

鉛直ドップラーレーダ観測による降水パラメータの推定精度について

真木雅之*・佐々木佳明*・岩波 越*

Accuracy of Precipitation Parameters Estimated by Vertically Pointing Doppler Radar Observations

By

Masayuki MAKI, Yoshiaki SASAKI and Koyuru IWANAMI

Atmospheric and Hydrospheric Science Division
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

Abstract

Information on the distribution of vertical air speed and precipitation parameters such as hydrometeor size distribution (HSD), rainwater content and precipitation intensity is important in the study of the microphysical processes of precipitation. An accurate estimation of precipitation parameters is required not only for the study of cloud physics but also for climatological studies related to precipitation, such as the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM). A method for precipitation parameter using a vertically pointing Doppler radar is proposed. The method assumes

- 1) Rayleigh scattering of electromagnetic waves by hydrometeors,
- 2) HSD is expressed by an exponential function,
- 3) the relationship between the two parameters in an exponential HSD, N_0 and D_0 , is expressed by $N_0 = \alpha D_0^\beta$, where α and β are obtained by in situ measurements with a Joss-Waldvogel type disdrometer, and
- 4) the terminal fall velocity of hydrometeor is represented by a power law equation.

Estimation error is due to the following factors:

- 1) uncertainty in the N_0 - D_0 relationship,
- 2) the exponent b in the terminal fall velocity equation of hydrometeor,
- 3) measurement error of radar reflectivity factor.

Error analysis shows that the estimation error for the average terminal hydrometeor fall velocity \bar{W}_t and the median volume diameter D_0 are smallest when the α and β values proposed by Rogers (1964) or Sekhon and Srivastava (1971) are adopted. The estimation error in \bar{W}_t is 20~30% for rain and about 30% for snow. The estimation error in D_0 is about 30% for rain and about -50~80% for snow. According to these estimation errors, the precipitation parameters, \bar{W}_t and D_0 are useful in quantitative analysis for precipitation processes in rain. However \bar{W}_t and D_0 may be used for qualitative consideration of precipitation processes in snow only when the type and shape of snow particle are known. The estimation error for other precipitation parameters is greater than 100% in rain and greater than 200% in snow, which suggests difficulty in applying quantitative analysis using these parameters.

The theoretical basis for the estimation method using a vertically pointing Doppler radar is presented along with the development of a formulation that assumes a 3 parameter-Gamma function for the HSD.

Key words: Doppler radar, Precipitation mechanism, Precipitation parameter, TRMM

*防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部

1. はじめに

降水粒子の粒径分布, 雨水量, 降水強度などの降水パラメータや大気鉛直流の分布についての情報は降水の微物理過程をあきらかにする上で極めて重要である。航空機観測や特殊ゾンデによる測定は直接その場所でのデータを得ることができる手段であるが, 空間的な代表性の問題や時間的に連続して測定できないという制限がある。これに対して鉛直方向にアンテナを向けたドップラーレーダ観測 (以後, 鉛直ドップラーレーダ観測と言う) は 100 m 程度の空間スケール内にある降水粒子の平均的な情報を数秒間隔で連続的に得ることができる。この方法は, 鉛直落下速度とレーダ反射因子がともにレーダサンプリングボリューム内にある降水粒子の粒径分布に関係することを利用するものである。これまで多くの研究者が鉛直ドップラーレーダ観測から降水粒子の粒径分布や鉛直流の分布を求めることを試みている (例えば, Rogers and Pilie, 1962; Caton, 1966; Sekhon and Srivastava, 1971; Atlas *et al.*, 1973; Hauser and Amayenc, 1981)。

降水パラメータの空間分布を調べることは降水の微物理過程の理解の他に降水の気候学的な研究においても重要である。熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measurement Mission: TRMM) 計画では熱帯域での降水活動による水蒸気や熱の定量的な評価が一つの重要なテーマとなっている。

本論文の目的は降水の微物理過程の理解や TRMM のグランドトゥルスデータとして必要な降水パラメータの推定手法を確立し, その精度をあきらかにすることである。本論文では, まず鉛直ドップラーレーダ観測から降水パラメータや鉛直流を推定する手法の理論的な背景やなされている重要な仮定について述べる。次に具体的なアルゴリズムを提案する。そして, 鉛直ドップラーレーダ観測から求められる降水パラメータの推定誤差について吟味し, 鉛直ドップラー観測の有効性について議論する。

2. 理論的背景

2.1 降水粒子の粒径分布

降水粒子の粒径分布を表す式としてはベストの式, 指数分布, 対数+直線分布, ガンマ分布などが使われるが, より一般的な式としては次の変形ガンマ分布

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp[-G(D/D_0)^\gamma] \quad (1)$$

がある (Gossard and Strauch, 1983)。ここで, $N(D)$ は単位体積内にある直径 D の降水粒子の個数, N_0, D_0, μ, γ は粒径分布を特徴づけるパラメータである。式(1)で $\gamma = 1$ とする場合もしばしばあるが, この場合, 粒径分布を規定するパラメータは 3 つとなるので本論文では 3 パラメータガンマ分布と呼ぶ。さらに, 変形ガンマ分布の特別な場合として, $r=1, \mu=0$ のときの粒径分布は

$$N(D) = N_0 \exp(-AD) = N_0 \exp[-G(D/D_0)] \quad (1)'$$

で表され, よく知られた指数分布となる。ここで, 式(1)の A は指数分布の傾きを表すパラメータで $A = G/D_0$ である。 D_0 は体積メジアン直径と呼ばれ, 降水粒子の粒径分布において, 単位体積内の全降水粒子の合計体積を 2 等分する直径である。 D_0 は次式で定義される,

$$\frac{\pi}{6} \int_0^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \frac{\pi}{6} \int_0^\infty D^3 N(D) dD \quad (2)$$

式(2)の両辺の積分の部分は式(1)を使って

$$\begin{aligned} \int_0^{D_0} D^3 N(D) dD &= N_0 D_0^{4+\mu} G^{-\frac{4+\mu}{\gamma}} \gamma^{-1} \int_0^{x_0} x^n \exp(-x) dx \\ &= N_0 D_0^{4+\mu} G^{-\frac{4+\mu}{\gamma}} \gamma^{-1} \left[1 - \exp(-x_0) \left(\frac{x_0^n}{n!} + \frac{x_0^{n-1}}{(n-1)!} + \dots + x_0 + 1 \right) \right] \\ \int_0^\infty D^3 N(D) dD &= N_0 D_0^{4+\mu} G^{-\frac{4+\mu}{\gamma}} \gamma^{-1} \int_0^\infty x^n \exp(-x) dx \\ &= N_0 D_0^{4+\mu} G^{-\frac{4+\mu}{\gamma}} \gamma^{-1} \Gamma(n+1) \end{aligned}$$

となる。ここで, $x = G \left[\frac{D}{D_0} \right]^\gamma, x_0 = G$ である。また,

$$n = \frac{4 + \mu - \gamma}{\gamma} \quad (n \text{ は整数}) \quad (3)$$

$$\Gamma(n+1) = \int_0^\infty x^n \exp(-x) dx = n! \quad (4)$$

である。従って, 式(2)は

$$\exp(-G) \left[\frac{G^n}{n!} + \frac{G^{n-1}}{(n-1)!} + \dots + G + 1 \right] = \frac{1}{2} \quad (5)$$

となる。式(3)と式(5)から明らかなように, G は, μ, γ から一義的に決まるパラメータである。様々な μ, γ の値に対する G の値を図 1 に示す。指数分布の時には $G = 3.67$ である。

μ, γ の値によって粒径分布の形状がどのように変わるかを図 2 に示した。 $\gamma = 0.5, 1, 2$ の時の粒径分布を図 2(a), (b), (c) にそれぞれ示す。Ulbrich (1983) は様々な降水についての観測データをもとに, $\gamma = 1, \mu = -3 \sim 8$ としている。

2.2 個々の降水粒子の落下速度 (w_t)

個々の降水粒子の静止大気中の落下速度は次のべき乗式で表すことができる。

$$w_t(D) = aD^b (\rho_0/\rho)^{0.4} \quad (6)$$

上式で, $(\rho_0/\rho)^{0.4}$ は空気密度の高度変化を考慮した項 (Foote and du Toit, 1969) で図 3 に $(\rho_0/\rho)^{0.4}$ と高度の関係を示す。上式の係数 a, b は降水粒子のタイプによって決まる定数で表 1 にその典型的な値を示す。なお, 表 1 で, 雹の場合の粒径は, 同じ質量の球形の水滴の直径に換算したときの値である。雨滴と氷粒子について落下速度と粒径の関係をそれぞれ図 4 と図 5 に示す。雨滴の場合, 様々な研究者が提案している a, b の値の中で, Gunn and Kinzer (1949) の実測値とよく合っているのは Atlas

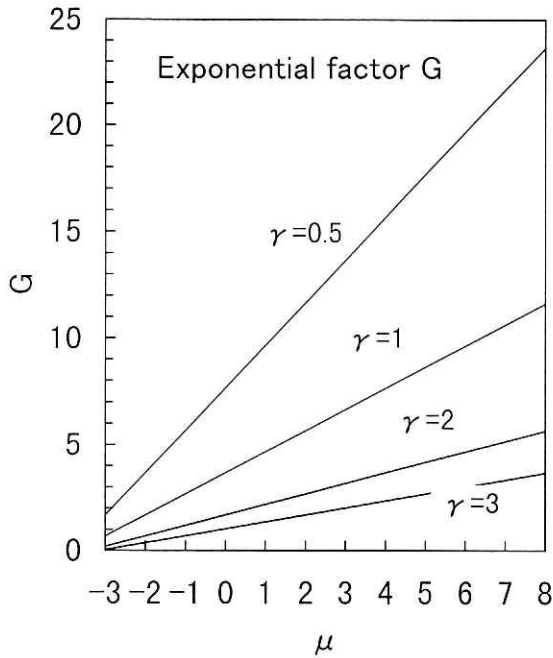


図1 ガンマ分布のパラメータ μ, γ と指数ファクター G の関係。

Fig. 1 Relationship between two parameters (μ and γ) of the modified gamma distribution and the exponential factor of G .

and Ulbrich(1977)の a, b の値である。降水粒子が氷からなる場合、その落下速度は氷粒子の種類や形状によって大きく異なる。例えば、雪片の場合には2 m/s以下であるのに対して雹や霰の場合には粒径が大きくなると10 m/sを越す場合もある。

2.3 Rayleigh 散乱

降水粒子を雨滴とし、その直径は送信電波の波長に比べて十分小さい(例えば $D \leq 0.1 \sim 0.3\lambda$)と仮定すれば、電波の散乱はRayleigh散乱で近似でき、等価レーダ反射因子は

$$Z_e = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (7)$$

で表される。Wexler and Atlas (1963)は粒径分布としてMarshall-Palmer分布を仮定し0.01 mm/hから100 mm/hの降水強度についてミー散乱の理論から求められるレーダ反射因子とRayleigh近似から求められるレーダ反射因子を計算した。その結果によればレーダの波長が3 cmから10 cmの場合には両者の差は小さかった。

降水粒子が氷粒子の場合にはその形状(雪片、霰、雹など)、表面の状態(水で覆われているかどうか)、温度などの要因が関係してくるために実測される受信電力値の解釈は一般に困難である。本論文では雪は氷と空気の混合物と考えその融解直径を用いて散乱断面積、レーダ反射因子を定義し、Raileigh散乱近似を適用した(付録

