

# 14th

## 降雪粒子の観測と物理特性の把握における課題

期日：2015年11月16日(月) 13時10分～17時

17日(火) 9時10分～11時30分

会場：国立研究開発法人 防災科学技術研究所  
雪氷防災研究センター

ワークショップホームページ

[http://yukibousai.bosai.go.jp/others-files/KouWS\\_FY2015Nagaoka/](http://yukibousai.bosai.go.jp/others-files/KouWS_FY2015Nagaoka/)

# 降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第14回）プログラム

11月16日（月）

13:10

主催者あいさつ 事務連絡

13:15

## セッション1：降雪粒子の表現

① 橋本 明弘（気象研究所 予報研究部 主任研究官）  
「数値気象モデルにおける降雪粒子の表現」

13:45

② 本吉 弘岐（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）  
「経験的パラメタリゼーションにもとづく降雪の諸特性の定量的推定手法  
について」

14:15

## セッション2：2DVDと降雪粒子観測

③ 山下 克也（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）  
「2DVDの観測と課題」

14:45

④ 板戸 昌子（日本気象協会）  
「XバンドMPLレーダを用いた降水粒子判別および地上観測による精度検

15:15

休憩

15:30

⑤ 南雲 信宏（気象研究所 気象衛星・観測システム研究部）  
「2DVDで観測された凍雨の微物理特性について」

16:00

⑥ 熊倉 俊郎（長岡技術科学大学）  
「新型光学式降水測定器の開発と現状」

16:30

⑦ 中井 専人（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）  
「レーダーと降雪粒子との同時観測の必要性」

17:00

11月17日 (火)

9:10

事務連絡など

9:15

**セッション3：レーダー観測と雲の構造**

⑧ 原 旅人 (気象庁予報部数値予報課)

「南岸低気圧による降雪予測事例についての気象庁現業モデルの予測特性」

9:45

⑨ 荒木 健太郎 (気象研究所 予報研究部 研究官)

「地上マイクロ波放射観測と降雪研究」

10:15

⑩ 畠山 光 (新潟大学理学部自然環境科学科)

「冬季日本海側に発生した帯状降雪雲の特徴—2013年1月9日の事例—」

10:45

⑪ 鈴木 真一 (防災科学技術研究所 観測・予測研究領域 水・土砂防災研究ユニット)

「XバンドMPレーダーで見た雹と竜巻をもたらす雲」

11:15

⑫ 総合討論

11:30

終了予定

構内見学・測器解説 (参加無料 ご自由にご参加ください)

12:30

昼食後、SW-Net観測点サイトツアー (事前に申し込まれた方)

16:30

長岡駅解散

**越後交通バスのご案内****雪氷防災研究センター方面(のりば 長岡駅東口⑥番線)**

長岡駅東口	前山町入口
8:35	8:46
12:20	12:37
13:20	13:33

**長岡駅方面**

前山町入口	長岡駅東口
11:33	11:45
12:53	13:15
17:03	17:18
18:03	18:21

※バスの時刻はワークショップの開始・終了に合わせたものを掲載しています

# 数値気象モデルにおける降雪粒子の表現

\*橋本明弘(気象研究所)

## 1. はじめに

雲や降水を構成する液体・固体の水粒子は、多様な化学成分・粒径・形状等の物理化学特性に応じて、相変化を伴いながら、様々な振る舞いをする。特に氷粒子は、温度・湿度やそれ自体の成長履歴に応じて多様な形状をとるため、質量が等しくても成長率・落下速度が異なり、質量フラックス(降水)に差異を生じる。このことは、雲スケールから全球スケールにわたる熱・水循環に深く関与している。また、氷粒子の粒径や形状等の物理特性は、雲の光学特性を左右する重要な要素であるほか、積雪表面の光学特性にも影響を与える。降雪により、積雪表面のアルベドは著しく変化の上、降雪粒子の物理特性によって積雪密度等に関する初期パラメータが決まり積雪内部の変質過程を左右する。これらを通して、局地的な雪崩リスク、さらに、氷床の質量収支を介して全球規模の気候変動にまで関与している。

雲・降水粒子やそれらが関与する物理プロセスを適切にモデル化することは、大気システムのより良い理解のために必要であるが、近年、計算機性能の向上、衛星リモートセンシングを始めとする観測技術の発達にともない、より精緻なモデル化が増々求められている。

氷粒子の形状は極めて複雑であるが、雲・降水現象の再現を念頭に置いたモデル化には、回転楕円体を仮定することが多く、その場合、粒子の形状はアスペクト比で代表される。アスペクト比を介したモデル化はビン法や単粒子モデルをベースに行われてきたが(Chen and Lamb, 1994, Hashino and Tripoli, 2007, Sulia and Harrington, 2011)。最近では、Harrington *et al.* (2013)により、バルク法にも拡張されている。粒子密度は、アスペクト比とともに氷粒子の性状を特徴づける重要な要素であるが、Chen and Lamb (1994)は、これを粒子質量とアスペクト比から診断した。Misumi *et al.* (2010)は、彼らの手法を拡張し、粒子質量に加えて粒子体積を予報変数とすることで、密度の多様性をより適切に診断できるようにした。Morrison and Milbrandt (2015)は、バルク法をベースに、4つの予報変数を用いて、氷粒子の密度変化を含む多様性を表現する手法を提案している。さらに、融解しつつある氷粒子等、液体・固体の水の混合粒子をモデル化するために、氷粒子の熱慣性を考慮したモデリングも提案されている(Chen and Lamb, 1994; Walko *et al.*, 1995)。

本稿では、国内の雲物理学コミュニティで共同開発された多次元ビン法微物理モデルを気象庁非静力学モデルに導入し、2次元大気を仮定して行った予備実験の結果を紹介する。

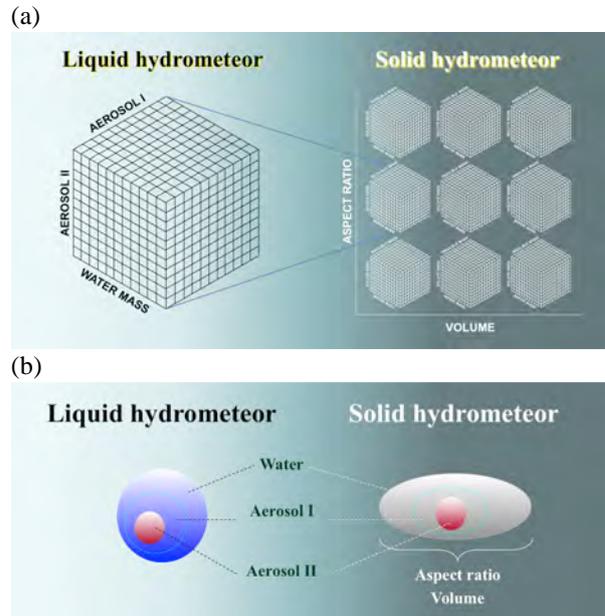


図1 多次元ビン法雲微物理モデルの (a) ビン空間、(b) 粒子形状の模式図。

## 2. 数値モデル

多次元ビン法微物理モデルは、水滴・氷粒子それぞれについて水質量・吸湿性・非吸湿性物質の各質量を、氷粒子についてはさらに粒子のアスペクト比と体積を用いてビン空間を構成する(図1a)。ビン空間の次元は、水滴については3次元、氷粒子については5次元である。氷粒子の形状は回転楕円体を仮定しており、アスペクト比に応じて円筒型～円盤型等の表現が可能である(図1b)。さらに、質量と体積から粒子密度の診断が可能である(Misumi *et al.* 2010)。これを気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)に導入した。

## 3. 数値実験

計算領域は水平 80 km、鉛直 10 km の 2 次元空間とし、空間解像度は水平 1 km、鉛直 100-460 m とした。計算開始時のモデル大気最下層に、周囲との温度差 5 °C の暖気塊を与え、対流を励起した(図 2a, b)。水滴の状態を細分化して表すためのパラメータを純水質量とその他 2 種類の化学成分とし、それぞれに 64, 3, 3 個のビンを与えて、全部で 576 (64×3×3) のビンからなる 3 次元ビン空間を構成した。氷粒子については、さらに、粒子のアスペクト比と体積にそれぞれ 8 個のビンを与え、全部で 36864 (64×3×3×8×8) 個のビンからなる 5 次元ビン空間を構成した。

## 4. 結果

図 2c, d は、水粒子の融解直径-高度平面における、計算開始後 13 分 20 秒の混合比分布である。数 10 $\mu$ m

の雲粒から数 mm 大の水滴が形成され、一部は地上に落下していた(図 2c)。高度約 3 km より上空では、数  $10\mu\text{m}$  の雲粒から数 mm の氷粒子が分布していた。図 3 は、高度 6.25km における氷粒子の物理的特性を表している。氷粒子の融解直径とアスペクト比(板状の場合は 1 より小さい、柱状の場合は 1 より大きい)を用いて表した 2 次元スペクトル(図 3a)を見ると、氷粒子の直径は数  $\mu\text{m}$  ~ 数 mm の範囲、アスペクト比は概して  $10^{-1}$  ~  $10^1$  のオーダーであった。その範囲の中でも、比較的、1 未満に偏重する傾向が認められ、この高度よりも低い高度の温度域(約  $-10$  ~  $-20^\circ\text{C}$ )で卓越する板状の晶癖と整合的であった。氷粒子の融解直径と密度を用いて表した 2 次元スペクトル(図 3b)を見ると、密度は  $10$  ~ 数  $100\text{ kg m}^{-3}$  の範囲にわたっていた。密度が  $100\text{ kg m}^{-3}$  前後で融解直径が数  $10\mu\text{m}$  の粒子は氷晶、融解直径数  $100\mu\text{m}$  程度の粒子は密度に応じて雪片や雲粒付き結晶と見なせる。密度数  $100\text{ kg m}^{-3}$  で融解直径 1-2 mm は霰粒子、密度  $900\text{ kg m}^{-3}$  程度で融解直径数 mm は雹粒子と見なせる。これらの特徴は、自然の大気中に存在する氷粒子の多様性をよく再現していた。今後、より現実的な条件下で実験を行う必要がある。

### 謝辞

本研究の一部は文部科学省 HPCI 戦略プログラム(課題番号: hp120282) の助成を受けた。

### 参考文献

- Chen, J.-P. and D. Lamb, 1994: Simulation of cloud microphysical and chemical processes using a multicomponent framework. Part I: Description of the microphysical model. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2613-2630.
- Harrington, J. Y., K. Sulia, and H. Morrison, 2013: A method for adaptive habit prediction in bulk microphysical models. Part I: Theoretical development. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 349-364.
- Hashino, T., and G. J. Tripoli, 2007: The spectral ice habit prediction system (SHIPS). Part I: Model description and simulation of the vapor deposition process. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2210-2237.
- 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. doi:10.1002/asl.268.
- Morrison, H., and W. Grabowski, 2008: A novel approach for representing ice microphysics in models: Description and tests using a kinematic framework. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1528-1548.
- Morrison, H., and J. A. Milbrandt, 2015: Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice particle properties. Part I: Scheme description and idealized tests. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 287-311.
- Sulia, K. J., and J. Y. Harrington, 2011: Ice aspect ratio influences on mixed - phase clouds: Impacts on phase partitioning in parcel models. *J. Geophys. Res.*, **116**, D21309, doi:10.1029/2011JD016298.
- Walko, R. L., W. R. Cotton, M. P. Meyers, and J. Y. Harrington, 1995: New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: the single-moment scheme. *Atmos. Res.*, **38**, 29-62.

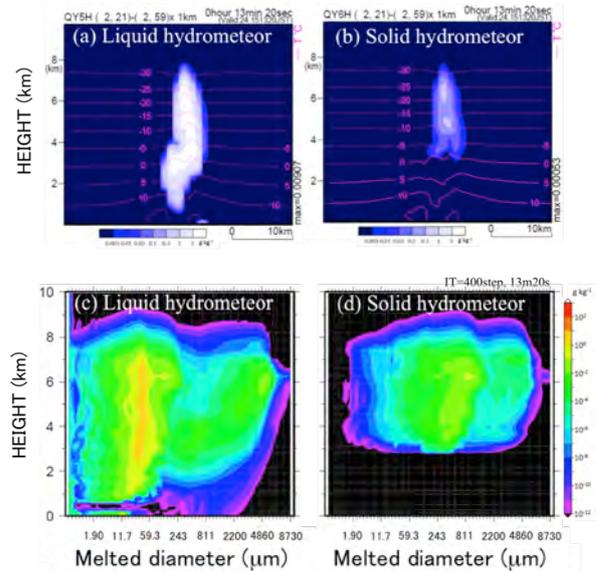


図 2 計算開始後から 13 分 20 秒の (a) 水滴と (b) 氷粒子の混合比分布. (c), (d) 水粒子の融解直径-高度平面における混合比分布.

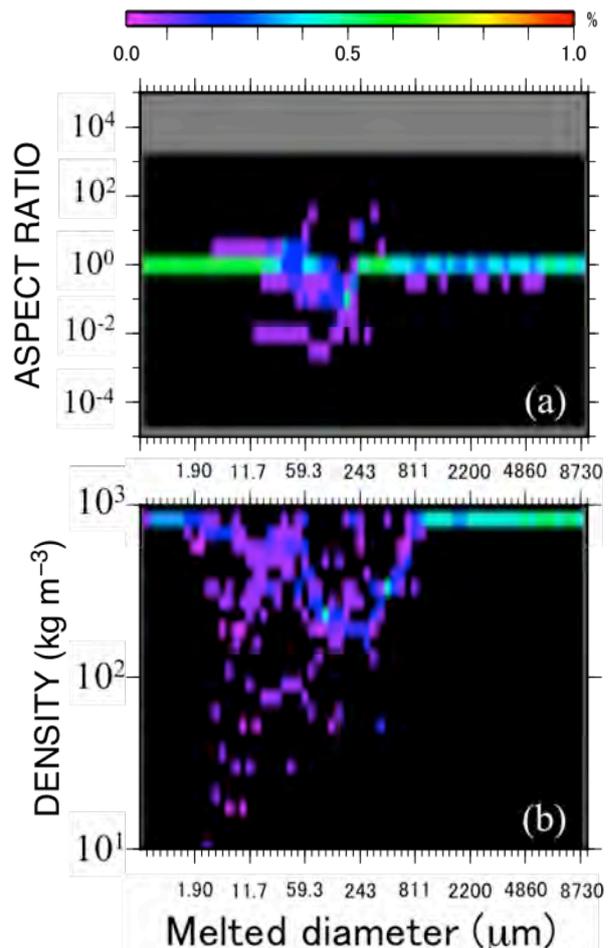


図 3 計算開始後から 13 分 20 秒、高度 6.25 km (気温約  $-22^\circ\text{C}$ ) における氷粒子の (a) 融解直径とアスペクト比、および、(b) 融解直径と密度の 2 次元スペクトル.

