

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in長岡（第15回）

—固体降水量観測の高精度化とその応用に向けて—



平成 28 年11 月 21 日 (月) 13 : 00~17 : 20
22 日 (火) 9 : 20~12 : 20

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in長岡（第15回）

—固体降水量観測の高精度化とその応用に向けて—

固体降水量は捕捉損失などの誤差要因が大きく、測器の高性能化や時間分解能の向上によってそれが問題として顕在化しているのが現状である。世界気象機関(WMO)が比較観測(SPICE)を実施するなど、解決に向けた試みはなされているが、汎用的な方法は未だ確立していない。一方、積雪や雪氷災害の解析や予測において、降雪量、あるいは降雪種(乾雪、湿雪、あられ、みぞれなど)の把握は結果へのインパクトが大きく、正確な値への要求は強い。本ワークショップでは、固体降水の正確な量、質について、観測や降水過程の解析をする側、及び、雪氷現象の解析や行政機関での活動など活用する側の両面からの講演を集め、正確な固体降水量把握に向けた研究の現状、問題点、ニーズについて議論する場を提供したい。



降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第15回）プログラム

11月21日（月）

13:00

主催者あいさつ 事務連絡

13:05

セッション1：気象場と雲物理

- ① 荒木健太郎（気象庁気象研究所）
南岸低気圧による降雪時の固体降水特性

13:45

- ② 幾田泰醇（気象庁予報部数値予報課）
降雪観測とアジョイント法を用いた雲物理過程のパラメータの最適化

14:25

セッション2：地上降雪特性とその雪氷現象へのインパクト

- ③ 山下 克也（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）
新潟県上越市における降水量の捕捉特性

15:05

- ④ 平沢尚彦（国立極地研究所）
SPICE サイト陸別における降雪量観測から分かった測器の特性と課題

15:45

休憩

16:00

- ⑤ 大宮 哲（土木研究所 寒地土木研究所 雪氷チーム）
降雪観測に関する共同研究計画 ～降雪特性と視程低下の関係解明に向けて～

16:40

- ⑥ 石坂雅昭（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター（客員））
降雪粒子と雪水比（snow-to-liquid ratio）-降雪情報の精度向上を目指して-

17:20

11月22日（火）

9:20

事務連絡など

9:25

セッション3：これからの降雪観測に向けた課題

- ⑦ 中井専人（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）
レーダーとディストロメーターによる固体降水量算出の試みと問題点

10:05

- ⑧ 藤吉康志（北海道大学名誉教授）
Xバンド船舶レーダーと2DVDで決めたブライトバンドの下端高度

10:45

- ⑨ 佐野哲也（情報通信研究機構 電磁波研究所）
冬季の南岸低気圧に伴い発生する甲府盆地の大雪の解析

11:25

- ⑩ 岩本勉之（紋別市観光交流推進室）
紋別レーダーと自治体での活用

12:05

- ⑪ 総合討論

12:25

終了予定

構内見学・測器解説（予約不要です。お気軽にご参加ください）

13:30

ツアー（事前にご予約いただいた方とさせていただきます）

16:30

長岡駅解散

南岸低気圧に伴う降雪時の固体降水特性

荒木健太郎（気象庁気象研究所）

1. はじめに

冬季、南岸低気圧に伴い関東甲信地方に降雪がもたらされる。この降水特性は温暖前線北側の層状性降水が主であると想像されるが（[荒木, 2016](#)），その雲物理特性の研究例は少なく、実態が不明である。本講演では、2014 年 2 月大雪の事例解析、過去事例の統計解析等から、南岸低気圧に伴う固体降水特性について議論する。

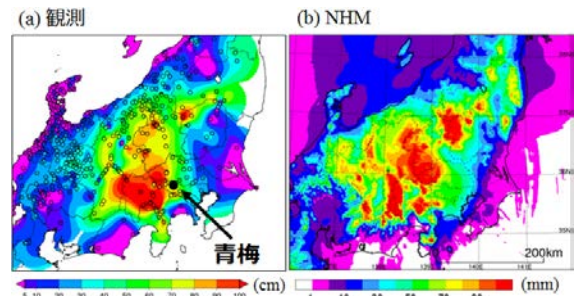
2. 顕著な大雪事例に見られた降雪特性

まず、2014 年 2 月 14～15 日の大雪を例に降雪特性を議論する。気象庁、国土交通省、自治体等から収集した毎時積雪深観測結果から、14 日 3 時～15 日 12 時（日本時間）で積算した前 1 時間積雪深差（降雪量）の水平分布を第 1 図 a に示す。伊豆半島北部から山梨県、東京都西部に加え、群馬県西部や栃木県北部の山地南東斜面の地域で総降雪量が 100 cm を超えている。関東北部等では特に標高の高い山地で降雪量が多く、地形の影響が示唆される。本事例の詳細な降雪特性を把握するため、水平解像度 1.5 km の気象庁非静力学モデル（NHM）による数値実験を行った。雲物理過程は雲水・雨が 1 モーメント、雲氷・雪・霰が 2 モーメントのバルク法を用い、関東甲信地方を覆う領域を計算対象とした。初期値・境界値には気象庁メソ客観解析を用い、14 日 3 時から 15 日 12 時まで 33 時間積分した。この期間の雪・霰による総降水量の水平分布は、概ね地上観測結果と整合していた（第 1 図）。

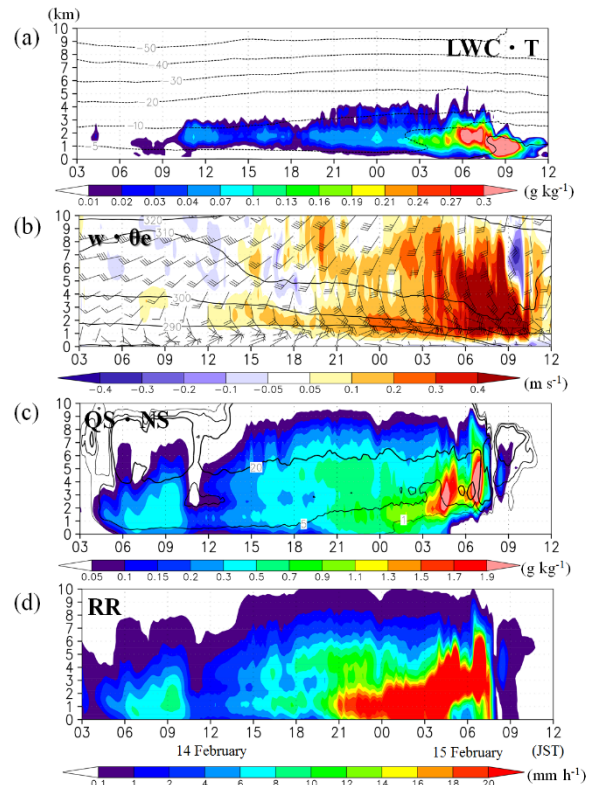
本事例では東京都青梅市と山梨県甲州市で光学式ディストロメータによる降水粒子観測を実施しており、降雪期間中に青梅では霰、甲州では雪片に近い粒径・落下速度を持つ粒子が卓越していた（図略）。[石坂ほか \(2015\)](#) は本事例において新潟県で観測された降雪粒子が、 -20°C 以下で生成された低温型結晶による雪片が主だったことを示している。このことは、同じ南岸低気圧による降雪でも、地上降雪粒子特性には地域差があることを意味している。一方、青梅での地上マイクロ波放射計観測結果から、鉛直積算雲水量（LWP, Liquid Water Path）～約 0.2 mm が観測され、NHM でも同程度の LWP が見られた（図略）。通常、温暖前線北側の層状雲には過冷却雲粒は存在しないため（[Murakami et al., 1992](#)），地形強制による下層の水雲が発生していた可能性がある（[Araki and Murakami, 2015](#)）。

そこで、NHM の結果から青梅上空の各種物理量の時間変化を確認すると、高度 1～3 km の -5°C 以下の層に雲水が存在し、南岸低気圧の接近する 15 日 6～9 時にかけて雲水量が大きくなっている（第 2 図 a）。これは $10\sim 20\text{ cm s}^{-1}$ の上昇流に対応しており（第 2 図 b），地形性上昇流で生成された過冷却雲粒と考えられる。雪混合比や各降水物質の混合比・数濃度から求めた降水強度は、この過冷却雲粒層で大きな値をとっており（第 2 図 c,d），Seeder-Feeder メカニズム（[Houze 2012](#)）による降水強化が起こっていると考えられる。また、NHM では温帯低気圧に伴う層状性降水

の一般的特徴である上層の生成セルも再現され、降雪粒子の急激な昇華成長が見られた（図略）。これらから、本事例で大雪をもたらした降雪雲は生成セル等の一般的な温帯低気圧に伴う層状雲の特性を持っており、これに加えて地形の影響で生じた下層雲に伴う Seeder-Feeder メカニズムにより内陸部を中心に降雪量が増大していたと考えられる。



第 1 図 2014 年 2 月 14 日 3 時から 15 日 12 時までの (a) 地上観測による総降雪量 (cm) と (b) NHM による雪・霰の総降水量 (mm)。



第 2 図 青梅における NHM 結果の高度時間断面図。(a) 雲水量 (g kg^{-1}) と気温 ($^{\circ}\text{C}$)，(b) 鉛直流 (m s^{-1}) と相当温位 (K)，(c) 雪混合比 (g kg^{-1}) と雪数濃度 (10^3 個 m^{-3})，(d) 降水物質（雨・雪・霰）による降水強度 (mm h^{-1})。縦軸は地上高度 (km) を意味する。

3. 降雪特性の統計解析

南岸低気圧に伴う固体降水特性の一般性を確かめるため、1958 年 1 月～2015 年 3 月に南岸低気圧に伴って東京で 5 cm 以上の降雪量が観測された 41 事例について統計解析を行った。各事例で東京での降雪開始時刻 6 時間前から終了時刻 6 時間後までを

対象に、JRA-55 (Kobayashi *et al.*, 2015) を初期値・境界値として水平解像度 2 km の NHM による数値実験を行った。物理過程等の設定は第 2 章の実験と同じとした。

雪による総降水量 20 mm 以上の発現頻度の水平分布を図 3 に示す。伊豆半島北部から山梨県、東京都西部、埼玉県西部等では頻度が 50% を超えており、2014 年 2 月 14 ~ 15 日の事例と同様に群馬県西部や栃木県北部の山地南東斜面の地域等でも頻度が高い。また、雪による総降水量が 50 mm 以上の発現頻度も山梨県～東京都西部、埼玉県西部は他に比べて高く (図略)、これらの地域は南岸低気圧による降雪時に大雪になりやすいといえる。

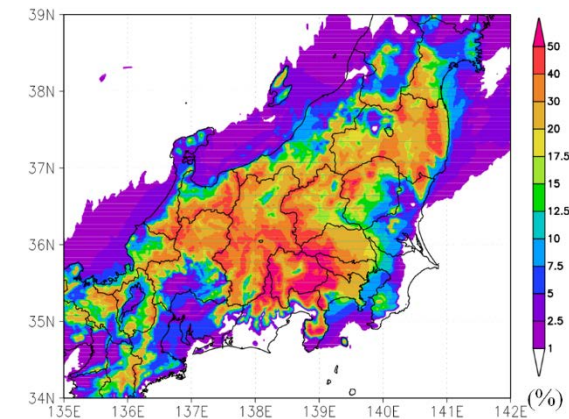
過去事例における地形性上昇流による雲生成の有無を調べるため、各事例で 30 分毎に出力した全ての結果を用い、LWP が 0.05 mm 以上の発現頻度の水平分布を調べた (第 4 図)。暖気移流が卓越すると考えられる関東甲信地方の南海上を中心に頻度が高く、内陸ほど頻度は低い。ただし、静岡県～山梨県や群馬県西部、栃木県北部等の山地斜面にあたる地域では、周囲に比べて局地的に高頻度となっていることがわかる。このことから、南岸低気圧による降雪時には関東甲信地方の山地斜面にあたる地域を中心に地形による強制上昇で水雲が発生しやすいといえ、これによる降雪強化や降雪粒子特性の局地的な変化が起これることが示唆される。

4. メソスケール気象場と低気圧の位置関係

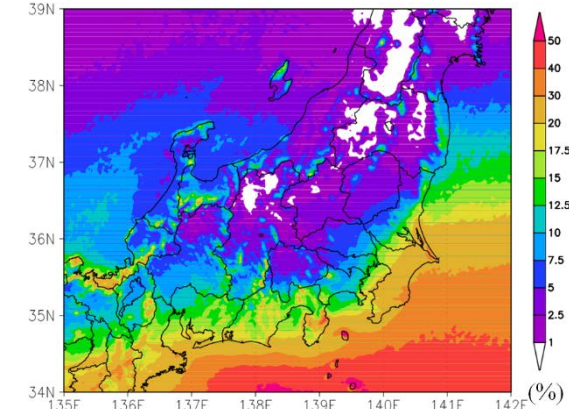
数少ない関東平野での降雪粒子観測例として、伊東 (1956) は南岸低気圧による降雪時に雲粒付着した大きな雪片を報告している。2014 年 2 月 8 ~ 9 日の大雪事例でも、茨城県つくば市では雲粒付着した六花や砲弾、交差角板等による雪片から、雲粒付着した針状による雪片への降雪粒子特性の変化が観測された (第 5 図)。

統計解析から関東南部では LWP の発現頻度の水平勾配が大きく、これに対応して大雪の発現頻度も大きく変化している (第 3, 4 図)。これは関東南部の沿岸前線 (Fujibe, 1990; 荒木, 2015) に対応しており、東京やつくば付近は沿岸前線北側の Cold-Air Damming (CAD ; 荒木, 2015) に伴う下層冷気域にあたると考えられる。CAD のような山地でブロックされた流れに伴う局地前線上で形成された下層雲は降水に影響を及ぼすことが指摘されており (Neiman *et al.*, 2002), これを確かめるために第 2 章と同じ設定の NHM で 2014 年 2 月 7 日 21 時を初期時刻とする数値実験を行った (第 6 図)。その結果、典型的な CAD に伴う関東南海上での沿岸前線が再現され、つくばでは下層冷気域の上部にあたる沿岸前線面を滑昇した過冷却の水雲が見られた。南岸低気圧中心が東海地方の南海上にある 8 日昼頃の降雪粒子の雲粒付着はこれによるものと考えられ、雪結晶の晶癖変化はアメリカ東海岸での温帯低気圧に伴う降雪粒子特性 (Colle *et al.*, 2014) と概ね整合していた。