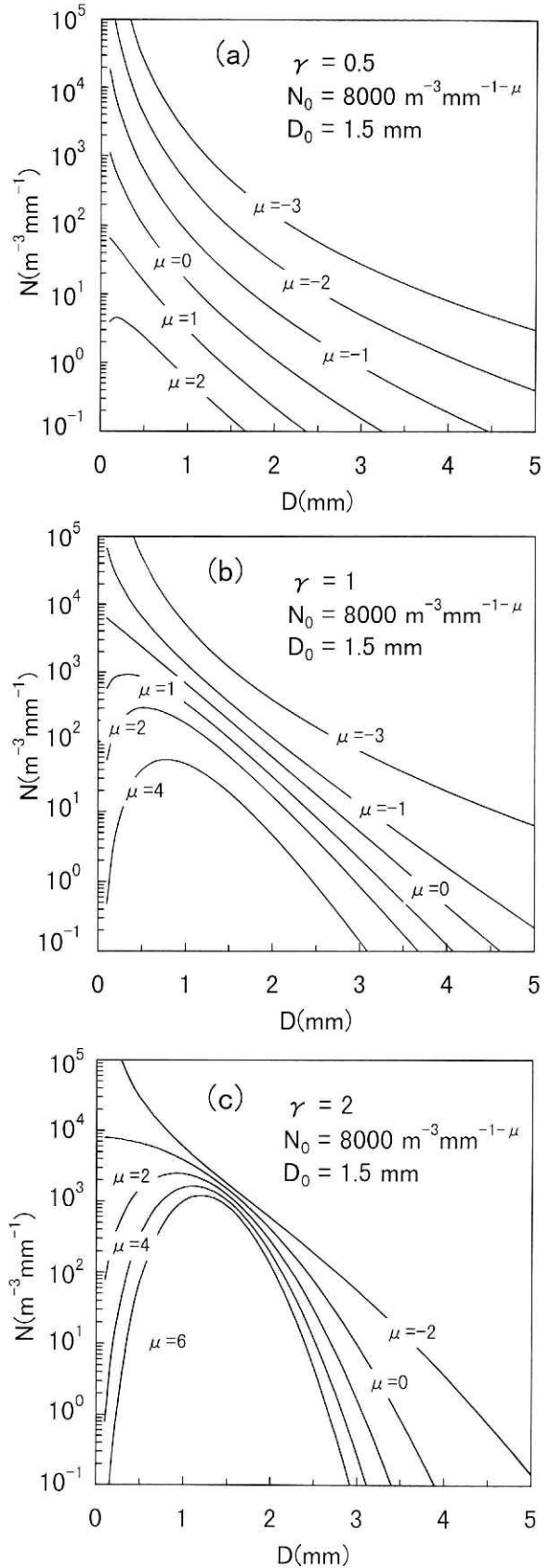


図2 ガンマ分布の形。(a) $\gamma=0.5$, (b) $\gamma=1.0$, (c) $\gamma=2$.

Fig. 2 Shape of gamma distribution for (a) $\gamma=0.5$, (b) 1.0 and (c) 1.5 with $N_0=8000$ ($m^{-3} mm^{-1-\mu}$) and $D_0=1.5$ (mm).

表1 様々な降水粒子の落下速度を表すべき乗式, $w_t(D) = aD^b(\rho_0/\rho)^{0.4}$ の a, b の値.

Table 1 Values of a and b in $w_t(D) = aD^b(\rho_0/\rho)^{0.4}$ for various hydrometeors.

Hydrometeor	a [$m^{1-b} s^{-1}$]	b	Source
Raindrop	142.0	0.5	Spilhaus(1948)
Raindrop	267.8	0.6	Sekhon and Srivastava(1971)
Raindrop	842.0	0.8	Liu and Orville(1968)
Raindrop	386.6	0.67	Atlas and Ulbrich(1977)
Snowflake	8.629	0.31	Langleben(1954)
Graupel (conical)	692.0	0.84	Locatelli and Hobbs(1974)
Graupel (hexagonal)	47.1	0.54	Locatelli and Hobbs(1974)
Hail	114.5	0.5	Matson and Huggins(1980)
Hail	358.3	0.8	Pruppacher and Klett(1978)

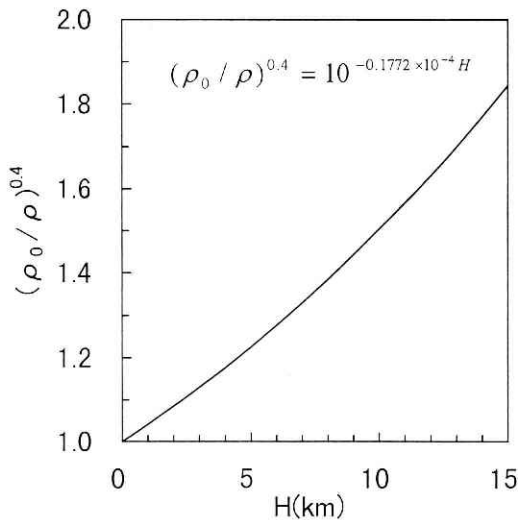


図3 空気密度の高度変化
Fig. 3 Height dependence of air density.

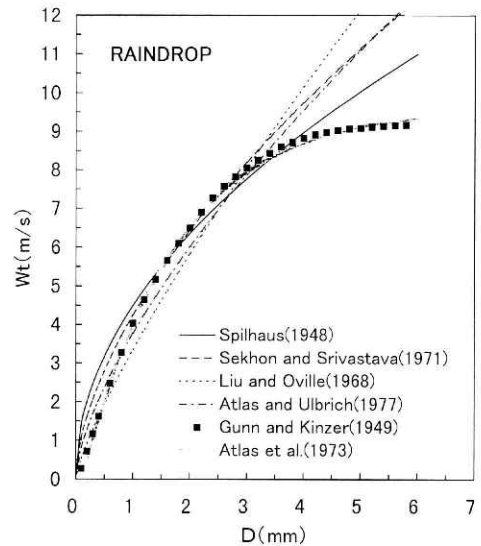


図4 雨滴の粒径と終端落下速度.
Fig. 4 Terminal fall velocity of water drops with various sizes.

2 参照).

2.4 降水パラメータ間の基本的な関係式

粒径分布が指数分布(式(1))で表される時の降水パラメータ間の基本的な関係式を以下に示す. 粒径分布が3パラメータガンマ分布で表される時の関係式は付録3に示した.

(1) サンプルングボリューム内の降水粒子の平均落下速度 (\bar{W}_t)

鉛直ドップラーレーダで測定されるドップラー速度 \bar{V}_d はサンプルングボリューム内にある降水粒子の平均落下速度 \bar{W}_t と空気の平均鉛直速度 \bar{W}_a の和である.

$$\bar{V}_d = \bar{W}_t + \bar{W}_a \quad (8)$$

\bar{W}_t はドップラーспекトル $S(V)$ により次式で定義される.

$$\bar{W}_t = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} VS(V)dV}{\int_{-\infty}^{\infty} S(V)dV} = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} VZ'_v(V)dV}{\int_{-\infty}^{\infty} Z'_v(V)dV} \quad (9)$$

ここで $Z'_v(V)$ は速度が $v \sim v + dv$ の降水粒子によるレーダ反射因子の寄与分で

$$Z'_v(V)dV = N_b(D)D^6 dD$$

である. V の代わりに(6)式で表される w_t を使えば \bar{W}_t は次式で表される.

$$\bar{W}_t = \frac{\int_0^{\infty} w_t(D)N(D)D^6 dD}{\int_0^{\infty} N(D)D^6 dD}$$

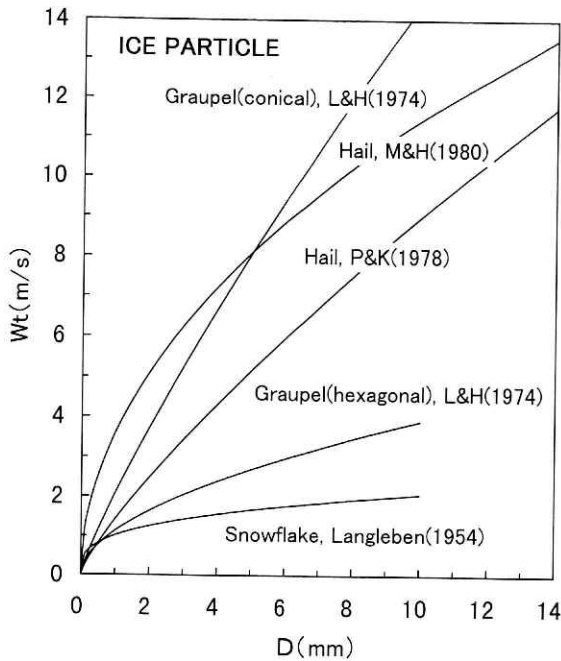


図5 氷粒子の粒径と終端落下速度。

Fig. 5 Terminal fall velocity of ice particles with various sizes.

$$= a \left[\frac{D_0}{G} \right]^b \frac{\Gamma(7+b)}{\Gamma(7)} \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} \quad (10)$$

(2) 等価レーダ反射因子 (Z_e)

$$Z_e = \int_0^\infty N(D) D^6 dD = N_0 D_0^7 \frac{\Gamma(7)}{G^7} \quad (11)$$

(3) 単位体積内の水の量 (M)

$$M = \frac{1}{6} \rho_w \pi \int_0^\infty N(D) D^3 dD = \frac{1}{6} \rho_w \pi N_0 D_0^4 \frac{\Gamma(4)}{G^4} \quad (12)$$

(4) 単位体積内の降水粒子の個数 (N_T)

$$N_T = \int_0^\infty N(D) dD = N_0 \frac{D_0}{G} \quad (13)$$

(5) 降水強度 (R)

$$R = \frac{1}{6} \pi \int_0^\infty w_t(D) N(D) D^3 dD \\ = \frac{1}{6} \pi a N_0 D_0^{4+b} \frac{\Gamma(4+b)}{G^{(4+b)}} \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} \quad (14)$$

3. 方法

3.1 レーダのキャリブレーション

気象エコーの定量的な評価をおこなう際の基本方程式はレーダ方程式(付録1, 付録2)である。大気中の降水粒子などによって後方散乱される電波は気象レーダによって受信され, その電力値がレーダ方程式に基づいて等価レーダ反射因子に換算される。しかし, レーダ方程

式を導く際になされた仮定やレーダ方程式では表現されない要因のために, 実際の降水を観測する場合には等価レーダ反射因子の定量的評価に誤差が生じる場合がある。例えば, レーリー散乱の仮定(降水粒子の大きさがレーダ波長に比べて十分小さい)が成立しない, 受信機内での電波の伝播損失の評価の誤差, 電波の散乱体である降水粒子がレゾリューションボリューム内に充満していない, 大気中での電波の伝播の減衰の評価誤差などである。

降水パラメータの定量的な評価のためにはレーダのキャリブレーションは重要である。よく行われるキャリブレーションの方法としては既知の後方散乱面積を持つ標準反射体を用いる方法や, 地上に設置した雨量計の雨量測定値から等価レーダ反射因子を計算し, これを真のレーダ反射因子として較正を行う方法等がある。本論文で提案する方法は Joss-Waldvogel 型の雨滴粒径分布測定装置(ディストロメータ)による同時観測から得られる粒径分布のデータを使う方法である。ディストロメータは1960年代後期に開発されたもので, センサー面に衝突する雨滴の運動量を電気音響素子を利用して出力電圧を測定する。運動量の大きさを知ることができれば雨滴の落下速度の関係式を用いて雨滴の直径を求めることができる。Joss-Waldvogel 型のディストロメータの精度は1個1個の雨滴については精度良く求められることが Tohma *et al.* (1982) により確認されている。

一般にレーダ反射因子は 10^0 から 10^6 のオーダーにわたるために対数をとった dBZ で表されるので測定値 Z_e を較正する式として $10 \log(Z_e^*) = C_1 \times 10 \log(Z_e) + C_2$ を用いる。ここで, Z_e^* はディストロメータで測定した雨滴の粒径分布から計算する。 Z_e^* を真値として最小2乗法から C_1 と C_2 の値が求められる。

3.2 N_0 - D_0 関係式

降水粒子の粒径分布として指数分布(式(1))を仮定した場合, 粒径分布を規定するパラメータは N_0, D_0 の2つである。一方, 鉛直ドップラーレーダ観測から得られる情報としては, 等価レーダ反射因子, ドップラー速度の二つである。もし, 大気鉛直流がゼロの場合には, 降水粒子の平均落下速度はドップラー速度の測定値と等しくなる。式(10), (11)で示したように, 平均落下速度, 等価レーダ反射因子は N_0, D_0 によって表されるので, これらの2つの式を解いて粒径分布を求めることができる。しかしながら, 一般には大気鉛直流はゼロではなく, また, センチ波のレーダの場合, 鉛直流と平均落下速度を分離して求めるのは困難であるために, N_0, D_0 を求めることはできない。そこで, 本研究では N_0 と D_0 の間に次の関係式が成立すると仮定する。

$$N_0 = a D_0^\beta \quad (15)$$

ここで, α, β の値は降水のタイプに依存すると考えられる。この仮定の妥当性について検討するために, これまで, 指数分布の仮定のもとで層状性の雨, 対流性の雨, 降雪, 降雹の場合について提案されている様々な粒径分

