

降雪に関するレーダーと数値モデル による研究(第11回)

2012年11月8日(木)－11月9日(金)

(独)防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター



講演要旨集

「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第 11 回）プログラム

2012 年 11 月 8 日（木）

13:00-13:10 主催者あいさつ、事務連絡

13:10-15:10 セッション 1：降雪粒子と含水率の観測及びモデリング 座長：川瀬宏明

- 石坂雅昭（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）
降水寄与を考慮した粒子判別「フラックス中心手法」による湿雪から霰、雨の自動観測
の可能性 1
- 藤吉康志（北海道大学 低温科学研究所）
含水率計を用いた雪片の融解率の気温と粒径依存性 3
- 三隅良平（防災科学技術研究所 水・土砂防災研究ユニット）
雪片含水率の観測とモデル化 5
- 荒木健太郎（気象庁 気象研究所）
多次元ビン法雲微物理モデルの高速化 7

15:10-15:30 休憩

15:30-17:00 セッション 2：レーダー観測と降水特性 座長：岩本勉之

- 瀬戸文晴（名古屋大学 地球水循環研究センター）
HYVIS・ビデオゾンデで観測された降水粒子と偏波レーダーによる降水粒子判別の比較
. 9
- 西川将典（名古屋大学 地球水循環研究センター）
長岡における 2 台の Ka 帯レーダを用いた対向観測実験 11
- 幾田泰醇（気象庁 予報部 数値予報課）
TRMM PR を用いた Single column LETKF の開発 13

□ 討論

19:00-
懇親会

2012 年 11 月 9 日（金）

09:00-11:20 セッション3：光学式装置による降雪粒子観測 座長：荒木健太郎

- 小西啓之（大阪教育大学）
光学式降雪強度計の捕捉率の風速依存性 14
- 平沢尚彦（国立極地研究所）
国内及び極域での降雪量観測の結果と今後の取り組み 16
- 藤田学斗（長岡技術科学大学 環境・建設系）
数値モデルを用いた反射型粒子観測装置の降雪種・降水量毎の特性について 18
- 討論

11:30-12:30

積雪 2 mでも稼働する雪氷防災研究センターの観測施設見学

11:30-

上越地域観測サイト見学ツアー

降水寄与を考慮した粒子判別「フラックス中心手法」による湿雪から霰、雨の自動観測の可能性

*石坂雅昭、本吉弘岐、中井専人（防災科研 雪氷防災研究センター）

1. はじめに

固体降水の形態は多様である上に、さらに一降りの雪には大小様々な粒子が含まれる。そして、それらが融点を上回ると湿雪、霰、雨と変化する。これら降水粒子を明確に記述するために導入されたのが「フラックス中心」による主要降雪粒子タイプの判別手法である（石坂ら、2011）。表題の「フラックス中心手法」とはそのことを指し、それは粒径と落下速度が観測される降水粒子に適用可能である。例えば光学式ディストロメータなどは、多くは雨を中心に考えられているが、固体降水にも適用範囲を広げると、雪から湿雪、霰、雨の領域を含めた観測が可能である（本吉ら、2011）。ここでは、この手法を用いて湿雪から雨までの降水がどのように表現されるかを紹介しながら、本手法の有用性や可能性について述べる。

2. 降雪の質量フラックス分布の中心（CFD）

図1のA)は雲粒付雪片を主とする降雪が約20分間続いた時の降雪の粒径-落下速度の測定結果を数濃度で表したものである。緑の円は単純平均であり、数濃度では圧倒的に小さい粒子が多いことが分かる。一方同図B)は同様の事象を各粒子の推定質量フラックス（粒子の質量と落下速度の積）に基づいて描いたもので、この場合は大きい粒子の質量フラックスが大きいので数は少ないとは言え、トータルのフラックスは色の濃い大きい粒子の方へ移動している。フラックスによる表現は先にあげた主たる降雪の雲粒付雪片をよく表していると言える。さらにフラックスの分布の中心を求めると赤い丸（CFD）で表されている点になる。点の意味するものは、フラックスで重み付けた平均の粒径と落下速度である。この点をフラックス中心（Center of Flux Distribution=CFD）と呼んでいる。

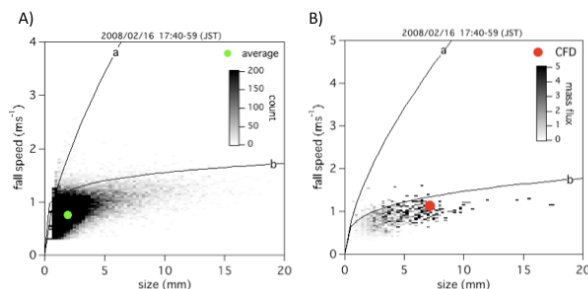


図1：雲粒付雪片が卓越した降水の粒径-落下速度分布。
A) 粒子数での表現とその単純平均位置。B) フラックス表現とその中心（CFD）。

比較的短期間の降雪では、その間の主たる降雪が変わらない場合が多いので、短い期間のCFDはその間の降雪の特徴をよく反映すると考えられる。図1の雲粒付雪片の例でも、そのCFDは図の濃密雲粒付雪片の粒径-落下速度関係を表す曲線bのやや下に位置し、妥当な位置関係にあることがわかる（ちなみにaは紡錘状霰の関係である）。

3. 水を含む固体降水粒子と CFD

前節は乾いた降雪の例であったが、水を含んだ降水粒子のCFDはどこに位置するだろうか。図2には光学式ディストロメータで観測された2011年の一冬期（12月～3月）の一定以上の降水（5分間降水量が0.2mm/h以上）があった場合の5分間毎のCFDの位置を気温別に集計したものである。左端の気温0℃未満の場合は、一部雨の領域に近いデータも散見されるが、ほとんどは水を含まない乾いた固体降水と考えてよい。中央と右端は0℃以上の時の降水粒子を表しているが、うち右端の気温が2℃より高くなるとほとんどが雨で降っていることがわかる。このようなことが明確に読み取れるのも、CFDによる定量的な粒子判別の利点であるが、問題は中央の0℃から2℃の間であり、ここに

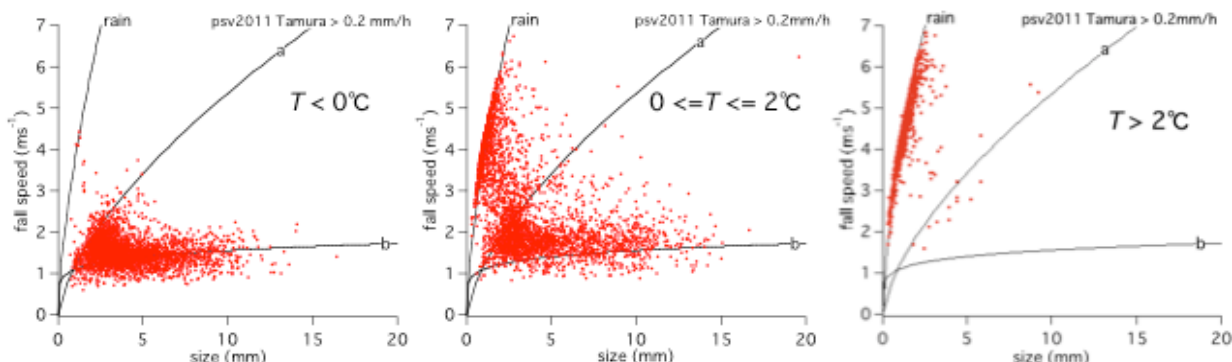


図2 5分間毎のフラックス中心（CFD）の気温別の分布の違い。期間は2011年冬期（12月～3月）、5分間降水量が0.2mm/h以上のもの。

は湿雪から霰、雨が含まれている。そして、その分布を見ると、右端の図と同様に雨に近いところは明らかに固体降水ではないことが分かるが、それより落下速度の小さい領域は、固体降水の霰の分布領域や雲粒付雪片のやや上の領域と同じ所に分布する。すなわち、両者は重なることから、CFD の位置による判別のみでは、両者を分けることはできず、図2で見えるように気温を考慮する必要があることがわかる。さらに、よく知られているように、湿度も影響し、例えば気温がプラスでも湿度如何によっては、蒸発によって潜熱が奪われて、固体降水として降ってくることも考えられる (Matsuo et al., 1981)。水を含む降水粒子と乾いた降水粒子の判別には、CFD に気温、湿度を含めた判定が必要であり、現在取り組んでいるところである。

4. CFD の変化過程と雨、霰、湿雪

フラックス中心の位置に気温などの気象要素を考慮すると水を含む固体降雪粒子についての情報が得られることを述べたが、中心位置の変化の推移からは、かなり重要な情報が得られる可能性があることを紹介する。図3上段は2011年12月18日の8時から14時までの5分間の CFD の変化を時間別に表したものである。下段はその時の気温推移であり、2℃から0℃まで変化していることがわかる。それはまさに図2の中央の温度帯である。図2の上段を詳しく見ると、赤色の8時から9時台はほとんどが雨であることがわかる。10時から12時（水色）では完全な雨から落下速度がやや小さくなる方向に変化し、固体粒子が混じり始めたことがわかる。霰でもかなり雨に近い霰、あるいは雨と霰が混じるような状態がうかがい知れる。12時以降（青色）、しばらくは粒径が大きくなるにも関わらず落下速度は増えず、反対に少しずつ減少している。氷の占める割合が次第に大きくなって体積が増え空気抵抗が増していったと考えられる。そして、13時を過ぎたあたりから、粒径の変化とそれに伴う落下速度の変化が

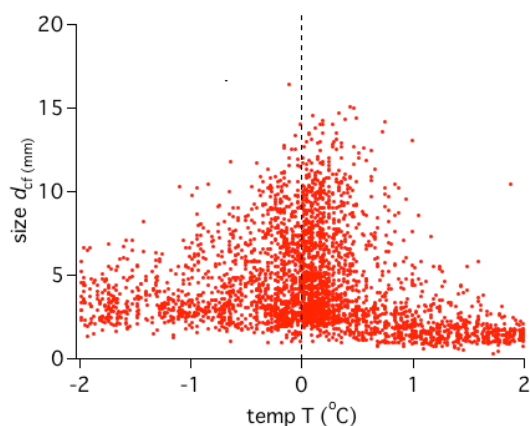


図4 一冬季の気温と CFD (5分間) の粒径との関係。

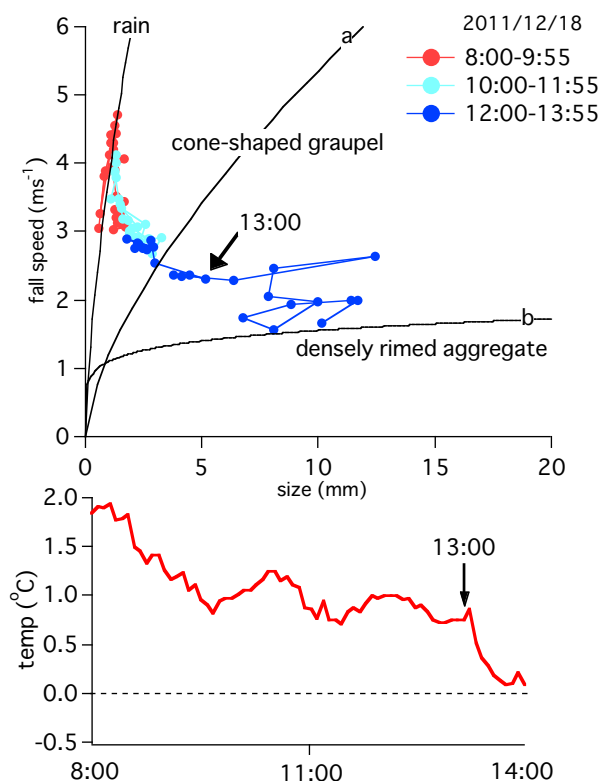


図3 雨から湿雪への変化の事例。2011年12月18日8時から14時。上段は5分間毎の CFD の時間帯別の変化。下段は気温の変化。

大きくなっている。それまでの連続的な変化ではなく、不連続な変化が目立つ。変化の激しさから、湿った雪片の併合や分離によって、CFD の粒径が大きく変わっていることが想像できる。この時気温は 0.5℃から急速に下降し始めている (図3下段)。そして、CFD は乾いた濃密雲粒付雪片の関係を表す曲線 b に近づいていく。この気温 0.5℃から 0℃の間は、特に大きな粒径の降水粒子ができ易い気温帯であることは図4で示した一冬季の観測からもわかっている。このように CFD の推移にはきわめて重要な粒子の濡れ具合の情報が含まれていることがわかる。

5. まとめ

フラックス中心による粒子判別手法の湿雪から霰、雨の領域への拡張について述べた。拡張によって現象を鮮明に描き出せる可能性があり、事象の理解に役立つことの一端を示した。含水率など定量的なことは今後の課題である。

参考文献

- 1) 石坂ら (2011), 霰および湿雪領域を含めた主要降雪粒子の連続的種類判別について (1) -推定質量フラックス図-, 気象学会 2011 年度秋季大会講演予稿集, 245.
- 2) 本吉ら (2011), 霰および湿雪領域を含めた主要降雪粒子の連続的種類判別について (2) -光学的ディストロメーターによる降雪観測-, 気象学会 2011 年度秋季大会講演予稿集, 246.
- 3) Matsuo et al.(1981). Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 462-476.

