

増 田 善 信\*\*

## 1. 数値予報の歴史とその理論的背景

問 先日あるテレビ局が、老子報官のことで取り上げたドラマ\*\*\*を放映しましたが、その中でこの予報官が、「これからの予報は数値予報、レーダの時代だからいままでの方法は役に立たない」と言われ、ショックを受ける場面がありました。本当にそうなのでしょうか。数値予報と従来の予報との関連を教えてください。

答 たしかに数値予報は最近30年足らずの間に急速に発展した新しい予報法ですが、従来の予報と全く無関係なものではなく、ましてそれを否定するものではありません。それより従来の予報を発展させ、より理論的に肉付けしたものです。そのことを理解していただくために、天気予報がどのように発展してきたか、その歴史を簡単にみてみましょう。

今でも風神や雷神など天気に関係する神社仏閣が多く残っているように、昔から、洋の東西を問わず、あらしや暴風雨は“未知なもの”としておそれられ、それをなんとか予測しようとして、観天望気の術や天気俚諺が考え出されてきました。このような神秘とされていた気象現象に最初の科学の火をあてたのが、17世紀後半に発明された気圧計で、この観測値を用いて天気図が作られるようになって、はじめて気象現象が学問の対象になってきました。

世界の各地で同時刻に観測された気圧をはじめ、風向、風速、気温、雲、天気などを一枚の白地図に記入して天気図を作ると、気圧の低いところはある拡がりをもって、風が気圧の低い中心に巻き込みながら吹き込

んでおり、しかも一般に天気が悪く、逆に高気圧のところでは風が等圧線に沿いながら吹き出し、一般に天気が良いことがわかりました。しかも、これら高・低気圧は中緯度地方では一般に西から東に移動することが明らかになりました。さらに、気団という概念や、寒冷前線、温暖前線なども発見され、いわゆる“総観気象学”が生まれ、気象現象を総合的につかむことができるようになりました。その結果、天気図上の高・低気圧の過去の経路や変化を外挿したり、永年の経験から得られた「経験則」や統計値によって、将来の気圧系の変化や、高・低気圧の発生、発達、消滅などを予想することが可能になりました。

しかし、気象学が科学になったとはいえ、この方法は予報者の主観や経験に依存するところが多いので、より精度が高く、より客観的な予報法が要求されてきたのは当然です。数値予報はこのような方向で発展してきた新しい予報法で、流体力学や熱力学の法則に基づいて、気圧、気温、風向、風速、水蒸気量など大気の物理量を定量的に予報しようとするもので、物理的予報法というのが最も妥当な呼び方だと思います。

よく、数値予報という呼び名のため、日食や月食の予想のように、将来の天気を数値的にピタリと当てる予報と思われています。しかし、後述するMOS方式のように予想天気図から統計的に天気現象を数値的に出す方式があるにしても、数値予報は基本的には将来の予想天気図を予想するもので、実際の天気予報をするには数値予報で得られた予想天気図を天気に翻訳する必要があります。この天気の翻訳には従来の総観気象の知識が100%活用されるわけです。この意味では、さきのテレビ・ドラマの説明は間違いで、「従来の予報法に数値予報、レーダなど新しい予報法が加わって本当にやり甲斐のある予報官になれる」と改めるべきだと思います。

問 では数値予報の原理を教えてください。

答 このような物理的な方法で天気予報が可能なこと

\* この小論は日本気象学会第10回夏季大学講座のテキスト「新しい気象学」の中の新しい天気予報—数値予報—を加筆、補正したものである。

\*\* Y. Masuda, 気象研究所

\*\*\* 昭和53年8月13日 TBS 系放映の日曜劇場「スパイスの秋」

を初めて示したのは、V. Bjerknes (1904) です。彼の考えを簡単に説明しましょう。

空気も流体の一部ですから、単位質量の運動は「加速度は力に等しい」というニュートンの運動法則に支配されています。加速度は単位時間の速度の変化ですから、 $\Delta t$  時間内の速度の変化を  $\Delta V$  とし、力を  $F$  とすると、上の法則は、

$$\Delta V / \Delta t = F \quad (1)$$

であらわされます。大気中ではこの  $F$  には、気圧傾度力、コリオリの力、摩擦力が考えられますが、これらの力はいずれも現在の風や気圧、気温の分布から求められるものです。したがって、もし力  $F$  がわかれば加速度がわかるわけですから、現在の風に(1)から求めた風の変化を加えれば  $\Delta t$  時間後の風が予想できることになります。すなわち、

$$(V)_{t=\Delta t} = (V)_{t=0} + (\Delta V / \Delta t)_{t=0} \Delta t \quad (2)$$

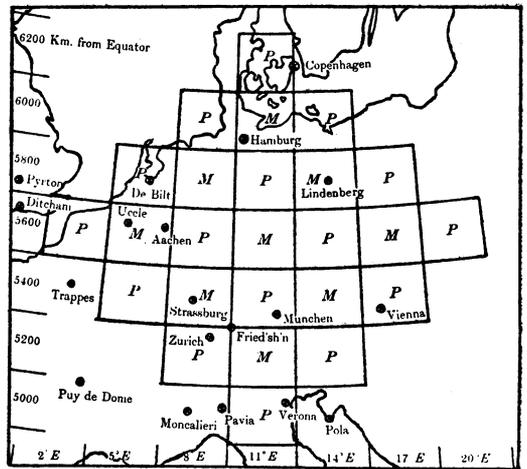
空気の運動を支配する方程式(1)を運動方程式と呼びますが、この方程式のほかに、空気の運動や状態を支配している「連続の式」や「熱力学の第一法則の式」なども(1)と同じ形式で表現されます。したがって、気圧や気温、水蒸気量の  $\Delta t$  時間後の値は(2)と同じ形式で予想されます。

$\Delta t$  時間後の風や気圧、気温、水蒸気量がこのように求まるのですから、 $\Delta t$  時間後の  $F$  がわかり、再び次の  $\Delta t$  時間後の風や気圧、気温、水蒸気量が予想され、この操作をつぎつぎと繰り返していけば、結局数時間後、数日後、いや永久に将来の状態が予想できるのです。

もちろん、外力  $F$  を正確に求めることは容易なことではありませんから、「永久に」ということは絶対不可能ですが、原理的にはどんな気象現象もこの方法で予想ができるのです。

**問** 原理的には非常に簡単なことなんですね。それにしても数値予報が出てきたのは最近30年くらいというのはどうしてですか。

**答** 実は、既に1910年代にイギリスの Richardson という人がこのバークネスの考えを具体化してみたのです。彼は、大気を鉛直方向に5つの層に分け、水平方向にも、東西方向に経度  $3^\circ$  と南北方向に 200km おきに平行線を引き、その交点となる点——これを格子点と呼ぶのですが——に基本的には(1)と同じ流体力学の式を適用し、すべての格子点でつぎつぎに将来の気象要素を予



第1図 リチャードソンが用いた格子点、P点は気圧をM点は運動量を計算する点。

想していけば、全世界の予報は可能であると考えました。電子計算機のない時代にどうやって予報時間に間に合うように計算するか。彼の考えた格子点の合計は3,200個ですが、これらすべての点で実際の予報に間に合うように計算するには64,000人の人がいっせいに計算する必要があると推定しました。

彼は64,000人の人を同時に収容する大きな半円形の劇場のような建物を考え、円形の丸屋根を北半球に、平土間を南半球にみため、各格子点に相当する所に4人ずつかけられる座席をもつ5段の席を作り、これを鉛直方向の5つの層に対応させました。座席の前には無数の赤や青のランプがあり、上下、左右で計算した値がすぐわかるようにする。そして、中央にそびえる円柱の上にいる指揮者の合図に従っていっせいに計算する。まさに現在の電子計算機の計算素子を人でおきかえたようなことまで夢みたのです。

彼はこのような夢を描いただけでなく、第1図のような格子点を使って、バークネスたちの作った天気図をもとに1910年5月20日のヨーロッパ中部の数値予報を実際にやってみました。電子計算機のない時代、しかも熱心なクエーカー教徒であった彼は、ちょうどぼつ発した第一次世界大戦に友好救急隊の一員としてフランスに渡り、負傷者を後方に輸送する仕事の合間にこのぼう大な計算を行なったのです。

