

Xバンド偏波レーダーによる雨滴粒径分布の時空間構造の推定と非偏波レーダーへの利用

中北英一・金原知穂*・山口弘誠**

* 京都大学大学院工学研究科

** 京都大学生存基盤科学研究ユニット

要 旨

本研究の目的は、最新型偏波レーダーを用いて雨滴粒径分布の時空間構造を推定することである。既往研究における雨滴粒径分布推定手法の問題点として、推定に主に用いられている偏波パラメータのレーダー反射因子差には特に強雨時に観測誤差が大きいことを確認し、そのため本研究では強雨時でも観測誤差の小さい偏波パラメータである位相差変化率を主に用いた雨滴粒径分布推定手法を新たに開発した。さらに、開発した雨滴粒径分布の推定手法を豪雨事例に適用することで対流性雲の発達過程における特徴を捉え、また、非偏波レーダーへの利用手法として、雨滴粒径分布情報を直接的に利用した降水量推定手法を開発した。

キーワード: 偏波レーダー, 雨滴粒径分布, 降水量推定, 位相差変化率

1. 序論

1.1 研究の背景

近年、日本では都市化等による土地利用の変化により、河川流域が本来持っていた遊水・保水機能が失われ、降水流出が増加している。また、降水そのものについても集中豪雨、ゲリラ豪雨としてメディアで頻繁に扱われており、関心の高まりが感じられる一方で、雨の降り方が変わったのではないかと、という人々の認識も伺うことができる。雨の降り方が変わったとされる原因として、気候変動や都市におけるヒートアイランド現象が考えられるが、仮にそれらが正しいとすれば、今後も集中豪雨やゲリラ豪雨による洪水災害の増加が懸念される。今後発生しうる洪水災害の被害軽減のためにも、河川への外力となる降水量を正確に把握することはますます重要となる。

河川流域での面的な降水観測ができる気象レーダーは河川への流出量を計算するうえで重要な役割を果たしている。本来、レーダーの反射強度から降水強度を推定するには雨滴粒径分布 (Drop Size Distribution, 以下DSD) に関する情報が必要であるが、現業用レーダーでは反射強度しか受信できず、

DSD情報が得られない。そのため現状では、地上雨量計ネットワークを用いて統計的に反射因子から降雨強度に変換する定数を与えているにすぎない。DSDは時々刻々と大きく変化するため、DSDをリアルタイムで把握することは降水量推定精度の向上にはやはり必要不可欠である。

リアルタイムでDSD情報を得ることを目的として、偏波ドップラーレーダーの開発が進められており、偏波レーダーの観測パラメータ (偏波パラメータ) を用いたDSD推定は重要な研究テーマの一つとなっている。DSDを推定することの意義は、降水量推定精度の向上の他にも、降水現象に対する理解を深めることができることやその知見を大気モデルの雲物理過程へフィードバックすることによって豪雨に対する予測精度の向上が期待できる。また、ゲリラ豪雨をもたらすような積乱雲が持つDSDの特徴をいち早く捉えることで、ゲリラ豪雨に対する危険度の察知につなげることも可能であると考える。以上より、DSDの推定精度を向上させることを本研究の目的とする。

1.2 研究の方針

雨滴粒径分布推定に関する従来手法を用いて、偏

波レーダーからDSDを推定し、従来手法の推定精度の傾向と問題点を整理する。また、推定手法の開発に留まらず、推定したDSD情報を降水量推定に利用する手法を構築し、さらに豪雨をもたらす積乱雲におけるDSDの時空間構造の特徴を捉えることで、工学的利用を意識した開発を進める。

2. 偏波レーダーを用いた雨滴粒径分布の推定手法

ここでは、偏波レーダーを用いた雨滴粒径分布の推定手法について、既往研究を取り上げながら解説する。その際に用いたレーダーの概要とその諸因子についても簡単に説明する。また、雨滴粒径分布に関する基礎知識については、付録にて説明する。

2.1 雨滴粒径分布推定の概要

雨滴粒径分布 (DSD) は修正ガンマ分布で近似することができるため、修正ガンマ分布を特徴づけるDSDパラメータを推定することにより、粒径分布の概形が求まる。

また、レーダーで観測される偏波パラメータには、雨滴粒子の形状に深く関係するパラメータがいくつか存在する。そこで、粒径分布を特徴付けるDSDパラメータと偏波パラメータの関係を理論的・経験的に導くことで、偏波パラメータから雨滴粒径分布を推定することができる。DSD推定の流れを簡単にまとめると、推定しやすいDSDパラメータをレーダーで観測される偏波パラメータを用いて推定し、さらにDSDパラメータ同士の関係式から他のDSDパラメータを推定していくことになる。

数あるDSD推定手法のうち、Constrained gamma methodは、Zhang et al. (2001) により提案され、後にBrandes et al. (2004) によって修正された手法である。3つのDSDパラメータ全てを推定できる手法であり、そのためDSD推定手法の中でも広く用いられている。ただし、もともとSバンド (10cm波長帯) レーダー用に開発された手法であり、Anagnostou et al. (2008) はそれをXバンドレーダー用に修正してDSD推定を行った。推定の手順として、降雨減衰していないと仮定した Z_{DR} と Z_{HH} を用いて D_0 と N_w の推定を行い、 μ と Λ における経験的關係と D_0 から μ と Λ を推定する。 μ - Λ 間の経験式を用いることで、本来3つのパラメータを用いる修正ガンマ分布が2パラメータのモデルになることが最大の特徴である。以下に、この手法の詳細を示す。

まず、降雨減衰していない Z_{DR} と Z_{HH} から、 D_0 [mm]と W [g/m³]を次式から推定する。

$$D_0 = 0.5 + 1.5Z_{DR} - 0.4Z_{DR}^2 + 0.03Z_{DR}^3 \quad (1)$$

$$W = 10^{-2.9} Z_{HH} 10^{(-2.48Z_{DR} + 1.72Z_{DR}^2 - 0.5Z_{DR}^3 + 0.06Z_{DR}^4)} \quad (2)$$

D_0 と W が求まると、次に N_w が推定される。

最後に、 μ と Λ を求める。Zhang et al. (2001) によると、地上雨滴形のデータを解析した結果、 μ と Λ は相関が高いことが判明し、次の μ と Λ の経験式が得られる。

$$\Lambda = \gamma + \beta\mu + \alpha\mu^2 \quad (3)$$

さらに、 D_0 、 μ 、 Λ には

$$D_0 = \frac{\mu + 3.67}{\Lambda} \quad (4)$$

の関係があり、式(3)に代入することで次式の μ についての2次方程式が与えられる。

$$\Lambda = \gamma_1 + \beta_1\mu + \alpha_1\mu^2 \quad (5)$$

(このとき、 $\alpha_1 = \alpha D_0$ 、 $\beta_1 = \beta D_0 - 1$ 、 $\gamma_1 = \gamma D_0 - 3.67$) この方程式の2つの μ のうち、 μ が物理的に取り得る範囲である-2から12の値をとる解を μ とする。

2.2 使用する偏波レーダーと地上雨滴計について

[1] 地上雨滴計

2次元ビデオディストロメーター (2D-Video Disdrometer) は、雨滴の大きさを直接測定することを目的として開発された。

基本的な測定原理を簡単に述べる。内部に2台のラインスキャンカメラが直行するようにセットされている。それぞれのラインスキャンカメラは雨滴を検出するための光源がセットされている。この2台の光源が作り出すエリアを雨滴が落下すると、その光を遮ることになる。その影はカメラ内のライン状に配列された光を検出する素子で観測される。また、この2台のラインスキャンカメラが取り付けられた高さが異なるため、それぞれのカメラで検出した雨滴の影を対応させることにより、落下速度と水平方向の移動速度も計算することができる。さらに、解析プログラムにより降雨強度、雨滴粒径分布だけでなく、雨滴の扁平率や形状を可視化し、解析することが可能となっている。