布の関係式を調べた。例えば, Sekhon and Srivastava (1971) が提案している対流性の雨(雷雨)の場合,

$$N_0 = 0.07R^{0.37} \quad (16a)$$

$$A = 38R^{-0.14} \quad (16b)$$

の関係式が見いだされている(N_0 の単位は cm^{-4} , A の単位は cm^{-1} , R の単位は mmh^{-1})。これらの2式から R を消去し, 指数分布のときに成り立つ $A=3.67/D_0$ の関係式を用いると,

$$N_0 = 7.67 \times 10^3 D_0^{2.64} \quad (17)$$

となる。ただし, 上式の, N_0, D_0 の単位はそれぞれ m^{-3} , mm^{-1} , mm である。このようにして, これまで提案されている様々な関係式をもとにして求めた α, β の値を表2にまとめた。

一方, 実測されたデータをもとに提案された落下速度と有効レーダ反射因子の経験式からも式(15)の関係式が導かれる。例えば, Joss and Waldvogel (1970) は合計7つのストームの実測から次の経験式を導き出している。

$$\bar{W}_i = pZ_e^q (\rho_0/\rho)^{0.4} \quad (18)$$

ただし, 個々の降水粒子の落下速度の場合と同様に空気密度の高度依存性を考慮している。Joss and Waldvogel (1970)によれば, $p=2.6, q=0.107$ で, 上式の推定誤差は $10 < Z_e < 2 \times 10^5 \text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ の範囲で $\pm 1 \text{m/s}$ である。同様な関係式でRogers(1964)は, $p=3.8, q=0.071$ を提案している。 $\bar{W}_i - Z_e$ 関係式を仮定することは式(15)で表される $N_0 - D_0$ 関係を仮定することと等価であることは容易に証明できる。 p, q の値が決まれば α, β の値は次式から計算される。

$$\alpha = \left[\frac{a\Gamma(7+b)}{p\Gamma(7)} \right]^{1/q} \frac{G^{7-b/q}}{\Gamma(7)} \quad (19)$$

$$\beta = -7 + \frac{b}{q} \quad (20)$$

このようにして求められた α, β の値を表3にまとめた。表2, 表3を図にしたものがそれぞれ図6と図7である。 $N_0 - D_0$ 関係が降水のタイプによって依存することを反映してケースによってばらつきがある。特に D_0 が小さいとき, 言い換えれば降水強度が弱いときにそのばらつ

表2 指数分布の粒径分布を仮定した場合の $N_0 = \alpha D_0^\beta$ における α, β の値。 N_0, D_0 の単位はそれぞれ $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}, \text{mm}$ である。

Table 2 Values of α and β in $N_0 = \alpha D_0^\beta$ under the assumption of an exponential HSD. Units of N_0 and D_0 are $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$ and mm respectively.

Precipitation type	α [$\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}\cdot\beta$]	β	Source
Stratiform rain	8.00×10^3	0	Marshall and Palmer(1948)
Convective rain	7.67×10^3	2.64	Sekhon and Srivastava(1971)
Snow	7.35×10^3	-1.81	Gunn and Marshall(1958)
Snow	6.70×10^3	-2.09	Sekhon and Srivastava(1970)
Hail	1.29×10^4	-3.63	Chang and English(1983)

表3 $\bar{W}_i - Z_e$ 関係式から導き出される $N_0 = \alpha D_0^\beta$ の α, β の値。 N_0, D_0 の単位はそれぞれ $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}, \text{mm}$ である。

Table 3 Values of α and β in $N_0 = \alpha D_0^\beta$, derived from the empirical $\bar{W}_i - Z_e$ relationship under the assumption of an exponential HSD. Values of a and b in $w_i(D) = aD^b(\rho_0/\rho)^{0.4}$ are for raindrops. Units of N_0 and D_0 are $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$ and mm respectively.

α [$\text{m}^{1-b}\text{s}^{-1}$]	b	Joss and Waldvogel(1970)		Rogers(1964)	
		α [$\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}\cdot\beta$]	β	α [$\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}\cdot\beta$]	β
142.0	0.5	3.55×10^4	-2.33	9.63×10^3	0.0423
267.8	0.6	3.88×10^4	-1.39	1.09×10^4	1.45
842.0	0.8	1.50×10^4	0.477	2.62×10^3	4.27
386.6	0.67	2.01×10^4	-0.738	4.07×10^3	2.44

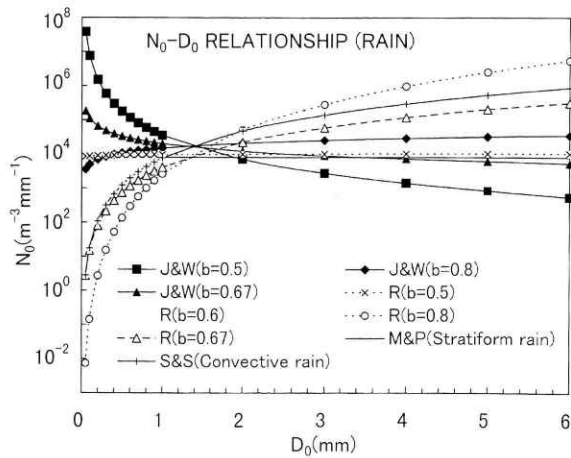


図6 これまで提案されている雨滴についての様々な N_0-D_0 関係。粒径分布として指数分布を仮定している。

Fig. 6 Various N_0-D_0 relationships for raindrops. Exponential hydrometeor size distribution is assumed.

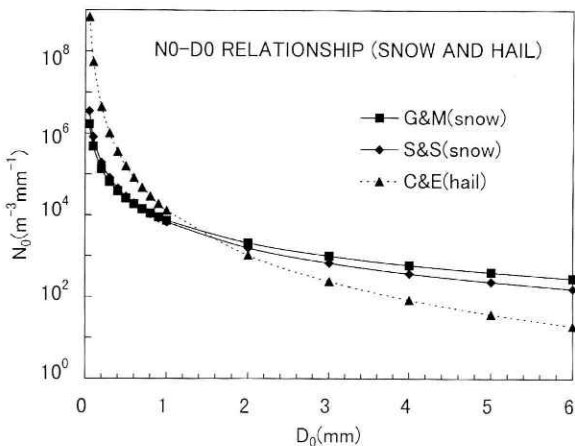


図7 図6と同じ。ただし、氷粒子(雪片と雹)の場合。

Fig. 7 As same in Fig. 6, but for ice particles (snowflakes and hail).

きが顕著である。 N_0-D_0 関係の降水のタイプへの依存性の他に、指数分布の妥当性も関係しているかもしれない。降水粒子が雪あるいは雹のときのデータは少ないが D_0 が小さくなると N_0 が大きくなる関係がある。

3.3 降水による電波の減衰の補正

3.2 cm 波長のレーダの場合、降雨による two-way attenuation は Gunn and East (1954) によれば次の経験式

$$a_r = 0.0148R^{1.31} \quad (21)$$

で表される。また、降雪の場合は 0°C で

$$a_s = 6.6 \times 10^{-5}R^{1.6} + 137.2 \times 10^{-5}R \quad (22)$$

で表される。ここで、 a_r, a_s の単位は dBkm^{-1} 、 R の単位は mmh^{-1} である。雪の場合の R は水の量に換算したも

のである。 $Z-R$ 関係を用いて a_r, a_s と Z_e の関係式を導くと、

$$a_r = 1.02 \times 10^{-4} Z_e^{0.873} \quad \text{降雨} \quad (23 \text{ a})$$

$$a_s = 2.93 \times 10^{-7} Z_e^{0.724} + 4.64 \times 10^{-5} Z_e^{0.452} \quad \text{降雪} \quad (23 \text{ b})$$

となる。ただし、以下の $Z-R$ 関係式を (Joss and Waldvogel, 1970; Sekhon and Srivastava, 1970) 用いた。

$$Z = 300R^{1.5} \quad (\text{雨の場合}) \quad (24 \text{ a})$$

$$Z = 1780R^{2.21} \quad (\text{雪の場合}) \quad (24 \text{ b})$$

雪の場合の Z_e は雪の融解直径で定義したレーダ反射因子である。これらの式からわかるように、雪による減衰は雨による減衰に比べて小さく、鉛直ドップラーレーダのデータを扱う上で実用上無視して差し支えない。表面が融解した雪や氷の場合には dry な雪に比べて減衰は大きくなるが、簡単な式で表すことは困難である。

3.4 計算手順

降水粒子の粒径分布として指数分布を仮定し、 N_0-D_0 関係を仮定した場合、各降水パラメータは以下のように Z_e と関係付けられる。

$$\bar{W}_i = \frac{a}{G^b} \frac{\Gamma(7+b)}{\Gamma(7)} \left[\frac{G^7}{a\Gamma(7)} \right]^{b/(7+\beta)} Z_e^{b/(7+\beta)} \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} \quad (25)$$

$$D_0 = \left[\frac{G^7}{a\Gamma(7)} \right]^{1/(7+\beta)} Z_e^{1/(7+\beta)} \quad (26)$$

$$N_0 = a \left[\frac{G^7}{a\Gamma(7)} \right]^{\beta/(7+\beta)} Z_e^{\beta/(7+\beta)} \quad (27)$$

$$M = \frac{1}{6} \rho_w \pi a \left[\frac{G^7}{a\Gamma(7)} \right]^{(4+\beta)/(7+\beta)} \frac{\Gamma(4)}{G^4} Z_e^{(4+\beta)/(7+\beta)} \quad (28)$$

$$N_T = a \left[\frac{G^7}{a\Gamma(7)} \right]^{(4+\beta)/(7+\beta)} \frac{1}{G} Z_e^{(1+\beta)/(7+\beta)} \quad (29)$$

$$R = \frac{1}{6} \pi a a \left[\frac{G^7}{a\Gamma(7)} \right]^{(4+\beta+b)/(7+\beta)} \frac{\Gamma(4+b)}{G^{4+b}} \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} Z_e^{(4+\beta+b)/(7+\beta)} \quad (30)$$

計算手順のフローチャートを図8に示す。 N_0-D_0 関係式のパラメータ a, β はディストロメータによる粒径分布の測定から求められる。ドップラーレーダで測定された等価レーダ反射因子 Z_e を各式に代入することにより降水パラメータが計算される。大気鉛直流はドップラーレーダにより観測されるドップラー速度と式(25)から計算される \bar{W}_i から求められる。

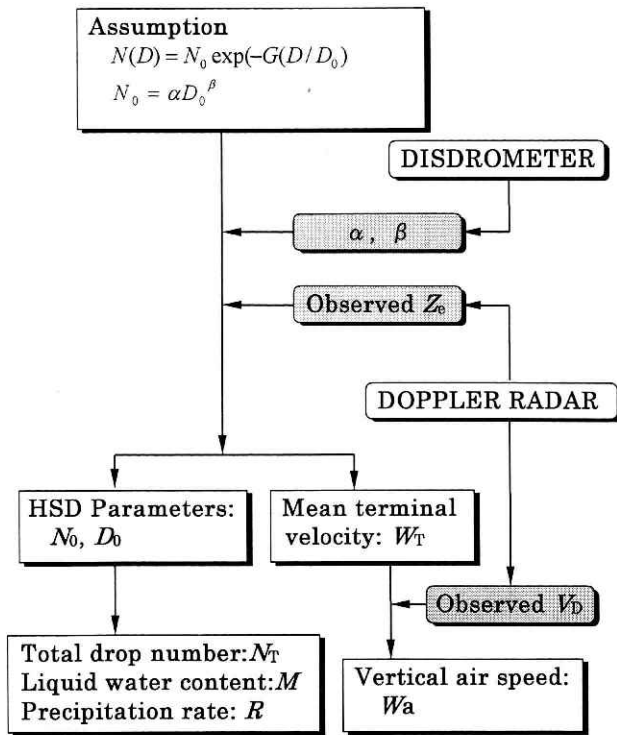


図8 鉛直ドップラーレーダとディスドロメータの観測から降水パラメータ、鉛直流を推定する方法を示す流れ図。

Fig. 8 Flow-chart for the estimation procedure of precipitation parameters and vertical air speed.

