

土木研究所資料

レーダ雨量計の観測特性と精度向上に関する調査報告書

——レーダ雨量計を利用した流出予測シミュレータの開発——

昭和59年 3 月

建設省土木研究所
水 文 研 究 室

Copyright © 1984 by P. W. R. I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P. W. R. I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複写は土木研究所長の承認を得ずしてこれを行なってはならない。

ま え が き

レーダを利用した雨量観測が建設省関東地方建設局で気象庁、土木研究所等の協力の下に研究開始されてから既に18年の年月が経過した。この間に建設省では「レーダ雨量計」の実用化が進められ、既に7基のレーダ雨量計が稼動し、河川および道路管理におけるルーチンワークの中で利用されている。

地上雨量計に比べた場合、レーダでの雨量観測は広域性と実時間性という特徴をもち、①精度の高い面積雨量の観測、②極地性降雨による災害の予知、③降雨予測への活用が考えられる。

本報告書は昭和53年度から土木研究所の特別研究「レーダ雨量計を用いた流出予測シミュレータの開発」および関東地方建設局からの依頼調査である「レーダ雨量計の観測精度向上等に関する試験調査」で実施された調査・研究を取まとめたものである。その主要内容は「レーダ定数 B , β の決定手法とそれによる観測精度の評価」「MTI方式を用いた観測精度向上に関する調査」「降雨予測モデルの開発」「流出予測シミュレータの開発」である。数年間にまたがった研究であるため内容的には一部まとまりのない結果となっているところもあるが、研究を開始した当初の目標は達成されていると考える。

レーダ雨量計についてはその観測精度の評価および観測精度向上に役立つ技術開発が本報告書でまとめられており、この分野にまとまった報告書としていまだ見るべきもののない現況を考えると、本報告書の内容はレーダ雨量計を利用している現業の人たちに有益な情報となろう。

またレーダ雨量計を利用した降雨予測技術については、土木研究所が開発した「雨域追跡法」は、その予測精度が良好な事以外に、計算の簡便さという、利用するサイドからみて大切な要素が達成されており、今後、現業での活用を期待しているところである。「流出予測シミュレータ」についてはあえて新方式は採用せず、従来使いこなされてきた「貯留関数法」に主体をおいて適応制御方式で時々刻々、そのパラメータの変更を実施する方式を用いたが、第5章にも「有限要素法による流出モデル」の開発が試みられており、レーダ雨量計による観測値の特徴を生かした、新モデルも今後研究を進めて行く必要がある。

「レーダ雨量計」に関する研究はレーダによる観測値そのものが冒大な資料となるため、データ処理に手数がかかるという特徴がある。このため計算機処理に頼らざるを得ないが、その人力データやプログラムの開発、計算の実施、結果の整理、等に多大の労力を要する。この研究に携さわった研究員、担当者、労力提供をいただいた非常勤職員の方々、および貴重な観測成果を貸与していただいた関東地建本局および利根川ダム統合管理事務所の担当者、およびMTI関係の情報についてお世話になった気象研究所衛星研究部第二研究室、青柳二郎室長に厚く御礼申し上げる次第である。

昭和59年3月

前水文研究室長	(現木曽川下流工事事務所長)	石 崎 勝 義
"	研究員(現淀川ダム統合管理事務所)	中 尾 宏 臣
"	研究員(現国立防災科学技術センター)	大 倉 博
水文研究室長		吉 野 文 雄
		河 関 大 祐

目 次

序 章	1
第1章 レーダ雨量計の観測原理	3
1.1 気象目標からの電波の反射特性	3
1.2 レーダ電波の減衰特性	4
1.3 レーダ方程式	6
1.4 レーダ雨量計	8
第2章 レーダ定数の決定と観測精度の評価	12
2.1 精度雨量計ネットワークによるレーダ定数の検討	12
(1) Z-R関係	12
(2) 検証に用いた地上雨量観測網とその観測精度	15
① 栗橋地区雨量計網の設置	15
② 降雨量の空間変動特性と観測精度	15
③ 間引法による雨量観測誤差の解析	16
(3) レーダ定数の最適化手法による推定	17
① F_s の推定	18
② レーダ定数の最適化手法による推定	19
(4) 前項のレーダ定数の他地域への適用性の解析	22
① 解析方法	24
② 解析結果	25
2.2 レーダ雨量の空間特性（風による雨滴の移流）	30
2.3 レーダ雨量計による面積雨量観測	33
(1) レーダによる間引面積雨量推定法の精度検討	33
(2) 結果	34
(3) 地上雨量計観測との比較	34
2.4 既存雨量観測網（テレメータ）を利用したレーダ定数の検討	36
2.5 地上雨量計（テレメータ）による実時間定数補正法の検討	40
(1) 地上雨量観測システムを使ったオンライン補正の考え方	40
(2) 既存 B , β を用いたレーダ雨量と地上雨量の比較	41
(3) 補正係数 F の時間的, 空間的变化特性	44
(4) オンライン補正方法	44

① 補正方法の概要	44
② 補正の有効性の検証	48
③ キャリブレーション用地上雨量計密度と補正効果	48
④ 補正係数の時間外挿可能性	50
第3章 M T I方式による雨量観測精度の評価	54
3.1 M T I グラウンドクラッタ除去方式の原理	54
(1) 信号の統計特性の実測例	54
① [平均電力/交流電力] 比	56
② 相関係数	57
③ 帯域幅	57
(2) 降雨エコーの確率密度関数(レイリー分布)	57
(3) 降雨エコーとクラッタが重畳したときの確率密度関数(レイリー・ガウス分布)	59
① レイリー・ガウス分布の基本的性質	59
② レイリー・ガウス分布の[平均電力/交流電力]比	60
③ 降雨エコーの平均電力の測定	61
(4) M T I グラウンドクラッタ除去装置	63
3.2 M T I方式による降雨強度観測精度	63
3.3 大地クラッタの消去比特性	65
3.4 M T I レーダ雨量と地上雨量の対応例	68
3.5 赤城山レーダ雨量計によるM T I データの解析	69
(1) 雨量情報・検出能力の検討	69
(2) 解析に用いた算出式及び定数	70
(3) グラウンドクラッタ消去能力の検討	71
(4) 解析結果	71
(5) グラウンドクラッタ変動特性の検討結果	75
第4章 降雨予測モデルの開発	77
4.1 雨域追跡法	77
(1) 従来の方法の概要と考察	77
(2) 移動ベクトル検出法の備えるべき条件	78
(3) 雨域追跡法	78
(4) 問題点の整理とその検討	84

4.2	エコーの動特性について	96
(1)	対象降雨	96
(2)	エコー移動ベクトルの分布と変化	99
4.3	流域平均降雨強度の予測	102
(1)	予測手法	102
①	移動ベクトルの設定	102
②	予測計算方法	102
③	予測計算手順の説明	104
(2)	予測結果の概要	108
(3)	予測結果に関する考察	112
4.4	雨域の発達と衰弱に関する考察	121
4.5	降雨エコーの発達・衰弱項の導入	123
(1)	発達・衰弱項のモデル化	123
(2)	発達・衰弱域の特性	125
(3)	改良モデルの適用結果	125
(4)	予測モデルの適用方法	127
4.6	地形性降雨モデルの導入	128
(1)	モデルの作成	128
(2)	降雨予測結果	131
第5章	流出モデルの開発	133
5.1	レーダ雨量計から見た流出モデルの考え方	133
5.2	貯留関数法による流出解析	133
(1)	解析の概要	133
(2)	計算方法	133
(3)	解析対象流域の選定	134
(4)	検討対象洪水の選定	136
(5)	モデル定数の決定	142
①	遅滞時間 T_d	142
②	定数 k, p	142
③	平均流入係数 f	147
(6)	流出予測計算	147
①	入力降雨の種類と入力方法	147
②	予測計算の結果	148

5.3	有限要素法による流出解析モデル	156
(1)	基礎方程式	156
(2)	有限要素法による離散化	157
(3)	計算例	160
第6章	流出予測シミュレータの開発	163
6.1	適応制御技術の導入	163
6.2	予測モデルの考え方	163
6.3	予測値の評価	165
(1)	計算の概要	165
(2)	計算結果	166
①	テレメータ実測雨量による計算結果	166
②	最適フィードバック期間の決定	170
③	テレメータ予測雨量による計算結果	170
④	レーダ実測雨量による計算結果	177
⑤	レーダ予測雨量による計算結果	177
6.4	総合検討	183

レーダ雨量計とはレーダを利用した降雨観測システムである。レーダが飛行機の探知の他に雨雲の存在等も知ることができることは早くから知られており、我国では昭和29年、気象観測を目的とするレーダが導入されている。

建設省では昭和42年から利根川流域においてレーダによる雨量観測の実用化研究を開始し、昭和49年頃に一応の結論を得て、昭和50年からレーダ雨量計システムを稼働させてきた。このシステムは従来の地上雨量観測とは測定法が全く異なっている。

この相違点のひとつはレーダによる観測値は上空のある空間（およそ $3\text{ km} \times 2\text{ km} \times 0.3\text{ km}$ 程度の）にある雨滴群からの反射受信電力値であって、いわゆる「20cm口径の雨量計で計ったものを雨量」とする方式とは異なっていることである。したがって「レーダ雨量計」は「雨量計」として機能するためには受信電力値を降雨量に変換する必要がある。この変換された雨量を「レーダ雨量」あるいは「レーダで計られた雨量」と呼んでいるが、いわゆる「地上雨量」とは本質的に異なっていることから正しくは「レーダ雨量換算値」あるいは「雨量因子」等という呼称を与えて、地上での雨量値とは異なる性質のものであることを明記することが必要であろう。しかし本報告書では従来からの呼称である「レーダ雨量」という用語を用いている。

地上雨量計と異なるもうひとつの点は、観測出来る情報量の違いである。

現在の建設省レーダ雨量計システムでは、レーダサイトから半径120kmの円領域内から5000個以上の「降雨強度情報」を5分間隔で収集することが可能であり、このことから使用法について多種多様なものが考えられている。

本報告書は、このレーダ雨量計システムの有効な利用技術の開発をめざして進められた、「観測精度の向上に関する研究」「降雨予測の研究」「流出予測の研究」についてその利用可能性を報告するものである。

これらの研究は昭和53年度から昭和57年度まで特別研究「レーダ雨量計を利用した流出予測シミュレータの開発」および関東地建依頼の「レーダ雨量計の観測精度向上に関する調査」で実施されたものである。その主要内容は以下の4項目である。

- 1) レーダ雨量計観測精度の把握と改良（MTI装置の評価試験を含む）
- 2) 降雨予測モデルの開発
- 3) 流出モデルの開発
- 4) 適応制御技術の開発

特別研究では、53年度にはレーダ雨量計の観測精度の把握及びレーダ定数の最適化の検討を地上雨量観測ネットワークにより実施した。54～55年度は流出予測シミュレータの核となる降雨予測モデルの開発とこの改良を行なった。また、降雨予測と流出モデルを組み合わせ基礎的な検討を行なった。56年度は、降雨予測モデルの改良および降雨予測と組み合わせ適応制御技術を用いた流出モデルの検討を行なっ

た。

57年度は、降雨予測モデルの改良およびレーダ雨量計の特性を有効利用する新流出モデルの検討を行った。

一方、観測精度向上に関しては、MTI装置を用いたクラック差引き方式との観測精度の比較試験が56～58年にかけて実施された。

これらの研究成果をとりまとめて以下に記述する。

第1章 レーダ雨量計の観測原理

降雨観測をレーダによって行なうようになったのは、1941年のことである。その後、電子技術の進歩と降雨現象に関する研究が進められたことにより今日ではレーダは気象観測の中心になっているといってもよい。

一般にレーダで検出できるものは航空機、船舶等から気象レーダの対象となる雨滴、雪等である。ここで、気象レーダが対航空機等の一般レーダと異なる点は、発射する電波の波長に比較して非常に小さい雨滴を対象物とすることである。（電波波長5 cmに対して0.1 cm程度）したがって降水目標から反射されレーダによって受信された電波の強さを雨量強度に関係づけるためには電子工学と気象学の両者における考察が必要となる。

本章においてはレーダによる気象観測の原理とその特性について概要を述べる。

1.1 気象目標からの電波の反射特性

レーダ空中線から発射された電磁波（電波）は降水の中を通過すると雨滴、水、雪などによって散乱、吸収を受ける。レーダで必要とするものは入射波と同じ方向に反射する後方散乱と、そこで吸収されるエネルギーである。従って入射波に対するこれらの比を後方散乱断面積 σ と定義すると σ は次式で表わされる。

$$\sigma = \frac{4\pi \times (\text{後方単位立体角への散乱エネルギー})}{\text{単位面積当りの入射エネルギー}} \quad \dots\dots\dots (1.1)$$

σ は波長に対して十分大きい場合幾何光学的に取扱うことができ、波長に無関係となる。即ち、大きな平面に垂直に電波が入射するときは反射ビームが受信空中線より大きいとして $\sigma = \pi R^2$ となる。ここで R は平面までの距離である。

反射断面積が距離の2乗に比例するので目標からの電磁波のエネルギー密度は距離の2乗に逆比例することになり、これはビーム幅より大きな目標の場合には常に成り立つ関係である。

対象物が波長に対して同程度または小さい場合は、目標物体に生ずる電磁界を計算して σ を求めることが出来る。波長 λ の平面電磁波が直径 D の球形粒子に当たったときの後方散乱断面積 σ_M はMieの理論によると、

$$\sigma_M = \frac{\pi D^2}{4 a^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n - b_n) \right|^2 \quad \dots\dots\dots (1.2)$$

となる。ここで $a = \pi D / \lambda$ 、 a_n 、 b_n は散乱電磁界の係数で Argument が a および誘電率 m の球ベッセル関数である。

目標対象物の粒子が完全球で、かつ直径が波長 λ に近づくに従って振動しながら σ_M は $\pi D^2 / 4$ の値

に近づく。

対象が気象目標の場合も同様な特性を有しており $\alpha \ll 1$ のときは式 (1.2) の中で α^5 以上の項を省略することで近似的には反射断面積 σ_R として

$$\sigma_R = \frac{\lambda^2}{\pi} \alpha^6 \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 D^6 \quad \dots\dots\dots (1.3)$$

と表わすことができる。これをレーレー近似という。式 (1.3) で表わされる如く σ_R は目標対象物である雨滴の直径 D の 6 乗に比例する。ここで ϵ は粒子の複素誘電率である。

式中の $\left| (\epsilon - 1) / (\epsilon + 2) \right|^2$ は温度および波長によって決まるものであるが波長 0.8 ~ 10 cm, 温度 0° ~ 40°C の範囲において大きな違いはなく約 0.93 を用いることが多い。また、雪に対してはこの値は約 0.208 である。即ち σ_R として水の 1/4 以下になることになる。

1.2 レーダ電波の減衰特性

レーダ電波は空間を伝播する間に途中の大気ガスや降水粒子によって減衰をうける。大気ガスによる吸収は主に酸素と水蒸気により、図 1.1 に波長に対する km 当りの減衰量を表わす。電波の吸収は水蒸気量に比例しており、波長 1.5 cm 近くで吸収線がある。また酸素に対しては波長 0.5 cm 附近で非常に強い吸収帯がある。しかし、気象レーダで使用する波長は主に 5 cm 波帯が多く水蒸気に対する減衰は比較的小さな帯域である。(0.0006 dB/km)

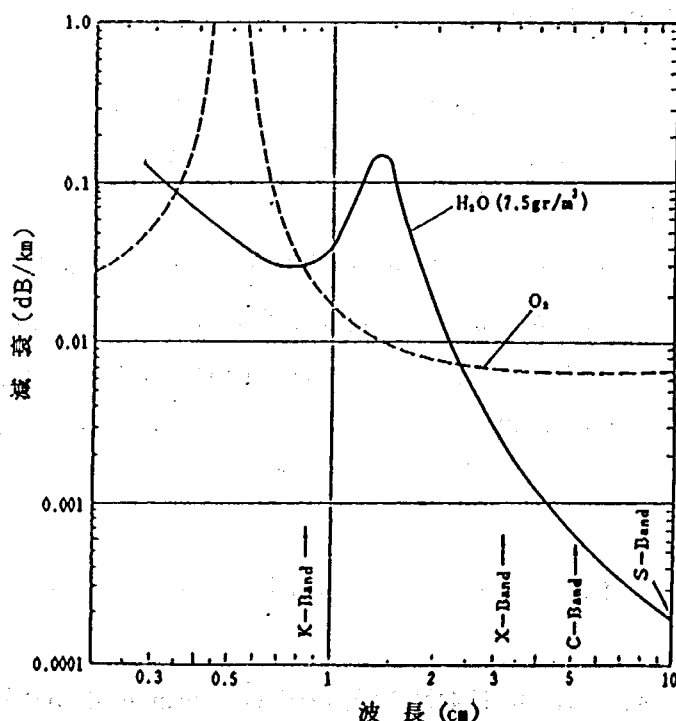


図 1.1 酸素と水蒸気による減衰。水蒸気は含水量 7.5 g/m³ (15°C で相対湿度 59%)
(気象研究ノート 112 P264)

また、降水粒子に対する減衰で吸収によるものは、後方散乱断面積 σ_M と同様に Mie の理論により雨滴の全吸収断面積 Q_i は

$$Q_i = \frac{-\lambda^2}{2\pi} R_e \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(a_n + b_n) \dots\dots\dots (1.4)$$

と表わすことができる。ここで、 R_e は実数部を表わす。 a_n 、 b_n は散乱電磁界の係数で Argument が a および誘電率 m の球ベッセル関数である。

降雨強度 R mm/hr と減衰定数 K_R dB/km の関数はレーダビーム中の雨滴の分布により異なるが次の式で表わすことが出来る。

$$K_R = 0.4343 \int_0^{D_{max}} N_D Q_i dD \dots\dots\dots (1.5)$$

ここで Q_i 、 N_D は直径 D の雨滴による減衰およびその数である。式 (1.4) 及び (1.5) によって 1 m³ 中に 1 個の水滴がある場合の減衰定数は計算することが出来る。

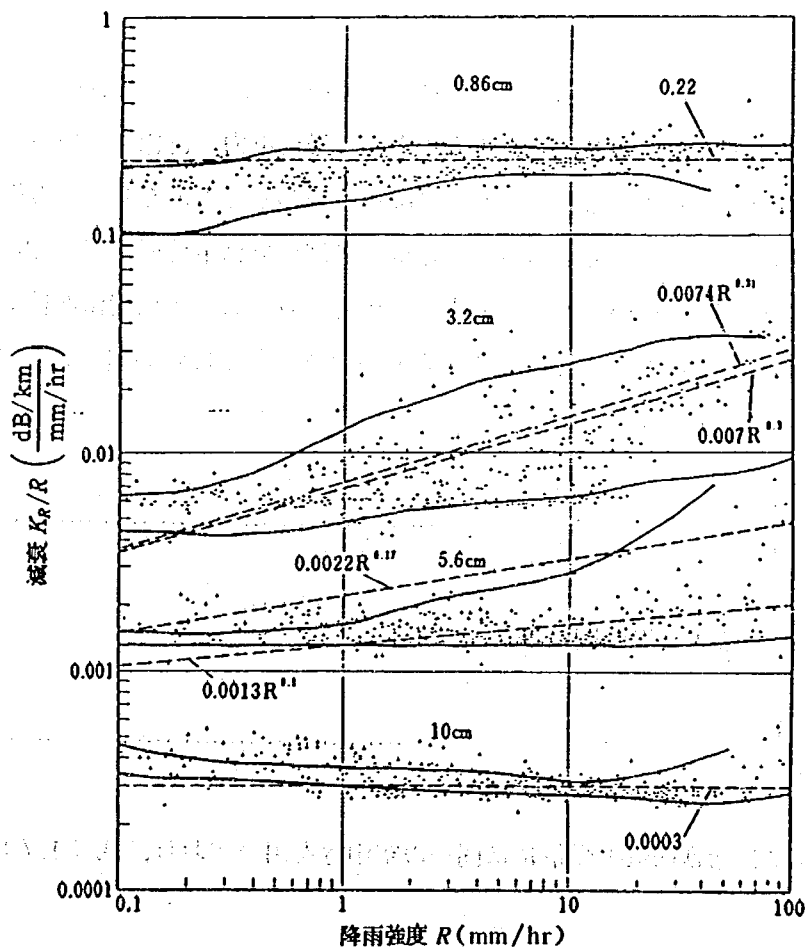


図 1.2 降雨強度 R と減衰係数 K_R/R の関係 (気象研究ノート 112 号 P 266)

雨量強度と減衰の関係を実測した例が図 1.2 である。図の曲線はそれぞれの波長に対する K_R の上限と下限を示すものである。図から特徴的な事として、0.86 cm 波と 10 cm 波においては降雨による減衰量は雨量強度の変化によって大きく異なることはないが、最も利用度の高い 5.6 cm 波に対しては雨量強度の増加に比例して減衰量も多くなっている。

そのほか考えられる電波伝播時の減衰の原因としては雲によるものが考えられる。雲による減衰は雲中の含水量（雲水量という）によるもので、この量に比例した減衰が生じる。しかし、雲水量は実測によると平均値として 0.3 g/m^3 あり、対流性の雲でも 1 g/m^3 以上のものは少ない。このことから雲に対する減衰は波長が極端に短いミリ波以外ではほとんど無視できる値である。

以上のことから、レーダ波が伝播途中で受ける減衰は、大気ガスによる K_a 、雨滴による K_R 、雲による K_c の合計値 K として次の如く表わされる。

$$K = \int_0^r (K_a + K_R + K_c) dr = \int_0^r (K_a + k_R R^a + k_c \cdot M) dr \quad \dots\dots\dots (1.6)$$

ここで R は任意地点の雨量強度、 M は雲の含水量である。

1.3 レーダ方程式

レーダ空中線から発射された電波は降水等の目標に当たって減衰し、その一部は後方散乱波として受信機へ返ってくる。この返ってきた受信波の電力の大きさは、送信電力、目標までの距離、波長、空中線の大きさ、途中の減衰などにより決まるが、これらの関係を表わしたものをレーダ方程式という。

無指向性空中線から送信電力 P_t で発射されると距離 r の地点では単位面積当り $P_t / 4\pi r^2$ の電力密度となる。このとき利得 G_0 の空中線を用いると G_0 倍となり、これが反射断面積 σ の目標に当たると $G_0 \cdot P_t \cdot \sigma / 4\pi r^2$ の電力が散乱する。更にここから r の距離にある有効面積 A_e の空中線に返ってくる電力 P_r は次のように表わされる。

$$P_r = \frac{P_t \cdot G_0 \cdot \sigma}{4\pi r^2} \cdot \frac{A_e}{4\pi r^2} \quad \dots\dots\dots (1.7)$$

空中線の有効面積 A_e と最大利得の間には、

$$A_e = \frac{\lambda^2 \cdot G_0}{4\pi} \quad \dots\dots\dots (1.8)$$

の関係がある。レーダでは通常送信と受信には同一の空中線を用いており、式 (1.7) は次のように表わされる。

$$P_r = \frac{P_t \cdot G_0^2 \cdot \sigma \cdot \lambda^2}{64\pi^3 r^4} \quad \dots\dots\dots (1.9)$$

式(1.9)は1個の目標からの反射電力であるが実際には多くの目標からの反射電力を考える。特に目標が気象現象であり、降水などのような場合多数の降水粒子から反射したものの平均電力は $\bar{P}_r$ で表示される。送信波はレーダの場合パルスであり、パルスの長さを空間における電波の伝播距離 h で表わすと反射波が同一の時間に返ってくる区域は距離 r の地点を中心にして $\pm h/4$ の範囲であって、これと電波のビーム幅で囲まれる部分が目標体積 V である。例えばパルス長が $2 \mu s$ の場合、この V の距離方向の長さは 300 m になる。従って $\bar{P}_r$ はこの V の中にある降水粒子全部からの反射電力の平均値となる。

また空中線利得 G_0 は指向特性が図 1.3 の如く真方位を中心にして急激に低下するものである。 G_0 は正確にはこの指向特性に基づいた補正が必要である。この補正関数 f_a は次の式で近似される。

$$f_a = \exp \left[- \left(\frac{\theta}{\theta_h} \right)^2 \cdot \log_e 2 \right] \quad \dots\dots\dots (1.10)$$

ここで、 G_0 が $G_0/2$ になる間の角度を電力半値幅と定義して θ_0 で表わし、 f_a は θ の関数で $\theta_h = \theta_0/2$ とする。 f_a を用いて $\bar{P}_r$ を求めると

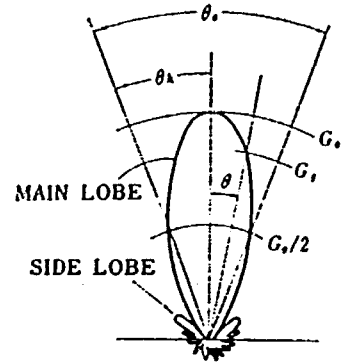


図 1.3 空中線指向特性

$$\begin{aligned} \bar{P}_r &= \iiint \frac{P_t \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2}{64 \pi^3 r^4} f_a^2 \sigma \, dV \\ &= \frac{P_t \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2}{64 \pi^3 r^4} \iiint f_a^2 \cdot \sigma \, dV \quad \dots\dots\dots (1.11) \end{aligned}$$

単位体積の σ を $\sum \sigma$ として積分する。但し、空中線は円形でビームは水平垂直面で対称であるとする。

$$\bar{P}_r = \frac{P_t \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2}{64 \pi^3 r^4} \sum \sigma \int_{r-h/4}^{r+h/4} r^2 \, dr \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} f_a^2 \sin \theta \, d\theta \quad \dots\dots\dots (1.12)$$

主ビームの範囲は通常数度であるから $\sin \theta \approx \theta$ とし、 f_a は $\pi/2$ では 0 としてよいので $\bar{P}_r$ は、

$$\begin{aligned} \bar{P}_r &= \frac{P_t \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2 \cdot h}{64 \pi^2 \cdot r^2} \sum \sigma \int_0^{\pi/2} \exp \left[- \left(\frac{\theta}{\theta_h} \right)^2 2 \log_e 2 \right] \theta \, d\theta \\ &= \frac{P_t \cdot G_0^2 \cdot h \cdot \lambda^2 \cdot \theta_0^2}{2^{10} \pi^2 r^2 (\log_e 2)} \cdot \sum \sigma \quad \dots\dots\dots (1.13) \end{aligned}$$

ここで目標が降水であり粒子の直径 D が波長に対して十分小さくレーレー近似が成立する場合式(1.3)より $\bar{P}_r$ は

$$\bar{P}_r = \frac{P_t \cdot G_0^2 \cdot h \cdot \theta_0^2 \cdot \pi^3}{2^{10} (\log_e 2) r^2 \lambda^2} \cdot \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \sum D^6 \quad \dots\dots\dots (1.14)$$

となりこれをレーダ方程式という。

また、 ΣD^6 は雨量強度に関係するものでこれをレーダ反射因子とよび Z で表わす。 Z と雨量強度 R との関係は、多くの観測結果から次式で与えられることが経験的に知られている。

$$\Sigma D^6 = Z = B \cdot R^\beta \quad \dots\dots\dots (1.15)$$

ここで単位は Z (mm^6/m^2)、 R (mm/hr) で、 B, β は雨の種類によってきまる値である。また C をレーダ定数即ちレーダ装置の諸元によって定まる定数として整理すれば C は、

$$C = \frac{P_t \cdot G_0^2 \cdot h \cdot \theta_0^2 \cdot \pi^3}{2^{10} (\log_e 2) \cdot \lambda^2} \cdot \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \quad \dots\dots\dots (1.16)$$

として表わされ、電波の途中減衰項を考慮して式 (1.14) を整理すればレーダ方程式は次のように表わすことができる。

$$\bar{P}_r = \frac{C \cdot F \cdot B \cdot R^\beta}{r^2} \cdot 10^{-0.2} \int_0^r (K_a + k_R \cdot R^d + k_c \cdot M) dr \quad \dots\dots\dots (1.17)$$

ここで F はビームが完全に雨域に覆われていないための誤差その他を考えた総合的な補正定数である。

1.4 レーダ雨量計

レーダ雨量計はレーダ装置としては、通常の気象レーダとまったく同じである。しかし気象レーダが受信電力を 4 ～ 5 Step の強さにしか分解能力がない (gray scale) のに比べて、受信エコーを 2 5 6 step のデジタル量として表現することができる装置である。

レーダ雨量計の一般的なシステム構成図を図 1.4 に示す。山頂にあるレーダサイトで受信されたレーダエコーはデジタル化され通信装置を介して管理所にある処理システムにコンピュータ伝送される。

レーダ雨量計によって得られる降雨情報は、回転するレーダ空中線によってレーダサイトを中心に面的に連続して収集することが出来る。データ処理の段階において観測範囲はメッシュ化された情報に整理される。

図 1.5 にレーダ雨量計のメッシュ構成を示す。即ち、極座標分割方式によりレーダから半径 120 km から 200 km までは角度方向に 1.406° ごとに 256 等分に分割してメッシュ化している。

レーダで受信する降水からのエコーの瞬間値は非常に大きく変動するのでこれを直接レーダ方程式に代入しても通常の雨量強度として表わすことは困難である。従って実際には各メッシュ単位に空間的には距離方向には 300 m 単位、角度方向には同一メッシュ内の 18 パルスの方向に平均化し、且つ時間的には 5 分間の平均化を行なった電力値をレーダ方程式によって雨量強度に変換している。データ処理の流れを図 1.6 に示す。

データ収集処理部および解析部から得られるデータは次のようなものである。

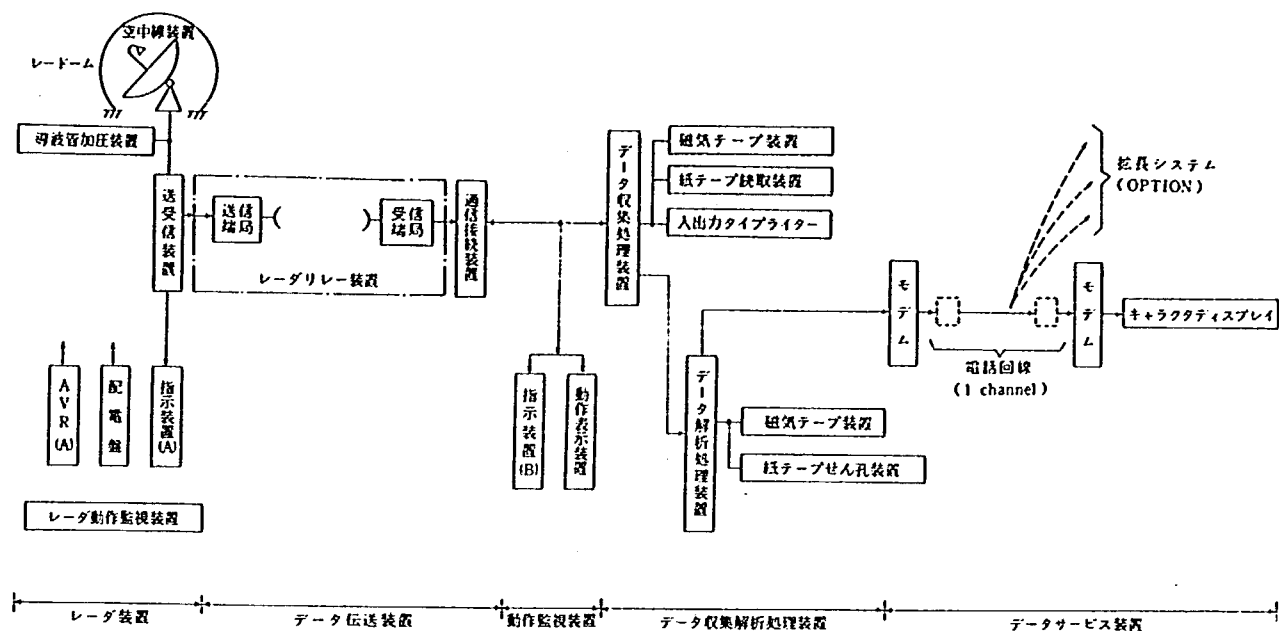


図 1.4 レーダ雨量計処理システム系統図

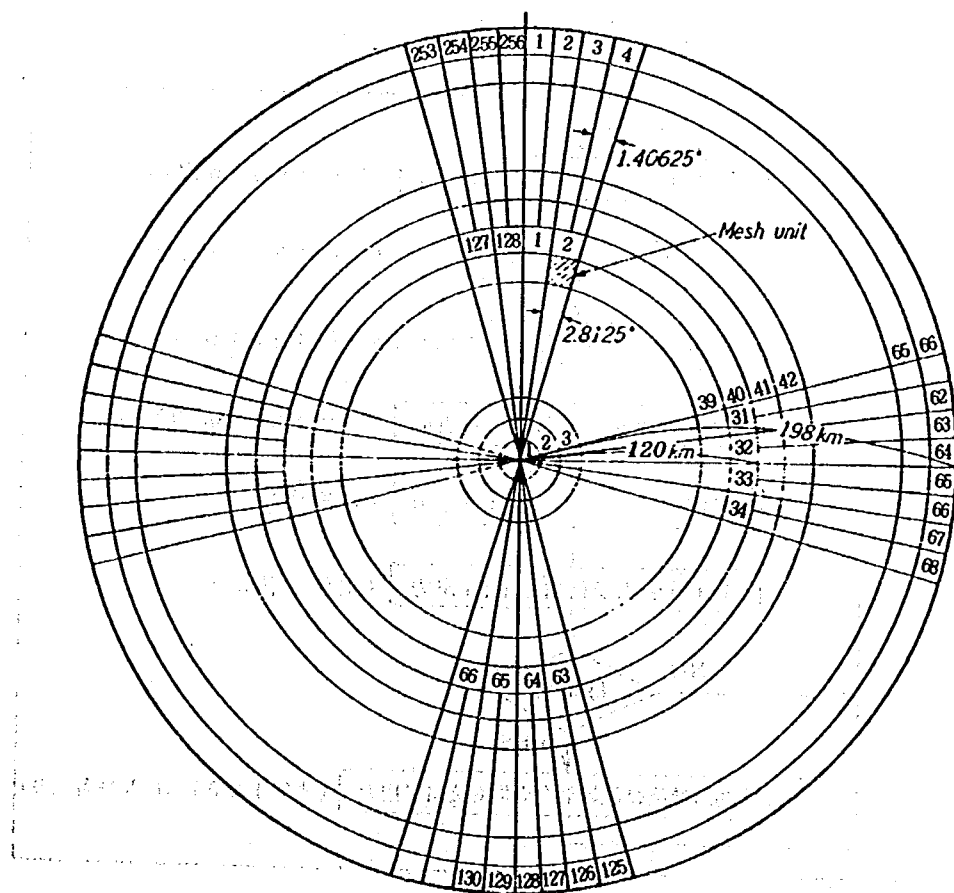


図 1.5 レーダ雨量計のメッシュ構成図

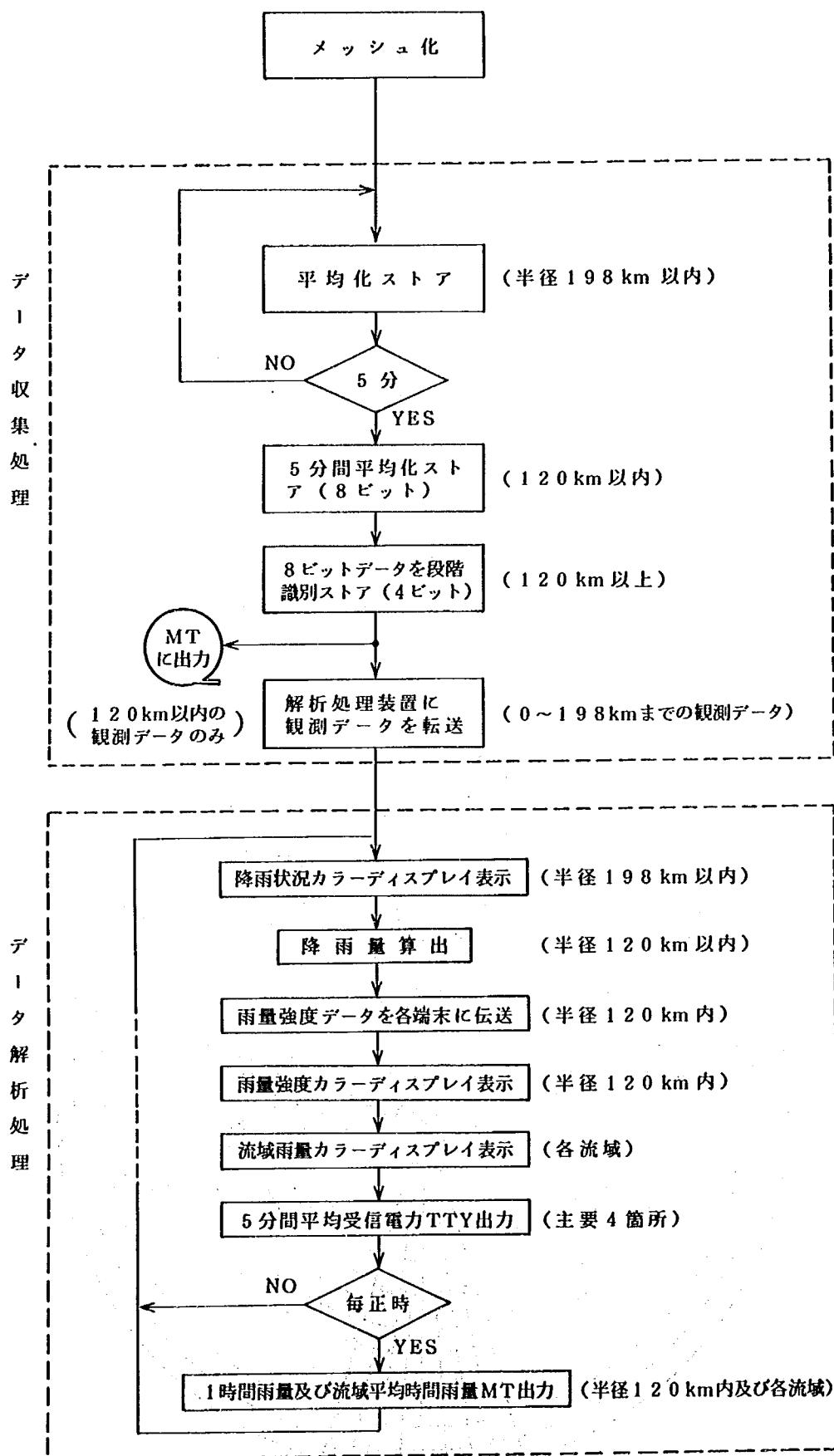


図 1.6 データ処理フローチャート

- (1) 半径 200 km 内全メッシュの降雨状況の定性データ（雨量強度を 5 段階に区別した値で表示）
- (2) 半径 120 km 内全メッシュの 5 分間雨量強度定量データ（雨量強度を段階的に 7 段階にして表示）
- (3) 任意流域ごとの時間雨量及び累加時間雨量

そのほか河川及び道路管理用に任意に加工した値をディスプレイに表示することができる。

これらのディスプレイ表示用のデータはレーダ雨量計のデータ処理センターの計算機よりダム管理所や道路管理所等へデータ伝送されて端末装置のディスプレイによって同様に表示される。

レーダ雨量計システムの主要諸元を表 1.1 に示す。

表 1.1 システムの主要性能諸元

システムの主要性能諸元は次の通りである。

(1) レーダ装置

レドーム	7 m ϕ
空 中 線	3 m ϕ
ビーム幅	1.6°以下
空中線回転数	1 0 rpm
送信周波数	5 3 0 0 MHz
送信尖頭出力	約 2 5 0 kw
送信パルス幅	2 μ s
繰り返し周波数	約 4 5 0 pps
ビデオサンプルレート	2 0 μ s
ビデオ振幅量子化	8 ビット
受信対数特性	6 0 dB 以上

(2) レーダリレー装置

送信周波数	6 7 2 0 MHz
占有帯域幅	3 MHz
送信出力	1 W
方 式	PCM-FM
クロックレート	1 μ s

(3) データ処理装置

データ収集範囲	0 ~ 1 9 8 km 全周
データ解析範囲	0 ~ 1 2 0 km 全周
収集範囲内データ数	1 2 5 4 4 個
解析範囲内データ数	5 1 2 0 個
データ平均時間	5 分間
収集処理能力	4 8 KByte
解析処理能力	6 4 KByte

(4) データサービス装置

データ更新時間	5 分ごと
データ伝送速度	2 4 0 0 BPS
電話回線数	1 通話路
カラーディスプレイ	2 0 インチ, 7 色
処理能力	3 2 0 0 字
	4 8 KByte

第2章 レーダ定数の決定と観測精度の評価

レーダによる降雨観測値と地上雨量計で観測した降雨量は、必ずしも同一な値をとるものではない。レーダ雨量計で得られる値は、地上2～3km上空のレーダビーム体積中の降雨の空間分布を観測したものである。それに対応する地上雨量は、非常に狭い地上の1点を代表したものである。このようにまったく異った対象を異なった方法で観測していることから、どちらが正しい観測値かという議論は検討できない。しかし実用的な観点から、レーダ観測雨量と地上雨量との適合性を検討する必要がある。

降雨の空間分布量を地上雨量と比較して適合させる場合に問題となるのは、地上雨量計の観測精度である。地上雨量計の観測精度は、その観測機器の特性や周囲の環境条件に非常に左右される。従って、レーダ観測雨量の地上雨量に対する最適変換定数を推定する場合、これに用いる地上雨量の代表値の観測方法が重要な問題となる。ここでは、地上雨量計のネットワークとして、特別に用意した地上観測ネットワークを用いる方法と、簡易な方法として通常の流域雨量監視用に設置された雨量観測網（テレメータ）による方法から求められる地上雨量を用いてレーダ定数を定める方法及びその精度を検討した。

2.1 精密雨量計ネットワークによるレーダ定数の検討

レーダ雨量計の精度に大きく影響を与える要因は、レーダ定数 $B \sim \beta$ 、補正係数 F 、グラウンドクラッターの影響、電波伝播途中における種々の減衰である。

ここでは、グラウンドクラッター除去方式は現在のレーダ雨量計システムに用いられている Ground Clutter Subtraction 方式を採用し、 $B \sim \beta$ 、 F 、減衰について検討した。

(1) Z-R関係

レーダ反射因子 Z を決定する B 、 β の値は、雨の種類や雨滴粒径の分布特性によって異なることが知られている。

雨滴の粒径分布は、雨滴の発生および生長過程で変化するものである。雨滴の生成機構は極めて複雑であるが、大別すると、氷晶核から氷晶雪片となり、更に融解して雨滴となる氷晶過程によるものと、水滴の衝突成長による Warm Rain とがある。これら雨滴の発生機構の起る高度は季節によって異っており、特に氷晶過程の高さは、夏季に高く冬季に低くなる。レーダ雨量計によって捕捉される雨は、Warm Rain の起る過程である必要がある。氷晶過程中の雨滴の反射因子 Z は、非常に大きく雨量換算を行う事は困難であるからである。

通常雨滴の大きさは、成長して直径5mm位になると、落下中に空気の抵抗により扁平となり振動して遂に分裂する。

雨滴の粒径観測に基づいて反射因子の分布を示した例を図2.1に示す。図からもわかるように、雨の種類によって B 、 β の値は大きく異っている。

Marshall は、多くの観測結果から、反射因子 Z を構成する B 、 β の値を B は70～400、 β は1～2の間にばらついており平均して $B = 200$ 、 $\beta = 1.6$ の値であると指摘している。この値は、現在、

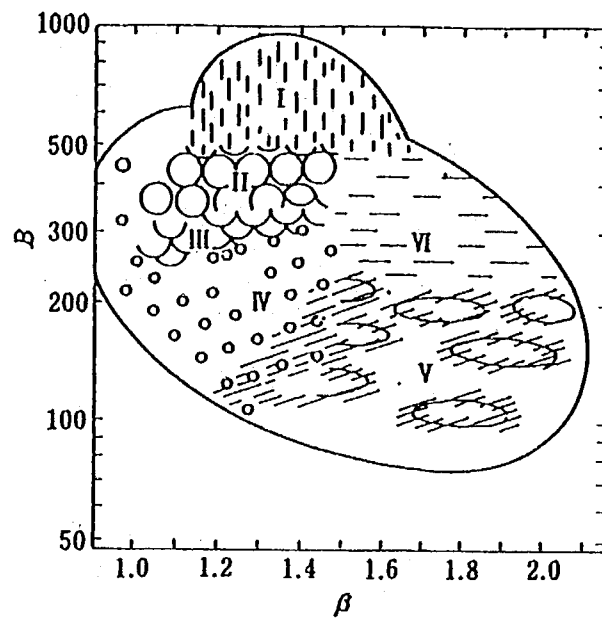


図 2.1 B— β 分布図 (藤原による)

- I : 雷雨エコーの拡散状のやや重厚な部分, または乾燥大気中の高い孤立した対流エコー (雨滴の蒸発が大きい)
- II : 雷雨エコーの強い中心部またはいくらか拡散状を呈している強い団塊状エコー
- III : 対流性セルの発生ないし成長段階
- IV : 小さな固い感じの対流性エコーで散乱状ないし線状に並んでいるエコー
- V : 一様に広がった層状エコーまたは弱い拡散状エコー
- VI : 雷雨から完全に拡散してしまった終りの段階または拡散した部分

(出典) Fujiwara, M. 1965: Raindrop-size distribution from individual storms. Jour. of Atmos. Science. 22, p. 585.

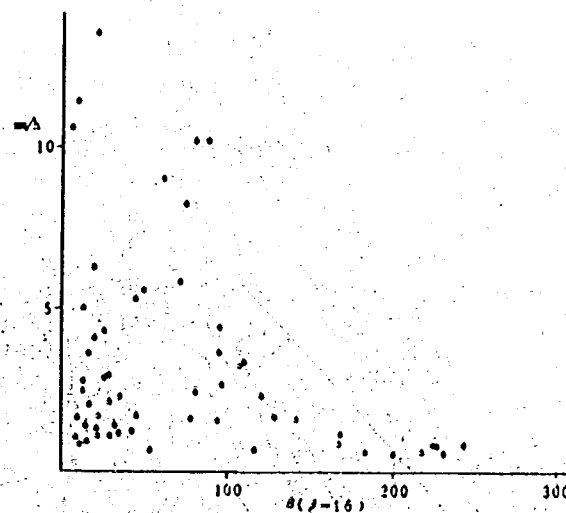


図 2.2 雨量強度 R_g (地上) に対する B 値の分布

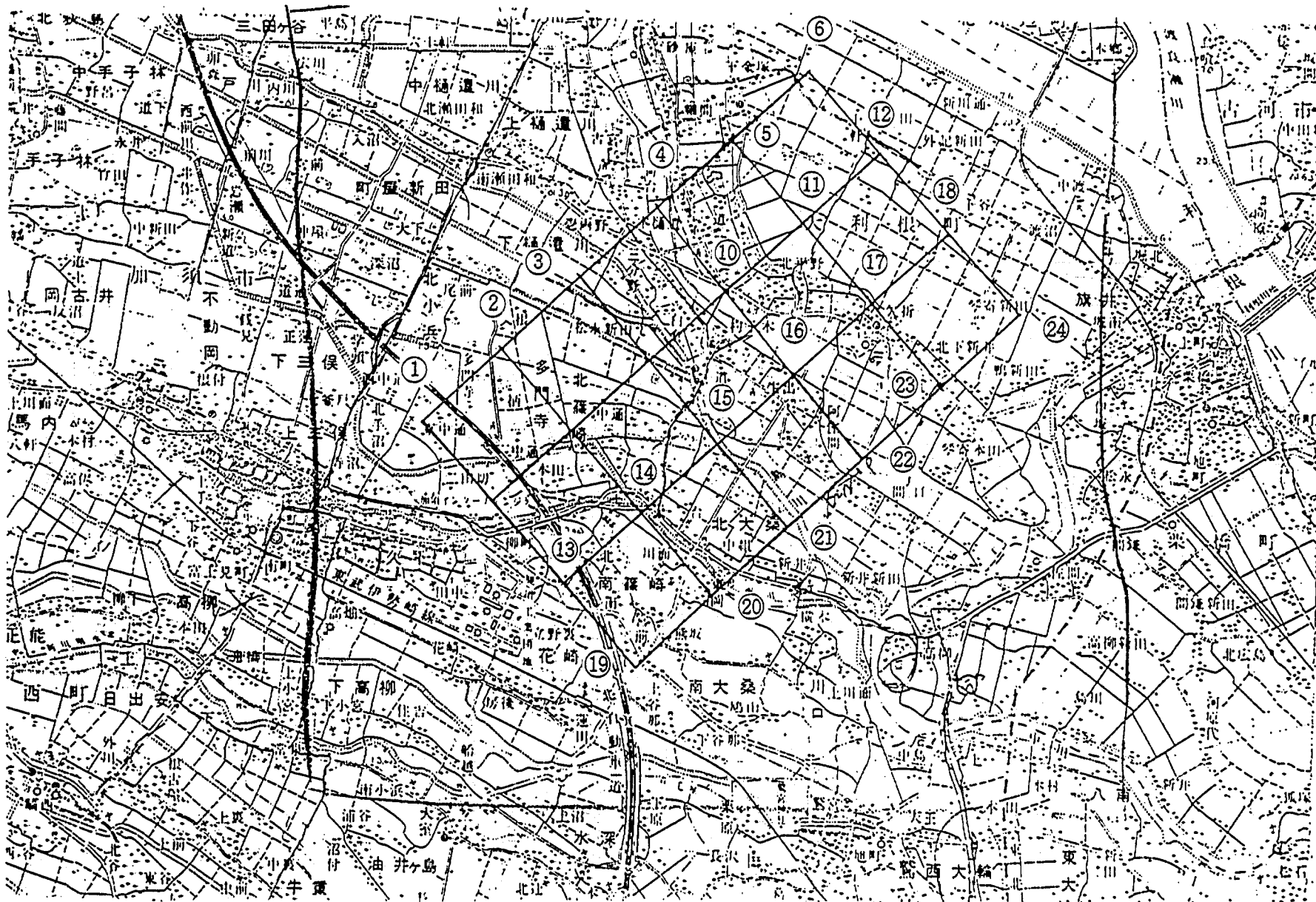


図 2.3 栗橋地区雨量計配置図

基本定数として広く一般に使用されている。

本研究においては、雨量強度と反射因子の関係をj得るために、地上雨量計の観測結果と比較検討した。

図 2.2 は、 β を 1.6 と一般値に固定しておき、地上雨量計ネットワークの雨量強度を基準値として、レーダ雨量計による雨量観測値を地上雨量計ネットワークの観測値 R_g に合わせることによって B の値を修正したものである。図から見ても、Marshall の観測した B の変動範囲に非常に近いものであることがわかる。

(2) 検証に用いた地上雨量観測網とその観測精度

雨量強度に対する最適な反射因子定数 B 、 β を推定するための地上観測網の観測精度は、そのまま推定される反射因子定数 B 、 β の信頼性を決定するものとなる。

現在の降雨観測システムでは、流域内に数点の雨量計を配置し、ティーセン分割法、あるいは等雨量線法等により流域平均雨量を求めている。この方法により、果たしてどの程度の精度で流域平均雨量を表現しているのjであろうか。流域内の数点の地点雨量から面的な平均雨量を求めるのであるから、相当の誤差を含んでいるものと推定される。

ここで考えている降雨観測網は、目的からいって、このような影響はできる限り少いもの、即ち真値に近い面積雨量を観測する必要がある。このために作った降雨観測網が、栗橋地区で行ったものである。

① 栗橋地区雨量計網の設置

栗橋地区は関東平野の中央に位置して、赤城山レーダサイトから約 60km と降雨観測条件の最も良好な場所であるといえる（レーダビームの目標高度が約 2700 m となる）。最も好都合な点は、周辺が完全に平野であるところから、レーダ観測上問題となる ground Clutter（地上よりの反射）がまったく無く、この補正の必要がない場所であることである。この事は、反射因子と降雨強度との関係を一義的に結びつける解析においては重要な要素である。

図 2.3 に栗橋地区で作った雨量計配置図を示す。図の如く、レーダ観測の 1 メッシュに相当する 9 km² の中に 16 台、その外側 1 km 附近に 4 台づつ、合計 15 km² の中に 24 台の雨量計を設置した。

この観測網で、1977 年 6 月～11 月の半年間の時間雨量を連続観測した。この資料を用いて、この雨量観測網による面積雨量の観測精度を検討した。検討した手法は、橋本が提唱した標本論的理論によるものである。

② 降雨量の空間変動特性と観測精度

降雨分布を表わすパラメータとして各観測点の雨量の空間標準偏差 (σ)、降雨規模を表わすパラメータとして流域平均雨量 (P) を考える。

さらにこの 2 つのパラメータの比、つまり σ/P を降雨の面積変動係数 (C_v) と呼ぶ。

$$C_v = \sigma/P \quad (2.1)$$

降雨の空間分布が、近似的に $N(P, \sigma^2)$ なる正規分布をしていると仮定すれば、観測所数(N_s)と C_v 値の間には、次のような関係がある。

$$N_s = \left\{ Z_\alpha \frac{C_v}{\epsilon} \right\}^2 \dots\dots\dots (2.2)$$

ただし、 ϵ は地点雨量から面積平均雨量を推定するために生ずる推定相対誤差であり、 Z_α は推定相対誤差が ϵ から外れる確率が 2α 、つまり片側危険率 α に対応する正規変量である。

表 2.1 に反射因子定数の解析に用いた降雨ごとの面積平均総雨量、1 時間雨量の平均標準偏差、1 時間、3 時間、6 時間、一連続降雨の変動係数 (C_v) の平均値を示した。

表 2.1 総雨量と変動係数 (C_v)

項目 一雨 の期間	総 雨 量 mm	平均標準 偏 差 (1 時間)	1 時間雨量 の変動係数 の平均	3 時間雨量 の変動係数 の平均	6 時間雨量 の変動係数 の平均	一連続降雨 の変動係数
6.2 4.0 1 ~ 6.2 5.0 9	6 0.6	0.5 5	0.4 5 9	0.3 3 2	0.1 8 3	0.1 5 0
7.1 6.2 0 ~ 7.1 7.0 7	5 9.8	3.0 2	0.9 4 3	0.6 8 9	0.5 3 2	0.3 0 6
8.1 3.0 8 ~ 8.1 4.2 2	9 3.1	0.8 9	0.4 7 3	0.3 1 9	0.2 1 8	0.1 9 4
8.1 6.0 2 ~ 8.1 8.1 6	1 3 7.9	1.0 3	0.5 2 8	0.3 7 7	0.2 5 2	0.2 4 6
9.0 8.1 8 ~ 9.0 9.0 4	2 3.9	1.0 9	0.5 4 9	0.5 1 0	0.3 8 0	0.3 0 5
1 0.0 9.0 1 ~ 1 0.0 9.0 8	1 0.2	0.5 6	0.4 7 1	0.4 1 4	0.3 1 6	0.2 4 6
平 均	6 4.3	1.1 9	0.5 7 1	0.4 4 0	0.3 1 4	0.2 9 2

この結果を用いて、式 (2.2) より、この観測網の 1 時間面積平均雨量の観測精度を計算した。

結果を表 2.2 に示す。即ち式 (2.2) において $N=24$ として計算した場合、危険率 $2\alpha=50\%$ で推定相対誤差が $6\% \sim 8\%$ であることがわかる。雷雨時には 13% と降雨量の観測精度が悪くなっている。

③ 間引法による雨量観測誤差の解析

栗橋地区に前述のように流域内に高密度で雨量計を配置し観測を行なった結果を用いて間引き法による解析を実施した。これにより、流域平均雨量の推定誤差と観測点数の関係を明らかにしようとするものである。

日雨量 10mm 以上の降雨を含む一連続降雨 13 例を対象に解析を行なった。また間引き方については、

表 2.2 危険率 2α と推定相対誤差

2α	降雨の 期間 Z_α	6.24.01 ～6.25.09	7.16.20 ～7.17.07	8.13.08 ～8.14.22	8.16.02 ～8.18.16	9.08.18 ～9.09.04	10.09.01 ～10.09.08	Av.
0.04	2.054	0.192	0.395	0.198	0.221	0.230	0.197	0.239
0.10	1.645	0.154	0.316	0.158	0.177	0.184	0.158	0.191
0.20	1.282	0.120	0.246	0.123	0.138	0.143	0.123	0.149
0.26	1.126	0.105	0.216	0.108	0.121	0.126	0.108	0.131
0.30	1.036	0.097	0.199	0.100	0.111	0.116	0.099	0.120
0.36	0.915	0.085	0.176	0.088	0.098	0.102	0.087	0.106
0.50	0.674	0.063	0.129	0.065	0.072	0.075	0.064	0.078
0.80	0.253	0.023	0.048	0.024	0.027	0.028	0.024	0.029

各観測点数に対して3種類ずつの解析を行なった。また間引いた後の観測点数は、12, 6, 4, 2, 1ヶ所である。

ここでは、誤差を表わす指標として次のものを採用した。

$$E = \sum^T \{ |\bar{R} - \bar{P}_n| / \bar{R} \} / T \quad \dots\dots\dots (2.3)$$

$\bar{R}$: 仮想真値 (全観測点による流域平均雨量)

$\bar{P}_n$: 間引き後 n 点による推定流域平均雨量

T : 一連続降雨の時間数

解析雨量の単位は時間雨量である。

(2.3) 式により仮想真値に対する誤差の比率の平均値を指標とした。(相対誤差)

図 2.4 には、各観測点数について3例計算したものの平均値 $\bar{E}$ と観測点数の関係を示している。

$\bar{R} > 0.0 \text{ mm/hr}$, $\bar{R} > 2.0 \text{ mm/hr}$, $\bar{R} > 5.0 \text{ mm/hr}$ の三種について結果をプロットしている。

この結果、小さな降雨量時に空間的バラツキが大きくなることがわかる。ある程度以上の降雨強度の雨は、1点で15km²の平均雨量を代表する場合40%～60%の誤差内である。

(3) レーダ定数の最適化手法による推定

レーダ雨量計の観測精度は、グラウンドクラッタ (大地反射エコー) の大小、電波の伝播時の空気や雨滴による減衰の影響を受ける。しかし、観測精度を決定する最も大きな部分は、レーダ方程式に含まれる諸定数の推定精度である。

レーダで受信した降雨からの反射エコーを電力値 (W) から雨量強度 (mm/h) に変換するためレーダ方程式が用いられる。

レーダ方程式 (1.17) において雨量強度 R は受信電力 P_r と距離の関数として表わされるが、物理的には式 (1.15) で示した反射因子 Z の如く、雨滴の大きさ及びその粒径分布によるところが大きい。

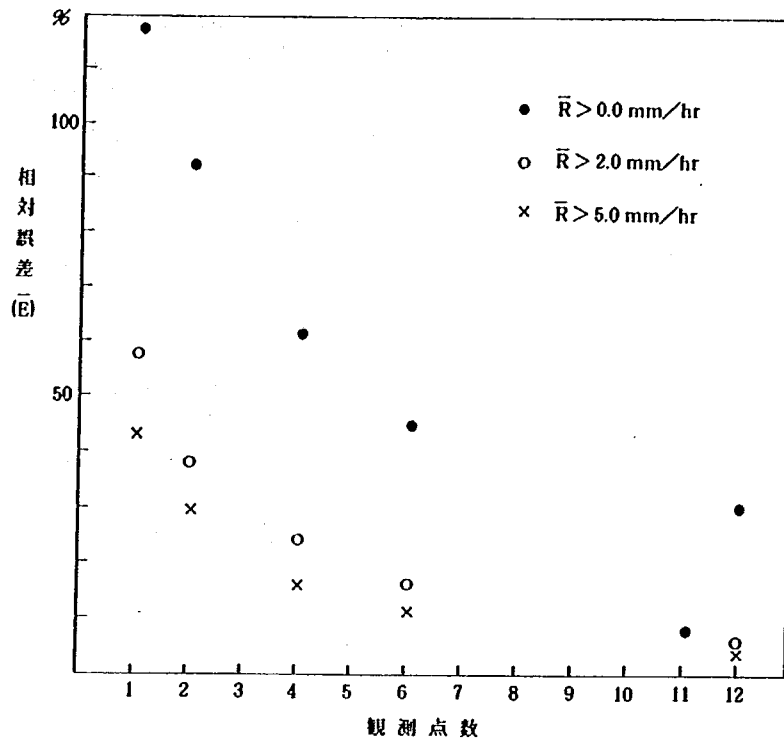


図 2.4 観測点数と相対誤差

この反射因子 Z を構成する B , β は、平均的には $B = 200$, $\beta = 1.6$ の定数であることは、前に述べたとおりである。

レーダ雨量計が従来の気象レーダと異なって降雨を定量的に観測することを目的とした場合、従来の平均的な定数をそのまま用いることは、観測精度の点で問題を生じる。

ここでは、精度の高い地上雨量観測値を用いてこれらの定数の推定を行なった。

また、レーダ方程式においても一つの不確定定数である F についても同様に決定する必要がある。

従来、 F の扱いは総合的な補正項として 2 分の 1 から数十分の 1 の範囲の値が用いられていた。しかし、実際の F は、ハードウェアに起因する損失 F_h と降雨観測との残差をソフトウェア的に補正する F_s の積で表わされる。

F_h はレーダ装置の設計規格から一義的に求めることができ、 F_s のみが不確定な定数として残る。

① F_s の推定

不確定補正項である F_s の値の推定は、精度の良い地上雨量観測値を用いて行なうことができる。

レーダ方程式 (1.17) から減衰項を除いたものを両対数を取り 10 倍すると

$$10 \log Z = 10 \log P_r + 20 \log r - 10 \log (C \cdot F_h) \quad \dots\dots\dots (2.4)$$

ただし、 $Z = B R^\beta$, $F = F_h$ とする。

地上雨量観測で得られた雨量強度 R を B , β を用いて Z に変換して式 (2.4) の右辺と比較し, その回帰式 $\log Z = \log (B R^\beta) + A$ を求めることにより $F_s = 10^A$ として推定される。

図 2.5 に $B = 200$, $\beta = 1.6$ で計算した例を示す。この例では F_s は (a) が 0.114, (b) が 0.308 であり F 値は $1/19 \sim 1/53$ の (ただし $F_h = 0.167$) 値と推定される。

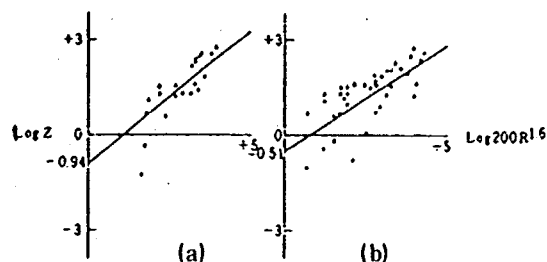


図 2.5 $\log (Z) - \log (B \cdot R^\beta)$

このようにして F 値を大量の試算によって平均値を求めることで, レーダ雨量計の観測精度を向上させる方法も考えられる。しかし, F 値の補正は, レーダ方程式より明らかのようにあくまで線型関係の補正でしかなく, レーダ反射因子から見ても雨量強度と Z の関係は非線型的なものであり, F_s の補正で十分な精度の向上は期待できないと想像される。

② レーダ定数の最適化手法による推定

前述の如く F_s のみの補正では十分なものではないと考えられるところから, レーダ方程式に用いられる定数の全てに最適な値を求める必要がある。

ここでいう定数とは, F_s , B , β である。これらの 3 つの定数の最適化は, 精度の高い雨量観測資料を用いれば可能であると考えられる。

ここで F_s は, レーダ方程式より B と一緒にして B' として次の如く定義することにする。

$$B' = B \cdot F_s \quad \dots\dots\dots (2.5)$$

このようにして $B' \sim \beta$ の値を, 実測された雨量とレーダ定数を仮定した推算雨量の差としての誤差の 2 乗和が最小になる時のものとして推定した。すなわち, 地上雨量観測値とレーダ観測雨量の偏差の和を最小にする B' , β を求めた。

レーダ雨量は式 (1.17) によるが, これを変形すると次式のように表わすことができる。

$$\log_{10} R = \frac{1}{\beta} \left[\log_{10} \bar{P}_r + \log r^2 + 0.2 \cdot k_R \cdot \Delta r \sum_{i=1}^{n-1} R_i^\alpha + 0.2 k_c \cdot h \cdot \Delta v \right. \\ \left. + 0.2 \cdot k_a \cdot n \cdot \Delta r - \log_{10} (C \cdot B') \right] \quad \dots\dots\dots (2.6)$$

ここに, $\Delta r = r/n$ であり放射状メッシュの 1 目盛 3 km である。() 内の第 4 項は雲による減衰であるが, 微少であり無視する。第 3 項のパラメータ k_R , α は, 表 2.3 に示される値が過去の研究によって求められている。

ここでは, $k_R = 0.0013$, $\alpha = 1.1$ を採用した。また第 5 項の大気による減衰項のパラメータは $K_a = 0.01 \text{ dB/km}$ とした。計算対象メッシュは, 地上雨量計観測網のある 1 メッシュとした。

地上雨量の値は, 観測網内全ての雨量計の時間雨量値の平均値を採用した。即ち 平均時間雨量

表 2.3 減衰定数 K_R (dB/km)

λ cm	K_R の範囲 ²³⁾	K_R Gunn-East	K_R ²⁴⁾ Imai
0.86	0.15 R ~ 0.25 R	0.22 R	—
3.20	0.005 R ^{1.1} ~ 0.013 R ^{1.3}	0.0074 R ^{1.31}	0.007 R ^{1.3}
5.60	0.0013 R ~ 0.0015 R ^{1.3}	0.0022 R ^{1.17}	0.0013 R ^{1.1}
10.00	0.0003 R ~ 0.005 R	0.0003 R	0.0003 R

$\overline{P}_G$ は、観測網の雨量計台数を N とすると、

$$R_G = \frac{\sum_{i=1}^N R_{Gi}}{N} \quad \dots\dots\dots (2.7)$$

これらの観測結果より、レーダ観測時間雨量 R_r と地上観測雨量 R_G の偏差 D を次のように定義する。

$$D = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (R_{ri} - R_{Gi})^2}{n}} \quad \dots\dots\dots (2.8)$$

ただし n は 1 降雨の連続時間数

この D を指標として $B' \sim \beta$ の最適化を試みた。使用した資料は 7 降雨で計 171 時間（表 2.4 参照）のものである。

表 2.4 $B' \sim \beta$ の推定と相関係数・標準偏差（実測雨量とレーダ雨量の誤差）

	降 雨 期 間	継続時間	減衰考慮 $B-20, \beta-1.9$		減衰考慮なし $B-20, \beta-1.8$		降雨原因
			相関係数	標準偏差	相関係数	標準偏差	
推 定	52年6月24日~25日	33	0.75	0.5	0.74	0.5	梅雨前線
	" 7月16日~17日	12	0.66	0.9	0.65	0.9	雷 雨
	" 8月11日	5	0.49	1.3	0.46	1.3	前 線
	" 8月13日~14日	39	0.87	0.6	0.86	0.6	前 線
	" 8月16日~18日	63	0.83	0.8	0.83	0.8	停滞前線
	" 9月 8日~ 9日	11	0.86	0.9	0.86	0.9	"
	" 10月 9日	8	0.84	0.8	0.84	0.6	低 気 圧
検 証	" 6月17日~19日	29	0.71	0.8	0.71	0.8	梅雨前線
	" 7月 3日	5	0.78	1.3	0.78	1.2	雷 雨
	" 8月 9日~10日	22	0.77	0.7	0.76	0.7	停滞前線

結果を図 2.6 に示す。図 2.6(a) は式 (2.6) の減衰項を考慮した場合、図 2.6(b) は減衰項を考慮しない場合である。

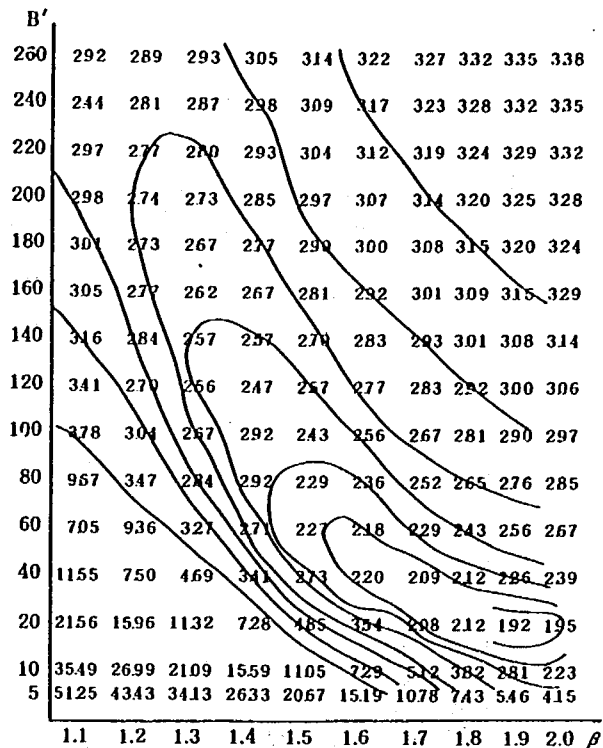


図 2.6(a) $B' \sim \beta$ の推定(降雨による減衰を考慮した場合)

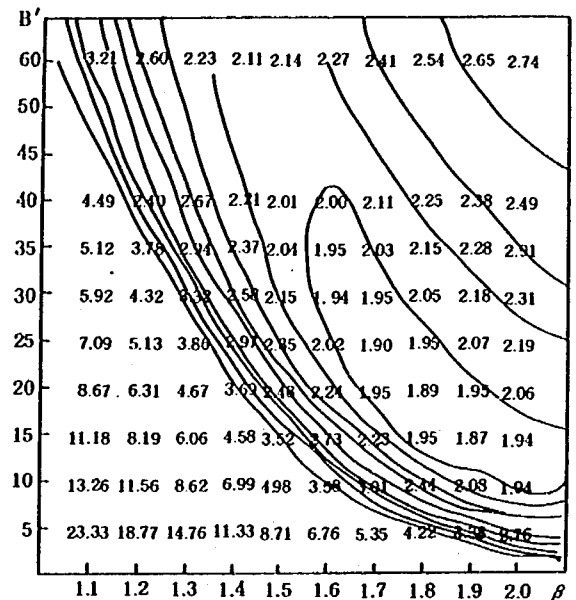


図 2.6(b) $B' \sim \beta$ の推定(降雨による減衰を考慮しない場合)

減衰項を入れた場合の $B' \sim \beta$ の最適値は $B' = 20$, $\beta = 1.9$ で、入れない場合 $B' = 20$, $\beta = 1.8$ で偏差 D が最少値をとっている。ここで F_h , C 値には次の値を用いている。

$$F_h = 0.138 \text{ (} -8 \text{ dB)}$$

$$C = 2.98 \times 10^{-18} \text{ (dB)}$$

ここで用いた資料のみの結果から両者に有意な差はない。減衰項を入れない場合と入れた場合、この計算に必要な時間は数10倍の違いがあり、今回の結果から総合的に判断して、減衰項の導入は省略することも可能である。(例えば計算機が小型コンピュータの場合等)

しかし降雨による減衰は、レーダ雨量を求めようとしているメッシュとレーダサイトの間に、かなり強い雨が連続してある場合には影響を与える。5.7 cm波においては、10mm/hr の雨が伝播経路に沿って100kmにわたって続いている時、約-3 dBになる。したがって減衰項の取扱いには注意が必要である。

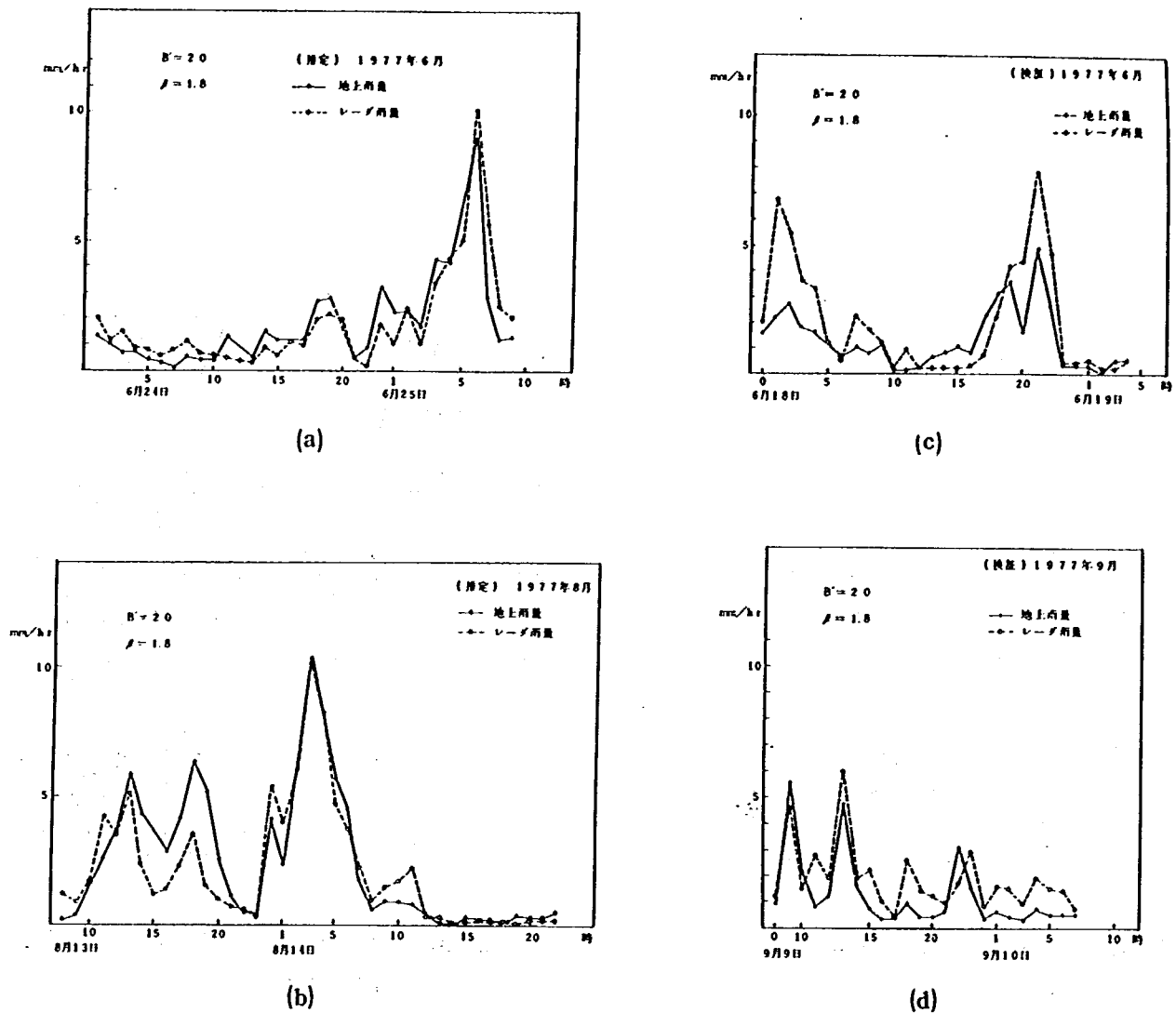


図 2.7 地上雨量とレーダ雨量

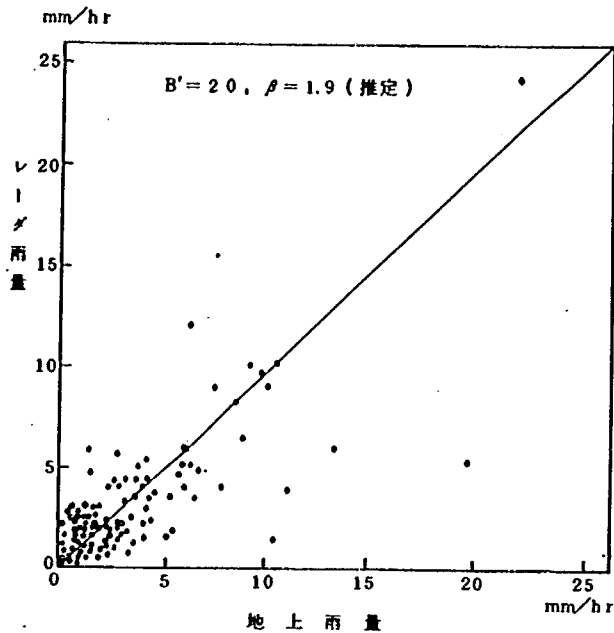
ここで得られた $B' \sim \beta$ の推定値の適用性について検討した。図 2.7 (a), (b) に定数推定 (同定) に用いた資料についての適用例を示す。又、図 2.7 (c), (d) に定数推定には使用していない降雨資料を用いた検証例を示す。又、図 2.8 には散布図を示す。

表 2.4 はこれらの計算結果をまとめたものである。表から定数推定及び検証の相関関係及び誤差の標準偏差の差はほとんどなく、ここで推定された定数が妥当であったことを示している。

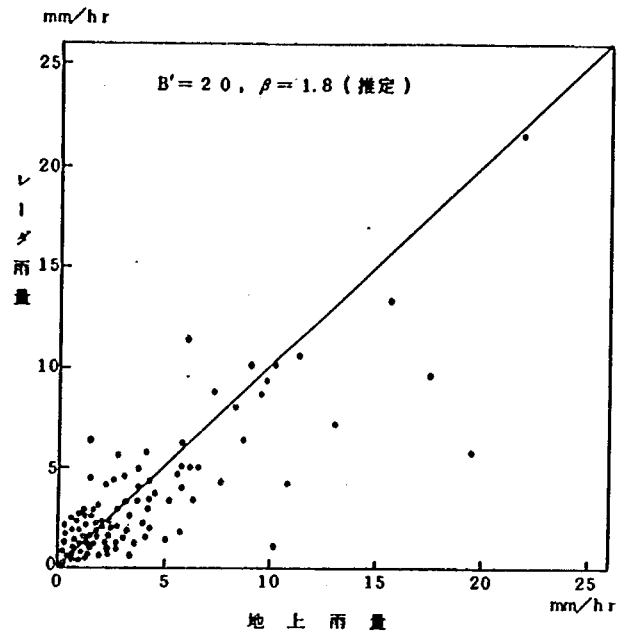
しかし、図 2.9 から明らかな如く、用いた資料の大半が 10mm/h 以下のものであった。このことは、ここで推定された $B' \sim \beta$ の適用範囲も制限を受けることになる。

(4) 前項のレーダ定数の他地域への適用性の解析

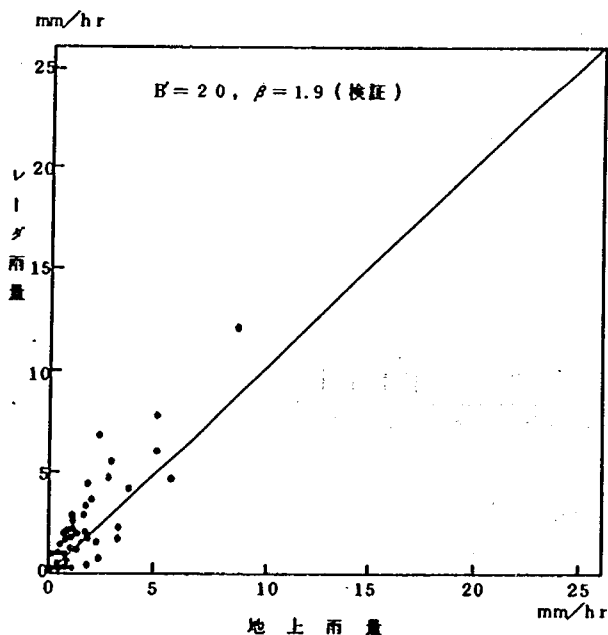
精度のよい地上雨量計観測網によって最適化されたレーダ定数は、ある程度信頼出来る値であると考えられる。ここで得られた定数は、観測網の立地条件や定数同定に用いられた観測資料によって当



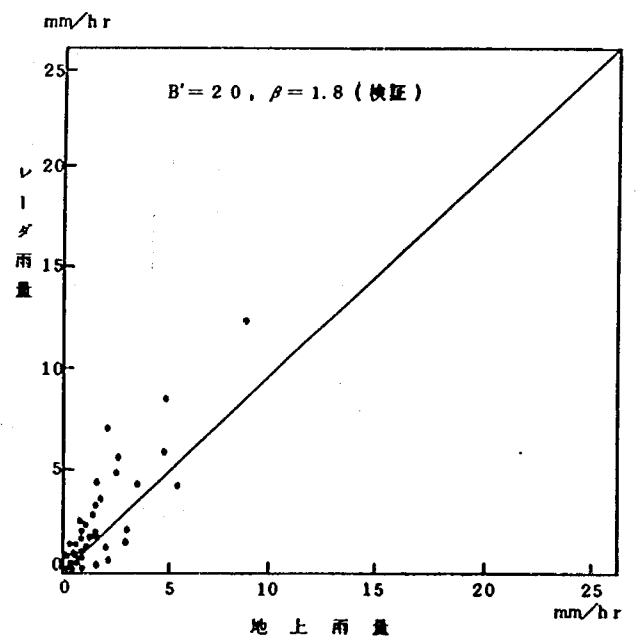
(a) (降雨による減衰を考慮した場合)



(c) (降雨による減衰を考慮しない場合)



(b) (降雨による減衰を考慮した場合)



(d) (降雨による減衰を考慮しない場合)

