



天 気

1990年3月
Vol. 37, No. 3

[解 説]

5012 (直交二偏波レーダ; 降水現象研究)

直交二偏波レーダによる降水現象研究の動向*

吉野文雄**

1. まえがき

通常的气象レーダは単一の固定偏波の送信と受信を行うものである。ほとんどが直線水平偏波を用いている。このようなシステムでは大気中の散乱粒子群からの散乱電力が計測されるのみで、降水量の把握および散乱粒子群の形状特性や温度特性に関する情報を得るのには限界がある。このため約15年前頃からマルチパラメータレーダと総称されるシステムの研究が進められてきた。これらには二波長レーダ、円偏波レーダ、ドップラーレーダ、などここで取り上げる直交二偏波レーダがある。

二波長レーダは波長の違いによる散乱特性の差を利用するもので、一般的には粒子径に比べ波長が大きくてレーリー散乱する波長と、非レーリー散乱の領域の波長が用いられる。

円偏波レーダは円偏波を送信し、散乱体群による円偏波抑圧度比 (CDR, Circular Depolarization Ratio) および信号の相関を計測することで、大気中の降水粒子の種類や形状特性を計測しようとするものである。

これらのレーダとは異なり、複数の偏波を使うシステムは送信・受信偏波のどちらか一方かその両者の差異を求めると、あるいは直交偏波の二チャンネル受信を行うものである。このような偏波技術を用いると、散乱体群について異なった情報が得られる。降水を対象にする

と、このような偏波技術はレーダの解像体積内にある粒子群の粒径分布、形状、および粒子群の指向特性や熱力学的な状態に関係してくる。

初期の探査レーダは降雨からの反射を無くするために円偏波を利用していた。粒子群が形状効果を持つことは、1950~53年の直線偏波抑圧度比 (LDR, Linear Depolarization Ratio) の観測実験から認められていたし (Browne and Robinson, 1952)、二チャンネル円偏波レーダでも認められていた (Hunter, 1954, Gent *et al.*, 1963)。これらの初期の観測結果は使用されたレーダの偏波特性の悪さから限定的なものであった。

Seliga and Bringi (1976) は、雨滴の偏球度がその寸法に関係していること、および雨滴群が高い指向性を持っているという事実を用いて、理論的な解析から、平均直径 (指数分布を粒径分布に仮定する) が ZDR (Differential Reflectivity Factor, 反射因子差) に関係づけられることを示した。ZDR とは水平偏波と垂直偏波による反射因子の差をデシベル表示したものである。彼等はまた、パルス毎に水平・垂直偏波を交互に送信し、同一の受信機で同一偏波を受信することで ZDR を測定することを提案した。一方イリノイの Chill レーダからのデータは、パルス毎の切り替え方法によらなくても、水平偏波と垂直偏波の連続したブロック切り替えで、理論的に予測される範囲の ZDR 値の測定が可能であることを示した (Seliga *et al.*, 1979)。

Seliga 等の理論的検討のあと、英国のアップルトン研究所のグループがパルス毎に送信の偏波状態を切り替え

* Review report on the study of precipitation observation by dual-linear polarization radar.

** Fumio Yoshino, 建設省土木研究所 河川部 水文研究室.

る高速のスイッチによる偏波レーダを建設した。このグループの得た時系列データ解析から、ZDRの標準誤差は0.1~0.2 dBのレベルにまで減少できることが示された (Bringi *et al.*, 1978). Seliga and Bringi (1976)によれば、ZH (水平偏波による反射因子) と ZDR による降水強度の精度の改善にはこの程度の精度が必要であった。さらにこのグループによる観測から ZDR を用いて雨滴と氷晶が区別できることも示された (Hall *et al.*, 1980).

これらの研究に刺激されて、1980年代半ばから西ドイツ、フランスでも偏波レーダの研究が行われるようになってくる。わが国でも郵政省通信総合研究所の Oguchi (1983) や阿波加 (1985) による偏波理論の研究とともに、偏波レーダの構築が試みられた。一方建設省では通常の気象レーダのデジタル化を進め、レーダ雨量計システムの研究に取り組んできていた。その第一号機は1975年に関東地方建設局により赤城山レーダ雨量計として実現され、降雨量の定量観測に用いられるようになる。土木研究所ではレーダ雨量計の降雨観測特性の分析を広範に実施するとともに、東北・北海道地域へのレーダ雨量計の展開を考慮し、降雪観測のための新システムの検討を進めることとなった。そして1985年から直交二偏波レーダの製作のための検討を進め、1987年にわが国で初めての偏波レーダを建設した。当初のシステムは偏波切り替え機の性能やアンテナの性能に不備があり、改修を加えつつ現在見られるようなパルス毎の切り替えと交差偏波成分の計測を可能にしてきた。

現在運用されている最新の偏波レーダの技術は、散乱体の散乱マトリックスおよびコヒーレンシーマトリックスの性質を論じる理論的研究に基づくものである。コヒーレンシーマトリックスと降水粒子の性質との間の数学的關係は McCormic *et al.*, (1972) および McCormic and Hendry (1975) により詳述されている。

ここで取り扱うようなレーダ技術はかなり多数の回路や部品を用いている。これらには直交モードのトランスジューサー、高出力の連続可変位相変換機、一定位相の i-f 回路、共軸マグネトロン、相互相関回路、高速 A/D 変換機、多チャンネルデジタルデータ取得装置、カラーディスプレイがある。しかし最も重要な技術的課題は (a) 水平偏波と垂直偏波のビームパターンをできるだけ一致させた高精度の二偏波アンテナ (ビーム内での偏波の一様性、低いサイドローブ、低い直交偏波ローブ、チャンネル間の高いアイソレーションの達成)、(b) チャンネル間の高い分離度を持つ、高速・高出力・低損失マイク

ロ波スイッチである。特に ZDR の値が降雨では高々 5 dB 以下であると予想され、通常は 3 dB 以下の値が多いことを考慮すると、その測定精度の限界が重要な問題となってくる。上述の機器の性能向上はすべてこの ZDR の分解能に関連する要素であることから、これらの技術課題の解決が重要である。しかしこの分解能はデータサンプリングの方法や平均化の方法に左右されるので、偏波レーダの運用方法にも研究が必要であろう。

以下にこの分野で近年進められてきた諸外国での研究成果をレビューし、土木研究所がレーダメーカーと共同で試作・研究中の直交二偏波レーダでの観測結果を述べることにする。

2. 直交二偏波レーダの原理と構成

2.1 偏波レーダによる降水量の観測原理

直交二偏波レーダは、降水粒子の形状が楕球楕円体に近いことに着目して、水平偏波と垂直偏波を交互に送信し、水平および垂直偏波のそれぞれの反射因子を測定することで、この楕球の度合いを調べ、降水粒子の識別と粒径分布の推定を行うものである。雨滴は大気中を落下するとき空気の抵抗を受けて楕球になるが、ひょう等の氷粒子はそうはならない。楕球の程度は雨滴が大きくなるほど大きくなる。したがって、水平偏波と垂直偏波の雨滴の有効反射断面積は異なる。水平・垂直偏波の交互送信から、それぞれの反射因子 Z_H , Z_V を測定し、次式で定義される反射因子差 ZDR を求めて、雨滴の大きさの推定や雨滴と氷粒の識別に用いることになる。以後 ZDR を慣例に従い Z_{DR} と表記する。

$$Z_{DR} = 10 \log (Z_H/Z_V) \quad (1)$$

一方、水平・垂直偏波によって得られる反射因子 Z_H , Z_V はそれぞれ

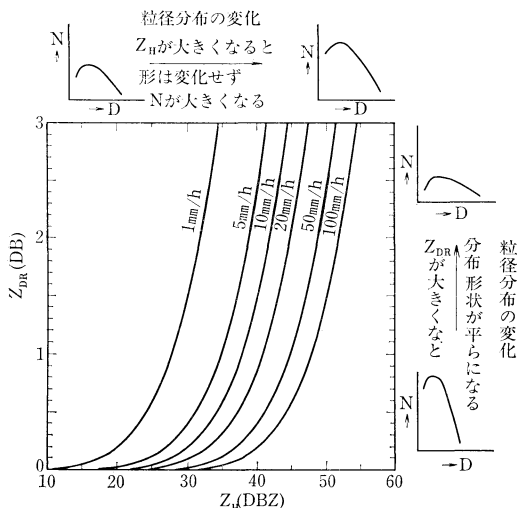
$$Z_{H,V} = \frac{10^6 \lambda^4}{\pi^5 K^2} \int_0^{D_{\max}} \sigma_{H,V}(D) N(D) dD \quad (2)$$