[2] 国土交通省XバンドMPレーダ

XバンドMPレーダは、主に都市域への豪雨に対する観測を強化するために導入され、2010年7月から関東、中部、近畿、北陸で試験運用が開始されている。

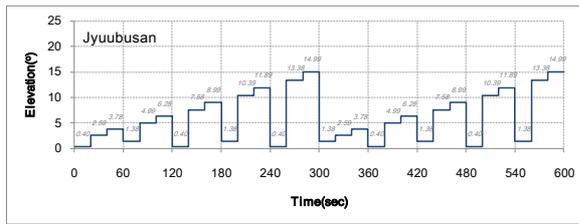


Fig. 1 Operation schedule of volume scan at Jyuubusan radar

従来のCバンドレーダーと比較すると、高い分解能かつ高頻度で観測することができ、またレーダー反射因子の他に偏波パラメータを観測できるため、詳細かつリアルタイムでの観測が可能となっている。近畿では、葛城、鷲峰山、田口、六甲の4カ所に設置され、実用化に向けた研究が進められている。

Xバンドレーダーの波長は3cmであり、従来の5cm波長帯のCバンドレーダーより波長が短く散乱が起りやすいため、Xバンドレーダーは特に強い雨が降っているときに降雨による電波の減衰が極めて大きいことが問題として挙げられる。また、観測範囲は半径60kmであり、現業用レーダーの120kmより観測範囲が狭い。しかし、都市部において密なネットワークが構築され、レーダー間で観測範囲が重なっている範囲が大きいいため、Xバンドレーダーの降雨減衰しやすい問題点を補っている。

Fig.1に鷲峰山レーダーのオペレーションスケジュールを示す。Fig.1に示されているように、XバンドMPレーダでは地上降水強度観測を目的に、2仰角の低仰角観測を1分ごとに行っており、鷲峰山レーダーではそれぞれ0.4度と1.4度の仰角で観測している。また、5分周期での立体観測も行われており、特にゲリラ豪雨の早期探知に期待されている。

3. 位相差変化率を用いた雨滴粒径分布の推定

本章の目的は、国土交通省XバンドMPレーダで観測される偏波パラメータを用いて雨滴粒径分布を推定することである。2.1で示したBrandes et al. (2004)が提案するConstrained gamma methodを国土交通省XバンドMPレーダで実際に観測された事例に適用して雨滴粒径分布を推定し、地上測器による精度検証を行いながら問題点を整理する。その問題点を解決するために、3.3～3.5では、偏波間位相差変化率 K_{DP} という従来手法では使われていない偏波パラメータを利用して、新しい雨滴粒径分布の推定手法を構築する。

3.1 偏波パラメータの補正とデータ処理

本研究で用いる鷲峰山レーダーで観測された水平および垂直レーダー反射因子にはオフセットが存在する。本研究の主目的である雨滴粒径分布推定に関しては、 Z_{HH} 、 Z_{VV} 、 Z_{DR} のわずかな観測誤差が粒径分布の形状に大きな推定誤差を生む。そこで、初めに受信電力値のゼロ補正を施すことで Z_{HH} と Z_{VV} のオフセット値を修正した。降雨減衰が起きていないと考えられる弱い降雨を選び、ディストロメーターで観測されたDSDから算出された Z_{HH} と Z_{VV} と比較する簡易的な補正方法を適用した。次に挙げる降雨減衰補正の効果の方がはるかに大きいいため、簡易的な補正でも十分な効果があげられる。

次に、降雨が起因となる電磁波の吸収と散乱によって発生する降雨減衰はレーダー観測において大きな問題である。特に、本研究で用いる波長の短いXバンドレーダーは日本の現業用レーダーよりも降雨減衰の影響が大きく、無視できない。そこで、本研究では、ZPHIアルゴリズムを基にしたSelf-consistent法 (Bringi et al. 2001) と呼ばれる手法を用いて降雨減衰補正を行った。

3.2 従来手法によるレーダー反射因子差を用いた雨滴粒径分布推定

ここでは、従来手法として2章で挙げたConstrained gamma methodを国土交通省XバンドMPレーダの一つである鷲峰山レーダーに適用し、地上雨滴計で直接雨滴を観測したデータと比較することで、従来手法の推定精度を比較する。この手法は Z_{DR} を主に用いているため、特に Z_{DR} の観測精度に着目しながらDSD推定精度を検証していく。

本研究で対象とした降雨事例は、2DVDを設置してある京都大学防災研究所で強い雨が観測された2010年7月14日の00:00～00:59である。Fig.8に示した降水強度の時間変化を見ると、強い雨が00:30から00:50にかけて京都大学防災研究所上空で観測されたことがわかる。

[1] 偏波パラメータの比較

DSDの推定精度を検証する前段階として、レーダーで観測される偏波パラメータの観測精度を評価する。強雨時にはレーダー観測された Z_{HH} の値が2DVDで算出された Z_{HH} より低いことが示された。これは、レーダーサイトと2DVD設置地点の間に強雨域があり、降雨減衰による影響と考える。3.1で示したように、減衰補正を施しているが、完全に補正しきれていないことを意味する。今後、減衰補正の研究が進み、高い補正技術の開発が期待されるが、現状では完全に補正されていないこと理解した上で Z_{HH} を取

り扱う必要がある。

次に Z_{DR} を比較すると、降水強度の強弱によらず Z_{DR} の観測誤差が大きいことが示された。2DVDから算出した Z_{DR} の変動幅が0.2~1.4 [dB] であるのに対してRMSEが0.38 [dB] と非常に大きい。これは、 Z_{HH} と Z_{VV} の対数の差を取るパラメータであり、 Z_{HH} や Z_{VV} の小さい誤差が Z_{DR} に大きく影響するからである。この降水強度によらない白色ノイズ的な観測誤差に加えて、強雨時には降雨減衰による誤差が顕著であり、0以下になっている時間帯さえ存在する。 Z_{DR} は雨滴粒子の縦横比を表すため、一般的に粒径が大きい降雨時には比較的大きい正の値を取るべきであり、観測精度がいかに低いかかわかる。強雨時には降雨減衰によって Z_{HH} や Z_{VV} の誤差が大きくなり、 Z_{DR} の観測精度が低いことも理解できる。

最後に K_{DP} を比較すると、 Z_{HH} や Z_{DR} が降雨減衰により観測精度が低下していた強雨時においても、比較的良好な観測精度であることがわかる。また、降水量推定の観点から見ても、 K_{DP} を用いた降雨量推定を行うと、特に強雨時において、 Z_{HH} と Z_{DR} を用いた降雨量推定値より精度が高いことがわかる。

[2] DSDパラメータの比較

前項で述べた偏波パラメータの観測精度をふまえた上で、ここでは2.1で取り上げたDSD推定に関する一つの従来手法であるConstrained gamma methodを適用して、付録で説明したDSDを特徴づける4つのDSDパラメータ D_0 、 N_w 、 Λ 、 μ の推定精度を検証する。従来手法から推定されたDSDパラメータを、2DVDから同定されたDSDパラメータと比較した。

Constrained gamma methodでは、4つのDSDパラメータのうち、まず D_0 を推定し、推定された D_0 から他のDSDパラメータが推定されるため、 D_0 から検証を開始する。基本的に1時間を通した変化の傾向を捉えることはできているものの、0:28から0:53におけるような強雨時には推定精度が低いことが判明した。その理由は、 D_0 の推定式である式(1)に表されているように、 D_0 は Z_{DR} にのみ依存するため、 Z_{DR} の観測精度が低いと自ずと D_0 の推定精度も低くなるからである。加えて、[1]で述べたように Z_{DR} が負の値を取ったために、 D_0 が正の値で推定されず、 D_0 を用いて推定される他のDSDパラメータが算出できない時刻も存在した。

次に μ と Λ は、 D_0 から直接推定されているため、時間変化が D_0 と似た形となり、精度が低い時刻も一致した。2DVDの μ と Λ も付録に記したような式(A.9)の関係を持つため、値の時間変化が D_0 と同様の挙動をみせており、 μ と Λ の誤差は D_0 の誤差が原因となっていることが確認できた。

