気象の短期予測

二 宮 洸 三*

Short-Range Weather Prediction

Kozo NINOMIYA *

I. はし が き

気象予報は市民生活に役立つのみならず、産業活動や防災にも深いかかわりを持っている。航空機や船舶の安全かつ効率的な運航には気象予報は不可欠である。生産計画に必要な需要予測においても、気象予測が利用されている。台風の襲来や豪雨の発生が予知されれば被害を軽減するための対策を講ずることも可能となる。

このように気象予報は国民生活にとって重要であるため、世界各国では基本的な気象予報と、その基礎となる主要な気象観測を国の行政的業務として行なっている。気象予報と気象予測はしばしば混同されるので、まず、その違いを明確にしておきたい。気象予報は将来の気象状況を予知判断し、公衆に発表通知する社会的・行政的行為を意味し、一方、気象予測は将来の気象状況を予見する科学的概念である。

本稿に於いては、短期間（ほぼ3日間以内）気象予測が、どのような科学的原理に基づいて、また、どのような科学技術を使用してなされているかを説明したい。

II. 気象現象のスケールと予測期間

大気中には種々の現象（気象擾乱あるいは循環システムと呼ばれる）が相互に影響をおよぼしあいつつ発生・消滅をくり返している。これらの気象擾乱は固有のメカニズムと物理的特性を持って

いる。その物理特性に関連して各擾乱は、固有の空間的・時間的スケールによって特徴づけられる。一般的に、空間スケールの小さな擾乱は、ライフ・タイムも短く、時間的に急激に変化する（つまり時間的スケールが短い）。

気象擾乱のスケールの分類については、いくつかの提案がなされているが、表1に、Orlanski (1975)によるスケール分類をかかげた。この“中”および“小”スケールは英文では“meso-scale”および“micro-scale”と書かれる。いうまでもないが、スケールの分類は概念的なゆるやかな定義によるものであり、機械的に分類すべきものではない。

後述するように、気象予測の精度は初期状態が十分な分解能を持った観測網によって把握されるかどうか依存する。現象の空間スケールが小さいほどその把握のために、高分解能の観測網が必要とされる。現実には、観測網の密度に限界があるので、小スケールの現象に関しては観測精度は不十分で、予測可能な期間も短くなる。この意味から、予測期間に応じて予測の対象となる擾乱のスケールも限定されることになる。表2は、予測期間と対象となる現象のスケールを対比させたものである。将来は予測・観測技術の進歩によって、各予測期間についてさらに小スケールの擾乱も予測対象となるであろう。

予測対象となる各スケールの擾乱はそれぞれ固有の物理的性質を持っている。また各スケールについての観測の分解能も異なるし、われわれの科学的理解度も同一ではない。したがって、それぞれの予測期間について、異なった予測原理と予測

* 気象庁予報部

* Forecast Department, Japan Meteorological Agency

表 1 気象現象のスケールの分類

分 類	水平スケール	時間スケール	具 体 例
大 α スケール	～10,000km	>10日	超長波, モンスーン
大 β スケール	～ 5,000km	数日	傾圧波, 低気圧
中 α スケール	～ 1,000km	～ 1 日	前線, 小低気圧, 台風
中 β スケール	～ 100km	～数時間	スコールライン, 豪雨
中 γ スケール	～ 10km	～ 1 時間	雷雨
小 α スケール	～ 1km	～10分	たつまき

表 2 気象予測の期間と対象スケール

名 称	予測期間	予測対象スケール
短 時 間 予 測	0 ～ 3 時間	小 α , 中 γ , 中 β スケール
短 期 間 予 測	0 ～ 3 日間	中 β , 中 α , 大 β スケール
中 期 間 予 測	～10 日 間	中 α , 大 β , 大 α スケール
長 期 間 予 測	≥ 1 月 間	大 α スケール

方法が用いられる。

III. 気象予測の科学的原理

短時間・短期間および中期間気象予測の基礎となる科学的原理は、大別すれば次の3種類にまとめられる。

- 1：物理法則に直接的に基づく予測
- 2：気象の現象論的知識に基づく予測
- 3：運動学的補外に基づく予測

以下、これらについて詳細な説明を行なう。

1) 物理法則に直接的に基づく予測

大気の物理的状態は、当然のことながら、いくつかの基本的な物理法則にしたがって変化している。換言すれば、大気の状態の変化は物理法則によって理解される。具体的には大気の力学的・熱力学的状態の時間的変化は偏微分方程式の形式で書かれた物理法則によって記述される。この偏微分方程式系を初期値（現在の状況）から時間積分することによって将来の状態が予測される。この計算は複雑かつ大量であり、高速計算機によって計算処理される。これが物理法則に直接的に基づく気象予測の原理であり、この予測方法は数値気象予測（Numerical Weather Prediction：NWPと略されることもある）と呼ばれる。現在、数値予測は短期間および中期間予測の最も基本的な予

