

土 木 研 究 所 報 告

第 167 号

レーダ雨量計の降雨観測特性に関する研究	石崎勝義
	中尾宏臣
	大倉 博
	吉野文雄
	河関大祐

昭和 61 年 1 月

建 設 省 土 木 研 究 所

Copyright © 1986年 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ってはならない。

レーダ雨量計の降雨観測特性に関する研究

石崎勝義*¹ 中尾宏臣*² 大倉 博*³
吉野文雄*⁴ 河関大祐*⁵

A Study on the Characteristics of Rain Fall Observation Based on the Radar Raingauge

by Dr. Katsuyoshi Ishizaki, Hiroomi Nakao, Hiroshi Ohkura
Fumio Yoshino, Daisuke Kozeki

要 旨：

本研究はレーダ雨量計を用いて降雨を観測する場合の、原理と精度及び地上雨量値による較正法、大地クラッタの変動特性とMTI除去方法に関するものである。観測原理では特にレーダ雨量計の機器構成と気象現象的にみたエコーの平均化について論じ、更に構成機器の機械的精度が観測に与える影響が15%以下であることを示した。観測精度の評価では高密度地上観測網データ及びテレメータデータとの対比の結果約30%～55%の誤差であった。また、雨滴の風による移流は、最大で3 km程度であった。地上雨量値による較正法では国内及び海外での研究を紹介すると共に、土木研究所で開発した手法を用いて20%程度の改善効果が得られた例を示す。大地クラッタの変動特性では、大地クラッタの変動の程度が観測精度に影響を与えうること及び強大地クラッタ地域でのMTI除去方式の優位性を示した。

キーワード：レーダ雨量計、キャリブレーション、MTIフィルタ、大地クラッタ

Synopsis：

In this paper the authors discussed the principles, the accuracy, the calibration method the characteristics of ground clutter variation and the method of clearing ground clutter by MTI, when we observe rainfall using radar raingauge. Concerning the principles of radar raingauge we mainly discussed the composition of apparatuses in radar raingauge and the leveling of echo from the view of meteorological phenomena. Concerning evaluation of observation accuracy by radar raingauge, we estimated the difference of rainfall amount between radar and observations by comparing rainfall amounts obtained by radar raingauge with rainfall amounts obtained by observations situated in hight density on the ground and rainfall amounts obtained by telemeter system. We also investigated convection of rain drops by winds. Concerning calibration method we introduced past studies and we showed the example that the calibration method developed in our Institute. Concerning the characteristics of ground clutter variation, we found that the variation of ground clutter could affect the accuracy of observation by radar raingauge and the MTI method was superior to subtraction method of ground clutter using clutter map in the area ground clutter was very strong.

Key Words：Radar Raingauge System, Calibration Method, MTI Filter, Ground Clutter

* 1 前 水文研究室長 (現 河川局防災課災害対策調査室長)

* 2 前 水文研究室研究員 (現 国際協力事業団専門家フィリピン勤務)

* 3 前 水文研究室研究員 (現 国立防災科学技術センター研究員)

* 4 水文研究室長

* 5 水文研究室

目 次

序章	(3)
1. 気象レーダによる降雨観測方式とその(機械的)精度	(3)
1.1 レーダ方程式	(3)
1.2 反射断面積	(4)
1.3 レーダ電波の減衰特性	(5)
1.4 $Z-R$ 関係	(6)
1.5 エコー強度の平均化	(7)
1.6 レーダ雨量計の構成	(9)
1.7 レーダ雨量計の(電氣的, 機械的)精度と観測誤差	(12)
2. 地上雨量による雨量換算定数の決定と観測精度の評価	(15)
2.1 雨量換算定数 B , β の推定法	(16)
2.2 高密度地上雨量観測網とその観測精度	(17)
2.3 高密度観測網による雨量換算定数の検討	(20)
2.4 高密度観測結果による雨量換算定数の他地域への適応性の検討	(22)
2.5 風による雨滴の移流と観測精度への影響	(25)
2.6 レーダ雨量計による面積雨量観測	(29)
2.7 テレメータ雨量観測網による雨量換算定数の検討	(31)
3. 地上雨量計によるレーダ雨量の実時間較正法の研究	(34)
3.1 雨量計による較正法	(34)
3.2 レーダ雨量と地上雨量の比較と補正係数 F の変動特性	(36)
3.3 オンライン補正方法の開発	(38)
4. 大地クラッタの変動特性とその除去に関する研究	(44)
4.1 大地クラッタの変動特性と降雨観測誤差	(44)
4.2 MTI方式による大地クラッタの除去原理	(48)
4.3 MTI方式による降水エコー強度の測定精度	(49)
4.4 MTI方式による大地クラッタの消去比特性	(51)
4.5 赤城山レーダ雨量計によるMTIデータの解析	(53)
5. 結論	(58)
謝辞	(59)
参考文献	(59)

序章

建設省レーダ雨量計は昭和42年の利根川流域における実用化研究に始まり、昭和50年に第1号基である赤城山レーダ雨量計システムを導入した。

土木研究所では赤城山レーダ雨量計データを用いて観測特性の把握と精度向上を行っており、また、その間に多くの人々にレーダ雨量計の有効性が認められ各地方建設局への導入が進み、その一方でレーダ雨量計を用いた短時間降雨予測などの利用も進められている。

本研究はレーダ雨量計の観測誤差と精度等の観測特性を正確に把握し、定量的な評価を与えることによって現時点でのレーダ雨量計の利用の限界を認識すると共に、今後の精度向上策研究の方針を示すことを目的としている。

1. 気象レーダによる降雨観測方式とその(機械的)精度

降水現象を調べる有力な機器として気象レーダが昭和30年代以降に活用されてきた。特に近年のマイクロ波技術と電子計算機によるデータ処理技術の進展は、気象学の分野におけるレーダ観測の役割を飛躍的に高めつつある。

一般にレーダで検出できるものは航空機、船舶、地物など波長に比べて大きな目標から、気象レーダの対象となる雨滴、雪などの波長と同等あるいは波長より小さい目標まで広範囲にわたっている。気象レーダが航空管制レーダ等と異なる点は、電波波長5cmに対して0.1cm～0.5cm程度と発射する電波の波長に比較して小さい雨滴等を対象としていることである。しかもこれらの小さい目標が目標体積中に非常に多く存在し、それらがお互いに運動しているという特徴をもっている。従って降水目標(水滴、氷粒)から反射され、レーダにより受信される電波の強さを降雨量に関係づけるためには、電子工学と気象学の両者からの考察が必要となる。本章では気象レーダによる降水観測の原理とレーダ雨量計でのデータ処理について述べることにする。

1.1 レーダ方程式¹⁾

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。この返って来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 で電波が発射されると距離 r の地点では単位面積当たり $P_t/4\pi r^2$ の電力密度となる。実際のレーダでは指向性空中線を用いるので電力は一方方向に集中し、電力密度は無指向性空中線の G 倍となる。この G を空中線の利得という。

ビーム幅の中で一様な利得 G を仮定すると距離 r のところの目標物体に入射する電力密度は、 $P_t \cdot G/4\pi r^2$ となる。これが反射断面積 σ の目標に当たると $P_t \cdot G \cdot \sigma/4\pi r^2$ の電力が散乱する。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 は次式で表される。

$$P_r = \frac{P_t \cdot G \cdot \sigma}{4\pi r} \cdot \frac{A_e}{4\pi r^2} \quad \dots\dots\dots (1.1)$$

空中線の有効面積 A_e と G の間には

$$A_e = \frac{G \cdot \lambda^2}{4\pi} \quad \dots\dots\dots (1.2)$$

の関係が成り立つ(λ :送信波の波長))。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(1.1)は次のように表される。

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{64\pi^3 r^4} \quad \dots\dots\dots (1.3)$$

式(1.3)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 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300mになる。従って P はこの V の中にある降水粒子全体からの反射電力の平均値となる。

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{64\pi^3 r^4} \sum_V \sigma_i \quad \dots\dots\dots (1.4)$$

また空中線利得 G は指向特性が図-1.1のごとく真方位を中心にして急激に低下するものであり、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 fa は次の式で近似される。

$$G_\theta = G_0 \cdot fa$$

$$fa = \exp \left[- \left(\frac{\theta}{\theta_h} \right)^2 \cdot \log_e 2 \right] \quad \dots\dots\dots (1.5)$$

ここで、最大利得 $G\theta$ が $G_0/2$ になる間の角度を電力

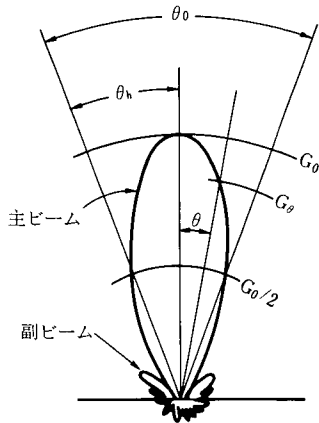


図-1.1 空中線指向特性

半値幅と定義して θ_0 で表し、 fa は θ の関数で $\theta_h = \theta_0/2$ とする。 fa を用いて Pr を求めると

$$Pr = \int \int \int \frac{Pt \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2}{64 \pi^3 r^4} fa^2 \sigma dV$$

$$= \frac{Pr \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2}{64 \pi^3 r^4} \int \int \int fa^2 \cdot \sigma dV \quad \dots\dots\dots (1.6)$$

単位体積の σ を $\Sigma\sigma$ 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に関して対称であるとする。

$$Pr = \frac{Pt \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2}{64 \pi^3 r^4} \Sigma_1 \int_{r-h/4}^{r+h/4} r^2 dr$$

$$\int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} fa^2 \sin\theta d\theta \quad \dots\dots\dots (1.7)$$

主ビームの範囲は通常数度であるから $\sin\theta = \theta$ とし、 fa は $\pi/2$ では0としてよいので Pr は、

$$Pr = \frac{Pt \cdot G_0^2 \cdot \lambda^2 \cdot h}{64 \pi^2 \cdot r^2} \Sigma_1 \sigma \int_0^{\pi/2} \exp \left[- \left(\frac{\theta}{\theta_h} \right)^2 \right]$$

$$\log_e 2 \Big] \theta d\theta$$

$$= \frac{Pt \cdot G_0^2 \cdot h \cdot \lambda^2 \cdot \theta_0^2}{2^{10} \pi^2 r^2 (\log_e 2)} \cdot \Sigma_1 \sigma \quad \dots\dots\dots (1.8)$$

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イリー (Rayleigh) 近似が成立する場合(1.2節参照) Pr は

$$Pr = \frac{Pt \cdot G_0^2 \cdot h \theta_0^2 \pi^3}{2^{10} (\log_e 2) r^2 \lambda^2} \cdot \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \Sigma D^6 \quad \dots\dots\dots (1.9)$$

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。

$$\Sigma D^6 = Z = B \cdot R^\beta \quad \dots\dots\dots (1.10)$$

ここで単位は Z (mm^6/m^3)、 R (mm/h)で、 B 、 β は雨の種類によってきまる値である(以後この定数 B 、 β を雨量換算定数という)。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

$$C = \frac{Pt \cdot G_0^2 \cdot h \cdot \theta_0^2 \cdot \pi^3}{2^{10} (\log_e 2) \cdot \lambda^2} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \quad \dots\dots\dots (1.11)$$

として表され、電波の途中減衰項(1.3節参照)を考慮して(1.9)を整理すればレーダ方程式は次のように表すことができる。

$$Pr = \frac{C \cdot F \cdot B \cdot R^\beta}{r^2} 10^{-0.2} \int_0^r (K_a + k_r \cdot R^\alpha + k_c \cdot M) dr \quad \dots (1.12)$$

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。ビームが完全に雨域に入っている場合には地上雨量レーダと観測雨量の比較により F が $1/2 \sim 1/8$ 程度になることが報告されている。¹⁾

上記のレーダ方程式には次のような仮定が用いられているので、これらの影響が F に含まれるものと考えられる。

- (1) 雨滴の直径 D は波長 λ に比べ十分小さく、レイリー近似が成立つ。
- (2) 雨滴は完全な球形である。
- (3) 雨滴は目標体積中に全くでたために配列している。

地上雨量との比較には次の仮定が用いられている。

- (4) Z の垂直分布が地上からレーダビームまで一様である。
- (5) 雨滴の落下速度を $V \propto D^{1/2}$ と近似していることから、上昇気流などのある場合には地上雨量に対して大きな誤差を生ずる。

また K_a は大気ガスによる減衰定数、 k_r 、 α は雨滴による減衰定数、 k_c は雲による減衰定数、 M は雲の含水量(g/m^3)である。

1.2 反射断面積

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。

$$\sigma = \frac{4\pi \times (\text{後方単位立体角への散乱エネルギー})}{\text{単位面積当たりの入射エネルギー}} \dots\dots (1.13)$$

σ は対象物の形状が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。ここでは 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又は小さい場合は、目標物体に生ずる電磁界を計算して σ を求めることができる。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²⁾によると

$$\sigma_m = \frac{\pi D^2}{4\alpha^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n - b_n) \right|^2 \dots (1.14)$$

となる。ここで $\alpha = \pi D / \lambda$ 、 a_n 、 b_n は散乱電磁界の係数で引数が α 及び誘電率 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。

対象物が気象目標の場合も同様な特性を有しており $\alpha \leq 1$ のときは式(1.14)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

$$\sigma_r = \frac{\lambda^2}{\pi} \alpha^6 \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 D^6 \dots\dots (1.15)$$

と表わすことができる。これをレイリー近似という。式(1.15)で表されるように 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 $|\epsilon - 1| / (\epsilon + 2)$ は温度及び波長によって決まるものであるが波長0.8~10cm、温度0~40℃の範囲内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。

1.3 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受ける。大気ガスによる吸収は主に酸素と水蒸気によるもので図-1.2に波長に対す

るkm当たりの減衰量を表す。電波の吸収は水蒸気量に比例しており、波長1.5cm近くで吸収線がある。また、酸素に対しては波長0.5cm付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5cm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(0.0006dB/km)。

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 Qt は

$$Qt = \frac{-\lambda^2}{2\pi} Re \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (a_n + b_n) \dots\dots (1.16)$$

と表すことができる。ここで、 Re は実数部を表す。 a_n 、 b_n は散乱電磁界の係数で引数が α 及び誘電率 m の球ベッセル関数である。

降雨強度 R mm/hと減衰定数 K_r dB/kmの関係はレーダビーム中の雨滴の分布により異なり、次式で表すことができる。

$$K_r = 0.4343 \int_0^{D_{\max}} N_D Qt dD \dots\dots (1.17)$$

ここで Qt 、 N_D は直径 D の雨滴による減衰及びその数である。

雨量強度と減衰の実測した例が図-1.3である。³⁾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、0.86cm波と10cm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5.6cm波に対しては雨量強度の増加に比例し

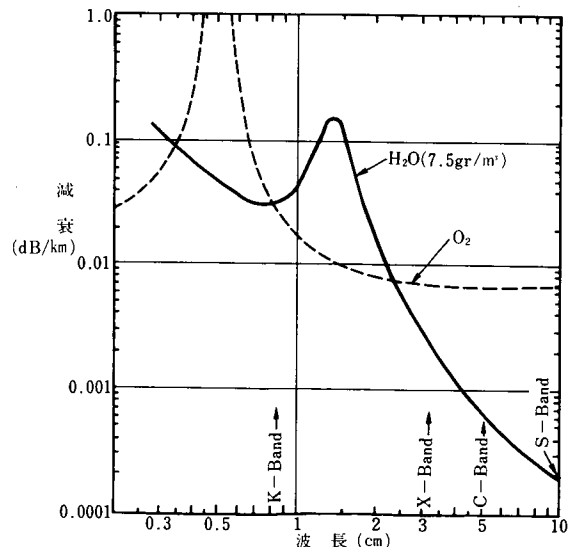


図-1.2 酸素と水蒸気による減衰(水蒸気は含水量7.58g/m³、15℃で相対湿度59%、気象ノート112号、p.264)

て減衰量も大きくなっている。減衰定数を調査した結果を表-1・1に示す。

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0.3g/m³以下であり、対流性の雲でも1g/m³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 として次のように表される。

$$K = \int_0^r (K_a + K_r + K_c) dr = \int_0^r (K_a + k_r \cdot R^\alpha + k_c \cdot M) dr \quad \dots (1.18)$$

ここで R は任意地点の雨量強度、 M は雲の含水量で

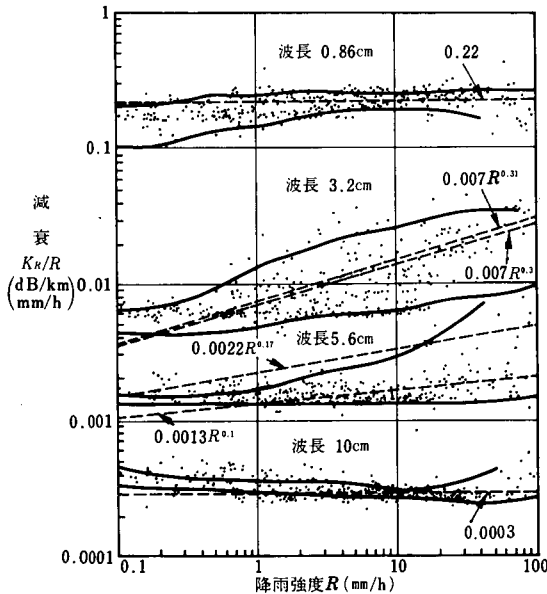


図-1・3 降雨強度 R 減衰係数 K_r/R の関係(気象研究ノート112号, p.266)

ある。

1.4 Z-R関係

レーダ方程式を用いて受信電力値を降雨強度に変換するには式(1・10)に用いられる $Z \sim R$ 関係を知る必要がある。このため降雨域の雨滴の大きさとその分布及び雨滴の落下速度を必要とする。

単位体積中の直径 D の粒子数を N_d とすると

$$Z = \sum_i D_i^6 = \int_v N_d D^6 dD \quad \dots (1.19)$$

となる。

雨滴の落下速度を v_d とすると降雨強度 $R = \sum D^3 v_d$ に比例し

$$R = C \int N_d v_d D^3 dD \quad \dots (1.20)$$

で表される。 C は比例定数である。図-1・4は種々の高度における水滴の直径 D と v_d の関係である。⁴⁾

実際の雨滴の直径は0.1mmから6mmの範囲にあり、6mm以上の雨滴は落下中に空気抵抗によって扁平となり分裂してしまう。落下速度 V_d は大粒となると一定の値に近づき約10m/s程度にもなる。1～4mmの直径に対

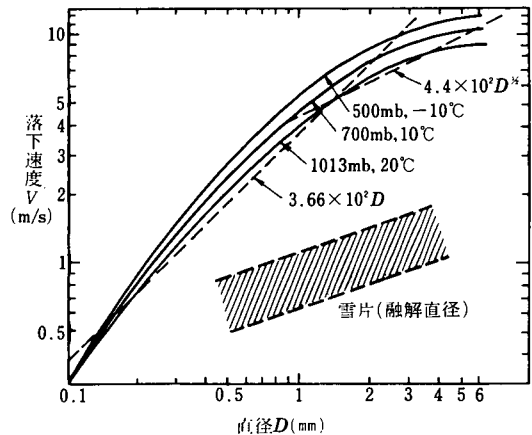


図-1・4 大気中の水滴の落下速度。点線は近似値、通常 $4.4 \times 10^2 D^{1/2}$ が用いられる。

表-1・1 降雨域による減衰dB/km/mm/h (気象研究ノート139号15頁より)

波長 cm	(1) M - P	(2) Modified M - P	(3) Mueller - Jones	(4) Gunn - East	(5) Kodaira	(6) Imai
0.86	0.27	0.31	0.39	—	0.15~0.25	—
1.24	$0.117R^{0.07}$	$0.13R^{0.01}$	0.18	$0.12R^{0.06}$	—	—
1.87	$0.045R^{0.1}$	$0.05R^{0.1}$	0.065	$0.045R^{0.11}$	—	—
3.2	$0.011R^{0.15}$	$0.013R^{0.15}$	0.018	$0.0074R^{0.31}$	$0.005R^{0.1} \sim 0.013R^{0.3}$	$0.007R^{0.3}$
5.5	0.003~0.004	0.0031	0.0033	$0.0022R^{0.17}$	$0.0013 \sim 0.015R^{0.3}$	$0.0013R^{0.1}$
10.	0.0009~0.0007	0.0082	0.00092	0.0003	0.0003~0.0005	0.0003

(1), (2), (3), (4)はWexler and atlas¹⁴⁾, Kodaira¹⁵⁾, (6)はImai¹⁶⁾より。

して、 $4.4 \cdot \sqrt{D}$ m/s の近似式が良く用いられる。

図-1・4によれば上空では空気抵抗が小さくなるので落下速度は大きく、単位体積中の粒子数はそれだけ少なくなる。従って、地上における同じ降雨強度に対してZはそれだけ小さく観察される結果となる。

単純化して雨滴が全部均一で直径 D (mm)とする。ただし N 及び V はそれぞれ 1 m^3 中の雨滴の数と総体積、 v を落下速度とする。

$$Z(\text{mm}^6/\text{m}^3) = ND^6$$

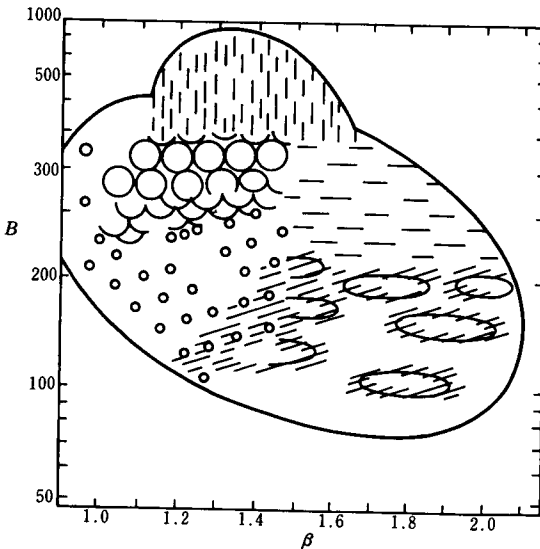
$$V = N \cdot \frac{\pi}{6} D^3$$

$$R = C \cdot v \cdot V \quad (C = 3.6 \times 10^{-3})$$

$v = 4.4 \sqrt{D}$ の関係を用いると

$$Z = \frac{3625}{N^{0.71}} R^{1.71}$$

の関係が得られる。すなわち $B = 3625/N^{0.71}$ 、 $\beta = 1.7$ ということであって、 B は 1 m^3 中の雨粒の数 N により変化することが分かる。



- I : 雷雨エコーの拡散状のやや重厚な部分、又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又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又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わりの段階又は拡散した部分

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

図-1・5 B- β 分布図

実際の雨滴の粒度分布は均一ではなく、 D の大きな雨滴は指数関数的に減少している。

Marshall-Palmer⁵⁾はこの分布を

$$N = N_0 e^{-\lambda D} \dots\dots\dots (1 \cdot 21)$$

で表現した。この関係からZ-R式を求めると $B = 311$ 、 $\beta = 1.47$ が得られる。またMarshall等⁵⁾は実測の粒度分布を整理し、標準的な値として $B = 200$ 、 $\beta = 1.6$ を得ている。

B 、 β の値はこの標準値のまわりにかなりばらつく。藤原⁶⁾によれば雨の種類により B 、 β は図-1・5のように分類表示されるという。これを雨の種類ごとに大別して、表-1・2のように提示している。

一方スイスで行われた観測の結果⁷⁾によれば、

雷雨 $Z = 830 R^{1.5}$

地雨 $Z = 200 R^{1.56}$

霧雨 $Z = 190 R^{1.5}$

全降雨 $Z = 300 R^{1.5}$

と報告されている。

1.5 エコー強度の平均化

レーダからパルス送信される電波はビームの目標体積中にある降水粒子群に当たって反射し、レーダにより受信される。その強さ（エコー強度）はパルスごとに大きな変動を示す。この変動は、反射波が各々の雨滴粒子からの反射ベクトルの和であることから、パルスごとに雨滴の相対位置の変動の結果として生ずる。

受信電力から降雨強度に変換するにはこのような時間的に大きく変動するエコーを平均化することが必要となる。

一方レーダから発射されるパルスは空間的な広がりを持ち、受信機そのものの特性から決まる空間分解能がある。この空間分解能は観測対象により決められる性質のものであるが、機器の性能、データ処理等の面からの制約をうける。

1) レーダの目標体積

レーダの目標体積は近似的にビーム幅とパルス幅によって決まる。パルス幅の空間長は一般的な気象レーダでは数100m程度（建設省レーダ雨量計では300m）

表-1・2 雨の種類と B 、 β の値⁹⁾

雨 の 種 類	B	β
雷 雨	4 5 0	1 . 4 6
し ゅ う 雨	3 0 0	1 . 3 7
地 雨	2 0 5	1 . 4 8

であり、レーダの空間分解能は主としてビーム幅の広がりによって決まる。ビームの空間的広がりは距離と共に増大し、ビーム幅 1.5° で100km地点では3km程度となる。

レーダのデータは本来極座標で表されるが、データ利用上の観点から直交座標に変換される。このメッシュサイズはビームの広がりからみて3km程度までは意味があるが、これ以下では遠距離になると有意ではなくなる。レーダ近傍ではより小さなメッシュサイズに分解しうるが、データ量等の面から現実には $3\text{km} \times 3\text{km}$ 程度にして、エコー強度が観測されることが多い。

このレーダの目標体積は当然なことながら、エコー強度を降雨強度に変換する観点からも問題とされる。

レーダで観測される降水は地表面上に降っている雨とは異なり、上空1～4km程度の空間の降水粒子群である。従って上空の降水粒子が落下し地表に達するまでに新たな降水粒子群が生成され、定常な状態がある程度達成されている必要がある。このような状態であれば、上空の目標体積のレーダ反射因子を用いて地表面の降雨強度 R を推定することが妥当性をもつことになる。

一般に上空の降水粒子の分布は鉛直方向に大きく変化しており、水平方向の変化は小さいとみてよい。上空の雨雲内の Z の鉛直変化は雨雲の種類により大別して図-1・6のようにモデル化される。この図はスイスで行われた鉛直ビームによるレーダ観測結果⁹⁾から得られたモデルである。降雨を3つの型に分けてそれぞれの平均的な Z の鉛直分布を示している。

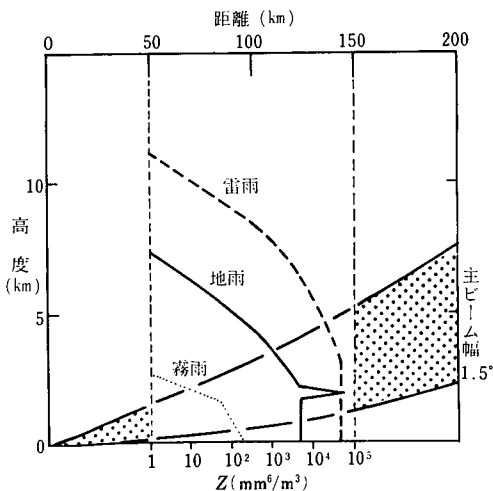


図-1・6 降水の3つの型について、平均の鉛直エコー強度分布を計算したもの。ビーム幅 1.5° のビームを参考に記入してある。

この結果によれば、雷雨の場合は地表から3km付近まではほぼ一定で、目標体積が3km以下であれば地表の Z の値と見てよいことになる。

地雨の場合は 0°C 層付近でブライトバンドが生じ、ビームがブライトバンドを含むようになると地表よりかなり大きな Z の値を測定することになる。

このような観測例からみて、現況でのメッシュサイズは上空も含めて3km程度が限界であると考えるのが妥当であろう。なおビーム高度については遠距離になる程、上空を捕捉することになり、地上との対応は悪くなるので、観測範囲も100km程度が一応の目安になると思われる。

2) 平均化の時間

レーダ観測は時間的にみて連続観測とみて良いが、各パルスごとのエコー強度は大きく変化する。従って適当な時間間隔での平均化をすることが降雨強度への変換の際に必要なとなる。

一方、対象とする気象現象からみた平均化も考えておく必要がある。激しい降水現象は中小規模スケールのもものが多く、そのライフタイムは30分から1時間程度と考えられる。従って集中豪雨時の観測には1時間に数回のデータを必要とする。このことから、雨量強度を測定するためのレーダエコーの積分には、データ処理の面と気象現象の観測の面からの限界が生じてくる。

表-1・3はサンプリング間隔と雨量測定精度の関係を調査した結果である⁹⁾。これによれば、1分間ごとのサンプリングによって得た1時間雨量に対して2～8分間隔のサンプリング誤差が示されているが、同時に雨量を平均する面積にも関係することが示されている。

図-1・7はオクラホマの対流性ストームについて、地上雨量とレーダ観測値との比としてサンプリング間隔の効果を調べた結果である⁹⁾。これによれば間隔が5分以上になると急激に誤差が増大する結果となっている。

表-1・3 レーダエコーのサンプリング間隔と1時間雨量測定誤差

面積 (km^2)	サンプリング間隔		
	2 分	4 分	8 分
156	1%	3%	7%
94	1	3	8
48	2	3	8
17	2	4	8
10	3	6	10
0.4	5	9	14

