

土 木 研 究 所 資 料

降水現象のレーダ観測に関する調査報告書

昭和61年 3 月

建設省土木研究所
河川部水文研究室

Copyright © 1986 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、複製は、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。

降水現象のレーダ観測に 関する調査報告書

河川部水文研究室

要旨

本報告書は、土木研究所が最近進めているレーダ雨量計に関連した調査研究をとりまとめたものである。第1章では、現在世界的に研究が推進されてきているMultiparameter Rader による降水観測の現況をレビューした。第2章では、レーダ雨量計を降雪観測に応用するための基礎調査として、各国の研究現況をレビューして示し、降雪量観測は降雨量観測とは異なるいくつかの問題を提起した。第3章では、レーダ波が大気中の降水粒子群により受ける散乱特性を中心として、これまでに、レーダ気象学の分野で提案されてきた各種のモデルを評価した。第4章では、従来、レーダ雨量計による降雨観測上の問題点とされていた、降雨による電磁波の減衰の評価を昭和57年長崎豪雨を例としてとりあげ、研究した成果を報告した。

キーワード：特殊レーダ、レーダによる降雪量観測、散乱特性、降水粒子群モデル

降水現象のレーダ観測に関する調査報告書

〔まえがき〕

本報告書は土木研究所が最近進めているレーダ雨量計に関連した調査研究をとりまとめたものである。レーダ雨量計に関する研究報告としては既に以下に示す報告書が出されている。

- (1) 土木研究所資料第 1634 号, レーダ雨量計の特性に関する調査報告書, 石崎勝義, 中尾宏臣 1981 年 2 月
- (2) 土木研究所資料第 2078 号, レーダ雨量計の観測特性と精度向上に関する調査報告書, 石崎勝義, 中尾宏臣, 吉野文雄, 大倉博, 河関大祐, 1984 年 3 月
- (3) 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 1986 年 1 月

これ以外にも多数の研究報告が学会等にて発表されており, 現在建設省が所有するレーダ雨量計の観測特性についてはほぼ完成した技術として評価されている。

レーダによる降水観測は降水現象の多様性, レーダ雨量計のハードウェアの特性, 等からいろいろな分野からの研究を必要とする。土木研究所では赤城山に関東地方建設局が導入したレーダ雨量計の 1 号機を中心として, レーダ波による降水粒子群の散乱特性, 降水強度の評価, グランドエコーの除去, 実時間校正法の検討, 雨量予測法の開発, 流出予測への応用, といったテーマを研究してきた。これらの研究成果は上記報告書に記載されている。

本報告書ではこれまでの研究とは若干異なる問題について論じている。

まず第 1 章では現在世界的に研究が推進されてきている。Multiparameter Radar による降水観測の現況を主に米国, 英国, カナダにおける研究成果に基づきレビューした。この分野の研究はまだ緒についた段階にあり, 我国ではこのようなレーダによる降水観測の研究も行なわれていないが, 降水量の観測精度を向上させるためには, レーダによる測定情報量を増やして対応する必要もあり; 土木研究所でもこの方面における研究を今後推進する予定である。

第 2 章ではレーダ雨量計を降雪観測に応用するための基礎調査として, 各国の研究現況をレビューして示した。降雪量観測は降雨量観測とは異なるいくつかの問題を提起する。この分野の研究も我国ではまだ多く行なわれているとはいえず, 土木研究所では昭和 59 年度から, 道路事業調査費にて研究を開始した段階にある。これらの研究の成果もとり入れて本報告書には記載した。

第 3 章ではレーダ波が大気中の降水粒子群により受ける散乱特性を中心として, これまでにレーダ気象学の分野で提出されてきた各種のモデルを評価した。この研究は現在土木研究所が行なっている Multiparameter Radar による降雪観測の研究の基礎をなすものとして重要である。

第 4 章では, 従来, レーダ雨量計による降雨観測上の問題点とされていた, 降雨による電磁波の減衰の評価を昭和 57 年長崎豪雨を例としてとりあげ, 研究した成果を報告した。この研究はこれまでのレーダ雨量計による降雨量観測が 50mm/hr 程度以下のものであったのに対し, 150mm/hr を越えるような豪雨時の

レーダ観測値のとりあつかい方に方向性を与える重要な成果であると考えられる。

土木研究所ではレーダ雨量計のより一層の活用をはかるため、建設省治水課、開発課の指導のもとに各地方建設局の協力を得て、上述のような研究活動を推進してきた。この研究に御協力頂いた多数の関係者に厚く御礼申し上げ、本報告書が関係者の方々の今後の職務遂行に有益な情報を呈供できる事を期待している。なお本報告書は以下の者が執筆した。

第1章 水野雅光（水文研究室研究員）

第2章 河関大祐（水文研究室技官）

第3章 水野雅光（水文研究室研究員）

第4章 俞 朝夫（水文研究室研究員）

昭和61年3月

水文研究室長 吉野文雄

目 次

はじめに

第1章 特殊レーダを用いた降水観測の現況と問題点

1.1	はじめに	1
1.2	特殊レーダについて	1
1.3	二波長レーダ	3
1.3.1	原理	3
1.3.2	Eccles and Atlas の研究	4
1.3.3	二波長レーダの評価	5
1.4	円偏波レーダ	5
1.4.1	原理	5
1.4.2	カナダのアルバータの観測結果	6
1.4.3	円偏波レーダの評価	8
1.5	二重偏波レーダ	8
1.5.1	原理	8
1.5.2	観測結果	9
1.5.3	二重偏波レーダのハードの概要	13
1.5.4	二重偏波レーダの評価	15
1.6	ドップラレーダ	16
1.6.1	原理	16
1.6.2	観測結果	16
1.6.3	ドップラレーダの評価	17
1.7	まとめ	17

第2章 気象レーダによる降雪量観測の現況と問題点

2.1	気象レーダによる降雪量の観測原理	21
2.2	降雪の $Z \sim R$ 関係	22
2.3	レーダによる降雪量の観測例	24
2.3.1	深山レーダ雨量計による降雪観測	25
2.3.2	札幌市降雪レーダによる検討	34
2.3.3	米国オンタリオ湖東部での降雪観測	38
2.3.4	ニューイングランドでのレーダ降雪観測	40
2.3.5	米国空軍地球物理研究所における観測	40
2.3.6	レーダ降雪観測の精度評価	41

2.3.7 ヘルシンキ大学による研究	43
2.4. 降雪量観測上の問題点	43
第3章 降水現象の数値モデルの調査	
3.1 はじめに	45
3.2 雨滴粒子の特性	45
3.2.1 雨滴の粒径分布	45
3.2.2 雨滴の落下速度	50
3.2.3 雨滴の形状特性	54
3.2.4 降雨強度と粒径との関係	57
3.3 雪・あられ・ひょうの粒子特性	60
3.3.1 雪・あられ・ひょうの粒径分布	60
3.3.2 雪・あられ・ひょうの落下速度	63
3.3.3 雪・あられ・ひょうの形状特性	68
3.4 降水粒子群の後方散乱断面積の検討	71
3.4.1 概説	71
3.4.2 後方散乱断面積	71
3.4.3 レーレー近似の検討	73
3.5 まとめ	78
第4章 レーダ雨量計における降雨減衰項の評価	
4.1 レーダ方程式と降雨減衰定数	81
4.1.1 レーダ方程式と降雨減衰項	81
4.1.2 降雨減衰定数各式の比較	84
4.2 長崎豪雨による降雨減衰の評価	86
4.2.1 評価の方法	86
4.2.2 最適 B , β の検討(降雨減衰を考慮しない場合)	87
4.2.3 最適 B , β の検討(降雨減衰を考慮した場合)	92
4.2.4 降雨減衰項の有無による精度比較	95
4.2.5 降雨減衰定数各式の評価	113
4.3 他降雨による降雨減衰の評価	113
4.4 まとめと今後の課題	115
あとがき	117

第1章 特殊レーダを用いた降水観測の現況と問題点

1.1 はじめに

洪水時における降雨量の情報は、ダムや堰などの河川管理施設の適確な運用及び河川沿川住民の適切な行動を行うにあたって、非常に重要な情報である。建設省では、洪水時に、より適確な洪水対応をとるため、レーダ雨量計を設置し観測を始めている。レーダにより観測される情報は、雨域の時々刻々の消長を5分単位で、かつ半径120 kmで把握できることから、面的な降雨量及びある一地域における集中豪雨のみならず、雨域の移動性もリアルタイムで監視できる。したがって、レーダによる洪水時の降雨量観測は、洪水防御上非常に有効な情報となる。

しかし、現在のレーダシステムには次のような問題がある。

- ① ブライトバンドの発生 上空の0℃層付近では、落下してきた氷粒の表面の融解により、氷粒どおしが付着しやすく大氷粒が形成される。また、表面が固相から液相に変化し、誘電率が大きくなる。このことにより、実際の降水量よりも反射電力が非常に大きくなり、あたかも強雨域のようなエコーが発生する。
- ② 雨滴と氷粒（ひょう、雪片等）の判別が不可能 雨滴と氷粒（ひょう、雪片、ice cloud等）は、密度、粒径、落下速度及び誘電率が違うため、同じ降水量に対する反射電力が異なる。したがって、降水粒子の形態が判別できない現行のレーダでは、正確な降水量を測定できない。
- ③ 降雨換算定数 B 、 β の推定が困難 降水粒子群からの反射電力を降雨強度に変換する時に用いる降雨換算定数 B 、 β は、降水粒子群の粒径分布によって異なる。一般によく用いられている粒径分布を表わす式は $N(D) = N_0 \exp(-A \cdot D)$ で未知数が N_0 、 A の二つあり、現行のレーダシステムの情報量は一つであるため粒径分布の推定はできない。したがって、レーダ情報だけでは降雨換算定数 B 、 β の推定ができない。

最近、レーダによる降雨量観測の精度向上を図るため、単に受信電力値のみならず、周波数変化の特性や偏波特性を利用してレーダ観測の情報量を増す Multiparameter Radar（ここでは、特殊レーダと総称する）の応用が図られ、多数の研究結果が報告されている。この特殊レーダは、降水粒子の形態判別及び粒径分布の推定、並びに上層風の測定等が可能のため、洪水時のより正確な降雨量の測定及びより信頼度の高い降雨予測が可能となり、洪水観測の有効な一手段となると考えられている。そこで、本章は海外における特殊レーダの現況についてとりまとめ、各種レーダの評価を行ったものである。

1.2 特殊レーダについて

一般の気象レーダは、大気中の水物質に電磁波が当たって後方に散乱され、アンテナに受信される電力を計測するものである。したがって受信電力強度のみから対象物（例えば雨滴群）の性状（例えば降雨強度）を推定するのに用いられる。このようなレーダでは大気中の諸現象を観測するには限界があり、近年、

特殊なレーダが用いられるようになってきた。これらはいずれも受信電力値のみならず、周波数変化の特性（ドップラ効果）や偏波特性を利用して、観測情報量を増すことにより、観測精度を高めようとするものである。

(1) 二波長レーダ

波長の異なる電波を用いて、雨滴からの反射特性の差を利用する。このレーダは、雨滴径に対し十分長い波長でレーレー散乱を生ずる程度の波長の電波を用い、その反射因子 Z_r を観測する一方、①降水中での減衰量が大きい短い波長、あるいは、②非レーレー散乱を生じ反射電力が減少するような波長の電波を用いてその反射因子を観測するものである。原理的に、①は降水粒子群の粒径分布の観測に用いられ、②は降雨と雷の区別に用いられる。

(2) 円偏波レーダ

このレーダは円偏波をうけた物体からの反射信号の円偏波抑圧度比（および円偏波信号の相関）を観測するものである。このレーダにより大気中の水物質の種類を、水物質の形状特性と同様に、区別しうる可能性がある（この方法によって、降雨の粒径分布を求めることも原理的には可能である。）

(3) 二重偏波レーダ

このレーダは水平、垂直偏波の反射因子の差を計測するものである。このレーダにより、水物質の種類を判別し、また雨滴群の粒径分布を観測することができる。

(4) 垂直指向ドップラーレーダ

このレーダは大気が静止していると仮定したうえでの水物質の落下速度の分布を観測するためドップラー・スペクトルを計るものである。この計測値により雨滴群の粒径分布特性を把握できる。

以上が主な特殊レーダの計測項目と主要な観測対象であるが、これ以外に通常のドップラレーダがある。これらの各レーダに共通していることは、降水現象の観測を後方散乱される受信電力というひとつの量だけで行おうとするのではなく、電磁波の散乱特性、減衰特性、ドップラー効果、等を利用して、複数量の観測により情報量を増す方式を採用していることである。

通常、降雨量は大気中の雨滴の粒径分布とその落下速度の積に比例する。雨滴の落下速度は静止大気を仮定すると粒径の関数となる。粒径分布は、粒径の指数関数表現が可能で、マーシャル・パルマーによると

$$N(D) = N_0 e^{-AD}$$

で表現される。

したがってレーダ受信電力により N_0 と A が決められれば、降雨強度が求められることになるが、通常の気象レーダでは反射因子 Z のみの観測であることから、2変数（ N_0 、 A ）を決めることができない。上述の特殊レーダはこの欠点を補う方式を採用しようとするものである。

次の 1.3～1.6 で各レーダの観測結果を紹介する。

1.3 二波長レーダ

1.3.1 原理

異なる周波数(波長)の2台の気象レーダを使用して降水粒子の反射因子を測定する実験は, Multi-parameter Radar の開発の一環として行われたもので, 特に, 雨と雷(hail)の識別を目的としている。使用する波長による降水粒子からの反射電力の異なりを測定し, 雨と雷を識別する方法は Eccles and Atlas³⁾ により提唱され, その原理は次の通りである。

雨滴のような粒径 D が波長 λ に比べて十分小さい範囲にある散乱物体からの後方散乱断面積(back-scatter cross section)は, 図-1.1 に示すとおりレーレー近似ができ, 粒子一つあたりの後方散乱断面積 σ は

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 D^6 \quad \dots\dots (1.1)$$

で表される。

$$\left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \quad \text{は誘電係数で, それぞれの物体}$$

の電波を散乱する割合であり, この値は水で約 0.93, 氷で約 0.21 である。

(1.1) 式で降水粒子が受信電力に関係する項は D^6 であり, 単位体積については $\sum D^6$ となり, $\sum D^6$ をレーダ反射因子 Z と定義している。すなわち, レーダ反射因子は, 降水粒子の粒径がレーレー近似できる領域にある場合は, レーダ周波数(波長に無関係になる)。

一方, 粒子の直径がミー(Mie)領域にある粒子に対しては, 図-1.2 のようにレーダ反射因子は波長に大きく影響する。ミー領域でのレーダ反射因子は等価反射因子 Z_e とよばれ

$$Z_e = \lambda^4 \eta / \left(\pi^5 \left| \frac{\epsilon + 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \right) \quad \dots\dots (1.2)$$

で表される。

ここで η は実際のレーダ反射因子で $Z = 200 R^{1.6}$ の場合

$$\eta = \sum \sigma = 7 f^4 R^{1.6} \times 10^{-12} \quad \text{m}^2/\text{m}^3 \quad \dots\dots (1.3)$$

となる。

ここで f は周波数(GHz)

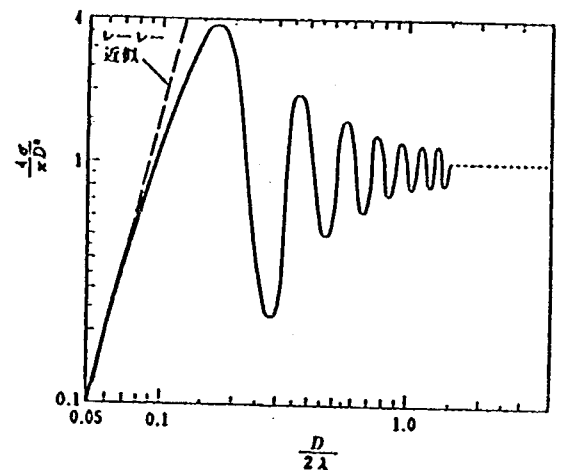


図-1.1 球形金属粒子の反射断面積

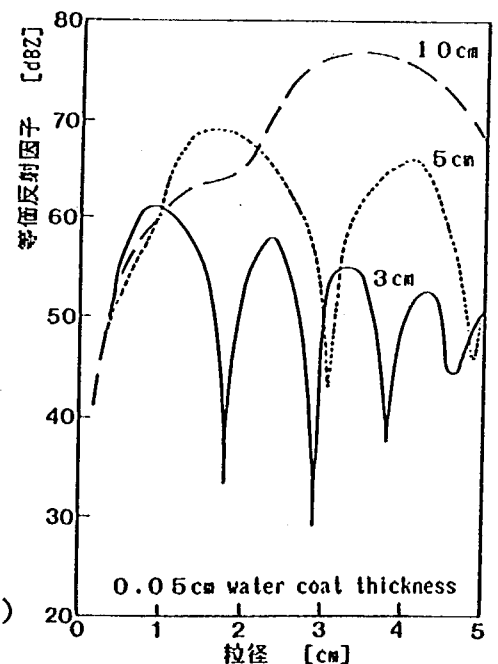


図-1.2 ひょうの等価反射因子

R は降雨強度 (mm/h)

である。

図-1.2に示した球状のひょうの等価反射因子は Barton 等によって報告されたもので、直径1~4cmのひょうに対して、10cm波の反射因子(Z_{10})は3cm波の反射因子(Z_3)より相当大きくなることが判る。

従って両波長の受信電力の比較処理を行うことで降雨中のひょうを検出できるものとして、観測実験が行われた。

1.3.2 Eccles and Atlas の研究

距離 r_0 km にある降水域に、10cm及び3cm波を整合したビームから照射したとき、反射してくるエコー信号の平均電力 P_{10} 及び P_3 は次式で表わすことができる。

$$\left. \begin{aligned} P_{10} &= C_{10} \frac{Z_{10} + Z_{e10}}{r^2} 10^{-0.2 \int_{r_0}^{r_0+s} q_{10} \cdot H dr} \\ P_3 &= C_3 \frac{Z_3 + Z_{e3}}{r^2} 10^{-0.2 \int_{r_0}^{r_0+s} (A_3 + q_3 \cdot H) dr} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1.4)$$

ここで、 C : レーダ定数 (r_0 までの減衰も含む)

Z_e : ひょうの等価反射因子

Z : 雨の反射因子

r_0 : 降水域までの距離

s : r_0 からの観測距離

q : ひょうによる減衰定数

H : ひょうの密度

A : 降雨による減衰定数

(10cm波の減衰はほとんどない)

下付添字 3, 10は波長を表す。

P_{10} と P_3 の比の対数をとると次の式になる。

$$\begin{aligned} y &= 10 \log \{ (P_{10}/C_{10}) / (P_3/C_3) \} \\ &= 10 \log \frac{Z_{10} + Z_{e10}}{Z_3 + Z_{e3}} + 2 \int_{r_0}^{r_0+s} (q_3 - q_{10}) H + A_3 dr \dots\dots\dots (1.5) \end{aligned}$$

$$F = 10 \log \{ (Z_{10} + Z_{e10}) / (Z_3 + Z_{e3}) \}, \quad \alpha = (q_3 - q_{10}) H + A_3$$

として、 y を距離 r で微分すると

$$\frac{dy}{dr} = \frac{dF}{dr} + 2\alpha \dots\dots\dots (1.6)$$

ひょうが無い領域では $y = 2 \int_{r_0}^{r_0} A_3 dr$ (1.7)

となり、途中の総雨水量に大体比例する割合で距離とともに単調に増加する。

降ひょう域の探知モデルとして図- 1.3 のように降雨強度の分布が距離 r_0 から30kmにわたってパラボラ状に分布し、その中心にひょうが存在するものとする。

ひょうが存在すると $q_3 < q_{10}$ であるので、 α 項は正であり距離とともに増加するが、 F 項はひょうの前端で急激に減少する。

dy/dr は全体として正であっても、ひょうの領域の後端で急激に負になる。

すなわち dy/dr の変化が急激に $dy/dr > 0$ 続いて $dy/dr < 0$ になる。

Eccles と Atlas は、この dy/dr の急激な変化現象を用いれば降ひょう域の推定ができるとしている。

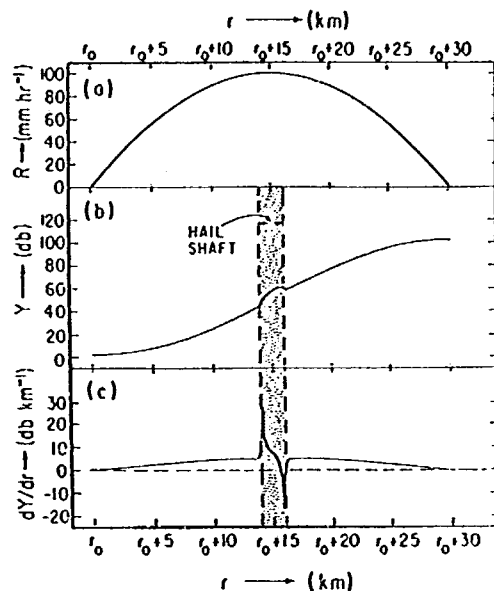


図- 1.3 降ひょう域探知モデル

1.3.3 二波長レーダの評価

技術的な大きな問題点は空中線システムの製作にあり、両波長に対してサイドローブ特性を含めたアンテナパターンが同特性である空中線が要求される。

Rinehart と Tuttle は Z_{10}/Z_3 のスプリアス値を ± 3 dB 以下におさえるには、アンテナビーム幅の不整合は10%以内にする必要があると報告している。

Eccles 自身も、空中線のビーム幅の不整合を5%以下にし、さらにサイドローブレベルを主ローブより30dB 以下にする必要があると報告している。

さらに、二つのレーダを完全同時に動作させる必要がある。又、観測結果から $dy/dr < 0$ の負のひょう信号が正のひょう信号の前に生じる例が多くあり、その原因はまだ解明されていない。

以上の事項が解明されない限り、2波長方式の有効性及び実用化には制約が与えられている。

1.4. 円偏波レーダ

1.4.1 原理

円偏波は、図- 1.4 の示すとおり、偏波面が互いに直角で位相が 90° ずれている二つの直線偏波を合成したもので、偏波面が回転する。

球形目標からの反射強度は偏波面の向きに依存しないが、非球形目標からの場合は偏波面の向きにより反射強度が異なる。したがって、右旋回の円偏波の球形物体からの反射電波は反射による位相のずれのため

め左旋回になるが円偏波である。しかし、右旋回の円偏波の非球形物体からの反射電波は左旋回の円偏波になる。いま、 CDR (Circular depolarization ratio) を次式で定義する。

$$CDR = 10 \log (P_2 / P_1) \quad \cdots (1.8)$$

ここで、 P_1 : 主成分パワー (送信を右旋偏波とした時の左旋偏波の受信電力)

P_2 : 直交成分パワー (送信を右旋偏波としたときの右旋偏波の受信電力)

円偏波が球形粒子に当たった場合は、直交成分はほとんど生ぜず、 CDR は負で絶対値が大きくなる。ところが球形から変形するにつれて直交成分 P_2 が大きくなり、 CDR は 0 dB に近づいてくる。この特性を利用すれば、降水粒子の形状の推定及び雨滴とひょうの判別ができる。

1.4.2 カナダのアルバータの観測結果

円偏波の観測例はカナダの Alberta Hail Studies project で一連の研究が行われているのでここで紹介す。

(1) Alberta Hail Studies レーダシステムの概要

レーダシステムの性能を表-1.1 に示す。アルバータには、CバンドとSバンドの二つのレーダを有す

表-1.1 Alberta Hail Studies のレーダシステムの性能

項 目	円 偏 波 レーダ	二 波 長 レーダ
周 波 数 帯 (波 長)	S (10cm)	C (5.6 cm)
尖 頭 出 力	250 kw	250 kw
パ ル ス 幅	1.75 μ s	2 μ s
繰 返 周 波 数	480 rps	480 rps
ビ ム 幅	1.15°	1.50°
空 中 線 利 得	43.3 dB	41 dB

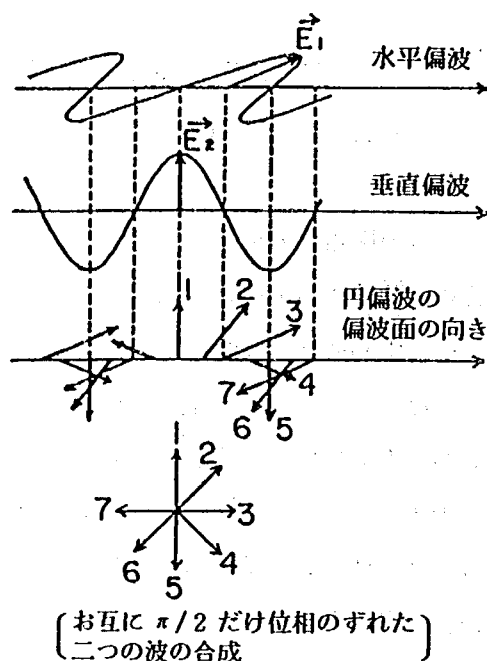


図-1.4 円偏波の原理

するが、円偏波観測はSバンドで行っている。円偏波レーダ(Sバンド)の信号処理システムを図-1.6 に示す。信号処理は24チャンネルで行っている。信号処理システム中の threshold amp. は主成分 P_1 表示では 10 dB 毎、 CDR 表示では 5 dB 毎にするために用いられ、electronic switch は直交成分 P_2 が受信機ノイズより小さい時 CDR 表示を行わないようにするために用いられる。

円偏波単独ではなく、2波長の同時観測を行った例もある¹²⁾。2波長とはSバンドとCバンドであ

る。レーダの仕様は表-1.1 に示したとおりである。

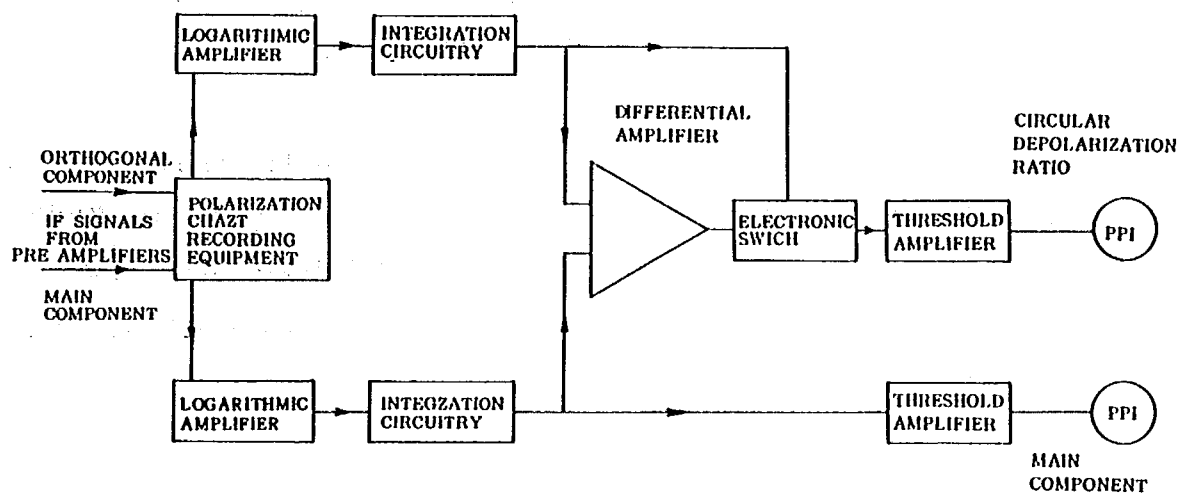


図 1.5 Alberta Hail Studies' radar の信号処理システム

(2) 観測結果

図-1.6 は、降雨時と降ひょう時の CDR と反射因子 Z_e の散布図である。ひょうと雨の境界が点線で示してある。この図から次のことがわかる。

- ① 銃弾サイズより大きいひょうは反射因子が 30dBZ 以下では決して降らない。
- ② ひょうは常に反射因子が 50dBZ 以上の時に降る。
- ③ 反射因子が $30\sim 50\text{dBZ}$ の間では CDR の増加とともに降ひょうの可能性が高くなる。

また、実際に降ひょうがあった地点の、PPI 観測結果は、 $Z_e = 44\sim 54\text{dBZ}$ 、 $CDR = -20\sim -25\text{dB}$ であった。

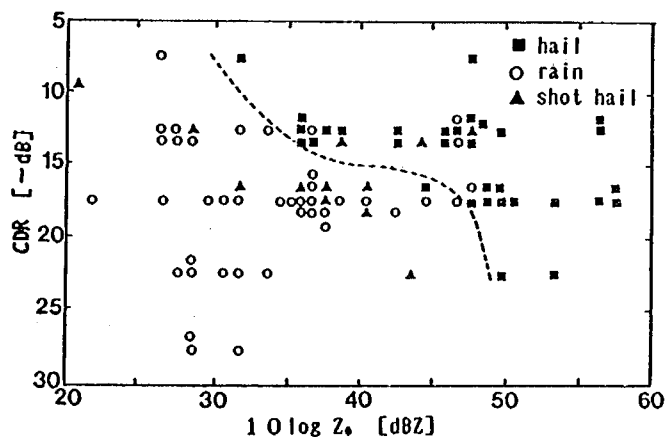


図-1.6 CDR と Z_e の散布図

アルバータにおけるすべての観測結果から次のことがわかった。

- ① 円偏波特性と2波長測定とを同時に行った手法はそれぞれ単独の手法に比べて良好な結果であった。
- ② 小雨を伴った小さなひょうと大雨を伴った小さなひょうの区別ができることがわかった。
- ③ 非レーレー型の大気水象の直径の推定が可能である。

以上の結果からみて CDR と反射強度を組み合わせることで、ひょう探知の精度が増加すること、および円偏波に2波長観測を複合させることで、ひょう探知の精度が増加することが推定される。

1.4.3 円偏波レーダの評価

円偏波レーダは、技術面には問題がなく、利用面においても、CDRと反射因子を組み合わせることにより、ひょうと雨滴の判別が可能である。また、アルバータにおける円偏波レーダと二波長レーダの同時観測によって、円偏波測定と二波長測定とを同時に行った手法はそれぞれ単独の手法に比べて雨滴とひょうの判別精度が向上し、非レーレー型の降水粒子の粒径の推定も可能であることがわかった。したがって、円偏波レーダは、降雨観測の精度向上に有効である。

1.5 二重偏波レーダ

1.5.1 原理

二重偏波レーダは、円偏波レーダと同様に、降水粒子の形状に着目したもので、水平偏波及び垂直偏波を交互に送信し、水平及び垂直偏波それぞれの反射因子を測定するもので、その反射因子の比 Z_{DR} を利用して、降水粒子形態の判別及び粒径分布の推定に用いられる。

(1) 降水粒子の形態の判別

雨滴は大気中を落下するとき、空気の抵抗を受けて偏平になるが、ひょう等の氷粒はそうはならない。

図-1.7に雨滴が偏平な状態が示されているが、偏平度(a と b の比)は雨滴が大きい程大きく、

$$a/b = 1.03 - 0.62 D \quad \dots\dots\dots (1.9)$$

D : equivolumic spherical diameter (cm)

$$0.1 \leq D \leq 1.0$$

と表される例がある。

したがって図-1.8のように水平偏波と垂直偏波の雨滴の有効反射断面積は異なる。

このような目標物の落下中の形状の相違に着目して、水平、垂直偏波を交互に送信して、それぞれの反射因子 Z_H 、 Z_V を測定し次式で定義される differential reflectivity Z_{DR}

$$Z_{DR} = 10 \log Z_H / Z_V \quad \dots\dots\dots (1.10)$$

を求めることで雨滴と氷粒の識別の可能性がある。すなわち

Z_{DR} が大きい所 ($Z_{DR} > 2 \text{ dB}$) では降雨域、小さい所 (Z_{DR}

$\approx 0 \text{ dB}$) では降ひょう域となる。

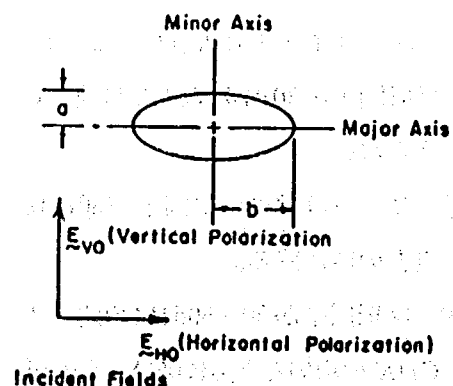


図-1.7 雨滴の形状

(2) 降水粒子群の粒径分布の推定

水平及び垂直偏波によって得られるレーダ反射因子 Z_H 、 Z_V はそれぞれ

$$Z_H = C \int \sigma_H(D) \cdot N(D) dD, \quad Z_V = C \int \sigma_V(D) \cdot N(D) dD$$

..... (1.11)

となる。ここで、 D は雨滴の直径、 C はシステムによって決まる定数、 σ_H 、 σ_V は雨滴の水平、垂直偏波に対する有効反射断面積である。 $N(D)$ は雨滴の粒径分布で、

$N(D) = N_0 \exp(-A \cdot D)$ とすると、

Z_H と Z_V との比 Z_{DR} は、

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right)$$

$$= 10 \log \left\{ \frac{\int \sigma_H \cdot \exp(-A \cdot D) dD}{\int \sigma_V \cdot \exp(-A \cdot D) dD} \right\}$$

となるので、 σ_H 、 σ_V をあらかじめ理論計算によって求

めておけば上式より A が求まり、続いて Z_H または Z_V

から N_0 も求まる。こうして二重偏波レーダによって上

空の雨滴の粒径分布を推定できる。いったん雨滴の粒径

分布が得られれば、それから降雨強度や電波の降雨減衰等も得ることができる。

1.5.2 観測結果

雨滴と氷粒の判別の観測例として、Chilbolton レーダ、Chill レーダ及び CP 2 レーダの観測結果を、雨滴の粒径分布の推定例として、オクラホマの観測結果を示す。表- 1.2 にレーダの性能を示す。

(1) Chilbolton レーダによる観測結果

図- 1.9 はエコーの RHI 図である。(a)は単一偏波による通常の気象エコー (Z 表示)であり、(b)は(a)

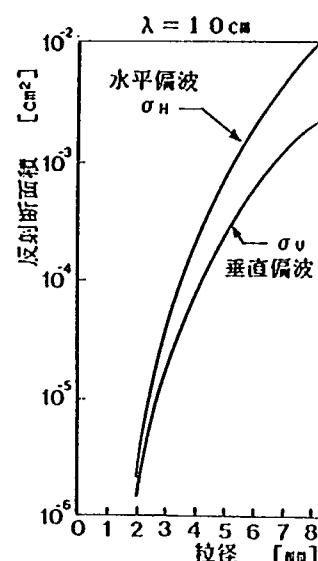


図- 1.8 反射断面積

表- 1.2 二重偏波レーダシステムの性能

レーダシステム	Chilbolton	Chill	C P 2
位 置	イギリス	アメリカ	アメリカ
周波数帯 (波長)	S (10cm)	S (10cm)	S (10cm)
ビーム幅	0.25°	0.96°	1.0°
空中線径 [m]	25	8.5	8
尖頭出力 [kw]	500	600	500

と同じ目標を二重偏波でとらえた Z_{DR} 表示である。 Z 表示のエコー(a)では上層、下層にわたって差はないが、 Z_{DR} 表示では高度 2 km 以上の上層では弱くなり (0.13dB 以下)、下層では 2dB 以上と強くなっている。これから下層は雨滴、上層は ice cloud と推測できる。

その他、図は載せないが、過冷却水滴域を識別した例と雨、ice cloud だけでなくブライトバンド、グラウンドクラッタも識別できた例もある。

(2) Chill レーダによる観測結果

2 重偏波と 2 波長 (S, Xバンド) の同時観測を行い、2 重偏波による Z_{DR} と 2 波長による Y_{V3} ($=10 \log Z_{VP3} / Z_{VM3}$) を求めた。ただし Z_{VP3} は実測 Z_{H10} と Z_{DR} から予測した値、 Z_{VM3} はレーダ観測値である。

観測の一例を図-1.10に示す。(a)は Z_H と Z_{DR} の距離関係を示しているが、距離 48km 付近で Z_{DR} の

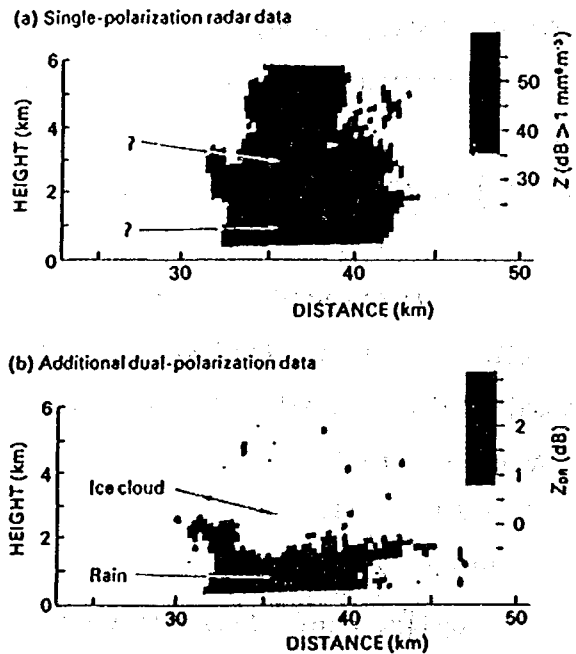


図-1.9 Chilbolton レーダの観測結果

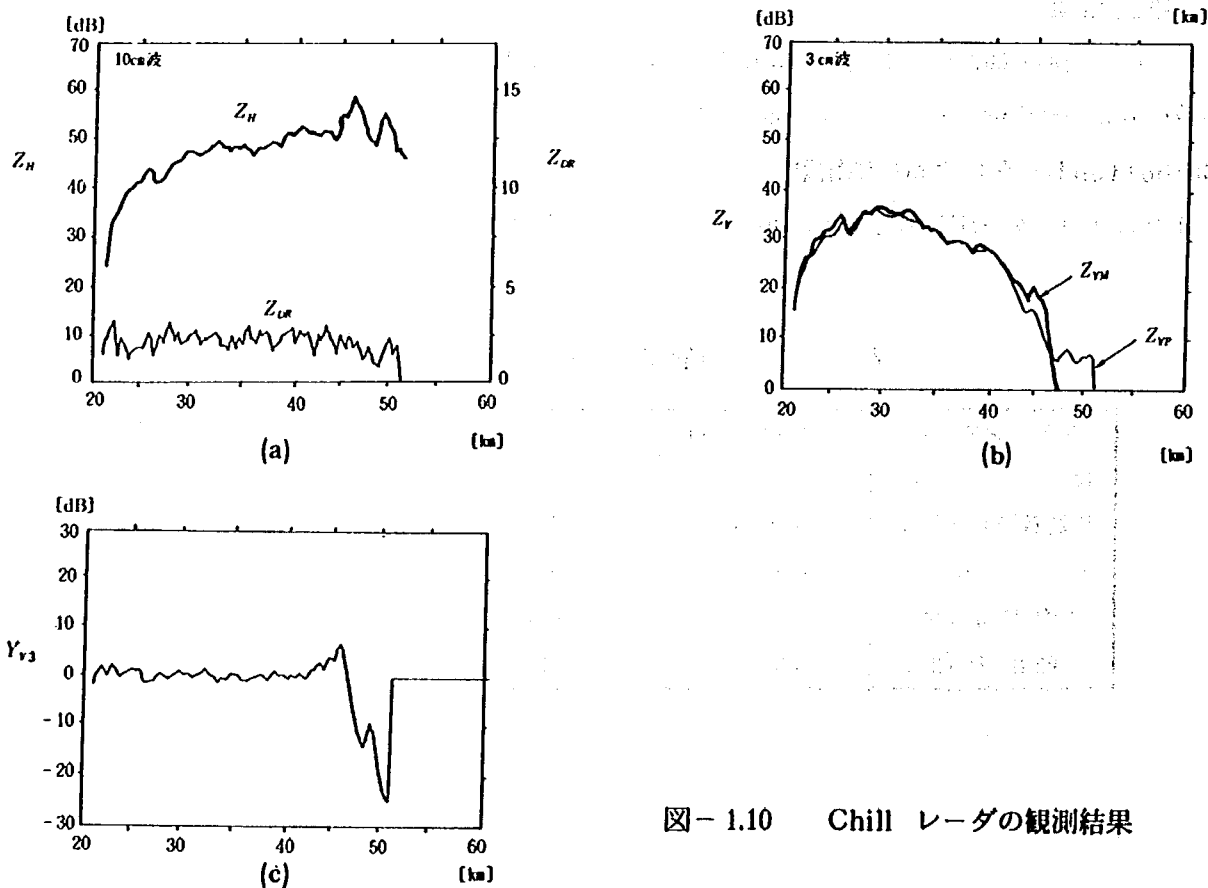


図-1.10 Chill レーダの観測結果

0dB までの落ち込みがある。(b)は Z_{VP3} と Z_{VM3} ($Z_{VP3} - Z_{VM3}$) の距離関係を示している。(c)は Y_{V3} 距離の関係を示している。(b)図で距離48kmよりやや手前で Z_{VP3} が Z_{VM3} より大きくなって、すなわち Y_{V3} が増加している。したがって次のことが推察される。

- ① Z_{DR} の落ち込みと Y_{V3} の増加する所でひょうが存在する。
- ② 2重偏波だけでなく2波長も含めた同時観測で更にひょう検出の可能性が増す。

(3) CP2 レーダによる観測

図-1.11は、あるストームにおける(a)は Z_H , (b)は Z_{DR} のコンターを示している。(a), (b)のデータからA地点(ストームの中心付近)では、 $Z_H = 55$ dB, $Z_{DR} = 0$ dBとなっており、降ひょう域であることがわかる。又、このレーダシステムではエコーの PPI, RHI 表示はカラーであり、降ひょうが一目でわかりやすい。

(4) オクラホマにおける観測結果

オクラホマにおいて二重偏波レーダの観測結果をもとに、降水粒子の粒径分布を推察し、この粒度分布から降水強度を測定する研究が行われている。図-1.12は観測結果である。(a)は Z_H , (b)は Z_{DR} の距離方向の観測値である。(c), (d)は降水の粒径分布を $N(D) = N_0 \exp(-AD)$ と仮定し、 Z_H , Z_{DR} から推定した N_0 , A の値を示している。(e)は、 $Z_H = BR^B$ の関係から推定した降水強度 R と、 Z_{DR} を用いて推定した降水粒子の粒径分布をもとにして求めた降水強度の比較である。

この方法で測定される N_0 値に大きな変動があることが特に重要であり、このことは良く用いられる N_0 値が一定である Marshall-Palmer 分布は良い近似と言えないことがわかる。

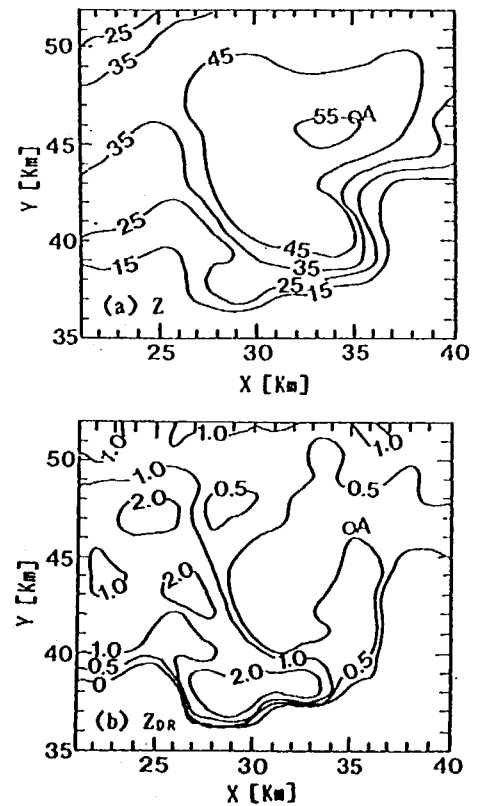
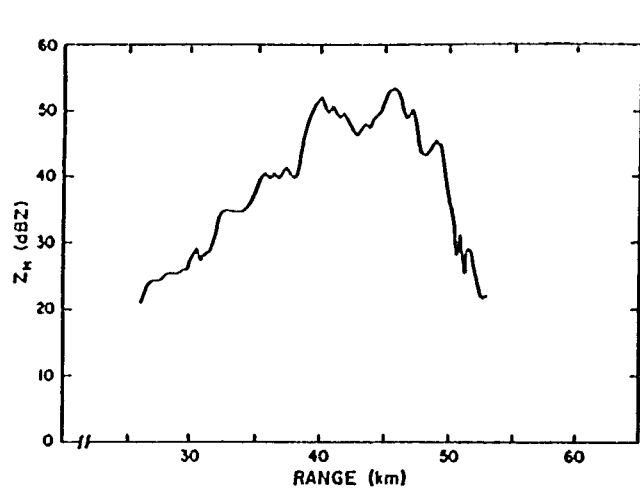
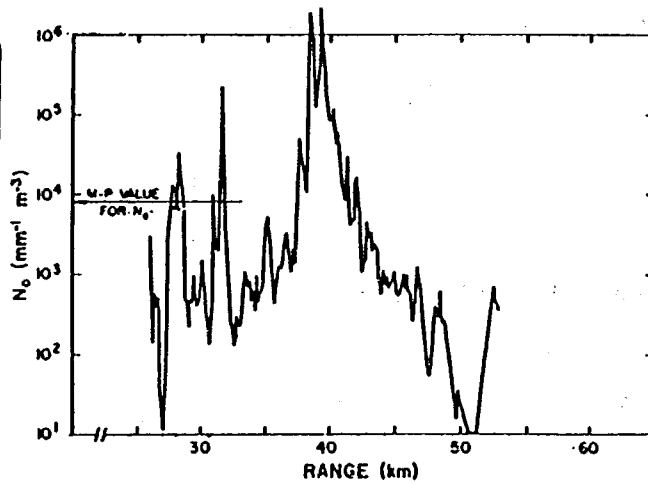


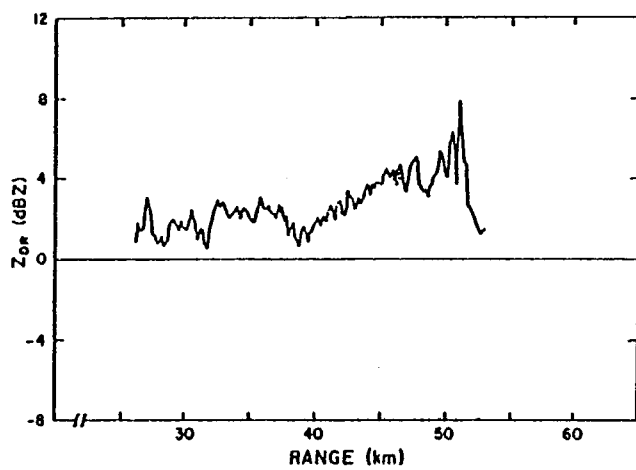
図-1.11 CP2 レーダの観測結果



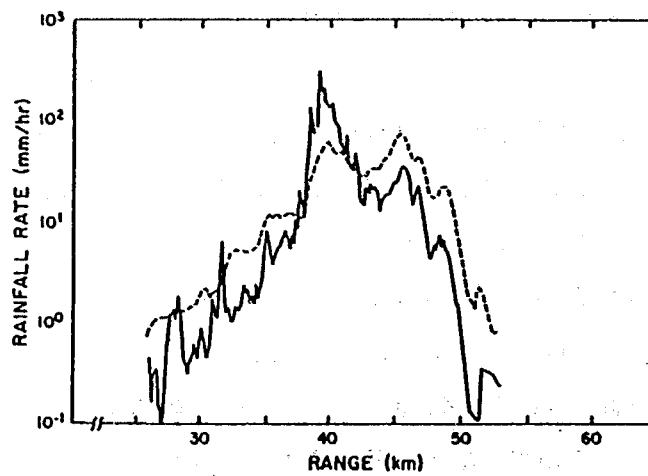
(a)



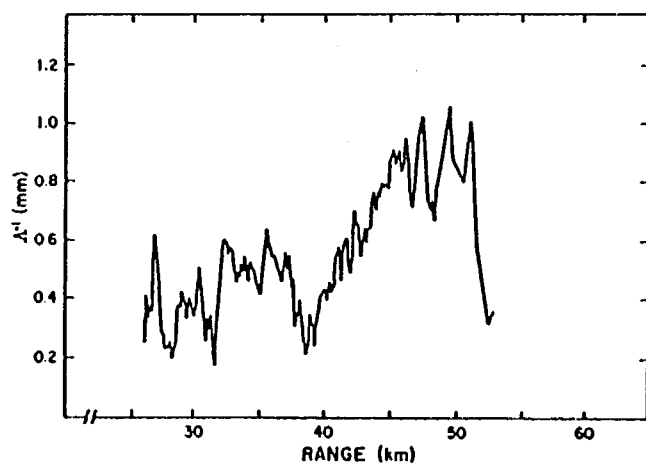
(d)



(b)



(e)



(c)

図-1.12 オクラホマの観測結果

1.5.3 二重偏波レーダのハードの概要

気象レーダエコーの変動の相関から2重偏波 Z_H , Z_V は高速で切り換える必要がある。

高電力を高速に切り換えるためには、メカニカルスイッチが使用されており、その1例を図-1.13に示す¹⁴⁾。

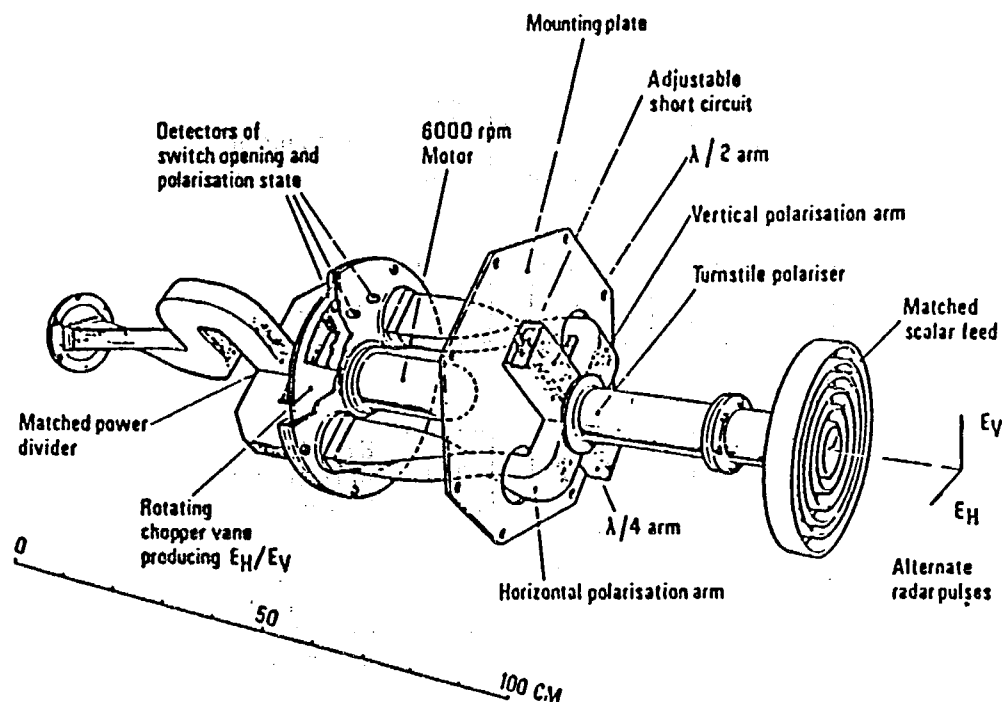


図-1.13 Sバンド(10cm波)レーダの例
(送信 500 kw アンテナ径 25m)