図 2.8 地上雨量とレーダ雨量の相関

然その使用範囲(条件)が制約される。

本節では、栗橋地区の精密雨量観測によって求められた $B' \sim \beta$ 値を他の流域に適用し、その地上雨量との対応特性について検討する。さらに、現在赤城山レーダで採用されている Ground Clutter Subtraction 方式での $B \sim \beta$ 値及び P_0 方式での $B \sim \beta$ 値でも同様の検討を行ない、相互に比較調査した結果を記述する。

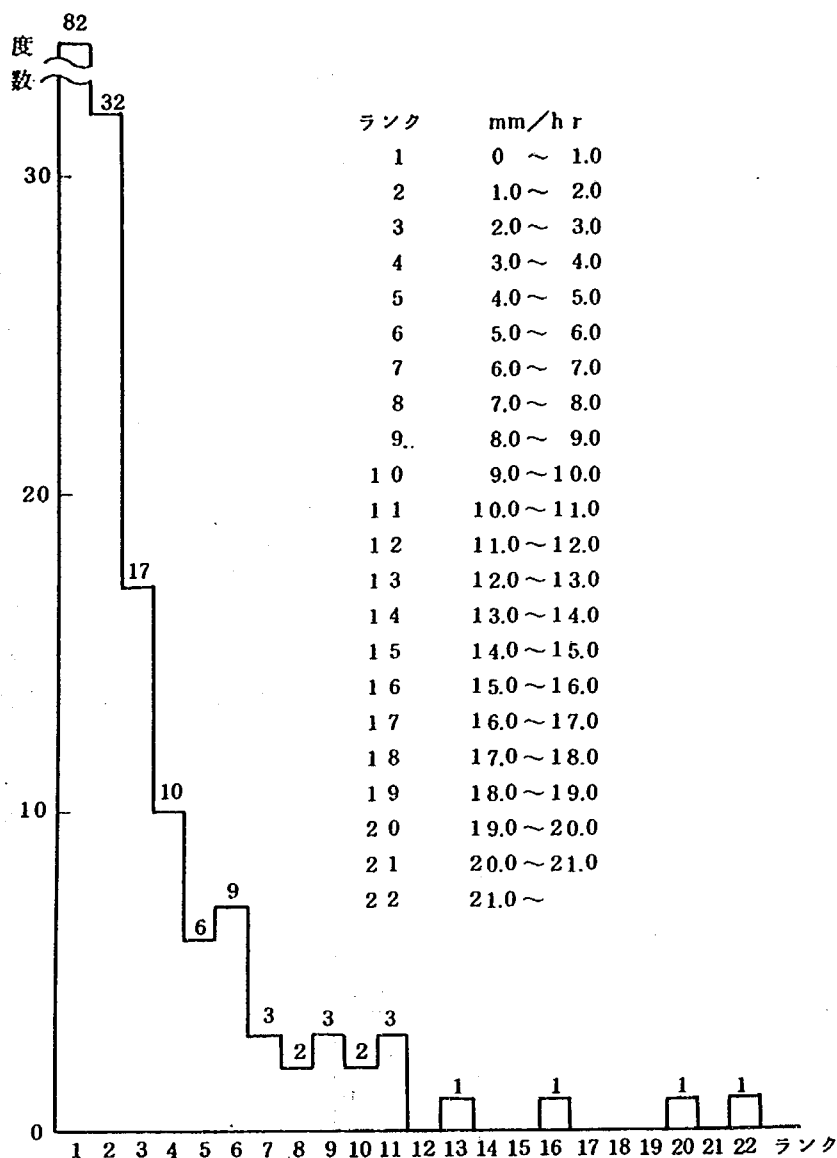


図 2.9 ヒストグラム（解析降雨）

① 解析方法

定数の適用性を検討する地区として、前橋、高崎、藤岡、八斗島、伊勢崎を結ぶグラウンドクラッタの影響の比較的少ない地区と、グラウンドクラッタの高い地区である相模流域を対象流域とした。

前橋周辺地区には、建設省の雨量観測所が3ヶ所と気象庁の地域気象観測所が2ヶ所ある。また、相模流域には7ヶ所の雨量観測所がある。解析には、これら観測点上空メッシュのレーダ雨量を、Ground Clutter Subtraction方式とP₀方式により求め地上雨量と比較する。この内、Ground Clutter Subtraction方式は、B～β値の違いにより2種について検討を行った。これら3種の計算にかかわる定数の一覧表を表2.5に示す。

ここで、適用性を判断する指標として、一連続降雨ごとの時間平均雨量の相関係数、及びレーダ

表 2.5 グランドクラッタ除去方式と定数値

方式 定数	Clutter 方式(A)	Clutter 方式(B)	P ₀ 方式
B(B')	20 (B')	200	100 6 (25mm/hr 以上)
β	1.8	1.6	1.1 2.0 (25mm/hr 以上)
C	2.98×10^{-10} (dB)	0.47×10^{-7} (dB)	2.98×10^{-10} dB
F(F _n)	0.138 (-8 dB)	0.167 (-7.78 dB)	0.05 (-13.0 dB)

雨量と地上観測雨量の時間雨量の差の平均値を用いた。すなわち、時系列としての地上雨量とレーダ雨量の対応性を相関係数により比較し、量的な比較を差の平均値で検討した。

ここで比較検討するレーダ雨量計の方式とは、グランドクラッタと降雨エコーを分離する方式をいう。

これには、大きくわけて Ground Clutter Subtraction 方式と P₀ 方式がある。前者は、通常グランドクラッタと降雨エコーの分離は、晴天時グランドクラッタの観測値によって作ったクラッタマップを計算処理装置に登録しておき、降雨時に観測したエコーより電力値において差引くことにより行なうものである。

P₀ 方式は、既設の地上雨量観測所（テレメータ）の資料に基づいて、この地点の地上観測値と、同じ地点のレーダ観測雨量との長期的な比較検討を行なって、両者の観測値が平均的に同じになるような補正定数を統計量として求め、この地点（メッシュ）の補正值とするものである。また、地上観測点のない多数のメッシュについては、地上雨量観測所のあるメッシュと標高等の地形特性を比べて、内外挿した補正定数を全メッシュについて求めてレーダ観測値を補正するものである。

これらの検討に用いた降雨は、3例である。

② 解析結果

解析結果を表 2.6 にまとめた。この結果から、グランドクラッタの除去方式別に見た地上雨量との相関精度は、晴天時のクラッタを差引く方式（Ground Clutter Subtraction 方式）が P₀ 方式に比べてすぐれていることがわかる。

Ground Clutter Subtraction 方式においては、 $B' = 20$ 、 $\beta = 1.8$ を定数とする (A) 方式と、標準値 $B = 200$ 、 $\beta = 1.6$ を用いる (B) 方式とを比較した。

本検討で最も関心ある所は、前節の手続によって求めた定数 $B' \sim \beta$ が他の流域、特に山岳地区でどの程度の精度で観測可能であるかという点である。

表 2.6 の解析結果より、地区別に見れば、グランドクラッタの大きい相俣地区の方が平野部の前橋周辺地区と比較して若干精度が悪く見られる。この差は絶対的なものではなく、山岳地区における地上雨量計の雨の捕捉性の悪さに起因する誤差を含むものであり、これがそのまま地域的な誤差特性を表わしているとは言えない。

表 2.6 レーダ雨量推定方式の比較 (1977 年)

相俣流域 (山岳部)

観測所数: 6ヶ所

降雨 項目 (一連続降雨)	一雨平均 時間雨量 $\bar{m}/\text{hr}$	レーダ雨量(A) $B'=20$ $\beta=1.8$			レーダ雨量(B) $B=200$ $\beta=1.6$			レーダ雨量 P_0 方式		
		相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ $\bar{m}/\text{hr}$	相対誤差 %	相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ $\bar{m}/\text{hr}$	相対誤差 %	相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ $\bar{m}/\text{hr}$	相対誤差 %
6.17.03~ 6.18.06	1.0	0.84	0.5	50	0.84	0.4	41	0.59	0.9	87
7.26.15~ 7.27.00	1.7	0.97	0.9	55	0.95	0.8	49	0.58	4.2	255
8.16.16~ 8.18.15	2.7	0.79	1.2	45	0.77	1.4	53	0.73	0.7	24

但し、Nは降雨継続時間

前橋周辺地区 (平野部)

観測所数: 5ヶ所

降雨 項目 (一連続降雨)	一雨平均 時間雨量 $\bar{m}/\text{hr}$	レーダ雨量(A) $B'=20$ $\beta=1.8$			レーダ雨量(B) $B=200$ $\beta=1.6$			レーダ雨量 P_0 方式		
		相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ $\bar{m}/\text{hr}$	相対誤差 %	相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ $\bar{m}/\text{hr}$	相対誤差 %	相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ $\bar{m}/\text{hr}$	相対誤差 %
6.17.03~ 6.18.06	1.1	0.66	0.4	37	0.68	0.5	45	0.26	0.6	55
7.26.15~ 7.27.00	2.1	0.98	0.6	31	0.98	0.6	29	0.86	0.2	10
8.16.16~ 8.18.15	2.2	0.80	0.8	38	0.80	0.9	39	0.28	1.4	62

レーダ雨量(A), (B)のクラッタ除去方式は、晴天時のエコーを除去するGround Clutter Subtraction方式

 ϵ := レーダ時間雨量 - 地上時間雨量

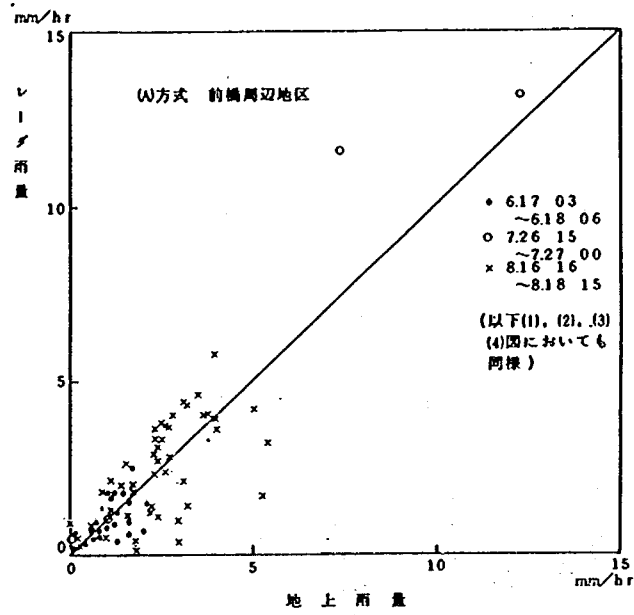
また、(A) 及び (B) 方式の違いについても同様に若干の差を見ることができ、断定できる程のものではない。しかし、 P_0 方式については、山岳部及び平野部においても降雨毎に観測精度が10%~25.5%の範囲にありバラツキが大きく安定した観測が期待出来ない。 P_0 方式の特質として地上雨量計のあるメッシュは非常に高い精度で観測出来るが、補正値を内外挿して与えた地点での精度はこれに比べて悪く、場所毎の精度のバラツキは必ず生ずるものであり、この結果を反映している。

図 2.10 に検討した 3 降雨の時間雨量のレーダ雨量と地上雨量の相関を示す。図から、山岳部の方が平野部に比べて相関が悪く、レーダ雨量は地上雨量に比べて小さくなっていることがわかる。地上雨量計の誤差を考慮しても、地形的あるいは地域的な観測精度の差は認められる。しかし、この場合も (A) 方式と (B) 方式による観測精度の差は認められない。

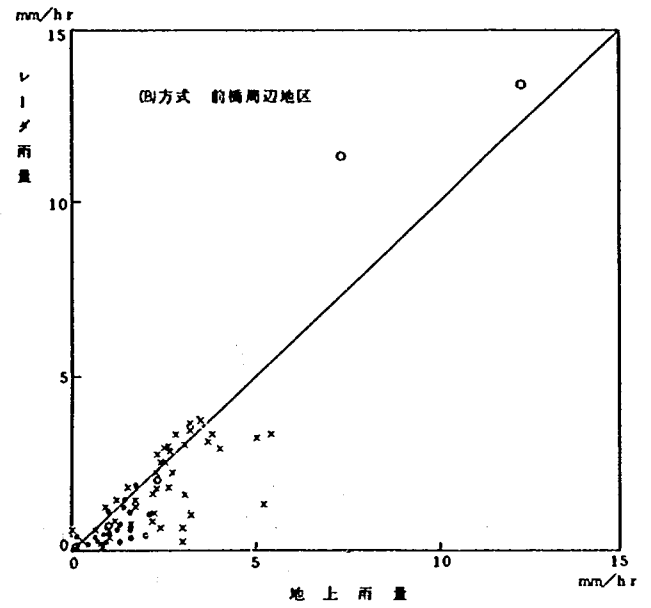
レーダ観測雨量と地上観測の地点雨量を時系列に対応させると図 2.11 の如くである。

この観測例を見ても、平野部 (前橋周辺) に比べて山岳部 (相俣流域) の地上雨量計との対応が悪い。特に、雨量強度の大きいものに対してレーダ雨量が小さくなっている傾向がある。これは (A) 方式、(B) 方式で使用した定数が平野部において同定されたものであり、山岳特有の気象特性 (雨滴径等) を考慮していないことも山岳部の精度の悪さの原因であると考えられる。また、(A) 方式において同定した定数は図 2.9 で示された資料の如く、この50%以上が 5 mm/h 以下の雨量強度のものであ

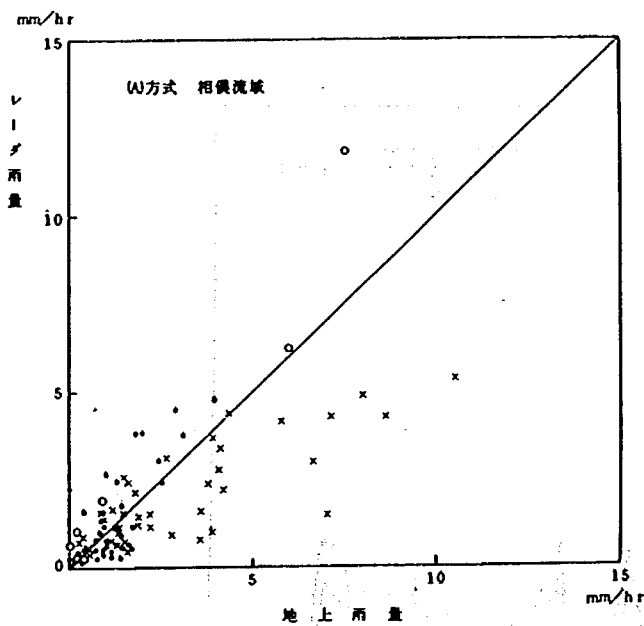
ったため、 5 mm/h を越えるものについての適合度が悪い結果となっている。



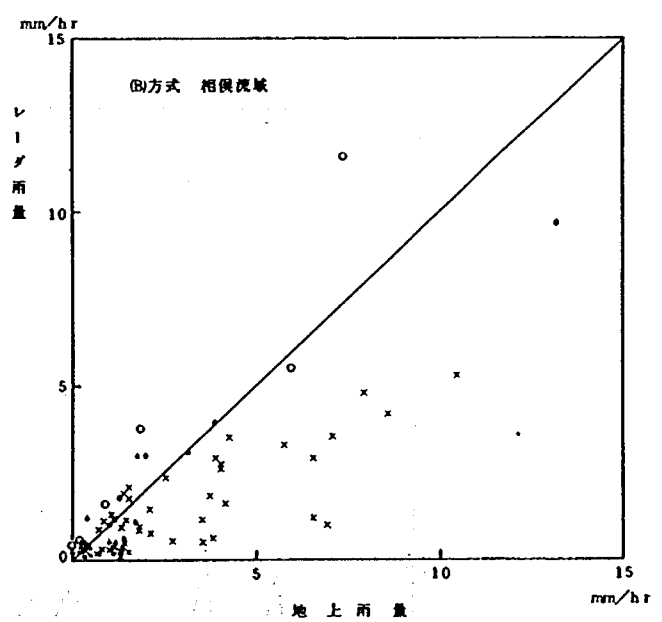
(a)



(c)



(b)



(d)

図 2.10 地上雨量とレーダ雨量

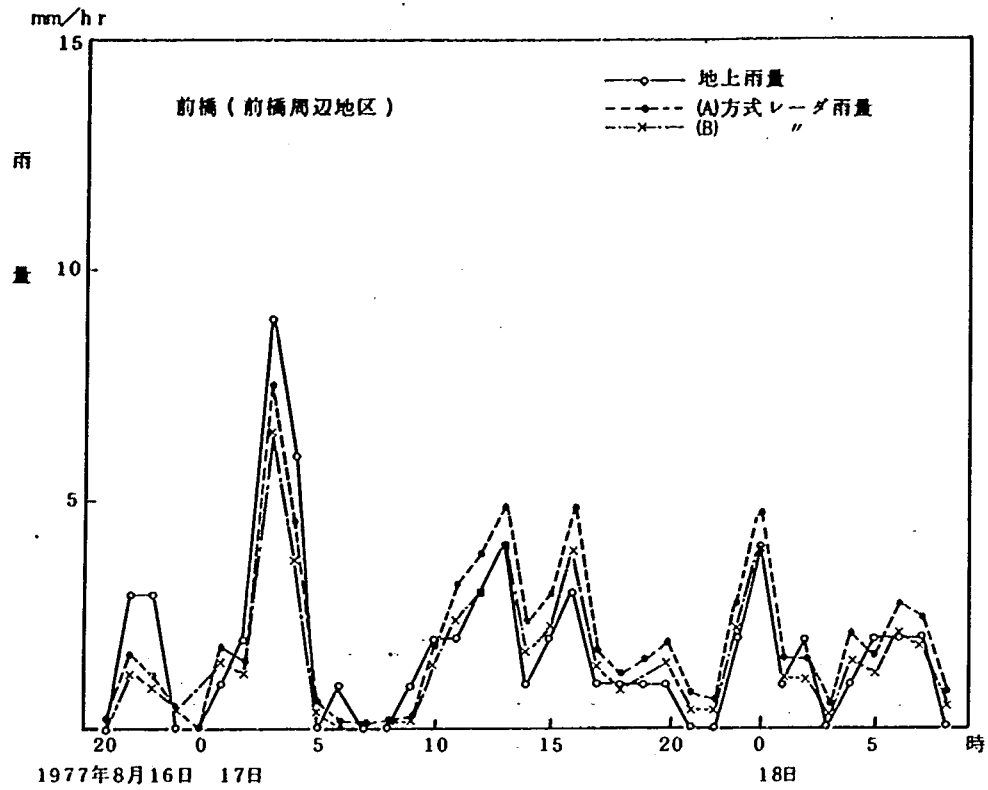


図 2.11(a) 地点雨量と1メッシュレーダ雨量 (平野)

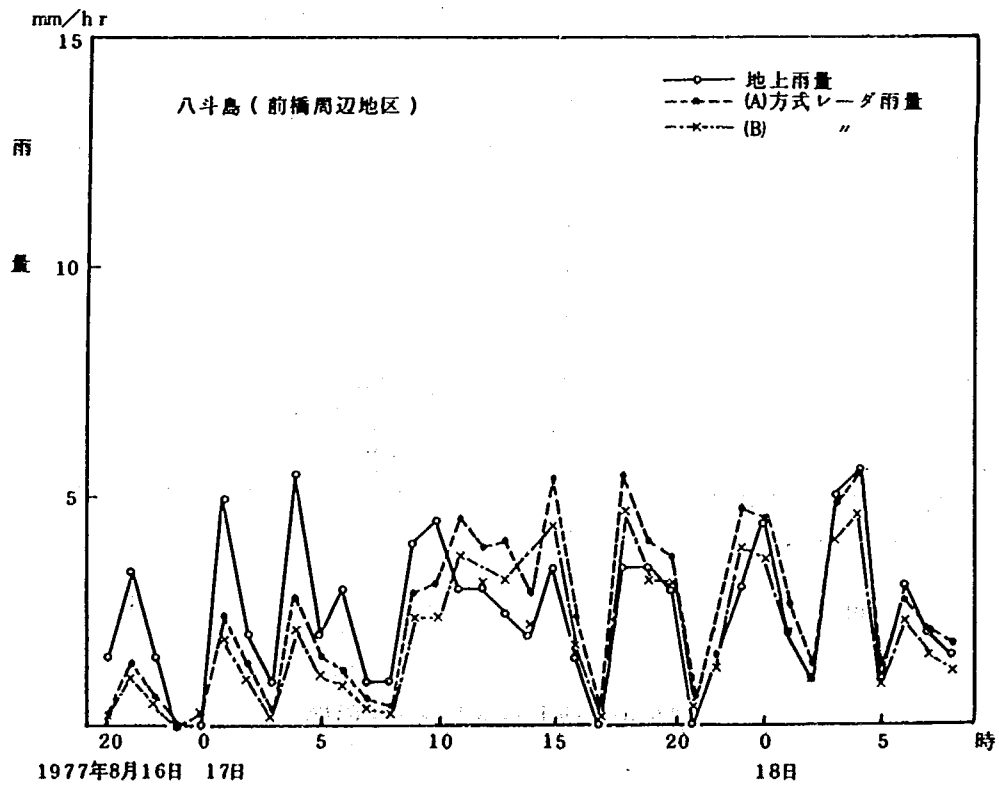


図 2.11(b) 地点雨量と1メッシュレーダ雨量 (平野)

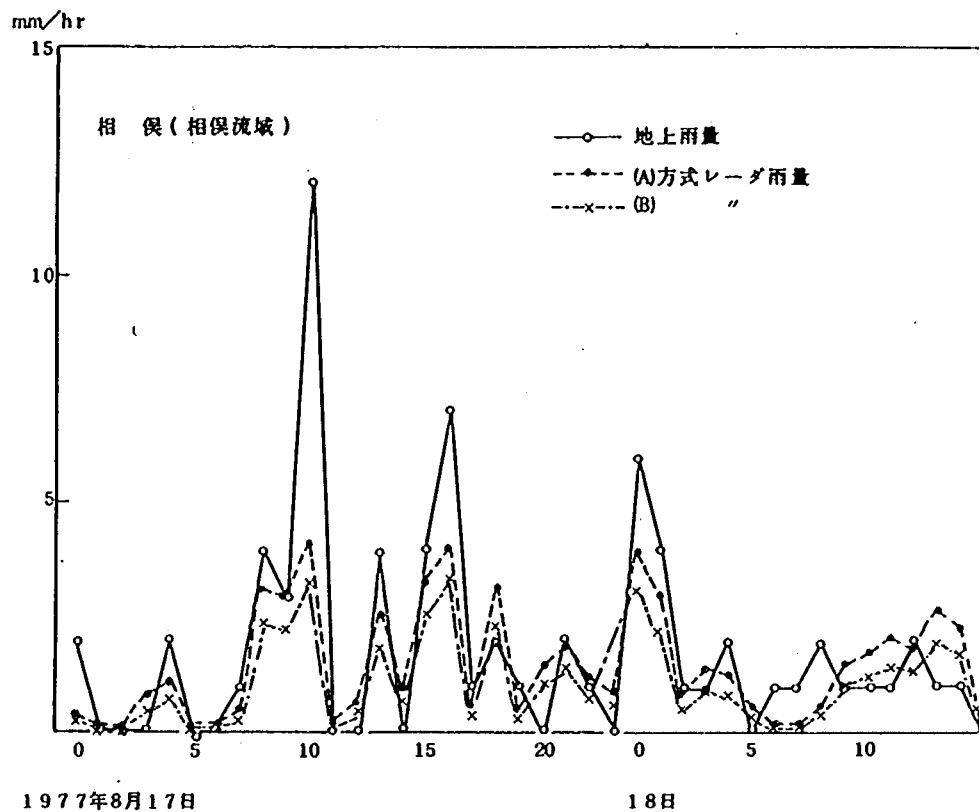


図 2.11(c) 地点雨量と1メッシュレーダ雨量 (山地)

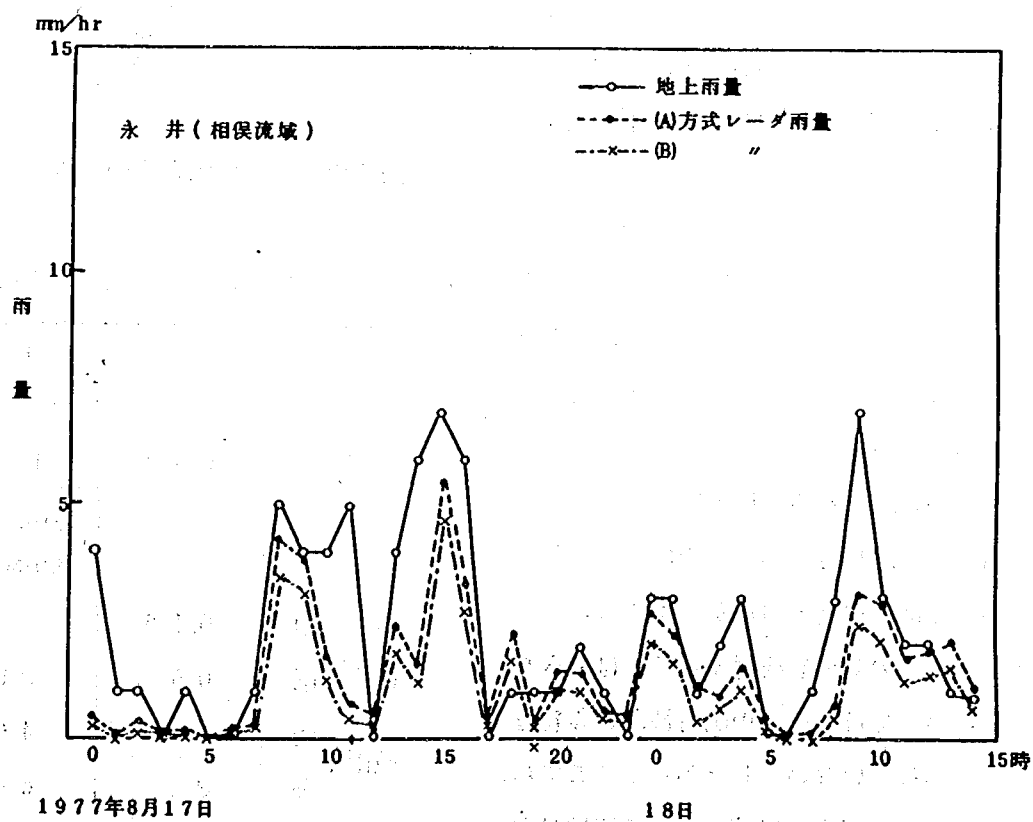


図 2.11(d) 地点雨量と1メッシュレーダ雨量 (山地)

2.2 レーダ雨量の空間特性（風による雨滴の移流）

栗橋地区の流域平均雨量とその上空のレーダ雨量とを結びつける換算係数として $B' = 20$, $\beta = 1.8$ （降雨による減衰を考慮しない場合）を前節において定めた。この係数を、その近傍のメッシュにおいてもレーダ雨量を地上雨量に換算する係数と仮定し、栗橋地区の上空メッシュのまわりのメッシュの受信電力を地上雨量に換算した。まわりのメッシュと栗橋地区との関係は、図 2.12 に示す。これら周囲の 8 つのメッシュのレーダ雨量と、栗橋地区の地上雨量との相関および偏差とその時の風向・風速を検討することにより、風によって雨滴が流される現象が、レーダ雨量と地上雨量の対応に与える影響を検討した。

風向・風速は高度によって異なるが、ここでは栗橋上空でのビームの高さが約 3,000 m であることを考慮し、地上とビーム高度の中間の 850 mb 面の風向・風速を代表風向・風速と考え採用した。

この結果を一連続降雨ごとに 6 例図 2.13, 2.14 に示す。

一連続降雨中においても、風向・風速は気象じょう乱の動きにより変化する。7 月 16 日の例は、雷雨であり降雨時間が短かく、風向・風速もあまり変化していない。この時 0.860 の相関を示す地区と風向から類推される対応とは一致する。10 月 9 日の例でも同様である。表 2.7 に示すように降雨の種類による雨滴の落下速度は、 $0.5 \text{ m/sec} \sim 8 \text{ m/sec}$ 程度である。

したがって、雨滴が 5 m/sec の速度で 3,000 m 落下するのに要する時間は、600 秒であり、 4 m/sec （7 月の例）の風速が一様に吹いていたと仮定すれば、2.4 km の移流が予想される。また 6 m/sec （10 月の例）であれば、3.6 km の移流が予想される。各メッシュは、 $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ であるから、これらの移流は、おおよそ 1 メッシュに相当し 7 月、10 月の例の説明はつく。しかし、他の例については、風向・風速が一様でないが、風速が大きすぎこれらの対応を検討することはできない。これらの例については、その相関特性、偏差特性も顕著には、あらわれていない。したがってここでは、レーダ雨量と地上雨量の対応に風があたえる影響はなしとはいえない。しかし、より精密な風の観測と多数

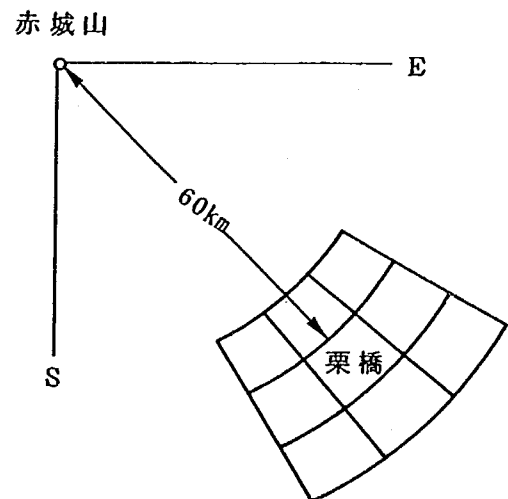


図 2.12 栗橋地区とその周辺メッシュ

表 2.7 雲粒および雨滴の大きさと落下速度

種 類	球直径 mm	落下速度 cm / sec
雲	0.02	1 ~ 2
霧 雨	0.15	50
細 雨	0.5	206
並雨 (弱)	1	403
強	2	649
雷 雨	3	806

の精密雨量観測ネットワークによる検討が必要であり今後の研究課題である。

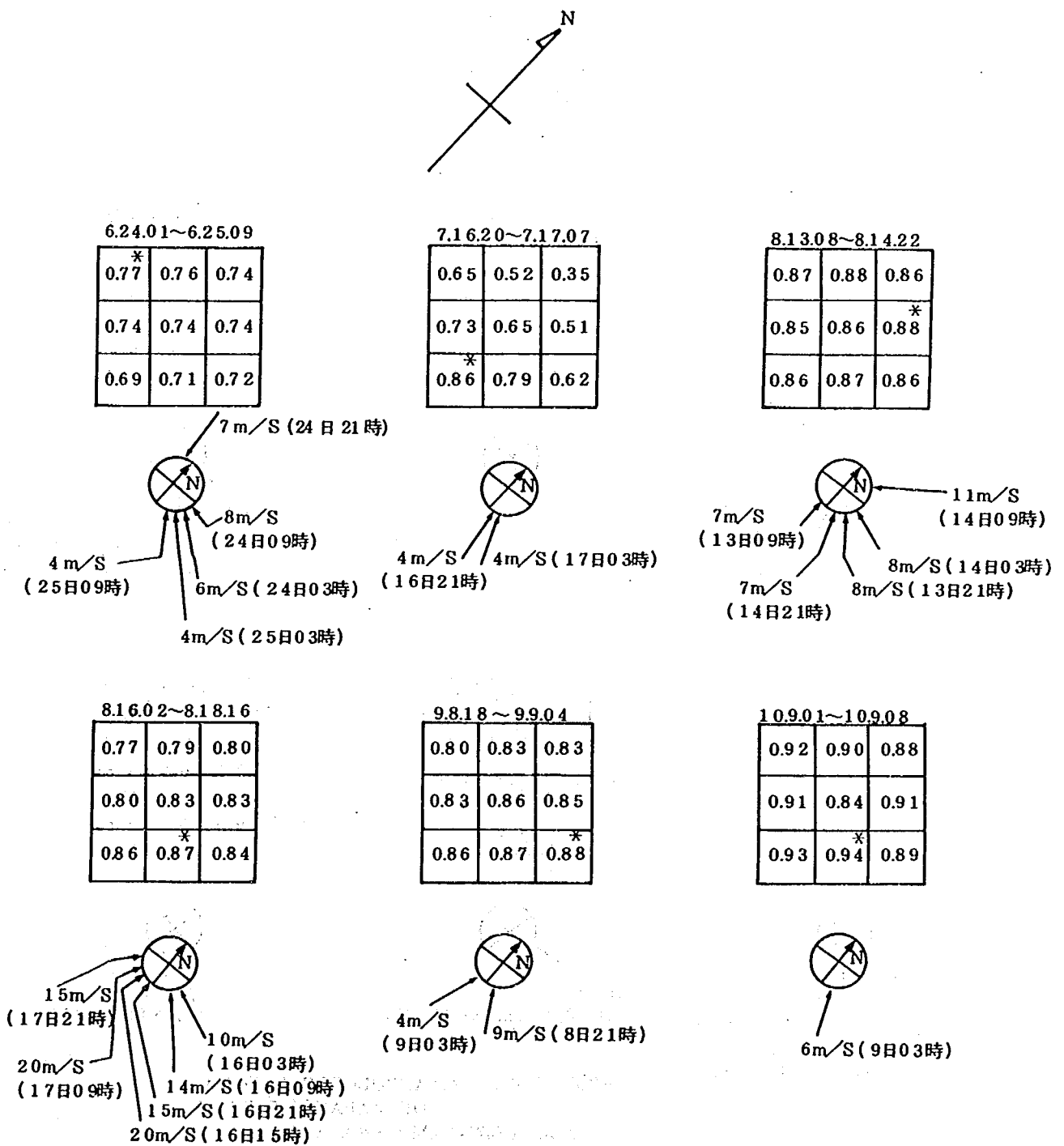
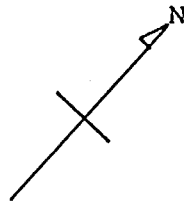


図 2.13 風向・風速 (850 mb 面) と対応地区別相関係数

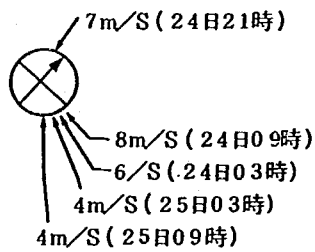
(中央が栗橋地区) (△) 0.5 以上 (○) 0.4 以上

(* 最大値) (◇) 0.3 以上



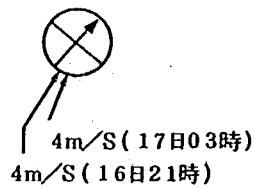
6.24.01~6.25.09

0.5	0.5	0.5
0.5	0.5	0.5
0.6	0.6	0.5



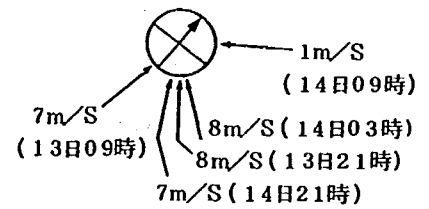
7.16.20~7.17.07

0.9	1.1	1.3
0.8	0.9	1.1
0.6	0.7	0.9



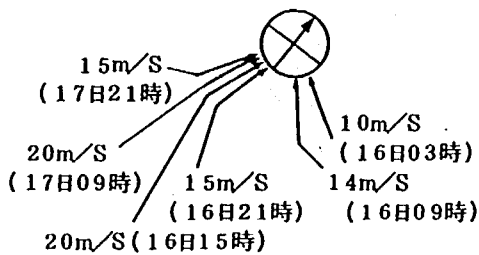
8.13.08~8.14.22

0.6	0.6	0.8
0.6	0.6	0.5
0.6	0.6	0.6



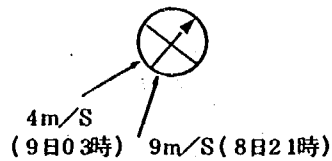
8.16.02~8.18.16

0.9	0.8	0.8
0.8	0.8	0.8
0.8	0.8	0.8



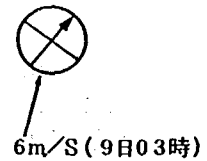
9.8.18~9.9.04

0.9	0.9	0.9
0.9	0.9	0.9
0.9	0.9	0.9



10.9.01~10.9.08

0.5	0.5	0.6
0.6	0.6	0.5
0.5	0.5	0.6



* 風向・風速データはAEROLOGICAL DATA OF JAPAN (気象庁) による。(館野の高層データ 850mb)

図 2.14 風向・風速 (850 mb 面) と平均偏差 (誤差の)

(中央が栗橋地区)

(*最小値)

2.3 レーダ雨量計による面積雨量観測

(1) レーダによる間引面積雨量推定法の精度検討

間引法は地上雨量計を流域内に高密度に配置して雨量観測を行ない、その観測値を真値として段階的に観測所を減らせて行き、その真値との誤差と観測所との関係を求めるものである。

本節では、放射状メッシュで圧倒的に高密度な観測を行なっているレーダ雨量計の資料を用いて、間引法による面積雨量の推定精度の検討を行なった。

地上雨量計による間引法との本質的な違いは、地上雨量観測は点の観測であるが、レーダによるものは、1メッシュ内の平均値すなわち面積平均値の観測であるという点である。

また、地上雨量計によって求められた流域面積と台数と推定誤差の関係を、レーダによるそれと比較し、間接的ではあるが、地上雨量計による観測とレーダ雨量計による観測との関係について考察する。

① 資料及び間引の方法

対象降雨は1977年6月から9月にかけての8降雨例で総時間数は481時間である。

また、対象流域は赤城山レーダを中心とした山地部と平野部に設定し、各々900km²となるように定めた。

その位置を図2.15に示す。

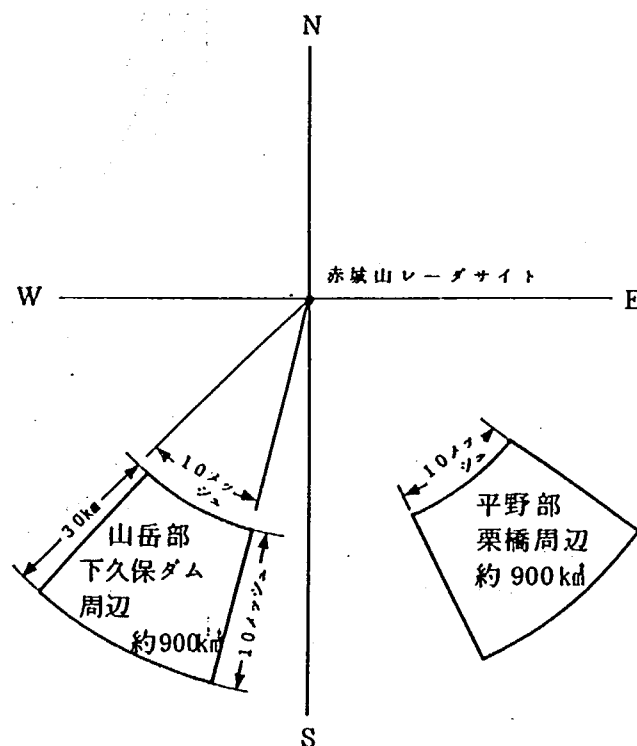


図 2.15 間引法による精度検討対象地区

すなわち、距離方向は両者等距離に設定し、かつその中心が60km地点、すなわち9km²のメッシュ

が存在するようにとった。メッシュの数は 100 個である。

間引きは、100 メッシュ、50 メッシュ、25 メッシュ、5 メッシュ、1 メッシュと行なった。真値は 100 メッシュの算術平均値とした。

(2) 結果

このようにして得られた各々の降雨に関する間引きに対して各時間の誤差を、危険率をパラメータとしてあらわしたものが図 2.16、図 2.17 である（ただし、誤差の分布を正規分布と仮定している）。これによれば、平野部の方が山岳部より誤差が小さくなっている。

これは、山岳部における地形の影響によって生ずる降雨のバラツキが表われているとも考えられる。

図に示している曲線は、降雨原因別の分類をせず全解析対象降雨によるものである。

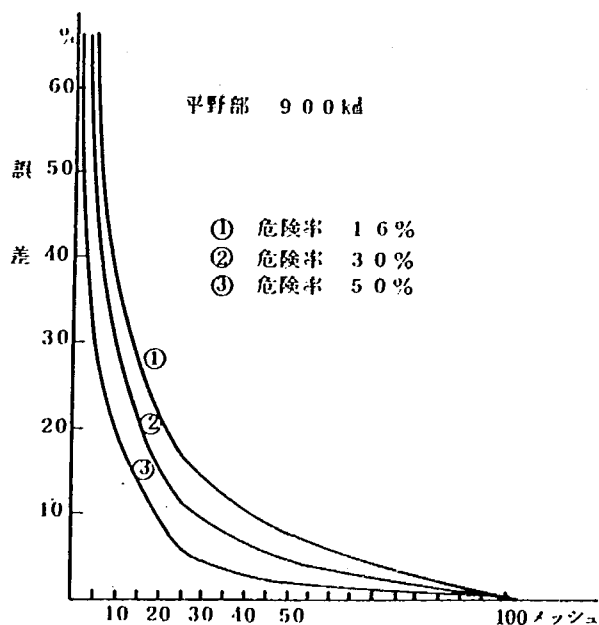


図 2.16 レーダ雨量計による流域平均雨量の間引法によるメッシュ数変化と誤差の関係

* 危険率：誤差が各曲線を越える確率
(ただし、誤差の分布を正規分布と仮定している。)

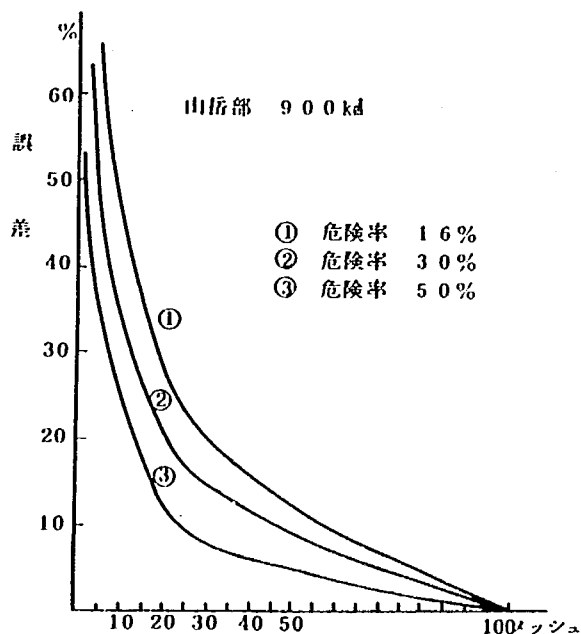


図 2.17 レーダ雨量計による流域平均雨量の間引法によるメッシュ数変化と誤差の関係

(3) 地上雨量計観測との比較

土木研究所が中川流域において実施した精密雨量観測資料を整理した結果、3、6、9 時間雨量について、面積と変動係数の関係が求められている。橋本は上記の調査を実施したが、その結果を外挿することにより 1 時間雨量に対する変動係数 C_v と面積 (km²) の関係を求め次式を得ている。(土木

$$C_v = 0.24 A^{0.22} \dots\dots\dots (2.9)$$

ここで雨量計台数Nと推定誤差εの関係を次のように表わしている。

$$N = \left\{ Z_\alpha \cdot \frac{C_v}{\epsilon} \right\}^2 = \left\{ Z_\alpha \cdot \frac{0.24 A^{0.22}}{\epsilon} \right\}^2 \dots\dots\dots (2.10)$$

(2.10) 式において

Z_α : 許容危険率に対応する正規変量

ϵ : 許容推定誤差

ここで Z_α と ϵ のいくつかの組み合わせによって求めた地上雨量計の台数を示す (表 2.7)。同時にレーダ雨量計のメッシュ数をも示している。

表 2.7 許容誤差に対する地上雨量計の台数とレーダメッシュ数

危険率 許容誤差	地 上 雨 量 計				レーダ雨量計	
	50%	30%	20%	10%	山岳部 30%	平野部 30%
5%	210 ^台	494	755	1243	68 ^{メッシュ}	50 ^{メッシュ}
10%	53	124	189	311	44	28
15%	24	55	84	139	32	20
20%	14	31	48	78	21	16
25%	9	20	31	50	15	12
30%	6	14	21	35	12	10
40%	5	10	12	20	—	—
50%	3	5	8	13	—	—
60%	—	—	—	—	—	—

この結果、次のような点が指摘できよう。

レーダ1メッシュと雨量計1台を対応させて考えれば、表 2.6 によるとレーダ雨量計は雨のバラツキに左右されにくいことがある。例えば、危険率30%で10%内許容誤差でおさえるために必要なメッシュ数は、レーダ雨量計の山岳部で44メッシュ、平野部で28メッシュである。一方、地上雨量計であれば、山岳部の44メッシュに対応する時には、危険率30%で許容誤差約17%、平野部の28メッシュに対応するものとしては、危険率30%で22%の許容誤差になる。

この差は、許容誤差が小さい場合さらに大きくなる。

このことは、レーダ雨量計による面積雨量の推定精度の良好さを示すものにはかならない。また、図 2.18 に示す如くレーダ雨量計による面積降雨の観測は同じ許容誤差において地上雨量計と比較して明らかに優位であることがわかった。しかし、ここでも平野部と山岳部で降雨観測精度が異なり、山岳クラッタの影響が顕著に表われており、グラウンドクラッタの効果的な除去方法の開発が望まれる。

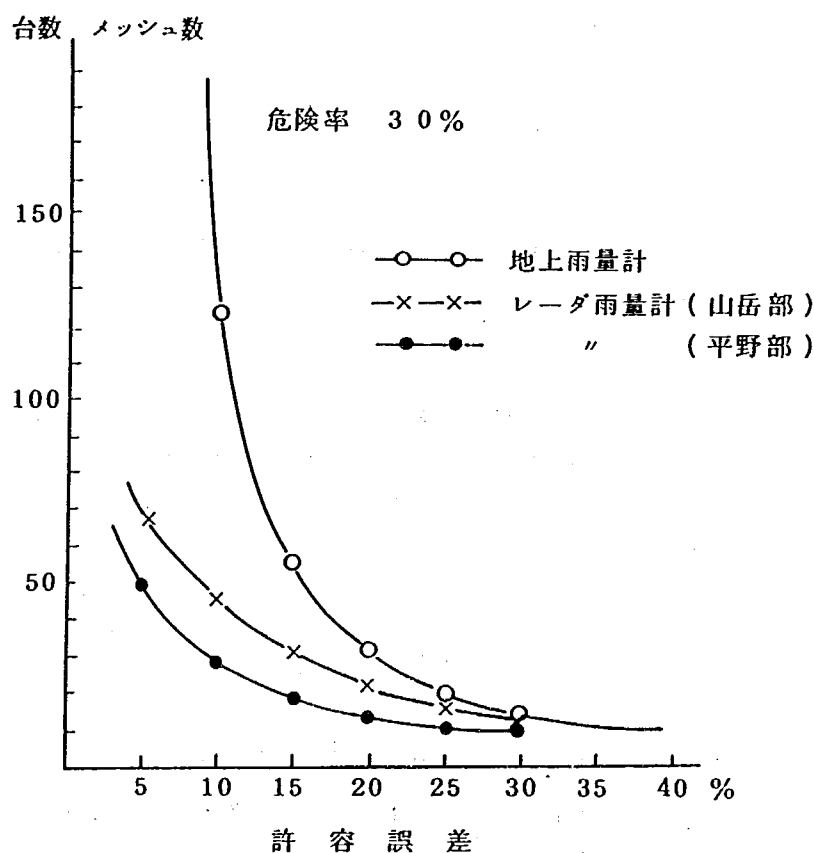


図 2.18 危険率を定めた場合の地上雨量計の台数とレーダ雨量計のメッシュ数

2.4 既存雨量観測網 (テレメータ) を利用したレーダ定数の検討

レーダ雨量計の観測精度を決定する要因であるレーダ方程式の定数の決定は、前節で述べたような精度の良い地上雨量計観測網によるのが基本的な手続方法である。しかし、このような観測は何回でも簡単に実施できるものではない。レーダ定数の定性的な特性の検討やレーダ雨量計完成後の観測精度の監視などには、既設雨量観測網である現業用のテレメータの雨量計を利用することが考えられる。ここでは、このテレメータ雨量計のデータを利用した場合のレーダ定数 B 、 β 値の推定の可能性について検討した。

対象流域は、利根川源流の矢木沢ダム、藤原ダムを含む流域 (401 km²) である。試験対象流域を図 2.19 に示す。

この流域には小穂口、奈良沢、矢木沢、湯ノ小屋、宝川、藤原の6ヶ所のテレメータ観測所がある。本検討には、資料の関係から5ヶ所のテレメータ観測資料を用いた。このような検討には、降雨の分布特性やグラウンドクラッタの関係から平野部を選ぶ方が容易である。しかし、平野部には小さな地域に既設雨量計が集中してある所は少なく、全観測所が同一降雨を観測できる程の観測所密度はダム流域にしか求められなかったのであえて山岳部での検討を行った。

レーダ雨量と地上雨量との比較は、レーダについては流域上の全メッシュ平均値、地上雨量値は使用台数の単純平均値を用いた。

検討は前項と同じ方法によった。即ち、 B' を5～25まで、 β を1.5～3.0までの336の組合せについて両者の流域平均雨量についてその差を最小にする B' , β を求めた。

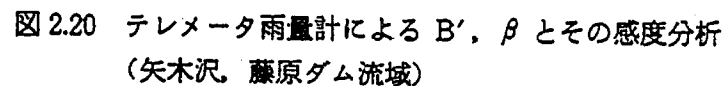
図2.20に1977年8月17日の降雨を用いた推定結果を示す。図中の影がついている部分は、おおよそ誤差の最小値+1.0mm以内の領域を示す。また、較正に使用するテレメータ雨量の台数を1, 2, 3, 4, 5台と変化させている。

図2.20の右下には、較正用テレメータ雨量計の台数を増加させた場合の最少誤差の変化を示す。この結果から見ても、定数検討に用いる地上雨量計の台数は多いほど良いことがわかる。観測結果には観測機器自体のもつ誤差が含まれているので較正用雨量計の台数の少ない時にはこれが問題となってくる。このようなエラーを減少させるには、出来るだけ多くの較正用雨量計を用いる必要がある。統計学的に言えば、この影響は雨量計の台数を N として $1/\sqrt{N}$ となる。しかし雨量計の台数は多くしても面積密度が小さくなるように雨量計の台数を増加させねばならないがあまり広い流域の中で多くの雨量計の資料を用いても意味がなく、雨域スケール内の流域の中で雨量計を多くして雨量計密度の高い情報を用いる事が重要である。即ち、面積雨量として代表性の高い雨量計の資料を用いる事を意味している。

この意味からすると、今回の解析方法として問題となるのは、地上雨量計に対して面積的な重みづけをしていないデータを使用した点である。即ち、使用する雨量値はレーダ全メッシュの全平均値と地上雨量計の面積重みづけ値又は、地上雨量計上空レーダメッシュの単純平均値と地上雨量計単純平均値の比較を行なった方が良いと考えられる。

しかし、このような雨量計密度の小さいものと比較してレーダ定数 $B \sim \beta$ を検討するのは、あくまでこの定性的特質を検討する程度にしか利用出来ない。

今後この方法によって降雨の種類別、雨量強度別または地形別にレーダ定数の検討を実施すれば、レーダ雨量計の観測精度の特性について一つの見解が得られるものとする。



2.5 地上雨量計（テレメータ）による実時間定数補正法の検討

レーダ雨量計を用いて降雨強度を求める場合、 $Z \sim R$ 関係を決定するための適切な B 、 β を設定しなければならない。

そのためには標準 B 、 β を用いるか、あるいは地上観測値を用いて設定しなければならない*。

たとえば、赤城山レーダの場合、レーダ受信電力は5分間平均で得られるので、5分平均降雨降雨強度の地上観測が必要である。しかし、そのような観測値は入手できないので既存の時間雨量値を用いて、その関係がチェックされている。

その結果、降雨強度別に B 、 β の値を変えるのが実用的だとされ、現在使用されている。

また、 B 、 β を降雨原因別に分け、各々最適と思われる B 、 β 値を用いて精度検討調査も実施されている。（表2.8）

表 2.8 レーダー定数

降雨成因	B	β	備 考
前 線 性	1 5 0.0	1.5	各成因ともレーダー定数は常に一定値として計算した。
低気圧性	1 3 0.0	1.1	
雷 雨 性	2 0 0.0	1.8	
そ の 他	1 5 0.0	1.5	

なお、この検討においては、レーダメッシュと地上雨量観測点との（風などによる）対応のずれを平均化するため、流域平均雨量で検討されている。

その結果、前線、低気圧性の2者は、比較的安定した対応が見られたが、雷雨性については良くなかった。

また、流域別に対応精度が異なる点にも注意を要する。すなわち、一つの降雨原因においても空間的にその降雨の雨滴分布は異ると言える。

(1) 地上雨量観測システムを使ったオンライン補正の考え方

B 、 β 値を固定して雨量観測を行なうことは、地上雨量計の値との対応にバラツキが出ることはさけられない。そこで、地上雨量観測システムの値によるオンライン補正が考えられる。

利点としては、その時点の観測値を用いた補正であるので、観測した雨については対応が良くなる。

欠点としては、 B 、 β 同時に最適値を求めるためには、レーダ方程式を何度も通して計算する必要があり計算量が多くなる。

イギリスの FRONTIERS 計画においても地上雨量計によるレーダ雨量計の換算が検討されている。

* 本来は雨滴の粒度分布の観測にもとづくべきである。

B, β 両者の補正でなく, Bのみの補正を行っている例が多い。($\beta = 1.6$ に固定している。) Dee 川の例*

(参考)

① B, β を変える補正方式と②補正係数Fを導入する方式との比較

① (B, β 補正) 方式

$$Z = B R^\beta$$

$$R = \left(\frac{1}{B} \cdot Z \right)^{\frac{1}{\beta}} \quad (5 \text{ 分}) \text{ 平均}$$

時間雨量 R_{12} を求めるには, $Z_1 \sim Z_{12}$ を記憶して, R_{12} (radar) を求め, 地上観測の R_G と比較する。このB, β を用いて全領域を再計算する。

② (補正係数F) 方式

レーダ時間雨量 R_r を求め地上雨量 R_G との補正係数Fを求める。(B, β 固定)

$$R_G = F \cdot R_r$$

全領域の計算は, R_G のないメッシュのFを求めるため, 様々な内挿法が考えられる。

①では地域性を出すのは困難である。

②では地域性はでるが, Fの値が場所により極端に変動する可能性がある。

(2) 既存B, β を用いたレーダ雨量と地上雨量の比較.

現用で使用されているB, β から求めたレーダ雨量と地上雨量計の代表性を検討するため次のような調査を行なった。

- 1) 散布図の作成
- 2) 最小2乗法による直線あてはめ
- 3) 相関係数の推定
- 4) 降雨強度別補正係数のばらつきの推定

対象降雨は, 1981年の台風15号 (T8115), 1982年の台風10号 (T8210), 1982年の台風18号 (T8218) を用いた。とくに, 強度をもたせる例が重要と考え, 上記の例を選定した。

これらの結果から次のような点が明らかになった。

- ① ほとんどの地点において, レーダ・地上は, 相関が高いが量的な対応は良くなく, 何らかの補正の必要がある。
- ② 特定の時刻のみ全体の分布からはずれる例がある。

* Harrold T.W. E.J. English and C.A. Nicholas 1974

The accuracy of radar derived rainfall measurements in hilly terrain.

Q. J. R. Meteor Soc. 100 331~350

③ 全体に、レーダの方が少ない雨量を示す傾向にある。

④ 降雨強度が大きい程、補正係数のバラツキが小さくなる傾向がある。

これらの結果を表 2.9、表 2.10、図 2.21 に示す。

表 2.9 強度別補正係数(地点別) 平均値, 分散表

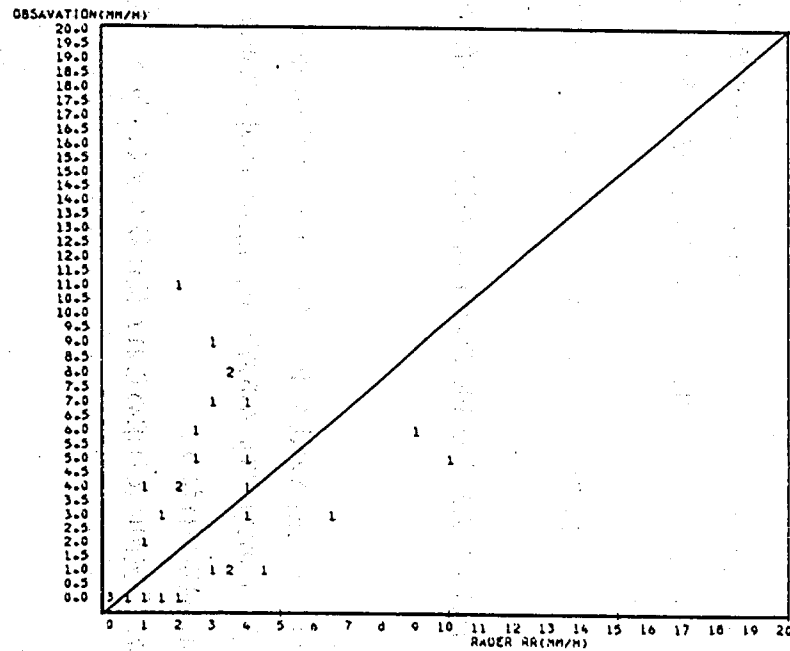
1981年 9月10日 14 ~ 12日10時 台風18号													
NO.	地点名	FMEAN	FM0	FM5	FM10	SD0	SD5	SD10	NC	N0	N5	N10	
1	八雲	0.75	0.75	0.92		0.31	0.50	0.50	39	31	6	0	
2	大倉	2.18	2.33	1.47		4.24	4.64	0.15	35	29	6	0	
3	小倉	0.92	0.93			0.32	0.53		37	35	2	0	
4	大倉	1.13	1.11	1.16		0.32	0.33	0.34	42	37	4	1	
5	小倉	0.94	0.93	1.01		0.35	0.46	0.10	41	36	5	0	
6	大倉	1.09	1.02	1.54		0.37	0.51	0.49	40	35	5	0	
7	大倉	0.94	0.90	1.17		0.32	0.52	0.47	38	32	6	0	
8	大倉	0.91	0.88	1.03		0.42	0.44	0.23	41	34	7	0	
9	大倉	1.29	1.20	2.12		0.50	0.67	0.72	41	37	4	0	
10	大倉	0.99	0.96	1.17		0.45	0.46	0.34	41	36	5	0	
11	大倉	1.06	1.06	1.10		0.49	0.70	0.66	39	32	6	1	
12	大倉	0.99	0.99			0.43	0.63		44	34	0	0	
13	大倉	0.88	0.81	1.27		0.50	0.62	0.69	40	33	6	1	
14	大倉	1.03	1.02			0.62	0.63		38	36	2	0	
15	大倉	1.23	0.99	2.76		0.91	0.92	1.29	37	32	5	0	
16	大倉	1.04	1.04			1.27	1.27		4	1	0	0	
17	大倉	1.06	1.17	2.74		0.77	0.64	0.68	37	34	3	0	
18	大倉	1.34	1.32	1.45		0.47	0.87	0.86	43	38	5	0	
19	大倉	1.31	1.30	1.36		0.81	0.79	0.99	44	37	6	1	
20	大倉	0.96	0.93	1.18		0.58	0.69	0.47	39	32	6	1	
21	大倉	1.09	1.09	1.10		0.75	0.81	0.95	42	37	5	0	
22	大倉	1.05	1.24	0.14		0.93	0.99	0.27	43	36	5	2	
23	大倉	1.22	1.24	1.16		0.77	0.83	0.81	41	34	7	0	
24	大倉	1.34	1.28	1.32		0.99	0.97	1.04	44	33	11	0	
25	大倉	1.39	1.48	1.32		1.14	1.25	0.97	37	31	15	1	
26	大倉	1.30	1.30	1.10		0.77	0.81	0.78	40	24	16	0	
27	大倉	1.26	1.01	1.66		0.96	0.74	1.13	46	27	18	1	
28	大倉	1.34	1.64	1.11	0.48	1.16	1.37	0.40	39	23	11	5	
29	大倉	1.22	1.13	1.45		0.93	0.81	1.11	44	27	15	2	
30	大倉	0.93	0.93	1.18		0.55	0.42	0.75	37	25	11	1	
31	大倉	0.97	0.99	1.26		0.91	0.91	0.78	39	31	6	0	
32	大倉	1.05	1.17	1.45		1.79	1.87	0.25	43	34	4	1	
33	大倉	1.71	1.57	2.56		2.24	2.33	0.93	42	37	4	1	
34	大倉	1.24	1.07	2.22		1.18	1.09	0.89	39	35	4	0	
35	大倉	0.85	0.79	1.07		0.44	0.41	0.48	37	27	9	1	
36	大倉	1.24	1.14	2.00		1.14	1.14	0.87	41	36	5	0	
37	大倉	1.38	1.33	1.80		1.05	1.09	0.40	44	39	5	0	
38	大倉	0.92	0.87	1.29		0.49	0.49	0.39	41	36	5	0	

(凡例) FMEAN: 強度別補正係数の平均値
FM0: 0 ~ 5mm/h の
FM5: 5 ~ 10mm/h の
FM10: 10 ~ mm/h の
SD0: 強度別補正係数の分散
SD5: 0 ~ 5mm/h の
SD10: 5 ~ 10mm/h の
SD10: 10 ~ mm/h の
NC: FMEANの
N0: FM0
N5: FM5
N10: FM10

表 2.10 時刻別補正係数(地点別)

TIME	1981年 9月10日	F: 9	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
8 22 5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	3.8	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.4	5.8	0.0	7.5
8 22 6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	2.6	0.0	1.6
8 22 7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	1.8	2.1	2.0	1.4	0.0	0.0	2.2	1.6	6.6	4.3	0.0	0.0	3.0
8 22 8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.6	1.2	1.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	2.5	0.0	3.4	1.1	1.1
8 22 9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	1.2	1.5	1.2	3.0	0.0	0.0	0.6	0.0	1.3	1.4	3.0	2.4	2.9	2.4
8 22 10	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.8	1.4	1.1	2.2	1.5	0.0	1.7	1.4	2.7	1.8	1.4	2.7	2.9	1.6	2.0		
8 22 11	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0	0.0	1.1	0.7	1.9	1.2	0.0	0.0	0.9	0.0	3.4	1.1	2.8	7.0	0.0	0.3		
8 22 12	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	1.0	1.5	1.1	1.7	4.5	1.8	1.4	1.6	2.5	3.2	2.9	12.0	0.0	4.4		
8 22 13	0.3	0.0	0.4	3.3	1.4	2.2	0.7	0.7	0.7	0.6	2.5	1.6	1.7	2.4	1.4	1.3	2.4	0.8	1.4	2.6		
8 22 14	2.0	1.2	2.1	2.1	2.1	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	0.0	0.8	0.0	0.0	2.8	3.1	3.8	2.5	0.3		
8 22 15	5.0	2.0	0.9	2.3	1.4	1.2	1.2	1.9	2.3	2.2	2.1	3.1	2.6	2.4	3.0	1.3	4.0	3.7	0.8	0.1		
8 22 16	1.0	1.3	1.7	0.5	1.7	1.0	1.0	1.1	0.5	3.7	0.7	1.2	1.6	1.3	0.5	2.4	2.2	1.7	1.0	1.9		
8 22 17	1.6	1.3	0.0	1.4	0.5	1.0	1.0	1.1	0.7	1.0	1.7	1.9	2.1	2.9	3.8	2.0	1.1	1.7	0.7	1.2		
8 22 18	0.3	0.3	0.6	0.7	0.5	1.0	0.7	0.9	0.9	1.1	0.7	0.9	1.2	1.2	0.9	1.0	1.6	1.9	1.3	1.5		
8 22 19	0.8	0.9	1.0	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	1.1	1.0	1.5	2.8	2.9	1.6	2.5	1.8	3.1	2.1	2.4	0.8		
8 22 20	1.2	1.1	1.0	1.4	1.1	0.8	1.3	1.2	1.0	1.8	2.5	2.0	2.0	2.0	2.0	1.8	1.6	1.8	2.7	0.9		
8 22 21	1.6	0.7	1.2	1.1	1.0	1.1	1.6	1.3	1.0	1.5	2.7	4.7	2.2	2.2	2.9	3.4	3.4	2.6	3.0	1.5		
8 22 22	2.2	1.8	1.0	1.3	2.0	1.7	1.3	2.1	2.0	2.3	1.9	4.3	2.8	3.5	2.7	2.2	3.9	3.4	4.1	2.3		
8 22 23	1.7	1.4	1.5	1.6	3.2	1.8	1.6	2.2	2.1	2.8	3.0	5.4	1.0	3.2	4.1	3.3	4.4	4.4	5.6	3.1		
8 23 0	2.0	2.0	2.4	2.5	2.0	1.9	1.3	1.8	2.7	2.6	2.4	5.2	1.3	3.2	2.7	3.4	4.4	4.4	5.6	1.1		
8 23 1	2.7	2.7	1.5	2.1	2.9	2.5	2.6	2.4	4.7	3.2	3.4	5.2	3.3	3.9	2.9	3.5	4.9	4.8	6.3	0.9		
8 23 2	2.1	3.0	2.0	2.4	2.7	2.9	2.0	1.7	3.6	2.1	3.7	2.8	2.0	3.4	4.5	3.5	4.8	6.0	6.6	0.6		
8 23 3	2.9	1.3	1.2	2.7	2.2	3.0	0.8	1.8	2.6	1.7	2.3	3.5	3.0	3.0	3.8	3.2	4.3	5.4	5.1	1.1		
8 23 4	2.1	2.4	1.9	2.4	1.3	2.0	1.8	1.3	2.8	2.5	2.4	3.3	3.6	3.1	4.0	2.9	4.5	4.1	4.5	2.7		
8 23 5	1.7	1.2	1.3	3.2	2.0	2.5	2.6	1.8	2.5	2.4	2.2	2.6	3.1	2.1	3.4	2.5	5.1	2.7	5.5	2.7		
8 23 6	2.2	2.2	1.8	2.1	1.9	2.0	1.5	2.0	3.0	2.4	1.8	3.9	3.1	2.2	2.8	2.7	5.0	4.0	4.9	2.2		
8 23 7	0.7	3.3	2.2	1.5	2.2	1.9	2.1	14.2	1.9	3.1	1.4	3.0	3.7	2.0	3.0	3.6	3.2	1.3	1.3	0.6		
8 23 8	0.5	3.9	3.3	1.1	1.6	2.3	4.1	0.6	0.9	4.8	0.3	1.1	0.8	0.0	0.4	1.7	3.0	1.0	0.5	0.0		
8 23 9	0.4	2.9	2.8	0.7	1.3	1.5	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.8	0.6	0.5	0.3	0.5		
8 23 10	0.3	1.8	1.0	0.9	0.7	0.3	0.7	0.4	0.7	0.7	0.3	0.5	0.6	0.5	0.5	0.0	0.5	0.7	0.4	0.0		
8 23 11	0.2	1.4	0.6	0.7	0.6	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.6	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0		
8 23 12	0.0	1.7	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	0.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		

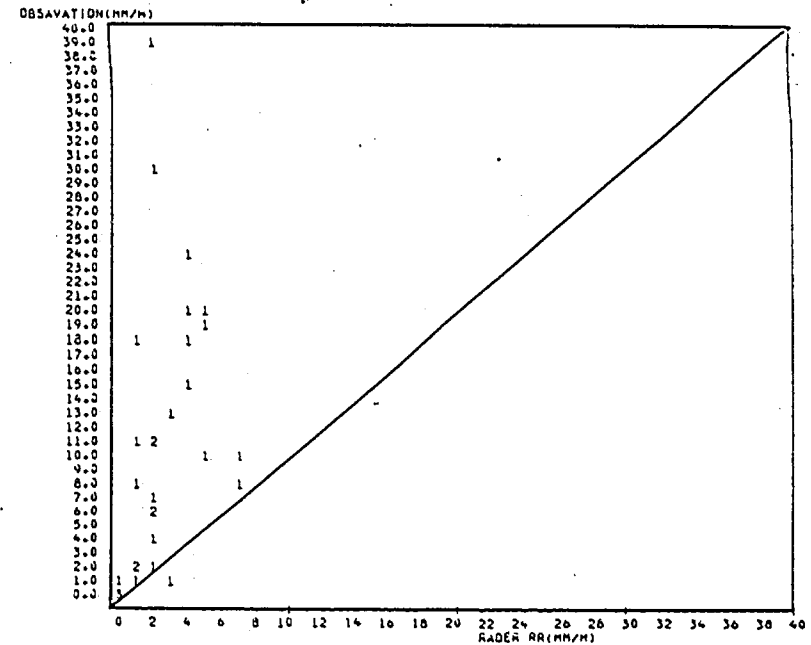
地点番号は表 2.9 に同じ



SCATTER DIAGRAM (TELE RR---RADAR RR) 1HOUR
TIME 1981 8 23 12 CASE NO. = 1

XBAR= 3.3 XSD= 2.3
YBAR= 3.4 YSD= 3.2
R= 0.90 Y= 0.55X+ 1.73 EE= 2.9

(a) 比較的对応のよい例



SCATTER DIAGRAM (TELE RR---RADAR RR) 1HOUR
TIME 1981 8 23 12 CASE NO. = 33

XBAR= 2.3 XSD= 2.3
YBAR= 10.3 YSD= 9.3
R= 0.42 Y= 1.76X+ 4.48 EE= 8.36

(b) 比較的对応の悪い例

凡例

XBAR: レーダ雨量の平均値

XSD: レーダ雨量の標準偏差

R: 相関係数

EE: 直線のまわりの誤差の標準偏差

YBAR: テレメータ雨量平均値

YSD: テレメータ雨量の標準偏差

Y = A * X + B: 直線あてはめ

CASENO: 地点番号

図 2.21 レーダ雨量とテレメータ雨量の散布図 (1 時間雨量)

同時刻でも地点別にかなりの差がある。一方、その傾向は、Fの大きな時には、全体に大きくなる。すなわち、気象じょう乱、降雨強度の変化にしたがってFは変化する。B、 β が固定であるので、降雨粒子の径が時々刻々、場所的に変化しているためだと考えられる。

このことは、Fのオンライン補正の必要性を示すものと思われる。

(3) 補正係数Fの時間的、空間的变化特性

流域ごとに代表点を選定し、その補正係数Fの時間変化特性を検討した。

T8210については、草木が非常に大きなF値の変化を示す。散布図からも、レーダ観測値と地上雨量値の対応の要いことがわかる。

T8115についても、草木のみが、他と異なる変化を示す。(図2.22)

T8210とT8115についての比較では、T8115の方が大体に大きな値を示す。これは、レーダ観測値が、何らかの原因で、過少に出ていることを示すものである。

Fの時間持続性については、2時間程度が限度となるようである。これは、積雲スケール(その集合)の強雨の寿命程度であり、降雨原因の変化あるいは、じょう乱の盛衰を表わすものと言えよう。

補正係数Fの空間的变化の特性について月雨量の地上対レーダ比で検討を行った。その等比線図を図2.23に示す。補正係数Fはレーダサイトの近く、あるいは標高の低い地点で1に近づく傾向を表わしている。

(4) オンライン補正方法

2.5-(3)で述べたようにレーダ雨量と地上雨量との対応は時間的・空間的に変動が大きく、従って、補正方法としては随時補正を行なうオンライン方式を考えなければならない。

オンライン補正に当ってはその処理時間が制限されるため、土木研究所では補正係数Fを用いる方式を採用した。これは前に述べたB、 β を補正する方式に比べ処理時間が短かい利点があり、また、双方式とも結果的には同程度の効果が期待される。

補正係数F方式の採用に当っては、二宮(1979)によって提案された、補正曲面のあてはめを行なうのが合理的である。

本調査においては、その雨量計の台数を最大限とり108台の雨量計を使い、その台数の変化と補正効果についても検討した。

① 補正方法の概要

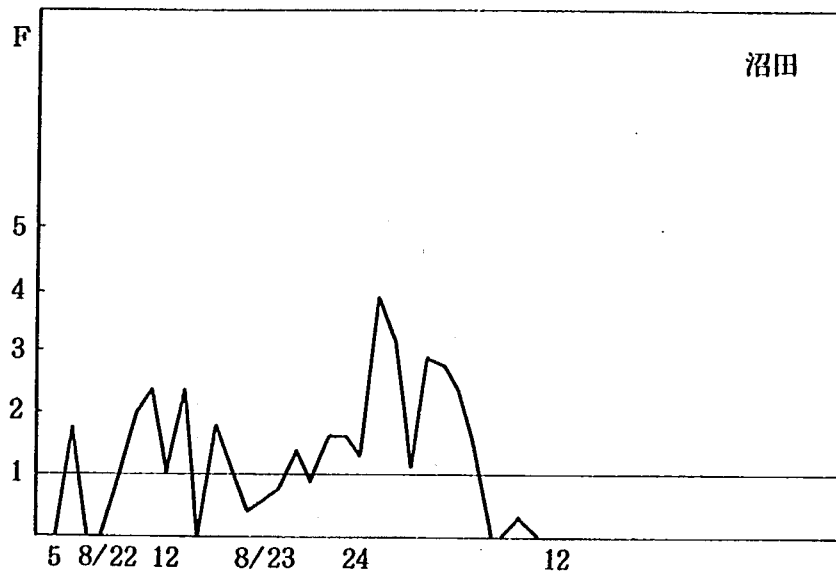
今、観測されたレーダ雨量とテレメータ雨量の比を $F_{OBS}(x, y)$ 、求める曲面を $F(x, y)$ とする。 $F(x, y)$ と $F_{OBS}(x, y)$ の差に関する重みを α 、滑かさに関する重みを β とする。

次の条件を満足するような曲面の設定を行なう。

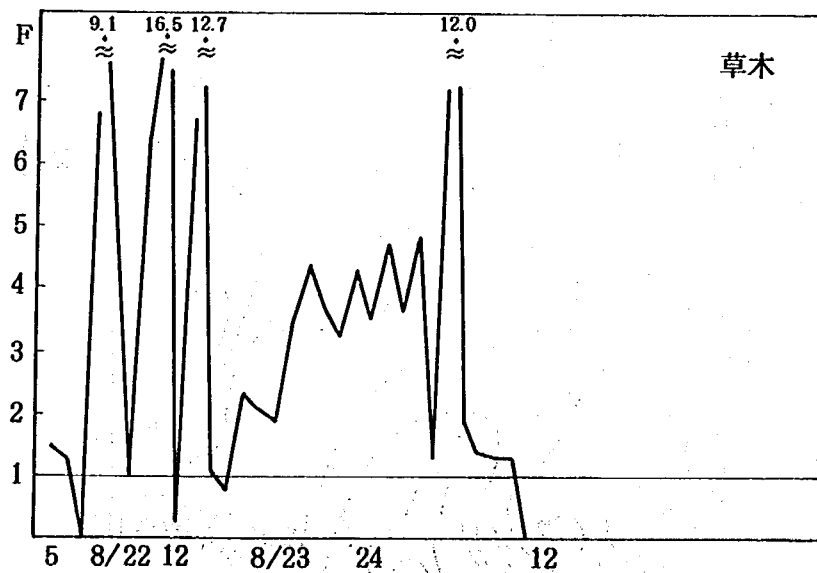
『①テレメータ地点での補正係数は、実測により求められた値に最も近く、かつ ② $F(x, y)$ が滑らかであることである』

①の条件を定式化すると、

$$\alpha (F(x, y) - F_{OBS}(x, y))^2 \rightarrow \min \quad \dots\dots\dots (2.11)$$

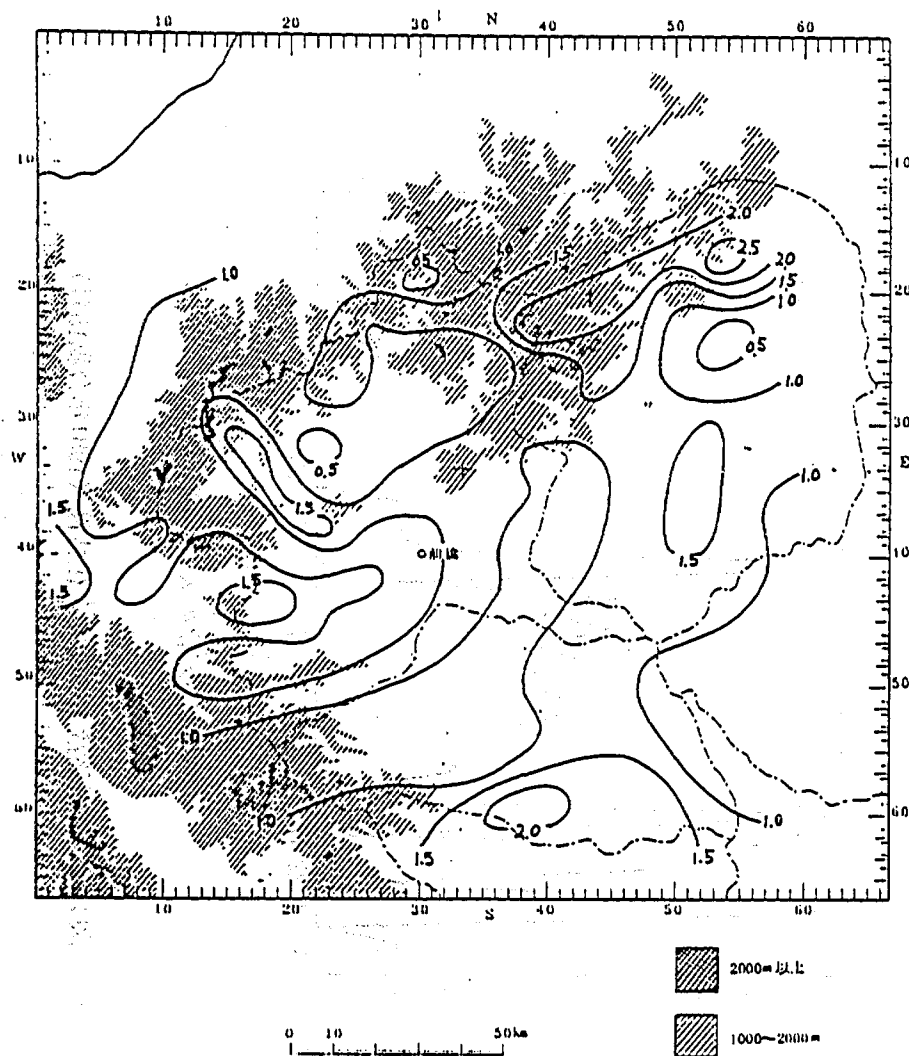


Fの時間変化の小さい例（沼田）

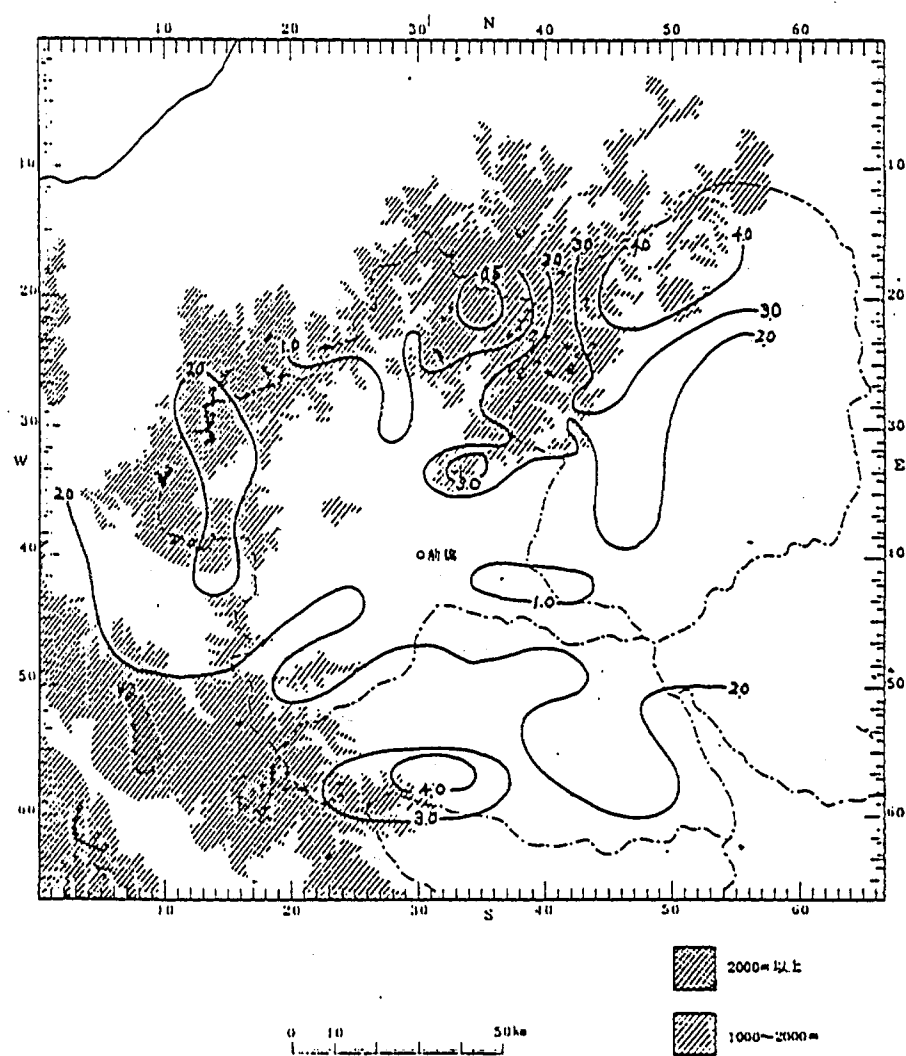


Fの時間変化の大きい例（草木）

図 2.22 補正係数 F の時間変化特性（1981 年台風 15 号）



1981年7月



1981年8月 (台風15号を含む)

