

B-5 気候モデルによる気候変動評価に関する研究

(5) 気候システムの変動特性に関する研究

① 気候モデルを用いた気候システムの変動特性に関する定量的評価

	研究代表者	国立環境研究所	鷗野 伊津志
環境庁 国立環境研究所			
大気圏環境部	大気物理研究室	鷗野伊津志,高藪 緑,沼口 敦, 菅田 誠治	
(委託先) 東京大学 気候システム研究センター		住 明正,木本 昌秀,阿部 彩子, 山中 康裕,沈 学順,高田久美子	
	平成6年度~平成8年度合計予算額	18,659 千円	
	(平成8年度予算額)	6,204 千円)	

[要旨] 温室効果気体の増加などに起因する、数年から数百年程度の時間スケールでの全球規模の気候変動の評価を行なうことを目標として、気候モデルを用いた気候変動のシミュレーションを中心とした研究を行った。まず、大気モデルの性能を確認するために、過去の観測された海面水温を与えて、大気モデル(CCSR/NIES AGCM)を10年間積分した。その結果を観測資料と比較して、良好な気候値や年々の変動の再現性があることが確認された。

二酸化炭素の増加に対する温暖化のシミュレーションとして、大気・海洋混合層結合モデルによる二酸化炭素倍増時の平衡応答の計算を行ない、この結果を、雲によるフィードバック効果を中心に解析した。さらに、大気・海洋結合気候モデルを用いて、1%/年の二酸化炭素漸増応答を計算した。その結果、70年後に二酸化炭素が2倍となった時点で全球平均地表気温は2度程度の上昇となった。変化の空間パターンなども含め、これらの結果は、おおむね既存の他機関による計算結果と整合するものであった。

1 序

人為起源の温室効果気体の増加などによる、数年から数百年程度の時間スケールでの全球規模の気候の変化を定量的に評価する手段としては、大気・海洋・陸面系の気候システムの諸過程を表現するような3次元数値モデル、すなわち気候モデルの利用が一般的である。このような気候モデルは古くは30年程前からアメリカなどで開発が始まり、現在では、世界の多くの研究機関でそれぞれ違った気候モデルが利用され、気候変動の研究に成果を上げている。しかし、これらのモデルはまだ完成されたものとはいえず、どのモデルも現実の気候の十分な再現には成功していない。モデルによる将来の気候変動の予測はモデル毎に大きくばらついており(IPCC, 1996)、どのモデルの結果が最も現実に近い結果であるかは全く明らかではない。

将来の気候変動の予測が正しいものであるためには、気候システムのさまざまな過程が適切にモデルに取り入れられていること、および、現在の条件のもとで、現在観測される気候の平均値が正しく再現されていることが必要であることは明らかである。それに加えて、気候システムに

はさまざまな時間スケールでの自然の変動が存在している。モデルが将来の気候変動の評価に耐え得るものであるためには、現在と過去の自然変動が正しく再現されていなければならない。また、モデルや観測データから人為起源の気候変動を評価するためには、人為起源以外の気候変動の特性を知っておくことがまず必要となる。

気候の予測評価を難しくしている一つの主要因は、雲や地表面などの気候の各サブシステムの変動を通じた強いフィードバック過程の存在である。例えば、温暖化によって積雪や氷が減少することは、太陽光の反射の減少などを通して、より温暖化を強める正のフィードバックとして働く。気候の変動を正しく評価するためには、このようなフィードバック過程が正しく表現されているかが重要な鍵となる。このような諸過程のフィードバック特性を理解し、その表現を改良する方向を見出すことは、モデルの結果の信頼性を評価し、さらに向上を試みる上で大変重要なステップである。

これらの背景をもとに、ここでは、現在および過去の気候の年々変動のシミュレーション、および今後の二酸化炭素の増加に対する温暖化のシミュレーションという二つの軸を中心に研究を行った。前者の目的は、モデルが気候の変動をどの程度正しく再現するかを確認することであり、後者の目的は、温暖化時の気候変動の評価を実際に行なうとともに、その際にどのようなフィードバックが働くかを知ることである。

ここで用いたモデルは、大気大循環モデル、大気・海洋混合層結合モデル、大気・海洋結合気候モデル、の3種類である。いずれのモデルも大気および陸面のモデルは本質的に同じであり、海洋の取り扱いがそれぞれ異なっている。これらについては、第2節に概略を記す。

主な研究成果は以下の通りであり、それぞれ節を設けて成果の概要を記述する。

- ① 過去の観測された海面水温を与えた大気モデルの10年間積分
- ② 大気海洋混合層結合モデルによる二酸化炭素倍増平衡応答実験
- ③ 大気海洋結合気候モデルによる二酸化炭素漸増実験

2 モデル

この研究で用いたモデルは、以下の3種類である。

- ① 大気大循環モデル
- ② 大気・海洋混合層結合モデル
- ③ 大気・海洋結合気候モデル

いずれのモデルも大気および陸面のモデルは本質的に同じものであり、海洋部分の取り扱いが異なっている。

大気(および陸面)のモデルは東京大学気候システムセンターと国立環境研究所のグループにより共同開発した大気大循環モデル(CCSR/NIES AGCM; Numaguti *et al.*,1997)であり、その概要を表1に示す。

