

2. 数値モデルによる気候の研究

時 岡 達 志*

1. 序

Charney, Fjørtoft と von Neuman が数値予報に成功したのが1950年である。順圧渦度モデルを用いた予報実験であった。1953年には準地衡風傾圧モデルによって低気圧の発達が発現されている (Charney and Phillips, 1953)。それから3年後、Phillips は2層の準地衡風傾圧モデルに熱源と地表摩擦を加えて、中緯度の西風ジェットとフェレル循環 (間接循環) の形成をモデルの中で再現することに成功した。Phillips の用いた熱源は、低緯度側で加熱、高緯度側で冷却になるように簡単な関数形で与えたものであった。とにかくモデルの中にエネルギーのソースとシンクを持つ最初の数値モデルであった。これが大気大循環に関する最初の数値実験である。

Phillips の実験以後大気大循環の数値モデルは目ざましい進歩をとげる。地球上の流れを扱うためには準地衡風近似では不十分ということでプリミティブモデルが開発された。現実的な海陸分布や山岳を取り入れ、水循環も取り扱うようになった。より現実に即したより精密なモデルを目ざす動きからして、大気大循環モデルが大気内部のことのみに対象とするのではなく、大気と相互作用する部分も全てモデルの中に取り入れていこうとするのは自然の勢いであった。これは言葉をかえれば大気大循環モデルの気候モデル化と云える。

このような勢いに更に拍車をかけたのは、1979年に開催された世界気候会議である。会議では4つの計画が立てられた。気候のデータ、利用、診断、研究の各計画である。この中の気候研究計画 (WCRP) では気候モデルの開発と気候モデルによる研究の重要性が示されていて、もともと気候モデル化へと向っていた大気大循環モデルの動きを強く推し進めることとなった。

今更改めて何故気候モデルが気候の研究に必要なのかなどと述べる必要もないかもしれないが、話の都合上一応次章でこの点にふれておく。気候モデルにも簡単な

ものから複雑なものまでいくつかの種類が考えられる。3章ではそれらのモデルの特徴を簡単に紹介し、最後の章では3次元大気大循環モデルの現状、問題点等について紹介し話題提供としたい。

2. 何故気候モデルが必要か

気候はさまざまな時間スケールで変動している。1カ月程度のものから、長い方は地球の年齢に至るまでである。現在、このような気候の変動を理解するための観測資料が圧倒的に不足している。もちろん古気候を推定するための間接資料収集には、多くの努力がはらわれている。

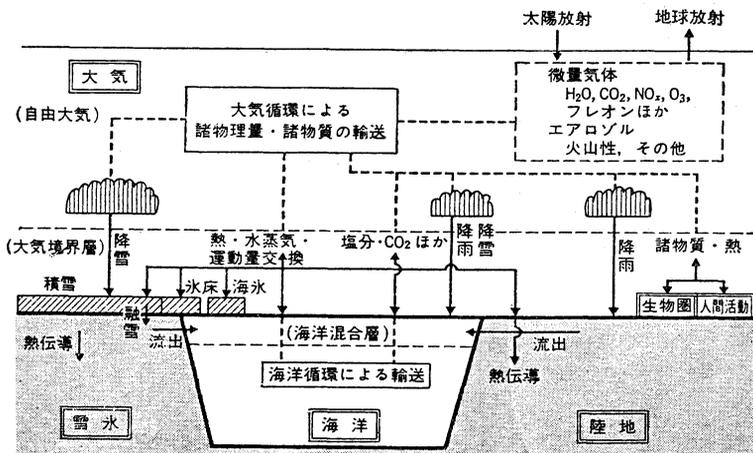
ここではあまり長い時間スケールの方には立ち入らないが、気温観測値でもせいぜい百年程度のものしかない。上空の資料になると40年分にも満たない。これは北半球の中・高緯度についてであって、低緯度や南半球に至っては、さらに限られたものになっている。気候変動や異常気象は、基本的には全地球規模で起こる現象であり、それを詳しく知る上で資料不足は大きな障害となっている。現在用いられている最善の長期予報は、基本的に過去の資料に基づいて、統計的に予測するものであるが、過去の観測例数が少ないのは、長期予報にとっても大きな制約になっている。このような資料不足の一部分は、気候モデル実験によってカバーできると思われる。