# 経験的パラメタリゼーションにもとづく降雪の諸特性の定量的推定手法について

\*本吉弘岐、石坂雅昭、三隅良平、中井専入、山下克也（防災科研 雪氷防災研究センター）

## 1. はじめに

降雪量をはじめ降雪の諸特性（降雪種、含水状態）を観測から正確に知ることは、気象現象の把握や、雪氷防災のための基礎データとして非常に重要である。光学式ディストロメータなどの降雪粒子に着目した観測測器が研究用途では普及しつつあり、今後は気象のモニタリングや冬期の道路管理など社会インフラへの応用も期待される。また、気象レーダーを用いた降雪の定量的降水量推定では、ターゲットの降雪粒子特性の多様性のため、現状で十分な精度が得られているとは言い難いが、その改良には地上降雪粒子観測の利用や、両者の比較による詳細な解析が必要である。

光学式ディストロメータの基本的な観測量は降雪粒子の粒径・落下速度（分布）であり、得られたデータから降雪量や降水形態、その他の降雪の特性（含水状態、レーダー反射因子、視程など）を推定するには、その推定量に応じて個々の降雪粒子に関する物理量を知る必要がある。例えば、降雪量を推定するためには降雪粒子の質量が必要となるし、レーダー反射因子では形状や密度、視程では断面積が必要となる。直接測定が困難な降雪粒子の諸量を、粒径、落下速度や気象要素などの観測量から推定することを、ここでは降雪粒子特性のパラメタリゼーション、特に実験・測定から統計的に得られるものを経験的パラメタリゼーションと呼ぶことにする。

本講演では、雪氷防災研究センターで取り組んでいる、いくつかの降雪（粒子）特性の観測や測定について紹介するとともに、経験的パラメタリゼーションを用いた降雪の諸特性の定量的推定手法について述べる。

## 2. 降雪粒子の質量

粒径・落下速度分布から降水強度を得るためには、個々の降水粒子の質量が必要となる。雨滴粒子の場合は、粒径と落下速度の1対1関係、球形に近い形状、明瞭な輪郭、一定の密度という特性から、質量を粒径のみで精度良く推定することができる。一方、降雪粒子では、粒子の種類に応じて、形状や密度が異なり、質量は粒径だけでは定まらず、落下速度やその他の情報が必要になる。過去の降雪粒子の質量測定についての文献（例えば Locattelli and Hobbs(1972)）では、降雪粒子の粒径・落下速度・質量の同時測定により、降雪粒子の種類ごとに粒径と落下速度、粒径と質量の関係をばらつきのあるデータをフィッティングすることにより求めている。Ishizaka et al. (2013)は、過去の文献で得られ

ている粒径・落下速度・質量の関係式から、6種類の降水粒子種（雨滴、紡錘状霰、六花状霰、濃密雲粒付き雪片、雲粒付き雪片、樹枝状結晶）を選別し、面的な補間（実際には質量×落下速度を補間）により、粒径・落下速度から質量を推定するパラメタリゼーションを提案している。この方法は、降水粒子の種類を問わず、粒径・落下速度から任意の降雪粒子の質量を推定できる点で、ディストロメータとの新和性が高く有用である。一方、文献ごとに粒径の定義が異なっていたり、適用粒径範囲が限られている、濡れた雪片や霰の測定はほとんどなされていないなどの課題もあった。

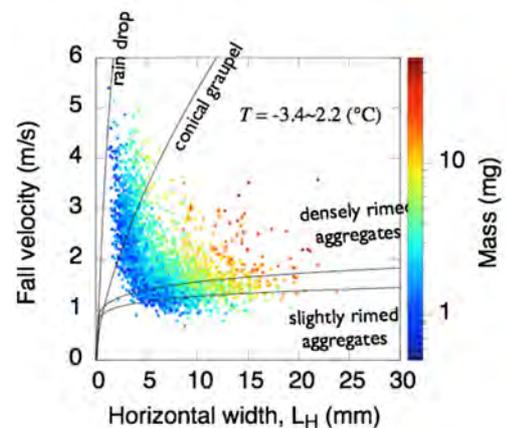


図1: ビデオと電子天秤を用いた測定による粒径・落下速度・質量の関係。長岡、2011/2012と2012/2013冬期。

そこで、Motoyoshi et al. (2014) はビデオと高感度の電子天秤の組み合わせにより湿雪を含めた広範な降雪種に対して、粒径・落下速度・質量の同時測定を行った。図1は、2011/2012と2012/2013の2冬期に得られた1mg以上の約3000個の粒子についての測定結果である。濡れた雪片や霰のデータも含まれている。使用した電子天秤(A&D AD-4212C, 最小目盛り0.01mg)の測定精度から、1mg以下の粒子のデータは得られなかったため、単一結晶のように小さな粒子は含まれないほか、雪片でいえば4~5mm以下、霰でいえば2~3mm以下の粒子も含まれない。ただ、過去の文献ではこの範囲については数多くの測定があることから、両者をスムーズに合わせる事ができれば、広範囲の粒径・落下速度についての実測に基づくパラメタリゼーションが可能であると考えられる。

## 3. 降雪粒子の抵抗係数

大気中での降水粒子の終端落下速度は、重力と空気中を進む際の抵抗力の釣り合いにより決まる。

$$mg = \frac{1}{2} \rho_a C_d V^2 A \quad (1)$$

ここで、 $m$ は粒子質量、 $V$ は落下速度、 $A$ は落下方向に垂直な面に投影した粒子の断面積、 $C_d$ は抵抗係数、 $\rho_a$ は空気の密度、 $g$ は重力加速度である。式(1)の抵抗係数 $C_d$ は、抵抗力として粘性力のみを考えた場合、レイノルズ数 $Re = VL/\nu$ とした。ここで、 $\nu$ は動粘性係数で、 $L$ は代表長さである。図1で得られた粒径・落下速度・質量の関係に式(1)を適用して得られた抵抗係数とレイノルズ数の関係を図2に示す。図2には、滑らかな球、Kajikawa(1996)による雪片に対するフィッティング曲線、Bohm(1989)、Mitchell(1996)による推定式も示した。Bohm(1989)やMitchell(1996)は、過去の降雪粒子の質量測定と理論的な手法を組み合わせ、広範囲のレイノルズ数で適用可能な降雪粒子の抵抗係数を推定式を提示してい

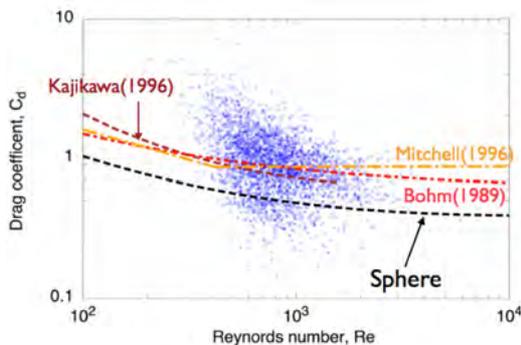


図2：抵抗係数  $C_d$  とレイノルズ数  $Re$  の散布図。

る。図2をみると、球の抵抗係数に近い値からその数倍程度の大きい値までばらつきがみられ、その中心付近にKajikawa(1996)やBohm(1989)、Mitchell(1996)らの推定式が位置している。図2の抵抗係数と各粒子の横からみた輪郭形状を比較したところ、霰や、雪片でも円形度の高いものは図2の滑らかな球に近い値となっていることが分かった。また、細長い形状であったり、へこみがあったり、輪郭が複雑になると抵抗係数が大きくなる傾向が見られた。

#### 4. 降雪粒子の密度

図1で得られた粒子に対して立体形状（ここでは回転楕円体）を仮定することで、降雪粒子の密度を推定することができる。降雪粒子の密度は、例えば、単一粒子のレーダー断面積を求める際に有効誘電率を求める際に必要なパラメータである。粒径が大きいほど密度は減少し、落下速度が大きいほど増加する傾向があるため、 $a$ 、 $b$ 、 $c$ をパラメータとして、

$$\rho = a \left( \frac{v}{L_{min}^c} \right)^b = av^b (L_{min})^{-bc} \quad (2)$$

という関数形でのフィッティングを行った。ここで $L_{min}$ は輪郭形状の最小幅である。図3に密

度と粒径、落下速度の関係を示す散布図とフィッティングにより得られた関数を示す。

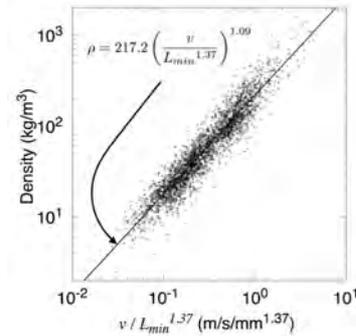


図3：密度と粒径、落下速度の関係

#### 5. 霰・湿雪による降水中の含水状態

目視や気象要素（温度、湿度）による診断に頼っていた霰や湿雪の判別が、光学式ディストロメータの登場で可能になった。さらにすすめて、本吉ら(2014)は光学式ディストロメータ観測から、雨滴成分と固体降水成分を分離し、それぞれの降水強度を推定することで、霰に含まれる雨滴による降水割合  $F_R$  を求めた。 $F_R$  を用いることで、雨から雪、雪から雨に移行するような降水形態の変化を定量的に追うことができる。また、Misumi et al. (2014)は、 $F_R$  から降水に含まれる液体水割合を求める関係式（これも経験的パラメタリゼーション）を提案しており、これを用いて光学式ディストロメータから降雪含水率を推定することができる。十分な検証が必要であるものの、これまで測定が容易でなかった含水状態の定量的推定が可能になったことは大きく、今後、解析を進めたい。

#### 6. まとめ

光学式ディストロメータによって粒径・落下速度の測定は容易になったが、降雪特性に変換するためにはより良いパラメタリゼーションが不可欠である。信頼できる経験的パラメタリゼーションを構築するためには、「真値」の「統計的に十分な数」の測定と、十分な検証が必要である。これには長岡で作成したパラメタリゼーションを他地域に適用するなど含まれる。

一方で、経験的パラメタリゼーションは統計的にあくまで平均的な描像を与えるものであるという認識も重要であり、パラメタリゼーションから外れたものが何なのかを、現場観測で観察することもまた重要である。

#### 参考文献

- Locatelli, J. D., and P. V. Hobbs, 1974: *J. Geophys. Res.*, 79, 2185-2197.  
 Ishizaka, M. et al., 2013: *J. Meteor. Soc. Japan*, 91, 747-762.  
 Kajikawa, M., et al., 1996: *Seppyo*, 58, 455-462 (In Japanese).  
 Bohm, H.P., 1989: *J. Atmos. Sci.*, 46, 2419-2427.  
 Mitchell, D. L., 1996: *J. Atmos. Sci.*, 53, 1710-1723.  
 Misumi, R. et al., 2014: *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 2232-2245.  
 Motoyoshi, H. et al., 2014: International Snow and Ice Workshop, Nagaoka, Japan, November 18.  
 本吉弘岐ほか (2015) : 雪氷研究大会 (2015・松本) 講演要旨集, p.61.

# 2DVD の観測と課題

山下克也、中井専人、本吉弘岐、石坂雅昭 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

## 1. はじめに

気象レーダーによる広域の固体降水の降水強度を正確に推定するためには、降雪粒子特性に応じたレーダー受信強度と降雪量の関係を把握する必要がある。そのような情報を取得するためには、気象レーダー受信強度と同時にレーダー視野内の降水粒子の粒径分布、落下速度、及び形状を測定する必要がある。2次元ビデオディストロメーター(2DVD)は、それらの情報を自動的に連続測定することのできる装置である。液体降水に関してはいろいろと調べられている(例: Thurai et al. 2009)が、固体降水に関しての定量的な評価はほとんどなされていない。本稿では、試験的な固体降水観測を通じた性能調査結果から得られた2DVD観測のノウハウや課題について記述する。

## 2. 2次元ビデオディストロメーター(2DVD)

2DVD(Joanneum Research 社製)は、直交する2方向からスリット状に照射されたビームを2台のCCDカメラが捕らえる構造になっており、スリットを通過した降水粒子の大きさ、形状、落下速度を測定する装置である。降水粒子の大きさや形状はビームを通過する粒子の影から算出し、落下速度は2つのビーム間を通過する時間から算出している。2DVDのメリットは、雨・雪の連続測定が可能であること、既存の測器より落下速度の精度が良いこと、及び粒子情報が画像情報として記録されているので粒子サイズや形状を正確に算出できることが上げられる。

## 3. 2DVDと重量式降水量計(Geonor)の比較

ここでは、2013/14冬季の観測結果を用いた重量式降水量計であるGeonorと2DVDの降水強度の比較結果を示す。2DVDの観測は、新潟県長岡市の雪氷防災研究センター(12/17-3/31)、柏崎市の新潟工科大学(1/9-2/4)、上越市の北陸研究センター(1/17-4/10)の3か所で実施した。この観測時には、長岡サイトには風除けが設置されていたが、柏崎サイトと上越サイトには風除けは設置されていない。2014/15冬季以降、2DVDはすべて風除けの中に設置されている。図1は、2DVDとGeonorの10分間降水強度の散布図を示している。ここで示す降水強度はメーカー提供のプログラムから算出されたものである。相関係数を見ても

と、風除けのある長岡(0.81)は、風除けの無い上越(0.62)より高い。また、長岡のデータは雨と雪のデータ(図2参照)がきれいに分かれる分布であるが、上越では、その傾向は明確ではない。これらの結果は、風除けの有無により、2DVDの降水粒子捕捉率が異なることを示唆している。

観測期間中には、降雨時と降雪時の観測があるので、両降水時の2DVDの降水強度とGeonorのものとの比較を行った(図2)。降雨時と降雪時の相関係数は、どちらも0.9以上であり、非常に相関が高い。2DVDの降水強度は、Geonorのものより、雨の場合約15%、雪の場合約400%高い値を示している。雪に関しては、降水強度を算出する場合の密度を雨と同じ密度を仮定してしまったことが原因と考えられる。それ以外に2DVDの降水強度がGeonorより高い原因として、両測器間の捕捉率の差及び粒子形状の仮定が現実と異なること等が考えられる。詳細については調査中である。

上にも述べたが、2DVDでは降水粒子の大きさと落下速度が測定できる。この情報を用いて降水粒子の種類を、雨、霰、雪片などに分類することができる。図

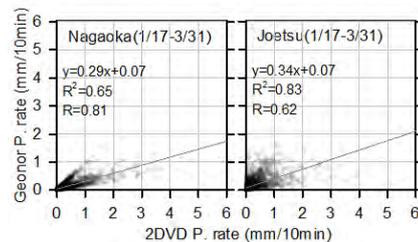


図1 2DVDとGeonorの降水強度の散布図。長岡(左)と上越(右)の10分積算値をプロットしている。2DVDの降雪強度は、メーカー提供プログラムから算出されたものである。

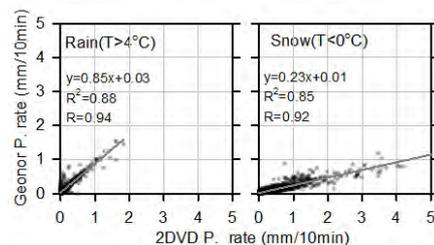


図2 図1と同じ。但し長岡のデータで降雨時(左:  $T>4^{\circ}\text{C}$ )と降雪時(右:  $T<0^{\circ}\text{C}$ )の10分積算値をプロットしている。2DVDの降雪強度は、メーカー提供プログラムから算出されたものである。

3は、Ishizaka et al. (JMSJ2013)によって考案された質量フラックス中心(CMF)を用いた試験的な粒子分類の結果を示している。雨(Class1)、霰(Class2,3)、雪(Class4,5)の粒子に分類される粒子が観測されていることが確認できる。一方で、雨滴よりも落下速度が速い Class0 に分類されている粒子も存在している。このような粒子は、天然には存在しない。落下速度算出アルゴリズムに問題がある可能性がある。次節では、光学式ディストロメーターと 2DVD で同時観測した結果を比較することにより、落下速度算出アルゴリズムに問題があるかを検討する。

#### 4. 2DVD と光学式ディストロメーターの比較

2DVD と光学式ディストロメーターの Persivel 1 (PSVL1 : OTT 社製) 及び Laser Precipitation Monitor(LPM:Thies 社製)との比較結果を図4に示す。長岡サイトで2014年2月7日から9日に得られた結果を示している。降水強度、及び落下速度は、5分のCMFの結果である。図4と図1,2の降水強度の算出法が異なるので注意が必要である。2月7日は冬型気圧配置時の降雪、2月8日は南岸低気圧接近・通過時の降雪、2月9日は冬型降雪から雨へと推移する降水が観測されている。期間を通して見ると、2DVDは光学式ディストロメーターと比べて、降水強度を過小評価、落下速度を過大評価している。特に降雪強度が大きい時にその傾向が顕著である。2月9日の12時以降の降水は雨であったが、その時の2DVDの落下速度はPSVL1やLPMのものとは大きな差は見られなかった。以上より、降雪時の測定データから導出された落下速度に問題があることが示唆される。ここには示さないが、2DVDで得られた画像からは、降水粒子がきちんと記録されていることが確認できるので、2台のカメラで得られた降水粒子から同一粒子を特定するマッチング処理に問題があると考えられる。マッチングでは、2台のカメラで記録した2つの画像から同一の粒子を特定しないといけないが、降水強度が大きい場合のような粒子が多数存在する時には、記録される粒子と粒子の時間間隔が小さくなるため mismatching の可能性が高くなる。このことが、降雪強度が大きいときに2DVDと光学式ディストロメーターの値の差が顕著に現れる原因の一因であると考えられる。

#### 5. まとめ

2DVDを用いた降雪観測を行う場合は、捕捉損失を

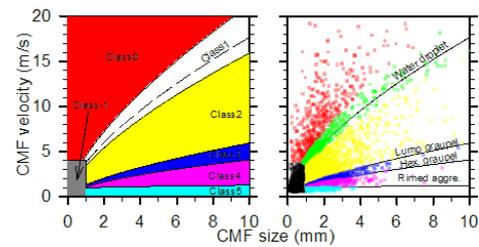


図3 質量フラックス中心(CMF)のサイズと落下速度の散布図。左図は試験的な分類のための境界線であり、右図は長岡の観測(12/17-3/31)で得られた実測値の分類結果である。

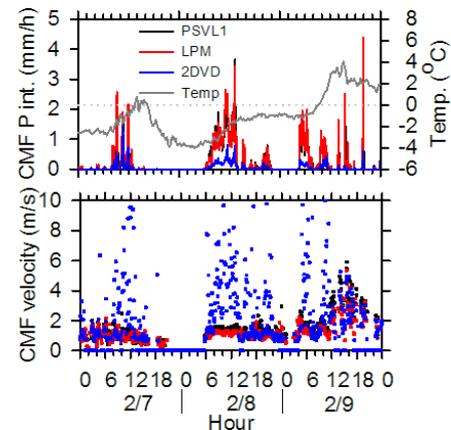


図4 2014年2月7日から2月9日までにSIRCで得られた降水強度、気温、落下速度の時系列。降水強度と落下速度は各ディストロメーターの5分データを用いて計算した質量フラックスの中心値(CMF)である。

軽減するために、風除けを使用した観測が推奨される。メーカー提供の既存マッチング法を用いて算出される降雪粒子の落下速度は、過大評価されていることがあるので、マッチングアルゴリズムの改良、あるいはそのデータ特性を考慮したデータ利用が必要である。

#### 参考文献：

- Ishizaka et al, 2013: A New Method for Identifying the Main Type of Solid Hydrometeors Contributing to Snowfall from Measured Size-Fall speed Relationship. *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 747-762.
- Thurai et al, 2009: Rain microstructure retrievals using 2-D video disdrometer and C-band polarimetric radar. *Adv. Geosci.*, **20**, 13-18.