しかし、このような苦勞の甲斐もなく、結果は失敗に終わったのです。実際にはほとんど気圧変化のない日の

例を取り上げたにもかかわらず、計算された気圧変化を6時間の気圧変化に換算してみると、実に145mbもの気圧変化が計算されたのです。彼はこの結果を1922年に「数値計算による天気予報」と題して出版しました。彼自身はもちろん、多くの人がこの計算をやり直してみましたが、計算ミスはなく、なぜこのようにあり得べからざるような大きな気圧変化が計算されたのか、理由がわかりませんでした。その結果「気象力学は大気現象を説明するには有効だが、予報には役立たない」という空気が生まれ、数値的に天気予報をすることは“リチャードソンの夢”として放置され、その解決は第2次大戦後まで持ち越されたのです。

**問** リチャードソンが失敗した方法がなぜ第二次大戦後になってはじめて成功したのですか。

**答** 彼が計算した時代は高層観測もなく、上層の気圧や気温は山岳観測所の観測値を使ったり、地上の気圧と気温から推定したものを使うなど、初期値が不正確であったことも一つの原因です。しかし、たとえ初期値にある程度の誤差があっても、6時間に145mbもの気圧変化を生じることあり得ませんので、これを彼が失敗した主要な原因と考えることはできません。

彼が失敗した本質的な原因は、彼は大気中にはいろいろのスケールの現象があり、それぞれがそのスケール特有の運動をしているという事実を知らなかったことです。たとえば、気象庁ビルの東と西の端に小型風速計をつけて同時に風向風速を測ったらどうなるでしょう。“等しくもあり、等しくもなし”ということになります。すなわち、大きく見ればほぼ等しい値が観測されますが、細かくみれば全く違った値が観測されます。たとえば、高・低気圧の移動にあわせて数日間で北から南に変わるような風はどちらの風速計で測ってもほぼ等しいが、それに重なった数秒ないし、数分でめまぐるしく変わる風は全く異なった値を示します。

同様に自記気圧計の記録紙を注意してみると、高・低気圧の通過に伴う1日で10mb程度の気圧変化に、数分で0.1mb程度の細かい変化が重なっていることがわかります。この1日に10mb程度の気圧変化をする現象も、数分で0.1mb程度の気圧変化をもたらす現象も、ともに気象現象の一つであることに変わりはありません。しかも、気圧や風の観測値の中にはこのように全く性質の異なる気象現象が混在していて、分離はできません。

では、このそれぞれ性質の違う気象現象を変化の割り合いという観点でみたらどうなっているのでしょうか。気圧変化の場合に例をとってそのオーダーを調べてみましょう。

1日に10mbの気圧変化

$$= 10\text{mb}/1\text{日} = 10\text{mb}/(24 \times 60 \times 60\text{秒}) \approx 10^{-4}\text{mb}/\text{秒}$$

1分で0.1mbの気圧変化

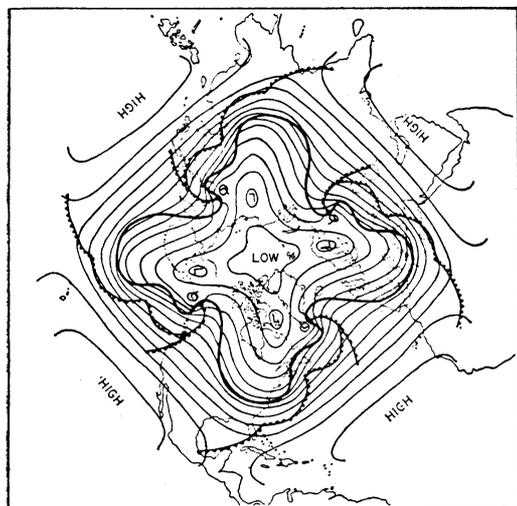
$$= 0.1\text{mb}/1\text{分} = 0.1\text{mb}/60\text{秒} \approx 10^{-3}\text{mb}/\text{秒}$$

すなわち、気圧変化という目でみると、高・低気圧の通過に伴う1日で10mb程度の気圧変化よりも、乱流など微細な気象現象に付随した1分で0.1mb程度の気圧変化の方が10倍も大きいことがわかります。したがって、もし気圧変化を単純に求めると、われわれが求めようとしている天気現象と直接関係した、高・低気圧に付随した気圧変化は、乱流などのような天気現象とは関係のない微細な現象の気圧変化に隠されてしまい、微細な現象に付随した10倍も大きな気圧変化だけが得られるのです。

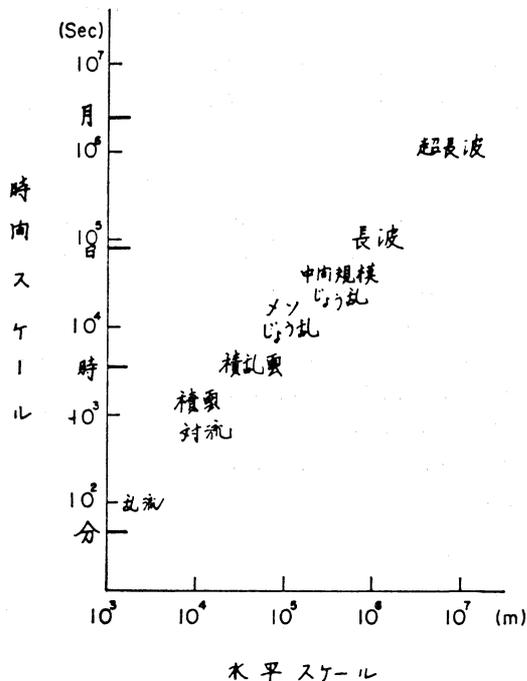
実は、リチャードソンは何カ月もの労力を費して、天気予報とは直接関係のない乱流のような微細な現象の気圧変化を求めていたのです。事実、彼が計算した6時間に145mbの気圧変化は、1分間の値に直すと約0.4mbに相当します。このように天気現象と直接関係のない現象を雑音（ノイズ）といいます。リチャードソンの失敗を繰り返さないためには、いろいろの気象現象の中からこのノイズを消し、天気現象と直接関係のある現象だけを取り出せばよいのです。

**問** リチャードソンがなぜ失敗したかはよくわかりました。それでは天気現象と直接関係のある現象とはどのような現象ですか。

**答** それには大気中にはどんな現象があり、その中でどれが天気現象と関係しているかを述べなければなりません。1930年代の後半から、ラジオ・ゾンデによる上層観測が綿密に行なわれるようになり、それまでの地上観測、あるいは、たまに行なわれた上層観測や山岳の観測から推定する以外になかった上層大気の運動が次第に明らかになってきました。すなわち、中緯度地方の上層では風はほぼ偏西風であり、その上に数千kmの波長をもつ波動性のじょう乱が重なっており、これが地上天気図でみられる高・低気圧と密接に結びついていることが明らかになりました。たとえば、第2図は500mb面の等



第 2 図 500mb面の長波と地上天気図上の不連続線の関係を模式的に示した図(Palménより).



第 3 図 空間および時間スケールで分類した大気中のじょう乱。

高度線と地上天気図上の不連続線との関係を模式的に示したのですが、一連の“低気圧家族”に対応して上層では比較的単純な波動状のじょう乱が存在していることがわかります。この波長数千 km のじょう乱を、長波または惑星波（プラネタリー波）、あるいは発見者の名前をとってロスビー波といいます。

長波の発見が気象学の歴史で重要な意味をもつのは、ただ単に長波と地上の高・低気圧が密接に結び付いているというだけでなく、長波が比較的単純な力学的法則に従って運動していることが明らかになったからです。1939年、Rossby は高さ 5 km の対流圏中部では、この長波が、流体力学の式から導き出される簡単なヘルムホルツの渦定理に従って移動していることを明らかにしました。このロスビーの研究は、天気現象に関係する長波が簡単な物理法則に従って運動していることを示した最初のもので、リチャードソンの失敗後見捨てられていた物理法則を再度見直すきっかけを作り、数値予報を実用化する上で画期的なものでした。

では、大気中にはこのような単純な長波だけが存在するのでしょうか。そうではなく、大きなものは地球を一周りするような超長波から、台風、集中豪雨などのメソじょう乱のような数百 km のスケールをもつもの、さらに積乱雲から、建物のまわりに生じる小さな乱れに至るまでいろいろのスケールの現象があります。

一方、このような空間的な拡がりだけでなく、現象の継続時間もさまざまで、積乱雲のように数時間で終わっ

てしまう現象もあれば、高・低気圧に付随した天気現象のように数日間続くものなど、時間的にもいろいろのスケールをもっています。

しかも最も重要なことは、これらいろいろのスケールの現象が、小さいものから大きいものへと連続して存在しているのではなく、ある特徴的なスケールの現象がとびとびに存在しているということです。すなわち、大気中のじょう乱は階層的な分布をしているのです。第3図は、これらいろいろのスケールの現象を空間スケールと時間スケールで分類したものです。