表 1: CCSR/NIES AGCM の概要

基礎方程式	全球プリミティブ方程式系
予報変数	水平風速, 地表気圧, 気温, 比湿, 雲水混合比, 土壌温度, 土壌水分, 積雪量
離散化	水平はスペクトル変換法, 鉛直は σ 座標系による差分法
時間積分	リーブフロッグ法 + セミインプリシット法
分解能	変更可. 主に水平は T21(約 6 度), T42(約 3 度), 鉛直は 11 層, 20 層で利用
物理過程	2 stream k-distribution 放射 (Nakajima and Tanaka, 1986) 単純化した Arakawa-Schubert 型積雲対流スキーム 総水分予報型の大規模凝結スキーム Mellor-Yamada レベル 2 鉛直拡散 (雲の効果を考慮) パルク地表フラックススキーム 多層陸面熱伝導 バケツ型陸面水文モデル (植生抵抗の効果を考慮) 地形による重力波抵抗

海洋混合層モデルは、深さ 50m の一層の海洋混合層を持ち、その温度と海水の厚さを予報するものである。熱収支のみを考え、運動は陽には扱わない。混合層底面でのフラックスを、現実的な気候値が得られるように季節変化させて与えている。

大気・海洋結合気候モデルに用いている海洋モデルは、東京大学気候システムセンターによって開発された海洋大循環モデル (CCSR OGCM) である。その概要を表 2 に示す。

表 2: CCSR OGCM の概要

基礎方程式	上面に蓋を持つブジネスク方程式系
予報変数	水平流速, 温度, 塩分
離散化	B グリッドによる格子差分温度, 塩分は重みつきの上流差分
時間積分	リーブフロッグ法 + 松野スキーム
拡散	水平および鉛直拡散
物理過程	対流調節

大気大循環モデルによる実験は、CCSR/NIES AGCM を単独に用いるものであり、海面の温度および海水の分布は外部からデータとして与える。以下に述べる研究では、観測された海面水温・海水の水平分布を月毎のデータとして用意し、補間して与えている。

大気・海洋混合層結合モデルによる実験は、CCSR/NIES AGCM と海洋混合層モデルを結合して用いるものである。この場合、海面温度と海水量はモデル内部の予報変数となる。海洋混合層モデルでは、海による水平熱輸送が内部では表現されない。したがって、これを何らかの形で外部から与えてやらないと、現実的な気候は再現できない。そのため、まず、大気・海洋混合層結

合モデルを、各ステップごとに海面温度と海氷量を観測された値に近付けるような外力を与えて10年ほど走らせる。この外力の大きさをモニターし、それを月ごとのデータとして平均して保存しておく。各実験では、この海洋フラックス項を月毎のデータから補間して与える。これによって、現実的な気候の再現が可能となる。気候が変化した場合に海洋フラックス項が同じである保証は全くないが、その効果が小さいと考えられる範囲での議論が可能である。

大気・海洋結合気候モデルによる実験は、CCSR/NIES AGCM と CCSR OGCM を結合して用いるものである。さらに、海洋混合層モデルと同様な海氷のモデルも結合させる(現在のところ、海氷の海流による移流や流動は入っていない)。このような気候モデルでは、本来であれば、日射量、海陸分布などを与えるだけで現実の気候が再現されるべきであるが、独立に開発されたモデルを単に組み合わせただけでは、現在のところそれは困難である。そこで、通常は、大気と海洋の間の熱と水の交換のフラックスに「フラックス調節 (flux adjustment)」と呼ばれる補正を行ない、現在の気候が再現できるようにする。すなわち、海洋混合層モデルで行なったと似た方法を用いて、フラックスの補正項を求め、それを月毎のデータとして与えるようにする。その具体的な方法は、後で示す。

3 観測された海面水温を与えた大気モデルの10年間積分

数年から数十年の時間スケールにおいて、海面水温の変動は、大気および陸地面の状態の年々の変動をもたらす支配的な要因の一つとして知られている。海面水温の変動は、最近数十年にわたってほぼ全球的な観測データが得られている。また、最近の約15年間は、大気の客観解析データをはじめとするさまざまな全球的データが得られており、気候状態の年々の変動の把握が可能となっている。この海面水温の観測データを大気モデルに外部条件として与えることにより、モデルの大気および陸地面の状態の年々の変動が計算される。そこで、この変動を大気の観測データと比較検討することにより、モデルが自然の変動をどの程度良く表現するかについての知見を得ることができる。また、自然の変動を調べ、その特性を知ることは、気候システムのフィードバック特性を理解すること、また、人為起源と自然変動の混じったモデルや観測の結果から、それぞれを抽出するためにも必要なことである。

具体的には、1979年から1988年までの10年間にわたって、毎月の海面水温の観測データを与えてモデルを時間積分した。この期間には数年スケールの気候変動のうち最も重要なエルニーニョ現象が2回起きている。また、この期間は、全球大気モデルの国際比較のプロジェクトである大気モデル相互比較計画 (AMIP) に採用されており、各国約30の他のモデルの結果との比較が可能となる。

モデルはCCSR/NIES AGCM 5.4のT21(約600km格子)、20層のものを用いた。10年間のシミュレーション結果を観測データと比較したところ、対流圏におけるさまざまな量の年々変動の大きさははおおむね観測データと等しいかやや小さい程度であることが判明した(Numaguti et al., 1995)。シミュレーション結果と観測データの時系列データの間の相関係数を計算すると、低緯度域、特に下層850hPaの風や大気上端赤外放射(OLR)などの量の熱帯の東太平洋域での値は、相関係数0.7程度とかなり良い値を示した(図1)。しかし、中緯度・高緯度域では、北米付近を除き、あまり有意な相関は得られなかった。これはしかし、モデルの問題点を示すのではなく、中・高緯度においては海面水温の変動以外の要因によってもたらされる変動が大きいことを

