

全球非静力学モデルへの道*

佐藤 正樹**

1. 全球非静力学モデルとは

地球全体の大気の循環を数値的にシミュレートする「大気大循環モデル」には、Phillips¹⁾以来ほぼ半世紀に近い開発の歴史がある。大気大循環モデルは3次元的大気の流れを記述する流体力学の方程式に基づいており、これに水蒸気の凝結や放射等の物理過程を組み込むことで、大気大循環が数値的に計算される。気象庁による天気予報や地球温暖化等の気候予測は、大気大循環モデルを他のモデルと組み合わせた数値計算によるものである。コンピューターの進歩とともに、大気大循環モデルの解像度・積分時間が増加し、より複雑化してきた。これまでの大循環モデルの進化は漸進的なものであったが、2002年の地球シミュレータを契機に、質的に新しい飛躍的な進歩がもたらされることになった。それが「全球非静力学モデル」である。

全球非静力学モデルは、非静力学方程式系に基づく大気大循環モデルである。従来の大気大循環モデルが静力学近似のプリミティブ方程式系に基づいているのに対し、非静力学モデルは、鉛直加速度を予報することで積雲対流に伴う上昇運動が表現可能である。熱帯大気における背の高い積雲は、大気の熱源として主要な役割をしており、その中心部には水平スケール数kmの強い上昇流のコアを伴い、水蒸気の凝結、降水が生じている。積雲対流が組織化することで水平に数百kmスケールの積雲クラスターを形成し、積雲クラスターがさらに組織化することで、スーパークラウドクラスターや季節内変動・モンスーンに伴う雲降水システムを形成し、地球規模の大規模循環を形成することになる。全球非静力学モデルは、こうした積雲対流

のマルチスケール構造を地球全体にわたって直接シミュレートすることを目指したモデルである。

従来の大気大循環モデル（以下では、AGCMと略す）では、数百km程度以上のスケールをもつ中緯度の温帯低気圧は適切に表現できるが、熱帯の積雲対流は直接解像できない。近年では格子幅数十km程度のAGCMによる計算を行う例も見られるようになったが、静力学近似を仮定しているため、いくら解像度を高くしても積雲対流に伴う上昇運動を表現できなかった。そこでAGCMでは、計算メッシュ上での積雲対流の統計的効果を「積雲パラメタリゼーション」によって導入している。よく知られているように、積雲パラメタリゼーションにはさまざまな半物理的・半経験的な手法が導入されており、数値予測シミュレーションに不確定性をもたらしている。究極の解決方法は、積雲パラメタリゼーションを用いずに、これらの積雲対流を直接に解像することである²⁾。全球非静力学モデルは、直接積雲対流をシミュレートし、積雲パラメタリゼーションを回避することが可能である。

このように、全球非静力学モデルは、従来のAGCMの弱点を克服するモデルであり、かねてより将来的に進むべき方向として考えられていた。問題は、計算資源であり、また、従来と異なった新たなモデルの開発が必要となることにあつたが、地球シミュレータ計画により、この新たなモデル開発への動機づけがなされることになった。筆者らは地球環境フロンティア研究センター（以下地球フロンティアと略す）において、地球シミュレータの稼動前の2000年頃に、正20面体を基礎にした準一様格子による全球雲解像モデル（非静力学正20面体大気モデル Nonhydrostatic Icosahedral Atmospheric Model, “NICAM”）の開発に着手した。次節では、数値モデルの開発の経緯を述べ、次いでNICAMによる全球雲解像実験の結果の概要を

* A road to a global nonhydrostatic model.

** Masaki SATOH, 東京大学気候システム研究センター.

© 2007 日本気象学会

示す。

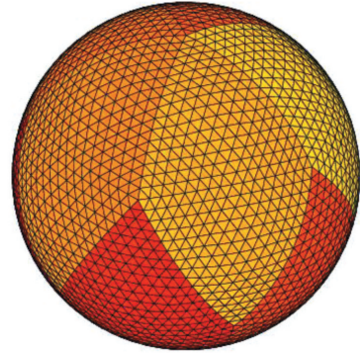
2. 非静力学正20面体大気モデル NICAM の開発

全球非静力学モデルは、赤道一周を10,000点程度に分割することで数 km 程度のメッシュ幅をもつ。このような計算は、5120個のプロセッサからなる計算機「地球シミュレータ」を利用することで初めて実現した。解像度の増加は、ひとえにコンピュータパワーの賜物であるが、そこには従来の AGCM では対応できない質的な進化がある。

