

# 400MHz帯ウィンドプロファイラおよびCOBRAを用いた融解層上層の粒径分布推定手法の開発

DEVELOPMENT OF A METHOD TO ESTIMATE OF DROP SIZE DISTRIBUTION ABOVE THE MELTING LAYER BY USING 400MHz-BAND WIND PROFILER AND COBRA

北村康司<sup>1</sup>・中川勝広<sup>2</sup>・関澤信也<sup>3</sup>・花土 弘<sup>4</sup>・高橋暢宏<sup>5</sup>・井口俊夫<sup>6</sup>  
Yasushi KITAMURA, Katsuhiko NAKAGAWA, Shinya SEKIZAWA, Hiroshi HANADO,  
Nobuhiro TAKAHASHI, and Toshio IGUCHI

<sup>1</sup>正会員 工博 情報通信研究機構 専攻研究員 (〒904-0411 沖縄県国頭郡恩納村字恩納4484)

<sup>2</sup>正会員 工博 情報通信研究機構 主任研究員 (〒904-0411 沖縄県国頭郡恩納村字恩納4484)

<sup>3</sup>非会員 情報通信研究機構 主任研究員 (〒184-9795 東京都小金井市貫井北町4-2-1)

<sup>4</sup>非会員 理修 宇宙航空研究開発機構 副主任開発部員 (〒305-8505 茨城県つくば市千現2-1-1)

<sup>5</sup>非会員 理博 情報通信研究機構 主任研究員 (〒184-9795 東京都小金井市貫井北町4-2-1)

<sup>6</sup>非会員 Ph.D 情報通信研究機構 グループリーダー (〒184-9795 東京都小金井市貫井北町4-2-1)

The vertical profile of raindrop size distribution (DSD) is important for understanding rain processes. To improve the accuracy of rainfall intensity observed by precipitation radar and microwave radiometers carried on satellites, the information on the vertical profile of DSD is also important. The purpose of this study is to develop a database of DSD for the satellites precipitation retrieval by using a 400MHz-band wind profiler and COBRA (CRL Okinawa Bistatic polarimetric Radar) for various kinds of hydrometeor (rain, snow, and mix phase). A new algorithm is proposed above the melting layer. As a result, in the case that the spectrum peak of air motion is difficult to be found from the observed Doppler spectrum above the melting layer, it is possible that DSD can be estimated by the proposed algorithm.

**Key Words :** 400MHz wind profiler, COBRA, the melting layer, drop size distribution, stratiform rainfall

## 1. はじめに

雨滴粒径分布の鉛直分布を正確に観測することは、降水の発達、消滅などの生成メカニズムの解明、またエアロゾルと雲の相互作用の研究などにおいて重要で、降水発達過程に雨滴粒径が大きな影響をおよぼすことが知られている。

降雨レーダによって観測される降雨強度は、雨滴粒径分布を仮定しており、実際の雨滴粒径分布が降雨レーダで仮定した分布と異なる場合には推定誤差が大きくなる。一方、衛星搭載マイクロ波放射計で推定される降水強度は、単純化された降水物理モデルを用いており、雨滴粒径分布、融解層より上層における固体降水粒子、固相から液相に変化する融解層での取り扱いなど様々な改良する余地がある<sup>1), 2)</sup>。衛星搭載マイクロ波放射計によって観測される輝度温度を用いた降水量の推定にとって、散

乱特性に大きく影響する、融解層上層の水粒子の粒径分布を把握することは重要である。これらのことから詳細な降水現象の解明および降雨レーダや衛星搭載マイクロ波放射計によって推定される降雨強度の精度向上のためには、正確な雨滴粒径分布を観測することが重要である。

雨滴粒径分布の観測方法としては、様々なものがあり古くは、ろ紙等で雨滴を受けその痕跡から推定する方法<sup>3)</sup>やカメラやビデオ等で撮影する方法がある。近年良く用いられている観測装置としては、雨滴の衝突による振動を電圧に変換し雨滴粒径を推定するディストロメータや2台のカメラにより落下する雨滴を映像として捕らえ、画像処理をすることにより雨滴粒径を測定する2次元ビデオディストロメータと呼ばれる装置がある。しかしこれらの装置は地上に設置するため、降水予測に重要な鉛直分布や空間分布を得ることができない。このため VHF/UHF 帯のウィンドプロファイラ (WPR) を用

