

気象予測と
その水文・水資源学への応用

1992年5月

水文・水資源学会
企画・事業委員会

降雨と流出の実時間予測手法について

京都大学工学部 ○椎葉 充晴
京都大学防災研究所 中北 英一

1. 始めに

洪水災害を防止・軽減する上で、豪雨や洪水流出の実時間予測は重要な役割を担っている。洪水防御の為の施設整備がすぐには望めなくても、実時間予測技術の進展によって、ダム操作・避難・水防活動を効果的に展開して洪水災害を軽減し得る可能性がある。ここで、実時間予測とは、現象が実際に起こっている最中に、過去の知識と時々刻々得られる観測情報をもとに、現象の予測を逐次的に進めていくものである。

近年、降雨・流出の実時間流出予測手法が発展してきた背景の一つに、アメダスやデジタル化された気象レーダ¹を始めとする水文気象観測技術、観測データの転送・処理システムなどの即時的観測処理システムの発展がある。各河川の懸案地点の河川水位や流域内の雨量観測点の地点雨量は、時間またはそれよりも短い時間間隔で入手されるようになってきたし、アメダスや気象レーダによって得られる広範囲の雨量分布は CRT 上に即時的に表示され、数値データとして処理できるようになって来た。

降雨流出の実時間流出予測手法が発展してきた背景として、さらに、カルマンフィルターをはじめとする情報処理・制御理論の発展がある。カルマンフィルター理論は、システムの動的な特性を記述する状態方程式と観測信号を生成する観測方程式でシステムを記述し、時々刻々得られる観測値から状態量を逐次推定するための理論である。精密な流出モデルが存在すれば、流出予測は降雨予測問題に帰することになるが、実際には流出モデル自体にも相当の誤差がある。カルマンフィルター理論を適用することによって、時々刻々の観測値を利用して、流出モデルの誤差や観測の誤差があることを考慮して、流出システムの状態を推定していくことができるようになった。

本小文では、こうした背景のもとに筆者らが進めてきた降雨と流出の実時間予測に関する研究の概要を紹介する。手法全体はいくつかの部分からなり、部分的な改良を今も進めているので、本小文で述べる方法はまだ完成した形ではない。

¹建設省で配備したデジタル化した気象レーダはレーダ雨量計と呼ばれている。

最初に、いくつかの運動学的方法による降雨予測手法を簡単に紹介し、筆者らが提案した移流モデルを少し詳しく述べる。いずれの手法によるにしろ、運動学的方法によって、時々刻々得られるレーダデータを用いて将来の降雨分布を予測するという課題は、現時点である程度達成されていると言ってよい。あまり複雑なモデルを用いてもさほど精度は向上しないようであり、新しいモデルの開発を考えるより、今後は、予測情報の利用方法や予測精度をどのように評価し提供していくかといった課題が重要になるであろう。

次に、運動学的方法による降雨予測精度の限界を超えるために、気象学的解析方法を取り入れ、3次元レーダデータを用いる筆者らの不安定場モデルによる降雨予測の試みを紹介する。その基本的な考え方は、地形によってはその構造に影響を受けず、地形との相互作用によって降水へのインプットである水蒸気から水分への変換効率を高めて降水をもたらす場を“不安定場”と定義し、不安定場の移動によって降雨分布の変動を表現しようとするもので、3次元レーダデータから不安定場のパラメータを推定していく。運動学的方法は、不安定場の移動予測に用いることになる。

最後に、カルマンフィルターを用いた流出予測手法について述べる。カルマンフィルター理論を適用するには、状態空間型のモデルでシステムが表現されていることが必要であるが、既に開発されている物理的なモデルも、状態量を適当に定義すれば、状態空間型のモデルと見なすことができる。しかし、方程式が非線形であることにどう対応するか、誤差項やノイズ項をどのように設定するかなど、具体的な予測モデルを構成するには、なおいくつか工夫すべき点がある。これらの事項に関する筆者らの試みを紹介する。

2. 移流モデルによる降雨の実時間予測手法

2.1 運動学的方法による降雨予測

レーダや気象衛星情報から降水強度分布を推定し、降雨強度分布の時間的変動パターンを時間的に外挿する手法は運動学的方法と呼ばれている。レーダデータを用いる多くの降雨予測手法は、この運動学的方法に分類される。

立平・牧野 [1] は、現在のエコー図を 700-mb 面の風向・風速で移流させる方法を提案した。Austin と Bellon [2] は、ある移流ベクトルに沿って降雨パターンが平行移動するものと仮定して、移流ベクトルを相互相関法によって求める方法を提案した。土木研究所で開発された雨域追跡法 [3] は、相互相関係数を算出する前にエコー図を 2 値化して、中規模の降水現象の動きに対応しようとしている。雨域追跡法による予測計算例はかな

り蓄積されてきており、その精度評価も行われてきている [4].

