

1次元ドップラーレーダ観測と粒子融解モデル による融解中の降水粒子鉛直分布の推定

Estimation of the vertical profile of precipitation particles under melting condition
by combining the observation of 1-D Doppler radar and melting calculation model

越田智喜¹・宮崎真²・小森大輔³・小池雅洋⁴・鼎信次郎⁵・沖大幹⁶
Tomoki KOSHIDA, Shin MIYAZAKI, Daisuke KOMORI, Masahiro KOIKE, Shinjiro KANAE,
and Taikan OKI

¹正会員 理修 いであ株式会社 国土環境研究所 (〒224-0025 神奈川県横浜市都筑区早渕2-2-2)

²非会員 博士(理学) 独)国立環境研究所地球環境研究センター (〒305-8506 茨城県つくば市小野川16-2)

³非会員 博士(農学) 東京大学生産技術研究所 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

⁴正会員 東京大学生産技術研究所 技術官 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

⁵正会員 博士(工学) 東京大学生産技術研究所 准教授 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

⁶正会員 博士(工学) 東京大学生産技術研究所 教授 (〒153-8505 東京都目黒区駒場4-6-1)

Quantitative estimation of melting precipitation is important to observe the rain rate by radar system. In this study, the cloud which had snow precipitation upper layer and rain precipitation lower layer was examined to develop the method to calculate VPR (vertical profile of reflectivity). The method is combined MRR (Micro Rain Radar) observation and melting calculation model. In weak rain situation, the calculated radar reflectivity factor was close to the observed. This melting model has potential to estimate melting precipitation by combining MRR.

Key Words : VPR, MicorRainRadar, melting precipitation, microphysics, drop size distribution

1. はじめに

レーダ雨量計で降水量を観測する際、初春晚秋にはしばしば、融解層周辺(雪や霰)を観測することがある。融解層はレーダ観測におけるブライトバンド現象として知られ、地上降水の定量観測に誤差を生じさせる。この点を解消するため、レーダ反射強度因子の鉛直分布(VPR: vertical profile of reflectivity)を算出することは、地上降水量の推定精度を向上させるのに有効である¹⁾。層状性の雨で流域雨量を対象とする場合、しばしば、VPRに気候値を用いるがMatrosov, et al.(2007)²⁾は偏波レーダによるRHI観測(鉛直断面観測モード)を追加し、短期的な降雨観測の精度を向上させている。しかし、現業のレーダに偏波機能を付加し、観測モードを変更することは困難である。そこで、我々はVPRを推定するため、1次元粒子融解モデルを利用することを考えている。すなわち、レーダのRHI観測に変わるものとして、融解モデルを活

用することでレーダメッシュごとのVPRを推定する。

融解モデルとレーダ観測を組み合わせた理論的研究にはYokoyama and Tanaka(1984)³⁾があり、粒子の併合・分裂に伴う、レーダ反射強度因子の変化を波長別に整理している。また、複数レーダにより観測を行い、融解層上端で併合があること⁴⁾、融解層の下部で分裂があること⁵⁾を明らかにしている。

融解モデルを降水量の定量観測と結びつけた研究としてはOlson, et al.(2001)⁶⁾が人工衛星からの降水量推定を目的として実施している。そこでは3次元モデルの結果を入力条件にして、1次元の融解モデルで粒子の融解を計算している。このモデルでは、固体降水として雪のほか霰を扱い、粒子間の併合を考慮しており、人工衛星の放射計データと検証がなされている。

これらの融解モデルを利用した研究では、粒子の融解は粒径ごとに計算されるものの、観測値は粒径で積分した値となっている。そこで、我々は、融解モデルとの比較に簡易型の鉛直1次元ドップラーレーダであるMRR

(Micro Rain Radar、ドイツMETEK社)を用いた⁷⁾。MRRは、小型であるが、ドップラ速度ごとの強度スペクトルが観測できる。したがって、粒径範囲、あるいはドップラ速度範囲ごとに、観測値とモデルの比較が可能である。同種の機能を持つ観測機に気象庁のWINDASのようなウィンドプロファイラがあるが、MRRは可搬性に優れているため、対象領域での実測・検証が容易という特徴がある。

