

Xバンド偏波レーダーを用いて推定した雨滴粒径分布の時空間構造

Spatial-Temporal Structure of Retrieved Raindrop Size Distribution from X-band Polarimetric Radar

山口弘誠・金原知穂⁽¹⁾・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Chiho KIMPARA⁽¹⁾ and Eiichi NAKAKITA

(1) 一般財団法人日本気象協会

(1) Japan Weather Association

Synopsis

In Japan, X-band polarimetric weather radar network is currently-operated. Polarimetric radar has an advantage over conventional non-polarimetric systems since they measure raindrop-shape-related parameters.

In this research, a retrieval methodology of raindrop size distribution (DSD) is used to improve accuracy of quantitative precipitation estimation (QPE). After the accuracy of retrieved DSD is checked through a rain gauge on surface, 3-D drop size distribution of cumulonimbus is retrieved from X-band polarimetric radar.

Next, a raindrop evolution model is used to estimate DSD at ground level. The model is used to lessen the gap of rainfall rate between radar observation height and ground level. Growth rate of DSD at ground level is given to rainfall rate estimating algorithm.

キーワード: 偏波レーダー, 降水量推定, 雨滴粒径分布

Keywords: polarimetric radar, QPE, raindrop size distribution

1. 背景と目的

日本では、毎年夏から秋にかけて各地で大雨を原因とした災害が発生しており、治水を目的に長年にわたり河川整備が進められている。その一方で、都市の排水設備の整備に伴う流出時間の短縮や土地利用の変化によって貯水・遊水機能が低下しており、急激な増水により人命が失われる災害が発生している。このような背景の中、洪水災害の被害軽減のために、また気象学・水文学的にも面的に降水量を正確に把握することの重要性が増している。

空間的によりきめ細やかな降水観測のため、気象庁が1954年に現業用のCバンド帯気象レーダーの導入を開始し、全国に配備された。現在では気象レーダーは気象庁の他に、国土交通省のレーダー雨量計

ネットワークなど、様々な自治体・企業等が運用している。それらの気象レーダーで観測される反射因子から降水量推定を行うための変換式は雨滴粒径分布 (Drop Size Distribution, DSD) に依存する。DSDは時間的・空間的に大きく変動するため、DSDをリアルタイムで把握することは降水量推定精度向上には必要不可欠である。このDSD情報の取得を一つの目的として、雨滴形状に関する情報を得られる偏波レーダーが導入された。

近年著しい気象レーダーの高分解能化、偏波化等の技術的進歩により降水の観測精度が向上する一方で、移流による水平方向の誤差、レーダーと地上の観測高度差に伴う誤差はレーダーによる観測を行う際に避けられない大きな課題の一つである。それらの誤差はレーダーの持つ空間的・時間的な「隙間」

を埋める事で地上での降水量推定を行うことができると考えられている。隙間を埋めるために、上空から落下しながら起こる雨滴の併合などの微物理過程を計算することで、地上での確からしいDSDを求めることができる。

本研究では、地上における降水量推定精度向上を目的としてDSD推定の手法を用いて雲内部におけるDSDの構造をXバンドMPレーダを用いて時系列に沿って推定する。さらに、DSDの時間発展モデルを用いて、上空のDSDが落下に伴う変化を地上での降水量推定に反映させる。

2. 雨滴粒径分布の推定の概要

2.1 DSDパラメータ

降水の粒径分布を表現するものとして、次の指数分布が知られている。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (1)$$

ここで、 D は雨滴の直径であり、単位は一般的には[mm]が用いられている。パラメータ N_0 は分布直線の切片 (intercept parameter), Λ (ラムダ) は分布直線の傾斜を表すパラメータ (slope parameter) である。粒径分布の式としてよく知られている Marshall-Palmer (M-P) 分布は式(1)の1例と見なすことができる。この分布は短時間での分布が自然のDSDと一致しないこと、また分布の両端が表現できていないことが指摘されており、Ulbrich(1983)にてより一般化された次の修正ガンマ分布が提案された。

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (2)$$

この分布は3種類のパラメータに依存する。 N_0 , Λ は同様の意味を持ち、 μ は分布曲線の形状を表すパラメータ (shape parameter) である。小さい粒径が卓越し、粒径が大きくなるに従い単調減少する分布には $\mu \leq 0$ が適合し、特定の粒径が卓越する場合は $\mu > 0$ が適合する。

粒径分布の代表的な値を表す指標として、粒径分布の中央値 D_0 がある。 D_0 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す。すなわち、 D_0 は雲水量(Liquid water content) W と、降水粒子の密度を ρ_w [g/m³]を用いて、

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

で表される。本論文中では、 N_0 , Λ , μ に加え、 D_0 の4つのパラメータを総称してDSDパラメータと呼ぶ。

2.2 DSD推定手法

DSDパラメータを推定する手法はいくつか存在するが、ここでは本研究で用いる2つの手法について概要を説明する。

(1) Constrained gamma method (CG法)

Constrained gamma method (CG法) は、Zhang et al. (2001) により μ - Λ 関係が提案され、後にBrandes et al. (2004) によって D_0 の推定手法が追加・修正された手法である。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、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) ではそれをXバンド (3cm波長帯) 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されているレーダー反射因子 Z_{HH} と反射因子差 Z_{DR} 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つのパラメータのモデルとなることが最大の特徴である。ただし、降雨減衰の影響を受けやすいパラメータである Z_{DR} を用いていることから、強雨域の後方では推定精度が著しく低くなる。

(2) 山口ら (2012) の手法

この手法は、降雨減衰の影響を受けにくい偏波パラメータである伝搬位相差変化率 K_{DP} を用いてDSDを推定するために山口ら (2012) により開発された手法である。手法の詳細については山口ら (2012) にて詳細に記されている。 D_0 の推定には不向きであると考えられている K_{DP} を、雨滴の個数の情報を含む Z_{HH} を K_{DP} で割って用いることでC-G法で用いられている Z_{DR} と似た意味合いをもつパラメータとすることができる。従って Z_{HH} を組み合わせることで、 K_{DP} を用いても Z_{DR} と同程度の D_0 の推定が見込まれるように、降雨減衰の影響を少なくすることができる。

弱雨時には K_{DP} の観測精度が低くなるため、 K_{DP} が0.5未満の場合にはC-G法が適用する。

本研究ではDSD推定手法は山口ら (2012) の手法とCG法に対し様々な改良を行ったうえでDSDの推定を行う。改良の内訳としては、(1)と(2)で紹介した手法を基にしたDSD推定精度向上のための変更と降雨減衰の影響軽減のための変更の2つに大別される。

Table 1に山口ら (2012) の手法とCG法の特徴, そしてDSD推定精度を地上雨滴計による理想実験時と実際のレーダー観測値を用いた場合の2通りの D_0 の推定結果と, 地上雨滴計で観測されたDSDから求めた D_0 との相関係数が示されている. さらに, 実際のレーダー観測値を用いた D_0 地上雨滴計から求めた D_0 の二乗平均誤差も示す. 検証に用いた事例は比較的強い雨の事例であり, その中でも K_{DP} が0.5以上の場合を抽出している. この結果から, 山口ら (2012) の手法がC-G法と比較して強雨時においても高いDSD推定精度を持っているといえる.