ただし、ここでいうスケールという言葉は、質的な違いを意味するもので量的な違いを意味するものではありません。たとえば、第3図で長波の空間スケールが  $10^6$  m、すなわち 1,000km であるということは、1,000km 3,000km あるいは 5,000km という量的な違いはあるが、100km や 10,000km の波とは質的に違う 1,000km のオーダのじょう乱であるということで、時間スケールについても同様に、1日、3日、あるいは5日のように日単位の変動はするが、時間単位あるいは10日単位のオーダでは変動しない現象であることを示したものです。

**問** そうすると天気現象と直接関係のあるじょう乱は長波だけでなく、台風、メソじょう乱、積乱雲などがあるわけですね。

**答** そうです。そのほか天気現象との直接的な関連は明らかではありませんが、10日ないし20日の大きな変動を左右する超長波があります。しかし、超長波は別として、他の現象は主に大気が非常に湿っているために生じた不安定な成層がある場合に生じる現象で、天気予報には非常に重要な要因ですが、日常の天気現象を左右する基本的なじょう乱は長波だと考えてよいのです。したがって、長波に対して、積乱雲などはノイズと考えられます。

**問** では、ノイズを消して長波だけを取り出すにはどうしたらよいのですか。

**答** 前にも述べたように、これらいろいろのスケールの現象は、すべて“加速度は力に等しい”という法則などを数式化した流体力学の方程式で記述されます。しかし、雨の降り方や雲のでき方をみればある程度推測できるように、積乱雲の場合には、毎秒数十 cm ないし数 m の上昇流があり、その水平スケールはせいぜい数十 km ですから、垂直運動が卓越しているとして水平方向の運動方程式はある程度簡略化できると考えられます。

一方、長波の運動は、それに伴う低気圧の通過で1日に10mmのオーダの雨が降ることから、上昇流のオーダはたかだか毎秒数 cm であり、しかも水平スケールが数千 km もあるので、ほとんど水平運動を記述する方程式系を用いてよいと考えられます。

このように、じょう乱のスケールによって運動方程式を簡略化できるのではないかという観点から、長波に対して、運動方程式の各項のオーダを調べ、長波の予報に適した方程式を導いたのが Charney (1948) です。

上層天気図をみると、風はほぼ等高度線に平行に吹いています。これは、長波のスケールの現象では、第一近似として地衡風が成り立っていることを示しています。もちろん、これはあくまでも第一近似であって、もしすべての領域で完全に地衡風が吹いていたら、気圧も風も変化せず、鉛直運動も生じません。したがって、天気現象があるのは実際の風が地衡風からわずかではあっても

ズレているからです。

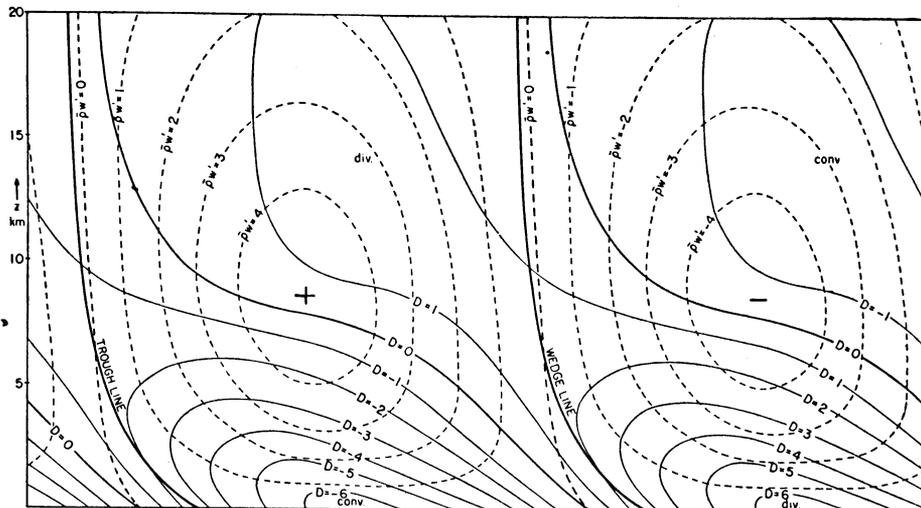
チャーニーは、この長波の場合には風はほぼ地衡風で、それからのわずかなズレが天気現象を起こしているという事実をもとに、運動方程式のある部分にだけ地衡風を代用してみました。すると、複雑な運動方程式が簡略化されただけでなく、この方程式を用いると、リチャードソンを失敗させたノイズが消え、長波だけを記述できることが明らかになったのです。まさに画期的な発見で、これで“リチャードソンの夢”が現実化する道が開かれたのです。運動方程式のある部分にだけ地衡風を代用するこのような近似を、準地衡風近似といいます。

数値予報が実用化されたころ、「数値予報では地衡風の近似を使っている。しかし、実際には地衡風なんか吹いていない。数値予報が当たらないのはこんな実際的でない仮定を使っているからだ」という意見が聞かれたものです。たしかに、実際の風は地衡風ではなく、後ほど示すように、さらに精度を上げるために非地衡風成分も考慮しなければなりません。準地衡風近似の仮定が使われたからこそノイズが消され、長波の予報がはじめて可能になったのだという事実は正しく理解する必要があります。

**問** 準地衡風近似の仮定の導入で初めて長波の予報が可能になったということはわかりました。ところで、長波の予報という主題から少しそれるかも知れませんが、この準地衡風近似の仮定を使っても、高・低気圧の三次元的な構造は正しく説明できるのですか。

**答** わき道にそれるところか、非常に重要な質問ですよ。たしかに、準地衡風近似の仮定によって、ノイズが消され、長波の移動が予想できる見通しがついたからといって、この仮定の導入で、実際の気象中で観測されるじょう乱の立体構造まで正しく表現されるという保証はありません。その意味で、準地衡風近似の導入で高・低気圧の三次元的構造がどのように説明されるかを示す必要がありますが、その前に、長波はどうして起こるかを説明しましょう。

地球上には山や谷など複雑な地形をはじめ、大気中にじょう乱を発生させる原因は無数にあると考えられます。しかも、それらは小さなスケールから大きなスケールまで連続しており、あるスケールのところだけに特にその影響が大きいとは考えられません。それにもかかわ



第4図 長波の東西断面図。太い実線はトラフおよびリッジの軸，実線は水平発散，点線は運動量の鉛直成分を示したもの。

らず、大気中には第3図で示したように階層別に、ある特殊なスケールのところだけにじょう乱が存在しています。この理由はなぜでしょうか。

それは、じょう乱そのものは連続的なスケールをもった形で発生し、つぎつぎに摩擦で消滅するということを繰り返しているのですが、ある特別なスケールのじょう乱だけが、摩擦に抗してなお存在し続ける条件にあるからです。このように、「摩擦に抗して存在し得る状態」、数学的な表現を用いると「じょう乱の振幅が時間とともに指数関数的に増大し得る状態」を「不安定な状態」といい、そのような大気を「不安定な大気」といいます。したがって、長波や積乱雲などは「不安定なじょう乱」といえるわけです。以前から、積乱雲は湿潤不安定、あるいは対流不安定によって生じたものであることはわかっていたのですが、高・低気圧がどのような不安定条件によって生じたものはわかっておらず、不連続面に発生するシア不安定（風速の不連続面に生じる不安定）で説明しようとしたのですが、高・低気圧の波長や構造を説明するまでには至っていませんでした。

地球上では赤道付近の温度が高く、極付近で温度が低いため、南北の温度傾度があります。この南北の温度差のため中緯度では偏西風が吹き、しかもその偏西風は高さとともに強くなり、圏界面付近で最大に達し、いわゆるジェット気流を作っています。このように、風が高さ

とともに変化することを風にシアがあるといい、風にシアのある大気を傾圧大気（パロクリニック大気）といっています。

Charney (1947) はこのような傾圧大気中に、波長が数千 km の微小じょう乱を与え、準地衡風近似の方程式を解いて、このじょう乱が時間とともにどう変化するかを調べました。すると、基本場の偏西風の鉛直シアがある臨界値以上になると、このじょう乱は指数関数的に発達する、すなわち、不安定になることが明らかになりました。しかも、鉛直シアの臨界値は普通の大気中で観測される大きさであることもわかったのです。

それだけでなく、発達しつつあるじょう乱の構造を求めてみると、今までノルウェー学派の人達が見出していた温帯低気圧の構造にそっくりなものが得られたのです。第4図はチャーニーの求めた不安定な傾圧波動の東西断面を示したもので、水平発散の場が実線で、運動量の鉛直成分——大まかに鉛直流を示す——が点線で描かれ、トラフ（気圧の谷）およびリッジ（気圧の峰）の軸が太い実線で示されています。この図からトラフの前面で上昇流が、トラフの後面、すなわちリッジの前面で下降流があることがわかります。これは、気圧の谷の前面の下部対流圏で空気の収束があり、集まった空気が上昇し、上部対流圏で発散し、逆にリッジの前面の下部対流圏の空気の発散とそれを補う下降流、そして上部対流圏