で表される。ここで、 $\sigma_{H,V}(D)$ は水平・垂直偏波による楕球楕円体 (その球としての等価直径が D である) からの後方散乱断面積、 λ は波長、 K は $|m^2 - 1| / |m^2 + 1|$ を表す定数で m は複素誘電率である。 $N(D)$ は雨滴の粒径分布で、ガンマ分布を仮定すると、

$$N(D) = N_0 D^m \exp(-AD) \quad (3)$$

で与えられる。この関係を使うと Z_{DR} は

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\int_0^{D_{\max}} \sigma_H(D) D^m \exp(-AD) dD / \int_0^{D_{\max}} \sigma_V(D) D^m \exp(-AD) dD \right) \quad (4)$$



第1図 降水強度と $Z_H \sim Z_{DR}$ 関係. 粒径分布にはガンマ分布, 落下速度は Best 式, 後方散乱断面積は Gans 式を使用.

となり, σ_H と σ_V をあらかじめ理論計算で求めて, m を与えることによって, 計測された Z_{DR} から A が決定できる. さらに Z_H あるいは Z_V から N_0 が決められるので, 対象空間の雨滴の粒径分布が推定可能になる. この関係を使えば, 降雨強度や電磁波の減衰なども決めることができる.

粒径分布が得られれば, それから以下に示す関係より降雨強度が計算できる. すなわち, 降雨強度 R は,

$$R = 3.6 \times 10^{-3} (4/3) \pi \int_0^{D_{max}} (D/2)^3 \cdot N(D) \cdot V(D) dD \quad (5)$$

ここに, R は降雨強度 (mm/H), D は雨滴の等価直径 (mm), D_{max} は雨滴の最大粒径 (mm), $N(D)$ は粒径分布 ($1/mm^3$), $V(D)$ は落下速度 (m/s) である. これらの関係により, 雨滴の粒径分布形状を示す指数 m , 雨滴の最大粒径 D_{max} , 雨滴の落下速度 $V(D)$ をあたえれば, 降雨強度 R が計算できる. m については Ulbrich and Atals (1984) は $m=2$ を提案している. 雨滴の落下速度式については, Gunn and Kinzer (1949) の実験室での測定値を近似した Best (1950) の式がよく用いられる.

$$V(D) = 9.58 \{1 - \exp[-(D/1.76)^{1.47}]\}$$

(3) 式の粒径分布を仮定して, 降雨強度ごとの $Z_H \sim Z_{DR}$ の関係を調べた. 粒径分布式の $m=2$ および雨滴の最大粒径 $D_{max}=6$ mm として計算した結果を第1図

に示す. 反射因子の計算には Gans (1912) の式を使用した. この計算には通信総合研究所の小口氏のプログラムを使用させていただいた. 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, $Z_H=40$ dBz の場合について見てみると, この反射強度では, $B\beta$ 法 ($B=200, \beta=1.6$ とする) では, 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, 第1図にその概要を示すように, $R=5$ 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. しかし 5 mm/h 程度の降雨強度では一般に Z_{DR} が 1 dB 以下になるので, 現実にはこのような大きな相違は生じないと考えられるが, 雨滴の粒径分布から降雨強度を算出することが, 降水強度推定の精度向上につながるであろう.

2.2 偏波レーダシステム

気象観測のための偏波レーダはアンテナ, 電子回路, 送受信装置の全体, にかかなり厳格な要求を満たす必要がある. これは, 降水媒体中の偏波効果が比較的小さく, その正確な決定には精度の良い装置を使う必要があるからである. 例えば, 反射因子差は多くの種類の降水でたかだか 5 dB 以下と小さく, その正確な決定は装置の注意深い設計と検定を必要とする.

第1表に主要な偏波レーダの諸元を示す. 現在世界には約20機の偏波レーダがあるが, これらの多くは従来のドップラーレーダを Z_{DR} 測定用に修正したものである. 偏波レーダには 3 GHz から 35 GHz までの周波数が用いられている. 異方性降雨媒体中を伝搬する間に生ずる位相の変化や減衰の差が注目されるので, 周波数の選択は重要である. 後方散乱マトリックスの特性を推定するには, 伝搬効果を最少にするか, 伝搬効果を別の手法で見積る必要がある.

レーダ気象学では目標が分散しているので, アンテナの製作が重要である. 降水粒子の正確な偏波観測には両偏波のパターンの適合, サイドローブを低く押さえること, 交差偏波成分を低く押さえること, ビーム全体の偏波の一様性, が重要である (Blanchard and Jean, 1983) 総合直交偏波比 (ICPR, Integrated cross polar ratio) は直線偏波アンテナから放射される直交偏波エネルギーをそのアンテナからの偏波エネルギーで割ったものとして定義される. 現実には, 積分はビーム幅の5倍で行わ

第1表 世界の主要な偏波レーダの仕様 (土木研究所資料No. 2487)

レーダ開発国	DND 日本	CHILL アメリカ	NRC カナダ	CHIL- BOLTON イギリス	DFVLR ドイツ	NOAA アメリカ	NCAR CP-2 アメリカ	RABELAIS フランス
タイプ	dual-pol. coh.-dop.	dual-pol. non-coh. dop.	dual-pol.	dual-pol.	multi-pol. coh.-dop.	dual-pol. dop.	dual-pol. dop. (2.8GHz) dual-pol. (9.4GHz)	cross-pol. dop. 35
周波数 (GHz)	5	3, 10	16.5		5.48~5.85	35		
アンテナ直径 (mφ)	2	8.5 (3GHz) 2.5 (10GHz)	1.5	25	5	1.2	8.5(S) 2.44(X)	1.4*
ビーム幅 (°)	2	1 (3GHz) 1.1 (10GHz)	0.9	0.25	1	0.5	0.96(S) 0.96(X)	0.4
利得 (dB)	36	43.3 (3GHz) 39.0 (10GHz)	?	?	42.5	49	45(S) ?(X)	?
サイドローブ抑圧 度 (dB)	23	25 (10GHz)	30	25	35	?	23(S), 35(X)	?
直交偏波抑圧度 (dB)	35	30 (10GHz)	26	30	30	?	25(S), 33(X)	?
偏波	H, V (Dual) H (Dop.)	H, V (3GHz) V (10GHz)	任意角度の直 交偏波	H, V	any*	H, V, cir.	H, V(S) ?(X)	?
送信出力	75kW	600kW(3GHz) 100kW(10GHz)	35kW	500kW	500kW	150kW	coh-1.4MW(S) inco-50kW(X)	70kW
パルス繰返周波数 (Hz)	280 (Dual) 1120 (Dual)	950 (3GH) 950 (10GHz)	2000	610	0.6, 1.2, 2.4k	2k	500-1600(S) 500-1600(X)	1344 (cross-) 3125, 2688 (dop.)
パルス幅 (μS)	2.0 (Dual) 0.5 (Dop.)	1.0 (3GHz) 1.0 (10GHz)	0.4	0.5	2, 1, 0.5	0.25	0.1-1.4(S) 1.0(X)	0.3
受信出力信号	Z ₁₅ , Z _V (Dual) I, Q (Dop.)	log (3, 10GHz)	lin	?	lin, log	6CH (log, co- cross- cross- quad, co- cross-)	?(both)	?
雑音指数 (dB)	5	11 (coh) 4 (incoh) 13 (10GHz)	?	?	4		?(both)	?
最小受信電力 (dBm)	-110 (Dual) -104 (Dop.)	-103 (3GHz) -97 (10GHz)	?	-110	-108		-120 (S) -115 (X)	?
観測処理, その他	Z _{DR} , (Z _H , Z _V) V, σ _v L _{DR} MTI フィルタ PPP 処理	Z _{DR} , V, σ _v FFT 処理 2基のアンテナ は連動	ALD (仮想平 均指向角) 主成分, 直交 成分の同時受 信可能	Z _{DR} 電波望遠鏡と 共用	パルス毎に偏 波切替可 FFT 散乱マトリク ス *楕円偏波可	dop. は二重パ ルスモード (32μS) (500μS) 送受別アンテナ	Z _{DR} , L _{DR} (S) -2.8GHz (X) -9.4GHz	*アンテナ2基 PPP, (FFT)

