

解説



気候モデルとその数値計算上の特徴†

時 岡 達 志††

1. 気候モデルの概略

いまや「地球温暖化」という言葉を知らない人はいないだろう。数年前には思いもよらなかったことである。それほど急激に事態が変化した大きな理由はこの問題が政治の課題として取りあげられたことである。またマスコミが問題を大きく取りあげたからであろう。しかし温暖化を予測する「気候モデル」となるといったいどんなものなのか、的確にイメージできる人は現在でもあまりいないかもしれない。「気候モデル」の概念自体はきわめて明瞭である。すなわち、地球の気候は地球全体のエネルギーのバランスから決まっており、「気候モデル」は全体のエネルギーのバランスを数値的に取り扱うモデルである。

図-1 は地球及び地球大気のエネルギーの流れを模式的に示したものである。太陽からの光のエネルギーのうち約7割が地球及び大気により吸収される。そのうちのさらに7割は地表面によって吸収されている。地表面で吸収されたエネルギーは潜熱（蒸発エネルギー）、顕熱及び赤外線の放出を通して大気中に入っていく。大気中で水蒸気が凝結したとき凝結熱が放出され、大気を加熱する。このような大気中での加熱（冷却）は一樣でないので大気中に運動（風）が生じ、風は海水の運動を引き起こす。大気や海水は熱を輸送し、温度差を解消するように働いている。大気、海洋、陸面からはおのおのの温度に応じた赤外線放出が起きており、吸収・再放出の後最終的に宇宙に向かって全太陽放射吸収量に見合う赤外線放出がされ、地球全体のエネルギーのバランスが維持されている。地球内部からのエネルギーもあるが、それは量的には桁違いに小さく無視できる。

太陽からのエネルギーフラックスを S_0 、地球の半

径を a 、宇宙からみたときの地球の温度を T_e 、地球の太陽光反射率（アルベド）を α とすると、地球が単位時間に吸収する太陽エネルギーは断面積が πa^2 なので $\pi a^2 S_0 (1 - \alpha)$ である（図-2）。地球が放出する赤外線放射は黒体放射（ σT_e^4 、 σ はシュテファンボルツマン定数）と近似すると、地球の表面積は $4\pi a^2$ なので全放射量は $4\pi a^2 \sigma T_e^4$ となる。両者がバランスするとすると

$$T_e = \{S_0(1 - \alpha)/4\sigma\}^{1/4}$$

となる。これは最も簡単な（零次元）気候モデルである。 $\alpha = 0.3$ とすると $T_e = 255^\circ\text{K}$ （零下 18° ）となる。このモデルの場合 T_e は S_0 と α のみによって決まる。大気組成が変化してもそれは T_e に直接影響をあたえない。雲量や地表面反射率が変化し α が変わったときのみ T_e も変化する。これはこのモデルが決める温度は地球の外からみたときの見かけ上の気温であるからである。

もう少し現実的な気候モデルとして、太陽放射、赤外放射についての放射伝達の式から決まる温度変化と、対流によって上下方向に運ばれる熱による温度変化を扱う鉛直方向の一次元モデル（放射対流平衡モデル）がある。このモデルでは鉛直方向の気温の時間変化を数値計算することができる。どの高度でも気温変化がなくなるまで計算を続けると、最終的に図-3 の点線のような温度分布が求まる。気温が高度とともに減少する対流圏、その上に気温が高度とともに上昇する成層圏がある。これらは実測の温度分布の特徴をよく再現している。

図-3 の計算にあたっては大気組成が重要である。放射特性は分子の種類によって異なるからである。計算の中身を調べるとたとえば成層圏の高温を維持するためにオゾンが重要であり、 CO_2 は成層圏気温を冷却させる作用があることが分かる。Manabe and Wetherald (1967) はこのモデルを用いて大気組成を変化させた実験を行った。

† Climate Model and Its Numerical Characteristics by Tatushi TOKIOKA (Meteorological Research Institute).