今回、モデルの開発は途中段階であるが、よい再現結果が得られた2004年12月29日6:00~6:10の期間を解析対象とし、MRRによる観測値を平均してモデルと比較した。

2. データ

(1) 解析対象降雨

2004年12月29日明け方、本州の南を南岸低気圧が通過し、東京で雨から雪が観測された。この事例では、降雨の降り始めの時刻に、MRRによって地上で雨、上空で雪・融解中の雪の状況をとらえることができている。雪粒子の融解過程を詳細に調べることが可能と考えた。

MRRの Z_e の時間高度断面図から5:40ごろから上空の Z_e が大きくなり、6:00以降、高度400m~800mにブライトバンドがあることが確認できた(図は省略)。なお、同時観測した転倒マス式雨量計では、6:00~6:30で0.3mmの弱い降水が記録されている。

MRR観測地点の解析対象時刻の気温・湿度分布図を、GPVの2004年12月28日18Zを初期値とした21Z(29日6時)の予報値から作成し図-1に示す。気温分布より0°C高度は1000mであったことがわかり、後出の図-2から読み取れる融解開始高度およびブライトバンドの出現高度とよい対応を示している。

(2) マイクロレインレーダ (MRR)

MRRは小型であるが、波長1.2cm周波数24.1GHzを利用したFMCW形式のドップラレーダであり、鉛直ドップラ速度(v)に対応するレーダ反射強度因子(Z_e)のスペクトルが測定可能である。

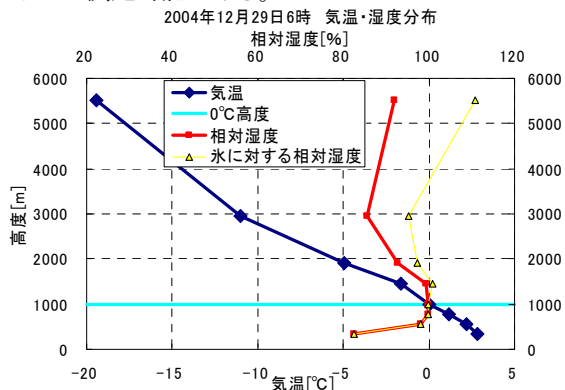


図-1 対象降雨時の気温・湿度の高度分布。

MRRの仕様を表-1に示す。また、MRRの観測結果として、10分平均の Z_e スペクトル分布図を図-2に示す。地上100m高度から1200mまでを表示した。 v の値から1000m高度以上では雪、100m高度付近では雨であることがわかり、途中600m付近にブライトバンドに相当するスペクトル強度が増大する状況が観測されている。

(3) 粒子融解モデル

融解中の降水粒子の振る舞いを調査するために融解モデルを用いる⁸⁾。このモデルは、球形を仮定した個々の粒子について、粒径・密度、および、周囲の気温・湿度分布を入力値とし、大気からの顕熱・潜熱のフラックスと粒子の融解熱を計算することで融解中の粒径・落下速度・含水率を出力する。半径 R の時間変化式は、粒子の半径 R の Δt 秒後の変化量が熱フラックスとつりあうことから次式で求めることができる。

$$4\pi\epsilon R(aK\Delta T + bL_v D\Delta\sigma)\Delta t = -4\pi R^2 \rho_s L_f \Delta R$$

$$\frac{dR}{dt} = -\frac{\epsilon a}{L_f \rho_s} \frac{1}{R} (K\Delta T + L_v D\Delta\sigma) \quad (1)$$

K は空気の熱伝導率、 ΔT と $\Delta\sigma$ は外気との温度差と水蒸気密度差、 L_v は蒸発の潜熱、 D は水蒸気の拡散係数、 L_f は氷の融解の潜熱、 ρ_s は雪片の密度である。 a 、 b はフラックスの係数で、計算では同じ値とした。また、 ϵ は雪粒子の多孔質性を説明するための熱輸送係数である。

