

## 気候システムの物理とモデリング

渡部雅浩<sup>1</sup>

北海道大学大学院地球環境科学研究院

### 目次

1. はじめに
2. 気候システムとそのモデル
  - 2-1. 気候システムとは
  - 2-2. 気候の物理モデル
  - 2-3. 気候モデルの reality
3. 気候モデリングの現状
  - 3-1. 例①：温暖化「予測」
  - 3-2. 例②：熱帯対流活動の組織化
4. 気候モデリングはどこへ向かう？
5. おわりに

### 1. はじめに

みなさんは、「気候」という語をどう定義されるだろうか。地理の教科書に載っている「気候区分図」で説明されるような、地域ごとに異なる気温や雨の平均的状态？ 否々、気候の科学が地理学の一分野であった 20 世紀初頭ならばいざ知らず、物理学をベースに発展してきた「気候システムの科学」（あるいは「気候力学」）では、気候の描像はもっと動的である。すなわち、気候とは、地球表層に対する唯一の入力である太陽放射エネルギーが駆動し、大気・陸面・海洋・雪氷といった各サブシステムの相互作用により決定される地球表層環境の平均状態およびそのまわりの高次モーメントである、と定義される。本稿では、この気候システムが、現在どのようにモデル化されているかを概観し、気候の物理モデルがなし得ること、なし得ていないことをいくつかの具体例をもとに議論してみたい。

なお、本稿は 2006 年 6 月に行われた京都大学基礎物理学研究所研究会における講演を土台にしているが、時間の都合上お話できなかった素材を多く載せている。

### 2. 気候システムとそのモデル

#### 2-1. 気候システムとは

通常、気候システムとして我々が考える地球表層の媒体は、図 1 のようなものである。地球大気は気温構造に従って、下から対流圏(< 10km)、成層圏(< 50km)、中間圏(< 100km)、

---

<sup>1</sup> E-mail: hiro@ees.hokudai.ac.jp

本報告書は、以下のホームページにおいてカラー版にて見ることができます。

[http://www.woa.ees.hokudai.ac.jp/~hiro/img/Climate\\_modeling\\_watanabe.pdf](http://www.woa.ees.hokudai.ac.jp/~hiro/img/Climate_modeling_watanabe.pdf)

熱圏(< 500km)、さらに磁気圏と区分されるが、空気の密度は高度とともに指数関数的に減少するので、地球表層環境にとって重要なのは対流圏、成層圏、せいぜい中間圏くらいまでである。対流圏と成層圏はさまざまな過程を介して質量交換を行っているが、両者の決定的な違いはそこに含まれる水の質量である。気温が高く、従って飽和水蒸気混合比も高い一方、下端からの熱・水蒸気の供給がある対流圏では、対流や擾乱によって容易に相変化を生じ、エアロゾルを核として凝結した微小水滴(雲粒)が集まって雲が発生する。この活発な水の相変化が、他の惑星大気のモデル化と大きく異なる点である。

大気は、下端で熱容量の大きく違う陸、海洋、海氷と接している。地球表面では、大気とそれらサブシステムの間で、活発な水、熱、運動量交換が生じており、海洋に与えられた運動量は黒潮などの表層流を形成する。海洋と陸は直接のやりとりがなさそうに見えるが、河川から海へ流入する水が塩分を含む海水と混ざることによって海水密度の分布に影響する。周囲よりも密度の高い表層水は深層まで沈み込んで密度循環(熱塩循環)を駆動し、最も時間スケールの長い(~1000年)熱輸送の担い手となる。

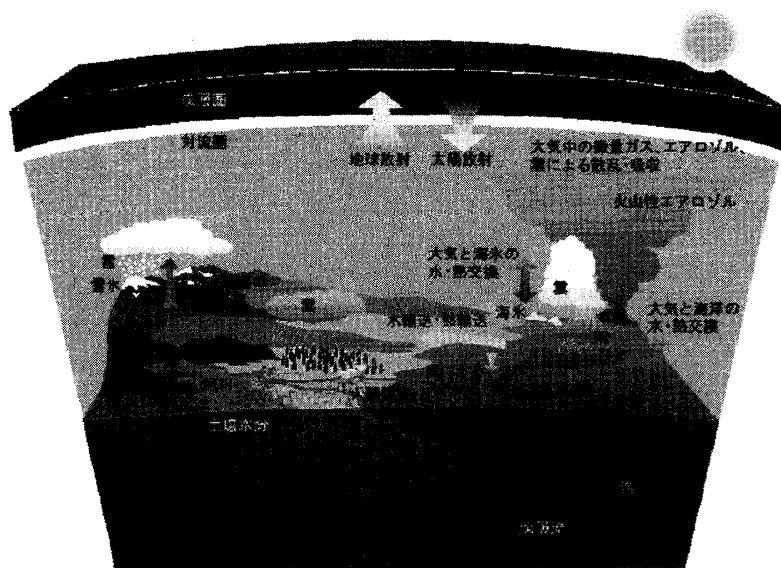


図1 気候システムの模式図。図中で、太陽放射、人間活動、火山活動は気候システムに対する「外力」として扱われる。

## 2-2. 気候の物理モデル

事象の物理モデルのためには、何が保存するかをまず考える必要がある。気候システムの保存量は、質量、水、エネルギー、角運動量、といったあたりになるだろうが、厳密に考え出すとエネルギーや角運動量は上記のシステムの定義では本来保存しない<sup>2</sup>。モデル化(定式化)の際に最も注意が払われているのは、従って質量と水の保存ということになる。

<sup>2</sup> 大気と固体地球の間でも角運動量フラックスが存在するし、より厳密には月・地球系で考えなければ角運動量保存は成り立たないだろう。また、海底からの地熱流入がなにがしか海洋へ影響を与えていることも指摘されているので、エネルギーを保存するためには図1の下端に境界条件が必要である。

図 1 のようなシステムをそのまま 3 次元でモデル化するには計算機の能力が不足していた 1960~70 年代、気候システムの空間次元を 1 次元に単純化したモデルがいくつか作られた。次元をおとす(平均する)時点で、流体の運動の効果は著しく相殺するので、熱力学第一法則のみに基づくモデルである。温度分布が経度方向よりも緯度方向に非一様であることから大気を経度および鉛直方向に平均した、南北 1 次元のエネルギー平衡モデル(Budyko 1969; Sellers 1969 など)や、密度成層のためにアスペクト比が非常に大きい<sup>3</sup>けれど鉛直構造が無視できないという性質を考慮して大気を水平平均した、鉛直 1 次元の放射対流平衡モデル(Manabe and Strickler 1964 など)は、その代表例である。

例えば、1 次元のエネルギー平衡モデル(以下、EBM)は、緯度  $\varphi$  のみの関数である温度  $T$  に関する式で表される。

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( D \cos \varphi \frac{\partial T}{\partial \varphi} \right) = S - R \quad (1)$$

ここで  $S$  および  $R$  は各々、地球全体で平均した、太陽放射と惑星放射で、

$$S = \frac{S_0}{4} P(\varphi)(1 - a) \quad (2)$$

$$R = \sigma T^4 \approx A + BT \quad (3)$$

と近似的に表現される。(2)の  $S_0$  は太陽定数(太陽-地球間の平均距離における単位面積当たりの太陽放射)、 $P$  は球面の効果を表す分配関数で 2 次のルジャンドル多項式などが使われる。 $a$  は惑星アルベド(宇宙空間から見たときの可視光に対する反射能)で、高アルベドの雪氷の存在条件を温度で  $T < T_c$  と与えたときに、以下のように不連続な関数になる。

$$a = \begin{cases} a_f & \text{for } T > T_c \\ a_i & \text{for } T \leq T_c \end{cases} \quad (4)$$

ここで  $a_i \square a_f$  である。(3)の惑星放射は、大気-地表面系が黒体であると仮定した上で、黒体放射のステファン・ボルツマンの式を、ある基準温度のまわりで 1 次の Taylor 展開をして近似している( $T$  は実際には線形近似で有効な微小範囲を越えて変化するが、もともと heuristic なモデルなので大目に見ていただきたい)。 $A, B$  は観測データから経験的に定める。また、(1)の左辺第 2 項は、大気運動による熱輸送を拡散として表したものだが、運動方程式を解かないこの手のモデルでは、熱輸送の表現には大きな任意性が残るため、他の表現もある。

