



共同研究報告書
整理番号第39号

DNDレーダによる降水現象の観測 に関する共同研究報告書（第3報）

平成2年3月

建設省土木研究所
河川部水文研究室

「Copyright © (1990) 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、土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。」

DNDレーダによる降水現象の観測 に関する共同研究報告書（第3報）

建設省土木研究所水文研究室	室 長	吉野 文雄
	主任研究員	石井 典夫
		井川 貴史
		水野 秀幸
建設省国土地理院企画調整課	課 長 補 佐	水野 雅光*
東京大学生産技術研究所	助 手	沖 大幹**
(株)東芝・小向工場		中野 悟
		丸山 吉孝
		岡川 道裕
日本無線(株)・三鷹製作所		吉田 武弘
		長屋 勝博
		長田 正嗣
三菱電機(株)・通信機製作所		萩原 護也
		浜津 享助
		大木 健一

要旨

洪水時の河川管理及び積雪地域の冬期の道路管理を適切に行うには、広域・面的でかつ正確な降水量の情報を入手する必要がある。この情報を入手することのできる測定器として、降水粒子群から得られる情報を複数にした、より精度の良い観測が可能となるレーダの1つである直交二偏波・ドップラーレーダがある。土木研究所では、(株)東芝、日本無線(株)、三菱電機(株)の3社と共同して、直交二偏波・ドップラーレーダ(DNDレーダと称する)を試作し、降水量の観測手法の開発研究を行っている。本報告書では、第1報、第2報の成果を踏まえ、DNDレーダのハード特性を報告するとともに、降雨及び降雪観測方法及び観測精度について検討した結果について紹介する。

キーワード：レーダ，降雨観測，降雪観測，直交二偏波，ドップラー

* 前水文研究室研究員

** 元水文研究室非常勤職員

DNDレーダによる降水現象の観測に関する 共同研究報告書（第3報）

（まえがき）

本報告書は土木研究所が降雪観測用レーダ研究会（会員：㈱東芝、日本無線㈱、三菱電機㈱）と実施中の共同研究課題「降雪観測用レーダの開発研究」による研究の成果を中間報告書として取りまとめたものである。この研究は現在建設省が各地に建設を進めているレーダ雨量計網による降雨や降雪の観測精度をより向上させて、河川や道路の管理情報に活用する目的で開始された。そのため現在のレーダ雨量計が持つ観測上の限界や問題点を抽出し、それらを解決するための新しい考えを取り入れて次世代レーダの基本構想を明らかにする立場からこの研究は実施されている。

建設省では河川や道路の管理のため必要な雨量情報を、広域にわたり実時間で観測する目的で1966年から建設省研究補助金によりレーダ雨量計の開発研究に着手した。この研究は雨量積算レーダ研究会の指導の下に行われ、赤城山にXバンドのレーダを設置し、雨量換算の可能性や方式の基礎研究を実施した。その後1967年から1969年にかけて、科学技術庁の特別研究促進調整費および河川総合開発事業費による研究が、科学技術庁、気象庁との共同研究として始められた。これらの研究で特に問題とされた課題は受信信号の変動を平均するための時間積分の方法、降雨量への換算式、データの処理方法、等であった。この様な諸問題を解決するには高能力の計算機が必要であったが、当時の段階ではまだこの分野の進歩には限界があった。

その後関東地方建設局は土木研究所の協力のもとに赤城山レーダを現業に使用する努力を続け、降雨量の換算方法やレーダの設計方式についての研究を進めた。一方この当時には電子計算機の能力の飛躍的向上があり、またデータの通信技術も発展したため、1975年にレーダ雨量計の実用一号機を導入できるまでに至った。

このようにレーダ雨量計の開発に当たって長年月の努力が為され、現在見られるようなレーダ雨量計網が構築されてきた。この間には雨量換算定数の研究や大地クラッターの除去の研究、表示法の研究、河川管理への応用研究、等が実施され、その結果、現況でもほぼ十分な精度で観測値を提供できる水準に達している。そして河川情報センターを通して観測データの一般ユーザーへの提供も行われるに至っている。これらの諸研究に携わられた方々の努力に敬意を表したい。

しかしながら現在のレーダシステムでは以下のような問題点も指摘できる。現在のレーダによる降水量の観測方法では、目標の降水粒子（雨滴、雪片等）群からの電波の散乱強度（反射因子 Z という）を測定し、これを降水強度 R との関係式 $Z = BR^\beta$ により降水強度に変換する。しかしこの時に用いられる B 、 β は、降水粒子の形態（雨滴か氷粒か雪片かといった）や、降雨の成因（雷雨、台風、前線等）により大きく異なることが明らかになっている。しかし現在のレーダシステムによる降水量の観測は、得られる情報が一つ（反射因子 Z ）しかないため、

- ① 雨滴と氷晶との判別が不可能であること
 - ② レーダの情報だけでは定数 B 、 β の推定が困難であること
- という問題があり、現況以上の観測精度の向上は困難であると考えられる。

またレーダによる降雪量の観測は、

- ① 降雪現象は降雨に比べて電波の反射強度が弱いこと
 - ② 雪片は風の移流をうけるため上空と地上との対応が難しいこと
- 等の問題により定量的な降雪観測が困難であると考えられる。

しかしながらこれらの問題点は現在のレーダ雨雪量計の観測値やその活用に問題有りとするものではない。現況でも実用上十分な降雨観測や降雪観測がレーダ雨雪量計で実施されていることを指摘しておきたい。しかしこの分野の技術進歩は目覚ましいものがあり、今後のレーダ雨雪量計のよりいっそうの精度向上の努力も今から進めておく必要がある。

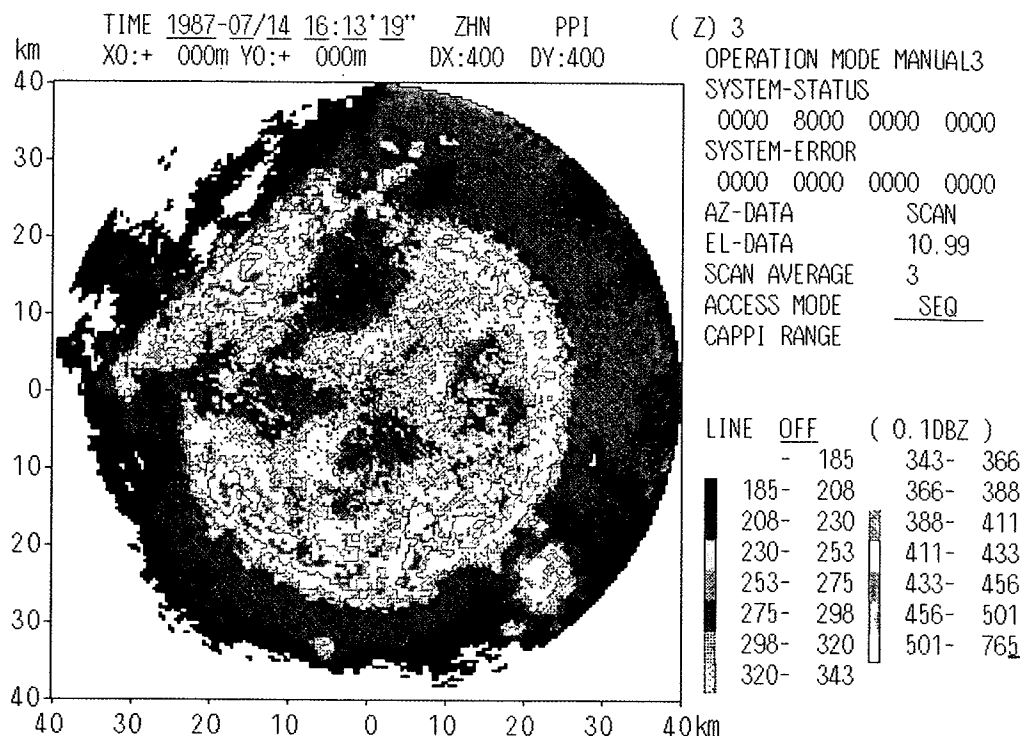
上述した諸問題を解決するにはレーダシステムを見直し、新たな構想で研究を実施することが必要であるとの判断に立ち、本共同研究が始められた。この研究で取り上げたレーダは、現在、世界の気象学者や電子技術者が競って研究を進めているMultiparameter Raderのひとつである直交二偏波・ドップラレーダである。この分野の研究はまだ緒に付いた段階にあり、今後の研究に期待しなければならない問題も多く残されている。すでに共同報告書第一報を土木研究所資料No.2594で第二報をNo.2757で報告した。本報告は平成元年度に実施した直交二偏波・ドップラレーダの降雨観測、降雪観測等について研究結果を取りまとめた。この研究は平成2年度で一応の成果を出して終了する予定である。本報告書がレーダ雨雪量計の観測に携わる方々に有益な情報を提供するものであることを期待している。

この共同研究の実施にあたり学識経験者の協力を得るために、社団法人建設電気技術協会に特殊レーダ研究会を構成し、協力を得ている。記して感謝の意を表したい。

なお本研究は研究会の運営や観測実施に多数の方々の御協力を得ている。建設経済局電気通信室の方々や河川局治水課、河川計画課、開発課、道路局国道1課、2課の方々、北陸地方建設局本局及び富山工事事務所、東北地方建設局及び酒田工事事務所、九州地方建設局筑後川ダム統合管理事務所の関係者に厚く感謝の意を表したい。

平成2年3月

土木研究所河川部水文研究室

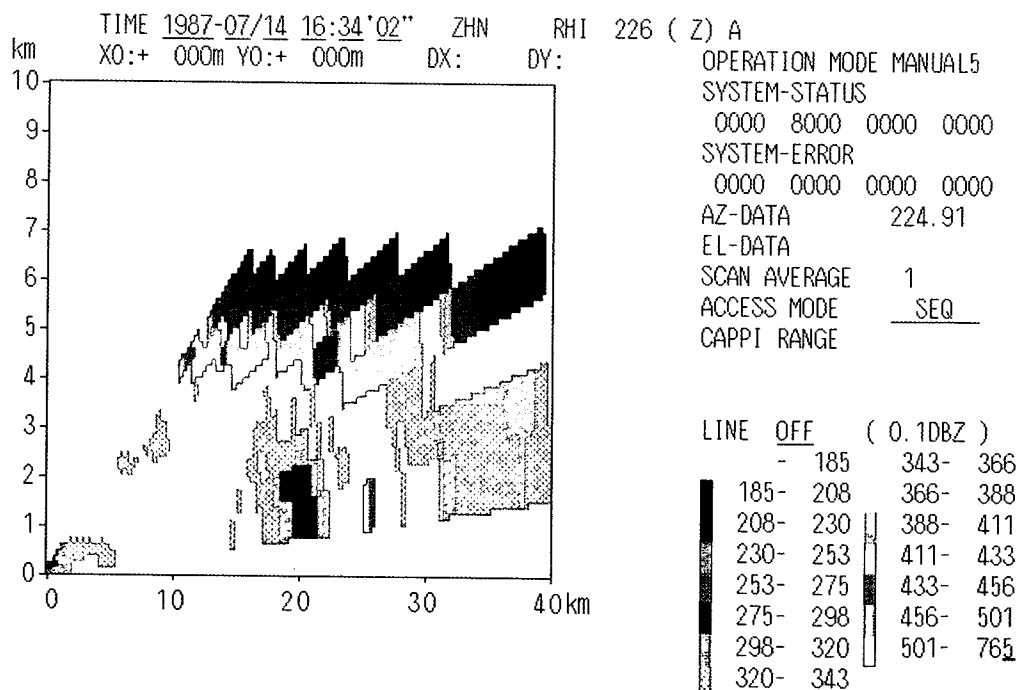


観測例-1 Z_H の PPI 図 (富山, 降雨観測)

1987年 7 月14日16時13分

運用パターン 3 (EL=11°)

ブライツバンド (融解層) が現れている。

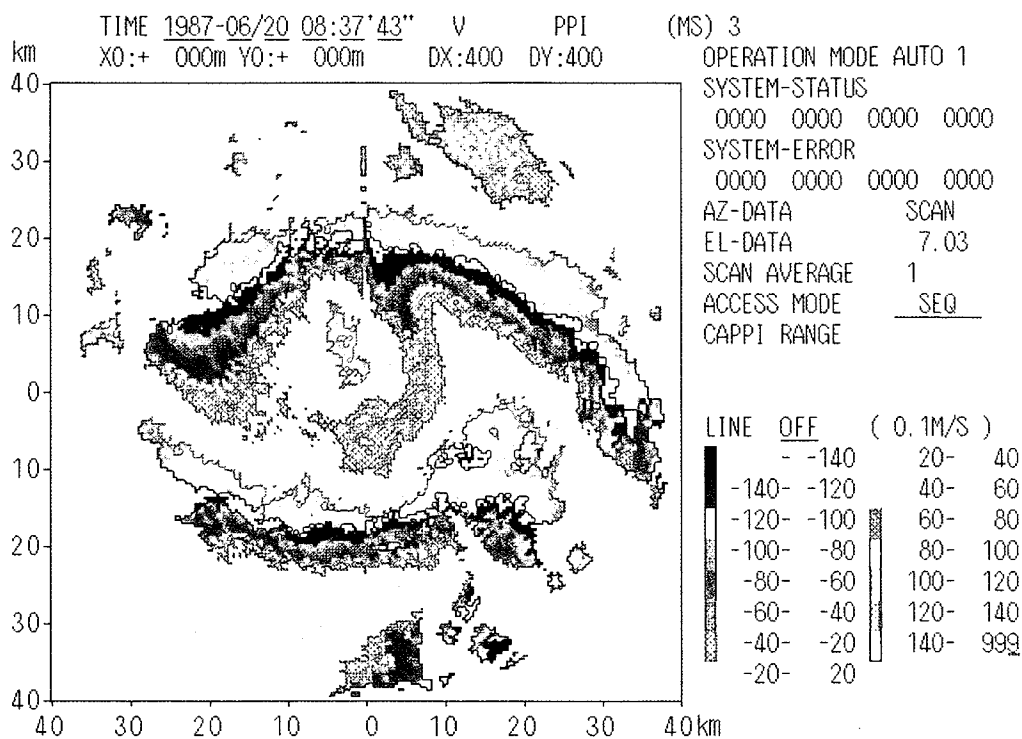


観測例-2 Z_H の RHI 図 (富山, 降雨観測)

1987年 7 月14日16時34分

運用パターン 3 (AZ=225°, EL=15°)

高度4.5 km 付近にブライツバンドがあることがわかる。



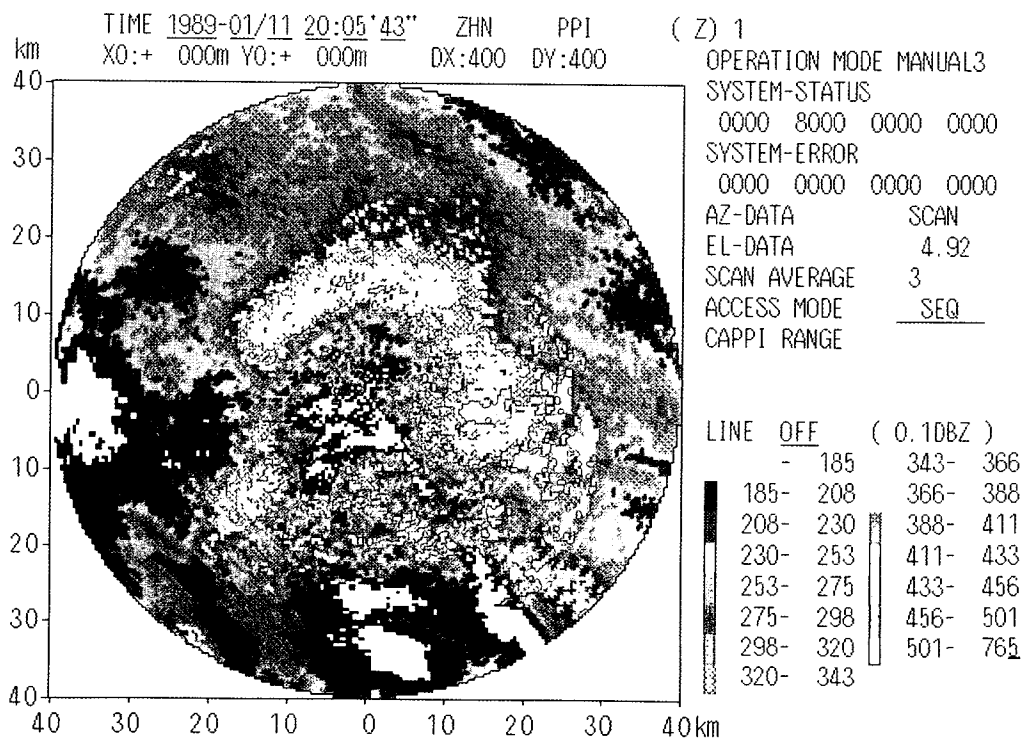
観測例-3 V の PPI 図 (富山, 降雨観測)

1987年 6 月20日 8 時37分

運用パターン 1 (EL=7°)

前線性の降雨時のドップラー観測

上層は南風, 下層は北北西の風となっている。

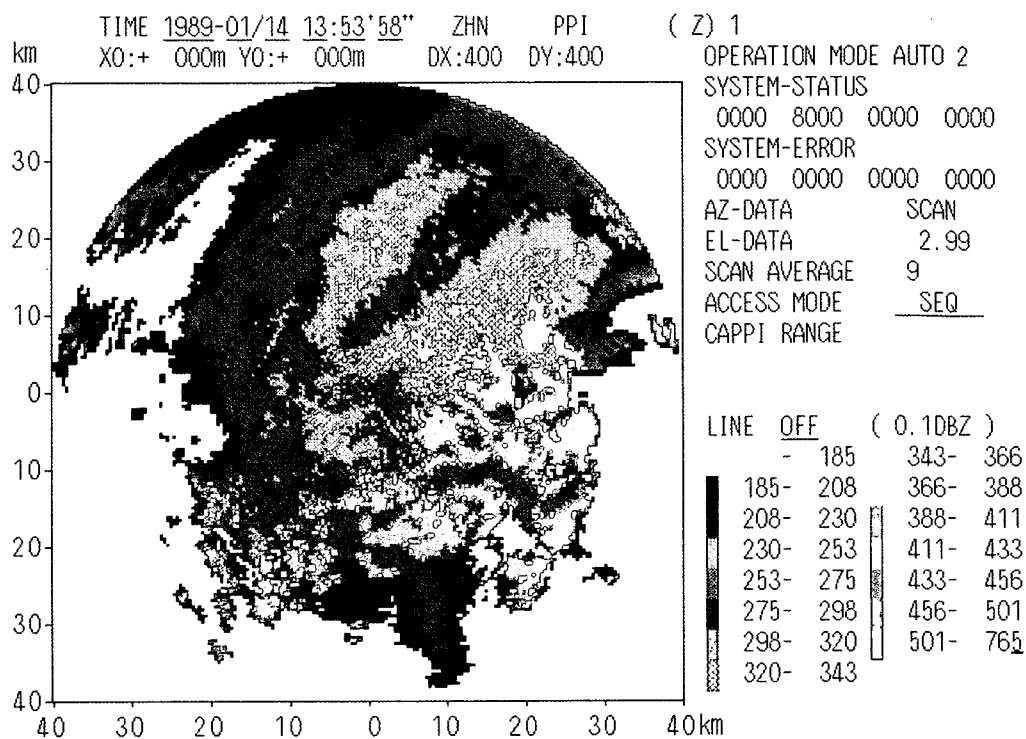


観測例-4 Z_H の PPI 図 (富山, 降雪観測)

1989年 1 月11日 20 時05分

運用パターン 3 (EL=5°)

地上では降雨。ブライトバンドが現れている。

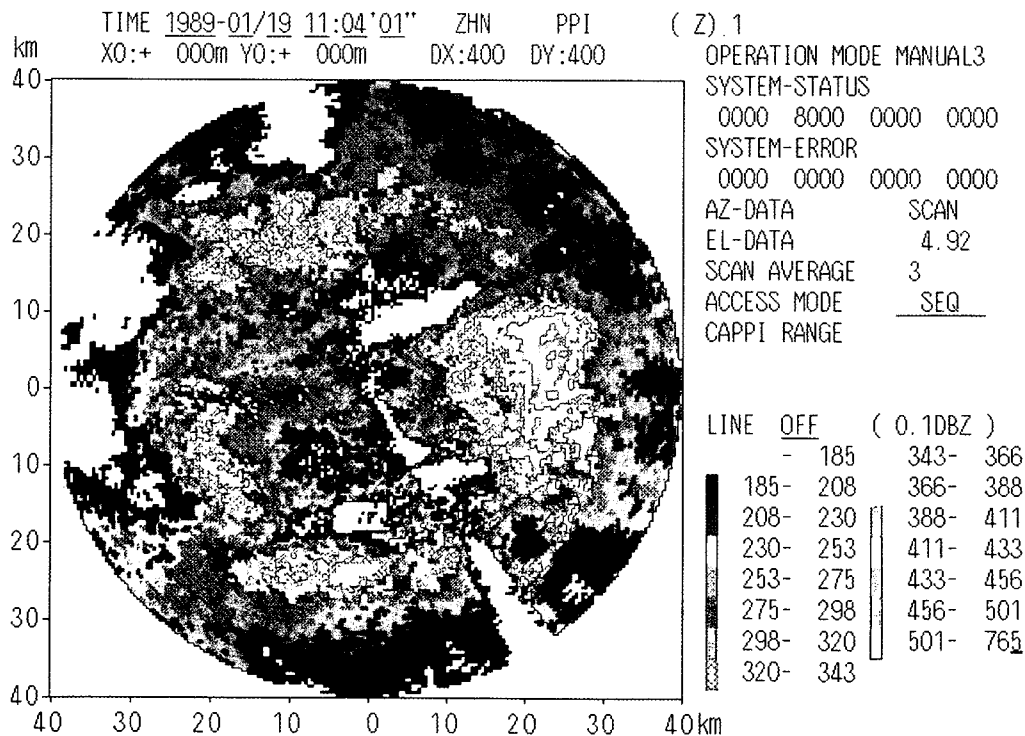


観測例-5 Z_H の PPI 図 (富山, 降雪観測)

1989年 1月14日13時53分

運用パターン 2 (EL=3°)

地上では降雪。南東部の強度の強い部分はグラウンドクラッター。

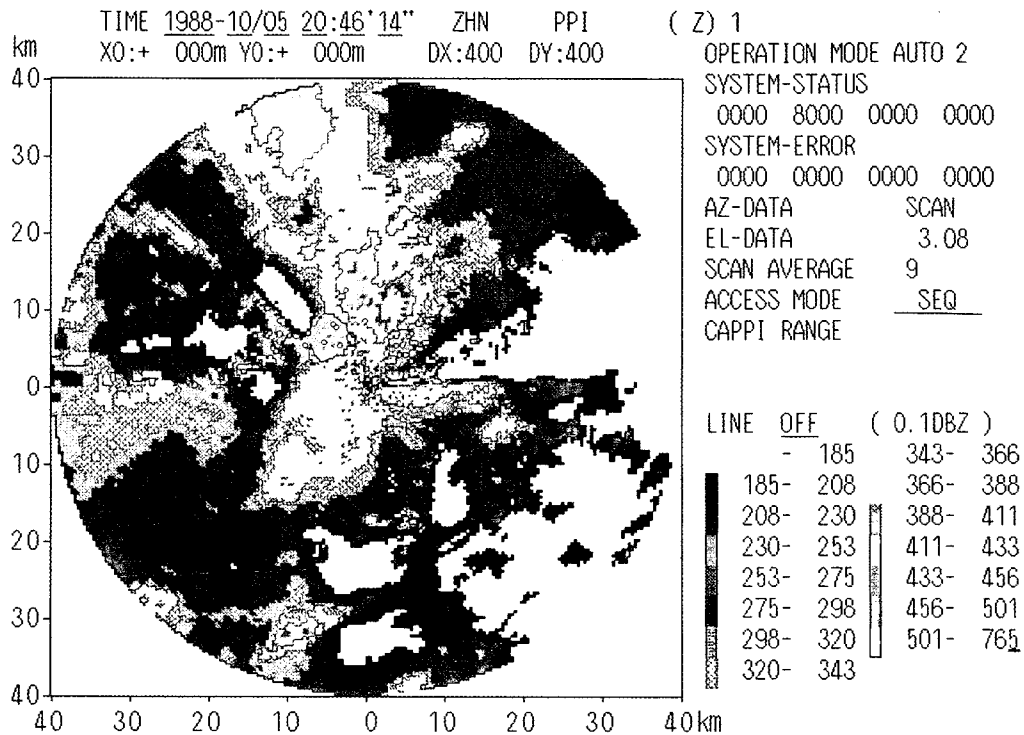


観測例-6 Z_H の PPI 図 (富山, 降雪観測)

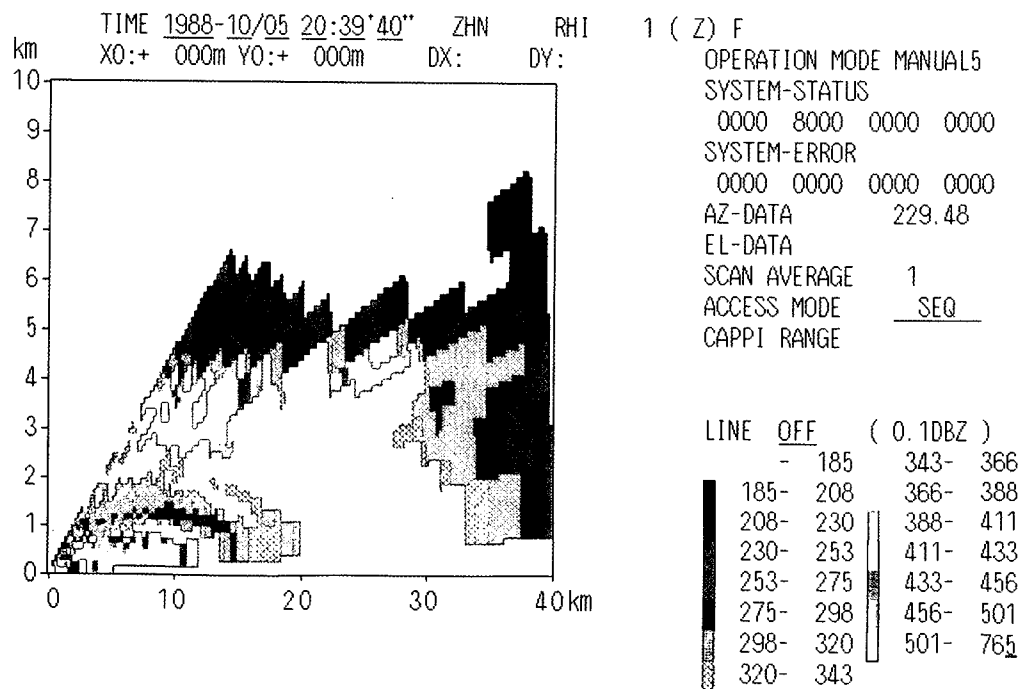
1989年 1月19日11時04分

運用パターン 3 (EL=5°)

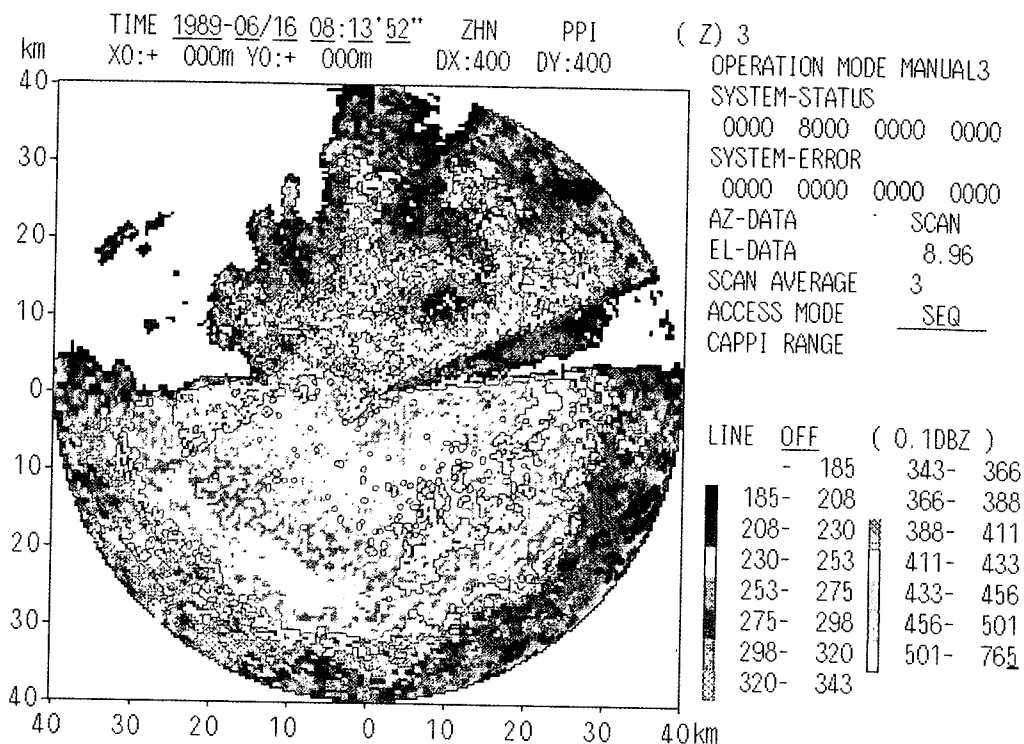
地上では降雨。ブライトバンドが現れている。



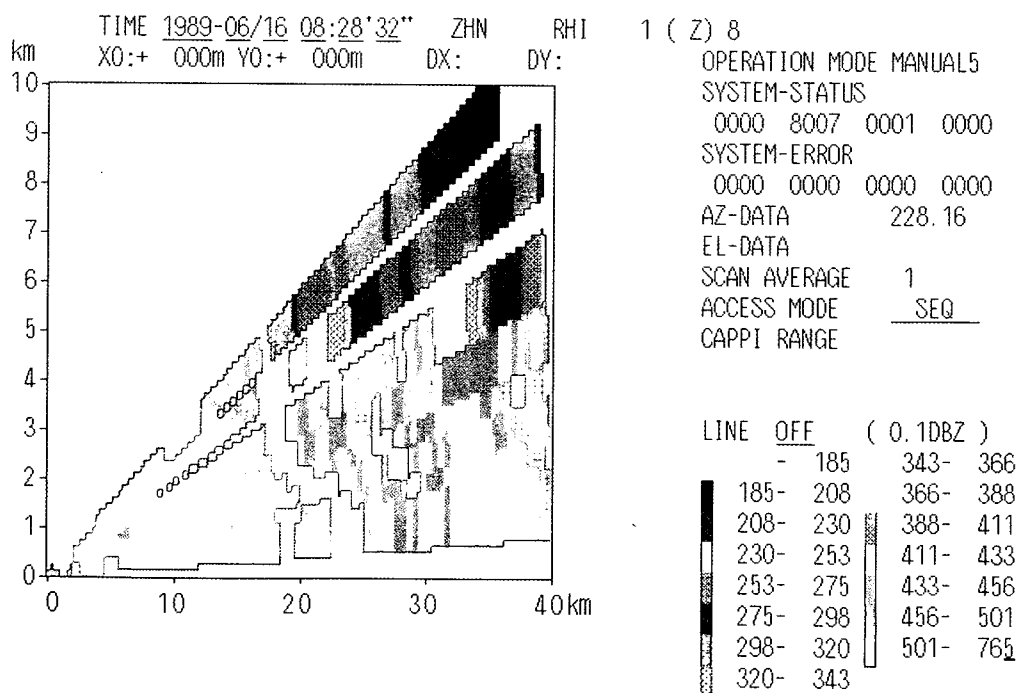
観測例-7 Z_H の PPI 図 (久留米, 降雨観測)
 1988年10月5日20時46分
 運用パターン2 (EL=3°)



観測例-8 Z_H の RHI 図 (久留米, 降雨観測)
 1988年10月5日20時39分
 運用パターン7 (AZ=229°, EL=15仰角)



観測例-9 Z_H の PPI 図 (久留米, 降雨観測)
 1989年 6月16日 8時13分
 運用パターン 3 (EL=9°)



観測例-10 Z_H の RHI 図 (久留米, 降雨観測)
 1989年 6月16日 8時28分
 運用パターン 7 (AZ=228°, EL=8 仰角)



写真-1 富山でのレーダ観測状況

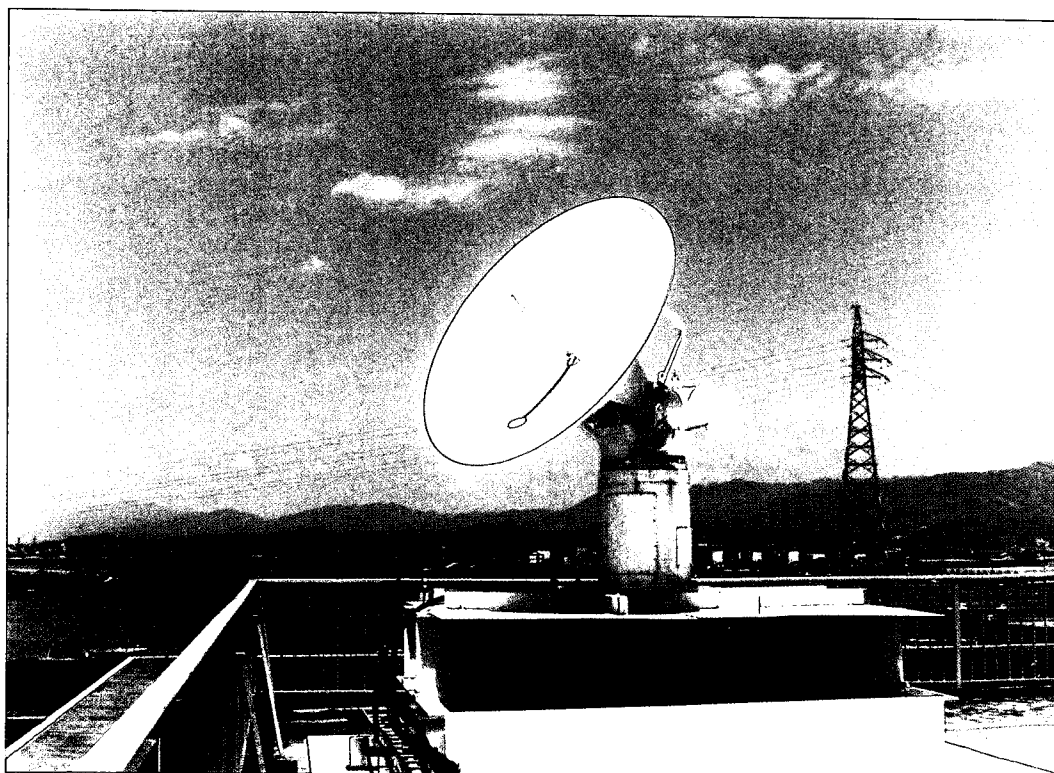


写真-2 久留米でのレーダ観測状況

目 次

第1章 序論

- 1. 1 研究目的
- 1. 2 観測計画
- 1. 3 解析計画
- 1. 4 研究の経緯

第2章 データ平均方法と Z_{DR} の測定精度

- 2. 1 DNDレーダの補正係数の検討
- 2. 2 データサンプリング方法

第3章 直交二偏波レーダによる降雨強度の観測性能

- 3. 1 はじめに
- 3. 2 直交二偏波レーダによる降雨強度の測定原理
- 3. 3 観測精度に関する理論的検討
- 3. 4 降雨観測
- 3. 5 雨滴の粒径分布の測定
- 3. 6 測定精度の検証
- 3. 7 まとめ

第4章 ブライトバンドの観測と降水粒子の形態識別

- 4. 1 はじめに
- 4. 2 降水粒子の形態識別に関する既往の研究
- 4. 3 直交二偏波レーダによる降水観測
- 4. 4 降水粒子の Z_H 、 Z_{DR} に関する特性
- 4. 5 降水粒子の誘電率
- 4. 6 まとめ

第5章 DNDレーダのハードウェアの諸特性

- 5. 1 各部のロス
- 5. 2 アイソレーション
- 5. 3 VSWR

第6章 結論

第 1 章 序 論

1. 1 研究目的

洪水時の河川管理及び積雪地域の冬期の道路管理を適切に行うには、広域的でかつ面的でかつ正確な降雨量及び積雪量の情報を入手する必要がある。現在この情報を入手する測定器として気象レーダが用いられている。

レーダによる降水量の観測方法は、目標の降水粒子（雨滴、雪片等）群からの電波の反射強度（反射因子 Z という）を測定し、この反射因子 Z と降水強度 R との関係式 $Z = BR^{\beta}$ を用いて、降水強度を推定するものである。

この B 、 β は降水粒子の形態（雨滴かひょうか雪片か）で異なる。また、雨滴でも降雨成因（雷雨、台風、前線性等）によって異なる。

しかし、現在のレーダシステムによる降水観測は、得られる情報が1つ（反射因子のみ）しかないため、①降水粒子の形態の判別が不可能、②レーダの情報だけでは B 、 β の推定が困難、という問題があり、これ以上の降雨量の観測精度の向上が望めない。

また、レーダによる降雪観測は、①降雪現象は降雨現象に比べ電波の反射強度が弱い、また、②雪片は風の移流を受けるため上空と地上の対応がとり難い、ため定量的な降雪観測が難しい。

そこで、土木研究所では、レーダで複数の情報が得られる Multiparameter-Radar の1つである二重偏波・ドップラレーダ（DNDレーダと称する）を試作し、DNDレーダによる降水量の観測手法の開発研究を行っている。

すでに共同研究の成果を第一報、第二報として報告してあるので、土木研究所資料No. 2594、No. 2757の目次を参考として示す。

本報告においては、平成元年度に実施した降雨及び降雪の観測結果並びにDNDレーダのハード特性を紹介する。

なお、このDNDレーダの開発研究は、建設本省電気通信室の協力を得て、㈱東芝、日本無線㈱、三菱電気㈱の3社と共同して行っている。

1. 2 観測計画

二重偏波・ドップラレーダによる降雨観測及び降雪観測手法を開発するため、DNDレーダを用いて降雪観測及び降雨観測を行い、同時に地上降水量の測定も行う。図-1.2.1に観測の全体計画を示す。

(1) 降雪観測

① 観測期間 昭和61年～平成2年度の毎年12月16日～3月15日迄とする

② レーダ観測の範囲

昭和61～63年度は建設省富山工事事務所三郷出張所（富山県中新川郡立山町）を、平成元年度～2年度は建設省酒田工事事務所（山形県酒田市上安町）をレーダサイトとし、半

径40km以内の地域の降雪量（水当量）を測定する。図-1.2.2 に降雪観測範囲を示す。

③ 地上降雪量の観測

3km×3kmの1メッシュあたり1台の割合で合計約17台の自記雨雪量計を設置して時間降雪量（水当量）を観測する。自記雨雪量計は上下部ヒーター付きの0.5mmピッチの転倒ます雨量計で、記録は、メモリーパックを用いて、1分間単位で降水量が記録されるようになっている。

④ 降雪粒子の特性の観測

ビデオゾンデによる上空の降水粒子の粒子形状及び粒径分布の測定、また、地上において降雪粒子落下速度粒径分布測定装置を用いて降雪粒子の落下速度、粒子形状及び粒径分布の測定を実施する。

⑤ 高層気象の観測

レーウィンゾンデを用いて、上空の風向・風速及び気温の測定を行う。

⑥ 気象データの収集

DNDレーダの観測エリア内にあるテレメータ観測所の時間降水量、AMeDAS観測所の気温、風向、風速、降水量、積雪深、各観測施設の日積雪量、並びに輪島の高層気象データを収集整理する。

⑦ 降雪による電波の減衰量の測定

降雪時に、DNDレーダから20～100km離れた地点で、DNDレーダの電波を受信し、降雪による電波の減衰について検討する。

(2) 降雨観測

① 観測期間 昭和62年～平成2年度の毎年6月1日～9月31日迄とする

② レーダ観測範囲

昭和62年度は建設省富山工事事務所三郷出張所（富山県中新川郡立山町）をレーダサイトとし、昭和63～平成2年度は建設省筑後川ダム統合管理事務所（福岡県久留米市）をレーダサイトとし、半径40km以内の降水量を測定する。九州における観測範囲を図-1.2.3に示す。

③ 地上降雨の観測

3km×3kmの1メッシュあたり1台の割合で合計約20台の自記雨量計を設置して時間降雨量を観測する。自記雨量計は上下部ヒーター付きの0.5mmピッチの転倒ます雨量計で、記録は、メモリーパックを用いて、1分間単位で降水量が記録されるようになっている。また、1地点で雨滴計数式降雨強度計を用いて、1分間毎の降水強度を測定する。

④ 降雨粒子特性の観測

ビデオゾンデによる上空の降水粒子の粒子形状及び粒径分布の測定、また、地上において4箇所雨滴の粒径分布測定装置を用いて雨滴の粒径分布の測定を実施する。

⑤ 高層気象の観測

レーウィンゾンデを用いて、上空の風向・風速及び気温の測定を行う。

⑥ 気象データの収集

DNDデータの観測エリア内にあるテレメータ観測所の時間降水量、AMeDAS観測所の風向、風速、降水量並びに福岡の高層気象データを収集整理する。

⑦ 降雨による電波の減衰量の測定

降雨時に、二重偏波・ドップラレーダから20～100 km離れた地点で、二重偏波ドップラレーダの電波を受信し、降雨による電波の減衰について検討する。

(参 考)

DNDレーダによる降水現象の観測に関する共同研究報告書（第1報）

目 次

第1章 序 論

第2章 DNDレーダ（二重偏波・DNDレーダ）の製作

2.1 DNDレーダの仕様とその決定の経緯

2.2 空中線部の構造とその性能

2.3 送受信部の構造とその性能

2.4 信号処理部の構造とその性能

2.5 偏波切替器の構造とその性能

2.6 データ収録部の構造とその性能

2.7 表示部の構造とその性能

2.8 総合調整について

2.9 二重偏波モードの性能評価

2.10 ドップラモードの性能評価

2.11 保守点検方法について

2.12 富山での設置工事について

2.13 ま と め

第3章 DNDレーダによる降雪観測

3.1 降雪観測における反射電力のサンプリング時間

3.2 DNDレーダ及び宝達山レーダによる降雪観測

3.3 パラボラ面への着雪が降雪観測に及ぼす影響について

3.4 降雪粒子の特性観測

3.5 レーダによる降雪観測のための基礎調査

3.6 ま と め

第4章 DNDレーダによる降雨観測

4.1 降雨観測事例

4.2 レーダの較正

4.3 Z_{DR} の算出方法と測定精度

4.4 降雨観測における反射電力のサンプリング時間

4.5 Z_{DR} による降水強度の測定精度

4.6 ドップラモードの観測精度

4.7 ま と め

第5章 結 語

DNDレーダによる降水現象の観測に関する共同研究報告書（第2報）

目 次

第1章 序 論

第2章 二重偏波・ドップラレーダ（DNDレーダ）の改造

- 2.1 改造の必要性と概要
- 2.2 信号処理部の性能と動作原理
- 2.3 データ収録部の性能と動作原理
- 2.4 表示部の性能と動作原理
- 2.5 久留米での設置工事について
- 2.6 ま と め

第3章 DNDレーダによる降雪観測と予測

- 3.1 降雪による電波減衰について
- 3.2 雪片の移流を考慮した降雪量の測定
- 3.3 レーダによる降雪予測の可能性について
- 3.4 ま と め

第4章 DNDレーダによる降雨観測の精度

- 4.1 雨滴の粒径分布の測定
- 4.2 Z_{DR} 法による降水強度の測定精度
- 4.3 ドップラレーダを用いた雨滴の粒径分布の推定
- 4.4 レーダ反射電力のサンプリング間隔について
- 4.5 ま と め

第5章 結 論

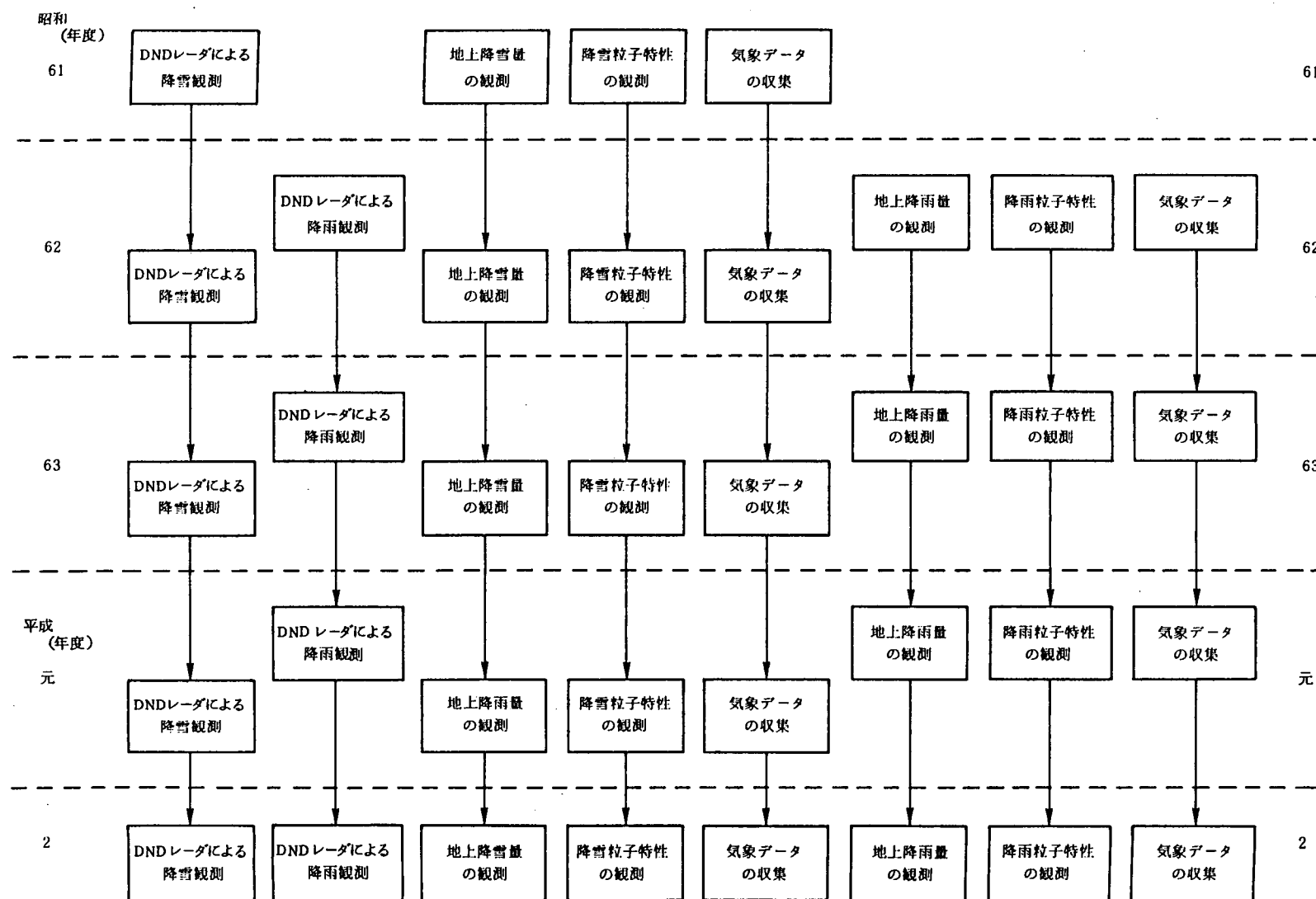
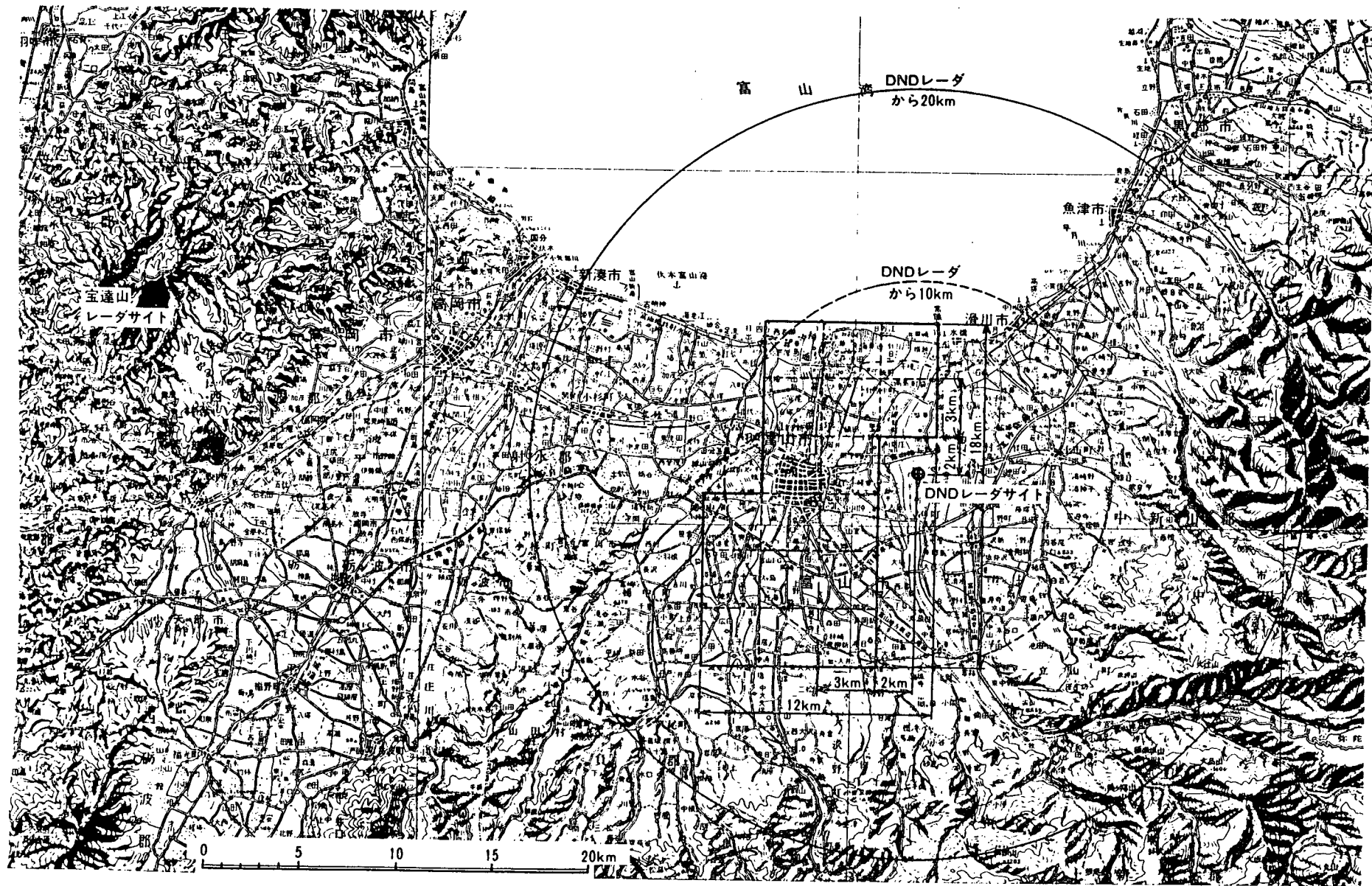


図-1.2.1 観測の全体計画



図一1.2.2 降雪観測位置図

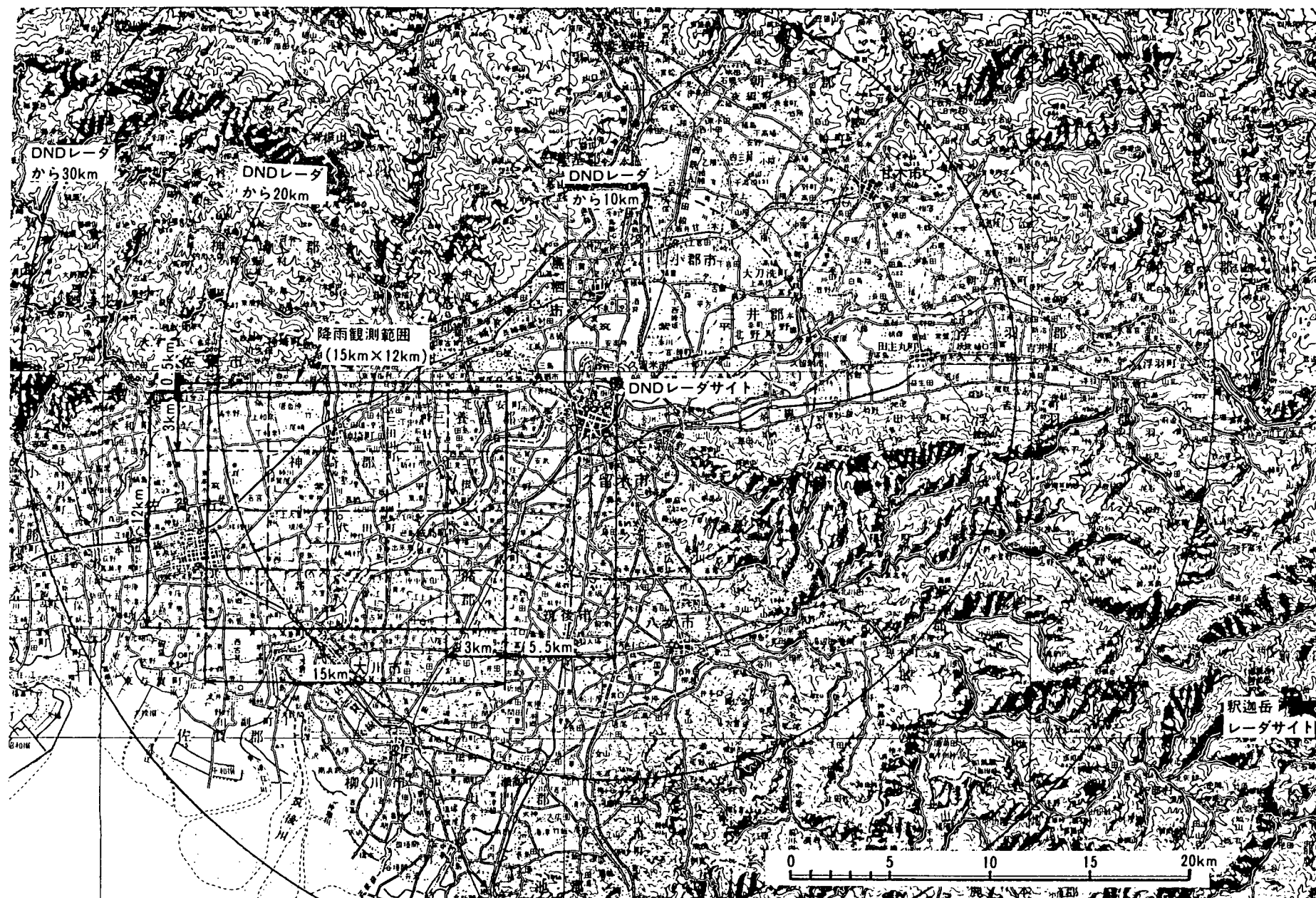


図-1.2.3 降雨観測位置図

1. 3 解析計画

二重偏波・ドップラレーダ（DNDレーダ）による降雨観測及び降雪観測手法を開発するために行う解析の全体計画を図－1.3.1 に示す。

二重偏波・ドップラレーダによる降雪観測システムの開発のため、降雪予測モデルの開発、雪片の移流モデルの開発、降雪時のレーダ方程式の検討、DNDレーダの最適運用方法の検討、及び、降水物質の形態判別手法の開発を行う。

また、二重偏波・ドップラレーダによる降雨観測システムの開発のため、降水物質の形態判別手法の開発、粒径分布推定法の開発、DNDレーダの特性を用いた降水量測定手法の開発、DNDレーダの最適運用方法の検討、及び、DNDレーダの特性を用いた降雨予測モデルの開発を行う。

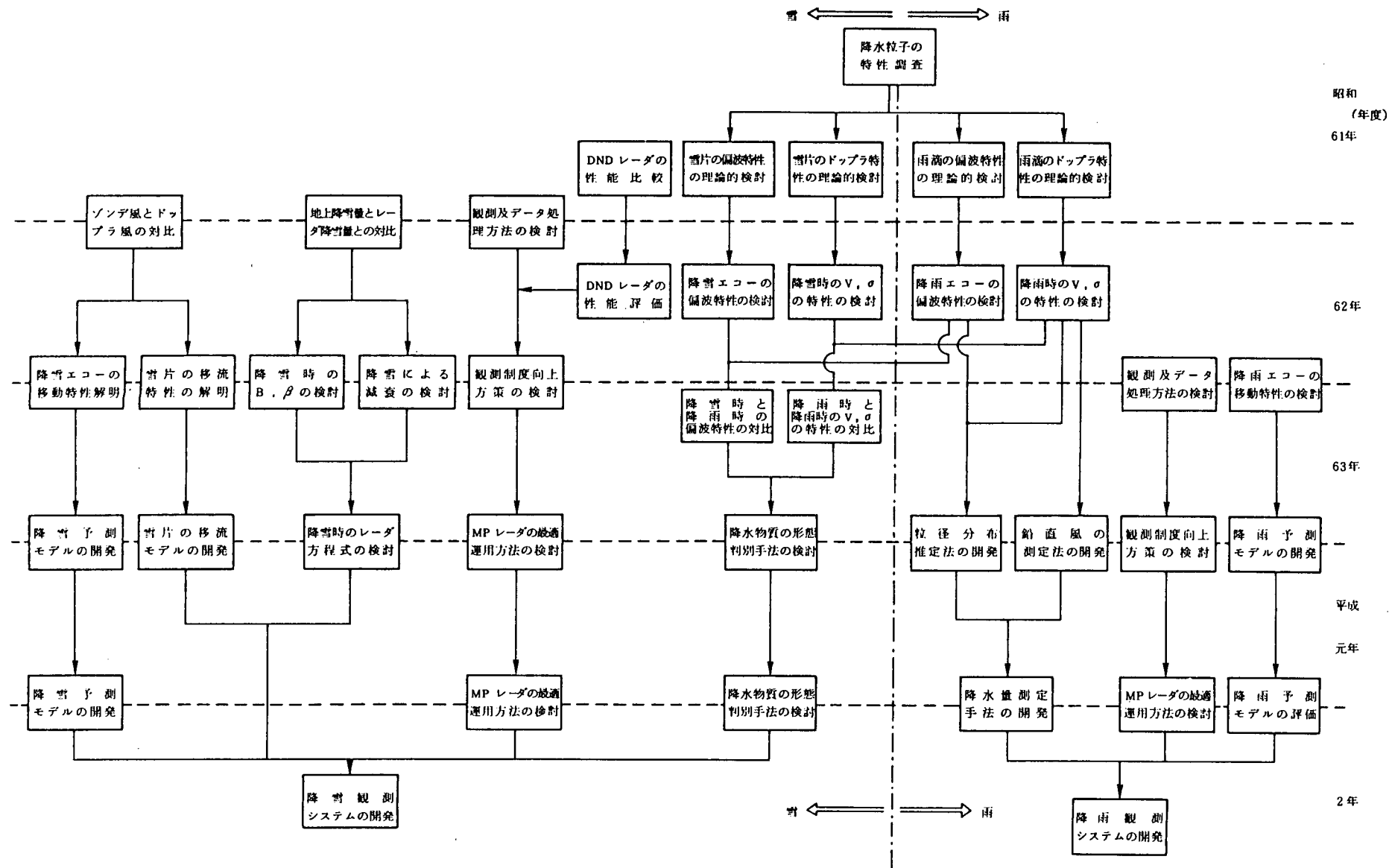


図-1.3.1 解析の全体計画

1. 4 研究の経緯

土木研究所水文研究室が行っている二重偏波・ドップラレーダによる降水観測手法の開発研究の経緯を表-1.4.1 に示す。

土木研究所水文研究室では、昭和40年頃からレーダによる降雨観測に関する研究を開始し、昭和59年度からは既存型レーダによる降雪観測の可能性の検討を始めた。また、昭和59年度から二重偏波・ドップラレーダ等の特殊レーダ (Multiparameter-Radar) による降水観測手法の開発を始めた。