筆者らが提案した移流モデル [5] は、予測に用いる移流ベクトルを位置座標の一次式で設定するもので、雨域の平行移動、回転、せん断的歪み、膨張などを考慮することができる。平行移動に限らないこのような雨域の変形を考慮する方法については、下垣ら [6]、竹内 [7] も検討している。竹内の方法は、雨域変形の点对を人間が指定し、指定した対応が得られるような変形テンソルを求め、それを将来の雨域変形の予測に使おうとするものである。

この他に、森山・平野ら [8]、河村・神野ら [9] が移流拡散モデルによる方法、日野 [10] が仮想荷重法を提案している。

2.2 移流モデルを用いた短時間降雨予測手法の概要

2.2.1 移流モデル

水平面上に設定された直交座標系を (x, y) とし、地点 (x, y) 、時刻 t での降雨強度を $r(x, y, t)$ とする。椎葉・高棹・中北 [5] は、立平・牧野と同様、移流モデル、

$$\frac{\partial r}{\partial t} + u_r \frac{\partial r}{\partial x} + v_r \frac{\partial r}{\partial y} = w_r \quad (1)$$

によって雨域の移動や変形が表されるものとした。ここで、 (u_r, v_r) は雨域の移動ベクトル、 w_r は雨域の移動に伴う発達・衰弱量を表している。

ここで問題になるのは、移流ベクトル (u_r, v_r) 、発達・衰弱項 w_r をレーダ情報からいかに推定するかである。椎葉・高棹・中北の方法は、平行移動に限らない変形歪みも考慮でき、 u_r, v_r, w_r の推定を線形最小自乗推定問題として定式化できるようにするために、これらを位置座標の 1 次式、

$$u_r = c_1 x + c_2 y + c_3, \quad v_r = c_4 x + c_5 y + c_6, \quad w_r = c_7 x + c_8 y + c_9 \quad (2)$$

としているところに特徴がある。

2.2.2 パラメタの同定

パラメタ c_1, \dots, c_9 は次のようにして同定する。

レーダ観測域に含まれる長方形領域をとり、それを $\Delta x \times \Delta y$ の長方形メッシュに分割

する。このとき、

$$\begin{aligned} x_i &= (i - 1/2)\Delta x, & i &= 1, \dots, M \\ y_j &= (j - 1/2)\Delta y, & j &= 1, \dots, N \\ t_k &= k\Delta t, & k &= 0, \dots, -K - 1 \end{aligned} \quad (3)$$

とする。ただし、 Δt は時間間隔であり、 M, N はそれぞれ、 x 軸方向、 y 軸方向のメッシュ数、 $(K+1)\Delta t$ はパラメータ同定に用いる過去のデータ長である。また、座標 (x_i, y_j) は、長方形領域の左から i 列目、下から j 行目のメッシュの中心点の座標である。

点 (x_i, y_j) 、時刻 t_k での降雨強度 r の偏微分を、

$$\left[\frac{\partial r}{\partial t} \right]_{ijk} = \frac{r(x_i, y_j, t_{k+1}) - r(x_i, y_j, t_{k-1})}{2\Delta t} \quad (4)$$

$$\left[\frac{\partial r}{\partial x} \right]_{ijk} = \frac{r(x_{i+1}, y_j, t_k) - r(x_{i-1}, y_j, t_k)}{2\Delta x} \quad (5)$$

$$\left[\frac{\partial r}{\partial y} \right]_{ijk} = \frac{r(x_i, y_{j+1}, t_k) - r(x_i, y_{j-1}, t_k)}{2\Delta y} \quad (6)$$

で近似し、

$$\nu_{ijk} = - \left[\frac{\partial r}{\partial t} \right]_{ijk} - (c_1 x_i + c_2 y_j + c_3) \left[\frac{\partial r}{\partial x} \right]_{ijk} \quad (7)$$

$$- (c_4 x_i + c_5 y_j + c_6) \left[\frac{\partial r}{\partial y} \right]_{ijk} - (c_7 x_i + c_8 y_j + c_9) \quad (8)$$

とおく。これまで述べてきた近似が妥当であり、パラメータ c_1, \dots, c_9 が正しく同定されれば、 ν_{ijk} は 0 になるべきものである。したがって、

$$J_c = \sum_{k=-K}^{-1} \sum_{i=2}^{M-1} \sum_{j=2}^{N-1} \nu_{ijk}^2 \quad (9)$$

を最小にするように c_1, \dots, c_9 を推定する。 ν_{ijk} は c_1, \dots, c_9 に関する一次式であるから、 J_c を c_1, \dots, c_9 で偏微分した式を 0 とおいて得られる連立一次方程式を解くと、 c_1, \dots, c_9 の推定値が得られることになる。

実時間予測の場合、この最小自乗推定を連続的に行う必要があるため、通常最小自乗法を適用すれば、計算時間もかかるし、計算の為の容量も多く必要になる。椎葉・高棹・中北の方法では、ロケットなどの軌道修正に用いられている平方根情報フィルターを用いて、パラメータ c_1, \dots, c_9 を逐次推定することができる。この方法によれば、 c_1, \dots, c_9 のうちいくつかをあらかじめ 0 とする制約条件、すなわち、平行移動や回転のみ、あるいは、平行移動や回転の重ねあわせのみといった限定された条件を課しても、特別に個々別々のプログラムを用意することなく、パラメータを推定することができる [11]。

