

流域スケールの降雨特性の研究 (その4)

— 降雨予測について —

Rainfall Characteristics in Catchment Areas (4)

— Rainfall Forecasts —

中津川 誠* 竹本 成行** 山田 正***

Makoto NAKATSUGAWA, Masayuki TAKEMOTO
and Tadashi YAMADA

本研究は、レーダ雨量計情報をもとにした流域スケールの降雨予測手法を検討したものである。

降雨予測は流域防災情報の要としてその精度向上が求められているが、近年わが国においてもレーダ雨量計による観測網が整備されつつある中、これによって得られる情報を生かした予測手法が各種提案されている。ここで対象としているのは数 100 km² から 10,000 km² の流域スケールで、アジアスケールとか日本全域といった大規模場の影響を受けつつ、その中では地形に起因する大雨など局地的現象を包括するような場である。この問題は気象学において、いわゆるメソスケールのナウキャストといわれ、特に降雨の消長を的確に表わして数時間先といったリードタイムの長い予測を行うことを課題とするものである。

本研究は、先に検討した Kessler モデルを中心とした 3 次元降雨場の再現手法を実用上の意義を考慮して 2 次元へと簡略化を図り、これをもとにレーダー雨量計と降雨の物理的メカニズムを有機的に組み合わせた、豪雨の予測手法を提案したものである。

〈降雨予測；降雨場；メソスケール；ケスラーモデル；レーダ雨量計〉

In this paper, rainfall forecast methods for a catchment area using radar information is investigated.

Observation and forecast of heavy rainfall is important for disaster prevention. The Japanese Ministry of Construction is planning a national network of 22 such radar stations. This radar network system will supply information on the temporal and spatial distribution of rainfall. Several rainfall forecast methods based on such radar data have been proposed. However, the rainfall forecast method must be investigated dynamically to enable an accurate evaluation of rises and falls in rain intensity.

An attempt is made to transform a three-dimensional model to two-dimensions, to reduce the computational burden in practical applications. On the basis of this two-dimensional model, a rainfall forecast method is proposed, and it is confirmed that it predicts the movement of rainbands and rainfall intensity accu-

*環境研究室員 **同室長 ***北海道大学工学部助教授

rately.

Keywords: rainfall forecast, rainfall field, meso-scale, the Kessler model, radar raingauge.

はじめに

わが国においては豪雨災害の観測と予知に資するため、建設省が全国 22 基のレーダ雨量計ネットワークを整備しつつある。気象庁レーダやアメダスなどの観測システムともあわせ、降水についてこのような高密度観測網を有することは世界でも類を見ないほどであり、それを活用した防災情報の充実に大きな期待が寄せられている。ところで、レーダを利用した短時間降雨予測手法はだまかにいうと①統計学的手法、②運動学的手法、③力学的手法に分類できる。このうち、現在のところ主流となっているのは②に属するものである。①の手法は降水現象と他の気象関連要因との明瞭な関係が把握できないこと、③については境界条件の設定や数値計算上の負荷からオンライン情報の提供が要求される問題に対処しがたいなどで、現状では実用化がむずかしい。これに対し、運動学的手法は多くのものが提案されており、代表的な方法としては立平による 700 mb の観測風でレーダエコーを移流させる方法¹⁾、浅井らによる 2 枚のレーダエコー図から相互相関関数を求めて雨域移動ベクトルを得る方法(相互相関関数法)²⁾、建設省土木研究所が提案したレーダエコー図をあるいき値を境に 2 値化して関連係数を求め、それから移動ベクトルを得る方法(雨域追跡法)³⁾⁴⁾⁵⁾、椎葉らによる移流モデルを雨域移動ベクトルに適用した方法⁶⁾などがある。また、このほかにも移流方程式に拡散項を加えた移流拡散モデルによる森山らによる方法⁷⁾、マン・マシーンシステムを利用して雨域の移動ベクトルと変形テンソルを求める竹内の方法(変形テンソル法)⁸⁾、さらに独創的な方法としては降雨分布を弾性平板のたわみに対応させ、仮想荷重の変動により雨域の変動を表わし、この際カルマンフィルターにより逐次予測が行えるようにした日野による方法(仮想荷重法)⁹⁾などがあげられる。ただし、以上の方法で的確に予測しうるのはリードタイムが 1 時間をでないというのが現状であり、これは降雨の発達や減衰に係わる効果が運動学的方法のみでは評価できないことに関連しており、その面でさまざまな工夫もみられるが際だった改善とはなっていない。本研究の主旨としては以上の経緯を踏まえ、降雨予測手法の中にはやはり力学的過程(降雨の物理的メカニズム)の導入が不可欠との立場にたち、先に地形性降雨のシミュレーションをとおしてその再現性が確認された降雨モデ

ルに工夫を加え、運動学的方法、力学的方法の側面を加味した降雨予測手法に関する基礎的検討を行った。

1. 既往の降雨予測モデルについて

1-1 手法の概略

既往降雨予測モデルのうち、代表的な以下の三例について概略を説明する。

(1) 相互相関関数法

ΔT 時間離れた 2 時点のエコー図の間で位置をずらしながら相互相関係数を計算し、その最大値が得られたときの変位(距離と方向)を移動ベクトルとするものである。この移動ベクトルによって、予測開始時刻のエコー図を移流させて予測を行う。計算手順は、以下のとおりである。

○予測開始時刻 $t = T$ と Δt 時間前の $t = T - \Delta t$ の 2 枚のエコー図を用意する。これを、それぞれ $E(T)$ 、 $E(T - \Delta t)$ と呼ぶ。 $E(T - \Delta t)$ を $(\Delta x, \Delta y)$ だけ移動させ(移動させた後のエコーを $E'(T - \Delta t)$ とする)、 $E(T)$ と重ね合わせる。

○ $E'(T - \Delta t)$ と $E(T)$ との間で、次式によって相互相関係数を算出する。

$$C = \frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (a_{ij} - a)(b_{ij} - b) / \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (a_{ij} - a)^2 \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (b_{ij} - b)^2}{(1.1)}$$

ここで、 a_{ij} : $E'(T - \Delta t)$ のメッシュ $(i\Delta x, i\Delta y)$ における降雨強度、 b_{ij} : $E(T)$ のメッシュ $(i\Delta x, i\Delta y)$ における降雨強度、 a, b : それぞれの平均値、 N : メッシュの数

○上記ステップを繰返し、最も大きな相互相関係数を示す $(\Delta x, \Delta y)$ を移動ベクトルとする。

○上記移動ベクトルより $\Delta t'$ 間隔で $E(T)$ を移流させ、予測雨量を得る。通常 $\Delta t'$ は 5 分としている。

(2) 雨域追跡法

基本的な考え方は相互相関関数法に類似しているが、特徴としてはあるいき値を境にエコー図を 2 値化し、それから算出される関連係数を指標に移動ベクトルを求めるといった手順を踏む。具体的な計算手順を、以下に示す。○現時刻 T と $T - \Delta t$ 時刻の 2 枚のエコー図をある降雨強度(いき値)を境に、それ以上の値を示すメッシュを