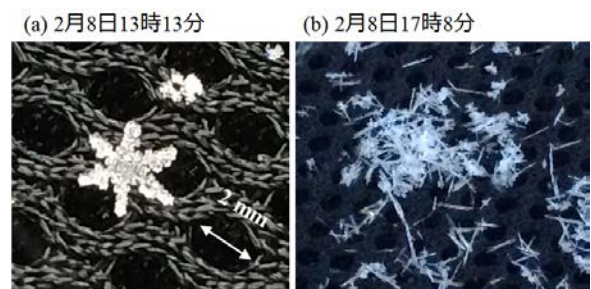
これらのことから、南岸低気圧による固体降水特性には地形やメソスケール気象場、低気圧との位置関係等が重要であると考えられる。今後、観測事例を重ねてさらなる実態解明を行っていく必要がある。



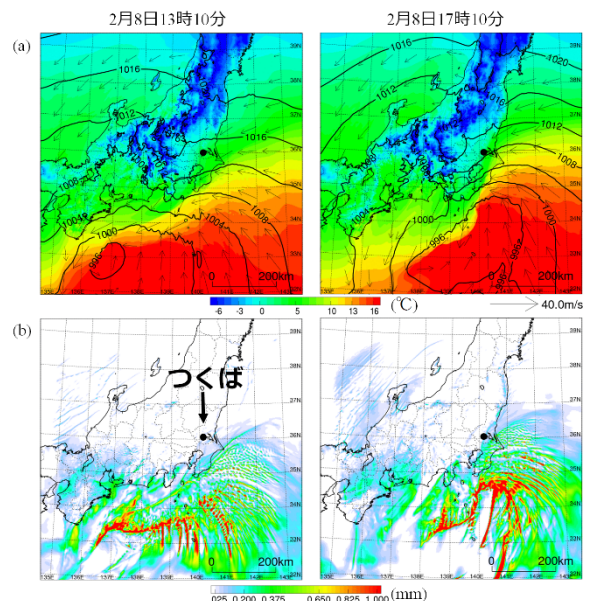
第 3 図 雪の総降水量が 20 mm 以上の発現頻度 (%)。



第 4 図 LWP が 0.05 mm 以上の発現頻度 (%)。



第 5 図 2014 年 2 月 8 日に茨城県つくば市で観測した雪結晶の写真。



第 6 図 NHM による (a) 地上気温 (°C, 塗分) と海面気圧 (hPa, 等値線), (b) LWP (mm)。

※参考文献には pdf 中に URL を埋め込んだ。

降雪観測とアジョイント法を用いた雲物理過程のパラメータの最適化

幾田 泰醇 (気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

雲物理過程のパラメタリゼーションには、経験的に決定されたパラメータが含まれる。それらのパラメータの最適解をデータ同化手法によって推定する。今回、固体降水に関するパラメータに着目し、氷と雪の衝突、氷と霰の衝突、氷から雪への変換に関するパラメータの最適解の導出技術の開発とその基礎調査を行った。以下ではその概要を紹介する。

2. 定式化

数値予報モデルを強拘束条件とする4次元変分法データ同化では、接線形モデルと随伴モデルを用いて解析値を求める。解析値は、観測とモデル変数で定義される評価関数を最小化することで得られる。評価関数 J は次のように定義される。

$$J = \frac{1}{2} (x_0 - x_0^b)^T B^{-1} (x_0 - x_0^b) + \sum_i \frac{1}{2} (H_i(M_i(x_0)) - y_i)^T R^{-1} (H_i(M_i(x_0)) - y_i)$$

ここで x はモデル変数、 y は観測、 B は背景誤差共分散行列、 R は観測誤差共分散行列、 H は観測演算子、 M はモデル演算子を表す。随伴モデルは、過去に向かって時間積分することで観測のインパクトを同化窓の開始点まで伝播する役割を担う。予報変数と同じ次元を持つ任意のベクトル p を定義し、更に予報変数ではないパラメータからなるベクトルを q すると、評価関数の勾配は次のように書くことが出来る。

$$\nabla_{x_0} J = p_0, \quad \nabla_q J = \sum_i \left(\frac{\partial M_i}{\partial q} \right)^T p_{i+1} + \frac{\partial J}{\partial q}$$

このパラメータに対する評価関数の勾配は、モデルと観測の差に対するパラメータの感度を表す。

3. データ同化用雲物理過程

実験に用いた雲物理過程は、データ同化用に新たに開発したバルク法の 6-class 1-moment スキーム(asm6)であり、予報する水物質は、雲、雨、氷、雪、霰と水蒸気の混合比である。asm6 の開発では、接線形化した際の計算安定性を確保しやすいよう素過程の単純化等を含めコーディングに工夫をしている。まず接線形モデルの積分安定性を確保するために複雑なスキームの導入は避けた。複雑なスキームは微分不可能点を持つことが多く技術的な側面から導入は困難である。また相変化に関わる気温の摂動や熱力学関連の係数の摂動の導入は、線形性を極端に悪化させるため背景の非線形トラジェクトリに固定としている。

この asm6 は反射強度や輝度温度などリモート

センシングのデータ同化での活用も目的の一つである。リモートセンシングのシミュレーションでは、氷や雪の形状や粒径分布の仮定によってバイアスが生じる。氷と雪の仮定が極端に現実と乖離しないよう、幾つかの 1-moment スキームの設定やモデルと観測との比較の先行研究を参考にスキームを構築した。

氷は、Hong et al.(2004)に基づき定義した。粒径分布は単分散で質量は粒径の2乗に比例する。粒子形状はバレットを仮定している。雪粒子は、Field et al.(2005), Thompson et al. (2008)に基づき定義した。粒径分布は逆指数分布と修正ガンマ分布との重ね合わせであり、質量は粒径の2乗に比例する。雪の密度は Heymsfield et al. (2004)に基づき粒径に逆比例する。雪粒子は粒径が小さくなると密度が氷に近づき粒径分布は逆指数分布に従うようになり、粒径が大きくなると密度が低下し修正ガンマ分布に従うようになる。

asm6 の非線形コードを気象庁局地数値予報モデル(LFM)に実装し数値実験を行った。図1は衛星観測のシミュレーション画像である。現業モデルと極端な差は無いが、氷と雪の設定が異なるため氷と雪の相互作用と落下速度に差が生じ雲の表現に差が出ている。

4. 感度解析の基礎調査

パラメータに対する感度を随伴(アジョイント)法で求める。まずシングルカラムモデルで手法の確認を行った。このシングルカラムの実験は、KiD (Shipway and Hill, 2012)の test case: deep2 を用いた。図2は asm6 の非線形モデルの時間積分の結果を表したものである。

降雪観測がパラメータに与える感度を調べるため、積分時間の最後に level 40 の位置に雪の混合比の観測が得られたと仮定する。感度を調査するパラメータは、氷と雪の衝突係数 E_{is} 、氷と霰の衝突係数 E_{ig} 、氷から雪への自動変換の変換効率 CN_{is} である。いずれも気温に依存し次のように定義する。

$$E_{is} = a_{is} \exp(b_{is} T_c), \quad E_{ig} = a_{ig} \exp(b_{ig} T_c) \\ CN_{is} = c_{is} \exp(d_{is} T_c)$$

これら係数の値は、モデルの種類やスキームによって様々な値がとられている。この変換効率の a_{is} , a_{ig} , c_{is} を解析変数に追加し、評価関数の勾配を計算した。

図3は、評価関数の勾配のトラジェクトリである。このトラジェクトリは、過去に向かって伝播したもので、右から左へ進んでいる。複数の曲線は、観測と予測と差を変化させた場合のトラジェクトリであり、雪の混合比 q_s の観測とモデルの差を

-10^{-4} から $+10^{-4}$ まで変化させた勾配の応答である。勾配が正を示す場合パラメータを増加させることで評価関数が増加ことを表す。つまりパラメータを大きくすると観測とモデルが乖離し、小さくすると観測とモデルが近づくことを意味する。

氷と雪の衝突係数は、予報と観測の差 $H(M(x)) - y$ が負の場合に a_{is} の増分と評価関数の第一変分が比例する。つまり衝突係数 E_{is} が小さくなると誤差が小さくなる。 E_{is} が小さくなると前方計算による非線形応答は q_s の減少を示す。よって随伴法による感度解析は非線形応答と無矛盾であることが分かる。

氷から雪への変換効率のトラジェクトリも衝突係数と同様の振る舞いをしている。異なる箇所は応答が現れる積分時間である。 a_{is} に対する勾配は氷と雪が共存する間は積算される。この共存する時間が他と比べて長い理由は、小さい粒径の雪粒子が氷に近い落下速度を持つためである。

氷と霰の衝突係数の雪の誤差に関する応答は他と特徴が異なる。氷と霰の衝突プロセスが大きい時刻(10-20 min)では、パラメータの感度は小さくなる。それに対して、その前後の応答はパラメータの増分と勾配が比例する。これは、背景トラジェクトリを描く非線形モデルにおいて、氷と霰の衝突プロセスによる雪の生成が、モデルで設定した閾値に達し飽和しているためである。つまり、非常に発達した対流雲の中では氷と霰の衝突係数は、雪の予測への影響が小さいことを意味する。

この応答は、非常に発達した対流雲と発達初期の対流雲の内部という異なる環境下でのパラメタリゼーションは異なるべきと示唆している。

なお、随伴方程式を解くこの方法は、線形応答を見ているため非線形性が卓越する場合にその結果に含まれる誤差が大きくなることに注意しなければならない。

5. まとめ

雲物理過程パラメタリゼーションにおける不確実性大きいパラメータの最適解を随伴法により推定する技術を開発した。理想実験から、随伴法を用いた線形応答解析が非線形応答と無矛盾であることを確認した。またパラメータが背景場に依存せず一様であるという近似の精度は、顕著現象が発生する環境下では著しく低下することを示した。この手法をデータ同化システムに組み込み解析予報サイクルを行うことで、モデルのパラメータの最適解を求めることや、モデルの不確実性をデータ同化に組み込むことも可能となる。現在、実用化に向けて開発を進めている。

参考文献

- Field et al. 2005: Parameterization of ice-particle size distributions for mid-latitude stratiform cloud. Q.J.R. Meteor. Soc., 131, 1997–2017.
- Hong et al. 2004: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. Mon. Wea. Rev., 132, 103–120.

Heymsfield et al. 2004: Effective ice particle densities derived from aircraft data. J. Atmos. Sci., 61, 982–1003.

Shipway and Hill, 2012: Diagnosis of systematic differences between multiple parametrizations of warm rain microphysics using a kinematic framework, Q.J.R. Meteorol. Soc., 138, 2196–2211

Thompson et al. 2008: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. Mon. Wea. Rev., 132, 519–542.

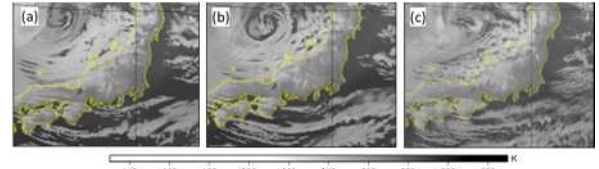


図1 対象時刻 2016 年 1 月 19 日 12UTC におけるひまわり 8 号の赤外画像(10.4 μm)。予報時間 9 時間のシミュレーションで (a) 現業設定のスキーム、(b) asm6 を用いたものと (c) 観測。

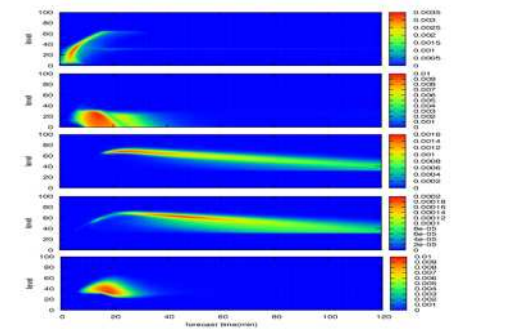


図2 asm6 の非線形コードを用いたシングルカラムモデルシミュレーション。上から順に雲、雨、氷、雪、霰の混合比(kg/kg)。

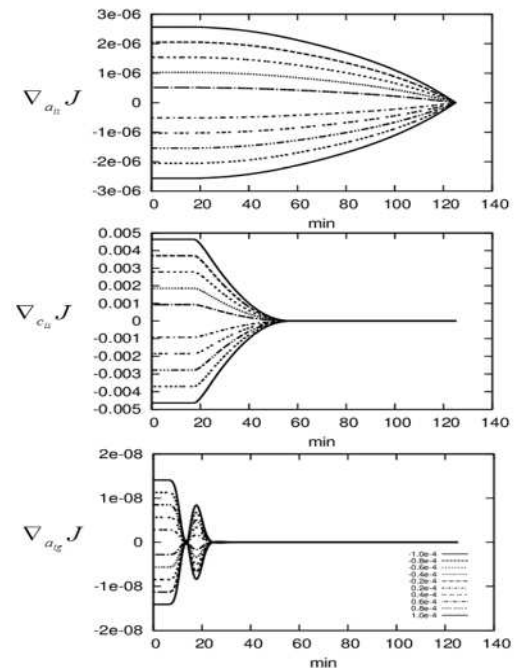


図3 各パラメータに対する評価関数の勾配。横軸は積分時間。上から順に a_{1s} , c_{1s} , a_{1g} に対する勾配のトラジェクトリを表す。

新潟県上越市における降水量の捕捉特性

山下克也、中井専人、横山宏太郎（防災科学技術研究所雪氷防災研究センター）

1. はじめに

気象庁の降水量測定に使用されている風除け無の温水式や風除け有の溢水式の転倒マス降水量計の雪に対する捕捉損失は、風速が大きくなるにつれて大きくなり、風速 2ms^{-1} でそれぞれ 4 割、2 割であることが報告されている(横山他 2003、以後、横山 03)。固体降水量に不確定要素があることは世界気象機関(WMO)でも以前から認識されており、不確定要素の把握、気候区による要因の違いなどを明らかにするために、世界中で冬季に固体降水量を測定する固体降水国際比較実験(Solid Precipitation InterComparison Experiment: SPICE)プロジェクトが 2012 年から行われている。防災科学技術研究所雪氷防災研究センターは、2014 年に新潟県上越市の農研機構中央農業研究センター北陸研究拠点($37^{\circ}06'56''\text{N}$, $138^{\circ}16'23''\text{E}$, 10mASL)に複数の降水量計を設置し、SPICE プロジェクトに参加し、降水量の捕捉特性の調査のための測定をこれまで実施してきた。ここでは、観測概要と捕捉特性調査結果を報告する。

