

# レーダ雨量計情報の動画像解析による降雨予測手法の提案と流域平均降雨量の推定法に関する研究

山田 正<sup>1</sup>・日比野忠史<sup>2</sup>・中津川 誠<sup>3</sup>・藤沢 充哲<sup>4</sup>・森永 博史<sup>4</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科 (〒112 東京都文京区春日 1-13-27)

<sup>2</sup>正会員 工博 広島大学助手 工学部地域環境工学科

<sup>3</sup>正会員 工博 北海道開発局開発土木研究所

<sup>4</sup>学生員 中央大学大学院 理工学研究科

レーダ雨量情報の動画像を用いた降雨の短時間予測手法の提案とティーセン法による流域平均降雨量の推定精度を検証した。次にレーダ雨量情報を動画像化し、これを用いて人間の目視による降雨の短時間予測を行った。この結果リードタイムが1時間の時の予測値はレーダ雨量計による観測値と良好な一致を示していた。リードタイムが2, 3時間と長くなるにつれて予測精度は低下するが、従来の予測手法と比較しても工学上十分な実用性を有していることを確認した。レーダ雨量情報を用いて、ティーセン法の精度を検証した。この結果、本研究で対象とした流域においては、実雨量との相対推定誤差は雨量計1台あたりの支配面積のほぼ0.6乗で減少していることがわかった。

**Key Words** : radar rain gauge, animation, short-term rainfall prediction, Thiessen method, average-rainfall-depth over watershed

## 1. はじめに

本研究は、レーダ雨量情報の動画像を用いた人間の目視による降雨の短時間予測手法の提案と、流域平均降雨量を推定する手法の一つであるティーセン法の精度を検証したものである。

降雨状況を面的に捕らえることができるレーダ雨量計の降雨情報を動画像化する事で誰もが容易に降雨域の移動、成長、減衰の様子を把握することができるようになる。本研究で提案する降雨予測手法は動画を用いており、複雑な数値計算や専門的知識を必要としないという利点を有する。レーダ雨量情報を用いた短時間降雨予測手法は現在まで数多く提案されており、1)運動学的手法、2)統計学的手法、3)力学的手法に分類できる。運動学的手法の代表的な手法として、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<sup>1)</sup>、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ベクトルを得る方法(相互相関関数法)<sup>2)</sup>、大倉らによるレーダエコー図のあるいき値を境に2値化して関係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)<sup>3)-5)</sup>、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<sup>6)</sup>、運動学的手法と力学的手法両方の側面を加味した著者ら(山田・中津川ら)による降雨の物理モデルを考慮した降雨モデル<sup>7)</sup>、などがあげられる。レーダ雨量

情報の動画像化においては、地上雨量計により観測された降雨データと雨量計による観測値とを比較し、レーダ雨量計が受信したレーダ反射因子を降雨強度に変換する際のレーダ定数を一雨毎に同定し直す事でレーダ雨量計の精度を向上させた。レーダ雨量情報の動画のみを用いた降雨の短時間予測においては動画像による降雨域の移動、成長、減衰のパターン化、移動経路、移動速度と雨域の大きさについての解析を行い、これらの解析結果を用いて降雨予測を行った。従来より流域平均降雨量の推定にはティーセン法が主に用いられており、橋本ら<sup>8)</sup>により地上での精密観測から雨量計1台あたりの支配面積と相対推定誤差の関係が明らかにされている。ここでは降雨状況を面的に捕らえることができるレーダ雨量計データを用いてティーセン法で使用する地上雨量計の台数による精度の違いを検証し、地上雨量計による観測所の必要数について考察を行った。

## 2. レーダ雨量計の観測緒元と解析に用いたデータ

### (1) レーダ雨量計の解像度と観測範囲

本研究で用いたレーダ雨量計は北海道開発局が札幌市の北東約50 kmにあるピンネシリ山の山頂(標高1100 m, 北緯43° 29' 20. 7", 東経141° 42' 35. 3")に設置した道



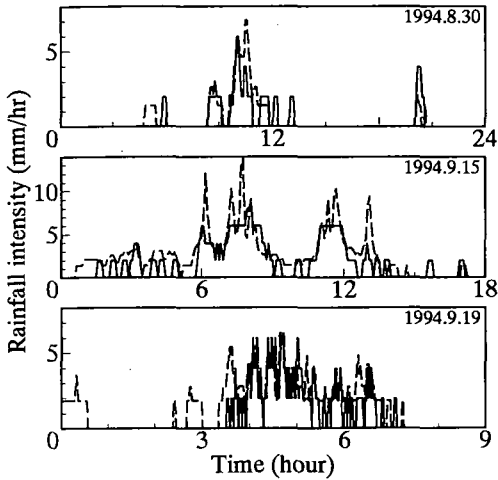


図-3 転倒桁型雨量計で観測した地上雨量強度（千歳川流域）と各降雨ごとにレーダ定数を変えて算出したレーダ雨量強度の経時変化の比較（5分間強度）

おり、かつ、それぞれの観測メッシュ内は平坦な地形で占められていることから降雨に対する地形の影響は少ないと考えられる。夕張岳東西側斜面でのレーダ雨量計の観測メッシュはA~Dの4メッシュである。各メッシュの平均標高はAは約450 m、Bは約700 m、Cは約1400 m、Dは約700 mである。地上雨量計はAに1基、Bに5基、Cに1基、Dに4基設置されている。

### 3. レーダ雨量と地上雨量の比較

#### (1) レーダ定数の決定法

著者らは雨滴径観測からレーダ定数はi) 一雨中、実用の範囲で一定値をとること、ii) 降雨の成因（種類）によって分類できることを明らかにしている（後述の図-5参照<sup>10)</sup>。なお、本論文では“一雨”と“一降雨”を区別して用いている。ここでいう“一雨”は或る地点において一塊の雨域が通過していく間の降雨，“一降雨”は複数の一雨降雨期間をあわせてものを表わしている。レーダ定数の決定には降雨の成因を天気図から把握し、図-5から適当なレーダ定数を選定し、地上雨量計の観測値とレーダ雨量計の観測値を同一図面上で比較しこの両者が目視で全体として良く合うように決定している。この時、降雨強度の最大値および総降雨量が合うことを重要としている。以下の解析ではレーダ定数は本決定法によって求めたものを用いている。なお、予測に際してのレーダ定数の決定法については文献10)で提案しているので参照されたい。

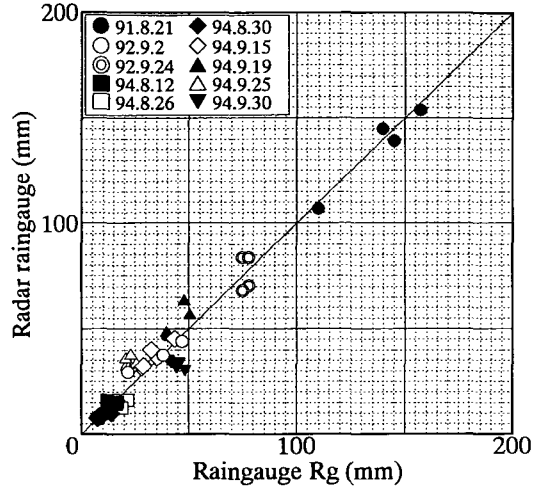


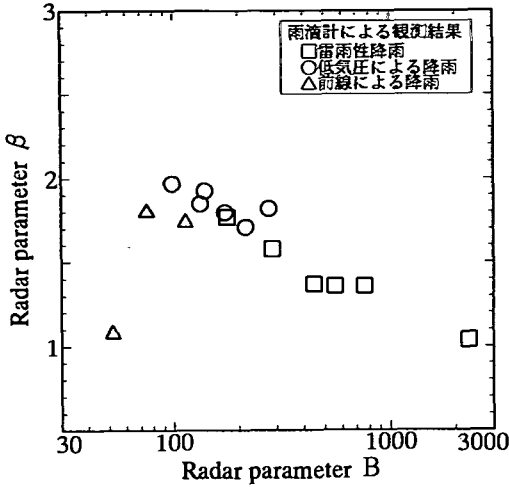
図-4 レーダ雨量と地上雨量の比較（千歳川流域）（レーダ雨量は一雨ごとに  $B_r$ 、 $\beta$  を同定して求めている。一雨に対しては5地点で同一の値を使用している。）

#### (2) レーダ定数の特性

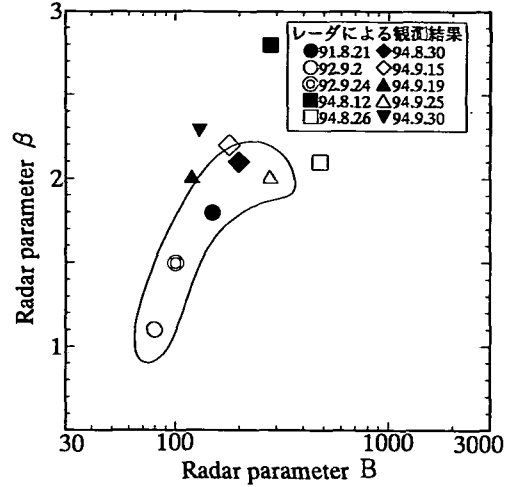
図-3はレーダ雨量と地上雨量を比較したものである。ここで用いた地上雨量データ（5分毎の降雨強度）は、図-2(b)に示した千歳川流域に設置された地上雨量計データである。実線は地上雨量、点線は上記の方法で求めた時間降雨強度を表している。この結果からもi) 一雨毎にレーダ定数を同定し直す事でレーダ雨量強度は地上雨量強度を再現することができる。ii) 一雨中、極端に降雨強度の精度は変化しないことがわかる。図-4は千歳川流域の5地点でレーダ雨量計と地上雨量計によって観測された一雨降雨量を比較したものである。図中において5地点で観測された雨量は同記号で表されている。20 km以上離れた地点で同一のレーダ定数を用いて雨量を精度良く表されることから空間的な広がりに対しても本研究で扱った千歳川流域の範囲（図-1参照）内では一雨に対して同一のレーダ定数を用いることができる。図-5は雨滴計観測（中央大学キャンパス内）によって求められたレーダ定数( $\Delta$ ,  $\circ$ ,  $\square$ )の分布を表したものである<sup>10)</sup>。この図からレーダ定数の値は一雨ごとに異なるが、ランダムな値をとるのではなく、降雨の成因別に分類できることがわかる。