表-1 MRRの観測仕様

送信周波数	24.1GHz
送信出力	50mW
送受信アンテナ	オフセットパラボラ直径0.6m
ビーム幅	2度(高度1kmで幅35m)
変調方式	FMCW
高度分解能	10 - 200m(本研究では100m)
平均時間	10 - 3600s(本研究では60s)
観測高度範囲	29格子(本研究では100m-2900m)
観測場所	35° 39' 38"N 139° 41' 6"E

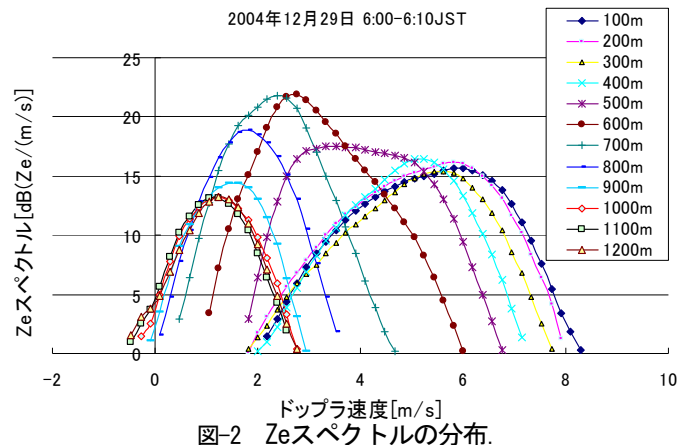


図-2 Zeスペクトルの分布。

時間積分後、融解中の粒子は粒径で決まる抵抗係数で終端速度に達していると考えている。

$$V_t = \left(\frac{8g}{3\rho_a}\right)^{\frac{1}{2}} C_d^{\frac{1}{2}} \rho_s^{\frac{1}{2}} R^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

g は重力加速度、 ρ_a は大気密度、 C_d は抵抗係数で雪片の値から雨の値まで粒径に応じて線形で近似した。計算は含水率が0%となるところで終了する。今回は融解中の降水粒子の粒径分布を得るため、地上の粒径分布に基づき融解計算を行った。このとき、計算開始の雪粒子の密度は、上空1200mの平均落下速度を持つ雪粒子が地上100mでの平均落下速度を持つ雨粒子となるように、 0.04g/cm^3 に固定した。この値は既往研究⁹⁾の値(0.036g/cm^3)と大きく変わらない。平均落下速度は、ドップラ速度を v 、 Z_e スペクトル強度を $s_{Ze}(v)$ とすると、以下で定義される。

$$\bar{v} = \frac{\int v \cdot s_{Ze}(v) dv}{\int s_{Ze}(v) dv} \quad (3)$$

周囲の大気場は図-1を元に気温減率を 4.235°C/km 、相対湿度を95%で与えた。

融解計算の例を図-3に示す。粒径の小さい粒子が早く融けきるため高い高度で落下速度が大きくなり、粒径の大きい粒子は低い高度(融解層の下部)で落下速度が大きくなるが示されている。

(4) 用いた仮定

観測を定量的に再現するため、モデル計算で用いた仮定を以下にまとめる。

- 平均した10分間で融解状況は定常である。
- 粒子は落下を通じて併合も分裂もしない。
- 大気と粒子は、時間積分後、定常状態にある。
- 粒子は鉛直方向にのみ移動し、横からの移流はない。

また、以下の4点については詳細を後述する。

- ミー散乱を簡易化して用いた。
- 融解粒子の誘電率はWienerの理論に従う。
- 1mm/h 以下の弱い降水なので減衰の影響を無視した。
- 乱流の大きさは雪の層から 0.6m/s と推定し、全層で同じとした。