1, それ以下の値を示すメッシュを0とし, 全メッシュを2値化する。

○2値化した $T-\Delta t$ 時刻のエコー図を $\Delta x, \Delta y$ だけ移動させて T 時刻の2値化したエコー図と重ね合わせ, 関連係数を算出する。すべての方向および動き得る距離に対応して関連係数を算出し, このうちの最大値を示す方向, 距離を移動ベクトルとする。なお, 関連係数は次式で定義され, -1 から 1 の値をとる。

$$C.A. = \frac{n_{11} \cdot n_{22} - n_{12} \cdot n_{21}}{\sqrt{n_{11} \cdot n_{22} \cdot n_{11} \cdot n_{22}}} \quad (1.2)$$

ここで, n_{ij} の定義は表1-1のとおりである。

表1-1 n_{ij} の定義

T	$T-\Delta t$	1 雨あり	0 雨なし	計
1	雨あり	n_{11}	n_{12}	$n_{1.}$
0	雨なし	n_{21}	n_{22}	$n_{2.}$
計		$n_{.1}$	$n_{.2}$	N

※ n_j は当該欄のメッシュ個数

○このように, 設定した移動ベクトルを用いて $T-\Delta t$ 時刻のエコーを移流させて T 時刻のエコー図と重ね合わせることによる $E(T) - E'(T-\Delta t)$ を求め, Δt 間の発達・衰弱量とする。雨域の発達・衰弱を考慮しない場合はこのステップは省略される。

○上記移動ベクトルで T 時刻のエコーを5分間隔で移流させて, また上記の発達・衰弱量も定値外挿して各時刻のエコー図を予測する。

(3) 移流モデル

点 (x, y) における時刻 t の降雨強度を $Z(x, y, t)$ と表わすと, Z の時空間分布が次の移流方程式に従うと仮定する。

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + u \frac{\partial Z}{\partial x} + v \frac{\partial Z}{\partial y} = w \quad (1.3)$$

また, 上式中の移動速度 u および v , 発達・衰弱項 w は位置座標 (x, y) の一次式として次のように表わす。

$$\begin{aligned} u &= C_1 \cdot x + C_2 \cdot y + C_3 \\ v &= C_4 \cdot x + C_5 \cdot y + C_6 \\ w &= C_7 \cdot x + C_8 \cdot y + C_9 \end{aligned} \quad (1.4)$$

ここで, u, v : 雨域の移動速度, w : 雨域の発達・衰弱項, $C_1 \sim C_9$: 降雨の現在までのデータから推定されるべきパラメータ。

以上のように雨域の変化をモデル化すれば, 雨域の回転, せん断的ひずみ, 膨張などを表わすことができる。計算手順を以下に示す。

○式 (1.3) を差分化し, また式 (1.4) を代入するな

どして数時点のレーダデータをあてはめ, 最小2乗法でパラメータ $C_1 \sim C_9$ を求める。

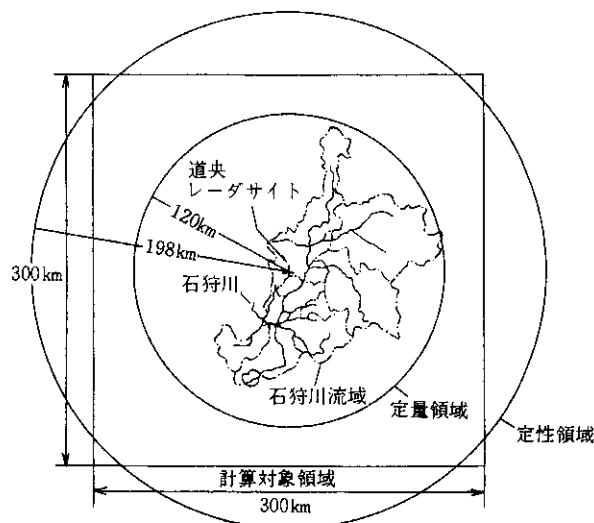
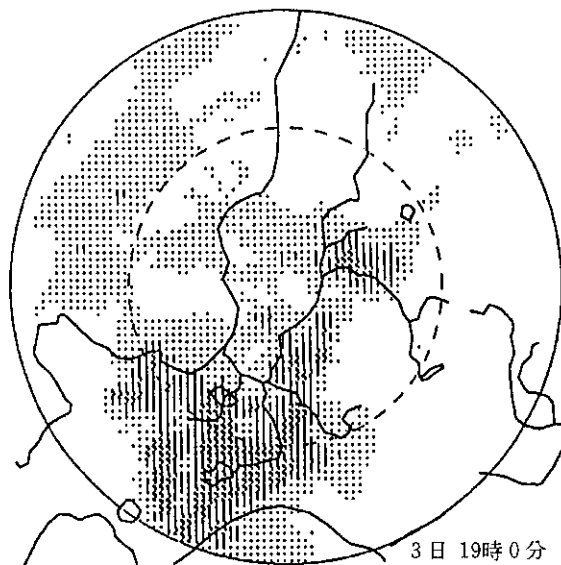


図1-1 計算対象領域と石狩川流域の関係



凡例

	< 2mm/hr
2 ≤	・ < 5mm/hr
5 ≤	1 < 10mm/hr
10 ≤	2 < 20mm/hr
20 ≤	3 < 30mm/hr
30 ≤	4 < 40mm/hr
40 ≤	5 < 50mm/hr
50 ≤	6 < 60mm/hr
60 ≤	7 < 70mm/hr
70 ≤	8 < 80mm/hr
80 ≤	9 < 100mm/hr
100 ≤	X mm/hr

図1-2 実測レーダエコー (1989年9月3日19時)

○式 (1. 3), 式 (1. 4) の特性曲線の逆追跡によって予測計算を行う。両式の特性曲線が従う微分方程式は、次のように表わされる。

$$\begin{aligned} dx/dt &= C_1 \cdot x + C_2 \cdot y + C_3 \\ dy/dt &= C_4 \cdot x + C_5 \cdot y + C_6 \\ dZ/dt &= C_7 \cdot x + C_8 \cdot y + C_9 \end{aligned} \quad (1. 5)$$

これを差分化すると、

$$\begin{aligned} x(t_{k-1}) &= x(t_k) - (C_1 \cdot x(t_k) \\ &\quad + C_2 \cdot y(t_k) + C_3) \Delta t \\ y(t_{k-1}) &= y(t_k) - (C_4 \cdot x(t_k) \\ &\quad + C_5 \cdot y(t_k) + C_6) \Delta t \\ W_k &= (C_7 \cdot x(t_k) + C_8 \cdot y(t_k) + C_9) \Delta t \end{aligned} \quad (1. 6)$$

よって、 (x_i, y_i) における時刻 t_k の降雨強度は式 (1.