†† 気象研究所気候研究部

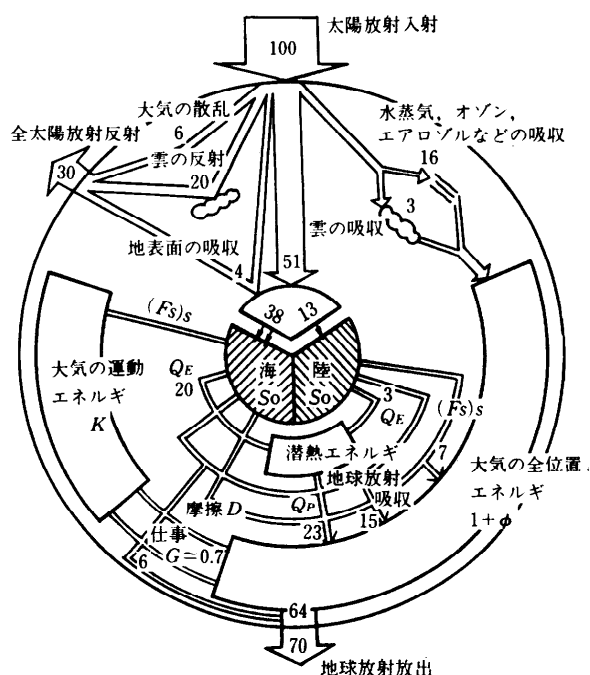


図-1 大気中のエネルギーの流れの模式図。大気上端での太陽放射入射量を100としている。この量は約 338 Wm^{-2} に対応する(岸保, 田中, 時間, 1982)。

図-3の残りの二つの線は CO_2 を2倍にした場合(600 ppm)と半分にした場合(150 ppm)である。 CO_2 が増加すると対流圏の気温が上昇し、成層圏の気温が下降することが示されている。これが地球温暖化に関する最初の科学的評価を与えた実験である。ちなみにこのモデルで計算された CO_2 倍増時の昇温量は 2.3°C であった。

鉛直1次元の気候モデルは零次元モデルに比べ情報量に富むモデルであるが、気候の地域的特徴については何も情報を与えない。地球のアルベドを決めるうえで雲、雪、氷などの水平分布が重要である。気候が変化する場合これら分布が当

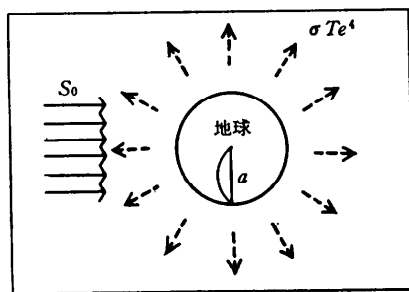


図-2 零次元気候モデルの模式図。太陽からのエネルギーフラックス S_0 があり、地球は温度 T_e の黒体放射をしていると近似している。

然変わる。雪や氷の覆う面積は温暖化とともに減少すると考えられる。減少すれば地球は太陽放射をよけい吸収できるようになり温暖化が助長される(正のフィードバック)。気候が決まる過程の中にはこのようなフィードバック機構がたくさん含まれている。鉛直1次元モデルではそれらが必ずしも考慮されていない。このようなことから水平方向の違いも表現できる3次元気候モデルが必要となる。

3次元気候モデルでは水平方向の熱輸送を行う大気の流れを求めなければならない。したがって気温変化の式(熱力学第1法則)のほかに流体の運動方程式を数値的に扱う。これらの物理法則は気温と風の時間変化を与えるので、数値時間積分を行うことになる。図-4のような格子点を鉛直方向に5~15層積み重ねて3次元空間を覆い、各格子点上で気温と風の時間変化を計算する。3次元モデルの場合いくら長く積分しても空間の各場所で気温と風の時間変化がなくなることはない。統計的にみて平衡状態を実現させるということになる。大気と接する地表面の変化も求めなければならない。陸面では地温を予報する熱力

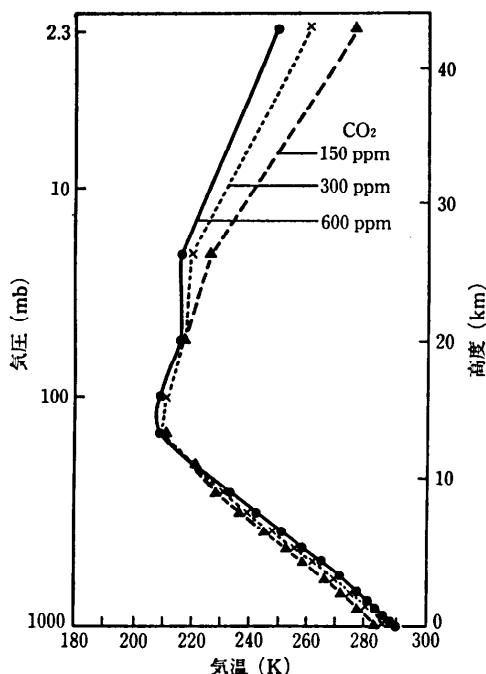


図-3 鉛直1次元放射対流平衡モデルにより理論的に求められた現状大気 (CO_2 濃度 300 ppm) と CO_2 濃度が 600 ppm 及び 150 ppm の場合の気温の鉛直分布。