#### (3) 地形によるレーダ定数の変化

図-6(a)中の実線で囲んだ雨は前線による降雨であるが、これらは雨域が数100 kmのスケール（レーダ観測範囲全体を覆うスケール；後述の図-9参照）に及ぶ降雨である。図の左下の方向に行くほど降雨域は広範囲になる傾向がある。図-6(b)には図-6(a)と同様の方法で夕張岳西側斜面940 mの地点の降雨量から



図—5 降雨の成因別に表示したレーダ定数  $B$ ,  $\beta$  の分布 (中央大学構内に設置した雨滴計で観測した雨滴粒径分布から求めた  $B$ ,  $\beta$  の分布を表している。)

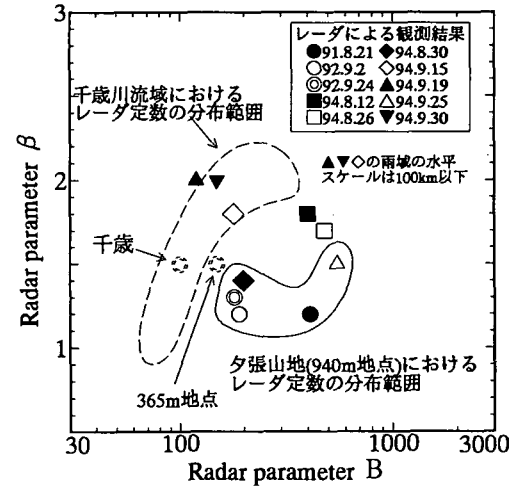


図—6 (a) 千歳川流域におけるレーダ定数  $B$ ,  $\beta$  の分布 (千歳川流域で観測されたレーダ雨量と地上雨量から求めた  $B$ ,  $\beta$ , 実線で囲んだ ( $B$ ,  $\beta$ ) は北海道全域に降雨があった場合である。)

求められたレーダ定数の分布が表わされている。この図から図—6 (a) で示した実線で囲まれた降雨 ( $\Delta$ ,  $\blacklozenge$ ,  $\bullet$ ,  $\odot$ ,  $\circ$ ) は、夕張岳ではレーダ定数の値が右側に (図—6 (b) では破線の範囲から実線の範囲へ) シフトしているのがわかる。このことは図—5 の雨滴観測によるレーダ定数の傾向を考慮すると、夕張岳が山地流域であり地形によって上昇風が引き起こされ雨滴が成長し夕張岳付近では雷雨的な降雨に変化していることが予想され、降雨の種類と地形に合ったレーダ定数を用いることが必要であることを示している。また、雨域の水平スケールが 100 km 以下の降雨 (図—6 の  $\blacktriangle$ ,  $\blacktriangledown$ ,  $\diamond$ ) では、レーダ定数の変化が小さく、その値は変化していない。なお、 $\blacksquare$  の降雨では千歳川流域と夕張岳で  $B$ ,  $\beta$  の値が異なっているが、この雨は雷雨であり、夕張岳で雨が集中的に降っているためである。雨域の水平スケールが小さい雨 (例えば雷雨や寒冷前線による雨) は上昇流が強く、地形の影響が小さいために雨滴粒径分布は山地流域でも変化が小さいと考えられる。

#### 4. レーダ動画像から得られる情報の総観的解析

図—7 は 3 つの異なる降雨のレーダ画像を 10~15 分間隔で示したものである。(a) には 1993.9.30 の 07:30~08:55 の 1.5 時間、(b) には 1990.9.3 の 19:00~19:50 の 1 時間、(c) には 1993.9.30 の 19:30~20:20 の 1 時間の雨域の移動の様子が示されている。図—8 と図—9 の (a) には累積降雨量分布、(b) には降雨域の時間変化が示されている。(b) に示した個々の降雨域は最後に累積された時間の降雨域の瞬間値が示されて



図—6 (b) 夕張岳におけるレーダ定数  $B$ ,  $\beta$  の分布 (夕張岳斜面の標高 940 m で観測された地上雨量強度から換算している。◎及び実線で囲んだ雨は平地から山地に向かって  $B$ ,  $\beta$  が変化していく様子を示している。)

いる。図—8 には 1994.8.26.21:00~27.08:55 の 12 時間、図—9 には 1992.9.24.20:00~25.19:55 の 24 時間の降雨が示されている。

#### (1) 地形の影響を強く受けた降雨域の移動及び成長

図—7 (a) の降雨では広い範囲で雨が降っており、雨域が南から北に向かって移動している。雨域の移動に伴い、暑寒別岳及び夕張山地で雨域が成長しているのがわかる。暑寒別岳で雨域が成長し、その後北方向に移流している。夕張山地では山地に沿って雨域が成長し、あた

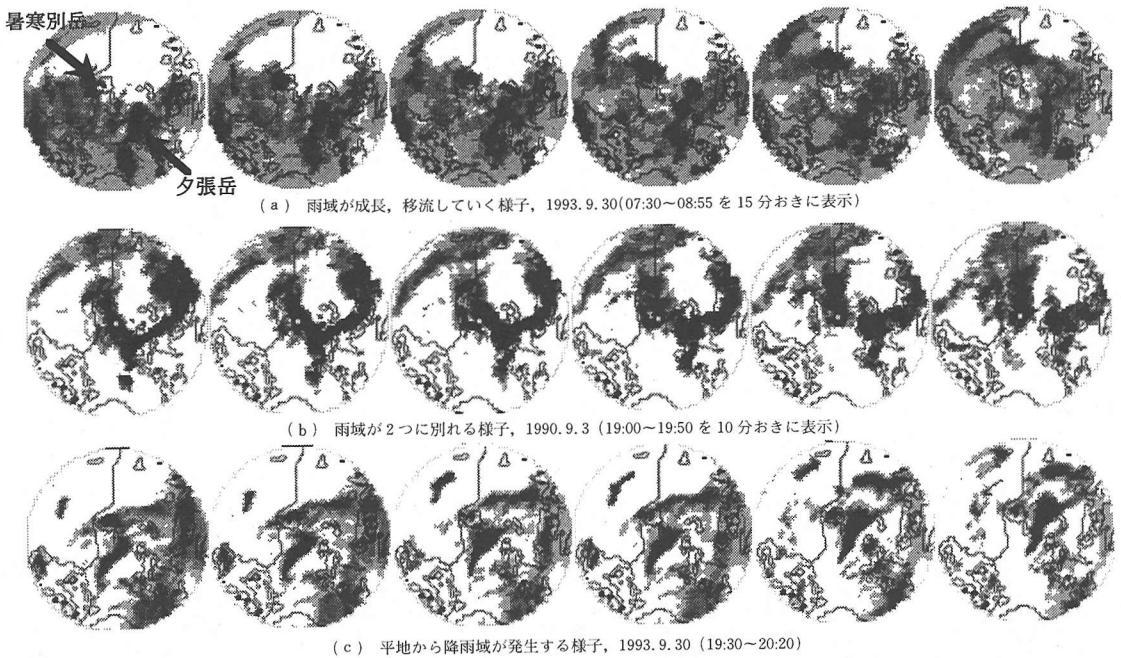


図-7 レーダ画像（いずれも時間軸は右向きが正、色が黒いところほど降雨強度が強い。白黒画像）

かも雨域が停滞して雨域の移流がないようにみえている。(b)にはL字型の雨域が2つの雨域に別れて行く様子が示されている。雨域は拡散することなく移動しているが、ピンネシリ山付近で雨域が停滞し、雨域が分断されている。分断された雨域は夕張岳北側の窪地沿い進んで行くが、石狩山地で再び停滞し山地地形を越えることができていない様子がわかる。

## (2) 降雨域の発生

図-7(c)は地形に起伏のない石狩平野の中央から雨域が発生する様子を示している。ここで示した雨域の発生原因は地形の影響を受けている場合の雨域の成長と異なり大気鉛直不安定あるいは大気によって作られた壁(ミニ前線)が原因となっていると考えられる。石狩平野中央部付近からの雨域の発生は、他の降雨でも多く観測されており、海と山地で囲まれたこのような地域は雨雲が発生し易い地形であると言える。

## (3) 降雨の集中特性

図-8に示した降雨では2つの雨域が西から東へ向かって移流している。前半(0:55-4:55)は20~60 kmスケールの雨域が群として移流し、その後、200 kmを越えるスケールの雨域が移流している。この2つの雨域はそのスケールが数倍異なっており、全体の降雨量は後半の雨域の通過によって決まっているが、両雨域とも直線的に移流しており、移動速度の変化もほとんどない。

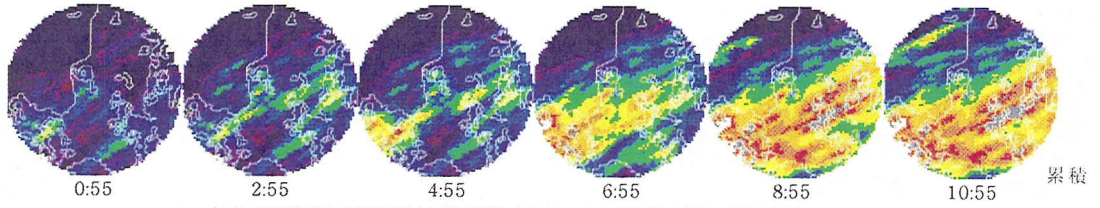
図-9の降雨の雨域は広く、約2日間にわたって夕張岳で200 mmを越える降雨量をもたらしている。降雨当初には20~80 kmスケールの10数個の雨域が成長しつつ、西から東へ移流し、その後レーダ観測範囲全体を覆うスケールの雨域が20時間以上かけて道央を横断している。累積降雨量の動画から広い範囲で降雨量が多くなっており、特に、山地流域では降雨強度が強くなり、降雨量が増大していくのがわかる。

以上のように雨域の移動を瞬間、瞬間でみると一雨の中にもいろいろなパターンで降雨域が成長し移流していく様子がわかるが、総降雨量で見ると降雨量が集中していく地域がわかる(図-8と9)。このことから、一降雨中に移流していく雨域の各々の特性は局域的な大気条件下で逐次変化していくのではなく、メソスケールの大気条件下で各々の雨域の特性を大きく変化させることなく移流していくと考えられる。