含水率計を用いた雪片の融解率の気温と粒径依存性

*藤吉康志¹、本吉弘岐²・中井専人²、三隅良平³

¹ 北海道大学・低温科学研究所

² 防災科学技術研究所・雪氷防災研究センター

³ 防災科学技術研究所・水・土砂防災研究ユニット

1. はじめに

良く知られているように、降雨と異なって降雪のレーダ観測にとって最も大きな困難は、形の複雑さである。雨滴の場合は、落下速度と扁平率が大きさの関数で表現されるため、マイクロ波の散乱計算は理論的に容易であり、極論すれば雨滴の粒径分布さえ分かればよい（もちろん、ビームフィリングや空間非一様性、鉛直変化など電波散乱以外の問題も重要ではある）。一方、降雪粒子の場合は、降雪粒子のタイプ（雹、あられ、雪片、凍雨、単結晶）も多く、形や落下速度を粒径の関数のみで表現することは困難である。そのため、粒径分布のみが分かっても、降雪強度を理論的に導くことは不可能である。降雪観測のこれらの困難さ、複雑さを克服するためには、高度な画像処理が必要である。

乾雪以上に厄介なものが、湿雪（みぞれ）である。雪の融解過程については、30 年近く前の論文（Fujiyoshi, 1985）が依然として引用されるくらい研究が進展していない。その最大の理由は、個々の雪片の融解率（含水率）を定量的に連続測定する方法が無かったためである。

これも今から 20 年ほど前に、スガ試験機（株）が世界で初めて自動含水率測定装置を開発したが（Sasyo et al., 1991）、当時は画像処理技術が未完成であったため、有効に活用されないままであった。そこで我々は、この含水率計を復活し、かつ、最新の画像処理を実施した。湿雪の含水率データは、現在、国内外のどの研究機関でも作成することは不可能であり、我々が作成するデータが唯一無二である。含水率の定量的測定が可能となることによって、従来個別に測定されてきた、落下速度、形、粒径分布を系統的に整理することが可能となり、レーダ気象学で降雪以上に重要かつ未解決であった、湿雪（みぞれ、ブライトバンド）の散乱・減衰の直接測定との対応が可能となる。

2. 雪片の含水率の測定方法

図 1 に含水率計の内部構造を示した。含水率の測定は、以下の手順で行われる。設定した秒数（可変、通常 10 秒～20 秒）だけシャッター

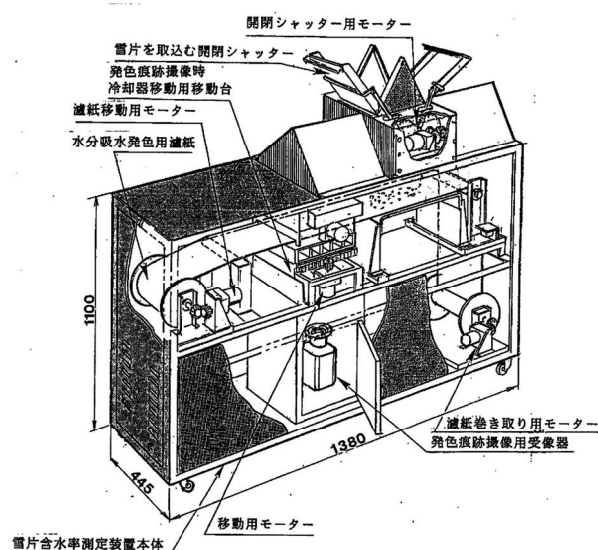


図 1 スガ試験機(株)の含水率計の内部構造

が開き、ウォーターブルーを染み込ませた濾紙の上に濡れ雪が落下する。シャッターが閉まると同時に、濾紙はペルチェ素子で 0℃に冷やされるので、落下時に含んだ水分のみが濾紙に吸い取られ青い痕跡が残る（図 2 左上）。濾紙の下にセットしたカメラで痕跡を撮影後、濾紙を暖めて雪を全て融かし、再びその痕跡をカメラで撮影する（図 2 右上）。以上の作業を終えると、痕跡のついた濾紙は自動的にロールに巻き取られ次の測定が開始される。測定間隔は 7 分～9 分程度である。

次に、これらの画像を 2 値化して判別した粒子をひとつひとつ自動的に番号付ける（図 2 下図）。なお、含水率が低い場合には加熱によって新たに出現する粒子もあるため、加熱前後の粒子の番号は必ずしも一致しない。そこで、番号とは別に粒子の面積重心の位置座標を計算で求めておき、重心座標が一致した粒子同士の面積比較を手作業で行う。

このようにして、各雪片の含水率は、加熱前後の画像の痕跡の面積を個々に比較することで求められる。また、測定時に地上に到達した全粒子の平均含水率は、加熱前後の痕跡の総面積比から容易に求めることができる。

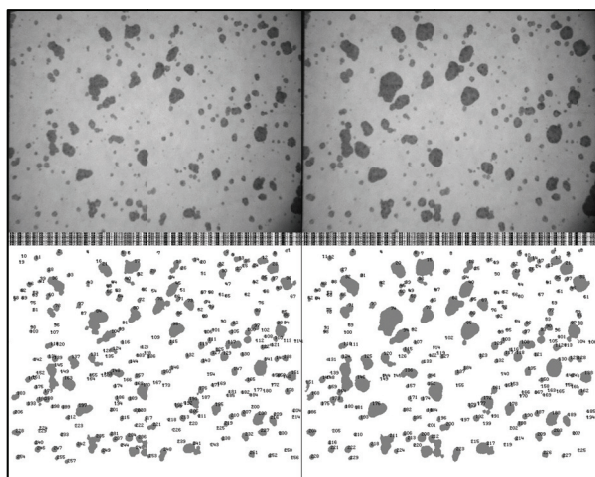


図2 加熱前（上左）と加熱後（上右）の痕跡の撮影原画像例。下はそれぞれを2値化して粒子番号を付けたもの。

3. 測定結果

3.1 平均含水率の気温依存性

図3（左）は、2011年12月9日（10時26分～19時16分）と2012年1月6日（13時51分～21時30分）に長岡で実施した測定結果から作成した、平均含水率の気温依存性を示したものである。図から明らかなように、平均含水率は気温と共に急激に増加し、地上気温1℃で約80%の含水率であった。この結果は、図3（右）で示した、ブライトバンドのシミュレーションで用いられているモデルで計算した雪片の含水率（Thurai and Hanado, 2004）の気温依存性とは全く異なっている。

3.2 個々の雪片の含水率の気温依存性

図4に、異なった気温下における含水率の粒径（融解直径： D mm）依存性の測定例を示した。各図には、測定日時、平均含水率（ W ）、10分平均気温（℃）も示してある。気温0.2℃の測定例で明らかなように、含水率は粒径が小さくなるほど急激に高くなっており、同じ気温でも異なった含水率を持つ融解雪片が降っていることが分かる。

図5は、初期密度 0.1 g cm^{-3} が同じで異なった大きさの雪片を、 0°C から気温減率 $0.65^\circ\text{C}/100\text{m}$ の大気中を落下させた時の、各気温での含水率（%）の質量（mg）依存性を計算したものである。この計算結果でも、図4と同様に小さい粒子ほど急激に含水率が増加する傾向が再現されている。ただし、初期密度が実際の雪片に比べてやや大きめ（約2倍）であったため、図4の実測結果と比べて、大きな雪粒子が融けにくい（含水率が低い）傾向がある。

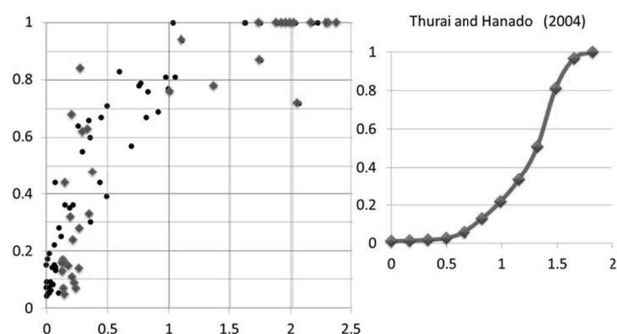


図3 平均含水率の気温依存性（左：本測定例；右：モデルによる計算例）

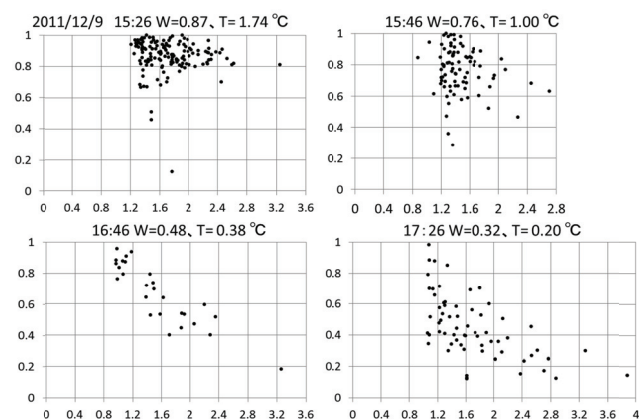


図4 含水率（ W ）の粒径（融解直径 D mm）と気温（ T °C）依存性

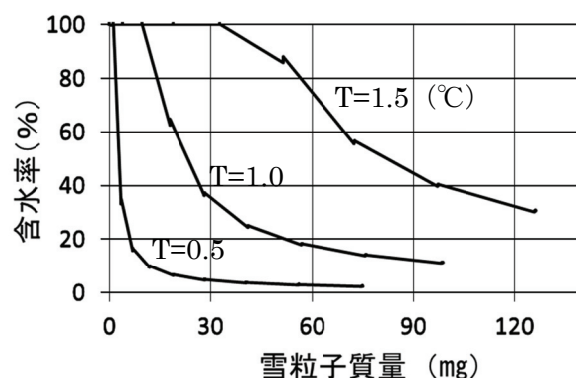


図5 計算で求めた気温別の含水率の粒径依存性（南雲氏提供）。

引用文献

- Fujiyoshi, Y., 1985: Melting snowflakes. *J. Atmos. Sci.*, 43,307-311.
- Sasyo, Y., T. Mori, O. Onozaki, and T. Saito, 1991: Observation of the liquid water content of melting snowflakes with a new instrument. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 83-90.
- Thurai, M. and H. Hanado, 2004: Melting layer model evaluation using fall velocity spectra at Ku-band. *Microwaves, Antennas and Propagation, IEE Proceedings*, 151 (5), 465-472.

雪片含水率の観測とモデル化

* 三隅良平¹・本吉弘岐²・山口悟²・中井専人²・石坂雅昭²・藤吉康志³
1：防災科研・水土砂 2：防災科研・雪氷 3：北大低温研

1. はじめに

雲の中で形成される雪片は、落下して気温0℃の層を通過すると融解を始める。融解した雪片は、レーダビームに対して強い反射強度を示し、レーダのスコープ上にブライトバンドと呼ばれる明るい帯を形成する。ブライトバンドの成因は、融解により雪粒子の誘電率が増加することであり (Austin and Bemis 1953), 融解層の下では落下速度が増加し粒子の数濃度が減じて、反射強度は急激に小さくなる。ブライトバンドの反射強度は粒子に含まれる融解水の量、粒子の直径、落下速度、形状に依存して変化し、これらのパラメータはすべて個々の雪粒子の含水率の関数である。しかし個々の雪粒子の含水率を正確に測定する方法は確立されておらず、ブライトバンドに関する様々な数値モデル (e.g. Klaassen 1988; Szyrmer and Zawadzki 1999; Zawadzki et al. 2005) を検証する雪片含水率のデータセットは提供されていない。

雪片の融解過程に関する観測や実験は、融解水は樹枝の接合部に溜まる (Knight 1979; Fujiyoshi 1986; Oraltay and Hallett 1989) または雪片内部に浸み込む (Matsuo and Sasyo 1981; Mitra et al. 1990) ことを示している。いずれにしても融解水は雪片と一緒に落下する。一方、数値予測に用いられている雲物理過程は、融解した水が即座に雪片から離れて雨滴を形成すると仮定されているものが多く (e.g. Ikawa and Saito 1991; Reisner et al. 1998; Hong and Lim 2006), より現実的なシミュレーションを行うために、雪片含水率のモデル化が望まれている。

個々の雪片含水率を測定する最初の試みとして、中村 (1960) は染料のついた濾紙を用いて測定を試みた。彼はまず降ってくる雪片を濾紙で受け、直後に染みの面積 (A1) を測定し、次に濾紙上で雪片を完全に融かして再度染みの面積 (A2) を測定した。こうして A1/A2 により雪片の含水率を推定した。しかし、この手法には2つの問題点がある。1つは、雪片を受ける時の濾紙の温度が0℃に保たれていない限り、濾紙の表面で雪片の融解または凍結が起こり、正確な含水率が測れないことである。もう1つの問題点は、雪片が3次元的な構造をもつ場合、含まれるすべての水が濾紙に移動するとは限らないことである。後者の問題は雪片含水率の過少評価を引き起こす可能性がある。

Sasyo et al. (1991) は中村 (1960) の方法を改良し、冷却ユニットで濾紙を0℃に保ちながら雪片を捕捉する装置を開発した。彼らは雪片の融解前後に染みを撮影し、画像解析により含水率を求めた。Sasyo et al. (1990) の方法により、濾紙表面での雪片の相変化の問題は解決されたが、依然として過少評価の問題が解決されておらず、彼らの解析は定性的な特性に留まった。その後は著者らの知る限り、個々の雪片の含水率を測定した研究はない。