れる。LDR の測定には ICPR の値は -30 dB 程度が望ましいが、ZDR の測定にははっきりした値はない。ここでは気象レーダにはできるだけ低いサイドローブのアンテナが必要であることを強調しておきたい。

CDR や LDR の測定に重要な偏波の純度や均質性はアンテナのフィード特性に関係する。フィードとその支持部による開口面のブロッキングを最少にすることが重要である。たとえば NRC や DFVLR のレーダではオフセットアンテナが用いられている。この種のレーダでは主軸に対象な直交ローブは -34 dB にまですることが可能である。

偏波の制御はいろいろな手段で可能であるが、たとえば連続あるいはほぼ連続した偏波の切り替え、あるいは交互に高速で直交状態を切り替える、などの方法が用いられている。二チャンネル系のシステムでは、チャンネル間の高い分離比が要求される。ZDR レーダでは、偏波の直交成分の放射がある程度黙認されるので、分離比は厳格な要求ではない。Chilbolton レーダに用いられているような機械的スイッチは高い分離比を達成できるが、フェライトスイッチはかなり低い分離比で、25 dB のオーダーのレーダが一般的である。

2.3 土木研究所直交二偏波レーダ (DND レーダ) の仕様

建設省土木研究所では次世代レーダ雨量計の研究を昭和59年から開始した。その基本的な構想は、レーダによる降雨量の観測精度を向上させること、および降雪量の定量的な観測を可能にすること、であった。このための主要な課題は、レーダ観測値のみでプライトバンドの影響を判別し、さらに雨と雪を識別する手段を研究すること、および降雨量をレーダ観測値から推定される粒径分布を用いて算出する方法を開発すること、である。これらの課題を解決するための新しいレーダシステムとして直交二偏波レーダが用いられた。

試作した DND レーダは、直交二偏波レーダとドップラーレーダの2つの機能を有している。主要な性能は第1表に記載されている。二偏波レーダの特徴である偏波切替装置は、切り替えスイッチにフェライトを用い、偏波面を0.0032秒毎に(1秒間に280回)切り替えることができるようにしてある。また、アンテナへの給電方法はリアフィード方式にし、空中線は水平偏波と垂直偏波のアンテナパターンが一致するように精巧に作られている。ドップラーレーダは、ドップラー効果を利用して、上空の水平風、鉛直風の測定が可能なレーダである。風速の測定分解能は 0.125 m/s で、仰角を 20° にして観測

すれば、高度約 170 m 毎の上空の風向・風速が測定できる。また、受信電力の弱い降雪現象も正確に観測ができるように、最小受信電力は -107.5 dBm と小さく、降水強度の測定分解能も降水強度の約 1% で、現業用レーダの $1/3$ 程度である。

3. 雨滴粒径分布と降水強度の観測

3.1 粒径分布の観測と降水強度の推定

降水強度 R と反射因子差 Z_{DR} の関係を、ディストロメータ(雨滴の粒径分布を計測する機械)の観測結果から求め、その観測精度について検討すれば、上述の偏波原理の有効性が確認できる。Seliga *et al.*, (1986) は、式(2)にディストロメータで観測した粒径分布を代入して、 R, Z_H, Z_{DR} を求め、 R と Z_{DR} の関係を検討した。彼等は、また、ディストロメータの観測結果から式(3)に示した雨滴の粒径分布の定数 N_0, A, m を推定し、その粒径分布を用いて、 R, Z_H, Z_{DR} を算出し、 $R/R_H \sim Z_{DR}$ の経験式を導いた。そして従来方式と Z_{DR} を導入する方法の精度比較を行った。レーダ値から降水強度を算出するには、 $R = a \cdot Z_H \cdot Z_{DR}^b$ による方法と $Z_H = B \cdot R^a$ による方法を用いた。その結果、 $R = a \cdot Z_H \cdot Z_{DR}^b$ による方法は $Z_H = B \cdot R^a$ による方法に比べ、平均値のずれおよび推定値のばらつきが小さくなるので、観測精度の向上が期待できることを明らかにした。

Goddard and Cherry (1984, b) によると、 Z_H からの推定値とディストロメータの地上観測値は良く一致するものの、ばらつきが大きく標準偏差は 33% であるが、データの積分の方法によっては Z_{DR} による降水強度の標準偏差は 14% に減少するという結果が報告されている。

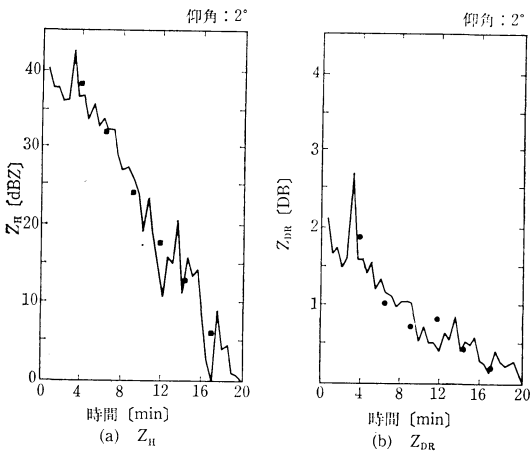
これらの結果より、 Z_{DR} による降水強度の推定は $Z \sim R$ 関係を用いるより精度が良く、特に、雨滴の粒径分布をガンマ分布で近似した場合に平均値の差および標準偏差が小さくなることが指摘された。

3.2 偏波レーダ観測による研究

直交二偏波レーダで降水強度を観測する研究は、米国ペンシルバニア大学の Seliga 等に負うところが大きい。彼等は NCAR の CP-2 レーダを用いて、偏波モードで観測を実施した (Seliga *et al.*, 1984)。NCAR の CP-2 レーダは、Sバンドの Z_H, Z_{DR} およびドップラ速度、ならびにXバンドの Z_H, LDR が測定できるレーダである。

彼等の得た結果によると、第2図に示すように、ディストロメータによる Z_H, Z_{DR} とレーダによる Z_H, Z_{DR} は

良好な一致を示している。また降雨強度も Z_{DR} 法に拠るほうが Marshall-Palmer 分布 (Marshall, J.S., and W.M. Palmer, 1948) や Joss の分布形 (Joss, J., and A. Waldvogel, 1969) を粒径分布に仮定したものより、精度よく求められる事が指摘されている。一方、レーダ観測値と地上観測値 R の統計解析結果から、 Z_{DR} を用いる方法は、 $Z \sim R$ 関係を用いる方法に比べ、平均値のずれ及びばらつきが小さく精度が良いことが示されている (Direkseneli *et al.*, 1986)。