示すものである。例えば、大気や陸面の初期の状態に大きく、またカオス的に依存する可能性が考えられる。

図2は、赤道東太平洋(NINO3領域)の海面水温を基準として、さまざまな場所の大気上端赤外放射(OLR)の時系列との相関係数を、モデルおよび観測のデータについて、地図上にプロットしたものである。OLRの変動は積雲対流の活動の変動を表すと考えられ、この図は、熱帯東太平洋の海面水温の変動により、全球的に積雲対流活動の変動が引き起こされることを示している。積雲活動は、大気の循環において重要な役割を担っており、この変動がモデルで正しく評価されることは大変重要なことである。モデルの結果と観測の結果は、定性的に良く一致している。これは、モデルによって積雲対流の変動がよく再現されていることを示すものである。ただし、インドネシア付近では応答の位置にややずれが見られ、またインド付近ではモデルでは現実データよりもかなり大きな値となっているなどの違いがある。これらの領域での積雲対流活動は、東アジア域の気候の変動を支配する要因として重要であると考えられており、この点での改善が必要であることが指摘される。

全球大気モデルの国際比較のプロジェクトである大気モデル相互比較計画(AMIP)に参加している他のモデルとの比較の結果、全般的に他のモデルとも比較して遜色の無い結果が得られていることが確認された。

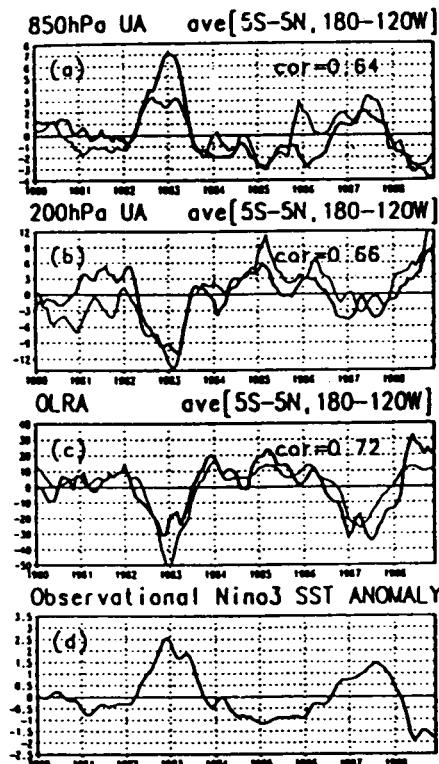
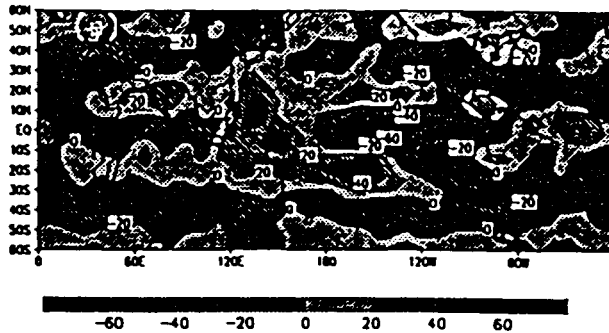


図1 5°S-5°N, 180°-120°Wの領域で平均したさまざまな量の平均からの偏差の観測とモデルの間の時系列。(a) 下層850hPaの東西風、(b) 上層200hPaの東西風、(c) 大気上端赤外放射(OLR)。(d)に海面水温の偏差を示す。"cor"は相関係数。

COR(OLR,Nino.3 SST)(T21L20)



COR(OLR,Nino.3 SST)(NOAA)

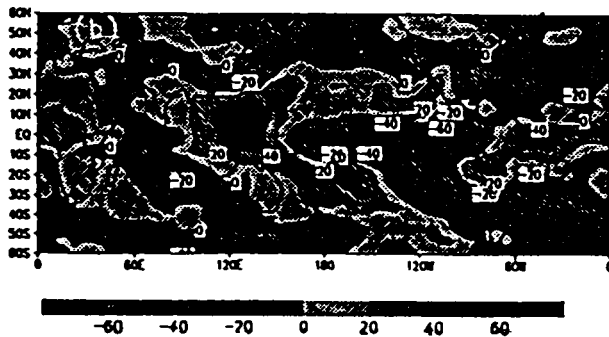


図 2 赤道東太平洋 (NINO3 領域) の海面水温と各点での大気上端赤外放射 (OLR) の時系列との相関係数。(a) モデルの結果、(b) 観測データの結果。

4 大気海洋混合層結合モデルによる二酸化炭素倍増平衡応答実験

(1) 実験の設定

温室効果気体の増加にともなう気候変動を評価する場合、通常の大気モデルのように海面水温を外部から与えた場合には、海洋の温度変化にともなうフィードバックが考慮されず、気温の変化が大幅な過小評価となる。また、温暖化時には海氷の量に大きな変化が起き、強いフィードバック効果をもたらすことが予測される。これらのフィードバックを考慮して、温暖化現象を表現するためには、海面水温および海氷の量の時間発展を評価することのできるモデルが必要となる。そのモデルとしては、深海までの海洋の力学と海氷を考慮した海洋大循環モデルと大気モデルとを結合したモデル、すなわち海洋大気結合気候モデルが有用であるが、まずここでは、その研究の前段階として、より簡単な海洋と海氷のモデルを作成し、大気モデルと結合することを試みた。

具体的には、上層 50m の海洋混合層の熱収支過程のみを考慮した 1 層のモデルであり、海流は陽には考慮しない。また、海氷も運動を考慮せず、熱収支のみを考えた簡単なものである。このモデルを大気と結合させる場合には、海洋混合層の下端を通じた熱のやりとりを評価して与える必要がある。この下端の熱フラックスは、常に海面水温と海水を観測された季節変化に引き戻すような強制力を加えて大気海洋混合層結合モデルを 20 年程度走らせることにより、その引き戻しの量を元に計算される。