本研究では、融解層の数値モデルの検証に使える雪片含水率のデータを提供するため、Sasyo et al. (1990) が開発した測器を用いて地上で雪片含水率の測定を行う。得られたデータを定量的に扱うため、模擬雪片を用いてキャリブレーションを行い、測定値を補正する。補正さ

れたデータを用いて、いくつかの測定可能なパラメータから個々の雪片の含水率を推定するための経験式を導く。最後に、得られた経験式を用いて、球を仮定した雪片の融解モデルを検証する。

2. 観測結果

観測結果を手短にまとめる。雪片含水率の観測は2011年3月26日、12月9日・22日・23日・24日、2012年3月12日に長岡雪氷防災センターで行われ、6179個の融解雪片について含水率を測定した。個々の雪片の含水率 (f) は以下の経験式で表すことができた (図1)。

$$f = F_L (D/D_0)^{-1.1(1-F_L)} \quad (1)$$

ここで $F_L = R_L/R$, R は降水強度, R_L は降水に含まれる液体部分の降水強度, D は雪片の融解直径, D_0 は雪片粒径分布における体積中央直径である。(1)を観測データに当てはめたところ、RMSEは0.154であった。

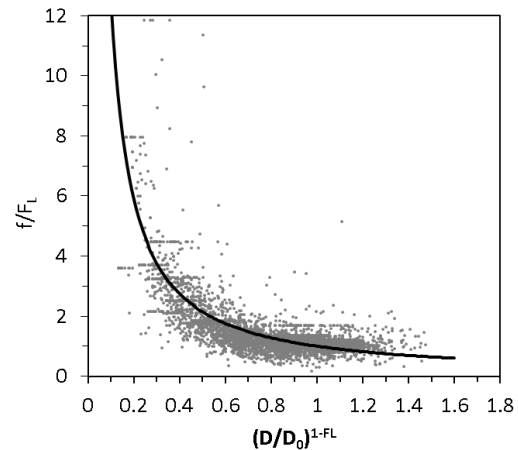


図1 f/F_L と $(D/D_0)^{1-F_L}$ の関係。観測値 (灰色の点) と (1) に基づく曲線。

3. 数値シミュレーション

得られた経験式の一般性を確認するため、数値シミュレーションを行った。数値シミュレーションでは、以下の仮定をおいた。①雪片の形を球とし、氷の部分のバルク密度は石坂(1995)のA-type雪片の経験式に従う。②雪片の融解は表面から起こり、融解した水は内部に浸み込む。③融解中の雪片の表面温度は0℃とする。④雪片の初期粒径分布はGunn-Marshall分布に従う。⑤落下速度はBohm(1989)の式を仮定する。

雪片の融解の支配方程式は以下の通りである。

$$-\frac{dm}{dt} = 2\pi D_s \varepsilon (\kappa \Delta T + L_v D_v \Delta \rho_v) f_v / L_f \quad (2)$$

m は氷の質量, π は円周率, D_s は雪片の直径, κ は空気 の熱伝導係数, D_v は水蒸気の分子拡散係数, f_v は通風

係数, ΔT と $\Delta \rho_v$ は雪片の表面と周囲の空気的气温差と水蒸気密度差, L_v と L_f は凝結および融解の潜熱である. ε は Matsuo & Sasyo (1981) が実験的に求めた補正係数で 1.75 である.

融解直径 0.11 mm から 7.6 mm の雪片を 38 個のビンに区分し, 気温減率 5°Ckm^{-1} の大気を落下させる計算を行った. モデルは空間 0 次元であるが, 時間ステップを可変にし, 一定の落下距離 (0.1m) ごとに計算を行うことにより, 鉛直方向の移動を表現する. 初期の気温を 0°C とし, 降水強度と相対湿度を変えた 3 つの条件で計算を行った (表 1).

表 1. 計算ケース

ケース	初期降水強度	相対湿度
1	1 mmh^{-1}	0°C に対して飽和
2	1 mmh^{-1}	80 %
3	5 mmh^{-1}	0°C に対して飽和

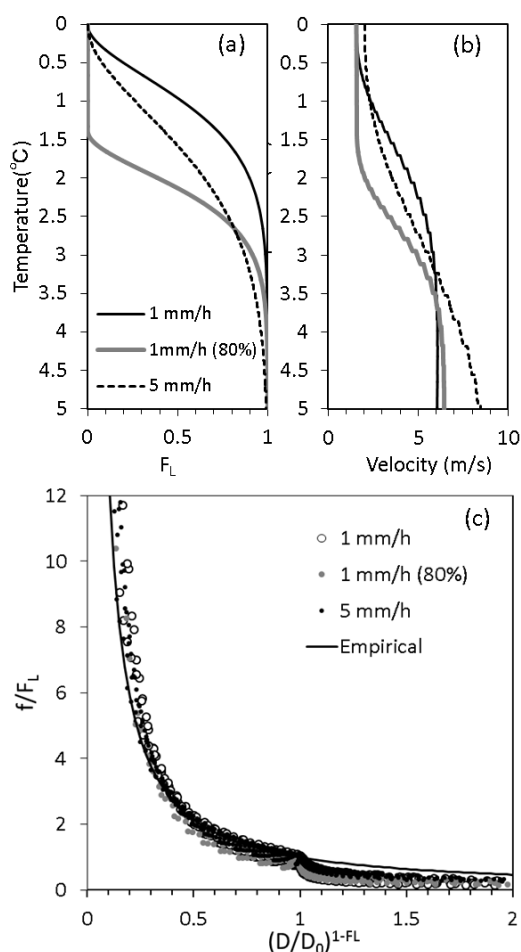


図 2 計算された (a) 降水強度の液水率 (F_L) と (b) 質量重み付き落下速度の鉛直プロファイル. (c) f/F_L と $(D/D_0)^{1-F_L}$ の関係. 実線は (1) に基づく経験式

図 2a に降水に占める液体水の割合 (F_L) のプロファイルを示す. コントロールケース (黒い実線) と比較して, 降水強度を大きくすると融解が遅れる (破線). これは大きな降水強度では, より大きな降水粒子が多く含まれているからである. 相対湿度 80% を仮定したケース (灰色の線) では, 蒸発冷却により雪片の表面温度が 0°C 以下になるため, 融解の始まりが遅れる. 図 2b は質量重

み付き落下速度を示す. いずれのケースも, 融解の始まる高度より少し下から線形的に落下速度が増加している. 図 2c は計算された雪片含水率 f を (1) と比較したものである. 実験条件にかかわらず, 計算結果は (1) で示した経験式とよく一致している. ただし融解直径が小さい場合は経験式に比べて計算結果はやや大きく, 融解直径が大きい場合は値が小さい. しかしこれらの違いは, 概ね観測データのばらつき (図 1) の範囲内であり, 雪片の含水率に関しては球を仮定しても妥当な計算結果が得られることを示している.

4. まとめ

新潟県長岡市において, 濾紙を用いて 6,179 個の雪片の含水率を測定した. 結果を定量的に扱うため, 模擬雪片を用いたキャリブレーションを行い, 測定結果を校正した. その結果, (1) に示す経験式が得られた. この経験式は, 球を仮定した雪片の融解モデルによる計算結果と概ね一致した.

(1) における F_L はバルクな降雪の含水率であり, バルク雲物理モデルから出力可能なデータである. また D_0 は Gunn and Marshall (1953) より, 降雪強度から容易に計算できる. この論文で提案する経験式を用いると, バルク雲物理モデルから雪片含水率の粒径分布を推定することが可能になる. その結果は, より精度の高いレーダ反射強度の計算や, 着雪氷予測に応用できるであろう.

参考文献

- 1) Austin, P. M. and A. C. Bemis, 1950: A quantitative study of the "bright band" in radar precipitation echoes. J. Meteor., 7, 145-151.
- 2) Böhm, H. P., 1989: A General Equation for the Terminal Fall Speed of Solid Hydrometeors. J. Atmos. Sci., 46, 2419-2427.
- 3) Fujiyoshi, Y., 1986: Melting snowflaks. J. Atmos. Sci., 43, 307-311.
- 4) Gunn, K. L. S., and J. S. Marshall, 1958: The distribution with size of aggregate snowflakes. J. Meteor., 15, 452-461.
- 5) Ishizaka, M., 1995: Measurement of falling velocity of rimed snowflakes. Seppyo, 57, 229-238. (in Japanese with English abstract)
- 6) Klaassen, W., 1988: Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation. J. Atmos. Sci., 24, 3741-3753.
- 7) Knight, C. A., 1979: Observation of the morphology of melting snow. J. Atmos. Sci., 36, 1123-1130.
- 8) Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981: Empirical formula for the melting rate of snowflakes. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 1-9.
- 9) Mitra, S. K., O. Vohl, M. Ahr, and H. R. Pruppacher, 1990: A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. IV: Experiment and theory for snow flakes. J. Atmos. Sci., 47, 584-591.
- 10) Oraltay, R. G., and J. Hallett, 1989: Evaporation and melting of ice crystals: a Laboratory study. Atmos. Res., 24, 169-189.
- 11) Sasyo, Y., T. Mori, O. Onozaki, and T. Saito, 1991: Observation of the liquid water content of melting snowflakes with a new instrument. J. Meteor. Soc. Japan, 69, 83-90.
- 12) Szyrmer, W., and I. Zawadzki, 1999: Modeling of the melting layer, Part I: Dynamics and microphysics. J. Atmos. Sci., 56, 3573-3592.
- 13) Zawadzki, I., W. Szyrmer, C. Bell, and F. Fabry, 2005: Modeling of the melting layer. Part III: The density effect. J. Atmos. Sci., 62, 3705-3723.

多次元ビン法雲微物理モデルの高速化

荒木健太郎^{1*}: araki@mri-jma.go.jp,

橋本明弘¹, 三隅良平², 村上正隆¹ (¹: 気象庁気象研究所, ²: 防災科学技術研究所)

1. はじめに

雲粒子は、集中豪雨・豪雪の原因となる降水・降雪系を形成するだけでなく、惑星スケールでの水循環・放射収支に深く関係する気候変動にも大きな影響を及ぼすことから、その正確な予測が求められている。一方、雲粒生成過程においては、特定のエアロゾルが雲凝結核(CCN: Cloud Condensation Nuclei)や氷晶核(IN: Ice Nuclei)として働き、雲粒・氷粒子の微物理・化学組成を変化させることで、その数密度や粒径分布を変化させることが知られている。したがって、エアロゾルが雲の放射特性のほか、雲・降水粒子の成長過程や力学・熱力学構造を変化させて雲システムの降水効率・空間的分布・寿命に作用する、“エアロゾルの間接効果”を定量的に把握する必要がある。そのため、エアロゾル・雲・降水過程を統一的に扱うモデルの開発が必要である。

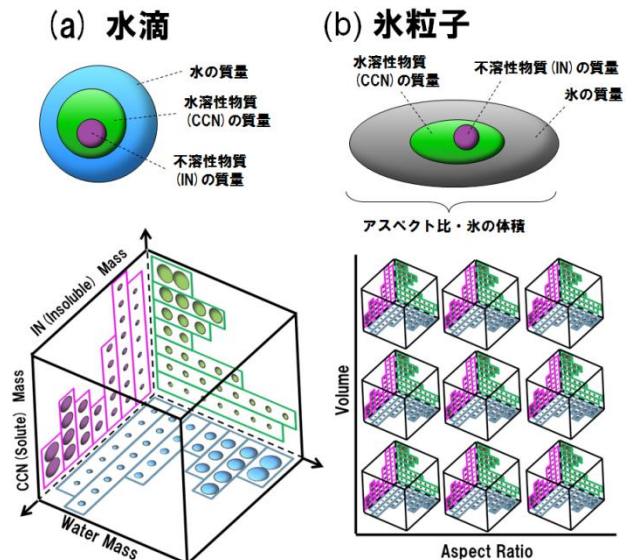
雲物理過程を表現するモデルとして、粒径分布を仮定して少ない予報変数で近似的に雲物理過程を表現するバルク法や、粒径分布を粒径でクラス分け・離散化して時間発展の方程式を解くビン法(Reisin et al. 1996; Khain et al. 2004 等)が提案されている。ビン法は衝突併合過程の方程式を陽に解くため、バルク法よりも正確な雲物理過程を表現できるものの、計算コストは大きい。一般的なビン法では CCN や水滴、クラス分けした氷粒子(雪片、霰、雹など)の粒径を離散化し、その数密度や総質量を予報変数としている。しかし、これらのビン法のように大きさやバルク密度などでクラス分けした氷粒子の粒径分布を扱う方法では、多種多様な降雪粒子の特性や形状を精度良く表現することは難しい。

そこで、本研究では、多次元ビン法雲微物理モデル(MuBin: Multi-dimensional Bin microphysics model; Misumi et al. 2010, 詳細は次章)をリファレンスモデルとして位置づけ、非静力学モデル等の力学フレーム上で動作し、多様な氷粒子の形状・特性や CCN・IN が関わる微物理過程を表現することができる高精度ビン法雲微物理モデルの開発を目的とする。ここでは、MuBin における CCN・IN の取り扱いを簡略化することで、計算コストを抑えて高速化を試み、オリジナルの MuBin と比較実験をして精度検証を行う。

2. 多次元ビン法雲微物理モデル: MuBin

多次元ビン法雲微物理モデル: MuBin は、気象研究所が中心となって Chen and Lamb (1994)をベースに開発したビン法雲微物理モデルであり、水滴は純水・CCN(水溶性エアロゾル)・IN(不溶性エアロゾ