# XバンドMPレーダを用いた降水粒子判別および地上観測による精度検証

板戸昌子<sup>1</sup>・内藤和久<sup>2</sup>・白鳥篤央<sup>2</sup>・上田博<sup>3</sup>・瀬瀬丈晴<sup>3</sup>・中井専人<sup>4</sup>・石坂雅昭<sup>4</sup>・本吉弘岐<sup>4</sup>・山下克也<sup>4</sup>

1:日本気象協会、2:北陸地方整備局、3:名古屋大学、4:雪氷防災研究センター

## 1. はじめに

国土交通省 X バンド MP レーダネットワーク (XRAIN) は局所的な豪雨を詳細かつ精度良く観測可能であり、新潟地域では京ヶ瀬局と中ノ口局の 2 基が配備され観測が行われている。

降雨の場合は高い精度で観測可能であることが確認されているが、降雪の場合は様々な課題が残っている。新潟地域では雪片やあられ、みぞれといった多様な降水粒子が観測されるが、現状のシステムでは様々な固体降水粒子に対して 1 つの雨量算定定数 (B、 $\beta$ ) を適用している。降雪の場合も粒子種類別に降水量を算定する等、降雪観測の高度化が必要である。このため北陸地方整備局では、平成 25 年度から X バンド MP レーダによる降雪観測精度の向上に向けた取り組みを行っている。

## 2. 偏波パラメータを用いた粒子判別

グランドクラッタの影響や観測範囲の問題を考慮し、高度 1000m の CAPPI データを作成し、名古屋大学のメンバーシップ関数 (瀬瀬ら、2015) を適用して降水粒子を判別した (図 1)。適用した粒子判別手法はファジー理論を用いた手法であり、レーダの偏波パラメータのうち  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{HV}$  と気温のメンバーシップ関数が存在し、霧雨、雨、湿雪、乾雪、氷晶、乾霰、湿霰、雨+雹の 8 種類の粒子に判別する手法である。

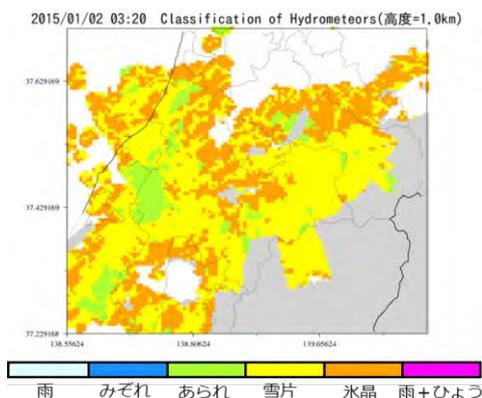


図 1. ファジー理論を用いた XMP レーダによる粒子判別結果

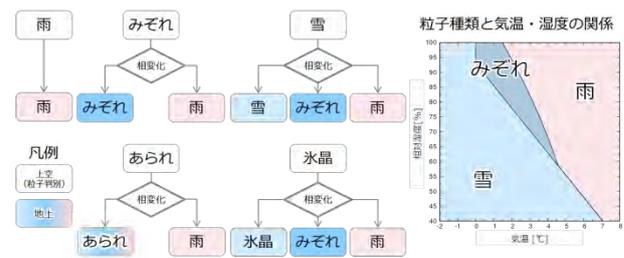
## 3. 降水粒子の移流の考慮

降雨に比べて雪片の場合はレーダで観測されてから地上に落下するまでの間の風による移流の影響が大きい。このため、降水粒子の種類別に落下速度を設定し、

気象庁の数値予報解析値 (MSM、LFM) の上層の風向風速データから、水平方向の移動距離と地上に落下するまでの所要時間を算定した。

## 4. 降水粒子の相変化の考慮

降水粒子がレーダ観測高度から地上に落下する間、気象条件により、雪からみぞれ、みぞれから雨といった相変化 (融解) を伴う場合がある。このことについて、気象庁の数値予報解析値の地上付近の気温・相対湿度データを利用し、相変化を考慮して地上の降水粒子判別について検討した。雪片、みぞれ、雨に関しては図 2 に示すように既存研究 (Matsuo ら、1981) を参考にし、あられについては気温のメンバーシップ関数を参考に設定した。



## 5. 地上降雪観測

京ヶ瀬局および中ノ口局の観測範囲である 2 地点 (北陸技術事務所、信濃川河川事務所) にビデオ式ディストロメータ (2DVD)、田村式降水強度計、気温計、湿度計、風向風速計を防風用ネット内に設置して観測を実施した。また、レーダ観測範囲内にある雪氷防災研究センターの観測データ (長岡、柏崎) も併せて精度検証に利用した (図 3)。



図 3. XMP レーダ観測範囲と地上観測地点

2DVD の観測結果については、質量フラックスで重み付けした粒径と落下速度の平均である CMF (石坂ら、2013) の位置から降水粒子を判別した。この際、落下速度が異常な粒子や扁平率が大きい粒子等は 2DVD のミスマッチデータとして除外した。

みぞれについては CMF だけではあられと類似した粒径と落下速度の関係であることから判定が困難であるため、気温や相対湿度データ、目視観測結果を参考に分類した。2DVD の観測値を用いた粒子判別結果を図 4 に示す。

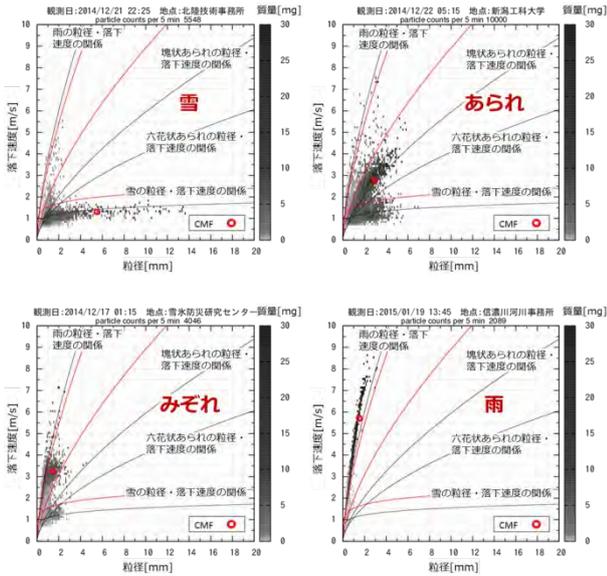


図 4. 2DVD 観測値を用いた粒子判別結果

### 6. 検討結果

図 5 に判別した降水粒子の水平分布図を示す。地上降雪観測結果や気象庁の目視観測結果と、偏波パラメータから推定した降水粒子はそれぞれ粒子の分類が異なるため、「雨」「みぞれ」「あられ」「雪」の 4 種類で評価した。移流や相変化を考慮しない場合の粒子判別の精度検証結果を表 1 に、考慮した場合の粒子判別の精度検証結果を表 2 に示す。

移流を考慮することによって判別されるサンプル数が増加し、あられや雪の誤判定が改善したことで全体的に的中率が向上した。

また、相変化を考慮することでさらに全体的な中率が向上した。ただし、気温と相対湿度の関係では融解してみぞれや雨になる場合でも、目視観測で雪やみぞれが観測された場合がある。

現在の粒子判別手法は卓越降水粒子 1 種類のみを判定しているが、実際には複数種類の粒子が混在している。混在している場合の粒子判別精度の評価方法を検討する必要がある。

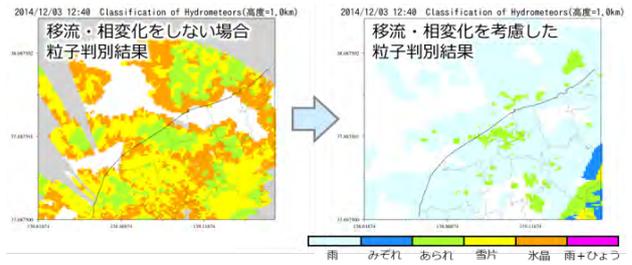


図 5. 移流と相変化を考慮した場合の粒子判別結果

表 1. 移流および相変化を考慮しない場合の粒子判別の精度検証

		レーダ判別結果					
		雨	みぞれ	あられ	雪	計	的中率[%]
地上観測	雨	8	4	13	26	51	15.7
	みぞれ	0	0	1	30	31	0.0
	あられ	0	0	18	22	40	45.0
	雪	0	0	11	132	143	92.3
	計	8	4	43	210	265	59.6

表 2. 移流および相変化を考慮した場合の粒子判別の精度検証

		レーダ判別結果					
		雨	みぞれ	あられ	雪	計	的中率[%]
地上観測	雨	35	8	2	1	46	76.1
	みぞれ	0	31	0	4	35	88.6
	あられ	1	0	22	18	41	53.7
	雪	4	30	16	95	145	65.5
	計	40	69	40	118	267	68.5

### 7. まとめ

移流や相変化を考慮することによって、XバンドMPレーダの偏波パラメータから降水粒子を判別した場合と地上観測結果は概ね一致している。

今後も北陸地方整備局では降水粒子の種類別に B、β を同定する等、降雪時の降水量算定精度の向上に向けた検討を実施する予定である。

### 参考文献

Kouketsu, T., H. Uyeda, T. Ohigashi, M. Oue, H. Takeuchi, T. Shinoda, K.Tsuboki, M. Kubo, and K. Muramoto, 2015: A Hydrometeor Classification Method for X-band Polarimetric Radar: Construction and Validation Focusing on Solid Hydrometeors under Moist Environments. J. Atmos. Oceanic Technol. doi:10.1175/JTECH-D-14-00124.1, in press.

Ishizaka, M., H. Motoyoshi, S. Nakai, T. Shiina, T. Kumakura, and K. Muramoto, 2013: A New Method for Identifying the Main Type of Solid Hydrometeors Contributing to Snowfall from Measured Size-Fall Speed Relationship. J. Meteor. Soc. Japan, 91, 747-762.

# 2DVD で観測された凍雨の微物理特性について

\*南雲信宏<sup>1</sup>, 藤吉康志<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 気象庁気象研究所, <sup>2</sup> 低温科学研究所

## 1. はじめに

凍雨は、雨滴もしくはほぼ融解した雪片が再び凍結してできる透明な5mm以下の氷粒である。一般的に降水時間が短く且つ局所的なため、日本ではなかなか観測することが出来ず、落下中の微物理過程について未解明の点もある。2005年4月10日に札幌で約10時間もの長時間、凍雨が降り、これを2DVDによって観測することに成功した。2DVDは他のディストロメーターと違い個々の粒子の形や落下速度の関係も見出すことが出来るため、本発表ではこの2DVDの機能を利用して明らかにした凍雨の微物理過程について観測結果と考察結果を紹介する。

## 2. データと設定

地上観測データには2DVDデータ(粒子の直径・落下速度・形状)のほかに、札幌の低温研の地上気温・降水強度データ、北日本の地方気象台の気温・相対湿度データを用いた。ゾンデデータは2005年4月10日9時(日本時間)の札幌管区気象台データを用いた。この時刻は凍雨の降り始めの時間にあたる。

降水粒子の温度推定にはMatsuo and Sasyo (1981)の1次元モデルを用い、環境場にゾンデデータの気温・相対湿度を代入して計算を行った。

## 3. 観測結果

2DVDによる観測から、凍雨観測時刻に異なる2種類の直径-落下速度分布の降水粒子が見出された(図1)。それぞれの分布の1.5mm以上の粒子の形状を調べたところ、ほぼ全てに凍結の特徴が示され、凍雨であることが確認された(図2)。

この日の9時のゾンデデータによれば融解層の温度は3°C以上、厚みは1500m以上と極端に厚く暖かい。また再凍結層は-2.7°Cで、層厚300mと薄かった。この温度分布は過去に報告されている凍雨事例の鉛直分布の中で一番暖かい分布であった。その一方で融解層下部の相対湿度は極端に低く35%を下回っていた。

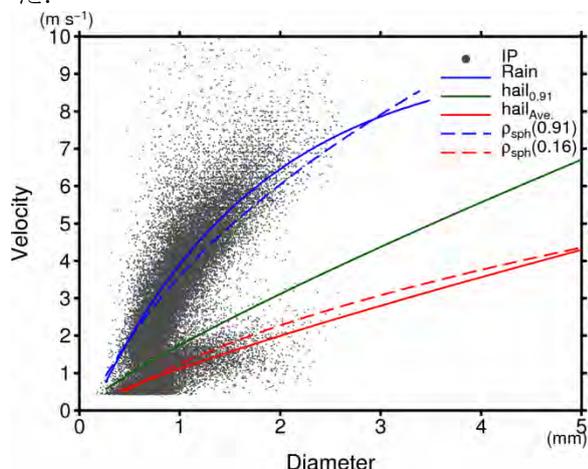


図1 凍雨の直径-落下速度関係。青実線は雨滴の終端速度、緑実線は雹の終端速度を5mm以下に内挿した曲線、赤実線は平均的な密度の雹の終端速度を5mm以下に内挿した曲線を表す。

レーダーによればブライトバンドが高度2500m(0度層高度)付近で終了しており(図省略)、少なくとも9時頃の粒子は一度完全に溶けたものが再び凍結していたものだった。しかし一般的な接触凍結による雨滴の凍結は-4°C以下といわれており、気温のみの知見では説明が出来なかった。そこで蒸発冷却の影響を考慮した降水粒子の温度についてのシミュレーションを行った。