最後に N_w について検証する。基本的に時間を通した変化の傾向を捉えることはできているが、やはり D_0 の誤差が大きいときに N_w の推定誤差も大きくなる。 N_w の理論式(A.15)を見ると、 N_w は W と D_0^4 の関数であり、また W の推定式(2)にも Z_{HH} と Z_{DR} が用いられているため偏波パラメータの誤差が N_w に非常に大きく現れていることが理解できる。

3.3 位相差変化率とDSDパラメータの関係

ここでは、前節で得られた従来のDSD推定手法の精度特性を踏まえ、降雨減衰などが原因で Z_{DR} の推定精度が低い時間帯においても、観測精度の高い K_{DP} を主として用いる新しいDSD推定手法の構築に焦点を当てる。

理論式による検討を行う前に、2DVDを用いて K_{DP} とDSDパラメータの関係を確認すると、全てのDSDパラメータにおいて、 K_{DP} に対して強い相関が見られなかった。一方、 Z_{DR} と4つのDSDパラメータを同様に示したところ、特に D_0 は K_{DP} と比較して相関が高く、Constrained gamma methodは Z_{DR} の精度が高い場合に有効であることが改めて確認された。

ここで、 Z_{DR} と K_{DP} の物理的な意味を考える。 Z_{DR} と K_{DP} は雨滴の軸比に関係するパラメータであるにも関わらず、 Z_{DR} のみがDSDパラメータとの相関が高く、 K_{DP} は相関が低くなる理由を考える。 Z_{DR} は雨滴の軸比に関するパラメータであり、数密度に依存しない。一方、 K_{DP} は水平偏波と垂直偏波の位相の差を距離で微分したものである。位相差は軸比の積算であるため、数密度に依存する。

そこで、粒子の数密度が大きいほど高い値をとる K_{DP} を、切片を意味する N_w や、粒径分布を式中含む Z_{HH} などの数密度と関連する“量的な”物理量で割ることにより Z_{DR} と同様に比を表すパラメータにならないか検討する。

Fig.2では、左が K_{DP} と D_0 の関係、中央が Z_{DR} と D_0 の関係、右が K_{DP}/N_w と D_0 の関係である。左では両パラメータ間に一定の相関が見られない。一方、中央の図では、比較的まとまりが見られ、何らかの相関があると考えられる。そのため、既往研究では Z_{DR} が多

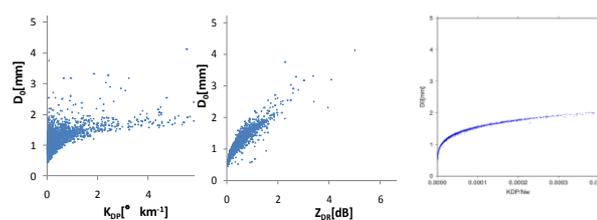


Fig. 2 Relationship between DSD parameters and polarimetric parameters

く用いられ、 K_{DP} がDSD推定に用いられることはほとんど無かった。しかし、 K_{DP} を切片を表す N_w で割ることで、 K_{DP}/N_w と D_0 の間に強い相関が見られるようになった。そのため、 K_{DP} を用いてDSDパラメータの推定を行うことに十分見込みがあると考えられることができる。

次に、2DVDのデータを用いて、実際に観測された雨滴粒子から算出した偏波パラメータとDSDパラメータがどのような関係を持つかさらに調べる。

2DVDのデータセットは、強い雨が観測された8事例、12日間分を用いる。

Fig.3に K_{DP} 、 Z_{HH} 、 D_0 の関係を示す。まず K_{DP} と Z_{HH} の関係として、基本的に K_{DP} が大きいほど Z_{HH} も大きく、一定の範囲に分布していることがわかる。次いで D_0 に注目してみると、 D_0 が大きいほど同じ K_{DP} でも Z_{HH} の値が大きい。また、 D_0 の値を固定してみると、 K_{DP} が大きくなるとともに少し幅をもつが、指数関数で表現できる形をしている。図で示したように、 K_{DP} のみで D_0 を表現することは難しいが、 Z_{HH} の情報を付加することで、 D_0 が明瞭に分布していることが理解できる。

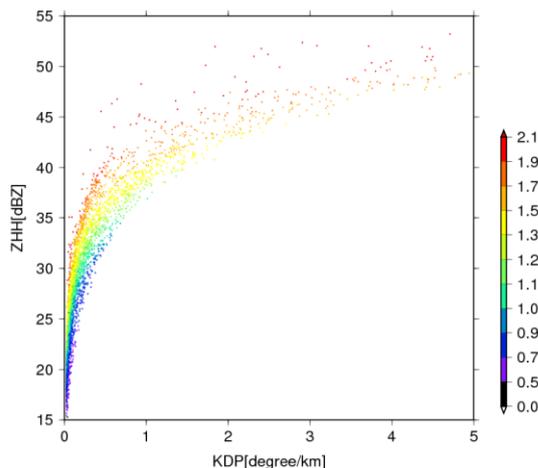


Fig. 3 Relationship between K_{DP} and Z_{HH} estimated from 2DVD data

次に、Fig.4に Λ と K_{DP}/N_w の関係をそれぞれに応じて分類したものを示す。この図においても μ の値に応じて Λ が分布している。節の冒頭で述べたように、 K_{DP} を切片を意味するパラメータ N_w で割った K_{DP}/N_w は Z_{DR} と同様の意味を持った比を表す物理量であると考えられ、従来手法における Z_{DR} と同様に、 K_{DP}/N_w をパラメータの推定に用いることができると考えられる。 μ の値に応じて Λ がそれぞれ取る値の範囲が明確に分かれており、 μ の値を固定すると K_{DP}/N_w は Λ に比例していることが確認された。

最後に、 K_{DP}/N_w と D_0 の関係をFig.5に示すと、一本

の曲線に沿った関係が表された。 μ の変化はほとんど K_{DP}/N_w と D_0 の間に影響を及ぼさないと考えられ、 K_{DP}/N_w は D_0 にほぼ比例していることが確認された。

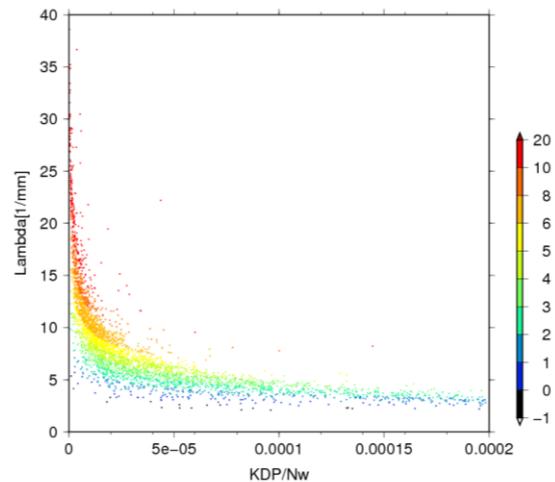


Fig. 4 Relationship between K_{DP}/N_w and Λ estimated from 2DVD data

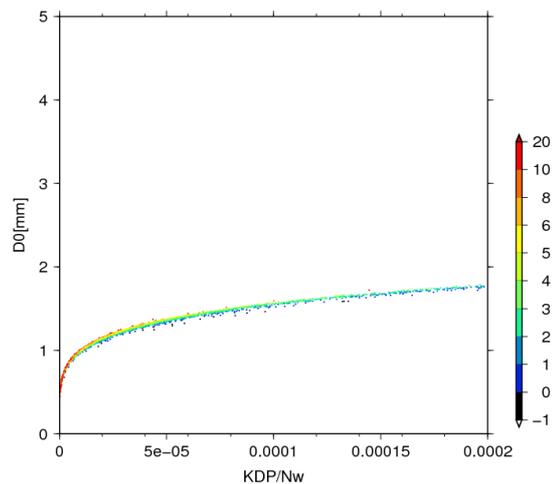


Fig. 5 Relationship between K_{DP}/N_w and D_0 estimated from 2DVD data

3.4 位相差変化率を用いる新しい雨滴粒径分布推定手法の構築

[1] D_0 の推定

K_{DP} 、 Z_{HH} と D_0 の関係を表したFig.3を基に D_0 の推定手法を構築する。3.3で述べたように、 K_{DP} と Z_{HH} は一定の範囲内で分布しており、また D_0 によって明瞭に分布する範囲が分かれている。 D_0 は K_{DP} と Z_{HH} の組み合わせによって推定可能であることが理解できる。つまり、 K_{DP} と Z_{HH} に観測誤差がないと仮定すると、高精度で D_0 の推定が可能であることを意味している。実際には、レーダーで観測される偏波パラメータは