このような観測事例を考慮に入れると、データの平均化は5分～10分程度が妥当と考えられ、最近の気象レーダではこのようなものが用いられている。

3) エコー強度のデジタル化

先に述べたようにレーダでの降雨観測では、対象空間や観測時間についてその平均化を行い、受信電力値が得られる。この電力値は従来、PPI画面上で表示され、等エコー強度図等に処理されてきたが、デジタル表示をすることにより電子計算機の能力向上とも相まってより多くの情報を提供できるようになった。

赤城山レーダでは受信電力は -22dBm ($6.3 \times 10^{-8}\text{mW}$) から -102dBm ($6.3 \times 10^{-11}\text{mW}$) の範囲内にある。このため直線特性の受信機ではこの範囲を歪なく増幅することは困難で、通常、対数特性の受信機を用

い、0～数Vの電圧に変換している。この場合、対数増幅機の利得許容変動値は $\pm 0.5\text{dB}$ 以内のものが建設省のレーダ雨量計に使用されている。

レーダ雨量計はレーダ反射因子 Z を測定し、それを降雨強度 $R(\text{mm/hr})$ に変換する道具であるが、その測定精度はいろいろの要因によって影響をうける。この時の総合的な受信電力レベルでの誤差は $\pm 3\text{dB}$ 程度になることがいろいろな文献に報告されている。従ってレーダ観測値の Z をあまり細かくデジタル化しても意味がなく、通常は 5dB 程度の間隔を採用している。 Z で 5dB 間隔は降雨強度 R でいえば約 3dB (2倍)の間隔となる。

1.6 レーダ雨量計の構成

1) システム構成

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同じであるが、そのデータ処理方法に若干の相違がある。一般的な気象レーダは受信電力を4～5stepの強さでgray scale表示するのに対し、建設省レーダ雨量計では受信エコー強度を256stepのデジタル量に変換し、最終的には8段階に降雨強度を表示している。

表-1・4は建設省が日本各地に展開したレーダ雨量計の主要性能である。気象関係のレーダ用周波数としては、Sバンド2750MHz帯(10cm波)、Cバンド5300MHz帯(5.6cm波)、Xバンド9300MHz帯(3.2cm波)がよく用いられるが、レーダ雨量計は降雨観測に適したCバンドを用いている。レーダ出力は250KWで、120km以内

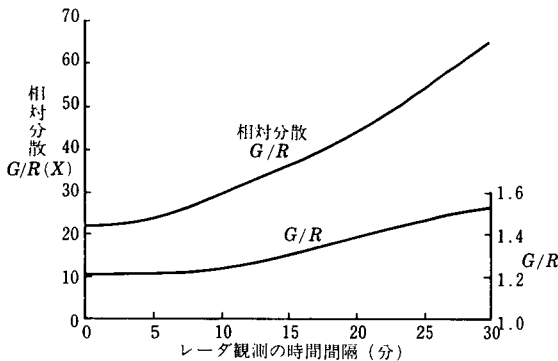


図-1・7 地上雨量とレーダ雨量を比較したときのレーダデータのサンプリング時間の影響、 G は地上雨量、 R はレーダ雨量

表-1・4 建設省レーダ雨量計の主要性能

サイト名 定 数	赤城山	三ツ峠	御在所	深 山	明神山	釈迦岳	国見山
送 信 電 力 P_t	250kW	250kW	250kW	250kW	250kW	250kW	250kW
波 長 λ	5.66cm (5100MHz)	5.69cm (5260MHz)	5.70342cm (5260MHz)	5.7cm (5260MHz)	5.6926cm (5270MHz)	5.69cm (5270MHz)	5.7cm (5260cm)
パルス幅 h	600m (2 μ s)	600m (2 μ s)	600m (2 μ s)	645m (2.15 μ s)	600m (2 μ s)	570m (1.9 μ s)	630m (2.1 μ s)
空中線利得 G	42dB	42dB	41.6dB	41.51dB	41.6dB	41.8dB	42.5dB
ビーム幅 $\theta\phi$	1.43°	1.41°	1.5°	1.51°	1.5°	1.41°	1.37°
誘電係数 $\left \frac{\epsilon-1}{\epsilon+2} \right ^2$	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93
給電線損失	—	—	6.4dB	T:2.2dB R:5.2dB	5.4dB	—	—

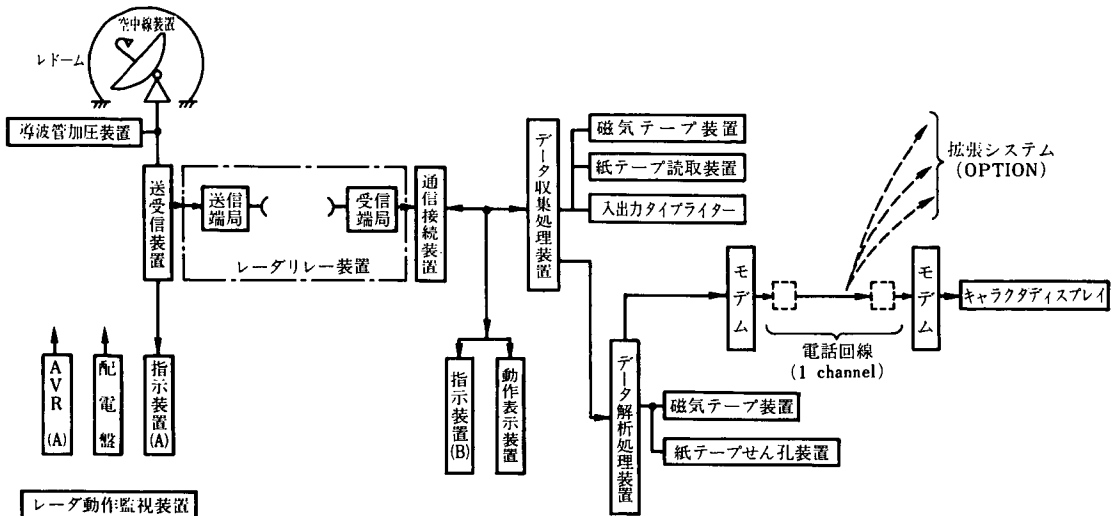


図-1-8 レーダ雨量計処理システム系統図

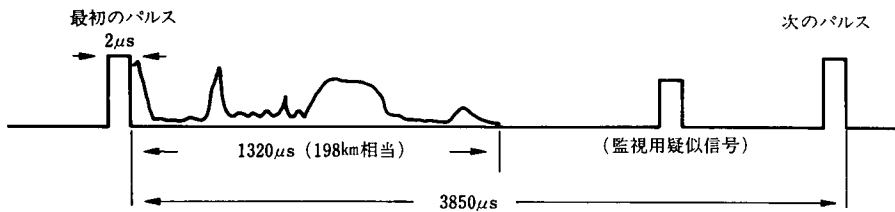


図-1-9 Aスコープデータ概念図

を定量表示、198kmまでを定性表示してデータ配信している。

レーダ雨量計の一般的なシステム構成図を図-1-8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コンピュータにデータを送る。

2) データ処理

レーダ装置から発射されたパルス電波は、電波伝搬路上の目標物に当たって反射してくる。この反射電波は、回転する同じ空中線で捉え（空中線の回転速度に比べ電波の伝搬速度が極端に大きい）られ、これを受信部の対数増幅器で0～数ボルトの電圧に変換して出力される。出力電圧は、最初のパルスと、次のパルスが発射される間（約3850 μ s）のうち、最初のパルスの発射終了から198kmに相当する時間（1320 μ s）までの距離に相当した反射電力の強さ（Aスコープデータという）を表している（図-1-9）。

収集部では、この出力電圧をデジタル化するため、距離方向に2.5 μ s（375m）ごとに8 BitでA/D（アナログ/デジタル）変換し、更に方位角情報と時間軸とで関連づけ、距離方向に3 km、方位方向に0～120kmまでは128等分（2.8125度ごと）、120～198kmまでは256等分（1.40625度ごと）に区切られた領域（メッシュという）のデータとする。図-1-10にレーダ雨量計のメッシュ構成を示す。

一つのメッシュ内のデータ数は、アンテナの回転数と電波の発射回数（繰り返し周波数という）によって異なるが、一般的にはアンテナの回転数が5 rpm（赤城山のみ10rpm）、繰り返し周波数は260ppsであるから、128等分した2.8125度の間には、24.375回（1回転に要する時間は12秒、1回転で12秒 $\times$ 260pps=3120回の電波が発射されるため、3120 $\div$ 128（等分）=24.375回）、256等分した1.40625度の間には12.1875回ヒットすることとなる。

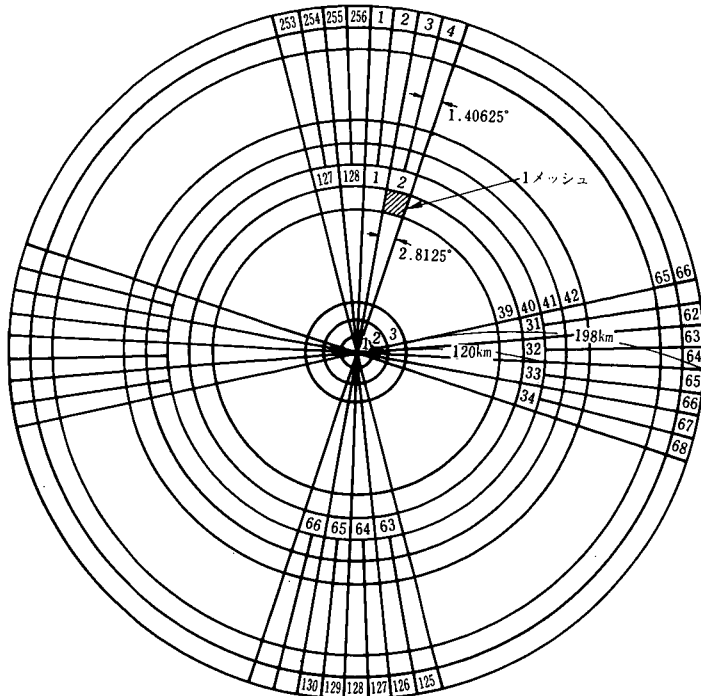


図-1・10 レーダ雨量計のメッシュ構成図

しかしながら、取り扱うメッシュのデータは、空中線の回転が完全に同期していないため、1回転ごとにノースマーカ（真北の時の信号）から起算して128等分又は256等分し、更に若干のずれに対処するためにメッシュのヒットのうち、最初と最後の数ヒットは演算しないこととして128等分の場合は、18個、256等分の場合は、9個を有効としている。

このようなメッシュのデータは、有効数で加算平均され反射波5分間強度の収集データ（基本データという）として磁気テープに記録されると共に解析部に渡される。解析部では、前述のレーダ方程式を用いて5分間平均電力値を降雨強度（単位mm/h）に変換する。ただし解析部に入力される電力値は降雨からの反射波と大地、建築物等からの反射波（これを大地クラッタと呼ぶ）の混合されたものであるため、降雨強度算出には、この電力値から大地クラッタ成分の電力値を差引かなければならない。この処理を大地クラッタの除去と呼ぶ。大地クラッタの除去は、晴天時の大地クラッタの量を各メッシュごとに調べておき、降雨時の反射電力から差引く方法を用いる。この方法を「大地クラッタ減算方式」と呼ぶ。大地クラッタの除去には、この他にハード的に除去するMTI装置（moving target indication）を用いる方式（MTI方式）がある。

これは反射波の諸特性が移動の物体からのものと固定物体のものとは異なることを利用したフィルタで、受信部に挿入する。このため解析部、磁気テープには降雨のみの電力値が渡される。データ処理の流れを図-1・11に示す。

この5分間の雨量強度データ（極座標データという）は、データサービス用データとして配信される。配信データの中には極座標データの他にディスプレイ装置の表示できるよう極座標データから直交座標系に変換加工した降雨分布（定性・定量）データが含まれる。

加工データは、ディスプレイ装置の縦・横のキャラクタ数に合致して伝送するため、そのまま表示するにはその数が一致することが条件となる。

データ収集処理部及び解析部から得られるデータは次のようなものである。

- (1) 半径200km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120km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
その他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

表-1.5 システムの主要性能諸元

(1) レーダ装置	
レドーム	7 mφ
空中線	3 mφ
ビーム幅	1.6°以下
空中線回転数	10 rpm
送信周波数	5300 MHz
送信尖頭出力	約250 kW
送信パルス幅	2 μs
繰り返し周波数	約450 pps
ビデオサンプルレート	20 μs
ビデオ振幅量子化	8ビット
受信対数特性	60 dB以上
(2) レーダリレー装置	
送信周波数	6720 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 μs
(3) データ処理装置	
データ収集範囲	0 ~ 198 km全周
データ解析範囲	0 ~ 120 km全周
収集範囲内データ数	12544個
解析範囲内データ数	5120個
データ平均時間	5分間
収集処理能力	48 KByte
解析処理能力	64 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	2400 BPS
電話回線数	1通話路
カラーディスプレイ	20インチ, 7色
	3200字
処理部能力	48 KByte

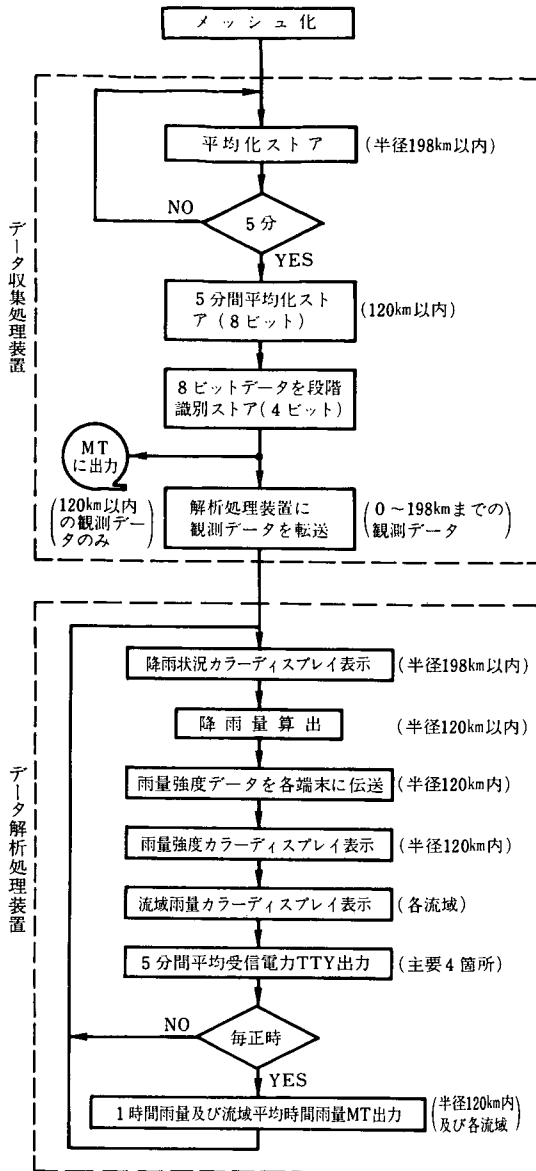


図-1.11 データ処理フローチャート

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-1.5に示す。

1.7 レーダ雨量計の（電氣的，機械的）精度と観測誤差

レーダ雨量計の降雨観測精度の評価にはいくつかの難点がある。これはレーダによる観測が地上1～4km程度上空の3×3km程度の領域内の雨滴であるのに対

し、従来の地上雨量観測網の観測値が口径20cmの雨量計に捕捉されたものであること、その観測密度もせいぜい100kmに1ヵ所程度でしか行われていないこと、従って対比して精度を論じうる明確な観測真値がないこと、に由来する。

このことからレーダ観測値の精度の検証も実施不可能と考えられるが、本章では前に述べた観測原理から本質的に発生してくるレーダ機器固有の分解能、各種の電力ロス、雑音等に焦点をあて、ハードウェア系に含まれる観測値への影響因子を分析した¹⁰⁾。降雨量への変換に際して生ずる要因（例えばZ～R関係式等）については次章で検討することとする。

1) 送信系における電力変動等の影響

a) 送信電力

レーダの送信電力はパルス幅と尖頭値の積で規定される。

パルス幅はトリガーパルス成形器及びラインパルサーにより $2\mu\text{s}$ にセットされ定数的にも安定しており、サイクロン、マグネトロン及び電源電圧等の影響はほとんど受けない。また、尖頭値出力は長期的にはマグネトロンの劣化等により多少 (2~3%) の変化はあるがこれは定期点検 (月 1 回程度) 時に調整されほとんど無視できる。また、変換時の初期変動は 1 日程度で収束しそれからは長期安定期間となる。なお、短期的には電源電圧の変動により出力が変化するがこれは AVR (定電圧電源装置) の特性によるものである。AVR の出力変動特性は数% に抑えられているが、相間電圧が著しく違う場合には制御が追いつかず 10% 程度の変化をすることがある。また、電源の瞬断があった場合、マグネトロンの動作が安定するまで 10~20 分程度の時間を要する。

建設省レーダ雨量計システムの送信出力の変動規格は、標準出力に対し原則として $\pm 5\%$ としているが、その量を動作監視装置で監視し、変動規格値を超える状態が発生した場合は警報を発し、データ処理に影響を与えないこととしている。この変動値がデータ処理に与える度合は $\pm 0.22\text{dB}$ 以下であるが、実際の運用電力値は $\pm 3\%$ 以内である。表-1・6 に電源電圧変動による送信電力の変動を示す。

b) 送信周波数

送信周波数は送信出力管であるマグネトロンによって決まり、それぞれのマグネトロンによって若干のずれが生じる。

旧赤城山レーダでは旧型のマグネトロンを使用していたため周波数調整ができなく交換により送信周波数が 10MHz 以上変化することがあった。従って、複雑な地形の場合空中線サイドロープの変化とマルチパス伝播によりかなりの受信レベルの変動が見られた。

現在の赤城山レーダ (51 年度設置) は送信周波数が安定且つ長寿命の同軸型マグネトロンを採用している。また、水晶発信回路を基準とした AFC をマグネトロン

にかけておりドリフトは 0.1MHz 以下となっている。マグネトロンは約 1 年間運用できることから、マグネトロンを取り付ける際に送信周波数値を測定しておけば、その変動はほとんど無視できる程度であるためデータへの影響はない。仮に周波数が 2% (C バンドで 100MHz) 程度変化してもデータに与える度合は $\pm 0.02\text{dB}$ 以下である。

なお、マグネトロンの代わりにクライストロンを使用すれば AFC も必要なく送信周波数は安定 (水晶精度に左右され $1/10^6$ 程度) するが、現在の変動量 (最大 0.1MHz) でもほとんど影響しないので精度向上は望めない。

c) パルスミッシング

パルスミッシングとは発射する電波の抜ける現象をいい、ミッシングが起こるとその際の観測ができないことから多く発生すると反射平均電力値に重大な影響を与える。しかしながら、レーダ雨量計の送信出力管には同軸型のマグネトロンを使用しているためミッシング発生率は 1% 以下であり、更に動作監視装置で発射される電波を数え、処理装置と連係させていることからデータへの影響は無視しうる。

なお、パルスミッシングは送信出力の低下と同様にマグネトロンの寿命近くに多く発生する傾向にある。

a) ~ c) の送信系全体での誤差は電力変動値に変換して 0.5dB 程度と考えられる。

2) 空中線系の影響

a) ビーム幅及び利得

直径 3m のパラボラ空中線を使用してビーム幅 (半値角) は 1.4° で、利得 42dB であるがこの規格の変動は周波数変動によるものだけであり、 $\pm 0.1\text{MHz}$ の変動では共に無視できる。

b) レドーム透過率

平均 90%, 最小 85% を確保しているが、降雨時レドームに付着する水膜により電力透過率が変動する。

赤城山レーダでは昭和 46 年に実用化試験の一つとして釣鐘型レドームにて水膜実験を行った結果、推定 100mm 以上の降雨と考えられる水を流した場合で最大約 2dB (片道) の減衰が発生した。このときはレドームが老化した状態で完全な水膜が形成された。

このため現在の赤城山レーダではレドームの形状を球状にしその表面にシリコン系の塗料を塗り水膜が出来にくいようにしている。しかし、塗料も長年の使用でよごれてきているので多量の降水があった場合には水膜が形成されると思われる。表-1・7 に水膜による減衰量を示す。

表-1・6 電源電圧変動による送信電力の変動

電源電圧 (V)	電圧変動幅 (%)	送信電力 (kW)	送信電力変動量 (dB)
180	-10	198	-1.01
194	-3	240	-0.18
200	0	250	0
206	+3	273	+0.38
220	+10	323	+1.11

表-1.7 水膜による減衰 (片道)

雨量 (mm/h)	減衰量 (dB)
1	0
10	0.7
40	1.5
100	2.3
400	4.0

c) サイドロープの影響

空中線からはメインビームのほか多くのサイドロープが照射される。

赤城山レーダでは1番強いものは主ビームに対して25dB減衰させているので、往復では50dBの-marginが確保されていることになる。

大地クラッタ減算方式のレーダ雨量計システムでは、サイドロープで受信されたクラッタも当然除去されるので直接の影響はない。

従って、空中線系での誤差はレンドームに付着する水膜による減衰が主で0.7dB程度と考えられる。

3) 受信系による影響

a) 給電線系減衰量の変動

導波管内はデハイドレータにて乾燥空気を充填しており管内発錆による損失増加を防止している。このため外的な要因によるもののほかは損失変動はない。

ただし、送受切替器として使用されているTR管は封入されているガスの劣化により使用時間とともに損失及び漏洩電力が増加する。

TR管については動作監視部で二次的にイグナイト電極の電流を監視すると共に定期的に測定し交換を実施しているが、最近のシステムではより長寿命のTRリミッタを採用している。

また、受信機特性の監視はミキサー以後で行っているが改造してサーキュレータの前に入れたほうが受信機特性の全体をより把握しやすくなる。

TR管の損失には距離に無関係に様に存在する挿入損失 (0.4~0.8dB) と近距離のみに存在する回復時間 (20μs) による2種類があるので、サイトから第1メッシュ (3km以内) は観測不可能である。

b) ミキサーダイオードの劣化

ミキサーダイオードには送信機からの受信電力に比べてかなり大きい漏洩電力が加わり、時間と共に特性は劣化し、損失及び雑音は共に増加することが考えられる。従って、赤城山レーダでは定期点検を実施し特性の監視を行っている。

なお、最近では経時的劣化のないMIC (microwave

IC) 型ミキサアンプが製品化されている。

c) 中間周波数変動による利得変動

AFC特性が変化すれば受信周波数が変化するため同じ分だけIF (中間周波数) も変わるが、受信機のIF帯域幅は1.4MHzあり、AFC特性は0.1MHzに抑えられているため、IF変動による利得変動は±0.2dB以下である。

d) LOG AMP特性

LOG AMP (対数増幅器) は膨大なレベル差をもつ受信入力コンパクトに扱うために使用しているものであり、実際には-102dBm~-22dBmまでの信号を0~4Vのビデオ信号に変換している。

LOG AMP特性が変動すると降雨量に大きく影響するので、反射波と同一周波数で一定電力のRFパイロット信号をTR管の後ろから挿入し、動作監視部でビデオ電圧として常時監視している。これにより、±0.5dB以上の変動が生じた場合警報を発しデータ処理の影響を無くしている。

e) 温度特性及び電源電圧の変動

電源投入後の立ち上がり時を除けば周囲温度20±10℃では±0.5dB以下であり、室温は20~25℃に保たれているので実際は無視できる値と思われる。

また、電源電圧の変動は各回路安定化電源を使用しているため入力電圧の10%変動に対するDC電圧変動は数mVであり考慮する必要はない。

従って総合的に評価して受信系全体での誤差は、TR管の劣化による0.2dBの周波数変動による0.2dB、利得変動0.5dB程度と考えてよい。

4) 伝送系

伝送には7GHz帯PCM-FM回線を使用している。

12GHz帯だと極強雨時には回線品質が低下することもあるが7GHz帯では-marginも十分あり回線的には良好である。

また、PCMを使用しているため伝送系の誤りは装置の故障時以外ほとんどない。

5) データ処理系

a) データの量子化誤差

精度は±1/2LSBであり、受信機ダイナミックレンジ80dBを8bitで符号化しているので、±0.15625dBの誤差が発生する。

$$1 \text{ LSB} = 80 \text{ dB} / 8 \text{ bit} = 0.3125 \text{ dB}$$

b) 距離方向平均化による誤差

距離方向の平均化はA/D変換された8bitの信号を加算して加算数で割る処理である。

処理部では187.5mごとにサンプリングしたものを8

個 (1.5km) ごとに出力しそれを平均化している。

さらに、監視局の処理装置では3kmのメッシュに対応させるため、上記で出力されたものを2個一つにしている。従って、最大でも1LSB以下となり実際にはデータがランダムなため0.1dB以下になる。

c) 方位方向の平均化による誤差

方位方向の平均化も距離方向の平均化と同様に加算した結果を加算数 (有効ヒット数) で割って求めているが、その結果は1LSB以下を四捨五入しており、最大誤差は $\pm 1/2$ LSBである。ミッシングが発生した場合にも誤りはない。

通常加算数は1メッシュ当たり9ヒットで120km以内は更にその倍の18ヒットとしている。

従って、データ処理系の誤差はA/D変換0.17dB、距離平均0.08dB、方位平均0.17dB、程度と考えてよい。

以上の誤差が同時間に同方向に働く場合 (最大の誤差として) ハードウェア誤差合計は1.06dBとなる。

主なハードウェアの誤差要因を列挙したが、「レドームに付着する水膜の減衰」を除くとレーダ方程式の中のC項に係わる問題であって、他のハードウェアの若干の変動を見込んでも雨量計としての誤差は約15%以下であると考えられる (表-1・8参照)。

2. 地上雨量による雨量換算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1~4km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な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

表-1・8 変動量と降雨誤差 ($\beta=1.6$)

変動量 (dB)	誤 差 (%)
0.2	2.9
0.3	4.4
0.5	7.5
0.7	10.6
1.0	15.5

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雨量換算定数を定める方法及びその精度を検討した。

レーダ雨量計の観測精度に大きく影響を与える要因は、雨量換算定数 $B \sim \beta$ 、補正係数 F 、大地クラッタの影響、電波伝播途中における種々の減衰である。

ここでは、大地クラッタ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大地クラッタ減算方式を採用し、 $B \sim \beta$ 、 F 、減衰について検討した。

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、雨滴の発生及び成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こる高度は季節によって異なっており、特に氷晶過程の高さは、夏季に高く冬季に低くなる。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のでレーダ雨量計によって捕足される雨は、Warm Rainの起こる過程である必要がある。

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。

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、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得るために、地上雨量計の観測結果と比較検討した。

図-2・1は、 β を1.6と一般値に固定しておき、地上雨量計の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

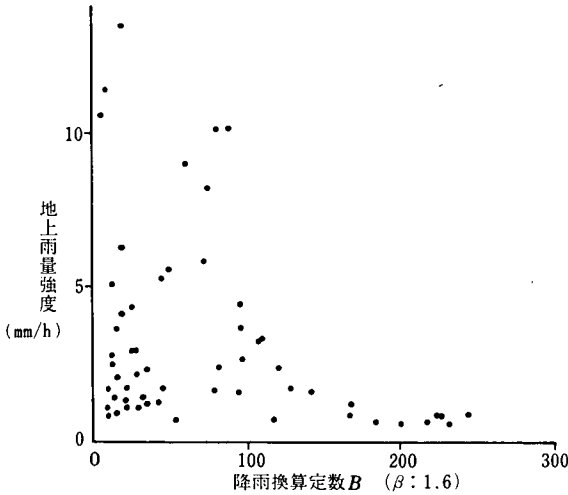


図-2.1 雨量強度 R_g (地上)に対する B 値の分布

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分かる。

2.1 雨量換算定数 B , β の推定法

レーダ雨量計の観測精度は、大地クラッタ（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(1.12)において雨量強度 R は受信電力と P_r と距離の関数として表されるが、物理的には式(1.10)で示した反射因子 Z のように、雨滴の大きさ及びその粒径分布によるところが大きい。

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 の積で表される。

F_h はレーダ装置の設計規格値と実測値の比較から一義的に求めることができ C 項の補正項と考えられ、 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うことができる。レーダ方程式(1.12)から減衰項を除いたものを両対数を取り10倍すると

$$10\log Z = 10\log P_r + 20\log r - 10\log(C' \cdot F_s) \dots\dots (2.1)$$

ただし、 $Z = BR^\beta$, $C' = C \cdot F_h$, $F = F_s$ 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(2.1)の右辺と比較し、その回帰式を求めることにより推定される。

このようにして F 値を最大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 値による補正は、レーダ方程式より明らかなように、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 の補正で十分な精度の向上は期待できないと考えられる。

2) 雨量換算定数の最適化手法による推定

前述のように 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すべてに最適化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以下の方法で検討した。

ここで F_s は、レーダ方程式より B と一緒にして B' として次のように定義することにする。

$$B' = B \cdot F_s \dots\dots\dots (2.2)$$

以下の検討では $B' \sim \beta$ の値を、実測された雨量と雨量換算定数を仮定した推算雨量の差としての誤差の2乗和が最小になるとき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2乗和を最小にする B' , β を求めた。

レーダ雨量は式(1.12)によるが、これを変形すると次式のように表すことができる。

$$\log_{10} R = \frac{1}{\beta} (\log_{10} \bar{P}_r + \log r^2 + 0.2 \cdot k_r \cdot \Delta r \sum_{i=1}^{n-1} R_i)$$

$$+0.2k_c \cdot n \cdot \Delta r + 0.2 \cdot K_a \cdot n \cdot \Delta r - \log_{10}(C' \cdot B') \cdots (2.3)$$