学モデル, 土壌水分を予報する水文モデルがあり, 積雪域, 積雪量も求める. 海洋は大気と短時間に相互作用する海洋混合層 (海洋表層の上下によく混合された層で, 厚さは平均して 60 m 程度) だけを扱う場合と, 大気と同様に 3 次元的に海流を扱う場合とがある. 前者を大気・海洋混合層結合モデル, 後者を大気・海洋大循環結合モデルと呼んでいる.

1 次元モデルから 3 次元モデルになるとモデルが一挙に巨大

化する感じは上の説明からある程度想像していただけとおもう. 実際にこのモデルを動かすにはスーパーコンピュータが必要になる. しかも統計的に平衡な状態を数値的に実現させるには大気・海洋混合層の場合でも 10 年から 20 年間の時間積分が必要で, スーパーコンピュータを使っても数カ月を要する計算量になる*. この解説ではこの 3 次元モデルについてももう少し詳しく紹介し, その利用法, モデル実験の現状やモデルの抱えている問題点などについても触れることにする.

2. 3 次元気候モデル

2.1 大気モデルの概要

気候モデルは大気モデルと大気と接する地面, 海洋, 海水などのモデルで構成される. 大気の気温, 降水, 風などの統計的状态がすなわち気候である. その意味で大気の数値モデルは気候モデルの中で中枢部分を占める. 大気はその運動 (風) によってエネルギー, 運動量, 水蒸気などの物質を輸送している. 大気と接する海洋, 陸地, 雪氷, 生物圏との間でそれらの交換を行っている. 大気モデルはこれらの過程を数値的に取り扱うモデルであり, 大気大循環モデルそのものである.

大気の運動は物理法則にしたがっている. 大気モデルはそれらの物理法則にしたがって構成され

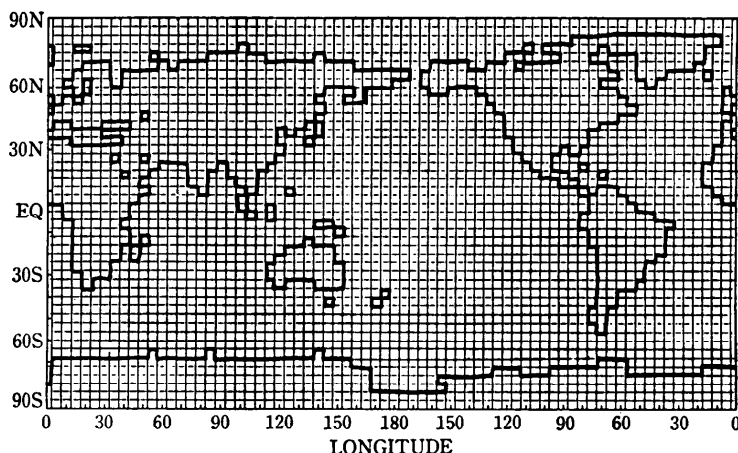


図-4 大気モデルの水平格子点分布の一例 (気象研究所モデル). 太線は海岸線を示す.

ている (Chang, 1977; 時間他, 1984). それらは流体の運動方程式

$$\frac{du}{dt} + \frac{\tan \varphi}{a} uv - fv = F_\lambda - \frac{1}{\rho a \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{\tan \varphi}{a} u^2 + fu = F_\varphi - \frac{1}{\rho a} \frac{\partial p}{\partial \varphi} \quad (2)$$

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (3)$$

流体の熱力学第 1 法則

$$C_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\rho^{-1}}{dt} = Q \quad (4)$$

質量保存の式,

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \left(\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v \cos \varphi}{\partial \varphi} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (5)$$

と状態方程式

$$p = \rho R T \quad (6)$$

ただし

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

である. u, v は風の東西, 南北成分, w は鉛直成分, T は気温, p は気圧, ρ は大気の密度, R は乾燥空気の気体定数, C_v は乾燥空気の定積比熱, λ は経度, φ は緯度, z は高度, a は地球の半径, f はコリオリ因子 ($2\Omega \sin \varphi$, Ω は地球の自転角速度), F_λ, F_φ は単位質量当たりの東西, 南北方向の外力, Q は単位質量当たりの加熱率である.

