

GISPRI 仮訳

Intergovernmental Panel on Climate Change

I P C C 技術報告 2

I P C C 第二次評価報告書で使用された単純気候モデルの手引き

1 9 9 7 年 2 月

(注) 図、表は原文参照

## 要約

このテクニカル・ペーパーは、気候系と単純気候モデル（SCM）の手引きとするものであり、その目的は、(a) SCMの機能、SCMに含まれているプロセス、より複雑なモデルに対するSCMの長所と短所、SCMを適用する目的、IPCC第二次評価報告書の作業グループ（IPCC・WG、1996年<sup>1</sup>）でSCMが幅広く使用された理由を説明することと、(b) SAR・WG（セクション 6.3）と「大気中の温室効果ガスの安定化：物理的・生物学的・社会経済的影響」（IPCC TP STAB、1997年）に示された微量ガス濃度、地球平均気温の変化、地球平均海水面〔海水準〕の上昇を予測するために使用される手続きと前提を十分に文書化すること - - の2つである。

<sup>1</sup>：以下、SAR・WG という。

来世紀中の気候変動とその影響（平均海水面の上昇など）にとって重要な気候系の主要な要素は、大気、海洋、陸上生物圏、氷河、氷床、地表面である。気候系に対する人間の摂動(human perturbations)の影響を予測するためには、気候系の要素に作用する主要なプロセスすべての影響とそれらの間の相互作用を計算する必要がある。こうした気候プロセスは、質量、運動量、エネルギーの保全などの物理法則に基づき数学用語で表現することができる。しかし、システムが複雑であるということは、コンピュータを利用しなければこうした数学的方程式体系を計算できないということを意味する。したがって、数学的定式化はコンピュータ・プログラムで実施される。これを「モデル」という。気候をシミュレートするのに有効な気候系の要素がこのモデルに十分に含まれているとき、通常これを「気候モデル」という。気候系モデルは、一部の社会科学分野で使用されている統計的モデルとは異なる。後者のモデルは、もっぱら経験的な相関関係に基づいており、基本的な物理法則の体系とは無関係だからである。

気候系は、様々な複雑度のモデルで示すことができる。つまり、ある気候系のモデルについて、モデルの階層構造を確認することができる。所与の階層内のモデルの間の主要な差は、次の通りである。

・〔モデルの空間次元の数〕 モデルでは、空間で連続的に変化する物理量（気温、湿度、風速など）を有限個の点での値で表現する必要がある。グリッドの個々の点の間隔を「空間解像度」という。気候の研究に使用される大気と海洋のモデルの中で最も複雑なもの（大気・海洋一般循環モデル、OAGCMという）では、このような量は3次元（経度 - 緯度 - 高度）グリッドで表現され、典型的な水平解像度は数百キロメートルである。比較的単純な気候モデルは、1または2以上の空間的な次元にわたる平均としてこうした物理量を表現することができる。例えば3次元グリッドの代わりに、個々の点を所与の緯度と高度ですべての経度にわたって得た平均として、2次元（緯度 - 高度）グリッドを使用することができる。

- ・〔物理プロセスをどこまで明示に定式化するか〕 来世紀にわたる気候の予測に使用される複合気候モデルの中でも最も複雑なもの（AOGCM）でも、標準解像度は水平方向で数百キロメートルである。気候変動の多くの主要な要素（雲、地表面）は、現実にはこれよりはるかにスケールが小さい。高解像度の詳細なモデルだけを利用してこのようなプロセスを予測することはできるが、そうしたプロセスを気候モデルに含めるのは計算上コストがかかり過ぎる。その代わりに気候モデルは、粗いグリッド・スケールでこうしたサブグリッド・スケールが気候系に及ぼす影響を表現しなければならない。小規模な現象が大規模な現象に及ぼす影響を定式化することを「パラメータ表示」という（SAR・WG：セクション 1.6.1）。上述したようにこのモデルの次元数が小さくなれば、パラメータ表示しなければならないプロセスは多くなる。
- ・〔経験的パラメータ表示をどれくらい取り入れるか〕 モデルはすべて、モデルグリッドで明示に表現されないプロセスを表現するためにパラメータ表示に頼る。したがって、解像度と次元の異なるモデルの間の主要な差は、パラメータ表示の必要性ではなく、どこまでパラメータ表示を取り入れるかである。しかし3次元AOGCMでも、このモデルの大きな動作と明示に計算されるプロセスの性質（風や海流など）は、サブグリッド・スケールのプロセスをパラメータ表示する方法に大きな影響を受けることがある。
- ・〔モデルの実行に要するコスト〕 SCMは、より複雑なモデルより計算効率が高く、したがって多種類の温室効果ガスの将来排出量の様々なシナリオに応じて将来気候変動の研究に使用することができる。こうしたシナリオ分析はAOGCMでは実行できない。

気候モデルは、包括度（すなわち定式化される気候要素の数）に差があることがある。例えば、ある気候モデルは大気のみモデル化を試みることができるが、もっと複雑なモデルは、大気（と大気化学）、海洋、陸上生物圏、海洋生物圏を含めることができる。

本稿では、IS92排出量シナリオに対応した地球平均気温と海水面の変化と二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）安定化プロファイルを予測するSAR・WGで使用される単純化モデル（セクション 6.3、7.5.2、7.5.3）を「単純気候モデル」（SCM）という。SCMに含まれているモジュールは、次のものを計算する。すなわち(a) 所与の将来排出量についての温室効果ガス濃度 (b) 温室効果ガスとエアロゾル前駆体排出量の計算値から得られる放射強制 (c) 放射強制の計算値に対する地球平均気温の反応 (d) 海水の熱膨張および氷河・氷床の反応による海面上昇 - - である。これらのステップは、以下に簡潔にまとめられている。

#### 排出量から濃度への変換

所与の排出量から温室効果ガスの将来濃度を計算するには、大気中から様々なガスを変換(transform) し、除去するプロセスのモデル化を伴う。例えばCO<sub>2</sub>の将来濃度は、S

A R・W G では、大気と海洋および陸上生物圏の間の C O<sub>2</sub> 交換の表示を含む炭素循環モデルを用いて計算された。他の温室効果ガスは、異なる貯蔵源の間で交換されるのではなく、化学反応を通じて破壊される。濃度は、一旦ガスの大気中の寿命がより複雑な 2 次元および 3 次元大気化学モデルから決定されれば、極めて単純な S C M の方程式を用いて導出することができる。

#### 濃度から全地球平均放射強制への変換

地球規模で一様な温室効果ガスの濃度が与えられれば、詳細な放射移転 (radiative transfer) 計算の結果にぴったり適合する単純な公式を用いて、直接の全地球平均放射強制を計算することができる。対流圏オゾンの場合、このガスが化学反応を通じて前駆体ガスの排出から生じ、その濃度が空間的、時間的にきわめて変化しやすいという事実により事態は複雑になる。この場合、濃度は直接計算されず、放射強制は化学反応全体のプロクシーとして、他のガスとの単純なリンケージに基づいて変化すると想定される。同様に、成層圏オゾンの破壊による放射強制は、塩素と臭素を含む化学物質の排出量に対する単純な関係に基づいて直接計算される。これは、詳細化モデルの結果に基づいてすでに基準化 (calibrate) されている。最後に、下層大気中のエアロゾル量はエアロゾルの寿命が短いためほぼ瞬時に、排出量の変化に対応する関係から排出シナリオを指定することは濃度シナリオを指定することに相当する。したがって、S A R・W G で使用される S C M では、地球のエアロゾル排出量は、3 次元大気一般循環モデル (A G C M) の結果を用いて全地球平均放射強制 (直接要素と間接要素の双方) に直接リンクされる。A G C M は、大気中のエアロゾルの量・分布・特性を決定するプロセスとその結果生じる全地球平均放射強制を明示に表示しようとするものである。こうしたプロセスは、十分理解されおらず、その結果生じる放射強制はきわめて不確実である。

#### 全地球平均放射強制から地球平均気温への変換

全地球平均放射強制のシナリオが与えられれば、次の手順は、その結果生じる時間で変動する (「過渡的」) 気候の反応を計算することである。この反応は、気候感度と海洋による熱吸収率の双方に左右される。気候感度は、所与の放射強制に関する全地球表面温度変化を表す尺度の 1 つで、放射強制に対する気候系の反応の仕方 (雲、海氷、水蒸気を伴うフィードバック過程を含む) に責任を負うプロセスの複雑度を取り扱う。

温室効果ガスとエアロゾル前駆体の将来排出量の所与のシナリオについて、S C M の反応は、気候感度と海洋による熱の吸収 (uptake) を規制する少数のパラメータによって抑制される。気候感度は、(a) 3 次元 A G C M によるシミュレーション (b) 宇宙への放射減衰を決定する基本的プロセス、したがって気候感度に関連して重要な時間的・空間的スケールでの直接観測 (c) 古気候の放射強制および気候の反応の再構築 (d) 全地球気温の

歴史的記録による海洋 / 気候モデルの実行結果の比較 - - という4つの独立した方法によって推定することができる。

SCMの気候モジュールは、地球平均気温に関する情報を与える過ぎない。地域的気候、他の変数（降水量など）の変化、ばらつき、極値の変化に関する情報については、3次元AOGCMが必要になる。

#### 地球平均気温から地球平均海水面の上昇への変換

SCMでは、地球平均海水面の上昇は、(a) 海水の熱膨張（時間で変動する海洋の温度変化プロフィールに依存する）(b) 氷河、小規模の氷冠、氷床（その寄与率はSCMが計算する地球平均気温の変化により導出される要素の単純モデルを用いて計算される） - - の寄与率をベースに計算される。

時間に依存する将来の地球平均気温の変化を予測する際に単独で最大の不確実性の源泉となるのは、平衡気候感度である。この感度は、CO<sub>2</sub> 倍増について1.5~4.5 の範囲にある予想される。SCMは、放射強制摂動への地球平均気温の反応は、その摂動への地球平均値のみに依存し、気候感度は放射強制の大きさまたは方向とは無関係に同一であると想定する。放射強制の大きさ・方向・性質に対する気候感度の依存度は、ほとんどの場合、気候感度自体の基本的な不確実性に比べて僅か（3分の1）であると考えられる。

平衡気候感度は地球平均海水面の予測に当って、単独で最も重要な不確実性の源泉でもあるが、海洋の深度による温度変化のばらつきと氷河および氷床の反応も重要な不確実性の源泉である。大気中の二酸化炭素の蓄積量については、最大の不確実性は陸上生物圏と気候との相互作用に関係している。大気中のCO<sub>2</sub> の推定蓄積量の不確実性は、20~30年間にわたる予測ではわずかと考えられるが、もっと長期の予測ではかなり大きくなる。

単純モデルと複合モデルは、取り得る将来の気候変動の範囲、それらの影響、相互作用効果に対する理解を深める上で重要な役割を果たす。単純モデルでなく複合モデルによって解明される基本的プロセスを研究するためには、複合モデルの方が適している。複合モデルは、気候の平均と感度の地域規模の変化に信頼すべき予測を与える可能性もある。単純モデルを定式化して複合モデルの地球規模の平均的動作を再現し、地球規模の観測値に基準化することができる。単純モデルは、計算効率と概念の明確さにより、地球規模の変動シナリオの作成と分析に役立ち、サブシステム属性の相互作用効果の研究に役立つ。時間で変動する地域的気候変動をシミュレートするためにAOGCMを使用したり、比較的広範囲にわたる感度分析やシナリオ分析のためにSCMを使用しようとする場合は、コンピュータ・リソースと様々な要素の結合に際して、どの程度の詳細度レベルが適切かについて実際的な要因を考慮しなければならない。地球システム科学の長期目標は、気候系について段階的に高度化された結合モデルを開発することである。

SAR・WG で使用された気候系モデルは、現存の気候とともに、歴史的気候変動と古気候変動の基本的特徴を再現する能力があるかどうかをテストされている。こうしたモデルが、将来の条件についても妥当かどうかは証明できないが、大気系 / 海洋系 / 生物系の様々な特性の観測値と最近観測された変化を再現する能力があることからみて、将来の気候系の予測に使用して差支えないことが分かる。

もっとも、気候系のモデル化には多くの不確実性が残っている。気候の変化の中で、一部の気候系プロセス（雲など）で起り得る変化にはかなりの不確実性がある。気候の放射バランスにエアロゾルが及ぼす影響も十分に解明されていない。予測しにくい海洋循環の変化は、地域的気候変動と地球的気候変動の双方に大きな影響を及ぼす可能性がある。大気と陸上生物圏および / または海洋との間の炭素フローに予想外の変化が起る可能性がある。にもかかわらず、重要なプロセスの基本的理解とそれらのモデル化を改善するために研究が続けられる。

## 1. はじめに

### 1.1 目的

このテクニカル・ペーパーは、気候系と単純気候モデル（SCM）の手引きとするものであり、その目的は、(a) SCMの機能、SCMに含まれているプロセス、より複雑なモデルに対するSCMの長所と短所、SCMを適用する目的、SAR・WGでSCMが幅広く使用されている理由を説明すること、(b) SAR・WG（セクション 6.3）、大気中の温室効果ガスの安定化に関するIPCC T P S T A B（1997年）に示された微量ガス濃度、地球平均気温の変化、地球平均海水面の上昇の予測を行うために使用される手続きと前提を十分に文書化すること - - の2つである。

### 1.2 科学的分析と政策分析の手段としての気候モデル

気候系を理解することは、科学上本質的に重要なことである。大気、海洋、生物圏、氷雪、地表面に対する理解が深まるにつれて、地球科学が根本から変革されつつある。さらに近年、緊迫感にかられて気候系のモデル化の研究が進んでいる。人間の活動が大気の組成を改変し、地球規模で地域的に気候に影響を及ぼし、最終的に人間の経済と自然の生態系に影響を及ぼすという見通しから、気候系モデルの開発が促されている。

気候自体の変化に先立って有益で信頼すべき政策分析手段を確立することが重要なことは明らかである。したがって、SAR・WGに貢献している研究者が利用した気候系モデルは、少なくとも部分的には、排出量から影響への因果関係の連鎖を通じて温室効果ガスとエアロゾルによる気候への人為的影響を適時に予測したいという思いにかられて開発されている。

気候系モデル化の重要な概念の1つは、複雑度、次元数、空間解像度のレベルが異なる階層構造の概念である。ここで、モデルの階層構造のそれぞれに対する様々な疑問に答えるのが適切かも知れない。分析の前後関係を度外視して特定のレベルの是非を判断するのは無意味だからである。

気候系の個々の要素が適切なレベルの詳細度で表示されるようなバランスを保つことが理想である。どのようにバランスを保つかは、モデル作成者の「腕」である。手法上取りたてて手掛かりは存在しないが、ある程度の全般的原則は明確である。例えば、関心のある特定の分野にほとんど影響しない気候系の一部に関する詳細なモデルを、モデルの出力を支配する物理的プロセスを大まかに表示するモデルに結合することはコンピュータ・リソースを有効に利用することにはならない。アインシュタインはかつて、「何事も可能な限り単純でなければならないが、それ以上単純であってはならない」という警句を發した。

何世代にもわたって、モデル作成者たちは「それ以上単純でない」ことが何を意味するかについて悩んできた。これは、IPCCが行った人為的気候変動の評価にとって特に重要な問題である。

IPCCが利用した最も一般的な気候変動のコンピュータ・モデルは、結合AOGCM（セクション 3.1を参照）である。これは、大気と海洋の領域をそれぞれ風速、気温、湿度（大気）、塩分（海洋）のような特性の平均値を割り当てた3次元(volumetric)グリッド、つまりボックスに分割して、大気と海洋の方程式を近似的に解くものである。このボックスの大きさがモデルの水平解像度である。ボックスが小さければ小さいほど解像度は高まる。一般循環モデル(GCM)を伴う研究の前提の1つは、解像度が高まるにつれて気候シミュレーションの現実性は改善するというものである。

実際には、計算上の限界により、重要なサブグリッド・プロセスを解明するのに十分な高解像度のGCMモデルは望めない。最も解像度の高いGCMのスケールを下回るスケールで起る現象が無視し得ないものに含まれるのは、雲の形成と雲の大気放射との相互作用、硫酸塩エアロゾルの力学および光散乱、海洋ブルームおよび境界層、大気と海洋の双方のサブグリッド乱流、大気・生物圏間の質量、エネルギー、運動量の交換、陸上生物圏の成長、衰退、空間的相互作用、海洋生物圏生態系力学など - 若干の例をあげるにとどめる - である。こうしたプロセスのスケールと全地球モデルの計算上実現可能なグリッド・スケールとの間の不一致は、地球システム科学のよく知られた問題の1つである。