測方法となっている。数値予測については第IV章でさらに詳しく議論したい。

2) 気象の現象論的知識に基づく予測

種々の気象擾乱の発生・発達・衰弱の過程の様相や、この過程に関与する周辺の場の状況などについては、多くの現象論的、観測的な知識が集積されている。いうまでもないがこれらの現象論的・観測的事実（知識）は、前節でのべた物理的法則によって説明され、あるいは解釈されるものである。さまざまな気象現象についての観測的事実とその物理的説明についての具体的な例は、たとえば、Palmen and Newton (1969), Holton (1992), Atkinson (1981), 小倉 (1984), 松本 (1987), 二宮 (1981), 二宮ほか (1991) などに詳しく記述されている。

このような現象論的・観測的事実についての知識に基づく気象予測は、さらに総観的予測と統計的予測に細分類されよう。

総観的 (synoptic) 予測は、地上天気図、高層天気図（一般に850hPa, 700hPa, 500hPa, 300hPa, 200hPa 面天気図が使用されることが多い）、あるいは種々の物理量（例えば渦度 (vorticity), 発散, 上昇流, 安定度, 温位, 相等温位など）の各気圧面における分布図、さらに、静止衛星雲画像などを観察し、前述した知識体系に基づいて、現

在の大気の状態を把握し、かつ、今後の変化を予見するものである。対流圏中上層の偏西風帯のトラフ（気圧の谷）にともなう渦度の分布や渦度移流の分布から、トラフの東側（トラフの進行方向前方）での低気圧発達を予見すること、あるいは対流圏下層の暖気移流と対流圏上層の寒気移流（両者によって鉛直不安定が生成される）および前線など擾乱にともなう上昇流などから雷雨の発達を予見すること、などは総観的予測の具体例である。このような予測は、予測手順を標準化しても、なお完全には客観化しがたいし、予測も定性的にならざるを得ない。かつては総観的予測は短期間予測における最重要な手段であったが、その役割は数値予測の発展によって変化した。現在では数値予測によって予測された気圧場、温度場などの物理量の分布とその状況下に出現すべき天候を結びつける気象学的解釈において総観的知識活用の重要性があると考えられる。

次に統計的予測についてのべよう。予測を客観化、定量化するためには、現象論的・観測的事実を統計処理することが必要である。例えば、雷雨の発生の有無や、その雨量は、大気の熱的鉛直安定度、水蒸気量、上昇流（あるいは下層の収束）や風のシアなど高い相関関係を持っている。このような相関関係を統計処理によって得ておけば、この関係から雷雨の発生が予測される。これが統計的予測の原理である。この予測に使用する因子（この例では安定度、上昇流など）をどのように予測するかが問題である。

数値予測によって、予測に使用する因子（鉛直安定度など）が予測されれば、その予測値と統計的關係を利用して、雷雨の発生や雨量を予測することが可能となる。この数値予測と統計予測を組み合わせた“数値統計予測”（modified output statistics, MOS と略称される）は、雷雨のみならず多くの気象要素の短期間予測に大きな成果を収めている。これについてのより詳しい議論については、立平（1986）を参照されたい。

3) 運動学的補外に基づく予測

ある時間スケールを持った擾乱を考察の対象にすれば、その時間スケールに比して十分に短い期

間についてなら、その擾乱の移動速度や発達の速さはほぼ一定と考えられる。したがって、現在までの移動や発達の程度を単純（linear に）補外して将来の状況を予測することが可能である。これが運動学的（kinematic）補外予測の原理である。補外予測の有効期間は、したがってその擾乱の時間スケールによる。偏西風帯のトラフ、温帯低気圧、台風など大 β ～中 α スケールの擾乱の位置については、6～12時間程度の補外が可能の場合が多い。これに対し中スケールの豪雨、雷雨などでは1～3時間の補外が限度である。なお、場合によっては擾乱が地形等の影響を受け停滞することもあり、あるいはなんらかの原因で急激に発達する場合もある。このようなケースについては運動学的補外の良好な結果は得られない。現在、運動学的補外予測が最も有効なのは中～小スケールの対流性擾乱についてであり、静止衛星とレーダーによる実況監視と運動学的補外による短時間予測が、最も実際的かつ有効な予測手段となっている。短時間予測については第V章でも論ずる。

