

グロースベッター

第 18 卷 第 1 号

気象研究所大気大循環モデルについて	時 岡 達 志 山 崎 孝 治 谷 貝 勇	 1
戦中，戦後の長期予報回想	檜 山 国 雄 相 楽 正 俊	 40
L . F . 余 談	高 橋 浩一郎 八重樫 佐 平	 54

1 9 8 0 年 1 月

L. F. グ ル ー プ

気象研究所大気大循環モデルについて

時 岡 達 志
山 崎 孝 治
谷 具 勇

内 容

1. 序 説
2. モデルの概説
3. 垂直差分モデル
4. 水平差分モデル，時間積分法
5. 放射モデル
6. オゾン光化学反応
7. 大気境界層モデル
8. 積雲対流モデル
9. 地表面の熱収支と水文学
10. 大規模降雨と内部対流調節
11. これからの計画

文 献

気象研究所大気大循環モデルについて

時岡達志, 山崎孝治, 谷貝 勇

1. 序 説

現在気象研究所では筑波移転を目前にひかえ、大気大循環モデル作りを急いでいる。対流圏を対象にしたモデルのテストランを終了し、現在は成層圏まで含んだモデル作りを行なっている所である。

これまでに我が国でも既に何人かの人によって大循環モデルの数値実験がなされている。しかしそれらのモデルは、大循環モデルで特に重要となるエネルギーのソース・シンクの取り扱い方の点では熱源をデータとして与えたり、非常に簡単化がなされている。それらの点を改め、現実の大気中でおきている物理過程に近い形で大気大循環を再現できるモデルを目指して、モデル作りが進められている。

大気大循環を研究し理解を深めていく上で、又、大気大循環と密接に結びついている長期予報や気候変動の諸問題を考えていく上で、大気大循環の数値モデルは重要な意味を持っている。我々は地球大気を用いて大気大循環の実験を行なう事はできない。たとえそれが許されたとしても、ヒマラヤを取り去ったり、海を陸地にしてしまう事はできない。では大気に替わる室内実験モデルがあるかと言うと、それらは大気中におこる限られた現象を限られた形でしか再現できない。そういう制約を逆に生かした実験はこれまでに数多くなされてきており、大気大循環の理解に貢献してきているが、量的な議論や、詳細にわたる実験と観測の比較となると使いものにならなくなる。又、大気大循環を支配している物理法則は、移流項に代表されるような非線型性をもっているために、数値計算によらないで解析的に大循環の様子を解として求めることは極めて困難である。

大気大循環の数値モデル作りと、そしてそれを用いた数値実験は、以上のようなわけで、現在では大気大循環の研究の中で極めて重要な部分を占めている。最近では大気大循環モデルを用いて気候変動に関する研究も行なわれだしてきている現状である。従ってモデルも色々なものが作られてきている。一つの方法は、三次元大気大循環モデルを更に精密化し、経験則に依存する部分を少なくして行き、大気中におこる大規模現象を、モデルでより忠実に再現出来るようにしようとするものである。もう一つの方法は、逆に研究目的に合わせて不必要と思われる所は簡単化した身軽なモデル作りを目指すものである。

現在までに既に数多くのモデル研究がなされている。種々の変化に富んだモデルが提出されているが、それらの中で中心的な役割を果たすものと言うと、やはり三次元の大循環モデルと言う事になろう。良い三次元大循環モデルがあり、良い観測データがあって、はじめて、良い身軽なモデルも作れると言うことになるからである。

気象研究所では三次元の大気大循環モデル作りを経常研究のテーマに掲げてから7年目をむかえている。色々な事情でモデル作りが進展しなかったが、筑波移転時期の延期にともなって大型計算機が使用できる見通しが立たなかったことは、その理由の一つにあげられよう。いよいよ半年後には筑波での大型計算機運用が開始されることになっている現時点で、本誌の編集委員の方から気象研究所の大気大循環モデルの事について何か書かないかというお誘いがあった。現時点では、もちろん最初に述べたようにモデルは開発の途上にあるわけであるが、そういう段階に我々がどのようなモデルを作ろうとしているのか、またそれを用いてどのような研究を行なおうとしているのかを知ってもらうのには良い機会であると考え、本稿を書くことをお引き受けすることにした。我々としては、これを読まれた方々から、色々な御意見を聞かせていただけるのではないかとすることを期待している。

2. モデルの概要

三次元大気大循環の数値モデル作りが始まって以来二十数年が経ち、モデル作りの点で貴重な研究が集積されている。従って我々のモデル作りは全くの零からの出発ではなく、そういった集積を出発点にして開始している。

2.1 モデルの構成

モデル作りは大きく2つに分ける事ができよう。一つは断熱過程のモデル作りであり、他の一つは非断熱過程のモデル作りである。断熱過程の数値モデル作りの課題は何と言っても風によって物が流される移流過程を長時間に亘って数值的に再現出来ることである。このためにはCourant, Friedrichs and Lewy (1928) (以下CFLと略す)の線型安定基準をみたすだけでなく, Phillips (1959)によって発見された非線型不安定を克服しなければならない。そのための一つの有効な解決法は、相関量まできちんと長時間積分できるような数値計算方法を見つける事であった。Arakawa (1966)は二次元流に対して、初めてそのようなスキームがある事を見つけた。この方式はUCLAの大循環モデル(Arakawa, 1972; Arakawa and Mintz, 1974; Arakawa and Lamb, 1977)に生かされている。UCLAモデルは断熱部分に関して、後でみるようにこの他の点でも注意深く設計されたモデルで、研究所のモデルの断熱部分はほぼ全面的にUCLAモデルを採用している。大規模運動では静力学平衡が良く成り立っており、このために断熱部分の数値モデル化は垂直方向と水平方向に分けて取り扱える。それらのモデルに関する詳しいことは、それぞれ第3節、第4節で述べる。

非断熱過程のモデル化は物理過程のモデル化とも言われている。これに関してもUCLAモデルを出発点に採用している。現在の所若干の改良を行なっているが、本質的な変更はまだなされていない。モデルに組み込まれている物理過程を模式的に示したのが第1図である。

物理過程の中でまず必要なのは放射モデルである。これは太陽からの短波放射(太陽放射)、地

球及び地球大気からの長波放射（地球放射）によって決まる放射による熱源分布を与えるものである。放射モデルの説明は第5節で述べる。

成層圏の温度構造を維持していく上で重要なのがオゾンの光化学反応による加熱である。このオゾンの生成消滅を計算するモデルについては第6節で述べる。地球大気上端に到達する短波放射量の内の約5割は地表面で吸収される。その吸収されたエネルギーは地表面からの長波放射の他に潜熱、顕熱として大気中に移って行く。このような地表面と大気間のエネルギー交換や、更に角運動量交換の上で重要になってくるのが大気境界層である。この部分については第7節で述べる。積雲対流はエネルギーの垂直輸送という点では大気境界層と同様な働きをしているが、水平面内でみて積雲の占める面積は非常に小さい。あたかも大気境界層から自由大気中に伸びたエネルギー輸送パイプのようである。こうした積雲対流の働きのモデル化については第8節で述べる。大気境界層の中で生ずるエネルギー輸送量は地表面の状態が分らなければ決定できない。そのために地表・水文モデルが必要となる。この部分については第9節で述べる。

これらの他に大規模運動に伴って大気が飽和し雨が降る。この点に関した取り扱いについては第10節で述べる。

2.2 座 標 系

座標系としては球面座標系を用いる。球面に沿う方向に関してはそれでよいが、垂直方向に関しては第2図に示すようなσ座標を用いる。

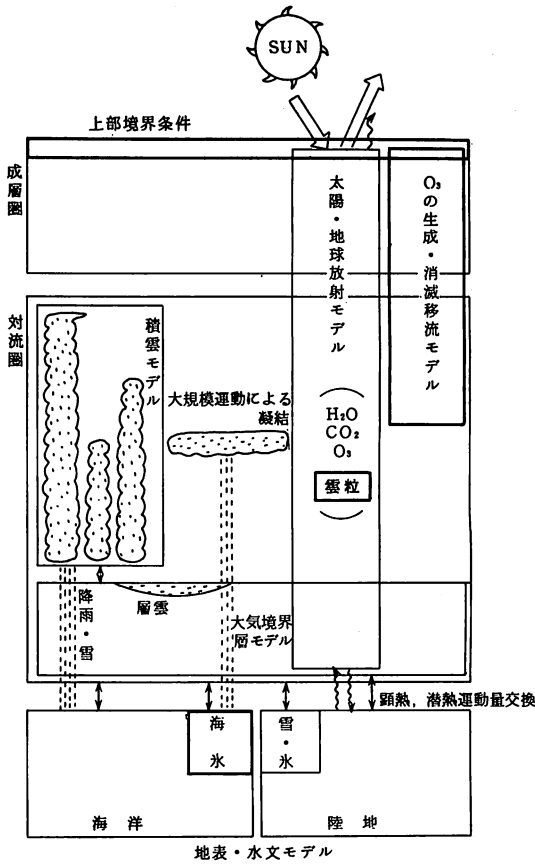
このσは

$$\sigma = (p - p_I) / \pi \tag{2.1}$$

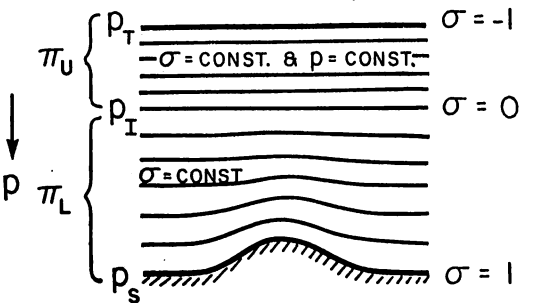
但し

$$\pi = \begin{cases} \pi_U = p_I - p_T & \text{for } p_I > p \geq p_T \\ \pi_L = p_s - p_I & \text{for } p_s \geq p \geq p_I \end{cases}$$

で定義される。psは地表面気圧、pTはモデル上



第1図 気象研究所大気大循環モデル(MRI・GCM)に組み込まれている物理過程の模式図。



第2図 モデルの垂直方向の座標系

端の気圧, p_i は最高の山の高さよりも高いある適当な気圧である。現在の成層圏まで含んだ大気大循環モデルでは $p_T = 1\text{mb}$, $p_i = 100\text{mb}$ とえらんでいる。この座標系では地表面が $\sigma = 1$, 上端が $\sigma = -1$, $p = p_i$ が $\sigma = 0$ となる。気圧が p_i と p_T の間では π_σ は一定なので普通の p 座標系と本質的に同じである。 $p = p_i$ のレベルより下の部分では等 σ 面は地形を反映するようになっている。 $\sigma = 1$ の面は material surface であるので, この面での運動学的境界条件は $\dot{\sigma} = 0$ で与えられる。 $\sigma = -1$ の面では実際の大気中ではこの面を通して空気の出入りはあるが, 大気の質量をモデルでうまく保存させる必要上からそこでも $\dot{\sigma} = 0$ の境界条件を用いる。こうする事によって下から伝わってきた波動がにせの反射をひき起こしてしまうが, これに関する処置については第3節の所でふれる。

2.3 基本方程式

大気大循環モデルで用いる基本方程式は水平方向の運動方程式, 静力学平衡の式, 熱力学第一法則, 連続の式, 状態方程式それに水蒸気及びオゾンの保存の式である。これらは σ 系では次のように書き表わせる。

$$\pi \frac{d\mathbf{V}}{dt} + f \mathbf{K} \times \pi \mathbf{V} + \nabla_\sigma (\pi \Phi) - \frac{\partial(\Phi \sigma)}{\partial \sigma} \nabla \pi = \pi \mathbf{F}, \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial(\Phi \sigma)}{\partial \sigma} = -(\pi \sigma \alpha - \Phi), \quad (2.3)$$

$$\pi \frac{d}{dt} c_p T = \pi (w \alpha + Q), \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \nabla_\sigma \cdot (\pi \mathbf{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (\pi \dot{\sigma}) = 0, \quad (2.5)$$

$$p \alpha = RT, \quad (2.6)$$

$$\frac{dq}{dt} = -C + E, \quad (2.7)$$

$$\frac{dO_s}{dt} = S, \quad (2.8)$$

但し

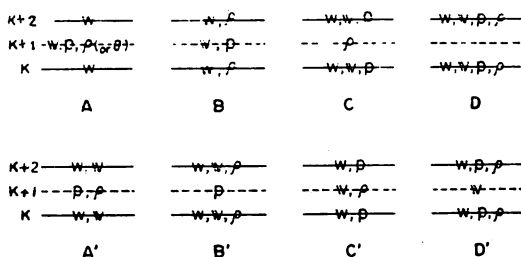
$$\frac{d}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t} \right)_\sigma + \mathbf{V} \cdot \nabla_\sigma + \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma},$$

$$w = \pi \dot{\sigma} + \sigma \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \right) \pi$$

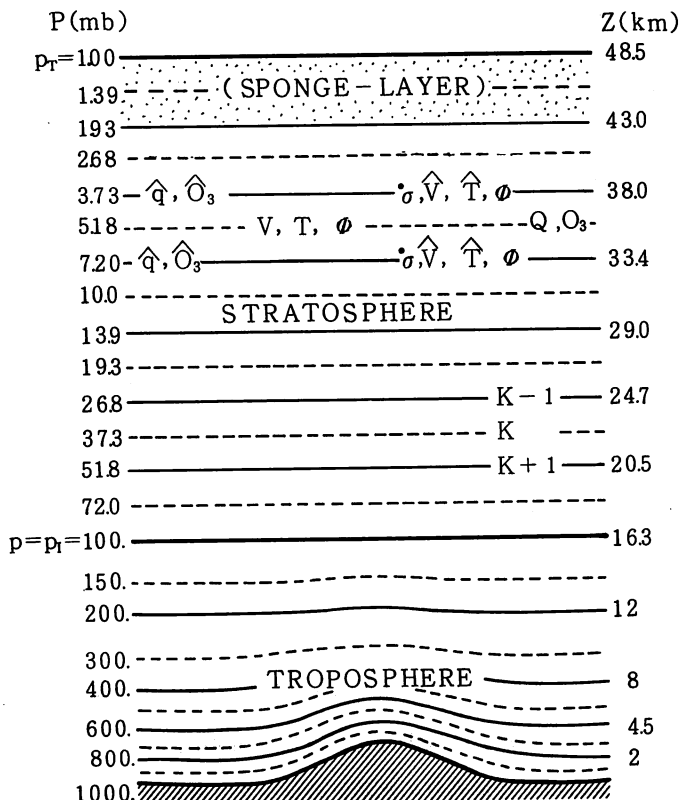
$\mathbf{V}$ は水平方向の風ベクトル, $\mathbf{K}$ は垂直方向の単位ベクトル, Φ はジオポテンシャル, $\mathbf{F}$ は摩擦力, α は比容, T は気温, c_p は定圧比熱, Q は単位質量当りの加熱率, R は空気的气体常数, q は水蒸気の混合比, C は乾燥空気単位質量当りの水蒸気のシンク (凝結), E は同じくソース (蒸発), O_3 はオゾンの混合比, S は乾燥空気単位質量当りのオゾンのソースである。

3.1 変数の配置，層のとり方

内部波は水平方向ばかりでなく垂直方向にも伝播する。特に成層圏の循環を議論する時は波動の垂直伝播に伴う物理量の輸送が重要になってくる。こういう点を考慮するならば、波動の分散関係をうまく表現出来るような変数の配置である事が望まれる。Tokioaka (1978) は第3図に示される8つの場合を検討した結果、分



第3図 垂直方向の各層への物理量の配置法。
 V は水平風, W は垂直風, P は気圧 (P 系ではジオポテンシャル), ρ は密度



第4図 MRI・GCMでの層のとり方，および物理量の配置，△をつけた量は内挿値である事を示す。

散関係、差分誤差モードの点から言ってscheme C'が最も良い事を示した。

この結果に基づいて、気象研究所の大気大循環をモデル（以下MRI・GCM と略す）では垂直方向にはscheme C'に基づいて、第4図のように変数を配置している。以下の話では $\mathbf{V}$ と T を定義した層を K 、その層の上下の σ と Φ を定義した層をそれぞれ $K-1$ 、 $K+1$ と記すことにする。

次に、一体どのように層の位置を決めるかという事である。直観的に考えて、大体等間隔に選べば良いと考えるだろう。対流圏の場合、気圧で等間隔にとっても高度で等間隔にとってもあまり差はない。しかし成層圏の場合どのようにしたらよいかは必ずしも自明ではない。この点に関して Tokioka (1978) は大気を等温大気とみなした場合について検討した結果、内部波を最もうまく表現するには $\ln p$ に関して等間隔になるようにえらべばよい事を示した。そこでMRI・GCMでは、 $p_T < p < p_I$ の領域では第4図に示すように $\ln p$ に関して等間隔になるように層の位置を決めている。当面の間は第4図に示した12層のモデルを用いていく予定である。

3.2 保存則に重点をおいた差分法

垂直差分で問題となる点が2つある。一つは垂直移流項の取り扱い方である。もう一つは運動エネルギー生成項（あるいは全エネルギー保存）に関する部分である。後者では静力学平衡をどのように表現するかという事が問題になってくる。

まず垂直移流項の表現であるが、質量保存の式は差分でもきちんと保存するように

$$\frac{\partial \pi_K}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot (\pi_K \mathbf{V}_K) + \frac{1}{\Delta \sigma_K} [(\pi \dot{\sigma})_{K+1} - (\pi \dot{\sigma})_{K-1}] = 0 \quad (3.1)$$

とする。任意の変数 A に関しても A が移流過程で保存するように

$$\frac{\partial}{\partial t} (\pi_K A_K) + \mathbf{V} \cdot (\pi_K \mathbf{V}_K A_K) + \frac{1}{\Delta \sigma_K} [(\pi \dot{\sigma})_{K+1} A_{K+1} - (\pi \dot{\sigma})_{K-1} A_{K-1}] \quad (3.2)$$

と表わす。問題はどのように内挿値 $\hat{A}$ を決めるかということである。Arakawa (1972)は A の任意の関数を $F(A)$ とした時、 $\hat{A}$ を

$$\hat{A}_{K+1} = \frac{(F'_{K+2} A_{K+2} - F_{K+2}) - (F'_K A_K - F_K)}{F'_{K+2} - F'_K} \quad (3.3)$$

と定めると、 A の他に $F(A)$ も保存される事を示している。但し F' は dF/dA を示す。運動方程式の場合は運動量の他に運動エネルギーも保存させたいので $F(A) = A^2$ とする。この時

$$\mathbf{V}_{K+1} = \frac{1}{2} (\mathbf{V}_K + \mathbf{V}_{K+2}) \quad (3.4)$$

が得られる。熱力学の第一法則ではポテンシャルエンタルピー $c_p \theta$ (θ は温位)の他にポテンシャルエントロピー $c_p \ln \theta$ も保存されるように $F(A) = \ln A$ とする。この時

$$\hat{\theta}_{K+1} = \frac{\ln \theta_K - \ln \theta_{K+2}}{\frac{1}{\theta_{K+2}} - \frac{1}{\theta_K}} \quad (3.5)$$

が得られる。このような内挿値がモデルで用いられている。

全エネルギーの保存を考えるにはまず気圧傾度力の差分形が問題になる。その形は

$$\nabla(\pi_K \Phi) - \frac{1}{\Delta \sigma_K} (\Phi_{K+1} \sigma_{K+1} - \Phi_{K-1} \sigma_{K-1}) \nabla \pi_K \quad (3.6)$$

とする。任意の気柱の循環は地表面が傾いている時以外は気圧傾度力からの加速は受けないが、上の差分形はその点を満たしているので採用されている (Arakawa, 1972)。これから運動エネルギー生成項が導ける。この生成項の中の変換項 ($-\omega\alpha$) に当たる差分表現が、熱力学第一法則の方から決まる変換項の差分表現と一致すれば、全エネルギーは差分形でも保存されることになる。この全エネルギー保存の要求は結局以下の式に帰着する。

$$c_p T_K \frac{\partial \ln p_K}{\partial \pi_K} = (\sigma\alpha)_K \quad (3.7)$$

$$c_p (\hat{T}_{K+1} - p_K \hat{\theta}_{K+1}) = \hat{\Phi}_K - \Phi_{K+1} \quad (3.8)$$

$$c_p (p_K \hat{\theta}_{K-1} - \hat{T}_{K-1}) = \Phi_{K-1} - \hat{\Phi}_K \quad (3.9)$$

但し p_K は温位 θ_K の定義にあらわれる気圧ファクター ($p_K = T_K / \theta_K$) である。(3.7) 式は K/K_1 の所でのみ必要になる。これらの式は静力学平衡を記述する式に他ならない。そしてこれらの式の精度は p_K の選び方に関係している。MRI・GCMでは Tokioka (1978) の結果に基づき、 K/K_1 の領域では

$$p_K = (p_K^* / p_0)^{1/a}, \quad (3.10)$$

但し

$$(p_K^*)^a = \frac{1}{1+a} \cdot \frac{p_{K+1}^{a+1}}{p_{K+1}} \frac{p_{K-1}^{a-1}}{p_{K-1}}$$