既存型レーダによる降雪観測手法の検討は、昭和59年度は建設省深山レーダ雨量計と札幌市SMAS Sレーダの観測結果を用いて解析した。昭和60年度は小型レーダを用いて新潟県長岡市で降雪観測を実施し検討した。これから、既存型レーダによる定性的な降雪観測は可能であるが、定量観測を行うにはシステムの性能向上を図る必要があることが分かった。

特殊レーダによる降水観測システムの開発研究は昭和59年度から開始した。昭和59年度は、海外における特殊レーダによる降水観測に関する研究現況を調査した。これから、二重偏波・ドップラレーダが最も優れていることが分かった。これを受けて、昭和60年度に、二重偏波・ドップラレーダの仕様の検討を行い、製作を開始した。昭和61年12月に二重偏波・ドップラレーダが完成し、昭和62年1月から降雪観測を富山で開始した。昭和62年度に富山で降雨観測と降雪観測、昭和63年度に、久留米市で降雨観測、富山で降雪観測、平成元年度に久留米で降雨観測、酒田で降雪観測を実施した。

二重偏波・ドップラレーダによる降水観測システムの開発研究を進めるにあたり、表-1.4.2. に示す特殊レーダ研究会を発足し、研究会の委員の方々に指導して頂いた。

富山における降雪観測並びに降雨観測で、建設省北陸地方建設局河川管理課、電気通信課、筑後川工事事務所、筑後川ダム統管理事務所の皆様に、酒田における降雪観測で、東北地方建設局、河川管理課、電気通信課、道路管理課、並びに酒田工事事務所の皆様に多大な協力をして頂いた。ここに謝意を表します。

表一1.4.1 二重偏波・ドップラレーダによる降水観測手法の開発研究の経緯

年 度	試 験 研 究 費	道 路 事 業 調 査 費	河川総合事業調査費	そ の 他
61	・ DNDレーダの性能比較 ・ 現地の降雪観測施設の整備	・ DNDレーダによる降雪観測の実施 ・ ドップラ風とゾンデ観測の対比		(施設整備費) ・ 二重偏波・ドップラレーダの空中線装置及びシェルターの製作
62	・ DNDレーダの性能評価 ・ 降雪エコーの偏波特性の検討 ・ 雨滴の粒径分布測定装置の購入	・ レーダによる降雪観測の実施 ・ 降雪エコーの移動特性の解明	・ DNDレーダによる降雨観測の実施 ・ 地上降雨量観測の実施	
63	・ 降雪時と降雨時の偏波特性の対比 ・ 降雪時と降雨時のドップラ特性の対比	・ レーダによる降雪観測の実施 ・ 雪片の移流特性の検討	・ Z_{DR} 法による降水観測精度の検討 ・ エコーの移動と上層風との関係の検討	
元年	・ 降水粒子の形態判別法の開発	・ レーダによる降雪観測の実施 ・ 降雪予測手法及び雪片の移流予測モデルの検討	・ 雨滴の粒径分布の推定法の検討 ・ DNDレーダによる降雨観測手法検討 ・ DNDレーダによる降雨予測手法の開発	
2 年	・ 降水粒子の形態判別方法の開発 ・ 降雪観測システムの開発	・ 降雪予測手法及び雪片の移流予測モデルの開発	・ DNDレーダによる降雨観測手法開発 ・ DNDレーダによる降雨予測手法の開発	

表-1. 4. 2 特殊レーダ研究会委員名簿

氏 名	所 属
(委員長)	
木 下 武 雄	科学技術庁国立防災科学技術センター第一研究部長
(委 員)	
八 木 鶴 平	科学技術庁国立防災科学技術センター第一研究部広域防災研究室長
青 柳 二 郎	運輸省気象研究所気象衛星研究部第二研究室長
田 畑 明	// // 台風研究部第三研究室研究官
小 口 知 宏	郵政省通信総合研究所第三特別研究室長
藤 田 正 晴	// // 通信技術部通信装置研究室長
阿波加 純	// // 電波部大気圏伝搬研究室主任研究官：63年度
井 原 俊 夫	// // 鹿島支所第一宇宙通信研究室長：63年度
一 宮 邦 夫	61年～62年度：(前) // 電波部大気圏伝搬研究室主任研究官 建設省建設経済局調査情報課電気通信室長：63年度 61年～62年度：(前) // 電気通信室建設専門官 // 電気通信室建設専門官：元年度
小岩井 靖 男	建設省土木研究所河川部長：元年度
青 木 佑 久	// // 河川部水文研究室長
吉 野 文 雄	勸東芝・小向工場レーダ技術部技術第二担当課長：62年度～
中 野 悟 弘	日本無線㈱・三鷹製作所技術第二部特殊レーダ専門課長
吉 田 武 弘	三菱電機㈱・通信機製作所電波部システム第二課主幹：62年度～
浜 津 享 助	
(前委員)	
堀 重 信	61年～62年度：(前) 建設省建設経済局調査情報課電気通信室長
松 下 守 夫	63年度：(前) // // 建設専門官
橋 本 宏	61年～63年度：(前) // 土木研究所河川部長
畑 浩 靖	61年度：(前) 勸東芝・小向工場無線機設計部情報設計課長
萩 原 護 也	61年度：(前) 三菱電機㈱・通信機製作所電波部システム第二課主幹
(幹 事)	
石 井 典 夫	63年度～：建設省土木研究所水文研究室主任研究員
水 野 秀 幸	62年度～：建設省土木研究所水文研究室技官
井 川 貴 史	62年度～：建設省土木研究所水文研究室技官
(前幹事)	
水 野 雅 光	61年～63年度：(前) 建設省土木研究所水文研究室研究員
河 関 大 祐	61年度：(前) 建設省土木研究所水文研究室技官
(事務局)	
堀 重 信	(社)建設電気技術協会専務理事
岡 部 澄 弥	// 事務局

第2章 データ平均方法と ZDRの測定精度

2.1 DNDレーダの補正係数の検討

2.1.1 はじめに

レーダ雨量計により降水強度の測定を行う場合、降雨エコーの受信電力を降水強度に変換するために次式に示すレーダ方程式を用いる。

$$P_r = \frac{F \cdot C \cdot Z}{r^2} \quad \dots\dots\dots (2.1.1)$$

ただし、 P_r は受信電力、 F は補正係数、 C はレーダ定数、 Z はレーダ反射因子、 r はレーダサイトからの距離を表す。(伝搬路上の減衰は省略してある。)

F 項は、レーダ方程式には含まれていない導波管等の損失、及び、レーダ方程式に含まれている仮定の影響及びレーダビーム内の雨域の充满率等の要因により生じる、レーダ算出降水量と地上観測降水量の差を補正するための補正係数である。したがって、レーダデータから降水強度を算出する際には予め F 項を求めておく必要がある。ここでは、DNDレーダにより得られたデータを解析する際に必要な F 項について検討を行うものである。 F 項の算出には、以下に示す層別平均法の手順を用いた。

・層別平均法による補正係数 F の算出手順

- ① F 項を含まないレーダ方程式により、受信電力値からレーダ反射因子を求める。
- ② レーダ反射因子 Z と、降水強度 R の関係を $Z = 200 R^{1.6}$ と仮定して、地上降水量から真のレーダ反射因子 Z_0 を求める。
- ③ 補正に用いるデータの偏りによる影響を除くために Z 及び Z_0 をある一定のランクで区切り、各ランクの平均値 $Z(n)$ 、 $Z_0(n)$ を求める。
- ④ $Z(n)$ 、 $Z_0(n)$ を用いて、傾きを一定($=1.0$)とした場合の回帰直線

$$Z = Z_0 + b \quad \dots\dots\dots (2.1.2)$$

を求める。

- ⑤ ここで求めた b を補正係数 F とする。

今回の検討では、上記の方法を用いて昭和63年6月以降平成元年3月の間の補正係数の算出を行った。

2.1.2 補正係数 F 項の算出

DNDレーダにおいては、昭和63年6月から平成元年3月の間に3度偏波切替器の取り外し、調整または交換を行っており、その都度導波管ロス等が変化していると思われるので、それぞれの場合についての F 項の算出を行う。

なお、ここでは F 項を測定により明らかとなっている導波管ロス等の値 F_0 とそれ以外の補正值 F_x に分けて考える。

測定により明らかとなっている導波管ロス等の値を次に示す。

- ①導波管ロス 3.7dB
- ②TR管等ロス 1.7dB
- ③偏波切替器ロス
- 送信時 水平偏波 0.40dB
- 垂直偏波 0.44dB
- 受信時 水平偏波 0.46dB
- 垂直偏波 0.45dB

したがって、 F_0 は以下となる。

水平偏波 6.26dB

垂直偏波 6.29dB

この値を用いて、以下補正值 F_x の計算を行った。なお、地上観測値との対比は、全て水平偏波データを用いて行っている。

(1) 昭和63年6月1日9時～昭和63年7月13日11時の補正係数

この間の F_x 項の算出に用いた降雨を以下に示す。

- ①1988.6. 1 20:00 ～1988.6. 2 9:00
- ②1988.6. 2 20:00 ～1988.6. 3 9:10
- ③1988.6. 7 15:00 ～1988.6.10 3:10
- ④1988.6.11 19:00 ～1988.6.12 10:10
- ⑤1988.6.23 16:00 ～1988.6.24 12:10
- ⑥1988.6.29 12:00 ～1988.6.29 19:10
- ⑦1988.6.30 4:00 ～1988.6.30 13:10
- ⑧1988.7.11 12:00 ～1988.7.11 20:10

解析の結果得られたレーダ反射因子のレーダ観測値と地上観測値の相関図を図-2.1.1 (a)に示す。横軸は地上観測値、縦軸はレーダ観測値を表し、図中の◇印はランク分けをおこなった各層別の平均値を示す。また、各層の平均値を用いて求めた回帰直線を図中実線で示してある。この解析により、 $F_x = 7.61\text{dB}$ が得られた。

また、この F_x を用いて補正を行ったレーダ観測による降水強度と地上観測による降水強度との相関図を図-2.1.1 (b)に示す。

(2) 昭和63年7月13日13時～昭和63年7月29日17時の補正係数

この間の F_x 項の算出に用いた降雨を以下に示す。

- ①1988.7.14 3:00 ～1988.7.16 4:10
- ②1988.7.17 10:00 ～1988.7.17 15:10
- ③1988.7.20 7:00 ～1988.7.20 18:10
- ④1988.7.21 4:00 ～1988.7.21 19:10
- ⑤1988.7.22 7:00 ～1988.7.24 0:10
- ⑥1988.7.26 20:00 ～1988.7.27 17:10

(1)と同様に、解析の結果得られたレーダ反射因子のレーダ観測値と地上観測値の相関図を図-2.1.1 (a)に示す。この解析により、 $F_x = 3.57\text{dB}$ が得られた。

また、この F_x を用いて補正を行ったレーダ観測による降水強度と地上観測による降水

強度との相関図を図-2.1.2 (b) に示す。

なお、この期間中は偏波切替器を取り外して観測を行っている。

(3) 昭和63年9月9日10時～昭和63年10月18日18時の補正係数

この間の F_x 項の算出に用いた降雨を以下に示す。

①1988.9.10 2:00 ～1988.9.12 4:10

②1988.10.4 19:00 ～1988.10.6 12:10

(1)と同様に、解析の結果得られたレーダ反射因子のレーダ観測値と地上観測値の相関図を図-2.1.3 (a) に示す。この解析により、 $F_x = 5.13\text{dB}$ が得られた。

また、この F_x を用いて補正を行ったレーダ観測による降水強度と地上観測による降水強度との相関図を図-4.3 (b) に示す。

以上の結果から、次に示す補正値が得られた。

・DNDレーダの補正値

①観測期間：昭和63年6月1日9時～昭和63年7月13日11時

水平偏波 $F = 6.26 + 7.61 = 13.87\text{dB}$

垂直偏波 $F = 6.29 + 7.61 + 1.28 = 15.18\text{dB}$

②観測期間：昭和63年7月13日13時～昭和63年7月29日17時

水平偏波 $F = 6.26 + 3.57 = 9.83\text{dB}$

垂直偏波 $F = 6.26 + 3.57 = 9.83\text{dB}$

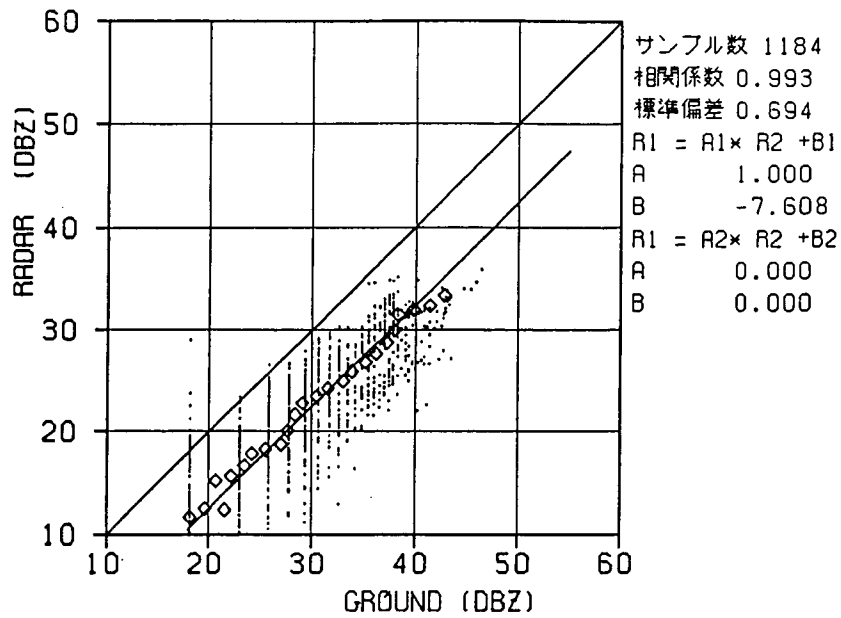
③観測期間：昭和63年9月9日10時～昭和63年10月18日18時

水平偏波 $F = 6.26 + 5.13 = 11.39\text{dB}$

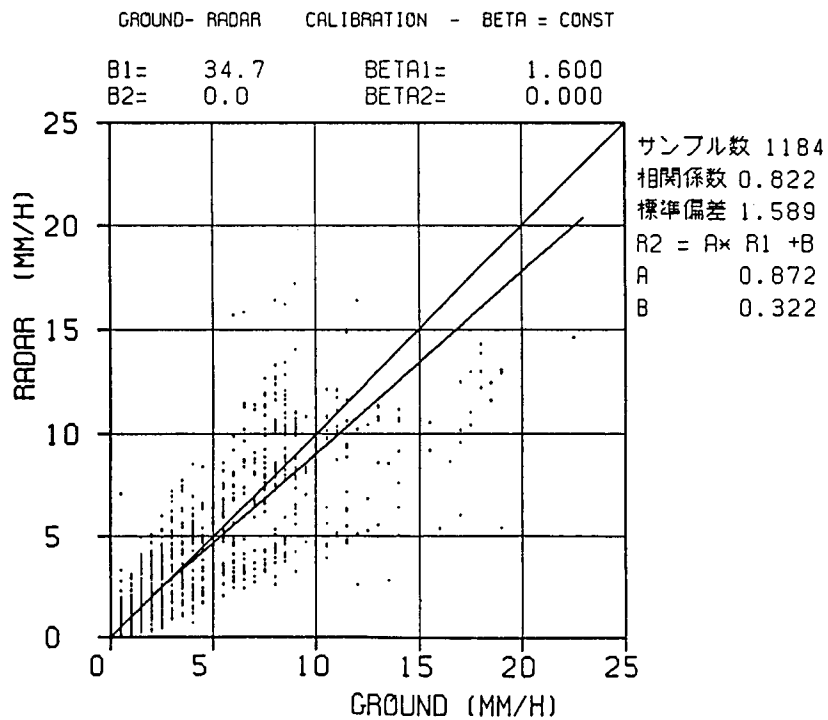
垂直偏波 $F = 6.29 + 5.13 + 1.21 = 12.63\text{dB}$

なお、上記補正値には水平偏波と垂直偏波間の反射因子差の補正値が含まれている。反射因子差の補正値は、①は昨年の観測により得られた値を、また、③はディストロメータによる観測値から求めた補正値を用いている。

GROUND- RADAR CALIBRATION - BETA = CONST



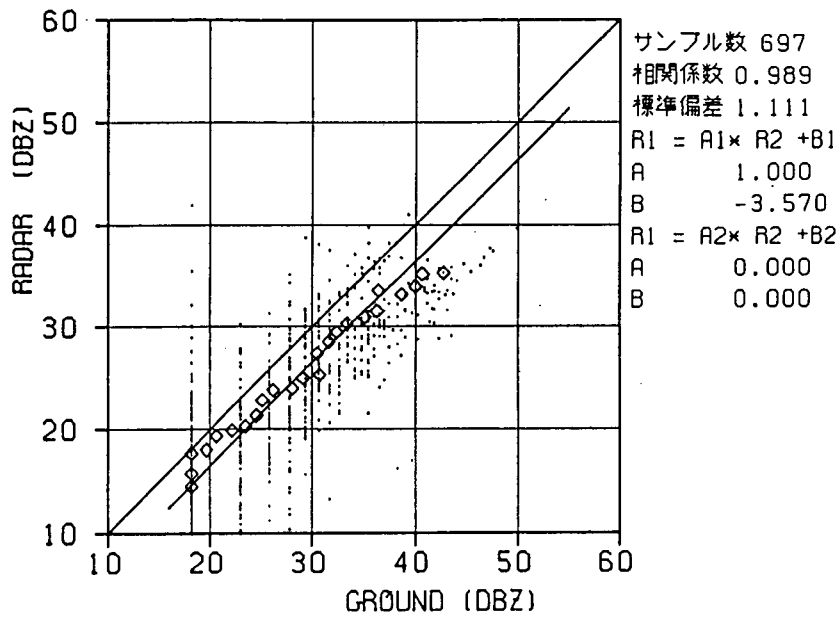
(a) レーダ反射因子のレーダ観測値と地上観測値の相関図



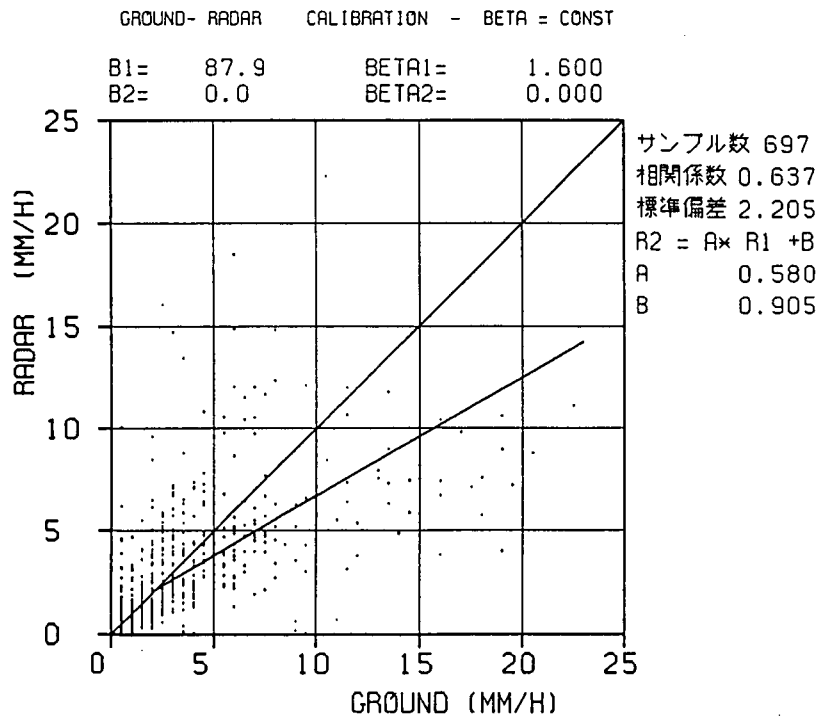
(b) 補正後のレーダ観測降水量と地上観測降水量の相関図

図 - 2 . 1 . 1 検討降雨：昭和63年6月1日～昭和63年7月11日

GROUND- RADAR CALIBRATION - BETA = CONST



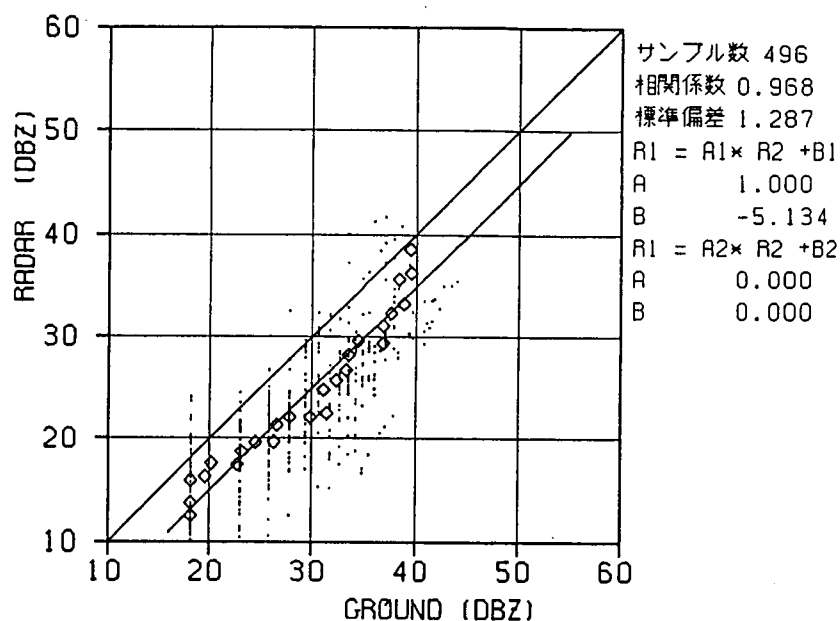
(a) レーダ反射因子のレーダ観測値と地上観測値の相関図



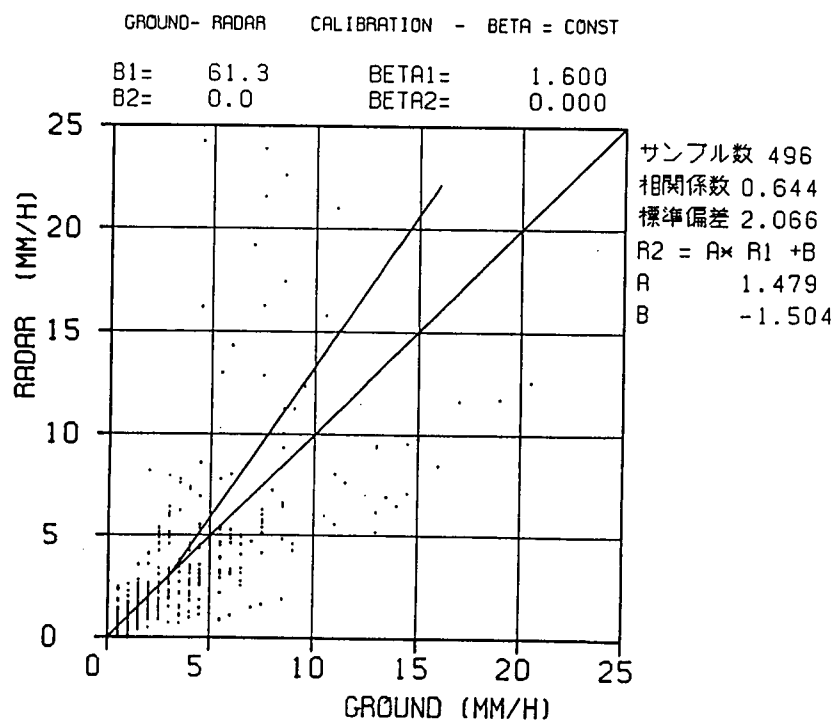
(b) 補正後のレーダ観測降水量と地上観測降水量の相関図

図-2.1.2 検討降雨：昭和63年7月14日～昭和63年7月27日

GROUND- RADAR CALIBRATION - BETA = CONST



(a) レーダ反射因子のレーダ観測値と地上観測値の相関図



(b) 補正後のレーダ観測降水量と地上観測降水量の相関図

図-2. 1. 3 検討降雨：昭和63年9月10日～昭和63年10月6日

2. 2 データサンプリング方法

2.2.1 はじめに

現在、建設省では全国にレーダ雨量計が配置され、河川管理、道路管理において幅広く利用されている。近年では降雨雪予測、洪水予測といったレーダ雨量計データの利用の高度化により、より精度の高い降水量の測定が求められてきている。水文研究室ではこの要求に答えるため、既存のレーダ雨量計の精度向上を計るために直交二偏波を用いたレーダによる降水観測手法の開発研究を行っている。通常のレーダでは観測に用いる電波の偏波面が水平方向のみであるのに対して、直交二偏波レーダは水平と垂直の両偏波を用いて降水観測を行うものであり、降雨強度の算出には水平偏波で得られた反射強度と水平・垂直偏波の反射強度の比（反射因子差）の2つの値を用いて計算を行うため、従来の反射強度のみを用いる場合に比べて、高い精度で降雨強度を得ることが期待できる。また、反射因子差を用いることによって降水粒子の形態判別が可能となる。しかし、この場合反射因子差の測定精度が降雨強度の算出、降水粒子の判別に際しては重要となり、これまで以上の高い精度での観測が必要とされる。降水粒子により反射されるレーダ波を観測する場合、その特性上観測値はパルス毎にランダムに変動し、反射強度を正確に求めるには多くのデータの平均が必要となる。反射因子差の測定精度は、反射強度の変動に大きく影響を受けるため、直交二偏波レーダにおいては反射因子差の変動を小さく保つためのデータサンプリング方法等の検討が必要とされる。本報告書では、レーダで観測される降水エコーの変動特性について検討を行い、その結果を基にして直交二偏波レーダにおける偏波切換方法、データ平均方法等が反射因子差の測定精度に及ぼす影響についての検討を行った結果を報告するものである。

2.2.1 降水エコーの変動特性

(1) 降水エコーの統計的性質

レーダにより降水観測を行う場合、レーダビーム内には多数の降水粒子が存在し、降水粒子は相互に不規則に運動しているため、各降水粒子からの反射電力の和である受信電力は、パルス毎に変動する。通常、降水エコーの検波後の受信電圧の変動値がとる確率分布はレイリー分布によって表わされる。したがって受信電力の分布は指数分布により表わされ、 n データ平均後の確率分布は次式となる。¹⁾

$$W_n(P_n) = \left(\frac{n}{\bar{P}}\right)^n \cdot \exp\left(-\frac{n P_n}{\bar{P}}\right) \cdot \frac{P_n^{n-1}}{(n-1)!} \quad \dots\dots (2.2.1)$$

ただし、 $\bar{P}$ は平均受信電力

上式から、 n データ平均後の受信電力の分散 $\text{Var}(P_n)$

$$\text{Var}(P_n) = \int_0^\infty P_n^2 \cdot W(P_n) dP_n - \bar{P}^2 = \frac{1}{n} \bar{P}^2 \quad \dots\dots (2.2.2)$$

が得られる。

DNDレーダによる実際の観測により得られた受信電力の確率密度分布図を図-2.2.1に示す。DNDレーダでは、距離方向に2データの空間平均を行っているため、この図では、(2.2.1)式の $n=2$ に相当する分布形を示している。直交二偏波レーダで降雨強度の算出に用いる反射因子差 Z_{DR} は、水平偏波での反射電力 P_H と垂直偏波での反射電力 P_V の比 P_H/P_V によって表わされるが、上記の様に反射電力はパルス毎に変動しているため、そこから求められる Z_{DR} は一例として図-2.2.2に示す様に、平均値0.7 dBに対して標準偏差が約4 dBという大きな変動を示す。

(2) 降水エコーの時間変動特性

降水エコーの不規則な変動はレーダビーム内の降水粒子の運動に由来するものであり、降水エコーの時間的な変動特性は、降水粒子の運動を考慮することにより得ることができる。降水粒子がレーダビーム方向にある速度で運動しており、多数の降水粒子を考えた場合にその速度に拡がりがあるとすると、ノンコヒーレントレーダにおいては、検波後の受信電力の変動スペクトルは、降水粒子相互の相対的な速度によって生じるドップラー速度の拡がりによって表わされる。DNDレーダにより観測された受信電力の変動スペクトルを図-2.2.3に示す。(a)はドップラー速度幅 σ_v が広く、ほとんど白色雑音と同様のスペクトルとなっている。(b)はドップラー速度幅が小さい場合の例で、そのスペクトル分布はほぼガウス分布形をしている。なお、図中には $\sigma_v=0.65\text{ m/s}$ のガウス分布を示す。降水エコーの変動スペクトルをガウス分布と仮定した場合、受信電力の自己相関係数は次式により表わされる。²⁾

$$|\rho(\tau)|^2 = \exp\left(\frac{-16\pi^2\sigma_v^2\tau^2}{\lambda^2}\right) \quad \dots\dots\dots (2.2.3)$$

ただし、 σ_v は、ドップラー速度幅、 λ は送信波長を表わす。

上式により求めたドップラー速度幅と受信電力の自己相関係数との関係を図-2.2.4に示す。DNDレーダではパルス間隔が3.57 msecであり、この図から σ_v が3 m/s以上ではほとんどパルス間の相関がなくなることがわかる。 σ_v は、層状の降雨または降雪時には1 m/s、対流性の降雨では10 m/sで平均的には4 m/s程度であると言われている。³⁾したがって、降水状況によっては受信電力はパルス間でかなり高い相関を示す場合があると思われる。

2.2.3 データサンプリング方法と Z_{DR} の測定精度

直交二偏波レーダにより降雨量を10%の精度で観測するためには、0.1 dBの精度で Z_{DR} を求める必要がある。ところが、上記に述べたように降水エコーからの、受信電力はパルス毎に変動しているため、正しい Z_{DR} を得るためには多数のデータを平均する必要がある。(2.2.2)式に示す様に受信電力がパルス毎に独立である場合には、その分散は n 個のデータの平均により $1/n$ となる。しかし、2.2.2(2)における検討で明らかな様に降水エコーからの受信電力はパルス間で相関があり、その影響を考慮した上で n 個のデータを平均した後の Z_{DR} の測定精度について検討を行う必要がある。一方、受信電力がパルス間で有意な相関を持つ場合には、 n データ平均後の受信電力の変動は無相関時より大きく

なり、また、実際の観測データからも降水状況によっては高い相関を持つ場合があることが報告されている。⁴⁾当初DNDレーダでは、9パルス毎に電波の偏波面を水平方向と垂直方向に切換えて観測を行っていた。しかし、この方法では上記の様にパルス間で高い相関を持つ場合には受信電力の測定精度が悪くなることが明らかとなったため、昭和63年度にDNDレーダのデータ収録装置の改造を行い、1パルス毎に偏波面を切換えて観測を行うことを可能にした。以下、ここでは、パルス間の相関を考慮した場合に、偏波切換間隔、パルス繰返し数等の運用方法が Z_{DR} の測定精度に及ぼす影響について検討を行う。

Z_{DR} の変動の統計的な性質について、受信機に自乗則検波器を用いる場合におけるMデータ平均後の Z_{DR} の分散、及び対数特性受信機を用いる場合におけるMデータ平均後の Z_{DR} の分散について、それぞれ次の関係が報告されている。

①自乗則検波器⁵⁾

$$\text{Var} (Z_{DR}) = \frac{2 Z_{DR}^2}{M^2} \cdot \sum_{m=-(M-1)}^{M-1} (M - |m|) \cdot (|\rho(2m)|^2 + |\rho(2m+1)|^2 + |\rho_{HV}(0)|^2) \dots\dots\dots (2.2.4)$$

ただし、 $\text{Var} (Z_{DR})$ は Z_{DR} の分散、Mは平均を行うデータ数、 ρ は自己相関係数、 ρ_{HV} は P_H と P_V の相関係数である。

②対数特性受信機⁶⁾

$$\text{Var} (Z_{DR}) = \frac{37.72}{M^2} \cdot \frac{\pi^2}{6} \cdot \sum_{m=-(M-1)}^{M-1} (M - |m|) \cdot (\rho^{\log} (2m) - \rho_{HV}^{\log} (2m+1)) \dots\dots\dots (2.2.5)$$

$$\text{ただし、} \rho^{\log} = 6/\pi^2 \cdot \sum_{n=1}^N |\rho|^{2n}/2^n, \rho_{HV}(m) = \rho(m) \cdot \rho_{HV}(0)$$

なお、(2.2.4)、(2.2.5)式は1パルス毎に水平偏波と垂直偏波を切換えて観測を行った場合の Z_{DR} の分散を表わしており、また、ここではノイズ電力による影響の項は省略してある。これらの式を用いることにより、各運用方法と Z_{DR} の測定精度の関係について知ることができる。

(1) 自乗則検波器における Z_{DR} の測定精度

まず、1パルス毎に偏波面を切換える場合と9パルス毎に偏波面を切換える場合の Z_{DR} の測定精度を比較するため、Nパルス毎に偏波面を切換える場合の Z_{DR} の分散について検討を行う。

ノイズ電力を考慮しない場合、Nデータ平均後の受信電力 P_1 と P_2 との相互相関関数 $\text{Cov} (P_1, P_2)$ は、

$$\text{Cov}(P_1, P_2) = \frac{P_1 \cdot P_2}{N^2} \cdot \sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \cdot |\rho_{12}(n)|^2 \quad \dots\dots\dots (2.2.6)$$

ただし、 $|\rho_{12}(n)|^2$ は、 P_1 と P_2 の相互相関係数として表わされる。⁵⁾ここで、 P_1 、 P_2 を τ 時間離れた同一の信号とすると (2.2.6) 式は N データ平均後の受信電力の自己相関関数 $C(\tau)$ を表わす。

$$C(\tau) = \frac{P^2}{N^2} \sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \cdot |\rho(n+\tau)|^2 \quad \dots\dots\dots (2.2.7)$$

N データ平均後の自己相関係数 $\rho_N(\tau)$ は $\rho_N(\tau) = C(\tau) / C(0)$ の関係から、上式を用いることによって求められる。

$$\rho_N(\tau) = \frac{\sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \cdot |\rho(n+\tau)|^2}{\sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \cdot |\rho(n)|^2} \quad \dots\dots\dots (2.2.8)$$

また、 $\rho_{HV}(m) = \rho(m) \cdot \rho_{HV}(0)$ の関係から、 N データ平均後の受信電力 P_{H-N} と P_{V-N} 間の相関係数 $\rho_{HV-N}(m)$ は $\rho_{HV-N}(m) = \rho_N(m) \cdot \rho_{HV}(0)$ として表わされる。従って、 N データ平均後の受信電力の分散 $\text{Var}(P_N)$ を $\text{Var}(P_N) = P^2 \cdot K = C(0)$ により表わすと、 $M \times N$ データ平均後の Z_{DR} の分散 $\text{Var}(Z_{DR-N})$ は (2.2.4) 式中の Z_{DR}^2 を $D_{ZR}^2 \cdot K$ に、また、 $\rho(\tau)$ を $\rho_N(\tau)$ に置き換えることによって求めることができる。ただし、パルス繰返し間隔を τ_P 、偏波切換間隔を τ_c とすると $\rho(n)$ は $n \cdot \tau_P$ 、 $\rho(m)$ は、 $m \cdot \tau_c$ 間の相関係数を意味している。また、 K は平均後の受信電力の分散 $\text{Var}(P_N)$ と平均前の分散 $\text{Var}(P)$ の比を表わしている。

上記の方法に従って求めた、 Z_{DR} の標準偏差とデータ平均数 ($N \times M$) の関係を図-2.5 に示す。なお、計算に当っては、波長 λ 、パルス繰返し間隔 τ は DND レーダで用いている値 $\lambda = 0.057$ (m)、 $\tau = 1/280$ (s) を、また、水平・垂直偏波間の相関係数は $|\rho_{HV}(0)|^2 = 0.995$ を用いている。この図から次のことがわかる。① 9 パルス毎に水平偏波と垂直偏波を切替える場合より、1 パルス毎に偏波面を切替える場合の方が高い Z_{DR} の測定精度が得られる。② この傾向は σ_v が小さい程顕著になる。③ σ_v が 2 m/s 以上では、9 パルス毎の偏波切替えも、1 パルス毎の切替えも Z_{DR} の測定精度にはほとんど差がなくなり、水平・垂直各偏波データを 600 個程度平均した後も 0.2 dB 上の変動が残る。次に、現在 DND レーダで用いている送信波長 λ 、パルス繰返し間隔 τ ($= 1/\text{PRF}$: パルス繰返し周波数) を変えた場合の Z_{DR} の測定精度について検討を行う。図-2.2.6 にドップラー速度幅 $\sigma_v = 2.0$ (m/s)、送信波長 $\lambda = 0.057$ (m)、

データ平均数を500とした場合の水平・垂直偏波切換間隔 $N=1, 4, 9$ に対するパルス繰返し周波数PRFと Z_{DR} の標準偏差 σ_{ZDR} との関係を示す。図が示す様にPRFの増加に伴い、 $N=1$ の場合は σ_{ZDR} は減少し $N=4, 9$ の場合は増加する。同様に $\sigma_v=1.0$ 、 $\sigma_v=4.0$ の場合についても検討を行った結果、次のことがわかった。① $N=1$ と $N=9$ を比較した場合、 $\sigma_v=1.0$ のときは $PRF=300$ 以上、 $\sigma_v=2.0$ のときは $PRF=500$ 以上、 $\sigma_v=4.0$ のときは $PRF=900$ 以上において、 $N=9$ の σ_{ZDR} が $N=1$ の σ_{ZDR} の2倍以上になる。② $\sigma_v=4.0$ のとき $PRF=400$ 以上にならないと $N=1$ と $N=9$ で顕著な違いが表われない。また、図-2.2.7に $PRF=280\text{Hz}$ 、 $\sigma_v=2.0\text{m/s}$ 、 $N=1$ とした場合の送信波長 λ と Z_{DR} の標準偏差 σ_{ZDR} との関係を示す。この図より、送信波長が長い程 Z_{DR} の測定精度が高いことがわかる。

以上の検討から、いずれの場合においても9パルス毎に偏波を切換えるより1パルス毎に偏波を切換えてデータを収集する方が Z_{DR} の測定精度が良く、また、ドップラー速度幅が大きい場合には1パルス毎の切換えは必ずしも有効とは言えないが、この場合、パルス繰返し周波数を大きくすることにより Z_{DR} の測定精度を高められることがわかった。

(2) 対数特性受信機における Z_{DR} の測定精度

(1)と同様に対数特性受信機を用いる場合のデータサンプル方法と Z_{DR} の測定精度との関係について検討を行う。

対数変換後の受信電力 $\ln P$ を N 個平均した後の信号 P_1^{10g} と P_2^{10g} の相互相関関数は、

$$\begin{aligned} \text{Cov}(P_1^{10g}, P_2^{10g}) &= \frac{1}{N^2} \cdot \sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \cdot \\ &\quad \text{Cov}(\ln P_1^{10g}, \ln P_2^{10g+n}) \quad \dots\dots\dots (2.2.9) \end{aligned}$$

により表わされる。ここで $\text{Cov}(\ln P_1^{10g}, \ln P_2^{10g+n}) = \text{var}(\ln P) \cdot P^{10g}(m)$ 及び $\text{var}(\ln P) = \pi^2/6$ の関係を用いることにより受信電力の自己相関関数 $C^{10g}(\tau)$ 得ることができる。

$$\begin{aligned} C^{10g}(\tau) &= \frac{18.86}{N^2} \cdot \frac{\pi^2}{6} \cdot \sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \cdot \\ &\quad \rho^{10g}(n+\tau) \quad \dots\dots\dots (2.2.10) \end{aligned}$$

上式から、 N データ平均後の受信電力の自己相関係数 $\rho_N^{10g}(\tau)$ が得られる。

$$\rho_N^{10g}(\tau) = \frac{\sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \rho^{10g}(n + \tau)}{\sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \rho^{10g}(n)} \quad \dots\dots\dots (2.2.11)$$

一方Nデータ平均後の水平・垂直偏波間の相関係数 $\rho_{HV-N}^{10g}(\tau)$ を求めると

$$\begin{aligned} \rho_{HV-N}^{10g}(\tau) &= \frac{\text{Cov}(P_H^{10g}, P_V^{10g})}{\{\text{var}(P_H^{10g}) \cdot \text{var}(P_V^{10g})\}^{1/2}} \\ &= \frac{\sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \rho_{HV}^{10g}(n + \tau)}{\sum_{n=-(N-1)}^{N-1} (N - |n|) \rho^{10g}(n)} \quad \dots\dots\dots (2.2.12) \end{aligned}$$

が得られる。Nデータ平均後の受信電力の分散を $\text{Var}(P_N^{10g}) = 18.86\pi^2 / 6 \cdot K = C(0)$ により表わすと、M×Nデータ平均後の Z_{DR} の分散 $\text{Var}(Z_{DR-N}^{10g})$ は(2.2.5)式中の $\rho^{10g}(\tau)$ を $\rho_N^{10g}(\tau)$ に、 $\rho_{HV}^{10g}(\tau)$ を $\rho_{HV-N}^{10g}(\tau)$ に置き換えてKを乗じることによって求めることができる。

上記の方法により求めた Z_{DR} の分散と平均データ数(N×M)との関係を図-2.2.8に示す。図が示す様に、この場合も自乗則検波器を用いる場合と同様に9パルス毎に偏波面を切替える場合よりも、1パルス毎に偏波面を切替える場合の方が精度良く Z_{DR} を求められることがわかる。また、自乗則検波器と対数特性受信機の比較を行うと、図-2.2.5及び図-2.2.8から、 Z_{DR} の測定精度は自乗則検波器を用いた場合の方が良いことがわかる。

次にパルス繰返し周波数、偏波切替間隔と Z_{DR} の測定精度との関係を図-2.2.9に、また、送信周波数と Z_{DR} の測定精度との関係を図-2.2.10に示す。これらの図から、対数特性受信機においても自乗則検波器と同様の特性を持つことがわかる。

最後に、実際のDNDレーダにより観測された Z_{DR} の変動の大きさと、上記の理論値との比較を行う。検討に用いる観測データは、アンテナ方位角、仰角ともに固定した状態で観測を行った時系列データである。表-2.2.1に実際の観測で得られた Z_{DR} を約290データ平均した後の Z_{DR} の標準偏差 σ_{ZDR} を示す。なお、実際にはデータ収集の際には2レンジビンの空間平均が行なわれているが、ここでは空間平均数1相当の σ_{ZDR} に変換して表示してある。この観測結果により次のことがわかる。① Z_{DR} の測定精度は観測例によって異なるが、9パルス毎に偏波面を切替えた場合、データ平均数約290個で σ_{ZDR} は0.50～0.65dB、1パルス毎に偏波面を切替えた場合はデータ平均数290個で σ_{ZDR} は0.30～0.38dBが得られており、ドップラー速度幅 $\sigma_v = 0.5 \sim$

1. 5 m/s相当の変動である。②前記の理論による検討と同様に9パルス毎に偏波面を切換える場合より1パルス毎に偏波面を切換えた場合の方が Z_{DR} の測定精度が向上することが確認された。③300個程度のデータ平均後においても0.3~0.4 dB程度の Z_{DR} の測定精度となる。

2.2.4 まとめ

直交二偏波レーダでは、 Z_{DR} の測定精度が降雨強度の算出に重要な意味を持つ。本検討においてレーダの運用方法がこの Z_{DR} の測定精度に及ぼす影響について検討を行った結果、以下のことがわかった。

(1) 水平偏波と垂直偏波の切換間隔は、9パルス毎に切換える場合に比べて1パルス毎に切換える場合の方が Z_{DR} の測定精度は高くなる。

(2) 1パルス毎に偏波面を切換える場合には、パルス繰返し数が多い程 Z_{DR} の測定精度が高く、また、単位時間当りのデータ数が多くとれるため、直交二偏波観測には有効な運用方法である。

(3) 検波方式は、偏波切換方式に関わらず対数特性受信機を用いる場合よりも自乗則検波器を用いる場合の方が精度良く Z_{DR} を測定できる。

(4) 1パルス毎に偏波面を切換える場合には、送信周波数が低い程、 Z_{DR} の測定精度は良い。

(5) 現在のDNDレーダの仕様では、 Z_{DR} を0.1 dBの精度で測定するためには長時間を要するため、直交二偏波レーダを実際の運用で用いるためにはパルス繰返し数及び空間平均数を増す等の方法によりデータ収集時間を減らす必要がある。

今後、現在のレーダ雨量計の技術的制約等を考慮した上で、直交二偏波レーダを実運用に用いるための最適な仕様について検討を行う必要がある。

参考文献

- 1) 小平信彦、立平良三：気象研究ノート第112号、日本気象学会、1972年5月
- 2) R. J. Doviak and D. S. Zrnich: Doppler Radar and Weather Observations, ACADEMIC PRESS INC, 1984
- 3) Dale Sirmans and J. T. Dooley: A NUMERICAL COMPARISON OF THREE DIFFERENTIAL REFLECTIVITY ESTIMATORS 23rd CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY Preprints Vol. 1, AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, PP189-192, 1986
- 4) 吉野文雄、水野雅光、水野秀幸：降水観測におけるレーダ信号の変動特性について、水文水資源学会 1989年研究発表会要旨集、水文水資源学会、PP202-205、1988年8月
- 5) M. Sachidananda and Zrnich: Z_{DR} Measurement Considerations for a Fast Scan Capability Radar, Radio Science, Vol. 20, PP907-92

2, 1986

6) V. Chandrasekar, V. N. Bringi and P. J. Broc
kwell: Statistical Properties of Dual-Pol
arized Radar Signals, 23rd CONFERENCE ON
RADAR METEOROLOGY Preprints Vol. 1, AMERIC
AN METEOROLOGICAL SOCIETY, PP193-196, 1986

7) 吉野文雄ほか: DNDレーダによる降水現象の観測に関する共同研究報告書(第1報)
、土木研究所資第2594号、建設省土木研究所、1988年3月

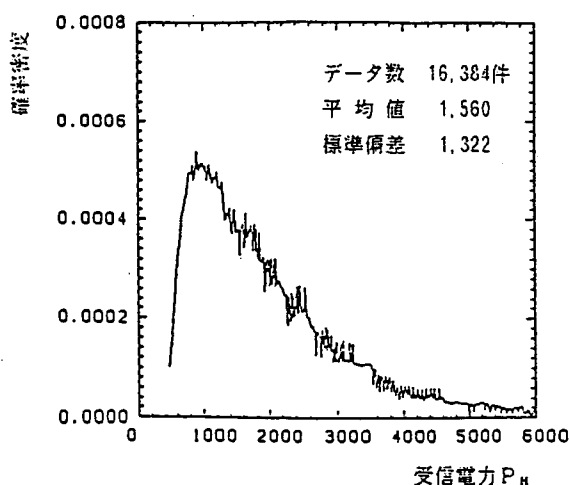


図-2.2.1 降雨エコーの受信電力の確率密度分布
観測日時: 1989年 7月 2日 2時52分
仰角3°、方位角20°、観測地: 久留米

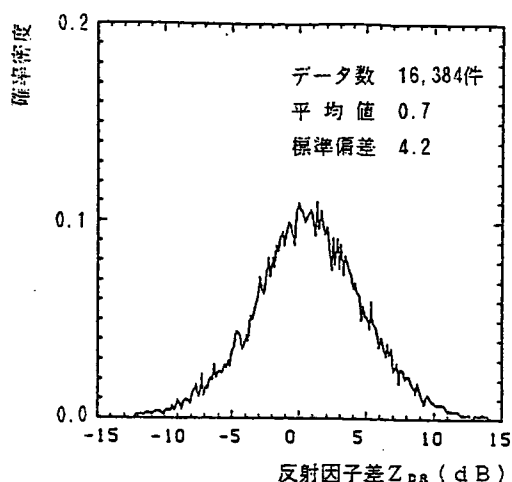


図-2.2.2 反射因子差 Z_{DR} の確率密度分布
観測データは図-1と同じ

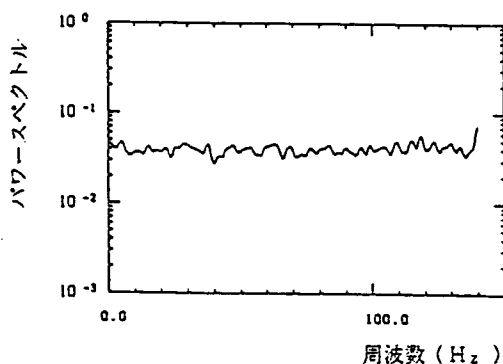


図-2.2.3(a) 降雨エコー信号の周波数解析図
(σ_v が大きな場合)
観測日時: 1989年 6月24日 8時59分
仰角3°、方位角 228°、観測地: 久留米

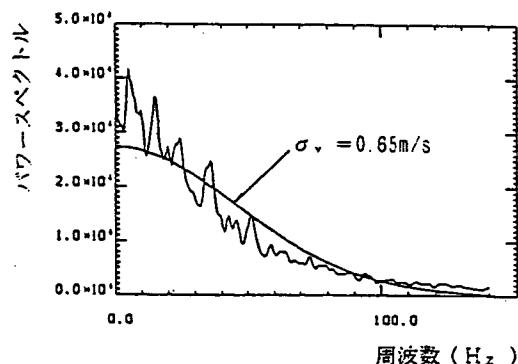


図-2.2.3(b) 降雨エコー信号の周波数解析図
(σ_v が小さい場合)
観測日時: 1989年 1月20日 16時31分
仰角5°、方位角31°、観測地: 富山

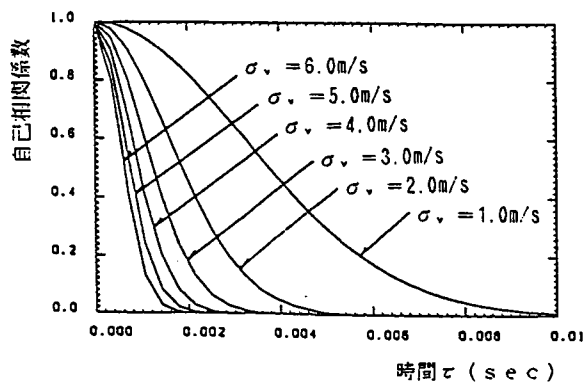


図-2.2.4 ドップラー速度幅 σ_v と自己相関係数 $\rho(\tau)$ の関係
ただし、 $\lambda = 0.057\text{m}$

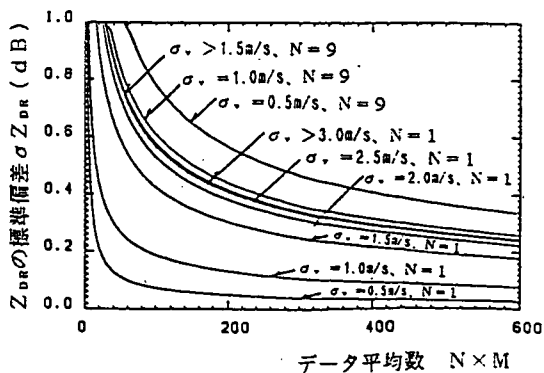


図-2.2.5 データ平均数と Z_{DR} の標準偏差との関係
(自乗則検波器を用いる場合)
ただし、 $\lambda = 0.057\text{m}$ 、 $P.R.F. = 280\text{Hz}$ 、 $\rho_{HV}^2 = 0.995$

表-2.2.1 実際の観測で得られた Z_{DR} の標準偏差 σ_{ZDR}

N=1, N×M=290		N=9, N×M=288	
観測日	σ_{ZDR} (dB)	観測日	σ_{ZDR} (dB)
1989.1/20	0.30	1987.7/12	0.57
1989.6/24	0.38	1987.7/6	0.50
1989.7/2.	0.36	1987.9/18	0.61
		1987.10/17	0.65

第3章 直交二偏波レーダによる 降雨強度の観測性能

3.1 はじめに

洪水時の河川管理及び積雪地域の冬期の道路管理を適切に行うには、広域・面的でかつ正確な降水量を測定する技術を開発する必要がある。その一つとして気象レーダが上げられるが、既存型レーダによる降雨観測では、目標の降水粒子群から得られる情報が一つしかないため、以下に示すような問題点が挙げられる。

①レーダ反射因子 Z から降雨強度 R への変換に、経験式 $Z = BR^\beta$ を用いている。式中の定数 B 、 β の値は、時間的にも空間的にも変動し、また、降雨成因によっても異なるため、正確な値を決定するのが難しく、降雨強度の測定精度の向上には限界がある。

②降水粒子の形態判別が不可能である。すなわち、上空の降水粒子群からの反射は、水滴だけでなく氷晶、雪あるいは雹といったさまざまな形態をとるため、それらを区別することが必要である。

これらの問題を解決する方法として、降水粒子群から得られる情報を複数にした直交二偏波レーダによる観測が考えられる。直交二偏波レーダでは、水平偏波で測定した反射因子 Z_H と垂直偏波で測定した反射因子 Z_V の2つの情報が得られ、これらを利用して次のことが可能となる。

①レーダ情報だけで降雨強度を求めることができる。直交二偏波レーダでは、反射因子 Z_H と反射因子差 Z_{DR} （ Z_H と Z_V の比、雨滴は球ではなく、横長に扁平するため、 $Z_H > Z_V$ となる）を利用することにより、雨滴の粒径分布を推定することが可能となる。雨滴の粒径分布がわかればそれから降雨強度を計算することができる。

②降水粒子の区別が可能である。降水粒子は、それぞれの形態で、形状や誘電率が異なるため、直交二偏波レーダの Z_H 、 Z_{DR} などの情報からそれらを判別することができる。

本章では、DNDレーダを用いた直交二偏波モードによる降雨観測について着目し、雨滴の粒径分布及び降雨強度の測定精度について述べる。

3.2 直交二偏波レーダによる降雨強度の測定原理

3.2.1 従来のレーダとの違い

従来のレーダでは、レーダ受信電力値をレーダ方程式により反射因子 Z に変換し、 Z と降雨強度 R との経験式（ $Z = BR^\beta$ ）により降雨強度に変換する（以下、この方法を「 $B\beta$ 法」と呼ぶこととする）。それに対し、直交二偏波レーダでは、反射因子 Z_H 、反射因子差 Z_{DR} を用いて雨滴の粒径分布を推定し、それから降雨強度を求めるという方法をとる（以下、この方法を Z_{DR} 法と呼ぶこととする）。その場合には、あらかじめ、後方散乱断面積、雨滴の粒径分布式、雨滴の落下速度を設定しておかなければならない（図-3.2.1参照）。

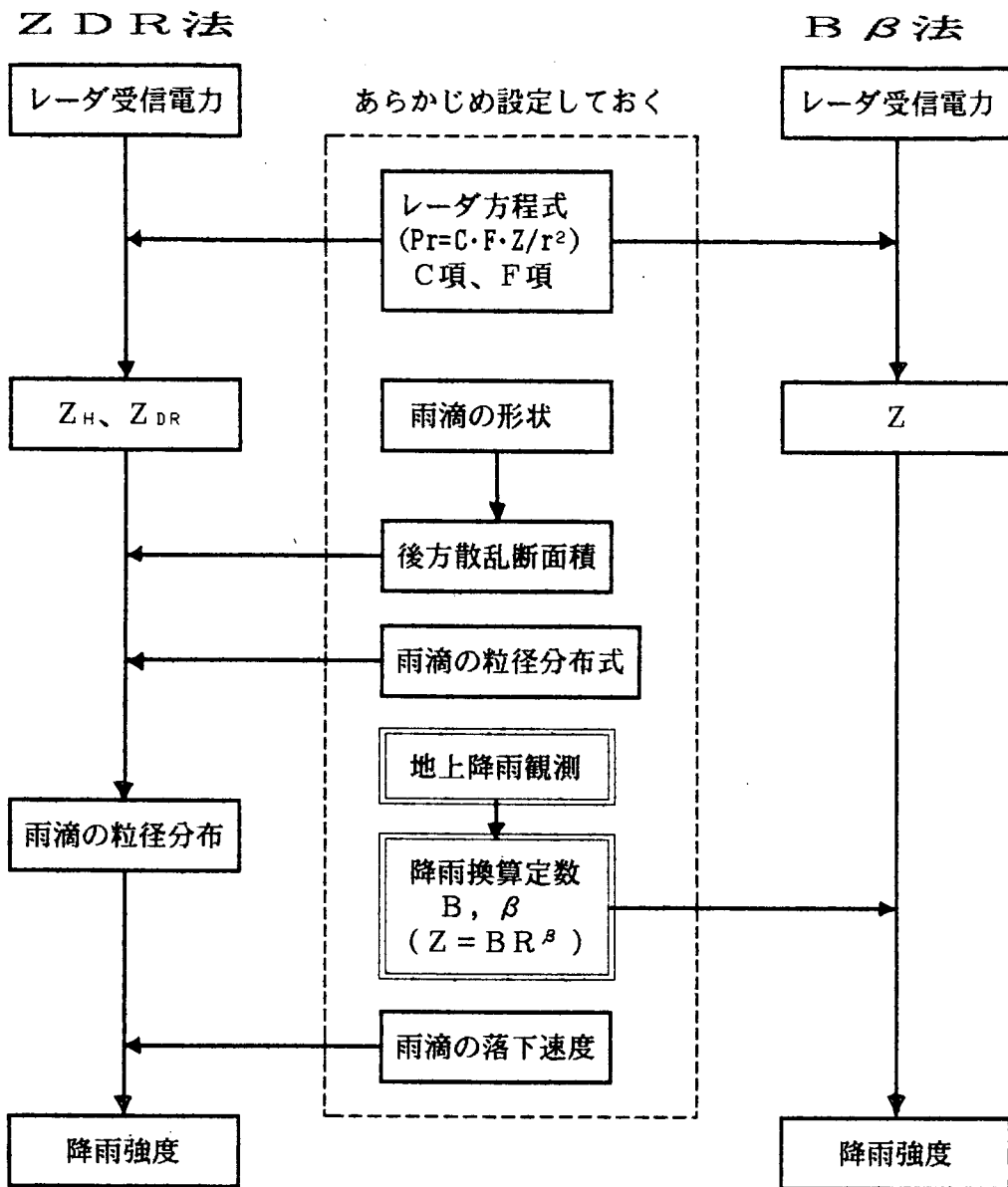


図-3.2.1 Z_{DR}法とB β 法の違い

直交二偏波レーダを用いて Z_{DR} 法により降雨強度を計算することのメリットは次のとおりである。

①レーダ情報だけで降雨強度がわかる。

すなわち、 $B\beta$ 法では、降雨換算定数 B 、 β を地上雨量から求める必要があるため、地上観測値自体の誤差、地上観測値の代表性等の問題があり正確な定数値を設定することが難しい。また、 B 、 β の値自体も時間的、空間的に変動し、降雨ごとにも異なる。図-3.2.2に降雨の種類と B 、 β の関係、図-3.2.3に定数 B の自己相関、空間相関を求めた一例を示す。

図-3.2.2は、藤原がまとめたもので、降雨によりその値が大きくなることわかる。

図-3.2.3は、筆者らが地上での雨滴の粒径分布の結果（前線・低気圧）を用いて Z 、 R の理論式から B の値（ β は1.4に固定）を求め、自己相関、空間相関を計算したものである。自己相関を見ると、30分程度で相関係数が0.5程度まで落ちる。また、空間相関では、15km程度で相関係数が0.5程度まで落ちる。すなわち、ある時刻、ある地点において定めた定数 B は、30分後あるいは15km以上離れた地点では、別の値に設定しなおすことが望ましいことがわかる。

②降雨強度が強い時に観測精度が向上する。

降雨強度が強くなると雨滴が横長に偏球するために、従来のレーダのような H 偏波のみの観測では、みかけの反射電力値が大きくなり、降雨強度に変換した時に大きく見積もることが予想される。

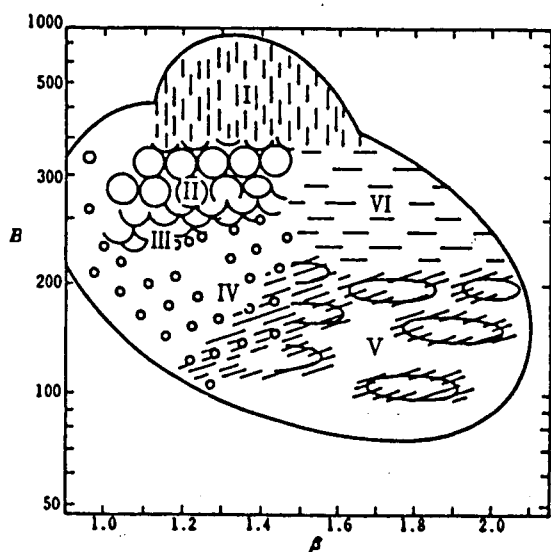
また、 Z_{DR} 法を用いて降雨強度を計算するには、次のことが要求される。

① $Z_H \cdot Z_{DR}$ の精度の高い測定が必要である。

雨滴の粒径分布を媒介して降雨強度を計算するので、 $Z_H \cdot Z_{DR}$ の測定誤差が降水強度の測定精度に与える影響が大きい。したがって、直交二偏波レーダの場合は、精密なレーダの絶対較正が必要であるとともに、サンプリング誤差についても明らかにしておくことが必要である。