図-1.13において、切換円盤(Rotating chopper vane)を高速回転することにより、送信電力は、垂直偏波系導波管及び水平偏波系導波管と交互に切換えられ、空間には、垂直偏波及び水平偏波が交互に放射される。

オクラホマの Chill Radar の場合もメカニカルスイッチにより偏波切換えを行っている。このレーダの動作タイミングを図-1.14に示す。

メカニカルスイッチを図-1.15のようなスイッチングサーキュレータに換えることにより、送信パルス毎に高速に偏波を切換え、かつ、メカニカル駆動部分をなくすることができる。

ただし、現用レーダ雨量計と同等の大電力レーダに採用する場合、スイッチングサーキュレータの耐電力の問題やスリップリングを介してのドライブ電流の供給方法等¹²⁾ 開発的要素がある。

2重偏波レーダのブロック図を図-1.16に示す。

受信機出力信号を偏波切換えと同期して切換えることにより、水平偏波成分(Z_H)及び垂直偏波成分(Z_V)に分離して取り出すことができる。

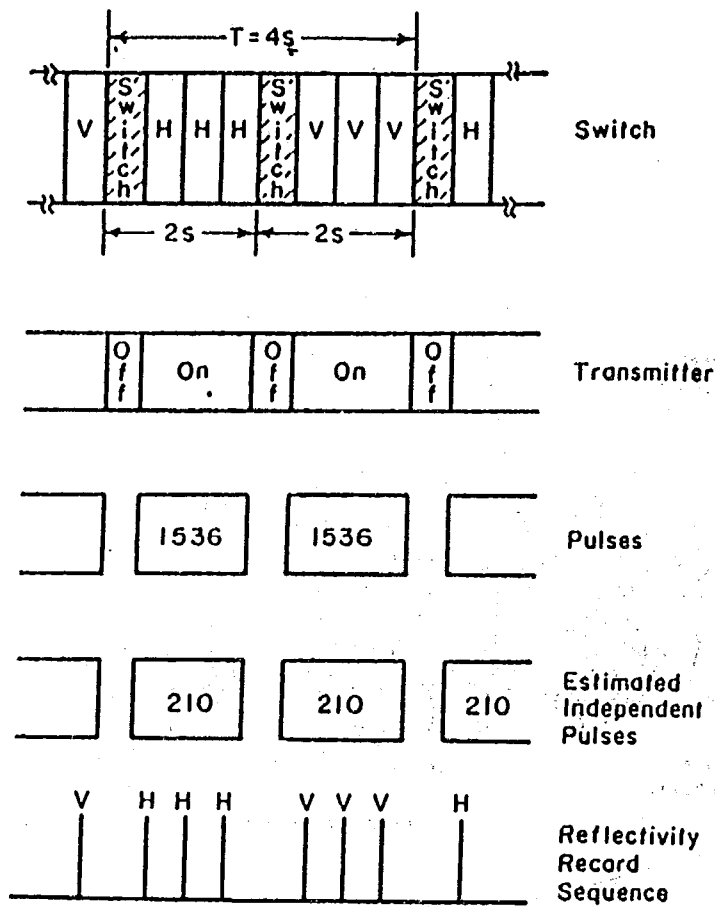
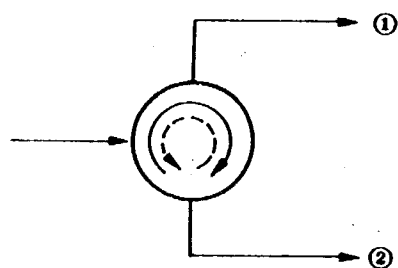


図- 1.14 Chill レーダのスイッチングのタイミング



サーキュレータのドライブ
電送により右回り、左回り
にスイッチングすることが
できる。

図- 1.15 スイッチングサーキュレータ

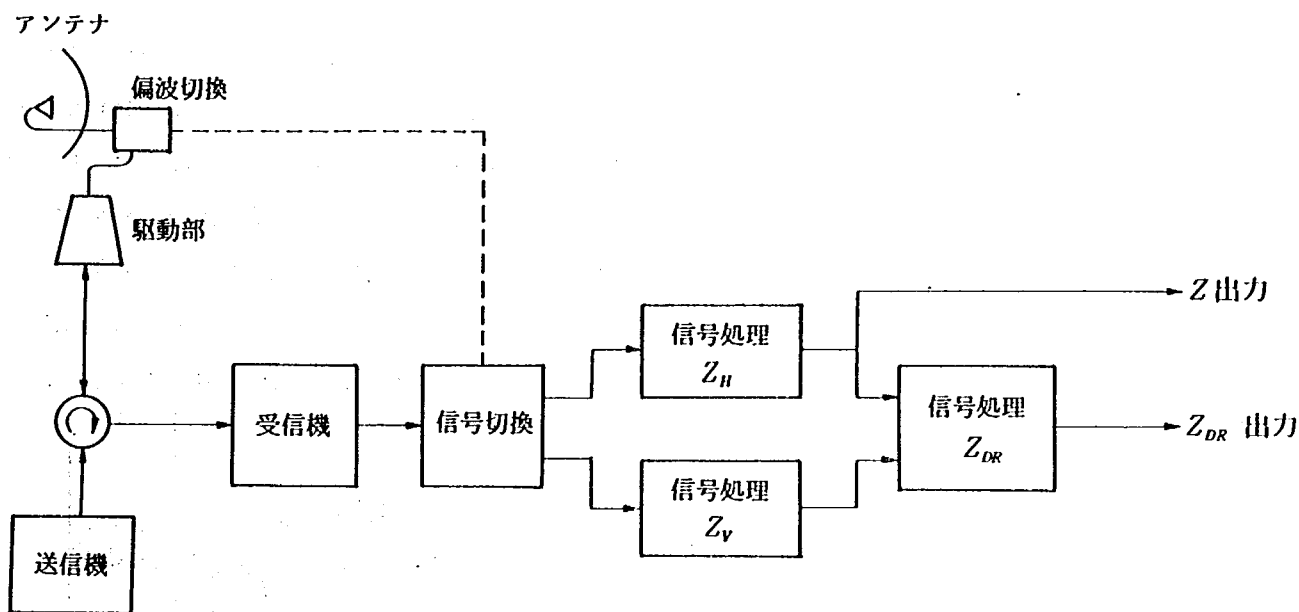


図-1.16 二重偏波レーダのブロック図

Z_H , Z_V をそれぞれ信号処理 (平均化等) し, 次段の Z_{DR} 信号処理にて $10 \log (Z_H / Z_V)$ の処理をすることにより Z_{DR} 信号が出力される。

また, Z_H 信号をそのまま取り出せば, 降雨強度情報の Z 信号となる。

1.5.4 二重偏波レーダの評価

Chilbolton レーダ, Chill レーダ及び CP2 レーダの観測結果からも明らかなように, 反射因子 Z と Z_{DR} を用いれば, 雨滴とひょうの判別はできる。種々の降水粒子に対する Z 及び Z_{DR} の特性を表-1.3 に示す。さらに, 二重偏波レーダは雨滴の粒径分布, 降雨換算定数 B , β に関する情報も得ることができる。したがって, 二重偏波レーダは降雨観測の精度向上に有効な手段と考えられる。

表-1.3 降水粒子の Z 及び Z_{DR} の特性

降水粒子の形態	Z	Z_{DR}
雨	High	High
霧雨, 雲, 霧	Low	Low
雪片	Medium-Low	Medium-Low
みぞれ	High	High
あられ	High	Negative
ひょう	High	Variable

1.6 ドップラレーダ

1.6.1 原理

ドップラレーダとは、移動しつつある目標から反射される電波のドップラ効果を利用して目標の高度を測定するものである。目標が波長 λ のレーダに向かって V なる速度で動いているとき、その目標から反射した受信波はドップラ効果によって周波数が $f_d = 2V/\lambda$ だけずれる。気象レーダの場合は、反射波は、ビーム内の降水粒子群からの反射で、降水粒子は粒径によって移動速度（特に落下速度）が異なるため、 f_d のスペクトルは幅をもって表示される。レーダビームを鉛直にして観測すれば、落下速度のスペクトルが観測でき、一般に落下速度は粒径の $1/2$ 乗に比例するので落下速度のスペクトルより降水粒子の粒径分布及び形態の推定ができる。また、ビームを水平にして観測すれば、上層風の観測ができる。

1.6.2 観測結果

図-1.17は Atlas et al. が行ったドップラレーダによるブライトバンドの観測結果である。0℃層の直下でドップラ速度が急増し、ここで降水粒子が雪片から雨滴に変化したことを物語っている。同時に観測された等価レーダ反射因子の鉛直プロファイルと考え合わせると、上層の雪片の結晶は0℃に近づくと共に互に付着し合って9～27個の集合になること。0℃からブライトバンドの中心までの間で更に5～7個づつの集合が起ること、ブライトバンドの下では雪はとけて更に6～7個の水滴に分裂すること、などが推論される²⁶⁾。

この観測ではドップラー・スペクトラムの拡がり（標準偏差）は測定されなかったが、もし測定されていたとすれば、やはり雪片の領域と雨滴の領域で大きな差が存在した筈である。

ひょうの存在は、その大きな落下速度と標準偏差で特徴づけられているが、ひょうの可能性が考えられるような場合は、大気の鉛直運動も乱流も共に著しく大きいことが予想され、ドップラー・スペクトラムからのひょうの存在の推定はかなり難しい問題である。

図-1.18は色々な種類の降水粒子を鉛直ビームのドップラレーダで観測した場合、どのようなスペクトラムが得られるかを、代表的な粒径分布について計算したものである。この図ではドップラー・スペクトラム $S(v)$ は dZ/dV に置き換えられている。この図によると、ドップラースペクトラムは降水粒子の種別によってその平均速度と、拡がり（標準偏差な

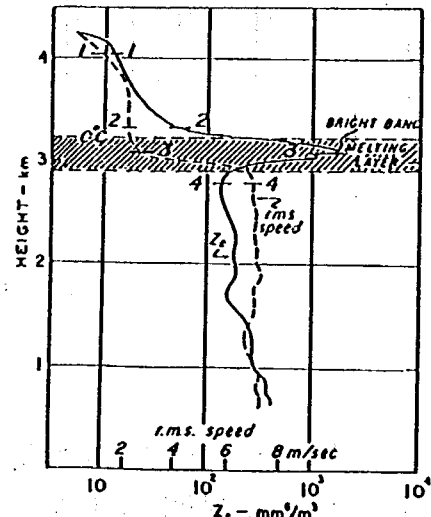


図-1.17 ブライトバンドのドップラレーダ観測

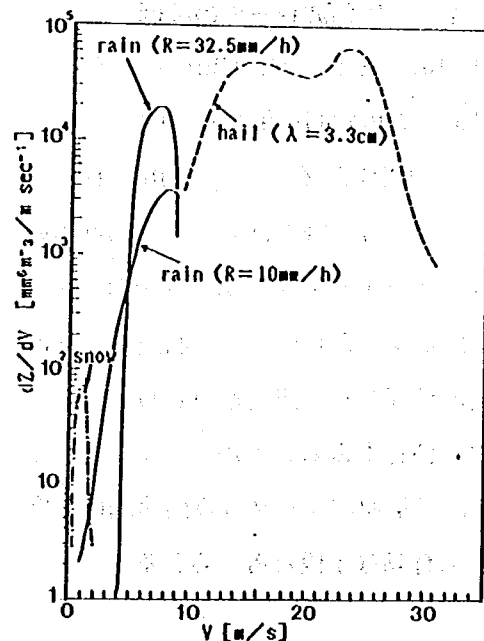


図-1.18 各種の降水粒子のドップラスペクトル

ど)の双方にはっきりした特徴を持つことがわかる。しかし、鉛直風速や、乱流その他のスペクトラムの拡がりに影響する原因が存在する場合は、当然その効果を差引いて考えなければならない。

1.6.3 ドップラレーダの評価

ドップラレーダによって、粒径分布の測定ができ降雨換算定数 B 、 β の推定もできる。また、上層風の情報により信頼度の高い降雨予測が可能になると考えられる。したがって、ドップラレーダは、降雨観測の精度向上に有効な手段となる。

1.7 まとめ

本論文では、降水量観測の精度向上を図ることを目的とした特殊レーダの現況とそれらのレーダの評価を行った。

- ① 二波長レーダは、同じ空中線を製作する必要がある。また、観測結果の理論的解明が不十分な点がある。
- ② 円偏波レーダは CDR と反射因子を組合せることにより、ひょうと雨滴の判別が可能である。
- ③ 二重偏波レーダは、雨粒と氷粒との判別及び降水粒子の粒径分布の推定が可能である。
- ④ ドップラレーダは、上層風の測定並びに降水粒子の形態及び粒径分布の推定ができる。ただし、鉛直風及び乱流による影響もドップラ速度情報に含まれているので注意を要する。

参考文献

- 1) Martin P. M. Hall: A review of the application of multiple-parameter radar measurement of precipitation, Radio Science, Vol. 19, No 1, 1984
- 2) M. P. Hall et al: URSI Symposium workshop report, Multiple-parameter radar measurements of precipitation, Radio Science, Vol. 19, No 1, 1984
- 3) Eccles and Atlas: A new method of hail detection by dual-wave length radar, 14th Radar Meteorology Conf. 1970
- 4) Eccles: A dual-wave length hail detector, J. Appl. Meteor. Vol. 12, 1973
- 5) Jameson: Use of the ratio of radar reflectivity factors at 10cm and 3cm in hailstorm observations, 17th Meteor. conf. 1976
- 6) Eccles: Automatic flash flood warnings from dual wave length radar, Conf. on flash flood - hydro-meteorological Aspects, 1978
- 7) "Hail Detection with Differential Reflectivity Radar" Science 14 September 1984
- 8) R.R. Rogers; A review of multiparameter radar observation of precipitation, Radio Science Vol. 19 No 1 1984
- 9) S. M. Cherry, M. P. M. Hall and J. W. F. Goodard: Multiple-parameter radar techniques and applications for precipitation measurements: A review IEE Radar-82 1982
- 10) R. G. Humphries: Observation and calculation of depolarization effect at 3GHz due to precipitation, J. Rech Atmos. Vol. 8 1974
- 11) B. L. Barge: Polarization measurements of precipitation backscatter in Alberta, J. Rech. Atmos. Vol. 8 1974
- 12) B. L. Barge, R. G. Humphries: Identification of rain and hail with polarization and dual-wavelength, 19th Conference on Radar Meteorology,
- 13) B. L. Barge: Polarization of observations in Alberta
- 14) Hall: Dual-polarization radar helps gauge rainfall rate,
- 15) K. Aydin, T. A. Seliga, M. Arai: Hail detection in a severe thunderstorm during SESAME using the differential reflectivity (Z_{DR}), Radar technique and the simultaneous behavior of dual wavelength signatures, 21th Conference on Radar Meteorology.
- 16) S. M. Cherry, J. W. F. Goodard: Examination of rain drop sizes using a dual-polarization
- 17) V. N. Bringi, T. A. Seliga, K. Arai: Hail detection with a differential reflectivity radar,
- 18) T. A. Seliga, K. Aydin: Disdrometer measurements during a unique rainfall event in central Illinois and their implication for differential reflectivity radar observations.
- 19) V. N. Bringi, T. A. Seliga, M. P. M. Hall: Dual-polarization radar, Techniques

and applications, Recent Progress in Radar Meteorology, Number 13, 1981

- 20) R. Cordesses, J. Fournet-Fayard, D. Ramond and P. Amayenc : A S-band differential reflectivity radar for meteorological studies, 21st Conference on Radar Meteorology

第2章 気象レーダーによる降雪量観測の現況と問題点

気象レーダーによる降雪量の観測は、降雨量の観測に比較していくつかの難点を有している。レーダーによる大気中の水分の観測の原理は、電磁波の大気中水滴による後方散乱現象に主として依存している。したがって大気中の水滴の性状が重要な因子となるが、雨滴粒子についてはその性状の把握がかなり進められてきた結果、レーダー反射因子 Z と降雨強度 R の関係についての情報も確度の高いものとなっており、レーダーによる降雨強度の観測も実用の域に達してきている。

一方、降雪現象については降雪粒子（雪片）の性状が上空の気温に大きく影響されること、上空の風速場による影響が大であること、レーダー反射因子 Z が雪片の性質に大きく依存すること、地上における降雪量の観測が困難であること、等の問題がある。

2.1 気象レーダーによる降雪量の観測原理

降雪量をレーダーで観測する原理は降雨量観測と同じである。すなわち、レーダーからの送信波が大気中の降雪粒子群に当たって後方散乱された電磁波を受信し、その受信電力値を降雪量に変換することとなる。

送信電力 P_t が無指向性空中線から発射されると距離 r の所では単位面積当たり $P_t / 4\pi r^2$ の電力密度となる。これが反射断面積 σ の目標に当たると、空中線利得を G として、 $GP_t \cdot \sigma / 4\pi r^2$ の電力が散乱する。更にここから r の距離にある有効面積 A_e の空中線に返ってくる電力 P_r は

$$P_r = \frac{P_t \cdot G \cdot \sigma}{4\pi r^2} \cdot \frac{A_e}{4\pi r^2} \quad \dots\dots\dots (2.1)$$

となる。これは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を考えねばならない。パルスレーダーでは目標体積中の雪片あるいは雨滴群からの全反射断面積を考える必要があり、単位体積中の σ を $\Sigma\sigma$ として積分する。

目標が雨滴でありその粒子の直径 D が波長に対して十分小さく、レーリ（Rayleigh）近似が成立するときにはミー（Mie）の理論により

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 D^6 \quad \dots\dots\dots (2.2)$$

となる。ここで λ は波長、 ϵ は水滴の誘電率である。

雪の場合は雪の誘電率を ϵ_s 、直径を D_s とすると、

$$\sigma_s = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_s - 1}{\epsilon_s + 2} \right|^2 f_s D_s^6 \quad \dots\dots\dots (2.3)$$

但し、 f_s は形状因子で1～1.5の値である。雪片を融解してできた水滴の直径を D_m 、雪の密度を ρ_s とすると、

$$D_s^3 = D_m^3 / \rho_s \quad \dots\dots\dots (2.4)$$

雪を氷と空気の混合物と考え、若干の近似計算を行うことにより

$$\sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_i - 1}{\epsilon_i + 2} \right|^2 \frac{1}{\rho_i^2} f_s D_m^6 \dots\dots\dots (2.5)$$

が得られる。ここに ϵ_i は氷の誘電率, ρ_i は氷の密度である。 ϵ_i は波長 3 ~ 10cm, 温度 0 ~ -150°C の間ではほとんど一定で 3.16 (ファラッド / m) (水の場合 82.2 (ファラッド / m)) であり, ρ_i を 0.92 (g/cm³) とすると

$$\left| \frac{\epsilon_i - 1}{\epsilon_i + 2} \right|^2 \frac{1}{\rho_i^2} = 0.207 \dots\dots\dots (2.6)$$

となり、水の場合に比べて雪の融解直径を用いると σ が約 0.22 倍となる。

$$\sigma_s / \sigma = \left(\left| \frac{\epsilon_i - 1}{\epsilon_i + 2} \right|^2 \cdot \frac{1}{\rho_i^2} \cdot f_s \right) / \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 = (0.207 \times 1) / 0.93 = 0.22$$

雨量強度 R (mm / h) とレーダ反射強度の関係を求めるために一般に $\Sigma D^6 = Z$ とおき、これをレーダ反射因子と呼んでいる。 Z と R の関係は降水粒子の大きさの分布と落下速度により決まってくる。

$$Z = \Sigma D^6 = BR^\beta \dots\dots\dots (2.7)$$

B , β は実測結果から得られる値であり、雨の場合には $B = 200$, $\beta = 1.6$ の値が良く用いられる。一般には雨滴の落下速度を $v(D)$, 粒度分布を $N(D)$ とすれば、降雨強度は

$$R = \frac{\pi}{6} \int v(D) \cdot D^3 \cdot N(D) dD \dots\dots\dots (2.8)$$

により、また反射因子は

$$Z = \int D^6 N(D) dD \dots\dots\dots (2.9)$$

によりそれぞれ求められる。

降雪強度についても同様な関係が成立するものと仮定した研究が多方面で進められている。すなわち降雪粒子の融解直径を D_m として、雪片の落下速度 $v(D_m)$ の研究、および雪片粒子の粒度分布 $N(D_m)$ の研究が実施されてきている。

2.2 降雪の $Z-R$ 関係

レーダによる降雪量の観測も降雨の場合と同様、レーダ反射因子 Z と降雪強度 (水当量での) R の関係に依存する。この関係は雨の場合と同様、雪片粒子の粒径分布とその落下速度を調べれば求められる。以下に既往の実測例を紹介する。

雨滴の粒径分布については多数の研究例が報告されている。その代表的なものは Marshall-Palmer であって次式で与えられる。

$$N_D = N_0 e^{-\Lambda D} \dots\dots\dots (2.10)$$

ここで N_0 は雨量には無関係な定数 ($N_0 = 0.084 \text{ cm}^{-4}$), Λ は降雨強度により決まる定数 ($\Lambda = 41R^{-0.21} \text{ cm}^{-1}$) が与えられている。

しかし降雪粒子に対してはその観測の困難さも伴ってあまり多くの研究は行われていない。Gunn および Marshall によると式(2.10)の形にして

$$N_0 = 3.8 \times 10^3 R^{-0.87} (\text{mm}^{-1}/\text{m}^3) \dots\dots\dots (2.11)$$

$$A = 25.5 R^{-0.48} (\text{cm}^{-1}) \dots\dots\dots (2.12)$$

を報告している¹⁾。

八木, 上田²⁾ は $Z-R$ 関係の基礎となる降雪粒子の粒度分布, 落下速度について観測した結果を報告している。降雪粒子の観測は沓紙法で, 降雪粒子の粒径をその融解直径として固定する。観測されたそれぞれの沓紙から空間粒度分布を計算するには, 降雪粒子の落下速度を梶川の秋田での実測値を使用している。

表- 2.1, 表- 2.2 は雪片とあられについて式(2.10)の N_0 , A の値を調べた結果である。

表- 2.1 雪片の降水強度別の粒度分布における N_0 値と A (八木・上田による)

$R (\text{mm/h})$	$\bar{R}$	N_0	A	観測回数
0.03~0.4	0.217	1.77×10^4	3.13	5
0.4 ~0.6	0.497	3.56×10^4	2.97	4
0.6 ~1.0	0.782	2.62×10^4	2.44	7
1.0 ~1.5	1.242	1.00×10^4	1.72	5
1.5 ~2.0	1.848	8.74×10^3	1.51	5
2.0 ~3.0	2.266	1.01×10^4	1.55	5
3.0 ~4.5	3.940	1.06×10^4	1.36	5

※昭和54年観測

$\bar{R}$ はそれぞれの階級での平均降水強度で, 各階級の降水強度の幅は観測回数がおおむね平均化するように定めた。

表- 2.2 昭和54年のあられの降水強度別の粒度分布における N_0 値と A 値 (八木・上田による)

$R (\text{mm/h})$	$\bar{R}$	N_0	A	観測回数
0.02~0.5	0.341	8.94×10^3	2.70	3
0.5 ~1.0	0.753	1.21×10^4	2.46	7
1.0 ~2.0	1.275	8.85×10^3	2.05	6
2.0 ~4.0	2.735	9.39×10^3	1.82	6

この表によれば雪片の場合 N_0 は降水強度の増加に伴って, $N_0 = 1.5 \times 10^3 R^{-0.38}$ で減少している。一方 A は $A = 2.0 R^{-0.34}$ で減少する。この関係は式(2.11), (2.12)でのものと係数は異っているが, 相関関係は同一の傾向の結果となっている。

あられの場合は同様に, $N_0 = 9.7 \times 10^2 R^{-0.01}$, $A = 2.2 R^{-0.20}$ の関係がみられる。

これらの関数から $Z-R$ 関係の定数を調べて, 他の観測者のものと一覧した表が, 八木, 上田により表- 2.3, 表- 2.4 のように与えられている。この関係を図示したものが図- 2.1 である。これらは 1978, 1979 年 2 ケ年観測値を記入し, 播磨屋の与えた B , β 値のとりうる範囲を表示して八木, 上田が示したものであり, 大略の B , β 値の傾向が判断されるであろう。

表一.2.3 雪片について、他の地方で観測された $Z-R$ 関係式における B 値および β 値と長岡における観測値の比較（八木・上田による）

出典と観測	R (mm/h)	B	β	観測回数
Imai et al. (1955) 東京		600~2400	1.8	
Gunn and Marshall (1958) Montreal		2000	2.0	
Ohtake and Henmi (1970) Alaska		400~3300	1.5~2.3	
藤原他 (1972) 金沢付近		2000~2900	1.27~1.70	
武田他 (1972) 英彦山(福岡)		300~650	2.0~2.7	
山田 (1975) 札幌と近郊		1400	1.1	
八木, 上田ら 長岡	0.013~11	1600	1.4	104
1978 (八木・清野, 1979)	0.013~11	1200	1.3	68
1979	0.031~4.3	2600	1.8	36

表一.2.4 あられについて、他の地方で観測された $Z-R$ 関係式における B 値および β 値と長岡における観測値の比較（八木・上田による）

出典と観測地	R (mm/h)	B	β	観測回数
Ohtake and Henmi (1970) Alaska		900	1.6	
藤原他 (1972) 金沢付近	0.001 ~ 2.0	300~2000	1.30~1.66	60
武田他 (1972) 英彦山(福岡)		200~500	1.5~2.0	
山田 (1975) 札幌と近郊	0.02 ~ 2.0	1400	1.3	8
梶川・木場 (1978) 秋田	0.0025~25	793	1.25	63
播磨屋 (1978) 札幌と近郊	0.02 ~ 4.0	110~520	1.2~1.5	35
八木, 上田ら 長岡	0.058 ~ 8.1	780	1.3	60
1978 (八木・清野, 1979)	0.058 ~ 8.1	650	1.1	38
1979	0.13 ~ 3.7	960	1.6	22

同様な検討は Sekhon, Srivastara³⁾も行っており、その結果によると雪片に対して

$$N_0 = 2.50 \times 10^3 R^{-0.94} \text{ (mm}^{-1} / \text{m}^3 \text{)}$$

$$A = 22.9 R^{-0.45} \text{ (cm}^{-1} \text{)}$$

が与えられている。この結果から $Z = 1780 R^{2.21}$ の式が求められている。

2.3 レーダによる降雪量の観測例

レーダによる降雪量の観測は降雨量の観測ほど研究されていない。しかし降雪も降雨と同様にレーダで探知し、いろいろな目的に利用できることは良く知られていた。研究が遅れている理由のひとつには、レーダ観測値と対比すべき地上の降雪量観測（グランドトゥース）が降雨量観測ほど実施されていないということがあげられる。

降雪量の観測は降雨以上に地形地物の影響を受けやすいので、その代表性や観測精度にも多くの問題を含んでいる。更に降雪量を水当量で評価するための観測上の難点もある。

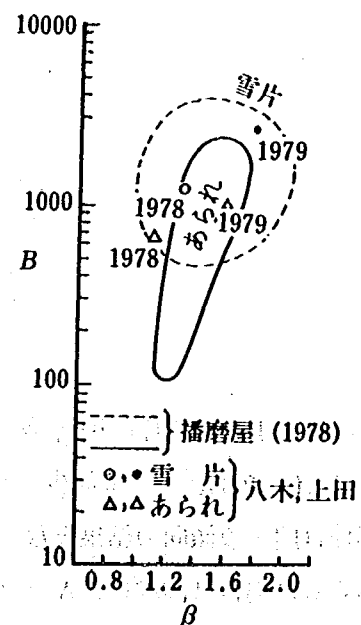


図-2.1 昭和53年と昭和54年の雪片およびあられの $Z-R$ 関係式における B 値と β 値および播磨屋 (1978) による従来の測定値の領域（八木・上田による）

2.3.1 深山レーダ雨量計による降雪観測

兵庫県豊岡市内外16ヶ所に設置した地上雨雪量計による降雪量と、近畿地方建設局深山レーダ雨量計雨量値を比較し検討した。

1) 降雪量データについて

(1) 地上雨雪量計

兵庫県豊岡市内外の16ヶ所に設置した雨雪量計の自記記録紙(週巻き)を1時間間隔で読み取った。期間は1985年1月30日～3月1日であった。雨雪量計はヒータ付転倒マス型で1転到が0.5 mmである。

雨雪量計の配置を図-2.2に示す。なお、降雪量データは、時刻の前1時間のものである。

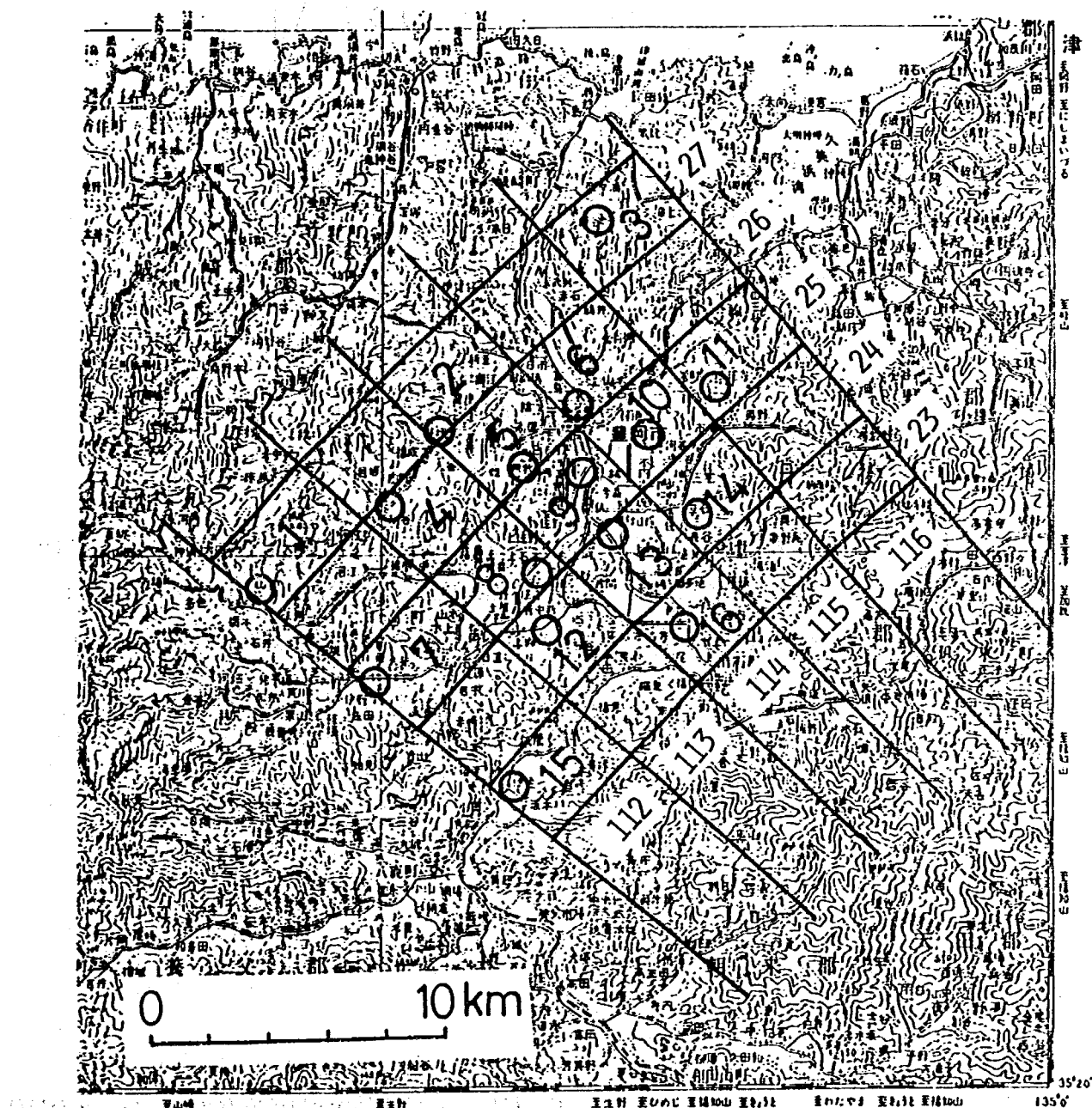


図-2.2 雨雪量計配置図

(2) レーダ雨量計

深山レーダ雨量計は京都府、大阪府、兵庫県の県境に位置し、アンテナは標高 804 m に設置されている。

図-2.3 に深山レーダ観測範囲及び精密地上観測地点を示す。

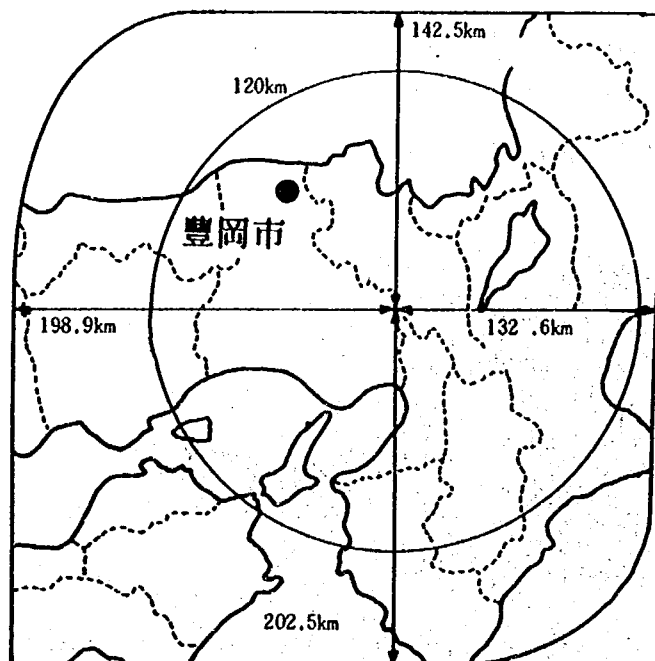


図-2.3 深山レーダ観測範囲及び豊岡市位置

本調査では、レーダ雨量計の仰角固定データ・仰角可変データのうち、仰角可変データの最小仰角データ（ 1° ）を用いた。その理由は、冬季の降雪雲は一般に高度が低く（雲頂高度 3,000 ～ 4,000 ）、レーダ仰角が大きいとビームが降雪雲の上を通過し、降雪を捉えていない可能性があるからである。仰角 1° で、豊岡付近のビーム中心高度は約 2,400 m である。

深山レーダデータ（MTI 方式）を、次のレーダ方程式により降雨強度に換算した。

$$R = \left(\frac{200}{B} \right)^{1/\beta} \cdot \frac{2}{\beta} \log \frac{N}{N_0} \dots\dots\dots (2.13)$$

R : レーダ雨量強度 (mm/hr)

N : レーダ信号値

レーダ定数 $B = 200$

$\beta = 1.6$

$N_0 = 2.4$

地上雨雪量計による降水量は 1 時間値であり、レーダ雨量は 5 分間平均の雨量強度なので、レーダ雨量値を次のようにして 1 時間雨量に平均した。

レーダは上空に浮かんでいる雨滴(雪)を観測している。上空の雨滴(雪)が地上に落下するのに Δt 時間を要する。雪は雨滴と比較し落下速度が小さいので、落下時間を考慮した。豊岡上空でのレーダビーム高度は 2,400 m, 雪の落下速度を 1 m / S とすると落下に要する時間 Δt は $2,400(\text{m}) / 1(\text{m/S}) = 2,400(\text{S}) = 40(\text{分})$ である。

時刻 t のレーダ雨量値は、 $(t - 2)$ 時 20 分 $\sim$ $(t - 1)$ 時 20 分のレーダ雨量強度の平均値である。

2) 地上降雪量(水当量)とレーダ雨量の比較

地上雨雪量計とデータが両者ともに揃っている期間 2 月 13~14 日, 21~23 日の 2 例につき、直上メッシュでの比較、移流を考慮しての比較を行った。この期間の地上降雪量は、大部分が 3 mm/hr 程度以下であった。

この期間の、地上降雪量とレーダ雨量の散布図を図-2.4 に示す。横軸はレーダ雨量(RR), 縦軸は地上降雪量(RG)を表わし、各図の丸数字は地上雨雪量計番号、また(A)~(E)は面積平均をした場合である。

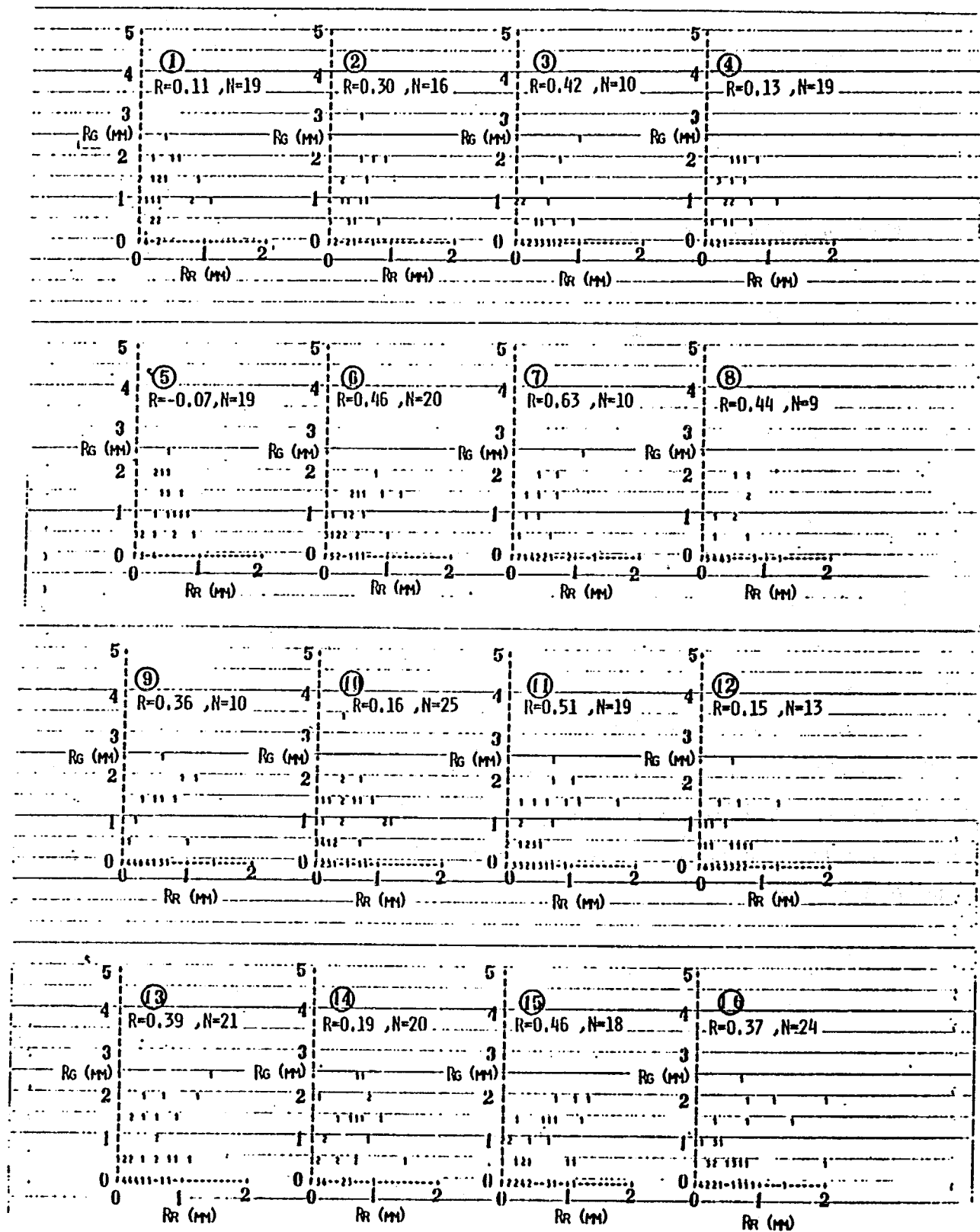
(A)は 4, 5, 8, 9, (B)は 5, 6, 9, 10, (C)は 8, 9, 12, 13, (D)は 9, 10, 13, 14, の 4 メッシュの平均を、(E)は 4, 5, 6, 8, 9, 10, 12, 13, 14, の 9 メッシュ平均である。

面積平均をしないで直上の 1 メッシュでくらべた場合、メッシュ毎に相関係数(R)の変動が大きい、4 メッシュ平均では相関係数の変動が小さくなり、4 メッシュ $\rightarrow$ 9 メッシュと平均する面積を拡げるにつれ相関がよくなる。

移流効果を検討するため、1984 年 12 月 20 日 $\sim$ 1985 年 2 月 28 日の上層平均風で落下途中の雪が移流されると仮定し、地上降雪量とレーダ雨量値の散布図を各高度ごとに求めた。

図-2.5 に米子上空の平均風による移流を仮定しての散布図を示す。

図-2.4 と同様にデータが少ないが、地上・850 mb・700 mb・500 mb の 4 高度の中では 850 mb が最も相関が良い。



図—2.4 地上降雪量とレーダ雨量値の散布図（落下時間40分考慮）

R_r : レーダ雨量値

R_g : 地上降雪量

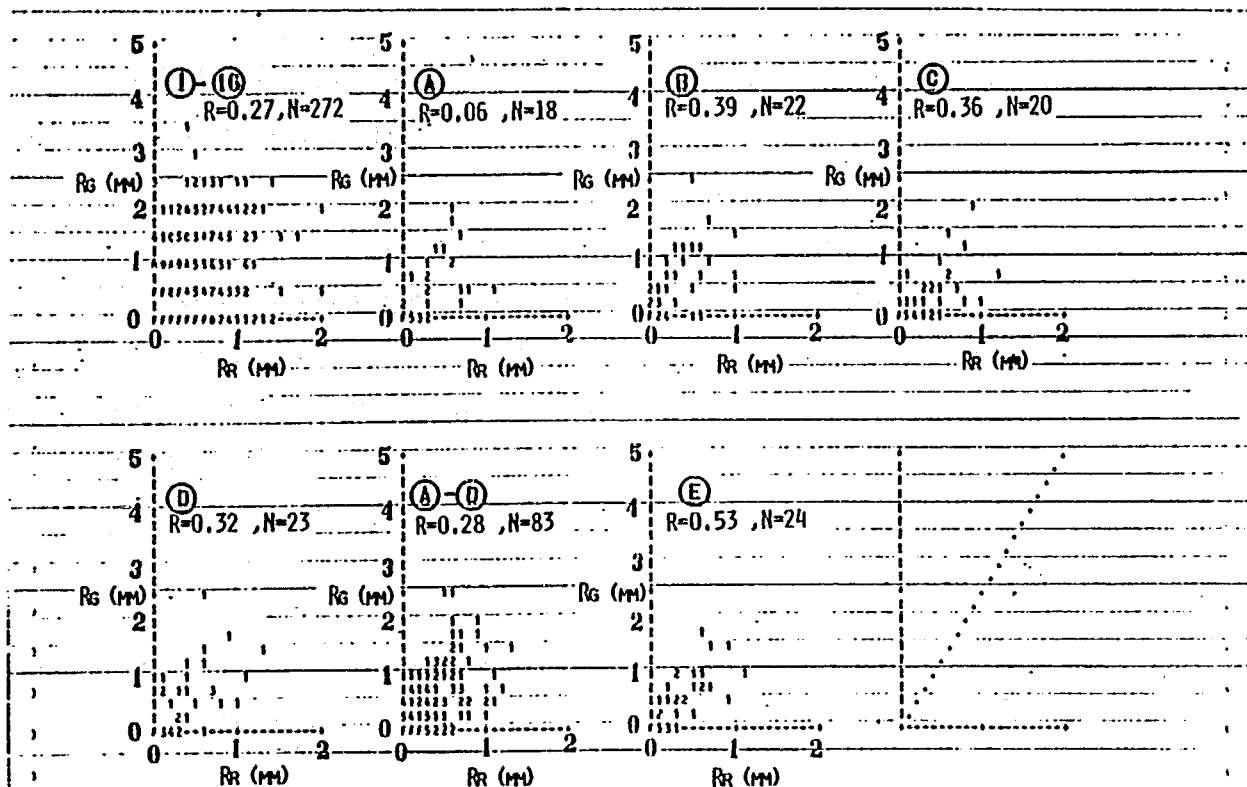


図-2.4 つづき

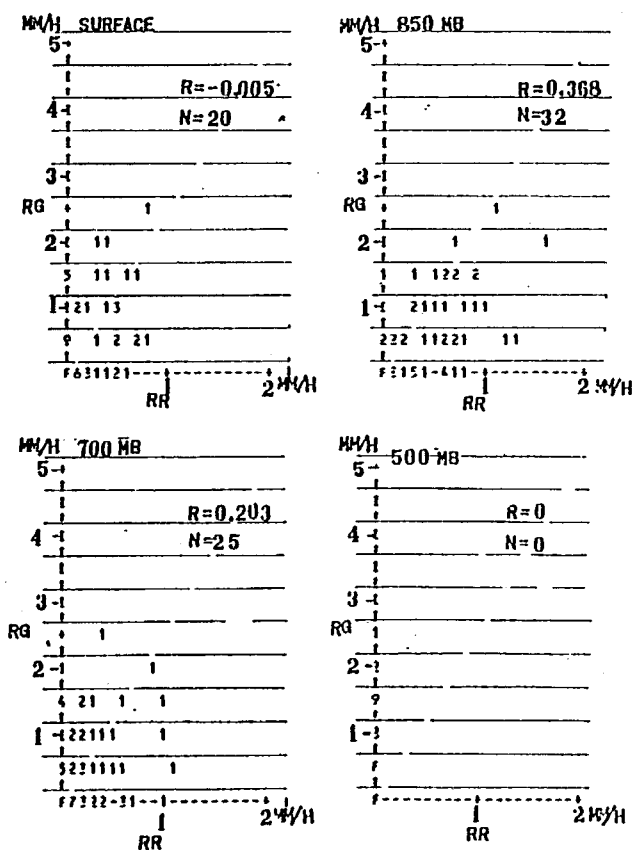


図-2.5 米子上空の平均風により雪が移流されると仮定した散布図(地点No 9のみ)

3) 1985年2月13～14日の降雪について

図-2.6では、時間変化の傾向は全体にあっている。しかし、降雪のピーク出現時刻がずれている例もある。降雪の止む時刻は、地上雨雪量計の方が早い。理由として、雨雪量計は0.5 mm 転倒マス式なので0.5 mm/h以下の降雪が記録されないことが考えられる。

累積降雪量・レーダ雨量値を図-2.7に示す(落下時間40分考慮)。

図-2.7ではレーダ雨量値は地上降雪量の1/2程度であり、レーダ雨量が弱く出ている。

雪は落下速度が雨と比べて1桁小さいため落下時間がかかり、上層風により流される距離が大きい、と言われている。そこで、2月13～14日の9時の米子・輪島の900 mb, 850 mb, 800 mb, 700 mbの平均した風と豊岡の風から、地表から高度2,400 mまでの平均風を求め、その風により移流されると仮定し、地上降雪量とレーダ雨量を比較した。

2月13日9時 $U = -10.2 \text{ m/s}, V = -0.11 \text{ m/s}$

14日9時 $U = -8.98 \text{ m/s}, V = -6.4 \text{ m/s}$

図-2.8に上空の風により移流されると仮定して比較した、地上降雪量・レーダ雨量値時間変化図を、図-2.9に累積図を示す。それぞれ上図は上層風の速度で移流する場合、下図は上層風の半分の速度で移流する場合である。