この下端の熱フラックスが変化しないという仮定のもとで、大気との熱交換にともなう海面温度・海氷の変化を考慮した気候変動を評価することができる。二酸化炭素などの温室効果気体が徐々に増加する場合の年々の気候の変動は、海洋が熱を吸収して全体に分配するのに100年以上の長い時間がかかるために、この過程を適切に表現しなければ正しく計算することはできない。しかし、ある同じ条件下(例えば二酸化炭素が現在の2倍)で十分長い時間経ったときに平衡状態として実現される気候は、海の循環が現在の状態と大きく違ってこない限り、このような大気海洋混合層結合モデルで、おおまかには評価できると考えられる。このモデルは、海洋循環の変動を陽に扱ったモデルに比べ簡単であり、結果を得るために必要な計算時間も少なくて済むため、気候変動に関わる大気のプロセスのフィードバックを評価するなどの目的に適している。

(2) 実験結果

大気中の二酸化炭素が現在の状態と、二倍にした場合とでモデルをそれぞれ約40年間積分し、その差から、倍増時の平衡応答を評価した。図3は、地表気温の変化(年平均)の地理的分布であり、高緯度の大陸上および南極周辺の海氷域での上昇が大きい。図4は、東西平均した気温の変化(年平均)の緯度-鉛直断面であり、対流圏で昇温、成層圏(約200hPaより上)で下降という、従来の研究と一致した傾向が示される。また、高緯度では地表付近、低緯度では圏界面(約200hPa付近)付近で昇温が大きい傾向も従来の研究と整合的である。

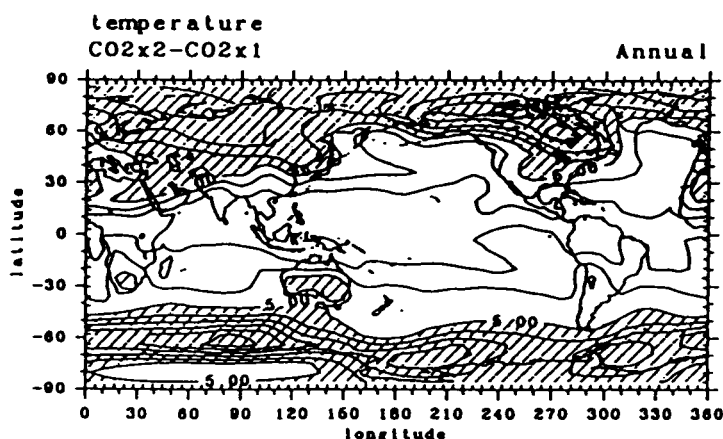


図3 大気・海洋混合層結合モデルによる、二酸化炭素倍増平衡応答の、地表気温の変化の分布。年平均。コンター間隔1度。ハッチは5度以上。

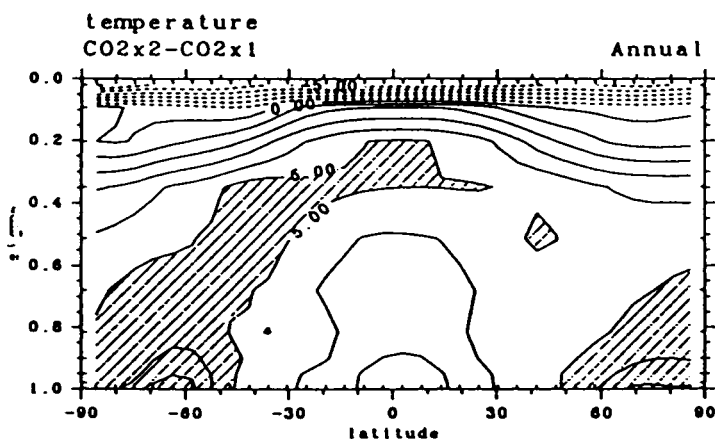


図4 大気・海洋混合層結合モデルによる、二酸化炭素倍増平衡応答の、東西平均した気温の変化の緯度-鉛直断面。年平均。コンター間隔1度。ハッチは5度以上。点線は負の応答(降温)。