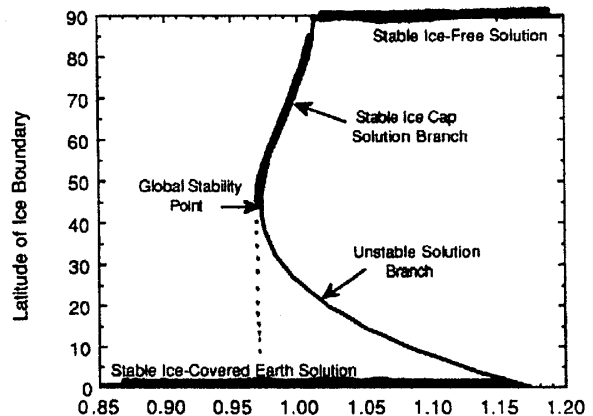


図 2 太陽定数(現在の値を 1 とする)を変化させたときの(1)式の定常解を、 $T = T_c$  となる雪氷圏の臨界緯度として示したもの。太い色で表した領域は安定定常解。Held and Suarez (1974)より。

<sup>3</sup> 地球を直径 10cm の野球のボールに例えれば、大気の厚みはたった  $0.086 \mu\text{m}$  である。

さて、適当な境界条件のもとに(1)の定常解を求めたのが図 2 である。太陽定数が現在の 85%から 120%の範囲で、全球が雪氷に覆われた「白い地球の解」と、雪氷の存在しない解が存在し、広いパラメータ領域で多重平衡になることがわかる。さらに、定性的に現在の状態に相当する第 3 の解(部分的に雪氷が存在する状態)も安定に存在する(これは南北熱輸送があることでのみ生じる)。このような解分岐の様子は、現在の気候がとり得るただ一つの解ではないこと、分岐の周辺では外部パラメータのわずかな変化に対して気候の急変(解の遷移)が生じる可能性があること、を示唆して興味深い。また、最近では地質学的データから、全球が雪氷で覆われた状態が地球史の中で実際に存在していたことが示唆されており(川上 2003 を参照)、EBM が単なるおもちゃではなく気候のエッセンス(のある部分)を取り出したモデルであることは今では広く認識されている。

上記のような簡単な気候のモデルは、古気候研究や素過程の研究においては未だに有効である。しかし、こうした低次の系で表現できる事象は限られており、だいぶ以前から、気候モデリングの主流は、3次元の大气や海洋の状態をナビエ・ストークスの式、質量保存則、熱力学第一法則を連立させて解く大循環モデル(*general circulation model, GCM*)に移っている。ただし、全球を扱うモデルの場合、大气の圧縮性を考慮して鉛直方向の運動方程式をまともに解くと、位相速度の速い(けれども場にほとんど影響しない)音波が解として含まれてしまうので、計算効率を上げるために鉛直には重力と気圧傾度力がバランスしていると仮定し(静水圧平衡)、鉛直流は流体の圧縮性を無視した質量保存則から診断的に求める、いわゆるプリミティブ方程式系が多く用いられる。

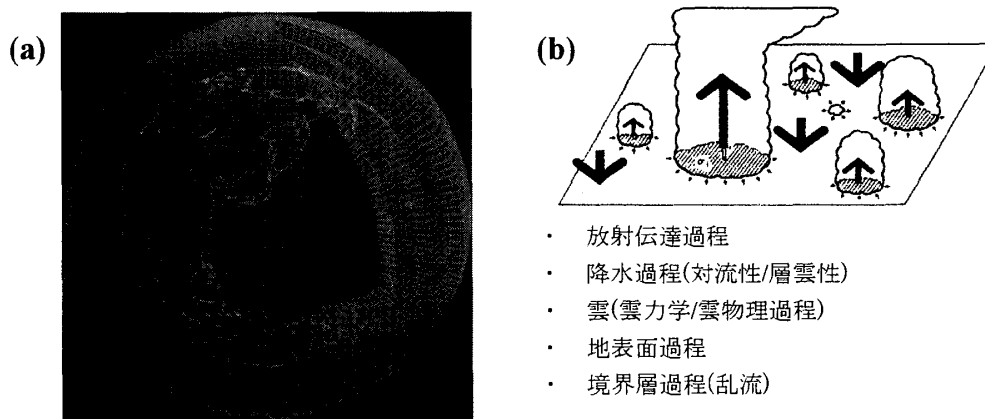


図 3 (a) 大気大循環モデルにおける空間離散化の例と、(b) 深い積雲対流のパラメータ化の模式図および大循環モデルに含まれるその他のパラメタリゼーション。

大循環モデルは大気でも海洋でも本質的には同じであるが、大気を例にとって説明する。図 3(a)のように、大気層を 3次元のメッシュで離散的に表し、各格子において球面座標で書かれたプリミティブ方程式をある初期状態から数値積分して、時々刻々の温度や流れを計算する。空間の離散化は、必ずしも図 3(a)のように緯度経度に沿う必要はなく、むしろ極が特異点になることを避けるために、5角形・6角形格子や正多面体格子などを用いた離散

化の方が優れている場合がある。また、側面が周期境界の全球大気モデルの場合、有限要素法で球面調和関数を基底関数に選んだスペクトルモデルは空間微分の扱いが厳密になる利点があるために、広く用いられている。

鉛直流の扱いと大気の圧縮性、および渦粘性の強さに関する不確定性を除けば、プリミティブ方程式系に基づくモデルは誰が組もうが大きな違いは生じない。大循環モデルで問題になるのは、空間離散化の際に表現できない、格子スケールよりも小さな(サブグリッド・スケールの)現象をどうするか、である。現在のところ、大気であればこれはおおよそ 100km よりも小さなスケールであり、図 3(b)に挙げたように、降水や雲に関わる諸過程、放射伝達、乱流混合など、数多い。これらは通常、格子で表現できる鉛直 1 次元の場の情報からパラメータ化してモデルに組み込まれる(パラメタリゼーション)。例えば、図 3(b)に模式的に示される深い積雲に伴う熱・水の鉛直再分配であれば、格子スケールの場が不安定化して積雲プルーム(緑の矢印)が下層の湿潤エネルギーを上方へ運ぶ働きと、それを補償する積雲外の下降流(橙色矢印)が環境場を安定化する働きが統計的平衡状態にあると仮定して、クロージャー問題を解く。このとき、格子内のどこにどのような高さの積雲があるかは特定しない。

パラメタリゼーションの定式化は、現場観測データやより高精度の(限られた領域だけ計算する)モデルの結果、あるいは物理的洞察などに基づくが、これしかない、というものではなく、積雲の表現一つにしてもさまざまな方法が提案されている。それ故、10 の異なる GCM があれば 10 の異なる結果が出てくる、ということになる。海洋モデルでは、渦の変形半径(特徴的空間スケール)が大気よりも小さいという問題はあるものの、パラメタライズすべき過程は少ない。大気と海洋の違いとして重要なのは、水の 3 相変化がないということと、太陽放射による地球表面の加熱が大気と海洋では逆向きに働く(大気の場合成層を不安定化するが、海洋は表面の水が軽くなり成層が強まる)、という点であろう。

大気 GCM の主な枠組は、数値天気予報で用いられるものと本稿で述べる気候研究で用いられるもので共通している。しかし、短期の天気予報では慣性の大きな海洋の状態などは固定してもさほどの問題がないため、大気モデル(+陸面モデル)をうんと高い空間解像度で積分する。一方、気候研究では、図 1 に示したように大気と他のサブシステムの相互作用を理解することが本質なので、大気 GCM に海洋 GCM を結合し、さらに海水、河川、エアロゾル輸送、大気化学過程などさまざまなコンポーネントを組み込んで気候システムモデル(global climate model, 略語はこれも GCM となる)として用いる必要がある。地球シミュレータの登場で、気候研究も高解像度化の道をすすみ始めたが(後ほど詳しく述べる)、それでも数値予報に用いる大気モデルの数倍程度に粗いメッシュでの計算となる。

### 2-3. 気候モデルの reality

IPCC の報告書で援用される地球温暖化「予測」の結果は、ほぼ全て前節で述べた気候モデルを用いて数百年の数値積分を行って得られたものである。気候モデルに与える「人間

活動の影響」の予測の是非に関する議論はもちろんあるが、仮にそれを受け入れたとしても、「モデルの結果をどこまで信用してよいか」という疑問は残る。これは、気候モデルがどこまで現実を「正しく」表現しているか、という疑問と同義である。

この疑問にきちんと答えるのは容易ではない。前述のように、気候が平均状態のみならず高次モーメントでも定義され、さらにそれらが外部パラメータが変化したときにどう変わるか(気候感度、と我々は呼ぶ)も「正しく」なければいけないが、後者に関しては何が正解かすら分かっていないからである。が、まずはとにかく気候モデルの平均状態がどのくらい実際と似通っているかを見てみよう。