②後方散乱断面積、雨滴の粒径分布式、雨滴の落下速度を設定しておく必要がある。

後方散乱断面積は、理論的に計算できるが、粒径分布式及び落下速度は、地上で観測された結果を元に設定しなければならない。これらの値は、 $B\beta$ 法の定数のように大きく変動するものではないので、研究段階で妥当なものを検討しておけば良い。



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

図-3.2.2 降雨の種類と B , β の関係

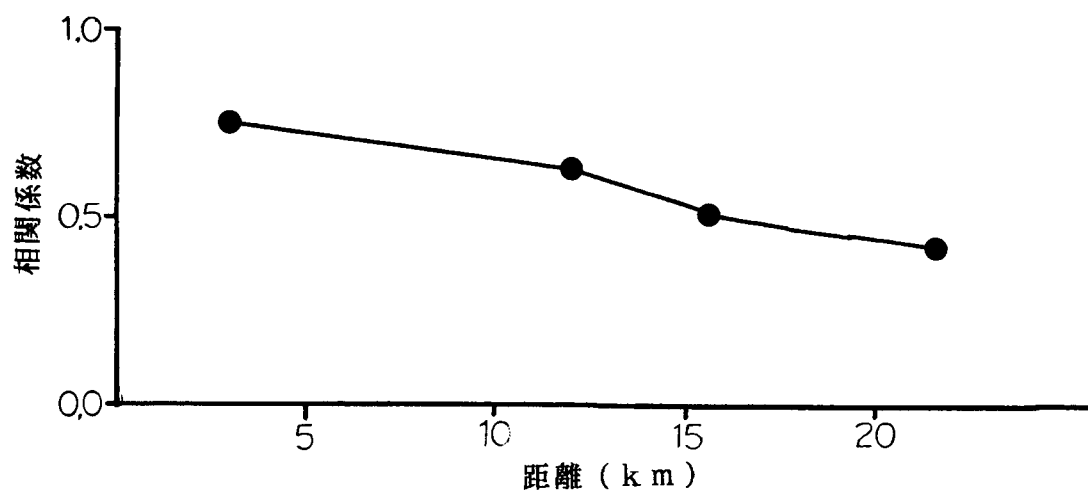
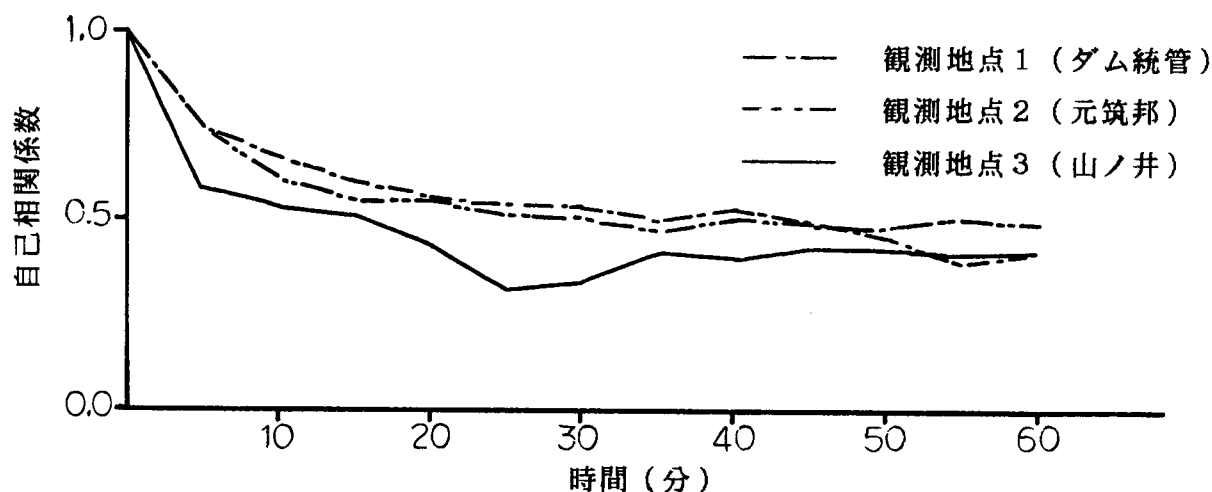


図-3.2.3 B の自己相関と空間相関

(前線・低気圧性降雨、1988年6/23~24)

3.2.2 Z_{DR} 法による降雨強度の計算手順

(1) レーダ受信電力から $Z_H \cdot Z_{DR}$ への変換

この段階では、基本的には従来のレーダと同じである。すなわち、次のレーダ方程式から求めることができる。

$$P_r = \frac{C \cdot F \cdot Z}{r^2} \quad \cdots \cdots (3.2.1)$$

ここに、 P_r ：受信電力、 C ：レーダのシステムによって定まる定数、 F ：補正係数、 Z ：反射因子、 r ：レーダサイトからの距離

ただし、直交二偏波レーダの場合は、水平偏波による受信電力と垂直偏波による受信電力の2種類があるので、反射因子 Z としては、 Z_H （水平偏波反射因子）と Z_V （垂直偏波反射因子）の2つが得られる。これらのデータから、次の値が得られる。

$$Z_{DR} = 10 \log (Z_H / Z_V) \quad \cdots \cdots (3.2.2)$$

直交二偏波レーダの測定データを取り扱う場合は、 Z_H （あるいは Z_V ）と Z_{DR} の2つのデータを1パックとしてさまざまな解析に用いられる。

(2) $Z_H \cdot Z_{DR}$ から雨滴の粒径分布の推定

雨滴の粒径分布（単位空間内に存在する雨滴の数を表すもの）の式は、本研究では、次式のようなガンマ分布を仮定している。

$$N(D) = N_0 D^m \exp(-\Lambda D) \quad \cdots (3.2.3)$$

ここに、 N ：雨滴の粒径分布 ($1/m^3 \cdot mm$)、 N_0 、 m 、 Λ ：降雨状態を示す定数、 D ：雨滴の等価直径 (mm)

Z_{DR} 法では、粒径分布式の3つの定数の内の m 値をあらかじめ設定しておき、残りの N_0 、 Λ をレーダ情報（ Z_H 、 Z_{DR} ）から決定することにより、雨滴の粒径分布を求めるという方法をとる。

N_0 、 Λ は次のようにして求める。

水平及び垂直偏波によって得られる反射因子 Z_H 、 Z_V の理論式は次のとおりである。

$$Z_H = C' \int_0^{D_{max}} \sigma_H(D) N(D) dD \quad \cdots (3.2.4)$$

$$Z_V = C' \int_0^{D_{max}} \sigma_V(D) N(D) dD \quad \cdots (3.2.5)$$

ここに、 C' ：定数（ $= \lambda^4 / \pi^5 \cdot 1 / K^2$ 、 λ ：波長、 K^2 ：誘電係数(0.93)）、 D_{max} ：雨滴の最大粒径 (mm)、 $\sigma_{H,V}$ ：後方散乱断面積 (cm^2)、 N ：雨滴の粒径分布 ($1/m^3 \cdot mm$)

したがって、 Z_H と Z_U との比 Z_{DR} は、次のようになる。

$$\begin{aligned} Z_{DR} &= 10 \log (Z_H / Z_U) \\ &= 10 \log (\int \sigma_H D^m \exp(-\Lambda D) dD / \int \sigma_U D^m \exp(-\Lambda D) dD) \cdots (3.2.6) \end{aligned}$$

$\sigma_H \cdot \sigma_U$ をあらかじめ理論計算によって求めておけば、(3.2.6)式により Λ を求めることができる。 N_0 については、得られた Λ を(3.2.4)式、または(3.2.5)式に代入することにより計算できる。

(3) 粒径分布から降雨強度を計算

粒径分布が得られれば、以下に示す関係より降雨強度が計算できる。

$$R = 3.6 \times 10^{-3} (4/3) \pi \int_0^{D_{\max}} (D/2)^3 N(D) V(D) dD \cdots (3.2.7)$$

ここに、 R ：降雨強度 (mm/h)、 D ：雨滴の等価直径 (mm)、 $D_{\max}$ ：雨滴の最大粒径 (mm)、 $N(D)$ ：粒径分布 ($1/m^3 \cdot mm$)、 $V(D)$ ：落下速度 (m/s)

実際の観測において、降雨強度のみを計算する時は、粒径分布の定数 N_0 は計算せずに、次に示す式、 Z_H と R の比 Z_H/R から計算する。

$$\frac{Z_H}{R} = \frac{C' \int \sigma_H D^m \exp(-\Lambda D) dD}{3.6 \times 10^{-3} (4/3) \pi \int (D/2)^3 V(D) D^m \exp(-\Lambda D) dD} \cdots (3.2.8)$$

3. 2. 3 後方散乱断面積

後方散乱断面積を求めるには、雨滴の形状を設定しなければならない。雨滴の形状は、プルパチャ・ベアード (Pruppacher - Beard) の風洞実験等から、落下する雨滴は扁平しており、粒径が大きくなるに従いその扁平度も大きくなることが知られている。

(1) 雨滴形状の計算

大気のような粘性体の中を重力に従い落下する雨滴は、その表面で、内部からの力と外部からの力がつりあう形状になる。プルパチャ・ピター (Pruppacher - Pitter) は、図-3. 2. 4に示すような雨滴の対称軸 (重力方向を向き、雨滴の中心を通る軸) を含む断面上で、雨滴に働く力のつりあいを考えることにより、その断面形状を次のようなフーリエ級数で表した。

$$r(\theta) = a_0 (1 + \sum_{n=0}^{\infty} C_n \cos n\theta) \cdots (3.2.9)$$

ここに、 a_0 ：雨滴の等価半径、 C_n ：雨滴の変形率 ($C_1 = 0$ とし、 $n = 9$ まで与える) この方法により計算した理論的な雨滴の断面形状を図-3. 2. 5に示す。1.0mm以下ではほとんど球であるが、それ以上では、雨滴の下部が押しつぶされ徐々に扁平度が増してることがわかる。この形状は、空気中を落下する水滴形状と非常にによく合致することが確認されている。本研究では、この雨滴形状を用いて後方散乱断面積の計算を行っている。

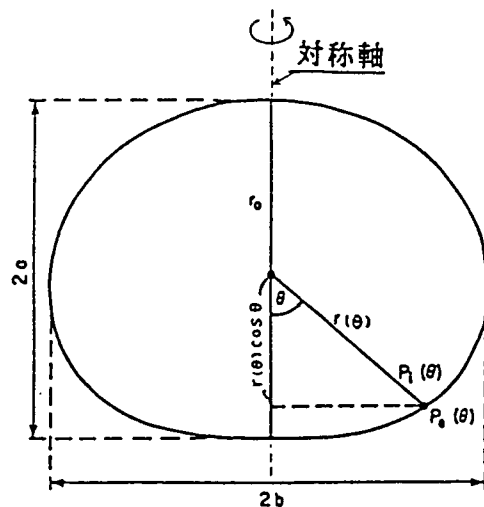


図-3.2.4 雨滴の断面図

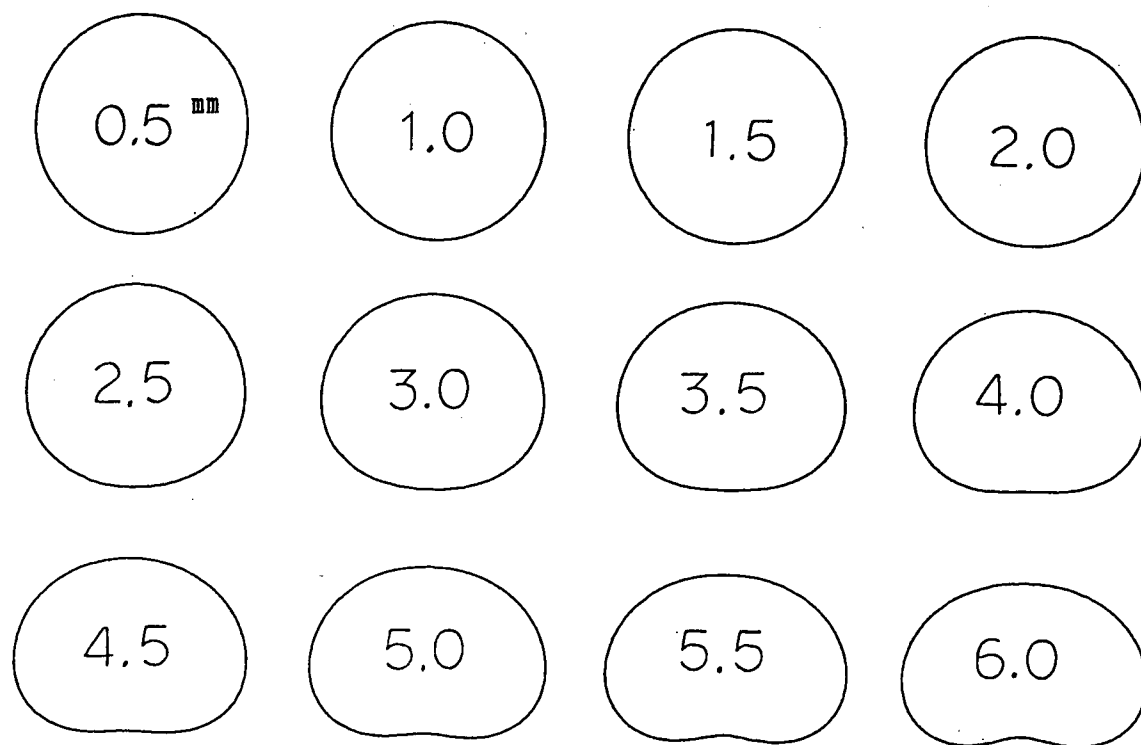


図-3.2.5 雨滴の形状 (図中の数字は等価直径を表す)

(2) 後方散乱断面積の計算

偏平雨滴の後方散乱断面積を計算する方法については数多くの方法が考案されているが、その中の1つとして、モリソン・クロス (Morrison - Cross) により考案された「最小自乗法と組み合わせたポイントマッチング法」を用いて求める方法がある。この方法は、雨滴の表面上の数点をサンプルし、それらの点で最も良く電磁界の連続の条件が満たされるように散乱波及び透過波の展開係数を求め、それから散乱マトリックスを求めることにより後方散乱断面積を計算する方法である。本研究では、この方法により後方散乱断面積を計算しているが、計算プログラムは、郵政省通信総合研究所の小口室長に提供していただいたものを使用している。

上記の方法を用いて計算した、水平偏波に対する後方散乱断面積 σ_H と垂直偏波に対する後方散乱断面積 σ_V の比較を図-3.2.6に示す。 σ_H と σ_V の差は、雨滴の等価直径が2 mm付近から出はじめ、6 mm付近でその差が最大となることがわかる。すなわち、この付近の雨滴が、レーダ反射因子差 Z_{DR} に大きく影響を及ぼすことが予想される。

3.2.4 雨滴の落下速度

雨滴が自然落下するとき、雨滴に働く重力と空気による抵抗力とが平衡する速度に達した以降は定速度で落下してゆく。この速度を終末速度と言い、これは気温気圧等にも若干の影響を受けるが、主に雨滴の直径によって決まるとされている。

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おり、ガン・キンツァー (Gunn-Kinzer) は実験室で、粒径ごとの落下速度を測定している。本研究では、この測定値を近似したベスト (Best) の式を用いて計算している。

$$V(D) = 9.58(1 - \exp(-(D/1.77)^{1.147})) \dots\dots\dots (3.2.10)$$

ここに、 $V(D)$: 落下速度 (m/s), D : 雨滴の直径 (mm)

この式から計算される雨滴の落下速度は、直径2 mmで6.5 m/s、直径5 mmで9 m/s程度である。

3.2.5 降雨強度と $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係

(3.2.3)式の粒径分布を仮定して、(3.2.6), (3.2.8)式から、降雨強度ごとの、 $Z_H \sim Z_{DR}$ の関係を調べた。すなわち、実際の観測と同様に、 Z_H と Z_{DR} を与えることにより、粒径分布を推定し、それから降雨強度を求めるという手順で計算を行った。粒径分布式の $m = 2$ 及び雨滴の最大粒径 $D_{max} = 6$ mmとして計算した結果を図-3.2.7に示す。同じレーダ反射因子 Z_H でも、 Z_{DR} の値の違いにより降雨強度がかなり異なることがわかる。たとえば、 $Z_H = 40$ dBの場合について見てみると次のようになる。この反射強度では、 $B\beta$ 法により雨量換算する ($B = 200$, $\beta = 1.6$ とする) と、降雨強度は12 mm/h程度となる。しかし、 Z_{DR} を考慮に入れると、 $Z_{DR} = 2.4$ dBで降雨強度が5 mm/h、 $Z_{DR} = 0.4$ dBで降雨強度が50 mm/hとなりかなりの幅がある。これは、雨滴の粒径分布の差によるもので、 $R = 5$ mm/hの場合は、全体の雨滴の個数は少ないが大きな雨滴が存在する分布形を示し、 $R = 50$ mm/hの場合は、小さい粒径の雨滴が非常に多い分布形を示す。このことから、雨滴の粒径分布から降雨強度を算出することが、精度向上につながると言える。

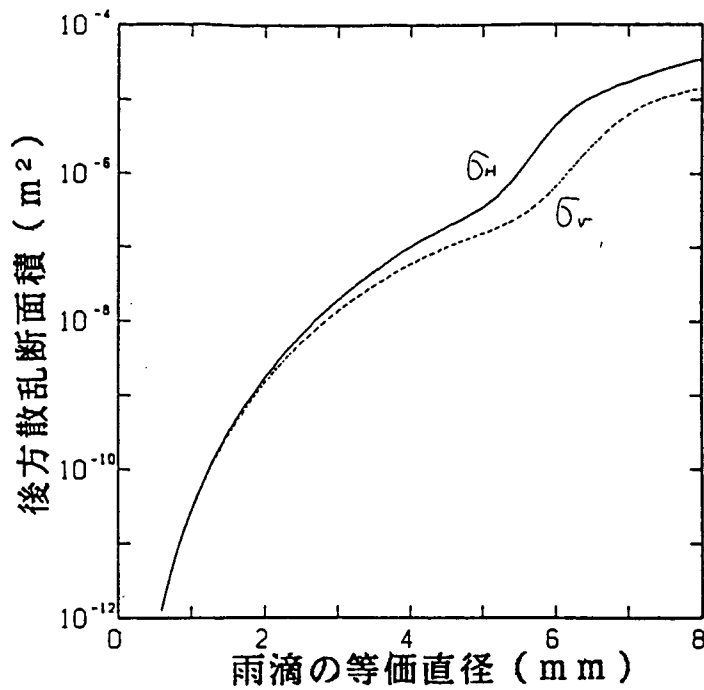


図-3.2.6 後方散乱断面積

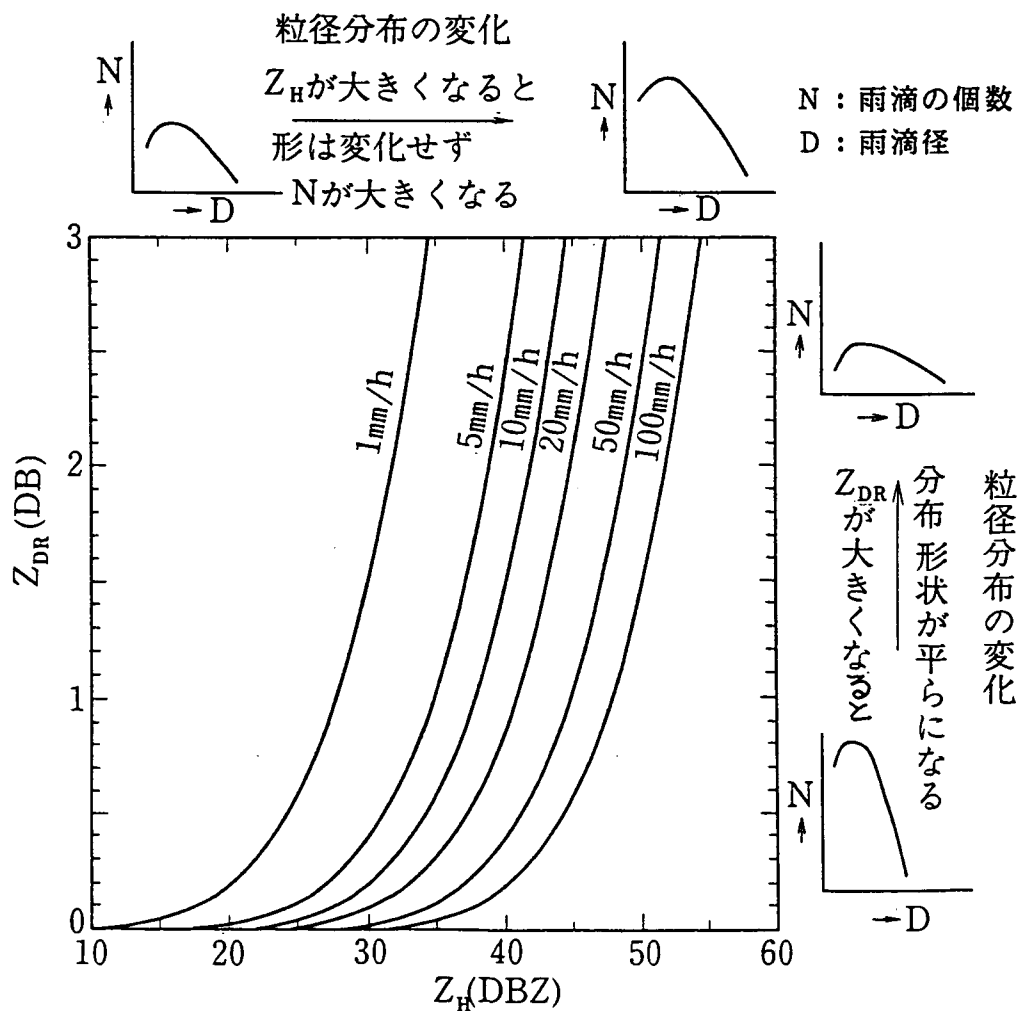


図-3.2.7 降雨強度と $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係

3.3 観測精度に関する理論的検討

3.3.1 高度変化による Z_{DR} の測定誤差

(1) 目的

Z_{DR} は Z_H 、 Z_U に比べてその絶対値は非常に小さいながら、 Z_{DR} 法を用いて降水観測を行う場合には非常に高い観測精度が要求される。 Z_{DR} は雨滴が重力等によって変形する事により生じるのであるが、その変形の度合いは気温、大気密度、etc. によって大きく左右される。一方、大気は鉛直方向に成層構造をもっており、地上と上空とでは気温、密度等が異なっている。一般にレーダのビーム高度はレーダサイトからの距離によって異なるので、同じ雨滴の粒径分布に対しても Z_{DR} が異なって観測される可能性がある。以下はこの点について理論計算を行い、 Z_{DR} をはじめ、 Z_H 、 Z_U 、さらには雨滴による吸収係数の高度依存性について検討したものである。

(2) 計算の概要

大気の成層状態は次のように仮定した。久留米での梅雨期、比較的強い降水時を想定して、地表面気温 25°C ($=298.15\text{K}$)、全層 (地表面 $\sim 3\text{km}$) で相対湿度 90% とし、気温減率を乾燥断熱減率と飽和断熱減率とから相対湿度に従って内分した値として定め、これらから成層状態を数値計算で決定した。最終的に高度依存性を持たせた物理量は気温、気圧、比湿、大気密度、水の密度、水の表面張力、重力加速度である。

以上の高度依存性を持った諸量から、Pruppacher-Pitter (1971) の方法を用いて雨滴の変形を高度ごとに計算し、さらに最小自乗法と組み合わせたポイントマッチング法によって各雨滴の散乱断面積並びに吸収断面積を求めた。

さらに、これらに対して Marshal-Palmer (1948) に従って降水強度ごとの雨滴の粒径分布を与えると、ある降水強度に対する Z_{DR} 等の値が求められる。こうして求められた Z_{DR} 等について高度ごとの比較検討を行った。

(3) 大気の鉛直成層

① 諸物理量の高度依存特性

重力加速度 g は高度、緯度依存し、近似的に次式で表される。

$$g(\phi, z) = g(45, 0) \cdot (1 - a_1 \cos 2\phi) \cdot (1 - a_2) \cdots (3.3.1)$$

$$\begin{aligned} z &: \text{海面高度 (m)}, & \phi &: \text{緯度 (}^{\circ}\text{)} \\ a_1 &= 0.00259, & a_2 &= 3.14 \times 10^{-7} \\ g(45, 0) &= 9.80617 & & (\text{m/s}^2) \end{aligned}$$

例えば、福岡の場合、 $\phi = 33^{\circ} 33.7'$ 、標高 31m で、理科年表による観測は

$$g = 9.76963 \quad (\text{m/s}^2)$$

であるのに対し、(1) 式を用いて計算すると、

$$\begin{aligned} g &= 9.7963 \quad (\text{m/s}^2) & , \text{ at } z &= 0\text{m} \\ g &= 9.79602 \quad (\text{m/s}^2) & , \text{ at } z &= 100\text{m} \end{aligned}$$

であり、この式は妥当な近似を与えているとみなし、これを用いた。

② 諸物理量の温度依存特性

a) 潜熱 L

水の気化熱 L については、浅井他(1983)p12 に

$$L = 2435 \quad \text{J/g,} \quad \text{at } 0^\circ\text{C}$$

理科年表に、

$$L = 2435 \quad \text{J/g,} \quad \text{at } 25^\circ\text{C}$$

$$L = 2275 \quad \text{J/g,} \quad \text{at } 100^\circ\text{C}$$

と与えられているので、これを内挿する式

$$L = 2501 - 2.64t, \quad (0 \leq t \leq 25^\circ\text{C})$$

$$2435 - 2.13(t - 25), \quad (25 \leq t \leq 100^\circ\text{C}) \dots (3.3.2)$$

を作成し、近似式として用いた。

b) 飽和水蒸気圧 e_s

Clausius-Clapeyronの式より

$$\frac{1}{e_s} \cdot \frac{de_s}{dT} = \frac{L}{R_u T^2} \quad \dots (3.3.3)$$

ただし、 e_s : 飽和水蒸気圧, T : 温度(K),

L : 水の潜熱, R_u : 水蒸気の気体定数 = 0.465 (J/g · K)

である。ここで、 L が温度に関して一次関数で近似し、

$$\frac{dL}{dT} = a_T = \text{const.}, \quad L = a_T T + \text{const.} \quad \dots (3.3.4)$$

とする。すると(3.3.3)式は積分できて

$$\ln e_s = - \frac{L}{R_u T} + \frac{a_T}{R_u} \ln T + \text{const.} \quad \dots (3.3.5)$$

$T = T_0 = 273.15\text{K}$ で $e_s = e_0 = 6.1066\text{hpa}$ より

$$\ln \frac{e_s}{e_0} = \frac{1}{R_u} \left(\frac{L_0}{T_0} - \frac{L}{T} \right) + \frac{a_T}{R_u} \ln \frac{T}{T_0} \quad \dots (3.3.6)$$

従って、

$$e_s = e_0 \exp \left(\frac{1}{R_u} \left(\frac{L_0}{T_0} - \frac{L}{T} \right) + \frac{a_T}{R_u} \ln \frac{T}{T_0} \right) \quad \dots (3.3.7)$$

のようにして、 e_s は求められる。しかし、実際の計算では、次のTesen の近似式を用いた。

$$e_s = 6.11 \times 10^{\{aT/(b+T)\}} \quad \dots (3.3.8)$$

(8)

$a=7.5$, $b=237.3$; 水面

$=9.5$, $=265.3$; 氷面

c) 水の密度 ρ_w

理科年表の数表の値を代入し、1℃未満については内挿して与えた。

d) 水の表面張力 σ_w

理科年表の数表の値を内挿して与えた。

③気温低減率

導出等については浅井、他(1983)を参照のこと、

a) 乾燥断熱減率 Γ_d

乾燥空気の定圧比熱を C_{pd} として、

$$\Gamma_d = g / C_{pd} \quad \dots\dots(3.3.9)$$

と与えられる。 g は重力加速度である。ここに、

$$C_{pd} = 1.006 \quad (\text{J/g} \cdot \text{K}) \quad , \quad 20^\circ\text{C}$$

であり、 -100°C でも $C_{pd} = 1.008$ とほぼかわらないため、温度によらず一定とみなした。

b) 飽和(湿潤)偽断熱減率 Γ_s

$$\Gamma_s = \frac{\frac{P}{P_d} [1 + \{ \frac{L}{R_d T} - a_1 \} \gamma_s]}{1 + \frac{C_{pv} \gamma_s}{C_{pd}} + \frac{L^2 \gamma_s (\epsilon + \gamma_s)}{C_{pd} R_d T^2}} \quad \dots\dots(3.3.10)$$

ここで、 $p_d = p - e_s$, 乾燥空気の分圧

$$a_1 = (1 / \epsilon) - 1 = 0.60777,$$

$$\epsilon = m_v / m_d = 18.015 / 28.964 = 0.621979$$

水蒸気と乾燥空気のモル質量の比

$$\gamma_s = \epsilon e_s / (p - e_s) , \quad \text{飽和混合比}$$

$$C_{pv} = 2.051 \quad (\text{J/g} \cdot \text{K}), \text{ at } 100^\circ\text{C}, \text{ 水蒸気の定圧比熱}$$

$$R_d = 0.2875 \quad (\text{J/g} \cdot \text{K}), \quad \text{乾燥大気の気体定数}$$

である。

④温度成層の計算

温度成層の計算は次のように行った。まず、地表面での気圧、気温をそれぞれ 1013.15hpa, 298.15K として与えた。また、相対湿度を全層で90%と仮定した。これをもとに、以下の繰り返し計算を行って、上空の気温(並びに気圧)を算定した(図-3.3.1参照)。

①すでに p 、 T が決定された $z = z_0$ の次の面、 $z = z_D$ における気温 T_D を

$$T_D = T_0 + \Gamma(z_0) \cdot \Delta z \quad \dots\dots(3.3.11)$$

として仮定する。ここで、 $\Gamma(z_0)$ は $z = z_0$ での気温減率を示し、相対湿度 R_h を用いて、

$$\Gamma = (1 - R_h) \Gamma_d + R_h \Gamma_s \quad \dots\dots(3.3.12)$$

のように与えるものとする。

② $z = z_0$ と $z = z_D$ との中間の層 $z = z_m$ での気温 T_m

$$T_m = (T_0 + T_D) / 2.0 \quad \dots\dots(3.3.13)$$

とする。

③ $z = z_m$ での気圧 p_m を、静力学平衡の式を用いて

$$p_m = p_0 \exp \left(- \frac{g}{R_d} \int_0^{z_m} \frac{dz}{u} \right) \quad \dots\dots(3.3.14)$$

として求める。ここに、仮温度 T_u は

$$T_u = (1 + 0.608q) T \quad \dots\dots(3.3.15)$$

であり、 Δz の微小区間では q の変化が T_u に及ぼす影響は無視できるとして、

$$p_m = p_0 \exp \left(- \frac{g}{R_d (1 + 0.608q_0)} \cdot \frac{-1}{\Gamma(z_0)} \cdot \ln \frac{T_m}{T_0} \right) \quad \dots\dots(3.3.16)$$

と変形して計算した。ここに、 q は相対湿度 R_h 及び飽和蒸気圧 e_s を用いて

$$q = \frac{\varepsilon e_s}{(p/R_h) - e_s + \varepsilon e_s} \quad \dots\dots(3.3.17)$$

として計算することができる。

④ p_m 、 T_m から計算される $z = z_m$ での気温減率 $\Gamma(z_m)$ を用いて

$$T_D' = T_0 + \Gamma(z_m) \cdot \Delta z \quad \dots\dots(3.3.17)$$

を計算し、最初に仮定した T_D と比較する。 $T_D - T_D'$ があるしきい値以下になるまで二分法で繰り返し計算を行い、 T_D を決定した。

⑤ 諸物理量の成層状態算定結果

算定された各物理量の鉛直プロファイルは以下のとおりである。

(4) 高度別雨滴の変形の算定

① 計算手法と条件

雨滴の変形形状の計算はPruppacher and Pitter の方法に従って行った。

表-3.3.1の物理量のうち、雨滴の形状に直接関係するのは重力加速度、水の表面張力、水及び空気の密度である。これらを各高度を想定したセットごとに計算を行った。

② 計算結果

最も差の大きい地上と3000m 高度との雨滴の形状を比較したのが図-3.3.2である。この例でもかろうじてその差が認められる程度であり、扁平率 a/b にして約0.02の違いしかない(6mm雨滴)。しかしこの図から、同じ粒径分布でも Z_{DR} は上空では小さく観測されるであろうことがわかる。

この差が、どの物理量の影響によってもたらされたかを考慮したのが表-3.3.2である。この表の作成にあたっては、各4要素のみをそれぞれ2倍、1/2倍した仮想的な条件下で雨滴の変形を計算し、6.0mm 雨滴の a/b を指標として各要素の影響を見積もったものである。なお、 a/b は(垂直)/(水平)の比で、変形が進むにつれ小さくなる。

この表より明らかなように、重力や水の密度変化の影響はほとんど無視できる。また、水の表面張力 σ では、高度差による σ の変化は小さいが、雨滴の変形に及ぼす影響が大きく、また逆に、空気の密度変化は、影響そのものは特に大きくないが、高度変化が激しいため結果として大きな影響を及ぼしていることがわかる。

なお、上の方法から一次近似をした誤差伝搬の式で地表面と3000m との a/b の差を見積もると2.7%となり、実際の差の2.0%とおおまかに一致しており、表-3.3.2の算定の妥当制が確かめられる。

表-3.3.2 各物理量が変形雨滴に及ぼす影響

	要素 →大	上空 →	上空 →	a/b に対 する感度	0→3000m の変化率	相対的感度
重力加速度 g	変形 →大	g →小	変形 →小	43.0 (%)	-0.1 (%)	-0.043 (%)
水の表面張力 σ	変形 →小	σ →大	変形 →小	33.3 -(%)	3.0 (%)	-100. (%)
水の密度 ρ_w	変形 →大	ρ_w →大	変形 →大	0.43 (%)	0.3 (%)	0.129 (%)
空気の密度 ρ_a	変形 →大	ρ_a →小	変形 →小	6.57 (%)	-25. (%)	-168. (%)

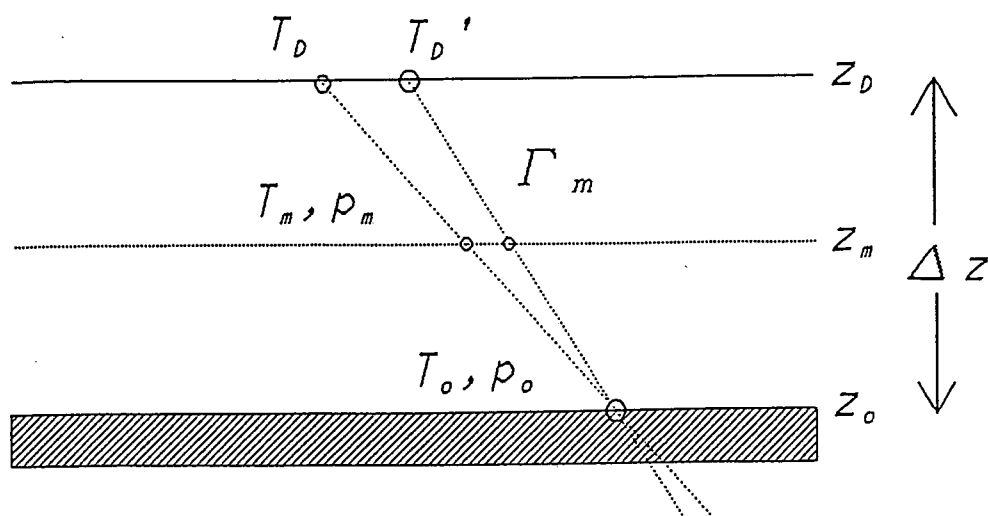
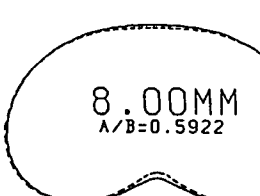
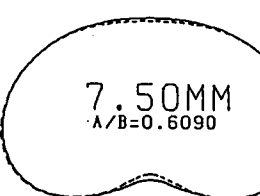
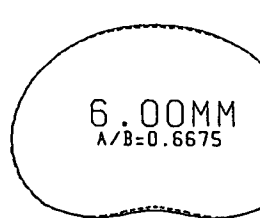
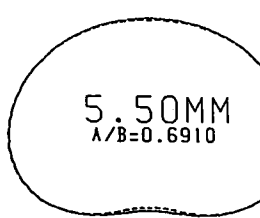
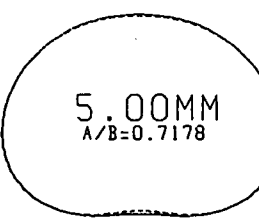
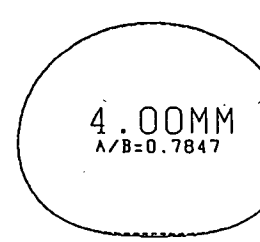
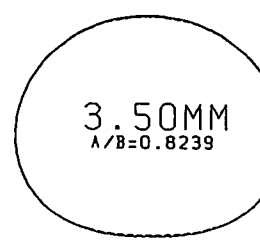
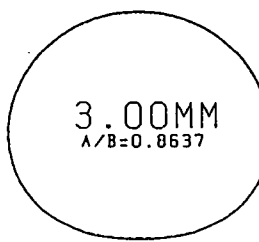
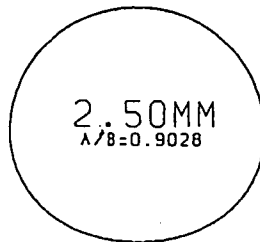
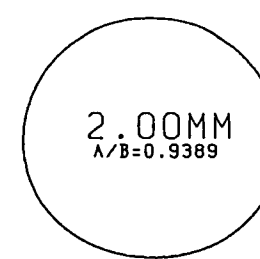
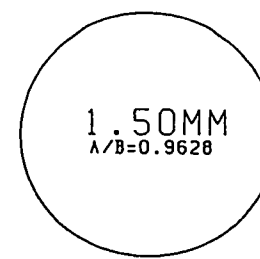
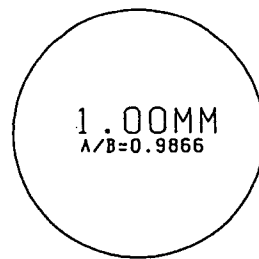
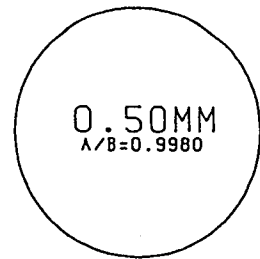


図-3.3.1 鉛直成層計算の概念図

表-3.3.1 高度変化による諸物理量の変化

高 度 (m)	0	500	1000	1500	2000	2500	3000
気温 (°C)	25.00	22.74	20.45	18.11	15.72	13.29	10.79
(K)	298.15	295.89	293.60	291.26	288.87	286.44	283.94
気 圧 (hPa)	1008.0	952.21	899.08	848.50	800.36	754.56	710.99
比 湿	0.0178	0.0164	0.0151	0.0138	0.0126	0.0114	0.0103
大気密度 (kg/m³)	1.165	1.110	1.057	1.006	0.958	0.911	0.867
水の密度 (10³kg/m³)	.99704	.99760	.99811	.99858	.99898	.99934	.99963
水の表面張力 (10⁻³N/m)	71.96	72.40	72.68	73.03	73.38	73.73	74.09
重力加速度 (m/s²) 9+	.79602	.79479	.79325	.79171	.79017	.78863	.78710



SHAPE OF P-P RAIN

(EQUIVALENT DIAMETER)

>3000 M HEIGHT<
≤ 0M. SURFACE >

図-3.3.2 高度差による変形雨滴形状の違い

実線が高度3000m、破線が地表面での形

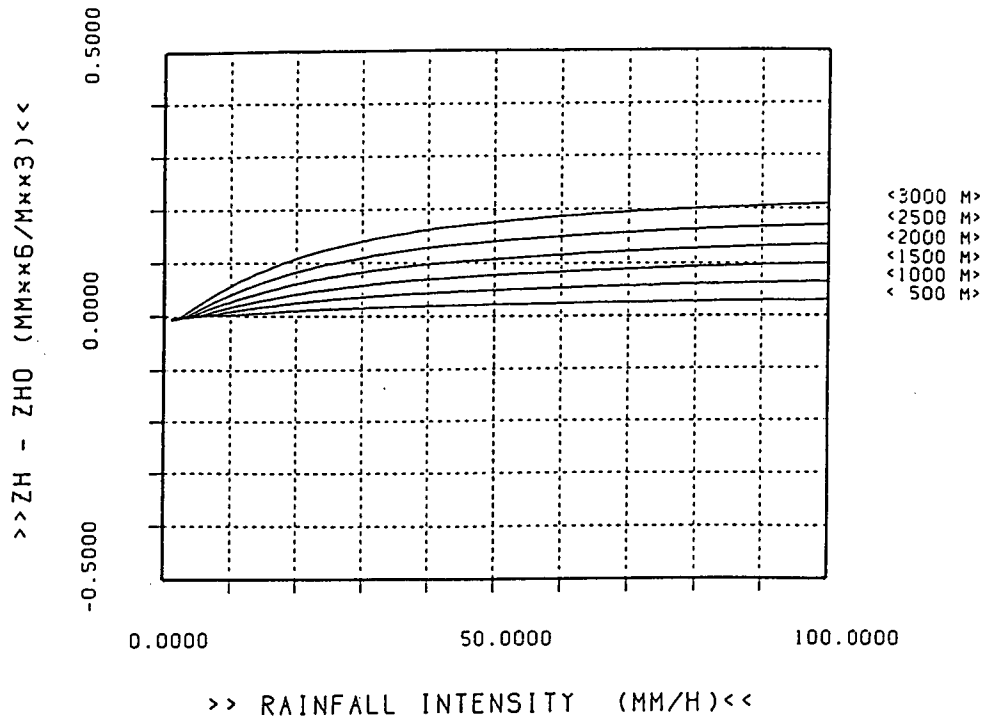


図-3.3.3 反射因子 Z_H の高度差による観測誤差

横軸の降水強度に対するMarshall Palmer型の
 粒径分布を導入して算定、地表面での値との
 dBベースでの差を表示(以下同じ)。

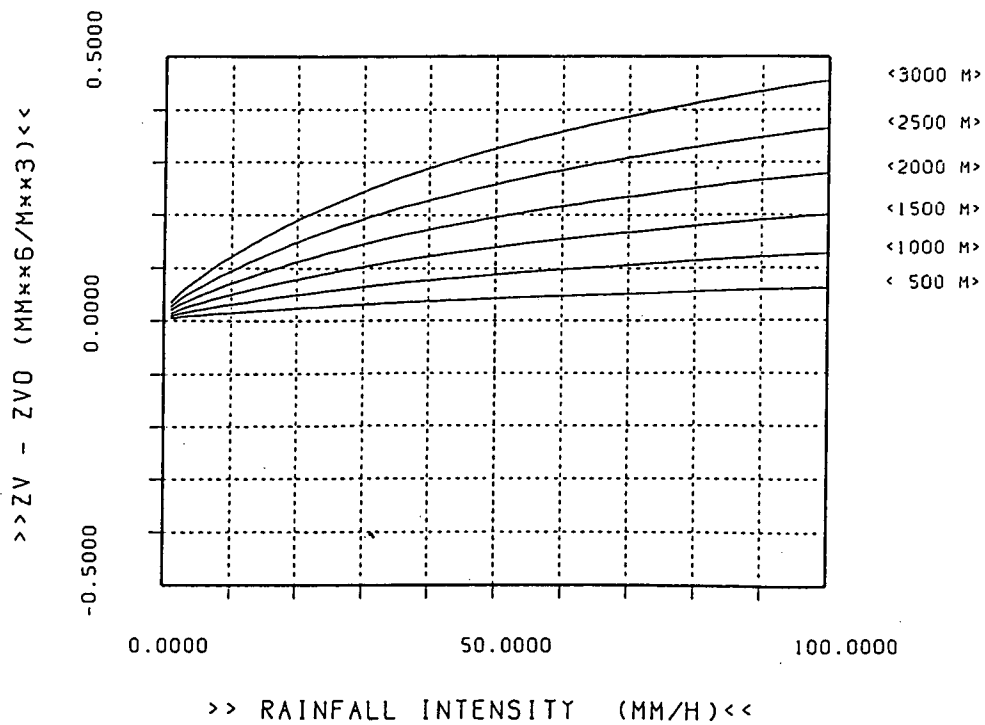


図-3.3.4 反射因子 Z_0 の高度差による観測誤差

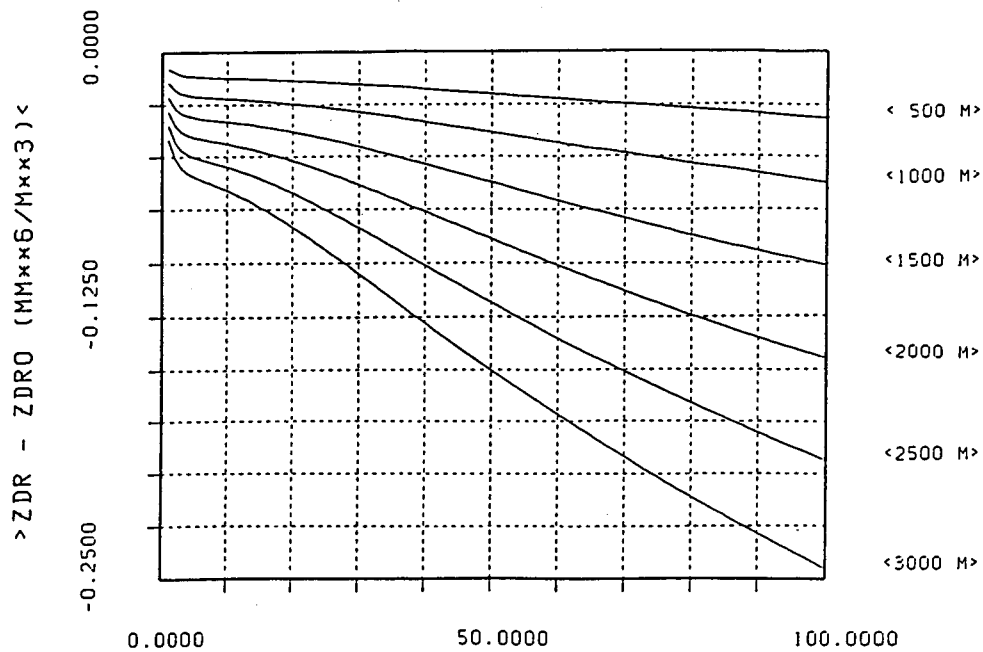


図-3.3.5 反射因子 Z_{DR} の高度差による観測誤差

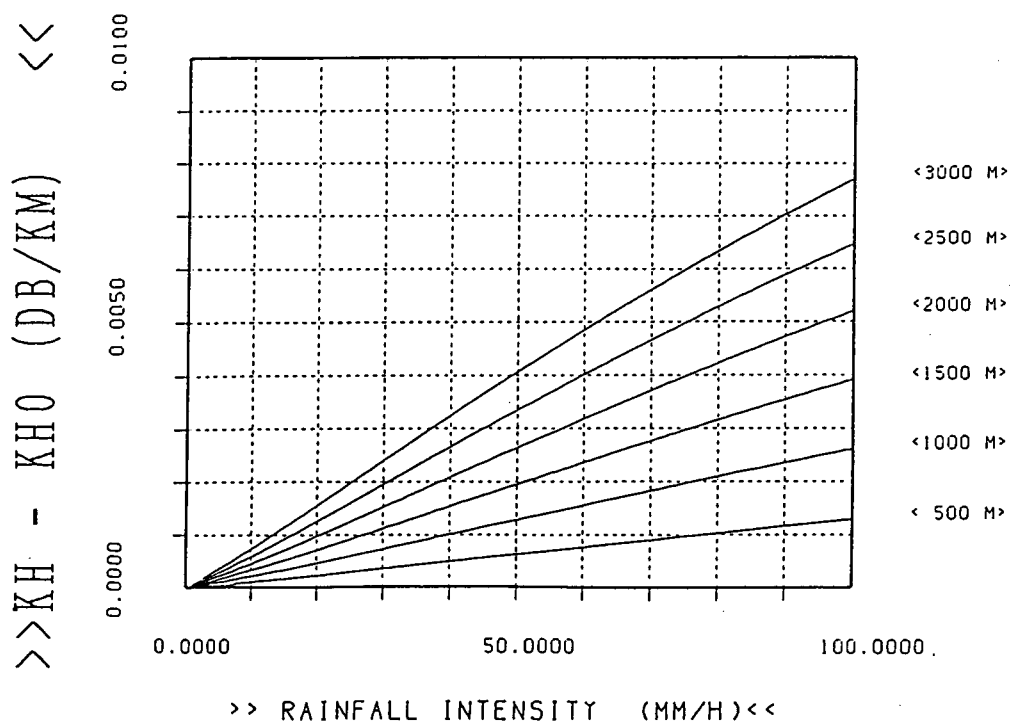


図-3.3.6 減衰定数 K_H の高度差による観測誤差

地表面との直線値ベースでの差を表示。

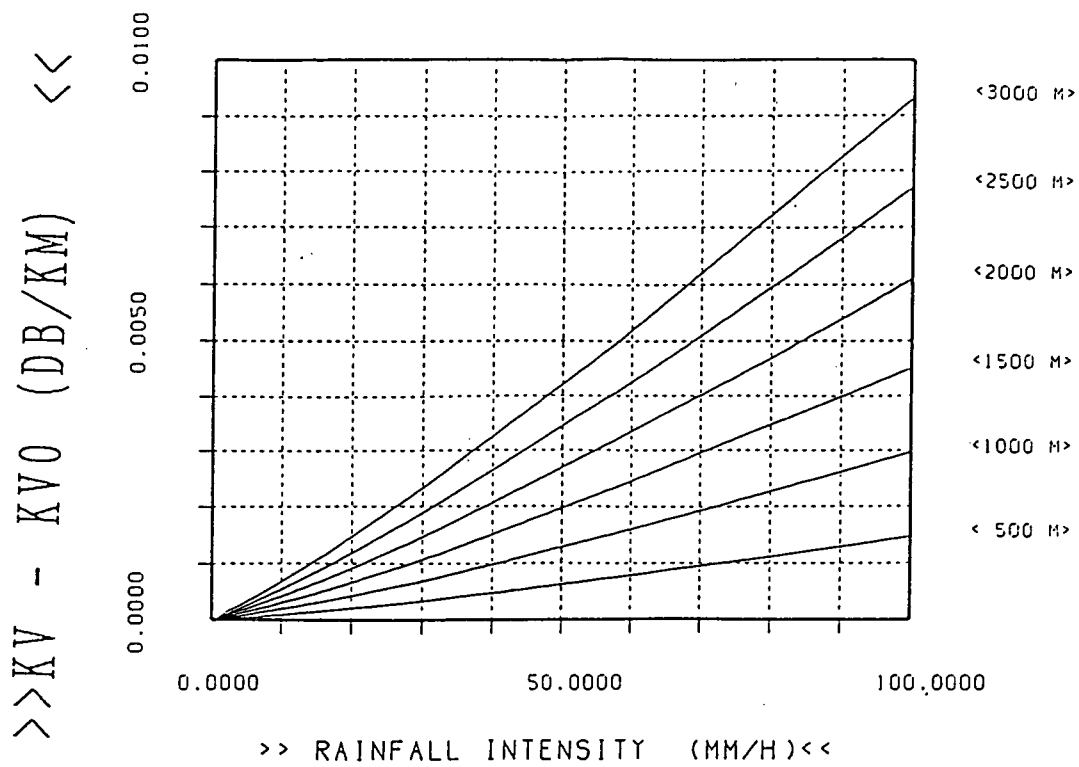


図-3.3.7 減衰定数 K_V の高度差による観測誤差

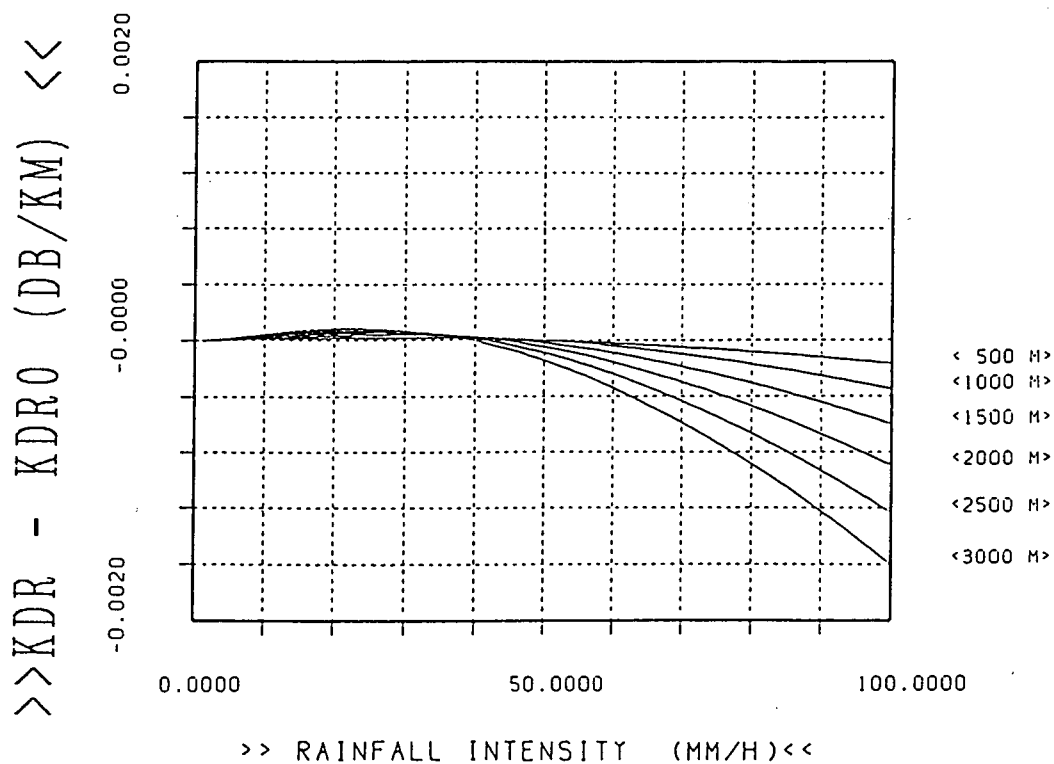


図-3.3.8 減衰定数 K_{DR} の高度差による観測誤差

3.3.2 各粒径の反射因子への寄与の検討

(1) はじめに

前節では、雨滴の粒径分布を仮定して、散乱断面積 σ や吸収断面積 Q を積分して得られた反射因子 Z や減衰係数 K をもとに議論したが、本節では、それら Z や K に対する粒径ごとの寄与を算定する。併せて降水強度 R への粒径ごとの寄与を見積もって比較検討することにより、 Z_{DR} による降水観測の問題点、並びに今後精力的に研究されねばならない点が明らかとなる。

(2) 計算方法

①反射因子 Z 、減衰定数 K

前章の結果を用いた。従って、 Z 、 K の導出は最終的には式(3.3.20)、(3.3.21)に従っている。従って粒径分布 $N(D)$ もMarshall and Palmerに従って与えた。

また、各粒径の Z 、 K への寄与率 P は、

$$P[Z_{H \cdot U}(D_i)] = \sigma_{H \cdot U}(D_i) N(D_i) / \sum \sigma_{H \cdot U}(D_i) N(D_i) \quad \dots\dots(3.3.22)$$

$$P[K_{H \cdot U}(D_i)] = Q_{H \cdot U}(D_i) N(D_i) / \sum Q_{H \cdot U}(D_i) N(D_i) \quad \dots\dots(3.3.23)$$

$$P[K_{DR}(D_i)] = [Q_H(D_i) - Q_U(D_i)] / \sum [Q_H(D_i) - Q_U(D_i)] \quad \dots\dots(3.3.24)$$

として求めた。ただし、 Z_{DR} については各粒径での Z_{DR} の重み付き積分が全体の Z_{DR} になっているわけではないので、0mm 径からその粒径までの雨滴による Z_{DR} の全体の Z_{DR} (log値)に対する比 P' を

$$P'[Z_{DR}(D_i)] = \sum_0^i \sigma_H(D_i) N(D_i) / \sum_0^{D_{max}} \sigma_U(D_i) N(D_i) \quad \dots\dots(3.3.25)$$

として与え、その差を便宜的にその粒径の Z_{DR} に対する寄与率 P とみなした。

$$P[Z_{DR}(D_i)] = P'[Z_{DR}(D_i)] - P'[Z_{DR}(D_i)] \quad \dots\dots(3.3.26)$$

②降水強度 R

降水強度への各粒径の寄与を求めるにあたっては、上と同様にMarshall and Palmerに従って雨滴の粒径分布を求めた後、各粒径の雨滴の落下速度をBestの式に従って与え、それを積分して算定した。Bestの式は

$$V(D) = 9.58 \{ 1 - \exp[-(D/1.77)^{1.147}] \} \quad \dots\dots(3.3.27)$$

として与えられている。ここに、 V (m/s)、雨滴直径 D (mm)である。これから

$$P[R(D_i)] = D_i^3 V(D_i) N(D_i) / \sum D_i^3 V(D_i) N(D_i) \quad \dots\dots(3.3.28)$$

として各粒径の降水強度への寄与率 $P[R(D)]$ が計算でき、また

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{D_{\max}} D^3 V(D) N(D) dD \quad \dots\dots (3.3.29)$$

で降水強度も算定することができる。(29)式で算定された降水強度は、雨滴の粒径分布を仮定する際に与えた降水強度に対して数%程度の誤差を持つ。

(3) 結果

ここでは降水強度1mm/h 相当ならびに100mm/h 相当の雨滴の粒径分布に対する図を示す。図-3.3.9~12に降水強度 R 、反射因子 Z_H 、反射因子差 Z_{DR} 、減衰定数 K_H に対する各粒径の寄与を示す。細い曲線が各粒径の雨滴粒子1個あたりの寄与量(Z_H でいうと σ_H)であり、右下がりの点線が降水強度に従った粒径分布を示す。それらから計算された各粒径の寄与率が棒グラフで示され、その寄与率の積分値が右上りの太い曲線で記入されている。なお、ここでは $D_{\max}$ として8mmを採った。それは広い範囲の粒径の寄与を見積もっておく目的からである。

降水強度への寄与率は、100mm/hの場合でも2mm~3mm径付近にピークを持ち、6mm以上の雨滴の寄与はほとんどないのに対し、 Z_H では、強い降水強度になると寄与率のピークが大直径の雨滴のほうへシフトする。このシフトは Z_{DR} ではより極端なものになり、6mm径付近の寄与が支配的となる。また、 K の図から、強い降水強度時にひろい粒径にわたって比較的均等に吸収を受けることがわかる。これらの図から、 $D_{\max}$ を6mm付近に設定し、積分計算を打ち切る場合、それが降水強度 R に及ぼす影響に比べて、 Z_H や Z_{DR} 、 K 等の算定に及ぼす影響は極めて大きい。 Z_{DR} 法で降水強度を算定する場合、 Z_H 、 Z_{DR} の観測値から雨滴の粒径分布を逆推定するわけで、この際 $D_{\max}$ をあらかじめ定めねばならないが、その決定は極めて慎重に行わねばならないことがわかる。

なお、図-3.3.11、 Z_{DR} の図で目立つ直径1.8mmでのギャップは、変形雨滴の形状計算の中で、空気の動圧及び雨滴内部での水の循環に関する圧力の項に、直径1.8mm未満の粒径についてはLe Clair et al(1971)によって計算された値を、それ以上に対してはFage (1936)の測定結果を用いており、その違いの影響が現れたものだと考えられる。このようなギャップは Z_H や Z_U の図中には見られず、 Z_{DR} の推定理論に特に精緻さが要求される事がこれからわかる。 Z_H や Z_U がほぼ正しく推定されるモデル、理論から、 Z_{DR} が正しく推定されるとは限らない点に十分注意が必要であろう。