サブグリッド気候プロセスを説明するために、このアプローチは「パラメータ表示」（すなわち、経験的または準経験的關係を使用してモデルの解像度スケールで正味（地域平均）の影響を近似すること）である（詳しくはセクション 3を参照）。強調しなければならないのは、気候系モデルにはすべて経験的パラメータ表示が含まれ、最初の原則から自己の結果をすべて導出するモデルは1つもないということである。単純モデルと複合モデルとの概念上の主要な差は、実証主義がどのような階層構造のどのレベルで入り込んでくるかである。

例えば、化石燃料の燃焼が排出するCO<sub>2</sub>の温室効果により気候が温暖化するにつれて海洋に入る熱と炭素を説明することが不可欠である。このエネルギーと海空界面に入る質量の海洋内での内部混合と輸送が、将来のCO<sub>2</sub>、気候、海水面の変動の予測に使用されるどのモデルでも表示しなければならない基本的プロセスである。熱と溶融炭素がサーモクライン〔水温躍層〕（海洋深度の最初のほぼ1キロメートル）に浸透する率によって、所与の放射強制についてどれくらい地球温暖化が実現し、どれくらいのCO<sub>2</sub>が大気中に残るかがコントロールされる。原理上、こうしたプロセスはAOGCMで計算することができるが、AOGCMは、現在のところ広範な排出シナリオについてコンピュータ上で実行するには時間がかかり過ぎる。このため、IS92排出シナリオの全地球平均のCO<sub>2</sub>、温度、海水面の予測、SAR・WG に示されたCO<sub>2</sub>安定化計算、IPCC TPST AB（1997年）での同様の計算は単純モデルで行われた。

気候系モデル化に当って、最も適切なパラメータ表示レベルをどう選択するかは、科学の最良の知識とコンピュータの限界に基づく定性的判断である。Hoffert, et al. (1980年, 1981年) が導入し、後に他の多くの研究者 (セクション 3.1) が開発した、いくつかのIPCCによる炭素循環、気候、海水面の計算で世界の海洋のパラメータ表示に使用された1次元湧昇流拡散海洋を考慮されたい。このパラダイムでは、3次元世界海洋の代わりに1つの水平方向に平均したコラムが採用される。このコラムでは、炭素の濃度と温度は深度とともに変化する。このコラムは、その頂点の質量とエネルギーを混ぜり合った海洋表面層と交換する。このコラムはその底部で、沈降流極地からの冷水の供給を受ける。この1次元パラダイムは、歴史上の気候と炭素循環の変動をうまくシミュレートする。このコラムの代わりに1つのよく混ぜり合ったボックスまたは純粹拡散海洋を採用してさらに単純化しようとする、単純化し過ぎることになる。よく混ぜり合ったボックスは、表面での炭素排出量と放射強制が変化する率に比べて海洋の混合時間が長いという事実を説明することができない。その結果、時間の経過につれた熱と増野吸収率は誤ったものになる。事態は、すでに1次元湧昇流海洋で「可能な限り単純」になっているため、われわれはここで作業をストップする。

もう1つよくある質問は、「モデル予測が信頼できるかどうかをどうしてわかるのか?」というものである。現代の科学は、いかなる仮説またはモデルについても絶対的に真であることを証明する方法がないことを認めている。同じ観察結果について異なる説明が成り立つからである。この意味で、最も確立した物理法則でも「条件付」である。というよりもむしろ、ある理論またはモデルが偽であるかどうかを判定基準でなければならない。ある理論またはモデルが首尾よくその基準を満たすという課題の独立性が強ければ強いほど、それに対する信頼が高まる。実は、ある予想の検証可能性は、科学領域でその予想が考慮されるべき必要条件になる。科学哲学者で反証可能性の原則を確立したサー・カール・レイムンド・ポパーが言うように、「われわれが特定の自然法則が信じる上で最も安全な根拠は、それを反証しようとしてもうまくいかないということである」(Popper, 1969年)。

反証可能性のルール適用は、CO<sub>2</sub> 倍増についてSAR・WG によって十中八、九ほとんど1.5~4.5 の範囲にあると推定された平衡温度変化に相当する気候感度の値 (セクション 2.3) に認めることができる (SAR・WG : テクニカルサマリー、セクション D.2)。気候感度は、物理法則とサブグリッド・スケール・モデルのパラメータ表示の組合せに基づいてAGCMで計算されるが、単純海洋/大気モデルへの入力として直接指定される。気候感度を推定するために使用されている独立の方法が少なくとも4つある。すなわち、(a) 3次元AGCMによるシミュレーション (Cess, et al., 1989年) (b) 宇宙への放射減衰、したがって気候感度を決定する基本的プロセスに関連して重要な時間的・空間的スケールでの直接観測 (Soden and Fu, 1995年など) (c) 古気候 (原始気候) の放射強制および気候の反応の再構築 (Hoffert and Covey, 1992年) (d) 歴史的な地球気温の記録による海洋/気候モデルの比較 (セクション 4.2および図10を参照) - - がそれ

である。それぞれの方法には独自の欠点と不確実性がある。しかし、上記の独立の方法がそれぞれ示す結果は、すべて S A R ・ W G の 1.5 ~ 4.5 の範囲に一致し、それを大幅に下回ったり上回る値にはならない。

最後に、単純気候系モデルは、全地球平均とゾーン別平均しか取り扱わないという欠点があるように見えるのに対して、排出量から影響にいたる統合評価におけるリンクを完成するためには温度と降水量の変化の地域別変動が必要である。現代の多くの統合評価は、中核をなす過渡的気候計算が地球平均気温の変化に基準化されている (A O G C M が生成する) 気温と降水量の地理的分布を用いる単純海洋 / 大気モデルで行われるモデルで行われる (Santer, et al., 1990年; Hulme, et al., 1993年)。

上記の要因は、S A R で気候系の単純化モデルを使用するに当たっての基本的な根拠を説明しようとしたものであって、特定のモデル化手法または複雑度のレベルが常に気候系分析について本質的にすぐれていると示唆しようとするものではない。実は、気候モデル化研究者のコンセンサスは、大気と海洋の力学の詳細な 3 次元解像度モデル、および地球の陸上生物圏と海洋生物圏のこれに対応する高解像度モデルは地球システム科学の長期目標であるというものである。こうしたモデル化努力は、I P C C プロセスが進展するにつれて、シナリオ分析と気候政策に関連した作業で使用されるより理想的な気候系モデルと並行して進め、そのモデルを相互に強化する必要がある。

## 2. 気候と気候系

気候は通常、「平均気象」またはもっと厳密に数十年間（通常はWMOが定義する30年間）にわたる気象の統計的記述と定義されている。こうした量は、温度、降水量、風などの地表変数である場合が最も多いが、「気象」はもっと広い意味では気候系の状態を説明するものである。

気候系を構成する主要な要素は、(a) 大気 (b) 海洋 (c) 陸上・海洋生物圏 (d) 氷雪圏（海氷、季節的積雪、山岳氷河、大陸規模の氷床）(e) 地表面 - - である。上記の気候要素は互いに作用し、こうした集合的相互作用を通じて地球の表面気候を決定する。上記の要素は、様々な形のエネルギー・フロー、水の交換、その他放射的に重要な微量ガス（CO<sub>2</sub>（二酸化炭素）やCH<sub>4</sub>（メタン）を含む）のフロー、栄養素の循環などを通じて起る。この気候系は、太陽エネルギーの入力を原動力とし、太陽エネルギーは宇宙に戻される赤外（「熱」）エネルギーの排出によって均衡する。太陽エネルギーは、大気と海洋の運動および生物活動の最終的原動力である。図1に、様々な要素間の基本的相互作用の気候系の模式図を示す（SAR・WG：セクション1.1を参照）。

【図1】 地球の気候系の要素の模式図の概観。世紀スケールでの気候変動に関連して、重要な要素（太字）、そのプロセスと相互作用（細線矢印）、変化しうる一部の要素（太線矢印）（SAR・WG、図1.1から再録）。

気候系の要素はいくつかの明確な形、すなわち (a) 地球大気の組成に影響を及ぼし、それによって太陽エネルギーの吸収・伝達と宇宙に戻る赤外エネルギーの排出を調節(modulate)すること (b) 表面特性の改変(alterations)、雲量、雲の性質を通じて（これらはともに気候に地域的および地球規模で影響を及ぼす）(c) 大気の運動と海流を通じて地域間で水平方向と垂直方向に熱を再分配すること - - で地球と地域の気候に影響を及ぼす。

自然の状態では、気候系要素間の様々なフローは、10～数十年間という期間で平均化されるときに正確にバランスがとれた状態に非常に近づくのが普通である。例えば、産業革命以前は、光合成によるCO<sub>2</sub>の吸収は植物と土壌物質の崩壊を通じたCO<sub>2</sub>の放出によってほぼ正確に均衡していたことは、1800年以前の数千年間にわたり大気中のCO<sub>2</sub>濃度がほぼ一定であったことが証明している（IPCC1994年報告<sup>2</sup>：第1章を参照）。しかし、気候系の自然な変動により年々方向が変化する僅かな不均衡が生じることがある。人間は、気候プロセスの作用、ひいては地球大気と地表面の組成の地域的地球規模への改変を通じて気候系の自然のバランスに影響を及ぼす。

<sup>2</sup> : IPCC (1995年)、以下IPCC94という。

## 2.1 大気の組成に対する人為的摂動

人間は、温室効果ガスとエアロゾルの濃度を改変している。それらはともに、気候に影響を及ぼし、気候によって影響を受ける。温室効果ガスは、宇宙への赤外熱の純損失を減らすが、日射の吸収にほとんど影響せず、それによって入射が吸収される場合より地表を温暖化させ、いわゆる温室効果を引き起す（SAR・WG：セクション 1.2.2 および 1.3.1 を参照）。これに対して、エアロゾルは日射に及ぼす影響のために重要であり、主として冷却効果がある（SAR・WG：セクション 1.3.2 を参照）。

温室効果ガスには、自然に発生するが、直接または間接に人間活動によって影響を受けるものがある一方で、純粋に人間が引き起すものもある。主要な自然発生型温室効果ガスは、水蒸気(H<sub>2</sub>O)、二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、二酸化窒素(N<sub>2</sub>O)である。純然たる人為的温室効果ガスの主要なグループは、CFC、HCFC、HFC（総称してハロゲン化炭素という）と完全フッ化種（6フッ化物(SF<sub>6</sub>)など）である（SAR・WG：第2章を参照）。

水蒸気は、自然の温室効果を引き起す最大の原因であるが、気候にも最も直接的にリンクしており、したがって人間活動によってはほとんど直接影響を受けない。これは、水蒸気が表面温度に強く依存していることと、水蒸気は平均して8日ごとに1回というようにきわめて急速に大気中を循環する。これに対して、他の温室効果ガスは、化石燃料の燃焼に伴う排出量、森林やほとんどの農業活動、様々な化学物質の生産と使用などによって大きく直接的な影響を受ける。

オゾンを除いて、人為的排出量の影響を直接受ける温室効果ガスは、すべて大気内でよく混ざり合うため、その濃度はどこでもほぼ一定しており、排出量の発生する場所とは独立している。オゾンは、大気に直接排出されない他の温室効果ガスとも異なる。というよりもむしろ、直接排出される他の物質（「前駆体」という）を伴う光化学反応を通じて生成される。除去プロセスについては、水蒸気以外の温室効果ガス（CO<sub>2</sub>を除く）はすべて大気内の化学反応または光化学反応によって大部分が除去される。これに対して二酸化炭素は、いくつかの「貯蔵源」または一時的貯蔵所（大気、地上植物、土壌、海水、海洋沈殿物）の間を絶えず循環する。自然の温室効果ガスの発生源とすべての温室効果ガスの除去プロセスは、それら自体が気候によって影響される（SAR・WG：セクション 1.2 および 2.2 を参照）。

エアロゾルは、空中に浮遊する小粒子で、主として宇宙に戻る入射太陽エネルギーの一部を反射する作用（直接効果）と雲の量と光学的特性をある程度まで規制する作用（間接効果）を通じて気候に影響を及ぼす。エアロゾルは、ある程度まで赤外線も吸収する。エアロゾルは、自然にまた人間活動を通じて生成される。自然のエアロゾルには、海塩・粉塵・火山性エアロゾルが含まれるのに対して、人為的エアロゾルは、とりわけ他の発生源の中でもバイオマスと化石燃料の燃焼から生成される。一部のエアロゾル（粉塵など）に

は、大気に直接排出されるものもある。しかし大多数のエアロゾルは、直接排出されないが、対流圏O<sub>3</sub>のように、前駆体ガスの化学的変換を通じて生成されるものもある。対流圏エアロゾルは、すべて雨によって急速に洗い流される（ウォッシュアウト）という事実により、大気中での寿命が短い。この理由のほかに排出源の強度が地域によって異なることから、大気中のエアロゾルの量は地域によって大きく変わる。大気中エアロゾルの性質・量・分布は、それ自体が気候によって影響を受ける（SAR・WG：セクション2.3および2.4を参照）。

## 2.2 雲、表面および動的相互作用

地球大気の組成とは別に、雲、表面特性、大気・海洋の運動を伴ういくつかのプロセスも地域規模と地球規模の気候にとって重要である。

### 2.2.1 雲

雲の量・所在・高度・寿命・光学的特性は、地球の気候を大きく規制し、それらの特性の変化は、気候変動に重要な役割を果たすおそれがある。雲の特性、雲量または雲の高度の所与の変化に伴う放射影響は、その変化がどこで、また1年のどの時期に生じるかに依存する。このような雲の変化がどのように生じるかは、3次元の気温・水分フィールドと大気の力学的プロセス（すなわち、風に関連したもの）に依存する。こうした理由から、雲の変化が気候に及ぼす純粋な効果を正確にシミュレートする見込みがあるのは、高解像度と日中サイクルを伴う3次元モデルのみである。しかし、ほとんどの基本的プロセスは、全地球モデルの解像度をかなり下回るスケールで生じるため、雲のプロセスの単純な地域平均表現（「パラメータ表示」）が要求され、それによってシミュレートされた雲の変化に重大な誤差が生じるおそれを持ち込む（SAR・WG：セクション4.2および5.3.1.1.4ならびに本稿セクション3を参照）。

### 2.2.2 地表面

地表面の物理的特性（植生を含む）は、太陽エネルギーの吸収ならびに熱フラックス、水蒸気、地表と大気との間の運動量に大きな影響を及ぼす。所与の場所では、こうした熱フラックスは、局所の表面気候に大きな影響を及ぼし、場合によっては地球規模で拡大する大気に影響を及ぼす。特に重要なのは、高度に反射的な氷と積雪である。気候が温暖化すると、氷と積雪の面積が減少して太陽エネルギーの吸収を大きくし、さらに温暖化を進める。しかし、氷と積雪の地域の変化がもたらす雲量の同時的变化が事態をかなり複雑にする。地表面の変化とその純粋な効果を正しくシミュレートするためには、雲との潜在的相互作用と表面の空間的非均質性のために、空間解像度と時間解像度の高いモデルが必要ならぬ（SAR・WG：セクション1.4.3および4.4を参照）。数十年から数世紀の時間スケールに基づき、植物と土壌特性の変化も表面と大気との間の熱・水分・運動量の交換とともに、いくつかの温室効果ガスの発生源と吸収源を改変する。

### 2.2.3 海洋

海洋は、気候系と気候変動にいくつかの重要な役割を果たす。第一に、海洋は炭素の主要な貯蔵所であり、現在までに排出された人為的CO<sub>2</sub>の一部の吸収する上で主要な役割を果たしてきた。第二に、海流は、相当量の熱を輸送し、それによって地域の気候に大きな影響を及ぼす。海洋の熱輸送の変化は、地域の気候変動に著しい影響を及ぼし、地球の気候の温暖化につれて全地球平均をかなり上回り、おそらく一部の地域を一時的に冷却し、その他の地域を温暖化するおそれがある。第三に、海洋による熱の吸収と下方混合は、表面温暖化の率をかなり鈍化させる。これは、気候の変化率に依存する影響を軽減するが、温室効果ガス濃度が安定化した後のある時期まですでに生じた以上に多くの気候変動に対する不可逆的コミットメントがあることも意味する。海流と海洋による熱吸収率は、風の型と、海洋と大気との間の（降水と蒸発を通じた）熱と淡水の交換に依存する。高緯度では、海氷の存在がこうした交換にきわめて大きな影響を及ぼすため、海氷の十分なシミュレーションがかなり重要である（SAR・WG：セクション 1.4.2、4.3および6.2ならびにSAR・WG：第10章を参照）。