全球非静力学モデルと AGCM とは、支配方程式系の相違の他に計算アルゴリズム上の相違がある。AGCM で通常用いられている擬スペクトル法（変換法）は、時間ステップごとに球面スペクトルと格子間のルジャンドル変換を行う必要があり、超高解像度計算では限界が来ることが予想されていた。一般に、赤道方向の格子数を N とすると、変換法では $O(N^3)$ の計算量を要するのに対し、格子点法では $O(N^2)$ の計算量となる。また、緯度経度座標を用いた格子点法では、赤道と極の格子幅に極端な差が出てしまい、計算効率上の大きな制約になる。例えば、赤道を10 km 格子でメッシュを切ると、極付近では10 m のメッシュ幅になる。

そこで、NICAM では、計算効率性の観点から従来のスペクトル法や緯度経度格子法とは異なるアプローチとして、一様性に優れている正20面体格子を採用することにした（第1図）。正20面体格子（icosahedral grid）は、正20面体を構成する三角形を再帰的に分割して細かい格子系を得る。正20面体の三角形を11回分割すれば、格子幅が約3.5 km となり、積雲に伴うメソ循環を解像する意味での「全球雲解像モデル」として使うことができる。正20面体格子モデルと、AGCM との計算時間を比較したところ、格子幅30 km 以下では、正20面体格子モデルの方が計算効率が良いということがわかった³⁾。正20面体格子モデルの発想自体は1960年代頃からあるが^{4,5)}、近年、世界のいくつかの研究機関で正20面体格子による新しいモデルが開発されている^{6,7)}。

正20面体格子モデルは格子法ゆえの技術的な難しさがある。我々も正20面体格子に基づく浅水波モデルでテストしたところ、初めは計算の不安定性に悩まされた。この原因を調べたところ、三角形を次々に分割すれことで細かい格子を得ることができるが、このようにして単純に分割して得られた三角形の面積分布はフ



第1図 正20面体格子。三角形の再帰的分割回数4の場合である。

ラクトル的になるということに由来していることがわかった。いわば、メッシュ幅に凸凹があるような格子を並べていることに相当し、計算不安定の要因になる。そこで、我々は、格子幅の非一様性を緩和するために、得られた格子の間をバネでつなぎ、バネ力学を作用することで格子幅が単調に変化する格子分布を得る方法を考案した^{8,9)}。これにより、計算の安定性を確保するとともに計算スキームの精度を向上することができた。この手法は、正20面体格子生成法のスタンダードになりつつある¹⁰⁾。

モデルの支配方程式系には、非静力学方程式系の中でも、近似がない完全圧縮形の音波を含む方程式形を用いている。従来の非静力学モデルは、数日程度の短い時間積分に用いられることが多かったために、質量やエネルギーの保存性があまり重視されてこなかった。われわれは、全球非静力学モデルで気候的な長期積分を行うことも念頭においているので、これらの保存性を満たし熱力学的に整合的な定式化をめざした^{11,12)}。結局は、質量と全エネルギーをフラックス形式の有限体積法で積分することでこの要請を実現した。

非静力学モデルにおける時間積分法にはいくつかのバリエーションがある。並列効率にすぐれた点から、音波の水平伝播を陽的に、垂直伝播を陰的に扱うとともに、現象の時間スケールに応じて時間ステップを長短組み合わせる時間分割法を用いた。

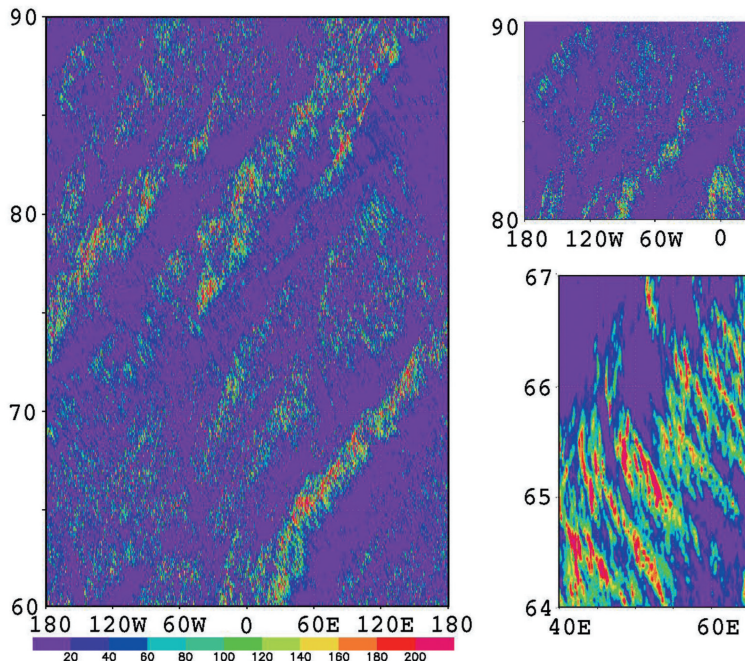
以上のような NICAM の力学コアの開発には、大きく分けて、正20面体格子の開発と、非静力学スキームの開発の2つの部分からなる。前者は主として地球フロンティアの富田浩文研究員が担当し^{8,9)}、後者は