を用いている。この p_K は、大気が多方大気であり、その多方大気の指数が a の時に正確な thickness を与えるものになっている

3.3 上部境界条件の取り扱い方

モデルでは $p = p_T$ の所で運動学的条件 $\dot{\sigma} = 0$ を課している。これは $p = p_T$ のレベルを通して上下方向の空気の出入りを禁じたことになり、このためにエネルギーの上方伝播がさまたげられて、にせの反射がおきる。それでは $p = p_T$ をやめて $p = 0$ で $\dot{\sigma} = 0$ とすれば全て解決されるかということそうはならない。その場合、モデル最上層の厚さは Z 座標系でみれば非常に厚くなっており、その厚い層の中でおきている (上下方向の) サブグリッドスケールの現象をモデルにとり入れないならば、やはりエネルギーの反射はおきてしまう。

下から伝播してきた波が人工的な境界条件によって反射されるのを防ぐには、波のエネルギーを吸収するような層を作ればよいであろう。しかし吸収のさせ方は波のモードに応じて大きく変えないといけなことが示される。又、どの様に吸収させるかも注意を要する。運動方程式の中で Rayleigh friction のような形でエネルギーを吸収させようとすると波の水平構造が変化してしまうので、熱力学第一法則の式の方に Newtonian cooling の形で入れるのが良い事が分る。このような考察の下に、スポンジ層というモデルを作り (Tokioka and Arakawa, 1980; Arakawa

and Mintz, 1974), モデルの最上層に組み込んでいる。

スポンジモデルでは各緯度圏に沿って東西方向の擾乱を波数分解し、各波数に対して波の構造を考慮して波の反射が生じないように Newtonian cooling rate を求めるようになっている。この Newtonian cooling rate は複素数であるのが特徴で、波を減衰させると同時に垂直波長も変える働きを持っている。一般に各波数の擾乱はロスビー波や重力波が重なったものである。しかしこのスポンジモデルが有効であるのは、各波数で単一のモードが卓越している時である。このような制約のない新しい方法の開発が望まれるが、この種の問題ではモードに応じた取り扱いを回避する方法はおそらくないであろうと思われる。

4. 水平差分モデル，時間積分法

4.1 変数の配置，グリッドのとり方

球面上のグリッドに変数をどの様に配置したらよいだろうか。この配置のさせ方は内部重力波の球面上での分散の仕方と密接に関係している。第5

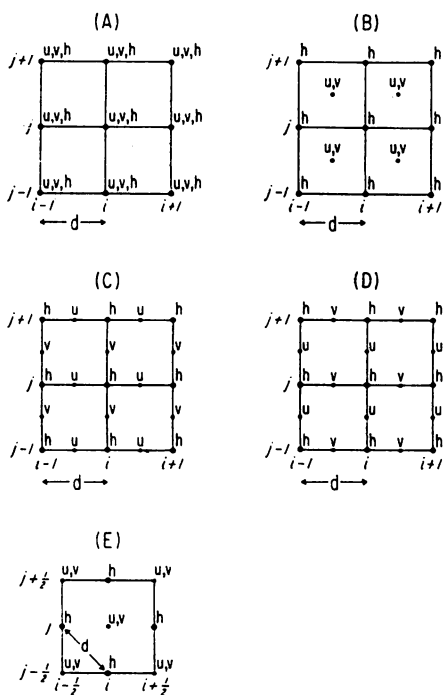
図に示した5つの場合について分散特性を検討した結果、現実的な大気を考える限り scheme C が最も良い事が示されている (Arakawa and Mintz, 1974)。そこで MRI・GCM でも scheme C を用いている。

球面上のグリッドのとり方であるが、緯度線、経度線に沿って経度幅 $\Delta\lambda$ 、緯度幅 $\Delta\varphi$ が一定になるようなグリッドを用いている。このようにとっておくと球面上でいろいろな物理量を保存する差分モデルを作るのが割合容易である。しかし反面極の近傍では東西のグリッド間隔が狭くなるので CFL の線型安定基準をみたすには時間間隔 Δt は極付近では小さな値を採らなければならない。Arakawa (1972) はそれを回避する方法を考案しているが、それについては 4.3 で述べる。

当面の間、研究所では $\Delta\lambda = 5^\circ$ 、 $\Delta\varphi = 4^\circ$ でモデルを動かして行く予定である。

4.2 保存スキーム

前にも少し触れたことであるが、水平移流項の差分表現をいい加減にしておくと、非線型不安定がおきてしまう。グリッドモデルでは、モデルで記述し得る最小スケールが存在している。その最小スケールより更に小さい方に物理量が流れようとしても、モデルではモデルで記述しうる別のス



第5図 水平方向のグリッドへの物理量の配置法。U, V は水平風, h はジオポテンシャルに対応する量。

ケールの波に“にせの輸送”をする。これが非線型不安定をひき起こす原因である。

この点を防ぐためにArakawa (1966) は二次元の非発散流に対してエネルギーばかりでなくエンストロフィー（渦度の二乗の半分）も保存する差分法をみい出した。エンストロフィーはエネルギーに比べて空間微分が2回多い量である。こういう量が差分形でもきちんと保存されていると、小さいスケールの波の振幅は勝手に大きくなれなくなる。このために非線型不安定が防げるということである。

Arakawa は更にこの差分法に基づいてプリミティブ方程式の場合の移流項の差分表現法を導いている (Arakawa and Mintz, 1974 又は Arakawa and Lamb, 1977)。MRI・GCM ではこの差分表現を用いている。その差分形の詳細については原論文を参照していただく事にし、こゝでは省略する。

4.3 極付近での取り扱い

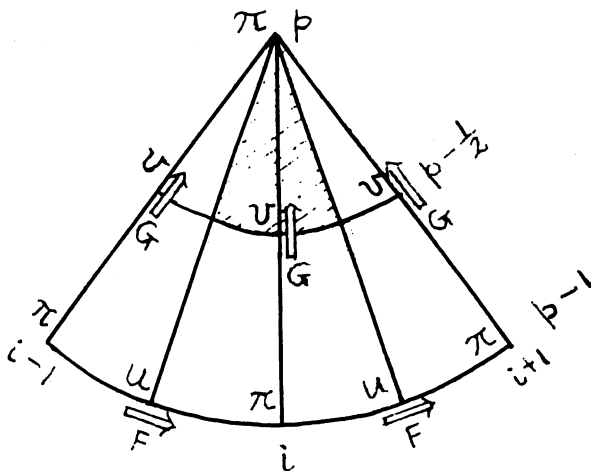
極に関する問題は2つある。一つは極座標を用いる時極は特別な点になっている事から発生する。スカラー量は極でも問題なく定義できるが、ベクトル量である風はうまく定義できない。そこで運動方程式の移流項の取り扱いを別に考慮する必要がある。他の問題は東西グリッド間隔のせばまりに対応して、CFLの線型安定基準を犯さないような工夫をしなければならない点である。

モデルでは極の点では気圧、温度、水蒸気量、オゾン量等のスカラー量が定義されている。極から半グリッドずれた所に南北風 v を定義している。その様子は第6図に示す。MRI・GCMではArakawa and Mintz(1974)に述べてある差分表現をそのまま採用して極付近の風の積分を行なっている。

CFLの線型安定基準をみたすには、プリミティブモデルで一番速く伝わる重力波を安定に時間積分する方法を考えれば良い。Arakawa (1972) は東西方向の気圧傾度力をうまく平滑化することにより、重力波の伝播速度を遅らせてやる事ができ、極付近でも時間積分の困難を回避できることを示している。この平滑化は数値積分上では計算時間を要する所で、出来るだけ効率よく平滑化の演算を行なうように工夫している。

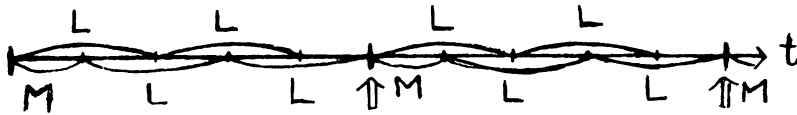
4.4 時間積分法

時間積分は第7図に示したやり方で行なっている。この図でLと書いてあるのはleapfrogスキ-



第6図 極近傍の物理量の配置

より、重力波の伝播速度を遅らせてやる事ができ、極付近でも時間積分の困難を回避できることを示している。この平滑化は数値積分上では計算時間を要する所で、出来るだけ効率よく平滑化の演算を行なうように工夫している。



第7図 時間積分法 Lはleapfrog, MはMatsunoスキーム。

ム, MはMatsuno スキームの事である。又, 矢印はその時点で非断熱項（第5節～第10節参照）の計算を実行する事を示している。

現在の所水平グリッドの大きさに対応して Δt として6分を用いている。従って30分毎に非断熱項を計算している。

4.5 コメント

以前は大気大循環の移流の計算は殆ど全て差分法でやられていた。スペクトル法もあったが、モードを増やすと計算量が非常に増加するので大気大循環モデルには例外的にしか用いられなかった。しかしスペクトル法では空間微分は全て正確に演算されるのでCFLの安定規準は気にする必要はない。更に良い点としては、極付近の積分でグリッドモデルが遭遇するようなわずらわしさが無いことが挙げられる。反面、空間的にみて局所的な現象、たとえば強いフロントの表現とか、孤立した小さな山岳の表現を考えると、同じ自由度ならばグリッドの方がうまく記述できる。全て良い点ばかりではないが、このスペクトル法はFFT (fast Fourier transform) の開発と、その他の数値計算上の発展により、モードを増やしてもスペクトル法で十分速く数値時間積分が行なえるようになった。 Δt が大きくとれることからスペクトル法の方がむしろ時間の節約になる事が指適されている。MRI・GCMでは現在の所差分法による移流モデルを用いており、当分はこのモデルを用いて行くことにしているが、将来はこの部分をスペクトル法によるモデルに置き換える事も考えている。

5. 放射モデル

5.1 大循環における後射の役割

地球に入射してくる太陽光は、吸収、散乱、反射の過程を通して、大気、海洋、地表を加熱し、大気・海洋の運動を引き起こす。入射した太陽光の紫外部分は光化学反応（第6節）によってオゾン生成し、主に低緯度上層で造られたオゾンは大気の運動によって高緯度地方へ運ばれる。オゾンは紫外線領域に強い吸収帯を持っているので、日射を吸収して100mbより上層に大きな安定度をもった成層圏を形成する。数値シミュレーションにおいて圏界面高度は、オゾン、水蒸気、炭酸ガスの鉛直分布を与えた放射対流平衡モデルではほぼ再現される。

一方、対流圏に入ってきた日射は、雲、水蒸気、炭酸ガスで散乱、吸収されるが、全日射の51%は地表あるいは海面で吸収され、このエネルギーは潜熱、顕熱の形で大気を加熱して大気に運動を

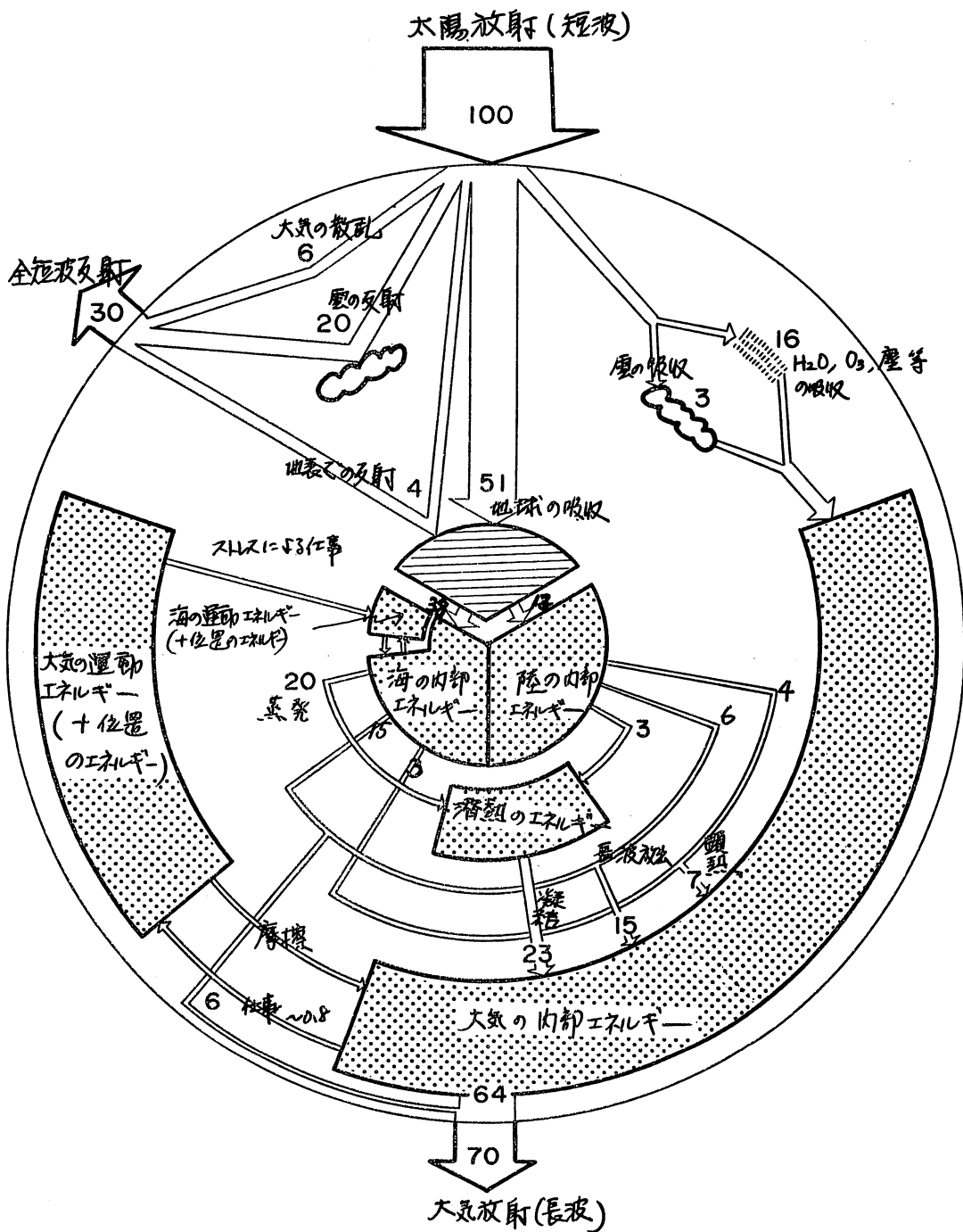
引きおこす。帯状平均有効位置エネルギーに対する放射による直接的効果は対流圏ではわずかなが、成層圏では冬の極地方を除いて減少させる。すなわち、冷たい熱帯成層圏を加熱し、暖かい中・高緯度の成層圏を冷却することで有効位置エネルギーを消費する。そして日射のエネルギーは、最終的には地球放射の形で大気圏外へ放射されて地球を熱的な平衡状態に保つ。

大循環モデルを動かす時には放射に関していくつかの重要な正負のフィードバック機構がある。最も影響の大きいものとしては雲による効果で、雲は太陽光を反射して地表に到達する日射量を減少させる。逆に、赤外放射に対しては雲粒および水蒸気は温室効果を持ち地表を加熱する。地表におけるアルベドの変化も重要で、特に冰雪によるアルベドの変化は気温変化を増幅させ、数値シミュレーションによると、冰雪の面積が一定限度を越えると寒冷化が一方向的に進んで地球は冰雪でおおわれる。植生、土壌水によるアルベドの変化も局地気象に影響が大きく、植生破壊によるアルベドの増大は砂漠化の進行に重要な役割をはたしている。炭酸ガスによる温室効果も人工的な炭酸ガス生成の増加に関連して注目されている。エロゾルの効果は人工的な大気汚染、火山活動に関連して調べられているが、大循環や気候に対する影響では不明な点が多い。気象研で開発している放射モデルは、エロゾルと植生の効果を除いて以上のフィードバック効果を定量的に与える。大循環モデルにおけるこの放射モデルの役割は、大気と地球の状態（気圧、気温、水蒸気、炭酸ガス、オゾン、雲、地表の温度、アルベド、等）、および太陽と地球の間の天文学的な量（距離、高度角、等）が与えられた時に、太陽放射と地球放射による加熱、冷却率の計算にある。次にその方法を解説する。なお、MRI・GCM に組み込まれている放射モデルはKatayama (1972)とSchlesinger (1976)によるモデルに基いていて、Katayama の方法については気研ノート「数値予報上」でも久保田が解説している。

5.2 地球放射の計算

表1は、現在まで主要な大循環モデルに組み込まれている放射モデル、および標準とされている赤外放射伝達のモデルである。放射の計算は鉛直1次元で行なわれるが、これを球面上に配置した3000点以上の格子点で繰り返すために電子計算機の計算時間を節約する必要がある。このためにUCLA, GFDL, NCARで採用されている方式では、水蒸気と炭酸ガスについては山本の放射図から、オゾンについてはElsasserの実験結果から平均の透過関数あるいは平均の吸収関数を求めて、それを解析関数で近似させて使用している。

一方、スペクトルバンドモデルは各振動数帯毎にバンドモデルを使用して透過関数を求めているので精度は良いが、計算時間は多くかかる。この中で、Rodgers and Walshaw の計算方法は赤外放射伝達計算の標準とされてきた方法であり、各振動数帯での透過関数の計算にはGoodyのランダムモデルを使用しており、大気気圧、温度成層の考慮にはCurstis—godson 近似を用いている。Ellingson and Gille のモデルは本質的にRodgers and Walshaw のものと同じ計算方式であるが、個々の線構造を表現できるくらいにバンドモデルの幅を細かくとっており、メタンと一酸化チッソ



第8図 大循環におけるエネルギーの流れの様子 (入射した太陽放射エネルギーを100としている)

第1表 放射モデルの分類

透過関数の計算方式	文 献	大循環モデル	特 徴
放射図で計算 (解析関数)	Katayama (1972), Schlesinger (1976)	UCLA MRI・GCM	層数が少ない場合にも、精度を落とさない工夫をしている。(12層)
	Manabe (1961, 64)	GFDL	カナダのスペクトルモデルでも採用している。(18層)
	Sasamori (1968)	NCAR	最も簡単な定式化をしている。 (6-12層)
	Hogan (未発表) Sommerville,etal (1974)	GISS	オゾンを含まないが、GCMに採用されている放射モデルでは、最も複雑。(9層)
スペクトルバンド モデル	Rodgers and Walshaw (1966)		バンド数H ₂ O (20), CO ₂ (1) Curtis-Godson 近似を使用して、これまで標準とされてきた。 (25層)
	Ellingson and Gille (1978)		バンド数H ₂ O (69), CO ₂ (36), O ₃ (52), CH ₄ (5), NO (3) 計算方式はRodgers and Walshaw と本質的に同じ (99層)

の吸収帯をも計算している。GISS モデルは水蒸気の回転帯についてはランダムモデルを用いているが6.3 μm帯では経験式を使用、炭酸ガスの15 μm帯では標準大気についてline-by-lineの積分を行ない有効炭酸ガス量について線型の補間をして透過関数を計算している。しかし対流圏モデルのためオゾンの効果は無視している。

放射図を用いた計算方法では、各モデルに本質的な差異はないので、ここではMRI・GCMで採用している方式に沿って解説し、後にスペクトルバンドモデルと比較する。

基本仮定と式

赤外放射伝達の式を導く場合の基本仮定としては、

- 1) 大気は、水平方向には均質な平行平板の重なりで表わされる。
- 2) 局所熱力学平衡が成り立つ。
- 3) 大気の外から赤外線の入射はない。(日射の赤外部分を無視)
- 4) 散乱なし。

これらの仮定によって放射伝達の式は、鉛直積分する時の変数に気温Tを用いてフラックス形で表示すると、

$$F_{(z)}^{\uparrow} = \int_0^{\infty} \pi B_{\nu}(T_z) d\nu - \int_0^{\infty} \int_{T_g}^{T_z} \pi \frac{dB_{\nu}(T)}{dT} \tau_f [I_{\nu} \{u(T_z) - u(T)\}] dT \quad (5.1)$$

$$F^{\downarrow}(z) = \int_0^{\infty} \pi B_{\nu}(T_z) d\nu - \int_0^{\infty} \pi B_{\nu}(T_{\infty}) \tau_f(l_{\nu} \{u(T_{\infty}) - u(T_z)\}) d\nu \\ + \int_0^{\infty} d\nu \int_{T_z}^{T_{\infty}} \pi \frac{dB_{\nu}(T)}{dT} \tau_f(l_{\nu} \{u(T) - u(T_z)\}) dT \quad (5.2)$$

ここで $\tau_f(l_{\nu} \{u(T_z) - u(T)\})$ は気温 $T \sim T'$ に対応する高度における平均の透過関数で、吸収物質として、 H_2O 、 CO_2 、 O_3 を考慮する時は、山本の近似を使って各透過関数の積で与える。 T_{∞} は大気トップにおける温度、 l_{ν} は Elsasser の一般化吸収係数、 $u(T_z)$ は地表から高度 z までの吸収物質質量である。