2.2.3 降雨予測の方法

同定されたパラメタ c_1, \dots, c_9 がしばらくは一定であると仮定して、将来の降雨強度を予測する。予測計算は特性曲線の逆追跡によって行う。

移流方程式 (1) 式に対応する特性微分方程式は、

$$dx/dt = c_1x + c_2y + c_3, \quad (10)$$

$$dy/dt = c_4x + c_5y + c_6, \quad (11)$$

$$dr/dt = c_7x + c_8y + c_9 \quad (12)$$

で与えられる。微分方程式 (10) 式, (11) 式によって定められる特性基礎曲線の上で、降雨強度は、微分方程式 (12) 式に従って変化する。これらは解析的に解くことができる。

2.2.4 移流モデルパラメタの持続性

建設省の深山レーダから得られた台風 8210 号の降雨データを用いて、パラメタ c_1, \dots, c_9 を 15 分間隔で同定を繰り返した時の時系列の一部を、図 1 に示す。図中、左側は時系列を、右側はコレログラムを表している。上の 3 つは、いずれも、移動に関するパラメタの時間的な変化を表しており、順に平行移動成分 $u_0 = c_3$, $v_0 = c_6$, 回転角速度 $\omega_{yx} = (-c_2 + c_4)/2$ を、一番下の図は、発達衰弱項のパラメタ c_9 の時間的な変化を表している。同定されたパラメタは、決して時間的に一定ではないが、移流ベクトル (u_r, v_r) に関わるパラメタの変化は緩やかである。発達衰弱項の時間的な変化は激しく、ランダムであって、白色系列であるときの自己相関係数値の 95 パーセント区間にいつも含まれていて、持続性が認められない。したがって、発達衰弱項の変化を予測することは難しく、過去の発達や衰弱の傾向をそのまま外挿すると予測精度は低下することになる。予測する場合には、発達衰弱項は 0 とした方がよい。

移流モデルによる検討では、降雨の発達や衰弱を無視した方がよいことになったが、運動学的方法による予測では、他のどの方法でも同じ結論が得られると思われる。降雨の発達や衰弱は、そのときの気象の条件と地形とが影響しあって生み出されるものと考えられ、運動学的方法のみによってそれを表現することは難しいであろう。

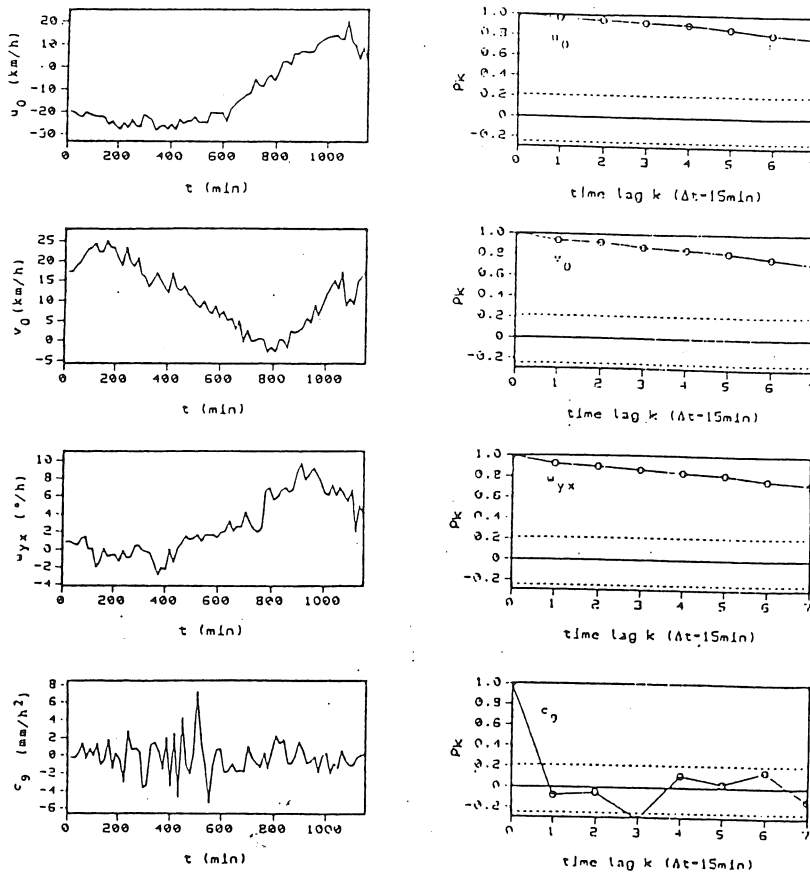


図1: 台風8210号のレーダデータに対して同定した移流モデルパラメタの時間変化とコレログラム

3. 3次元レーダ雨量情報を利用した不安定場モデルによる降雨予測

3.1 不安定場概念を用いた降雨予測手法の概要

すでに述べたように、2次元のレーダ雨量データを用いた運動学的な手法による降雨予測の精度の向上はほぼ臨界点に達している。筆者らは、こういった現状を打破するために、水収支という観点に立った準気象学的・物理学的根拠を持ち、いままでほとんど降雨予測に利用されていなかった3次元レーダ雨量情報を用いた短時間予測手法を開発してきた。