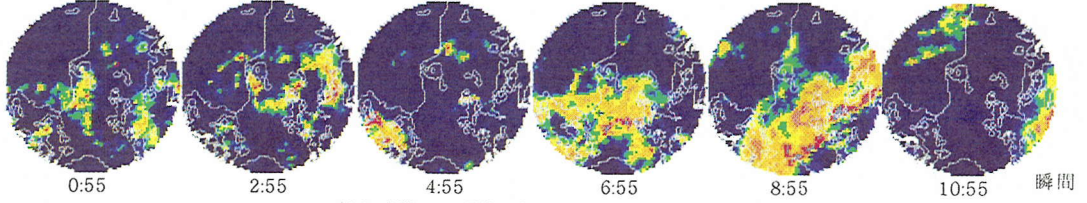
## (4) 降雨域の移動特性

### a) 地形による降雨域の成長及び移動のパターン

降雨域の移動・成長には地形が強く影響している。地形による雨域の移動・成長パターンを表-1に示した。雨域の移動・成長は大きく分けるとi)地形によって雨域が拡大された後、移流していく場合、ii)雨域の成長はないが移流が妨げられ山の風上側に雨域が溜る場合、iii)地形によって雨域がトラップされ(移流を妨げられ)雨域が成長する場合の3つのパターンに分けることがで

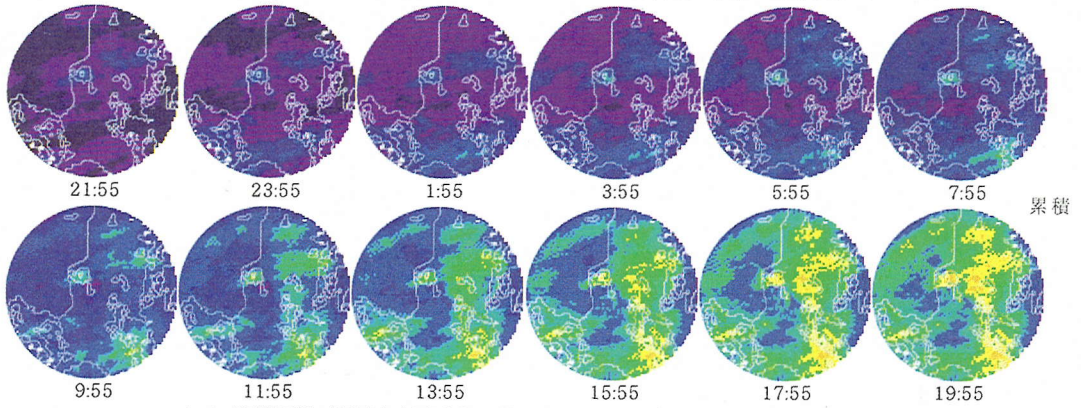


(a) 累積降雨量の経時変化(左端の画像は23:00からの5分毎2時間の画像を累積している。

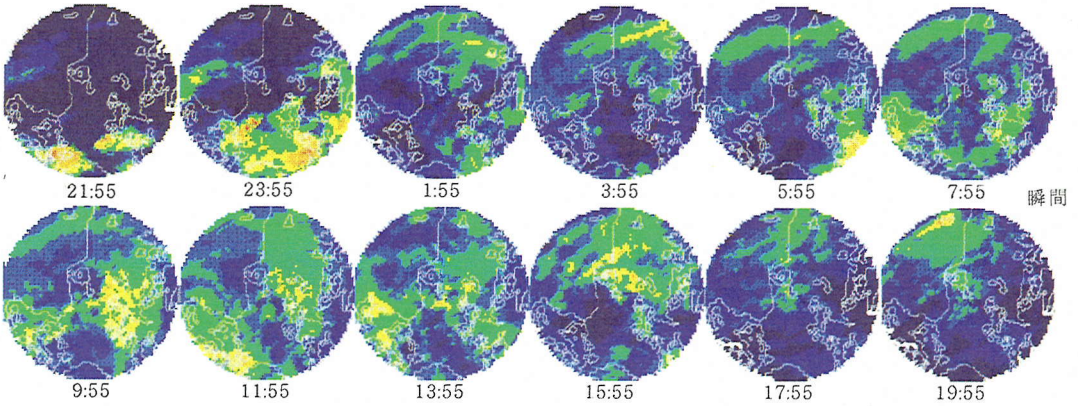


(b) 累積された最後の時間に対応する瞬間の雨域の様子

図-8 1994.8.26 23:00~27 08:55 のレーダ画像 (2時間毎;下段の数字は時刻を表わしている。

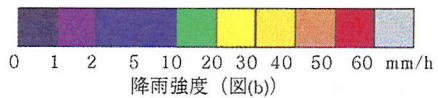
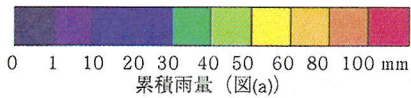


(a) 累積降雨量の経時変化 (上段左端の画像は09:00からの5分毎12時間の画像を累積している。)












(b) 累積降雨の経時変化とその最後の時刻に対応する降雨の状況

図-9 1992.9.24 20:00~25 19:55 のレーダ画像 (2時間毎;下段の数字は時刻を表わしている。



表一 地形の影響による雨域の移動・成長パターン  
(▲は山頂、実線で囲まれた部分は降雨域を表している)

パターン1 地形によって雨域が成長し移流するパターン			
パターン2 地形によって雨域の移流が妨げられる(雨域が山を越えることができない)パターン			
パターン3 地形によって雨域がトラップされ成長するパターン			
	t=0	t=delta t	t=2delta t

きる。表一の▲は山頂、実線で囲まれた部分は降雨域を表している。

最も出現頻度の高いのはパターン1(図一7(a)に示した暑寒別岳付近)であり、山地流域で降雨量が増加していく様子がよく観察される。著者らによる山地流域での降雨観測の結果<sup>11)</sup>、「山地流域では降雨量は標高が高い地点ほど多い傾向があり、降雨量分布は地形形状を風下側に数km平行移動した形状と一致する」ことが見出されているが、パターン1の雨域の移動・成長が起るることによって上記の降雨量の分布形状が決定されていると考えられる。

パターン2(図一7(b))は雨雲の位置が低い場合に観測され、この場合には風上側で雨量が増加する。出現頻度はパターン1に比較して少ないが、このパターンの降雨ではレーダ雨量計は降雨量を過小に評価する傾向(雨量をとらえられない場合もある)にある。したがって、このパターンが観測される場合には地上雨量との比較を行う等の対策が必要である。パターン3(図一7(a)の夕張山地付近)はパターン1よりもさらに地形の影響が強くなる現象である。このパターンでは山地流域付近の雨域は平地の雨域と同様の速度で移流が起こっているにもかかわらず、連続的な水蒸気の補給によってあたかも雨域が停滞しているように観測される。

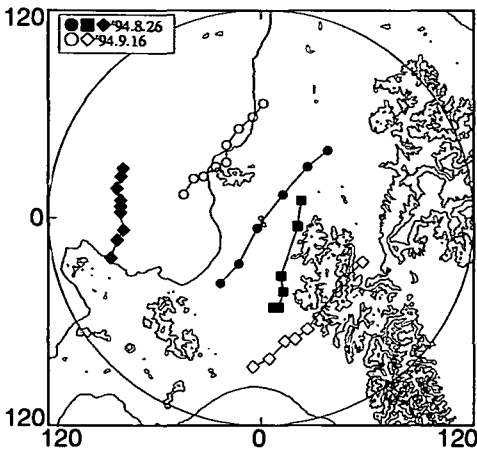
#### b) 降雨域の移動経路

動画像から一降雨の中には水平スケールのことなる雨域が数個~10数個存在していること、観測範囲の200kmのスケール内では雨域の移動方向は変化せず、降雨の形態(降雨域の移動や減衰・成長)が無秩序に変化していないことがわかる。図一10は一降雨中に移動した雨域中心の15分毎の位置を示したものである。黒塗の

シンボルで表わしたのが1994.8.26、白抜きは1994.9.16の降雨である。8.26の降雨では、一降雨中に3つの雨域が移動しているが、どの雨域の移動経路も直線で進行方向はどの雨域も平行に進んでいる。9.16の降雨においても降雨期間中に風向が変化し、雨域の進行方向が変わっているが、雨域の移動経路はほぼ直線である。

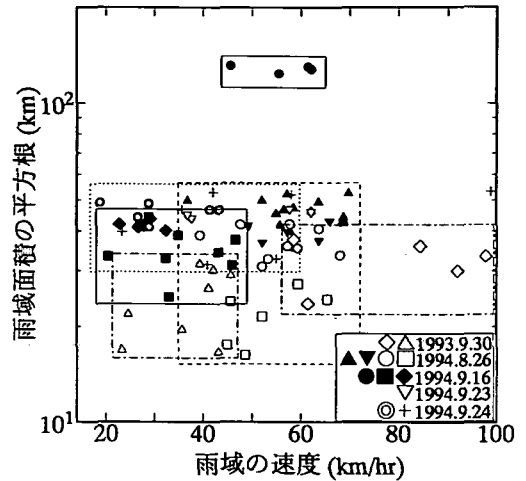
#### c) 降雨域の移動速度と降雨域の発達

図一11は雨域の移動速度と雨域面積の関係を表わしたものである。一つの雨域の移動速度と面積の変化する範囲を四角で囲って表わしている。雨域の移動速度は降雨毎異なっているが、どの雨域とも20~70km/hの範囲で移動している。一降雨中には10以上の雨域が含まれている場合もあるが、それらの雨域の移動速度は30km/h程度の範囲内で変化している。図一12は雨域の移動速度と面積をそれぞれの平均値で無次元化して、その変化の確立密度分布を示したものである。サンプリング数は約250で、20の雨域を対象としている。(a)には移動速度、(b)には雨域面積について示してある。移動速度は平均速度から±10%の変化の範囲に約6割が含まれている。数時間先までの移動速度は一定として考えても予測精度上、問題がないと言える。雨域面積の変化はほぼ正規分布している。雨域面積が移動速度よりも変化が大きいのは、雨域の減衰、発達があるためであるが、平均面積からは±10%の変化の範囲に約5割が含まれている。したがって、雨域面積も移動速度と同様に数時間は面積が変わらないとして予測を行っても問題ないと言える。しかし、雨域面積は予測地点での降雨継続時間、さらに山地流域においては降雨強度(増幅率)と密接に関係しているため、これらとの関連からも考察



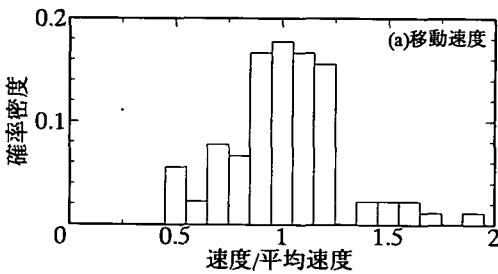
図一10 雨域中心の移動経路

(移動経路の一例, ●は10 mm/hr以上の雨域の図心を示している.)