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-1.1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 $K_a = 0.01$ 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、観測網内すべ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 $\bar{R}_g$ は、観測網の雨量計台数を N とすると、

$$\bar{R}_g = \sum_{i=1}^N R_i / N \cdots (2.4)$$

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。

$$D = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (R_{ri} - R_{gi})^2}{n}} \cdots (2.5)$$

ただし n は1降雨の連続時間数

2.2 高密度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雨量換算定数 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だろうか。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。このため栗橋地区に降雨観測網を配置し観測を行った。

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2700m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大地クラッタがまったく無く、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-2.2に栗橋地区で作った雨量計配置図を示す。図のように、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¹¹⁾が提唱した標本論の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。

$$C_v = \sigma/P \cdots (2.6)$$

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 N_s と C_v 値の間には、次のような関係がある。

$$N_s = \left\{ Z_\alpha \frac{C_v}{\epsilon} \right\}^2 \cdots (2.7)$$

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 d に対応する正規変量である。

図-2.3に様々な降雨について時間雨量の C_v と雨量強度の関係を示す。この図より比較的雨量強度の弱い5 mm/h以下の降雨の場合、 C_v は0.2～1.0ぐらいまで大きく変動することが分かる。また、雨量強度が10 mm/h程度になるとデータ数の少ないことも考慮しなければならぬが、変動幅も急速に小さくなっていることが指摘できる。

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。

この結果を用いて、式(2.7)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(2.7)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%～8%であることが分かる。雷雨時には13%と降雨量の観測精度が悪くなっている。



図-2.2 栗橋地区雨量計配置図(国土地理院発行1/50,000地形図より)

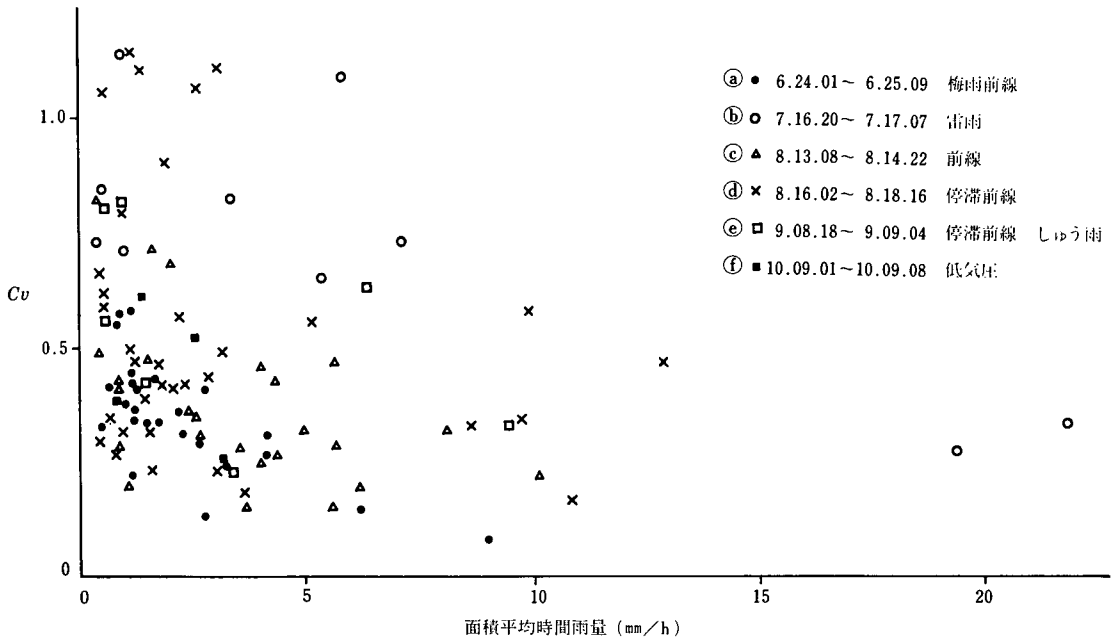


図-2・3 面積平均雨量と C_v 値の相関

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
6.24.01~ 6.25.09	60.6	0.55	0.459	0.332	0.183	0.150
7.16.20~ 7.17.07	59.8	3.02	0.943	0.689	0.532	0.306
8.13.08~ 8.14.22	93.1	0.89	0.473	0.319	0.218	0.194
8.16.02~ 8.18.16	137.9	1.03	0.528	0.377	0.252	0.246
9.08.18~ 9.09.04	23.9	1.09	0.549	0.510	0.380	0.305
10.09.01~ 10.09.08	10.2	0.56	0.471	0.414	0.316	0.246
平均	64.3	1.19	0.571	0.440	0.314	0.292

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った。また間引き方法については、各観測点数に対して3種類ずつの解析を行った。また間引き

た後の観測点数は、12, 6, 4, 2, 1カ所である。

ここでは、誤差を表す指標として次のものを採用した。

$$E = \sum \{ |\bar{R} - \bar{P}_n| / \bar{R} \} / T \quad \dots\dots\dots (2.8)$$

ここで

$\bar{R}$: 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

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	平均
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

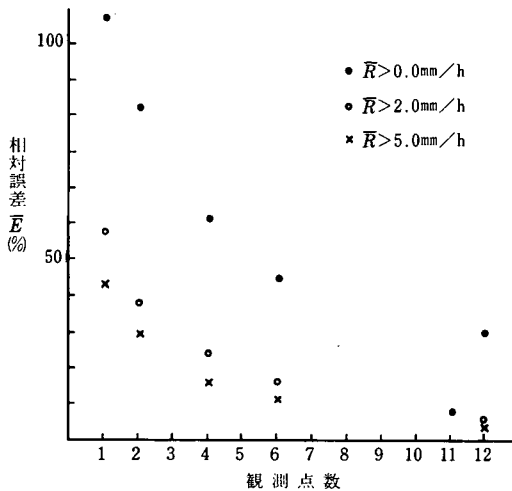


図-2.4 観測点数と相対誤差の関係

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。

式(2.8)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。

$\bar{R} > 0.0 \text{ mm/h}$, $\bar{R} > 2.0 \text{ mm/h}$, $\bar{R} > 5.0 \text{ mm/h}$ 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のが分かる。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。

高密度の地上観測データによりレーダ雨量を換算した定数を他流域に適用した結果、平野部では比較的良好な適合性が見られた(表-2.4後述参照)。山岳部では

平野部に比しクラッタの影響もあるので詳細な検討が必要であるが、高密度観測網による固定定数による結果とはほぼ同程度の相対誤差(30~55%)でレーダ雨量が得られることが明らかとなった。

ただしより高強度の雨量観測値により同様な検討を進め、レーダ雨量と地上観測値の対応関係を研究する必要がある。

2.3 高密度観測網による雨量換算定数の検討

2.1に述べた方法に基づき、レーダ観測時間雨量 R_t の推定に必要な B' , β の決定を式(2.5)を用いて行った。

式(2.5)の値が最小になるように R_t の推定に必要な B' , β を求めたものである。使用した資料は7降雨例で計171時間(表-2.3, 及び図-2.6参照)のものである。

結果を図-2.5に示す。図-2.5(a)は式(2.3)の減衰項を考慮した場合、図-2.5(b)は減衰項を考慮しない場合である。

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

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

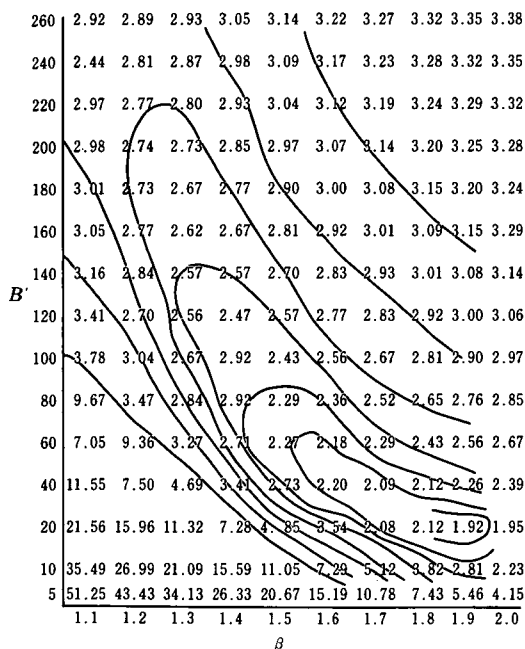
$$C = 2.98 \times 10^{-7}$$

ここで用いられ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

表-2・3 $B' \sim \beta$ 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）

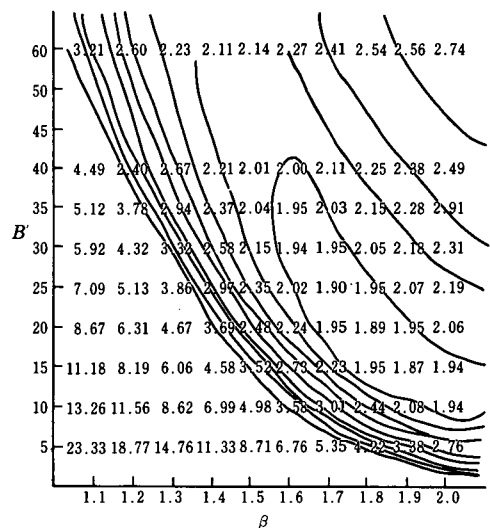
	降 雨 期 間	継続時間	減衰考慮 $B-20, \beta-1.9$		減衰考慮なし $B-20, \beta-1.8$		降雨原因
			相関係数	標準偏差	相関係数	標準偏差	
推	52年 6月24日～25日	33	0.75	0.5	0.74	0.5	梅雨前線
	" 7月16日～17日	12	0.66	0.9	0.65	0.9	雷 雨
	" 8月11日	5	0.49	1.3	0.46	1.3	前 線
	" 8月13日～14日	39	0.87	0.6	0.86	0.6	前 線
	" 8月16日～18日	63	0.83	0.8	0.83	0.8	停滞前線
定	" 9月 8日～ 9日	11	0.86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

図-2・5(a) B' と β の変化に対応する D' の分布

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。5.7cm波においては、10mm/hの雨が伝播経路に沿って100kmにわたって続いている時、約-3dBになる。従って減衰項の取扱いには注意が必要である。

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(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。また、図-2・7には散布図を示す。

表-2・3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係数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

図-2・5(b) B' と β の変化に対応する D の分布

であったことを示している。

雨量換算定数 B', β を同定した結果によると、この同定値による雨量推定誤差は高々 ± 2 mm/h程度以下(図-2・6, 図-2・7, 表-2・3参照)であった。同定に用いた観測例は図-2・8に示すとおり、171時間の観測で得られた降雨によるもので、主に10mm/h以下、平均的に約5 mm/hの降雨であることから同定値 B', β によるレーダ雨量は地上雨量に対して30~50%程度の推定精度を有すると言える。

高密度観測網による同様な検討は近畿地方建設局深山レーダについても行われている¹²⁾。この場合 3×3 kmメッシュ内に9雨量計、その周囲の 3×3 kmメッシュに各々1雨量計、計17雨量計を設置し、約80km²の面積雨量とレーダ観測値とを対比した。その結果は時間雨量が5 mm/h以下とそれより大きい場合で、 B', β が異なる定数として評価され、地上雨量に対して良い適

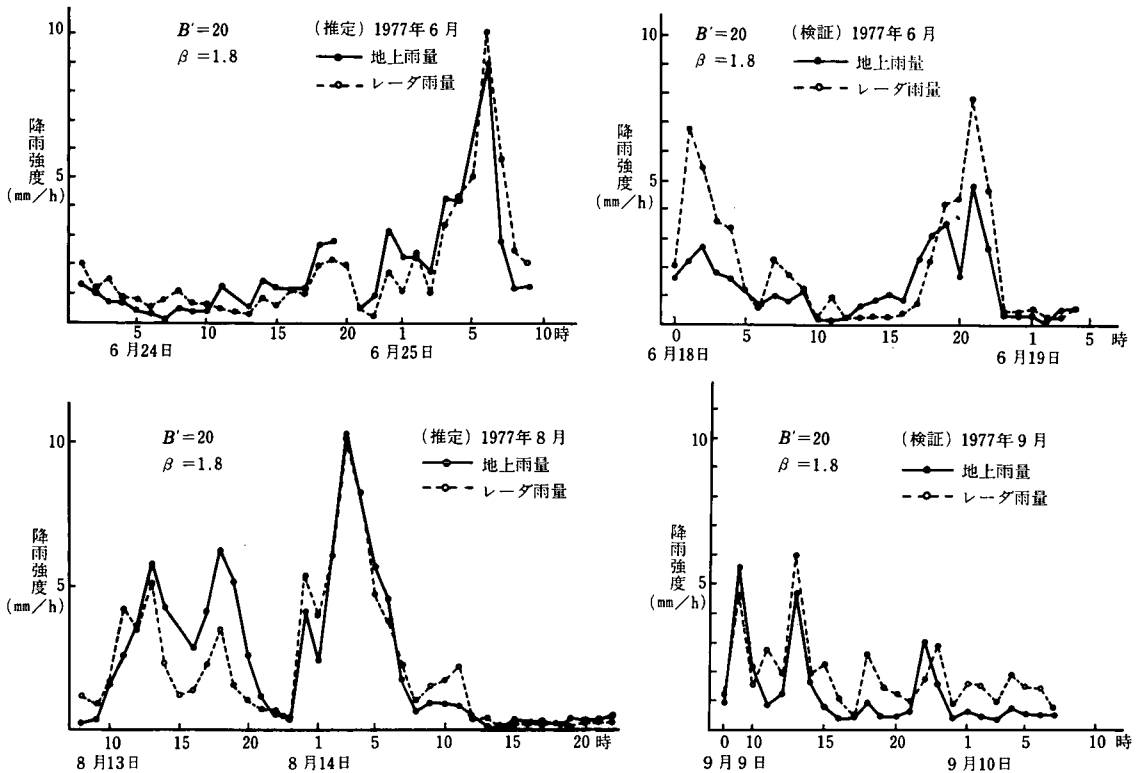


図-2.6 地上雨量とレーダ雨量の比較

合性を得ている。5 mm/h 以下では $B'=50\sim60$, $\beta=1.4\sim1.6$, 5 mm/h $\sim$ 20 mm/h では $B'=100\sim120$, $\beta=1.2\sim1.4$, 20 mm/h 以上で $B'=200$, $\beta=1.2$, 程度の値となっている。図-2.9は台風8210号について得られた結果の一例であって、良好な一致度を示している。

強降雨を含めての最適 B , β の推定の結果を総合的に評価すると、降雨強度が小さい時 B' は一般に小さくなること（これは B' が雨滴の粒径に依存する定数であることを示す）、 β は 1.2 $\sim$ 1.8 程度で降雨強度が大きくなると小さくなる傾向が推定できること、といった結論が得られる。

2.4 高密度観測結果による雨量換算定数の他地域への適用性の検討

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然その適用範囲（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大地クラッタ減算方式での $B\sim\beta$ 値の検討を行い、相互に比較調査した結果を記述する。

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、伊勢崎を結ぶ大地クラッタの影響の比較的少ない地区と、大地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カ所と気象庁の地域気象観測所が2カ所ある。また、相模流域には7カ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、大地クラッタ減算方式により求め地上雨量と比較する。計算にかかわる定数は $B'=20$, $\beta=1.8$ としたものである。

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。

大地クラッタと降雨エコーを分離する方式には大地

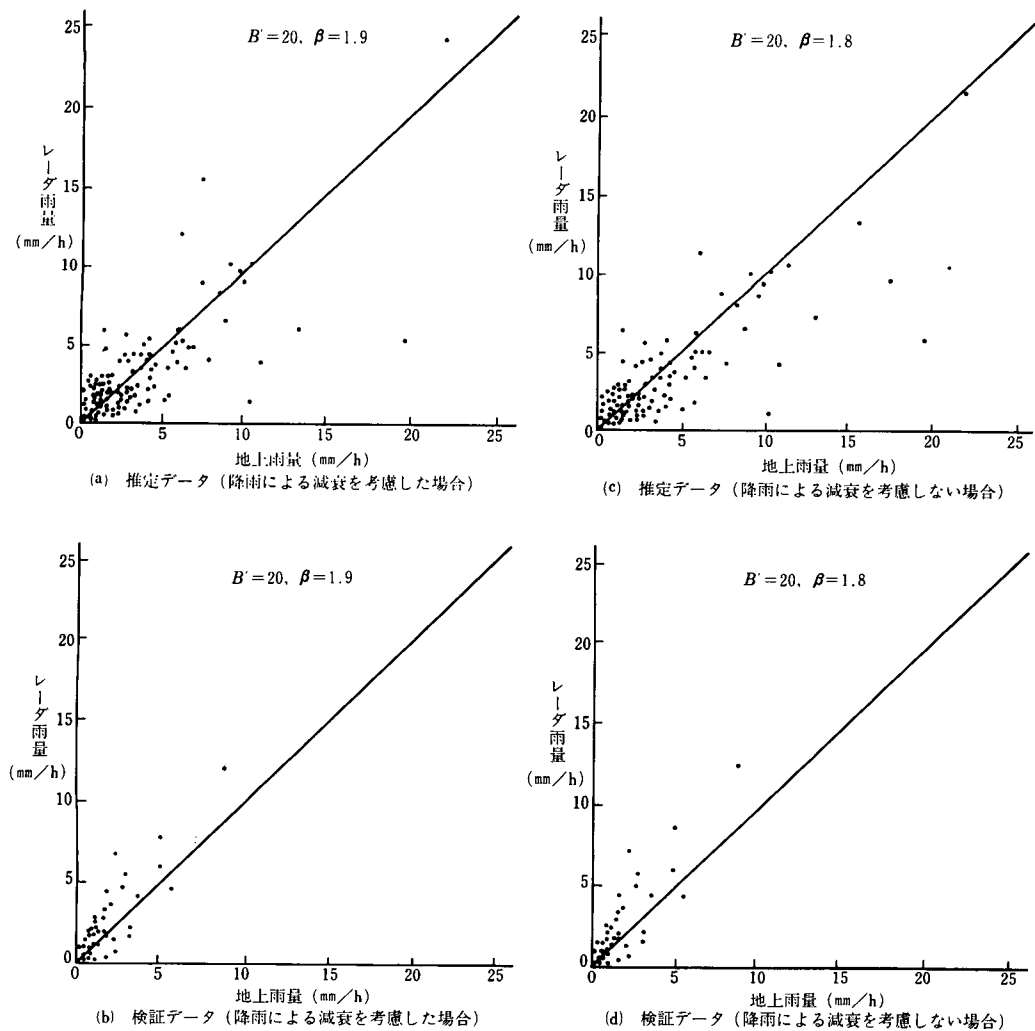
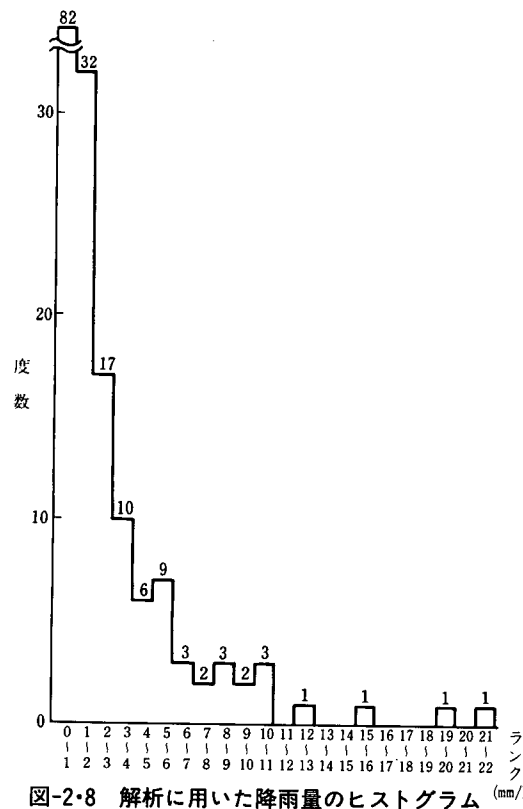


図-2.7 地上雨量とレーダ雨量の相関



クラッタ減算方式が用いられる。通常大地クラッタと降雨エコーの分離は、晴天時大地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うものである。

2) 解析結果

解析結果を表-2・4にまとめて示す。

大地クラッタ減算方式においては、 $B'=20$ 、 $\beta=1.8$ を定数とする(A)方式と、標準値 $B=200$ 、 $\beta=1.6$ を用い

(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・4の解析結果より、地区別に見れば、大地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高いように見うけられる。この差

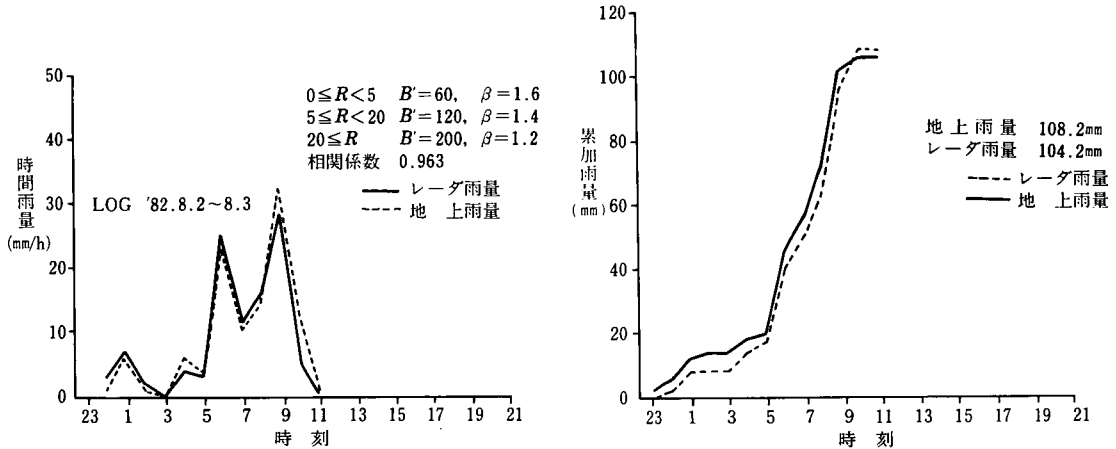


図-2・9 レーダ雨量計の対精密雨量観測網(約80km²)との比較例(台風8210, 深山)

表-2・4 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カ所					
項目 降雨 期間 (一連続降雨)	一雨量平均 時間雨量 (mm/hr)	レーダ雨量(A) $B'=20$ $\beta=1.8$			レーダ雨量(B) $B=200$ $\beta=1.6$		
		相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ mm/hr	相対誤差 %	相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ mm/hr	相対誤差 %
6.17.03~ 6.18.06	1.0	0.84	0.5	5.0	0.84	0.4	4.1
7.26.15~ 7.27.00	1.7	0.97	0.9	5.5	0.95	0.8	4.9
8.16.16~ 8.18.15	2.7	0.79	1.2	4.5	0.77	1.4	5.3

但し、Nは降雨継続時間

前橋周辺地区 (平野部)		観測所数: 5カ所					
項目 降雨 期間 (一連続降雨)	一雨量平均 時間雨量 (mm/hr)	レーダ雨量(A) $B'=20$ $\beta=1.8$			レーダ雨量(B) $B=200$ $\beta=1.6$		
		相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ mm/hr	相対誤差 %	相関係数	$\sum \frac{ \epsilon }{N}$ mm/hr	相対誤差 %
6.17.03~ 6.18.06	1.1	0.66	0.4	3.7	0.68	0.5	4.5
7.26.15~ 7.27.00	2.1	0.98	0.6	3.1	0.98	0.6	2.9
8.16.16~ 8.18.15	2.2	0.80	0.8	3.8	0.80	0.9	3.9

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大地クラッタ減算方式
 ϵ = レーダ時間雨量 - 地上時間雨量

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も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しているとは言えない。

ただし第4章でも述べるように大地クラッタの時間変動もかなり認められることから、山岳部のクラッタの処理が精度に影響していることも充分考慮されなければならない。

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(相俣流域)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分かる。

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てみると図-2・11のとおりである。

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大幅に悪くなる頻度が増える。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 $B'=20$ 、 $\beta=1.8$ は図-2・8で示された資料のように、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を超えるものについての適合度が悪い結果となっている。

2.5 風による雨滴の移流と観測精度への影響

栗橋地区の流域平均雨量とその上空のレーダ雨量と

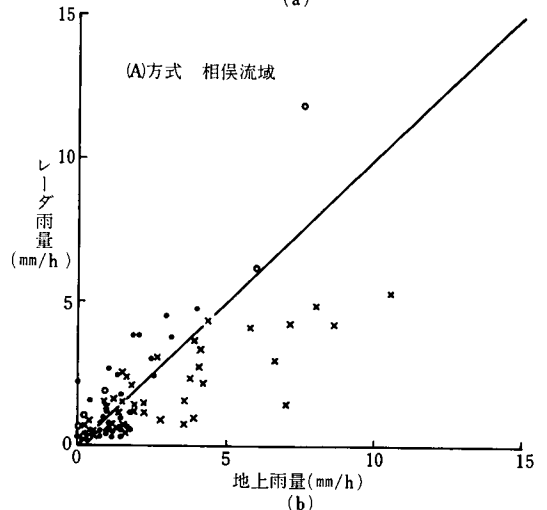
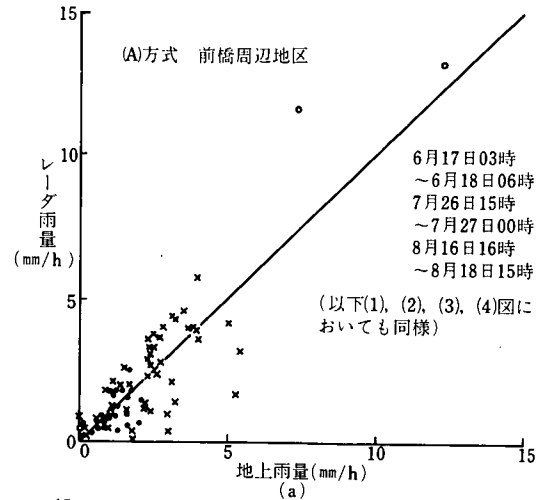


図-2・10 地上雨量とレーダ雨量

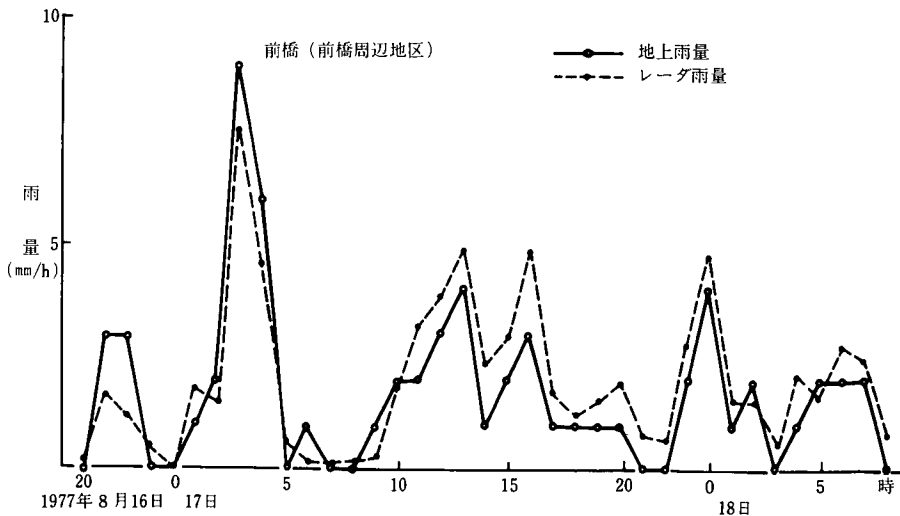


図-2・11(a) 地点雨量と1メッシュレーダ雨量(平野)

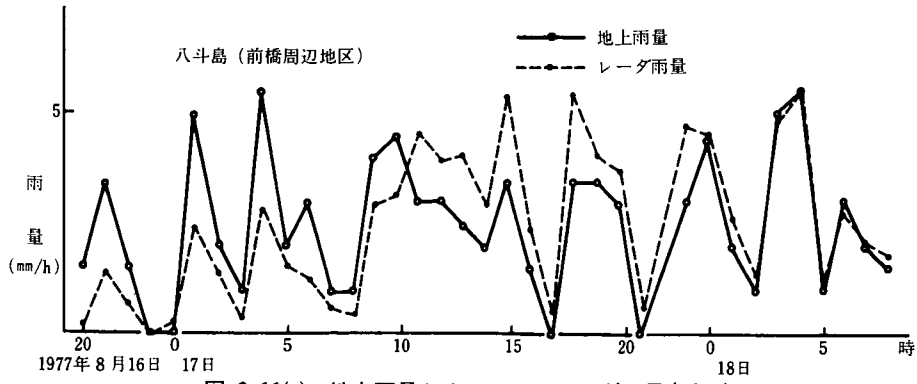


図-2・11(b) 地点雨量と1メッシュレーダ雨量(平野)