もう1つの問題として挙げなければならないのは、気候そのものの仕組みが複雑なことである。気温ひとつをとってみても、それは大気内のことが分かっただけでは決まらない、地表面の状態にも左右される。

海面温度が高いか低いかは、気候に大きな影響をもつ。その海面温度は海の中の流れに左右される。地面温度にとっては、地面のしめり具合や、太陽光の反射率が重要になる。雪や氷のように反射しやすい面積の変動は特に大切である。

例えば、それまで雪に覆われていなかった所に雪が降ったとする。雪に覆われた所では太陽光の吸収が極端に

* Tatsushi Tokioka, 気象研究所。



第1図 気候系の模式図 (時岡, 科学, 54, 533-540より採録).

減少するので、気温は低下してさらに雪が降りやすくなる。雪の反射率が大きいことによる積雪域の増加作用があるということで、このような作用のことを正のフィードバック機構という。気候に関与する過程には、この種の正のフィードバック機構がいろいろあり、それらをいかげんに扱えなくなっている。

第1図は気候系の模式図である。気候に関与する部分は、大気圏の他に陸地、雪氷、海洋、生物圏が含まれている。これらの各圏の間で相互作用がある。振子にはその長さに応じて固有周期があるように、それぞれの圏には特有の(緩和)時間スケールがある。これが他の圏と相互作用を行うと、時間的変動はいろいろな変調を受ける。このために気候の変動は多様性に富むものになっている。

複雑なシステムの性質を調べるには実験が有効な方法である。気候系の場合も実験的方法が有効であると考えられている。この点からも気候の数値モデルが必要とされている。

新しい長期予報法として、気候モデルによる長期予報法が注目されている。高・低気圧の日々の移動や変動が問題となる短期予報には予報日数に3、4週間という限界がある。個々の渦の動きを直接問題にしない長期予報では事情が異なってくる。緩和時間スケールの長い海洋とか雪氷圏と大気が相互作用して、大気内に時間スケールの長い、予報可能な変動がひきおこされるのではなからうかということが考えられている。あるいはあまり長い長期予報ではなくて1カ月程度先であれば、初期状態

の影響がまだ生き延びている場合があることも指摘されている。また、低緯度と中・高緯度とでは変動の振舞いにも違いがあり、低緯度では比較的長期予報が容易ではないかということを示唆する結果も得られている。これらの点を明らかにし、気候モデルによる長期予報の可能性を追求する研究は、重要な問題として WCRP でもとり上げられている。

3. 気候モデルの種類

気候の数値モデルには単純なものから精密に扱うものまで、様々のモデルがある。それらは次のように分けられる。

- i) 零次元モデル
- ii) 1次元モデル (鉛直, 南北)
- iii) 2次元モデル (南北・鉛直, 水平)
- iv) 3次元モデル (大気大循環, 海洋大循環, 大気海洋結合)

零次元モデルは地球全体を代表するような気候を決めるモデルである。太陽放射入射量、反射量、地球放射放出量のバランスから放射平衡温度を決めるモデルはこの例である。鉛直1次元モデルは放射及び対流調節から定まる鉛直温度分布を決定するタイプのモデルである。南北1次元モデルは、上下方向のことは云わないで、気候要素の南北分布を決定するモデルである。南北・鉛直2次元モデルの場合は、いわば東西平均場の子午面内分布を扱うモデルであり、水平2次元モデルは鉛直方向の分布は問わないで、水平分布の方を決定するモデルであ

る。これらのモデルは空間情報量を落としているので計算量が少なくなり、それだけ扱い易いモデルになっている。モデルが簡単だと、結果の解釈も容易である。これらのモデルは空間自由度を落としているので、モデルで直接表現できなくなった過程を何等かの形でモデルに反映させなければならない（場合によってはそれらを一切無視することもあるが）。たとえば南北・鉛直2次元モデルでは、東西方向の波による輸送効果をいかにとり入れるかという問題である。種々の試みがなされているが、これは仲々容易な問題ではない。