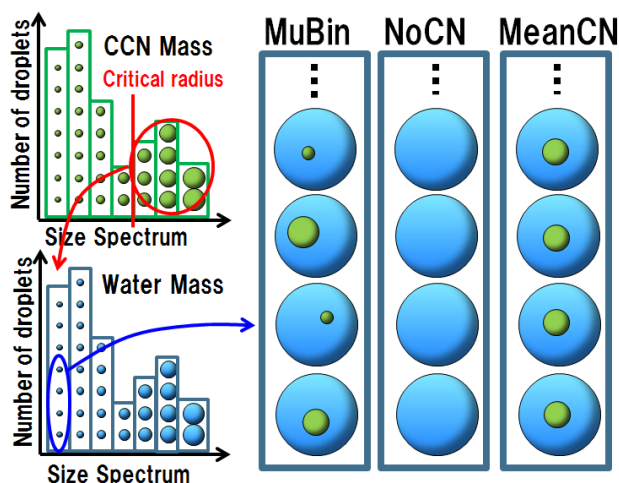
ル)の各質量の 3 次元ビン、氷粒子はそれに加えてアスペクト比・体積の 5 次元ビンを考えている(第 1 図)。MuBin では CCN・IN を含む雲粒の物理化学特性や CCN・IN の再放出過程、氷粒子の複雑な形状なども扱うことができる。これまで、IN の質量ビンの導入(Hashimoto et al. 2006)や氷粒子の体積ビンの導入(Misumi et al. 2010)のほか、雲生成チャンバーの室内実験による素過程の検証・改良(荒木ほか 2012; Yamashita et al. 2011)等が取り組まれている。三隅ほか(2008)では、MuBin を力学フレームに導入するためにビン数を調整して簡略化・高速化を図っているが、多次元のビンを扱っている以上、依然として計算コストは他のビン法に比べて圧倒的に大きい。



第 1 図 MuBin の粒子特性と次元のコンセプト。(a)は水滴、(b)は氷粒子を表す。

3. 高速化の検討: CCN の取り扱い

MuBin で多次元として扱われた水滴と氷粒子から CCN・IN の次元を切り離し、水滴は純水の質量の 1 次元ビン、氷粒子は純水の質量・アスペクト比・体積の 3 次元ビンとすることで、計算コストを小さくすることを試みる。今回はその第一歩として Warm Rain プロセスのみを考え、CCN 活性化・水滴の凝結成長プロセスにおいて、CCN の取り扱いを 2 通り考えた。臨界半径を超える大きさを持つ活性化した CCN を全て水滴の最小ビンに与え、その CCN はそれ以降失われたものとして扱う方法(NoCN; Khain et al. 2004 等、一般的なビン法で用いられる)と、水滴の最小ビンに与えられた CCN の平均的な質量をそのビンの水滴に均一に与える方法(MeanCN)である(第 2 図)。ここでは NoCN の結果のみを紹介する。



第2図 活性化したCCNの取り扱いのコンセプト

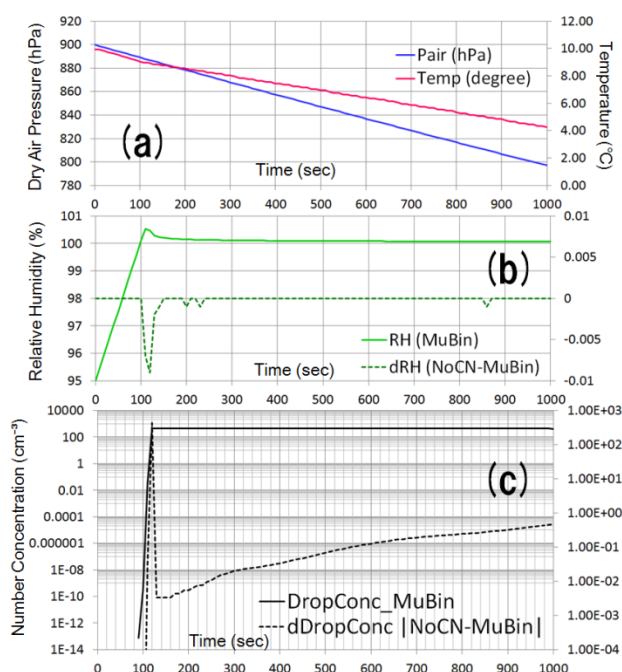
4. 数値実験

NoCNのMuBinに対する粒子数濃度や粒径分布の予測精度、計算コストを比較するため、空間0次元を仮定してパーセルを一定上昇流1.0 m/sで断熱的に持ち上げる数値実験を行った(第3図)。初期状態は気圧900hPa、気温10°C、相対湿度95%で与えた。水滴のビンは純水の質量45bin、CCNの質量32binとし、CCNは硫酸アンモニウムを仮定した。タイムステップは1.0秒とし、1000秒まで積分した。

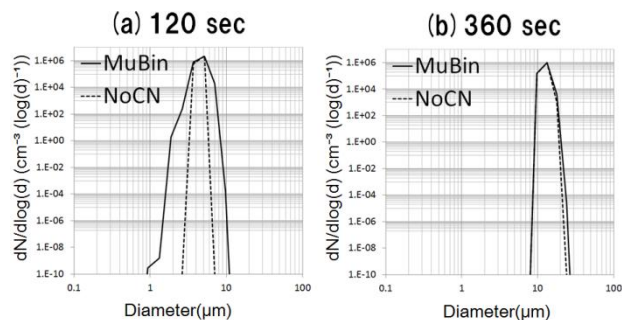
まず、各実験の微物理過程の計算のみに要したCPU時間(DELL Precision™ T7500, Intel Xeon®, 1CPU)は、MuBin: 17.02sec, NoCN: 1.02secで、NoCNの計算コストはMuBinの5.99%であった。

次に、NoCNの計算結果の妥当性を調べる。両実験ともに積分開始後110秒すぎに持ち上げ凝結高度に達して過飽和となるが、雲粒生成はNoCNよりもMuBinのほうがわずかに早く、数濃度差 $|\text{NoCN} - \text{MuBin}|$ は120秒前後で大きい。しかしその後はNoCNの数濃度が $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ cm}^{-3}$ 大きい程度であった(第3図)。また、活性化直後のNoCNの水滴の粒径分布は、ピークはMuBinと同じであるが、分布幅の再現性がやや低下していた(第4図)。しかし、それ以降はNoCNとMuBinの粒径分布の時間変化はほぼ同じであった。

これらのことから、高速化したMuBinではCCN活性化直後で粒径分布がリファレンスモデルと若干異なるものの、ある程度の再現性は保ちつつ、計算コストを大幅に抑えることができた。しかし、NoCNの方法では長い時間積分するとモデル内でCCNが枯渇してしまい、現実的な雲粒生成過程を表現できないという問題が考えられる。今後、CCNの再放出過程等を扱うことができるMeanCNの手法を用いて、Cold Rainプロセスを含むMuBinの高速化を行い、力学フレームで動作する高精度ビン法雲物理モデルの開発を行う予定である。また、リファレンスモデルのさらなる高度化・緻密化も望まれる。



第3図 各モデルの計算結果の時間変化. (a) MuBinの気圧(hPa)、気温(°C)、(b) 相対湿度(%、MuBin)とその差分(NoCN-MuBin)、(c) 直径 $5 \mu\text{m}$ 以上の雲粒の数濃度 cm^{-3} 、MuBin)とその差分の絶対値(NoCN-MuBin)。



第4図 実験結果の粒径分布. (a) 120秒後(凝結直後)、(b) 360秒後で、実線: MuBin、破線: NoCN。

参考文献

- Reisin, T., Z. Levin, and S. Tzivion, 1996: Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detailed microphysics. Part I: Description of the model. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 497-519.
- Khain, A., A. Pokrovsky, M. Pinsky, A. Seifert, V. Phillips, 2004: Simulation of Effects of Atmospheric Aerosols on Deep Turbulent Convective Clouds Using a Spectral Microphysics Mixed-Phase Cumulus Cloud Model. Part I: Model Description and Possible Applications. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2963-2982.
- Chen, J.-P. and Lamb, D., 1994: Simulation of cloud microphysics and chemical processes using a multicomponent framework. Part I Description of the microphysical model. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2613-2630.
- Hashimoto, A., M. Murakami, N. Kuba, R. Misumi, N. Orikasa, K. Maruyama, A. Saito, and J.-P. Chen, 2006: New Parcel Model with Detailed Cloud Microphysics. *12th Conference on Cloud Physics of the AMS*, 10-14 July 2006, Madison, WI, P1.28.
- Misumi, R., A. Hashimoto, M. Murakami, N. Kuba, N. Orikasa, A. Saito, T. Tajiri, K. Yamashita, and J.-P. Chen, 2010: Microphysical structure of a developing convective snow cloud simulated by an improved version of the multi-dimensional bin model. *Atmos. Sci. Lett.*, **11**, 186-191.
- 荒木健太郎, 山下克也, 橋本明弘, 村上正隆, 田尻拓也, 2012: MRI 雲生成チャンパーを用いた多次元ビン法雲微物理モデルにおける拡散成長過程の検証. 2012年度日本気象学会秋季大会講演予稿集, A119.
- Yamashita K., M. Murakami, A. Hashimoto, T. Tajiri, 2011: CCN Ability of Asian Mineral Dust Particles and Their Effects on Cloud Droplet Formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **Vol. 89, No. 5**, 581-587.
- 三隅良平, 村上正隆, 加藤輝之, 橋本明弘, 佐竹晋輔, J.-P. Chen, 2008: 多次元ビン法雲物理モデルの簡略化の検討—力学モデルへの導入に向けて—. 2008年度日本気象学会春季大会講演予稿集, P304.

HYVIS・ビデオゾンデで観測された降水粒子と偏波レーダーによる降水粒子判別の比較

額額丈晴* (名大地球水循環・日本学術振興会特別研究員 DC)

尾上万里子#・大東忠保・坪木和久・民田晴也・上田博 (名大地球水循環)

鈴木賢士 (山口大)・若月泰孝 (筑波大、JAMSTEC/RIGC)・中北英一 (京大防災研)

#現 Pennsylvania State University

1. はじめに

これまでXバンド偏波レーダー用の降水粒子判別法(額額ほか, 2009)を用いて夏季の雷雲や冬季の降雪雲の降水粒子判別を行い、霰・雪片・氷晶が適切に判別されることを確認してきた。その中で、降水雲中の液相領域から固相領域にかけて高度ごとに降水粒子の種類を判別できるかどうかを検証することが課題であった。

2012年の梅雨期に沖縄県島尻郡栗国村において行われた名古屋大学のXバンド偏波レーダーと雲粒子ゾンデ(HYVIS; Murakami and Matsuo, 1990)またはビデオゾンデ(Takahashi, 1990)による同時観測では上記の課題を解決するのに必要な鉛直方向に多くの同時観測データが得られた。今回はこれらのうち、より高い高度までデータが得られたHYVIS観測のデータを用い、HYVISで実際に観測された降水粒子の種類と、Xバンド偏波レーダーの観測データを用いて降水粒子判別法により判別された降水粒子の種類との比較を行った。

2. データ

名古屋大学のXバンド偏波レーダーではレーダー反射強度(Z_h)、レーダー反射因子差(Z_{dr})、偏波間相関係数(ρ_{hv})、偏波間位相差変化率(K_{dp})、ドップラー速度および速度幅のデータを得ることがで

きる。2012年の観測ではこのレーダーを沖縄県島尻郡栗国村の離島振興総合センターに設置し、5月8日から6月17日にかけて6分間隔でボリュームスキャン及びHYVIS・ビデオゾンデ放球時のRHI観測を行った。

今回使用したHYVIS(図1)は10秒毎に巻き取られるフィルムで降水粒子を捕捉し、このフィルムをHYVIS本体に搭載された2種類のカメラ(接写カメラ、顕微カメラ)で撮影することにより大きさ $7\mu\text{m}$ から2cmまでの粒子を動画で撮影する。ビデオゾンデはビデオカメラを搭載し、赤外線センサーにより大きさ0.5mm以上の降水粒子を感知してストロボ発光によりカメラ前方の幅20mm、奥行30mm、高さ16mmの空間を通過する降水粒子を非接触で撮影する。

レーダー観測期間中に離島振興総合センターから計11台のHYVISと1台のビデオゾンデを放球し、雲・降水観測を行った。このうち、6月9日夜半前のHYVIS観測と6月12日未明のビデオゾンデ観測の事例では雲頂がおおよそ15kmに達する層状性降水を2分毎のHYVIS・ビデオゾンデ方向のRHI観測を行うことにより鉛直方向に多くの同時観測データが得られた。本研究ではHYVIS観測の事例について、HYVISの存在箇所におけるレーダー観測データを用いた粒子判別結果を、HYVISの現場観測データと比較した。

3. 方法

降水粒子判別の結果とHYVISで実際に観測された降水粒子の種類を比較するため、2分毎にHYVIS方向のRHI観測を行い、両者を比較した。降水粒子判別では偏波パラメータ(Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 、 ρ_{hv})の値から空間内に存在するもっとも可能性の高い降水粒子1種類を判別する。今回はRHIデータを用いて、レーダーで観測されたHYVISの位置を中心とする東西・南北方向各1km、上下方向0.2kmの直方体領域内の偏波パラメータの値を平均し、平均値を用いて降水粒子判別を行った。図2に降水粒子判別を行う際の入力パラメータと出力される降水粒子の種類を示す。

