吸収物質が考慮されている。各層における長波放射の放射・吸収は、ガスの射出率(emissivity)に依存する。また、キルヒホッフの法則より、吸収率(absorptivity)は射出率に等しいので、射出率を求めることで、各層の熱収支が算出できる。射出率は、吸収ガスの存在量を長さの次元であらわす光学的厚さ(optical thickness)に依存し((10)~(16)式)、ステファン・ボルツマンの法則より長波放射量が得られる。これらによって各層での長波放射のバランスが考えられ、対流圏での吸収量( $L_r$ , (17)式)、地表での吸収量( $R_b$ , (21)式)が算定される。太陽光級温度(5,780K)において、波長約 $0.5\mu\text{m}$ に最大値をもつような放射を短波放射、または太陽放射という。地球に入射した短波放射は、水蒸気やオゾンといったガスや雲で吸収、散乱を受ける。日射量は、緯度、太陽の位置などによって、時間の関数として日変化まで得られるが、ここでは、計算の安定化のため、季節変化のみを考えて(22)~(25)式から算定される日射量の日平均値を用いることとする。大気に入射した短波放射は(26)、(27)式のように散乱領域、吸収領域に区分され、水蒸気・オゾン、雲による吸収、大気・地表および雲による反射が考慮され、対流圏と地表での短波放射吸収量( $S_r$ ,  $I_s$ )が(35)、(36)式で求められる。顕熱フラックスは、(37)式で示されるバルク法を適用し、地温・海水温と接地層の温度差、風による熱輸送を考慮して算出される。蒸発散量は、植生分布、蒸散量の詳細が明確でないことなどから、(38)式のようなバルク法で得られる蒸発量で代表することとする。この際、陸上では蒸発能を求め、それに補正係数をかけて実際の蒸発量を算出する方法をとる((39)式)。この補正係数は地上・地下水分量の多少によって決められる((40)式)。バルク法では風による輸送や水蒸気混合比の飽和値からの差を考慮して蒸発量を求めるが、このとき必要な飽和混合比は温度・気圧の関数として得られる。なお、海洋上において大気中の混合比が飽和混合比より大きい時は、(38)式は水面上で凝結が起きるように機能する。ただし、陸上では、凝結したものが即座に蒸発していくとして、凝結作用は考慮されない。厳密に降水量を求めるには、水蒸気が凝結して降水へと変換されていく際の雲物理過程を考慮する必要があるが、ここでは水平方向に数百から数千kmにおよぶラージスケールの降水量を扱うため、大気中での水蒸気凝結量が降水量の近似値として使えるものとする。降水量は水蒸気が大気中で過飽和となる条件のもと、(43)式で算定される。

#### 4. モデルの適用計算例

モデルの適用計算においては、北緯30度から50度のいわゆる中緯度地方を対象領域としており、緯度方向・鉛直方向に平均化され、経度方向のみの1次元の空間構造を扱っている。ここでのモデル領域の諸元は、経度方向のグリッドサイズが $1,000\text{km}$ 、周囲長が約 $30,000\text{km}$ となっているので、30個のグリッドをもち、陸地がヨーロッパ・アジア・アメリカ、海洋が太平洋・大西洋で区分される領域から構成されるものとなっている(図-2)。なお標高については、全球の緯度・経度毎に整理されている地形情報から読みとったものを使用し、図示したようにヒマラヤやロッキー山脈などにより、熱収支上に地形の効果があらわれるように配慮した。数値計算の時間間隔は、空間スケールに見合う熱収支・水収支の変化を勘案し、計算上の不安定化を防ぐため、1時間以下としている。最初に、一定条件のもと約100年間の予備計算を行い、諸変数が安定化したのを確認して、その結果をモデル計算の初期値として用いている。現状では計算時間間隔が1時間で、積分時間が数十年に及ぶ場合、ワークステーションク