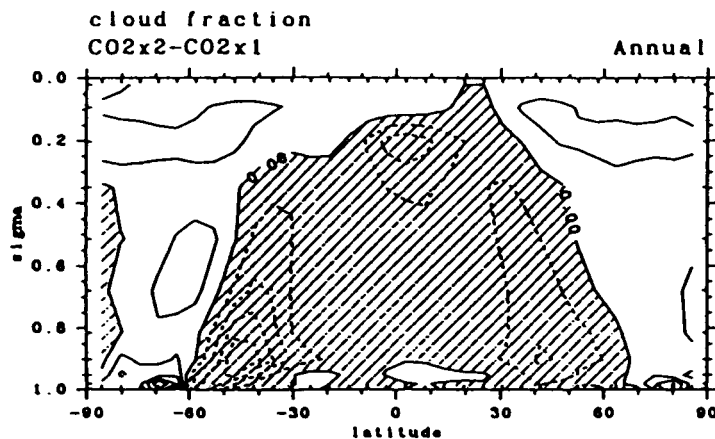


図5 二酸化炭素倍増平衡応答の、東西平均した雲量(雲面積比)の変化の緯度-鉛直断面(年平均)。コンター間隔2%、ハッチは負の応答(減少)。

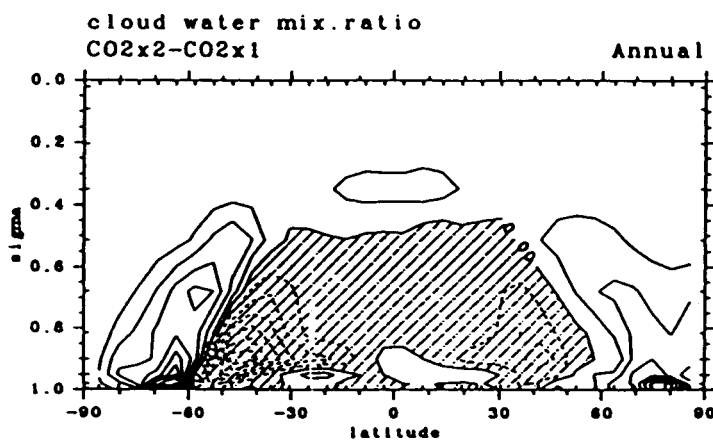


図6 二酸化炭素倍増平衡応答の、東西平均した雲水量(混合比)の変化の緯度-鉛直断面(年平均)。コンター間隔 2×10^{-6} 、ハッチは負の応答(減少)。

同様な計算を、二酸化炭素の値にかかわらず海氷を現在の気候値に固定した場合について行なった。この場合、海氷の減少による正のフィードバックが働かなくなるため、極地方を中心に大気下層での昇温が小さく、年平均の地上気温の上昇は約2.5度となっている。

図5は、東西平均した雲の面積比(雲量)の変化(年平均)であり、おおむね上層で雲量が増大、下層で雲量が減少となっている。これは、大循環や積雲活動の背が高くなったことにもなる変化であると考えられる。このような変化は、大気上端での上向き地球放射の減少、下向き太陽放射の増大をもたらし、温暖化を促進する効果がある。一方、図6は東西平均した雲に含まれる水の量(雲水量)の変化であり、熱帯下層や中緯度での大きな増加が見て取れる。これは主に気温の上昇によるものであり、この雲水量の増大は下層の雲量の減少にもなる下向き太陽放射の増大を打ち消す方向に働き、温暖化を抑制する効果がある。一方、亜熱帯では雲量、雲水量ともに減少している。

図7は、大気上端での雲の放射強制力の変化を示したものである。緯度50度よりも高緯度では、雲の増加とともに短波が冷却、長波が加熱を強める方向に働き、総計としては、冷却、すなわち温暖化を抑制する方向に働く。一方、緯度20度から50度では、逆に雲の減少とともに短波が加熱、長波が冷却を強める方向に働き、総計としては、加熱、すなわち温暖化を促進する方向に変化している。一方、熱帯域では、長波、短波ともに温暖化を抑制する方向に働いている。こ

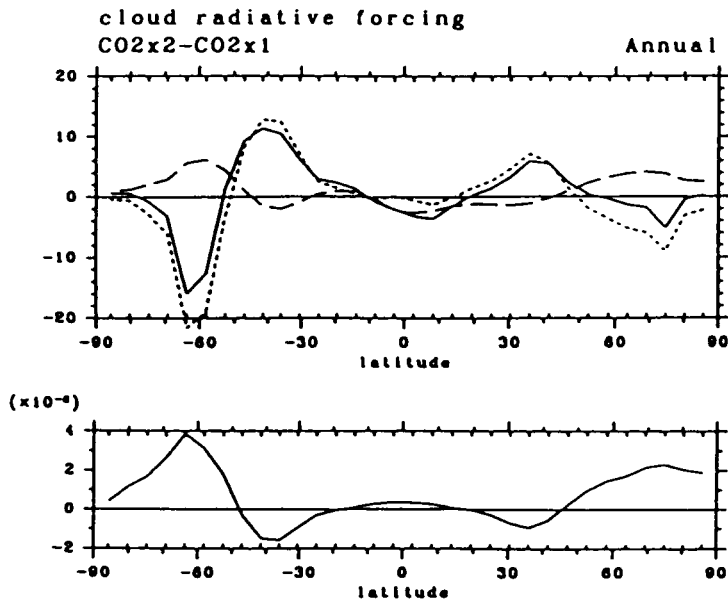


図7 二酸化炭素倍増平衡応答の、東西平均した雲大気上端での雲の放射強制力の変化の緯度分布。点線: 短波、破線: 長波、実線: その合計。下には、鉛直積分した雲水量の変化を示す。

れらは互いに打ち消し合うが、全体としては、雲の変化は、約 $1\text{W}/\text{m}^2$ の温暖化の促進のフィードバック効果となっている。

図8は、雲大気上端での雲の放射強制力(短波と長波の合計)の変化量と地表気温上昇量との散布図である。一見して、これらの量がよい正の相関を持つことがわかる。これから、雲の放射強制力の変化は、雲による温暖化のフィードバック効果に重要な役割を示すことが示唆される。今後、過去および現在の気候のシミュレーションなどによって、雲の放射強制力の変動が正しく評価されるかどうかを確かめ、改良して行く必要がある。

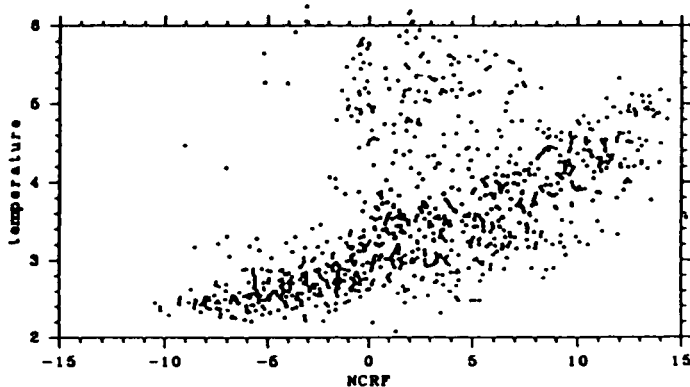


図8 二酸化炭素倍増平衡応答の、雲大気上端での雲の放射強制力(短波と長波の合計)の変化量と地表気温上昇量との散布図。緯度40度よりも赤道側。

5 大気海洋結合気候モデルによる二酸化炭素漸増実験

(1) 実験の設定

前節で述べたように、二酸化炭素などの温室効果気体が徐々に増加する場合の年々の気候の変動は、海洋が熱を吸収しその運動によって全体に分配するのに長い時間がかかるために、その評