加熱率 Q や外力 F の中身については, 3.2 の説明を参照されたい. これらを求めるために水蒸気量 q の変化の式, 放射伝達の式が必要になる.

* 気象研究所のスーパーコンピュータ (HITAC S 810/10) を用いて気象研究所の大気・海洋混合層結合モデルを 1 年間分時間積分させると, cpu 時間はおよそ 21 時間である. ただしモデルの解像度は東西方向に 72 グリッド, 南北方向に 45 グリッド (図-4), 鉛直方向に 5 層である.

放射の計算には放出・吸収・散乱に関与する気体の濃度が必要になる。ほとんどの気体成分については実測値をデータとして与えるが、気象研究所のモデルでは大きく日変化・季節変化するオゾン量は光化学反応による変化と流れによる輸送から求めている。

モデルの数値表現には大きく分けて二通りのやり方がある。一つは図-4 に示すような格子点を3次元的に張り巡らせ、格子点上の値で場を表現するやり方(Arakawa and Lamb, 1977; 時間他, 1984)である。もう一つは完全直交関数系(実際には球面調和関数)に場を写影し、その係数のセットで表現するスペクトル法(Burke et al., 1977)である。

それぞれの方法には長所短所があるが、格子点法の場合変数を実空間で扱うのでスペクトル空間との変換の必要がない。急な地形を取り入れる場合、スペクトル法では周りに不必要な凹凸を作るが格子点法ではそのようなことがない。しかしその反面格子点法では微分を差分で近似するために誤差が生ずる。また、格子点法では差分表現の技術が非常に重要であり、下手な差分近似をするといろいろな空間スケールの波の相互作用が精度よく表現できない。

スペクトル法の長所は微分を差分近似しないのでそのような意味での誤差がない点である。また、数値表現は一義的に定まっており、技術の介入の余地がない。スペクトル法では時間積分でセミインプリシット法(後述)を取り入れやすいので、積分の時間間隔を長くとれ、ベクトル演算の速い現在のスーパーコンピュータを用いた場合計算が経済的に行える。その一方でたとえば水蒸気量のように負の値にならない量の時間変化を予報する際トラブルが発生する。また急な山岳の近傍でモデルが予報する降水が多くなり過ぎている。鉛直方向には σ 座標(気圧を地上気圧で割った値が σ)で、 σ 面は山岳を横切らない。球面調和関数を用いるためにはこのような鉛直座標の導入が必要)を用いている。水蒸気は高度とともに急激に減少する量であり、山岳のところでは σ 面が傾いているので水蒸気が上空に運ばれ過ぎる傾向が出るためである。

格子点法とスペクトル法の優劣についてはほとんど差がないといえる。しかし下手な差分法を使うよりはスペクトル法を使うほうが安全である。

数値積分の経済性という点では現在のスーパーコンピュータを使う場合スペクトル法のほうが有利となっているが、モデルの解像度を上げていけば両者の差はなくなるはずである。スーパーミニコンピュータを使う場合は格子点法のほうが再び有利になることが予想される。この点については最後にも触れる。

気候モデル実験で使われているモデルの解像度は現在のところ水平方向が4~500 km程度、鉛直方向が2~5 km程度である。局所的な精度が必要な短期予報のために用いる場合は、水平解像度は1~200 km程度、鉛直方向が1~3 km程度である。

2.2 海洋及びその他の部分のモデル化

大気は地表面と接しており、地表面と熱、水蒸気量、運動量のやり取りをする。これらの計算のために地面の熱力学モデル、水収支モデルが必要である。大気大循環のみの実験の場合は海面水温をデータとして与える場合が多い。しかし気候変動・変化を目的とする研究の場合、海も大気と同様の数値モデルを作り大気モデルと結合させる。