いた雨滴粒径分布の観測が注目されている。降雨時に VHF/UHF 帯の WPR が観測するドップラースペクトルは、大気散乱によるエコーと降雨エコーが分離したピークをもつため、雨滴の重力落下速度が得られ正確な雨滴粒径分布の鉛直分布を得ることができる。融解層より下層における WPR を用いた雨滴粒径分布の推定手法はいくつか提案されている<sup>4), 5), 6)</sup>。Wakasugi et al. (1986)<sup>4)</sup> や Sato et al. (1990)<sup>5)</sup> は、雨滴粒径分布が指数関数やガンマ分布の関数形であらわされると仮定し、仮定した関数形と観測値との差が最小となるパラメータを決定する、パラメトリックな手法によって雨滴粒径分布の推定を行い、Kobayashi and Adachi (2001)<sup>6)</sup> においては、観測されたスペクトルを直接的に解く、ノンパラメトリックな手法を用いた雨滴粒径分布の推定手法の開発を行っている。これらの推定手法では、まず分離した大気エコーをガウス関数 (式 (2) を参照) で近似し、式中のパラメータである大気鉛直流とスペクトル幅を観測値との残差二乗和が最小となるように決定する。そのため、大気エコーと降水エコーの分離が困難である融解層より上層においては、大気エコーをガウス関数によって近似できないため、融解層より上層における粒径分布の推定手法に関する研究は、ほとんど行われていない。近年、北村ら (2006)<sup>7)</sup> によって層状性降雨における融解層より上層の粒径分布の推定方法について提案がなされている。北村ら (2006) は、大気が静止している状態における降水ピークのドップラー速度は高さ方向に一定だと仮定し、観測される降水ピークのドップラー速度の高さ方向における変化は、大気の影響を受けたものと考え粒径分布の導出を行っている。具体的には、目視によって大気エコーと降水エコーが分離可能なスペクトルを用いて、上記の仮定をもとに分離が出来ないスペクトルの大気鉛直流を推定している。しかしこの手法では、大気エコーをガウス関数で近似したときのパラメータである、スペクトル幅については、分離可能なスペクトルから得られたスペクトル幅をそのまま用いている。また目視によって分離可能なスペクトルが高さ方向に少なくとも一つは必要であることなどが上げられる。

そこで本研究では、衛星搭載マイクロ波放射計で用いられるリトリーバルアルゴリズムに利用可能な粒径分布のデータベース作成を主目的とし、そのために大気エコーと降水エコーの分離が困難な融解層より上層において粒径分布の推定手法の開発を行った。具体的には、粒径分布を推定するために必要な大気エコーを COBRA のレーダ反射因子  $Z$  を用いることによって、北村ら (2006) で提案された目視による確認や、大気の仮定を用いない粒径分布推定手法の開発を行った。

## 2. 観測概要

2004 年 5 月中旬から 6 月上旬に情報通信研究機構

沖縄亜熱帯計測技術センターの 5GHz 帯 (C-band) である沖縄偏波降雨レーダ (COBRA)<sup>8)</sup> と 400MHz 帯 WPR を中心に梅雨期における降雨集中観測を行った (Oknbaiu04)。集中観測には、CREST「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成」(CREST/GSMaP)、CREST「湿潤・乾燥大気境界層の降水システムに与える影響の解明と降水予測精度の向上」(CREST/LAPS)、名古屋大学地球水循環研究センター (HyARC) との共同研究の 3 プロジェクトが共同で実施した<sup>9)</sup>。

400MHz 帯 WPR は沖縄県本島北部に位置する大宜味大気観測施設 (NICT Ogimi) に設置されており、COBRA は名護降雨観測施設 (NICT Nago) に設置されている。また大宜味大気観測施設と名護降雨観測施設は直線距離で約 15 km 離れたところに位置する。