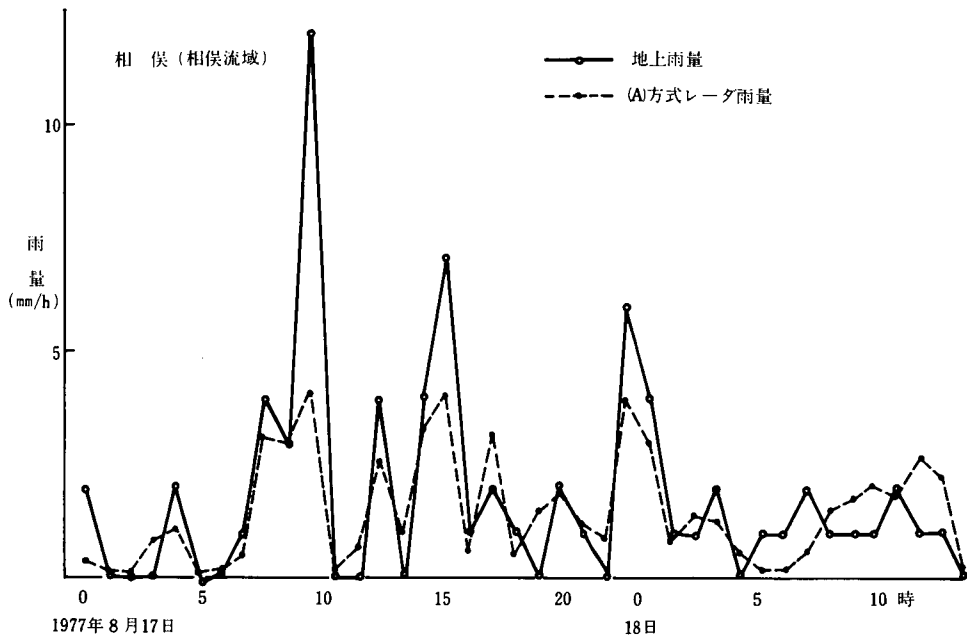


図-2・11(c) 地点雨量と1メッシュレーダ雨量(山地)

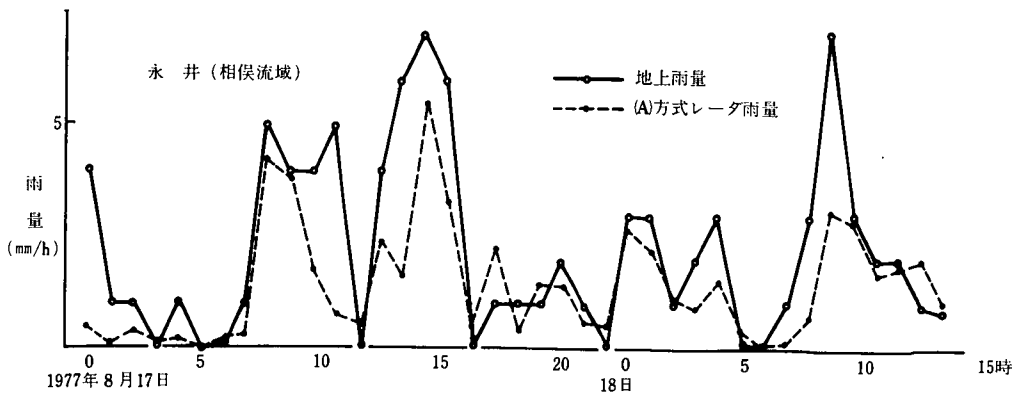


図-2・11(d) 地点雨量と1メッシュレーダ雨量(山地)

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周りのメッシュの受信電力を地上雨量に換算した。周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3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及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2,700mであることを考慮し、地上とビーム高度の中間の850mb面の風向・風速を

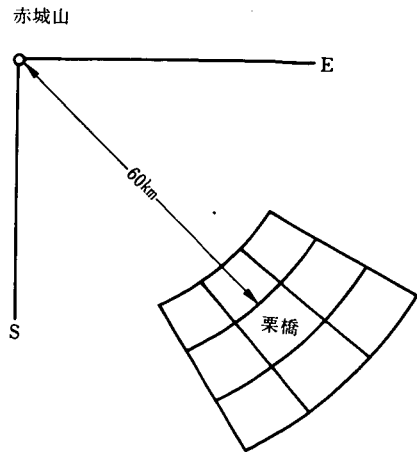


図-2・12 栗橋地区とその周辺メッシュ

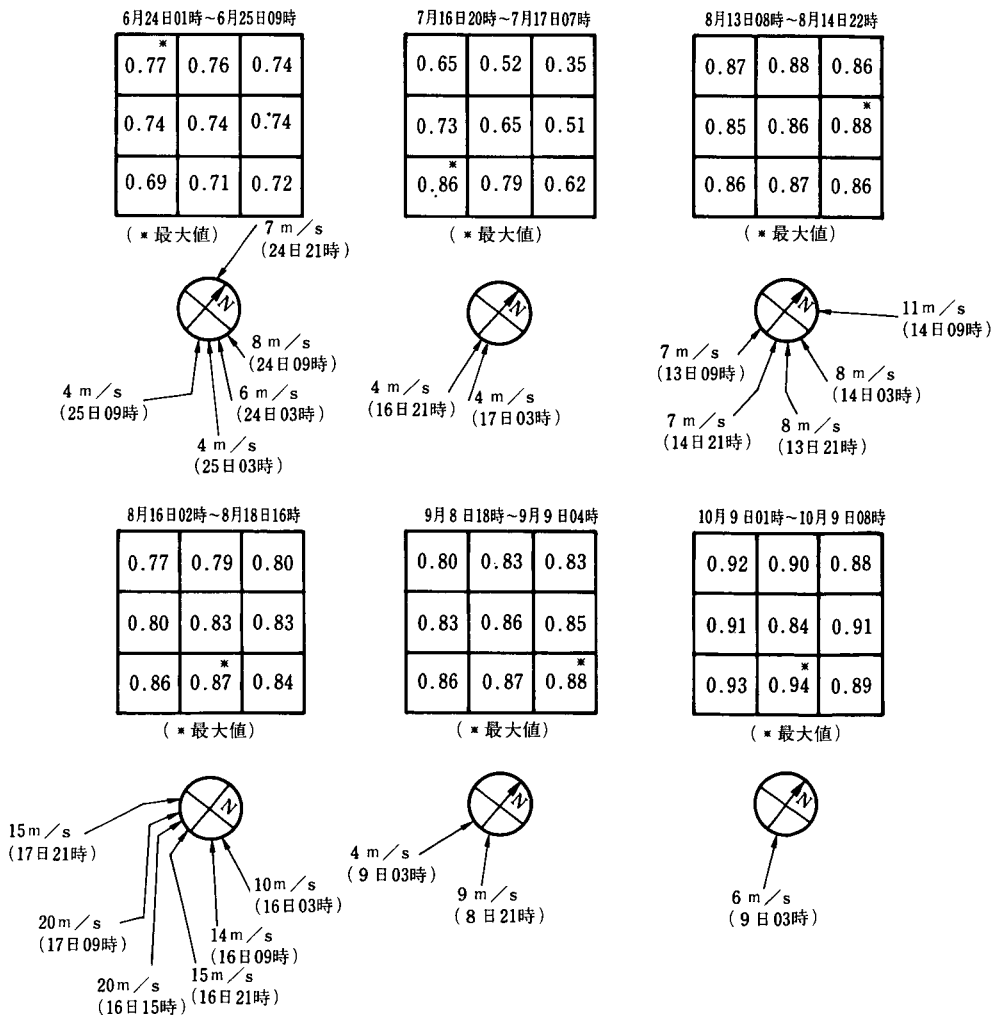


図-2・13 風向・風速(850mb面)と対応地区別相関係数(中央が栗橋地区)

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, 図-2・14に示す。

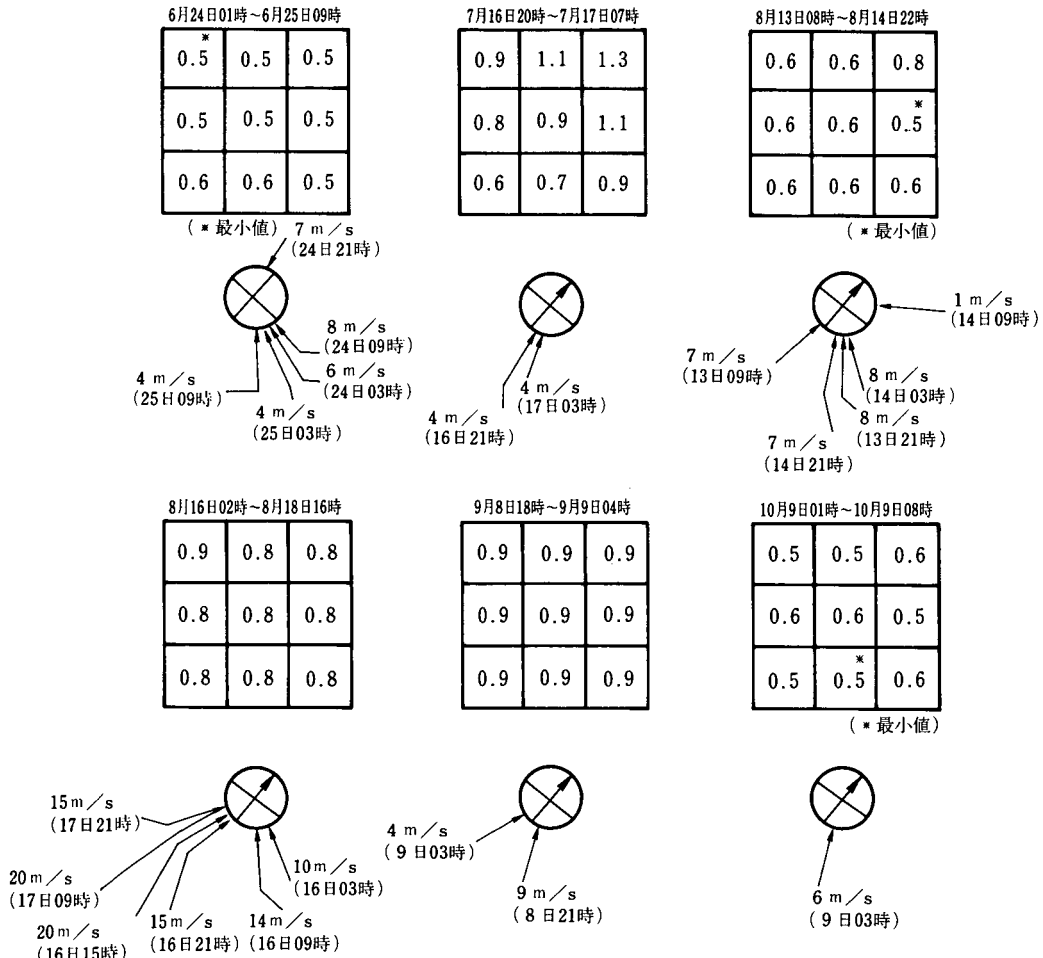
一連続降雨中においても, 風向・風速は気象じょう乱の動きにより変化する。7月16日の例は, 雷雨であり降雨時間が短く, 風向・風速もあまり変化していない。この時0.860の相関を示す地区と風向から類推される対応とは一致する。10月9日の例でも同様である。表-2・5に示すように降雨の種類による雨滴の落下速度は, 0.5m/s ~ 8 m/s程度である。

従って, 雨滴が5 m/sの速度で3,000m落下するのに要する時間は, 600秒であり, 4 m/s (7月の例)の風速が一様に吹いていたと仮定すれば, 2.4kmの移流が予想される。また6 m/s (10月の例)であれば, 3.6kmの移流が予想される。各メッシュは, 3 km × 3 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

表-2・5 雲粒及び雨滴の大きさと落下速度

種 類	球 直 径(mm)	落 下 速 度 (cm/s)
雲	0.02	1 ~ 2
霧	0.15	(Gunn Kinzer ⁴⁾) 50
細 雨	0.5	206
並 雨 弱	1	403
並 雨 強	2	649
雷 雨	3	806



●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(850mb)と平均偏差(中央が栗橋地区)

例については、その相関特性、偏差特性も顕著には現れていない。従ってここでは、レーダ雨量と地上雨量の対応に風が与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。

深山レーダではレーダアンテナを仰角可変にして降雨の立体的な構造を観測することが可能である。この特性を生かして、レーダによる高度別観測値と、先に述べた80kmにわたる高密度地上観測値との対応関係から降雨落下時の風による移流の調査を行った¹²⁾。

表-2・6は観測高度を1,000mから6,000mまで1,000m間隔でレーダ雨量を求め($B'=30$, $\beta=1.4$ とした)地上との相関を調べた結果である。これによれば観測高度が高くなるにつれて相関係数は小さくなり、誤差が大きくなる傾向にあることが判断される。特に高度が4,000m以上になると急激に相関係数が低下する。この程度の高度ではレーダビーム内の雨滴の充満率等の問題が生じているものと推定されるが、ここでも雨滴の移流等の効果を加味した検討が必要であり、今後の研究課題である。

2.6 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い、その観測値を真値として段階的に観測所を減らして行き、その真値との誤差と観測所数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っているレーダ雨量計の資料を用いて、間引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。

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9km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メッシュと行った。真値は100メッシュ

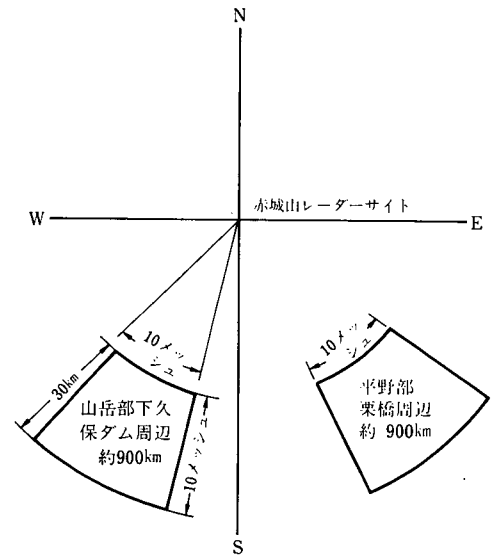


図-2・15 間引法による精度検討対象地区

表-2・6 CAPPI観測対地上雨量との相関係数及び平均誤差 (56年度、深山)

観測高度 (m)	8月27日 LOG		9月25日 LOG		8月27日 MTI		9月25日 MTI	
	相関係数	平均偏差	相関係数	平均偏差	相関係数	平均偏差	相関係数	平均偏差
1000	0.79	0.70	0.77	3.12	0.86	1.00	0.86	1.80
2000	0.80	0.80	0.76	2.27	0.89	0.90	0.78	2.60
3000	0.80	0.79	0.75	1.86	0.82	0.90	0.79	2.10
4000	0.53	1.20	0.55	2.40	0.70	0.99	0.59	2.20
5000	0.49	1.32	0.41	3.20	0.71	1.40	—	—
6000	0.68	1.80	0.64	4.20	—	—	—	—

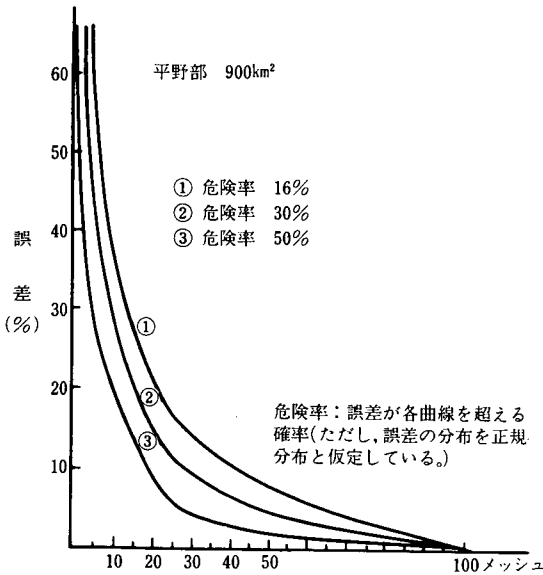


図-2-16 レーダ雨量計による流域平均雨量の間引法によるメッシュ数変化と誤差の関係

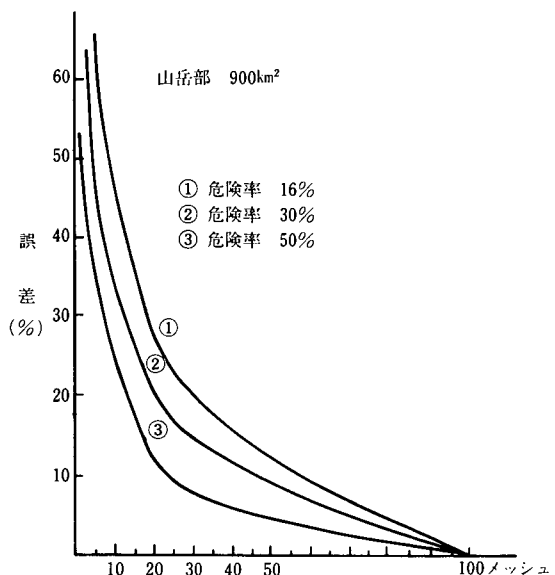


図-2-17 レーダ雨量計による流域平均雨量の間引法によるメッシュ数変化と誤差の関係

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、危険率パラメータとして表したものが図-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少なくなっている。

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ばらつきが現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。

(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_0 と面積 A (km²) の関係を求め次式を得ている。

$$C_0 = 0.24A^{0.22} \dots\dots\dots (2\cdot9)$$

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している。

$$N = \left\{ Z_a \cdot \frac{C_0}{\varepsilon} \right\}^2 = \left\{ Z_a \cdot \frac{0.24A^{0.22}}{\varepsilon} \right\}^2 \dots\dots (2\cdot10)$$

ここで

Z_a : 許容危険率に対応する正規変量

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%
	台	台	台	台	メッシュ 68	メッシュ 50
5%	210	494	755	1243	68	50
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	—	—

ε : 許容推定誤差

ここで Z_a 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。

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-2-7によるとレーダ雨量計は雨のバラツキに左右されていくことがある。例えば、危険率30%で10%内許容誤差で抑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ほかならない。また、図-2・18に示すように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分かった。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現れており、大地クラッタの効果的な除去方法の開発が望まれる。

2.7 テレメータ雨量観測網による雨量換算定数の検討

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雨量換算定数 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(401km²)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、降雨の分布特性や大地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っ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算術平均値、地上雨量値は使用台数の算術平均値を用いた。

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。

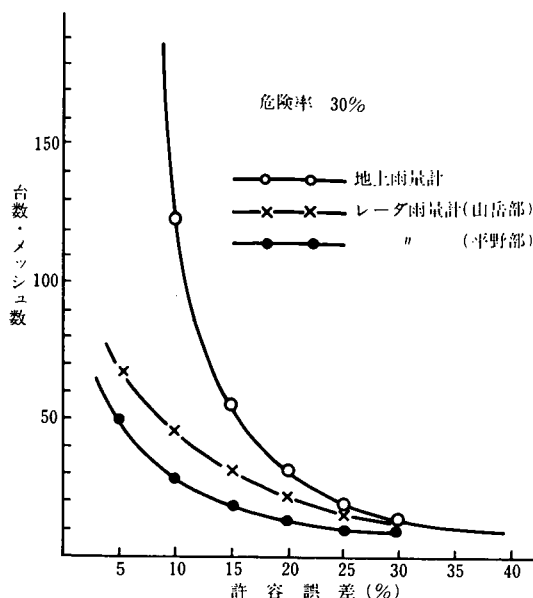


図-2・18 危険率を定めた場合の地上雨量計の台数とレーダ雨量計のメッシュ数

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。この結果テレメータ5台では $B'=20$ 、 $\beta=1.8$ 程度でも良い結果を増すことが分かる。

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分かる。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とき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、でき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。すなわち、面積雨量として代表性の高い雨量計の資料を用いることを意味している。

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。すなわち、使用

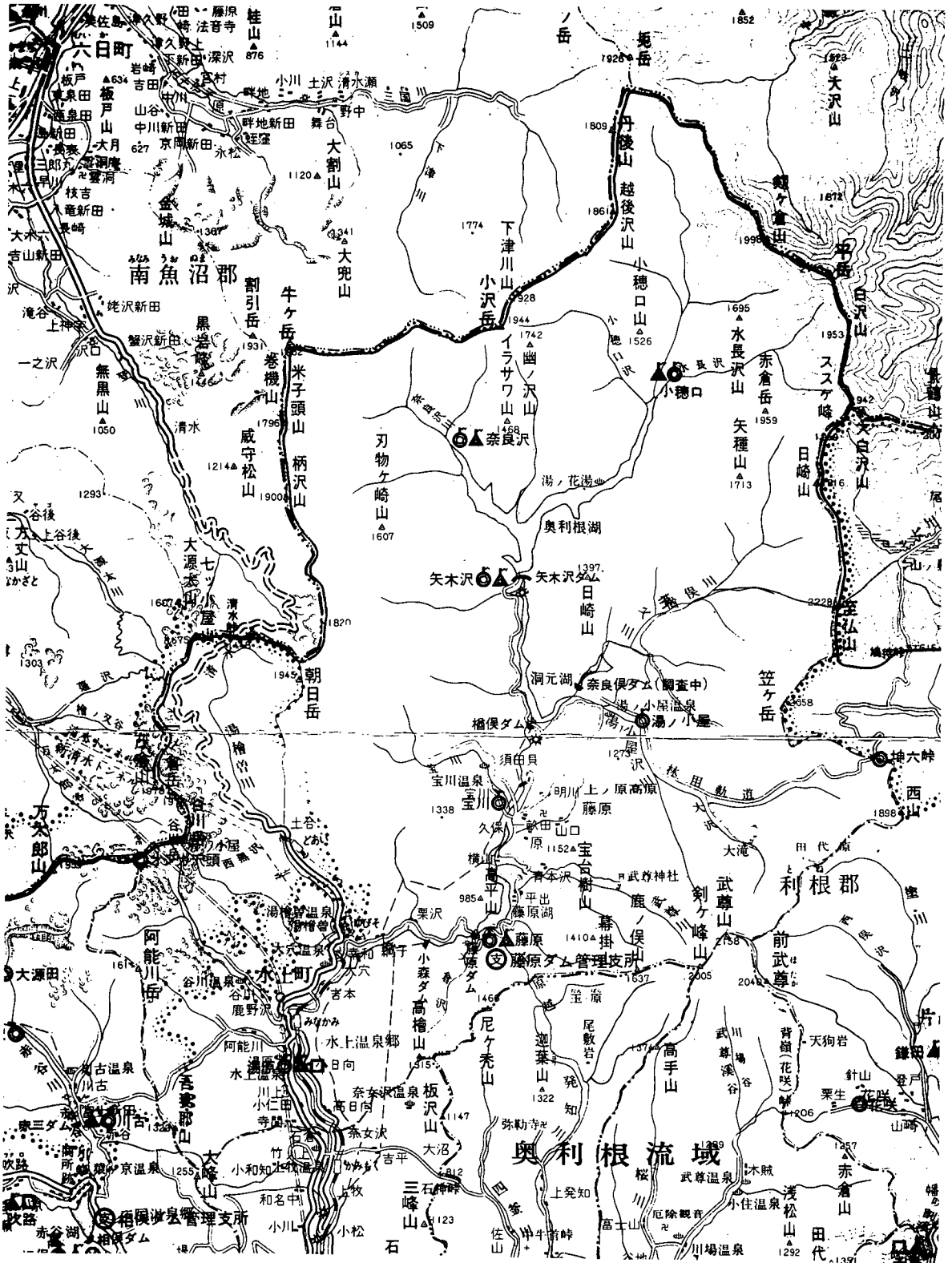


図-2・19 試験流域図(国土地理院1/200,000地形図より)

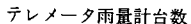
25	11.6	11.2	10.9	10.9	10.5	10.3	10.2	10.1	10.2	10.4	10.5	10.7	10.8	10.9	11.0	11.1
24	11.1	11.2	10.9	10.6	10.4	10.4	10.3	10.1	10.0	10.1	10.6	10.6	10.6	10.8	10.9	11.0
23	11.6	11.2	10.9	10.6	10.4	10.2	10.1	10.0	9.9	10.1	10.3	10.3	10.6	10.7	10.8	10.9
22	11.6	11.2	10.8	10.6	10.4	10.2	10.1	10.0	9.9	10.0	10.1	10.3	10.5	10.6	10.7	10.8
21	11.7	11.2	10.8	10.5	10.3	10.2	10.0	9.9	9.8	9.8	10.0	10.2	10.3	10.5	10.6	10.7
20	11.9	11.2	10.8	10.6	10.3	10.1	10.0	9.9	9.8	9.7	9.8	10.0	10.2	10.3	10.5	10.6
19	12.1	11.3	10.9	10.6	10.3	10.1	10.0	9.9	9.7	9.6	9.7	9.9	10.0	10.2	10.3	10.5
18	12.1	11.3	10.9	10.6	10.3	10.1	10.0	9.9	9.7	9.6	9.7	9.9	10.0	10.2	10.3	10.5
17	12.6	11.7	11.0	10.6	10.4	10.1	10.0	9.8	9.7	9.6	9.5	9.6	9.7	9.9	10.1	10.2
16	17.9	11.9	11.2	10.6	10.4	10.2	10.0	9.8	9.7	9.6	9.5	9.3	9.5	9.8	9.9	10.1
15	13.4	12.1	11.4	10.8	10.4	10.2	10.0	9.8	9.7	9.6	9.5	9.4	9.5	9.6	9.8	10.0
14	13.9	12.5	11.6	10.9	10.4	10.2	10.0	9.8	9.7	9.6	9.5	9.4	9.4	9.5	9.7	9.8
13	14.4	13.1	11.7	11.2	10.6	10.2	10.0	9.8	9.7	9.6	9.5	9.4	9.3	9.5	9.7	9.8
12	15.2	13.5	12.3	11.4	10.8	10.3	10.0	9.8	9.7	9.6	9.5	9.4	9.3	9.5	9.7	9.8
11	16.0	14.2	12.8	11.7	11.0	10.5	10.1	9.8	9.7	9.6	9.5	9.4	9.3	9.7	9.7	9.9
10	17.2	15.0	13.8	12.7	11.3	10.7	10.3	9.9	9.7	9.5	9.4	9.3	9.3	9.7	9.7	9.9
9	18.6	16.1	14.2	12.9	11.8	11.0	10.5	10.1	9.8	9.5	9.4	9.3	9.2	9.7	9.7	9.9
8	20.3	17.5	15.4	13.7	12.5	11.5	10.8	10.4	10.0	9.7	9.4	9.3	9.2	9.1	9.1	9.0
7	22.9	19.7	17.4	15.3	14.2	12.8	11.9	11.2	10.7	10.2	9.7	9.5	9.2	9.1	9.0	9.0
6	26.2	21.4	18.8	16.5	14.7	13.4	12.2	11.3	10.6	10.1	9.6	9.3	9.1	9.0	8.9	8.8
5	31.6	24.9	20.9	18.4	16.4	14.8	13.5	12.4	11.5	10.7	10.2	9.8	9.6	9.3	9.1	8.9

CHIYU URYOKEI 2 SAITEIKI B=20.0 BETA=1.7 GOSA=7.5MM																
KEISAN MANI B=5.25 BETA=15.30 (1/10) I=GT1000MM																
B																
25	8.0	7.7	8.0	8.3	8.7	9.0	9.4	9.7	9.9	10.1	10.3	10.5	10.6	10.8	10.9	11.0
24	8.3	7.6	7.9	8.2	8.5	8.8	9.2	9.5	9.7	10.0	10.2	10.3	10.5	10.6	10.8	10.9
23	8.3	7.5	7.8	8.1	8.3	8.6	9.0	9.3	9.6	9.8	10.0	10.2	10.4	10.5	10.6	10.7
22	8.6	7.5	7.6	8.0	8.2	8.5	8.8	9.1	9.4	9.6	9.9	10.0	10.2	10.4	10.5	10.6
21	8.6	8.0	7.8	8.0	8.2	8.5	8.8	9.1	9.5	9.7	9.9	10.1	10.2	10.4	10.5	10.6
20	9.5	8.3	7.5	7.8	8.0	8.2	8.4	8.7	9.0	9.3	9.5	9.7	9.9	10.1	10.2	10.4
19	9.9	8.7	7.7	7.2	7.1	8.2	8.4	8.6	8.8	9.1	9.3	9.5	9.7	9.9	10.1	10.2
18	10.3	9.0	8.0	7.5	7.8	8.1	8.3	8.5	8.7	8.9	9.1	8.4	9.6	9.7	9.9	10.0
17	10.8	9.5	8.4	7.6	7.8	8.0	8.2	8.4	8.6	8.7	9.0	9.2	9.4	9.6	9.8	9.9
16	11.3	9.7	8.4	7.7	7.8	7.9	8.1	8.3	8.5	8.7	8.9	9.2	9.4	9.6	9.8	9.9
15	11.9	10.4	9.1	8.3	7.8	7.9	8.1	8.3	8.4	8.6	8.7	8.9	9.0	9.3	9.4	9.6
14	12.6	10.9	9.6	8.6	7.8	7.7	8.0	8.2	8.3	8.5	8.6	8.7	8.9	9.1	9.3	9.4
13	13.3	11.5	10.1	9.0	8.7	7.7	8.0	8.1	8.3	8.4	8.6	8.7	8.8	8.9	9.1	9.2
12	14.1	12.2	10.7	9.5	8.6	7.5	8.0	8.1	8.2	8.3	8.5	8.6	8.7	8.8	8.9	9.1
11	15.1	13.1	10.0	9.4	8.1	7.1	7.5	7.6	7.7	7.8	8.0	8.1	8.2	8.3	8.4	8.6
10	16.2	13.9	12.2	10.8	9.7	8.8	8.0	8.0	8.1	8.2	8.3	8.4	8.5	8.6	8.7	8.8
9	17.5	15.0	13.1	11.5	10.3	9.3	9.9	8.1	8.2	8.3	8.4	8.4	8.5	8.6	8.7	8.8
8	19.7	16.3	14.1	12.5	11.1	10.0	9.1	8.4	8.3	8.3	8.4	8.4	8.5	8.5	8.6	8.7
7	23.3	18.0	15.5	13.6	12.1	10.8	9.8	9.0	8.3	8.3	8.4	8.5	8.5	8.6	8.6	8.6
6	27.3	21.7	17.7	13.3	11.3	10.3	11.9	10.0	9.1	8.6	8.7	8.7	8.8	8.8	8.8	8.8
5	33.9	25.6	21.0	17.1	14.8	12.8	12.8	10.8	10.0	9.4	9.4	9.5	9.5	9.6	9.6	9.6