それぞれ観測精度に関する特徴が異なるため、 K_{DP} と Z_{HH} それぞれの得意とする値域を相補的に活かしながら、以下のようにして D_0 の推定手法を構築する。

ここで、3.2で示した K_{DP} と Z_{HH} の観測精度について改めて整理すると、降雨減衰が大きく起こるような強雨時において、 Z_{HH} は完全ではない減衰補正のため過小評価傾向にある一方、 K_{DP} の観測精度は高い。反対に、弱雨時において、 K_{DP} はノイズ成分が混ざって観測精度が低い、 Z_{HH} は降雨減衰が小さいために観測精度が高い。この関係を用いて、互いに誤差を取り除くことができるものとする。一方 Z_{DR} は、降雨減衰している場合を除くと、観測誤差がどのような場合で大きくなるか明らかでない。

そこで、レーダーで観測される K_{DP} と Z_{HH} の組み合わせは観測誤差がなければFig.3で表されたように一定の範囲に収まると仮定して、 K_{DP} と Z_{HH} を現実的に取り得る範囲に修正し、修正された K_{DP} と Z_{HH} を用いて D_0 を推定する。以下、推定手法について具体的に説明する。

まず、Fig.3で分布している K_{DP} と Z_{HH} の領域にはそれぞれ上限、下限が存在すると仮定する。領域の境界をFig.3から推定し、 K_{DP} と Z_{HH} の関係式で表す。Fig.3から推定した領域の境界を表す関数を以下に記す。また、設定した境界とレーダーの観測値をFig.3に重ねたものをFig.6に示す。

$$\begin{cases} Z_{HH} = 42.289K_{DP}^{0.1342} \\ Z_{HH} = 38.517K_{DP}^{0.2262} \end{cases} (K_{DP} \leq 0.5) \quad (6)$$

$$\begin{cases} Z_{HH} = 42.289K_{DP}^{0.1342} \\ Z_{HH} = 38.044K_{DP}^{0.1688} \end{cases} (K_{DP} > 0.5) \quad (7)$$

このとき、 K_{DP} の観測精度がおよそ0.5以下から低くなると仮定し、 $K_{DP}=0.5$ を境に上式を分け、補正方法もそれぞれ K_{DP} と Z_{HH} 双方の誤差特性を活かした手法をとった。

1) 強雨時 ($K_{DP} > 0.5$) における補正手法

強雨時では K_{DP} が正しいと考えて、 Z_{HH} がその K_{DP} に対して取り得る範囲に収まっていないければ、降雨減衰によって過小評価されているため、 Z_{HH} をその K_{DP} に対して取り得る範囲の下限値と置き換える。この補正方法の模式図をFig.6に示すが、図中の赤矢印に対応する補正を施す。また、 Z_{HH} が範囲内に収まっているときは何も行わない。

2) 弱雨時 ($K_{DP} \leq 0.5$) における補正手法

弱雨時では Z_{HH} が正しいと考えて、 K_{DP} がその

Z_{HH} に対して取り得る範囲に収まっていないければ補正する。 K_{DP} がその Z_{HH} に対して取り得る範囲よりも小さいときは下限値と置き換えて、反対に K_{DP} がその Z_{HH} に対して取り得る範囲より大きいときは上限値と置き換える。Fig.6の青矢印に対応する補正を施す。1)と同様に、 K_{DP} が範囲内に収まっているときは何も行わない。

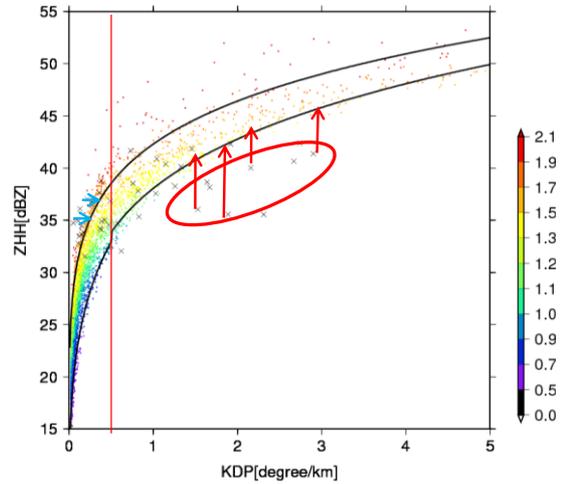


Fig. 6 Rough sketch of how to correct K_{DP} and Z_{HH}

最後に、補正された K_{DP} と Z_{HH} の組み合わせを用いた D_0 の推定方法について説明する。式(6)と式(7)で表されたとの取り得る範囲内において、この領域内を、3.3と同じデータセットから得られた、 K_{DP} 、 Z_{HH} と D_0 の関係を基に、 K_{DP} と Z_{HH} の3次方程式を仮定して最小二乗法で近似し、内挿する。内挿された K_{DP} 、 Z_{HH} と D_0 の関係に、レーダーで観測された後に1)あるいは2)の方法で補正された K_{DP} と Z_{HH} を代入することで D_0 を推定する。

[2] N_w の推定

Fig.5で示した K_{DP}/N_w と D_0 の関係を用いて、 N_w を推定する。3.3で述べたように、 μ の変化がほとんど K_{DP}/N_w と D_0 の関係に影響を及ぼさないと考え、 μ を考慮に入れずFig.5の近似式を求めると、

$$\frac{K_{DP}}{N_w} = 10^{-5} D_0^{5.1775} \quad (8)$$

となり、 K_{DP}/N_w がほぼ D_0^5 に比例した近似式が得られた。観測された K_{DP} と前項の手法で推定された D_0 を式(8)に代入することにより N_w を推定する。

[3] Λ と μ の推定

Fig.4で示した K_{DP}/N_w と Λ の関係を用いて、 Λ を推定する。3.3でも述べたが、[2]の N_w の時とは異なり、

μ の変化を無視することはできないことに注意する必要がある。ただし、現状では第一次近似的な推定手法として μ を考慮に入れず Fig.4 の近似式を求めると、

$$\Lambda = 0.142 \left(\frac{K_{DP}}{N_w} \right)^{-0.366} \quad (9)$$

が得られる。

ここで、式 (9) で示した Fig.4 の近似式を、式 (8) で示した Fig.5 の K_{DP}/N_w と D_0 に関する近似式に代入し、 K_{DP}/N_w を消去する。消去してできた D_0 と Λ の関係式は

$$\Lambda = 9.600 D_0^{-1.895} \quad (10)$$

となり、3.4の[1]で推定された D_0 を代入して Λ を推定する。

最後に、 μ は式 (4) に推定した Λ 、 D_0 を代入して μ を推定する。

本節で説明した新しい DSD 推定手法の流れを Fig.7 にて簡単にフローチャートにまとめた。従来手法では Z_{DR} を主に用いていたところを K_{DP} と Z_{HH} から DSD パラメータを推定していることがわかる。