解析に用いた 400MHz 帯 WPR は、速度分解能 0.13 m/s、距離分解能は 100 m である。

COBRA においては、大宜味方向に 10 分に 1 回の RHI (range height indicator) 観測を行った。

解析対象期間は、6 月 1 日の 16 時 ~ 24 時と 2 日の 16 時 ~ 18 時までの層状性降雨を解析対象とした。

## 3. 粒径分布の導出方法

降雨時に WPR で観測した大気および雨滴からの散乱された受信波のドップラースペクトル  $S_{obs}(v)$  は、

$$S_{obs}(v) = P_t S_t(v) + S_D(v) * S_t(v) + P_n \quad (1)$$

と表される。ここで  $P_t$  は大気からの散乱受信電力、 $S_D(v)$  は雨滴散乱によるドップラースペクトル、 $P_n$  はノイズレベルであり、 $S_t(v)$  は大気乱流からのエコーのドップラースペクトルであり、 $*$  は畳み込み積分を表す。 $S_t(v)$  をガウス関数：

$$S_t(v) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{(v-v_0)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (2)$$

で近似する。ここで  $\sigma$  はスペクトル幅、 $v_0$  は大気の平均鉛直速度、 $v$  は視線方向のドップラー速度である。

雨滴散乱によるドップラースペクトル  $S_D(v)$  は、

$$S_D(v) = C \cdot N(D) \cdot D^6 \cdot \frac{dD}{dv} \quad (3)$$

と表される。ここで  $C$  はレーダシステムの諸定数から求まる定数、 $N(D)$  は粒径分布、 $D$  は雨滴の直径である。

大気エコーと降水エコーが分離可能な場合においては (1) 式より、ノンパラメトリック手法を用いて雨滴散乱によるドップラースペクトル  $S_D(v)$  を求め (3) 式より雨滴粒径分布  $N(D)$  を推定することができる。アルゴリズムの手順を図-1 に示す。詳細な導出方法については Kobayashi and Adachi<sup>6)</sup> を参照されたい。

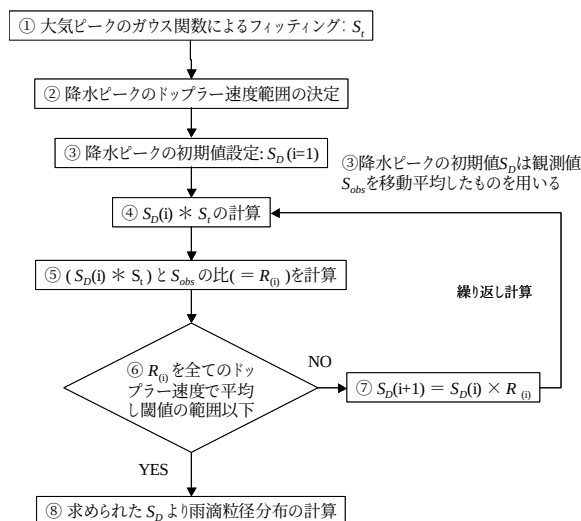


図-1 ノンパラメトリック手法による雨滴粒径分布  $N(D)$  の推定アルゴリズムのフローチャート

### (1) 400MHz 帯 WPRのドップラースペクトルの補正方法

400MHz 帯 WPR は、元来風を測定するための装置であるため、受信機の較正が行われていない。また、降水時には受信機が飽和するという問題がある。そのため 400MHz 帯 WPR で観測される降水スペクトルから推定される粒径分布は、粒径の個数が少なく推定されると判断されるため、400MHz 帯 WPR の受信強度を補正する必要がある。図-2 に受信機が較正されている COBRA のレーダ反射因子  $Z$  を用いた 400MHz 帯 WPR のドップラースペクトルの補正方法の手順を示す。

- ① ノンパラメトリック手法を用いて粒径分布を推定する。
- ② 得られた粒径分布よりレーダ反射因子  $Z$  を算出する。
- ③ COBRA の RHI 観測で得られた大気上空のレーダ反射因子  $Z_{COBRA}$  と 400MHz 帯 WPR の  $Z_{WPR}$  を比較し、 $Z_{COBRA}$  と  $Z_{WPR}$  の比  $\alpha$  を求める。
- ④ 求めた比を①で計算した  $S_{obs}$  と  $\alpha$  の積よりドップラースペクトルを補正する。よって補正されたドップラースペクトルからノンパラメトリック手法を用いて推定された粒径分布の  $Z$  は、COBRA の  $Z$  の値と等しくなる。