DSDパラメータは相互に強く結びついているため, それぞれのパラメータの精度検証とともに, DSDの分布そのものの精度も評価する必要がある. そこで, DSDパラメータから分布を求めたものと, 地上で1分間に直接観測された雨滴の個数と直径から算出したDSDを比較する. Fig. 1, Fig. 2に2通りの手法から推定したDSDと同時刻の2DVDでの地上観測の結果を掲載する. Fig. 1では降雨のピーク付近の時間帯, Fig. 2では雨の降り初めて地上と上空の環境がやや異なる時間帯である. 特にFig. 1の時刻において, 緑色の山口ら (2012) の手法が粒径ごとの個数まで表現できている.

3章以降では, 改良された山口ら (2012) の手法を用いて推定されたDSDを幅広く利用する.

3. 対流性雲内部における雨滴粒径分布の時間空間構造

本章では, 3次元的に雲内部のDSDの推定を行い, シングルセルの積乱雲の一生を追いながらその特徴を捉えることを目的とする.

3.1 雨雲内部の雨滴粒径分布推定

地上での直接観測を元にしたDSDの分析は古くは小麦粉に雨滴を受け, 小麦粉の粒の大きさを測るなどして行われてきた. ディストロメータを始めとした様々な雨滴計が開発された後は, 地上でのDSD特性の分析は降雨のタイプ別や降雨セルの発生地点別などに分けて細かく行われてきた.

降水現象のさらなる理解と数値気象モデルへのフ

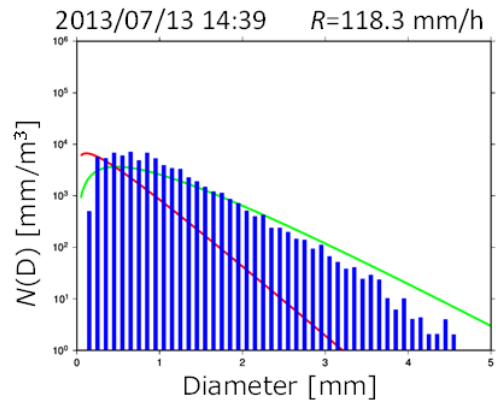


Fig. 1 Comparing DSDs. (at the peak of the event)
Red: C-G method, Green: Yamaguchi (2012),
Blue: ground observation data from 2DVD

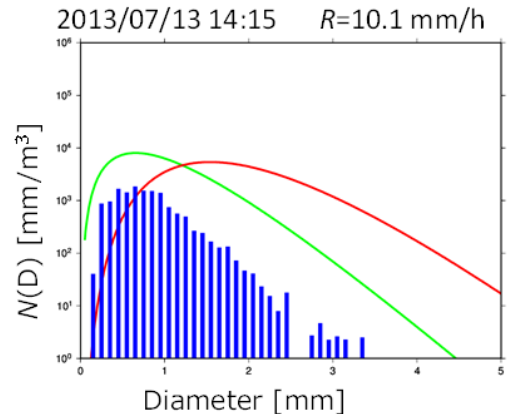


Fig. 2 Comparing DSDs (at beginning of the rain)
Red: C-G method, Green: Yamaguchi (2012),
Blue: ground observation data from 2DVD

ードバックを目的として, 地上のみならず上空の雲内部における降水粒子の粒径分布を観測・推定する手法が発展した. 例として航空機や雲粒子ゾンデ・ピデオゾンデによる雲上空の直接観測が行われている. 直接観測の発展と同じくして, リモートセンシング技術を用いた鉛直方向も含めた広範囲のDSDの推定技術も発展している. 単偏波レーダーやウインドプロファイラーによるDSDの推定は, 比較的新しい技術である偏波レーダーを用いたDSD推定

Table 1 Comparison of two DSD retrieving methods

Method	Mainly Used Parameter	Correlation Coefficient (Numerical Experiment)	Correlation Coefficient (From observed data)	Root Mean Square Error (From observed data)
C-G Method	Z_{DR}	0.933	0.254 ¹⁾	0.576 ¹⁾
Yamagichi(2012)	K_{DP}	0.946	0.412 ²⁾	0.418 ²⁾

1) $Z_{DR} > 0$ 2) $K_{DP} \geq 0.5$

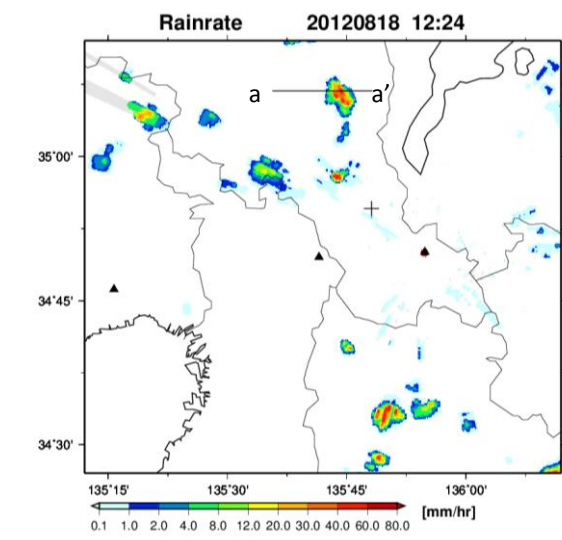


Fig. 3 Horizontal distribution of rain rate at 12:34

技術の発展以前から行われてきた (Cifelli et al., 2000; 中川ら, 1997など)。

その後、偏波レーダーの観測制度の向上に伴い、2000年頃から偏波レーダーを用いたDSD推定の研究が飛躍的に発展した。Xバンド偏波レーダーを用いた3次元でのDSD推定は、この10年ほどの間に行われている。Kim et al. (2010)では、複数の対流性セルを含むライン状降雨を対象に3次元のDSD推定を行っている。その中で、複数個の対流性セルのそれぞれのDSDパラメータ等が上空にピークを持っていることを示している。

3.2 局地的豪雨におけるDSDの時空間構造

京都府南部に設置された国土交通省鷲峰山レーダーの観測値を用いて3次元的にDSDを推定した。対流性降雨を中心にいくつかの特徴的な事例を降雨タイプごとに分けて見ていく。それぞれのパラメータがどのような傾向を示すか、時間経過による発達・衰弱を考慮しながら考察を行う。

鉛直分布の時間変化を追うために、雨滴の数濃度やDSD分布形そのものではなくDSDパラメータの鉛直分布を示す。そのため、雨滴の総数や分布形を表す代わりに雲水量 W (Liquid water content, 図中ではLWCと表記)を二分する粒径である D_0 を代表的な粒径として扱う。なお、本章では2章で述べた D_0 の大きさごとのサンプリング数に応じて、1.5mmまでを小さい D_0 、2.5mmまでを大きな D_0 、2.5mm以上を巨大な D_0 として考察を行う。

また、雲水量 W もDSDパラメータと併せて考察する。上空での水滴の質量を表すにあたり、単位体積あたりの含水量である W を用いる。本文中に特筆し

た場合以外は、減衰等によるDSDパラメータの推定誤差は十分小さいとする。

合計4日間、9つの発達したセルと、1つの発達しないセルにおける鉛直方向のDSDパラメータの時間変化について考察を行った。その際に、上空の風による影響の少ない事例を中心に、レーダーで周囲に降雨がないことを目視で確認した状態から、単体のセルが出現したものを抽出する。文中では、その中で特徴的な事例について挙げていく。なお、各DSDパラメータの推定結果はこれまでに知られている雲物理の知見と大きく異なることなく、鉛直断面内に不自然な不連続面等は存在しないので、セルの内部の様子を知るには十分な精度を確保していると言える。この節ではセルの中心を追うように鉛直断面を移動させている。