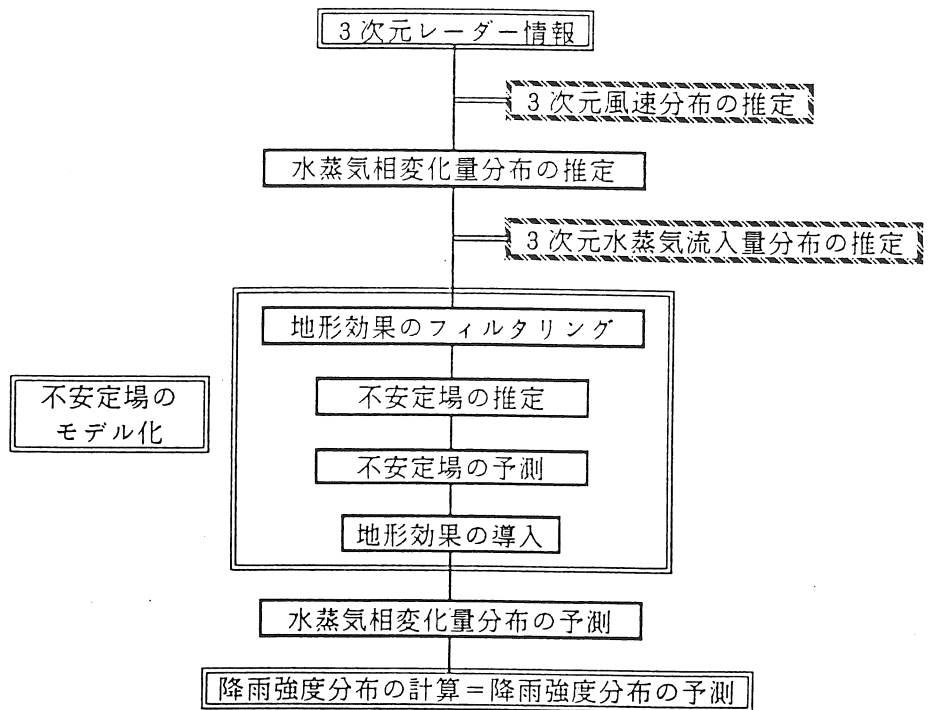


図2: 不安定場概念を用いた降雨予測手法の流れ図

この予測手法はすでに述べた不安定場概念に基づいている。降水をもたらす不安定場は、レーダ観測域を通過する間は変化せず、地形との相互作用によって、降水へのインプットである水蒸気から水分への変換効率を高めるものとする。我々は地形との相互作用の結果起こる降雨を観測している。そのため、降雨場をそのまま移動させてもうまく予測されない。地形の影響を取り除くことができれば、すなわち観測情報から不安定場が推定できれば、それは安定した構造をしているので、その移動の予測も容易であろう。基本的には、このような考え方のもとに予測手法が構成されている。

予測計算の流れを、図2に示す。具体的な方法は後で示すことにして、手順のみ説明すると次のようである。まず、3次元風速場を求め、予測計算の間その風速場を固定する。その上で、3次元レーダ情報から単位時間あたりの水蒸気相変化量の3次元分布を推定する。この分布は地形の影響を受けている。この分布から、不安定場のパラメタを推定する。この不安定場のパラメタの分布の過去の動きを外挿して将来の不安定場を予

測し、その予測分布から水蒸気相変化量の3次元分布を算定し、更に降雨強度分布を計算する。

3.2 3次元風速場の計算手法

3次元風速場の基礎式は連続式と水平方向の釣合式からなる。

連続式

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 \omega) = \frac{\rho_0}{H-h} \left(u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right), \quad (13)$$

水平方向の釣合式

$$f(v - v_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s}) = 0, \quad (14)$$

$$-f(u - u_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s}) = 0. \quad (15)$$

ここで、 ρ_0 は総観場での大気密度、 u_{g0} 、 v_{g0} は総観場から算定した地衡風あるいは傾度風であり、 f はコリオリパラメタである。 K は渦拡散係数で、

$$K = \begin{cases} 10[\text{m}^2/\text{s}], & (z(s) - h) > 500\text{m} \\ 0.35(z - h)u_*, & (z(s) - h) \leq 500\text{m} \end{cases} \quad (16)$$

である。ただし、 u_* は摩擦速度であり、一定としている。また、地点 (x, y) の標高を $h(x, y)$ とし、観測領域上端高度を $H(x, y)$ として、

$$s = \frac{z - h(x, y)}{H - h(x, y)} \quad (17)$$

で定義する変数 s を導入して、高度を表す変数 z を用いる代わりに、 s を独立変数としている。これにともない、風速 (u, v, w) を用いて、

$$\omega = u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \quad (18)$$

とおいている。

これらの基礎式を用い、下端境界条件として、陸上部では AMeDAS 地上風、海上部では無風という条件を与え、解析領域上端では地衡風あるいは傾度風という条件のもとで3次元風速場を計算する。3次元風速場が求められれば、後述する(20)式の Q を0とおいて、水蒸気を流入させ、3次元水蒸気流入場を算定する。