このような条件のもとで提案するアルゴリズムの妥当性の検討を行った。補正は、COBRA と WPR の観測時間が最も近い時間帯で行った。

### (2) 大気エコーと降水エコーが分離可能なケース

図-3 に 6 月 1 日 21:36 JST における、層状性降雨時に 400MHz 帯 WPR で観測された、鉛直上向き視線方向のドップラースペクトル強度を示す。また図-4 は、図-3 で示したドップラースペクトル強度の高度分布を、波形で示したものである。横軸はドップラー速度で、鉛直上向きが正である。図-3 のドップラースペクトル強度の高度分布に着目すると、スペクトルの強度は高度 4 km 付近を境界として、4 km より上層と下層でスペクトルの強度や形が大きく異なる。この高度 4 km 付近を

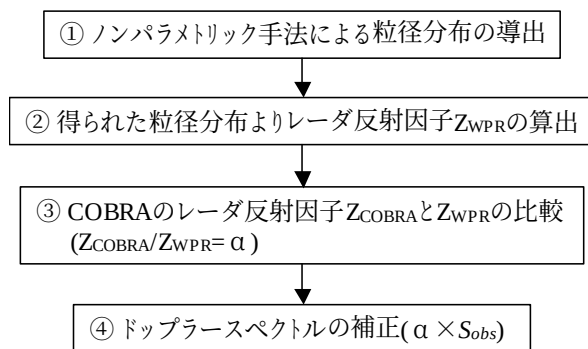


図-2 COBRA のレーダ反射因子  $Z$  を用いた 400MHz 帯 WPR の受信強度の補正方法

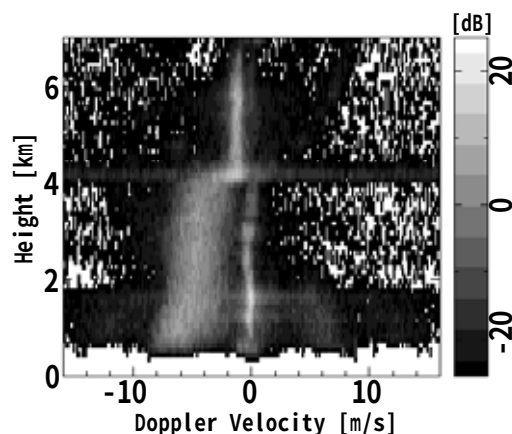
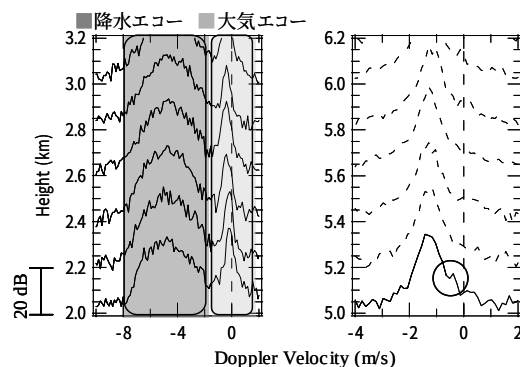


図-3 400MHz 帯 WPR で観測されたドップラースペクトル強度分布(2004/6/1 21:36:20, JST)



(A) Below the melting layer (B) Above the melting layer

図-4 400MHz 帯 WPR で観測されたドップラースペクトルの高度分布(2004/6/1 21:36:20, JST)

境界としたドップラースペクトルの変化は、COBRA の RHI データやゾンデ観測などで  $0^{\circ}\text{C}$  層であることが確認されている。図-3 および図-4(A) の融解層より下層において、ドップラー速度が 0 m/s 付近のスペクトルに着目すると、大気散乱による強いエコーが確認でき、鉛直流の存在を示している。ドップラー速度が  $-3\text{ m/s} \sim -10\text{ m/s}$  付近に着目すると、強いエコーが高度 4 km 付近まで確認できる。これは降雨によるエコーを示している。融解層より下層では、大気エコーと降雨エコーの分