の収束とに対応しています。上昇流があれば雲ができ雨が降りますから、低気圧が近づくとも天気が悪くなるというよく知られた事実も説明されたのです。

このように、傾圧大気中で風の鉛直シアがある限度を越えたときに起こる不安定を傾圧不安定といいます。長波は傾圧不安定によって生じたものであることが明らかになり、さらにこの長波によって南から北へ熱が運ばれていることも明らかにされました。

**問** では、高・低気圧はいつでも発達するのですか。

**答** 先ほど、長波は傾圧不安定によって生じたものであることを示しましたが、これはあくまで一般的に偏西風帯では傾圧不安定の状態になっているということで、すべての高・低気圧が摩擦に抗して常に発達しているわけではありません。またすぐ上でも述べたように、長波によって南から北に熱が運ばれ、南北の温度傾度が弱まり、それに応じて風の鉛直シアが弱まるので、不安定な状態から安定な状態に変わる場合もあります。このように一般的には偏西風帯は不安定な状態にありますが、個々の高・低気圧は発達するものもあれば、衰弱し、消滅してしまうものもあります。では、個々の高・低気圧の発達・衰弱はどうして起こるのでしょうか。

低気圧が発達するという事は、中心気圧がどんどん下がることです。中心気圧が下がれば気圧傾度が強くなりますから、風が強くなります。すなわち、低気圧の発達は運動エネルギーの増加という言葉で置き換えることができます。

ところで、摩擦もなく、外部からの熱も加えられないならば、エネルギー保存の法則が成り立っているはずですが、したがって、高・低気圧が発達して運動エネルギーが増加するためには、位置のエネルギーや内部エネルギーが減少しなければなりません。位置のエネルギーは暖かい空気が上昇し、冷たい空気が下降すると減少します。内部エネルギーと位置のエネルギーは互に関連し合っていて、位置のエネルギーが減少すると内部エネルギーも減少します。したがって、高・低気圧が発達するためには、暖かいところで上昇流があり、冷たい所で下降流がなければなりません。第4図でトラフやリッジの軸が西に傾いていますが、これはトラフの前面に暖気が、リッジの前面に寒気があることを意味しています。

したがって、第4図の状態は高・低気圧が発達する状態になっていることを示しています。この意味で、不安定な状態とは、いつでも発達する状態にあることだと言い換えてもよいのです。

## 2. 予報モデルの変遷と天気予報への利用

**問** チャーニーによって導入された準地衡風近似の概念によって、リチャードソンの失敗が克服され、長波の予報が可能であることが示されたのですが、最初にこの方式で数値予報を行なったのは誰ですか。

**答** 第一章で述べたような経過をたどって、いよいよ数値予報を具体化するバック・グラウンドが形成されました。このような背景の中で、最初に数値予報を手がけたのは Charney・Eliassen (1949) でした。彼等は、一次元線型うず度方程式を  $40^{\circ}\text{N}$  に沿って積分し、中緯度偏西風帯のじょう乱の24時間予報を数値的に行ないました。これは、数学的には一次元線型微分方程式の初期値問題を解いたにすぎないものですが、数値予報の可能性を示唆するものとして注目されました。

電子計算機を用いて初めて本格的な数値予報を行なったのは、Charney・Fjörtoft・von Neumann (1950) です。これより先、1940年代後半になって、アメリカで電子計算機 ENIAC が作られました。この計算機は、今日の計算機からみればおもちゃのようなもので、記憶容量はわずか20個という超小型のものでした。プリンストン高級研究所にいた数学者ホン・ノイマンはこの計算機を気象の問題に適用することを考え、上記のチャーニー、フェルトフトのほか、同じ研究所にいたエリアセン、スマゴリンスキー、フィリップスやシカゴ大学のプラッツマンなどが協力して、先ずロスビーが最初に取り上げた対流圏中層の予報を行ないました。

この予報に用いたモデルは、今日では準地衡風傾圧大気モデルと呼ばれるものでした。傾圧大気とは、気圧の等しい面と気温の等しい面とが全く一致しているという仮想的な特殊な大気で、先に述べた傾圧大気とは反対に風の鉛直シアは全くなく、どの高度をとっても同じ風や気圧の分布をしている大気です。したがって、どこでも収束も発散もありません。

一方、500mb 面付近の対流圏中部は、低気圧前面の下層の収束と上層の発散、高気圧前面の下層の発散と上

層の収束を考えると、近似的にちょうど発散も収束もない面、すなわち、非発散のレベルと見なされます。したがって、順圧モデルは 500mb 面の予想に適した最も簡単なモデルといえます。こういう理由で、チャーニーたちはまず 500mb 面の予想に順圧モデルを適用してみたのです。

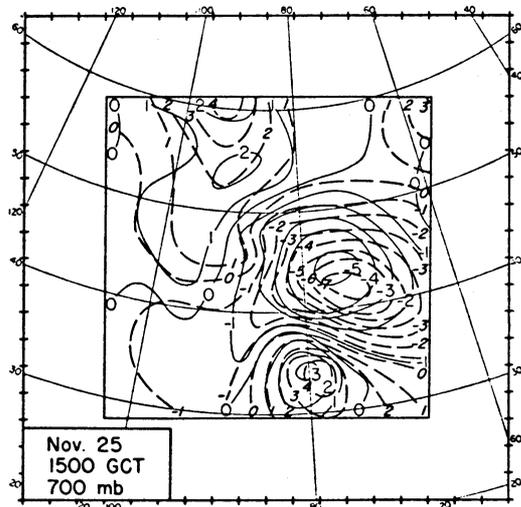
彼等は、アメリカ大陸を 300km の格子間隔をもつ 20 × 20 個の格子で分割し、24 時間予報を行ないました。わずか 20 個しか記憶容量のない ENIAC の計算能力では 1 日予報に 1 日分の計算時間がかかったといわれますが、その成功は数値予報の夜明けを告げるまさに画期的なでき事でした。

**問** 数値予報がルーチン的に出されるようになったのはいつですか。

**答** 順圧モデルでは高・低気圧の発達・衰弱という、より天気予報に密着した予想ができないので、Charney・Phillips (1953) は傾圧モデルによる予報を試みました。彼等は、1950年11月23日にアメリカ中部で発生し、東部を襲って大きな被害をもたらしたことで有名な11月低気圧 (November Storm) の一連の24時間予報に、準地衡風3層パロクリニック・モデルを適用しました。格子間隔は 300km、予報領域はほぼアメリカ中央部をおおうものでした。このモデルは現在から見るとその取り扱い方に不十分な点がありましたが、第5図に一例を示したように、12時間後の実況と予想の差がほとんどないほど、この低気圧の移動と発達をよく予報しました。

1953年に発表されたこの研究の結果によって数値予報の実用性はいやがうえにも高まり、1954年7月アメリカ気象局の中に Joint Numerical Weather Prediction Unit (JNWP) が作られ、1955年5月、世界で初めて数値予報のルーチン化が始まりました。アメリカの最初の予報モデルは、チャーニーたちが用いたとほとんど同じ3層準地衡風傾圧モデルで予報領域もアメリカ付近だけでしたが、間もなく順圧モデルによる北半球 500mb 面の予報もルーチンに加えられました。

わが国でも、1953年ごろ数値予報研究グループが作られ、手計算、図式計算、ついで小型計算機による研究開発が続けられていましたが、1959年2月高速電子計算機 IBM704 が導入され、同年6月から1日1回、順圧モデルによる北半球 500mb 面高度の48時間予報がルーチン的に実施されるようになりました。



第5図 3層準地衡風傾圧モデルによる11月25日15Zを初期値とした予報例。実線は700mb高度の12時間変化の実測値、点線は同じく予報値を示したもの。

その後、1961年9月より4層準地衡風傾圧モデル (Saito, 1962) によるアジア地域の36時間予報も付け加えられるようになり、高度や温度の予想図だけでなく、天気予報に直接役立つ鉛直流やうず度の予想図が FAX で放送されるようになり、数値予報の予想結果は毎日の予報作業に欠かせない資料になっていきました。