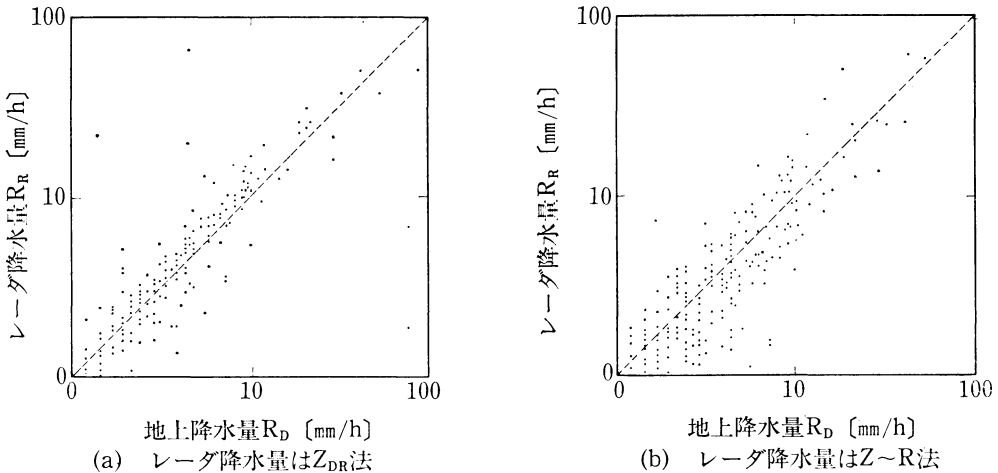


第2図 レーダ観測値 (点) とディストロメータ計測値 (線) の比較, (Seliga, Aydin and Direskeneli, 1984)

英国のラザフォードアップルトン研究所 (RAL) の Goddard and Cherry (1984, b) は、 Z_{DR} を用いた降水強度の観測精度を、Seliga 等と同様に、ディストロメータの観測データと、レーダ観測値および地上雨量計の観測値との対比により評価し、さらに、衛星との電波回路の結合実験から、 Z_{DR} を用いた降雨減衰量の推定精度を評価している。レーダは、Chilbolton レーダで、S バンド (波長 10 cm) の空中線径が 25 m のレーダである。彼等は雨滴の粒径分布にガンマ分布を用い、また、雨滴の形状は Pruppacher and Pitter (1971) の式を用いているが、さらにディストロメータとレーダの観測値が一致するように粒径が 3 mm 以下でより球に近い形状になるように修正した半径経験式を用いた。

Chilbolton レーダは空間分解能が非常に高く、地上値との対応や Z_{DR} の観測精度を調べるには最適のレーダである。レーダの Z_{DR} の観測精度を検証するため、ディストロメータの観測結果から算出した Z_{DR} とレーダ観測の Z_{DR} とを対比した結果、レーダ観測による Z_{DR} は、どの範囲でも少なくとも 0.1 dB 以内の観測精度があることが明らかにされた。またディストロメータで観測した等価球の直径と Z_{DR} から求めた球体の直径の比較から、平均の差は 5%、標準偏差は 15% と小さく、 Z_{DR} の観測精度が良いことが示された。

第3図はレーダ観測と地上雨量計による降雨強度の比較図である。この結果から、 Z_{DR} 法による降雨強度と地上値の降雨強度の平均の差は 11% (レーダが過大評価)。



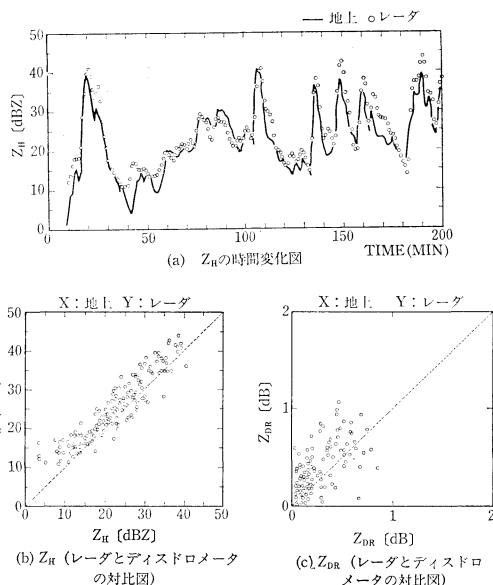
第3図 $Z \sim R$ 法と Z_{DR} 法によるレーダ降水量と地上降水量の比較. (Goddard, Cherry and Bringi, 1982)

標準偏差は32%であるが、 $Z\sim R$ 法では標準偏差は40%と大きく、これから、 Z_{DR} を用いた降水強度の推定は観測精度が良いことが指摘されている。

米国 NSSL の Bumgarner and Dooley (1986) は、NSSL のレーダを用いて、 Z_{DR} を用いた降水強度の観測精度を評価している。レーダ値と地上値の対比は、レーダ観測による総降水量と地上観測による総降水量の比で行った。その結果 Z_{DR} を用いる方法は、 $Z\sim R$ 関係を用いる方法に比べ、標準偏差 (G/R のばらつき) が大きいこと、 Z_{DR} が4.0 dB以上のデータを含めると更に悪くなること、 Z_{DR} は現在の理論 (Z_{DR} の最大値は4 dB) より大きい値 (6 dB程度) が観測されており、降水強度を過大に算出する原因になっていること、等の Z_{DR} 法には不利な結果が指摘された。

このように Bumgarner 等の研究では、 Z_{DR} を用いて降水強度を評価する方法が有効でない事例が示されているが、RAL の Goddard and Cherry (1984, b) の研究で指摘された「 Z_{DR} は0.1 dB程度の観測精度が必要である」という条件を、Bumgarner and Dooley が用いた NSSL のレーダが満足していないことが考えられる。いずれにしてもより多くの観測事例から結論づけられる必要がある。

また Sachidananda and Zrnice (1986) は、コヒーレント二偏波レーダで測定できる $\Delta\Phi$ (伝搬による位相差定数: Differential Propagation Phase Constant) を用いた降水強度の推定法の研究を行っている。この方法は、ある区間の前後から反射してきた電波は、その区間の雨滴粒子群によって位相のずれに差が生ずることを利用して、位相のずれの差を測定し、これから降水強度を推定するものである。この方法には $\Delta\Phi$ と降水強度の関係が雨滴の粒径分布を規定する N_0 , A , m , D_{MAX} という定数の影響を受け難いという利点がある。 $\Delta\Phi$ はドップラスペクトラムの広がり σ_V の影響を受けるため、降水強度を10%以内の精度で推定できるのは降水強度が50mm/h以上の場合に限られるという欠点がある。この研究に関連して、彼等は、 Z_{DR} による降水強度の推定法で一定値と仮定している m , D_{MAX} が降水強度の推定の精度に及ぼす影響について研究した。その結果、 Z_{DR} による降水強度の推定の精度は、雨滴の粒径分布形を表す m および最大粒径 D_{MAX} の変化の影響を大いに受けるので、 Z_{DR} による降水強度の推定を行う場合は、ディストロメータ等で降水粒子の粒径分布を調査する必要があることを指摘している。



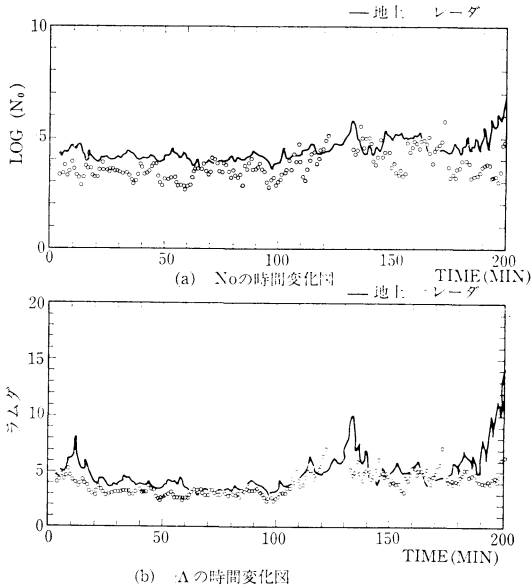
第4図 DNDレーダとディストロメータにより計測された Z_H の時間変化図および Z_H と Z_{DR} の散布図。レーダ値 (点) は20秒間の平均値、ディストロメータ計測値 (線) は1分平均値、 Z_{DR} の分解能は0.2 dB、1988年10月5日久留米市で観測された最大降雨強度15 mm/h の降雨例である。