離したピークを確認することができる。観測された大気エコーからガウス関数で近似し、ノンパラメトリック手法によって雨滴粒径分布を推定することができる。

### (3) 大気エコーと降水エコーの分離が困難なケース

次に高度 5 km 以上の融解層より上層におけるドップラースペクトル強度は、図-3 および図-4(B) よりドップラー速度が 0 m/s ~ -2 m/s 付近で強いエコーが確認できる。これは融解層より下層で見られた降雨エコーのドップラー速度と比べると、ドップラー速度が小さいことがわかる。ドップラー速度が小さいことと、融解層より上層であることから 0 m/s ~ -2 m/s 付近にみられる強いエコーは、降雪によるエコーであると判断される。融解層より上層では、図-4(B) の破線で示したように各高度のドップラースペクトルは、大気エコーと降水エコーの速度差が小さく、また大気エコーの感度が弱いために大気エコーと降水エコーを分離することは難しい。しかし実線で示したドップラースペクトルに着目すると、大気エコー(丸印)と降水エコーの分離したピークを確認することができる。

解析対象期間中の高度 5 km ~ 7 km の融解層より上層において図-4(B) 中の実線で示したように、大気エコーと降水エコーの分離が可能であるドップラースペクトルの存在を目視によって抽出し、ノンパラメトリック手法を用いて、降水における粒径分布の導出を行った。しかし、融解層上層で目視によって抽出して得られた粒径分布は、非常に少なくデータベースにおいては不十分である。

大気エコーと降水エコーの分離が困難な場合の 400MHz 帯 WPR および COBRA のレーダ反射因子 Z を用いた雨滴粒径分布推定手法の手順を図-5 に示す。

図-5 より、① COBRA から得られた Z より Z-R 関係を用いて降水強度 R を推定し粒径分布  $N(D)$  を推定する。ここで、融解層より上層においては、降雪と仮定し降雪に対する Z-R の関係は Sekhon and Srivastava (1970) <sup>10)</sup> を用い、融解層より下層における降雨に対する Z-R の関係は、Marshall et al (1955) <sup>11)</sup> を用いて降水強度 R を推定する。

ここで降雪に対する Z-R 関係式は、

$$Z = 1780R^{2.21} \quad (4)$$

で表され、降雨に対する Z-R 関係式は、

$$Z = 200R^{1.6} \quad (5)$$

で表される。

融解層より上層における降雪の粒径分布は、Gunn and Marshall (1958) <sup>12)</sup> によって提案された関係式を用い、下層においては、Marshall and Palmer (1948) <sup>13)</sup> の関係式を用いた。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (6)$$

降雪に対する粒径分布のパラメータ  $\Lambda$  および  $N_0$  は、

$$\Lambda = 2.25 \times R^{-0.48} \quad (7)$$

$$N_0 = 3.8 \times 10^3 \times R^{-0.87} \quad (8)$$

で表され、降雨に対する粒径分布のパラメータ  $\Lambda$  および  $N_0$  は、

$$\Lambda = 4.1 \times R^{-0.21} \quad (9)$$

$$N_0 = 8.0 \times 10^3 \quad (10)$$

で表される。雪の粒径に対する落下速度の関係式は、

$$V(D) = 0.837D^{0.142} \quad (11)$$

雨滴の粒径に対する落下速度の関係式は Gunn and Kinzer (1949) <sup>14)</sup> を用いた。② COBRA の Z より得られた粒径分布から (3) 式を用いて雨滴散乱におけるドップラースペクトル  $S_D(v)_{(i=1)}$  を推定する。③ COBRA の Z より得られたドップラースペクトル  $S_D(v)_{(i=1)}$  から最小自乗法を用いて  $(S_D(v)_{(i=1)} * S_t(v)_{(i=1)})$  と  $(S_{obs}(v) - (P_n + P_t S_t(v)_{(i=1)}))$  の差の二乗和が最小となる  $S_t(v)_{(i=1)}$  のパラメータである  $(v_0, \sigma)$  を推定する。④ ③で推定された  $S_t(v)_{(i=1)}$  を用いて図-1 に示したノンパラメトリック手法より  $S_D(v)_{i+1}$  を推定する。⑤  $S_{obs}(v)$  と  $S_D(v)_{i+1} * S_t(v)_{(i=1)}$  の比  $R_i$  の平均値が、最も 1 に近づくように③~⑤を繰り返し計算する。⑥ 求められた  $S_D(v)_{i+1}$  を用いて粒径分布を導出する。