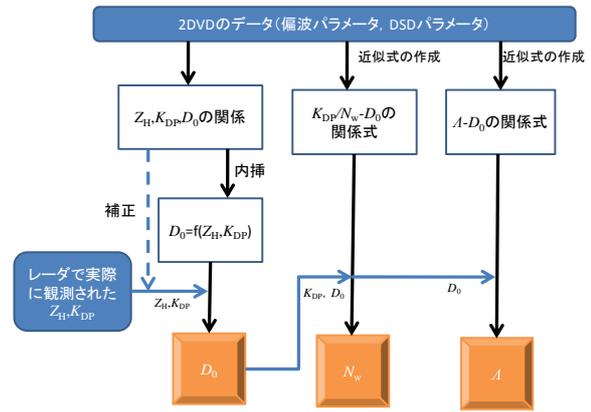


Fig. 7 The flowchart of new DSD retrieving method

3.5 新手法の精度検証と従来手法との併用によるアルゴリズムの構築

3.4で新たに構築した手法を用いて推定された DSD パラメータを、従来手法と比較しながら、2DVD から同定された DSD パラメータを用いて検証する。従来手法では、強雨時に Z_{DR} が減衰補正しきれていないことで強雨時における DSD パラメータの推定精度が低下していたが、そのときに新手法で K_{DP} を主に用いたことで推定精度がどのように変化したか着目しながら比較する。ただし、レーダーで観測された K_{DP}

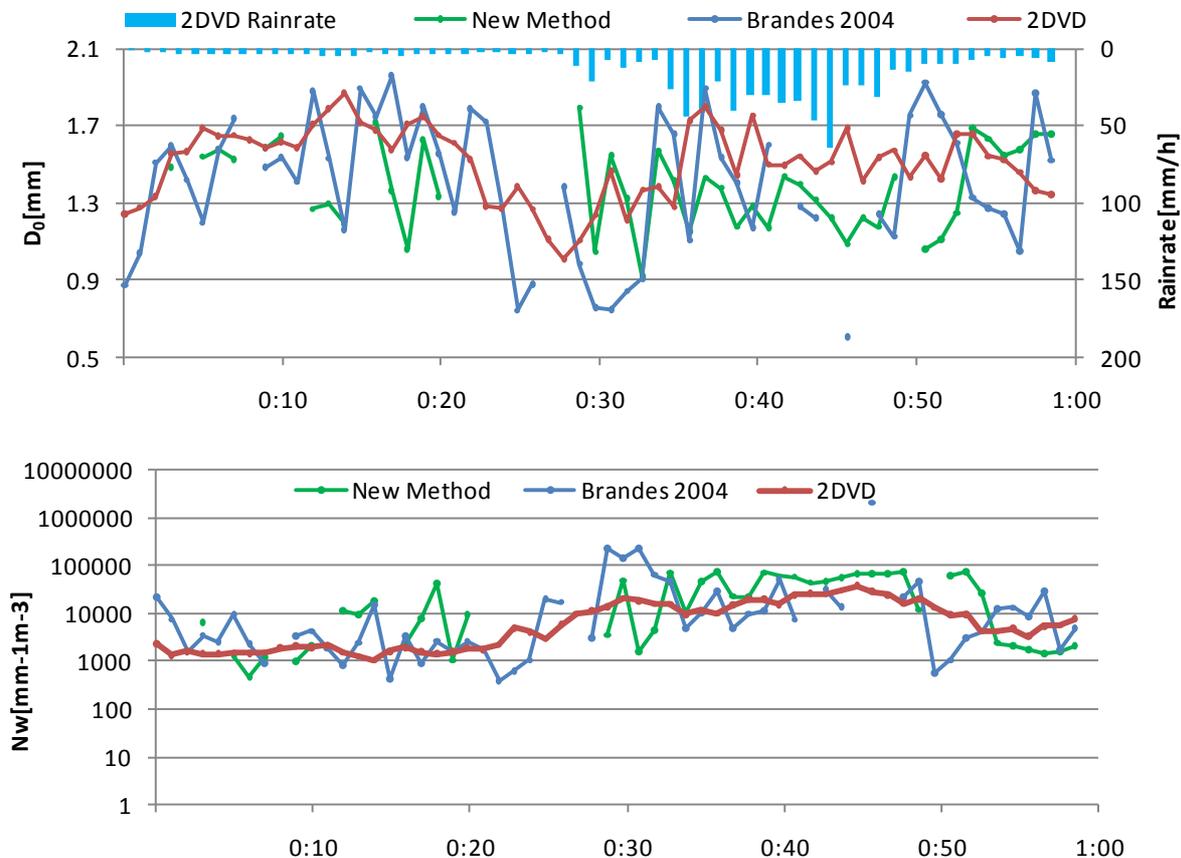


Fig. 8 Time series of rainrate and estimated DSD parameters (above: D_0 , below: N_w)

は、値が小さい場合は観測ノイズが大きく欠測値として記録される場合があるため、弱雨時には K_{DP} が観測されずDSDが推定できない時間があるので注意が必要となる。

Fig.8に新手法と従来手法を用いてそれぞれ推定されたDSDパラメータの時系列変化を示す。まず、 D_0 について検証すると、特に強雨時である00:42~00:49における D_0 の推定精度は新手法の方が高い推定精度を示している。降雨減衰の影響を受けない K_{DP} を用いていることと、3.4の[1]の手法で減衰補正しきれなかった Z_{HH} が補正されたことの2つが精度向上の理由と考えられる。反対に、弱雨時には精度の低下が見られる。弱雨時における K_{DP} の挙動と照らし合わせると、新手法で精度が低い時間では K_{DP} の値が小さい。 K_{DP} が1以下となると、Fig.3にあるように、わずかな K_{DP} の差で D_0 が大きく変化していることがわかる。 K_{DP} が0.5以下のときは Z_{HH} を用いて補正しているが、0.5以上となると K_{DP} の誤差が補正できていないために、 D_0 の精度が低下したと考えられる。

次に λ と μ について検証する。強雨時で D_0 の精度が高いが、 λ を D_0 の-1.8乗の単純な式から直接求めているため、 λ の強雨時における推定精度はそれほど高くない。 λ は推定された D_0 から直接推定されているが、精度が低い原因として D_0 の誤差以外に、3.4の[2]での導出の際、Fig.4を分布に幅があるにも関わらず μ を考慮に入れず近似式を当てはめたために精度が低くなったと考えられる。 μ では一転して、従来

手法よりもかなり精度が向上しており、 D_0 の精度が高い時間ではほぼ一致している。 λ と μ とは2.1で述べているように式(4)の関係をもっており、式(10)で λ を推定しているため、結果的に μ は $D_0^{-0.895}$ を含む多項式で表された。そのため推定精度の傾向は D_0 と似たものとなる。

最後に N_w について検証する。縦軸が対数であるためにそれほど精度が高いとは言えないものの変動傾向を捉えることができている。従来手法と比較しても一概に精度が低いわけではない。また、 Z_{DR} が負の値をとり従来手法では推定不可能な場合もあった強雨時においても、新手法ではある程度の推定精度が得られていることは非常に大きい成果である。ただし、精度が高くない理由として、 N_w の推定には式(8)を用いて推定しており、理論的にも2DVDを用いた経験則的にも確からしい関係式であるにもかかわらず、 N_w は D_0 の5乗に比例しているために、 D_0 のわずかな推定誤差が N_w の推定に大きく影響を及ぼしているものと考えられる。

以上の比較により、特に D_0 について、強雨時には新手法、弱雨時には従来手法の方それぞれ精度が高いことが明らかになった。両手法の特徴を捉えたところで、それぞれの長所を生かしたアルゴリズムの構築を行う。上で検証した新手法の推定精度を踏まえると、 K_{DP} の値が低いときにはその観測精度が低いことから、 K_{DP} が0.5 [$^{\circ}\text{km}^{-1}$]より大きいときは新手法を、0.5未満の時は従来手法を用いることとする。