3.3 降雨算定手法と不安定場モデル

降雨を算定するための基礎式は次のようである。

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{LQ}{\rho_0 \pi}, \quad (19)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = -\frac{Q}{\rho_0}, \quad (20)$$

水分量保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_l}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \frac{\partial r}{\partial s} \quad (21)$$

ここで、 m_v は水蒸気の混合比、 m_l は水分の混合比であり、 ρ_d 、 ρ_v 、 ρ_l をそれぞれ乾燥空気、水蒸気、水の密度、単位体積中に含まれる水蒸気量、単位体積中に含まれる水分量とすると、それぞれ $m_v = \rho_v / \rho_d$ 、 $m_l = \rho_l / \rho_d$ で表される。 L は水蒸気の潜熱である。また、 π はエクスター関数、 θ は温位である。

Q は単位時間単位体積あたりに凝結する水分の質量を表し、この Q を水蒸気相変化量と呼んでいる。ここで、飽和水蒸気量が、総観場の気圧、(19) 式から得られる温位を用いて算定される値の $(1 - \alpha)$ 倍に抑えられる場を考え、これを不安定場と呼ぶ。このとき、 Q は、

$$-\frac{Q}{\rho_0} = \frac{d}{dt} \{ (1 - \alpha) m_s \} \quad (22)$$

と表される。ただし、 m_s は飽和混合比である。混合比の計算は Asai [12] の方法に基づき、数値計算では、これを差分化した計算方法をとるが、詳細は、中北 [13] または中北ら [14] を参照されたい。

3次元レーダ情報が利用できる場合、(21) 式と降雨強度 r の3次元的分布の情報から、水蒸気相変化量 Q の値を推定することができる。したがって、これから逆に、 α の値がどのような値をとったかが推定できることになる。この α の値の空間的な分布の変化過程を分析し、その動きを予測し、これを用いて、(22) 式に代入すれば、水蒸気相変化量 Q が予測されることになり、従って降雨が予測されることになる。