これまでに述べた気象予測の根拠は、いずれも原理的には明快で単純なものである。しかし、その予測を実行する技術的な手順は簡単なものではない。予測のためには、まず、現在の気象状態（初期状態）を知らねばならない。そのためには、観測が必要であり、世界各地の観測データをすみやかに収集しなければならない。収集されたデータを処理し、解析して、初期状態がわかり、予測が行なわれる。なおいうまでもないが、予測のためにつかわれる気象学的知識体系（数値予測につかわれる方程式系やそのプログラムソフトウェア、あるいは総観的予測に用いられる知識）は、さまざまな大気科学の研究成果である。

IV. 数値気象予測

1) 歴史的背景

1920～1930年代、ほぼ世界的な地上気象観測網が展開され、また部分的に高層気象観測も実施されはじめた。このような観測に基づいて、Bjerknessを中心とする北欧の気象研究者のグループによって、極前線（polar front）と温帯低気圧

の実態が解明されるに至った。熱力学的保存量に着目した気団分析の概念が導入されたのもこの年代である。

物理方法に基づく気象予測が可能だとする思想もこの前後に提唱され、Richardson は実際の観測値（初期値）から時間積分によって気象予測する具体的方法を示し、実際に試みた。しかし当時は、数値積分の物理数学的な問題（数値積分の計算安定性）が知られていなかったため、この試みは成功しなかった。また、たとえ、この問題が解決されていたとしても、当時の計算処理能力の限界からみて、実際的な数値気象予測は不可能に近かった。

全球的な高層気象観測網が展開されたのは、第2次世界大戦後の1950年代であった。また1951年IMO (International Meteorological Organization) から発展した WMO (World Meteorological Organization: 世界気象機構) によって気象事業の国際化が進み、観測方式、データ交換の形式などの国際的規準が定められた。この年代には高層観測にもとづいて大スケール擾乱についての観測的・理論的研究も進み、第Ⅲ章でのべた“総観的”気象解析と予測は、ほぼ完成の域に近づいたが、より正確な予測のための新技術の開発が必要となってきた。

同じく1950年代“電子計算機”が開発され、これを使用した“数値気象予測”の研究がアメリカの Charney 等によって始められ、はやくも1960年代には各国が数値予測を、気象業務の主要技術として取り入れるに至った。

この時代、気象力学の分野では、“準地衡風近似”の理論のわく組のなかで、渦度保存則からみた長波の伝播や、傾圧不安定波による低気圧発達理論づけが行なわれている。当初の計算機能力の制限から、わずかに一層（対流圏中層の500hPa面を想定した）の順圧モデルから出発した数値予測は、次に、多層の準地衡風モデル（傾圧不安定による低気圧発達を予測する能力を持つ）が開発されるに至る。

さらに凝結熱の効果などを取り入れ、大 β ~ 中 α スケールの擾乱までも予測するために、準

地衡風近似の制限をはずした“プリミティブ・モデル” (Primitive equation model) が開発され、ほぼ1975年以降は、これが気象業務に使用されるに至った。はじめ計算機能力から、~400 km 格子間隔、4層程度から始まった primitive equation model は、現在では格子間隔~100km、~20層におよぶ精密な全球モデルに進歩している。特定の狭領域を対象にする狭領域モデルでは~10 km あるいは~5 km 格子モデルすら用いられるに至った。

2) 数値予測に使用される観測データ

主要な気象観測とそのデータ交換は、WMO の定めた方式によって行なわれている。データ交換は気象専用回線によって世界的に、即時的に行なわれる。数値予測のための初期値を得るために使用される主要な観測データとしては下記のデータがあげられる：

- (1) 地上気象観測データ (SYNOP) と海上気象観測データ (SHIP)
- (2) 高層気象観測データ (TEMP)
- (3) 航空機観測データ (AIREP)
- (4) 気象衛星観測データ (SATO, SATEM)