図 2.23 月雨量地上雨量／レーダ雨量

②の条件は,

$$\beta \left\{ \left(\frac{\partial}{\partial x} F(x, y) \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} F(x, y) \right)^2 \right\} \rightarrow \min \quad \dots\dots\dots (2.12)$$

である。

したがって (2.11), (2.12) を同時に満足する条件は次のようになる。

$$\int \int_{x, y} \left[\alpha (F(x, y) - F_{\text{OBS}}(x, y))^2 + \beta \left\{ \left(\frac{\partial}{\partial x} F(x, y) \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} F(x, y) \right)^2 \right\} \right] dx dy \quad \dots\dots\dots (2.13)$$

を最小にすることである。

式 (2.13) () 内を関数 f で表わす。

$$f(x, y, F(x, y), \frac{\partial}{\partial x} F(x, y), \frac{\partial}{\partial y} F(x, y)) \quad \dots\dots\dots (2.14)$$

となる。

変分法によってこれを解くことができる。これによれば次式を解く問題に帰着する。

$$\frac{\partial f}{\partial F} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial f}{\partial P} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial f}{\partial q} \right) = 0 \quad \dots\dots\dots (2.15)$$

$$P = \frac{\partial}{\partial x} F(x, y), \quad q = \frac{\partial}{\partial y} F(x, y)$$

$$F = F(x, y), \quad F_{\text{OBS}} = F(x, y)_{\text{OBS}}$$

したがって () は

$$f = \alpha (F - F_{\text{OBS}})^2 + \beta (P^2 + q^2) \quad \dots\dots\dots (2.16)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial f}{\partial F} = 2\alpha F - 2\alpha F_{\text{OBS}} \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial f}{\partial P} \right) = \frac{\partial}{\partial x} (2\beta P) \\ \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial f}{\partial q} \right) = \frac{\partial}{\partial y} (2\beta q) \end{array} \right. \quad \dots\dots\dots (2.17)$$

であるので、式(2.15)は次のように表わせる。

$$\alpha (F(x, y) - F_{\text{OBS}}(x, y)) - \beta \left(-\frac{\partial^2}{\partial x^2} F(x, y) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} F(x, y) \right) = 0$$

..... (2.18)

したがって式(2.18)を解けばよい。

式(2.18)はポアソン型の偏微分方程式であり数値解が求められる。

(α , β の見積り)

式(2.11)において $\alpha(\quad)^2$ の $(\quad)$ 内は0.1のオーダーであり、式(2.12)において、 $\beta\{\quad\}$ 内は $\partial x = \partial y = 3 \text{ km}$ とすると $F(x, y)$ は1.0のオーダーである。

したがって、式(2.11)より、

$$\alpha \cdot (0.1^2) \longrightarrow 0.01 \cdot \alpha$$

式(2.12)より

$$\beta \cdot \left(\left(\frac{1}{3} \right)^2 + \left(\frac{1}{3} \right)^2 \right) \longrightarrow 0.2 \cdot \beta$$

したがって、 $\alpha \rightarrow 0.2$ $\beta \rightarrow 7.01$

$\alpha \rightarrow 2$ $\beta \rightarrow 0.1$

$\alpha : \beta = 20 : 1$ の比を持つ時、両者等価な重みをつけたことになる。

本調査においては、 $\alpha = 100.0$, $\beta = 4.0$ $\therefore \alpha : \beta = 25 : 1$ となり、少しポイントの適合度を重視した値となっている。

② 補正の有効性の検証

①で述べた補正の具体的な効果を見るため、次のような検討を行なった。

建設省テレメータ38点を用いて、上記補正を実施した場合の、アメダスポイントでのレーダ・アメダスの適合度を検証した。その結果、ほとんどの地点で、極めて効果的に補正が実施されていた。

図2.24は、アメダスポイントの検証結果において、20%以上誤差が減少することを示している。

③ キャリブレーション用地上雨量計密度と補正効果

本項において、キャリブレーション用雨量計の台数と、補正効果について検討する。すなわち、建設省テレメータ38点を19点、9点と減じて補正曲面を求めその時、補正に用いなかったアメダスポイント34点の実測地上雨量と、レーダ補正雨量の誤差の変化を検討する。

これにより、補正に必要な雨量計台数の関係が、曲面あてはめ補正法に関して検討できる。

各ケース(3ケース)のテレメータポイントと、検証用アメダスポイントの位置を図2.25に示す。

これによれば、テレメータは、群馬県に集中しており、群馬県内の検証は、空間内挿結果と言え、その他は外挿の評価と言える。このような点を考慮し、一つの目安として県別に評価を行なった。

その結果を図2.26に示す。

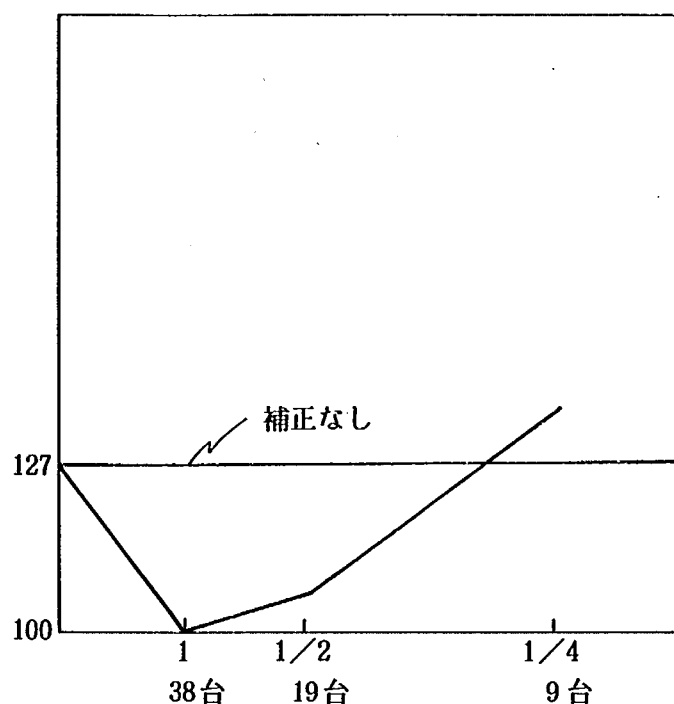


図 2.24 38台のテレメータを使った場合を 100
とした補正効果 (アメダス)

縦軸の値 (誤差の指標) は次の指標を用いた。

$$E = \sqrt{\frac{\sum (\text{実測地上雨量} - \text{補正後レーダ雨量})^2}{\text{検証用雨量計台数}}} \dots\dots\dots (2.19)$$

この結果によれば、補正用雨量計台数が 9 台になった場合には、補正前より誤差が大きくなっている。

補正用、雨量計の配置の問題、雨量分布とも密接な関係があると推定されるが、補正をかける場合には、注意すべきことである。

すなわち、実システムを考えた場合、補正用雨量計の配置台数等に関して、入手しうるすべての地上データを収集し、その補正効果の検証と、台数に関する調査にもとづき、補正方法を調査、選定する必要を示唆するものである。

数点の平均値を用いだけの補正では、十分な効果が期待できない。さらに誤差を増大する場合もあると言えよう。

また、検証用アメダスポイントでの、38台、19台、9台とキャリブレーション用のテレメータを

減じた場合の散布図を図 2.27(a)～(d)に示す。

その効果が良くわかる。

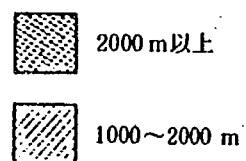
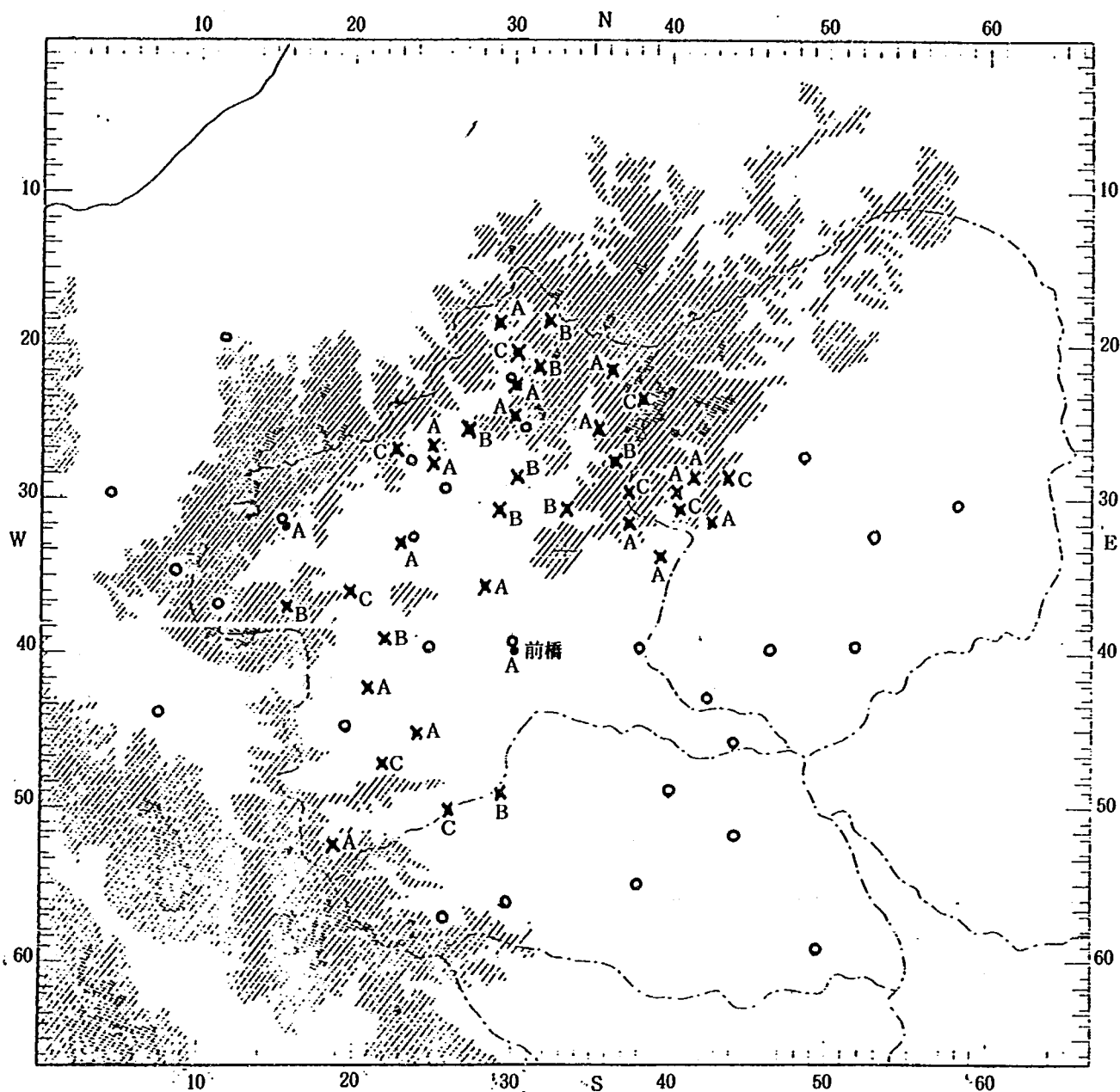
台数を減じてゆくにつれ、散布ポイントが 45° 線から離れてゆく。

④ 補正係数の時間外挿可能性

予測を対象とした場合、前時刻で得られた補正係数の時間的保存性が問題になる。

一方、(3)で、補正係数の値の時間変化を見た場合、高々 2～3 時間の持続性しか期待され得ないことも事実である。

したがって、補正が逆効果となる場合もあることはさけられない。



0 10 50 km

×印 補正用テレメータ

A + B + C = 38台

B + C = 19台

C = 9台

○印 アメダスポイント

図 2.25 補正用テレメータの位置と検証用アメダスポイントの位置

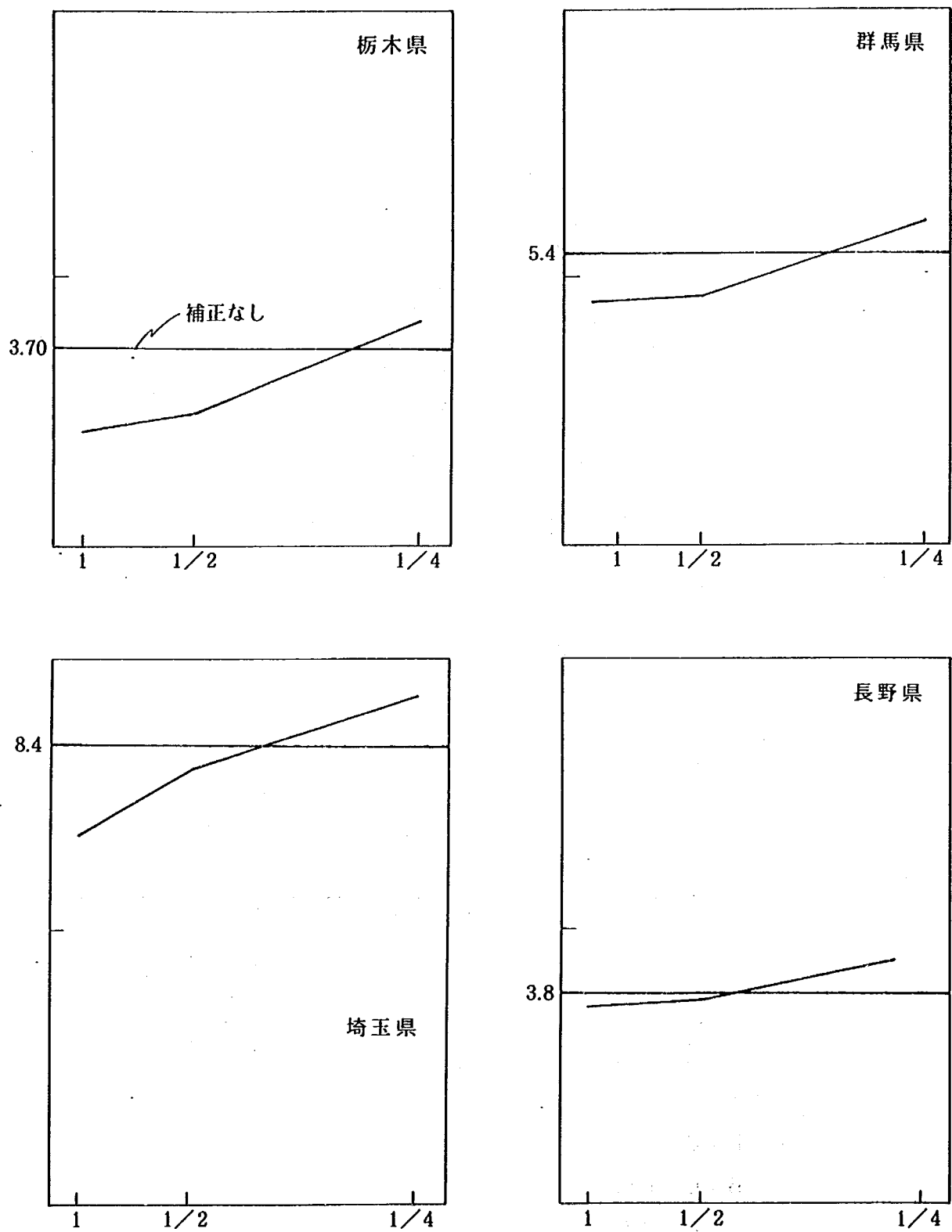
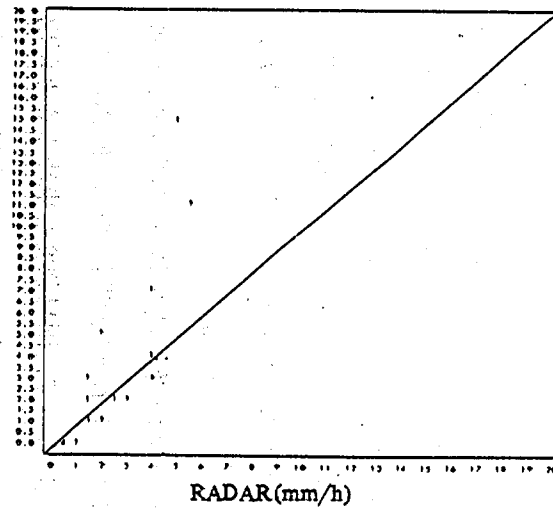


図 2.26 補正用雨量計台数と補正効果

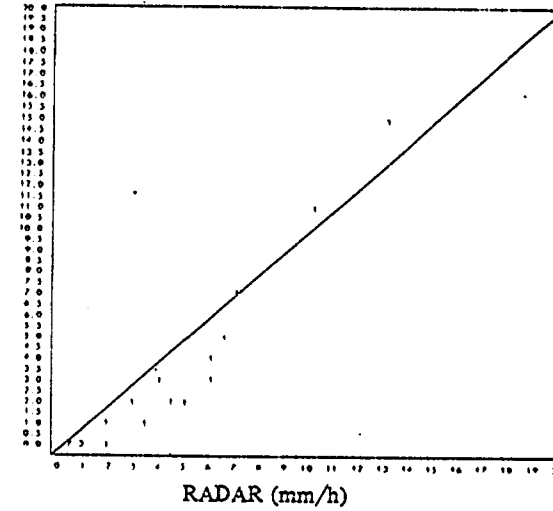
補正用雨量計台数 1 : テレメータ 38 台, 1/2 : 19 台, 1/4 : 9 台

OBSAVATION (mm/h)



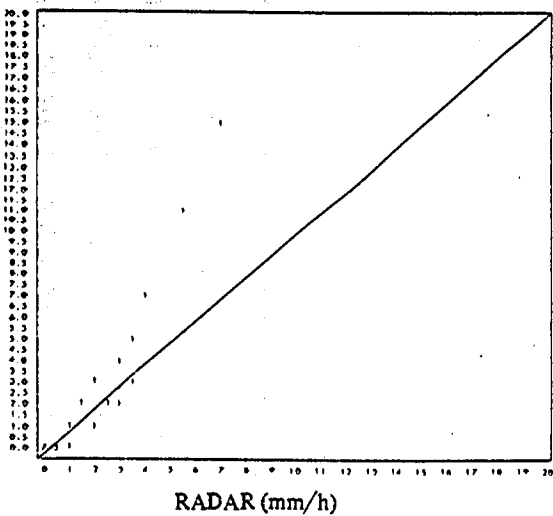
(a) (a) 補正なし 1982年8月2日14時

OBSAVATION (mm/h)



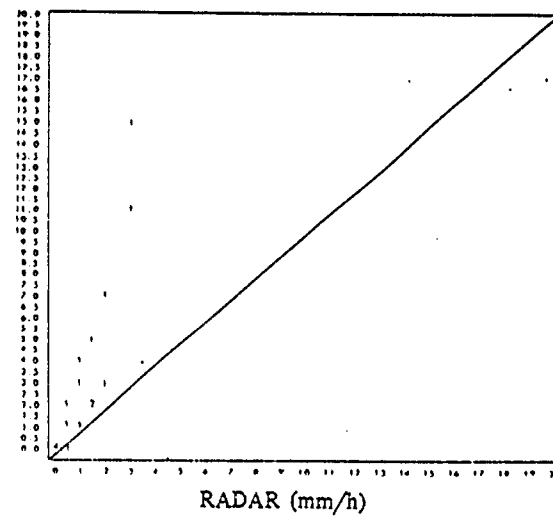
(b) 38台による補正 1982年8月2日14時

OBSAVATION (mm/h)



(c) 19台による補正 1982年8月2日14時

OBSAVATION (mm/h)



(d) 9台による補正 1982年8月2日14時

図 2.27 補正用地上雨量テレメータの台数別散布図 (熊谷) 1982年

第3章 MTI方式による雨量観測精度の評価

レーダ雨量計による観測エコーの中には気象エコーのほか、多量の雑音や大地からの反射波が混在する。このようないわゆる気象エコーに対する妨害波の除去は、レーダ雨量計において最も重要な事項である。いいかえれば、このクラッタ（妨害波）の有効的な除去方法の開発が精度向上に大きく貢献することが予想される。

この問題に対する従来の方法は、次の3種類に要約することができる。

- (1) 最も一般的な方法は、レーダ観測者が高度の熟練によって気象のエコーとクラッタを識別して、気象エコーのみのスケッチ図を作成する。
- (2) 自動的に行なう方法として、晴天時のクラッタの強度分布を記憶装置に入れておき、雨天時の信号から減算して降雨エコーを求める。
- (3) クラッタの存在する領域については、気象エコーの有無にかかわらずレーダ情報を除去することで対処する。

従来のレーダ雨量計においては、このうち(2)の方法がとられており、ある程度成果をあげている。しかし、晴天時のクラッタの値と降雨時のクラッタの値は厳密には同一ではない。従って今後、物理的に降雨時のクラッタの強度に近いものをリアルタイムに減算するような方法を考える必要がある。

本研究では、この方法としてMTI方式（Moving Target Indication）を提案し、そのクラッタ除去能力及び降雨観測精度について検討評価する。

3.1. MTI グランドクラッタ除去方式の原理

雨は不規則に分布して運動している多数の雨滴で構成されている。このため、レーダから送信された電波が雨から反射してくる反射信号（降雨エコー）の振幅は、大地エコーに比べ短時間（0.01秒程度）内に激しく不規則に変動している。したがって、レーダ方程式は降雨エコーの平均電力から雨量強度を求める関係式になっている。降雨エコーの不規則な変動の幅は、弱い雨に対しては小さく、強い雨の場合は大きくなり、雨エコーの変動電力（交流電力）はその平均電力と比例関係を有する。また、0.01秒程度の短時間内では、グランドクラッタの振幅はほとんど一定である。

したがって、降雨エコーとグランドクラッタが重畳しているレーダの受信波を特殊な高域通過濾波器（MTIフィルタ）によって、短時間内に交流電力を検出すれば、それと比例関係のある降雨エコーの平均電力を推定することができる。この結果からレーダ方程式によって、雨量強度を求めることが出来る。また、これによって短時間内で振幅がほぼ一定のグランドクラッタはMTIフィルタによってほとんど除去することが出来る。

(1) 信号の統計特性の実測例

MTI方式によってグランドクラッタを除去するための基本条件となる信号の特性について具体的に説明する。

図 3.1(a)に示す様に降雨エコー信号振幅の時間変化は、図 3.2(a)における大地クラッタの場合にくらべて非常に変動している。これはレーダー反射に貢献するレーダーエコー体積内に分布して相互に不規則に動いている無数の降水粒子による個々のレーダー反射波信号のベクトル和から成っているためであって、この様な変動信号の周波数スペクトラムは図 3.1(b)に示す様に直流分 ($f = 0$) を除いて全周波数帯域 ($\sim 130 \text{ Hz}$) にわたって一様に分布していることが特徴である。

一方大地クラッタによるパルス繰返し周期ごとの振幅変動は降雨エコーに比べて小さいが、低い周波数の変動が顕著に認められる。この周波数スペクトラムは図 3.2(b)に示す様に直流付近の低域周波数部に卓越した成分があり、一般に $20 \sim 30 \text{ Hz}$ を越えた高い周波数領域では大略一様となっている。

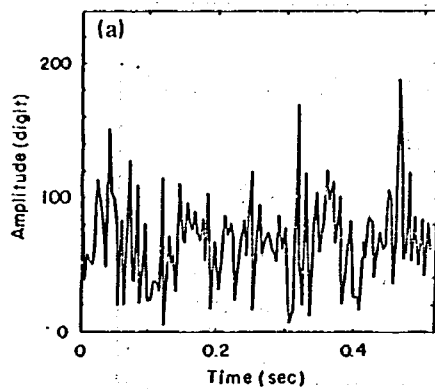


図 3.1(a) 降雨エコー信号振幅の時間変化

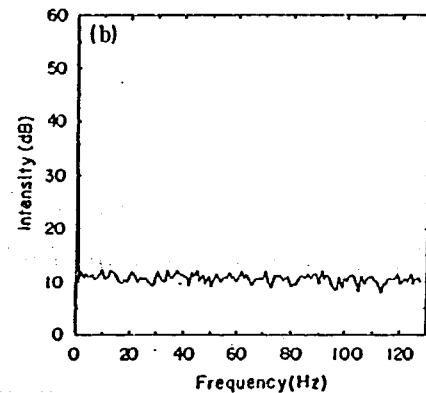


図 3.1(b) 降雨エコー信号振幅の周波数スペクトラム

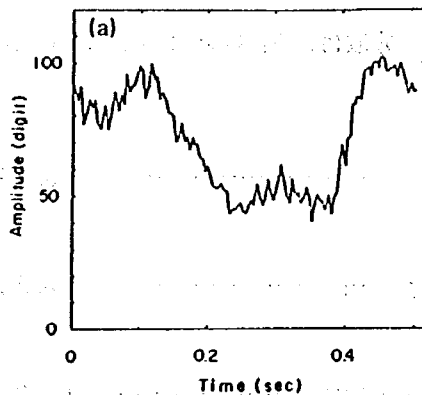


図 3.2(a) 大地クラッタ信号振幅の時間変化

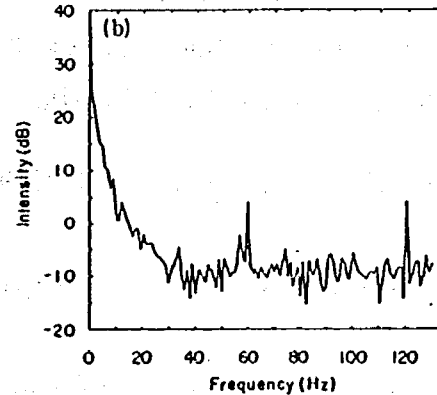


図 3.2(b) 大地クラッタ信号振幅の周波数スペクトラム

㊦ 600 Hz 、 120 Hz のスパイク成分は信号処理中に発生するリップル

評価試験の結果によると、用いた MT-1 消去器は上述の約 30 Hz 以下の卓越した低周波数成分を除去することができた。しかしそれ以上の高い周波数成分は通過してしまうが、これを除去しようとするると降水エコーも完全に通らなくなってしまうことになる。即ち図 3.1(b)で降雨エコーの直流項 3.5 dB (通常の気象レーダーで用いる信号成分) に対して交流成分は $+10 \text{ dB/Hz}$ であるが、一方図 3.2(b)では大地クラッタの直流項 37 dB に対して 30 Hz 以上の交流成分は、 -10 dB/Hz となり、直流成分は降水エコーへ大体等しいのに対して交流成分 $+20 \text{ dB}$ も減少し、MT-1 方式における降水エコー

ーに対する大地クラッタ消去の可能性を示唆している。

なお、図 3.2(b)で 60Hz 及び 120 Hz のスパイク状成分は信号処理の過程に含まれているリップルによるものであって、大地クラッタでは高域周波数雑音が降水エコーに比べ減少するので相対的にこのリップル成分が強調されている。

表 3.1 は降水エコーおよびグラウンドクラッタの特性の実測例を示す。直線検波した信号について各特性を解析して、その平均値を示した。降雨エコーのデータは 47 例、グラウンドクラッタは 15 例で、各データの観測時間は約 90 秒である。アンテナは目標方向に停止させてデータを収録した。

表 3.1 信号の統計特性の実測例（日本無線 K.K による観測例）

	降水エコー	グラウンドクラッタ
(平均電力/交流電力) 比	4.33(6.37 dB)	522.5(27.2 dB)
電力比変動幅	22%(0.86 dB)	
1.送信周期間の相関係数 ρ (3.85 ms)	0.19	0.75
2.送信周期間の相関係数 ρ (7.00 ms)	0.0013	0.32
帯域幅 f b	89 Hz	37 Hz
データ数	47	15

① (平均電力/交流電力) 比

信号 $x(t)$ の次元が電圧のとき、その平均値、自乗平均値、分散は、信号の直流電圧、平均電力、圧流電力と、それぞれ次のように対応できる。

$$\textcircled{\text{C}} \text{ 平均値 } \overline{X(t)} = \frac{1}{T} \int_0^T X(t) dt : \text{直流電圧} \quad \text{.....} \quad (3.1)$$

$$\textcircled{\text{C}} \text{ 自乗平均値 } \overline{\{X(t)\}^2} = \frac{1}{T} \int_0^T \{X(t)\}^2 dt : \text{平均電力} \quad \text{.....} \quad (3.2)$$

$$\textcircled{\text{C}} \text{ 分散 } \overline{\{X(t) - \overline{X(t)}\}^2} = \frac{1}{T} \int_0^T \{X(t) - \overline{X(t)}\}^2 dt : \text{交流電力} \quad \text{.....} \quad (3.3)$$

さらに、式 (3.1), (3.2), (3.3) より次の関係がある。

$$\textcircled{\text{C}} \text{ 平均電力} = (\text{直流電圧})^2 + \text{交流電力} = \text{直流電力} + \text{交流電力} \quad \text{.....} \quad (3.4)$$

従って平均電力は信号の全電力を意味する。

表 3.1 に示すように、降雨エコーの (平均電力/交流電力) 比は 4.33 (6.37 dB) であった。その電力比の変化は各種の条件下において 22% (0.86 dB) 以下であった。従って降雨エコーの (平均電力/交流電力) 比はほぼ一定である。この性質は MTI グラウンドクラッタ除去方式にとって必要な条件である。式 (3.4) より降雨エコーの場合は全電力の 77% が直流電力であり、

その振幅変動の幅は全振幅の48%程度である。

降雨エコーと比較して、グラウンドクラッタの〔平均電力／交流電力〕比は522.5 (27.2 dB) であるからその全電力の99.81%は直流電力であり、振幅変動の幅は全振幅の4%程度である。従ってグラウンドクラッタの振幅は短時間内 (数ms) にはほとんど一定といえる。

② 相関係数

信号の時刻 t における振幅 $X(t)$ とそれから τ 時間経過後の振幅 $X(t + \tau)$ を二つの変数と考えると、

$$\rho(\tau) = \frac{\{ \overline{X(t) - X(t)} \} \cdot \{ \overline{X(t + \tau) - X(t)} \}}{\{ \overline{X(t) - X(t)} \}^2} \quad \dots\dots\dots (3.5)$$

ここに、 $\{ \overline{\quad} \}$ は時間平均を意味する。たとえば $\overline{X(t)} = \frac{1}{T} \int_0^T X(t) dt$ (T は観測時間) 式 (3.5) で、 $X(t)$ と $X(t + \tau)$ の変動が互いに独立のときは分子 = 0 で、 $\rho(t) = 0$ になり、 τ 時間経過しても信号の振幅が変化しないときは、 $X(t) = X(t + \tau)$ なので分母 = 分子となり、従って $\rho(\tau) = 1$ となる。分母は信号の分散 (交流電力) で、 $\rho(\tau)$ の大きさを正規化したものである。

表 3.1 には時間差 τ を 1 送信周期 (3.85 ms) および 2 送信周期としたときの相関係数を示した。表より降雨エコーの 1 送信周期間の相互係数は 0.19 であるから、その不規則変動の振幅がある時間に 1 だった場合は、次の送信によるエコーの平均振幅は 0.19 になる。それに対してグラウンドクラッタの場合は、振幅 1 が 1 送信周期後に 0.75 に変化する。従って振幅の不規則変動の速さは、降雨エコーと比較してグラウンドクラッタの方が遅い事を示している。

③ 帯域幅

相関数 $\rho(\tau)$ は信号の時間領域における特性をあらわしている。そして、周波数領域の特性は $\rho(\tau)$ をフーリエ変換して求められるパワスペクトルの帯域幅 f_b を代表値として示した。

表 3.1 より、降雨エコーの場合の平均帯域幅は 89 Hz、グラウンドクラッタの場合の平均帯域幅は 37 Hz であった。これは相関係数による前項の説明を周波数領域で換言えたものである。

(2) 降雨エコーの確率密度関数 (レイリー分布)

アンテナから放射された電波によって照射される降雨の目標体積内には、多数の独立に運動する雨滴が存在する。降雨エコーはそれぞれの雨滴からの反射波の合成波である。従ってその振幅は、マイクロ波パルスを送受信するごとに不規則に変動する。そのような受信波を〔周波数変換－中間周波数増幅－直線検波〕したときの出力信号の確率密度関数は次のように表わされる。

中間周波数帯における降雨エコーの瞬時波形 $X(t)$ を直交関数係で表現すると次式のようにになる。

$$X(t) = X_c(t) \cos \omega_c t - X_s(t) \sin \omega_c t \quad \dots\dots\dots (3.6)$$

ここに、 $\omega_c : 2\pi \times$ 中間周波数

$X_c(t), X_s(t) :$ 互いに統計的に独立な平均値 = 0, 分散 = σ^2 のガウス性不規則信号

そして、式 (3.6) の $X(t)$ を一つの余弦波の形にまとめると、

$$X(t) = X(t) \cos \{ \omega c t + \phi(t) \} \quad \dots\dots\dots (3.7)$$

$$\text{ここに、} X(t) = \sqrt{\{X_c(t)\}^2 + \{X_s(t)\}^2}$$

$$\phi(t) = \tan^{-1} \{ X_s(t) / X_c(t) \}$$

直線検波器の出力波形は式 (3.7) の包絡線 $X(t)$ で、式 (3.6) から明らかなように、 $X(t)$ は直交座標軸上でガウス分布する点 $X_c(t)$ 、 $X_s(t)$ を二つの成分とするベクトルの大きさである。この関係を図 3.3 に示す。

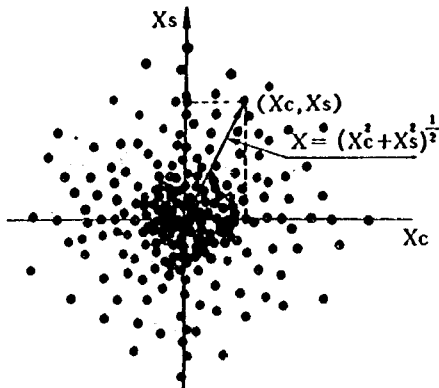


図 3.3 二次元ガウス分布とレイリー分布の関係

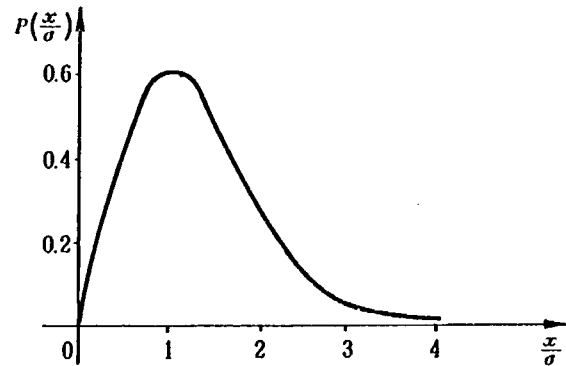


図 3.4 レイリー確率密度関数

このような場合に $X(t)$ の確率密度関数はレイリー分布していて、次の (3.8) 式で与えられるレイリー確率密度関数を図 3.4 に示す。

$$P(x) = \begin{cases} \frac{X}{\sigma^2} \exp \left(-\frac{X}{2\sigma^2} \right) & \dots\dots\dots x > 0 \\ 0 & \dots\dots\dots x < 0 \end{cases} \quad \dots\dots\dots (3.8)$$

次に、降雨エコーの平均電力 $\overline{\{X(t)\}^2}$ と交流電力 σ_x^2 は、式 (3.2)、(3.3)、(3.8) および X の時間平均はその集合平均に等しいことから、

$$\overline{\{X(t)\}^2} = E \{ X^2 \} = \int_0^\infty X^2 p(x) dx = 2\sigma^2 \quad \dots\dots\dots (3.9)$$

$$\sigma^2 = E \{ \{ X - E \{ X \} \}^2 \} = 2 (1 - \pi / 4) \sigma^2 \quad \dots\dots\dots (3.10)$$

ここに、 $E \{ \quad \}$: 集合平均

従って、式 (3.9)、(3.10) より次の関係が成立する。

降雨エコーの〔平均電力／交流電力〕比

$$= \frac{\overline{\{X(t)\}^2}}{\sigma_x^2} = 4.66 \text{ (6.68 dB)} \quad \dots\dots\dots (3.11)$$

式(3.11)は、レイリー分布する降雨エコーの平均電力/交流電力比が一定になることを示している。表3.1および(1)の①の項で述べたように、その実測値は4.33 (6.37 dB)であった。これは式(3.11)の理論値にきわめて近い値である。

従って降雨エコーの交流電力を求めれば、それと比例関係にある平均電力を求めることができる。しかし、式(3.11)は降雨エコーが単独で存在するときの関係であって、グラントクラッタが重量しているときには少し様子がちがってくる。

(3) 降雨エコーとクラッタが重量したときの確率密度関数 (レイリー・ガウス分布)

① レイリー・ガウス分布の基本的性質

降雨エコーとグラントクラッタが重量した受信波を〔周波数変換-中間周波数増幅-直線検波〕したときの出力信号の確率密度関数を求める。

表3.1および(1)の②項で説明したように、短時間(数ms)内ではグラントクラッタの振幅Gは一定とみなすことができる。従ってその波形g(t)は、中間周波数領域では次式で表わされる。

$$g(t) = G \cos(\omega_c t + \psi) \quad \dots\dots\dots (3.12)$$

ψ : 伝搬による位相遅れ

式(3.7)で示した降雨エコーの波形x(t)とグラントクラッタg(t)の合成波y(t)は次式となる。

$$y(t) = G \cos(\omega_c t + \psi) + x(t) \quad \dots\dots\dots (3.13)$$

合成波y(t)を一つの余弦波の形にまとめると、

$$y(t) = Y(t) \cos\{\omega_c t + \theta(t)\} \quad \dots\dots\dots (3.14)$$

直線検波出力の波形は式(3.14)のY(t)である。Y(t)の確率密度関数p(Y)は次式で与えられる。

$$p(Y) = \begin{cases} \frac{Y}{\sigma^2} \exp\left(-\frac{Y^2 + G^2}{2\sigma^2}\right) \cdot I_0\left(\frac{Y \cdot G}{\sigma^2}\right) & Y \geq 0 \\ 0 & Y < 0 \end{cases} \quad \dots\dots\dots (3.15)$$

ここに、 $I_0(u)$: 変形ベッセル関数、uが十分に大きいときは、

$$I_0(u) \doteq \frac{eu}{\sqrt{2\pi u}} \left(1 + \frac{1}{8u} + \frac{9}{128u^2} + \dots\dots\dots\right)$$

ここでは式(3.15)の確率密度関数を便宜上レイリー・ガウス分布と名付ける。以下、式(3.15)の持つ意味について説明する。

式(3.15)で、グラントクラッタが存在しないとき($G=0$)は、降雨エコーが単独で存在する場合の式(3.8)と一致してレイリー分布となる。逆に、降雨エコーの平均電力と比較してグラントクラッタの電力が十分に大きいとき($G^2 \gg \bar{X}^2 = 2\sigma^2$, $Y \doteq G$)は、次式で表わされる。

$$p(Y) = \frac{1}{\sigma} \sqrt{\frac{1}{2\pi}} \exp\left(-\frac{(Y-G)^2}{2\sigma^2}\right), \quad Y \geq 0 \quad \dots\dots\dots (3.16)$$

従ってこの場合は、分散(交流電力)が σ^2 で、グラントクラッタの振幅Gを平均値(直流電圧)

とするガウス分布になる。

レイリー分布からガウス分布への変化を明確にするために式 (3.15) の関数形を図 3.5 に示す。図では降雨エコーの平均電力 $\bar{X}^2$ とグラントクラッタの電力 G^2 の比をパラメータにした。降雨エコーに対して、グラントクラッタの重畳量が増加したとき ($\bar{X}^2/G^2$ が小さくなったとき) に、直線検波出力の確率密度関数が、ガウス分布に変化する理由は図 3.6 により説明される。同図は、降雨エコー $x(t)$ 、グラントクラッタ $g(t)$ 、および直線検波出力 $y(t)$ の関数を示す。 $\bar{X}^2/G^2$ が小さいときは $X \ll G$ であるから図 3.6 より次のように近似できる。

$$Y \doteq G + X \cos(\phi - \psi) \quad \dots\dots\dots (3.17)$$

式 (3.17) の右辺の第 2 項は、振幅 X がレイリー分布するベクトル $x(t)$ の、グラントクラッタ $g(t)$ 方向の成分である。(2) 項および図 3.3 で説明したように、直交座標軸上のガウス分布する点を 2 成分とするベクトルの大きさがレイリー分布である。それがグラントクラッタベクトル方向の一成分に分解されることによって、グラントクラッタの大きさ G を平均値とするガウス分布になったわけである。…………… 式 (3.16) 参照

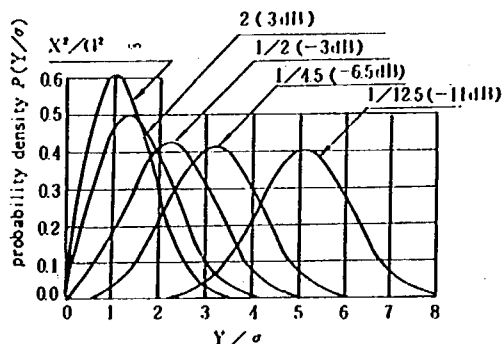


図 3.5 レイリー・ガウス分布

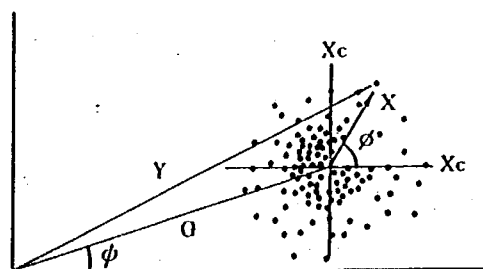


図 3.6 レイリー・ガウス分布のベクトル図

② レイリーガウス分布の〔平均電力/交流電力〕比

〔降雨エコーの平均電力 $\{X(t)\}^2$ / グラントクラッタの電力 G^2 〕比に対する、〔降雨エコーの平均電力 $\{X(t)\}^2$ / 直線検波出力の交流電力 σ_Y^2 〕比の変化を図 3.7 に示す。

$\{X(t)\}^2 / \sigma_Y^2$ は降雨エコー単独の場合のように一定値 (6.68 dB) にはならず、グラントクラッタの重畳量によって変化する。

$\{X(t)\}^2 / \sigma_Y^2$ は、横軸の $\{X(t)\}^2 / G^2$ が小 (グラントクラッタが強い) のときは、式 (3.16) のガウス分布の値 (3.01 dB) に漸近する。

従って、直線検波出力の交流電力 σ_Y^2 から、降雨エコーの平均電力 $\{X(t)\}^2$ を厳密に求めるためには $\{X(t)\}^2 / G^2$ の値を知る必

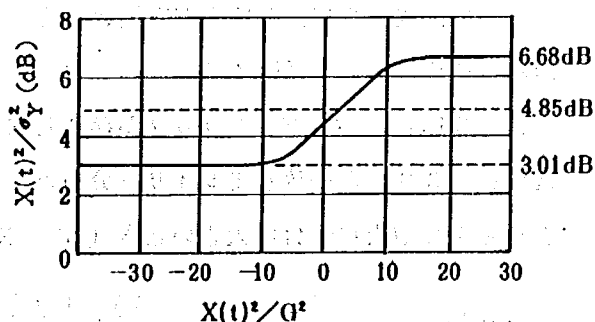


図 3.7 レイリー・ガウス

(平均電力/交流電力) 比

要がある。しかし $\overline{\{X(t)\}^2}/G^2$ の値を全く知らなかったとしても、 $\overline{\{X(t)\}^2}/\sigma_Y^2$ の値として図 3.7 の中間の値 (4.85 dB) を用いれば、 σ_Y^2 から $\overline{\{Y(t)\}^2}$ を推定する誤差は 1.8 dB 以内におさまると考えられる。

従来から、強いグラウンドクラッタの現われる地域では、降雨エコーの強度から推定される雨量強度の信頼性が低いことはよく知られている。しかし、グラウンドクラッタと重畳している降雨エコーの存在を発見することは重要な情報である。また、従来のレーダのエコー強度測定精度は ± 3 dB 程度であり、グラウンドクラッタの存在する地域では一般に降雨エコーの発見が困難であり、エコーを発見できたとしても、その強度の測定誤差は大幅に増加する。

従って、実用的な立場で考えた場合に、

$$\frac{\text{降雨エコーの平均電力 } \overline{\{X(t)\}^2}}{\text{直線検波出力の交流電力 } \sigma_Y^2} \div 3.05 \text{ (4.85 dB)} = \alpha \quad \dots\dots\dots (3.18)$$

なる一定値としてもさしつかえないことと考えられる。

③ 降雨エコーの平均電力の測定

MTI グラウンドクラッタ除去方式を実現するための基本的な構成を図 3.8 に示す。

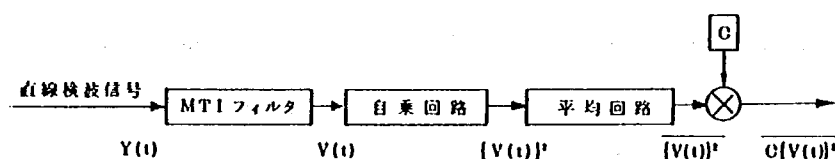


図 3.8 MTI グラウンドクラッタ除去方式の基本的構成

パルスレーダの検波出力から交流成分を検出するフィルタは、くし形の周波数応答特性を有する高域通過フィルタである。これは、周知のコヒレントレーダ用 MTI (Moving Target Indication) フィルタと同様のはたらきをするので以後、MTI フィルタと呼ぶことにする。MTI フィルタの出力を自乗した後の平均化回路は、降雨エコーが一樣な特性を持つ距離および方位角の範囲 (例えば、約 $1 \text{ km} \times 1.4^\circ$) 内でおこなう。

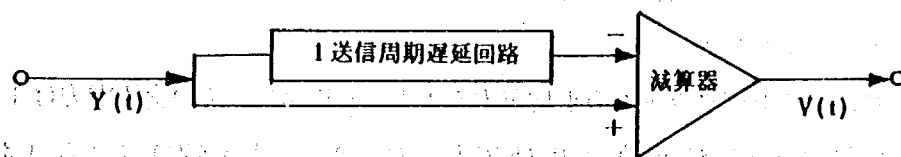


図 3.9 MTI フィルタの例 (単 1 消去形)

MTI フィルタの最も簡単な構成例 (単 1 消去フィルタ) を図 3.9 に示す。1 送信周期の遅延時間を有する遅延回路と減算器で構成される。単 1 消去フィルタの入力を $Y(t)$ 、 $Y(t)$ の交流電力 (分

散) を σ_Y^2 , $Y(t)$ の送信周期 P 間の相関係数を ρ_Y とする。そして、フィルタの出力を $V(t)$, $V(t)$ の交流電力を σ_V^2 とすると、

$$V(t) = \overline{Y(t) - Y(t-P)} = \overline{Y(t)} - \overline{Y(t-P)} = 0 \quad \dots\dots\dots (3.19)$$

すなわち、単一消去フィルタによって入力 $Y(t)$ の直流電力が除去される。従って、

$$\sigma_V^2 = \overline{\{V(t)\}^2} - \{\overline{V(t)}\}^2 = \overline{\{V(t)\}^2} \quad \dots\dots\dots (3.20)$$

$$\begin{aligned} \overline{\{V(t)\}^2} &= \overline{\{Y(t) - Y(t-P)\}^2} = \overline{\{Y(t)\}^2} - 2 \overline{Y(t)Y(t-P)} + \overline{\{Y(t-P)\}^2} \\ &= 2 \overline{\{Y(t)\}^2} - 2 \{\overline{Y(t)}\}^2 - 2 \sigma_Y^2 \rho_Y = 2 \sigma_Y^2 (1 - \rho_Y) \quad \dots\dots\dots (3.21) \end{aligned}$$

式 (3.21) より、検波出力の交流電力 σ_V^2 は次のような関係を有する。

$$\sigma_V^2 = \overline{\{V(t)\}} / \{2 (1 - \rho_Y)\} \quad \dots\dots\dots (3.22)$$

従って式 (3.18) より

$$\text{降雨エコーの平均電力 } \overline{\{X(t)\}^2} = \frac{\alpha}{2 (1 - \rho_Y)} \overline{\{V(t)\}^2} \quad \dots\dots\dots (3.23)$$

次に、式 (3.23) に(1)項および表 3.1 で説明した信号の特性の実測例を代入して、簡単な検討をおこなってみる。

(a) 降雨エコーの平均電力の測定

降雨エコーの直線検波出力の 1 送信周期間の相関係数 ρ_Y は、表 3.1 より

$$\rho_Y = \rho (3.85 \text{ ms}) = 0.19$$

さらに、式 (3.18) , (3.23) より

$$\text{降雨エコーの平均電力 } \overline{\{X(t)\}^2} = 1.88 \overline{\{V(t)\}^2} \quad \dots\dots\dots (3.24)$$

従って単一消去フィルタを使用した場合は、その出力の自乗平均値を 1.88 倍 (+ 2.74 dB) とすれば降雨エコーの平均電力が求められる。この例では降雨エコーの相関係数 ρ_Y を前もって正確に知る必要があるが、この問題をさけるためにはフィルタの遅延回路の遅延時間を ρ_Y がほぼ 0 になる時間長 (2 ~ 3 送信周期) とする。

(b) グラウンドクラッタの除去

表 3.1 より、グラウンドクラッタの平均電力を 1 とした場合に、その交流電力は $1/522$, 送信周期間の相関係数 $\rho (3.85 \text{ ms}) = 0.75$ であった。従って式 (3.21) および (3.24) より、

$$\text{グラウンドクラッタ除去率} = 1.88 \times 2 \times \sigma_Y^2 (1 - \rho_Y) = 555.9 (27.5 \text{ dB}) \quad \dots\dots\dots (3.25)$$

となる。すなわち、図 3.6 の基本的系統図の出力において、グラウンドクラッタの電力は $1/555.9$ になる。グラウンドクラッタを十分に抑圧しないと降雨エコーの平均電力測定の正の誤差要因となるので、実際には、さらに効果的な MTI フィルタを設計してグラウンドクラッタを除去する必要

がある。

(4) MTI グランドクラッタ除去装置

MTI 方式グランドクラッタ除去装置の系統図を図3.10 について説明する。ダイナミックレンジが広く (60 ~ 80 dB), 安定に動作する対数受信機の出力はディジタル量に変換される。次にレーダ電波の距離および大気ガスによる減衰の補正を行ない, その後に信号の振幅は逆対数変換されて直線比例信号となる。次のMTI フィルタによってグランドクラッタが除去されて降雨エコーの交流成分が検出される。MTI フィルタの出力を自乗演算してから平均化処理をする。最後に強度補正をおこなってから降雨エコーの平均電力が出力される。

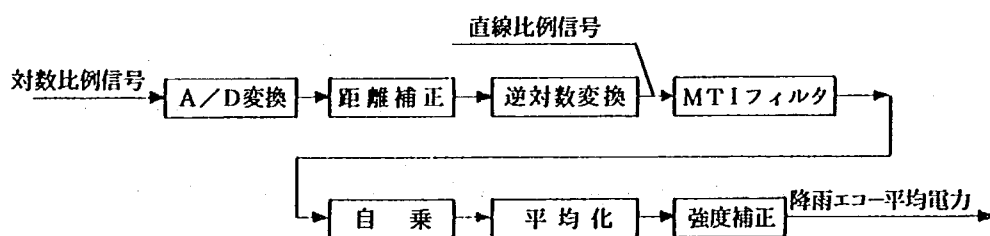


図 3.10 MTI グランドクラッタ除去装置の系統図

3.2 MTI 方式による降雨強度観測精度

降雨強度と受信電力はレーダ方程式によって関係づけられており, これがレーダによる降雨強度測定の基礎となっている。

したがってMTI 方式による降雨観測を行うためには, レーダ受信強度 $\bar{A}^2$ を基準としてMTI 方式による信号処理から求められる信号振幅の平均値 $\bar{a}$ の測定精度を明らかにしておく必要がある。

$\bar{a}$ と $\bar{A}^2$ との関係は次式によってあたえられる。

$$\bar{a} = \sqrt{\frac{2}{\pi} \cdot G_0 \left(\frac{4-\pi}{4} \right) \bar{A}^2 (1-\rho(T))} \quad \dots\dots\dots (3.26)$$

ここで, G_0 : MTI 濾波器利得。

$\left(\frac{4-\pi}{4} \right)$: 降水エコー信号振幅が Rayleigh 分布に従う場合の $\sigma^2 / \bar{A}^2$ (σ^2 : 分散)

$\rho(T)$: パルス繰返し周期 T 間における降水エコー信号の相関係数

また, Rayleigh 分布では平均値 $\bar{A}$ と $\bar{A}^2$ の間には $\bar{A} = \sqrt{\frac{\pi}{4} \bar{A}^2}$ の関係があるので (3.26) 式は次の様に変形することができる。

$$\bar{a} = \sqrt{\frac{2}{\pi} G_0 \left(\frac{4-\pi}{4} \right) \bar{A}^2 (1-\rho(T))} \quad \dots\dots\dots (3.27)$$

MTI 信号 $\bar{a}$ の精度に寄与するものは降水エコー信号振幅の確率分が Rayleigh 分布からずれた場合, 即ち (3.26) 式で $\left(\frac{4-\pi}{4} \right)$, (3.27) 式で $\left(\frac{4-\pi}{4} \right)$ の仮定から偏移する場合, 及び相関係数

$\rho(T) = 0$ が実用上成立しなくなる場合である。

表 3.2 は対流性雲について 8.4 mm/hr から 61.1 mm/hr にいたる 8 例の降雨エコー測定精度を示している。(2) 欄は dB 表示で (平均値)¹ / 実効値に対する比から Rayleigh 分布における比 ($10 \log \frac{\bar{A}^2}{A^2} = 10 \log \frac{\pi}{4} = -1.05$) を差し引いたものであり、(3) 欄は、分散 / 実効値について Rayleigh 分布における比 ($10 \log \frac{a^2}{A^2} = 10 \log \frac{4-\pi}{4} = -6.68$) を差し引いたものである。したがってもし実測している降雨エコー信号が Rayleigh 分布を満していれば、例(7)の様にその偏移量は何れも 0 dB となる。

$\bar{A}^2$ を基準としている (3.26) 式の場合には(3)欄が誤差の対象となるが、例(1)を除いて正誤差であり、その大きさは最大 0.64 dB であって雨量誤差にして +10% 程度に及ぶ。

表 3.2 MTI 方式による降雨の観測精度 (名古屋レーダの例)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
No	雨量強度 R (mm/hr)	Rayleigh 分布からの偏移 (dB)		相 関 係 数 $\rho(T)$	相関項の誤差 (dB) $d_3 = 10 \log (1 - \rho(T))$	誤 差 (dB) (3) + (5) $d = d_2 + d_3$	雨 量 誤 差 %
		平 均 値 $d_1 = 10 \log \frac{\bar{A}^2}{A^2}$ + 1.05	分 散 $d_2 = 10 \log \frac{a^2}{A^2}$ + 6.68				
1	61.1	+0.06	-0.21	0.006	-0.024	-0.234	-3.3
2	22.6	-0.07	+0.25	0.423	-2.39	-2.14	-26.5
3	29.9	-0.05	+0.18	0.483	-2.87	-2.69	-32.1
4	9.4	-0.04	+0.14	0.118	-0.54	-0.4	-5.6
5	8.4	-0.19	+0.64	0.092	-0.421	+0.02	+3.3
6	8.5	-0.20	+0.6	0.09	-0.411	0.26	+3.8
7	46.8	0.0	0.0	-0.02	+0.097	0.097	+1.4
8	42.6	-0.02	+0.07	-0.01	+0.049	0.12	+1.7

また通常の信号処理系では入出力関係は直線特性なので (3.27) 式が用いられるが、 $\bar{A}$ と $\bar{A}^2$ 間における Rayleigh 分布からの偏移によって生ずる誤差は MTI 式のみならず Normal 方式 (Non-MTI 方式) にも生ずる共通の誤差である。

表 3.2 (2) 欄によればその最大偏移は -0.2 dB であり約 3% の負の雨量測定誤差を生じ、(3) 欄の正誤差にくらべると約 1/3 程度である。

結局 MTI 方式において (3.27) 式にもとずいた直線特性回路では、Rayleigh 分布からの偏移によって生ずる誤差は (3) 欄 - (2) 欄の差として現われるため $\bar{a}$ と $\bar{A}$ 間の見かけ上の測定最大誤差は約 12% となる。

(4)欄には隣接パルス間（3.8 m秒）の相関係数値を示してあるが実用的に無相関と見なし得る値-0.01から最大0.48（第3例）に迄及んでいる。したがって雨量誤差は単独で-33.8%にも及び、降水エコー振幅の確率分布がRayleigh分布から偏移した場合において期待される最大誤差の約3倍弱となりMTI方式における雨量測定精度の主要因となっている。

第7欄には（3.26）式にもとづいてRayleigh分布からの偏移による誤差(3)欄と相関係数による誤差(5)欄の和を示しているが、前者が主に正誤差であり、後者は負誤差なのでわずかに相補性を生ずるとは云え相関係数項が卓越する場合には総合的な測定精度の劣化（32.1%）は免がれない。

この(7)欄の誤差は $\bar{A}^2$ に対して求めたものなので（3.27）式における $\bar{a}$ と $\sqrt{\bar{A}}$ との関係では上述の誤差値より最大で3%程度正方向へ移行する傾向にある。

図3.11はMTI方式による降雨観測の信頼性を検定するために、Normal方式とMTI方式による観測を一連続降雨の間に何回か切替えて、各々の場合の観測結果の連続性を検討した結果である。降雨エコーは一般に時間と共に変化するもので、Normal, MTIを繰返して測定することにより雨量強度の変化傾向に両方式（特にMTI方式）が追従するかどうかを検討した。

図右（6月28日）ではパルスヒット間の相関係数が0.088以下であり、実用上無相関と見なされる場合にはレイリー分布からの偏移による正誤差は、ほとんど無くNormal方式と同じ精度で測定できることがわかる。

また、図右（7月13日）では相関係数が0.178以上にありMTI方式の降雨エコー強度は明らかに、Normal方式に比べて減少している。

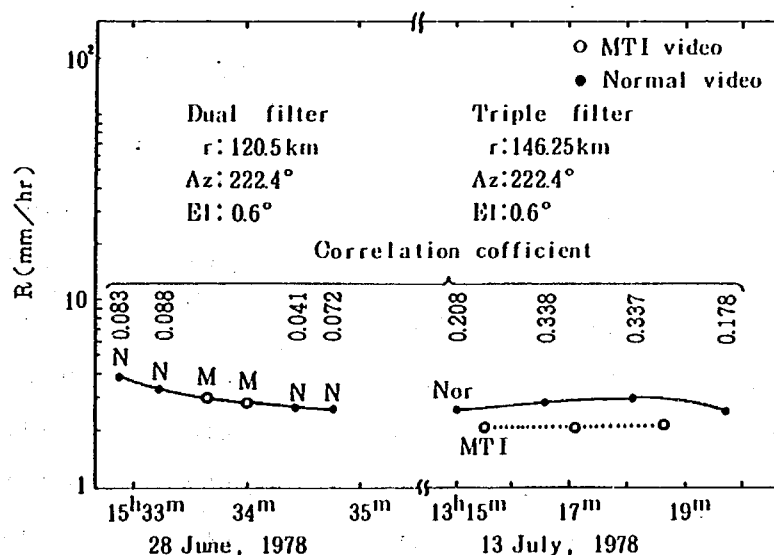


図3.11 ノーマルとMTI方式による降雨観測
(名古屋レーダにおける観測例)

3.3 大地クラッタの消去比特性

大地クラッタのMTI平均信号 $\bar{a}$ は次式によって表わすことが出来る。

$$\bar{a} = \sqrt{\frac{2}{\pi} \cdot G_0 \cdot \bar{A}^2 (1 - K(T))} \quad (3.28)$$

ここで

$$K(T) = \frac{\sum A(t) \cdot A(t-T)}{\sum A^2(t)} \quad (3.29)$$

で表わされる正規化された自己相関関数である。

この式を基にMTI方式における大地クラッタの消去比CR (Cancellation Ratio)は次式によってあたえられる。

$$CR = 20 \log \frac{\bar{a}}{A} = 5.63 - 10 \log \frac{A^2}{\bar{a}^2} + 10 \log (1 - K(T)) \dots\dots\dots (3.30)$$

ここで右辺第1項の定数5.63はNormal方式とMTI方式において、降雨エコー信号の振幅が同一になる様に補正した回路パラメータである。

表3.3に8例の大地クラッタ消去比を示した。ここでは、CRとして小さいのは第1例の-7.7 dBから最大第8例の-22.8 dBの消去比が得られている。

表 3.3 大地クラッタ消去比 (名古屋レーダの例)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
№	$\bar{A}$	$10 \log \frac{A^2}{\bar{a}^2}$	$10 \log \frac{a^2}{A^2} + 6.68$	$K(T)$	$10 \log (1 - K(T))$	CR (dB)
1	12.7	-0.32	-4.81	0.957	-13.64	-7.7
2	35.6	-0.75	-1.33	0.991	-20.22	-13.8
3	41.2	-0.64	-1.96	0.993	-21.74	-15.5
4	70.9	-0.39	-3.96	0.996	-24.09	-18.1
5	81.7	-0.01	-18.0	0.997	-25.69	-20.0
6	97.4	-0.25	-5.86	0.997	-24.69	-18.8
7	109.5	-0.04	-13.42	0.991	-20.41	-14.7
8	136.8	-0.45	-3.37	0.999	-28.86	-22.8

大地クラッタ消去比特性を決定する要因として、レーダ装置自身の発生する雑音、レーダ電波伝搬路上における大気の流れ及び大地表面の樹木の風によるゆらぎ等、大地目標物自身の変化が考えられる。表に示したのは少数例といえ、測定の結果によると消去比は主旨-23 dBを超えて改善されることはなかった。この数値はレーダ装置で用いるマグネトロン発振管の発生雑音値と良く対応している。

図3.12はPPI表示におけるNormalとMTI方式の大地クラッタ分布の対応関係を示している。ここでレーダ距離方向には1 kmの分解能で5 kmから150 kmまで146距離素子、方位方向は256等分しており全素子数は37,376である。

図においてNormal信号で例えば実効雨量強度128 mm/hr以上に観測された大地クラッタ強度は、MTI信号では大きくとも4 mm/hrレベル以下に減少している。その雨量レベル差は5 dBなので、

したがって 20～25 dB の消去比が達成されていることが分かる。

またこの消去比は大地クラッタ入力レベルが減少するほど消去比が減少する傾向にある。これはレーダー受信機雑音が小さい大地クラッタ強度に対して、より大きく影響を及ぼすためである。

図で示した様に MT I 方式において
大地クラッタが実効雨量強度 1 mm /
hr 以上としてレーダスコープ上で観測さ
れるいわゆる残存率はこの場合 21.8
%にも及んでいる。これ等消え残りの
大地クラッタを完全に除去するために
このレーダでは改良 MT I 方式を採用
している。

この方式は、値を定めて Normal 信
号 $\bar{A}$ と MT I 信号 $\bar{a}$ との比で比較を行
い、この値以下に $\bar{a}$ が低下した場合には
その MT I 信号（大地クラッタ）を
強制的に出力側にとり出さない様にし
たものである。

また、大地クラッタ域と降雨エコー
域とが独立に存在している場合の MT

I 効果を調べるため、5 km 距離分解能のレーダエコー分布を図 3.13 に示す。ここで、図中の数 1, 2,
3, 4, 5 及び 6 は夫々 1, 2, 4, 8, 16 及び 32 mm / hr に相当する。

図 3.13 (a) は Normal 方式によるエコー図であるが、点線で囲んだ範囲が対流雲（最大 4 km / hr レ
ベル）であって、それ以外の区域は大地クラッタ域（最大 32 mm / hr ）を示す。

図 3.13 (b) は (a) 図の 3 分 35 秒後に MT I 方式で得られたレーダエコー図であるが、点線枠外の大地
クラッタ域は完全に除去されず、最大 2 mm / hr レベルの消え残りが見られる。

図 3.13 (c) は改良型 MT I 方式によるもので、これは図 3.13 の (a) と (b) において、MT I を通した結
果がある程度以上の減少を供うエコーは大規模なクラッタと判別して（MT I の CR 能力をえているこ
とになる）強制的に棄去したものである。

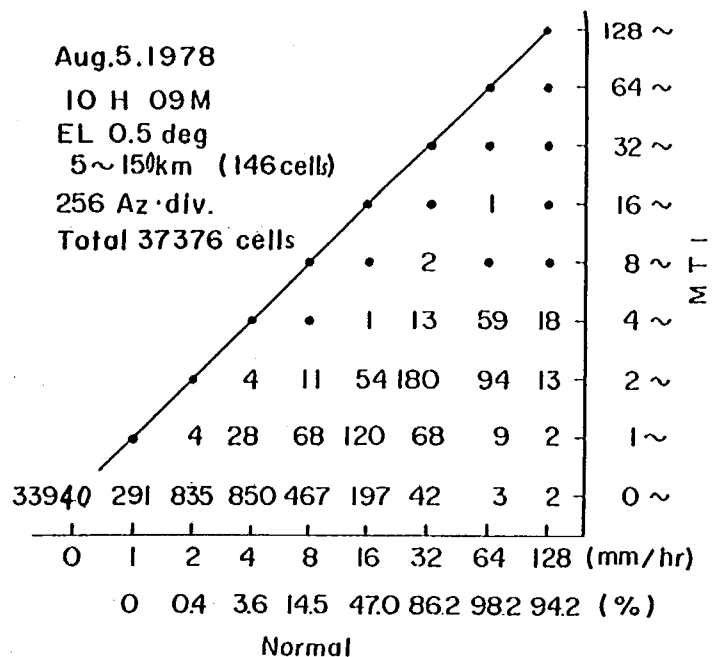
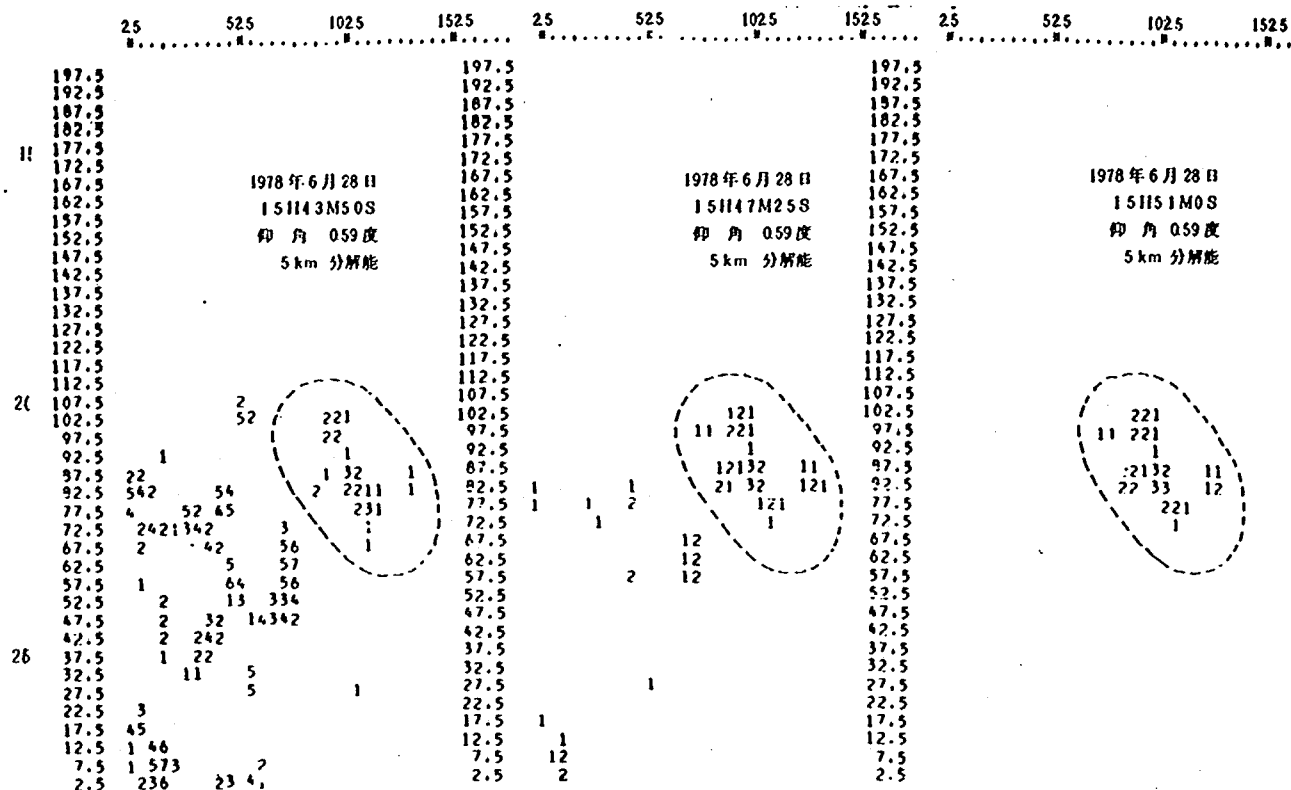


図 3.12 Normal



(a) Normal エコー図

(b) MTI エコー図

(c) 改良型MTI エコー図

図 3.13 PPI 観測エコー (名古屋レーダの例)

3.4 MTI レーダ雨量と地上雨量の対応例

MTI レーダ (気象庁名古屋レーダ) によるレーダ雨量と地上雨量の対応関係を調べて、MTI 方式の降雨の定量観測精度を検討してみた。

ビーム角度と地形の関係から、比較的良好な資料が得られる矢作川、豊川流域についてレーダと地上雨量の対応を検討した。名古屋レーダで得られたデータは、1回の scan/10 sec を4回くり返した平均値、即ち40秒間のレーダエコーの平均値が1時間に4~6回観測されたものであり、その平均をレーダの時間雨量とした。また、ビーム角度は、 0.5° であり矢作川、豊川流域の300~800 m 上空の降雨を観測したものである。

地上雨量値としては、矢作川流域では14ヶ所、豊川流域でも14ヶ所の地上雨量観測点があり、夫々の平均値を流域の地上平均雨量として使用した。

ここでは1978年9月15日の観測例を図3.14に示す。この観測例では、比較的良好なレーダ雨量と地上雨量との対応は良好であり、MTI 方式の降雨の定量観測への適用も十分可能であることが明らかになった。

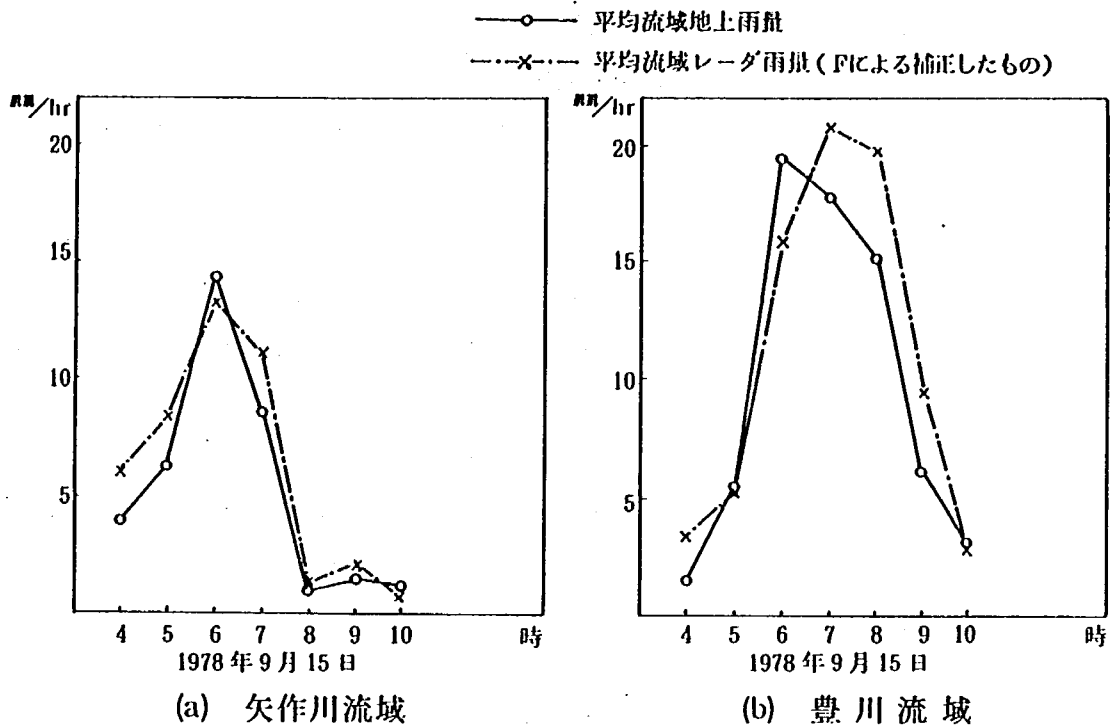


図 3.14 平均流域地上雨量と平均流域レーダ雨量

3.5 赤城山レーダ雨量計による MTI データの解析

土木研究所水文研究室では赤城山レーダ雨量計に試作 MTI を付加しグラントクラッタの比較的大きな地点を対象にデータ解析を実施してきた。

(1) 雨量情報・検出能力の検討

雨量情報の検出能力に関しては次の項目について検討した。

- ① NORMAL データと MTI データとの相関関係。
- ② MTI データと地上雨量計データとの相関関係。
- ③ NORMAL データと地上雨量計データとの相関関係。

以下、各解析方法を説明し、図 3.15 にその手順を示す。

① NORMAL データと MTI データとの相関関係。

雨量データのみが存在する領域では同一時刻の NORMAL データと MTI データの相関関係を検討し、グラントクラッタと雨量情報が重畳している領域では、その NORMAL データと晴天時の NORMAL データとの差をとり、雨量情報のみを

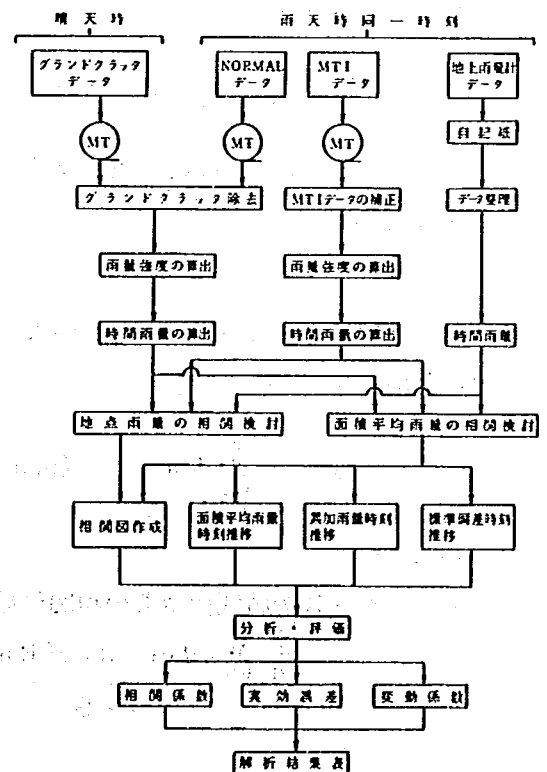


図 3.15 各データの解析手順 総合図

抽出したデータとMTIデータとの相関を検討する。

② NTIデータと地上雨量計データとの相関関係

①の解析で定量化補正されたMTIデータとの同一時刻で、且つ同一領域の地上雨量計データとの相関を検討する。

尚、地上雨量計データは、時間雨量値として得られるものなので、MTIデータに関しても、時間雨量値に換算し、地点雨量と面積の両方に関して検討する。又、MTIの性能評価のために、グラントクラッタ強度と雨量検出能力の関係を測定するための地上雨量計設置領域を複数にする必要がある。

③ NORMALデータと地上雨量計データとの相関関係

グラントクラッタを除去した、NORMALデータと同一時刻で、且つ同一領域の地上雨量計データとの相関を検討する。以下③の解析方法は、②と同じである。

(2) 解析に用いた算出式及び定義

① 時間雨量

5分間平均された雨量強度(R)から次式により、時間雨量(R_H)を求める。

$$R_H = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} R_i \quad (\text{mm/H})$$

② 面積平均雨量

サンプルメッシュ数をn、各メッシュに於ける時間雨量を R_{Hi} とし、次式により面積平均雨量($\overline{R_H}$)を求める。

$$\overline{R_H} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_{Hi} \quad (\text{mm/H})$$

尚、同一メッシュに複数の地上雨量計がある場合、その平均雨量を各メッシュに於ける時間雨量(R_{Hm})とする。

③ 累加雨量

累加雨量は毎正時毎に、その時刻までの時間雨量(R_H , $\overline{R_H}$)を加算するもので、次式により累加雨量(S_R)を求める。

$$S_R = \sum_{i=1}^n R_{Hi} \quad (\text{mm/H})$$

④ 相関係数

異なった2種の時間雨量群の相関係数rは次式で求める。

$$r = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{Hi} - \overline{R_H})(R'_{Hi} - \overline{R'_H})}{S \cdot S'}$$

$$\text{ただし } \overline{R_H} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_{Hi}, \quad R'_{Hi} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R'_{Hi}$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{Hi} - \overline{R_H})^2}, \quad S' = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R'_{Hi} - \overline{R'_H})^2}$$

⑥ 実効誤差

異なった2種の時間雨量群の実行誤差 e は次式により求める。

$$e = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{Hi} - R'_{Hi})^2} \quad (\text{mm/H})$$

⑥ 標準偏差

時間雨量群の標準偏差 (S) は次式により求める。

$$s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{Hi} - R_H)^2} \quad (\text{mm/H})$$

⑦ 変動係数

標準偏差 (S) を時間雨量群の平均値 ($\overline{R_H}$) で正規化したものを変動係数 (Z) とし次式より求める。

$$Z = \frac{S}{R_H} = \frac{1}{R_H} \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{Hi} - R_H)^2}$$

(3) グラウンドクラッタ消去能力の検討

MTI に於ける、グラウンドクラッタの消去能力は、消去比 CR (Cancellation Ratio) で定義され、次式により求められる。

$$CR = 20 \log \left(\frac{\text{MTI 出力電力}}{\text{MTI 入力電力}} \right) \quad (\text{dB})$$

これは晴天時のグラウンドクラッタからの受信電力を MTI 装置に入力した時、その出力に於ける受信電力の減衰量を示したものである。さらに、晴天時に於ける NORMAL データと MTI データを雨量換算し雨量検出に与える影響度に関しても検討した。図 3.16 にその手順を示す。

(4) 解析結果

今回の試験は、特にデータ収集モード 3 (全周に於けるセクタデータの収集) により収集を行い、雨量検出能力とグラウンドクラッタ消去能力に関して検討した。

① 解析対象地域

試験を行うにあたって特に晴天時のグラウンドクラッタ (雨量換算した値) の大きな場所を目安にして、群馬県北部の矢木沢流域と片品川流域の2ヶ所を解析地域として選んだ。

② データ測定期間

データ測定期間は、昭和55年7月～9月までのものを使用した。

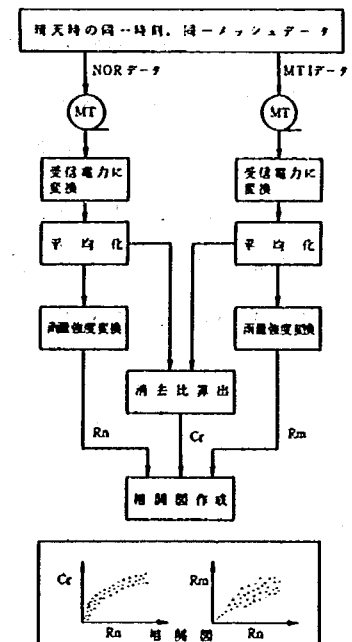
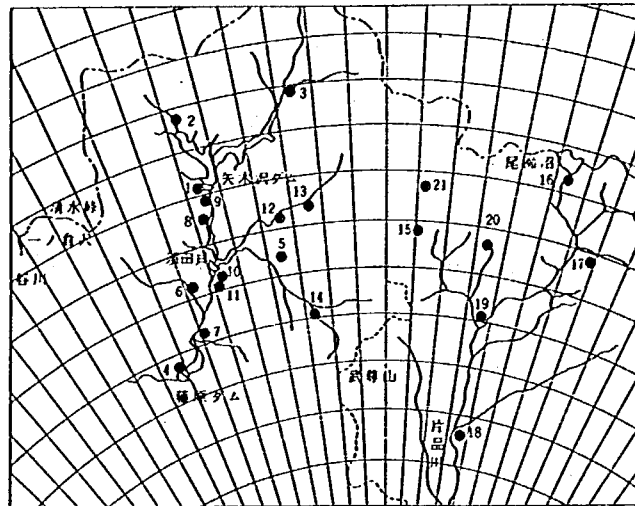


図 3.16 グラウンドクラッタ消去能力の解析手順

③ 地上雨量計設置場所

地上雨量計はすでに、設置され観測を常時行っているものをふくめて、新たに3台設置した。その中で、矢木沢流域においては14ヶ所、片品川流域においては7ヶ所からの雨量計によりデータを得た。図3.17にレーダ雨量計メッシュ図と地上雨量計の設置地点との関係を示す。