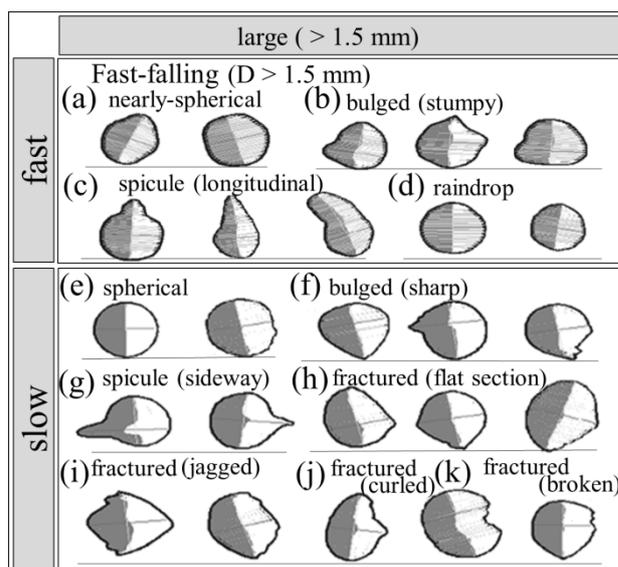


図2 2DVDによる直径1.5mm以上の凍雨画像。上段は速い落下速度分布の凍雨の一例。下段は遅い落下速度分布の凍雨の一例。

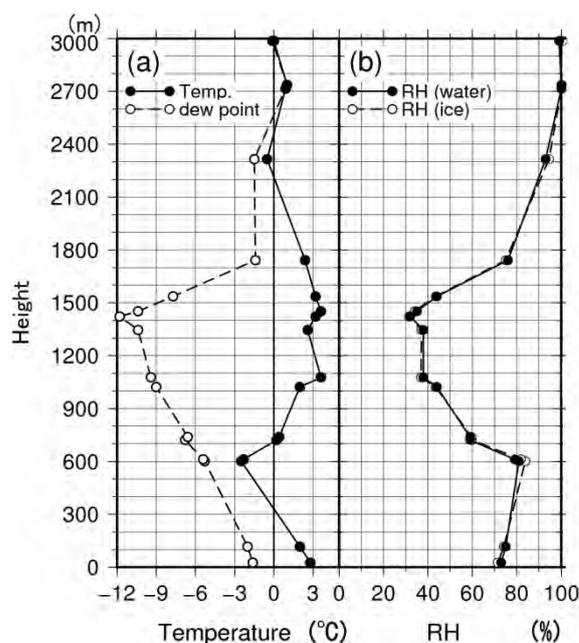


図3 凍雨が観測された直後の2005年4月10日9時のゾンデデータ。(a) 気温と露点温度、(b) 水と氷に対する相対湿度。

### 4. シミュレーション

凍雨観測中のゾンデデータを基に雪片の落下シミュレーションを行ったところ、この日観測された大きさの凍雨は、少なくとも融解層内で全て融解していたことが示された(図4a: 高度1500-1900m). また粒子の温度を計算すると、融解後は蒸発冷却によって冷やされ、常にほぼ湿球温度に到達していることが示された. そして高度1700mより下の高度の気温(乾球温度)で見ればプラスだった高度でも、粒子自体の温度は過冷却水滴として存在し、高度600m付近ではほぼ-4°C程度まで低下していることが示された. ここから、蒸発冷却によって粒子が-4°C以下まで低下したことで、接触凍結核が働き凍結出来たと考えられる. しかし、一般に温度が高いほど氷晶核として働くエアロゾルの数濃度は減る. 過去の文献からすると、この日の降水粒子ほぼ全てが凍雨になると説明することは困難であり、大部分は凍結後に発生するスプリンターなどとの接触凍結でもなければ説明できなかった.

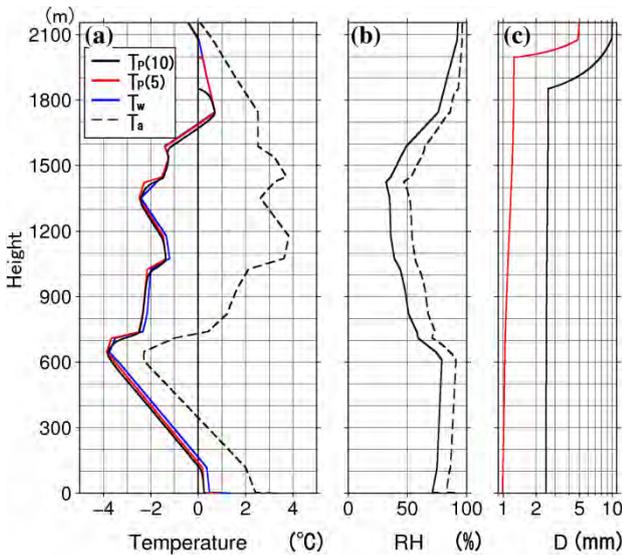


図4(a)温度: 初期直径10mm(黒実線)と5mm(赤実線)の粒子の粒子温度. 青実線は湿球温度, 黒破線は大気温度を表す, (b)相対湿度: 水の相対湿度(実線)と粒子表面における氷の相対湿度(破線), (c)直径: 初期直径10mm(黒実線)と5mm(赤実線)の粒子の雪片から融解を経て雨滴となる過程の直径.

### 5. 凍雨画像の分類

遅い落下速度の粒子と速い落下速度の粒子の形状別頻度分布を調べたところ、どちらもバルジ(瘤)の特徴が一番多かったが、よくみれば遅い落下速度粒子は全体的に表面が丸みを帯びた球状のもの(バルジもその部分以外丸みを帯びている),そして割れたものが多く含まれていた(図4: 赤四角). その一方で速い粒子は歪んだ球が多くどのタイプの凍雨も全体的にゆがんだ形状をしており、割れた粒子はほとんど存在しなかった(図4: 青四角). この特徴はそれぞれの凍雨が全く異なる凍結プロセスであったことを示唆している.

遅い粒子は比較的冷たい温度で急に凍結したと考えられる. 急速に凍結するとまず表面が凍結し徐々に内部が凍結するため体積の膨張で粒子が丸くなり、割れることも出来るようになるからである. 一方、早い落下速度の粒子は比較的暖かい環境下でゆっくりと凍結したと考えられる. 室内実験によれば1mm

程度の規模の液体では-4°Cよりも暖かい温度で凍結する場合、凍結時の潜熱で温められ瞬時に凍結できなく、且つ落下中は通風量の多い下部の凍結が若干早く、凍結にむらが生じ形状が歪むことが示唆されるからである(Yang and Gold 1966). また過冷却度が弱いと発生した潜熱を補償することが出来ず粒子表面を通して放熱すると考えられている(Yang and Gold 1966).

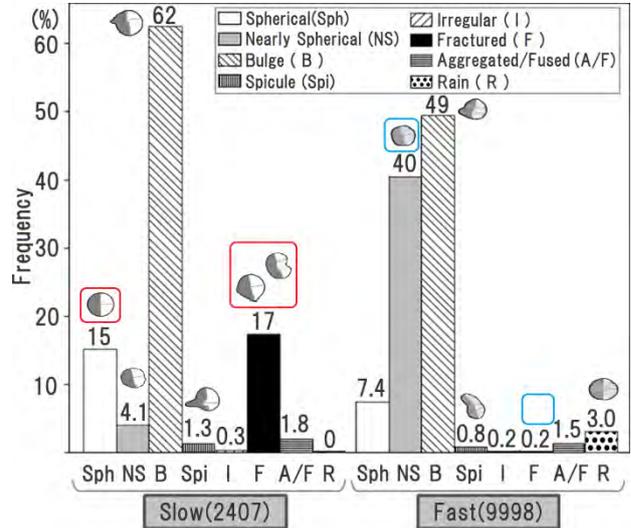


図5 直径1.5mm以上の凍雨の形状別頻度分布. 左側は遅い落下速度の粒子(2407個), 右側は速い落下速度の粒子(9998個). ヒストグラムは8種類に分類して、左から球, 歪んだ球, バルジ(瘤), スパイク(針状), イレギュラー, 欠けた粒子, 併合粒子, 雨滴粒子を表す.

### 6. 異なる落下速度の考察

図1では早い落下速度の粒子は雹の終端速度(緑実線)よりも速く雨滴の終端速度(青実線)に近かった. これは抵抗係数が乾いた雹(氷)の表面の値よりも小さく殆ど雨滴に近い滑らかな表面だったことを示唆している. つまり粒子は個体だが表面が濡れていたと考えられる. その一方、遅い落下速度の粒子は密度0.91g cm<sup>-3</sup>の雹の終端速度分布よりも遅く、むしろ平均的な密度(0.44g cm<sup>-3</sup>: Knight and Heymsfield 1983)の落下速度(赤実線)に近かった. このことは遅い粒子は表面が乾いた雹に近い抵抗係数で、さらに密度も0.91g cm<sup>-3</sup>より低い一般的な雹に近い氷粒だったと考えられる.

### 7. 異なる落下速度の凍雨が存在するための凍結メカニズムの考察

仮に-4°Cの強い過冷却の大気中でスプリンターや結晶などが多く存在していれば、それらを核として大多数が急速に凍結できたことになる. そうではないということは、上空では雪片が一度完全に融けた後、まず一部の粒子が強い過冷却で氷晶核との接触により凍結したと考えられる. 図5で急凍結した粒子には割れた粒子の存在が示唆されたため(クラックもあったと考えられる), この高度で多くの氷晶が生成されたと考えられる. そして、地上までの相対的に暖かい過冷却高度で残りの粒子が氷晶と接触して凍結したと考えられる. それらが暖かい環境下での凍結であり濡れた表面の凍雨のために、最終的に異なる落下速度の凍雨として降ったと考えられる.

# 新型光学式降水測定器の開発と現状

熊倉俊郎、須貝祐介、横田佑多（長岡技術科学大学）

## 1. はじめに

固体降水量の観測には難題が多い。ここでは、捕捉損失が比較的少なく、安価で簡易的な、降水種別判別を判別できて、かつ、降水強度の測れる機器について述べる。

## 2. 目的

地下水による消雪装置の降雪センサーは雪の有無を判定するものが現在は主流だが、融かすべき雪の質量と降雪形態を直接測るのが最適である。しかし、継続的な自動計測をメンテナンスフリーで行わなければならないなど、実用とするためには問題点が多い。よってここでは簡易的で故障が少ないという観点から、光を用いた簡単な装置の利用を焦点とし、測定精度をいかに高めていくかを目的とした。

## 3. 装置の概要

2つの新規センサーを導入した。1つは既に製品化している光シートを投射して受光する「透過型」のセンサーで、既販のものとは異なるのは、センサーの筐体も観測領域も小さいことである。もう1つは、投射した光を降雪に反射させ、それを受光する「反射型」のセンサーで、既販のものは、現在天気計、視程計などがある。ここでの装置は、投射した光の光学的反射を投射した方向と同じ方向に向けた受光素子で時間的に連続に測定するものである。

## 4. 開発方針

「透過型」は製品化されているものより小型である。これは、捕捉損失に対して影響が少ないこと、粒子が観測領域からはみ出る確率が高いことを意味する。後者は測定上大きな問題であり、何らかの対策が必要であるが、ここでは、ランダム過程に基づく統計処理により補正が可能であることを示す。一方、「反射型」は捕捉損失が少なくメンテナンスもいらぬ点を除くと欠点だらけの測定機器である。こちらもランダム過程に基づく統計処理で「代表的な」粒子半径や落下速度に相当する量はすぐに求められるが、降水強度が大きいときにあられと雪片の区別がつく程度である。得られる情報としては、各粒子の反射継続時間分布

や反射強度分布があり、粒径分布の復元が可能かもしれない。よって将来的には、「透過型」の解析手法を発展させた手法も検討していきたい。

## 5. 「透過型」センサーの新たな利用方法

### (1) 装置

ここで使われる装置は、投光部から受光部へ光シート（L72mm×W10mm×H3mm：観測領域）が張られており、遮られた光の強さに比例した電圧が時間的に連続して出力される。降雪粒子を球と仮定すると、出力電圧の時系列変化から、通過した粒子の水平方向の長さや鉛直方向の速度が推定できる。しかし、粒子が観測領域からはみ出した場合に「推定される長さ」を過小評価するため、粒径ごとに頻度分布を求めると、比較的小さい粒子の数が多くなってしまい、大きな粒子の数は少なくなる。



図1 透過型センサー概略図

### (2) 原理

簡単のため、図2左のように、降雪粒子を球、落下速度は一定で光シートの幅は10mmで厚みはないものとした。粒子が光シートを遮る面積をS、粒子の半径をr、粒子の中心から光シートの端までの距離をyとすると、

$$S = \left\{ r^2 \times \arccos\left(\frac{y}{r}\right) - y \times \sqrt{r^2 - y^2} \right\}$$

を得る。粒子は光シートをかすめると過小評価されるが、ここで求めたSに相当する円の面積の半径が過小評価された実効半径 $r_e$ となる。ここでは、粒子がどの程度過小評価されるかは、粒子の大きさや落下する位置によって決まり、図2右のように、粒子の位置に対して過小評価される半径の変化を示すことができる。よって、任意の半径rの粒子がどのような確率

で過小評価されるかが論理的に計算することができる。

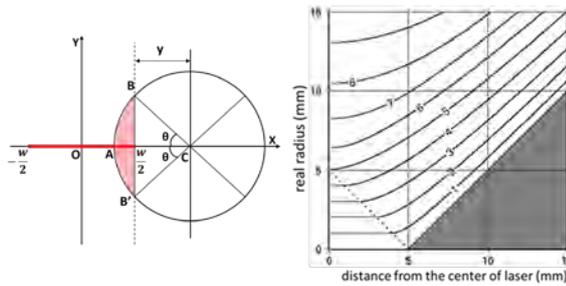


図2 左：粒子の断面積算出法、右：位置とサイズによって過小評価される粒子半径の変化

(3) 結果と考察

半径  $r$  ごとの粒径分布が与えられると、半径ごとの頻度分布がわかり、それと図2右のチャートを用いて実効半径  $r_e$  ごとの頻度分布を得ることができる。それを図3に示した。実線が与えられた頻度分布で、点線が計測されるであろう頻度分布、一点鎖線が粒子半径ごとのそれらの比率である。前述のように、大きな粒子の数が少なく、小さな粒子の数が多く計測される結果となり、その定量的な評価が可能であることがわかった。

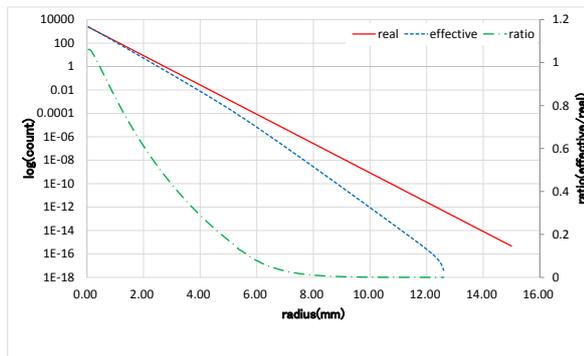


図3 計算された頻度分布

6. さまざまな状態での粒径分布の変化

(1) 方法

粒径分布は一般に指数分布  $N(D)=N_0e^{-\lambda D}$  で表される。ここで、 $D$  は粒子直径、 $N(D)$  は number size distribution ( $m^{-3} \cdot m^{-1}$ ) であり、 $N_0$ 、 $\lambda$  は任意のパラメータで、測定結果から回帰的に導出される。実際の粒子数は対象とする粒子直径  $D$  と幅  $\delta D$  を用いて定積分することで範囲内の個数濃度が求められる。そこで、石坂らのビデオカメラを用いた固体降水粒子の観測データから 1mm 以下の粒子及び観測個数 10 個のデータを取り除き、縦軸を個数

$N$ 、横軸を粒子直径  $D$  とした 5 分間の頻度分布図を作成した。各個数  $N$  に対応する粒子直径は  $D-\Delta x/2$  と  $D+\Delta x/2$  の間にあり、代表値を  $D$  とすると、指数分布は定積分が可能で、

$$N(D) \delta D = -\frac{N_0}{\lambda} e^{-\lambda D} \left( e^{-\frac{\lambda \Delta x}{2}} - e^{\frac{\lambda \Delta x}{2}} \right)$$

を得る。この式を用いて最小二乗法を行い  $N_0$  及び  $\lambda$  を求める。そして、固体降水種別での  $N_0$  及び  $\lambda$  と降水強度などとの関係性について考察する。なお、PARSIVEL の天気略号のデータから降雪種別を得た。