(4) まとめ

レーダで観測される反射因子と、降水強度とに各粒径の粒子が及ぼしている寄与が明瞭に示され、降水強度が強くなるにつれて、レーダの観測ウエイトが大粒径(6mm付近)の雨滴にシフトするのに対し、降水強度に寄与している雨滴はあまり変化せず2~3mm程度の直径を持つ雨滴が最も支配的な役割を担っている事が示された。また、これらの図から $D_{\max}$ の影響が大きい事が再確認され、さらに Z_{DR} 算定の為には、散乱断面積の推定をさらに厳密に行う必要性が示唆された。

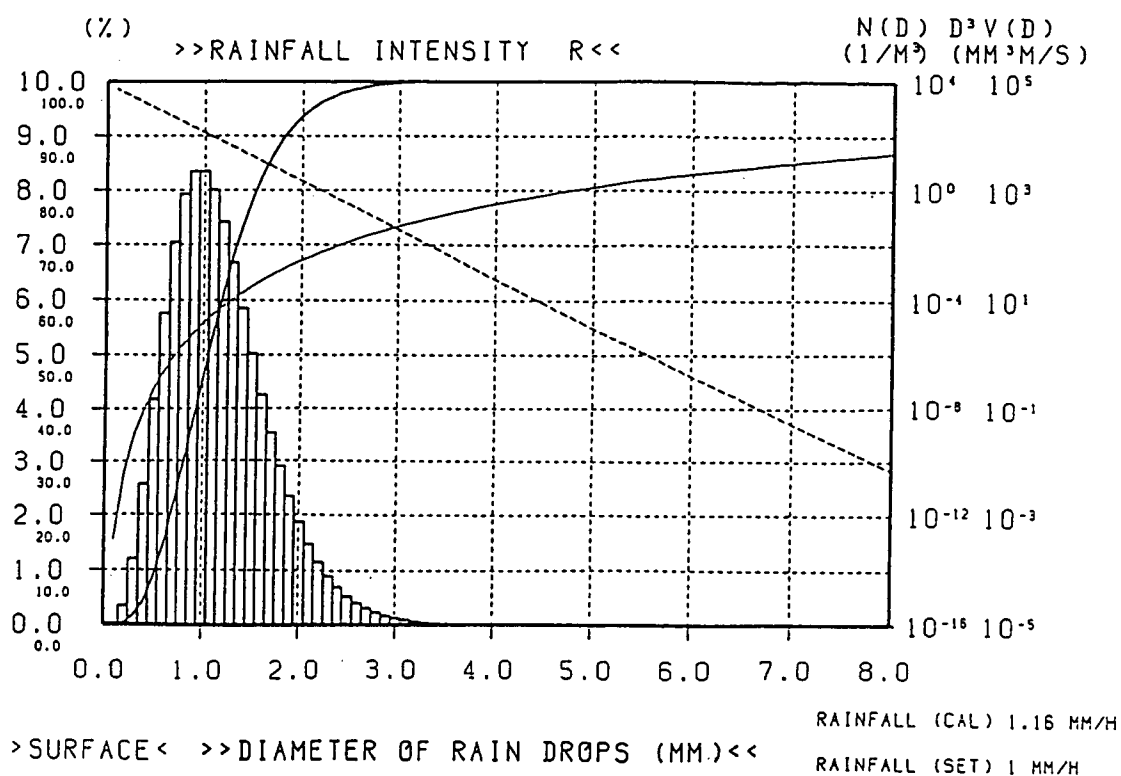
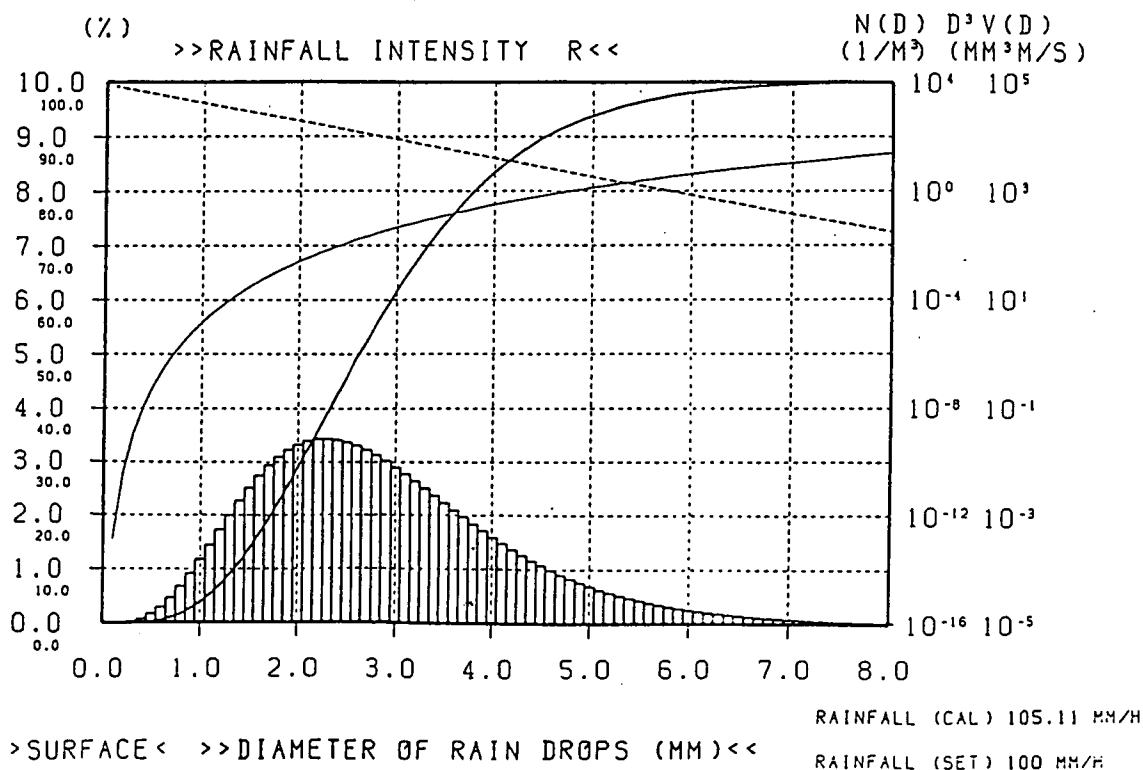


図-3.3.9 降水強度に対する各粒径の寄与

(a) 降水強度1mm/hの場合



(b) 降水強度100mm/hの場合

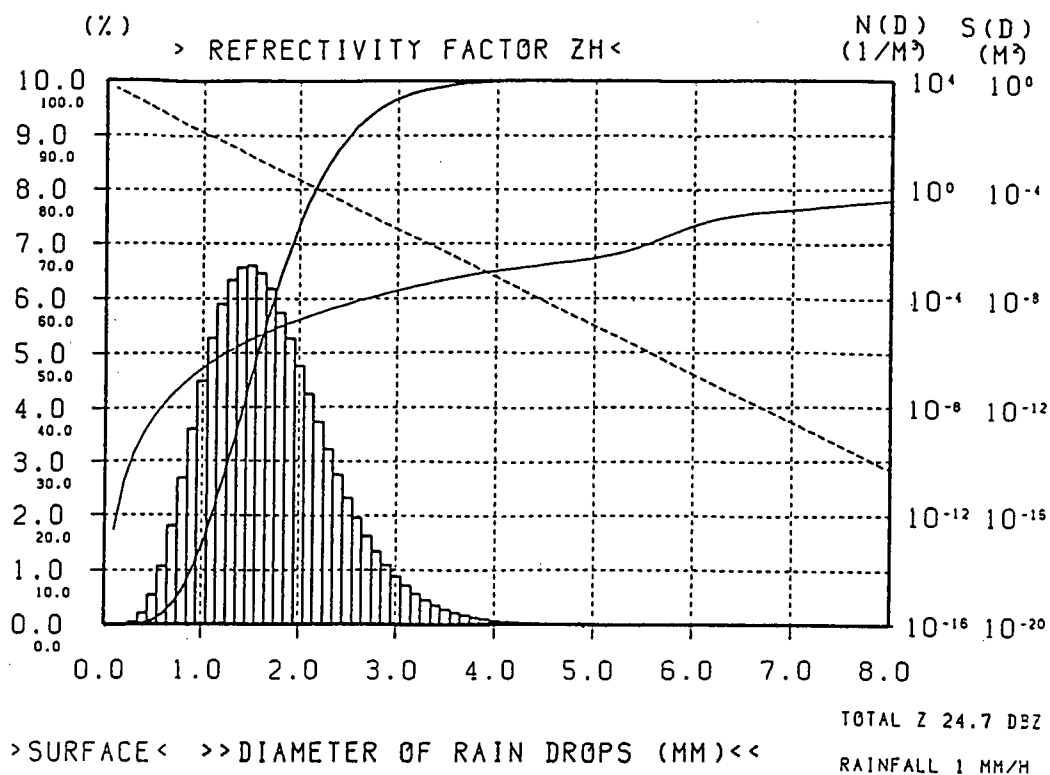
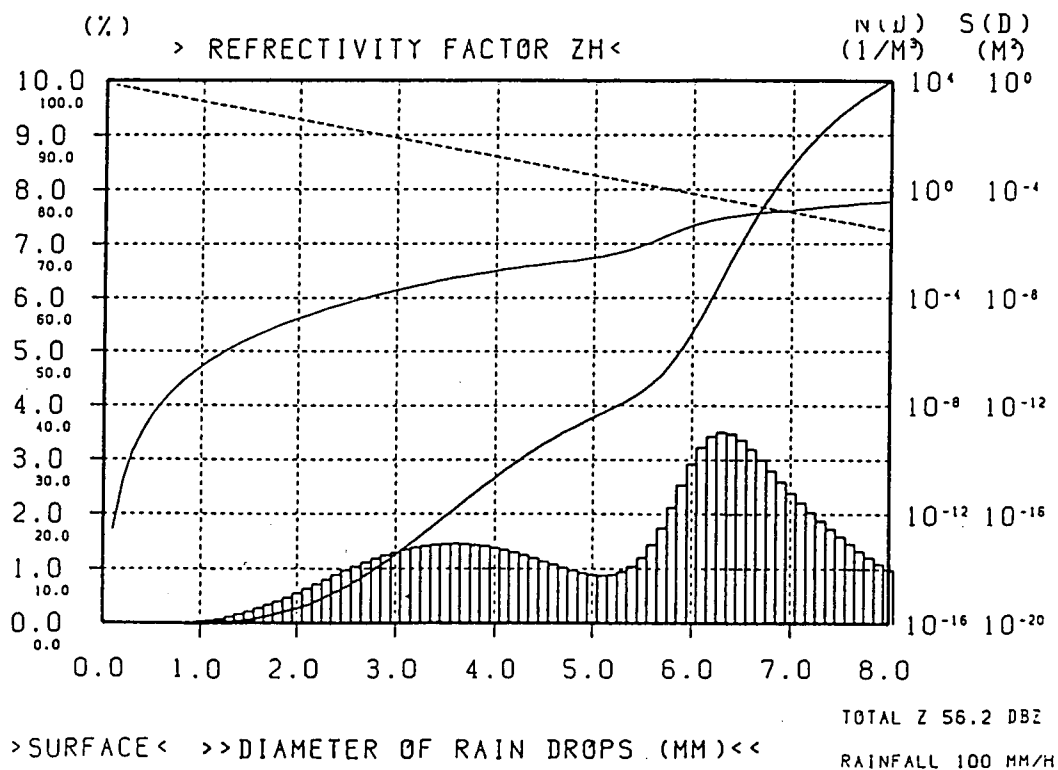


図-3.3.10 反射因子 Z_H に対する各粒径の寄与

(a) 降水強度1mm/hの場合



(b) 降水強度100mm/hの場合

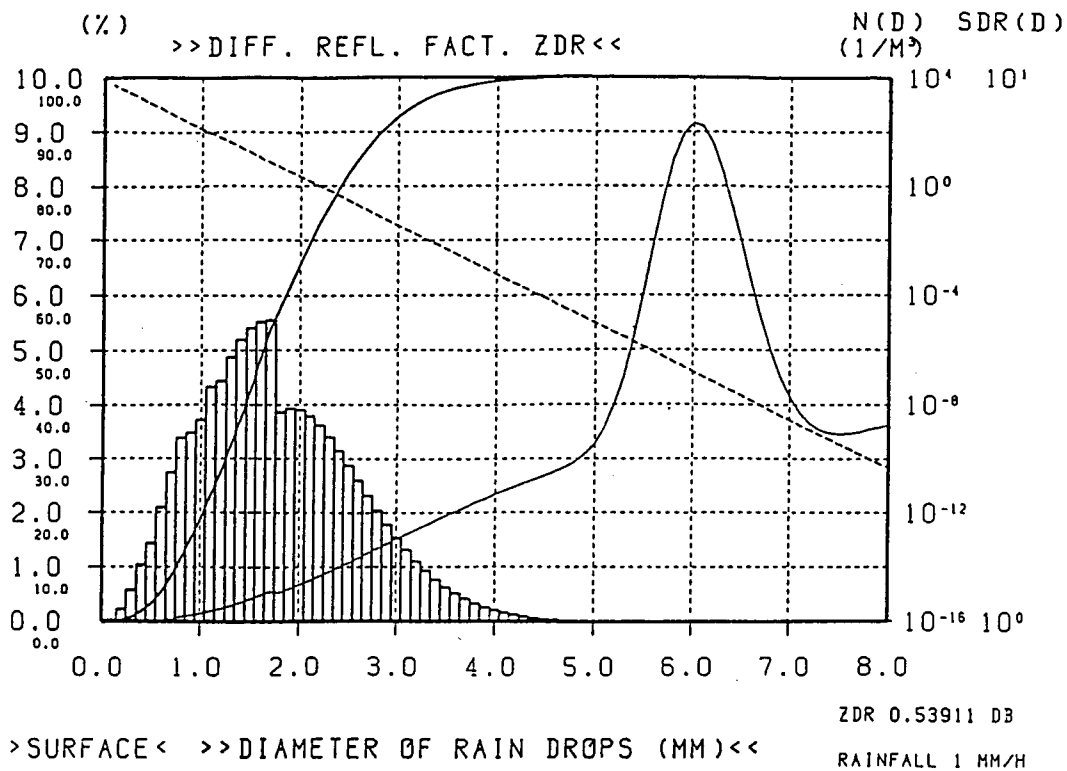
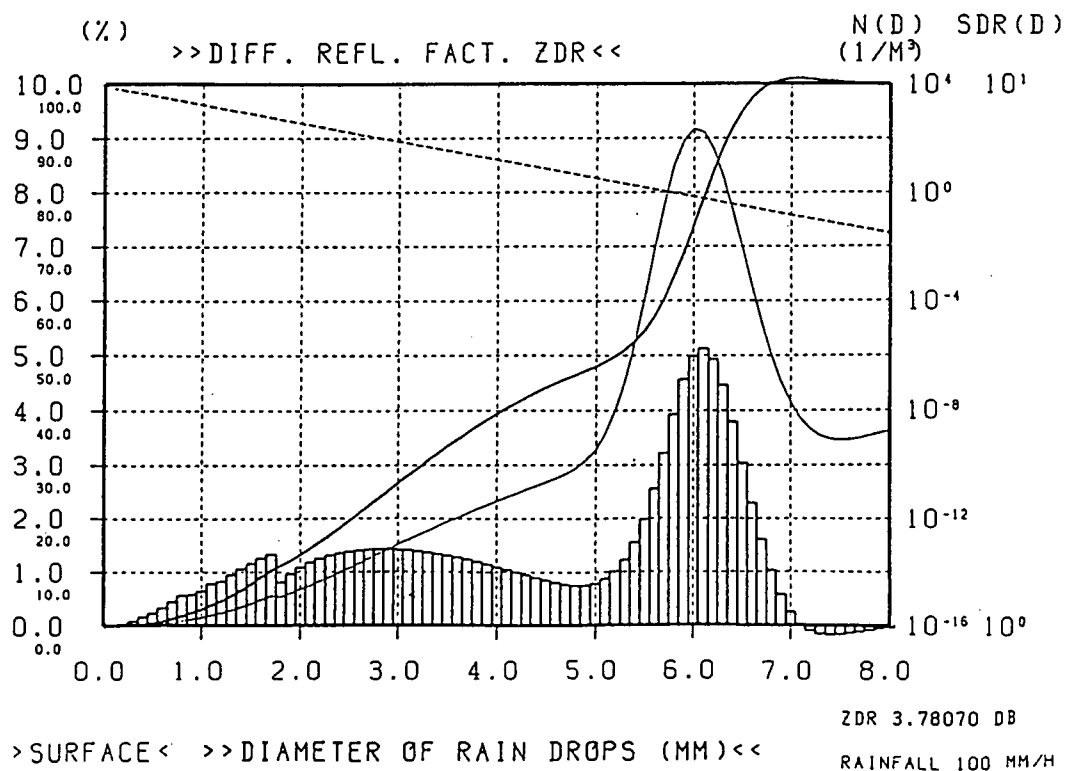
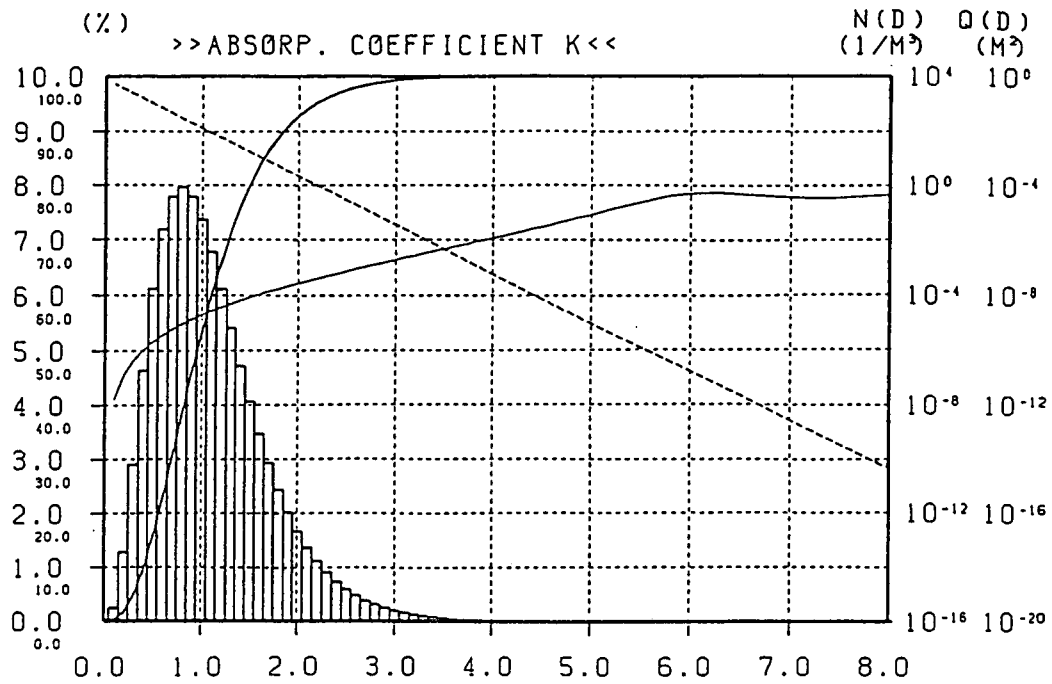


図-3.3.11 反射因子 Z_{DR} に対する各粒径の寄与

(a) 降水強度1mm/hの場合



(b) 降水強度100mm/hの場合



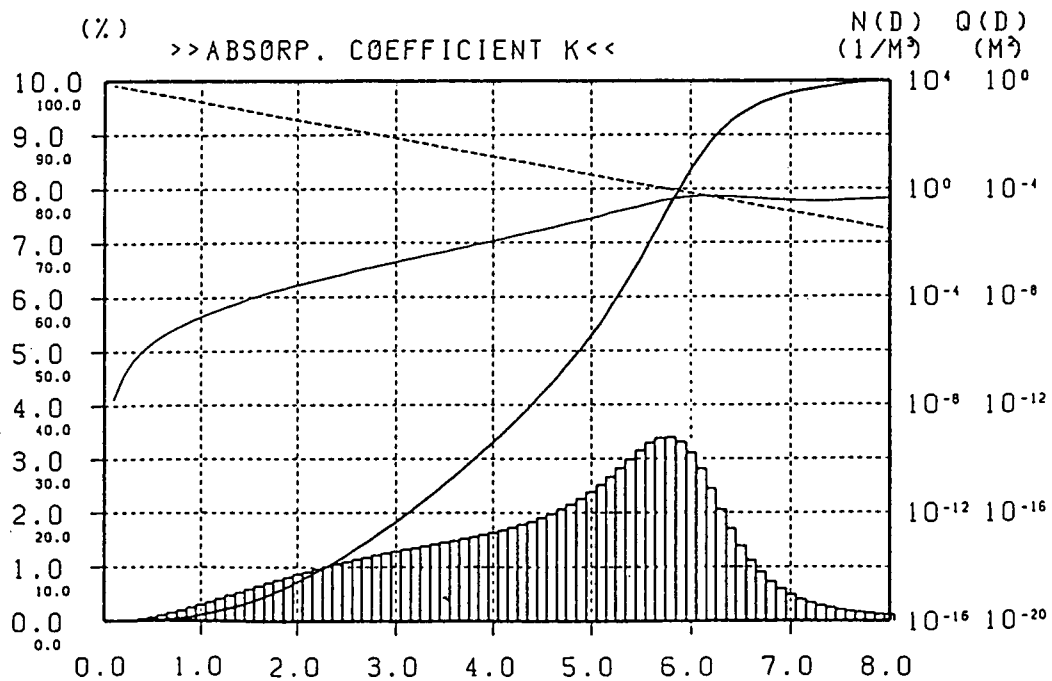
ABSORPTION 0.00016 DB/KM

> SURFACE < >> DIAMETER OF RAIN DROPS (MM) <<

RAINFALL 1 MM/H

図-3.3.12 吸収係数 K_H に対する各粒径の寄与

(a) 降水強度1mm/hの場合



ABSORPTION 0.04903 DB/KM

> SURFACE < >> DIAMETER OF RAIN DROPS (MM) <<

RAINFALL 100 MM/H

(b) 降水強度100mm/hの場合

3.4 降雨観測

直交二偏波レーダによる降雨観測は、建設省筑後川ダム統合管理事務所（福岡県久留米市高野町）をレーダサイト（庁舎屋上にレーダを設置）とし、半径40km以内の地域の降雨を観測した。また、レーダにより測定した雨滴の粒径分布や降雨強度の測定精度を検証するために、地上観測も同時に行った。地上観測は、レーダサイトから約20km以内の地点に、0.5mm転倒枴雨量計を20台、雨滴の粒径分布測定装置を4台設置することにより観測を行った。この地点は平野部のため、大地クラッタの影響が少なく、レーダの測定精度の検証には最適であると判断し選定した。図-3.4.1に観測所位置図を示す。図中の○は転倒枴雨量計の設置箇所を示し、●は転倒枴雨量計と雨滴の粒径分布測定装置の設置箇所を示す。また、表-3.4.1に観測所一覧表を示す。

3.5 雨滴の粒径分布の測定

直交二偏波レーダの測定精度を詳細に検討するため、地上において雨滴の粒径分布の測定を行った。その測定方法及び各諸量の計算方法を示す。

3.5.1 雨滴の粒径分布測定装置

地上での雨滴の粒径分布の測定には、ディストロメーター（スイスDistromet社の製品名）を用いた。この装置は、センサー部、処理器、分析器の3つに分かれている。センサー部は速度感応である可動コイル型マイクロフォンとなっており、その振動コーンに雨滴が衝突した時のパルス波高値を処理器において検出する。分析器では、その出力された波高値を雨滴径別に20ランク（雨滴径5mmまでを19ランクに分割、5mm以上を1ランクにまとめる）に分類し、単位時間（本研究では1分間）ごとに個数をカウントするというものである。

3.5.2 各諸量の計算方法

ディストロメーターのデータを用いて、雨滴の粒径分布以外にも、レーダ反射因子Z及び反射因子差Z_{DR}、降水強度などが理論式から求めることができる。これらの計算方法を以下に示す。

1) 雨滴の粒径分布

ディストロメーターによる測定結果から、直径Dの雨滴の空間分布N_dが次式により求まる。

$$N_d = \frac{N_i}{V_i \cdot T \cdot S \times 10^{-6}} \cdot \frac{1}{\delta D_i} \quad \dots\dots\dots(3.5.1)$$

ここに、D_i：i番目のランクの雨滴の直径（mm）

N_i：直径D_iの雨滴の個数

S：測定器のセンサー部面積（mm²）

T：測定時間間隔（s）

V_i：直径D_iの雨滴の落下速度（m/s）

δD_i：雨滴の直径巾（mm）

2) $Z_{H,U}$, Z_{DR} の計算方法

あらかじめ後方散乱断面積を理論計算しておくことにより、反射因子 $Z_{H,U}$ は、次式により求まる。

$$Z_{H,U} = C \sum \sigma_{H,U} \cdot N_d \cdot \delta D_i \quad \cdots \cdots (3.5.2)$$

ここに、 C : レーダシステムによって定まる定数、 $\sigma_{H,U}$: 後方散乱断面積 (cm^2)
したがって、反射因子差 Z_{DR} (dB) は、次式により計算できる。

$$Z_{DR} = 10 \log (Z_H / Z_U) \quad \cdots \cdots (3.5.3)$$

3) 降水強度 R の計算方法

降水強度 R (mm/hr) は、次式により計算できる。

$$R = 600 \times \frac{\pi}{S \cdot T} \sum (D_i^3 \cdot N_i) \quad \cdots \cdots (3.5.4)$$

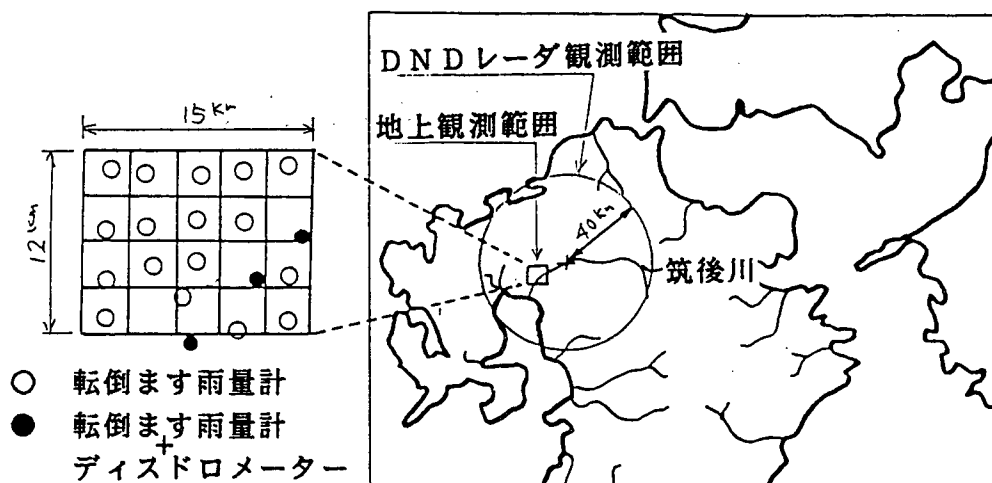


図-3.4.1 観測所位置図

表-3.4.1 観測所一覧

No	観測所名	レーダサイトからの位置		対応メッシュ	
		距離(km)	方位(°)	レンジ番号	セクタ番号
1	北茂安町役場	6.49	261.8	13	186
2	上峰村役場	9.51	261.2	20	186
3	三田川町役場	12.16	263.3	25	187
4	ピーシー橋梁	16.15	265.4	33	189
5	久保泉小学校	18.65	265.6	38	189
6	* 元筑邦出張所	8.74	227.8	18	162
7	三根西小学校	10.86	242.1	22	172
8	蔵戸区長2P	13.61	249.5	27	177
9	宇部生コン	17.19	251.7	35	179
10	宝正幼稚園	19.17	255.3	39	182
11	筑後川土地改良区	10.03	218.5	21	155
12	* 山ノ井排水機場	12.10	229.9	25	163
13	千代田東部小学校	14.59	237.5	30	169
14	千代田西部小学校	17.89	244.2	36	174
15	巨勢小学校	20.27	244.2	41	174
16	筑後生コン	12.86	212.1	26	151
17	五反田公民館	15.59	219.7	32	156
18	* 大川出張所	18.19	226.3	37	161
19	諸富出張所	17.26	235.1	35	167
20	紫金山光源寺	21.61	238.6	44	170

(注) *は、雨滴計(ディスドロメーター)を併設

3.6 測定精度の検証

地上でのディストロメーターによる測定結果と直交二偏波レーダ観測結果を比較することにより、① Z_H 、 Z_{DR} の測定精度、②雨滴の粒径分布の測定精度、③降雨強度の測定精度、について調べた。

3.6.1 解析データ

解析対象とした降雨データは、表-3.6.1に示す9降雨である。これらの期間におけるレーダ運用方法は、次のとおりである。

レーダ仰角：3°

レーダ方位角：ディストロメーター設置地点方向に固定

データの平均化時間：20秒

3.6.2 レーダデータの処理方法

(1) C項

直交二偏波観測の場合のレーダ方程式C項の値は、次の値を用いている。

$$C(H\text{偏波}) = 1.14179 \times 10^{16}$$

$$C(V\text{偏波}) = 1.22262 \times 10^{16}$$

詳細については、土木研究所資料2594号「DNDレーダによる降水現象の観測に関する共同研究報告書（第1報）1988年3月」を参照のこと。

(2) F項の補正

Z_{DR} 法により降雨強度を算出する場合には、なんらかの方法で Z_H 及び Z_{DR} の値を較正し、それをF項に含めることが必要がある。このような較正值を正確に求めるには、次のような方法をとることが必要である。

① Z_H に対して：散乱断面積のわかっている金属球と比較する。

② Z_{DR} に対して：雨滴形状が球形と仮定できるvery fine drizzleの測定から求める、あるいは、アンテナを真上（仰角90°）に向けた降雨観測から求める。

しかし、本研究では、絶対較正をおこなっておらず、次のような方法によりF項の補正を行っている。

① Z_H に対する補正值については、転倒ます雨量計の観測値とレーダ Z_H とを比較（ $Z = 200 R^{1.6}$ により降雨強度変換）することにより得られている補正值5.17 dBを用いる。この値は、1988年の観測データから求められた値である。

② Z_{DR} に対する補正值については、ディストロメーターの測定結果から計算される Z_{DR} 値と比較し、レーダ値に対する平均的なずれを補正值として与える。

1988年9月以降の九州久留米での観測データの場合、レーダ方程式F項の値は次の値を用いている。（第2章参照のこと）

$$\begin{aligned} F(H\text{偏波}) &= -6.26 \text{ (導波管ロス等)} - 5.17 \text{ (地上降水量に対する補正)} \\ &= -11.43 \text{ dB} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} F(V\text{偏波}) &= -6.29 \text{ (導波管ロス等)} - 5.17 \text{ (地上降水量に対する補正)} \\ &\quad - 1.21 \text{ (} Z_{DR} \text{の補正值)} \\ &= -12.67 \text{ dB} \end{aligned}$$

(3) サンプルング誤差の考慮

Z_{DR} 法により降雨強度に変換する場合に、特に重要であるのは、 Z_{DR} の測定精度である。本レーダの場合、 Z_{DR} のサンプルング誤差、すなわち Z_{DR} の標準偏差は、0.2 dB程度である。したがって、データ解析で取り扱うデータは、 Z_{DR} 値が0.2 dB以上のデータを対象とするものとする。

(4) 空間平均

レーダ雨量は、粒径分布の観測地点の直上メッシュとそのレンジ方向に前後1つずつのメッシュを加えた3つのメッシュデータの平均値を用いる。

(5) 時間平均

ディストロメーターのデータが1分間ごとであるので、レーダデータもそれに合わせて、20秒ごとの観測データを1分間平均するものとする。

(6) 高度差の考慮

地上観測エリア付近でのレーダの観測高度は、仰角 3° で、300m~1000m程度の高度であり、上空と地上では、雨滴の落下時間に相当する数分の時間差が出ることになる。したがって、本解析ではレーダとディストロメーターの観測時間のずれは、その相関が最も良くなるように時間ずれを修正することとする。

(7) 後方散乱断面積の計算

入射角 $=3^\circ$ 、高度 $=0\text{ km}$ 、温度 $=20^\circ\text{ C}$ で計算したものを用いる。

(8) 雨滴の粒径分布式

粒径分布式は、ガンマ分布を用い、 $m=2$ 及び $D_{max}=6\text{ mm}$ とする。これは、地上での雨滴の粒径分布の測定結果から最も妥当と思われる値として定めた。土木研究所資料第2757号「DNDレーダによる降水現象の観測に関する共同研究報告書（第2報）1989年3月」を参照のこと。

表-3.6.1

ディストロメーターデータとの対比データ

No	期 間	元筑邦	山ノ井	総雨量(mm)
①	1988年 10/05 17:00-20:20	×	○	9.0
②	1989年 06/16 11:10-13:10	○	○	5.0
③	" 06/24 00:00-02:30	○	○	7.0
④	" 06/29 23:50-01:50	○	○	5.5
⑤	" 07/02 16:00-18:00	○	○	8.0
⑥	" 07/03 04:00-07:20	○	○	23.5
⑦	" 07/28 06:30-08:50	○	×	24.0
⑧	" 09/19 04:40-07:00	○	○	30.0
⑨	" 09/19 09:30-11:30	○	○	55.0

×：ディストロメーターデータ欠測

総雨量は元筑邦地点での転倒ます雨量計による観測値

3. 6. 3 時間ずれ及びF項の補正

ディストロメーターから得られる Z_H 、 Z_{DR} の値とレーダ観測値の Z_H 、 Z_{DR} の値とを比較し、地上値に対する時間のずれと偏差を求めた。表-3. 6. 2にその結果を示す。

時間のずれについては、元筑邦地点で3分、山ノ井地点で4分程度であるが、一部の降雨において異なっているのは、その時の上昇流、下降流の影響を受けているためと考えられる。偏差の解析では、それぞれの降雨ごとに時間のずれを合わせて計算している。

偏差の値については、個々の降雨及び地上観測地点ごとに、地上値に対するレーダ値の平均的なずれを求めたものである。その値は、各降雨ごとにばらばらである。その範囲と平均値は次のとおりである。

Z_H : $-0.1 \text{ dB} \sim 4.5 \text{ dB}$ 、平均 1.61 dB

Z_{DR} : $0.1 \text{ dB} \sim 1.0 \text{ dB}$ 、平均 0.78 dB

偏差の値にばらつきが生じるのは、

①降水現象そのものが降雨ごとに一定しないものである。

②偏波切替器が温度による影響を受けるために偏波切替器内でのロスが変化しているためである。

ここで、問題となるのは、 Z_{DR} の偏差の値である。 Z_{DR} 値は大きくても 3 dB 程度の値であるので、地上値と比較して平均 0.78 dB の偏差は大きすぎる値である。これは、明らかに、 Z_{DR} の絶対較正を行っていないことに起因するものであると考えられる。この計算で用いた Z_{DR} の補正值（レーダ方程式中のF項に含める値）は、1988年10月の降雨で地上値（ディストロメーター）と比較することにより定めた値 1.21 dB である。この結果は、1989年のデータでは、この値では適合しないことを意味する。

そこで、以下の解析においては、レーダ方程式中のF項の Z_{DR} の補正值を次のように処理することとする。

①1988年のデータ Z_{DR} の補正值 $= 1.21 \text{ dB}$

②1989年以降のデータ Z_{DR} の補正值 $= 1.21 + 0.78 = 1.99 \text{ dB}$

本来、このような補正值は全観測期間で一定値とすることが望ましいが、本レーダの場合、1989年の観測開始前に偏波切替器の改良（観測モードの追加）を行っているため、それ以前と以後で補正值を分けることとした。

表-3.6.2 地上観測値との比較

No	項目	元 筑 邦		山 ノ 井	
		時間ずれ (分)	偏差 (dB)	時間ずれ (分)	偏差 (dB)
①	Z_H				2.02
	Z_V	**	**	6	2.00
	Z_{DR}				0.09
②	Z_H		3.59		2.90
	Z_V	3	3.26	4	2.01
	Z_{DR}		0.74		0.88
③	Z_H		3.42		3.81
	Z_V	0	3.05	4	2.95
	Z_{DR}		0.60		0.87
④	Z_H		0.59		0.72
	Z_V	3	-0.34	4	-0.11
	Z_{DR}		0.92		0.83
⑤	Z_H		-0.11		0.49
	Z_V	3	-0.66	4	-0.12
	Z_{DR}		0.61		0.73
⑥	Z_H		0.54		-0.38
	Z_V	3	-0.09	4	-0.91
	Z_{DR}		0.63		0.62
⑦	Z_H		4.48		
	Z_V	3	3.40	**	**
	Z_{DR}		1.08		
⑧	Z_H		0.59		1.48
	Z_V	3	-0.34	4	0.51
	Z_{DR}		0.93		0.96
⑨	Z_H		1.13		0.52
	Z_V	3	0.15	4	-0.49
	Z_{DR}		0.98		1.01

(注) 1. 時間ずれは、 Z_H の相関が最も高くなるように求めた。

2. 偏差の値は、時間ずれを補正した後のものである。

3. 偏差は、地上値に対する平均的なずれを表す。

3. 6. 4 Z_H 、 Z_{DR} の精度検証

レーダによる観測から得られた Z_H 、 Z_{DR} の値とデイスドロメーターによる雨滴の粒径分布の測定結果から理論的に求めた Z_H 、 Z_{DR} の値とを比較することにより、直交二偏波レーダの性能評価を行った。

表-3. 6. 3に解析結果を示す。また、図-3. 6. 1に Z_H 、 Z_{DR} の時間変化図及び散布図を示す。

これらから、次のことがわかる。

- ① Z_H については、デイスドロメーター観測値と非常に相関が良く、精度良く観測されている。相関係数では0.56~0.95、自乗誤差では1.5~7.3dB程度である。
- ② Z_{DR} については、時間的な変動は良く合っている。しかし、 Z_H のオーダーが数10dBであるのに対し、 Z_{DR} は大きくても3dBというオーダーであるので、 Z_H ほどの精度とはなっていない。相関係数では-0.06~0.76、自乗誤差では0.17~0.85dB程度である。

3. 6. 5 Z_{DR} 法による雨滴の粒径分布の測定精度

レーダ観測から得られた雨滴の粒径分布とデイスドロメーターから得られた粒径分布とを比較することにより、その測定精度を調べた。

表-3. 6. 4に解析結果を示す。また、図-3. 6. 2に分布式のパラメーター N_0 、 Λ の時間変化図を示す。これから、次のことがわかる。

- ① Λ については比較的精度良く推定できている。
 - ② N_0 については、レーダによる推定値のほうが大きくなる傾向が見られる。
- すなわち、これは、粒径分布の分布形状は精度良く推定できているが、雨滴の個数 N に誤差があることを示している。図-3. 6. 3に分布形状の比較の一例を示す。この原因として、 N_0 の値が Z_H から計算されるので、 Z_H の測定誤差が影響していると考えられる。

3. 6. 6 Z_{DR} 法による降雨強度の測定精度

レーダ観測から得られた降雨強度(Z_{DR} 法、 $B\beta$ 法)とデイスドロメーターにより雨滴の粒径分布の測定から得られた降雨強度と比較することにより測定精度の評価を行った。ここでの B 、 β の値は200, 1.6を用いているが、その精度が最も良くなるようにレーダ方程式の F 項の値が設定されている。

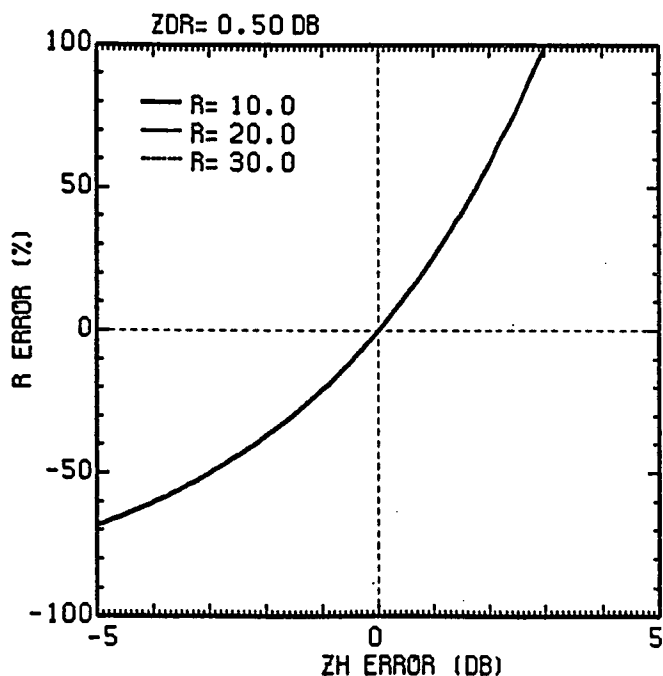
表-3. 6. 5に解析結果を示す。また、図-3. 6. 4に時間変化図と散布図(上段が $B\beta$ 法、下段が Z_{DR} 法)を示す。これらから次のことがわかる。

- ① Z_{DR} 法による測定誤差は、相関係数が0.297~0.897、自乗誤差が0.3~12.9mm/hであるのに対し、 $B\beta$ 法は、相関係数が0.256~0.893、自乗誤差が0.3~9.8mm/hとなっており、あまり大きな差はない。
- ② Z_{DR} 法では、6月16日降雨の場合のように、地上値と大きく誤差が出る場合がある。これは、粒径分布の推定に比較的大きな誤差が生じたためで、それは、 Z_H ・ Z_{DR} の測定誤差に起因するものである。特に、この降雨の場合は、 Z_H の測定誤差に影響されている。
- ③9月19日降雨の場合は、他の降雨と比べて強度が強い場合の観測例であるが、時間変化図及び散布図を見ると、 $B\beta$ 法による降雨が地上値に比較して小さく出ているのに対して、 Z_{DR} 法による降雨は比較的良く合っている(特に、山ノ井の方の観測結果)。

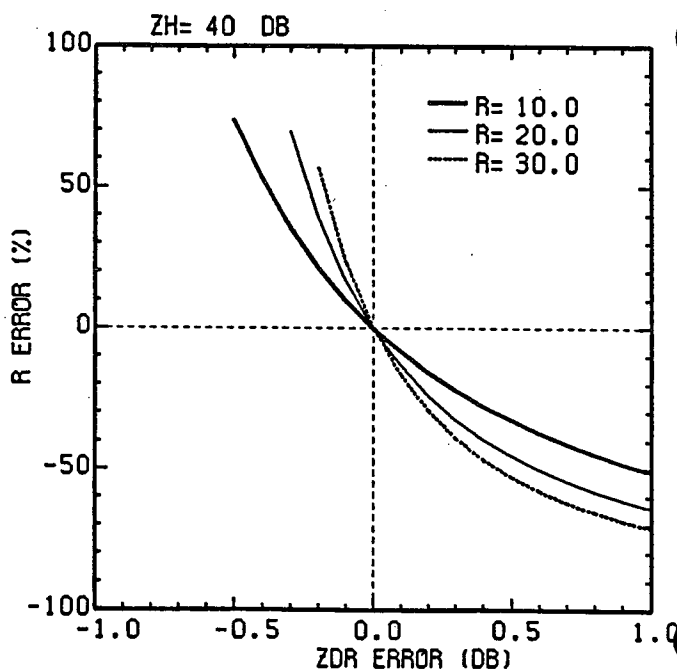
これらの結果から、 Z_{DR} 法による降雨強度の測定精度に関して、次のように結論づけることができる。

すなわち、 Z_{DR} 法による降雨強度の測定精度は、全般的には、 $B\beta$ 法（定数を最適化したもの）と同程度の精度であるが、強い降雨に対して $B\beta$ 法より良い精度で測定することが可能である。しかし、問題点としては、降雨強度の測定精度が、 $Z_H \cdot Z_{DR}$ の測定精度に大きく影響されるので、レーダの絶対較正が非常に重要である。ここで紹介した観測例は絶対較正を行っていないので、今後、なんらかの方法で較正を行う必要がある。

参考として、図-3.6.5に Z_H 、 Z_{DR} の測定誤差が降雨強度に及ぼす影響を理論式から求めたものを示す。この図から、 Z_H が2 dB程度大きくなると降雨強度で50%程度の誤差が生じ、 Z_{DR} が0.5 dB大きくなると降雨強度で-30~-60%程度の誤差が生じることがわかる。



(a) Z_H の誤差に対する降雨強度の誤差



(b) Z_{DR} の誤差に対する降雨強度の誤差

図-3.6.5 Z_H 、 Z_{DR} の測定誤差が降雨強度に及ぼす影響

表-3.6.3(a) Z_H , Z_U , Z_{DR} の測定精度(元筑邦)

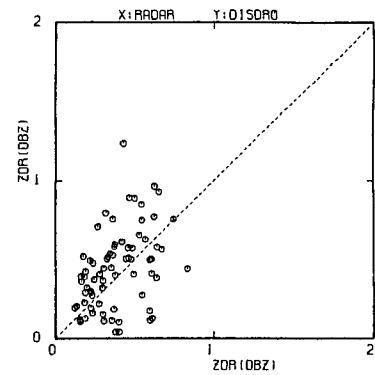
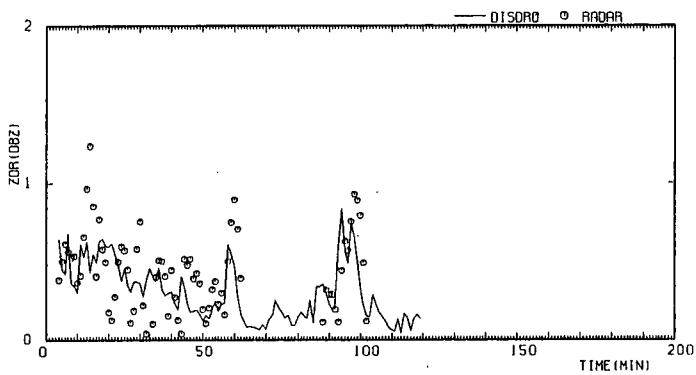
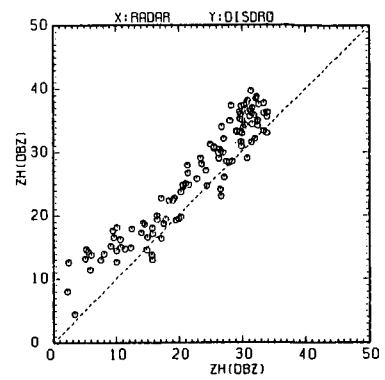
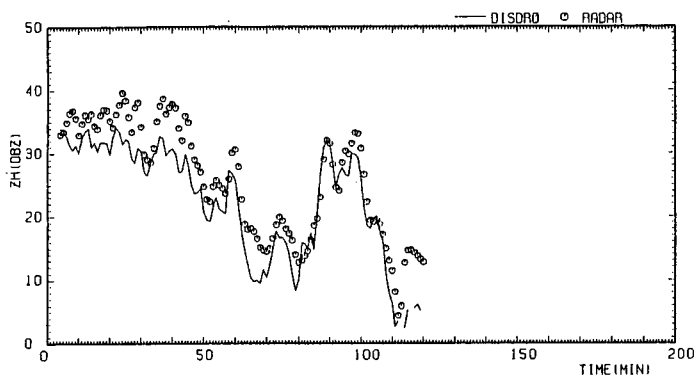
No	時間ずれ (分)	項目	データ数	相関係数	相対誤差 (%)	自乗誤差 (dB)
①	**	Z_H Z_U Z_{DR}	**	**	**	**
②	3	Z_H Z_U Z_{DR}	1 1 4 1 1 4 7 3	0.949 0.946 0.412	3.4 3.7 0.3	4.56 4.93 0.24
③	0	Z_H Z_U Z_{DR}	1 3 2 1 3 2 6 7	0.867 0.873 0.361	3.2 3.3 0.3	5.65 5.73 0.21
④	3	Z_H Z_U Z_{DR}	1 1 6 1 1 6 1 1 2	0.877 0.877 0.741	1.3 1.3 0.2	2.10 1.96 0.28
⑤	3	Z_H Z_U Z_{DR}	1 1 4 1 1 4 5 8	0.912 0.916 0.617	1.6 1.5 0.4	2.53 2.36 0.28
⑥	3	Z_H Z_U Z_{DR}	1 9 3 1 9 3 1 6 9	0.760 0.745 0.534	1.9 1.8 0.2	4.85 4.81 0.40
⑦	3	Z_H Z_U Z_{DR}	1 3 4 1 3 4 1 3 4	0.555 0.561 0.297	3.4 3.1 0.3	4.96 4.62 0.44
⑧	3	Z_H Z_U Z_{DR}	1 3 6 1 3 6 1 3 6	0.750 0.750 0.628	0.8 0.7 0.1	1.49 1.40 0.17
⑨	3	Z_H Z_U Z_{DR}	1 1 6 1 1 6 1 1 6	0.803 0.794 0.467	1.6 1.5 0.2	2.26 2.18 0.36

- (注) 1. 時間ずれは、 Z_H の相関が最も高くなるように求めた。
 2. 精度計算値は、時間ずれ及び Z_{DR} を補正した後のものである。
 3. Z_{DR} は0.0 dB以上のデータで精度評価している。

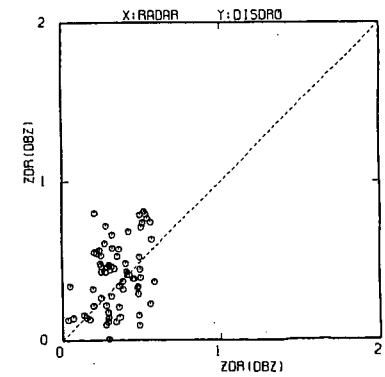
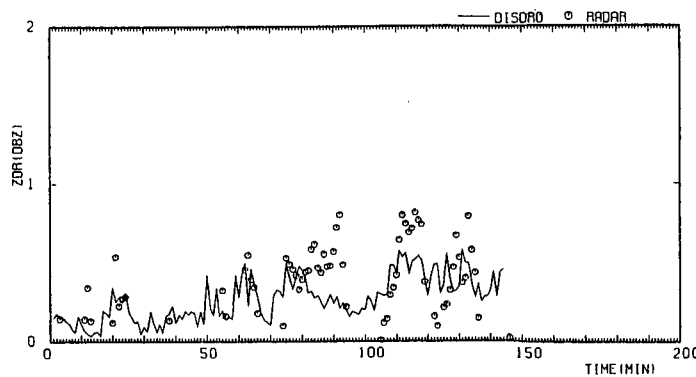
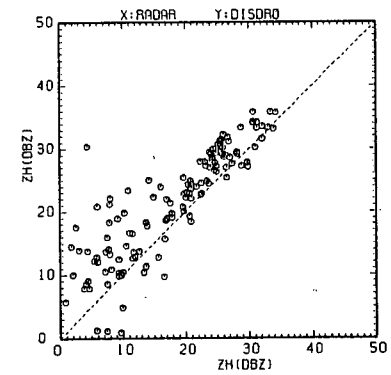
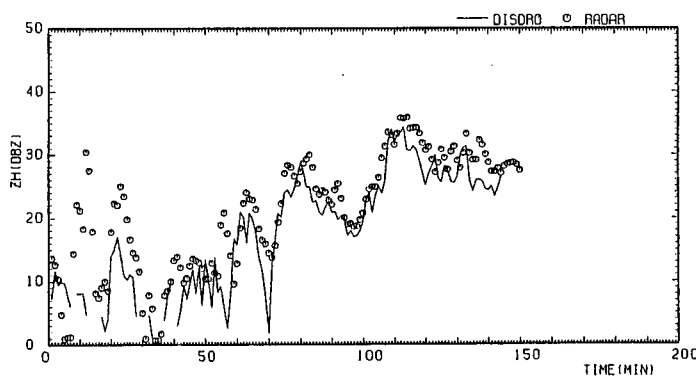
表-3.6.3(b) Z_H , Z_U , Z_{DR} の測定精度 (山ノ井)

No	時間ずれ (分)	項目	データ数	相関係数	相対誤差 (%)	自乗誤差 (dB)
①	6	Z_H	1 8 9	0.925	1.6	3.72
		Z_U	1 8 9	0.924	1.5	3.66
		Z_{DR}	1 4 7	0.668	0.1	0.21
②	4	Z_H	1 1 2	0.945	3.0	4.03
		Z_U	1 1 2	0.938	3.1	4.06
		Z_{DR}	8 8	-0.061	0.4	0.85
③	4	Z_H	1 3 3	0.762	3.5	7.26
		Z_U	1 3 3	0.764	3.4	7.14
		Z_{DR}	1 1 0	-0.186	0.3	0.70
④	4	Z_H	1 1 5	0.857	1.6	2.34
		Z_U	1 1 5	0.856	1.5	2.17
		Z_{DR}	1 0 5	0.709	0.2	0.24
⑤	4	Z_H	1 1 3	0.874	2.2	3.28
		Z_U	1 1 3	0.862	2.4	3.44
		Z_{DR}	6 2	-0.142	0.7	0.74
⑥	4	Z_H	1 9 5	0.669	2.2	6.18
		Z_U	1 9 5	0.661	2.1	5.78
		Z_{DR}	1 4 6	0.760	0.1	0.25
⑦	**	Z_H	**	**	**	**
		Z_U				
		Z_{DR}				
⑧	4	Z_H	1 3 5	0.676	1.3	2.42
		Z_U	1 3 5	0.677	1.2	2.27
		Z_{DR}	1 3 5	0.448	0.1	0.21
⑨	4	Z_H	1 1 5	0.740	1.4	2.18
		Z_U	1 1 5	0.757	1.3	2.04
		Z_{DR}	1 1 5	0.464	0.3	0.36

- (注) 1. 時間ずれは、 Z_H の相関が最も高くなるように求めた。
2. 精度計算値は、時間ずれ及び Z_{DR} を補正した後のものである。
3. Z_{DR} は0.0 dB以上のデータで精度評価している。

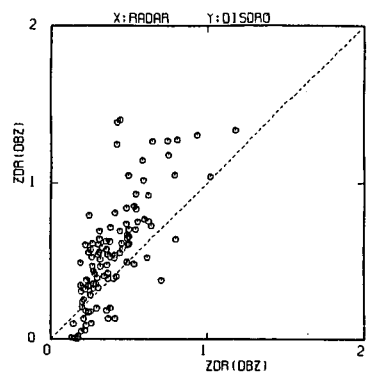
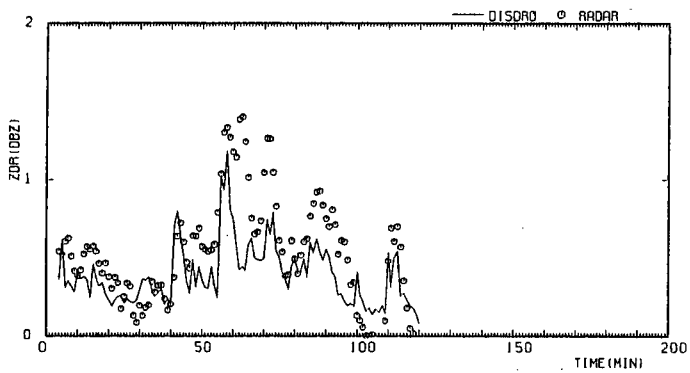
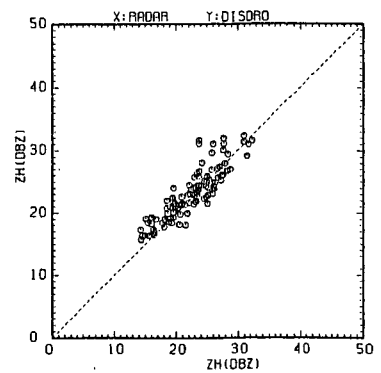
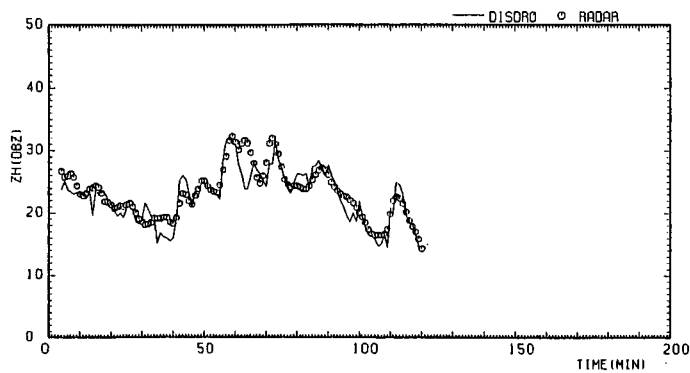


1989年 6月16日 11:00~13:10

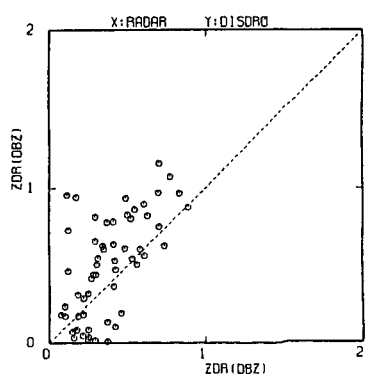
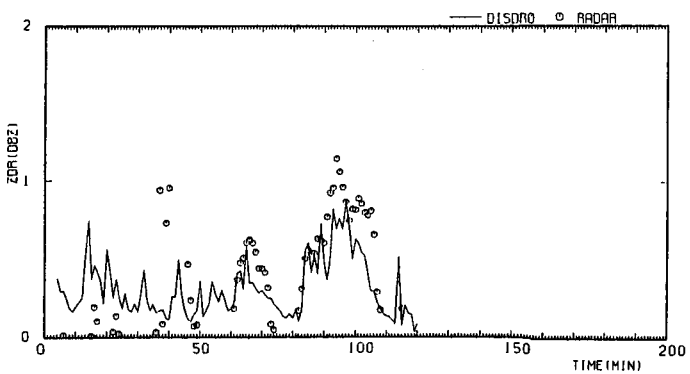
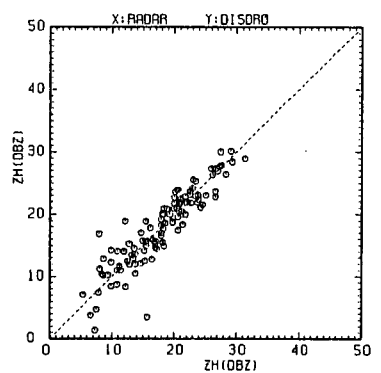
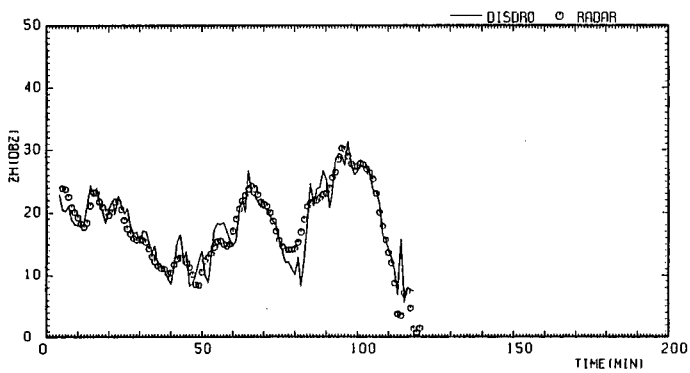


1989年 6月24日 00:00~02:30

図-3.6.1(a) Z_H , Z_{DR} の時間変化図と散布図(元筑邦)