このようにして得られた上下方向の放射フラックスから正味のフラックス

$$F_n(z) = F^{\uparrow}(z) - F^{\downarrow}(z) \quad (5.3)$$

を求めてその発散を計算すれば、各高度における加熱率が得られる。 p 系で表示すると、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{c_p} \frac{\partial F_n(z)}{\partial p} \quad (5.4)$$

となる。

これから、大気の構造を表わす気圧、温度および吸収物質 (H_2O 、 CO_2 、 O_3) の鉛直分布が与えられれば加熱率を求めるのに残された問題は、振動数と光学的距離についての積分である。次にこれらの積分方法を解説する。

a) 振動数についての積分

加重平均透過関数

$$\tau(u^*, T) \equiv \frac{1}{\pi \frac{dB(T)}{dT}} \int_0^{\infty} \pi \frac{dB_{\nu}(T)}{dT} \tau_f(l_{\nu} u) d\nu \quad (5.5)$$

$$\tilde{\tau}(u^*, T) \equiv \frac{1}{\pi B(T)} \int_0^{\infty} \pi B_{\nu}(T) \tau_f(l_{\nu} u) d\nu \quad (5.6)$$

を用いる。ここで $\pi B(T) = \int_0^{\infty} \pi B_{\nu}(T) d\nu = \sigma T^4$ 、で u^* は b) で定義している。(5.1)、(5.2) の τ_f を τ 、 $\tilde{\tau}$ で書き換え、そして山本の放射図から τ 、 $\tilde{\tau}$ を計算して、その結果を解析関数で近似させて使用している。

b) 光学的距離についての積分

one-parameter pressure scaling 近似法を用いて吸収係数 l_{ν} の気圧依存を u に組み込んでい

$$l_{\nu}(p) u(z) = l_{\nu 0} u^*(z, p) \quad (5.7)$$

ただし、 $l_{\nu 0}$ は一般化吸収係数 l_{ν} の標準状態における値である。

$$u^*(z, p) = \frac{1}{g} \int_p^{p_s} q \left(\frac{p}{p_\infty} \right)^\alpha dp \quad (5.8)$$

q は混合比, p_s は地表気圧。水蒸気の場合, a の値は Katayama 0.6, Manabe 0.7, Sasamori 1.0 で MRI・GCM では McClatchy (1974) に従って 0.9 を採用している。

以上から晴天の場合について地球放射の計算が求まる。雲がある場合は, Manabe に準じて雲を黒体として計算している。後に述べるように, このモデルの精度をテストしたところ, 対流圏では良い結果を得たが成層圏ではやや精度が低下した。元来, 放射図による方法は対流圏のモデルのために開発された方法で成層圏では信頼性が低下する。このため MRI・GCM では 30km 以上の高度における赤外放射による冷却率の計算には Dickinson (1973) に従った放射冷却のパラメタリゼーションを導入している。これは, オゾンの分布を仮定した標準大気における赤外放射による冷却とニュートニアン・クーリングを加えたものである。

放射図による方法は計算時間が比較的短くなるので Manabe 以来, 放射対流平衡実験や大循環モデルに使われてきた。一方で, より複雑なスペクトルバンドモデルが提出されている。放射図による方法が振動数帯全域で平均した平均の透過関数 τ , $\bar{\tau}$ を使っているのに対して, スペクトルバンドモデルでは各バンド帯 ($\nu_i, \nu_i + \Delta\nu_i$) で透過関数を (ランダムモデルによって) 決めている。また, 大気の成層の考慮については Curtis-Godson 近似を用いている。

赤外放射による冷却率の計算で, これまで標準とされてきた Rodgers and Walshaw による方法と放射図による方法を比較した結果が以下の文献で報告されている。Manabe の方法との比較は Stone and Manabe (1968) で, Sasamori の方法とは Schulman (1977) で, Katayama-Schlesinger の方法とは, 谷貝 (1979 年秋季学会) で, それぞれ比較されている。放射図による方法は 10% 以下, スペクトルバンドによる方法は数% 以下の誤差が見積られている。

5.3 太陽放射の計算

太陽放射の計算では, 天文学的な値 (太陽-地球間の距離, 赤緯, 赤経, 高度角, 等) を別に計算して与えている。MRI・GCM の放射モデルで計算している過程としては,

(1) 水蒸気とオゾンによる日射の吸収

MRI・GCM で採用している水蒸気, オゾンの吸収関数は, Katayama が用いた経験式のかわりに Lacis and Hansen (1974) のものを用いている。日射の吸収による加熱は, 対流圏では水蒸気によるものが, 成層圏ではオゾンによるものがきいてくるので, オゾンによる紫外線の吸収は対流圏上部と成層圏で計算して, 水蒸気による太陽光の吸収は全高度で計算している。なお, 地表や海面で反射された太陽光がオゾンによって吸収される過程を含んでいる。

(2) 空気分子による Rayleigh 散乱

この効果は 8 図にあるように, 入射した太陽光の一部を後方散乱で反射するので, アルベドの形で実験式を用いて表現している。

(3) 雲および地表、海面による反射と吸収

考慮している雲としては、大規模場における水蒸気の凝結で生じた雲、積雲のパラメタリゼーション（第8節）で背の高い積乱雲が生じた時の絹雲の他にPBL（第7節）で生じた層雲も考慮している。雲による反射、吸収は、雲の高度、厚さ、雲水あるいは水晶の量、雲内の水蒸気量および太陽の高度角に影響されるが、MRI・GCMでは雲のアルベドを以下のように経験的に与えている。

$$R_{cl}(R'_{cl}) = \begin{cases} 0.19 \ (0.21) & \text{高度 } 100\text{mb} < p < 400 \text{ mb の雲あるいは絹雲} \\ 0.46 \ (0.54) & \text{高度 } 400\text{mb} < p < 800 \text{ mb の雲} \\ 0.50 \ (0.66) & \text{高度 } p < 800 \text{ mb の雲} \end{cases}$$

R_{cl} , R'_{cl} は太陽光線の可視部と紫外部の単位気圧差当りの雲の反射率

(4) エーロゾルによるMie 散乱と吸収は、現在のところ組み込まれていない。

5.4 放射計算の問題点とこれからの課題

地表、海面のアルベドおよび大気の状態（気圧、気温、吸収物質量、エーロゾル、そして雲量）が与えられた時、太陽放射および地球放射による加熱率の計算は、計算時間に制限がなければ十分な精度で計算可能である。すなわち、個々の放射の過程はかなり良く理解されている。ただし、例えば赤外放射の計算でRodgers and Walshaw の方式を大循環モデルにそのまま組み込むことは、現在の計算機能力では困難である。Ellingson and Gille のモデルは振動数領域の解像度に応じて鉛直解像度99層であり、鉛直の層を減らしても大循環モデルでは将来とも不可能であろう。

一方、放射図による方法は、計算時間は速いが成層圏における冷却率の計算では信頼性が低下し、また $(\text{H}_2\text{O})_2$ の $10\mu\text{m}$ 帯での吸収は低緯度地方の対流圏で重要であるが放射図にはこの効果が入っていない。

このようなことから将来、特に放射が敏感にきく数値実験（火山灰、エーロゾル、雲量のシミュレーション）を行なう時には赤外放射の計算として経済的で精度の高いスペクトルバンドモデルの開発が必要となる。

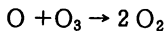
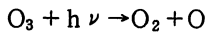
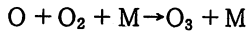
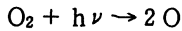
現在、放射モデルにおける最大の課題は雲がある場合の加熱率の計算である。雲内における水蒸気、雲粒、水晶の分布が与えられた時の多重散乱の計算は、理論的には十分な精度で可能だが大循環モデルに組み込むのは計算時間の点で無理がある。それ以上に本質的な困難は、水平スケール 200~500km、鉛直スケール 10~20 層の解像度を持った大循環モデルで表わされている“雲”が、現実の雲の多様性および放射の計算に必要な雲粒サイズなどの雲物理的な量を十分表現できていない点にある。特に水平方向のサブグリッドスケールの雲（対流的に活発な雲）や鉛直的なサブグリッドスケールの雲（水平方向に広がった層雲、高層雲や絹雲）のパラメタリゼーションの改良と、こうして表現された雲に対する放射のパラメタリゼーションは今後、残された課題である。

6. オゾン光化学反応

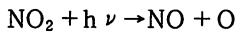
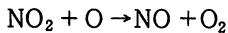
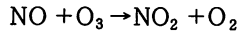
オゾンは成層圏において光化学反応によって生成され、大気の運動によって運ばれると同時に放射過程（第5節）を通して大気の温度場に影響を与える。このために、成層圏の循環をシミュレーションする場合、オゾンの光化学反応をパラメタライズすることが重要になる。

オゾンの光化学反応は複雑であり、またオゾンは紫外線領域と大気の窓領域（9.6 μm 帯）に強い吸収帯を持っているため放射過程に大きな影響を与える。現在までわかっているところによるとオゾン光化学反応は熱的ダンピング効果をもつ。すなわち、成層圏に温度変化が生じると、光化学反応の温度依存性を通じてオゾン量に変化をもたらす。変化したオゾン量は紫外線吸収と赤外放射伝達により温度構造に影響を与え、結果として負のフィードバック効果を持つ。この効果は成層圏の波動伝播等の力学現象に対して重要な役割をはたすことになる。

Schlesinger (1979) は Cunnald et al (1975) が提案した成層圏におけるオゾン光化学反応のパラメタリゼーションを UCLA の大循環モデルに導入して、冬季の大循環シミュレーションに一応の成功を収めた。MRI・GCM で採用しているオゾン光化学反応のパラメタリゼーションは、この Schlesinger (1979) によるもので、Chapman 反応



および、NO-NO₂ サイクル



を考慮している。ただし M は運動量保存に関係する空気分子で、HO_x に関する反応は 45 km 以上できいてくるため省略されている。これらの反応を計算する時、オゾン以外の物質の分布が問題となるが、NO₂ については McElroy (1974) がより複雑な光化学反応モデルで得た鉛直一次元分布を採用している。また、NO、O の分布は光化学平衡を仮定して決めている。こうすると、結局オゾンの変化量を求める式は、

$$\frac{\partial [\text{O}_3]}{\partial t} = A - B[\text{O}_3] - C[\text{O}_3]^2 \quad (6.1)$$

で与えられる。そして A, B, C は、O, O₂, NO, NO₂ および空気分子の密度と反応速度定数、光化学反応定数によって表わされる。

また、オゾンは地表付近の化学反応で破壊されるが、この過程は PBL における鉛直方向のオゾン乱流フラックスが地表に到達して、そこで破壊されると仮定してパラメタライズされている。

7. 大気境界層モデル

7.1 大気境界層の構造

大気境界層 (Planetary Boundary Layer [PBL]) とは、地表面に隣接する大気層で、そこで熱、水蒸気、運動量のうす輸送が顕著な層と定義される。大気境界層では流れは乱流的であり、よく混合されている。静エネルギー (dry static energy) s , 湿潤静エネルギー (moist static energy) h , を以下の式で定義する。

$$s = c_p T + gz \quad (7.1)$$

$$h = s + Lq = c_p T + gz + Lq \quad (7.2)$$

大気境界層では、全水分量 $q + \ell$ (ℓ は液体水分量) , 湿潤静エネルギー h は高さによらず、ほぼ一定である。大気境界層内に雲がなければ、静エネルギー s も一定である。また大気境界層の上端では温度や水蒸気の鉛直傾度の強い層が、しばしば観測され、これを不連続な跳び (ギャップ) とモデル化できる。以上の様ないわゆる混合層モデルをPBLのパラメタリゼーションとしてMRI・GCM では採用している。典型的なPBLの構造を第9図に示す。MRI・GCM の境界層モデルは、UCLAの境界層モデル (Arakawa and Mintz (1974)) を基礎としている。

7.2 境界層の厚さの予報

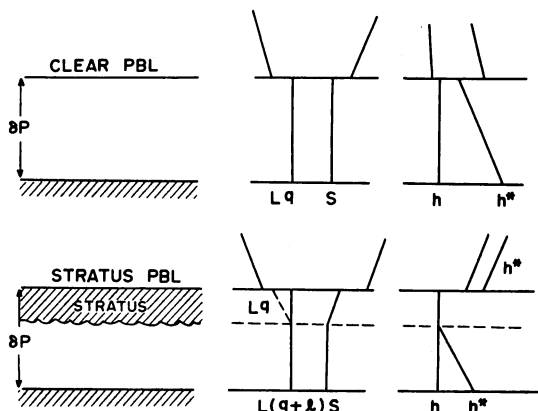
PBLの厚さ δp は予報変数であり、場所や時刻によって変わる。ある程度厚くなれば、その中にモデルの何層かを含む事が可能であり、その場合、必ずしも h や $q + \ell$ は一定にはならない。PBLの厚さの予報式は

$$\frac{\partial \delta p}{\partial t} = -\bar{v} \cdot (\nabla_M \delta p) + g(E - M_B) \quad (7.3)$$

である。ここで $\bar{v}_M$ はPBL内の平均の水平風、 E はPBLのエントレインメント (entrainment) 率であり、 M_B は積雲により周囲に誘起される補償下降流によるマスフラックスである。エントレインメントとは「列車に乗る」の意味であり、乱流状態の領域と層流状態の領域が接触していると境界付近の層流状態の気塊が乱れに寄せられ、取り込まれて混合し乱流状態になってしまう現象である。そして結果的に乱流領域が拡大する。層流空気が乱流行きの列車に乗ってしまうというイメージだろうか。簡単のためエントレインメント率を取り込み率と以下書くことにする。

(7.3) 式によると、PBLの厚さは移流によって変化する他に、 M_B によって押し下げられ、また、取り込みによって厚くなる。

取り込み率を評価するにはどうすればよいだろうか？ PBL上端での h のギャップ Δh と取り込み



第9図 典型的なPBLの熱的構造。

率の間には、 h のたまりがないという条件から、以下の式が成立する。

$$(F_h)_B = -E \cdot \Delta h + \Delta R \quad (7.4)$$

ここで、 $(F_h)_B$ は PBL 上端での h のフラックス、 ΔR は正味の放射フラックスのギャップであり、層雲が PBL にない時はゼロとしている。 Δh 、 ΔR が既知だとすると $(F_h)_B$ がわかれば、 E がわかるが、 $(F_h)_B$ は未知である。簡単な混合層モデルでは次式がよく使われる。

$$(F_h)_B = -k \cdot (F_h) \quad (7.5)$$

ここで $(F_h)_s$ は地表面での h のフラックスであり、 k は定数 (~ 0.2) である。

$(F_h)_s$ はバルク的に決定できるが、 k は PBL の状況によって変化する量で一定値とおく事は難しい。そこで、MRI・GCM では時岡 (1978 年春季学会) の提案した取り込み率の表式を用いている。これは境界層の乱流エネルギーの収支式から導いた半経験式である。

$$E = \frac{2 \frac{g z_B}{\rho (Sv)_m} [\mu_1 (F_h)_s + \mu_2 \Delta R - \mu_3 L (Fw)_s] - 2 \hat{W}_*^3 + 2.5 u_*^3 + 0.001 |\Delta V|^3}{2 \frac{g z_B}{(Sv)_m} [\mu_2 \Delta h - \mu_4 L \Delta q w] + 1.85 \hat{W}_*^2 + 8.92 u_*^2} \quad (7.6)$$

ここで、 $\hat{W}_*^3 = \text{Max}(W_*^3, 0)$ 、 $\hat{W}_*^2 = \text{Max}(W_*^2, 0)$ 、 $W_*^3 = \frac{g}{Sv} \int_0^{z_B} F_{Sv}(z) dz$ 、 u_* は摩擦速度、 $|\Delta V|$ は PBL の上端での風速のギャップ、 $(Fw)_s$ は地表面での全水分量フラックスである。また、 μ_1 、 μ_2 、 μ_3 、 μ_4 は層雲の厚さに依存する数である。

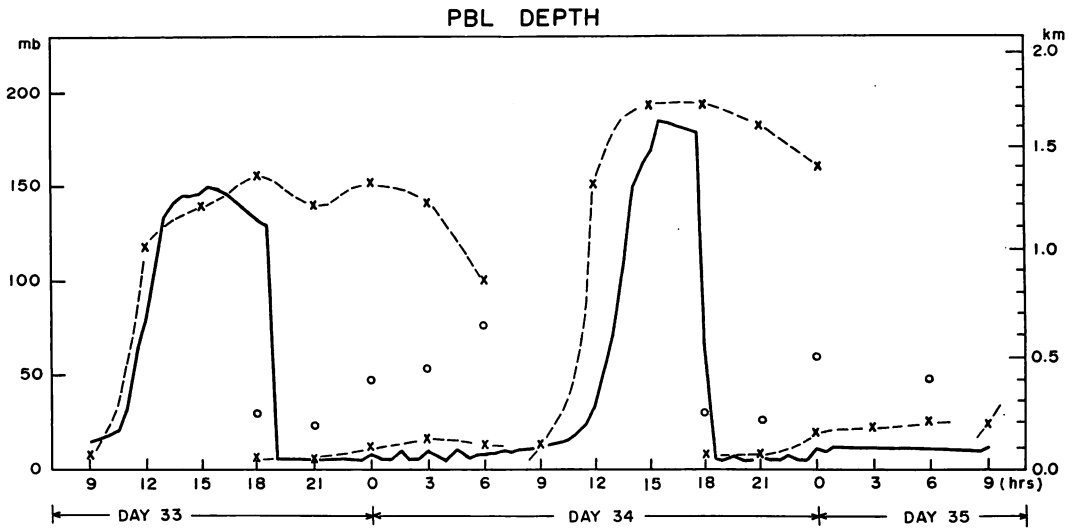
(7.6) 式での、表わされる取り込み率には、熱的な効果だけでなく、 u_* や $|\Delta V|$ を通して力学的な乱流エネルギー生成の効果も含まれている。たとえ熱的な乱流エネルギー生成がなくとも、風のシャーや PBL 上端での風速ギャップによって PBL 内に乱流状態を作り出す事が可能であり、その場合にも PBL は発達する。

この方法で求めた取り込み率は必ずしも正の値をとらない。即ち、乱流エネルギーの源が絶えてしまった場合は乱流状態を維持する事が不可能となって、 E の値は負となり、PBL の厚さは減少する。PBL の発達過程だけでなく、減衰過程も特別な処理をせずに一般的に取り扱える事や、夜間の安定な境界層の発達も扱える事にこの方法の利点がある。

MRI・GCM に組み込まれている PBL モデルで陸地上の境界層の日変化をシミュレートした結果を第 10 図に示した。(山崎・谷貝 (1979 年秋季学会)) 日中は地面が日射により暖められ、PBL は不安定になり熱的效果 (浮力による乱流エネルギーの生成) によって発達し、夕刻、地表面からの熱の供給が止まると急激に PBL は衰弱し薄くなる。夜間には力学的効果 (風のシャーによる乱流エネルギーの生成) によってゆっくり PBL が成長する。PBL の発達衰弱の過程が多少の位相の遅れはあるがよく再現されている。

7.3 フラックスの見積り

地表面からの顕熱、潜熱、運動量のフラックスはバルク的に決めている。偽静エネルギー (浮力の指標) Sv を例にとると、



第10図 境界層の厚さの日変化。ワングラ実験をMRI・GCMの境界層モデルを使い、鉛直1次元モデルでシミュレートしたものである。太実線が計算値破線は観測値。夜間は接地逆転層の高さをPBLの厚さとしている。○印は前日の日中に発達し夜間にまで残った等温位層の下端を示す。〔山崎・谷貝（1979年秋季学会）〕

$$(F_{sv})_s = C_D (Ri_B, (Z_B - Z_g)/Z_o) \rho u_* (Sv_g - Sv_M) e \quad (7.7)$$

$$\begin{aligned} Sv &\equiv c_p [T(1 + 0.61q - \ell)] + gz \\ &= S + c_p T (0.61q - \ell) \end{aligned} \quad (7.8)$$

ここで、 C_D は抵抗係数であり、バルクリチャードソン数 Ri_B と $(Z_B - Z_g)/Z_o$ の関数である。 Z_B はPBL上端の高さ、 Z_g は地表面高度、 Z_o は粗度である。 ρ は密度、 u_* は摩擦速度、 Sv_M は境界層の Sv 、 Sv_g は地表面の Sv である。() e とあるのはeffective (有効) の意味で、地表面の状態（湿潤度などによる）により蒸発量が異なるのでその効果を含めた有効偽静エネルギー差を表わしている。抵抗係数 C_D はYamada (1976) の図から経験式を作って求めている。運動量に対する抵抗係数も同様に求めている。

境界層上端でのフラックスは、(7.4)式から求める。 $(F_h)_s$ 、 $(F_h)_B$ がわかるとフラックスの収束量からPBLでの h の変化量が計算できる。 $(q + \ell)$ の変化も同様) PBLの中にいくつも層がある時は、さらに混合して均一化する項をフラックスに付加している。

またPBL上端でのギャップ Δh 、 $\Delta(q + \ell)$ 、 ΔV の変化はPBLのフラックスの収束によって、PBL内の値が変化する効果と取り込みによってPBLの高さが変わることによる効果を加味して計算している。