ここでは1つのセルで構成された積乱雲が上空で発生して消滅するまでを捉えている。

Fig. 3の直線a-a'で示された鉛直断面をセルの移動に合わせて移動させている。Fig. 4はレーダーで観測された偏波パラメータ (Z_{HH} , Z_{DR} , K_{DP}) と、DSDパラメータ (DSDの中心値 D_0 を通常のカラースケールと大きな D_0 を詳細に分けた2種類のカラースケールで表示、傾き A , 切片の対数 $\log N_w$, 雲水量 W) の鉛直分布を示している。時刻表示は12:00~12:04間で行われた立体観測を12:04と表示している。水平方向のスケールが20kmであることにに対し、鉛直方向が10kmである。1.5mm~2.5mmのカラースケールをより詳細に色分けしたFig. 4 (a)では、セル中心部で (b) より細かく D_0 の変動を確認することができる。

なお、この日朝9時に潮岬での高層観測の気温データでは、地上での気温28.0°C、0°C高度が4800mである。上昇流が強いと考えられる対流性セルの中心部を除き、高度6km以上の領域は気温0°C以下で粒子が凍結しているとして、考察の対象外とする。

ここからはDSDの変動について時系列に沿いながら考察を行う。12:04に初めて上空にセルが観測された時点で D_0 が1.7mm前後という比較的高い値を示している一方、 W は 0.5g/m^3 と小さい。事例a以外にも、近隣の降水セルから分裂等の影響を受けていない単体セルの事例の場合では、ほぼすべてが上空にセルが出現した時点で D_0 が大きな値を示している。

12:14に高度4km付近に W の値が局所的に高いコアが生まれ、コアを中心に発達していく。その10分後の12:24には高度2kmと4km付近に非常に高い W を持ったコアとなり、それは時間とともに広がり高度が下がっている。

12:19から12:24の間には高い D_0 がセルの中央に地上付近まで柱状に伸びており、大きい雨滴が先行して落下していると考えられる。一方で、同時間の W

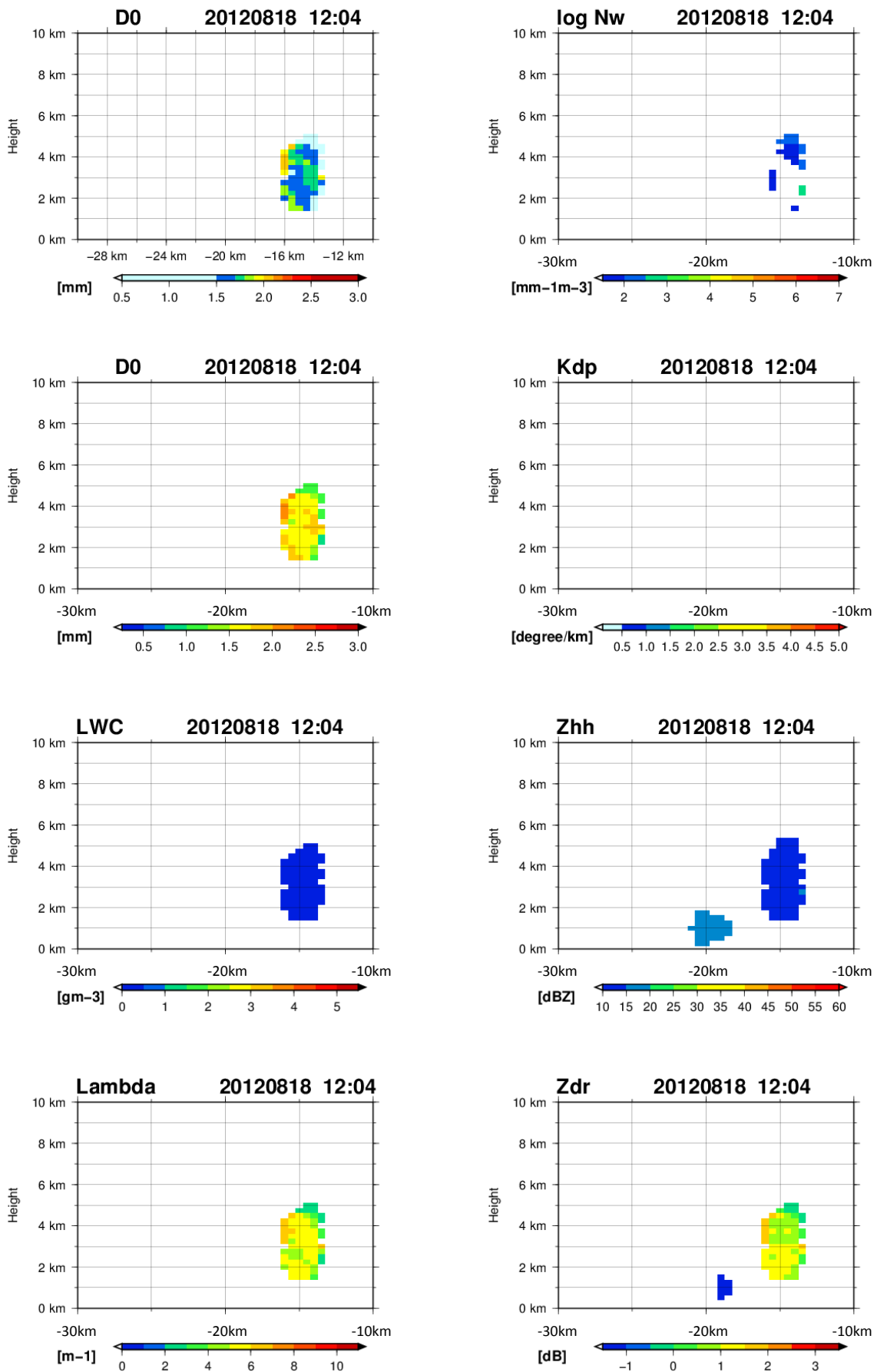


Fig.4 Vertical cross section view of DSD parameters and polarimetric parameters along line a-a' (1/7)