2. 観測

使用した降水量計は、Geonor 重量式降水量計(以後、Geonor)、風除け無の温水式転倒マス降水量計(以後、RT-3)、風除け有の溢水式転倒マス降水量計(以後、RT-4WS。WS は Wind Shield の略)、風除け有 RT-3(以後、RT-3WS)、風除け無 RT-4(以後、RT-4)、田村式降水強度計(以後、Tamura)、光学式ディストロメーターである Laser Precipitation Monitor(以後、LPM)である。Geonor は、Double Fence Intercomparison Reference(以後、DFIR)という八角形の 2 重防風柵内に設置しており、これを参照器とした。DFIR と重量式降水量計を組み合わせたシステムは、SPICE プロジェクトにおける参照用の降水量計測システムとして推奨されている。データは、データロガー(CR1000)に 1 分間隔で記録されている。観測は、2014 年 1 月から 4 月、2014 年 11 月から 2015 年 5 月、2015 年 11 月から 2016 年 4 月までの 3 冬季実施した。解析には、各冬季 3 月までの観測結果を使用した。

図 1 は、観測始めから 3 月末までの DFIR-Geonor に対するその他の降水量計の積算降水量の比を示したものである。LPM 以外は比が 1 より小さく捕捉損失

があることが分かる。特に気温が負の時に比が小さく、降雪時に捕捉損失が大きいことが分かる。

3. 降水量の捕捉特性調査結果

降水量の捕捉損失の主要因のひとつは風による受水口付近の気流の乱れによるものである。ここでは降水事象を抽出し、その積算降水量と気象要素の統計値を用いて風速に対する捕捉率の調査を行った。捕捉率としては各降水量計と DFIR 内の Geonor の積算降水量の比とした。降水事象の抽出は、180 分内に Geonor の積算降水量が 2.5mm 以上であり、降水時間が 108 分(60%)以上である事を条件とした。抽出した降水事象の平均風速に対する捕捉率を降水種別に分けて示したものが図 2 である。降水種別分類には、降水事象内の LPM で測定している粒径と落下速度の質量フラックス中心(Ishizaka et al. 2013)とそれの粒径 - 落下速度関係

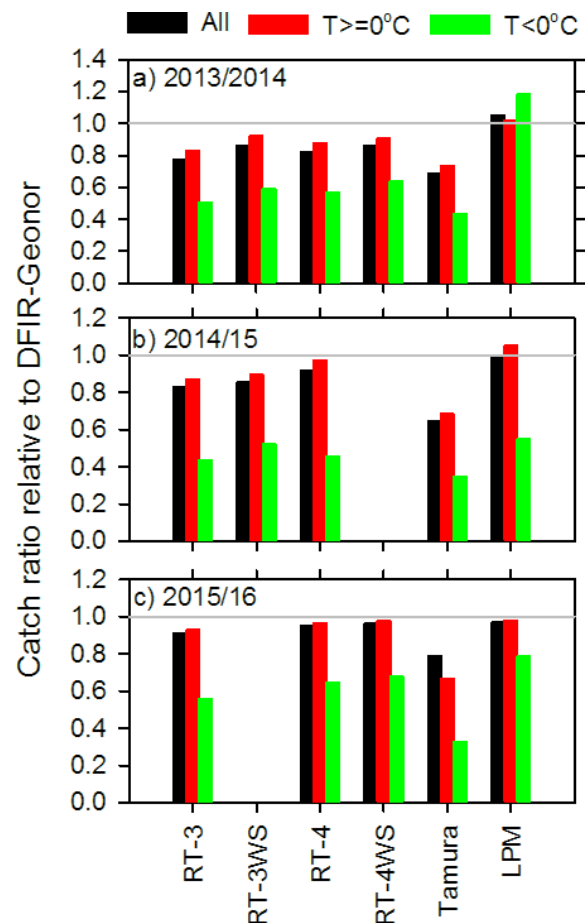


図 1 DFIR-Geonor に対するその他の降水量計積算降水量の比。12 月から 3 月までの積算降水量の比で結果を示している。

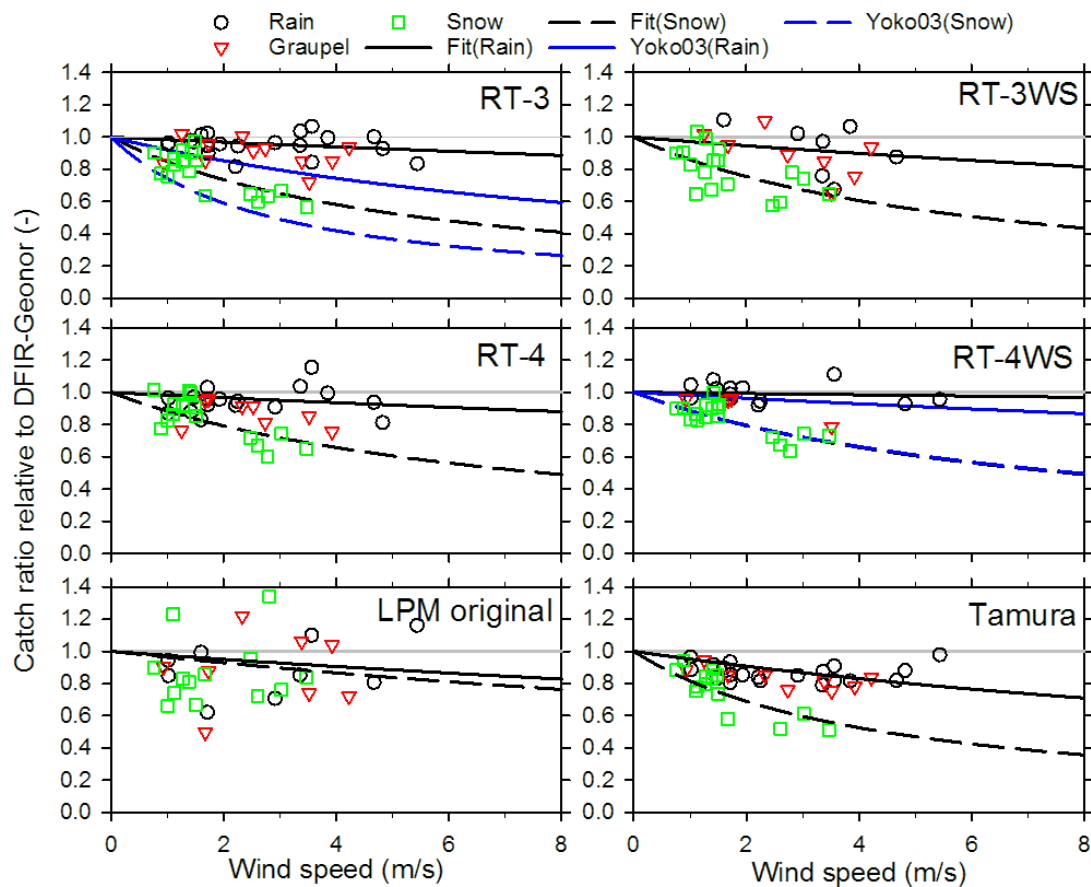


図2 風速に対する捕捉率。捕捉率はDFIR-Geonorの積算降水量に対する比で、風速は平均風速を用いている。降水種別分類は、LPMで測定している粒径と落下速度の質量フラックス中心とその粒径-落下速度関係を用いて行った分類結果で示している。曲線は、雨(実線)と雪(破線)の場合の回帰曲線(青色)と横山03で報告されている曲線(青色)である。

を用いた。風に対する捕捉率の減少傾向は、雨と雪で異なっていることが分かる。図中の曲線は、回帰曲線(青の曲線)と横山03(青の曲線)で報告されている風速に対する捕捉率曲線である。RT-4WSに関しては、今回の調査結果とおおよそ一致していることが分かる。一方、RT-3に関しては、今回の調査結果の方が捕捉損失の少ない結果であった。原因は調査中である。

4. まとめ

DFIR-Geonorを参照器として、国内で一般的に使用されている温水式と溢水式の転倒マス降水量計、田村式降雪強度計、及び光学式ディストロメーターであるLPMの捕捉率の風速依存性を調査した。3冬季の観測データを用いた解析より、LPM以外の降水量計の捕捉率は過去の報告と同じように風速が大きくなるほど低くなることを示した。粒径-落下速度を用いた降雪種別分類を行い、捕捉率と風速の関係を示す回帰曲線

を雨と雪の場合について導出した。溢水式転倒マス降水量計に関しては横山03の報告とほぼ同じであった。一方、温水式は、横山03の報告よりも捕捉率が高い結果であった。過去の報告との違いの原因や誤差の要因調査のための解析、及びそれを検証するための観測を今後も続けていく予定である。

参考文献：

- 横山ほか、2003：「冬季における降水量計の捕捉特性」、雪氷、**65**、303-316。
- 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.

SPICE サイト陸別における降雪量観測から分かった 測器の特性と課題

平沢尚彦 国立極地研究所

1. はじめに

地球温暖化などの気候変動に伴って地球上の水循環が変わると考えられているが、水循環の一部を担う降雪量の観測は依然として困難である。現在の世界標準である Raingauge 方式の観測では風による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。以下は Raingauge 方式の測器に認められる未解決の課題である：

- (1) Wind-induced error (5m/s で 50%)
- (2) Evaporation loss
- (3) Trace precipitation
- (4) Wetting loss

これらの問題の改善に向けて WMO は固体降水比較観測計画 (SPICE) を実施してきた。第 1 回 SPICE の成果は Goodison et al. (1998) によってまとめられ、降雪粒子捕捉率の測器ごとの風速に対する補正換算式が求められた。しかし、測器に付随する測定そのものの問題が解決したわけではない。2012/13 年冬季から 2015/16 年冬季まで実施された第 2 回目 SPICE では新しい測器の評価が目標の一つに加わっている。陸別サイトの観測では、ディストロメータ、気象庁の RT3 及び RT4 の評価を通して SPICE に貢献することを目指し、また、極域の降雪量の測定を見据えて各測器の性質や性能を知ることが目的としている。

各測器の性能に関しては、WMO が定期的に開催する会合 (TECO: Technical Conference on meteorological and environmental instruments and methods of observations) への提出論文やメーカーの技術的説明などが存在するが、実際の計測データを扱おうとする際にそれらの情報は必ずしも網羅、整理されておらず、観測の目的との整合性についての見通しも得にくい。本発表は、陸別町でのこれまでの観測結果から、各測器の性能について分かったことを述べる。

2. 陸別町に設置された測器の特性と課題

DFIR は風よけ柵を用いて降水粒子補足率低下を抑制して計測された観測値であり、SPICE のサイト間比較用測定である。ここで使用される測器は重量式が推奨され、陸別では Geonor (DFIR-Geonor) を用いた。個々の降水粒子を計測するディストロメータ (詳細は後述) は重量式より降水に対する感度が高い。極域の降水に対応すべく、降雪強度に対する分解能の高い降水量の計測を目指して、もう一つの風よけ柵にディストロメータ：LPM (DFIR-LPM-in) を設置 (図 4 中央) した。テストフィールドでは、図 1 や表 1 に示す計測を実施した。図 2 に 2013/14 冬季、及び 2014/15 冬季の各測器で計測された累積降水量の時系列、表 2 に冬季総降水量についての測器間の比較 (Geonor に対する比率) を示す。

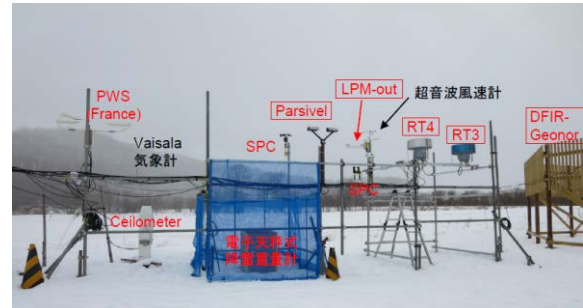
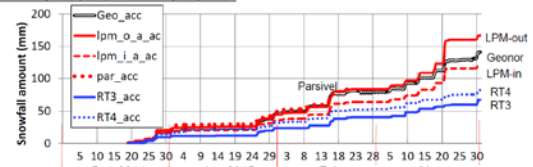


図 1 降雪比較観測測器と気象測器の配置

表 1 降雪比較観測測器のリスト

	名称	タイプ	測定の方法	備考
DFIR	Geonor	Raingauge型	重量計測	吊りワイヤーの張力
テスト測器 1	RT3	Raingauge型	融解水による転倒ます	雨量計に加熱
同 2	RT4	Raingauge型	融解水による転倒ます	油膜を張った溢水式
同 3	田村式降水強度計	Raingauge型	融解水による水滴カウント	雨量計に加熱、2重防風柵内に設置
同 4	LPM	Diadrometer型	粒径・落下速度別の粒子数	125µm <
同 5	LPM	Diadrometer型	粒径・落下速度別の粒子数	125µm <
同 6	Parsivel	Diadrometer型	粒径・落下速度別の粒子数	125µm <
同 7	PWS	Diadrometer型	粒径・落下速度別の粒子数	125µm <
同 8	SPC	粒子カウンター型	粒径別の粒子数	50µm < ~ 500µm レーザーシート面・水平
同 9	SPC	粒子カウンター型	粒径別の粒子数	50µm < ~ 500µm レーザーシート面・鉛直
同 10	電子天秤式	Raingauge型	重量計測	電子天秤
同 11	Ceilometer	Rider	後方散乱係数	高度 30 ~ 60m を使用