矢木沢流域				片品川流域			
1. 矢木沢ダム	8. 研究須奈平	2. 自保川台	15. 三好平羽	16. 三好平羽	17. 小戸川	18. 小戸川(T)	19. 山ノ内小
2. 矢木沢ダム	9. 研究須奈平	3. 自保川台	16. 三好平羽	20. 山ノ内小	21. 山ノ内小		
3. 矢木沢ダム	10. 研究須奈平	4. 自保川台	17. 小戸川				
4. 矢木沢ダム	11. 研究須奈平	5. 自保川台	18. 小戸川				
5. 矢木沢ダム	12. 研究須奈平	6. 自保川台	19. 小戸川				
6. 矢木沢ダム	13. 研究須奈平	7. 自保川台	20. 小戸川				
7. 矢木沢ダム	14. 研究須奈平		21. 小戸川				

図 3.17 レーダメッシュと地上雨量計関係図

④ 解析結果及び考察

1) 雨量検出能力に関する解析

今回の試験では、収集データの質量共に、決して満足できるものではなくしかも、開発の初期段階ということで、その解析内容に関して言えば (B, β) も $(200, 1.6)$ にして、MTI性能の定性的評価に主眼を置いた。

解析の結果は順に図と表にして示す。面積雨量に関しては、ほとんど相関係数が0.8以上となっておりほぼ良好な結果と言える。(図3.18, 図3.19, 図3.20)

各面積平均雨量相関図 I

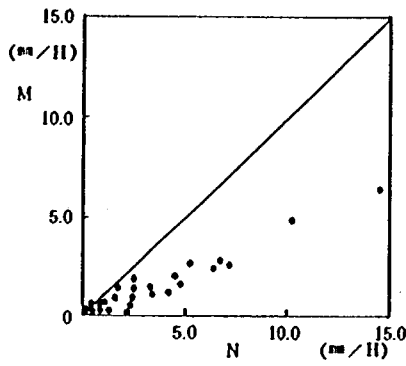


図 3.18 MT I 対 NORMAL

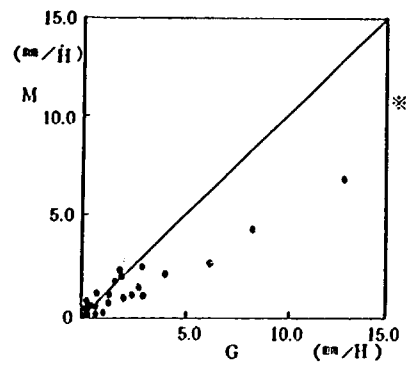


図 3.19 MT I 対地上

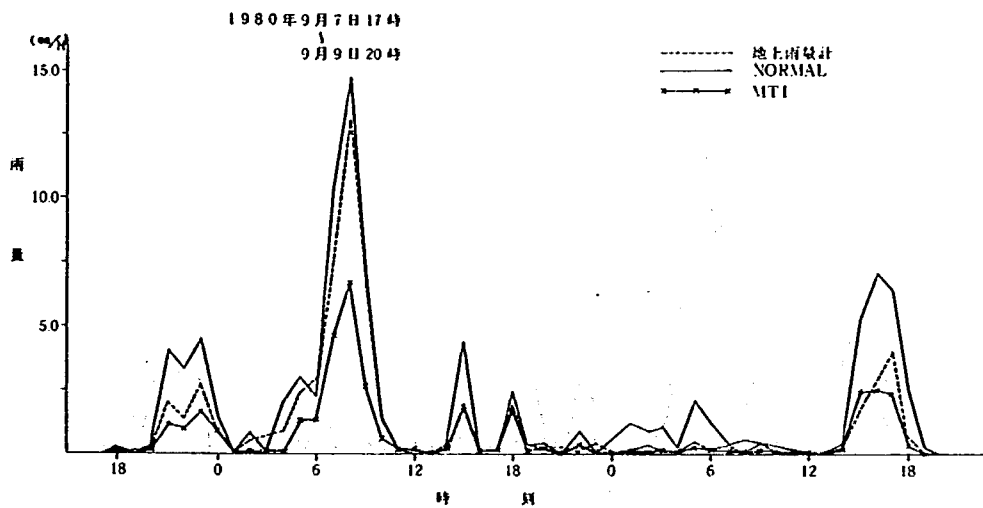


図 3.20 面積平均雨量

NORMAL - ($B = 200$, $\beta = 1.6$)

MT I - ($B = 200$, $\beta = 1.6$)

次に MT I データに関して、 (B, β) を $(100, 1.6)$ にした場合の解析を行った。この (B, β) 変更により全般的に相関係数及び、実効誤差を向上させ、より高度な観測精度を得られることが推測される。(図 3.21, 図 3.22, 図 3.23)

実効誤差に関しては 9 月 27 日を除いて、ほとんどが 1 mm/H 以下となっており良好な結果と言える。しかし、9 月 27 日においては値が大きく、これは雷雨性の降雨と考えられ、NORMAL, MT I 各データの (B, β) を変えることによって誤差を小さくすることが可能である。又、MT I データの方に関しては、雷雨性エコーの振幅分布がレイリー分布からどの位偏移しているか検討する必要がある。(表 3.4, 表 3.5)

各面積平均雨量相関図Ⅱ

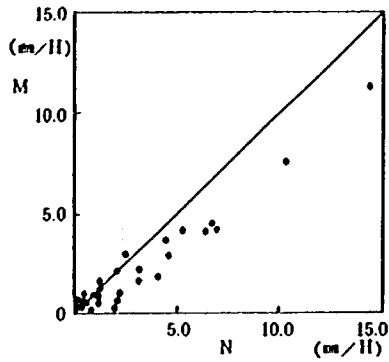


図 3.21 MT I 対 NORMAL

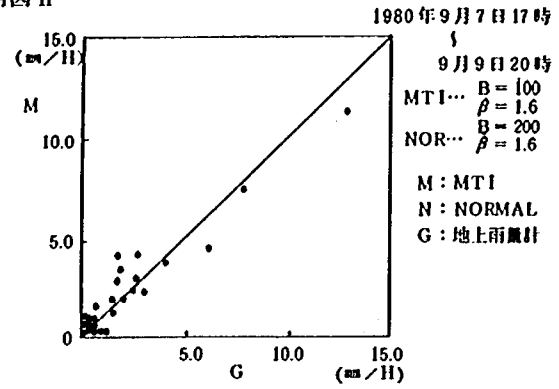


図 3.22 MT I 対地上

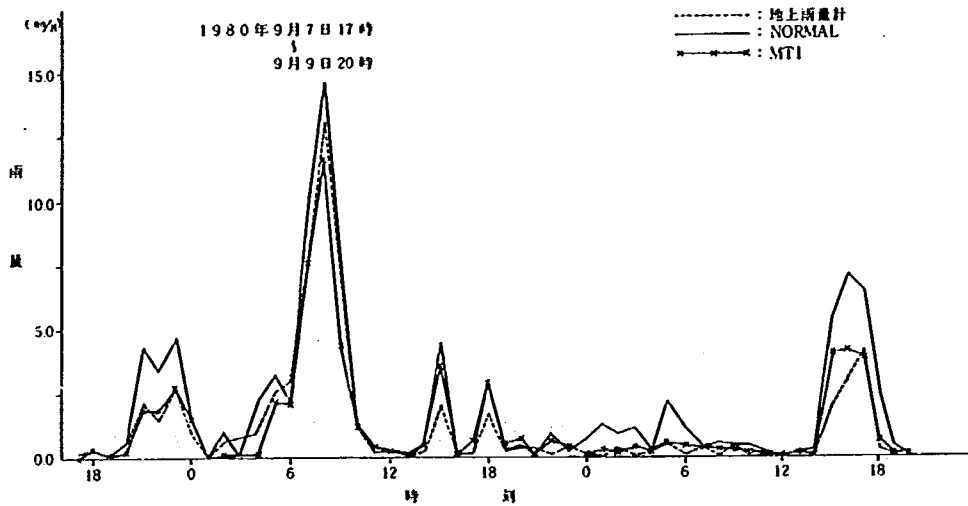


図 3.23 面積平均雨量 (B改良後)

NORMAL - ($B=200$, $\beta=1.6$)

MT I - ($B=100$, $\beta=1.6$)

2) グラウンドクラッタ消去能力に関する解析

図 3.24 に晴天時のグラウンドクラッタを同一時刻に NORMAL, MT I 両データに関して収集し、雨量強度に変換したものの分布状態を示してあるが、これは単なる交流成分を検出する MT I 方式によるもので、高々 20 dB 程度の消去比であることがわかる。

これに対して、図 3.25 は、上記の通常 MT I 方式にグラウンドクラッタの消え残りの特性を判別して、グラウンドクラッタ除去能力を高める回路を付加した方式を用いた場合の分布状態で、そのほとんどが 1 mm/H 以下の消え残りとなることが出来た。

最後に面積平均雨量と地点雨量それぞれの場合についての解析結果を一覧表にして示す。(表 3.4, 表 3.5)

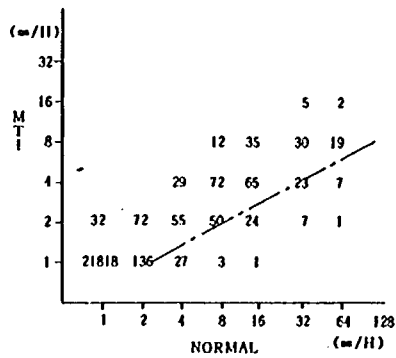


図 3.24 通常型

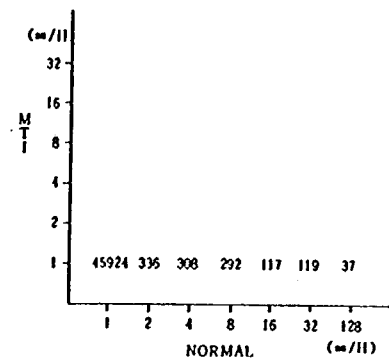


図 3.25 改良型

グラントクラッタの消去能力 (図内の数値はサンプルの数)

表 3.4 面積平均雨量 解析結果

観測 区域	項目 日 時	総雨量 (mm)			MTI 対 NOR		MTI 対地上		NOR 対地上		変動係数		
		MTI	NOR	地上	相関係数	変動割合	相関係数	変動割合	相関係数	変動割合	MTI	NOR	地上
矢 本 沢 川	7.11 - 11 7.13 - 0	16	25	27	0.53	0.9	0.53	0.8	0.84	0.6	0.75	0.75	1.07
	7.18 - 14 7.19 - 15	8	12	19	0.90	0.4	0.59	0.9	0.82	0.6	0.77	0.81	0.68
	7.11 - 3 7.12 - 12	16	67	35	0.86	1.6	0.78	0.8	0.82	1.2	0.70	1.24	0.81
片 品 川	7.19 - 1 7.19 - 15	2	18	13	0.81	1.3	0.72	1.1	0.86	0.5	0.85	1.39	0.88
	8.16 - 1 8.15 - 12	3	11	3	0.80	1.2	0.93	0.2	0.76	1.0	0.82	1.15	1.20
	9.2 - 21 9.4 - 4	5	23	18	0.71	1.3	0.78	1.0	0.85	0.7	0.58	0.75	0.51
滝 城	9.7 - 17 9.9 - 20	38	96	61	0.97	2.0	0.98	1.2	0.94	1.3	0.86	0.96	0.80
	9.10 - 7 9.12 - 5	12	23	26	0.92	0.7	0.91	0.7	0.94	0.4	0.94	0.80	0.85
	9.27 - 2 9.27 - 22	23	185	35	0.92	11.1	0.88	0.7	0.85	11.1	0.49	0.48	0.49
矢本沢流域平均					0.72	0.7	0.56	0.9	0.83	0.6	0.78	0.78	0.88
片品川流域平均					0.86	2.8	0.85	0.8	0.86	2.3	0.75	0.97	0.79

表 3.5 地点雨量 解析結果

観測 区域	項目 日 時	総雨量			MTI 対 NOR		MTI 対地上		NOR 対地上		変動係数		
		MTI	NOR	地上	相関係数	変動割合	相関係数	変動割合	相関係数	変動割合	MTI	NOR	地上
矢 本 沢 川	7.11 - 11 7.13 - 0	16	25	27	0.44	1.2	0.31	0.1	0.50	1.0	0.78	0.75	1.07
	7.18 - 14 7.19 - 15	8	12	19	0.68	0.8	0.44	1.3	0.67	1.0	0.77	0.81	0.68
	7.11 - 3 7.12 - 12	16	67	35	0.32	2.7	0.56	1.2	0.19	2.6	0.70	1.24	0.81
片 品 川	7.19 - 1 7.19 - 15	2	18	13	0.06	2.0	0.59	1.3	0.30	1.9	0.85	1.39	0.88
	8.16 - 1 8.15 - 12	3	11	3	0.48	1.6	0.72	0.4	0.40	1.6	0.82	1.15	1.20
	9.2 - 21 9.4 - 4	5	23	18	0.74	2.4	0.57	1.6	0.74	1.5	0.58	0.75	0.51
滝 城	9.7 - 17 9.9 - 20	38	96	61	0.84	2.5	0.89	1.5	0.83	2.1	0.86	0.96	0.80
	9.10 - 7 9.12 - 5	12	23	26	0.72	1.0	0.78	1.0	0.76	1.0	0.94	0.80	0.85
	9.27 - 2 9.27 - 22	23	185	35	0.71	10.8	0.59	1.4	0.70	11.2	0.49	0.48	0.49
矢本沢流域平均					0.56	1.0	0.38	0.7	0.59	1.0	0.78	0.78	0.88
片品川流域平均					0.55	3.3	0.67	1.2	0.56	3.1	0.75	0.97	0.79

(5) グラントクラッタ変動特性の検討結果

レーダ雨量計のMTIデータの応用としてグラントクラッタの短時間(24時間程度)の変動について考察を試みた。

レーダ雨量計のCRT表示によれば、非降雨時と思われるときに突然強降雨を示すことがある。この現象は、①レーダが積乱雲内に浮遊する氷塊を捕える場合、②電波の異常伝搬が発生している場合等が考えられる。②の場合には、晴天時(非降雨で積乱雲もない時)にグラントクラッタの変動とし

て観測できるはずである。図 3.26 は本調査のグラントクラッタ差引方式での解析時クラッタデータとして平均 22.7 mm ($B = 200$, $\beta = 1.6$) を登録している地点で晴天時に総反射電力を雨量換算したものであるが、これによればこのとき最大 40 mm/日 の変動があり、午前 4 時には差引方式においては晴天であるにもかかわらず 30.3 mm/h を表示することとなる。今回の調査では同様の検討を 15 地点で行なったが、晴天時グラントクラッタの強い地点で大きな変動を示す傾向が見られた。

図 3.27 はグラントクラッタの強地点の降雨時の変動例であるが、これによれば $MTI \cdot OFF$ (雨+グラントクラッタ) と $MTI \cdot ON$ (雨のみ) はほぼ相関を保っているが関連のない変動も認められる。 MTI フィルタのグラントクラッタ消去特性が理想的なものであれば図中の $MTI \cdot OFF - MTI \cdot ON$ の変化図は、降雨時のグラントクラッタ変動を示すものである。現実にはグラントクラッタの消残、雨滴反射波の除去が起こるので実際は図のとおりではないものと考えられるが、 MTI 方式と地上雨量値に比べ差引方式のみが特異な形を示すことがあるような場合の原因の中にはこのような降雨中のグラントクラッタ変動によることが考えられる。

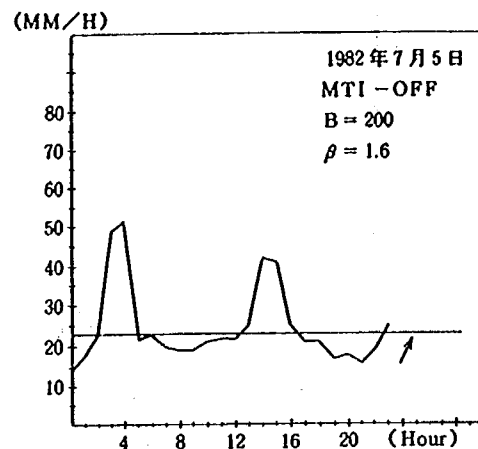


図 3.26 晴天時(グラントクラッタ変動)例

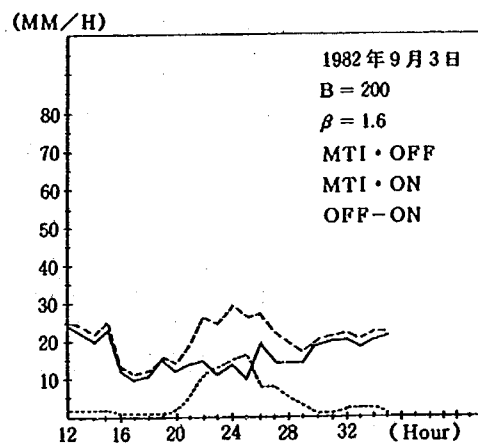


図 3.27 降雨時(グラントクラッタ変動)例

第4章 降雨予測モデルの開発

洪水流出の予測には、中・小流域では洪水流出時間が短いため降雨の数時間先の予測値を入力する必要が生じる。

降雨の短時間予測をレーダを用いて行なう研究は世界各国で進められているが、その考え方の基本はレーダエコーを利用した雨地域移動のコンピューターによる客観的補外にある。

この方法として、

- a. エコー域の重心の補外
- b. 相互相関係数による補外
- c. 線型速度場による補外
- d. 上層風による移流

等が採用されてきた。

これらの各方式とも各々特徴を有する方式ではあるが降雨予測の精度という点で大差がないと考えられていることを考慮して、土木研究所では予測計算を簡易化することに重点をおいた雨域追跡法を開発した。

4.1 雨域追跡法

降雨予測をレーダ雨量計を用いて行なう場合、もっとも基本的で重要なものはエコーの移動ベクトルの推定である。

従来から、降雨予測モデルはいくつか提案され検討されている。

これらのモデルごとに移動ベクトルの与え方が異なる。いいかえれば、これらのモデルは、すべて過去のエコーパタンの外挿を基本としており、モデル間の相異は移動ベクトルの求め方、与え方の違いにあると言える。

また、移動ベクトルの客観的推定はエコーの動きを解析する場合にも重要である。

(1) 従来の方法の概要と考察

検討例が比較的多い代表的な手法4種をあげて考察する。

① 運動学的方法（上層風による移流）

700mbの高層の風向・風速をもとに移動ベクトルを求め、エコーを移流する。

この手法の根拠は、明らかでありその背景・意味とも明確である。

しかし、高層資料は6時間ごとの資料でありレーダ雨量計による降雨予測時間、2～3時間にくらべて粗すぎるきらいがある。

② 変形テンソルによる方法（線型速度場による補外）

山梨大竹内氏によるものであり、エコーのパターンの変化を変形テンソルにより表現し、エコーを動かすものである。この手法は、人間のパターン認識能力を生かす手法として注目すべきもので

ある。この手法においては発達・衰弱項も検出，外挿することもできる。

マニュアルで，対応点の指定をする必要がある。

③ 重心の移動に着目する方法（エコー域の重心の補外）

エコーの重心を求めその点の移動に着目する手法で，合理的で演算が簡単であるという特徴がある。しかし，一方重心は，エコー強度変化，すなわち発達，衰弱項の影響を直接的に受ける。

④ 相互相関係数による方法

2枚のエコーパターンの相互相関係数によるものであるが，エコー強度のバラツキが直接相関係数の分布に影響をあたえる。したがって，相関係数の分布に複数ピークが表われる可能性がある。

以上の様に各手法それぞれ長短所を持っている。

(2) 移動ベクトル検出法の備えるべき条件

上述した各手法の長所・短所を考慮した上で，降雨予測手法の基本思想として「レーダ雨量計から得られる情報のみを使用し，演算処理にあたっては人間の判断を入れない」ことを目標に置き以下の条件を設定した。

- ① 移動ベクトルの検出が自動的であること。
- ② 演算が容易で簡明であること。
- ③ 人間の目視によるものと大差ない推定ができること。
- ④ 発達・衰弱の影響なども容易に導入しうること。
- ⑤ 高層の風向・風速とも大差ないこと。

以上のような条件をもとに，次のような手法を開発した。

(3) 雨域追跡法

人間がエコーの動きを把握する時の着目点は，強いエコーのポイントの移動，あるいは雷雨のような孤立したエコーであれば，そのエコー全体の移動の2点あるいは，両者相互の組合せである。

すなわち，強度と形の動きをとらえて移動を判断する。

変形テンソルによる手法では，画面上の数点の対応から，画面全体のエコーの変化を決定する。一方降雨は，数kmのスケールを持ち，数十分の時間スケールで，変化する。このような点で，不安定な推定になりがちであり，マン・マシンを構成する必要がある。

また，重心法においては形と強度の代表として，重心をとるわけであるが，例えば15分間の間に，急激な変化を起した部分があればその影響を直接受ける。また，結果を検討するとき移動ベクトルか，発達・衰弱の影響か判断できないことも起きる可能性がある。

そこで，土木研究所においては次のような手法をとった。

推定の安定化をはかるため，強度と形に関して点での比較ではなく，面としての比較を試みた。

次のような着目をする。

① 強度 $\longrightarrow$ Threshold (2値化)

② 形 $\longrightarrow$ 類似度 (相関係数)

図 4.1 に本調査において採用した手法の手順フローを示す。

本手順において、次のような仮定をしている。

『 Δt 時間内のエコーの形は、大きく変化しない。また、移動は主として平行移動である』

図 4.1 の番号にしたがって説明する。

①、①' 時刻 t と Δt 時間後のエコー各々、ECHO (I) ECHO (II) を用意する。

ここで、問題となるのは Δt 時間のとり方であるが、 Δt があまり大きいとレーダレンジから対象とするエコーが移動して視界外に出てしまう。また、あまり短かいと、移動方向が明確に出ない。

② 直交座標変換したメッシュの最小単位は、 3×3 km メッシュである。

エコーの形の類似度の推定という目的と分解能の面から判断して、何 km のメッシュにすれば良いか考察する必要がある。

③④ Threshold = C を設定し、ECHO (I) , ECHO (II) を②によって定めたメッシュごとに 0, 1 の 2 値パターンにおきかえる。すなわち C より大きい場合を 1, C より小さい場合を 0 としてパターンに作りかえる。今後のフローにおいては、この各々のパターンを ECHO (I) , ECHO (II) の形を表現するものと認識する。

ここでの問題は、Threshold = C の設定の仕方にある。余り小さいと、Threshold としての意味がなくなる。また、過大であればエコーの発達衰弱の影響を直接受け、追跡不可能になる。

⑤ 移動方向、移動距離は、 Δt と関連が深く両者は、相対的な関係にある。一般の雨域の移動を考えれば、 $0 \text{ km/h} \sim 100 \text{ km/h}$ 程度の範囲に入ることと考え、平行移動するメッシュ数を定める。

⑥ 以上の準備のもとに、類似度を比較する。先にのべた相関係数法であれば、③④のステップがない手法である。本手法においては、もともとの観測エコーを比較するのではなく、2 値化したパターンであるので、本質的には、相関係数と同義となるが、計算がより容易で簡単な関連係数を指標とする。^{(注)1}

この演算における領域は、ECHO (I) と ECHO (II) のお互いに平行移動して、両者の交りの領域において実施する。説明は、図 4.2 に示す。

⑦ ⑤において定めたメッシュ数だけ全方向に平行移動し⑥の関連係数を算出する。

これをマップ化し、そのピーク付近を移動方向、移動距離とするベクトルを推定する。

⑧ 関連係数のマップ上で、非常に明確なピークが出れば、容易に移動ベクトルを定めることが出来る。単峰ではあるが明確なピークがない場合には別の方式を検討しなければならない。これは、分解能および、予測の目的などから定まるものであろう。

⑨⑩ ⑧によって定まった移動ベクトルにより、ある時点の実測エコーパターンをイニシャルとして移流して予測計算を実施する。

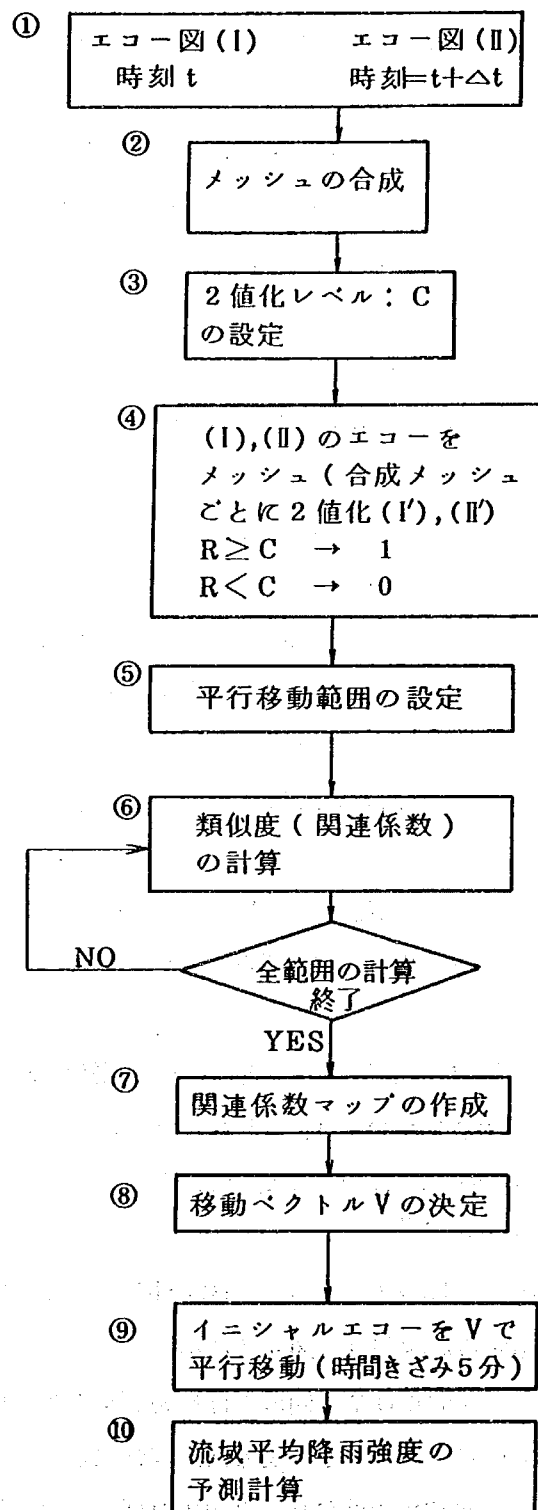


図 4.1 移動ベクトルの推定と流域平均降雨強度

の予測手準

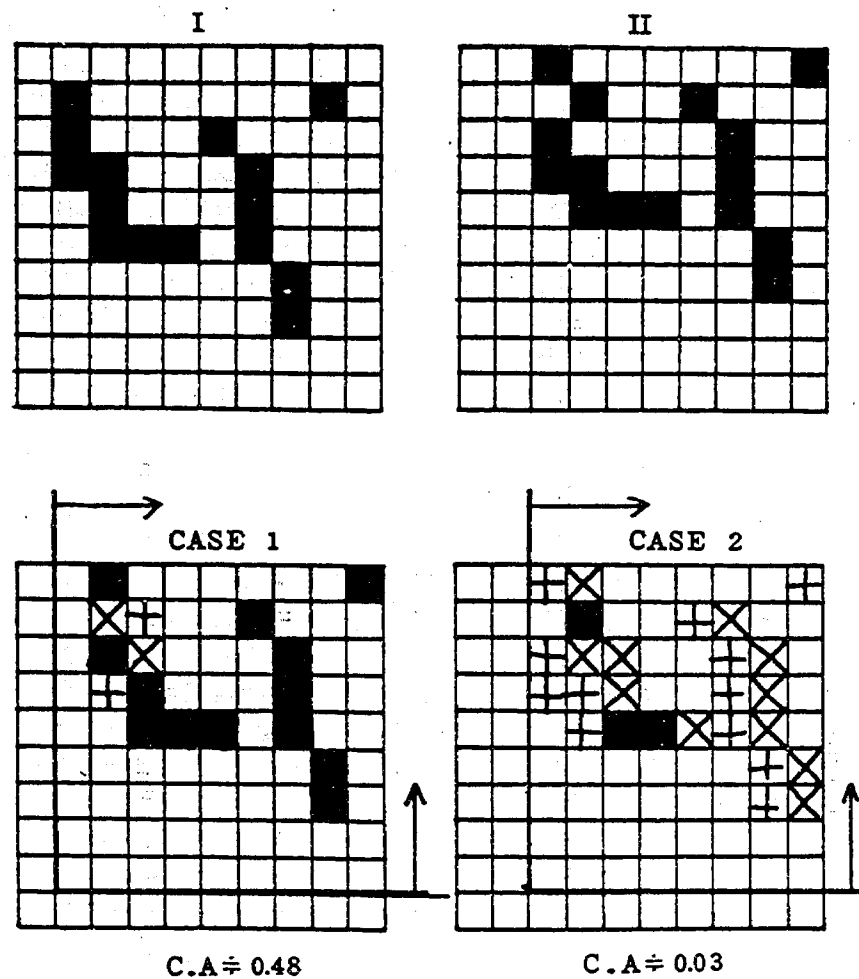


図 4.2 類似度の検討 (関連係数)

<説明>

I : 2 値化されたパターン (黒ぬりが雨) (t 時のエコー)

II : " " (1 + Δt 時のエコー)

この両者をかさね合せて関連係数を計算する。

CASE 1

I のエコーを東に 1 メッシュ, 北に 1 メッシュ (すなわち, 北東に 1 メッシュ) 動かして II にかさね合せた。

黒ぬりが I, II 両者で雨のところ, ⊗ は II だけで雨のもの, ⊕ は I だけで雨のメッシュをあらわす。

II \ I	I		
	雨あり	雨なし	
雨あり	1) 13	2) 2	15
雨なし	3) 2	4) 64	66
	15	66	81 ⁽⁵⁾

◎左の表は関連係数の計算表

1) は CASE 1 の図で ■ の数

2) は " ⊗ "

3) は " ⊕ "

4) は " □ "

II \ I	I		
	■	□	
■	n_1	n_2	n_{12}
□	n_3	n_4	n_{34}
	n_{13}	n_{24}	

◎関連係数 C.A. の式

$$C.A = \frac{(n_1 \cdot n_4 - n_2 \cdot n_3)}{\sqrt{n_{12} \cdot n_{34} \cdot n_{13} \cdot n_{24}}}$$

また考慮する領域は, 示してある I, II の交りの部分である。

∴ CASE 1 の場合の C.A ≅ 0.84

CASE 2 (東に 2 メッシュ, 北に 1 メッシュ移動) … C.A ≅ 0.03

したがって両者の内では, CASE 1 の移動が良い。

(注) 1 関係係数と相関係数の関係

相関係数 r

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\left\{ \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right\} \left\{ \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \right\}}} \dots\dots\dots ①$$

関係係数 C. A

$y \backslash x$	A	B	
A	n_{11}	n_{12}	$n_{1\cdot}$
B	n_{21}	n_{22}	$n_{2\cdot}$
	$n_{\cdot 1}$	$n_{\cdot 2}$	N

$$n_{1\cdot} = n_{11} + n_{12}$$

$$n_{2\cdot} = n_{21} + n_{22}$$

$$n_{\cdot 1} = n_{11} + n_{21}$$

$$n_{\cdot 2} = n_{12} + n_{22}$$

$$N = n_{11} + n_{12} + n_{21} + n_{22} = n_{1\cdot} + n_{2\cdot} = n_{\cdot 1} + n_{\cdot 2}$$

$$C.A. = (n_{11} \cdot n_{22} - n_{12} \cdot n_{21}) / \sqrt{n_{1\cdot} n_{2\cdot} n_{\cdot 1} n_{\cdot 2}} \dots\dots\dots ②$$

◎

A = 1, B = 0 の場合は

$r = C.A$ となる。

<証明>

$$\bar{x} = \frac{n_{\cdot 1}}{N} = \frac{n_{11} + n_{21}}{N}, \quad \bar{y} = \frac{n_{1\cdot}}{N} = \frac{n_{11} + n_{12}}{N}$$

$$\sum_{i=1}^N x_i^2 = n_{\cdot 1}^2, \quad \sum_{i=1}^N x_i = n_{\cdot 1}$$

$$\sum_{i=1}^N y_i^2 = n_{1\cdot}^2, \quad \sum_{i=1}^N y_i = n_{1\cdot}$$

$$\sum_{i=1}^N x_i \cdot y_i = (N - n_{12} - n_{21} - n_{22}) = n_{11}$$

(①式の分母)²について

$$\begin{aligned}\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 &= \sum_{i=1}^N x_i^2 - 2\bar{x} \sum_{i=1}^N x_i + \sum_{i=1}^N \bar{x}^2 \quad \dots\dots\dots \textcircled{a} \\ &= n_{\cdot 1} - \frac{n_{\cdot 1}^2}{N}\end{aligned}$$

$$\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 = n_{1 \cdot} - \frac{n_{1 \cdot}^2}{N} \quad \dots\dots\dots \textcircled{b}$$

$$\begin{aligned}\textcircled{a} \times \textcircled{b} &= \left(n_{\cdot 1} - \frac{n_{\cdot 1}^2}{N} \right) \cdot \left(n_{1 \cdot} - \frac{n_{1 \cdot}^2}{N} \right) \\ &= \frac{1}{N^2} (N^2 \cdot n_{\cdot 1} \cdot n_{1 \cdot} - N \cdot n_{\cdot 1} \cdot n_{1 \cdot}^2 - N \cdot n_{\cdot 1}^2 \cdot n_{1 \cdot} - n_{\cdot 1}^2 \cdot n_{1 \cdot}^2) \\ &= \frac{1}{N^2} n_{\cdot 1} \cdot n_{1 \cdot} (N^2 - N \cdot n_{\cdot 1} - N \cdot n_{1 \cdot} - n_{\cdot 1} \cdot n_{1 \cdot}) \\ &= \frac{1}{N^2} n_{\cdot 1} \cdot n_{1 \cdot} (N - n_{\cdot 1}) (N - n_{1 \cdot}) \\ &= \frac{1}{N^2} n_{\cdot 1} \cdot n_{1 \cdot} \cdot n_{2 \cdot} \cdot n_{2 \cdot}\end{aligned}$$

$$\therefore \textcircled{1} \text{式の分母} = \frac{1}{N} \sqrt{n_{\cdot 1} \cdot n_{1 \cdot} \cdot n_{2 \cdot} \cdot n_{2 \cdot}} \quad \dots\dots\dots \textcircled{c}$$

①式の分子について

$$\begin{aligned}\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) &= \sum x_i y_i - \sum x_i \bar{y} - \sum y_i \bar{x} + \sum \bar{x} \cdot \bar{y} \\ &= \sum x_i y_i - \frac{1}{N} (n_{11} + n_{12}) (n_{11} + n_{21}) \\ &= (N - n_{12} - n_{21} - n_{22}) - \frac{1}{N} (n_{11} + n_{12}) (n_{11} + n_{21}) \\ &= \frac{1}{N} (N^2 - N n_{12} - N n_{21} - N n_{22} - (n_{11} + n_{12}) (n_{11} + n_{21})) \\ &= \frac{1}{N} (n_{11} \cdot n_{22} - n_{21} \cdot n_{12}) \quad \dots\dots\dots \textcircled{d}\end{aligned}$$

$$\therefore \textcircled{1} = \frac{\textcircled{d}}{\textcircled{c}} = \frac{(n_{11} \cdot n_{22} - n_{21} \cdot n_{12})}{\sqrt{n_{\cdot 1} \cdot n_{1 \cdot} \cdot n_{2 \cdot} \cdot n_{2 \cdot}}}$$

$$\therefore r = C.A$$

(4) 問題点の整理とその検討

(3)のフローの説明中に出た問題点を整理する。

その後それらに対する検討を実例により行う。

① 問題点

- i 比較する2つのエコーの時間間隔 Δt の設定
- ii メッシュの合成に関する問題
- iii Threshold値Cの決定に関する問題
- iv 予測のための移動ベクトルの決定に関する問題

② 検討

ここでは、①であげた4つの問題点について各々考察を行った。

i) エコー時間間隔 Δt について

Δt の設定のため考えなければならない点は、形の類似度から移動方向を推定する本手法と密接に関連する。すなわち、 Δt 間に変形が著るしくないこと、また同一のエコーが、レーダの監視範囲の中に入っていることが、要求される。

一方、積雲スケール(数km~10km, ライフタイム10分~20分程度)の降雨現象をとらえているレーダ雨量計からの情報量と質からも考察しなければならない。

以上のような点から5分では短かすぎ、1時間では長すぎるという目安が得られる。そこで、15分から30分の2種を候補にあげ、実測パターンを例に示し判断する。

(図4.3 (a), (b)(c) 1977年6月25日 1:45分~2:30分の例)

これにおいて明らかなように、30分間隔だと変形および移動がかなり大きく、追跡は困難であることがわかる。一方15分間隔で検討すれば、比較的容易に追跡しうる。また同時に、エコーをかさね合せた時、レーダ監視領域の重なり合う部分、すなわち交りの部分が当然30分の場合より大きい。このことは、類似度(ここでは関連係数)の信頼性という観点からも有利である。

ii) メッシュの合成に関する問題

直交座標変換したメッシュの大きさは、 3×3 kmである。これを最小単位としてメッシュの合成が可能である。

メッシュの合成の目的は、次のような点にある。

- 1) 2値化した場合のエコーパターンの強調
- 2) 実エコーの変形に対する感度を低下させ、類似度の判定を容易にする。
- 3) 関連係数の演算量を軽減する。

その結果、移動速度、移動方向に関する分解能の低下が見込まれる。

そこで、8月13日の例によって検討する。

- 1. マニュアルによる方法
- 2. 3×3 km メッシュによる方法

3. 9×9 km メッシュによる方法

ただし Threshold は、 2 mm/hr としている。

図 4.4(a), (b), (c) 参照

この結果、3 者にはそれ程大きな差はなかった。また、ここでは予測のための vector を求めることを目的としており、その動きを平行移動に限っている点から、全体のエコー移流場の推定には、 9×9 km メッシュの粗さでもよいと考える。また、 9×9 km のメッシュによれば、積雲スケールの発達・衰弱は、ある程度フィルタリングされる。このことから、ピーク付近の関連係数は、 3×3 km メッシュの場合より大きく、付近の勾配も大きくなり明確になる。

iii) Threshold 値 C の決定に関する問題

実測エコーパターンを2値化し、新しいパターンを作る際問題となるのは、その Threshold 値である。Threshold を過小に定めると、エコーの形が判然とせず追跡が不可能になる。すなわち結果的には、移動ベクトルがゼロベクトルであることになってしまう。また、過大であればある時点で存在しなかったエコーが現われたり、存在していたエコーが消えたり、発達衰弱の影響が直接に出て、移動ベクトルの推定には不都合になる。そこで、実エコーによって各々 Threshold を変えて検討したものが図 4.5 である。

また、一般に自動化の目的から言えば雨をのがさないという目的からすれば、低い値程有利である。図 4.5 の結果と、以上の考察により、 2 mm/hr の降雨強度を Threshold とした。

iv) 予測のための移動ベクトルの決定に関する問題

先に述べた方法によって、15 分ごとのエコーの動きを追跡することができる。予測は、このようにして求めた移動ベクトルにより、ある時点のエコーを外挿することになる。したがって、予測は移動ベクトルが大きく変化しないことを前提としている。ここでは、 9×9 km のメッシュを採用し、移動ベクトルを求めたので分解能力の面で、若干不満が残る。また、エコーは、関連係数の分布マップ上のピーク付近の方向と速度で動くと考えれば、このピーク付近のベクトルの重み付平均値を移動ベクトルとすることが考えられる。水文研究室においては、上位3者の重み付平均値を移動ベクトルとして採用した。(ただし重みは関連係数の値をとった。)

v) 関連係数分布マップが複数ピークを持つ可能性について

2値化して、パターン形状を単純化して強調することにより、分布マップが複数ピークを持つ可能性は、非常に少なく全ケース430例中 1例であった。

また、図 4.6, 図 4.7 に、移動ベクトルが明瞭なピークを持つ例と、そうでない例を示す。

(注) エコーマップの表示に関する説明

本報告に示すエコーのマップに関する記号について説明する。これは、本節すべてにわたって共通のものである。

(1) 降雨強度の表示

記 号	意 味
・	1 mm/h 未満
1 2 3 4 5 6 7 8 9	表 示 は mm/h を 表 わ す
A	10~11 mm/h
B	12~13 "
C	14~15 "
D	16~17 "
E	18~19 "
F	20~21 "
G	22~23 "
H	24~ 以上

また*は領域外を示す。

(2) 面積の表示

1文字の大きさは、3 km × 3 km

DATE 1977 4 25 TIME 1 45



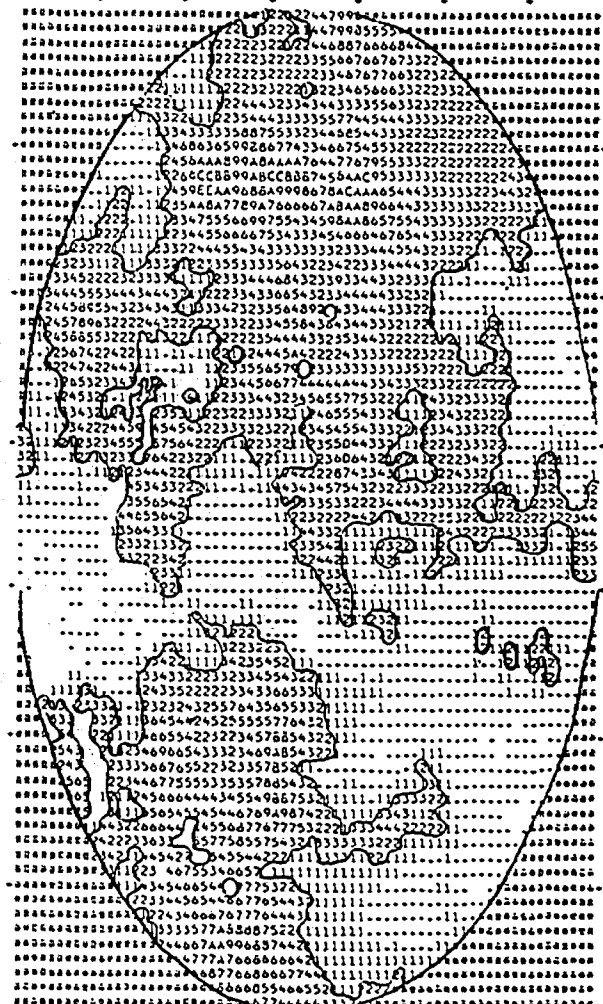
(a)

DATE 1977 4 25 TIME 2 0



(b)

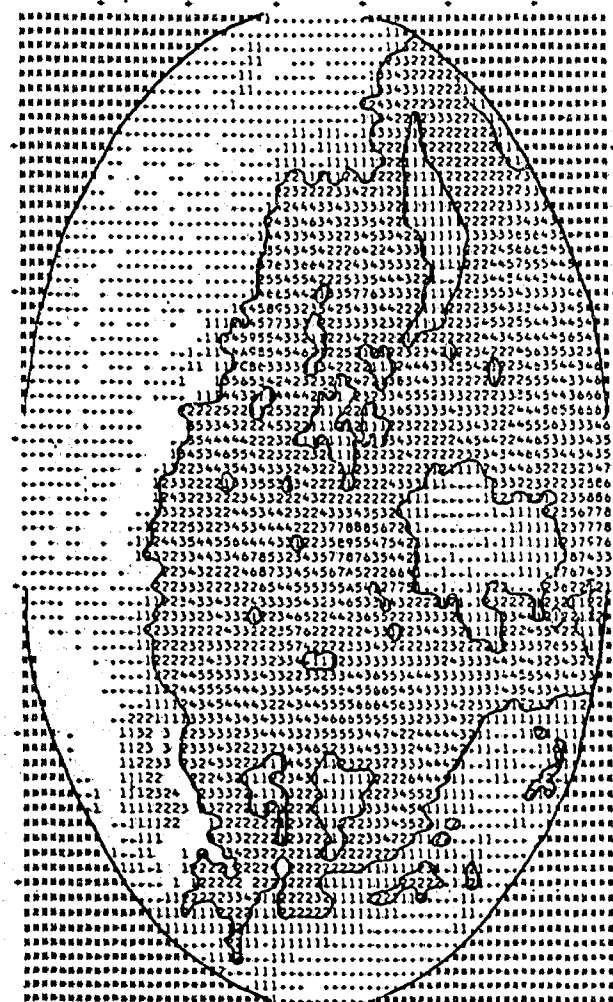
DATE 1977 4 25 TIME 2 15



(c)

図 4.3 実測エコーパターンの比較 (15分間隔)

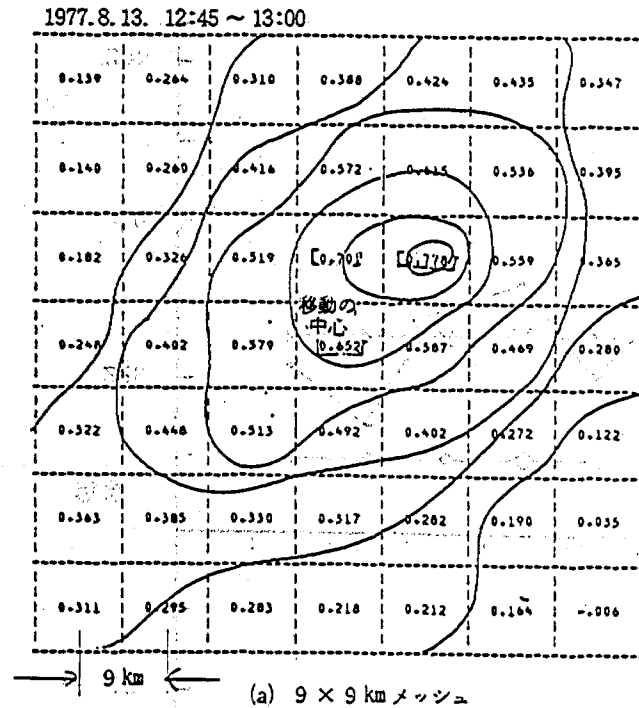
DATE 1977 8 13 TIME 12 45



DATE 1977 8 13 TIME 13 0



図 4.4 (a) 15 分間隔エコーパターンの比較



移動ベクトルの推定

	方 法	方向*	速 度
①	目 視	225°	15 m/s
②	3 × 3 km メッシュ	217°	16.7 m/s
③	9 × 9 km メッシュ	225°	14 m/s

* 方向は北を0°とし時計まわりの角度
(風向と同様の表示。225°は南西から北東向)

9 × 9 km メッシュの
関連係数とベクトル

C.A. VIN/31 DIRECTION

0.770	14.14	225.0
0.701	10.00	180.0
0.652	0.0	999.0
0.615	22.36	206.6
0.587	10.00	270.0
0.579	10.00	90.0
0.572	20.00	180.0
0.559	22.36	243.4
0.536	20.28	225.0
0.519	14.14	135.0
0.513	14.14	45.0
0.492	10.00	0.0
0.469	20.00	270.0
0.448	22.36	83.4
0.435	36.06	213.7
0.424	31.62	109.4
0.416	22.36	153.4
0.402	14.14	315.0
0.402	20.00	90.0
0.395	36.06	236.3
0.388	30.00	180.0
0.385	20.28	45.0
0.365	31.62	251.6
0.363	36.06	58.3
0.347	42.43	225.0
0.295	36.06	33.7
0.283	31.62	18.4
0.282	22.36	333.4
0.280	30.00	270.0
0.272	22.36	298.6
0.264	36.06	146.3
0.260	20.28	135.0
0.248	30.00	90.0
0.218	30.00	0.0
0.212	31.62	341.6
0.190	20.28	315.0
0.182	31.62	108.4
0.164	36.06	326.3
0.140	36.06	123.7
0.139	42.43	135.0
0.122	31.62	288.4
0.035	36.06	303.7
-0.006	42.43	315.0

THE MAP OF COEFFICIENT OF ASSOCIATION

1977.8.13. 12:45 ~ 13:00

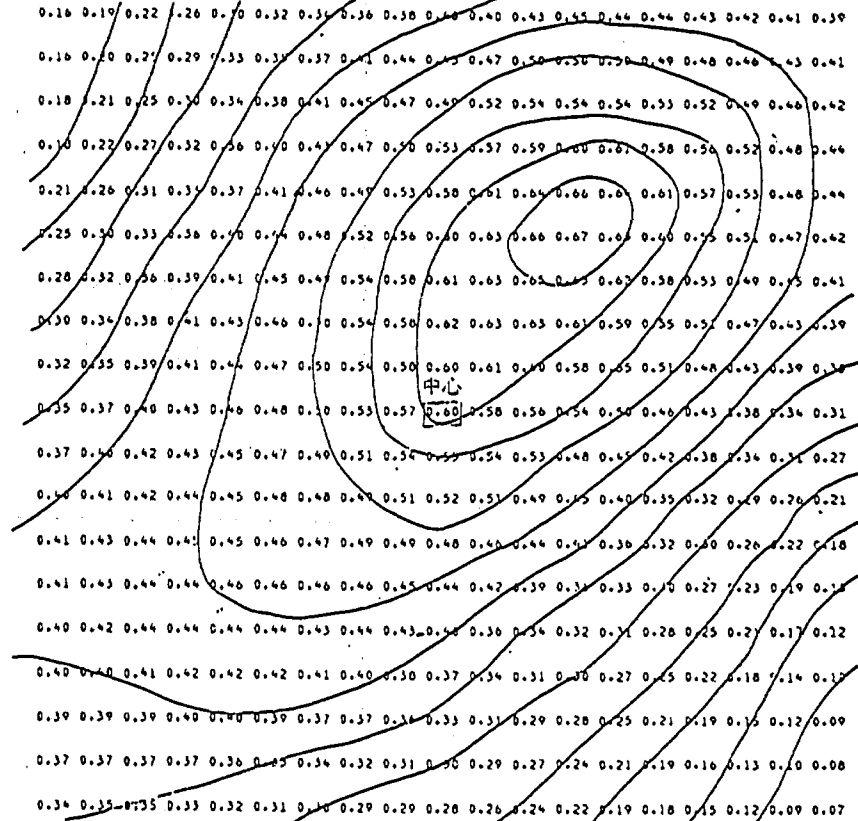


図 4.4 (b) 9 km メッシュと 3 km の関連係数マップの比較

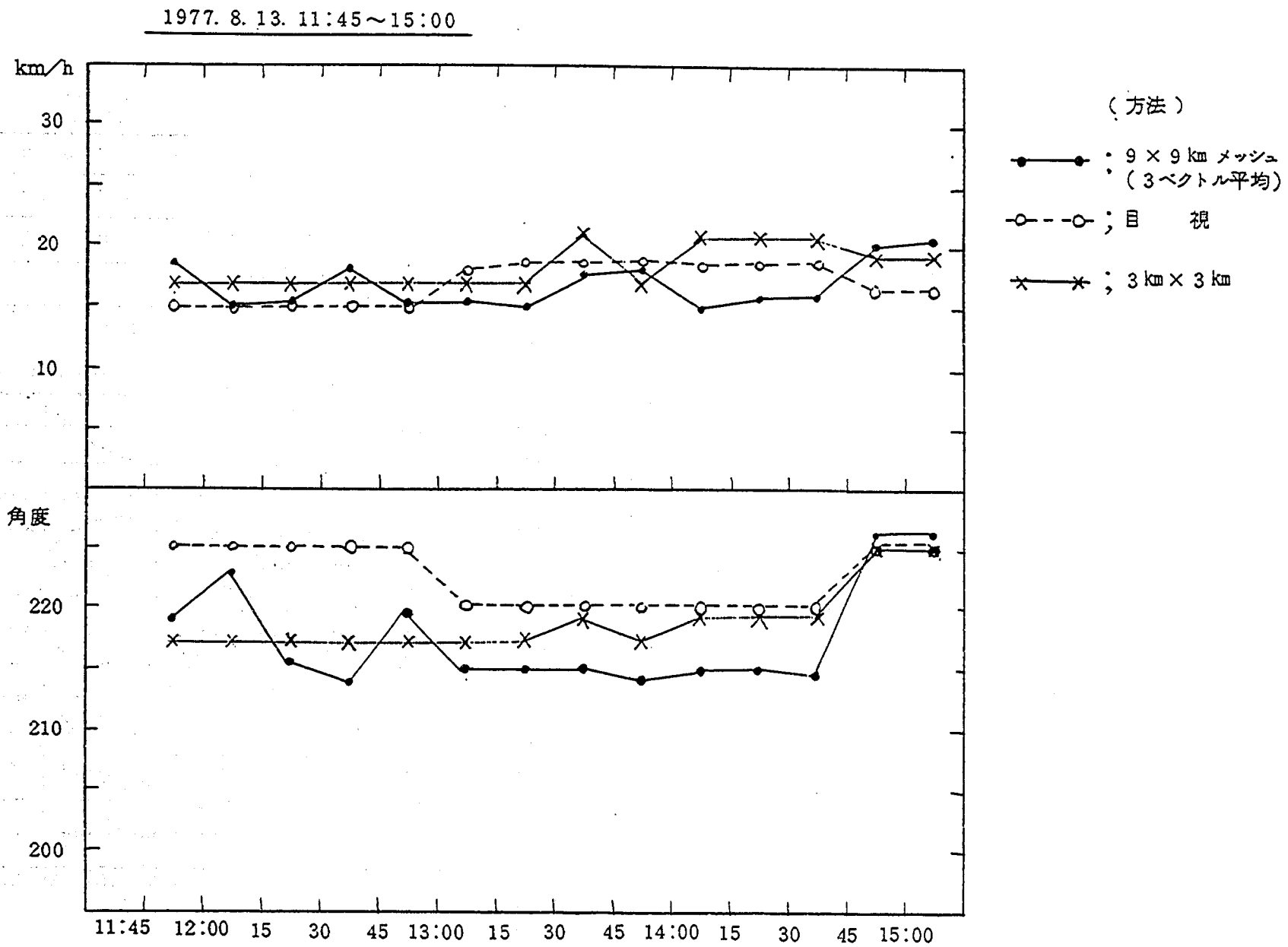


図 4.4 (c) 目視, 3 × 3 km, 9 × 9 km の 3 つの方法によるベクトルの比較

1977. 8. 13. 11:30 (実線), 11:45 (破線)

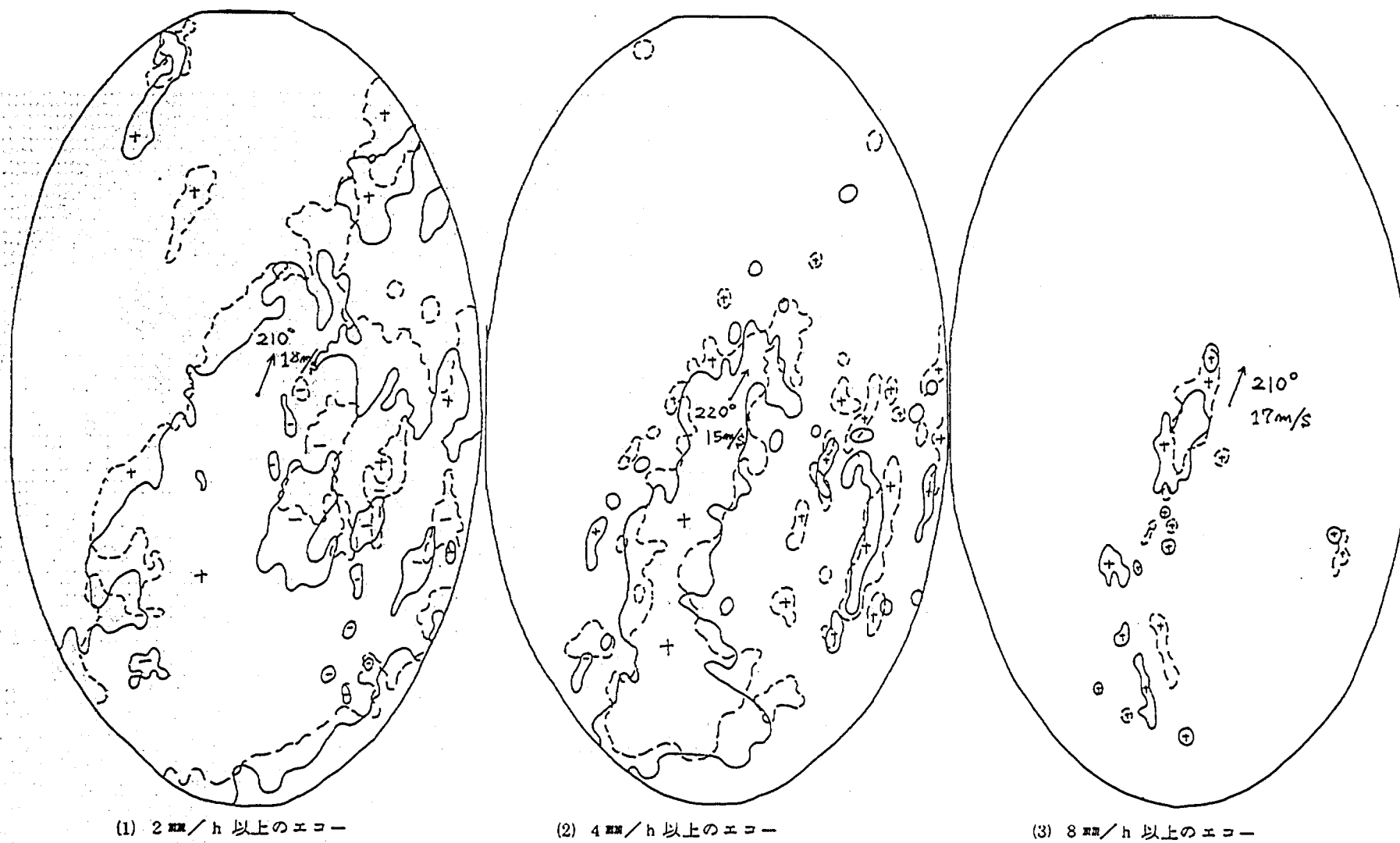


図 4.5 15分へだてたエコーの動き
(Thresholdの違いによる移動ベクトルの変化)

DATE 1977 8 13 TIME 10 15

DATE 1977 8 13 TIME 10 30

DATE 1977 8 13 TIME 10 45

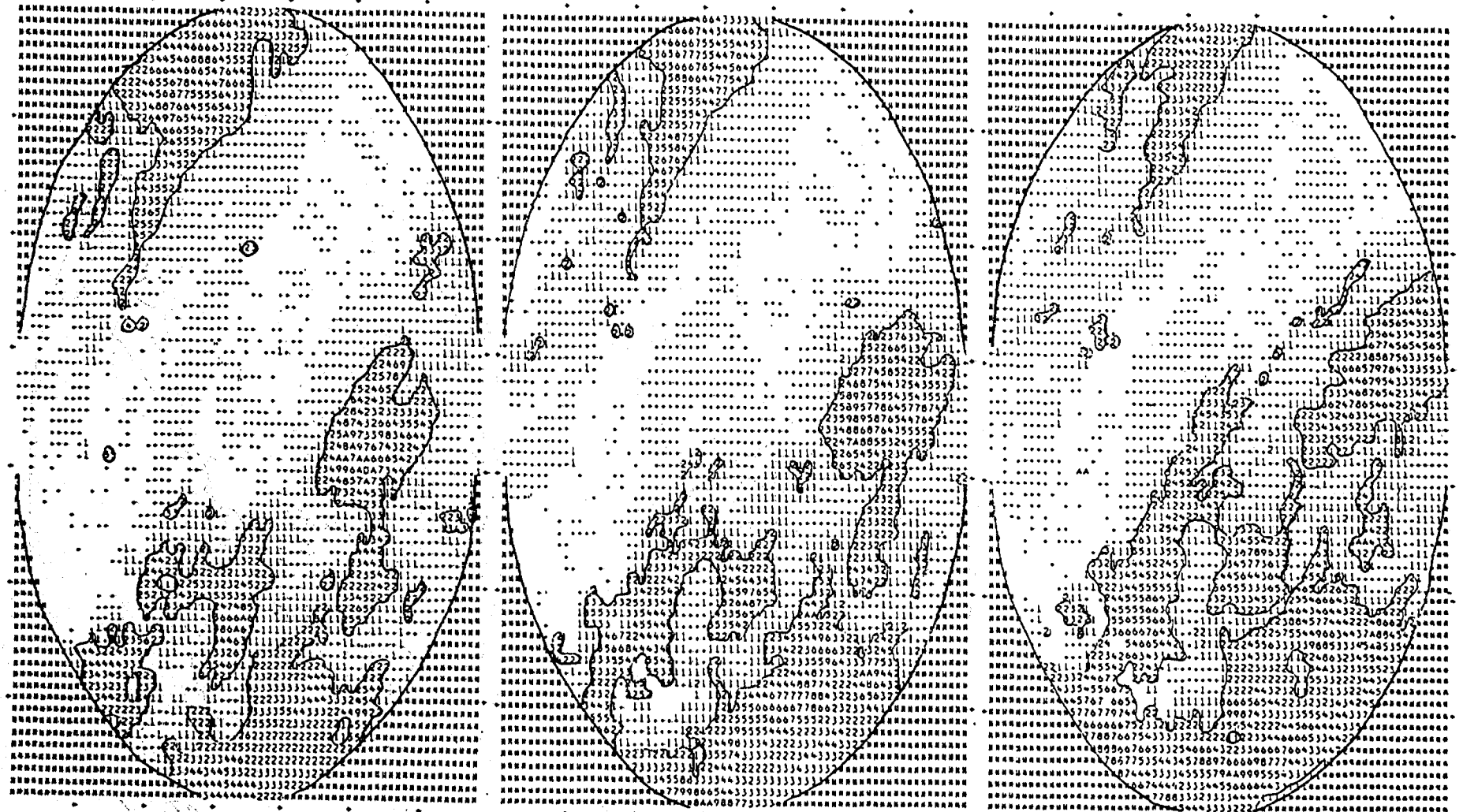
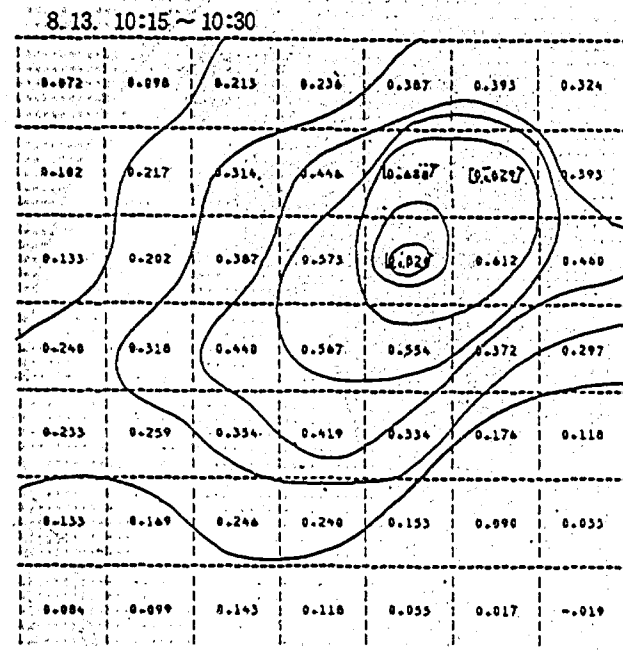


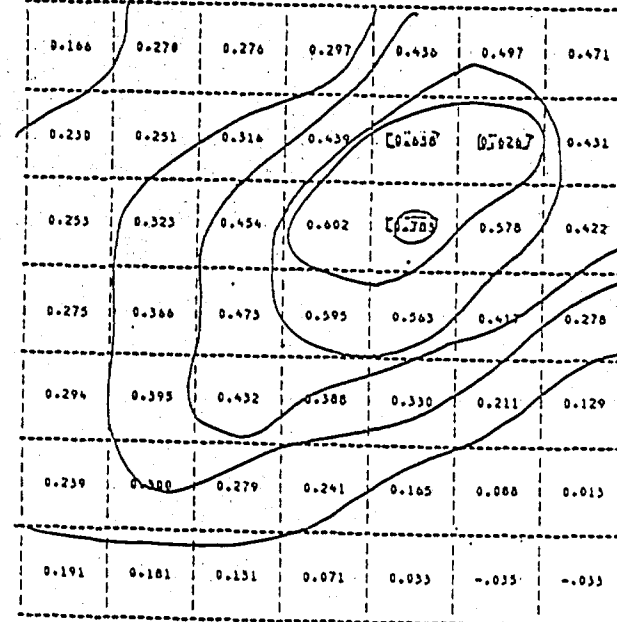
図 4.6 (a) 移動ベクトルが明確に定まる例



C.A. V(M/S) DIRECTION

0.024	14.14	225.0
0.088	22.36	206.6
0.029	28.28	225.0
0.012	22.36	243.4
0.573	10.00	180.0
0.567	0.0	999.0
0.554	10.00	279.0
0.440	31.62	231.6
0.446	20.00	180.0
0.440	10.00	90.0
0.419	10.00	0.0
0.393	36.06	213.7
0.393	36.06	236.3
0.387	31.62	198.4
0.387	14.14	135.0
0.372	20.00	270.0
0.354	14.14	45.0
0.334	14.14	315.0
0.324	42.43	225.0
0.318	20.00	90.0
0.314	22.36	153.4
0.297	30.00	270.0
0.259	22.36	83.4
0.246	22.36	26.6
0.240	20.00	0.0
0.240	30.00	90.0
0.236	30.00	180.0
0.233	31.62	71.6
0.217	28.28	135.0
0.213	31.62	161.6
0.202	22.36	118.8
0.176	22.36	298.0
0.169	28.28	45.0
0.153	22.36	333.4
0.143	31.62	18.4
0.133	31.62	108.4
0.133	36.06	56.3
0.118	31.62	288.4
0.118	30.00	0.0
0.102	36.06	123.7
0.099	36.06	33.7
0.098	36.06	146.3
0.090	28.28	315.0
0.084	42.43	45.0
0.072	42.43	135.0
0.053	31.62	341.6
0.033	36.06	303.7
0.017	36.06	326.3
-0.019	42.43	315.0

8.13. 10:30 ~ 10:45



C.A. V(M/S) DIRECTION

0.783	14.14	225.0
0.638	22.36	206.6
0.626	28.28	225.0
0.602	10.00	180.0
0.595	0.0	999.0
0.578	22.36	243.4
0.563	10.00	279.0
0.497	36.06	213.7
0.473	10.00	90.0
0.471	42.43	225.0
0.454	14.14	135.0
0.439	20.00	180.0
0.436	31.62	198.4
0.432	14.14	45.0
0.431	36.06	236.3
0.422	31.62	251.6
0.417	20.00	270.0
0.395	22.36	63.4
0.388	10.00	0.0
0.366	20.00	90.0
0.330	14.14	315.0
0.323	22.36	118.8
0.316	22.36	153.4
0.300	28.28	45.0
0.297	30.00	180.0
0.294	31.62	71.6
0.279	22.36	26.6
0.278	30.00	270.0
0.276	31.62	161.6
0.275	30.00	90.0
0.270	36.06	146.3
0.253	31.62	108.4
0.251	28.28	135.0
0.241	20.00	0.0
0.239	36.06	56.3
0.230	36.06	123.7
0.211	22.36	298.0
0.191	42.43	45.0
0.181	36.06	33.7
0.165	42.43	135.0
0.165	22.36	333.4
0.131	31.62	18.4
0.129	31.62	288.4
0.088	28.28	315.0
0.071	30.00	0.0
0.033	31.62	341.6
0.013	36.06	303.7
-0.035	42.43	315.0
-0.033	36.06	326.3

図 4.6 (b) 関係係数マップと移動ベクトル

DATE 1977 8 14 TIME 3 0

DATE 1977 8 14 TIME 3 15

DATE 1977 8 14 TIME 3 30

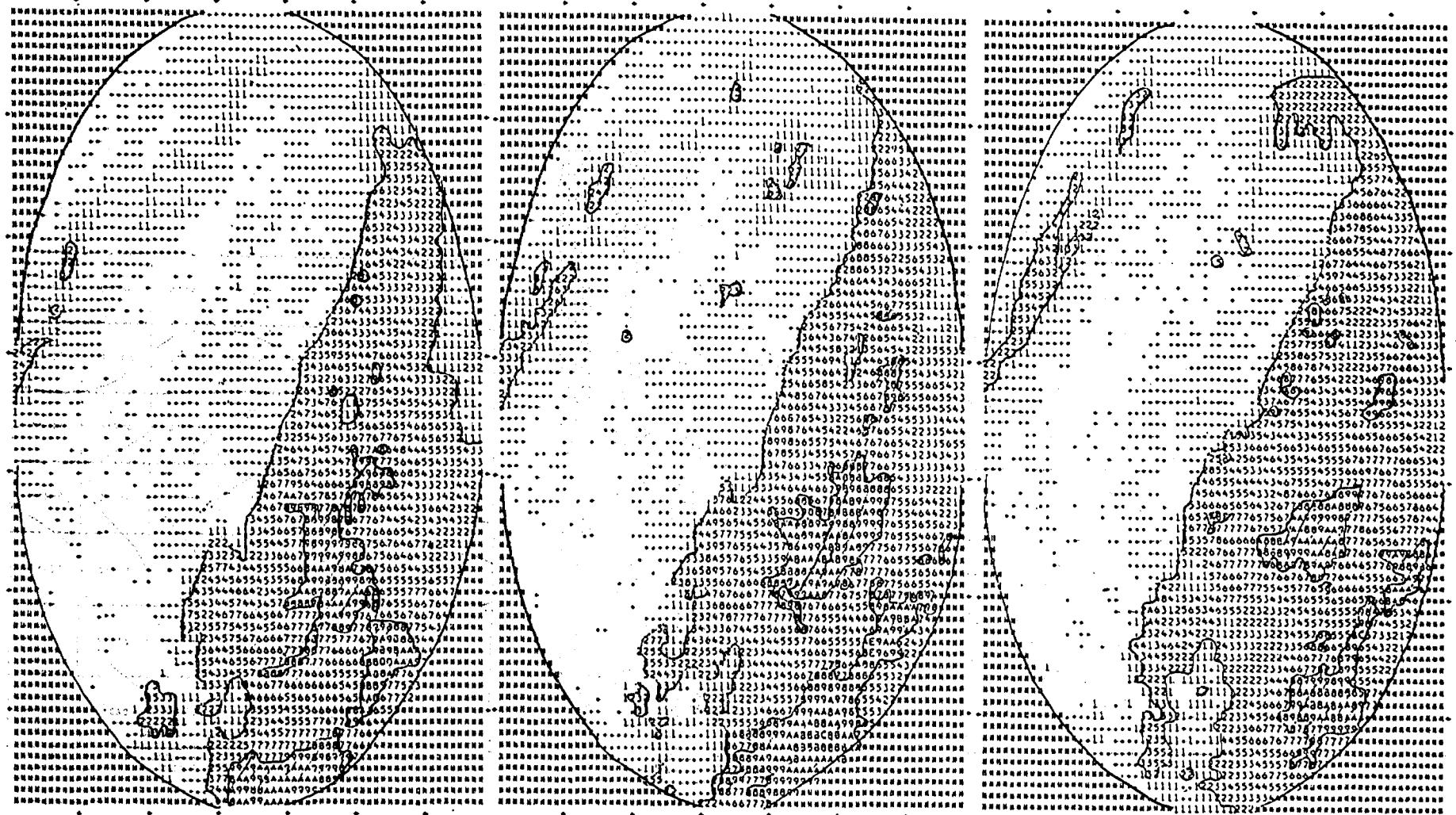
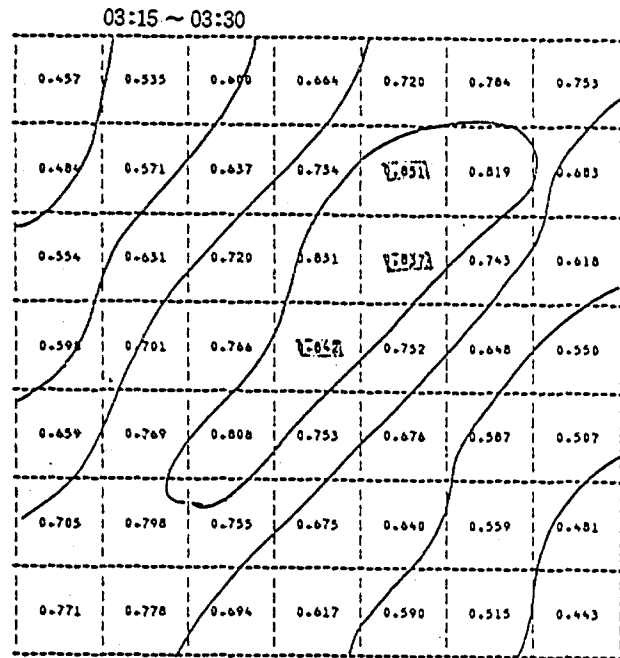


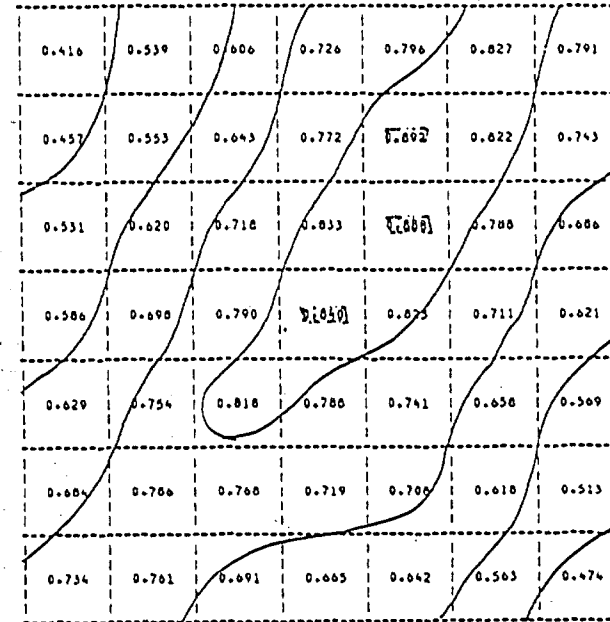
図 4.7 (a) 移動ベクトルが明確に定まらない例



C.A. VIM/S DIRECTION

0.851	22.36	206.6
0.842	0.0	999.0
0.837	14.14	225.0
0.831	10.00	180.0
0.819	28.28	225.0
0.808	14.14	45.0
0.798	28.28	45.0
0.784	36.06	213.7
0.778	36.06	31.7
0.771	42.43	45.0
0.769	22.36	63.4
0.766	10.00	90.0
0.755	22.36	26.6
0.753	10.00	0.0
0.753	42.43	225.0
0.752	10.00	270.0
0.743	22.36	243.4
0.734	20.00	180.0
0.720	31.62	195.4
0.720	14.14	135.0
0.705	36.06	56.3
0.701	20.00	90.0
0.694	31.62	18.4
0.683	36.06	236.3
0.676	14.14	315.0
0.675	20.00	0.0
0.664	30.00	180.0
0.659	31.62	71.6
0.648	20.00	270.0
0.640	22.36	333.4
0.637	22.36	153.4
0.631	27.36	116.6
0.618	31.62	251.6
0.617	30.00	0.0
0.600	31.62	161.6
0.598	30.00	90.0
0.590	31.62	341.6
0.587	22.36	296.6
0.571	28.28	135.0
0.559	28.28	315.0
0.554	31.62	108.4
0.550	30.00	270.0
0.535	36.06	146.3
0.515	36.06	326.3
0.507	31.62	288.4
0.484	36.06	123.7
0.481	36.06	303.7
0.457	42.43	135.0
0.443	42.43	315.0

03:00 ~ 03:15



C.A. VIM/S DIRECTION

0.892	22.36	206.6
0.888	14.14	225.0
0.840	0.0	999.0
0.833	10.00	180.0
0.827	36.06	213.7
0.825	10.00	270.0
0.822	28.28	225.0
0.818	14.14	45.0
0.796	31.62	195.4
0.791	42.43	225.0
0.790	10.00	90.0
0.788	10.00	0.0
0.788	22.36	243.4
0.786	28.28	45.0
0.772	20.00	180.0
0.768	22.36	26.6
0.761	36.06	33.7
0.754	22.36	63.4
0.743	36.06	236.3
0.741	14.14	315.0
0.734	42.43	45.0
0.726	30.00	180.0
0.719	20.00	0.0
0.718	14.14	135.0
0.711	20.00	270.0
0.708	22.36	333.4
0.698	20.00	90.0
0.691	31.62	18.4
0.686	31.62	251.6
0.684	36.06	56.3
0.665	30.00	0.0
0.658	22.36	296.6
0.645	22.36	153.4
0.642	31.62	341.6
0.629	31.62	71.6
0.621	30.00	270.0
0.620	22.36	116.6
0.618	28.28	315.0
0.606	31.62	161.6
0.586	30.00	90.0
0.569	31.62	288.4
0.563	36.06	326.3
0.553	28.28	135.0
0.539	36.06	146.3
0.531	31.62	108.4
0.513	36.06	303.7
0.474	42.43	315.0
0.457	36.06	123.7
0.416	42.43	135.0

図 4.7 (b) 関係係数マップと移動ベクトル

4.2 エコーの動特性について

降雨予測を実施するにあたって、エコーの動特性を把握しておくことは重要であろう。

そこで、本節においては前節において提案した移動ベクトルの客観的推定をもとに動特性の検討を行った。

一連の降雨期間中の移動ベクトルについて各々検討した。

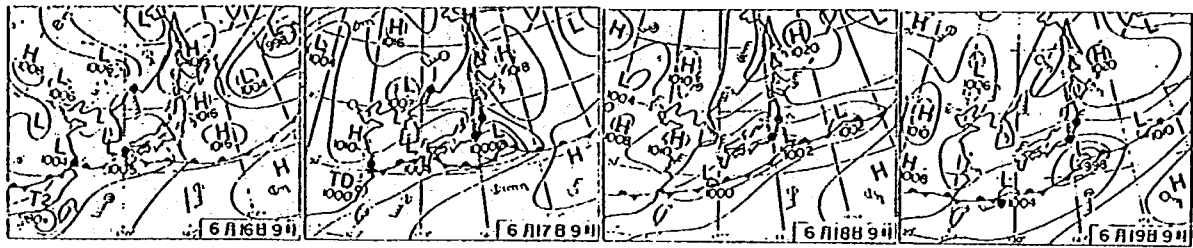
(1) 対象降雨

検討対象降雨は、以下のものである。

1977年 6月18日	南岸停滞前線
6月23日	"
6月24日	"
6月25日	"
7月11日	熱 界 雷
7月26日	熱 雷
8月13日	本州上停滞前線
8月14日	"
8月17日	熱帯低気圧

図2.8にこれらの例および本調査で対象とした降雨期間の天気図を示す。

1977年6月

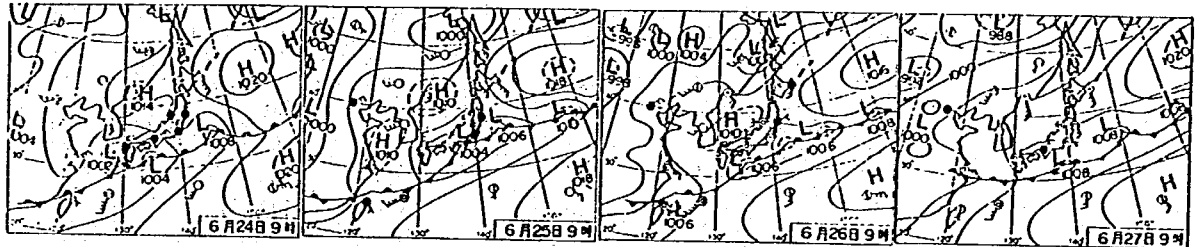


16日(木)北上山地に晩霜害
奥羽は未明〇、北上の高地に晩霜。日本海と三陸沖にオホーツク冷前、九州つらく前線、典型的なツノ型。昨夜末、熊本に大雨、世間様は1。東京は22.9°果物型に振替の初物。

17日(金)くさび状の高気圧
関東にクサビ状の高気圧、三陸に高気圧。関東以北ツノ寒む様。一方、南岸の前線が西日本3日続き。熊本では降り始めから297ミリ南九州に警戒。東京は一日サワサワ降り、max19.0。

18日(土)東京でも重ね着
巨大なオホーツクHが南下してきて前線を押し下げた。西日本の長雨も一服。コアラの有田にも晴れ間。東京は冷東風の雨天3日め、max17.7°(-7.8)の梅雨寒。min16.3°。

19日(日)美しかった三日月
9日より前線が遠のき西日本は晴れ。東・北日本は雨天だった午後から次第に回復。根室は16.8°Cの寒さ。東京は24.9°でも14.9°(-7.6)。夕方から晴れ美しかった三日月が印象的。