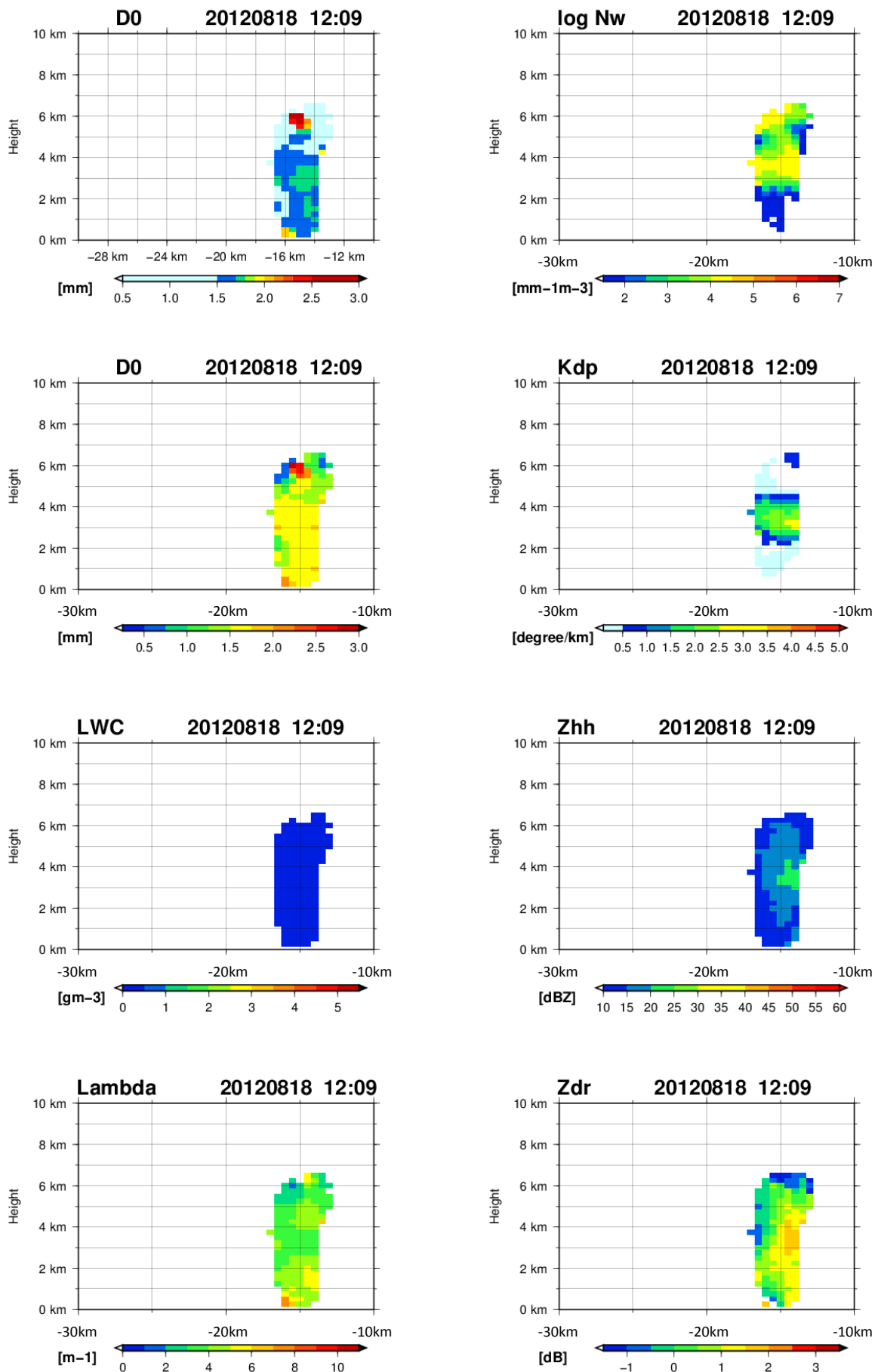


Fig.4 Vertical cross section view of DSD parameters and polarimetric parameters along line a-a' (2/7)

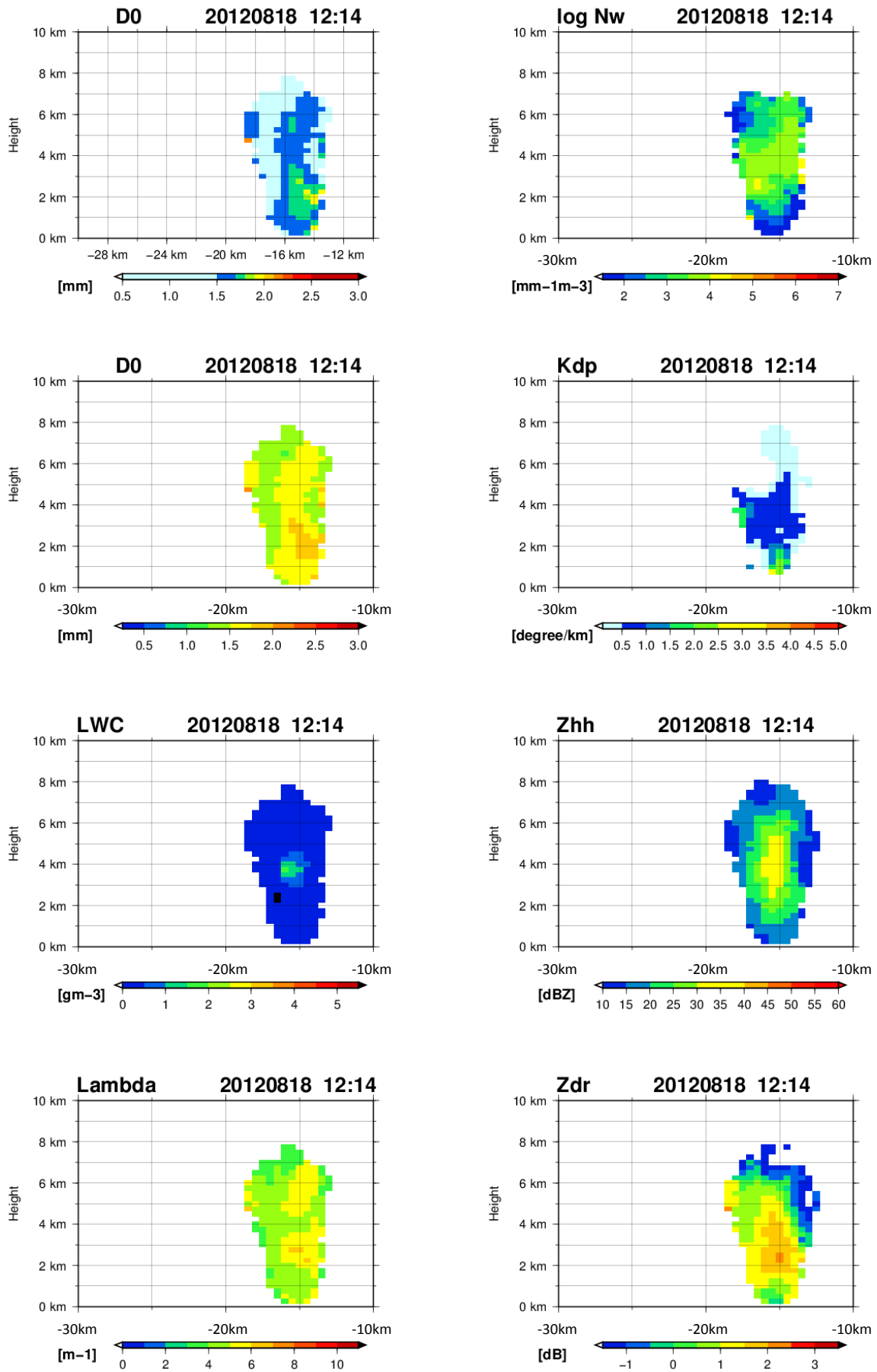


Fig.4 Vertical cross section view of DSD parameters and polarimetric parameters along line a-a' (3/7)