6.4 層雲について

気象研のPBLモデルではPBL上部に層雲がある場合も想定している。PBLの上部で飽和しており、飽和層の厚さが5 mb 以上あると層雲があると判断する。層雲は雲水量をそのまま保持しており雨

を降らす事はしない。

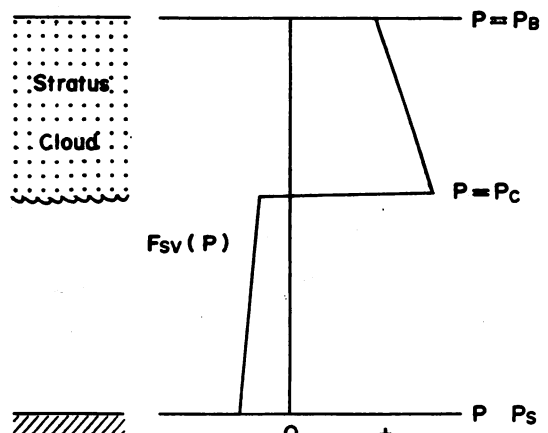
層雲より下の層で S_v のフラックスが負であっても、層雲内では凝結熱によって暖められた空気が上昇し、浮力エネルギー (S_v) を上方に運び、 S_v のフラックスは正の値をとる。したがって、雲底で S_v のフラックスは正の跳びを示し、典型的なフラックス・プロファイルは第11図のようになる。このため地表面でのフラックス (F_{sv})_s が負であっても、境界層全体での浮力による乱流運動エネルギーの生成 ($\propto \int_{P_B}^{P_s} (F_{sv}/p) dp$) は正になり、PBLが維持される。カリフォルニア沖の寒流上によくあらわれる層雲の場合、海面温度は気温よりやや低い (Lilly (1968))。また、層雲の上端での放射フラックスのギャップ ΔR はPBL上端を冷やす働きをして成層を不安定にし、乱流状態の維持に寄与している。

7.5 コメントと将来の改良

PBL内に層雲がある場合はモデルで考慮されているが、PBL内に背の低い積雲がある場合については考慮されていない。冬季、東シナ海などでは寒気の吹き出した時に背は低いが活発な対流雲が観測される。この時の成層状態をみると積雲の底付近では明瞭な温位傾度は見られず、雲頂付近でははっきりした逆転層になっている事が多い。つまり、この積雲は次の章で述べる積雲対流のパラメタリゼーションで扱うには不自然でPBL内の積雲として扱った方が良さそうである。背の低い積雲を含むようにPBLモデルを一般化する事が必要

であろう。(山崎・時岡 (1978 年秋季学会))

乱流状態があると想定されているのはモデルではPBLだけである。したがって、自由大気中ではうず輸送は考えていない。しかし、自然界には晴天乱気流のような対流圏上部での乱流もある。成層圏でも内部重力波の吸収や砕波によると推測されている薄べったい層状の乱流層が観測されている。このような乱流をモデルでどのように取り入れていくか将来の課題であろう。



第11図 層雲がある場合の典型的な偽静エネルギー (virtual static energy) S_v のフラックス・プロファイル。

8. 積雲対流モデル

8.1 モデルの概要

積雲対流モデルの物理的基礎はArakawa and Schubert (1974) の理論である。実際のプログラムはArakawa and Mintz (1974) をもとにして、若干の改良をほどこして作られている。積雲の根はPBLにあり、PBLの空気が柱状に上昇して積雲を形成する。雲は周囲の空気を取り込み、マス・フラックスを増大させつつ上昇し、浮力を失う高さですべてを周囲に放出して混合して上昇をやめる。取り込み率 (entrainment rate) λ が大きい雲は、周囲の雲とよく混合し、背が低い雲と

る。 λ が小さい雲は背が高く、 $\lambda = 0$ では周囲からの気塊の取り込みが全くないという場合で雲頂が最も高い雲に相当する。このモデルでは積雲群は上空に林立する種々の高さをもった煙突群であるといっていだろう。

モデルの格子間隔程度の領域で積雲の占める面積 σ (正確には上昇域) は 1 より十分小さいと仮定する。したがって、雲の周囲の場の状態が領域平均の場 (一般場) とほぼ等しい。雲のある層では、積雲によって誘起される補償下降流によって昇温、乾燥化する。また雲頂からデトレイン (

detrain 「雲という列車を降りる」という意味だろうか) される飽和した気塊の蒸発、混合によって周囲の場が冷却、湿潤化する。雲の内部での凝結熱の放出は直接には一般場を暖めずに積雲というエンジンを駆動しているだけであることに注意してほしい。また、積雲対流は直接には境界層の温度、湿度場を変えないが、境界層の厚さを変える (式 (6.3) 参照) ことによって間接的に PBL に影響している。この積雲モデルでは雲底でのマス・フラックスを決定することが中心的問題となる。

8.2 積雲マス・フラックスの決定

積雲対流のパラメタリゼーションは、積雲それ自身のモデルと closure assumption (ここではマス・フラックスの決定) の 2 つの部分に分けられる。この節では後者の問題について述べる。

MRI・GCM では、前節で述べた取り込み率 λ の代りに雲頂高度 Z をパラメータにして雲を分類しているが、ここでは λ を使って話をする。取り込み率が λ である積雲集団を、以後簡単のために、 λ 雲とよぶ事にする。

λ 雲の積雲仕事関数 (cloud work function) を次のように定義する。

$$A(\lambda) = \int_{Z_B}^{Z_D} \frac{g}{C_p T} \eta(z, \lambda) [S_{vc}(z, \lambda) - \bar{S}_v(z)] dz \quad (8.1)$$

ここで、 Z_B は PBL 上端の高度、 $Z_D(\lambda)$ は λ 雲の雲頂高度、 S_{vc} は雲中の S_v 、 $\bar{S}_v$ は一般場の S_v である。また、 $\eta(z, \lambda)$ は Z_B の高度で 1 と規格化された λ 雲の高度 Z でのマス・フラックスである。

$A(\lambda)$ は浮力を雲の厚さ全体にわたって積分したもので、単位マス・フラックス当り、浮力によって作られる λ 雲の運動エネルギー生成量である。したがって、 $A(\lambda)$ は成層状態の潜在不安定度を示すものである。 $A(\lambda) = 0$ は、中立状態を表わしている。もし $A(\lambda) < 0$ であれば λ 雲は生じない。摩擦に打勝って積雲が存在するためには $A(\lambda) > 0$ でなければならない。 $A(\lambda)$ は成層状態が与えられれば計算可能な量である。

大規模な場の変化 (3 次元移流や放射・PBL での過程) によって $A(\lambda)$ は変化するし、また積雲による成層の安定化作用によっても変化する。

$$\frac{dA(\lambda)}{dt} = \left(\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{\text{cloud}} + \left(\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{\text{L.S.}}$$

$$= \int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + \left(\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{L.S.} \quad (8.2)$$

ここで、 $m_B(\lambda')$ は λ' 雲のPBL上端でのマス・フラックス、 $K(\lambda, \lambda')$ は λ' 雲の単位 m_B による $A(\lambda)$ の変化量で、 $\lambda' - \lambda$ 相互作用を表わす。 λ' 雲があると、周囲の補償下降流により一般場は昇温・乾燥し、成層は安定化する。この成層安定化は、 λ 雲を抑制するように働くので、一般的には、 $K(\lambda, \lambda')$ は負の値をもつ。しかし、 λ' が大きい雲（背が低い雲）から λ が小さい雲（背の高い雲）への作用の場合には、低い雲の上端から放出される飽和した空気が周囲を冷湿にして、高い雲の不安定度を増加させる場合もある。このような時は、 $K(\lambda, \lambda')$ は小さな正の値をとる。逆に、高い雲から低い雲への作用は、いつも抑制的に働く。したがって $K(\lambda, \lambda') \approx K(\lambda', \lambda)$ である事に注意してほしい。

積雲群が持続的に存在する場合、 $(dA(\lambda)/dt)_{L.S.}$ は正であるが、積雲による項は負であり、差し引きはほぼ0のバランスが成り立っていると考える事ができる。そこで準平衡の仮定 $dA/dt = 0$ を導入すると、この式は $m_B(\lambda)$ を決定する方程式となる。 $A(\lambda) > 0$ でも $dA(\lambda)/dt < 0$ なら λ 雲は生じないと考え、 $m_B(\lambda) = 0$ とする。

結局、 $m_B(\lambda)$ を決める式は、

$$\begin{aligned} m_B(\lambda) > 0 \text{ and } \int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + \left(-\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{L.S.} &= 0 \\ \text{or} \\ m_B(\lambda) = 0 \text{ and } \int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + \left(\frac{dA(\lambda)}{dt} \right)_{L.S.} &< 0 \end{aligned} \quad (8.3)$$

となる。 $K(\lambda, \lambda')$ は λ' 雲による $A(\lambda)$ の変化率なので、モデルでは $m_B(\lambda')$ があった場合の一般場の温度、水蒸気の変化を計算し、改めて $A(\lambda)$ を計算して、元の $A(\lambda)$ との差をとり、 $m_B(\lambda')$ でわって $K(\lambda, \lambda')$ を求めている。

$(dA(\lambda)/dt)_{L.S.}$ は積雲以外の過程での $A(\lambda)$ の変化率であるので、モデルでは $(A^*(\lambda) - A_0(\lambda))/\Delta t$ として計算できる。ここで、 Δt は積雲パラメタリゼーションを行う時間間隔（30分） $A_0(\lambda)$ は1ステップ前の積雲パラメタリゼーションが終了した段階での $A(\lambda)$ 、 $A^*(\lambda)$ は現ステップでの $A(\lambda)$ である。 $A_0(\lambda)$ は積雲の安定化作用によって0に近いと考え、現在のモデルでは $(dA(\lambda)/dt)_{L.S.} = A(\lambda)/\Delta t$ としている。結局、積雲モデルは1つの格子点の成層状態だけで計算できる事になる。したがって、一種の対流調節的な方法であるといえる。このように簡単化すると、大規模上昇流 ω や水平移流などを計算しないですみ、計算時間および記憶量の節約ができる。

8.3 降水過程と氷相

雲中の気塊が飽和に達すると凝結して雲水となる。雲水量が $0.5g/kg$ に達しないうちは、そのまま上層へ運ばれるが、超えると一部は雨水として系外へ出される。雨水は途中で蒸発する事なく地面に到達して降水となると仮定している。自然に見られる対流雲では雨滴の落下による冷湿な下降

流が作られ、これが地上に雷雨高気圧として観測されたりして、降水下降流の働きは必ずしも無視できないが、現在のモデルには入っていない。

雲頂が高く、 -20°C より低い気温の層に達する雲は、 -20°C 層で氷相になると仮定して簡単ながらモデルに氷晶雲を取り入れている。これはUCLAモデルを改良した点である。(山崎(1977年春季学会))氷相レベルに達すると雲中の雲水は氷結し、潜熱を放出する。また凝結過程も昇華(気相→固相)に変わるので凝結熱(昇華熱)も約一割増大する。その結果、浮力が増大して、氷相を考えない場合より雲頂高度が高くなる。また -20°C 層より上層から系外へ放出された雨水は雪と見なすが、 0°C の高さに達すると、潜熱を奪って融解して周囲を冷却し、雪は雨に変わる。ブライトパンドの形成をこのように簡単にモデルに取り入れている。

8.4 実際のデータへの適用例

このモデルを実際に観測された成層状態に適用してどんな応答を示すか、調べてみる。第12図は Ninomiya and Yamazaki (1979)が、梅雨末期の集中豪雨の時の啓風丸のデータにこのモデルを適用して得た結果である。約300 mb に雲頂をもつ雲のマス・フラックスが一番多く雨も多く降らせている。h の変化は、上層で約 1°C の増加、下層でやはり約 1°C の減少で雲は成層を安定化していることがわかる。また、この図では背の低い雲はないが、その訳はA (λ) が負であったからではなく、正であったのだが背の高い雲との相互作用の結果、マス・フラックスがゼロになったからである。他の型の雲がなければ存在可能な雲であっても、他の型の雲があるために抑制されて、なくなるこの例のような場合もある。

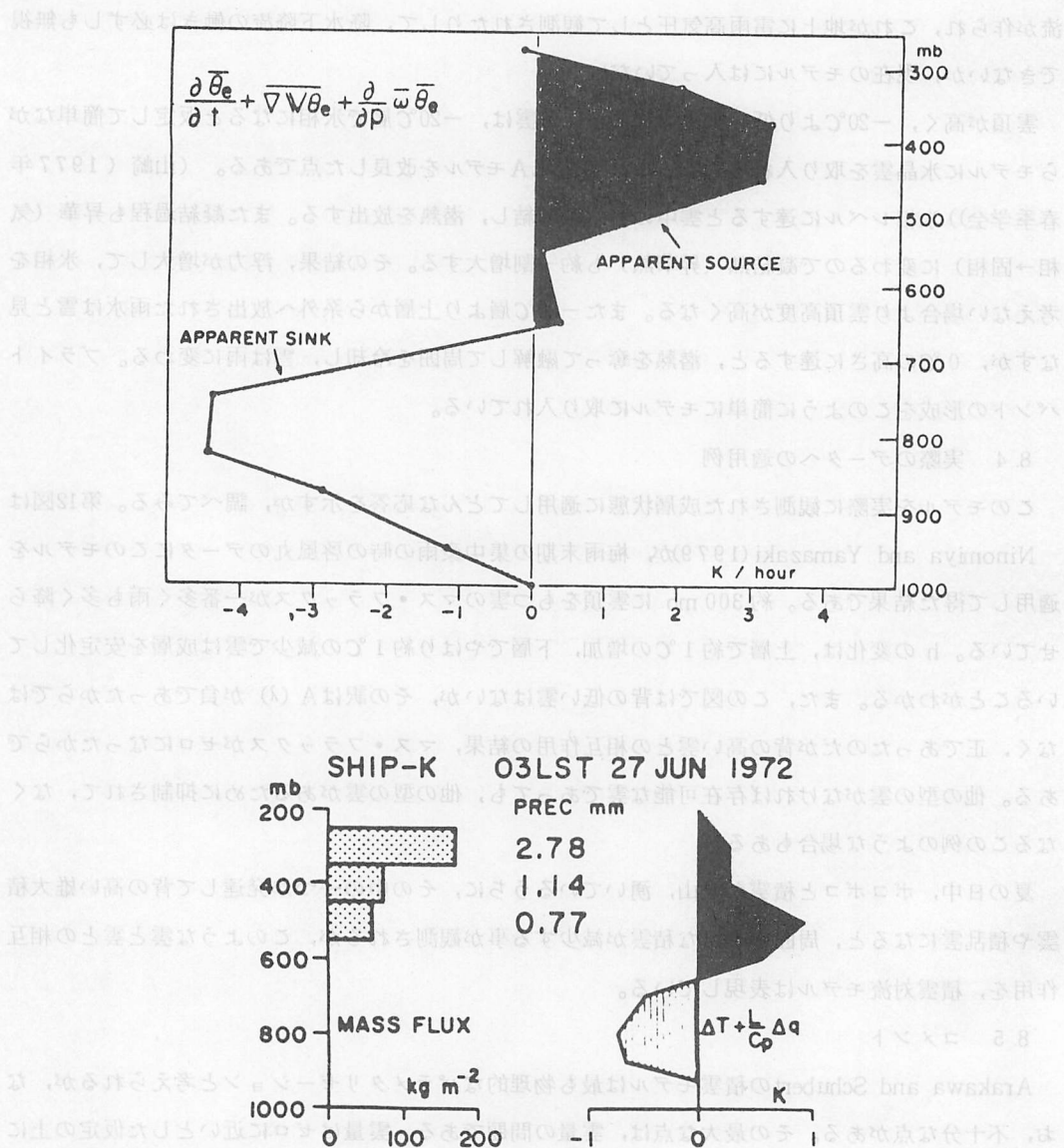
夏の日中、ボコボコと積雲が沢山、湧いているうちに、その中の一つが発達して背の高い雄大積雲や積乱雲になると、周囲の小さな積雲が減少する事が観測されるが、このような雲と雲との相互作用を、積雲対流モデルは表現している。

8.5 コメント

Arakawa and Schubertの積雲モデルは最も物理的なパラメタリゼーションと考えられるが、なお、不十分な点がある。その最大な点は、雲量の問題である。雲量はゼロに近いとした仮定の上に理論は作られているが、実際には、全領域の1割以上を占める場合もあり、雲による放射の効果を考える時は無視できない。400mb 以上の高さに達する積雲の頂から放出された水分は絹雲となって広がると仮定し、その場合の雲量を1としているが、それ以外は0とおいている。

また、積雲の柱状モデルにも改良の余地がある。前述した降水に伴う下降流の問題、雲の側面からのデトレイン、雲中の雲物理的過程など、やるべき仕事は山積している。

気象研究ノートに山岸(1978)が、積雲対流のパラメタリゼーションに関する総合報告を書いているので参考にされると良いと思う。



第12図 積雲対流活動による場の変化。
 上は観測から収支解析して得られた相当温位の変化。下はMRI・GCMの積雲モデルを適用して得られた結果。

9. 地表面の熱収支と水文学

9.1 地表面状態の種類

大気の下端の境界が海洋であれば、取り扱い是比较的容易である。MRI・GCMでは海面温度や粗度をデータとして与えて熱や水蒸気フラックスを計算している。将来、海洋の大循環モデルが出来て結合されるようになれば海面温度は海洋モデルの結果を使えば良いのだが、現状はまだ気候値

を与えているだけである。気候変動の研究には海洋モデルが不可欠と思われるので開発が急がれる。また、海面の粗度が海面の状態、荒れた海であるか静かな海であるかによってどのように変わり、熱や水蒸気の輸送にどの位影響を与えるかといった波の効果はまだよくわかっていないようである。そこで現在では全海洋上で一定の粗度 $Z_0 = 0.2\text{ mm}$ をモデルで採用している。

北極海や南極大陸周辺の海洋には一年中海水が浮んでいる。またオホーツク海では1月～4月が海水の季節である。MRI・GCMでは海水の分布に気候値を与えている。また海水の厚さは3 mとして計算している。

大陸上では土壌水分量も予報変数として考慮している。さらに土壌水分の一部は地中温度が低ければ氷結することもあるので、土壌中の氷の量も予報する。また、大陸や海水の上に積もる雪の量も予報変数である。現在、モデルで考慮されている各種の地表面の状態を第2表に示した。

第2表 MRI・GCMで考慮されている地面状態
×は予報することを示す。下表以外に海がある。

Predicted Variables	Snow		Snow Soil & Interstitial Moisture	Soil & Interstitial Ice	Soil & Interstitial Ice & Water	Soil & Interstitial Water
	Ice Soil or Sea Water	Ice Soil or Sea Water				
Ground temperature , T_g	×	×	×	×	×	×
Snow mass , S	×	×	×	×	×	×
Interstitial moisture, w'			×	×	×	×
Interstitial ice , W_i				×	×	×

9.2 地面温度の予報

地表面温度は、大気境界層を通じて大気へ輸送される熱や水蒸気量を正しく評価する上で重要な因子である。地表面での熱収支の式を考えてみよう。

$$(1 - \alpha_g) S^\downarrow - R^\uparrow - H_o - LE - LiSm + G^\downarrow = 0 \tag{9.1}$$

ここで、 S は地表面での下向き日射フラックス、 α_g は地面のアルベド、 $R^\uparrow$ は地表面での正味の上向き赤外放射フラックス、 H_o は顕熱フラックス、 LE は潜熱フラックス、 $LiSm$ は雪の融解による発熱率、 $G^\downarrow$ は地中への熱フラックスである。(9.1) 式で $S^\downarrow$ 以外は地面温度 T_g の関数となる。 T_g と大気の状態がわかっているならば、 $G^\downarrow$ 以外は計算できるが、取り扱いに困るのが $G^\downarrow$ である。一番粗い近似では $G^\downarrow = 0$ とおくと、地中へ熱が伝導しない、いわば地面の熱容量がゼロと見なしたモデルがある。この方法はGFDLのモデルで採用されているが、日射フラックスの変化に過敏に反応する傾向を持つ。また最も精密に予報するには地中に数多くの層をとって地中での熱拡散方程式を解けばよい。数日程度のシミュレーションを行うには12層位あれば、ほぼ満足した結果が得られる。しかし、この方法を大循環モデルで実行しようとするとき長い計算時間と大きな記憶容量が必要となり、現在の計算機の性能では実際上、困難である。

最も簡単なゼロ熱容量方式から精密な多層モデルまでの間に各種のモデルがあり、それらを日変化のシミュレーションを通して比較した仕事がDeardorff (1978) によって行なわれている。

MRI・GCMでは、今までの所、UCLAと同様、片山(1972年春季学会)による単層モデルで予報している。単層モデルでは、深さ d の土壤層を考え、その下端では熱の出入りはないとして、層平均の温度を T_g として計算する。地表での熱フラックスが一日周期で正弦的に変化する場合、解析解の地表面温度の振幅と単層モデルの振幅が等しくなるように深さ d を決定する。標準的な土壤では d は10 cm程度である。