4. 推定誤差

4.1 推定誤差を求める式

粒径分布が指数分布で表されるとした時、各降水パラメータの推定誤差は次のように表される。

$$\frac{dD_0}{D_0} = -\frac{1}{7+\beta} \frac{d\alpha}{\alpha} - \frac{d\beta}{7+\beta} \ln D_0 + \frac{1}{7+\beta} \frac{dZ_e}{Z_e} \quad (31)$$

$$\frac{dN_0}{N_0} = \frac{7}{7+\beta} \frac{d\alpha}{\alpha} + \frac{7d\beta}{7+\beta} \ln D_0 + \frac{\beta}{7+\beta} \frac{dZ_e}{Z_e} \quad (32)$$

$$\frac{dM}{M} = \frac{3}{7+\beta} \frac{d\alpha}{\alpha} + \frac{3d\beta}{7+\beta} \ln D_0 + \frac{4+\beta}{7+\beta} \frac{dZ_e}{Z_e} \quad (33)$$

$$\frac{dN_T}{N_T} = \frac{6}{7+\beta} \frac{d\alpha}{\alpha} + \frac{6d\beta}{7+\beta} \ln D_0 + \frac{1+\beta}{7+\beta} \frac{dZ_e}{Z_e} \quad (34)$$

$$\frac{dR}{R} = \frac{3-b}{7+\beta} \frac{d\alpha}{\alpha} + \frac{(3-b)d\beta}{7+\beta} \ln D_0 + \frac{4+\beta+b}{7+\beta} \frac{dZ_e}{Z_e} \quad (35)$$

$$\frac{d\bar{W}_t}{\bar{W}_t} = -\frac{b}{7+\beta} \frac{d\alpha}{\alpha} - \frac{bd\beta}{7+\beta} \ln D_0 + \frac{b}{7+\beta} \frac{dZ_e}{Z_e} \quad (36)$$

上式によれば、各降水パラメータの推定誤差に関する要素は、仮定した N_0-D_0 関係式の不確かさによる項 (上式の右辺第1項の $d\alpha/\alpha$ が関係する項と第2項の $d\beta/(7+\beta)$ が関係する項) と等価レーダ反射因子の測定誤差の項 (右辺第3項の dZ_e/Z_e が関係する項) である。以下では、便宜上、右辺第1項、第2項、第3項をそれ

ぞれ、 α 項、 β 項、 Z_e 項と呼び、これらの項が各降水パラメータに及ぼす誤差の大きさを求めた。その際に用いた計算パラメータの一覧を表4に示した。

4.2 N_0-D_0 関係式の不確かさによる推定誤差

(1) α 項

式(31)~式(36)から明らかなように、降水パラメータと $d\alpha/\alpha$ の間には線形の関係がある。降水パラメータの推定誤差のいずれの場合でも、 $d\alpha/\alpha$ の係数には $m/(7+\beta)$, ($m=1,3,6,\dots$) がかかっているため、 β の値が正で大きな値の時に推定誤差は小さくなる。降水パラメータの中で、 D_0 と \bar{W}_t の場合の推定誤差の符号は $d\alpha/\alpha$ の符号と逆になるため α を過大評価した場合、 D_0 と \bar{W}_t は過小評価されることになる。これ以外の降水パラメータの場合、 α の過大評価はその降水パラメータの過大評価につながる。 R と \bar{W}_t の場合、 β の値に加えて個々の降水粒子の落下速度を表すべき乗式のべき指数 b の値も関係してくる。 b の値は表1で示したように $0.31 \sim 0.84$ で、 R については b が大きいほど、逆に、 \bar{W}_t については b が小さいほどその推定誤差は小さくなる。 α の不確かさを表す $d\alpha/\alpha$ の範囲は不明であるが、パラメータ α のとる範囲が表2と表3で示したように 10^3 から 10^4 のオーダーであることを考慮して、 $d\alpha/\alpha = -2 \sim 2$ とした時の各降水パラメータの推定誤差の大きさを図9と図10に示した。降水粒子が雨滴の場合 (図9) で、推定精度が良いのはケース4の Rogers (1964) と Liu and Orville (1968) のパラメータを用いた場合とケース6の Sekhon and Srivastava (1971) と Atlas and Ulbrich (1977) のパラメータを用いた場合である。ケース4の場合、 $d\alpha/\alpha = \pm 2$ の誤差があったときに、各降水パラメータの推定誤差は $d\bar{W}_t/\bar{W}_t = \pm 0.14$, $dD_0/D_0 = \pm 0.18$, $dN_0/N_0 = \pm 1.24$, $dM/M = \pm 0.53$, $dN_T/N_T = \pm 1.07$, $dR/R = \pm 0.39$ である。

降水粒子が雪の場合 (図10) には、推定精度が良いのはケース7の Gunn and Marshall (1958), Langleben (1954) のパラメータを用いた場合で、推定誤差は $d\bar{W}_t/\bar{W}_t = \pm 0.12$, $dD_0/D_0 = \pm 0.39$, $dN_0/N_0 = \pm 2.70$, $dM/M = \pm 1.16$, $dN_T/N_T = \pm 2.31$, $dR/R = \pm 1.04$ である。 \bar{W}_t の推定誤差は雨滴の場合と同程度であるが、それ以外のパラメータは雨滴の場合に比べて大きい。降水粒子が雹の場合 (図10), 推定精度が良いのはケース10の Chang and English (1983), Matson and Huggins (1980) のパラメータを用いた場合で、推定誤差は $d\bar{W}_t/\bar{W}_t = \pm 0.30$, $dD_0/D_0 = \pm 0.59$, $dN_0/N_0 = \pm 4.15$, $dM/M = \pm 1.78$, $dN_T/N_T = \pm 3.56$, $dR/R = \pm 1.48$ である。この場合、雨滴や雪に比べて、すべての降水パラメータについて推定誤差が大きい。

(2) β 項

式(31)~式(36)から明らかなように、降水パラメータと $d\beta/(7+\beta)$ の間には線形の関係がある。いずれの降水パラメータの場合にも $\ln D_0$ がかかっているため $D_0=1$ mm のときには推定誤差は必然的に0となる。降水パラメータの推定誤差の符号は $d\beta/(7+\beta)$ の符号と体積メ

表4 降水パラメータの推定誤算の計算に用いた β と b の一覧。Table 4 List of parameters β and b for the calculation of the estimation error of precipitation parameters.

Case No.	parameters	Precipitation type	Source
1	$\beta = -2.33, b = 0.5$	rain	Joss and Waldvogel (1970) Spilhaus (1948)
2	$\beta = 0.477, b = 0.8$	rain	Joss and Waldvogel (1970) Liu and Orville (1968)
3	$\beta = -0.738, b = 0.67$	rain	Joss and Waldvogel (1970) Atlas and Ulbrich (1977)
4	$\beta = 4.27, b = 0.8$	rain	Rogers (1964) Liu and Orville (1968)
5	$\beta = 0.0, b = 0.67$	rain (stratiform)	Marshall and Palmer (1948) Atlas and Ulbrich (1977)
6	$\beta = 2.64, b = 0.67$	rain (convective)	Sekhon and Srivastava (1971) Atlas and Ulbrich (1977)
7	$\beta = -1.81, b = 0.31$	snow	Gunn and Marshall (1958) Langleben (1954)
8	$\beta = -2.09, b = 0.84$	snow	Sekhon and Srivastava (1970) Locatelli and Hobbs (1974)
9	$\beta = -3.63, b = 0.8$	hail	Chang and English (1983) Pruppacher and Klett (1978)
10	$\beta = -3.63, b = 0.5$	hail	Chang and English (1983) Matson and Huggins (1980)

ジアン直径が1 mm より大きい小さいかによって決まる。降水パラメータの中で、 D_0 と \bar{W}_t の推定誤差の符号は体積メジアン直径が1 mm より大きいときは $d\beta/(7+\beta)$ の符号と逆になり、 β を過大評価した場合、 D_0 と \bar{W}_t は過小評価されることになる。これ以外の降水パラメータの場合、 β の過大評価はその降水パラメータの過大評価につながる。体積メジアン直径が1 mm より小さいときには、これと逆の傾向となる。 R と \bar{W}_t の場合、 α 項と同様に個々の降水粒子の落下速度を表すべき乗式のべき指数 b の値も関係してくる。 α 項の場合と同様に、 R については b が大きいほど、逆に、 \bar{W}_t については b が小さいほどその推定誤差は小さくなる。パラメータ β の値のとり範囲は表2と表3で示したように雨滴の場合には-2.33から4.27、雪片や雹の場合には-3.63から-1.81の値である。実際の $d\beta$ の値がどの程度になるかは α の場合と同様に不明であるが、 $d\beta=1$ とし、体積メジアン直径が0から4 mm の時の各降水パラメータの推定誤差の大きさを図11と図12に示す。図からわかるように、いずれの降水パラメータの場合でも、体積メジアン直径が1 mm 付近よりも小さくなると推定誤差の増え方が急になる。雨滴の時(図11)、最も推定精度が良いのは α 項の場合と同じでケース4またはケース6

のパラメータを採用した場合である。ケース4の場合、 $D_0=0.2$ mm~4 mm の時の各降水パラメータの推定誤差は $d\bar{W}_t/\bar{W}_t=+0.11\sim-0.10$, $dD_0/D_0=+0.14\sim-0.12$, $dN_0/N_0=-1.00\sim+0.861$, $dM/M=-0.43\sim+37$, $dN_T/N_T=-0.86\sim+0.74$, $dR/R=-0.31\sim+0.27$ である。

降水粒子が雪、雹の場合(図12)には、推定精度が良いのは α 項と同様にケース7のパラメータを用いた場合である。この時の推定誤差は $D_0=0.2$ mm~4 mm の時、 $d\bar{W}_t/\bar{W}_t=+0.10\sim-0.08$, $dD_0/D_0=+0.31\sim-0.27$, $dN_0/N_0=-2.17\sim+1.87$, $dM/M=-0.93\sim+0.80$, $dN_T/N_T=-1.86\sim+1.60$, $dR/R=-0.83\sim-0.72$ である。 \bar{W}_t の推定誤差は雨滴の場合と同程度であるが、それ以外のパラメータは雨滴の場合に比べて大きい。降水粒子が雹の場合、推定精度が良いのはケース10のパラメータを用いた場合で、推定誤差は $d\bar{W}_t/\bar{W}_t=0.24\sim-0.21$, $dD_0/D_0=-0.48\sim-0.41$, $dN_0/N_0=-3.34\sim+2.88$, $dM/M=-1.43\sim+1.23$, $dN_T/N_T=-2.87\sim-2.47$, $dR/R=-1.19\sim-1.03$ である。雹の場合には雨滴や雪に比べて、すべての降水パラメータについて推定誤差が大きくなる。

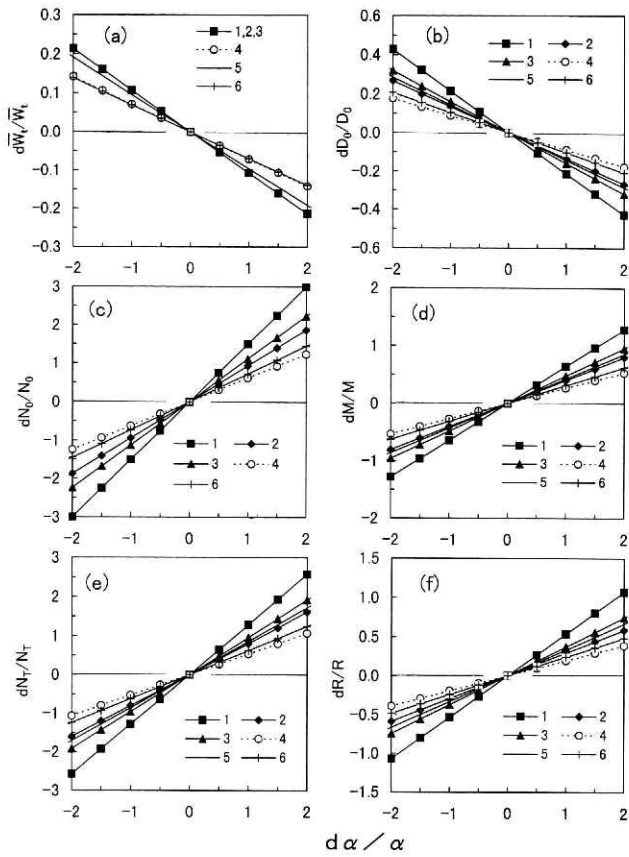


図9 N_0-D_0 関係のパラメータ α の不確かさに起因する降水パラメータの推定誤差 (雨滴の場合)。

Fig. 9 Error of estimated precipitation parameters from uncertainty in the parameter α in the N_0-D_0 relationship for rain.