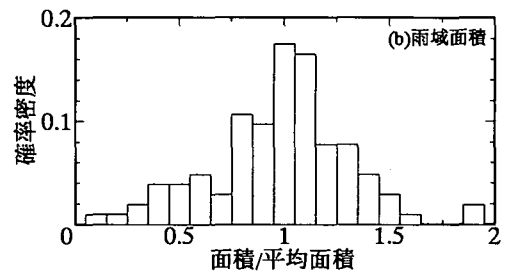


図一11 雨域の移動速度と雨域の大きさの関係

(移動速度は図一10から求めている. 10 mm/hr以上の面積)



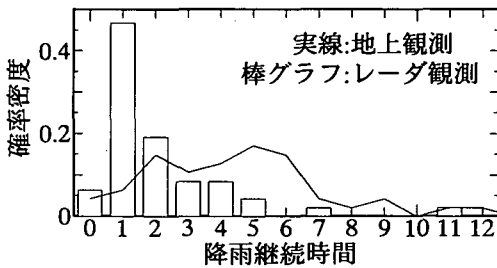
(a) 一雨での雨域の移動速度



(b) 一雨での雨域の面積

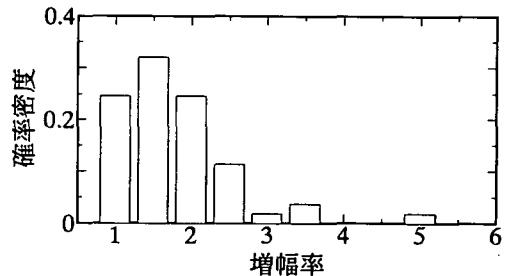
図一12 無次元化された雨域の移動速度と面積の確率密度分布

(雨域の移動速度と面積をそれぞれの平均値で無次元化して表示している.)



図一13 1つの雨域に対する降雨の継続時間

(1つの雨域は平均的に1~2時間の降雨を継続させる.)



図一14 雨域の増幅率;夕張岳の降雨強度/石狩平野の降雨強度

(山地部では平地部の1.5-2.5倍の降雨強度になる.)

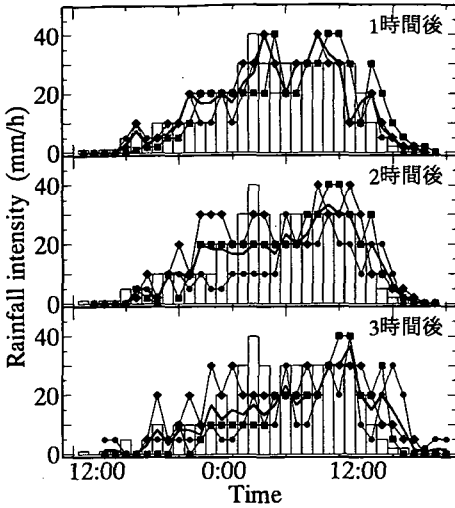
を必要とする。

#### d) 降雨継続時間

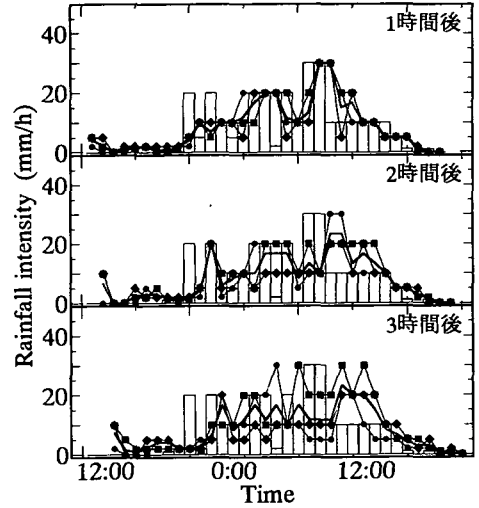
図一13には夕張岳で観測された1つの雨域の通過に伴う降雨継続時間の確率密度分布が棒グラフで示されている。図中実線で示したのは地上で観測された降雨の継続時間を示している。レーダにより観測した場合と地上で観測した場合は分布形状が異なっている。レーダ観測では1つの雨域の通過に対して1~2時間の降雨が卓

越しているが地上観測では5~6時間の降雨が卓越している。これは地上においては雨域の移動を正確に捕えられていないためであり、通常地上で一塊に観測される雨は3程度の雨域が連続して通過することによってのように観測されるのである。1つの雨域の通過による一地点での降雨継続時間はレーダ画像から得られるように平均で2時間程度と考えることができる。





(a-1) 予測地点：暑寒別岳



(a-2) 予測地点：夕張岳

図-15 (a) 1994.9.19 11:00-19:00

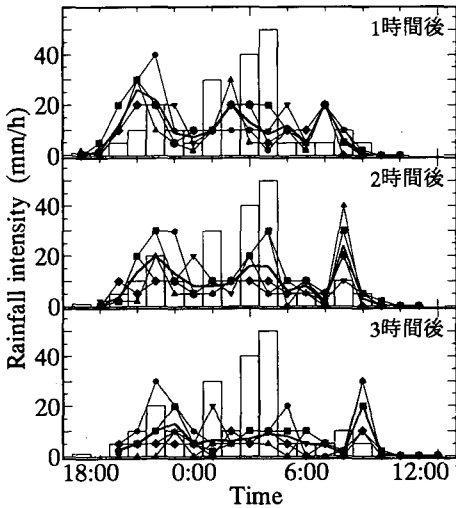


図-15 (b) 予測地点：夕張岳 (1994.9.15 8:00-11:00)

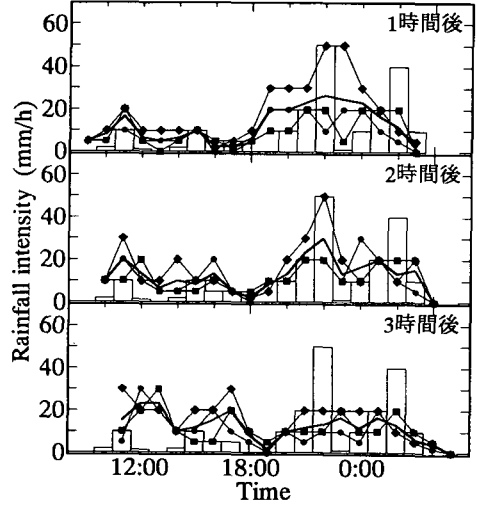


図-15 (c) 予測地点：暑寒別岳 (1994.9.25 09:00-26 03:00)

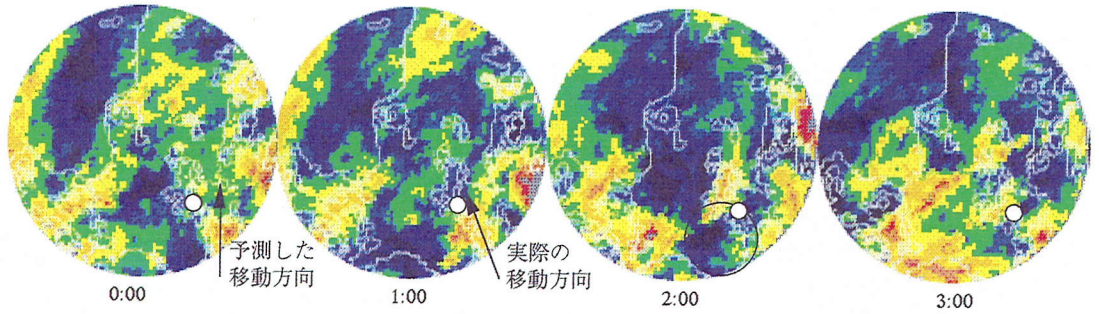
図-15 短時間降雨予測結果

(動画化されたレーダ情報のみを用いる短時間予測を試みた。図中の印付線は各予測者の予測値，太線は予測の平均値)

### c) 地形による降雨の増幅

雨域が平地部から山地部に移流していく場合，山地部では降雨強度が増幅されるが，降雨予測を行うためには地形によって増幅する程度を見積もることが重要となる。著者らの山地流域での降雨観測から降雨量は標高に比例して増加する結果を得ているが，レーダによる観測値は山地部の平均的な降雨強度を計測していることから細かな増幅傾向を用いる必要はない。図-14には千歳川流域と夕張岳での降雨強度の比（増幅率）が示されている。千歳川流域と夕張岳をともに通過する雨域を対象としており，雨域が両地域を通過した時の降雨継続時間

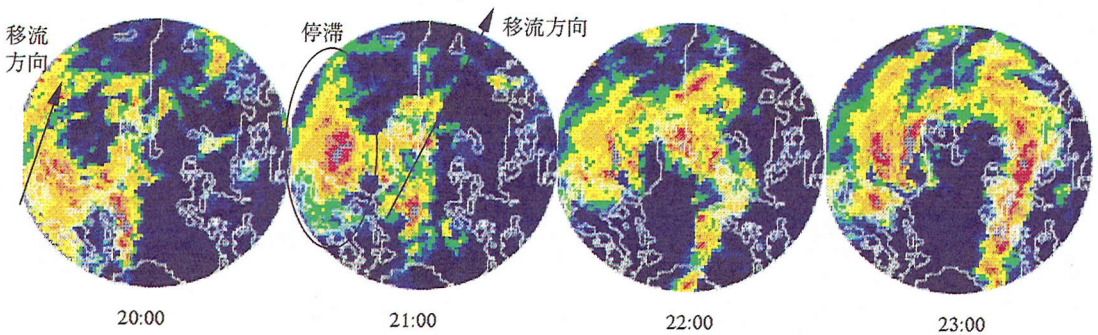
平均の降雨強度の比をとっている。この時，レーダ定数は3(1)節の方法で決定したものを使用している。全体の75%の降雨（一雨域の通過による）で山地流域において降雨強度が増幅しており，その増幅率は1.5～2.5倍である。図-6で示した山地流域でレーダ定数の値が変化する降雨（前線性の雨域の広い降雨）で増幅率が大きくなる傾向が強い。この傾向はレーダ定数の変化の傾向と類似しており，降雨強度の増幅はレーダ定数の同定（雨滴径分布の観測）と併せて検討することが必要である。



(0:00には北方向に移流すると予測したが、実際は北西方向に移流した。2:00には○で囲った部分の印象が強く、1時間後は夕張岳では降雨強度は小さいと予測した。)

図—16 1994.9.15 (0:00-3:00)のレーダ画像(図16, 17とも降雨強度と色の対応は図8, 9(b)と同一)

(夕張岳での予測の精度が悪かった1:00と3:00のレーダ画像を示している。画像中に○で印したのが予測地点の夕張岳である。どちらの場合も雨域が南から移流してくるために夕張岳までの距離が少なく、予測するための雨域の情報が少ないことが原因となっている。)