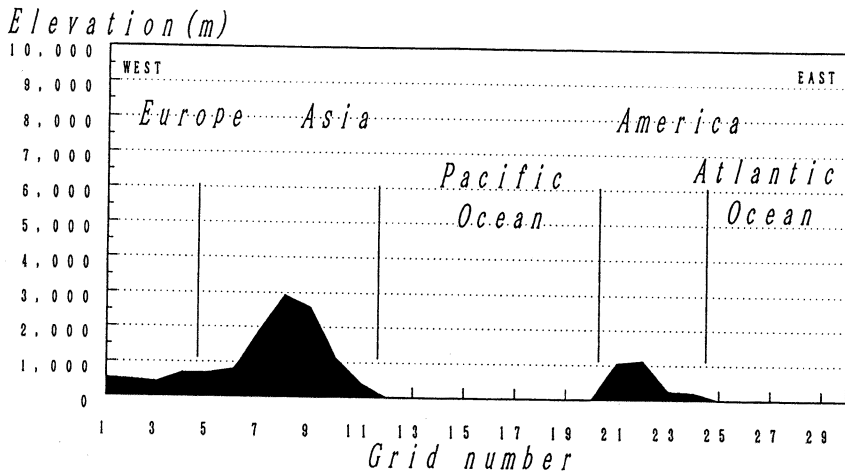


図-2 計算対象領域の地形模式図

ラスの計算機で、10年あたりの計算に約24時間の時間を費やしている。

1つのケーススタディーとして、二酸化炭素を現状の320ppm ( $1 \times CO_2$ )から突然、倍増の640ppm ( $2 \times CO_2$ )ないし4倍増の1,280ppm ( $4 \times CO_2$ )とした場合について計算を実施した。ここでは計算開始時を0年とし、20年目の1月1日に濃度を変化させている。図-3には全大気年平均熱収支、すなわち(1)式の右辺の年平均値を示している。これまでの知見から、二酸化炭素の倍増によって大気を受け入れる熱量は $4W/m^2$ 程度増加すると予測されているが、その傾向がモデルによって再現されている。なお、図中の実線は $1 \times CO_2$ から $2 \times CO_2$ への変化、点線は $1 \times CO_2$ から $4 \times CO_2$ への変化をあらわしている。図-4は全陸地面平均の地上気温について、その年平均値を示しているが、二酸化炭素の倍増によって1度程度、4倍増によって3度近くの気温上昇が示されている。これは、従来GCMで計算されている二酸化炭素倍増時に全球で2~3度程度気温が上昇するという結果よりやや小さいが、これは高

$dQ/dt (W/m^2)$

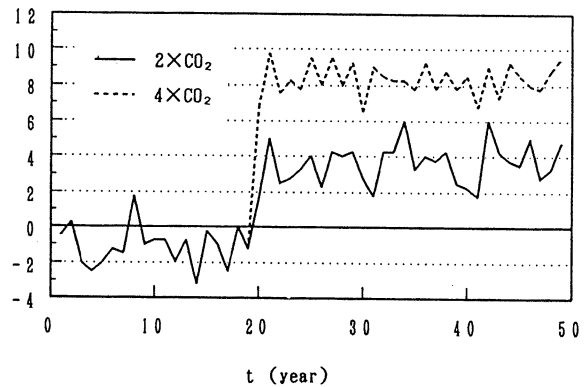


図-3 大気熱収支年平均値の変化

$T (^{\circ}C)$

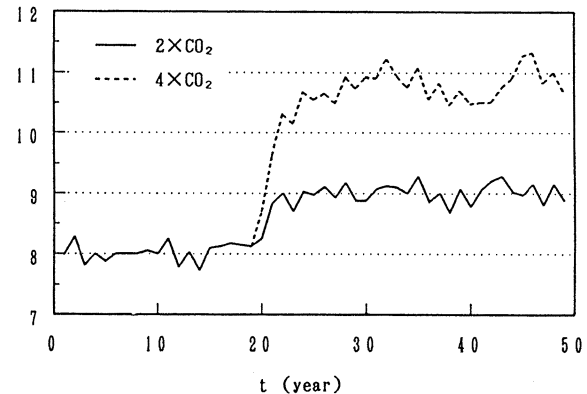


図-4 陸地地上気温年平均値の変化

緯度地方での著しい気温変化、特に雪氷域の後退によるアルベドの減少を評価した結果にもよるものであり、中緯度のみをモデル化し、また雪氷域の変化を取り扱わないものとしては、この程度の値になるかと思われる。土壌温度の変化も地上気温にほぼ追従しており、同程度の変化を示していた。また、二酸化炭素の増加によって大気水分量は増加、地上・地下水分量の変化については傾向が明瞭にあらわれなかった。