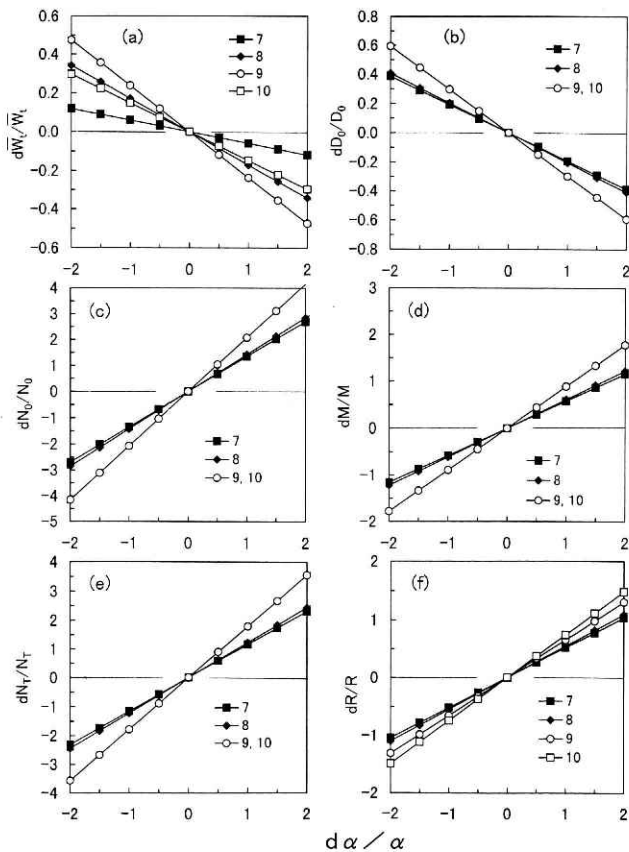


図10 図9と同じ。ただし、氷粒子 (雪片と雹) の場合。

Fig. 10 As same in Fig. 9, but for ice particles (snowflakes and hail).

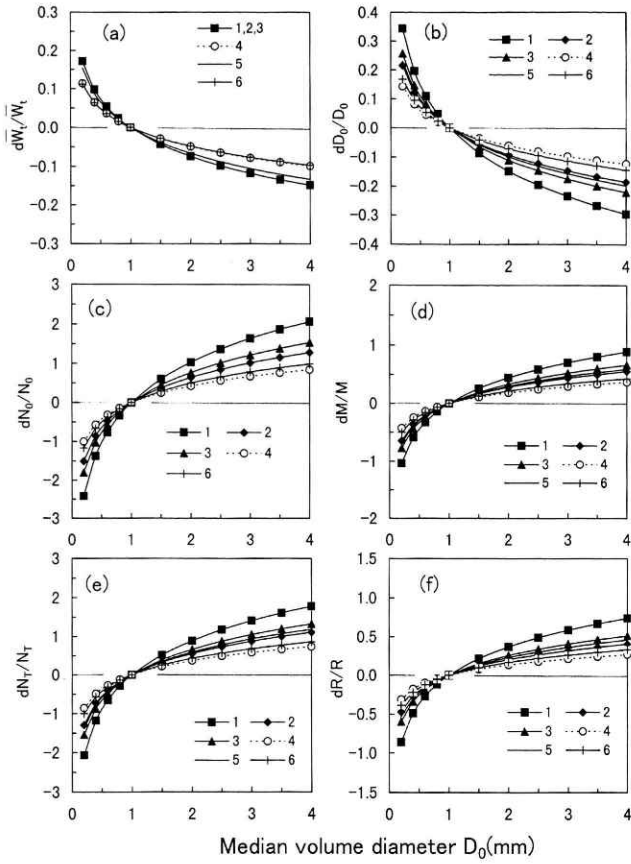


図11 N_0-D_0 関係のパラメータ β の不確かさに起因する降水パラメータの推定誤差 (雨滴の場合).

Fig. 11 Error of estimated precipitation parameters arising from uncertainty in the parameter β in the N_0-D_0 relationship for rain.

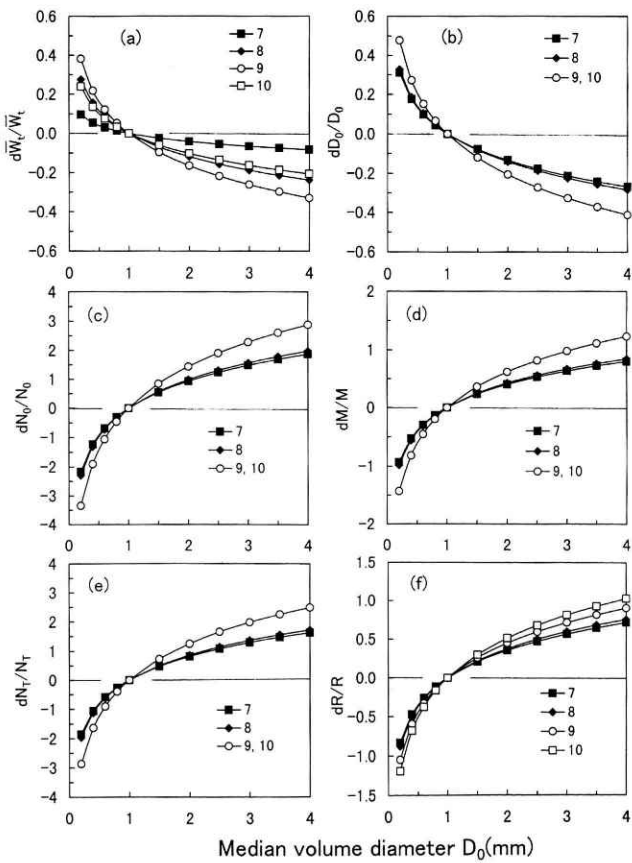


図12 図11と同じ。ただし、氷粒子 (雪片と雹) の場合。

Fig. 12 As same in Fig. 11, but for ice particles (snowflakes and hail).

4.3 等価レーダ反射因子の測定誤差による推定誤差

レーダシステムのハードウェアのキャリブレーションが完璧になされたとしても等価レーダ反射因子の測定誤差は主に次のようなことが原因となって生じる。

- ・レーダ方程式を導き出す際になされた Rayleigh 散乱の仮定が成立しない。
- ・受信機内での電波の伝播損失の評価誤差。
- ・電波の散乱体である降水粒子がレゾリューションボリューム内に充満していない。
- ・異なったタイプの降水粒子がレゾリューションボリューム内に混在している。
- ・大気中での電波の伝播の減衰の評価誤差。

式(31)～式(36)から明らかなように、降水パラメータと dZ_e/Z_e の間には線形の関係があり、 Z_e の過大評価は降水パラメータ D_0 , \bar{W}_t , M , R の推定値の過大評価につながる。 N_0 と N_T の場合はケースによって異なる。今、等価レーダ反射因子の真値を Z_e 、測定値を Z_e' 、誤差を $\delta Z_e (= Z_e' - Z_e)$ とすると

$$\delta Z_e / Z_e = Z_e' / Z_e - 1$$

と表される。等価レーダ反射因子 Z_e の値は $0(\text{mm}^6\text{m}^{-3})$ から非常に強い雨や雹の場合の $10^6(\text{mm}^6\text{m}^{-3})$ のオーダーの範囲にまで及ぶので、通常、等価レーダ反射因子は常用対数をとって 10 倍した値、すなわち、dBZ の単位で議論される。このような広範囲のオーダーにわたって分布する物理量を測定する場合、測定誤差も等価レーダ反射因子の大きさとともに指数関数的に増加する。そこで、等価レーダ反射因子の測定誤差としては、 $\delta Z_e(\text{mm}^6\text{m}^{-3})$ ではなく $10\log(Z_e'/Z_e)(\text{dB})$ で議論する方が適切である。測定値と真値の比 (Z_e'/Z_e) として $10^{-0.5} (= -5 \text{ dB})$ から $10^{0.5} (= 5 \text{ dB})$ のときの各降水パラメータの推定誤差を図 13 と図 14 に示す。降水粒子が雨滴の時 (図 13)、 D_0 と \bar{W}_t の推定誤差はケース 4 のパラメータを用いた場合とケース 6 のパラメータを用いた場合に最も小さくなる。ケース 4 の場合、 $10\log(Z_e'/Z_e) = -4 \sim +4 \text{ dB}$ の誤差があったときの推定誤差は $d\bar{W}_t/\bar{W}_t = -0.04 \sim +0.11$, $dD_0/D_0 = -0.05 \sim +0.13$ である。 D_0 と \bar{W}_t 以外のパラメータの推定誤差はケース 4 のパラメータを採用した場合、最も大きくなり、 $dN_0/N_0 = -0.23 \sim +0.57$, $dM/M = -0.44 \sim +1.11$, $dN_T/N_T = -0.28 \sim +0.71$, $dR/R = -0.48 \sim +1.22$ である。等価レーダ反射因子の測定値 Z_e' を過小評価しても推定誤差はさほど大きくならないことはレーダ反射因子の誤差を dB で議論していることを考えれば当然であるが、このことは強い降水による電波の減衰の影響を考えるとときに有利である。例えば、強い降水による電波の減衰のために、 Z_e が真の値よりも 5 dBZ 小さく測定されたとしても、いずれのケースでも全ての降水パラメータ推定誤差は $\pm 50\%$ 以下であり、 D_0 と \bar{W}_t の推定誤差はそれぞれ 10% 以下、20% 以下である。

降水粒子が雪の場合 (図 14) には、推定精度が良いのはケース 7 のパラメータを用いた場合である。10log

$(Z_e'/Z_e) = -4 \sim +4 \text{ dB}$ の誤差があったときの推定誤差は $d\bar{W}_t/\bar{W}_t = -0.04 \sim 0.09$, $dD_0/D_0 = -0.12 \sim 0.29$, $dN_0/N_0 = 0.21 \sim -0.53$, $dM/M = -0.25 \sim +0.64$, $dN_T/N_T = 0.09 \sim -0.24$, $dR/R = -0.29 \sim 0.73$ である。雹の場合には雨滴や雪に比べて、すべての降水パラメータについて推定誤差が大きくなる。ケース 10 の場合、 $d\bar{W}_t/\bar{W}_t = -0.09 \sim 0.22$, $dD_0/D_0 = -0.18 \sim 0.45$, $dN_0/N_0 = 0.65 \sim -1.63$, $dM/M = -0.07 \sim 0.17$, $dN_T/N_T = 0.47 \sim -1.18$, $dR/R = -0.16 \sim 0.39$ である。

4.4 推定誤差のまとめ

以上のことを表 5 から表 7 にまとめた。表の値は最も小さな時の相対誤差を示している。括弧内の数値は最も大きな推定誤差の値を示したものである。表から、鉛直ドップラーレーダにより推定される雨滴の場合の降水パラメータのうち、定量的に議論できるのは D_0 と \bar{W}_t であろう。Rogers (1964) の $N_0 - D_0$ 関係と Liu and Orville (1968) の雨滴の落下速度の式を用いた場合 D_0 と \bar{W}_t の推定誤差の合計はともに 20% から 30% 程度である。 M や R の場合には合計の相対誤差は 100% を越える。 N_0 と N_T の場合は 200% に達する場合もある。

雪の場合にも、 \bar{W}_t については合計の相対誤差が 30% 程度であるので、定量的な議論は可能である。また、 D_0 については、雨の場合に比べて推定誤差が大きくなり、 $-50\% \sim -80\%$ となる。本論文で雪を氷と空気の混合体として扱っていることも考慮すると、雪の D_0 についての推定結果をもとに定量的な議論をすることは危険である。 M や R についての推定誤差の合計は 200% に達する。 N_0 や N_T については 300% に達する。したがって、これらのパラメータに関して推定結果をもとに定量的な議論をすることは困難である。

雹の場合、 \bar{W}_t の推定精度は雨に比べて悪くなるが 50% 程度の相対誤差である。 D_0 については合計の相対誤差が 100% 近くに達する。 N_0 , N_T , M , R についても雪の場合と同様に大きい。表 7 に示した値はレーリー散乱を前提としているが、雹の場合、レーリー散乱の仮定が成立しないと考えられるので Z_e の測定誤差はここで議論した値よりも大きいであろう。従って、雹の場合、推定結果を定量的に議論することは困難である。