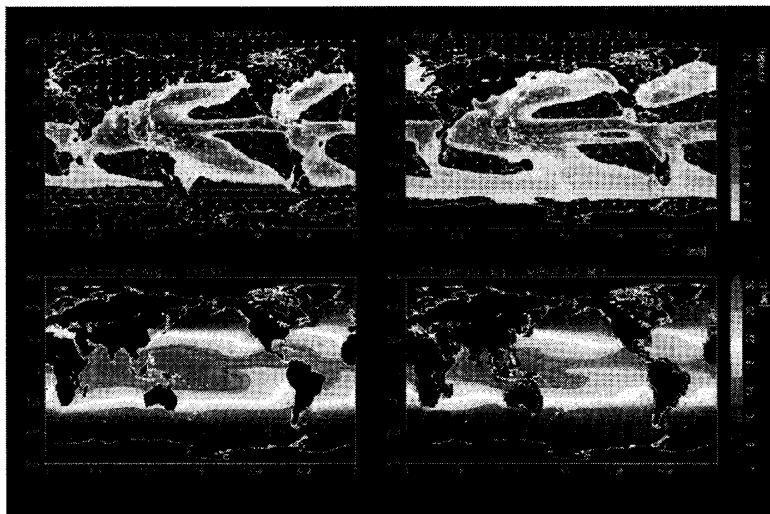


図4 (左) 観測データを長期間平均した気候値。(上) 降水量と(下) 海面水温。(右) 同様の図を、気候モデル MIROC を900年間積分して、後半600年間のデータを用いて描いたもの。

図4は、文科省の「人・自然・地球共生プロジェクト」第一課題(代表：住明正東大教授、以下K-1 と略)で開発されてきた気候モデル”MIROC”<sup>4</sup>の平均気候を観測データと比較したものである。これだけ見ても似ているかどうかの判断がつかないかもしれないが、これはかなり再現性のよい範疇に入る。気候モデルの不確定パラメータはおそらく100程度はあると思われるので、これらを「うまくチューニング」して平均気候をよりもっともらしく計算するのはなかなか困難な作業である。原理的には変分法か何かを応用してモデルの最適化を行うのは可能と考えられるが、現段階ではそうした手法は実用化していない。

平均気候の再現よりも難しいのが、過去の気候の復元である。これは、高次モーメントの統計的挙動および、気候感度も関わってくるためである。最初に20世紀の気候復元に成功したのはイギリス Hadley Centre のモデルであったが、その後いくつかの研究機関で同様の結果が得られるようになった。図5は、再びK-1の気候モデルを用いた結果である。細かい年々の変動は決定論的カオスの産物で再現はできないので、長期的な傾向に着目し

<sup>4</sup> 世界の主要な気候モデルには略称がつけられている。”MIROC”はモデルの頭文字を弥勒仏にひっかけたもの。欧米の人はどう発音すべきか迷うらしい。

て欲しい。特に(a)と(d)を比較すると、20世紀のゆるやかな温暖化傾向は外部強制(人為起源温室効果気体の排出、火山噴火によるエアロゾル放出、太陽活動の変化)を考慮しないと再現できないことが分かる。全強制の時間変化を与えると、1980年代以降の気温上昇に加えて、20世紀半ばのわずかな寒冷化までよく再現できている。また、(b)と(c)からは、人間活動の影響は1980年代以降の急激な温暖化に効いていたらしいことが推察できる。こういった気候変化の要因切り分けを”attribution”と言うが、モデルを使った attribution の解釈には若干の注意が必要である。というのは、過去100年の外部強制のデータ自体に不確実性があるために、もしデータに誤差があった場合に、モデルは間違った強制に対して不適切な形で現実を再現していることになるからである。とは言え、異なる感度を示すパラメータの組でこうした実験を行うことで、現実的な気候変化傾向をもたらすときの気候感度がどのくらいである、といった考察も可能であるため、こうした過去の再現実験には大きな価値がある。また、過去の気候変化の傾向を正しく表せないモデルを使って将来へ「外挿」してもあまり意味がないことも確かである。

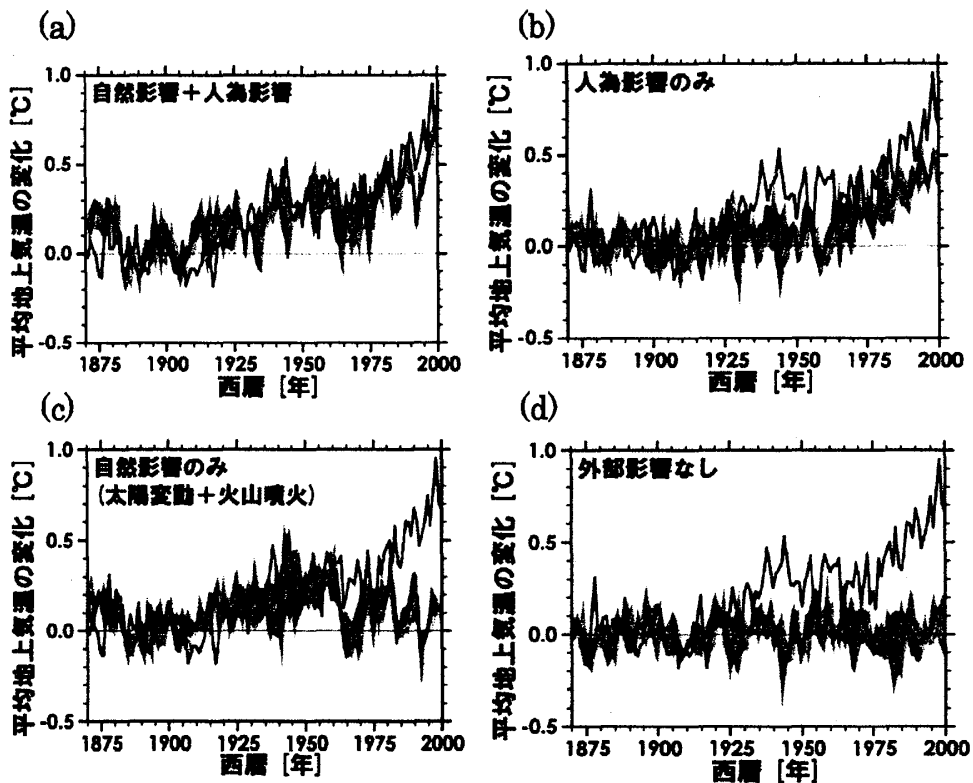


図5 気候モデルMIROCに、19世紀後半からの自然起源および人為起源の外部強制のヒストリを与えて積分した結果得られた、全球平均の地表気温の時系列(黒線)と、観測された時系列(赤線)。(a)自然起源、人為起源ともに与えた場合、(b)自然起源のみ与えた場合、(c)人為起源のみの場合、(d)外部強制を一定に保った場合。影はアンサンブルにもとづく誤差の目安。Nozawa et al. (2005)より。

### 3. 気候モデリングの現状

さて、本節ではこれまでに述べた気候モデルを使った気候研究の具体例を紹介する。一つは社会的関心の高い温暖化「予測」<sup>5</sup>についてであり、もう一つは気候モデリングのより本質に関わる多重スケール相互作用の例として、対流活動の組織化をとりあげる。

#### 3-1. 例①：温暖化「予測」

皆さんもご存知のように、現在の地球温暖化「予測」は、IPCC がオーソライズして国際共同体制ですすめる巨大プロジェクトである。本稿の目的は温暖化「予測」の詳細を論じることではなく、それをネタに現在の気候モデリングの発展と課題を描写することにある。というのも、世界の気候モデリングコミュニティでは、IPCC へ温暖化シナリオ実験のデータを提出することを重要なミッションと位置づけており、モデル開発の主眼もそこにおかれているためである。

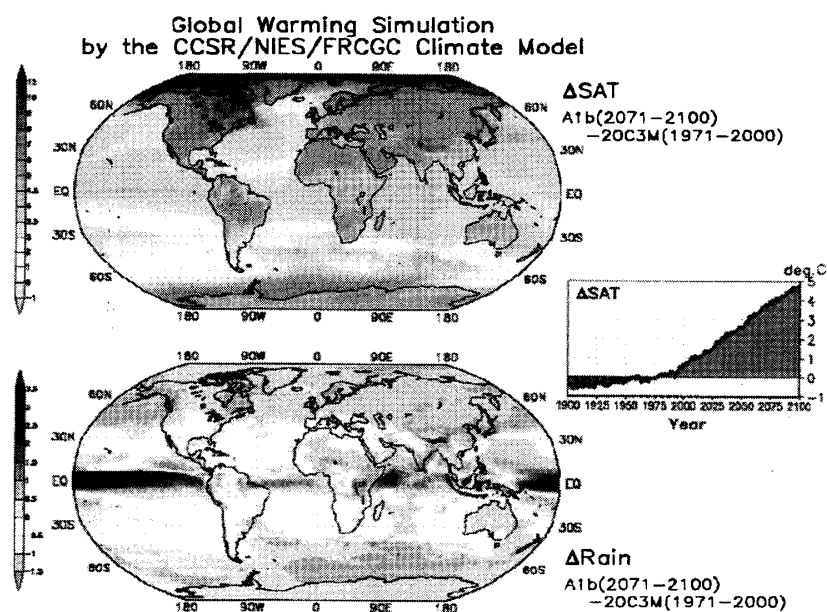


図6 気候モデル MIROC で得られた、今世紀後半の(上) 地表気温および(下) 降水量の全盛期後半からの変化量。右図は全球平均気温の推移。IPCC シナリオ A1b にもとづく。K-1 報道発表資料より。