図-2.8, 2.9より、風速の半分で移流すると仮定した場合、レーダ雨量累積値は地上降雪量累積値により近づく。

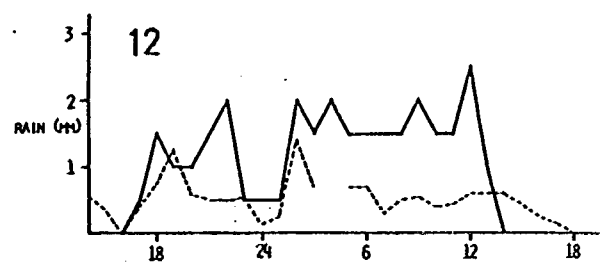
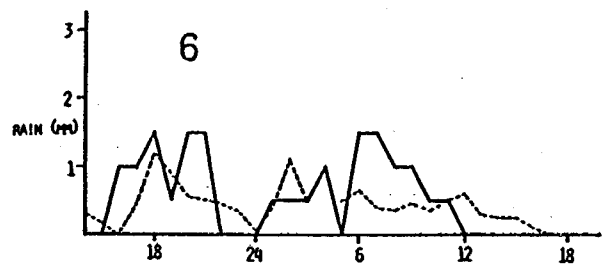
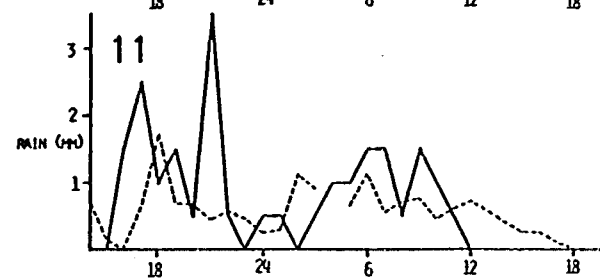
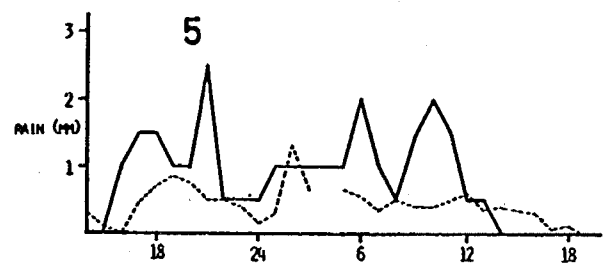
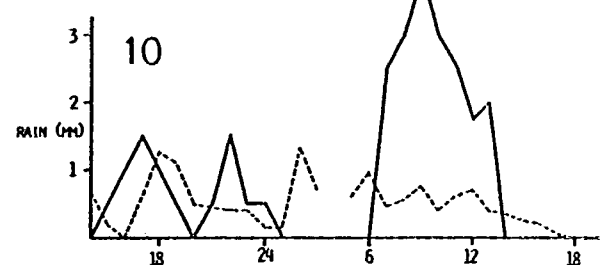
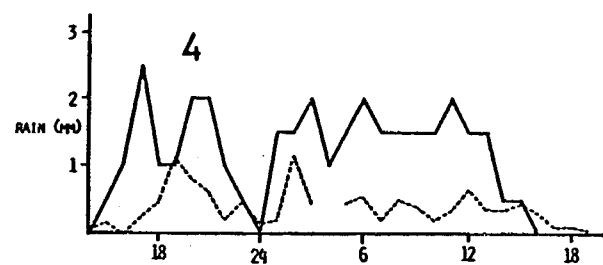
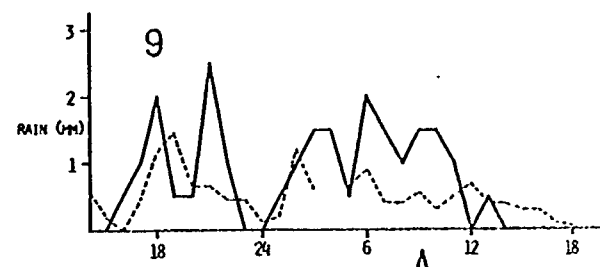
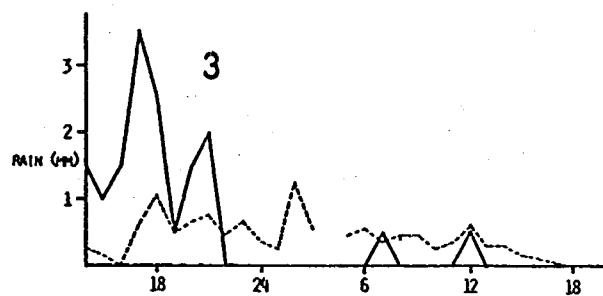
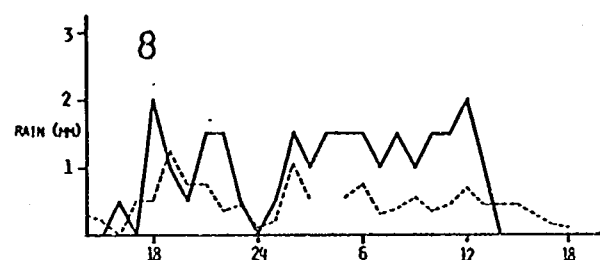
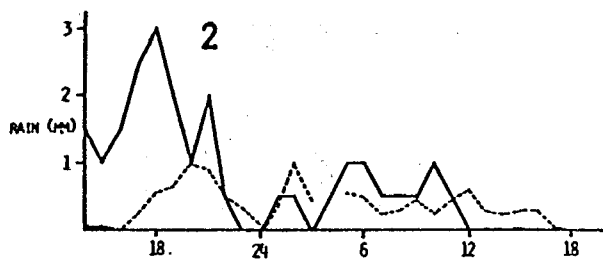
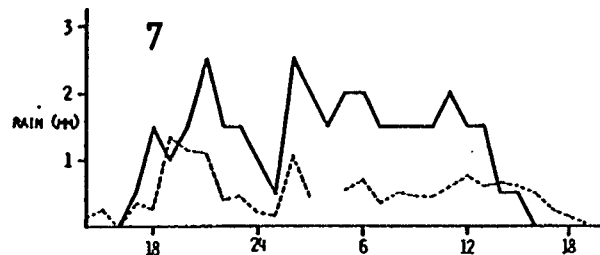
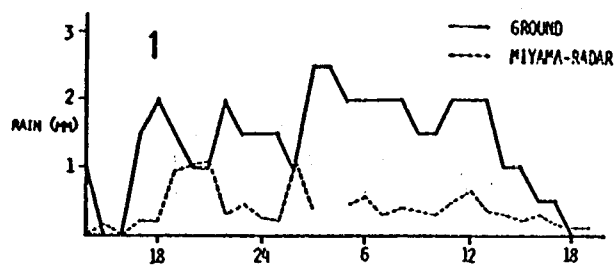


図-2.6 地上降雪量・レーダ雨量値時間変化図
(1985年2月13~14日)(落下時間40分)

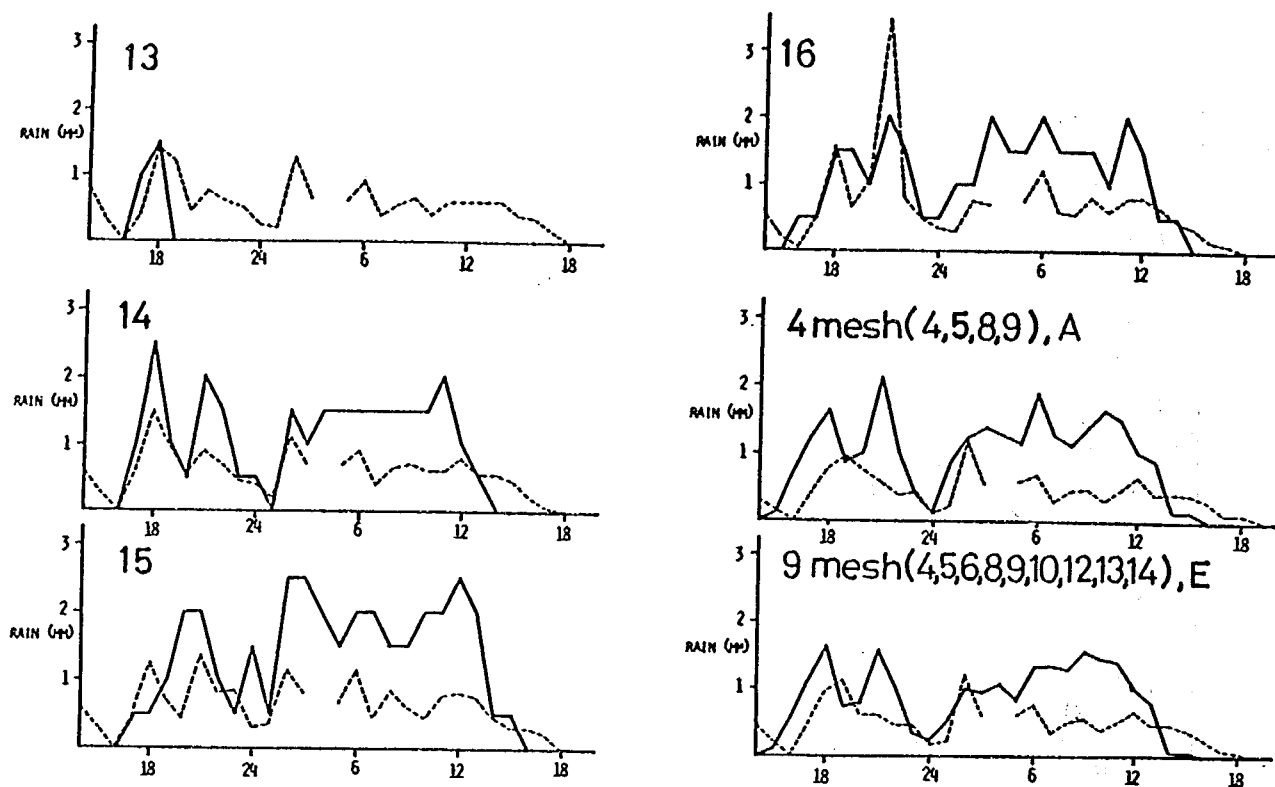


図-2.6 つづき

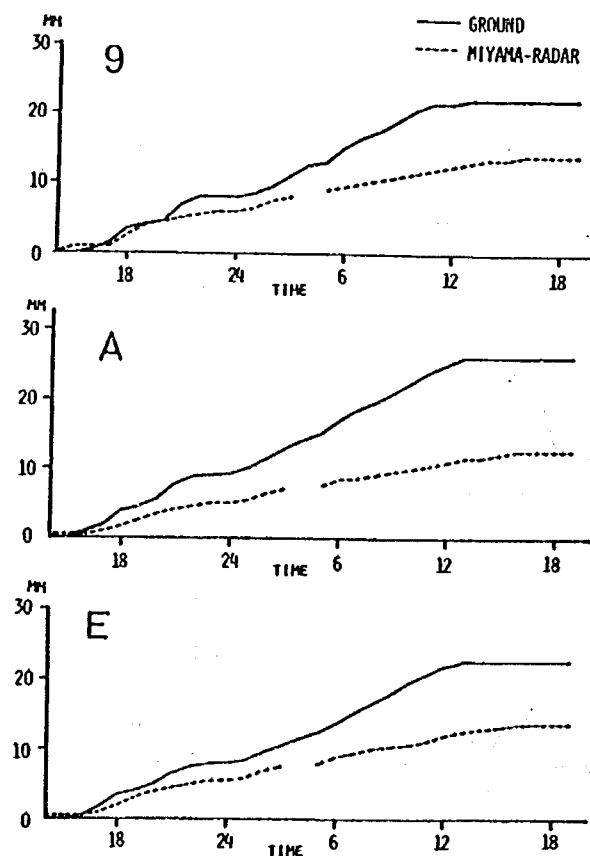


図-2.7 地上降雪量・レーダ雨量値累積図
(1985年2月13~14日)(落下時間40分)

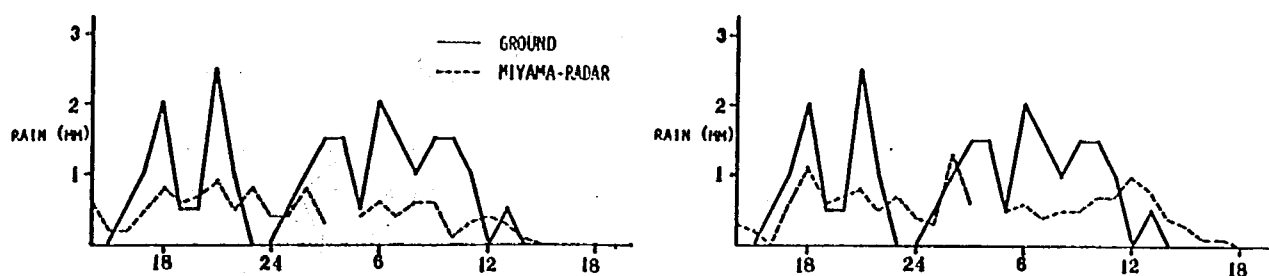


図-2.8 移流を考慮した地上降雪量・レーダ雨量値時間変化図

(1985年2月13~14日) No.9ポイント

上図：上層風で移流

下図：上層風の半分で移流

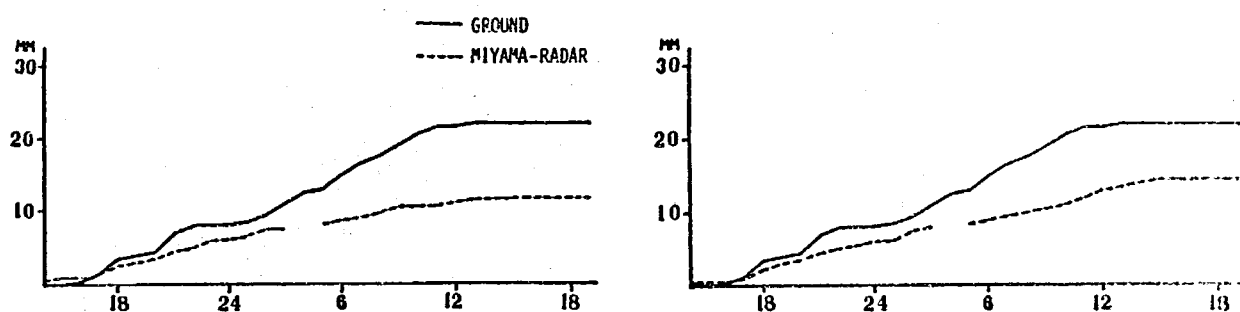


図-2.9 移流を考慮した地上降雪量・レーダ雨量値累積図

(1985年2月13~14日)

上図：上層風で移流

下図：上層風の半分で移流

4) 地上降雪量分布とレーダエコーパターンの比較による移流の検討

同一時間の地上降雪量(地上雨量)分布パターンと深山レーダエコーパターンを比較し、移流を推定した。

深山レーダ雨量(日積算)とアメダス雨量の分布域を比較し、両者の降雪域が移流効果によって違っているか否かを調べる。

図-2.10に日積算(1時~24時)の降水量をレーダ、アメダスでそれぞれ示す。レーダは記録のある時間分を積算した。等値線は2, 10, 20, mm/日を示す。

レーダとアメダスの降雪域を比較すると、両者はほぼ一致している。しかし、レーダの方がアメダスより北に位置し、その量は約2~3メッシュ(1メッシュ=南北5km×東西3km)分である場合がある(85年2月13・14日)。図-2.10の降水量分布から移流量を正しく推定するのは困難である。

レーダの降雪分布を見ると、地域によっては降雪観測値が極端に小さい(鳥取県東部)。この理由として、(1)レーダビームが山にさえぎられている、(2)ビーム高度が高くなりすぎて降雪を捕捉できない、ことが考えられる。

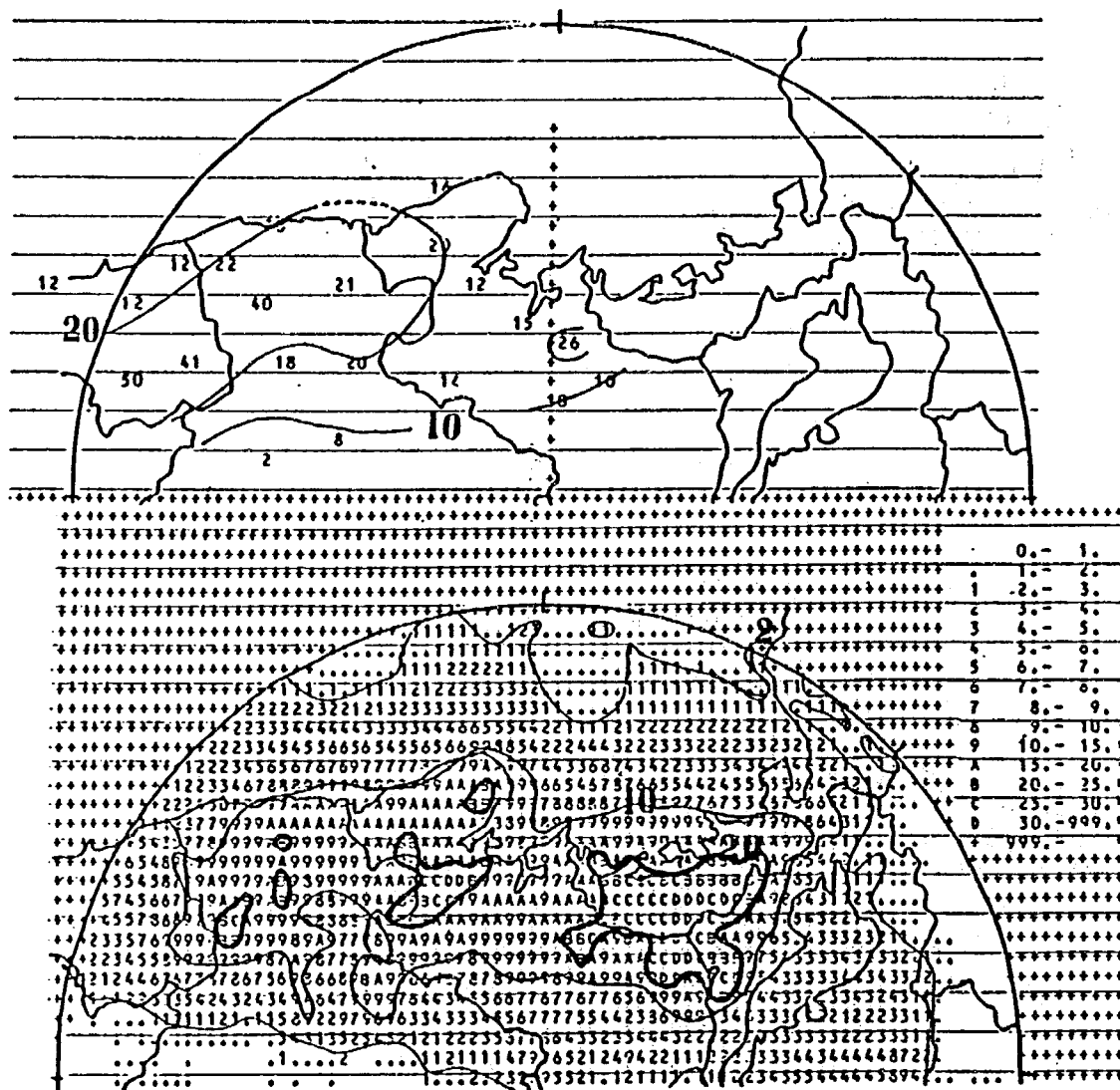


図-2.10 1985年2月13日14時~14日18時

2.3.2 札幌市降雪レーダによる検討

札幌市が所有する降雪レーダ（以後SMASS : Showfall Model Analyzer System in Sapporo レーダと呼ぶ）のデータを用いて地上観測データとの比較を行った。

SMASS レーダの主な仕様は表-2.5のとおりであるが、アンテナ高度が標高51mと低く降雪観測に有利である。

表-2.5 SMASS レーダ仕様

1) 降雪データについて

レーダ装置で収集した受信電力値は $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ の大きさのメッシュごとに $B = 200$, $\beta = 1.6$ で降水強度に変換し、7段階にランク分け（表-2.6参照）されるが今回の調査では降雪観測用の B , β として $B = 2000$, $\beta = 2.0$ を使用した。SMASS レーダでハード的にランク分けされたデ

空中線装置		ビデオプロセッサ	
反射鏡	2.1m	処理方式	デジタル処理
利得	41dB	A/D変換	10ビット
水平回転数	4 rpm	処理範囲	0 ~ 100 km
		地形エコー消去	MTI方式
送受信装置		設置場所	
送信周波数	9410 MHz	札幌市白石区厚別町下野幌 北緯 : $43^{\circ} 02' 02''$ 東経 : $141^{\circ} 28' 31''$ アンテナ高度 : 51m(標高)	
尖頭出力	40 kw		
パルス幅	0.8 μs		
繰返周波数	750 PPS		

ータは表-2.2に示すような代表値(降水強度)を仮定しその後、 $B = 2000$ 、 $\beta = 2.0$ の換算値(降雪強度)に置き換えた。

SMASS レーダは15分間隔でデータの収録を行うが今回は地上観測データに日データ(積算前日差)を使用したためその対応から日降水量を計算し解析に用いた。また、SM

ASS レーダはアンテナ仰角を4段階に変えて観測できるが今回は仰角 0.2° のデータを使用した。なお、地上観測データは北海道開発局管理の37地点での日積雪深データと札幌市内の日積雪深データ⁴⁾を用いた。

図-2.11に各アンテナ仰角でのビーム中心高度を、図-2.12に SMASS レーダ観測範囲及び地上観測点を示す。

2) 調査結果

解析用に用意したデータは、1983年2月から3月のデータであるがその中で2月26日が大雪であった。

図-2.13は SMASS レーダで観測した日積雪データであるがアンテナ仰角が高いほど降雪の捕捉の悪い事がわかる。

(1) 降雪域の移動について

図-2.14(a)~(d)は1時間積算量を1時間間隔で示したものであるが降雪域の位置が南々東方向に変化している事がわかる。25日及び26日の850mb 高層天気図(図-2.15⁵⁾参照)によれば札幌市上空には北西~北々西の風速場があり、レーダによる降雪域移動の観測と良く一致している。

(2) 地上対レーダの日データによる比較

本解析用に用意した地上データの大半が日積雪深であること又降雪片の落下時間が不明であることから、地上対レーダの比較は日積雪深(地上データ)と日降雪量(レーダデータ、水当量)で行った。

図-2.16は2月26日のレーダ降雪量(仰角 $+0.2^\circ$)と地上観測から推定した降雪域を示したものであるが、夕張付近で大地クラッタの消え残りが見られる。そこで非降雪日(3月20日)のレーダ日降雪量を用いて大地クラッタの消去を行った後、地上対レーダの相関を調べた。図-2.17はその結果を示したものであるが地上一直上1メッシュ(1km^2)で相関係数 $r = 0.76$ 、地上一直上を中心とする100メッシュ平均(100km^2)で $r = 0.82$ であった。この図は横軸がレーダ観測値(水量等 mm/day)、縦軸が地上観測値(積雪深 mm/day)である。新雪の密度を0.05

表-2.6 SMASS レーダ記録データ

ランク	降水強度 $B=200$ $\beta=1.6$ (mm/h)	MT記録値	代表値 (mm/h)	降雪強度 換算値 $B=2000$ $\beta=2.0$ (mm/h)
0	0~2	0	0	0.0
1	2~4	1	3	0.8
2	4~8	2	6	1.3
3	8~16	3	12	2.3
4	16~32	4	24	4.0
5	32~64	5	48	7.0
6	64~	6	96	12.2

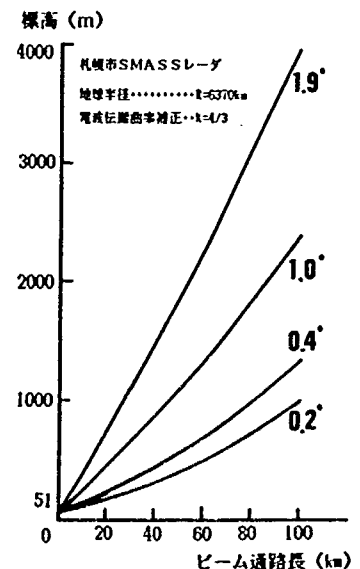


図-2.11 各仰角におけるビーム中心高度

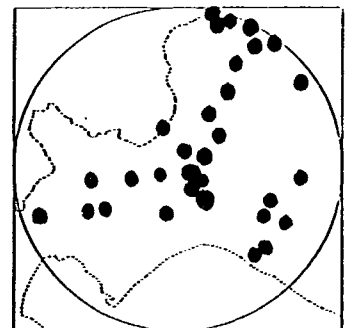


図-2.12 SMASS レーダ観測域 (●は地上観測地点)

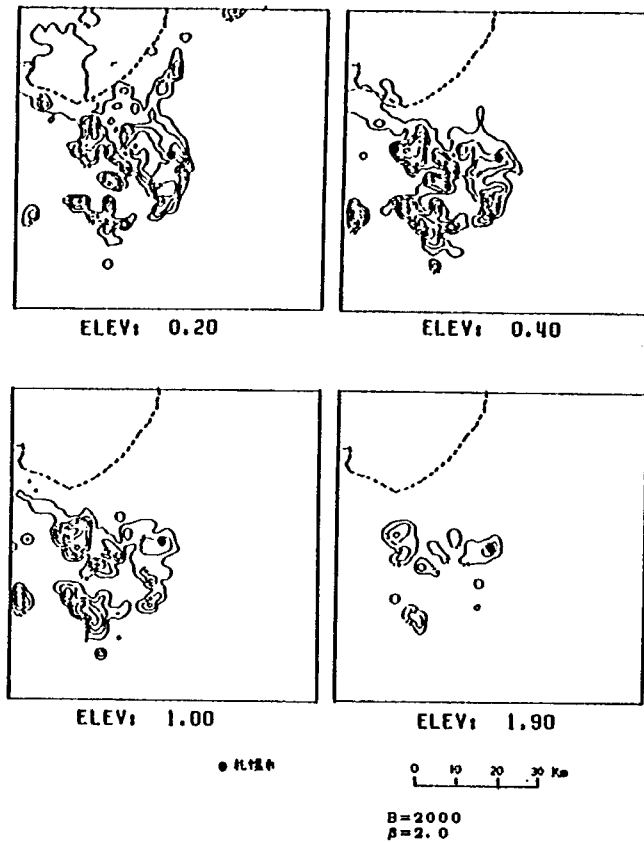


図-2.13 SMASSレーダ日積算降水量[mm/日]
(1983年2月26日)

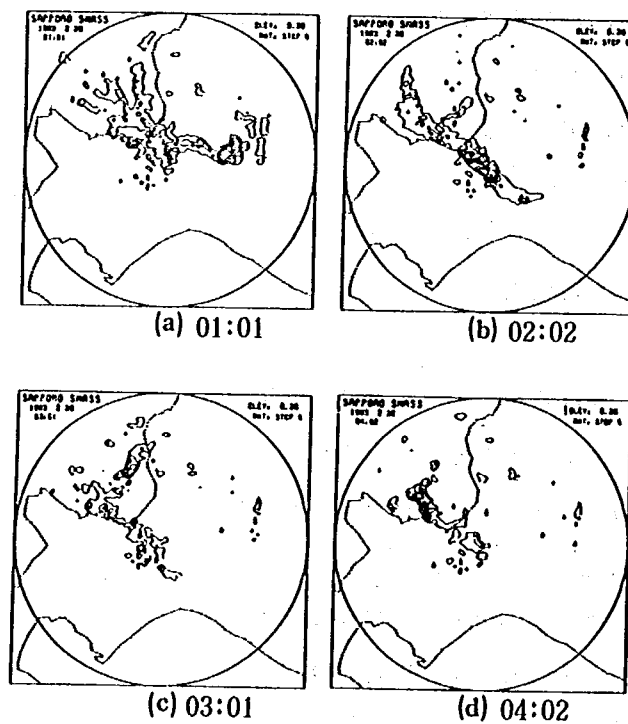


図-2.14 (a)~(d)
1時間降雪量の時間変化
(1983年2月26日) ELEV: 0.2

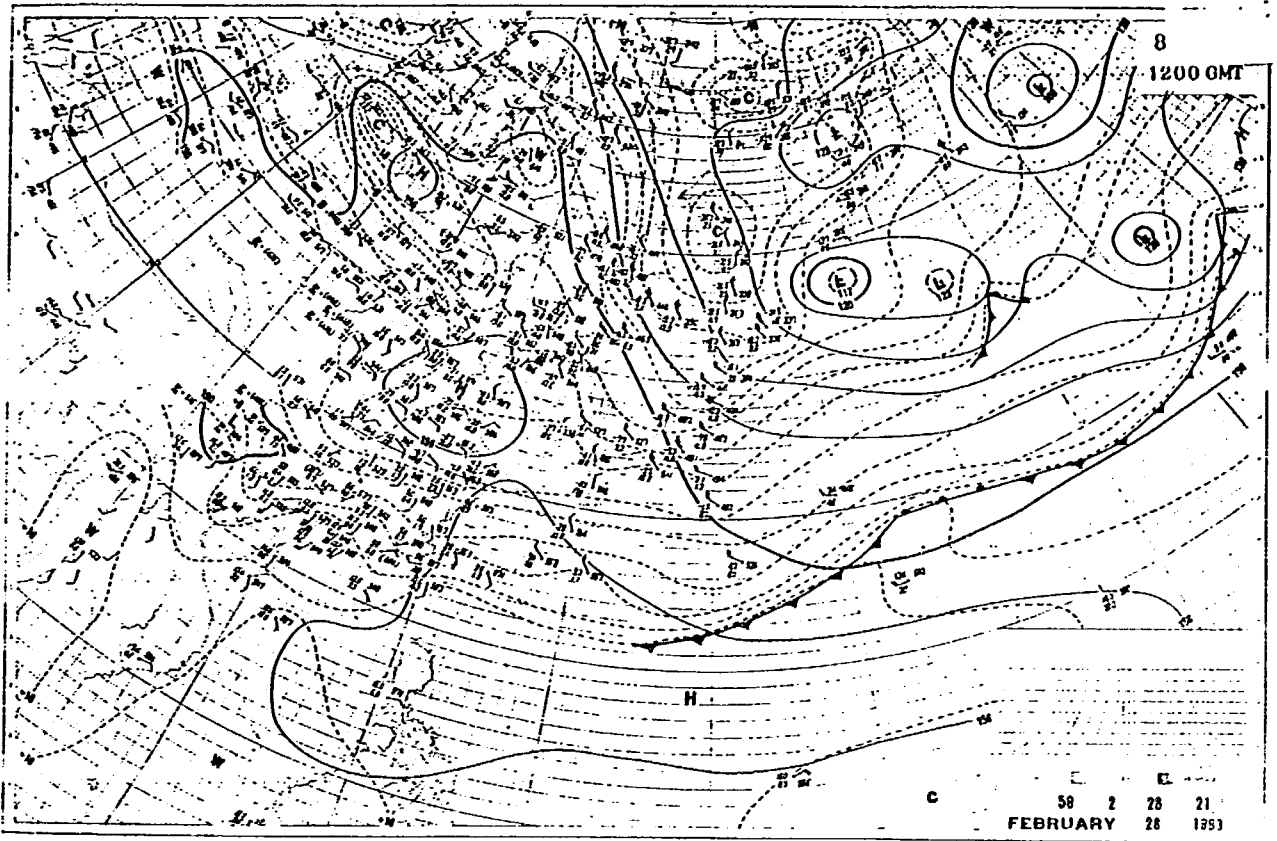


図-2.15 850 mb 高層天気図 (1983年2月26日21時)

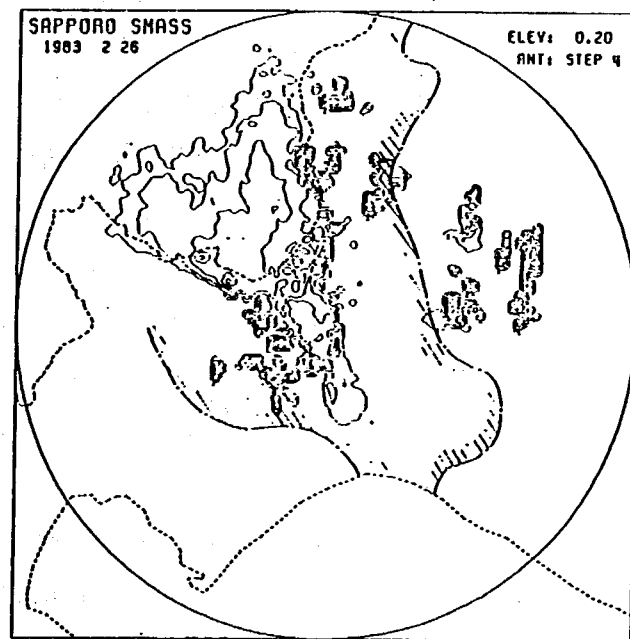


図-2.16 日降雪量(水当量)図
(1983年2月26日)
大地クラッタのソフト
処理なし

////// 地上データから推定した降
雪域

RANK SNOW FALL (MM/O)	
0	0 - 2
1	2 - 4
2	4 - 8
3	8 - 16
4	16 - 32
5	32 - 64
6	64 - 120
7	120 -

～0.1と考えるとレーダ観測値は地上観測値の $\frac{1}{2} \sim \frac{1}{4}$ を示していることになる。

地上値と雪片の移流を考慮しないレーダ値の相関が良かった点については2月26日の降雪が広範囲にわたっていたことが考えられる。これはレーダ観測値として上空1メッシュを用いた場合と100メッシュ平均したものをを用いた場合で相関に大きな差が無いことから考えられる。期間中のもっと小規模な降雪データで同様の解析を行った場合では、相関が非常に悪く負の相関を示す例も多く見られた。これは雪片の風による移流を考慮しなかったために散布点が両軸上に乗ってしまうことにより生じたものである。

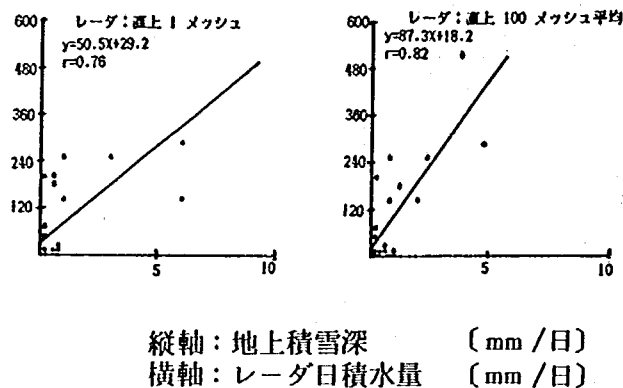


図-2.17 レーダ値対地上値散布図(日データ)

2.3.3 米国オンタリオ湖東部での降雪観測⁶⁾

五大湖周辺の国際観測の一環としてオンタリオ湖とその流域への降水量観測が実施された。この一部に降雪のレーダ観測を行い、地上降雪量との対応関係をみたものである。

降雪の地上観測の代表性には問題が多いことから、この研究では、風の影響を受けないように針葉樹林帯の内の空地に13台の秤量型雨雪量計を設置した。更に50人の高校生に依頼して、降雪深とその水当量の観測を実施した。また、雪片の形状等のデータも合せ入手している。

レーダはCバンド帯の波長でビーム幅 1.7° 、250 kw 出力のものである。レーダデータは10分間積算値で、円周方向に 2° 、半径方向に1マイルの面積平均値が3dB 間隔で16段階にデジタル記録されている。この時の $Z-R$ 関係は降雨に対して $Z = 200 R^{1.6}$ 、降雪に対して $Z = 1780 R^{2.21}$ が使用された。

レーダ観測値は地上雨量計を中心として半径2マイルの平均値を用い、地上観測値と対比している。その結果を以下に要約して示す。

図-2.18は地上観測値(G)とレーダ観測値(R)の比をレーダサイトからの距離との関係でみたものである。 G/R の比は1972年11月から1973年3月にかけての雪のデータについて表示してある。図中の標準雨量計データは気象官署の雨量計のため降雪量の観測には不適切であるが、参考のため表示してある。特殊雨雪量計に比べデータのちらばりが大きいことがわかる。図-2.18によれば G/R が近距離でも1.0以上でレーダ値が小さいことがわかる。降雨量についてもこのレーダでは小さく観測され、約1.7倍程度の乗数が必要であったが、降雪量ではより大きな乗数を必要とする。

距離が遠くなるにつれ G/R が大になる原因は、レーダビームの高さやビーム幅が増大することによる

ものと考えられる。

ビーム高度の影響をみるため、降雨タイプ、融解高度について検討した結果の概要が図-2.19に示されている。この図では先述した経験乗数 1.7 を雨、雪共に使用している。この図から降雨・降雪の成因によって、観測値に差が生ずること、ビーム高度が低い程 G/R 比は小さいことが判断される。

Ohtake らによれば⁸⁾レーダ受信電力値は雪の結晶形により異なり、樹枝状結晶は板状や柱状結晶の雪片より反射強度が大であることが報告されている。高校生の観測によれば実際の降雪は樹枝状結晶のものが大部分であって、樹枝状結晶の雪は降雪深とその融解量の比が大である(15~27, 平均21)ことが明らかにされている。

表-2.7は先述した $Z-R$ 関係で得られたレーダ観測値 R を図-2.19に示す降雪成因別にビーム高で補正係数を変えて補正した降雪量 R_s を用いて、地上観測値との比を調べたものである。この表によれば、レーダから26kmはなれた地点では G/R_s の比は89%が2以下となること、63%のものが1.5以内であることが判断される。したがってこのような補正方法を適切に採用して、レーダによる降雪量観測の実用化が図れるであろうと、結論されている。

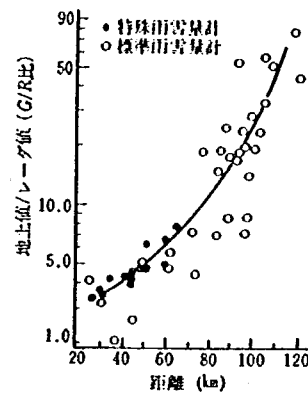


図-2.18

地上降雪量/レーダ観測値のレーダからの距離による変化

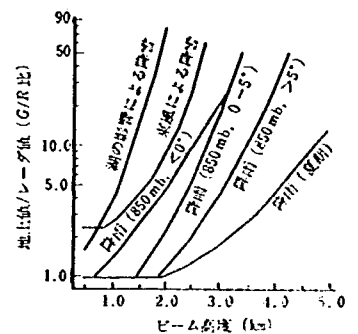


図-2.19

2種類の降雪(湖の影響によるもの、東風によるもの)並び4種類の降雨に対する G/R 比のレーダビーム地上高別変化

表-2.7 地上雨量計(レーダサイトよりそれぞれ、G 5-26km, G 8-48km, G 13-64km 地点に設置)による水当量観測値(G)とレーダ観測値(R_s)の比較

観測日 (1972年~1973年)	分類	地上雨量計 降水量 (mm)	(G5) G/R_s	地上雨量計 降水量 (mm)	(G8) G/R_s	地上雨量計 降水量 (mm)	(G13) G/R_s
11月26日	E	17.5	0.81	-	-	-	-
11月30日-12月1日	E	13.0	0.65	15.7	0.63	-	-
12月4日-12月5日	E	8.2	1.15	8.9	1.15	9.2	1.02
12月8日	E	5.8	0.85	6.3	0.82	6.9	0.76
12月15日-12月16日	E	17.3	1.17	23.4	1.23	22.4	0.91
2月14日-12月15日	E	14.5	1.09	19.3	1.36	20.0	1.30
11月28日-11月29日	L	4.7	0.63	-	-	-	-
12月1日-12月5日	L	5.8	1.18	9.1	0.74	-	-
12月16日-12月17日	L	3.3	0.78	14.0	1.84	1.9	2.19
1月1日-1月2日	L	5.1	1.27	8.1	1.07	6.9	1.04
1月5日-1月6日	L	1.0	0.47	4.1	0.48	4.3	0.66
1月9日-1月10日	L	14.2	1.17	11.9	1.12	12.2	1.06
1月11日	L	3.9	1.74	2.3	0.86	1.0	0.62
1月12日	L	1.7	0.65	1.0	0.64	0.8	0.58
1月30日-1月31日	L	3.3	0.84	6.4	0.69	5.9	0.52
2月10日	L	3.9	1.34	1.0	0.53	1.3	1.92
2月15日-2月16日	L	4.1	0.30	3.8	21.50	3.8	*
2月18日	L	4.6	1.32	1.0	2.86	6.0	*
1月14日-1月15日	W	3.9	1.58	3.3	0.72	5.9	0.99
1月24日	W	1.5	0.75	5.6	0.65	6.6	0.77
2月3日-2月4日	W	4.8	1.09	9.9	0.81	7.4	1.67
2月8日-2月9日	W	12.5	1.78	8.6	1.25	9.2	1.74
3月18日-3月19日	W	19.0	1.23	17.8	0.73	16.2	1.70
12月27日-12月28日	U	14.2	1.42	17.8	1.21	16.3	0.88
1月29日	U	4.8	0.49	5.3	0.52	7.6	0.53
2月20日-2月21日	U	1.3	0.33	2.3	0.71	2.5	5.33
2月26日-2月27日	U	2.5	0.65	1.5	0.43	2.0	0.47

E: 東風による降雪

W: 西風による降雪

-: 欠測

L: 湖の影響による降雪

U: 分類できず

*: レーダ観測値=0

2.3.4 ニューイングランドでのレーダ降雪観測⁷⁾

1977年から1978年にかけ、ニューイングランドで降雪量の観測が3.2cm波(Xバンド)レーダを用いて行われた。レーダの仕様は仰角0°, ビーム幅1°で120km範囲のPPI^{*1)}画像を4段階にデータ表示するものである。本観測実験ではこのPPI画面をスライドに写し、6分ごとのレーダ反射因子Zを求め、これと地上観測の降雪量との相関が調べられた。

地上降雪量観測はレーダから50km範囲内の8ヶ所の観測点で、30分から1時間ごとに積雪深を $\frac{1}{8}$ インチ単位で行われた。

レーダ反射因子Z[dBz]と地上観測降雪強度logSの相関を雪片落下の遅れた時間を考慮して全期間で調べた結果、相関は遅れ時間15分で最大となり回帰式は $S = 0.203 Z^{0.563}$, $r = 0.878$ であった。ここにSは降雪強度(inch/h)である。

また、観測期間中のある豪雪(1978年1月20日、8時から18時までの平均降雪強度が1.06inch/h)での相関を調べたところ $S = 0.0989 Z^{0.3703}$, $r = 0.613$ であった。この豪雪は5.4cm波(Cバンド)ドップラレーダ^{*2)}(仰角0.7° 10~41dBzを16段階表示)でも観測されたが3.2cm波との本質的な差は見られなかった。

2.3.5 米国空軍地球物理研究所における観測⁹⁾

降雪観測例が三例紹介されている。使用レーダは3.2cm波のCPS-9型レーダと5.4cm波のPorcupineドップラレーダである。地上降雪観測はレーダから50km以内の地上観測点で、ほぼ30分間隔で行われた。雪片の結晶形状についての観察、気温、風向、風速等の調査も実施されている。降雪量を水当量で計ることも一部実施された。CPS-9レーダは3~10分間隔で、反射強度10~30dBzを4段階に表示する能力を有している。ドップラレーダはアンテナ仰角1°から2°で30分間隔でデータを入手している。これは反射強度を16段階表示できる能力を有し、速度も併せて観測されている。

降雪地上観測は30分間に積った積雪深で2フィート四方の積雪深が測定された。

図-2.20は降雪強度(inch/h)とCPS-9レーダ受信強度の相関を示す。この降雪は乾燥した雪で表面温度は17°F~23°F(-8.3°C~-5.0°C)であり、0.85の相関が得られた。この時レーダ値は降雪地上値に対して15分前のものからの積算値であって、落下時間を15分と考慮した結果である。

図-2.21は同様に湿った雪の時の結果で、積雪表面温度は32.3°F~34°F(0.2°C~1.1°C)である。この時にはレーダ観測値に明瞭なブライトバンド^{*3)}域が認められ、例えば降雪強度0.47inch/h以下で、反射強度は14dBzから29dBzに変化しているのが認められた。相関係数は0.345である。

この二例の観測結果を対比すると湿った雪の場合、平均の降雪強度0.75inch/hで乾いた雪の例の1.46inch/hの半分であるにもかかわらず、レーダ反射因子は22.3dBzと21.5dBzでほぼ同様となっている。この差は雪片の結晶形状に原因があるものと考えられ、湿った雪では樹枝状の結晶が報告されている。

*1) PPI: Plan Position Indicator……目標の位置を距離、方位の極座標で表示する装置

*2) ドップラレーダ: 目標物体のレーダに対する接近(離反)速度検出可能な特殊レーダ

*3) ブライトバンド: 大気中の雪、氷等が融解して雨滴に変わる、0°C属付近のレーダ波を強く反射する層

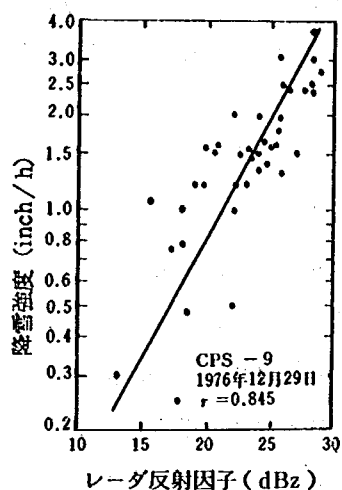


図-2.20

1976年12月29日の降雪に対するCPS-9型レーダでのレーダ反射因子と降雪強度の相関(雪は乾燥して表面温度は $-8.3^{\circ}\text{C} \sim -5.0^{\circ}\text{C}$ 地上観測は30分間隔、レーダ観測は10分間隔で行った)

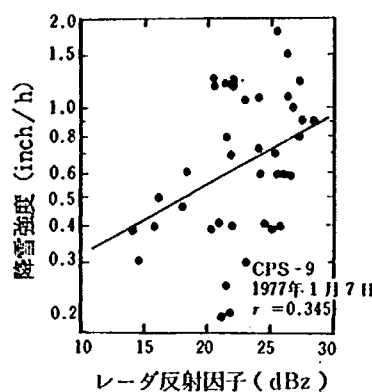


図-2.21

1977年1月の降雪に対するCPS-9型レーダでのレーダ反射因子と降雪強度の相関関係(雪は湿潤で表面温度は $0.2 \sim 1.1^{\circ}\text{C}$ 、地上観測は30分間隔、レーダ観測は10分間隔で行った)

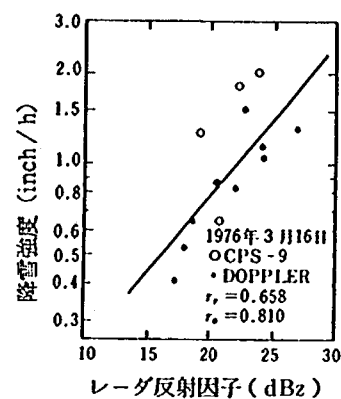


図-2.22

降雪強度とレーダ反射因子(CPS-9型、ドップラレーダ)との相関(1976年3月16日)

図-2.22は他の観測例であるが雪面温度は $29^{\circ}\text{F} \sim 31^{\circ}\text{F}$ ($-1.7^{\circ}\text{C} \sim -0.6^{\circ}\text{C}$)と図-4の例より高く、雪片はアイスペレットが報告されている。仰角 1° のドップラレーダでは26 dBzの値であり、地上降雪強度は 0.47 inch/h の値であったが、仰角 2° のものでは、12 dBzであって、この急激な変化は、一時的にブライドバンドの影響があったものと考えられる。

図-2.22ではかなり良好な相関が得られているが、ドップラレーダ観測値(10個)では $r = 0.81$ となっている。

2.3.6 レーダ降雪観測の精度評価¹⁰⁾

レーダによる降雨量の観測はレーダ反射因子 Z と降雨強度 R の関係 $Z = BR^{\beta}$ に依存する。降雪観測についても同様であるが、大竹ら⁸⁾によれば降雨より B, β の変動が大きいことが指摘されている。Gunnら⁹⁾によれば、雪片が集合した降雪に対して $Z = 2000R^{2.0}$ が与えられているが今井¹¹⁾によれば、乾燥した雪に対して $Z = 540R^{2.0}$ 、湿った雪に対して $Z = 2100R^{2.0}$ が与えられている。

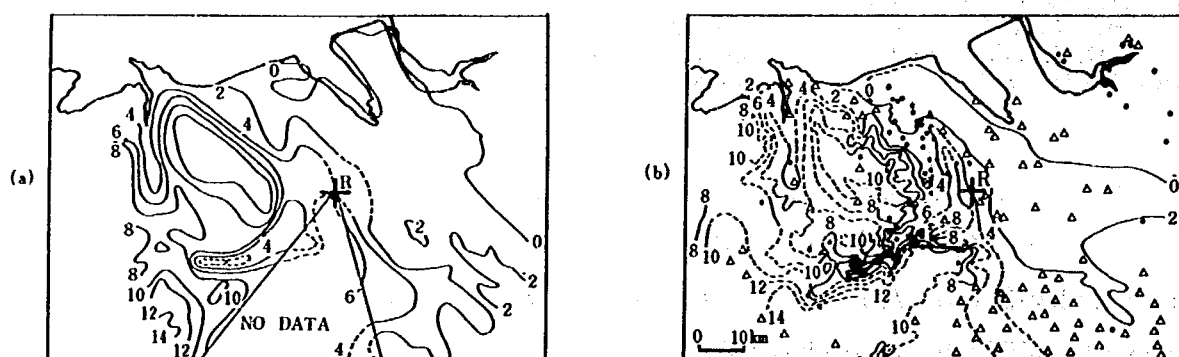
降雨に対しては地上観測値でこの定数を変更し、降雨量観測を実施して良好な成果が得られてきているが、降雪観測にも同様な考え方を採用して、その観測精度を評価した結果を以下に紹介する。

既に述べたいくつかの事例は比較的平坦な地形上での降雪観測例である。また、レーダ値と地上降雪観測値との比較も限定されており、かつ周知のごとく地上の雪観測を雨雪量計で行うと、風の影響もありその観測値にはかなりの誤差を含むと考えられる。本論文では地上雨雪量計でレーダ値を校正し、雨雪量計ネットワークでの面積降雪深と比較してその精度を評価した。

Dee川でのレーダ調査の一環として、降雪観測調査が詳細に実施された。Cバンド帯のレーダでビーム幅 1° 、回転数毎分1回転、50 km範囲内の観測が行われた。

地上降雪深の観測は雪尺で実施され、水当量への変換は密度を 0.1 として換算した。地上雨雪量計を中心として約 0.1 km² 内に 3 ケ所の積雪深観測を日に 2 回実施した。Dec 川の 10,000 km² 流域内で約 200 ケ所の観測点である。

上述のデータをもとに 1976 年 1 月 23～24 日にかけての降雪観測値の分析を行った。まずレーダ観測値を地上降雪観測値で校正するため、海拔 305 m の地点と 50 m の地点で校正係数を求め、他のレーダ観測域に適用した。その結果が図-2.23 である。レーダビームと校正地点間の雪の移流効果は無視されている。この時のレーダ観測値は地上観測点上空の 16 km² の区域のものである。気温観測によればこの時の雪の融解気温は 300 m 以下の高度にあった。したがって 300 m 以下の地点に対しては融雪効果は 50 m 地点の観測値で代表しうるものとして校正した。このようにして得られたレーダ観測降雪深が図-2.23(a) である。図-2.23(b) は地上観測積雪深（1 月 24 日午前 9 時のもの、これは雪尺観測と密度 0.1 を仮定した雨量計観測値で描かれている）を示す。



(a)レーダ観測による、(b)地上観測による

図-2.23 等降雪量分布図

降雪観測精度を評価するため、上述のレーダ値と地上観測による値の比較を 100 km² の区域について行った。レーダ観測値を 10×10 km 格子で求め地上値と対比した結果を図-2.24 に示す。レーダ観測値の相対誤差は 13% で相関係数 0.93 であり、Jatila が報告した¹²⁾ 地点降雪深に対する相関係数 0.94～0.97 より若干小さい。

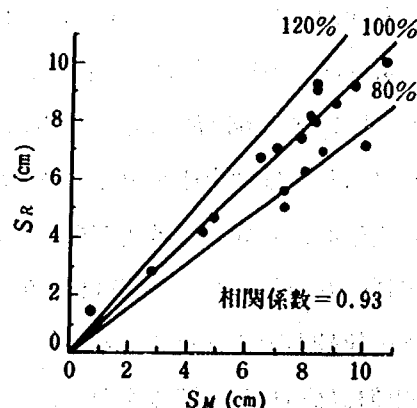


図-2.24 校正済のレーダ積雪深 (S_R) と地上観測値 (S_M) の比較

2.3.7 ヘルシンキ大学による研究¹²⁾

Xバンドレーダを用いて9降雪例についてレーダ観測値と地上観測値の対比を行った。レーダ観測値は降雪粒子群からの反射電力であるから、地上での降雪量と対比するには $Z \sim R$ 関係の定数を決める必要がある。この定数を注意深く観測された地上降雪観測値(日単位の水当量で表す mm/d)で校正するため $Z = BR^\beta$ の形で $\beta = 2.0$ として、各降雪例ごとの B 値を求めた。

Xバンドレーダによる反射因子は5分間隔で6dB ステップに数値化された。地上観測はレーダから10～16kmの範囲内の4地点で500 cm²の受水面積をもつ普通雨量計にナイファー型風よけをつけて行った。9降雪例の総水量は4地点の平均で29.5 mmである。

レーダ値と地上値の校正は $Z = BR^\beta$ の式で $\beta = 2.0$ とし各観測値が一値する B を求めた。 B の範囲は360～6,000にあり、大多数は1,000～3,000であった。その結果を図-2.25に示す。この図は(a)では地上雨量計No1に対して得られた B 値を用いて、No2, No3, No4のレーダ値と地上値を対比したものである。図-2.25(c)は $Z = 2000R^{2.0}$ の関係を用いて表示した結果である。校正した場合相関係数は平均0.96であるが図-2.25(c) (Gunn-Marshallの関係($Z = 2000R^{2.0}$))では若干小さくなり0.89となった。

この結果によれば、校正した場合レーダ観測値の水当量の68%は-24%～32%の標準誤差内に収まることになる。

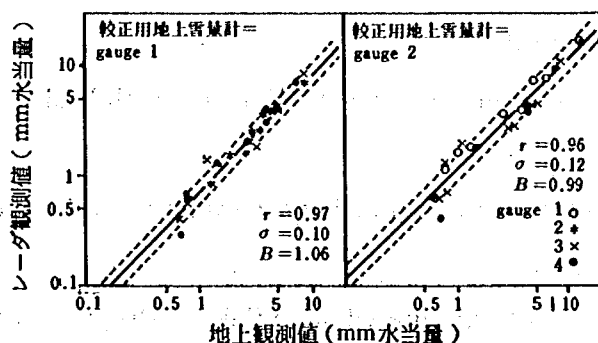


図-2.25(a), (b) 校正済のレーダと地上観測値の比較(日降雪量を水当量換算したものによる)
 r : 相関係数, σ : 標準誤差, B : 回帰直線の傾き

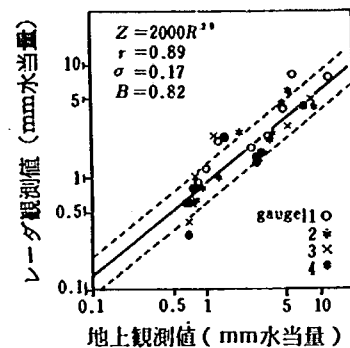


図-2.25(c) 地上観測値(mm水当量)
 レーダ観測値の校正を行わない場合($Z = 2000R^{2.0}$ による)

2.4 降雪量観測上の問題点

以上に数例の実測結果を紹介したが、これらを全体的に要約して問題点を以下に列記し、今後の調査研究の参考に供する。

1) $Z \sim R$ 関係の変化範囲が降雨観測の場合より大きい。また、数時間の間でこの関係が大きく変化することから、精度上の制約が生じてくる。

2) 雪の落下速度が1 m/s以下で、降雨の場合より小さい。このため落下中に風速場の影響で大きく移流される。

- 3) 地上降雪量の観測は雨量観測以上に困難で、地上値とレーダ値の対比をとる時に限界がある。
- 4) レーダでは水当量としての降雪量が求められるが、降雪強度にするには雪の比重を計測する必要がある。
- 5) 一般に雪雲は高度が比較的lowく、レーダビームを低くして観測する必要があり、我が国のように山岳が高いと、地上反射を除去する工夫を要する。

以上に要約したようにレーダでの降雪観測には多数の難点が存在するが、すでに紹介したごとくかなり良好な結果も得られており、今後この分野の調査研究を進めることで、解決が計られる問題も多数あると考えられる。

参考文献

- 1) K. L. S. Gunn and J. S. Marshall "The distribution with size of aggregate snowflakes" J. Meteorol, 15, 1958.
- 2) 八木, 上田「長岡における降雪粒子の $Z-R$ 関係および粒度分布の特徴Ⅱ」国立防災科学技術センター研究報告, 第23号, 1980.
- 3) R. S. Sekhon and R. C. Srivastava "Snow Size Spectra and Radar Reflectivity" Journal of Atmospheric Sciences Vol. 27, 1970.
- 4) 北海道大学理学部 菊地勝弘教授の至心による観測資料より
- 5) 気象庁天気図 (DAILY WEATHER MAPS, 850 mb)
- 6) J. W. Wilson "Measurement of Snowfall by Radar during the IFYGL" 16th Radar Meteorology Conference, 1975.
- 7) R. J. Boucher "Snowfall Rate obtained from Radar Reflectivity within a 50km Range" 20th Conference on Radar Meteorology, 1981.
- 8) T. Ohtake and T. Henmi "Radar reflectivity of aggregated snowflakes" Preprints of Papers, 14th Radar Meteorology Conference, 1970.
- 9) R. J. Boucher "Correlation of Radar Reflectivity and Snowfall Rate during moderate to heavy Snow" 18th Radar Meteorology Conference, 1978.
- 10) C. G. Collier and P. R. Larke "A case study of the measurement of snowfall by radar: an assessment of accuracy" Quart. J. R. Met. Soc. Vol. 104, 1978.
- 11) J. Imai "Raindrop size distribution and $Z-R$ relationship" Proc. 8th Weather Radar Conf., 1960.
- 12) E. Jutila "Experimental study of the measurement of Snowfall by Radar" Univ. of Helsinki, Dept. of Met. Paper No. 122, Geophysica 12, No. 2, 1973.