図—17 1994.9.25 (20:00-23:00)のレーダ画像

(暑寒別岳での予測の精度が悪かった22:00付近のレーダ画像を示している。画像中に○で囲んだ雨域は停滞しており、その右に或る雨域は矢印方向に移動している。停滞する雨域の予測が困難である。)

## 5. 降雨強度の短時間予測実験

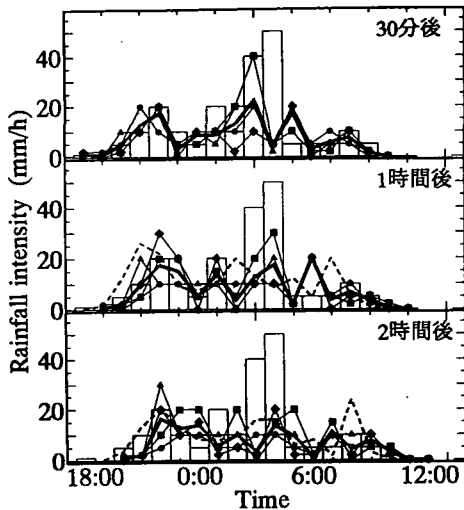
### (1) 予測実験の方法

降雨の短時間予測は以下に示す手順で行われた。i) 予測者を2~3人ずつのグループに分ける。予測者は研究室に配属されたばかりの学生で構成されている。ii) 予測者に画像に表示される色と降雨強度との対応を説明する。iii) レーダサイト内の地形図を見せ、予測地点を知らせる。iv) 予測を行う降雨の3時間前までの5分間隔の観測値から作成した動画を見せる。v) 見終わった時点から1時間後、2時間後、3時間後の予測地点での降雨強度を予測する。vi) 次の予測時間分のレーダ動画を見せて、v)に戻る。vii) v)~vi)を降雨期間終了時まで繰り返し行う。予測地点は、予測者が降雨の地形による影響を正しく判断できるかどうかを確かめる目的で、夕張岳と、暑寒別岳の2ヶ所の山地部を選定した。

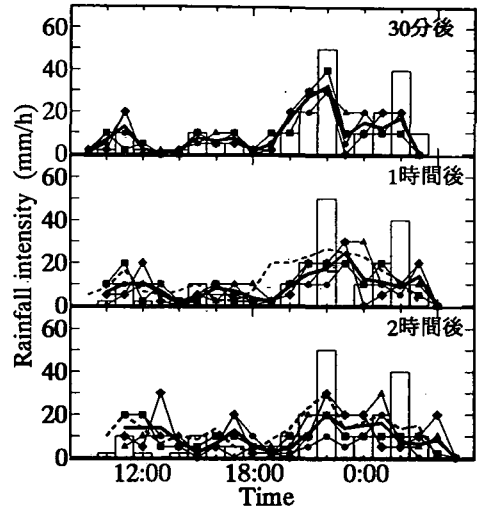
### (2) 予測結果

図—15(a)~(c)にはレーダ雨量計によって観測さ

れた降雨強度(実棒)と、予測者らにより予測された降雨強度(実線)の時系列が示されている。図(b)と(c)には予測実験を行った10個の降雨の内、予測が困難であった2つの降雨についての実験結果を示した。図(a)には1994.9.19、(b)には1994.9.15、(c)には1994.9.25の降雨についての予測結果が示されている。9.19と9.15は雨域が広い範囲に及ぶ降雨であり、9.19は雨域が東から西、9.15は南から北に移流する降雨である。9.25の降雨は雨域の境界をはっきりとしており、滞留する雨域と移流する雨域が存在する特徴を有する。図—15から予測者らは1時間後予測についてはレーダ雨量計の観測値を的確に予測しており、2時間後、3時間後においても雨域の成長・減衰を予測できていることがわかる。特に雨域が広域に拡がる降雨では図—15(a)に示す結果と同様の精度で予測を行えることが確認できた。本実験では10個の降雨について降雨予測を行ったが、予測の回を重ねることによって、予測者自身が、雨域の移動・成長パターンを学習して、予測の精度が良くなっていくという学習の効果も確認することができた。



(a) 1994.9.15 18:00-11:00 (予測地点：夕張岳)



(b) 1994.9.25 09:00-26 03:00 (予測地点：暑寒別岳)

図-18 短時間降雨予測結果

(動画と静止画を同時に用いた短時間予測結果。印付線は各予測者の予測値、太線は予測の平均値、破線は図-15における平均値)

### (3) 予測結果の分析

予測実験の結果、次の2つの問題点を見いだすことができた。

- i) 予測時間を2時間、3時間とするにつれて、降雨強度のピークを遅らせて予測する傾向にある。
- ii) 降雨強度が急激に大きくなると、予測できていない場合がある(図-15 (a) と (b))。

以下ではこれらの問題点を分析し、予測手法について検討を行う。

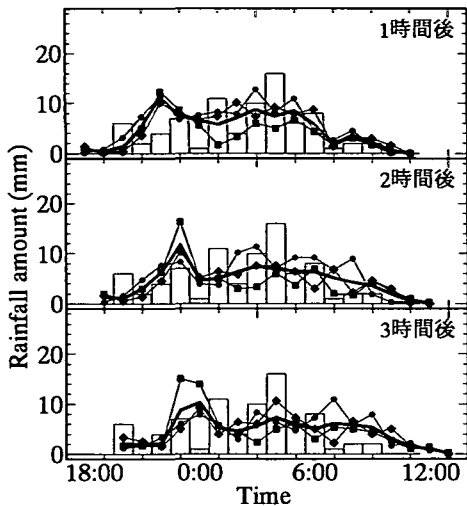
i) は予測時間に対してレーダの情報範囲が狭いことによる。例えば雨域速度が40 km/hの場合、3時間後には120 km進むことになるが、この距離はレーダの観測半径に相当している。したがって、予測のための移動速度、雨域面積の情報極めて少ない状態で予測を行わなくてはならない。ii) に関して降雨強度の急激な変化を予測できないのは雨域の侵入境界から予測地点までの距離が短いこと(i)と同様)、雨域の移動が特異であったことによる。図-16は夕張岳での予測の精度が悪かった1994.9.15: 1:00と3:00のレーダ画像とその1時間後の画像を示している。左端の画像中に○で印したのが予測地点の夕張岳である。図からわかるように雨域は南から北方向に向かって移流している。雨域の侵入境界から夕張岳までの距離は約50 kmと短く、雨域の移動情報が非常に乏しい。夕張岳で1:00に30 mm/hの降雨強度を予測できなかったのは、0:00の時点で矢印の方向に雨域が移流すると予測したためである。また、3:00に予測できなかったのは、2:00の時点で次に来る雨域を確認できるにもかかわらず、実線で囲まれた雨の降っていない

部分の印象が強くなり、予測の判断を狂わせたためである。

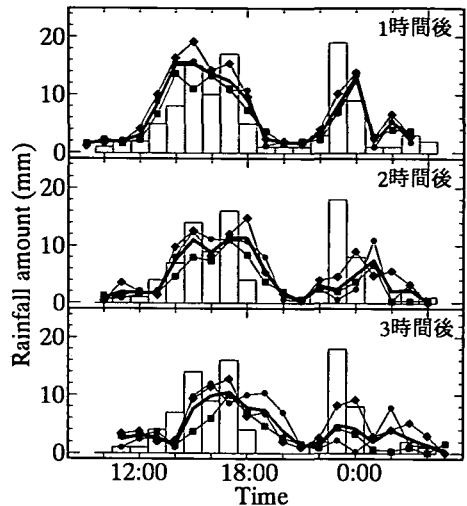
図-17には図-15 (c) で予測の精度が悪かった1994.9.25 (20:00-23:00) の画像を示している。予測の精度が悪かったのは暑寒別岳西側に滞留する雨域と北東に移流する雨域が混在しており、それらの動きおよび増幅率が複雑であったためである。20:00に石狩湾に移流してきた雨域は図中21:00の画像内に実線で囲んだ地域で滞留しているが、千歳川流域に移流した雨域は増幅しつつ北東方向に移流している。このように滞留する雨域が存在する場合にはどの状態で滞留している雨域がどう動くか、いつ移流し始めるかは、メソスケールの場の状態に依存しており、これを予測することは非常に難しい。

### (4) 降雨情報の補足法

数時間後の降雨予測を行う場合や予測地点が雨域の流入境界から近い場合には雨域の移動情報が少なく、予測精度が低くなる。これに対しては周辺のレーダ情報を用いることによって情報を与えることが望ましいが、ここでは、降雨情報が少ない場合に降雨情報を補足するために過去の静止画像を用いた(見終わった動画も同時に表示する)。さらに30分後の予測も行った。過去の静止画像も同時に使用することで予測者らは過去の情報から移動経路、速度、方向を確認することができる。また、30分後の雨域の細かな動きを予測することによって予測者に新たな情報を与えることができる。図-18 (a) と (b) は動画と15分毎の静止画を同時に用いて30分、1時間、2時間後の降雨予測を行った結果である。動画



(a) 1994.9.15 18:00-16 11:00 (予測地点：夕張岳)



(b) 1994.9.25 09:00-26 03:00 (予測地点：夕張岳)

図一十九 累積降雨量の短時間降雨予測結果

(動画と静止画を同時に用いた短時間予測結果。印付線は各予測者の予測値、太線は予測の平均値)

のみを用いた場合に予測精度の悪かった9.25の暑寒別岳(図一15(b))と9.15の夕張岳(図一15(c))の予測結果が示されている。静止画像を同時に見せることのみでは完全に雨域の移動情報を補足することはできないが、過去の静止画像を動画像と同時に見せることによって予測精度を向上させることが可能となる。

## 6. 累積降雨量の予測実験

### (1) 予測実験の方法

降雨予測は数時間後の降雨強度の予測の他に総降雨量も重要な予測項目としてある。総降雨量を予測する場合、図一8と図一9で示した累積降雨量の動画を用いる。累積降雨量の動画を用いることでレーダサイト内において降雨の集中する地域を実時間で認識していくことができる。またこれにより予測地点における降雨の地域的な特性を感覚的に捉えることができる。総降雨量の予測実験は累積降雨量の動画を見せる以外に降雨強度の予測実験と同様の方法で行った。ここでの1時間後予測は現時点から1時間後までの1時間降雨量、2時間後予測は現時点の1時間後から2時間後までの1時間降雨量の予測を意味している。

### (2) 予測結果と考察

図一19には累積降雨量と降雨強度の瞬時値の動画を用いて行った累積降雨量の予測結果が示されている。(a)には1994.9.15-16、(b)には1994.9.25-26のいずれも予測地点を夕張岳としたときの1時間降雨量の予