**問** この4層準地衡風傾圧モデルを使った実際の予報結果はどうでしたか。

**答** わが国では1961年以来約10年間、この予報モデルをアジア地域の予報に適用してきました。最初は断熱モデルから出発し、ついで上昇域では上昇流の大きさに比例して水蒸気の凝結による潜熱が放出されるという仮定のもとで、不完全ながら非断熱の効果を入れ、さらに海面からの顕熱輸送が取り入れられました。これら非断熱の効果の導入により、低気圧の発達がよりよく予報されたり、冬季高気圧が張り出しすぎるように予想されがちであった欠点が大幅に修正されるようになりました。また、より精度の高い計算スキームの採用で、気圧系の移動の予想が改善されるなどプログノ (予想天気図) もだんだん精度の高いものになってきました。

しかしそれでも、たとえば低気圧の発達が十分予想さ

れない、気圧系の移動が遅い、特に低緯度ほど移動速度が小さいため、トラフやリッジがいつも東西にねる傾向がある、ヒマラヤの下流にある停滞性の低気圧が予報とともに東に流れ、中国大陸から東支那海にかけてにせの低気圧を作る、などの欠点があることが明らかになりました。そのほか、下層だけに構造を持つような、いわゆる“背の低い”低気圧や、東支那海や土佐沖に発生する小さい低気圧の予報は不十分であることなどの問題もできました。

**問** このような欠点や問題点はどこからきたのですか。

**答** いろいろな原因があると思いますが、そのうちの大きなものの一つは準地衡風近似の仮定です。この仮定は大気中にあるいろいろのスケールの現象の中から、われわれの欲しい長波だけを取り出すために積極的に採用されたもので、これによって数値予報の実用化の道が開かれたまさに“革命的”な仮定でしたが、それにも限界があるのです。

たとえば、準地衡風近似のモデルではコリオリの係数を一定とした地衡風を用いているため、低緯度では実際の風より小さい値を用いることになり、これが予想されたトラフやリッジが東西に傾きやすいことの原因と考えられます。また、実際の大气中では高・低気圧の非対称的発達といわれる高気圧の発達に比べ、低気圧の方が強く発達するという現象があります。さらに、実際の大气中では低気圧が発達すると、暖気が上昇し、寒気が下層に拡がり、全体として静的安定度をよくするようになり、その結果低気圧の発達がとまるといふ、いわゆる“閉塞現象”が起こります。しかし、準地衡風近似のモデルではこのような高・低気圧の非対称的発達や閉塞過程を予想することが原理的にできないのです。

さらに、実際の大气では、たとえ等圧線に沿って吹く風でも、等圧線が曲率をもっている場合には、低気圧性のときは地衡風より弱い風が、高気圧性のところでは強い風が吹いています。すなわち、地衡風よりも傾度風の方がより精度が高いのです。したがって、予報精度をさらに上げるには準地衡風の近似をやめ非地衡風のモデルに発展させなければなりません。

**問** それで非地衡風モデルが出てきたのですね。

**答** そうです。非地衡風モデルは、準地衡風近似モデルの欠点や問題点を補うためのより精度の高いモデルとして出てきたものです。しかしその場合でも、準地衡風モデルで得られた成果、少なくとも長波についての基本的な特性を台なしにするようなやり方はとはなりません。あくまでも「長波の予報の基本は準地衡風近似であり、非地衡風モデルはその基本の上にさらに精度を高めるために導入されたものである」という考えを堅持し、再びリチャードソンの時代に逆戻りさせるような方法をとってはなりません。

**問** では、具体的にはどのような方法で非地衡風の効果を取り入れるのですか。

**答** 準地衡風モデルから、非地衡風成分を含んだより精度の高いモデルへ発展させるには二つの道があります。一つはバランス・モデルと呼ばれるもので、他はプリミティブ・モデルと呼ばれるものです。

準地衡風モデルがノイズを含まなかったのは、予報方程式の主要な項に、地衡風近似の仮定を導入したからです。すなわち、地衡風は風と気圧の間の平衡関係を示したものですから、風と気圧との間に平衡関係を維持させたことがノイズを消す働きをしたのです。風と気圧の間の平衡関係をバランスの関係といいます。バランスの関係で最も簡単なのが地衡風で、さらに精度の高いのがバランス風、すなわち、円形等圧線のときの傾度風です。バランス・モデルは地衡風よりさらに精度の高いバランス風を用いた数値モデルです。

バランス・モデルは風の精度を高めるだけでなく、準地衡風モデルに、つぎつぎに精度の高い非地衡風成分を付け加えていくものですから、非地衡風成分がどのような役割を果たし、その項の大きさがどのくらいのオーダーのものかもわかり、大気の物理的性質を理解する上で便利です。また、いわゆるバランスの関係が保たれていますから、ノイズの入る余地がないので時間積分の時間間隔を大きくとれるため、計算時間が少なくてすむという利点があります。しかしその反面、地形の効果とか後で述べるサブ・グリッド・スケールの現象の効果を取り入れる上では不便だという欠点も持っています。

プリミティブ・モデルは、基本的にはリチャードソン

の用いたと同じ方程式を用いるものです。しかし、リチャードソンと同じであれば、リチャードソンの失敗を繰り返すだけですから、リチャードソンが失敗したノイズを消す工夫がされています。それにはノイズを含まない初期値を作ることと、計算スキームに工夫をして、たとえ計算途中でノイズが出てそのノイズが時間とともに増大しないような方法がとられています。このためプリミティブ・モデルでは、ノイズを含まない初期値を作ったり、ノイズを消すために複雑な計算方式を使うため、計算時間がかかるという欠点があります。しかし、特殊な鉛直座標、たとえば $\sigma$ -座標を使うと地形の効果が正確に組み入れられるほかサブ・グリッド・スケールの現象の効果が入れやすいという利点があります。

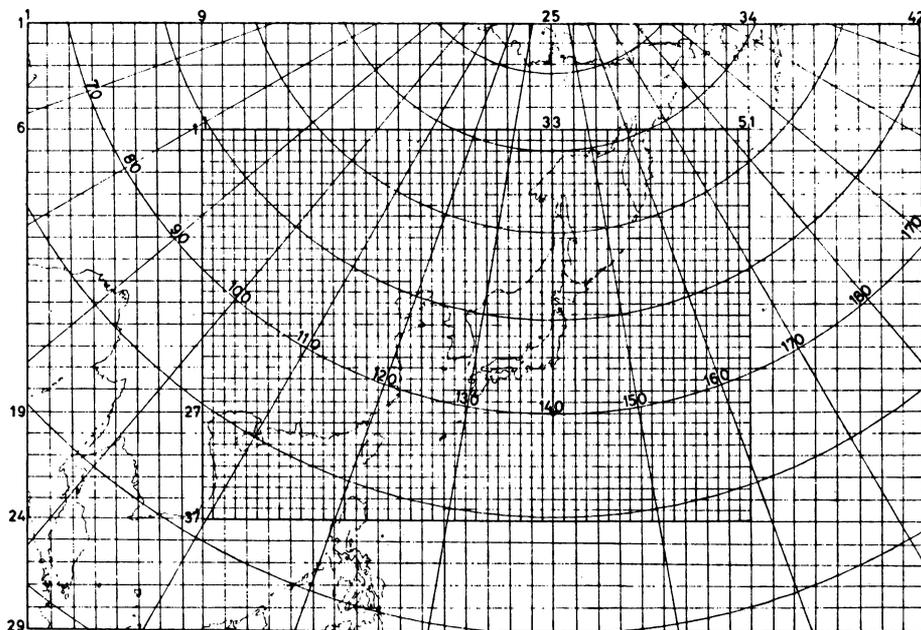
このように、非地衡風の効果を取り入れるには二つの方法があり、それぞれ一長一短があります。しかし、最近是对流の効果の重要性が強調されるようになったことと、計算機が容量、速度とも大幅に向上し計算時間が余りかからなくなったこととで、プリミティブ・モデルを採用する国が多くなりました。わが国でも1970年4月、アジア地域の4層準地衡風モデルを北半球3層非地衡風バランス・モデル (Masuda, 1971) にレベルアップしましたが、さらに、1974年10月からプリミティブ・モデル

(Okamura, 1975)に変更し現在に至っています。

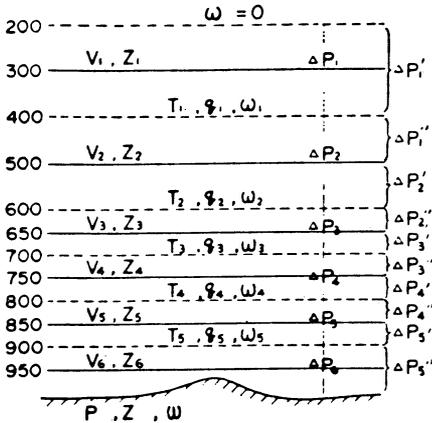
問 現在ルーチ的に走っているわが国の予報モデルを説明して下さい。

答 現在1日2回、2種類のプリミティブ・モデルによる予報が行なわれています。一つはアジア地域の限られた領域を 152.4km という比較的小さい格子間隔を使った6層ファイン・メッシュ・モデルと呼ばれるもので、一つは北半球ほぼ全域を 381km の格子で掩った領域を予報する4層モデルで、山の効果を入れるため $\sigma$ -座標が用いられています (Electronic Computation Center, J.M.A., 1977)。