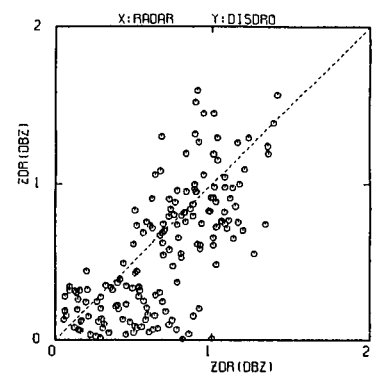
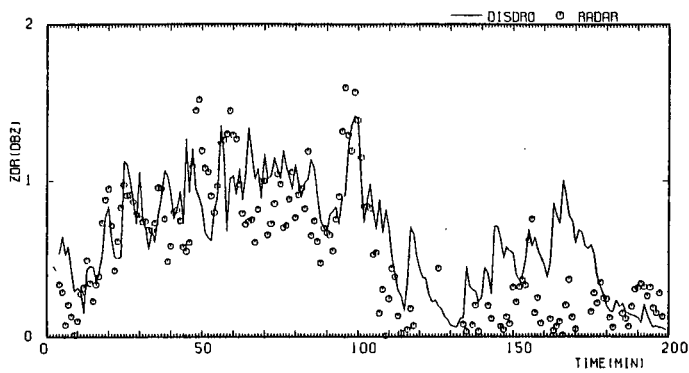
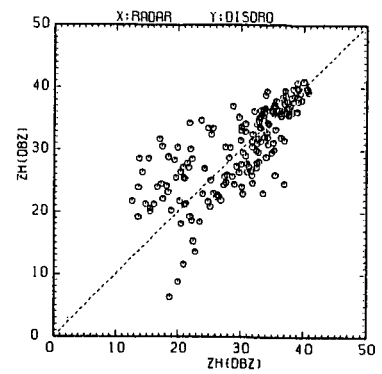
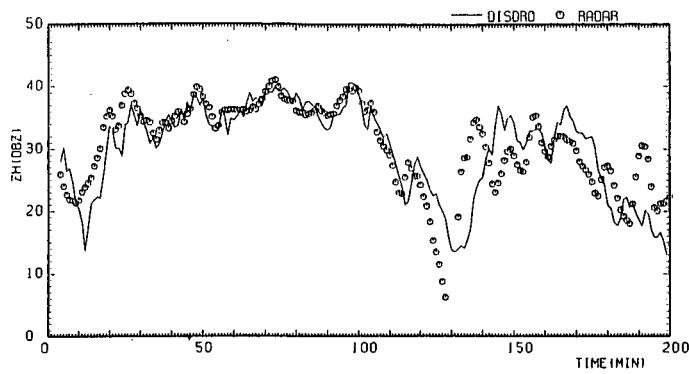


1989年 6月29日 23:50~翌01:50

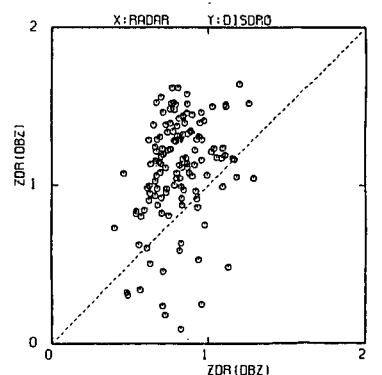
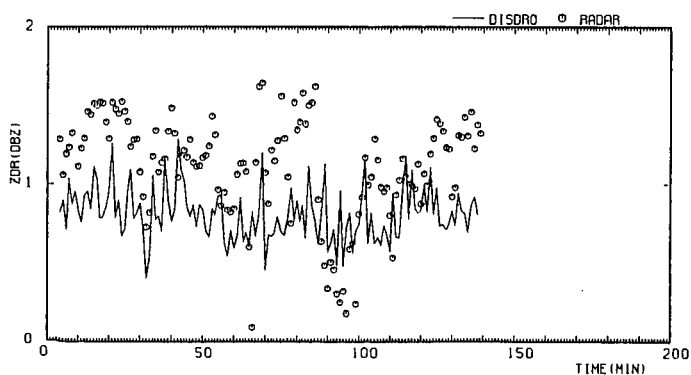
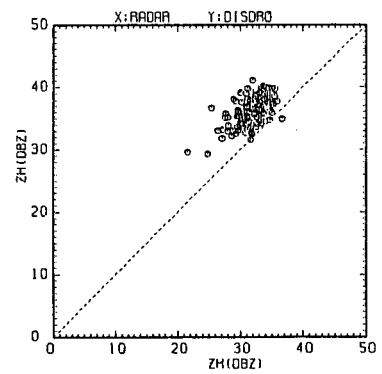
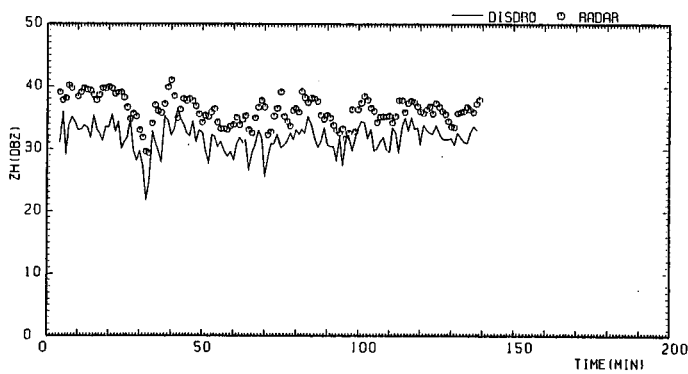


1989年 7月2日 16:00~18:00

図-3.6.1(b) Z_H , Z_{DR} の時間変化図と散布図(元筑邦)

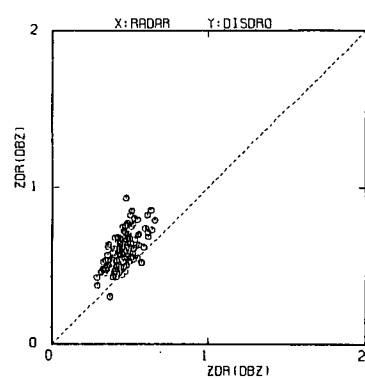
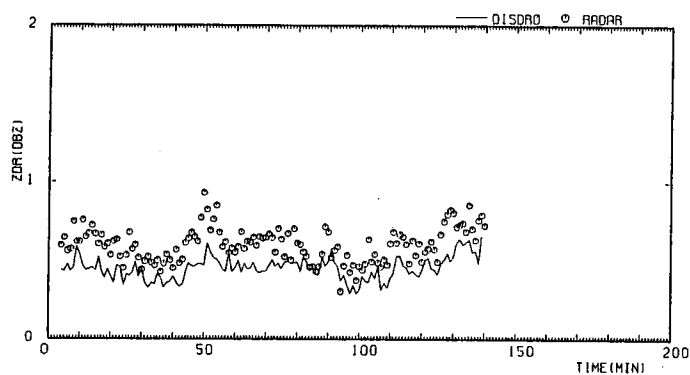
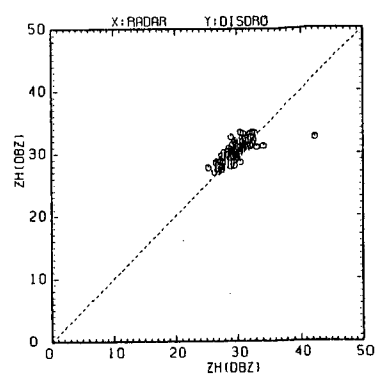
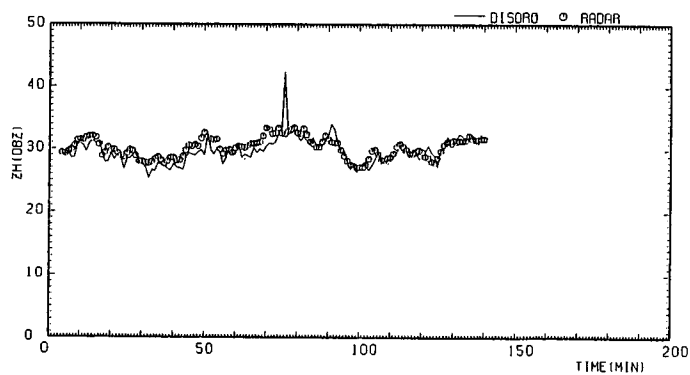


1989年 7月3日 04:00~07:20

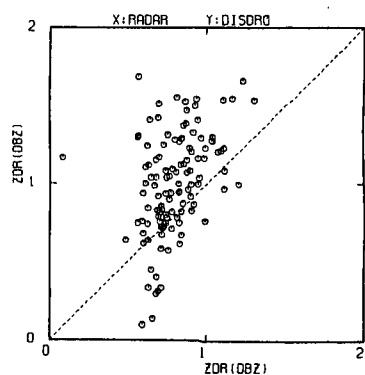
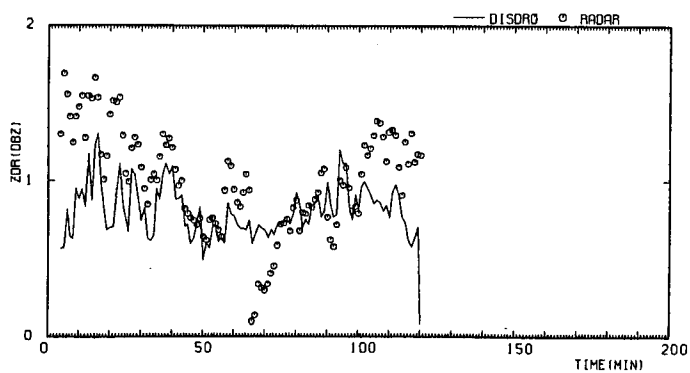
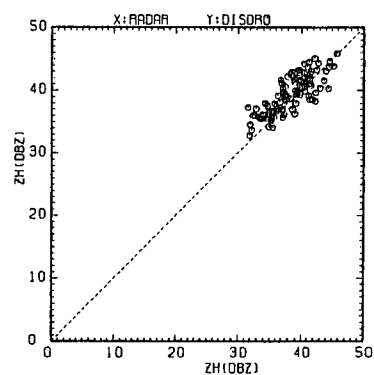
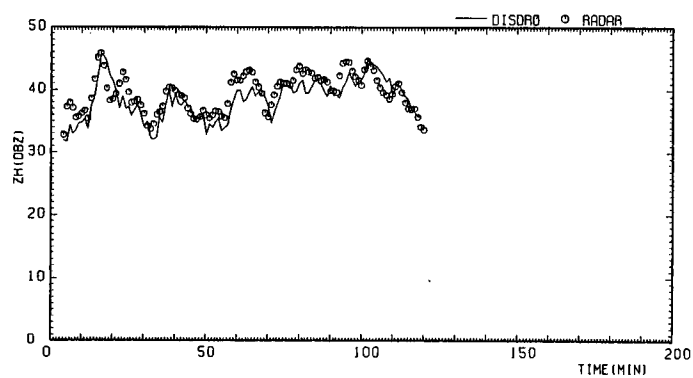


1989年 7月28日 06:30~08:50

図-3.6.1(c) Z_H , Z_{DR} の時間変化図と散布図(元筑邦)

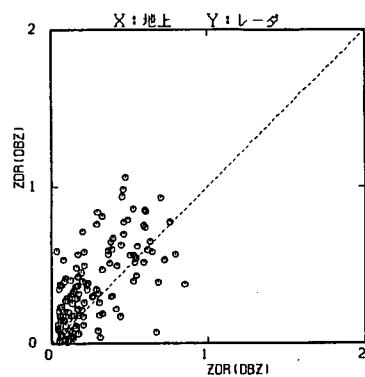
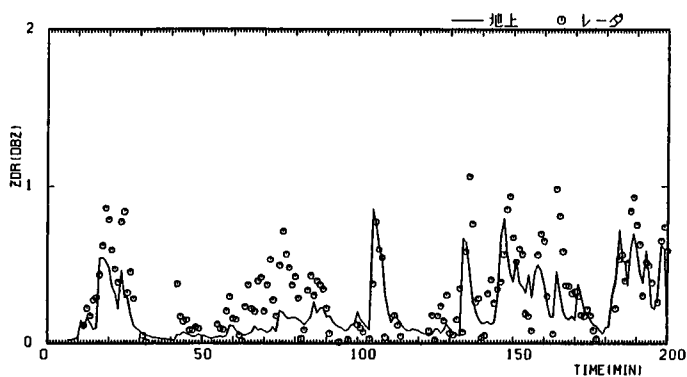
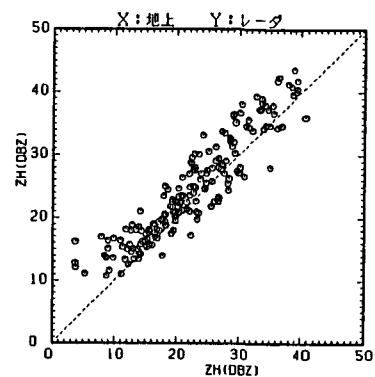
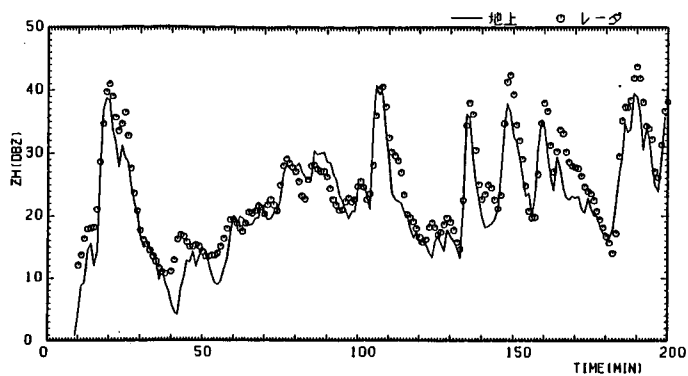


1989年 9月19日 04:40~07:00

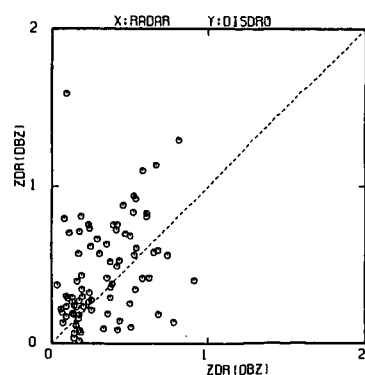
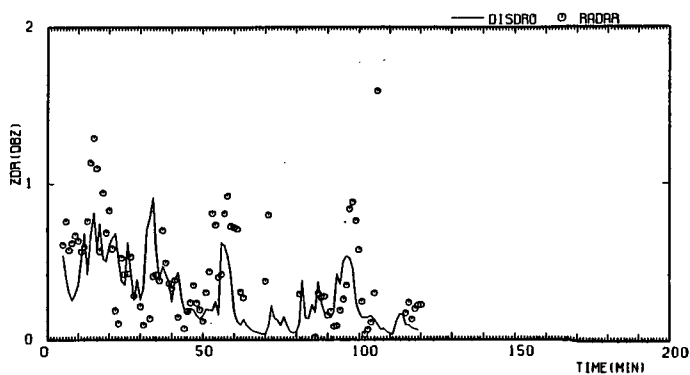
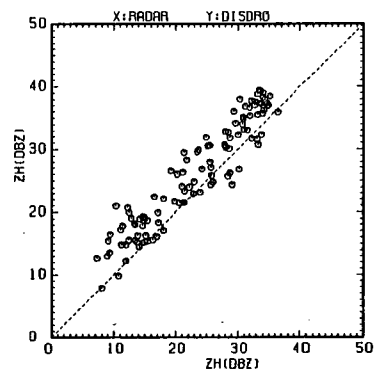
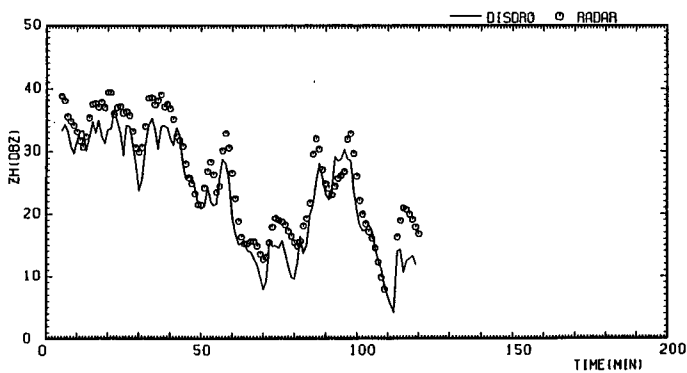


1989年 9月19日 09:30~11:30

図-3.6.1(d) Z_H , Z_{DR} の時間変化図と散布図(元筑邦)

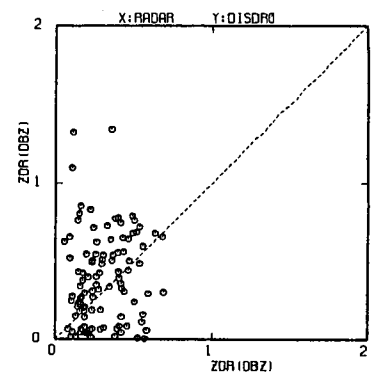
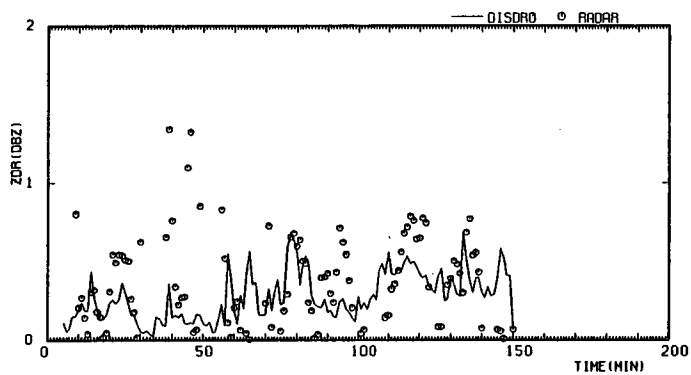
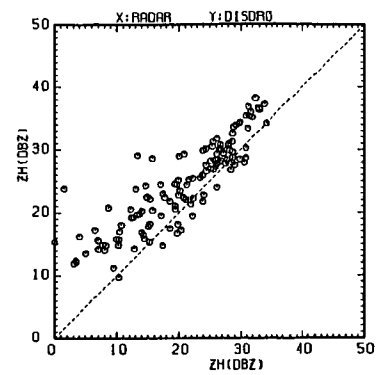
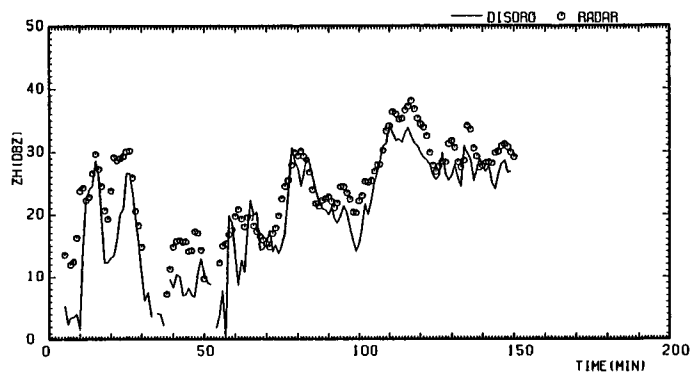


1988年 10月5日 17:00~20:20

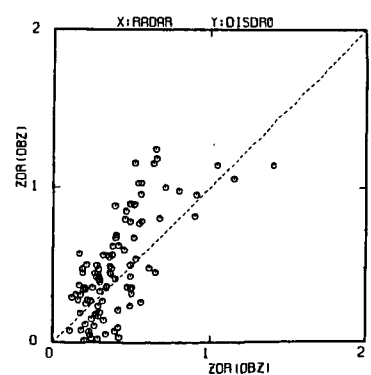
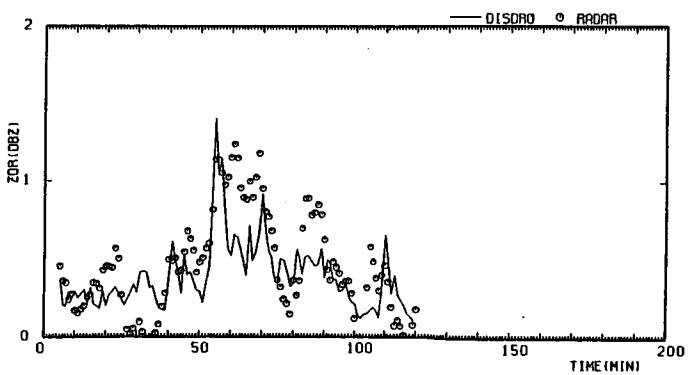
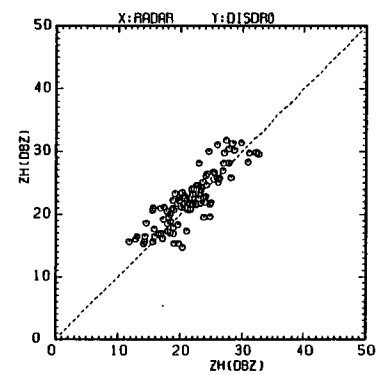
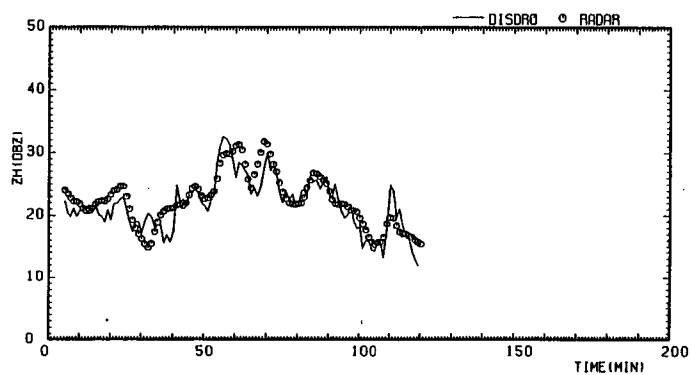


1989年 6月16日 11:00~13:10

図-3.6.1(e) Z_H , Z_{DR} の時間変化図と散布図(山ノ井)

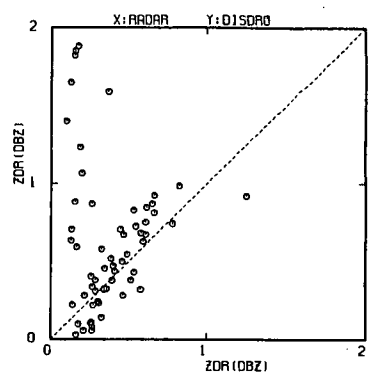
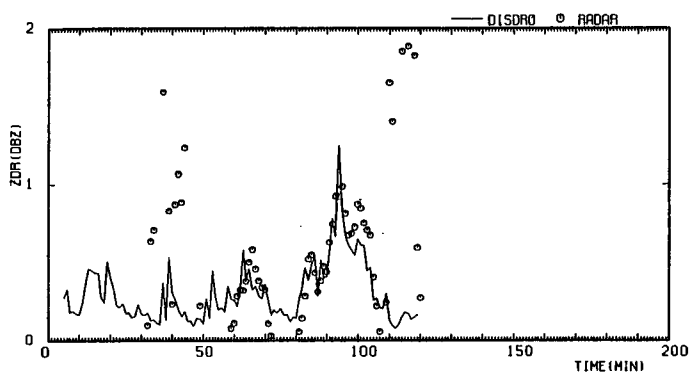
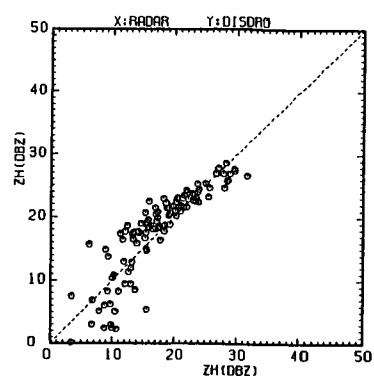
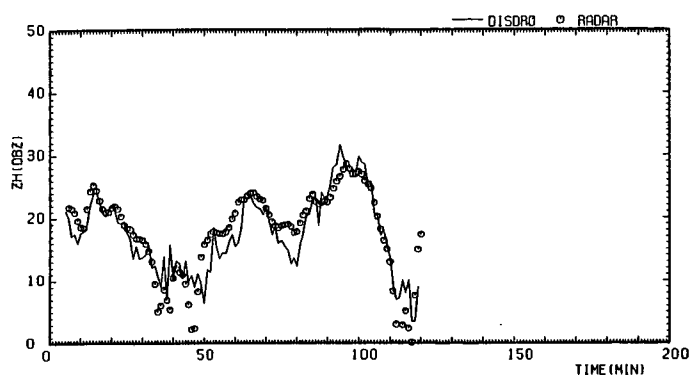


1989年 6月24日 00:00~02:30

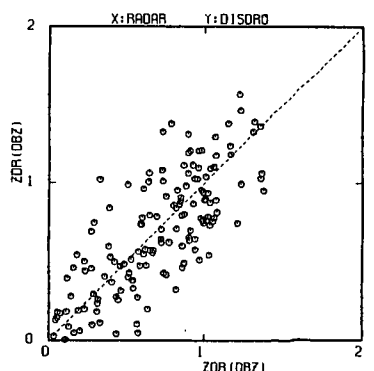
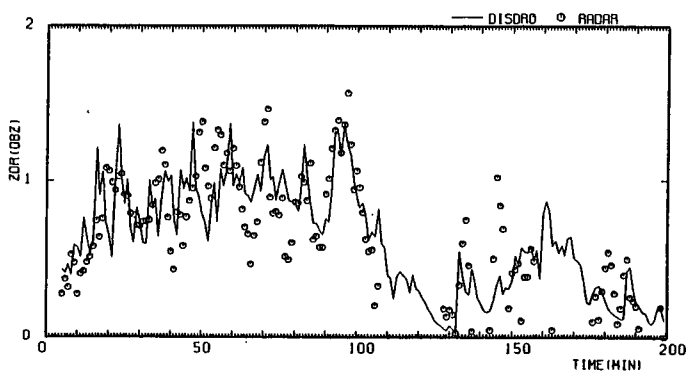
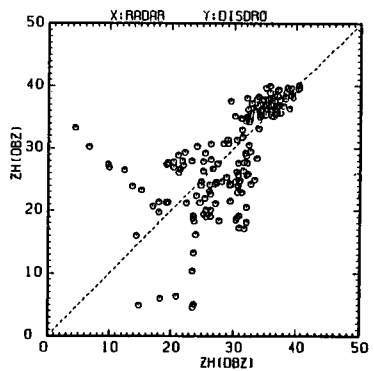
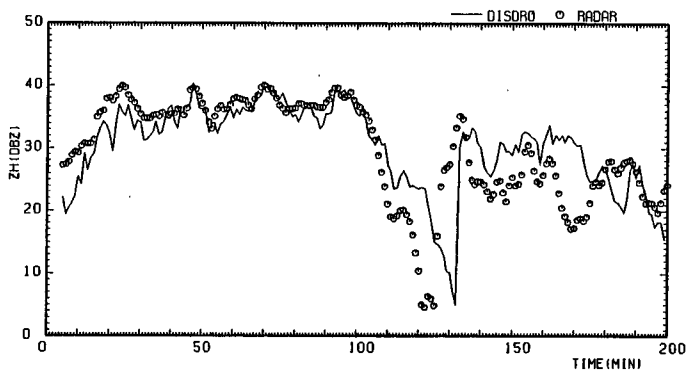


1989年 6月29日 23:50~翌01:50

図-3.6.1(f) Z_H , Z_{DR} の時間変化図と散布図(山ノ井)

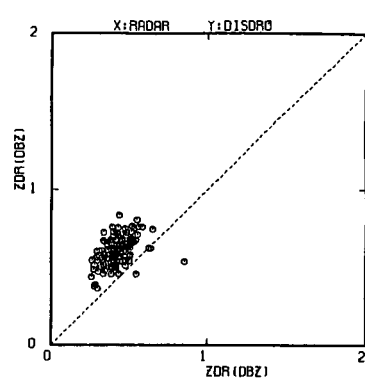
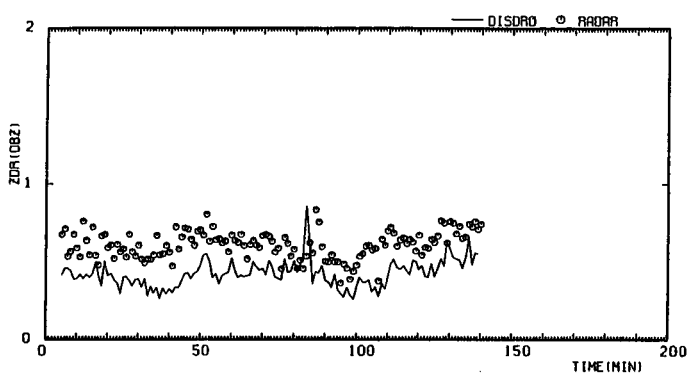
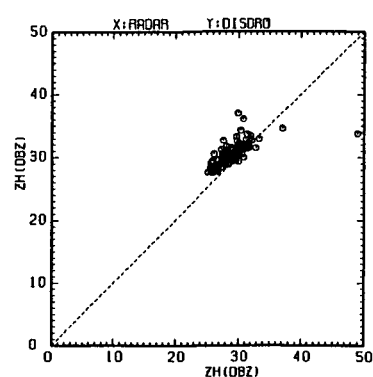
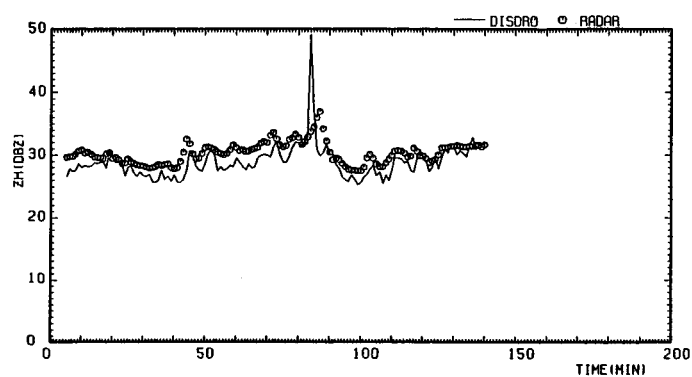


1989年 7月2日 16:00~18:00

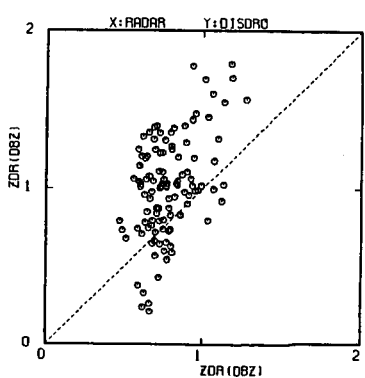
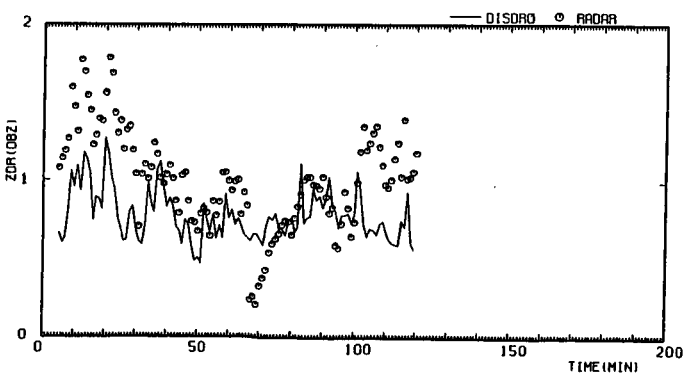
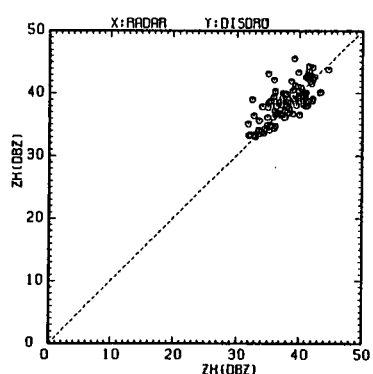
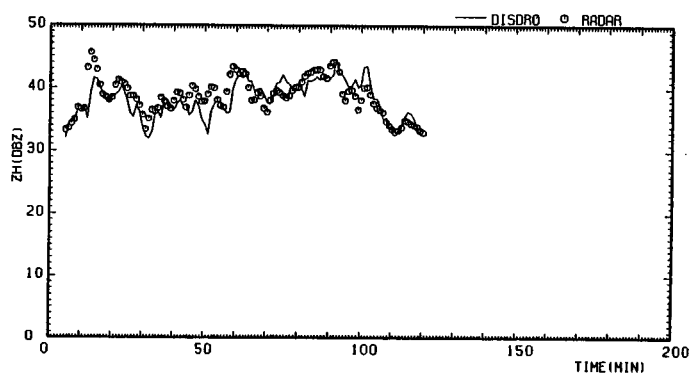


1989年 7月3日 04:00~07:20

図-3.6.1(g) Z_H , Z_{DR} の時間変化図と散布図(山ノ井)



1989年 9月19日 04:40~07:00



1989年 9月19日 09:30~11:30

図-3.6.1(h) Z_H , Z_{DR} の時間変化図と散布図(山ノ井)

表-3.6.4(a) 粒径分布 (N_0 , Λ) の測定精度 (元筑邦)

No	時間ずれ (分)	項目	データ数	相関係数	相対誤差 (%)	自乗誤差
①	**	N_0 Λ	**	**	**	**
②	3	N_0 Λ	5 7 5 7	0.192 0.338	1.7 1.9	1.15 1.42
③	0	N_0 Λ	5 3 5 3	-0.019 0.026	2.4 3.4	1.49 2.31
④	3	N_0 Λ	9 4 9 4	0.275 0.608	0.5 0.8	0.61 0.93
⑤	3	N_0 Λ	4 1 4 1	0.521 0.811	1.3 2.0	0.78 1.16
⑥	3	N_0 Λ	1 2 8 1 3 0	0.406 0.578	0.6 0.8	0.97 1.46
⑦	3	N_0 Λ	1 3 2 1 3 2	0.442 0.695	0.3 0.5	0.71 0.98
⑧	3	N_0 Λ	1 3 6 1 3 6	0.449 0.549	0.2 0.2	0.30 0.44
⑨	3	N_0 Λ	1 1 4 1 1 4	0.327 0.289	0.6 0.6	0.83 0.91

(注) 1. 精度計算値は、時間ずれ及び Z_{DR} を補正した後のものである。

2. Z_{DR} が 0.2 dB 以上のデータを用いて N_0 , Λ を計算した。

3. N_0 の値は $\log(N_0)$ として精度計算を行った。

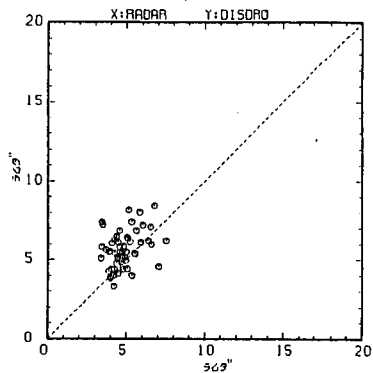
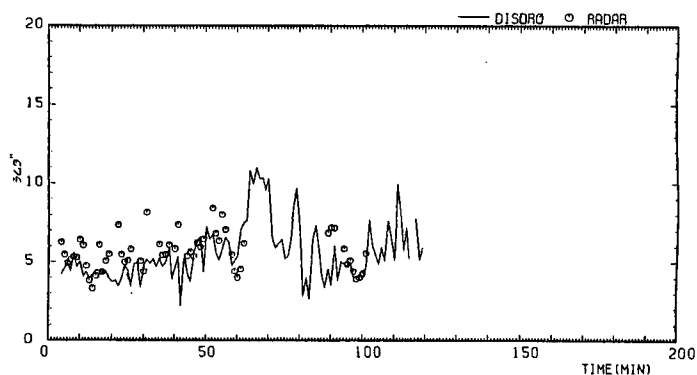
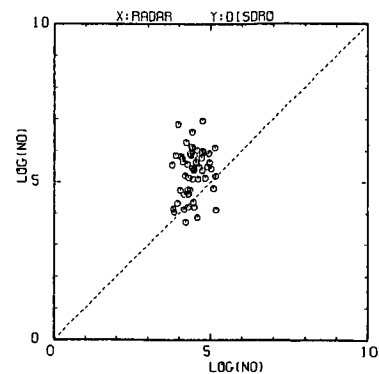
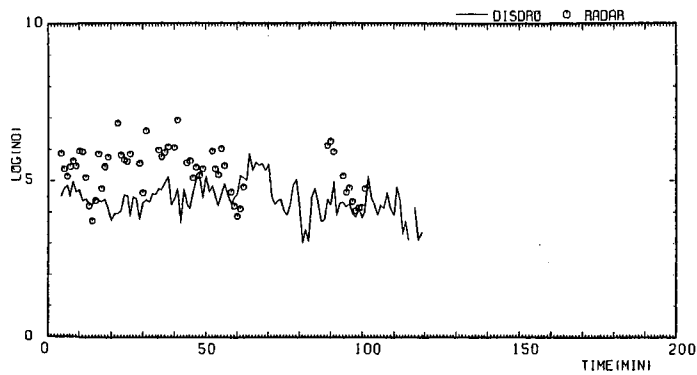
表-3.6.4(b) 粒径分布 (N_0 , Λ) の測定精度 (山ノ井)

No	時間ずれ (分)	項目	データ数	相関係数	相対誤差 (%)	自乗誤差
①	6	N_0 Λ	9 5 9 5	-0.053 0.631	0.9 1.9	1.11 2.57
②	3	N_0 Λ	6 4 6 4	-0.339 -0.171	1.4 2.7	1.20 2.86
③	0	N_0 Λ	7 3 7 8	0.141 -0.431	1.7 2.6	1.45 2.66
④	3	N_0 Λ	8 5 8 5	0.408 0.538	0.6 1.0	0.67 1.16
⑤	3	N_0 Λ	4 9 5 4	-0.197 -0.267	2.2 3.0	1.57 2.35
⑥	3	N_0 Λ	1 2 7 1 2 7	0.087 0.645	0.5 0.6	0.84 0.96
⑦	**	N_0 Λ	**	**	**	**
⑧	3	N_0 Λ	1 3 5 1 3 5	0.409 0.421	0.2 0.3	0.27 0.52
⑨	3	N_0 Λ	1 1 5 1 1 5	0.458 0.193	0.5 0.6	0.76 0.95

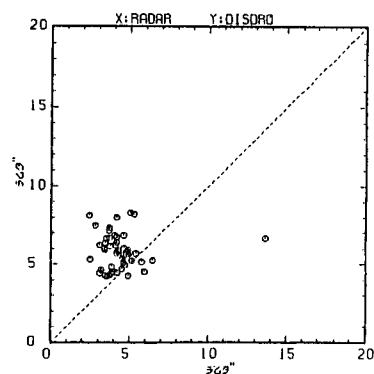
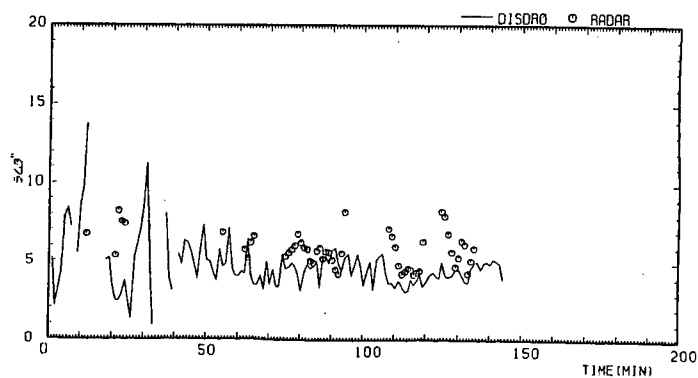
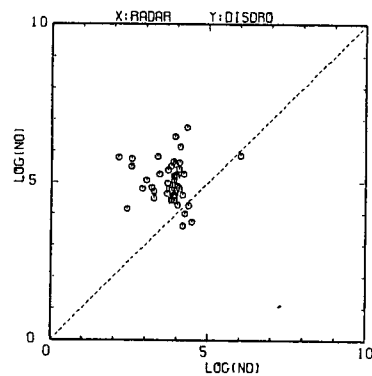
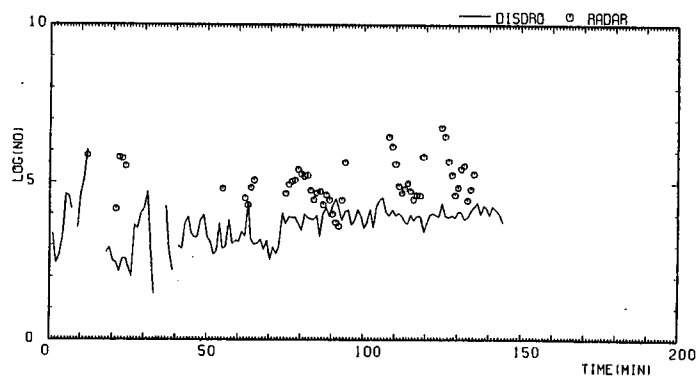
(注) 1. 精度計算値は、時間ずれ及び Z_{DR} を補正した後のものである。

2. Z_{DR} が 0.2 dB 以上のデータを用いて N_0 , Λ を計算した。

3. N_0 の値は $\log(N_0)$ として精度計算を行った。

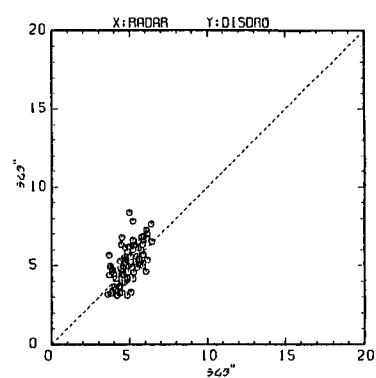
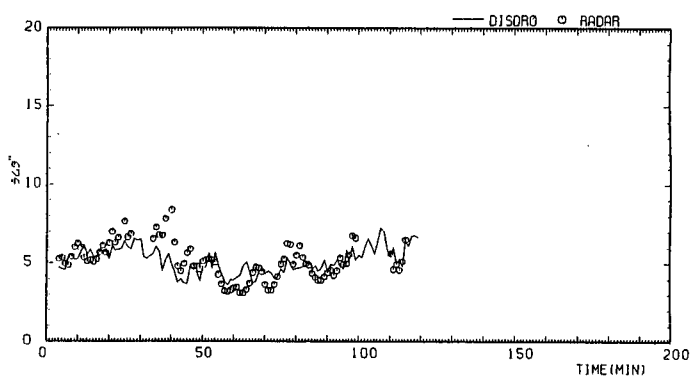
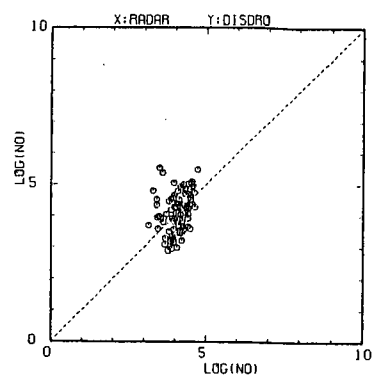
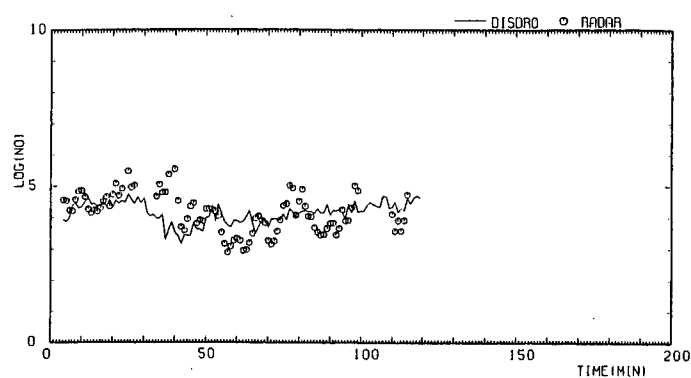


1989年 6月16日 11:00~13:10

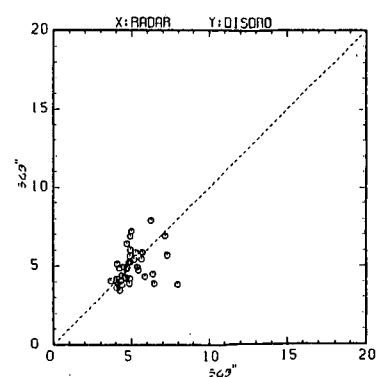
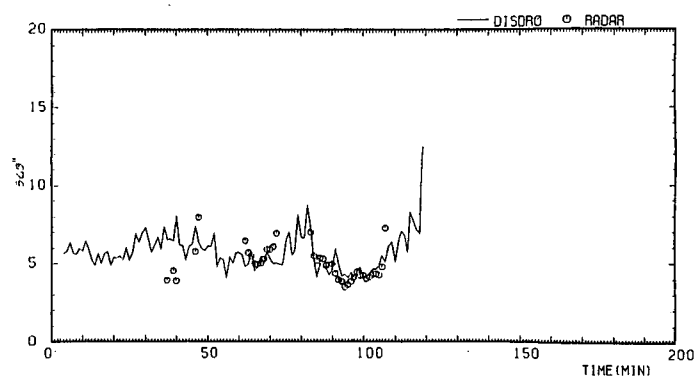
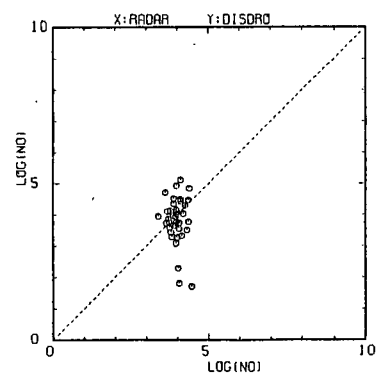
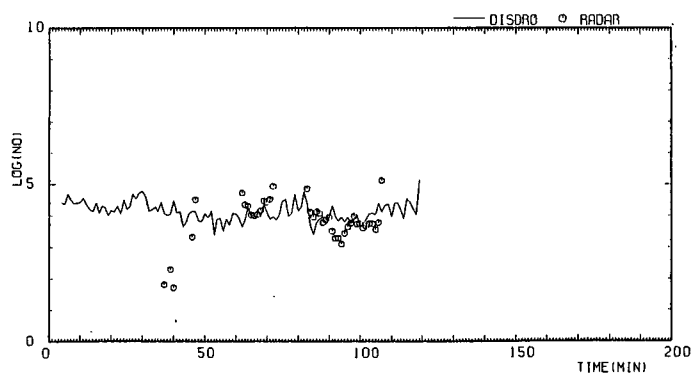


1989年 6月24日 00:00~02:30

図-3.6.2(a) 粒径分布 (N_0 , Λ) の時間変化図と散布図 (元筑邦)

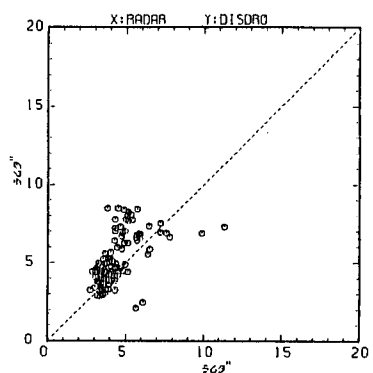
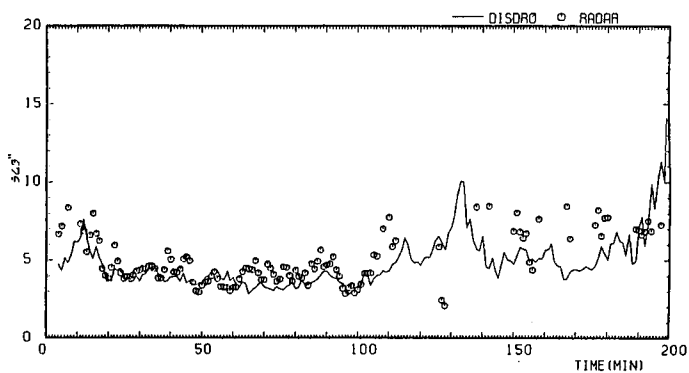
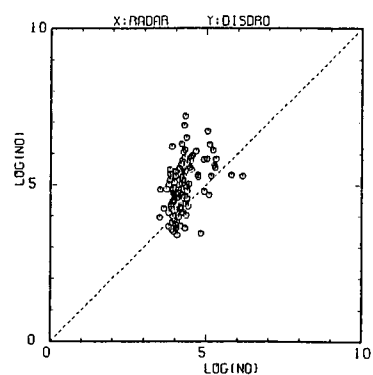
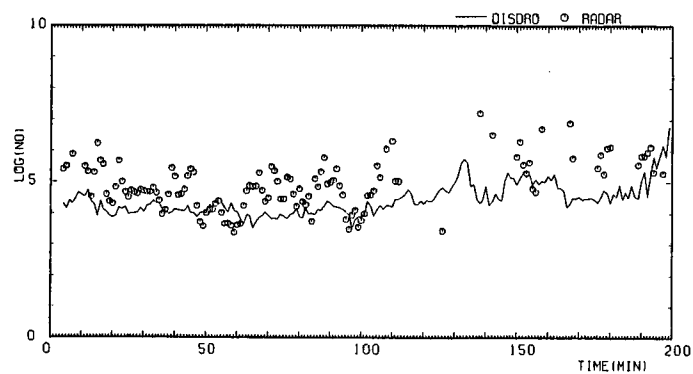


1989年 6月29日 23:50~翌01:50

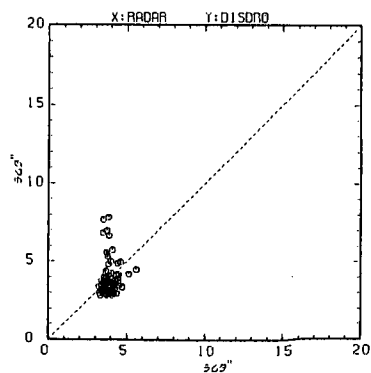
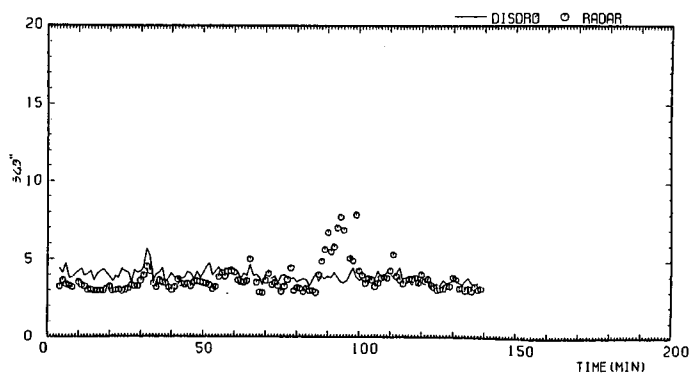
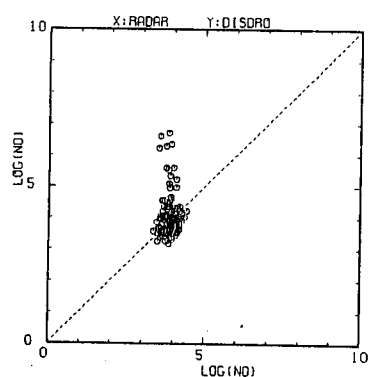
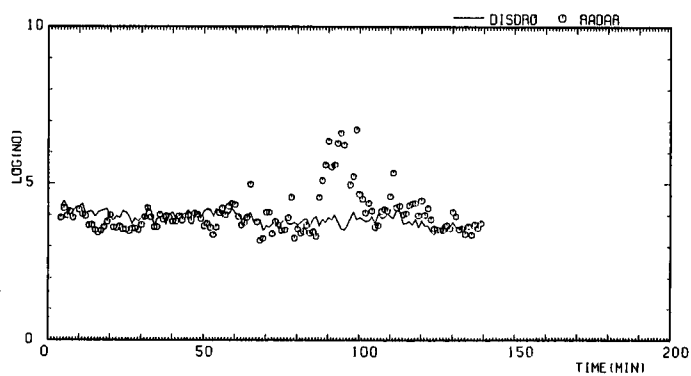


1989年 7月2日 16:00~18:00

図-3.6.2(b) 粒径分布 (N_0 , Λ) の時間変化図と散布図 (元筑邦)

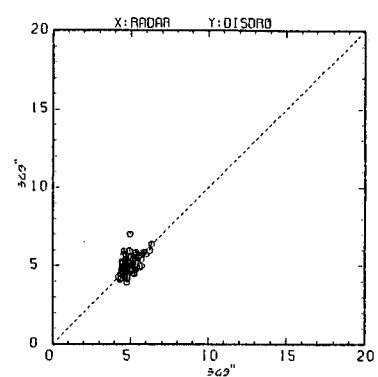
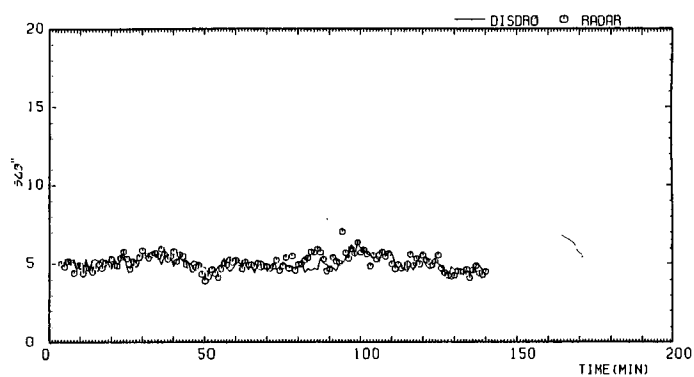
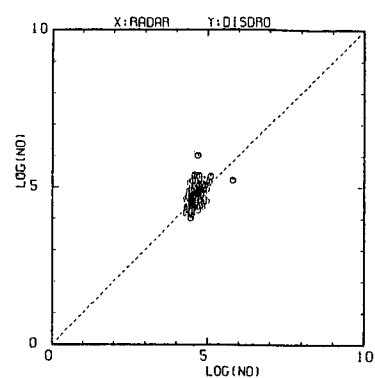
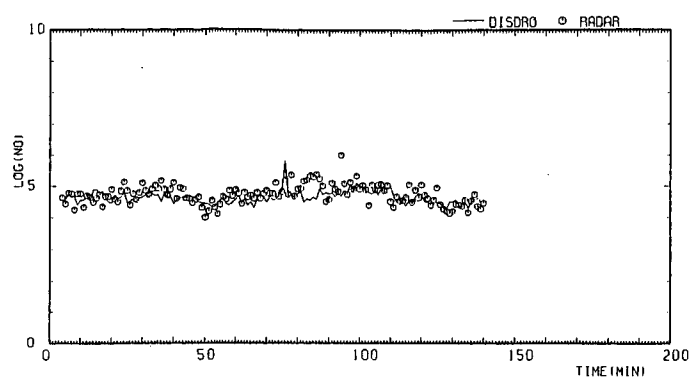


1989年 7月3日 04:00~07:20

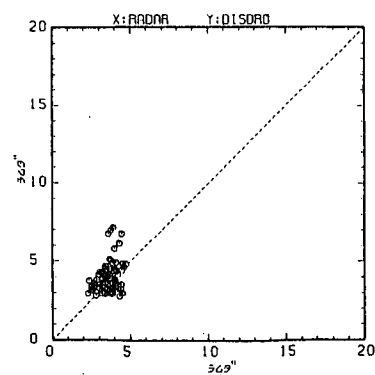
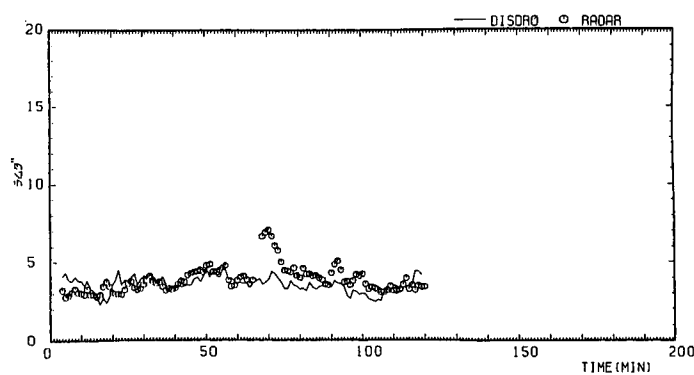
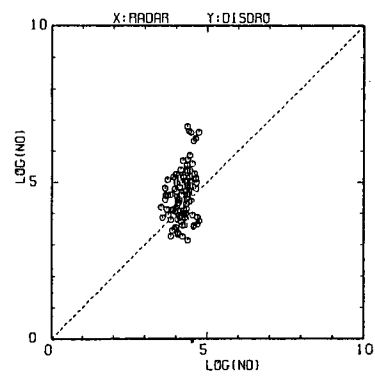
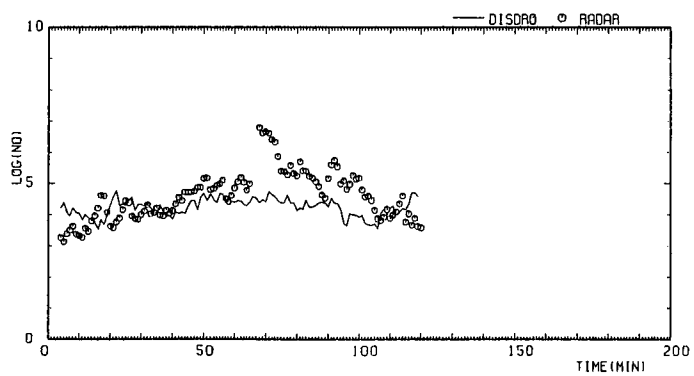


1989年 7月28日 06:30~08:50

図-3.6.2(c) 粒径分布 (N_0 , Λ) の時間変化図と散布図 (元筑邦)

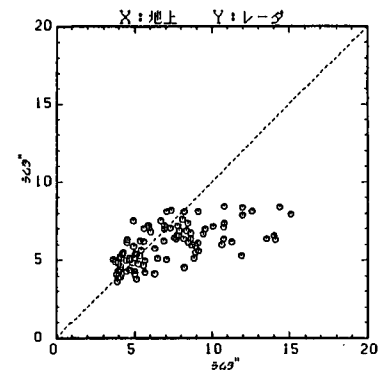
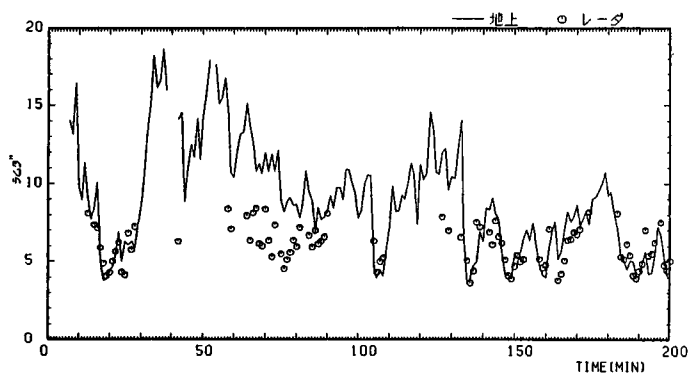
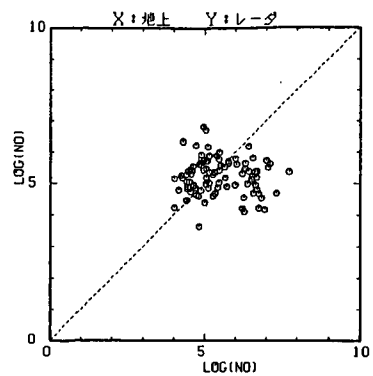
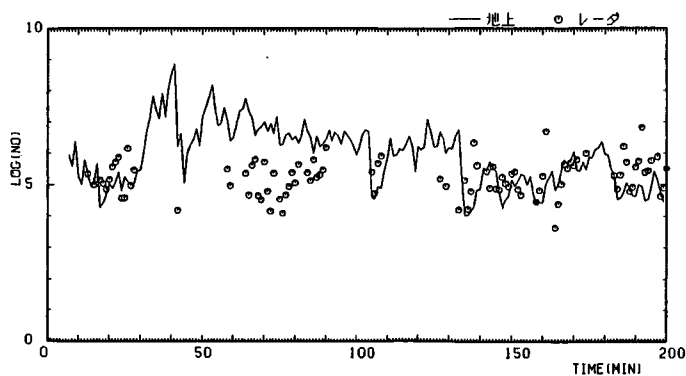