なお () 内はデータ交換の形式種類の略号である。

地上および海上（船舶による）気象データは、地上および海上の気圧・気温・露点温度・風向・風速・降水量などの観測値である。

高層気象観測データは、1,000~30hPa（地表~成層圏）の間の各指定気圧面および特異点における気圧・高度・気温・露点温度・風向・風速のデータであり、ラジオゾンデおよびレーウインゾンデ観測によって得られる。航空機観測データは民間航空機による航空路上での観測データで、洋上でのデータとして重要なものである。気象衛星観測データのうち SATO は静止気象衛星で観測した雲の移動速度（雲の存在する気層での風速と等しいと考えられる）のデータであり、SATEM は極軌道衛星の複数の放射計データから計算された気温の鉛直分布のデータである。これらも洋上の“高層データ”として極めて重要なものである。

図1 a, b, c および d は、1990年1月14日12

図1 1990年1月14日12時 (UTC) の全球解析に使用された観測データ (柏木ほか, 1990より)

- a) 地上 (SYNOP) および船舶 (SHIP) データ
- b) 高層データ (TEMP-A : 1,000~100hPa, TEMP-C : 70hPa~)
- c) 静止衛星雲速度データ (SATO)
- d) 軌道衛星による気温データ (SATEM)

図2 客観解析と数値予測にもちいられる格子システム

このような格子が何層か重なって、3次元の格子システムを構成する。

UTC の全球解析に使用された地上・海上、高層、SATO B および SAT E M データの分布図である（柏木ほか、1991より引用）。ほぼ全球をカバーする大量のデータが利用されている。

3) 客観解析

観測データに基づいて大気の物理的状態を把握することを解析という。具体的には、必要な物理量（気圧、高度、気温、水蒸気量、風速など）の3次元の分布を得ることである。

かつては、地上天気図や高層天気図（850, 700, 500, …200hPa 等圧面天気図）に観測データを記入し、等圧線、等高度線（等圧面天気図の場合）、等温線などの物理量の等値線や前線などを人手によって描く、“主観解析”（subjective analysis）によって解析がなされた。

大量のデータをより迅速に処理し、より物理的に整合性のある3次元の分布を得るために、計算機処理による解析が望まれる。このため開発されたのが“客観解析”（Objective analysis）と呼ばれる解析方法である（柏木ほか、1990）。客観解析では、図2の概念図に示したような、3次元的な格子点上での各物理量を観測データから推定する。まず、ある等圧面上の2次元の格子について考えよう。ある格子点の周囲には幾つかの、また何種類かの観測データがある。これらのデータの種類

個有の精度特性、格子点と観測点との距離などを数学的に考慮して、格子点上の物理量が算出される。なお、観測データの分布密度はかならずしも充分ではないので、解析（観測）時刻の12時間前の初期値からの12時間予測値あるいは、6時間前からの6時間予測値も一種のデータとして客観解析に使用する。

ある格子点とその前後左右上下の格子点上の各物理量の間には、物理法則にしたがった相互関係が成立しているはずである。このような物理的束縛条件（physical constraint）をも満足させるように、客観解析が行なわれる。

ひとたび3次元の格子点上の物理量が決定されれば、地上天気図、高層天気図や鉛直断面図が、計算機の画像処理機能によって速やかに作図出力される。図3および図4は客観解析によって作成された、地上天気図と高層天気図の実例である。

以上の説明からもわかる様に、客観解析は次の点において、主観解析より優れている；

- (1) 物理的束縛条件を満たした物理量の3次元の分布が得られる。
- (2) 観測精度の異なる多種類の観測データや予測値を統一的に使用することができる。
- (3) 3次元の格子点上で得られた解析値は、どのような座標系上の格子点にも簡単に変換でき、どのような数値計算にも使用できる。
- (4) 計算機処理によって迅速に解析が行なわれる。

なお、中 γ ~小スケールの現象の調査研究などでは、現在でも主観解析が一定の役割をはたしていることを付記しておく。

4) 数値予測モデル

数値予測の計算は、数値予測モデルによって行なわれる。数値予測モデルは基礎方程式系を数値計算に適する数式の形態に表現し、プログラム化したものである。数値予測あるいは数値予測モデルの詳細正確な議論は専門書（Haltiner and Williams, 1980 ; Pielke, 1984）にゆずり、ここでは概念的説明のみを行なう。