第6図はアジア地域の予報モデルの計算領域で、内側の領域に 152.4km の格子間隔のプリミティブ・モデルを適用します。しかしこの領域は狭いので、できるだけ正確な境界値を得るため、その外側に格子間隔 304.8km の予報領域をとり、この領域を準地衡風6層モデルで前もって予報し、その結果を狭い領域の境界値に用いるようにしてあります。第7図はこの6層ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデルの鉛直方向の層の取り方で、



第6図 6層ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデルの予報領域。



第7図 6層ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデルの鉛直方向の層の取り方。

小さいスケールのじょう乱の構造をできるだけよく表現するように、下層の層のとり方が細かくしてあります。ただしこのモデルでは、山の高さは最高500mの台形状の山しか組み込まれていないので、大規模な山岳の影響はほとんど入っていません。

**問** サブ・グリッド・スケールの現象とはどういうことですか。

**答** 数値予報では上でも述べたように、一般に格子点を用いて計算します。そのため格子間隔の2倍以上のスケールの現象しか表現できません。(精度のことを考えると、格子間隔の5ないし6倍以下のスケールの現象は十分な精度で表現されているとはいえません)。ところで格子間隔の2倍以下の現象でも、たとえば、熱帯収束帯で発生する水平スケール数十kmの積乱雲が、その凝結の潜熱を周りの空気と与え、それが台風発生の原動力になっていると考えられているように、格子間隔の2倍以上のスケールの現象に影響を与えます。したがって、格子間隔の2倍以上の現象、これをグリッド・スケールの現象といいます。これをよりよく予報するためには、格子間隔の2倍以下の現象、これをサブ・グリッド・スケールの現象といいます。その効果を組み入れる必要があります。

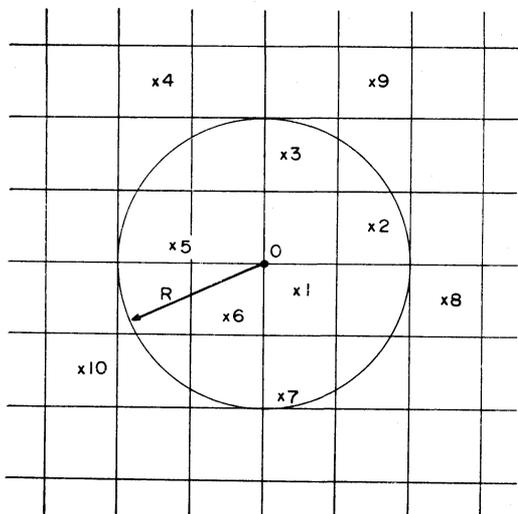
このように、用いている格子間隔で表現できないサブ・グリッド・スケールの効果をグリッド・スケールの現象の予報に組み入れるためには、サブ・グリッド・ス

ケールの効果をグリッド・スケールの物理量で表現しなければなりません。この、サブ・グリッド・スケールの効果をグリッド・スケールの物理量で表現することをパラメタリゼーションといいます。前述の積雲対流の効果をとり入れる方法を積雲対流のパラメタリゼーションといいます。このほか、冬、日本海を寒気が吹き渡ってくる際、暖かい海面から熱をもらうような効果を取り入れる境界層のパラメタリゼーション、平均的な雲量によって放射量を表現する放射のパラメタリゼーションなどがあります。現行のわが国のルーチン・モデルでは、積雲対流のパラメタリゼーションと、境界層のパラメタリゼーションはまだ入れられていません。

**問** ルーチンの数値予報のモデルの説明はよくわかりましたが、数値予報を具体的に計算するにはどうするのですか。特に、初期値を作る方法を教えてください。

**答** 数値予報を行なうためには、すべての格子点上に初期値を与えなければなりません。したがって、数値予報の初期値としては、気圧、または特定等圧面上の高度、気温、風、比湿などが必要ですから、各格子点上のこれらの値を手描きの天気図から読み取り、カードにパンチをして計算機に入れてやらなければなりません。しかし、これには非常に多くの労力と時間がかかり、もし予報に使う層が多かったり、予報領域が広がったりすると、インプット・データの準備だけで予報時間を超過してしまうことさえ生じ、全く使いものになりません。それだけでなく、格子点上の気象要素の読み取りや、そのパンチの際にエラーの入ることは避けられません。このように、ばう大な資料を人為的なエラーなしに作って数値予報の初期値を作製するために生れたのが客観解析の方法です (Masuda・Arakawa, 1962)。

手描きの天気図を作るときは、世界各地で同時刻に観測され、テレタイプで入電してきた気象資料を解読し、白地図の上にプロットし、それらの値をもとに等圧線や等温線を描いて天気図を完成します。客観解析も、入電した資料を読み、それがどんな気象要素の観測値で単位はどうか、観測場所はどこかなど電報を解読して資料を処理する“自動データ処理”(ADP)の部分と、不規則に分布している観測点の観測値から、数値予報に用いる格子点上の値を決める“解析”の部分からなっていま



第 8 図 客観解析の修正法の説明図。

す。  
 気象電報の中には、解析に直接使わない”予警報文”“月平均値”などが入っており、観測値でも、地上観測、上層観測、飛行機観測、気象衛星資料など、放送形式の全く違うものや、同じ放送形式でも国によって違った単位で放送してくるものなど、さまざまな種類のものがあります。それだけではなく、通信の途中で電報が“化け”ている場合もあります。ADP の部分では、このような起こりそうな状況を想定し、入り乱れて入電してくる気象電報を解読し、上層観測値などは“静力学のチェック”を行なって誤まりの資料がないかどうかチェックし、誤まりが発見され、もし修正できるようなものであれば修正し、不可能ならば欠測にするなど、次の解析に必要な資料の整理を行ないます。

“解析”はこのような準備を終えた資料を用いて行なうのですが、その方法にはいろいろな方法があります。わが国では修正法という方法がとられています。これは、ある適当な推定値——たとえば12時間前の予報値とかある種の統計値——を観測値を用いてつぎつぎと修正し、観測値と推定値の誤差がなくなれば、その推定値は求める解析値になるであろうという考えから生れた方法です。

たとえば、第8図の全ての格子点上で推定値が与えられており、1～10の観測点に観測値があるとします。まず適当な内挿式を使って、格子点上の推定値から観測点上の推定値を求めます。すると一般には観測値とこの推

定値の間に差ができます。この誤差をすべての観測点上で求めます。ついで、今求めようとしている格子点Oの周りのある適当な半径R以内のすべての観測点上の誤差の平均値をとり、それをO点の誤差とし、その誤差だけO点の推定値を修正します。このような操作をすべての観測点上の誤差がゼロに近くなるまで繰り返せば、結局周りの観測値にかなり忠実な解析が得られるのです。

O点の平均値を求める際には、O点に近い観測点の値ほど大きな重みをかけた加重平均をとり、できるだけ観測値に近い解析値が得られるような工夫がされているほか、風と気圧や高度の間でできるだけ“地衡風”の関係が成り立つように解析するとか、観測点のほとんどない海洋上の解析法、観測値に含まれている観測や通信による誤差の除去の方法など、いろいろな工夫がされていますがここでは省略します。

わが国では、毎日2回、00Z と 12Z の資料を用いアジア地域と北半球領域で、地上、850、700、500、300、250、200、100mb 面の客観解析が行なわれています。解析される気象要素は地上では、気圧、気温、露点温度および風、850～500mb 面の間では高度、露点温度および風、300mb 面以上では高度と風となっています。

これですべての格子点で予報に必要な初期値が得られるので、いよいよ数値予報が始まるわけです。前に述べた予報モデルを適用して予報を行ない、予報結果は印刷機で直接白地図に印刷して出し、気象庁の電計室や予報課の予報官に提供されます。また、X-Y プロッターと呼ばれる等値線の自動描画機によって FAX の原因が作られ、全国に放送されます。さらに、このような気圧（高度）や気温のプログノだけでなく、天気予想図、雨量予想図、航空用の悪天予想図など“二次製品”と呼ばれるものも作られ、FAX で放送されています。