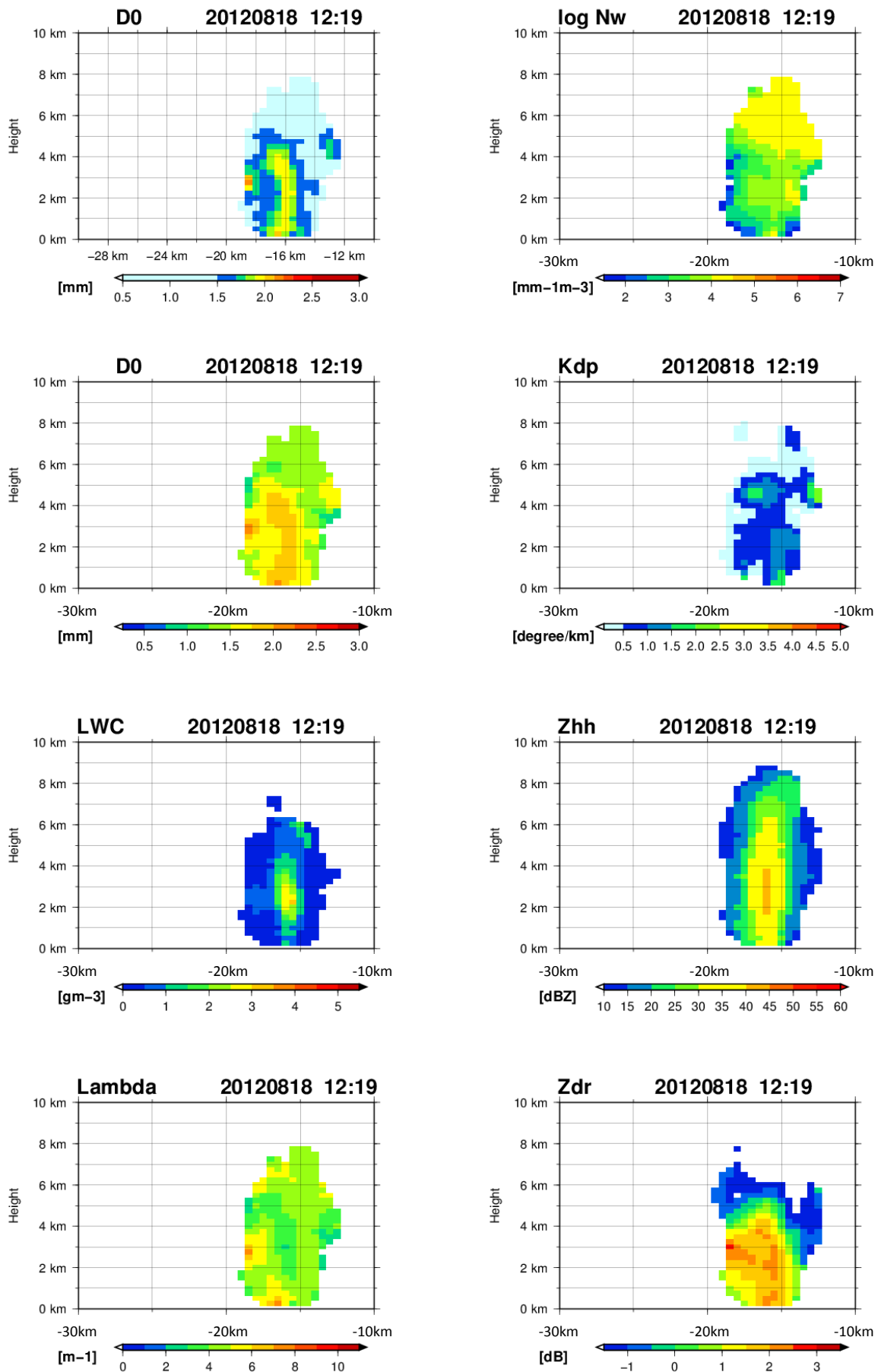


Fig.4 Vertical cross section view of DSD parameters and polarimetric parameters along line a-a' (4/7)

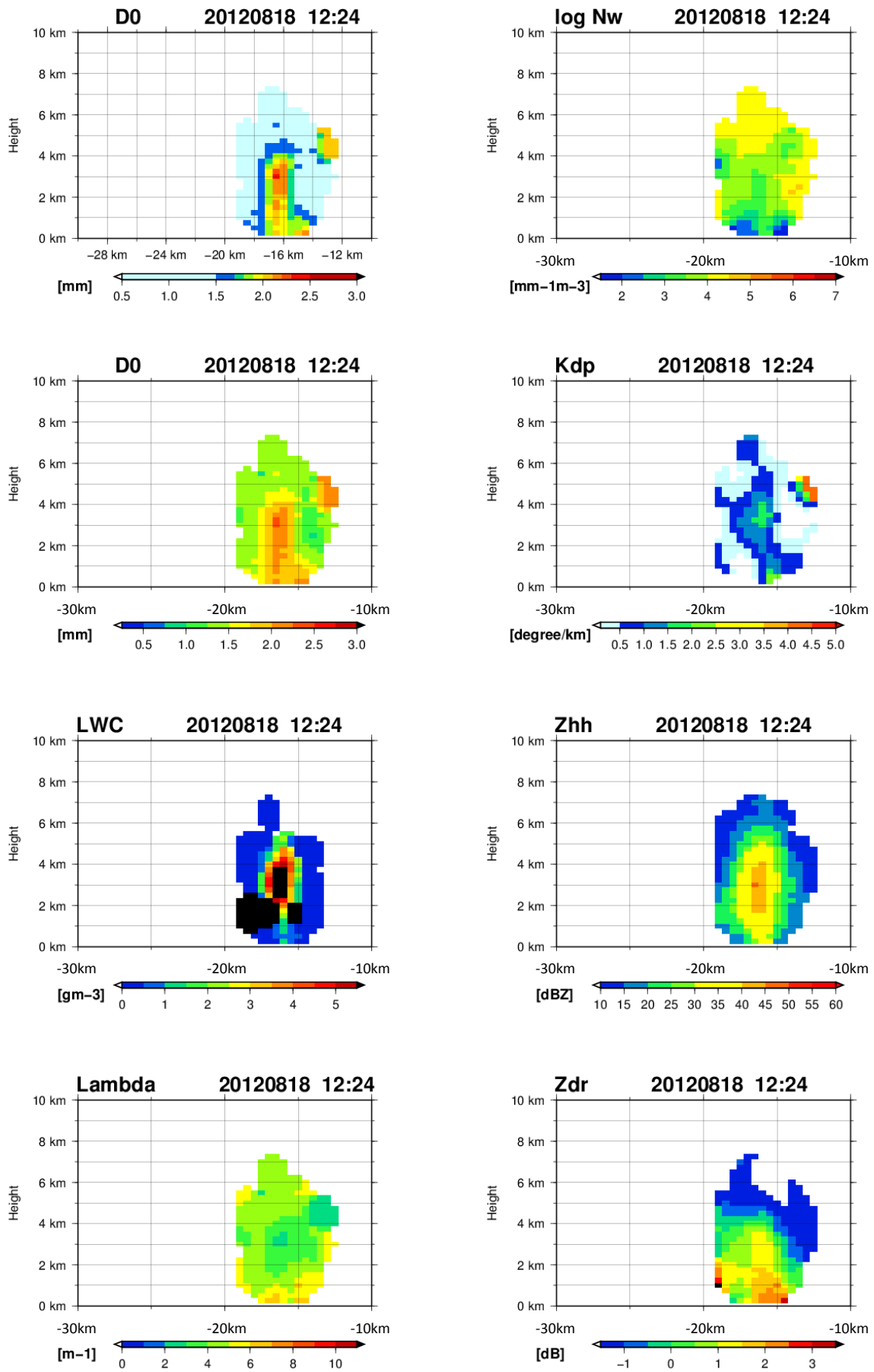


Fig.4 Vertical cross section view of DSD parameters and polarimetric parameters along line a-a' (5/7)