1989年 9月19日 04:40~07:00

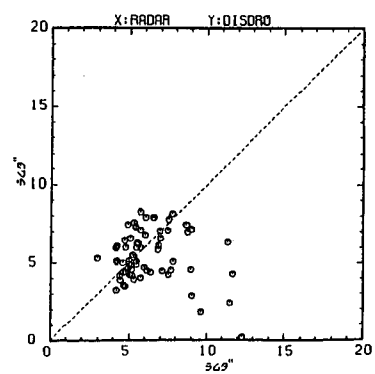
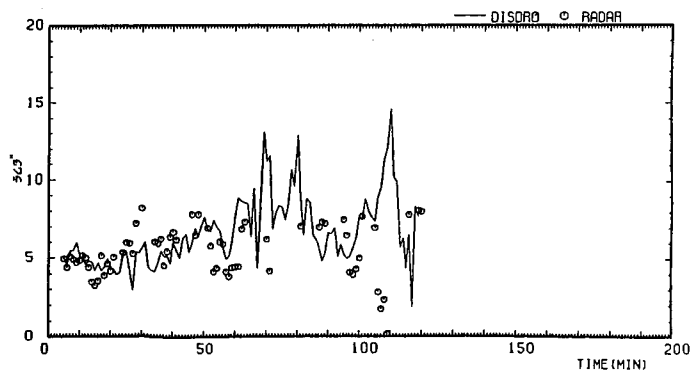
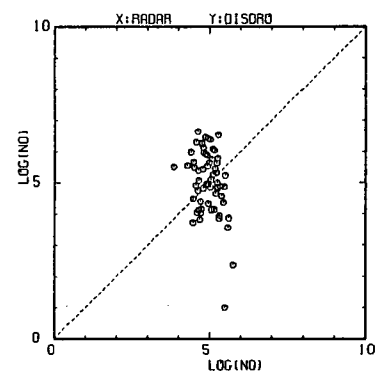
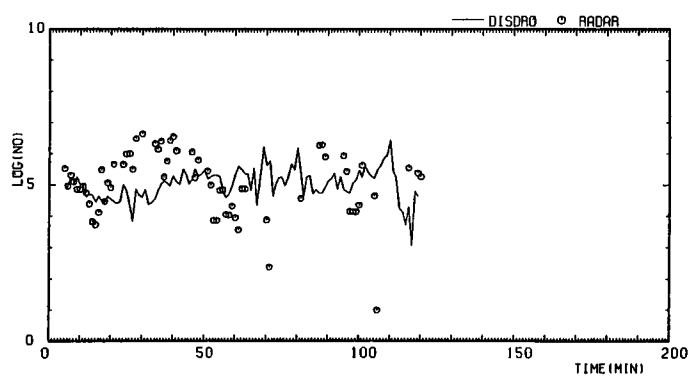


1989年 9月19日 09:30~11:30

図-3.6.2(d) 粒径分布 (N_0 , Λ) の時間変化図と散布図 (元筑邦)

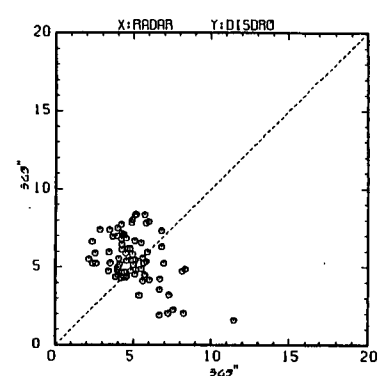
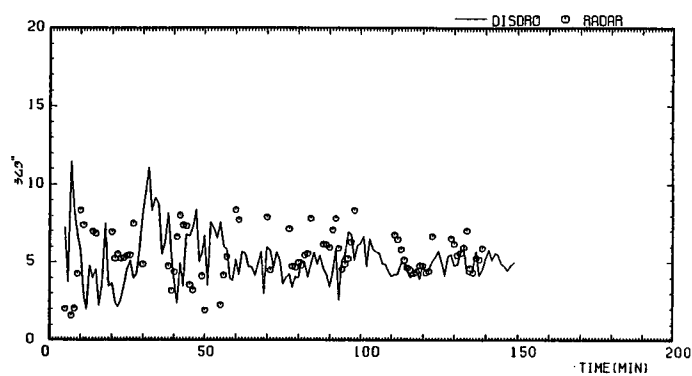
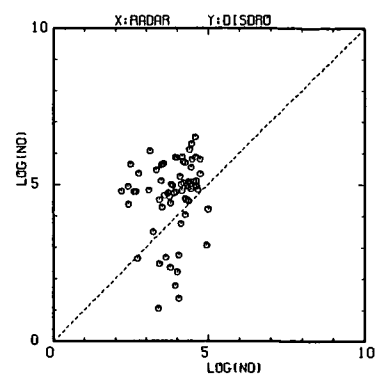
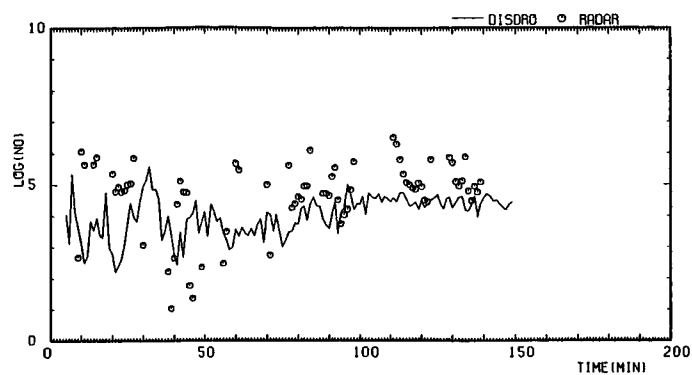


1988年 10月5日 17:00~20:20

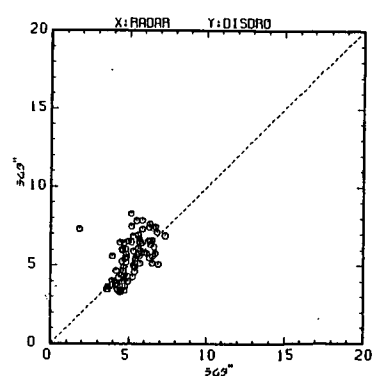
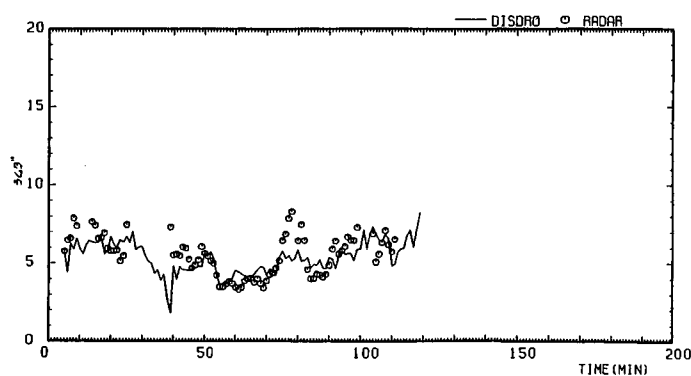
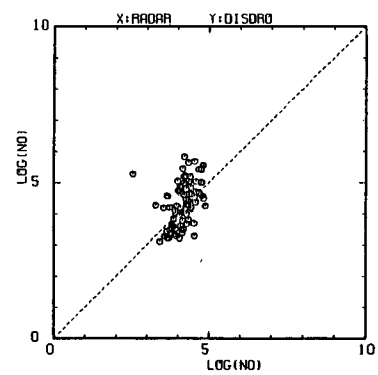
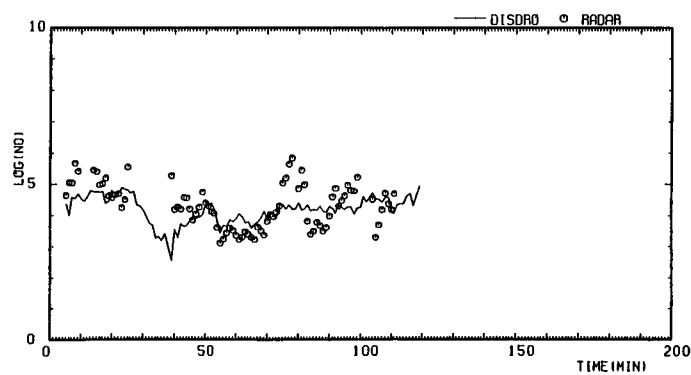


1989年 6月16日 11:00~13:10

図-3.6.2(e) 粒径分布 (N_0 , Λ) の時間変化図と散布図 (山ノ井)

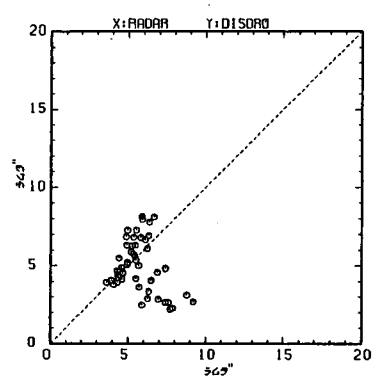
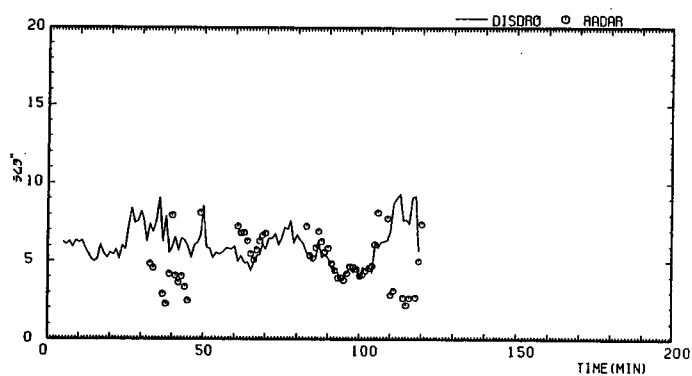
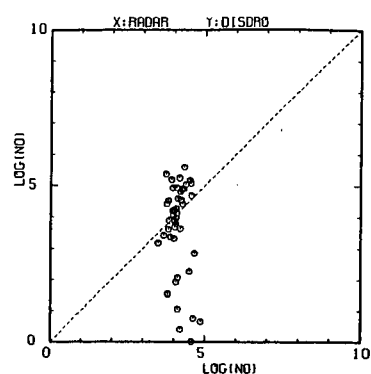
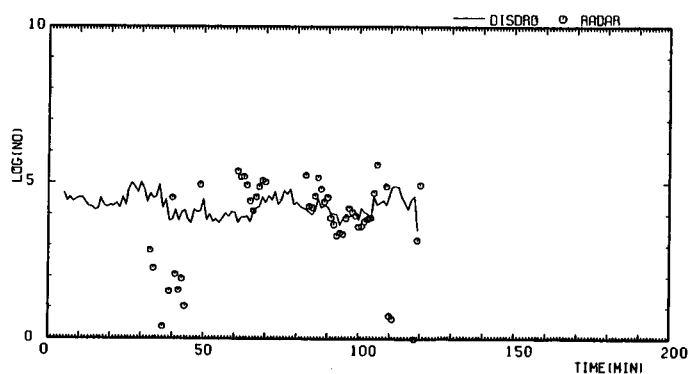


1989年 6月24日 00:00~02:30

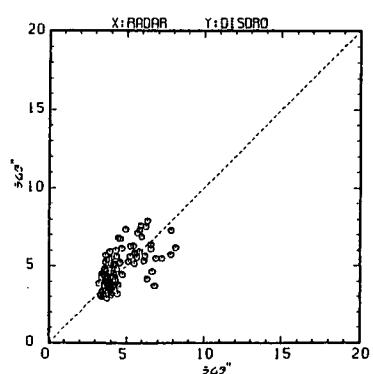
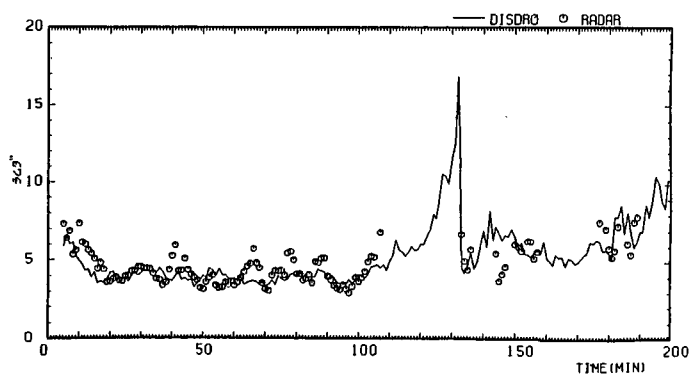
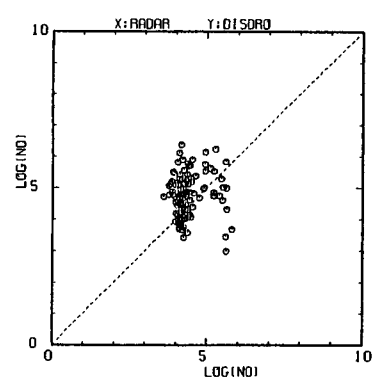
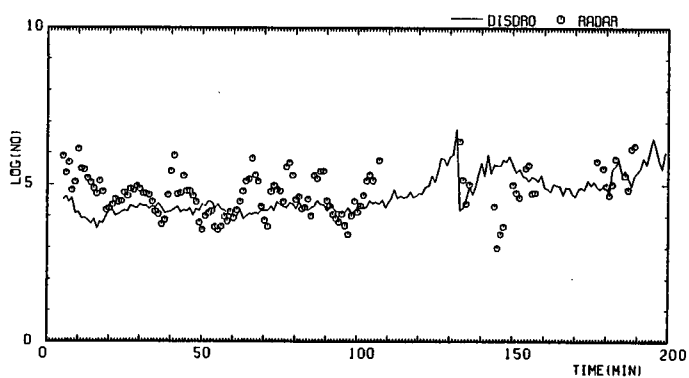


1989年 6月29日 23:50~翌01:50

図-3.6.2(f) 粒径分布 (N_0 , Λ) の時間変化図と散布図 (山ノ井)

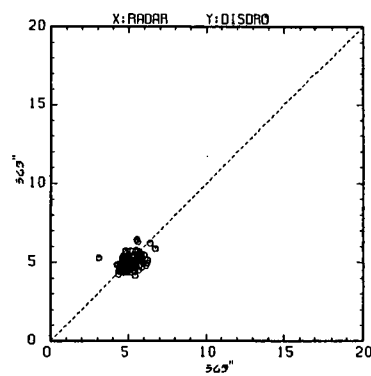
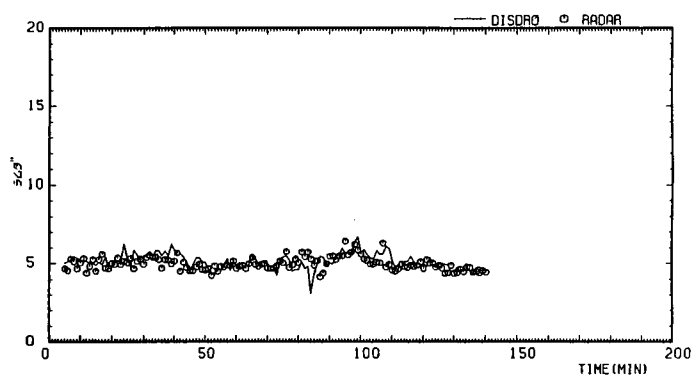
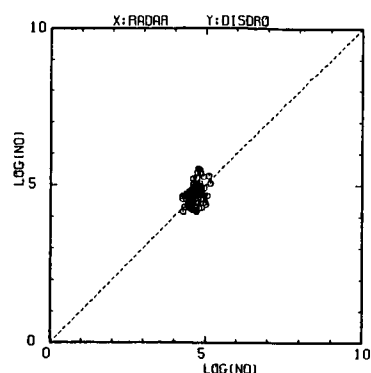
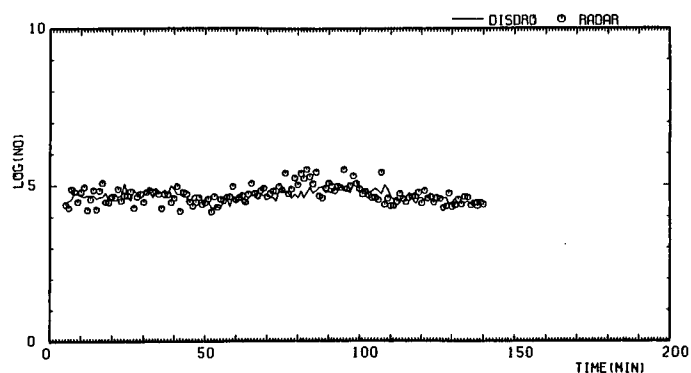


1989年 7月2日 16:00~18:00

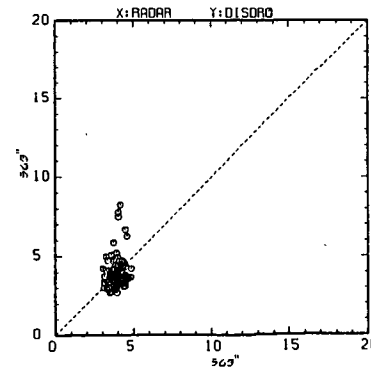
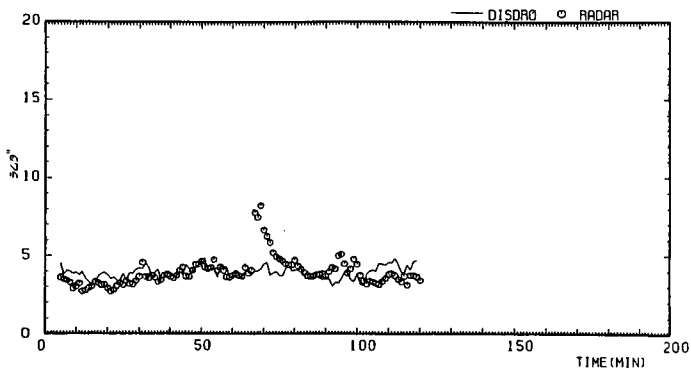
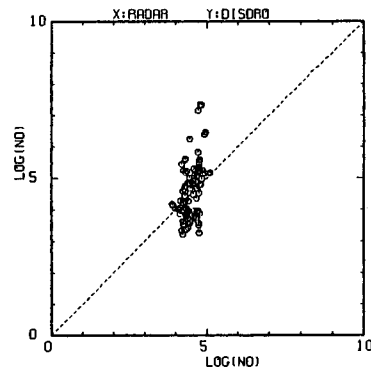
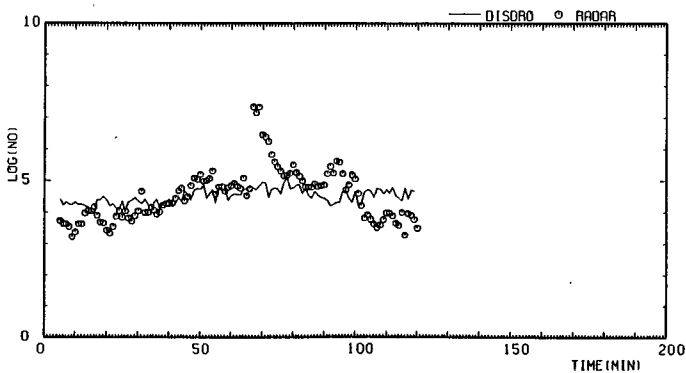


1989年 7月3日 04:00~07:20

図-3.6.2(g) 粒径分布 (N_0 , Λ) の時間変化図と散布図 (山ノ井)

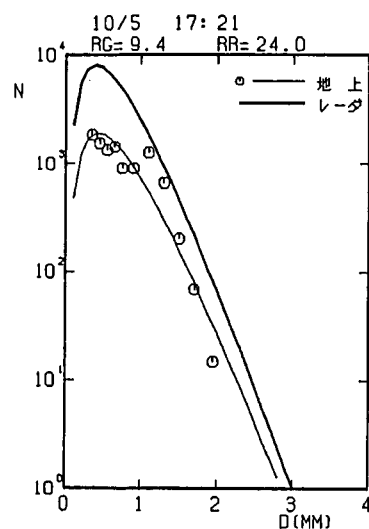


1989年 9月19日 04:40~07:00

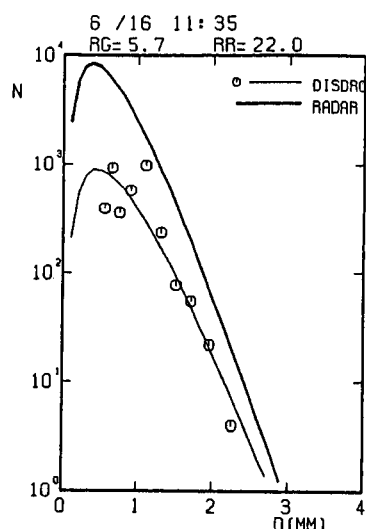


1989年 9月19日 09:30~11:30

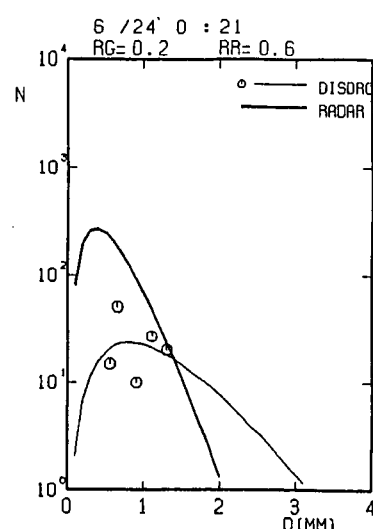
図-3.6.2(h) 粒径分布 (N_0 , Λ) の時間変化図と散布図 (山ノ井)



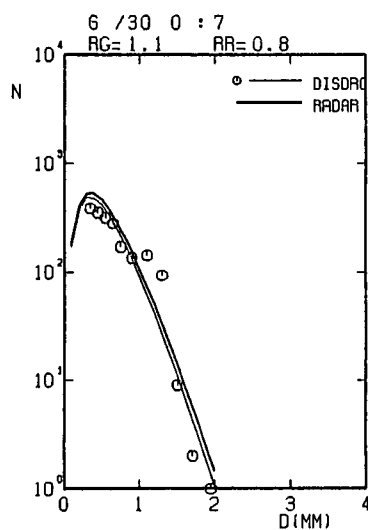
(a)降雨NO.1



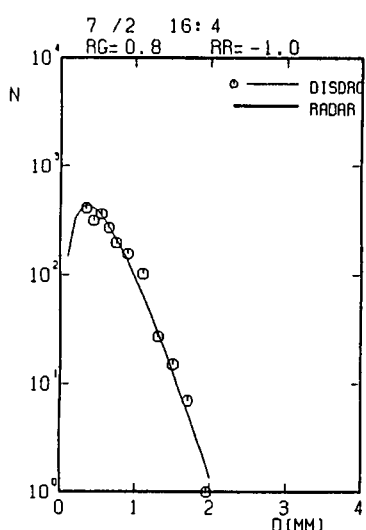
(b)降雨NO.2



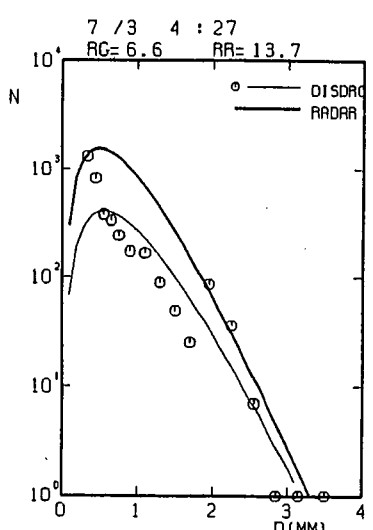
(c)降雨NO.3



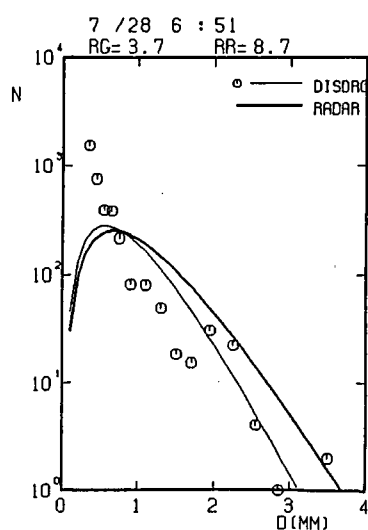
(d)降雨NO.4



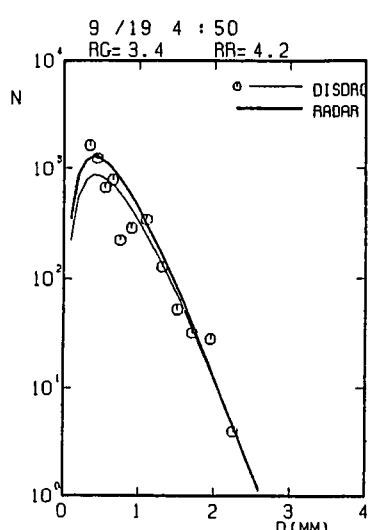
(e)降雨NO.5



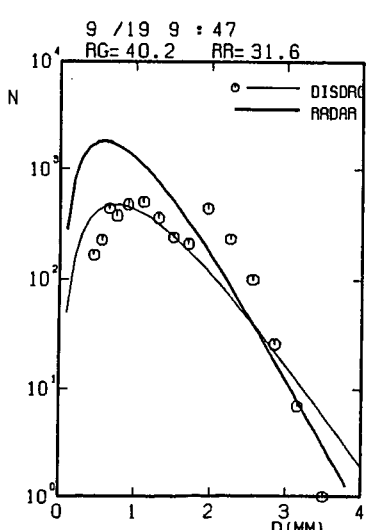
(f)降雨NO.6



(g)降雨NO.7



(h)降雨NO.8



(i)降雨NO.9

図-3.6.3 粒径分布図(地上とレーダの比較)

(降雨NO.1は山ノ井地点、NO.2~9は元筑邦地点)

表-3.6.5(a) 降水強度の測定精度(元筑邦)

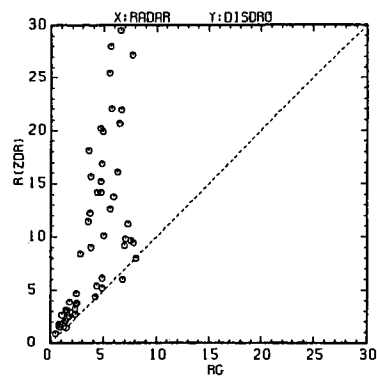
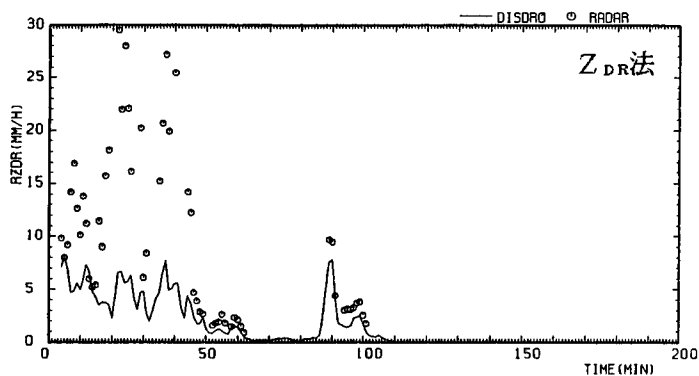
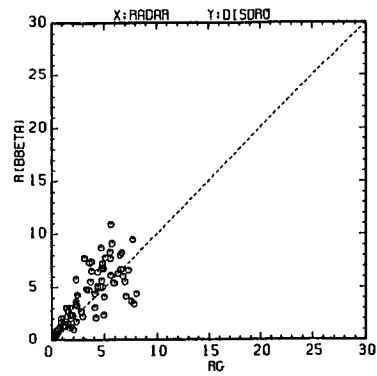
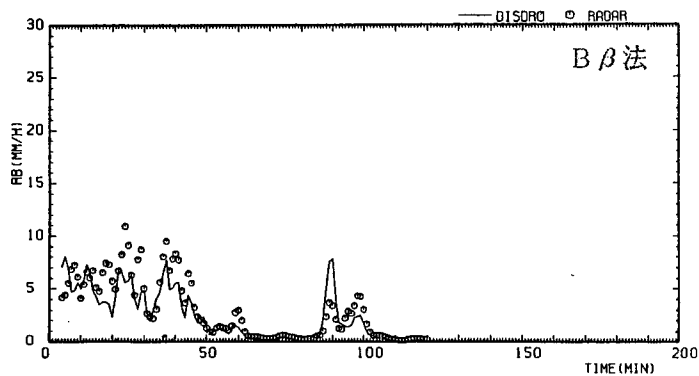
No	時間ずれ (分)	項目	データ数	相関係数	相対誤差 (%)	自乗誤差 (mm/h)
①	**	B β Z _{DR}	**	**	**	**
②	3	B β Z _{DR}	9 4 5 7	0.807 0.662	1.3 11.0	1.74 9.61
③	0	B β Z _{DR}	8 0 4 8	0.836 0.787	1.0 3.7	0.99 2.83
④	3	B β Z _{DR}	1 1 4 9 2	0.782 0.657	0.3 0.3	0.59 0.39
⑤	3	B β Z _{DR}	8 1 3 5	0.887 0.718	0.3 0.7	0.36 0.34
⑥	3	B β Z _{DR}	1 9 0 1 2 7	0.747 0.584	0.8 2.7	2.19 5.20
⑦	3	B β Z _{DR}	1 3 4 1 3 2	0.492 0.297	3.1 3.0	4.63 4.84
⑧	3	B β Z _{DR}	1 3 6 1 3 6	0.294 0.380	0.7 0.7	4.21 4.00
⑨	3	B β Z _{DR}	1 1 6 1 1 4	0.636 0.486	4.3 7.9	7.26 12.86

- (注) 1. 精度計算値は、時間ずれ及びZ_{DR}を補正した後のものである。
 2. B β は「B β 法」、Z_{DR}は「Z_{DR}法」による降雨換算を示す。
 ただし、B β 法の定数は、B=200、 β =1.6である。
 3. Z_{DR}が0.2 dB以上のデータを用いてN_a、 Λ を計算した。
 4. 降雨強度が0.2 mm/h以上のデータで精度計算を行った。

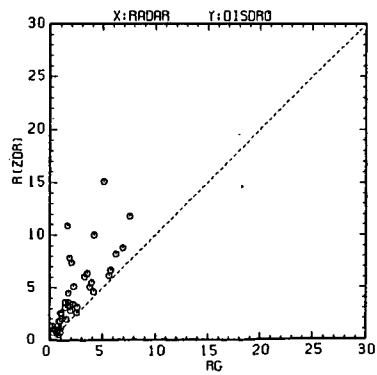
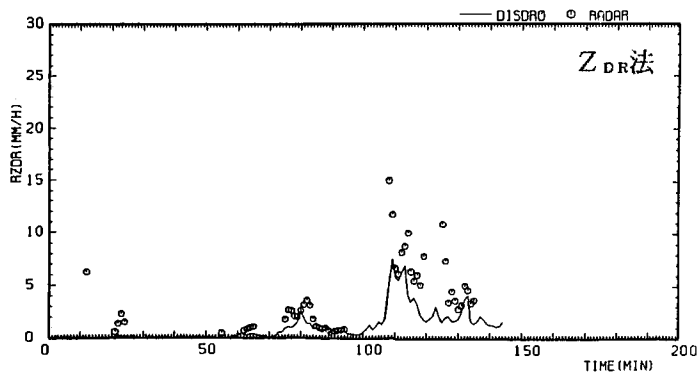
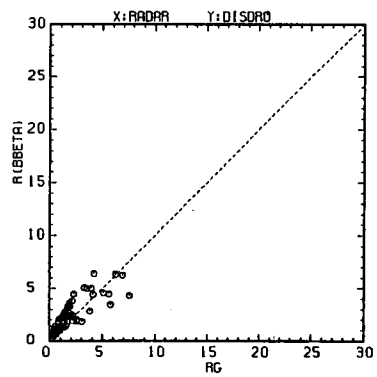
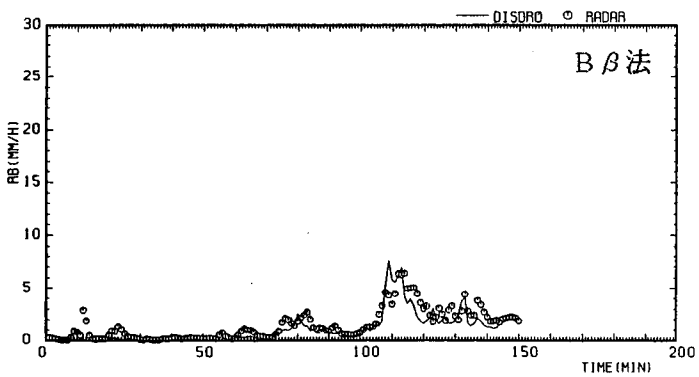
表-3.6.5(b) 降水強度の測定精度(山ノ井)

No	時間ずれ (分)	項目	データ数	相関係数	相対誤差 (%)	自乗誤差 (mm/h)
①	6	B β Z _{DR}	1 7 7 9 3	0.859 0.745	0.7 5.2	2.30 8.57
②	3	B β Z _{DR}	1 0 4 6 1	0.825 0.723	1.1 8.5	1.75 8.70
③	0	B β Z _{DR}	9 8 5 1	0.880 0.897	0.7 5.4	0.95 4.61
④	3	B β Z _{DR}	1 1 3 8 2	0.840 0.581	0.3 0.4	0.54 0.38
⑤	3	B β Z _{DR}	8 0 3 5	0.893 0.192	0.3 1.2	0.31 0.51
⑥	3	B β Z _{DR}	1 8 6 1 2 7	0.692 0.519	1.1 3.1	2.47 4.92
⑦	**	B β Z _{DR}	**	**	**	**
⑧	3	B β Z _{DR}	1 3 5 1 3 5	0.256 0.328	1.0 1.2	9.84 9.58
⑨	3	B β Z _{DR}	1 1 5 1 1 5	0.561 0.676	4.5 5.5	7.26 9.48

- (注) 1. 精度計算値は、時間ずれ及びZ_{DR}を補正した後のものである。
 2. B β は「B β 法」、Z_{DR}は「Z_{DR}法」による降雨換算を示す。
 ただし、B β 法の定数は、B=200、 β =1.6である。
 3. Z_{DR}が0.2 dB以上のデータを用いてN_a、 Λ を計算した。
 4. 降雨強度が0.2 mm/h以上のデータで精度計算を行った。

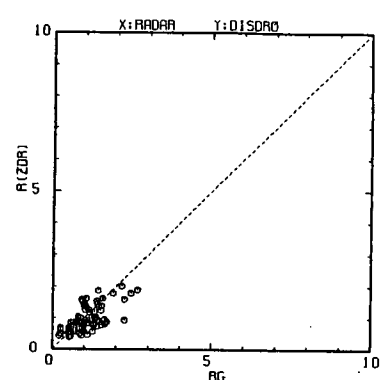
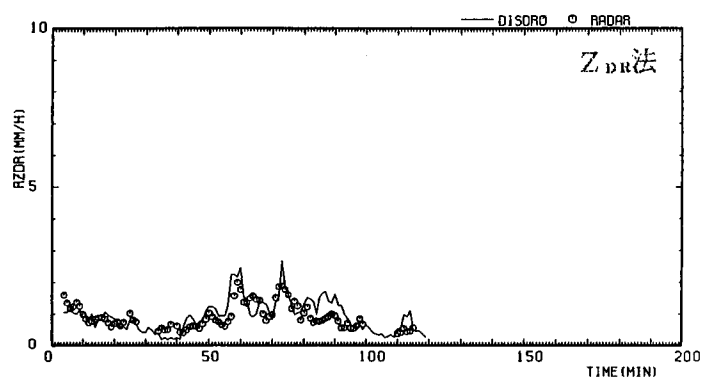
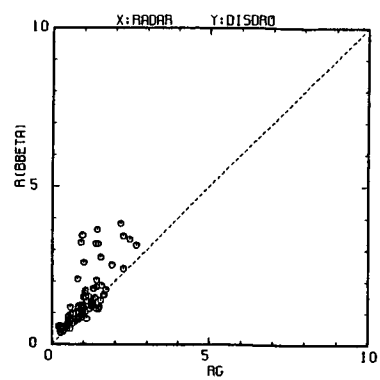
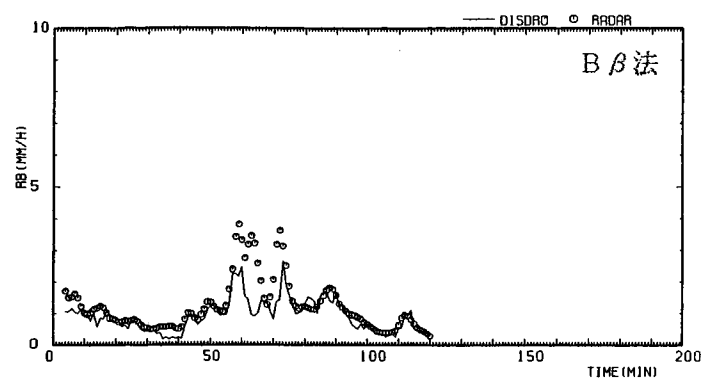


1989年 6月16日 11:00~13:10

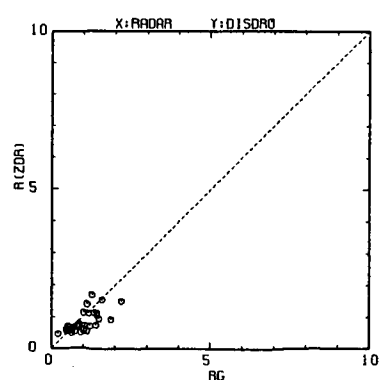
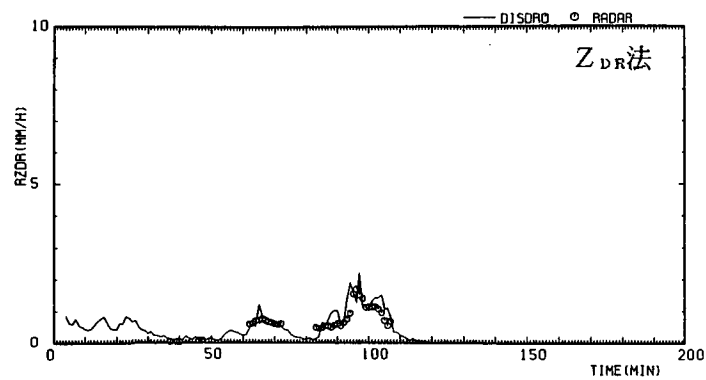
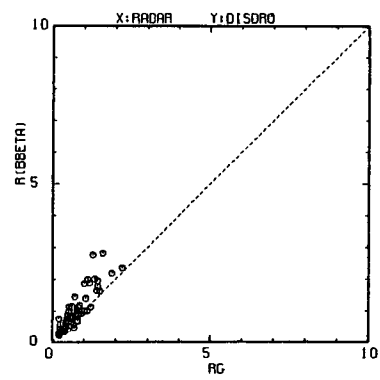
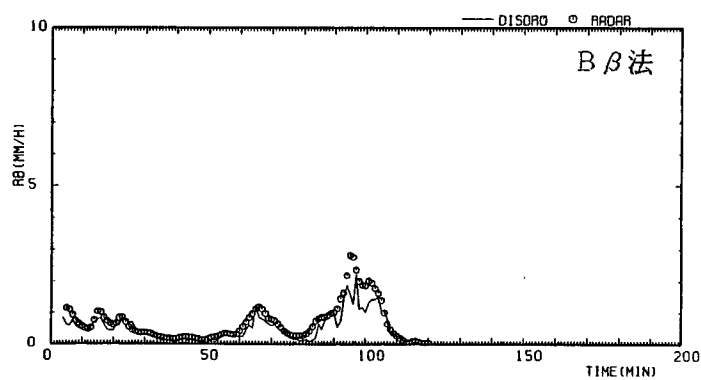


1989年 6月24日 00:00~02:30

図-3.6.4(a) 降水強度 (Bβ法、ZDR法) の時間変化図と散布図 (元筑邦)

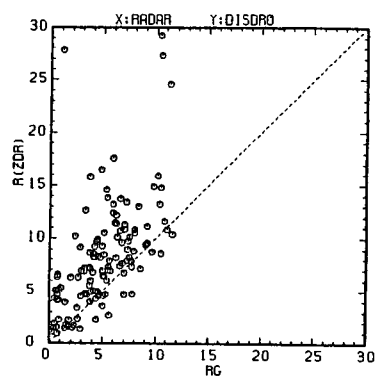
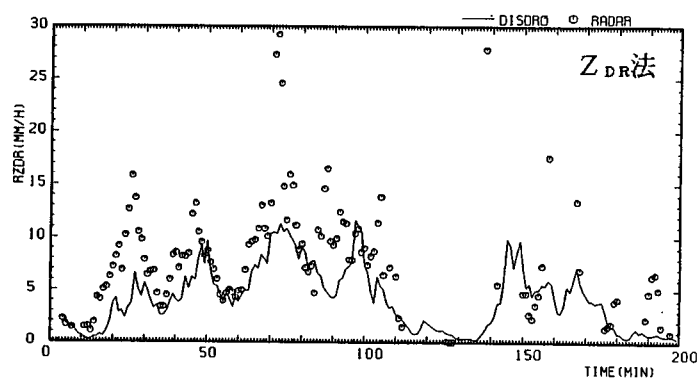
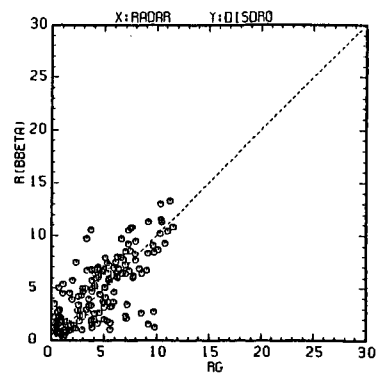
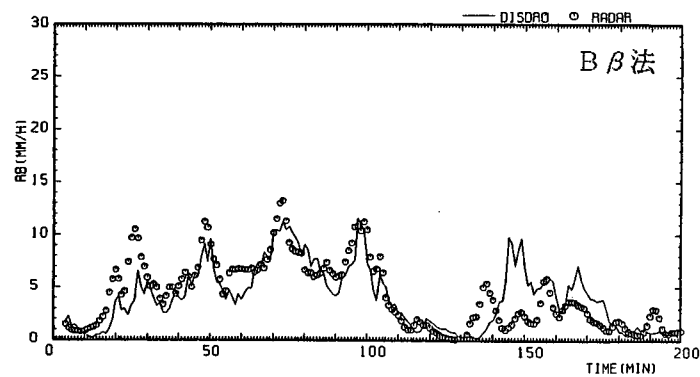


1989年 6月29日 23:50~翌01:50

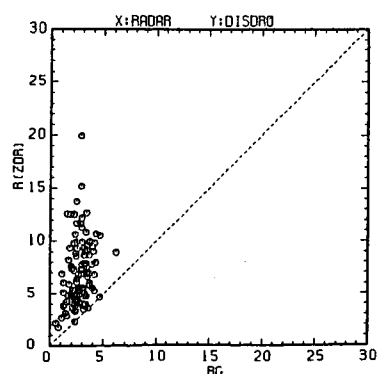
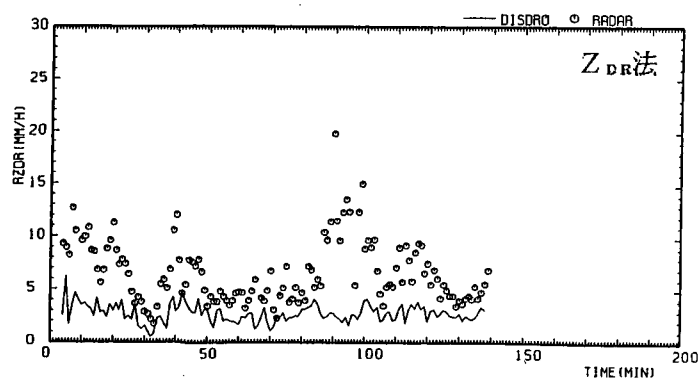
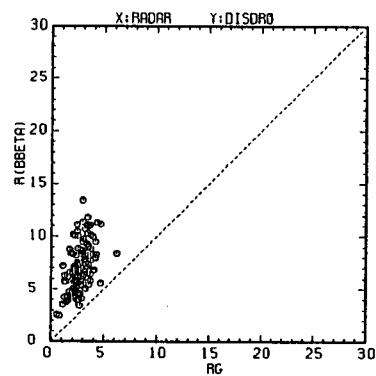
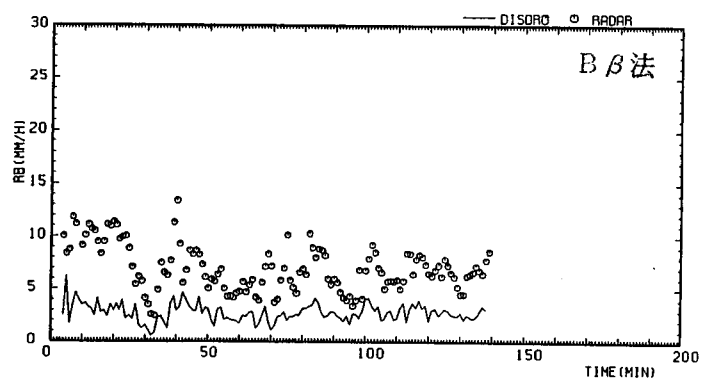


1989年 7月2日 16:00~18:00

図-3.6.4(b) 降水強度 (Bβ法、ZDR法) の時間変化図と散布図 (元筑邦)

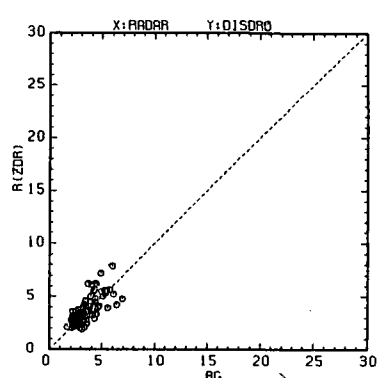
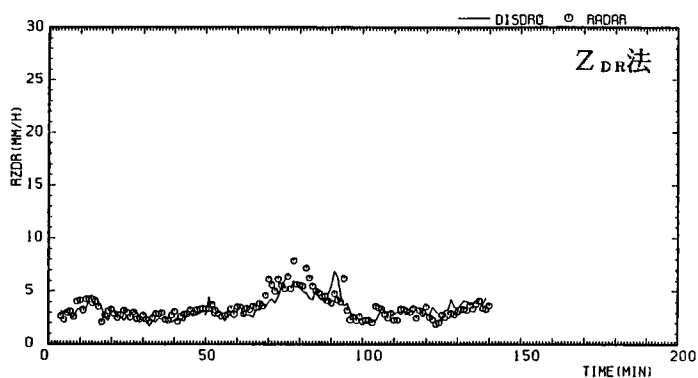
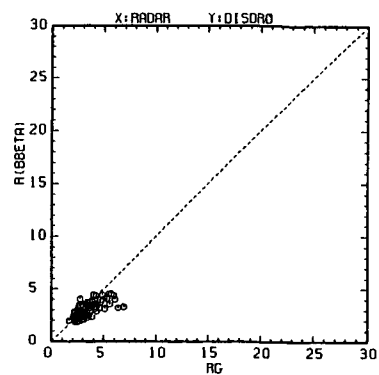
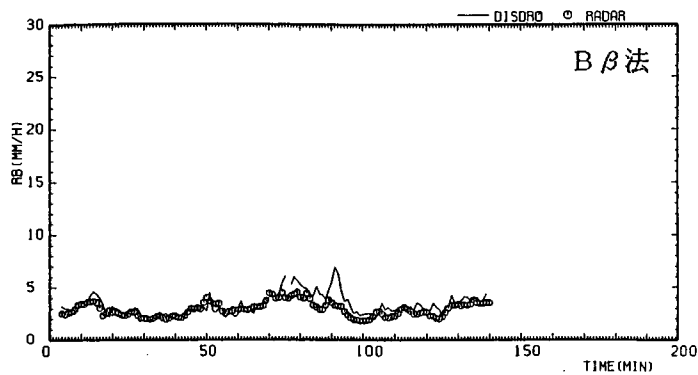


1989年 7月3日 04:00~07:20

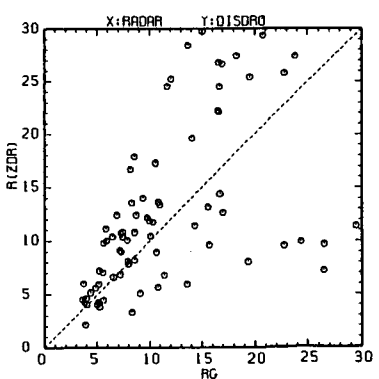
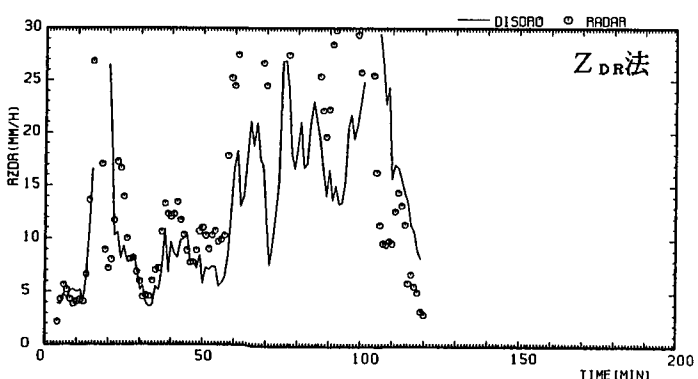
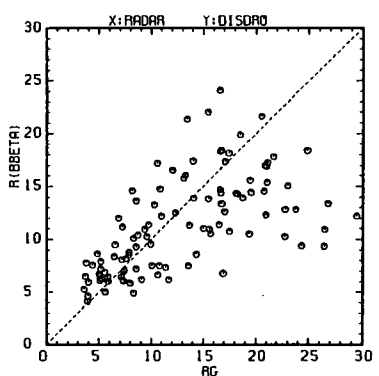
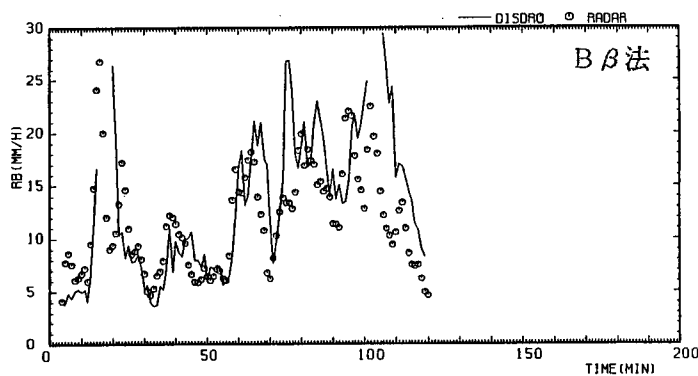


1989年 7月28日 06:30~08:50

図-3.6.4(c) 降水強度 (Bβ法、ZDR法) の時間変化図と散布図 (元筑邦)

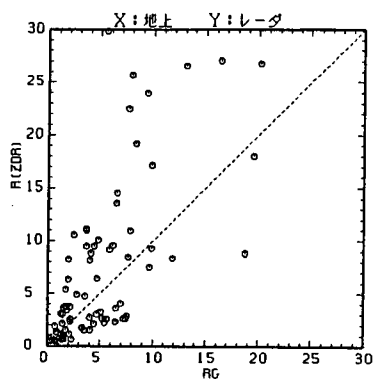
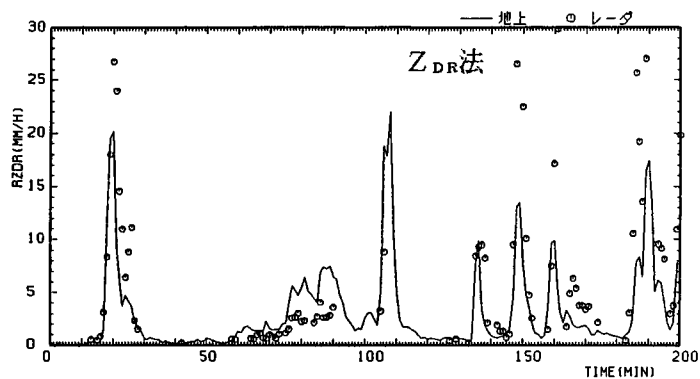
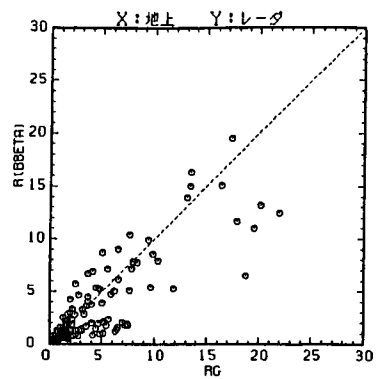
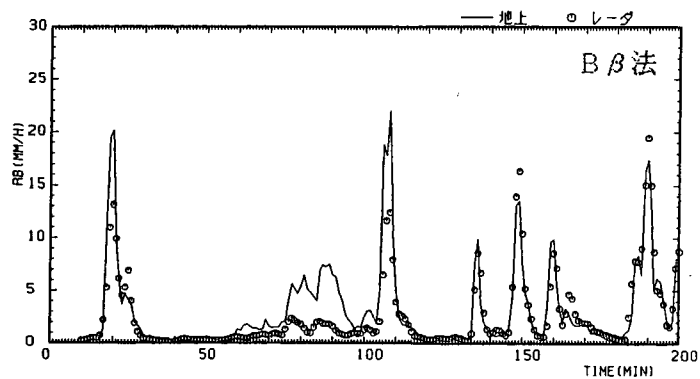


1989年 9月19日 04:40~07:00

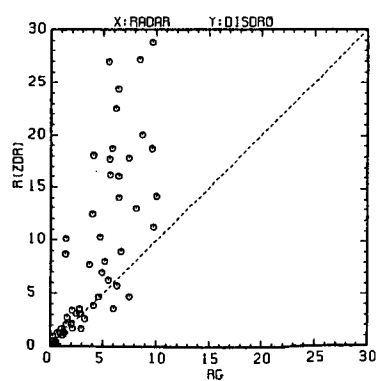
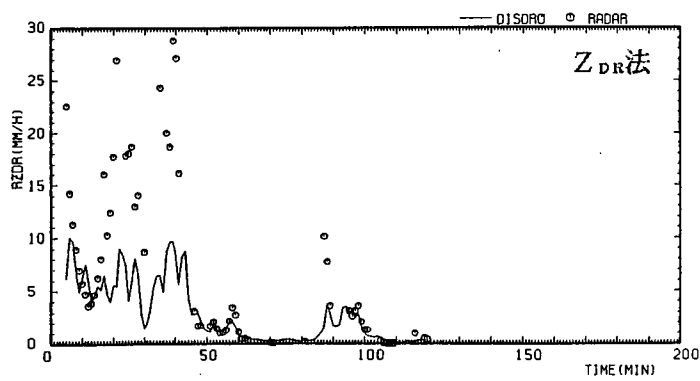
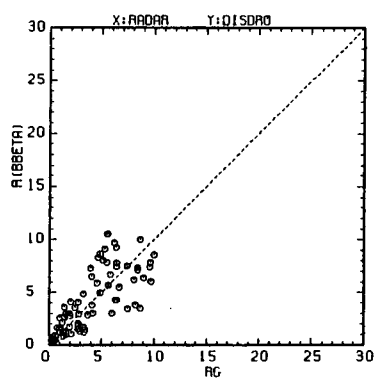
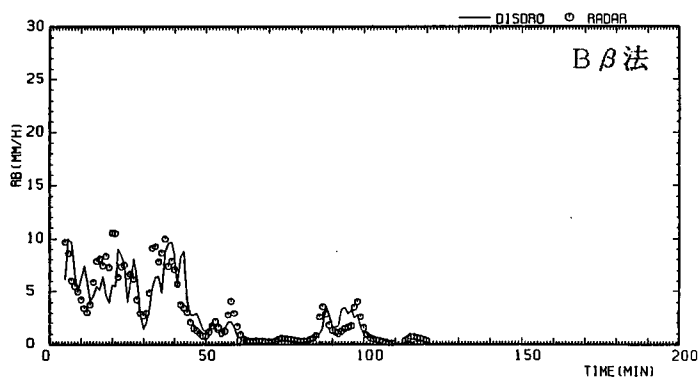


1989年 9月19日 09:30~11:30

図-3.6.4(d) 降水強度 (Bβ法、ZDR法) の時間変化図と散布図 (元筑邦)

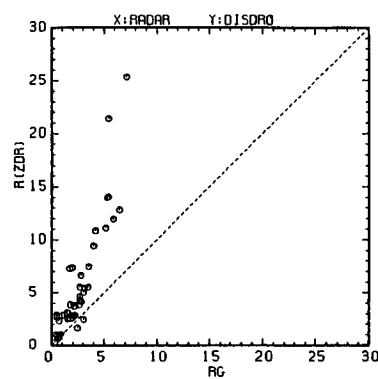
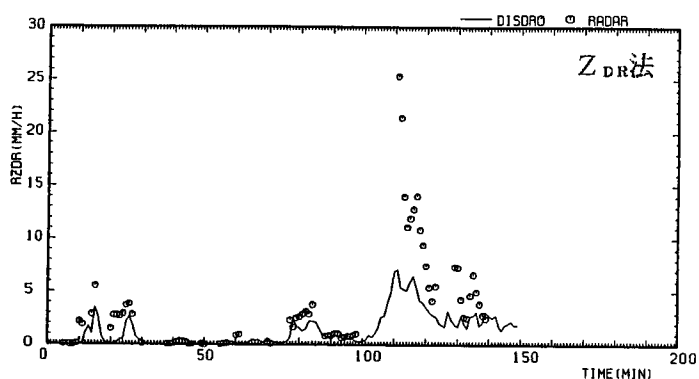
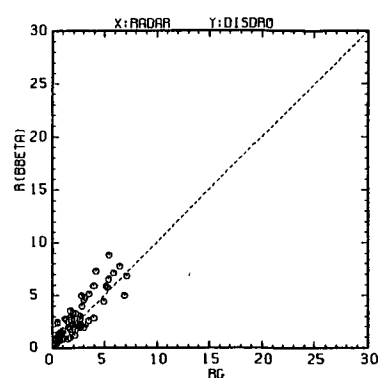
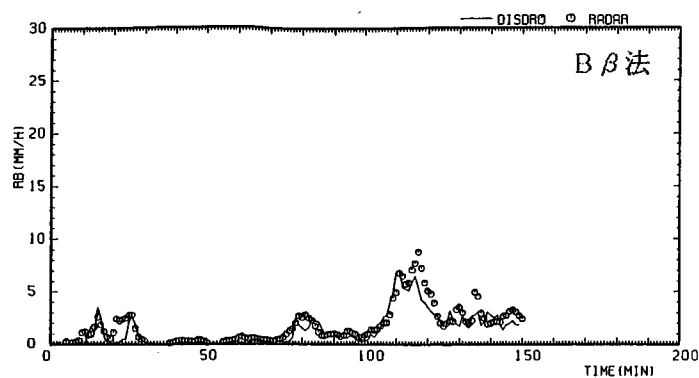


1988年 10月5日 17:00~20:20

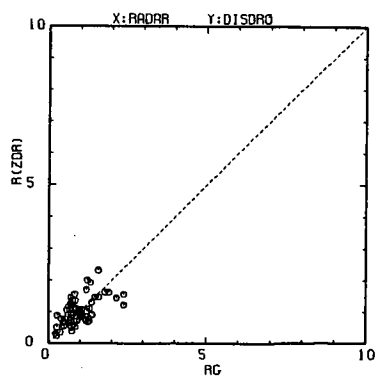
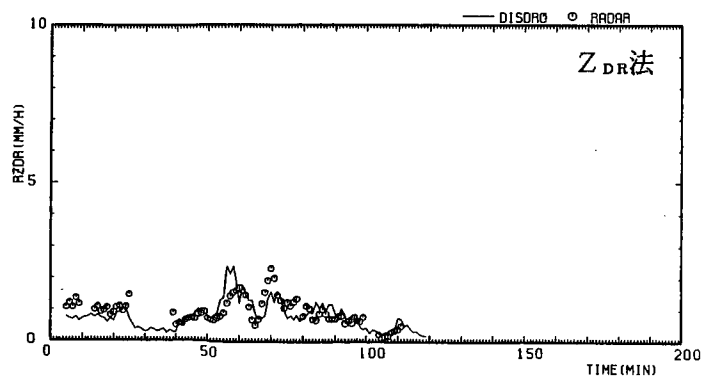
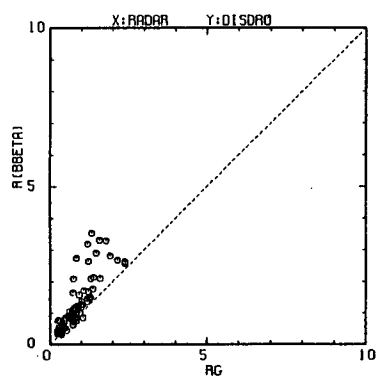
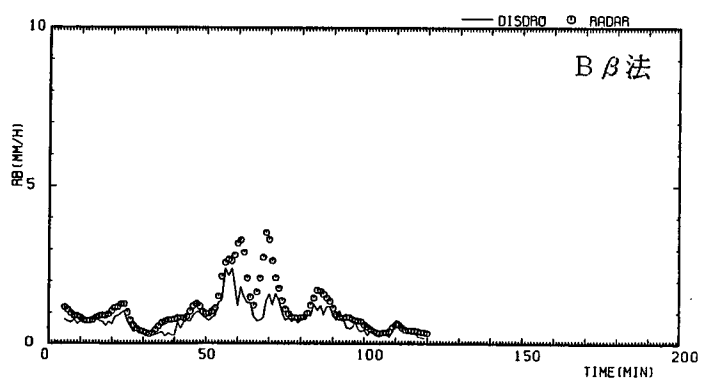