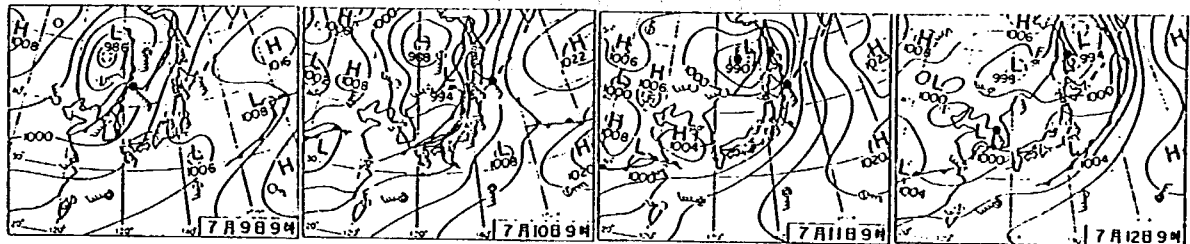
24日(金)鹿児島に山津波
先週から●断続の鹿児島で日食本線。電々木果付近き山崩れ9人生埋め。昨年6月24日に鹿児島県下で犠牲32。東京も●断続max18.9°(-7.4)だが、富士山●5°は上空に暖気流入の証。

25日(土)石垣島に慈雨
昨夜、長崎・三浦に大雨警戒が出たがけさ静岡・神奈川にも警戒。東京もひねもす梅雨らしい雨天max19.7°。干ばつの沖縄にも前線がのびて雨。石垣島で昨日からの雨量250ミリ。

26日(日)沖縄に大雨警戒
道西は軒天つづき札幌に夏雲23.5°。札幌島エーデルワイス半月遅れ咲く。本土つゆ一服。東京は午後6日より暗れ間キョウクナナシ園花。例年なら梅雨も明けた頃の沖縄に大雨。

27日(月)奥羽の低温ゆるむ
けさ雷の三陸沖で貨物船同土衝突。奥羽の低温も回復に向い盛岡26.4°。大阪は31.0°だが名古屋は25.7°。東京は23.8°。五月間の空。取河台にジュウイチ初物(昨年は7月2日)。

1977年7月

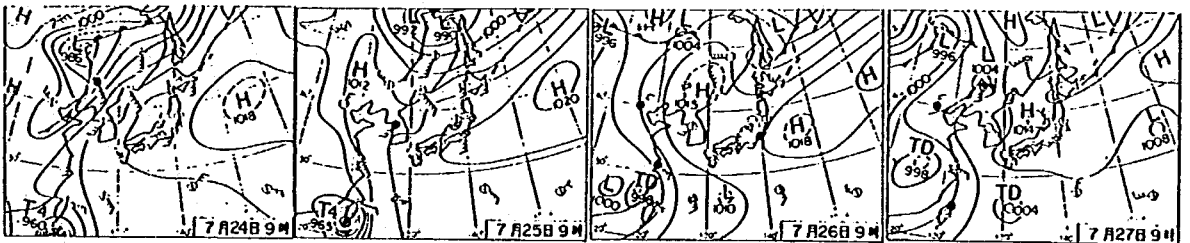


9日(土)ソウル地区に豪雨
昨日米ソウルに前線豪雨206.2ミリ。犠牲206、負傷245人。5年ぶり大豪雨。日本は大体晴れ。新潟31.5°(+5.4)。東京はmin17.4°(-3.6)涼、max27.0°(-0.8)湿度58%爽やかな好天。

10日(日)まずは投票日和
つゆ未雨だが、北陸から北海道と、南九州が●(原久360ミリ)のはか大体●、仙台・横浜は○。東京は朝方晴れ間に断雲が北へ、日中●28.0°。強風の相模湾ヨット転覆2件、不明2。

11日(月)東京も初の熱帯夜
沿海州のしは寒涼。太平洋は西ほど北日本に暖気流、低気圧きて昨日620.0°だった青森が27.4°(+3.8)。東京はmin25.3°(+4.1)初の熱帯夜31.2°むし、首に強い一雨。

12日(火)釜の明石沖で海難
未明、釜の明石海峡でカーフェリーと韓国船衝突。日中、全国的に大体の青森も30.5°(+6.7)の真夏日。大阪31.4°の酷暑。東京は午後山29.8°。風邪で臥床し大塚観望どころでない。



24日(日)ようやく盛夏型に
18日現れたオホーツクHと日本海の大陸高は昨日合体し太平洋化。八重山群島に台風余波の強い暴風があった日か全国的に晴。東京31.4°。梅雨伏れ、アノイオカラトン初見。

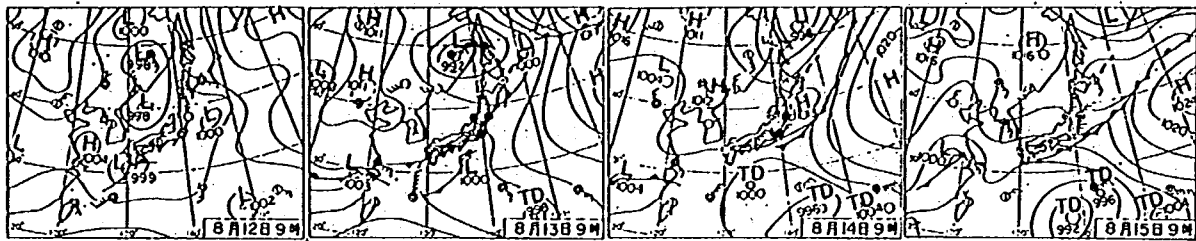
25日(月)酷暑でレール事故
初の「クジラ」の尾、全国的に真夏日。札幌はうす曇りだが34.0°(+7.2)。上田付近35.5°の酷暑でレール変形。急行が脱線して信越線が不通。東京min25.0°熱帯夜No.2、半暗31.3°。

26日(火)都心にミンミン蛭
典型的な「東高西低」の夏型が持続。北日本も真夏日つづき、青森33.2°。東京はmin25.1°熱帯夜のけさ雷雨。日中31.3°鈴鹿河津岸ミンミン初鳴。果物型の店先きに青リンゴの初顔。

27日(水)東京も熱帯夜3晩
大阪35.8°真夏日連続17日min27.2°。東京けさも25.1°熱帯夜連続3日め。このところ朝晩●日中●の日が続きmax32.3°、多摩でアブラゼミ初鳴。雷田注意報下〇、雲に異様な夕映え。

図4.8 天気図(a)

1977年8月

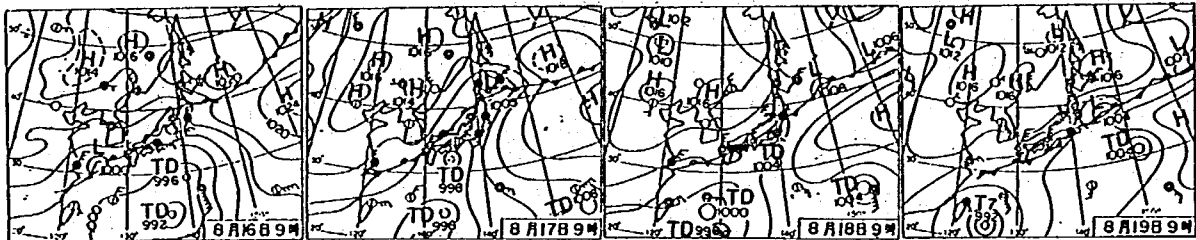


12日(金) 有珠山また噴火
けき多い噴煙。温泉街の全員が避難。
大阪①33.8°だが高松①27.6°徳島①
①。強い夕立の中で阿波瀬り、開き。
東京①曇ニワカ雨max27.1°(-4.6)
穀河台ようやくミンミン蜂鳴き出す。

13日(土) 動きが遅い気圧系
南奥羽から東海にかけ雨の旧盆入り。
福島①21.2°(-10.3)、静岡①23.8°だ
が名古屋①32.7°、大阪①33.8°。
東京も秋霖めく雨が断続して26.3°。
東日本の山間部に低温情報が出た。

14日(日) 東京など大雨警報
甲子園は朝から夏空。大阪32.4°だが
東日本は前線の尾に入る熱しからの
暖湿流で①。前線125ミリ。東京も意
外に雨やまずmax21.9°(-9.8)。
気象研究所付近でカネタキ初鳴。

15日(月) 秋霖めく旧盆
停滞前線の尾が土佐沖までのびて、
昨日よく晴れてた西日本も所々雨に。
江田島も朝から①だが高松①28.9°。
大阪①34.3° 甲子園は野球日和。
札幌25.6°。東京①驟雨23.9°(-7.7)。



16日(火) 東京にも晴れ間
東日本はぐずつき空だが9時頃から
東京につかの間の晴れ間max30.0°。
午後また雨。大阪min26.1°①35.0°
京都①31.7°大文字送り火、日と
有珠山に曇から雨、泥流の恐れ。

17日(水) *お盆豪雨。
見かけは小さいが背高1万mの熱し。
岩手・東京・神奈川・山梨・南紀に警報
夕。因に放送電線落雷で新幹線混乱。
東京は依然①断続、max27.7°だが、
大阪はmin26.6°①4日max33.7°。

18日(木) 常磐線が不通に
熱しが14時ころ東京通過、福島沖へ。
浜通りの豪雨で常磐線7列車立往生。
強雨の東京も久々の夕焼け雲に青空
を垣間見た。大阪min27.0°①31.5°
甲子園は野球日和続き。台7号発生。

19日(金) 大雨ぶりがえす
*お盆豪雨、の熱しは去ったが前線が
残った関東に早朝から界雷の強雨。
昨日久々に夕焼けの東京も未明から
雷鳴と伴う強い雨。3日続いて警報。
甲子園でも久々の雨だが午後あがる。

図4.8 天気図(b)

(2) エコー移動ベクトルの分布と変化

① 移動ベクトルの分布

エコー移動ベクトルの分布を降雨例ごとにまとめたものが図4.9である。これによれば、1例を除いて南西方向から北東方向への移動を示しており、どの降雨例においても $50 \text{ km/h} \sim 60 \text{ km/h}$ の速度成分を持っている。7月26日は雷雨の例であり、移動速度もおそく、他の例とは動きが異なる。

この分布図は、約80%の移動ベクトルの存在域を示す。したがって、この分布の面積が小さい降雨例ほど速度、方向の変化が小さく、発達衰弱がなければ予測しやすい例といえる。

② 移動ベクトルの変化傾向

また、図4.10には移動ベクトルの変化傾向を示している。

この図においては、方位が東で移動速度が時速 60 km/h の移動ベクトルが、15分後に存在する範囲を、75%、95%の確率をもって表現している。すなわち、75%の確率を持つ範囲では直前の移動ベクトルに対して $\pm 25\%$ の変動が見込まれる。

また、角度方向の変化は $\pm 10^\circ$ 程度である。95%の確率でこの範囲を定めれば、速度は $\pm 50\%$ 、角度の変化は $\pm 20^\circ$ 程度となる。

移動方向の変化傾向として、せん回性が存在するかと期待したが、角度変化の顕著な偏りは今回の例においては見られなかった。

③ 流域平均降雨強度予測との関連

この統計値を予測に導入する方法として、75%の範囲を考えるなら、次のようなものが考えられる。

- 1) 直前の15分間の移動ベクトルの推定値 V_0 による予測。
- 2) V_0 を中心として、速度で $\pm 25\%$ 、角度 10° の範囲内でいくつかの組合せを設定して予測する。
- 3) 1) 2) より得られた流域平均降雨強度の最大値を上限とし、最小値を下限とするある巾を持つ予測を行う。

何%の範囲を考え、いくつぐらいの組合せによる予測を行なうかは、目的に応じて考えられるべきである。

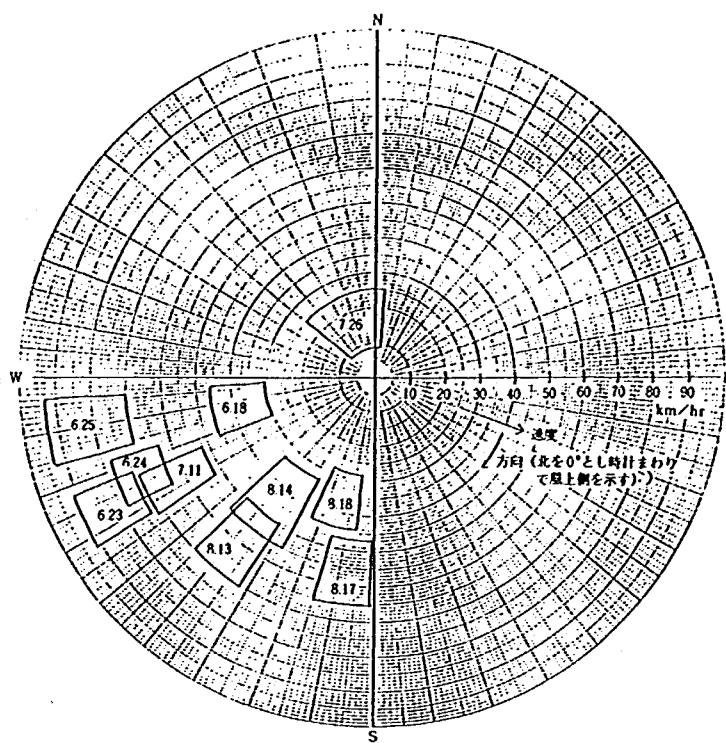


図 4.9 エコー移動ベクトルの分布図

内の数字は期日

は約 80% のエコーが存在する範囲を示す。

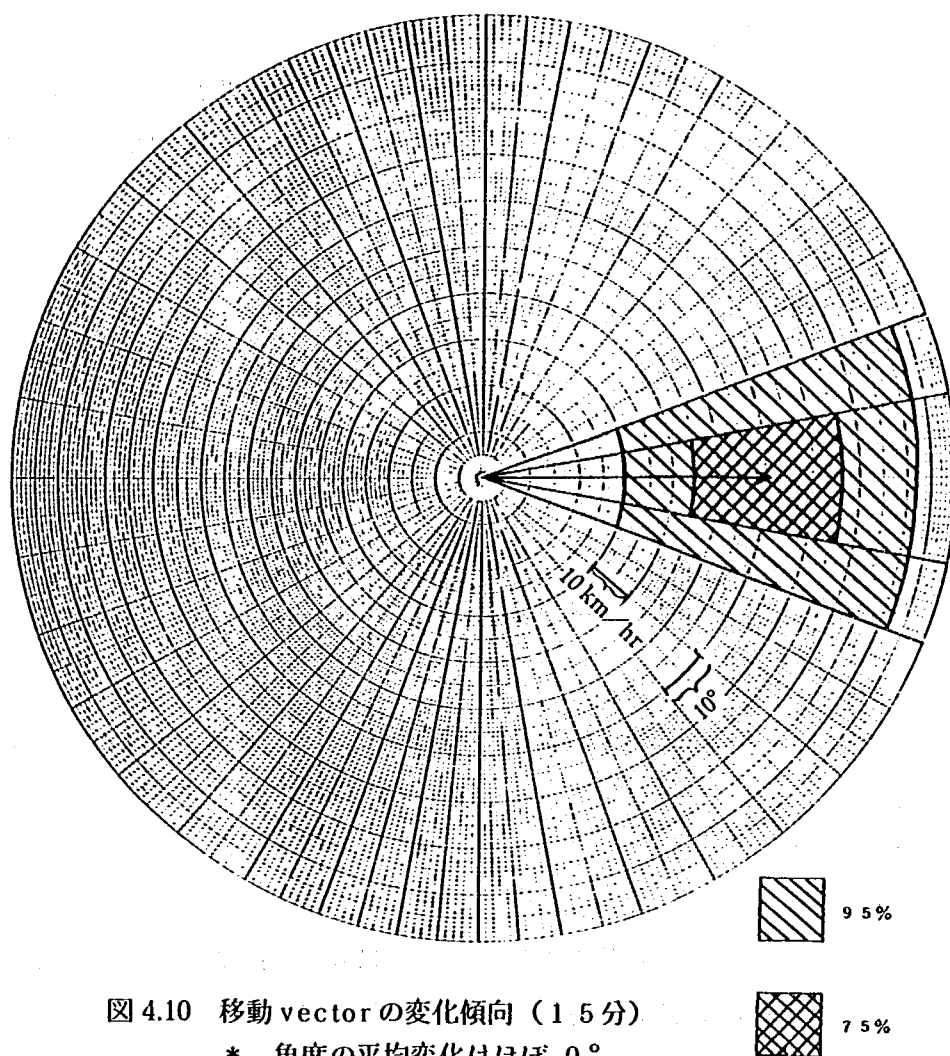


図 4.10 移動 vector の変化傾向 (15 分)

- * 角度の平均変化はほぼ 0°
- 速さの平均変化はほぼ 0 km/hr
- * 図は、直前の移動ベクトルが 60 km/h の例

4.3 流域平均降雨強度の予測

4.1において検討した移動ベクトルの推定値をもとに流域平均降雨強度予測を行った。

ここでは、赤城山レーダ観測範囲内に適当な流域を設定して、その流域の流域平均降雨強度の推定を行った。対象降雨は表4.1に示す。

流域の設定基準は次のような点においた。

- (1) 山岳部、平野の2ヶ所に設定する。
- (2) 利根川流域の個々の流域の代表的流域面積を 300 km^2 と考え、両者ともほぼ 300 km^2 になるよう設定した。
- (3) 山岳部、平野部とも赤城山レーダからはほぼ等距離にあること。
- (4) 予測可能時間をできるだけ長くするため、赤城山レーダより東側の位置にとる。

このような条件のもとに、山岳部、平野部（以下各々A流域、B流域という。）に設定した（図4.12参照）。

(1) 予測手法

本調査によって実施する予測は、基本的に単純外挿によるものである。すなわち、ある時点のエコーパタンを初期値として過去の資料から得られた移動ベクトルによって移流し、先に定めた流域の流域平均降雨強度を予測する。

① 移動ベクトルの設定

したがって移動ベクトルの設定の仕方としては、8月13日の例をとりあげ2種類検討した。

- (i) 初期値のエコーパタンに至る前15分間の動きを移動ベクトルとして、予測を行う。
- (ii) 初期値に至る前1時間の内の15分ごとのエコーの動きの平均値を移動ベクトルとして予測する。

この(i)、(ii)の手法を比較する。

(i)においては、最新の情報を用いて外挿することになるが、一方15分間のみの動きによって1～2時間先まで予測することになるので、予測が不安定になるという危惧がある。

(ii)においては、過去の1時間の平均であるので、移動方向、速度は比較的安定する。このような点を考慮して①、(ii)の方法によって予測した結果の各々の相関図を図4.11に示す。

これらの結果から両者大きな差はないことがわかる。

そこで、もう一度①、(ii)について考察してみれば、(ii)の移動ベクトルを定めるまでの過程においては、15分移動ベクトルを定める時の重み付平均と1時間内の平均化の2回の平均化が入っている。平均操作によって一般に資料の持つ情報は欠落していく。(i)によれば、重み付平均のみであり直前の動きをとらえている。これを生かすことになり、レーダ雨量計の資料収集システムを考慮に入れば、5分ごとの変更も可能なのであるので、最新情報に重みをおくという意味で土木研究所では(i)の方法を採用した。

② 予測計算方法

①において、検討した結果、移動ベクトルは、最新の15分の移動から4.1において定めた手法により

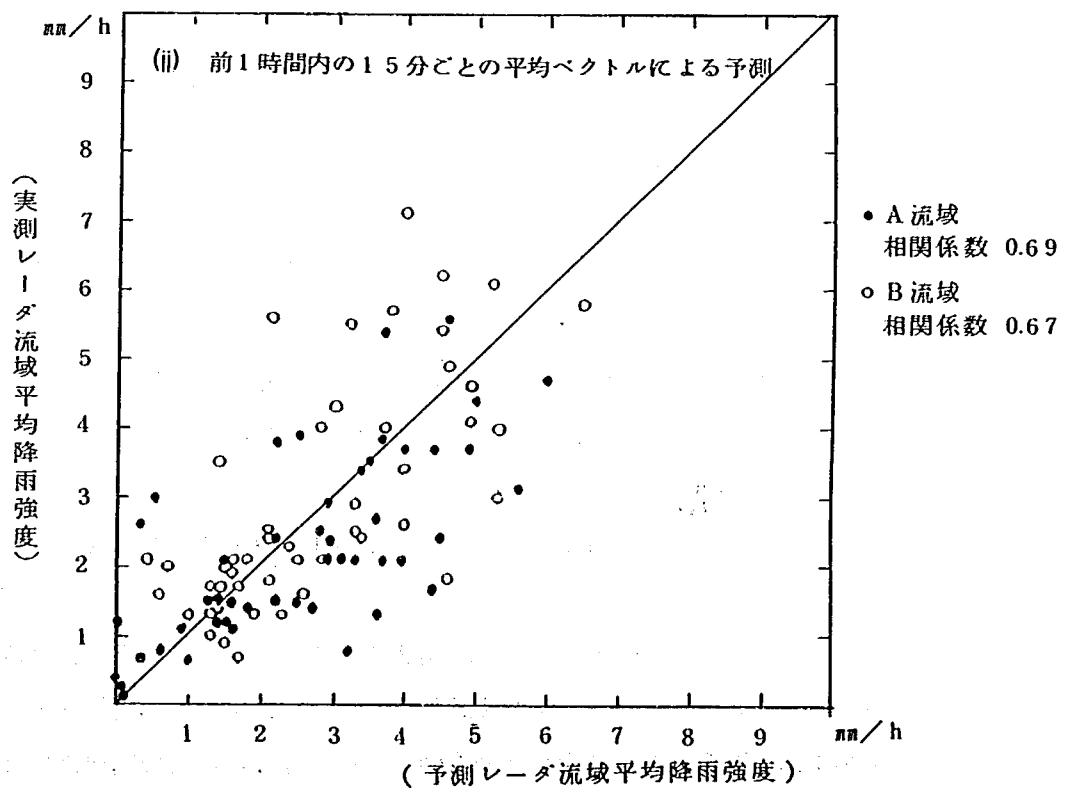
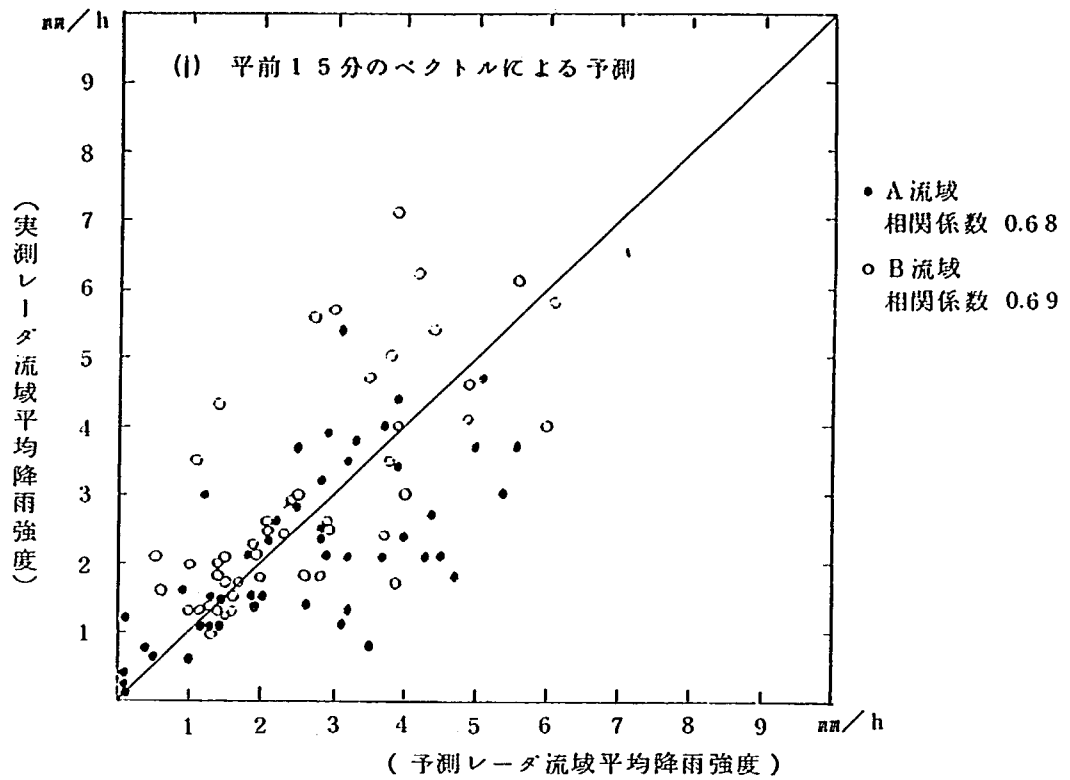


図 4.11 移動ベクトルの設定の違いによる予測精度の比較

〔 毎正時を初期エコーとして15分おきに求めた予測値と
実測値の比較, すなわち15分平均の比較 〕

求める。移流するエコーの初期パターンは毎正時の値とする。そして、上述移動ベクトルVにより移流するその時間ステップは5分とした。5分ごとの流域上の降雨強度分布から1時間平均降雨強度ならこれの12回平均、15分平均降雨強度なら3回の平均をとる。

この方法によって、表4.1のうち比較的降雨強度の高い5例について予測計算を実施した。

予測計算手順を計算の途中経過を示しつつ図4.12、図4.13、図4.14、図4.15、図4.16を使って説明する。

表4.1 移動ベクトル解析対象降雨期間（1977年）

月 日	時	降 雨 原 因
6. 18	17 : 45 ~ 23 : 00	南岸停滞前線
6. 23, 24	22 : 45 ~ ^{6/24} 3 : 00	〃
6. 24, 25	14 : 45 ~ ^{6/25} 9 : 00	〃
7. 11	18 : 45 ~ 23 : 00	熱 界 雷
7. 26	13 : 45 ~ 21 : 00	熱 雷
8. 13	9 : 45 ~ 21 : 00	本州上停滞前線
8. 14	2 : 45 ~ 8 : 00	本州上停滞前線（熱低）
8. 16, 17	13 : 45 ~ ^{8/17} 16 : 00	熱 低
8. 17, 18	20 : 45 ~ ^{8/18} 15 : 00	〃

③ 予測計算手順の説明

ここでは、8月13日10時から3時間先まで予測する計算手順を例に説明する。

図4.12 1) 9時45分の実況エコー、10時の実況エコーの2枚を用意する。

2) 9 km × 9 kmメッシュを2枚のエコーパターンにかける。

3) 各メッシュ内の平均降雨強度が2 mm / h以上のメッシュには1、以下のメッシュには0を入れ2値化する。

図4.13 4) 東に3メッシュ、西に3メッシュ、南北に3メッシュ、これらの組み合わせで斜めにも9時45分の2値化されたパターンを移動し、各平行移動につき関連係数を計算する。その結果図4.13を得る。ここに中心は全く動かさなくなった場合の関連係数である。

この例では、北東へ1メッシュの移動が卓越している。

5) そこで、上位3つのベクトルを選び出し関連係数を重みとして平均ベクトルを求めそれを移動ベクトルとする。

6) 10時のエコーパターンを初期パターンとして⑤で求めたベクトルにより移流する。

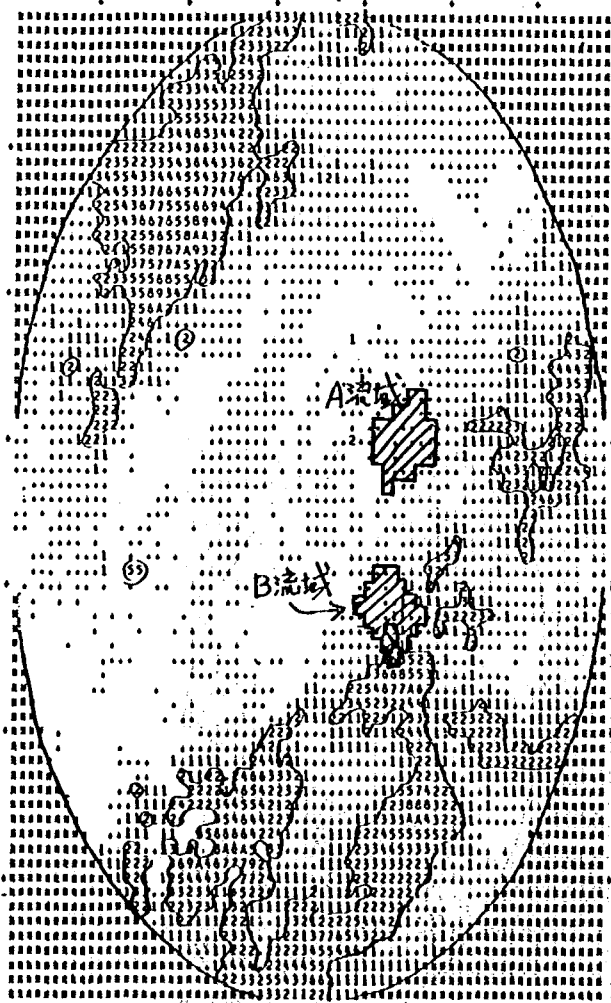
7) 4.12に本調査で検討対象とした流域が示してある。

この流域の流域平均降雨強度を予測するのが目的である。そこで、5分ごとに移流しているパターンをとめ（計算機内部で）A、B両流域の流域平均降雨強度を求める。これを12回くりかえす。各回に得られた予測降雨強度の平均値を、10時～11時の流域平均時間雨量の予測値となる。3回ずつ区切れば、15分間平均降雨強度の予測ができる。（1時間後のパターンは図4.14）。

8) 図4.15は2時間後で、B流域は情報がなく予測不可能。

9) 図4.16は3時間後で、A、B両流域とも予測不可能である。

DATE 1977 8 13 TIME 9 45



DATE 1977 8 13 TIME 10 0

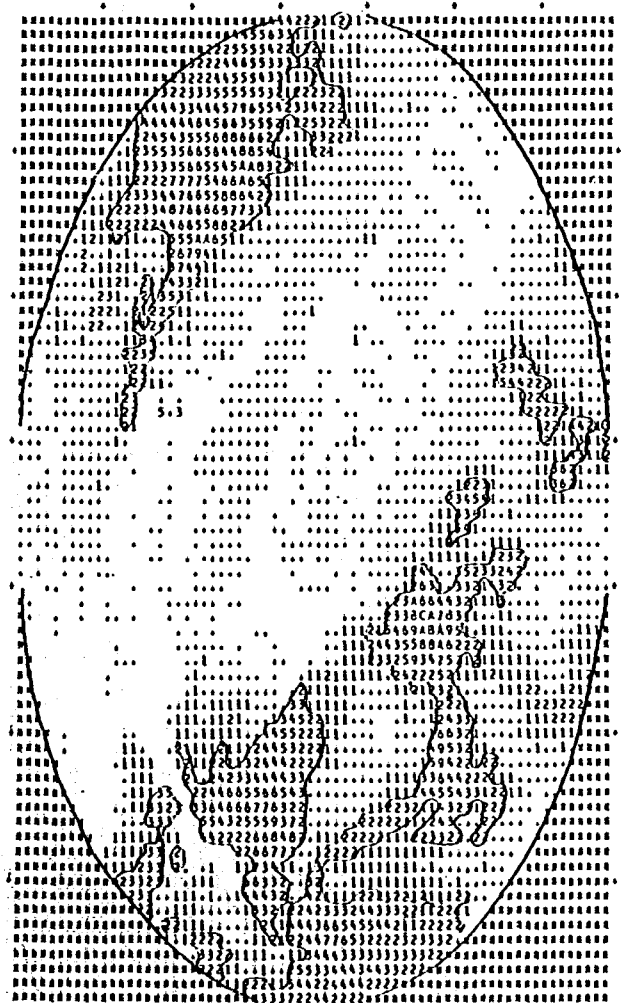
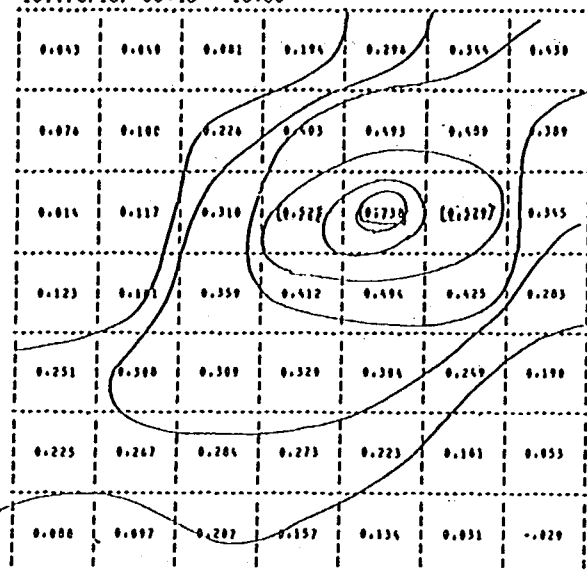


図 4.12 移動ベクトル推定のための15分はなれたエコーの比較

1977. 8. 13. 09:45 ~ 10:00



U, A, V (M/S) DIRECTION

0.230	14.14	225.0
0.159	22.36	243.4
0.121	10.00	180.0
0.044	10.00	270.0
0.403	22.36	204.0
0.400	20.28	225.0
0.430	42.43	225.0
0.425	20.00	270.0
0.412	0.0	90.0
0.403	20.00	180.0
0.389	30.00	234.3
0.359	10.00	90.0
0.345	31.62	251.6
0.344	30.00	213.7
0.329	10.00	0.0
0.310	14.14	135.0
0.309	14.14	45.0
0.300	22.36	63.4
0.304	14.14	315.0
0.294	31.62	190.4
0.284	22.36	24.4
0.283	30.00	270.0
0.273	20.00	0.0
0.267	20.28	45.0
0.251	31.62	71.6
0.249	22.36	290.6
0.224	22.36	153.4
0.225	30.00	56.3
0.223	22.36	333.4
0.207	31.62	18.4
0.194	30.00	180.0
0.190	31.62	200.4
0.181	20.00	90.0
0.161	25.20	315.0
0.157	30.00	0.0
0.134	31.62	341.6
0.123	30.00	90.0
0.117	22.36	116.6
0.097	30.00	135.0
0.080	42.43	45.0
0.081	31.62	161.6
0.074	30.00	123.7
0.053	30.00	303.7
0.043	42.43	135.0
0.040	30.00	156.3
0.031	30.00	326.3
0.014	31.62	180.4
-0.029	42.43	315.0

図 4.13 前後, 左右, 斜に図 2.12 の 2 枚の図を移動 (2 値化の後) して得られる関連係数のマップとベクトル

DATE 1977 8 13 TIME 11 0



実測

DATE 1977 8 13 TIME 11 0



予測

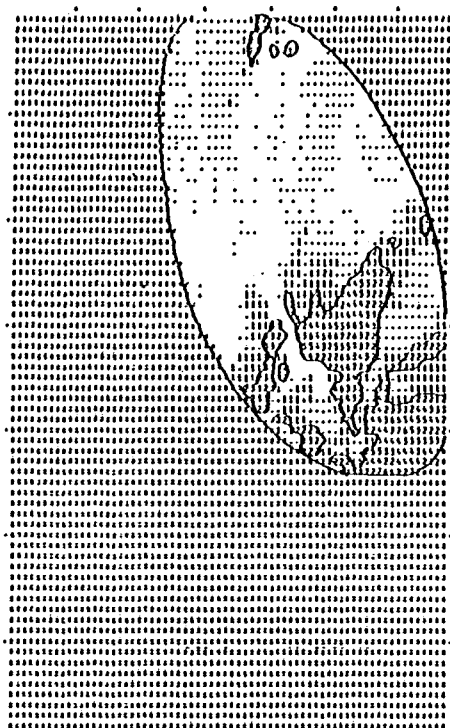
図 4.14 1 時間後の予測 [図 4.12 の右側 (10 時のエコー) を初期値として
図 4.13 で得られた移動ベクトルにより移流した予測]

DATE 1977 0 15 TIME 17 0



実測

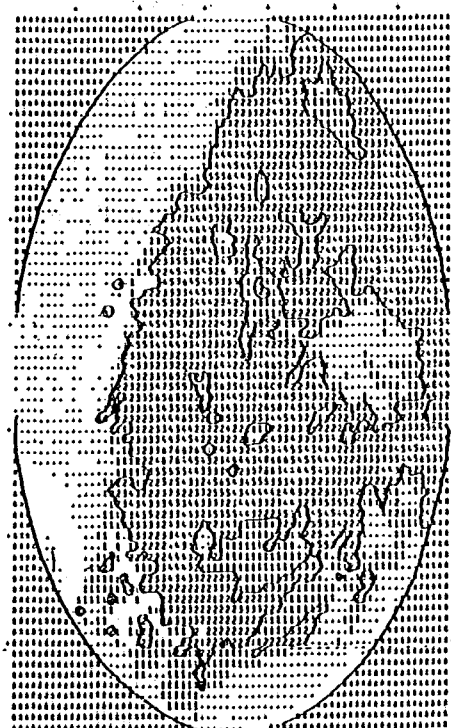
DATE 1977 0 15 TIME 17 0



予測

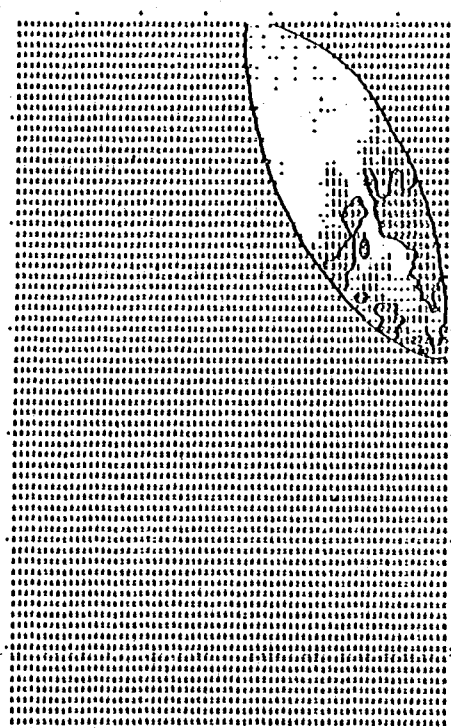
図4.15 2 時間後の予測

DATE 1977 0 15 TIME 18 0



実測

DATE 1977 0 15 TIME 18 0



予測

図4.16 3 時間後の予測時

(2) 予測結果の概要

先に説明した予測手順にしたがって、降雨強度の予測をA、B2流域に対して実施する。予測計算は、ある時点から可能な限り長時間先まで行った。

図4.17(a), (b), (c), (d), (e)に示した例は、毎正時ごとにイニシャルボタンと直前15分間のエコーの動きを改変する方式による予測結果を示している。

図4.17(a)の6月24日、25日の例においては、かなり良好な予測を示している。図には、各15分間の流域平均降雨強度をもプロットし1時間内での変化を表示している。

図4.17(b)の7月11日の例は雷雨であり、降雨期間は短かく、A流域と、B流域ではその降雨パターンが異なることが特徴的である。変化傾向は、ピークの時間的位置もよく一致している。量的な面で、よくないのは雷雨の発達・衰弱の時間的变化の早さと大きさによるものと考えられる。

図4.17(c) 8月13日の例においては、A流域13時～15時、B流域18時～19時の間適合度の低下が見られる。

前者においては、予測が実測を上まわり、後者においては、実測が予測を上まわっている。この原因については次節で詳細に検討する。

図4.17(d) 8月17日の例では、A流域の2時～3時、B流域の4時～5時、6時～7時にかけて予測値が小さく出ている。この原因は、全体的に小さく出ていることから、発達・衰弱の影響も考えられるが、図2.18(d)によれば、方向のずれにも原因があるかも知れない。

図4.17(e) 8月18日の例では、A流域の7～9時、13時～16時の間が合致度は良くない。また、B流域においては、9時～12時の間、合致度が良くない。しかし、全体の変化傾向は、比較的良好である。

これら5ケースの相関係数の値を示したのが表4.2である。各々のケースの15分の変化はかなり激しく、精度が悪いものもあるが、全体の傾向としては、比較的良好な結果を得ている。

また、これら5ケースの予測に用いた移動ベクトルを、図4.18(a), (b), (c), (d), (e)に示す。

図4.18には、館野の高層観測結果も参考のため記入してある。

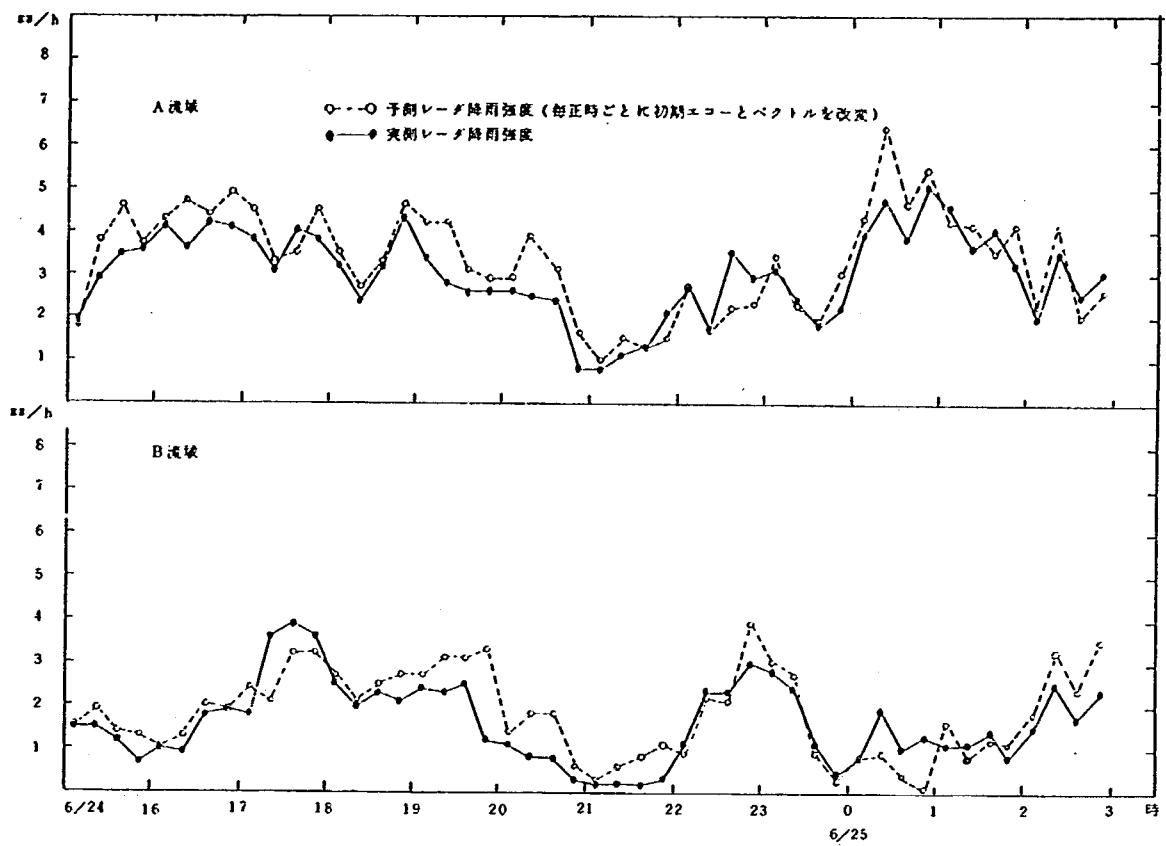
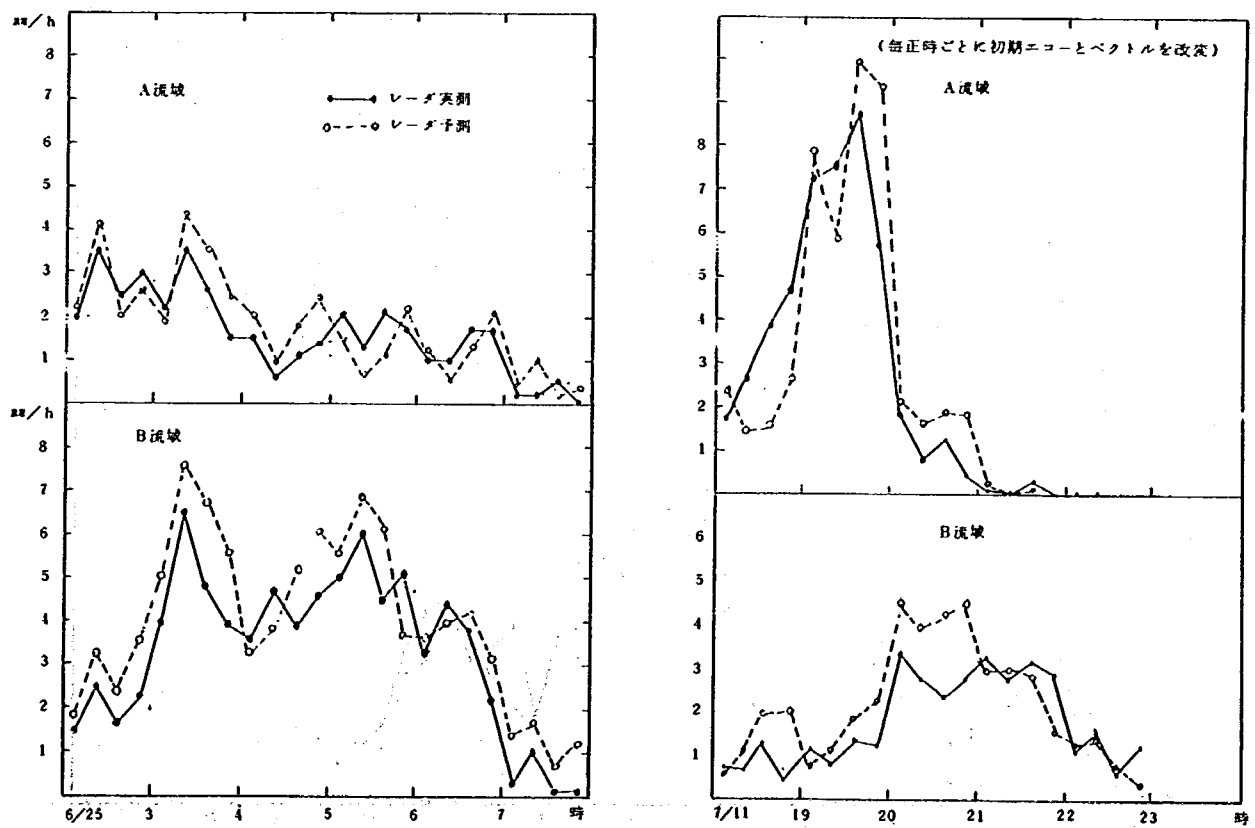


図 4.17 (a) 予測と実測 (レーダ雨量)



(a) のつづき

図 4.17 (b)

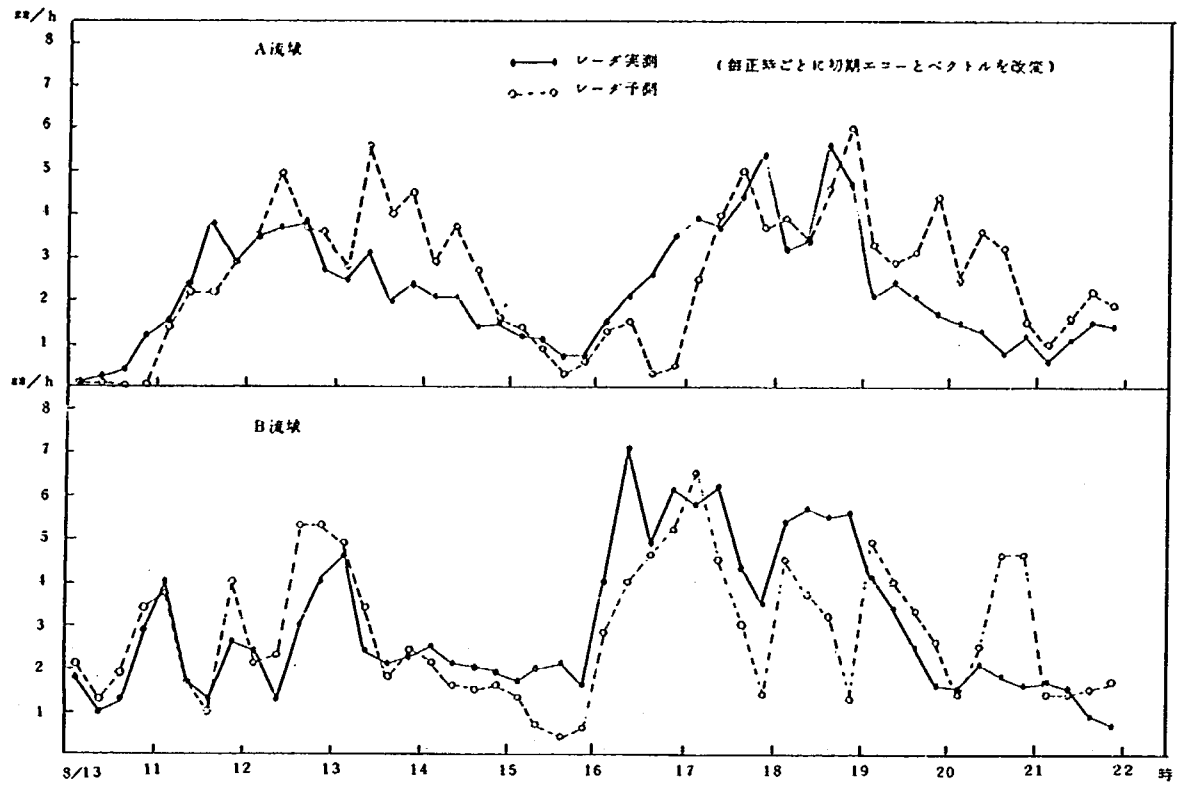


図4.17 (c) 実測と予測

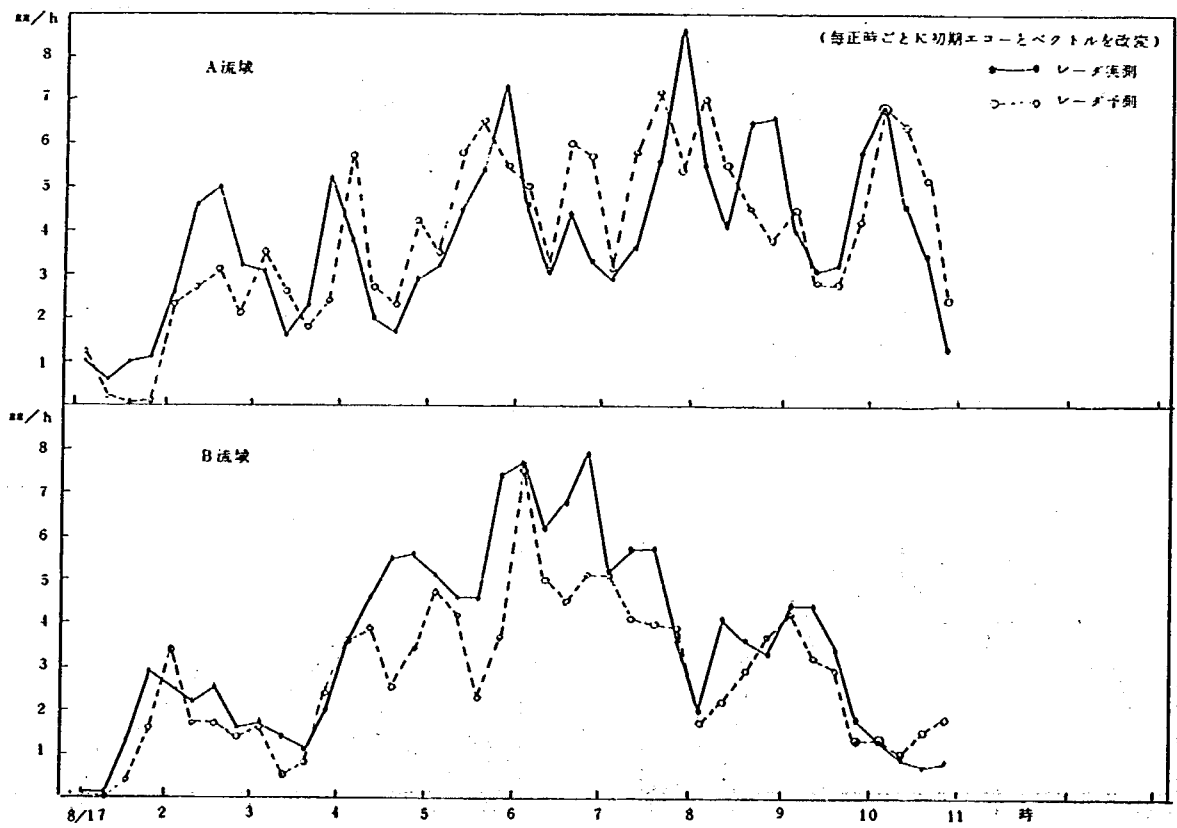


図4.17 (d)

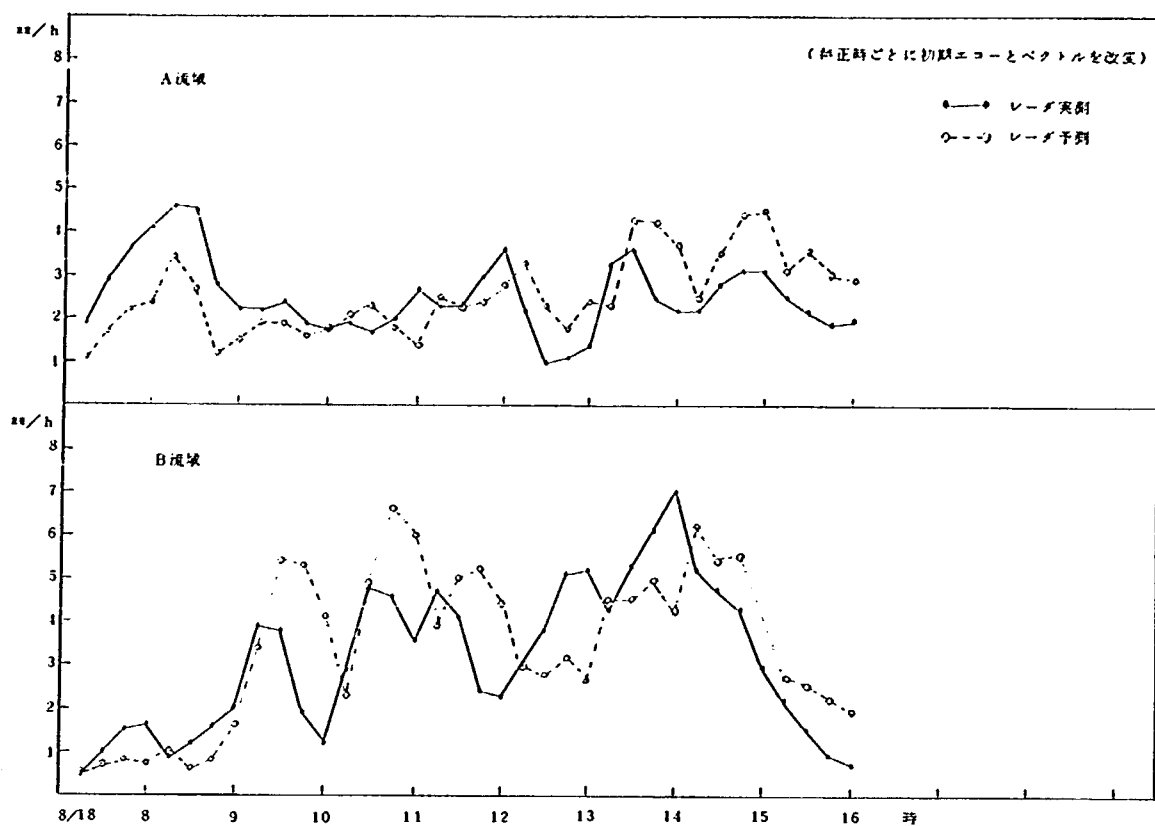


図4.17 (e)

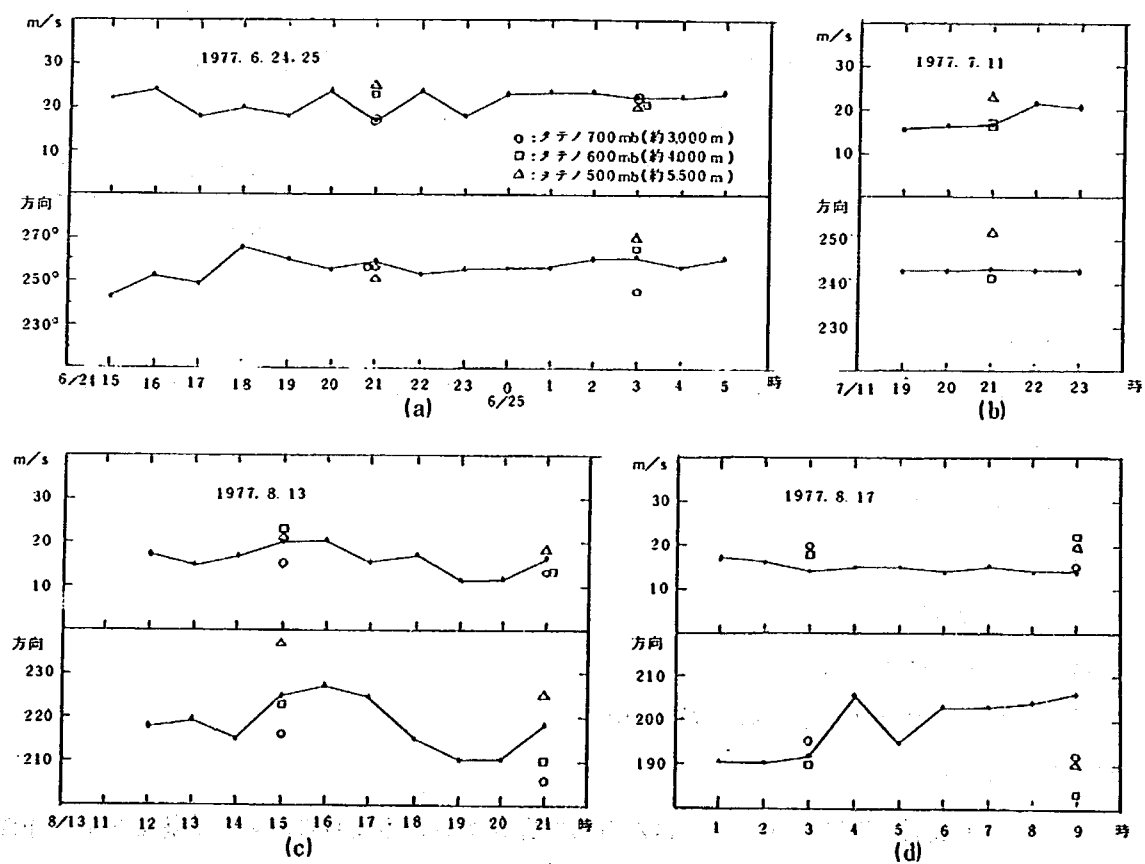


図4.18 予測計算に用いた移動ベクトル

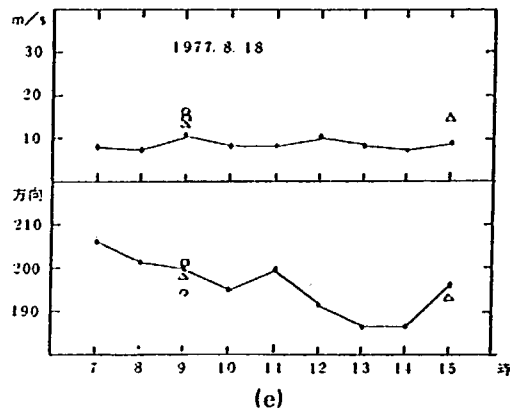


図 4.18 つづき

表 4.2 予測と実測流域平均降雨強度の相関

1977 年

月 日 \ 項 目			降 雨 原 因	時 間 数
	A流域 (山岳部)	B流域 (平野部)		
6月24日, 25日	0.88	0.89	南岸停滞前線	18時間
7月11日	0.69	0.66	熱界雷	5時間
8月13日	0.68	0.69	本州停滞前線	12時間
8月17日	0.72	0.75	熱帯低気圧	10時間
8月18日	0.61	0.57	熱帯低気圧	11時間

(注) ここで行った予測は、毎正時にイニシャルエコーと移動ベクトルを改める方式をとった。

(3) 予測結果に関する考察

本節においては、(2)で予測した結果について考察する。特に適合度の良くなかった部分についてその原因を考察する。

① 予測の誤差の原因

一般的には、

- 1) 発達・衰弱の影響
- 2) 移動ベクトルの不適合
- 3) レーダビーム高度にかかる観測対象の違い

などが考えられる。

1) の発達・衰弱が実際のエコーにはかならず存在する。本調査において実施している予測法では、この項は全く無視する単純外挿であるのでおのずから限界がある。したがって、6月の停滞前

線で、その降雨の降り方が地雨性のものについては、比較的良好な結果を示すが、一方、8月18日の熱低の影響による雨や、同じく停滞前線でも活発な8月13日の降雨においては、適合度がおちる。

2) の移動ベクトルの不適合によるものは、単純外挿で、1～2時間移流する場合には必ず存在する。どの場合がそれにあたるかは、必ずしも明確ではないが、マニュアルによる推定ベクトルと自動推定によるものの差が大きい時に予測も良くない傾向がある。

3) のレーダビーム高度にかかる問題は、角度を固定したレーダ観測においては、避けることはできないものである。図4.19に示すように、レーダサイトからの距離にしたがってビームの高度は、高くなる。

外挿法による予測では、時間の経過とともに、高度の違うところで観測されたエコーが流域上を通過することになる。一方比較する実際のエコーは、レーダサイトと流域とで決まる一定高度のエコーを観測している。したがって、このことが、見かけ上の誤差となっている可能性がある。

この誤差は、例えば上空の融解層付近で観測されるブライトバンドなどが存在する時、外挿法にとっては、決定的な誤差の原因となる。

② 予測可能時間について

本項においては、予測可能時間と精度について言及する。

図4.20(a), (b), (c), (d), (e)は、イニシャルの時刻から離れるにしたがって、予測と実測の関係がどのようになるかを見るため作成した相関図である。これによれば、時間の経過とともにその相関が悪くなって行くことが明らかである。

相関係数と、相対誤差の平均値を表4.3に示す。

図4.20(f)は時間雨量の比較である。一般的に2時間程度先の予測が単純外挿法においては、限界と見られよう。(予測値と実測値は50%の確率で、1時間予測で偏差±20%, 2時間予測で偏差±30%である。)

また、エコーの移動速度と流域の位置から予測可能時間が決まる。

赤城山レーダの定量観測範囲は半径102km(1979年途中から120kmに改めている)であり、流域がエコーの移動の下流側にある場合でも平均的なエコーの移動速度から考えて2～3時間先の予測が限界である。

表4.3 予測時間と相関係数, 相対誤差

項目 \ 時間	15分	30分	45分	60分	90分
相 関 係 数	0.95	0.75	0.61	0.52	0.46
相 対 誤 差	14%	32%	43%	52%	58%

(注) ここでいう予測時間は、例えば45分ならば30～45分間の15分間の流域平均降, 平均降雨強度の比較をいう。

すなわち、図4.20(a), (b), (c), (d), (e)に対応するものである。

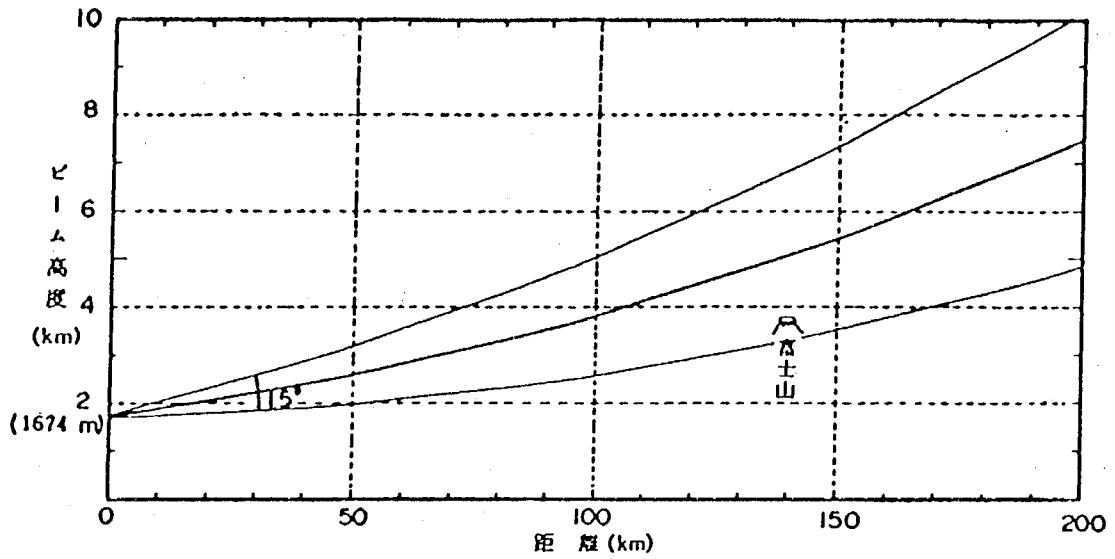


図 4.19 ビーム高度と距離との関係

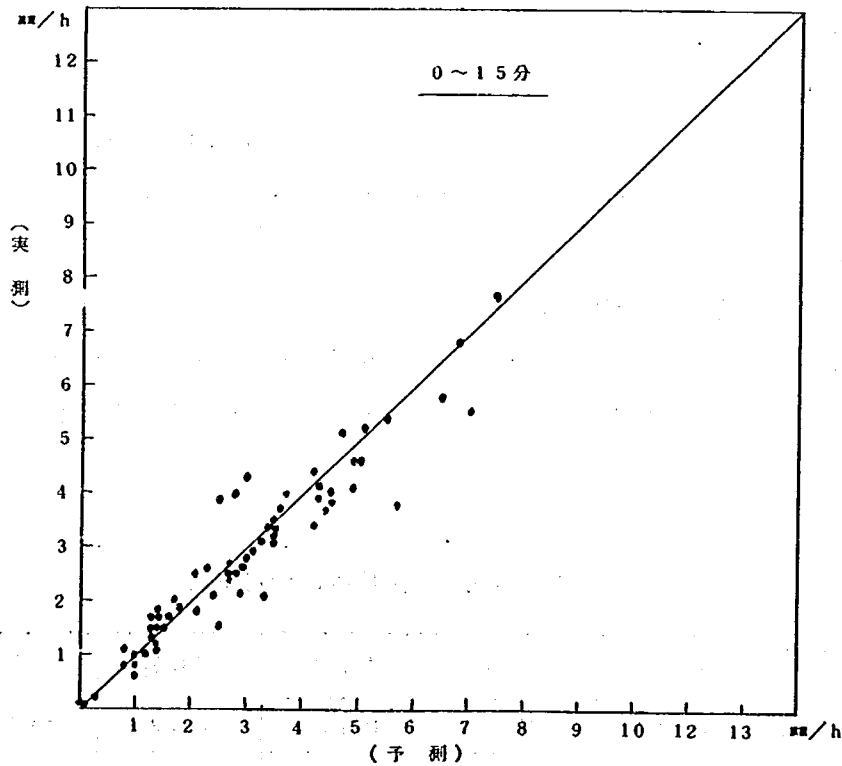


図 4.20 (a) 実測と予測の相関図 (レーダ)

(初期値から15分間の流域平均降雨強度)

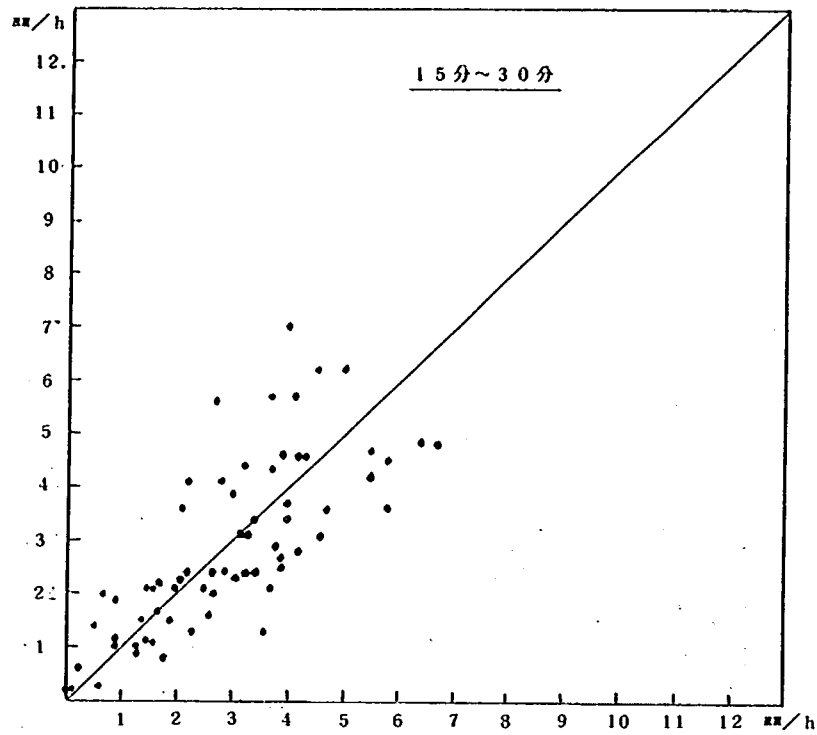


図 4.20 (b) 実測と予測の相関図

(初期値から15分～30分間の流域平均降雨強度)

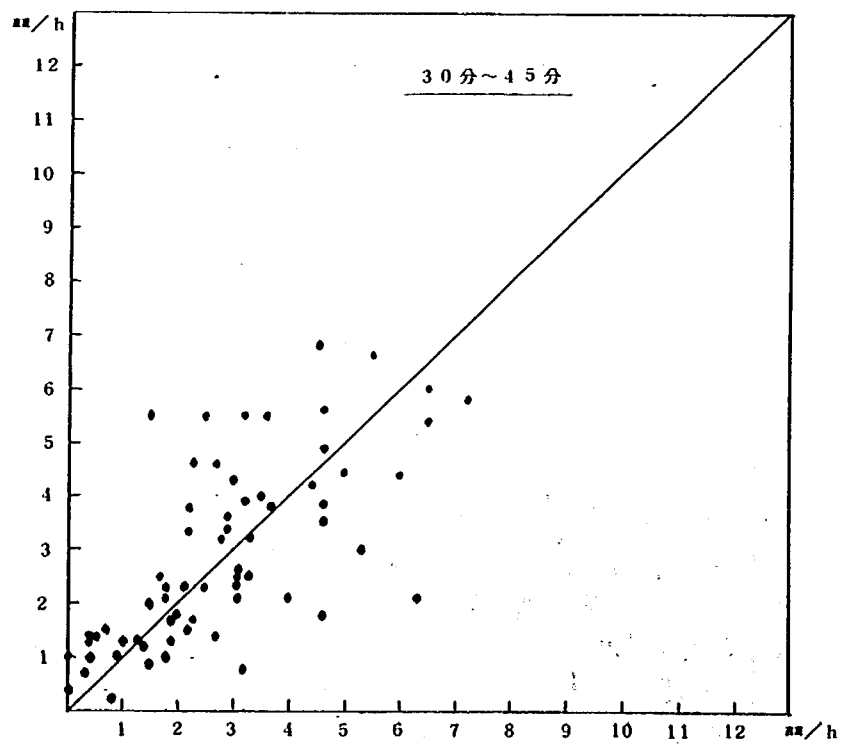


図 4.20 (c) 実測と予測の相関図

(初期値から30分～45分間の流域平均降雨強度)

(この図は、本報告書の別添付資料に添付されています。)

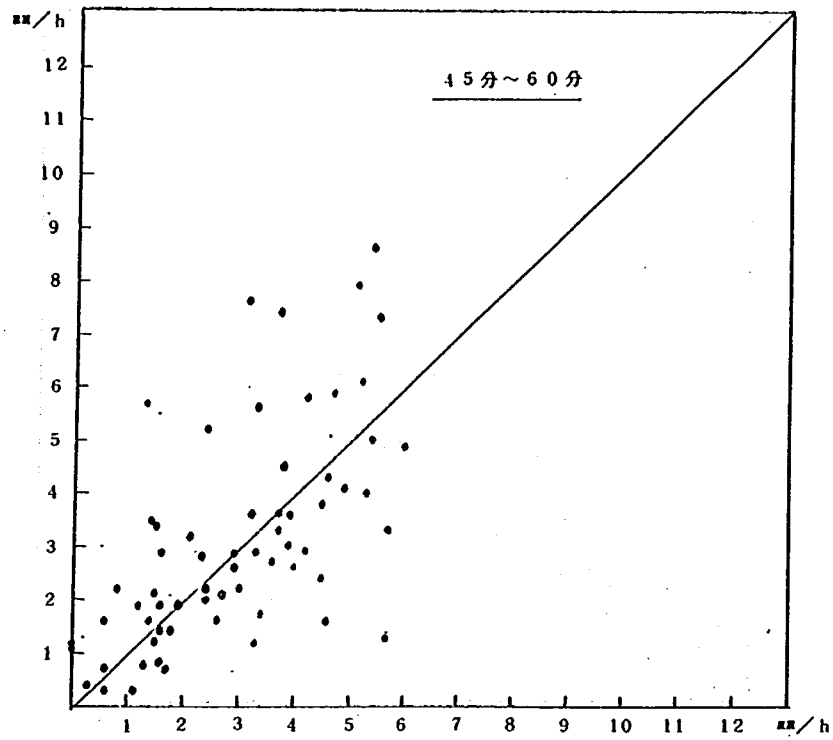


図 4.20 (d) 実測と予測の相関図

(初期値から45分～60分間の流域平

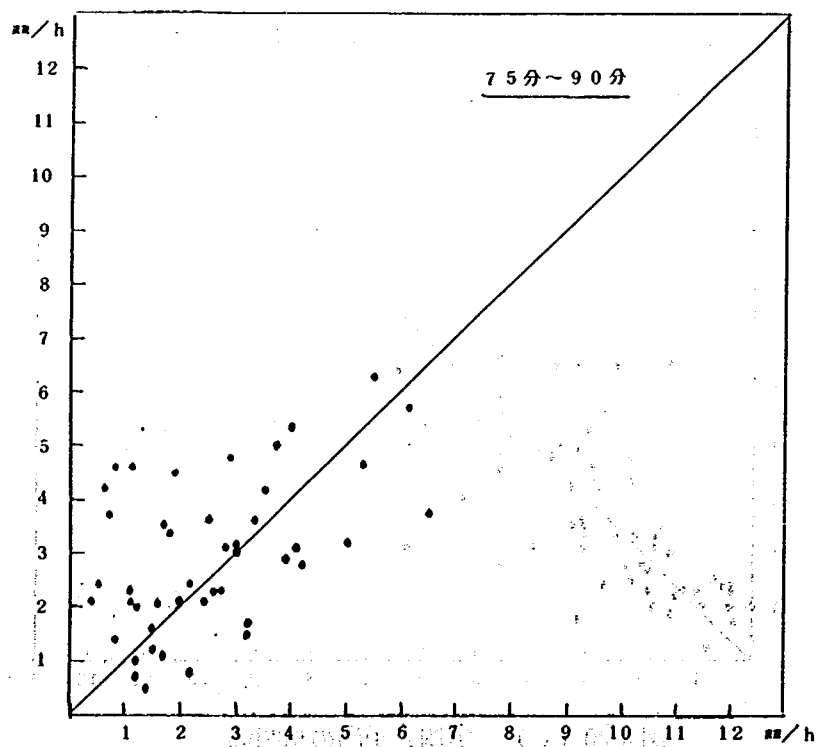


図 4.20 (e) 実測と予測の相関図

(初期値から75分～90分間の流域平均降雨強度)

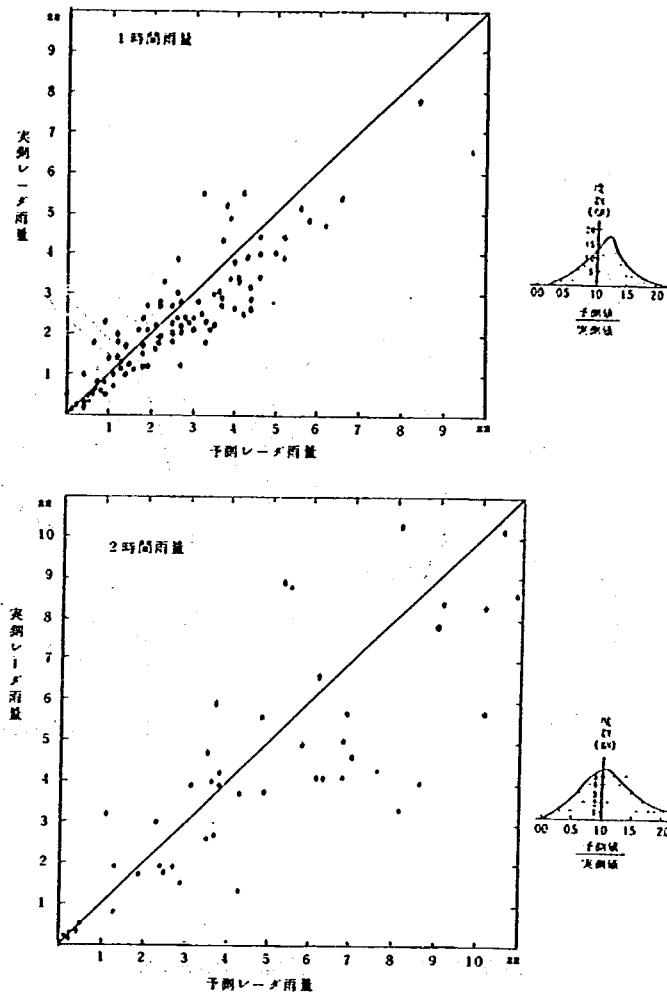


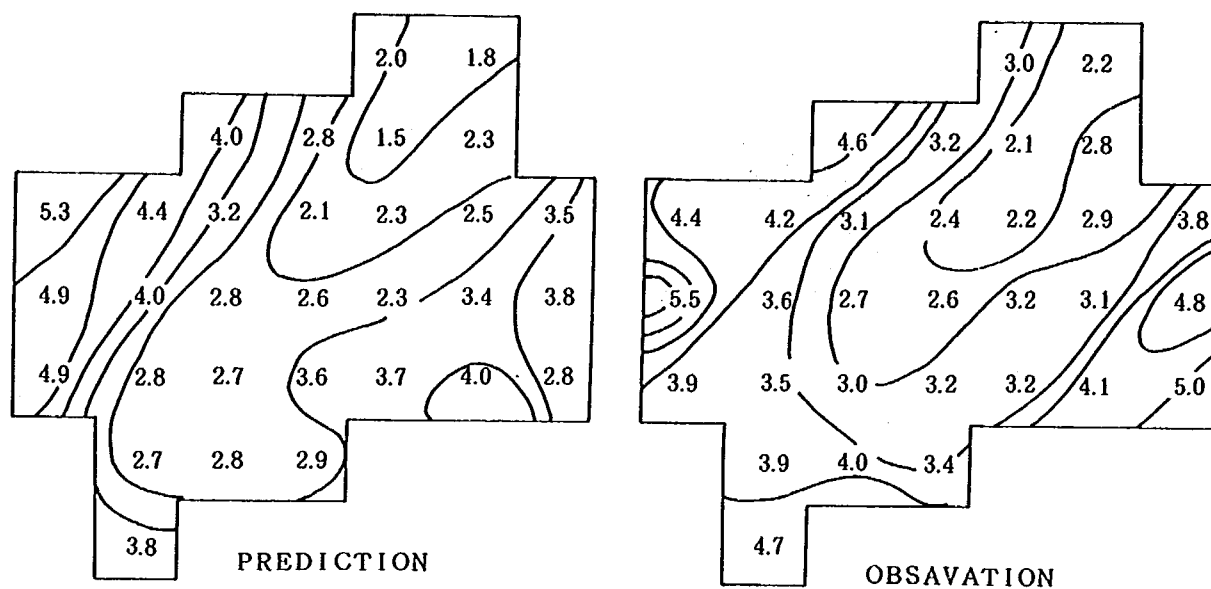
図 4.20 (f) 実測レーダ雨量と予測レーダ雨量

(参考) 降雨分布について

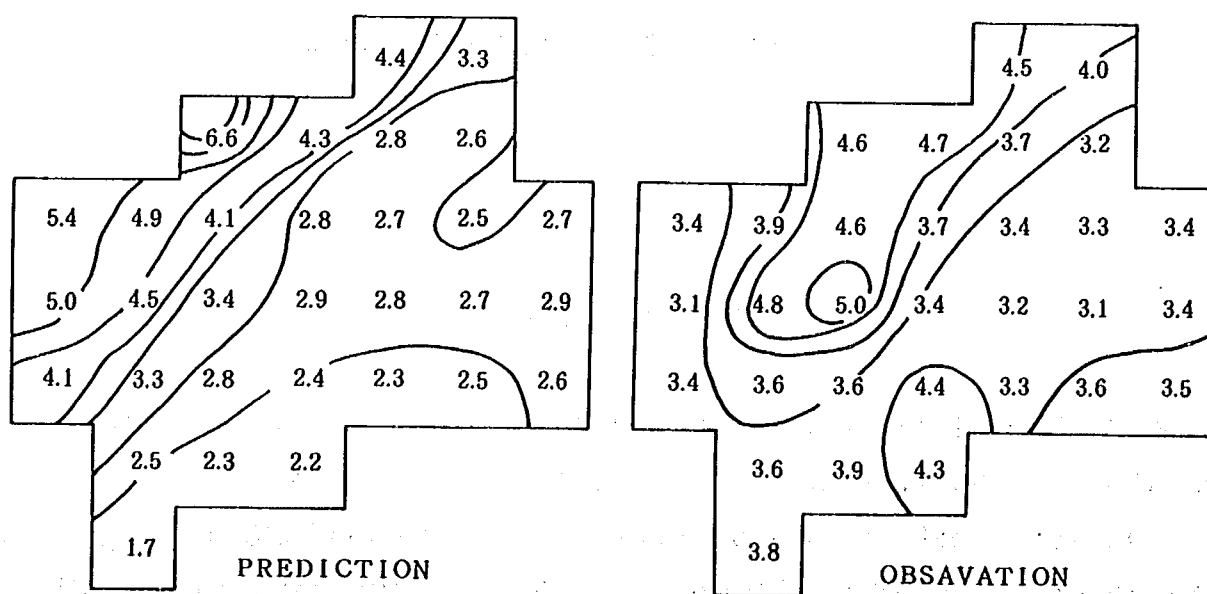
作図 A, B, C に降雨分布図を示す。レーダ実測と予測を示すものである。ピーク的位置など完全には適合していないが、等値線のパタンは、ほぼ似かよったものになっている。