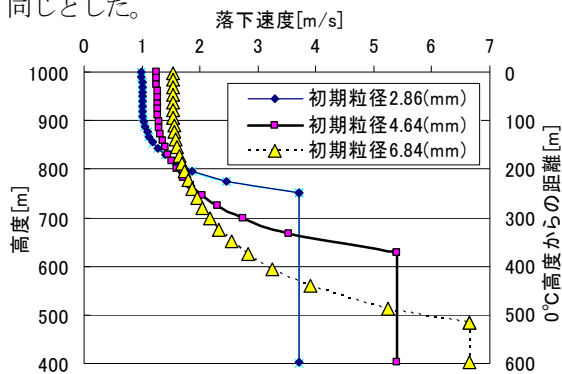


図-3 融解モデルの計算例 落下速度の高度分布

3. MRRを用いた粒径分布の推定

(1) レーダ反射強度因子からの粒径分布の推定

レーダ観測で受信強度指標として用いられる、レーダ反射強度因子 Z はレーダ反射率 η の積分部分をまとめたものであり、以下の式で表される。

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \cdot Z \quad (4)$$

λ はレーダ波長、 $|K|^2$ は大気温度とレーダ波長、観測対象によって決まる値であり、本研究では波長 1.24cm で 0°C に対する水の値 0.9055 を採用している。

レーダ反射率とは、雨滴のような微小散乱断面積の総和であり粒径分布を $N(D)$ 、粒径 D の後方散乱断面積を $\sigma_b(D)$ で表すと、以下の式で求められる。

$$\eta = \int \sigma_b(D) N(D) dD \quad (5)$$

ある粒径範囲に含まれる粒子数は次の式で求められる。

$$\begin{aligned} N(D)dD &= d\eta / \sigma_b(D) \\ &= \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \cdot dZ \cdot \frac{\partial D}{\partial v} / \sigma_b(D) \end{aligned} \quad (6)$$

式(6)左辺は粒径についての微小区間であるため、MRRが観測するドップラ速度に対する微小区間とするため $\partial D / \partial v$ を乗じる。後方散乱断面積は、レイリーの仮定の下では以下の式で求められる。

$$\sigma_{br}(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (7)$$

(2) ミー散乱を考慮した粒径分布の計算

MRRは、雨滴の粒径が大きくなるとレイリー近似が成り立たなくなる。そこで、ミー散乱による後方散乱断面積を計算し¹⁰⁾、レイリー近似による後方散乱断面積との比(図-4)を補正係数として用いた。

補正係数を $R_{2m}(D)$ 、レイリー散乱による後方散乱断面積を $\sigma_{br}(D)$ とあらわすと、粒径分布は以下の式で求めることができる。

$$N(D)dD = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \cdot dZ \cdot \frac{\partial D}{\partial v} / (R_{2m}(D) \sigma_{br}(D)) \quad (8)$$

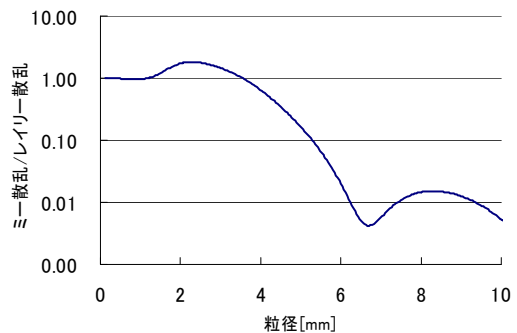


図-4 レイリー散乱とミー散乱の散乱断面積の比

4. 融解粒子によるZeの計算

(1) 融解粒子の複素誘電率の計算

降雪粒子を氷・水・空気の複合体として考えた場合、複素誘電率はWienerの理論により次式で求めることができる¹¹⁾。

$$\frac{m_s \varepsilon_s - 1}{\rho_s \varepsilon_s + u} = \frac{m_i \varepsilon_i - 1}{\rho_i \varepsilon_i + u} + \frac{m_w \varepsilon_w - 1}{\rho_w \varepsilon_w + u} + \frac{m_a \varepsilon_a - 1}{\rho_a \varepsilon_a + u} \quad (9)$$

ε_s 、 m_s 、 ρ_s :降雪粒子の複素誘電率、質量、密度
 ε_i 、 m_i 、 ρ_i :氷の複素誘電率、質量、密度
 ε_w 、 m_w 、 ρ_w :水の複素誘電率、質量、密度
 ε_a 、 m_a 、 ρ_a :空気の複素誘電率、質量、密度
 u :形状因子(電場の方向と氷の形状・向きとの関係で決まり、氷が球状で一様に分布した場合は2)