3.4 不安定場の予測に移流モデルを用いた予測例

1986年7月21日から22日にかけて近畿地方南部で生じた梅雨末期の集中豪雨の短時間降雨予測計算に適用した例を示す。

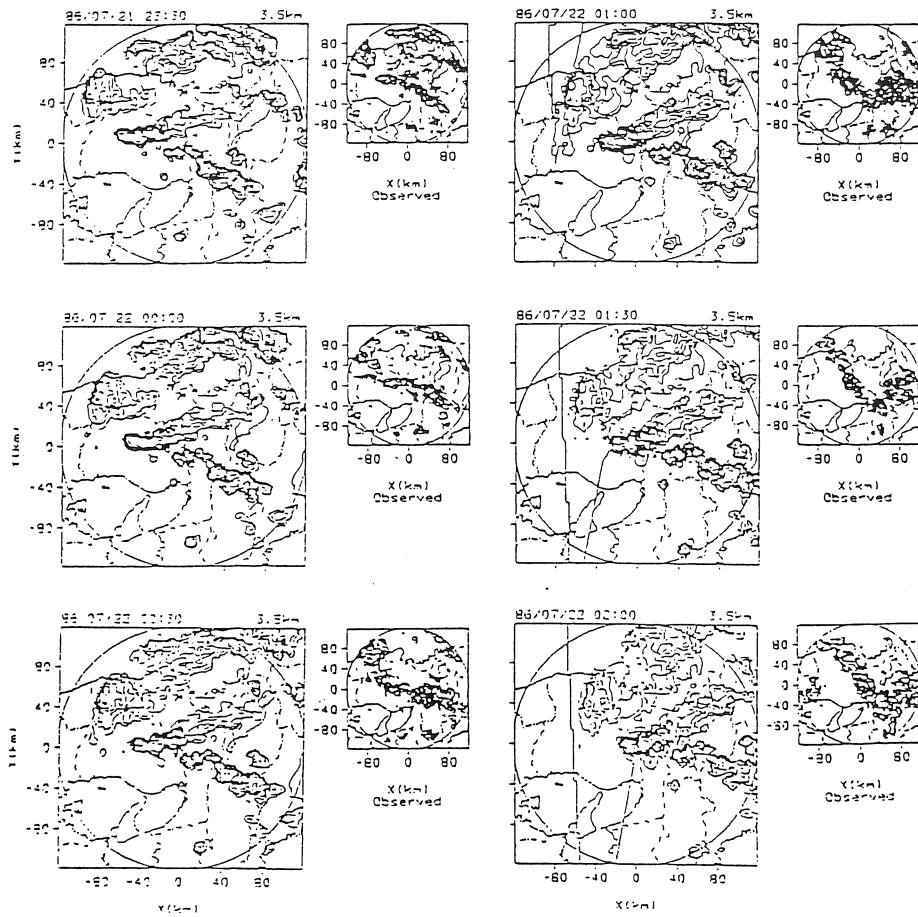


図3: 降雨分布に対して移流モデルを用いた降雨予測計算結果

計算過程の詳細についてはふれないが、予測計算結果の一例を示しておく(中北ら [15] を参照)。

まず、降雨分布自体に移流モデルを適用した予測計算結果を図 3 に示す。1 時間先までは、比較的良好に予測できているが、それより先になると六甲山付近での降雨の発生やそこから東方への雨域の発達、京都府南部での強雨域の存在、兵庫県中央部での雨域の停滞などが予測できていない。また、観測域西部で広範囲にわたって不自然な降雨域が予測されている。これは、発達・衰弱項も入れて予測計算をしたために生じたものである。

次に、不安定場に移流モデルを適用した予測計算結果を図 4 に示す。この結果は、降雨分布に移流モデルを適用した場合と違って、六甲山付近での降雨の発生やそこから東方への雨域の発達、京都府南部での強雨域の存在、兵庫県中央部での雨域の停滞などが予測されている。このように局地的に降雨域が発生し、発達していく状況は、運動学的手法では実現できないものであり、運動学的手法に発達衰弱項を導入するとかえって不自然な結果を生じることは、図 3 に示された通りである。この例から、不安定場モデルによる準気象学的降雨予測法の有効性が示されたと言ってよいであろう。

ただし、計算例はまだ多くない。また、ここで示した水蒸気流入場の計算では、水蒸気の流れはおおよそ層状であって、ここで考えた不安定場モデルでは、下層から鉛直方向への水蒸気の輸送効果を充分考慮することができない。そのため、対流性の降雨域をうまく予測できない。中北ら [15] はこの点を考慮して水蒸気の鉛直輸送を考慮する新しい不安定場モデルを検討している。

4. カルマンフィルターを用いた実時間流出予測手法

4.1 概説

降雨観測の精度及び降雨から流量への変換モデルの精度が高ければ、流出予測問題は降雨予測問題に帰着する。この意味で、実時間流出予測問題においても降雨流出モデルの精度の向上が果たす役割は大きい。しかし、不十分ではあっても、現有の降雨流出モデル、降雨観測精度を高める努力もまた重要である。

実時間流出予測では、観測情報、特に流量観測値を用いて予測を逐次修正することが重要である。時々刻々の降雨・流量系列を予測に用いる一つの方法は、各時刻の流量が単位時間前までの降雨・流量系列の関数となっているような時系列モデルを用いることで