3.3 DNDレーダによる観測研究

建設省土木研究所の直交二偏波レーダの仕様はすでに述べたとおりである。この新レーダの降雨観測性能を明らかにするため、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) をレーダサイトとし、半径40 km以内の地域の降雨が観測された。また、レーダにより測定した雨滴の粒径分布の降雨強度の測定精度を、地上観測値 (レーダサイトから約20 km以内の地点に、0.5 mm 転倒樹雨量計を20台、雨滴の粒径分布測定装置を4台設置) により比較分析した。

直交二偏波レーダを用いて雨滴の粒径分布を推定し、降雨強度を計算するには、粒径分布式と雨滴の最大粒径を決める必要がある。ガンマ分布 (3式) で解析の結果、 $m=2$ の場合が実測の分布形状と最もよく合うこと、雨滴の最大粒径は、5 mm/h という弱い降雨強度でも5 mm以上の雨滴があることから、以下の解析においては、雨滴の最大粒径 $D_{max}=6$ mm とした。

レーダによる観測から得られた Z_H , Z_{DR} の値とディストロメータ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



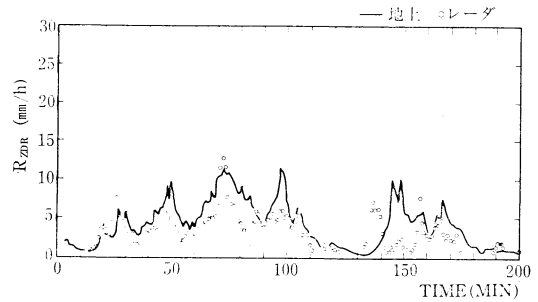
第5図 雨滴の粒径分布定数, N_0 , A の時間変化図. レーダ値(点)は20秒間の平均値, ディスドロメータ計測値(線)は1分平均値, 1989年7月3日久留米市での観測結果. 分布式はガンマ分布で定数 m は2, 雨滴の最大径は6 mm とした.

交二偏波レーダの性能評価を行った.

第4図に降雨の時の Z_H と Z_{DR} の時間変化の一例を示す. Z_H については, レーダ観測値とディスドロメータ観測値とは非常に相関が高い. Z_{DR} については, 両者の相関は高いが分散が大きく, Chilbolton レーダの観測結果と比べ, レーダの Z_{DR} 分解能が悪いことを伺わせる. この場合のデータ平均個数は256個で, 統計解析によれば Z_{DR} の分解能は0.2 dB 程度と考えられる (Yoshino *et al.*, 1989).

レーダ観測から得られた雨滴の粒径分布とディスドロメータ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. 第5図に分布式のパラメーター N_0 , A の時間変化の一例を示す. これから, A については比較的精度良く推定できているが, N_0 には若干の差があることがわかる.

レーダ観測から得られた降雨強度 (Z_{DR} 法) とディスドロメータにより雨滴の粒径分布の測定から得られた降雨強度とを比較して DND レーダの測定精度の評価を行った. 第6図に計算結果を示す. 全体的に地上値と良く対応しており, Z_{DR} 法により降雨強度が精度良く観測さ



第6図 DND レーダとディスドロメータにより計測された降雨強度の比較図. 1989年7月3日久留米市での観測例. 第5図における N_0 の違いから, ディスドロメータの計測値が若干大きめになっている.

れていることがわかる. 一方, 転倒樹雨量計による降雨強度との比較から, Z_{DR} 法により, 弱雨の時でも最適化した $B\beta$ 法と同程度の精度で降雨強度が観測された. このことは Z_{DR} 法で安定した精度で降雨観測が可能であることを示すものといえる.

4. 偏波レーダによる降水粒子の形態識別

4.1 降水粒子の観測と識別例

大気中の降水粒子は氷晶, 水滴, 雪片, ひょう, あられ等として存在している. これらの降水粒子の形態は電磁波の散乱に影響し, レーダでの気象現象の探査における問題となっている. したがって降水粒子の存在形態を識別することが, 大気中の微物理過程を解析するために重要であるのみならず, レーダを降雨量や降雪量の観測に用いるためにも重要な課題である.

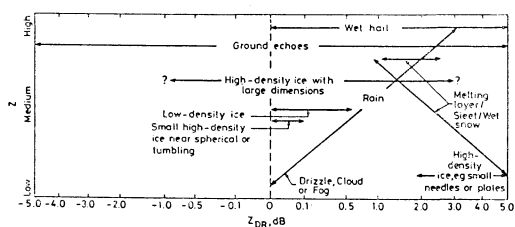
第2表は, 英国の Chilbolton レーダを用いて得られた降水粒子形態毎の Z_H と Z_{DR} の特性を示すものである (Cherry *et al.*, 1980). この結果は10 cm 波のレーダで Z_H と Z_{DR} を観測し, それらの鉛直分析を調べた結果に基づき推定されたものである. この表は降水粒子の形態識別について体系的に提示された最初のものであって, 偏波による降水現象の観測に注目させるものであった.

Hall *et al.*, (1984) は, このレーダで観測された結果を, Z_H , Z_{DR} の鉛直分布とその時に同時に行われたゾンデ観測による気温の鉛直分布との対比で研究し, プライトバンドを含む降水粒子群の熱力学的な特性を第7図に示すように区分した.

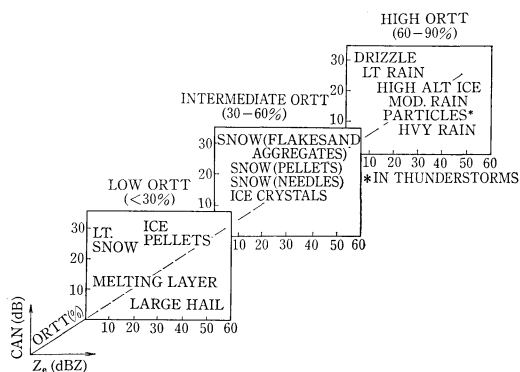
Hall 等の上述の領域区分と Z_H および Z_{DR} の分布は

第2表 降水粒子のZおよびZDRの特性分類 (Cherry, Goddard and Hall, 1980)

Hydrometeor type	Z	ZDR	Comments
Rain	High	High	Includes large oblate drops
Drizzle, cloud, or fog	Low	Low	Small spherical drops of water and/or small ice particles
Dry snow flakes	Medium-low	Medium-low	Large horizontally oriented low-density aggregates
Sleet/wet snow	High	High	Large oblate horizontally oriented particles
Wet graupel	High	Negative	Large conical vertically oriented particles
Wet hail	High	Variable	Large particles; seldom spheres
Dry hail or other high-density ice particles	Medium	Low	



第7図 種々の降水粒子に対する Z_H と Z_{DR} の期待される分布範囲。波長10cmのChilboltonレーダによる観測結果から作成。(Hall, Goddard and Cherry, 1984)



第8図 種々の降水粒子の代表的な偏波観測量に対する分布特性。円偏波レーダによる計測結果から作成。(Hendry and Antar, 1984)

たいていの降雨に一般に認められるものである。一般に0°C層の200~300m下で Z_H のピークを生じ、 Z_{DR} の最大値は Z_H のピーク直下の融解層に生じる。 Z_{DR} とその標準偏差を用いると融解層とグラウンドエコーの区別や降雨域との区別も可能となる。グラウンドエコーは Z_{DR} の広い範囲に分布し、空間変動も大きい。Hall等はこれらの観測事実を次のように分析した。

① 湿ったひょうはその粒径が大きいので Z_H 値も大きい。 Z_{DR} はひょうが回転しているかどうかにより広い範囲に分布する。

② 乾いた密度の大きい大粒径の氷粒は Z_{DR} 値が広い範囲にあり(円錐形のあらわれでは負値になることもある)、 Z_H は中程度である。

③ 密度の小さな氷粒あるいは密度の大きい小さな氷粒で球形に近く回転しているものでは、 Z_H も比較的小さく、 Z_{DR} も小さい。

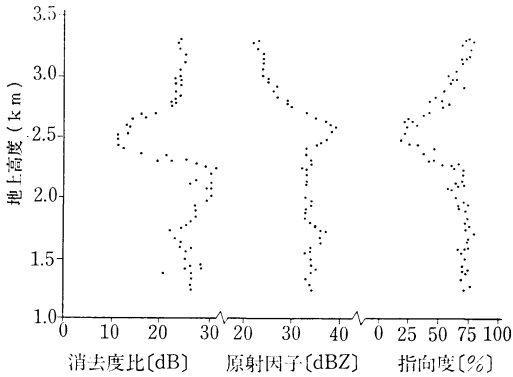
④ 小さな寸法の針状あるいは平板状の密度が大な氷粒は、水平に最大寸法を有して落下する傾向があり、 Z_{DR} は大きい、 Z_H は小さい。