この差の原因は、移動ベクトルの設定に関する誤差、地形因子に関連する降雨の増加、雨域そのものの発達・衰弱などと密接に関連がある。レーダ雨量計による降雨予測精度の判定の一項目として分布パタンは重要なものとなる。

1977. 8. 13 12:00 ~ 12:15 BASIN A



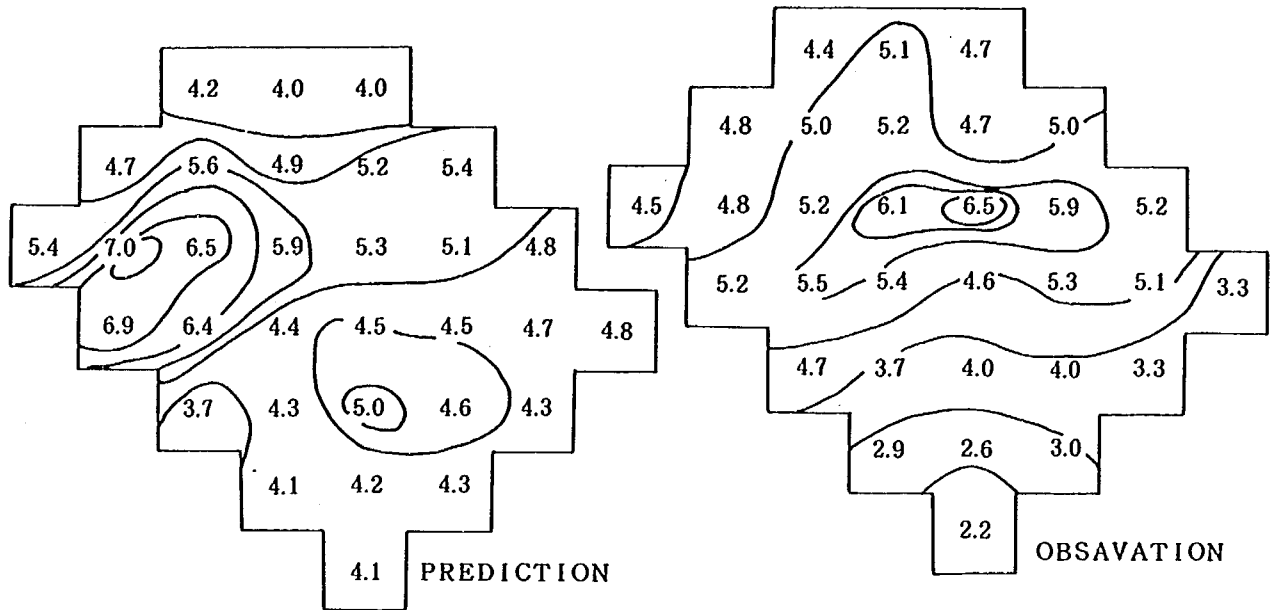
1977. 8. 13 12:30 ~ 12:45 BASIN A



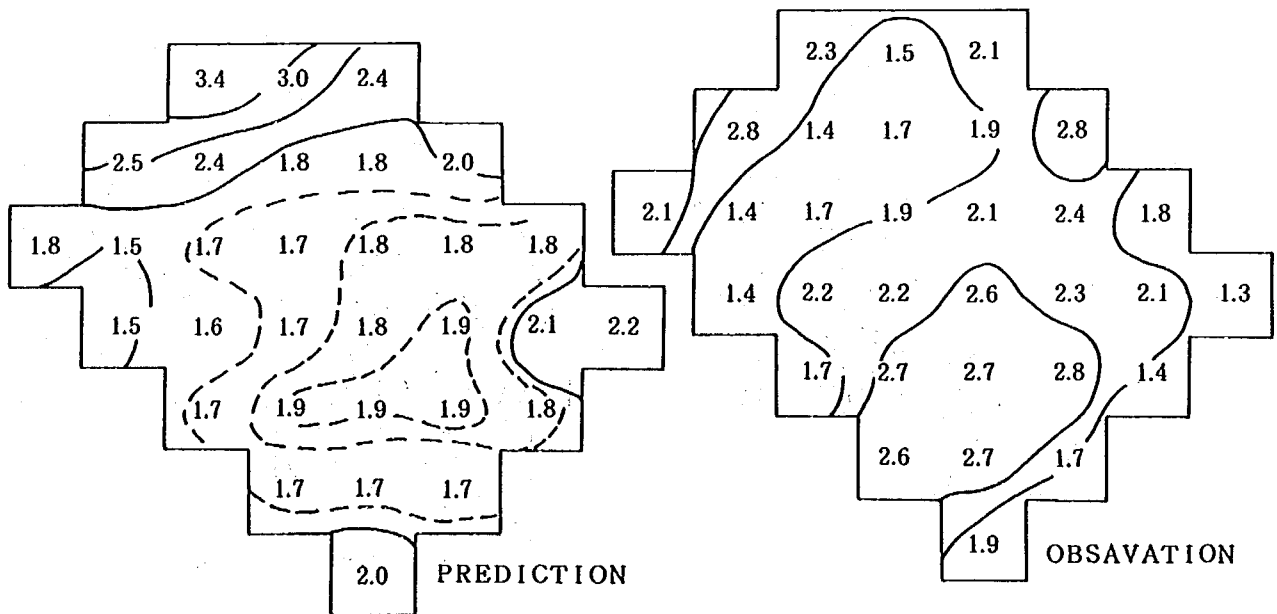
付図A 流域Aにおける降雨分布（15分間平均降雨強度）

（予測のイニシャルは 12:00 のエコー）

1977.8.13 13:00 ~ 13:15 BASIN B



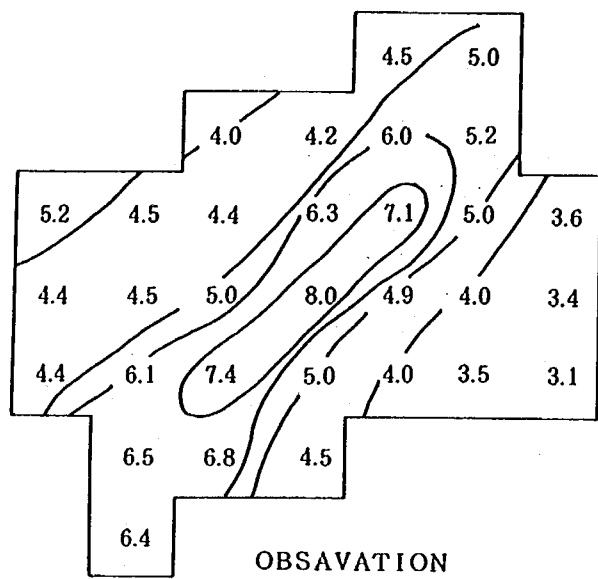
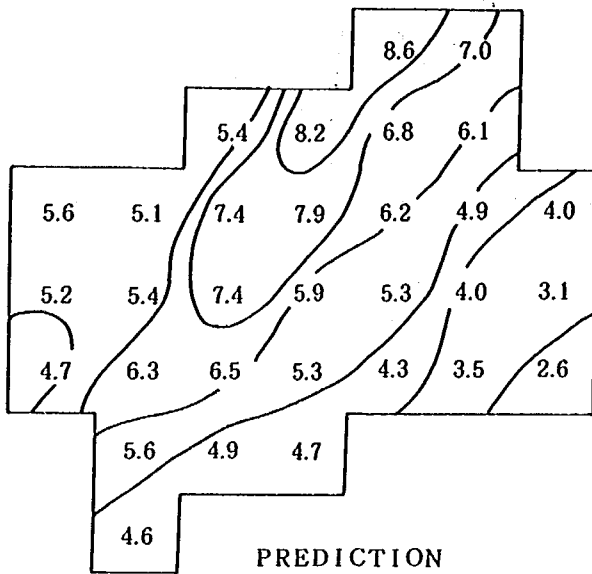
1977.8.13 13:30 ~ 13:45 BASIN B



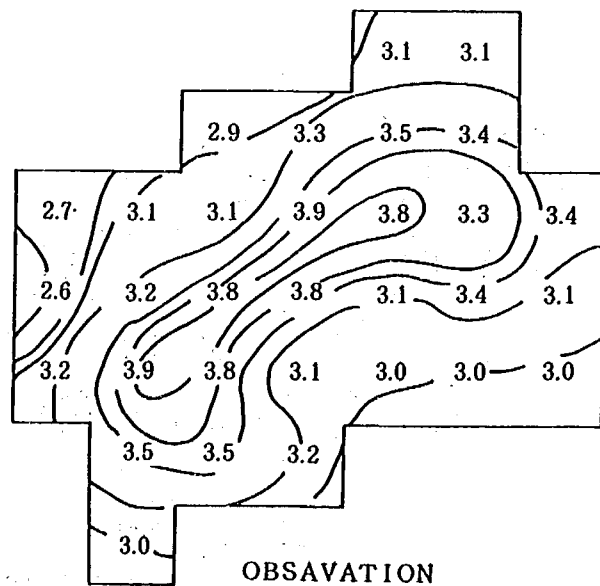
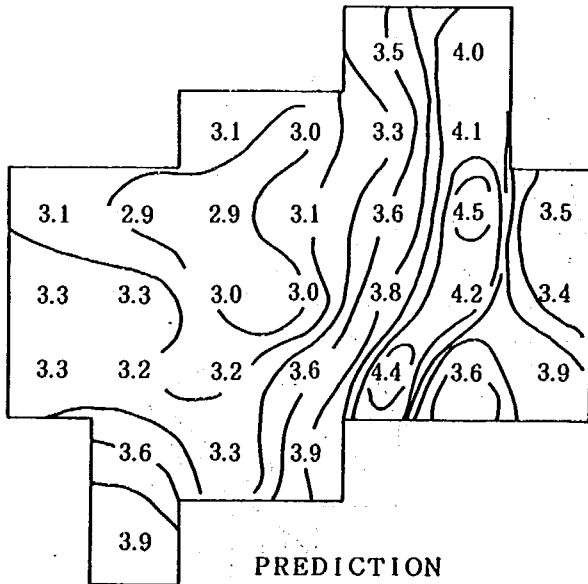
付図B 流域Bにおける降雨分布 (15分間平均降雨強度)

(予測のイニシャルは 13:00 のエコー)

1977.8.14 04:00 ~ 05:00 BASIN A



1977.8.14 05:00 ~ 06:00



付図C 流域Aにおける1時間雨量の分布

(1977.8.14 04:00 ~ 05:00) (1977.8.14 05:00 ~ 06:00)

4.4 雨域の発達と衰弱に関する考察

前節で、予測誤差の原因について言及したが、本節ではその中でもとくに重層な位置をしめる発達・衰弱効果に関して検討する。

8月13日の予測を例に検討する。

図4.17(c)に示すように、山岳部（A流域）、平野部（B流域）で適合度が良くない部分は、A流域①13時～15時、②16時～17時、③20時～21時、B流域①18時～19時、②20時～21時である。

ここでは、両流域について①のケースをとりあげ検討する。

図4.21(a), (b), (c), (d)……………13時～14時

図4.22(a), (b), (c), (d)……………18時～19時

にその時のエコーパターンを示す。

特に強い雨のところを実線で囲んである。実線で囲んだ強い雨域が時間とともに、発達・衰弱している様子が観察される。

一方予測は、各正時のエコーをイニシャルとしてその外挿によるものであるから、A流域の13～14時の間では、過大に評価され、B流域の18時から19時の間では過小に評価されている。

当然、移動ベクトルの不適当によるものではないかという議論もあると思うが、この場合は目視によるベクトルとも一致しており、顕著な発達・衰弱が認められるので、上述のような判断をした。

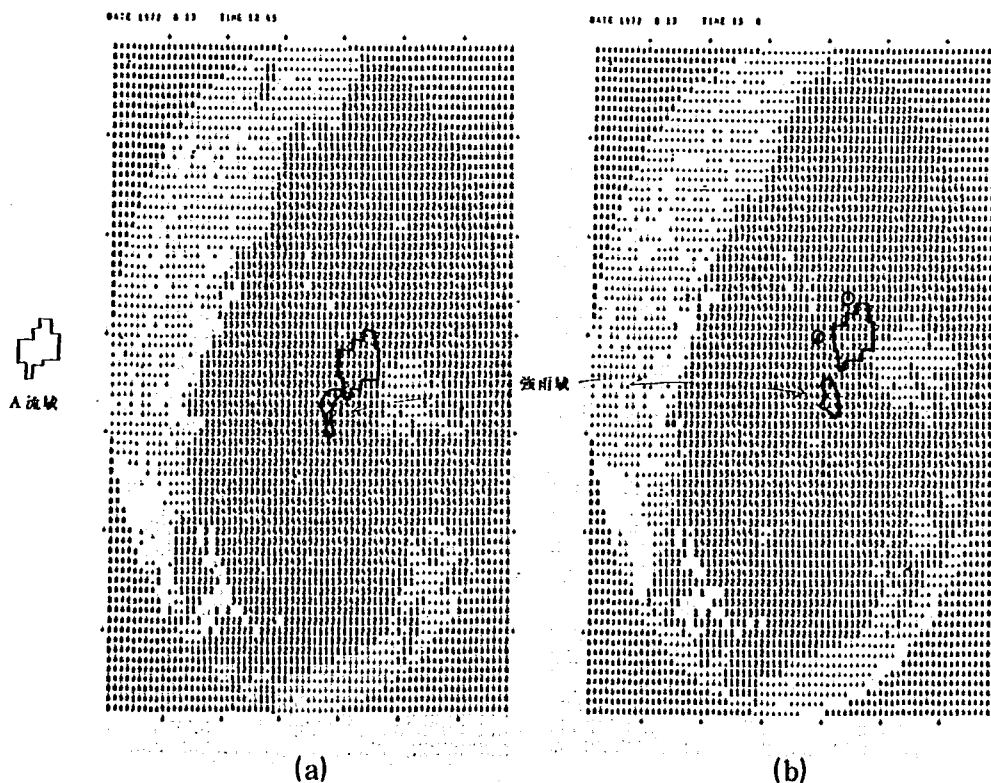


図4.21 15分へだてたエコーの変化（発達・衰弱をA流域内で検討）

DATE 1972 0 03 TIME 03 05



(c)

DATE 1972 0 03 TIME 03 10



(d)

DATE 1972 0 03 TIME 03 15



(e)

○は強雨域を表わす

図 4.21 つづき、実測エコーの変化 (2)とくらべて強雨域が衰弱している点に注意

DATE 1972 0 03 TIME 03 45



(a)

DATE 1972 0 03 TIME 03 50



(b)

(注) (a)の目録域の形で
かかったところが
15分後(即ち)目録
域に達したと考え
る。

目録域

図 4.22 15分へだてた実測エコーの変化 (B流域内の発達・衰弱を検討)

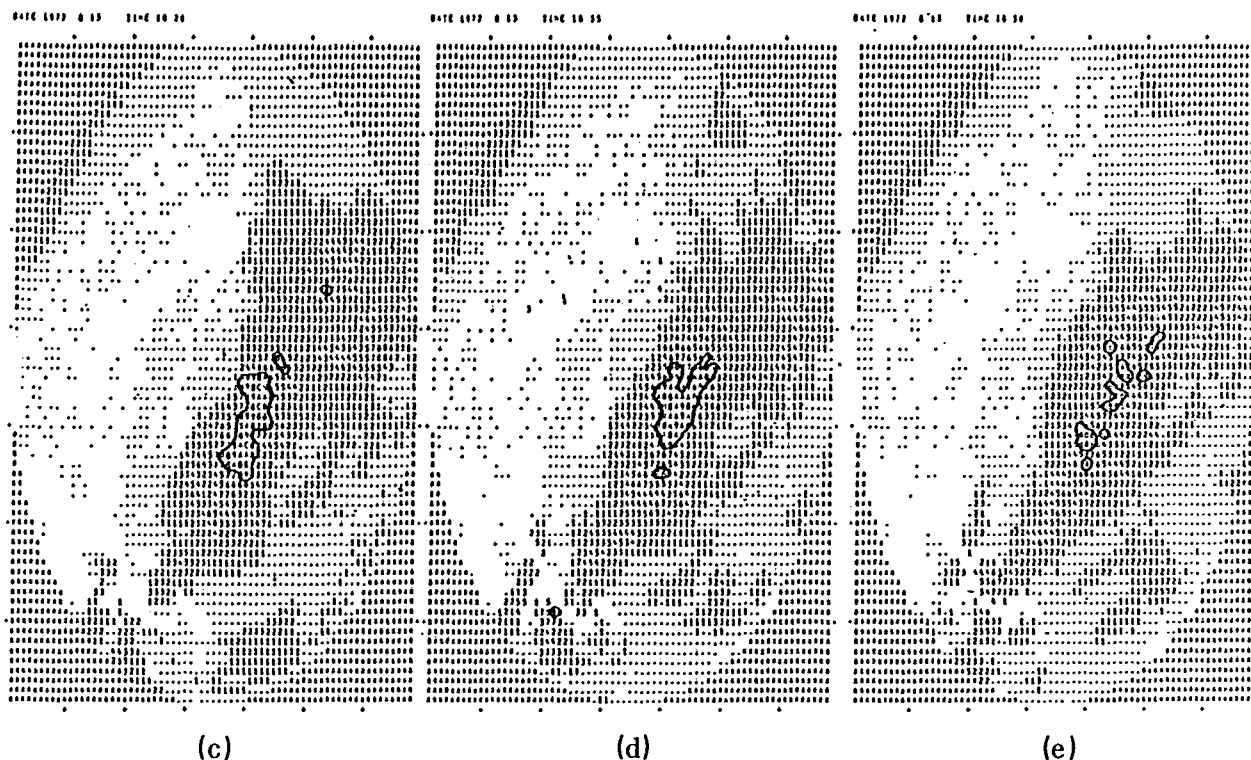


図 4.22 つづき,  は強雨域, この(2)からの変化に注意 (発達している)

4.5 降雨エコーの発達・衰弱項の導入

前節までの単純移流による予測手法では, 実際の降雨エコーに存在するエコーの発達・衰弱現象に対応することができない。予測精度向上のためには, この現象に対応した項をモデルに設ける必要がある。

降雨域の発達・衰弱は気象現象と密接に関係があり, 他の気象資料との関連から論じられることは明らかである。しかし, 水文研究室ではレーダ雨量計で観測されたエコーからの情報のみによって変化量を予測する手法を開発した。

(1) 発達・衰弱項のモデル化

図 4.23に降雨エコーの発達・衰弱を考慮したエコーパターンの予測フローを示す。 Δt 時間はなれたエコーを用いて移動 Vector を求めその Vector により t 時刻のエコー E_t , と $t - \Delta t$ 時刻のエコー $E_{t-\Delta t}$ を移動させその差を変化量 Q とする。この Q を発達・衰弱量と定義する。予測においてはこの変化量を外挿して単純移流した予測量を補正する。

このように Q はエコーの微分量を観測エコーから抽出して外挿するものであり, 補正量として過大 (Over estimate), 又は過少 (Under estimate) になる場合が予想される。これは Δt と大きな関係がある。 Δt が大きい場合, 多数のエコーによって Q の推定が可能であり信頼性の高い補正量が得られる反面, 予測可能時間が減少する。

今回, Δt に関しては数10分から1時間程度の中で考えている。この理由としては, Δt を求める

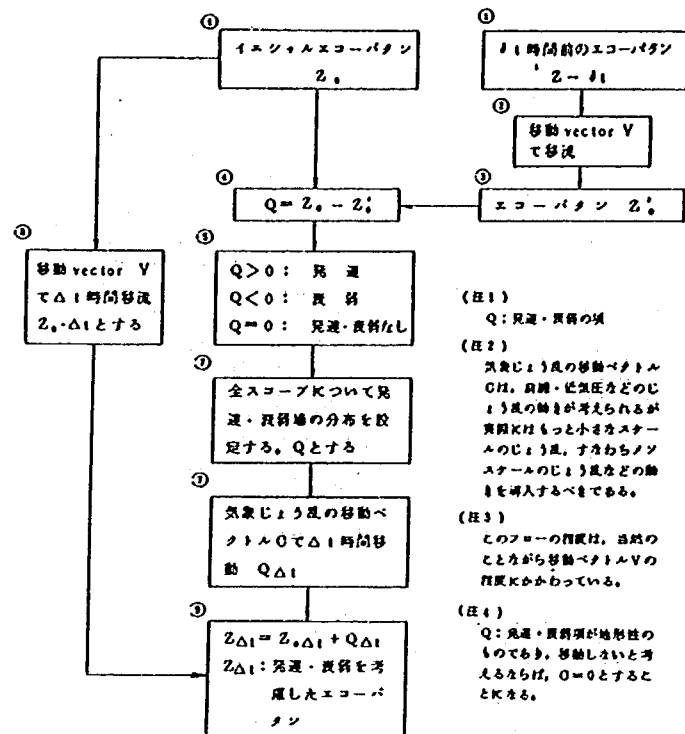


図 4.23 発達・衰弱を考慮したエコーパタンの予測を行うためのフロー

場合に用いる移流ベクトルの大きさが最大50～60 km/hであることによる。即ち、1時間以上はなれた Δt を採用した場合、発達・衰弱項はレーダ雨量計の観測域の 1/4 以上の領域において検出されないことによる。また反対に Δt があまり小さくても極所的变化にとらわれ全体の変化傾向をとるのがすことになる。これらの点を考慮して最終的には Δt は15～30分とした。

今回の改良ではQを地形性による雨量強度の変化に対する補正として考え、この方法について説する。

図 4.24にQの推定のための手順概念を示す。まず前述の方法によってエコーの移動Vector, Vを求める。現時点 $t = 0$ の実測エコー E_0 と30分前のエコーをVで30分間移流したエコー E_6 と比較（雨量強度の差をとる）。

$$Q_6 = E_0 - E_6 \dots\dots\dots (4.1)$$

同様にして、25分前のエコー E_{-5} を25分間移流し、 E_{-5} を求め E_0 と比較する。この様にして、 $Q_6, Q_4, Q_3 \dots\dots\dots Q_1$ まで求める。これを平均して発達・衰弱量Qは、

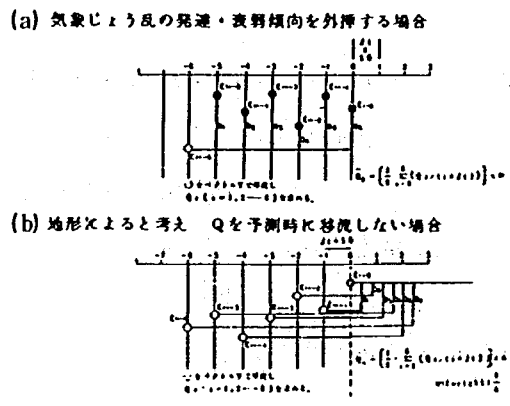


図 4.24 地形性による降雨の発達・衰弱量Qの推定法

$$Q = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 (Q_i / (i \cdot \Delta t)) \cdot W_i \dots\dots\dots (4.2)$$

担し、Wは重み、 $\Delta t = 5$ 分とする。

この方法によれば、 E_0 なるエコーの存在する位置に過去30分のエコーが来た時のエコー強度の増減の平均値が得られる。

(2) 発達・衰弱域の特性

この方法によって1降雨について雨域の移動とともに場所毎に発生した降雨の発達域と衰弱域を抽出したものを図4.25に示す。

この例では降雨エコーは南西から北東に向って13.74m/s の速度で移動している。

図からよくわかるように雨域の移動方向に沿って地形の登り斜面において発達域が多く、また下り斜面において衰弱域が多く発生している。

これは気象学的も常識通りの結果であり、このQの推定方法の良さを表わすものである。

図4.26に示すのは場所毎のエコー発達量と衰弱量を定量的 (10^{-2} mm/min) に表示した例である。

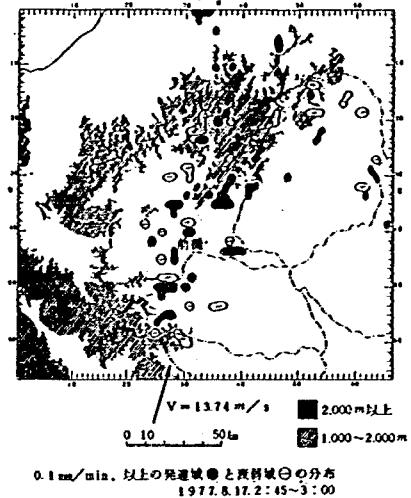


図4.25 発達・衰弱場 (定性表示)

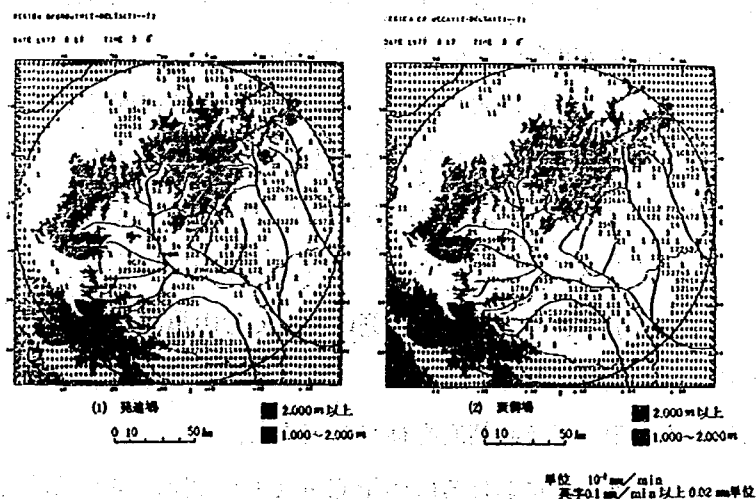
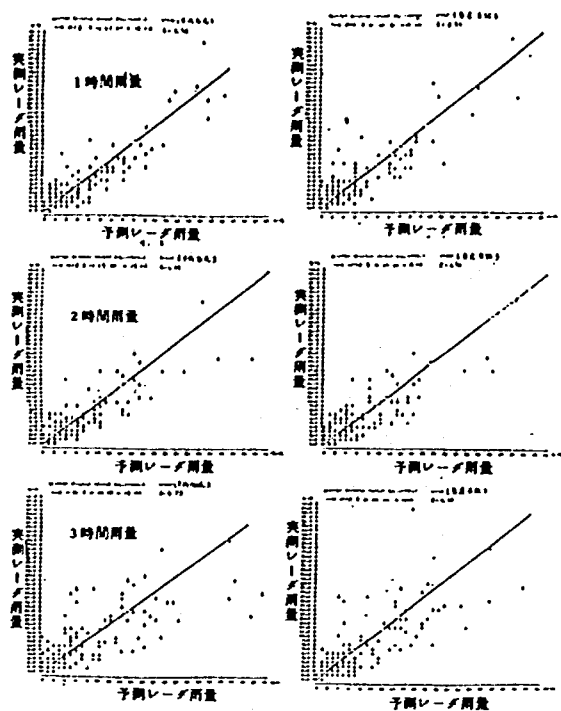


図4.26 発達・衰弱場の定量表示量

(3) 改良モデルの適用結果

発達・衰弱の補正項Qの導入効果を評価するためQを考慮しないで予測したもの、即ちエコーの単純移流によるものとQによる補正をしたものを比較した。(図4.27)

資料の関係から評価地域を任意の18×18km (324 km²) における1, 2, 及び3時間の面積平均雨



(a)単純移流 (b)発達・衰弱項導入

図 4.27 降雨予測結果

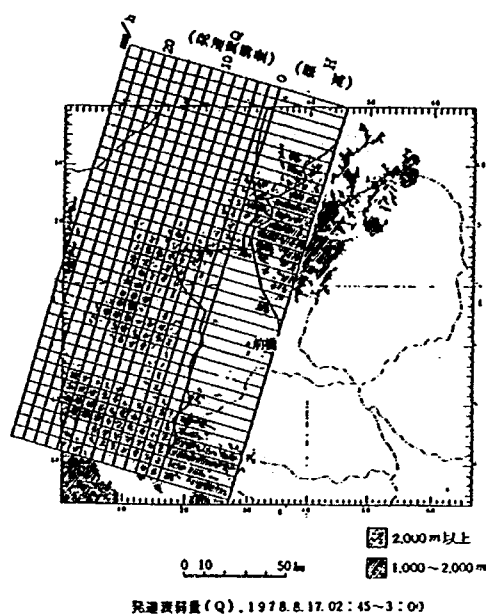


図 4.28 Qのプロフィール

量の予測量と実測値について検討した。

図からみて1時間及び2時間雨量の予測に対しては、Qの導入効果は顕著ではない。

3時間雨量の予測では若干の効果を認めることができる。

このことは1時間程度先の降雨予測に対しては、降雨域の変化の程度は平野など場所によっては、あまり大きなものでなくQの導入の必要性も高くないことを物語っている。

しかし、図 4.28にエコーの移動方向の断面沿に抽出したQ値を示すように、Qは明らかに斜面Hに大きな相関がある。

従って、図 4.27の散分図に示される個々の予測例においても山岳部など場所によってはQの効果が顕著にあるものがあることも想像される。

このことから山岳部のみに限って予測精度を検討してみた。

図 4.29はそれぞれグラフの接線上における降雨予測量（1時間降雨量）又は実測雨量を示す。(a)は単純予測を行った場合、(b)はQを導入した場合、(c)は実測量である。

図からみても実測量に対しQを導入した予測量の再現性は非常によいが、単純移流したものは大きく異なっていることがわかる。

特に本降雨予測モデルが中小ダム流域に対する降雨予測を行うものと考えれば、ダム流域が比較的山岳地にありQの導入効果はこのような場所に対する予測精度の向上に期待できるものとする。

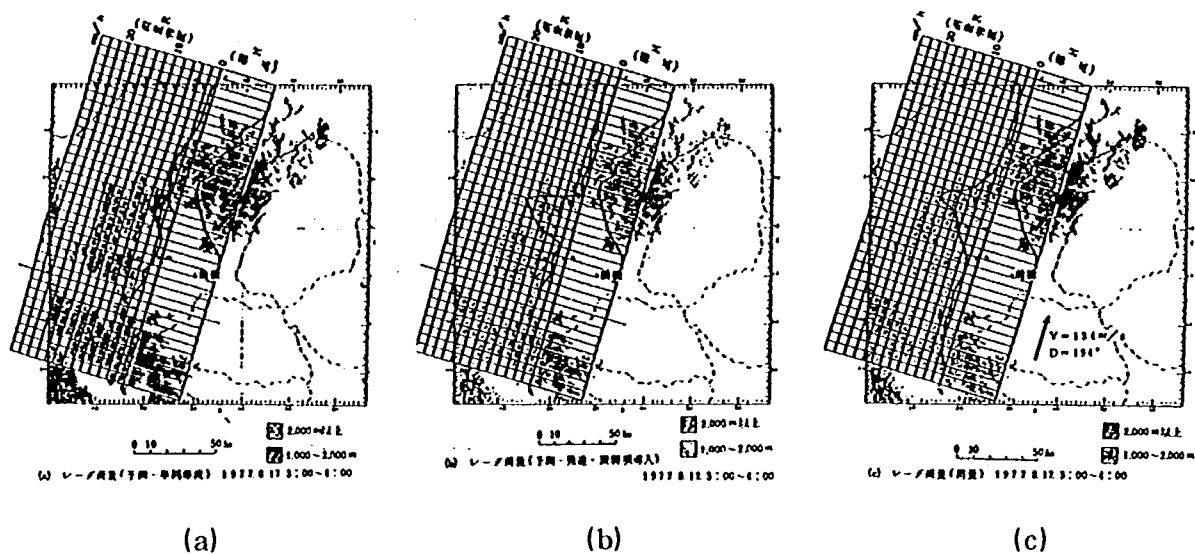


図 4.29 地形特性と発達・減衰項の導入効果

(4) 予測モデルの適用方法

このような降雨予測モデルを開発し実際に適用する場合、予測結果の使用方法には検討を要するところである。予測モデルの信頼性、適用限界の把握は数多い検証結果によって行う必要がある。特に降雨予測結果を用いて流出量の予測計算に使用する場合など、最終的な流出予測量に対しての使用限界を検討する必要がある。

降雨予測モデルのみの信頼限界について図 4.30 の如く整理した。これは各 1 時間雨量、2 時間雨量及び 3 時間雨量に対して 1 σ (68.3%) 及び 90% の信頼限界になる幅を示したものである。これによって予測結果を使用目的毎にある程度幅をもった予測値として使用することがで

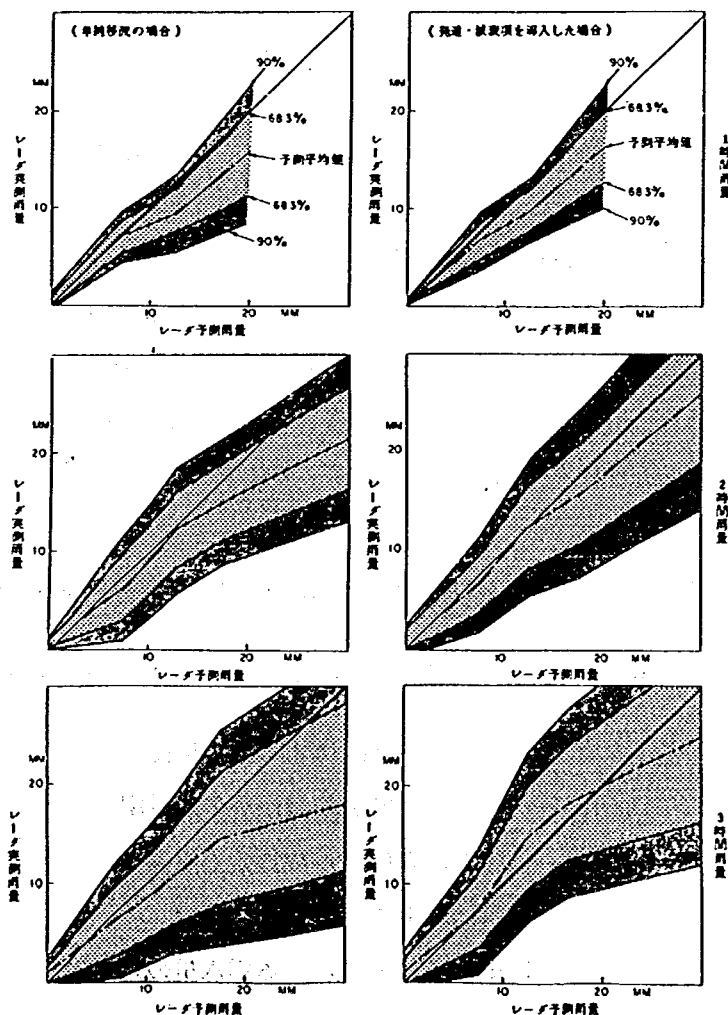


図 4.30 予測結果の信頼限界

きる。

本研究において降雨予測の最終目的は流出量の予測への応用である。降雨から流出の発生まで数時間という中小流域においては3時間先までの降雨予測がある程度の精度で情報として得られる場合、その効果は非常に大きい。

図4.31に示すのは降雨予測の効果を評価するため試算した流出予測例である。

利根川支川、渡良瀬川上流の草木ダム（254 km²）において、ダム流入量を貯留関数法によって予測を行った例である。実測雨量としてレーダの実測雨量を用いて、レーダによる降雨予測のある場合と予測方法のない場合、通常考えられる方法として予測雨量を前3時間の実測値を用いて移動平均した値を使用した場合を比較した。

結果は図のように予測手法のない場合では、降雨のピーク時刻の発見が1時間おくれることから流出ピークの予測時刻も1時間おくれることになる。

4.6 地形性降雨モデルの導入

立平（1976）の地形性降雨モデルは、従来の地形上昇のみを考慮したモデルを一步進め雲粒から雨粒への成長過程を取り入れ、さらに過去に地形性降雨として落下した水蒸気を気塊から逐次取り除く機構を持つ改良モデルであり、現在最も合理的と思われる地形性降雨計算法である。このモデルのレーダによる短時間降雨予測モデルへの導入を検討した。

(1) モデル作成

立平モデルによると地形性降雨強度Rは次式(5)で与えられる。

$$R = (WG + aL_c) (1 - e^{-(c+a)t}) + (c+a)L_0 e^{-(c+a)t} \dots\dots\dots (4.3)$$

ここで、c : 非地形性降雨による雲粒捕捉率

a : 雲粒自身による降雨への成長率

L_c : 雲粒が成長する限界の雲水量

W : 斜面による気塊の上昇速度

G : 単位距離上昇による雲水量の増加量

L₀ : 雲水量の初期値

(4.3) 式から地形性降雨を次の条件で16方位別に計算した。①非地形性降雨 4mm/h とする。

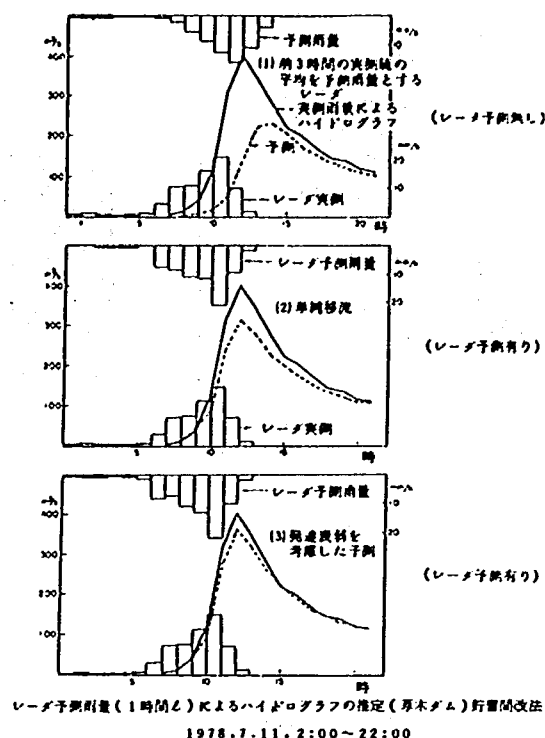


図4.31 降雨予測の流出量予測への応用例

②風速は 700mb, 800mb, 900mb 面とも 10m/s とする。③水蒸気量は飽和状態とする。④気塊は山をう回せずに上昇する。⑤計算メッシュは、水平方向 10 km, 垂直方向 100m とする。この結果によれば、台風時の強エコー域と風向 SE, SSE などの地形性降雨パタンの類似がみられた。風向 SE の地形性降雨パターンを図 4.32 に示す。

改良モデルの計算手順を図 4.33 に示す。降雨予測の手順の概略を以下に示す。①イニシャル時刻の時間雨量 (1 h) をレーダデータから 3 km メッシュで積算し R_r とする。②テレメータ・アメダス時間雨量を収集し R_g とする。③補正用地上雨量計対応メッシュのキャリブレーションファクター ($F = R_g / R_r$) を計算する。④変分法により全メッシュのキャリブレーションファクター (F_{ij} ($i = 1, 80, j = 1, 80$)) を設定する。⑤ Δt を雨域追跡法の移動ベクトル推定時間間隔として、時刻 $t - \Delta t$, 時刻 t のエコー $E_{t-\Delta t}$, E_t を F_{ij} で補正し、それぞれ $E'_{t-\Delta t}$, E'_t とする。⑥ $E_{t-\Delta t}$, E_t を用いて雨域追跡法によって移流ベクトル V_t を推定する。⑦ V_t から上層風向の方位を判

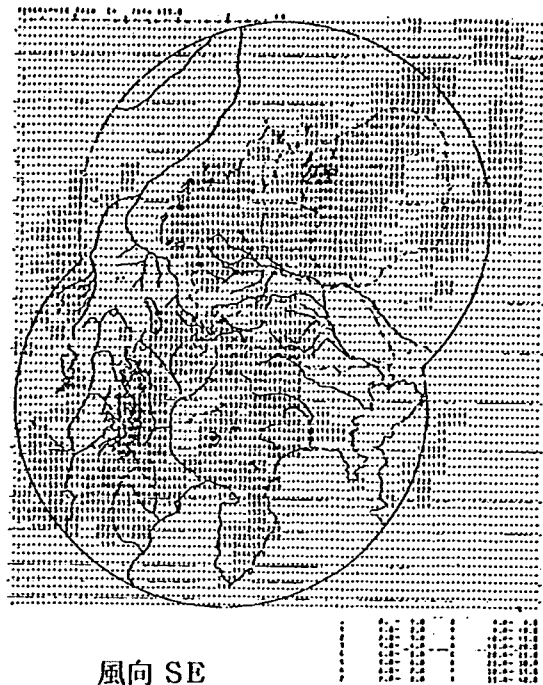


図 4.32 立平モデルによる地形性降雨

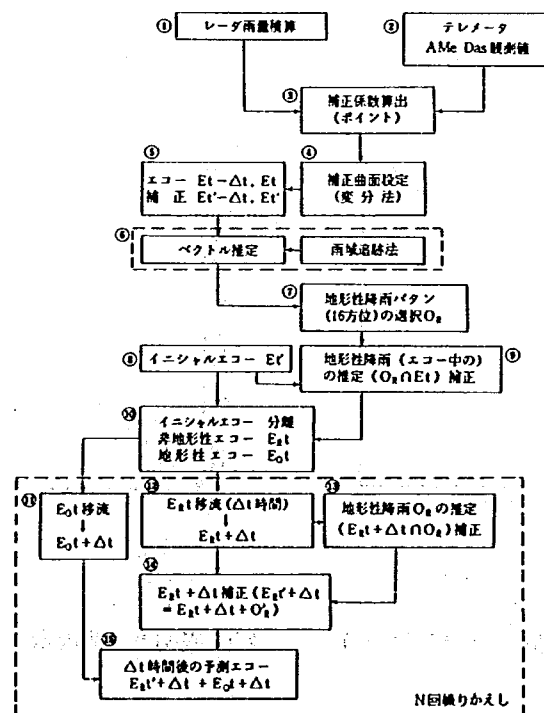
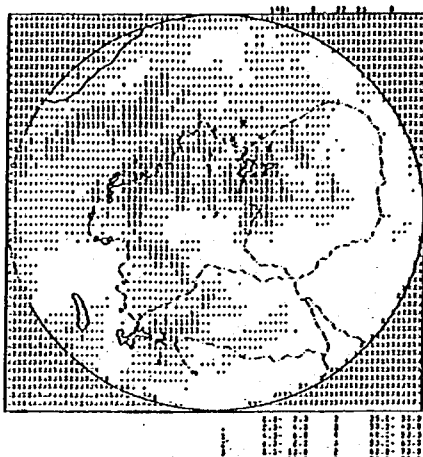
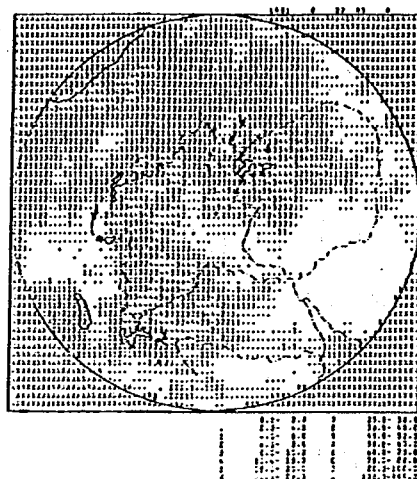


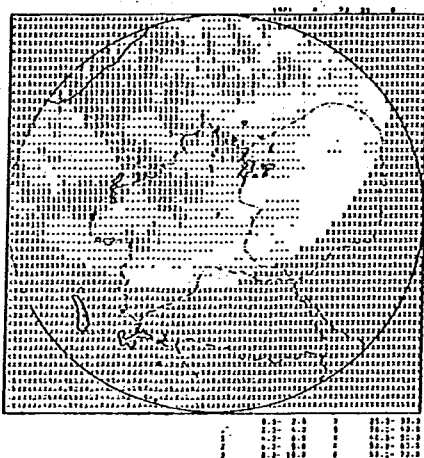
図 4.33 改良モデルのフローチャート



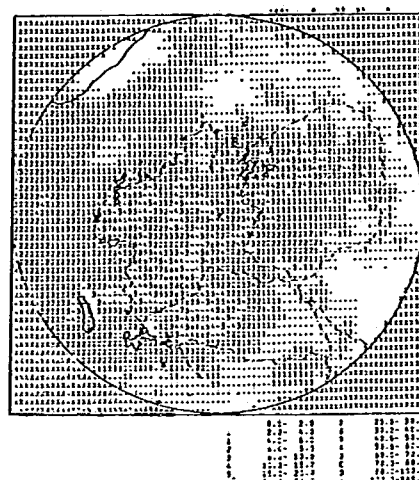
(a) 実測降雨パターン(補正なし)



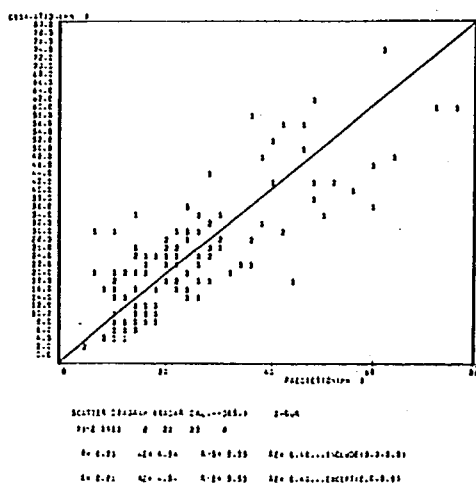
(a') 実測降雨パターン(補正あり)



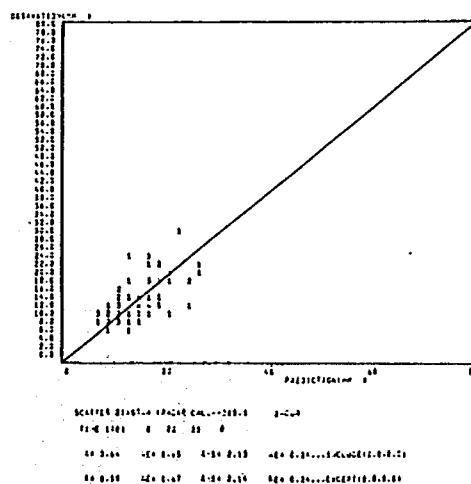
(b) 予測降雨パターン(補正なし)



(b') 予測降雨パターン(補正あり)



(c) 実測と予測雨量との散布図(補正なし)



(c') 実測と予測雨量との散布図(補正あり)

図 4.34 地上雨量計によるレーダ雨量の補正の降雨予測への効果 (2 時間雨量)

別し地形性降雨パターン (16方位) を選定する。⑧, ⑨イニシャルエコー E'_t と地形性降雨 O_R の交わりの部分 ($E'_t \cap O_R$) のメッシュを分離し M_R とする。 M_R 中の E'_t の最小値 $E'_{t \min}$ を地形性降雨をもたらせた非地形性降雨とする。また, $|V_t|$ を風速の指標とする。

$$O'_R = O_R \times \frac{|V_t|}{10\text{m/s}} \times \frac{E'_{t \min}}{4\text{mm/h}} \quad \dots\dots\dots (4.4)$$

とし, O'_R を補正された地形性エコー E_{ot} とする。⑩ E'_t を E_{ot} と E_{Rt} (非地形性エコー) に分離する。⑪ E_{ot} を V_t で移流する。⑫ E_{Rt} を V_t で移流し $E_{Rt} + \Delta t$ を求める。⑬ $E_{Rt} + \Delta t$ と O_R の重なりあう部分を求め, ⑧, ⑨ステップと同様な処理を行い地形性エコーを発生させる。⑭予測エコーを補正する。

$$E'_{Rt} + \Delta t = E_{Rt} + \Delta t + O'_R \quad \dots\dots\dots (4.5)$$

⑮ $E_{ot} + \Delta t + E'_{Rt} + \Delta t$ が予測新エコーである。以下, ⑩~⑮を繰り返して予測雨量を求める。

(2) 降雨予測結果

レーダ雨量の地上雨量計による補正の降雨予測への効果を検討するため, 補正した場合と補正しない場合について降雨予測を行った。赤城山レーダを用いて1981年8月22日21時をイニシャルとする予測結果の一部を図4.34に示す。移流ベクトルは, 補正しない場合の $|V| = 10.5\text{m/s}$, $D = 161.6^\circ$ が, 補正した場合に $|V| = 0\text{m/s}$ が得られた。予測結果は, 実測雨量の補正の有無により基準とする雨量が異なるので同一の評価はできないが, 324km^2 の面積雨量の1, 2, 3時間降雨予測と実測雨量との相関係数の平均は, 補正した場合0.15程度良くなっている。

地形性降雨の導入の効果を図4.35に示す。1981年8月22日18時をイニシャルとする予測結果から相関係数 r と平均絶対誤差 $AE (= (\sum |R_g - R_r|) / N \quad N: \text{サンプリング数})$ の予測時間の経過による変化を求めた。この図から地形性降雨の導入効果が認められ, 特に時間が経過する程効果が顕著になっている。平均絶対誤差の評価は, 地形性降雨に全く関係のないメッシュ ($18\text{km} \times 18\text{km}$) も含んだ比較であり, 地形性エコーが在存しうるメッシュのみで比較すれば, 効果はより顕著に見られると推定される。

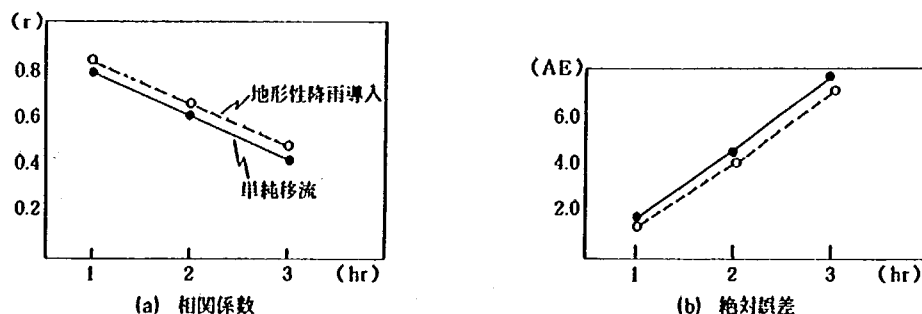


図4.35 地形性降雨導入の効果

地形性降雨の導入の問題点は、地形性降雨が移動ベクトル V_t をインデックスとして求められるため、 $V_t = 0$ の場合は地形性降雨が導入されないことである。地形性降雨が卓越すると思われる台風時には、エコーに地形性降雨が含まれており、上述の場合のようにベクトルが零になることがあり、地形性降雨の十分な補正の導入がはかられない。したがって、今後のモデルの改良にあたっては、地形性降雨のパターンを定めるインデックスとして、地上風また高層風を用いる場合の検討が必要になろう。



図1 地形性降雨の分布（日本地図）

第5章 流出モデルの開発

5.1 レーダ雨量計からみた流出モデルの考え方

建設省の現業部門において、洪水流出モデルは貯留関数法を中心に種々のモデルが用いられている。従来のリアルタイム洪水流出予測では遅滞時間を越える予測は予測降雨を必要とするため、予測降雨が得られない場合は、予測対象時間に限度があった。

これに対しては、レーダ雨量計の採用により雨域の追跡や降雨強度の変化の推定が可能となり降雨予測が可能である。

地上雨量計の観測値とレーダ雨量計の観測値は必ずしも一致しないがレーダ雨量計による予測降雨を用いた流出予測法を検討するため従来の貯留関数法モデルを用いることとし、このモデルの特性を調査した。

また、従来、流出予測に用いられた流出モデルは、数100 km²に数台の雨量計によってティーセン法、あるいは等雨量線法等によって求めた流域平均雨量を一括して入力する集中定数型モデルが多く用いられてきた。レーダ雨量計は、観測領域を平均9 km²の観測メッシュで分割しており、局地性降雨に対しても十分対処し得る。このレーダ雨量計の特徴を生かすため、分布定数型流出モデルである有限要素法による流出モデルに注目・検討し、その基本的性質を調査した。

5.2 貯留関数法による流出解析

(1) 解析の概要

貯留関数法は、降雨から流出への変換過程に貯留量の概念を導入することにより流出の非線形性を表わすものであり、貯留量と流出量の関係式（運動式）を求めた後、貯留量の水収支を連続式として流出ハイドログラフを求めるものである。貯留関数法は、パラメータが少なく定数解析が容易であり、計算も比較的簡単であることから、現在、最も多く用いられる流出解析法となっている。

(2) 計算方法

一般に、貯留関数法による流出計算は、流域全体を浸透域と不浸透域に分け、浸透域では累加雨量が飽和雨量に達するまで流出が起これらとする $R_{sa} - f_1$ 方式により行うことが多い。この場合の流出計算は、次式により行う。

$$\left\{ \begin{array}{l} s_e = k \cdot q^p \end{array} \right. \dots\dots\dots (5.1)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{ds_e}{dt} = r_e - q \end{array} \right. \dots\dots\dots (5.2)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} Q = 1 / 3.6 \times A \times \{ f_1 q + (1 - f_1) q_{sa} \} + Q_i \end{array} \right. \dots\dots\dots (5.3)$$

ここで、 s_e : T_e を考慮した貯留量 mm
 r_e : T_e を考慮した降雨量 mm/h

T_ℓ : 遅滞時間 h

q : 流出量 mm/h

q_{sa} : R_{sa} 後の降雨による浸透域からの流出量

R_{sa} : 飽和雨量 mm

f_1 : 1次流出率

A : 流域面積 km^2

Q_i : 基底流量 m^3/s

Q : 流出量 m^3/s

当解析では、上式を用いて草木ダム流域の遅滞時間 T_ℓ および定数 k , p の同定を行い、これより求められたモデルを基本として流出予測計算を行った。

「第6章 6.1 適応制御技術の導入」との整合のため $R_{sa} - f_1$ の代りに平均流入係数 f を導入して、定数 k と p と f の3種を同定のパラメータとした。平均流入係数を用いた場合の計算式は次のとおりである。

$$\begin{cases} s_\ell = k \cdot q^p & \dots\dots\dots (5.4) \end{cases}$$

$$\begin{cases} \frac{ds_\ell}{dt} = f \cdot r_\ell - q & \dots\dots\dots (5.5) \end{cases}$$

$$\begin{cases} Q = 1 / 3.6 \times A \times q + Q_i & \dots\dots\dots (5.6) \end{cases}$$

ここで、 f : 平均流入係数

(5.4) 式および (5.6) 式から流出量 q を求めるための差分解法は、Runge・Kutter法を採用した。すなわち、(5.4) 式の両辺を q で微分して (5.5) 式に代入すれば、(5.7) 式を得る。

$$\frac{dq}{dt} = \frac{f \cdot r_\ell - q}{k \cdot p \cdot q^{(p-1)}} \dots\dots\dots (5.7)$$

$dq/dt = F \{ r_\ell, q \}$ と置けば、次式により q が求められる。

$$q(t+dt) = q(t) + 1/6 \cdot \{ k_0 + 2k_1 + 2k_2 + k_3 \} \cdot dt \dots\dots\dots (5.8)$$

$$k_0 = F \{ r_\ell(t), q(t) \}$$

$$k_1 = F \{ r_\ell(t+dt/2), q(t) + k_0/2 \}$$

$$k_2 = F \{ r_\ell(t+dt/2), q(t) + k_1/2 \}$$

$$k_3 = F \{ r_\ell(t+dt), q(t) + k_2 \}$$

(3) 解析対象流域の選定

利根川支川渡良瀬川にある草木ダム流域 (流域面積 $C.A = 254 \text{ km}^2$) における洪水観測記録を用いて、解析を行う。次の3点から草木ダム流域を選定した。

- 1) 赤城山レーダ雨量計は、草木ダム流域においてグラウンドクラックが少なく、高精度の雨量観測が期待できる。
- 2) 関東地方の雨域の移動方向を16方位で統計を取るとENEの方向が全体の23%、N、NNE、NE、ENE、E、ESEの4方向（北東象限の方向）に移動する雨域は全体の73%になる（大気汚染濃度予測ならびに雨量予測手法のシステム化の開発研究、日本気象協会、1969）。このため、草木ダム流域は赤城山レーダ雨量計の測定範囲内で雨域の移動の下流側になることが多く、前章で述べた雨域追跡法による降雨予測が不能になる確率が低くなる。
- 3) ダム流入量の測定精度は、一般的な河川水位観測所での水位－水位流量曲線を用いる河川流量の測定精度より高い。このため、草木ダムにおいて、精度の良い洪水流量データが得られる。

計算に使用する降雨資料および計算方法は、下記のとおりである。

1) 降雨資料

降雨資料は、草木ダム流域内に設置された細尾、久蔵、銀山平、餅ヶ瀬、地蔵、草木ダムの6箇所の地上テレメータ雨量局の点雨量から地域係数法（流域における最適の雨量観測代表点の選定ならびに流域平均雨量推定式の作成指針、吉田作松、日本気象協会、1974）により算出した流域平均雨量と赤城山レーダ雨量計により面的に把握された流域平均雨量の2種を用いた。それぞれの観測位置を図5.1に示す。

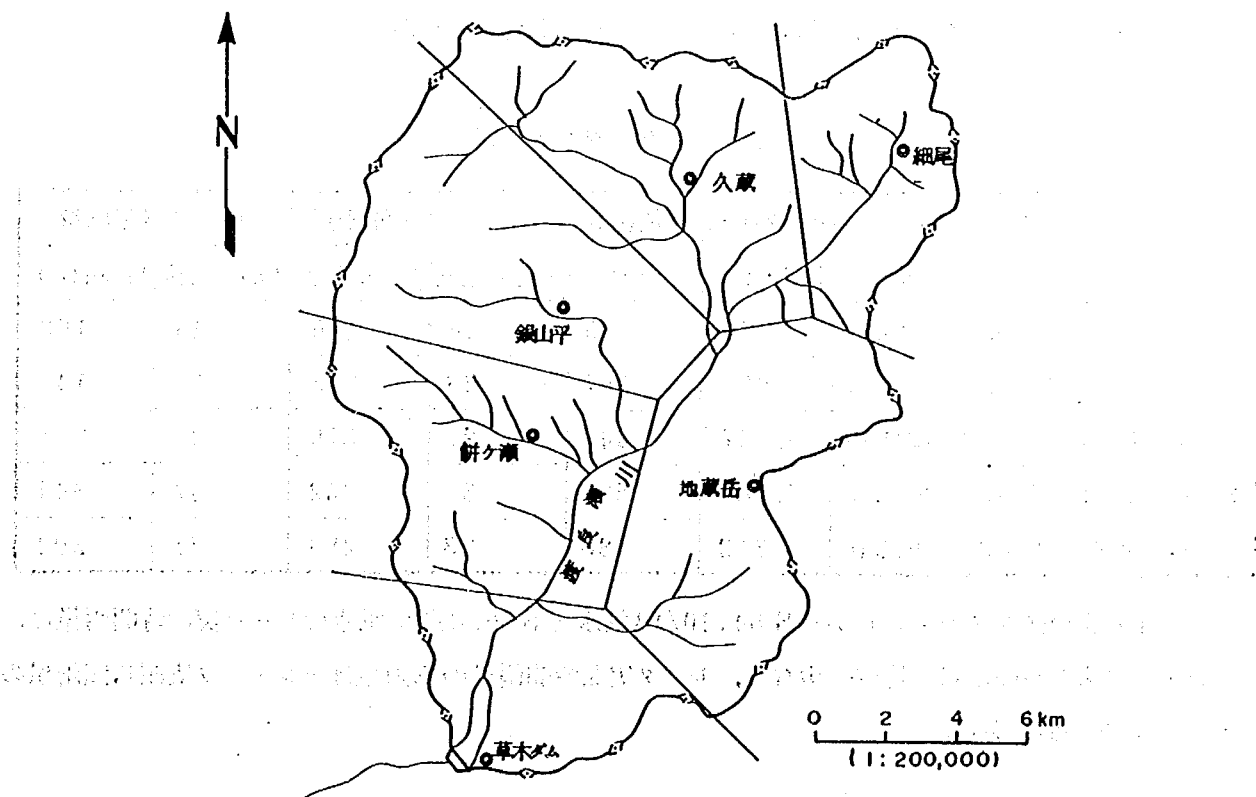


図 5.1 雨量観測所と赤城山レーダ雨量計直交メッシュ

地域係数法によるテレメータ雨量計の観測値から流域平均時間雨量への推算式は(5.9)式である。

〔草木ダム流域平均時間雨量推算式〕

$$\begin{aligned}
 r = & 0.102 \times \text{〔細尾時間雨量〕} \\
 & + 0.174 \times \text{〔久蔵時間雨量〕} \\
 & + 0.113 \times \text{〔銀山平時間雨量〕} \\
 & + 0.200 \times \text{〔餅ヶ瀬時間雨量〕} \\
 & + 0.251 \times \text{〔地蔵時間雨量〕} \\
 & + 0.143 \times \text{〔草木ダム時間雨量〕} \dots\dots\dots (5.9)
 \end{aligned}$$

(ここで、 r : 流域平均時間雨量 (mm/h) である。)

レーダ雨量計による流域平均時間雨量は第4章の「降雨予測モデルの開発」において作成した3 km×3 km直交メッシュのうち草木ダム流域に重なり合うメッシュ(図5.1)の平均値を用いた。

(4) 解析対象洪水の選定

昭和52年3月の草木ダム完成以来、草木ダム地点において観測されたピーク流量100m³/s以上の洪水は、10洪水ある。この中で、ピーク流量の大きい方から5洪水を、当解析の解析対象洪水に選定した(表5.1)。対象洪水の実測流量のハイドログラフおよび、テレメータによる実測流域平均雨量(以下、テレメータ実測雨量という)とレーダによる実測流域平均雨量(以下、レーダ実測雨量という)のハイトグラフを図5.2～図5.6に示す。

なお、後述するテレメータ実測時間雨量とレーダ実測時間雨量も併せて示す。

表5.1 解析対象洪水一覧

生起年月日	解 析 期 間 (月/日・時)	ピーク流量 (m ³ /s)	総流出高 (mm)	テレメータ実測雨量		レーダ実測雨量	
				$r_{\max}(\text{mm/h})$	$r_{\text{sum}}(\text{mm})$	$r_{\max}(\text{mm/h})$	$r_{\text{sum}}(\text{mm})$
S 53. 7/10	7/10. 9~ 7/13. 8	776	89	48	185	43	162
S 54. 10/18	10/18. 1~10/21. 0	1,030	157	28	255	15	145
S 56. 8/20	8/20.17~ 8/24.16	1,247	240	27	379	26	291
S 57. 7/31	7/31. 1~ 8/4. 0	1,585	271	35	362	57	344
S 57. 9/8	9/8.17~ 9/14.16	812	188	23	283	27	292

表5.1および図5.2～図5.6からS 54. 10/18洪水とS 56. 8/20洪水のレーダ実測時間雨量は、テレメータ実測時間雨量に比べて少なく、レーダ実測時間雨量の総雨量はテレメータ実測時間雨量の1/2～2/3の値である。

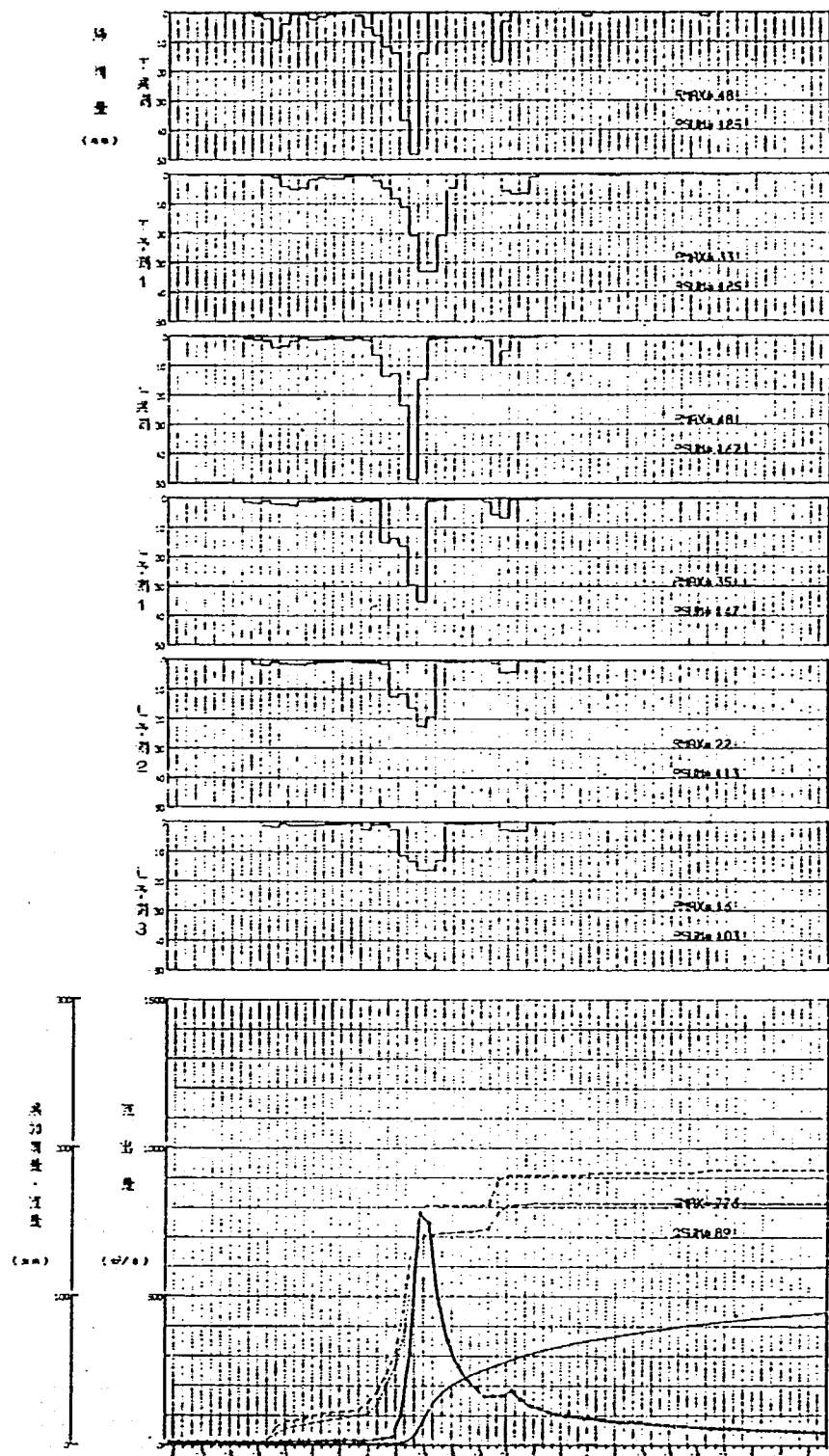


図 5.2 草木ダム流域解析対象洪水 (S53.7/10 洪水)

T実測：テレメータ実測時間雨量 T予測1：1時間先テレメータ予測時間雨量
 L実測：レーダ実測時間雨量 L予測1：1時間先レーダ予測時間雨量
 L予測2：2時間先レーダ予測時間雨量 L予測3：3時間先レーダ予測時間雨量

S.54.10.18

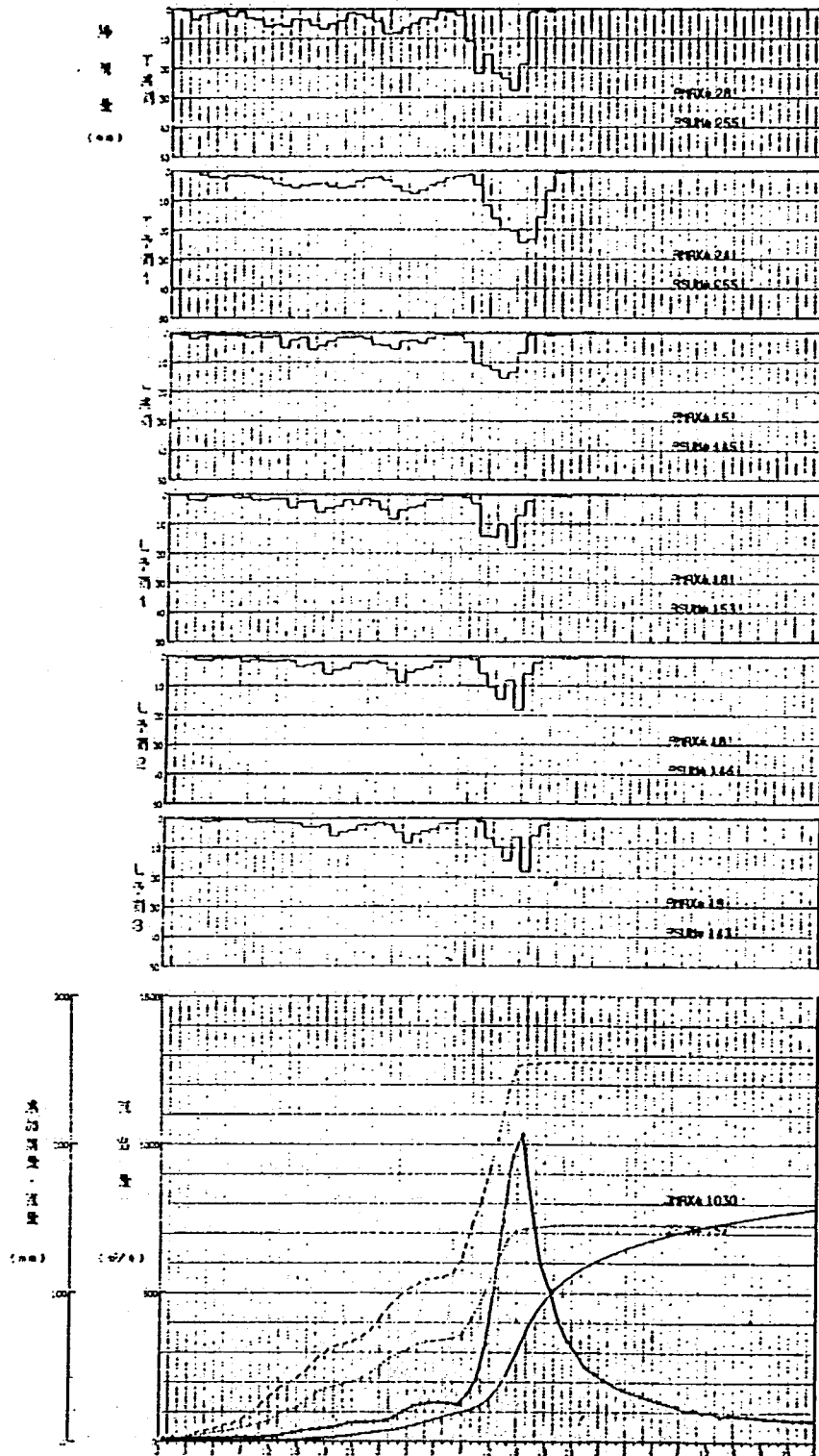


図 5.3 草木ダム流域解析対象洪水 (S54.10/18 洪水)

T実測：テレメータ実測時間雨量

T予測1：1時間先テレメータ予測時間雨量

L実測：レーダ実測時間雨量

L予測1：1時間先レーダ予測時間雨量

L予測2：2時間先レーダ予測時間雨量

L予測3：3時間先レーダ予測時間雨量

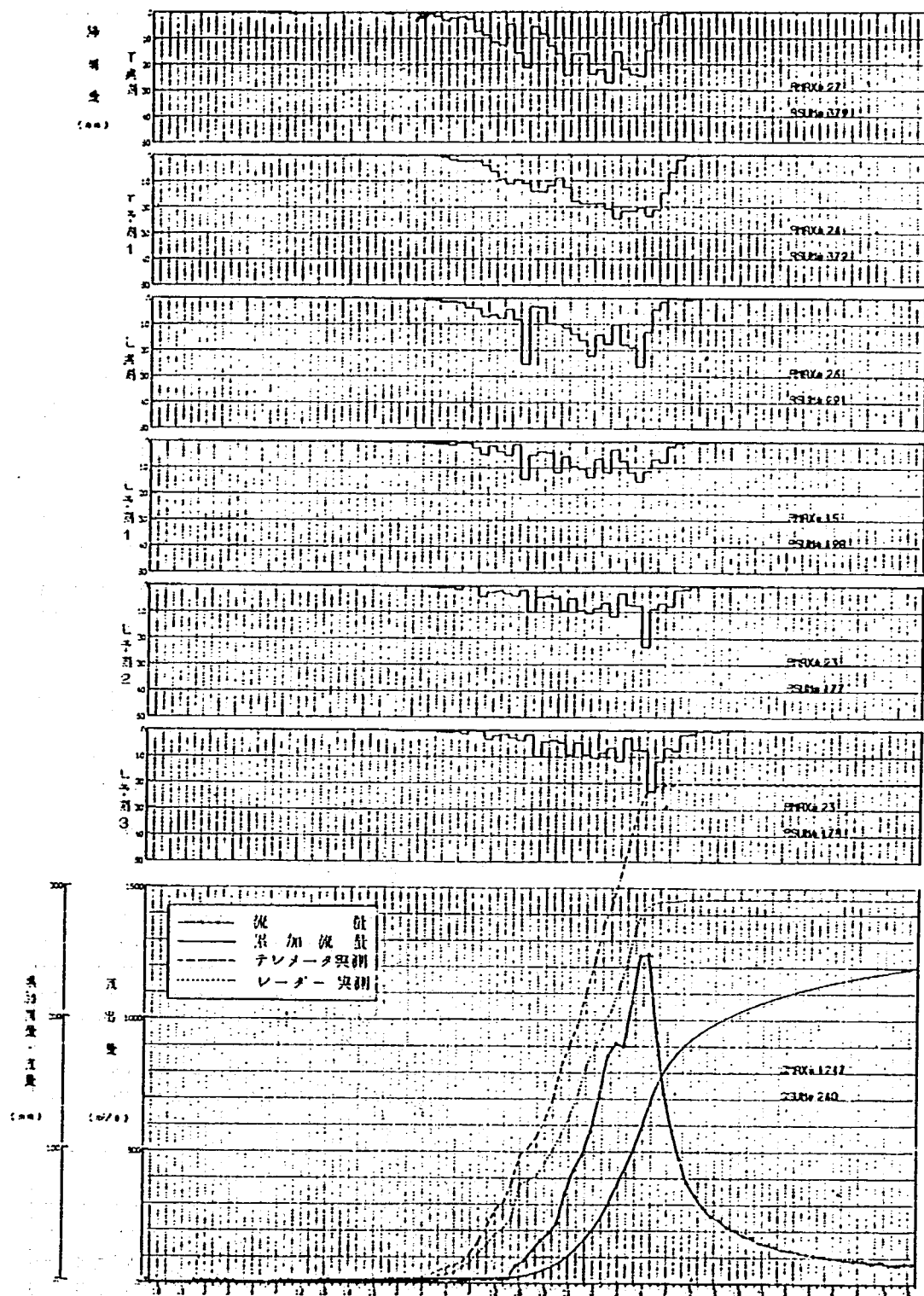


図5.4 草木ダム流域解析対象洪水 (S56.8/20 洪水)

T実測：テレメータ実測時間雨量 T予測1：1時間先テレメータ予測時間雨量
 L実測：レーダ実測時間雨量 L予測1：1時間先レーダ予測時間雨量
 L予測2：2時間先レーダ予測時間雨量 L予測3：3時間先レーダ予測時間雨量

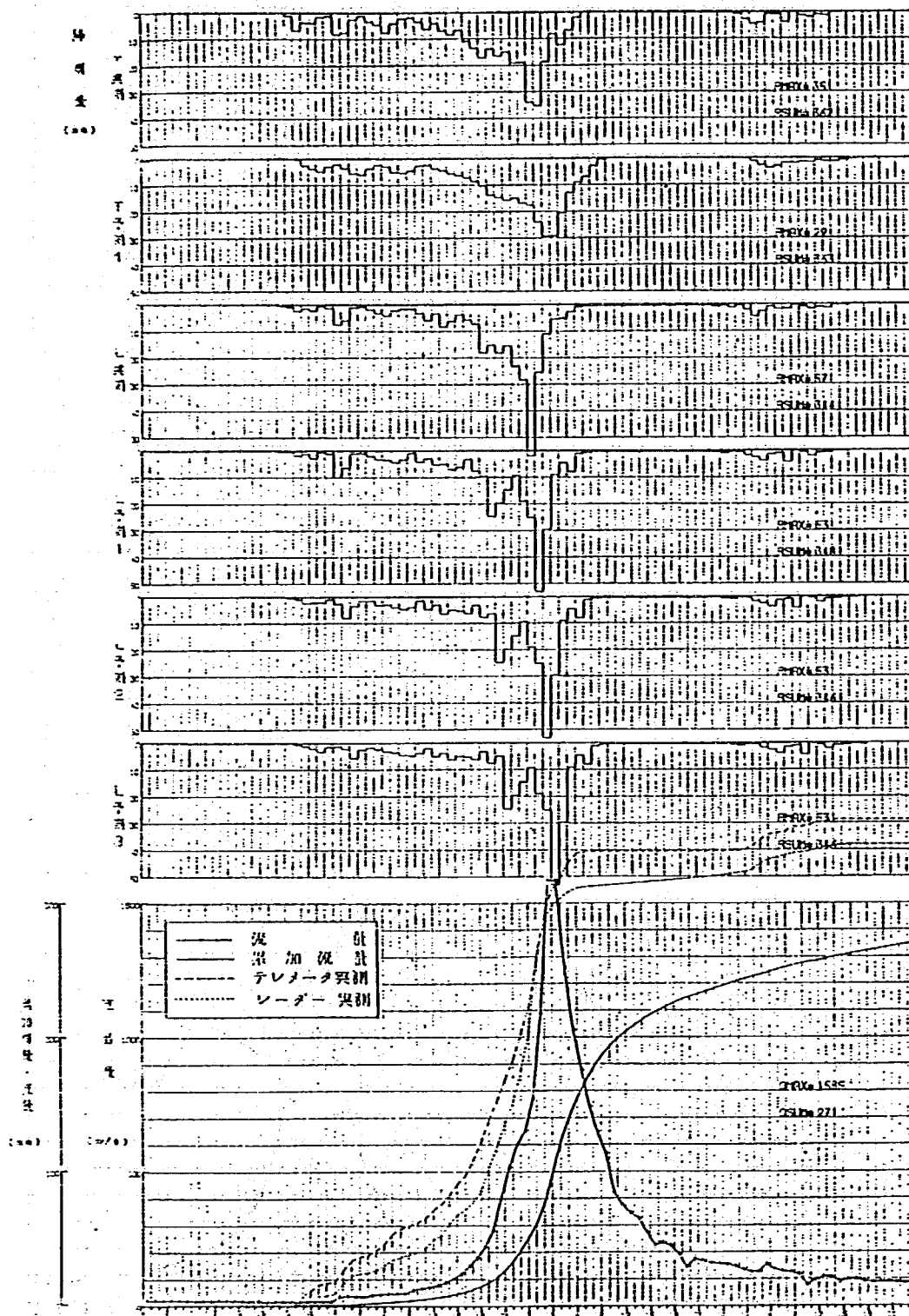


図 5.5 草木ダム流域解析対象洪水 (S57.7/31 洪水)

T実測：テレメータ実測時間雨量 T予測1：1時間先テレメータ予測時間雨量
 L実測：レーダー実測時間雨量 L予測1：1時間先レーダー予測時間雨量
 L予測2：2時間先レーダー予測時間雨量 L予測3：3時間先レーダー予測時間雨量