空気についての値は氷に比べて小さいことから、空気の誘電率を無視し、球状を仮定しているので $u = 2$ とする。また、含水率 $f = m_w / (m_i + m_w)$ を用いると融解中の雪の誘電率は以下ようになる。

$$\frac{1}{\rho_s} \left| \frac{\varepsilon_s - 1}{\varepsilon_s + 2} \right| = \frac{1-f}{\rho_i} \left| \frac{\varepsilon_i - 1}{\varepsilon_i + 2} \right| + \frac{f}{\rho_w} \left| \frac{\varepsilon_w - 1}{\varepsilon_w + 2} \right| \quad (10)$$

(2) 散乱断面積について

融解中の降雪粒子の後方散乱断面積 σ_s は、レイリーの仮定の下で融解後の粒径 D_m を用いて次式のように表すことができる。

$$\sigma_s = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\varepsilon_s - 1}{\varepsilon_s + 2} \right|^2 \frac{D_m^6}{\rho_s^2} \quad (11)$$

(3) Z_e スペクトルについて

レーダで観測される値は、通常、対象の特性がわからないため、対象を水と仮定した等価レーダ反射強度因子 Z_e である。MRRで観測されるスペクトル $\Delta Z_e / \Delta \nu$ は以下の式で求められる。

$$\begin{aligned} \Delta Z_e / \Delta \nu &= \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \sigma_s(D) N(D) dD \\ &= \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \cdot \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\varepsilon_s - 1}{\varepsilon_s + 2} \right|^2 \cdot \frac{D_m^6}{\rho_s^2} \cdot R_{2m}(D) N(D) dD \quad (12) \end{aligned}$$

(4) 減衰補正について

MRRの波長帯では、降雨減衰の影響が懸念される。今回の降水量は地上で0.6mm/hの降水強度であった。12.4m波長の減衰係数は降水強度をR[mm/h]として $0.13R^{1.07}$ [dB/km]で与えられる¹²⁾。したがって、対象降雨の減衰量は1kmで0.08dBZ程度である。また、Yokoyama(1985)¹³⁾より2mm/h以下の場合、K帯の減衰量は影響が小さいので、今回は考慮しないこととした。

(5) 乱流の効果

降水粒子による Z_e スペクトルは、大気の乱流成分が重なっているため、モデルの計算値に比べ最大値が小さく分布が広がる。VHF帯のウインドプロファイラで、降水粒子からの反射エコーと大気の屈折率差からの反射エコーがあるときのドップラスペクトルは以下の式で書くことができる¹⁴⁾。

$$s_0(w) = P_1 S_1(w) * S_2(w) + P_2 S_2(w) \quad (13)$$

ここで P_1 、 P_2 は降水粒子からの反射エコー強度と大気の屈折率差からの反射エコー強度、 $S_1(w)$ 、 $S_2(w)$ は鉛直速度 w における降水粒子と大気乱流の規格化したスペクトルを示す。右辺第1項の*は畳込み積を示す。右辺第2項はMRRの波長帯では探知限界以下であるので、乱流の寄与は第1項における規格化したスペクトルすなわち、確率分布で表現される。MRRでは Z_e スペクトルはドップラ速度ごとの離散値と観測されるので、次式の線形畳込みによって Z_e スペクトルが計算できる。

$$s_{Ze0}(m) = \sum_n s_{Zel}(n) \cdot S_2(m-n) \quad (14)$$

s_{Ze0} は畳込み後のスペクトル、 s_{Zel} は融解モデルの計算値によるスペクトルを示し、それぞれ図-6以降に示す「 Z_e スペクトル(畳込後)」「 Z_e スペクトル(計算値)」である。計算範囲は0~8m/sとした。乱流の確率分布 $S_2(n)$ は、乱流による平均鉛直速度は0m/sと仮定し、融解層高度より十分上である、高度1200mでのMRRの観測値が説明できる乱流の確率密度分布を選択した。そのような乱流の標準偏差は0.6m/sであった。この乱流の標準偏差は、Gossard(1988)¹⁵⁾による直接観測値0.4m/sより大きい、本研究では、10分平均しているため、時間変動分が乱流として付加され、既往研究に比べ大きくなったと説明できる。そこで平均0m/s、標準偏差を0.6m/sの乱流成分が観測全層に存在すると仮定した。