⑤ 雨は Z_{DR} の正の広い範囲に分布し、 Z_H と Z_{DR} は相関がある。0.1 dBより小さな Z_{DR} は霧雨か雲あるいは霧、を示す。

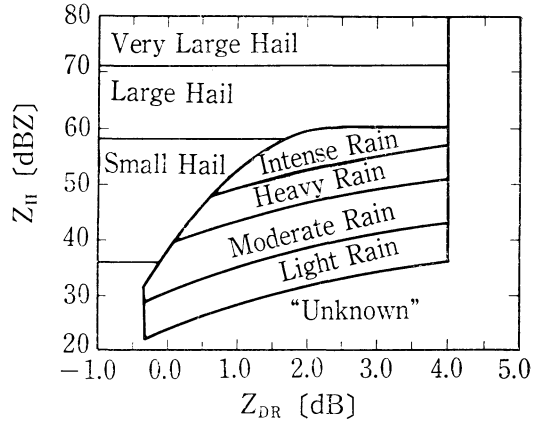
⑥ 融解層あるいは湿った雪は一般に Z_{DR} が中程度から大きい値を示す。これは融解しているのがどんな粒子かで非常に異なる。大きな雪片がとけると Z_H も大きく Z_{DR} も大である。小さな氷粒がとけると、 Z_H は小さいが Z_{DR} は比較的大きい。この融解層中ではそれより下の降雨の領域に比べて Z_{DR} の標準偏差は3倍以上大きい。

以上の様な結果を総括して第2表に示した分類表が作成されたものである。

カナダでは円偏波レーダによる降水現象の研究が1970年頃より進められてきた。これらの研究から、第8図に示すような評価図がHendry and Antar(1984)によ



第9図 円偏波レーダにより計測された消去度比, 反射因子, 指向度の鉛直分布の一例. 層状雲で約 2500 m の高さにブライトバンドがある. (Hendry and Antar, 1984)



第10図 降水粒子の形態と降水強度の分類図. (Lip-schutz, Pratte and Smart, 1986)

て提案されている. カナダのアルバータ州研究委員会所有の S バンドレーダは偏波面が切り換えられる二チャンネルの受信系をもつレーダである. このレーダでは左旋偏波 (LHC) の受信により受信電力を主成分 (RHC) とその直交成分 (LHC) に別けて受信できる. したがってこのレーダは, 反射因子 Z_e , 円偏波抑圧度比 CDR, 相関と指向性の 4 要素を測定できる. Barge (1972) は反射因子と CDR からひょうの探査をする基準を開発した. Torlaschi *et al.*, (1984) は雨滴, ひょう, およびこれらの混合体に対する理論モデルを作成し, Z_e , CDR を計算している.

一方 Hendry and Antar (1984) は波長 3.1 cm の円偏波レーダで観測した結果を要約して, 上述の第 8 図の降水粒子特性の分類を行った. 第 9 図は層状をなす降雨を高度角 20.1° で観測した時の反射因子, 消去度比, 指向度 (ORTT, degree of preferred orientation) を示す一例である. この図から, 反射因子の適度なピークが 2570 m の高さにあること, 降雨中の指向度がそこで大きいこと, 消去度比の顕著な低下が, 反射因子のピークより 100 から 150 m 下のところに生じることがわかる. 融解層は 2350 と 2650 m 間にあり, これは指向度が低く, この部分での消去度比が低い (11 dB) ことで判定される. 第 9 図のもののはほぼ 25 分後にとられた垂直指向時のデータでは, 雪片からの消去度は雨滴によるものより著しく小さく, 雨滴の CDR はアンテナの計測限界に近いこと, 雪片の部分では消去度比が高度の増加と共に一般に減少すること, これは伝播効果ではなく, 雪の粒子が高度と共に非対称性が大きくなることを推測させること

等の結果が得られている.

4.2 降水粒子の形態判別モデル

レーダでひょうの探査ができれば豪雨の発生・発達を理解がより一層進展するものと期待される. ひょうの判別的手段として Aydin *et al.*, (1986) は H_{DR} なる指標を提案した. これは第 10 図に示すように (Z_H, Z_{DR}) 平面上で降雨に対する Z_H の上限を定めたものである. 実証されていないが, H_{DR} が大きくなる程, ひょう探査の可能性は大きくなり, ひょうの強度も大きくなるものと考えられている. この H_{DR} によるひょうの識別の程度を判断するため波長の異なることによる散乱理論の違い (レーリー散乱とミー散乱) に注目した研究も同時に進められている (Balaji *et al.*, 1986). 10 cm 波および 3 cm 波では, 最大径 0.8 cm までの雨滴はレーリー散乱とみなせるが, 1.6 cm より大きなひょう粒子ではミー散乱となる. この原理を用いたひょう探査のアイデアは Atlas and Ludlam (1961) により提示され多数の研究が実施されている.

一方上述の判別関数では判別不可能な事例が多いことを指摘した, Lipschutz *et al.*, (1986) は, 降水粒子の形態と降水強度の積の形で Z_{DR} を用いた形状判別図 (PTI) を提案している. すでに Goddard *et al.*, (1982) や Goddard and Cherry (1984, b) も指摘しているように, ひょうの識別関数がよく適合しない原因には, 降水粒子の形状やその指向性に与える乱れ等の影響によるものと考えられる. また一般に Z_{DR} が小さいとき, レーダによる Z_{DR} は粒径分布から推定されるものより若干小さいことが知られているが, Lipschutz 等はこの違いを修正する

式を提案し、第10図のように降雨強度一定の線を Z_{DR} , Z_H 図上に表現した。一方 Leitao and Watson (1984) は Lipschutz 等のデータによく合うように修正した判別式を提案している。

偏波信号による降水粒子の形態判別については上述したように多数の研究報告があるが、この偏波信号にはまた粒子の形状が反映されているため、大気中の粒子形状と気温の関係について、偏波信号から分類する試みが、フランスの Rabelais レーダで行われた (Sauvageot *et al.*, 1986)。 Z_H と Z_{DR} の成層雲中の垂直断面分布の観測結果によると、 Z_H と Z_{DR} が単純な形で相関を有しないこと、 Z_{DR} の変化がある特定の気温レベルで生じていること、 Z_{DR} が 2 dB 以上のケースの回数を気温の頻度分布として分析したところ、 Z_{DR} が小さい領域が -3°C から $-7\sim-8^{\circ}\text{C}$ のところにあること、氷の結晶の性質は結晶軸の生長率に左右されることから気温に依存するため、 Z_{DR} の大きな値と対応すること、 Z_{DR} の小さな値は結晶の遷移に伴って生じ、 $Z_{DR} > 2\text{dB}$ の出現数が -12 , -13°C 附近であること、この温度は過飽和水蒸気圧の差が最大となる温度領域であること、気温 $> 0^{\circ}\text{C}$ で観測される Z_{DR} の大きな値はブライトバンド現象によるものであること、等のことが報告されている。

4.3 DND レーダによる降水粒子の形態の識別

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。これらの散乱体の種類によってレーダ方程式中の誘電率は異なる。そのため散乱体の識別を正確に行った上で、誘電率を正確に設定することが正しい降水強度の算定には不可欠である。土木研究所では DND レーダの性能を評価する目的で、ブライトバンドの観測データを用いて、降水粒子の識別および誘電率の解析を行った。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。