● 2013年12月20日～2014年3月31日



● 2014年12月2日～2015年3月31日

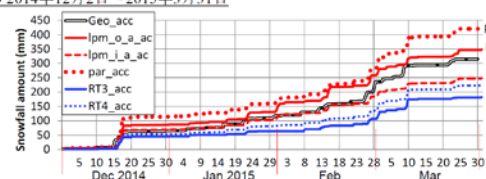


図 2 冬季の累積降水量。上:2013/14, b.2014/15

表 2 冬季の累積降水量の比較。Geonor(DFIR)に対する比を付加する。左：2013/14, 右：2014/15。

	20 Dec 2013 - 31 Mar 2014		1 Dec 2014 - 31 Mar 2015	
Instruments	Total amount (mm)	Ratio (Geonor)	Total amount (mm)	Ratio (Geonor)
Geonor (DFIR)	141.0	1.00	314.8	1.00
LPM_out (Original Algorithm)	166.6	1.18	347.6	1.10
LPM_in *1 (Original Algorithm)	121.0	0.86	247.7	0.79
Parsivel (Original Algorithm)	—	—	422.1	1.34
RT4 *2	82.0	0.58	223.0	0.71
RT3 *3	67.5	0.48	183.0	0.58

*1 LPM_in: LPM installed in another double fence wind shield same as DFIR

*2 RT4: Spill-tipped tipping bucket

*3 RT3: Heated tipping bucket

2.1 筒型の筐体で粒子を捕捉する方式

2.1.1 Geonor

計測の方式：捕捉した降雪粒子を不凍液中に溜め、全体の重量増加を計測する。不凍液表面を油膜で覆い蒸発を抑制する。

降水量・強度：張力センサーの振動数から重量を求め、水位に換算する。水位の解像度は振動数1カウントが表す重量差となる。このため、計測時間が長いほど水位の解像度が高くなる。概ね1分間計測で0.002~0.02 mm となり、この計測値を1時間毎に比べることによって、0.002~0.02 mm/h の降水強度の解像度が得られる。

課題：1) 風による振動で計測値が動揺する。2) 降水量にして概ね0.5 mm/20°Cの気温への依存性がある。振動数が気温に依存することが原因。寒冷地の気温の日変化によって、降水がなくともこの程度の量の変動する。

2.1.2 RT3 及び RT4

計測の方式：TR3は捕捉した降雪粒子を融解し、下部の転倒ますに導く。RT4は捕捉した降雪粒子を不凍液中に取り込み（表面を油膜で覆う）、溢れた液を転倒ますに導く。

降水量・強度：転倒ますの容量は降水量0.5 mmに相当する。

課題：1) 降水の時間解像度が比較的低い（時系列は0.5 mm 刻み階段状）。2) 転倒ますに滞留中の蒸発ロスの影響が顕在化している。日本でも寒冷地では0.5mm以下の降水イベントが比較的多いので重要。3) RT3とRT4の20%程度の差は蒸発ロスによると考えられる。RT3において、降雪粒子を転倒ますに送り込むために融解させる時の影響だろう。

2.2 ディスドロメーター

レーザー面（概ね10cm x 20cm）を張ってそこを通過する個々の降水粒子の粒径と落下速度を計測する。前方散乱の強度から降水強度を求める。筆者ら（Konishi et al., 2012）は計測される粒径と落下速度の統計値から降水強度を求める独自のアルゴリズムを構築・改良する。計測する粒径は概ね100乃至300 μm 以上、数cm以下の範囲。

2.2.1 LPM(Thies 社)

降水量・強度：原理的には一粒の降水粒子から計測が可能。メーカー値では、ある程度少数の降水粒子が計測されていても降水強度が0 mm/hと出力される。

課題：1) 降水のない時期に500 μm 以下の粒径の粒子数が出力されることが多い（ノイズ）。2) 風が強くなると（概ね4 m/s 以上）カウントされる粒子数が増え、降水強度の過大評価となる。

2.2.1 Parsivel(OTT 社), PWS(Campbell Sci. 社)

基本的にLPMと同じ特徴であるが、計測する粒径バンドなどの違いがある。

課題：1) 最小粒径の2階級187 μm 以下の粒子数は出力しない（常に"0"）。

2.2.3 PWS(Campbell Sci. 社)

現時点で未解析。

2.3 粒子カウンター

2.3.1 SPC(新潟電気)

計測の方式：レーザー面を通過する個々の降水粒子の粒径を計測。計測する粒径は50~500 μm の範囲。

降水量・強度：球形粒子を仮定して積分する。

課題：1) 粒径の小さい降水にのみ対応しており、この計測だけで全ての降水を評価することは難しい。2) 量に換算することは困難（今後の実験必要）。3) ダイヤモンドダストなどの降水に向く。4) レーザー面

が狭い（2 mm x 25 mm）ため、通過できる粒子数が少なく、時間をかけた観測が適当。

2.4 ライダー

2.4.1 Ceilometer(Vaisala)

計測の方式：レーザーの後方散乱係数を計測。

降水量・強度：後方散乱係数から換算。

課題：1) 量に換算することが可能なのか検討。2) 粒子の形状、数、大きさの影響を検討。

参考文献

Qui, J. (2012), *Nature*, 491, 312-313.

Konishi et al. (2012), ICCP（国際雲物理学会）.

降雪観測に関する共同研究計画 ～降雪特性と視程低下の関係解明に向けて～

大宮哲、武知洋太（寒地土木研究所 雪氷チーム）

1. はじめに

寒地土木研究所と防災科学技術研究所は、平成28年11月より、「降雪量観測の高精度化および降雪強度や降雪形態が視程低下に与える影響の解明に関する研究」という課題名のもと、共同研究を開始したところである。本共同研究の目的は2つあり、1つは降雪特性の異なる長岡と石狩における降雪観測結果を共有・解析を行うことで降雪量観測の高精度を目指すこと、もう1つは多様な降雪形態（降雪種や粒子形状の違いなど）と視程低下の関係について解明することである。

本発表では、主に寒地土木研究所が担当する視程観測とそのデータ解析について、研究背景および実施計画を述べる。また、石狩吹雪実験場にて実施中の降雪観測の概要についても紹介する。

2. 降雪特性と視程低下の関係について

2.1 研究背景

冬期における道路交通障害を軽減するうえで、吹雪に伴う視程障害発生を予測することは重要である。当研究所では、平成25年2月より、道路利用者の適切な行動判断を支援することを目的とし、インターネット上で吹雪時の視程予測情報を提供している（平成28年度冬期も11月下旬より運用開始予定である）。図1に、パソコン用情報提供サイト「吹雪の視界情報」のトップペー

ジを示す。ここでは、北海道を旧市町村221エリアに分け、視程情報をその程度ごとに5段階で色分けして表示してある（青いエリアは視程が良く、赤いエリアほど視程が悪いことを意味している）。本サイトでは、気象庁より配信される風速、気温、降水強度の予測データを用いて24時間先までの視程を予測した結果について提供している。

2.2 視程算出について

竹内・福澤¹⁾より、視程は飛雪流量 q ($\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$)との相関が高いことが示されている。そこで、まずは上述の気象予測データを元に吹雪の発生有無を判断したのち、乱流拡散方程式に基づく式(1)^{2),3)}を用い、粒子浮遊層(高さ z (m))における飛雪空間密度 $N(z)$ (g/m^3)を算出する。ここで、 P は降雪のフラックス($\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$)、 N_t は基準高さ Z_t ($=0.15\text{m}$)における飛雪空間密度、 w_f は降雪粒子の落下速度(m/s)、 w_b は浮遊雪粒子の落下速度(m/s)、 k はカルマン定数($=0.4$)、 u_* は摩擦速度(m/s)である。次に、高度 z における風速との積によって z における q を求めたのち、武知⁴⁾が示した視程 V_{is} (m)と q の関係式(2)から視程を演算している。吹雪の視界情報提供までの流れを図2に記す。

$$N(z) = \frac{P}{w_f} + \left(N_t - \frac{P}{w_f} \right) \left(\frac{z}{Z_t} \right)^{-\frac{w_b}{ku_*}} \quad \dots (1)$$

$$V_{is} = 10^{-0.886 \log(q) + 2.648} \quad \dots (2)$$



図1 「吹雪の視界情報」の提供画面

<http://northern-road.ip/navi/touge/fubuki.htm>

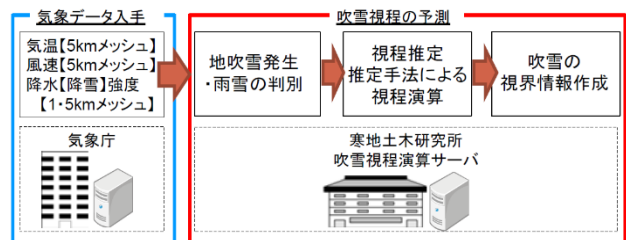


図2 吹雪の視界情報作成までの流れ

2.3 研究目的

飛雪流量 q から視程 V_{is} を算出する際に留意すべきことは、関係式(2)が各種降雪特性（降雪種や粒子形状、粒径など）の違いを考慮に入っていない点であり、それが予測精度低下の一因となっている可能性がある。そこで、関係式(2)によって求めた視程と実際の視程が、降雪特性の違いによってどの程度異なるのか、また、どの程度変動するのかについても未解明である。本研究の目的は、

各種降雪特性と視程低下の関係を明らかにすることである。そこで、今冬期より雪氷防災研究センターの観測露場において視程観測を実施し、各種降雪特性との関係解明に臨む。

2. 3 観測イメージ

気象学において、「視程」は視角 0.5° 以上 5° 以下の黒い目標物が見通せる距離と定義されていることから⁵⁾、黒色の視認対象物（視程版および黒色シート）を距離別に設置し、降雪時の見え方をカメラによって記録する。なお、視認対象物が設置できない遠方については、常緑樹を視認目標物とする。また、カメラによる記録に加え、不定期に目視観測を実施する予定である。

観測露場における機器配置イメージを図3に記す。この観測によって得られる視程記録および各種降雪観測結果（DFIR、ディストロメータ等による降雪データ）を比較することにより、降雪特性と視程の関係について解明する。



図3 雪氷防災研究センターの観測露場における視程計測イメージ

3. 石狩吹雪実験場における降雪観測

次に、石狩吹雪実験場（図5）にて実施している降雪観測について簡単に紹介する。

3. 1 研究背景と目的

吹雪の激しさを示す指標の1つである「吹雪量」は、吹雪対策施設を選定する際や、対策施設そのものの設計値（防雪柵の柵高など）を決定するうえで必要不可欠な物理量である。『新版雪氷辞典』⁶⁾によると、吹雪量は「風向に直交する単位幅を単位時間に通過する雪粒子の総量($\text{g}/\text{m}/\text{s}$)」として定義付けられている（図4）。したがって、正確な吹雪量を算定するためには、強風下での降雪量を精度良く把握することが求められる。

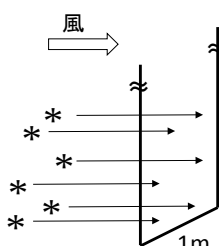


図4 吹雪量のイメージ

雨量計に対する降雪粒子の捕捉損失については、その補正式（風速の関数）が横山ら⁷⁾によって示されている。しかしながら、その観測データの多くは吹雪の発生臨界風速とされる $5\text{m}/\text{s}$ を下回るものであり、強風下での観測データ数は不十分である。そこで当研究所では、強風下でも適用可能な捕捉損失補正式を作成することを目的とした降雪観測を実施している。

3. 2 観測概要

石狩吹雪実験場は、札幌市中心部より北方約 17km に位置し、北海道内においても有数の吹雪頻発地帯である。構内には二重柵基準降水量計（DFIR）のほか、一般的な気象官署で用いられている雨量計を設置し、比較観測を実施している。なお、本比較に使用している雨量計は、助炭付き温水式雨量計（北海道内の全アメダスにて使用）および助炭なし転倒ます型雨量計（北海道開発局の道路テレメータにて使用）である。

実用の雨量計に対する補正式を作成する事によって、従来よりも精度の良い固体降水量を得ることができ、広域にわたる積雪深分布や吹きだまり分布の面的な把握に寄与することが期待される。なお、発表当日は、DFIR と各種雨量計にて得られた観測結果の一例についても併せて紹介する予定である。

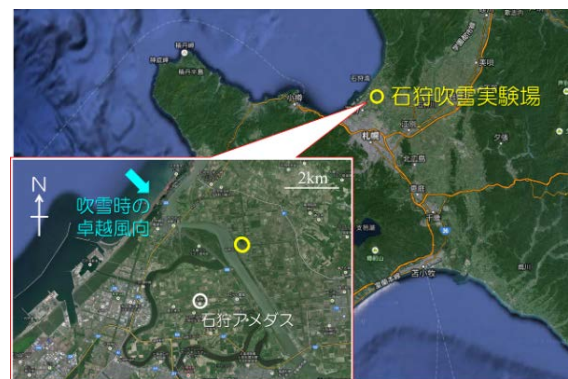


図5 石狩吹雪実験場

参考文献

- 1) 竹内・福澤(1976): 吹雪時における光の減衰と視程, 雪氷, 38, Vol.4, pp.9-14.
- 2) 松沢・竹内(2002): 気象条件から視程を推定する手法に関する研究, 雪氷, 64, pp.77-85.
- 3) 松澤(2007): 吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究, 雪氷, 69, pp.79-92.
- 4) 武知ら(2009): 吹雪時に人間が感じる視程と視程計や吹雪計による計測値との関係, 北海道の雪氷, 28, pp.17-20.
- 5) 気象庁(2002): 地上気象観測指針, (財)気象業務支援センター
- 6) 日本雪氷学会(2014): 新版雪氷辞典, pp.190, 古今書院
- 7) 横山ら(2003): 冬期における降水量計の捕捉特性, 雪氷, 65, pp.303-316.