海洋は大気とほぼ同様な物理法則に従っている。すなわち海洋モデルは大気(大循環)モデルとほぼ同様の構造をもったモデルである。ただし水と空気の物理特性の違いにより、状態方程式は大きく異なっているし、運動方程式の中での浮力の相対的大きさが異なっている。そのために力のバランスを崩したときにそれを回復するための水平スケールは、大気の場合1000 km程度であるが海洋の場合その1/10の100 km程度である。すなわちモデルの水平解像度は海洋モデルのほうが大気モデルの場合よりも細くなければならない。海洋の場合海洋内部の状態は現在でも測定が困難でよく分かっていない部分がある。数値モデルを検証するうえでこれは大きな障害になっており、海洋内部の循環を明らかにする組織的な国際海洋観測計画が開始されたところである。

海水温が結氷点(-2°C)以下になると海水ができ始める。海水モデルは熱力学のみを扱うモデルと、風や海流によって移動する過程も扱うモデルとがある。海水の温度分布、厚さ、格子点内に海水が占める割合を予報する。

陸面は多様性に富んでいる。複雑な地形のほかに、その表面の状態も草、樹木、畑、河川、湖

沼、砂漠、凍土、などさまざまである。このような地表面状態の違いに応じてアルベドが違い、土壌表層部の水分量、表面温度、粗度長（発生させる乱流スケールに関する量）などが異なる。現在はこれらの複雑さを無視し、一つの格子点では一つの代表的な状態で置き換えている。

地面は1層で近似するモデルもあるし、4、5層で表現するモデルもある。これらの層での熱と水収支を計算し、地温、土壌水分量、地下水量、河川流出量、大気への蒸発散量、顕熱輸送を計算している。最近これらの収支計算に植物の根や葉の効果を植物の成長に応じて取り入れるモデルも提案され始めている。この分野は今後おおいにモデルの精密化が進む領域となろう。

3. 数値計算上の特徴

3.1 断熱過程のモデル化

大気モデルは大きく二つの部分に分けられる。断熱過程の部分（(1)～(6)式で下に2重線をつけてない部分）と非断熱過程の部分（(1)～(6)式で下に2重線をつけている部分）である。後者は物理過程と呼ぶことも多い。断熱過程の部分はいくつかの種類の波動を記述する。天気の変化に関係するゆっくり伝播する波動（ロスビー波）、慣性内部重力波、表面波（ラム波）である。本来は音波も含まれるが、鉛直方向の運動方程式の代わりに静力学平衡の(3)式を用いているためにこれは除去されている。しかもそれによって天気の変化に関わる部分に対してはほとんど影響を与えない。このような近似方程式を用いた場合、一番速く伝わる波動はラム波である。これを Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) の線型不安定*を起こすことなく時間積分するには、モデルの水平解像度が4～500 km の場合積分の時間間隔 Δt として10分程度を用いなければならない。（非断熱項はそれらの変動する時間スケールに応じて積分すればよい。普通60分ごとぐらいの間隔で計算している。）数日間程度の短期予報ならまだしも、数十年程度のスケールの気候変動を対象とするような場合や、100年スケールの気候変化を問題とする場合でも断熱項計算の時間間隔を大きくとることはできない。このために気候モデル研究は計算機の性

能によって常に研究対象が制約を受けている。数100 MFLOPS の計算機を用いる場合、20年程度の時間積分をするのに半年以上を要してしまう。

時間積分法に関してはいろいろな研究がなされている。普通は移流過程を安定に時間積分するためにリープフロッグ法が用いられている。すなわち

$$\frac{\partial F}{\partial t} = G(F)$$

を

$$\frac{F^{n+1} - F^{n-1}}{2\Delta t} = G(F^n)$$

と近似して時間積分している。 $G(F)$ は F の関数であり、 F^n は時間ステップ n の F を表す。 $G(F)$ はロスビー波に関係した項 $G^R(F)$ と、慣性内部重力波やラム波に関係した項 $G^G(F)$ とに分けられる。 Δt はラム波に対する CFL 条件からきまっている。 $G(F)$ をインプリシットに計算すれば Δt に応じて慣性内部重力波やラム波の速度を遅らせることにより CFL 条件をクリアできる。セミインプリシット法は $G^G(F)$ をインプリシットに計算し、 $G^R(F)$ はイクスプリシットに計算する方法 (Robert et al., 1972) である。都合のよいことに $G^G(F)$ は線型であるので F^{n+1} に関して解くことができる。こうして Δt としてラム波に対する値より5～6倍大きい値を用いることができる。もう一つの方法としてスプリット・イクスプリシット法がある (Tatsumi, 1983)。これは $G^G(F)$ については Δt の間隔で積分し、 $G^R(F)$ についてはその5～6倍の間隔で積分する方法である。格子点法でセミインプリシット法を導入すると、いくつかの量について境界値問題（ポアソン式）を解かなければならなくなり、時間的に節約にならない。格子点モデルの場合計算時間節約をはかるにはスプリット・イクスプリシット法の導入を計るのがよい。スペクトル法では球面調和関数のラプラシアンが解析的に分かっているため境界値問題を解く必要がなくなり、計算時間節約のためセミインプリシット法が用いられている。