### 2.2.4 大気の運動

大気の運動（風）は、極地と赤道付近の地域の双方で熱を輸送し、温度を調節するために重要である。大気の運動は、雲の形成・性質・寿命を大きく規制し、それによって日射と赤外放射の線量(budget)の双方を直接結合する。大気の熱輸送とその変化も、地球平均気温の変化に対する海氷とランド積雪の反応に影響を及ぼし、それによって地球の全般的放射バランスへのもう1つのリンクになる。大気風の変化、または一部には大気風の変化が原因となる蒸発と降水量の変化も、海洋循環を著しく変化させ、ことによると急変させる可能性がある。

## 2.3 放射強制、フィードバック、気候感度

地球の気温は、太陽からのエネルギー吸収量と表面 - 大気系からの赤外放射排出量とが均衡するように適応しようとする傾向がある。例えば、赤外放射の排出量を太陽エネルギーの吸収量が超過しているとき（大気への温室効果ガスの追加に伴って起る場合のように）は、気温は上昇することになるが、その過程で宇宙への赤外放射の排出量が増加することになる。これは、当初のバランスを引き下げ、最終的に新しいバランスが達成されることになる。ただし、新しいバランスは新たに温暖化した状態で達成される（SAR・WG：セクション 1.2および 1.3.1を参照）。

### 2.3.1 放射強制

SAR・WG（セクション 2.4）で論じられているように、人為的温室効果ガスとエアロゾルは、吸収日射および排出赤外放射との間のバランスを変えることによって気候系に影響を及ぼす。この不均衡は、「放射強制」として定量化されるが、この放射強制は成層圏温度のみを考慮したときの圏界面での下方放射の純粋な変化と定義されている。表面と圏界面は熱交換と緊密に結合し、結合された熱擾動に1単位として反応するため、表面気候は表面自体または大気の頂点でよりも、圏界面での純放射の初期変化に反応する。成層

圏は速やかにかつ表面 - 圏界面系とは独立に反応するため、成層圏の調整は放射強制に含まれる。十年から世紀の時間スケールに関連して重要な非人為的放射強制には、太陽光度と火山の噴火の変動が含まれる。火山灰は、成層圏に放出された場合には数年にわたり有効な反射的硫酸エアロゾルを生成する。

CO<sub>2</sub> 倍増の放射強制は、成層圏温度の調整前で 4.0~ 4.5W m<sup>-2</sup>である (Cess, et al., 1993年)。成層圏温度の調整により、放射強制は約0.5W m<sup>-2</sup>から3.5~ 4.0Wm<sup>-2</sup>へと減少する。気温がこの放射強制に応じて変化する唯一の気候変数であるときは、放射バランスを回復するためには気候が 1.2 温暖化しなければならない。しかしこの気温の変化は、他の気候特性と表面特性を変化させ、この変化により、エネルギー収支がさらに変化し、一連のフィードバック過程を通じてさらに温度変化を迫られることになる。これについては、以下のセクションとSAR・WG (テクニカルサマリー、セクションD) で論じられている。

### 2.3.2 速いフィードバックと遅いフィードバック

フィードバックは、一部の変数(“A”)の初期変化が他の変数(“B”)を変化させ、それが次いで初期変数をさらに変化させるプロセスである。正のフィードバックは、Bの変化が初期変化と同じ方向にAをさらに変化させ、それによって初期変化を増幅する。これに対し、負のフィードバックは、初期変化を小さくするように作用する。全地球平均気候変動の計算に当たって考慮すべきフィードバックの中で特に重要なものは次の通りである。

- (a) [水蒸発量] - 温暖化した気候では、水蒸気の大気濃度は上昇する。水蒸気は温室効果ガスであるため、これは正のフィードバックである。
- (b) [雲] - セクション 2.2.1で指摘したように、雲の変化を確実に計算するのは困難である。雲は放射効果が大きく、したがって目立ったフィードバックを引き起す見込みがある。このフィードバックは、雲の量・高度・特性とともに基本的な地表の反射率にも依存するため、フィードバックの向きの正負も不確実である。
- (c) [氷と雪の広がる面積] - 気候温暖化につれて、海氷と陸上の季節的積雪の面積が減少すると、表面の反射度を低下させ、それによって温暖化を強める傾向がある(正のフィードバック)。しかし、セクション 2.2.2で指摘したように、雲量の同時的变化は事態をかなり複雑にする。
- (d) [植生] - 所与の生物圏系内での異なる生物圏の分布または植生の性質の変化も表面反射度を変化させ、それによって気候変動のフィードバック効果を発揮する。
- (e) [炭素循環] - 陸上生物圏と海洋に気候が及ぼす影響は、CO<sub>2</sub> とCH<sub>4</sub> の発生源と吸収源を改変するおそれがあり、その大気濃度を変化させ、ひいては放射フィードバックを引き起す(SAR・WG : セクション 1.4、2.1、4.2および 4.4ならびに第9章および第10章を参照)。

上記のフィードバックのうち、水蒸気と雲にかかわるものは、ほぼ瞬時に気候変動に反応するのに対して、海氷と雪を伴うものは数年以内に反応する。したがって、これらを「速い」フィードバックという。植生と炭素循環プロセスの中には、数十年の時間スケール

ルにおいて重要なものもあれば、大陸の氷床の面積の減少や、海洋での炭酸塩沈殿物、地上の化学的風化の上昇（後者の2つは大気中のCO<sub>2</sub>濃度を低下させる傾向がある）などのように、数百年ないし数千年経たなければ表面化しないものもある。これを「遅い」フィードバックという。

### 2.3.3 気候感度：定義

「気候感度」とは、所与の全地球平均放射強制に付随する地球の年間平均表面大気温度の定常状態上昇をいう。気候感度の計算では、速いフィードバック過程（水蒸気の変化を含む）のみを含めて、他の温室効果ガス濃度の誘発変化の可能性（とともに他の遅いフィードバック過程）を除外するのが標準的な慣行である。

上述したように（セクション 2.3のはじめ）、地球の気温は日射吸収量と赤外放射排出量とが均衡するように適応しようとする。余剰エネルギーがあるときは、温度が上昇して宇宙への赤外放射の排出を増加することになる。宇宙への赤外放射の排出が温度とともに増加する可能性が大きければ大きいほど（すなわち、〔放射強制〕が強ければ強いほど）、正味ゼロのエネルギー収支を再確立するために必要な温度上昇は小さくなり、気候感度は小さくなる。大気-表面系のアルベド（反射度）の変化も（正または負の）放射減衰に寄与する。こうして、速いフィードバック過程は、余剰熱を宇宙に放射可能な難易度を変えることによって（すなわち、放射減衰を変えことによって）気候感度に影響を及ぼす。

気候モデル感度の比較基準として、CO<sub>2</sub> 倍増を使用するのが通常の慣行である。SAR・WG（テクニカルサマリー、セクション D.2）で報告されたように、CO<sub>2</sub> 倍増の気候感度は、1.5~4.5 の間にあると予想される。地球平均気温の反応が全地球平均放射強制のみに依存する限り、CO<sub>2</sub> 倍増についてと同じ純強制を与える温室効果ガス、太陽光度、エアロゾル強制のいかなる組合せも、定常状態で同じ地球平均気温の反応を引き起す。気候感度が一定である限り、定常状態温度の反応は、純強制に比例して変化することになる。しかし、以下で論じるように、こうした条件はともに大まかな近似にすぎない。

### 2.3.4 気候感度：不変性と独立性

先に定義した気候感度を決定する速いフィードバック過程には多くの非線型性が伴うことを考えると、気候感度は、強制の大きさと強制の垂直的・緯度的・季節的分布の双方に依存すると予想する人がいるかもしれない。しかし、様々なモデルによる実験が示すところでは、来世紀中に起る可能性のある大きさの強制に関する限り、気候感度は概ね一定である（すなわち、全地球平均表面温度の反応は全地球平均強制にほぼ比例する）。また、いくつかの異なる強制については、気候感度は、所与の全地球平均強制を引き起す要因の特定の組合せとはほぼ無関係である。特に、温室効果ガス増加の組合せに対する地球平均気温の反応は、ガスの混合物について全地球平均強制がほぼ同水準のCO<sub>2</sub> 増加のみへの反応の約10%以内である（IPCC94；セクション 4.1.1および 4.8、SAR・WG：セクション 6.2.1.1を参照）。

これに対して、よく混ざり合ったガスと太陽光度の変動について確立された全地球平均強制と地球平均気温の反応との間の大まかな比例関係は、きわめて大規模で空間的または季節的に非均質な強制（地球の軌道の変動によるものなど - これは数万年の期間で起る）を伴う場合または強制と雲との間に特に強力な相互作用が生じる場合に分けることができる。これは、対流圏O<sub>3</sub> と対流圏エアロゾルの変化について当てはまるようにみえる。こうした物質はともに、よく混ざり合ったガスの変化についてもはるかに強力な放射強制の空間的変動をもたらす、強制の垂直的パターンが決定的に異なっている（IPCC94：セクション 4.1.1および 4.8を参照）。

エアロゾルと対流圏O<sub>3</sub> の変化に対する全地球平均気候感度が他の温室効果ガスの変化についてのそれとは異なる可能性があるにもかかわらず、SAR・WG（セクション6.3）で使用されたSCMは、こうした強制すべてについて同じ感度が想定されている。しかし、所与のエアロゾル増加に対する気候の反応は、エアロゾル増加に対する気候感度とエアロゾル強制の双方に依存し、後者はきわめて不確実である（ $-0.2 \sim -2.3 \text{ Wm}^{-2}$  の範囲にある。SAR・WG：セクション 2.4.2を参照）。したがって現在のところ、エアロゾル増加とよく混ざり合った温室効果ガスの増加に対する気候の反応に差が生じる可能性による気候変動の不確実性は、エアロゾル強制自体の不確実性に比べて圧倒的に僅かである。

#### 2.3.5 地域気候の反応

地球平均気温の反応がどれ程度全地球平均純強制のみに依存するかにかかわらず、O<sub>3</sub>、エアロゾル、よく混ざり合った様々な温室効果ガスを伴う強制の組合せは、所与の地域でかなり異なる気候変動を生じる。これが特に当てはまるのは、対流圏エアロゾルの増加の場合である。対流圏では、地域的冷却は全地球平均温暖化の最中またそれほどではないが成層圏および対流圏O<sub>3</sub> の変化の場合に起り得る（SAR・WG：第6章）。こうして、所与の全地球平均強制に伴う所与の地域での気候変動は、地球平均気温の反応がほぼ同じである場合でも、エアロゾルとオゾン強制をよく混じり合った温室効果ガスのそれと組み合わせた場合にどのような強制が生じるかに依存する。さらに、エアロゾルの影響により大量の負の純強制が地域規模で生じるときは、風と海流による熱輸送の影響により、冷却効果はエアロゾルが生じる直近の地域に限定されない。

その強制が1の地域から他の地域まで比較的一様であるよく混ざり合ったガス（CO<sub>2</sub> やCH<sub>4</sub> など）の場合でも、温室効果ガスの増加に対する気候の反応には、地域的に大きなばらつきがあろう。これは、様々なフィードバック過程（積雪、海氷、雲を伴うものなど）の性質・強度と大気風・海流の空間的変動による。こうした要因は、地球の気候の全般的変化に応じて変化すると予想することができる（SAR・WG：第6章を参照）。

### 3. 気候変動のシミュレーション

人為的摂動が気候系に及ぼす影響を予測するためには、気候系に作用するすべての基本的プロセスの影響を計算する必要がある。こうしたプロセスは、数学の用語で表現することができるが、気候系が複雑なため、計算は実際にはコンピュータを使って行う以外にない。したがって数学的定式化は、コンピュータ・プログラムで実施されるが、これを「モデル」という。モデルに気候をシミュレートするために十分な気候系の要素が含まれているとき、これを「気候モデル」という。

われわれが現在有する気候系の知識をすべて含む気候モデルは、複雑すぎて既存のコンピュータで実行することができない。実際の目的のためには、ある程度妥協しなければならない。気候系の要素とプロセスをどれくらい詳細に表示すべきかが基本的問題である。表示が単純化されれば、必要とされる計算が少なくなり、モデルをより早く、またはあまり高度でないコンピュータで実行することができる。

ある特定のプロセスの最も詳細なモデルは、われわれが一定不変と考える基礎的な物理原則に基づくものである。気候モデルで利用可能な形でこうしたプロセスを表示するためには、単純化の仮定を導入しなければならない。場合によっては、経験的に導かれた関係が導入されることもある。こうする必要があるときは、モデルの妥当性はより限定されざるを得ない。気候モデルは可能な限り、基本的な物理法則または持ち込まれる不確実性を最小限にする単純化を使用する。こうする必要があるのは、変化した気候の条件が現在の条件とは著しく異なるため、現在の気候について経験的または統計的に導かれた関係が成立するとは限らないためである (SAR・WG : セクション 1.6を参照)。

最も複雑な気候モデルでは、3次元で連続的に変化する物理量は、3次元グリッドに配置された有限個の点でそれらの値が表される。われわれが実行可能な計算回数は限られているため、そうならざるを得ないのは明らかである。グリッドの各点の間隔を「空間解像度」という。解像度が細かくなればなるほど、点の数は多くなり、実行すべき計算の回数も増える。したがって、解像度は利用可能な計算資源によって制限される。気候モデルで使用される代表的な解像度は、水平方向で数百キロメートルである。気候系の重要な要素には、これよりはるかに小さいスケールしか持たないものが多い (雲、地表面の変動など)。このようなプロセスについて高解像度の詳細なモデルは利用可能であるが、こうしたモデルを気候モデルに含めるのは計算上コストがかかり過ぎる。実は、こうしたサブグリッド・スケールのプロセスの影響が気候系に及ぼす影響を粗いグリッド・スケールで表さなければならない。大規模なスケールの上で小規模なスケールのプロセスの影響を定式化することを「パラメータ表示」という (SAR・WG : セクション 1.6.1)。気候モデルは、すべてある程度までパラメータ表示を使用している。

気候モデルで使用されるもう1つの単純化の例は、空間次元にわたって平均をとること

である。こうして、3次元の経度 - 緯度 - 高度グリッドの代わりに2次元の緯度 - 高度グリッドを使用し、各点はその緯度と高度でのすべての経度全体の平均になる。次元数が小さくなれば、パラメータ表示すべきプロセスの数が増える。

以下のサブセクションでは、人為的排出量に対する気候と海水面の反応をシミュレートする場合に伴う主要な各手順について開発されたモデルの主な類型を簡潔に略述する。これにより、セクション4に説明するIPCCが使用した特定の単純気候モデルの背景が明らかにされる。

### 3.1 大気と海洋の気候モデルの階層

気候系の大気と海洋の要素についての主要なモデル類型の一部は次の通りである。

〔1次元放射 - 対流大気モデル〕 この種のモデルは、全地球平均（水平方向に平均）されているが、大気内の多くの層を含んでいる。これは、大気内の日射と赤外放射の移転に関連したプロセスをかなり詳細に取扱い、大気の組成の変化に伴う放射強制を計算するために特に有効である。気候変動としての大気中水蒸気の量の変化を（観測に基づいて）記述しなければならないが、水蒸気の所与の変化に付随する放射の影響は正確に計算することができる。こうして、放射 - 対流モデルは、観測と十分に確立した物理プロセスの組合せを通じた気候感度にとって重要である、基本的フィードバックの1つを決定する手段になる。

〔1次元湧昇流 - 拡散海洋モデル〕 大気は、熱を下方にある海洋と地表面と交換するよく混ざり合った1つのボックスとみなされる。大気と表面による日射の吸収は、所定の表面反射率と大気の透過率・反射率に依存する。宇宙への赤外放射の排出量は、このモデルでは大気温度の一次増加関数で、比例性定数が赤外放射減衰の役割を果たす。深水が海洋底部を形成し、そこに沈降する限られた地域（これは個別に扱われる）を除き、現実の海洋全体の水平方向の平均を表す1次元コラムとみなされている。図2に、このモデルを図解する。極地地域での沈降流は、コラムの横にあるパイプで表される。この沈降流とコラム内の補正的湧昇流が地球規模のサーモハライン循環を表す。このモデルは、主として放射強制の変化に対する表面温度における海洋の役割を研究するのに使用される。

【図2】 湧昇流 - 拡散気候モデルの図解。これは、1つの気候ボックス、地上、海洋の混合層の双方を表す表面層、深海で構成される。このモデルでは、日射と赤外放射の移転、海空熱交換、拡散、サーモハラインの逆転(overturning) による深海混合がすべて表示され、図に示されている(Harvey and Schneider(1985年)に基づく)。

〔1次元エネルギー収支モデル〕 このモデルでは、表示される次元だけが経度との変動である。大気は垂直方向と東西方向に平均され、地表と結合されて1つの層を形成することが多い。大気と海洋による南北方向の熱伝達の複数のプロセスは通常拡散として表示されるのが普通であるのに対して、宇宙への赤外排出量は、湧昇流 - 拡散モデルと同様に表示されるのが普通である。このモデルは、氷と雪を伴う水平方向の熱伝達フィードバックと高緯度フィードバックからの相互作用にいくつかの有益な洞察を与えている。