降雪粒子と雪水比 (snow-to-liquid ratio)

-降雪情報の精度向上を目指して-

石坂雅昭

防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター (客員)

1. はじめに

雪水比あるいは snow-to-liquid ratio (STL)は降水量から降雪深を求めるための比率であり、降雪の体積(単位面積当たりなら積雪深)とそれが水となった場合の体積(単位面積当たりなら降水量)の比である。水の密度は既知なので、降雪の平均密度がわかればこの比率は定まり、雪水比, STL の設定は新雪密度を決めていることと同等である。これまで多くの場合、経験的な雪水比, STL が使われてきた。日本であれば湿った雪を含めた雪水比 0.5~1.0, 北米では 10-to-1 rule (STL=10) などである(雪水比は一般に降雪深を cm で表し, 降水量を mm で表すので STL と一桁異なる)。

しかし、これらは平均ではそれらに近い値となるが、個々のケースで大きく異なることも知られている。そこで近年、細い区画の数値モデルによる定量的な降水量予測が行われるようになり、正確な降雪深予測のためのより現実的な雪水比が求められるようになってきている

(Milbrandt et al., 2012 など)。数値モデルの出力要素から、あるいは定常観測の気象要素の組み合わせから、時にはそれらに Artificial Neural Network を用いて雪水比, STL を推定する試みなどが行われている。

しかし、次節で述べるように STL には多くの要素が関係し、それを正確に予測することは困難で依然挑戦的な課題である。ここでは、多くの要素の中で最も基本的な降雪粒子と STL の関係、すなわち降雪粒子と新雪密度との関係について述べる。

2. 新雪密度を決めるもの

雪水比, STL, すなわち降雪の密度を決めるものにはおよそ次のような要素がある。一つ目は主に降雪雲の中で決まる要素である (in-cloud processes)。結晶形と大きさ、雲粒の有無とその量、併合や分裂などによって決まる降雪粒子そのものの特徴である。二つ目は、雲から出てからの融解や蒸発である (subcloud processes)。最後は地表面で生じるもので (postprecipitation surface processes)、風にも大きく影響される分裂や圧縮そして堆積後に起きる変質などである。このように、地上に達してからの過程も考えると、新雪密度は時間経過とその間の環境の違いによって変化する大変扱いにくい量であることがわかる。

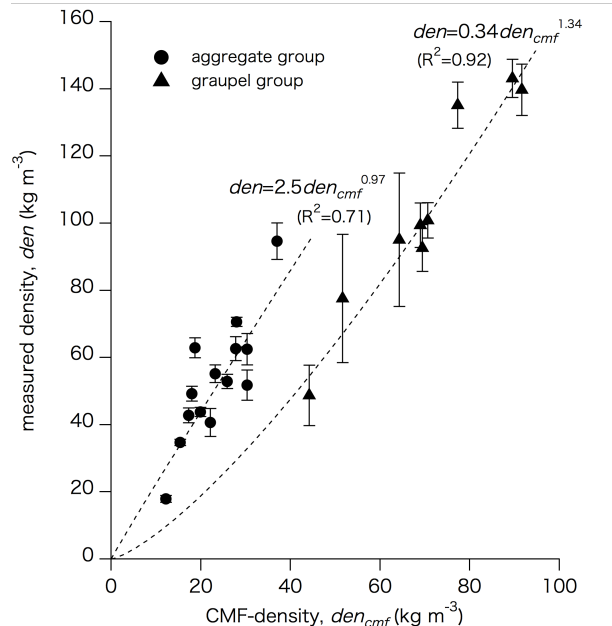


図1 新雪密度 (den) と CMF 密度 (den_{CMF}) の関係。

3. 降雪粒子と新雪密度

新雪密度にとって最も基本となる降雪粒子との関係は古くから研究されてきた (Power et al, 1964; 梶川, 1989) が、過去の研究では、密度は定量的な量として定まるのに対して降雪粒子については主要な降雪結晶の定性的な記述するにとどまり、両者の定量的な関係は明らかではなかった。そこで筆者ら (Ishizaka et al., 2016) は以下に述べるように密度測定が可能な程度の降雪深が確保され、圧密が無視できる短い時間で、かつほぼ同種の降雪が観測された降雪イベントを選び降雪粒子と密度の関係を求めた。降雪イベント期間の降雪粒子観測からイベントを代表する粒径・落下速度CMF (center of mass flux distribution : 観測降雪粒子について降水量で重み付けして得られる平均粒径と平均落下速度 ; Ishizaka et al., 2013) を求め、その粒径・落下速度座標上の位置でイベントを霰や雪片などに分類した。一方、得られたCMFの粒径と同等な直径の球を仮定してその密度 (den_{CMF}) をイベントの降雪粒子を代表する仮想的な密度とし、それと実際の観測密度 (den) との関係を分類された降雪ごとに求めた (図1)。図1から雪片と霰では関係が異なることがわかる。雪片性降雪では仮想的な密度と実際の密度は2倍以上の開きがあるが、その関係はほぼ線形である。仮想的な密度の基となったCMFは空中での粒径から求めたものであることから、こ

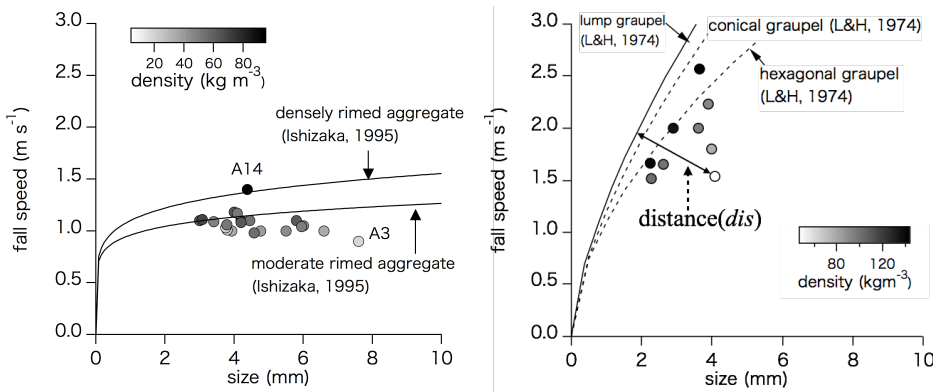


図2 雪片性(左)及び霰性(右)降雪イベントの密度(グレースケール)とそのCMFの粒径・落下速度。

れを空中での代表的な密度と考えると、それが落下して地表で積雪となると密度が2倍強、すなわち空隙が半分以下になると考えることもできる。対して霰は低密度では仮想密度と実際の密度は同程度であるが、密度が大きい領域では次第に新雪密度は大きさを増す。これは、霰の新雪密度は基本的には空中の霰そのものの密度を反映するが、密度の大きい霰になるほど落下時の運動量(衝撃)が新雪密度を大きくすると考えることができる。

この他次の興味深い結果も得られている。図2は雪片(左)及び霰(右)の降雪イベントの密度とCMFの位置関係を表したものである(密度はCMFの位置を示す円の中にグレースケールで表現)。雪片の場合、密度(den_{agg})は落下速度(v_{cmf})と粒径(d_{cmf})の次の回帰式で表現できた。

$$den_{agg} = 82.4v_{cmf} - 6.9d_{cmf} \quad (R^2 = 0.90) \quad (1)$$

落下速度(v_{cmf})は雲粒付着度に応じて大きくなるので、雪片性降雪の新雪密度は雲粒付着度に応じて大きくなり、粒径に応じて小さくなるということを示している。ふわふわした大きな雪片の密度は小さいという経験に合致する。

霰の場合は、雪片のような関係は見られず、各CMFの位置と密度の大きい塊状霰の粒径・落下速度の曲線(図2の右の実線曲線)の距離(dis)との関係が明瞭であった。すなわち霰の密度(den_{grau})と距離の回帰関係は

$$den_{grau} = 161 - 72.5dis \quad (R^2 = 0.89), \quad (2)$$

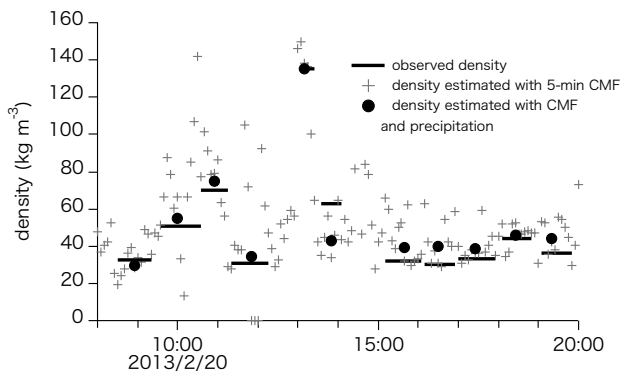


図3 降雪イベントの新雪密度(太実線)と5分間CMFから推定した密度(+), それをもとに推定したイベント期間の密度(●)。

となり、密度の大きい霰の曲線に近づくほど大きい。霰の新雪密度は基本的に霰そのものの密度に依存していると言える。上述の霰の場合の空中と地上の密度関係と整合的である。

4. 降雪情報の精度向上と高度化

図1中の式、あるいは(1),(2)の回帰式を使うとCMFと降雪量がわかれば任意の期間の新雪密度(STL)が推定できる。図3に実測の降雪イベントの新雪密度(太実線, 期間は横の長さ), 5分間のCMFから推定した密度(+), その5分間のCMFと降水量から推定したイベント期間の密度(●)を示した。5分毎では降雪の種類の変化に応じて密度が頻繁に変わるが(+), それらと降雪量を用いて推定されるイベント期間の密度(●)は実際と概ね良い一致を見ている。このように降雪情報を的確につかむことによって精度の高いSTLが設定できることがわかる。近年、粒径・落下速度を自動観測できる装置(例えば, ParsivelやLPMなど)が発達し、またIoTの普及も急速である。これらの技術を使うとリアルタイムで刻々変わる雪水比(STL)を推定することが可能である。もちろん、将来的にはモデルでCMFに対応する情報が出力されるようになれば、それを使うことも可能である。さらに、CMFには密度にとどまらず、降雪の種類情報も含まれていて、より高度な降雪情報の提供の可能性を示している。そして、これらの情報は積雪変質モデルなどの地表面過程のモデルの初期値の高度化にも役立つものである。

6. まとめ

新雪密度の基本である降雪粒子との関係を述べたが、その他風速や融解、圧密、変質過程の影響を受けるので、実践的な雪水比, STLにはそれらを付加しなければならない。ただ、それら要素も多分に降雪粒子と関連し、降雪粒子に関する定量的な記述が不可欠であり、ここで述べた降雪イベントのCMFによる定量化は一つの有用な手法となり得るであろう。

参考文献

- Ishizaka et al., 2016, The Cryosphere, 10, (印刷中)
- Ishizaka et al., 2013, J. Meteor. Soc. Japan, 91, 747-762.
- 梶川, 1989, 雪氷, 51, 173-183.
- Milbrandt et al., 2012, Mon. Wea. Rev., 140(8), 2461-2476.
- Power et al., 1964, J. Atmos. Sci., 21, 300-305.

レーダーとディストロメーターによる固体降水量算出の試みと問題点

*¹中井専人・¹山下克也・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・¹石坂雅昭
(1: 防災科研・雪氷, 2: 長岡技大)

1. はじめに

近年の気象レーダーの偏波化に伴い、レーダー降水強度 R の推定に偏波パラメーターが利用されるようになってきている。降雨においては水平偏波等価反射強度因子 Z_h からの R 推定と偏波間位相差変化率 K_{dp} からの R 推定を併用することにより、精度の良い R を求められるようになってきている(例えば [Anagnostou and Anagnostou \(2008\)](#) に整理されている)。しかし、データの品質管理(QC)や測定原理を理解した処理など注意すべき点が多くある。例えば、主に"propagation effect"によって決まるとされる K_{dp} の値にも"scattering effect"の効果が含まれており、それを分離して評価することが必要である([Hubbert and Bringi, 1995](#); [Maesaka et al., 2012](#); [岩波・前坂, 2013](#))。

固体降水(融解を含む)の R 推定は容易ではなく、まず偏波パラメーターを用いて降雪種分類(hydrometer classification; HC; Xバンドであれば、[Dolan and Rutledge 2009](#); [Snyder et al., 2010](#); [Kouketsu et al., 2015](#)など)を行い、その結果に降雪種毎の Z_h - R 関係式を適用して R を求めなければならない(例えば、[Lim et al., 2013](#); [板戸ほか, 2016](#))。レーダー降水強度を推定した高度より下層で融解がある場合は、融解とそれに伴う落下速度の変化もあるため、さらに複雑になる。

レーダー降水強度の推定は、上述の K_{dp} を用いる方法を除き、主に Z_h の値をいかに R に変換するかというものである(図1)。このとき、固体降水であれば降雪種やその特性、雨であれば粒径分布の違いによって関係式が異なってくる。その違いを反映する方法は偏波パラメーターの利用だけではなく、地上降水量など他の観測値を参照する方法も以前から行われてきた。解析雨量([牧原, 2007](#); [Makihara, 1996](#))がその代表的なものであるが、海外でもこの方法は用いられ、改良が続けられている([Rasmussen et al., 2003](#), 以後R03; [Zhang et al., 2016](#))。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。この点については昨年のこのワークショップでも述べたように、未解決の問題が多い。

防災科学技術研究所雪氷防災研究センター(以下、雪氷研)では、地上降水量ではなく地上降雪種を参照したHCを行い、その結果を Z_h から R への変換に反映する手法を開発している。事業計画上、レーダーと地上降雪粒子の同時観測、リアルタイム処理システム(集中豪雪監視システム)作りが先行し、

レーダー観測 $\Rightarrow$ 降水強度 R

Z_h $\Rightarrow R$

- $Z_h=200R^{1.6}$ の流用
- 地上降水量を参照
解析雨量 高解像度降水ナウキャスト
[Rasmussen et al.\(2003\)](#) [MRMS\(Zhang et al., 2016\)](#)
- 偏波モーメントからのHCを使った降雪種別の Z_e - R 変換
[板戸ほか\(2016\)](#) [Lim et al.\(2013\)](#)
- 地上ディストロメーターを参照
中北ら(2011, 雨の粒径分布) [Huang et al.\(2010\)](#) 本研究