価のためには、この海洋中の過程を適切に表現する必要がある。そのためには、海洋のモデルとして海洋大循環モデル (OGCM) を使い、それを大気大循環モデルと結合させた、大気海洋結合気候モデルを用いる必要がある。このような大気海洋結合気候モデルを用いた本格的な温暖化漸増実験は米国 GFDL の Manabe *et al.* (1991) によって始められ、最近では、日本の気象研究所 (Tokio *et al.*, 1995) を含めた多くの機関で行なわれている。

ここで用いたモデルは、CCSR/NIES 大気大循環モデルおよび CCSR 海洋大循環モデルであり、それぞれの分解能は水平 T21(5.6°)、鉛直 20 層、および水平 2.8°、鉛直 17 層版である。さらに、熱力学過程のみを考慮した海氷モデルと、流路網を考慮した河川流出モデルとが組み込まれている。

これら、独立に開発されたモデルを単に組み合わせただけでは、大気組成や海陸分布などの現在の条件を与えても、現在の気候を的確に表現することは困難である。現在の気候がある程度正しく表現されていないと、温暖化の影響を正しく評価することは無理であるため、通常は、大気と海洋の間の熱と水の交換のフラックスに「フラックス調節 (flux adjustment)」と呼ばれる補正を行ない、現在の気候が再現できるようにする。

具体的には、以下のような手順で実験を行なった。まず、大気モデルを 15 年、海洋モデルを 4000 年、それぞれ観測気候値を境界条件として独立に積分する。この大気モデルの結果を平均した海面フラックスを海洋モデルに与え、さらに海面温度、塩分、海水厚を観測気候値に引き戻すような強制力を加えることにより海洋モデルを 2000 年走らせる。この引き戻しの量を月ごとに平均して、「フラックス調節」として求める。この後、大気モデルと海洋モデルを結合させ、観測気候値への引き戻しを保ったまま 40 年間積分することにより、このフラックス調節をさらに補正する。これ以降は、観測気候値への引き戻しはせず、海面フラックスに一定量(場所と季節変化のみの関数)のフラックス調節を加えて走らせた結果が標準実験である。二酸化炭素を増加させる実験においても、同じフラックス調節を用いて時間積分を行なう。このフラックス調節前後の海面フラックスの平均値を図 9, 図 10 に示す。

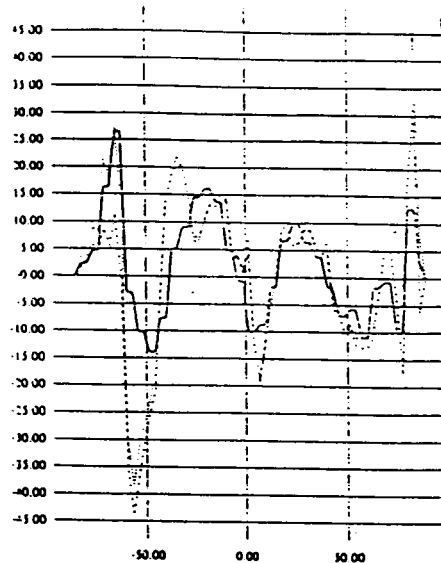


図 9 海面における熱フラックスの東西平均分布 (W/m^2)。実線:大気モデル側のフラックス、点線:海洋モデル側のフラックス(結合前)、破線:海洋モデル側のフラックス(結合後)。実線と破線の差がフラックス調節量となる。

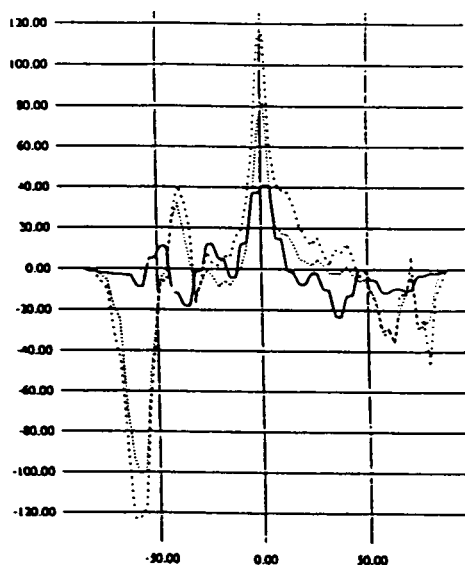


図10 海面における水フラックスの東西平均分布 (10^{-10} %/s)。その他は図9と同じ。

このフラックス調節を行わずに結合モデルを走らせると、南半球では海水が減少とともに温暖化し、北半球や熱帯は冷却化する傾向となる。このようなフラックス調節が必要な理由はまだよくわかっていないが、海洋のモデルの表層および深層の混合過程、海氷過程、あるいは大気モデルの雲過程など、いろいろな原因が考えられる。研究の過程で一つ明らかになったことは、このフラックス調節の量は、風による運動量フラックスをどのような頻度で海洋に与えるか、などといったことにも大きく依存することである。このフラックス調節の量は海面フラックスの絶対値に比べて決して小さくはない。この調節量を小さくして行くことは今後の大きな課題である。