5. 議 論

5.1 $N_0 - D_0$ 関係

$N_0 - D_0$ 関係式の α , β としてこれまで様々な研究者によって提案された値を表 2 と 3 に示したが、これらの値は降水のタイプによって異なると考えられる。 $N_0 - D_0$ 関係式は本論文で提案された降水パラメータ推定手法の重要な仮定であるために、この関係式の妥当性について議論することは重要である。これまで、様々な降水について Joss-Waldvogel 型のディストロメータによる観測をおこなってきたが、その一例を図 15 に示す。事例は 1996 年 7 月 9 日、防災科学技術研究所構内(茨城県つくば市)で観測された梅雨前線に伴う降水で、北上する台風 5 号の影響を受け梅雨前線が活発化したものである。同時に

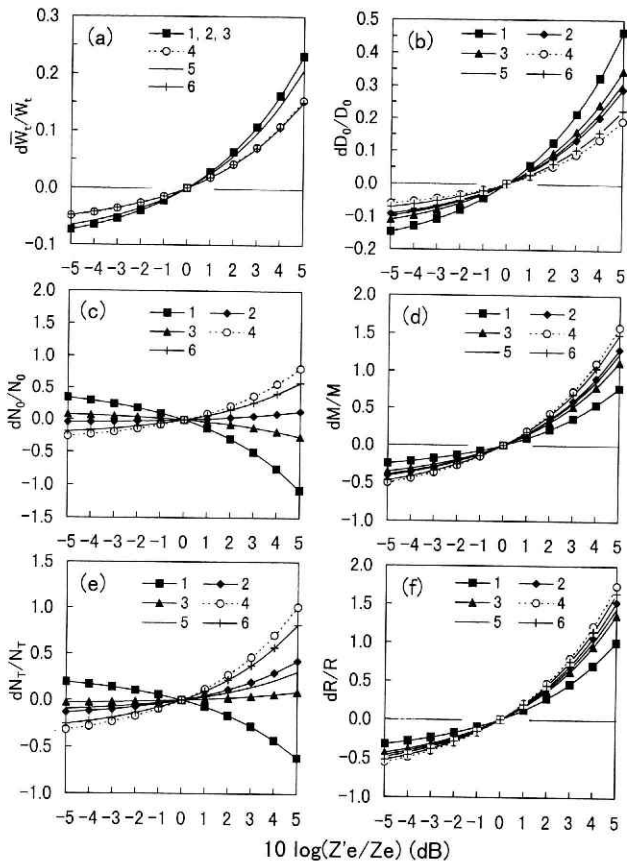


図13 等価レーダ反射因子の測定誤差に起因する降水パラメータの推定誤差 (雨滴の場合).

Fig. 13 Error of estimated precipitation parameters arising from measurement errors of equivalent radar reflectivity factor for rain.

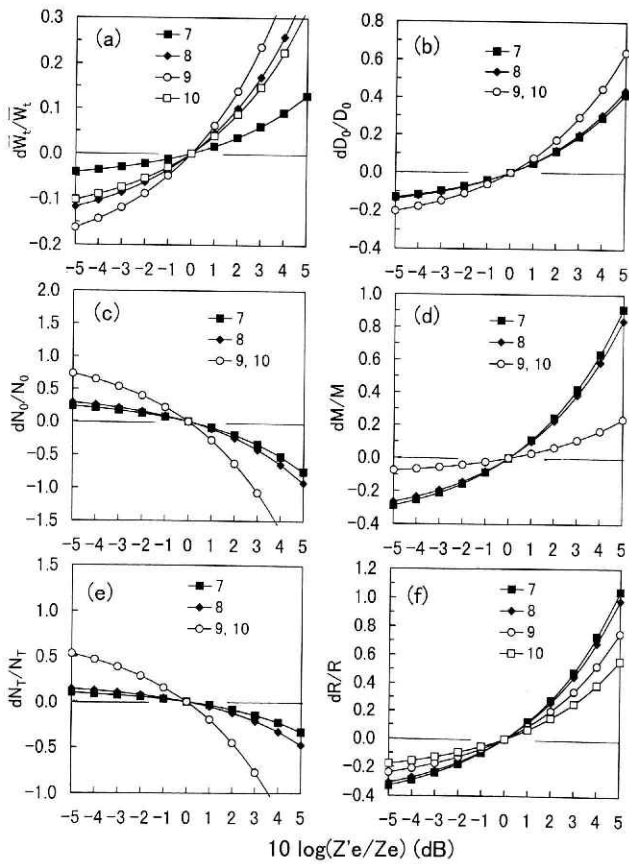


図14 図13と同じ。ただし、氷粒子 (雪片と雹) の場合。

Fig. 14 As same in Fig. 13, but for ice particles (snowflakes and hail).

表 5 各降水パラメータの推定誤差(%). 雨の場合. ()内の数値は最大誤差.

Table 5 Minimum estimation error of precipitation parameters in the case of rain. Figures in () represent the maximum value.

	Error from uncertainty in $N_0 - D_0$				Error from Z_e measurement	
	$d\alpha/\alpha = -1$		$d\alpha/\alpha = 1$		$Z'_e/Z_e = -4\text{dB}$	$Z'_e/Z_e = 4\text{dB}$
	$d\beta = 1$ $D_0 = 0.2\text{mm}$	$d\beta = 1$ $D_0 = 4\text{mm}$				
$d\bar{W}_T / \bar{W}_T$	5 % (10)	-5 % (-10)	10 % (15)	-10 % (-15)	-5 % (-5)	10 % (15)
dD_0 / D_0	10 % (20)	-10 % (-20)	15 % (35)	-10 % (-20)	-5 % (-15)	15 % (30)
dN_0 / N_0	-60 % (-150)	60 % (150)	-100 % (-240)	85 % (210)	-25~30% (-25~30)	-75~55 % (-75~55)
dM / M	-25 % (-65)	25 % (65)	-45 % (-100)	35 % (90)	-20 % (-45)	55 % (110)
dN_T / N_T	-55 % (-130)	55 % (130)	-85 % (-210)	75 % (180)	-30~15 % (-30~15)	-45~70 % (-45~70)
dR / R	-20 % (-55)	20 % (55)	-30 % (-85)	25 % (75)	-30 % (-50)	70 % (120)

表 6 各降水パラメータの推定誤差(%). 雪の場合. ()内の数値は最大誤差.

Table 6 Minimum estimation error of precipitation parameters in the case of snow. Figures in () represent the maximum value.

	Error from uncertainty in $N_0 - D_0$				Error from Z_e measurement	
	$d\alpha/\alpha = -1$		$d\alpha/\alpha = 1$		$Z'_e/Z_e = -4\text{dB}$	$Z'_e/Z_e = 4\text{dB}$
	$d\beta = 1$ $D_0 = 0.2\text{mm}$	$d\beta = 1$ $D_0 = 4\text{mm}$				
$d\bar{W}_T / \bar{W}_T$	5 % (15)	-5 % (-15)	10 % (30)	-10 % (-25)	-5 % (-10)	10 % (25)
dD_0 / D_0	20 % (20)	-20 % (-20)	30 % (35)	-25 % (-30)	-10 % (-10)	30 % (30)
dN_0 / N_0	-130 % (-140)	130 % (140)	-220 % (-230)	190 % (200)	20 % (25)	-55 % (-65)
dM / M	-60 % (-60)	60 % (60)	-90 % (-100)	80 % (85)	-25% (-25)	60 % (65)
dN_T / N_T	-120 % (-120)	120 % (120)	-190 % (-200)	160 % (170)	10 % (15)	-25 % (-35)
dR / R	-50 % (-55)	50 % (55)	-85 % (-90)	70 % (75)	-25 % (-30)	70 % (75)

表7 各降水パラメータの推定誤差(%). 雹の場合. ()内の数値は最大誤差.

Table 7 Minimum estimation error of precipitation parameters in the case of hail. Figures in () represent the maximum value.

	Error from uncertainty in $N_0 - D_0$				Error from Z_e measurement	
	$d\alpha/\alpha = -1$	$d\alpha/\alpha = 1$	$d\beta = 1$ $D_0 = 0.2\text{mm}$	$d\beta = 1$ $D_0 = 4\text{mm}$	$Z'_e/Z_e = -4\text{dB}$	$Z'_e/Z_e = 4\text{dB}$
$d\bar{W}_T/\bar{W}_T$	15 % (25)	-15 % (-25)	25 % (40)	-20 % (-35)	-10 % (-15)	20 % (35)
dD_0/D_0	30 % (30)	-30 % (-30)	50 % (50)	-50 % (-50)	-20 % (-20)	45 % (45)
dN_0/N_0	-210 % (-210)	210 % (210)	-330 % (-330)	-290 % (290)	65 % (65)	-160 % (160)
dM/M	-90 % (-90)	90 % (90)	-140 % (-140)	120 % (120)	-5 % (-5)	15 % (15)
dN_T/N_T	-180 % (-180)	180 % (180)	-290 % (-290)	250 % (250)	45 % (45)	-120 % (-120)
dR/R	-65 % (-75)	65 % (75)	-110 % (-120)	90 % (100)	-15 % (-20)	40 % (55)

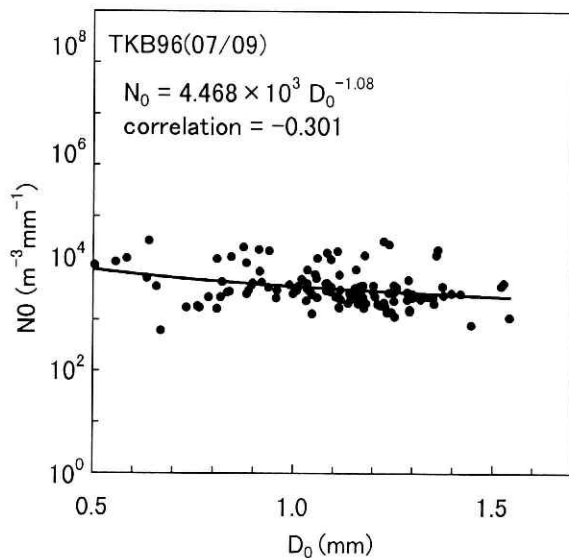


図15 Joss and Waldvogel タイプのディシドロメータによる測定から求められた N_0 と D_0 の分布. 粒径分布として指数分布を仮定している. 1997年7月9日の梅雨の事例.

Fig. 15 Distribution of N_0 and D_0 obtained by Joss and Waldvogel type disdrometer measurements. Exponential hydrometeor size distribution is assumed. Data from precipitation associated with Bai-u front of November, 9, 1997.

行った鉛直ドップラーレーダの観測でははっきりとしたブライドバンドが見られ, 層状性の降水と見なすことができる. 図15の各点は合計24時間の中で1分毎に取得されたデータの10分間平均値である. この事例の $N_0 - D_0$ 関係の α , β を最小2乗法で求めると $\alpha = 4.47 \times 10^3$, $\beta = -1.08$ で, 相関係数は -0.301 である. この事例の β の値は表3で Joss and Waldvogel (1970) の $a = 267.8$, $b = 0.6$ のケースに近い値となっている. α と β は降水のタイプによって変化すると考えられるが, この日の前後の7月8日と7月10日についても同様に α と β を求めた. その結果を表8に示す. いずれも梅雨前線に伴う降水で, 観測している日時も近接しているのほぼ同じようなタイプの降水を観測していると考えられる. 事実, 3つの事例において α の値はほぼ同程度の値となっている. 一方, β の値は7月10の事例だけ0に近い値となっており, 表2の Marshall and Palmer (1948) のケースに近い値となっている. 今後, 様々な事例について $N_0 - D_0$ 関係を調べる必要がある.

5.2 粒径分布を3パラメータガンマ分布で表したときの推定方法

3章で述べた推定手法は, 降水粒子の粒径分布として指数分布を仮定したときのものであった. より一般的な粒径分布は変形ガンマ分布(式(1))で表される. そこで, 降水粒子の粒径分布として3パラメータガンマ分布(式(1))で $\gamma = 1$ を仮定した場合の降水パラメータの推定方法について考える. その際に導出される降水パラメータ間の基本的な関係式は付録3に記述した.

粒径分布が指数分布のときには(15)式の $N_0 - D_0$ 関係式を仮定したが, 3パラメータガンマ分布で表されると

表 8 ディスドロメータの測定から求められた $N_0 = aD_0^\beta$ の α, β の値. 指数分布の粒径分布を仮定. N_0, D_0 の単位はそれぞれ $m^{-3}mm^{-1}, mm$ である.

Table 8 Values of α and β in $N_0 = aD_0^\beta$ obtained from measurements by a disdrometer. The exponential HSD is assumed. Units of N_0 and D_0 are $m^{-3}mm^{-1}$ and mm respectively.