一例として、図6に MIROC の計算した今世紀後半(2071~2100年)時点での気温と降水量の、20世紀後半からの変化量を示す。気候モデルが今よりも未熟だった頃に比べると、IPCC に提出されている最先端の気候モデルでは、こうした変化の分布は定性的に収束するようになってきた(後述するように定量的にはまだ大きくばらついている)。すなわち、高緯度陸域での顕著な昇温や、赤道近傍での降水量の増加、などである。

<sup>5</sup> 日本語では予測ということが多いが、“projection”(将来への投影)が正確な語で、すなわち温暖化「予測」は他の短期気候変動の予測とは意味合いが異なる。



モデルの発展と課題に移る前に、Held and Soden (2000)に従って温暖化の基本的メカニズムを簡単におさらいしておこう。温室効果は本質的には鉛直 1 次元の過程で理解できるので、図 7 のように対流圏で温度減率( $\Gamma \equiv -dT/dz$ )一定という理想的な気温分布を考える。気候が平衡状態にあると考えると、2-2 の EBM をさらに緯度でも平均した 0 次元 EBM を適用して、大気上端での太陽放射  $S$  とつりあう  $R$  を射出するような有効放射温度  $T_e$  がただ一つ求まる。仮に  $S = 240 \text{ W/m}^2$  とすると、そのときの射出温度は  $T_e = 255 \text{ K}$  となり、図 7(左)で  $z = Z_e$  (約 5 km) というのがその温度を与える有効射出高度になる。有効射出高度は、均質だと仮定した大気層全体を代表するような高度であり、惑星放射に対する大気の光学的厚さに依存する。いま、大気中の  $\text{CO}_2$  濃度が倍になったとすると、大気は惑星放射に対してより不透明になり、有効射出高度は 150 m ほど上昇する。 $\Gamma$  に対流圏の典型値  $6.5 \text{ K/km}$  を用いると、有効射出温度は約 1 K 下がり、 $R$  はステファン・ボルツマンの法則に従って約  $4 \text{ W/m}^2$  減少する。このとき、再びエネルギー平衡になるためには、新しい有効射出高度での温度が 1 K 上昇しなければならない。最初に温度減率一定と仮定しているのだから、これは地表温度も同じく 1 K 上昇することを意味する。これが最も簡単な温暖化のメカニズムである。

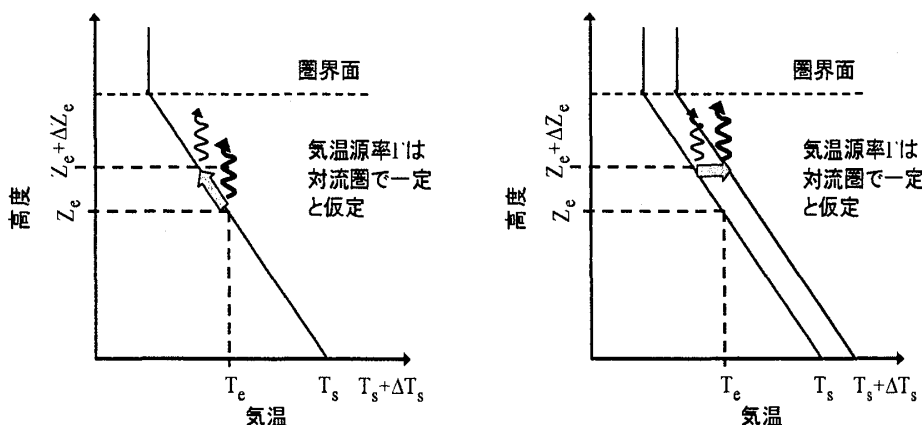


図 7 温室効果を説明するもっとも簡単な鉛直 1 次元モデル。

実際には、気温の変化に伴って、気候システムの他の要素も変化し、それが放射収支をさらに変える、というフィードバックが存在する。太陽放射、惑星放射に影響する代表的な要素は、 $\text{CO}_2$  濃度 ( $G = \log_2 \text{CO}_2$  で定義する) に加えて、水蒸気  $q$ 、雪氷被覆  $I$ 、雲量  $C$ 、である。従って、0 次元 EBM の平衡解は

$$S(q, I, C, \dots) = R(T, G, q, C, \dots) \quad (5)$$

を解いて得られる。気候変化時に再び放射エネルギー平衡になる、すなわち  $\Delta S = \Delta R$  が成立するとき、仮に  $q, I, C$  が変化しなければ  $\Delta S = 0$  である。よって、

$$\frac{\partial R}{\partial G} dG + \frac{\partial R}{\partial T} dT = 0 \quad (6)$$

を変形して、気候感度 ( $\text{CO}_2$  濃度が倍になったときの温度変化) が以下のように決まる。さき

ほどの議論から、 $\lambda_0 = 1K$  と見積もることができる。

$$\frac{dT}{dG} = -\frac{\partial R}{\partial G} \bigg/ \frac{\partial R}{\partial T} \equiv \lambda_0 \quad (7)$$

全ての内部フィードバックを考慮したときの気候感度は、同様に

$$\frac{dT}{dG} = \frac{\lambda_0}{1 - \beta_q - \beta_l - \beta_c - \beta_{\dots}} \quad (8)$$

ただし

$$\beta_X = \left( \frac{\partial S}{\partial X} - \frac{\partial R}{\partial X} \right) \frac{dX}{dT} \bigg/ \frac{\partial R}{\partial T} \quad (9)$$

はフィードバックパラメータと呼ばれるファクタであり、介在する要素ごとに異なる。2-2. で述べた大気 GCM のパラメタリゼーションによって変わってくるのがこの部分である。しかしながら、これらのうち、最大の温室効果気体である水蒸気のフィードバックに関しては、気候モデルが比較的 **robust** に扱える過程であり、モデル間で大きく変わらないのではないかと考察される。現実大気中では相対湿度  $H$  はあまり変動しないことが知られているが、仮に  $H$  が一定とすると、(9)の水蒸気フィードバックパラメータは

$$\beta_q = \frac{\varepsilon H}{P} \left( \frac{\partial S}{\partial q} - \frac{\partial R}{\partial q} \right) \frac{de_s(T)}{dT} \bigg/ \frac{\partial R}{\partial T} \quad (10)$$

と書き直せる。ここで  $e_s$  はクラウジウス-クラペイロンの関係で決まる飽和水蒸気圧である。放射の気温・水蒸気依存性は放射伝達計算から求められ、(10)より  $\beta_q \approx 0.4$  という値が得られる(すなわち、水蒸気フィードバックは、CO<sub>2</sub>濃度増大に対する気温上昇を 1.7 倍に増幅する)。一方、人工衛星データなどから  $\beta_q$  を見積もる試みも多くあり、そこでは  $\beta_q \approx 0.38$  となる。この一致と、現在の気候モデル群の推定する温度上昇と初期の  $H$  一定と仮定した放射対流平衡モデルの結果(例えば Manabe and Wetherald 1967)があまり変わらないという点が、上記の推察を裏付けている。

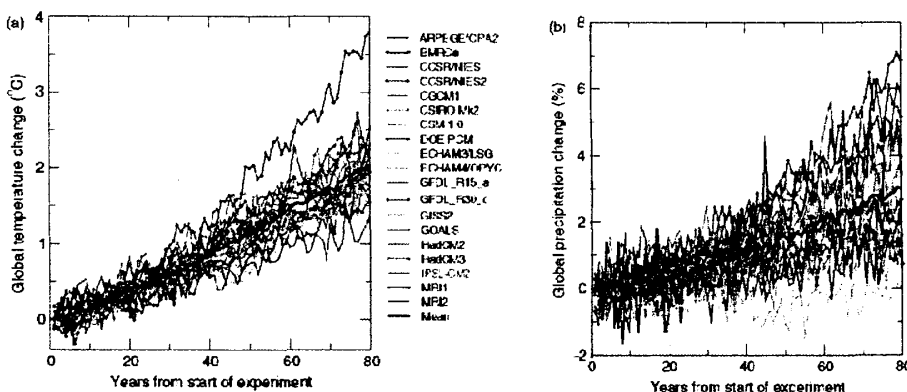


図 8 19 の気候モデルで計算された、CO<sub>2</sub>漸増実験(年率 1%で増加させる)における(a)全球平均気温および(b)全球平均降水量の時系列。黒線はモデル平均。70 年目に大気中 CO<sub>2</sub>濃度は倍になる。IPCC (2001)より。