K_{dp} $\Rightarrow R$

Z_{dr}
 phv
: } 補助的に、あるいはHCやQCに使われる。

図1 レーダー観測値に基づく降水強度推定の種類

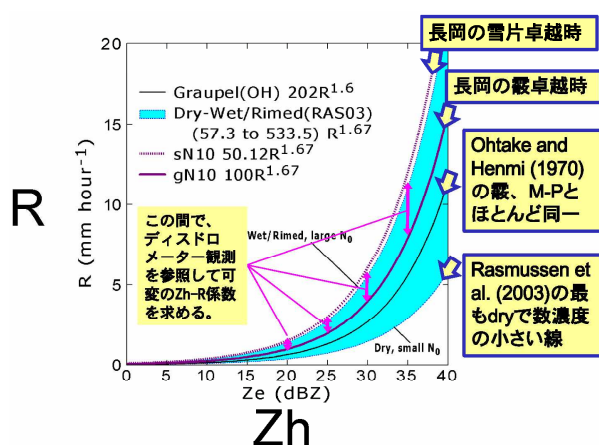


図2 降雪種ごとの Z_h - R 関係を図にしたもの

すでに試験的に稼働しているが、アルゴリズムの検証、改良はこれからである。また偏波パラメーターを用いたHCとの組み合わせも今後計画している。その現状と解決すべき問題点について報告する。

2. 降雪種ごとの Z_h - R

HCを用いたレーダー降水量推定のためには、降雪種ごとの Z_h - R 関係式が必要である。それを整理した文献には[Gray and Male \(1981\)](#)、[Fujiyoshi et al. \(1990\)](#)、R03などがある。特に、R03は Z_h - R 関係式に理論的な考察を行い、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といえる。R03で提示された $Z_h=BR^\beta$ の指数 $\beta=1.67$ と数濃度やライミングで変化する係数 B は雪片に対するものである。これと霰の式([Ohtake and Henmi, 1970, 14th Conf. on Radar Meteorology](#),

Tuscon, 209-210, 以後OH70)を作図すると、霰の式は雪片の式で表される範囲のほぼ中央にある(図2)。また、雨に用いられるMarshall-Palmerの式は霰の式とほぼ重なる。このため、雨のZh-Rで推定したレーダー降水量は、固体降水に対してもそれなりにもっともらしい値を示す。しかし、これは降雨と降雪において、複素屈折率の差と落下速度の差が相殺することによる見かけ上の整合である。

長岡においては、雪片が卓越する降雪雲と霰が卓越する降雪雲において、係数Bに経験的には約2倍の差がある。雪氷研設置のX-POLレーダー(Iwanami et al., 1996, 12th ICCP, Zürich, 190-192.)と積雪気象観測点SW-Net (Yamaguchi et al., 2011)西山薬師観測点(NY)との観測データ比較をもとに、 $\beta = 1.67$ として求めた長岡の雪片卓越時(渦状降雪雲)と霰卓越時(Tモード線状降雪雲)のZh-R(中井ほか, 2010, 日本気象学会2010年度春季大会, 東京, P422)を図2に重ねて示す。長岡における霰卓越時のZh-RはOH70の霰のZh-Rに近い。一方、長岡における雪片卓越時のZh-RはR03のWet/Rimed-large N_0 、ライミングもしくは湿雪かつ数濃度が大きいときの極限の値に近い。長岡の降雪は、南岸低気圧の時を除きライミングしていることが通常であり、解析に使用した渦状降雪雲では数濃度の非常に高い降雪がしばしば観測される。このような観測経験と図2は矛盾しない。

3. レーダー・ディストロメーター同時観測による降水量分布の推定

光学式ディストロメーター観測値をリアルタイムで参照したレーダー降水量推定(R_{S13})の例を図3左に示す。事例は2016年1月24-25日の集中豪雪で、長岡で大雪による立ち往生と渋滞が発生し、除雪事業者による牽引等で救助された車だけで250台を越える災害となった(国土交通省北陸地方整備局道路部, 2016)事例である。 R_{S13} は雪氷研、長岡技大、十日町のParsivel 1 (Löffler-Mang and Joss, 2000; Battaglia et al., 2010)を直近3時間データを参照して決定したBと $\beta = 1.67$ を用いたものである。Bの決定には、参照したParsivel 1の全データを重み付き平均したCMF (Ishizaka et al., 2013)から算出したライミングと融解の指数(中井ほか, 2012, 日本気象学会2012年度春季大会, つくば, C407)を用いている。

24時間積算降水量(図3左)からは、レーダー近傍の低高度データを処理していないものの、長岡市と柏崎市にそれぞれ降雪集中域があり、総降水量が最大120mm以上となっていたことがわかる。一方、同じ期間の気象庁全国合成レーダー積算値(図3右)では、全体的な分布は似た形を示したものの、数値は大まかに見て R_{S13} より20mm程度少ない。合成レーダー処理で参照しているアメダス降水量は捕捉損失補正がされていないので、仮にアメダス降水量計を捕捉損失補正して合成レーダー降水量を算出直すと、 R_{S13} と同程度の降水量になると思われる。

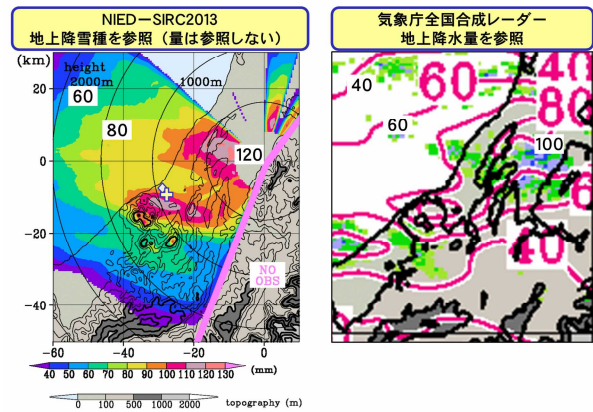


図3 2016年1月24日00JST-26日00JSTまで24時間の積算降水量推定値。(左)防災科学技術研究所集中豪雪監視システム(2013アルゴリズム, R_{S13})による仰角1.7度PPI、及び、(右)気象庁全国合成レーダーによるもの。(左)の+と◇はそれぞれ防災科研SPLine柏崎サイト及びアメダス柏崎の位置を示す。

柏崎には雪氷研の運用するSPLine(中井ほか, 2015)柏崎サイトとアメダス柏崎があり、レーダー解析を行った48時間の地上降水量はそれぞれ106mm、66mmであった。地上降水量の算出に当たっては同時観測している気温と風速を用いた捕捉損失補正を行った。SPLine柏崎サイトの降水量は R_{S13} の値と整合的であるが、アメダス柏崎の降水量は R_{S13} よりかなり少ない。 R_{S13} ではまだ降雪粒子の移流を考慮していないこと、Bはリアルタイム計算ではあるものの空間変化を考慮していないことが一致しない理由として考えられる。一方、アメダス柏崎の降水量計は助炭付き温水式転倒ますであり、捕捉損失以外に漏斗面の濡れ損失や転倒ますの分解能の粗さなどが誤差要因として考えられる。

4. おわりに

今後、偏波パラメーターを用いた粒子判別の併用を行い、冬季観測を通してアルゴリズムの検証を進めていく計画である。固体降水を定量的、面的に推定するためには、レーダーの校正とデータのフィルタリング、偏波パラメーターの解析手法の改良、融解の扱い、降水量計誤差の要因別評価、光学式ディストロメーターの誤差評価など、解決すべき課題が多くある。多くの分野の方に興味を持っていただき、協力して課題解決をして行ければと考えている。

謝辞： 本研究は防災科学技術研究所中長期計画『多様化する雪氷災害の危険度把握と面的予測の融合研究』、及び宇宙航空研究開発機構降水観測ミッション(PMM, 第8回研究公募課題)によります。使用した観測サイトの設置は新潟工科大学、長岡技術科学大学、森林総合研究所十日町試験地との協力関係に基づいて行っています。

引用文献：

* Webサイト版要旨のリンクをご参照下さい。

Xバンド船舶レーダーと2DVDで決めたブライトバンドの下端高度

* 藤吉康志（北海道大学名誉教授）

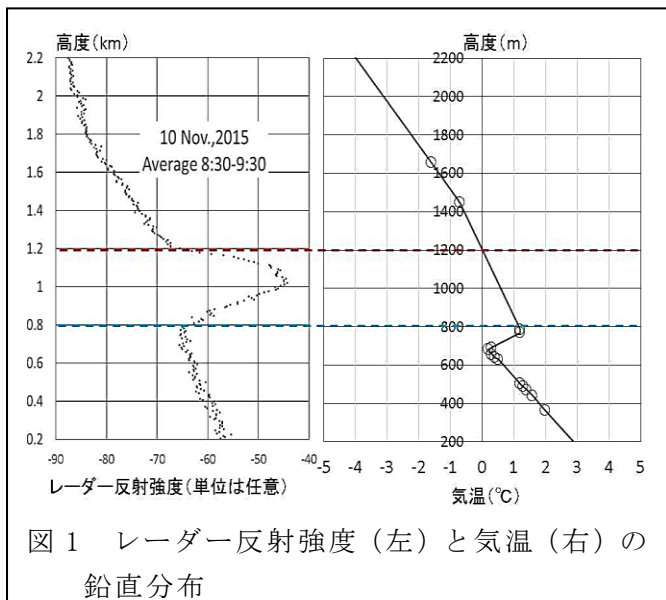
1. はじめに

融解層下端の粒子は、マルチブライトバンドの解釈、融解層付近に存在する対流セルによる効率的な降水（特に凍結水滴を核とした霰）形成過程、凍雨・雨氷の生成にとって重要である。昨年（2015年）の第14回研究会で板戸（気象協会）氏が発表した「XバンドMPレーダーを用いた降水粒子判別および地上観測による精度検証」に概要が紹介されているが、気象協会では「偏波パラメータを用いた融解層判定手法」を石狩平野中央の北広島に設置された国交省のXバンドMPレーダーデータに適用し、ブライトバンドの上端と下端高度を求めている。

一方、北大・低温研ではXバンド船舶レーダーを用いて降雨・降雪雲のREI観測を継続している。この船舶レーダーはビーム幅が約22度と広いものの距離分解能が極めて高く（約12 m）データ取得間隔が短い（約2秒）。そこで、気象協会が作成したブライトバンド高度範囲と船舶レーダーで検出したブライトバンド高度範囲を比較することにした。

2. ブライトバンドの上端高度と下端高度

札幌では定時に高層気象観測が行われているので、ゾンデ放球時間に近い9時と21時前後のブライトバンド高度と気温とを比較することが可能である。図1に2015年11月10日8時30分～9時30分の平均レーダー反射強度とゾンデで実測した9時の気温の鉛直分布を示した。0℃高度は1.2 kmであり、レーダーエコー強度が急速に増加する高度（変曲点高度）とほぼ完全に一致している。



この結果は、我々が観測した札幌での多くの事例（ただし、層状性エコーに限る）や、Austin and Bemis（1950）等の国内外での数多くの研究と同じであり、相対湿度90%以上の湿った環境場であれば、0℃高度をブライトバンドピークの上端とすることに異論は無いであろう。

問題はブライトバンドの下端高度である。ブライトバンドの下端を決めるだけであれば、数学的に定義すればよいので簡単である。例えば図1を見れば、誰でもブライトバンドの下端高度=0.8 km (+1.2℃)と定義するであろう。しかし、ブライトバンド高度の下端＝融解層の下端＝雨・雪の判別境界と考えると問題はそう簡単ではない。何故ならば、雪粒子の融解速度は大きさや密度に依存し、同じ高度でも融解率の異なる粒子が混在しているからである。さらに、層状雲であっても、降水強度や粒径分布、雨滴や融解粒子の混在率も時々刻々変化する。

そこで、低温研に設置した2DVDデータから粒子形状を詳細に調べ、ブライトバンドの下端高度と融解層下端（雨・みぞれ境界）の対応関係を調べた。

3. 2013年3月10日の事例解析

図2は、9時～11時までのレーダー反射強度の時間・高度断面図、電子天秤で測定した降水強度、2DVDと電子天秤でそれぞれ測定した降水強度の比、そして湿球温度のそれぞれの1分間値である。9時半まではブライトバンドが0.5～1kmの範囲に存在していたが、9時45分以降急激にブライトバンドが下降し、10時半にはブライトバンドのピークが地上に到達した。地上が雨であった9時45分以前、みぞれが降っていた9時45分～10時半、そして湿雪が卓越した10時半以降とも降水強度は同程度であった。湿球温度は、9時45分以降急激に低下した後10時20分頃まではゆっくりと低下し、10時20分～10時40分まで再び急激に低下し、10時半以降ほぼ一定（約0.5℃）となった。

2DVDと電子天秤の降水強度の比は雨の場合には1であり、その逆数は降水粒子のバルク密度として使われている。図を見ると、10時20分まではほぼ1であり、ほとんど水滴状態であったことが分かる。一方、10時20分以降は比が1以上（バルク密度が小さい）となり、特に湿球温度が安定し湿雪が卓越した10時40分以降は比が5（バルク密