Bhumralker (1975)やBlackadar (1976)によって提案された強制復元モデルは、地面温度が一日周期で正弦波的に変化する場合の土壤中の熱拡散式から求めている。地表面温度 T_g と地中平均温度 T_2 との2つの変数を用い、 T_g を T_2 に引きもどす項が付加されている。また、 T_2 は別に予報またはデータとして与えなければならない。以下の(9.2)式は単層モデルの予報式、(9.3)式は強制復元モデルの予報式である。

$$\frac{\partial T_g}{\partial T} = (2\pi)^{1/2} H_a / (\rho_s c_s d_1) \quad (9.2)$$

$$\frac{\partial T_g}{\partial T} = (2\pi)^{1/2} H_a / (\rho_s c_s d_1) - 2\pi(T_g - T_2) / \tau \quad (9.3)$$

ここで、 H_a は(9.1)式左辺の G 以外の項、即ち、地表面での地中への熱の正味のイントップである。 ρ_s 、 c_s は土壤の密度と比熱、 $\tau = 1 \text{ day}$ で、 d_1 は日変化の及ぶ深さで $\sqrt{\kappa \tau}$ とあらわされる。 κ は温度伝導率である。

日変化のシミュレーションを行ったDeardorff (1978)の結果によると、単層モデルでは位相が遅れ、精度もあまり良くない。一方、強制復元モデルの精度はよい。強制復元モデルは2変数を使うので精度が良いのは首肯できる。

大循環モデルに使用する地面温度予報モデルとして考えると、日変化ばかりでなく季節変化をシミュレートできるかどうか重要なポイントとなる。この点を考慮しつつ、現在単層モデルに代わるより精度の高いモデルを検討中である。

土壤の比熱や熱伝導係数が地面温度予報を行う場合、必要とされる。これらの値は土壤の性質によって異なるが、特に土壤含水量に大きく影響される。そこで観測を整理して得られた土壤の湿潤度に依存する実験式を用いて、比熱や熱伝導係数を計算している。(片山(1978))

積雪がある所で雪が融解すると、融解熱で地面を冷やす。また、地中の水分が氷結すると融解熱を放出して暖める。このような効果による温度変化量は他の効果での温度変化量を計算した後の状態に対して計算する。このように2段階方式をとるのは、融解するかしないかが温度によって決まるからである。

9.3 水文学的過程

地表面からの蒸発散に寄与する水分を含む土壌層の厚さ h に含まれる単位面積当りの有効水分量 (g cm^{-2}) は,

$$W = \rho_s (w - w_w) h \quad (9.4)$$

とあらわされ、最大有効水分量は

$$W_{\max} = \rho_s (w_f - w_w) h \quad (9.5)$$

となる。ここで、 ρ_s は乾燥土壌の比重、 w は含水量、 w_w はシオレ含水量、 w_f は圃場合含水量（全含水量）である。シオレ含水量とは、結晶水などの形で強固に土壌に結合して移動不可能な含水量で、含水量が w_w まで少なくなると植物は枯れてしまうのでこの名がある。 $W_{\max}$ 15 g/cm として全大陸上で一定の値を用いている。本来は季節や地域によって変動する量なので、大陸上での $W_{\max}$ の分布図があればいいのだが。

土壌層の湿潤度 w' は

$$w' = W/W_{\max} = (w - w_w) / (w_f - w_w) \quad (9.6)$$

で定義し、予報変数としている。予報式は

$$W_{\max} \rho_s h \frac{\partial w'}{\partial t} = Pr - R - E_s \cdot \delta(s) + M_s \quad (9.7)$$

である。ここで、 Pr は降水量、 R は流水量、 M_s は積雪がある場合の融雪量である。 E_s は蒸発量で積雪があれば土壌からの蒸発は起こらないとして $\delta(s)$ の因子がかけてある。（もし $s = 0$ なら $\delta = 1$ 、それ以外 $\delta = 0$ ）流出量は

$$R = (P_r^3 + D^3)^{1/3} - D \quad (9.8)$$

ただし、

$$D \equiv (1 - w') W_{\max} \rho_s h$$

で与える。 D は土壌乾燥度である。

降水がなければ流失もない。また $D = 0$ すなわち、土壌が飽和していると降水はすべて流出する。しかし、 $D \neq 0$ でも流出が起き、降水が強ければ、流失量も増す。流失した水分は系外へ捨ててしまう。

地上気温が T_i より低い場合、降水は雪であると見なす。 T_i は現在 0°C としているが、日本付近での観測によれば 2°C 位が適当な値のようである。積もった雪の量も予報変数であり、予報式は

$$\frac{\partial s}{\partial t} = P_s - E_s [1 - \delta(s)] - M_s \quad (9.9)$$

s は積雪量 (g/cm^2)、 P_s は降雪量である。

地表面からの蒸発量は温度だけでなく湿潤度の関数として計算している。 w' が十分大きければ、海面からの蒸発と同様に扱えるが、 w' が小さいと地表面から蒸発可能な量は減少する。モデルでは $w' > 0.5$ では海面と同様にし、 $w' = 0$ では蒸発なしとし、その間を線形に結んでいる。 w' が適切

に与えられないと、亜熱帯高気圧が形成されない等、予報が悪くなるという数値実験をMiyakoda *et al.*, (1978)が行っている。

9.4 コメント

将来、改良すべき問題点について述べる。

海水域は現在の所、気候値を与えているが、中高緯度の気候変動や長期予報における海水の重要性を考えると、海水の生成・消滅さらには運動を記述するモデルが必要になってくるであろう。海水の熱力学的モデルには、Maykut and Untersteiner (1971)などがある。

また、植物層を考慮することが重要になってくるであろう。熱帯地方での焼畑耕作によって森林が耕地に変容した場合、気候にどのような影響をおよぼすかという問題やサヘル地方での過放牧によって草地が減少し、1972年のようなかんばつが引き起こされたのではないかといった説の当否を確かめるためには、植物層のパラメタリゼーションが是非必要と思われる。このような試みがDeardorff (1978)によって行なわれているが、彼のモデルはそのまま大循環にもちこむには複雑すぎるし、未知のパラメータも多いように思われる。

植物層はさまざまな径路を通して大気に影響を与える。一つは粗度の効果で、地表付近の風速のプロファイルを変える。また、蒸散作用によって水蒸気を大気に供給する。さらに、植物層におおわれた地面温度の変化は裸地より小さくなる傾向があり、顕熱・潜熱フラックスが変化する。勿論、植物層自身と大気との熱交換も存在する。その他、アルベドも大きく支配している。

地表面の取り扱いに関する課題は、ここにあげた事以外にも多くあり、我々の住んでいる地上に近い身近な問題であるにもかかわらず、未開拓な分野であると思う。長期予報を大循環モデルで行ったり、気候変動をシミュレートする際に地表面の問題は大切な要素となるであろう。

10. 大規模降雨と内部対流調節

自然に存在する多彩な雲を大循環モデルではどの位表現できるのであろうか。

積雲や積乱雲は第8節で述べたように、積雲対流モデルによって表現している。だが、背の低いPBL内の積雲は取り入れていない。

気層全体にわたって広がっている、乱層雲、層積雲、高層雲、絹層雲は、モデルの鉛直分解能を十分にとれば表現できる。これらの雲は大規模場の凝結過程としてとらえている。ある層の水蒸気量が過飽和となれば、次の式で凝結量 ℓ と温度変化量 δT を計算する。

$$\begin{aligned} c_p \cdot (T_0 + \delta T) + L \cdot q^* (T_0 + \delta T, P) &= c_p T_0 + L q_0 \\ q^* (T_0 + \delta T, P) + \ell &= q_0 \end{aligned} \quad (10.1)$$

ここで q^* は水蒸気の飽和混合比である。

こうして凝結した水分は直下の層へ落とし、そこで全部蒸発させて、飽和しているかどうか検査する。飽和していれば同様な過程をくり返し、地表面まで達したものを大規模降雨として計算する。

もし、下層では飽和していないのであれば、雨の降らない層状の雲をモデルは表わしていると考えよう。

地表近くにできる薄い層雲は第6節で述べたように大気境界層モデル中に含まれている。

モデルにはその他に中層対流雲が含まれている。これは隣りあう上下の層で対流不安定で、下の気層を断熱的に上層へ持ち上げた時、飽和するならば積雲タイプの雲が存在すると考えるものである。すなわち、 $h(\text{下の層}) > h^*(\text{上の層})$ の時、中層対流雲が発生する。湿潤対流調節の一種であるが、真鍋方式の対流調節ではなく、第7章に述べたArakawa方式の積雲モデルである。しかし、マス・フラックス (m_B) の計算には準平衡の仮定から導かれる式ではなく、調節時間 τ を30分として次式を仮定して求めている。

$$\frac{\partial}{\partial t} (h(\text{下層}) - h^*(\text{上層})) = - (h(\text{下層}) - h^*(\text{上層})) / \tau \quad (10.2)$$

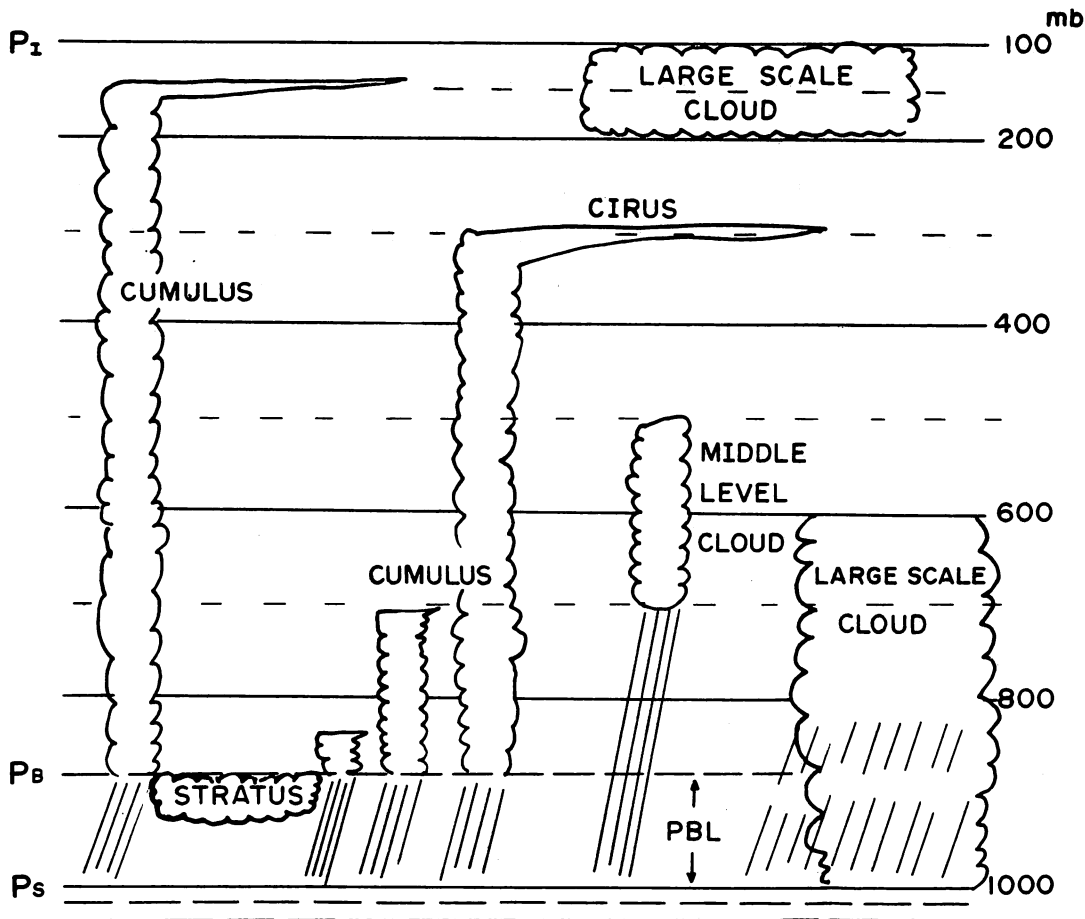
(10.2) 式の左辺は、積雲モデルによって m_B の関数として表わされるので、上式より m_B を求め、上下層の温度、湿度変化を収支式から計算する。雲底が境界層にあるような雲は積雲対流モデルで扱うので、この中層対流は自由大気中で計算する。

非断熱モデルでは、これらの過程を行う前に乾燥対流調節を行って、成層が絶対不安定にならないようにチェックしている。この対流調節は自然のシミュレーションというより、計算上のトラブルを避けるためのものである。

モデルに含まれる各種の雲を第13図に模式的に示した。

大規模な凝結が生じたり、層雲があると、その層の雲量は1として放射モデルに渡している。中層対流、積雲対流の場合は、雲量は0としてある。ただし雲頂が400mb 高度より高い積雲対流雲は、雲頂からかなとこ状に絹雲を放出すると考えて、雲頂層の雲量を1として放射モデルに渡している。雲量によって放射による加熱は大きく影響されるので、(第14図参般) 雲量を自然に近くシミュレートすることは、重要な問題であるが、現在の所、モデルは不十分である。高積雲、絹積雲のような雲は一部は中層対流で表現されているかもしれないが、大部分はモデルから抜け落ちているであろう。これらの雲は格子規模の領域平均でみれば飽和していない気層が、平均値からのゆらぎによって部分的に雲が出来ていると考えられ、雲量の放射に対する重要性を考えると是非モデル化したい問題である。Smagorinsky(1960) 流の相対湿度の関数として雲量を与える手法でも、現在の0か1かの雲量よりベターではないだろうか。しかし、より物理的な雲量のパラメタリゼーションが望ましい。

その他に今後モデルに組み込む必要のある雲として前線性の雲がある。低気圧活動に伴って形成される前線は大循環モデルの分解能では表現できず、パラメタリゼーションが必要である。また、組織化された雲(例えば、オープン・セルとかロール状の雲バンドなど)のパラメタリゼーションも望まれるが、基礎的な物理過程がまだ十分理解されていない現状では、将来の課題であろう。



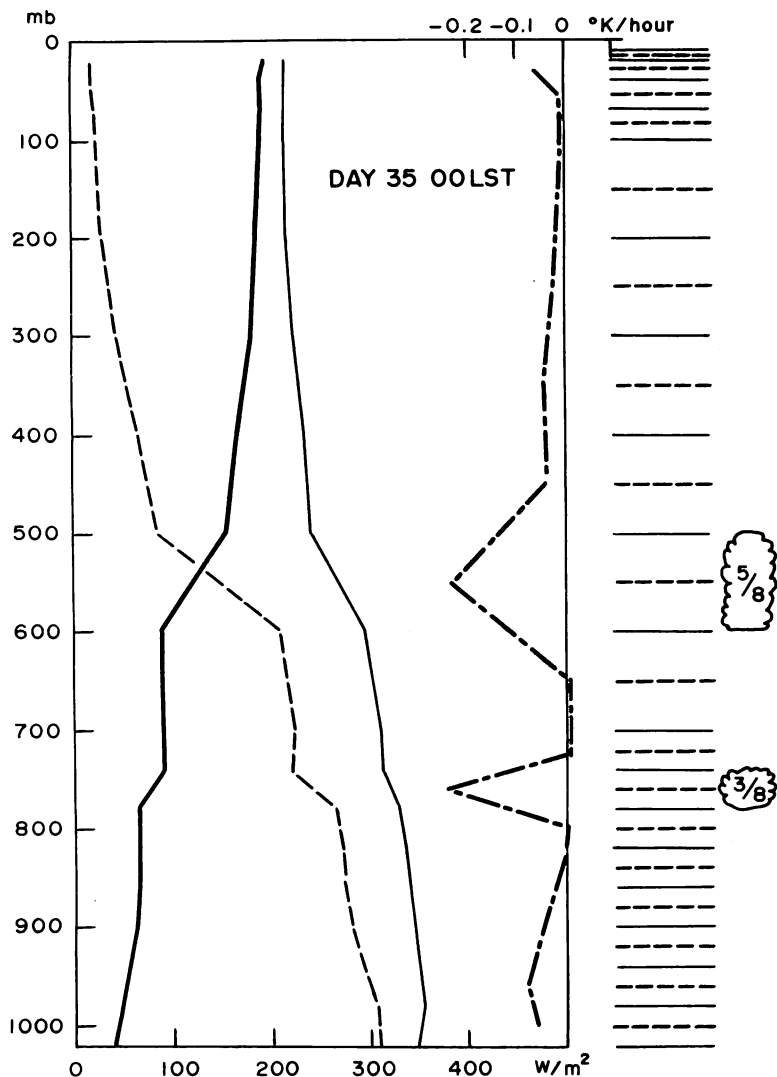
第13図 MRI・GCMで表現されている各種の雲。

11. これからの計画

大気大循環モデルに関する研究は2つに大別できる。一つは数値モデルの改良・開発に関すること、他の一つは大気大循環に対する理解を深めるための数値実験である。これら2つの点に関して現在我々が持っている計画について概略を説明しよう。以下述べる計画は現在のman-powerだけでやれるものではないかもしれない。とにかくこういう事はやらなければいけない、こういう事をやりたいという事を書き連らねた感はあるが、こういった事をやろうとするman-powerが将来増加し、このくらいの事はやらなければならないという気持ちも込めたものである。

11.1 モデルの改良・開発

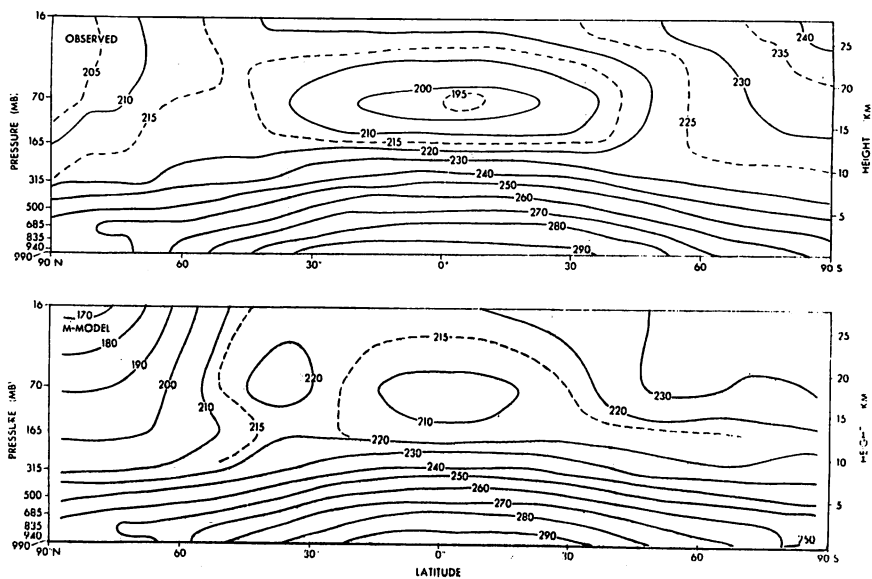
GFDL, UCLA, NCARをはじめとする大気大循環の数値モデルで得られた結果についてよく言われている事がある。それは各モデルにはそれぞれ違いがあるが、現実の大気とそれらモデルが作り出したモデル大気を比較すると、モデル間同志の差異よりも、現実の大気とモデル大気との差異の



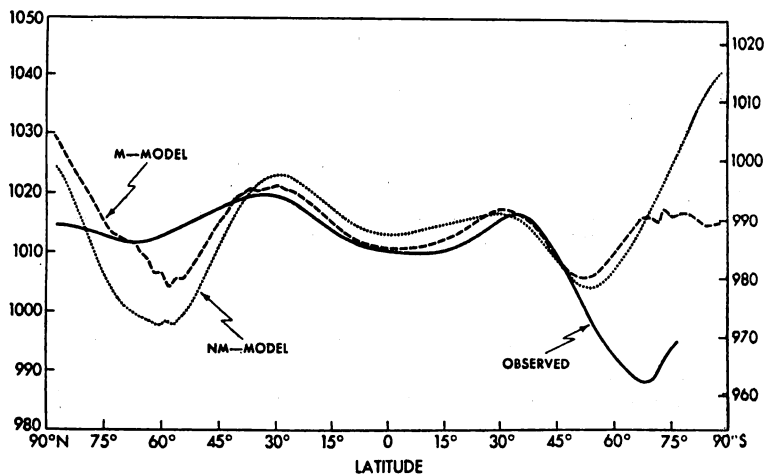
第14図 雲の放射への影響

ワンガラ実験の鉛直1次元モデルのシミュレーションの結果。〔山崎・谷貝（1979年秋季学会）〕。細実線は上向き赤外放射フラックス，破線は下向き赤外放射フラックス，太実線は正味の上向き赤外放射フラックス，一点鎖線はフラックス収束による温度変化率である。右側の雲の中の数字は雲量を示す。雲のある層で冷却が強まり，直下の層で弱いながら温暖化となっている。