断熱過程に関係する項はすべて局所的な情報で計算できる量である。ベクトルプロセッサを内蔵している計算機では断熱項の計算はベクトル化により効率的に処理できる。

* 時間間隔 Δt 、格子間隔 Δx と流れの速度（あるいは x 方向の伝播速度） U の間に $\Delta t \leq \Delta x/U$ が成り立たないと時間積分が不安定になる。リープフロッグ法のとき $\epsilon=1$ 。

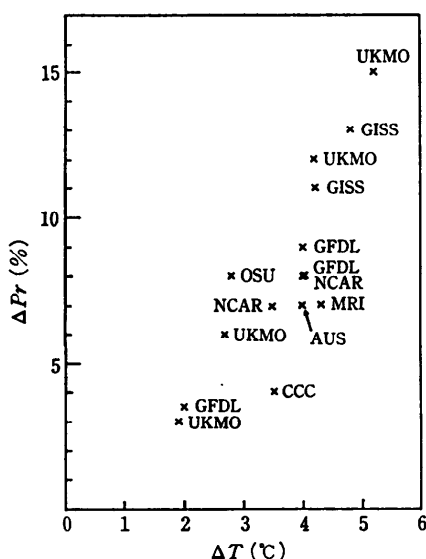


図-6 3次元気候モデルによって得られた CO_2 倍増による全球平均地上気温増加(横軸)と全球平均降水量増加率(縦軸)。図中の記号が研究機関の略称。本来これらの点は1点に収束すべきであるが、現在ではモデルによってこの程度のばらつきがある。

中でいかに扱ったらよいか大きな課題である。

種々の政策決定、対応策の検討にはより精度の高い情報、地域的な気候変化についての情報が求められている。このためにはモデルに組み込まれているパラメタ化の高度化、解像度の向上を図らなければならない。パラメタ化の高度化のためには現象を解明するための特別観測の実施も必要であり、10年以上の時間を要する課題と認識し、取り組む必要がある。

4.2 エル・ニーニョ再現実験

4.1 では気候変化予測を紹介したが、現実には不可能な海陸分布や地形などを変えた実験を行うこともできる。気候系を支配する物理過程を制御した実験や、仮想的な地表面状態を与えた場合の大気の応答実験などを行い、気候系の仕組みの解明も行われている。またシミュレーションにより再現された現象を解析し、現象を解明することにも用いられている。ここではその一つの例としてエル・ニーニョ再現実験(時間他, 1990)を紹介する。

エル・ニーニョは3~7年間隔で赤道東太平洋域の海面水温が高くなる現象である。それにともない世界的規模で異常気象が発生することが知られている。エル・ニーニョのとき観測される海面水温の異常を与えると大気大循環モデルは大気中の異常を再現できる。一方海面での風の応力の異常を与えると海洋大循環モデルは観測されるような海面水温異常を再現できている。しかし、エル・ニーニョを予報するには大気大循環モデルと海洋大循環モデルとを結合した気候モデルの中でエル・ニーニョのような現象がうまく再現できなければならない。これは気候モデルの中で大気と海洋の相互作用がうまくモデル化できているかどうかのチェックにもなる。

気象研究所では大気大循環モデルと太平洋循環モデルとを結合させたモデルを30年間積分を行った。およそ8年間でモデルが準平衡状態に達した後、モデルの中にエル・ニーニョらしき現象が現れてくる。現実的な気候モデルによるエル・ニーニョの再現はこれが世界で初めてである。赤道域の海洋観測は現在なお少なく、エル・ニーニョの全貌は観測からはまだ解明されていない。したがって、モデル結果からエル・ニーニョらしきものの全体像を明確にすることにより、現実の現象の解明を助けることも可能である。