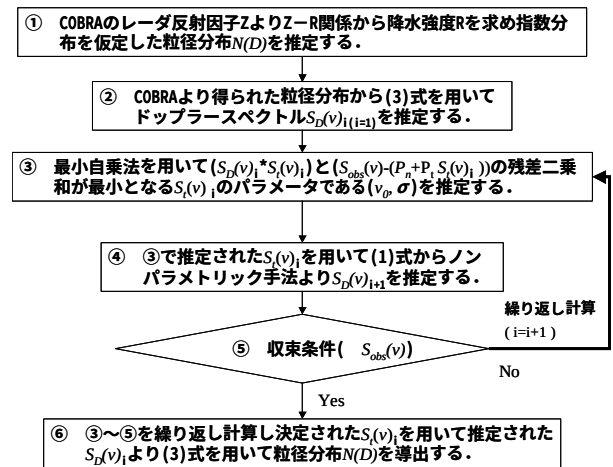


図-5 400MHz 帯 WPR および COBRA のレーダ反射因子 Z を用いた雨滴粒径分布推定手法のフローチャート

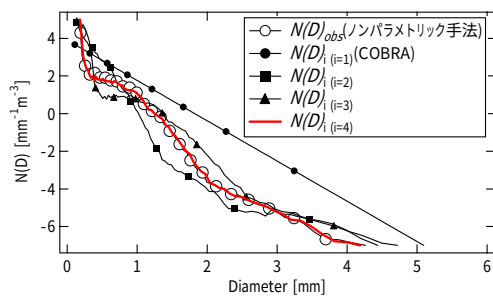


図-6 アルゴリズムによって推定された雨滴粒径分布と観測値との比較(2004年6月1日21:35)



図-6 に補正されたドップラースペクトルより、ノンパラメトリック手法によって推定した雨滴粒径分布を観測値  $N(D)_{\text{obs}}$  とし○印で示し、本研究で提案したアルゴリズムによって推定された雨滴粒径分布の結果と比較した。図中●印は、COBRA の Z より推定された粒径分布  $N(D)_{i=1}$  である。図中■印は、粒径分布  $N(D)_{i(i=1)}$  から推定した  $S_t(v)_{i(i=1)}$  を用いて推定された粒径分布  $N(D)_{i(i=2)}$  である。図中実線は、図-6 (③~⑤) を繰り返し計算し求められた粒径分布  $N(D)_{i(i=4)}$  である。観測値  $N(D)_{\text{obs}}$  と本手法によって得られた推定値の雨滴粒径分布  $N(D)_{i(i=4)}$  はよく一致しており、本研究で提案したアルゴリズムが適切に機能していると判断される。

#### 4. 結果および考察

提案したアルゴリズムの妥当性を確認するために、まず融解層より下層において、大気エコーと降水エコーが分離できないと仮定し、本アルゴリズムの適用を行った。図-7 に、融解層より下層における本アルゴリズムの推定精度の結果を示す。推定された粒径分布の相関係数は、0.94 となり高い相関関係を示した。

次に、解析対象期間中に融解層より上層において大気エコーと降水エコーの分離が目視によって抽出できた事例に対して分離できないと仮定し、本アルゴリズムを適用し妥当性の確認を行った。図-8 にガウス関数でフィッティングして得られた大気エコーのパラメータである鉛直流  $v_0$  および大気スペクトル幅  $\sigma_t$  を既知とし、本アルゴリズムによって推定された  $v_0$  および  $\sigma_t$  を推定値として比較した図を示す。図より、大気鉛直流  $v_0$  の相関係数は 0.73、スペクトル幅  $\sigma_t$  の相関係数は 0.75 となり比較的高い相関関係を示した。

図-9(a)に、北村ら (2006) のアルゴリズムによって推定された粒径分布と、ノンパラメトリック手法によって得られた粒径分布を既知とし、比較した図を示した。

図-9(b) に、本アルゴリズムによって推定された大気エコーのパラメータ  $v_0$  および  $\sigma_t$  を用いて導出された粒径分布と、ノンパラメトリック手法によって得られた粒径分布とを比較した図を示す。図-9 において、融解層より上層における粒径分布は、下に凸のガンマ分布 (北村ら, 2006) となるために粒径の個数が多いほど粒径 (D) が小さいことを示している。図-9 より、北村ら (2006) によるアルゴリズムの相関係数は 0.81、本アルゴリズムの相関係数は 0.85 となり、本アルゴリズムにおいて北村ら (2006) より若干良い相関を得た。また、北村ら (2006) のアルゴリズムによって得られた 2004 年 6 月 1 日の層状性降雨における融解層上層の粒径分布の導出率は、90% 程度であったのに対し、本アルゴリズムを用いることによる導出率は 100% となり、本アルゴリズムの有効性が示された。