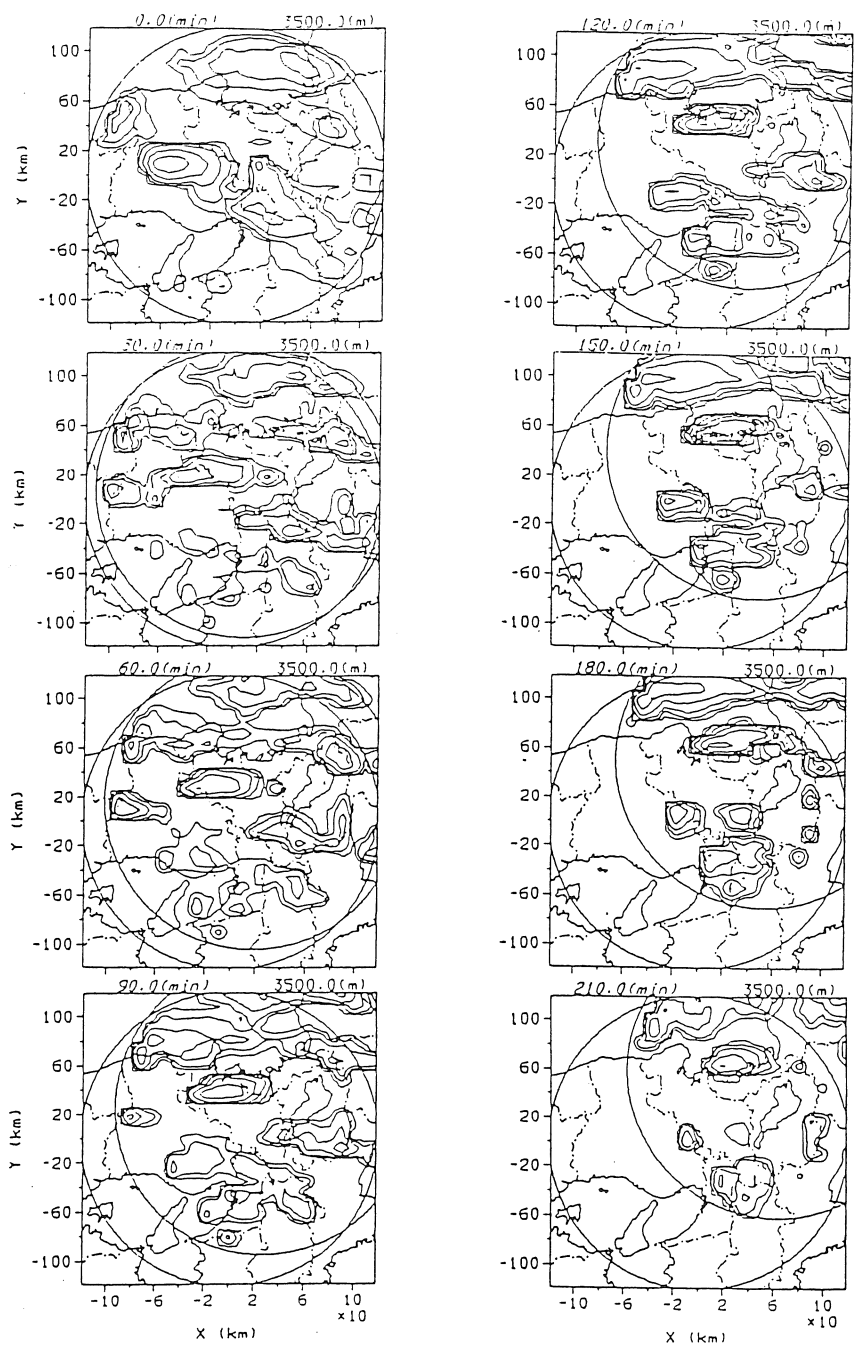


図 4: 不安定場に移流モデルを適用した予測計算結果

ある。この場合は、得られた観測値を直接この関数に代入して予測流量が求められる。単位時間後の流量が現在時刻の流量と同一であるとする持続性予測は、この方法の最も簡単な例である。時系列モデルによる予測流量の計算は一般に簡単であるが、流出系内部の動的推移の構造を考慮していないため、予測時間が大きくなると予測精度が急速に悪化するのが普通である。したがって、できる限り流出系内部の構造を考慮した物理的モデルを用いながら、しかも時々刻々の観測流量を利用するのが望ましい。ところが、一般に物理的モデルは、流域内部の雨水分布の変化を記述する方程式とその雨水分布の結果としての流出量の表現と言う形式をとるので、観測流量を流出予測に組入れるのは前述した時系列モデルほど容易ではない。しかし、Kalman 以来のフィルタリング・予測理論の発展と計算機の発達によって、このような状態空間型の物理的流出モデルを基礎として、観測流量を活かして予測流量を逐次修正していくことも可能になって来た。

日野 [16] が単位図縦距の逐次推定に Kalman フィルターを適用して以来、Kalman フィルターを用いた流出予測については、多くの研究がなされて来た [17, 18, 19]。また、水工現場にも適用され、その中から実際的な問題を提起し解決している報告もある [20, 21]。

4.2 確率過程的状态空間モデルの構成とノイズのモデル

流域内の物理量 (例えば、部分系の雨水貯留量) は連続時間で推移し、降雨と流量は離散時間で観測される。このとき流出モデルは、次のような確率過程的状态空間モデルで表示することができる。

$$\frac{d}{dt}x(t) = f(x(t), r_k, t) + w(t), \quad t_{k-1} \leq t \leq t_k \quad (23)$$

$$y(t_k) = g(x(t), t_k) + v(t_k) \quad (24)$$

ここに、 $x(t)$ は状態量ベクトル、 r_k は、時刻 t_{k-1} から時刻 t_k までの降雨強度ベクトル、 y は観測量ベクトル、 t は時間、 t_k は観測時刻、 f 、 g は一般には非線形の関数である。時間的に変化しないパラメタが未知の場合には、それを状態量の一部に組み込み、その時間微分が 0 という方程式を追加する。

流出システムをこのように考えれば、Kalman 以来のフィルタリング理論を適用することができるようになる。しかし、適用にあたっては、非線形関数をどのように扱うか、ノイズ項をどのようにモデル化するか、降雨の観測・予測誤差をどのように扱うかという問題がある。

要点だけを述べると、筆者らはこれらの問題に対して、次のような方法をとっている。

非線形関数の扱い 推定値の回りに Taylor 展開して1次の項までとる拡張 Kalman フィルター法による方法がまず考えられる。しかし、関数が区分的に定義されている場合など簡単には微分できない場合には、統計的線形化、統計的二次近似手法などが適用できるし、その方が精度もよい。

ノイズ項のモデル 連続時間で推移するノイズを加算する形式が通常よくとられているが、離散時間で乗算的にノイズが加わる形式も考えられる。例えば、ある離散時間間隔で状態量に比例した標準偏差を持つノイズを付加することなどが考えられる。また、ノイズの有色性を考慮するために、指数関数的相関を持つノイズモデルを使用することも考えられる。

降雨の観測・予測誤差 降雨の観測誤差が大きい場合や、降雨の予測誤差が大きい場合は、その誤差が予測誤差に及ぼす影響を評価するために、降雨を状態量に組み込んだ形で、状態量の推定や予測更新を考えていく。