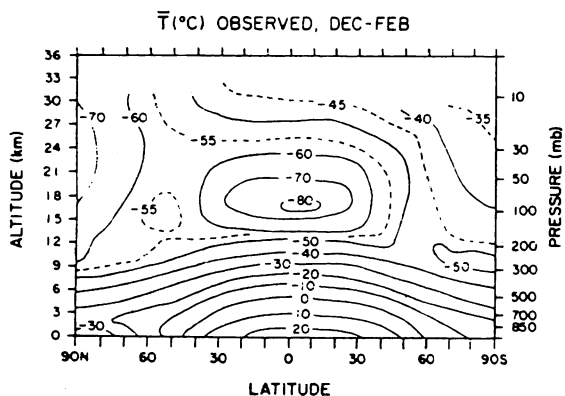
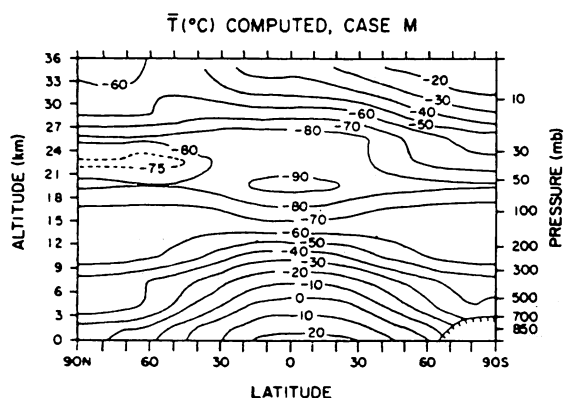
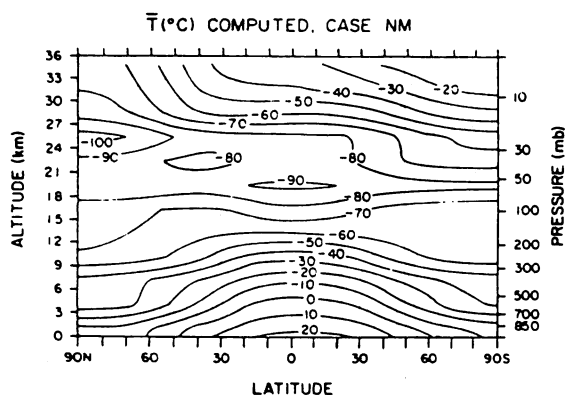
方が大きいという事である。この事は現在のモデル大気には何か共通した欠点があるのではないかという事を示唆している。第15図には参考のためにGFDL, UCLA, NCAR の各モデルで得られた気温の子午面分布と海面気圧の図を示す。これをみて気づく事は極地方の気圧が高くなりすぎている点である。気温の方では対流圏界面から下部成層圏にかけて極地方で気温が低くなりすぎている。最大の温度差は20℃以上にも達している。おそらくこの低温に対応して，モデル大気では極域で下



第15図 (a) GFDLモデル (Manabe and Terpstra, 1974) で得られた子午面内の温度分布 (下図) と実測図 (上図)。



(b) GFDLモデル ((a)と同じ) でえられた帯状平均海面気圧図, Mは山あり, NMは山なしモデルである事を示す。



(c) NCAR モデル (Kasahara, Sasamori and Washington, 1973) で得られた子午面内の温度分布 (上図は山なしの場合, 中図は山ありの場合)。下図は実測。このモデルの山ありの場合にかぎり極の下部成層圏の低温が顕著でない。これは Pratt (1979) の結果を参考にと、山によって作られた小さい擾乱が傾圧的に発達し、熱を運んだことが想像される。

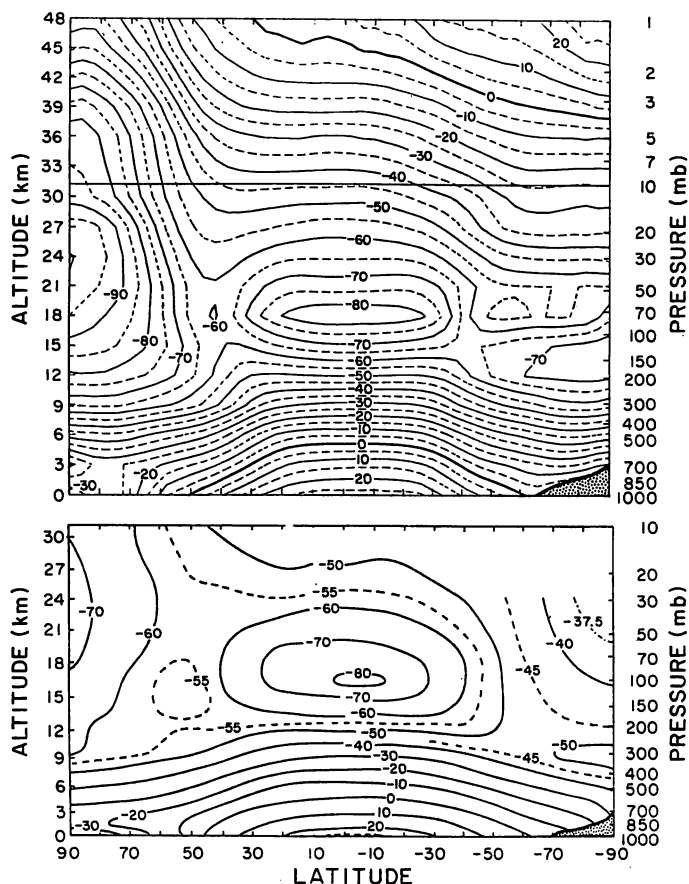
降流がより強まり、地表で異常な高気圧が形成されていると考えられる。極域の下部成層圏の異常低温は、そのレベルでの傾圧度を強めそれに応じて極夜ジェットが異常に強められている。これらの傾向は夏冬両半球に共通してみられる。これらの異常は冬半球の成層圏では準定常な超長波の上方伝播を押さえるように働いているであろう。

上に述べたようなことから、モデルの改良でまずやらなければならない事は極の下部成層圏付近の低温の原因をとりのぞく事であると考えている。現在の放射モデルが十分であるとは言えないまでもこのような 20°C 以上もの誤差を与える事は考えにくい。我々の所では現在フロント領域等で卓越するであろうと考えられる自由大気中のサブグリッドスケールの混合をモデル化しようとしている。現在の大循環モデルでは実際の大气中で観測されるような強いフロントの再現はモデルの分解能の点から言ってまだまだ不十分であり、そういう時に実際におきているであろう圏界面付近の混合過程が過小評価されているのではないかと考えている。

高緯度地方上空では面積当りで考えるとこういった混合過程がより重要さを増す事も考えられ、極域の下部成層圏の低温の解消に役立つかもしれない。もしもこういう推測がもっともなものであれば、

水平と同時に垂直の分解能をあげた大循

環モデルを用いれば、現在のモデルで出ているような欠点は自然に解消するかも知れない。Manabe *et al.* (1971) は水平分解能の重要性を示したが、我々の所では水平分解能と同時に垂直分解



(d) UCLAモデル (Schlesinger and Mintz, 1979) で得られた子午面内温度分布 (上図) と実測図 (12, 1, 2月)

に地表水文モデルを改良していく予定である。

地表水文モデルはアルベドを中だちにした放射過程を通してばかりでなく、もっと直接的に大気と地表面間の顕熱・潜熱輸送を通して大気に影響を及ぼしている。第9節で指適したように、海水や植生に関する取り扱い方についても検討していく予定である。

地球及び地球大気全体としてのプラネタリーアルベドの値は現在なおその正確な値が知られてないが、およそ0.3程度と考えられている。この値を決める上で大きな比重を占めているのが雲である。気候モデルとして使える大循環モデルでは当然ながら雲量を正しく予報出来るものでなければならない。第5節、第10節で指適した点を中心にモデルの改良を行なうことにしている。

海面温度を予報するモデルの開発も必要となる。海の境界層モデルの基礎となるモデル (時岡, 1978年春季学会) は既に出来ている。しかし海面温度予報のためには結局海流を記述する海の大循環モデルの開発も必要になってくる。そしてゆくゆくは大気と海洋の大循環モデルを結合させたモデルを作らねばならない。

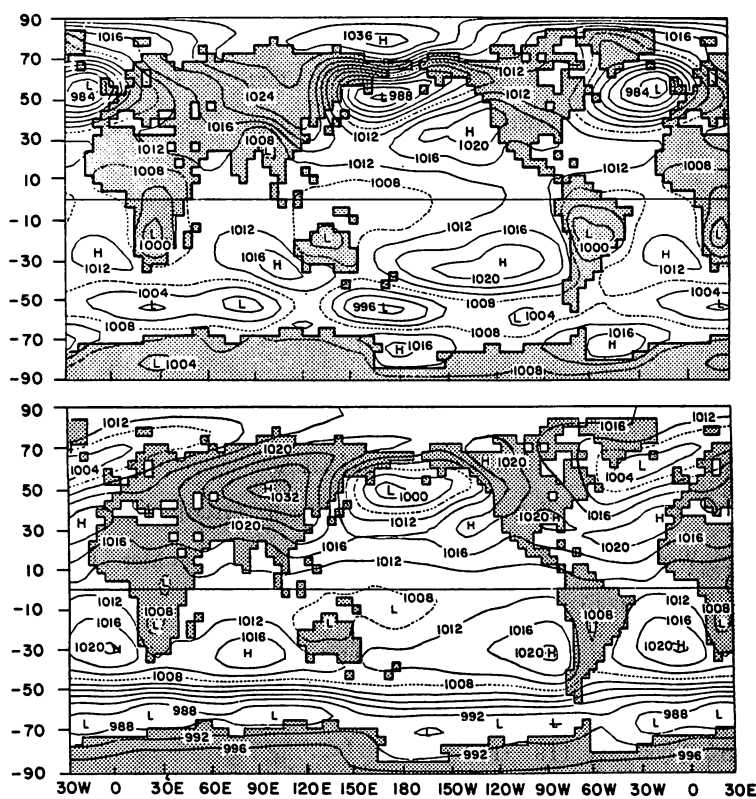
能の影響もまず調べてみようとしている。

MRI・GCMは気候モデルとしても充分使えるようなモデルにする事を考えている。気候モデルとして使えるためには、地表水文関係の部分、放射関係の部分のモデルの改良が非常に重要になってくる。例えば地表面温度に誤差があった場合、それは地表面状態の変化をひきおこし、アルベドを変えることが考えられる。この地表面温度変化とアルベド変化の間には放射過程を通して正のフィードバック機構が働く。もしも地表水文モデルが不充分であると、上のような機構を通してにせの気候変動を作り出す事も考えられる。そういうことがないように

11.2 モデルを用いた数値実験計画

モデルがフィックスされた後にはモデルは色々の目的のために用いる事ができる。まず最初にやらなければならないのはモデルの性能、性質を知るための実験である。我々はまず季節変化の再現性のテスト、気候の再現性のテスト、それにモデル大気を持つ統計的性質の確認（この中には自然変動度の研究も含む）などをやろうと考えている。

モデルを走らせて得られる結果は一つのデータセットとみなすことができる。それを用いてモデル大気に生じた現象に着目し、種



(e) UCLA モデル (同上) で得られた20日平均海面気圧図 (上図) と1月の実測図。

種の解析を行なう。特に興味を持っているのはブロッキングのシミュレーションとその解析である。これまでの大循環モデルでブロッキングがうまく再現されていないのは、一つには先程ふれた極近傍の温度場がおかしいことと関連している事も充分考えられる。又、低緯度の大循環、成層圏の大循環の解析も興味をもっている。モデル大気中での水循環やオゾン循環等に焦点をあてた解析も面白い問題である。

制禦実験は数値モデルがその威力を発揮する所である。気候変化・変動に関係した種々の感度実験、わけでもCO₂の増加の影響については社会的関心も高い問題であり、できるだけ早い段階にやらなければならない問題である。地表・水文モデルの改良に関連して下部境界条件の影響を調べる実験も考えている。

大気大循環モデルは予報モデルとしても用いる事ができる。我々は大循環モデルを用いて1ヶ月程度の予報を試みる計画をたてている。どの程度有効な情報が、どのようにデータセットを処理したら得られるかという点はおもしろい興味のある点である。

現在の時点でこれからやろうとしている事を述べたわけであるが、この計画は人と時間の点に

関して綿密に考慮した上でのものではない。我々自身いつ頃までにこれだけの事をやれるのかスケジュールを立てるのは難かしい。勿論時と共に計画自体にも変更が出てこよう。しかしながら、我々がおよそその所どのような事をやろうと考えているかという事はこれで分って頂けるのではないかと思う。最初の所でも触れたことであるが、忌憚ないコメントやsuggestionをお寄せいただければ幸いである。

参 考 文 献

- Arakawa, A., 1972; Design of the UCLA general circulation model, Numerical Simulation of Weather and Climate, Tech. Rept. No. 7, Dept. Met., UCLA.
- Arakawa, A. and Y. Mintz, 1974; The UCLA atmospheric general circulation model, Notes distributed at the Workshop, 25 March- 4 April, 1974. Dept. Met., UCLA.
- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974; J. Atmos. Sci., 31, 674-701.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977; In "Methods in Computational Physics", 17, 174-265, Academic Press.
- Arakawa, A., 1966; J. Comp. Phys., 1, 119-143.
- Bhumralker, C. M., 1975; J. Appl. Meteorol., 14, 1246-1258.
- Blackadar, A. K., 1976; in Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality, pp. 46-49, American Meteorological Society, Boston, Mass.
- Courant, R., Friedrichs, K. and Lewy, H., 1928; Math. Annalen, 100, 32-74.
- Cunnold, D., F. Alyea, N. Phillips and R. Prinn, 1975; J. Atmos. Sci., 32, 170-194.
- Deardorff, J. W., 1978; J. Geophys. Res., 83, No. C4, 1889-1903.
- Ellingson, R. G., and J. C. Gille, 1978; J. Atmos. Sci., 35, 523-545.
- Kasahara, A., T. Sasamori and W. Washington, 1973; J. Atmos. Sci., 30, 1229-1251.
- Katayama, A., 1972; A simplified scheme for computing radiative transfer in the troposphere. Technical Report No. 6, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles. 77 pp.
- 片山 昭, 1978; 気象研究ノート, 134号, 153-200.
- 久保田 効, 1978; 気象研究ノート, 134号, 201-249.
- Lacis, A. A., and J. E. Hansen, 1974; J. Atmos. Sci., 31, pp. 118-133.
- Lilly, D. K., 1968; Quart. J. R. Met. Soc., 94, 292-309.

- Manabe, S., and F. Möller, 1961; Mon. Wea. Rev., 89, pp. 503—532.
- Manabe, S. and T. Terpstra, 1974; J. Atmos. Sci., 31, 3—42.
- Manabe, S. and R. F. Strickler, 1964; J. Atmos. Sci., 21, pp. 361—385.
- Maykut, G. A., Untersteiner, N., 1971; J. Geophys. Res., 76, 1550—1575
- McElroy, M. B., S. C. Wofsy, J. E. Penner and J. C. McConnell, 1974; J. Atmos. Sci., 31, 287—303.
- Miyakoda, K., Hembree, G. D., Strickler, R. F., 1979; Mon. Wea. Rev., 107, 395—420.
- Ninomiya, K., Yamazaki, K., 1979; J. Met. Soc. Japan, 57, 399—413.
- Phillips, N. A., 1959, In "The atmosphere and the sea in motion", the Rossby memorial volume, 501—504, Rockefeller Institute Press.
- Rodgers, C. D., and C. D. Walshaw, 1966; Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 92, 67—92.
- Sasamori, T., 1968; J. Appl. Meteor., 7, 721—729.
- Schlesinger, M. E., 1976a; A numerical simulation of the general circulation of atmospheric ozone. Ph. D. dissertation, University of California, Los Angeles, 376pp.
- Schlesinger, M. E. and Y. Mintz, 1979; J. Atmos. Sci. 36, 1325—1361.
- Smagorinsky, J., 1960; Geophys. Monogr., No. 5, Physics of Precipitation. Amer. Geophys. Union, 71—78.
- Sommerville, R. C. J., P. H. Stone, M. Halem, J. E. Hansen, J. S. Hogan, L. M. Druyan, G. Russel, A. A. Lasis, W. J. Quirk and J. Tenenbaum, 1974; J. Atmos. Sci., 31, 84—117.
- Stone, H. M., and S. Manabe, 1968; Mon. Wea. Rev., 96, 735—741.
- Tokioka, T., 1978; J. Met. Soc. Japan, 56, 98—111.
- Tokioka, T. and A. Arakawa, 1980; to be published.
- Yamada, T., 1976; J. Atmos. Sci., 33, 781—793
- 山岸 米二郎, 1978; 気象研究ノート, 134号, 113—151

戦中、戦後の長期予報回想

日本における長期予報の歩みを人生に例えるならば、実に波乱に満ちたものであったといえる。その沿革史ともいうべきものが別表であるが、この間季節予報の発行は根強く続けられた。去る11月10日に第1000号が発行され、これを記念する集いが21日に行われ、戦中、戦後の長期予報関係者60余名が一堂に会した。その席上、当時の長期予報談に花が咲き、乏しい資料の中にあつていろいろと御苦労なされた様子が聞かれた。当編集部としてはこの際それらのことを活字にしておくことに意義があると考え、檜山、相楽両先輩に執筆をお願いした。

季節予報発表の歴史

- 昭和 17. 8. 5 一ヶ月豫報第1回の発行（毎月5、15日に発表）
17. 9. 5 三ヶ月豫報第1回の発行（毎月5日に発表）
18. 4. 季節豫報第1回の発行（以降毎年4月、10月に暖候期、寒候期の豫報を発表）
20. 2. 9 長期豫報課設置
20. 12. 16 一ヶ月予報のラジオ放送を行う
24. 2. 5 三ヶ月予報第78回発行で中止
24. 2. 15 一ヶ月予報第158回発行で中止
24. 2. 25 天候予想調査報告第1号発行、ラジオ発表中止
24. 11. 1 長期予報課廃止
28. 2. 15 天候予想調査報告第125号が最終号となる
28. 2. 25 一ヶ月予報季第1号発行（一ヶ月予報は毎月15日、25日、三ヶ月予報は毎月7日に発表することになる）
31. 予報発表日変更（一ヶ月予報は17日、27日に、三ヶ月予報は9日となる）
33. 5. 24 長期予報管理官設置
34. 3. 31 「向こう一ヶ月の予報」にタイトル変更（季第221号）
34. 4. 1 予報発表日変更（一ヶ月予報は10日、月末に、三ヶ月予報は20日）
34. 10. 20 寒候期予報の発表日を11月10日から10月20日に変更
35. 3. 10 暖候期予報の発表日を3月20日から3月10日に変更
49. 4. 11 長期予報課設置
54. 11. 10 「向こう1か月の予報」で季第1,000号発行

（編集部）

当 時 の 予 報 の 仕 方

檜 山 国 雄

1. 冬季予報について

昭和 18 ～ 19 年の冬季予想の方法にふれる。これは手許に残る 12 月上旬頃の第 2 回目の予想資料（第 1 回は 11 月 13 日発表）によるもので、今後の予想がやりやすいよう多くの根拠を集めたものである。

1 - 1 本台統計課調査 初冬の気候推移と季節現象をあげ次の結果を得た。最近大陸の気圧配置はこう着状態で例年に比し発達を見ず、気温も比較的高い。この状態が今後も続くと季節風による積雪は例年のようにならないと思考する。

1 - 2 本台海洋課調査 10 月の沿岸水温は北海道付近の $+1^{\circ}\text{C}$ 内外が最も高く、本州南岸と南西諸島はやや低めで中心は伊豆一八丈島にある模様。前月に比較すると、北海道以北は大差がないが、東北方面は一般に低温に傾き、本州南東部と日本海東部は $1 \sim 2^{\circ}\text{C}$ の低下が認められる。

1 - 3 既往の調査による予想

(1) 佐々木孝一氏法（集誌昭和 9） 11 月の新京・東京気圧差を P とすれば、東京 1 月気温 T は、 $T = 5.16 - 0.71 P$ に最も近く、 0.5°C 高めと予想される。同様に新京・福島、新京・宮古の気圧差との負相関より、福島および宮古の 1 月気温はやや高い見込。

(2) 布村重次郎氏法 11 月の満州（新京か）・新潟気圧差と新潟 1 月最低气温との負相関より平年並。

(3) 田口龍雄氏法 11 月根室・宮古平均気圧と伏木最深積雪には負相関があり、前冬も適中した。本年の平均気圧は並だから積雪は平年並。

(4) 佐々木鶴蔵・計良元彦氏法（集誌大正 14） 11 月漢口・新潟気圧差との正相関より、新潟最深積雪は並（少め）。

(5) 近藤是悟氏法（集誌昭和 7） 漢口 10 月気圧と新京 11 月気圧との和を A 、根室 10 月気圧と八丈島 11 月気圧との和を B とすれば、 $(A - B)$ と福井最深積雪とには $+0.80$ ($n = 19$) の相関がある。本年の $(A - B)$ は $+0.7 \text{ mm}$ だから福井の最深積雪はやや多い。