6) で求められる $(x(t_{k-1}), y(t_{k-1}))$ における降雨強度に W_k を加算して得る。なお、 Δt は5分とし、雨域の発達・減衰を考慮しないときは式 (1. 6) で $W_k=0$ とおく。

1-2 計算結果例

以上の方法によって、降雨予測計算を行った結果を以下に示す。計算対象領域としては、図1-1に示すような北海道開発局道央レーダの定性領域をほぼ網羅する一辺300 kmの領域とし、計算例としては1989年9月3日の留萌地方を襲った前線性降雨について19時を初期時間として予測を行った結果を示す。図1-2は19時の実測レーダエコー、図1-3はそれぞれ1時間後の各手法による予測エコーと実測エコーを比較したものである。このときの移動ベクトルをみると、いずれの方法でも向きが700 mb

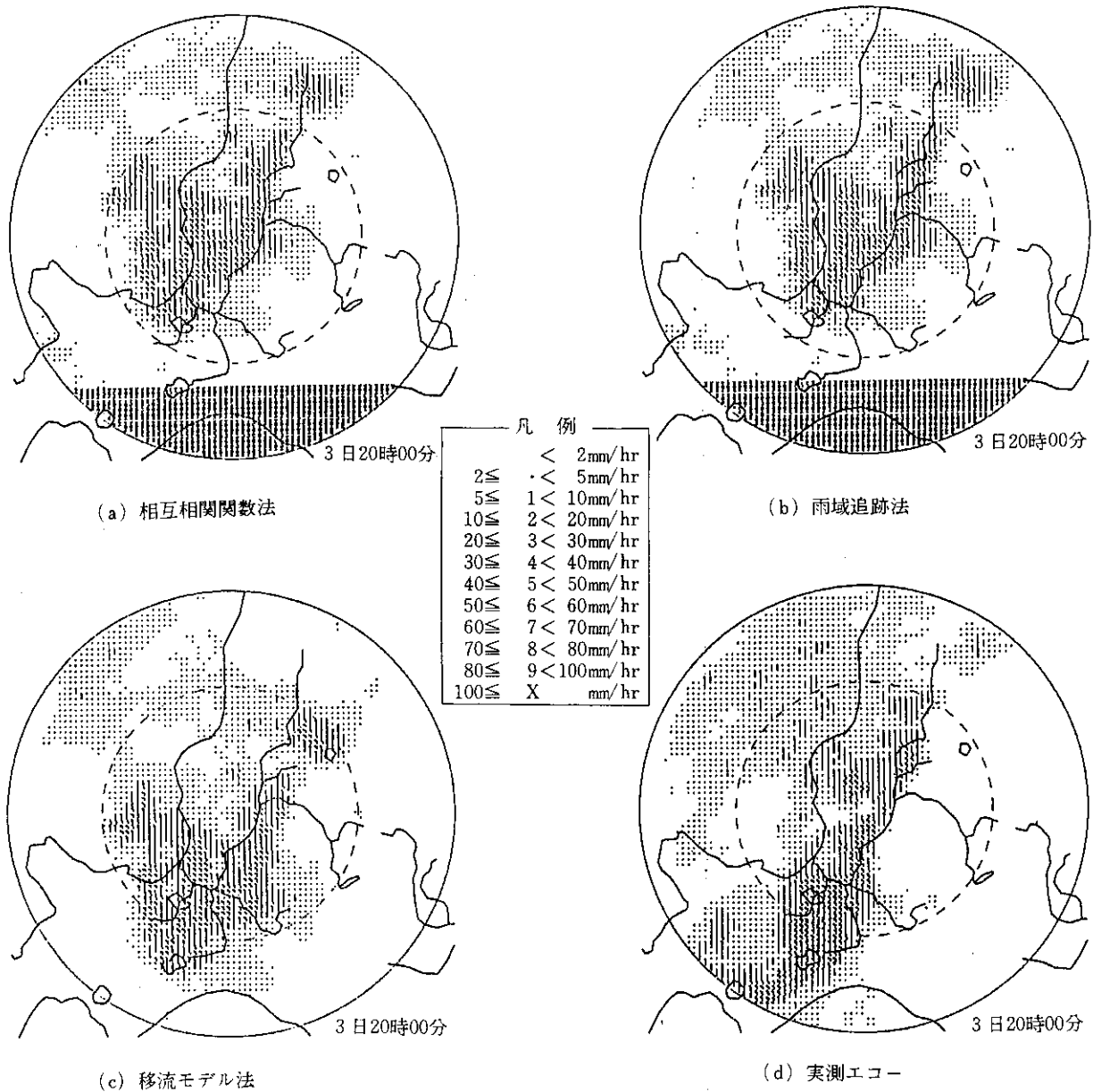


図1-3 予測エコーと実測エコーの比較 (1989年9月3日20時)

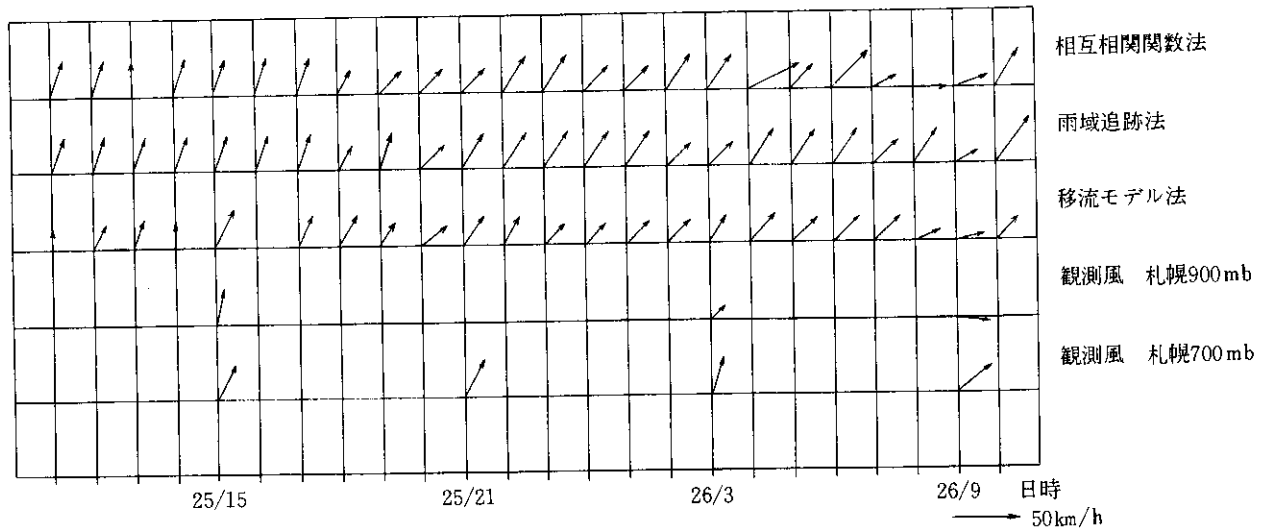


図1—4 求められた移動ベクトルと観測風の比較 (1988年8月25日~8月26日)