5. おわりに

最後に、実時間予測で重要だと考えている論点を2点あげておきたい。

まず、実時間の予測では、予測のための情報が入手可能でなければならないということを強調したい。現象の物理的特性を考えれば、入手し得る情報では充分ではないと考えられることも多いであろう。そのための観測体制の整備を推進することも重要であろう。しかし、あまりに精密なモデルを想定してそのための情報が無ければ予測できないというのも問題である。やはり、実際的な立場では、入手し得る情報を基礎とした予測手法が要求される。

次に、予測手法の開発に関する考え方を述べたい。基本的には、実時間予測では、“よくあたる”ことが第一である。しかし、簡単である必要はあまり無い。理論は複雑でも、合理的であり、計算機の助けを借りれば短時間に計算できるというので充分である。降雨や流出の予測は、物理過程を相手にするものであるから、その物理過程をできるだけ組み込んだ予測手法を開発すべきであって、開発の過程で思考を節約して簡易な方法に流れるのは問題である。

参考文献

- [1] 立平 良三, 牧野 義久. デジタル化されたエコーパターンの予測への適用. 研究時報, Vol. 26, pp.188-199, 気象庁, 1974.
- [2] Austin, G. L. and A. Bellon. Very-short-range forecasting of precipitation by the objective extrapolation of radar and satellite data, Nowcasting (ed. by K. A. Browning). Academic Press, New York, pp. 177-190, 1982.
- [3] 大倉 博, 石崎 勝義, 中尾 宏臣, 森本 陸世. レーダ雨量計を用いた短時間降雨予測. 第 27 回水理講演会論文集, pp. 349-354, 1983
- [4] 土木研究所水文研究室. レーダ雨量計による降雨の短時間予測に関する調査報告書, 土木研究所資料第 2406 号, 145 pp., 1986.
- [5] 椎葉 充晴, 高棹 琢馬, 中北 英一. 移流モデルによる短時間降雨予測手法の検討, 第 28 回水理講演会論文集, 土木学会, pp. 423-428, 1984.
- [6] 下垣 久, 室田 明, 江藤 剛治. 雨量観測レーダによる降雨量分布の解析とそのオン・ライン予測, 第 22 回水理講演会論文集, 土木学会, pp. 169-174, 1978.
- [7] 竹内 邦良. 雨量強度分布変化の短時間予測, 第 22 回水理講演会論文集, 土木学会, pp. 161-168, 1978.
- [8] 森山 聡, 平野 宗男. 移流拡散モデルによる短時間降雨予測, 第 29 回水理講演会論文集, 土木学会, 1985.
- [9] 河村 明, 神野 健二, J. Niemczynowicz, R. Berndtsson, M. Larson. 短時間都市規模地上降雨の時空間特性と実時間予測について, 水工学論文集, 第 35 巻, 土木学会, pp. 63-68, 1991.
- [10] 日野 幹男. "仮想荷重法"による降雨の短時間予測. 第 29 回水理講演会論文集, 土木学会, 1985.
- [11] 椎葉 充晴. レーダー雨量計を利用した降雨の実時間予測と実時間流出予測手法, 水工学シリーズ '87-A-1, 18pp., 土木学会水理委員会, 1987.

- [12] Asai, T. A Numerical Study of the Air-Mass Transformation over the Japan Sea in Winter, *J. Meteor. Jpn.*, Vol. 43, pp. 1-15, 1965.
- [13] 中北英一. 地形が降雨場に及ぼす影響を考慮した短時間降雨予測手法の開発と3次元レーダー情報の利用に関する研究. 京都大学学位論文. 1990.
- [14] 中北英一, 山浦克仁, 椎葉充晴, 池淵周一, 高棹琢馬. 3次元レーダー情報を用いた降雨生起場の推定と短時間降雨予測手法の開発. 京都大学防災研究所年報, 第33号 B-2, pp. 193-212, 1990.
- [15] 中北英一, 澤田典靖, 川崎隆行, 池淵周一, 高棹琢馬. 不安定場モデルをベースにした3次元レーダー情報による短時間降雨予測手法. 京都大学防災研究所年報, 第35号 B-2, 1992.
- [16] 日野幹雄. 水文流出系予測へのカルマン・フィルター理論の適用. 土木学会論文報告集, No. 221, pp. 39-47, 1974.
- [17] 砂田憲吾. 非定常流出系の実時間洪水流量予測. 土木学会第26回水理講演会論文集, pp. 379-385, 1982.
- [18] 宝馨, 高棹琢馬, 椎葉充晴. 洪水流出の実際的手法. 土木学会第28回水理講演会論文集, pp. 415-422, 1984.
- [19] 高棹琢馬, 椎葉充晴, 富沢直樹. 統計的二次近似理論を適用した流出予測システムの構成. 京都大学防災研究所年報, 第27号 B-2, pp. 255-273, 1984.
- [20] 星清. 洪水予測法の実例. 第24回水工学に関する夏期研修会講義集, 土木学会, pp. A-3-1-20, 1988.
- [21] 橋本識秀, 兪朝夫, 星清. 洪水流出予測における実際的課題とその解決法, 水工学論文集, 第36巻, pp. 567-572, 1992.