降水粒子判別により判別される降水粒子の種類と比

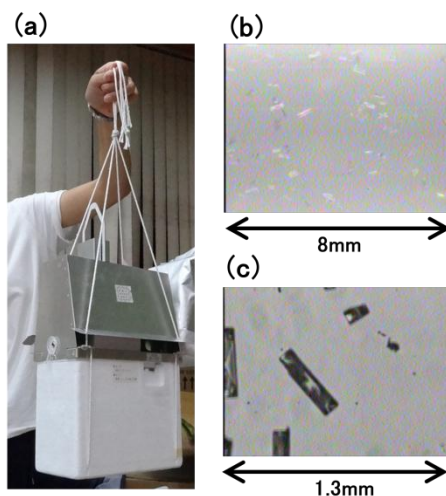


図1 HYVISの(a)全体像、(b)接写カメラの映像、(c)顕微カメラの映像

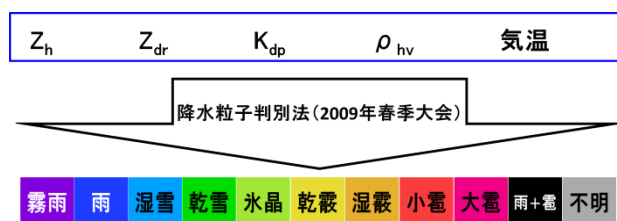


図 2 降水粒子判別の際の（上段）入力パラメータと（下段）出力される降水粒子の種類

較するため、HYVIS で観測された降水粒子の種類のうち、最大粒径の粒子をレーダーの観測値にもっとも大きく寄与すると仮定し、HYVIS 観測位置における主たる降水粒子とした。

4. 結果・考察

図 3 に 2012 年 6 月 9 日放球の HYVIS の存在位置における偏波レーダーの観測データを用いた降水粒子判別の結果と、実際に HYVIS で観測された降水粒子の種類との比較結果を示す。高度 4km よりも下では 1 カ所を除き雨または霧雨が判別され、HYVIS でも雨滴が観測された。高度 2.7km 付近では降水粒子判別の結果湿霰が判別されたが、これは Z_h の値が 40dBZ 以上と大きく、かつ ρ_{hv} の値が 0.97 程度と雨としてはやや小さかったことが原因であると考えられる。

0°C 高度（高度 4.7km）直下では降水粒子判別では湿雪が判別され、HYVIS では雨が観測された。この高度ではレーダーで観測された ρ_{hv} の値は 0.93 程度との非常に小さく、湿雪の存在が強く示唆される。また HYVIS で観測された雨滴は楕円形をしており（図 4）、観測直前まで粒子中に氷の部分が残っ

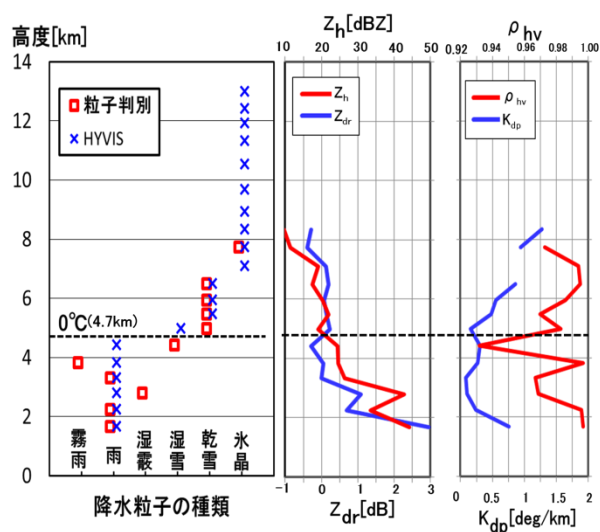


図 3 各高度における（左）降水粒子判別の結果と HYVIS で観測された降水粒子、偏波レーダーで観測された（中央） Z_h と Z_{dr} 、（右） ρ_{hv} と K_{dp} の値

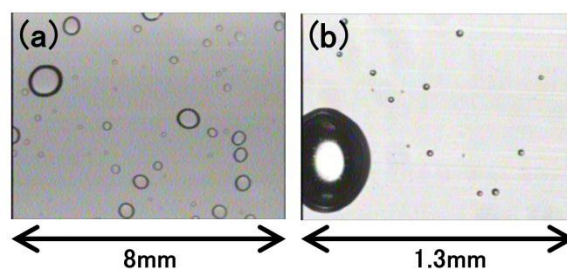


図 4 高度 4.4km 付近で (a) 接写カメラと (b) 顕微カメラにより観測された雨滴

ていた可能性が考えられる。0°C 高度直上では降水粒子判別では乾雪、HYVIS では湿った雪が観測された。これは測器がまわりの空気により十分に冷やされていないため、固体降水粒子が粒子捕捉用のフィルムに付着後ただちに融解したためであると考えられる。それよりも上空では降水粒子判別の結果と HYVIS で観測された粒子は雪片または氷晶であり、よく一致した。

5. まとめ

2012 年梅雨期に沖縄県島尻郡栗国村で行われた X バンド偏波レーダーと HYVIS の 2 分毎の RHI 観測時の同時観測データを用いて降水粒子判別御結果と、HYVIS で観測された降水粒子の種類の比較を行った。0°C 高度よりも下では雨が判別され、HYVIS による観測結果とよく一致した。0°C 高度よりも上空では雪片または氷晶が判別され、HYVIS の観測結果と整合的であった。今後の課題として、さまざまな降水現象について比較を行い、降水粒子判別法の制度検証を行うことが挙げられる。

謝辞

本研究は日本学術振興会の特別研究員奨励費、基盤研究 (S)、基盤研究 (A) およびテニユアトラック普及・定着事業「降水・気象災害に関する研究」のサポートを受けました。

参考文献

- 額綱丈晴, 上田博, 出世ゆかり, 大東忠保, 2009: 名大マルチパラメータレーダー観測データを用いた降水粒子判別の試行. 日本気象学会 2009 年度春季大会講演予稿集 (95), P304.
- Murakami, M. and T. Matsuo, 1990: Development of Hydrometeor Videosonde. J. Atmos. Oceanic Tech., 7, 613-620.
- Takahashi, T., 1990: Near absence of lightning in tropical rainfall producing Micronesian thunderstorms. Geophys. Res. Lett., 17, 2381-2384.

長岡における 2 台の Ka 帯レーダを用いた対向観測実験

*西川 将典¹・中村 健治¹・民田 晴也¹・中川 勝広²・花土 弘²・
小町 健一³・中井 専人⁴・熊倉 俊郎⁵

(1: 名大・地球水循環研究センター, 2: 情報通信研究機構, 3: 宇宙航空研究開発機構, 4: 防災科学技術研究所,
5: 長岡技術科学大学)

1. はじめに

2014 年打ち上げ予定の全球降水観測計画 (GPM) の主衛星には、Ku帯とKa帯の降水レーダ (PR) が二周波降水レーダ (DPR) として搭載される。GPM/DPR アルゴリズムは、熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 搭載の PR と同様に、Ku帯及びKa帯PRそれぞれの等価レーダ反射因子 (Z_e) と減衰率 (k) の関係式 (k - Z_e 関係) をもとにして、降水強度を推定するよう開発が行われている。しかし、Ka帯における降水の k - Z_e 関係の観測は非常に少なく、特に雪や融解層についての関係は明らかになっていない。

本研究グループは、宇宙航空研究開発機構が開発した GPM/DPR 地上検証用デュアル Ka レーダシステムを用いて、雨や雪 (湿雪や乾雪)、及び融解層による k - Z_e 関係の測定実験を現在行っている。実験により取得した Ka 帯の様々な降水による k - Z_e 関係のデータセットは、GPM/DPR アルゴリズム開発のために用いることを想定している。Ka レーダシステムを用いて、2011 年度冬期は長岡において主に湿雪を対象として対向観測を行った。本発表では、対向観測から得られた雪の k - Z_e 関係を示す。そして、雪のイベント間において k - Z_e 関係の違いが生じる原因の考察を行う。

2. 観測とデータ

GPM/DPR 地上検証用デュアル Ka レーダシステムは、2 台 (SN001, SN002) の同じ Ka レーダからなる。送信周波数はともに 35.25 GHz である。実験では、Ka レーダ SN001 を新潟県長岡市の防災科学技術研究所・雪氷防災研究センター (37.426°N, 138.887°E, 標高 116 m) の屋上に設置し、Ka レーダ SN002 を同地の長岡技術科学大学 (37.422°N, 138.779°E, 標高 86 m) の機械・建設棟屋上に設置した。両サイト間の距離は 9.65 km であり、そのほぼ中間 (SN001 から約 4.2 km) に位置する長岡市立宮内小学校に地上降水観測システム (中川ら, 2010) を設置した。地面クラッタを避けることや、地上データとの比較のために地上降水観測システム上で両ビームを一致させることに主眼を置き 2 台の Ka レーダの仰角を、ともに 1.4° に設定した。対向観測を、2011 年 12 月から 2012 年 2 月に設定した集中観測期間中に合計 22 日間行った。

3. 結果

図 1 に 2 台の Ka レーダにより得られたレーダ反射因子 (Z_m) の時間距離断面図を示す。図 1-a) の 2/3、

及び図 1-b) の 1/13 の両事例では、レーダ付近で Z_m が強く、レーダから距離が離れるのに従って徐々に Z_m が減衰するプロファイルを示した。ただし、2/3 の事例では減衰の程度が弱くプロファイル全体で Z_m が大きかったのに対して、1/13 の事例では減衰の程度が強くレーダから距離が離れるのに従って Z_m が小さくなった。

対向観測では、2 台の Ka レーダの経路上の総減衰量が等しくなることから、 Z_m の降雨減衰補正を行い Z_e を推定することができる。また、 Z_e とそれぞれの Z_m の差から降雨減衰量が求められ、それより k を求めることができる (Li et al. 2001)。これまでに降雨の対向観測による k - Z_e プロットと、地上におけるディストロメーターから得られた粒径分布より計算した k - Z_e プロットとの比較を行い Z_e , k の測定の妥当性を示した (中村ら, 2011)。次に、上記の方法から求めた 1/13 (図 1-b)) の事例における Z_e , k の時系列変化を図 2 に示す。 Z_e の時系列変化は全時間帯で降雪強度の時系列変化に良く対応していた。一方で k の時系列変化は、図 1-b) の 7:30 頃までは降雪強度に対応せずほぼ 0 に近い正の値をとった。その後、 k の時系列変化は降雪強度の時系列変化に良く対応した。このとき、地上

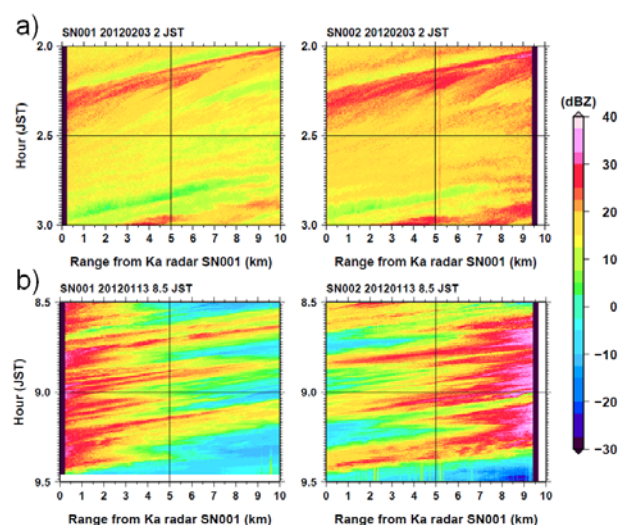


図 1 2 台の Ka レーダにより得られたレーダ反射因子 (Z_m) の時間距離断面図。a) 2012/02/03 2:00-3:00, b) 2012/01/13 8:30-9:30。左側が SN001, 右側が SN002 の時間距離断面図であり、各図の横軸は SN001 からの距離を表す。

降雨観測システムにより測定した気温は 7:30 以前は氷点下以後は 0 °C よりも高くなっており、 k の変化は気温と関係があることが示された。ちなみに図 1-a) で示した 2/3 の事例では、 Z_e の時系列変化は降雪強度の時系列変化に良く対応した一方で、 k の時系列変化は降雪強度に対応せずほぼ 0 に近い正の値を示した。このとき地上の気温は常に氷点下であった。

図 3 に 1/13 の全降雪時に得られた k - Z_e プロットを示す。各プロットは同時刻の地上における気温で色分けした。また、比較のために 2/6~7 の降雨時に得られた k - Z_e プロットを図に加えた。気温が低いときは k はほとんど 0 に近く、 k - Z_e プロットは原点付近にかたまった。一方、気温が高くなると k は大きくなり、その値は降雨時の k よりも大きくなった。またこのときの k - Z_e プロットは、降雨時の k - Z_e プロットと比べてばらつきが大きかった。気温が高い (0°C 以上) 場合、雪粒子の表面が溶けた状態であり、その結果 k が大きくなったものと考えられる。また、雪粒子の表面の溶ける程度によって主に k の値が変化し、 k - Z_e プロットのばらつきをもたらしたと考えられる。今後は個々の k - Z_e プロットと含水率や、2 次元ビデオディストロメータによる雪粒子の形状や粒径、落下速度等のデータとの比較を行い、雪の k - Z_e プロットの挙動、及びそのばらつきの原因について詳しく調べる予定である。