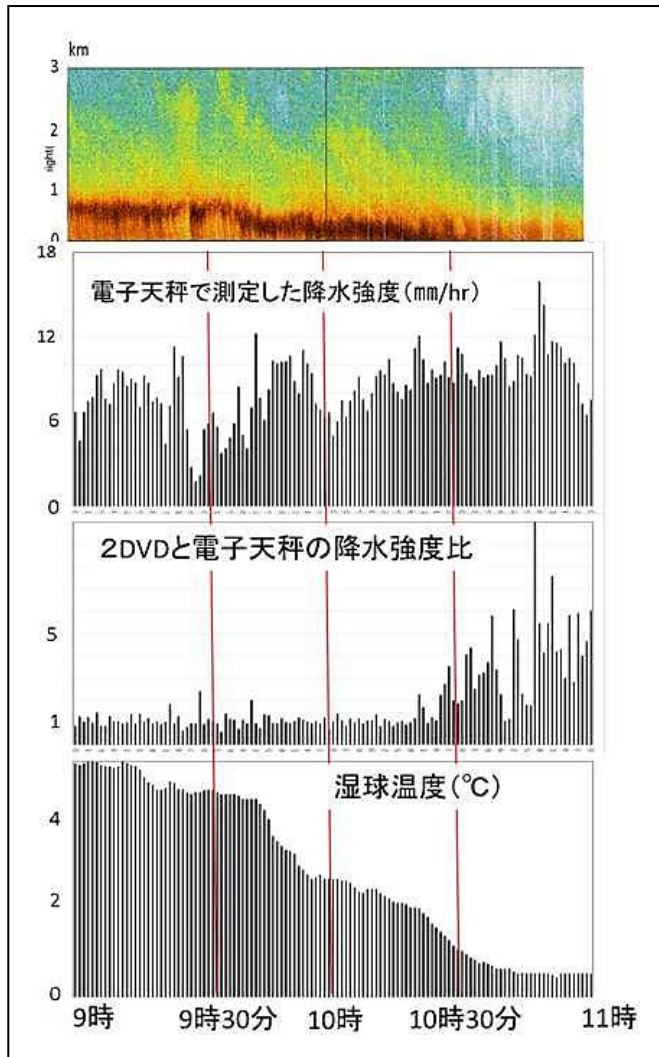


図 2 上から、レーダー反射強度の時間・高度断面図、電子天秤で測定した降水強度、2DVD と電子天秤でそれぞれ測定した降水強度の比、そして湿球温度のそれぞれの 1 分間値

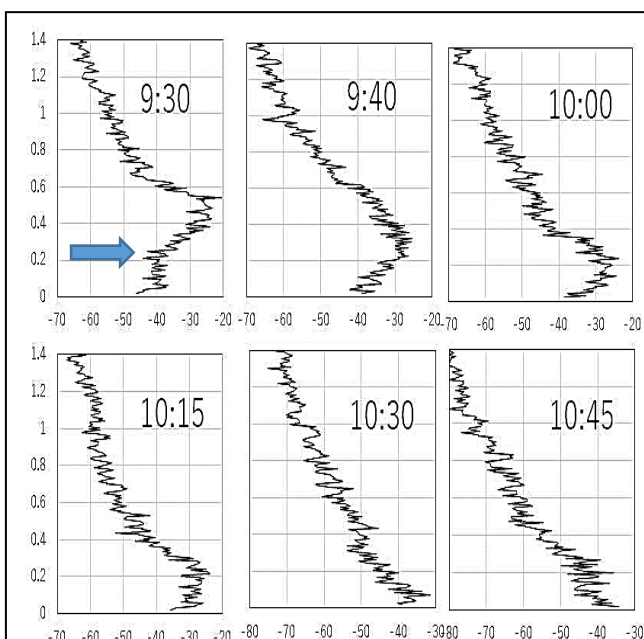


図 3 レーダー反射強度の鉛直分布

度=0.2) を頻繁に超えている。すなわちバルク密度的には、10時20分以前(つまり湿球温度で 2°C)までが雨であり、それ以降がみぞれ～湿雪ということになる。

図3は、9:30(雨)、9:40(雨)、10:00(密度的には雨)、10:15(みぞれ)、10:30(みぞれ)、10:45(湿雪)の各時間のレーダー反射強度の鉛直分布である。ブライトバンド下端高度は9:35頃(湿球温度 4.5°C)、ブライトバンドのピークは10:30頃に地面に到達している。すなわち、バルク密度で定義した雨/みぞれの判別時間(10:20頃)とは1時間ほど、湿球温度で 2.5°C ずれている。

そこで、2DVDデータを用いて、9:30～10:20の間に降った球等価直径が 2.5mm 以上のやや大きな粒子の形をひとつひとつ調べた。

その結果9:40までは最大直径 5.01mm (9:30に検出)の粒子まで雨滴であったことを確認した。湿球温度が急激に低下した9:41～9:57の間では、 3mm 以上の粒子のほとんどが扁平楕円で、落下速度の上限が 8m/s となり、ちぎれかけた大きな水滴(4.19mm)も存在した。9:58以降10:18までは、扁平楕円というよりは水平な棍棒状となり、ちぎれかけた粒子や中央に穴が開いた粒子も降った。粒子の落下速度は時間が進むとともに遅くなり、10:18台では落下速度の上限は 6.5m/s で 1.5mm 以上粒子はほとんど融解粒子であり、融解粒子の分裂も起こっている。10:19台では落下速度の上限は 5.5m/s となり、多数の空隙を有する大きな融解雪片も存在するようになり、さらによりブライトバンドピーク高度に近い10:20以降になるとほとんど融解がみられない巨大雪片も存在するようになり、落下速度の上限は 4m/s 程度であった。

4. まとめ

上記のように、2DVDの粒子形状を見る限り、ブライトバンド下端高度は、図3の9:30の図中に矢印で示した高度で良さそうである。ただ、ピーク高度から 100m 以下の粒子は密度的にはほぼ水であり、形状のみが通常の雨滴よりも扁平である。また、形の変化、分裂なども極めて狭い高度範囲で起こっていることから、上記のような微物理過程を基にした散乱モデルを用いて「偏波パラメータを用いた融解層判定法」の妥当性を検討する必要がある。

冬季の南岸低気圧に伴い発生する甲府盆地の大雪の解析

佐野哲也 (情報通信研究機構)

1. はじめに

冬季,日本列島の太平洋沿岸部を東進する温帯低気圧(以下,南岸低気圧)に伴い,太平洋沿岸域で降雪はしばしば生じる.降雪は,継続することで大雪となり,大きい積雪深をもたらす.

南岸低気圧に伴う降雪が出現する場所の 1 つに,甲府盆地がある(図 1).12 月 1 日から翌年の 3 月 31 日までを 1 期間とした,2002 年から 14 期間についての気象庁甲府地方気象台(以下,甲府)の天気概況より,南岸低気圧の 30°N 以北から太平洋沿岸の間の通過時に生じた降水の出現事例数において,降雪の出現事例数は小さかった(図 2).しかし,期間毎の最大積雪深は,2006 - 2007 年を除いて,3 cm 以上であり,特に 2013-2014 年では 114 cm であった.また,積雪開始から最大積雪深到達までの時間も 3 時間以上であった.以上から,甲府では,南岸低気圧に伴う降雪事例は少なくとも 1 年に 1 回以上あり,継続する降雪により深い積雪が生じることが分かる.

2014 年 2 月 14 日から 15 日にかけて,甲府盆地で南岸低気圧の通過に伴う降雪が発生し,甲府の積雪深は,14 日 5 時の 2 cm から,15 日 9 時に期間最大積雪深の 114 cm に達した(図略).他期間と比較しても,2014 年 2 月 14 - 15 日の事例の積雪深は非常に大きく,積雪から最深積雪到達までの時間も非常に長かった(図 2).

本発表では,南岸低気圧に伴う大雪の一例として,2014 年 2 月 14 - 15 日に南岸低気圧の通過に伴い生じた甲府盆地の大雪の特徴を,降水の分布と甲府盆地の大気場の変動の解析から示す.

2. データ

解析には,気象庁 C-バンドレーダー合成データ,山梨大学および国土交通省が運用する X-バンドマルチパラメータ(X-MP)レーダー,気象庁天気図,高層気象観測(館野,八丈島,浜松),地上気象観測データ(気象庁,NTT ドコモ環境センサーネットワーク(甲府盆地のみ))を用いた(図 1).時刻はすべて日本時

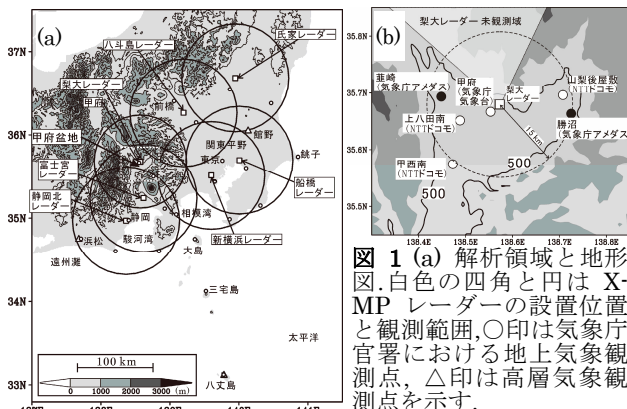


図 1 (a) 解析領域と地形図.白色の四角と円は X-MP レーダーの設置位置と観測範囲,○印は気象庁官署における地上気象観測点,△印は高層気象観測点を示す.

(b) 甲府盆地内の地上気象観測点.○印は気圧,相対湿度,気温,風向風速,●印は気温,風向風速を観測.(a))(b)共に,陰影域は地形,黒白の等値線は標高 500 m の等高線を示す.

(= 世界時 + 9 時間, JST)で示す.

3. 解析結果

13 日 21 JST に九州の南海上で出現した南岸低気圧は,日本列島の東海上に停滞する勢力の強い高気圧に向かって東進した.14 日 21 JST には,南岸低気圧は紀伊半島の南海上に到達した.そして,東海から関東の沿岸域と八丈島の間の海上に南西から北東に走向をもつ気圧のトラフが見られた(図 3).

14 日 21 JST の気象庁 C-バンドレーダー合成データの降水強度分布より,東海から関東の沿岸域と八丈島の間に降水強度のやや大きい帯状降水域が見られた(図 4a).これは地上天気図で見られた気圧のトラフの位置と対応する.帯状降水域に覆われた三宅島では,風速 20 m s⁻¹ 程度の北北東風を伴った 1 時間に 10 mm 以上の降雨が継続して観測された(図略).そして,帯状降水域の北側で層状性降水域が広がり,日本列島の中部域を覆った.覆われた領域内の気象官署の天気概況は,静岡沿岸域と銚子で雨,大島と房総半島で曇,甲府や関東平野の内陸で雪であった.

X-MP レーダーでの VAD 解析と高層気象観測より,高度 0.75 km では関東と静岡の沿岸域で北から東北東の風,八丈島で南南東風であった.温位プロファイルより,館野の 800 hPa 面より下層では寒冷で安定,八丈島では温暖で対流不安定な大気場であったことから,帯状降水域は,下層風の収束と不安定な空気の持ち上げに伴い生じる対流性降水の特徴を持つと考えられる.

層状性降水域に覆われた,同時刻の各 X-MP レー

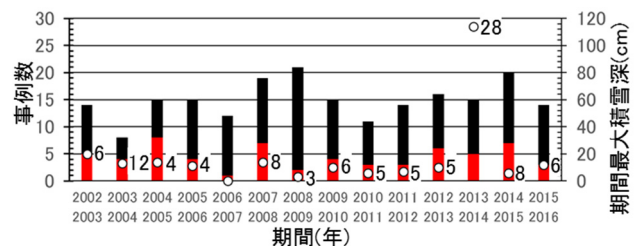


図 2 各期間の南岸低気圧に伴う降水出現事例数(黒棒)と降雪事例数(赤棒)のヒストグラムと,期間最大積雪深のプロット(○印)と積雪から最深積雪到達までの時間(数字,単位は時間)).

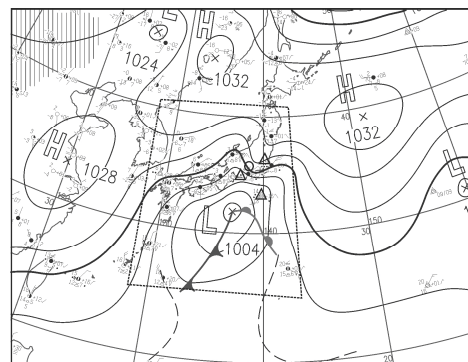


図 3 2014 年 2 月 14 日 21 JST の地上天気図(出典: 気象庁). ○印は甲府地方気象台を示す.△印は高層気象観測点(館野,浜松,八丈島)を示す.