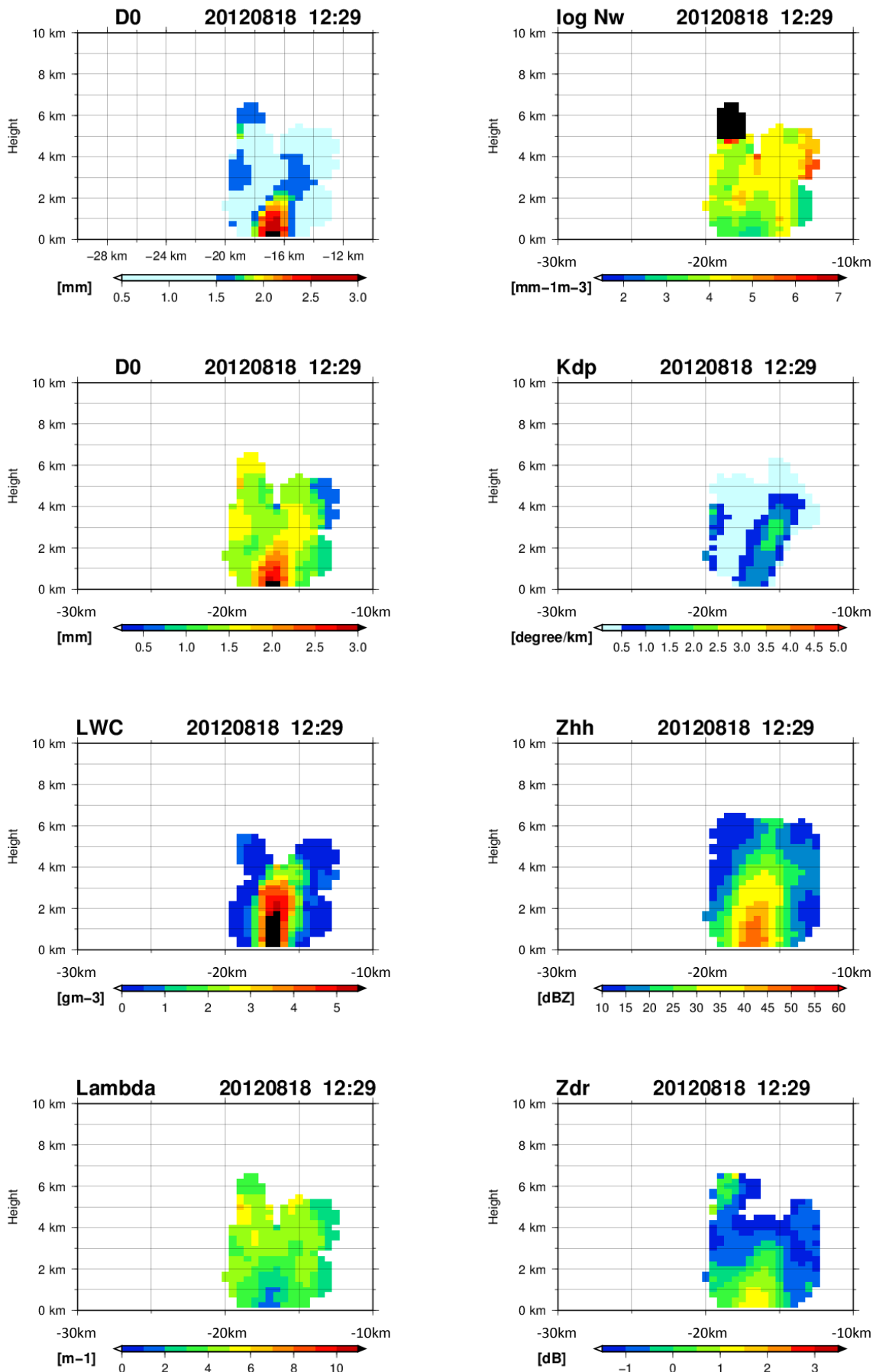


Fig.4 Vertical cross section view of DSD parameters and polarimetric parameters along line a-a' (6/7)