(高度約3000m)の観測風向と一致していることが図1—4からわかる。ただし移動速度については相互相関関数法と雨域追跡法で約20m/sとなっていたのに対し、移流モデルでは平均で約6m/sと小さかった。このように、各予測手法ともほぼ正確に雨域の移動方向を捉え、1時間先程度の予測ならば実測値との相関係数が0.7程度の成果をあげており有効性が確認された。しかしながら、相互相関関数法と雨域追跡法では移動速度が大きすぎ、実際より雨域が早く通過してしまうこと、また、いずれの

方法にしてもリードタイムが2時間を越えると予測精度が著しく落ちるなどの解消されがたい問題をもっている。

2. 3次元降雨モデルの2次元化

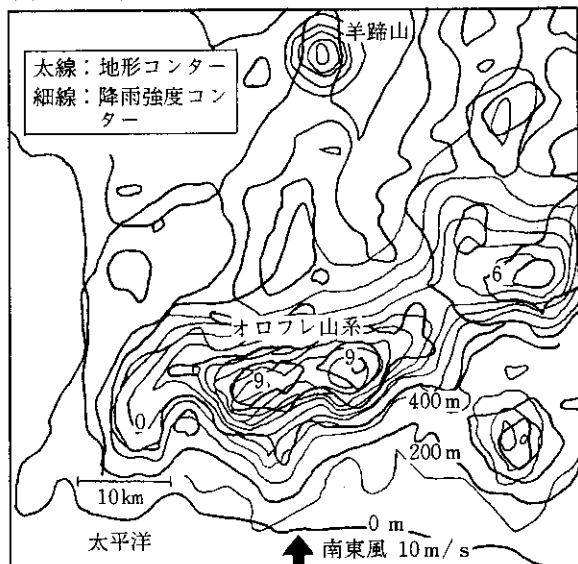
一般に流体力学の数値計算においては運動方程式にしても、各種保存式にしても3次元空間をグリッド化して解くことは計算上の負担が大きすぎて現状のコンピューターの処理速度ではあまり実用的ではない。特に、レーダー情報を利用したリアルタイムの降雨予測のためには

表2—1 2次元降雨モデルの基礎式

$\frac{\partial \bar{m}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{m}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{m}}{\partial y} - \frac{\bar{u} \bar{m} \partial h}{H-h \partial x} - \frac{\bar{v} \bar{m} \partial h}{H-h \partial y} - \overline{AC} - \overline{CC} + \overline{EP} + \overline{CV}$	(2. 1)	\bar{m} ; 雲水量鉛直平均値 (g/m^3)
$\frac{\partial \bar{M}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{M}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} + \frac{\bar{V} \bar{M}}{H-h} - \frac{\bar{u} \bar{M} \partial h}{H-h \partial x} - \frac{\bar{v} \bar{M} \partial h}{H-h \partial y} + \overline{AC} + \overline{CC} - \overline{EP}$	(2. 2)	\bar{M} ; 雨水量鉛直平均値 (g/m^3) $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$; x, y および z 方向風速鉛直平均値 (m/s)
$\overline{AC} = K_1 (\bar{m} - a) \quad (\bar{m} > a)$	(2. 3)	\overline{AC} ; 雲の雨への転換鉛直平均値 ($\text{g}/\text{m}^3/\text{s}$)
$= 0 \quad (\bar{m} < a)$	(2. 3)	\overline{CC} ; 雨による雲の捕促鉛直平均値 ($\text{g}/\text{m}^3/\text{s}$)
$\overline{CC} = 6.96 \times 10^{-4} E N o^{1/8} \bar{m} \bar{M}^{7/8}$	(2. 4)	\overline{EP} ; 雨の雲への蒸発鉛直平均値 ($\text{g}/\text{m}^3/\text{s}$)
$\overline{EP} = 1.93 \times 10^{-6} N o^{7/20} \bar{m} \bar{M}^{13/20}$	(2. 5)	\overline{CV} ; 水蒸気の凝結鉛直平均値 ($\text{g}/\text{m}^3/\text{s}$)
$\overline{CV} = \bar{w} \bar{G}$	(2. 6)	\bar{V} ; 雨滴落下速度鉛直平均値 (m/s)
$\bar{V} = -38.3 N o^{-1/8} \bar{M}^{1/8}$	(2. 7)	H ; 上空境界層の高度 (m)
$\bar{G} = A + \frac{B}{2} (H+h)$	(2. 8)	h ; 地形標高 (m)
		K_1 ; 転換項の定数 ($=10^{-3} \text{S}^{-1}$)
		a ; 転換項の閾値 ($=0.5 \text{g}/\text{m}^3$)
		E ; 捕促率
		No ; Marshall-Palmer 定数 ($=10^7 \text{m}^{-4}$)
		A ; 凝結項中の定数 ($=3 \times 10^{-3} \text{g}/\text{m}^4$)
		B ; 凝結項中の定数 ($=-3 \times 10^{-7} \text{g}/\text{m}^3$)

計算時間やデータ処理に必要な手間をなるべく軽減する必要がある。そのために、降雨の3次元モデルを鉛直方向に積分・平均化して2次元化すると有用である。ただし、これを実施するにあたっては背景に雲水量や雨水量が鉛直方向に一樣であるとの仮定が内包されることになり、背の高い雲からもたらされる対流性の降雨や層状性降雨への適用が可能かどうか、また、ここでモデルのベースとなっているのはKesslerのパラメタリゼーションであるが¹⁰⁾、これを対流性から層状性までのすべてのタイプの降雨に適用できるかなど、雲物理学的観点からの検証を行っていく必要がある。しかしながら、そのための実験や観測、さらにモデル化に際しては多大な労力が必要であり、一朝一夕にはいかない。本報告では、既往の雲物