一方、次に水文的諸要素についてみると、特徴としては年平均値でみると蒸発散量の増大、降水量に若干の増加傾向があらわれている。ただし、夏期（6、7、8月）の平均値でみると、蒸発散量の増加と降水量の減少がうかがえる。これは夏期に渇水傾向が顕著となることを示唆している。夏期におけるこのような蒸発散量と降水量の変化は、全陸地平均値として、それぞれ図-5、図-6に示す。次に場所的に蒸発散量、降水量の分布がどのように変化するかを示す。実線が $1\times CO_2$ 点線が $2\times CO_2$ の場合でそれぞれの状態が安定した時点での計算結果を用い、図-7には夏期の蒸発散量分布、図-8には夏期の降水量分布を示す。特に中央・東アジア地

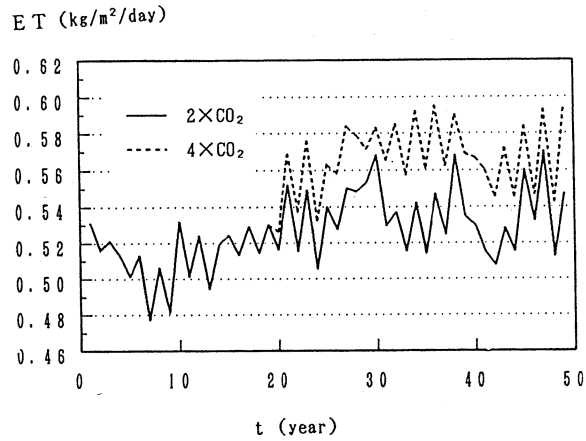


図-5 陸地蒸発散量夏期平均値の変化

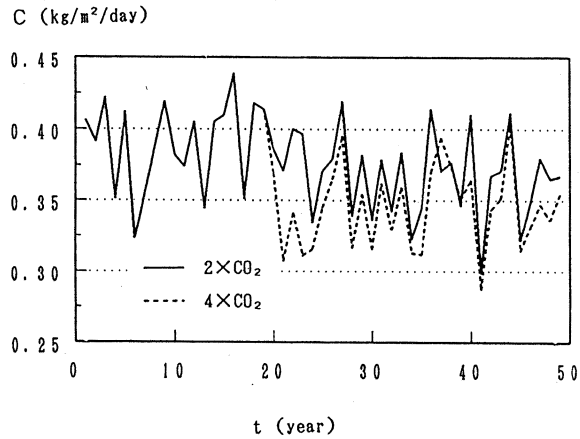


図-6 陸地降水量夏期平均値の変化

域、アメリカ大陸で蒸発散量の増加が顕著である。また、降水量は若干減少傾向にあるため、これらの地域は温暖化によって渇水傾向となることが示唆される。なお、冬期においては降水量はほとんどの場所で増加する傾向となる。ところで、気温の上昇は二酸化炭素濃度の増加だけの効果ではさほど大きくならない。例えば、気温の上昇によって水蒸気量も増加して、さらなる温室効果を促したり、また、雲量やアルベドの変化によっても気温が上昇する。この