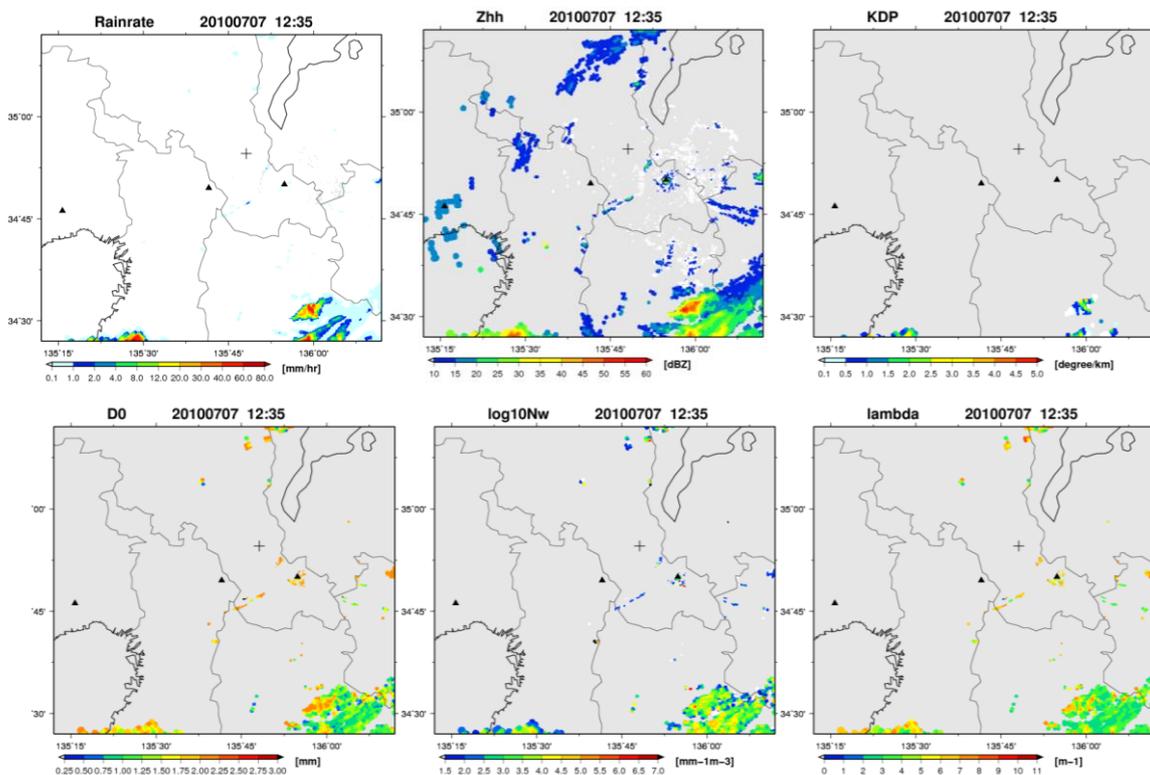


Fig. 9 Horizontal structure of polarimetric parameters and DSD parameters

以降、本論文ではこれを新アルゴリズムと呼ぶ。次章以降では、この手法を用いてDSDの時空間分布の推定と非偏波レーダーへの利用を行う。

4. 雨滴粒径分布の情報の気象学的利用と降雨量推定への利用

ここでは、3章で新たに構築した K_{DP} を主としたDSD推定アルゴリズムを用いて、DSDパラメータを推定し、DSD情報を対流性雲の特徴を降雨量推定へと利用する。

4.1 雨滴粒径分布の時空間構造の推定

3章で構築したDSD推定アルゴリズムを用いて、DSDの時空間構造を推定する。ここでは、積乱雲などの強い雨をもたらす対流性雲におけるDSDの時空間分布の特徴を捉えることを目的とする。

対象事例を2010年7月7日12:31~12:59とし、このときの偏波パラメータとDSDパラメータのそれぞれの水平分布を示す。

この事例では、鷲峰山レーダーから北西方向に約4kmにおける宇治田原町付近で雨域の急激な発達を確認された。

対流性降雨の発達過程に沿って、3つのDSDパラメータの時間変化を見ていく。今回の対象時間帯においては、宇治田原町での雨域以外にも降水強度がそれほど強くないものの、孤立性の降水セルが発達しており、その弱い降水セルのDSDパラメータと比較しながら、対流性雲におけるDSDパラメータの特徴

を調べる。

まず D_0 に着目すると、地上降水が確認された12:33の時点で、 D_0 は2[mm]以上であり、一般的には大きな値であることがわかる。その後、対流性雲の発達に伴って、強雨域では高値を示し、12:45において最大値2.5[mm]以上を示していた。ただし、宇治田原以外の弱雨も同程度の値を示しており、 D_0 のみで強雨の対流性雲を特徴づけることは困難であった。 N_w を見ると、弱雨の孤立性降水セルと比較して高値を示していた。また、降水セルの発達に伴い N_w が大きい値を取る領域が広がっていた。加えて、始めにDSDパラメータが変化をみせた位置で、 N_w は少なくともピークまで常に大きな値が継続していた。

これらのことから、 D_0 を同時刻の K_{DP} や N_w と併せて検証し、今後統計サンプルの数を増やしていくことで、対流性雲における詳細なDSDパラメータの特徴を捉えていきたい。さらに、ここでは低仰角観測による水平分布のみを示したが、今後は鉛直断面を調べて、大気上空での積乱雲の発生時にどのような挙動を示すか解析していく。ゲリラ豪雨災害をもたらすような積乱雲の特徴を大気上空でいち早く捉えることでゲリラ豪雨に対する危険度の察知へとつなげることも可能であると考えられる。

4.2 非偏波レーダーへの利用

近い将来に導入予定のフェーズドアレイ型レーダーによる高速スキャンで Z_{HH} が得られた時を想定して、偏波レーダーから推定されるDSD情報を降水量推定へ利用する方法を提案する。

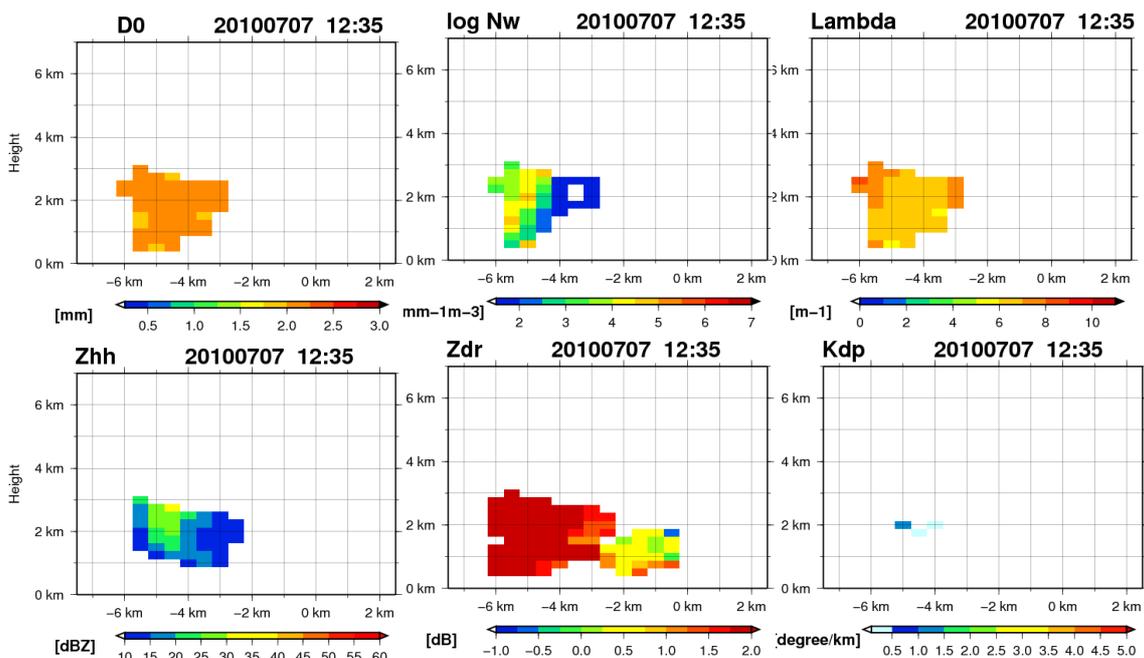


Fig. 10 Vertical Structure of polarimetric parameters and DSD parameters

非偏波レーダーによる降水量推定においては、後述する式(11)で示すZ-R関係を用いて降水強度推定を行うのが一般的である。このとき、 β と B を定数として扱い、非偏波レーダーで観測されたレーダー反射因子 Z を与えて R を推定する。本来は、DSD情報を与えることで、 B を降雨の成因や雨滴粒径分布により変化するパラメータとして扱うことができる。そのため、偏波レーダーから推定された各地点でのDSDパラメータを偏波レーダーと観測範囲が重なっている非偏波レーダーに用いることで、 B の値を場所に応じて適切に変化させ、非偏波レーダーでの降水強度推定の精度を向上できると考えられる。本節では、3章で構築された新たなDSD推定手法を用いて推定されたDSDパラメータと、非偏波レーダーの Z を想定して鷺峰山レーダーの Z のみから降水強度推定を行う。