第11図は DND レーダで観測された Z_H , Z_{DR} の高度変化図である。これはブライトバンドを含む降雨を観測した結果 ((a), (b)), および地上で降雪を観測した例 ((c)) を示す (Yoshino *et al.*, 1989)。第11図 (a), (b) の Z_H のピーク位置付近がブライトバンド (融解層) である。これらから、次のことがわかる。

① Z_H のピークが生じる高度は、観測時の気温に関係している。 Z_H のピークの高度とゾンデ観測から得られた気温 0°C の高度を対比した結果、 Z_H のピークの位

置は、気温が 0°C の高度から、200~400 m 下に生じることがわかる。

② Z_{DR} のピークが生じる高度も Z_H と同様に気温と関係している。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} のピークは、 Z_H のピークより 200 m 程度下になりことがわかる。

③ 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 0 dB 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。

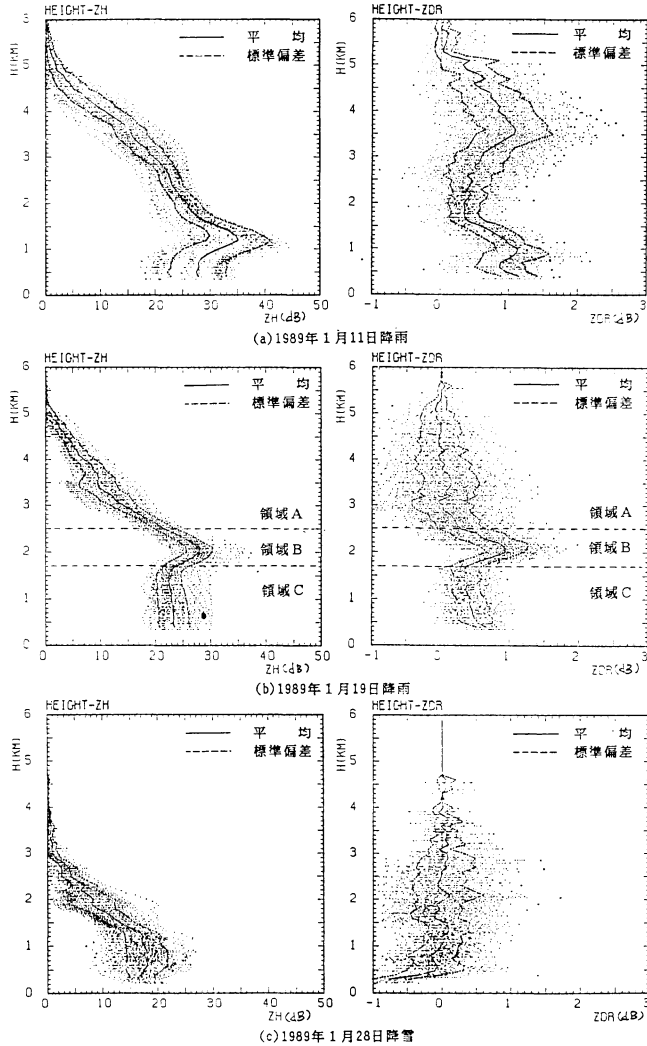
ブライトバンドの観測結果から降水粒子別の Z_H , Z_{DR} 特性を明らかにするには、降水粒子の高度方向の形態変化を推定する必要がある。第11図(b)の $H\sim Z_H$, $H\sim Z_{DR}$ 図を用いて、その高度方向に、ブライトバンド層とその上下の層の3つの領域に分割し、それぞれの領域ごとに Z_H , Z_{DR} の値から、降水粒子の形態を推定した。その結果を以下に示す。

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、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 0 dB 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 (第11図(c)参照)。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。第11図(b)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、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り、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、大きな偏波



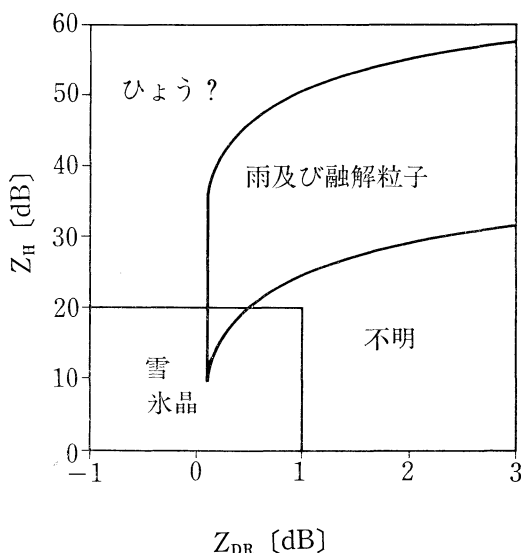
第11図 DND レーダによる降水粒子形態の観測例。ブライトバンドを含む降雨時 ((a) と (b)), および降雪時 (c) の Z_H と Z_{DR} の高度特性を示す。図中の線は平均値とその標準偏差を示す。

水滴として促えられるため 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、0.5 dB ぐらいの値となっている。 Z_H は、23 dB 程度であるので、降水強度にすると、1 mm/h 程度である。

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第12図のようになる。領域Aのデータは、領域B、Cとは全く異なっており、 Z_H が 20 dB 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。したがって第12図は、降水粒子の形態を識別する一例であると



第12図 $Z_H \sim Z_{DR}$ 平面上での降水粒子の形態判別図。DNDレーダ観測結果からの類推による。

いえる。

5. あとがき

偏波レーダによる観測研究は最近10年、非常に精力的に世界各国で実施されている。上述の偏波観測結果は現在ほぼ研究者の共通の認識になっているものと考えられるが、未だ問題点も指摘される。例えば、偏波信号による降水粒子の形態判別に疑問を投げかける結果も報告されている。Liu and Herzegh (1986) は Chilbolton レーダや米国の NCAR レーダによる Z_{DR} の観測値が粒子形状との関係で論じられているが、適切な実例で実証されていないことに着目し、航空機による粒子形状の観測を実施した。航空機に直交方向の氷の粒子形状を撮影するカメラをとりつけデータをとってその結果と CP-2 レーダでの Z_{DR} の観測値を比較した。その結果 Z_{DR} が大なところで得られた氷の粒子形状は必ずしも偏平度が大きくはなく、従来いわれてきた Z_{DR} が大きな時は粒子の偏平度が大きくなるという結果とは一致しないこと、逆に Z_{DR} が小さなところでも粒子の偏平度が大きな場合もあることを指摘している。この結果は氷粒子について得られるものであるが、形状の計測方法等について今後議論を呼ぶものと考えられる。

偏波レーダによる降水量の観測や降水粒子の識別は従

来 ZDR 法によることが多かった。しかし近年の偏波レーダ観測は散乱マトリックスの計測へと発展してきている。その結果、ZDR のみならず、LDR や伝搬位相差 4θ の計測を可能にしている。たとえば英国の Chilbolton レーダでは、ブライトバンドの分析に ZDR のみならず LDR を活用する研究も実施されている (Hopper *et al.*, 1989)。また位相差の計測による研究も進められており、これらの研究が急速に進展することが予想される。

上述のように偏波原理の気象観測への応用は、近年の電子技術の進歩と相俟って、気象現象の微物理過程の探求に有力な手段となってきている。大気における熱力学過程を計測する手段が進歩することは、降水粒子の特性分類のみならず、より深い気象現象の理解に繋がる。気象レーダはその導入からすでに約40年以上の歴史を有しているが、偏波レーダの研究はレーダ気象学に新しい発展をもたらした。しかし全ての新技术がそうであるように、偏波レーダもそのシステム製作上の問題のみならず、計測結果の解釈により一層の努力が要求されている。

本報告は従来この分野で達成されてきた研究成果の一部について要約して示したにすぎない。これら以外にも紙数の関係で紹介できなかった多数の優れた研究報告が存在する。また著者は気象学には門外漢であり、レーダ工学にも精通しているものではないことをお断りしておきたい。この点で解釈の誤りや、記載ミスがあることを恐れている。読者の皆様方のご理解とご協力をお願いして結びとしたい。最後に本研究は通信総合研究所の小口・阿波加、気象研究所の青柳・田畑、国立防災科学技術センター木下の各氏、および榑東芝・日本無線㈱・三菱電機㈱、建設省の関連部局の方々の協力の下に実施されていることをおことわりし、深い感謝の意を表したい。