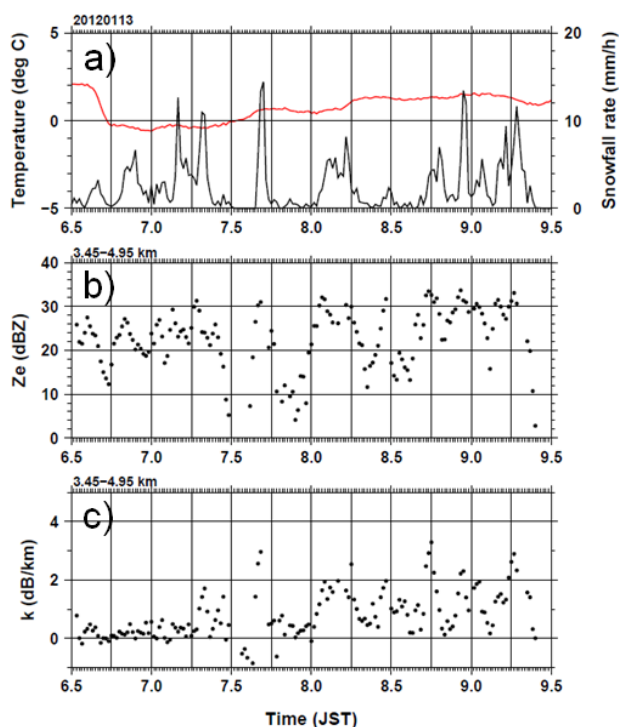


図 2 2012 年 1 月 13 日 6:30~9:30 における a) 地上降雨観測システムにより測定した気温 (赤線)、及び降雪強度 (黒線), b) Z_e , c) k の時系列変化。

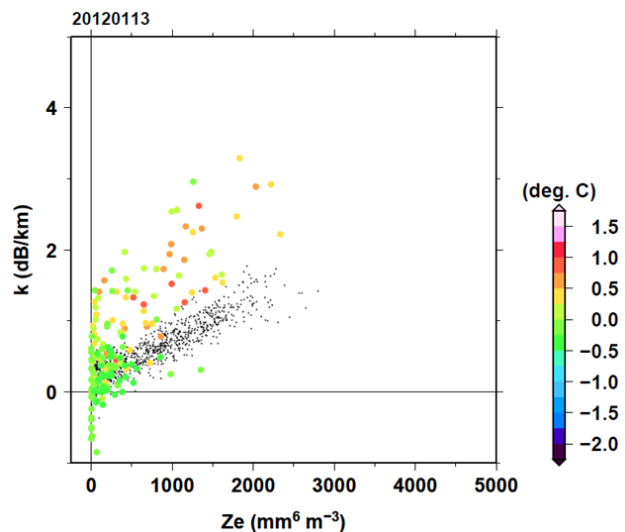


図 3 1/13 の全降雪時 (0~9 時, 11~13 時) に得られた k - Z_e プロット。各プロットは同時刻に地上降水システムにより得られた気温で色分けした。黒点は 2/6-7 の降雨時に得られた k - Z_e プロットを表す。

謝辞

情報通信研究機構 川村誠治氏、岩井宏徳氏には、集中観測の実施にあたりご協力を頂いた。防災科学技術研究所・雪氷防災研究センターには、地上気象観測値を提供して頂いた。また、北海道大学・低温科学研究所 藤吉康志教授には含水率のデータを提供して頂いた。

参考文献

- 中川ほか, 2010: 2010 年度秋期気象学会予稿集, P189.
- 中村ほか, 2011: 2011 年度秋期気象学会予稿集, B110.
- L. Li, et al., 2001: Retrieval of atmospheric attenuation using combined ground-based and airborne 95-GHz cloud radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1345–1353.

TRMM PR を用いた Single-Column LETKF の開発

幾田泰醇（気象庁予報部数値予報課）

1. はじめに

気象庁は、防災気象情報提供支援を主な目的としてメソモデル(MSM)を現業運用している。MSMは、短時間降水予測に利用されており、降水予報の更なる精度向上は、非常に重要な課題である。一方、今後の衛星計画には、全球降水観測計画(GPM)や雲エアロゾル放射ミッション(EarthCARE)がある。これらの計画では能動型のセンサーが衛星に搭載される予定である。能動型センサーにより得られる情報は、MSMの雲物理過程の検証や、将来的には初期値作成のためのデータ同化への利用などが計画されており、降水予報の精度向上に大きく寄与することが期待される。そこで、数値予報課では、これらの能動型センサー利用のための開発の一環として、運用中の熱帯降雨観測衛星降雨レーダー(TRMM-PR)を利用した反射強度因子のデータ同化手法の開発と基礎調査を行っている。

2. 反射強度データ同化

MSMの初期値作成手法であるメソ解析は、非静力学モデルを基にした4次元変分法(4DVAR)データ同化システム(JNoVA; 本田・澤田 2009)が採用されている。また、メソ解析における反射強度データの利用は、反射強度から相対湿度を推定する1D+4DVAR(幾田 2011)が用いられている。現業JNoVAは、反射強度を直接同化するために必要な、雲物理過程の接線形・随伴モデルを持たないが、これは、極小値探索や計算効率などの観点から雲物理過程を含む4DVARの現業利用が困難であることによる(本田 2010)。そこで、反射強度データのより効果的な同化を目指して4DVAR以外のデータ同化手法に着目し、LETKF(Hunt 2007)を基にした、Single-Column LETKF(SC-LETKF)を開発し、基礎的な調査を行った。

3. Single-Column LETKF の概要

反射強度データ同化に密接に関係する雲物理過程は、移流を除けば、シングルカラムモデルで記述でき、カラム相互の水平誤差相関は、自身の鉛直誤差相関と比較して小さいと期待される。そこで、SC-LETKFでは、第一推定値であるMSMの予報値をシングルカラムモデルのアンサンブル集合とみなし、そのアンサンブル集合からアンサンブル摂動を診断的に求め、LETKFアルゴリズムにより修正量を求める。その修正量をIAU(Bloom, et al. 1996)により4DVARに適用し解析値を作成する(図1)。この解析値を初期値としてMSMを実行する

4. 同化実験の結果

SC-LETKFの性能を調査するため、台風事例においてTRMM-PRを用いた同化実験を行った。本実験におけるSC-LETKFの制御変数は、温位・鉛直運

動量と水蒸気・雨・雪・霰の混合比である。図2は、SC-LETKFの解析値から反射強度をシミュレートし観測と比較したものであり、観測と近い解析値が得られていることが分かる。しかし、得られた解析値をIAUにより予報に反映させたところ、小さいスケールの降水表現には改善傾向が見られたが、全般的に予報へのインパクトは非常に僅かであった。原因の一つとして、台風の事例では予報モデルによる拘束が強く、IAUによる修正が入りにくかったことが考えられる。

5. まとめ

能動型センサーの高度利用のためにSC-LETKFを開発し、その基礎調査を行った。同化実験の結果、観測に近い解析値は得られたが予報へのインパクトは微少であった。今後は、雲・雲氷を修正対象となるようSC-LETKFの拡張を試み、より効果的な予報への反映方法について調査を進める計画である。

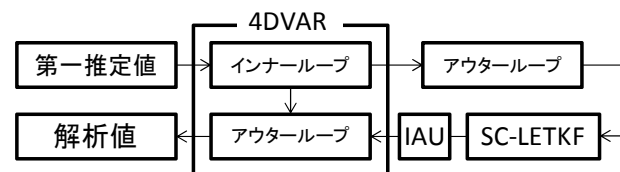


図1 4DVAR と SC-LETKF の関係

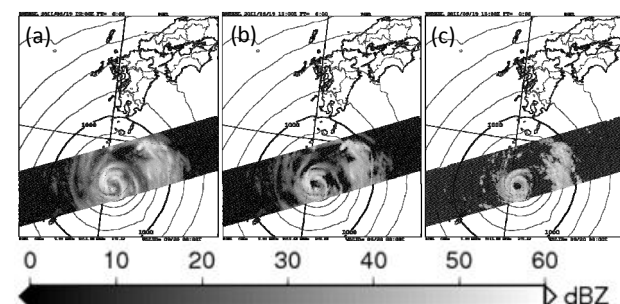


図2 (a) 第一推定値、(b) 解析値からシミュレートされた反射強度と (c) 観測された反射強度。

参考文献

- 本田有機, 澤田謙, 2009: 非静力学メソ4次元変分法の現業化. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 65-71.
- 幾田泰醇, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-12.
- 本田有機, 2010: 雲物理を考慮した4次元変分法. 数値予報課報告・別冊56号, 気象庁予報部, 84-87.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient Data Assimilation for Spatiotemporal Chaos: a Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Physica D*, **230**, 112-126.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. da Silva, D. Ledvina, 1996: Data Assimilation Using Incremental Analysis Updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.

光学式降雪強度計の捕捉率の風速依存性

小西啓之(大阪教育大)、平沢尚彦(極地研究所)

1. はじめに

降雪粒子は降雨粒子と異なり、軽く密度も小さいため、風に流れやすく、降水量を正確に測るのは難しい。従来の転倒枡型雨量計や溢水式降水量計などの円筒形の容器に降り積もる降水粒子の量を測定するタイプの降水量計では、風速が大きくなると捕捉率が小さくなり、正確な測定ができないことが知られている。一方、近年降雪粒子の粒径と落下速度を同時に測定できる光学式雨量計(降雪強度計)が開発され普及してきた。この装置は、降水粒子によって遮断されるレーザー光の光束の減衰量から粒径や落下速度を測定するものであり、降水粒子が空間に浮かんだまま測定を行える特徴がある。したがって、従来型の雨量計とは捕捉率が異なり、捕捉率の風速依存性も異なることが予想される。

ここでは、光学式降雪強度計を防風柵の内外で一冬間測定した値を比較し、光学式降雪強度計の捕捉率の風速依存性について調べた結果を報告する。

2. 観測

光学式降雪強度計として Thies Laser Precipitation Monitor(LPM)を利用した。観測場所は新潟県長岡市の雪氷防災研究センターで、降雪粒子観測施設の防風ネット(幅 15m、高さ 7m)の内外に各 1 台ずつ設置し、2011 年 12 月～2012 年 3 月の一冬間、降雪観測を行った。測器は、地吹雪粒子が降雪粒子に混入しにくいように地上 3.5m の高い位置に設置した。しかし 2 月の最深積雪時は積雪深が 2m を超えたので装置の高度は、積雪面から 1.5m 程度に低下した。測器の仕様を表 1 に示す。

表 1 光学式降雪強度計の仕様

機種	粒径	落下速度	検出断面積
LPM	22 クラス (0.2-8.5 mm)	20 クラス (0-10 m/sec)	46cm ²

3. 結果

表 2 に降水時の地上気温と風速をまとめたが、

表 2. 降水時の地上気温と風速(表中の数字は、一冬中に観測された延べ時間(時間))

	-8~0 °C	0~1 °C	1~2 °C	2~3 °C	3~4 °C	4~5 °C	5~9 °C	total
0-0.5 m/s	113.5	44.0	22.7	14.2	15.5	11.7	19.1	240.7
0.5-1 m/s	83.5	44.8	20.8	14.0	13.1	9.2	17.1	202.3
1-2 m/s	84.1	49.1	33.5	18.0	17.2	10.3	15.7	228.0
2-4 m/s	43.4	28.2	24.2	17.7	10.0	8.3	9.1	140.8
4-6 m/s	8.5	3.3	2.8	1.1	0.5	0.5	0.5	17.1
Total	332.9	169.3	104.0	65.0	56.3	40.1	61.5	829.0

観測期間中のべ 829 時間に降水が観測され、地上気温が 0℃以下で降雪であった場合はその約 40%にあたる 333 時間、4℃以上の降雨と考えられる場合は約 13%の 101 時間であった。したがって 0~4℃の融解過程のみぞれと考えられる降水が降水時間の約半分の 47%降ったことになる。

風速については、最大が 6m/sec であり、1m/sec 以下の弱い風の場合が全体の 50%を占め、比較的穏やかな風速頻度分布を示している。

次に、これらの地上気温や風速のもとで、防風ネットの内外で降水強度や粒子数がどの程度異なるかを調べた。降雪強度については、これまで、光学式降雪強度計の粒径と落下速度のデータを用いて個々の粒子の密度を粒径と落下速度の関数として与え、その密度と粒径を用いて球形と仮定した粒子の質量を求め、その総和から降水量を求める方法が真値に近い見積もり法であることを示してきた。今

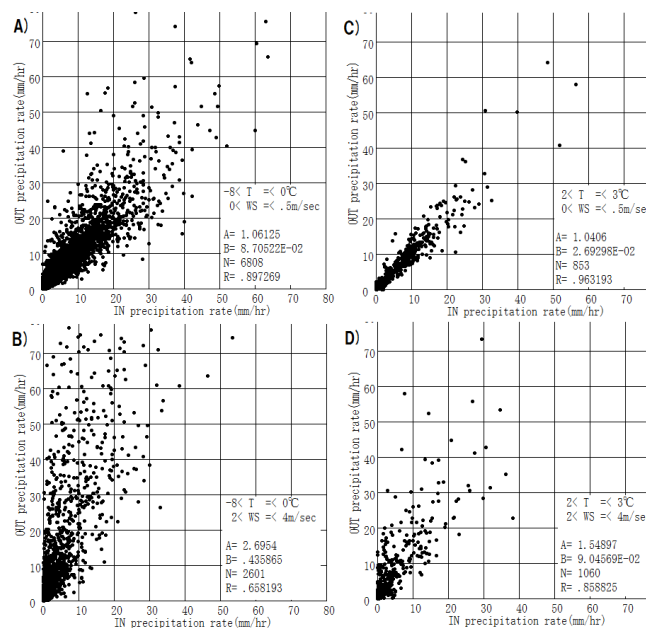


図 1. 防風ネット内外の降水強度比較。横軸: ネット内降水量、縦軸: ネット外降水量、A: $-8 < T \leq 0^{\circ}\text{C}$ 、 $0 < WS \leq 0.5 \text{ m/sec}$ 、B: $-8 < T \leq 0^{\circ}\text{C}$ 、 $2 < WS \leq 4 \text{ m/sec}$ 、C: $2 < T \leq 3^{\circ}\text{C}$ 、 $0 < WS \leq 0.5 \text{ m/sec}$ 、D: $2 < T \leq 3^{\circ}\text{C}$ 、 $2 < WS \leq 4 \text{ m/sec}$