図-7 はモデルの解析結果の一部である。左が赤

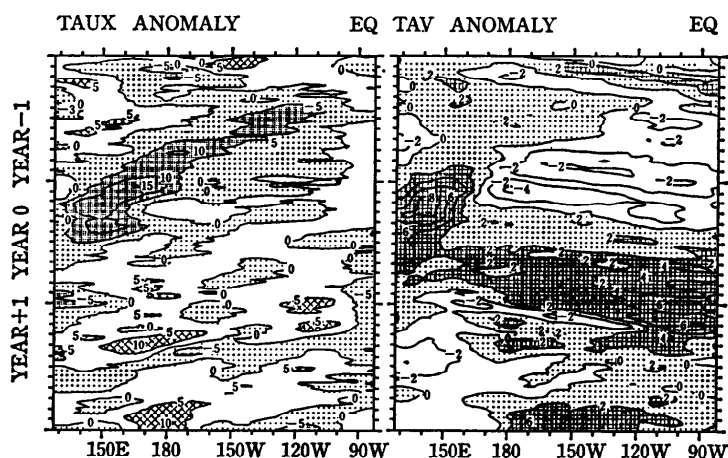


図-7 気象研究所大気・太平洋結合モデルによって得られたエル・ニーニョに似た現象の合成図。左は赤道での風応力の東西成分(単位は 0.01 dyne/cm^2)、右は赤道での表層300mの平均水温(単位は 0.1°C)、それぞれの偏差の時間発展。横軸は経度、縦軸は時間。右図でみるとYear 0の夏から次の冬にかけて東太平洋域に正偏差(エル・ニーニョ)が広がっている。左図で見ると、それに先行して東風応力偏差が西進している。

海面での東向きの風の応力異常の東西時間断面図で、右が同じく赤道での海洋表層 300 m の層の熱エネルギー異常を示す。赤道太平洋中央部で東風応力が1月以上にわたり強まり、それを期に海洋中に波動が形成されて西進し、海面水温異常が赤道西部太平洋に形成され、大気と相互作用をしながら今度は赤道太平洋上を西から東に進む。

上で紹介したような特徴は現実のエル・ニーニョと矛盾しない。このことから現在の気候モデルは大気と海洋の相互作用について一定の性能をもつと考えてよいと思われる。このようなモデル結果を手掛かりに観測による実態解明、現象の予測技術が進展するであろう。

5. 将来の発展

気象の分野では電子計算機のおかげで学問も進歩し、同時に予報技術も進歩してきた。世界的にみて常にその時代の最高速の計算機を使ってきたし、常にさらに高速の計算機の登場を待ち続けてきている。現在でもその事情は基本的に変わっていない。現在は地球温暖化問題が政治問題化したために気候変化予測精度を緊急に上げる必要があり、より高速の計算機の登場はこれまで以上に待たれているともいえる。これらの事情について述べてみよう。

ここでは述べなかったが短期予報用のモデル解像度は現在約 100 km にまできている。しかし集中豪雨・豪雪などの集中化した現象の予報精度を向上させるにはさらに空間解像度をあげたいという希望がある。10 倍速い計算機が使えれば解像度は2倍にできる。1000 倍速い計算機 (1 TFLOPS 程度) が使えれば 10 倍、すなわち空間解像度をおよそ 10 km にまであげることが可能である。その場合モデルの中の物理過程のパラメタ化に対する再検討が必要だし、初期値を作るための観測体制、データの伝達手段などの検討も必要であるが、短期予報は計算機環境さえ整えば勢いとしてその程度のモデルにまでいく可能性が強い。

温室効果気体増加による気候変化予測の場合、一つの実験は 100 年から 200 年のオーダーで行うことになる。実験に用いる気候モデルは大気・海洋大循環結合モデルであり、海洋モデルの水平解像度はいくつかの理由で数 10 km である必要がある。大気のほうは海洋モデルほどの細かさは当

面必要ではないが、200 km あるいはそれ以上の解像度は欲しい。この規模の実験を昼夜休むことなく計算し続けて4カ月程度で終えるためには、10 GFLOPS 以上の計算機を占有することが必要である。

大気モデルでも気候モデルでも物理過程のパラメタ化の部分はベクトル化処理で高速化するよりも並列処理で高速化するのに適した部分である。したがって数台の CPU を並列化したスーパーコンピュータはモデルを効率処理するのに適しているといえる。現在すでに 10 GFLOPS 以上の性能をもつ並列型の計算機 (スーパーコンピュータ) は存在しており、あとは実際にそのような計算機が使用できる計算機環境の整備が問題といえる。