CHUYJO URYOKEI 3 SAITEKICI B=12.0 BATA=2.0 GOSA=6.1MM KEISAN HANA=B=5.25 BETA=15.30 (1/10) i=GT1000MM																	
25	7.0	6.6	7.0	7.4	7.9	8.4	8.8	9.2	9.5	9.8	10.0	10.3	10.5	10.7	10.9	11.0	
24	7.2	6.5	6.9	7.2	7.7	8.2	8.6	9.0	9.3	9.6	9.9	10.1	10.3	10.5	10.7	10.9	
23	7.4	6.5	6.7	7.0	7.5	8.0	8.4	8.8	9.1	9.4	9.7	9.9	10.2	10.4	10.6	10.7	
22	7.6	6.5	6.6	6.9	7.2	7.8	8.2	8.6	9.0	9.2	9.5	9.8	10.0	10.2	10.4	10.6	
21	7.8	7.0	6.8	7.1	7.5	8.0	8.4	8.8	9.1	9.4	9.7	9.9	10.1	10.3	10.5	10.7	
20	8.2	7.0	6.4	6.7	7.0	7.3	7.8	8.2	8.6	8.9	9.2	9.4	9.6	9.8	10.0	10.2	
19	8.6	7.3	6.5	6.6	6.9	7.1	7.5	7.9	8.3	8.7	9.0	9.2	9.5	9.7	9.9	10.1	
18	9.0	7.6	6.5	6.5	6.8	7.0	7.3	7.7	8.1	8.5	8.8	9.0	9.3	9.5	9.7	9.9	
17	9.5	8.0	6.5	6.5	6.8	7.0	7.3	7.7	8.1	8.5	8.8	9.0	9.3	9.5	9.7	9.9	
16	10.0	8.4	7.2	6.4	6.5	6.8	7.0	7.2	7.6	8.0	8.3	8.6	8.9	9.1	9.3	9.5	
15	10.6	8.9	7.6	6.6	6.3	6.6	6.9	7.1	7.4	7.7	8.0	8.4	8.6	8.9	9.1	9.3	
14	11.3	9.4	8.1	7.0	6.2	6.5	6.7	6.9	7.1	7.5	7.8	8.1	8.4	8.6	8.9	9.1	
13	12.0	10.0	8.6	7.4	6.4	6.5	6.7	6.9	7.1	7.5	7.8	8.1	8.4	8.6	8.9	9.1	
12	13.3	10.9	9.3	7.9	6.9	6.1	6.1	6.6	6.8	7.0	7.3	7.6	7.9	8.1	8.4	8.6	
11	15.0	11.9	10.0	8.6	7.5	6.5	6.2	6.3	6.7	6.9	7.3	7.6	7.9	8.1	8.1	8.3	
10	17.0	13.2	11.0	9.4	8.1	7.1	6.3	6.3	6.5	6.7	6.9	7.0	7.3	7.6	7.8	8.1	
9	19.0	14.5	12.0	10.0	8.9	7.8	6.9	6.3	6.6	6.6	6.7	6.9	7.0	7.3	7.5	7.8	
8	22.1	17.4	13.8	11.4	9.9	8.6	7.6	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	
7	25.7	20.2	16.1	12.9	11.0	9.6	8.5	7.5	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	6.7	
6	30.7	24.0	19.1	15.4	12.5	10.8	9.5	8.5	7.6	6.8	6.8	6.8	6.8	6.8	6.9	7.0	
5	37.6	29.6	23.5	18.8	15.3	12.6	10.9	9.7	8.7	7.8	6.8	6.8	6.8	6.9	6.9	7.0	
BETA	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	2.0	2.1	2.2	2.3	2.4	2.5	2.5	2.6	2.7	2.8	2.9	3.0

25	6.6	6.4	8.5	7.1	7.6	8.1	8.5	8.8	9.1	9.4	9.6	9.8	10.0	10.1	10.3	10.4
24	6.7	6.4	8.3	6.9	7.4	7.9	8.3	8.7	9.0	9.2	9.5	9.7	9.9	10.0	10.2	10.3
23	6.8	6.4	8.3	6.9	7.4	7.9	8.3	8.7	9.0	9.2	9.5	9.7	9.9	10.0	10.2	10.3
22	7.1	6.4	7.2	6.5	7.0	7.5	7.9	8.3	8.6	8.9	9.2	9.4	9.6	9.8	9.9	10.0
21	7.3	6.4	6.2	6.2	6.8	7.3	7.7	8.1	8.4	8.7	9.0	9.2	9.4	9.6	9.8	9.9
20	7.5	6.5	6.2	6.0	6.6	7.1	7.5	7.9	8.2	8.5	8.8	9.1	9.3	9.5	9.7	9.8
19	7.7	6.7	6.2	6.0	6.3	6.9	7.3	7.7	8.0	8.3	8.6	8.9	9.1	9.3	9.5	9.6
18	8.0	7.7	6.3	6.0	6.1	6.6	7.1	7.5	7.8	8.1	8.4	8.7	8.9	9.2	9.3	9.5
17	8.2	7.2	6.4	6.3	6.4	6.9	7.3	7.6	7.9	8.2	8.5	8.8	9.0	9.2	9.4	9.5
16	9.4	7.5	6.6	5.9	5.8	6.1	6.6	7.0	7.4	7.7	8.0	8.3	8.5	8.8	9.0	9.2
15	10.4	7.9	6.8	6.1	5.8	5.8	6.3	6.8	7.2	7.5	7.8	8.1	8.3	8.6	8.8	9.0
14	11.5	8.8	7.1	6.3	5.7	5.6	5.8	6.5	6.9	7.3	7.6	7.9	8.1	8.3	8.6	8.8
13	12.8	9.9	7.7	6.6	5.9	5.6	5.7	6.2	6.7	7.0	7.4	7.7	7.9	8.1	8.3	8.5
12	14.1	10.7	8.7	7.1	6.6	6.2	5.7	5.8	6.3	6.8	7.1	7.4	7.7	8.1	8.3	8.5
11	16.0	12.5	9.8	8.6	6.0	5.6	5.6	5.6	5.8	6.1	6.5	6.8	7.1	7.4	7.9	8.3
10	18.0	14.2	11.2	8.9	7.3	6.7	5.7	5.3	5.8	6.2	6.6	6.9	7.2	7.4	7.9	8.1
9	20.3	16.1	12.8	10.3	8.2	7.0	6.1	5.6	5.4	5.9	6.3	6.6	6.9	7.2	7.4	7.6
8	23.1	18.4	14.8	11.9	9.7	7.8	6.8	6.0	5.9	5.3	6.0	6.3	6.7	6.9	7.2	7.4
7	26.5	21.2	17.1	13.9	11.4	9.3	7.6	6.7	5.9	5.4	5.0	6.0	6.3	6.7	6.9	7.2
6	29.7	24.7	20.1	16.7	13.5	11.5	9.2	7.6	6.6	6.0	5.6	5.6	5.9	6.3	6.6	6.9
5	37.9	29.9	24.1	19.8	15.3	13.6	11.3	9.5	8.0	6.9	6.0	6.0	6.3	6.7	6.9	7.2

CHUYUO URYOKEI 5.5 SAITKICI B=7.0 BETA=2.3 GOSA=5.3MM																
KEISAN HANI B=5.25 BETA=15.30 (1/10) =GT1000MM																
23	6.4	6.0	6.7	7.4	8.0	8.5	8.9	9.2	9.5	9.8	10.0	10.2	10.4	10.5	10.7	10.8
24	6.6	5.9	6.4	7.2	7.8	8.3	8.7	9.1	9.4	9.6	9.9	10.1	10.3	10.4	10.6	10.7
23	6.8	5.9	6.1	6.9	7.5	8.1	8.5	8.9	9.2	9.5	9.7	9.9	10.1	10.3	10.4	10.6
22	7.0	6.1	6.0	6.6	7.3	7.8	8.3	8.7	9.0	9.3	9.6	9.8	10.0	10.2	10.3	10.5
21	7.3	6.3	6.0	6.6	7.0	7.6	8.1	8.5	8.8	9.1	9.4	9.6	9.8	10.0	10.2	10.3
20	7.4	6.1	5.8	6.6	7.3	7.8	8.3	8.6	8.9	9.2	9.5	9.7	9.9	10.1	10.2	10.4
19	7.6	6.6	5.9	6.0	6.4	7.0	7.6	8.0	8.4	8.7	9.0	9.3	9.5	9.7	9.9	10.1
18	8.0	6.9	6.1	5.9	6.2	6.7	7.3	7.8	8.2	8.5	8.8	9.1	9.3	9.6	9.7	9.9
17	8.5	7.1	6.3	5.7	6.0	6.5	7.0	7.5	7.9	8.3	8.6	8.9	9.1	9.4	9.6	9.8
16	8.8	7.4	6.5	5.8	5.9	6.2	6.7	7.2	7.6	8.0	8.4	8.7	8.9	9.2	9.4	9.6
15	9.8	8.9	7.8	7.0	6.9	7.2	7.5	7.9	8.2	8.6	8.9	9.2	9.4	9.7	9.9	10.1
14	10.8	8.4	7.1	6.2	5.6	5.9	6.1	6.6	7.0	7.4	7.8	8.2	8.5	8.7	9.0	9.2
13	12.0	9.1	7.6	6.4	5.8	5.7	6.0	6.3	6.8	7.1	7.5	7.9	8.2	8.5	8.7	8.9
12	13.3	10.2	8.1	6.9	6.0	5.5	5.8	6.0	6.4	6.9	7.2	7.5	7.9	8.2	8.4	8.7
11	14.8	11.5	8.9	7.4	6.3	5.6	5.9	6.2	6.5	6.9	7.2	7.5	7.9	8.1	8.4	8.7
10	16.5	13.0	10.1	8.0	6.7	5.8	5.5	5.9	6.2	6.5	6.9	7.2	7.5	7.8	8.1	8.4
9	19.1	14.9	11.6	9.1	7.5	6.6	5.6	5.4	5.7	5.9	6.2	6.6	6.9	7.2	7.5	7.8
8	21.9	17.2	13.6	10.7	8.5	7.1	6.3	5.4	5.4	5.9	6.2	6.5	6.9	7.1	7.4	7.7
7	25.3	20.0	15.9	12.7	10.2	8.1	6.9	6.0	5.3	5.4	5.7	5.9	6.1	6.4	6.7	7.0
6	30.2	23.5	18.9	15.2	12.3	10.0	8.0	6.9	6.0	5.3	5.4	5.6	5.8	6.0	6.3	6.6



レーダ雨量計の降雨観測特性に関する研究

図-2・20 テレメータ雨量計による B' , β とその感度分析(矢木沢, 藤原ダム流域)

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算術平均値と地上雨量計算術平地値の比較を行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、雨量強度別又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。

3. 地上雨量計によるレーダ雨量の実時間較正法の研究

レーダエコー強度を降雨量に変換するには第1章、第2章で見てきたように、 $Z-R$ 関係を決定するための適切な B 、 β 値が必要となる。この定数は通常、雨滴の粒径分布の観測に基づき決められるものであるが、レーダを現場で活用し降雨量を知るには、この方法は不適当である。そこで地上での雨量観測値を用いて実用的にこの換算定数を決定することが重要となってくる。

本章では既存のテレメータ観測網を利用して、レーダ雨量を実時間で較正する方法とその面積雨量推定精度を検討した。

3.1 雨量計による較正法

地上雨量計によるレーダ雨量の較正の研究はレーダエコーのデジタル化に伴い気象庁やその他の機関で研究が進められてきた。

英国の研究では¹³⁾1000km²のDee川流域を16ブロックに分割し、それぞれの区域の面積雨量をレーダと地上雨量計で対比した。地上雨量計は100km²内に62台設置された。

地上雨量値を R_g 、レーダ雨量を R_r とした時この測定誤差を次式で定義した。

$$Y = |100(R_r/R_g - 1)| \text{ (}\%) \text{ (3.1)}$$

この時に用いられるレーダ雨量は、流域内の較正用雨量計（1ヵ所）で当該時刻に得られた $Z-R$ 関係（ β は1.6に固定）によって降雨量に換算し、積分して各ブロックごとの面積雨量を求めている。

誤差 Y は、積分の時間と面積によって表-3.1、表-3.2のようになる。この結果は積分する領域や時間が大きくなるほど誤差が小さくなるということで、従来から指摘されていることである。

図-3.1は較正用の雨量計の台数と誤差 Y の平均値の関係を示している¹³⁾。実線はレーダエコーを雨量計で較正したときの精度である。2本の実線の上のものはビームがブライツバンドを含む場合で誤差が大きくなっている。これに対し雨量計のみで面積雨量を推定した場合が点線で示されている。この場合雨の種類によって誤差が大幅に変わることが分かる。雷雨では誤差が著しい。

このときに用いられた較正の具体的手法⁸⁾は

- i) レーダと雨量計の比較は1時間積算値で行う。
- ii) 1km以内の間隔で5台の雨量計を配置しその平均値を用いる。
- iii) 1時間雨量が0.4mm未満のときは較正に使用しない。
- iv) 雨滴の風による移流効果を考慮する。
- v) 多数の地点に配置された較正用雨量計を使う場合、較正しようとするところから各雨量計までの距離の逆数を重みとして平均を行う。

以上のような条件は現業用のレーダ雨量計では適切ではないと考えられる。また地上雨量計の信頼性もあり、より単純な方法が望ましい。

立平、牧野¹⁴⁾が仙台レーダとアメダス雨量観測所116ヵ所を用いた研究では、較正係数 K_i （レーダ雨量に乗じられる係数）をそのまま使わないで、次式のような

表-3.1 レーダエコーの積分時間と面積雨量（区域ごと）の測定誤差

積分時間	1時間	2時間	3時間	6時間
$\bar{Y}(\%)$	2.6	2.0	1.8	1.3
n	393	195	149	55

表-3.2 レーダエコーの積分面積と面積雨量（1時間）の測定誤差

積分面積	0	60	100	175	220	300	430	500	525	680
$\bar{Y}(\%)$	3.7	2.2	2.0	1.9	1.8	1.5	1.3	1.4	1.2	1.5
n	194	89	87	65	36	30	24	27	27	23

値を用いている。

$$\hat{K}_i = \bar{K} + \alpha(K_i - \bar{K}) \quad \dots\dots\dots (3.2)$$

ここで

$$\bar{K} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N K_i$$

$$\alpha: 0 \leq \alpha \leq 1$$

$\alpha = 0$ の時 $\hat{K}_i = \bar{K}$ となり各較正用雨量計の平均で較正することになる。 $\alpha = 1$ では $\hat{K}_i = K_i$ となり、各雨量計で得られた係数をそのまま用いることに相当する。

レーダ雨量を地上雨量値を用いて較正することにより精度向上が図れることは、米国オクラホマでの研究¹⁵⁾でも明らかにされている。

表-3.3はオクラホマで観測された14例の雷雨を、地上雨量 G とレーダ雨量($B=200$, $\beta=1.6$)の比でみた結果である。地上雨量計はレーダ観測範囲8000km²内に45~100km間隔で配置されている。この結果によれば G/R の値は0.41~2.41となっており、 G/R の相対的な変動係数(G/R の平均値で G/R の標準偏差を割ったもの(%))は10~46%となっている。これに対し、 G/R の比を用いてレーダ雨量を補正したとした時、平均相対誤差は24%となり、補正しない時の63%に比べ改善されることとなる。

表-3.4は較正用地上雨量計を用いた時のレーダによる面積雨量の推定に伴う誤差を、いろいろな研究事例から取りまとめたものである。

この表によれば、例えばWilsonが3500km²の流域のほ

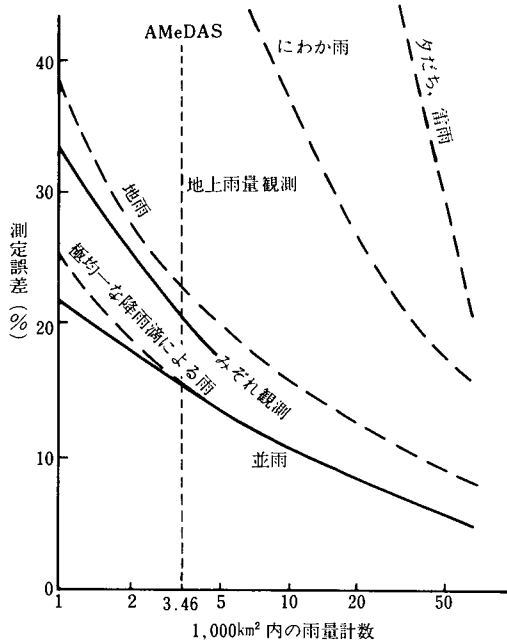


図-3.1 雨量計の数(1,000km²当たり)と1時間雨量の測定誤差。破線は雨量計単独、実線はレーダエコーを雨量計で較正した場合

表-3.3 オクラホマの14雷雨例の地上値とレーダ値の比較表 (レーダでは $Z=200R^{1.6}$ で5分間データによる)

日 時	雨量計台数	降雨継続時間 (h)	G (mm)	$\overline{G/R}$	$\overline{G/R}$ の分散(1) %	平均誤差(2) %	平均誤差(3) (ストームのゆがみ修正) %
1974 4.28	21	7	11	1.62	25	35	16
4.29	20	12	7	0.82	21	30	17
4.29	21	5	22	2.23	31	51	26
5.1	21	9	24	2.41	20	57	13
5.20	12	7	15	0.68	46	75	37
5.21	10	3	5	0.59	36	87	27
5.23	5	2	3	0.64	10	60	8
5.25	22	6	25	0.91	27	30	27
5.25	12	5	23	0.88	32	31	19
5.20	22	7	25	1.09	34	32	33
6.3	15	5	7	0.41	29	160	23
6.6	13	2	16	0.68	43	79	36
6.8	10	5	31	0.49	39	141	42
1975 4.7	19	4	14	1.13	23	17	18
平 均		14		1.04	30*	63	24

(1) $\overline{G/R}$ 相対分散 (変動係数)

(2)平均誤差: $100 \times \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{Gi - Ri}{Gi} \right| / N$ (%)

(3)平均誤差: $100 \times \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{Gi - (\overline{G/R}) Ri}{Gi} \right| / N$ (%)

(4)全例での変動係数は63%である。

表-3・4 較正雨量計を用いたレーダによる降雨量観測値

出典 (研究者)	位置	降雨型	レーダ (GHz) ビーム幅(°)	Z-R 関係	事例 数	観測 間隔 (分)	レーダ からの 距離(km)	対象域 面積 (km ²)	継続 時間	較正雨量計の 密度(km ² /台)	較正前 (後)での 誤差(%)	較正雨量計の 誤差
Wilsoa(1970)	Oklahoma	Thundershowers	10/2	$KR^{1.4(b)}$	23	5-10	35-100	3500	Storm	A(3500) A(1200) V(1200)	51(35) (30) (27)	60 31 31
Brandes(1975)	Oklahoma	Thundershowers	10/2	$200R^{1.4}$	9	5	45-100	3000	Storm	V(900) V(1600) A(900)	52(13) (14) (18)	21 24 21
Woodley <i>et al.</i> (1974)	Florida	Showers Thundershowers	10/2	$300R^{1.4}$	39	5	85-115	570	29h	A(1600)(c)	43(30)	—
Harrold <i>et al.</i> (1974)	England	Showers Stratiform	10/2	$200R^{1.8}$	27	1	12-18	50-100	1 h	A(500)	—(19)	48(d)
Wilson(1975a)	New York	Showers Thundershowers Stratiform	5/1.7	$200R^{1.4(e)}$	41	10	95-112	170	24h	V(275)	49(22)	22
Collier <i>et al.</i> (1975)	England	Showers Stratiform	10/1	$200R^{1.8}$	13	1	12-48	700	3 h	V(233)	—(7)	—
Jatila and Puhakka (1973a,b)	Finland	Showers Thundershowers	3/1.8	$200R^{1.4}$	6	5	18-28	180	Storm	A(180)	43(23) (f,g)	—
Huff and Towery (1978)	Illinois	Showers Thundershowers	10/1	$300R^{1.35}$	67(h)	3	20-100	5300	0.5h	V(150)	55(27)	32

(注)(a)A：平均算出用 V：空間変動算出用

(b)全体の試験による平均の偏差を除去して算出したレーダ値

(c)8台からなる雨量計群の密度、雨量計群は測定範囲の外にある。

(d)較正雨量計は10-20km流域界の外にある。

(e)付加的な乗数1.7をレーダ値の算出に適用した。

(f)中央の雨量計に地点雨量が一致するようにZ-R係数を変化させた。

(g)雨滴径分布の観測時の誤差は98%である。

(h)4 降雨の30分間期間の数

は中央部にある地上雨量計で雷雨のレーダ観測値を補正した結果¹⁶⁾、平均相対誤差を51%から35%に減少させることが判断される。地上雨量計1個ではこの誤差は60%であるという。Jatila等によれば対流性降雨について43%の誤差を25%に減じうることが報告されている。従って適切な地上雨量による較正法を用いれば、レーダ観測値の信頼性を高めうることは明らかであろう。

本研究では、レーダ雨量計による観測値を実時間的に補正し精度向上を図ることに主眼をおき、できるだけ単純化した手法の開発を行った。

i) レーダ時間雨量 R_r を別途定められたZ-R関係を用いて算出する。

ii) 地上テレメータ時間雨量との比を対応するメッシュで求める。

$$F = R_g / R_r \dots\dots\dots (3\cdot3)$$

iii) このF値の空間的な分部を表現する曲面を作成し、補正する。

このような考え方を採用するにはFの変動特性を調査しておく必要がある。

3.2 レーダ雨量と地上雨量の比較と補正係数Fの変動特性

現在使用されている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った。

- 1) 散布図の作成
- 2) 最小2乗法による直線当てはめ
- 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。特に、強雨をもたらした例が重要と考え、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、レーダ対地上の雨量は、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 降雨強度が大きい程、補正係数のばらつきが小さくなる傾向がある(表-3・5, FM 0, FM 5参照)。
- ③ 全体に、レーダの方が少ない雨量を示す傾向にある。

表-3・5 強度別補正係数（地点別）平均値，分散表（1982年9月10日7時～12日18時 台風18号）

No.	地点名	FMEAN	FM0	FM5	FM10	SDF	SD0	SD5	SD10	NC	N0	N5	N10
1	八木沢	0.79	0.75	0.98		0.51	0.50	0.50		39	31	8	0
2	奈良沢	2.18	2.33	1.47		4.24	4.64	0.45		35	29	6	0
3	小穂口	0.92	0.93			0.52	0.53			37	35	2	0
4	藤原	1.13	1.11	1.16		0.52	0.53	0.34		42	37	4	1
5	湯の小屋	0.94	0.93	1.01		0.46	0.46	0.40		41	36	5	0
6	宝川	1.09	1.02	1.54		0.57	0.52	0.69		40	35	5	0
7	湯原	0.94	0.90	1.17		0.52	0.52	0.47		38	32	6	0
8	相俣	0.91	0.88	1.03		0.42	0.44	0.23		41	34	7	0
9	永井	1.19	1.20	2.12		0.90	0.87	0.72		41	37	4	0
10	川古	0.99	0.96	1.17		0.45	0.46	0.34		41	36	5	0
11	園原	1.06	1.06	1.10		0.69	0.70	0.66		39	32	6	1
12	戸倉	6.39	6.39			4.63	4.63			14	14	0	0
13	丸沼	0.88	0.81	1.27		0.50	0.42	0.69		40	33	6	1
14	鎌田	1.03	1.02			0.62	0.63			38	36	2	0
15	奈良	1.23	0.99	2.76		0.91	0.52	1.29		37	32	5	0
16	新地	1.84	1.84			1.27	1.27			4	4	0	0
17	倉見	1.30	1.17	2.74		0.77	0.64	0.68		37	34	3	0
18	草津	1.34	1.32	1.45		0.87	0.87	0.86		43	38	5	0
19	応桑	1.31	1.30	1.36		0.81	0.79	0.99		44	37	6	1
20	中之条	0.96	0.93	1.18		0.58	0.60	0.47		39	32	6	1
21	本宿	1.09	1.03	1.55		0.75	0.71	0.83		42	37	5	0
22	渋川	1.20	1.24	0.84		0.93	0.99	0.27		43	36	5	2
23	三ノ倉	1.22	1.24	1.16		0.87	0.88	0.81		41	34	7	0
24	松井田	1.34	1.28	1.52		0.99	0.97	1.04		44	33	11	0
25	下仁田	1.39	1.48	1.32		1.14	1.25	0.97		37	21	15	1
26	富岡	1.30	1.29	1.30		0.87	0.81	0.95		40	24	16	0
27	下久保	1.26	1.01	1.66		0.96	0.74	1.13		46	27	18	1
28	三俣	1.34	1.64	1.11	0.48	1.16	1.37	0.48	0.18	39	23	11	5
29	万場	1.22	1.13	1.45		0.93	0.81	1.11		44	27	15	2
30	前橋	1.03	0.93	1.18		0.55	0.42	0.75		37	25	11	1
31	沼田	0.97	0.89	1.26		0.61	0.53	0.78		39	31	8	0
32	草木	1.85	1.97	1.05		1.79	1.87	0.25		43	38	4	1
33	細尾	1.71	1.57	2.56		2.24	2.33	0.93		42	37	4	1
34	久蔵	1.24	1.07	2.72		1.18	1.09	0.89		39	35	4	0
35	発地	0.85	0.79	1.07		0.44	0.41	0.48		37	27	9	1
36	银山平	1.24	1.14	2.00		1.14	1.14	0.87		41	36	5	0
37	餅ヶ瀬	1.38	1.33	1.80		1.05	1.09	0.40		44	39	5	0
38	地藏	0.92	0.87	1.29		0.49	0.49	0.39		41	36	5	0

（凡例）FMEAN：強度分類なしの補正係数の平均値 SDF：強度分類なしの補正值の標準偏差 NC：FMEANの数
 FM10：0～5mm/hの " SD0：0～5mm/hの " N0：FM0 "
 FM5：5～10mm/hの " SD5：5～10mm/hの " N5： " "
 FM10：10～mm/hの " SD10：10～mm/hの " N10：FM10 "

④ 特定の時刻のみ全体の分布から外れる例がある
 （表-3・6参照）。

これらの結果を表-3・5、表-3・6、図-3・2に示す。

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、降雨強度の変化に従って 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。

そこで流域ごとの代表点を選定し、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、草木流域が非常に大きな 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

表-3-6 時刻別補正係数 (地点別)

1981年 F : 9 地点No.																						
TIME	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	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	3.0	0.7	0.0	0.0	0.6	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	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	4.0	0.0	0.0	0.5	0.6	1.2	1.0	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	0.4	1.2	1.5	1.2	3.0	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	0.0	2.9	0.0	0.8	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	1.8	2.2	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	3.0	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	2.8	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	1.8	2.0	1.8	1.8	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	0.0	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	0.6	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	0.8	0.0	0.8	0.9	1.8	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		

(注) 地点番号は表-3-5に同じ

値の対応の悪いことが分かる。

T8115についても、草木流域のみが、他と異なる変化を示す(図-3-3)。

T8210とT8115についての比較では、T8115の方が全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-3-4に示す。補正係数Fはレーダサイトの近く、あるいは標

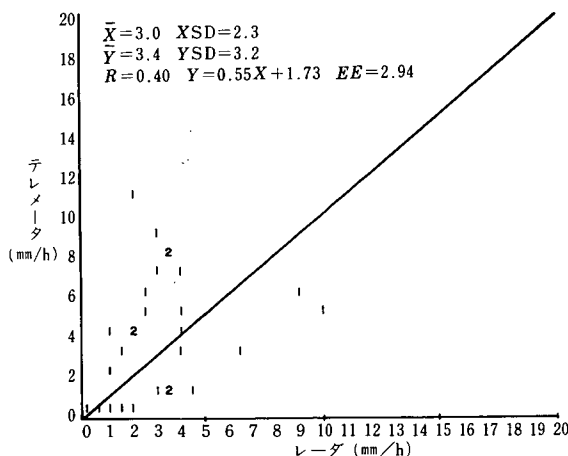
高の低い地点で1に近づく傾向を表している。

3.3 オンライン補正方法の開発

前節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。

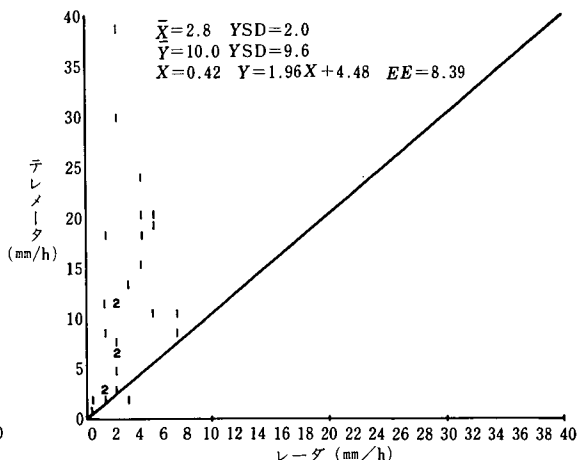
オンライン補正に当たってはその処理時間が制限されるため、補正係数Fを用いる方式を採用した。これはB、 β を補正する方式に比べ処理時間が短い利点があり、また、双方式とも結果的には同程度の効果が期待されることによる。