非偏波レーダーにDSD情報を与える降水量推定手法を推定するにあたり、理論式による方法、および、半経験則による手法の2種類の方法を構築する。

1) 理論式による方法

理論的に導かれた Z と R の関係式

$$\frac{Z}{N_w} = \frac{F_z(\mu)}{[F_R(\mu)]^{7/4.67}} \left(\frac{R}{N_w} \right)^{7/4.67} \quad (11)$$

に新手法を用いて推定された μ と N_w を与え、 B の値を求める。求めた式(11)の関係に、レーダーで観測された Z_{HH} を与えることで R を推定する。

2) 半経験則による手法

2DVDのデータを用いて R と Z_{HH} の関係を D_0 で色分けした結果、 Z_{HH} と R の関係が D_0 の値に応じて分布する範囲が異なることがわかる。

しかし、 R が同じ値であっても、小さい雨滴が数多くある場合と、雨滴の数は少ないが大きな粒が含まれる場合まで様々である。そこで、2DVDのデータを用いて、 N_w と R/Z_{HH} の関係を D_0

に応じて色分けした結果をFig.11に示す。これを見ると、 R/Z_{HH} が D_0 に応じて明瞭に分布していることが理解できる。

そこで、 D_0 を6クラスに分け、その範囲毎に N_w と R/Z_{HH} の関係を線形近似し、新アルゴリズムを用いて推定された D_0 に応じて、6つある N_w と R/Z_{HH} の関係式のうちの式を用いるか決定する。その式に D_0 と同様に推定された N_w とレーダーで観測された Z_{HH} を与えることで R を推定する。

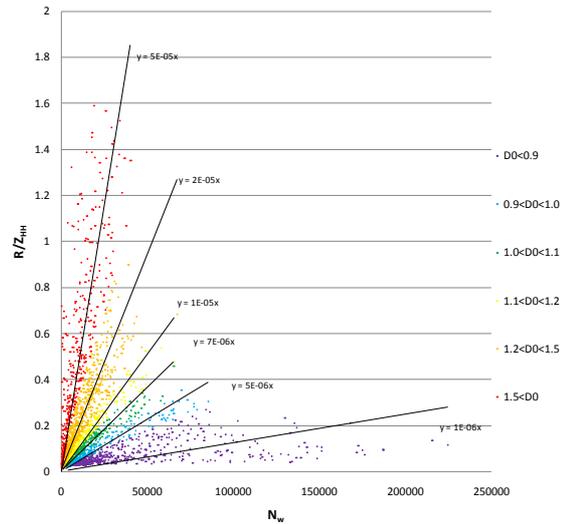


Fig. 11 Relationship between N_w and R/Z_{HH} with D_0 plots classified by color

Fig.12に新アルゴリズムで推定したDSDパラメータを用いて、それぞれ1)と2)の手法で推定した結果を示す。

Fig.12には比較対象として、2DVDで観測された地上雨量、国土交通省XバンドMPレーダーで配信されている合成雨量、および、国土交通省XバンドMPレーダーで観測されたに国土交通省の定めたXバンド用の B 、 β を用いて推定した R をそれぞれ図示している。新手法から推定されたDSDパラメータを用いた降

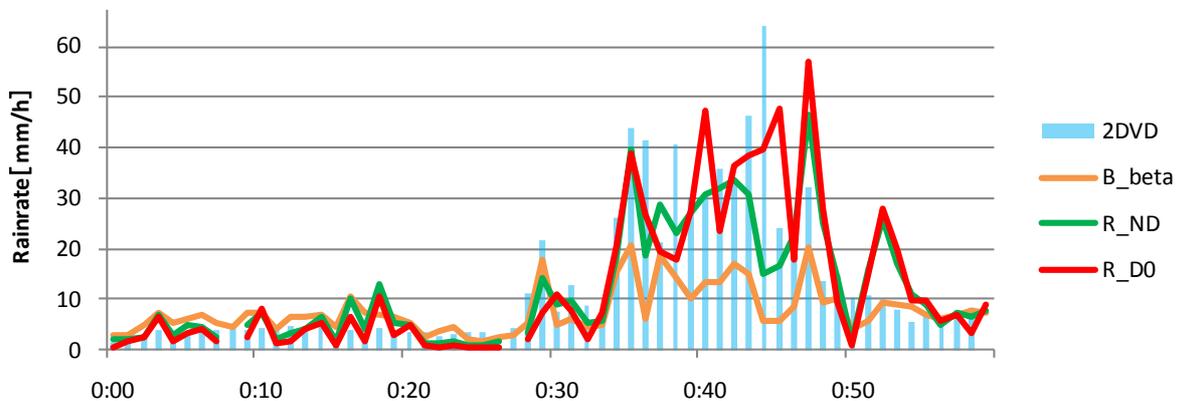


Figure 12 Time series of estimated rainrate (lines) and observed rainrate (bar)

水強度に関して、 $R-N(D)$ 法と $R-D_0$ 法のいずれも推定精度が高いことがわかる。特に、Xバンド用の B 、 β を用いて推定した降水強度より精度が十分に高いことが理解できる。 $R-N(D)$ 法は理論式から導いており、降雨強度推定の過程で誤差が発生するとは考えにくい。そのため $R-N(D)$ 法での推定誤差はDSDパラメータ推定時での誤差が原因と考えることができる。また、 $R-D_0$ 法が2DVDと比較して最も良い降雨強度推定精度を示している。ただし、DSD情報には若干の誤差があると考えられること、また、 Z_{HH} にも降雨減衰による観測誤差があるため、今後詳細な検討が必要である。それでも、 $R-D_0$ 法では、 D_0 の値に応じて $R/Z_{HH}-N_w$ の関係をクラス分けしたために N_w の推定誤差が適度に相殺される良い手法であると考えられる。

以上の結果より、非偏波レーダーにDSD情報を与えることで、 Z_{HH} のみを用いても十分高い精度で降水強度を推定可能であることが理解できた。最後に今後の検討事項として、フェーズドアレイ型レーダーの高速スキャンを想定した場合に、XバンドMPレーダーが5分間に1回のボリュームスキャン観測であるため、推定されるDSD情報の時間解像度も5分ということであり、将来的には例えば雨滴粒径分布の時間発展モデルを導入していく方向でこの課題解決に取り組んでいく。

5. 結論

本研究では、雨滴粒径分布（DSD）の推定精度を向上させることを目的として、新たなDSD推定手法を開発した。

まず、DSD推定の既往研究で用いられてきた従来手法を国土交通省XバンドMPレーダーの観測値を用いて実際の降雨事例に適用した。推定されたDSDパラメータを地上雨滴計を用いて精度検証し、従来手法の推定精度における問題点を整理した。その結果、従来手法で鍵となる偏波パラメータであるレーダー反射因子差 Z_{DR} は、降雨減衰などの影響によってレーダーでの観測誤差が大きく、そのためにDSD推定誤差が大きくなることがわかった。