3次元モデルでは、空間自由度を落としていないので、上に述べたような問題は生じない。その点ではモデル作りがかえって容易である。しかし実際にモデル計算を行う場合、3次元モデルは大量の計算を要するので、高速の大型コンピュータが必要となる。

現段階では気候変動の全貌がまだよくつかめていない。こういう段階のモデル作りの方向として、いきなり簡単なモデル作りを考えるまえに、とにかく出来るだけ現実に忠実に物理過程をとり入れたモデルを作ることが考えられる。3次元気候モデルはこの考えに沿ったモデルである。

3次元気候モデルの中では、大気大循環モデルが歴史的にも古く、モデル作りも進んでいる。とはいえ、大気大循環モデルも、気候モデルとしてこれから改良開発していかなければならない所がいろいろ残されている。その点は次章で触れる。大気大循環モデルだけでも気候の研究に役立つが、海洋との相互作用が扱えない。海洋大循環モデルと結合させた総合気候モデルを作るのが、精密な気候モデルの到達目標と云える。既に GFDL*, NCAR**, OSU*** で総合気候モデルによる実験が試みられている。気候の再現という点において、当然のことではあるが、結合モデルは大気大循環モデルのみより悪いというのが現状である。海洋モデルに関してはモデル分解能と熱輸送の問題がはっきりしていない。大気大循環モデルの方でも、放射モデルの精度が再検討の必要があろう。海面温度を与えた数値実験では、対流圏の気温の鉛直分布を決める上で、放射モデルの精度は結合モデルの時ほど要求されない。対流圏中の減率を決める上で

は大気内の運動が相対的に重要な役割を果たしているからである。海面水温が与えられていれば、対流圏の気温はほぼ決まってしまう。

雲量の決め方が、また重要な問題になると考えられている。現在の大気大循環モデルは実測の雲量に比べて系統的な差がある。例えば気象研究所モデル (MRI・GCM-I) の場合、低緯度の雲量が少な過ぎ、高緯度で多過ぎる。結合モデルの気候決定には、このような系統的誤差は軽視できないであろう。結合モデルの改良・開発には、まだ多くの問題が残されている。

4. 大気大循環モデルの現状

現在の大気大循環モデルがどのような問題をかかえているかを紹介する。ただしこれは多分に MRI・GCM-I を基にした話になっており、全ての GCM にあてはまらない部分があるかも知れない点があることをおことわりしておく。

大気大循環モデルは断熱過程を記述する部分と非断熱過程を記述する部分に分けられる。前者では、移流部分をいかに数値表現するか（場の表現）が中心課題である。後者には放射、乱流、対流、降水、雲、陸地の熱力学、雪氷の熱力学及びモデルで表現し得ない渦による拡散効果等が含まれる。

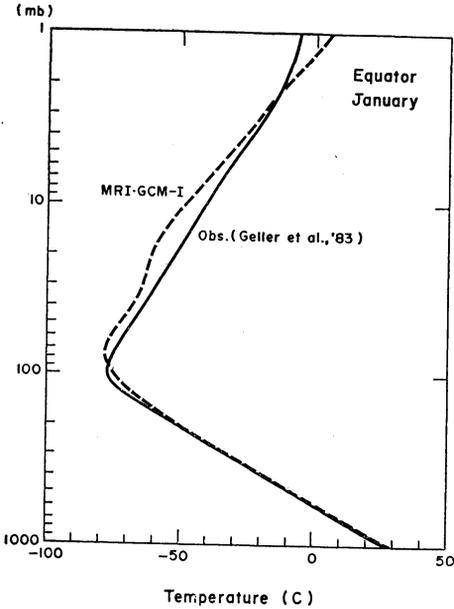
場の表現には2通りの方法が用いられている。1つは格子点法である。空間に配置した格子点上の変数の変化を記述するやり方である。もう1つはスペクトル法である。気温、渦度、発散場等を直交関数で展開し、その係数の時間変化を記述するやり方である。