佐藤が担当した^{11,12)}。両者を合体した3次元的な全球非静力学モデルの力学コアを開発し¹³⁾、次いで、大気大循環モデルとして用いるために、水物質の導入^{12,14)}、雲物理・放射・境界層・陸面過程を導入した。これらの物理過程の多くは、東京大学気候システム研究センター等で開発されたAGCM (CCSR/NIES/FRCGC AGCM) のものを移植し、改良を施したものである。一方、従来の積雲パラメタリゼーションや大規模凝結に代わり、全球非静力学モデルではあらわに雲や降水の生成を計算する雲物理スキームが必要になる。我々は、いくつかのバルク法の雲物理スキームを導入し、テストしてきた。今までは、氷過程を含む比較的単純なスキーム¹⁵⁾を用いてきたが、今後も雲物理スキームに対する依存性について理解を深めていく必要がある。

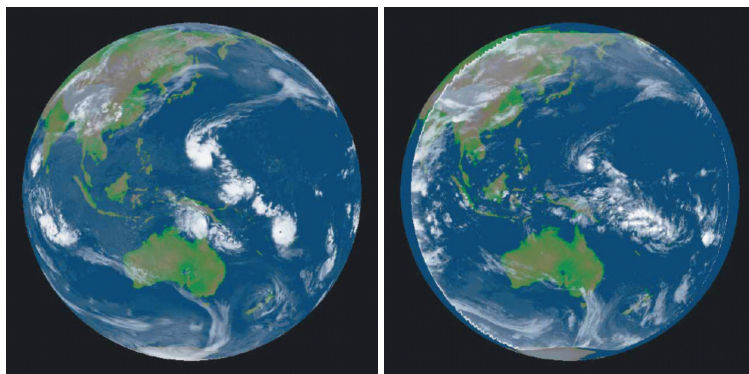
3. 全球非静力学モデルによる3.5 km メッシュシミュレーション

NICAM による水平格子間隔 3.5 km の全球雲解像実験を、すでに地球シミュレータを用いて行っている。最初に取り組んだのは「水惑星実験」であり¹⁶⁾、次いで現実的な海陸配置を導入した実験を実施した¹⁷⁾。

「水惑星実験」は全球が海で覆われていると仮定した理想化された実験であるが、熱帯の数 km サイズの積雲から全球スケールまでの現実とよく似た積雲対流のマルチスケール現象をとらえることができた。東西方向に一樣な海面水温を与えたところ、水平スケール数千 km のスーパークラウドクラスターに対応する大きな雲の集団が生成された。スーパークラウドクラスターは、いくつもの数百 km ス



第2図 NICAM 水惑星実験による赤道付近2S-2N 平均の降水の時間変化。縦軸は時間(日)。左：7 km メッシュ実験，右上：3.5 km メッシュ実験，右下，7 km メッシュ実験のズームアップ。3) による。



第3図 2004年4月6日00 UTCにおけるNICAM 3.5 km メッシュ実験による全球のOLRの分布(左)、GMS/GOES-9によるTBB画像(右)。17) による。

ケールの積雲クラスターから構成されており、その中には数 km スケールの強い上昇流を伴う背の高い積雲対流が発達衰弱を繰り返している。第2図に示すように、スーパークラウドクラスターは東向きに10 m/s程度で進み、これに対し、積雲クラスターは西向きに進んでいる。3.5 km, 7 km メッシュとも、スーパークラウドクラスターの東進するようすがよく

似ていることがわかる。スーパークラウドクラスターは現実の湿潤ケルビン波に似た空間構造を持っている。

次に、現実的な海陸分布を与えた実験の結果を第3図に示す¹⁷⁾。2004年4月1日の客観解析データを初期値として与え、5日目の雲の分布(OLR)を示した。同じ時刻での静止衛星の赤外画像を比較のために示す。現実にもみられるような積雲クラスター、台風の発達が表示できていることが見られる。