現在短期間予測にひろく使用されているのは、プリミティブ方程系（primitive equations）に基

図3 客観解析の一例：1990年1月11日12時（UTC）の地上天気図
実線は等圧線を示す。

づくプリミティブ方程式モデルである。これは、効率的な計算処理のため、音波や個々の積雲対流を基礎方程式から数学的に排除したプリミティブ方程式を使用するモデルである。この方程式系では、鉛直方向の座標として p （気圧）が使用される。

説明を単純にするため、直交（ x ， y ）座標で書けば、プリミティブ方程式系は次のように書かれる；

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \omega \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \phi}{\partial x} + fv + F_x \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \omega \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \phi}{\partial y} - fu + F_y \quad (2)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\alpha = -\frac{RT}{p} \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - \omega \frac{\partial T}{\partial p} + \omega \frac{\kappa T}{p} + \frac{\dot{H}}{C_p} + F_T \quad (4)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - \omega \frac{\partial q}{\partial p} - C + F_q \quad (5)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (6)$$

以上の方程式系で求めるべき変数（未知数）は u （ x 方向の速度）， v （ y 方向の速度）， ω （ p 方向の速度）， ϕ （等圧面のジオ・ポテンシャル高度：geopotential height= gz ）， T （気温）および q （水蒸気量）の6変数である。なお， f ， F_x ， F_y ， α ， R ， κ ， C_p ， $\dot{H}$ ， F_T ， C および F_q はそれぞれ，コリオリパラメータ（Coriolis parameter = $2\Omega \sin\phi$ ， Ω は地球自転角速度， ϕ は緯度），

図4 客観解析の一例：1990年1月18日00時（UTC）の300hPa 天気図
実線および点線は等高線および等風速線を示す。

x方向の摩擦力，y方向の摩擦力，比容，空気の
気体常数， R/C_p ，空気の定圧比熱，熱源，顕熱
フラックスの鉛直発散，凝結量および，水蒸気フ
ラックスの鉛直発散である。

方程式系右辺の F_x , F_y , $\dot{H}$, F_T , C , F_q がな
ん等かの方法で計算されれば，6変数6方程式で
あるから，6変数は決定できる。

また，地上気圧 p_0 は，

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = -u_0 \frac{\partial p_0}{\partial x} - v_0 \frac{\partial p_0}{\partial y} - w_0 \frac{\partial p}{\partial z} - \int_0^{p_0} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad (7)$$

から求められる。

なお，状態方程式

$$p\alpha = RT \quad (8)$$

はすでに (3) 式に使用され，水の相変化を示す

Clausius-Clapeyron 方程式

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{LdT}{RvT^2} \quad (9)$$

は凝結量の計算に使用される。ここで e_s , L お
よび Rv はそれぞれ飽和蒸気圧，気化熱および水
蒸気気体常数である。水蒸気圧 e と水蒸気量 q は
 $q = 0.622e/p$ (10)

によって関係づけられる。

これらの方程式系は3次元的なすべての格子点
上で成立している。しかも方程式には微分演算が
含まれているから，各格子点上での状況は，その
前後左右上下の周囲の格子点上の状態とも関係し
て変化する。

方程式に含まれる微分演算は，格子点の数値を
使った差分演算によって行なうか（格子モデル）
あるいは，格子点上の数値にもとづいて関数展開

してから微分するか（スペクトルモデル）しなければならない。格子モデルの場合、微分方程式の持つ物理的内容をそこなわないような差分演算を行なうことが要求される。

方程式系の右辺が時刻 $t=t_0$ における物理量の空間分布から計算されれば、その左辺の時間変化がわかる。したがって Δt 後、つまり $t=t_0+\Delta t$ における物理量の分布が決定される。この時間積分のくり返しによって将来の物理量の空間分布が予測される。なお、時間積分上の計算不安定を回避するために安定した時間差分の方式がとられねばならない。

以上が数値予測の原理であるが、これからわかるように、数値予測は大気の状態そのものの予測であり、その結果として大気中の擾乱（低気圧、台風、前線など）の発生・発達・衰弱が予測されることに注意されたい。

以下、実際の数値予測に関して、いくつかの説明を加えたい。

方程式系の微分演算を行なう場合、格子点の間隔がモデルの分解能を決定する。一般的には格子間隔の5～6倍以上の波長を持つ波動（低気圧などは、傾圧不安定波とみなされる）は数学的に表現される。したがってより正確な予測のためには、より高い分解能（短い格子間隔）が求められるが、そのためには、計算量が増大する。