(2) 実験結果

標準実験の全球平均地表気温の時系列を図11に、海水面積の時系列を図12に示す。結合を始めて40年後に引き戻しを止めてから最初の100年ほどの間に約0.4度の気温上昇が見られる。また、引き戻しを止めてから比較的短い間に、海水面積の減少が見られる(北半球で1割、南半球で2割程度)。さらに、海洋深層の温度にも多少のドリフトが見られる(図略)。これらのドリフトの原因はまだ特定できていないが、以降に述べる温暖化のシグナルに比べるとかなり小さいので、温暖化の気候変動を論ずるのに支障を起こす程ではないと考えられる。

結合後60年め、気候値への引き戻しを終えてから20年後を出発点として2通りの温暖化実験を行なった。図13に、その結果を示す。点線は、1年1%(複利)で漸増する場合(漸増実験)の結果であり、細実線は瞬時に倍増した場合(倍増実験)の結果である。漸増実験においては70年め(図ではyear 90)に二酸化炭素濃度が倍(690ppm)となるが、このとき全球平均気温は標準実験(太実線)に比べて約2度高くなっている。倍増実験の結果は、これに比べてやや高いものの、大きな差はない。振幅0.5度程度の数十年スケールの変動がこれに重なって見えている。

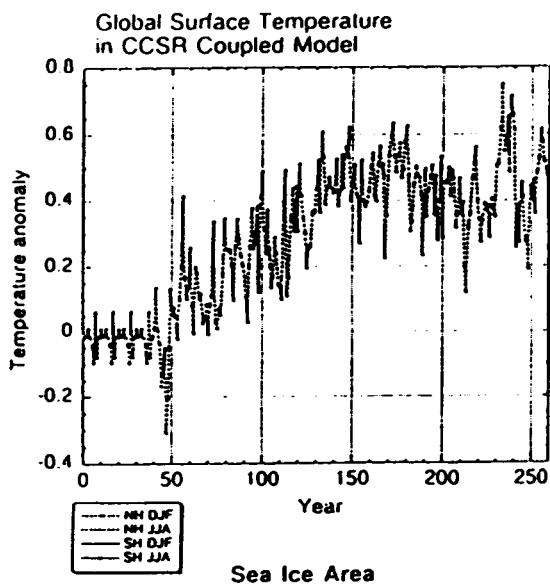


図11 標準実験の全球平均・年平均地表気温の変化。結合を始めた時点をもとしてある。最初の40年のみ、観測気候値への引き戻しを行なった。

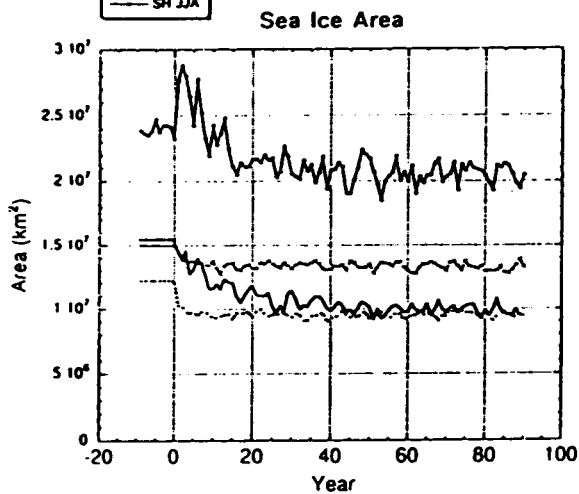


図12 標準実験の海水面積の変化。観測気候値への引き戻しを止めた時点をもとしてある。太点線: 北半球冬、細点線: 北半球夏、太実線: 南半球冬、細実線: 南半球夏。

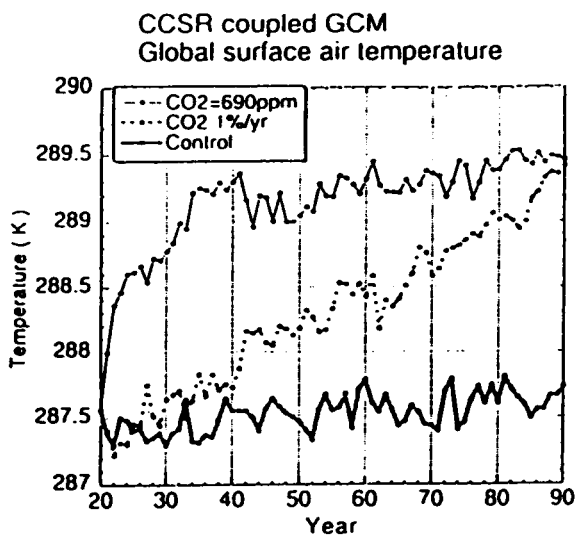


図13 全球平均・年平均地表気温の変化。観測気候値への引き戻しを止めた時点をもとしてある。太実線: 標準実験、点線: 漸増実験、細実線: 倍增実験。

図 14 は、倍増実験と標準実験の間の年平均地表気温の差の地理的分布である。大陸上の気温上昇はおおむね 2.5K 以上であり、北極域で大きい。北極を除く海洋上では概して 2K 以下であるが、南極周辺、北大西洋ではほとんど上昇がみられない。また、北西太平洋にも昇温の極小域が存在する。熱帯太平洋では、東部の昇温が比較的大きい。これは、東西の基本的な温度傾度を小さくする方向で、エルニーニョ型の応答である。これを熱収支で見ると、西太平洋での雲の増加による短波放射の影響が大きい。北大西洋と南極環海で気温上昇がほとんどみられないのは、海洋循環の沈み込み域であることが関係している。北大西洋の深層循環セルの強度は、標準実験が 20Sv 以上であるのに対し、倍増実験では 5Sv ほど弱まる結果となる。海水の減少は北極域では顕著であるが、南極環海ではあまり変化がない。これらの特徴は、他の大気海洋結合モデルによる評価と定性的におおむね一致する。ただし、北西太平洋の昇温の極小は、他のモデルではあまり見られない特徴である。