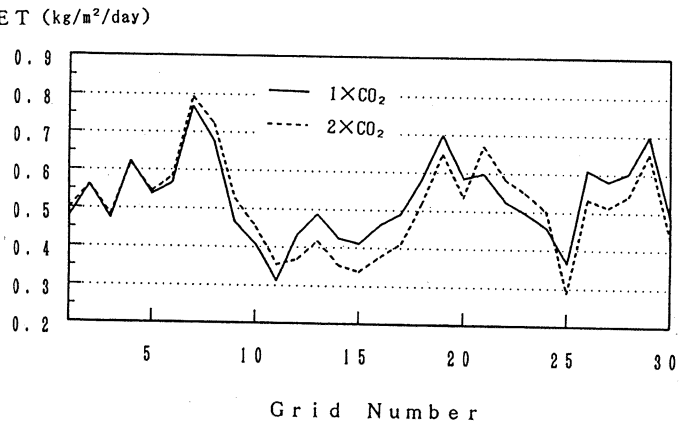


図-7 蒸発散量の分布（夏期）

ような気温をさらに上昇させていく

メカニズム（正のフィードバック効果）がモデルの中で評価されていく

必要がある。本モデルでは、射出率

に係わる水蒸気量は著しく変動しないものと仮定し、相対湿度を一定に保

つことで算出される。すなわち、これ

から気温が上昇すると水蒸気量が増

加し、正のフィードバック効果が働

くことになる。ただし、雲量につ

いては経験的な式から算出されるため、

その影響を評価することは難しいし、

雪氷表面のアルベドは考慮されてい

ないので、これによる正のフィード

バック効果は再現できない。

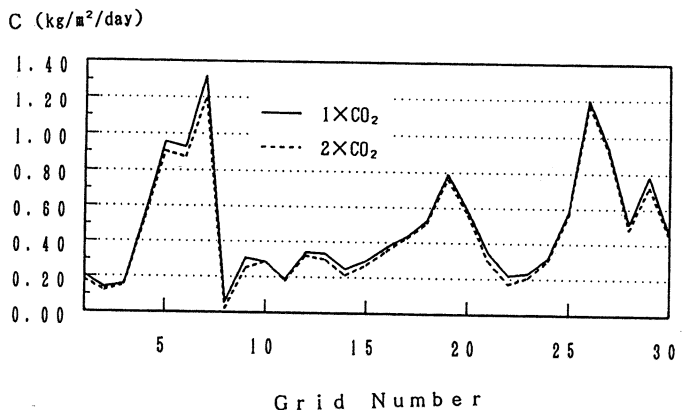


図-8 降水量の分布（夏期）

### 5. あとがき

北半球中緯度の気候システムを、経度方向のみの一次元モデルであらわし、二酸化炭素濃度の変化にともなう熱収支の変化を再現した。特に、気温の上昇によって大気中の水蒸気量が増加し、さらなる温暖化が促進されるような正のフィードバック効果がモデル化され、二酸化炭素濃度の増大による妥当な気温上昇量が得られた。また、水収支の変化においては蒸発散量が、温暖化によって年間全体、夏期ともに増加傾向となる一方、降水量は年間全体では増加、夏期には若干の減少傾向を示し、夏期の渇水傾向が示された。

ここで検討されたモデルは将来予測を的確におこなうといった性質のものではなく、ある種のシナリオのもと、気候変動によっておこりうる環境変化の可能性を示唆していくものである。今後特に、ここで得られた情報を地域的な環境変化を扱うモデル（例えば流域スケールの気象・水文モデル）にどのようにリンクしていくかを考えていく必要がある。

### 参考文献

- 1) Arakawa, A : Design of the UCLA general circulation model, Tech. Rep. No.7, Dept. Met., UCLA, 1972.
- 2) Haltiner, G.J. and Williams, R.T : Numerical Prediction and Dynamic Meteorology, John Wiley & Sons, 1980.
- 3) Holton, J.R : An Introduction to Dynamic Meteorology, Academic Press, 1979.
- 4) Wallace, J.M. and Hobbs, P.V : Atmospheric Science, An Introductory Survey, Academic Press, 1977.
- 5) Sellers, W.D : A new global climatic model, J. Appl. Meteor., 12, 241-254, 1973.
- 6) Sellers, A.H and McGuffie, K : Climate Modelling, John Wiley & Sons, 1987.
- 7) Manabe, S : Carbon dioxide and climate change, Advances in geophysics, 25, 39-84, 1983. 他多数
- 8) Berkofsky, L and Bertoni, E.A : Mean topographic charts for the entire earth, Bull. Am. Meteor. Soc., 36. 350-354, 1955.
- 9) 松野太郎 : 温室効果ガスの増加による気候変化の推定、科学、59、583-592、1989.
- 10) 松野太郎 : 二酸化炭素の気候に与える影響、気象研究ノート、160、161-185、1987.