現在の全球モデル（大気全体を予測する数値モデル）では、おおむね～100 km 程度の格子間隔が採用されている（全球モデルではスペクトルモデルが多いが、格子モデルに換算しての話である）。さらに中～小スケールの現象までも予測するためには、分解能を上げ20～10km 格子を採用することが望ましい。計算機の能力が有限であるので、このような高分解能な全球モデルは使用されず、特定領域についての狭領域モデルが使用される。狭領域モデルの場合には、側面境界条件が必要となる。全球モデルの予測値を狭領域モデルの側面境界条件として与えるか、あるいは全球モデルの一部に狭領域モデルを埋め込むなどが行なわれるが、複雑な数値計算上の工夫が必要である。

最後に、数値モデルの下部境界条件としての地

形効果の導入についてのべる。地球上には、ヒマラヤ山脈、チベット高原など巨大な山地があり、大気の流れや擾乱の発達に大きな影響をおよぼしている。また小さな地形の起伏でも気流や天気に大きな影響をおよぼす。このような地形の効果は、気流が地面に沿う（つまり地面に出入しない）という下部境界条件によってモデルに取り入れられる。この下部境界条件の取りあつかいを数学的に容易にするため、方程式系の鉛直座標を p から $\sigma = p/p_0$ (p_0 は地面の気圧) に変換することが行なわれる。これを σ 座標系と呼ぶ。境界条件は流れは $\sigma=1$ の σ 面に沿うという条件となる。流れが山地をどの程度迂回し、どの程度斜面をはいのぼるのかは、山地のスケールと流れの持つ力学的・熱力学的性質と、数値モデルに使用されている方程式系の性質によっておのずと決定(予測)される。

5) 物理過程

第(1), (2), (4) および(5) 式右辺の F_x, F_y, H, F_T, C および F_q 以外の各項は、すべて格子点上の力学的・熱力学的変数 (u, v, ω, ϕ, T および q) を用いて計算される格子スケールの力学、および熱力学過程をあらわすものである。前節では、 F_x, F_y, H, F_T, C および F_q がなんらかの方法で計算されることを前提として議論を進めてきた。これらの項は、凝結、放射や運動量、熱エネルギーや水蒸気の渦拡散などにかかわるのであり、“物理過程”に関する項と呼ばれる。

第(1), (2), (4) および(5) 式の時間積分によって予測を行なうためには、これらの物理過程に関する項(量)を格子点上の力学・熱力学的変数によって計算できるように定式化しなければならない。これを“物理過程のパラメータリゼーション (parameterization)”と呼んでいる。

物理過程のパラメータリゼーションを行なうためには、各項の物理的内容に立ち入らねばならない。第(1) および(2) 式右辺の摩擦力 F_x, F_y はそれぞれ $F_x = -\partial/\partial p (\overline{u'\omega'})$ および $F_y = -\partial/\partial p (\overline{v'\omega'})$ と表現される。ここで $\overline{\quad}$ および $'$ はそれぞれ、格子スケール（一つの格子点の代表する面積上の）についての平均値および平均値か

らの偏差であって、レイノルズ・ストレス〔(Reynolds stresses) による摩擦力の表現と同じであり、格子スケールより小さな (subgrid scale) みだれ (eddy) による水平運動量の鉛直輸送によって生ずる効果である。大気下層の境界層では、鉛直輸送は主として乱流や対流によって、また自由大気中では主として、積雲対流や山岳波などの内部重力波によって行なわれる。これらの乱に関する理論や観測事実から、該当する気層の格子スケールの熱的安定度や風速のシアなどによって F_x および F_y が計算される。

同様に F_T および F_q はそれぞれ $F_T = -\partial/\partial p \overline{\omega'T'}$ および $F_q = -\partial/\partial p \overline{\omega'q'}$ と書かれる。この場合でも境界層では乱流や対流、そして自由大気中では積雲対流の役割が重要であり、該当する気層の熱的安定度、風速のシア、水蒸気量、下層の水蒸気収束量に基づいて評価される。なお、大気下面における $\overline{\omega'T'}$ や $\overline{\omega'q'}$ は、海面・地面からの熱エネルギーと水蒸気の大気への補給量を意味する。このため、数値予測モデルの下部境界条件として、海面・地面の物理的状態が知られていなければ (つまり観測されていなければ) ならない。