〔2次元大気・海洋モデル〕 2次元大気・海洋モデルについては、いくつかの異なる2次元（緯度 - 高度または緯度 - 深度）モデルが開発されている（大気については Peng and Arking (1982年)、海洋については Wright and Stocker (1991年)）。2次元モデルでは、1次元エネルギー収支モデルより物理法則を重視した水平方向の熱伝達を計算することができる。一部の2次元エネルギー収支モデル (Wright and Stocker (1991年) など) では、サーモハライン逆転の強度がモデル自体で決定されるのに対して、他のモデル (Wolde, et al., 1995年 など) では、その強度が1次元湧昇流 - 拡散と同様に記述されている。1次元エネルギー収支表面大気モデルも2次元海洋モデルに結合されている (Harvey, 1992年; de Wolde, et al., 1995年 および Bintanja, 1995年)。それぞれの南部境界（南極洋を表す）すべてと接続し、1つのゾーン平均大気と相互作用する大西洋、太平洋、インド洋の各海盆について、別個の2次元海洋モデルを実行するのは比較的簡単である。

〔3次元大気・海洋一般循環モデル〕 最も複雑な大気・海洋モデルは3次元AGCMと海洋一般循環モデル(OGCM)で、ともにSAR・WGで詳細にレビューされている(第5章)。こうしたモデルは、大気または海洋を最新モデルの代表的解像度（緯度 $2\sim 4^\circ \times$  経度 $2\sim 4^\circ$ ）で水平方向のグリッドに分割する。垂直方向では10~20層が標準的である。このモデルは、風、海流、その他大気・海洋を特徴づける多くの変数とプロセスを直接シミュレートする。AGCMとOGCMは、ともに独立モードで幅広く使用されており、AGCMの場合には海洋表面温度と海氷が説明され、OGCMの場合には表面温度と塩分が説明される。AOGCMは、AGCMをOGCMに結合したもので、海表面に隣接し、または海表面での（隣接するまたは接する）大気と海洋の状態に関する情報を用いて要素間の熱・水分・運動量の交換を計算する。

AOGCMは、大気を通じて放射移転（雲、水蒸気、他の大規模な要素を明示にモデル化）、雪と海水、表面フラックス、大気と海洋による熱と水の輸送とともに、海洋による熱の吸収（これは初期表面温度の反応を遅延または修正するが、温暖化につれての海洋の膨張を通じて海面上昇に寄与する）を計算する。こうして、結合AOGCMは、速いフィードバック過程を明示に計算するのに対して、相互作用効果が気候感度を決定する。しかし、計算上の制約のために、こうしたプロセスの大部分はある程度までパラメータ表示されている（大気と海洋のGCMについてはそれぞれSAR・WG：セクション4.2および4.3を参照）。これ以上で詳細な表示は、全地球モデルで使用するには実際的でない

か、あるいは開発されていないかのいずれかである。一部のパラメータ表示は、必然的に現在の気候の観測に合わせて調整された定数を含んでいる。AOGCMは、多数のプロセスを明示に表示しようとしているのに対して、比較的単純なモデルは少数の調整可能なパラメータによってプロセスを定式化する。

### 3.2 炭素循環モデル

炭素循環は、気候系の不可欠な部分であり、人為的排出量に応じた大気中のCO<sub>2</sub>の蓄積量を規制する。正確にシミュレートすべき基本的プロセスは、陸上で光合成と呼吸、海洋と大気との間のCO<sub>2</sub>の純粋な交換である。CO<sub>2</sub>は、大気中で化学的に不活性で濃度がかなり一様であるため、大気中のCO<sub>2</sub>濃度の自然の変化は、光合成、呼吸、海空フローの全地球の合計に依存する。しかし、こうしたフローは、それぞれ時間と空間でかなりの変動を示し、十分理解されていないいくつかのサブプロセスに依存する(SAR・WG：第6章および第10章；IPCC WG<sup>3</sup>，1996年<sup>3</sup>：第A章)。例えば、陸上生物圏と大気との間の光合成と呼吸による炭素フローの長期的変化は、土壌の栄養素と微生物を伴うプロセスによって調節されるのに対して、海空フローは表面水のCO<sub>2</sub>濃度に影響を及ぼすいくつかのプロセスによって調節される。これらには、全溶解炭素の垂直方向の混合と深海への微粒子有機物および炭酸塩物質の沈降が含まれ、この作用は、部分的に表面生物学的生産性によって推進される。後者は、今度は栄養素の垂直方向の混合と温度変化によって影響を受ける。こうして、海洋循環の変化は、表面層と深海の炭素交換を改変することによって、また深海から表面層への栄養素フローの改変により生物学的生産性を改変することによってCO<sub>2</sub>の海空交換に影響を及ぼす。

<sup>3</sup>：以下、SAR・WG という。

1次元湧昇流 - 拡散モデルは、炭素循環の海洋部分として使用することができる(Hoffert, et al., 1981年; Piehler and Bach, 1992年)。CO<sub>2</sub>の全地球平均大気 - 海洋交換サーモライン逆転および拡散による全溶解炭素の垂直方向の混合、生物活動により生成される粒子物質の沈降流は、このモデルで表示することができる。2次元海洋モデルは、成長炭素循環の海洋要素として使用されている(Stocker, et al., 1994年)。最後に、OGCMは、全地球炭素循環の海洋要素として使用することができ、この場合にはモデルで計算した海流と他の混合プロセスを生物プロセスと海空交換の単純な表示に組み合わせて使用される(Bacastow and Maier-Reimer, 1990年; Najjar, et al., 1992年)。SARのときに、3次元モデルを用いるCO<sub>2</sub>吸収量の計算は、独立型OGCM向けのみ公表されていた。ここでは、循環フィールドと表面温度は固定された。結合シミュレーションでは、温室効果ガス濃度の上昇に応じてこうした変数がともに変化すると、ある程度までその後のCO<sub>2</sub>吸収が変化することになる(SAR・WG：第10章を参照)。

将来の大気中のCO<sub>2</sub>濃度を予測するために、陸上生物圏には様々な全地球集計モデルも開発され、炭素循環の海洋部分の単純モデルとともに使用されている。共通に使用され

る全地球ボックス・モデルは、Harvey (1989年)で定量的比較が行われている。SAR・WG で使用されたSCMでは陸上生物圏が地球規模で集計されているため、地域解像度モデル (van Minnen, et al., 1996年) で得られているようには、異なる緯度帯での別個の反応 (例えば、高緯度での温度効果を通じた炭素の純放出量、CO<sub>2</sub> 肥沃化による熱帯での炭素純吸収) をシミュレートするのは不可能である。むしろ、全地球平均反応のみがシミュレートされる。地域的反応は、温度と大気中のCO<sub>2</sub> 濃度に対して非線型で変化するため全地球集計モデルを使用すると誤差を持ち込むことは疑う余地がない。

陸上生物圏が地球の気候変動に果たす役割は、緯度 0.5° × 経度 0.5° の細かい地球グリッド上で比較的単純な植生モデルを用いてシミュレートされている (SAR・WG : セクション 9.4)。このような格子点モデルは、実際の植生ではなく潜在的分布をシミュレートする。実際の植生をシミュレートするには、人為的摂動 (human disturbances) と土壌特性を考慮に入れる必要がある。こうしたモデルは、大気中のCO<sub>2</sub> の増加 (光合成を刺激し、植物による水の利用効率を改善することになる<sup>4</sup>) と温度上昇 (光合成を増加または減少し、崩壊プロセスを増加することになる) が生態系の純生産性に及ぼす影響をシミュレートするために使用されている。こうしたモデルは、最低限、現存のバイオマスと土壌有機物とを区別する。もっと高度の変種では、(限定的栄養素とみなして) 炭素と窒素の双方のフローを追跡し、窒素と光合成率および土壌炭素減衰率の双方の間のフィードバックを含む (例えば Rastetter, et al., 1991年, 1992年; Melillo, et al., 1993年)。

<sup>4</sup> : 大気中のCO<sub>2</sub> 濃度上昇が光合成に及ぼす同時的効果をCO<sub>2</sub> 「肥沃化」 (fertilization) といい、次ページのカコミでさらに考察されている。

陸上生物圏の格子点モデルは、温度および/または大気中のCO<sub>2</sub> 濃度の仮想的 (またはGCMが生成した) 変化が生物圏 - 大気中の純CO<sub>2</sub> フラックスに及ぼす影響を評価するために使用されているが、一般に所与の格子点での気候変動に伴う生態系の型のシフトを考慮しない。バイオーム [生物群系] モデル (生態系の型を予測する) を生態生理学モデル (炭素フラックスを予測する) にリンクする比較的高度の生態系モデルが開発され、試験されている (SAR・WG : セクション 9.4を参照)。こうしたモデルと初期のモデルによるシミュレーションは、栄養素サイクルを伴うフィードバックの潜在的な重要性を明らかにし、陸上生物圏 - 大気中のCO<sub>2</sub> フラックスの気候誘発型変化の潜在的な大きさを示唆している。しかし、個々のモデルは、それらの反応に依然としてかなり差がある (VEMAP Members, 1995年)。炭素循環の海洋部分のモデルと同じく、このようなシミュレーションは、結合AOGCMとの対話型処理はまだ行われていない。こうしたモデルは、まだ海洋による炭素の吸収OGCMとも結合されていない。

いくつかの種と相互作用を伴う海洋生物圏のかなり詳細なモデルも開発され、個別サイトまたは地域に適用されている (例えば Gregg and Walsh, 1992年; Sarmiento, et al., 1993年; Antoine and Morel, 1995年)。

### 【カコミ】 大気中のCO<sub>2</sub>濃度と気候の変化に対する生態系の反応

陸上生態系の植物は、陸上炭素循環において中心的役割を果たす。こうした植物が光合成の過程で大気中のCO<sub>2</sub>を取り込み、バイオマスとして炭素を貯蔵するからである。光合成率は、植物類型、周囲CO<sub>2</sub>濃度、温度による影響を受け、利用可能な栄養素と水分によって制約される。周囲CO<sub>2</sub>レベルの上昇は、CO<sub>2</sub>肥沃化作用と水の利用効率向上を通じて植物の成長を強化することがある。大気中のCO<sub>2</sub>濃度の上昇への植物の反応は、一部には使用される特定の光合成経路に依存する（すなわち、その植物がC<sub>3</sub>かC<sub>4</sub>かどうか - SAR・WG : セクション 9.2を参照）。これにより、高いCO<sub>2</sub>に対する植物の反応に重要な地域差が導入される。気候変動はいくつかの経路を通じてさらに植物の成長に影響を及ぼす。温度の上昇は、光合成率を増加するか減少するかのいずれかであるが、植物呼吸率を高める傾向がある。これは、炭素を環境に戻す。死んだバイオマスの崩壊（主として土壌中）も環境にCO<sub>2</sub>を放出し、このような呼吸は土壌類型、土壌温度、水分、栄養素の利用可能性の関数である。したがって、周囲CO<sub>2</sub>濃度と気候の変化は、著しい非線型の複雑な形で生態系の生産性に影響を及ぼす。こうした生態生理学的プロセスはSAR・WG（第9章）とSAR・WG（第A章）で詳しく論じられている。

生態系の生産性の新たな変化は、土地利用慣行の変化、窒素肥沃化（肥料の利用と大気汚染を通じた窒素の堆積の双方）、灌漑によって引き起される。しかし、ほとんどのSCMが考慮するのは、一般に森林伐採、特に明白な土地利用の変化のみである。つまり、全地球炭素貯蔵の大規模かつ即時の変化をもたらしたのは森林伐採だからである。

大気中のCO<sub>2</sub>濃度と気候の変化に対する陸上生物圏の反応を計算するためにSCMで使用された関係式が重視したのは、主として変化した条件の下での植物成長である。使用されたパラメータ表示は、主として理想的な条件の下で反応しやすい植物による短期の温室効果ガス実験に基づいており、複雑な非線型・相互作用効果、体系的フィードバック、土地利用の変化を考慮しない。この種のモデルによるシミュレーションは、生物圏が将来条件の下でその炭素の吸収を増加することを示している。現実の生態系では、その反応はきわめて異なる可能性がある。したがって、陸上生態系とその反応の複雑度と非均質性のために、現在の条件を将来に外挿するのは困難で危険である。

### 3.3 大気化学とエアロゾルのモデル

大気化学は、化学反応がオゾン(O<sub>3</sub>)の生成と除去の双方に責任を負っているため大気中のオゾンの分布と量にとって重要である。支配的化学反应と感度は、成層圏と対流圏ではかなり異なる。こうしたプロセスを適切にモデル化することができるのは、3次元大気

モデル（対流圏の場合）または2次元大気モデル（緯度 - 高度）モデル（成層圏の場合）のみである。大気化学は大気からのメタン( $\text{CH}_4$ ) と、それほどではないが水蒸気( $\text{H}_2\text{O}$ )を除くその他のすべての温室効果ガスの除去にとっても重要である。 $\text{CH}_4$  の場合、その濃度の変化はその独自の除去率、したがってその後の濃度変化にも影響を及ぼす。 $\text{CH}_4$  除去率の変化を正確にシミュレートするには、他の種、特に窒素酸化物( $\text{NO}_x$ )、一酸化炭素( $\text{CO}$ )、揮発性化合物( $\text{VOC}$ )の同時濃度を指定することと、緯度および垂直解像度つきモデルの使用を必要とする。しかし、化学 - 気候相互作用の単純な全地球平均モデルが開発されている。こうしたモデルは、全地球 $\text{CH}_4$ - $\text{CO}$ - $\text{OH}$  サイクルを化学プロセスと輸送プロセスの非均質性の影響を考慮に入れて取扱い、地球の大気化学の将来の全地球平均変化または半球平均変化の推定値を与える。一部のモデルには、ハロゲン化炭素濃度とその結果生じる大気中塩素濃度とともに、ハロゲン化炭素による放射効果もシミュレートする (Prather, et al., 1992年)。もっと単純なアプローチは、大気を単純なよく混ざり合ったボックスとみなすが、上述した全地球平均モデルまたは明示の別個の解像度によるモデルの動作を大まかに模倣する形で $\text{CH}_4$  寿命を $\text{CH}_4$  濃度に依存させることによって、大気化学の影響を説明する。

大気化学はエアロゾルの分布と放射特性にとって重要であるが、化学は、エアロゾルが気候に及ぼす影響をシミュレートする上で必要とされる要因の一部に過ぎない。表現すべき基本的プロセスは、エアロゾルまたはエアロゾル前駆体の排出量、大気中の輸送、混合、化学的・物理的変換、除去プロセス（乾性堆積、レインアウト、ウォッシュアウト）である。エアロゾルが気候に及ぼす影響の一部は、それらが（レインアウトにいたる）雲の凝結核として作用するため、大気へのエアロゾル・マスの変化と最終的に雲の放射特性との間の関係を表示できるということが重要である。しかし、エアロゾル排出量と雲の特性との間のリンクを確立するのは、きわめて不十分にしか理解されていない手順を伴い、きわめて不確実である。

大気中の $\text{O}_3$  と $\text{CH}_4$  の化学は、気候シミュレーション目的のためにAGCMに取り入れられている。地理的に分布した硫酸エアロゾル排出量がAGCMへの入力として使用されており、エアロゾル化学および物理プロセスの表示と組み合わせて、硫酸エアロゾルマスの地理的分布と放射強制への直接（無雲状態）効果を計算するために使用されている。これに対して、単純モデルは、工業およびバイオマス発生源の双方から生じるエアロゾルの直接・間接の影響を考慮した。

### 3.4 氷床のモデル

氷床上の温度と降水量の変化についての各種の理想化されたシナリオが地球平均海水面に及ぼす影響を評価するために、極地の氷床の高解像度（水平グリッド $20\text{km} \times 20\text{km}$ ）の2次元 / 3次元モデルが開発され、使用されている（例えば Huybrechts and Oerlemans, 1990年; Huybrechts, et al., 1991年）。AGCMの出力も最近、南極東部の氷床の3次

元モデルの実行に使用されている (Verbitsky and Saltzman, 1995年) が、山岳氷河の変化が将来の海面上昇に影響を及ぼす可能性を評価するためにはまだ使用されていない。高解像度氷床モデルからの出力は、将来の海面上昇に及ぼす氷床の影響が地球平均気温の変化に基準化される単純な関係式を開発するのに使用できる。