5. MRR観測と粒子融解モデルの比較

(1) 鉛直分布による比較

モデルにより求めた Z_e と ν の鉛直分布を、10分平均の

観測値とともに図-5に示す。 Z_e の鉛直分布については、良好な結果が得られた。ただし、a)融解層上端である1000m高度での Z_e はモデルによる計算が観測値より大きい、b) Z_e の極大値が出現する高度は観測値より上方である、c)融解層下部に対応する300m高度では観測値より大きい、といった差異が見られる。

ν の鉛直分布については、観測では1000m高度から400m高度まで下向きに速度が増加するという分布を示すのに対して、モデルでは、900m高度から500m高度までの、観測に比べて薄い層で速度が増すという違いが見られた。

本研究では Z_e の鉛直分布に関心があるので観測とモデルの差異は Z_e に注目して述べる。

(2) 観測とモデルの不一致について

a) 1000m高度のずれについて

図-6に1000m高度における観測とモデルの比較結果を示す。曇込み後の Z_e スペクトルは、極大値の出現位置はずれているものの分布の形状は観測と類似している。ただし、雪粒子は粒径による落下速度の差が明確でないため、雪の粒径分布に基づく Z_e スペクトルの計算値は速度1m/sの付近で狭い分布を持つ。

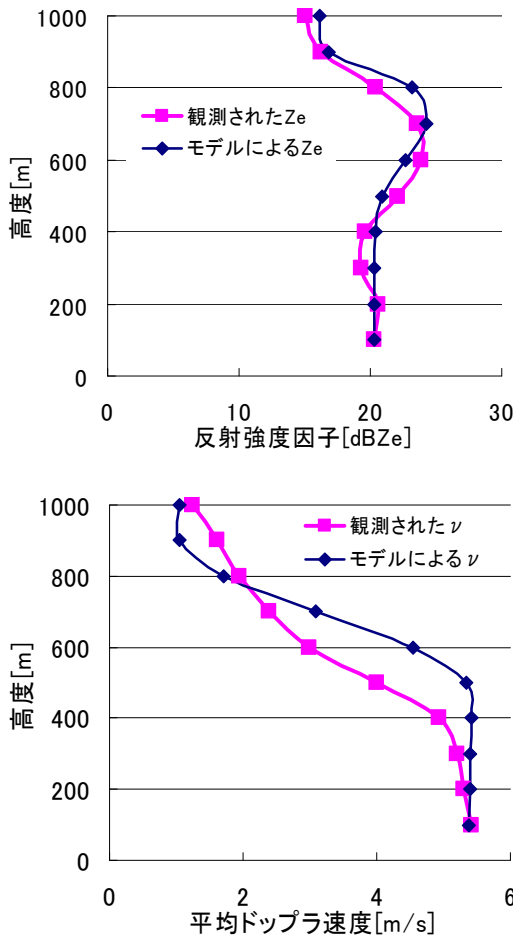


図-5 観測とモデルの比較 (上図: Z_e 、下図: ν)

0°C付近では、狭い速度範囲に分布する粒子の一部が融解を始めるため速度分散が広がり粒子併合が活発になる¹⁶⁾。このため、融解層上端で粒子併合により大粒子が増え、 Z_e を過小評価した可能性がある。これは、MRR波長では粒径4mmを超えると散乱断面積が急激に小さくなるためである。

b) 800m~500m高度のずれについて

観測とモデルの違いは、 Z_e の極大値が出現する高度である。700m高度における Z_e スペクトル(図-7)に注目すると観測値は2m/s強を中心にはほぼ正規分布を示しているがモデル(曇込後)では3m/s強を中心には幅広い分布であった。このモデルの分布は下層の600m高度の観測値に類似していた。また、800m高度のモデル(曇込後)の分布は700m高度の観測値に類似していた(図は略)。これらの結果より、モデルによる融解が観測より高高度で進行していることが考えられる。これは、粒子融解モデルでは全粒子が定常状態になると仮定しているためであり、実際には全体として平衡状態になく、融解の遅れを考慮すべきと示唆される。

c) 300m高度のずれについて

図-8に300m高度における Z_e スペクトルの分布図を示す。観測とモデルの不一致は特にドップラ速度の大きい領域(粒径2~4mmに相当)でおきている。

この高度では、大粒子の落下速度が融解に伴って増加する。このことから、大粒子による小粒子の併合過程がすすみ大粒子が増えたと考えることで、前述1000m高度と同様に、 Z_e の観測値が小さくなった可能性がある。