補正係数F方式の採用に当たっては、二宮(1979)に



1981年8月23日12時(地点番号1)

(a) 比較的対応のよい例



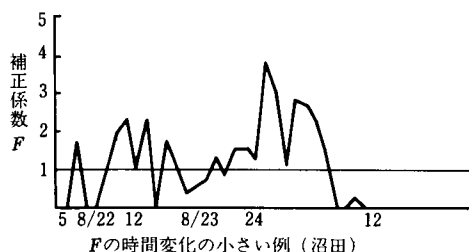
1981年8月23日12時(地点番号33)

(b) 比較的対応の悪い例

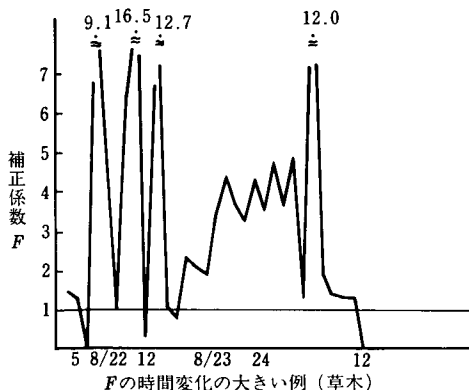
凡例

 $\bar{X}$: 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 : 直線の周りの誤差の標準偏差
 $\bar{Y}$: テレメータ雨量平均値 YSD : テレメータ雨量の標準偏差 $Y=A \cdot X+B$: 直線当てはめ $CASENO$: 地点番号

図-3-2 レーダ雨量とテレメータ雨量の散布図(1時間雨量)



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-3-3 補正係数Fの時間変化特性(1981年台風15号)

よって提案された¹⁷⁾、補正曲面の当てはめを行うこととした。

本研究においては、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 とし、

次の条件を満足するような曲面の設定を行う。

『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、

$$\alpha(F(x, y) - F_{OBS}(x, y))^2 \rightarrow \min \quad (3.4)$$

②の条件は、

$$\beta \left\{ \left[\frac{\partial}{\partial x} F(x, y) \right]^2 \right\} \rightarrow \min \quad (3.5)$$

である。

従って式(3.4)、(3.5)を同時に満足する条件は次のようになる。

$$\iint_{x, y} \left[\alpha(F(x, y) - F_{OBS}(x, y))^2 + \beta \left\{ \left[\frac{\partial}{\partial x} F(x, y) \right]^2 + \left[\frac{\partial}{\partial y} F(x, y) \right]^2 \right\} \right] dx dy \rightarrow \min \quad (3.6)$$

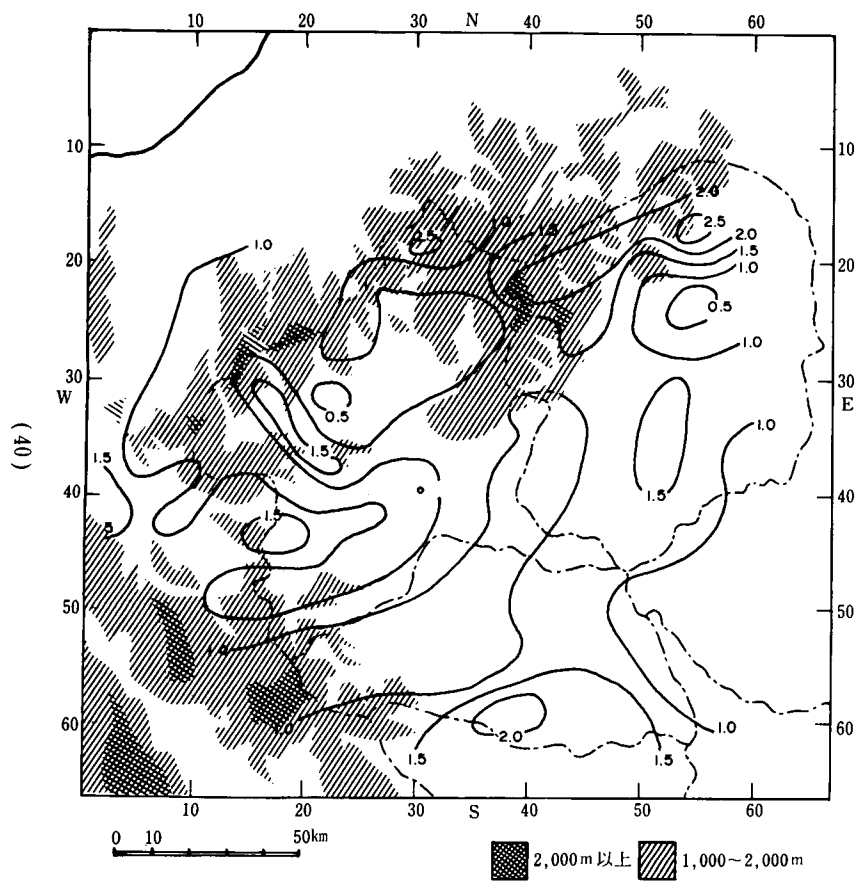
式(3.6) () 内を関数 f で表すと

$$f \left(x, y, F(x, y), \frac{\partial}{\partial x} F(x, y), \frac{\partial}{\partial y} F(x, y) \right) \quad (3.7)$$

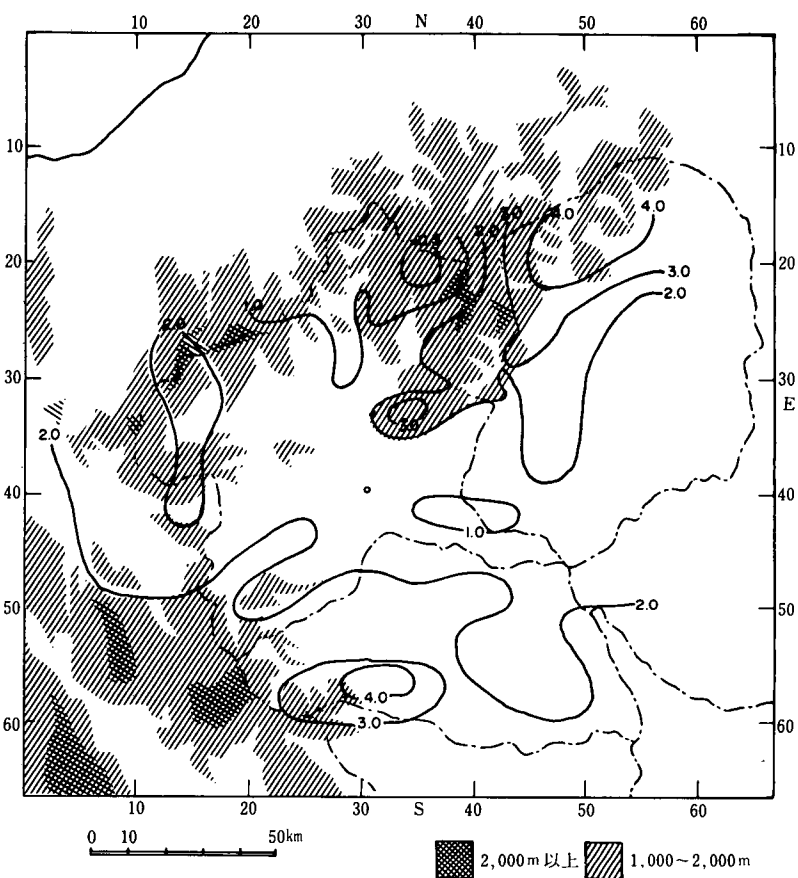
となる。

これは、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。



1981年7月



1981年8月 (台風15号を含む)

図-3・4 月雨量地上雨量/レーダ雨量

(40)

$$\frac{\partial f}{\partial F} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial f}{\partial p} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial f}{\partial q} \right) = 0 \dots\dots\dots (3.8)$$

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

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

従って〔 〕は

$$f = \alpha (F - F_{\text{OBS}})^2 + \beta (p^2 + q^2) \dots\dots\dots (3.9)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial f}{\partial F} = 2\alpha F - 2\alpha F_{\text{OBS}} \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial f}{\partial p} \right) = \frac{\partial}{\partial x} (2\beta p) \\ \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial f}{\partial q} \right) = \frac{\partial}{\partial y} (2\beta q) \end{cases} \dots\dots\dots (3.10)$$

であるので、式(3.8)は次のように表せる。

$$\alpha (F(x, y) - F_{\text{OBS}}(x, y)) - \beta \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} F(x, y) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} F(x, y) \right) = 0 \dots\dots\dots (3.11)$$

従って式(3.11)を解けばよい。

式(3.11)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(3.4)において α ()²の()内は0.1のオーダーであり、式(3.5)において、 β { }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。

従って、式(3.4)より、

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

式(3.5)より

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

従って、 $\alpha \rightarrow 0.2$ $\beta \rightarrow 0.01$

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

すなわち $\alpha : \beta = 20 : 1$ の比を持つとき、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(表-3.7)。

図-3.5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。

表-3.7 雨量計台数と自乗平均誤差

検証用 アメダス ポイント	地点番号		補 正 し な	1	1/2	1/4
八 方 ヲ 原	41	42	4.52	2.80	4.09	5.19
今 市	47	48	4.67	2.23	3.78	5.50
足 尾	49	50	9.65	3.90	2.90	9.12
高 根 沢	51	52	2.05	1.55	1.58	2.28
鹿 沼	53	54	3.03	1.38	2.52	3.59
葛 生	55	56	3.03	0.88	2.33	4.09
足 利	57	58	1.04	2.86	0.95	1.55
栃 木	59	60	1.58	1.81	1.34	2.10
藤 原	61	62	3.13	2.20	1.91	2.31
高 手 山	63	64	2.51	1.64	1.28	2.38
草 津	65	66	8.74	6.24	8.33	10.60
雨 見 山	67	68	4.68	2.20	2.19	2.18
中 之 条	69	70	3.12	8.76	5.04	4.40
田 代	71	72	6.44	3.86	5.45	7.50
前 橋	73	74	6.27	4.22	6.71	9.05
桐 生	75	76	1.57	5.53	2.09	1.21
上 里 見	77	78	11.43	8.91	8.16	14.23
西 野 牧	79	80	5.82	3.37	4.16	5.78
館 林	81	82	1.67	1.89	1.27	2.29
万 場	83	84	10.04	8.73	9.62	10.82
熊 谷	85	86	2.57	1.64	2.09	3.22
鴻 巣	87	88	1.72	1.92	1.51	2.23
三 峰	89	90	12.91	8.68	11.82	14.34
浦 山	91	92	19.14	15.36	18.02	20.50
鳩 山	93	94	11.22	10.38	11.33	12.19
浦 和	95	96	2.66	2.32	2.44	3.12
野 沢 温 泉	98	114	1.53	3.35	1.72	1.11
長 野	101	102	10.07	7.16	9.81	11.63
菅 平	103	124	1.55	2.39	1.39	1.74
穂 高	—	128	3.43	2.79	3.14	3.95
—		132	6.38	5.00	6.16	7.12
立 科	109	134	3.63	2.61	3.36	4.42
高 ボ ッ チ	111	136	1.42	2.66	1.41	2.12
奈 川	—	138	2.67	2.55	2.66	3.45

(注) 1 : 補正用雨量計38台
1/2 : " 19台
1/4 : " 9台

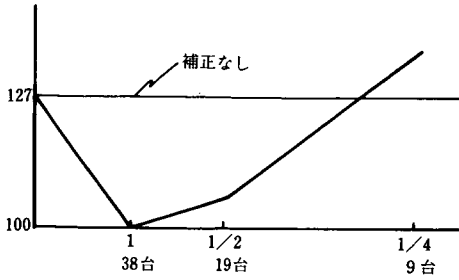


図-3.5 38台のテレメータを使った場合を100とした補正効果(アメダス)

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とき、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、曲面当てはめ補正法に関して検討できる。

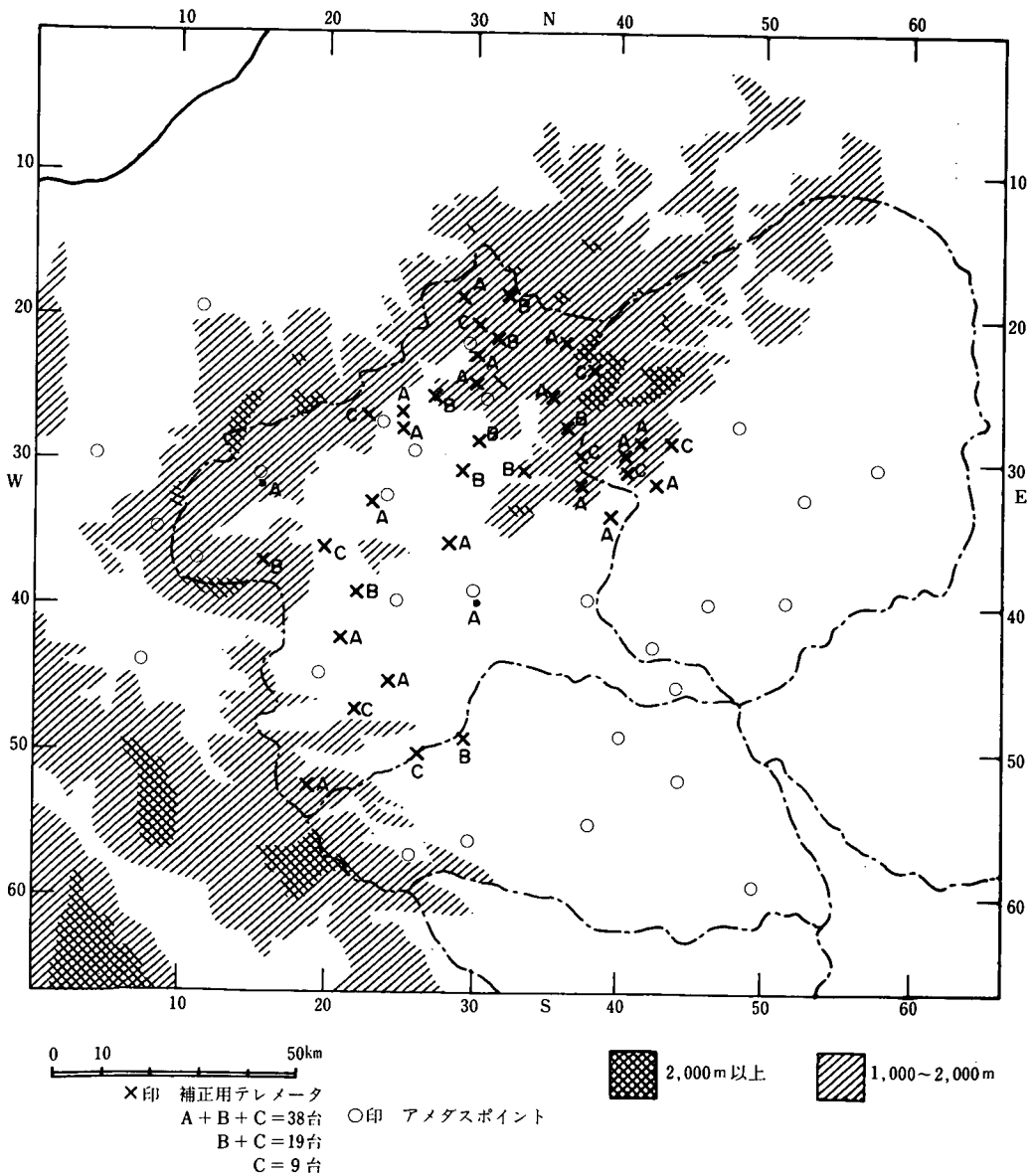


図-3.6 補正用テレメータの位置と検証用アメダスポイントの位置

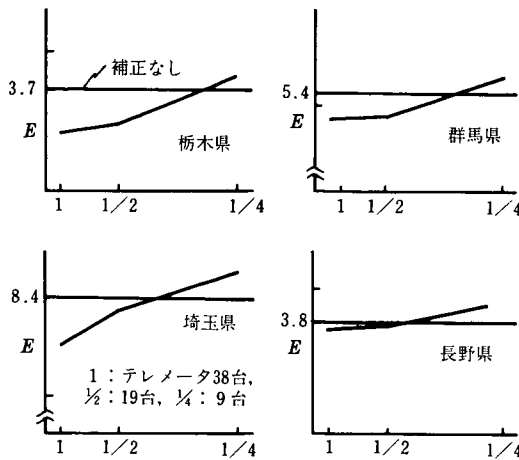


図-3・7 補正用雨量計台数と補正効果

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-3・6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った。

その結果を図-3・7に示す。

縦軸の値（誤差の指標）は次の指標を用いた。

$$E = \sqrt{\frac{\sum (\text{実測地上雨量} - \text{補正後レーダ雨量})^2}{\text{検証用雨量計台数}}} \quad \dots\dots (3 \cdot 12)$$

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。また、図-3・8(a)~(d)は補正用雨量計を38台、19台、9 台と変えた場合のレーダ雨量値と検証用地上雨量値の散布を示すものであるが、台数を減じてゆくに従って散布ボ

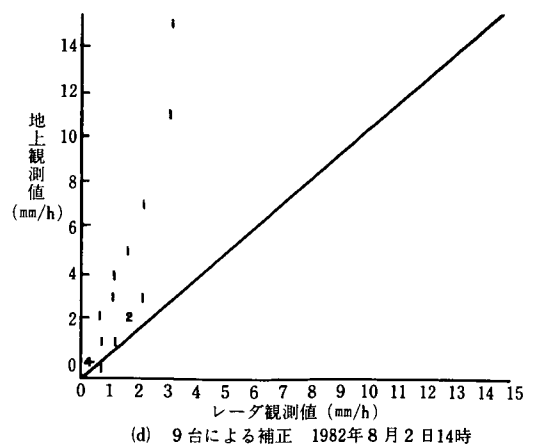
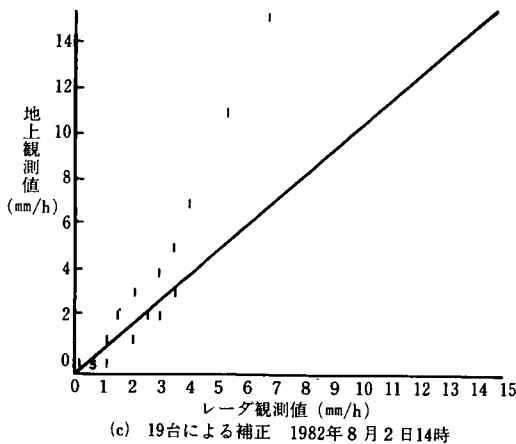
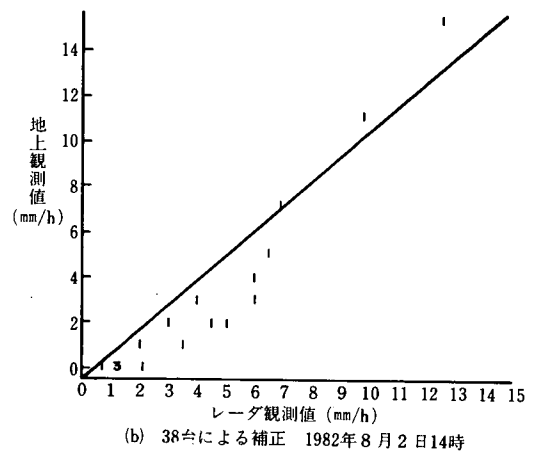
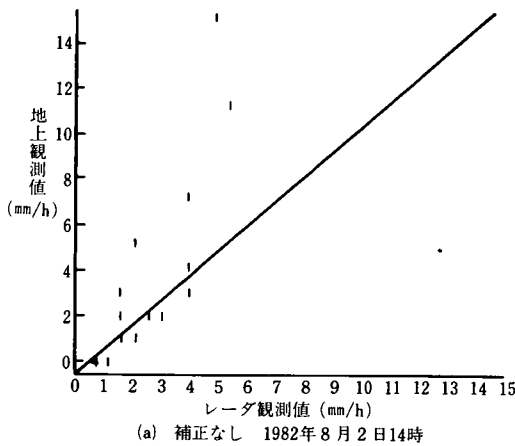


図-3・8 補正用地上雨量テレメータの台数別散布図(熊谷,1982年)

イントが45°線から離れる傾向が見られる。これは補正雨量計の配置と降雨分布に密接な関係があると推定される。

以上のことから補正システムを考える場合、数点の地上雨量値を用いただけの補正では十分な効果が期待できず逆に誤差を増大する場合があることを考えて、補正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、台数と補正効果の検証を行わなければならない。

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。

これは3.3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が判断される。従って、補正が逆効果となる場合もあることはさげられない。

4. 大地クラッタの変動特性とその除去に関する研究

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。言い換えれば、この大地クラッタ（妨害反射波）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。

この問題への対処の方法は次の4種類に要約することができる。

(1) レーダ観測者が高度の熟練によって気象エコーと大地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) 大地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。

(3) 晴天時の大地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。（大地クラッタ減算方式）

(4) 降雨エコーと大地クラッタの信号特性の違いを検出し降雨エコーを求める。（MT1方式）

建設省レーダ雨量計では、現在(3)の方法を標準方式として運用し、(4)については試用的運用などに用いている。

本研究では(3)、(4)の方式について、その大地クラッタ除去特性及び降雨観測精度について検討評価を行った。

4.1 大地クラッタの変動特性と降雨観測誤差

1) 大地クラッタの変動特性

大地クラッタ減算方式では非降雨時の大地クラッタの平均値を記憶し、雨天時の受信信号からその値を減じることによって大地クラッタを除去している。

大地クラッタは地表、建造物等の表面の状態並びに大気中での電波伝搬経路の変動によって強度が変動することが考えられる。登録された大地クラッタの値に対しこの変動量が無視できない場合、大地クラッタ減算方式での観測精度に影響を与えることとなる。

土木研究所では関東地方建設局赤城山レーダ雨量計を用いて非降水時の大地クラッタの変動特性を調査した。対象とした地域はレーダサイトの北方約30km～45kmの片品川流域で大地クラッタが比較的大きな16メッシュ（以後「地点Na1～16」と称ぶ）である。

図-4・1は長期非降雨時並びに降水後非降雨時における対象16地点のうち大地クラッタ強度の弱（地点Na2）、中（地点Na8）、強（地点Na3）の代表的な例でありレーダサイトからの距離はいずれも約30km位である。

同図によれば大地クラッタの強い地点ほど変動が大

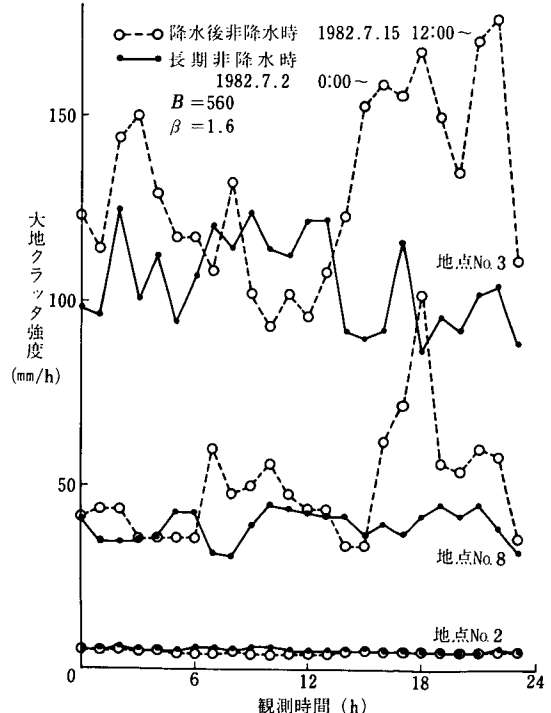


図-4・1 大地クラッタ 1 時間平均強度変化図
(赤城山)

きいことが分かる。表-4・1に長期非降水時の3例の16地点での大地クラッタ強度統計量を示す。表-4・2は降水後非降水時における統計量であり、表-4・1と比較してその強度がわずかに増加する傾向が見られるがその変化量は長期降水時の 1σ 以内であり降水後の地表面変化による効果とは断定できない。

2) 量子化誤差と最小感知能力

アナログ量をデジタル値に変換することを量子化と呼ぶ。レーダ雨量計での受信電力の量子化は、第1章で述べたとおり、信号入力範囲(-22dBm~-102dBm)を 2^8 等分(これを8ビット直線量子化という)している。このとき量子化の一区間幅 d は式(4・1)より0.3125dBmとなる。このことは量子化に際して切り捨てられる電力は最大で $d=0.3125$ dBmであることを示す。

$$d = |-22 - (-102)| / 2^8 \dots\dots\dots (4\cdot1)$$

大地クラッタ強度が P_g (dBm)の地点では降雨時さらに降雨からのエコーが重畳し P_r (dBm)となる。このとき式(4・2a)のような降雨は降雨として観測可能であり、式(4・2b)のような降雨は観測不可能である。ここで式(4・2c)であるような降雨強度を大地クラッタ強度 P_g における最小感知降雨強度と呼ぶ。

$$P_r - P_g > d \dots\dots\dots (4\cdot2a)$$

$$P_r - P_g < d \dots\dots\dots (4\cdot2b)$$

$$P_r - P_g = d \dots\dots\dots (4\cdot2c)$$

図-4・2は赤城山レーダ雨量計($B=560$, $\beta=1.6$)における大地クラッタ強度距離補正済と最少感知降雨強度を示したものであるが、これによれば大地クラッタ強度100mm/hの地点では強度4.5mm/h以下の降雨は観測不可能であることが分かる。

最小感知降雨強度は受信電力値の量子化時における切捨の最大値を基に定義したが、A/D変換器では切上、切捨により量子化を行っている。この場合量子化された電力値 P_0 は $\pm d/2$ の幅を有することになる。このことは100mm/hと観測された降雨に対して約 $\pm 4.5/2$ の誤差を含むと考えられる。従ってレーダ雨量計はデジタル化(8ビット直線量子化)時点で $\pm 2.3\%$ の誤差(赤城山 $B=560$, $\beta=1.6$)を生じる可能性がある。

3) 大地クラッタの変動と観測誤差

1) で述べたとおり、非降水時の大地クラッタは常に変動している。この変動量は最少感知降雨強度以上であれば大地クラッタ減算方式での、クラッタ変動による観測精度低下は無視できなくなる。

図-4・3(a), (b)は表-4・2の3期間の大地クラッタ平均値と変動の標準偏差を示したものである。これによれば大地クラッタの平均強度と変動量には強い相関が見られ、その程度は最少感知降雨強度を超えるものである。以上は非降水時の大地クラッタの変動特性であるが、降水時においても同様の変動があるものと考え、大地クラッタ減算方式のレーダ雨量計では非降水時における降雨の検出及び降水時における非検出を生じる可能性を有する。

4) 深山レーダ雨量計による調査結果¹²⁾

近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所では深山レーダ雨量計の大地クラッタ変動特性等について次のような調査結果を報告している。

① 大地クラッタの変動

図-4・4及び図-4・5は2月、4月、6月、8月の晴天日の1日の大地クラッタを1時間平均値で示したものである。これらの図によれば4月、6月の変動が大きく特に4月のものが顕著である。また、レーダサイトからの距離による違いで40km地点で4月期にクラッタ強度の変動幅が10~15LSB(3.1~4.5dB)であるのに対し170km地点では同時期10~50LSB(3.1~15.6dB)にもなる。距離により大きく異なる原因として、クラッタの変動要因となる電波伝播路の大気の状態変化を受ける割合が距離が増える程多く、また、電波ビームの拡散と増大するためであると推測される。

図-4・6及び図-4・7はクラッタ強度の季節的な変化を表したもので、平均値は5分観測値の24時間平均値であり、最大、最小は5分観測値である。これによれば1~9月の間でクラッタ強度の変動幅は、40km地点で平均値で10LSB(3.1dB)程度、170km地点で20LSB(6.2dB)程度である。また、最大、最小の変化幅で170km地点で100LSB(30dB以上)になる。特に4~5月はその変動が激しいが、この時期は大気の状態が最も不安定な時であり、電波の異常伝播が頻繁に発生することもよく知られている。

深山レーダではこれらクラッタの変動を考慮して晴天時にクラッタの登録を次のようにして運用している。

(クラッタ登録と運用)

1月に収集、登録	→ 1~3月に運用
4月 "	→ 4~6月 "
7月 "	→ 7~9月 "
10月 "	→ 10~12月 "