最後に図-9 において、両アルゴリズムともに粒径の個数 ( $\log_{10} N(D)$ ) が増加するに従い推定誤差が大きくなっている。推定誤差の大きい粒径  $N(D)$  は粒径 (D)

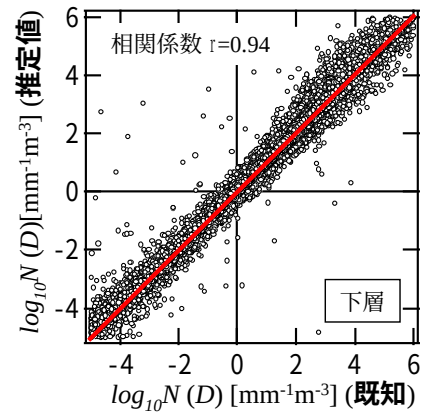


図-7 融解層より下層における推定粒径分布の精度

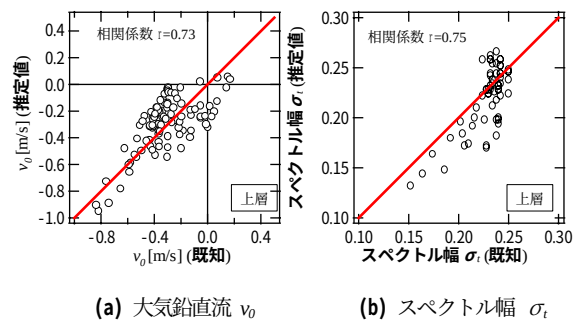


図-8 アルゴリズムによる大気エコーの推定精度の結果

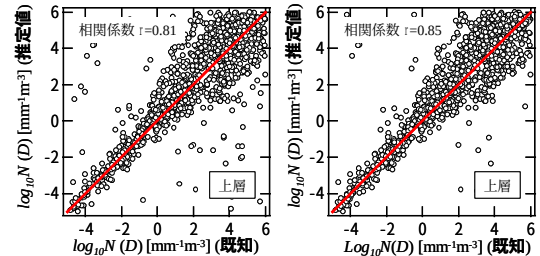


図-9 アルゴリズムによる粒径分布の推定精度の結果

が小さいことを示している。これは図-4(b) に実線で示した大気エコー (丸印) に着目すると、融解層より上層では、降水エコーと大気エコーにドップラー速度の差が殆どなく、大気エコーを近似する際のフィッティング精度の誤差によるものである。このことは、図-7 の大気エコーと降水エコーが明確に分離できる融解層より下層においては、上層でみられたような推定誤差が生じていないことから判断できる。

#### 5. おわりに

400MHz 帯 WPR および COBRA のレーダ反射因子 Z を用いて大気エコーと降水エコーの分離が困難である、融解層上層に適用可能な粒径分布推定手法の開発を行い、大気エコーと降水エコーが分離可能である融解層より下

層においてまずその検討を行った。次に、融解層より上層においては、目視によって大気エコーと降水エコーとが分離できたドップラースペクトルについて、アルゴリズムを適用し検討を行った。

(1)提案した手法を融解層より下層に適用しアルゴリズムの検討を行った結果、推定された粒径分布の相関係数は 0.94 と高くアルゴリズムの適用性は高いと判断される。

(2)融解層より上層において、アルゴリズムによって推定された大気鉛直流  $v_0$  およびスペクトル幅  $\sigma_i$  と、ガウス関数によって近似できたスペクトルの大気エコーの  $v_0$ ,  $\sigma_i$  は高い相関を示し、アルゴリズムによって推定された鉛直流  $v_0$  およびスペクトル幅  $\sigma_i$  の適用性は高いと判断される。

(3)北村ら (2006) による結果と本アルゴリズムでは、本アルゴリズムにおいて若干良い相関を得た。また相関係数が高いことから本アルゴリズムの適用性は高いと判断される。