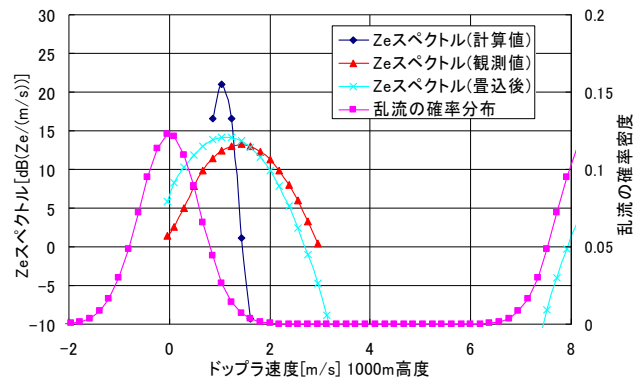


図-6 観測とモデルの比較(1000m高度)

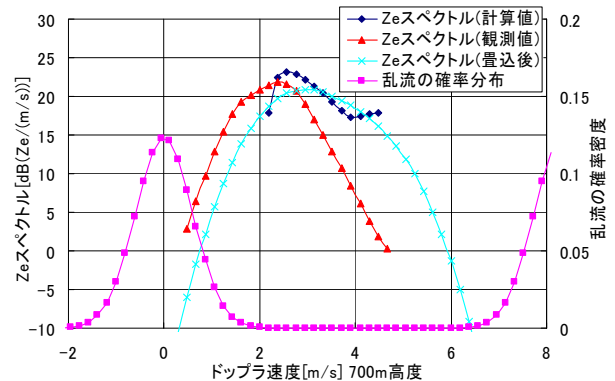


図-7 観測とモデルの比較(700m高度)

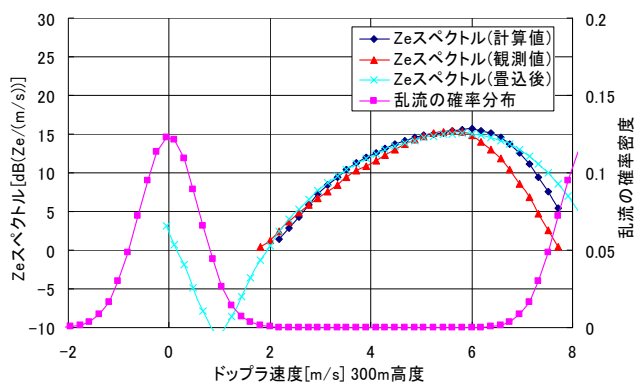


図-8 観測とモデルの比較(300m高度)

6. まとめと今後の課題

今回の解析から、いくつかの仮定の下であるが、鉛直レーダにより観測された降水粒子の融解状況を、融解モデルで再現することができた。最後に、解析結果を以下にまとめる。

- ① MRRは降水粒子の融解状況をよく観測できている。
- ② 融解粒子のモデルは弱い降水についてMRR観測とよい一致を示した。
- ③ 上空の雪の粒径分布は乱流の影響がありMRRによる直接観測は難しい。初期粒径分布は数値モデルや人工衛星を利用する等の工夫が必要である。

また、観測とモデルの比較から、今後のモデル開発のために以下のことが必要であるとわかった。

- ④ モデルの融解は観測より速く進んでおり、粒子融解の熱交換の効率などを考慮する。
- ⑤ 融解層の上部と直下で、併合と分裂の結果と推定される Z_e の減少が観測されており、併合・分裂を考慮する。

謝辞：本研究の実施するにあたり、研究費として総合地球環境学研究所「地球規模の水循環変動ならびに世界の水問題の実態と将来展望」の支援を受けました。GPVのデータ解析にあたり、東京大学生産技術研究所 沖・鼎研究室ならびに喜連川研究室によって運用しているGPV Data Archiveサイト(<http://gpv.tkl.iis.u-tokyo.ac.jp/GPV/>)を利用しました。