② 大地クラッタの変動が降雨観測に及ぼす影響
深山レーダ雨量計は大地クラッタの除去方式とし

表-4・1 連続非降水時グランドクラッタ統計量

地表 番号	統 計 量	1982.7.2 0:00 ~23:00	1982.7.3 0:00 ~23:00	1982.7.15 12:00 ~7.16 11:00	3 期間 平 均
1	最大値	10	9	11	11
	最小値	6	6	6	6
	平均	7.6	7.5	8.4	7.8
	標準偏差	1.1	0.7	1.5	1.2
2	最大値	6	8	5	8
	最小値	5	5	3	3
	平均	5.3	5.4	4.7	5.1
	標準偏差	0.4	0.7	0.6	0.7
3	最大値	124	144	156	156
	最小値	86	88	88	86
	平均	104.8	117.3	122.5	114.9
	標準偏差	12.6	13.2	17.7	16.3
4	最大値	7	9	9	9
	最小値	3	3	5	3
	平均	5.7	5.4	7.3	6.1
	標準偏差	1.2	1.6	1.3	1.6
5	最大値	4	5	5	5
	最小値	3	3	3	3
	平均	3.4	3.7	3.9	3.7
	標準偏差	0.5	0.6	0.4	0.5
6	最大値	17	19	22	22
	最小値	10	10	13	10
	平均	13.1	14.0	18.0	15.0
	標準偏差	2.1	2.1	2.5	3.1
7	最大値	12	13	18	18
	最小値	8	8	9	8
	平均	10.0	10.0	11.8	10.6
	標準偏差	1.1	1.3	2.3	2.0
8	最大値	45	48	63	63
	最小値	32	33	31	31
	平均	39.5	39.6	47.3	42.1
	標準偏差	4.3	4.7	8.2	6.9
9	最大値	8	9	8	9
	最小値	5	5	5	5
	平均	6.2	7.0	7.3	6.8
	標準偏差	0.8	1.0	0.9	1.0
10	最大値	9	10	13	13
	最小値	6	5	6	5
	平均	7.5	7.3	7.9	7.6
	標準偏差	1.0	1.3	1.5	1.3
11	最大値	12	12	12	12
	最小値	8	8	6	8
	平均	9.9	9.6	10.6	10.0
	標準偏差	0.8	1.2	1.3	1.1
12	最大値	43	46	76	76
	最小値	30	43	28	28
	平均	36.2	38.8	47.7	40.9
	標準偏差	3.0	4.1	9.1	7.7
13	最大値	20	20	25	25
	最小値	15	13	10	10
	平均	17.3	16.8	17.2	17.1
	標準偏差	1.3	2.1	2.7	2.1
14	最大値	23	20	25	25
	最小値	12	11	10	10
	平均	16.2	14.7	17.8	16.2
	標準偏差	2.8	2.3	3.2	3.0
15	最大値	24	18	15	24
	最小値	11	8	9	8
	平均	14.8	12.0	12.1	13.0
	標準偏差	3.1	3.1	1.7	2.8
16	最大値	15	9	12	15
	最小値	4	3	5	3
	平均	7.1	5.6	8.7	7.1
	標準偏差	2.3	1.3	2.0	2.0

表-4・2 降水後非降水時グランドクラッタ統計量

地表 番号	統 計 量	1982.7.15 12:00 ~7.16 11:00	1982.8.5 12:00 ~8.6 11:00	1982.9.4 12:00 ~9.5 11:00	3 期間 平 均
1	最大値	11	12	12	12
	最小値	5	6	6	5
	平均	8.0	9.7	7.5	8.4
	標準偏差	1.3	1.6	1.6	1.8
2	最大値	5	5	5	5
	最小値	4	4	4	4
	平均	4.7	4.6	4.5	4.6
	標準偏差	0.5	0.5	0.5	0.5
3	最大値	177	174	168	177
	最小値	93	102	99	93
	平均	130.9	132.9	119.0	127.6
	標準偏差	25.2	17.3	17.4	21.0
4	最大値	11	8	9	8
	最小値	5	4	4	4
	平均	7.5	6.3	6.0	6.6
	標準偏差	1.5	1.3	1.2	1.4
5	最大値	5	5	4	5
	最小値	3	3	3	3
	平均	4.0	4.1	3.6	3.9
	標準偏差	0.6	0.7	0.5	0.6
6	最大値	29	30	25	25
	最小値	13	15	14	13
	平均	17.2	19.3	18.3	18.3
	標準偏差	3.7	3.3	3.1	3.5
7	最大値	18	15	15	28
	最小値	8	9	9	8
	平均	11.9	11.3	10.8	11.3
	標準偏差	2.9	1.6	1.7	2.1
8	最大値	102	57	65	102
	最小値	34	33	44	33
	平均	49.6	46.6	53.6	49.9
	標準偏差	15.3	6.6	6.8	10.7
9	最大値	14	11	8	8
	最小値	5	5	4	5
	平均	7.5	7.0	6.2	6.9
	標準偏差	2.2	1.4	1.2	1.7
10	最大値	14	9	9	14
	最小値	6	7	6	6
	平均	8.3	7.7	6.9	7.6
	標準偏差	2.1	1.0	0.9	1.5
11	最大値	13	13	14	14
	最小値	9	9	10	9
	平均	10.2	11.1	12.2	11.2
	標準偏差	1.0	0.9	1.2	1.3
12	最大値	84	61	55	84
	最小値	38	45	39	38
	平均	49.3	50.8	46.0	48.7
	標準偏差	11.3	4.8	4.7	7.7
13	最大値	20	28	28	28
	最小値	14	19	16	16
	平均	17.6	22.2	22.7	20.8
	標準偏差	1.6	2.3	3.3	3.4
14	最大値	28	26	24	28
	最小値	13	15	17	13
	平均	17.2	18.4	20.2	18.6
	標準偏差	3.9	2.6	2.1	3.2
15	最大値	19	19	15	19
	最小値	10	10	9	9
	平均	13.5	14.3	11.8	13.2
	標準偏差	2.5	2.8	1.8	2.7
16	最大値	10	15	8	15
	最小値	5	5	6	5
	平均	7.1	7.3	6.9	7.1
	標準偏差	1.5	2.0	0.8	1.5

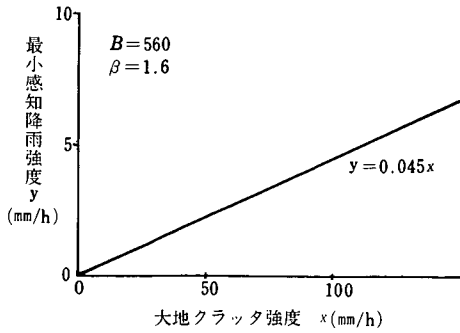


図-4.2 大地クラッタ強度—最小感知降雨量強度(赤城山)

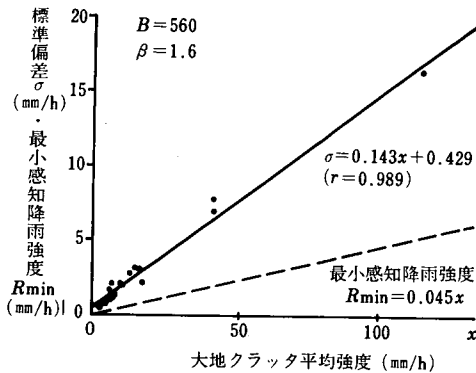


図-4.3(a) 長期非降水時大地クラッタ強度—標準偏差(赤城山)

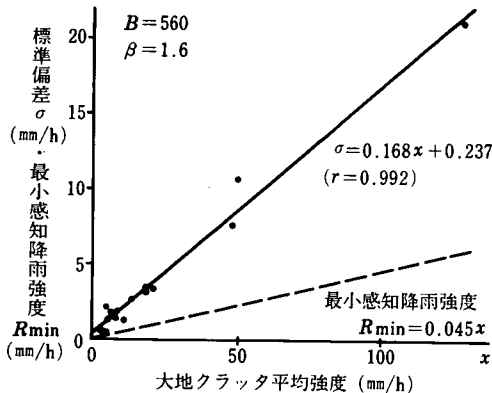


図-4.3(b) 降水後非降水時大地クラッタ強度—標準偏差(赤城山)

て、大地クラッタ減算方式(深山レーダ雨量計では「LOG観測」と呼ぶ)とMTI方式を用いることができる。

図-4.8は大地クラッタ強度が平均70LSB(22dB)の地点での反射波生データとMTI観測データを示したものである。LOG観測方式で降雨として検出できるの

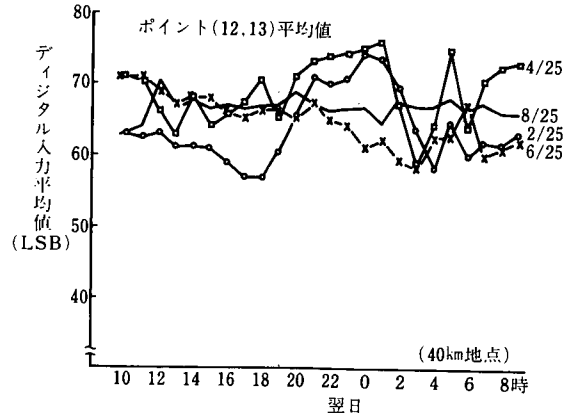


図-4.4 クラッタレベルの時間変化(1 LSB = 0.31dB)

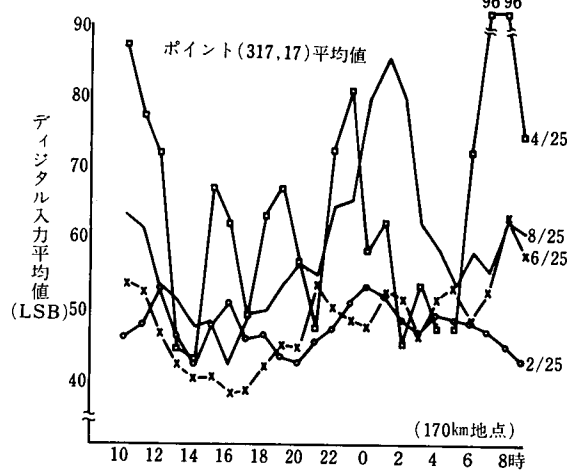


図-4.5 クラッタレベルの時間変化(1 LSB = 0.31dB)

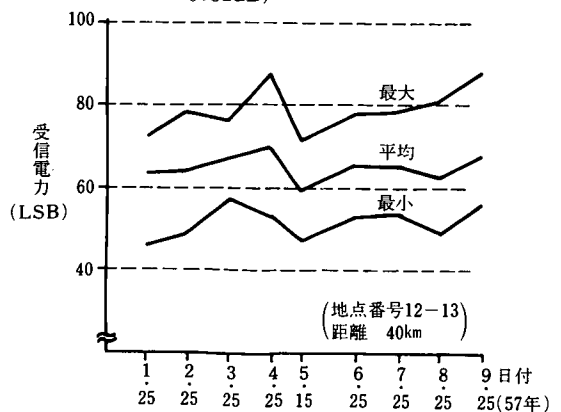


図-4.6 クラッタレベルの季節変化(40km地点)

は登録クラッタ値を超える反射電力を受けた場合であるが、図の例ではMTI観測で明らかに降雨がある時期にLOG観測で非降雨を示す場合が見られ、この地点で

のLOG観測方式での最小降雨検出能力の低さを現している。

この改善策として登録クラッタ値を低くする方式が考えられるが、同図7月17日5:00~9:00のように非降雨時にLOG観測で降雨を示す例と同様の現象が多くなることが予想される。

また、図中7月16日9時~17時の降雨時の反射波生データが平均クラッタ強度を下まわっている現象は、降雨時の大地クラッタも変動していることを表すものに注目される。

図-4・9は淀川水系のテレメータ観測値と直上空のレ

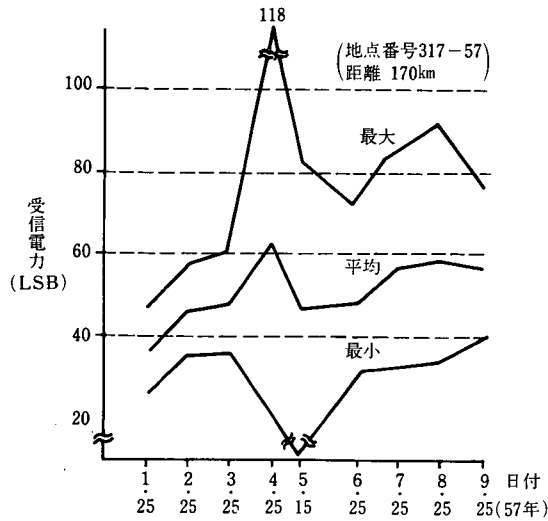


図-4・7 クラッタレベルの季節変化(170km地点)

ーダ観測値の相関係数を大地クラッタ強度別に表したものであるが大地クラッタ強度の増加に伴いLOG観測、MTI観測とも相関が低下することを示している。特に大地クラッタ強度が50LSB(16dB)を超えると急激に相関が低下し90LSB(28dB)の所ではLOG観測は不可能な状態である。

4.2 MTI方式による大地クラッタの除去原理

降雨エコー信号振幅の時間変化(図-4・10(a)), は大地クラッタの場合(図-4・11(a))に比べて0.01秒程度の短時間内に激しく不規則に変動している¹⁸⁾。これはレー

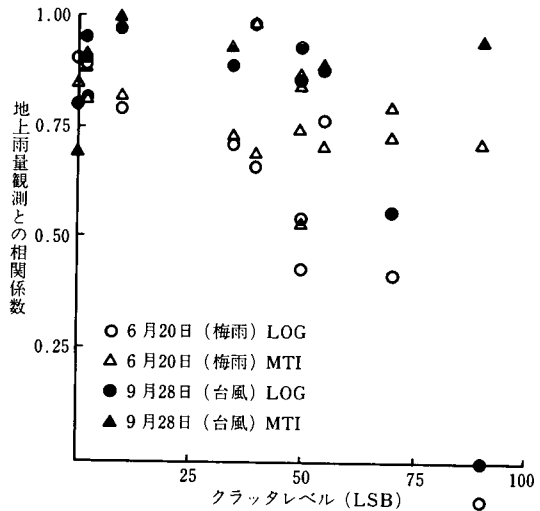


図-4・9 地上雨量観測との相関係数〜クラッタレベル

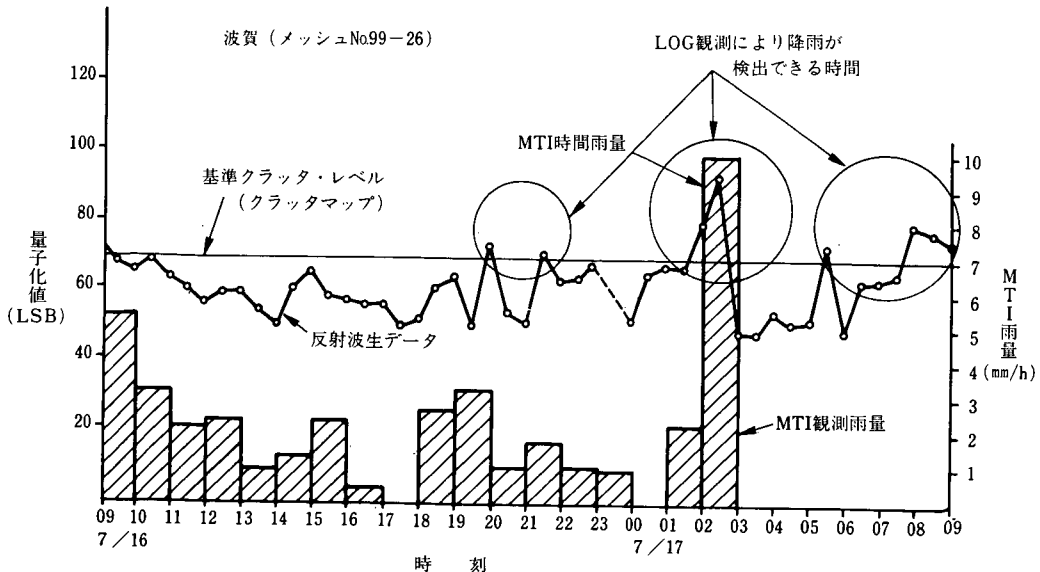


図-4・8 レーダ雨量観測値の時間変化(1981年7月16日~17日)

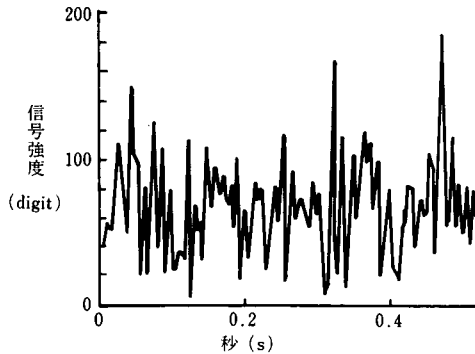


図-4-10(a) 降雨エコー信号振幅の時間変化

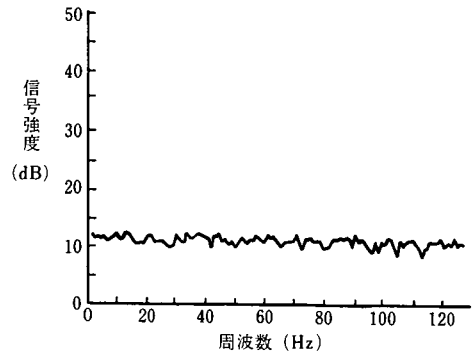


図-4-10(b) 降雨エコー信号振幅の周波数スペクトラム

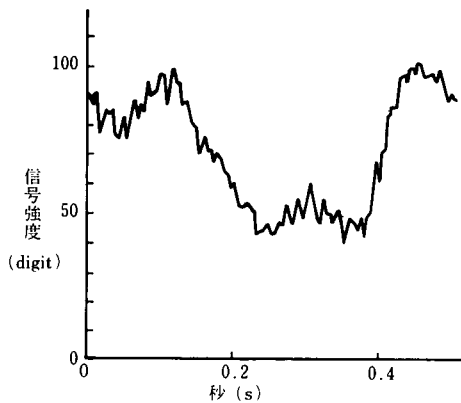


図-4-11(a) 大地クラッタ信号振幅の時間変化

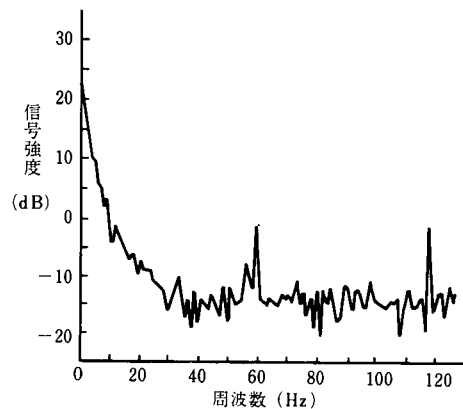


図-4-11(b) 大地クラッタ信号振幅の周波数スペクトラム

ダ反射に貢献するレーダエコー体積内に分布して相互に不規則に動いている多数の降水粒子による個々のレーダ反射信号のベクトル和から成っているためである。

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し、降雨エコーの平均電力から雨量強度を導くレーダ方式の入力情報となりうる。

変動信号の周波数スペクトラムは図-4-10(b)に示すように直流分($f=0\text{Hz}$)を除いて全周波数帯($\sim 130\text{Hz}$)にわたって一様に分布していることが特徴であり、大地クラッタの周波数のスペクトラムは図-4-11(b)に示すよう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 $20\sim 30\text{Hz}$ を超えた高い周波数領域では大略一様となっている。

MTI方式は、両者のスペクトラムの差異に着目し、降雨エコーと大地クラッタが重畳する受信信号から、特殊(SAW型等)な高域通過滤波器(MTIフィルタ)に

よって短時間内に文流電力を検出し、この交流電力と比例関係にある降雨エコーの平均電力を推定する方式である。また、これによって短時間内で振幅がほぼ一定の大地クラッタはMTIフィルタによってほとんど除去することができる^{19)~22)}。

4.3 MTI方式による降水エコー強度の測定精度

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。

従って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与えられる。

$$\bar{a} = \sqrt{\frac{2}{\pi} \cdot G_0 \left(\frac{4-\pi}{4} \right) \bar{A}^2 (1-\rho(T))} \quad \dots\dots (4.3)$$

ここで、 G_0 ：MTI滤波器利得。

$\left(\frac{4-\pi}{4}\right)$: 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、レイリー分布では平均値 A と $\bar{A}^2$ の間には $A=\sqrt{\frac{\pi}{4}}\bar{A}^2$ の関係があるので式(4.3)は次のように変形することができる。

$$\bar{a}=\sqrt{\frac{2}{\pi}G_0\left(\frac{4-\pi}{\pi}\right)\bar{A}^2(1-\rho(T))}\quad\cdots\cdots(4.4)$$

MTI信号 $\bar{a}$ の精度を寄与するものは降水エコー信号振幅の確率分布がレイリー分布からずれた場合、即ち式(4.3)で $\left(\frac{4-\pi}{4}\right)$ 、式(4.4)で $\left(\frac{4-\pi}{\pi}\right)$ 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-4.3は対流性雲について8.4mm/hから61.1mm/h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)²/実効値に対する比からレイリー分布における比($10\log A^2/\bar{A}^2=10\log\frac{\pi}{4}=-1.05$)を差し引いたものであり、(3)欄は、分散/実効値についてレイリー分布における比($10\log\frac{\sigma^2}{\bar{A}^2}=10\log\frac{4-\pi}{4}=-6.68$)を差し引いたものである。従ってもし実測している降雨エコー信号がレイリー分布を満していれば、例(7)のようにその偏移量はいずれも0dBとなる。 $\bar{A}^2$ を基準としている式(4.3)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0.64dBであって雨量誤差にして+10%に及ぶ。

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式(4.4)が用いられるが、 A と $\bar{A}^2$ 間におけるレイリー分布からの偏移によって生ずる誤差はMTI方式のみならずNormal方式(Non-MTI方式)にも生ずる共通の誤差である。

表-4.3(2)によればその最大偏移は-0.2dB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方式において式(4.4)に基づいた直線特性回路では、レイリー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(3.8m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)にまで及んでいる。従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レイリー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低下の主要因となっている。

第7欄には式(4.3)に基づいてレイリー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いえ、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式(4.4)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。

表-4.3 MTI方式による降雨の観測精度(名古屋レーダの例)

No	(1) 雨量強度 R (mm/h)	(2) レイリー分布からの偏移(dB)		(4) 相関係数 $\rho(T)$	(5) 相関項の誤差 (dB) $\Delta_3=10\log(1-\rho(T))$	(6) 誤差(dB) (3)+(5) $\Delta=\Delta_2+\Delta_3$	(7) 雨量誤差 (%)
		平均値 $\Delta_1=10\log\frac{A^2}{\bar{A}^2}+1.05$	分散 $\Delta_2=10\log\frac{\sigma^2}{\bar{A}^2}+6.68$				
1	61.1	+0.06	-0.21	0.006	-0.024	-0.234	-3.3
2	22.6	-0.07	+0.25	0.423	-23.9	-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

図-4・12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ので、Normal、MTIを繰り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。

図左(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分かる。

また、図右(7月13日)では相関係数が0.178以上になり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。

4.4 MTI方式による大地クラッタの消去比特性

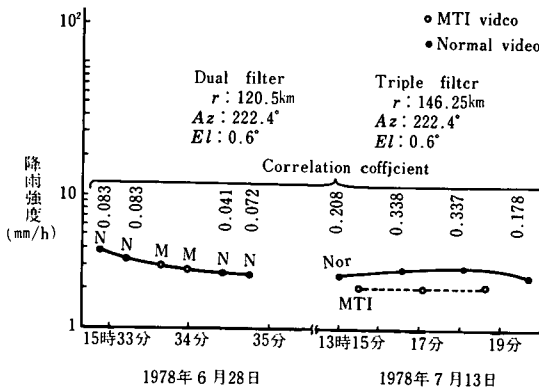


図-4・12 ノーマルとMTI方式における降雨観測
(名古屋レーダにおける観測例)

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

$$\bar{a} = \sqrt{\frac{2}{\pi} \cdot G_0 \cdot \bar{A}_2 (1 - K(T))} \quad \dots\dots\dots (4.5)$$

ここで $K(T)$ は

$$K(T) = \frac{\sum A(t) \cdot A(t-T)}{\sum A^2(t)} \quad \dots\dots\dots (4.6)$$

で表される正規化された自己相関関数である。

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

$$CR = 20 \log \frac{\bar{a}}{A} = 5.63 - 10 \log \frac{A^2}{\bar{A}^2} + 10 \log (1 - K(T)) \quad \dots\dots\dots (4.7)$$

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ように補正した回路パラメータである。

表-4・4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-7.7dBから最大第8例の-22.8dBの消去比が得られている。

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影響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はいえ、測定の結果によると消去比はおおむね-23dB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-4・13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

表-4・4 大地クラッタ消去比 (名古屋レーダの例)

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
№	$\bar{A}$	$10 \log \frac{A^2}{\bar{A}^2}$	$10 \log \frac{a^2}{\bar{A}^2} + 6.68$	$K(T)$	$10 \log (1 - K(T))$	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

一ダ距離方向には1kmの分解能で5kmから150km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128mm/h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4mm/hレベル以下に減少している。その雨量レベル差は5dBなので, 従って20~25dB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。これはレーダ受信機雑音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MTI方式において, 大地クラッタが実効雨量強度1mm/h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。これら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MTI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MTI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MTI信号(大地クラッタ)を強制的に出力側に取り出さないようにしたものである。

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MTI効果を調べるため, 5km距離分解能のレーダエコー分布を図-4・14に示す。ここで, 図中の数1, 2, 3, 4, 5及び6は各々1, 2, 4, 8, 16及び32mm/hに相当する。

図-4・14(a)はNormal方式によるエコーであるが, 点線で囲んだ範囲が対流雲(最大4km/hレベル)であって, それ以外の区域は大地クラッタ域(最大32mm/h)

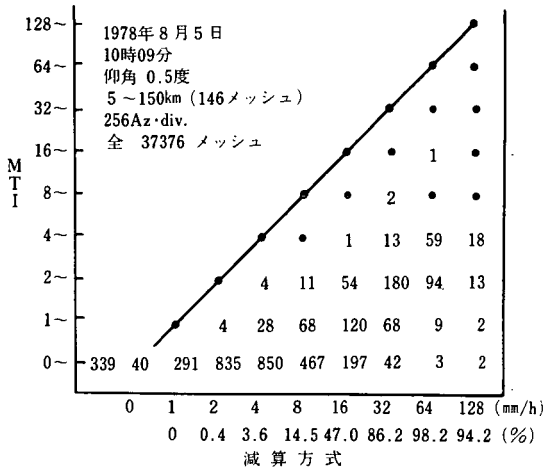


図-4・13 大地クラッタの消去特性

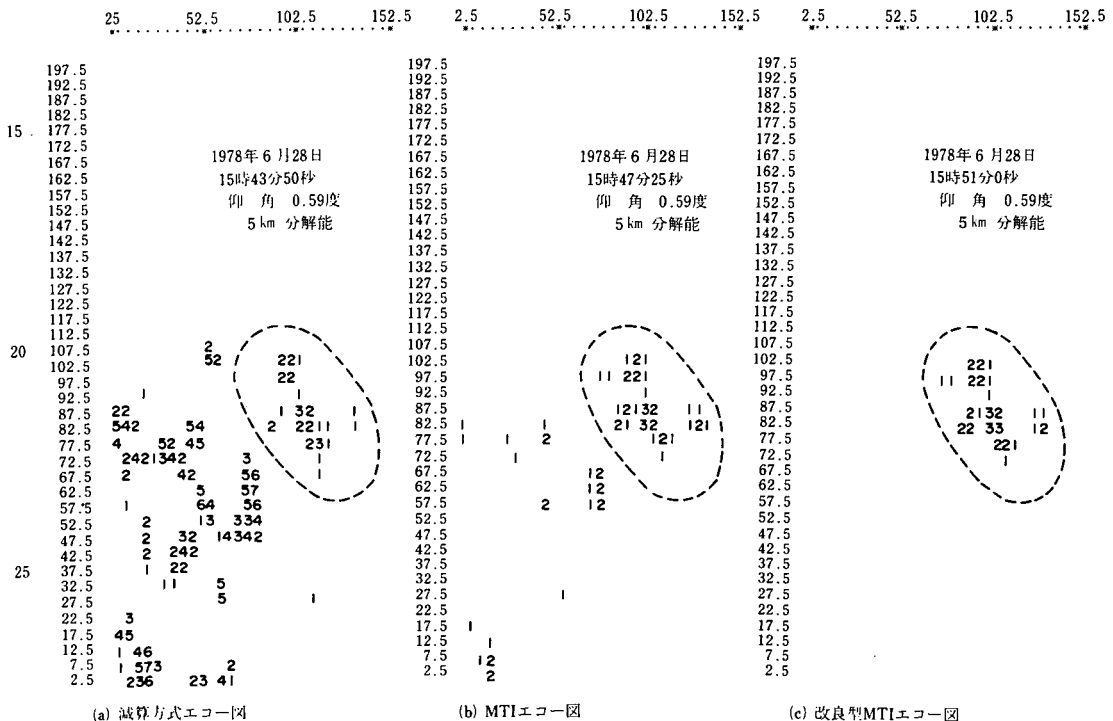


図-4・14 PPI観測エコー(名古屋レーダの例)