測結果が示されている。図より1時間後予測について予測者らは精度良く降雨量を予測できている。2時間後、3時間後予測では、降雨量の変化の傾向は捕らえているものの、精度良く予測ができているとは言えない。これは降雨強度の予測の場合と同様にレーダ情報範囲が狭く、予測のための情報が十分でない為である。

この降雨量予測実験においても、降雨強度の予測実験の場合と同様に予測実験を重ねる毎に予測の精度が向上するという学習の効果が確認できた。

### (3) 地上雨量計データを用いた累積降雨量の推定

累積降雨量のレーダ動画を用いた降雨量予測で予測しきれない山地部では地上雨量計による降雨量予測を併用することが有効である。地上雨量計データを用いた山地での累積降雨量の推定法に関して著者らは以下の実験式を提案している<sup>11)</sup>。累積降雨量のレーダ動画によって降雨開始数時間後に降雨量が集中する地域を特定し、集中する地域が山地の場合そこの降雨量は次式によって算出することができる。

$$P = P_0 \{ C \cdot (Z - h_0) + 1 \} \quad (3)$$

ここに、 $C$ は定数で $1 \times 10^{-3} (1/m)$ の値をとる。 $P_0 (mm)$ は標高 $h_0 (m)$ での降雨量で降雨のタイプによって異なり、次式によって表される<sup>11)</sup>。

$$\text{台風による降雨 } P_0 = 27D^{0.45} \quad (4)$$

$$\text{台風以外の降雨 } P_0 = 3D^{0.8} \quad (5)$$

上式は標高 $Z (m)$ における降雨継続時間 $D$ 時間の累積降雨量を求める式で、山地流域での著者らの観測より

経験的に求められたものである。

また、式(4)、(5)を時間 $D$ で微分すると

$$dP_0 = aD^{-b}dD \quad (6)$$

$$dP_0 = mD^{-n}dD \quad (7)$$

となり、 $a=12$ 、 $b=0.55$ 、 $m=2.4$ 、 $n=0.2$ である。この式より時刻 $D$ から $D+dD$ の間の降雨量 $dP_0$ が推定できる。興味深いことには、上記の式形式(6)、(7)はTalbotの式と共に河川計画、下水道計画等に用いられているShermanの式と同形である。これを式(3)を時間 $D$ で微分したものに代入して、

$$dP = aD^{-b}\{c \cdot (Z - h_0) + 1\}dD \quad (8)$$

が得られる。この式より標高 $Z$ における時刻 $D$ から $D+dD$ の $dD$ 間での降雨量を計画的な意味において予測することができる。

上記に示した個々の方法によっても降雨予測は可能であるが、さらに精度の良い降雨予測を行うには降雨強度、累積降雨量の動画およびそれらの静止画像、観測から得られる実験式を組み合わせる用いることが必要である。

## 7. レーダ雨量計データを用いた流域平均降雨量推定法としてのティーセン法の精度検証

### (1) 流域の選定と地上雨量計設置位置

河川計画、洪水予報にとって河川流域に降った降雨により流域の下流にどのような流量が生ずるかを推定する事は最も重要な問題である。流域内の降雨量分布を正確に求めることは困難であるため、流域内に設置された地上雨量計の観測値から流域の平均降雨量を求める方法が用いられている。流域平均降雨量を算出する方法として(1)ティーセン法(2)等雨量線法(3)算術平均法がある。わが国ではティーセン法が多く利用されており、その精度検証は地上での精密観測結果を用いて行われている。ここでは一雨毎にレーダ雨量計によって観測された流域平均降雨量とティーセン法によって求められる流域平均降雨量を地上雨量計台数、時間スケール別で比較することによりティーセン法の精度を検証した。

図-20には対象とした流域(千歳川流域)が太線で示されている。この流域は実際の流域ではなくレーダ雨量計との比較を簡便にするためレーダ雨量計の観測メッシュの範囲で選定したものであり、流域面積は約720 $\text{km}^2$ (レーダ雨量計の観測メッシュ数で63メッシュ)である。流域内の平均標高は90mであり平坦な地形形状である。図中の●は地上雨量計の設置位置を表しており、10基の雨量計が設置されている。レーダ雨量計により観測された降雨量データは、地上雨量計のデータと比較してレーダ定数を同定し直して算出したデータであり、この値を用いて流域平均降雨量を求めている。

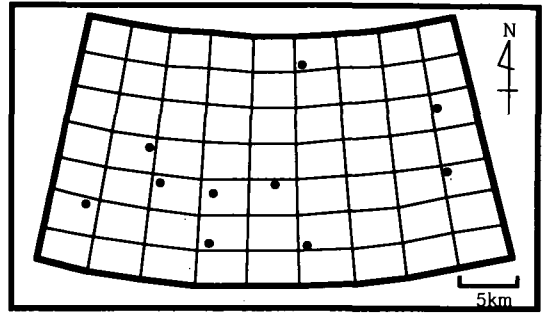


図-20 選定した流域と地上雨量計の設置位置  
(太実線内がレーダ雨量計の観測メッシュ範囲で任意選定した流域で、流域面積は約720 $\text{km}^2$ である。●で示したのが地上雨量計の設置位置を表しており10基設置されている。)

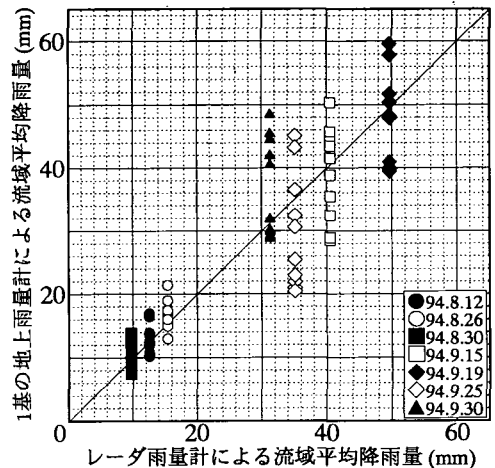


図-21 1基の地上雨量計観測値から推定した流域平均降雨量とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量の比較(一雨)

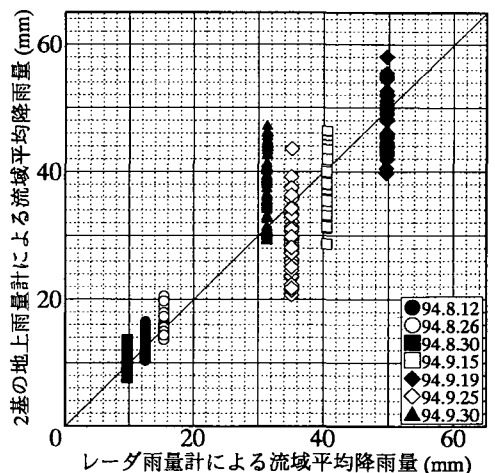
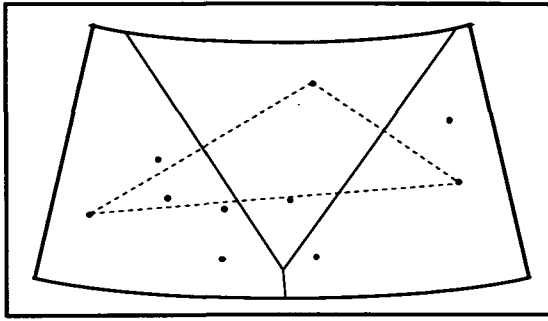
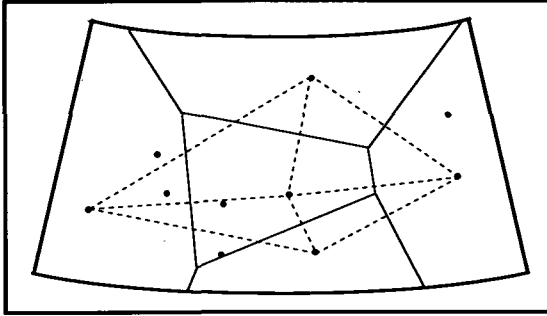


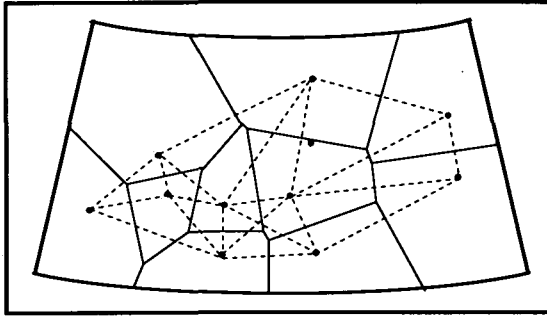
図-22 2基の地上雨量計観測値から推定した流域平均降雨量とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量との比較(一雨)



(a) 地上雨量計 3基



(b) 地上雨量計 5基



(c) 地上雨量計 10基

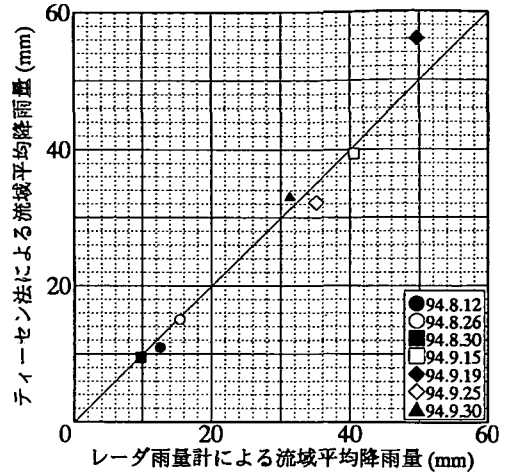
図-23 地上雨量計を3基、5基、10基としたときのティーセン法による流域分割図  
(実線はティーセン法により分割された区域を示している.)