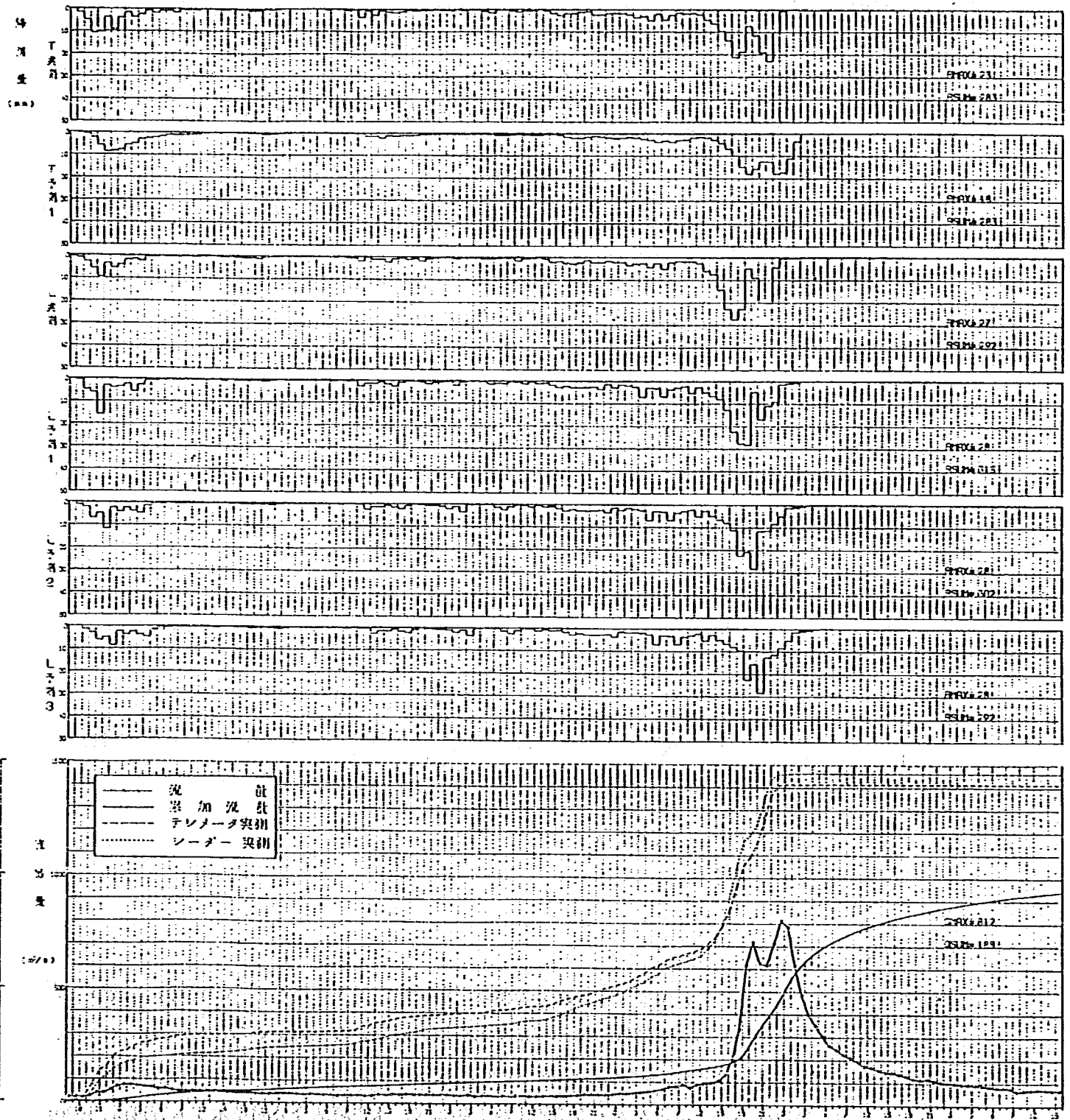


図 5.6 草木ダム流域解析対象洪水 (S57.9/8 洪水)

T実測：テレメータ実測時間雨量

T予測1：1時間先テレメータ予測時間雨量

L実測：レーダ実測時間雨量

L予測1：1時間先レーダ予測時間雨量

L予測2：2時間先レーダ予測時間雨量

L予測3：3時間先レーダ予測時間雨量

(5) モデル定数の決定

① 遅滞時間 T_ℓ

草木ダム地点における実測流量とテレメータ実測雨量を用いて、先に選定した検討対象5洪水の $s-q$ 関係を作成し、これに基づいて同ダム流域の遅滞時間 T_ℓ を1時間と推定した。ここで、貯留量は次式により算定した。

$$s_\ell(t) = f \cdot \sum r_\ell(t) \cdot \Delta t - \sum q(t) \cdot \Delta t \quad \dots\dots\dots (5.10)$$

ここで、 $s_\ell(t)$: T_ℓ を考慮した貯留量

$r_\ell(t)$: 降雨量 $r_\ell(t) = r(t - T_\ell)$

$q(t)$: 流出量

f : 平均流入係数

(5.10) 式中の平均流入係数 f は、5洪水のピーク流量の10%~20%程度 ($q = 1.5 \text{ mm/h}$) で上昇部と下降部の流出量が等しくなる時刻 t_1 , t_2 を選定し、 t_1 , t_2 で貯留量が等しくなることから、下記により求められる。

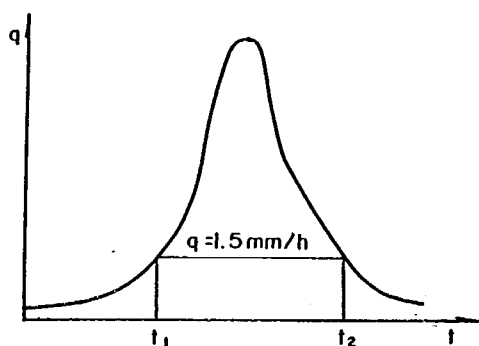


図 5.7 平流入係数 f を決定するための時間 t_1 , t_2

$$s_\ell(t_2) - s_\ell(t_1) =$$

$$f \cdot \sum_{t=t_1}^{t=t_2} r_\ell(t) \cdot \Delta t - \sum_{t=t_1}^{t=t_2} q(t) \cdot \Delta t = 0$$

$$\therefore f = \frac{\sum_{t=t_1}^{t=t_2} q(t) \cdot \Delta t}{\sum_{t=t_1}^{t=t_2} r_\ell(t) \cdot \Delta t} \quad \dots\dots\dots (5.11)$$

② 定数 k , p

表 5.2 に示した (5.1) 式中の定数 k , p の値は、各洪水に対する最適 $s-q$ 曲線から最小 2 乗法により求めたものである。当解析では、草木ダム流域の最適定数を決定するため、5洪水の中でもピーク流量が大きい S54. 10/18, S56. 8/20, S57. 7/31 の3洪水から得られた定数 k , p の値、および既往調査(草木ダム・降雨流出解析報告書, 水資源開発公団草木ダム管理所, 1980)により得られている当流域の既知定数の4ケースの定数を用いて、 $R_{sa} - f_1$ 方式による試算を5洪水について行った。この時、 $\Delta t = 1$ 時間、 $f_1 = 0.50$ とし、 R_{sa} は各洪水毎に同定した。試算定数は、表 5.2 に示すとおりである。

各 CASE の試算結果の5洪水に対する計算誤差を表 5.3 に示す。これから、CASE-4 ($k = 56.2$ $p = 0.350$) の試算結果が最も良好であることがわかる。CASE-4 の試算結果のハイ

表 5.2 試 算 定 数 一 覧

試 算 CASE	定 数 洪 水	k	p	R _{sa} (mm)	Q _i (m ³ /s)	備 考
CASE-1	S 53. 7/10	60.6	0.360	0	9.05	既 知 定 数 (S. 56. 8 洪水で同定)
	S 54.10/18			50	9.05	
	S 56. 8/20			150	0.00	
	S 57. 7/31			40	16.48	
	S 57. 9/ 8			100	19.19	
CASE-2	S 53. 7/10	66.5	0.275	20	9.05	S. 54. 10 洪水より求め た定数
	S 54.10/18			100	9.05	
	S 56. 8/20			200	0.00	
	S 57. 7/31			130	16.48	
	S 57. 9/ 8			100	19.19	
CASE-3	S 53. 7/10	64.9	0.317	0	9.05	S. 56. 8 洪水より求め た定数
	S 54.10/18			70	9.05	
	S 56. 8/20			170	0.00	
	S 57. 7/31			60	16.48	
	S 57. 9/ 8			100	19.19	
CASE-4	S 53. 7/10	56.2	0.350	20	9.05	S. 57. 7 洪水より求め た定数
	S 54.10/18			90	9.05	
	S 56. 8/20			180	0.00	
	S 57. 7/31			70	16.48	
	S 57. 9/ 8			120	19.19	

表 5.3 各試算の計算誤差

洪 水	CASE-1		CASE-2		CASE-3		CASE-4	
	Ef (10 ⁻³)	Ep (%)	Ef (10 ⁻³)	Ep (%)	Ef (10 ⁻³)	Ep (%)	Ef (10 ⁻³)	Ep (%)
S 53. 7/10	9.95	3.81	6.82	11.66	9.01	5.52	8.70	2.98
S 54. 10/18	1.31	3.28	0.43	10.05	0.76	0.14	0.55	4.45
S 56. 8/20	0.75	4.66	0.54	0.84	0.32	5.16	0.53	6.73
S 57. 7/31	0.53	2.33	0.69	1.00	0.53	5.63	0.49	2.35
S 57. 9/8	1.59	1.65	2.51	28.66	1.54	11.71	1.57	7.43

$$\text{波形誤差 } Ef = \frac{1}{n} \sum \left\{ \frac{q_{obs} - q_{cal}}{q_{obs \cdot max}} \right\}^2$$

$$\text{ピーク誤差 } Ep = \frac{|q_{obs \cdot max} - q_{cal \cdot max}|}{q_{obs \cdot max}}$$

q_{obs} : 実測流量 q_{cal} : 計算流量
q_{obs · max} : 実測ピーク流量 q_{cal · max} : 計算ピーク流量

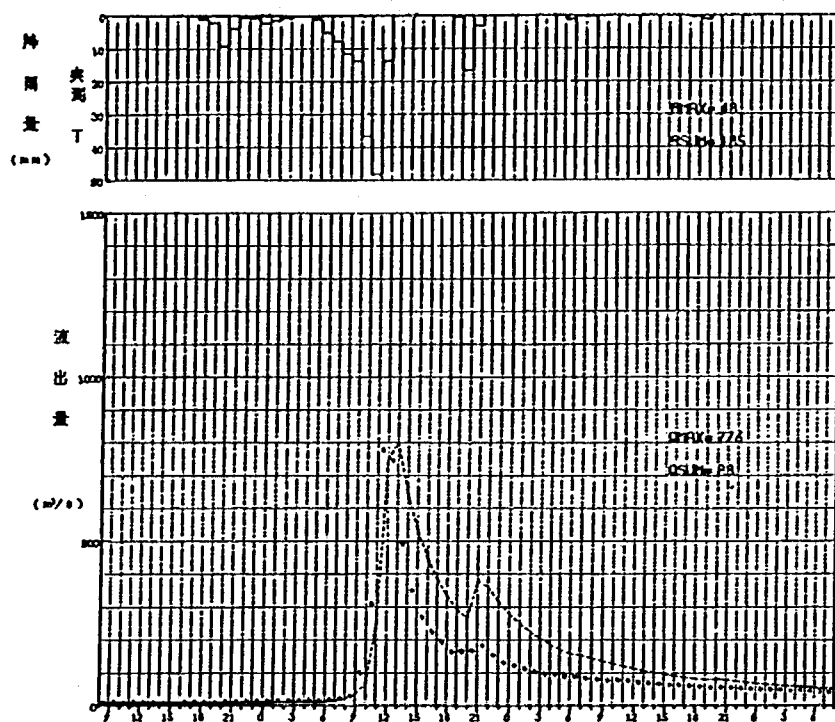


図 5.8 試算結果 CASE-4 (S 53.7/10 洪水)

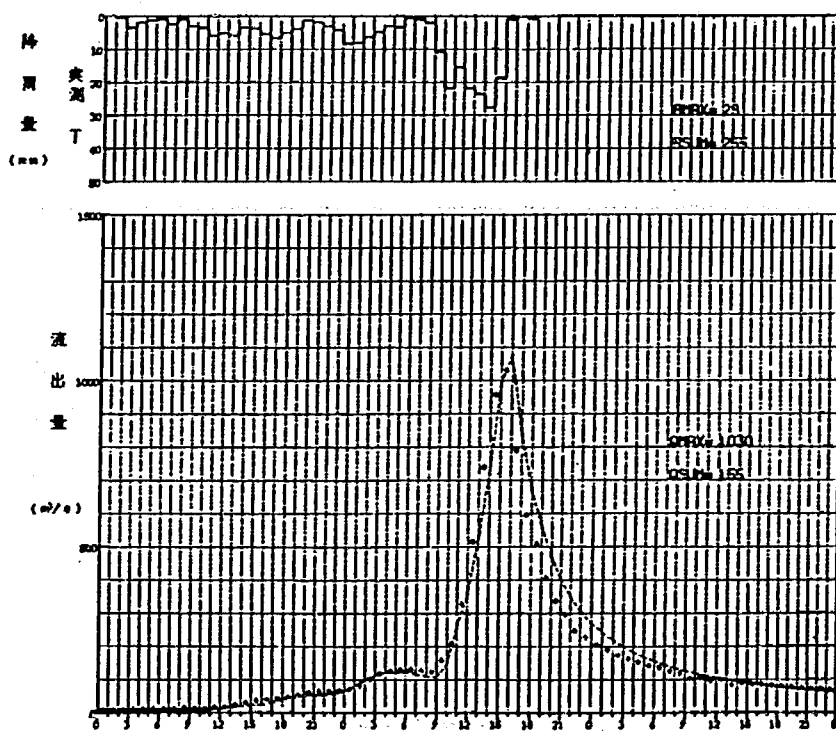


図 5.9 試算結果 CASE-4 (S 54.10/18 洪水)

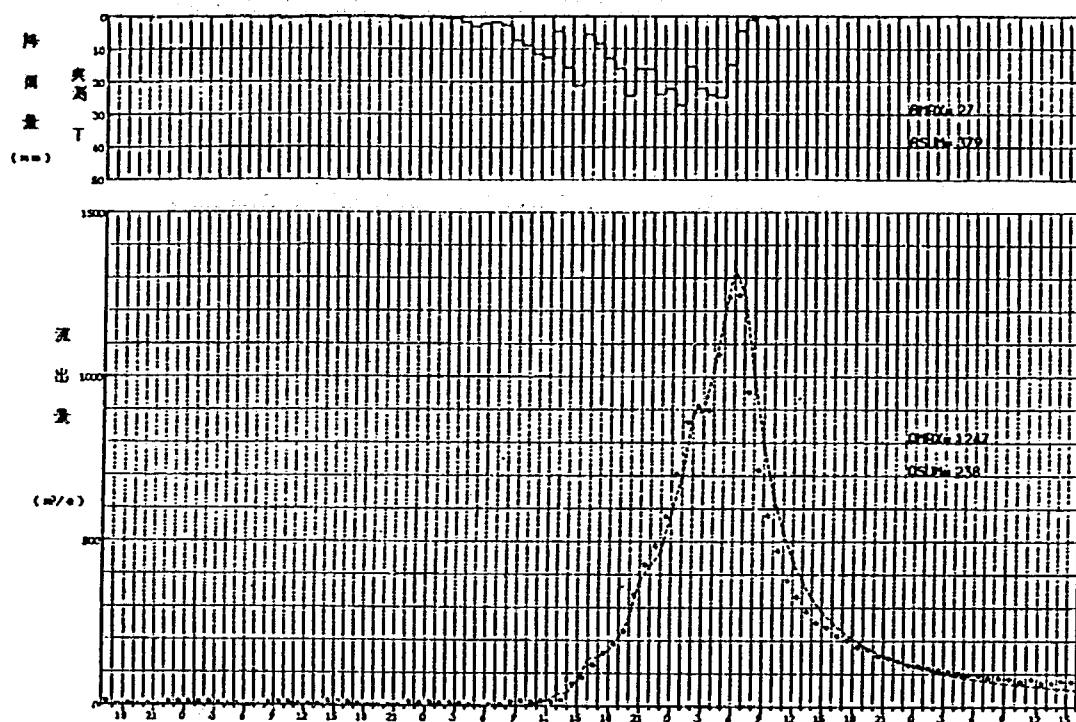


图 5.10 試算結果 CASE-4 (S 54.8/20 洪水)

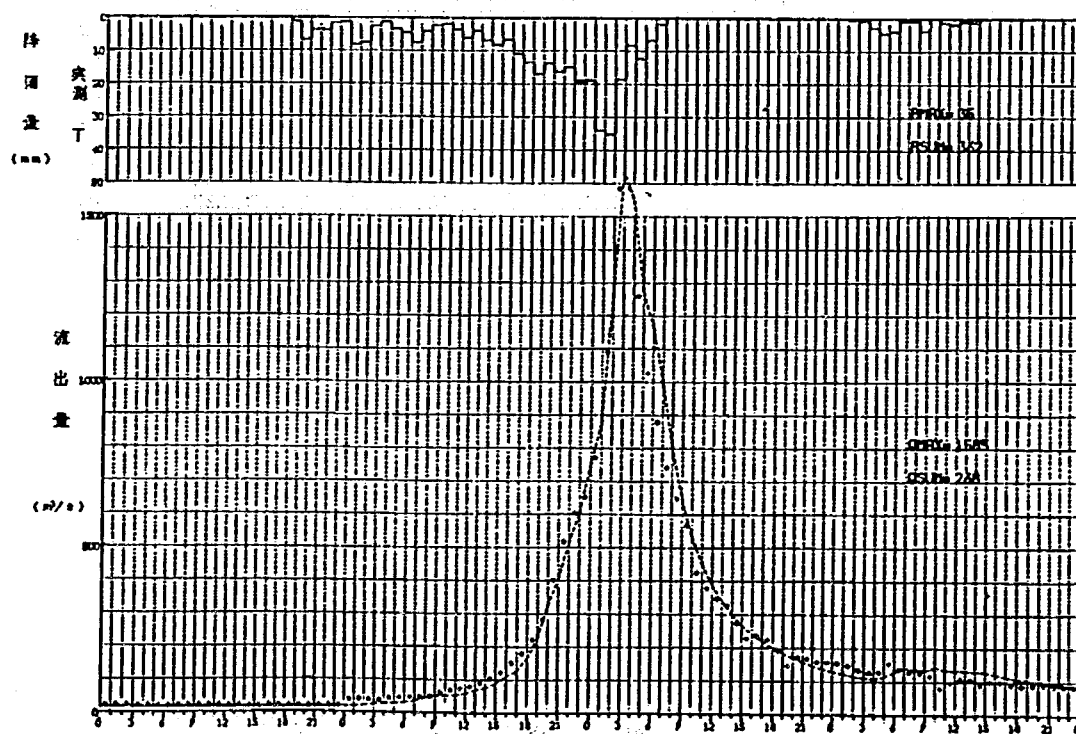


图 5.11 試算結果 CASE-4 (S 57.7/31 洪水)

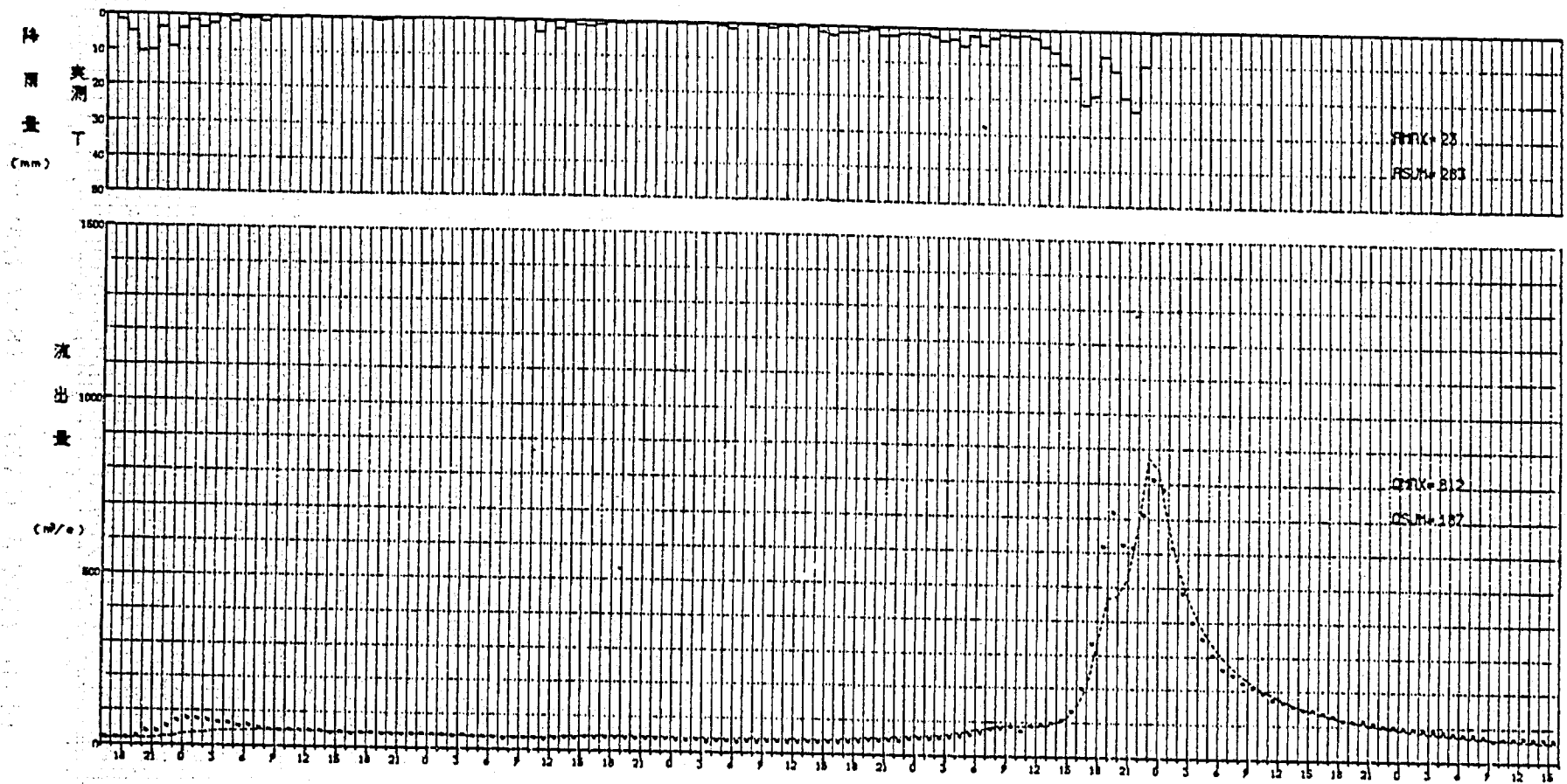


図 5.12 試算結果 CASE-4 (S 57. 9/8 洪水)

ドログラフを図 5.8 ～図 5.12 に示す。

CASE 1 ～ CASE 3 の試算結果のハイドログラフは省略したが、S. 53. 7 洪水では、各ケースともに流量低減部の計算値を大きく上回っており、S. 57. 9/8 洪水では、二山のピークを表わし得ていなかったが他の 3 洪水に関しては、各ケースとも一致度は良好であった。また、CASE-1 の試算結果は、実測値に対して丸すぎる洪水波形となる傾向にあり、CASE-2 では尖鋭すぎる傾向にあった。

以上より、草木ダム流域の定数 k , p については、CASE-4 を採用することとし、 $k=56.2$, $p=0.350$ とした。

③ 平均流入係数 f

$T_e = 1$ 時間の時、(5.11) 式により求まる平均流入係数 f は、S. 53. 7. 10 洪水で $f = 1.00$ となっているが、他の 3 洪水は $f = 0.80 \sim 0.90$ 程度の値になっている。また、5 洪水の平均は、 $f = 0.806$ である。

以上から、平均流入係数は、 $f = 0.80$ とした。

(6) 流出予測計算

① 入力降雨の種類と入力方法

検討対象に選定した 5 洪水のそれぞれに対し、テレメータ実測雨量、テレメータ予測雨量、レーダ実測雨量、レーダ予測雨量、テレメータ実測雨量+レーダ予測雨量の 5 種類の降雨を入力として 4 時間先までの流量予測を毎時行うオンラインの洪水流出計算を想定して計算を行う。なお、レーダ予測雨量は第 4 章で説明した手法を用いて算出した。

遅滞時間 T_e が 1 時間であるため、1 時間先の流量は現時刻の実測雨量を用いて予測することが可能であり、4 時間先の流量を計算するためには、3 時間後までの予測雨量が必要である。テレメータ地上雨量計による流域平均予測時間雨量（以下、テレメータ予測時間雨量という）は、過去 3 時間のテレメータ実測時間雨量の移動平均による 1 時間先予測時間雨量を 3 時間先までそのまま用いることにした。レーダ雨量計による流域平均予測時間雨量（以下、レーダ予測時間雨量という）は、4 章において述べた手法によって 3 時間先まで予測がなされている。雨域の急激な移動のためレーダ雨量計の定量観測範囲のエコーシオンが草木ダム流域を通過してしまい、予測不能の場合には、予測を実施した時刻において予測可能な最も先の予測時間雨量で代用した。

1 時間先の流量に現時刻の実測雨量を用いて予測することが可能であることは既に述べた。この現時刻の実測雨量としてテレメータ実測時間雨量とレーダ実測時間雨量を用いることができる。

流出計算の入力のうち、テレメータ予測雨量は、実測時間雨量としてテレメータ実測時間雨量、予測時間雨量としてテレメータ予測時間雨量を用いる。同様に、レーダ予測雨量は、レーダ実測時間雨量とレーダ予測時間雨量、テレメータ実測+レーダ予測雨量はテレメータ実測時間雨量とレーダ予測時間雨量を用いる。なお、テレメータ実測雨量とレーダ実測雨量は降雨予測が完全になされた場合を想定しており、予測時間雨量に対応する時刻の実測時間雨量を用いている。

テレメータ実測時間雨量に対するテレメータ予測時間雨量，レーダ実測時間雨量，レーダ予測時間雨量の相互相関係数を表 5.4 に示す。

レーダ実測時間雨量の総雨量がテレメータ実測時間雨量の総雨量の 1/2 ～ 3/4 の S 54. 10/18 と S 56. 8/20 の洪水の降雨も含めて，レーダ実測時間雨量とテレメータ実測時間雨量の相互相関係数が 0.9 以上の値になる。また，予測雨量のテレメータ実測雨量との相互相関係数は，テレメータ予測雨量の場合は 1 時間先で 0.7，2 時間先で 0.5，3 時間先で 0.4 程度，レーダ予測雨量の場合は，それぞれ 0.8，0.65，0.5 程度であり，レーダ予測雨量の相互相関係数が高い。ただし，S 56. 8/20 洪水の降雨は逆にテレメータ予測雨量の相互相関係数が高くなっている。

表 5.4 各種流的平均時間雨量のテレメータ実測流域平均時間雨量との相互相関係数

時間雨量 洪水	テレメータ予測時間雨量 (1 時間先)	テレメータ予測時間雨量 (2 時間先)	テレメータ予測時間雨量 (3 時間先)	レーダ実測時間雨量	レーダ予測時間雨量 (1 時間先)	レーダ予測時間雨量 (2 時間先)	レーダ予測時間雨量 (3 時間先)
S. 53. 7/10	0.42	0.24	0.09	0.96	0.75	0.54	0.55
S. 54. 10/18	0.60	0.32	0.08	0.95	0.82	0.66	0.35
S. 56. 8/20	0.80	0.71	0.78	0.93	0.78	0.47	0.30
S. 57. 7/31	0.74	0.62	0.53	0.90	0.88	0.66	0.47
S. 57. 9/8	0.71	0.64	0.63	0.94	0.82	0.73	0.72

② 予測計算の結果

4 時間先までの予測計算開始時のモデルの貯留量（流量）を 1 時間前の 4 時間先までの予測計算における 1 時間後貯留量（流量）を用いて一連の予測計算を行った。

S 53. 7/10 洪水と S 54. 10/18 洪水の各降雨入力による流出予測計算のハイドログラフを図 5.13 から～図 5.22 に示す。

ここで，流出波形およびピーク流量の誤差は，次式により定義した。

$$\text{波形誤差 } Ef = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{q_{\text{cal}}(ti) - q_{\text{obs}}(ti)}{q_{\text{obs}} \cdot \max} \right\}^2 \dots\dots\dots (5.12)$$

$$\text{ピーク誤差 } Ep = \frac{1}{n} \frac{q_{\text{cal}} \cdot \max - q_{\text{obs}} \cdot \max}{q_{\text{obs}} \cdot \max} \dots\dots\dots (5.13)$$

ここで， n ：予測計算時間数

q_{cal} ：該当時間後予測計算流量

q_{obs} ：実測流量

$q_{\text{cal}} \cdot \max$ ：該当時間後予測計算ピーク流量

$q_{\text{obs}} \cdot \max$ ：実測ピーク流量

テレメータ実測雨量による計算結果の波形誤差は，S 54. 10 洪水が最少で 0.87×10^{-3} ，S. 53.

7/10 洪水が最大で 5.84×10^{-3} になる。

レーダ実測雨量による計算結果の波形誤差は、S57.9/8 洪水が最少で 2.59×10^{-3} 、S 54.10/18 洪水が最大で 26.3×10^{-3} になっている。レーダ実測雨量による結果の波形誤差は S 57.9/8 洪水を除いて、テレメータ実測雨量によるものより大きくなる。特に、S 54.10/18 洪水の波形誤差は、テレメータ実測雨量の 30 倍になっている。これは表 5.5 と図 5.3 に示されるように、レーダ実測時間雨量がテレメータ実測時間雨量に比べて少なく、総雨量が約 $1/2$ になっているためである。S 56.8/20 洪水の総雨量も同様に約 $2/3$ になっている。

テレメータ予測雨量による計算結果の波形誤差は、S 57.9/8 洪水の 2 時間後の例を除いてテレメータ実測雨量によるものより大きい。これは予測雨量を過去 3 時間の実測雨量の移動平均から求めるため、ピーク雨量を過小に予測し、ピーク雨量の直後に大きな予測雨量を発生させるためである。この傾向は、S 53.7/10 洪水のように降雨がピーク時刻に集中している降雨波形において顕著であり（図 5.2）、ピーク降雨発生直後から予測した 4 時間後予測流量が実測ピーク流量の 2 倍以上にもなっている（図 5.14）。逆に、S 56.8/20 洪水のようにピーク雨量と同程度の降雨が数時間連続している降雨波形の場合には、降雨の予測精度が比較的良好であり、同洪水のピーク流量予測値は、4 時間後で数%以内となっている。

S 54.10/18 洪水と S 57.9/8 洪水を除きレーダ予測雨量による計算結果の波形誤差は、レーダ実測雨量によるものに比べ、著しく大きい。これは表 5.4 に示されるレーダ予測時間雨量のテレメータ時間雨量との相互相関係数が雨量予測期間の増大に反比例して減少していること、すなわちレーダ予測時間雨量の誤差は雨量予測期間の増大に伴って増加していることから明らかである。

S 54.10/18 洪水と S 57.9/8 洪水が例外となる理由を述べる。S 54.10/18 洪水は、レーダ実測雨量の総雨量がテレメータ実測雨量の約 $1/2$ であることが示すようにレーダ実測雨量は大きな誤差を持ち、4 時間先までの流出予測計算の第 1 ステップのレーダ実測雨量による結果にすでに大きな誤差が発生するためである。S 57.9/8 洪水は、レーダ予測時間雨量のテレメータ実測時間雨量との相互相関係数が大きいことが示すように、レーダ予測時間雨量の精度が良いためである。

レーダ予測雨量による結果は、テレメータ予測雨量による結果に比べ、S 53.7/31 洪水と S57.9/8 洪水を除き、精度が落ちる。これに対し、レーダ実測雨量+レーダ予測雨量の結果は、S54.10/18、S 56.8/20、S 57.7/31 の 3 洪水の精度が改善され、この 3 洪水に S 57.9/8 洪水を加えた 4 洪水に対する計算精度は、テレメータ予測雨量による結果の精度と同程度もしくはやや高くなる。さらに、S 57.9/8 洪水のテレメータ予測雨量による結果の精度が著しく低いいため、レーダ実測雨量+レーダ予測雨量による結果は、全体としてテレメータ予測雨量による結果より精度が良い。

表 5.5 流出予測計算誤差

Ef : 波形誤差 Ep : ピーク誤差

降雨 の測定・ 予測手法	洪水名	予測時間		1 時 間		2 時 間		3 時 間		4 時 間	
		誤 差		Ef($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef($\times 10^{-3}$)	Ep (%)
テレメータ実測	S53. 7/10	5.84	-28.9	5.84	-28.9	5.84	-28.9	5.84	-28.9	5.84	-28.9
	S54.10/18	0.87	-13.2	0.87	-13.2	0.87	-13.2	0.87	-13.2	0.87	-13.2
	S56. 8/20	1.90	- 2.3	1.90	- 2.3	1.90	- 2.3	1.90	- 2.3	1.90	- 2.3
	S57. 7/31	1.51	-20.2	1.51	-20.2	1.51	-20.2	1.51	-20.2	1.51	-20.2
	S57. 9/ 8	2.60	-10.7	2.60	-10.7	2.60	-10.7	2.60	-10.7	2.60	-10.7
テレメータ予測	S53. 7/10	5.84	-28.9	13.7	+ 4.8	40.6	+37.3	75.3	+65.6		
	S54.10/18	0.87	-13.2	2.1	- 3.0	8.2	+ 5.2	18.4	+12.1		
	S56. 8/20	1.90	- 2.3	2.1	+ 0.5	4.4	+ 2.5	7.5	+ 3.9		
	S57. 7/31	1.51	-20.2	1.8	-12.6	5.0	- 6.9	9.5	- 2.8		
	S57. 9/ 8	2.60	-10.7	1.6	- 3.0	3.4	+ 3.5	9.4	+ 8.7		
レーダ 実測	S53. 7/10	9.53	-46.5	9.53	-46.5	9.53	-46.5	9.53	-46.5		
	S54.10/18	26.3	-70.3	26.3	-70.3	26.3	-70.3	26.3	-70.3		
	S56. 8/20	4.58	-25.1	4.58	-25.1	4.58	-25.1	4.58	-25.1		
	S57. 7/31	2.71	-10.1	2.71	-10.1	2.71	-10.1	2.71	-10.1		
	S57. 9/ 8	2.59	- 2.0	2.59	- 2.0	2.59	- 2.0	2.59	- 2.0		
レーダ 実測 +レーダ予測	S53. 7/10	9.53	-46.5	10.5	-21.7	17.1	- 9.2	23.4	- 7.9		
	S54.10/18	26.3	-70.3	26.0	-68.7	25.1	-59.2	25.6	-49.8		
	S56. 8/20	4.58	-25.1	7.2	-30.3	10.3	-27.0	15.2	-19.0		
	S57. 7/31	2.71	-10.1	7.3	+21.9	6.1	+47.6	15.4	+65.1		
	S57. 9/ 8	2.59	- 2.0	2.2	+ 8.0	3.5	+30.0	6.4	+48.2		
テレメータ実測 +レーダ予測	S53. 7/10	5.84	-28.9	8.18	11.9	18.3	19.1	26.7	14.1		
	S54.10/18	0.87	-13.2	2.85	-27.5	5.38	-23.7	10.2	-18.4		
	S56. 8/20	1.90	- 2.3	2.12	-12.6	3.02	7.7	7.47	-39.8		
	S57. 7/31	1.51	-20.2	9.31	1.6	3.62	32.5	12.3	55.0		
	S57. 9/ 8	2.60	-10.7	2.05	15.2	2.86	4.6	5.37	27.0		

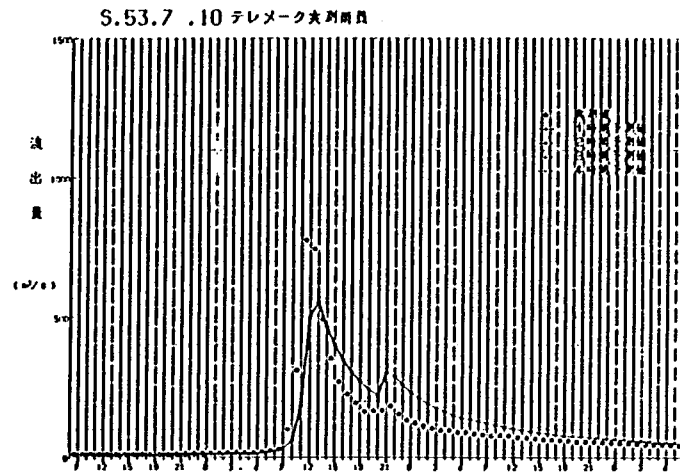


図 5.13 テレメータ実測雨量による計算ハイドログラフ (S 53. 7/10 洪水)

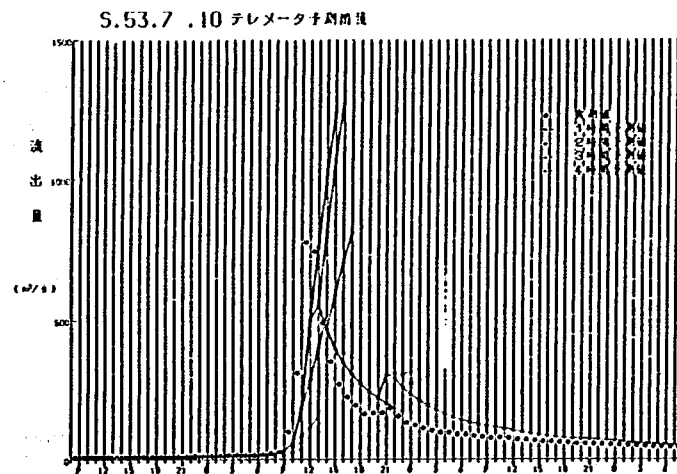


図 5.14 テレメータ予測雨量による計算ハイドログラフ (S 53. 7/10 洪水)

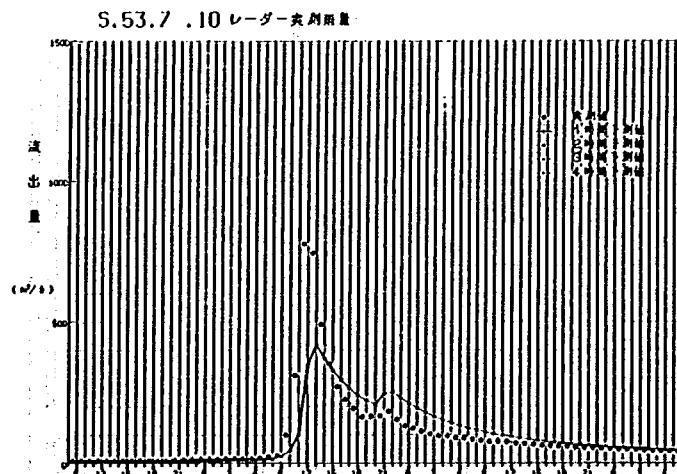


図 5.15 レーダ実測雨量による計算ハイドログラフ (S 53. 7/10 洪水)

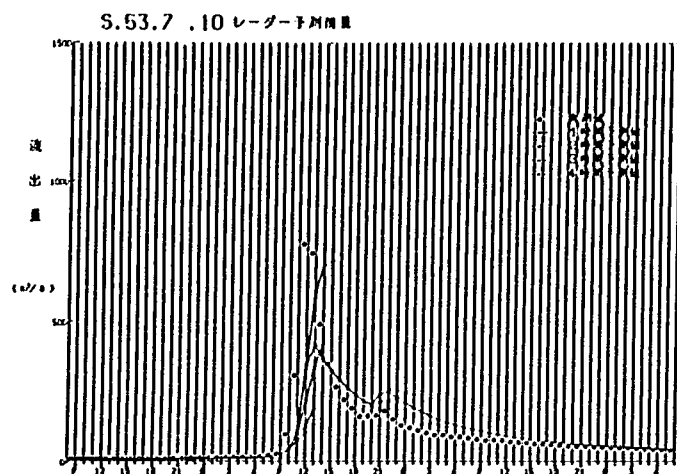


図 5.16 レーダ予測雨量による計算ハイドログラフ (S 53. 7/10 洪水)

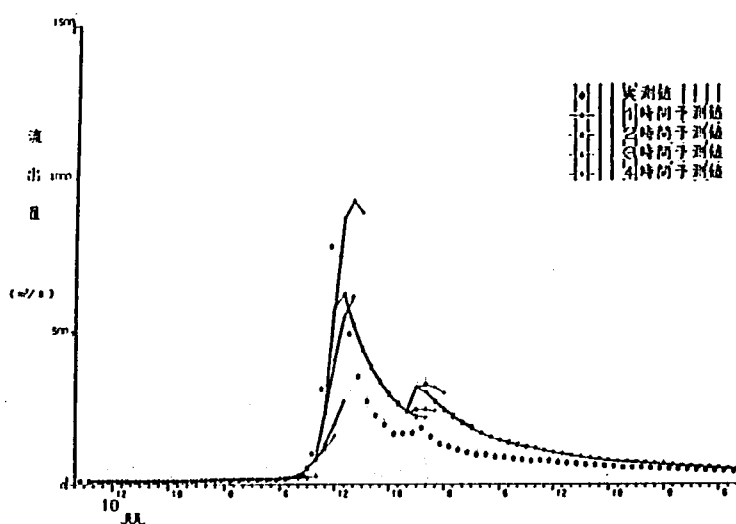


図 5.17 テレメータ実測雨量+レーダ予測雨量による計算ハイドログラフ (S 53. 7/10 洪水)

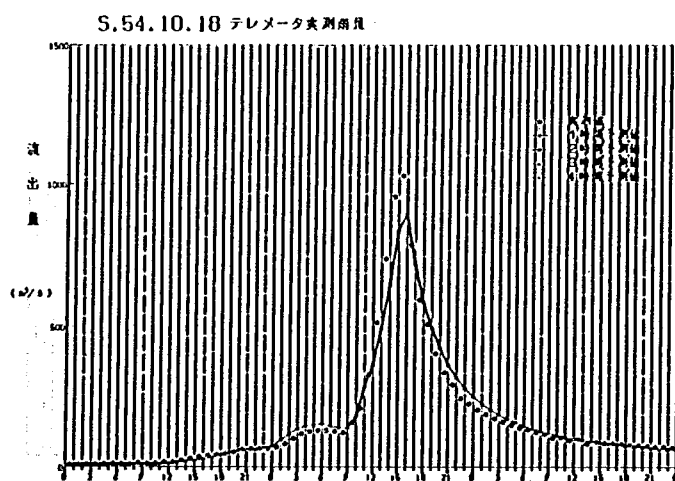


図 5.18 テレメータ実測雨量による計算ハイドログラフ (S 54. 10/18 洪水)

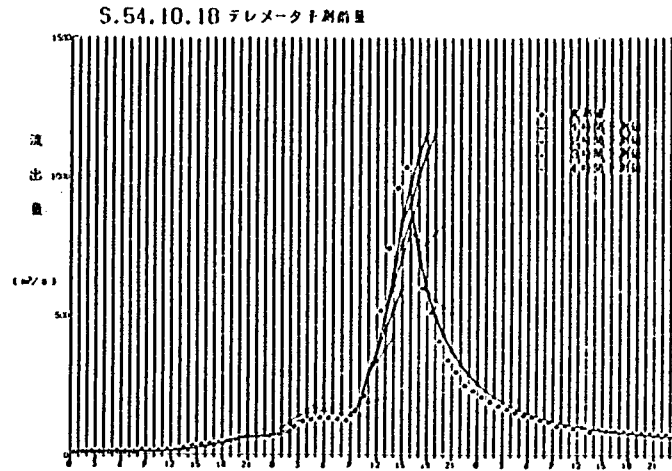


図 5.19 テレメータ予測雨量による 計算ハイドログラフ (S 54. 10/18 洪水)

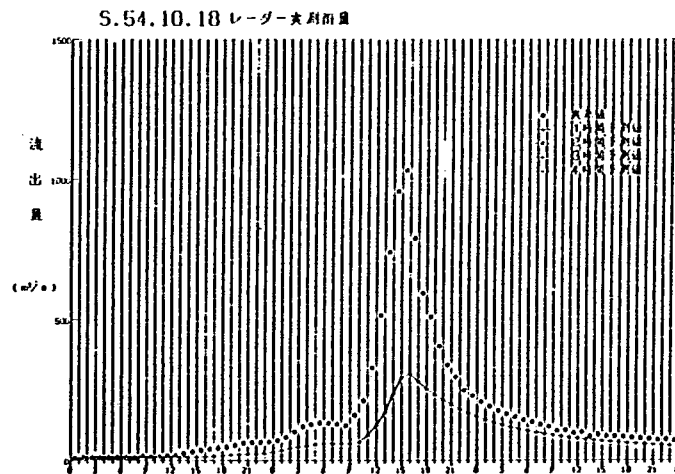


図 5.20 レーダ 実測雨量による計算ハイドログラフ (S 54. 10/18 洪水)

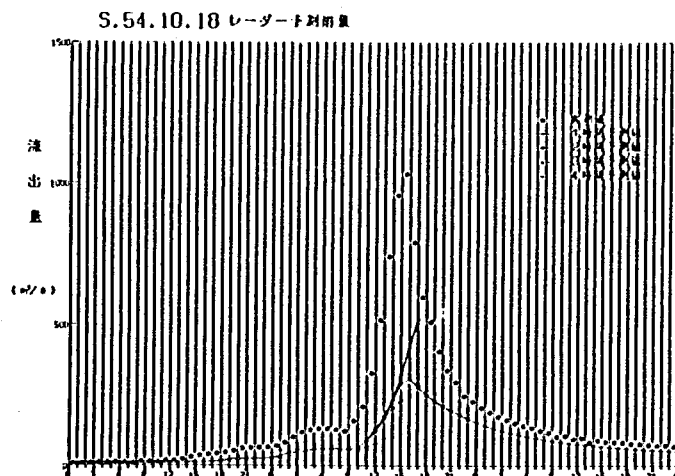


図 5.21 レーダ予測雨量による計算ハイドログラフ (S 54. 10/18 洪水)

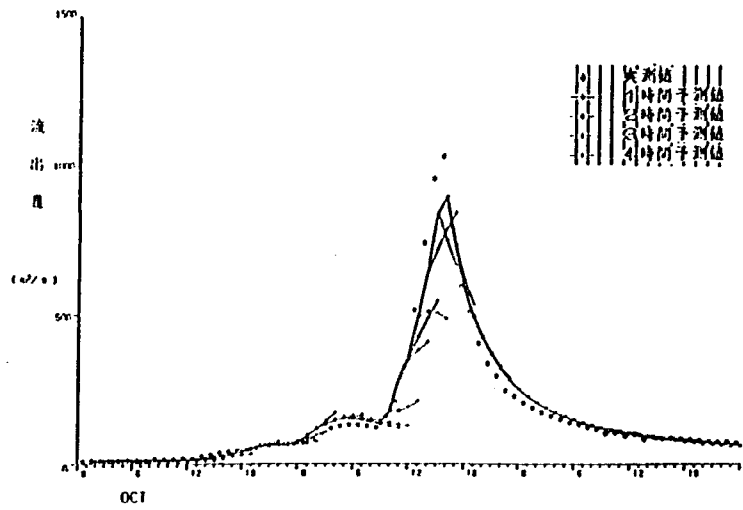


図 5.22 レーダ実測雨量+レーダ予測雨量による計算ハイドログラフ
(S 54. 10/18 洪水)

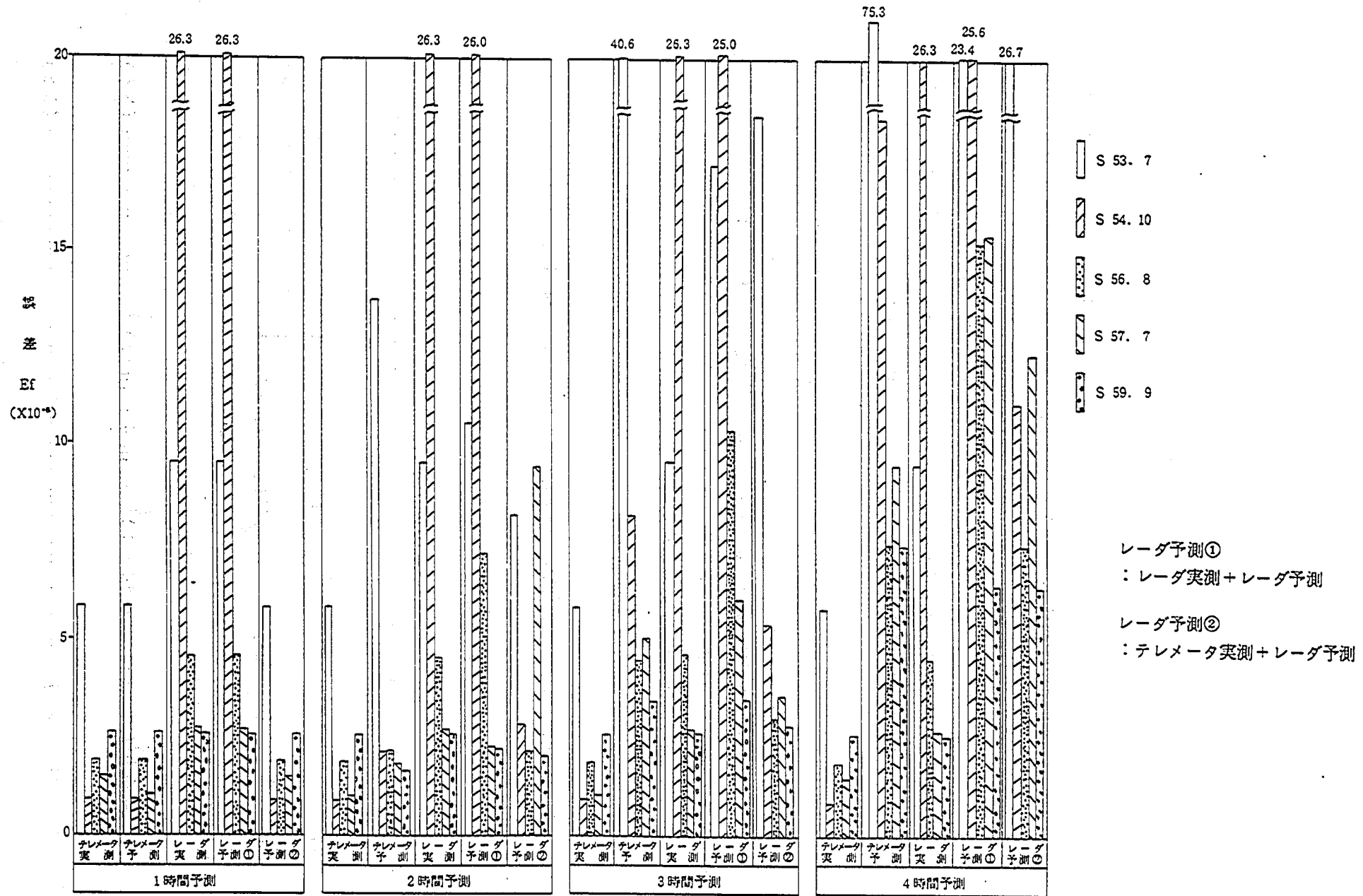


図 5.23 計算結果の誤差 $E_f \times 10^{-3}$

5.3 有限要素法による流出解析モデル

レーダ雨量計は平均9 km² メッシュで観測しており、局地性降雨に対しても十分対処しうる。このレーダ雨量計の特徴を活かし、さらに、地質・植生・斜面勾配等の水文条件を容易に表現することが可能なモデルとして有限要素法による流出モデルを検討した。

有限要素法によるプログラムは、一般に、任意の形状の解析領域（流域）と要素分割（流域分割）に対しプログラム本体を変更することなく、データカードの変更のみで計算が可能である。

(1) 基礎方程式

モデルの基本的特性の把握のため、検討の第1次モデルとして斜面の表面流出だけを考えた。

基礎方程式は運動方程式と連続の式からなる。運動方程式として川原（1980）が提案した式を用いる場合（以下、川原方式という）とマンニングの式を用いる場合（以下、マンニング方式という）とを検討した。

両方式とも図5.24で示される直交座標系内の2次元流れを考える。 x_1 は座標をあらわし、 x_1 と x_2 は水平方向座標、 x_3 は鉛直方向座標とする。以下、式の表現の簡便化を計るため特にことわらないかぎり、コンマに続右脚添字は、添字に対応する座標軸方向の偏微分をあらわす。さらに、式中の同一項に同じ添字をもつ量が繰返し現われるときは、その添字について総和を取るものとする。

このとき、両方程式の基礎方程式は次式で表わされている。

i) 川原方式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} M_i + (u_j M_i)_{,j} - A_\ell (M_{i,j} + M_{j,i})_{,j} + \frac{1}{2} g \cos \theta \cos \phi h^2_{,i} \\ = gh\theta_i - fu_i \sqrt{(u_k u_k)} + q_i \quad \dots\dots\dots (5.1) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + M_{i,i} = I \cos \theta \cos \phi \quad \dots\dots\dots (5.2)$$

$$\left. \begin{aligned} M_i &= u_i h, \quad \theta_1 = \sin \theta, \quad \theta_2 = \sin \phi \\ \hat{g}_1 &= \frac{1}{2} V I \sin 2\theta \cos \phi, \quad \hat{g}_2 = \frac{1}{2} V I \cos \theta \sin 2\phi \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5.3)$$

ii) マンニング方式

$$M_i = \frac{1}{N} h^{\frac{5}{3}} \theta_i (\cos^2 \theta + \cos^2 \phi - 1)^{\frac{1}{2}} (\sin^2 \theta + \sin^2 \phi)^{-\frac{1}{4}} \quad \dots\dots\dots (5.4)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + M_{i,i} = I \quad \dots\dots\dots (5.5)$$

ここに、 u_i ：平均流速、 h ：水深、 g ：重力加速度、 A_ℓ ：渦動粘性係数、 f ：摩擦係数、 I ：

降雨強度, V :降雨の終端速度, N :マンニングの粗度係数, θ :斜面と x_1 軸とのなす角度, ϕ :斜面と x_2 軸となす角度である。なお, 川原方式は, θ と ϕ とが相応に小さい値として式を導いている。

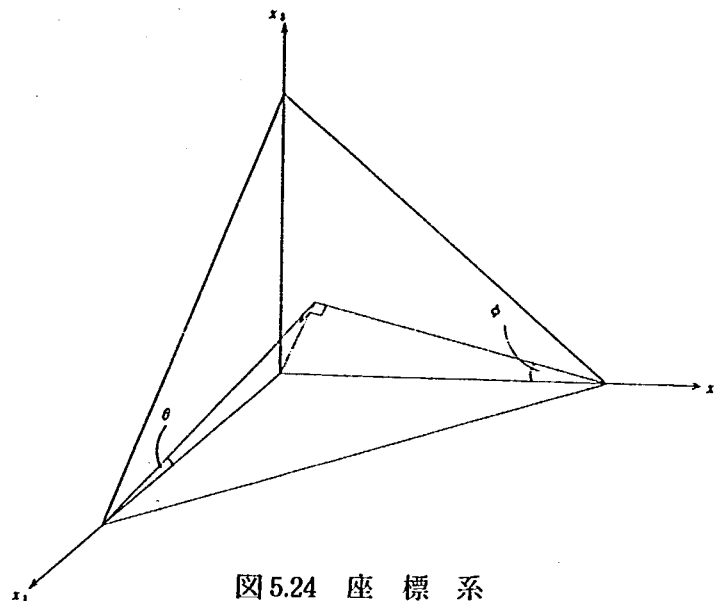


図 5.24 座 標 系

(2) 有限要素法による離散化

(5.5) 式を空間について有限要素法, 時間について差分法を用いて離散化する。川原方式(5.1), (5.2) 式の離散化は川原(1980)の論文に従って行った。マンニング方式の離散化を以下に述べる。

(5.5) 式に重み関数 M_i^* , h^* を乗じ, 解析領域 $\mathcal{Q}$ の全域について積分すると (5.6) の重みつき変分方程式が得られる。

$$\int_{\mathcal{Q}} h^* \frac{\partial h}{\partial t} d\mathcal{Q} + \int_{\mathcal{Q}} h^* M_{i,i} d\mathcal{Q} = \int_{\mathcal{Q}} h^* I d\mathcal{Q} \quad \dots\dots\dots (5.6)$$

水深に対する試験関数 $h(x_i)$ と重み関数 $h^*(x_i)$ と運動量に対する試験関数 $M_i(x_i)$ を, それぞれ未知係数 h_α , h_α^* , $M_{\alpha i}$ と基底関数 $\varphi_\alpha(x_i)$ の有限級数

$$h(x_i) = h_\alpha \varphi_\alpha(x_i) \quad \dots\dots\dots (5.7)$$

$$h^*(x_i) = h_\alpha^* \varphi_\alpha(x_i) \quad \dots\dots\dots (5.8)$$

$$M_i(x_i) = M_{\alpha i}(\varphi_\alpha(x_i)) \quad (i \text{ について総和を取らない}) \quad \dots\dots\dots (5.9)$$

で近似する。ここで, $\varphi_\alpha(x_i)$ は以下の手続きで求める。流域を図5.25に示すように3節点1次A要素(藤野(1972))に分割し各々に通し番号をつける。番号 α の節点(以下節点 α と呼ぶ)を頂点とする三角形よりなる多角形(図5.25の斜線部分)の領域と $\mathcal{Q}_\alpha$ と定義する。 $\varphi_\alpha(x_i)$ は x_i の連続関数で節点 α 上で1, 多角形 $\mathcal{Q}_\alpha$ の辺上と外側で0と定義する。このとき, 節点の α 上で $h = h_\alpha$, $M_i = M_{\alpha i}$ となり, h_α と $M_{\alpha i}$ がそれぞれ節点 α における水深と運動量(流量)をあらわす。

Ω_e を $\bar{\Omega}_\alpha$ に含まれる要素番号 e の要素 (以下, 要素 e と呼ぶ) の領域とすると,

$$\bar{\Omega}_\alpha = \bigcup_e \Omega_e \quad \dots\dots\dots (5.10)$$

φ_α も同様に

$$\varphi_\alpha = \sum_e \varphi_{\alpha e} \quad \dots\dots\dots (5.11)$$

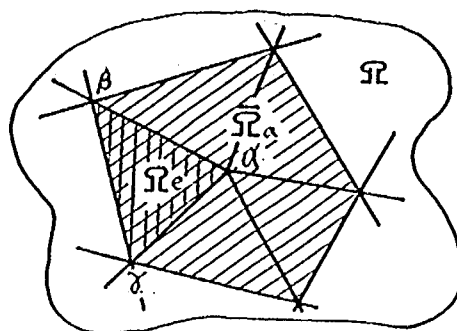


図5.25 要素分割

であらわす。ここで, $\varphi_{\alpha e}$ は Ω_e 内で一価連続,

Ω_e の外で零となる関数であり, 要素 e の 3 節点

α, β, γ の座標をそれぞれ $(x_{1\alpha}, x_{2\alpha}, x_{3\alpha})$, $(x_{1\beta}, x_{2\beta}, x_{3\beta})$, $(x_{1\gamma}, x_{2\gamma}, x_{3\gamma})$ とすると,

$$\varphi_{\alpha e}(x_1, x_2) = \frac{1}{2A} (a_{\alpha e} + b_{\alpha e}x_1 + c_{\alpha e}x_2) \quad (x_1, x_2, x_3) \in \Omega_e \quad \dots\dots\dots (5.12)$$

$$A = \frac{1}{2} \begin{vmatrix} 1 & x_{1\alpha} & x_{2\alpha} \\ 1 & x_{1\beta} & x_{2\beta} \\ 1 & x_{1\gamma} & x_{2\gamma} \end{vmatrix} \quad \dots\dots\dots (5.13)$$

$$a_{\alpha e} = x_{1\beta} x_{2\gamma} - x_{1\gamma} x_{2\beta} \quad \dots\dots\dots (5.14)$$

$$b_{\alpha e} = x_{2\beta} - x_{1\gamma} \quad \dots\dots\dots (5.15)$$

$$c_{\alpha e} = x_{1\gamma} - x_{1\beta} \quad \dots\dots\dots (5.16)$$

$$\varphi_{\alpha e}(x_1, x_2) = 0 \quad (x_1, x_2, x_3) \notin \Omega_e \quad \dots\dots\dots (5.17)$$

(5.7) ~ (5.9) 式を (5.6) 式に代入して整理すると,

$$\sum_\alpha h_\alpha^* \int_\Omega (\varphi_\alpha \varphi_\beta \frac{\partial h_\beta}{\partial t} + \varphi_\alpha \varphi_{\beta,i} M_{\beta i} - I \varphi_\alpha) d\Omega = 0 \quad \dots\dots\dots (5.18)$$

になる。 h_α^* の任意性と $\varphi_\alpha = 0$ ($\Omega \notin \bar{\Omega}_\alpha$) から次式が得られる。

$$A_{\alpha\beta} \frac{\partial h}{\partial t} + B_{\alpha\beta i} M_{\beta i} = \hat{Q}_\alpha \quad \dots\dots\dots (5.19)$$

$$A_{\alpha\beta} = \int_{\bar{\Omega}_\alpha} \varphi_\alpha \varphi_\beta d\Omega \quad \dots\dots\dots (5.20)$$

$$B_{\alpha\beta i} = \int_{\bar{\Omega}_\alpha} \varphi_\alpha \varphi_{\beta,i} d\Omega \quad \dots\dots\dots (5.21)$$

$$\hat{Q}_\alpha = \int_{\bar{\Omega}_\alpha} \varphi_\alpha I d\Omega \quad \dots\dots\dots (5.22)$$

(5.19) 式を時間について差分法を用いて離散化する。差分法として前進差分を用いる。これは、陽形式（陽解法）に定式化するためである。陽形式は陰形式に比べ振動・発散等の計算不安定に陥りやすい欠点を持つが、連立1次方程式を解く必要がなく電子計算機のプログラムサイズが小さくなり計算時間も短くなる。時間ステップを Δt 、時間に関する添字を n とすると (5.19) 式から次式が求まる。

$$A_{\alpha\beta} h_{\beta}^{n+1} = A_{\alpha\beta} h_{\beta}^n - \Delta t B_{\alpha\beta i} M_{\beta i}^n + \Delta t \hat{Q}_{\alpha}^n \quad \dots\dots\dots (5.23)$$

$A_{\alpha\beta}$ は (5.20) 式の積分を行うと、次式であらわされる。

$$A_{\alpha\beta} = \int_{\Omega} \varphi_{\alpha e} \varphi_{\beta e} d\Omega = \sum_e k_{\alpha\beta} s_e \quad \dots\dots\dots (5.24)$$

$$k_{\alpha\beta} = \frac{1}{6} \quad (\alpha = \beta) \quad \dots\dots\dots (5.25)$$

$$= \frac{1}{12} \quad (\alpha \neq \beta)$$

ここで、 e は $\bar{\Omega}_{\alpha}$ に含まれる要素の要素番号、 s_e は要素の e の $x_1 x_2$ 平面への投影面積である。 $\alpha \neq \beta$ のとき $A_{\alpha\beta} \neq 0$ になり (5.23) 式は h_{β}^{n+1} について陽形式でない。そこで、 $A_{\alpha\beta}$ を (5.26)、(5.27) で定義する $\bar{A}_{\alpha\beta}$

$$\bar{A}_{\alpha\beta} = \sum_e \bar{k}_{\alpha\beta} s_e \quad \dots\dots\dots (5.26)$$

$$\bar{k}_{\alpha\beta} = \frac{1}{3} \quad (\alpha = \beta) \quad \dots\dots\dots (5.27)$$

$$= 0 \quad (\alpha \neq \beta)$$

に置き換え陽形式の式 (5.28) を得る。

$$\bar{A}_{\alpha\beta} h_{\beta}^{n+1} = \bar{A}_{\alpha\beta} h_{\beta}^n - \Delta t B_{\alpha\beta i} M_{\beta i}^n + \Delta t \hat{Q}_{\alpha}^n \quad \dots\dots\dots (5.28)$$

(5.4) 式の運動方程式は節点 β において次式を満足する。

$$M_{\beta i}^n = \frac{1}{n} (h_{\beta}^n)^{\frac{5}{3}} \theta_{\beta i} (\cos^2 \theta_{\beta} + \cos^2 \phi_{\beta} - 1)^{\frac{1}{2}} (\sin^2 \theta_{\beta} + \sin^2 \phi_{\beta})^{-\frac{1}{4}} \quad \dots\dots\dots (5.29)$$

ここで、 θ_{β} 、 ϕ_{β} の値は、節点 β を含む要素の三節点の座標値から機械的に計算できる。節点 β を含む要素間で θ_{β} 、 ϕ_{β} が異なる（要素の傾きが異なる）場合は、各々の要素について M_{β}^n 計算し、その平均値を節点 β 上の値 $M_{\beta i}^n$ とする。

初期条件と境界条件が与えられると (5.28)、(5.29) を用いて逐次 h_{β}^{n+1} と M_{β}^n が求まり、流出

量が計算できる。

(3) 計算例

流出計算は、国立防災科学技術センター大型降雨実験施設内に設けられた単一斜面モデルによる実験結果（福岡（1981）、福岡（1983））を用いて行った。

斜面の諸元は、モルタル長方形斜面、斜面長 40.0m、斜面幅 15.1m、斜面勾配 1/1000 である（図 5.26）。

実験結果を図 5.27 に示す。

測定されたハイドログラフは徒水路下流端のものである。有限要素法による斜面の流出計算との比較を容易に行うため、斜面下端のハイドログラフを特性曲線法を用いて推定した。結果を図 5.28 に示す。推定計算において、降雨強度は 49mm/h 一定、経続時間は 1380 秒とした。図 5.27 において、実験結果のハイドログラフの立上りが推定計算より早くなっている。降雨装置の特性上、実験開始直前に極短時間、降雨散水ノズルから強降雨強度の水を噴出しなければならない。このため、両ハイドログラフの立上りに差異が生じているものと思われる。

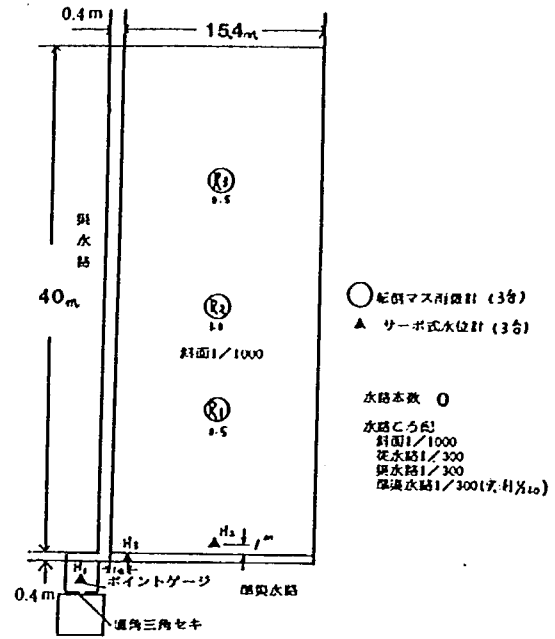


図 5.26 実験斜面の諸元（福岡（1983））

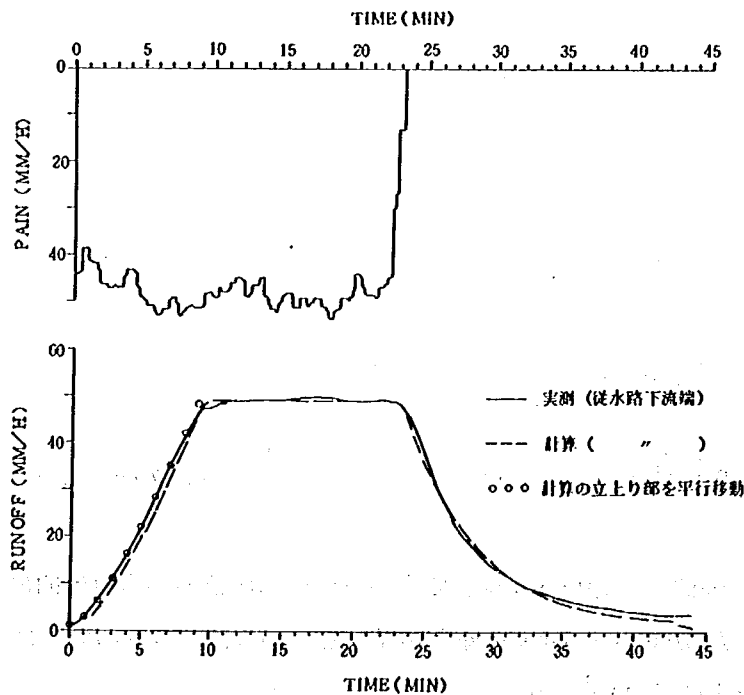


図 5.27 実験結果

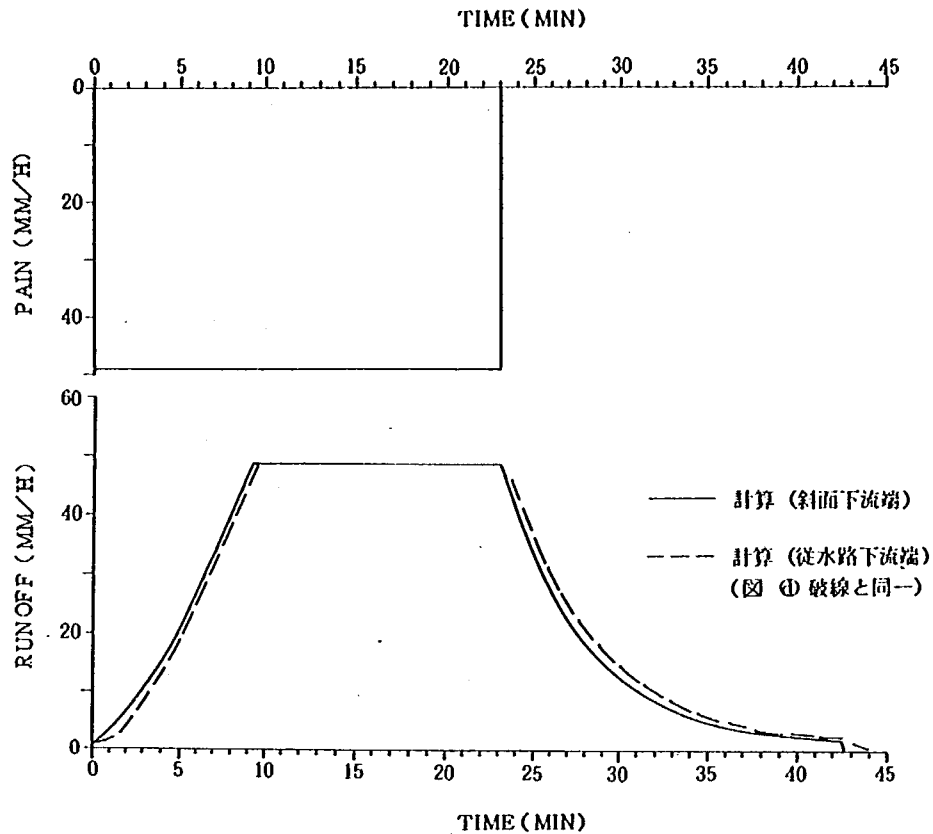


図 5.28 斜面下流端の流出の推定

有限要素法における斜面の要素分割を 図 5.29 に示す。正三角形を主体にし、斜面流下方向に 10 分割、流下方向に垂直な方向に 2 分割とした。計算と実験の斜面長は等しいが、斜面幅が異なる。実験において斜面流は長手方向の 1 次元流であるため、斜面下端の流出立は斜面幅の違いを無視できる。

境界条件は、境界 A-C、B-D では法線方向流速を零とし、境界 A-B では流速成分を全て零とした。初期条件は、実験開始時の流量 1.02 mm/h が、あたかも降雨により定常に流出しているものとした。降雨強度は 49 mm/h 一定とし降雨継続時間は 1380 秒である。川原方式のパラメータは、過動粘性係数 $A_1 = 1 \text{ m}^2/\text{min}$ 、摩擦係数 $f = 0.017$ である。マニング方式のパラメータは粗度係数 $N = 0.017$ である。

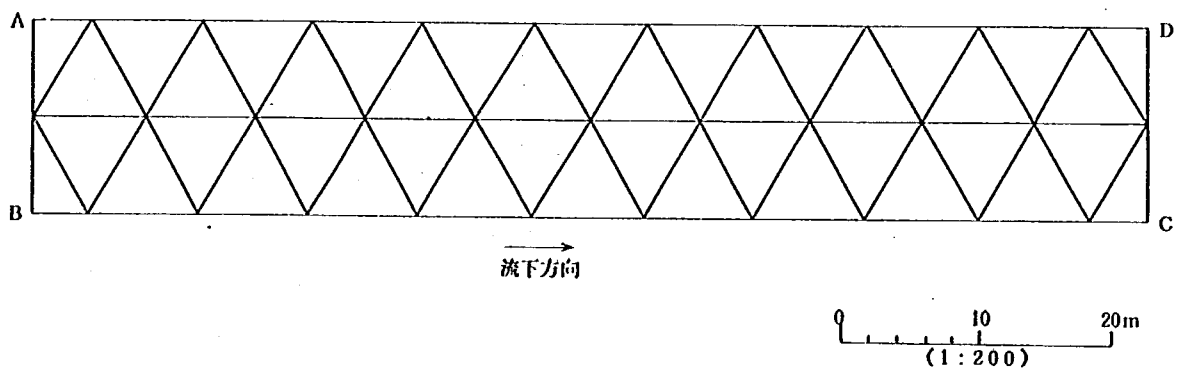


図 5.29 斜面の要素分割

図 5.30 に計算結果を示す。川原方式は時間ステップ間隔 Δt が 1.5 秒より長くなると計算不安定になるが、マニング方式は 21.9 秒まで安定である。電子計算機の演算時間は、時間ステップ間隔が等しい場合マニング方式が川原方式の約 1/6 であった。演算時間は Δt に反比例するから、マニング方式の演算時間は相対的にさらに短くなる。

マニング方式は、 Δt が短くなるとハイドログラフの立上り部の定常状態への遷移点付近で実験結果に良く一致するようになるが、遷移点直後にオーバーシュートが発生する。

一方、川原方式は Δt が短くなるとハイドログラフの立上り、立下りが緩になる。したがって、この方式の実流域への適用にあたっては時間ステップと摩擦係数、渦動粘性係数との関係の検討が必要である。

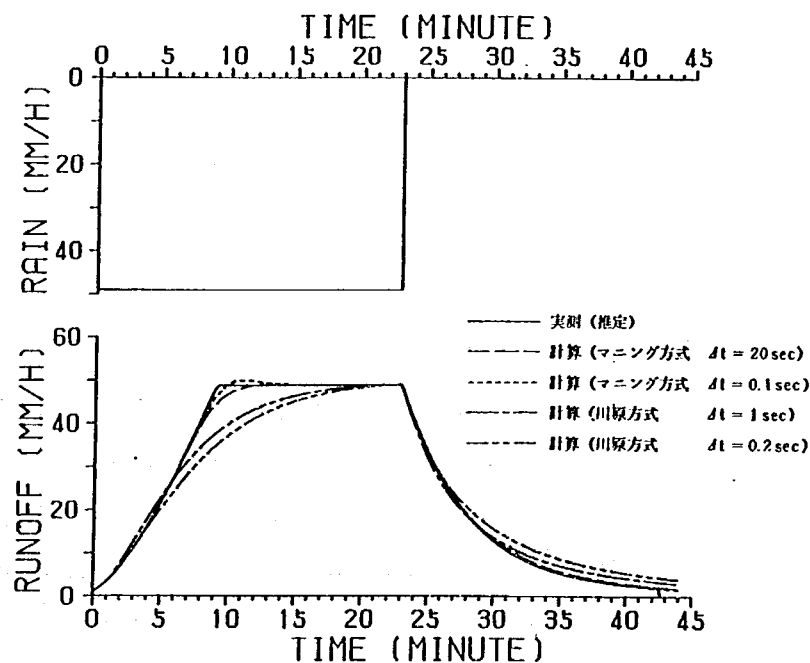


図 5.30 有限要素法計算結果

第6章 流出予測シミュレータの開発

6.1 適応制御技術の導入

第5章で用いた貯留関数法モデルへの適応制御手法の導入を検討する。

流出モデルのパラメータは既往洪水の資料から推定するのが一般的である。しかし、これで得られたパラメータはどの洪水にも100%適用できる程固定化できない事も良く知られている。これは降雨の面的な分布、あるいは降雨強度の時間的分布、さらには前期降雨等の影響による流域の湿潤状態などによっても変化するもので、このパラメータのばらつきが予測精度を左右していると言っても過言ではない。一方、河川の水防活動やダム管理のためには精度良くピーク流量を推定できるだけでなく、洪水波形や洪水総量についても高い精度が必要である。

このため、洪水期間中にパラメータを固定する事なく逐次パラメータを固定し、いわゆる合わせ込み操作を行うことが必要となる。

このような操作を行う基本をモデルとして貯留関数法を採用した。これは、貯留関数法が概念(物理)モデルであるため、適応制御により時々刻々変動するモデルのパラメータの振舞を容易に理解出来るとともに、その妥当性を容易に検査出来るからである。

6.2 予測モデルの考え方

貯留関数法に対し次の6種類の適応制御の手法を検討した。

モデルのパラメータは特にことわらないかぎり、第5章5.2(5)で同定した $k = 56.2$ $p = 0.350$ 、平均流入係数 $f = 0.8$ の値を用いる。計算ステップは、全て $\Delta t = 1$ 時間とする。

(1) 計算手法 1

適応制御を行わず、モデル定数を前章で決定した値に固定して、(II-7)式により流出量を求める。すなわち、5章5.2(6)と同じ計算である。

(2) 計算手法 2

モデル定数を固定し、4時間先までの流量予測の開始時刻において流出量を現時刻の実測値に現状合せして次ステップ以降の流出量を求める。すなわち、(5.8)式の $q(t)$ に実測値を代入して1時間後の予測流量を求める。

これは、4時間先までの流量予測の開始時刻において、モデルの流出量 q が実測の流出量に一致するようにモデルの貯留量 s を修正するものであり、対象洪水の予測計算の開始から終了までのモデルの水収支を無視している。しかし、貯留関数法は、 s と q が一価関数を持つため、貯留関数へのこの手法の導入は非常に容易であり、あえて採用した。

以下に、説明する手法にもこの現状合せを採用している。

(3) 計算手法 3-1

流出量を計算手法2と同様に現時刻の実測値に現状合せして、定数 f を現時刻までの実測値を用いて同定しつつ予測流量を定める。定数 f の同定は、(5.4)式(運動式)を用いて下記により行なう。

$$s_i(t) = k \cdot q^p(t)$$

$$s_i(t) = f \sum r_i(t) \cdot \Delta t - \sum q(t) \cdot \Delta t$$

f について整理し、 $q(t)$ を実測流量 q_{obs} に置き換えると

$$\therefore f = \frac{k q_{obs}^p(t) - \sum q_{obs}(t) \cdot \Delta t}{\sum r_i(t) \cdot \Delta t} \quad (6.1)$$

なお、定数 f の同定は、 $\sum r_i(t) \cdot \Delta t > 10\text{mm}$ になった時点で開始する。

(4) 計算手法 3-2

流出量を計算手法 2 と同様に現時刻の実測値に現状合せして、定数 f を (5.5) 式 (運動式) により同定しつつ予測流量を求める。すなわち、フィードバック期間を n 時間とすれば、下記により f が逆算される。

$$\frac{d}{dt} \cdot s_i(t) = f r_i(t) - q(t) \quad (6.2)$$

$$\frac{d}{dt} \cdot s_i(t) \div \frac{k \{ q^p(t) - q^p(t - \Delta t) \}}{\Delta t} \quad (6.3)$$

フィードバック期間を n 時間とすれば、次式を得る。

$$\frac{k \{ q^p(t) - q^p(t - n\Delta t) \}}{\Delta t} = f \cdot \sum_{i=0}^{n-1} r_i(t - i \cdot \Delta t) - \sum_{i=0}^{n-1} q(t - i \cdot \Delta t) \quad (6.4)$$

(6.2) 式から f を逆算し $q(t)$ を $q_{obs}(t)$ に置換えると、次式が得られる。

$$f = \frac{k \{ q_{obs}^p(t) - q_{obs}^p(t - n\Delta t) \} / \Delta t + \sum_{i=0}^{n-1} q_{obs}(t - i \cdot \Delta t)}{\sum_{i=0}^{n-1} r_i(t - i \cdot \Delta t)} \quad (6.5)$$

なお、定数 f の同定は、 $\sum r_i(t) > 10\text{mm}$ になった時点で開始するが、フィードバック期間中 $r_i(t) = 0$ の時は、f の同定を行わず、 $f = 0.80$ とする。また、同定した結果、 $f < 0$ になった

時は、 $f = 0.00$ とする。

(5) 計算手法 4

流出量を現時刻の実測値に現状合せして、定数 k を(5.5)式(連続式)により同定しつつ予測流量を求める。すなわち、フィードバック期間を n 時間とすれば、(6.4)式より k が逆算され、 $q(t)$ を $q_{\text{obs}}(t)$ に置換えると次式が得られる。

$$k = \frac{f \cdot \sum_{i=0}^{n-1} r_I(t-i \cdot \Delta t) - \sum_{i=0}^{n-1} q(t-i \cdot \Delta t)}{q_{\text{obs}}^P(t) - q_{\text{obs}}^P(t-n \Delta t)} \quad (6.6)$$

なお、定数 k の同定は、 $\sum r_I(t) > 10\text{mm}$ になった時点で開始するが、同定した結果、 $k < 5$ あるいは $k > 500$ となった時は、同定結果を採用せず、 $k = 56.2$ とする。

(6) 計算手法 5

流出量を計算手法2と同様に現時刻の実測値に現状合せして、定数 f 、 k を同定しつつ予測流量を求める。この時、 f は0.50～1.50を0.10ピッチで、 k は30～80を5ピッチで変化させ、フィードバック期間中の流出量実測値と計算値の誤差を最小とする f と k の組合せを選定する。

$$s_I(t) = f \cdot \sum r_I(t) \cdot \Delta t - \sum q(t) \cdot \Delta t \quad (6.7)$$

$$\Delta q(t-n \cdot \Delta t) = \left| q_{\text{obs}}(t-n \cdot \Delta t) - \left\{ \frac{s_I(t-n \cdot \Delta t)}{k} \right\}^{\frac{1}{p}} \right| \quad (6.8)$$

$$\sum_{i=0}^{n-1} \Delta q(t-i \cdot \Delta t) \longrightarrow \min \quad (6.9)$$