第 (4) 式右辺の $\dot{H}$ は加熱 (負号なら冷却) 量であり、凝結にともなう加熱 (落下する雨滴から蒸発があれば冷却となる) と放射による加熱 (あるいは冷却) がその原因となる。凝結 (C) については後述する。格子スケールの水蒸気分布と雲量 (これは水蒸気量から計算される) から、放射による加熱冷却が計算される。なお $(\dot{H}/C_p + F_T)$ をまとめて格子スケールの冷熱源として記述することもある。

第 (5) 式右辺の C は凝結量である。大気中の水蒸気量 q が飽和水蒸気量 q_s を超えれば、余剰の水蒸気が凝結する。これによる加熱量 $\dot{H}$ は LC に等しい。すなわち、 C は第 (4) および (5) 式の時間積分と第 (9) 式の関係とによって決定される。なお $(C + F_q)$ をまとめて、格子スケールの“水蒸気シンク”として記述することもある。

このように、直接対流現象を含まない、primitive equation を格子点で表現する primitive

図5 全球数値予測モデルによる48時間予測の一例
(上) 1990年1月8日12時 (UTC) を初期値とする48時間予測 (1月10日12時に対する) 地上気圧
(下) 1月10日12時の観測にもとづき客観解析された地上気圧

equation model でも、対流現象や、いろいろな subgrid scale の現象の効果を“気象学的な知識”に基づく parameterization によって取り込んでいるわけである。

6) 数値予測の実例

図5上段は数値予測による地上気圧の48時間予測の実例である。この結果を客観解析 (図5下段) と比べてみると、日本列島東岸の低気圧、大陸上の高気圧などの大スケールの現象が極めて正確に予測されていることがわかる。

図6は、全球数値予測モデルによって得られた 250hPa 面の気温および風速の24時間予測の実例

図6 全球数値予測モデルによる24時間予測の一例

1990年1月9日12時を初期値とする10日12時の250hPa面、気温（負号を略す）および風速（矢羽根は10ノット、旗Epは50ノットを示す）の24時間予測。

である。このような予測結果は、航空機の運航に必要なものである。

図7は、狭領域高分解能モデルによる24時間予測の例であり、低気圧および前線にともなう降水が予測されている。

7) 数値予測の将来

数値予測モデルをさらに精密にすることによって、さらに高度の気象予測を行なうことができる。全球モデルはすでに中期予測にも使用されており、1カ月予測も試みられている。この場合、初期値の解析誤差がどのような予測誤差に増幅していくかなど、なお解明すべき問題が残されている。

狭領域モデルにおいては、分解能を増加すると共に、primitive equationの制限をはずして対流現象を直接に扱い、同時に、雲粒や降水粒子の密度を変数とする方程式系を加えるなどより中小スケールの現象を現実的に表現するための改良や

開発が行なわれている。

また数値予測モデルは気象現象の数値実験(numerical simulation)にも使用され、気象現象の力学的物理学的メカニズムの解明などにも大きな役割をはたしている。

V. 短時間予測

現在、高分解能の数値予測モデルによっても、小スケール現象、例えば個々の積乱雲、豪雨、突風、たつ巻などを直接予測することは困難である。なぜなら、モデルの分解能がまだ不十分だからである。

このような現象に関しては、その発生発達と移動を即時的に観測監視し、運動学的な単純な時間的補外によって予測するのが現実的である。すなわち、観測監視システムに依存する予測である。この予測の原理から想像されるように、この方法に

図7 狭領域高分解能数値予測モデルによる24時間予測の一例
1992年6月9日12時を初期値とする10日12時の地上気圧、風速および6時間(10日06-12時)降水量の予測値。

図8 1992年7月15日15時(UTC)における気象レーダー観測によって得られた降水強度分布

よる予測期間は1～3時間であり、短時間予測である。この分野に関しては、Ray (1986) の総合報告を参照されたい。ここでは幾つかの例を示す。

観測およびデータ通報を自動的に行なう、稠密な地上観測網が展開されれば、それに基づいた小スケール現象の監視と短時間予測が行なわれる。このような観測網の実例の一つとして、気象庁の AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) をあげることができる。ほぼ20km 間隔に配置された観測点によって、降水量、気温、風向風速などの観測データが1時間間隔で自動的に得られる。