問 数値予報によるプログノが作られ、いよいよこれを天気予報に利用するわけですが、どのようにして実際の天気予報に適用するのですか。

答 まず、天気予報とはどういうことでしょうか。それは、晴れ、曇り、雨、雪、霧などの天気状態と、気温、風向、風速などがある拡がりをもった領域で、その時間的経過も含めて予測し、発表することです。ここで、晴れ、曇り、雨、雪、霧などの天気状態は大気の物理量ではなく、気温、風、密度、水蒸気量など大気の物理量の空間分布と運動、特に水蒸気量の空間分布と運動、そし

てその相変化に関係した状態です。したがって、時間的にも空間的にも高い分解能をもつ数値モデルで、気温、風、密度、水蒸気量などの物理量を予想し、これら物理量と天気状態との関係が理論的にわかっているならば、“原理的には”天気を量的に予報することは可能です。

しかし、いくら計算機の性能が飛躍的によくなったといっても、当分は水平方向に50~100km、鉛直方向に50~100mbの分解能で、静力学的平衡状態にある総観場のスケールのじょう乱の予想に限定せざるを得ないでしょう。また、たとえもっと細かい分解能をとることができたとしても、サブ・グリッド・スケールの効果をいれるための新しいパラメタリゼーションが必要になるなど、山や湖、都市などで変形を受けるよりスケールの小さい“天気”をとらえることはできないでしょう。そのほか、雨や雪、雲量、雲形、視程などの予測に必要な、水蒸気の相変化はモデルに含まれているものよりずっと複雑なものです。このような理由から、ある地点の“天気”をズバリと予測するということが不可能です。したがって、「どの位のスケールの現象をどの位の精度で予想するか」が問題です。

このような観点から天気予報を考えると、まず大規模場を予測し、ついでこの大規模場のパラメータを用いて、ある特定の地域や時間の天気のパラメータに翻訳するという、二段階の道すじが必要であることがわかります。そして、第一の大規模場の予測には、もちろん完全ではないにしても、数値予報がきわめて有効であることは言をまちません。第二のステップを追求する方法にはメソ・モデルの方法と統計的翻訳の方法が考えられ、第一段階の数値予報の結果の修正も含めて総観的に天気に翻訳する Man-machine-mix の方法があります。

メソ・モデルの方法とは、一般に用いられている格子間隔をもった数値モデルで得られた大規模場を固定し、それにメソ・スケールのじょう乱がどのようにレスポンスするかを調べるため、水平方向も鉛直方向もより細かい分解能をもったモデルを走らせ、より細かい地域の“天気”を直接予報しようとするものです。水平方向に5~10km、鉛直方向に500mという細かい分解能をもつ境界層モデル、海陸風モデルあるいは山越え気流のモデルなどが考えられています。たしかに、この方法ではある狭い領域のより細かい大気物理量が数値的に予測できるという利点がありますが、大規模場の予測に誤差がないという保証はなく、またどんなに分解能を小さくしても、サブ・グリッド・スケールの現象のパラメタリ

ゼーションは残るので、大規模場の予測と同様に非決定論的な予測にならざるを得ません。また、大規模場を固定しているわけですから、理論的な問題は別にして実際の観点からみれば、そのような大規模場に対応する局地の“天気”の状態を次に述べる類似法など統計的に求めておけばよいので、わざわざ苦勞してメソ・モデルを走らせる必要もないという批判もあります。

統計的翻訳の方法とは、気圧、高度、風など大規模場の気象要素を説明因子 (predictor) とし、降水量、雲量、最高・最低気温など“天気”に対応する要素またはその生起確率を目的因子 (predictant) として、説明因子と目的因子の間の統計的関係を利用して、“天気”を定量的に予測しようとするもので、類似法、重相関分析法などがあります。類似法は古くから使われている方法で、ある特定の地域の特定の“天気”に対応して大規模場を分類しその統計値を作製しておき、与えられた大規模場と比較して、その類似から対応する“天気”を予測しようとするものです。

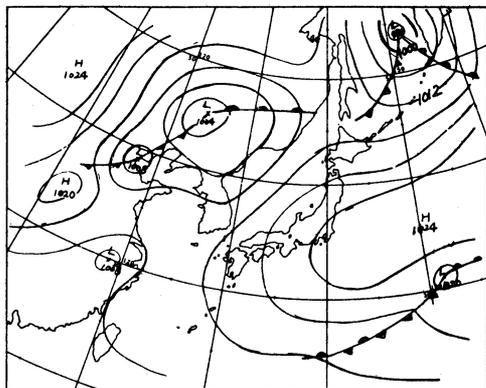
重相関分析法または多重回帰法は、最近の電子計算機の発達に伴って急速に発展したもので二通りの方法があります。一つは、予測因子と説明因子の同時的關係式を観測値(解析値)を用いて統計的に作製しておき、予想値を説明因子に代入して将来の予測因子を求める Perfect Prognosis Method (PPM) と呼ばれるものであり、他の一つは、説明因子には数値予報で得られる予測値をとり、予測因子にはその時刻の実測値を用いてその間の關係式を統計的に作製し、数値予報の結果を直接インプットして“天気”の予測をする Model Output Statistics (MOS) と呼ばれる方法です。PPM 法は、予報モデルの予測誤差が直接予測に影響するという欠点があるが、予報モデルの変更があっても予測式を変える必要はないという利点があります。これに対して MOS 方式は、予測誤差の影響まで含めているため、予報モデルが特有な誤差を生むクセのある場合にはその影響が消されるので、一般に PPM より精度がよい。しかし、予報モデルが改変される度に再計算する必要があり、しかもある程度精度のよい重回帰式を得るには、数年間新しいモデルが走った後でなければ実用化できないという弱点もっています。しかし、MOS 方式は、PPM 法と違って直接観測されない鉛直流をはじめうず度など数値モデルの中で得られる他の物理量を利用できるなど利点が多いので、最近の統計的翻訳法はほとんど MOS 方式になっています。わが国でも、MOS 方式による降雨確率 (PoP),

大雨確率 (PoHP) がルーチ的に計算され、現場に提供されています。また、航空気象用に提供されている悪天予想図も、統計的・経験的にあらかじめ設定した悪天の規準値に MOS 方式を適用したものです。

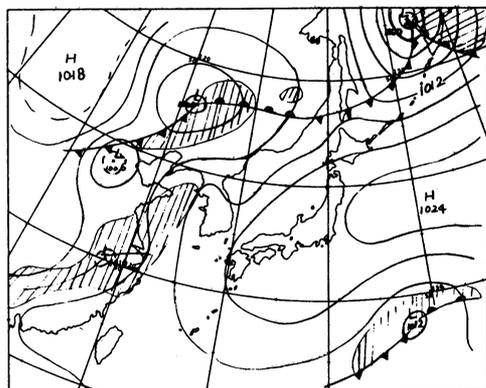
問 Man-machine-mix についてももう少し詳しく説明して下さい。

答 メソ・モデルのところでも述べたように、数値予報の結果は、たとえモデルが複雑になり、もっと正確になったとしても、たとえばじょう乱の移動速度が実際より小さいという数値計算上避けられない誤差があるだけでなく、サブ・グリッド・スケールのパラメタリゼーションの不完全さなどのためにどうしても誤差を伴います。また、統計的翻訳の方法では、統計値の持つ宿命的な性格から、平均的な値しか得られず、できるだけ精度の高い値を得るために層別化すると資料の数が減って統計そのものの精度が悪くなるという矛盾もっています。さらに、たしかに予測が数値的に表現されるという利点があるものの、たとえば日雨量何ミリという予測値が出たとしても、それが朝降るのか、夜降るのかはさらに層別化するか別な方法で判断しなければなりません。

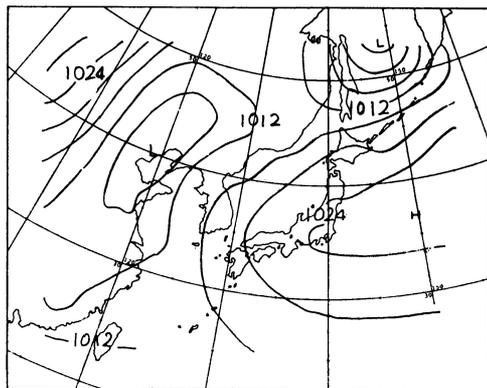
また、気象衛星の雲写真、レーダ図あるいはアメダスの観測資料など、数値モデルに組み入れられていない観測資料や数値モデルの計算開始後に入電した新しい変化、たとえば急速な低気圧の発達やより正確な台風の位置なども当然天気予報を出す場合に考慮に入れなければなりません。