さて、気候モデルによる温暖化「予測」に戻ろう。前述の議論で、気候システムに働くフィードバックが水蒸気だけならば、モデル間で温度上昇の大きさはあまり変わらないと推測されると述べた。しかし、実際には、CO<sub>2</sub>濃度漸増実験の結果(図 8)が示すように、CO<sub>2</sub>濃度が倍になる時点での気温上昇は 1~3Kと、300%もの開きがある。全球平均降水量に至っては 600%以上である。この感度のばらつき(=不確定性)がなぜ生じるか、この結果をどう理解すればよいか、が気候モデルの課題の第一点である。

「予測」結果のばらつきを系統的に理解するための面白い仮説が Allen and Ingram (2002) によって提出されている。温暖化で対流圏が暖まると、クラウドジウス-クラペイロンの関係で飽和水蒸気量も増加して降水が増える、したがって温暖化時の降水量変化のばらつきは気温変化のばらつきに従属する、というのが図 8 のシンプルな理解である。確かに、図 9 に見られるように、気温変化と降水量変化は有意な正の相関を示す(気温上昇の大きいモデルでは降水量増加も大きい)が、その最小二乗直線はクラウドジウス-クラペイロンの式から予測される変化よりも傾きが小さく、1K 程度の昇温では降水量はほとんど変化しない。Allen and Ingram (2002)は、図 8 の直線の傾きは、クラウドジウス-クラペイロンという熱力学の拘束条件ではなく、大気-地表面系のエネルギー収支

$$\Delta S + L\Delta P = \Delta R \quad (11)$$

で決まると提唱する。ここで  $L$  は凝結の潜熱、 $\Delta P$  は降水量変化である。これが本質的に正しいか否かはさらに検証する必要があるが、気候モデルの不確定性を気温に縮約できるという意味で有用な考えである。

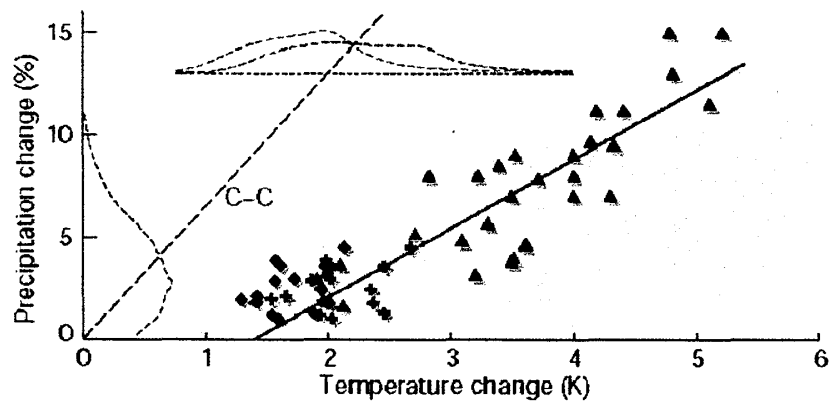
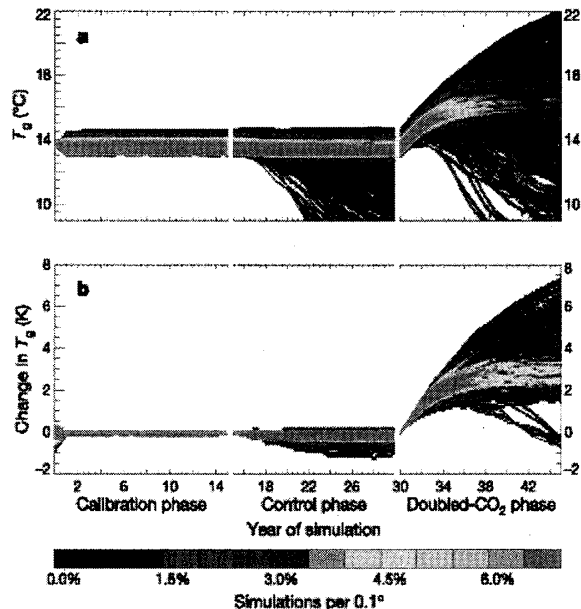


図9 複数の気候モデルにおけるCO<sub>2</sub>濃度倍増時の全球平均気温変化(横軸)-全球平均降水量変化(縦軸)の関係。赤三角は、大気GCMに運動のない海洋モデルを結合したモデルによる平衡応答、緑は標準気候モデルのCO<sub>2</sub>濃度漸増実験のtransientな応答を、青はそれを平衡応答として修正したものを示す。破線は気温、降水量変化の確率分布。黒破線は降水量変化がクラウドジウス-クラペイロンの式に従うとしたときの両者の関係。Allen and Ingram (2002)より。

では、気温上昇幅のばらつきは何に起因するのだろうか？ 一つの要因は初期値依存性である。気候システムは気象と同様に非線型過程を内包する複雑系であるから、温暖化「予測」のような強制問題においても初期値の誤差による不確実性が存在する(それ故、各モデルは異なる初期値から数メンバーのアンサンブル積分を行って S/N 比を高めようとする)。しかし、それよりも大きな要因は、2-2.で述べたとおりモデルに組み込まれているパラメタリゼーションの違いである。放射計算に用いる大気微量気体成分の光学パラメータ、雲の取り扱い、境界層の乱流クロージャーの精度、等々、スキームの組み合わせに応じてモデルの気候感度は図 8 のばらつきを生じる程度に十分変わり得る。

気候システムモデルは、EBM と比べ巨大な自由度をもつ。そのため、平均気候、高次モーメント、気候感度が全変数についてベストであるようなモデルは現実的に作成不可能である。従って、仮にモデルの系統誤差を小さくすることはできても、初期値およびパラメタリゼーションに起因する不確実性をゼロにすることはできない。すなわち、温暖化「予測」は確率的になることが避けられない。では、図 8 のばらつきを将来の気候がとり得る確率分布だと考えてよいのだろうか。答えはノー、である。解の確率分布推定のためには、各サンプルが独立にとり得る気候システムの挙動を表す必要があるが、IPCC に提出された全てのモデルは、観測データに経験的にフィットするようにパラメータを選んでいる。すなわち、図 8 のばらつきから、気温変化の確率分布を(そもそもサンプルが少ないので強引に)推定すると、それは過小評価になることを示唆している。

図 10 climateprediction.netが行っている実験的気候変化予測の例。(a) 2017 の物理アンサンブルから求めた、CO<sub>2</sub>倍増実験時の全球平均地表温度の頻度分布(色がパーセンテージで確率を表す)および、(b) 414 の実験に絞って同様の分布を描いたもの。横軸は年で、31 年目に突然大気中 CO<sub>2</sub>濃度を倍増している。Stainforth et al. (2005)より。



そこで、一つのモデルでパラメータにランダムな摂動を与えた多数の組を作り、アンサンブル積分を行って気候変化の確率分布を推定しようという試みが行われている(Allen 1999)。これは、“perturbed physics”もしくは物理アンサンブルと呼ばれているが、面白い

のは [climateprediction.net](http://climateprediction.net) というイギリスで始まった試みである。これは、世界中のボランティアな人々に各々少しだけパラメータの違う気候モデルを配布して、家庭の PC で温暖化実験を(バックグラウンドで)実施した結果を集計し、不確定性を定量化しようというものである。2006 年 9 月現在、61,623 台の PC 上で数値実験が実行されている(文献リストに URL があるので、興味のある方は参加してみても?)。図 10 は、[climateprediction.net](http://climateprediction.net) が 2005 年に報告した気候感度の確率分布推定結果であるが、これによると気候感度の幅は 2K ~ 11K と、IPCC のマルチモデル・アンサンブルよりもやはり広がっている。こうした試みは最近始まったばかりで、今後も発展すると見られるが、一つの課題はパラメータ摂動の与え方であろう。現在は、「揺動させるパラメータの組と各パラメータの変化幅は『エキスパート』により」決定される(Murphy et al. 2004)が、気象予報における誤差成長理論を考えれば、より客観的なやり方で、「最も誤差の成長するパラメータ摂動」を求めることができるのではないかと考えられる。

さて、温暖化「予測」における気候モデルの第一の課題は気候感度と不確定性であった。それと並ぶ課題が、高次モーメント予測である。特に、頻度分布のテールに現れるような extreme な事象の統計が、どこまで「予測」できるのか、が問われ始めている。具体的な例は、豪雨である。温暖化「予測」では、個々の豪雨がいつ生じるかはもちろん分からないが、例えば日本で発生する豪雨の平均頻度、平均強度が 10 年 20 年という時間スケールでどうなるのか、は「予測」できる可能性がある。この問題は 3-2. でさらに取り上げるが、地球シミュレータ上で従来よりも高解像度の気候モデルを実装した日本の研究グループの貢献が大きい。高解像度化と言っても、250km の大気 GCM の格子を 100km まで小さくした、というくらいなのだが、たかがその程度というかなれ、表現できる大気循環の構造や境界条件は目に見えて向上し、降水頻度分布のテールには確かにインパクトが現れる。図 11 は、日本付近の地形と強い雨の年間日数分布を、現実(左)と 100km(中)、250km(右)格子の気候モデルで比較したものである。地形表現の違いは当然としても、強い雨の日数が高解像度モデルでは観測と同様多いところで 6~7 日あるのに対し、低解像度モデルでは 1 日しかないことが分かる。これは、南北幅の狭い梅雨前線が 100km の格子でよく表せるようになったことが大きい。