(a) 南東風, 3次元モデル



(b) 南東風, 2次元モデル

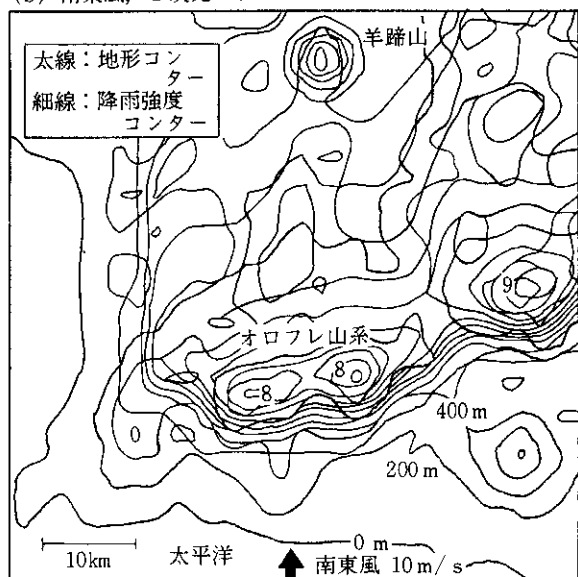


図2-1 地上降雨強度計算結果(オロフレ地域, 図中の数字は降雨強度 (mm/h))

理的パラメタリゼーションの知見を用いたひとつの試案としてモデルを提案するものである。

表2-1には、Kesslerのパラメタリゼーションをベースとした降水量に関する3次元保存式を鉛直方向に積分・平均化して得た2次元モデルの基礎式を示す。これを差分化して、雲水量と雨水量の相互作用を考慮しながら逐次解いていく。モデルの検証のために、図2-1に示すオロフレ地域¹¹⁾における降雨場の再現計算を実施した。この地域については、太平洋から吹き込む湿った南東風が地形の影響で上昇し、しばしば豪雨をもたらすことが観測やシミュレーションで確かめられているが、その状況で2次元モデルの再現性を確認したのが図2-1である。条件としては10 m/sの南東風を上流境界から与え、気流としては3次元のポテンシャル流を鉛直方向に平均化し、すなわち2次元平面上のデータとして u, v, w を算出し与えている。図には比較のために3次元モデルで計算した結果も示してあるが、山岳斜面に沿って雨域が形成され、傾向的には2次元モデルによっても同様の降雨場が再現されていることがわかる。しかしながら、他の計算例も合わせ考えると山脈状の地形付近で2次元的な気流場が形成される場合は適合性がよいものの、同心円状の地形付近のように回り込みなど3次元的な気流場が形成される場合は適合性がよくない。すなわち後者の場合、水平方向の移流効果が過大評価されてしまい雨域が風下側にシフトしてしまうわけである。ただし、降雨に寄与する地形としては、山脈状の山が重要であることは既往検討結果から指摘されており、実地形上のそのようなケースが再現できることで3次元から2次元へ変換した本モデルの有用性は確かめられたものといえる。

3. 降雨予測の一試案

3-1 モデルの概要

これまで解説してきた一連のモデルは、一般風の地形による強制上昇が誘因となって起きる降雨現象を扱ってきた。しかしながら、実用的な降雨予測を目標とするうちは大気擾乱に伴う対流性降雨などにも目を注がねばならない。そのために、大気対流に関連した気流場の状況を把握かつ予測していく必要があるが、現状では実用計算上において流域スケールでその詳細を扱うにはまだまだ困難な問題を伴う。そこで考えられるのが、レーダのオンライン情報から雨域の動向を運動学的に捉え将来の降雨量を予測しようとするものであり、その実例は前述したような予測手法にみたとおりである。ただし、これらの方法では雨域の発達、減衰など降雨の力学的メカニズムにたち入った評価を的確になし得なかった。そこで、

本手法においては降雨の物理的メカニズムをモデルに介在させるため、先に示した2次元降雨モデルをベースとして降雨の発生と密接に係わる上昇気流の強さをレーダ情報から推定し、降雨の再現・予測を行っていくことを考えている。手法の概略を以下に示す。

先に示した2次元の雲水量保存式(2.1)と雨水量保存式(2.2)を辺々足し合わせると、次式を得る。

$$\frac{\partial(\bar{M}+\bar{m})}{\partial t} + \bar{u}' \frac{\partial(\bar{M}+\bar{m})}{\partial x} + \bar{v}' \frac{\partial(\bar{M}+\bar{m})}{\partial y} - \frac{\bar{M}\bar{V}}{H-h} + \frac{(\bar{M}+\bar{m})}{H-h} \left[\bar{u}' \frac{\partial h}{\partial x} + \bar{v}' \frac{\partial h}{\partial y} \right] = \bar{w} \cdot \bar{G} \quad (3.1)$$

雨滴は雲水量がある臨界値に達すると生成するものだが、降雨のみられる個所では雲水量は雲から雨への転換(Auto-Conversion)の臨界値に達して、それ以上の雲水量の増加はすべて雨の生成に関与するとみれば、雲水量の変化は定常、また空間的に一様であると仮定できる。そのため式(3.1)のうち \bar{m} の微分に関する項は消去され、これを整理すると次式ようになる。

$$\frac{\partial \bar{M}}{\partial t} + \bar{u}' \frac{\partial \bar{M}}{\partial x} + \bar{v}' \frac{\partial \bar{M}}{\partial y} - \frac{\bar{M}\bar{V}}{H-h} + \frac{(\bar{M}+\bar{m})}{H-h} \left[\bar{u}' \frac{\partial h}{\partial x} + \bar{v}' \frac{\partial h}{\partial y} \right] = \bar{w} \cdot \bar{G} \quad (3.2)$$

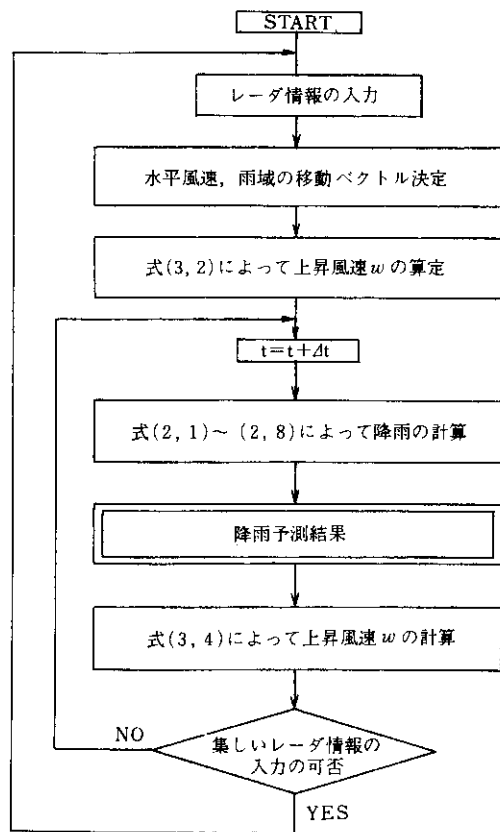


図3-1 降雨予測計算の手順

上式中の \bar{M} にレーダ情報から得られる雨量を入力してやれば、上昇風速 w を算出することが可能である。ただし、上式の \bar{u}' 、 \bar{v}' は風速ベクトルの成分ではなく雨域パターンの伝播速度であり、レーダ情報が得られる時間間隔における雨域の移動ベクトルを表わすものである。よって \bar{u}' 、 \bar{v}' は水平風速と一致するものではないので、なんらかの手段でこれを算出してやる必要がある。ここに、移流ベクトルなど雨域の運動学的評価を介在させることが考えられる。なお、上式中に残っている \bar{m} については転換項の臨界値である 0.5 g/m^3 を与える。なお、レーダから得られる降雨強度 R (mm/h)を雨水量 \bar{M} (g/m^3)に変換するときは、雨量と雨滴の終端落下速度の積が降雨強度になるとした次式を用いる。