(4)北村ら (2006) のアルゴリズムによって得られた 2004 年 6 月 1 日層状性降雨における融解層上層の粒径分布の導出率は 90% 程度であったのに対し、本アルゴリズムを用いることによって得られた粒径分布の導出率は 100% となり、本アルゴリズムが有効であることが示された。

本研究では、まず COBRA の Z を用いて 400MHz 帯 WPR の受信強度の較正を行ったために、400MHz 帯 WPR から推定された粒径分布より得られる Z の値と COBRA の Z の値が等しくなるという、アルゴリズムを確認する上で理想的な条件のもとで検討を行った。今後は、400MHz 帯 WPR の受信強度の絶対較正を行い降水に関する観測精度の向上を図り、降雨時に COBRA の大気圏上空の RHI による詳細な連続観測と 400MHz 帯 WPR の同期観測を実施し、アルゴリズムの検討および開発を行う。また本研究では、層状性降雨のみを解析対象としたが、対流性降雨においてもアルゴリズムの適用を行い、対流性降雨の雨滴粒径分布について明らかにしていく。最後に、融解層より上層における粒径分布については、数値モデルの結果と比較し詳細な解析を行っていく予定である。

**謝辞:** 本研究をまとめるにあたり、沖縄における梅雨集中観測 (Okn-baiu04) の実施に際して、CREST/GSMaP, CREST/LAPS, 名古屋大学地球水循環センター (HyARC) から多大なる金銭的・人的ご協力を頂きここに感謝の意を表します。

## 参考文献

- 1) Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W. S., Yang, S., Adler, R. F., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D.-B. and Wilheit, T. T. : The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm(GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 40, pp. 1801-1820, 2001
- 2) Aonashi, K. and Liu, G. : Passive microwave precipitation retrievals using TMI during the Baiu period of 1999. Part I : Algorithm description and validation, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 39, pp. 2024-2037, 2000.
- 3) Best, A. C. : The size distribution of raindrops, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 76, pp. 16, 1950
- 4) Wakasugi, K., Fukao, S., Kato, S., Mizutani, A. and Matuo, M. : A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 623-629, 1986.
- 5) Sato, T., Doji, H., Iwai, H., Kimura, I., Fukao, S., Yamamoto, M., Tsuda, T. and Kato, S. : Computer processing for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra, *Radio Science*, Vol. 25, No. 5, pp. 961-973, 1990.
- 6) Kobayashi, T. and Adachi, A. : Measurements of raindrop breakup by using UHF wind profilers, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, pp. 4071-4074, 2001.
- 7) 北村康司, 中川勝広, 関澤信也, 花土 弘, 高橋暢宏, 井口 俊夫 : 400MHz帯ウィンドプロファイラを用いた融解層より上層における粒径分布の推定手法の開発, 水工学論文集, 第 50巻, pp.434-449, 2006.
- 8) Nakagawa, K., Hanado, H., Satoh, S., Takahashi, N., Iguchi, T. and Fukutani, K. : Development of a new C-band bistatic polarimetric radar and observation of Typhoon events, *Proc. 31<sup>st</sup> Conf Radar Meteor.*, AMS, vol. 2, 863-866, 2003.
- 9) Okamoto, K., Iguchi, T., Hanado, H., Takahashi, N. and Ushio, T. : The global satellite mapping of precipitation (GSMaP) project : Part I Outline of the project, The 2<sup>nd</sup> TRMM International Science Conference, Nara, 2004.
- 10) Sekhon, R. S. and R. C. Srivastava : Snow-size spectra and radar reflectivity, *J. Atmos. Sci.*, 27, pp.299-307, 1970.
- 11) Marshall, J. S., W. Hitshfeld, and K. L. S. Gunn : Advances in radar weather, *Adv. Geophys.*, 2, pp.156-166, 1955.
- 12) Gunn, K. L. S. and J. S. Marshall : The distribution with size of aggregate snowflakes, *J. Meteor.*, 15, pp.452-461, 1958.
- 13) Marshall, J. S. and W. M. Palmer : The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.*, 5, pp.165-166, 1948.
- 14) Gunn, R. and G. D. Kinzer : The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, *J. Meteor.*, 6, pp.243-248, 1949.

(2006.9.30受付)