(2) 結果と考察

雪片のときの一つの事例を図4、5に示す。図から粒径分布は既往の研究通り指数関数で表されることが分かった。また、 $N_0$  及び  $\lambda$  と降水強度の関係について、 $N_0$  の決定係数は 0.05、F 検定の片側有意確率は 0.06% となり、 $\lambda$  は 0.008、10.2% となった。F 検定については、1% で検定するとすれば、 $N_0$  は有意であるが、 $\lambda$  は有意でないと言える。しかし、どちらもばらつきが大きく回帰直線で表すには適さない結果となった。

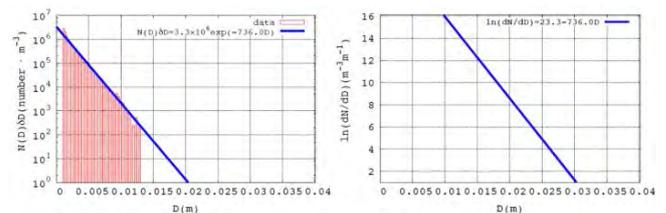


図4 頻度分布図及び粒径分布直線(2011年1月16日5時40分)

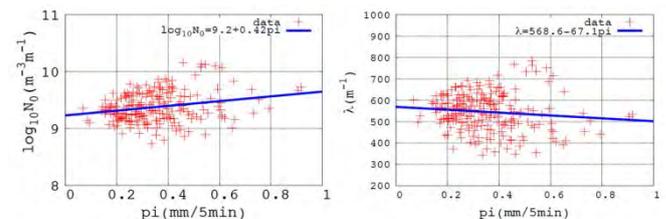


図5 降水強度と切片及び傾きの関係

7. まとめ

以上のような進捗であるが、複数粒子が観測領域に同時に入ってくるような、粒子の重複計測を補正しなければならない可能性が高いなどの課題もある。最終目的は「反射型」の実利用であるため、今後は今までの結果を有機的に繋げていき、「反射型」の処理アルゴリズムの検討を行っていく。

# レーダーと降雪粒子との同時観測の必要性

\*<sup>1</sup>中井専人・<sup>1</sup>山下克也・<sup>1</sup>本吉弘岐・<sup>1</sup>石坂雅昭  
(1: 防災科研・雪氷)

## 1. はじめに

レーダー観測から地上降雪の量と“質”すなわち降雪粒子の種類(霰、雪片、みぞれ、濡れ、乾き等による粒子分類のこと、以後、降雪種と呼ぶ。)を面的に正確に知ることができれば、災害となる豪雪の直前検知や、雪崩、着雪、吹雪等の危険度を高い分解能で評価できることが期待される。しかし、降雪粒子の形状、密度が極めて多様でかつ相変化を伴うことから、その精度を上げることは容易ではない。

現状、地上降水量観測でレーダーを補正するのが一般的である。しかし、地上降水量観測においては、捕捉損失(横山ほか 2003)に代表される種々の誤差が降雪に関しては無視できない。これは現在、世界気象機関(World Meteorological Organization; WMO)のSolid Precipitation Intercomparison Experiment(SPICE)プログラムとして、主として降水量についての観測誤差評価が行われている(Nitu 2013)が、まだ未解決の問題は多い。

さらに、レーダー反射強度因子( $Z_e$ , in dBZ)などの観測値と降水強度( $R$ , in mm hour<sup>-1</sup>)との関係は一義的ではない。現在、偏波パラメーターから降雪種を分類する手法が確立してきており(e.g., Kouketsu et al. 2015)、降雪種別の $Z_e$ - $R$ 関係などは実験的に得られているものがある(例えば、深尾・浜津(2005)、Fabry(2015)の教科書など)。しかし、実際の降雪粒子は雪片から霰には雲粒寄与率(Harimaya and Sato 1989)、乾いた降雪から霰、雨へは含水率(Misumi et al. 2014)が連続的に変化する。降雪種は同じでも密度が異なれば反射強度は大きく異なる。例えば梶川(1976)が観測した霰の密度は0.096~0.417(10<sup>3</sup> kg m<sup>-3</sup>)とかなり幅がある。

Rasmussen et al. (2003)は、雪片ではレーダー反射強度因子が理論的には降水強度の1.67乗に比例することを示し、判定に気温を用いて乾雪から雨までを線形内挿した関係式を用いた降水量推定を行った。降雪粒子の落下速度などにかかなりの単純化が含まれているが、レーダー観測値からの降水強度推定に連続的に変化する係数を導入し、現業レーダーによる検証まで行った最初の論文であろう。

本発表では、現在防災科学技術研究所雪氷防災研究センターで開発中の、レーダーと降雪粒子の同時観測を行う集中豪雪監視システム、及び、そのデータを用いて降雪種を考慮し連続的に変化する $Z_e$ - $R$ 関係の算出アルゴリズムについて述べる。

## 2. 降雪観測のもたらす誤差

地上降水量の誤差は一般に

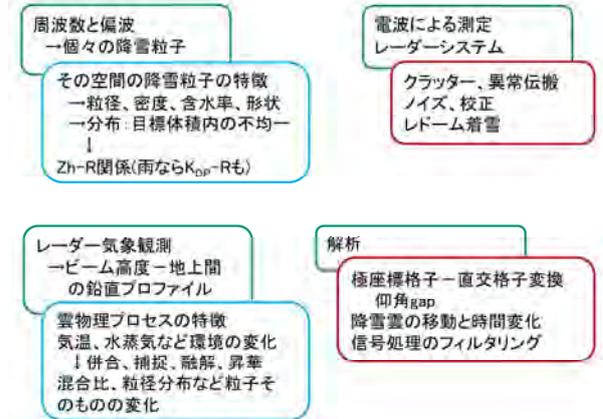


図1 レーダー降雪観測における変動や誤差の要因。緑枠が変動や誤差のタイプ、青枠が降雪現象に起因する変動、赤枠が降雪以外の誤差要因である。

$$P_k = f(U) (P_g + \Delta P_w + \Delta P_e + \Delta P_m) \quad (1)$$

の右辺のように記述される(e.g., Førland et al. 1996; Lanza et al. 2005; WMO 2008)。 $P_k$ が補正した降水量、 $f(U)$ は捕捉損失等風の影響、 $P_g$ は測定値、 $\Delta P_w$ 、 $\Delta P_e$ 、 $\Delta P_m$ はそれぞれ測器受水部への付着蒸発誤差、転倒ます等機構部からの蒸発、機構部の機械的誤差と内部処理誤差である。降水量計は世界各国でまちまちのものが使われている。 $f(U)$ についてはそれらのデータが統一的に使えるようSPICEによる相互比較が行われている。降雪種毎の補正も必要であるが(Thériault et al. 2012)、その方法はまだ確立していない。 $f(U)$ に次いで大きい $\Delta P_w$ については、これだけを分離した評価がほとんどなく、現在定式化を試みている。 $\Delta P_e$ と $\Delta P_m$ は降水量計ハードの問題である。

レーダー観測の変動や誤差について、分類してみたものが図1である。降雪粒子の密度、含水率、形状によって、観測される $Z_h$ (水平偏波の $Z_e$ )と $R$ との関係は様々に変動する。これらの要素を数百mスケールのレーダー目標体積内で積算したものが観測される $Z_h$ や偏波パラメーターである。レーダーでは地面や海面からの反射や遮蔽で低高度が観測できないことが多く、経験的には高度500mより上層というのがひとつの目安である。この観測高度から地上降水量を推定するには、この“最後の500m”の降雪粒子の変化、及びそれを決める気温と水蒸気の鉛直プロファイルを知ることが必要である。

レーダーと地上降雪とを同時観測すると、それらの比較によるレーダー観測値からの地上降雪推定の高精度化が期待できる。地上降雪観測について



測器名	サイト名	詳細観測(P)サイト			簡易観測(S)サイト		
		長岡 (S)	柏崎 (K)	上越 (I)	長岡技術大 (N)	栃尾田代 (T)	西山薬師 (Y)
気象計		●	●	●	●	●	●
温式降水量計		●	●	●	—	—	—
溢式降水量計		●	●	●	—	—	—
重量式降水量計		●	●	●	—	—	—
田村式降水強度計		●	●	●	●	●	●
LPM (Disdrometer)		●	●	●	—	—	●
2DVD (Disdrometer)		●	●	●	—	—	—
MRR (Vertical K-band Radar)		●	●	●	—	—	—
MWR (マイクロ波放射計)		●	●	●	—	—	—

簡易観測(S)サイトには、リモセン測器は設置していない。

図2 集中豪雪監視システム(mp2+SPLine)の観測機器

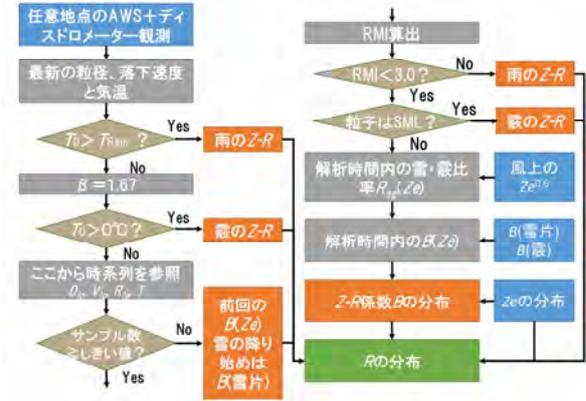


図3 広域降雪量推定アルゴリズムVer.0.26の概略。

はその誤差を評価する必要があるが、その際には卓越降雪種の判定についてレーダー観測を参照できると誤差を少なくできる可能性がある。これが、同時観測が有用と考える所以である。地上気温やプロファイルの推定を可能にするデータを同時に得ると、さらに正確な推定が可能になる。

**3. 同時観測システムの構築**

2節で述べた考え方に基づいて、実際に同時観測を研究プロジェクトとして組み立ててきた。まず、降雪量の地上観測において最も誤差が大きいと言われる、風による捕捉損失を低減した状態での観測を行った。その詳細は以前の降雪ワークショップなどで報告した(中井 2011)。

次に、研究機関として降雪の基準観測となることを目指して、集中豪雪監視システムと名付けた同時観測システムを長岡に構築した。このシステムは、観測半径80kmのXバンド偏波ドップラーレーダー(mp2)視野内に降雪雲の主指向方向に沿って地上降雪粒子観測線(SPLine)を配置したものである(図2)。SPLineの詳細観測サイトには、光学式ディストロメーターに加えて通常の気象測器、マイクロ波放射計、MRRを装備し、mp2で観測できない大気最下層の降雪の変化を観測できるようになっている。

これと並行して、同時観測データを用いた降水強度推定アルゴリズムの開発も進めた。レーダー観測が面的なある瞬間の値であるのに対して、地上観測は1点の連続的な時系列であり、高度差もあるため、ある程度のサンプル数を持ったデータから統計的に対応づける必要がある。アルゴリズムの概略を図3に示す。レーダー視野内の光学式ディストロメーターデータからZe-R関係式の係数Bを自動的に決定し、それを用いてRを計算する。このBは現バージョンでは限られた条件ではあるが定数で

はなくZeの関数B(Ze)となる。このB(Ze)とZe分布からRの分布を算出する。

**4. おわりに：解決すべき課題とアウトプット**

今後、冬季観測を通してアルゴリズムの検証を進め、レーダー反射因子差Zdrを用いた判別も加えた改良を行う計画である。将来的には、現業仕様として実用的なアルゴリズムへと改良、提案したいと考えている。そのためには、偏波パラメーターの詳細な解析から降雪雲の雲物理構造を解明し、上空の降雪粒子と地上降雪粒子との対応付けを明確にする必要がある。特に、融解を伴う場合は地上観測される粒子と上空の粒子とが大きく異なるため、降雪雲の鉛直構造の知見が重要である。

本発表では、レーダー観測視野内にディストロメーターを置き、オンラインでそのデータを参照し、レーダー降水量推定の補正に使用することの必要性について述べた。観測にあたっては、レーダー、地上観測の校正と誤差把握を十分に行わなければならない。例えば、雪氷防災研究センターにおけるZdrの解析では、天頂観測もしくは一様な層状降雨を用いたZdrオフセットの補正を行うようにしている。地上降水量観測においては最低限、横山ほか(2003)に従った補正などを行うようにしている。これらの補正はまだ改良が必要な段階ではあるが、可能な範囲で順次実運用していくことも必要と考えている。

謝辞： 本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究『高度降積雪情報に基づく雪氷災害軽減研究』、及び宇宙航空研究開発機構降水観測ミッション(PMM, 第7回研究公募課題)によります。観測サイト設置は中央農業総合研究センター北陸研究センター、新潟工科大学、長岡技術科学大学との協力関係に基づいて行っています。

# 南岸低気圧による降雪予測事例についての気象庁現業モデルの予測特性

原 旅人 (気象庁予報部数値予報課)

## 1 はじめに

南岸低気圧は日本の太平洋側に大雪をもたらすおそれのある現象であるが、その進路、速度、中心示度の予測には依然、さまざまな困難がある。それに加え、低気圧の進路が正しく予測できたとしても、降水種別を左右する下層の気温予測にはさまざまな過程が関係し、不確実性が非常に大きい。これらのことは、昨年の本ワークショップ (原 2014) で 2013 年 1 月 14 日に関東で大雪となった事例の検証を通じて紹介した。

本講演では、その検証を踏まえた上で、2014 年～2015 年の冬の南岸低気圧の事例を取り上げ、低気圧を含む総観場の予測、そして下層の気温の予測の観点から述べる。

## 2 南岸低気圧の総観場の予測

まず、気象庁全球モデル (GSM) の総観場の予測について述べる。原 (2014) では 2013 年 1 月 14 日に関東で大雪となった事例について、予測では上層のトラフの進行が実況より遅れたり、深まりが十分ではなく、その結果、地上低気圧の進行が実況よりも遅れていた、発達も十分ではなかったことを示した。

同様の傾向は、2014 年～2015 年の冬の南岸低気圧の事例でも多く見られた。その典型的な事例として、2015 年 2 月 5 日 09JST における海面更正気圧と 500 hPa のジオポテンシャル高度 (Z500) の GSM の予測と実況 (全球解析) に対する誤差を図 1 に示す。Z500 のトラフの周辺で前面に正、後面に負の誤差が生じていることが分かる。これは、Z500 のトラフの東進の予測が実況よりも遅れていることを意味する。また、Z500 のこれらの予測に対応して、地上低気圧の進行も遅れている。他の事例では、トラフの深さが十分に予測できていなかったり、低気圧の発達の予測が不十分なものも見られた。また、48 時間、24 時間前それぞれを初期時刻にした予測では誤差が小さくなる事例が多いの

が分かる。

このような傾向は他の多くの事例でも見られ、冬季の南岸低気圧に対する現在の GSM の予測特性とも言え、改善すべき課題である。また、南岸低気圧やトラフの東進の遅れ、発達も不十分な南岸低気圧や浅いトラフといった予測特性は、GSM を境界値として利用しているメソモデル (MSM) でも見られる (図略)。

## 3 南岸低気圧の接近に伴う下層の気温の予測

原 (2014) では、2013 年 1 月 14 日における関東での南岸低気圧による大雪の事例について、地上気温の低下の予測とそのメカニズムを解説した。その中で重要な冷却源の一つが雪の融解に伴う冷却であった。

雪の融解による冷却は、非常に強い冷却が短時間に発生するのが特徴である。融解や寒気移流による冷却によって気温が急激に下がったのちには、地表面温度よりも相対的に気温が低くなり、地表面からの熱が輸送され (熱の境界層輸送)、大気が加熱される。このように、融解や寒気移流に伴う冷却と熱の境界層輸送による加熱がほぼ釣り合い、降雪時には地上気温が時間的に一定になることがよく見られることも特徴であった。

それらの知見を踏まえて、南岸低気圧の関東への接近および通過に伴って関東で降雪の可能性が予想された 2015 年 2 月 18 日の事例について、MSM の予測を検証する。

図 2 に東京における地上気温と降水量の実況及び MSM による予測の時系列を、図 3 には東京でやや強い降水、および急激な気温の低下が予測された 2 月 18 日 12JST における前 3 時間降水量と地上風の実況及び MSM によるそれらと海面更正気圧の予測を示す。降水量の実況と予測の間の一致は必ずしもよくなく、降水が東京付近にもたらされる時間や量は異なっている。このように、この事例に対する MSM の予測には大きな誤差があったものの、南岸低気圧の接近および通過