回も同様の方法で降水強度を求め比較した

図 1 は、1 分間降水強度の防風ネット内(横軸)とネット外(縦軸)の比較の一例である。図の左側 A、B は、地上気温が氷点下の降雪の場合、図の右側の C、D は地上気温が 2~3℃ のみぞれの場合である。また、図の上部の A、C は、風速が 0.5m/sec 以下の静穏時、下部の B、D は 2~4m/sec の風がある時である。

静穏時の A、C の回帰直線の傾きは、それぞれ 1.06、1.04 と 1 に近く、また、相関係数も 0.9 以上であり、風がない時は、防風ネットの内外で検出粒子数に差がないことがわかる。一方、2~4m/sec の風がある B、D の場合は、回帰直線の傾きがそれぞれ 2.70 と 1.55 と 1 よりも大きく、防風ネット外では防風ネット内より降水量が多いことがわかる。また、この傾向は、D の融解時のみぞれの場合より B の雪の場合の方が大きく現れ、雪粒子はみぞれや雨粒子に比べ風で流されやすく、舞いやすいことから検出数が多くなり降水量の増加として現われていると考えられる。

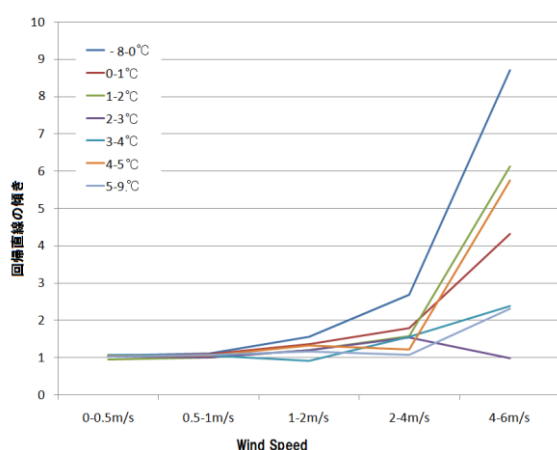


図 2. 防風ネット内外の降水量比較。両者の回帰直線の傾きの風速依存性

この傾向を確かめるため、各気温毎の回帰直線の傾きの風速による変化を比較した(図 2)。すべての温度範囲で 1m/sec 程度の風では回帰直線の傾きが 1 程度で防風ネット内外の降水量に差は見られないが、風速が増加するにつれて、傾きが大きくなり、防風ネット外の降水量が防風ネット内の降水量よりも多くなることがわかる。特に氷点下の雪の場合にその傾向が顕著に現れている。2-4m/sec までは、おおよそ気温が低いほど傾きが大きい傾向が見られ、密度の小さい軽い雪粒子の割合が多いほど風速が大きくなる場合に測定誤差が大きくなることがわかる。右端の 4-6m/sec の場合は、さらに回帰直線の傾きが大きくなっているが、この風速の観測例数は多くはなく、例数が増えると多少変わる可能性がある。

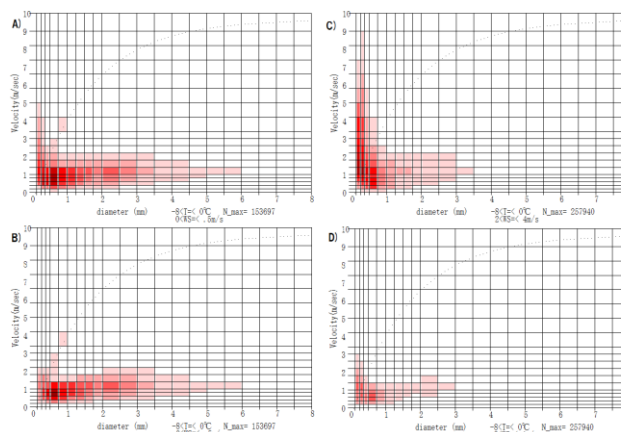


図 3. 降雪粒子の粒径と落下速度の頻度分布。A: 防風ネット外、 $0 < WS \leq 0.5\text{m/sec}$ 、B: 防風ネット内、 $0 < WS \leq 0.5\text{m/sec}$ 、C: 防風ネット外、 $2 < WS \leq 4\text{m/sec}$ 、D: 防風ネット内、 $2 < WS \leq 4\text{m/sec}$ 、

このような防風ネット内外の降水量に大きな差が生じるのは、検出粒子数に大きな差があるからと考えられる。そこで地上気温が氷点下の降雪の場合に観測された粒子数を風速毎に比較した。図 3 は、降雪粒子数を粒径と落下速度毎の頻度で表し、最も数が多いピンを 1 として規格化して表している。図の左側 A、B は、風速が 0.5m/sec 以下の静穏時、図の右側 C、D は、2~4m/sec の風がある時である。また、図の上部の A、C は、防風ネット外、下部の B、D は、防風ネット内である。

静穏時は、防風ネット内外の頻度分布のパターンが似ており、同様の粒径落下速度の粒子を検出していることがわかるのに対し、強風時は、防風ネット内に比べ防風ネット外の方が粒子数が多く、とりわけ、粒径の小さい落下速度の大きい粒子が数多く検出されている。氷点下にもかかわらず雨よりも落下速度が大きい粒子が数多く検出されていることから風によって下向きに引きずられる粒子が多く検出されていると考えられる。風速が 2m/sec を超えると、粒子の検出に大きな誤差が生じていることを知っておくべきである。

4. まとめ

光学式降雪強度計による降水粒子検出の風速依存性を調べるため、防風ネット内外の 2 か所で降水粒子観測を一冬行い、両者の計測値を比較した。その結果、2m/sec 以上の風があると防風ネット内では粒子数が減り、防風ネット外では水滴よりも落下速度の大きな 1mm 以下の小粒子が多く検出されることがわかった。この傾向は、風が強いほど、粒子が雨ではなく雪の場合ほど大きいことがわかった。光学式降雪強度計を用いて降雪量を推定する場合は、このような風速依存性を考慮する必要がある。

国内及び極域での降雪量観測の結果と今後の取り組み

平沢尚彦¹、小西啓之²

1. 国立極地研究所 2. 大阪教育大学

はじめに

極域寒冷域における水循環をよりよく理解する上で、降雪量観測の高精度化が長い間の課題となっている。Raingauge 方式の観測では降雪粒子捕捉率の低下や蒸発ロスから逃れることができない。極域をはじめとした、より寒冷な地域では、降雪強度が弱く、イベント全体の降雪量も少ない傾向にあるため、これらの問題はより深刻に影響すると考えられる。

ディスドロメーターは降雪の中にレーザーシートを張って、そこを通過する個々の降雪粒子の大きさと落下速度を評価する。一般に降雪粒子は氷晶や氷晶の集合体である雪片であり、その大きさを一つの長さでは表すことはできないが、ここで測定された二つの量ともに粒子の水当量を評価する際の重要な手がかりとなり得る。個々の降雪粒子の大きさ、落下速度、水当量の統計的な関係を求めた過去の研究は多く、我々はその知見をこのディスドロメーターの測定値に適用して降雪量の推定を試みてきている（小西ほか、2010）。ディスドロメーターの他に、シーロメーター（平沢・小西、2012）、SPC（Snow Particle Counter：吹雪計）を用いて比較観測を行ってきた。

本発表の前半では、これまで行ってきた降雪量観測の結果を紹介する。長岡、陸別で行った観測から、両地域の降雪特性の違いについて、降雪強度や降雪粒子粒径分布の特徴からみてみたい。これらのパラメータは降雪量の高精度観測を果たすために有効な情報となり、数値モデルとの比較材料にもなる。

また、発表の後半では、現在 WMO が推進している個体降水の測器比較観測（SPICE）への取り組みとして、陸別町に展開している観測体制の紹介をする。今後、陸別町の設備が、この分野に関心を持つ方々との共同研究観測の拠点となることを目指している。

結果と議論

我々が用いているディスドロメーターは Thies 社（ドイツ）の Laser Precipitation Monitor（以下、LMP）である。ディスドロメーターの測定値から降雪量を導出するために、小西ほか（2010）が長岡市のデータをもとに構築したアルゴリズムを用いる。平沢・小西（2012）は陸別町の測定値に適用し、弱い降雪強度のイベントを捉えられていることを示している。

図 1 は両地域の 3 か月間の積算降雪量を示す。豪雪地帯として知られる長岡市の約 900mm に対して、陸別町は約 120mm である。これらの降雪を賄う降雪強度 (mm/hr) の回数分布を図 2 に示す。陸別町は総降雪量が少ない中で 0.1 mm/hr 及び 0.2 mm/hr の降雪強度の回数が長岡市を上回る。1 mm/hr 以上では長岡市の 10 分の 1 程度になる。

図 3 は幾つかの降雪強度を選んで、それぞれの降雪強度の全イベントを対象とした平均粒径分布を示す。陸別町と長岡市とで同じ降雪強度であっても平均粒径分布は異なる。すなわち、陸別町の方が 1mm 以下の粒径の粒

子数が多い。この特徴が認められるのはここで選んだ降雪強度だけではない。

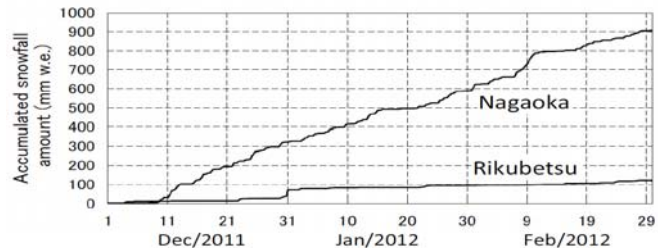


図 1 陸別町と長岡市の 2011 年 12 月～2 月の 3 ヶ月間の積算降雪量 (mm) の時系列。(長岡は 12 月 5 日以降)。

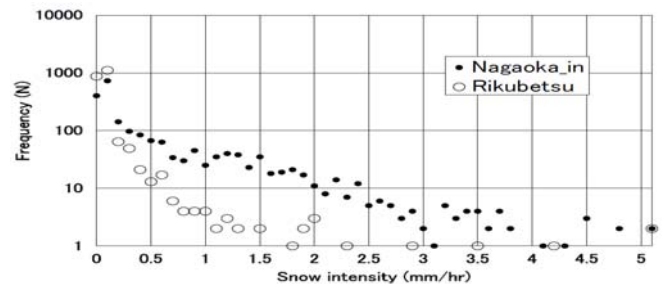


図 2 陸別町と長岡市の 1 時間降雪に対する降雪強度 (mm/hr) の回数分布 (0.1 mm/hr 刻みで表示)。解析期間は 2011 年 12 月～2 月の 3 ヶ月 (長岡は 12 月 5 日以降)。

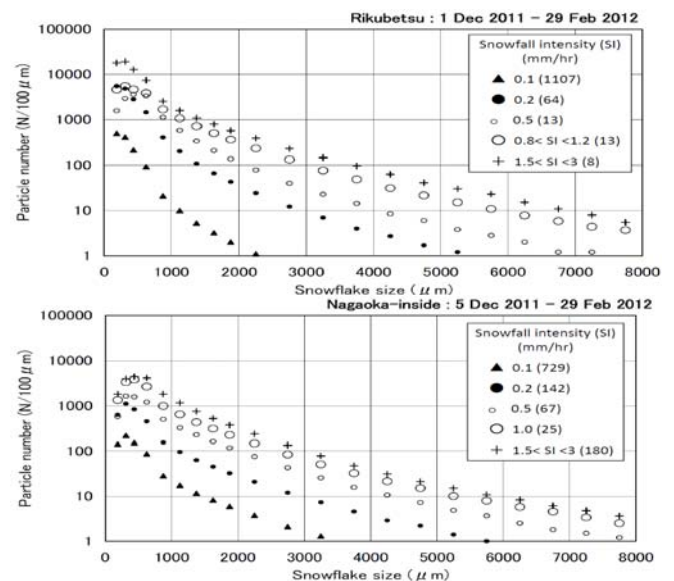


図 3 陸別町 (上) 及び 長岡市 (下) の 2011 年 12 月～2 月のすべての降雪における、降雪強度毎の平均粒径分布 (括弧内はイベント数)。中心粒径 (横軸) と 100 μm の粒径幅に含まれる個数 (縦軸) の関係を表す。

図4には、低気圧など総観規模大気擾乱の影響を受けず、夜間の気温が連日-20℃を下回った期間の降雪強度と降雪回数を時刻別にまとめた。この期間の天候は穏やかで日中の気温は-5~-10℃程度まで上昇した。夜間から明け方は、平均の降雪強度は著しく弱い、降雪回数はむしろ多い。この期間の降雪は1mm以下の粒子が主であり、初期氷晶（ダイヤモンドダスト）の降雪だったと考えている。