第3章 降水現象の数値モデルの調査

3.1 はじめに

レーダ雨量計を用いた降水量観測の観測精度は、降雨換算定数 B , β 及び降雨減衰定数 $K \cdot \alpha$ の推定精度に大きく影響をうける。

降雨換算定数 B , β は、レーダ反射因子 Z を降水強度 R に変換する式 (3.1) の定数である。

$$Z = B \cdot R^\beta \quad \dots\dots\dots (3.1)$$

Z , R は、理論的に次式で示される。

$$Z = \int N(D) \cdot D^6 \cdot dD \quad \dots\dots\dots (3.2)$$

$$R = C \int N(D) \cdot V(D) \cdot D^3 dD \quad \dots\dots\dots (3.3)$$

ここで D : 粒子径
 $N(D)$: 粒径分布
 $V(D)$: 落下速度
 C : 定数

したがって、 B , β は粒径分布 $N(D)$ 及び落下速度 $V(D)$ の関数である。

降雨による減衰 K_r は次式で示される。

$$K_r = k_r R^\alpha = 0.4343 \int N(D) Q_i dD \quad \dots\dots\dots (3.4)$$

ここで Q_i は雨滴の吸収断面積である。

したがって、降雨減衰定数 $k_r \cdot \alpha$ も $N(D)$, $V(D)$ の関数である。

このように、降雨換算定数 B , β 及び降雨減衰定数 k_r , α を正確に推定するには、降水粒子の粒径分布及び落下速度の特性を把握する必要がある。

また、第1章で述べたとおり、特殊レーダによる降水観測は、降水粒子の形状、落下速度等の特性を利用するものであり、降水粒子の特性を事前に把握する必要がある。

そこで本章では、降水粒子の特性（粒径分布、落下速度、形状）を表わす数値モデルを調査し取りまとめた。その上で、このモデルを用いて、後方散乱断面積をレーレー近似で計算した場合の値とミー理論で計算した場合の値を比較し、現在行っているレーレー近似の良否を検討した。

3.2 雨滴粒子の特性

3.2.1 雨滴の粒径分布

① 雨滴の粒径分布

① 観測された粒径分布

雨滴の粒径分布は、レーダにより雨量観測をする場合に重要な因子の一つであり、多くの観測がされている。

古くは Wiesner (1895), Bentley (1904) らによって行なわれ、種々の観測方法が考案されている。

Laws and Parsons (1943) は、小麦粉を敷きつめた皿で雨滴をうけ、そのとき出来る小麦粉の粒の大きさを測ることによって雨滴の粒径分布を求めた。Best (1950) らは、染料を塗ったろ紙で雨滴を受け、できたしみの大きさから粒径分布を求めた。

図- 3.1 は Laws and Parsons の観測値である。

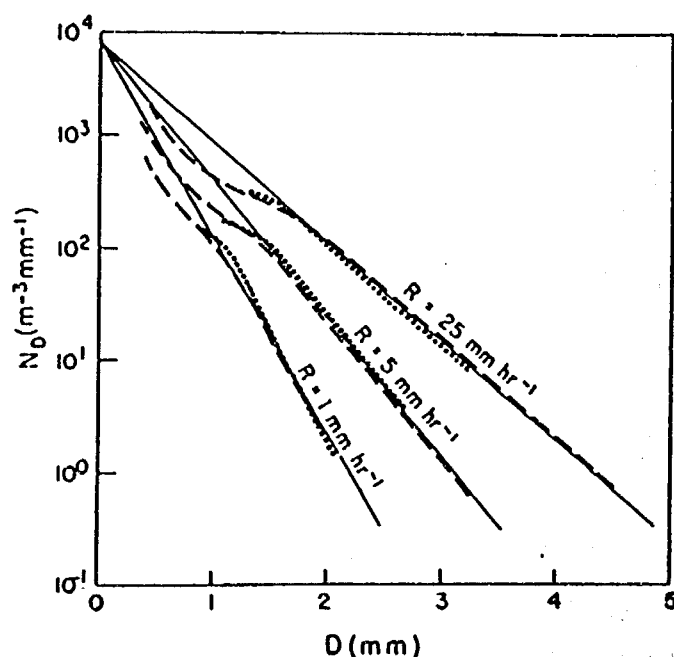


図- 3.1 Laws and Parsons の粒度分布の観測値
(観測値は点で示す)

② 雨滴の粒径分布式

雨滴の粒径分布は、Laws and Parsons (1943) の雨滴の粒径分布の観測データを用いて、Marshall and Palmer (1948) により次の経験式が求められた。

$$N(D) = N_0 \cdot \exp(-A \cdot D) \quad \dots\dots\dots (3.5)$$

$$A = 4.1 \times R^{-0.21} \quad \text{mm}^{-1}$$

$$N_0 = 8 \times 10^3 \quad \text{m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$$

$N(D)$: 単位体積中の直径 D (mm) の雨滴数

R : 降雨強度 (mm / h)

Sekhon and Srivastava は (3.5) 式のパラメータ A , N_0 が降雨強度 R の関数であるとし、次のように求めた。

$$N(D) = N_0 \cdot \exp(-A \cdot D) \quad \dots\dots\dots (3.6)$$

$$A = 3.8 \times R^{-0.14} \quad \text{mm}^{-1}$$

$$N_0 = 7 \times 10^3 \times R^{0.37} \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$$

Joss は、 I 及び N_0 を降雨原因別に調査した。

Marshall and Palmer 分布は種々の降雨から決定された、平均的な粒径分布である。この分布は、粒径が小さくなるほど $N(D)$ が大きくなり、直径 $D = 0 \text{ mm}$ のとき $N(0) = N_0$ となる。しかし、実際に観測された粒径分布の多くは Marshall-Palmer 分布式のように対数直線にはならず、粒径の小さいほうで個数が減少する傾向がある。Marshall-Palmer 分布は図-3.2(1)のようになる。

これを改善したのが Best (1950) の分布式であり、次のように表わされる。

$$1 - F = \exp \left(- \left(\frac{D}{a} \right)^n \right) \quad \dots\dots\dots (3.7)$$

$$a = B \cdot R^p$$

F : 雨滴の直径が $D (\text{mm})$ より小さい水滴による水の量の全含水量 W に対する割合

$W = C \cdot R^r$: 単位空間当たりの含水量

R : 降雨強度 (mm/hr)

$$B = 1.30$$

$$C = 67$$

$$p = 0.232$$

$$r = 0.846$$

$$n = 2.25$$

(3.7) 式より、雨滴の空間分布密度 $N(D)$ を求めると、

$$N(D) = N_0 \cdot D^{n-4} \cdot \exp \left(- \left(\frac{D}{a} \right)^n \right) \quad \dots\dots\dots (3.8)$$

$$N_0 = 6 W n / (\pi \cdot a^n)$$

で表わされる。この式は Marshall-Palmer 式よりも実際の粒径分布をよく表現しているが、各パラメータが降雨によって変わる。

塩月 (1981) は、雨量強度データのみから雨滴粒径分布を推定することを目的にして研究し、雨滴の粒径分布には種々の型があるが、全ての分布型をほぼ表現できる式を次のように与えた。(Single Gaussian モデル)

$$N(D) = 10^3 \cdot \frac{6M}{\rho \pi} \cdot D^{-3} \cdot \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma} \cdot \exp \left(- \frac{(D - \bar{D})^2}{2\sigma^2} \right) \quad \dots\dots\dots (3.9)$$

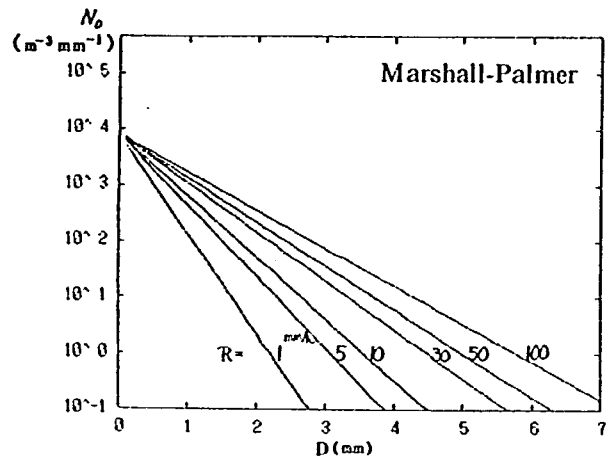


図-3.2(1) Marshall-Palmar の粒径分布

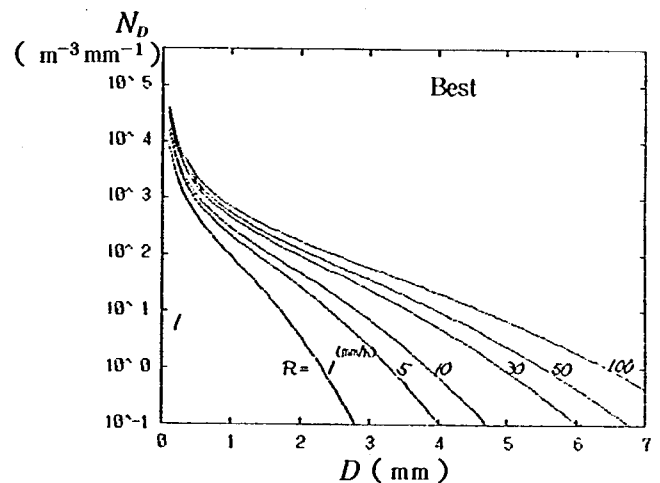


図-3.2(2) Best の粒径分布

$N(D)$: 雨滴の空間密度 (個数 / $\text{m}^3 \cdot \text{mm}$)

M : 雨滴の占める空間含水量 (g / m^3)

ρ : 雨滴の密度 (g / cm^3)

D : 雨滴の直径 (mm)

$\bar{D}$: 体積平均直径 (mm)

σ : $\bar{D}$ のまわりの標準偏差

(3.5) 式はパラメータとして M , $\bar{D}$, σ の 3 つを持っている。このパラメータがわかれば, $N(D)$ は決まる。塩月は, 各降雨タイプ別にあらかじめ $R-M$, $R-\bar{D}$, $R-\sigma/\bar{D}$ の関係を求め, タイプに合わせて $N(D)$ を求めた。

この式では, 雷雨のように幅広い雨滴のスペクトルに十分追随しないこと, いくつかの仮定や経験条件を含むことなどによる不確定な要素が含まれていた。そこで塩月 (1985) は, 上空に成長過程の異なった複数の雨滴集団があり, 地上で受けるのはこれらの重合したものであるという考えにたち (3.9) 式の和として粒径分布を与えた。 (Multi Gaussian モデル)

また塩月は指数関数型の粒径分布として次式も提案している。

$$N(D) = 8 \times 10^3 \times \exp(-0.41 \cdot D) + 250 \cdot \exp(-R^{-0.44} \cdot D^2) \quad \dots\dots\dots (3.10)$$

表 3.1 は各種提案されている粒径分布の示したものである。図- 3.3 は, 各種提案された粒径分布を比

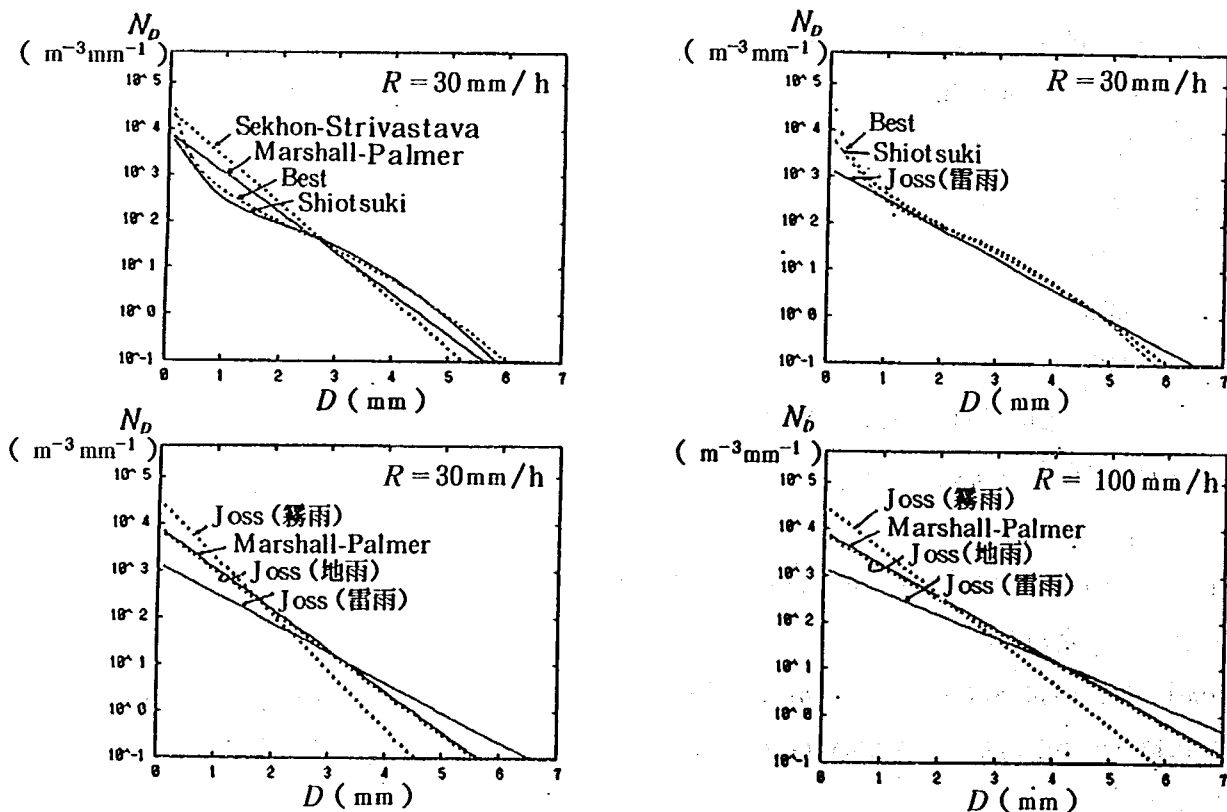


図- 3.3 各種提案されている粒径分布の比較

表- 3.1 雨滴の粒径分布モデル一覧

出典	N_D 式	パラメータ	根拠	特徴
Marshall & Palmer (1948)	$N_D = N_0 \cdot \exp(-\lambda \cdot D)$	$N_0 = 8000$ $\lambda = 4.1 \times R^{-0.21}$	Laws and Parsons, Marshall and Palmerの観測データから求めた経験式	・式の表現が簡単 ・粒径が小さい範囲で実測とずれる ・雷雨等表現できない雨も多い
Joss et al (1968)	$N_D = N_0 \cdot \exp(-\lambda \cdot D)$	N_0 霧雨 30000 $5.7 \times R^{-0.21}$ 地雨 7000 $4.1 \times R^{-0.21}$ 雷雨 1400 $3.0 \times R^{-0.21}$	観測データを基にM-P式を降雨原因別に設定した。	・式の表現が簡単 ・降雨原因別にパラメータが定まっている
Sekhon & Stivastava	$N_D = N_0 \cdot \exp(-\lambda \cdot D)$	$N_0 = 7 \times 10^3 \times R^{0.37}$ $\lambda = 3.8 \times R^{-0.14}$	M-P式で N_0 が降雨強度に無関係だったのを、降雨強度の関数とした。	・M-P式よりも粒径が小さい範囲でN_Dが大きくなる。
Best (1950)	$N_D = N_0 \cdot D^{n-4} \cdot \exp(-(\frac{D}{a})^n)$	$N_D = 6Wn / \pi a^n$ $n = 2.25$ $W = 67 \times R^{0.846}$ $a = 1.3 \times R^{0.232}$	観測データからの経験式	・M-P式よりも実際の粒度分布を良く表す ・パラメーターが多い。
Shiotsuki (1974)	$N_D = 8000 \cdot \exp(-4.1 \cdot D)$ $+ 205 \cdot \exp(-\lambda \cdot D^2)$	$\lambda = R^{-0.44}$	・観測データからの経験式 ・M-P式の修正	・同上 ・Bestの式とほぼ同じ値になる
Single-Gaussian (塩月, 1975)	$N_D = 10^3 \frac{6M}{\rho\pi} D^{-3} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left\{-\frac{(D-\bar{D})^2}{2\sigma^2}\right\}$	M : 含水量 ρ : 雨滴の密度 $\bar{D}$: 体積平均直径 σ : $\bar{D}$ のまわりの標準偏差	・全ての分布形を表現できる式を作成	・降雨強度から粒径分布を推定することを目的としている ・パラメーターが多い
Multi-Gaussian (塩月, 1985)	$N_D = \sum_{n=1}^3 (\text{Single Gaussian})_n$	n : 全体の N_D の中に内在Single Gaussianの番号	・一雨を構成する雨滴群が複数あるとして。	・パラメーターが非常に多い

較したものである。これから次のことがわかった。

- ① Best 分布, Shiotski 分布は, Joss の雷雨分布とはほぼ同一であり, Best 分布及び Shiotsuki 分布は雷雨を表現したものだと考えられる。
- ② 雷雨は地雨に比べ, 同じ降水強度でも雨滴の粒径の大きいものが多い。
- ③ 降水強度が大きくなるにつれて, 雨滴粒径の大きい粒子の数のみがふえる。

3.2.2 雨滴の落下速度

① 雨滴の落下速度の測定

天然の雨滴あるいは水滴の落下速度は古くから測定されている。Gunn-Kinzer は実験室で, 粒径毎の落下速度を測定した。また, 熊井, 板垣 (1954) は落下中の水滴をストロボ写真で測定し, 落下速度と水滴の大きさを測った。結果を図-3.4 に示す。

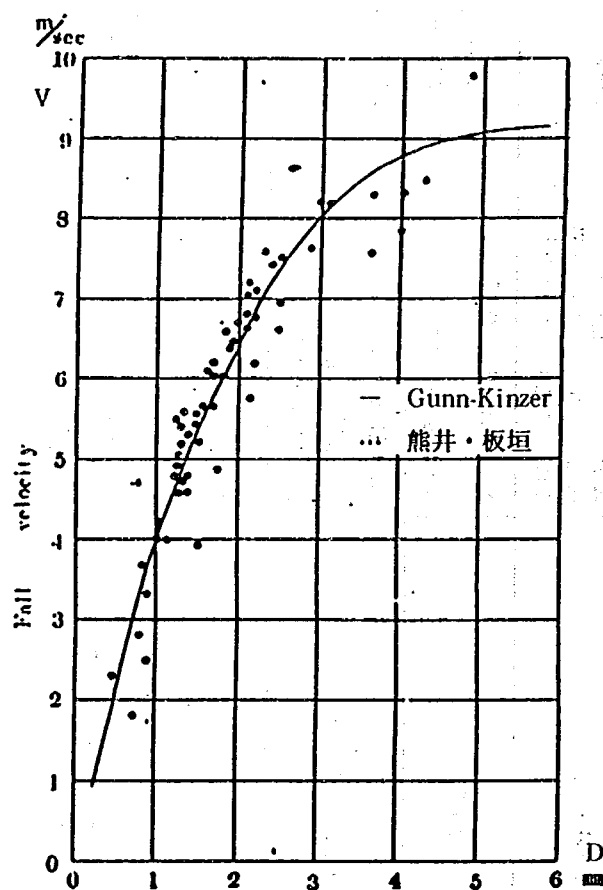


図-3.4 落下速度の測定値

雨滴の落下速度は, 雨滴が大きくなるにつれ大きくなるが, 増加する割合は次第に小さくなり, 最大の落下速度は 9~10 m/sec である。

② 落下速度式

Foot and Du Toit は Gunn and Kinzer の測定結果を用いて, 雨滴の落下速度を次の多項式で表した。

$$v_o = \sum_{j=0}^N a_j \cdot D^j \quad \dots\dots\dots (3.11)$$

D : 雨滴の直径 (mm)

a_j : 多項式の係数 (表-3.2に示す)

表-3.2 Foote and Du Toitの落下速度式の多項式の係数

j	a_j		
	N = 3	N = 5	N = 9
0	-1.9274×10^{-1}	-3.1682×10^{-1}	$-8.5731540 \times 10^{-2}$
1	4.9625×10^0	5.4506×10^0	3.3265862×10^0
2	-9.0441×10^{-1}	-1.3806×10^0	4.3843578×10^0
3	5.6584×10^{-2}	2.3612×10^{-1}	-6.8813414×10^0
4		-2.8781×10^{-2}	4.7570205×10^0
5		1.6486×10^{-3}	-1.9046601×10^0
6			4.6339978×10^{-1}
7			$-6.7607898 \times 10^{-2}$
8			5.4455480×10^{-3}
9			$-1.8631087 \times 10^{-4}$
最大誤差	0.11 m/sec	0.07 m/sec	0.03 m/sec

(4.11)式は地上での落下速度であるが、上空での雨滴の落下速度は次の式で求められる。

$$v = v_o \cdot 10^y \cdot \left\{ 1 + 0.0023 \left(1.1 - \frac{\rho}{\rho_0} \right) (T_0 - T) \right\} \quad \dots\dots\dots (3.12)$$

$$y = 0.43 \cdot \log \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right) - 0.4 \left\{ \log \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right) \right\}^{2.5}$$

ρ : 空気の密度

T : 気温

サイフィックス 0 は 1013 mb, 20°Cでの値

図-3.5に(3.12)式で計算した落下速度を示す。

式の簡単な近似式としては

$$v = v_o \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} \quad \dots\dots\dots (3.13)$$

がある。

藤原・柳瀬・高橋(1972)は、理論的に降水粒子の落下速度を求め、

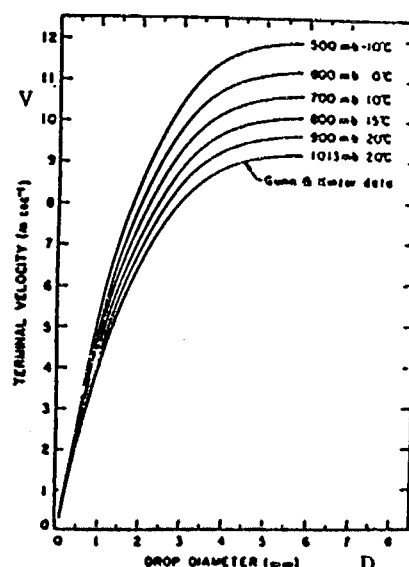


図-3.5 上空の落下速度

$$v = K \cdot D^{\frac{1}{s}} \quad (\text{cm/sec}) \quad \dots\dots\dots (3.14)$$

$$K = \left(\frac{4g}{3d\sigma} \right)^{\frac{1}{n+2}} \cdot p^{\frac{1}{3}} \cdot \rho^{\frac{1}{3}}$$

$$s = \frac{n+2}{n+1}$$

p : 圧力

σ : 空気の密度

D : 直径 (cm)

g : 重力加速度

ρ : 粒子の密度

を得、これに Spilhaus と Langleben—今井の実験式を代入して係数を決めた。

それによると

$$v = 1400 \cdot \rho^{\frac{1}{3}} \cdot D^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots\dots (3.15)$$

が得られた。

図-3.6 は、Foote-Du Toit の理論値と藤原他の理論値を示したものである。藤原の理論値は粒径が 5 mm 以上で落下速度が 10m/s を超え、最大速度が 9~10m/s であるという観測値と差がでる。

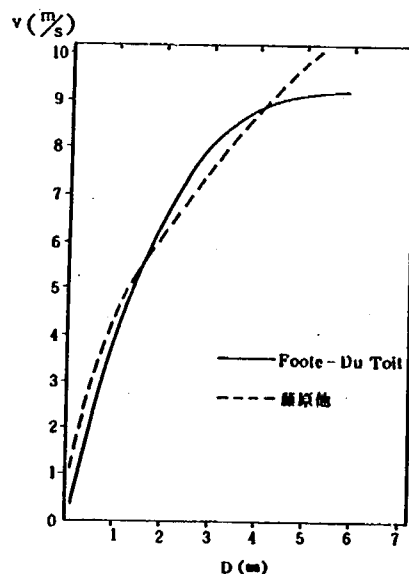


図-3.6 藤原他の落下速度の理論値

また、Spilhaus (1948) は雨滴の落下速度を理論的に求め、次式を示した。

$$\frac{v^2}{r} = \frac{D}{\rho C_0} \left[r - h(r-1) \right]^{-1} \cdot h^{\frac{2}{3}} \quad \dots\dots\dots (3.16)$$

$$h = \frac{b}{a}$$

a = 雨滴の水平方向の直径

b = 雨滴の高さ

$$D = 4 \rho_w \cdot g / 3$$

ρ_w = 水の密度

g = 重力

$$r = C_{fp} / C_o$$

C_o = 球の抵抗係数 (0.3 ~ 0.21)

C_{fp} = 平板の抵抗係数

図-3.7 は, Spilhaus の落下速度の理論値である。観測値とはあまり適合しない。

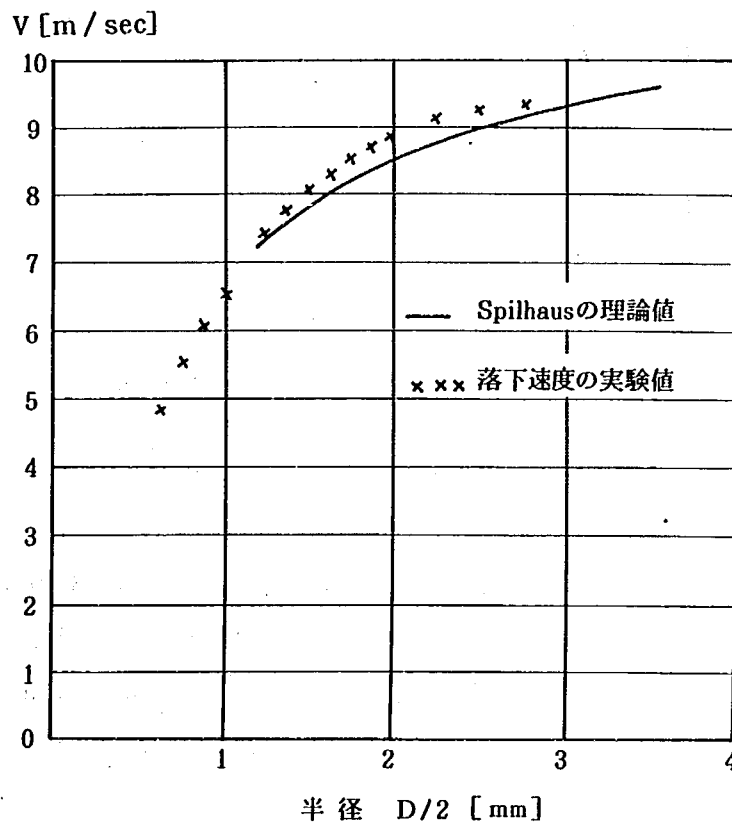


図-3.7 Spilhaus の落下速度の理論値

Best (1950) は次式を用いて雨滴の落下速度を求めた。

$$v = 9.58 \left[1 - \exp \left[- \left(\frac{a}{0.885} \right)^{1.147} \right] \right] \quad \dots\dots\dots (4.17)$$

a : 雨滴の半径 (mm)

計算値を図-3.8に示す。図中の曲線が(3.17)式の計算値で、点が Gunn and Kinzer の実験値で図中の範囲ではよく一致している。

表-3.3は落下速度の理論式の一覧である。

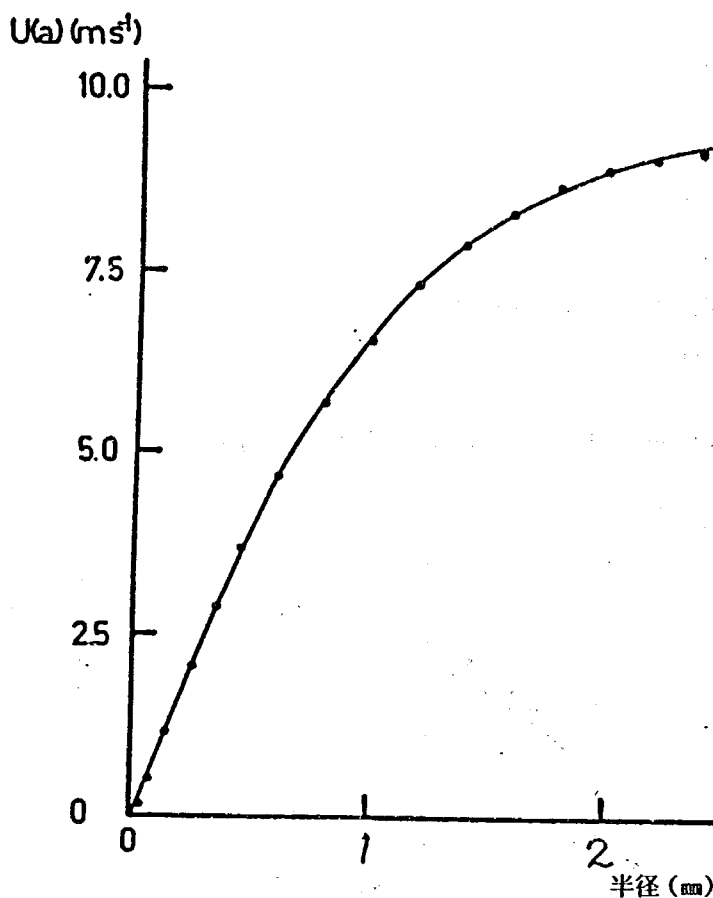


図-3.8 Best の落下速度の理論式

3.2.3 雨滴の形状特性

図 3.9 は, Pruppacher and Beard が観測した水滴の写真である。図 3.10 は, Pruppacher and Beard が圧力の釣り合いから計算した雨滴の形状である。雨滴の等価半径 a_0 (雨滴を同体積の球形にしたときの半径) が, $a_0 \leq 0.14 \text{ mm}$ では, ほぼ完全に球形であるが, $0.50 < a_0 \leq 1 \text{ mm}$ でわずかに変形し偏球に似てくる。等価半径 a_0 が 1 mm 以上になると, 底面が平らな偏球になる。等価半径から 3.5 mm を越えると不安定になり破裂する。

一般に雨滴の変形度を雨滴の水平方向の長さ a と垂直方向の長さ b の比 b/a で表わす。図-3.11 は, 各種提案されている b/a の測定値及び理論値である。 b/a と等価半径の関係は次式で表わされることが多い。

$$b/a = 1 - 0.1 \times a_0 \quad \dots\dots\dots (3.18)$$

また, 落下中の雨滴の姿勢は気流などの雨滴にかかる力によって傾いている。Saunders は, 463 個の雨滴の写真を取り解析した。

図-3.12(1) は傾きの角度の分布である。○印は 28 mm/h , △印は 75 mm/h の雨であるが, 両者の分布はよく似ている。平均の傾きは $+7^\circ$ で, 雨滴の 40% が $+15^\circ$ 以上, 25% が -15° 以上傾いている。

Ugai and Akimoto は 222 個の雨滴の傾き角の測定値した。図-3.12(2) が測定結果で●印が測定値で

表 - 3.3 雨滴の落下速度式の一覧

出典	式	パラメータ	根拠	特徴
Foote and Du Toit (Gunn-Kinzer)	地上 $V_o = \sum_{i=0}^N a_i D^i$ 上空 $V = V_o \left(\frac{\rho_o}{\rho} \right)^{0.4}$	V : 速度 (m/S) D : 雨滴の直径 (mm) a_i : 多項式の係数 (N=3, 5, 9の 一覧表がある) ρ_o : 1013 mb, 20°Cの 空気の密度 ρ : 上空の空気の密度	Gunn and Kinzer (1949) 及び Beard and Pruppacher (1969)の測定結果に最も適合す るように求めた多項式	• Gunn and Kinzer 及び Beard and Pruppacher の測定値は 1013 mb, 20°C の静止大気中の落下速度である。 • 適用範囲は $D < 5.8$ mm である。
藤原・柳原・高原 (1972)	$V = 1400 \times \rho^{\frac{1}{3}} \times D^{\frac{1}{2}}$	V : 速度 (cm/s) ρ : 密度 (g/cm ³) D : 雨滴の直径 (cm)	理論的に降水粒子の落下速度を 求め、これに、Spihaus 及び Langleben - 今井の実験式を 代入して係数を決定した。	• 雨滴の直径が 4 mm を超えると一般に 言われている最大落下速度 9~10 m/s より大きくなる。
Spilhaus (1948)	$V = \sqrt{\frac{D \cdot \gamma}{\rho C_o} \{ \gamma - h(\gamma - 1) \}^{-1} \cdot h^{\frac{2}{3}}}$	$h = b / a$ a = 雨滴の水平方向の 直径 b = 雨滴の高さ $D = 4 \rho_w g / 3$ ρ_w = 水の密度 g = 重力加速度 C_o = 球の抵抗係数 $\gamma = C_{fp} / C_o$ C_{fp} = 平板の抵抗係数	理論式 観測値との整合性が悪い	
Best (1950)	$V = 9.58 \{ 1 - \exp \left(- \left(\frac{a}{0.885} \right)^{1.147} \right) \}$	a : 雨滴の半径 (mm)	理論式 観測値との整合性が良い	

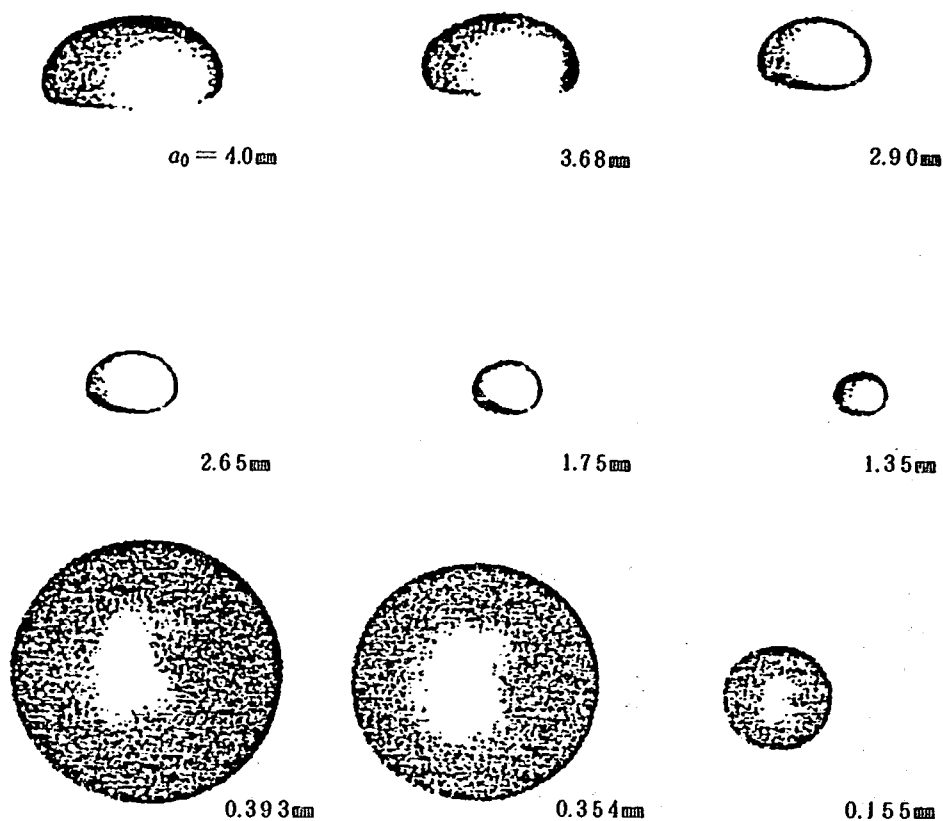


図- 3.9 雨滴の写真 (Pruppacher and Beard)

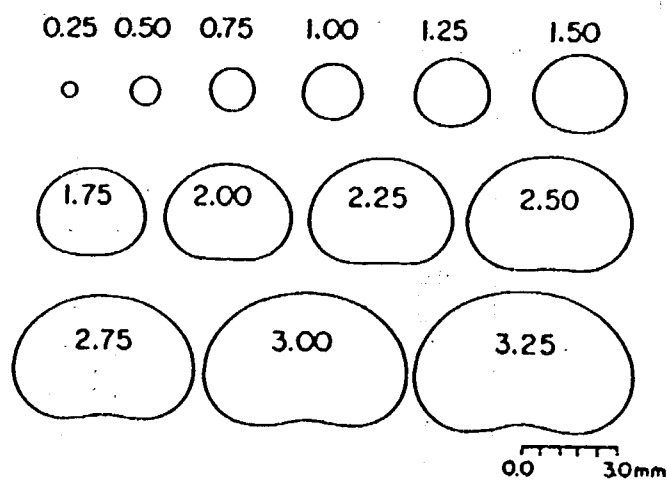
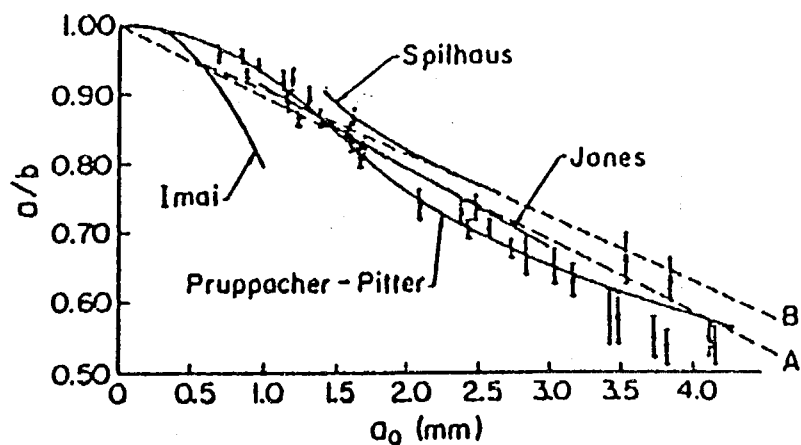


図- 3.10 雨滴の形状 (Pruppacher and Pitter の計算)



$$A : a/b = 1 - 0.1 a_0$$

$$B : a/b = 1 - \frac{0.41}{4.5} a_0$$

図- 3.11 雨滴の縦横比

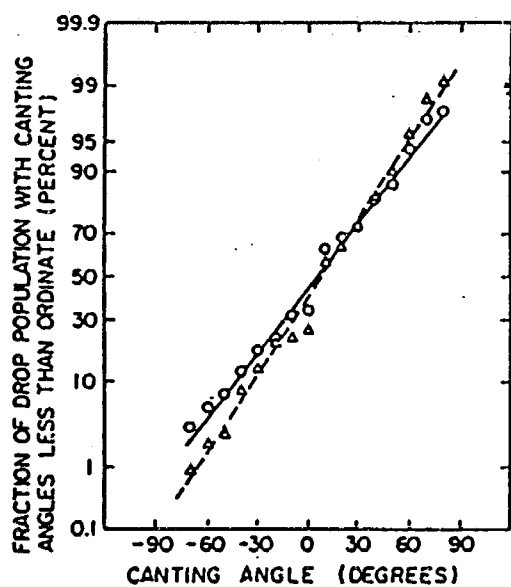


図- 3.12(1) 雨滴の傾き (Saunders)

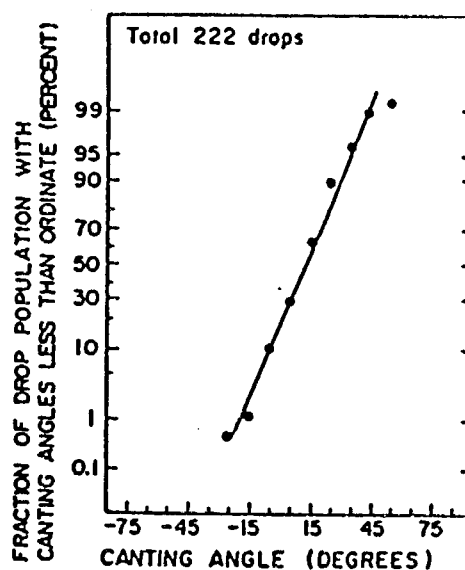


図- 3.12(2) 雨滴の傾き (Ugai Akimoto)

ある。これによると平均傾き角は約 12° ，約40%の雨滴が $+15^\circ$ 以上，3%が -15° 以上傾いていた。雨滴の粒径と傾き角の分布については相関は認められない。

3.2.4 降雨強度と粒径との関係

降雨強度が雨滴のどの粒径に支配されているかを調べた。

降水強度 R は次式で表される。

$$R = \int_0^{D_{max}} N(D) \cdot V(D) \cdot \frac{\pi}{6} D^3 \cdot dD \quad \dots\dots\dots (3.19)$$

ここで $N(D)$: 粒径分布

$V(D)$: 落下速度

粒径分布は、一般に良く用いられている Marshall-Palmer 分布と雷雨を表現している Best 分布を用いた。また、落下速度は、藤原他の式を用いた。

図-3.13は、粒径の降雨強度による割合を示したものである。縦軸は、 R_p / R_{cal} である。

$$\left. \begin{aligned} R_p &= \int_0^{D_p} N(D) \cdot V(D) \cdot \frac{\pi}{6} D^3 \cdot dD \\ R_{cal} &= \int_0^{Dmax} N(D) \cdot V(D) \frac{\pi}{6} D^3 dD \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3.20)$$

ここで $Dmax = 7 \text{ mm}$

これから次のことがわかる。

- ① 雨滴の粒径分布が Marshall-Palmer 分布であれば、雨滴直径が 3 mm 以下の粒子が、降雨強度の 60% 以上占める。
- ② 降雨強度が 5 mm/h 以下であれば、雨滴の粒子径はほとんど 2 mm 以下である。
- ③ 雷雨の場合（雨滴の粒径分布が Best 分布の場合）は、降水強度が 50 mm/h 以上になると、雨滴の粒子直径が 3 mm 以上の粒子が、降雨強度の 50% 以上占める。

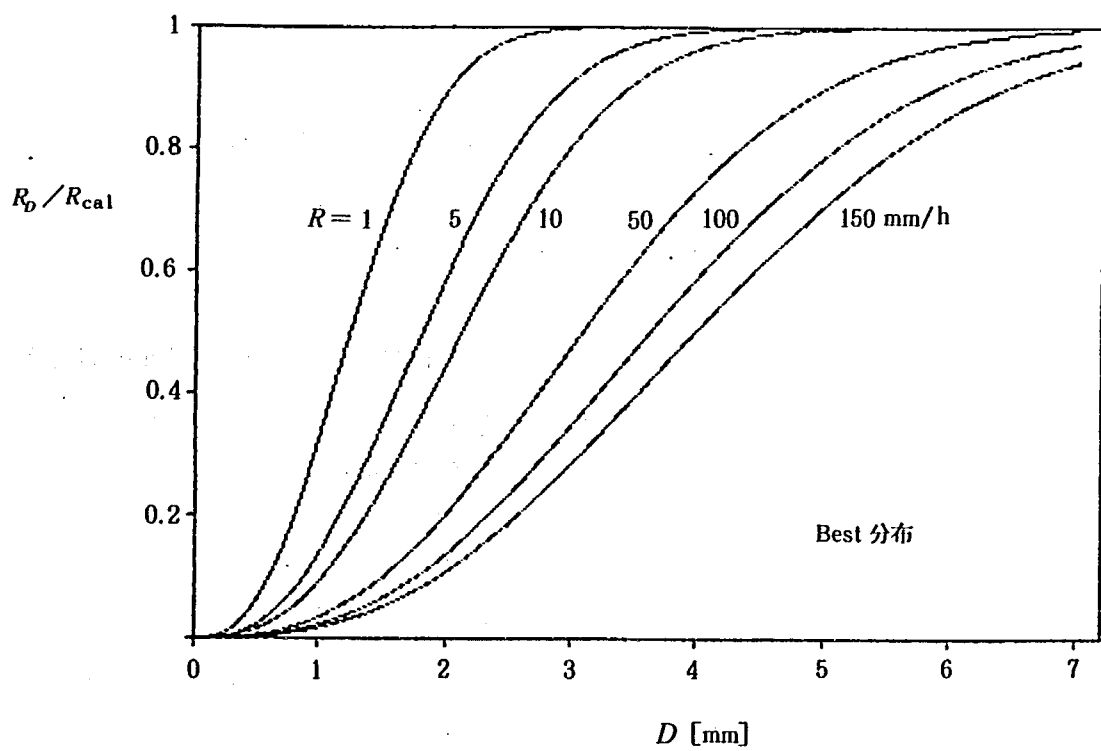
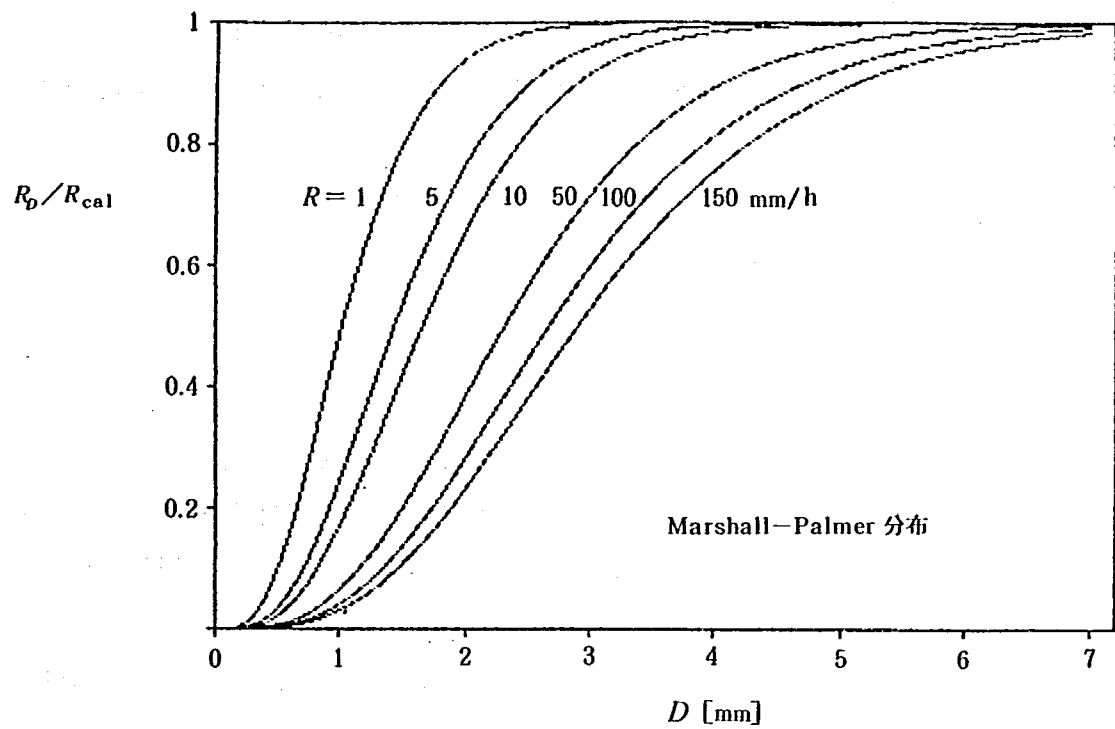