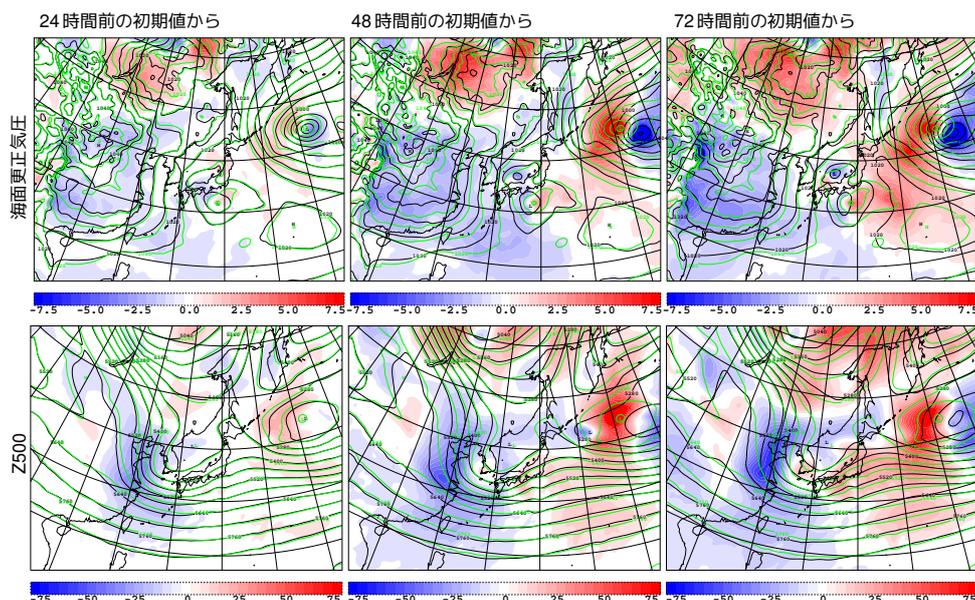


図 1: 2015 年 2 月 5 日 09JST における海面更正気圧 (上段、単位: hPa) と 500 hPa 面ジオポテンシャル高度 (Z500) (下段、単位: gpm) の複数の初期値の GSM による予測値 (黒色)、解析値 (緑線)、予測値の解析値からの差 (赤青塗り分け)。左からそれぞれ 24 時間前、48 時間前、72 時間前の初期値からの予測。

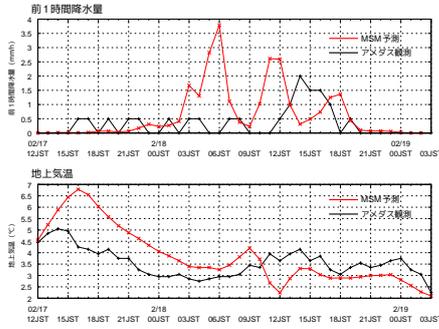


図 2: 2015 年 2 月 17 日 03UTC を初期時刻とする MSM が予測した、東京における前 1 時間降水量 (上段)、地上気温 (下段) と、対応するアメダス観測の時系列。赤線: MSM 予測、黒線: アメダス観測。

に伴う下層の気温低下を左右するプロセスを示唆している。

MSM の東京の地上気温予測の時系列を見ると、18 日 09~12JST ごろに気温が急激に下がっていることがわかる。また、このタイミングで、数ミリの降水を予測している。原 (2014) と同じように、モデルの中の各過程の時間変化率に注目すると (図 4)、1 km 以下の層の一部が急激に冷却されている (0 °C を示す赤線の高度が急激に下がっている) 時間が 18 日 06JST ごろと 12JST ごろの 2 回あり、これらは MSM で数ミリの降水が予測された時間に対応している。また、18 日 12JST ごろの気温の急低下は、融解によって強く冷却される層が地表にまで達したことに対応している。

このように、比較的強い降水と融解による冷却、そして地上気温の急低下は対応しており、また、その冷却が短時間で生じることが特徴である。そのため、その寄与が実況よりも過大に予測されると、実況よりかなり低い地上気温が予測される場合があることをこの事例は示している。

この事例には、もう一つ特徴的なことがある。2013 年 1 月 14 日の関東の大雪事例では、MSM の予測および実況のいずれも、地上気温は急低下したあとにほぼ

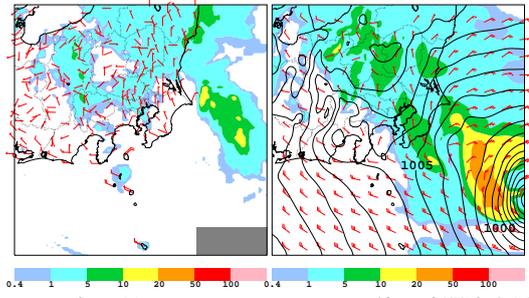


図 3: 2015 年 2 月 18 日 12JST における前 3 時間降水量 (単位: mm/3 時間) と風 (長い矢羽根 1 本が 10 kt に対応) の実況 (左、降水量は解析雨量、風はアメダスによる観測) と、MSM のそれらと海面更正気圧 (黒線) の予測 (右) (初期時刻は 2015 年 2 月 17 日 03UTC)。

時間的に一定になった。一方、この事例では、MSM が予測した地上気温や 1000 m 以下の気温は、急低下したあとに上昇している。その上昇をもたらしている主な過程を図 4 で確認すると、温位の鉛直移流、すなわち、下降流に伴う断熱圧縮による気温上昇であることがわかる。この事例の MSM の予測では、18 日 12JST の比較的強い降水を東京付近にもたらしたあとは、低気圧の後面となっている。低気圧の後面では一般には下降流が卓越しているため、その下降流によって気温が上昇したと考えられる。このように、降水域が低気圧の後面に近い位置にある場合には、その降水に伴う融解による冷却で気温が下がっても、気温が低い状態は継続しにくい場合があることを示唆している。

参考文献

原旅人, 2014: 南岸低気圧による関東での降雪の現業数値予報モデルによる予測可能性とモデルの気温時間変化率から見た降雪に至る気温低下のプロセスの解析 (2013 年 1 月 14 日の関東での大雪事例を中心に)。ワークショップ「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究 (第 13 回)」講演要旨集, 7-8, URL [http://yukibousai.bosai.go.jp/others-files/KouWS\\_FY2014Nagaoka/13thFY2014\\_Abstract.pdf](http://yukibousai.bosai.go.jp/others-files/KouWS_FY2014Nagaoka/13thFY2014_Abstract.pdf).

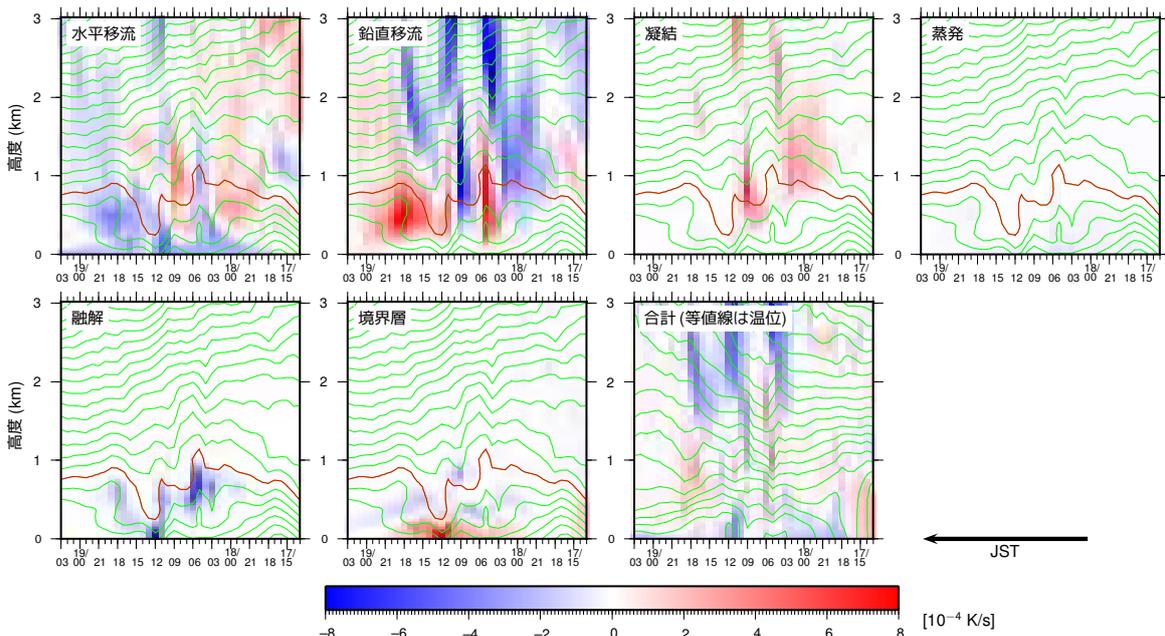


図 4: MSM が計算した各過程による温位の時間変化率 (前 1 時間平均、単位: K/s) の東京における鉛直時間断面図。合計以外の図には温度の等値線 (0 °C の等値線は赤線、2 K おき)、合計の図には温位の等値線 (2 K おき) を合わせて示す。横軸の時刻は JST (右端が 2/17 12JST に対応) で、右から左に時間が経過する。合計にはここには示されていない過程からの寄与を含んでいる。

# 地上マイクロ波放射観測と降雪研究

荒木健太郎\* : [araki@mri-jma.go.jp](mailto:araki@mri-jma.go.jp),

村上正隆, 石元裕史, 田尻拓也, 小司禎教 (気象庁気象研究所)

## 1. はじめに

降雪粒子の物理特性を理解するためには、その背景場となる降雪雲の雲物理構造や大気熱力学構造の観測研究が重要である。本発表では、地上マイクロ波放射計(MWR)を用いた降雪研究について議論する。

## 2. 降雪研究における MWR の必要性

本発表では、MWR に Radiometrics 社の WVR-1100 と MP-3000A を用いる。前者は水蒸気・雲水に感度のある K バンド 21.8/31.4 GHz の二波長、後者は K バンド 21 チャンネル(22~30 GHz)と酸素に感度のある V バンド 14 チャンネル(51~59 GHz)の多波長の輝度温度を観測する。各物質の吸収特性を利用して前方計算を行い、逆問題を解くことで、二波長では可降水量(PWV)と鉛直積算雲水量(LWP)、多波長ではそれに加えて気温・水蒸気・雲水量(LWC)を推定する技術開発が行われている。

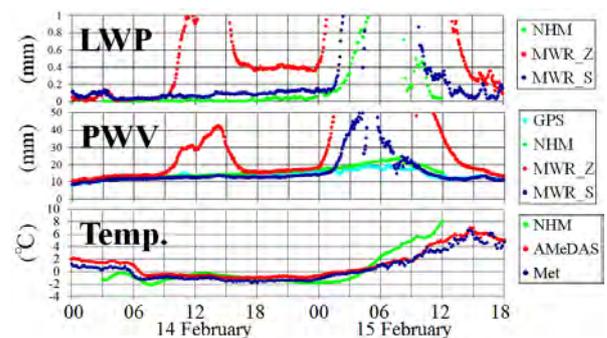
大気熱力学場の鉛直構造の推定手法として、ライダーによる回転ラマン法(気温)、振動ラマン法(水蒸気)、差分吸収法(水蒸気)が提案されているが、ラマン法は夜間観測に限られ、差分吸収法は技術的問題で実用化に至っていない。また、これらの手法は雲底より上空や降水時は観測ができない。一方、MWR は昼夜問わず雲があっても観測可能で、商用化されているため汎用性が高い。

また、降雪雲の雲物理特性の推定として、レーダーで得られる物理量から気温等の大気場を考慮し、氷水量を推定する研究もあるが、混相雲では誤差が大きい(Hogan et al., 2006)。また、LWC の推定に関して雲レーダーによる研究がなされているが、LWC と観測項目であるレーダー反射因子は雲粒粒径分布の関数であり、LWC が変わらなくても凝結成長・衝突併合成長により雲粒粒径分布は大きく変化する。そのため、レーダー反射因子と LWC に固有関係は存在せず、雲レーダーのみによる LWC 推定は現状では難しい(Löhnert et al., 2008)。一方、MWR は雲水の放射強度を直接観測するため、特に LWP の推定は最も正確であると考えられている。

しかし、MWR 観測は降雨時にレドーム上の水滴・水膜や空中の雨滴による放射・散乱で誤差が生じる。この対策として従来の天頂(Zenith)観測ではなく低仰角の Off-Zenith 観測の有効性が知られてきたが、強雨時の誤差の軽減は難しい(Araki et al., 2015)。一方、上記 MWR で扱う周波数帯では雪による放射・散乱は無視できるため、低温下で下層に融解のない降雪時の MWR 観測誤差は小さい。このような背景から、二波長 MWR の LWP による混相雲の降雪研究は従来から行われており(村上他, 2001; 水野, 2005; Kusunoki et al., 2004, 2005)、最近では多波長 MWR を用いた対流性降雪雲の環境場解析(Gascón et al., 2015)も取り組まれてきている。

## 3. 南岸低気圧に伴う降雪雲の観測・解析

2014年2月14~15日に関東甲信地方で発生した大雪を例に、MWRによる降雪雲の雲物理特性の解析例を紹介する。第1図に降雪期間を含む2014年2月14~15日の東京都青梅市におけるLWP, PWV, 地上気温の時系列を示す。WVR-1100の天頂(MWR\_Z), 南向き仰角15度(MWR\_S)観測結果から Statistical Inversion Method (Westwater and Guiraud, 1980)により推定したPWVとGPSのPWVと比較すると、MWR\_SはほぼGPSと同じだが、MWR\_Zは不自然に値が大きい時間がある。これはレドーム上の積雪の融解が影響している可能性がある。15日2時頃からMWR\_SもGPSに比べてPWVが大きくなっており、この頃から気温が正に上昇していることから、低気圧の接近に伴う下層暖気移流により降水種別が雨となり、雨による誤差が Off-Zenith 観測でも顕在化しているものと思われる。この誤差影響はLWPについても同様であると考えられ、MWR\_Sの誤差が顕在化するまでの時間帯におけるLWP~0.2 mmは信頼できる値であると考えられる。気象庁非静力学モデル(NHM)でも同程度のLWPを予想しており、地上気温やPWVも観測と同様であることから、NHMの表現する過冷却雲粒等の雲物理特性の再現性は良いことが示唆される。



第1図 2014年2月14日0時~15日18時までの東京都青梅市におけるLWP, PWV, 地上気温の時系列。

通常、温帯低気圧北側では過冷却雲粒は存在しないが、このLWPは沿岸前線や地形による強制で発生した過冷却雲粒であることがNHMでも表現されていた(Araki and Murakami, 2015)。NHMの結果から、上層雲からの雪がこの過冷却雲粒に作用して雪混合比の増大が見られ、Seeder-Feederメカニズムによる山地での増雪が示唆される。このように、MWR観測は数値モデルにおける雲の再現性評価にも用いることができ、これにより

信頼できる数値実験結果に基づいた降雪雲の雲物理特性の議論が可能である。

#### 4. 1DVAR による大気熱力学構造の解析精度

MWR 観測により気温・水蒸気の鉛直分布を推定する手法として、観測点近傍の高層気象観測の気候値を前方計算に用いる Neural Network (NN, [Solheim et al., 1998](#)) が従来から利用されているが、特に上空の誤差が大きいことが知られている。近年では数値予報モデルの結果を第一推定値として放射観測値を用いて鉛直 1 次元データ同化をする手法(1DVAR)が提案されている。本講演では、Statistical Inversion Method により推定された LWP と赤外放射観測による雲底高度情報から、[Löhnert and Crewell \(2003\)](#) の雲の鉛直分布モデルを使って雲水量の鉛直分布を考え、放射計算で LWC を扱う 1DVAR の非降水時・降水時の精度を紹介する([Araki et al., 2015](#))。