高解像度化のご利益は、海洋においてより著しい。先に述べたように、海洋では流体層の厚みと成層構造の違いにより、渦の変形半径が小さい(数十 km 程度)。このため、従来の気候モデルで用いていた  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  程度の海洋 GCM では、衛星画像に見られるような(シア不安定、傾圧不安定などで発達する)中規模の渦がまったくといってよいほど表現できていなかった。これが、例えば K-1 の高解像度気候モデルのように 20-30km 格子の海洋 GCM に変わると、渦が自生し、渦による混合、熱・運動量輸送がモデルの気候をより現実近づけるように働く。

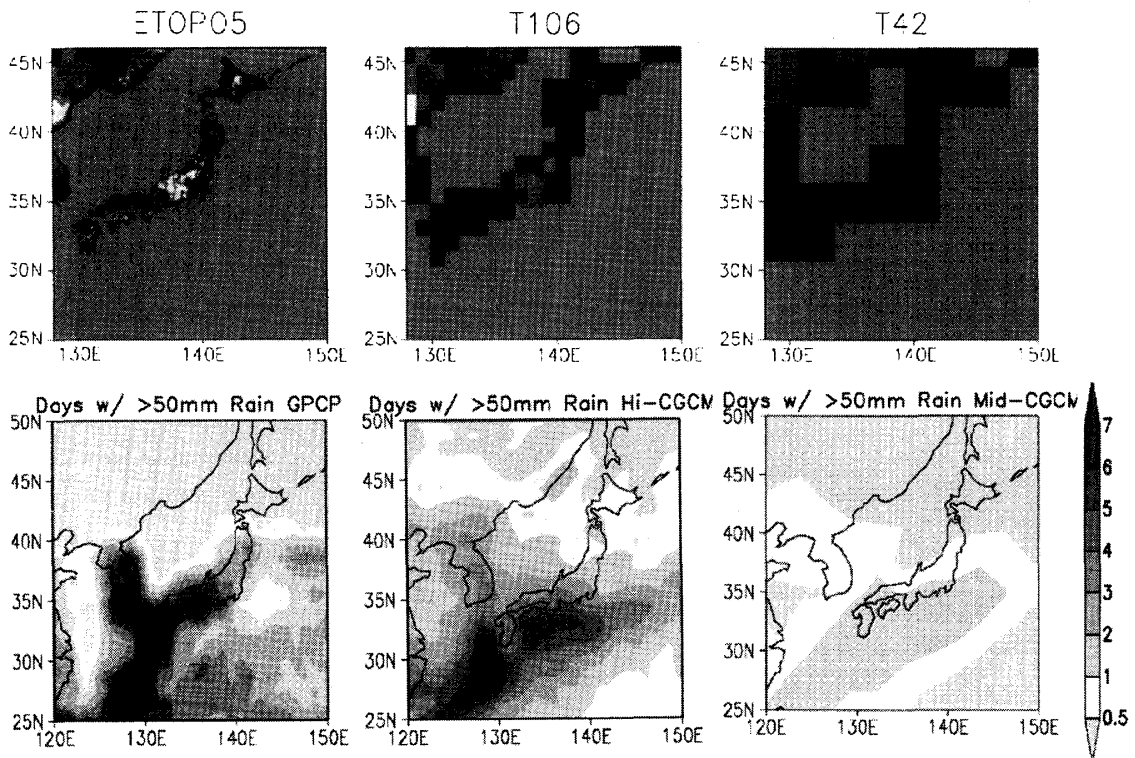


図 11 (上段、左から) 現実の地形および高解像度、低解像度の気候モデルで表現される地形。(下段、左から) 観測された日雨量 50mm 以上の強い雨の年間日数、同様の日数を高解像度、低解像度の気候モデルで計算したもの。Kimoto et al. (2005)より。

### 3-2. 例②：熱帯対流活動の組織化

引き続き、解像度話である。

気候モデルの解像度を上げることで、それまで陽に表現できなかった現象(台風、梅雨前線、海洋中規模渦、など)がシミュレートできるようになれば、それは確かに進展である。しかし、気候モデリングにおいてより本質的なのは、そういったメソスケール (<<100 km)現象を解像することで、大規模場がどう影響を受けるか、言い換えればグリッド-サブグリッドスケール間の相互作用が気候システムにとってどこまで重要なのか、という疑問を明らかにすることである。その好例が、マデン-ジュリアン振動(MJO、季節内変動という意味の ISV という語も使われる)と呼ばれる熱帯大気の大規模擾乱である。

MJO は 1970 年代はじめに発見された現象で、赤道を中心に東西 10,000km を超す大きなスケールの風・気圧場の変動が、積雲対流活動の変調を伴いつつ 30~60 日の時間スケールで東へ伝播するという特徴をもつ。MJO の本体は、対流活動と結合した大規模大気波動である、というのが共通理解なのだが、Nakazawa (1988)の衛星解析以来、現実はもっと複雑な秩序を形成することが分かってきた。

図 12 は、赤道に沿った大気上端の惑星放射(熱帯では対流活動の指標として使われる：光学的に厚い積雲があると、雲頂からの射出が多くなり、雲頂の高い=気温の低い雲がある場

所では値が小さくなるため)の経度-時間断面図である。対応する気圧などの大気場で見ると、5月終わりから7月始めにかけて、対流活動の活発なMJOが西太平洋を通過することが分かるが、図に示されている対流活動は、それよりも東西スケールが小さく、4度ほど東へ向かうピークがある。Nakazawa (1988)は、これをさらに高解像度の衛星データで拡大してみたときに、外とは逆に西へ向かう小規模の対流雲群があることを発見し、一番大きな構造であるMJOの中に、東進するスーパークラウドクラスター(超雲群)、西進するクラウドクラスター(雲群)が階層的に埋め込まれていることを図13のような模式図で明快に説明した。

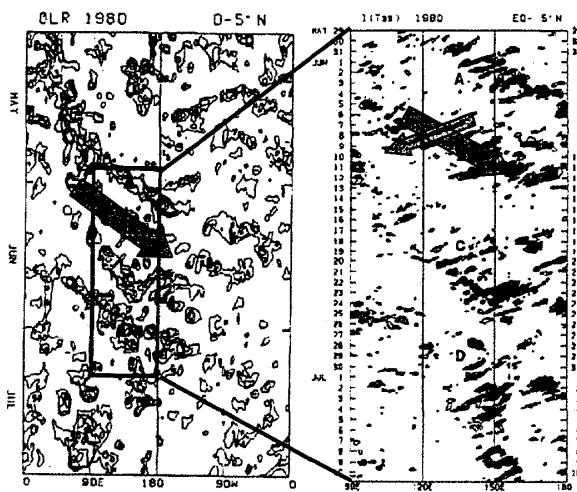


図12 (左) 衛星NOAAが観測した、赤道における大気上端の長波放射の経度-時間断面図。(右) 左図の黒枠を衛星ひまわりの高解像度で拡大してプロットしたもの。赤矢印は東進する超雲群を、青矢印は西進する雲群を表している。Nakazawa (1988)より。

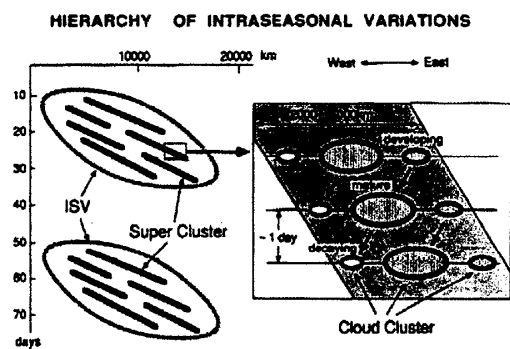


図13 MJOに埋め込まれた対流活動の階層構造を説明する模式図。Nakazawa (1988)より。

こうした秩序構造が、MJOを理解する上でどこまで本質的であるのかは、気象学の長年の疑問である。積雲をパラメタライズした(クラウドクラスターを解像しない)初期の大気GCMで、スーパークラウドクラスターの再現<sup>6</sup>に成功したHayashi and Sumi (1986)の研究があるので、少なくともスーパークラスターは多重スケール相互作用がなくとも存在し得るということは言える。しかしそれとて、パラメタリゼーションの方法に大きく依存する。気候モデル相互比較の一環として、全球を海に設定した大気GCMの挙動を調べるプログラム(「水惑星」実験)が行われているが(Neale and Hoskins 2001)、提出されたモデルの赤道上の降水の時間発展は、まさにばらばらである(図14)。半数程度のモデルではスーパークラスターに当たる強い降水の帯が西進しており、東進を示すグループでも頻度や強度はま