格子点モデルで球面座標を用いると、極近傍では格子間隔がせはまるので特別の扱いが必要となるが、スペクトル法ではそのような必要はない。実空間とスペクトル空間の変換が効率化され、更に効率的な時間積分法であるセミインプリシット法を組み入れやすいこともあって、現在ではスペクトル法を用いているモデルの方が多くなっている。しかし欠点がないわけではない。地形を関数展開し、少ないスペクトルでうち切ると海面が波打ってくる。海岸線も変わる。海面の凹凸が大きいと、海面でのエネルギー、運動量交換を決定する際に特別の注意が必要となる。一方格子点法では海陸分布・地形はきちんと扱える。海面での大気・海洋相互作用を考える上で、場の表面上の問題はない。又、スプリット・イクスプリシット法 (Tatsumi, 1983) を用いれば、スペクトル法と同程度に効率的な時間積分が行える。現在、スベ

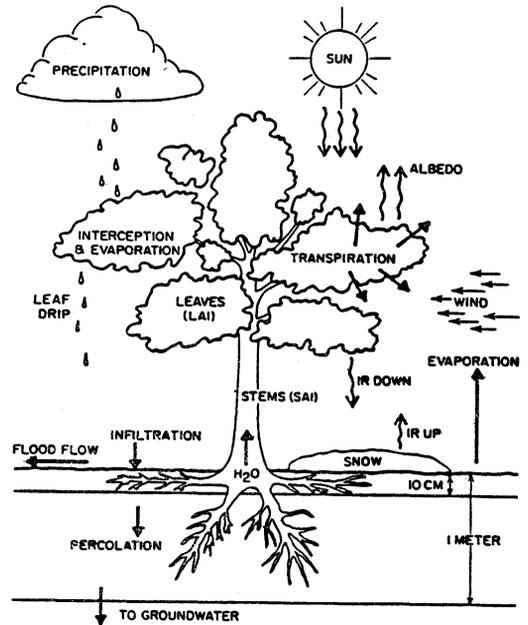
* Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/
NOAA, Princeton, New Jersey, USA.

** National Center for Atmospheric Research,
Boulder, Colorado, USA.

*** Oregon State University, Corvallis, Oregon,
USA.



第2図 1月の赤道における気温の鉛直分布. 破線は気象研究所12層大気循環モデル結果. 観測値(実線)は Geller *et al.* (J. Atmos. Sci 40, 1334-1352) による.



第3図 地表面物理過程のパラメータ表示に關する過程の模式図(Dikinson, 1984より採録).