### 3.5 海面上昇の計算

海面上昇は、気候、氷河、氷床モデルの重要な出力の1つであるが、フィードバックを一切伴わないという点で他の気候系モデルの出力とは異なる。つまり、海面上昇自体は、その後の気候の変化には大して影響しない。さらに、南極またはグリーンランドの氷床の溶融に伴うエネルギーと当該地域の変化によるアルベド効果は、強制に比べて僅かである。したがって、海面上昇が気候モデルの計算と平行して、または気候モデルの結果を用いる別個の処理として計算されるかどうかは問題にならない。海面上昇の要素は

- (a) 海洋の熱膨張 (結合大気 - 海洋気候要素のほとんどのモデルにより与えられた海洋温暖化の時間で変動するプロファイルから計算される)
- (b) 山岳氷河と氷冠に起因するもの
- (c) グリーンランドと南極氷床に起因するもの - - である (SAR・WG : 第7章)。

後者の2要素は、結合大気 - 海洋モデルによる地球平均気温の変化または地域分布の温度変化のいずれかを必要とする。これは、氷河 / 氷冠および氷床モデルの実行に使用される。

### 3.6 単純モデルと複合モデルの利用

上述したように、気候系の要素のほとんどについて広範囲にわたるモデルが存在している。このテクニカル・ペーパーの残りの部分では、主として湧昇流 - 拡散気候モデルと海洋炭素循環モデルを「単純気候モデル」という。この種のモデルは、CO<sub>2</sub> の蓄積量、温度変化、海面上昇の計算のために SAR・WG で幅広く使用されたためである。われわれは、独立型モデルであると結合モデルであるとを問わず大気と海洋の GCM を「複合モデル」という。しかし、現実には、気候系モデルの複雑度と包括度は絶えず変化する。図3に、包括度と複雑度でみて上述のモデルの比較を示す (図3には、セクション 3.6.3 で考察されている統合評価モデル (IAM) モデルも示されている)。複雑度とは、個々のモデル要素をどれくらい詳細なレベルで取り扱うかを意味するのに対して、包括度とは、含まれる気候要素の数をいう。

上に引用したモデルのいずれも、利用可能な最も複雑なモデルを示していないことに注意すべきである。例えば、間隔が数十キロメートルで、数十平方キロメートルの面積をカバーするグリッドによる雲の高解像度モデルが開発されているが、こうしたモデルにも微視的物理学プロセスの近似が含まれている。同様に、植物の光合成と呼吸のきわめて詳細なモデルも開発され、個々の草木の葉に関する測定値に対して基準化されている。したが

って、地球規模の気候変動のシミュレーションに使用される最も複雑なモデルも、いくつかの重要な点で単純化されており、最終的には、そのモデルが明確に示すことができないプロセスをパラメータ表示しなければならない。

SAR・WG の気候予測に使用されたモデルの重要な共通の特徴は、放射強制に対する表面温度の反応をモデルが計算し、気候変動に支配的影響を及ぼすためにモデルに海洋が含まれていることである。単純モデルと複合モデルの本質的な差は、単純化の度合またはパラメータ表示の導入レベルである。単純なリンク・モデルを使用して一組のガス排出量から濃度、気候変動、海面上昇までに及んでいる。図4に、SAR・WG のために行われたSCMを用いる計算と「大気温室効果ガス安定化に関するIPCCテクニカル・ペーパー」(IPCC TP SAB、1997年)で行われた計算の構造を図解する。

【図3】 包括度(縦軸)と複雑度(横軸)でみた様々な気候モデルと気候要素の比較。包括度とは、モデルに含まれた要素またはプロセスの数をいうのに対して、複雑度とは、当該要素を取り扱う詳細度をいう。

【図4】 単純モデルを用いて温室効果ガスおよびエアロゾル濃度の変化、気候変動、海面上昇の計算に伴う手順。

モデルの主要な判定基準は、モデルの解像度スケールで観測値を再現できるかどうかである。人為的CO<sub>2</sub>と熱の吸収には同じ世界の海洋がかかわっている以上、モデルが適正に定式化されていれば、海洋の深度に対応した温度と炭素の変数の産業化前(ほぼ定常状態)のプロファイルとともに大気温度、CO<sub>2</sub>濃度、炭素同位体比の時間の経過につれた変化観測値を同時にシミュレートできるはずである。図5に、Jain, et al.(1995年)の1次元モデルが、全炭素と炭素同位体の垂直方向海洋プロファイルの観測値とCO<sub>2</sub>濃度および<sup>13</sup>Cと<sup>14</sup>Cの変動量の観測値を産業革命から現代にいたるまで同時にシミュレートできることを例証する<sup>5</sup>。図5に示されたモデルの適合度にもかかわらず、現に炭素循環には大きな不確実性が残っており、CO<sub>2</sub>の将来蓄積量の予測に大きな誤差が生じるおそれがある。

<sup>5</sup> : 結果の表示を明確にするために、核実験(大量の<sup>14</sup>Cを大気に放出する)はここには含まれていない。しかし、例えばJain, et al.(1995年)に示されているように、全地球サイクル・モデルは、核実験後の<sup>14</sup>Cの海洋による推定吸収観測値をシミュレートすることができる。

【図5】 (a) 大気中のCO<sub>2</sub>濃度 (b) 大気中の<sup>13</sup>C濃度(<sup>13</sup>Cの全炭素比に対する比率の尺度) (c) 大気中の<sup>13</sup>C(<sup>14</sup>Cの全炭素比に対する比率の尺度)の変動の観測値とモデルのシミュレーション値の比較と、Jain, et al.(1995年)の炭素循環モデルによりシミュレートした (d) 全溶融炭素 (e) <sup>13</sup>C (f) <sup>14</sup>Cの観測値およびモデルがシミュレートした垂直方向プロファイルの比較。

次表に、適用可能な様々な用途に関して単純モデルと複合モデルとの比較を示す。

#### 単純モデル

一般に、降雨などの他の変数でなく温度と温度変化の場合について、ゾーン別平均または全地球平均の結果を生成する。

出力が気候変動シグナルのみで構成されるため、気候変動の可能性をシミュレートできない。

時間的解像度が低い、全地球平均またはゾーン別平均計算に基づき物理的プロセスの影響を近似する。

複合モデルまたは観測の結果に基づき、気候感度と他のサブシステム特性を指定しなければならない。こうした特性は感度試験のために容易に変更できる。

十分高速に複数シナリオをシミュレートでき、広範囲のパラメータ値で処理を実行できる。僅かな計算コストで定常状態への初期化が可能である。

大規模な気候系要素の相互作用を伴う感度分析に役立つ。

単純モデルは、含まれるプロセスの数が比較的少ないため分析しやすい。単純モデルの結果を解釈すれば、より複雑なモデルの動作について洞察が得られる。

1次元モデルは、気候上の突発事象（海洋循環の急変など）をシミュレートできない。2次元海洋モデルはこのような変化に洞察を与えてくれる。

#### 複合モデル

温度とともに気候上重要な変数（降雨、蒸発、土壌、水分、雲量、風など）の過去および現在の温度をシミュレートする。少なくとも上記の変数の一部の大陸スケールの変化について信頼できる結果を生成する。

年内の変動（エルニーニョなど）とともに平均値の重要なモードの変化をシミュレートできる可能性がある。

多くの物理的プロセスを直接シミュレートする。短期の手順の使用を必要とするが、日周サイクルの解明が可能になる。

気候感度と他のサブシステム特性を物理法則とサブグリッド・スケール・モデルのパラメータ表示の組合せに基づいて計算する。

計算コストが大きいため、研究しうるケースの数が大きく制限され、定常状態に初期化するのが困難である。

モデルで解明可能な基礎的プロセスの研究に役立つ。

モデルの動作は、実世界と同じく多くの相互作用するプロセスの結果による。複合モデルによる研究はどのプロセスを単純モデルに含めるべきか、場合によってはそれらをどのようにパラメータ表示できるかを示す。

AOGCMは、海洋循環の大規模な変化をシミュレートできるが、このような変化のタイミングと性質はまだ確実でないおそれがある。

### 3.6.1 単純モデルと複合モデルの比較

人間活動による将来の気候変動を予測する上で、単純モデルと複合モデルはいずれも重要であるが、それぞれ果たすべき役割が異なる。上の表は、単純モデルと複合モデルの主たる相違点を要約している。

陸上生物圏と海洋生物圏にかかわる気候感度と長期フィードバックを決定する基本的プロセスは、地域分布プロセスと地域的に非均質なプロセスに依存し、確実にシミュレートしようとする場合は3次元モデルを必要とする。複合モデルも、地域的気候変動と短期の時間スケールのシミュレーション、単純モデル（すなわち小規模変動の影響を平均しないモデル）にどのプロセスを含めるべきかの決定、地球規模の3次元モデルで解明可能であるが単純モデルでは不可能な基礎的物理プロセス（大規模な海洋循環における局所的海洋対流の役割や大気中の風と大規模な加熱パターンとの相互作用など）の研究などのために必要である。複合モデルは、時間で変動する地域的気候変動とともに、日周気候変動と季節的気候変動のパターン、極値の変化、多くの時間スケールでの変動のシナリオももたらす。したがってこうしたモデルは、地域規模の気候変動の観測値の解釈に使用することができる。これに対して複合モデルは、計算上コストがかかり、理解しにくいことがあり、高解像度のデータ入力を必要とする。そもそもそのようなデータが存在しないこともある。こうしたモデルは、時間的・空間的にかなりのばらつきを伴う出力（「雑音」ということもある）をもたらす。このため、現実の気候系の場合と同じく、複合モデルの結果を分析するのが困難になる。

単純モデルは、最も重要なプロセスのみを必要とする。したがって単純モデルは、比較的理解しやすく、安上りに実行できるため、多数の診断試験を実行することができる。単純モデルが役に立つのは、主として地球規模の問題を探求するときである。例えば湧昇流・拡散気候モデルは、温室効果ガス濃度の増加に対する気候の反応を遅らせる上で海洋の果たす役割や、海洋混合・気候フィードバックが過渡的反応を修正する上で果たす役割の探求（Hoffert, et al., 1980年; Harvey and Schneider, 1985年; Morantine and Watts, 1990年）、自然の変動が前世紀中の地球平均気温変動観測値に果たす重要性の探求（Wigley and Raper, 1990年; Schlesinger and Ramankutty, 1995年）、地球の平均エアロゾル冷却効果の大きさに制約を課す上で海洋が果たす役割の探求（Wigley, 1989年）、前世紀中の地球平均気温変動を説明する上で温室効果ガス、エアロゾル、太陽の変動の相対的役割の評価（Kelley and Wigley, 1992年）などに使用されている。単純モデルでの気候感度は、予め定められたパラメータであり、所与のシミュレーションについて一定に保たれる。複合モデルでは、気候感度は、モデルで明示に計算されるプロセスとサブグリッド・パラメータ表示の結果として決定され、気候自体の変化につれて自由に変動する。

より複雑なモデルの補助要素の全般的動作を再現するために、単純モデルに補助要素が含まれることがある。例えば単純モデルの気候感度は、その値が宇宙に失われる熱に影響する速いフィードバック過程すべての全地球平均純効果を暗に説明する（他方、それらの値をアприオリに決め付けることはできない）1つのモデル・パラメータを変更すること

によって、どれか特定の A G C M または A O G C M のそれに等しくすることができる。同様に、垂直拡散係数と湧昇流速度は、海洋による熱の吸収（および付随する平均海面上昇）が所与の O G C M と緊密に適合するように容易に変更することができる。全地球集計生物圏モデルは、地域的分布モデルによって得られた大気中の C O<sub>2</sub> および温度変化に対する感度を再現するために調整することができる。これにより、単純モデルはより詳細な地域別解像モデルの動作をエミュレートすることができる。

単純モデルと複合モデルの計算上の要求の違いからくるもう 1 つの結果は、初期化に関連したものである。定常状態（または「均衡状態」）の気候変動から出発する人為的強制からシミュレーションを開始できれば理想的である。したがって、シミュレートされた変化が摂動の適用によるものであって、初期状態の結果でないようにするのが理想的である。しかし、結合 A O G C M を定常状態にスピニングアップするには数千年分のシミュレーションを必要とするため、結合 A O G C M を用いた強制実験は、不均衡状態のモデルから出発している。このような場合には、強制を加えない「制御」処理の予測により徐々に変化し、またはドリフトする気候が生成される。このような場合の将来変化の人為的要素を決定するための 1 つのプロセスは、摂動処理の実行でのドリフトが制御処理の場合と同じであり、気候変動とドリフトが一次関数として加わるという前提で、制御処理の気候変動を摂動処理の実行結果から差し引くことである。この問題は、実験設計を複雑にするのは明らかで、海洋循環の急変の発生に影響を及ぼす可能性がある。これに対して、単純な 1 次元モデルまたは 2 次元モデルは、それに伴う計算コストが僅かであり、常に人為的摂動の適用前に定常状態にスピニングアップすることができる。実際には、大気・海洋系には自然の変動が存在するため、正確な均衡が存在したことはない。しかし、世紀の時間スケールでのこのような変動の大きさは、来世紀にわたる人間誘発型気候変動をはるかに下回ると予想される。

1 次元モデルでは、例えば海洋循環の大規模な変化から生じる気候上の「突発事象」を予想できないのは明らかであるが、このような突発事象の影響評価に使用することができる。複合 A O G C M は、海洋循環のこのような大規模な変化を予測する能力があるが、まだこれを実際に行うほど十分には仕上がっていない。気候と海洋循環の観測値をシミュレートするように基準化されている 2 次元海洋モデルの複数海盆対応版（すなわち Stocker and Wright, 1991 年）も、大規模な海洋循環の変化が生じ得る条件について洞察を与えてくれる。

### 3.6.2 生物圏モデルのデータ上の限界

空間的に詳細な陸上生物圏モデルは、地上の植生、土地利用、地形、気候、土壌特性のデータ・セットに大きく依存する。既存のデータ・セットの質は、分類上の問題、データの利用可能性、時間的・空間的対象範囲により今のところ不十分である（SAR・WG：セクション 2.5.3 を参照）。海洋生物圏は、ある意味で陸上生物圏ほど空間的非均質性が複雑でなく、したがってモデル化しやすい。にもかかわらず、生物圏の空間的非均質性に関して利用可能なデータが空間明示モデルの使用を制限し、入力変数、パラメータ設定、結果の双方でその不確実性を高めている。空間明示モデルの中には、気候モデルに含まれ

ているものもあるが (Goldewijk, et al., 1994年)、この種のモデルは、依然として生物圏の反応をより包括的に評価するための主な研究用手段である。現在のところ、陸上生物圏と海洋生物圏の単純全地球集計モデルは、生物圏を伴う代替的シナリオの分析のために使用される場合が多い手段になっている。この種のモデルは、地球規模の観測値に対して基準化されているが、生物圏の詳細な反応をシミュレートすることができない。長期的には、地域解像度モデルを使用しなければならないだろう。

### 3.6.3 政策の策定

SCMは、代替的排出シナリオに伴う地球規模の影響を探り、個々のサブシステム要素の動作に関する個別的前提の相互作用効果を研究するのに理想的である。気候感度とその他の基本的パラメータ (海洋混合係数、生物圏フィードバック、氷溶融パラメータ) は、単純モデルで直接指定することができ、広範囲にわたる排出シナリオのそれぞれについて多くの感度試験を行うことができる。こうした理由から、代替的排出シナリオのCO<sub>2</sub> その他のガスが地球平均気温の変化と海面上昇に及ぼす影響を探求するためにSAR・WG で単純モデルが幅広く使用された (SAR・WG : セクション 6.3、7.5.2および7.5.3を参照)。

比較的単純な気候モデルと炭素循環モデルも、統合評価モデル (IAM) の中核的要素の1つとして使用されている。IAMは、気候系の最も重要なプロセス (人為的排出量、生物圏、海洋および大気) をシミュレートするモデル群を統合したものを基礎にし、代替エネルギー源、シナリオの影響、異なる土地利用の変化、汚染防止、人口政策がもたらす様々な排出量の影響を探求するために使用されている。この種のモデルの気候要素は、全地球集計型 (Wigley and Raper, 1995年) またはゾーン別集計型 (de Haan, et al., 1994年のような) であるが、こうしたモデルは広範囲にわたる人間活動と影響に及ぶいくつかの地域解像度サブモデルにリンクされている。より高度なIAMの1つがIMAGE2モデルで、これはAlcamo(1994年) に解説されている。このモデルは、エネルギーと土地利用による様々な温室効果ガスの排出量を計算し、大気化学、海洋・生物圏による炭素の吸収を説明することによって大気濃度を計算し、気候と海水面の変化とともに生態系と農業への影響を計算する。上記の計算により、原動力 (政策変更を含む)、気候変動、その影響を過渡的に決定することができる。この種のモデルが政策に関連して持つ重要性は、気候系の多くの要素のシミュレーションの包括度にかかっている (図3を参照)。