参考文献

- Atlas, P. and F.H. Ludlam, 1961: Multi-wavelength radar reflectivity of hail storms, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **87**, 523-534.
- Awaka, J. (阿波加純), 1985: 降雨散乱に関する理論及び実験研究, 北大学位取得論文277頁.
- Aydin, K., T.A. Seliga and V. Balazi, 1986: Remote sensing of hail with a dual linear polarization radar. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1475-1486.
- Balaji, V., K. Aydin and T.A. Seliga, 1986: Comparizon of dual-polarization and dual-wavelength

- radar hail signals using data obtained during Maypole 1984, 23rd conf. of radar meteor. R83-87.
- Barge, B.L., 1972: Hail detection with a polarization diversity radar, Sci. Rep. MW-71, Stormy Weather Group, McGill University Montreal, 80 pp.
- Best, A.C., 1950: The size distribution of raindrops, Q.J. Roy. Met. Soc., 76, 16-36.
- Blanchard, A.S. and B.R. Jean, 1983: Antenna effects in depolarization measurements, IEEE Trans., Geoscience and Remote Sensing, Vol. GE-21, No. 1, 113-117.
- Bringi, V.N., S.M. Cherry, M.P.M. Hall and T.A. Seliga, 1978: A new accuracy in determining rainfall rates and attenuation due to rain by means of dual-polarization measurements. IEE Conf., Publ. 169(2), 120-124.
- Browne, I.C. and N.P. Robinson, 1952: Cross-polarization of the radar melting band. Nature, Vol. 170, No. 4338, 1078-1079.
- Bumgarner, W.C. and J.T. Dooley, 1986: Radar differential reflectivity measurements in an Oklahoma thundersorm, 23rd conference on radar meteorology, R125-128.
- Cherry, S.M., J.W.F. Goddard and M.P.M. Hall, 1980: Examination of rain drop sizes using a dual-polarization radar, 19th conf. of Radar Meteor., 526-531.
- Direskeneli, H., K. Aydin and T.A. Seliga, 1986: Radar estimation of rainfall rate using reflectivity factor and differential reflectivity measurements obtained during MAYPOLE '84. Comparison with ground-based raingages, 23rd conference on radar meteorology, R116-120.
- Gans, R., 1912: Über die Form ultramikroskopischer Goldteilchen, Ann. Phys., 37, 881-900.
- Gent, H., I.M. Hunter, and N.P. Robinson, 1963: Polarization of radar echoes, including aircraft, precipitation, and terrain. Proc. IEE. 110, No. 12, 2139-2148.
- Goddard, J.W.F. and S.M. Cherry, 1984a: Quantitative precipitation measurements with dual linear polarization radar, the 22nd conference on radar meteorology, 352-357.
- , ———, and V.N. Bringi, 1982: Comparison of dual-polarization radar measurements of rain with ground-based disdrometer measurements, J. Appl. Meteor., 21, 252-256.
- , ———, 1984 b: The ability of dual polarization radar (copolar linear) to predict rainfall rate and microwave attenuation, Radio Sci., 19, No. 1, 201-208.
- Gunn R., and G.D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, J. Meteor., 6, 243-248.
- Hall, M.P.M., J.W.F. Goddard and C.M. Cherry, 1984: Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar, Radio Science, 19, No. 1, 132-140.
- , S.M. Cherry, J.W.F. Goddard and G.R. Kennedy, 1980: Rain drop sizes, and rainfall rate measured by dual-polarization radar, Nature 285, 195-198.
- Hendry, A. and Y.M.M. Antar, 1984: Precipitation particle identification with centimeter wavelength dual-polarization raders Radio Science, 19, No. 1, 115-122.
- Hopper, S.E., A.J. Illingworth and I.J. Caylor, 1989: Bright band errors in rainfall measurement: Identification and correction using linearly polarized radar returns, International Symposium on Hydrological Applications on Weather Radar, University of Salford, G3, 10p.
- Hunter, I.M. 1954: Polarization of radar echoes from meteorological precipitation Nature, 173, No. 4935, 165-166.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1969: Raindrop size distribution and sampling size errors, J. Atmos. Sci., 26, 566-569.
- Leitao, M.J. and P.A. Watson, 1984: Application of dual linearly polarization radar data to prediction of microwave path attenuation at 10-30 GHz, Radio Sci., 19, 209-221.
- Liu, Jin-Li and P.H. Herzegh, 1986: Differential reflectivity signatures in Ice-phase precipitation; Radar-Aircraft comparizons, 23rd conf. of Radar Meteor, R59-61.
- Lipschutz, R.C., J.F. Pratte and J.R. Smart, 1986: An operational ZDR-based precipitation type/intensity product, 23rd Conference on radar meteorology, 3, JP91-94.
- Marshall, J.S., and W.M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size, J. Met., 5, 165-166.
- McCormick, G.C., A. Hendry and B.L. Barge, 1972: The anisotropy of precipitation media, Nature, 238 (5361), 214-216.
- , ———, 1975: Principles for the radar determination of the polarization properties of precipitation, Radio Science, 10, No. 4, 421-434.
- Oguchi, T., 1983: Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors, Proc. of the IEEE, 71, No. 9, 1029-1078.

- Pruppacher, H.R., and R.L. Pitter, 1971: A semi-empirical determination of the shape of cloud and raindrops, *J. Atmos. Sci.*, 28, 4955-4966.
- Sachidananda, M. and D.S. Zrníc, 1986: Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation, *Radio Science*, 21, No. 2, 235-247.
- Sauvageot, H., K. Kouadio and C.A. Etty, 1986: The influence of temperature and supersaturation on the polarization of radar signals, 23rd conf. radar meteor., R173-176.
- Seliga, T.A., K. Aydin and H. Direskeneli, 1986: Disdrometer measurements during an intense rainfall event in Central Illinois. Implications for differential reflectivity radar observations, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 835-846.
- , ———, and ———, 1984: Comparison of disdrometer-derived rainfall and radar parameters with differential reflectivity radar measurements during MAYPOLE '83, 22nd conference on radar meteorology, 358-363.
- , and V.N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteorology*, 15, 69-76.
- , V.N. Bringi and H.H. Al-Khatib 1979: Differential reflectivity measurements in rain: First experiments. *IEEE Trans. Geosci. Electron.* 17, 240-244.
- Torlaschi, E., R.G. Humphries and B.L. Barge, 1984: Circular polarization for precipitation measurement, *Radio Science*, 19, No. 1, 193-200.
- Ulbrich, C.W. and D. Atlas, 1984: Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements. *Radio Science*, 19, No. 1, 49-57.
- White, W.D., 1954: Circular radar cuts rain clutter *Electronics*, 27, 158-160.
- Yoshino, F., N. Ishii, H. Mizuno and T. Ikawa, 1989: An application of dual polarization doppler radar to radar hydrology, *International Symposium on Hydrological Applications on Weather Radar*, University of Salford, H1, 12p.



牧野勸儉氏が科学技術長官賞で表彰された

本学会賛助会員株式会社応用測器研究所の所長の牧野勸儉氏が、昨平成元年（1989年）4月19日に科学技術庁長官賞で表彰された。牧野勸儉氏のお名前は本学会会員の中には知っている人も多いと思うが、風向や風速の細

かい構造や分布を測定するために小型軽量光電式風向風速計を開発発展された功績を取り上げて表彰されたのである。（畠山久尚）

月例会「第34回山の気象シンポジウム」のお知らせ

日 時：平成2年6月16日（土）13時～

場 所：気象庁第一会議室（5F）

講演希望の方は演題に200字以内のアブストラクトをつけて、4月末日までに気象庁通報課岡野光也（〒100千代田区大手町1-3-4）まで郵送して下さい。