2012 年 4~6 月に気象研究所(茨城県つくば市)で MP-3000A による Zenith と仰角  $15^\circ$  の Off-Zenith 観測を行った。1DVAR の第一推定値には  $dx=5$  km の NHM の 24 時間予報値を用い、NN, 1DVAR, NHM の各プロファイルを用いて 00/12 UTC の館野高層気象観測結果と比較した。また、00/12 UTC の前後 1 時間以内に感雨の無い事例を No-Rain(87 例)、感雨ありで前後 2 時間平均の雨量計降水強度が  $1 \text{ mm h}^{-1}$  未満を Rain\_RR<1(24 例)、RR が  $1 \text{ mm h}^{-1}$  以上を Rain\_RR>1(10 例)と分けて精度検証を行った。

No-Rain における各プロファイルの高層気象観測に対するバイアス(Mean Difference; MD)と RMS を第 2 図に示す。NN の気温は Zenith で高度 3.5 km, Off-Zenith では 1km 以上で MD・RMS がともに大きい。これは、NN が大気下層の逆転層の影響を受けているためである。一方、1DVAR の気温は NHM よりも 0.5 K 程度の正バイアスがあるものの、RMS でみると高度 500 m 以下では NHM よりも精度がよく、それより上空はほぼ同程度である。水蒸気密度については、NN は負バイアスがあり RMS も大きい、1DVAR は NHM よりも全層で高層気象観測に近い値だった。雨のない事例では、1DVAR により NHM で予測を苦手としている特に大気下層の高精度なプロファイルが得られることがわかった。

Rain\_RR<1 については、Zenith の NN, 1DVAR のプロファイルはレドーム上の水滴の影響により精度が悪化していた(図略)。一方、Off-Zenith の 1DVAR は、NHM に比べて高度 1-2 km で気温・水蒸気ともに正バイアスがあったが、それより上空では NHM や高層気象観測に近く、正バイアスがある高さでも RMS は NHM よりも小さかった。これは、NHM が大気熱力学場を上手く予測できていない場合に Off-Zenith の 1DVAR が有効であることを示唆している。また、Rain\_RR>1 では Off-Zenith 1DVAR でも NHM に比べて精度が悪化していた。

これらの結果は暖候期の関東平野のものであり、冬季に下層水蒸気量の小さい状況では誤差の絶対値は小さくなると想像される。また、1DVAR の第一推定値に NHM の 24 時間予報値を使用しているため、局地解析

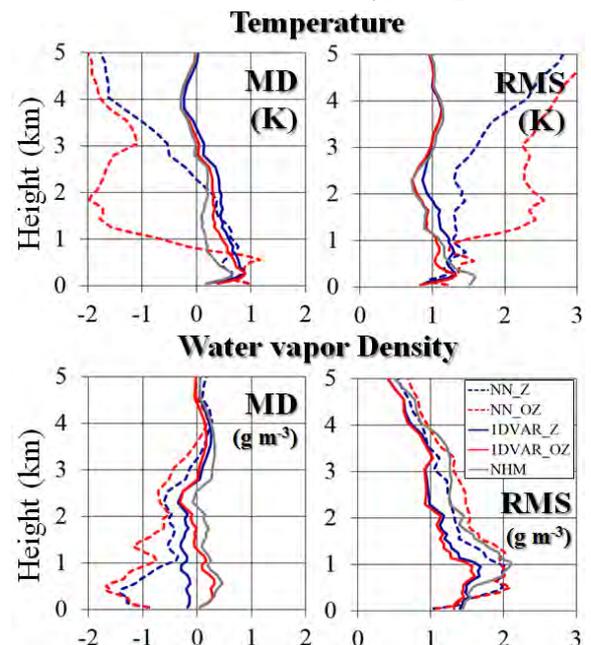
や高分解能なモデルの結果を使用すれば 1DVAR の精度は向上することが期待される。

#### 5. 降雪研究における MWR 観測の展望

ここまで議論したように、現状では降雪研究において MWR は LWP による降雪雲中の過冷却雲粒の解析に主に使用されている。一方、NN による降雪雲を含む大気熱力学場の時間変動も議論されつつあるが([Gascón et al., 2015](#))、今後は 1DVAR を用いた議論にも期待される。

冬季日本海側での降雪は混相雲が多いため、高精度な LWC の鉛直分布を得られれば降雪雲の雲物理特性の議論が発展するが、現状では課題が多い。NN による LWC の推定([Decker et al. 1978](#), [Ware et al. 2013](#))においては、過冷却水滴センサー搭載のゾンデ観測結果([Serke et al. 2014](#))や雲レーダーによる推定結果([Campos et al., 2014](#))と比較すると 50%程度の違いが確認されている。MWR と雲レーダーを組み合わせた LWC 推定手法も提案されているが、60%以上の不確かさがあると報告されている([Ebell et al. 2010](#))。今後、より高精度な推定手法を開発する必要がある。

本研究の MWR は 20~30/50~60 GHz の周波数帯を扱うが、90/150 GHz の地上観測輝度温度は雪結晶の散乱に感度があることがわかっている([Kneifel et al., 2010](#))。しかし、放射計算による評価では雪の散乱に感度の大きい 150 GHz の観測輝度温度のみから雪の形状・数濃度・鉛直積算雪水量(SWP)を区別できないと報告されている。混相雲の雲物理構造を対象にした降雪研究には、MWR や雲レーダー等を組み合わせた地上リモートセンシングのシナジー観測が必要である。



第 2 図 No-Rain の高層気象観測に対する NN, 1DVAR, NHM の気温と水蒸気 MD, RMS. 1DVAR と NN の Z は Zenith, OZ は Off-Zenith を表す。  
※参考文献には pdf 中に URL を埋め込んだ。

# 冬季日本海側に発生した帯状降雪雲の特徴

—2013年1月9日の事例—

\* 畠山光<sup>1</sup>, 本田明治<sup>2,3</sup>, 岩本勉之<sup>2,4</sup>, 浮田甚郎<sup>2,3</sup>

1: 新潟大院, 2: 新潟大学自然科学系, 3: 新潟大学災害・復興科学研究所, 4: 国立極地研究所

## 1. はじめに

新潟県柏崎市において、2013年1月8日～17日の10日間、39回のレーウィンゾンデによる高層気象観測（以後、ゾンデ観測）を実施した。観測期間中は冬型の気圧配置の継続と気圧の谷の通過により、柏崎付近では断続的に降水、降雪が続いた。そのうち、今回は、海岸部に帯状の雪雲が停滞し、柏崎市に一晚で30cmの集中降雪をもたらした2013年1月9日の事例について着目する。本研究では、ゾンデ観測および数値実験により得られたデータを用いて、停滞した帯状降雪雲の形成要因を明らかにすることを目的とする。

## 2. 使用データと数値実験設定

ゾンデ観測による高度、気温、湿度、風向、風速を用いた。

また、数値実験にはNCEPおよびNCARが開発した数値モデルWRF (Weather Research & Forecasting Model) 3.5.1版 (Skamarock et al., 2008) を用いた。初期値・境界条件は気象庁メソ数値予報モデル (MSM) の初期値 (時間分解能3時間、空間分解能0.1度×0.125度) を用いた。モデルの水平分解能は、第1領域を日本海含む日本周辺、第2領域を本州北部、第3領域を新潟周辺とし、格子点間隔をそれぞれ9km、3km、1kmとした。積雲パラメタリゼーションは第1領域でのみKain-Fritschスキームを用いた。計算期間は日本時間の8日21時～10日9時とした。

## 3. 2013年1月9日の気象概況

9日午前気圧の谷が通過し、その後冬型の気圧配置となり、午後から10日未明まで上中越の海岸部に帯状の雪雲が停滞した。その間、柏崎に約30cmの降雪がもたらされた。9日21時のゾンデプロファイル (図1) によると、地上2500mまでは風速10m/s以下の北東風で、その上空には西風が卓越していた。

全国合成レーダーや地上気象観測による当日の日降水量から、上越と柏崎で強い降水が見られ、数値実験結果でも同じ領域で降水を確認した (図2)。

## 4. 数値実験の結果 降雪雲の形成

数値実験では、9日の09時と18時の2回、海岸線に沿う帯状の上昇流帯が到達し、特に18時から4時間に渡って停滞する様子を再現した

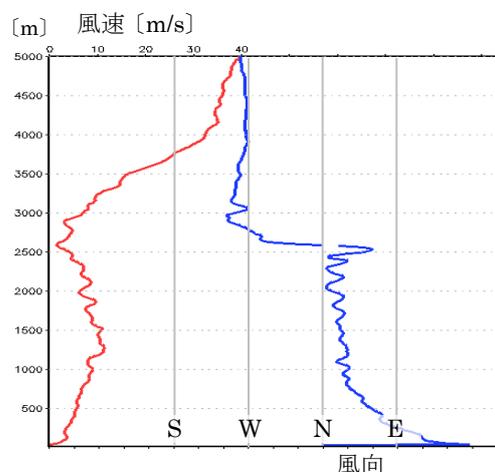


図1. 1月9日21時における風向、風速の鉛直プロファイル。

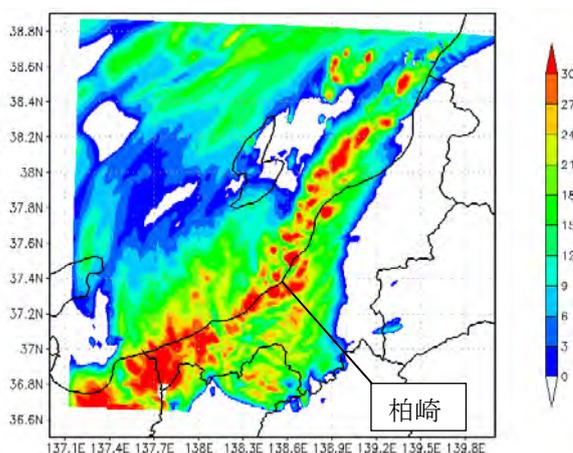


図2. 数値実験による1月9日21時の第3領域の反射強度 (dBZ)。

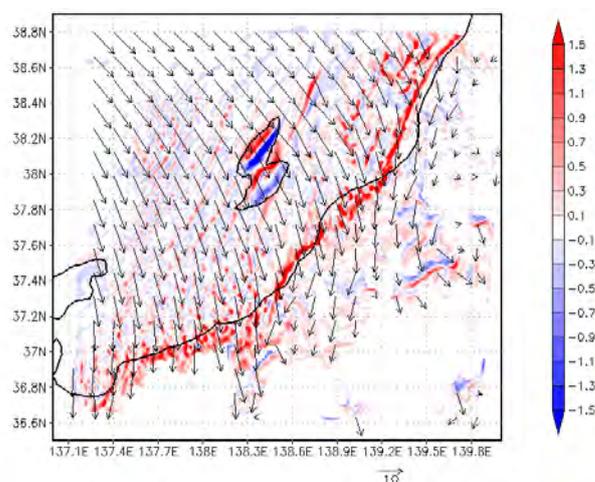


図3. 図2に同じ。但し、925hPa面鉛直風速 (m/s)。

(図3)。この上昇流帯は、下層で、陸から吹く北東風と北西風が収束し続けることによって長時間停滞していたことが分かった。このとき、上昇流は700hPa程度 (約2900m) まで達していた。

この上昇流によって雪雲が形成され続けていたと推測できる。また、この雪雲は、Nakai et al., (2005) による降雪モードの分類のうち、海岸付近に停滞するという特徴を持つ D モードを反映していると考えられる。

この上昇流帯の形成過程を明らかにするため、上昇流の時間発展を確認した。すると、午前には、輪島沖で下層に比較的高い相当温位を中心を持つ低気圧性の渦がみられた。このとき、柏崎は降雨となっており、対流不安定を伴っていたと考えられる。また、低気圧性の渦の北側では、海岸線に沿って対流が形成されていた(図4)。この対流が北よりの風によって海岸線付近に集中し、18時頃に日本海側の海岸で上昇流を形成していた。

**5. 数値実験の結果 降雪雲の停滞**

雪雲が停滞していた21時の水平風は、主に北風成分が強かった。東西風を確認すると、下層では、西風のみではなく1000m程度の高さを持つ東風が吹いていた(図5)。この時、気圧配置が東風を吹かせやすい場を形成しており(図略)、高さを持った東風が雪雲を停滞させた要因の一つとなったと考えられる。東寄りの風の上層では西寄りの風が吹いており、風向が変わる高度で弱風となっていた。柏崎上空では750hPa(2500m)付近が弱風で、21時のゾンデ観測からも同様な高度で弱風となる観測結果が得られたことから(図1)、WRF 出力値と観測値は整合的であったことが分かった。

停滞時、上昇流帯の地表付近では収束が起こり、750hPa 付近では強い発散となっていた(図略)。特に750hPa 面では、西風と、発散によって形成された東寄りの風が収束するエリアで、弱風を伴う高気圧性回転場が形成されていた(図6)。この回転場は、停滞前の15時頃から、上昇流帯の上空海側で形成されていた。この回転場の存在は、上空の西風を遮ることになる。よって上昇流帯の停滞に関与していたと考えられる。今後は降雪雲が停滞した要因を明らかにするため、高気圧性回転場の形成過程や帯状降雪雲の構造について、渦度方程式等を用いて詳細な解析を行う予定である。

**参考文献**

Skamarock, W. C. et al., 2008: NCAR Tech.Note, NCAR/TN-475+STR, 125pp.  
 Nakai et al.(2005). A classification of snow clouds by Doppler radar observations at Nagaoka, Japan. SOLA, 1, 161-164

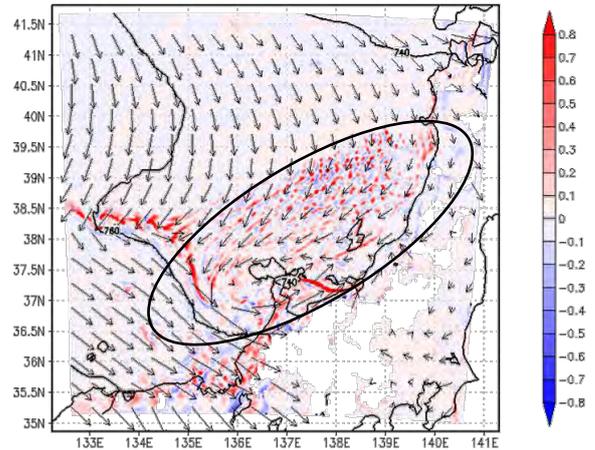


図4. 数値実験による1月9日06時の第2領域の925hPa面鉛直風速(m/s)。

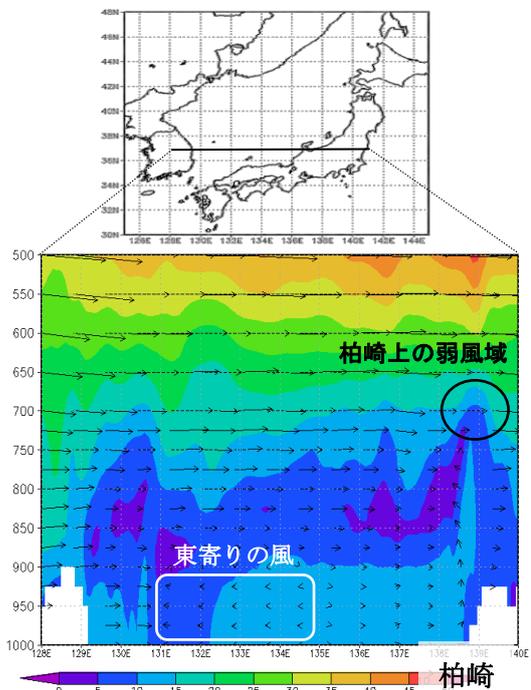


図5. 数値実験による1月9日21時の第1領域の北緯37.5度における水平風速(m/s)の鉛直断面図。ベクトルは東西風と10倍にした鉛直風を表す。

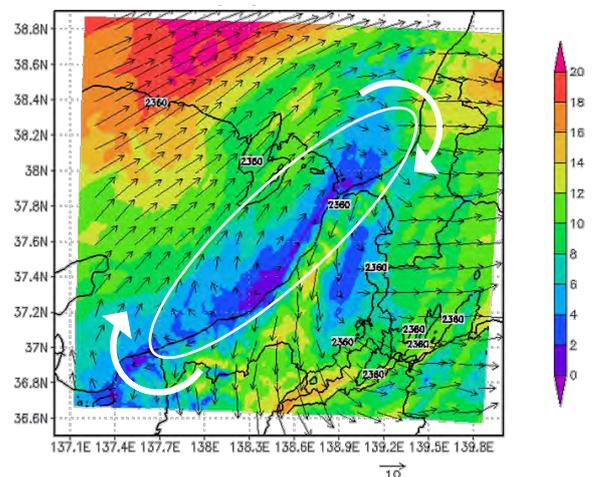


図6. 図2に同じ。但し、750hPa面水平風速(m/s)。

# XバンドMPレーダーでみた雹と竜巻をもたらす雲

\*鈴木 真一<sup>1</sup>・前坂 剛<sup>1</sup>・出世 ゆかり<sup>1</sup>・岩波 越<sup>1</sup>

<sup>1</sup> (研) 防災科学技術研究所 観測・予測研究領域 水・土砂防災研究ユニット

## 1. はじめに

気象の分野で使われている二重偏波レーダー (MP レーダー) は、電場の振動方向が水平の水平偏波と垂直である垂直偏波の2つの電波を送受信し、水平偏波の反射強度  $Z_H$ 、水平偏波と垂直偏波の強度の比  $Z_{DR}$ 、位相差の距離あたりの変化率である比偏波間位相差  $K_{DP}$  及び偏波間相関係数  $\rho_{HV}$  などのパラメータを観測する。