1989年 6月16日 11:00~13:10

図-3.6.4(e) 降水強度 (Bβ法、ZDR法) の時間変化図と散布図 (山ノ井)

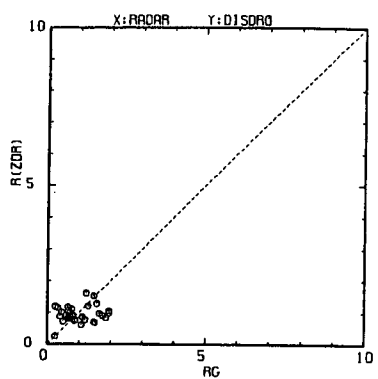
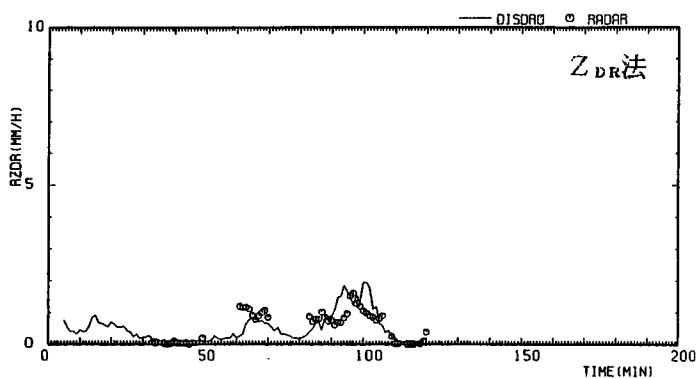
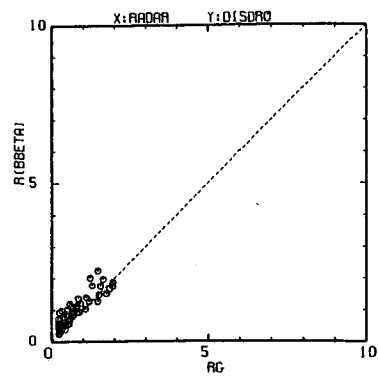
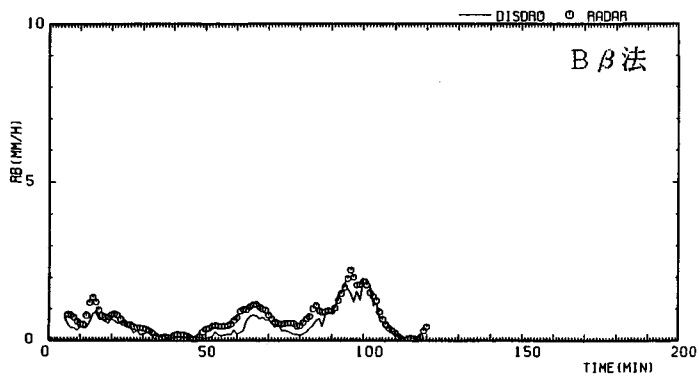


1989年 6月24日 00:00~02:30

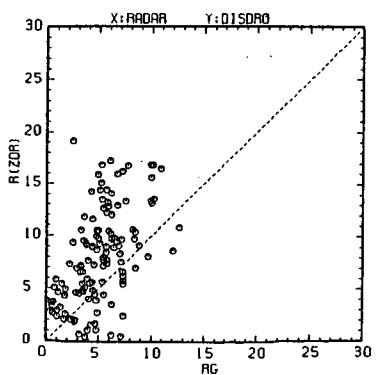
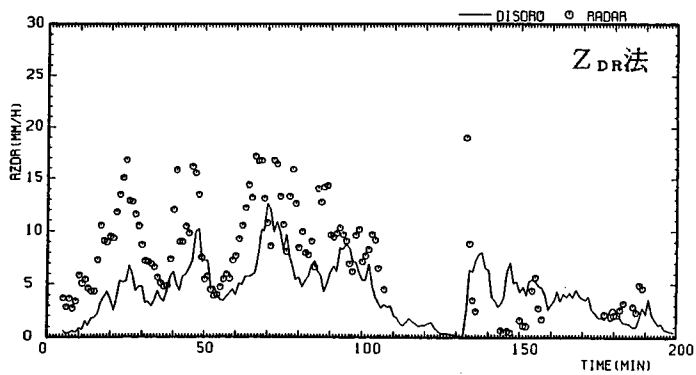
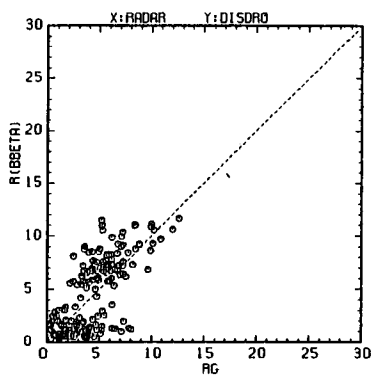
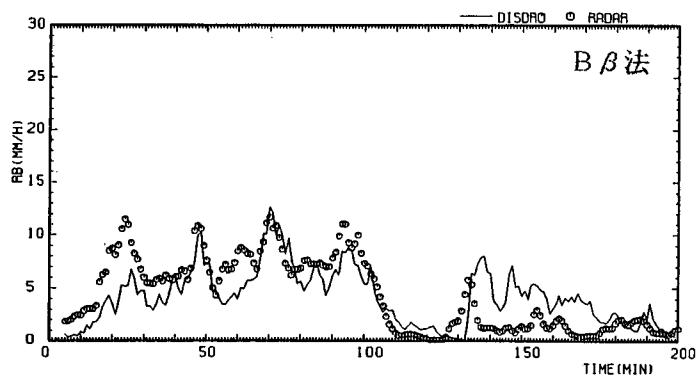


1989年 6月29日 23:50~翌01:50

図-3.6.4(f) 降水強度 (Bβ法、ZDR法) の時間変化図と散布図 (山ノ井)

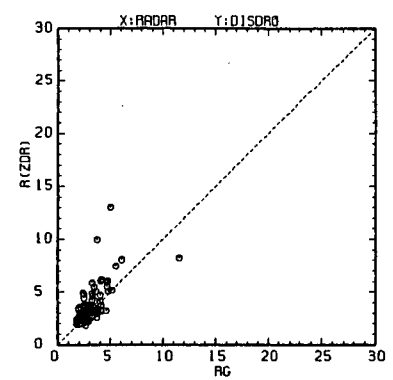
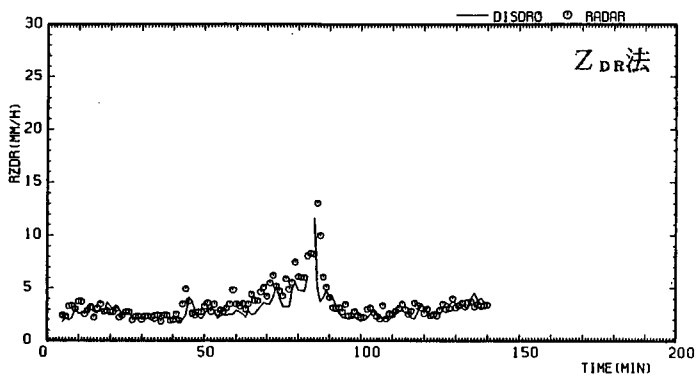
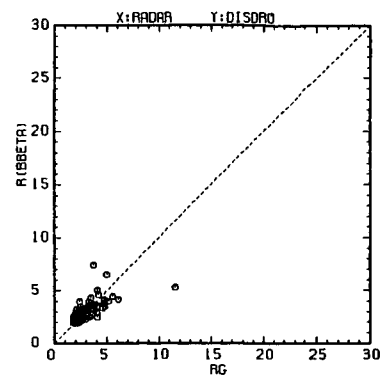
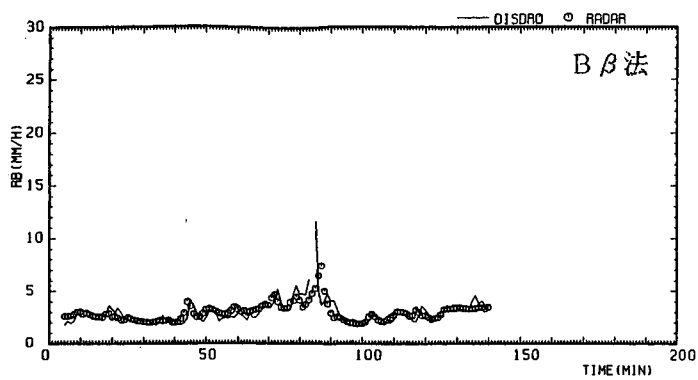


1989年 7月2日 16:00~18:00

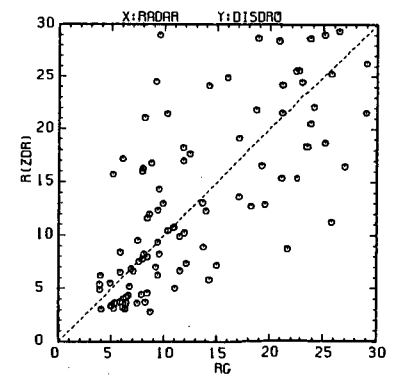
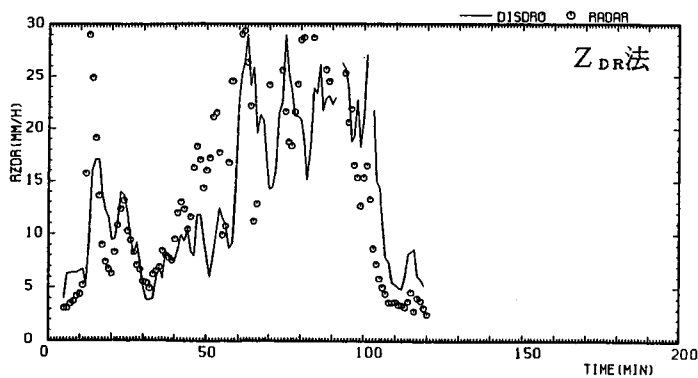
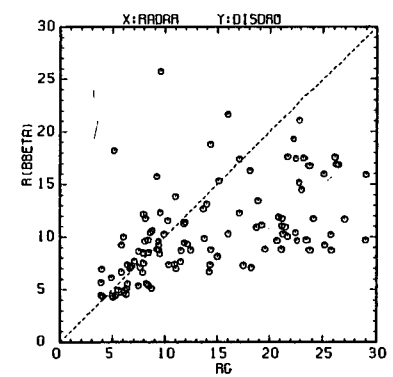
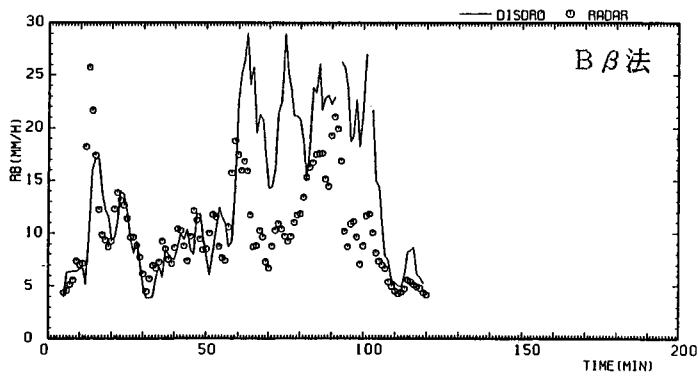


1989年 7月3日 04:00~07:20

図-3.6.4(g) 降水強度 (B β 法、Z_{DR}法) の時間変化図と散布図 (山ノ井)



1989年 9月19日 04:40~07:00



1989年 9月19日 09:30~11:30

図-3.6.4(h) 降水強度 (Bβ法、ZDR法) の時間変化図と散布図 (山ノ井)

3.7 まとめ

以上の結果をまとめると次のとおりとなる。

- ① 粒径分布の測定結果を用いて、直交二偏波レーダの Z_H , Z_{DR} と比較すると、 Z_H , Z_{DR} とも時間変動についてはうまく捉えられていた。絶対値については、若干の差が生じた。
- ② レーダ観測による粒径分布は、その分布形状についてはディスドロメーターによる観測結果と良く対応している。
- ③ 降雨強度の測定精度については、従来のレーダで用いられる $Z = BR^A$ の式から降雨強度を求める方法（定数を最適化した場合）と大きな差は出なかった。これは、直交二偏波レーダにより降雨強度を求める方法が、 Z_H , Z_{DR} の測定精度に大きく影響されるためである。さらに、精度を向上させるためには、偏波切替器の性能を上げるとともにレーダの絶対較正を正確に行う必要がある。

参考文献

- 1) 吉野文雄、ほか：降水現象のレーダ観測に関する調査報告書、土木研究所資料、第2353号、1986年3月
- 2) 吉野文雄、ほか：直交二偏波レーダによる降水観測に関する調査報告書、土木研究所資料、第2487号、1987年3月
- 3) 吉野文雄、ほか：DNDレーダによる降水観測に関する共同研究報告書（第1報）、土木研究所資料、第2594号、1988年3月
- 4) 吉野文雄、ほか：DNDレーダによる降水観測に関する共同研究報告書（第2報）、土木研究所資料、第2757号、1989年3月

第4章 ブライトバンドの観測と 降水粒子の形態識別

4.1 はじめに

大気中の降水粒子は、氷晶、水滴、雪片、ひょう、あられ等多様な形態をとる。そのため、レーダによりそれらの降水強度を測定する場合、①レーダ受信電力値からの降水粒子の識別、②識別された降水粒子に対する降水強度への変換、という二つの問題が生じる。

特に、実際のレーダ観測において、問題となるのは、①雨と雪の識別方法、及び②雪の場合の降水強度への変換方法である。レーダ反射電力から降水強度へ変換する際には、降水粒子別に誘電率の設定が必要である。ここで、誘電率とは、レーダ電波が降水粒子などの物質に当たった時に、その電波の反射や吸収に影響する物質固有のパラメーターである。その値は、雨と雪とでは、かなり異なることが知られている。したがって、雨と雪の識別を正確に行った上で、それらの誘電率を正確に設定することが正しい降水強度の算定へとつながると言える。

本研究では、ブライトバンドの観測データを用いて、降水粒子の識別及び誘電率の解析を行った。ブライトバンドとは、上空の氷晶が気温 0°C の層まで落下した時に融けて雪から雨に変化する層を言う。この層ではレーダ反射因子が約10dB程度大きくなることが知られている。したがって、ブライトバンドを含んだ観測データを用いると、レーダ測定値の高度方向の変化が、氷晶あるいは雪→融解中の降水粒子→雨といった形態変化を表すことになるので、前述の検討を行うには非常に都合がよい。

ブライトバンドの観測には直交二偏波レーダを用いた。従来のレーダでは、情報量が1つしか得られないため、降水粒子の識別が不可能であるが、情報量を複数にした直交二偏波レーダを用いれば可能となる。このレーダは、水平偏波の電波で測定した反射因子 Z_H と垂直偏波で測定した反射因子 Z_V の2つ測定値が得られ、それから反射因子差 Z_{DR} (Z_H と Z_V の比)を求めることができる。すなわち、降水粒子からの反射強度だけでなく、降水粒子の形状を Z_{DR} 値から得ることができる。降水粒子の形状は、雨や雪片、ひょうなどでかなり異なっているので、 Z_{DR} 値にも有意な差が見られるはずである。したがって、 Z_H と Z_{DR} を組み合わせることにより、降水粒子の識別が可能である。

本報では、直交二偏波レーダによるブライトバンドを含む降雨観測データを用いて、①降水粒子(雨・雪・融解粒子)の散乱特性、②誘電率、の検討を行った結果について報告する。

4.2 降水粒子の形態識別に関する既往の研究

偏波レーダを用いた降水粒子の形態判別に関する代表的な研究を以下のとおりである。

4.2.1 降水粒子の Z 、 Z_{DR} の特性に関する研究

英国のChilboltonレーダ(10cm波)を用いて Z 、 Z_{DR} を観測し、その鉛直分布から表-4.2.1、図-4.2.1に示すような降水粒子の形態に関する特性が報告されている。

表-4.2.1 降水粒子のZ、Z_{DR}特性

降水粒子の形態	Z	Z _{DR}	備 考
雨	High	High	大きな楕円粒子
霧雨, 雲, 霧	Low	Low	小さな球形粒子
乾雪	Medium-Low	Medium-Low	大きな低密度の群体
みぞれ, 湿雪	High	High	大きな楕円体
あられ	High	Negative	大きな円錐形
乾雹	High	Variable	大きな粒子
湿雹	Medium	Low	

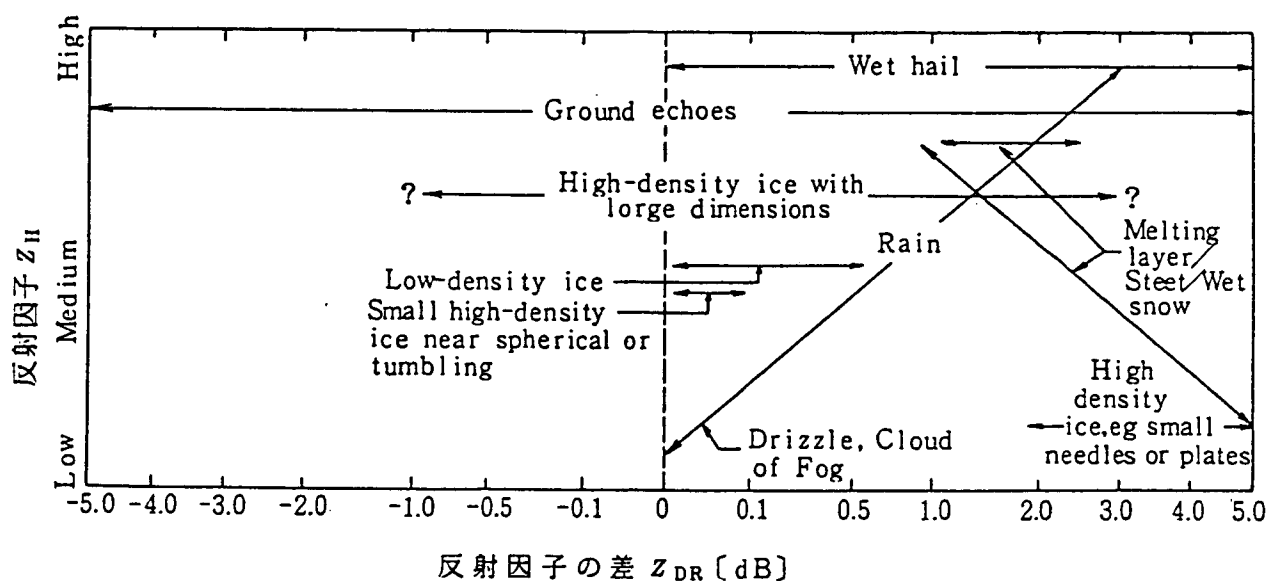


図-4.2.1 降水粒子のZ、Z_{DR}特性

4.2.2 ひょうの識別に関する研究

Aydinは、2200ケース以上の雨滴計による雨滴の粒径分布の測定結果から図-4.2.2に示す $Z_H \sim Z_{DR}$ の散布図を求め、図の領域を超えるものをひょうと判断し、これから、次式のようなひょう識別の指標 H_{DR} を提案している。 H_{DR} が大きくなるほどひょうの存在が予想されるとしている。

$$H_{DR} = Z_H - F(Z_{DR}) \quad \cdots \cdots (4.2.1)$$

ここに、

$$F(Z_{DR}) = \begin{cases} 27 & (Z_{DR} \leq 0\text{dB}) \\ 19Z_{DR} + 27 & (0 \leq Z_{DR} \leq 1.74\text{dB}) \\ 60 & (Z_{DR} \geq 1.74\text{dB}) \end{cases} \quad \cdots \cdots (4.2.2)$$

4.2.3 降水粒子の形態と強度に関する研究

降水粒子の形態と強度との関係については、R.C.Lipschutsらが、図-4.2.3に示すような判別図を提案している。

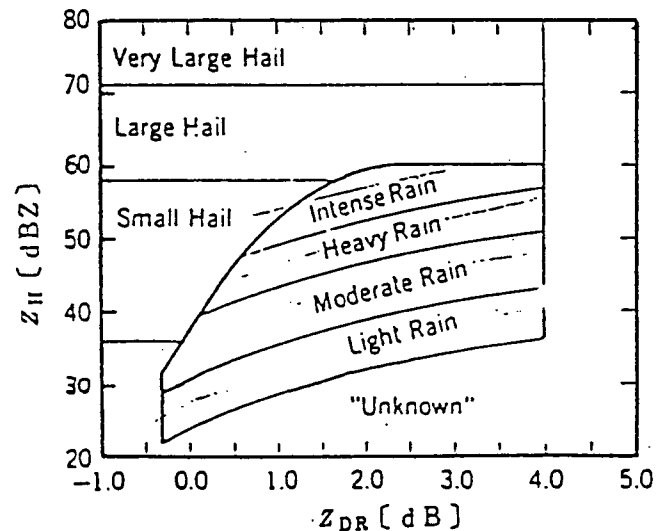
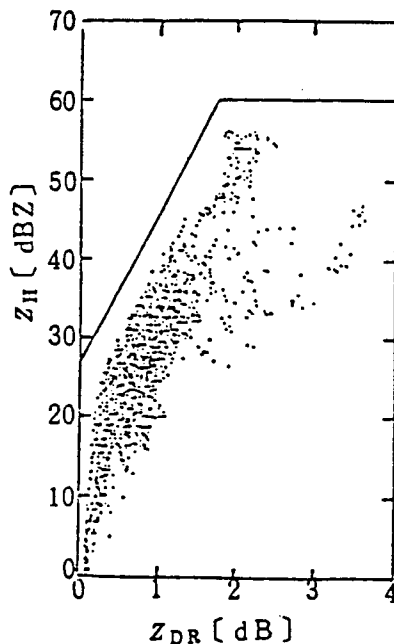


図-4.2.2 Z_H 、 Z_{DR} の散布図 図-4.2.3 降水強度の形態と降水強度のモデル

4.3 直交二偏波レーダによる降水観測

一般に、レーダ方程式は次のように表される。

$$P_r = \frac{C \cdot F \cdot Z}{r^2} \quad \dots\dots\dots(4.3.1)$$

ここに、 P_r は受信電力、 C はレーダのシステムによって定まる定数、 F は補正係数、 Z は反射因子、 r はレーダサイトからの距離である。

C 項は、レーダの送信電力、空中線利得、パルス幅、ビーム幅、波長、誘電率などから定まり、本研究で用いた直交二偏波レーダの場合は、次のような値となる。

(水平偏波の場合)

$$C = 1.22772 \times 10^{16} \cdot \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \quad \dots\dots\dots(4.3.2)$$

(垂直偏波の場合)

$$C = 1.31463 \times 10^{16} \cdot \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \quad \dots\dots\dots(4.3.3)$$

ここで、 ϵ は誘電率であり、降水粒子の種類により異なる。普通、雨の場合では、 $|\epsilon - 1| / \epsilon + 2|^2 = 0.93$ (ただし、温度や電波の波長により多少異なる) が用いられる。

F 項は、レーダ方程式上の仮定や近似による誤差を補正するもので、 $1/2 \sim 1/8$ になると言われている。本研究では、地上値と比較してその値を定めている。

レーダ方程式から、降水強度を求めるには、次のように行う。まず最初に①レーダ観測から受信電力 P_r が得られるので、それを(1)式に代入することにより反射因子 Z を求める。(4.3.1)式で計算される Z の単位は、 mm^6 / m^3 が用いられるが、その場合の Z 値は大きく変化するので、 Z 値を $10 \log(Z)$ で置き換えることにより単位をdBで表すことが多い。直交二偏波レーダの場合は、水平偏波で測定して得られた反射因子 Z_H と垂直偏波で測定して得られた反射因子 Z_V の2種類が得られる。通常、これらのデータを取り扱う場合は、 Z_H と Z_{DR} (Z_H と Z_V の比) の2つのデータとして用いる。次に② Z_H から経験式 (たとえば、 $Z_H = 200 R^{1.6}$) を用いて、あるいは $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係を用いて降水強度に変換する。

また、さまざまな降水粒子を観測対象とした場合の直交二偏波レーダを用いた降水強度の測定手順は、次のようになる。

- ①降水粒子を雨と仮定して (雨の誘電率を与えて)、受信電力値 P_r から Z_H 、 Z_{DR} を求める。
- ② $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係から降水粒子の形態を識別する。
- ③降水粒子に対応した誘電率を与えて、受信電力値 P_r から Z_H 、 Z_{DR} を再計算する。
- ④ Z_H 、 Z_{DR} から降水強度に変換する。

したがって、このような観測を行うには、あらかじめ、降水粒子の Z_H 、 Z_{DR} 特性及び誘電率を設定しておく必要がある。

4.4 降水粒子の Z_H 、 Z_{DR} に関する特性

直交二偏波レーダによる測定値 Z_H からは雨滴等の散乱体からの反射の強さが得られ、 Z_{DR} からは散乱体（一般に偏球楕円体と仮定される）の形状（縦長か横長か、あるいは球か）が得られる。雨や雪といったの降水粒子の違いにより、誘電率、粒子の形状が異なっているため、それらの影響が Z_H 、 Z_{DR} の値の違いとして観測されることになる。つまり、降水粒子の誘電率は Z_H に影響し、形状は Z_{DR} に影響すると考えられる。したがって、各降水粒子における Z_H 、 Z_{DR} の特性を明らかにすることにより、降水粒子の形態識別が可能となる。

ここでは、直交二偏波レーダによるブライトバンド観測データを用いて、降水粒子の違いによる Z_H 、 Z_{DR} の特性の検討を行った。

4.4.1 解析データ

建設省富山工事事務所三郷出張所（富山県立山町芦原）構内に直交二偏波レーダを設置し、半径40km円内の降雨及び降雪を観測した。

（1）解析対象データ

解析に用いる観測データは、表-4.4.1、4.4.2のとおりとした。降雨データが7降雨、降雪データが7降雪である。なお、降雨と降雪の区分は、レーダサイトでの気象状況から定めた。降雪のデータは、降雨のデータとの比較用として解析に用いる。

これらの期間のレーダ運用方法は、次のとおりである。

仰角：5°，7°，9°，11°の4仰角

アンテナ6回転（1分間観測）で仰角を変える

方位：SCAN（アンテナを回転させる）

データ平均時間：各仰角とも1分間

（2）データ処理

①上記の観測方法の場合、半径方向に80個、円周方向に256個、合計20480個のデータが1分間ごとに得られる。ここでは、円周方向の256個のデータを平均し、半径方向の80個のデータのみとすることとする。また、半径方向は、レーダサイトからの距離を表しているが、同時に、地上からの高度を表している。それは、アンテナがある仰角を持っているた、ビーム高度がレーダサイトから離れるほど高くなるからである。したがって、半径方向のデータ＝高度方向のデータとして取り扱うものとする。これは、この観測期間中において気象現象の定常性を仮定していることに相当する。各観測例とも2時間程度の観測中、大規模な気象擾乱は見られないことから、このような仮定でデータを分析しても結果に大きな影響は与えないと推察する。

②雨の誘電率を用いて、反射因子 Z_H 、 Z_U に変換する。すなわち、 $|\epsilon - 1 / \epsilon + 2|^2 = 0.93$ とする。

表-4.4.1 対象降雨

NO	期	間
①	1989年1月11日	20:05～21:49
②	1989年1月19日	09:53～11:47
③	1989年1月19日	21:25～23:06
④	1989年1月20日	10:59～13:18
⑤	1989年1月20日	17:15～18:35
⑥	1989年2月26日	01:19～02:03
⑦	1989年3月4日	15:00～17:03

表-4.4.2 対象降雪

NO	期	間
①	1989年1月17日	08:13～12:01
②	1989年1月27日	16:56～18:59
③	1989年1月28日	01:30～03:34
④	1989年1月28日	09:12～10:56
⑤	1989年1月28日	15:04～17:17
⑥	1989年2月1日	22:09～00:07
⑦	1989年2月3日	04:16～06:36

4. 4. 2 Z_H 、 Z_{DR} の高度変化

図-4. 4. 1～4. 4. 5に Z_H 、 Z_{DR} の高度変化図を示す。気温の高度変化図は、ゾンデ観測（レーダサイトから約90km北の輪島での観測値、観測時間はレーダデータとかならずしも一致していない）の値である。地上で降雨の場合の高度変化を見ると、 Z_H 、 Z_{DR} の変化にピークが見られる。このピーク高度付近がブライトバンド（融解層）と考えられる。表-4. 4. 3にピーク高度と気温との関係をまとめた。

（1） Z_H のピークが生じる高度

Z_H のピークが生じる高度は、降雨により異なっている。これは、観測時の気温に關係しているためである。また、 Z_H のピークの位置は、気温が 0°C の高度から、若干下に生じることがわかる。高度差は200m～700m程度である。また、降雨⑦のみ Z_H のピーク高度の方が大きくなっているが、これはレーダとゾンデの観測時間が6時間以上もずれているためである。

（2） Z_{DR} のピークが生じる高度

Z_{DR} のピークが生じる高度も Z_H と同様に気温と關係している。しかし、かならずしも Z_H のピーク高度と一致していない。 Z_{DR} のピーク高度は、 Z_H のピーク高度と同じか200m～400m下になることがわかる。また、降雨①、⑥、⑦で生じる2つ目のピークは、ブライトバンドによるものではない。

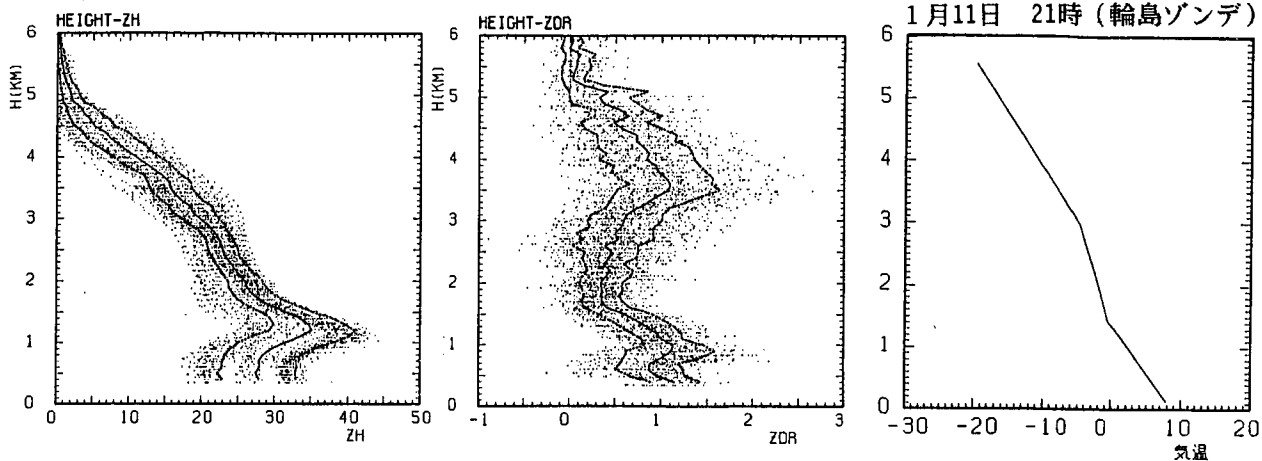
（3）降雪時の Z_H 、 Z_{DR}

降雪時の Z_H の値は、降雨のそれと比べて小さい。これは、誘電率を雨として計算していることに一因がある。 Z_{DR} の値は、 $-1\text{dB}\sim+1\text{dB}$ の間でばらつき、平均的には 0dB である。これは、降雪の場合には、それぞれの粒子がさまざまな形状で落下してくると考えられるので、平均的には、球形に近くなるのではないかと推察できる。

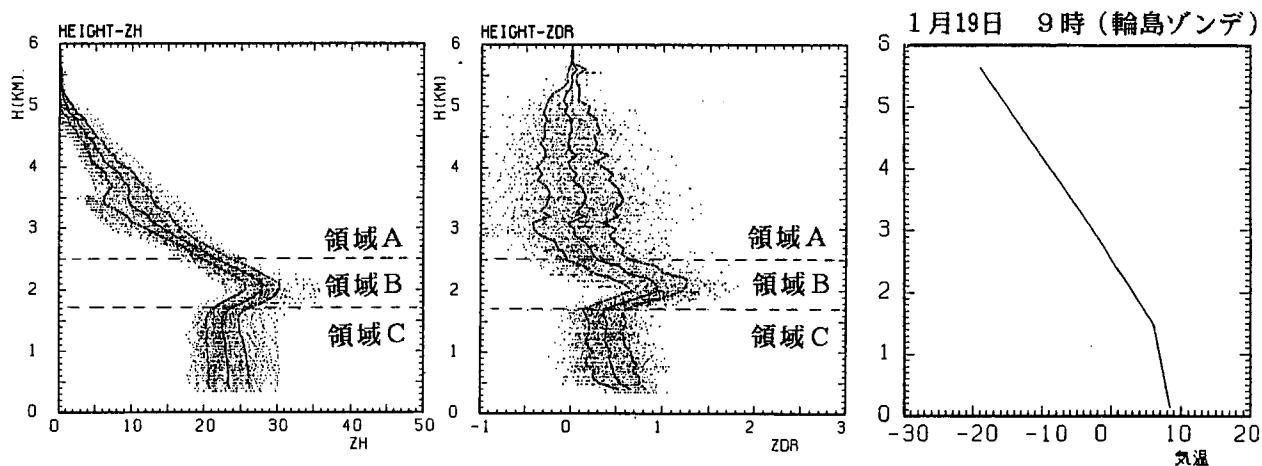
表-4. 4. 3 Z_H 、 Z_{DR} のピーク高度 単位：km

No.	Z_H のピーク高度	Z_{DR} のピーク高度	気温 0°C の高度
降雨①	1. 2	1. 0 (3. 6)	1. 4
降雨②	2. 1	1. 9	2. 5
降雨③	2. 4	2. 4	2. 8
降雨④	2. 2	2. 2	2. 9
降雨⑤	ピークなし	1. 4	1. 5
降雨⑥	1. 0	0. 6 (4. 6)	1. 2
降雨⑦	1. 2	0. 9 (4. 6)	0. 9

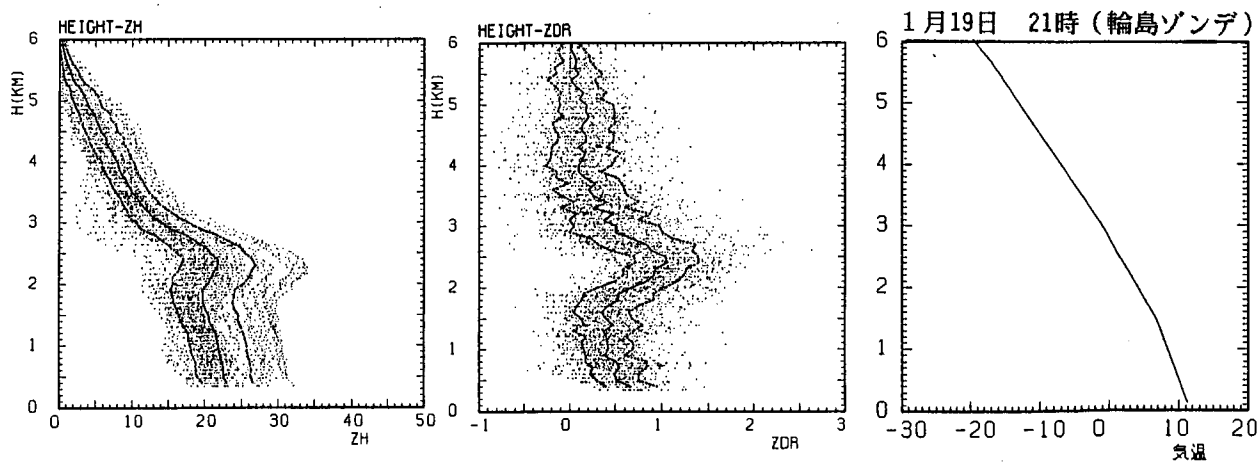
Z_{DR} のピーク高度のうち、カッコ書きがあるものは、ピークが2つ生じているものである。



降雨① 1989年1月11日 20:05~21:49 (地上では降雨)



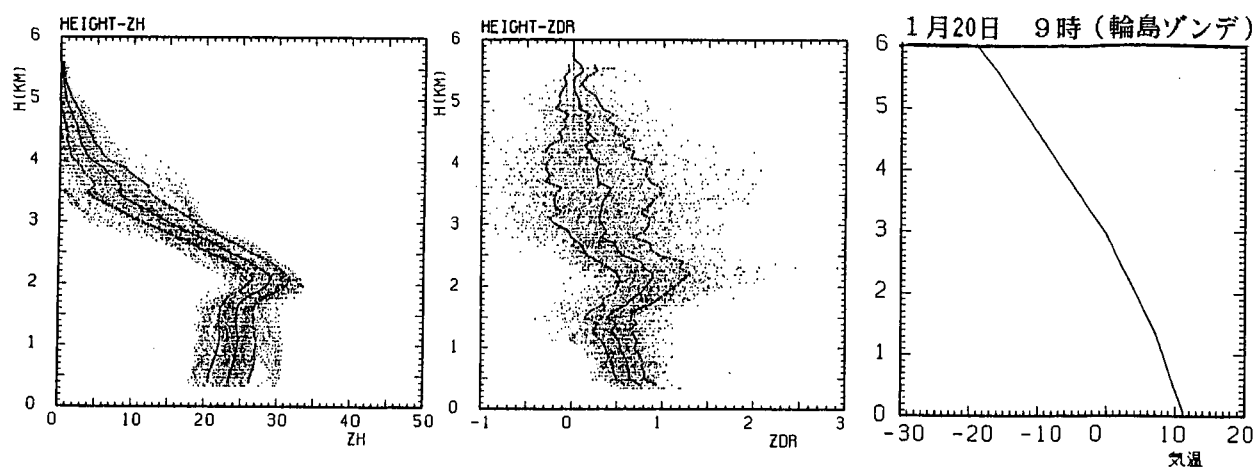
降雨② 1989年1月19日 09:53~11:47 (地上では降雨)



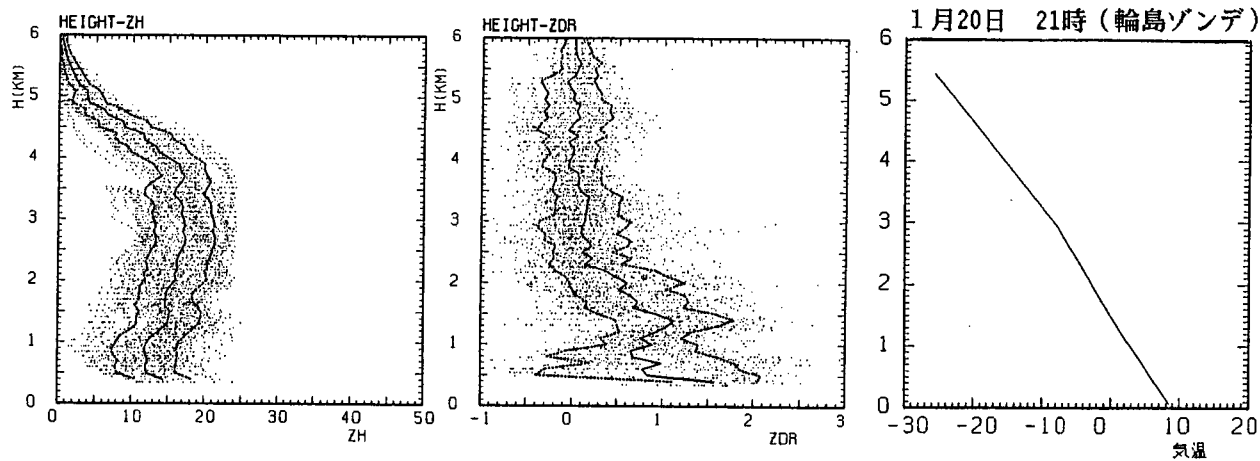
降雨③ 1989年1月19日 21:25~23:06 (地上では降雨)

図-4.4.1 Z_H 、 Z_{DR} の高度変化図

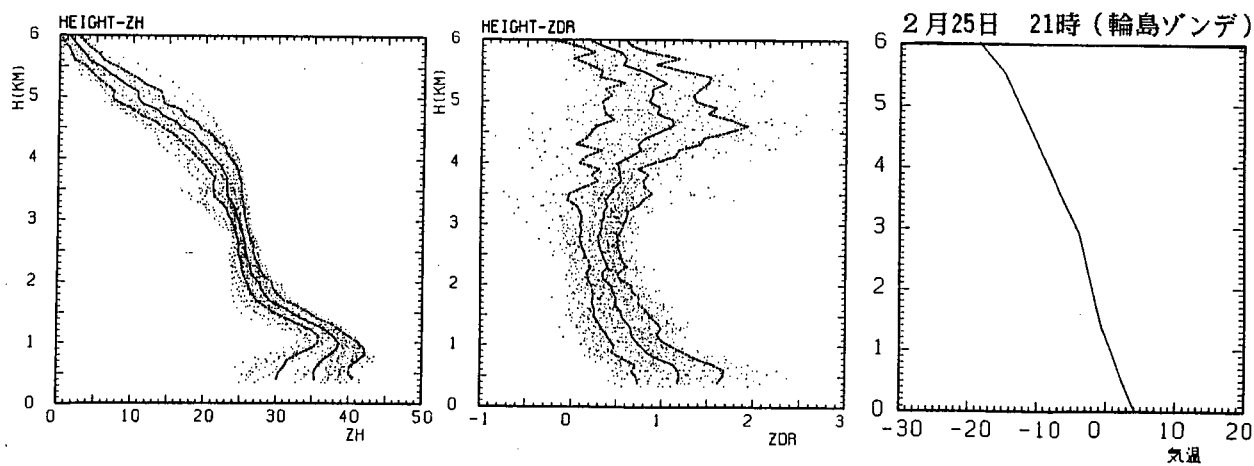
—— 平均
----- 標準偏差



降雨④ 1989年1月20日 10:59~13:18 (地上では降雨)



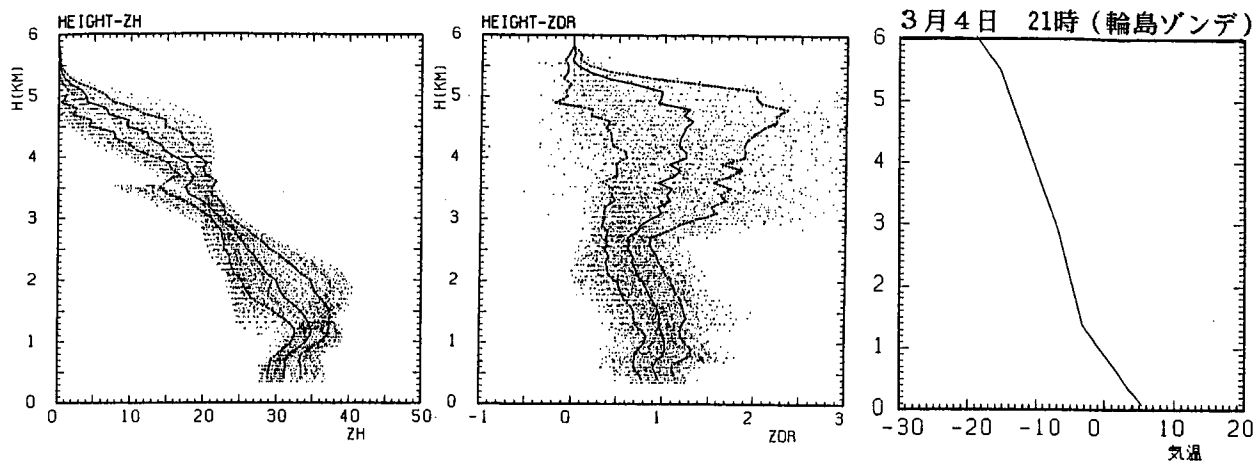
降雨⑤ 1989年1月20日 17:15~18:35 (地上では降雨)



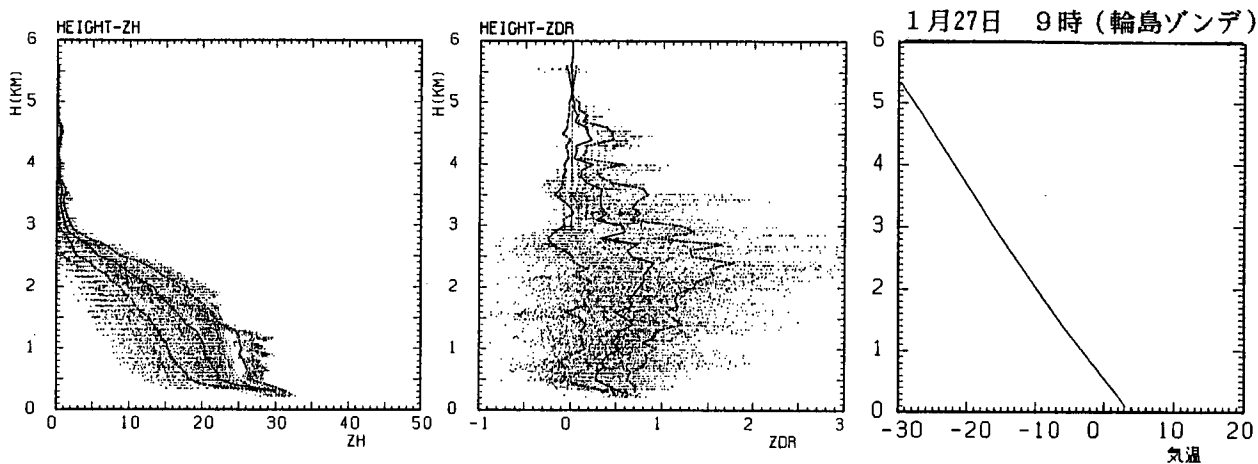
降雨⑥ 1989年2月26日 01:19~02:03 (地上では降雨)

図-4.4.2 Z_H 、 Z_{DR} の高度変化図

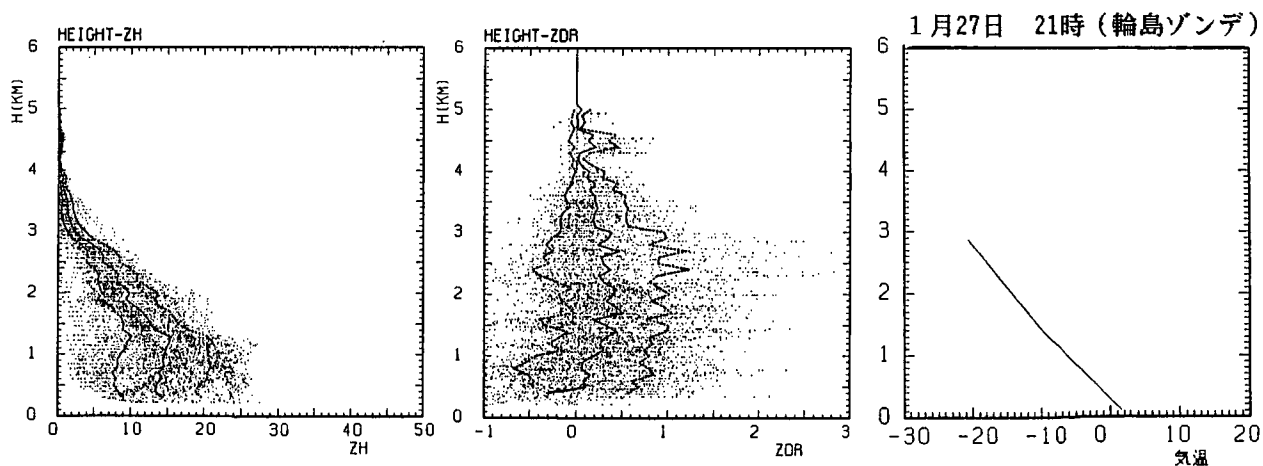
—— 平均
 - - - 標準偏差



降雨⑦ 1989年3月4日 15:00~17:03 (地上では降雨)



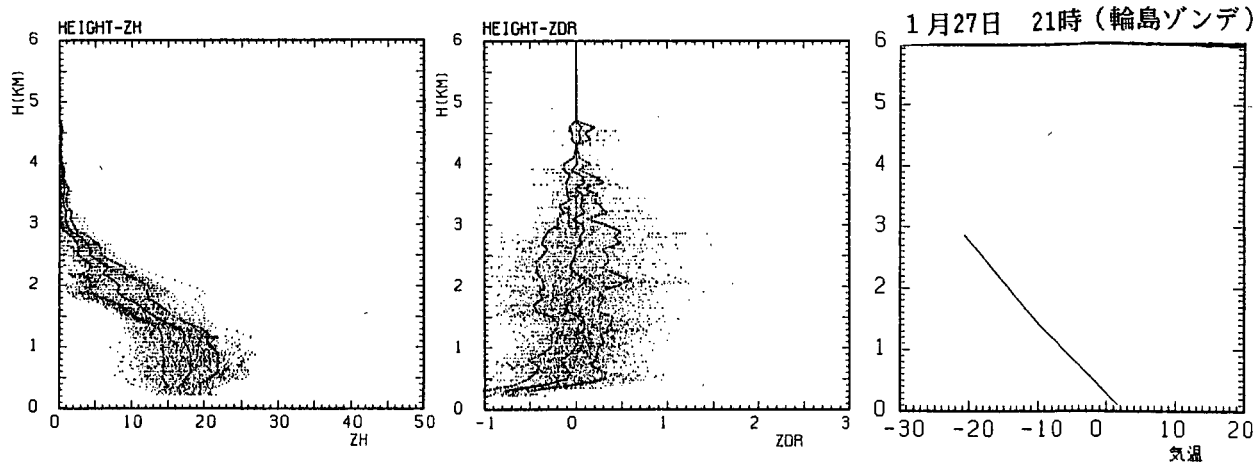
降雪① 1989年1月27日 08:13~12:01 (地上では降雪)



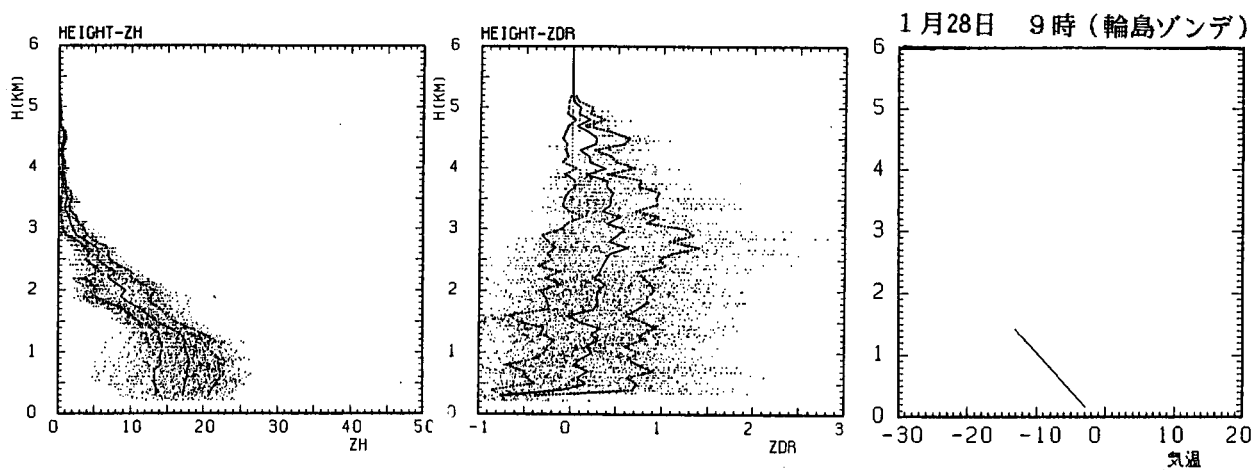
降雪② 1989年1月27日 16:56~18:59 (地上では降雪)

図-4.4.3 Z_H 、 Z_{DR} の高度変化図

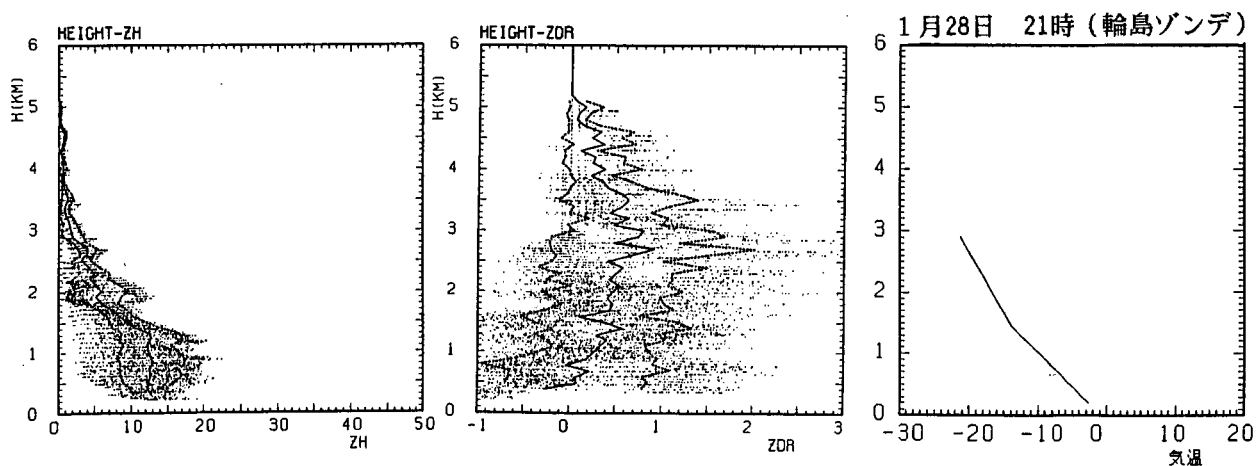
—— 平均
- - - 標準偏差



降雪㊦ 1989年1月28日 01:30~03:34 (地上では降雪)



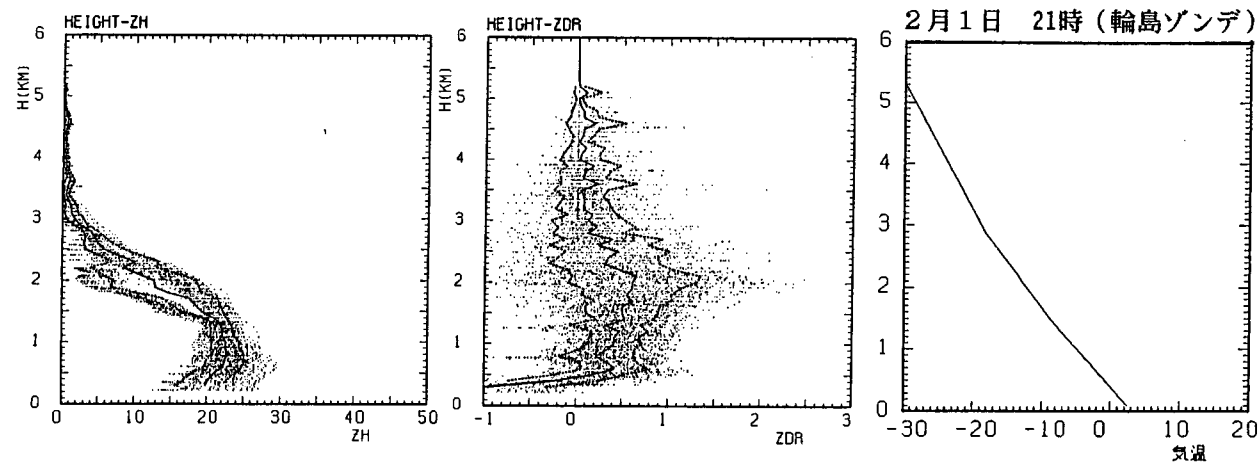
降雪㊧ 1989年1月28日 09:12~10:56 (地上では降雪)



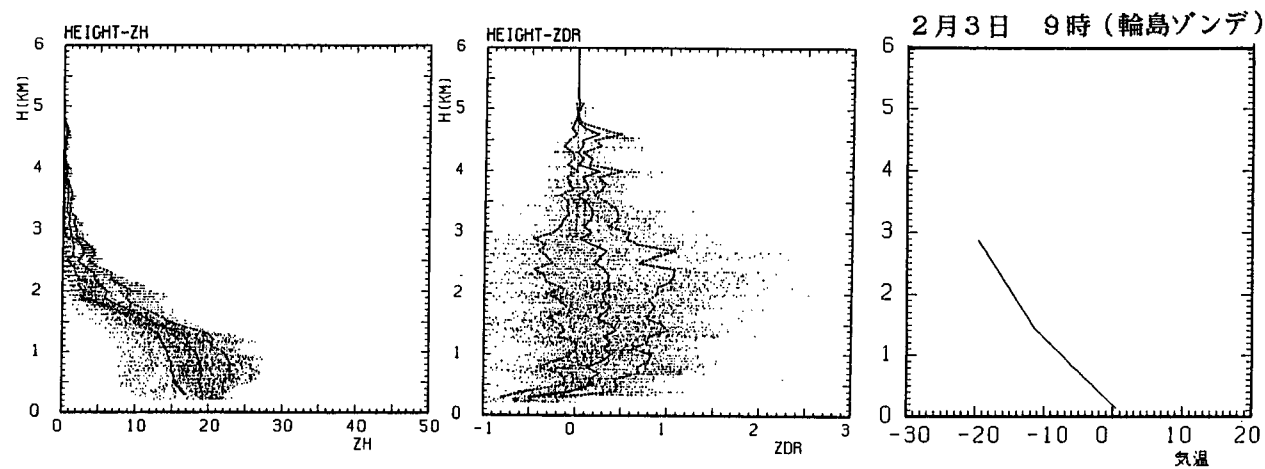
降雪㊨ 1989年1月28日 15:04~17:17 (地上では降雪)

図-4.4.4 Z_H 、 Z_{DR} の高度変化図

—— 平均
----- 標準偏差



降雪⑥ 1989年2月1日 22:09~00:07 (地上では降雪)



降雪⑦ 1989年2月3日 04:16~06:36 (地上では降雪)

図-4.4.5 Z_H 、 Z_{DR} の高度変化図

—— 平均
 - - - 標準偏差

4. 4. 3 降水粒子形態の推定

ブライトバンドの観測結果から降水粒子別の Z_H 、 Z_{DR} 特性を明らかにするには、降水粒子の高度方向の形態変化を推定する必要がある。降雨②（1月19日）データがわかりやすいので、ここでは、このデータを用いることとする。

$H \sim Z_H$ 、 $H \sim Z_{DR}$ 図を用いて、その高度方向に、ブライトバンド層とその上下の層の3つの領域に分割し、それぞれの領域ごとに Z_H 、 Z_{DR} の値から、降水粒子の形態を推定した。その結果を以下に示す。

領域A：ブライトバンド層（領域B）より上の領域

氷晶あるいは雪片の状態と考えられる。この領域では、高度が下がるごとに Z_H が増加しているので、雪結晶が成長している段階であると思われる。また、 Z_{DR} は、 $-1\text{dB} \sim +1\text{dB}$ の間でばらついており平均的にはほとんど 0dB で一定値である。これは、降雪時の Z_{DR} の高度変化と全く同じである（降雪時の高度変化図を参照のこと）。すなわち、平均的には、球に近い形状をしていると考えられる。