## (2) ティーセン法による流域の分割数と精度

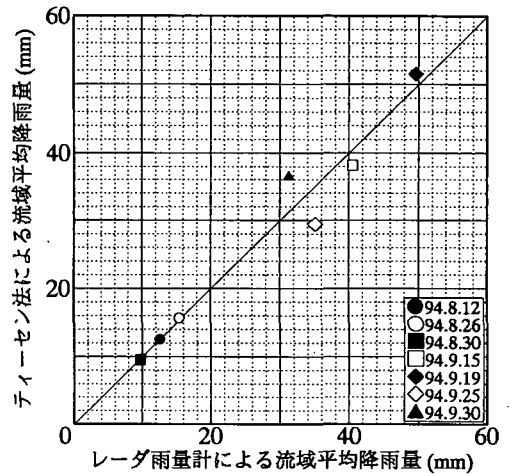
ティーセン法による流域の分割数と精度の関係を確かめるために、利用する地上雨量計の台数を1, 2, 3, 5, 10基で比較した。

図-21には観測された7降雨について流域内の平均降雨量を任意の1基の地上雨量計データで代表したときの流域平均降雨量とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量が比較されている。図からどの降雨についても流域内では各雨量計の値にばらつきがあり、流域平均降雨量を任意の1基の地上雨量計データで代表することは困難であることがわかる。

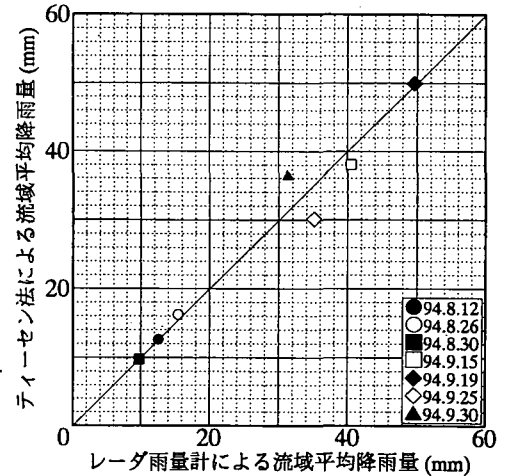
図-22には流域内の流域平均降雨量を任意の2基の地上雨量計データで代表させてレーダ雨量計により求め



(a) 流域分割数 3



(b) 流域分割数 5



(c) 流域分割数 10

図-24 地上雨量計を3基、5基、10基としたときのティーセン法により推定した流域平均降雨量とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量の比較 (一雨降雨量の比較)

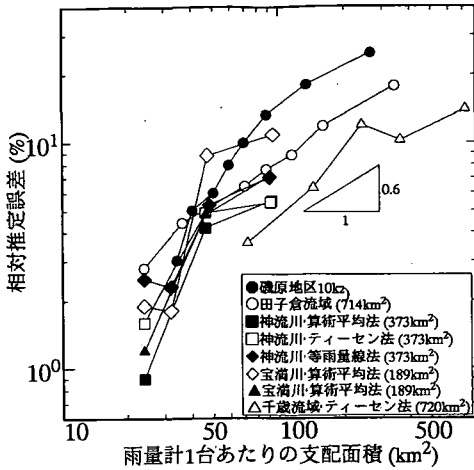


図-25 雨量計1台あたりの支配面積と相対推定誤差の関係（一雨降雨量での比較）橋本らによりまとめられた図に著者らのデータを追加したものである。

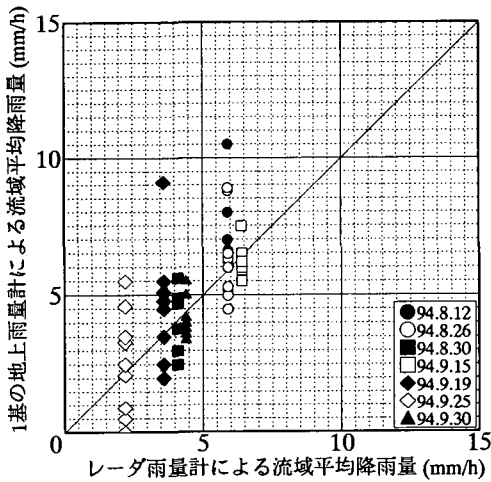
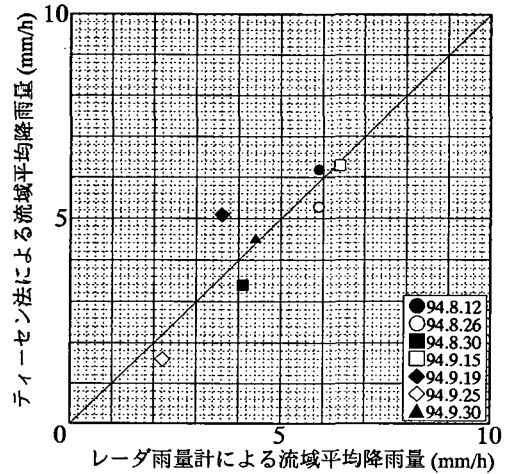


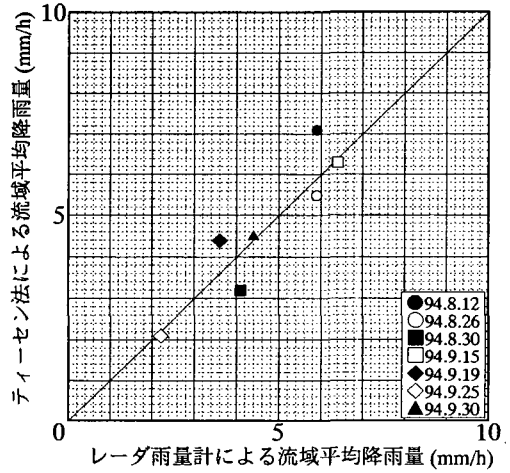
図-26 1基の地上雨量計観測値から推定した流域平均降雨量とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量との比較（一雨中最大降雨時1時間雨量の比較）

られた流域平均降雨量と比較されている。1基の地上雨量計の観測値が代表する流域内の区域の割り当ては、任意に地上雨量計による観測点を2地点選び2点を結ぶ辺の垂直2等分線により分割された区域とした。地上雨量計データにより推定された流域平均降雨量は、選定する2地点の地上雨量計データがレーダ雨量計で求めた流域平均降雨量の値に近い場合は両者は良い一致を示すが、降雨が流域内に偏って降る場合は図のように最大で60%の誤差がでてくる。

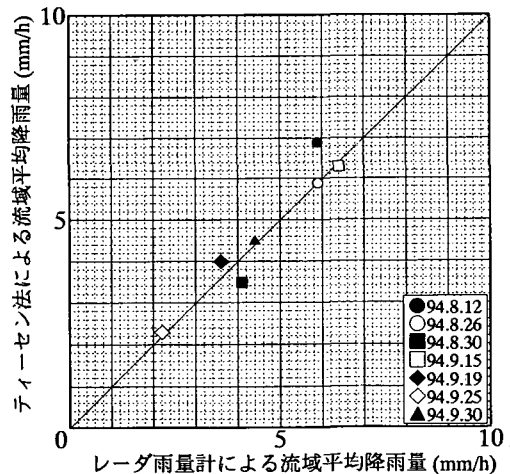
図-23には使用する地上雨量計の台数を（a）3基、（b）5基、（c）10基としたときのティーセン法による流域分割図が示されている。図中の点線はティーセン法



(a) 流域分割数 3



(b) 流域分割数 5



(c) 流域分割数 10

図-27 地上雨量計を3基、5基、10基としたときのティーセン法により推定した流域平均降雨量とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量の比較（一雨中最大降雨時の1時間降雨量の比較）

で使用する地上雨量計を結ぶ線で、実線はティーセン法により分割された区域の境界を示している。図-24には図-23に示した各雨量計台数でティーセン法により求められた流域平均降雨量とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量を比較した図が示されている。図から分割数の多少にかかわらずティーセン法により求めた流域平均降雨量とレーダ雨量計により観測された流域平均降雨量はよく一致している事がわかる。ティーセン法による流域分割数が多い(流域内に雨量計設置台数が多い)程、正確に流域平均降雨量が推定できると予想されたが、選定した流域(流域面積約720 km<sup>2</sup>)に対して地上雨量計の数が3基だけでも十分な精度で流域平均降雨量を推定する事ができた。図-24 (b), (c)の1994.9.25(図中◇)と1994.9.30(図中▲)に観測された降雨についてはレーダ雨量計により観測された流域平均降雨量とは5 mm程度の開きがある。これは地上雨量計のデータのばらつきに偏りがあったためである。同様のことは図-23の流域分割が3個の時にも言えるが、選定した3基の地上雨量計のデータが偶然均等にばらついているためレーダ雨量計により得られた流域平均降雨量と良く一致している。いずれにしてもこの程度の誤差であれば実用上問題ない範囲であり、ティーセン法による流域平均降雨量の推定は精度良く行えることが分かる。

図-25は橋本らによりまとめられた雨量計1台あたりの支配面積と相対推定誤差の関係の図に本研究で扱った流域での結果をプロット(図中△)したものである。相対推定誤差を求める誤差公式は小林<sup>12)</sup>により提案されており、次式で表される。

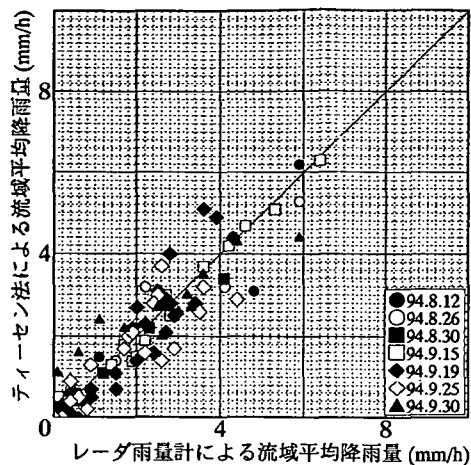
$$\sigma^2 = \int_A (p - P)^2 dA / A \quad (9)$$

$$\frac{AP}{P} = 0.819 \frac{\sigma}{P} n^{-0.636} \quad (10)$$

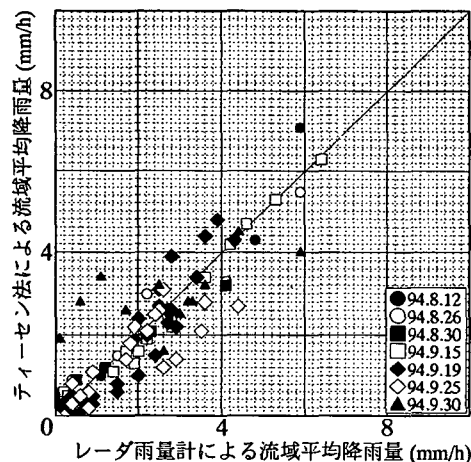
ここに $\sigma$ は降雨の面積的な標準偏差、 $A$ は流域面積で $A = \int_A dA$ 、 $P$ は面積雨量で $P = \int_A P dA / A$ 、 $p$ は地点雨量、 $n$ は雨量計台数である。図から本研究で扱った流域での結果は、他の流域と同様に雨量計1台あたりの支配面積が小さくなる程相対推定誤差が小さくなっているという傾向にあり、他の流域と比べ雨量計1台あたりの支配面積が同じでも相対推定誤差が小さくなっておりティーセン法の精度が良好であることがわかる。