第10図 第9図をマニュアルで修正した24時間地上プログノ。



第11図 第9図、第10図に対応する1976年5月10日12Zの実測の地上天気図。斜線の施した所は降水のある領域を示す。



第9図 1976年5月9日12Zを初期値とし、6層ファイブ・メッシュ・プリミティブ・モデルで予報された24時間地上プログノ。

このように、数値予報の結果およびそれから導き出された MOS の結果など自動的に計算される予測値を予報官が他の観測資料や総観的知識を駆使して修正し、さらに精度の高い予報を出すシステムを Man-machine-mix といいます。予報図の修正の際にはもちろん、予報モデルのくせとか、予報誤差の統計結果などは熟知していなければなりません。同時に総観的な知識が非常に重要です。わが国では、500mb 面のうず度と高度の合成図、700mb 面の鉛直流と 850mb 面の等温線の合成図、6時間後の地上実況図などが使われています。第9図は、1976年5月9日12Zを初期値とした地上の24時間プログノ、第10図はそれをマニュアルで修正したプログノ、第11図はそれに対応する実況図を示したものです。当初の非常に平滑な地上プログノが細かいところまで修正

され、かなり精度の高いプログノになっていることがわかります。

問 Man-machine-mix と MOS 方式は対立するかのようになっていますが、

答 とんでもありません。前述したとおり、Man-machine-mix というのは MOS の結果も含めて機械的に出された予報結果を予報官の総観的知識を駆使して修正し、よりよい予報を出すもので、MOS と対立するものではありません。しかし、MOS は定量的に出されるが、マニュアルによる修正というのはあくまで主観的であり、予報官個人によって差がでるようなものは科学的でないという批判があり、少なくとも、明日・明後日の予報は MOS の結果などから得られるガイダンスを使って機械的に予報を出すべきだという動きもあることは事実です。しかし、この問題については、MOS 方式を10年近くも実用化してきているアメリカで大きな反省が生れていることに注目する必要があると思います。

日本でいえば管区気象台の技術部長という立場にあると思われる Snellman (1977) という人が、機械的な予報は“気象学上のガン (Meteorological Cancer)”を産み出しつつあると警告しています。すなわち、「予報官は“気象屋”というよりむしろ“通信屋”になりつつあり、出勤して数値予報の結果と MOS のガイダンスを受け、それに予報の言葉をあてはめて発表し、帰宅するという毎日、気象学的知識や経験を使う機会が失われてきている。そのため、予報に対する熱意や仕事に対する満足感が減ってきている」とし、その結果、最近の予報精度が落ちてきたことを指摘しています。

彼はこのような欠陥を補うため、最終予報に予報官の気象学的知識をより多く入力させる必要があります。そのため予報官の手元に小型計算機を導入するシステムを提案しています。予報官が自由に使える計算機をシステムに組み入れること自体は結構なことですが、計算機に入力できるものは少なくとも定量化し得たものです。定性的なものをできるだけ定量化することは重要ですが、定量化できなくとも科学的なものは必ず残ります。定量化できなくとも立派に科学的である予報官の気象学的知識や経験を加味して、よりよい予報を出すことが本当の Man-machine-mix です。

問 では最後に数値予報の将来はどうなるか、その展望を聞かせて下さい。

答 上にも述べたように、定量化できる部分はどんどん発展させることが予報の精度をよりよくするものです。この意味で数値予報のプログノや MOS の結果の精度を上げることは重要です。しかし、何回も強調したように、現在の数値予報は、たとえプリミティブ・モデルになったとはいえ、明日・明後日の予報の基礎になる長波を対象にしたものですから、スケールの小さな現象や、東支那海低気圧、土佐沖低気圧など中規模現象の発生や発達などの予報にはまだ有力ではありません。今後、長波とこのような波の相互作用や、特にサブ・グリッド・スケールの現象のパラメタリゼーションや大規模な山岳の効果などがより正しく取り入れられるならば、さらに精度の高い予報結果が得られるようになるでしょう。

また、今回は紙数の関係で触れませんでした。大気大循環の数値シミュレーションの研究もいっそう発展し、10日先ぐらいの高・低気圧の位置や強さが、もちろん移動速度の遅れや発達の不十分さはあるにしても、ある程度予想できるようになるでしょう。それだけでなく、季節変動の機構も解明され、長期予報の可能性についてある種の見通しが得られるようになるでしょう。また、台風の発生・発達についての数値シミュレーションの成果は、台風予報の精度を向上させるだけでなく、台風の人工制御にある種の見通しを与えるかもしれません。数値予報、すなわち物理的予報法の前途は、まさに洋々としているといえるでしょう。

## 文 献

- Bjerknes, V., 1904: Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und Physik, *Met. Z.*, 21, 1-7.
- Richardson, L. F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Process*, Cambridge Univ. Press, pp. 236.
- Rossby, C.-G., and Collaborators, 1939: Relation between Variations in the Intensity of the Zonal Circulation of the Atmosphere and the Displacements of the Semi-permanent Centers of Action, *J. Mar. Res.*, 2, 38-55.
- Charney, J. G., 1947: The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Current, *J.*

Met., 4, 135-162.  
 Charney, J.G., 1948: On the Scale of Atmospheric Motions, Geof. Publ., 17, No.2, pp.17.  
 —, and A. Eliassen, 1949: A Numerical Method for Predicting the Perturbations of the Middle Latitude Westerlies, Tellus, 1, 38-53.  
 —, R. F. Fjörtoft and J. von Neumann, 1950: Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation, Tellus, 2, 237-254.  
 —, and N.A. Phillips, 1953: Numerical Integration of the Quasi-Geostrophic Equations for Barotropic and Simple Baroclinic Flows, J. Met., 10, 71-99.  
 Saito, N., 1962: The Results of Numerical Forecasting with the 4-level Baroclinic Model, Proceedings of the International Symposium on Numerical Weather Prediction in Tokyo, 35-46.  
 Masuda, Y., 1971: The Use of Non-Geostrophic Balanced Model for Numerical Weather Prediction, J. Met. Soc. Japan, 49, Special Issue, 595-612.  
 Okamura, Y., 1975: Computational Design of a Limited-Area Prediction Model, J. Met. Soc. Japan, 53, 175-188.  
 Masuda, Y. and A. Arakawa, 1962: On the Objective Analysis for Surface and Upper Level Maps, Proceedings of the International Symposium on Numerical Weather Prediction in Tokyo, 55-66.  
 Electronic Computation Center, J. M. A., 1977: Outline of Operational Numerical Weather Prediction at Japan Meteorological Agency, Appendix to Periodic Report on Numerical Weather Prediction, XVII (Jan. Dec. 1977), by E.C.C., J.M.A.  
 Snellman, L. W., 1977: Operational Forecasting Using Automated Guidance, Bull, Amer. Met. Soc., 58, 1036-1044.

気 象 研 究 ノ ー ト 既 刊 号 リ ス ト

- 第 116 号 (1973年11月)  
 ライダ (レーザレーダ) と気象観測
- 第 119 号 (1974年 6 月)  
 都市・建築と気象
- 第 121 号 (1974年 6 月)  
 雲物理特集 I —— 氷の物性 ——
- 第 122 号 (1974年11月)  
 雲物理特集 II —— 雲核・氷晶核 ——
- 第 123 号 (1974年12月)  
 雲物理特集 III —— 雲結晶・あられ・ひょうの生成 ——
- 第 124 号 (1975年 8 月)  
 流れの可視化法  
 追 補 境界層と乱流
- 第 125 号 (1975年10月)  
 海陸風と山越え気流
- 第 126 号 (1975年11月)  
 大気中の内部重力波  
 I. 内部重力波の理論……………田中 浩  
 II. 超高層の大気波動……………加藤 進
- 第 127 号 (1975年12月)  
 大気汚染気象特集  
 大気境界層の拡散に関する構造……………横山 長之  
 大気中のガスや粒子状物質の変遷……………大喜多敏一  
 光化学大気汚染に関するシンポジウム  
 ・光化学大気汚染中の反応のモデル化と  
 その素反応論的基礎……………秋元 肇  
 ・大気汚染物質の分布と気象条件との  
 関係……………福岡 三郎  
 ・光化学大気汚染のモデリングと  
 シミュレーション……………木村富士男  
 ・討 論  
 (付録) 大気汚染気象用語集……………河村 武
- 第 128 号 (1976年 3 月)  
 最近の気象学と気象事業の展望  
 —— 気象庁創立百年を記念して ——
- 第 129 号 (1976年 9 月)  
 台風特集  
 第 1 章 台風の構造と発達の方学……………山岬 正紀  
 第 2 章 熱帯低気圧の発生と台風観測  
 ………………井沢 龍夫・門脇俊一郎