図- 3.13 粒径の降雨強度に占る割合

3.3 雪・あられ・ひょうの粒径特性

3.3.1 雪・あられ・ひょうの粒径分布

雪は、雪片（複数の雪結晶が結合したもの）として落下してくることが多い。雪片の粒径分布の観測は、雨滴と比較して少ないが、粒径分布が Gunn and Marshall によって求められており、この式は雨滴の場合の Marshall and Palmer 式によく似ている。

$$N(D) = N_0 \cdot \exp(-A \cdot D_0) \quad \dots\dots\dots (3.21)$$

$$A = 25.5 \times R^{-0.48} \quad (\text{mm}^{-1})$$

$$N_0 = 3.8 \times 10^3 \times R^{-0.87} \quad (\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1})$$

D_0 : 雪片の融解直径 (mm)

R : 降水強度 (mm/h)

雪片の粒径分布の観測結果を図-3.14に示す。雨滴と異なり、 N_0 は降水強度により変化している。

雪結晶の粒径分布の観測結果の一例を図-3.15に示す。雪結晶は結晶ごとに粒径分布形が異なり、粒径は樹枝状結晶 (dendrites) が最も大きく、角板 (plates) 角柱 (columns) が小さい。雪結晶の粒径分布を表現する式は作られていない。

あられ (graupel) やひょう (hail) の粒径分布を図-3.16に示す。雨滴の場合と同様に、指数関数で表現できる分布形を示している。

Auer (1972) は、球形のあられやひょうの粒径分布を次式で表わした。

$$N(D) = 561.3 \times D^{-3.4} \quad \dots\dots\dots (3.22)$$

D : 粒径 (mm) $(1 \leq D \leq 50\text{mm})$

また Federer and Waldvogel (1975) は、球形のあられの粒径分布を次式で示した。

$$N(D) = N_0 \cdot \exp(-A \cdot D) \quad \dots\dots\dots (3.23)$$

$$N_0 = 12.1 \quad \text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$$

$$A = 0.42$$

図-3.17は、雪片及びあられの粒径分布の観測値である。図-3.18は、ひょうの粒径分布の観測値である。これから、雪片・あられ・ひょうも雨滴同様に粒径分布は指数分布であることがわかる。

表-3.4は、雪・あられ・ひょうの粒径分布式をとりまとめたものである。

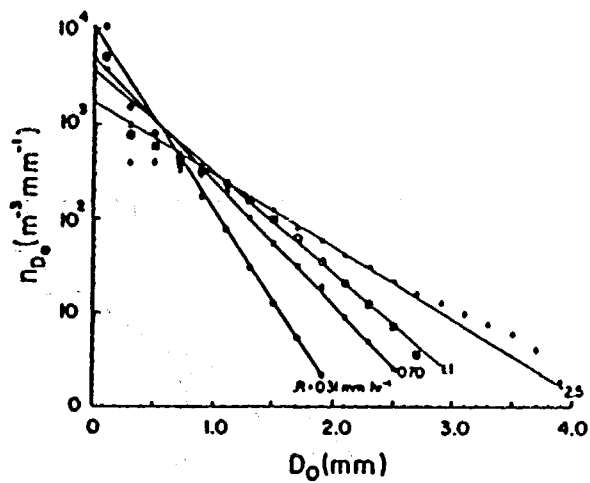


図-3.14 雪片の粒径分布

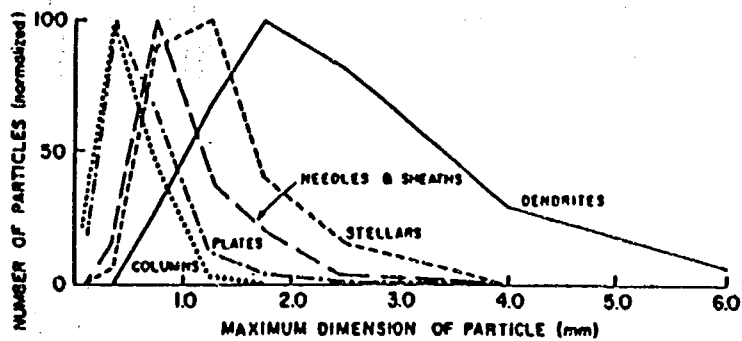


図-3.15 雪結晶の粒径分布の観測例

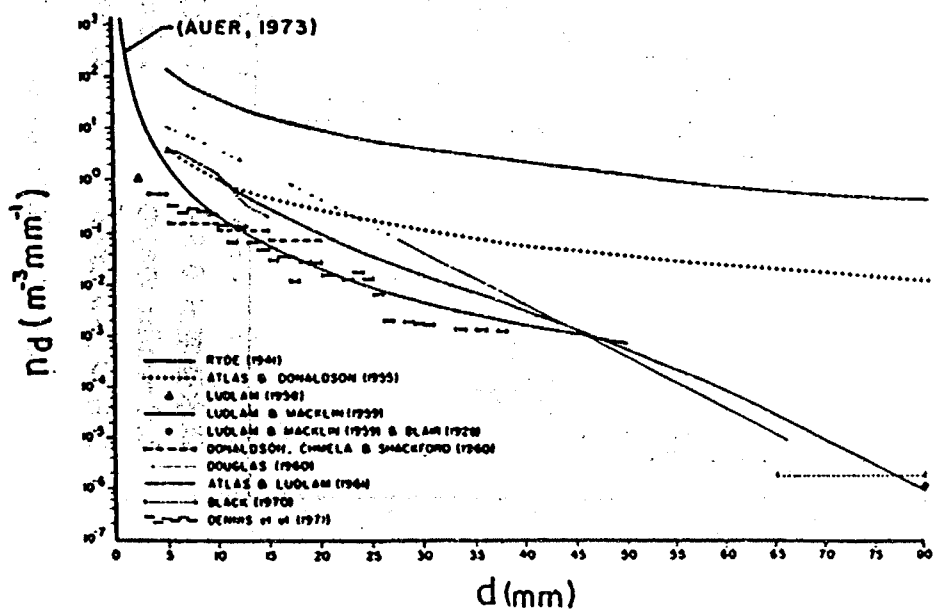


図-3.16 あられとひょうの粒径分布の
多数の観測値をまとめた図

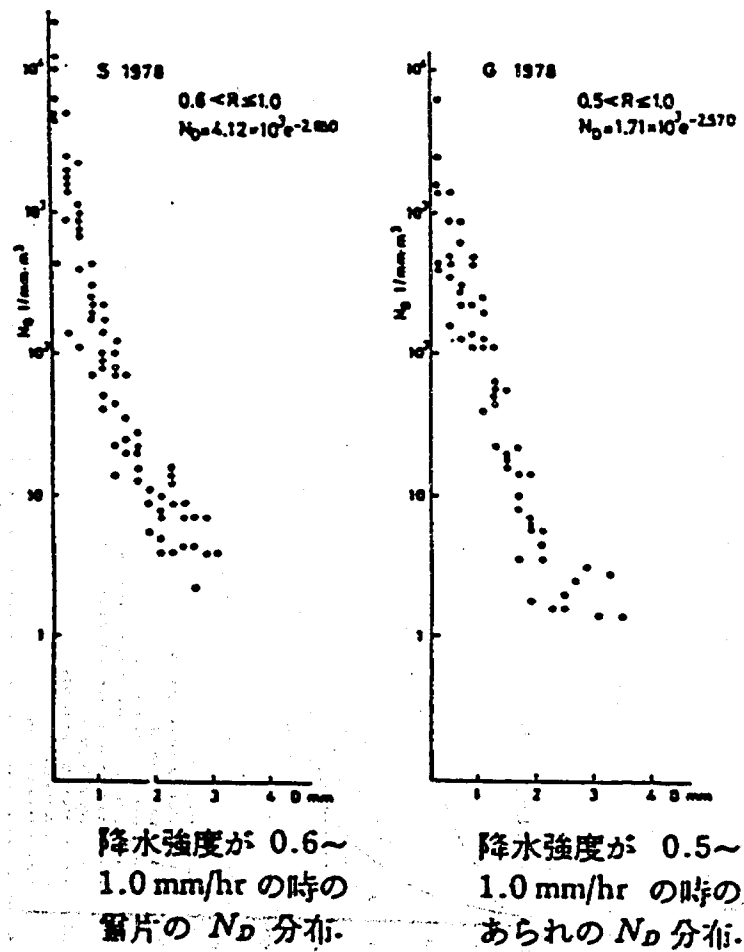


図-3.17 雪片・あられの粒径分布

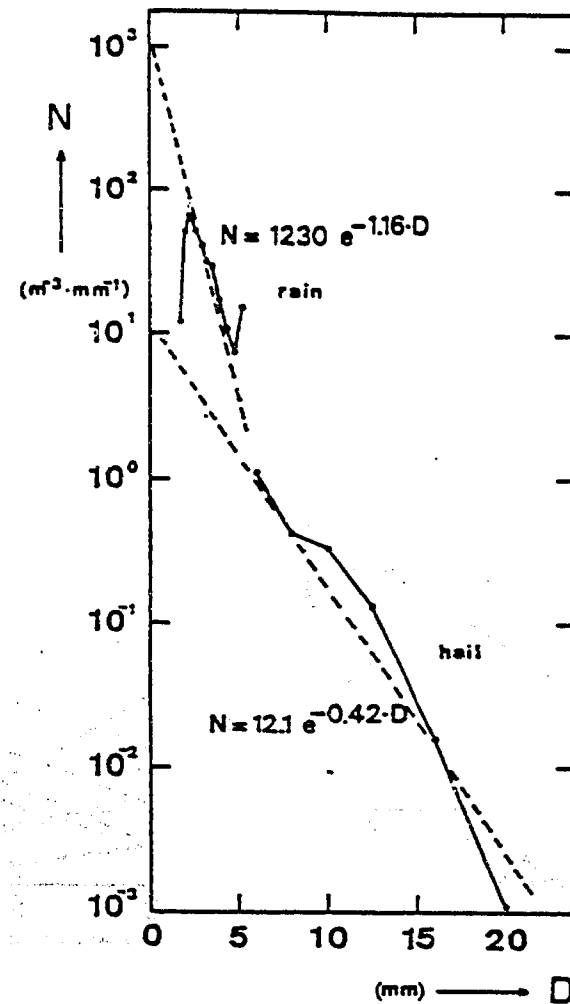


図-3.18 雨滴とひょうの粒径分布

表- 3.4 雪片・あられ・ひょうの粒径分布モデル

著 者	計 算 式	根 拠	特 徴
Gunn and Marshall	$N(D_0) = 3.8 \times 10^3 \cdot R^{-0.87} \cdot \exp(-A \cdot D_0)$ $A = 25.5 \cdot R^{-0.48}$ $D_0: \text{融解直径}$	観測データから求めた式	・雪片の粒径分布
Auer	$N(D_0) = 561.3 \cdot D_0^{-3.4}$ $D_0: \text{融解直径 [cm]}$	観測データから求めた式	・融解直径 $1 \text{ mm} \leq D_0 \leq 50 \text{ mm}$ に対して適用 ・あられ・ひょうの分布形
Federer and Waldvogel	$N(D_0) = 12.1 \cdot \exp(-0.42 \cdot D_0)$	観測データから求めた式	・ひょうの分布形

3.3.2 雪・あられ・ひょうの落下速度

(1) 雪結晶の落下速度

雪結晶の落下速度は、Nakaya and Terada, Kajikawa, Fujiwara 等によって観測されているが、雪結晶によって落下速度は大きく異なる。Fujiwara は、雪結晶の落下速度と融解直径との関係を次式で表わした。

$$v = k D^n \quad \dots\dots\dots (3.24)$$

v : 落下速度 (cm/s)

D : 融角直径 (cm)

k, n : 定数

図- 3.19は各種結晶の落下速度と融解直径の関係を示したものである。

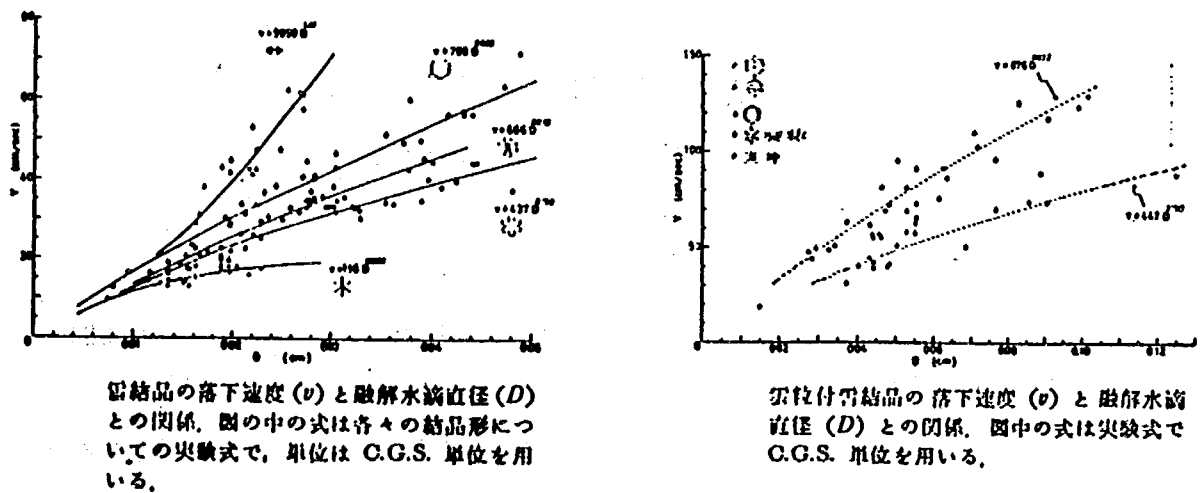


図 3.- 19 雪結晶の落下速度

(2) 雪片の落下速度

雪片の落下速度は、雪片の形や密度及び雪片を構成している雪結晶によって異なるため、雪結晶以上にばらつきが大きい。更に、雪片は落下中に振動運動するものがほとんどであり、複雑になっている。

図- 3.20の雪片の大きさと落下速度の関係をみると、落下速度は雪片の形と密度による影響が大きい。

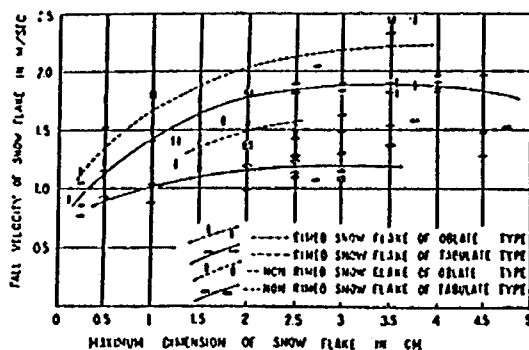


図- 3.20(1) 雪片の落下速度 (Magono et al)

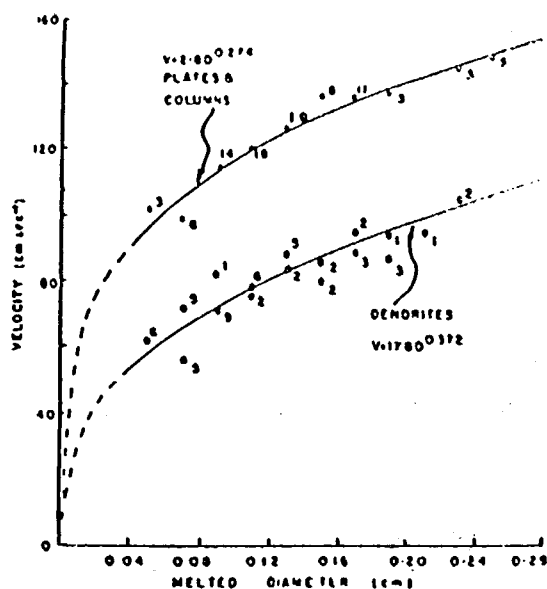


図- 3.20(2) 雪片の落下速度 (Langleher)

Magono は図- 3.20(1)から、次の落下速度式をもとめた。

$$v = 132 \sqrt{\frac{r}{0.40 + 0.63 r}} \quad (\text{雲粒付球状雪片}) \quad \dots\dots\dots (3.25)$$

$$v = 194 \sqrt{\frac{r}{0.45 + 0.60 r}} \quad (\text{球状雪片}) \quad \dots\dots\dots (3.26)$$

r : 雪片が球状とした時の半径 (cm)

Magono and Nakaya は、一般化した式として次式を導いた。

$$v = 330 \cdot (\sigma - \rho)^{\frac{1}{4}} \quad \dots\dots\dots (3.27)$$

σ : 雪片の密度 (g/cm³)

ρ : 空気の密度 (g/cm³)

Langleben らは、雪片の融解直径と落下速度の関係を表わす式として次式を示した。

$$v = k \cdot D^n \quad \dots\dots\dots (3.28)$$

D : 融触直径 [cm]

k, n : 地上気温や雪片の主たる構成要素により決る定数

表-3.5 に k, n の値を示す。

表-3.5 雪片の落下速度の一般式 $v = k D^n$ における定数 k と n の値

k	n	融解直径 (D) の 測定範囲 (cm)	主たる構成要素	地上気温 (°C)	観測者
178	0.372	0.05 ~ 0.24	樹 枝	-1.1 ~ -2.2	Langleben (1954)
207	0.322	0.04 ~ 0.28	樹 枝	+0.6	Langleben (1954)
218	0.247	0.05 ~ 0.26	角板と角柱	-3.9	Langleben (1954)
366	0.611	0.06 ~ 0.24	樹枝と不規則角板集合	-3.3	Langleben (1954)
207	0.33	0.05 ~ 0.25	粉雪と立体角板集合	0	Imai et al. (1955)
210	0.283	0.04 ~ 0.28	雲粒付樹枝	-3.9	Langleben (1954)
394	0.667	0.05 ~ 0.33	雲粒付樹枝と濃密雲粒付樹枝	<0	Kajikawa (1974)
509	0.667	0.04 ~ 0.2	雲粒付立体型	<0	Kajikawa (1974)
787	0.750	0.07 ~ 0.18	霰状雪含む	<0	Kajikawa (1974)
87	0.16	0.04 ~ 0.16	六花状結晶, 単結晶も含む	-2 ~ -7	Litvinov (1956)
115	0.16	0.03 ~ 0.15	立 体 型	-2 ~ -6	Litvinov (1956)

(3) あられ・ひょうの落下速度

あらの融解直径と落下速度の関係を図-3.21に示す。あらの落下速度も雪片と同様にばらつきが大きい。これは、あらの落下速度は密度によって大きく左右されると考えられるからであろう。

Auer によると、大きなあられやひょうの落下速度は、800 mb, 0°Cで次式で表わされる。

$$v = 9.8 \times D^{-0.8} \quad \dots\dots\dots (3.29)$$

D : 直径 (cm) ($0.1 \leq D \leq 8$ cm)

巨大なひょうの速度は45m/sec 以上になると述べている。

図-3.22に、種々のタイプの粒子の粒径(最大)と落下速度の関係を示す。

Douglas はひょうの落下速度を次の式であたえた。

$$v = 5.12 \cdot D^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots\dots (3.30)$$

v : m/s

D : mm

表-3.6 は、雪・あられ・ひょうの落下速度式をとりまとめたものである。

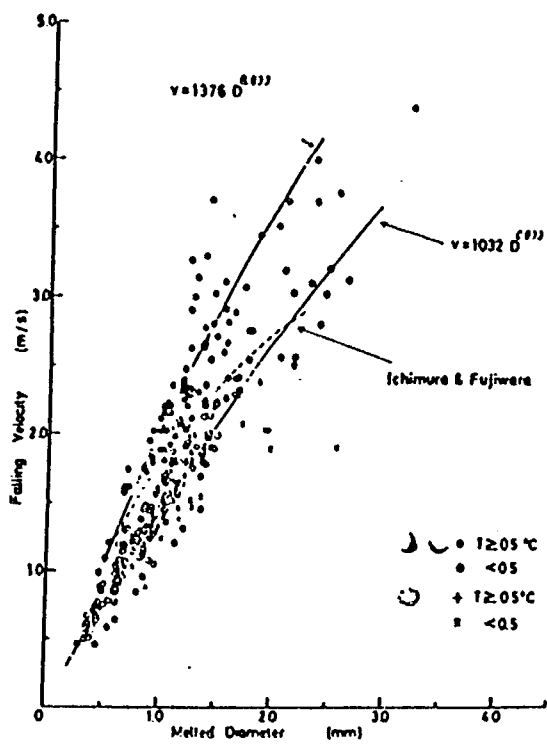


図-3.21 あられの落下速度

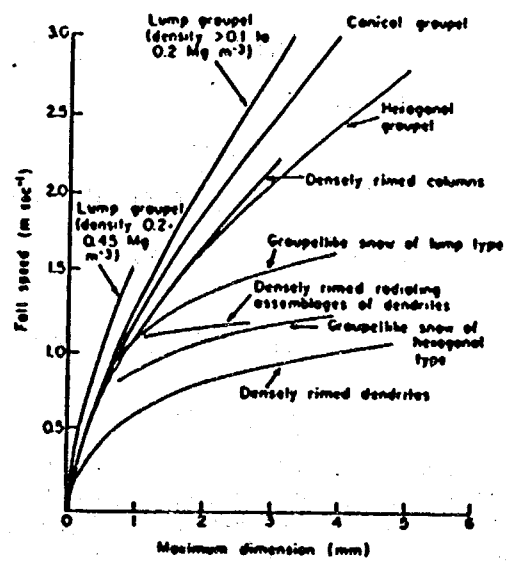


図-3.22 種々のタイプの粒子の
粒径と落下速度の関係

表-3.6 雪・あられ・ひょうの落下速度式

著 者	計 算 式	根 拠	特 徴
Fujiwara	$V = k \cdot D^n$ k, n は結晶形による D : 融解直径 [cm]	近似式 観測値をもとに k, n を求める	雪結晶
Magono	(雲粒付雪片) $V = 132 \sqrt{\frac{r}{0.40 + 0.63 r}}$ (雲粒なし雪片) $V = 194 \sqrt{\frac{r}{0.45 + 0.60 \cdot r}}$ r : 雪片を球形としたときの半径 (cm)	実験データをもとに、流体力学的考察をして求めた。	雪片
Magono and Nakamura	$V = 330 \cdot (\sigma - \rho)^{\frac{1}{4}}$ σ : 雪片密度, ρ : 空気密度	上式の結果をもとに一般化した式として導びいた。	雪片
藤原・柳瀬・高橋	$V = 778 \cdot \rho^{\frac{1}{3}} \cdot D^{\frac{1}{3}}$ V : cm/sec D : cm	理論式、係数を Spilhaus と Langleben - 今井の実験式を代入して決定	雪片 雨滴の落下速度と同じ理論から導く
Langleben	$V = k \cdot D^n$ k, n は結晶形による D は融解直径	近似式 観測値をもとに k, n を求める	雪片
Auer	$V = 9.8 \cdot D^{0.8}$ V : m/sec D : cm ($0.1 \leq D \leq 8$)		あられ・ひょう 800 mb, 0 °C での値
Douglas	$V = 5.12 \times D^{\frac{1}{2}}$ D : mm		ひょう

3.3.3 雪・あられ・ひょうの形状特性

雪の結晶は、表-3.7、図-3.23に示すように、角板、樹枝、角柱、針、立体樹枝、つづみ、不規則、あられの8つに大分類される。種々の結晶形ごとの結晶のサイズ d 、 L 、 h と結晶の底面積 A_B 、結晶体積 V_c 及び結晶の密度の関係を、表-3.8、3.9に示す。

雪片は、雪の結晶がくっついてできたもので形状に一様性はなく、特に形状についてとりまとめた文献はなかった。

あられやひょうも形状は一定していない。図-3.24に一例を示す。あられとひょうの区別は直径5mm以上をひょうとしている。あられのサイズと質量の関係は図-3.25に示すとおりである。

表-3.7 雪結晶の分類

結 晶 板	記 号	図-3.23との関係
角 板		P1a, P1b, P1c
樹 枝		P1d, P1e, P1f, P1g, P1h, P1i, P2a, P2b, P2c, P3a, P3b, P4, R1, R2
角 柱		C1a, C1b, C1c, C2a, C2b
針		N1a, N1b, N2
立体樹枝		P5a, P5b, R3a, R3b
つづみ		CP1a, CP1b, CP1c, CP2a, CP2b
不 規 則		CP3, S, I1, I2
あ ら れ		R4a, R4b, R4c

図-3.23 雪結晶の形状

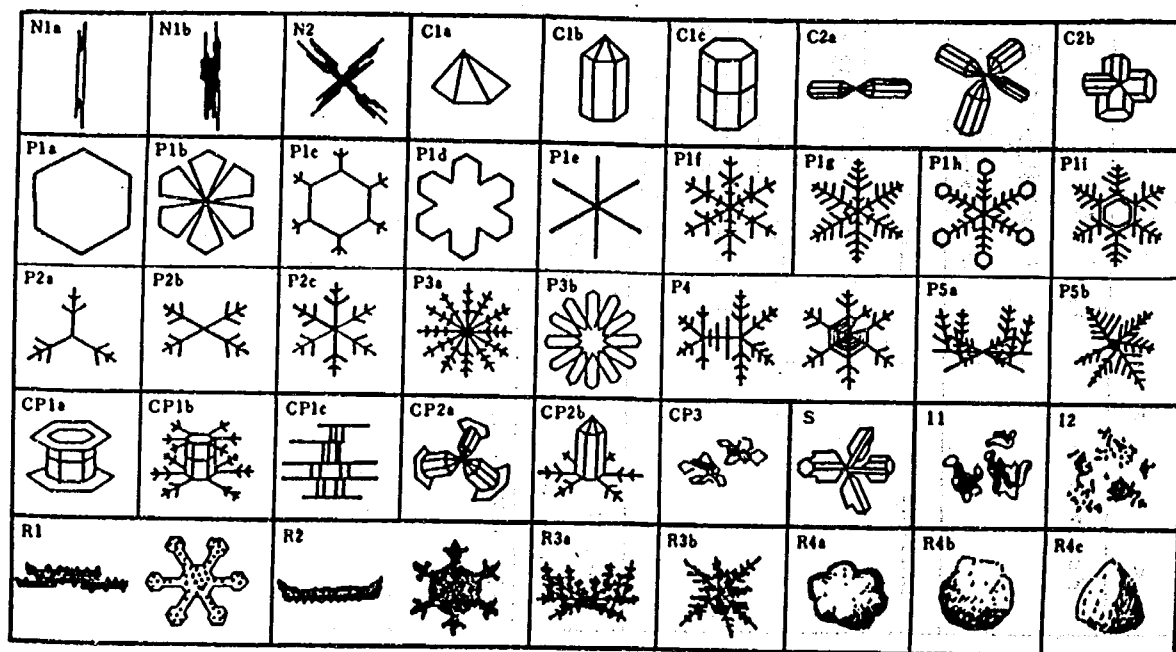


表 - 3.8 雪の結晶の形性特性

Crystal type	Dimensional relationship, cm	Area of basal face, A_B , cm^2	Volume of crystal, V_c (cm^3)	Range of major axis μm
Pla	$h = 1.41 \times 10^{-2} d^{0.474}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 9.17 \times 10^{-3} d^{2.475}$	10 - 3000
Plb	$h = 1.05 \times 10^{-2} d^{0.423}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 6.79 \times 10^{-3} d^{2.423}$	10 - 40
Plb	$h = 1.05 \times 10^{-2} d^{0.423}$	$A_B = 0.55 d^{1.91}$	$V_c = 7.37 \times 10^{-3} d^{2.420}$	41 - 2000
Plc-r, Pld	$h = 9.96 \times 10^{-3} d^{0.415}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 6.47 \times 10^{-3} d^{2.445}$	10 - 90
Plc-r, Pld	$h = 9.96 \times 10^{-3} d^{0.415}$	$A_B = 0.11 d^{1.63}$	$V_c = 1.096 \times 10^{-3} d^{2.045}$	91 - 1500
Plc-s	$h = 9.96 \times 10^{-3} d^{0.415}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 6.47 \times 10^{-3} d^{2.445}$	10 - 100
Plc-s	$h = 9.96 \times 10^{-3} d^{0.415}$	$A_B = 0.21 d^{1.76}$	$V_c = 2.09 \times 10^{-3} d^{2.175}$	101 - 1000
Clg	$h = 0.138 d^{0.778}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 8.97 \times 10^{-2} d^{2.778}$	10 - 1000
Cle $L/d \leq 2$	$d = 0.578 L^{0.938}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 0.217 L^{2.918}$	10 - 1000
Cle $L/d > 2$	$d = 0.260 L^{0.927}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 4.39 \times 10^{-2} L^{2.854}$	10 - 1000
Clf $L/d \leq 2$	$d = 0.422 L^{0.892}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 0.116 L^{2.784}$	10 - 50
Clf $L/d \leq 2$	$d = 0.422 L^{0.892}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 0.105 L^{2.765}$	51 - 1000
Clf $L/d > 2$	$d = 0.263 L^{0.930}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 4.49 \times 10^{-2} L^{2.860}$	10 - 50
Clf $L/d > 2$	$d = 0.263 L^{0.930}$	$A_B = 0.65 d^2$	$V_c = 4.06 \times 10^{-2} L^{2.841}$	51 - 1000

Crystal type	Dimensional relationship	Author
P1e, P1f, P2c P2g, P3c, P4b	$h = 9.022 \times 10^{-3} d^{0.377}$	Auer and Veal (1970)
N1a	$d = 3.0487 \times 10^{-2} L^{0.61078}$	Auer and Veal (1970)
N1e	$d = 3.527 \times 10^{-2} L^{0.437}$	Jayaweera and Ohtake (1974)
C1c ($L \leq 0.3 \text{ mm}$)	$d = 0.1526 L^{0.7858}$	Heymsfield (1972)
C1d ($L \geq 0.3 \text{ mm}$)	$d = 0.0630 L^{0.532}$	Heymsfield (1972)

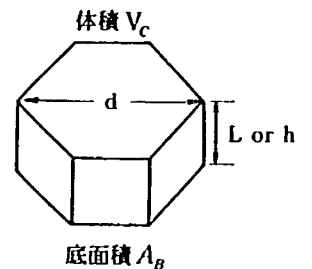
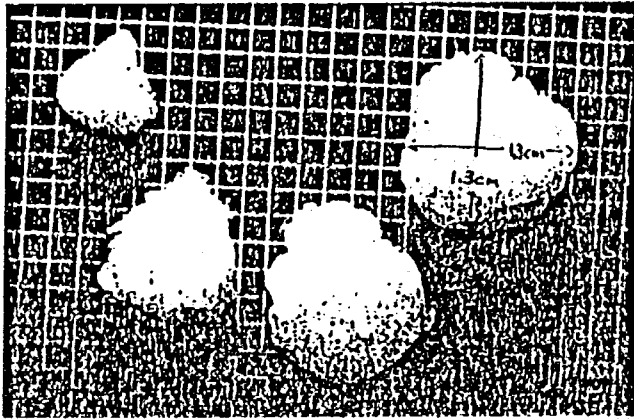
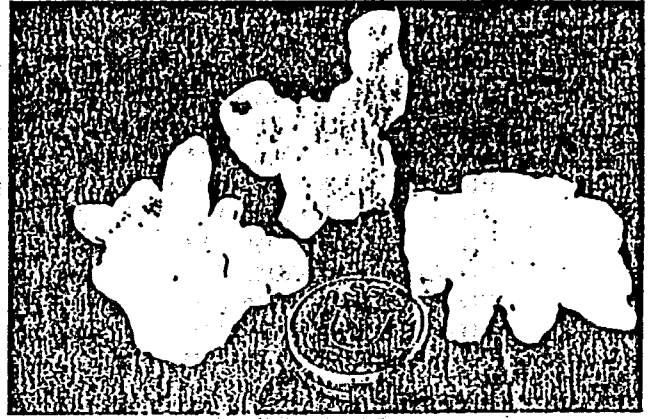


表 - 3.9 雪結晶の密度

Crystal type	Bulk density, ρ_c , (g cm^{-3})
hexagonal plate 角板	$\rho_c = 0.9$
plates with dendritic extensions	$\rho_c = 0.656 d^{-0.627} (d \geq 0.7 \text{ mm})$
dendrites 樹枝	$\rho_c = 0.588 d^{-0.377} (d \geq 0.3 \text{ mm})$
stellar, broad arms 六花	$\rho_c = 0.588 d^{-0.377} (d \geq 0.3 \text{ mm})$
stellar, narrow arms	$\rho_c = 0.46 d^{-0.482} (d \geq 0.24 \text{ mm})$
column, cold region	$\rho_c = 0.65 L^{-0.0915} (L \geq 0.028 \text{ mm})$
column, warm region 角柱	$\rho_c = 0.848 L^{-0.014} (L \geq 0.014 \text{ mm})$
bullet	$\rho_c = 0.78 L^{-0.0038} (L \geq 0.1 \text{ mm})$



(a) あられ



(b) ひょう

図- 3.24 あられとひょうの形状

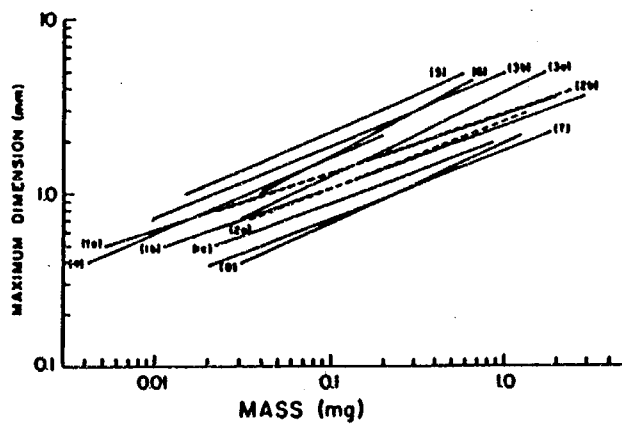


図- 3.25 あらの質量と最大サイズとの関係

- (1 a) あられ $0.05 < \rho < 0.1 \text{ g/cm}^3$
- (1 b) あられ $0.1 < \rho < 0.2$
- (1 c) あられ $0.2 < \rho < 0.45$
- (2 a) 円錐状あられ
- (2 b) 角板状あられ
- (3 a) あられ状雪
- (3 b) あられ状雪(角板状)
- (4) 雲粒つき角柱
- (5) 雲粒つき樹枝
- (6) 立体樹枝
- (7) あられ $0.25 < \rho < 0.7 \text{ g/cm}$
- (8) 円錐状あられ $0.25 < \rho < 0.7$

3.4 降水粒子群の後方散乱断面積の検討

3.4.1 概説

平面電磁波が粒子に当たると、電磁波のエネルギーの一部は熱となり消費され、残りのエネルギーは同じ周波数の電磁波として散乱再放射される。レーダで測定されるのは、入射波と同じ方向に返って来る電磁波であり、入射波と反射波との比が後方散乱断面 (Back Scattering Cross Section) σ である。

σ の定義は、

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

である。

後方断面積は Mie によって与えられた (ミー散乱) が、気象用レーダ (波長 5.6 cm) ではミー散乱の近似式としてのレーレー散乱で計算する。レーレー散乱は電波の波長に対して目標粒子の直径が十分に小さい時に適用される近似であるので、レーダ電波の波長が短い (3.2 cm, 0.86 cm) 場合や、目標粒子の直径が大きい場合には誤差が大きくなる。

図-3.26に示すように、粒子一個当たりの反射断面積のレーレー近似 σ_R と Mie の理論値 σ_M との比についてはすでに研究されている。しかし、気象レーダの場合、反射断面積は、目標体積中の降水粒子群の反射断面積の総和である。そこで、本節では前記 4.2 で調査した降水粒子の粒径分布を用いて降水粒子群の反射断面積の総和をレーレー近似とミー散乱で求め、レーレー近似の妥当性について検討した。

3.4.2 後方散乱断面積

(1) ミーの理論値

平面波の球形粒子による散乱は、ミーによって最初に取り扱われ、後方散乱断面積 σ は、

$$\sigma_M = \frac{\pi D^2}{4 \alpha^2} \cdot \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \cdot (2n+1) \cdot (a_n - b_n) \right|^2 \quad \dots\dots\dots (3.31)$$

$$a_n = \frac{j_n(m\rho) \cdot [\rho \cdot j_n(\rho)]' - j_n(\rho) \cdot [m\rho \cdot j_n(m\rho)]'}{h_n^{(2)}(\rho) \cdot [m\rho \cdot j_n(m\rho)]' - j_n(m\rho) \cdot [\rho \cdot h_n^{(2)}(\rho)]'}$$

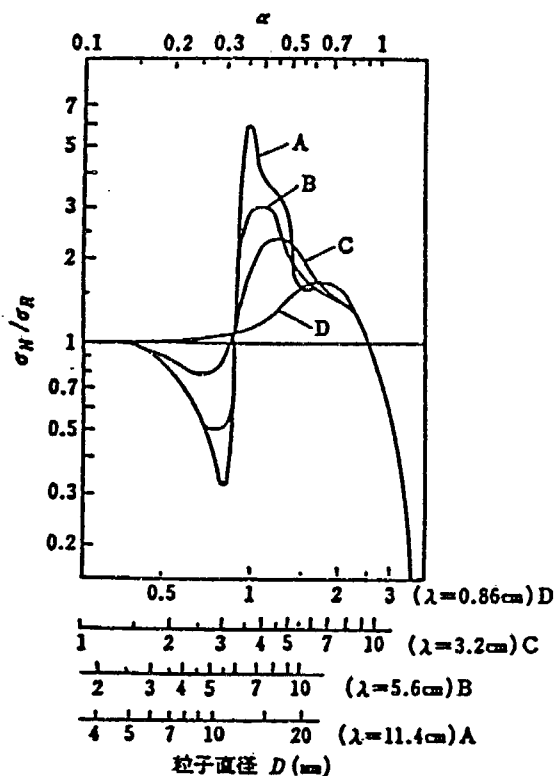


図-3.26 反射断面積のレーレー近似 σ_R と Mie 理論 σ_M との比

$$b_n = \frac{j_n(\rho) \cdot [m\rho \cdot j_n(m\rho)]' - m^2 \cdot j_n(m\rho) [\rho \cdot j_n(\rho)]'}{m^2 \cdot j_n(m\rho) \cdot [\rho \cdot h_n^{(2)}(m\rho)]' - h_n^{(2)}(\rho) [m\rho \cdot j_n(m\rho)]'}$$

$$[Zf(Z)]' = \frac{d}{dZ} [Zf(Z)]$$

D : 粒子の直径

$$\alpha = \pi D / \lambda$$

$$\rho = \pi D / 2 \lambda$$

m : 複素屈折率

λ : 電波の波長

$j_n(x)$: 第一種球ベッセル関数

$h_n^{(2)}(x)$: 第二種球ハンケル関数

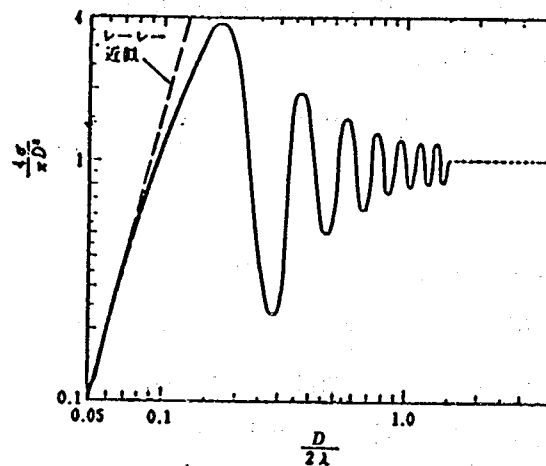


図- 3.27 球形金属粒子の反射断面積

で示される。

後方散乱断面積の計算結果を図- 3.27を示す。

ミー散乱では、波長 λ に対して散乱波の強度は λ^{-r} に比例して変わる。 r の値は粒子が大きくなると 0 に近づき、散乱強度は波長に関係しなくなる。

(2) レーレー近似

目標粒子の直径 D が波長 λ に比べて十分小さい時 ($D \ll \lambda$)、ミー散乱の式を近似することができる。

これをレーレー近似といい後方散乱面積 σ は

$$\sigma_R = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \cdot D^6 \quad \dots\dots\dots (3.32)$$

で示される。レーレー近似はミーの理論値の特殊な場合である。

3.4.3 レーレー近似の検討

レーダの目標体積中の降水粒子群の後方散乱断面積の総和をレーレー近似 σ_R とミーの理論値 σ_M を次式で求め、比較した。

$$\sigma_R(D) = \int_0^{D_{MAX}} N(D) \cdot \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| \cdot D^6 \cdot dD \quad \dots\dots\dots (3.33)$$

$$\sigma_M(D) = \int_0^{D_{MAX}} N(D) \cdot \frac{\pi D^2}{4 \alpha^2} \cdot \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n - b_n) \right|^2 \quad \dots\dots\dots (3.34)$$

σ_R 及び σ_M は共に複素屈折率 m の関数である。

複素屈折率は温度によって変化するが、ここでは 18°C の値を用いた。

レーダの波長 λ は、気象レーダとして一般に用いられている 3.2 cm (Xバンド) と 5.6 cm (Cバンド) の2種類で計算した。なお、レーレー近似は波長には関係なく一定である。

降水粒子群の粒径分布 $N(D)$ は、降雨形態を考え、次の3種類で計算した。

霧雨として Joss 分布

$$N(D) = 3 \times 10^4 \cdot \exp(-5.7 \cdot R^{-0.21} \cdot D) \quad \dots\dots\dots (3.35)$$

地雨として Marshall-Palmer 分布

$$N(D) = 8 \times 10^3 \cdot \exp(-4.1 \cdot R^{-0.21} D) \quad \dots\dots\dots (3.36)$$

雷雨として Joss 分布

$$N(D) = 1.4 \times 10^3 \cdot \exp(-3.0 \cdot R^{-0.21} D) \quad \dots\dots\dots (3.37)$$

図-3.28は、後方散乱断面積の累積曲線を示したものである。これは、粒径 D より小さい降水粒子群の後方散乱断面積が、すべての降水粒子の後方散乱断面積に占める割合で次式で求めた。

$$\sigma_{M,R} = \frac{\sigma_{M,R}(D)}{\sigma_{M,R}(D_{MAX})} \quad \dots\dots\dots (3.38)$$

ここで $D_{MAX} = 7\text{ mm}$

レーダの反射電力と後方散乱断面積は比例関係にあるので、図-3.28から次のことが言える。

- ① 3 cm 波レーダの反射電力は、降雨強度が 10 mm/h 以上になると、粒径が 3 mm 以上の粒子からの反射が全体の50%以上になる。
- ② 5 cm 波レーダの反射電力は 3 cm 波のそれに比べ粒径 3 mm 以上からの反射による割合が大きい。
- ③ 5 cm 波レーダの反射電力は、降雨強度が 50 mm 以上の雷雨の場合、粒径 5 mm 以上の粒子による反射が50%以上を占める。

Joss (霧雨)

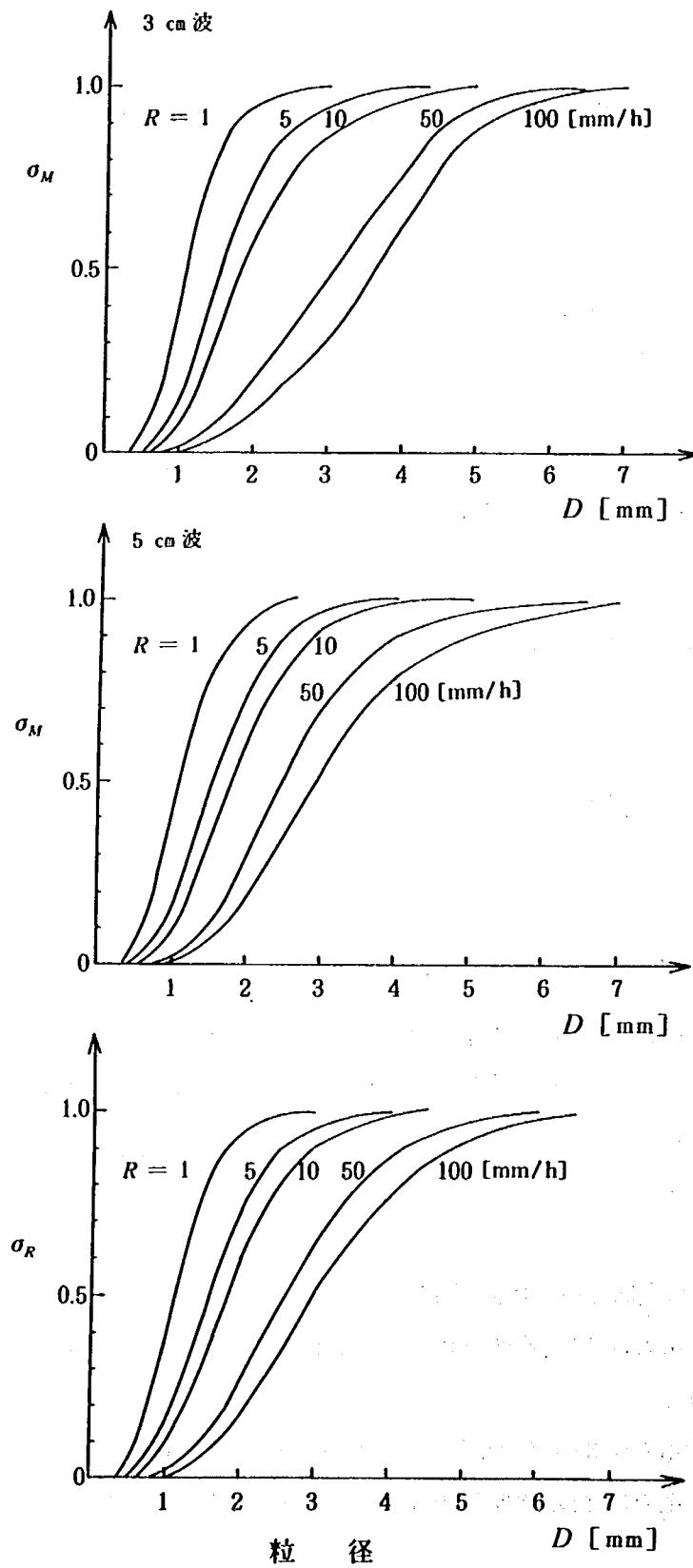


図- 3.28(1) 後方散乱断面積の累積曲線

Marshall-Palmer

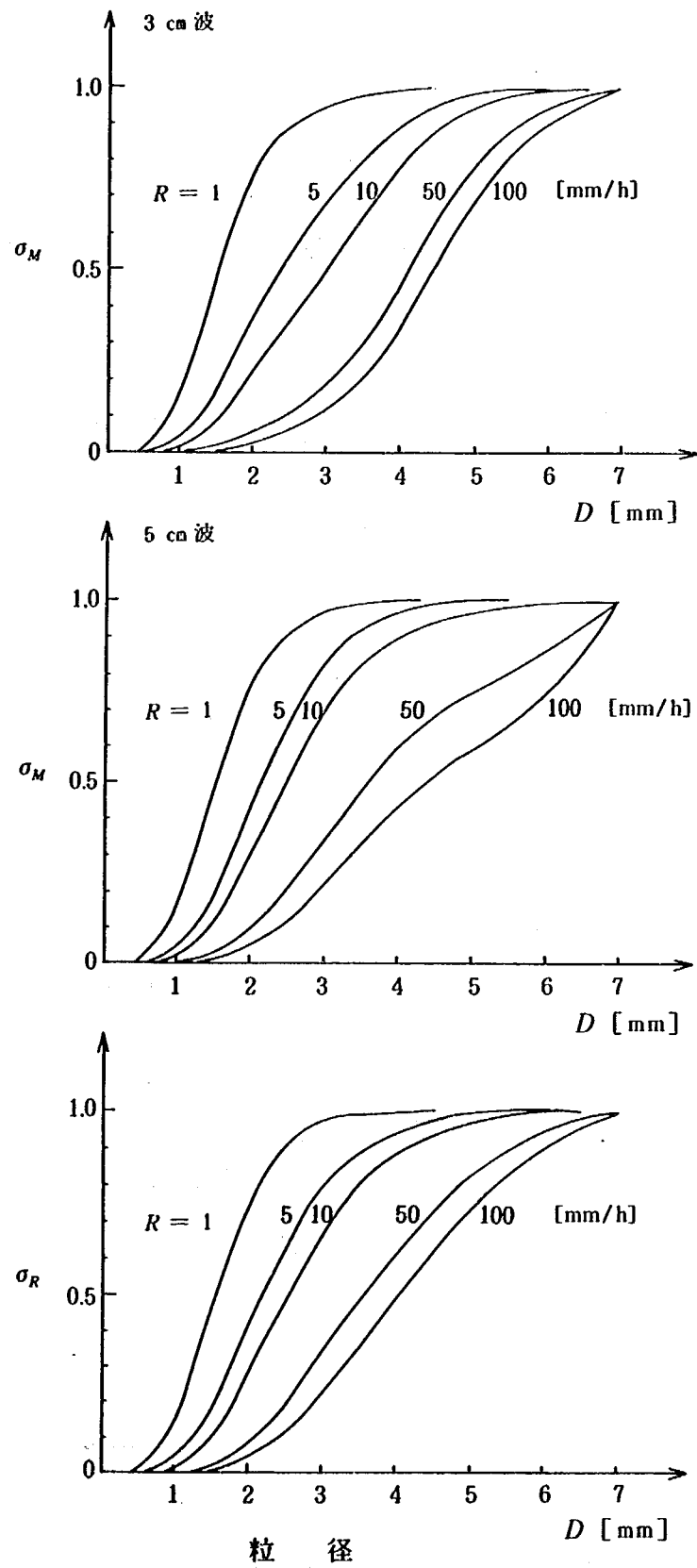


図- 3.28(2) 後方散乱断面積の累積曲線

Joss (雷雨)