従来手法の問題点を踏まえたうえで、DSD推定精度の向上を目的として、強雨時でも観測誤差が小さい偏波パラメータである位相差変化率 K_{DP} を用いたDSD推定手法を新たに開発した。開発した新しいDSD推定手法を適用し、精度検証を行った結果、従来手法と比較して強雨時には新手法の精度が高いことを示した。従来手法と新手法で互いの精度の高い値域を活かすため、両手法を用いた新アルゴリズムを構築した。

新アルゴリズムで推定されたDSD情報を2つの事

柄へと利用した。1つは、降雨現象の理解を深めるため、DSDの時空間構造の推定を新アルゴリズムを用いて行った。DSDの時空間推定を行うことにより、対流性雲の発達過程においてDSDパラメータがどのような特徴を持っているかを知ることができ、ゲリラ豪雨をもたらすような積乱雲のDSDの特徴を早期に探知する可能性を提示した。

もう1つは、近い将来導入予定である新型レーダーを利用することを視野に入れ、レーダー反射因子 Z とDSD情報を利用した降雨量推定を行った。その結果、非偏波レーダーでの降雨量推定時に、新アルゴリズムを用いて推定したDSD情報を与えることで、レーダー反射因子 Z のみを用いても十分高い精度で降水強度を推定可能であることを明らかにした。

参考文献

- 深尾昌一郎・浜津享助（2005）：気象と大気のレーダーリモートセンシング，京都大学学術出版会，491pp.
- Anagnostou, M. N., E. N. Anagnostou, J. Vivekanandan, and F. Ogden. (2008): Comparison of Two Raindrop Size Distribution Retrieval Algorithms for X-Band Dual Polarization Observations, *Jour. of Hydrometeorology*, Vol. 9, pp. 589-600
- Brandes, A. E., G. Zhang, and J. Vivekanandan. (2001): An Evaluation of a Drop Distribution-Based Polarimetric Radar Rainfall Estimator, *Jour. of Applied Meteorology*, Vol. 42, pp. 652-660,
- Kim, D.-S., M. Maki, and D.-I. Lee. (2010): Retrieval of Three-Dimensional Raindrop Size Distribution Using X-Band Polarimetric Radar Data, *Jour. of Atmospheric And Oceanic Technology*, Vol. 27, pp. 1265-1285
- V. N. Bringi and V. Chandrasekar (2005): *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*, Cambridge University Press, 636pp.

付 録

雨滴粒径分布に関するパラメータ
降水の粒径分布を表現するものとして、次の修正ガンマ分布が知られている。

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (\text{A.1})$$

$N(D)$ のn次モーメントは、

$$m_n = \int_0^\infty D^n N(D) dD \quad (\text{A.2})$$

で定義される。

Γ は完全ガンマ関数で、 $\Gamma(n+1)=n\Gamma(n)$ で表され、 n が整数のときは、 $\Gamma(n+1)=n!$ である。

式(A.1)を式(A.2)に代入し、式(2.3)を用いると、粒径分布の n 次モーメントは Γ を用いて次式で表わされる。

$$m_n = N_0 \frac{\Gamma(n+\mu+1)}{\Lambda^{n+\mu+1}} \quad (\text{A.3})$$

これを用いると、例えば後述するレーダー反射因子 Z は第6次モーメントで、

$$Z = N_0 \frac{\Gamma(\mu+7)}{\Lambda^{\mu+7}} \quad (\text{A.4})$$

で表わされる。

雲水量(Cloud water content) W は単位体積中の含水量 [g/m^3] で、降水粒子の密度を ρ_w [g/m^3] をするとき、 D と $D+dD$ の間の雲水量 W は次式で表わされる。

$$dW = \frac{\pi}{6} D^3 \rho_w N(D) dD \quad (\text{A.5})$$

したがって、雲水量 W は高次モーメントを用いて、

$$W = \frac{\pi \rho_w}{6} \int_0^\infty D^3 N(D) dD = \frac{\pi \rho_w N_0 \Gamma(\mu+4)}{6 \Lambda^{\mu+4}} \quad (\text{A.6})$$

と表すことができる。また、粒径分布の中央値とは、その中央値より大きな雨滴の質量の合計と、中央値より小さな雨滴の質量の合計が等しくなる直径をさし、その直径を D_0 とし、以後粒径分布の中央値という。すなわち、 D_0 は

$$\frac{\pi \rho_w}{6} \int_0^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{W}{2} \quad (\text{A.7})$$

で表され、また $N(D)$ が修正ガンマ分布に従う場合は、式(A.6)と式(A.7)より、

$$\int_0^{D_0} D^{3+\mu} \exp(-\Lambda D) dD = \frac{3}{\Lambda^4} \quad (\text{A.8})$$

が得られ、上式を D_0 について解くと、

$$D_0 = \frac{\mu+3.67}{\Lambda} \quad (\text{A.9})$$

となる。

一方、粒径を質量に重み付けした平均粒径を D_m と定義すると、

$$D_m = \frac{\int_0^\infty D^4 N(D) dD}{\int_0^\infty D^3 N(D) dD} = \frac{\mu+4}{\Lambda} \quad (\text{A.10})$$

と表すことができ、以後 D_m を粒径分布の中心値と呼ぶ。また、 D_0 と D_m の関係式は、式(A.9)と式(A.10)から、

$$D_0 = \frac{3.67+\mu}{4+\mu} D_m \quad (\text{A.11})$$

で表される。

粒径分布パラメータとして D_0 は Λ よりも物理的に把握しやすいため、 D_0 を用いて粒径分布を表現することを考える。まず、式(A.9)から求まる Λ を式(A.1)に代入すると、

$$N(D) (\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}) = N_0 D^\mu \exp\left(-\left(3.67+\mu\right) \frac{D}{D_0}\right) \quad (\text{A.12})$$

が得られる。同様に式の Λ を D_0 で置き換えれば、 W は次式で表わされる。

$$W = \frac{\pi \rho_w N_0 \Gamma(\mu+4)}{6 (3.67+\mu)^{\mu+4}} D_0^4 \quad (\text{A.13})$$

W と D_0 を用いて N_w を消去し、 $N(D)$ を表現し直すと、

$$N(D) = N_w \frac{6}{3.67^4} \frac{(3.67+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp\left[-(3.67+\mu) \frac{D}{D_0}\right] \quad (\text{A.14})$$

となる。ここで、 $N_w (\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3})$ は、切片のような役割をし、

$$N_w = \frac{3.67^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{W}{D_0^4}\right) \quad (\text{A.15})$$

で表される。

式(A.13)を書き直すと、 $N(D)$ は以下のように表現できる。

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp[-(3.67+\mu)] \quad (\text{A.16})$$

このとき、

$$f(\mu) = \frac{6}{3.67^4} \frac{(3.67+\mu)^{(\mu+4)}}{\Gamma(\mu+4)} \quad (\text{A.17})$$

である。

Estimation of Space-Time Structure of Raindrop Size Distribution Using X-band Polarimetric Radar and Its Application to Non-Polarimetric Radar

Eiichi NAKAKITA, Chiho KIMPARA*, and Kosei YAMAGUCHI**

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

** Institute of Sustainability Science, Kyoto University

Synopsis

In Japan, test operating of X-band polarimetric radar network started in July, 2010 by Ministry of Land, Infrastructure, Transportation and Tourism (MILT). Polarimetric radar has an advantage over conventional non-polarimetric systems because they measure some parameters related to raindrop shape. In this research, a retrieval method of raindrop size distribution (DSD) is developed to improve accuracy of rainfall estimation. The method uses specific differential propagation phase shift (K_{DP}), since K_{DP} is insensitive to rain attenuation which happens at heavy rainfalls. The new developed DSD retrieving method was superior than previous method when heavy rainfall occurs.

After retrieving DSD parameters, rain rate estimation for non-polarimetric radar is directly estimated from the retrieved DSD parameters. Two methods are used, and both are evaluated using disdrometer, and it is shown that both are well estimated when compared with previous studies.

Keywords: Polarimetric radar, Drop size distribution, Rainrate estimation, Specific differential phase shift