これらの結果は両地域での降雪形成過程の違いを反映していると考えられるが、より深く理解するために個々のイベントについて気象データを併せて注意深く検討する必要がある。また、雪片の粒径ではなく Gunn and Marshall (1958) などのように水滴換算の粒径による評価も試みたい。更に、降雪量導出アルゴリズムの地域適用性を検討することも必要で、そのために今後の観測では降雪粒子の形状の観察を計画している。

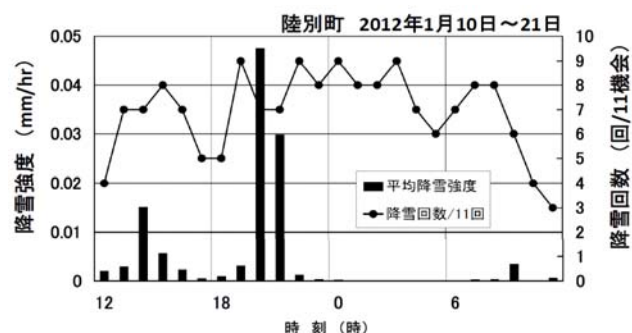


図4 陸別町の2012年1月10日～21日（低温期間）における時刻別降雪強度(mm/hr)と降雪回数。

SPICE サイトとしての陸別町の観測体制

我々は、極域に近い寒冷な環境における降雪を観測するために日本国内で最も寒冷な地域の一つである陸別町を選んだ。陸別町一帯の気温分布については、北見工業大学の高橋修平氏を中心とするグループが長期に亘って観測を行ってきた（例えば、佐々木ほか、2012）。降雪の観測サイトの選定にあたっては彼らの知見に基づいて、陸別町の中でも寒冷な関サイトを選んで、2011/12年冬季から観測を開始した。気温が低いほど極域の特徴である初期氷晶で構成された降雪を観測する機会が増えると期待した。また、関サイトは風速が比較的弱く、夕方から明け方までは静穏になることが少なかった。夜間に盆地底に冷気が滞留するためと考えられる。この期間に行った係留気球観測で、地上から高度300m以上に及ぶ接地気温逆転層が観測された。

ところで、降雪量観測に対する風速の影響を調べるためにはDFIR (Double Fence Intercomparison Reference) 風除け柵の設置が可能な開けた場所が必要であるが、関サイトにはそれが可能な面積の確保が難しかった。そこで、平坦な地面が広がる下陸サイトをSPICEに対応するための観測拠点とし、WMOが提唱する規格（図6）に従ってDFIR風除け柵を建設した。関サイト、下陸サイトともに陸別町が後援する「しばれ技術開発研究所」が運営する気象観測サイトでもあり、基本的な地上気象観測が行われている。

2012/13年冬季にはDFIR風除け柵の内部と外部でLMP、

内部で田村式降水強度計の観測を行う。関サイトでは前年と同じ観測を継続する。今後、日本国内の降雪観測の様々なテストサイトとしても活用したいと考えており、気象、雪氷に関わる組織や研究者の方々と連携して陸別町の観測サイトの運営を継続したいと考えている。

参考文献

- 小西ほか (2010) : 気象学会 2010 年秋大会予稿集
- 平沢・小西 (2012) : 気象学会 2012 年春大会予稿集
- Gunn and Marshall (1958) : *J. Meteor.*, 15, 452-461.
- 佐々木ほか (2012) : 雪氷学会 2012 年秋大会予稿集
- Rasmussen et al. (2012) : DOI:10.1175/BAMS-D-11-00052.1



図5 陸別町の観測サイトの配置。下陸サイト (DFIR)、関サイト (2011/12 冬, 12/13 冬の初期観測サイト)、気象庁アメダスをマーク。

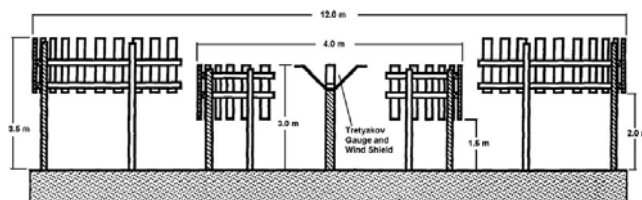


Fig. 2. Schematic of the DFIR (Goodison et al. 1998)

図6 DFIR 風除け柵の構造と寸法 (Rasmussen et al., 2012 より)。



図7 北海道陸別町の下陸サイトに建設した DFIR 風除け柵。寸法及び構造は Rasmussen et al. (2012) と同じ。

数値モデルを用いた反射型粒子観測装置の降雪種・降水量毎の特性について

○藤田学斗*¹, 熊倉俊郎*¹, 石坂雅昭*²

*¹ 長岡技術科学大学, *² 防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター

1. はじめに

降雪粒子の種別は固体降水粒子ディストロメータなどを用いることにより観測され判別されるが、それらの装置は設置場所を選ぶ。このため降雪粒子の種別判別は時間的には密な観測が可能となってきたが、観測地点的にはまだ疎である。北越地域は0度付近での降雪が多く、それらを融解するために消雪パイプなどが広く敷設されている地域である。このため降雪を様々な方法で観測する装置が開発され制御に用いられていて、これらの装置は降雪種別の空間的に密な判別に利用できることが期待できる。

これまで新潟県内の数箇所に降雪粒子の落下速度を測定できる反射型の光学式降雪粒子観測装置を設置し観測をしてきた。その装置では降雪粒子を雪片とあらに8割程度判別できることがわかっている(天藤 2010)。しかしこの反射型の光学式降雪粒子観測装置では複数粒子の同時観測(図 1)、装置に近い粒子による奥の粒子の遮蔽(図 2)などの影響が避けられない。反射型では観測する領域が空間であるため、観測する領域が面である対面型の光学式観測装置より多く起こる問題である。これらの問題を解消しなければ反射型の光学式降雪粒子観測装置によるより詳細な粒子判別や、粒子数から降水量を同定することもできない。そこでここではまず複数粒子の同時観測が、降雪条件・装置の性能によってどの程度起こるのかを検討する。その方法として粒子の落

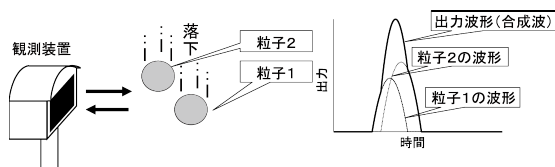


図 1 複数粒子の同時観測

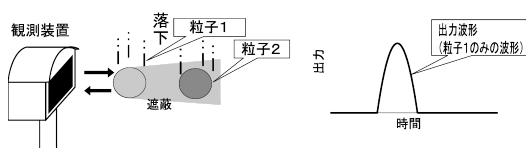


図 2 装置に近い粒子による遮蔽

下モデルと観測装置のモデルを作成しシミュレーションを行った。降雪条件は粒子を一定とした場合と、実際の事例と同じ粒子の大きさと落下速度と頻度を持った粒子群3事例で行った。

2. 使用データ

降雪粒子の大きさ、落下速度別に頻度分布を作成するために、2007-2008年冬季に防災科学技術研究所雪氷防災研究センターで石坂らの装置(石坂ら 2008)によって観測されたデータを用いた。このデータは落下速度は $0.03[\text{m} \cdot \text{s}^{-1}]$ 毎、粒子の大きさは $0.25[\text{mm}]$ 毎に粒子を観測したデータである。

3. 原理と手法

光学素子には指向性があり出力が正面の半分になる角度の半値角で評価でき、指向角特性の図で表される。指向角特性の図は複雑な形状をしているが、今回は観測空間の違いを評価するためにガウス分布で表すこととした。この場合の指向性をもつ光学素子によって得られる光の強さは、

$$I = \frac{A}{D_{is}^2} \exp\left(-\frac{\theta^\beta}{\alpha}\right) \quad (1)$$

I : ある面積の物体のある地点での光の強さ, A : 光の当たる面積, D_{is}^2 : 発光部との距離, θ : 光源の正面とのなす角度, α, β : 指向性によって決まる定数(簡略化のため β は 2 とした)。粒子が通過する

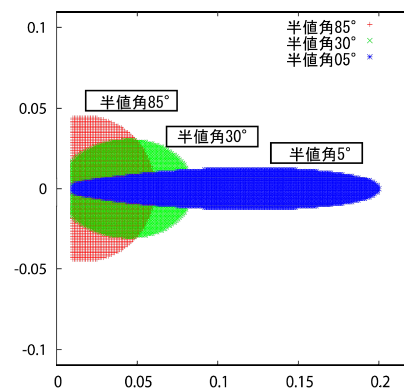


図 3 半値角 05°, 30°, 85° での一定値以上が出力される水平断面の形状の違い(半値角が小さいほど正面方向に長い観測空間を持つ)

とき一定値以上が出力される水平断面がすべての半値角でほぼ同程度になるように出力は調整した。そのときの水平断面図を図3に示す。

複数の粒子を同時観測した事例については観測できた山の数と観測空間を通過した粒子の関係で表し、次の式で表す。

$$R = 1 - \frac{W}{N} \quad (2)$$

R ：同時観測された粒子の比， N ：観測空間を通過した粒子の数， W ：観測できた山の数。

落下させる粒子群は①落下速度，粒子の大きさが一定の粒子は，直径：1[mm]，落下速度：0.7[m/s]，質量： 5×10^{-8} [kg]の粒子を落下させた。このとき降水量は0.1[mm/hour]と0.5[mm/hour]とした。次に複数の粒子の大きさや落下速度を持つ粒子群を落下させる。粒子群は石坂らの装置によって観測された粒子の大きさと落下速度の図から②主たる粒子が小さな雪片，③主たる粒子があられ，④主たる粒子が大きな雪片を決定した。これらの1時間あたりに換算した降水量は0.007[mm/hour]，0.11[mm/hour]，

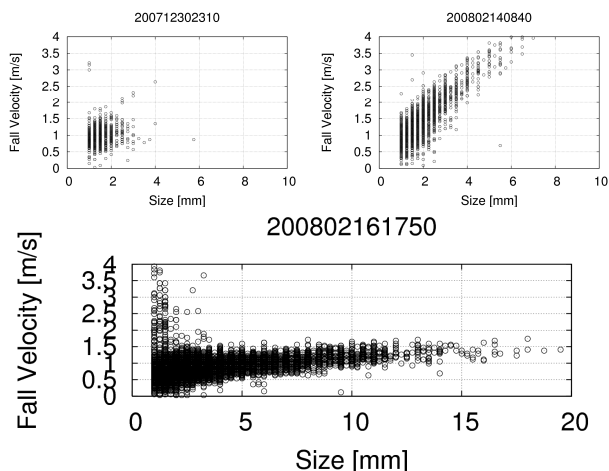


図4 解析に用いた粒子群(左上「小さな雪片」：2007年12月30日23時0分から10分間，右上「あられ」：2008年2月14日8時30分から10分間，下「大きな雪片」：2008年2月16日17時40分から10分間) 0.588[mm/hour]である。

4. 結果

図5に一定の粒子を落下させた場合，図6にあられを落下させたときの半値角毎の結果を示す。一定

の粒子を落下させた場合では，観測空間を通過する粒子の数がどの半値角でもほぼ一定となっているのに対して，複数の粒子ではやや右肩上がりである。また半値角が大きくなるにつれて同時観測される粒子の数が増えている。しかしあられの同時観測された粒子群の比(右の縦軸)の範囲は一定の粒子群の10分の1であり，極端に小さい。小さな雪片の場合でも同様に小さいが，逆に大きな雪片の場合では非常に大きい。あられのように落下速度が速いか，空間密度が低い粒子群は同時観測する傾向は少ないが，主たる粒子が大きな雪片では空間密度が高いので同時観測が多くなる。ある程度の空間密度を越えると同時観測が非常に多く，これらの波形の分離は至難と考えられる。

参考文献

- 1) 天藤由季子 (2010)：冬季北陸地方における降水形態とその自動判別に関する研究 (長岡技術科学大学 修士論文)
- 2) 石坂雅昭 他 (2008)：降水寄与を考慮した降雪粒子の種類別判別の試み，寒地技術論文・報告集，Vol. 24，126-130

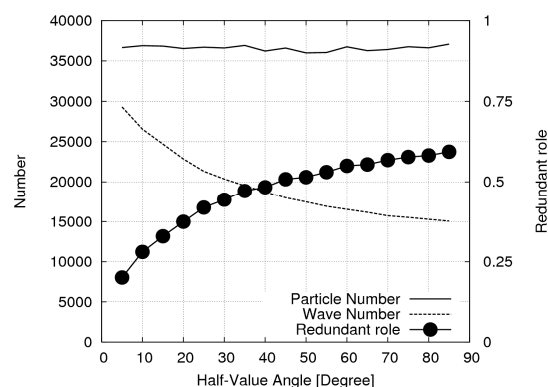


図5 一定の粒子を落下させたときの N, W, R

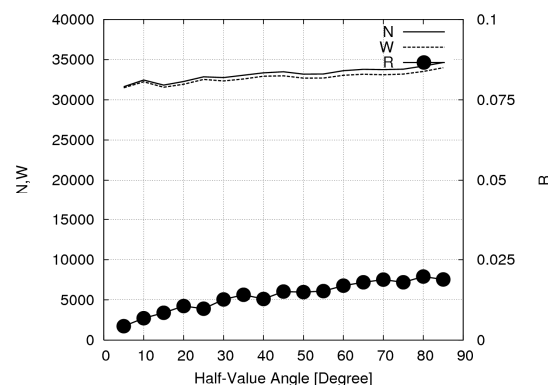


図6 あられを落下させたときの N, W, R