第3図の実験の初期値に用いた客観解析データは1週間隔であり、モデルの解像度に比べてたいへん粗いものである。初期値は個々の積雲対流を解像するものではないが、大規模運動に伴う収束発散が含まれている。このような大規模場を与えて全球非静力学モデルで数値シミュレーションを行うと、収束域に積雲対流が組織化され、積雲クラスターや台風を形成することがわかる。個々の積雲の寿命が1時間程度であるため、初期値に積雲対流が含まれてなくとも積分をはじめて数時間程度で積雲対流が多数生じる。収束域でいったん積雲が形成されると、次々に積雲対流が励起され、組織化した積雲クラスターとなる。上記の粗い初期値を使った計算結果は、熱帯気象の数値シミュレーションの可能性に期待を抱かせるものといえる。

4. これからの展望

全球非静力学モデルは新しいモデルであるため、现阶段では多くの実験を行って実際の現象のシミュレーションの精度を向上させることが必要である。このためのまず取り組むべきことは、熱帯における雲降水システムの短時間の変動の再現性を高めることであろう。雲降水システムの日変化から季節内変動、季節進行などの時間変動特性、積雲クラスター等の空間的な組織化といった現象を適切にシミュレーションすることで、モデルの信頼性の向上に結びつく。モデルの結果を、観測結果から検証するために、高分解能衛星データの利用に期待がかかる。

全球非静力学モデルによって短期的な再現性が向上すれば、熱帯・モンスーン域での雲降水システムの気象予測が実現する可能性が生まれてくる。観測網が粗い熱帯域での豪雨の数値予測が可能になるかもしれない。また、台風の発生や季節内変動などの予測精度が向上すれば、日本付近の災害・天候予測の改善につながることも期待できる。

長期的な気候予測に関しても、全球非静力学モデル

により不確定性の低減が期待される。従来の積雲パラメタリゼーションを用いたAGCMによる気候予測シミュレーションでは、熱帯の降水域の変動や分布の表現はモデルによってばらつきがあり、将来の気候予測に大きな不確定要素をもたらしてきた。全球非静力学モデルを気候予測に用いることで、熱帯域における雲・降水システムの統計的特性の再現精度を改善することができれば、温暖化等の気候予測シミュレーションにおける精度・信頼性の向上することが期待される。

謝辞

本研究は地球環境フロンティア研究センター・東京大学気候システム研究センターのグループメンバーの協力によって遂行されたものである。松野太郎氏、富田浩文氏、那須野智江氏、伊賀晋一氏、三浦裕亮氏、野田 暁氏に感謝する。本研究に示した実験は地球シミュレータを利用して実施したものである。また、JST/CRESTによる支援を受けた。

参考文献

- 1) Phillips, N. A., 1956 : Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **82**, 123-164.
- 2) Randall, D. *et al.*, 2003 : Bull. Amer. Meteor. Soc., **84**, 1547-1564.
- 3) Satoh, M. *et al.*, 2005 : J. Earth Simulator, **3**, 11-19.
- 4) Williamson, D. L., 1968 : Tellus, **20**, 642-653.
- 5) Sadourny, R. *et al.*, 1968 : Mon. Wea. Rev., **96**, 351-356.
- 6) Heikes, R. H. and D. A. Randall, 1995 : Mon. Wea. Rev., **123**, 1862-1880.
- 7) Majewski, D. *et al.*, 2002 : Mon. Wea. Rev., **130**, 319-338.
- 8) Tomita, H. *et al.*, 2001 : J. Comp. Phys., **174**, 579-613.
- 9) Tomita, H. *et al.*, 2002 : J. Comp. Phys., **183**, 357-400.
- 10) Miura, H. and M. Kimoto, 2005 : Mon. Wea. Rev., **133**, 2817-2833.
- 11) Satoh, M., 2002 : Mon. Wea. Rev., **130**, 1227-1245.
- 12) Satoh, M., 2003 : Mon. Wea. Rev., **131**, 1033-1050.
- 13) Tomita, H. and M. Satoh, 2004 : Fluid Dyn. Res., **34**, 357-400.
- 14) Satoh, M. *et al.*, 2007 : J. Comp. Phys., doi : 10.1016/j.jcp.2007.02.006.
- 15) Grabowski, W., 1998 : J. Atmos. Sci., **55**, 3283-3298.
- 16) Tomita, H. *et al.*, 2005 : Geophys. Res. Lett., **32**, L08805, doi : 10.1029/2005GL022459.
- 17) Miura, H. *et al.*, 2007 : Geophys. Res. Lett., **34**, L02804, doi : 10.1029/2006GL027448.