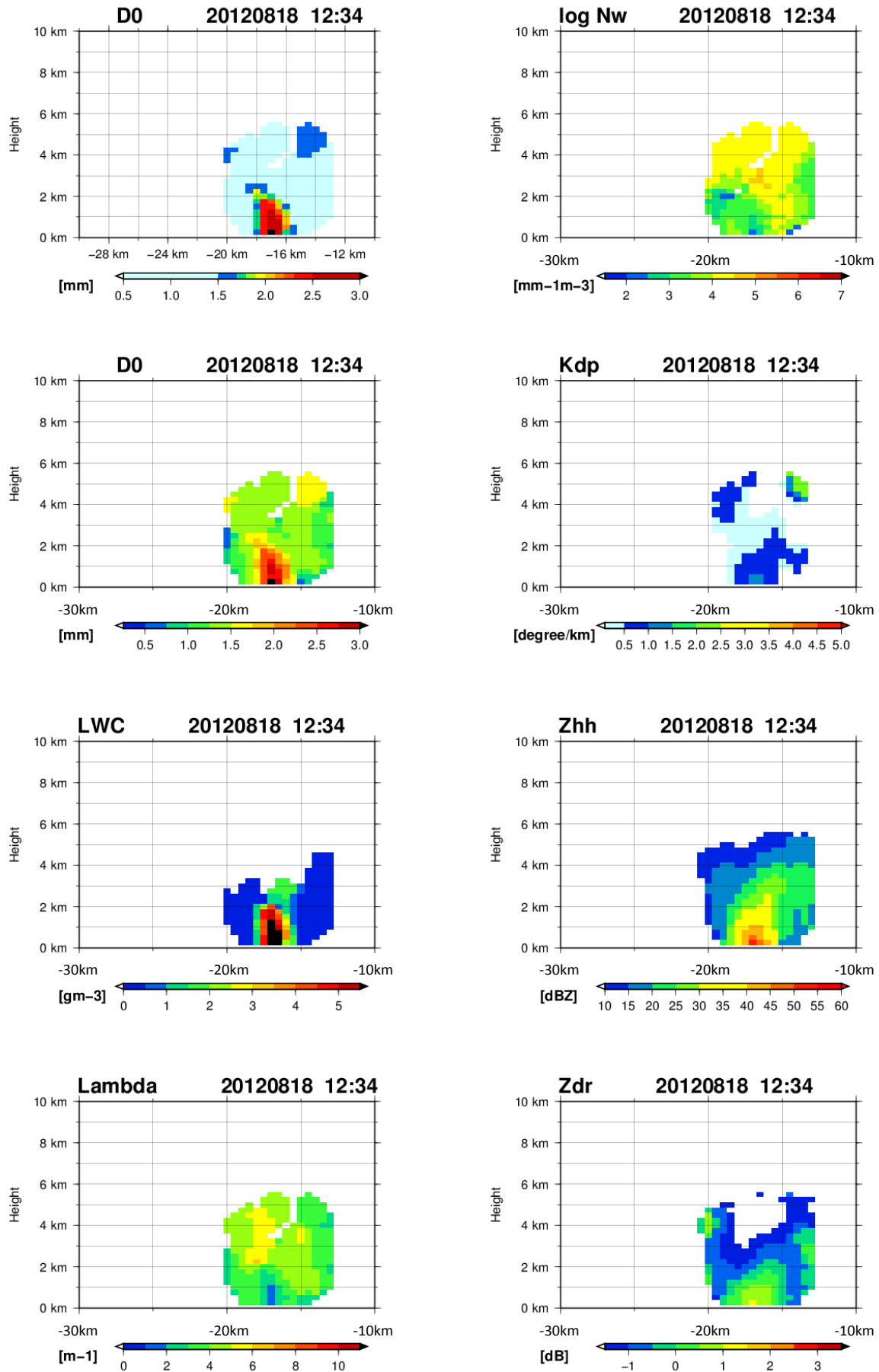


Fig.4 Vertical cross section view of DSD parameters and polarimetric parameters along line a-a' (7/7)

では2km以下では $1\text{g}/\text{m}^3$ 以下と低い値であり、地上付近の降雨強度も高くない。

12:25～12:34に地上付近での A の値が低いことに加え D_0 、 W の値が高いことから、大粒の雨が地上に落下している。同時に、地上付近で観測された降雨強度の水平分布では $50\text{mm}/\text{h}$ を超えるなど、ピークを迎えている。降雨強度ピーク時での D_0 は柱状に観測された12:19の D_0 より低い。高い D_0 が落下した後の上空では、大きい粒が落下した後の小さい雨滴が卓越していることが考えられるので、高い N_w が観測されている。

衰退時には残された小さい雨粒が地上に落下し、12:54を最後にセルは消滅する。

3.3 非発達セルにおけるDSDの時空間構造

3.2の事例と同じ日に観測されたあまり発達しないセルについてもDSDの空間分布を推定した。観測された時間も12:40頃から13:00頃と約20分であり非常に短く、地上における最大の降雨強度は $10\text{mm}/\text{h}$ 前後と小さいままに消滅した。なお、このセルが発生した時間の前と後にあたる11時頃と13時以降にはこの付近で局地的豪雨が発生している。

このセルでは K_{DP} がすべての時間で観測されず、また Z_H が最大でも 30dB 、セルの大半が 20dB 以下とかなり低い値を取っている事を考慮する必要がある。精度に疑義が生じてはいるものの、12:44のセル出現時点で D_0 は高い値を示している。一方で、 W の値がセルの出現時点で低いことはセルaと同様であるが、時間が経過しても全体として低いままである。

出現時に大きかった D_0 も、12:49、12:54とすぐに落下してしまい、発達した事例には存在した上空のコアが出現しないまま消滅した。

4. 雨滴の落下過程を考慮した降水量推定

本章では、上空でレーダーにより観測された降水量と地上における降水量の差を縮めるため、雨滴が地上に到達するまでの雨滴の併合等の過程を反映する雨滴の落下モデルを使用した。落下によるDSDの変動を表した結果から降水量推定を行い、 K_{DP} を用いた降水量推定式と比較する。

4.1 降雨強度推定式

降雨強度 R は、水平の単位面積を単位時間あたりに通過する雨の総量、つまり体積である。したがって、 R は単位時間あたりの降水立体に高さの単位 $[\text{ms}^{-1}]$ をもち、次式で表される。

$$R = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(D) v(D) dD \quad (4)$$

ここで、 $v(D)$ は降水粒子の落下速度であり、単位は $[\text{ms}^{-1}]$ である。Gunn and Kinzer (1949)における雨滴の落下速度を定式化したAtlas *et al.* (1973)によると、通常気温と気圧の下で $v(D)$ は

$$v(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6D) \quad (5)$$

と表すことができる。この式は $6 \times 10^{-4} \text{m} < D < 5.8 \times 10^{-3} \text{m}$ の範囲でよく適合する。

Park *et al.* (2005)による関東地方における地上雨滴計を用いたDSD観測及びそれに基づく散乱計算から導出した降雨強度推定式は以下のようになる。

$$R = \begin{cases} 7.07 \times 10^{-3} Z_{\text{HH}}^{0.819}, & (K_{\text{DP}} \leq 0.3^\circ \text{km}^{-1}) \\ 19.6 K_{\text{DP}}^{0.823}, & (K_{\text{DP}} > 0.3^\circ \text{km}^{-1}) \end{cases} \quad (6)$$

式(6)を用いた形式の降雨強度を $R-K_{DP}$ とする。この手法は、降雨減衰の影響を受けにくい K_{DP} のみを用いているため、非常に強い雨に対しても精度が良い。そのため、この降雨強度推定式は現在国土交通省のXバンドレーダーネットワークであるXRAINで全国的に使用されている。

4.2 雨滴落下モデルを用いた降水量推定

ここでは、1章で課題とした雨滴の落下過程を解決するための、雨滴落下モデルを構築する。三隅・圓山(2004)らのビン法雲微物理モデルを参考に、雨滴落下の部分のみを用いてモデルを構築する。詳細については、当該論文を参照されたい。

構築したモデルを用いて地上におけるDSDを計算し、DSDを用いて推定した降水量を $R_{\text{fall}}(\text{DSD})$ とする。Fig. 5は黒の直線で表された地上雨滴計、緑の $R-K_{DP}$ については式(6)を用いて計算した強雨強度の時間変化を表している。さらに、青の直線は $R_{\text{fall}}(\text{DSD})$ を表している。時系列に降雨強度を表したFig. 5では、雨滴落下モデルの効果が複数確認できる。1つは落下に伴う降水強度のピーク(14:30, 14:40)が地上雨滴計でのピークと一致したことである。落下しながら他の雨滴を併合する過程についてもピークが $R-K_{DP}$ と比較して大きくなっていることから表現されている。また、14:15ごろと、14:50ごろに $R-K_{DP}$ で見られる小さなピークが $R_{\text{fall}}(\text{DSD})$ では低くなっている。降り始め・降雨の中断時の飽和していない大気中を雨

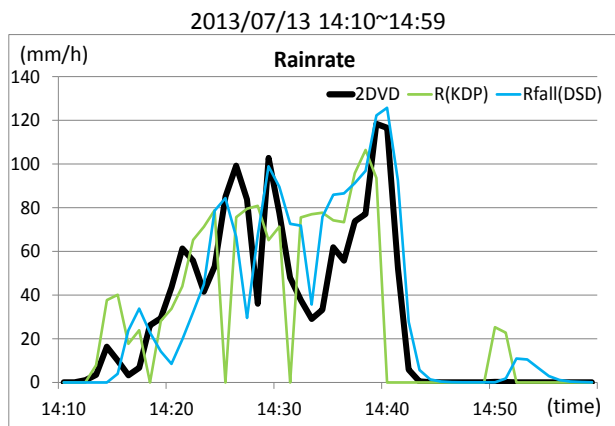


Fig. 5 Time series of rain rates; Black: ground observation, Green: $R-K_{DP}$, Blue: $R_{fall}(DSD)$