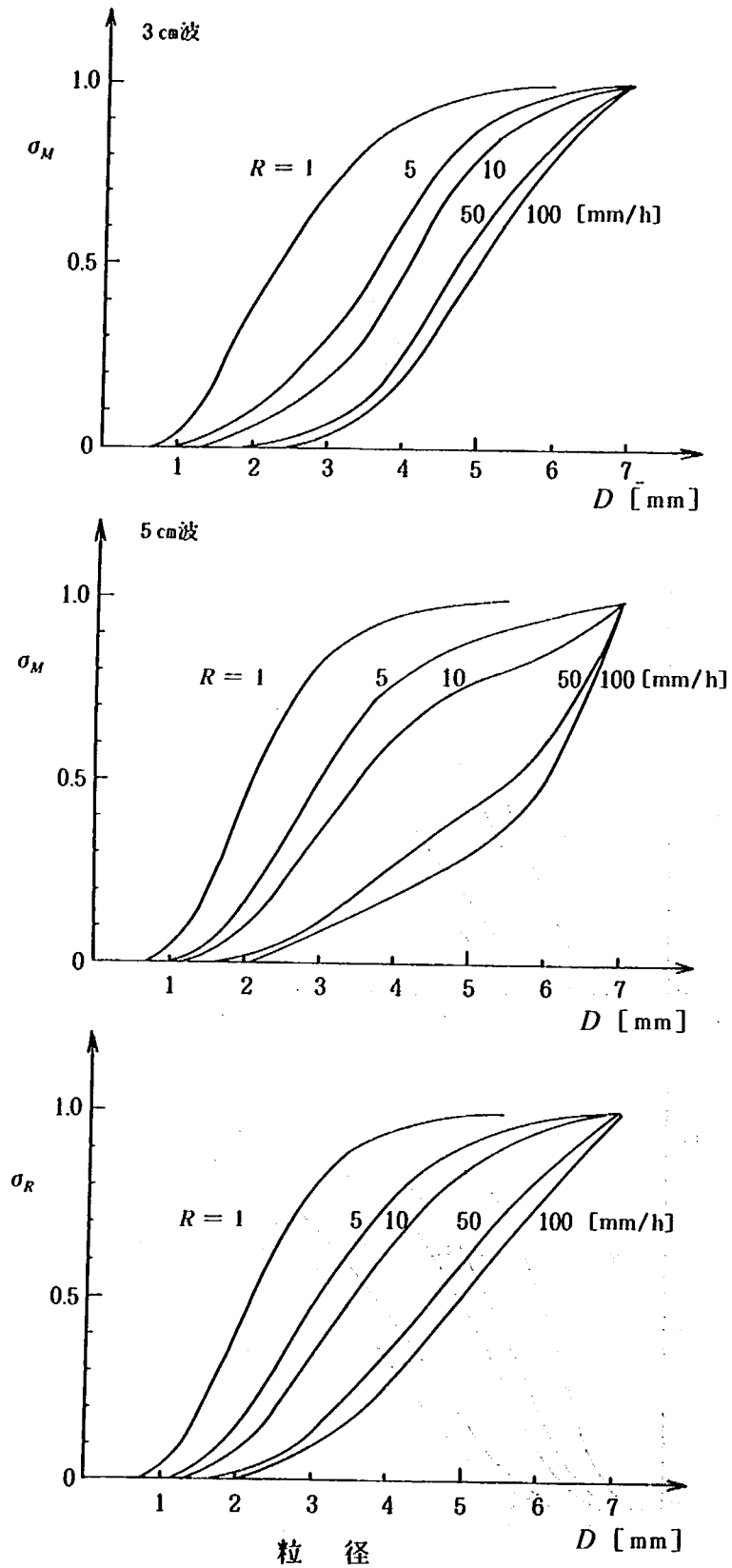


図 3.28(3) 後方散乱断面積の累積曲線

図-3.29は、目標体積中の降水粒子の後方散乱断面積の比 σ_M / σ_R を降雨強度毎に求めたものである。これから次のことが言える。

- ① 波長が5 cmのほうが、3 cmに比べ、レーレー近似はミー理論値に近い値を示す。
- ② 波長が3 cmの場合、地雨でも雷雨でも、降雨強度が10 mm/h以上になれば、 σ_M / σ_R は1.5以上になり、レーレー近似が良い近似とは言えない。
- ③ 波長が5 cmの場合、雷雨以外では σ_M / σ_R は0.85～1.15の間にあり、レーレー近似は良い近似と言える。
- ④ 波長が5 cmの場合、雷雨だと降雨強度が100 mm/hになると σ_M / σ_R は1.4程度になるが、降雨強度が40 mm/h以下では σ_M / σ_R は1.2以下となり、雷雨時でもレーレー近似で十分だと考えられる。

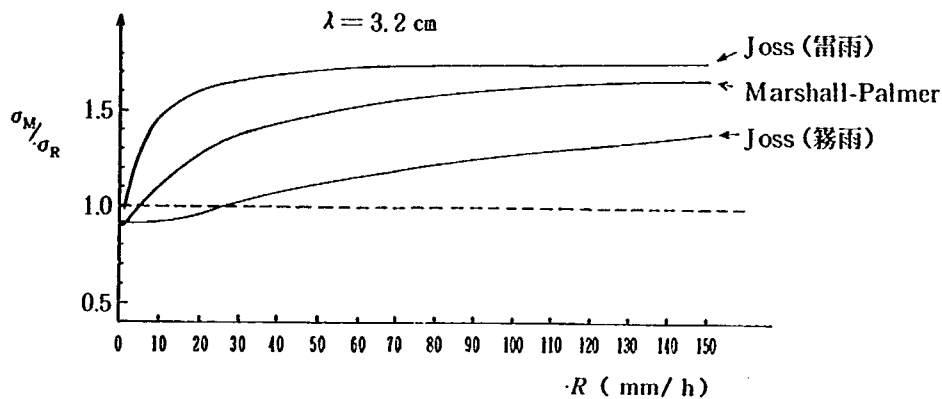


図 3.29(1) 目標体積の降水粒子群の後方散乱断面積のレーレー近似値とミー理論値の比(3.2cm波)

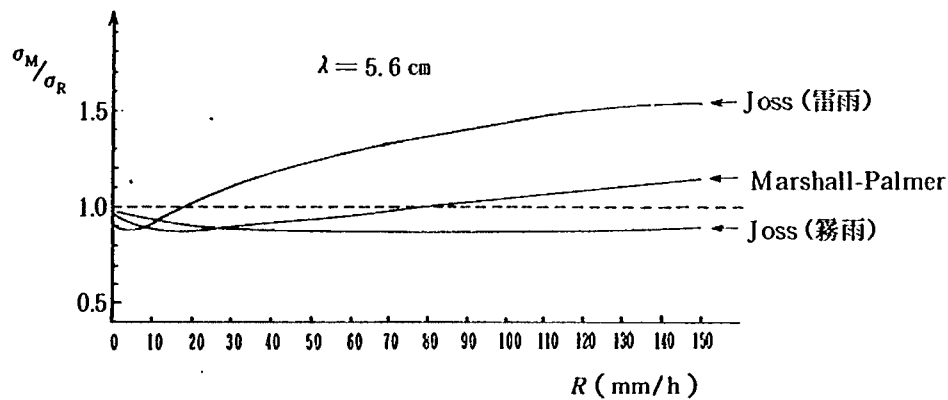


図 3.29(2) 目標体積の降水粒子群の後方散乱断面積のレーレー近似値とミー理論値の比(5.6 cm波)

3.5 まとめ

本章では、降水粒子群（雨滴、雪、あられ、ひょう）の特性（粒径分布、落下速度、形状）に関する数値モデルを調査しとりまとめた。その結果、次のことがわかった。

- ① 降水粒子の粒径分布は、指数分布になることが多い。
- ② 降水粒子の落下速度は $v = kD^n$ の形で示されることが多い。
- ③ 雨滴は粒径が大きくなるほど底面が平らな偏球になる。

また、取りまとめた数値モデルを用いて、レーダの目標体積中の降水粒子群の後方散乱断面積の総和を厳密解であるミーの理論値と近似解であるレーレー近似の値を求め、レーレー近似でも良いことが検討した。その結果、現在建設省で用いているCバンドレーダでは、レーレー近似でも良いことがわかった。

参 考 文 献

1. Mason : The physics of clouds, Oxford, 1971
2. H. R. Pruppacher and J. D. Klett, Reidel : Microphysics of clouds and Precipitation, Reidel, 1978
3. Marshall and Palmer : The Distribution of raindrops with size, Journal of Meteorology
4. 八木・清野 : 長岡における降雪粒子の $Z-R$ 関係および粒度分析の特徴 I, 国立防災科学センター研究報告第22号, 1979
5. 気象研究ノート 第112号
6. 気象研究ノート 第139号
7. 塩月 : 複数雨滴集団モデルによる極値雨量強度曲線からの雨滴粒度分布の再現, 天気
8. 梶川 : 降水粒子の落下速度について, 天気, 1974
9. Spilhaus : Raindrop Size, Shape, and Falling Speed, Journal of Meteorology, 1948
10. 熊井・板垣 : 雨滴の形と落下速度, 気象集誌, 1954
11. 孫野 : 静止空気中を落下する水滴の形について, 気象集誌, 1954

第4章 レーダ雨量計における降雨減衰項の評価

レーダ雨量計の精度向上を図るためには幾つかの課題が残されている。これらの課題の主なものとして①降雨によるレーダ波の減衰の評価方法 ②グランドクラッターの除去方法 ③降雨換算定数 B, β の設定方法 ④地上雨量計によるキャリブレーションの方法(キャリブレーションの必要性を含めて)が挙げられる。これらはすべてレーダの受信電力を降雨強度に変換する過程での課題であるが、①～③と④は本質的に性格の異った課題である。すなわち①～③はレーダの捉えている降雨強度をいかに正確に評価するかであり、④はレーダの捉えている上空の降雨強度と地上での降雨強度の差をいかに縮小するかの問題である。本章は上記の各課題のうち①の降雨によるレーダ波の減衰を建設省釈迦岳レーダのデータを用いて評価したものである。本章で示されるように、レーダ方程式において降雨減衰項の有する意味は非常に大きい。しかしその取扱いの難しさもあり、現状のシステムでは降雨減衰を十分に表現していないのが実状である。本章の検討はそのような実状に鑑み将来レーダ雨量計システムにおいて、降雨減衰が正しく評価されることを目的として実施したものである。なお、上記①～③の各課題は相互に強い関連を有しており、降雨減衰を精度良く評価できれば他の2課題においても大きな前進が期待でき、全体としてレーダ雨量計の実用性を大いに高めるものと考えられる。

4.1 レーダ方程式と降雨減衰定数

4.1.1 レーダ方程式と降雨減衰項

レーダ方程式は次のように記述される。

$$P_r = \frac{C \cdot F \cdot Z}{r^2} 10^{-0.2 \int_0^r K dr} \dots\dots\dots (4.1)$$

ここに、 P_r : 受信電力 (mW) C : レーダ定数 (レーダ装置の諸元によって定まる)

F : 補正定数、 Z : 反射因子 (mm^6/m^3)

r : レーダサイトから降水粒子までの距離 (km)

K : 減衰定数 (dB/km)

レーダ波の減衰は主に ①大気ガス ②雨滴 ③雲によって生じるが、雲による減衰は小さく無視し得る程度である。よって大気ガスと雨滴による減衰のみを考慮すればよい。大気ガスによる減衰は、酸素と水蒸気による吸収によって生じる。電波の波長と減衰量の関係は図-4.1に示すとおりである。これにより酸素による減衰は 0.007 dB/km 、水蒸気による減衰は 0.0006 dB/km であることがわかる。よって水蒸気による減衰は無視して良いと考えられる。酸素による減衰は気温、気圧によって異なるが実用的には一定値として取扱って差し支えない。

降雨による減衰は $K_R = k_R R^\alpha$ で近似され、また反射因子 Z と降雨強度 R との間にも経験的に $Z = BR^\beta$ なる関係が成立する。これらの関係を用いて(4.1)式を変形すると次式を得る。

$$P_r = \frac{C \cdot F \cdot B \cdot R^\beta}{r^2} 10^{-0.2 \int_0^r (K_A + k_R R^\alpha) dr} \quad \dots\dots\dots (4.2)$$

ここに、 B 、 β ：降雨換算定数、 K_A ：大気減衰定数 (dB/km)

本章での降雨強度の算出にあたっては (4.2) 式によるものとした。ただし降雨減衰を考慮しない場合は (4.2) 式において $k_R R^\alpha$ の項を省略した形となる。

次に降雨による減衰についてさらに詳しく述べる。

降雨による減衰は降水粒子によるレーダ波のエネルギー吸収に起因する。Kerr (1951) によると1個の降水粒子の吸収断面積 Q_t は次式で表わされる。

$$Q_t = -\frac{\lambda^2}{2\pi} \cdot Re \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (a_n + b_n) \quad \dots\dots (4.3)$$

ここに λ はレーダ波の波長、 Re は実数部、 $a_n \cdot b_n$ は散乱電磁界の係数で argument が α および m の球ベッセル関数、 $\alpha = \frac{\pi D}{\lambda}$ 、 m は降水粒子の複素屈折率 ($m = \sqrt{\epsilon}$)

よって降雨による減衰定数 K_R は次式で算出される。

$$K_R = 0.4343 \int_0^\infty N_D Q_t dD \quad (\text{dB/km}) \quad \dots\dots\dots (4.4)$$

ここに N_D は単位体積中の直径 D の降水粒子の数

従って降水粒子の粒径分布が与えられれば (4.4) 式より降雨減衰定数が理論的に求まることになる。既往の降雨減衰定数式は何らかの方法で Q_t を算出した後、ある粒径分布を仮定し (4.4) 式により K_R を算出し、 $K_R = k_R R^\alpha$ の形で近似したものである。(ただし R は降雨強度 (mm/hr)) 表-4.1 に既往の代表的な降雨減衰定数式を示す。また以下に簡単にこれら各式の誘導過程を述べる。

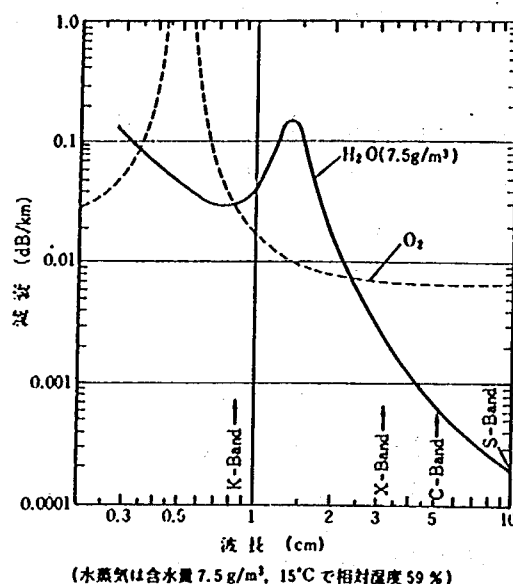


図-4.1¹⁾ 酸素と水蒸気による減衰

表-4.1¹⁾ 途中降雨による減衰定数 K_R (dB/km)

波長 (cm)	小 平	今 井	Gunn - East
3.2	$0.005R^{1.1} \sim 0.013R^{1.3}$	$0.007R^{1.3}$	$0.0074R^{1.31}$
5.6	$0.0013R \sim 0.0015R^{1.3}$	$0.0013R^{1.1}$	$0.0022R^{1.17}$
10.0	$0.0003R \sim 0.0005R$	$0.0003R$	$0.0003R$

① 小平式²⁾

(4.3)式を直接計算するのは困難である。幸い幾つかの複素屈折率 m に対して Lowan (1949) が Q_i を算出し表を作成している。これらの表は $\lambda = 3 \text{ cm}$ 以下あるいは、 10 cm 以上に対して使用可能である。よってこれより 5.7 cm 波の Q_i を次のような方法で内挿する。 $\alpha < 0.1$ の時 (4.3) 式は次のように3項で十分近似できる。

$$Q_i^{(3)} = -\frac{\lambda^2}{2\pi} \operatorname{Re} \left(a_1 + b_1 + \frac{5}{3} b_2 \right) \quad \dots\dots\dots (4.5)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{ここに } a_1 &= -\frac{i}{45} (m^2 - 1) \alpha^5 \\ b_1 &= -\frac{2}{3} i \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \alpha^3 \left(1 + \frac{3}{5} \frac{m^2 - 2}{m^2 + 2} \alpha^2 - \frac{2}{3} i \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \alpha^3 \right) \\ b_2 &= -\frac{i}{15} \frac{m^2 - 1}{2m^2 + 3} \alpha^5 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4.6)$$

(4.5)式を用いると任意の α に対して $Q_i^{(3)}$ が計算できる。波長 $1.1, 2.0, 3.4, 11.4 \text{ cm}$ の4波長に対して $Q_i^{(3)}$ を算出し Lowan の表の Q_i との比 $Q_i / Q_i^{(3)}$ を求め、波長を横軸としてプロットする。この図より 5.7 cm 波に対する $Q_i / Q_i^{(3)}$ を読みとることにより 5.7 cm 波の Q_i が計算されることになる。すなわち $Q_i^{(3)}$ を介在させて Q_i を内挿している。次に粒径分布は Marshall-Palmer の分布

$$N_D = n_0 e^{-A D} \quad \dots\dots\dots (4.7)$$

を仮定し、(4.7)式中の定数 n_0, A はそれぞれ降雨強度の関数とし $n_0 = n R^m, A = A R^a$ と表わしている。よって n, m, A, a の4つのパラメータが決まれば理論的に降雨減衰式が求まる。小平は n, m, A, a と B, β の連立方程式を作成し、代表的な10通りの B, β を与え、それぞれに対する n, m, A, a を求めた。よって減衰定数式も10通り算出されるが、そのうち最大値と最小値を示したのが図-4.2であり、これを $K_R = k_R R^a$ で近似した値が表-4.1に記載したものである。

② 今井式³⁾

5.7 cm 波に対する Q_i の算出法は、小平と全く同じである。粒径分布は Laws and Parsons (1943) によって観測されたデータを用いている。別に今井らが観測した粒径分布を用いて降雨減衰定数 K_R を算出しているが、これも Laws and Parsons の分布を用いた結果と良く適合しており、比較的ばらつきが小さいとしている。

③ Gunn-East 式⁴⁾

Gunn-East 式は Ryde (1946) の 3.2 cm 波と 10 cm 波の減衰量から 5.7 cm 波の減衰量をグラフ上で内挿しており、自らこのプロセスで20%程度の誤差の生じる可能性を認めている。Ryde は (4.3) 式より Q_i を計算し、粒径分布は Laws and Parsons を用いたものである。

なお (4.3) 式は完全に球形な粒子について成立する式であること、また降水粒子の複素屈折率 m は温度によって変化することなど実現象との差異をもたらす要因が幾つか存在していることに注意しておく必

要があろう。

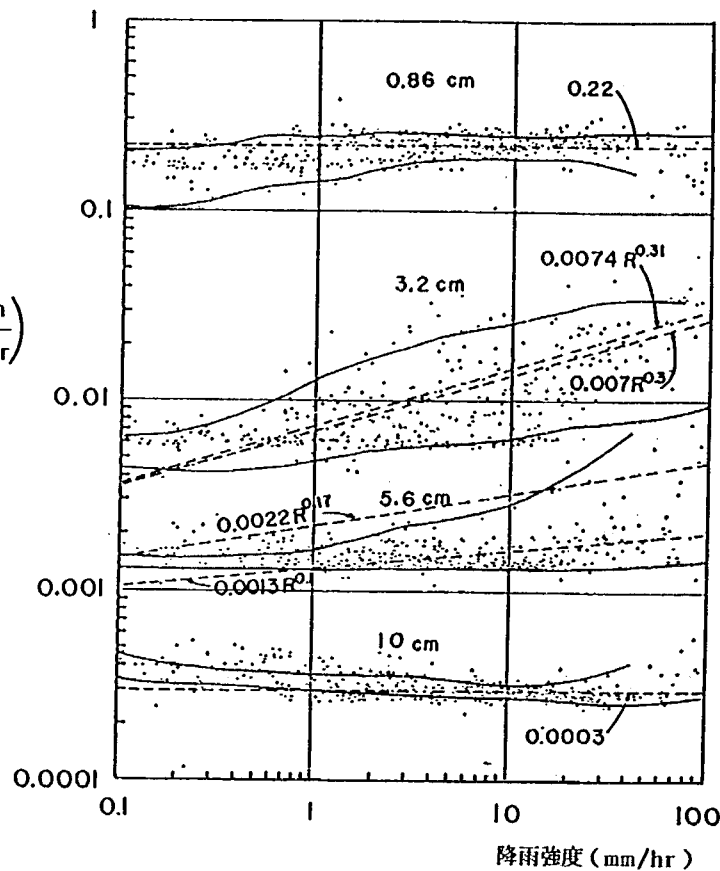


図-4.2²⁾ 降雨強度と減衰 (K_R/R) の関係
(図中の点は実測の降水の粒径分布を用いて計算したもの)

4.1.2 降雨減衰定数各式の比較

表-4.1に示した各減衰定数式間には、減衰量の評価にどれ程の差異があるのか、また減衰項を考慮するか否かでレーダの捉えた受信電力がどの程度違った降雨強度に変換されるかを簡単な感度分析で検討する。

レーダ方程式、(4.2)式を再記すると

$$P_r = \frac{C \cdot F \cdot B \cdot R^\beta}{r^2} 10^{-0.2} \int_0^r (K_A + k_R R^\alpha) dr$$

従って降雨強度は

$$R = \left(\frac{P_r r^2}{C \cdot F \cdot B} 10^{0.2} \int_0^r (K_A + k_R R^\alpha) dr \right)^{\frac{1}{\beta}} \dots\dots\dots (4.8)$$

よって降雨減衰を考慮した場合のレーダ雨量強度を R' 、考慮しない場合の雨量強度を R とすると R'/R は次のようになる。

$$\frac{R'}{R} = \left(10^{0.2} \int_0^r k_R R_0^\alpha dr \right)^{1/\beta} \quad \dots\dots\dots (4.9)$$

ここに R_0 (mm/hr) はレーダ波伝播経路での降雨強度

今観測域全体で一様な強度 R_0 の降雨があると仮定すると

$$\frac{R'}{R} = (10^{0.2} k_R R_0^\alpha \cdot L)^{1/\beta} \quad \dots\dots\dots (4.10)$$

(4.10) 式を用いて R'/R を表 4.1 の各減衰定数式により求めた結果の 1 例を図 - 4.3 に示す。この図より降雨減衰項を考慮するか否か、また降雨減衰を考慮してもいずれの式を用いるかでレーダ雨量値は大きく異なることがわかる。また 4 式を比較すると Gunn-East 式と小平の上限値、今井式と小平の下限値がそれぞれ傾向が似かよっており 2 つのグループに分類することができる。またこれらグループの間には極めて大きな差のあることがわかる。なお (4.9) 式はレーダ雨量計が途中降雨の強度を全て正確に捉えているという仮定に基づいて導かれたものである。実際には同一の受信電力に対しても、降雨減衰定数式により降雨強度は異なって算出されるから、途中降雨の強度の見積りについても差異が生じ図 - 4.3 の各式の差はさらに拡大する。

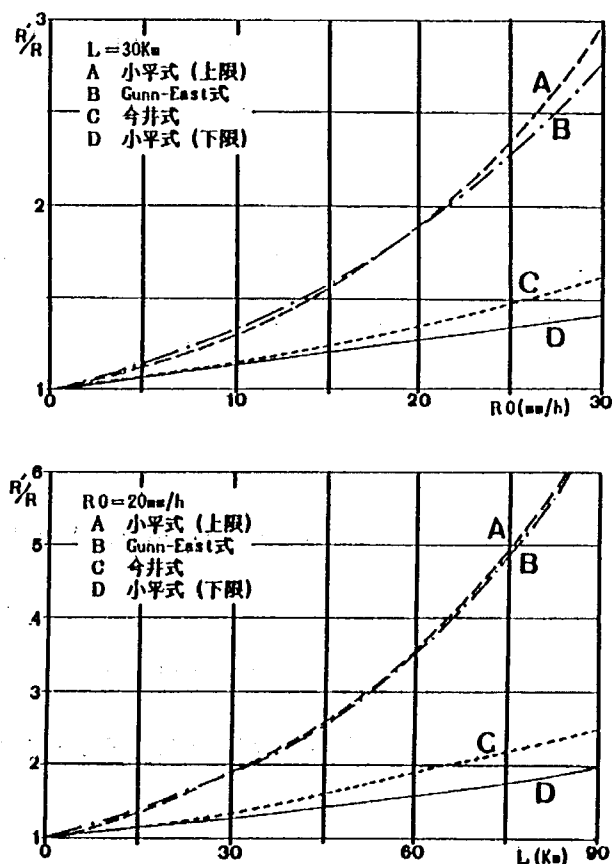


図 - 4.3 降雨減衰定数各式の感度分析結果

4.2 長崎豪雨による降雨減衰の評価

(4.1)で述べたようにレーダ方程式における降雨減衰項の持つ意味は非常に大きい。本節では建設省 杵臼岳レーダのデータを用いて、昭和57年7月に生じた長崎豪雨を対象に降雨減衰の評価を行ったものである。表-4.2に杵臼岳レーダの主な仕様を示す。

表-4.2 杵臼岳レーダの主な仕様

完 成 年 度	1978	尖 頭 出 力	250 Kw
標 高	1264 m	最 小 受 信 電 力	- 102 dBm
空 中 線	3 m φ	振 幅 量 子 化	8 bit
ビーム幅	1.6°以下	距 離 量 子 化	2.5 μS
空中線仰角	0.8°	定 量 範 囲	半径 120 km
空中線回転数	5 rpm	定 性 範 囲	半径 198 km
周 波 数 帯	Cバンド	データ出力周期	5 分毎

4.2.1 評価の方法

降雨減衰の評価は、降雨減衰を考慮した場合としない場合のレーダ雨量を地上雨量と比較することにより行う。すなわちまず降雨減衰を考慮する場合、しない場合それぞれについて地上雨量との対比で最適 B 、 β を求め、次にこの最適 B 、 β を用いて変換したレーダ雨量値を地上雨量値と比較するものである。検討の対象とした地上雨量観測所は比較的降雨量の大きかった佐賀県、長崎県、熊本県および大分県南部に位置する図-4.4に示すような53ヶ所のアメダス観測所⁵⁾である。計算対象期間は特に降雨の激しかった7月23日17時~24日9時の16時間とし、10分間雨量を用いて解析を行った。また地上雨量と対比するレーダ雨量は地上観測所直上の極座標メッシュ値としグラウンドクラッターの除去方法はグラウンドクラッターマップ差し引き方式を用いた。ただし従来のように受信電力から直接グラウンドクラッター値を差し引く方法では、降雨減衰量が大きい場合グラウンドクラッター値の方が受信電力を上回る逆転現象が生じるので、一旦受信電力を降雨減衰を受けていない値に算定し直した後、グラウンドクラッター値を差し引くより厳密な方式を用いた。この手順を簡単に示すと次のようである。

- (i) 降雨時に観測された受信電力を P_r とすると、途中の降雨減衰、大気減衰がなかった場合の受信電力 P_r は

$$P_r = P_o \cdot 10^{0.2 \int_0^r (K_A + k_R R^a) dr} \quad \dots\dots\dots (4.11)$$

- (ii) 一方グラウンドクラッター P_{Go} は晴天時に観測されたものであるから、大気減衰がないと仮定すれば

$$P_o = P_{Go} \cdot 10^{0.2 \int_0^r K_A dr} \quad \dots\dots\dots (4.12)$$

- (iii) $P_r' = P_r - P_o$ が降雨による反射を反映した受信電力と考えられるから、減衰項を考慮しない場合のレー

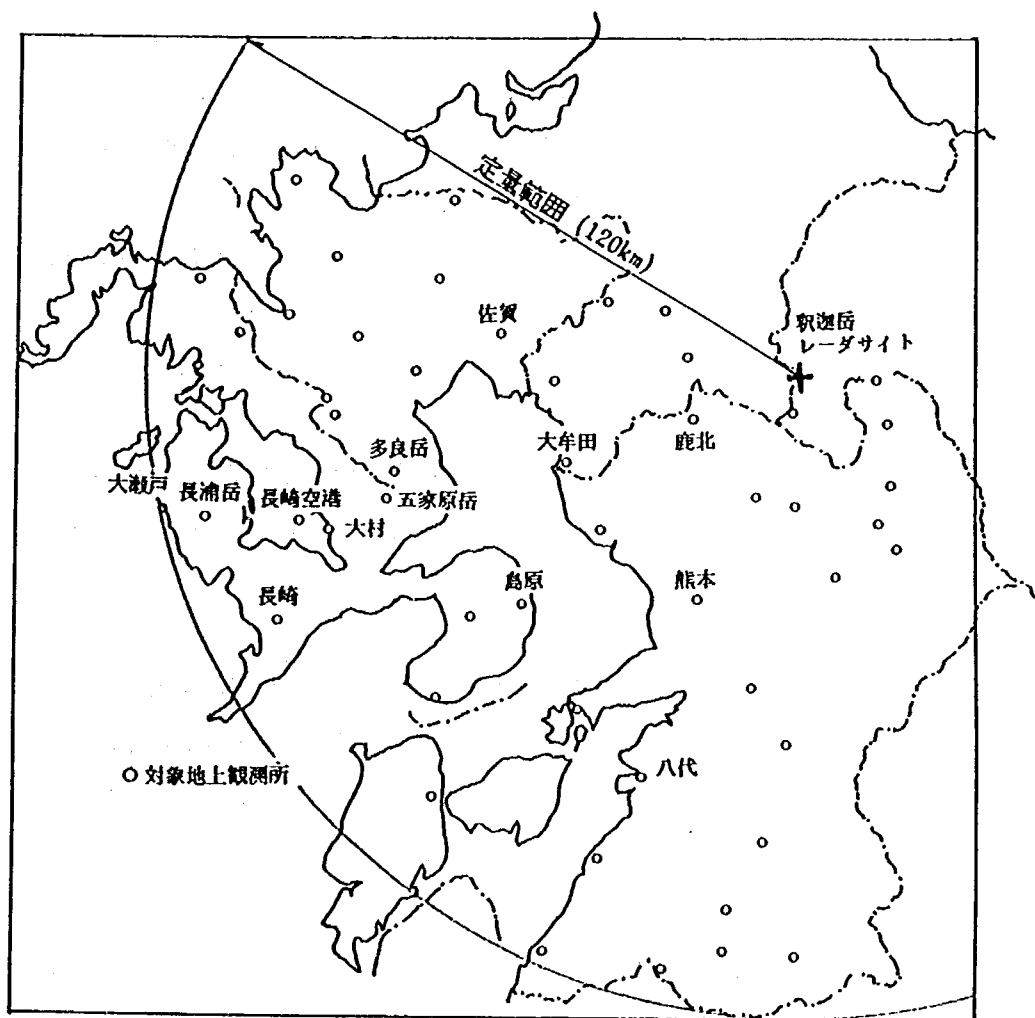


図-4.4 釈迦岳レーダと対象地上観測所位置

ダ方程式

$$P_r = \frac{C F \cdot B \cdot R^\beta}{r^2} \quad \dots\dots\dots (4.13)$$

における P_r として P_r' を与えて計算を進めれば良いことになる。

このような方法でグラウンドクラッターを除去した結果、グラウンドクラッターが降雨時の受信電力を上回る逆転現象の大巾な減少がみられた。なお本節ではとくにことわらない限り降雨減衰定数として今井式を用いている。

4.2.2 最適 B , β の検討 (降雨減衰を考慮しない場合)

① $Z \sim R$ 関係より求める方法

降雨減衰を考慮しない場合のレーダ方程式は

$$P_r = \frac{C F Z}{r^2} 10^{-0.2 \int_0^r K_A dr} \quad \dots\dots\dots (4.14)$$

(4.14)式より受信電力 P_r から反射因子 Z を容易に求めることができる。このように求めた Z を地上雨量 R と対比し $Z \sim R$ 関係を作成し、最小2乗法で一意的に B, β を決定することができる。(以後これを回帰分析的方法と呼ぶ) 図-4.5はこのように $Z \sim R$ 関係を作成し、最小2乗法で B, β を求めたものである。これらの図から次のようなことが言えよう。

- ① 同一の R に対して Z のばらつきはかなり大きい。とくに R が小さい場合にこの傾向が顕著である。
- ② $Z \sim R$ の相関係数は対象領域をレーダサイトから遠くへ広げる程小さくなる。レーダサイトから離れるに従いレーダ雨量の精度が落ちることは、これまでによく指摘されているが、この原因の一つとして降雨減衰を考慮していないことが考えられる。
- ③ $Z \sim R$ 関係から最小2乗法で算出した B, β は一般に良く用いられる標準的な B, β と大きな差がある。またこのように求めた B, β は必ずしも最適な B, β となっていないことが次の感度分析的方法で示される。

② 感度分析的に求める方法

感度分析的方法とは幾通りもの B, β の組合せを与え、実際にレーダ雨量を求め、これと地上雨量を比較することにより最適な B, β を求めるものである。ここでは B, β をそれぞれ 10.0, 0.1 ずつ変化させて、それぞれの B, β の組合せによって求めたレーダ雨量と地上雨量を自乗誤差、相対誤差、相関係数の3指標で評価することにした。なお自乗誤差および相対誤差は次のように定義される。

$$\text{自乗誤差 } SE = \sqrt{\frac{\sum_i \sum_j (RG_{ij} - RR_{ij})^2}{N \cdot K}} \quad (\text{mm}) \quad \dots\dots\dots (4.15)$$

ここに、 RG : 地上雨量 (mm), RR : レーダ雨量 (mm)

ij : それぞれ時間、観測所数に関する添字

N : 計算時間ステップ数

K : 対象観測所数

$$\text{相対誤差 } RE = \frac{1}{N \cdot K} \sum_i \sum_j \frac{|RG_{ij} - RR_{ij}|}{RG_{ij}} \times 100 (\%) \quad \dots\dots\dots (4.16)$$

このように行った感度分析の結果を図-4.6～4.8に示す。図-4.6の自乗誤差マップを見ると小さな誤差を与える B, β は右上りの帯状領域内に存在する。次に相対誤差マップを見ると自乗誤差マップ同様右上りの帯状領域に相対誤差を小さくする B, β が存在する。しかしこれらの帯状領域はかなりずれており、ほとんど重複していない。相対誤差の帯状領域は自乗誤差のその下方に位置している。これは(4.16)の相対誤差の定義式から明らかなように、相対誤差については降雨強度の小さい部分の寄与率が大きい。つまり、サンプルの分布も降雨強度の小さい部分に傾いているため、この部分での誤差を小さくするような B, β になっているものと考えられる。相関係数については図-4.8から明らかなように β の値のみに依拠してやや変動するが、その差は非常に小さく最適 B, β 判定のための有効な指標とはならない。

上述したように相対誤差は降雨強度の小さい部分をやや重視した指標となっている。それに加えてサンプル自体も降雨強度の小さい部分が多いため、相対誤差を指標とすれば降雨強度の大きい部分で誤差を増大させる危険性が強い。また相関係数も指標としてふさわしくない。よってここでは自乗誤差を最も重視しかつ相対誤差、相関係数を参考にして最適 B , β を決定した。 B , β の最適値は B , β 平面上で一本の曲線上に存在すると考えれば各 β に対応して最適な B が存在するから、 β がやや異ってもレーダ雨量値にそれ程大きな差は出ないので B , β の決定にあまり神経質になる必要ないと思われる。ここではこのような方針で最適 B , β として $B=150$, $\beta=1.6$ を採用した。

③ 最適 B , β の検討

回帰分析的方法と感度分析的方法それぞれで求めた最適 B , β は大きく異っている。今、回帰分析的方法から求めた B , β を用いて変換したレーダ雨量により自乗誤差などを算出し、感度分析で求められた値と比較すると表-4.3 のようであり、回帰分析によって得られた B , β は最適値から程遠いことがわかる。

このことから、 $Z \sim R$ 関係図においてデータのばらつきが大きい時には、回帰分析で得られた B , β は必ずしも最適でないことが類推できる。よってここでは感度分析的方法によって得られた値を最適 B , β とする。

表-4.3 回帰分析と感度分析の最適 B , β 等の比較

方式 諸元	感 度 分 析	回 帰 分 析
最 適 B , β	150. , 1.60	2803. , 0.67
自 乗 誤 差 (mm)	3.73	13.51
相 対 誤 差 (%)	53.42	144.01
相 関 係 数	0.420	0.382

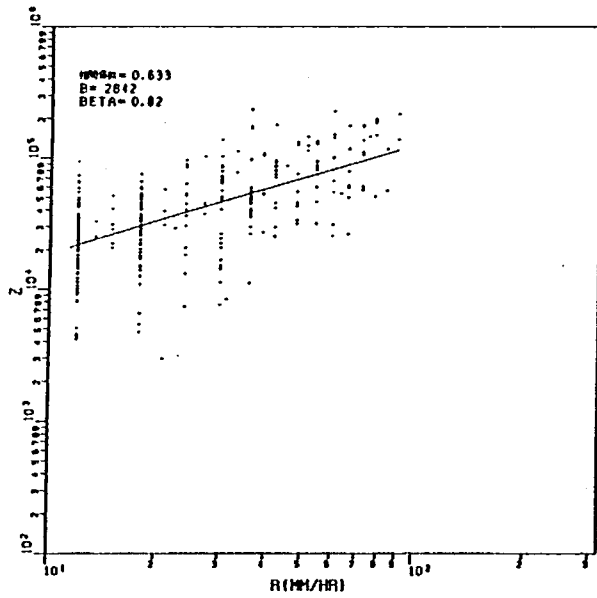


図-4.5(1) $Z \sim R$ 関係 ($r \leq 30\text{km}$)

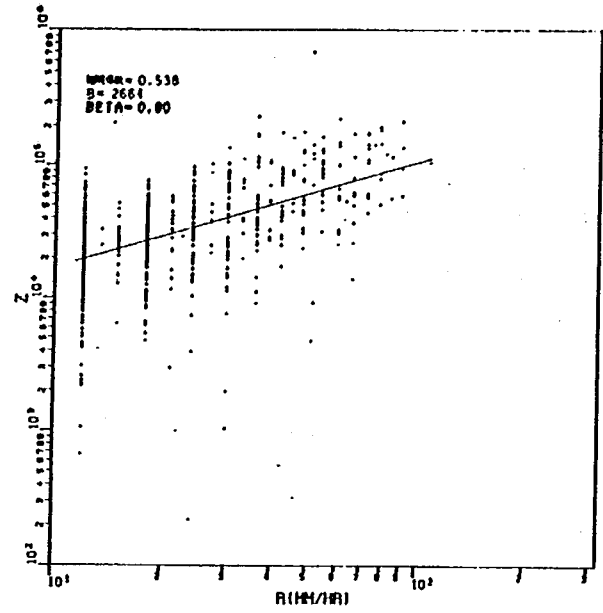


図-4.5(2) $Z \sim R$ 関係 ($r \leq 60\text{km}$)

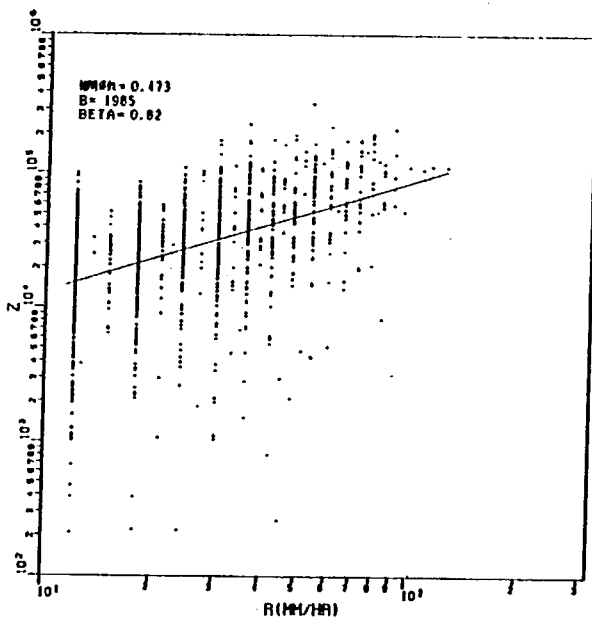


図-4.5(3) $Z \sim R$ 関係 ($r \leq 90\text{km}$)

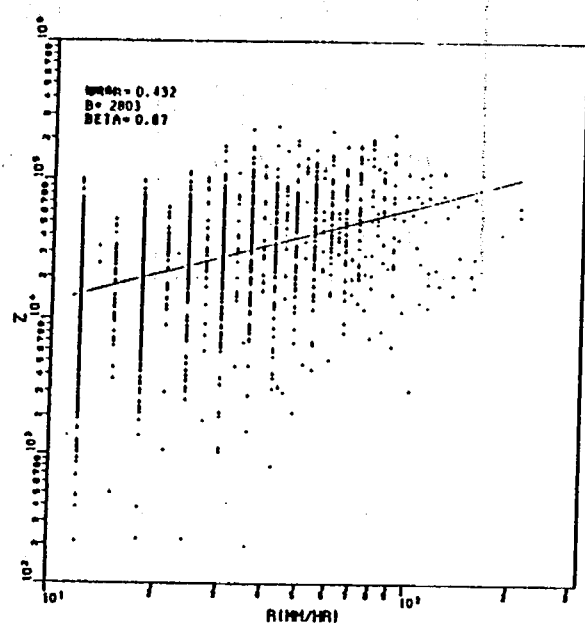


図-4.5(4) $Z \sim R$ 関係 ($r \leq 120\text{km}$)

B/β	1.30	1.40	1.50	1.60	1.70	1.80	1.90	2.00
80.0	16.00	9.84	6.36	4.53	3.80	3.70	3.87	4.12
90.0	14.27	8.78	5.74	4.24	3.78	3.74	3.95	4.21
100.0	12.85	7.93	5.27	4.04	3.70	3.80	4.04	4.30
110.0	11.68	7.24	4.90	3.90	3.71	3.86	4.12	4.38
120.0	10.69	6.66	4.61	3.82	3.72	3.93	4.19	4.45
130.0	9.85	6.18	4.39	3.77	3.77	3.99	4.26	4.52
140.0	9.13	5.78	4.21	3.74	3.81	4.06	4.33	4.58
150.0	8.31	5.44	4.08	3.73	3.86	4.12	4.39	4.63
160.0	7.96	5.16	3.98	3.74	3.90	4.17	4.44	4.68
170.0	7.48	4.92	3.90	3.76	3.95	4.23	4.50	4.73
180.0	7.06	4.71	3.85	3.78	4.00	4.28	4.54	4.77
190.0	6.68	4.54	3.81	3.81	4.05	4.33	4.59	4.81
200.0	6.35	4.40	3.79	3.84	4.09	4.38	4.63	4.85
210.0	6.06	4.28	3.78	3.87	4.14	4.42	4.67	4.88
220.0	5.80	4.18	3.77	3.90	4.18	4.46	4.71	4.92

図-4.6 自乗誤差一覽(降雨減衰無) □ 4.0mm以下

B/β	1.30	1.40	1.50	1.60	1.70	1.80	1.90	2.00
80.0	314.56	201.33	132.49	90.23	64.83	50.79	44.09	41.02
90.0	280.13	179.10	118.00	80.85	59.23	47.86	42.98	42.06
100.0	252.04	161.02	106.27	73.47	55.00	45.86	42.44	43.47
110.0	228.68	146.03	96.68	67.61	51.84	44.50	42.28	43.10
120.0	208.98	133.48	88.72	62.90	49.40	43.62	42.38	43.89
130.0	192.12	122.79	82.07	59.08	47.53	43.07	42.67	44.76
140.0	177.57	113.61	76.44	55.97	46.13	42.79	43.11	45.66
150.0	164.88	105.65	71.64	53.42	45.13	42.70	43.68	46.60
160.0	153.71	98.77	67.57	51.35	44.41	42.78	44.28	47.58
170.0	143.84	92.73	64.11	49.64	43.90	42.97	44.97	48.55
180.0	135.07	87.43	61.16	48.24	43.53	43.27	45.67	49.49
190.0	127.21	82.70	58.62	47.13	43.31	43.65	46.42	50.41
200.0	120.14	78.52	56.40	46.24	43.22	44.09	47.18	51.32
210.0	113.80	74.81	54.46	45.56	43.23	44.56	47.97	52.19
220.0	108.07	71.51	52.80	45.03	43.34	45.08	48.75	53.05

図-4.7 相對誤差一覽(降雨減衰無) □ 4%以下

B/β	1.30	1.40	1.50	1.60	1.70	1.80	1.90	2.00
80.0	0.4204	0.4206	0.4204	0.4197	0.4189	0.4179	0.4167	0.4115
90.0	0.4204	0.4206	0.4204	0.4197	0.4189	0.4179	0.4167	0.4115
100.0	0.4204	0.4206	0.4204	0.4197	0.4189	0.4179	0.4168	0.4115
110.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4179	0.4168	0.4115
120.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4179	0.4168	0.4115
130.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4179	0.4168	0.4115
140.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4179	0.4168	0.4115
150.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4179	0.4168	0.4115
160.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4179	0.4168	0.4115
170.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4179	0.4168	0.4115
180.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4180	0.4168	0.4115
190.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4180	0.4168	0.4115
200.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4180	0.4168	0.4115
210.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4180	0.4168	0.4115
220.0	0.4204	0.4206	0.4203	0.4197	0.4189	0.4180	0.4168	0.4155

図-4.8 相関係数一覽(降雨減衰無)

4.2.3 最適 B , β の検討 (降雨減衰を考慮した場合)

① 最適 B , β の検討

降雨減衰を考慮した場合のレーダ方程式は

$$P_r = \frac{CFZ}{r^2} 10^{-0.2 \int_0^r (K_A + k_R R^a) dr} \quad \dots\dots\dots (4.17)$$

で表わされるから、レーダ波伝播経路の途中降雨強度が求まっていなければ当該メッシュの反射因子 Z を算出することはできない。すなわち受信電力から Z を求め、地上雨量 R と対比し回帰分析により B , β を求める方法とはれないことになる。よってここでは感度分析的方法のみによって最適 B , β を検討した。

降雨減衰を考慮しない場合と全く同様の方法で感度分析を行い、その結果を示したのが図-4.9~4.11である。これより次のことが言えよう。

- ④ 降雨減衰を考慮しない場合と同様に最適 B , β を一意的に決定することは難しく、 B , β 平面上の曲線として捉えることができる。
- ⑤ 最適 B , β 付近の各指標は、降雨減衰を考慮しない場合に比べてかなり改善される。
- ⑥ 一方最適でない B , β を用いた場合、最適値から離れるに従い誤差が急激に増大する傾向が見られる。ただしこの傾向は最適 B , β 曲線の左上の領域だけで見られる。
- ⑦ 降雨減衰を考慮しない場合、 B , β の違いによりほとんど変動しなかった相関係数も、この場合かなりの中で変動する。

降雨減衰を考慮しない場合と同様に自乗誤差を重視して最適 B , β を $B = 160$, $\beta = 1.9$ と決定した。

② $Z \sim R$ 関係の作成

B , β が与えられれば (4.17) 式を次のように変形することによって反射因子 Z を求め地上雨量 R との対比で $Z \sim R$ 関係を描くことができる。

$$P_r = \frac{C \cdot F \cdot Z}{r^2} 10^{-0.2 \int_0^r (K_A + k_R (\frac{Z}{B})^{\frac{a}{\beta}}) dr} \quad \dots\dots\dots (4.18)$$

①で求めた最適 B , β を用い (4.18) 式から $Z \sim R$ 関作を作成した結果を図-4.12に示す。これらの図から次のことがわかる。

- ④ 相関係数の値は、降雨減衰を考慮しない場合に比べて大きい。
- ⑤ 対象範囲を距離方向に広げても、降雨減衰を考慮した際に見られた相関係数の減少傾向は見られない。
- ⑥ このようにして得た $Z \sim R$ 関係から逆に最小2乗法で B , β を求めると先に与えた B , β と一致しない。

B/β	1.80	1.90	2.00	2.10	2.20	2.30	2.40	2.50
50.0				22.48	3.03	3.21	3.72	4.13
60.0			39.57	8.51	2.97	3.51	3.98	4.33
70.0			27.58	2.15	3.20	3.76	4.18	4.49
80.0			17.21	2.92	3.44	3.95	4.33	
90.0			7.77	3.05	3.55	4.12		
100.0		31.45	3.26	3.24	3.83	4.25		
110.0		23.44	2.92	3.43	3.97			
120.0		16.27	2.96	3.59	4.10			
130.0		9.15	3.10	3.74	4.21			
140.0		4.09	3.25	3.87	4.31			
150.0	30.96	3.65	3.39	3.98				
160.0	25.13	2.92	3.53	4.09				
170.0	19.77	2.97	3.55	4.18				
180.0	15.00	3.07	3.76	4.26				
190.0	9.68	3.19	3.86	4.33				

4.0 mm以下

図-4.9 自乗誤差一覧(降雨減衰有)

B\β	1.80	1.90	2.00	2.10	2.20	2.30	2.40	2.50
50.0				157.03	54.35	39.61	37.04	40.05
60.0			324.83	82.32	43.22	37.98	39.06	42.81
70.0			191.45	54.90	39.20	38.16	41.02	45.62
80.0			113.95	45.01	38.04	39.20	43.33	48.21
90.0			73.17	40.47	38.03	40.80	45.60	
100.0			53.82	38.05	38.68	42.65	47.75	
110.0		151.25	45.82	38.04	39.75			
120.0		102.06	41.56	38.07	41.15			
130.0		73.30	39.41	38.66	42.68			
140.0		56.20	38.49	39.34	44.22			
150.0	204.28	47.95	38.08	40.38	45.71			
160.0	157.28	43.52	38.13	41.56	47.16			
170.0	119.53	40.57	38.51	42.81	48.54			
180.0	90.19	39.38	39.03	44.07	49.86			
190.0	70.48	38.56	39.83	45.32				

40%以下

図-4.10 相対誤差一覧(降雨減衰有)