クトル法と精度の良い格子点法とは大循環の再現には殆んど差がないことが分かっている。格子点法，スペクトル法それぞれの短所の克服が今後の課題と云える。

物理過程に関しては，今後，気候モデルの観点から再検討されねばならないものが殆んどである。雲と放射の問題は特に注目されている。

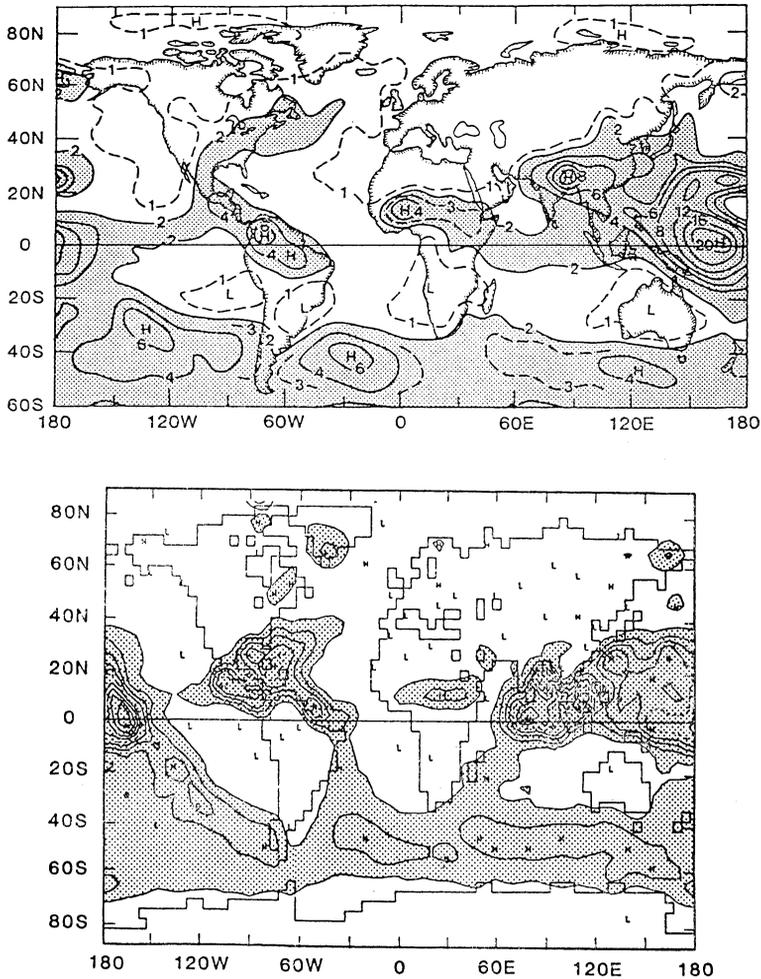
現在の大気循環モデルで，上部対流圏から下部成層圏にかけて気候の再現がむつかしい。例えば気象研究所12層モデル(トップが約48 km)の場合，極付近で冷たくなりすぎている。第2図は赤道上で気温分布を実測と比較したものである。モデルでは対流圏界面が高くなり，赤道下部成層圏でも気温が低くなっている。赤道下部成層圏の気温が低いと，対流到達高度が高くなり，結果として圏界面高度が高くなる。この領域でモデル大気の加熱不足に問題がありそうである。ハドレーの上部ブランチを通して下部成層圏に入ってくる空気塊は，ほぼハドレーの上層極向きブランチに沿ってゆっくり極の方に動くが，その間放射加熱を受けて暖まる(この領域では放射による正味加熱がある)。下部成層圏で観測されている気温傾度の南北逆転はこのようにして維持されている。MRI・GCM ではやはりこの南北逆転の再現

が不充分である。これは気塊の極向き速度が速すぎるのではなく，低緯度下部成層圏の加熱不足によるものと考えている。下部成層圏の構造は，放射過程と力学との強い相互作用から決まっている。対流圏では力学が支配的であり，上部成層圏では放射が支配的であると対照的である。この問題は放射モデルの精度だけで片づくものではなく，おそらく力学過程の精度も必要であろう。MRI・GCMの結果からの試算では，正味加熱率にして0.1 K/dの違いは，結果に大きな違いを与えたと考えられる。

気候モデルでは大気と地表面とのエネルギー交換を精度良く扱う必要がある。エネルギー交換は大気境界層内の乱流の変動と密接に結びついている。陸地上では大気境界層は大きな日変化を行っており，エネルギー交換も大きな日変化の中で行われている。その積分効果が気候モデルにとって重要となる。GCMが日変化まで表現するかどうかによって取扱いは異ならねばならぬだろう。

日変化を扱わないモデル*では，日平均日射量を与え

* モデルの時間積分間隔は仮に10分であっても，太陽光の日変化や大気境界層構造の変化を考慮しないモデルがある。ここではそのようなモデルを考えている。



第4図 土壌水分を零とした時の7月の降水量分布. 上は GLAS・GCM の結果, 下は UCLA・GCM の結果 (Mintz, 1984より採録), 単位は mm/day.