を示す。

図-4・14(b)は(a)図の3分35秒後にMTI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2mm/hレベルの消え残りが見られる。

図-4・14(c)は改良型MTI方式によるもので、これは図-4・14(a)と(b)において、MTIを通した結果がある程度以上の減少を伴うエコーは大規模なクラッタと判別して(MTIのCR能力を得ていることになる)強制的に棄去したものである。

4.5 赤城山レーダ雨量計によるMTIデータの解析

筆者らは赤城山レーダ雨量計に試作MTIを付加し大地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-4・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。

降水エコー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、大地クラッタと降水エコー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、雨量情報のみを抽出したデータとMTIデータとの相関を検討する。

② MTI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。

なお、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、地点雨量と面積雨量の両方に関して検討する。また、MTIの性能評価のために、大地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

大地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。

$$R_h = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} Ri (\text{mm/h}) \quad (4.8)$$

② 面積平均雨量

サンプルメッシュ数を n 各メッシュにおける時間雨量を R_h とし、次式による面積平均雨量($\bar{R}_h$)を求める。

$$\bar{R}_h = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_{hi} (\text{mm/h}) \quad (4.9)$$

なお、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おける時間雨量(R_{hm})とする。

③ 累加雨量

累加雨量は毎正時ごとに、その時刻までの時間雨量(R_h , $\bar{R}_h$)を加算するもので、次式により累加雨量(S_r)

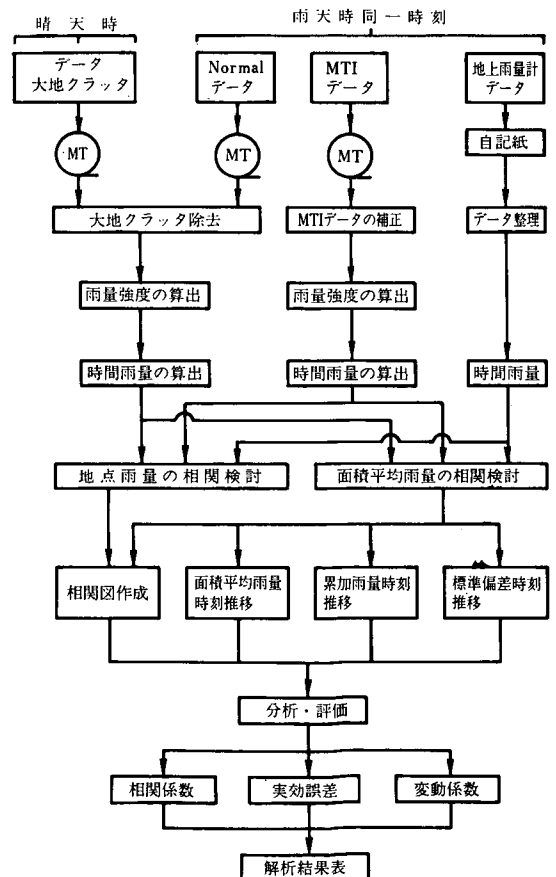


図-4・15 各データの解析手順 総合図

を求める。

$$S_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_{hi} \quad (\text{mm/h}) \quad \dots\dots\dots (4.10)$$

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。

$$r = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{hi} - \bar{R}_h) (R'_{hi} - \bar{R}'_h)}{S \cdot S'} \quad \dots\dots\dots (4.11)$$

$$\text{ただし } \bar{R}_h = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_{hi}, \quad \bar{R}'_{hi} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R'_{hi}$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{hi} - \bar{R}_h)^2}, \quad S' = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R'_{hi} - \bar{R}'_h)^2}$$

⑤ 実効誤差

異なった2種の時間雨量群の実効誤差 e は次式により求める。

$$e = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{hi} - R'_{hi})^2} \quad (\text{mm/h}) \quad \dots\dots\dots (4.12)$$

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。

$$S = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{hi} - \bar{R}_h)^2} \quad (\text{mm/h}) \quad \dots\dots\dots (4.13)$$

⑦ 変動係数

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

$$Z = \frac{S}{\bar{R}_h} = \frac{1}{\bar{R}_h} \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_{hi} - \bar{R}_h)^2} \quad \dots\dots\dots (4.14)$$

(3) 大地クラッタ消去能力の検討

MTIに於ける、大地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。

$$CR = 10 \log \left[\frac{\text{MTI出力電力}}{\text{MTI入力電力}} \right] \quad (\text{dB}) \quad \dots\dots (4.15)$$

これは晴天時の大地クラッタからの受信電力をMTI装置に入力した時、その出力における受信電力の減衰量を示したものである。さらに、晴天時における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-4.16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 (全周におけるセクタデータの収集) により収集を行い、雨量検出能力と大地クラッタ消去能力に関して検討した。

① 解析対象地域

試験を行うに当たって特に晴天時に大地クラッタ (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カ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。

③ 地上雨量計設置場所

地上雨量計は既に設置された観測を常時行っているものを含めて、新たに3台設置した。その中で、矢木沢流域においては14カ所、片品川流域においては7カ所からの雨量計によりデータを得た。図-4.17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。

④ 解析結果及び考察

1) 雨量検出能力に関する解析

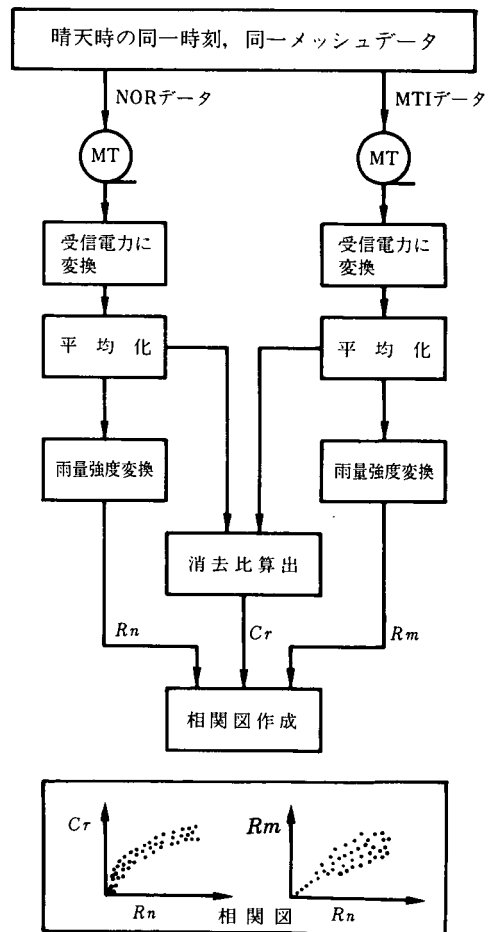


図-4.16 大地クラッタ消去能力の解析手順

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いえば(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-4・18, 図-4・19, 図-4・20)

次にMTI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)変更により一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-4・21, 図-4・22, 図-4・23)。

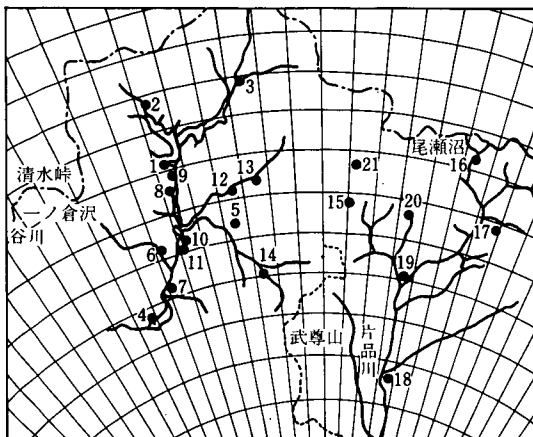
実効誤差に関しては9月27日を除いて、ほとんどが1 mm/h以下となっており良好な結果と言える。しかし、9月27日においては値が大きく、これは雷雨性の降雨と考えられ、Normal, MTI各データの(B, β)を変えることによって誤差を小さくすることが可能である。又、MTIデータの方に関しては、雷雨性エコーの振幅分布がレイリー分布からどの位偏移しているか検討する必要がある(表-4・5, 表-4・6)。

2) 大地クラッタ消去能力に関する解析

図-4・24に晴天時の大地クラッタを同一時刻にNormal, MTI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MTI方式によるもので、高々20dB程度の消去比であることが分かる。

これに対して、図-4・25は、上記の通常MTI方式に大地クラッタの消え残りの特性を判別して、大地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-4・5, 表-4・6)。



矢木沢流域

1. 矢木沢ダム	8. 研	2	15. 鳩待峠
2. 奈良沢	9. 研	3	16. 三平峠
3. 小穂口	10. 須田具		17. 根羽沢
4. 藤原ダム	11. 奈良俣		18. 小川
5. 湯の小屋	12. 橋俣川		19. 戸倉
6. 宝川	13. 平弦沢出合		20. 戸倉(テレータ)
7. 研	14. 大沢林道		21. 山ノ鼻小屋

片品流域

図-4・17 レーダメッシュと地上雨量計関係図

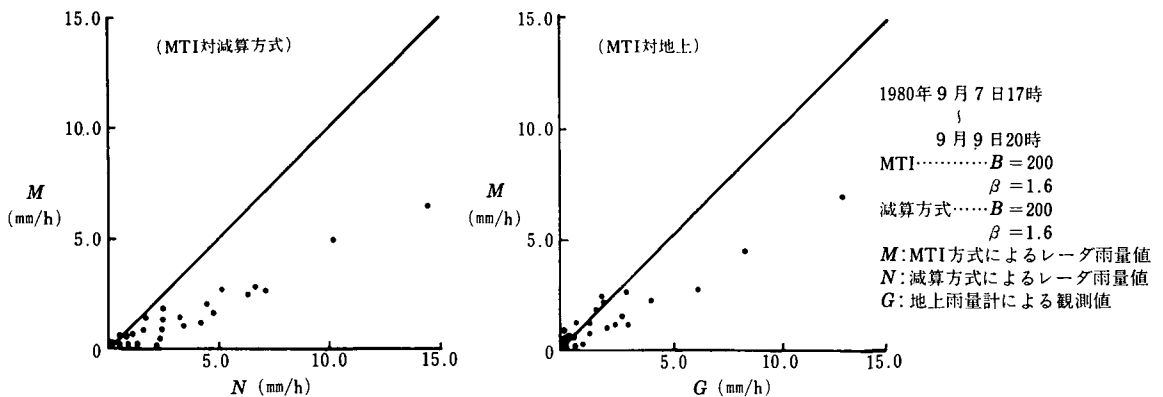


図-4・18 各面積平均雨量相関図 I

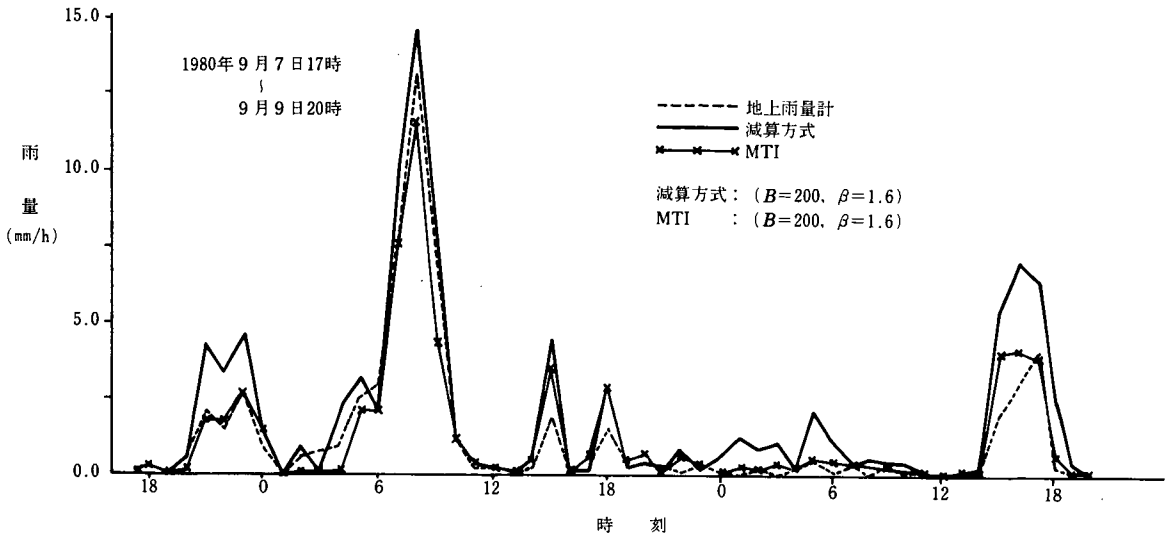


図-4-19 面積平均雨量

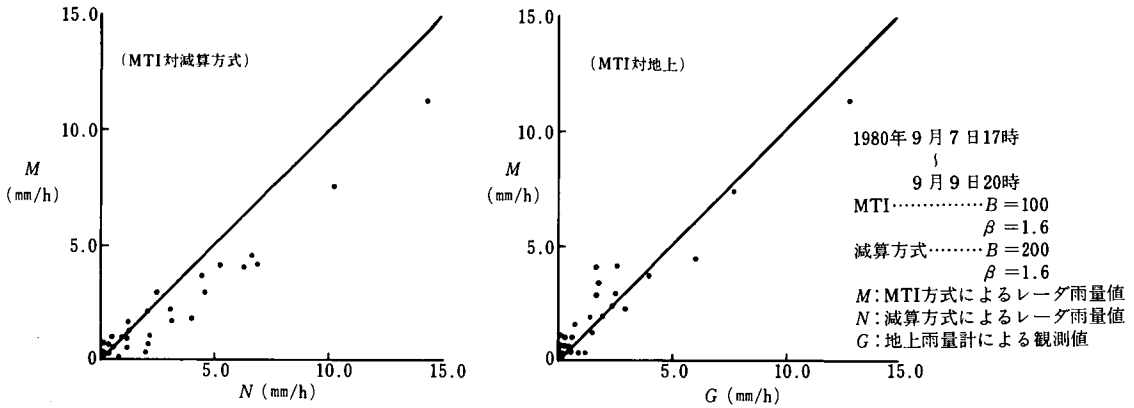


図-4-20 各面積平均雨量相關図II

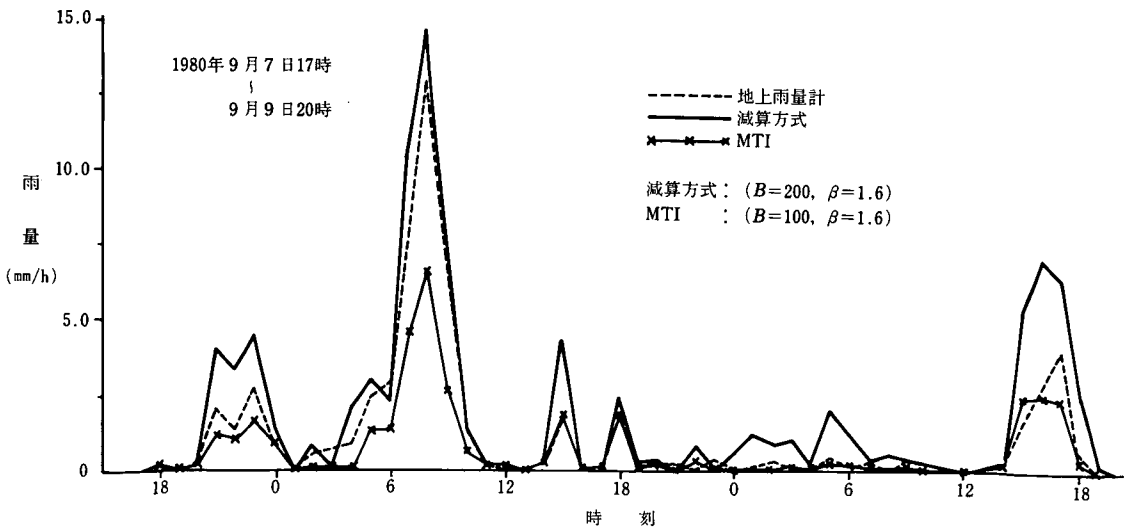


図-4-21 面積平均雨量(B改良後)

表-4・5 面積平均雨量 解析結果

測流 定域	項目		総 雨 量 (mm)			MTI対NOR		MTI対地上		NOR対地上		変 動 係 数		
	日時		MTI	NOR	地 上	相関係数	実効誤差	相関係数	実効誤差	相関係数	実効誤差	MTI	NOR	地 上
矢木沢 流域	7.11.11~ 7.13.0		16	25	27	0.53	0.9	0.53	0.8	0.84	0.6	0.78	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
片品川 流域	7.11.3~ 7.12.12		16	67	35	0.86	1.8	0.78	0.8	0.82	1.2	0.70	1.24	0.81
	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~ 8.16.12		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
	9.7.17~ 9.9.20		38	96	61	0.97	2.0	0.96	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	0.86
	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 木 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-4・6 地点雨量 解析結果

測流 定域	項目		総 雨 量 (mm)			MTI対NOR		MTI対地上		NOR対地上		変 動 係 数		
	日時		MTI	NOR	地 上	相関係数	実効誤差	相関係数	実効誤差	相関係数	実効誤差	MTI	NOR	地 上
矢木沢 流域	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
片品川 流域	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
	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~ 8.16.12		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
	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	0.86
	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 木 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

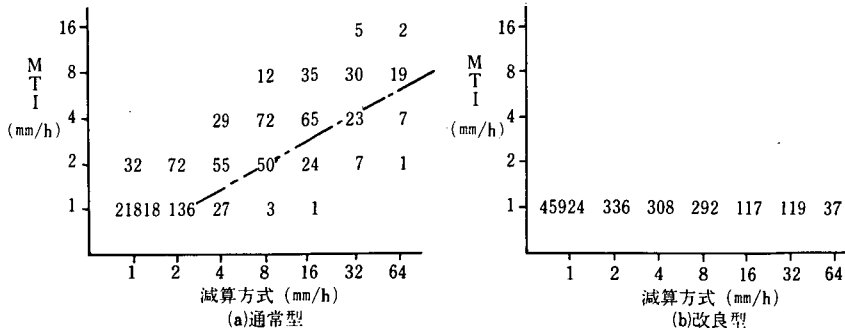


図-4-22 大地クラッタの消去能力(図内の数値はサンプルの数)

5. 結 論

気象レーダを利用した降雨の定量観測は、昭和50年代に電子計算機の能力向上ともあいまって可能となった技術である。本報告書ではこの端緒となった建設省関東地方建設局赤城山レーダ雨量計を利用し、その観測特性を研究した結果が述べられている。

第1章では気象レーダによる降雨の観測原理を明らかにし、赤城山レーダの仕様から生ずる降雨強度の分析限界を論じた。

まず、レーダによる降雨強度の観測にはレーダ受信電力のデジタル化が不可欠であること、そのデジタル化のための空間スケール、時間スケールの代表性について検討を加え、デジタル化のための平均化スケールを空間的には 3×3 km程度、時間的には5分間程度と決定した根拠を論じた。

次に建設省のレーダ雨量計の機器の仕様が上述した平均化スケールに対して有する観測限界を論じ、これが電力比にして1 dB程度のオーダーであること、従って気象現象としての降雨の雨滴の粒径分布やその落下速度等の変動範囲から想定される観測限界(約3 dB程度と考えられる)よりも小さいことを明らかにした。

第2章ではレーダ方程式に含まれる降雨強度への換算定数について論じた。

まず、レーダで得られる雨滴群からの反射による受信電力を降雨強度に変換するための経験式 $Z=BR^\beta$ の定数 B 、 β を求めるため、地上観測雨量との対比を行った。一般にレーダでは上空の大きな空間(3 km程度)の雨滴群による降雨強度が観測されるが、地上雨量計は直径20 cmの非常に小さな面での雨量であることから、正確な面積雨量を求めて比較する必要があるが、栗橋地区に雨量観測のネットワークを設置し、この結果と対比した。その結果、各種の成因の降雨に対して $B=$

200、 $\beta=1.6$ の標準値に近い値が得られた。

またテレメータ雨量値を用いた解析も行われ、テレメータ局数の影響が論じられた。

一方、精密な地上観測値からみて、レーダ観測値は上空での風による移流の影響を受け、約1メッシュ(3 km程度)流されることも推察される結果が得られている。

なお、レーダ観測値による面積雨量の推定誤差についても分析を加えた。

第3章では第2章の成果を基に、レーダ観測雨量を地上観測値により近づけるための補正法について述べた。

レーダ観測雨量はレーダ方程式の諸定数を固定して求めるとどうしても地上の地点雨量との一致度に限界がある。これは、降雨の原因等により B 、 β 値が異なるものがある固定した値にしてしまうことや、対象空間スケールの違い等で生ずる。

地上雨量との一致度を高めるため二宮の提案した方法を基礎として、較正手法の特徴を研究した。その結果、時々刻々とテレメータで得た地上雨量値を用いてレーダ観測値を較正することにより、観測精度を高めうることが明らかにされた。

第4章では気象レーダによる観測のネックになる大地クラッタの除去法について論じた。

赤城山レーダでは大地クラッタをさけて観測するため、赤城山頂からかなり上空を走査し、大地クラッタの影響を少なくしてある。従ってこの問題は観測上の重要な影響因子とはならないが、建設省の他のレーダ雨量計では重要な障害となりうる。

本章では大地クラッタの晴天時の変動特性を明らかにし、降雨エコーからの受信電力の変動特性と対比した。この両特性の相違に基づきMTI方式を採用し、その大地クラッタの除去効果を研究した。

まずMTI方式の原理と、大地クラッタ除去の理論的限界を明らかにし、MTI方式の諸特性について論じた。

赤城山レーダにMTI方式を採用してその除去効果を調査し、大地クラッタの除去に有効な手段と成りうることを明らかにした。

以上、水文研究室で昭和53年から進められてきたレーダ雨量計による雨量観測の特性を総括的に取りまとめ研究報告とした。本研究がこの分野の研究の進展に役立てば望外の喜びである。

謝 辞

本研究は主に赤城山レーダ雨量計のデータに基づき実施された。赤城山レーダデータの提供を始め、栗橋や奥根根での現地観測に多大の御協力を頂いた関東地方建設局の方々、特に河川計画課、河川管理課、電気通信課及び利根川ダム統合管理事務所の方々に厚く感謝の意を表します。

なお、本研究の推定のために有益な御助言を頂いた気象研究所青柳二郎室長、日本無線株式会社清水紀雄氏、及び日本気象協会の方々に對して厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) 小平信彦「気象レーダの基礎」気象ノート第112号 1972。
- 2) Kerr, D. "Propagation of short radio wave" M. I. T. Radiation Lab. Series No.13, 1951 McGraw-Hill Book Co.
- 3) Lee Chi-Chen "Radar equation taking into consideration the coherent scattering of radar waver form cloud and raindrop" Scientia Sinica, 12, 5, p. 695, 1963.
- 4) Gunn, R. and G. D. Kinzer "The terminal velocity of fall water droplets in stagnant air" J. Meteor. Vol. 6 p. 243, 1949.
- 5) Marshall, J. S. and W. M. Palmer "The distribution of raindrops with size" J. Meteor, Vol. 5, p. 165, 1948.
- 6) Fujiwara, M. "Raindrop-size distribution from individual storm" J. Atmos. Science Vol.22, p. 585, 1965.
- 7) Joss J. and A. Waldvogel "A method to improve the accuracy of radar measured amounts of precipitation" proc. 14th Radar Meteor. Conf, 237-238, 1970.
- 8) Harrold, T. W, E. J. English and C. A. Nicholass "The accuracy of radar-derived rainfall measurements in hilly terrain" Q. J. R. Meteor. Soc, 100, pp331-350 1974.
- 9) Wilson, J. W "Radar measurement of rainfall-A summary" Bull. Am. Meteor. Soc, 60, pp1048-1058, 1979.
- 10) 利根川ダム統合管理事務所「精度に関するハードウェア特性」昭和58年度, 1948年6月。
- 11) 橋本健, 佐藤一郎「面積雨量の精度と両雨量観測所数」土木技術料16-12, 1974。
- 12) 淀川ダム統合管理事務所「深山レーダ雨量計システム特性調査報告書」1984年3月。
- 13) Collier, C. G, T. W. Harrold and C. A. Nicholass "A comparison of areal rainfall as measured by a raingauge-calibrated radar system and raingauge networks of various densities. Preprints, 16th Radar Meteor, Conf, 467-472, 1975.
- 14) 立平良三, 牧野義久, 1977「電算機による雨量の短時間予測」1977年度秋期大会講演予稿集。
- 15) Wilson, J. W, and E. A. Brandes "Radar measurement of rainfall" A Summary, Bulletin American Meteorological Society Vol. 60, No. 9, 1979.
- 16) Wilson, J. W. "Integration of radar and raingauge data for improved rain fall measurement" J. Appl. Meteorol. Vol. 9, pp. 489-497, 1970.
- 17) Ninomiya, K. and T. Akiyama, "Objective analysis of heavy rainfalls based on radar and gange measurements" J. Meteor. Soc. Japan 56, pp. 206-210, 1978.
- 18) J. Aoyagi "Ground clutter rejection and precipitation echo measurement in the MTI weather radar" Proc. of the 1984, International Symposium on Noise and Clutter Rejection in Radars and Imaging Sensors, ISNCR-84, 1984. 10, Tokyo.
- 19) 立平良三, 清水紀雄, 小佐野慎悟「地形エコーと重畳した降水エコーの強度測定, 地形エコー除去の方法」気象庁研究時報, 第28巻9-10号1976。
- 20) R. Tatehira and T. Shimizu "Intensity

- measurement of precipitation echo superposed on ground clutter-A new automatic technique for ground clutter rejection" Preprints of 18th Conference on Radar Meteorology, American Meteorological Society 1978.
- 21) J. Aoyagi "A study on the MTI weather radar system for rejecting ground clutter" papers in Meteor. and Geophy. 33, No. 4, pp.187-243, 1983.
- 22) T. Shimizu, K. Asakawa, Y. Ishikawa, T. Haga, F. Yoshiro "Development and evaluation tests of MTI Radar rain gauge system" Proc. of the 1984 International Symposium on Noise and Clutter Rejection in Radars and Imaging Sensors. IECE, 1984, Tokyo.

昭和60年3月15日原稿受理

レーダ雨量計の降雨観測特性に関する研究

土木研究所報告
第167号 1986年1月

石崎勝義 中尾宏臣 大倉 博
吉野文雄 河関大祐

要 旨：

本研究はレーダ雨量計を用いて降雨を観測する場合の、原理と精度及び地上雨量値による較正法、大地クラッタの変動特性とMTI除去方法に関するものである。観測原理では特にレーダ雨量計の機器構成と気象現象的にみたエコーの平均化について論じ、更に構成機器の機械的精度が観測に与える影響が15%以下であることを示した。観測精度の評価では高密度地上観測網データ及びテレメータデータとの対比の結果約30%~55%の誤差であった。また、雨滴の風による移流は、最大で3 km程度であった。地上雨量値による較正法では国内及び海外での研究を紹介すると共に、土木研究所で開発した手法を用いて20%程度の改善効果が得られた例を示す。大地クラッタの変動特性では、大地クラッタの変動の程度が観測精度に影響を与えうること及び強大地クラッタ地域でのMTI除去方式の優位性を示した。

キーワード：レーダ雨量計、キャリブレーション、MTIフィルタ、大地クラッタ

**A Study on the Characteristics of Rain Fall Observation
Based on the Radar Raingauge**

Report of PWRI
Vol. 167 Jan. 1986

by **Dr. Katsuyoshi Ishizaki, Hiroomi Nakao, Hiroshi Ohkura
Fumio Yoshino, Daisuke Kozeki**

Synopsis :

In this paper the authors discussed the principles, the accuracy, the calibration method the characteristics of ground clutter variation and the method of clearing ground clutter by MTI, when we observe rainfall using radar raingauge. Concerning the principles of radar raingauge we mainly discussed the composition of apparatuses in radar raingauge and the leveling of echo from the view of meteorological phenomena. Concerning evaluation of observation accuracy by radar raingauge, we estimated the difference of rainfall amount between radar and observations by comparing rainfall amounts obtained by radar raingauge with rainfall amounts obtained by observations situated in high density on the ground and rainfall amounts obtained by telemeter system. We also investigated convection of rain drops by winds. Concerning calibration method we introduced past studies and we showed the example that the calibration method developed in our Institute. Concerning the characteristics of ground clutter variation, we found that the variation of ground clutter could affect the accuracy of observation by radar raingauge and the MTI method was superior to subtraction method of ground clutter using clutter map in the area ground clutter was very strong.

**Key Words : Radar Raingauge System, Calibration Method, MTI Filter,
Ground clutter**

土木研究所報告第167号

昭和61年1月6日発行

発行 建設省土木研究所
〒305 茨城県筑波郡豊里町大字旭1番地
電話 0298 (64) 2211

印刷 フクダ工芸株式会社
東京都中央区新川1-3-3
電話 (03) 551-5187

本研究報告より転載又は複製する場合は、前もって
建設省土木研究所情報資料課に連絡のうえ、許可を
得てください。

Report
of
Public Works Research Institute
Ministry of Construction

Vol. 167 Jan. 1986

CONTENTS

A Study on the Characteristics of Rain Fall Observation

Based on the Radar Raingauge Dr. Katsuyoshi Ishizaki,
Hiroomi Nakao,
Hiroshi Ohkura,
Fumio Yoshino,
and Daisuke Kozeki