地球規模の変化に重点を置いて政策分析に単純モデルを使用する場合の背後にある前提は、気候変動への予防的対応策がある対応策を約束する所与の国についての局所の影響とリスクではなく、地球規模の集計的影響に基づく集合的な対応策である可能性があるということである。これに対して、地球規模の変化を特定の影響に変換し、したがって所与の大きさと分布の地球規模の変化に伴う全地球集計リスクを決定するためには、部門別および地域別の影響評価手段とともに地域解像度モデルが必要とされる。

## 4. IPCC 第 2 次評価報告に利用された単純気候モデル

このセクションでは、SAR・WG に使われている特定のSCMとモジュール、および関連する仮説を詳しく説明する。まず排出量シナリオに基づく放射強制の計算から始め、次いで地球平均温度の変化の予測値を、最後に将来の海面の変化の予測値（図4に説明）を記述する。

## 4.1 単純気候モデルの生物地球化学的構成要素：排出量の放射強制への転換

次のサブセクションは、温室効果ガス濃度の摂動（SAR・WG：セクション2.1と6.3）、温室効果ガスとエアロゾル量の摂動に関する放射強制（SAR・WG：セクション6.3）の計算に、SAR・WG に説明されているSCMシミュレーションで使った方法を説明している。使用された定量的な公式は、付属資料1と2に要約してある。

## 4.1.1 寿命が確定し、十分に混合されたガスの取扱い

大気中の亜酸化窒素（N<sub>2</sub>O）とハロカーボンの除去率は、最初の概算によると、大気中のガス量に線型に比例している。すなわち、所与年の最初に存在しているガス量の一定部分は毎年除去され、その結果質量(mass)除去率は2倍になる。これらのガスは、完全な風混合(wind mixing)が発生する際に要する期間と比較した場合、大気中で長い期間存続するので、比較的同一の濃度を保っている。その結果、大気は単一の、よく混合されたボックスとみなすことができる。最も重要なパラメータは、大気中のガスの分子の平均存続期間であり、これは濃度と除去率を結びつけている。図6は、これらのガスの取扱い方を説明している。SAR・WG：セクション6.3に採用されているの数値は、付属資料1に要約してある。大部分のガスの主な除去プロセスは、大気中の化学反応によって生じるため、ここでは付属資料1の条件 atmを使用している。

【図6】 単純気候モデルでのよく混合されたガス（CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>Oとハロカーボンの取扱い方を図示している。除去率は、N<sub>2</sub>O とハロカーボンの場合に濃度に線型に比例するが、CH<sub>4</sub> の場合は大気中の濃度とは非線型に変化する。

メタン(CH<sub>4</sub>)は、 $\tau$ がその濃度自体によって決まるという点で比較的複雑である。それにもかかわらず、大気は、CH<sub>4</sub>に関する限り依然としてよく混合されたガスとして取り扱われ、また、計算過程でCH<sub>4</sub>の寿命が更新される場合、濃度の変化は計算することができる。したがって図6は、寿命が濃度自体によって変化すると理解される限りCH<sub>4</sub>にも適用することが可能で、今度は除去率が濃度によって非線型に変化する。セクション3.3で指摘したように、CH<sub>4</sub>の寿命のCH<sub>4</sub>濃度への依存度は地域間の格差が著しい大気中のNO<sub>x</sub>、COとVOCの共存する濃度の影響を受ける。これらのガスの排出量も常時著しく変化することは確実と思われるが、SAR・WG（セクション6.3）のCH<sub>4</sub>除去速度時間(removal rate time)の変化を計算するうえで、これらの排出量は一定であ

ると仮定されていた。このフィードバックは、OsbornとWigley (1994年) によって検討された3次元モデルを使用した計算に基づいている。CH<sub>4</sub> の寿命の現在推定値は、付属資料1に掲出してある。

CH<sub>4</sub> は、大気中の化学反応による除去に加え、土壌によっても吸収される。これは、SAR・WG (セクション 6.3) の中で地球平均温度と海面の予測値についても説明されているプロセスである。土壌の吸収が唯一の除去プロセスであると仮定した場合、大気中のメタンの平均寿命は約 150年になろう。条件 soilによるこの寿命は、付属資料1に掲出してある。

#### 4.1.2 二酸化炭素の取扱い

前セクションで検討したガスと異なり、CO<sub>2</sub> は確定された寿命を持っていない。これは、(セクション 3.2で検討したとおり) CO<sub>2</sub> の大気からの除去に伴うプロセスの多様性と複雑性に起因している。図7は、SAR・WG (セクション 2.1と 6.3) に使われた単純炭素循環モデルに含まれる炭素循環構成要素とフローを図示している。SAR・WG に使われた2つの単純モデル (Jain, et al (1995年) と Siegenthaler and Joos (1992年)) で、海洋の化学的性質と垂直混合プロセスは1次元湧昇流 - 拡散モデルまたはその変種を使用して、明確に計算されている。SAR・WG に使われた第三のモデル (Wigley (1991年)) では、OGCMによる炭素取込みの妥当かつ正確な数学表現が使用されている。これは、Harvey (1988年) によって初めて採用されている。

【図7】 単純モデルに共通に含まれている炭素循環と炭素のフローの構成要素。海洋の構成要素は湧昇流 - 拡散モデルとして定式化できる、すなわち、炭素循環の一部に使用されているOGCMなどの他のモデルの動作を厳密に反復するために使用できる数学的関数 (以前は、たたみこみ統合(convolution integral)としてよく知られている) により表示することができる。

これら3つの炭素循環モデルは、人為的化石燃料排出が決定的な要因である場合、シミュレートされた産業革命以降の大気中のCO<sub>2</sub> の蓄積量が観測された量に近づくというものである。したがって、森林伐採と森林植栽による正味排出量が加えられるときは (1980年代で平均  $1.1 \pm 1.0 \text{ GtC/年}$  と推定される: 表2.1)、過度に大量のCO<sub>2</sub> 蓄積を回避するために追加吸収源が必要になる。SAR・WG (セクション 2.1と 6.3) に使用されているこのような吸収源を創出する1つの方法は、地球上の生物圏に対するCO<sub>2</sub> の肥沃化効果を特定することである。想定された過去の土地利用排出量が大きいほど、要求される肥沃化効果も大きくなる。つまり、この効果がなんらかの方法 (必ずしも線型でなくともよい) で将来外挿された場合には、将来のCO<sub>2</sub> 濃度の予測値は想定された過去と現在の莫大な土地利用排出量を減少させることになる (土地利用排出量がやがては低減することを前提として)。この外挿法の長期的な有効性は、非常に不確実性が高い (SAR・WG : セクション 2.1.1と 9.2.3.2 ; SAR・WG I : セクション A.2.3)。

SAR・WG (セクション 2.1) と IPCC94 (第 1 章) に指摘されているように、CO<sub>2</sub> 肥沃化効果以外に、炭素循環が正味の土地利用排出量の存在の中で均衡するメカニズムが存在する。例えば、NO<sub>x</sub> 排出量の副産物としての地球上の生物圏の一部の窒素肥沃化は、吸収されるべき余剰炭素 0.2~1.0 GtC / 年を発生する原因になることがある (SAR・WG : セクション 2.1.1 と 9.2.3.4)。この何十年かの気候変動も、地球上の生物圏が大量の炭素を取り込む原因になるだろう (SAR・WG : セクション 2.1.1 と 9.2.3.1)。これらのメカニズムが機能している限り、CO<sub>2</sub> 肥沃化効果はそれだけ弱まり、また、それらが CO<sub>2</sub> 肥沃化効果ほど急速に増加しなければ、CO<sub>2</sub> 肥沃化効果の過大評価値の外挿は大気中の CO<sub>2</sub> 濃度の過度に低い予測値を生むことになるだろう。

地球平均温度と海面の予測値 (SAR・WG : セクション 6.3) と CO<sub>2</sub> 安定化計算 (SAR・WG : セクション 2.1) では、将来の大気中 CO<sub>2</sub> 濃度に影響を及ぼす可能性がある他のいくつかのプロセスも無視された。特に、温暖化する気温 (大量の CO<sub>2</sub> 放出を招く可能性がある) に起因するバイオマスと土壌中の炭素の加速化された呼吸作用、気候帯があまりにも急速に変化する場合の森林の立ち枯れ病による炭素の大気中への放出、または海洋温度の上昇の影響と海洋の CO<sub>2</sub> 取込みによる海洋循環の変化 (潜在的に、CO<sub>2</sub> の少量放出または追加吸収のいずれかにつながる) などの潜在性については考慮されていない。人為的 CO<sub>2</sub> 吸収に関する代替メカニズムの相対的重要性が十分に知られるまでは、将来の大気中の CO<sub>2</sub> 予測値の定量化は困難だろう (これらのプロセスが炭素循環に及ぼす潜在的影響の検討に関しては SAR・WG : 第 9 章と第 10 章を参照)。

#### 4.1.3 直接排出されないガスの取扱い

対流圏オゾンは、自然発生源と人為的発生源の双方がある CH<sub>4</sub>、CO、NO<sub>x</sub>、と VOC を伴う化学反応により間接的に生み出される。対流圏中のオゾン蓄積の適切な計算は、3次元大気圏化学/輸送モデルを必要とする。CO、NO<sub>x</sub>、VOC と対流圏中の O<sub>3</sub> 蓄積の関係は不明確であり、また、現在の 3次元モデルの妥当性に問題があるため、SAR・WG (セクション 6.3) の 1990 年以降の地球平均気温と海面の予測値には、CH<sub>4</sub> 濃度の増大に関連する対流圏中の O<sub>3</sub> 増加のみが含まれている。この強制は、1990 年に 0.08 Wm<sup>-2</sup> の数値で、メタン濃度の増大に直接比例すると想定されている。1990 年までは、CH<sub>4</sub> 以外の排出量に関連する対流圏中のオゾン放射強制も含まれている。この強制は化石燃料排出量に比例し、1990 年までに 0.32 Wm<sup>-2</sup> の数値に達し、その後一定になると想定されている。対流圏中のオゾン変換による 1990 年の強制の総計は、少なくとも ±50% の不確実性を含んでいる (IPCC94 のセクション 4.3.6 を参照)。

成層圏モデルでも、観測された成層圏中の O<sub>3</sub> 損失をまだ完全に説明することができないという問題が残っている。SAR・WG の地球平均気温と海面の予測値では (セクション 6.3)、成層圏中の O<sub>3</sub> 損失は対流圏中の濃度 (power) 1.7 までの塩素の増加 (loading)、塩素に関連して現在約 40 の要素により荷重された臭素増加条件を加えて変化すると想定されている。したがって、成層圏中のオゾン損失に関連する強制はオゾン損失に直接比例し、強制と付属資料 2 に掲出された塩素と臭素の増加との関係を導き出すと想定される。

この関係は、成層圏中のオゾン変化による地球平均強制の計算値を1979年から1990年までの期間について観測されたオゾン損失 (Ramaswamy, et al., 1992年) に基づく詳細な放射移転計算値と比較することにより較正されている。付属資料2の式を使用して計算された1990年のハロカーボンの直接強制の総計は  $0.27\text{Wm}^{-2}$ 、成層圏中の $\text{O}_3$  枯渇を考慮した場合は  $0.1\text{Wm}^{-2}$ である。1990年のハロカーボン強制は比較的不確実性が低い ( $\pm 20\%$ ) 一方、成層圏中の $\text{O}_3$  枯渇に関連する強制の不確実性は少なくとも  $\pm 50\%$  である (SAR・WG : セクション 2.4.1.1と 2.4.1.2を参照)。付属資料2に掲出された強制効果を持つ塩素増加関係を使用することにより暗示された将来の成層圏中のオゾンの変化は、複雑なモデルで計算されたそれと非常によく一致している。

#### 4.1.4 エアロゾルの取扱い

3種類のエアロゾルの地球平均濃度は、人類の活動により重大な影響をもたらすほど大きな規模にまで増加している。硫酸塩( $\text{SO}_4$ ) エアロゾルは、硫黄を含む前駆体の酸化から生み出され、石炭と石油の燃焼を通じて、また一定の金属の溶解から排出される。煤煙 (ブラックカーボン) エアロゾルは、石炭、石油とバイオマスの燃焼から直接放出された。また、有機エアロゾル (煤煙以外) はバイオマスの燃焼から放出されたり、またはVOCの変換から生み出された (IPCC94 : 第3章)。地表の変化による煤煙エアロゾルも、気候に著しい効果をもたらすことがある (SAR・WG : セクション 2.3と 2.4)。

セクション 3.3で検討したように、大気中のエアロゾルの量、分布と特性を決定するプロセスは、3次元AGCMを使用しのみシミュレートされ、また地球平均強制が計算される。したがって、SCMを使用するとき、現在の地球排出量と現在の地球平均強制の間の定量的結びつきを証明するにはAGCMからの結果を使用する必要がある。大気中のエアロゾルの負担は本質的に排出量の変化に即時に反応するため、排出量シナリオの設計書は濃度シナリオを具体的に明記することに等しい。SAR・WG (セクション 6.3) では、排出量と大気中エアロゾルの増加量の関係は線型であると想定される。これは完全に真実であるとはいえないが、このように導入された誤差は、大気中エアロゾルの増加量と地球の平均放射強制の関係の不確実性により相殺される。実際に、大気中エアロゾルの増加量は明確に計算されず、地球の排出量はむしろ、AGCMの結果を使用した地球の平均強制と直接結びついている (次のセクション 4.1.5で検討するとおり)。

硫黄については、SAR・WG (セクション 6.3) で2つの排出量シナリオが検討された。その1つでは、1990年以降は人為的排出量が1990年水準で固定され、もう1つでは $\text{SO}_2$  の排出量がIS92aシナリオに明記されたとおりとされている (IPCC1992年 : 表A3.12)。後者の事例では、人為的硫黄排出量は、2100年には1990年の $75\text{TgS}$  から $147\text{TgS}$  に増加するだろう。塵埃エアロゾルは、SAR・WG (セクション 6.3) の地球平均気温と海面の予測値では無視されているが、一方、バイオマスの燃焼から発生する有機エアロゾルに関連する放射強制は、(放射強制が  $-0.2\text{Wm}^{-2}$  であったと想定されている)1990年までの森林伐採総量に比例すると想定され、その後定期的に保たれている。

#### 4.1.5 濃度から放射強制を計算

地球全体の温室効果ガス濃度が一定であると考えた場合、直接放射強制は詳細な放射移転計算の結果にぴったり適合する単純な公式を使用し計算できる。CH<sub>4</sub> の場合、CH<sub>4</sub> の酸化による成層圏での水蒸気の生成と対流圏中のO<sub>3</sub> に及ぼす影響により間接強制も発生する。SAR・WG（セクション 6.3）では、成層圏中の水蒸気強制は、CH<sub>4</sub> 強制により直接変化すると想定されるが、CH<sub>4</sub> 排出による対流圏中のO<sub>3</sub> 強制は、CH<sub>4</sub> 濃度の上昇により線型に変化すると想定されている（付属資料 2 を参照）。

成層圏と対流圏双方中のO<sub>3</sub> の変化に関連する強制は、O<sub>3</sub> の変化自体が強力な地域的变化を示しているため、地域によって大幅に異なる（IPCC94：セクション 2.6；SAR・WG：セクション 2.2）。SAR・WG（セクション 6.3）では、地球の平均気温反応は地球の平均強制に比例すると想定され、次いでこの強制は地球の平均濃度の変化に直接関係すると想定されている。SAR・WG（セクション 2.2）で指摘しているとおり、成層圏中のO<sub>3</sub> の変化は、対流圏中化学反応で誘発された変化によりさらに放射強制を引き起こし、この間接的強制は直接強制の2～3倍になることがある。これらの潜在的効果の規模に伴う不確実性により、こうした変化は、SAR・WGの地球平均気温と海面の予測値では無視されている。セクション 2.3.4で指摘しているように、地球平均気温反応と地球平均強制の関係はCO<sub>2</sub> に関してはO<sub>3</sub> の場合と同じであるとする仮説は、さらに大きな誤差を伴う恐れがある。しかし、この誤差は、成層圏と対流圏双方のO<sub>3</sub> の変化に起因する強制の大きな不確実性（係数は2から3）により現在は覆い隠されている。