$$R = 3.6 \bar{M}\bar{V} = 130 N_o^{-1/8} \bar{M}^{9/8} \quad (3.3)$$

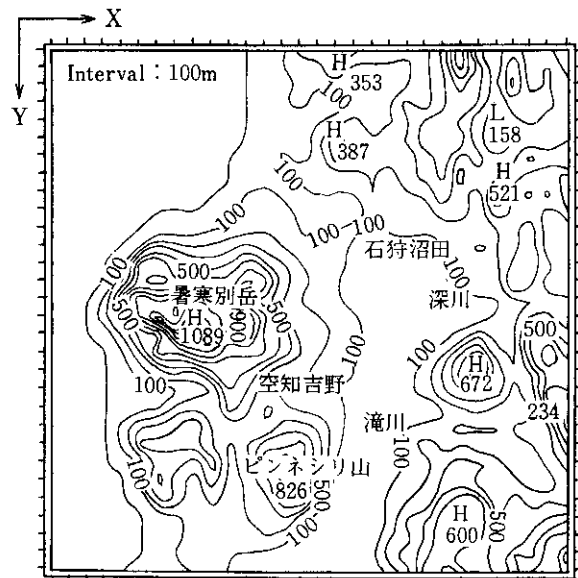


図3-2 留萌地域詳細図

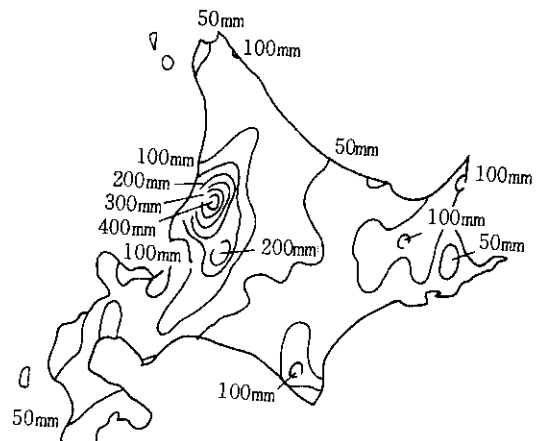


図3-3 1988年8月下旬豪雨時の総雨量 (8月24日1時~8月26日17時)

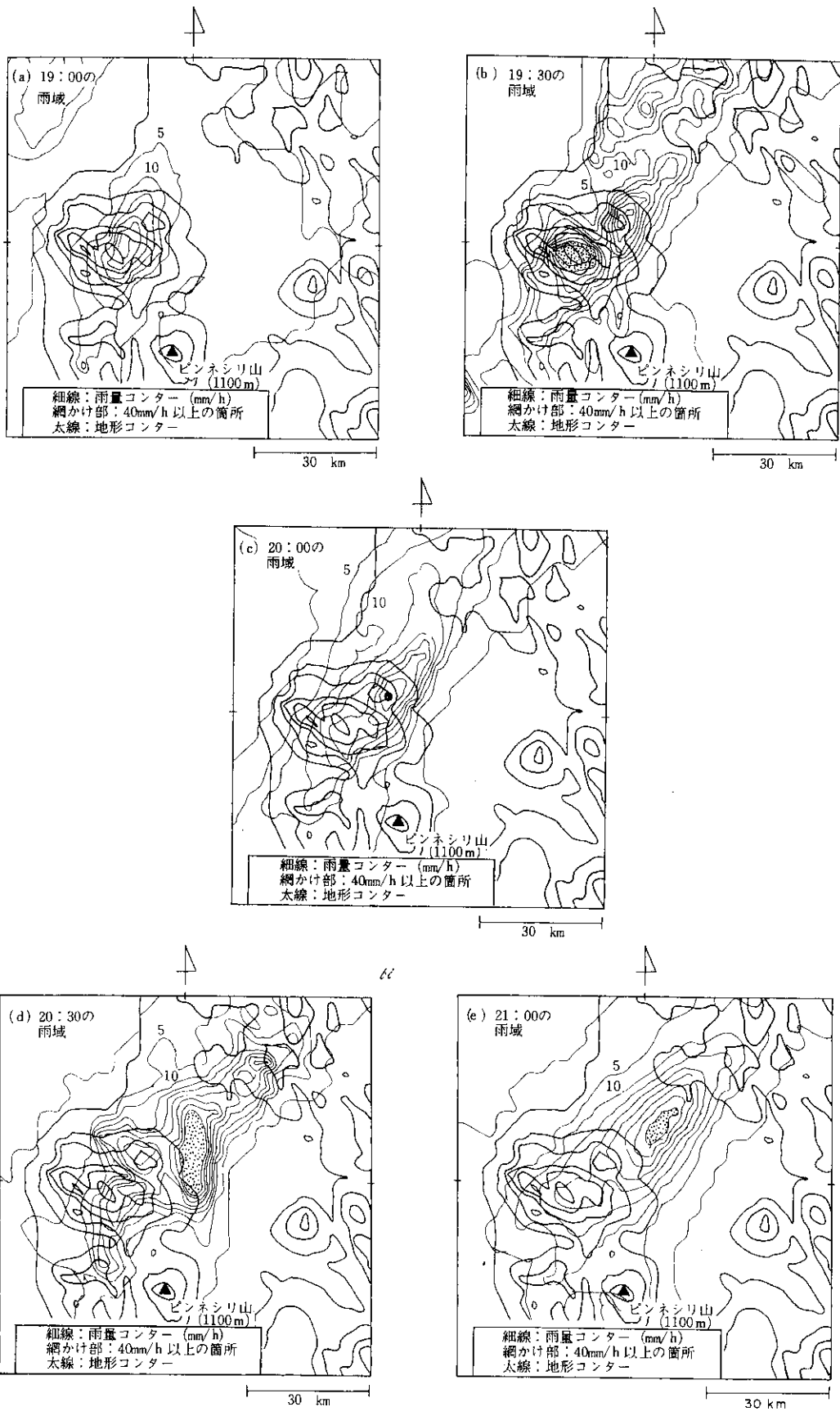


図3-4 レーダ雨量計により実測された雨域の変化
(1988年8月25日19:00~21:00)