Date	α ($m^{-3}m^{-1}\cdot\beta$)	β	Correlation between N_0 and D_0
1996 July 8	6.46×10^3	-1.25	-0.378
1996 July 9	4.47×10^3	-1.08	-0.301
1996 July 10	5.43×10^3	-0.107	-0.044

きには、この関係式のほかに次の N_0 と μ の間の関係式を仮定する.

$$N_0 = C_N \exp(g\mu) \quad (37)$$

ここで、 C_N と g は経験的に求められる定数で、Ulbrich (1977) はこれまで様々な研究者によって提案されている積分パラメータ間の経験式、例えば、レーダ反射因子と降水強度の関係式を調べ C_N の値として $6 \times 10^6 (m^{-3}m^{-1-\mu})$ 、 g の値として 7.99 を提案している。これらの値はこれまで提案されている多くの経験式をもとにして算出された値であり、空間的、時間的に平均化されたデータをもとにして算出されたものである。ある一つの降水について実測された粒径分布のデータについても、Ulbrich (1977) は $N_0 - \mu$ 関係を調べているが、この場合、 C_N, g の値はそれぞれ $1.5 \times 10^6 (m^{-3}m^{-3-\mu})$ 、7.99 であるとしている。

降水粒子の粒径分布として 3 パラメータガンマ分布を仮定した場合、各降水パラメータは以下のように Z_e と関係付けられる。

$$\bar{W}_t = \frac{a}{G^b} \frac{\Gamma(7+\mu+b)}{\Gamma(7+\mu)} \left[\frac{G^{7+\mu}}{a\Gamma(7+\mu)} \right]^{b/(7+\mu+\beta)} Z_e^{b/(7+\mu+\beta)} \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} \quad (38)$$

$$D_0 = \left[\frac{G^{7+\mu}}{a\Gamma(7+\mu)} \right]^{1/(7+\mu+\beta)} Z_e^{1/(7+\mu+\beta)} \quad (39)$$

$$N_0 = a \left[\frac{G^{7+\mu}}{a\Gamma(7+\mu)} \right]^{\beta/(7+\mu+\beta)} Z_e^{\beta/(7+\mu+\beta)} \quad (40)$$

$$M = \frac{1}{6} \rho_w \pi a \left[\frac{G^{7+\mu}}{a\Gamma(7+\mu)} \right]^{(4+\mu+\beta)/(7+\mu+\beta)} \frac{\Gamma(4+\mu)}{G^{4+\mu}} Z_e^{(4+\mu+\beta)/(7+\mu+\beta)} \quad (41)$$

$$N_T = a \left[\frac{G^{7+\mu}}{a\Gamma(7+\mu)} \right]^{(1+\mu+\beta)/(7+\mu+\beta)} \frac{\Gamma(1+\mu)}{G^{1+\mu}} Z_e^{(1+\mu+\beta)/(7+\mu+\beta)} \quad (42)$$

$$R = \frac{1}{6} \pi a \alpha \left[\frac{G^{7+\mu}}{a\Gamma(7+\mu)} \right]^{(4+\mu+\beta+b)/(7+\mu+\beta)} \frac{\Gamma(4+\mu+b)}{G^{4+\mu+b}} \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} Z_e^{(4+\mu+\beta+b)/(7+\mu+\beta)} \quad (43)$$

式(A 3-2)、式(15)、式(37)から N_0, D_0 を消去すると次の関係式を得る。

$$Z_e = a \left[\frac{C_N}{\alpha} \exp(g\mu) \right]^{(7+\mu+\beta)/\beta} \frac{\Gamma(7+\mu)}{G^{7+\mu}} \quad (44)$$

計算の手順としては、まずディスドロメータによる粒径分布の測定から α, β, C_N, g を求める。次に、ドップラーレーダで測定された等価レーダ反射因子 Z_e から式(44)により μ を求める。 μ が求まると、式(38)～式(43)を用いて各降水パラメータを計算することができる。鉛直流はドップラーレーダにより観測されるドップラー速度と式(38)から計算されるサンプリングボリューム内にある降水粒子の平均落下速度 \bar{W}_t から求められる。

6. まとめ

本報では空中線を上向きに向けたドップラーレーダ観測（鉛直ドップラーレーダ観測）から降水パラメータの空間分布を推定する手法の理論的な背景、鉛直ドップラーレーダとディスドロメータとの同時観測により降水パラメータを推定するアルゴリズム、提案した推定手法の精度について述べた。

提案したアルゴリズムでは以下の仮定をおいている。

- 電波の散乱はレーリー近似できる。
- 個々の降水粒子の終端落下速度はべき乗式で表される。
- 降水粒子の粒径分布は指数分布で表される。
- 指数分布を規定する 2 つのパラメータ（切片パラメータ N_0 と体積メジアン直径 D_0 ）の間に $N_0 = aD_0^\beta$ の関係式が成り立つ。ここで、 α, β の値はディスドロメータによる地上での雨滴粒径分布の測定から求める。

本論文で提案した手法の精度を、これまで提案されている $N_0 - D_0$ 関係や降水粒子の終端落下速度の式を用いて調べた。推定精度は主として次の点によって決まる。

- ・仮定した N_0-D_0 関係式の不確かさ。
- ・採用した個々の降水粒子の終端落下速度を表すべき乗式のべき指数 b の値。
- ・等価レーダ反射因子の測定誤差。

これまで提案されている関係式のうち、Rogers (1964) の α , β の値を用いた場合と Sekhon and Srivastava (1971) の α , β の値を用いた場合が最も精度良く平均終端落下速度 \bar{W}_t と体積メジアン直径 D_0 を推定できることがわかった。例えば、降水粒子が雨滴の場合、平均終端落下速度 \bar{W}_t と体積メジアン直径 D_0 については相対誤差が 20~30% で推定することができる。従って、鉛直ドップラーレーダの観測から推定された D_0 の分布は降水機構の定量的な議論に有効である。これに対して、 \bar{W}_t と D_0 以外の降水パラメータについての推定誤差は 100% を越すために定量的な議論は困難である。降水粒子が雪の場合、鉛直流の推定精度は 30% 程度、 D_0 の推定精度は -50~80% となりいずれも雨滴の場合に比べて大きい。雪の場合、降雪粒子のタイプや形状がなんらかの方法でわかっているときには \bar{W}_t , D_0 を用いた定性的な議論は可能かもしれない。それ以外の降水パラメータの推定誤差は 200% に達する場合もあり雨滴の場合と同様に定量的な議論は困難である。

付録 1 レーダ方程式と防災科学技術研究所の可搬型ドップラーレーダの諸元

レーダ気象学で一般に用いられる単位を用いてレーダ方程式を表現すると

$$\bar{P}(mW) = \frac{\pi^5 10^{-17} P_t(W) g^2 g_s \tau (\mu s) \theta_1^2 (^\circ) |K|^2 Z_e (mm^6 m^{-3})}{6.75 \times 2^{14} (\ln 2) r_0^2 (km) \lambda^2 (cm) l^2 l_r l_w} \quad (A1-1)$$

と表される (Doviak and Zrníc, 1993, p.82)。

ここで、

- \bar{P} : 平均受信電力 (mW)
- P_t : 尖頭送信電力 (W)
- g : アンテナ利得 (dB)
- g_s : 受信機のシステム電力利得 (dB)
- τ : パルス幅 (μs)
- θ_1 : ビーム幅 ($^\circ$)
- K : 降水粒子の複素屈折率 (あるいは比誘電率) に関係するパラメータ
- $K = (m^2 - 1) / (m^2 + 2)$: m は降水粒子の複素屈折率で比誘電率を ϵ とすると $m^2 = \epsilon$ 。
- Z_e : 等価レーダ反射因子 ($mm^6 m^{-3}$)
- r_0 : レンジ (km)
- λ : 波長 (cm)
- l : 大気ガス及び降水粒子による電波の伝播損失 (dB)
- l_r : 受信機のバンド幅による電力損失 (dB)
- l_w : ライン損失 (送信機出口から受信導入口までの波管損失) (dB)

防災科学技術研究所の可搬型ドップラーレーダの諸元等は

$$P_t = 40 \text{ (kW)} = 40,000 \text{ (W)}$$

$$10 \log(g) = 42 \text{ (dB)}$$

$$10 \log(g_s) = 0 \text{ (dB)}$$

$$\tau = 0.5 \text{ (\mu s)}$$

$$\theta_1 = 1.2 \text{ (}^\circ\text{)}$$

$$K^2 = 0.93 \quad (\text{水の場合})$$

$$\lambda = 3.2 \text{ (cm)}$$

$$10 \log l = (10 \log k_g + 10 \log k_p) r_0$$

$$10 \log k_g = 0.01 \text{ (dB/km)}$$

$$10 \log k_p = 0.01 R^{1.21} \text{ (dB/km)} \quad R \text{ は降水強度 (mm/h)}$$

$$10 \log l_r = 0 \text{ (dB)}$$

$$10 \log l_w = 5.8 \text{ (dB)}$$

式 (A1-1) の両辺の対数をとって 10 倍すると

$$\begin{aligned} 10 \log(\bar{P}) &= 10 \log(\pi^5 10^{-17}) + 10 \log P_t + 20 \log g \\ &+ 10 \log g_s + 10 \log \tau + 20 \log \theta_1 \\ &+ 10 \log |K_w|^2 + 10 \log Z_e \\ &- 10 \log(6.75 \times 2^{14} \ln 2) \\ &- 20 \log r_0 - 20 \log \lambda - 20 \log l \\ &- 10 \log l_r - 10 \log l_w \end{aligned}$$

各パラメータの値を代入して

$$\begin{aligned} 10 \log(\bar{P}) &= -145.15 + 46.02 + 84 + 0 - 3.01 + 1.58 \\ &- 0.32 + 10 \log Z_e - 48.85 \\ &- 20 \log r_0 - 10.10 - 2(0.01 + 0.01 R^{1.21}) r_0 \\ &- 0 - 5.8 \end{aligned}$$

従って、

$$10 \log Z_e = 10 \log \bar{P} + 20 \log r_0 + 2(0.01 + 0.01 R^{1.21}) r_0 + 81.63 \quad (A1-2)$$

となる。受信機の入出力特性曲線から

$$10 \log(\bar{P}) = DND \times D + S_{\min} \quad (A1-3)$$

である。ここで、 D はディジット値 (測定値)、 DND は入出力特性曲線の傾きの逆数である。したがって等価レーダ反射因子は

$$10 \log Z_e = DND \times D + S_{\min} + 20 \log r_0 + 2(0.01 + 0.01 R^{1.21}) r_0 + 81.63 \quad (A1-4)$$

から計算される。

付録 2 雪片、氷結晶が散乱体の場合のレーダ反射因子

通常の気象レーダでは雨を想定したレーダ方程式が用いられる。すなわち、レーダ方程式中の散乱体の誘電率が関係する $|K|^2$ の値として、水に対する値 0.93 を使って有効レーダ反射因子が計算される。その理由として、雪片や氷結晶の場合、 $|K|^2$ はその形状や表面の性質、気温に大きく依存するのに対して、雨の場合の $|K|^2$ はマイクロ波の広い範囲でほぼ一定の値をとり、温度による依存性も少ないためである。 $|K|^2 = |K_w|^2 = 0.93$ を使って計算された雪片や氷結晶のレーダ反射因子の意味は、散乱体を雨とみなした場合の等価的なレーダ反射因子とすることができる。以下、もう少し厳密に雪片、氷結晶のレーダ反射因子について述べる。

雪片や氷結晶の後方散乱断面積に関係する直径は雨の場合のように簡単に定義することは困難である。一般にこれらの形状は球形ではないが、その大きさが大きくなるときには、空気と氷からなる球形の混合物と見なせる。その直径を D_m とすると後方散乱断面積はレーリー近似の範囲で

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_m|^2 D_m^6 \quad (\text{A 2-1})$$

と表される。ここで、 m は混合物を表す添え字である。粒子の質量を M_m とすると

$$\sigma = \frac{36\pi^3}{\lambda^4} \frac{|K_m|^2}{\rho_m^2} M_m^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \frac{|K_m|^2}{\rho_m^2} \rho_w^2 D_e^6 \quad (\text{A 2-2})$$