アメリカでは竜巻の被害軽減などを目的とした全土を覆う気象レーダー観測網が構築されているが、1台で広い範囲を観測できる降雨減衰の小さいSバンド (およそ3 GHz) のレーダーを用いている。一方、日本の気象庁のレーダー観測網は、比較的降雨減衰が少なく、かつ弱い雨を遠距離でもとらえうるCバンド (およそ5 GHz) のレーダーが用いられてきた (深尾・浜津, 2005)。

波長約9 GHzのXバンドレーダーは、SやCバンドのレーダーと比較すると装置を小型・安価に作ることができる半面、降雨減衰が大きいという特徴を持つ。偏波パラメータを観測できるXバンドMPレーダーは、特に減衰の影響を直接受けない  $K_{DP}$  を用いることで高精度の降雨強度の推定を実現してきた (例えば Maki *et al.*, (2005))。  $K_{DP}$  は  $Z_H$  や  $Z_{DR}$  の反射因子に関連するパラメータの降雨減衰の補正にも使われている (Park *et al.*, (2005) など)。

1台のレーダーで広い範囲を観測しようとする、地球の曲率の影響でレーダーの遠方では地面近くのエコーをとらえることができなくなるが、そのかわりに小型のXバンドレーダーを数多く配置することが考えられる。このように複数台での稠密な観測網は、電波の消散領域を小さくすることや、ドップラー速度を用いた風向風速の観測にも有利となる。関東地方ではXバンドレーダーをもつ複数の機関・大学でX-NETと呼ばれる観測網が構築され、防災科研ではリアルタイムでデータを収集・処理し、降水強度の推定などが行われてきた (例えば Kim and Maki, 2012 など)。

X-NETでの観測では、それまでのレーダーを用いた降雨強度推定に比べ、雨量計による補正がいらぬことや、空間分解能に優れていたことなどから、いわゆるゲリラ豪雨と呼ばれるような急激な変化を伴う小さなスケールの雨をとらえることに有利であることが示されてきた。これらの結果をうけて、国土交通省では国内でXバンドMPレーダーの観測網を都市域を中心に配備している (XRAIN)。

これらのレーダーの観測網が整備されてくるにつれ、XバンドMPレーダーで観測される災害をもたらす激しい気象事例が増えてきた。偏波パラメータは降雨強度の推定だけでなく、降水粒子に関する情報を得ることができる。ここでは、X-NETで観測されてきた竜巻や降雹を伴う積乱雲について紹介する。

## 2. レーダー観測とデータ処理

ここで紹介する解析事例はつくば周辺で発生したもので、国土交通省 XRAIN のさいたま市のレーダーのデータを用いた。

観測モードは仰角を変えた複数のPPIスキャンとなっており、5分間で1セットの空間データ (ボリュームスキャン) を取得するようにしている。観測データはある高度で東西南北約500 mの格子に内挿した。内挿の際に用いたCressmanフィルターの影響半径は1 kmである。

$Z_H$  と  $Z_{DR}$  は  $K_{DP}$  を用いて減衰補正されている。

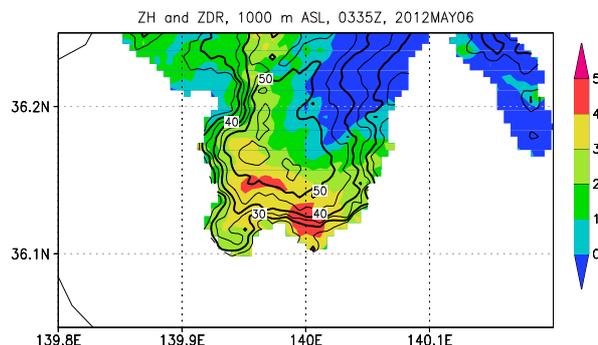


図1: 2012年5月6日12時35分にさいたまレーダーで観測された高さ1 kmにおける  $Z_H$  (実線, 5 dBZ 毎. 太い実線は 10 dBZ 毎) と  $Z_{DR}$  (色, dB)。

## 3. 竜巻をもたらした積乱雲の観測結果

スーパーセルがもたらす強い竜巻の被害が深刻なアメリカでは、その構造の特徴がよく調べられており、偏波レーダーでの観測から見られる特徴については Kumjian and Ryzhkov (2008) にまとめられている。

スーパーセルの特徴の一つは内部にメソサイクロンと呼ばれる直径数 km の渦を持つことである。この渦の生成に関連していると思われるのが環境場の水平風の鉛直構造で、地面から上空へ上がるにつれて風向が反時計回りに回転している。対流圏中上層で偏西風が吹いている場であれば、対流圏下層では南風である。このような構造をしている環境場の影響を受けて作られる構造が  $Z_{DR}$  arc と呼ばれるものである。

スーパーセルでは中心近くの内部で最も降雨が強く、外側で雨が弱い。そのため、 $Z_H$  や  $K_{DP}$  はスーパーセルの内部で大きく、周辺部で小さくなっているが、 $Z_{DR}$  はスーパーセルの進行方向の右側で大きく、特に縁辺部で大きな値が観測されることがある。これが  $Z_{DR}$  arc である。上空の降水粒子のうち、大きな雨滴は速く落下してくるが、小さな粒子は環境場の風で水平方向に大きく移動して落下する。そのために、セルの進行方向右側で大きな粒子が多く、左側では小さな粒子が多くなる。 $Z_{DR}$  は扁平な粒子に対して大きな正の値を取るため、進行方向右側のエコー縁辺で大きな値が観測される。

図1は2012年5月6日につくば市を中心に大きな被害を出した竜巻をもたらした積乱雲をさいたまレーダーで観測した際の  $Z_{DR}$  arc である。竜巻発生時頃の12時35分 (日本時間) の高さ1 kmにおける  $Z_H$  と  $Z_{DR}$  である。エコーは東北東へ向かっている。南西端にはフックエコーが見えている。 $Z_H$  はエコーの中心で大きくなっているのに対し、 $Z_{DR}$  は進行方向の右側にあたるエコーの南側で大きくなっているのがわかる。

もう一つの  $Z_{DR}$  からみえる特徴が  $Z_{DR}$  column である。これはフックエコー周辺で  $Z_{DR}$  の大きな領域が高さ数 km 上空まで円柱状に分布しているものである。フックエコーのフックの中央部は強い上昇流があると考えられ、弱エコー域になっている一方、大きな雨滴は上昇流で排除されることなく、その中に漂っていると考えられている。そのために、その領域では他の領域よりも  $Z_{DR}$  が大きく観測されるのが  $Z_{DR}$  column である。

図2は図1と同じ竜巻の事例で12時05分から13時までさいたまレーダーで観測された高さ5 kmにおける  $Z_{DR}$  の最大値で、5分毎のボリュームデータから作図した。5分毎の  $Z_{DR}$  の大きな領域のスナップショットの連続画像とみなすことができる。図中の数字は、近傍の  $Z_{DR}$  の大きなエコーの観

測時刻を示す。竜巻発生前の10分前くらいの12時20分過ぎから12時55分までの間、 $Z_{DR}$ の大きな領域が高さ5 km以上に及んでいたことを示す。

このように、XバンドMPレーダーの観測からスーパーセルの特徴を見出すことができた。他の事例でもこのような特徴が見えるのか、事例解析を重ねていきたい。

竜巻そのものについては、竜巻が発生させるデブリのエコーが見えることがあり、低い $\rho_{HV}$ がその特徴である。つくばの竜巻の事例では、気象研究所のCバンドレーダーでそのようなエコーが観測されている。

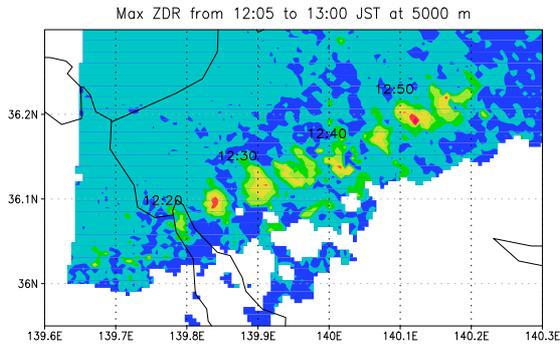


図2: 2012年5月6日12時05分から13時までにさいたまレーダーで観測された高さ5 kmにおける $Z_{DR}$ の最大値(色, dB)。5分毎のボリュームデータから作図した。

#### 4. 降雹をもたらした積乱雲の観測結果

雹は日本国内でもよく見られ、特に屋外で耕作されている農作物への被害が大きい。また自動車を傷つけるなどの被害や、近年は太陽光パネルへの被害も報告されている。雹の被害を軽減する方法は簡単ではないが、レーダーで雹を検出する技術が確立すれば、対応策も進歩していくことが期待される。レーダーによる雹の検出については、アメリカでは既に多くの研究がなされている。雹に限らず、偏波パラメータを用いた降水粒子判別についてはStraka *et al.* (2000)等によくまとめられている。

雹は5 mm以上の直径を持つ氷の粒子である。直径が大きければ $Z_H$ が大きいが、それだけでは大きな雨滴と区別ができない。大きな雨滴と雹の違いの一つはその形状で、大きな雨滴は扁平であり、その結果 $Z_{DR}$ や $K_{DP}$ が大きくなる。一方、雹は球状の集合体となっている。また、液体の水は空気抵抗によって常にながらぶれた形となるが、固体の雹は形状が固定されたまま回転している場合もある。このような特徴から、雹の場合の $Z_{DR}$ や $K_{DP}$ はゼロに近い値となる。重要であるのは、弱い雨もこれらの値はゼロに近いが、雹の場合は粒子が大きいため $Z_H$ が50 dBZ以上であり、かつ、 $Z_{DR}$ や $K_{DP}$ が小さいことである。偏波レーダーによる雹の判別の最も基本的な要素はこのような特徴である。

Xバンドレーダーの場合は、減衰補正のことを頭に入れておかなければならない。Park *et al.* (2005)などの $K_{DP}$ を用いた $Z_H$ と $Z_{DR}$ の減衰補正は、減衰量と $K_{DP}$ の関係を用いている。 $K_{DP}$ は空気中を落下する雨滴によく反応するパラメータであり、雹などの氷であった場合は値が大きくなるので、氷に対する減衰補正は雨と同様にはできず、手法も確立していない。Sバンドレーダーの様に判別に $Z_H$ と $Z_{DR}$ を用いることは、特に減衰量の大きな雹に対してはかなり無理がある。

$K_{DP}$ が雹に対して小さくなる理由はもう一つある。それは液体の水と固体の水の誘電率の違いで、氷の誘電率は水の1/20程度であり、これも雹の $K_{DP}$ を小さくする要因になる。 $K_{DP}$ は氷にはあまり影響を受けず、液体の水に対して値が変化するが、一方で、 $Z_{DR}$ は粒子の形状によって値が決まる。このような特徴から、Balakrishnan and Zrnici (1990)は雨と雹の混ざった状態から降雨・降雹の強度をそれぞれ求める試み

をしている。 $K_{DP}$ は、水と氷が混ざった状態でも氷が多く存在していれば値が小さい。XバンドMPレーダーを用いた雹の判別は、 $Z_H$ と $K_{DP}$ の関係から求めるべきだと考えている。

なお、雨と雹の混ざった状態では $\rho_{HV}$ が雨よりも低い値で観測されるので、 $Z_H$ が大きいかつ $\rho_{HV}$ が小さいことから雨まじりの雹と判別できることもある。

ここで、ある $Z_H$ の値に対して雨であった場合の $K_{DP}$ を見積もることを考える。Park *et al.* (2005)ではXバンドレーダーでのそれぞれからの雨量の換算式 $R(Z_H)$ 及び $R(K_{DP})$ を示している。降水が雨であればこの2つはほぼ等しくなるが、氷が混じっていれば $R(K_{DP})$ は $R(Z_H)$ より小さくなるはずである。

2011年4月29日18時から19時ころにかけて、つくば市周辺で降雹が確認された。その際にさいたまレーダーの観測から解析された17時から19時までの高さ1 kmにおける $dR = R(Z_H) - R(K_{DP})$ の最大値を図3に示す。◆は防災科研、●は降雹が確認された地点を示している。 $dR$ が大きな領域が帯状に見られ、その中のいくつかの地点で降雹が確認されている。

このような手法により雹の判別が可能であると考えられるが、現在の課題は検証である。降雹があったかどうか、その時空間分布はどのようであったかを把握することは大変難しい。防災科研では「ふるりポ!」というPCやスマートフォンから降雹や竜巻の目撃情報を投稿できるシステムを作成し、現在試験運用中である。

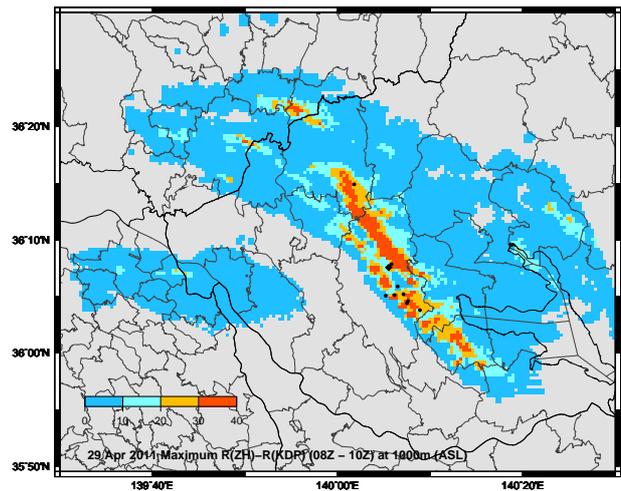


図3: 2011年4月29日の17時から19時(日本時間)にさいたまレーダーで観測された高さ1 kmにおける $Z_H$ と $K_{DP}$ に基づく $R(Z_H) - R(K_{DP})$ の最大値(色, mm/h)。●は我々が降雹を確認できた地点を示す。

#### 5. まとめ

竜巻をもたらすスーパーセルや降雹など、災害をもたらす気象をXバンドMPレーダーの観測から識別することを目指している。いくつかの事例が観測されているが、解析事例を増やすこと、地上観測との比較により検証を行うことが必要になっている。

XRAINのデータはコンソーシアムを通じて取得した。

#### References

- Balakrishnan and Zrnici, 1990: *JAS*, 47, 565-583.
- Kim and Maki, 2012: *Hydro. Res. Lett.*, 6, 76-81.
- Kumujian and Rhyzhkov, 2008: *J. Appl. Meteor. Clim.*, 47, 1940-1961.
- Maki *et al.*, 2005: *JMSJ*, 83, 871-893.
- Park *et al.*, 2005: *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 22, 1633-1655.
- Straka *et al.*, 2000: *J. Appl. Meteor.*, 39, 1341-1372.
- 深尾・浜津, 2005: 気象と大気のレーダーリモートセンシング