セクション 4.1.4で検討したように、SAR・WG（セクション 6.3）に使用されるモデルの地球平均エアロゾル強制は、限られた数のエアロゾル分布に関してAGCMから計算された現在の地球排出量に対する現在の強制の比率を根拠にしている。大気中のエアロゾル濃度は直接かつ早急に排出量とともに変化するため、これは濃度と強制の間に内在する関係を含む。この強制の直接構成要素は濃度（したがって排出量）により線型に変化すると想定されるが、関係する重要な物理メカニズムに関するわれわれの理解をもとに考えると、間接強制は排出量よりも遅れて増加すると想定される。硫酸塩エアロゾルによる直接的、間接的な地球平均強制はどちらもきわめて不明確である（SAR・WG：セクション 2.4.2と 6.3.2）。SAR・WGの地球平均気温と海面の予測値では、これらの強制は、それぞれ-0.3Wm<sup>-2</sup>（不確実性の範囲-0.2から-0.8Wm<sup>-2</sup>から）と-0.8Wm<sup>-2</sup>（不明確性の範囲0.0から-1.5Wm<sup>-2</sup>）だったと想定されており、また間接強制は濃度（したがって排出量）の対数により変化すると想定されている（付属資料 3 を参照）。そのため、硫酸塩エアロゾル増加量が増加するのに伴い、間接強制は直接強制に比べて小さくなる。

異なる強制の相対的な重要性の例証として、図 8 は、1990年の強制とSAR・WG（セクション2.4）が示した関連する不確実性を示している。

【図 8】 産業化以前の時代から現在（1992年）までの温室効果ガス濃度とエアロゾルの変化と1850年から現在までの太陽出力（solar output）の変化に起因する地球平均放射

強制 ( $W_m-2$ ) の推定値と関連する不確実性。 (SAR・WG : 図2.16から転載)。

#### 4.2 放射強制を地球平均気温の変化として考える

地球平均放射強制のシナリオを考えた場合、次のステップは、その結果として生じる過渡的 (時間の経過により変化する) 気候変動を計算することである。これは、気候感度と海洋による熱吸収率の双方によって決まる。SAR・WG (セクション 6.3と 7.5.2) に示された IS92 排出量シナリオに由来する地球平均気温 (と海面) の変化予測値に関しては、1次元湧昇流 - 拡散モデルの変形版 (セクション 3.1に説明されている) が使用された。この変形版は、基本的に1つは北半球 (NH) 向けでもう1つは南半球 (SH) 向けのものとなる、相互に結びついた2つの1次元湧昇流 - 拡散モデルで構成されており、陸と海で区別している。これは、図9に示されている。この変形版の原型はWigley and Raper (1993年) に説明されているが、SAR・WG 用に陸と海洋別個の気候感度と可変的な湧昇流率を含めて修正された (Raper and Cubasch (1996年)と SAR・WG : セクション 6.3.1を参照)。限られた数の海面の事例も、de Wolde, et al., (1995年) と Bintanja(1995年) の2次元海洋・1次元大気モデルを使用して、(SAR・WG : セクション 7.5.3) に提示されている。このモデルも、セクション 3.1で紹介されている。

【図9】 各半球内に陸と海の別個のボックスと各半球内に別個の極陥没 (polar sinking) と湧昇を備えた1次元湧昇流 - 拡散モデルの変形版の説明図。この変形版は、SAR・WG に使用された (セクション 6.3と 7.5.2)。

湧昇流 - 拡散モデル (および図9に示されている変形版) には次のような4つの重要なパラメータがある。

- (a) 温度によって宇宙への赤外線排出の変化を調整する赤外線放射減衰要素 (infrared radiative damping)。この要素は、より複雑なモデルで明確に計算された水蒸気、大気 の温度構造と雲を含有するフィードバック作用を含む。宇宙への赤外線放射減衰は、気 候感度の重要な決定要素であるため、モデルの気候感度は (観測の制約または他のモデ ルの結果を組み合わせるため) この要素の値を変えることにより変更することができる
- (b) (モデルで定められている温度における) 極地の水の減少と海洋の残りの部分全体の 湧昇からなるサーモハライン循環の強度
- (c) 乱流渦による垂直海洋混合力。これは拡散プロセスとして表示される
- (d) 地球の平均表層温暖化に対する極地 (これはモデルでは明確に表示されていない) の 温暖化率。これはサーモハライン循環の陥没分岐での水温の変化を決定する。

気候変動予測に関して SAR・WG に使用されている他のモデル (結合 AOGCM 以 外の) は、de Wolde, et al., (1995年) と Bintanja(1995年) の大気 - 海洋気候モデル である。このモデルの海洋部分は、2次元湧昇流 - 拡散モデルである。このモデルでは (1次元湧昇流 - 拡散モデルの場合と同様に) 垂直熱拡散とサーモハラインの逆転

(overturning) の双方を含む。このモデルは、水平解像機能を備え、南北熱輸送のパラメータ化と海水と陸地の積雪の簡単な表示を含む。このモデルでは極地と地球の平均表面温暖化との比率は直接明示されないが、南北熱輸送、氷と雪の分布、垂直熱フラックスの変化により決定される。気候感度も直接明示されないが、いくつかの異なるモデル・プロセスの相互作用から現れる。1次元湧昇流 - 拡散モデルの場合と同様に、海洋サーモハライン循環の強度と垂直拡散係数の数値は直接指定される必要がある。

拡散性混合は、(温暖な表面から冷たい海面下の水への) 下降熱フラックスを生み出す。サーモハラインの逆転は、対照的に、極地の冷たい水の減少と他の地域の比較的冷たくない水の湧昇を引き起こすため上昇熱フラックスを生み出す。これは、ここでは移流熱フラックスという。安定した状態では、表面と深海の間の正味の熱フラックスはゼロである(すなわち、拡散性の移流熱フラックスはまさに相殺される)。

表面と大気は放射加熱摂動に応じて温くなるため、下降拡散性熱フラックスが増加し、その後の表面温暖化を減速する。上方へ向かう移流熱フラックスは気候の温暖化に伴い、極地の下降源水の地球平均表層に対する温暖化率と減少フラックス / 湧昇速度の変化により増減する。平均温暖化に対する特定の(すなわち、計算された)極地の温暖化が大きいほど、加熱摂動に対する平均表面気温の反応はそれだけ遅くなる。同様に、時間の関数または表面温暖化の関数としての湧昇速度の変動は、結合 A O G C M 実験で観測された湧昇変動値に基づき、1次元と2次元の湧昇流 - 拡散モデルの双方に課することができる。表面温暖化に対応する湧昇速度の減速は、これが表層に向かう純熱フラックスを減少させるため、表面気温の反応を遅くする傾向がある。逆に、サーモハラインの逆転の強化は表面気温の反応を加速し、均衡状態の反応の一時的な行き過ぎ(overshoot)を引き起こすことがある(Harvey and Schneider (1985年), Harvey (1994年)を参照)。

1次元と2次元の湧昇流 - 拡散モデルの双方に課することができる第三の些細なフィードバックは、垂直拡散係数と垂直温度勾配の間にある。(表面でのより大きな初期の温暖化に関連する)温度勾配の増加がより弱い拡散係数を導き出し、それが若干早い表面温暖化を可能にすると予想される。しかしこのフィードバックは、SAR・WGの予測値には含まれなかった。むしろ、拡散係数は垂直面と時間の双方で一定であると想定されている。

1次元湧昇流 - 拡散モデルの極地 / 地球平均表面温暖化比率の変化も、表面温度とサーモハラインの逆転のフィードバックまたは垂直拡散係数のいずれも、外部強制変化に対する安定した状態の表面温度の反応に何の影響も及ぼさないことを強調しなければならない<sup>6</sup>。これは、安定した状態のもとでは、深海への、または深海からの純熱フラックスがなく、また地球平均表面大気の安定した状態の温度反応は宇宙への放射減衰により抑制されるためである。しかし、これら3つの要素は上記のように安定した状態への接近率(the rate of approach)に強く影響する。さらに、これらの要素はそれぞれ安定した状態の深海温度に強く影響する。したがって、極海の温暖化が大きいほど、平均深海温暖化は大きくなる。サーモハラインの逆転の強度が増せば、比較的小規模な深海温暖化を生むが、逆

転強度の低下はより大規模な深海温暖化を生じる。最後に、垂直拡散係数の低下は比較的小規模な深海温暖化を引き起こすことになる。深海温暖化におけるこうした相違は、所与の表面温暖化に関連する地球平均海面上昇の熱膨張構成要素に劇的な相違を生み出すことがある（セクション5を参照）。

<sup>6</sup> : 2次元湧昇流 - 拡散モデルの場合、地球平均温度の反応は、サーモハラインの逆転の際に課される変動値に若干左右されるだろう。というのも、このような変化は、北 - 南熱輸送をいくぶん変え、サーモハラインの逆転が固定されている場合よりも氷と雪の量に異なる変化をもたらすからである。

双方のモデルでは、地球平均温度の放射強制摂動に対する反応はその摂動の地球平均数値にのみ依存し、また、気候感度は放射強制の大きさまたは方向に関係なく同一であると想定されている。セクション 2.3.4で説明したとおり、気候感度の強制の規模、方向、性質への依存は、大半の場合、感度自体（係数は3）に内在する不確実性と比べて小さいと考えられている。

将来の地球平均温度変化の予測値で最も重要な2つの不確実性は、気候感度とエアロゾル強制である。これらは、増大する温室効果ガスの濃度により部分的に熱の発生を相殺する。図10 a と b (SAR・WG : 図8.4) は、1次元湧昇流 - 拡散モデルを使って計算された気候感度とエアロゾル強制に関する別の仮説の効果を説明している。図10 c との比較は、太陽の変動性も過去に観察された地球平均変化を引き起こした重要な要因でありうるし、それを含めることがモデルと地球平均観察結果の一致度を高めていることを示している。将来の気候変化に対する気候感度とエアロゾル強制の不確実性の影響は、中央値となるIPCC (1992年) 排出シナリオのIS92aについては図11に説明されている。数字は、1990年から2100年までの気候感度 1.5、2.5と4.5 で、変化するエアロゾル (実線) と一定のエアロゾル (破線) の場合についての温度変化を示している。中央感度値は、2.0 (変化するエアロゾル) から2.4 (一定のエアロゾル) の温暖化を示している。気候感度の不確実性に起因する温暖化の範囲は大きく、エアロゾルに関連する不確実性は感度が高いほど大きくなっている。

【図10】 1861年から1994年までの地球の平均気温の観察された変動と湧昇流 - 拡散 - エネルギー均衡モデルを使ってシミュレートされた変動の比較。このモデルは最初 (a) 温室効果ガスのみ (b) 温室効果ガスとエアロゾル (c) 温室効果ガス、エアロゾルと太陽放射照度の変動推定値 - - に起因する強制に関して作動された。いずれのケースでも、1990年の地球平均温室効果強制は、2.0から2.8Wm<sup>-2</sup>の不確実性範囲から2.3Wm<sup>-2</sup>、1990年の地球平均エアロゾル強制は、-0.2から-2.3Wm<sup>-2</sup>の不確実性範囲から-1.3Wm<sup>-2</sup>、また1861年から1990年までの期間の太陽強制は0.1から0.5Wm<sup>-2</sup>の不確実性範囲から0.4Wm<sup>-2</sup>だった。シミュレーションは、気候感度を1.5、2.5、4.5 に設定して実施された (SAR・WG : 図8.4 から転載)。

生物地球化学的モデル構成要素とエネルギー均衡モデル構成要素の調和

理想的で完全に統合されたモデルは、いずれの複雑性レベルでも、適切な場合には同一の物理的過程を使用して同時に引き出した化学的（例えば、CO<sub>2</sub>）と気候（例えば、温度、海面）アウトプットの双方を持っていなければならない。単純モデルレベルでは、炭素循環とエネルギー均衡構成要素間の調和には、最小限、炭素循環の海洋部分で使用される溶解炭素と他の化学的トレーサの総計を移動させ、拡散するために使用される熱を移動させ、拡散するために同一海洋モデルを使用する必要がある。SAR・WG に使用されるモデルは、いずれもこの統合レベルを組み込んでいない。例えば、SAR・WG（セクション 6.3、7.5.2 と 7.5.3）で報告されている地球平均気温と海面は別個の単純炭素循環と気候モデルに基づいている。これら 2 つの構成要素の統合は、サーモハライン循環の強度（すなわち、上昇率）の実質的変化がある事例では、これが熱反応と海洋炭素取込み率の双方を部分的に変える可能性があるため、重要になるだろう。SAR・WG では、熱反応の上昇変化の効果だけが考慮された。しかし、Bacastow and Maier-Reimer (1990年) が報告している OGCM 実験に基づくと、炭素取込みの上昇変化の効果は比較的小さくなる可能性がある。

#### 4.3 海面変化の計算

地球温暖化は、海洋への熱フラックスに起因する熱膨張、氷河と氷冠の溶解、グリーンランドと南極の氷床の容積変化を通じて海洋の容積の変化を引き起こすと予想されている（図 4 を参照）。SAR・WG（セクション 7.5.2）では、主に一連の海面上昇予測値は、海面上昇の熱膨張構成要素を計算するために、セクション 4.2 に説明される 1 次元湧昇流 - 拡散モデルを使って求められた。このモデルによる地球平均表面気温の変化は、現在の氷河の標高と特性の分布があるという事実を考慮した概念的に単純な氷河と小規模氷冠のモデルを作動させるために使用された (Wigley and Raper, 1995年)。地球平均気温の変化とグリーンランドと南極の氷床との連関についての多様な仮説が検討された。南極とグリーンランドの氷冠の反応についてのより詳細な計算と結合された 2 次元湧昇流 - 拡散モデル（同じく、セクション 4.2 に説明してある）を使用して一連の選択可能な予測値も求められた (SAR・WG : セクション 7.5.3)。両事例で結果として生じた海面変化は、地球平均数値である。地域別の海面変化の予測には、陸地の垂直移動と海流と風の変化を考慮する必要がある。後の 2 つの効果の計算は、Gregory (1993年) の場合と同様に、結合 AOGCM の使用を必要としている。

次のサブセクションでは、1 次元と 2 次元湧昇流 - 拡散モデルを用いて海面変化を計算するために利用する方法と、これに組み合わせる氷河と氷冠のモデルを簡単に説明する。

##### 4.3.1 1 次元湧昇流 - 拡散モデルから始まる計算

海面上昇の熱膨張構成要素は、深度とともに変化する地球平均海洋温度の変動から計算される。次の 100 年間の熱膨張をコントロールする最も重要なモデル・パラメータは、気候モデルの感度であり、これは海洋への熱フラックスに強く影響する。極地と平均表層の温暖化比率とサーモハラインの逆転強度の変化も、セクション 4.2 で説明したように特に

長期の時間尺度では海面上昇にとって重要である。SAR・WG で示した1次元モデル計算のために、降水量に関する極地源地域(polar source regions)は地球平均表層温度を20%上昇させ、また、(いくつかの結合AOGCMにおけるのと同様に)サーモハラインの逆転は気候の温暖化に伴い若干弱まると想定される。その結果、海面上昇の熱膨張構成要素は、変化するエアロゾルによる図11の表面温度反応曲線と関連して、気候モデル感度が1.5、2.5と4.5 の場合にそれぞれ20、28と40cmになる。

【図11】 IS92a排出シナリオ、1.5、2.5と4.5 の気候感度、1990年以後増加するエアロゾル排出量(実線)と1990年以降一定のエアロゾル排出量(破線)に関してセクション4.2に記述されている1次元湧昇流-拡散モデルにより予測された1990年からの地球平均温度変化。SAR・WG (図6.20)を転載。

陸上に存在する氷の海面上昇への寄与度の計算では、大量の氷は3つのグループ、すなわち氷河と氷冠、グリーンランドの氷床、南極の氷床に分類されている。

氷河と氷冠では、氷河の容積と温度の変化を関連づけた単純モデルが使用された(Wigley and Raper, 1995年)。このモデルには、

- (a) 海面換算30cmと想定される最初(1880年)の地球氷の容積
- (b) 最小限の温度上昇(それが持続すれば、結果的に所与の氷河の消滅の原因になる)
- (c) 氷河反応期間

という3つの重要なパラメータがある。臨界温度の上昇と氷河反応期間の分布が現実にあるため、氷河の消滅に必要な最小限の温度上昇と氷河反応期間の分布は、計算のなかで想定されている。シミュレートされた地球平均温度の上昇に伴い、モデル分布内でより大きな氷河溶解が発生する。小規模な氷河の消滅に要する氷河反応期間と温暖化の範囲はそれら自体が不確実であるため、異なる一連の仮説が採用され、付属資料3に表示されている。付属資料3で「高」として列記されている仮説は海面上昇に比較的大きな寄与度を与え、一方、「低」として列記された仮説は海面上昇に比較的小さい寄与度を与える。

想定された最初の氷河と氷冠の容積は、この発生源からの海面上昇の上限を定めるため重要である。しかし、このパラメータの正確な数値は論争的になっている。SAR・WG の表7.1では、 $50 \pm 10$ cmの数値が与えられている。この範囲とSCM海面予測値(30cm)との差は、このパラメータの推定の難しさを反映している。最初の氷の容積と他のパラメータの数値は、代表値として、1900~1961年の期間の1.6cm海面換算の海面上昇への推定寄与度に組み合わされるように選択されている。過去1世紀の直接観測に基づく氷河と氷冠の海面上昇への寄与度の推定値は、2つの要素により不明確である。この不確実性には(a) 分析に使用されている期間の違い