参考文献

- 1) Aldo Bellon, GyuWon Lee, and Isztar Zawadzki, "Error Statistics of VPR Corrections in Stratiform Precipitation" Journal of Applied Meteorology Volume 44, pp. 998–1015, 2005
- 2) Sergey Y. Matrosov, Kurt A. Clark, and David E. Kingsmill, A Polarimetric Radar Approach to Identify Rain, Melting-Layer, and Snow Regions for Applying Corrections to Vertical Profiles of

Reflectivity. Journal of Applied Meteorology and Climatology Volume 46, Issue 2 pp. 154–166, 2007

- 3) Yokoyama, T. and H. Tanaka, "Microphysical processes of melting snowflakes detected by two-wavelength radar. Part I. Principle of measurement based on model calculation." J. Meteor. Soc. Japan, Vol.62, No.4pp.650-667, 1984
- 4) Yokoyama, T. and H. Tanaka, K. Nakamura and J. Awaka: Microphysical processes of melting snowflakes detected by two-wavelength radar. Part. II. Application of two-wavelength radar technique. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 668-678. , 1984
- 5) Yokoyama, T., and Y. Ishizaka: "Two-Wavelength (0.86cm and 3.2cm) Radar Observation of Microphysical Process in Stratiform Precipitation Part II. Study on Size Distribution Change of Precipitation Particles. J. Meteor. Soc. Japan, 63, 1109-1126., 1985
- 6) William S. Olson, P. Bauer, N. F. Viltard, D E. Johnson, Wei-Kuo Tao, Robert Meneghini, and Liang Lia "A Melting-Layer Model for Passive/Active Microwave Remote Sensing Applications. Part I: Model Formulation and Comparison with Observations" Journal of Applied Meteorology Volume 40 pp. 1145–1163, 2001
- 7) Löffler-Mang, Martin, Michael Kunz and Willi Schmid., "On the Performance of a Low-Cost K-Band Doppler Radar for Quantitative Rain Measurements." Journal of Atmospheric and Oceanic Technology::Vol. 16, No. 3, pp.379–387., 1999
- 8) Matsuo, T. and Y. Sasyo, "Melting of snowflakes below freezing level in the atmosphere." J. Meteor. Soc. Japan: 59, pp.10-24, 1981
- 9) Matsuo, T. and Y. Sasyo, "Empirical formula for the melting rate of snowflakes." J. Meteor. Soc. Japan: 59, pp.1-9, 1981
- 10) Absorption and Scattering of Light by Small Particles C.F. Bohren and R.D. Huffman, Wiley & Sons, NY, 1983
- 11) Nishituji, A.:"Method of calculation of radio-wave attenuation in snowfall," Electron. Commun. Japan, vol. 54, 22-29, 1971(Japanese).
- 12) Wexler, R. and D. Atlas, "Radar Reflectivity and Attenuation of Rain" Journal of Applied Meteorology: Vol. 2, No. 2, pp.276–280. , 1963
- 13) Yokoyama, T.: "Two-Wavelength (0.86cm and 3.2cm) Radar Observation of Microphysical Process in Stratiform Precipitation Part I. Attenuation of Radar Wave Due to Precipitation Particles and Correction Method". J. Meteor. Soc. Japan, 63, 1097-1108. , 1985
- 14) Wakasugi, K., A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao, and S. Kato, A Direct Method for Deriving Drop-Size Distribution and Vertical Air Velocities from VHF Doppler Radar Spectra, J. Atmos. Oceanic Tech., 3, 623-629, 1986.
- 15) Gossard, E, "Measuring Drop-Size Distributions in Clouds with a Clear-Air-Sensing Doppler Radar" Journal of Atmospheric and Oceanic Technology: Vol. 5, No. 5, pp. 640–649. 1988
- 16) Yuter, Sandra E., David E. Kingsmill, Louisa B. Nance, and Martin Löffler-Mang "Observations of Precipitation Size and Fall Speed Characteristics within Coexisting Rain and Wet Snow" Journal of Applied Met. and Climat. Vol. 45, pp. 1450–1464., 2006 (2008.9.30受付)