B\β	1.80	1.90	2.00	2.10	2.20	2.30	2.40	2.50
50.0				0.4292	0.6614	0.6383	0.6048	0.5748
60.0			0.4875	0.4425	0.6563	0.6205	0.5885	0.5635
70.0			0.4560	0.6598	0.6421	0.6061	0.5749	0.5528
80.0			0.4108	0.6645	0.6284	0.5935	0.5665	0.5435
90.0			0.4691	0.6553	0.6164	0.5823	0.5579	
100.0		0.4719	0.6552	0.6433	0.6055	0.5752	0.5499	
110.0		0.4270	0.6687	0.6330	0.5956			
120.0		0.4095	0.6642	0.6235	0.5868			
130.0		0.4278	0.6562	0.6144	0.5816			
140.0		0.5995	0.6467	0.6060	0.5746			
150.0	0.4679	0.6654	0.6388	0.5986				
160.0	0.4401	0.6707	0.6311	0.5914				
170.0	0.4143	0.6672	0.6237	0.5849				
180.0	0.4039	0.6614	0.6166	0.5815				
190.0	0.4220	0.6543	0.6191	0.5760				

0.65以上

図-4.11 相関係数一覧(降雨減衰有)

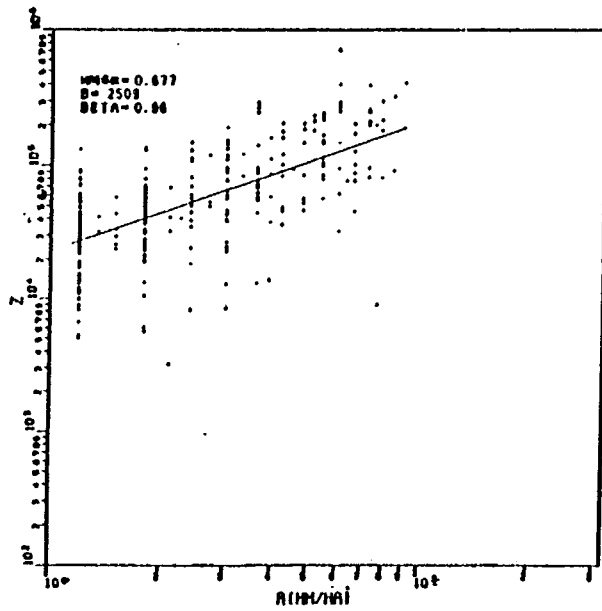


図-4.12(1) $Z \sim R$ 関係 ($r < 30$ km)

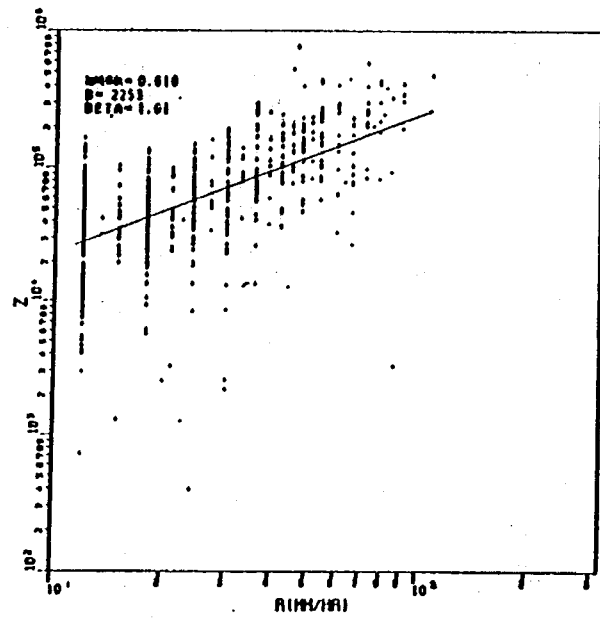


図-4.12(2) $Z \sim R$ 関係 ($r < 60$ km)

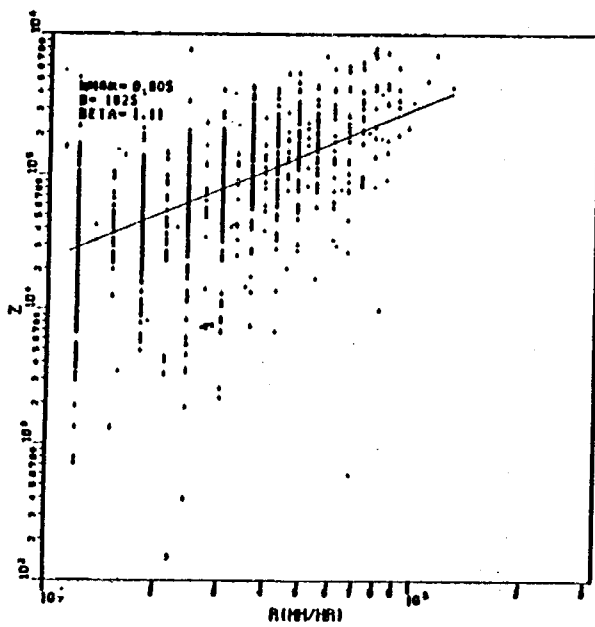


図-4.12(3) $Z \sim R$ 関係 ($r < 90$ km)

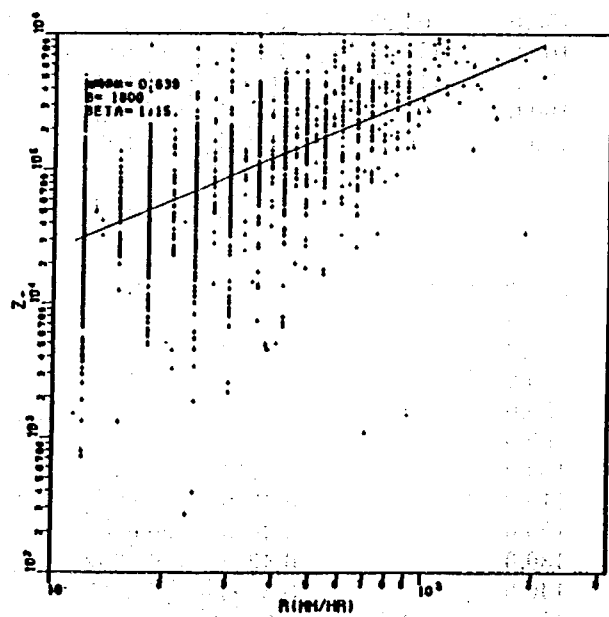


図-4.12(4) $Z \sim R$ 関係 ($r < 120$ km)

4.2.4 降雨減衰項の有無による精度比較

① 全体の精度比較

4.2.2, 4.2.3で決定した最適 B , β を用いて算出したレーダ雨量を地上雨量と比較した結果を表-4.4に示す。これより自乗誤差, 相対誤差, 相関係数いずれの指標でも, 降雨減衰を考慮した方が優れた値を示しているうえ, その差もかなり大きいことがわかる。次に地上雨量とレーダ雨量の相関関係を図-4.13に示すが, これより地上雨量に対して過小に見積られていたレーダ雨量がかなり改善されていることがわかる。

表-4.4 降雨減衰項の有無による比較

	降 雨 減 衰 無	降 雨 減 衰 有
最 適 B	$B = 150$	$B = 160$
最 適 β	$\beta = 1.6$	$\beta = 1.9$
自 乗 誤 差	3.73 mm	2.92 mm
相 対 誤 差	53.4 %	43.5 %
相 関 係 数	0.419	0.671

② 各メッシュにおける比較

上記の議論は全ての資料を同等に扱い, 全体の適合性について行ったものである。ここでは個々の地上観測所が存在するメッシュにおいて両者の比較を行う。表-4.5, 4.6は上記の最適 B, β を用いて求めたレーダ雨量を各メッシュ毎に地上雨量と比較して示したものである。(ただしレーダ雨量は観測所直上の極座標メッシュ値である。) これより自乗誤差を降雨減衰の有無で比較したのが図-4.14である。(ただし相対資料数が30以下の観測所についてはプロットしていない。) これより1メッシュを除き全てのメッシュで降雨減衰を考慮した方が, 自乗誤差が小さくなっている。すなわち精度の上昇していることがわかる。次に各メッシュにおける相関係数をレーダサイトからの距離と対比して描いたのが図-4.15である。これからほぼ全てのメッシュで降雨減衰を考慮した方が, 精度的に優れていることがわかる。さらに特徴的なことは降雨減衰を考慮しない場合, 明瞭に見られるレーダサイトから離れるに従い精度の低下する傾向が, 減衰を考慮する場合はあまり顕著でないことである。このことは通常見られるレーダサイトから離れるに従いレーダ雨量計の精度が低下する現象の主原因の一つに降雨減衰があることを示唆している。

さらに両者の差を視覚的に認識するためレーダサイトからはほぼ西南西の方向に位置する鹿北, 大牟田, 五家原岳, 長崎空港, 長崎, 長浦岳の6観測所について, レーダ雨量と地上雨量の相関関係(図-4.16), 時系列的な比較(図-4.17), 及び累加雨量の比較(図-4.18)を掲げた。これらの図からも明瞭に降雨減衰を考慮した方が精度の上昇することがわかる。また特徴的な現象として図-4.18の累加雨量の比較図より明らかなようにレーダサイトに近い鹿北や大牟田では, 減衰を考慮しない方が考慮する場合より大きな雨量を与えるのにかかわらず, 五家原岳以遠ではこれが逆転していることである。これは降雨減衰を考

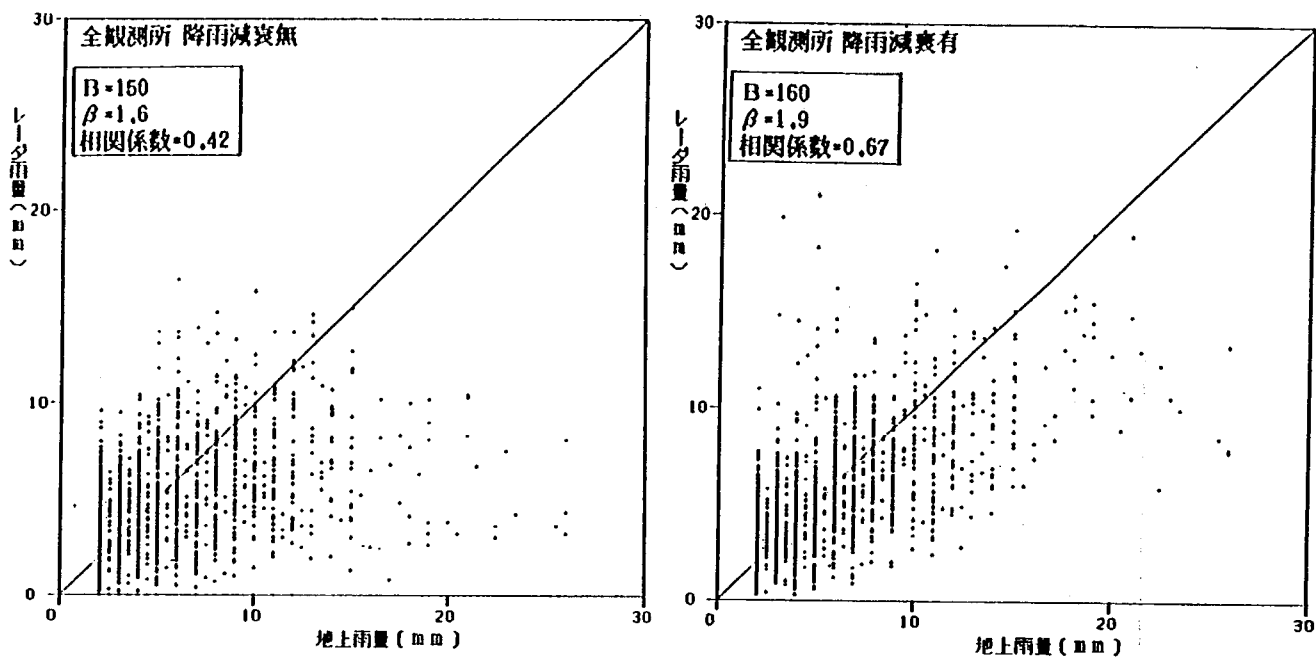


図-4.13 地上雨量とレーダ雨量の相関

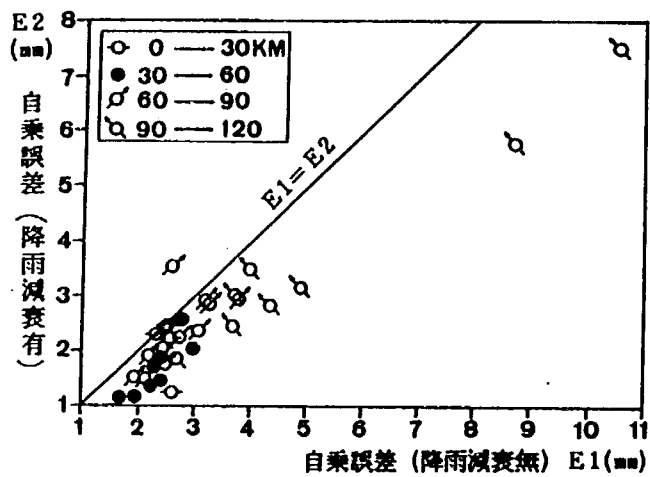


図-4.14 自乗誤差の比較

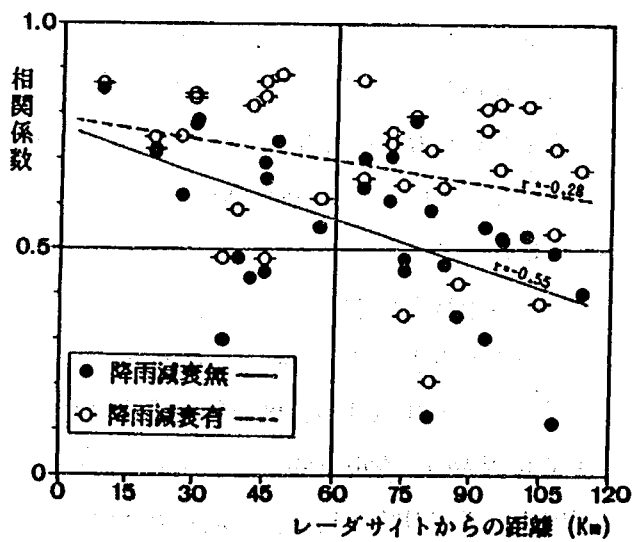


図-4.15 相関係数とレーダサイトからの距離の関係

慮しない場合、降雨減衰の影響によってレーダサイトから遠方では、雨量値を過小に見積ることになるため、これら遠方の雨量値をなるべく表現しようとする B , β が設定され、レーダサイトの近傍ではレーダ雨量は逆に過大となることを示している。また図-4.19は最も降雨の激しかった23日の19時～20時の1時間雨量の長崎付近の空間分布図を比較したものである。降雨減衰を考慮するか否かで降雨の空間分布状況も大きく異なることがわかる。一例として50mmの等雨量線に着目すると降雨減衰を考慮する場合は、地上値の60mmの等雨量線の位置、形状とほぼ類似しているが、考慮しない場合は長崎付近で閉じており、かなり過小な値を示していることがわかる。またより詳細に見ると、最も降雨の激しい地域が、レーダと地上雨量では微妙に異なっていることおよび豪雨域の雨量強度にもかなりの差のあることがわかる。これらの原因としては、レーダが捉えている降雨と地上での降雨の本質的な相違、レーダ雨量計の平均化操作、降雨減衰による像の歪などが考えられる。

表-4.5 最適 B , β による誤差等一覧表(降雨減衰無)

NO	観測所名	メッシュ、NO		自乗誤差 (mm)	相対誤差 (%)	相関係数 (r)	相対資料数 (N)	最大10分間雨量(mm)	
		r	θ					地上雨量	レーダー雨量
1	熊本	15	72	2.98	58.3	0.686	30	15.0	13.1
2	人吉	37	67	4.16	59.8	0.230	11	15.5	9.5
3	阿蘇山	13	55	4.26	168.7	-0.557	17	8.5	8.7
4	鹿北	7	88	2.52	71.6	0.716	58	13.0	14.6
5	南小国	7	43	2.41	38.1	0.716	27	15.0	12.2
6	岱明	16	82	2.43	45.2	0.735	39	18.0	13.6
7	菊地	10	72	2.45	52.3	0.769	36	14.0	13.7
8	阿蘇黒川	12	53	2.80	66.5	0.302	31	11.0	8.4
9	三角	25	76	2.56	56.3	0.483	44	12.0	13.1
10	甲佐	21	67	1.42	55.5	0.018	11	3.0	5.0
11	本渡	35	79	9.41	74.7	—	6	17.0	2.5
12	八代	28	71	1.65	43.6	0.490	14	4.0	8.2
13	水俣	40	73	2.47	58.5	0.642	11	4.0	10.4
14	上浦	36	64	1.57	66.5	—	6	9.0	7.9
15	田浦	33	72	2.23	36.9	0.494	15	12.0	9.4
16	五木	28	65	2.45	98.7	0.187	18	5.0	7.2
17	鞍岳	10	62	2.32	65.2	0.777	34	15.0	14.9
18	依山	14	60	2.22	81.5	0.434	30	10.0	6.9
19	大金峰	24	64	3.67	177.4	—	7	2.0	7.0
20	屋形山	33	67	2.05	72.5	0.855	11	4.0	7.2
21	一里山	38	69	2.08	44.6	0.867	21	14.0	8.6
22	黒川	9	42	4.26	82.4	0.089	21	14.0	13.4
23	杖立	5	35	3.82	85.6	0.241	25	10.0	16.4
24	佐世保	36	96	3.71	43.8	0.494	30	14.0	8.5
25	長崎	36	87	8.74	52.8	0.116	49	25.5	12.7
26	長崎空港	32	90	4.89	42.7	0.512	51	26.0	11.8
27	大村	31	90	4.33	40.5	0.548	52	21.5	11.1
28	松浦	37	100	6.05	46.9	0.864	19	23.0	8.1
29	大瀬戸	40	92	4.88	51.3	0.517	26	21.0	10.4
30	網笠山	26	82	2.37	31.8	0.784	67	21.0	11.3
31	島原	22	81	2.49	38.9	0.698	61	19.0	13.5
32	口之津	31	81	3.71	60.2	0.311	42	19.0	10.8
33	国見山	34	98	2.72	41.9	0.531	36	11.0	7.7
34	長浦岳	38	91	10.51	53.0	0.403	46	35.0	8.7
35	五家原岳	27	90	3.05	42.1	0.590	59	14.0	12.1
36	佐賀	19	99	1.72	35.2	0.550	33	7.5	9.0
37	枝去木	33	104	1.68	28.5	0.858	23	15.0	11.6
38	伊万里	32	98	3.98	50.3	0.515	41	15.0	9.0
39	嬉野	28	95	2.74	35.8	0.473	45	13.0	9.6
40	白石	24	96	2.15	44.0	0.607	33	10.0	10.5
41	和多田	30	103	3.23	39.5	0.667	28	16.5	14.7
42	権現山	22	104	2.20	46.3	0.644	51	12.0	11.6
43	八幡岳	27	99	3.19	64.9	0.128	37	9.0	8.7
44	多良岳	25	90	3.79	49.7	0.456	64	16.0	13.7
45	宇波	24	105	1.94	39.9	0.705	32	6.5	10.3
46	矢筈	29	95	3.25	46.0	0.359	37	12.0	9.3
47	鯛生	3	66	2.57	55.9	0.852	50	13.0	15.8
48	久留米	13	103	1.91	50.4	0.486	40	8.0	7.8
49	耳納山	9	105	2.61	85.1	0.643	32	9.0	11.1
50	黒木	7	99	1.74	56.1	0.718	40	11.0	8.2
51	柳川	15	95	2.29	55.4	0.453	39	7.5	9.1
52	大牟田	15	87	2.39	55.5	0.655	58	15.0	13.3
	全観測所	—	—	3.73	53.4	0.420	1744	—	—

注1. $B=150, \beta=1.60$

注2. 相対試料数10以下では相関係数を算定せず。

表一 4.6 最適 B, β による誤差等一覧表 (降雨減衰有)

NO	観測所名	メッシュ, NO		自乗誤差 (mm)	相対誤差 (%)	相関係数 (r)	相対資料数 (N)	最大10分間雨量 (mm)	
		r	θ					地上雨量	レーダ雨量
1	熊 本	15	72	2.03	36.0	0.870	30	15.0	12.4
2	人 吉	37	67	3.69	54.5	0.371	11	15.5	8.2
3	阿蘇山	13	55	2.69	101.9	0.317	26	8.5	8.0
4	鹿 北	7	88	2.38	36.7	0.752	58	13.0	8.7
5	南小国	7	43	3.32	30.7	0.696	27	15.0	8.4
6	岱 明	16	82	1.85	27.8	0.884	39	18.0	11.1
7	菊 地	10	72	2.00	30.4	0.838	36	14.0	10.2
8	阿蘇黒川	12	53	2.55	44.1	0.485	31	11.0	7.2
9	三 角	25	76	3.52	59.5	0.356	44	12.0	21.0
10	甲 佐	21	67	1.22	47.8	-0.063	11	3.0	4.3
11	本 渡	35	79	4.01	75.4	0.377	31	17.0	14.6
12	八 代	28	71	1.85	52.6	0.482	17	4.0	9.3
13	水 俣	40	73	5.83	198.8	0.467	13	4.0	14.8
14	上 保	36	64	3.27	127.8	—	6	9.0	9.3
15	田 浦	33	72	2.74	62.0	0.626	23	12.0	11.7
16	五 木	28	65	2.32	94.4	0.249	19	5.0	6.4
17	穀 岳	10	62	2.27	39.3	0.836	34	15.0	10.1
18	俣 山	14	60	1.32	49.4	0.819	30	10.0	7.6
19	大金峰	24	64	3.64	179.4	—	7	2.0	6.2
20	屋形山	33	67	1.88	70.1	0.668	11	4.0	6.0
21	一里山	38	69	2.60	60.3	0.749	21	14.0	8.5
22	黒 川	9	42	4.13	51.6	0.116	21	14.0	8.6
23	杖 立	5	35	2.69	50.6	0.250	25	10.0	8.7
24	佐世保	36	96	2.41	27.3	0.724	30	14.0	9.8
25	長 崎	36	87	5.77	50.4	0.536	49	25.5	19.3
26	長崎空港	32	90	3.08	35.1	0.624	51	26.0	13.9
27	大 村	31	90	2.78	29.8	0.812	52	21.5	13.0
28	松 浦	37	100	5.10	38.0	0.886	19	23.0	10.6
29	大瀬戸	40	92	4.58	72.9	0.668	26	21.0	19.0
30	絹笠山	26	82	2.29	35.7	0.788	67	21.0	14.0
31	島 原	22	81	1.70	27.4	0.877	61	19.0	13.8
32	口之津	31	81	2.97	59.8	0.763	42	19.0	19.1
33	国見山	34	98	1.81	35.4	0.818	36	11.0	9.0
34	長浦岳	38	91	7.41	51.2	0.674	46	35.0	15.9
35	五家原岳	27	90	2.33	43.8	0.720	70	14.0	14.2
36	佐 賀	19	99	1.61	31.3	0.612	33	7.5	6.0
37	枝去木	33	104	2.14	37.3	0.859	23	15.0	15.4
38	伊万里	32	98	3.46	42.4	0.677	41	15.0	8.3
39	嬉 野	28	95	2.18	33.5	0.639	46	13.0	8.4
40	白 石	24	96	1.45	32.7	0.755	37	10.0	8.2
41	和多田	30	103	2.95	34.5	0.704	28	16.5	13.8
42	権現山	22	104	1.88	33.2	0.657	54	12.0	9.5
43	八幡岳	27	99	2.88	61.2	0.212	39	9.0	8.0
44	多良岳	25	90	2.93	38.4	0.643	73	16.0	10.8
45	宇 渡	24	105	1.51	29.7	0.732	32	6.5	9.8
46	矢 筈	29	95	2.79	45.2	0.425	37	12.0	8.8
47	鯛 生	3	66	2.17	26.0	0.854	50	13.0	7.9
48	久留米	13	103	1.13	27.2	0.591	40	8.0	5.3
49	耳納山	9	105	1.23	36.0	0.748	32	9.0	6.8
50	黒 木	7	99	1.61	26.1	0.722	40	11.0	4.9
51	柳 川	15	95	1.69	35.1	0.479	39	7.5	6.7
52	大牟田	15	87	1.44	26.0	0.838	58	15.0	10.6
	全観測所	—	—	2.92	43.5	0.671	1822	—	—

注 1. $B=160, \beta=1.9$

注 2. 相対資料数10以下では相関係数を算定せず。

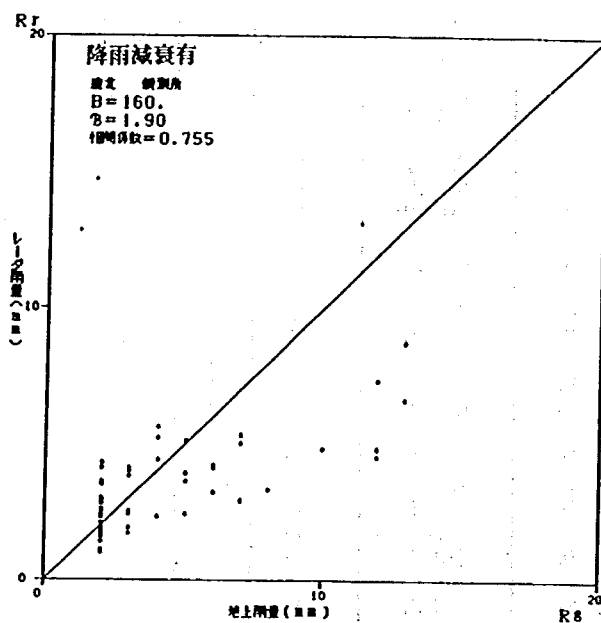
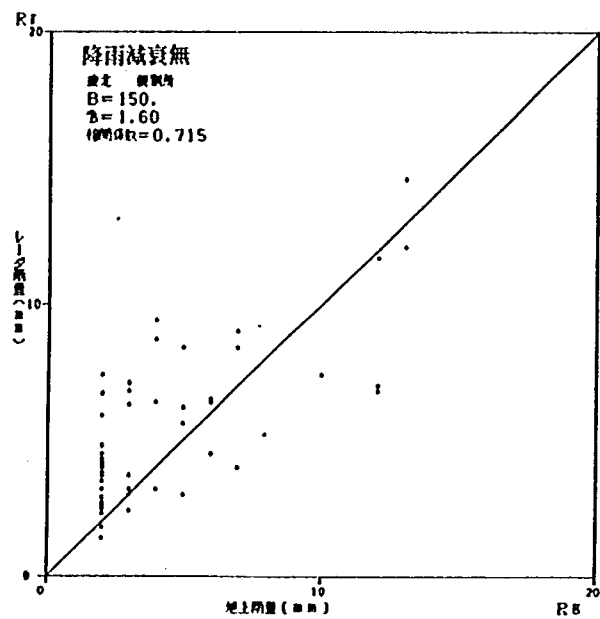


図-4.16(1) 地上雨量とレーダ雨量の相関(鹿北観測所)

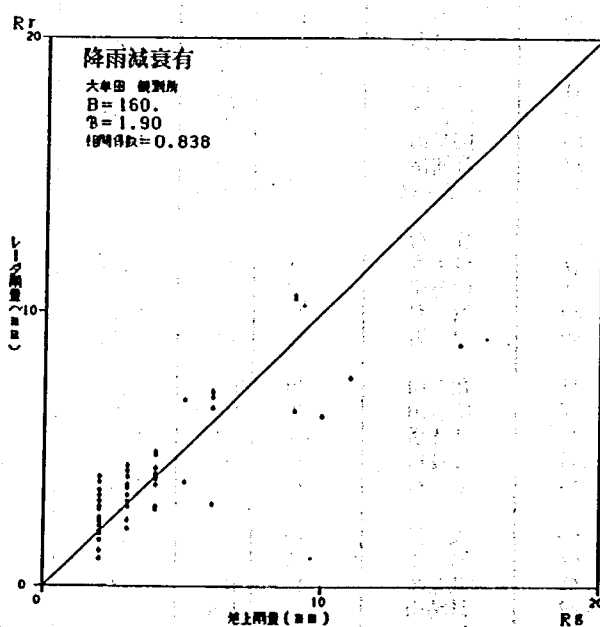
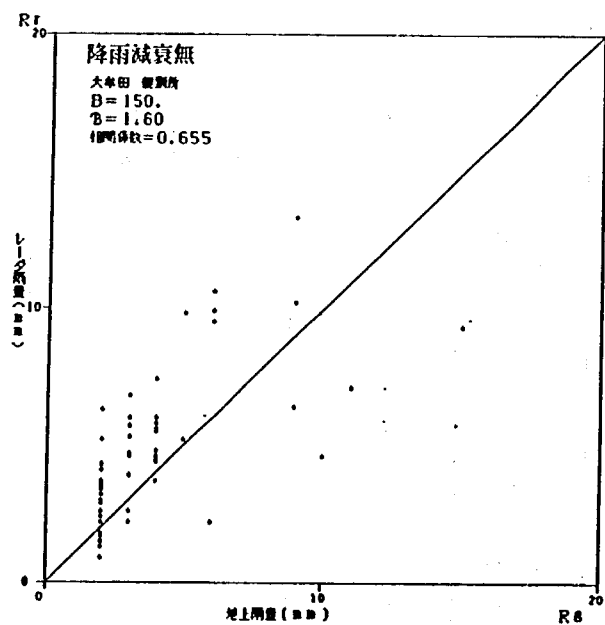


図-4.16(2) 地上雨量とレーダ雨量の相関(大牟田観測所)

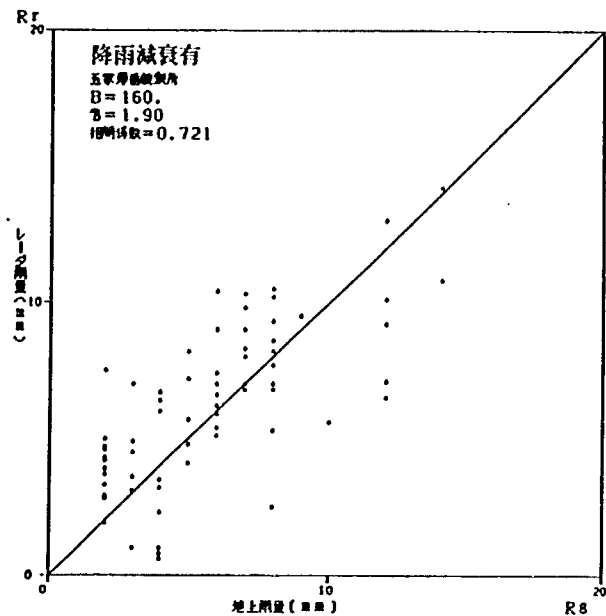
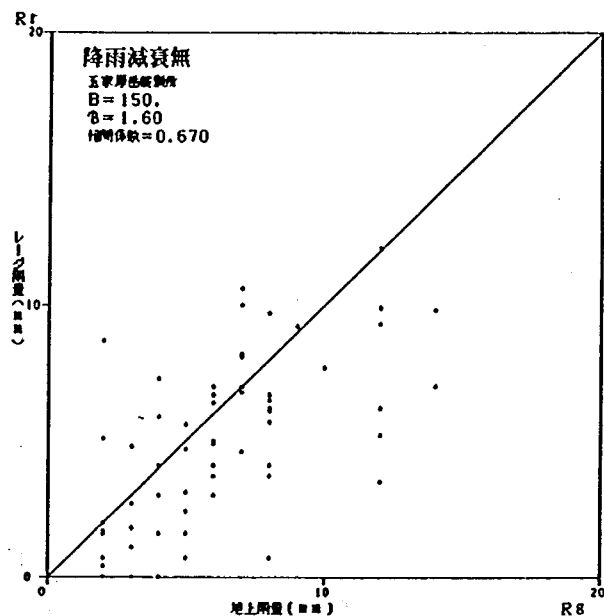


図- 4.16(3) 地上雨量とレーダ雨量の相関 (五家原岳観測所)

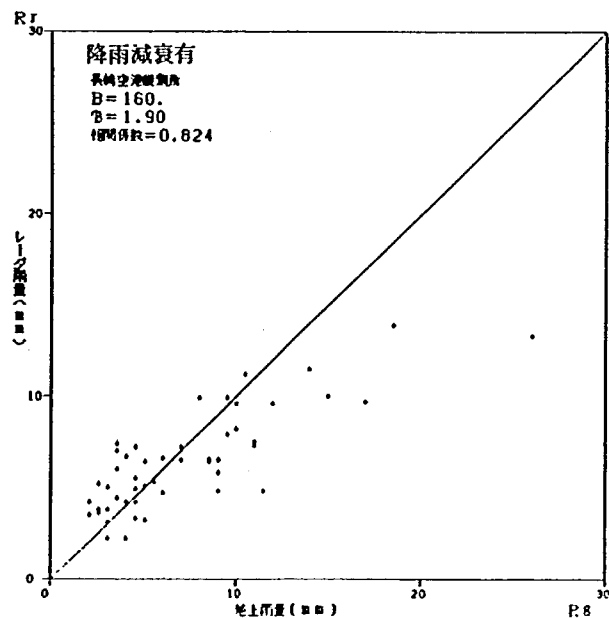
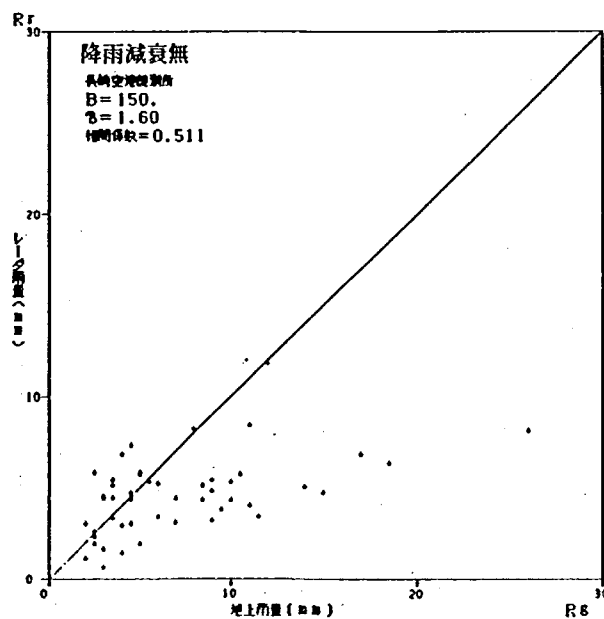


図- 4.16(4) 地上雨量とレーダ雨量の相関 (長崎空港観測所)

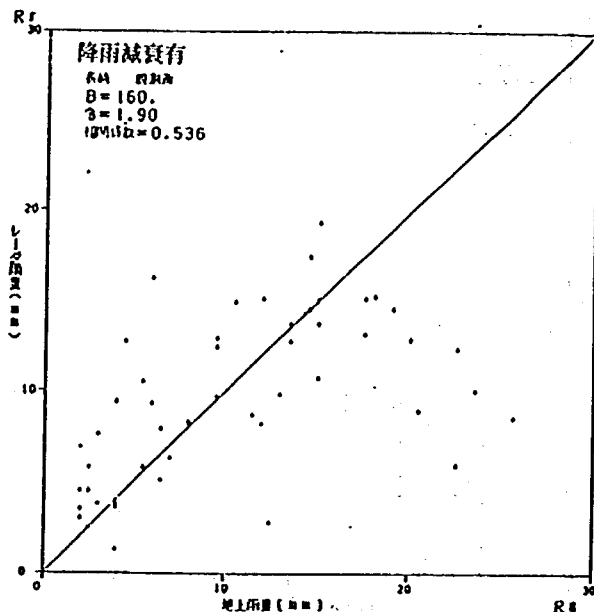
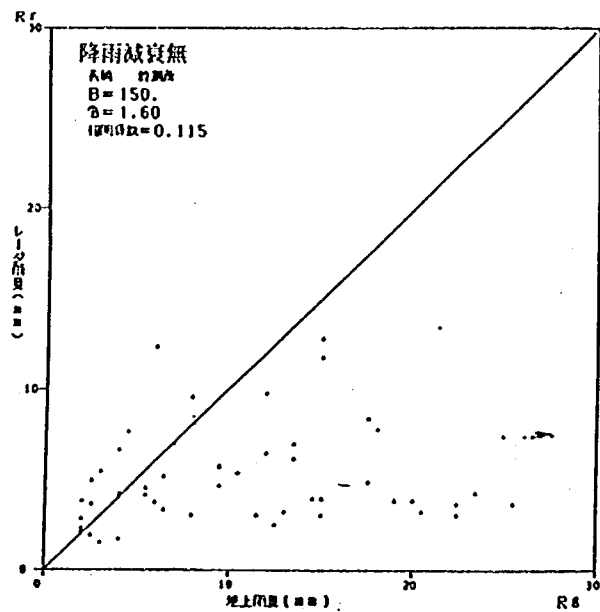


図-4.16(5) 地上雨量とレーダ雨量の相関(長崎観測所)

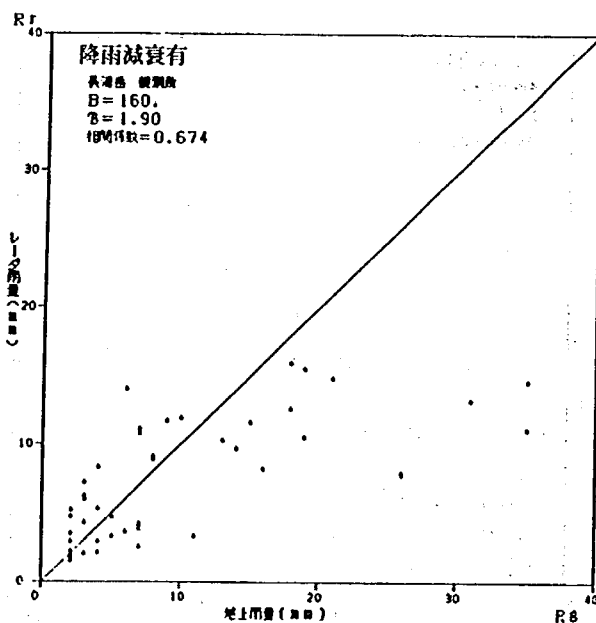
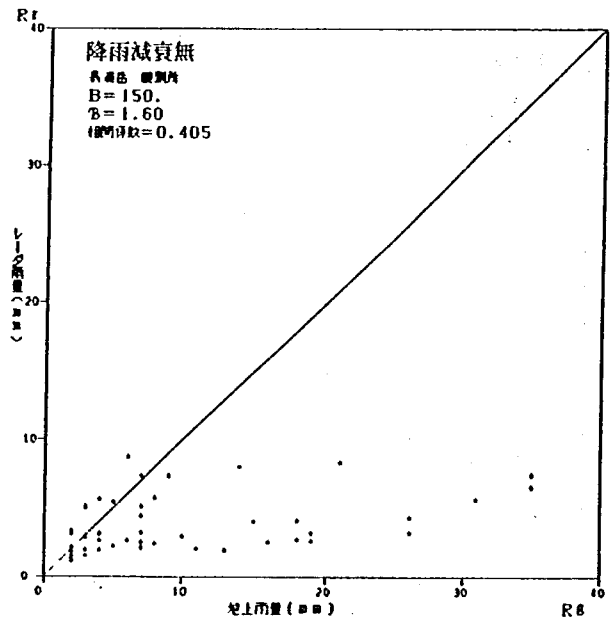


図-4.16(6) 地上雨量とレーダ雨量の相関(長浦岳観測所)

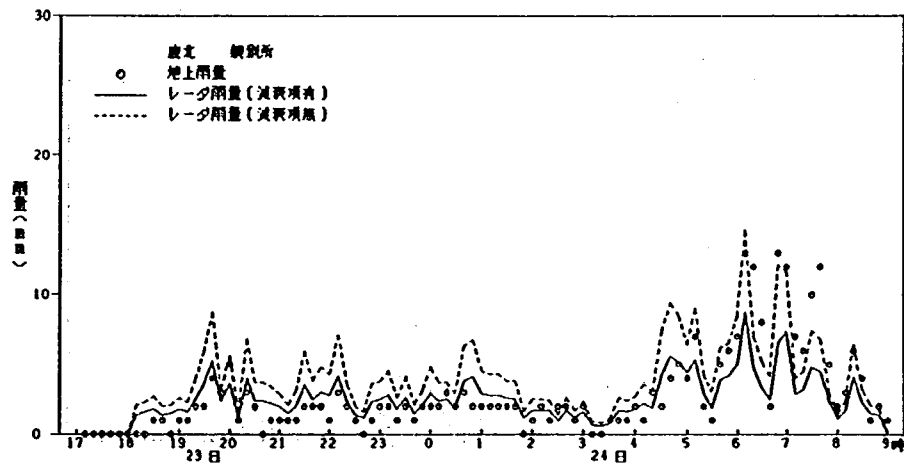


図- 4.17(1) 地上降雨とレーダ雨量の時系列的比較 (鹿北観測所)

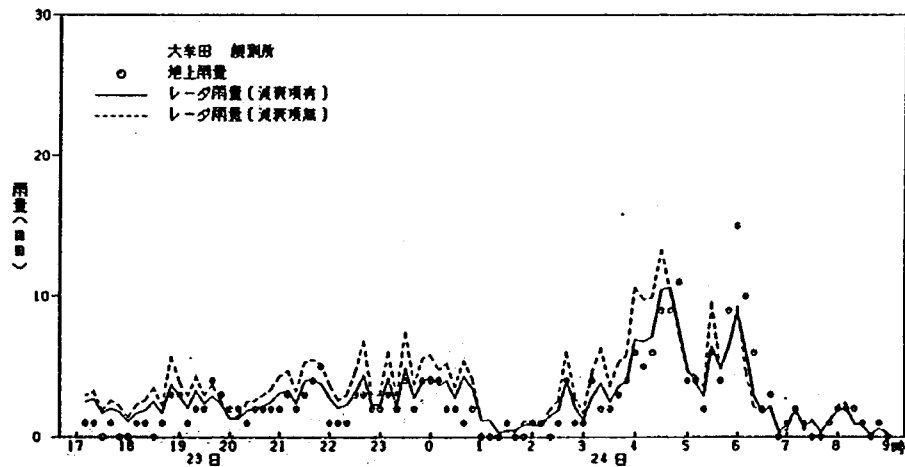


図- 4.17(2) 地上雨量とレーダ雨量の時系列的比較 (大牟田観測所)

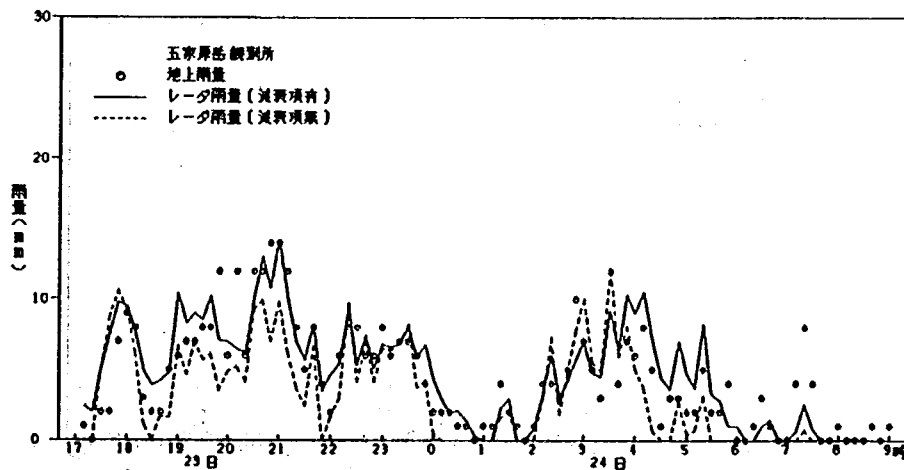


図- 4.17(3) 地上雨量とレーダ雨量の時系列的比較 (五家原岳観測所)

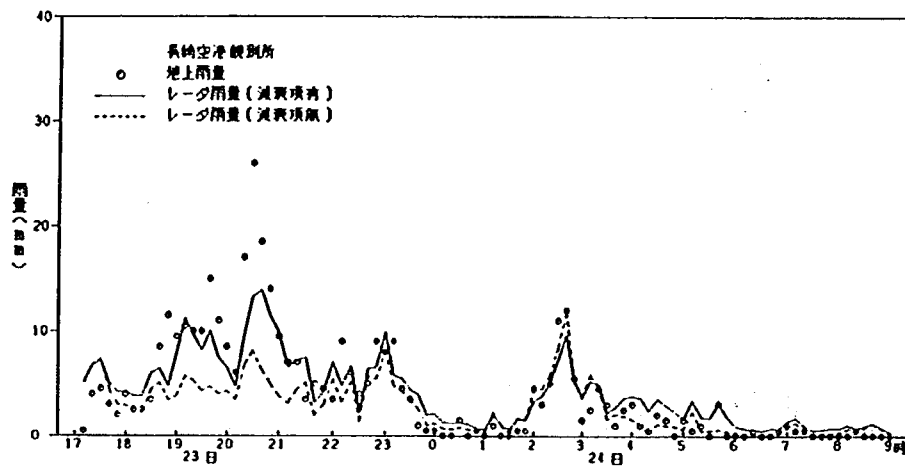


図- 4.17(4) 地上雨量とレーダ雨量の時系列的比較（長崎空港観測所）

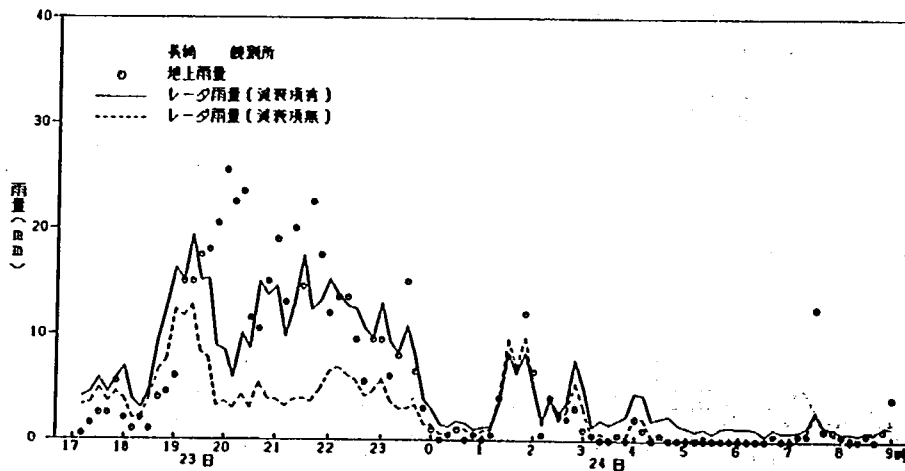


図- 4.17(5) 地上雨量とレーダ雨量の時系列的比較（長崎観測所）

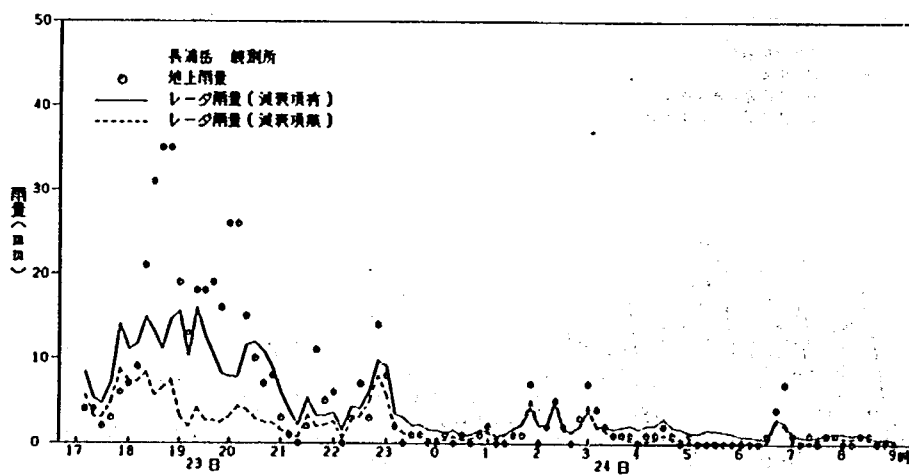


図- 4.17(6) 地上雨量とレーダ雨量の時系列的比較（長浦岳観測所）

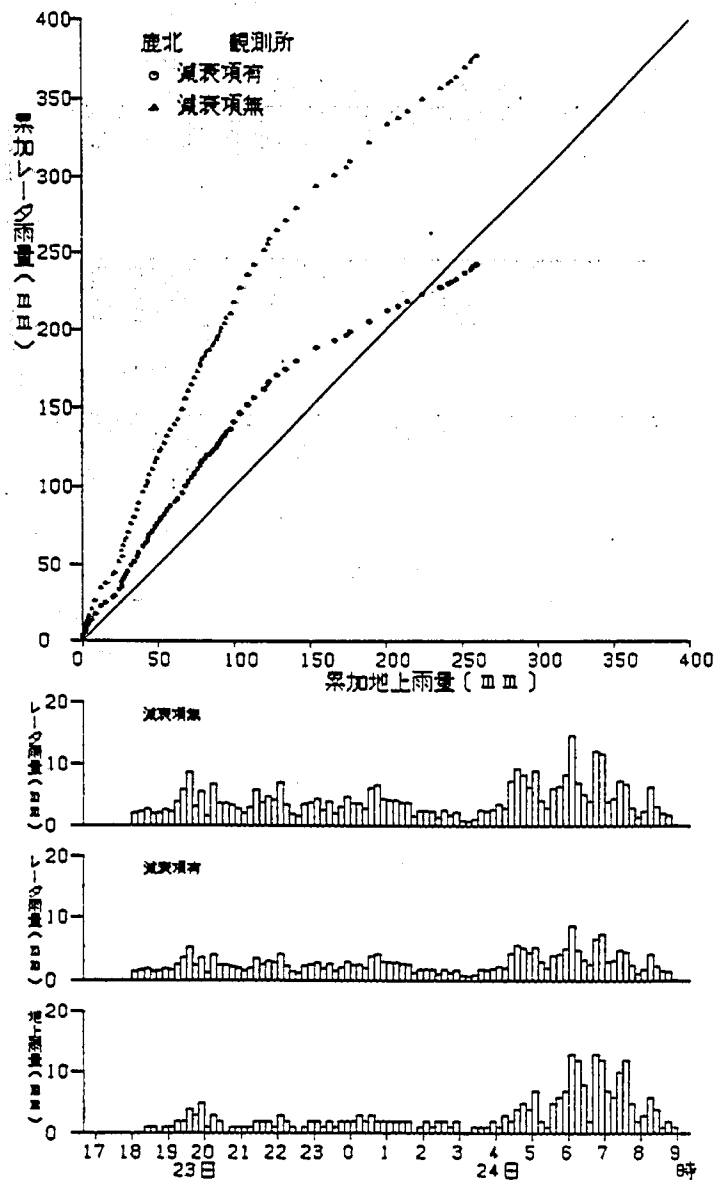


図- 4.18(1) 累加雨量の比較 (鹿北観測所)