ところで、式(3.2)のみから上昇風速を逆算し、降雨の計算を行うと雨域は移流効果によってシフトするのみで、降雨のDirect Triggerとなる項 $\bar{w}\bar{G}$ 自体の動きを表わすことができない。そこで、この項の動向についてもレーダ情報から時間的、空間的に把握していくため、式(3.2)の実質微分(Lagrange微分)を実施する。

$$\frac{D(\bar{w}\cdot\bar{G})}{Dt} = \frac{D^2\bar{M}}{Dt^2} - \frac{1}{H-h} \frac{D(\bar{M}\bar{V})}{Dt} + \frac{1}{H-k} \left[\bar{u}' \frac{\partial h}{\partial x} + \bar{v}' \frac{\partial h}{\partial y} \right] \frac{D\bar{M}}{Dt} \quad (3.4)$$

ここで、

$$\frac{D}{Dt} \triangleq \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}' \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v}' \frac{\partial}{\partial y}$$

上式によって、上昇風速の大きさをその時空間的動向を踏まえながら逐次計算でき、これを先に示した表2-1の基礎式に取込んで計算すれば、擾乱の移動をとりこんだ降雨予測が可能になると考えられる。なお、手順の概略については図3-1に示す。

3-2 予測計算の結果と考察

解析の対象とした個所は図2-1に示す留萌地域¹¹⁾である。この地域は、1988年8月下旬の豪雨の際にはらんを起こした留萌川や暑寒別岳、そして道央レーダサイトのあるピンネシリ山を含む90km×90kmの区域となっている。この地域の詳細図を、図3-2に示す。図3-3には、1988年8月下旬豪雨時の累計雨量分布が示されているが、このとき留萌地方を横切る形で南西から北東方向へ前線が停滞していたが、強い雨域はその前線に沿って形成されていたことがわかる。図3-4は、一連の降雨の中でも強い雨の降り始めにあたる8月25日の19:00から21:00までレーダで捕捉された雨域をコンターラインで表示したものである。これからわかるように、雨域は当初暑寒別岳南麓付近に現われ、時間を経るに従って北東方向に発達しながら進展していく過程にある。

予測についてはこのときの降雨を取扱い、20:00以前のレーダ情報をもって1時間先、すなわち21:00までの計算を試みている。式(3.4)には雨水量の時間に対する二階微分の項があるので、3つの時間ステップのレーダ情報が必要であり、本例ではそれを19:00, 19:30, 20:00のものとした。ここで、水平方向の気流については前線の方向に平行な南西から北東に向かう風系が、この事例を代表していることが当時の種々の観測結果から得られていることから、マスコン法により当日21:00のアメダス、ゾンデデータをもとに気流場を計算した結果を利用している。なお、雨域の移動方向は、例えば700mbというような上層風の向きに一致することが既往の知見か

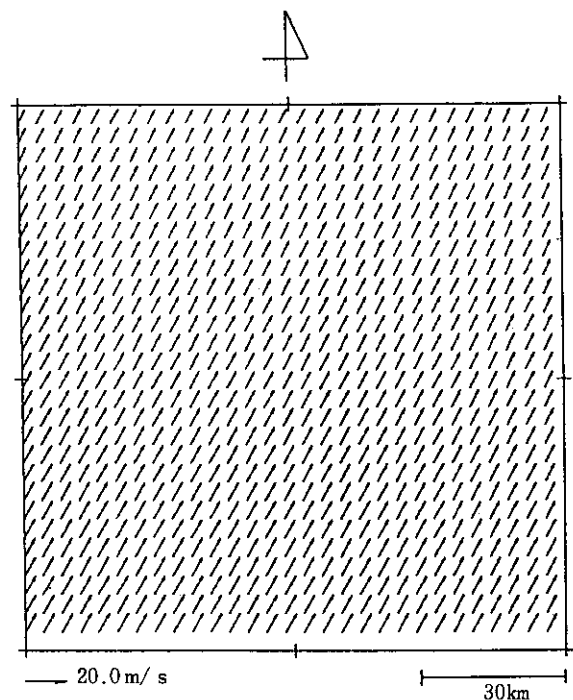


図3-5 マスコン法によって計算された水平風速ベクトル図(留萌地域, H=2,000 m)

ら示されていることから、図3-5に示すような上空2000m面の水平気流計算結果を実際には使用した。ここで使用されたマスコン法は実測値を反映した気流場を計算できるという特徴をもつ手法で、その詳細については他の文献¹¹⁾¹²⁾¹³⁾を参照されたい。また、本計算で必要となる \bar{u}' , \bar{v}' の雨域の移動速度はレーダ情報をもとに算定してみると水平方向主流風速の2割程度の値をとるときが最も予測精度が高いことがわかった。よって、ここではマスコン法で得られた水平風速ベクトル(約10m/sの南西風)の2割、すなわち速度にして2m/s程度とした。このほか、計算の格子はレーダ情報に対応して3km×3kmのサイズとしている。

図3-6には20:00の降雨情報を出発点としてその30分後、1時間後の降雨予測計算を行った結果を示している。ここにおいても、当初暑寒別岳付近にあった雨域の中心が北東方向に移動していく状況が観測結果と同様の傾向をもって再現されている。また、雨量についてもこの範囲内では著しい減衰や発散傾向をもつことなく適正に計算されている。ただしさらに長く、例えば2時間以上の予測を実施すると雨域が計算範囲を逸脱したりして実測結果とかけ離れてしまう。

本手法によって、従来の方法と同様に1時間先までの予測が行われてその有効性が見いだされたが、汎用性を高めるためにはなお多くの例について検証していくことが必要である。また、防災情報としての価値は少なくと