- (b) 氷河全体の面積推定値の相違
- (c) 氷河がある地域からの不完全な気候データ
- (d) 動的なフィードバックのための粗い概算
- (e) 溶水と氷山の氷塊の再凍の無視

など多数の理由がある。ここで使用されている1900～1961年の期間の1.6cm海面換算という代表値は、SAR・WG（セクション7.3.2.2）に記載されている1890～1990年を期間とする最低不確実性 $\pm 0.1\text{mm}/\text{年}$ を伴う推定値 $0.35\text{mm}/\text{年}$ の範囲の下限になる。1990～2100年の氷河と氷冠の海面上昇への推定寄与度は、1.5、2.5と4.5の気候感度がそれぞれ付属資料3の低、中、高度の氷パラメータと結合されたときにそれぞれ7、16と25cmになる（変化するエアロゾルに関する図11の温度反応曲線を再度使用している）。

グリーンランドと南極の氷床の反応時間は、長い間、ここで考察している時間尺度と比較されていたため、氷床の面積は単純化するために一定であると想定され、流氷に関連する効果は無視されている。しかし、不確実性は氷床の現在のマスバランスでさえ大きい。SAR・WG（セクション7.3.3.2）は、氷床の25%までの累積と損失の不均衡は現在入手可能なデータを用いた現行方法では検知することはできないと結論づけている。

モデル設計に関して、双方の氷床のマスバランスは2つの構成要素に分けられている（Wigley and Raper, 1993年）。1つ目は、氷床の最初の状態に起因する氷の増加または損失を表しており、 $\text{mm}/\text{年}$ の海面上昇を起こしている。氷床が最初1880年（最初の時期）の気候と平衡状態にあった場合、この構成要素はゼロになる。しかし、平衡でなくなって、それでも以前の温度の変化と作用し合っていれば、それはゼロではないだろう。この構成要素は、付属資料3で記号Boによって示される。この場合、低、中、高度の海面上昇の事例に使用される数値が与えられる。

2つ目の構成要素は、最初の状態に関連する温度変化に線型に依存すると想定され、 $\text{mm}/\text{年}$ の海面上昇を起こしている。使用される数値は付属資料3に与えられており、2次元湧昇流 - 拡散モデルによる計算に直接使用される2次元および3次元の氷床モデルにより計算された1の気候温暖化に対する氷床の感度の推定値を根拠にしている（SAR・WG：セクション7.3.3.3と下記のセクション4.3.2）。

南極については、温度依存条件は、2つの感度（すなわち、マスバランスに関する感度数値（マイナスである）と南極西部の氷床の潜在不安定性の影響を示す2番目の感度）を備えると想定されている。現在の知識を考慮した場合、南極西部の氷床が非常に動的な歴史を持っていたのに反して、来世紀中に崩壊する公算を推定するのはまだ不可能であることは明らかである（SAR・WG：セクション7.5.5）。しかし、モデルにはこの発生源からの寄与の可能性を認識させるために、小さい数値（MacAyeal, 1992年に基づく）が含まれている。

1990年までの期間に関して、氷床の変化は、モデルで計算された地球平均表面温度の変化によって決まる。しかし、将来に関してはグリーンランドの氷床の一層の変化を主張するために1990年以降の地球平均温暖化の1.5倍の温暖化が使用されている。1.5という係数は、結合AOGCMにより得られたグリーンランド全体の夏季の地域温暖化を根拠にしている。1990年から2100年までの海面上昇に関して計算された寄与度は、1.5、2.5と4.5

の気候感度がそれぞれ低、中、高度の氷床パラメータと結合されたとき、グリーンランドで1、6および14cm、南極で-9、-1および8cmである。

上記の個別寄与度が相対的な海面上昇の範囲を最大にするような方法で連結される（すなわち、1つの構成要素からの「低」寄与度が別の構成要素からの「低」寄与度と結合される、また「高」寄与度の場合も同様である）とき、1880年から1990年までのモデル化された海面上昇は、この期間の温暖化が0.5で代表推定値が約10cmである場合、2-19cmになる。SAR・WGの表7.7では、モデルの結果と観測値を総合した結果に基づき-19cmから37cmの範囲が与えられている。ここで与えられている範囲は、様々な要因からの高度または低度の限界が連結されており、その結果としての範囲の限界に関連する見込みが非常に小さくなるため、SAR・WGの表7.7のそれより低く設計されている。ここで報告されている2cmから19cmの範囲は、SAR・WGの表7.7にも示されている、検潮器のデータに基づく10cmから25cmの範囲と比較することができる。モデル化された範囲と検潮器の範囲が重複する一方、過去の変動を融和させる際には将来の予測値の不確実性を強調するという問題が残る。

図12は、図11の温度反応曲線に関する上記1990～2100年の海面の個別寄与度の正味の結果を示している。図11と同様に、結果はセクション4.1.4の2つのエアロゾルの事例について示されている。低、中、高度の氷融解パラメータと低、中、高度の気候感度との組み合わせは、エアロゾル排出量が増加する事例ではそれぞれ20、49と86cmの総海面上昇を、またエアロゾル排出量が一定の事例では23、55と96cmを示す。図13は、中度の氷溶解パラメータで、中度(2.5)の気候感度の場合の個別構成要素の海面上昇への寄与度を示している。

【図12】 図11に示されたのと同じ事例に関して、セクション4.3.1に記述した1次元湧昇流 - 拡散モデルに基づく地球平均海面の変化 (SAR・WGの表7.7を転載)。

【図13】 図11に示された「MID」海面上昇の事例への個別寄与度 (SAR・WGの表7.8を転載)。

#### 4.3.2 2次元湧昇流 - 拡散モデルから始まる計算

SAR・WG (セクション7.5.3) で使用される2番目の一連の海面上昇計算も海洋熱膨張、氷河と氷冠の溶解、グリーンランドと南極の氷床の変化を合算したものを根拠にしている。しかし、これらの構成要素から寄与度を計算するのに使用される手順は、いくつかの重要な点で上述のものとは異なる。

熱膨張構成要素は、2次元湧昇流 - 拡散モデルを用いて計算されるが (de Wolde, et al., 1995年)、大西洋、太平洋とインド洋海盆に個別に適用され、帯状 (東 - 西) 平均大気モデルに結合される (Bintanja, 1995年)。この結合された大気 - 海洋モデルは、海面上昇の熱膨張構成要素を計算するほか、表面気温の緯度上の季節的变化を計算する。その

後、これらの変化は氷河、氷冠と氷床モデルへの入力データとして使用される。

十分に観測された氷河の研究は、湿潤な気候にある氷河は乾燥地域の氷河よりも気温に敏感であることを示している。これは、地域の標高の分布がさまざまで、アルベド・フィードバックが降雪量の多い氷河にはより有効であるために生じている。したがって、気候変動に対する氷河反応の計算に際して、地球上のすべての氷河と小規模な氷冠は 100 地域のなかの少数の地域にあり、各々現在の降水率と氷河化された面積によって特徴づけられている。各地域では、氷河マスの温度変化に対する感度は平均年降水量に左右される (Oerlemans and Fortuin, 1992年を参照)。モデル計算は1990年に始まっているが、現在大部分の氷河は平衡状態にない。いくつかの氷河の現在のやせ細り状態を説明するため、氷河と氷冠の海面変化への寄与度の予測値には、観測と一致する0.5mm/年の海面上昇の一定の長期傾向が含まれる。

グリーンランドと南極の氷床の海面への寄与度は、動的な流氷を使用して推定されている。グリーンランドの場合、水平解像度 20x20kmの2次元(緯度と経度)モデルが使用され (Cadee, 1992年)、一方水平解像度 20kmと14地層に関して3次元モデルが使用されている (Huybrechts (1992年), Huybrechts and Oerlemans (1990年))。両氷床モデルは、結合された大気 - 海洋気候モデルにより生み出された地域別平均温度の変化を強制的に押しつけられている。グリーンランドの場合、累積率は、観測に基づく現在の推定値で一定に維持されており (Ohmura and Reeh, 1991年)、また、溶解率の変化は単純表面エネルギー均衡モデルを使って計算されている (van de Wal and Oerlemans (1994年))。モデル計算は1990年に始まり、その時点でグリーンランドの氷床は平衡状態にあると想定されている。南極の場合、観測と理論は温度の上昇に伴い、累積率が南極全体の湿気を保つ空気の能力の強化に比例して増大することを示唆している。したがって、南極全体の累積率は現在の推定観測値から得ることができ、次いで気候が温暖化するのに伴い南極全体の大気飽和水蒸気圧力の増加に比例して増加する。南極の氷の融解は、それほど重要でない。氷床の最初の状態は、過去2回の氷河循環(期間20万年以上)の氷床モデルを統合することにより得られた。この試行は現在では長期のマイナスのマスバランスが存在することを示しているものの、結果に大きな不確実性があるため、南極の海面上昇への寄与度の予測値には含まれていない。その代わりに、南極の海面変化への寄与度の予測値は、人為的温室効果ガスとエアロゾル強制の有無によるランの差として計算される。

セクション 4.3.1で提示されている計算の場合と同様に、幅広いモデル入力パラメータを使うことが可能であり、幅広い海面結果を示している。しかし、ここで得られた平均の、または「最善の」推定値は、セクション 4.3.1に示される平均の結果とは著しく異なる。ここで得られた結果は図14に示されており、図13の対応する結果と比較する必要がある。最も大きな違いは、熱膨張の海面への寄与度であり、次いで南極の寄与度の差である。これらの相違の理由は、SAR・WG の刊行時には必ずしも完全に解決されていなかったが、モデルの特徴のいくつかの違いは解明されていた (SAR・WG : セクション 7.5.3.2)。海面上昇の熱膨張構成要素で重要だとみなされる違いは、2次元モデルの南欧的分

析手順、大気と海洋の間の熱交換の異なるモデル形成、湧昇流 - 拡散モデルでの海水の有無、異なる気候感度（1次元モデルの中間事例では 2.5、2次元モデルでは 2.2 後者の場合調整不可能）、およびサーモハライン循環の表示方法を含む。南極の寄与度の場合、氷床を無理に押しつけるために温度摂動が使用されており、セクション 4.3.1で提示されている結果については小規模な氷床の感度が使用されている。

【図14】 IS92a排出量シナリオに関する「MID」海面上昇の事例に対する個別寄与度。セクション 4.3.2で説明されている2次元湧昇流 - 拡散モデルを用いて計算。（SAR・WG : 図7.11を転載）。

#### 4.3.3 海面予測値の不確実性

地球平均海面変化の熱膨張構成要素の不確実性は、熱膨張が深度とともに変化する海洋温度の変動から計算されるため、表面温度の変化自体と関連している。1.5から 4.5 に分布する気候モデル感度については、次世紀中の熱膨張の不確実性は係数約 2 になる。陸上の氷の海面上昇への寄与度を地球平均温度の変化から引き出す際の主な不確実性は、温度変化の地域的な分布、氷河と氷冠の最初の容積とそれらの温度上昇に対する感度、グリーンランドと南極の氷床の最初の均衡状態とそれらの温度変化に対する感度である。したがって、海面上昇の不確実性は、地球平均温度変化の不確実性と切り離すことはできない。しかし、累積の変化も陸上にある氷の容積に影響を与える。氷河と氷冠およびグリーンランドの氷床については、累積は一定と想定されるが、南極の氷床では累積は温度が上昇するにつれて上昇すると想定される。図11と12は、温度と海面上昇の不確実性を示している。

## 5. AOGCMとSCMによりシミュレートされた表面温度の変化と海洋熱膨張の比較

単純気候モデルは、個別モデル構成要素の特性に関していくつかある排出量シナリオの地球規模での密接な関係と選択可能ないくつかの仮説の分析に使用されており、また今後も使用され続けるだろう。したがって、一方では1次元と2次元の湧昇流 - 拡散モデルにより、また他方ではAOGCMでシミュレートされた地球平均温度と海面の予測値を比較することが適切である。

図15は、いくつかの種類のアOGCMによりシミュレートされた地球平均表面気温の変化を、CO<sub>2</sub>を2倍にして気候感度を2.5に設定した1次元湧昇流 - 拡散モデルのそれと、また2次元気候モデル(感度を2.2に固定)のそれと比較している。AOGCMの結果にみられる広がり、おおむね2.1から4.6までの様々なモデル気候感度の変化で説明することができる。AOGCMの反応の通年の可変性は、SCMの反応では欠けていることに留意されたい。SCMの反応は滑らかに上昇するが、そうでない場合はAOGCMの反応に類似している。図15と図11の比較は、ある一定範囲の気候感度の数値が使用されるとき、湧昇流 - 拡散モデルが大部分のAOGCMの結果を補う能力を持っていることを説明している。

【図15】 いくつかの異なるAOGCM(気候感度は2.1から4.6まで変化する)、1次元湧昇流 - 拡散気候モデル(気候感度2.5)と2次元湧昇流 - 拡散モデル(気候感度2.2)によってシミュレートされた地球平均表面気温の変化の比較。各事例は、年1%(複利)のCO<sub>2</sub>濃度の上昇により動かされている。(SAR・WG : 図6.4を転載)。

AOGCMとSCMの時間依存型動作の比較に関するさらに進んだ説明は、図16に掲出されている。図16は、地球物理流体力学研究所(GFDL)のAOGCMと湧昇流 - 拡散モデルの両方が大気中のCO<sub>2</sub>濃度の様々な上昇率によって作動するときの地球平均温度変化を比較している(SAR・WG : セクション6.3.1を参照)。有効な比較を確実にするため、SCM気候感度はGFDLモデル数値3.7で設定された。他のすべての数値は、変更されていない。他のSCMの結果(Raper, et al., 1996年)を根拠として選定した陸上/海洋の感度差の数値(1.3)は、GFDLモデルのそれと類似している。SCMのサーモハライン循環は、GFDLモデル内の変化を厳密に概算する形で表面温暖化とともに変化するように修正された(Manabe and Stouffer, 1994年)。表面温度反応は、幅広い範囲の強制に十分適合するとみられている。

【図16】 GFDL AOGCM(実線)とCO<sub>2</sub>を2倍にした感度を3.7に設定した1次元湧昇流 - 拡散気候モデルで計算した地球平均表面気温の上昇。結果は、大気中のCO<sub>2</sub>濃度が年当たり0.25、0.5、1、2および4%増加する事例ごとに示されている(SAR・WG : 図6.13を転載)。

1次元湧昇流 - 拡散モデルのAOGCM結果を繰り返す能力の最終例として、Manabe and Stouffer(1994年)の2xCO<sub>2</sub>と4xCO<sub>2</sub>安定化シミュレーションから得た地球平均温度変化と海洋熱膨張の双方が図17の1次元モデルと比較された。2xCO<sub>2</sub>の場合は、適合は地球平均温度と熱膨張の結果の双方で優れている。4xCO<sub>2</sub>の場合は、1次元モデルは低い温暖化と高い熱膨張を示し、海洋の深層への熱フラックスは、AOGCMにおけるよりも大きいことを意味している。

【図17】 大気中のCO<sub>2</sub>濃度が2倍または4倍のいずれかに達しており、(a)地球平均表面気温 (b)海洋熱膨張による海面上昇 - - を安定化させるまで年1% (複利) ずつ上昇する事例に関する、Manabe and Stouffer(1994年)のAOGCMの結果と1次元湧昇流 - 拡散モデル間の比較 (SAR・WG : 図6.17を転載)。

他の比較が、マックス・プランク研究所(MPI)のAOGCM(Cubasch他により説明されている(1992年))を使用して、RaperとCubasch(1996年)により実施されている。温度に関してこの2つのモデル間の妥当な一致を図るために気候感度が調整されるとき、SCMによる熱膨張推定値は、AOGCMにおけるよりも大きくなっている。これは再度、1次元モデルではこの特定のAOGCMにおけるよりも大きい海洋への熱フラックスがあることを意味している。これに関する理由は、SAR・WGの刊行時には解明されていなかった。海洋への熱フラックスが大きい(小さい)とき、表面温度の変化は小さく(大きく)また熱膨張は大きい(小さい)ことに留意されたい(Harvey, 1994年)。

要約すると、複雑なAOGCMの幅広い性質をSCMで繰り返すことは可能である。いずれかのAOGCMの性質を繰り返す以上に重要なのは、異なるAOGCMで得られた結果の範囲を広げるSCMの能力である。したがって、SCMは異なる排出量シナリオを網羅し、AOGCMに固有の不確実性を補うために多数のモデルの作動が必要とするシナリオと感度分析に使用する便利で計算の速いツールを提供する。