### (3) ティーセン法の精度と時間の関係

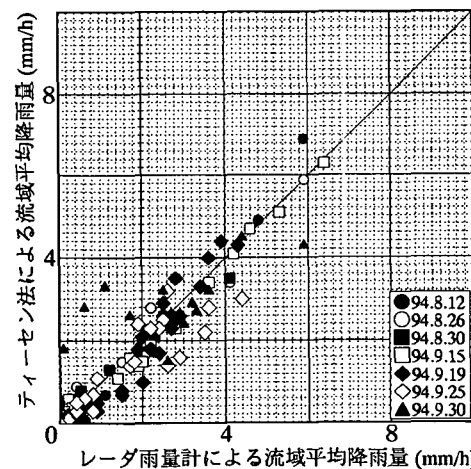
図-26には図-21と同様の方法でティーセン法とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量が1時間雨量で比較されている。図中のレーダ雨量計により求めた流域平均降雨量は一雨期間中最も降雨量が多かった時間雨量で求めている。図より一雨で比較したときよりもティーセン法により推定された流域平均降雨量のばらつ



(a) 流域分割数 3



(b) 流域分割数 5



(c) 流域分割数 10

図-28 地上雨量計を3基、5基、10基としたときのティーセン法により推定した流域平均降雨量とレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量の比較(一雨期間中の1時間降雨量での比較)



きが大いなのは1時間雨量の場合雨域の移動に伴い流域内の降雨量分布に偏っているためである。

図-27には図-26と同じ時間(一雨期間中最大時間降雨量時の1時間)で地上雨量計を(a)3基、(b)5基、(c)10基とした場合のティーセン法により推定した流域平均降雨量がレーダ雨量計により求められた流域平均降雨量と比較されている。一雨降雨量で比較した場合と比べると精度は落ちるが、流域分割数を増やす(地上雨量計の台数を増やす)程、精度が良くなっている。これは流域内の降雨量の偏りを地上雨量計で捕らえているためである。10基の雨量計を用いてティーセン法より推定した流域平均降雨量はレーダ雨量計より求めた流域平均降雨量と比較して最大で約17%の誤差となっている。一雨降雨量で比較した場合は流域内にほぼ均等に降雨が観測されていたため、流域の分割数に依存せず両者は良い一致を示したが、1時間雨量のように流域内で降雨量分布に偏りがある場合は流域の分割数を多くするほど精度は向上する。

図-28には図-25で示した降雨について一雨期間を通して1時間雨量でティーセン法とレーダ雨量計により求められる流域平均降雨量が比較されている。ティーセン法による流域の分割数が多いほど精度は良くなり、10基の地上雨量計を用いた場合で最大約20%の誤差となっている。1994.9.30(図中▲)の降雨について一部ティーセン法による流域平均降雨量がレーダ雨量計で求めたものと合わないのは、レーダ雨量計が地上雨量を捕らえきれていない事が原因である。

本研究で扱った流域において流域内の地上雨量計台数を1, 2, 3, 5, 10と変えてティーセン法により流域平均降雨量を推定し、レーダ雨量計により求められる流域平均降雨量と比較した。雨量計1台あたりの支配面積が小さく(流域分割数が多く)なるに従って相対推定誤差は面積の0.6乗で小さくなっており、橋本らにより示された結果と同様の結果を得た。橋本らにより雨量計1台あたりの支配面積と相対推定誤差の関係がまとめられた当時、レーダ雨量計は普及しておらず仮想真値を地上での精密観測から求めなければならなかったが、そのような環境のもとでの橋本らの研究成果は貴重なものであると言えよう。

## 8. まとめ

本研究ではレーダ雨量計の観測特性を把握し、レーダ雨量計の観測精度を向上させた。また、この降雨データ動画化し、降雨予測を行った。更にレーダ雨量計の面的に得られるデータを利用してティーセン法の精度を検証した。以下に本研究の成果を要約する。

### (1) レーダ雨量計の観測特性

- a) 一雨雨中、逐次レーダ定数を変化させなくても一定のレーダ定数を用いることによって実用的な精度を確保することができる。
- b) レーダ雨量計は降雨毎にレーダ定数を同定し直すことによって定量的に降雨強度を推定することができる。
- c) レーダ定数は一雨毎用いる値を変える必要があるが、レーダ定数はランダムな値をとるのではなく、降雨のタイプによってその分布範囲は決まってくる。
- d) レーダ定数の値は平地と山地で異なる場合がある。特に、数100kmのスケールで雨域が広がっている降雨では、平地と山地でレーダ定数の値を変える必要がある。

### (2) 動画から得られた降雨の特性

- a) 一雨中には数個の雨域が存在している。降雨量が多い場合には、まず、数個の雨域(数10kmのスケール)群が移流していき、その後100kmスケールの雨域によって強い雨量がもたらされる場合が多い。
- b) 地形の影響を受ける雨域の成長及び移動パターンは大きく3つのパターンに分類される。
- c) 観測した全ての降雨において、降雨のタイプによらず降雨量の多い地域が集中する特性がある。
- d) レーダ観測範囲内では個々の雨域の移動方向は一定で、かつ移動経路はほぼ直線である。
- e) 予測を行う数時間後までは雨域の移動速度及び面積の変化はほぼ一定であると考えられることができる。

### (3) 降雨の短時間予測

- a) 動画像のみを用いた降雨の予測において以下の結果を得た。
  - i) 1時間後予測については、予測者は降雨強度を的確に予測していることが分かった。2時間後、3時間後予測については降雨強度についての予測は1時間後予測より精度が下がるが、雨域の成長・減衰は的確に判断することができる。
  - ii) 降雨域の進行方向、速度によりレーダの情報範囲が狭い場合には予測が困難になる。
  - iii) リードタイムの範囲内で雨域の移動経路が突然変化したり、降雨強度が急激に変化する場合には予測が困難である。
- b) レーダ情報を用いて降雨を予測する場合、降雨強度及び累積降雨量の動画像、降雨強度の静止画像を同時に用いることによって精度の高い降雨予測を行うことができる。
- c) レーダ雨量を累積し、動画にすることによって降雨

が集中する地域を特定できることから、特定された地域の総降雨量を予測することが可能である。

#### (4) ティーセン法の精度

- a) 本研究で扱った流域(流域面積約720 km<sup>2</sup>, 平均標高約90 m)では、流域内に設置された1基の地上雨量計のデータだけで流域の平均降雨量を代表させると相対推定誤差は14%となる。任意の2基の地上雨量計のデータで流域平均降雨量を推定すると相対推定誤差は10%である。
- b) 雨量計1台あたりの支配面積が小さくなるに従って相対推定誤差は面積の0.6乗で小さくなり、雨量計1台あたりの支配面積が最小の72 km<sup>2</sup>で相対推定誤差は3%となる。
- c) 時間スケールを1時間としたときの流域平均降雨量の比較についても時間スケールが一雨の場合と同様に、雨量計1台あたりの支配面積が小さくなるほど相対推定誤差は小さくなり、雨量計1台あたりの支配面積が最も小さい72 km<sup>2</sup>の時、相対推定誤差は6%となっている。

#### 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  
の予報への利用, 研究時報 26, pp. 188-199, 1974.
- 2) Asai, T. etc.: Some Results on an objective analysis for  
tracking radar echoes of convective clouds, J. Met. Soc.  
Japan 55, pp. 553-557, 1977.
- 3) 大倉博ら: 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, 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) 椎葉充晴ら: 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) 中津川誠, 竹本成行, 山田正: 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-, 北海道開発局開発  
土木研究所月報第449号, pp. 19-29, 1990.
- 8) 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. 203-208, 1985.
- 9) 橋本健, 佐藤一郎: 面積雨量の精度と雨量観測所数, 土  
木技術資料, Vol. 16, No. 12, pp. 35-41, 1974.
- 10) 山田正, 日比野忠史, 鈴木敦, 藪島弥成, 中津川誠: 新  
しいタイプのレーザー雨量計測の開発とこれを用いた降  
雨の雨滴粒径分布の観測, 土木学会論文集, No. 539, II  
-35, pp. 15-30.
- 11) 山田正, 日比野忠史, 荒木隆, 中津川誠: 山地流域での  
降雨特性に関する統計的解析, 土木学会論文集, No. 527,  
II-33, pp. 1-13, 1995.
- 12) 小林勉: 平均雨量の誤差と雨量計の数および計算方法と  
の関係, 電力気象連絡会彙報, Vol. 11, No. 1, 昭和53年.
- 13) 中津川誠, 竹本成行, 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-, 北海道開発局開発土木研究所月報第447号,  
pp. 20-35, 1990.
- 14) 山田正: 降雨予測と洪水予測, 水文・水資源学会研修会  
講義集, pp. 109-129, 1993.
- 15) 山田正: 地形性降雨とその解析, 土木学会・水工学に関  
する夏期研修会講義集, A-8, pp. 1-21, 1992.
- 16) 山田正, 日比野忠史, 森永博史, 中津川誠: 動画によるレー  
ダ画像の解析, 水文・水資源学会 1994年研究発表会要旨  
集, pp. 214-215, 1994.
- 17) 吉野文雄: レーダ水文学の発展と課題-レーダによる降水  
強度の定量観測を中心として-, 土木学会論文集, No. II  
-27, pp. 15-30, 1994.
- 18) 中津川誠, 宮下考治: 降雨生成過程を考慮した実用的レー  
ダ降雨予測, 土木学会第50回年次学術講演会講演概要集  
第2部(A), pp. 30-31, 1995.
- 19) 山田正, 日比野忠史, 藤沢充哲, 中津川誠: レーダ動画  
を用いた短時間降雨予測の可能性に関する研究, 土木学  
会第50回年次学術講演会講演概要集第2部(A), pp.  
32-33, 1995.

(1996. 1. 11 受付)

## STUDIES ON SHORT-TERM RAINFALL PREDICTION USING ANIMATION OF RADAR IMAGES AND ESTIMATION OF AVERAGE-RAINFALL-DEPTH OVER A WATERSHED

Tadashi YAMADA, Tadashi HIBINO, Makoto NAKATSUGAWA,  
Mitsuaki FUJISAWA and Hiroshi MORINAGA

By using radar raingauge images and its animation, a short-term prediction method of rainfall intensity is proposed, and the precision and applicability of Thiessen method to estimate the average-rainfall-depth over a watershed is investigated. The short-term rainfall prediction through judging the animation by eyes shows good agreement with the rainfall intensity observed by raingauges installed on the ground. Further, we estimated the average-rainfall-depth over a watershed from the radar, and compared its results with the average-depth calculated by the conventional method using Thiessen method. Finally, we clarified the effects of deviding numbers of a watershed in Thiessen method on the estimation of average-rainfall-depth.