<sup>6</sup> 数値シミュレーションはNakazawa (1988)に先立って行われたので、むしろ現象を予測した、というのが正しい。

ちまちで、どれも現実をよく反映しているとは言い難い。

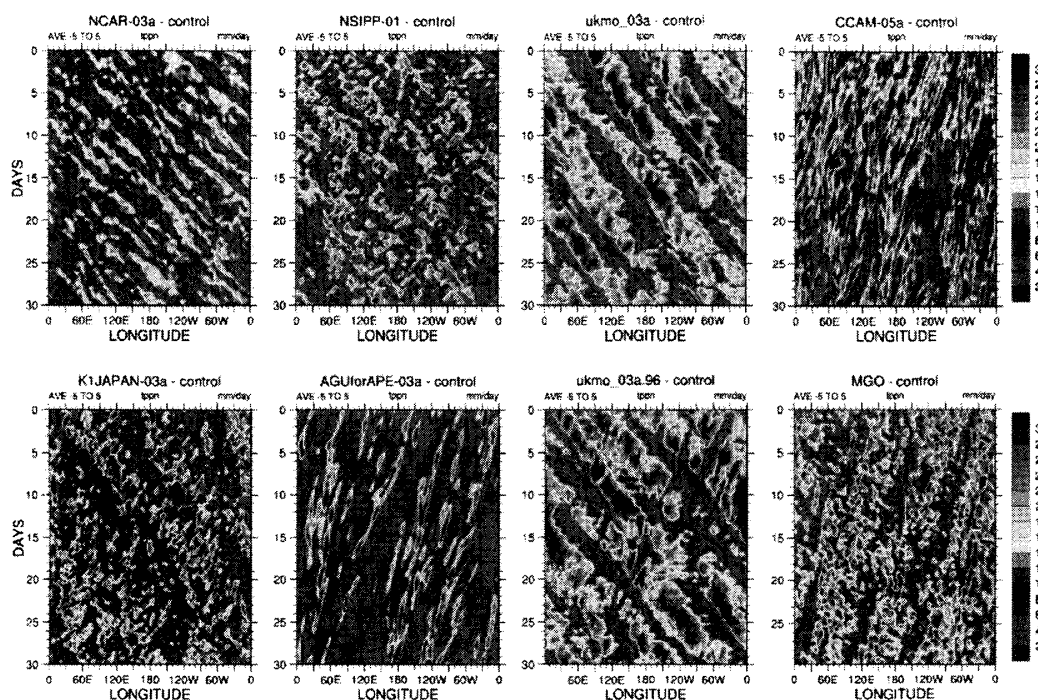


図 14 「水惑星」実験相互比較に提出された8つの大気GCMがシミュレートした、赤道上の降水の経度—時間断面図。モデルの空間解像度はどれも100~300km程度。Williamson (2005, 私信)より。

やはりスーパークラスター、ひいてはMJOはクラウドクラスターとの相互作用をきちんと計算しないとシミュレートできないのではないか、それを支持するのが同じ水惑星実験に提出されたTomita et al. (2005)による格子7kmの全球モデルの結果である(図15)。個々の積乱雲のスケールが数kmだからこれとても本当の意味で雲を解像しているとは言えないのだが、全球を7kmの格子で覆う非静力学モデルは世界初であり、地球シミュレータの資源をフルに使ってやっと1ヶ月積分できるという力技である。

図15には、他のモデルと異なり、非常にシャープなスーパークラスターが現れている。また、拡大すると西進するクラウドクラスターもある程度見えていることが分かる。このような超大規模計算をどう活用するのはこれからの課題でもあるが、1本の再現シミュレ

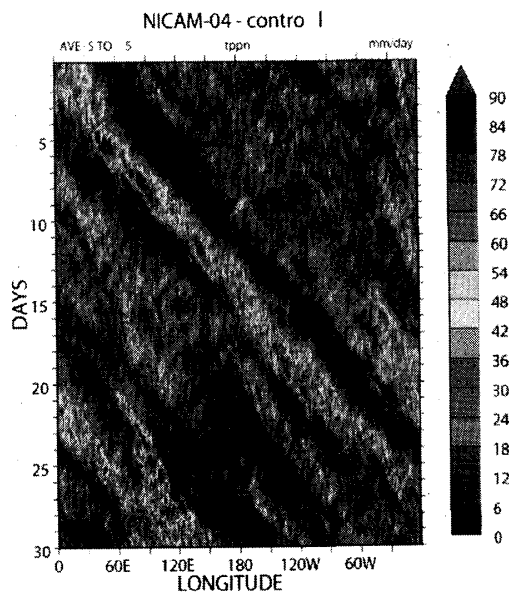


図 15 図14と同様、ただし解像度7kmの非静力学モデルの結果。Williamson (2005, 私信)より。



ーションだけでなく、多数の数値実験が可能になれば、熱帯擾乱の自己組織化の問題に対する答えが得られるかもしれない。

大気循環の多重スケール相互作用を解明するために、マルチスケールモデリングフレームワーク(MMF)という手法も提案されている。これは、雲パラメタリゼーションの大家であるコロラド州立大の Randall 教授が中心になってすすめているもので、 $O(100\text{km})$ の大気GCMの各格子に、図16のように2次元の $O(1\text{km})$ の非静力学モデルを埋め込み、両者を相互作用させながら積分するものである。雲物理過程を陽に扱える雲解像モデルを、GCMにとって一種のパラメタリゼーションとして埋め込むので、「スーパーパラメタリゼーション」とも呼ばれている。GCMの格子内部の雲をフルに3次元で表現できないが、全球を1kmの格子で覆うよりも計算資源ははるかに少なく済み、さまざまなバリエーションが可能である点でサイエンスとしての工夫が感じられる。

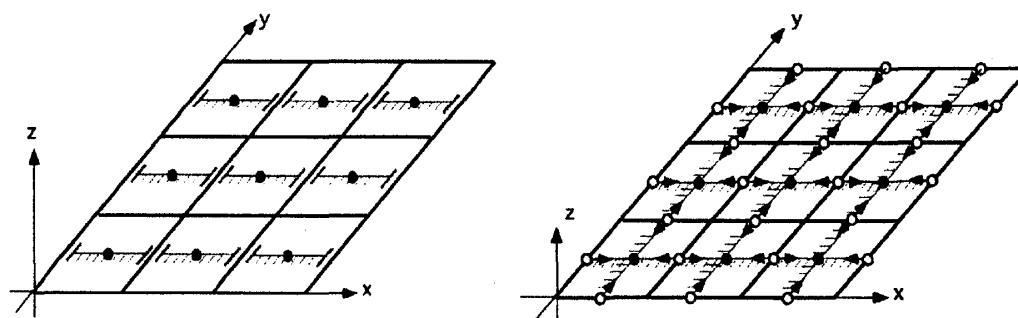


図16 superparameterizationの模式図。(左) 低解像度の大気GCM各格子(黒線のメッシュ)に、100倍程度高解像度の2次元モデル(赤線)をインタラクティブに埋め込む。相互作用は格子中央の点でのみ表現される。(右) 準3次元への拡張。2次元モデルはxy各方向に配置され、GCMの格子境界での移流も表現できるようになる。Randall et al. (2003)より。

多重スケール相互作用の表現が重要であることは、上記のスーパーパラメタリゼーションを用いた水惑星実験の結果からも強く示唆される(図17)。全球7kmのモデルとよく似た、シャープなスーパークラスターが再現されている。特筆すべきは、このモデルの大規模場の解像度は図14のモデル群よりも低いことである(GCMの格子内部には、500mの解像度で2次元モデルが埋め込まれている)。このことは、現在の全球気候モデルを中途半端に高解像度化するよりも、MMFを採用するほうが、こと熱帯擾乱に関しては優れた再現性をもつということを示している。