て日平均エネルギー交換量を与えるモデルを考えればよい。しかし日変化を全く考えないで気候変動が果たしてうまく扱えるかどうか不明である。いろいろな状況での日平均量が、日変化を無視してうまくパラメータ表示できるのかという疑問である。一方、モデルで日変化を表現する場合を考えよう。このタイプのモデルで経験的に分かっていることは、陸地からの蒸発散量の扱いがむづかしいということ、陸地の湿潤度の予報が現在の方式では不十分であること、植生のことも考えなければならないこと、等々。第3図は Dickinson (1984) がこれらのことを強調するために作った模式図である。現在の

GCM では夏の大陸上の気候の再現が悪い。大気と地表面間のエネルギー交換の扱いは、気候モデル作り上重要な問題である。

1つの具体例を第4図に示す。これは7月のシミュレーションを行って得た雨量分布である。ただし地面の土壌水分は零という条件をおいている。2つのモデル共に放射の日変化は表現するが、一方のモデルは大気境界層構造の日変化を表現するモデル (UCLA・GCM) であり、一方はそれをしないモデル (GLAS・GCM) である。結果に大した違いはないと思われるかもしれないが、雨量分布には系統的な差違がみられる。北アフリカ

10°N~15°N にかけて、大陸上でも雨が降る点では共通しているが、インドから東南アジア域及びカリブ海とその周辺の雨の降り方には大きな違いがある。UCLA・GCM では陸地上での降雨が少なく、すぐ近傍の海岸線に沿って降雨帯が形成されている。一方 GLAS・GCM では、雨量の最大は陸地上にある。この違いは大陸上の大気境界層の日変化を表現するかどうかによって、水蒸気輸送、特に上方輸送に違いがおこるから (Arakawa and Suarez, 私信) と云われている。気候の再現を考える場合、この2つのモデルにみられるような違いは軽視できないものである。

小さな山岳の取り扱い方についての理論も、まだしっかりしたものがない。最近いくつかの数値実験から、山岳によるドラッグを大きく効かせるべきという考えが独立に示されている (Boer *et al.*, 1984; Sumi, 1985; Tokioka *et al.* 1985)。冬期北半球で言えば、チベット高原のまわりの高気圧性流れが下層で強くなり過ぎる。本来シベリア高気圧は60°以北までのびているが、モデルではその張り出しがあまり強くない。山岳域のドラッグ係数を、現在用いているものより大きくすれば現実に近づいてくる。そのような効果をどうモデルにとり入れるか、組織的研究が必要である。

山岳 (あるいはその他の原因でもよいが) によって発生する内部重力波の影響が対流圏界面付近でも無視できないのではないかという話もある。内部波が微小振幅波として線型的に伝播している範囲では、波が通過してしまえば平均場に正味の影響を与えない。しかし波がつぶれる場合、つぶれる領域の平均場に、波が作られた領域から運んできた情報を与える (遠隔影響) という働きを

する。この効果をモデルにとり入れる試みも報告されている。

大気大循環モデルについての問題点をトピックス的に紹介した。与えられた紙数の予定もやや超過気味となっており、この辺で終わりとした。勿論、問題点はこれで全てということでないのは当然である。ここでは全てもれなく列挙するのが目的ではなく、大体どのようなことが問題にされているのか、その概略が分かっていたければよい。気候の数値モデルをいかに用いるかという点も省略したが、この点について、大半は2章の話から考えていただけることと思う。

文 献

Boer, G.J., N.A. McFarlane, R. Laprise, J.D. Henderson and J.-P. Blanchet, 1984; *Atmosphere-Ocean*, 22, 397-429.
 Charney, J.G., R. Fjørtoft and J. von Neuman, 1950: *Tellus*, 2, 237-254.
 Charney, J.G. and N.A. Phillips, 1953; *J. Meteor.*, 10, 71-99.
 Dickinson, R.E., 1984: *Geophysical Monograph No. 29*, American Geophysical Union, 58-72.
 Mintz, Y., *The global climate*, Cambridge Univ. Press, 79-106.
 Phillips, N.A., 1956: *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 82, 123-164.
 Sumi, A., *J. Met. Soc. Japan*, 63, 377-396.
 Tatsumi, Y., 1983: *J. Met. Soc. Japan*, 61, 269-288.
 Tokioka, T., A. Kitoh, I. Yagai and K. Yamazaki, *J. Met. Soc. Japan*, 63, 749-778.