1 - 4 中央気象台の予想

(1) 春季黄海付近（鹿児島・上海外 4 地点）の平均気温と翌年 1、2 月内地の気温との負相関より、春季の気温偏差は $+0.5^{\circ}\text{C}$ だから 1 月はやや低温（檜山・梅田）。

(2) 東京 1 月気温偏差 x_1 は、 $x_1 = 0.46 x_2 + 0.16 x_3$ に近い ($r = -0.75$)。ただし x_2 は 11 月宮古・新京間気圧差偏差、 x_3 は 11 月新京気温偏差である。これによるとこの 1 月は平年並。11 月の東京気温較差の前年差と翌年 1 月東京気温前年差との相関 ($r = -0.64$) より、1 月気温は

0.5℃位低い（檜山）。

(3) 気温偏差型の分類により6～11月の類似年は大正7年である。これより1月：北海道は1℃内外低く、中部以北は0.5℃内外低く、九州方面は平年並（相案）。

(4) 奉天・大連・チチハル・天津・新京・上海の各地別7～8月気温と、北日本各地の1月気温との相関（昭和8～17）より、北海道は1℃内外低く、東北地方は0.5℃内外低い（相案）。

(5) 気温の方法別まとめ

▶相関法 1月気温との相関は数が多くそれらを総合すると、樺太地方並、北海道1℃内外低温、東北・内地中部および東部は0.5℃内外低温となる。ただし、11月の材料を用いる相関からは関東・北陸は平年並。

▶類似法 樺太西海岸南部は低温、北海道と東北は1℃内外低温、内地中部は0.5～1.0℃低く、西部は0.5～1.0℃低く、西部は0.5℃位低温（2月は予想結果区々）。

▶長年変化による方法 内地は全般に比較的寒い。

▶動気候学的方法 しばしば低気圧が内地付近を通過し、気温変化はげしく、平均で低い。

▶前年の偏差型により確率を用いる方法 内地中・西部では前冬より寒くない。

▶外そう法 山陰は1月やや低く、2月はやや高い。

(6) 降水量の方法別まとめ

▶相関法 1、2月を通じ北陸・山陰は平年並かやや多く、利根川流域は平年並。最深積雪は冬季を通じ北陸は並かやや多く、東北は平年並。

▶類似法 日本海側は多く、太平洋側は北海道方面はやや多く、その他は少ない。最深積雪は日本海側は多く、太平洋側は並かやや多い。

▶動気候学的方法 降水量は全般にいえば多い。

▶外そう法 山陰は1月はやや多く、2月は平年並。

1－5 東北地方気象官署連絡会編

区 域	太 平 洋 側				日 本 海 側			
月	12	1	2	3	12	1	2	3
気 温	やや低	やや低	並低め	並高め	やや低	やや低	並高め	並高め
降 水 量	やや少	やや多	並	並	やや多	やや多	並	並
積 雪	1、2月にかけて平年よりやや多い				冬季を通じて多い			

1－6 北陸地方気象研究会編

一般に降水量も積雪もやや多い。

1－7 樺太地方季節予報協議会 11月15日編

赤井清康，田沢博，藤原録郎，萩田憲二各氏の予想をまとめて次の結果を得た。

12月：一般に平年より低く，殊に北部においては著しく低温となるかも知れない。1月：並または幾分低め。2月：平年より低い。

1－8 北海道の予想

札幌・函館・旭川・室蘭・稚内・根室・留萌・寿都の予想を総合し，気温はやや低く，積雪はやや多い。

1－9 冬季予報結論

12月は気温，積雪とも前回同様であるから省略し，1月および2月の予想を次に示す。（注：12月の前回予想は，気温：北海道および東北は1℃内外低温，その他は0.5～1.0℃低い。降水量，積雪：多雪地方に重点をおき，北海道 本州日本海側はやや多いであった）。

予 報 要 素		気 温		降 水 量	
地 域 区 分		1 月	2 月	1 月	2 月
北 海 道	太平洋側	1℃内外低い	並かやや低い	平年並	平年並
	日本海側	1℃内外低い	0.5℃内外低い	多 い	平年並
東北地方	太平洋側	1℃位低い	並（低め）	やや多い	やや多い
	日本海側	1℃位低い	並（低め）	多 い	平年並
内地中部	太平洋側	0.5℃内外低い	平年並	やや少ない	多 い
	日本海側	0.5℃内外低い	平年並	多 い	平年並
内地西部	太平洋側	0.5℃内外低い	平年並	平年並	多 い
	日本海側	0.5℃内外低い	平年並	やや多い	多 い

最深積雪：冬季を通じ北海道および東北地方の太平洋側はやや多く，日本海側は全般的に多い見込み。北陸地方は一般にはやや多いが，西部より山陰にわたる地方は平年と大差がない。

2. 昭和21年夏季予報の経緯

4月12日季節予報号外で夏季予報を発表した。用いた資料は，長期予報課予想，東北地方各気象官署の総合予報（仙台管区編），新潟管区気象台予想であった。予報は5～9月の気温，降水量，日照を14の地域別に行なった。これを要約すると，▶6月 入梅は平年並だが関東以北はやや早目。梅雨現象は東日本でやや著しい。北陸・中京以西はやや不活発，雨量も平年以下で九州北部・中京付近ではから梅雨の傾向があり，東海道・南海道ではしゅう雨性の雨がかなり多量に降る所がある。▶7月 出梅は東北地方やや早め，中・西部日本は平年並だが，四国・九州では出梅後も雷雨性の降雨がある。東北から近畿・中国にかけては少雨で所により水不足の恐れ。気温は北海道北東部でやや低いほかは並ないしやや高い。▶8月 北日本はか雨・多照で気温は並。中・西部日本は気温は並（低）の所が多く，雨量は並ないしやや多い，というものであった。

その後中田課長が札幌に出張し，北海道気象官署のまとめと4月の資料による予想が出た5月14

日に、藤原台長より凌風丸三陸沖観測に基づく海況予想を参照するなど、予想の再検討が指令された。そこで大阪・福岡・名古屋・広島・高松の各管区へ16日電信で予想を照会し、21日夏の季節予報第2報が発表された。この以前に、予報等は連合軍へ提出を要するとの台長のお考えで、企画渉外を経由し、6月6日英文の予報を提出した。

第2報の根拠をあげると次のようである。

2-1 本台の予想

(1) 中田技官結論 ▶7月気圧偏差 本州付近の気圧は平年よりやや高く、北太平洋高は東日本および南海上に張出す。低偏差域はマリアナより揚子江方面にひろがり、また朝鮮よりオホーツク海南部に掛けて弱い気圧の谷が現われるかも知れない。▶8月気圧偏差 小笠原高は相当優勢で高偏差域は本州南部・朝鮮に張出す。日本海北部と満州は低偏差域となる。▶9月気圧偏差 千島・北海道方面に正偏差、本州南部は低偏差となり、北高南低型が予想される。▶7月気温 関東以西並でないしやや高、奥羽・北海道南東部並（低め）、同北西部平年並。▶8月気温 本州はおおむね平年並であるが、日本海側はやや高めで（山陰・九州やや高温）、太平洋側は北海道より東海道にかけ並（低）。▶9月気温 本州やや低温、北海道平年並。

(2) 季節予報掛根拠 ▶梅雨期の雨量予想の一方法（集誌22巻5号）：北陸・中京・近畿方面はやや少、山陰・関東・奥羽東部・北海道は並またはやや多め。入梅は北日本やや早く西日本は遅れる傾向。出梅は例年より早い見込だが、南海道方面はぐずつくかも知れない。▶凶冷予想の一資料（東北研究会発表）：2～3月敷香・父島気圧差と宮古7～8月気温の正相関および宮古の8月と7月の ΔT の差に7～8年のリズムがあることより、7月やや高温、8月並（低）。▶7月140°Eの気圧断面図型と夏季天候との関係（東北研究会発表）：北田氏の多元傾向法に準じて3、5、7か月間隔の気圧変化図を作り、7月気圧の断面図を予想し1930、16年の類似年を得た。中・西部日本は気温平年並で、南岸では出梅後も天気がぐずつく傾向がある。北海道・奥羽はやや早く夏に入り、気温はやや高温ないし相当の高温も期待される。▶同様の方法により8月の ΔP 、 ΔT を数地点につき予想した。 ΔP は札幌・新潟(+), 八丈島・福岡・名瀬(-)で、気圧偏差型は福田氏のいわゆるM型だが、南方海上は低偏差。気温は札幌・石巻・福岡平年並、東京・大阪並（低）。▶気温偏差を用いる類似法が続くとはいえないが、しかし適当な類似年が二つあって両年の将来が大体同様に推移すれば、類似法は若干参考になる。今年の春までの類似年は1921、24年であるが、24年は偏差の幅が今年より大きい。両年の推移より予想は、7月：本州北部やや高温、四国・九州方面並（低）。8月：本州北部やや高め、本州南部やや低め。▶日照偏差型は冬の状態から1943年、春から1920年に似ている。両年の共通部分として、7月：北海道並、東北多照、九州やや少、その他並所々多め。8月：北海道並（少）、東北やや多、本州は総合困難だが並（少）の傾向。9月：総合困難につき ΔP の予想を参照し、北海道多め、本州は並でないしやや少め。▶凌風丸の観測によれば黒潮の接岸が著しい。これは北太平洋高の優勢を支持するかまたは黒潮の強勢を示すと判断

される。これが事実とすれば海況は夏季気温を(+)に働きかける公算が大きい。▶その他シベリアの4T負域の移動方向が冬以来東北東であることの持続性、東北地方8月気温の1941年を中心とする対称性、8月本州付近は気圧の正偏差型が3年続いた後なので、気圧が高い確率は小さいことなどが挙げられた。

2-2 東北地方官署の総合予報（3月12日発表）

今暖候季は始め一般に平年並なるも5月より6月にかけ気温はやや低下し多雨か照の傾向を示す。7月に至り天候回復し、相当の高温も期待され一般にか雨多照なるも、日本海側はやや不順である。8、9月の天候は概ね平年並またはやや良好なるも、9月は雨量やや多い見込み。なお梅雨は平年よりやや著しいものと予想される。

次に各月の詳細を示す。▶4月：気温は一般に平年並（高め）であるが、太平洋側南部沿岸は低めの所もある。雨量は一般に平年並以下であるが福島県のみやや多い。日照は平年並以上で北部ではやや多い。▶5月：気温は北部を除き一般に下って並以下となり、宮城・福島県下ではやや低い所を生ずる。雨量は並またはやや多い。日照は全般に平年並、内陸方面に晩霜の気配あり。▶6月：北部太平洋側は気温が下ってやや低となり、雨量多く、日照はやや少ない。その他の各地は天候は概ね平年並で、日本海は日照のみ多少多め。梅雨は平年よりやや著しく期間も長き見込み。▶7月：太平洋側の気温は並以上で、所により相当の高温も期待される。それに伴って一般にか雨多照の傾向を示す。日本海側は反対に気温は並（低め）で多雨か照の傾向あり。▶8月：気温は一般に平年並に帰るか雨多照の傾向を残す。▶9月：気温再び上昇し日本海側はやや高温となる。一般に雨量やや多く、日照は太平洋側並以下、日本海側やや多し。

2-3 北陸地方暖候季総合予報（5月12日発表）

	6月				7月				8月			
官署	気	温	降水量	日 照	気	温	降水量	日 照	気	温	降 水 量	日 照
新潟	やや低		並(多)	やや少	やや高		少 め	並	並または		並または	やや多め
相川	または低		—	—					やや高め		やや少め	
高田	—		—	—	7、8月を通じ	気温並または	やや高	雨量やや多	日照並			
富山	+0.1	やや多	やや多		+0.6	やや多	やや多		+0.1	やや少	はなはだ少	
輪島	並(低)	並(少)	—		並(高)	並(少)	—		並(低)	並(少)	—	
金沢	やや低	並(多)	やや少		やや高	やや少	並		並(高)	やや少	やや多	
敦賀	やや高	やや多	やや多		高 め	少 め	多 め		やや低め	多 め	少 め	
	—	—	—		やや低め	—	並		並	—	並	

第1回の予報発表以前に新潟で発表した予報は次のようであった。オホーツク海高は6月頃優勢となり本州中部付近まで張出すことが多く、前線帯は本邦南方洋上に東西にのびる。7月初め頃より小笠原高は次第に優勢となり、前線帯は北日本または北海道付近に北上し、8月頃は小笠原高の

支配下となる見込み。北陸地方の梅雨は平年並に初まり、出梅は平年よりやや早く、梅雨量は並またはやや少めで、梅雨現象は活発ならざる見込み。新潟各月の概況次のごとし。▶6月：気温並またはやや低め、降水量少め、日照並またはやや少め。▶7月：気温やや高め、降水量やや多め、日照並または少め。▶8月：気温並またはやや高め、降水量並またはやや少め。

2-4 大阪管区气象台予報（6月15日発表）

本年夏季予想（主として気圧偏差の方法による）は、▶7月：気温やや高、降水量少、日照やや多。▶8月：気温並（高）、降水量並、日照並（少）。

2-5 福岡管区气象台（6月1日発表）

気温は7月後半より8月上旬に多少平年より高めとなるほか一般に低めの見込み。雨は梅雨期間に平年より多く降るが、7、8月中はしばしば山間部に発生する雷雨のほか一般に晴天が続く、雨量は平年より少ない見込み。

2-6 札幌管区総合予報

	6 月			7 月			8 月		
地 域	気 温	降 水 量	日 照	気 温	降 水 量	日 照	気 温	降 水 量	日 照
西 部	並でないし 高め	並または 少め	並または 多	並または やや高	少	並または やや多	並または やや高	多または やや多	少
北見地方	並または 低め	同 上	並または やや多	やや高	並	多	並	やや多	少
南 部	同 上	同 上	同 上	低目または やや低め	並または やや少	並または やや多	並	やや多	少
東 部	同 上	同 上	同 上	同 上	同 上	同 上	並	並	少

2-7 多度津予想（平野囑託）

6月雨量は高知550mm内外でやや多く、多度津は200mm内外でやや多い見込み。

2-8 以上の資料を総合し、次の夏の季節予報第2報を発表した（6月21日）。

7月概況 ▶北太平洋高気圧はやや発達し、東日本および南海上に張り出す。台風は中華民国方面に進むが、このうち南西諸島近海で転向し、朝鮮海峡付近をへて樺太方面に向うものが1～2個現われる傾向があるが、東日本（関東・中部地方付近）に接近するものは現われない。▶気温 北海道北東部は平年以下でやや低めの傾向があるが、本州は並でないしやや高温である。奥羽・北海道方面では異常低温の起る恐れはない。▶雨量 北海道並でないしやや少。本州は全般にやや少ないし、少の所が多く、奥羽・本州中部・近畿・中国地方の各地では灌漑水不足の恐れがあり、一般に水を使われる方面では注意が肝要であろう。陸稲は所により干害発生のおそれが大である。▶日照 本州・北海道全般に並でないしやや多く、干天が予想される。

8月概況 ▶北海道方面の平均気圧は平年以下で気圧の谷がしばしば現われる傾向があるが、日本海西部・朝鮮方面の気圧はやや高い。本州太平洋側に沿いしばしば気圧の谷が現われる傾向大で、低気圧の通過も予想される。台風は九州南方を西進するものが多く、本州に接近するものは例年より少い。▶気温 北海道・本州は一般に平年並であるが、南岸地方では0.5℃位低めの所もある。

前月に比し、気温はやや下降し高温は期待されない。▶雨量 北海道・本州・九州全般に並ないしやや多い見込み。▶日照 平年以下の所が多いが、奥羽・北陸では幾分多めの所がある。

9月概況 ▶台風は例年並で、朝鮮海峡をへて北東進するものが1～2個現われる見込み。また本州を通過する低気圧が多くなる。▶気温 北海道・奥羽並所々高め。本州中部および西部は並(低)で、九州ではやや低い所がある。▶雨量 北海道および奥羽北部やや少く、奥羽南部より九州にかけてやや多い。▶日照 全般にやや少ないし平年並で、多雨・日照の傾向が大である。

2-9 予報発表までの台内検討

季節予報については発表前に会報的に多人数で検討したうえで発表し、会報のさいは台長、部長など必ず出席しうる時間が選ばれた(この形式は藤原台長のお考えによるものであった)。しかし、今回は都合により持回り会議の型式で総合結果を供閲し検討を依頼した。以下は第2報案に対する関係者の意見で、参考のため示す。

予報課高橋技官 当課毛利嘱託の意見は次のごとくです。本年は冬季より中緯度高気圧発達傾向多く、最近の気圧配置は夏型です。いわゆる干ばつ型の鯨の尾状になっており、したがって夏季気温高く、天気は良いと予想されます。したがって西日本はむしろ干ばつの恐れがあることを、今少しく強調しても良いのではないかという気がします。

予報課日下部嘱託 総合の内容に関しては意見なく同意。本6月は南半球方面より気団の侵入旺盛なるとき感あり、これがためじ(爾)後の推移により8、9月頃の赤道前線の活動状況に対する予想、台風の発生回数およびその進路に関する推論の根拠に関し、更にくわしく承知致したし。

予報課加藤技官 (1)も少し具体的な注意が欲しい。例えば産業気象上、予め如何なる注意を払っておくべきか、田植、養蚕、刈入等から家庭菜園に到る範囲に親切な注意がほしい。(2)予報者の立場からは、長期予報を出した根拠をも少し明確にしてほしい。例えば「雨量は平年より少ない」という断定に対する確度というか信頼度といったものを示してほしい。この断定は100%正しいと考えるべきか50%と考えるべきか、できれば明示してほしい。明示できねば暗示でもよい。(3)根拠となる方法の physical な意味、例えば大気環流が強くなるとか弱くなるとか、fresh な airmass の交代により front がしばしば現われるとか否とか、そんなものをも少し含ませてほしい。余りに descriptive なような気がする。この physical な予想は当然、短期予報に対する指示を与える。(注：この外の用語の定義の意見は省略)。

統計課中原技官 非常に巧みに記述されているので一読後成程と首肯され、この分にては字句のいいまわしの良否を指摘するに止まる。尚各項目毎に検討したかったが、僅か一日で充分余裕がなく不能でした。大体に於てよろしいのではないかと思います。

海洋課竹内技官 夏季の海況の予想の方だけから考えれば、総合結論案に対して訂正すべき所は無いと思われます。(注：上記には当用漢字以外の字を用いてあることをお断わりします)。

3. 予報をまとめる台内の体制

昭和18年頃から中央気象台では農林省（19年農商省となる）農政局農産課を中心に、3月末頃夏の天候予想について打合せを行なう業務があり、この連絡は山田統計課長が当たった。この会には気象台では長期予報、水産試験場では海況の調査研究を持ち寄った。海洋課で海況の報告を行なうようになったのは19年以後である。

次に長期予報の根拠は全国の関心を抱く官署から公文で集められ、それに本台の予想を加えて総合し報告した。管区気象台ばかりでなく小規模官署の予想をも参考としたのが特徴的で、たとえば昭和20年5月20日発表の梅雨特別予報（第2回目）では、札幌・仙台・大阪・広島気象台および宇都宮・三島・高田・金沢・豊岡・岡山・下関各測候所の報告を総合したが、このことは前に挙げた資料からも理解されよう。一方、台内においては予報・統計・産業気象・海洋の各課の連絡を密にして会に臨むのが慣例であった。しかし、その後この体制は次第に変わり仙台・札幌・新潟との連繫を主とするようになったのは周知のとおりである。

4. 予報の送付先

長期予報課が発足した昭和20年には、梅雨特別予報を4月20日、5月20日、6月25日の3回にわたり発表した。第2回予報の主な部外送付先は、陸・海軍、各地方協議会（全国で9か所の都道府県にあった）、運輸通信省、農商省、東京都関係、日本放送電KK、関東配電KKなどであった。

翌21年は4月12日付で夏季天候予想を発表した（6月21日第2報を出す）。その時の送付先は本省関係、農商省関係、気象官署などへ計115部発送したことがわかっている。そのうち農商省関係は、農政局農政課長、同農産課、開拓局第一指導課、蚕糸試験場、園芸試験場静岡分場、同神奈川分場、食糧管理局第一検査課、農事試験場、同鴻巣試験地、同東北支場、同中国支場となっている。この外の記録はないが、1、3か月予報など予報の配布先もほぼ同様と考えられる。

5. その他

当初は既往の調査、新しく見出した相関法、類似法などが主体であり、物理的な意味の欠除がいつも問題であった。大谷さんが長期予報掛を設けた理由は不明であるが、農林省とのかかわりが主であったことから、食糧増産の国策に寄与するためと想像される。戦時中は気象は軍資秘または極秘で予報の外れは殆んど問題にならなかった。たとえば冬季予報で、昭和19年12月は平年並、20年1月は関東・中部地方はやや低、奥羽・北陸・近畿は並ないしやや低、2月は並ないしやや高いと予報し、実際には記録的寒冬となった。次に5月20日発表の梅雨特別予報（第2回）では、6月北日本並（低）その他並、7月四国・九州で並（低）としたほかは北日本・北陸で並（高）、8月平年並だが中部日本は高めと予報した。実況は6、8月はほぼ適当であったが、7月は著しい低温で、3か月平均で冷夏となった。しかし季節予報掛長へのおとがめは無かった。ただし、昭和21年夏の季節予報発表に当り藤原台長がかなり慎重であったことは、後から考えると何等かの問