で与えられる。ただし、 D_e は雪片あるいは氷結晶の融解直径で

$$D_e^6 = \left[\frac{\rho_m}{\rho_w} \right]^2 D_m^6 \quad (\text{A 2-3})$$

である。

Debye の理論によれば、

$$\frac{K_m}{\rho_m} = \frac{K_i}{\rho_i} \frac{M_i}{M_m} + \frac{K_a}{\rho_a} \frac{M_a}{M_m} \quad (\text{A 2-4})$$

である。空気の誘電率は 0 に近いので K_a も 0 に近く、また、 $M_i \approx M_m$ である。従って、

$$|K_m|^2 = (\rho_m)^2 \left[\frac{|K_i|}{\rho_i} \right]^2 \quad (\text{A 2-5})$$

となる。 $\rho_i = 0.92$ [gcm⁻³], $|K_i|^2 \approx 0.176$ として、

$$|K_m|^2 = 0.208 \rho_m^2 \quad (\text{A 2-6})$$

となる。なお、Zrnica *et al.* (1993) は

$$|K_m|^2 = 0.243 \rho_m^2 \quad (\text{A 2-6}')$$

を用いている。

降水粒子が氷からなる場合、レーダ反射因子の解釈は一般に困難である。それは、氷粒子は単一の雪結晶(樹脂状、板状、針状、柱状など)、雪片、霰、雹など、様々な形状を持ち、測定されるレーダ反射強度と氷粒子の粒径分布とを一義的に結びつけることが困難なためである。ここでは、雪片や氷結晶を氷と空気からなる球形の混合誘電体モデルで扱った場合について考える。混合誘電体モデルを用いると雪片や氷結晶のレーダ反射因子 Z_m は混合誘電体の直径 D_m を用いて次のように定義される。

$$\begin{aligned} Z_m &= \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D_m) D_m^6 dD_m \\ &= \left[\frac{\rho_w}{\rho_m} \right]^2 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D_e) D_e^6 dD_e \\ &= \left[\frac{\rho_w}{\rho_m} \right]^2 Z_s \end{aligned} \quad (\text{A 2-7})$$

ここで、 Z_s は $Z-R$ 関係式などで定義される雪片、氷結晶のレーダ反射因子で

$$Z_s = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D_e) D_e^6 dD_e \quad (\text{A 2-8})$$

である。

レーダ反射強度は定義から

$$\eta = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D) N(D) dD \quad (\text{A 2-9})$$

散乱体が雨滴の場合、

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^6 dD = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 Z_w \quad (\text{A 2-10})$$

散乱体が雪片または氷結晶の場合、

$$\begin{aligned} \eta &= \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_m|^2 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D_m) D_m^6 dD_m \\ &= \frac{\pi^5}{\lambda^4} \frac{|K_m|^2}{\rho_m^2} \rho_w^2 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D_e) D_e^6 dD_e \\ &= \frac{\pi^5}{\lambda^4} \frac{|K_m|^2}{\rho_m^2} \rho_w^2 Z_s \end{aligned} \quad (\text{A 2-11})$$

である。従って、

$$Z_s = \frac{|K_w|^2}{|K_m|^2 / \rho_m^2} \rho_w^2 Z_w = \frac{0.93}{0.208} Z_w = 4.47 Z_w \quad (\text{A 2-12})$$

あるいは、両辺の対数を取り 10 倍して dBZ の単位で表すと次式となる。

$$10 \log Z_s = 10 \log Z_w + 6.50 \quad (\text{A 2-13})$$

付録 3 粒径分布が 3 パラメータガンマ分布で表される時の降水パラメータ間の関係

(1) レゾリュションボリューム内の降水粒子の平均落下速度 (\bar{W}_t)

$$\bar{W}_t = a \left[\frac{D_0}{G} \right]^{b/r} \frac{\Gamma[(7+\mu+b)/\gamma]}{\Gamma[(7+\mu)/\gamma]} \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} \quad (\text{A 3-1})$$

(2) 等価レーダ反射因子 (Z_e)

$$Z_e = N_0 D_0^{7-u} \frac{\Gamma[(7+\mu)/\gamma]}{\gamma G^{(7+\mu)/\gamma}} \quad (\text{A 3-2})$$

(3) 単位体積内の水の量 (M)

$$M = \frac{1}{6} \rho_w \pi N_0 D_0^{4+\mu} \frac{\Gamma[(4+\mu)/\gamma]}{\gamma G^{(4+\mu)/\gamma}} \quad (\text{A 3-3})$$

(4) 単位体積内の降水粒子の個数 (N_T)

$$N_T = N_0 D_0^{1+\mu} \frac{\Gamma[(1+\mu)/\gamma]}{\gamma G^{(1+\mu)/\gamma}} \quad (\text{A 3-4})$$

(5) 降水強度 (R)

$$R = \frac{1}{6} \pi a N_0 D_0^{4+\mu+b} \frac{\Gamma[(4+\mu+b)/\gamma]}{\gamma G^{(4+\mu+b)/\gamma}} \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} \quad (\text{A 3-5})$$

記号の説明

$N(D)$: 降水粒子の粒径分布関数 ($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$)

Distribution function of hydrometeors with diameter ($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$)

D : 降水粒子の直径 (mm)

Diameter of hydrometeors (mm)

N_0 : 粒径分布を特徴づけるパラメータ ($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1-\mu}$)

Parameter in distribution function of hydrometeors ($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1-\mu}$)

D_0 : 体積メジアン直径 (mm)

Median volume diameter (mm)

μ, γ : 粒径分布を特徴づけるパラメータ

- Parameters in modified gamma distribution function
- a, b : 個々の降水粒子の落下速度を表すべき乗式のパラメータ (a の単位は $(\text{m}^{-1-b} \text{s}^{-1})$)
- Parameters in $w_t - D$ relationship
- α, β : N_0 と D_0 の間の関係式を表すパラメータ
- Parameters in $N_0 - D_0$ relationship
- b, q : \bar{W}_T と Z_e の間の関係式を表すパラメータ
- Parameters in $\bar{W}_T - Z_e$ relationship
- G : μ, γ から一義的に決まるパラメータ
- Exponential factor determined by parameters μ and γ
- Z_e : 等価レーダ反射因子 ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$)
- Equivalent radar reflectivity factor ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$)
- \bar{V}_d : 平均ドップラー速度 (m s^{-1})
- Average Doppler velocity (m s^{-1})
- \bar{W}_t : レゾリューションボリューム内にある降水粒子の平均落下速度 (m s^{-1})
- Average terminal fall velocity of hydrometeors in a resolution volume (m s^{-1})
- \bar{W}_a : 空気の鉛直速度 (m s^{-1})
- Average vertical air velocity in a resolution volume (m s^{-1})
- w_t : 個々の降水粒子の落下速度 (m s^{-1})
- Terminal fall velocity of a hydrometeor (m s^{-1})
- ρ : 空気密度 (kg m^{-3})
- Air density at arbitrary height (kg m^{-3})
- ρ_0 : 地上での空気密度 (kg m^{-3})
- Air density at sea level (kg m^{-3})
- ρ_w : 水の密度 (kg m^{-3})
- Water density (kg m^{-3})
- M : 単位体積内の水の量 (雨量) (kg m^{-3})
- Liquid water content (kg m^{-3})
- N_T : 単位体積内の降水粒子の個数 (m^{-3})
- Total number of hydrometeors (m^{-3})
- R : 降水強度 (m s^{-1})
- Precipitation intensity (m s^{-1})

参考文献

- 1) Atlas, D., R.C. Srivastava and R.S. Sekhon (1973): Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space phys.*, **11**, 1-35.
- 2) Atlas, D. and C.W. Ulbrich (1977): Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1322-1331.
- 3) Caton, P.G. F. (1966): Raindrop size distribution in the free atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 15-30.
- 4) Chang, L. and M. English (1983): A relationship between hailstone concentration and size. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 204-213.
- 5) Doviak, R.J. and D.S. Zrnice (1993): *Doppler radar and weather observations*. Academic Press, 562 pp.
- 6) Foote, G.B. and P.S. du Toit (1969): Terminal velocities of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 249-253.
- 7) Gossard E.E. and R.G. Strauch (1983): *Radar observation of clear air and clouds*. Elsevier, New York. 280 pp.
- 8) Gunn K.L.S. and T.W.R. East (1954): The microwave properties of precipitation particles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **80**, 522-545.
- 9) Gunn, K.L.S. and J.S. Marshall (1958): The distribution with size of aggregate snowflakes. *J. Meteor.*, **15**, 452-461.
- 10) Gunn, R. and G.D. Kinzer (1949): The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243-248.
- 11) Hauser, D. and P. Amayenc (1981): A new method for deducing hydrometeor-size distribution and vertical air motions from Doppler radar measurements at vertical incidence. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 547-555.
- 12) Joss, J. and A. Waldvogel (1970): Raindrop size distribution and Doppler velocities. *Preprints 14th Conf. on Radar Meteor.*, Tucson, Amer. Meteor. Soc., 153-156.
- 13) Langleben, M.P. (1954): The terminal velocity of snow aggregates. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **80**, 174-181.
- 14) Liu, J.Y. and H.D. Orville (1968): *Numerical modeling of precipitation effects on a cumulus cloud*. Rep. 68-69, 70 pp., Inst. of Atmos. Sci., S. Dak. Sch. of Mines Technol., Rapid City.
- 15) Locatelli D. and V. Hobbs (1974): Fall speeds and masses of soil precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2185-2197.
- 16) Marshall, J.S. and W. Palmer (1948): The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- 17) Matson, R.J. and A.W. Huggins (1980): The direct measurement of the sizes, shapes, and kinetics of falling hailstones. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 647-654.
- 18) Pruppacher, H.R. and J.D. Klett (1978): *Microphysics of clouds and precipitation*. Reidel, 714 pp.
- 19) Rogers, R.R. (1964): An extension of the Z-R relation for Doppler radar. *Proc. 11th Radar Meteor. World Conf.*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 158-161.
- 20) Rogers, R.R. and R.J. Piliie (1962): Radar measurements of drop-size distribution. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 503-508.
- 21) Sekhon, R.S. and R.C. Srivastava (1970): Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 299-307.
- 22) Sekhon, R.S. and R.C. Srivastava (1971): Doppler radar observations of drop-size distribution in a

- thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 983-994.
- 23) Spilhaus, A.F. (1948): Raindrop size, shape and falling speed. *J. Meteor.*, **5**, 108-110.
- 24) Tohma K., T. Ihara, H. Yamamoto, T. Manabe, Y. Furuhashi, K. Kitamura and Y. Imai (1982): A performance test of a raindrop sizer of microphonic type by artificial waterdrops and photographing of the drop shapes. *J. Radio Research Lab.*, **29**, 27-52.
- 25) Ulbrich, C.W. (1983): Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate. Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1755.
- 26) Wexler, R. and D. Atlas (1963): Radar reflectivity and attenuation of rain. *J. Appl. Meteor.*, **2**, 276-280.
- 27) Zrnic, D.S., N. Balakrishnan, C.L. Ziegler, V.N. Bringi, K. Aydin and T. Matejka (1993): Polarimetric signatures in the stratiform region of a mesoscale convective system. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 678-693.

(原稿受理：1997 年 12 月 22 日)

要 旨

降水粒子の粒径分布、雨水量、降水強度などの降水パラメータや大気鉛直流の分布についての情報は降水の微物理過程を理解する上で重要である。更に、熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measurement Mission: TRMM) のテーマの一つである熱帯域での降水活動による水蒸気や熱の定量的な評価を行う際のグランドトゥースデータを提供する上で重要である。本論文では、降水パラメータを推定する方法として鉛直方向にアンテナを向けたドップラーレーダ観測 (鉛直ドップラーレーダ観測) による方法について議論した。理論的な背景、具体的なアルゴリズム、推定精度について述べた。これまで提案されている関係式のうち、Rogers (1964) の N_0-D_0 関係式、Sekhon and Srivastava (1971) の N_0-D_0 関係式を用いた場合が最も精度良く降水パラメータを推定できる。降水粒子が雨滴の場合、平均終端落下速度 \bar{W}_t と体積メジアン直径 D_0 については相対誤差が 20~30% で推定することができ、降水機構の定量的な議論に利用できる。これに対して、 \bar{W}_t と D_0 以外の降水パラメータについての推定誤差は 100% を越すために定量的な評価は困難である。雪の場合には \bar{W}_t 以外のパラメータの推定誤差は雨の場合よりも大きくなる。雪粒子の形状や種類がわかっているときのみ定量的な議論が可能であろう。

キーワード：ドップラーレーダー、降水機構、降水パラメータ、TRMM