環境整備の際計算機の値段が重要になる。現在のスーパーコンピュータの値段は1研究機関の予算の中では非常に大きなウェイトを占めてしまう。経済性の点から考えると、より安価でスーパーコンピュータに匹敵するスーパーミニコンピュータの開発に大きな関心もたれる。スーパーミニコンピュータの場合 1000 台程度の CPU (セル) を並列化して速度をあげようというものであり、メモリも各セルに分散される形になる。そういう計算機を使う場合は大気モデル自身の設計もこれまでの低並列機の場合と違い、それに適合するような形に変更する必要が生じよう。大気モデルは空間格子点にそれぞれ一つのセルが対応すれば、近傍のセル間での情報交換だけで時間積分ができてしまうタイプのモデルである。そういう意味で、本質的に高並列計算機に適合しているともいえる。現在ベクトル処理機では効率的なスペクトル法も、高並列計算機では実空間とスペクトル空間の変換が必ずしも効率処理が行えず、再び格子点法のモデルにシフトしてくることも十分考えられる。

計算速度の話が先行したが、モデル自身も今後いろいろな方向に発展することは間違いない。その中で一つの方法はモデルの精密化である。現在比較的簡単に扱っている地表面の部分、特に植物圏や地面の水収支の取り扱いは今後大幅に高度化するだろうし、気候のフィードバックに重要な役割を果たす雲の取り扱いも精密を極めたものとなる。モデルは大気中の微粒子 (エアロゾル) も扱うようになり、温室効果気体のみでなく人間活動にともなう大気汚染、酸性雨の動向に関する研

究も気候モデルで行うときがまもなくやってくる
ことだろう。その段階ではモデルはもはや気候モ
デルというよりは「地球モデル」あるいは「地球
環境モデル」というべきかも知れない。モデルの
中で取り扱う物理過程の精密化はどんどん進み、
モデルの物理過程の部分はますます巨大化し、よ
り高性能の高速計算機を必要とし続けると思わ
れる。

参 考 文 献

- 1) Arakawa, A. and Lamb, V.L.: Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model, General Circulation Models of the Atmosphere (Chang, J., ed.), Methods in Computational Physics, Vol. 17, pp. 174-264, Academic Press, New York (1977).
- 2) Burke, W., McAvaney, Puri, K. and Thurling, R.: Global Modeling of Atmospheric Flow by Spectral Methods, General Circulation Models of the Atmosphere (Chang, J., ed.), Methods in Computational Physics, Vol. 17, pp. 268-323, Academic Press, New York (1977).
- 3) Chang, J. (ed.): General Circulation Models of the Atmosphere, Methods in Computational Physics, Vol. 17, p. 337, Academic Press, New York (1977).
- 4) 岸保勲三郎, 田中正之, 時岡達志: 大気科学講座 4, p. 256, 東京大学出版会 (1982).
- 5) Houghton, J. T., Jenkins, G. J. and Ephraums, J. J. (eds.): Climate Change, the IPCC Scientific Assessment, p. 365, Cambridge Univ. Press, Cambridge (1990).
- 6) Robert, A. J., Henderson, J. and Turnbull, C.: An Implicit Time Integration Scheme for Baroclinic Models of the Atmosphere, Mon. Wea. Rev., 100, pp. 329-335 (1972).
- 7) Tatsumi, Y.: An Economical Explicit Time Integration Scheme for a Primitive Model, J. Meteorol. Soc. Japan, 61, pp. 269-287 (1983).
- 8) 時岡達志, 山崎孝治, 谷貝 勇, 鬼頭昭雄: 気象研究所大気大循環モデル-I (MRI・GCM-I), 気象研究所技術報告, No. 13, p. 249, 気象研究所 (1984).
- 9) 時岡達志, 遠藤昌宏, 長井嗣信, 北村佳昭: 大気・海洋結合モデルでの赤道域海面水温形成の解析, 1990年度秋季大会講演予稿集, 58, 日本気象学会 (1990).

(平成3年3月1日受付)



時岡 達志

1945年生。1967年東京大学理学部物理学地球物理課程卒業。理学博士。現在気象研究所気候研究部室長。大気大循環、気候の数値モデルの開発・研究に従事。大気科学講座4「大気の大循環」(東京大学出版会)共著。「教養の気象学」(朝倉書店)共著。日本気象学会、米国気象学会各会員。