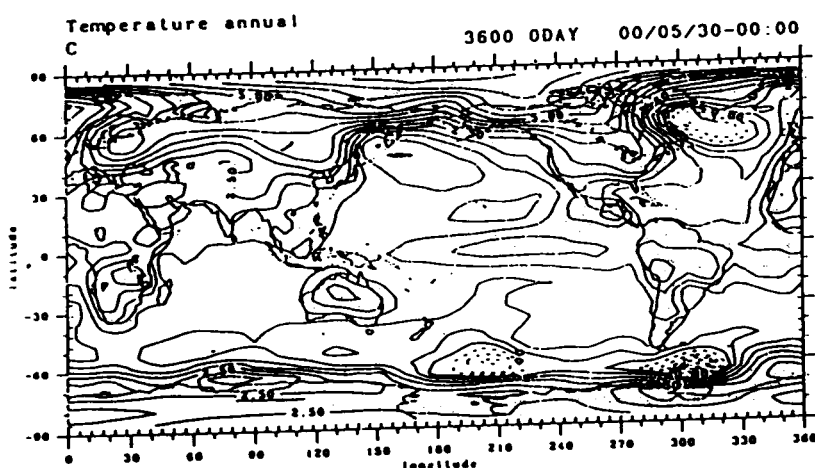


図 14 倍増実験と標準実験の間の年平均地表気温の差の地理的分布。等値線間隔 0.5K、1.5K 以上に陰影。

これらの結果は、大気海洋結合気候モデルの国際比較プロジェクトである結合モデル相互比較計画 (CMIP) にエントリーする予定である。他のモデルとの相互比較、さまざまな感度実験等によりこれらの結果の確からしさの検討と、その向上を目指す必要がある。また、今後、温暖化の地理的分布に大きな影響を及ぼすと考えられているエアロゾルなどの影響を取り入れていくことも重要な課題である。

6 まとめ

温室効果気体の増加などに起因する、数年から数百年程度の時間スケールでの全球規模の気候変動の評価を行なうことを目標として、気候モデルを用いた気候変動のシミュレーションを中心とした研究を行った。

まず、過去の観測された海面水温を与えて、大気モデル (CCSR/NIES AGCM) を 10 年間積分し、その結果を観測資料と比較し、いくつかの問題点も残っているものの、良好な気候値や年々の変動の再現性があることが確認された。

二酸化炭素の増加に対する温暖化のシミュレーションとして、まず、大気・海洋混合層結合モデ

ルによる二酸化炭素倍増時の平衡応答の計算を行ない、この結果を、雲によるフィードバック効果を中心に解析した。亜熱帯域における雲の減少が大きく効くために、全体としては雲のフィードバック効果は弱い温暖化促進効果を持っていることが示された。また、大気・海洋結合気候モデルによる1%/年の二酸化炭素漸増応答を計算した。その結果、70年後に二酸化炭素が2倍となった時点で全球平均地表気温は2度程度となった。変化の空間パターンなども含め、これらの結果は、おおむね既存の他機関による計算結果と整合するものであった。

今後は、これらの結果の解析をさらに進めるとともに、海氷、海の拡散過程、雲過程などを改良したモデルでより信頼性の高い結果を得ることが必要である。また、より高い空間分解能での評価や、エアロゾルなどの二酸化炭素以外の人為起源物質の効果を取り入れて、不確実性の幅の見積もりも含めた定量的な気候変動の評価を行なうことが望まれる。

参考文献

- Manabe, S., R.J. Stouffer, M.J. Spelman, and K. Bryan, 1991: Transient Response of a Coupled Ocean-Atmosphere Model to Gradual Changes of Atmospheric CO₂. Part I: Annual Mean Response. *J. Climate*, 4, 785–818.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, and A. Sumi, 1997: Description of CCSR/NIES Atmospheric General Circulation Model. Submitted to *J. Meteor. Soc. Japan*.
- Tokioka, T., A. Noda, A. Kitoh, Y. Nikaidou, S. Nakagawa, T. Motoi, S. Yukimoto, and K. Takata, 1994: A Transient CO₂ Experiment with the MRI CGCM — Quick Report —. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 817–826.

研究発表

- Numaguti, A., M. Kimoto, T. Nakajima, M. Takahashi, and A. Sumi, 1995: Simulated Climatology and Interannual Variation of CCSR/NIES AGCM. Proceeding of AMIP Conference.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, and A. Sumi, 1997: Description of CCSR/NIES Atmospheric General Circulation Model. Submitted to *J. Meteor. Soc. Japan*.
- 沈学順, 木本昌秀, 沼口敦, 1995: CCSR/NIES 大気大循環モデルの観測された SST に対するレスポンス, 気象学会予稿集
- 高田久美子, 阿部彩子, 木本昌秀, 沼口敦, 住明正, 1995: CCSR/NIES 大気-海洋混合層結合モデルによる CO₂倍増実験, 気象学会予稿集
- 沈学順, 木本昌秀, 1995: CCSR/NIES AGCM に現われたインドモンスーンの強弱とその前兆, 気象学会予稿集, No. 68.
- 高田久美子, 阿部彩子, 木本昌秀, 沼口敦, 住明正, 1996: CCSR/NIES AGCM における雲の放射強制力の解析, 気象学会予稿集, No. 69.