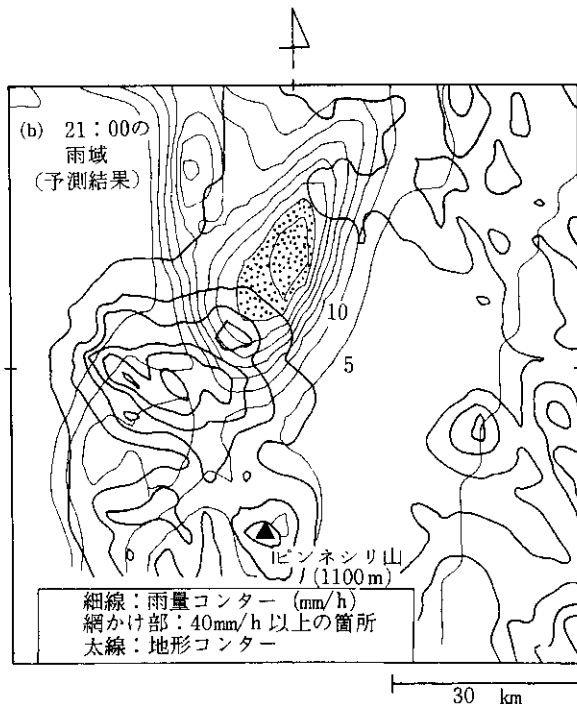
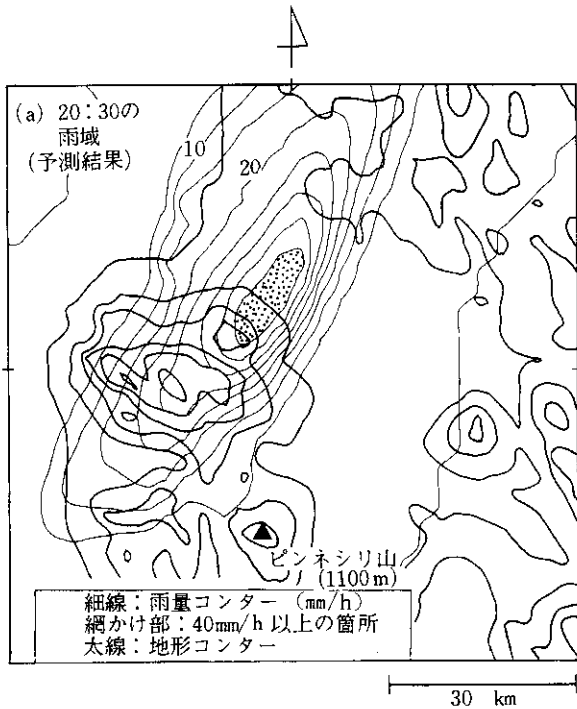


図3-6 予測計算により得られた雨域
(1988年8月25日)

も3時間以上の子測の可否にかかっており、そのために降雨の力学的メカニズムに対する理解やそのモデル化、境界条件の設定などについて今後一層吟味していく必要がある。

4. 結 論

本研究で得られた結果を、以下に要約する。

- (1) 既往の運動学的降雨予測モデルで北海道における降雨事例を用いた予測計算を実施したところ、1時間先程度までならば雨域の移動や雨量が的確に予測された。なお、各手法で得られた雨域パターンの移動速度は相互関係法および雨域追跡法で約70 km/h (=20 m/s)、移流モデルで約20 km/h (=6 m/s)であり、移流モデルによって算定された結果が実際の雨域移動速度に最も近かった。
- (2) 雲水量と雨水量の保存式からなる3次元降雨モデルを鉛直方向に積分・平均化することによって、2次元化したモデルによっても同様の傾向をもって降雨場が再現された。
- (3) 2次元の降雨再現モデルおよびレーダ情報をベースとした降雨予測モデルにより雨域の移動、降雨量の1時間予測が的確になされた。

おわりに

流域スケールの降雨特性に関する研究と題した一連の報告では、降雨をいかに正確に捉え、そして将来を予測するかを主題にその基礎的検討を行ってきた。そのそれぞれのサブテーマについて各々が困難な問題を抱えており、またそれだけに発展のポテンシャルを有している。本報告で取扱った降雨予測までとりついてわれわれ事業実施者は防災上有益な情報を手にすることになるが、今までみてきたように、この問題がより一層のむずかしさを有していることがわかるであろう。それはさまざまな原因や制約条件に起因するものだが、最大の問題はスケールのなものにあらう。すなわち、ここで扱っているのは流域スケールもしくはメソスケールと称するものであるが、これがそれ以上の大規模スケールとそれ以下の局地的現象の両者に密接に関連し影響を受けるものだからである。例えば、大規模スケールの変動は境界条件としてすぐに影響が及ぶであろうし、地形の効果で降雨量が増幅されるような局地的現象は決して無視できるものではない。それらが降雨の発達・減衰に係わったり、また数時間先の場の状況を一変させたりして流域スケールの降雨予測を困難にしているわけである。したがって、以上の問題の改善を図っていくには大規模場から受ける影響と地形性降雨など局地的現象を評価していくことが不可欠とならう。このためには、基本的に降雨の力学的要素を加味したモデルが必要となるわけだが、本報告においてその緒となるモデルを提案した。すなわち、これによって上述した要因を合理的にモデルの中に組込んだり、表現していくことが可能となるわけである。このモデルについては、次第に蓄積されてきた北海道における

レーダ情報を用いて多くの事例検証を重ねていくとともに、雲物理的観点からの降雨過程やそのベースとなる大気の力学的評価について、より一層の検討を加えて予測精度の向上に努めていく必要がある。

本研究の実施にあたり、データや資料収集・提供に協力をいただいた石狩川開発建設部洪水予報係の関係各位に対し、深甚なる謝意を表すものである。

参考文献

- 1) 立平良三, 牧野義久: デジタル化されたエコパターンの予報への利用, 研究時報 26, pp. 188-199, 1974.
- 2) Asai, T., Yoshizaki, M. and Ichikawa, K.: Some Results on an Objective analysis for tracking radar echoes of convective clouds, J. Met. Soc. Japan 55, pp. 553-557, 1977.
- 3) 大倉 博, 石崎勝義, 中尾宏臣, 森本陸也: 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) 吉野文雄, 水野雅光, 兪 朝夫: 雨域追跡法による短時間降雨予測の精度, 第 31 回水理講演会論文集, pp. 209-214, 1987.
- 5) 建設省土木研究所河川部水文研究室: レーダー雨量計による短時間降雨予測に関する調査報告書, 土木研究所資料第 2406 号, 1986.
- 6) 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, pp. 423-428, 1984.
- 7) 森山聡之, 平野宗夫, 河原田寿紀, 原 浩: 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, pp. 209-214, 1985.
- 8) 竹内邦良: 雨域・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, pp. 161-168, 1978.
- 9) 日野幹雄: 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, pp. 203-208, 1985.
- 10) Kessler, E.: Models of microphysical parameters and processes, Meteorological Monographs, No. 10, pp. 26-31, 1969.
- 11) 中津川 誠, 山田 正: 流域スケールの降雨特性の研究(その 3) - 山地流域における気流と降雨のシミュレーション -, 開発土木研究所月報, No. 447, pp. 20-35, 1990. 8.
- 12) Sherman, C. A.: A Mass-Consistent Model for Wind Fields over Complex Terrain, Jour. Appl. Met., Vol. 17, pp. 312-319, 1978.
- 13) Tateya, K., Nakatsugawa, M. and Yamada, T.: Investigatin of Rainfall by Field Observations and a Physically Based Model, Proc. of Pacific International Seminar on Water Resources Systems, pp. 385-403, 1989.