ダーの VAD 解析と館野の高層気象観測による水平風の分布を見ると、高度 1.75 km で東寄りの風、高度 3 km で南東風または南南東風、高度 5 km では館野で南南西風、その他の観測点で南風であった(図 4a)。館野の温位プロファイルより、800 hPa 面より上層で温暖で湿潤、下層で寒冷で湿潤であった(図 4b)。層状性降水域内では、高度 2 km より上層で層状性降水域の日本列島中部域への拡大に寄与する暖湿な南寄りの風、下層では関東平野の東岸から湿潤かつ寒冷な空気を伴った東風が吹いていた。

図 5a は、甲府盆地中央の地点(35.6° N, 138.57° E, 梨大レーダーより南に約 8 km)上空の反射強度(Z_H)の時間-高度断面図を示す。14 日 03 JST 頃に、弱いレーダーエコーが高度 3 km 付近に現れ、04:35 JST から上層から下層にかけて観測された。14 日 19 JST 頃から 15 日 08 JST 頃まで、強い降雪やアンテナの積雪による電波減衰による Z_H の減少が見られたが、10 dBZ 以上のエコーが 29 時間 40 分連続して観測された。この間、エコー頂は 4 ~ 5 km を維持した。

VAD 法により推定された梨大レーダー上空の水平風の時間-高度断面(図 5b)を見ると、レーダーエコーが観測された間、高度 3 km より上空で強い南寄りの風、高度 1.5 ~ 2.5 km では東南東から東北東の風が維持していた。甲府盆地上空で高度 3 km 以上では層状性降水域の広がりに伴う暖湿な気流、高度 1.5 ~ 2.5 km では融解を伴わない固体降水粒子の落下を可能にする寒冷な気流が長時間維持していた。

高度 1.5 km 以下では弱風を維持した。甲府盆地内の地上気象観測(図 1b, 図 6)より、層状性降水域が観測され、降雪が始まった 14 日 05:20 JST から 06:20 JST まで、地上気温は 2 ~ 0 °C から 0 ~ -3 °C へ降下し、相対湿度は 60 ~ 80 % から 90 % 以上にま

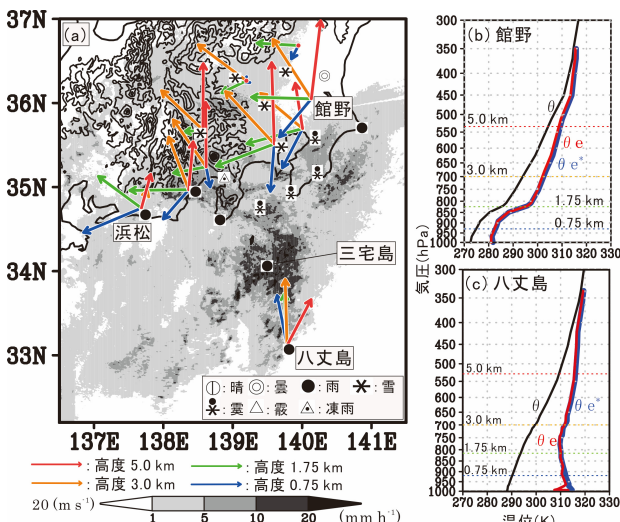


図 4 (a) 気象庁 C-バンドレーダー合成データによる降水強度(陰影域)と X-MP レーダー観測点における VAD 法で算出された水平風と高層気象観測で観測された水平風(矢印)。記号は、気象庁地上観測点での天気概況を示す。黒色の等値線は標高 500m 毎の等高線を示す。(b), (c) 同日時の館野と八丈島の温位(θ), 相当温位(θ_e), 飽和相当温位(θ_e^*)の鉛直プロファイル。

で増加した。その後 15 日 06 JST 頃まで、地上気温は -2 ~ 0 °C を、相対湿度は 90 % 以上をそれぞれ維持した。降雪の開始と共に、盆地内の空気は固体降水粒子の昇華に伴って寒冷かつ湿潤化し、滞留し続けたと考えられる。

4. まとめ

2014 年 2 月 14 日から 15 日にかけて生じた、南岸低気圧の通過に伴う甲府盆地の大雪の特徴を調べた。甲府盆地は、東海から関東の沿岸域と八丈島の間で発達した帯状降水域から北へ広がる層状性降水域に長時間覆われた。層状性降水域から固体降水粒子が盆地内に落下し、その昇華によって盆地内の空気は寒冷かつ湿潤化した。また、高度 1.5 km 付近で寒冷な東寄りの風が維持した。以上より、甲府盆地では層状性降水域からの雪片を含む固体降水粒子の融解を伴わない落下が長時間維持したことで大雪になった。

謝辞:

本研究は、科学研究費助成事業(課題番号: 24710204, 26750134)により支援されています。また、社会システム改革と研究開発の一体的推進「気候変動に伴う極端現象に強い都市創り」から一部支援を受けました。国土交通省 XRAIN のデータセットは、国土交通省「X バンド MP レーダーに関する技術開発コンソーシアム」を通じて提供されました。本研究は、発表者が山梨大学国際流域環境研究センター(ICRE)在席時に推進されたものです。山梨大学 X-MP レーダーは、山梨大学 ICRE にて運用されています。

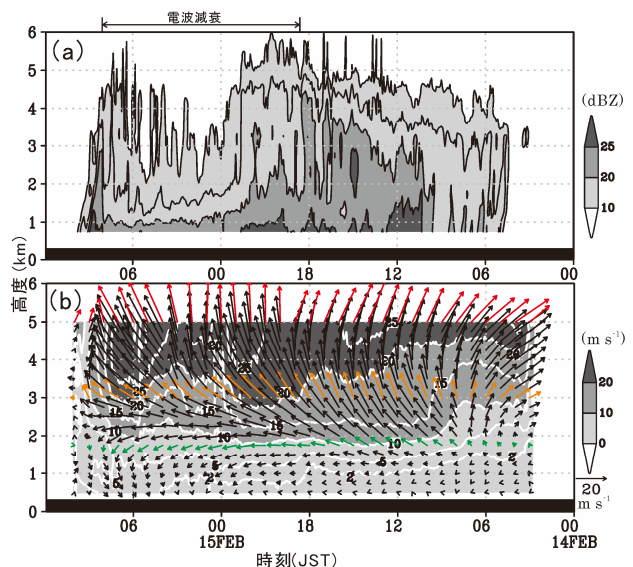


図 5 (a) 梨大レーダーで観測された甲府盆地上空における反射強度(陰影域)の時間-高度断面図。(b) VAD 法で計算された、梨大レーダー上空の水平風(矢印)の時間-高度断面図。緑色、橙色、赤色の矢印はそれぞれ高度 1.75 km, 3.0 km, 5.0 km の水平風を示す。白色の等値線を伴う陰影域は風速を示す。黒色の陰影は地面を示す。

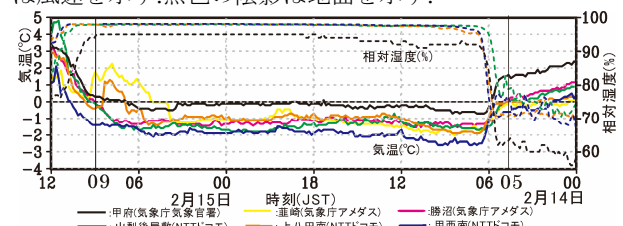


図 6 甲府盆地内の気象庁と NTT ドコモ環境センサーネットワークの地上気象観測による気温(実線)と相対湿度(破線)の時間変化。

紋別ドップラーレーダーによる観測と自治体での活用

* 岩本勉之 (紋別市観光交流推進室)

1. はじめに

北海道大学低温科学研究所 (以下、北大低温研) が紋別市大山 (図 1; 44.34°N, 143.32°E, レーダー設置場所の標高 313m) に設置している X バンドドップラーレーダーを、2016 年 4 月から紋別市が運用を行っている。このレーダーは、これまでにオホーツク海沿岸地域の様々な気象現象の解析に利用されてきたほか、この地域に特有な流水の観測にも用いられてきた。本講演では、紋別市とこのドップラーレーダーの紹介、および昨冬以降に観測されたいくつかの気象現象について、初期の解析結果の報告を行う。

2. 紋別市と紋別ドップラーレーダーについて

紋別市は北海道東部に位置し、オホーツク海に面した漁業を基幹産業とする町である。例年 2 月から 3 月にかけて流水が接岸し、この期間は休漁を余儀なくされること、および流水が冬期間の重要な観光資源であることから、流水情報は非常に重要である。1960 年代後半から北大低温研附属流水研究施設が紋別を含むオホーツク海沿岸地域に C バンドの流水レーダー網を設置、観測を行い、情報発信してきた歴史がある。流水レーダー網は流水研究施設の廃止とともに 2004 年に観測を終えたが、2005 年から北大低温研が X バンドドップラーレーダーによる観測を開始し、海水検出アルゴリズムの開発 (Fujiyoshi et al., 2013) とそれに基づく流水情報の発信、および様々な気象現象の解析を行ってきた。

このドップラーレーダーは設置から 10 年を越え、北大としてのレーダーの設置目的は達成されたとして撤去される見込みであったが、流水情報を必要とする紋別側からの働きかけにより、市が北大から無償貸与を受けて 2016 年 4 月からレーダーの運用を開始することとなった。自治体による運用に移行したことにより、学術目的以外での利用がこれまで以上に問われることになる。近年、豪雨豪雪による災害がこの地域でもたびたび発生していることから、流水情報の継続的な発信を続けるとともに、防災目的での利用を進める必要がある。



図 1: 紋別市周辺の地形と大山の位置。国土地理院の電子地形図に加筆。

3. 紋別ドップラーレーダーによる観測例

3.1. 海水

図 2 に、ドップラーレーダーによる海水の検出例を示す。図 2(a) は 2016 年 2 月 24 日のレーダー反射強度の PPI 画像である。この事例では、降雪はほとんどなく、風も弱かったことから、図中のエコーはほぼ全て海水によるものであると考えられる。レーダーは標高 300m 以上の場所に設置されているため、レーダー近傍が観測の空白域となっているが、エコーは陸地付近にまで達している。実際にこの日は紋別の流水接岸初日を観測している。

一方、図 2(b) はシークラッタによって海水が可視化された事例である。領域全体にシークラッタによる強エコーが見られるが、図中に楕円で示した部分に不自然に反射強度が弱い領域が見られ、ここに薄い海水が存在することが示唆される。この事例では、(1) 海水で波が抑えられる効果と、(2) 薄くて滑らかな海水表面においてレーダーエコーが返り難かったことにより、海水がこのような形で可視化されたものと考えられる。

これらはいずれも降雪を伴わない事例であるが、降雪を伴った場合、反射強度のみでは海水と降雪の区別が不可能になる。そのような場合であっても、ドップラー速度とスペクトル幅を用いることで、海水を検出することが可能であることが Fujiyoshi et al.(2013) によって示されている。

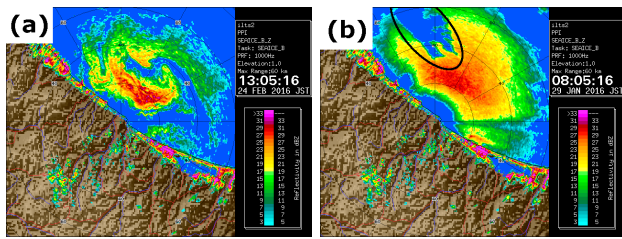


図 2: 紋別ドップラーレーダーによるレーダー反射強度の仰角 1 度の PPI 画像。(a): 2016 年 2 月 24 日 1305JST、および (b): 2016 年 1 月 29 日 0805JST。

3.2. 竜巻

2016 年 6 月 8 日 14 時頃、大山山頂に設置したウェブカメラによって竜巻と見られる画像が取得された。この事例に関しては目撃情報や被害の情報はないこと、また、天気図や地上気象観測からは竜巻の発生を示唆するものが見られないため、実際に竜巻が発生していたかどうかは現時点では不明である。

図 3 に、この事例に関するドップラー速度と反射強度を示す。図中に丸で示した部分はドップラー速度の正負の対となっており、これが竜巻の親雲の渦に対応している可能性がある。なお、この時の降水システムの移動速度は西北西方向に約 16m/s であったが、この渦はほとんど移動していないことから、渦が山岳等の地形の影響によって発生していた可能性もある。

この事例に関しては、竜巻が実際に発生していたかを含め、さらに解析が必要である。

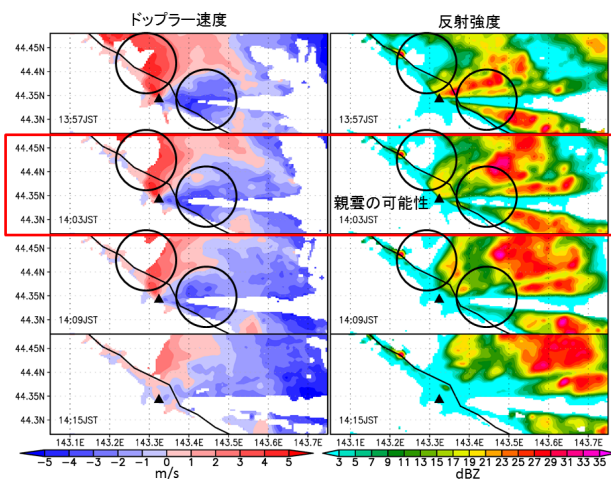


図 3: 2016 年 6 月 8 日 1400JST 前後の (左) ドップラー速度、および (右) レーダー反射強度の仰角 1 度の PPI 画像。上から順に、1357JST、1403JST、1409JST、1415JST。

3.3. オホーツク海沿岸帯状雲

オホーツク海沿岸には、オホーツク海沿岸帯状雲と呼ばれる雲がしばしば発生することが知られている (藤吉ほか, 2009)。この帯状雲は、陸からの沖出しの風と季節風との収束によって形成され、弱い季節風と内陸の冷却による陸風との収束によって発生するタイプ I と、強い季節風と地形性の風との収束によって発生するタイプ II があることが知られている (上庄, 2009)。

図 4(a) に 2016 年 1 月 30 日 4 時の高度 600m の反射強度を示す。海岸線に沿って帯状雲が形成されているが、この雲は 30 日 2 時頃から 9 時頃まで、しばしば渦状擾乱を伴いながら持続していた。図 4(a) に直線で示した鉛直断面内でのドップラー速度分布 (図 4b) では、沖側の季節風と陸側の沖出しの風とが収束しており、対応する場所で反射強度が大きくなっていることがわかる。また、沖出しの風は季節風の上に乗っており、この特徴はタイプ II の帯状雲の特徴と一致する。

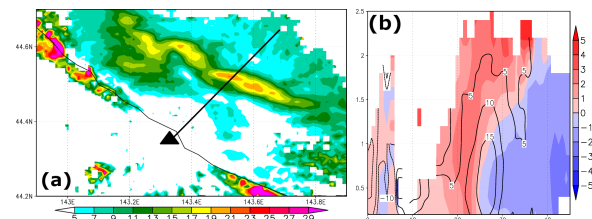


図 4: 2016 年 1 月 30 日 0500JST から 0554JST までの平均の (a): 高度 0.6km のレーダー反射強度の CAPPI、および図中の黒線における (b): ドップラー速度の鉛直断面。

参考文献

藤吉康志・川島正行・大井正行・藤原忠誠・上庄宅哉・向笠康二郎, 2009: 「オホーツク海沿岸帯状雲」のレーダーエコー特性 (1). 日本気象学会 2009 年度春季大会講演予稿集, **95**, 374.

Fujiyoshi, Y., K. Osumi, M. Ohi, and Y. Yamada, 2013: Sea ice identification and derivation of its velocity field by X-band Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 1240–1249, doi:10.1175/JTECH-D-12-00155.1.

上庄拓哉, 2009: オホーツク海沿岸帯状雲の成因と構造. 成 21 年度修士論文, 北海道大学環境科学院.

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
in長岡 (第15回)

第1版 平成28年11月21日

第1.1版 平成28年11月30日

発行者 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_FY2016Nagaoka/