題があったのではないかと推察される。この頃はむしろ台内各課との連絡調整に手数を要したような気がしている。

昭和 20 年に長期予報課が発足し中田氏による周期性外挿法が導入された。すなわち $L_n = \frac{1}{2}(t_n + t_{n-1})$ 、 $S_n = \frac{1}{2}(t_n - t_{n-1})$ において、 L_n は周期が長くこれを運動学的に外挿し、 S_n は反転性による予察で、 $t_n = L_n + S_n$ により、気圧、気温などの月平均偏差を予想し日本付近の分布図を作った。

昭和 24 年の暖冬異変では本台、地方ともやや低温を予想しマスコミの攻撃が著しくなり、結果的に長期予報課は廃止され、現業は予報課所属となった。その後は遠藤氏から藤井氏と続く両掛長の協力を得て予報の成績もまずまずであった。28 年春には須田予報官が増員になり、その冬から予報は交代で担当するようになった。また、500 mb の半月、月平均図が作られ、天候推移の立体的解釈が可能となった。28 年は冷夏であったが季節予報がかなり当たったように記憶され、これを契機に時の農政局長塩見友之助氏はしばしば予報課に来られ熱心に意見を求められたことが印象的であった。

昭和 33 年 5 月 長期予報管理官が設置され高橋浩一郎氏の指導を頂くようになった。その後の経過は良くわかっているとおりである。

最後に予報の総合についてふれる。季節予報でたとえば高・低の結果が区々で総合に困難なことが多い。この判断にはある種のひらめき、あるいはカンがものを言うような気がしている。これに関連し、北裏喜一郎氏の手記を引用してみたい。

一つの事実を深くみ、形あるものとして生みだすところに創造の喜びがある。このみつめるというのは、別の言葉でいえば、カンであるかも知れない。湯川秀樹博士は、十という結論を出す時に、一、二、三、四、……と九まですべての条件をつぶして十になるのではない。四、五、六ぐらいからいっぺんに十まで飛び上り、そこから九、八、七、と下がってきて合理的な結論になる。その飛び上る十の結論はカンである。

ものごとをときはぐす手だてを探るについては、学者であれ実業人であれ、カンのよしあしが大きく左右する。そうした意味でのカンを養うものこそは、情緒の世界である。数学者岡潔博士が学問上の大発見をしたのは、一夜蛍（はたる）の飛ぶのを見ている時であった。机にかじりついて数学と取り組んでいる時ではなかった。自然という情緒の世界でカンがつちかわれることを知った。戦争末期の闘病生活で自然のなかで一人自炊生活を続け、半年もして気がついたことはカンが鋭くなっていることであった、という。

予報者にも一脈通ずるものがあるように思われる。

(1979. 12. 6 記)

昭和17～18年創設当時の長期予報掛

元長期予報掛 相 楽 正 俊

昭和54年11月21日に気象庁食堂で、季節予報第1000号発行記念パーティーが、盛大に行なわれ、長期予報のOBや現職者が大勢集まった。

席上、長期予報業務創設時の昭和17～18年ごろの資料がなく、状況不明で、気象百年誌にも記録されていないという話がでたのは残念なことだった。

当時は、大東亜戦争が始まったばかりで、厳重な気象管制が施かれ、とくに、長期予報の発表文や研究文は軍資秘扱いとされ、部外への持出しは禁じられていた。

このため、用済み後は、大体は焼却されたので、記録が残らなかったのは当然だろう。

昭和16年春の東北地方気象官署長連絡会で、森田稔仙台管区気象台長が季節予報の重要性を説き、東北地方の冷害予想を組織的に研究しようと提案したのは有名である。

当時、東京の中央気象台でも荒川秀俊博士を中心に長期予報の研究が進められ、昭和17年6月に予報課に長期予報掛が創設された（当時は係でなく掛を用いた）。

初代の掛長は、物理学校卒業の菅谷惣治氏が任命され、筆者や川島源三郎氏、梅田英男氏の外女子職員も含めて10名の世帯で業務を開始した。

長期予報掛の事務室は、大手町の木造庁舎の2階にあった予報課事務室の隣の調査課の南隅に間借していた。

調査課に同居した理由は、荒川先生が調査課長だったので、その直接指導を受けるためであった。

当時、調査課には、増山元三郎、福井英一郎、中原孫吉、小河原正巳、神山恵三、関口武氏などそうそうたる学者が揃っていた。

予報課では、高橋浩一郎先生がA当番を担当されながら長期予報の研究を進められており、筆者は、先生の周期分析法や動気候学的考察を参考にして独自の研究を進めた。

菅谷掛長は、主として荒川先生の指導の元に、旬日予報を中心に予想天気図を作り、グラフを用いた延長予報に力を入れた。

筆者は、諸先輩が研究した相関法や周期法、類似法などを中心に、新しい調査を導入して、季節予報の作成に努めた。

創設当時の長期予報掛は、資料ゼロから出発したので、資料作りが大変だった。

川島、梅田両氏を中心に、若い掛員は、グラフの作成や、天気図からの気圧の読取り作業に追われた。

極東天気図ばかりでなく、陸軍発行の亜欧天気図や神戸海洋気象台発行の海上天気図からの読取りも行なった。

各格子毎に読取った気圧の値を統計して、旬平均や月平均の天気図を作り、必要な地点のグラフ

も作成した。

全国の気象官署から気温や降水量、日照率などの旬や月資料が報告され、それをグラフや分布図にし、平年との比較図も作った。

資料の作成は順調に軌道に乗り、必要な資料も揃ったので、第1回目の1か月予報を、昭和17年8月5日に、3か月予報を同年9月5日に発表した。

予報発表日は、1ヶ月予報が毎月5と15日の2回、3ヶ月予報は毎月5日に1回とした。

季節予報は、昭和18年4月に第1回目に暖候期予報を発表し、同年10月に寒候期予想を発表した。

以後、季節予報は、4月に暖候期、10月に寒候期予報を発表することに決めたが、発表前に、東北地方の季節予報検討会に出席して、中央と地方の意見を調整し、予報文を作成した。

昭和18年には、檜山国雄氏が予報現業掛長兼務で、長期予報掛勤務となり、若い男女が増員され、20名近い大世帯となった。

当時は、長期予報に対する関心が高まり、「予報の最終目標は長期予報の完成にあり」という意気込みで、自信と希望を持って作業に当たった。

長期予報に関心のある地方職員はもちろん東北地方からは、森田台長を始め、各所長がひっきりなしに長期予報掛を訪問し、資料や意見の交換を行ない賑わった。

掛員の団結も強く、昼休みは、体力作りに連れ立って宮城を一周したり、春と秋は筑波山や奥多摩など盛んにハイキングや旅行を楽しんだ。

旬日予報も出していたので、仕事は忙しかった。

あるとき、昼食事に、天皇陛下が「週末の那須の天気」を侍従にご下問になり、さっそく気象台へ問い合わせがあった。

そこで、急遽、食事を止め、竹平町の現業室にとび込んで、天気図をチェックし回答したこともある。

昭和18年5月にアリューシャンのアッツ島が玉砕したので、米本土攻撃用の飛行場建設に従事していたキスカ島の陸軍部隊2600人と海軍部隊3000人の撤退が必要となり、作戦会議が開かれた。

アリューシャンは6月から7月にかけて濃霧シーズンとなるので、濃霧を利用した撤退作戦が検討され、長期予報掛にも調査の命令が下った。

海洋天気図で、濃霧発生条件を調べ、亜欧天気図から気圧や前線の移動を掴み、7月下旬の10日間の濃霧を予想し、竹平町の海軍気象部に出向して説明したときの状況は、今でも陰に浮んでくる。

当時の気象台は文部省の管轄下にあり、研究者には十分な研究費が支給されたので、若い助手をたくさん使うことができた。

資料が揃うにつれて、新発見が次々と発表された。

地方では、盛岡測候所長の中田良雄氏の気象変化の周期性を利用した中田氏法や根室測候所長の梅田三郎氏の気温変化グラフの類似を用いた梅田氏法、仙台の森田台長の確率予想法などがとくに成果を上げていた。

中央では、菅谷掛長の気温変化の対称性に着眼した菅谷氏対称法や筆者が日本の気温や降水量の偏差分布型を分類して、過去の類似や周期性を調べ、広範囲な気象状況の類似から全国的な長期予報を試みた相乗式分類法は画期的な方法として多くの共鳴を得た。

このことについては、のちに和田英夫博士によって著書「長期予報新講」に「天気図による総観的立場から考えて当然なことであり、この偏差分布による類似法は、長期予報の実際的な方法として極めて有効なものとなってきた」と評価されている。

長期予報の研究は、主として、東北の季節予報検討会で発表したものが多いが、一部は陸、海軍と気象台で作っていた秘密気象研究会で発表した。

この研究会は、昭和18年に発足したが、1回目の発表会には、大沢綱一郎氏と筆者の2名が選ばれて、研究を発表した。

大沢氏は「台風についての研究」を発表し、大海戦が展開されている南方海域での台風の発生機構について講演した。

筆者は、「気温並びに降水量の偏差図の分類について」と「亜欧天気図を用いた移動性高気圧の経路と速度の研究」を発表した。

当時は、点としての高層観測値はあったが、現在のような広域の高層天気図がなかったので、総観的予報や旬日予報には、地上の資料をあらゆる角度から検討する必要がある、若冠22才の筆者の研究が取り上げられたのであろう。

この秘密気象研究会は終戦と同時に消滅し、軍資秘扱いの発表文は焼却されたものと思われる。

当時の予報者は、何がなんでも長期予報は出さなければならない使命感にあふれ、当たり外れを気にすることは少なかった。

中央気象台の長期予報者は、地方よりは豊富な資料を利用することができ、地方の会議に出席しても、中央からの派遣指導官として、自信とほこりを持って、研究を発表し、技術指導を行なったものである。

昭和18年後半には、掛員も20名近くに増員され、長期予報の花形時代が到来した。

昭和20年2月9日、期待をになって、長期予報課が独立できたのも、昭和17～18年頃の軍資秘時代に生まれた「幻の長期予報掛」の揺籃時代の成果が役立っていることを明記しておく必要があろう。

ちなみに、和田英夫氏の長期予報新講によると、外国で長期予報が組織的に発表されるようになったのは、米国で昭和21年（1946年）、英国で昭和28年（1953年）となっており、日本で長期予報を公式に発表し始めた昭和17年（1942年）より数年おくれている。

また、海外で1番早く広域の気温や気圧の偏差図の類似を用いて、予想に取り入れたものは英国で、昭和30年（1955年）と記録されているが、日本では、すでに13年前筆者が昭和17年（1942年）に開発して実用に供していた事実は前掲のとおりである。

日本における長期予報の学術的な研究は、すでに明治時代から続けられており、とくに、農林省農事試験場長だった安藤広太郎博士が大正4年（1915年）に書かれた「東北地方の夏季天候予想の研究」は良い手引書であった。

当時は文献の少ない時代であったが、岡田武松博士の「気象学」や米国のペターセンの BAROMETRIC TENDENCY 及び英国のブラントの PHYSICAL AND DYNAMICAL METEOROLOGY などが主な参考書として利用された。

長期予報は、過去の気候の調査をもとに、将来を予測するのであるから、統計や調和解析、確率などの数学的知識が必要だった。

そのため、檜山氏は研数学館に通い、筆者は東京物理学校を卒業するため、昭和19年春一端、気象界を去り、昭和22年に、森田台長に呼ばれて仙台管区气象台に復職し、福田喜代志予報課長のもとで、安藤正次、松倉秀夫氏らと東北地方の長期予報研究に従事した。

（昭和54年11月25日記）

季 第 1000 号 に 想 う

高 橋 浩一郎

季節予報の発表文が1000号になったそうである。もうそんなになったのかなあという感慨の深いものがある。

私が長期予報と縁を結ぶようになったのは昭和16年の東北地方の季節予報連絡会以来である。これは、当時、仙台管区気象台長だった、故森田稔氏が長期予報の必要性を痛感し、東北6県の県庁と連携をとり、長期予報に関心を持つ技術者を集め、長期予報の技術の研究、試験的な予報を試みたものである。

いまからみると、随分粗朴なものであった。予報の基となる観測資料はほとんど日本だけ、しかも地上観測だけで、わずかに沿岸の水温の観測値が使用されるくらいであった。短期予報の観天望気のようなものだった。

その後昭和20年には中央気象台に長期予報課が設置され、中田良雄氏が課長となった。そして、いわゆる和差法を考案されたが、資料は相変わらず地上観測だけであり、第2次世界大戦後、範囲は広がったが、この点ではあまり前進はなかった。

昭和24年には、大規模な行政整理があり、長期予報はもう一度根本的に研究する必要があるということで、長期予報課は廃止となり、予報課の季節予報係となった。そして、気象研究所に長期予報を研究することを目的とした、通称竹平分室がつくられ、私はそこへ移った。竹平分室の研究方針は研究と現場との橋渡しということであり、多くの文献を読み、周期性については和差法だけではなく、ペリオドグラム、調和解析法なども研究し、また、資料としては、地上観測値だけではなく北半球500 mbの資料を整備し、その利用を始めた。

昭和33年6月1日には、予報課の長期予報係と竹平分室の約半数が一緒になり、長期予報管理官が新らたにおかれ、長期予報を担当することになった。この時の予報部長は肥沼寛一博士であり、私が管理官となった。はじめの室はもとの石版の工場であり、机、本箱もありあわせの古いものばかりであり、資料もあまりなく、さむさむとした室であった。しかし、管理官室の職員の熱意は強く、資料は次第に充実し、シノプティックな考えも長期予報に導入された。そして、昭和34年にコンピューターが導入されると、すぐにそれを積極的に利用する方針がとられ、そのおかげで、その後、相関シノプティックスの方式もとり入れられた。そして、ようやく短期予報におけるシノプティック的な段階になった。

近年は異常気象、気候変動が世界的に大きく取りあげられるようになり、その関係もあって昭和49年には長期予報管理官は25年ぶりに長期予報課となった。そして内田英治博士が初代の課長と

なった。

気候といえば、20～30年前頃までは、古くさい学問というように思われ勝ちであった。それが今では最先端の問題となっている。また、一カ月予報に数値予報方式を取り入れようという試みが行われていると聞く。

長期予報が問題になったのは、決して新しいことではない。明治の末から大正の初めにかけ、凶作がしばしばおこり、長期予報が大きくとりあげられ、岡田武松、安藤広太郎などの名が出ている。長期予報管理官が出来てからでも25年はたつ。現状を見ると、ずい分進んだなあと思うが、また、まだまだだなあという思いもある。長期予報にはまだまだ未知のことが多い。それだけ、ある意味では魅力のある分野である。

現在は一つの長期予報の転換期にあるようにも見える。今後、世界気候計画の実施とも相まって、飛躍的な発展を期待したいものである。

長期予報官の喜怒哀楽

仙台管区气象台 八重樫 佐 平

地方における長期担当予報官の苦労話などをという編集部からのお声がかかりである。

予報が外れた時の辛さは本当に身に伝わる。なまじ長期予報などやめるべきではないだろうか、人間が何か月も先きの天候を予測するなどということは神を怖れぬだいそれた行為ではないかと思うほどの落胆ぶりである。その反面、予報が適中した時の気分はまた格別で、実にはればれとして気持がよい。短期予報がその日の予報を外し、週間予報がまた大きく狂ったような時に、3か月や1か月予報が当たる場合がよくある。それは大きなベース転換が起こった時である。大規模スケールの大気環流のまさに神秘的とさえ思える規則的振舞いに感心して、長期予報も捨てたものではないぞといささか得意になることもある。天候の変化が偶然ばかりではないところに長期予報の救いがあるのであろう。

さて、何が困ると言って予報の決め手になるような根拠の見つからない場合が最も苦しい。当り外れはともかく、予報するからには第三者を納得させるだけの根拠がなければならない。毎回、予報日の数日前から気が重くなって自然にゆううつになってくるのが自分でもよくわかる。予報はいつもタイムリミットぎりぎりまで心の決着がつかず思い悩むことが多い。客観的予報法が確立されていない長期予報担当官の宿命でもあろうか。

季節変化にはいろいろなスケールの変動があるが、環流の変化に規則性がある場合には予報は楽だし、また実によく当る。予報が外れるのはその周期性がくずれた場合であって、新たな規則性が見つかるまでしばらくは予報の決め手を失なうことになる。普通、環流の周期変動は4～5回もく

り返せばよいほうであるから、機械的に周期分析をして卓越周期を見つけたところには予報にはもう遅いのである。現状では新たな規則的変動をシノプテックにいち早く見いだすことも一つの予報技術ではなかろうか。

相関法もバウルの昔から前兆現象を示すという意味で素人への説明に都合のよい根拠ではあるが、大気現象の非線型的性質から相関の定常性を保証できないところに不都合が生ずる。したがって、環流変動の総観的理解に相関法をとり入れた“相関シノップ”は有力な予報法ではあるけれども、相関はいつ反転するかわからないので全幅の信頼をおくわけにもいかない。さきに述べた周期外挿にしろ相関シノップにしろ、記録的な異常気象なるものはいつもそれらの予想を裏切るかたちで発生するのが常である。

類似法もまた然りであって、極端な言い方をすれば、これなどは全く予報者の気安めにすぎないのではないかとさえ思うことがある。とは言え、物事は否定的に考えると何もできなくなってしまうので、学問的無理は承知のうえで、つとめて前向きに積極的に思考を進めてゆかないと長期予報はとてもできない相談である。

現実問題としては、調査研究と予報実務との違いを割り切って処理してゆくほかはないと考えているしだいである。

L・F・グループ昭和53年度総会報告

1. 日 時：1979年7月19日
2. 場 所：気象庁第一会議室
3. 講 演：丸山健人（気象研究所） 低緯度じょう乱のスペクトル解析
4. 会計報告：昭和53年7月24日～昭和54年7月18日

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
◦前年度繰越金	234,694円	◦前年度総会費補助	10,720円
◦会 費	317,900	◦印 刷 費	
内訳 51年度	3,000	VOL 17 №1	120,000
52年度	32,600	VOL 17 №2～3	243,000
53年度	272,400	◦送料、用紙代	
54年度	8,100	衛星写真代・他	26,940
55年度	1,200	◦次年度繰越金	228,671
56年度	600		
◦バックナンバー代	6,300		
◦預金利息	437		
◦和田英夫氏寄付	70,000		
収 入 計	629,331	支 出 計	629,331

5. 役員交代

昭和53年度 朝倉正、森信成、山崎学、田崎允一（長期予報課）、戸松喜一（気研）

昭和54年度 田代茂夫、福谷博、池田誠也、谷正之（長期予報課）、千葉長（気研）

6. 会費納入について

会費600円はなるべく官署ごとにとまとめて送金して下さい。納入方法については次の口座のいずれかをご利用下さい（会計担当者：福谷 博）。

(1) 郵便口座

口座番号：東京5-165913

加入者名：L・F・グループ

(2) 銀行口座

富士銀行本店営業部（店番号：110）

口座番号：203156、名称：L・F・グループ

7. 議題……「会費の値上げについて」

総会において、役員から、会費の値上げについての提案があり討議された。その結果、今年の繰越金が、例年と変わっていないという理由で、昭和54年度の値上げを見合わせることに意見が一致した。しかし最近の物価高は、日増に本誌の印刷費等にも圧迫を加えてきており、さらに、本年には、郵便料の値上げも予定されていることから、会誌発行について、現状を維持することは今後不可能になります。

新役員としては、グロスベッターの末長い存続を願って、昭和54年度総会においても、値上げについて再度提案する予定ですので、会員各位の御理解をいただきたいと思います。

編 集 後 記

- グロスベッター第18巻第1号をお送りします。すっかり遅れてしまい、深くお詫びいたします。

今回は、気象研究所予報研究部の時岡さん、山崎さん、谷貝さんに「気象研究所大気大循環モデル」について、分りやすく書いて頂きました。今後の長期予報全般について資するところが非常に大きいと思います。

- 編集部では、ここしばらくなかった現会員名簿の掲載を考えて整備しましたが、今回季第1000号発行記念に関係した特集を組んだため、残念ながら本号からは割愛しました。新入会員を含め、再度整備したものを、次号（3月頃発行予定）に掲載する予定です。移動のあった場合は、早めに御連絡下さいますよう、会員各位の御協力をお願い致します。

- 第18巻本号より、**L. F. 余談** という欄をもうけました。この欄は、いろいろな分野で御活躍なさっているL. F. 会員が、相互の理解を深めるための自由投稿欄です。ただし、スペースは、400字づつ原稿用紙4枚くらいを目安にして下さい。皆様の御投稿をお待ちいたします。

今回は初めてのことで、初代長期予報管理官であり、元長官の高橋先生と、仙台管区気象台で、東北地方の長期予報をやっておられる八重樫予報官に、特に、御執筆をお願い致しました。今後ともに **L. F. 余談** をよろしくお願いいたします。