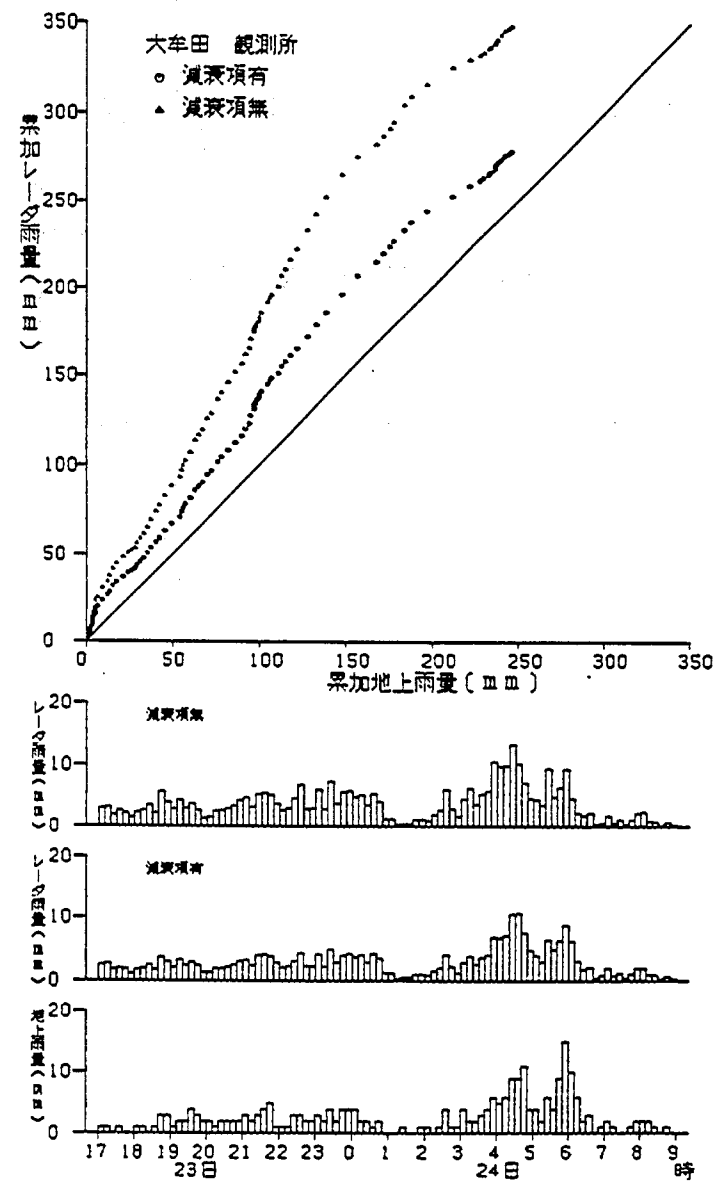


図- 4.18(2) 累加雨量の比較 (大牟田観測所)

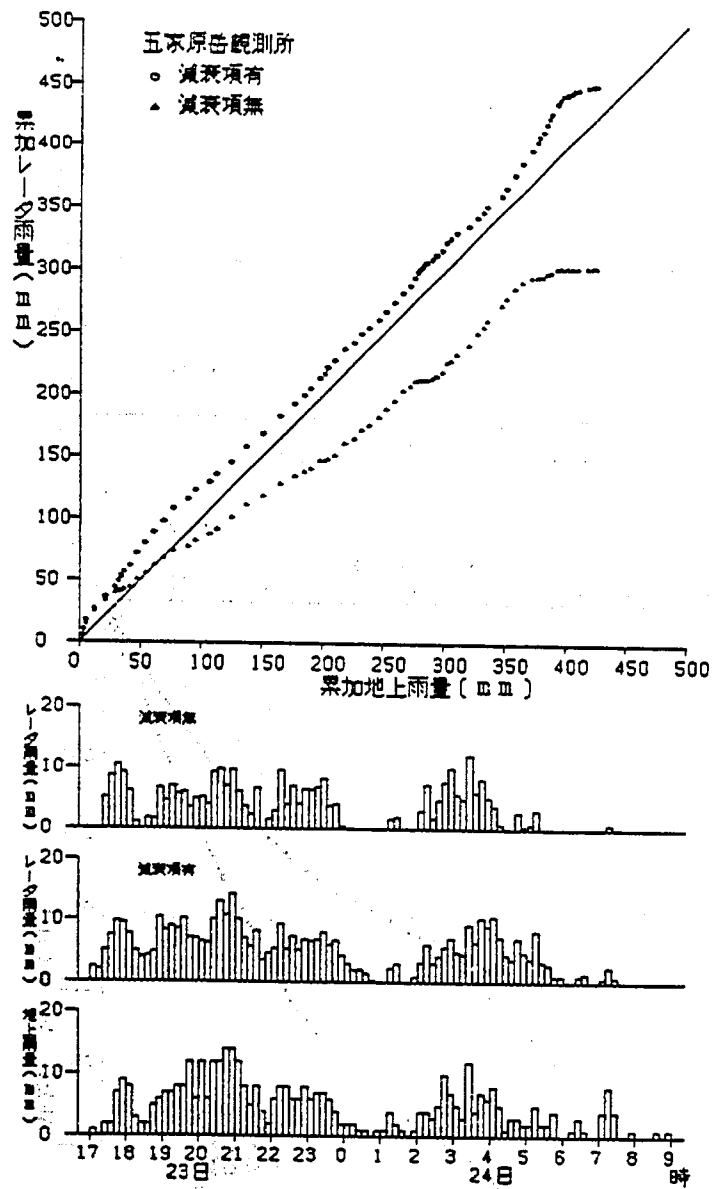


図-4.18(3) 累加雨量の比較 (五家原岳観測所)

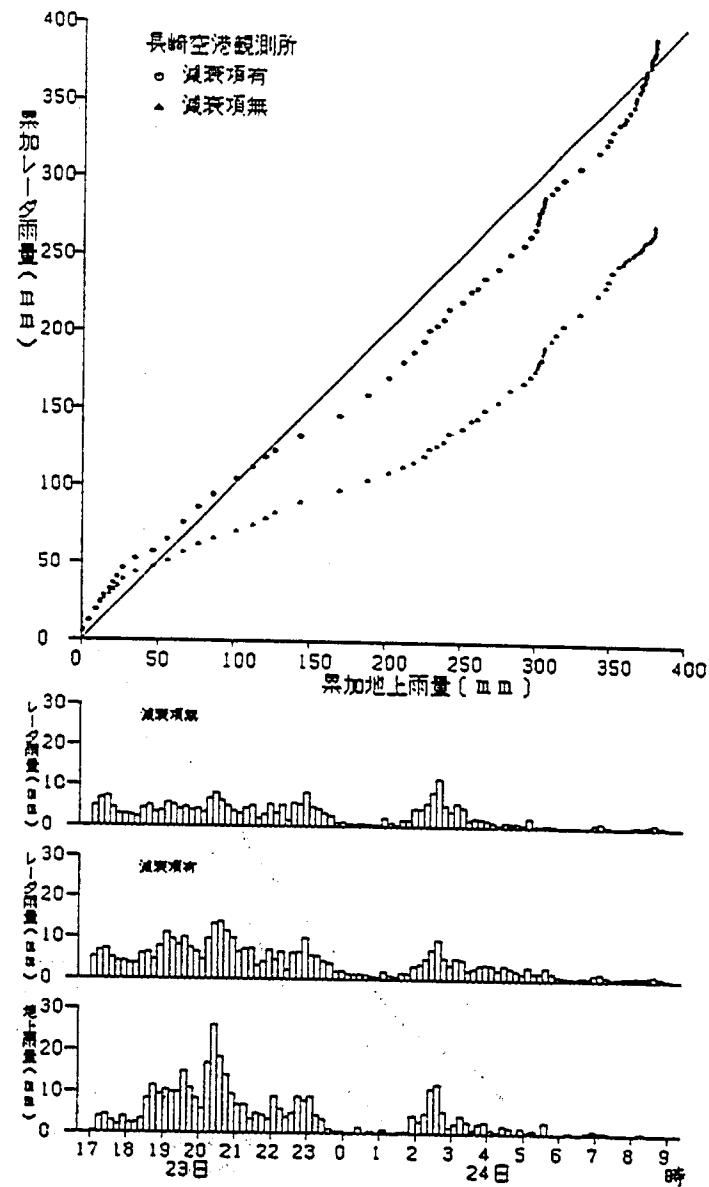


図-4.18(4) 累加雨量の比較 (長崎空港観測所)

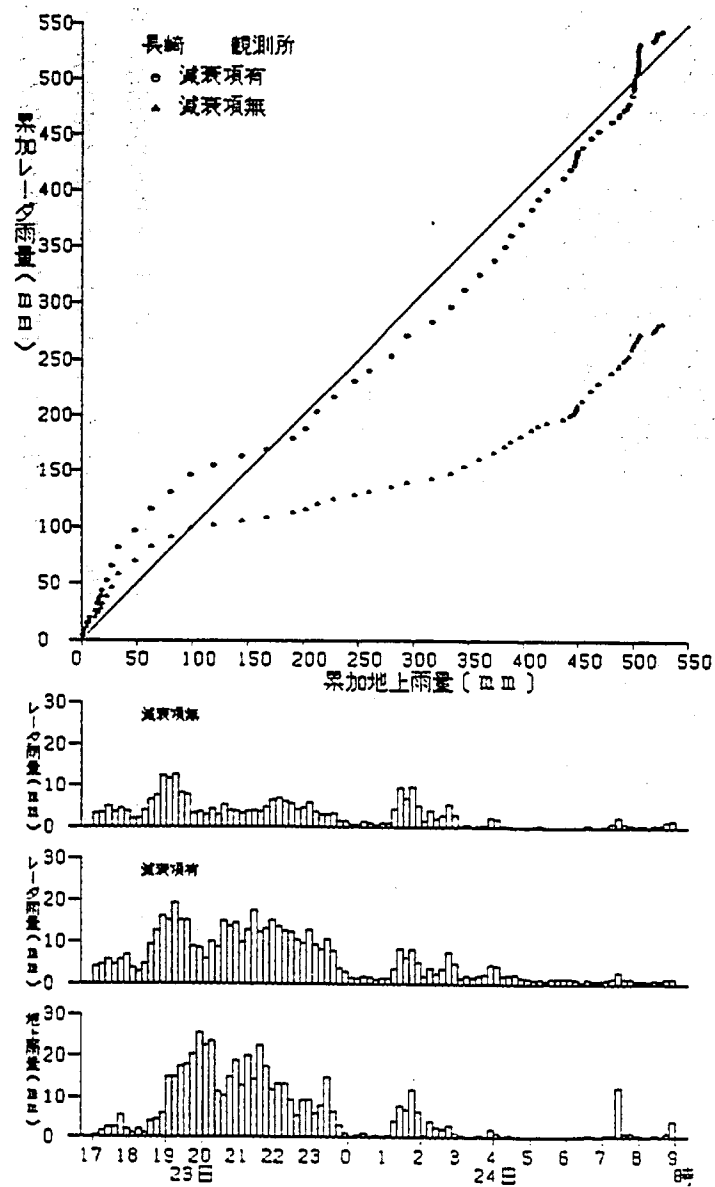


図-4.18(5) 累加雨量の比較 (長崎観測所)

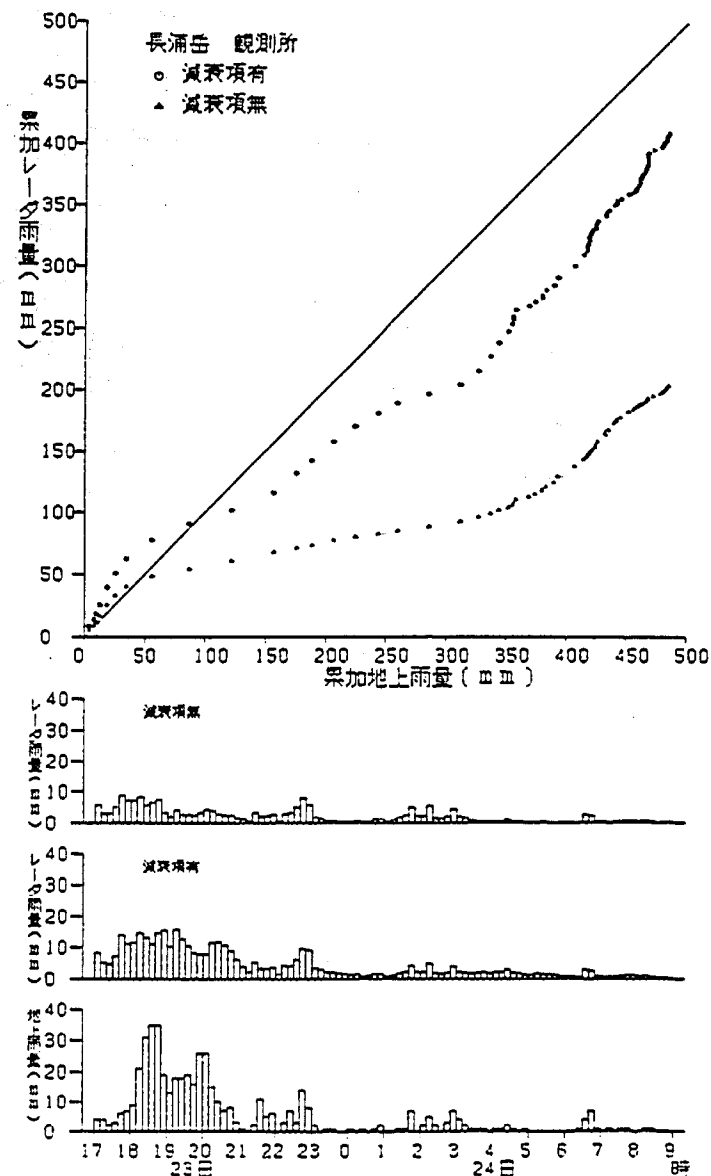
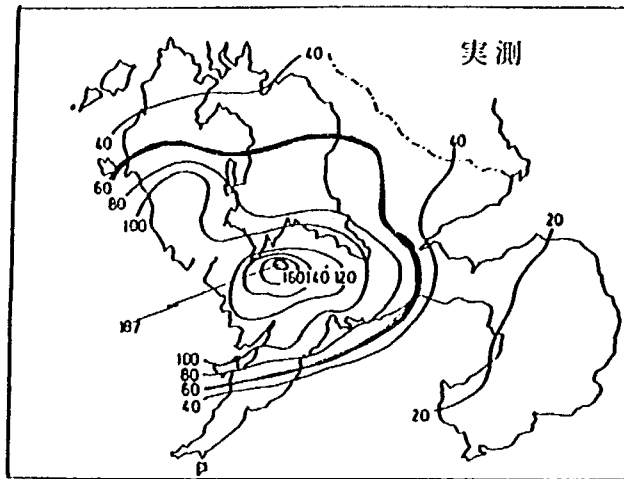
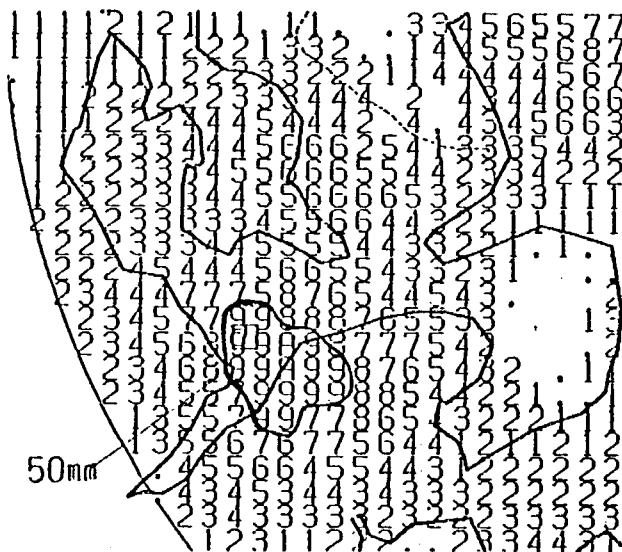


図-4.18(6) 累加雨量の比較 (長浦岳観測所)

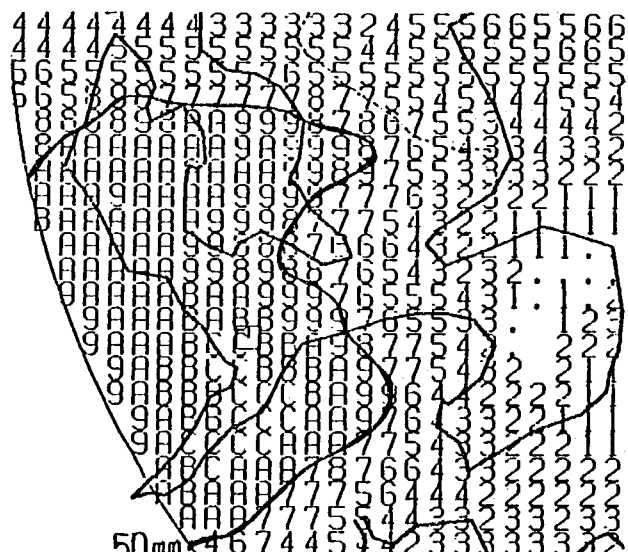
凡例



0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	60	70	80	90	100	999
1	2	3	4	5	6	7	8	9	A	B	C	D	E	F	G	X



降雨減衰無



降雨減衰有

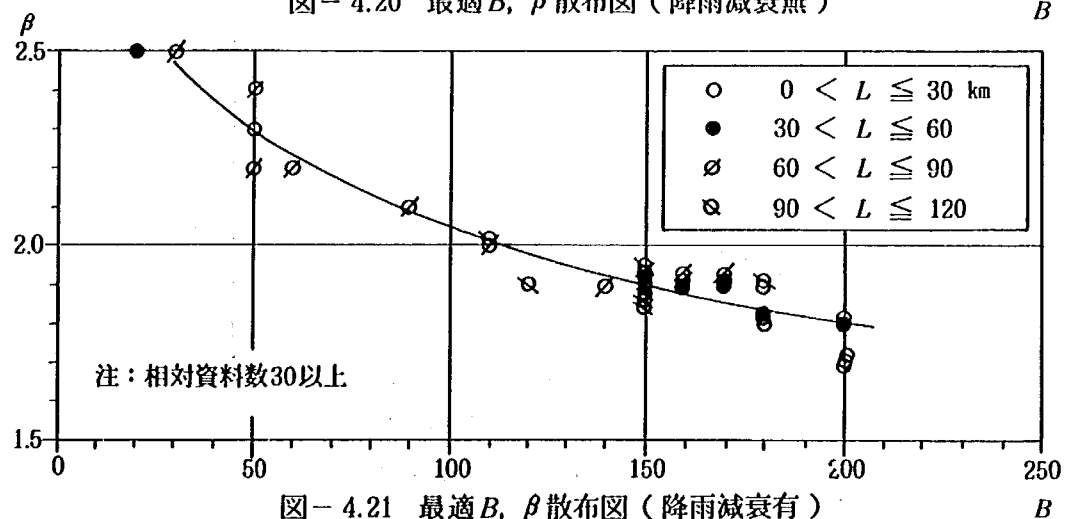
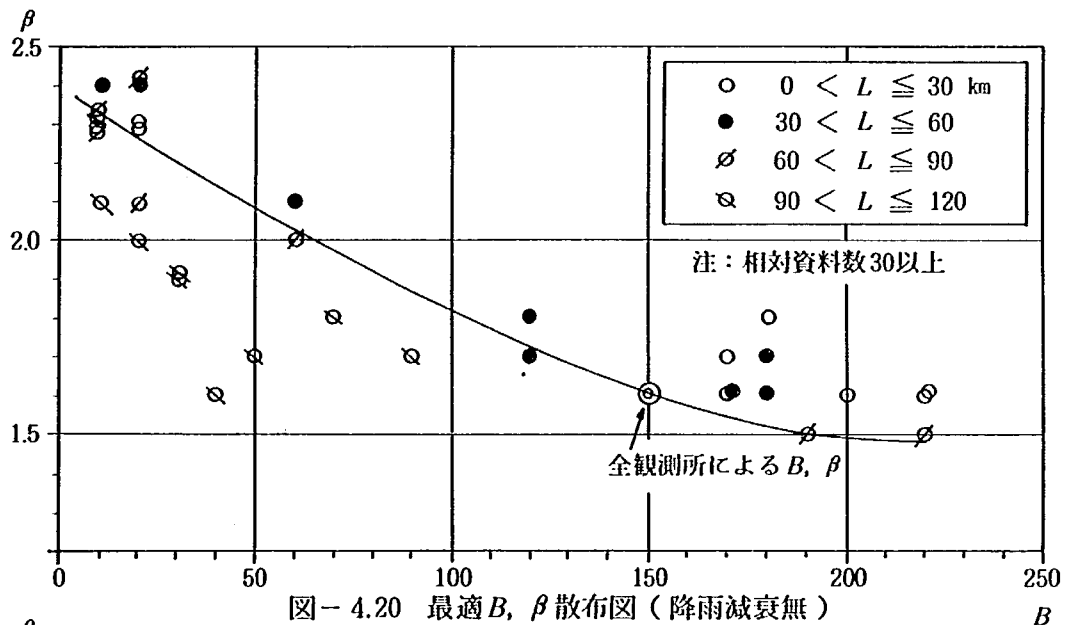
図-4.19 降雨分布図(7月23日19時~20時)

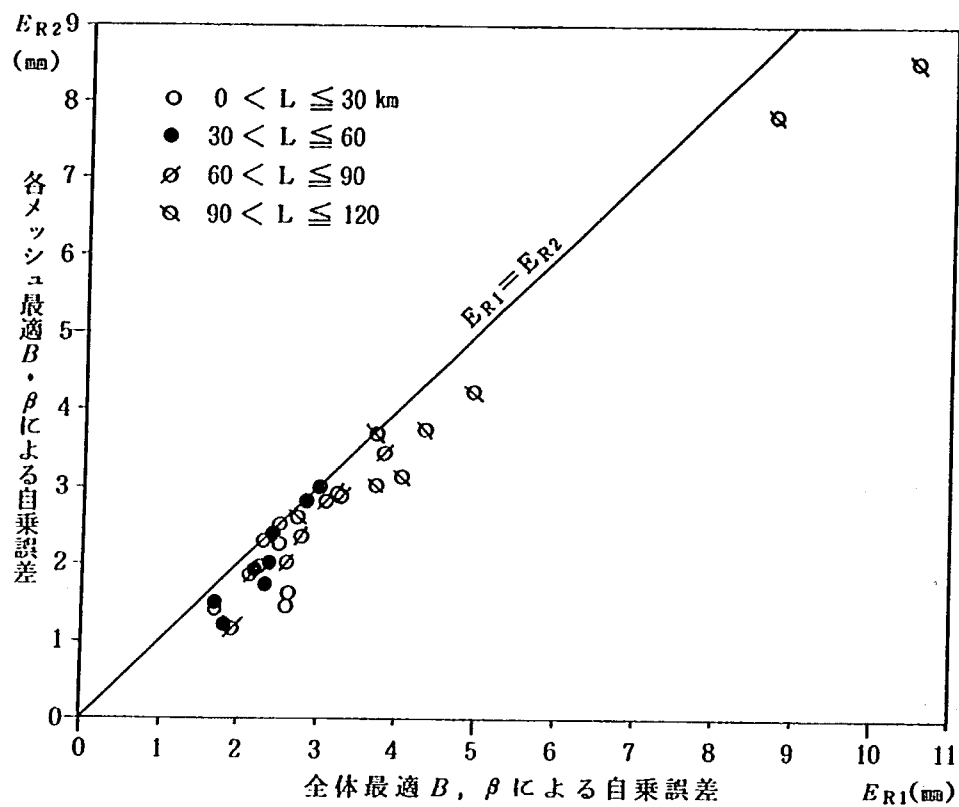
③ B , β の散布状況について

降雨減衰を考慮しない場合, その影響が B , β にしわ寄せされていることを図-4.18の累加雨量の距離方向比較により示したが, ここではこのことをさらに明確にするため, 各メッシュにおける最適 B , β と全サンプルで得られた最適 B , β を比較してみる。図-4.20, 4.21は表-4.7, 4.8に基づき各メッシュで得られた最適 B , β を B , β 平面上にプロットしたものである。前述したように最適 B , β は B , β 平面上の一本の曲線上に分布していると考えられるが, 降雨減衰を考慮しない場合は, 最適 B , β と想定され

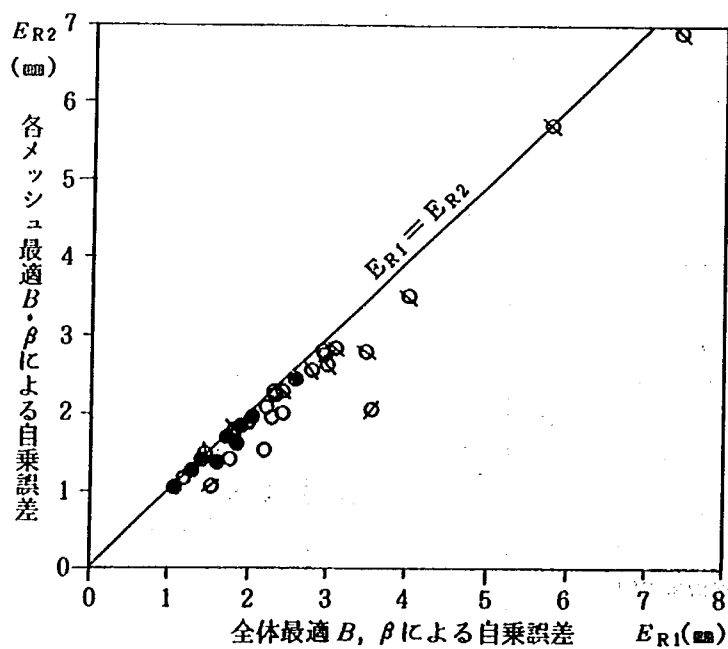
る曲線の上下にかなりばらつく。レーダサイトの近傍のメッシュでは、この曲線の上部に各メッシュの最適 B , β が位置し、遠ざかるに従い下方に位置するようになる。すなわちレーダサイトの近傍では相対的に小さな降雨強度を与える B , β 遠方では逆に大きな降雨強度を与える B , β が最適となる。これは降雨減衰を考慮しないため、減衰効果を B , β で補償していることを示している。一方降雨減衰を考慮した場合は、各メッシュの最適 B , β のばらつきが小さくほぼ1本の曲線上に分布していることがわかる。

次に図-4.22, 4.23は各メッシュ最適 B , β による自乗誤差と全体最適 B , β による自乗誤差を比較したものである。図中の45°の直線 $E_{R1} = E_{R2}$ から離れる程、全観測所で求めた平均的な B , β ではそのメッシュの雨量を表現できていないと考えられる。 $L > 90$ km 及び $L \leq 30$ km のメッシュにこのような傾向を呈するものが多い。これは図-4.20よりわかるように全観測所から求めた B , β は概ね $30 < L \leq 90$ km 間のメッシュの最適値に一致しているためと思われる。一方降雨減衰を考慮した場合は、 $E_{R1} = E_{R2}$ の直線上にデータが集中しており、全観測所で得られた最適 B , β は各メッシュにおいてもほぼ最適値であることがわかる。





図一 4.22 自乗誤差分布図（降雨減衰無）



図一 4.23 自乗誤差分布図（降雨減衰有）

表-4.7 各メッシュ毎の最適 B , β 及び誤差等一覧表 (降雨減衰無)

NO	観測所名	メッシュ NO		B	β	自乗誤差 (mm)	相対誤差 (%)	相関係数 (r)	相対資料数 (N)
		r	θ						
1	熊本	15	72	180	1.6	2.92	47.6	0.686	30
2	人吉	37	67	10	2.4	3.88	51.7	0.273	11
3	阿蘇山	13	55	80	2.3	2.54	39.1	-0.607	17
4	鹿北	7	88	220	1.6	2.21	49.2	0.716	58
5	南小国	7	43	170	1.6	2.36	34.3	0.716	27
6	位明	16	82	170	1.6	2.41	40.2	0.735	39
7	菊池	10	72	200	1.6	2.18	38.7	0.769	36
8	阿蘇黒川	12	53	120	1.7	2.76	62.0	0.300	31
9	三角	25	76	60	2.0	2.02	37.1	0.491	44
10	甲佐	21	67	30	2.5	0.74	24.5	0.046	11
11	本渡	35	79	10	1.7	7.05	51.0	—	6
12	八代	28	71	20	2.4	1.12	33.4	0.503	14
13	水俣	40	73	20	2.5	0.89	25.9	0.598	11
14	上	36	64	190	1.6	1.44	52.8	—	6
15	田浦	33	72	10	2.4	1.86	33.1	0.509	15
16	五木	28	65	60	2.3	0.93	27.4	0.174	18
17	鞍岳	10	62	170	1.6	2.26	59.4	0.778	34
18	山	14	60	180	1.7	1.89	55.2	0.425	30
19	大金峰	24	64	140	2.3	0.23	10.4	—	7
20	屋形山	33	67	90	2.1	0.35	12.4	0.845	11
21	一里山	38	69	200	1.5	1.99	46.4	0.871	21
22	黒川	9	42	30	2.1	3.92	70.3	0.095	21
23	杖立	5	35	60	2.1	2.56	50.8	0.238	25
24	佐世保	36	96	30	1.9	3.02	39.3	0.510	30
25	長崎	36	87	50	1.7	7.75	64.6	0.119	49
26	長崎空港	32	90	20	2.0	4.19	48.5	0.521	51
27	大村	31	90	30	1.9	3.68	45.0	0.563	52
28	大松浦	37	100	170	1.3	3.17	38.4	0.870	19
29	大瀬戸	40	92	170	1.4	4.25	62.5	0.523	26
30	絹笠山	26	82	190	1.5	2.30	34.3	0.787	67
31	島原	22	81	220	1.5	2.49	37.7	0.702	61
32	口之津	31	81	70	1.8	3.68	61.1	0.306	42
33	国見山	34	98	90	1.7	2.64	45.0	0.531	36
34	長浦岳	38	91	40	1.6	8.46	82.5	0.403	46
35	五家原岳	27	90	10	2.3	2.80	39.1	0.591	59
36	佐賀	19	99	10	2.4	1.48	29.4	0.558	33
37	枝去木	33	104	190	1.5	1.60	29.5	0.863	23
38	伊万里	32	98	10	2.1	3.09	49.1	0.527	41
39	嬉野	28	95	10	2.3	2.35	35.0	0.500	45
40	白石	24	96	10	2.3	1.89	38.9	0.587	33
41	和多田	30	103	10	2.3	2.84	36.8	0.691	28
42	権現山	22	104	20	2.3	1.88	36.6	0.654	51
43	八幡岳	27	99	20	2.3	2.91	53.6	0.118	37
44	多良岳	25	90	20	2.1	3.43	44.7	0.469	64
45	宇波	24	105	20	2.4	1.13	21.5	0.693	32
46	矢野	29	95	10	2.3	2.83	44.9	0.361	37
47	網生	3	66	170	1.7	1.58	30.1	0.851	50
48	久留米	13	103	60	2.1	1.19	24.4	0.486	40
49	耳納山	9	105	180	1.8	1.39	33.4	0.639	32
50	黒木	7	99	220	1.6	1.43	35.2	0.718	40
51	柳川	15	95	20	2.4	1.70	34.8	0.390	39
52	大牟田	15	87	120	1.8	2.00	33.1	0.652	58
53	全観測所	—	—	150	1.6	3.73	53.4	0.420	1744

注. 相対資料数10以下では相関係数を算定せず。

表-4.8 各メッシュ毎の最適 B , β 及び誤差等一覧表 (降雨減衰有)

NO	観測所名	メッシュ・NO		B	β	自乗誤差 (mm)	相対誤差 (%)	相関係数 (r)	相対資料数 (N)
		r	θ						
1	熊本	15	72	150	1.9	1.96	39.0	0.877	30
2	人吉	37	67	120	2.0	3.68	52.7	0.370	11
3	阿蘇山	13	55	170	2.0	2.44	78.3	0.000	26
4	鹿北	7	88	200	1.7	2.02	48.4	0.776	58
5	南小国	7	43	100	1.9	2.50	31.6	0.683	27
6	岱明	16	82	200	1.8	1.57	29.5	0.897	39
7	菊地	10	72	200	1.8	1.83	32.3	0.844	36
8	阿蘇黒川	12	53	180	1.8	2.43	47.2	0.522	31
9	三角	25	76	50	2.4	2.06	33.1	0.477	44
10	甲佐	21	67	50	2.5	0.63	21.1	-0.015	11
11	本渡	35	79	50	2.3	3.46	56.5	0.409	31
12	八代	28	71	40	2.5	0.89	27.2	0.423	17
13	水俣	40	73	70	2.5	0.60	20.6	0.724	13
14	上	36	64	190	2.0	1.84	53.5	—	6
15	田浦	33	72	200	1.9	2.20	37.8	0.538	23
16	五木	28	65	70	2.5	0.94	28.3	0.234	19
17	鞍岳	10	62	180	1.8	1.94	44.1	0.842	34
18	俵山	14	60	170	1.9	1.30	46.1	0.806	30
19	大金峰	24	64	100	2.5	0.41	17.3	—	7
20	屋形山	33	67	60	2.5	0.41	13.4	0.783	11
21	一里山	38	69	170	1.9	2.58	52.6	0.771	21
22	黒川	9	42	30	2.3	3.87	63.4	0.133	21
23	杖立	5	35	20	2.5	2.45	49.6	0.246	25
24	佐世保	36	96	150	1.9	2.26	26.4	0.734	30
25	長崎	36	87	110	2.0	5.72	53.7	0.537	49
26	長崎空港	32	90	150	1.9	2.83	39.4	0.824	51
27	大村	31	90	150	1.9	2.57	32.7	0.814	52
28	松浦	37	100	180	1.8	3.70	39.8	0.838	19
29	大瀬戸	40	92	130	2.0	3.24	47.2	0.685	26
30	絹笠山	26	82	160	1.9	2.29	35.7	0.788	67
31	島原	22	81	150	1.9	1.63	29.0	0.882	61
32	口之津	31	81	180	1.9	2.65	49.4	0.726	42
33	国見山	34	98	150	1.9	1.76	38.9	0.825	36
34	長浦岳	38	91	150	1.9	6.94	57.0	0.654	46
35	五家原岳	27	90	170	1.9	2.26	39.3	0.722	70
36	佐賀	19	99	20	2.5	1.37	26.1	0.609	33
37	枝去木	33	104	190	1.9	1.54	26.2	0.879	23
38	伊万里	32	98	120	1.9	2.78	41.2	0.704	41
39	嬉野	28	95	140	1.9	2.08	36.0	0.655	46
40	白石	24	96	160	1.9	1.45	32.7	0.755	37
41	和多田	30	103	80	2.1	2.83	32.2	0.710	28
42	権現山	22	104	60	2.2	1.81	31.3	0.656	54
43	八幡岳	27	99	90	2.1	2.80	57.2	0.208	39
44	多良岳	25	90	50	2.2	2.71	38.0	0.643	73
45	宇波	24	105	30	2.5	1.06	21.2	0.722	32
46	矢筈	29	95	110	2.0	2.73	46.5	0.426	37
47	鯛生	3	66	200	1.7	1.55	27.8	0.856	50
48	久留米	13	103	170	1.9	1.12	26.2	0.587	40
49	耳納山	9	105	170	1.9	1.22	33.7	0.744	32
50	黒木	7	99	200	1.7	1.40	36.0	0.742	40
51	柳川	15	95	160	1.9	1.69	35.1	0.479	39
52	大牟田	15	87	150	1.9	1.43	28.7	0.845	58
	全観測所	—	—	160	1.9	2.92	43.5	0.671	1822

注. 相対資料数10以下では相関係数を算定せず。

4.2.5 降雨減衰定数各式の評価

これまでの検討は全て降雨減衰定数として今井式を採用したものである。解析にあたっては今井式の他に Gunn-East 式と小平の下限値の適用を試みたが、Gunn-East 式では計算過程での発散が見られた。これは降雨減衰量が過大に見積られた結果、誤差が累積したためである。Gunn-East 式が降雨減衰量を過大に算出する傾向は筆者らの他の解析でもよく見られる。図-4.24はこのことを明らかにするため今井式による降雨強度 R_0 (mm/h) と Gunn-East 式による降雨強度 R (mm/h) の比 R/R_0 をレーダサイトからの距離と降雨強度 R_0 (mm/h) に対比し描いたものである。すなわち今井式において R_0 (mm/h) と算出される受信電力が Gunn-East 式でどれ程の降雨強度として算出されるかを調べたものである。これによるとレーダサイトから離れるに従い、また降雨強度が増大するに従い R/R_0 は急速に拡大し発散することがわかる。このことより Gunn-East 式を降雨減衰定数式として用いることは大いに問題があると言えよう。

一方、小平の下限値 ($k_R = 0.0013$, $\alpha = 1.0$) を用いて同様の計算を行ったところ表-4.9に示すような結果が得られた。これを表-4.6と比較すれば明らかなように、今井式とはほぼ同程度の精度の結果が得られている。

上記の結果より今後は降雨減衰定数としては今井式あるいは小平の下限値を用いるべきであると言えよう。

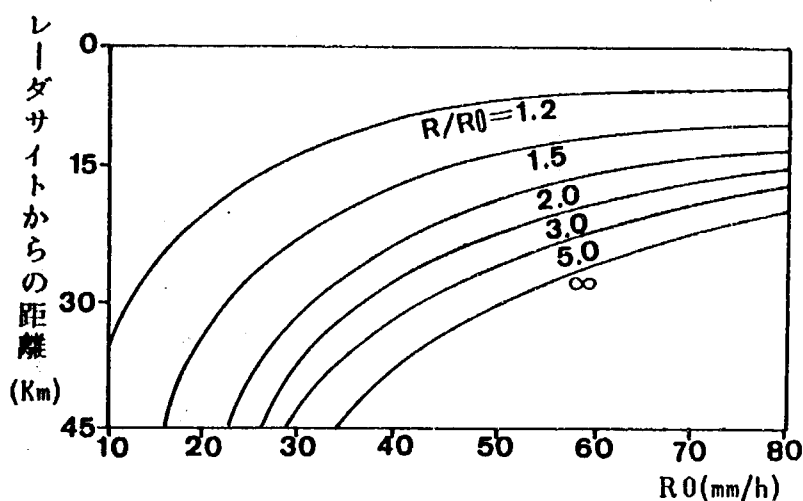


図-4.24 Gunn-East 式と今井式による降雨強度比較

4.3 他降雨による降雨減衰の評価

(4.2) は長崎豪雨について検討を行ったものであるが、ここでは昭和55年以降の比較的降雨規模の大きい3降雨について同様の検討を行い、(4.2)で得られた結果を検証した。

計算にあたっては、最適 B , β は B , β 平面上の曲線で与えられるという先の検討結果を踏まえて計算時間の短縮を図るため β を 1.6 に固定した。すなわち B だけを同定することになる。また計算対象期間は各降雨とも24時間としデータ入手の都合上、1時間雨量を用いて解析を行った。(長崎豪雨は10分間雨量を用いて解析している。) 対象観測所はほぼ図-4.4に示した範囲で建設省所管のテレメータ観測所と気象庁所管のアメダス観測所の計65観測所とした。

計算結果を表-4.10にまとめて示す。表中には比較のため長崎豪雨について β を 1.6 に固定して検討した結果も記してある。

表-4.9 最適 B , β による誤差等一覧等 (降雨減衰有 $K_R = 0.0013 R$)

NO	観測所名	メッシュ・NO		自乗誤差 (mm)	相対誤差 (%)	相関係数 (r)	相対資料数 (N)	最大10分間雨量 (mm)	
		r	θ					地上雨量	レーダー雨量
1	熊本	15	72	2.28	46.2	0.834	30	15.0	13.5
2	人吉	37	67	3.88	62.2	0.336	11	15.5	9.4
3	阿蘇山	13	55	3.25	124.3	0.071	26	8.5	8.5
4	鹿北	7	88	2.17	43.6	0.747	58	13.0	10.4
5	南小国	7	43	2.78	27.9	0.701	27	15.0	9.8
6	岱明	16	82	1.84	33.9	0.863	39	18.0	11.8
7	菊地	10	72	1.91	35.8	0.830	36	14.0	11.6
8	阿蘇黒川	12	53	2.53	50.1	0.455	31	11.0	8.1
9	三角	25	76	3.53	67.3	0.406	44	12.0	20.3
10	甲佐	21	67	1.44	58.7	-0.064	11	3.0	4.9
11	本渡	35	79	3.93	69.9	0.366	31	17.0	12.7
12	八代	28	71	2.08	57.9	0.454	17	4.0	10.2
13	水俣	40	73	4.76	161.8	0.687	13	4.0	13.3
14	上保	36	64	3.19	125.2	—	6	9.0	9.9
15	田浦	33	72	2.96	61.9	0.516	23	12.0	11.7
16	五木	28	65	2.75	113.1	0.248	19	5.0	7.2
17	鞍岳	10	62	2.06	45.9	0.830	34	15.0	11.9
18	俵山	14	60	1.62	62.2	0.764	30	10.0	8.1
19	大金峰	24	64	4.25	209.5	—	7	2.0	7.0
20	屋形山	33	67	2.31	86.2	0.728	11	4.0	6.8
21	一里山	38	69	2.47	66.4	0.815	21	14.0	9.5
22	黒川	9	42	4.05	61.2	0.113	21	14.0	10.2
23	杖立	5	35	2.79	58.4	0.248	25	10.0	10.6
24	佐世保	36	96	2.55	30.0	0.679	30	14.0	10.5
25	長崎	36	87	6.44	51.6	0.414	49	25.5	19.3
26	長崎空港	32	90	3.29	37.9	0.790	51	26.0	12.9
27	大村	31	90	2.90	32.9	0.781	52	21.5	12.2
28	松浦	37	100	4.88	36.3	0.899	19	23.0	10.8
29	大瀬戸	40	92	3.53	55.5	0.671	26	21.0	17.7
30	絹笠山	26	82	2.15	37.8	0.818	67	21.0	13.1
31	島原	22	81	1.81	32.9	0.852	61	19.0	15.1
32	口之津	31	81	3.30	68.9	0.676	42	19.0	17.3
33	国見山	34	98	1.91	39.1	0.786	36	11.0	9.6
34	長浦岳	38	91	8.20	51.4	0.637	46	35.0	13.9
35	五家原岳	27	90	2.46	47.3	0.737	70	14.0	14.6
36	佐賀	19	99	1.48	30.1	0.606	33	7.5	7.1
37	枝去木	33	104	1.93	36.9	0.889	23	15.0	14.8
38	伊万里	32	98	3.37	42.4	0.653	41	15.0	8.5
39	嬉野	28	95	2.23	34.8	0.606	46	13.0	9.5
40	白石	24	96	1.55	35.7	0.744	37	10.0	9.5
41	和多田	30	103	3.01	35.0	0.699	28	16.5	14.3
42	権現山	22	104	1.97	38.3	0.651	54	12.0	11.0
43	八幡岳	27	99	2.97	66.0	0.212	39	9.0	9.0
44	多良岳	25	90	2.92	41.0	0.633	73	16.0	12.1
45	宇波	24	105	1.90	36.8	0.730	32	6.5	10.9
46	矢筈	29	95	2.86	47.0	0.410	37	12.0	9.9
47	生	3	66	1.71	26.2	0.854	50	13.0	9.7
48	久留米	13	103	1.32	33.6	0.573	40	8.0	6.2
49	耳納山	9	105	1.50	47.4	0.732	32	9.0	8.1
50	黒木	7	99	1.46	31.1	0.724	40	11.0	5.8
51	柳川	15	95	1.79	40.8	0.479	39	7.5	7.8
52	大牟田	15	87	1.65	36.5	0.808	58	15.0	12.1
	全観測所	—	—	3.01	47.7	0.642	1822	—	—

注1. $B=160, \beta=1.8$

注2. 相対資料数10以下では相関係数を算定せず。

表- 4.10 最適 B 、自乗誤差など算定結果

降 雨 名	S . 55 . 9 . 10		S . 56 . 10 . 8		S . 57 . 7 . 23		S . 58 . 7 . 5	
降 雨 原 因	台 風 13 号		低 気 圧		梅 雨 前 線		梅 雨 前 線	
観測所最大時間雨量	48.0 mm		50.0 mm		150.0 mm		66.0 mm	
計 算 期 間	10日0時~10日24時		8日0時~8日24時		23日17時~24日9時		4日15時~5日15時	
最 適 B	210	310	360	600	150	480	160	320
自乗誤差 (mm)	4.02	3.80	5.66	5.50	3.73	3.06	5.46	5.24
相対誤差 (%)	53.3	52.7	50.0	48.5	53.4	40.3	61.5	48.8
相関係数	0.60	0.66	0.67	0.69	0.42	0.67	0.77	0.80

・各洪水とも左欄が降雨減衰無、右欄が降雨減衰有。降雨減衰定数は今井式を使用。

この表より次のことが言える。

- ① いずれの降雨でも降雨減衰を考慮した方がレーダ雨量の精度は上昇する。
- ② 降雨が激しい程（降雨強度が大きい程）降雨減衰を考慮することによる精度上昇は著しい。逆に言えば降雨強度が小さい時は降雨減衰を考慮しなくてもあまり精度的に低下しない。
- ③ 4降雨の最適 B の変動に着目すると、減衰を考慮しない場合には150~360, 考慮する場合には310~600といずれもかなりばらつき、降雨毎に B は大きく変動することがわかる。また B の範囲(range)はそれぞれ210, 290と考慮しない方が小さくなっているが、 B の最大値と最小値の比はそれぞれ2.4, 1.9であり、これだけの資料からは B の変動巾について、いずれが大きいかを議論することは困難と言えよう。

4.4 まとめと今後の課題

本章では長崎豪雨及び他の3降雨を対象にレーダ雨量計における降雨減衰の評価を行ったが、これまでの解析結果から得られた知見を整理して列挙すれば以下のとおりである。

- ① 降雨減衰はレーダ方程式中重要なウェイトを占める。従って降雨減衰を考慮した方が、レーダ雨量の精度は上昇する。これは降雨減衰を考慮した場合としない場合を比較することにより明らかである。また降雨減衰を考慮した場合には、レーダサイトから遠ざかるにつれて精度が低下する顕著な現象はなく距離方向にはほぼ様な精度が得られている。
- ② 降雨減衰を考慮した場合には、しない場合に比して各地上観測所地点でも精度の優れていることがわかる。すなわち空間的にいずれの場所でも降雨減衰を考慮した方が精度的に優れている。
- ③ 降雨減衰定数として従来から今井式、Gunn-East 式、小平式（上限、下限）と種々の式が提案されているが、これら各式の間には降雨減衰量の評価に関して大きな差がある。このうち Gunn-East 式は減衰量を過大に見積もり、誤差を累積させる傾向のあることがわかった。よって今後降雨減衰定数式として Gunn-East 式を用いるべきではないと言えよう。なお Gunn-East 式とはほぼ同程度の減衰量を与える小平の上限値についても同様である。

- ④ 降雨減衰を考慮した場合は、降雨減衰を考慮しない場合に比して B , β の変動にともなう精度の変動は大きい。すなわち B , β の値に敏感に反応する。このことは、実際にレーダ雨量計システムを運用する時大きな問題となる。なぜなら観測降雨について最適 B , β を推定できない時には、降雨減衰を考慮した方が大きな誤差をもたらす危険性のある事を示唆しているからである。

上記のように本章では降雨減衰を考慮することがレーダ雨量の精度向上に結びつくことを明らかにした。また一方降雨減衰を導入することによる危険性も指摘した。今後は降雨減衰を考慮し、かつ誤差を増大させることのないような実用的なレーダ雨量計の運用方法を検討していく必要がある。

(参考文献)

- 1) 小平信彦他 気象研究ノート第112号 1972
- 2) Kodaira, N. ; The radar wave attenuation caused by precipitation particles. Papers in Met. and Geophysics Vol.14 1963
- 3) Imai, I. ; Attenuation of microwave through rain for various drop size distribution. Jour. Met. Soc. II. 75th Ann. Vol. 1957
- 4) Gunn, K. L. S. and T. W. R. East ; The microwave properties of precipitation particles. Quart. Jour. Royal Met. Soc. 80 1954
- 5) 気象庁技術報告 第105号 昭和57年7月豪雨調査報告 昭和59年3月

あとがき

本報告書の研究にあたり多数の皆様に御協力載いた。第1章では、特殊レーダの現況調査で(社)建設電気技術協会レーダ雨量計委員会の方々に御協力載いた。第2章では、レーダ観測値及び地上観測値の収集にあたり、近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所及び豊岡工事事務所並びに北海道開発局河川管理課、札幌市道路維持除雪課の方々に御協力載いた。第3章では、後方散乱断面積の理論計算にあたり、郵政省電波研究所小口知宏室長に計算プログラムを提供して載いた。また、数値モデルの収集にあたり(財)日本気象協会の方々に御協力載いた。第4章では、九州地方建設局筑後川ダム統合管理事務所から貴重なデータの提供を受けた。ここに感謝を表するものである。

降水現象のレーダ観測に
関する調査報告書

ISSN 0386-5878
土木研究所資料第2353号
昭和61年3月 (1986)
河川部水文研究室

要 旨 本報告書は、土木研究所が最近進めているレーダ雨量計に関
連した調査研究をとりまとめたものである。第1章では、現在
世界的に研究が推進されてきているMultiparameter Radar による降
水観測の現況をレビューした。第2章では、レーダ雨量計を降雪観測に
応用するための基礎調査として、各国の研究現況をレビューして示し、
降雪量観測は降雨量観測とは異なるいくつかの問題を提起した。第3章
では、レーダ波が大気中の降水粒子群により受ける散乱特性を中心とし
て、これまでにレーダ気象学の分野で提案されてきた各種のモデルを評
価した。第4章では、従来、レーダ雨量計による降雨観測上の問題点と
されていた、降雨による電磁波の減衰の評価を昭和57年長崎豪雨を例と
してとりあげ、研究した成果を報告した。

キーワード：特殊レーダ、レーダによる降雪量観測、散乱特性、降水粒
子群モデル

郵便はがき

四十円切手
をはって下
さい

3 0 5 - □ □

茨城県筑波郡豊里町大字旭一番地

建設省土木研究所

河川部水文研究室 御中

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所

土木研究所資料第2353号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名 印