沿岸海域も含めた広範囲で、かつより細かな空間分解能で降水量を観測するには気象レーダーの使用が有効である。気象レーダーによって測定される、大気中の降水粒子からの電磁波反射強度は降水粒子の粒径、性質および粒子の数によってきまり、一方、降水強度も粒径と粒子数によってきまるので、経験式を通して反射強度から降水強度を推定することができる。図8は、全国をカバーするレーダー観測網によって得られた、降水量分布図の一例である。

上述したように、気象レーダーによる降水強度の測定は間接的なものであり、降水粒子の性質が標準的でない場合には、降水強度の推定の誤差を生ずる場合がある。レーダー観測によって推定された降水強度を直接測定である AMeDAS の観測値で補正すれば、より正確かつ高分解能な降水量分布を知ることができる。このようにして得られるのがレーダー AMeDAS 合成降水量分布である。

このような降水量分布図が時間的に連続して得られれば、強雨域の移動や発達が監視され、時間的補外によって短時間予測が可能となる。この補外を計算機を使用して客観的に行なうためには、次の手順がとられる。まず現在(初期状態)およびそれに先行する(過去)の分布図のパターンマッチング(pattern matching)の計算により、最大のパターンマッチングが得られるような偏位を決定し、この偏位を降水システムの移動速度とする。ついで、この移動速度によって初期時刻の各降水

システムを移動させれば、将来(1時間後、2時間後)の降水量分布図が得られる。この方法は1～3時間の短時間予測に有効である。しかし、その予測の原理は、運動学的であり、物理的方法に基づいていないため、3時間以上の予測には適用できない。

スコールライン、たつ巻、ダウンバースト(積雲からの降水にともなう強い下降流)など、著しい強風あるいは風のシアーを持つ現象の監視のためには、高分解能の風速の観測が不可欠である。この目的のためには、ドップラー・レーダーの使用が有効であろう。レーダー(固定点)と降水粒子との相対速度を電磁波のドップラーシフトを利用して測定するのが、その原理である。この原理からわかるように1台のレーダーから求まるのは、レーダーを原点とする動径方向の速度成分 V_r だけであるが、複数のレーダーを使用すれば、風速の3次元的分布が求められる。1台のドップラー・レーダーを使用しても、 V_r の分布から強風域やシアーは容易に検出され、小スケール現象の監視と短時間予測に極めて重要な観測手段であることが知られている。

雷雨や雷は対流性の降水をとともなうから、気象レーダーによっても観測されるが、より直接的に雷の放電によって生ずる電磁波を測定して、雷の発生位置を標定することも可能である。このようなシステムを使用すれば、雷雲の発生発達と移動を時々刻々に監視し、短時間予測することができる。

これらの例からわかる様に、短時間予測は単なる“予測”技術の問題ではなく、リモートセンシング技術を応用した観測技術とデータ処理技術を含めた、トータルシステムの問題であることを強調しておきたい。

文 献

- Atkinson, B. W. (1981): *Mesoscale atmospheric circulations*. Academic Press, New York, 495 p.
- Haltiner, G. J. and Williams, R. T. (1980): *Numerical prediction and dynamic meteorology*. Wiley, New York, 477p.
- Holton, J. R. (1992): *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, New York, 507p.

- 柏木啓一・野村 厚・楠 昌司 (1990) : 気象データと客観解析. 数値予報報告 (気象庁), **36**, 131p.
- 松本誠一 (1987) : 新総観気象学. 東京堂出版, 249p.
- 二宮洸三 (1981) : 雨とメソシステム. 東京堂出版, 242p.
- 二宮洸三・秋山孝子・大野久雄・鈴木 修 (1991) : 気象研究ノート, **172**, 251p.
- 小倉義光 (1984) : 一般気象学. 東京大学出版会, 314p.
- Orlanski, I. (1975) : A national subdivision of scales for atmospheric process. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **56**, 527-530.
- Palmen, E. and Newton, C. W. (1969) : *Atmospheric circulation systems*. Academic Press, New York, 603p.
- Pielke, R. A. (1984) : *Mesoscale meteorological modeling*. Academic Press, New York, 612p.
- Ray, P. S., ed. (1986) : *Mesoscale meteorology and forecasting*. *Amer. Meteor. Soc.*, 793p.
- 立平良三 (1987) : 新しい天気予報. 東京堂出版, 186p.