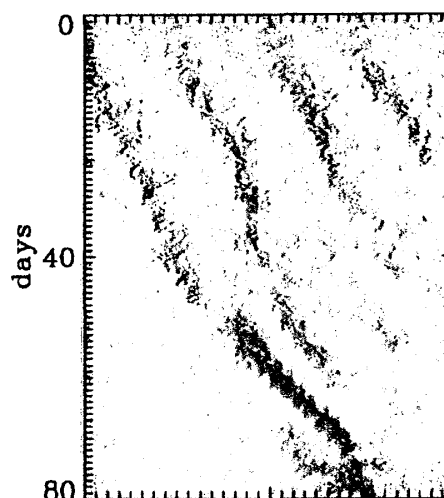


図17 図14と同様、ただしスーパーパラメタリゼーションを用いた低解像度GCMの結果。Grabowski (2003)より。

#### 4. 気候モデリングはどこへ向かう？

前節で議論してきた、現在の気候モデルの抱える課題—パラメタリゼーションの不確定性と多重スケール相互作用の表現—は、根幹で繋がっている。すなわち、時空間スペクトル上で連続している地球流体現象を、有限の自由度で表しているがゆえに生じるエラーである。図 18 のような、気象現象の特徴的スケールを時空間軸上に配置した模式図は、気象学の教科書の表紙裏などにあっさり載せられていたりするが、これをどうモデル化するかが問題の根底にある。現在の全球気候モデルは、スペクトルの限られた領域しか陽に扱っていないが、次世代のモデルでは、1~2 オーダー小さなスケールの現象(積雲対流まで)を扱えるようになるだろう。これは、計算科学として工学的側面を強めている気候のサイエンスにおける必然の流れかもしれない<sup>7</sup>。

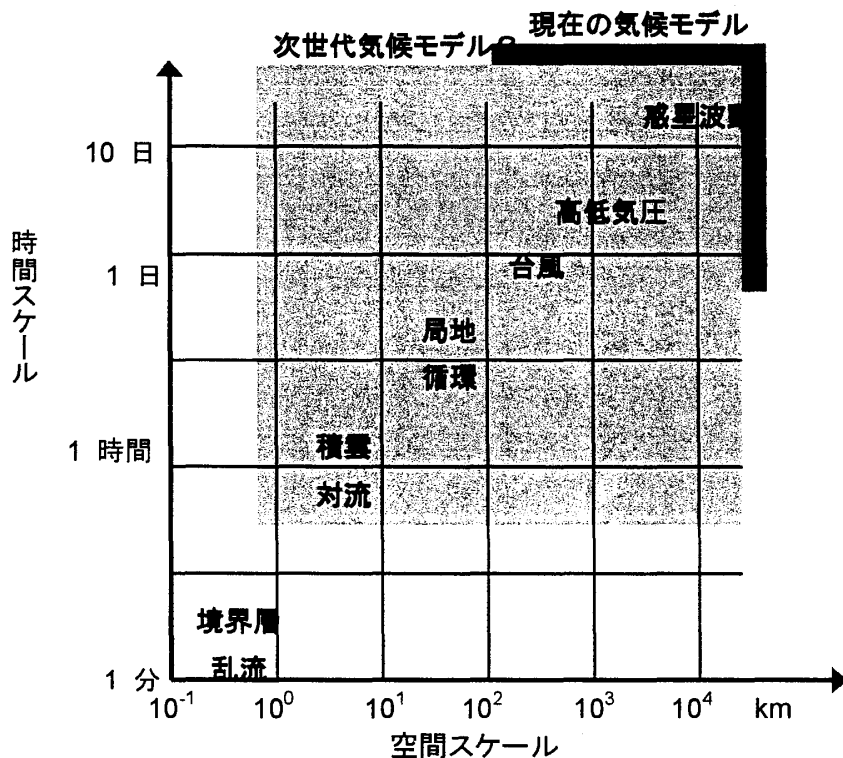


図 18 代表的な気象現象のスケールを時空間軸上に配置したもの。赤い影は現在の気候システムモデルが陽に表現可能な範囲、青い影は次世代雲解像気候モデルのカバーするであろう範囲を表す。

物理におけるモデルの役割を、理解、再現、予測の 3 つであると大まかに定義すれば、超高解像度気候モデリングという方向は、確かに再現と予測の面では大変有効だと考えられる。また、細かくシミュレートして初めて見えてくる現象もあるだろう。それを後から観測データで確認する、“model leads observation”の例は多くある。一方で、超高解像度化

<sup>7</sup> 本稿では述べなかったが、陸上・海洋炭素循環、生態系、さらに都市や人間活動までを含む「統合地球システムモデル」というもう一つの流れもある。

が我々の気候システムに対する理解をどう促進するかは、「とりあえずがんばって計算しました」的な現時点では不透明である。超高解像度計算は決定的に計算機能力に依存するので、「持てるものと持たざるもの」の格差ができるという危惧もあるし、世界最速のスパコンでないといけない計算では、検証可能というサイエンスの前提も怪しくなる(これらはかつての実験物理学のように、巨大化した科学分野には共通する問題であろうか)。一つの考えは、そうした超高解像度モデルを「リファレンス」として用いることである。もし、モデル化による理解というのが、複雑多様な自然を我々の頭で理解しやすいように体系化する作業であるならば、最大自由度をもつ数値モデルは、理論的あるいは概念的「モデル」と常にセットで使われるべきだろう。超高解像度気候モデルが排してゆくパラメタリゼーションは、異なるスケール間の決定論的相互作用を方式化する、という意味で自然の体系化にはむしろふさわしい。従って、超高解像度気候モデリングは、グリッドスケールからサブグリッドスケールへの制御、および逆方向のフィードバックがどのように働くかを詳細に調べる手助けをし、さらにパラメタリゼーションのベースである「スケール分離」が、気候システムを記述するのにどこまで妥当なのかといった基本的な問いに答えられるように発展することが望ましい、というのが個人的な考えである。



図 19 人工衛星 Terra の MODIS センサから得られた水平解像度  $5\text{km} \times 5\text{km}$  の地表反射率の画像(白い部分は全て雲)。我々は遠からず、このように微細な雲分布をシミュレートできるようになるだろう。しかし、そのときシミュレーションはどのような意味をもつだろうか？

## 5. おわりに

本稿で述べた気候モデリングの課題—特に「全てを解像すればいいのか問題」—は、我々のコミュニティでは多くの人が既に認識しているものだと思う。しかし、それに対応する確固たる方向性はまだ見えていないというのがおそらく現状で、とりわけ(筆者を含む)若手が広い視野を獲得して新しい展望を開く努力をすべきだと考えている。現在の我々は、微小スケールからものごとが組織化してゆく過程をつぶさにシミュレートできる計算機能力

を有することに感謝すべきだが、それを理解するための「モデル」は計算機能力に頼っていてもできない、ということを常に意識しているべきだろう。

最後に、研究会にお誘い下さった神戸大学の蛸名邦禎先生にお礼申し上げます。専門的な話から一歩引いて、気候研究をより広い物理の視野から眺めることで自分自身にも大変よい勉強になりました。

#### 文献

- Allen, M. R., 1999: Do it yourself climate prediction. *Nature*, 401, 642. [<http://www.climateprediction.net/>]
- Allen, M. R., and W. J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419, 224-232.
- Budyko, M. I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*, 21, 611-619.
- Grabowski, W., W., 2003: MJO-like coherent structures: Sensitivity simulations using the cloud-resolving convective parameterization (CRCP). *J. Atmos. Sci.*, 60, 847-864.
- Hayashi, Y.-Y., and A. Sumi, 1986: The 30--40 day oscillation simulated in an Aqua Planet model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 451-467.
- Held, I. M., and M. J. Suarez, 1974: Simple albedo feedback models of the icecaps. *Tellus*, 26, 613-629.
- Held, I. M., and B. J. Soden, 2000: Water vapor feedback and global warming. *Ann. Rev. Energy Environ.*, 25, 441-475.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The scientific basis*. Cambridge University Press, 881pp.
- Kimoto, M., N. Yasutomi, C. Yokoyama and S. Emori, 2005: Projected changes in precipitation characteristics around Japan under the global warming, *SOLA*, 1, 85-88, doi:10.2151/sola.2005-023.
- Kimoto M., 2005: Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16701, doi:10.1029/2005GL023383.
- Manabe, S., and R. F. Strickler, 1964: On the thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 21, 361-385.
- Manabe, S., and R. T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- Murphy, J. M., and Co-authors, 2004: Quantification of modeling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature*, 430, 768-772.

- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 823-839.
- Neale, R. B., and B. J. Hoskins, 2001: A standard test for AGCMs including their physical parameterizations. I: The proposal. *Atmos. Sci. Lett.*, 1, doi:10.1006/asle.2000.0019.
- Nozawa T., T. Nagashima, H. Shiogama, and S. A. Crooks, 2005: Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20719, doi:10.1029/2005GL023540.
- Randall, D. A., M. Khairoutdinov, A. Arakawa, and W. Grabowski, 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1547-1564.
- Sellers, W. D., 1969: A climate model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. *J. Appl. Meteor.*, 8, 392-400.
- Stainforth, D. A., and Co-authors, 2005: Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature*, 433, 403-406.
- Tomita, H., H. Miura, S. Iga, T. Nasuno, and M. Satoh, 2005: A global cloud-resolving simulation: preliminary results from an aqua planet experiment. *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2005GL022459.
- 川上紳一, 2003: 全地球凍結. 集英社新書.