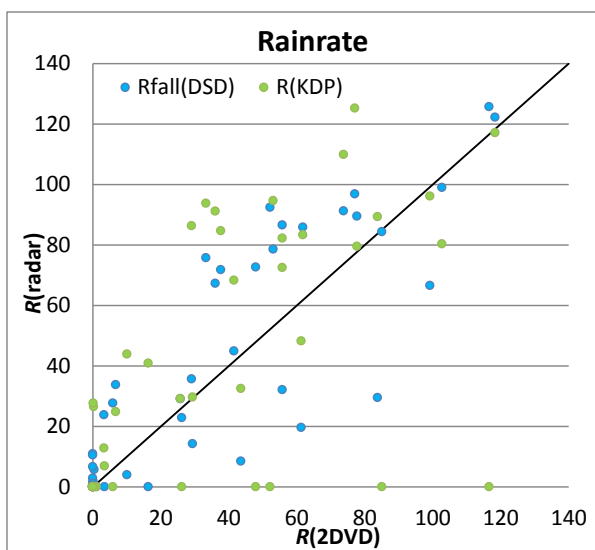


Fig. 6 Scattering diagram of rain rates from two QPE methods; Green: $R-K_{DP}$, Blue: $R_{fall}(DSD)$

滴が落下することにより、雨滴から蒸発が発生し、降雨強度の減少につながっている。上空からの落下速度は雨滴の大きさにより異なるので、 K_{DP} が欠測した時間付近でも引き続き降雨が観測されている。一時的に雨が弱まった時間が $R_{fall}(DSD)$ では適切に表現できている。

Fig. 6は地上雨滴計で観測された降雨強度と $R_{fall}(DSD) \cdot R-K_{DP}$ を散布図で示している。地上雨滴計で観測された降雨強度との相関係数は $R_{fall}(DSD)$ では0.86、 $R-K_{DP}$ では0.74であった。 $R-K_{DP}$ の相関係数を求めるに当たり、14:18、14:25、14:31のが欠測した時間は外している。 $R_{fall}(DSD)$ と雨滴計で降雨強度のピークが一致したことにより、 $R-K_{DP}$ と比較して相関係数が大幅に増加したためである。

雨滴落下モデルの地上での結果から算出した降水

強度は、現在使用されている式(6)の K_{DP} を用いた降水量推定式と比較した結果、地上で観測された降水強度とより高い相関を示した。さらに、落下モデルから算出した降雨強度からは落下、蒸発による変動が確認できた。現在は鉛直1次元のモデルで計算を行っているが、将来3次元的に落下を計算する際に風による移流を加えることで、さらなる降水量推定精度の向上が見込まれる。また、高い仰角のレーダービームしか届かない山岳域においても、精度良く推定することが可能になると考えられる。

5. 結論

本研究では、地上における降水量の推定を目的として、XバンドMPレーダを用いて雨滴粒径分布(DSD)推定の手法を用い、雲内部におけるDSDの時空間構造を推定する。また、DSDの時間発展モデルを用いて、上空でのDSDから地上でのDSDを計算し、その変動を考慮して降水量推定を行う。3次元のDSD推定を行うにあたり、DSD推定手法の先行研究から精度向上を目的として改良を試みた。

降雨の発達・衰弱等の一連の過程を時空間分布を推定し、様々な降雨パターンについて検証した結果、発達した対流性雲では、雲発生後に上空で初めてDSDが推定された段階から比較的大きな雨滴が多く存在している様子が多くの事例で観測された。また、降水セルの中心部分の発達ののち上空から地上へ落下する過程等の雲内部の微物理的過程も確認できた。

今後さらに多くの事例について検証を行うことで、様々な降雨パターンのより詳しい降水システムの把握が可能である。特に、いわゆるゲリラ豪雨のDSDの特徴を蓄積することで、セルがレーダーで観測された時点で発達するかしないか危険性の判断の指標となりうることを期待できる。

さらに、地上付近まで考慮したより高精度な降水量推定を最終目的として、3次元的な雨滴の発達・分裂過程を加味した降水量推定を行うため、DSDの時間的・空間的な変化を導入した雨滴落下モデルを構築し、降水量推定精度の向上を図った。高度差により生じる地上と上空の降水量の誤差が大きいと考えられる対流性降雨の事例において、雨滴落下モデルの地上での結果から降雨強度を算出した。算出した降水強度を現在国土交通省で使用しているを用いた降水量推定式と比較した結果、地上で観測された降水強度とより高い相関を示した。また落下モデルから算出した降雨強度からは落下、蒸発による変動が確認できた。今後は風による移流等を加えることで、さらなる降水量推定精度の向上が見込まれる。

DSD推定精度に関しては、Table 1に示されている

ように、0.412と相関係数が決して高くないため、DSD推定精度を向上させる必要がある。そのためには、降雨減衰の影響の軽減と、パラメータの推定時に必然的に発生する誤差を減らす必要がある。

物理量ではなく、降雨現象との結びつきが少ない μ と A の推定に関しては、未だ多くの課題が残されている。これらの解決策を適切に実現することがDSD推定精度向上のための当面の課題である。

参考文献

中北英一・金原知穂・山口弘誠 (2011) : 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, 京都大学防災研究所年報, 第54号B-2, pp.397-409.

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.

三隅良平・圓山憲一 (2004) : 降水形成過程の数値モデリング, 防災科学技術研究所報告, 第65号, pp.77-96.

山口弘誠・金原知穂・中北英一 (2012) : Xバンド偏波レーダーを用いた雨滴粒径分布とその時空間構造及び降水量の推定手法の開発, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol68-4-I, pp.367-372.

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, Journal of Hydrometeorology, Vol. 9, pp. 589-600.

Bringi, V. N. and V. Chandrasekar. (2001): Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and applications,

Cambridge University Press, 636pp.

Brandes, A. E., G. Zhang and J. Vivekanandan. (2003): An evaluation of a drop distribution-based polarimetric radar rainfall estimator, Journal of Applied Meteorology, Vol. 42, pp. 652-660.

Brandes, A. E., G. Zhang and J. Vivekanandan. (2004a): Drop size distribution retrieval with polarimetric radar: Model and application, Journal of Applied Meteorology, Vol. 43, NO.3, pp.461-475.

Brandes, A. E., G. Zhang and J. Vivekanandan. (2004b): Comparison of polarimetric radar drop size distribution retrieval algorithms, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 21, pp. 584-598.

Kim, D.-S., M. Maki and D.-I. Lee. (2010): Retrieval of three-dimensional raindrop size distribution using X-band polarimetric radar data, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 27, pp. 1265-1285.

Park, S.-G., V. N. Bringi, V. Chandrasekar, M. Maki and K. Iwanami. (2005a): Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part I: theoretical and empirical basis, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 22, pp. 1621-1632.

Park, S.-G., M. Maki, K. Iwanami, V. N. Bringi and V. Chandrasekar. (2005b): Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part II: evaluation and application, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 22, pp. 1633-1655.

(論文受理日 : 2014年6月11日)