なお、フィードバック期間の選定が問題となる計算手法3-2、4および5による計算は、テレメータ実測雨量を用いて $n = 3, 4, 5$ 時間の3種類のフィードバック期間について計算を行ない、最適フィードバック期間を選定した後、他の4種類の降雨による計算を行なうことにした(6.3(2)②最適フィードバック期間を参照)。

6.3 予測値の評価

(1) 計算の概要

第5章において検討対象に選定した5洪水に対して、前述の6種類の計算手法による流出計算を行ない、1時間から4時間後までの予測流量を求めた。それぞれの計算において、入力降雨は第5章で

用いたテレメータ実測雨量，テレメータ予測雨量，レーダ実測雨量，レーダ予測雨量，テレメータ実測雨量+レーダ予測雨量の5種類を用いた。

テレメータ予測雨量，レーダ予測雨量，テレメータ実測雨量+レーダ予測雨量を入力降雨とする場合、手法3-1，3-2，4，5の適応制御の計算式(6.1)，(6.5)，(6.6)，(6.7)の $r_i(t)$ として、テレメータ予測雨量に対してはテレメータ実測時間雨量，レーダ予測雨量に対してはレーダ実測時間雨量，テレメータ実測雨量+レーダ予測雨量に対してはテレメータ実測時間雨量を用いる。予測値の評価は5章と同様に次式で定義される波形誤差およびピーク流量の誤差を用いて行なう。

$$\text{波形誤差 } E_f = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=0}^n \left\{ \frac{q_{\text{obs}}(t_i) - q_{\text{cal}}(t_i)}{q_{\text{obs} \cdot \text{max}}} \right\}^2 \quad (6.10)$$

$$\text{ピーク誤差 } E_p = \frac{q_{\text{cal} \cdot \text{max}} - q_{\text{obs} \cdot \text{max}}}{q_{\text{obs} \cdot \text{max}}} \quad (6.11)$$

ここで

n : 予測計算時間数

q_{cal} : 該当時間後予測計算流量

q_{obs} : 実測流量

$q_{\text{cal} \cdot \text{max}}$: 該当時間後予測計算ピーク流量

$q_{\text{obs} \cdot \text{max}}$: 実測ピーク流量

(2) 計算結果

① テレメータ実測雨量による計算結果

テレメータ実測雨量による流出予測計算は降雨が完全に予測し得た場合に相当する。流出予測計算の誤差は、表6.1および図6.1に示すとおりである。

1時間後および2時間後の予測流量を見ると、全般的に、適応制御による予測精度の向上が明確に表われている。特に図6.2に示すように、S53.7/10洪水では、適応制御を行わない手法1の場合、ピーク流量および流出波形ともに実測値に追従し得ていないが、流出量の現状合せを行なった手法2では著しく一致度が改善されている。また、適応制御手法の比較を行なうと、流出波形の一致度は、流出量の現状合せのみの手法2と、パラメータの同定を行なった手法との間に顕著な差が認められないが、ピーク流量の一致度に関しては、 f および k の同定を行なった手法5による予測結果に改善傾向が認められる。しかし、(II-11)式を用いて f あるいは k の同定を行なった手法3-2および手法4は、短時間の降雨あるいは流出量の変化の影響を著しく受けるため、同定したパラメータの変動が大きく、予測不良となる場合が多い。この具体例は次項の最適フィードバック期間の決定で示す。

一方、3時間以上先の予測流量を見ると、手法2による計算結果は手法1と比較して同程度以上の一致度が得られているが、他の適応制御手法では、手法1により予測精度が低下する傾向が認められる。これは、現時刻で同定したパラメータによる流出形態が、1～2時間程度は継続するが、

表 6.1 テレメータ実測雨量による流出予測計算の誤差

計算手法	洪水波形	予測時間		1 時 間		2 時 間		3 時 間		4 時 間	
		誤差		Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)
1	S53. 7/10	5.84	-28.9	5.84	-28.9	5.84	-28.9	5.84	-28.9	5.84	-28.9
	S54.10/18	0.87	-13.2	0.87	-13.2	0.87	-13.2	0.87	-13.2	0.87	-13.2
	S56. 8/20	1.90	-2.3	1.90	-2.3	1.90	-2.3	1.90	-2.3	1.90	-2.3
	S57. 7/31	1.51	-20.2	1.51	-20.2	1.51	-20.2	1.51	-20.2	1.51	-20.2
	S57. 9/ 8	2.60	-10.7	2.60	-10.7	2.60	-10.7	2.60	-10.7	2.60	-10.7
2	S53. 7/10	0.86	+0.8	2.44	-6.9	4.69	-14.2	5.25	-29.2	5.25	-29.2
	S54.10/18	0.28	-4.2	0.71	-6.6	1.17	-11.8	1.41	-16.1	1.41	-16.1
	S56. 8/20	0.34	-7.3	0.58	-10.7	0.74	-6.1	0.84	-7.8	0.84	-7.8
	S57. 7/31	0.48	-9.8	1.02	-17.8	1.25	-19.4	1.23	-17.4	1.23	-17.4
	S57. 9/ 8	1.10	-7.5	2.52	+3.6	2.96	+11.5	2.68	-2.8	2.68	-2.8
3-1	S53. 7/10	0.97	+10.5	3.14	+16.2	6.97	+20.0	6.75	-5.4	6.75	-5.4
	S54.10/18	0.26	-2.5	0.80	-3.9	1.60	-11.0	2.31	-19.1	2.31	-19.1
	S56. 8/20	0.38	-9.2	0.80	-15.0	1.44	-10.5	2.66	-14.0	2.66	-14.0
	S57. 7/31	0.37	-7.0	0.80	-13.3	0.96	-14.9	0.81	-10.1	0.81	-10.1
	S57. 9/ 8	1.25	-8.0	3.13	+5.1	4.30	+16.3	4.48	-7.4	4.48	-7.4
3-2 (n=3)	S53. 7/10	1.35	+18.5	4.82	+23.9	13.40	+26.9	18.90	-7.6	18.90	-7.6
	S54.10/18	0.43	+4.6	1.24	+15.7	2.47	-2.7	4.07	-16.7	4.07	-16.7
	S56. 8/20	0.41	-6.4	1.51	-10.0	7.22	-2.1	24.80	+51.3	24.80	+51.3
	S57. 7/31	0.47	-3.3	1.22	-14.0	1.79	-12.0	1.54	+15.2	1.54	+15.2
	S57. 9/ 8	1.97	+7.9	7.36	+48.9	11.50	+82.0	9.84	+67.5	9.84	+67.5
3-2 (n=4)	S53. 7/10	0.99	+12.0	3.93	+16.9	13.10	+20.3	18.50	-5.1	18.50	-5.1
	S54.10/18	0.30	+4.2	0.96	+3.9	2.25	-3.9	3.68	-19.0	3.68	-19.0
	S56. 8/20	0.32	-6.8	0.77	-12.6	2.06	-7.2	2.79	-13.7	2.79	-13.7
	S57. 7/31	0.40	-5.2	0.96	-10.5	1.69	-4.1	3.06	+1.8	3.06	+1.8
	S57. 9/ 8	1.84	+3.2	5.81	+38.0	9.00	+70.9	7.25	+57.6	7.25	+57.6
3-2 (n=5)	S53. 7/10	0.89	+10.3	3.56	+14.9	12.50	+14.0	16.70	-9.4	16.70	-9.4
	S54.10/18	0.26	+0.5	0.90	+2.8	2.08	-5.6	3.26	-18.7	3.26	-18.7
	S56. 8/20	0.31	-6.7	0.75	-12.9	1.18	-8.3	1.39	-11.5	1.39	-11.5
	S57. 7/31	0.36	-5.2	0.77	-5.0	2.08	-9.1	4.85	-4.3	4.85	-4.3
	S57. 9/ 8	1.64	+2.3	5.03	+35.1	7.12	+61.6	5.92	+49.2	5.92	+49.2
4 (n=3)	S53. 7/10	1.01	+15.4	3.05	+18.5	10.60	+14.1	15.60	-15.9	15.60	-15.9
	S54.10/18	0.43	+1.1	1.06	+2.8	2.51	-6.8	5.86	-16.5	5.86	-16.5
	S56. 8/20	0.42	-6.2	0.83	-10.9	0.96	-3.6	1.09	-10.2	1.09	-10.2
	S57. 7/31	1.23	-12.4	1.56	-12.9	1.84	-12.9	1.66	+5.8	1.66	+5.8
	S57. 9/ 8	2.73	+25.9	6.31	+57.8	5.46	+41.4	7.47	+20.7	7.47	+20.7
4 (n=4)	S53. 7/10	0.72	+9.7	2.67	+12.6	11.00	+10.1	16.30	-17.4	16.30	-17.4
	S54.10/18	0.45	-2.6	1.35	-2.0	2.52	-7.5	4.18	-18.1	4.18	-18.1
	S56. 8/20	0.69	-6.9	1.10	-12.3	1.37	-6.7	1.45	-10.6	1.45	-10.6
	S57. 7/31	0.95	-11.4	1.17	-9.4	1.23	-5.2	1.25	-3.8	1.25	-3.8
	S57. 9/ 8	2.48	+11.6	4.63	+32.8	5.70	+35.2	5.49	+17.4	5.49	+17.4
4 (n=5)	S53. 7/10	0.60	+8.0	2.36	+7.2	10.80	+6.3	14.60	-18.9	14.60	-18.9
	S54.10/18	0.88	-3.4	9.34	-2.5	7.87	-8.2	10.70	+15.5	10.70	+15.5
	S56. 8/20	0.85	-6.9	1.35	-13.7	1.56	-7.3	1.33	-9.5	1.33	-9.5
	S57. 7/31	0.90	-10.6	1.49	-4.8	1.98	-11.3	2.25	-8.2	2.25	-8.2
	S57. 9/ 8	1.72	+4.4	4.04	+26.9	4.58	+31.2	4.67	+15.1	4.67	+15.1
5 (n=3)	S53. 7/10	0.73	+11.2	2.56	+16.0	6.04	+19.2	5.44	-6.4	5.44	-6.4
	S54.10/18	0.37	+2.1	1.13	+3.4	2.13	-5.4	3.02	-20.5	3.02	-20.5
	S56. 8/20	0.32	-5.3	0.62	-9.3	0.97	-3.1	1.11	-4.4	1.11	-4.4
	S57. 7/31	0.42	-1.6	1.01	-9.0	1.42	-11.6	1.33	-9.6	1.33	-9.6
	S57. 9/ 8	1.35	-6.1	3.67	+9.0	4.64	+20.9	4.39	+15.4	4.39	+15.4
5 (n=4)	S53. 7/10	0.76	+11.2	2.54	+16.0	5.89	+19.2	5.05	-6.4	5.05	-6.4
	S54.10/18	0.46	+2.1	1.33	-0.4	2.45	-16.8	3.04	-18.8	3.04	-18.8
	S56. 8/20	0.34	-5.3	0.62	-9.3	0.81	-3.2	1.00	-4.4	1.00	-4.4
	S57. 7/31	0.37	-1.6	0.93	-11.7	1.31	-12.7	1.18	-9.6	1.18	-9.6
	S57. 9/ 8	1.40	-6.1	3.84	+9.0	4.81	+20.9	4.54	+15.4	4.54	+15.4
5 (n=5)	S53. 7/10	0.75	+11.2	2.54	+16.0	5.88	+19.2	5.10	-6.4	5.10	-6.4
	S54.10/18	0.44	+2.1	1.39	-3.5	2.62	-16.8	3.37	-22.3	3.37	-22.3
	S56. 8/20	0.34	-5.3	0.60	-9.3	0.77	-3.2	0.93	-4.4	0.93	-4.4
	S57. 7/31	0.44	-1.6	1.11	-12.1	1.41	-10.6	1.10	-6.8	1.10	-6.8
	S57. 9/ 8	1.53	-6.1	3.88	+9.0	4.67	+19.1	4.39	+14.2	4.39	+14.2

ここで、 $Ef = 1/n \cdot \sum \{ (q_{obs} - q_{cal}) / q_{obs \cdot max} \}^2$ 波形誤差
 $Ep = (q_{cal \cdot max} - q_{obs \cdot max}) / q_{obs \cdot max}$ ピーク誤差

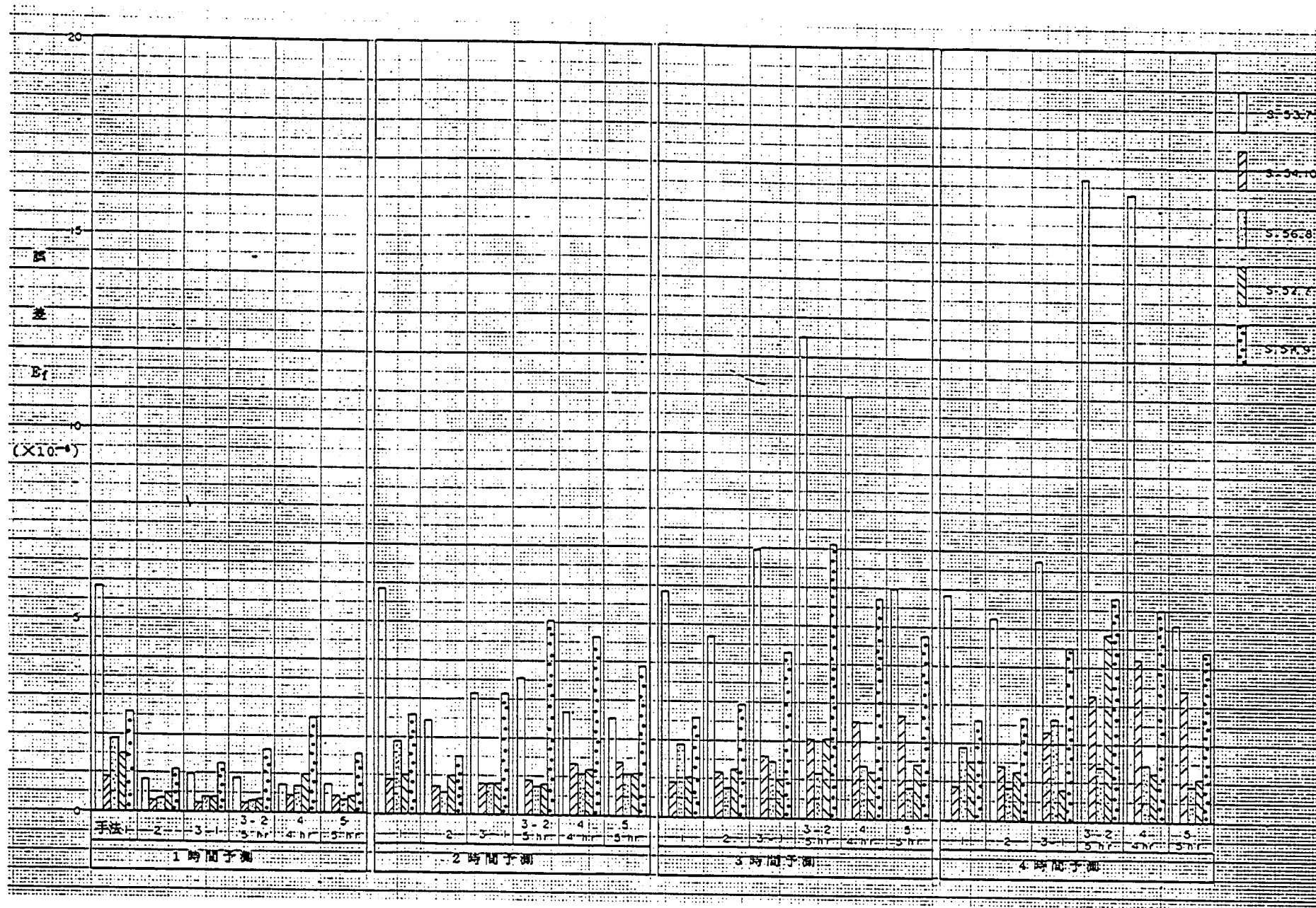
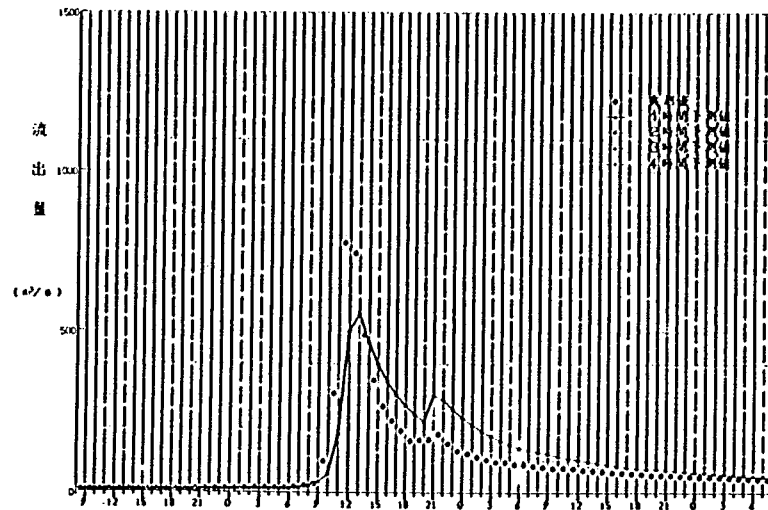
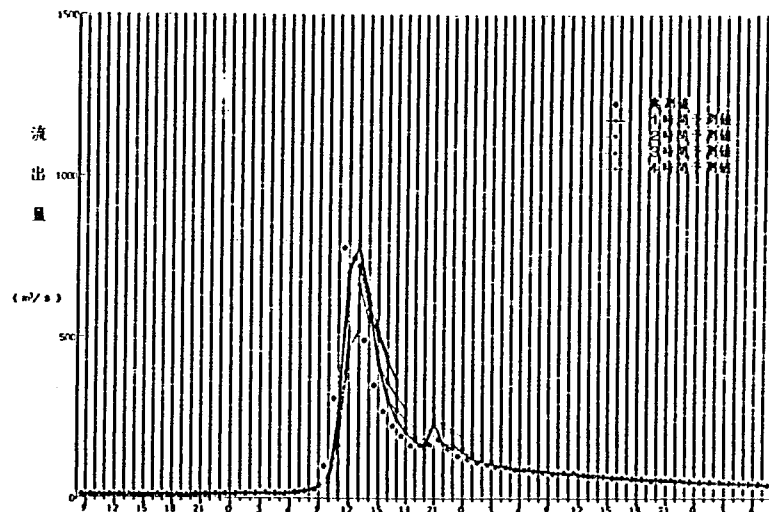


図 6.1 計算結果の誤差 E_f (I) テレメータ実測雨量

計算手法 1
S.53.7 .10 テレメータ実測雨量



計算手法 2
S.53.7 .10 テレメータ実測雨量



計算手法 6 (6時間)
S.53.7 .10 テレメータ実測雨量

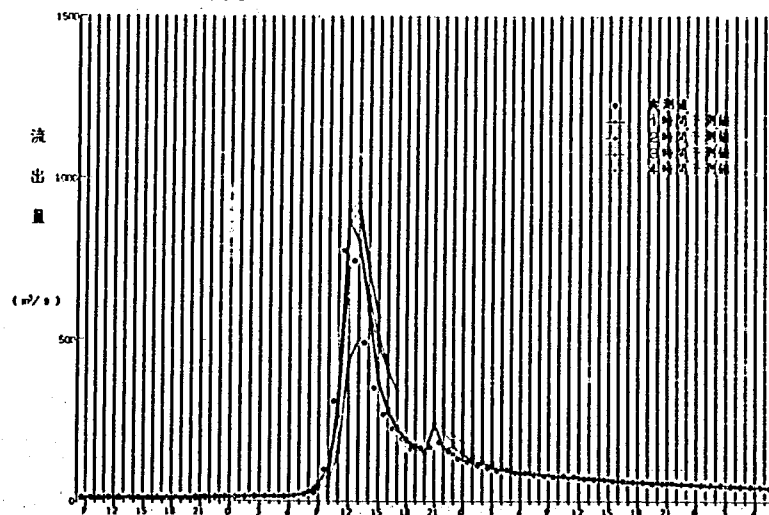


図 6.2 テレメータ実測雨量による計算結果ハイドログラフ
(S53.7/10)

3時間以上先では異なったパラメータに適合するよう流出形態が変化し、結果的に予測不良となる場合が多いためと考えられる。

以上から、降雨が完全に予測し得た場合、2時間程度先までの流出量の予測に関しては、適応制御手法の導入は、予測精度の向上に大きな効果があると評価できる。特に、 f 、 k の2パラメータの同定を同時に行なった場合（手法-5）、ピーク流量の予測精度がきわめて良好である。しかし、3時間以上先の流出量の予測を行なう場合には、パラメータの同定を行なうことが、かえって逆効果になるとも考えられ、流出量の現状合せのみを行なう適応制御手法が最も良好な結果を与えられ、と思われる。

② 最適フィードバック期間の決定

適応制御による計算手法3-2、4、5については、フィードバック期間を $n=3, 4, 5$ 時間として計算を行ない、各手法別にフィードバック期間の取り方で計算結果に顕著な相違を生じたケースに着目し、最適フィードバック期間を下記のとおりに決定した。

1) 計算手法 3-2

図6.3に示すS56、8/20洪水の計算結果を見ると、洪水の立ち上り付近で、 $n=3$ 時間および4時間の場合に著しい予測不良が認められ、 $n=5$ 時間の場合には比較的安定した解が得られている。よって、同手法では $n=5$ 時間を採用した。

2) 計算手法 4

図6.4に示すS54、10/18洪水および図6.5に示すS57、7/31洪水の計算結果において、 $n=3$ 時間および5時間の計算結果に顕著な予測不良が認められるが、 $n=4$ 時間の場合には比較的安定している。よって、同手法では、 $n=4$ 時間を採用した。

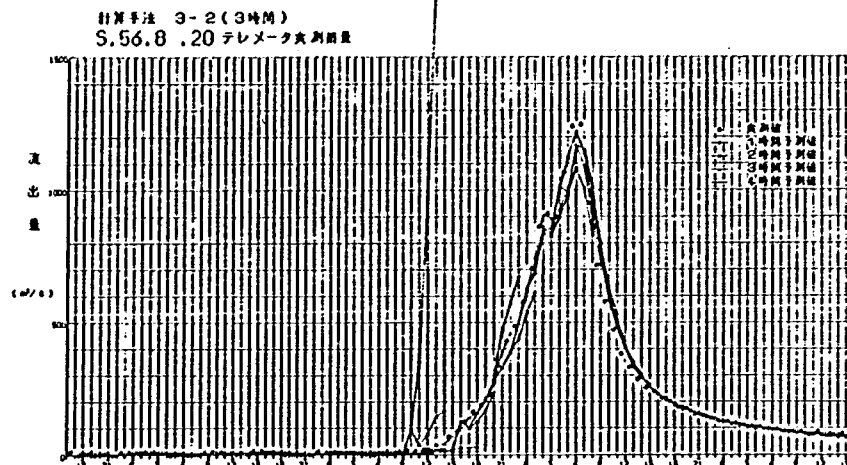
3) 計算手法 5

同手法の計算結果においては、フィードバック期間の取り方による顕著な差が表われていないが、全般的にフィードバック期間が短い場合に、図6.6に示すS56、8/20洪水の22日12時のように局部的な計算誤差がやや大きくなる傾向が認められる。よって、同手法では、 $n=5$ 時間を採用した。

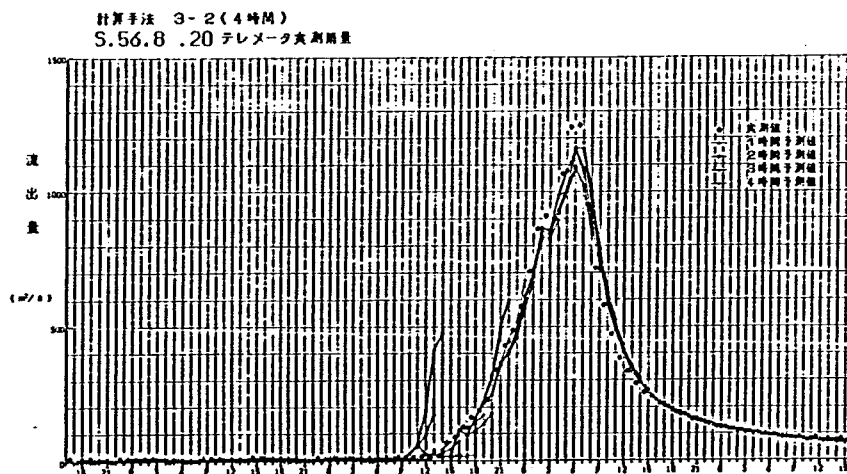
③ テレメータ予測雨量による計算結果

テレメータ予測雨量による流出予測計算の誤差は、表6.2および図6.7に示すとおりである。図6.7を見て明らかなように、実測雨量による計算結果に比較して流出量の予測精度が著しく低下している。

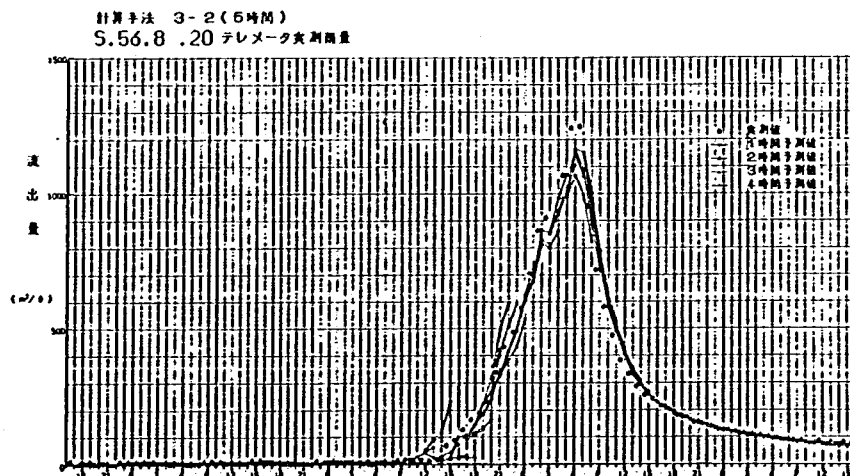
適応制御導入した手法3-1、3-2、4および5と手法1を比較すると、S56、8/20洪水以外では、適応制御を行なったことによる予測精度の低下が見られる。これは、テレメータ予測雨量は5.2(6)②で述べたようにピーク雨量を過小に予測し、ピーク雨量直後に大きな予測雨量を発生させるため流出量の現状合せやパラメータの同定を行なうことにより、ピーク直後等の誤差が大きい部分において、さらに誤差を増大させている。従ってテレメータ予測雨量を用いた場合、適応制御の導入による流出予測計算は、予測精度の向上に対して効果が期待出来ないと考えられる。



(a) フィードバック期間 $n = 3$ 時間



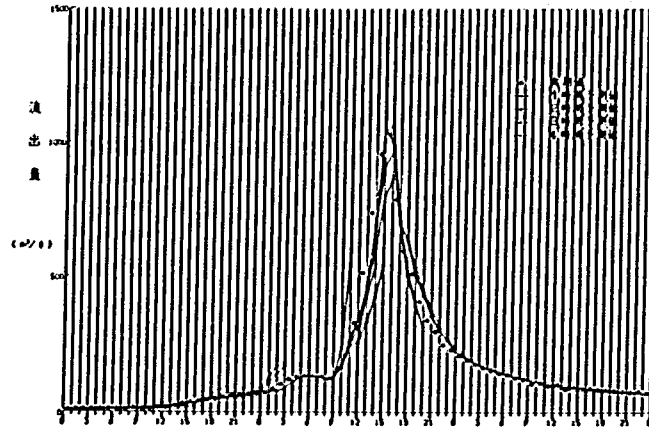
(b) フィードバック期間 $n = 4$ 時間



(c) フィードバック期間 $n = 5$ 時間

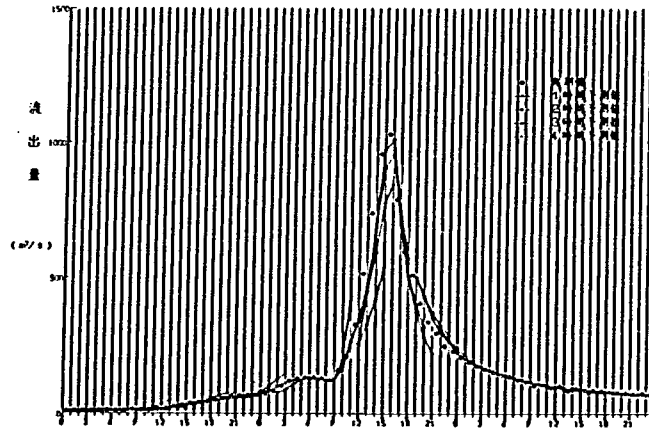
図 6.3 手法 3-2 の最適フィードバック期間 n の決定
(S56.8/20洪水, テレメータ実測雨量)

計算手法 4 (3時間)
S.54.10.18 テレメータ実測雨量



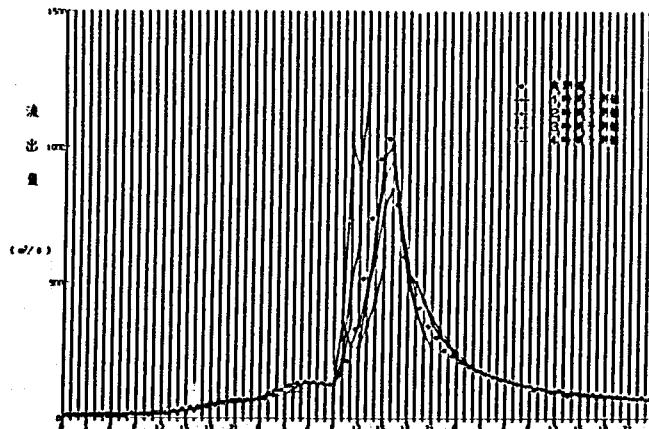
(a) フィードバック期間 $n = 3$ 時間

計算手法 4 (4時間)
S.54.10.18 テレメータ実測雨量



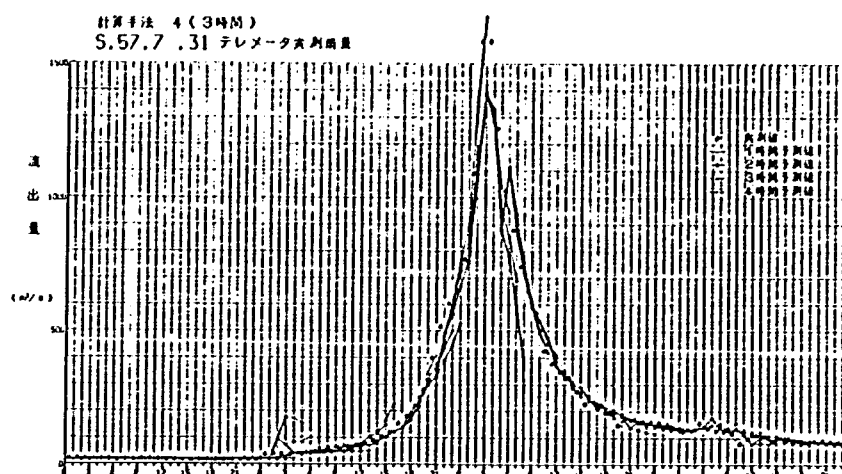
(b) フィードバック期間 $n = 4$ 時間

計算手法 4 (5時間)
S.54.10.18 テレメータ実測雨量

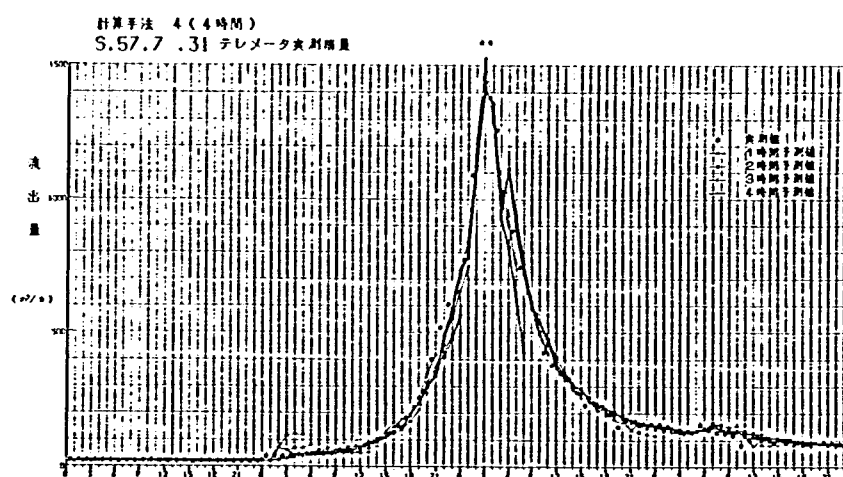


(c) フィードバック期間 $n = 5$ 時間

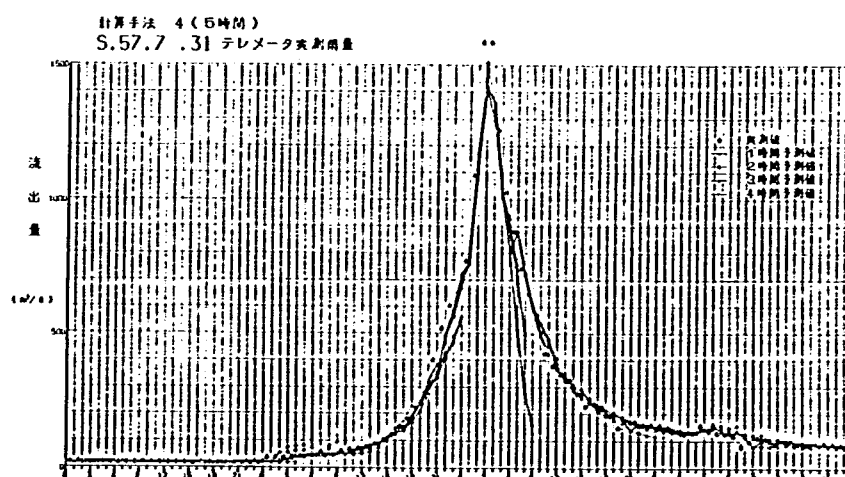
図 6.4 計算手法 4 の最適フィードバック期間 n の決定
(S54.10/18洪水, テレメータ実測雨量)



(a) フィードバック期間 $n=3$ 時間



(b) フィードバック期間 $n=4$ 時間

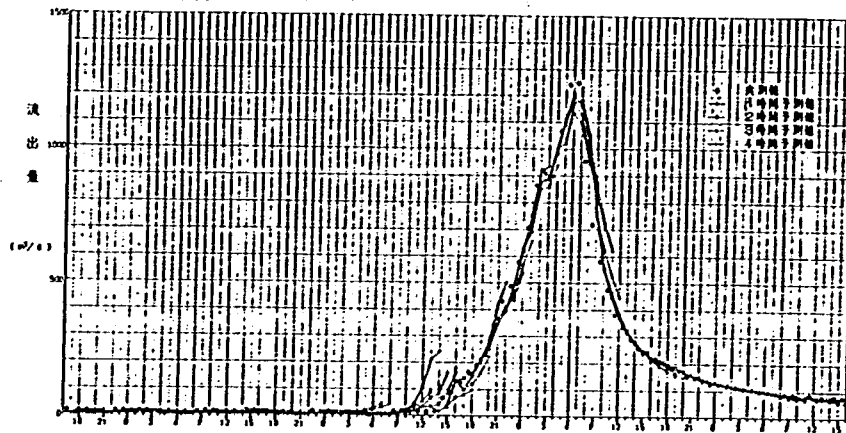


(c) フィードバック期間 $n=5$ 時間

図 6.5 計算手法 4 の最適フィードバック期間 n の決定

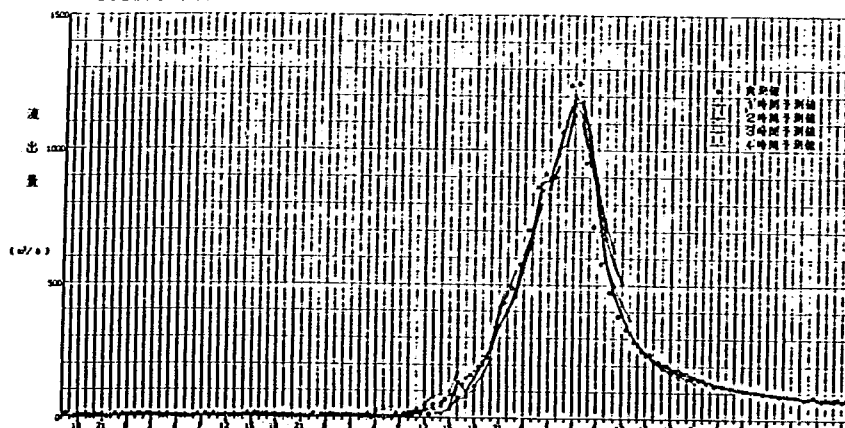
(S57. 7 / 31洪水, テレメータ実測雨量)

計算手法 5 (3時間)
S.56.8 ,20 テレメータ実測雨量



(a) フィードバック期間 $n = 3$ 時間

計算手法 5 (5時間)
S.56.8 ,20 テレメータ実測雨量



(b) フィードバック期間 $n = 5$ 時間

図 6.6 手法 5 の最適フィードバック期間 n の決定

(S56. 8/20, テレメータ実測雨量)

表 6.2 テレメータ予測雨量による流出予測計算の誤差

計算手法	洪水波形	2 時 間		3 時 間		4 時 間	
		誤 差		誤 差		誤 差	
		E _f ($\times 10^3$)	E _p (%)	E _f ($\times 10^3$)	E _p (%)	E _f ($\times 10^3$)	E _p (%)
1	S 53. 7/10	1 3.7 0	+ 4.8	4 0.6 0	+ 3 7.3	7 5.3 0	+ 6 5.6
	S 54.10/18	2.0 9	- 3.0	8.1 8	+ 5.2	1 8.4 0	+ 1 2.1
	S 56. 8/20	2.0 9	+ 0.5	4.4 3	+ 2.5	7.4 7	+ 3.9
	S 57. 7/31	1.7 8	- 1 2.6	5.0 0	- 6.9	9.4 5	- 2.8
	S 57. 9/ 8	1.5 9	- 3.0	3.3 9	+ 3.5	7.4 1	+ 8.7
2	S 53. 7/10	1 6.9 0	+ 3 3.7	5 2.3 0	+ 6 2.6	9 0.9 0	+ 8 5.8
	S 54.10/18	3.1 7	+ 4.3	1 0.8 0	+ 1 0.9	2 1.7 0	+ 1 6.3
	S 56. 8/20	1.2 0	- 3.3	3.8 2	- 2.5	7.0 4	+ 2.0
	S 57. 7/31	1.9 9	- 5.0	5.7 2	- 1.5	1 0.2 0	+ 0.9
	S 57. 9/ 8	1.4 3	- 0.3	3.6 7	+ 5.6	7.9 6	+ 1 0.4
3-1	S 53. 7/10	2 5.3 0	+ 5 9.7	8 3.1 0	+ 1 0 3.0	1 4 7.0 0	+ 1 3 7.0
	S 54.10/18	3.7 2	+ 7.7	1 2.7 0	+ 1 5.7	2 5.2 0	+ 2 1.8
	S 56. 8/20	1.3 2	- 6.5	3.8 0	- 4.5	6.7 9	- 3.0
	S 57. 7/31	2.1 7	+ 1.6	6.7 4	+ 7.8	1 2.1 0	+ 1 2.0
	S 57. 9/ 8	2.0 8	- 1.0	4.9 5	+ 4.7	1 0.2 0	+ 9.2
3-2 (n=5)	S 53. 7/10	2 6.0 0	+ 5 9.3	8 5.0 0	+ 1 0 3.0	1 5 7.0 0	+ 1 3 6.0
	S 54.10/18	4.8 7	+ 1 4.3	1 6.7 0	+ 2 5.0	3 2.6 0	+ 3 4.2
	S 56. 8/20	1.6 3	- 2.3	4.9 0	+ 1.1	8.6 2	+ 3.5
	S 57. 7/31	2.2 7	+ 5.9	7.4 8	+ 1 3.8	1 3.9 0	+ 1 9.3
	S 57. 9/ 8	2.5 9	+ 1 6.0	6.0 3	+ 2 7.2	1 2.5 0	+ 3 6.1
4 (n=4)	S 53. 7/10	2 1.3 0	+ 5 1.0	6 9.1 0	+ 8 3.4	1 1 7.0 0	+ 1 0 6.0
	S 54.10/18	3.4 9	+ 9.8	1 2.7 0	+ 1 7.8	2 5.3 0	+ 2 2.9
	S 56. 8/20	0.8 0	- 2.8	3.3 9	+ 0.3	6.7 4	+ 2.4
	S 57. 7/31	1.3 9	- 4.9	5.1 5	+ 0.4	9.8 3	+ 2.9
	S 57. 9/ 8	2.1 7	+ 1 8.6	4.6 3	+ 2 2.4	9.2 6	+ 2 4.4
5 (n=5)	S 53. 7/10	2 3.3 0	+ 6 0.4	7 7.6 0	+ 1 0 3.0	1 3 7.0 0	+ 1 3 6.0
	S 54.10/18	5.7 9	+ 1 6.8	1 7.9 0	+ 2 9.4	3 3.5 0	+ 4 0.0
	S 56. 8/20	1.7 6	- 0.2	5.2 6	+ 4.5	9.8 0	+ 8.2
	S 57. 7/31	3.0 6	+ 9.7	8.5 4	+ 1 8.8	1 5.0 0	+ 2 5.8
	S 57. 9/ 8	2.4 8	+ 3.0	4.7 7	+ 1 0.7	9.2 1	+ 1 7.2

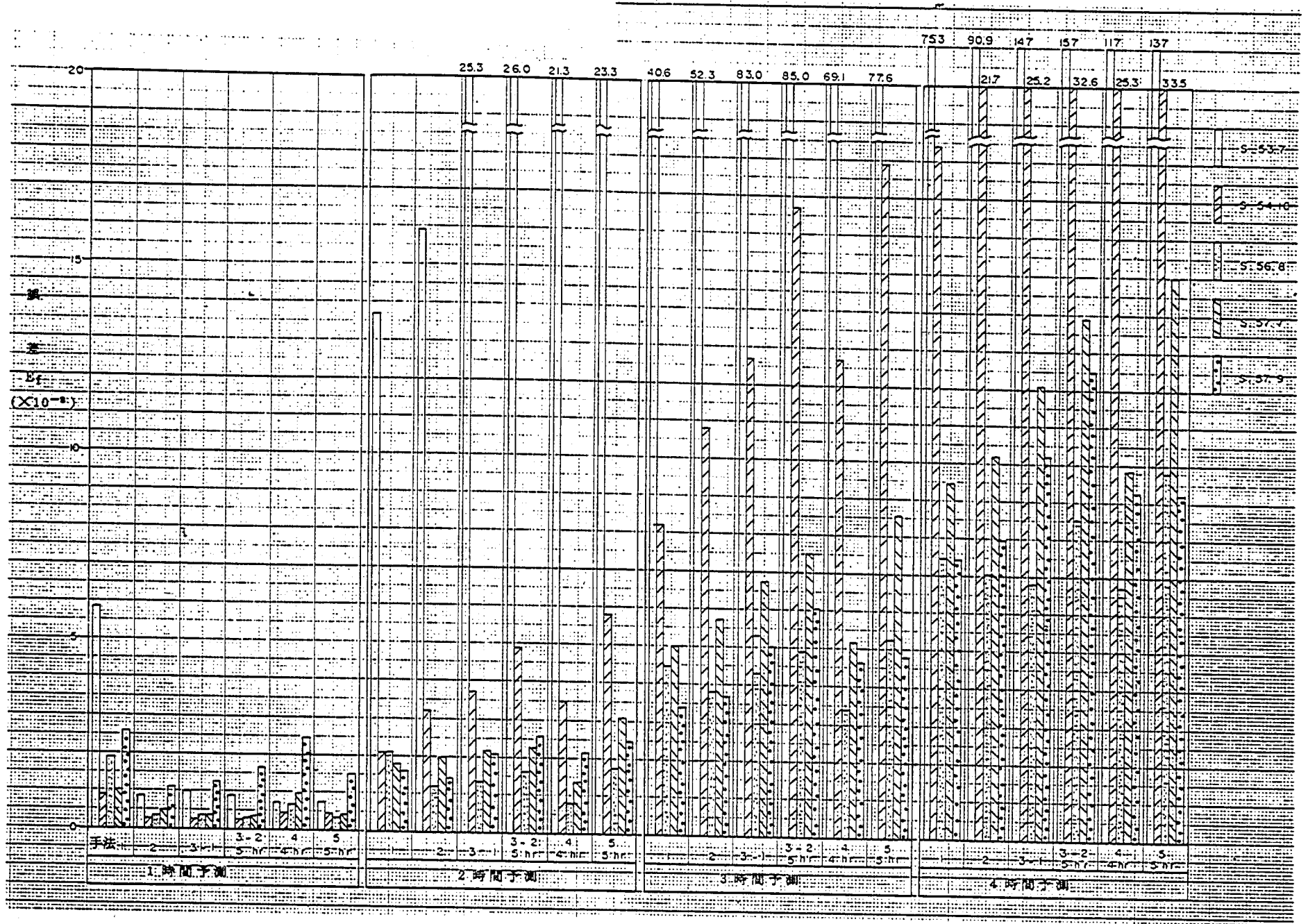


図 6.7 計算結果の誤差 E_f (2) テレメータ予測雨量

④ レーダー実測雨量による計算結果

レーダー実測雨量による流出予測計算の誤差は、表 6.3 および図 6.8 に示すとおりである。図 6.9 と図 6.10 に示すように S54. 10/18 洪水および S56. 8/20 洪水の手法 1 による計算値は、実測値に比較して著しく小さい値になっているが、レーダー雨量計によって計測された雨量は、ピーク時間雨量および総降雨量ともにテレメータ実測雨量の 50% 程度であり、(第 5 章図 5.3, 図 5.4), 総流出高よりも小さい値となっている。しかし、適応制御を行なった場合には、流出量の現状合せを行なうことにより、ピーク流出量の予測精度がかなり改善されている。

さらに、平均流入係数 f に対する適応制御を行う手法 3-1 と手法 3-2 による改善が著しい。レーダ実測雨量とテレメータ実測雨量との相互相関係数が 0.9 という高い値を持つので、各洪水毎にレーダ実測雨量に校正定数を乗じると、レーダ実測雨量はテレメータ実測雨量に近づく。 f に対する適応制御はまさにこの操作を行なっている。

上記 2 洪水以外は、一般に手法 2 の結果の精度が最も向上し、より複雑な適応制御を行う手法 3-1, 3-2, 4, 5 によるものはこれに及ばない。特に S57.7/31 洪水ではレーダ実測雨量のピークだけが著しく大きく、このような、突発的な入力降雨の誤差による流出計算の誤差は、手法 3-1, 3-2, 4, 5 の f または k に対する適応制御によって改善出来ない。

⑤ レーダ予測時間雨量及びレーダ実測雨量+レーダ予測雨量による計算結果

草木ダム流域は遅滞時間 T_l が 1 時間であるため、1 時間後の流量の計算に現時刻の実測時間雨量を用いることが出来る。第 5 章のレーダ予測雨量とテレメータ実測雨量+レーダ予測雨量を入力した予測計算の結果の比較から、レーダ予測時間雨量と対になる現時刻の実測時間雨量としてテレメータ実測時間雨量の採用が好結果を与えるものと予想される。

しかし、前項において、レーダ実測時間雨量がテレメータ実測時間雨量と高い相互相関係数を持つとき、たとえレーダ実測雨量がテレメータ実測雨量の約 $1/2$ の値であっても適応制御を導入することにより計算流量の精度が向上出来ることを示した。図 5.3 と図 5.4 のハイトグラフにみられるように、レーダ実測雨量がテレメータ実測雨量に比べ全体として少なめに測定される洪水に対し、レーダ予測雨量も少なめに測定されている。手法 3-1, 3-2, 4, 5 の適応制御の計算式 (6.1), (6.5), (6.6), (6.7) の $r_l(t)$ として、1 時間毎に行う 4 時間先まで流量予測計算における 1 時間後の流量計算に用いる現時刻の実測雨量を入力することは既に述べた。

このため、現時刻の実測時間雨量にレーダ実測時間雨量を採用により S54. 10/18 洪水と S56. 8/20 洪水の 2 時間先以降の予測流量の波形誤差の減少が期待される。

そこで、レーダ予測雨量とレーダ実測雨量+レーダ予測雨量の 2 種類の入力降雨について適応制御の効果を検討する。

レーダ予測雨量による計算結果を表 6.4 と図 6.11 に示す。手法 2 を用いると S53. 7/10 洪水を除き計算結果の波形誤差は手法 1 によるものに比べ約 $1/5$ (S54. 10/18 洪水の 2 時間後) から約 $4/5$ (S57. 7/31 洪水の 4 時間後) に減少し、精度が向上する。これに対し、S53. 7/10 洪

表 6.3 レーダー実測雨量による流出予測計算の誤差

計算手法	洪水波形	1 時 間		2 時 間		3 時 間		4 時 間	
		Er ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Er ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Er ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Er ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)
1	S 53. 7/10	9.53	-46.5	9.53	-46.5	9.53	-46.5	9.53	-46.5
	S 54.10/18	2.63	-70.3	2.63	-70.3	2.63	-70.3	2.63	-70.3
	S 56. 8/20	4.58	-25.1	4.58	-25.1	4.58	-25.1	4.58	-25.1
	S 57. 7/31	2.71	-10.1	2.71	-10.1	2.71	-10.1	2.71	-10.1
	S 57. 9/ 8	2.59	- 2.0	2.59	- 2.0	2.59	- 2.0	2.59	- 2.0
2	S 53. 7/10	1.14	+ 1.8	4.12	- 5.5	7.66	-22.0	8.43	-34.5
	S 54.10/18	1.84	-19.6	5.24	-34.4	8.76	-44.2	11.8	-52.6
	S 56. 8/20	0.60	- 5.4	1.15	-13.4	1.60	-11.6	1.92	-16.0
	S 57. 7/31	1.53	-11.5	2.46	- 5.7	2.65	- 0.0	2.41	- 1.1
	S 57. 9/ 8	1.22	-10.6	2.61	- 0.8	2.65	- 6.0	2.03	- 5.7
3-1	S 53. 7/10	3.58	+41.7	7.49	+50.3	10.6	+24.9	9.07	+12.3
	S 54.10/18	0.49	-12.4	1.27	-18.7	2.16	-22.2	3.18	-29.4
	S 56. 8/20	0.57	+ 3.9	0.80	- 0.6	1.16	- 7.0	1.61	+ 1.9
	S 57. 7/31	2.16	- 0.8	4.53	+15.5	7.20	+36.0	8.61	+40.2
	S 57. 9/ 8	1.34	-11.8	3.12	- 1.6	3.60	+ 4.7	3.30	-10.4
3-2 (n=5)	S 53. 7/10	3.92	+44.6	8.20	+53.4	16.6	+18.6	17.2	- 5.5
	S 54.10/18	0.37	- 9.9	0.82	- 8.9	1.36	-11.7	2.90	+ 3.0
	S 56. 8/20	0.59	+ 9.2	1.13	+ 2.6	2.14	+ 5.3	1.91	- 2.3
	S 57. 7/31	1.80	-12.2	3.19	- 4.9	5.06	+18.5	5.93	+23.4
	S 57. 9/ 8	1.56	- 3.6	3.84	+14.4	4.24	+21.8	3.80	+ 3.2
4 (n=4)	S 53. 7/10	2.19	+34.3	3.35	+24.5	10.7	+ 6.7	12.4	-20.7
	S 54.10/18	4.41	-21.8	8.26	-28.4	10.3	-31.3	13.1	-29.0
	S 56. 8/20	0.74	- 5.4	1.24	-13.4	1.78	+ 6.7	2.09	- 9.3
	S 57. 7/31	2.90	-16.9	4.89	+ 1.3	5.62	+13.4	5.51	+16.0
	S 57. 9/ 8	1.83	+ 2.9	3.98	+18.1	5.10	+14.4	5.07	- 4.0
5 (n=5)	S 53. 7/10	2.77	+36.5	7.31	+50.6	11.7	+28.7	11.8	+24.7
	S 54.10/18	0.51	-11.8	1.36	-17.8	2.36	-25.4	3.17	-28.0
	S 56. 8/20	0.70	+ 4.5	1.31	+ 1.6	1.77	+15.8	2.14	+14.0
	S 57. 7/31	2.96	+ 4.8	5.89	+21.6	7.26	+31.1	7.27	+32.2
	S 57. 9/ 8	1.26	-10.9	2.86	+ 0.7	3.16	+ 8.4	2.69	- 3.5

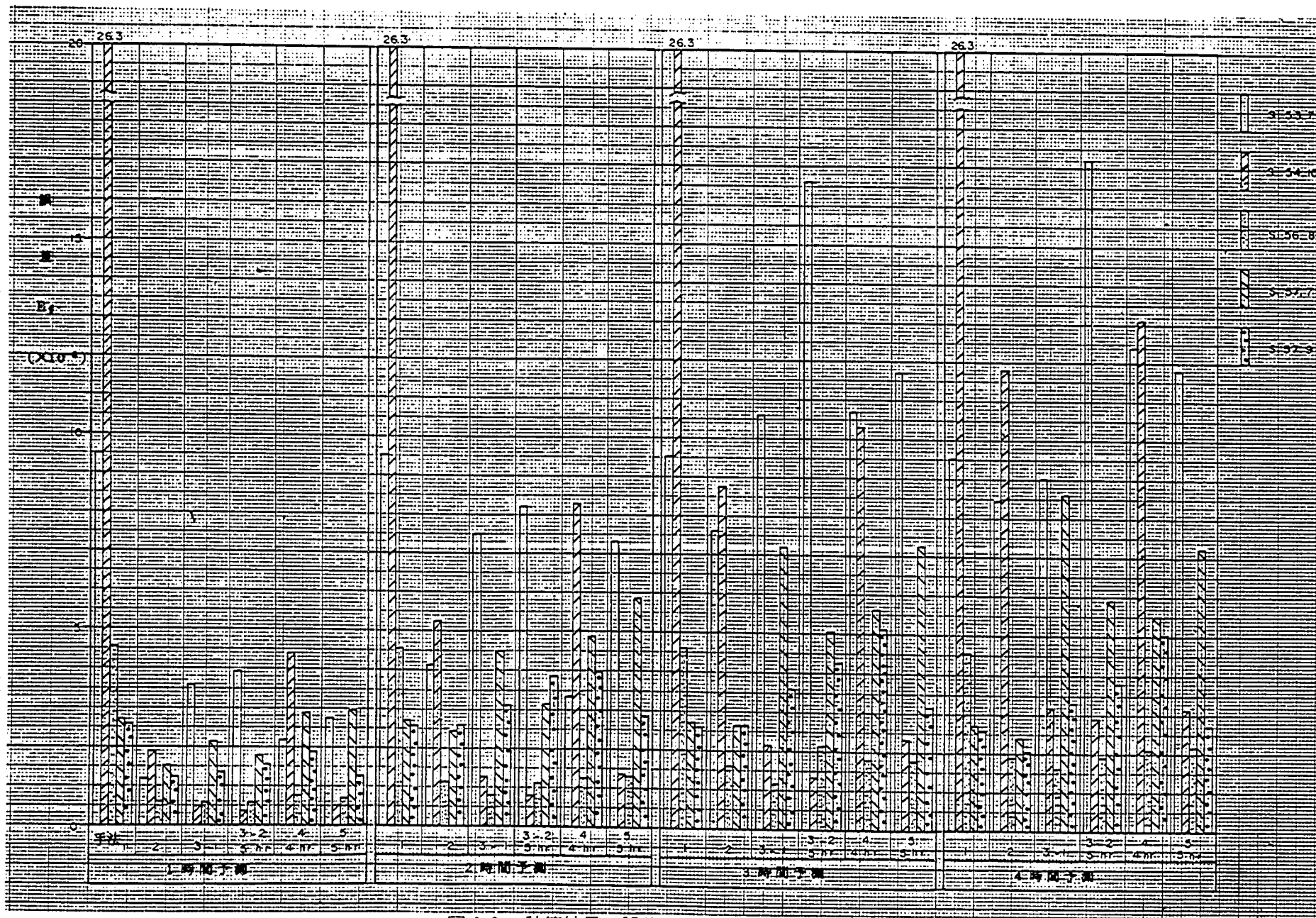


図 6.8 計算結果の誤差 E_f (3) レーダ実測雨量

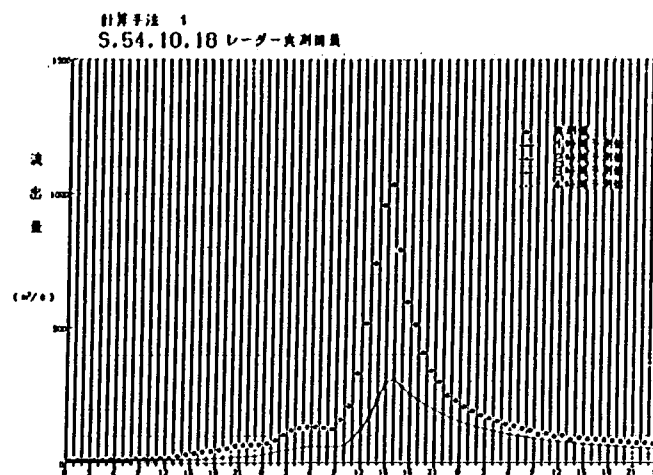


図 6.9 レーダー実測雨量を入力とした計算手法 1 によるハイドログラフ
(S 54. 10/18洪水)

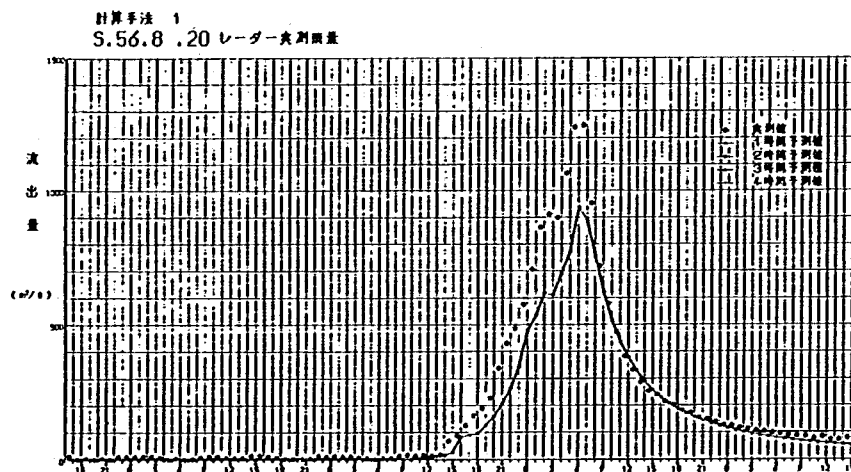


図 6.10 レーダー実測雨量を入力とした計算手法 1 によるハイドログラフ
(S 56. 8/20洪水)

表 6.4 レーダー予測雨量による流出予測計算の誤差

計算手法	予測時間 洪水波形	2 時 間		3 時 間		4 時 間	
		Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)
1	S 53. 7/10	1 0.5	- 2 1.7	1 7.1	- 9.2	2 3.4	- 7.9
	S 54.10/18	2 6.0	- 6 8.7	2 5.1	- 5 9.2	2 5.6	- 4 9.8
	S 56. 8/20	7.2 0	- 3 0.3	1 0.3	- 2 7.0	1 5.2	- 1 9.0
	S 57. 7/31	7.2 6	+ 2 1.9	6.0 5	+ 4 7.6	1 5.4	+ 6 5.1
	S 57. 9/ 8	2.2 1	+ 8.0	3.4 8	+ 3 0.0	6.4 0	+ 4 8.2
2	S 53. 7/10	8 3.9	+ 2 8.3	2 0.6	+ 3 2.0	2 8.0	+ 2 3.5
	S 54.10/18	5 0.7	- 3 3.4	8.2 2	- 2 8.6	1 3.1	- 2 2.5
	S 56. 8/20	2 8.3	- 1 6.5	6.0 6	- 1 8.2	1 1.4	- 1 2.0
	S 57. 7/31	1.1 1	+ 2 2.0	4 1.5	+ 4 7.7	1 3.0	- 6 5.1
	S 57. 9/ 8	1.3 2	- 9.0	1.9 0	+ 7.6	4.3 8	+ 2 9.6
3 - 1	S 53. 7/10	2 7.0	+ 1 2 3.0	4 8.9	+ 1 2 6.0	5 4.8	+ 1 0 3.0
	S 54.10/18	1.4 1	- 9.5	3.3 5	+ 1 1.6	1 0.9	+ 2 8.8
	S 56. 8/20	1.7 1	- 6.4	4.2 3	- 4.2	1 0.0	+ 6.3
	S 57. 7/31	2.7 1	+ 4 2.6	7.6 6	+ 7 5.1	1 9.5	+ 9 6.0
	S 57. 9/ 8	1.8 9	- 9.7	2 4.5	- 1 0.5	4.2 8	+ 5.5
3 - 2 (n = 5)	S 53. 7/10	2 9.8	+ 1 2 9.0	5 3.9	+ 1 3 1.0	6 1.8	+ 1 0 7.0
	S 54.10/18	1.5 4	+ 3.5	4.2 4	+ 3 1.6	1 3.9	+ 5 4.0
	S 56. 8/20	1.8 7	- 0.6	4.7 3	- 4.7	1 0.7	+ 5.7
	S 57. 7/31	1.5 8	+ 2 0.6	4.0 6	+ 4 5.9	1 1.9	+ 6 3.0
	S 57. 9/ 8	2 1.7	- 0.7	2.3 5	- 0.3	3.9 7	- 0.0
4 (n = 4)	S 53. 7/10	1 5.3	+ 8 6.9	2 8.4	+ 6 7.5	3 5.0	+ 3 8.6
	S 54.10/18	7.5 0	- 1 4.5	7.7 1	- 5.3	1 2.4	- 1.8
	S 56. 8/20	3.1 2	- 1 6.5	7.4 0	- 1 8.2	1 3.2	- 1 2.0
	S 57. 7/31	2.2 1	+ 9.0	4.0 4	+ 3 3.2	1 1.6	+ 5 1.8
	S 57. 9/ 8	2.0 4	- 7.0	3.2 3	- 8.7	5.0 9	+ 9.6
5 (n = 5)	S 53. 7/10	2 6.1	+ 1 2 1.0	5 2.6	+ 1 3 4.0	6 2.8	+ 1 1 9.0
	S 54.10/18	1.4 2	- 1 3.0	3.2 2	+ 6.0	9.8 2	+ 2 1.5
	S 56. 8/20	2.0 2	- 3.5	4.2 4	- 0.6	1 0.1	+ 1 1.1
	S 57. 7/31	3.3 2	+ 4 4.8	6.8 1	+ 6 8.7	1 6.4	+ 8 0.9
	S 57. 9/ 8	1.7 0	- 6.4	2 1.4	- 6.6	4.0 9	+ 9.0

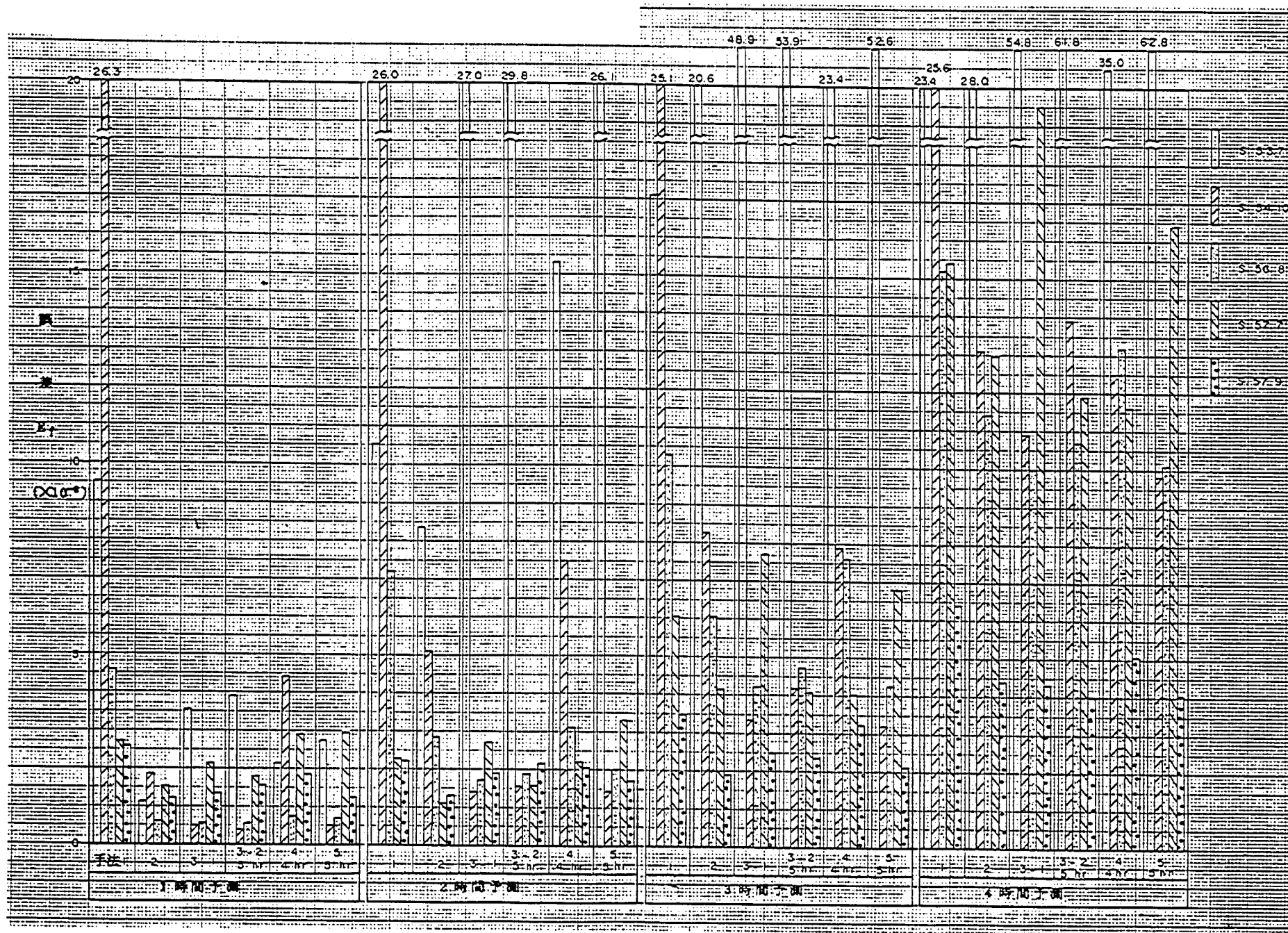


図 6.11 計算結果の誤差 E_f ($\times 10^{-3}$) レーダー予測雨量

水の2時間予測、3時間予測値の波形誤差は約1.2倍に増大している。これは図5.2のレーダ予測時間雨量のハイトグラフに示されるように、降雨パターンが中央集中型から後方集中型に変形したため、流出計算において流量ピークで現状合せした後に、後方集中型に変形した予測降雨が入力され大きな誤差が生じる。S54.10/18洪水とS56.8/20洪水は手法3-1を用いると、波形誤差が手法2によるものよりさらに約9/10(S56.8/20洪水の4時間後)から約3/10(S54.10/18洪水の2時間後)に減少する。逆に、S53.7/10洪水に対しては手法2に比べ現状合せによる誤差の増大がさらに2倍から3倍に助長される。手法3-2は各洪水に対し手法3-1と同じ効果を持つが、手法3-1に比べ全体として誤差がわずかながら増大している。手法4による波形誤差は一般に手法2によるものより大きい。手法5は各洪水に対し手法3-1と同じ効果を持ち、精度も同程度である。

テレメータ実測雨量+レーダ予測雨量による計算結果を表6.5と図6.12に示す。予期されるように、S54.10/18洪水とS56.8/20洪水に対する手法3-1、手法3-2、手法5の精度向上の効果は手法2と同等であり、顕著な効果は認められない。また、4時間先までの流量予測計算の1時間予測に用いるテレメータ実測時間雨量がレーダ実測時間雨量より精度が良いため、全般に2時間予測計算の誤差がレーダ予測雨量によるものに比べ小さい。しかし、予測時間が伸びるにつれて、この効果が無くなり、4時間予測計算の誤差は、レーダ予測雨量によるものと同程度になる。また、S53.7/10洪水のテレメータ実測時間雨量は第4章で同定した貯留関数モデルによる推定流量と実測流量とを比較すると雨量が全体として少ないが、レーダ実測時間雨量に比べ多いため、手法3-1、手法3-2、手法4、手法5による波形誤差増大の助長はレーダ予測雨量によるものに比べ少くなっている。

6.4 総合検討

前節において貯留関数法を基本とした5種類の適応制御モデルの評価を予測降雨の算出方法別に行なった。本節ではこれらの結果をまとめ、適応制御モデルの総合検討を行う。

当然のことであるが、高精度の予測降雨を入力した場合の流量予測値は、高精度になる。この例は、S56.8/20洪水のテレメータ予測雨量とS59.9/9洪水のレーダ予測雨量及びテレメータ実測雨量+レーダ予測雨量である。表5.4に示すようにS59.9/9洪水のレーダ予測時間雨量とテレメータ実測雨量との相互相関係数は1時間、2時間、3時間先の予測時間雨量に対し、それぞれ0.82, 0.73, 0.72である。この結果、手法1(適応制御を行わない)による計算結果の波形誤差は、2時間、3時間、4時間後予測値に対し、それぞれ 2.2×10^{-3} 、 3.5×10^{-3} 、 6.4×10^{-3} であり、これはテレメータ実測雨量による波形誤差のそれぞれ1倍、1.3倍、2.2倍になる。

草木ダムにおいて1時間ステップで4時間後まで流出予測を行う場合、流出の遅滞時間 $T_d = 1$ 時間のため、実測雨量を1時間後予測に用いることが出来るが、この雨量としてテレメータ雨量を用いることが望ましい。テレメータ実測雨量とレーダ実測雨量のそれぞれに対する手法1による計算結果(表6.1, 図6.1, 表6.3, 図6.8)からテレメータによる実測雨量がレーダによる実測雨量に比べ精度が高いと

表 6.5 レーダ実測雨量+レーダ予測雨量による流出予測計算の誤差

計算手法	洪水波形	2 時 間		3 時 間		4 時 間	
		Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)	Ef ($\times 10^{-3}$)	Ep (%)
1	S 53. 7/10	8.18	11.9	18.3	19.1	26.7	14.1
	S 54.10/18	2.85	-27.5	5.38	-23.7	10.2	-18.4
	S 56. 8/20	2.12	-12.6	3.02	-7.7	7.47	-39.8
	S 57. 7/31	9.31	1.6	3.62	32.5	12.3	55.0
	S 57. 9/ 8	2.05	-15.2	2.86	4.6	5.37	27.0
2	S 53. 7/10	6.80	27.8	20.4	31.6	30.2	23.2
	S 54.10/18	2.75	-21.5	6.32	-22.3	11.9	-17.3
	S 56. 8/20	1.88	-17.8	5.00	-14.8	10.6	-9.4
	S 57. 7/31	0.47	-17.3	3.52	32.6	12.4	55.1
	S 57. 9/ 8	1.29	-6.1	1.98	-3.0	4.43	25.6
3-1	S 53. 7/10	10.7	65.6	30.2	69.9	42.8	56.7
	S 54.10/18	2.80	-19.7	6.77	-21.7	12.9	-16.5
	S 56. 8/20	2.48	-19.9	6.01	-19.5	11.7	-15.4
	S 57. 7/31	0.45	83.4	4.38	42.9	14.7	67.6
	S 57. 9/ 8	1.29	-60.7	1.98	29.8	4.43	25.6
3-2 (n=5)	S 53. 7/10	11.2	65.1	32.0	69.5	46.8	56.4
	S 54.10/18	2.55	-15.5	6.80	-17.3	13.6	-11.3
	S 56. 8/20	2.45	-17.1	6.15	-19.1	12.0	-14.8
	S 57. 7/31	0.86	20.6	6.64	61.8	20.0	90.3
	S 57. 9/ 8	2.30	19.4	2.81	22.5	5.9	40.0
4 (n=4)	S 53. 7/10	8.79	56.6	26.4	52.0	39.4	34.1
	S 54.10/18	3.32	-21.0	7.37	-19.2	13.6	-14.2
	S 56. 8/20	2.03	-18.0	4.75	-15.9	9.90	-10.8
	S 57. 7/31	1.52	16.5	5.41	-50.4	15.1	70.6
	S 57. 9/ 8	2.05	11.6	3.79	14.2	7.06	38.8
5 (n=5)	S 53. 7/10	9.89	66.3	27.9	69.9	38.6	56.0
	S 54.10/18	3.28	-12.6	7.75	-22.5	13.4	-23.8
	S 56. 8/20	1.89	-13.2	5.10	-11.5	10.9	-51.2
	S 57. 7/31	0.68	94.6	4.67	45.6	14.9	72.2
	S 57. 9/ 8	2.32	-0.5	2.60	-0.6	4.07	0.3

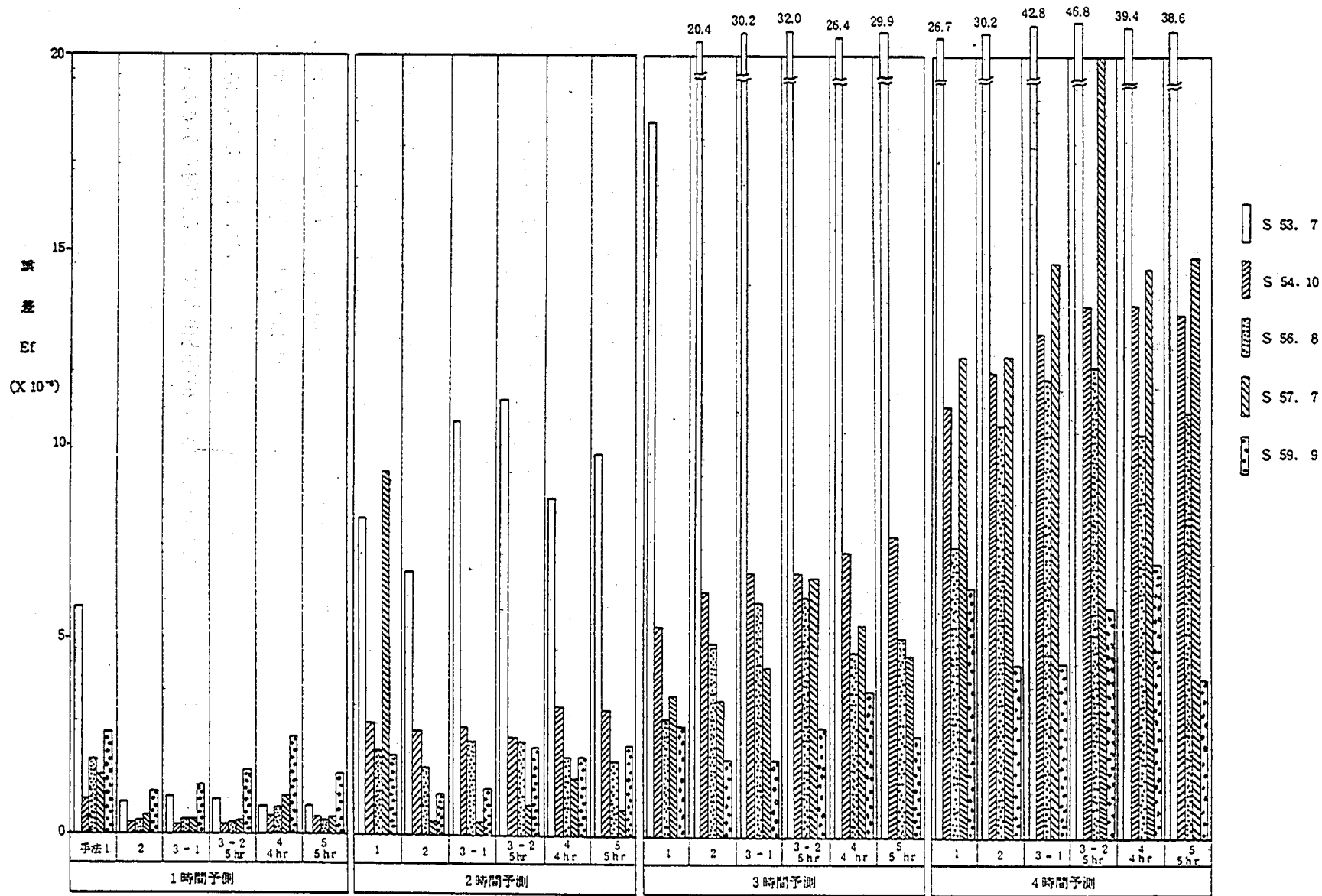


図 6.12 計算結果の誤差 E_r ($\times 10^{-3}$) テレメータ実測 + レーダ予測

思われる。

ただし、S 59. 9/8 降雨の精度は両者とも同程度である。1 時間後予測にテレメータを用いた場合の効果はレーダ予測雨量の結果（表 6. 4，図 6.11）とテレメータ実測雨量+レーダ予測雨量（表 6. 5，図 6.12）を比較すると得られる。2 時間先の計算結果に対しこの効果が顕著であるが、流出予測時間が長くなるにつれて予測雨量の誤差に起因する波形誤差が卓越するため、6. 3 (2) ⑥において既に述べたように、S 54. 10/18 と S 56.8/20 洪水の手法 3 - 1，手法 3 - 2，手法 5 に対しては例外である。

適応制御の手法 2，すなわち流出量の現状合せによって流出予測計算の精度は著しく向上する。これは、一連の 4 時間先までの流出予測開始時点で、洪水開始時点において計算流量が実測流量と一致するように流出モデルの水収支を無視してモデルの貯留量を操作して累積誤差を帳消しにしており、当然の結果である。

実降雨がピーク時間に集中している降雨のテレメータ予測雨量に対し手法 2 を用いると、S 53. 7/10 洪水のテレメータ予測雨量による計算結果（表 6. 2，図 6. 7）が示すように、大きな誤差が生じる。このような場合、レーダ予測雨量はテレメータ予測雨量に比べ良い結果を与える。

予測時間雨量と真の時間雨量との相互相関係数が高いが絶対量が異なる降雨の場合は、S 54. 10/18 洪水のレーダ予測雨量による結果（表 6. 4，図 6.11）が示すように、手法 3 - 1 と手法 3 - 2 と手法 5 の平均流入係数 f を逐次同定・修正する手法が有効である。

このような手法が有効なレーダ予測雨量を持つ洪水に対しては、最終結果が同じであっても、むしろレーダ雨量計のテレメータ雨量計によるキャリブレーション手法をより深く検討することにより、レーダ雨量計の精度向上と降雨予測の精度向上を行い、結果として流出予測精度を向上させることが現状では最良の方法と考える。ただし、実例は示さないが、雷雨等の局地的降雨に対してはテレメータ雨量計から算出した流域平均雨量に大きな誤差が生じる恐れがあり、平均流入係数 f を逐次同定・修正する手法は有効であると思われる。

なお、テレメータ実測雨量+レーダ予測雨量の結果が示すように、予測時間雨量と異質な時間雨量を f の逐次同定計算に入力しても効果がない。

手法 4，手法 5 に用いられた、貯留関数の係数 k による適応制御はほとんど効果がない。これは、テレメータ実測雨量による計算結果の場合にもいえ、基本モデルの k はかなり高精度に同定されているものと思われる。 k はモデル内の貯留量と流出量との関係のパラメーターであり、 k による適応制御は誤差を含む入力降雨による流出予測計算の誤差の改善に効果が期待出来ないことは明らかである。

参 考 文 献

- 1) 小平・ほか (1972年) 気象レーダ特集号 気象研究ノート 112号 日本気象学会
- 2) 小平・ほか (1980年) 気象レーダ特集号 気象研究ノート 139号 日本気象学会
- 3) Kawahara, M. Yokoyama, T (1980) : Finite Element Method for Direct Runoff Flow, ASCE, Vol. 106, HY 4, April, 1980, pp. 519-534.
- 4) 藤野 勉 (1972) : 熱伝導と熱応力, コンピュータによる構造工学講座 II-4-B, 培風館, 99 pp.
- 5) 福囿輝旗 (1981) : 表面流出に及ぼす排水路の影響について — 水理実験と数値実験 — , 国立防災科学技術センター研究報告 第26号, 1981, pp. 63-72.
- 6) 福囿輝旗 (1983) : 大型降雨実験施設による表面流出実験資料集 (I) — 流出波形に及ぼす水路網密度の影響に関する実験 — , 防災科学技術研究資料, 第82号, 1983. 10.

レーダ雨量計の観測特性と精度向上に関する
調査報告書

—レーダ雨量計を利用した
流出予測シミュレータの開発—

ISSN0386-5878
土研資料第2078号
昭和59年3月(1984)

石崎勝義, 中尾宏臣, 大倉 博, 吉野文雄, 河関大祐

要旨 建設省レーダ雨量計についてその観測原理・精度, グラ
ンドクラッタ除去フィルタ, 降雨予測, 流出予測に関するこれま
での研究成果を総合的にまとめた報告である。

キーワード: レーダ雨量計, 降雨予測, 流出予測シミュレータ,
MTI フィルタ ○

郵便はがき

下を40
さは円
いっ切
て手

3 0 5 - [] []

建設省土木研究所

水文研究室

御中

茨城県筑波郡豊里町大字旭一番地

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所 ○

土木研究所資料2078号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏名

⑩