領域B：ブライトバンド層

気温 0°C の高度より下で、 Z_H 、 Z_{DR} がほぼ一定値になるまでの領域と定義した。降雨②の結果からは、高度 $1.7\text{km} \sim 2.5\text{km}$ の高度となる。ここでは、粒子が融解している状態であると考えられる。通常、球形の氷粒子の25%（半径の10%）が融けると、レーダ上では同一の直径の水滴からの反射と同様に感知されると言われている。したがって、 Z_H がこの領域でピークを描くのは、次のような現象が起こっているためと考えられる。すなわち、気温が 0°C 以上となり、雪片の表面が融けて水になるために、誘電率が氷から水に変わる。また、雪片の場合の粒径は、大きいもので数センチにまで達するので、レーダ反射があたかもそのような大きい水滴が存在するかのような強度を示すために Z_H が増大する。融解が完了すると粒径が小さくなり、また、落下速度が早くなるために空間密度が減少し、 Z_H は小さくなる。 Z_{DR} についても Z_H と同様にピークを描く。それは、雪片の一部が融解することにより、大きな偏球水滴として捉えられるため Z_{DR} が増大し、融解完了後には水滴に近付いていくため、 Z_{DR} が減少することによる。また、 Z_{DR} のピークが Z_H のピークより少し下の高度となるのは、融解粒子の粒径が Z_H の最大の高度より少し下で、最も偏球化するためと考えられる。

領域C：ブライトバンド層（領域B）より下の領域

この領域は Z_H 、 Z_{DR} ともにほぼ一定値の領域である。ここでは、雪が完全に融けて全て水滴の状態である。水滴の場合は、降雨強度の大小により雨滴粒子の偏球化の程度は異なる。この降雨の場合では Z_{DR} が、 0.5dB ぐらいの値となっている。 Z_H は、 23dB 程度であるので、降水強度にすると、 1mm/h 程度である。

以上が、降雨②（1月19日）の降雨の場合の結果であるが、他の降雨についても同様の推定が可能である。しかし、降雨①（1月11日）のような Z_{DR} のピーク2つ生じている現象は、レーダ情報だけでは明確な判断ができない。ただ、ブライトバンドより上の領域で、氷晶あるいは雪片の成長過程で有意な水平指向性を持った氷晶が形成されただけ推定できる。具体的にどのような粒子であったかを調べるには、ビデオゾンデデータなどで調べる必要がある。このことについては、今後の観測の機会に調べる予定である。

4.4.4 $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係

前節で各領域ごとに降水粒子の形態を推定した結果を用いて、領域ごとに $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係を求めた。図-4.4.6にその結果を示す。なお、この図は降雨②（1月19日）の結果から求めたものである。図中の曲線は、降雨と仮定した場合の降水強度を示す。ただし、この曲線はUlbrichらにより提案された、次の式を用いて計算している。

$$R \text{ (mm/h)} = 1.689 \times 10^{-3} Z_H \cdot Z_{DR}^{-1.5} \quad (0.05 \leq Z_{DR} \leq 4.0 \text{ dB})$$

.....(4.4.1)

これから、次のことがわかる。

- ①領域B、Cはプロットされる範囲がほぼ同じである。すなわち、降水強度がほぼ同じであると言える。しかし、B領域の場合は、C領域に比べて点のばらつきが大きく、一部には降水強度が大きくなるものがある。それは、 Z_H と Z_{DR} のピークが同じであれば、 Z_H 、 Z_{DR} が増大しても同一の降水強度のラインに沿って点がプロットされるのであるが、若干ピークがずれているのでラインからはずれるものが出てくるためである。
- ②領域Aのプロット範囲は、領域B、Cとは全く異なっており、 Z_H が20dB以下で、 Z_{DR} が0 dB付近でばらついている。すなわち、領域B、Cとは全く異なった降水粒子であるとして識別できると考えられる。

以上のことを降水粒子の形態を考慮に入れて模式的に表すと図-4.4.7のようになる。すなわち、この図は、降水粒子の形態判別を行う場合の概略の指標を示していることになる。降雨①（1月11日）の Z_H 、 Z_{DR} をこの図に当てはめてみると、3.6kmのピーク付近のデータが不明と書かれた領域にプロットされる。したがって、今後、更に観測データ（さまざまな雪質の降雪観測、ひょうの観測及びビデオゾンデによる降水粒子観測など）を増やすことにより、細かく整理していくことが必要である。

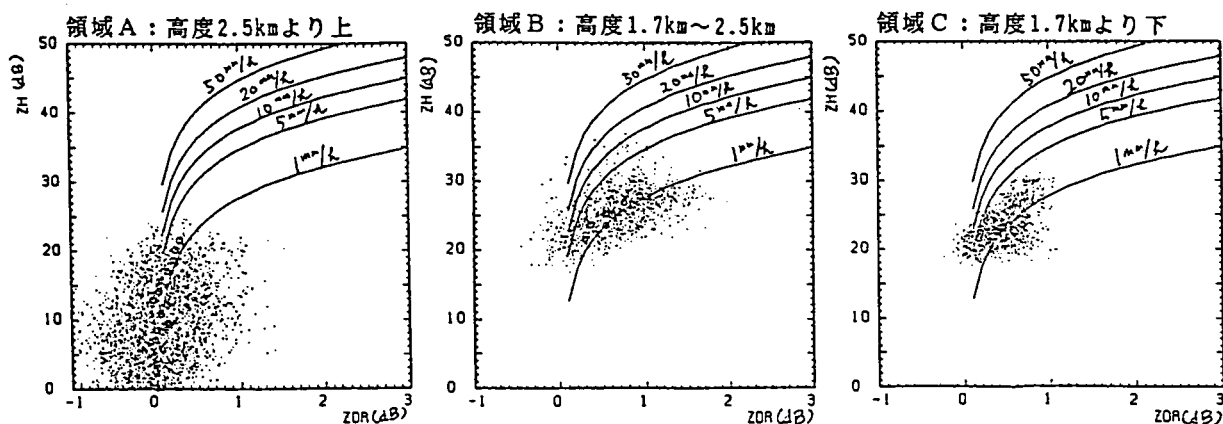


図-4.4.6 高度領域ごとの $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係

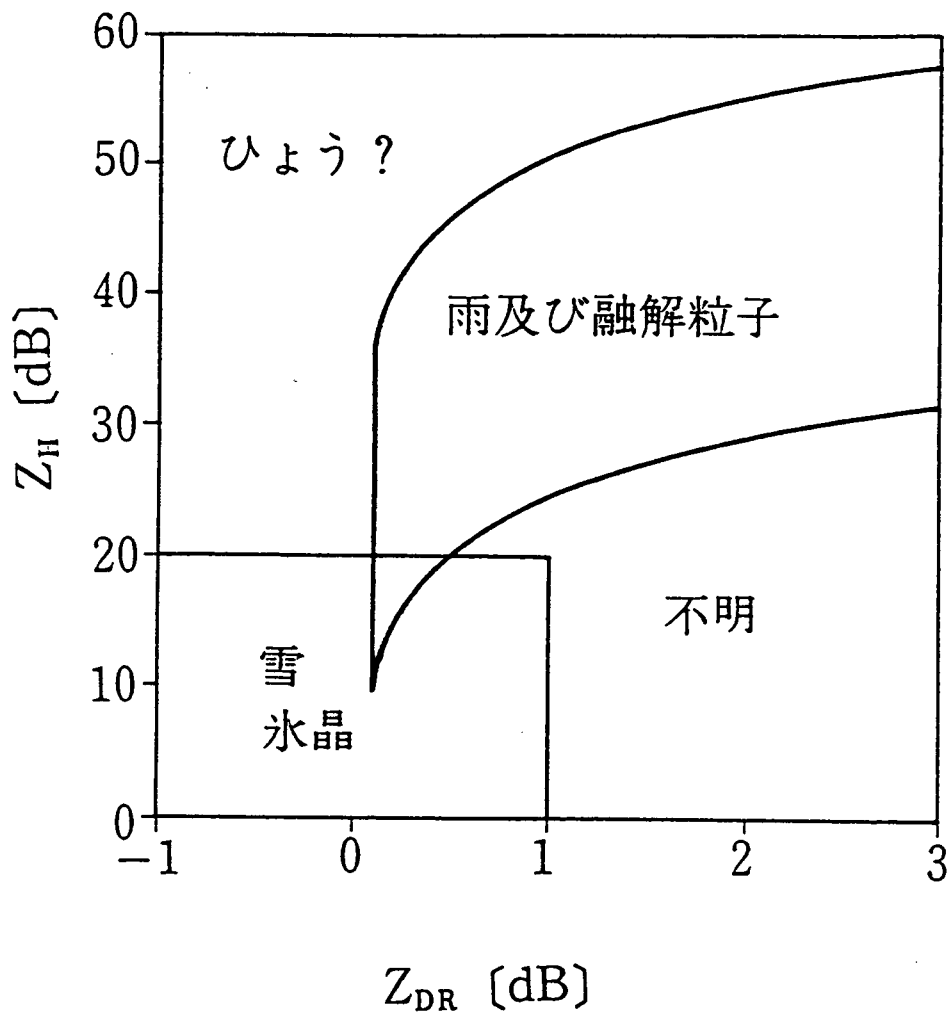


図-4.4.7 降水粒子別の $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係

4.5 降水粒子の誘電率

ブライトバンドを含んだ観測データは、高度方向に、氷晶か雪、融解中の粒子、雨の3種類の形態を包含しているので、その高度方向の誘電率の変化がわかれば各降水粒子がどのような誘電率を有しているかが判断できる。しかし、レーダ観測値からは誘電率を求めることはできない。そこで、ここでは、4.4節での解析結果を参考にして、ブライトバンドを含んだ降雨のモデルを設定し、西辻らが球形粒子について提案したモデルを偏球楕円体に拡張したモデルから誘電率の高度変化を調べた。

4.5.1 誘電率の計算式

(1) 水・氷の誘電率

誘電率 ϵ は、 $\epsilon = \epsilon' - i \cdot \epsilon''$ という複素数の形で表される。水、氷の誘電率については、レイ (P. S. Ray) の式が代表的である。この式は、温度と波長の関数として、次式で与えられる。

$$\epsilon_r = \epsilon_\infty + \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty) \{1 + (\lambda_s / \lambda)^{1-\alpha} \sin(\alpha\pi/2)\}}{1 + 2(\lambda_s / \lambda)^{1-\alpha} \sin(\alpha\pi/2) + (\lambda_s / \lambda)^{2(1-\alpha)}} \quad (4.5.1)$$

$$\epsilon_i = \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty) (\lambda_s / \lambda)^{1-\alpha} \cos(\alpha\pi/2)}{1 + 2(\lambda_s / \lambda)^{1-\alpha} \sin(\alpha\pi/2) + (\lambda_s / \lambda)^{2(1-\alpha)}} + \frac{\sigma \lambda}{18.8496 \times 10^{18}} \quad (4.5.2)$$

ここに、 ϵ_r ：複素誘電率の実数部、 ϵ_i ：複素誘電率の虚数部、 λ ：波長、である。また、 ϵ_s 、 ϵ_∞ 、 α 、 λ_s 、 σ は、温度 t (°C) の関数で、水と氷で次のように異なる。

(水の場合)

$$\begin{aligned} \epsilon_s &= 78.54 [1.0 - 4.579 \times 10^{-3} (t - 25.0) \\ &\quad + 1.19 \times 10^{-5} \times (t - 25.0)^2 - 2.8 \times 10^{-8} (t - 25.0)^3] \\ \epsilon_\infty &= 5.27137 + 0.0216474t - 0.00131198t^2 \\ \alpha &= -16.8129 / (t + 273) + 0.0609265 \\ \lambda_s &= 0.00033836 \cdot \exp [2513.98 / (t + 273)] \\ \sigma &= 12.5664 \times 10^8 \end{aligned}$$

(氷の場合)

$$\begin{aligned} \epsilon_s &= 203.168 + 2.5t + 0.15t^2 \\ \epsilon_\infty &= 3.168 \\ \alpha &= 0.288 + 0.0052t + 0.00023t^2 \\ \lambda_s &= 9.990288 \times 10^{-5} \cdot \exp \{13200.0 / [(t + 273.0) 1.9869]\} \\ \sigma &= 1.26 \cdot \exp \{-12500 / [(t + 273.0) 1.9869]\} \end{aligned}$$

(4.5.1), (4.5.2)式で計算される水の誘電率 (波長: 5.7 cm の場合) は、温度を 0 °C とすると、 $\epsilon_r = 66.6$ 、 $\epsilon_i = 36.4$ 程度である。氷の誘電率 (波長: 5.7 cm の場合) は、温度によりあまり大きく変化せず、ほぼ $\epsilon_r = 3.1$ である。また、 ϵ_i は

小さくほとんど0である。

(2) 空気の誘電率

空気の誘電率は、普通1.0が用いられる。

(3) 雪の誘電率

雪の誘電率については、水、氷、空気の混合誘電体モデルが用いられる。その方法は、①氷の表面が水膜で覆われているとしたモデルを用いる方法、②雪が融けている状態を等価的に考えて大きな含水率の混合誘電体で置き換える方法の2種類がある。ここでは、後者の方法による誘電率の計算式である、ウィナー (Winer) の式を用いる。

$$\frac{\epsilon_s - 1}{\epsilon_s + U} = P_w \frac{\epsilon_w - 1}{\epsilon_w + U} + P_i \frac{\epsilon_i - 1}{\epsilon_i + U} + P_a \frac{\epsilon_a - 1}{\epsilon_a + U} \quad \cdots (4.5.3)$$

ここに、 ϵ_s 、 ϵ_w 、 ϵ_i 、 ϵ_a ：雪、水、氷、空気の誘電率、 U ：形状因子、 P_w 、 P_i 、 P_a ：水、氷、空気の体積比 ($P_w + P_i + P_a = 1$)、である。

形状因子 U は、電場の方向と氷の形状及びその向きに関するパラメーターである。この値は、 U の実測結果から $U \sim P_w$ 関係として図-4.5.1のように整理されている。また、空気の誘電率 ϵ_a は、ほとんど1であるため、(4.5.3)式を計算する場合には、右辺の第3項は省略できる。水と氷の誘電率は、前述のレイの式で計算されたものを用いる。

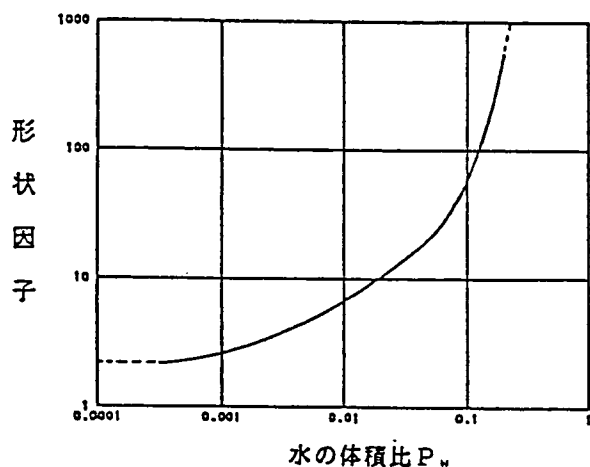


図-4.5.1 $U \sim P_w$ 関係

4.5.2 レーダ反射因子の計算式

レーダ反射因子 $Z_{H,U}$ は、次式で定義される。

$$Z_{H,U} = \frac{\lambda^4}{\pi^5} \left| \frac{\epsilon + 2}{\epsilon - 1} \right|^2 \int_0^{D_{\max}} \sigma_{H,U}(D) \cdot N(D) dD \quad \cdots (4.5.4)$$

ここに、 λ ：波長、 ϵ ：誘電率、 N ：粒径分布、 $D_{\max}$ ：降水粒子の最大粒径、 $\sigma_{H,U}$ ：後方散乱断面積

レーダから発射された電磁波が降水の中を伝播すると、水滴、氷、雪などによって散乱・吸収を受ける。電磁波の一部は熱として降水粒子に吸収されるが、その他は同じ周波数の電磁波としてあらゆる方向に再放射される。レーダで必要とされるのは、入射波と同方向に反射される電波で、その反射波と入射波のエネルギーの比を後方散乱断面積 σ と言う。

目標粒子の直径 D が波長 λ に比べて十分小さいときは、次式で求めることができる。

$$\sigma(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 D^6 \quad \dots\dots(4.5.5)$$

ここに、 λ : 波長、 D : 降水粒子の粒径、 ϵ : 誘電率

ただし、上式は降水粒子が球体の場合の式である。楕円体の場合についても上式を拡張した形で導かれている。下記にその式を示す。この式から、水平偏波に対する後方散乱断面積 σ_H 、垂直偏波に対する後方散乱断面積 σ_V が計算でき、 $Z_{H,V}$ が求まる。

$$\sigma_{H,V} = \frac{16\pi^7 D_e^6}{9\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{4\pi + (\epsilon - 1) P_{H,V}} \right|^2 \quad \dots\dots(4.5.6)$$

ここに、 λ : 波長 (cm)、 D_e : 等価体積球体の直径 (cm)、 ϵ : 複素誘電率、 $P_{H,V}$: 形状因子

形状因子 $P_{H,V}$ は、次式により求めることができる。

$$P_V = (4\pi / e^2) / (1 - ((1 - e^2) / e^2)^{1/2} \sin^{-1} e) \quad \dots(4.5.7a)$$

$$P_H = 2\pi - P_V / 2 \quad \dots(4.5.7b)$$

ここで、 e は楕円体の離心で、 a/b を降水粒子の縦横軸長比とすると、

$$e^2 = 1 - (a/b)^2 \quad \dots\dots(4.5.8)$$

である。 a/b は、次に示す Green の式により与えられる。

$$D_e = 2000.0 \left((T_s / g\rho) \left((b/a)^2 - 2(b/a)^{1/3} + 1 \right) (b/a)^{1/3} \right)^{1/2} \quad \dots\dots(4.5.9)$$

ここに、 D_e : 等価体積球体の直径 (cm)、 T_s : 水の表面張力 ($72.75 \times 10^{-3} \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$)、 g : 重力加速度 (9.8 m/s^2)、 ρ : 水の密度 (1000 Kg/m^3)、 b/a : 雨滴の長軸長/短軸長

4.5.3 ブライトバンドのモデル

(1) ブライトバンドモデルの仮定

4.4節での検討結果を参考に、表-4.5.1に示すようなブライトバンドモデルを設定した。

(2) 計算手順

ブライトバンドモデルの計算手順は次のとおりである。まず、①気温及び体積比 P_w 、 P_i を与える。②それから誘電率を計算する。③降水強度を与えて粒径分布を計算する。④誘電率を用いて後方散乱断面積を計算する。⑤粒径分布と後方散乱断面積から Z_H を計算する。

以上を高度ごとに(100mピッチで)計算する。

(3) 体積比 P_w 、 P_i の設定

このモデル計算を行うには、(4.5.3)式の P_w 、 P_i を設定しなければならない(空気の項は省略する)。 P_i については、 P_w を用いて次式で表すことができる。

すなわち、雪の密度 ρ_s は、

$$\rho_s = \rho_w P_w + \rho_i P_i + \rho_a P_a \quad \cdots \cdots (4.5.10)$$

と書ける。ここに、 ρ_w 、 ρ_i 、 ρ_a : 水、氷、空気の密度、である。 $\rho_w = 1.0\text{g/cm}^3$ 、 $\rho_i = 0.92\text{g/cm}^3$ 、 $\rho_a \ll 1\text{g/cm}^3$ 、とおくと、

$$P_i = (\rho_s - P_w) / 0.92 \quad \cdots \cdots (4.5.11)$$

となる。また、 ρ_s と P_w の関係が北大低温科学研究所で測定されており、その結果を参考に求められたのが図-4.5.2である。この図から次のような関係が得られる。

$$P_w = \rho_s^2 \quad \cdots \cdots (4.5.12)$$

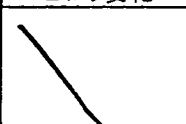
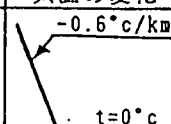
これを(4.5.11)式に代入すると、

$$P_i = (\sqrt{P_w} - P_w) / 0.92 \quad (4.5.13)$$

となり、 P_w から P_i を求めることができる。

したがって、 P_w が設定できれば(4.5.3)式が計算できることになる。その設定方法は、降雨②(1月19日)のデータを用いて、その Z_H の高度変化とモデル計算の Z_H とが最も良く合うように P_w を設定した。その場合、観測値の Z_H は雨の誘電率を用いて変換されているので、 Z_H を理論計算する時には、(4.5.4)式中の $|\epsilon + 2 / \epsilon - 1|^2$ を雨の値($=0.93$)とする。ただし、後方散乱断面積の計算((4.5.5)式及び(4.5.6)式)における $|\epsilon - 1 / \epsilon + 2|^2$ は、モデル上で設定した降水粒子の形態別に(4.5.3)式で計算される値を用いる。

表-4.5.1 ブライトバンドモデル

Z _W の変化	気温の変化	降水粒子	誘電率	粒径分布	降水強度
		雪片 (球体)	氷と空気 の混合体	雪の粒径 分布 D _{max} =20mm	全領域で 一定
		融解粒子 (楕円体)	水と水と 空気の 混合体	雪の粒径 分布 D _{max} =20mm	
		雨 (楕円体)	水	雨の粒径 分布 D _{max} =6mm	

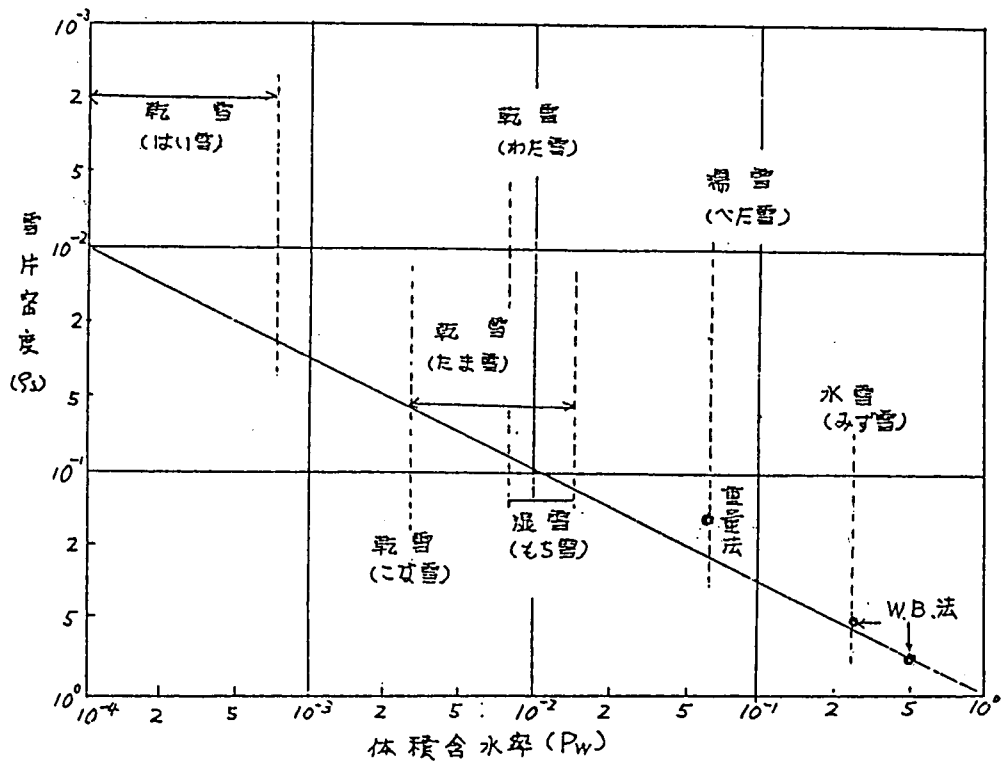


図-4.5.2 $\rho_s \sim P_w$ 関係

(4) 降水粒子の粒径分布の設定

粒径分布の設定方法については、西辻らの論文に従い、以下のように行った。

1) 雨の粒径分布

雨の粒径分布は、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により設定された次の式を用いる。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad \cdots \cdots (4.5.14)$$

ここに、 N : 単位体積中の直径 D (mm) の雨滴の数

D : 雨滴の直径 (mm)

$$\Lambda = 4.1 \times R^{-0.21} \quad (\text{mm}^{-1})$$

$$N_0 = 8000 \quad (\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1})$$

R : 降水強度 (mm/h)

また、降水強度 R (mm/h) が、

$$R = 0.6 \times 10^{-3} \pi \int_0^{D_{\max}} D^3 N(D) V(D) dD \quad \cdots \cdots (4.5.15)$$

ここに、 $D_{\max}$: 雨滴、雪片の最大直径 (mm)

V : 雨滴、雪片の落下速度 (m/s)

で表せるので、粒径分布式中の定数 N_0 は、降水強度を設定することにより、次式により求めるものとする。

$$N_0 = R / (0.6 \times 10^{-3} \pi \int_0^{D_{\max}} D^3 \exp(-\Lambda D) V(D) dD) \quad \cdots \cdots (4.5.16)$$

落下速度式は、次の Best の式 (1950) を用いる。

$$V(D) \cong 9.58 (1.0 - \exp(-D/1.77)^{1.147}) \quad \cdots \cdots (4.5.17)$$

ここに、 V : 落下速度 (m/s)、 D : 雨滴の直径 (mm)

2) 雪の粒径分布

雪の場合においても、次式の指数分布型の分布を設定する。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad \cdots \cdots (4.5.18)$$

また、降雨の場合と同様に、粒径分布式中の定数 N_0 は、降水強度 R を設定することにより、次式により求める。

$$N_0 = R / (0.6 \times 10^{-3} \pi \int_0^{D_{\max}} \rho_s D^3 \exp(-\Lambda D) V(D) dD) \quad \cdots \cdots (4.5.19)$$

ここに、 ρ_s : 雪の密度

Λ については西辻らと同様の方法で設定する。すなわち、西辻は、雪の粒径分布 N を

$$N(r) \propto 10^{-Br} \quad \cdots \cdots (4.5.20)$$

ここに、 B ：定数、 r ：雪片の半径 (cm)
 であるとし、 Λ と B の関係を、次式で与えている。

$$B = (2010 g_{10} e) \cdot \Lambda \quad \cdots \cdots (4.5.21)$$

定数 B は、図-4.5.3に示すように P_w との関係（実測値を線形補間したもの）で表される。ここで、それぞれの曲線は降水強度別になっている。この関係が雨の場合にも当てはまると仮定するならば、降水強度が与えられると $\Lambda = 4.1R^{-0.21}$ から雨の場合の Λ が求まり、それを (4.5.21) 式に代入することにより $P_w = 1$ の B の値が設定される。したがって、該当する曲線が限定できるため、雪の P_w の値から雪の B の値を求めることができ、(4.5.21) 式から雪の Λ が計算できる。

雪の落下速度は、Magono and Nakamura(1965)により導かれている次式を用いる。

$$V(D) = 3.3 \sqrt{(\rho_s - \rho_a)} \quad (\rho_s < 0.05 \text{g/cm}^3) \quad (4.5.22)$$

$$V(D) = 8.8 \sqrt{(\rho_s - \rho_a)} \times 0.1 \times D \quad (0.05 \leq \rho_s \leq 0.3 \text{g/cm}^3) \quad (4.5.23)$$

ここに、 V ：落下速度 (m/s)、 D ：雪片の直径 (mm)、 ρ_s ：雪の密度、 ρ_a ：空気の密度

また、密度が 0.3g/cm^3 を超えるものに対しては、T.Kozuにより提案されている次式を用いる。ブライトバンドの計算に用いる雪の密度は、この範囲のものが主となる。

$$V(D) = (V_R - V_s) \times (\rho_s^{1/3} - 0.3^{1/3}) / (1 - 0.3^{1/3}) + V_s \quad (0.3 < \rho_s < 1.0 \text{g/cm}^3) \quad (4.5.24)$$

ここに、 V ：落下速度 (m/s)、 D ：雪片の直径 (mm)、 V_R ：雨滴の落下速度 (m/s)、 V_s ：
 $\rho_s = 0.3 \text{g/cm}^3$ の時の雪片の落下速度 (m/s)

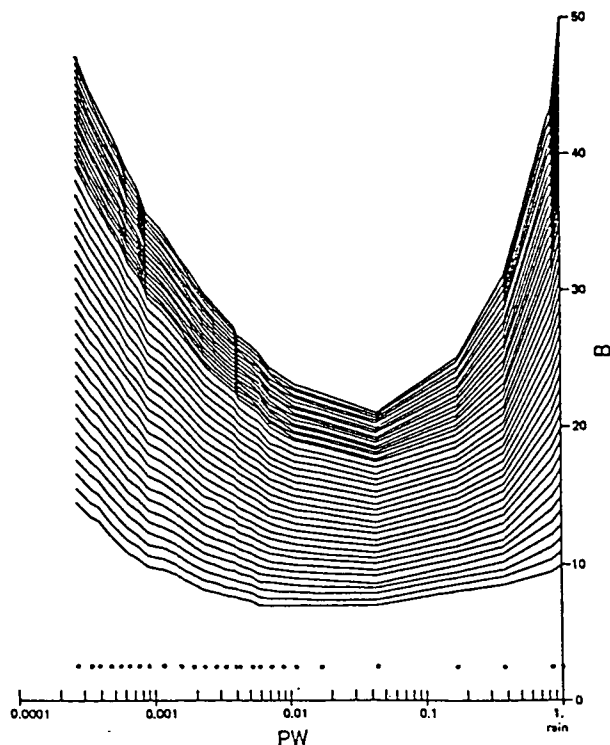


図-4.5.3 $B \sim P_w$ 関係

4. 5. 4 モデル計算から見た降水粒子の誘電特性

計算結果を図-4. 5. 4に示す。降水強度については、観測値に合わせて1 mm/hを与えて計算を行った。(a)はモデル計算により求めた Z_H の高度変化と1月19日降雨における観測値を示す。(b)は計算値と観測値が最も良く合うように同定された水の体積比 P_w と氷の体積比 P_i である。また、(c)は P_w 、 P_i から計算された誘電率（実数部のみを示す）である。これらから、次のことがわかる。

① ブライトバンドより上の領域

誘電率が徐々に増加する。 P_w がほとんど0であるので、乾雪の状態である。誘電率の値は次のとおり。

$$\epsilon_s (\text{実数部}) < 1.1$$

$$|\epsilon_s - 1| / |\epsilon_s + 2| < 0.9 \times 10^{-3}$$

② ブライトバンドの領域で Z_H ピークより上

誘電率が徐々に増加する。 P_w が0.017~0.035であるので、湿雪あるいは濡雪の状態である。誘電率の値は次のとおり。

$$\epsilon_s (\text{実数部}) = 1.1 \sim 1.6$$

$$|\epsilon_s - 1| / |\epsilon_s + 2| = 0.9 \times 10^{-3} \sim 0.25 \times 10^{-1}$$

③ ブライトバンドの領域で Z_H のピークより下

誘電率が急激に増加する。 P_w も0.035から1.0まで変化し、降水粒子は濡雪から水雪の状態を経て水滴へと急変する。誘電率は次のとおり。

$$\epsilon_s (\text{実数部}) > 1.6$$

$$|\epsilon_s - 1| / |\epsilon_s + 2| > 0.25 \times 10^{-1}$$

以上のように、雪の誘電率は、そこに含まれる水の量により大きく変化することがわかる。乾雪の場合には、他の雪質と比べて誘電率の変化が小さいので、上に示した値 $|\epsilon_s - 1| / |\epsilon_s + 2| < 0.9 \times 10^{-3}$ が1つの目安となるのではないかと考えられる。

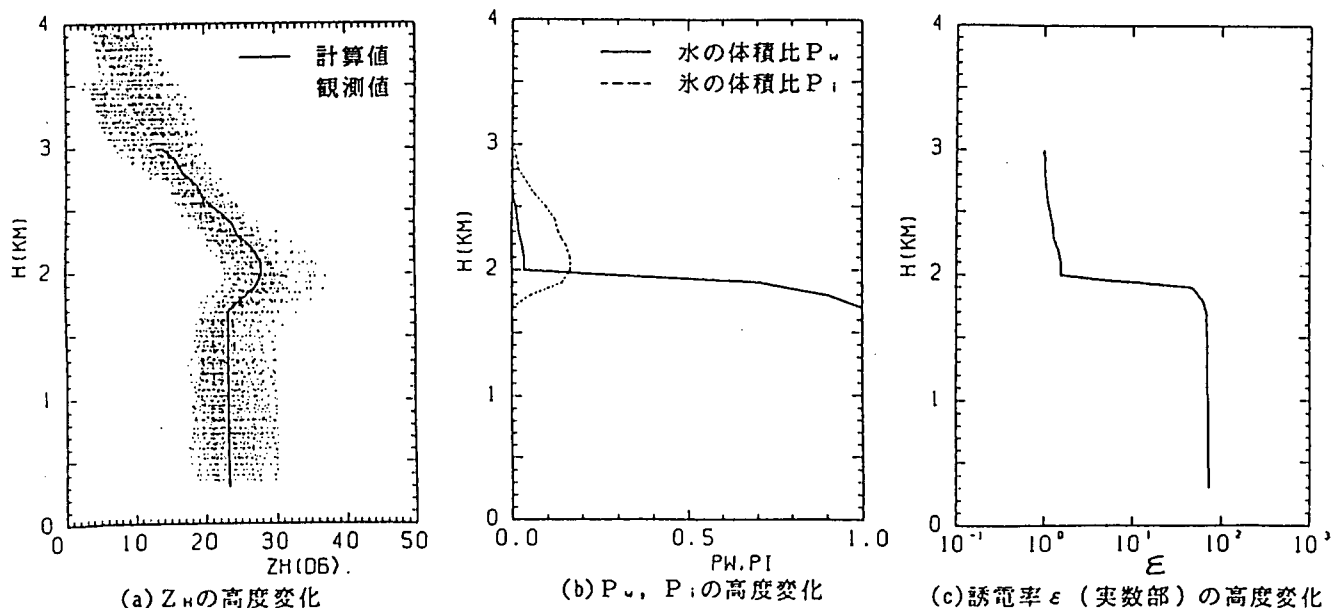


図-4. 5. 4 モデル計算の結果

4. 6 まとめ

以上の結果をまとめると次のようになる。

- ① ブライトバンドにおける Z_H 、 Z_{DR} のピーク高度は、観測時の気温に影響される。
- ② Z_H のピーク高度は、気温が 0°C の高度より $200\text{m} \sim 700\text{m}$ 下に生じる。
- ③ Z_{DR} のピーク高度は、 Z_H のピークより $200\text{m} \sim 400\text{m}$ 程度下である。
- ④ 雨及び融解中の粒子と雪とでは、 $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係が全く異なり、形態の識別が可能である。
- ⑤ ブライトバンドのモデル計算から見た降水粒子の誘電率は、雪の場合は、雨と比べて非常に小さく、また、その含水量により大きく変化する。乾雪の場合で、 $|\epsilon_s - 1 / \epsilon_s + 2|^2 < 0.9 \times 10^{-3}$ 程度となる。

参考文献

- 1) S.M.Cherry, J.W.F.Goddard and M.P.M.Hall : Examination of rain drop sizes using a dual-polarization radar, 19th conf. of radar meteor., 1980
- 2) M.P.M.Hall, J.W.F.Goddard and S.M.Cherry : Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar, Radio Science, Vol.19, No.1, 1984
- 3) K.Aydin, T.A.Seliga and V.Balazi : Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar, J.Climate appl. meteor., 1986
- 4) V.BalaJI, K.Aydin and T.A.Seliga : Comparizon of dual-polarization and dual-wavelength radar hail signals using data obtained during Maypole 1984, 23rd conf. of radar meteor., 1986
- 5) R.C.Lipsschutz, J.F.Pratte and J.R.Smart, An operational ZDR-Based Precipitation Type/Intensity Product, 23rd conference on Radar Meteorology, Vol.3, 1986
- 6) C.W.Ulbrich and D.Atlas, Assesment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements, Radio Sci., Vol.19, 1984
- 7) 吉野文雄ほか：直交二偏波レーダによる降水観測に関する調査報告書、土木研究所資料、第2487号、1987年3月
- 8) Awaka, J. et al.: Model calculations of scattering properties of spherical bright-band particles mode of composite dielectric, Journal of Radio research Laboratory, Vol.32, No.136, 1985
- 9) Ray, P.S.: Broadband complex refractive indices of ice and water, Applied Optics, vol.11, No.8, 1972
- 10) 西辻昭、平山昌宏：降雪による電波異常減衰について、電子通信学会論文誌、Vol.54-B、No.10、1971年10月

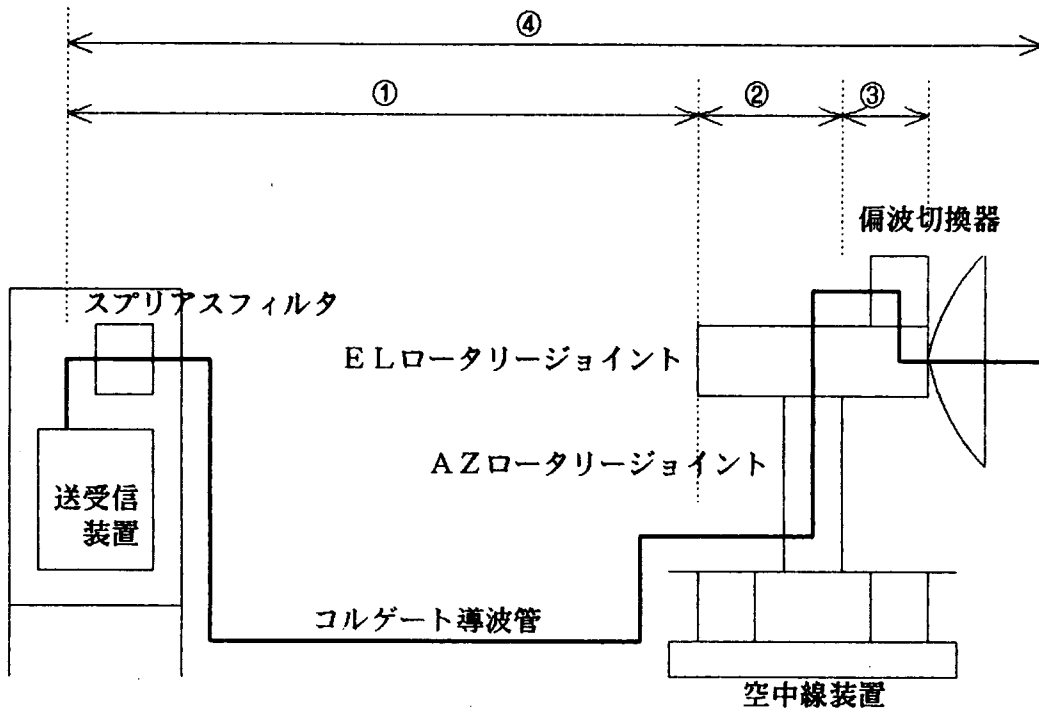
第5章 DNDレーダの ハードウェア諸特性

5.1 各部のロス

システム性能を決める上で重要な要素となる給電系のロスは、使用周波数の5,280MHzにおいて、次のようになっている。

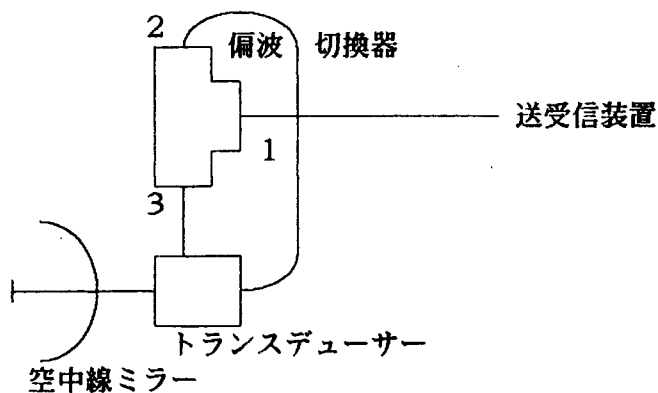
- ①送受信装置筐体出力端から空中線装置入力端まで：1.2 dB
(コルゲート導波管を含む)
- ②AZ, ELロータリージョイント部 : 0.6 dB
- ③偏波切換器 : 0.4 dB
- ④給電系全系 合計 2.2 dB

但し、ここでは空中線放射系の損失は無視している。また、水平／垂直の各偏波によって差が出るのは給電系の経路が変わる③偏波切換器部のみであるが、両偏波による差はほとんど見られない。

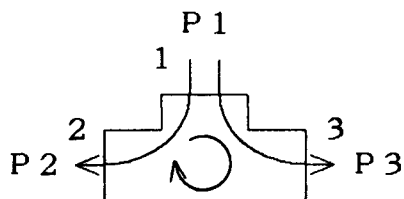
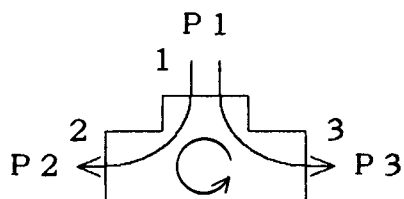


5. 2 アイソレーション

アイソレーションが問題になるのは偏波切換器であるが、これを取りまく給電系をモデル化すると、次の様になっている。



ここで、偏波切換器のアイソレーションは次のように定義できる。



$$\begin{aligned} \text{アイソレーション } I_{32} &= (P_1 - P_3) - (P_1 - P_2) \\ &= P_2 - P_3 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{アイソレーション } I_{23} &= (P_1 - P_2) - (P_1 - P_3) \\ &= P_3 - P_2 \end{aligned}$$

但し、 $\longrightarrow$ は
ラッチングサーキュ
レーターの向き

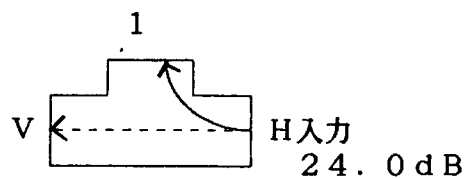
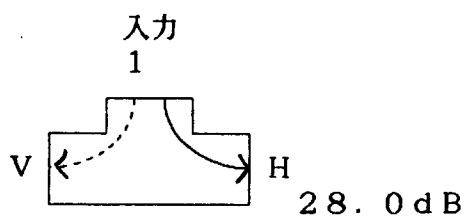
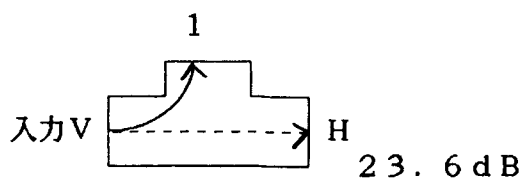
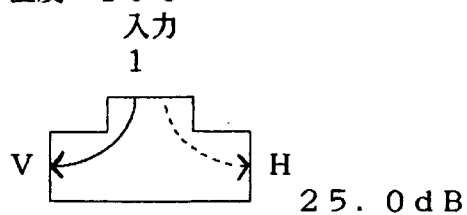
偏波切換器は温度特性を考慮して下に示す夏季用、冬季用の2種類が準備されており、各々の偏波切換器の各温度でのアイソレーションは次頁以降のようになっている。

偏波切換器	使用温度範囲	同中心温度
夏季用	+15℃～+45℃	+30℃
冬季用	-15℃～+15℃	0℃

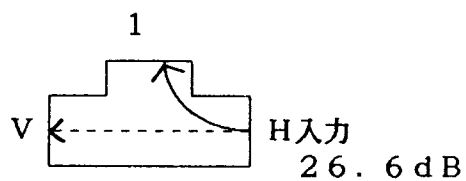
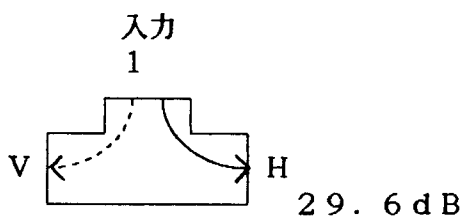
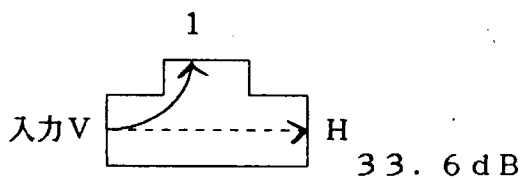
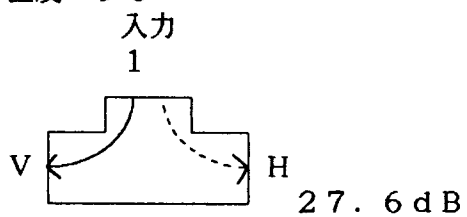
(1) 冬季用

——→ 順方向
 - - - - -> 逆方向

1) 温度 -10℃

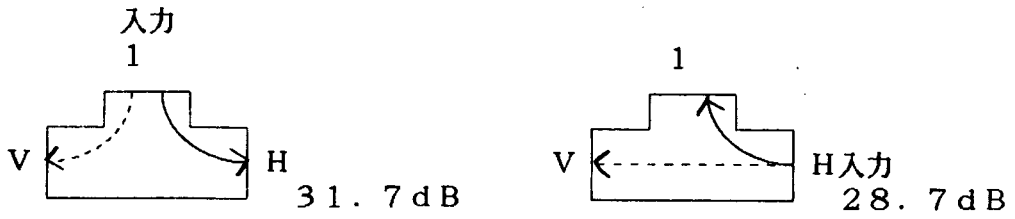
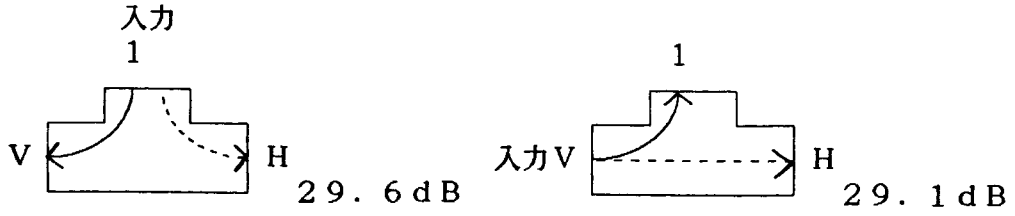


2) 温度 -5℃

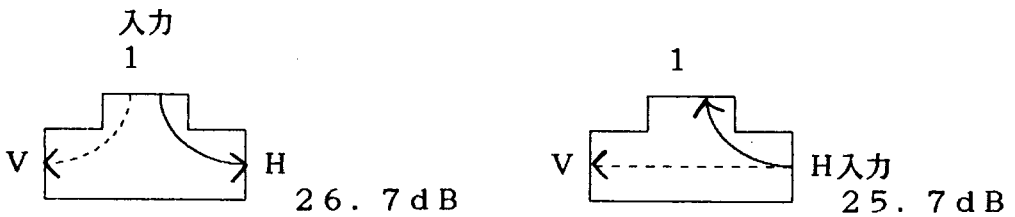
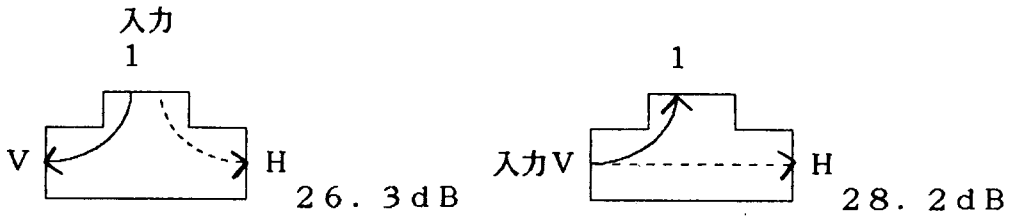


—————→ 順方向
 - - - - -> 逆方向

3) 温度 0℃

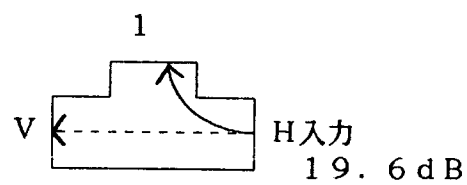
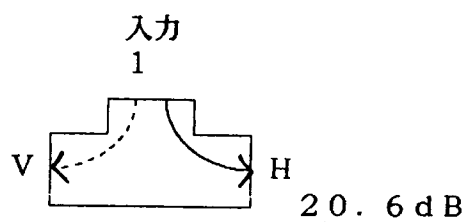
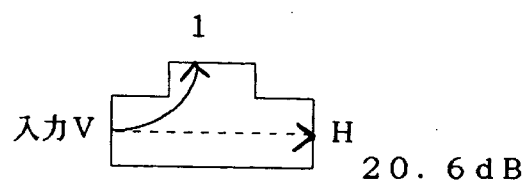
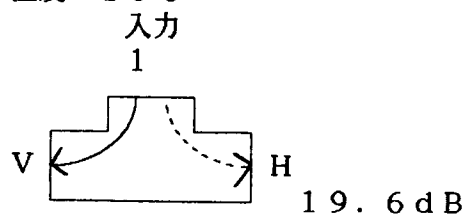


4) 温度 +5℃

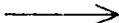
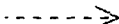


5) 温度 + 10℃

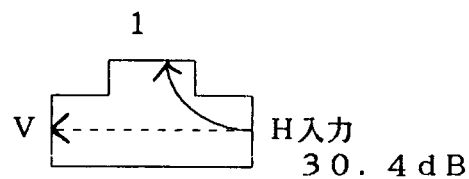
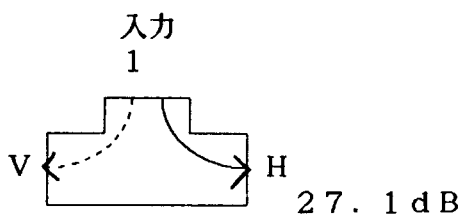
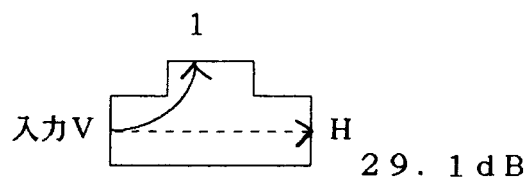
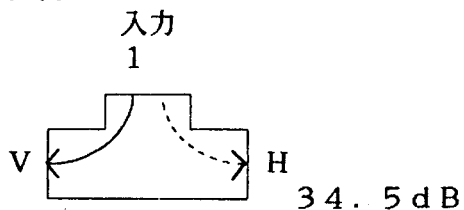
——→ 順方向
 - - - -> 逆方向



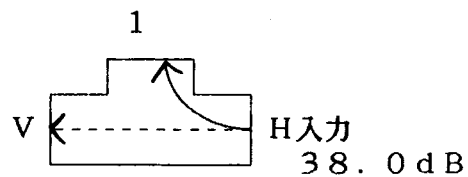
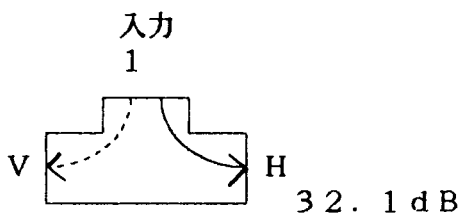
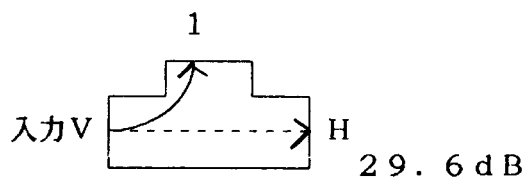
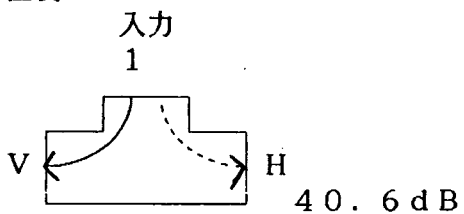
(2) 夏季用

 順方向
 逆方向

1) 温度 + 25℃

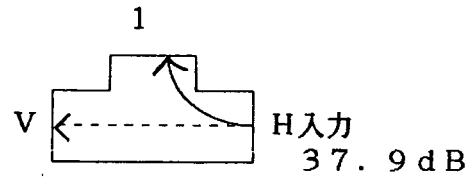
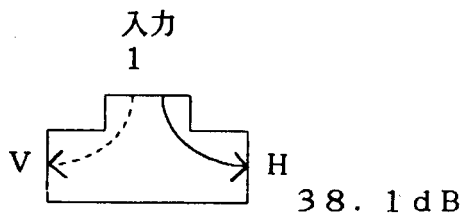
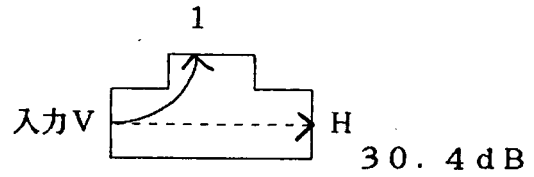
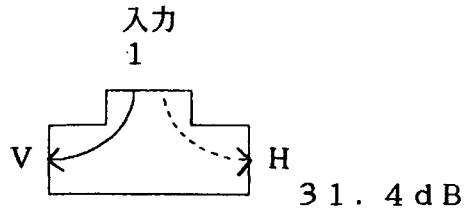


2) 温度 + 30℃

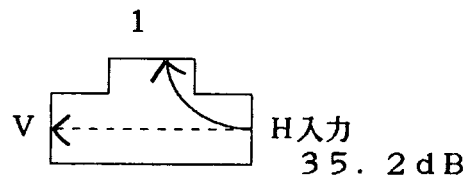
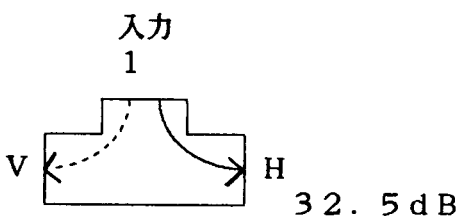
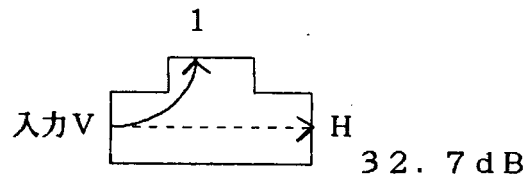
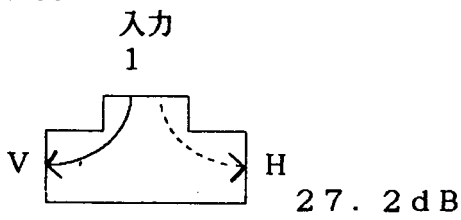


—————→ 順方向
 - - - - -> 逆方向

3) 温度 + 35℃



4) 温度 + 40℃



DNDレーダの給電系総合VSWR（定在波比）は使用周波数の5,280MHzにおいて次の通りである。

EL角度	偏波	0°	45°	90°	135°	180°	225°	270°	315°
0°	H	1.47	1.47	1.53	1.53	1.53	1.53	1.53	1.49
	V	1.47	1.47	1.53	1.53	1.53	1.53	1.53	1.49
45°	H	1.47	1.47	1.49	1.53	1.53	1.53	1.53	1.49
	V	1.49	1.49	1.53	1.53	1.53	1.53	1.53	1.49

①偏波切換器から空中線ホーンまで	水平偏波時	1. 18
	垂直偏波時	1. 16

仰角	0°	30°	60°	90°
VSWR	1.11	1.11	1.11	1.10

方位角	0°	30°	60°	90°
VSWR	1.26	1.26	1.25	1.25

第 6 章 結 論

本報告は、土木研究所水文研究室が降雪観測用レーダ研究会（会員：（株）東芝、日本無線（株）、三菱電機（株））と共同で開発した直交二偏波・ドップラーレーダ（DNDレーダ）のハード特性、並びにDNDレーダによる降雨観測・降雪観測の方法及び測定精度の検討結果について述べたものである。その主な内容は、昭和63年度に第1報、平成元年度に第2報として成果報告がなされているが、今回の報告は、それらの結果を踏まえて、直交二偏波レーダの実用化のためのサンプリング方法の検討、降雨強度の測定精度の検討、降水粒子の形態識別の検討を行った。これらから得られた結果は、次のとおりである。

（1）サンプリング方法の検討

レーダで観測される降水エコーの変動特性について検討を行い、その結果をもとにして直交二偏波レーダにおける偏波切換方法、データ平均方法等が反射因子差 Z_{DR} の測定精度に及ぼす影響について検討した。

- ①水平偏波と垂直偏波の切換間隔は、9パルスごとに切替える場合に比べて1パルス毎に切替える場合の方が Z_{DR} の測定精度は高くなる。
- ②1パルス毎に偏波面を切替える場合には、パルス繰り返し数が多い程 Z_{DR} の測定精度が高く、また、単位時間当たりのデータ数が多くとれるため、直交二偏波観測には有効な運用方法である。
- ③検波方式は、偏波切替え方式に関わらず対数特性受信機を用いる場合よりも自乗則検波器を用いる場合の方が精度良く Z_{DR} を測定できる。
- ④1パルス毎に偏波面を切替える場合には、送信周波数が低い程、 Z_{DR} の測定精度は良い。

（2）降雨強度の測定精度の検討

DNDレーダを用いた直交二偏波モードによる降雨観測について着目し、地上でのディストロメーターによる測定結果と直交二偏波レーダ観測結果を比較することにより、① Z_H 、 Z_{DR} の測定精度、②雨滴の粒径分布の測定精度、③降雨強度の測定精度、について調べた。

- ①粒径分布の測定結果を用いて、直交二偏波レーダの Z_H 、 Z_{DR} と比較すると、 Z_H 、 Z_{DR} とも時間変動についてはうまく捉えられていた。絶対値については、若干の差が生じた。
- ②レーダ観測による粒径分布は、その分布形状についてはディストロメーターによる観測結果と良く対応している。
- ③降雨強度の測定精度については、従来のレーダで用いられる $Z = BR^A$ の式から降雨強度を求める方法（定数を最適化した場合）と大きな差は出なかった。これは、直交二偏波レーダにより降雨強度を求める方法が、 Z_H 、 Z_{DR} の測定精度に大きく影響されるためである。さらに、精度を向上させるためには、偏波切替器の性能を上げるとともにレーダの絶対較正を正確に行う必要がある。

（3）降水粒子の形態判別の検討

直交二偏波レーダによるブライトバンドを含む降雨観測データを用いて、①降水粒子（

雨・雪・融解粒子)の散乱特性から見た形態識別の可能性の検討、及び②ブライトバンドのモデル計算を用いた降雪時の誘電率の検討を行った。

①ブライトバンドにおける Z_H 、 Z_{DR} のピーク高度は、観測時の気温に影響される。

② Z_H のピーク高度は、気温が 0°C の高度より200m～700m下に生じる。

③ Z_{DR} のピーク高度は、 Z_H のピークより200m～400m程度下である。

④雨及び融解中の粒子と雪とでは、 $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係が全く異なり、形態の識別が可能である。

⑤ブライトバンドのモデル計算から見た降水粒子の誘電率は、雪の場合は、雨と比べて非常に小さく、また、その含水量により大きく変化する。乾雪の場合で、 $|\epsilon_s - 1| / \epsilon_s + 2 < 0.9 \times 10^{-3}$ 程度となる。

これらの結果を参考に、来年度は次の項目について検討する予定である。

- (1) 直交二偏波レーダの絶対較正の方法の検討
- (2) 降水粒子の形態識別の方法の検討
- (3) 降雪時の散乱特性(誘電率及び粒径分布)の検討
- (4) 直交二偏波レーダの実運用方法の検討
- (5) 直交二偏波レーダ設計指針の作成

最後に、本研究の実施にあたり、後方散乱断面積の計算に、郵政省通信総合研究所の小口室長に提供して頂いた計算プログラムを使用した。ここに記して、謝意を表します。

DNDレーダによる降水現象の
観測に関する共同研究報告書
(第3報)

共同研究報告書
第39号 1990年3月
吉野 文雄・石井 典夫・その他

要 旨

洪水時の河川管理及び積雪地域の冬期の道路管理を適切に行うには、広域・面的でかつ正確な降水量の情報を入手する必要がある。この情報を入手することのできる測定器として、降水粒子群から得られる情報を複数にした、より精度の良い観測が可能となるレーダの1つである直交二偏波・ドップラーレーダがある。土木研究所では、(株)東芝、日本無線(株)、三菱電機(株)の3社と共同して、直交二偏波・ドップラーレーダ(DNDレーダと称する)を試作し、降水量の観測手法の開発研究を行っている。本報告書では、第1報、第2報の成果を踏まえ、DNDレーダのハード特性を特告するとともに、降雨及び降雪観測手法及び観測精度について検討した結果について紹介する。

キーワード：レーダ、降雨観測、降雪観測、直交二偏波、ドップラー

郵便はがき

305-□□

切手をは
て下
さい。

茨城県つくば市大字旭一番地

建設省土木研究所

水文研究室 御中

No. _____

No. _____

配布先氏名

配布先住所

土木研究所共同研究報告書第 39 号 部

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名 印

土木研究所共同研究報告書第 39 号

○ DNDレーダによる降水現象の観測
に関する共同研究報告書 (第 3 報)