

降雪に関するレーダーと数値モデル による研究(第10回)

2012年3月8日(木)ー3月9日(金)

(独)防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター



講演Abstract集

「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第10回）プログラム

2011年3月8日（木）

13:15-13:20 主催者あいさつ、事務連絡

13:20-14:50 セッション1 降雪粒子とQPE

- 竹内裕人^{*1}・*篠田太郎^{*1}・大東忠保^{*1}・久保守^{*2}・村本健一郎^{*2}・坪木和久^{*1}・上田博^{*1}
（^{*1}名古屋大学地球水循環研究センター・^{*2}金沢大学 理工学域 電子情報学類）
北陸地方で観測された偏波パラメータと地上における固体降水粒子の特性との比較 1

- * Woosub Roh^{*1} and Masaki Satoh^{*1, *2}
（^{*1}Center for Climate System Research, the University of Tokyo・
^{*2}Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology）
Improvement of snow size parameters on vertical properties of cloud clusters in a cloud resolving
simulation using satellite simulators and a snow growth model 3

- * 尾上万里子^{*1}・坪木和久^{*1}・大東忠保^{*1}・瀬戸文晴^{*1}・篠田太郎^{*1}・上田博^{*1}・民田晴也^{*1}・中北英一^{*2}
（^{*1}名古屋大学地球水循環研究センター・^{*2}京都大学防災研究所）
Xバンド偏波レーダーおよび雲粒子ゾンデを用いた梅雨期沖縄域における層状性降水域の
氷粒子観測 5

14:50-15:10 休憩

15:10-17:10 セッション1（続き）

- * 本吉弘岐・石坂雅昭・中井専人（防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）
MRRと降雪粒子比較 7

- * 三隅良平^{*1}・本吉弘岐^{*2}・山口悟^{*2}・中井専人^{*2}・石坂雅昭^{*2}・藤吉康志^{*3}
（^{*1}防災科学技術研究所 水・土砂防災研究ユニット・^{*2}防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター
・^{*3}北海道大学低温科学研究所）
雪片の含水率観測とモデル化 9

- * 板戸昌子^{*1}・熊倉俊郎^{*1}・中井専人^{*2}
（^{*1}長岡技術科学大学・^{*2}防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター）
冬季山岳域のレーダー降水量をマイクロ波減衰の水平分布で補正する手法に関する研究
. 11

- 幾田泰醇（気象庁予報部数値予報課）
データ同化のための反射強度シミュレーションと雲物理過程の特徴 13

□ 討論

19:00-

懇親会 長岡駅近くにて

2011 年 3 月 9 日（金）

09:10-11:40 セッション2 降雪系の特性

- 佐々木佳明（秋田県立大学）
秋田のレーダー観測 15
- * 小林正男・塩野 勉・高橋 英則（気象庁新潟地方気象台観測予報課）
柏崎から入広瀬にかけての線状エコーによる降雪 17
- * 荒木健太郎^{*1}・新野宏^{*2}（^{*1} 気象庁銚子地方気象台・^{*2} 東京大学大気海洋研究所）
冬季日本海で発生する渦状擾乱の発達過程 一下部境界の影響の評価ー 19
- * 渡邊俊一^{*1}・新野宏^{*2}・柳瀬亘^{*2}（^{*1} 東京大学大学院 理学系研究科・^{*2} 東京大学大気海洋研究所）
JPCZ に伴う渦に関する NHM のシミュレーション解析 21
- 加藤輝之（気象庁予報部数値予報課／気象研究所）
雲解像モデルが表現する日本海上の対流混合層の構造 23

□ 討論

12:00-12:30

積雪 2 m でも稼働する雪氷防災研究センターの観測施設見学

12:30-

昼食、森林総合研究所十日町試験地および SPOS 観測サイト見学ツアー

北陸地方で観測された偏波パラメータと 地上における固体降水粒子の特性との比較

竹内裕人⁽¹⁾・* 篠田太郎⁽¹⁾・大東忠保⁽¹⁾・久保 守⁽²⁾・村本健一郎⁽²⁾・坪木和久⁽¹⁾・上田 博⁽¹⁾

⁽¹⁾ 名古屋大学 地球水循環研究センター ⁽²⁾ 金沢大学 理工学域 電子情報学類

1. はじめに

偏波レーダを用いて雪や霰などの固体降水粒子の特性を理解するためには、粒子の大きさや形状と偏波パラメータの関係を知る必要がある。本研究では、2008～2009年冬季に石川県金沢市の金沢大学に設置されている地上降雪粒子観測システムにより取得された粒子画像から粒子の特性を求め、名古屋大学 X バンドマルチパラメータレーダ (以下、MP レーダ) により観測された偏波パラメータとの比較を行い、雪片が卓越していた期間と霰が卓越していた期間における両者の関係を検討した結果を紹介する。

2. 解析方法

金沢大学降雪粒子観測システムは、落下してくる降雪粒子を CCD カメラで撮影し、画像処理によって粒子の形状や大きさに関わる情報を取得するものである (椎名ほか 2004, 村本 2005)。粒子画像から算出される複雑度 (粒子の周囲長と等価円の円周長の割合) と孔の有無から霰と雪 (雪片) を分類した。複雑度が 1.21 未満で孔がない粒子を「霰」、それ以外の粒子を「雪」とした。また、小さな粒子は複雑度や孔の判別が難しいため、粒径が 3 mm より小さな粒子を小粒子 (氷晶) として解析対象から除いた。そして、各粒子の種類 (霰、雪)、粒径、形状、体積および 1 分間の積算粒子数と積算体積を計算した。側面から撮影されている各粒子の面積から等価面積円を仮定して各粒子の体積を計算し、雪と霰のそれぞれに対して 1 分毎に積算することで積算体積とした。さらに、観測された粒子の種類 (卓越粒子: 雪もしくは霰) とその代表的な特性 (粒径・形状) を 1 分毎に設定した。

MP レーダを石川県宝達志水町押水庁舎屋上に 2008 年 12 月から 2009 年 3 月にかけて設置し、この間連続して偏波パラメータ (レーダー反射強度 Z_h 、レーダー反射因子差 Z_{dr} 、偏波間位相差変化率 K_{dp} 、偏波間相関係数 ρ_{hv}) を取得した。レーダの観測範囲は 60.0 km であり、地上降雪粒子観測システムのある金沢大学はレーダの南側 (189°)、31.2 km の地点に位置している。5 分間隔で行ったボリウムスキャン観測のうち最低仰角 (0.6°) のデータのみを使用した。地上観測点と上空のレーダーの観測範囲を一致させるために、上空の風向・風速、想定される粒子の落下速度を用いて、地上観測点に粒子が落下する可能性のある範囲を最低仰角の PPI 格子面で規定した。そして、該当する領域内の偏波パラメータと観測された粒子の比較を行った。

3. 結果

解析対象期間は 2009 年 1 月 13 日 19 時 00 分 (日本

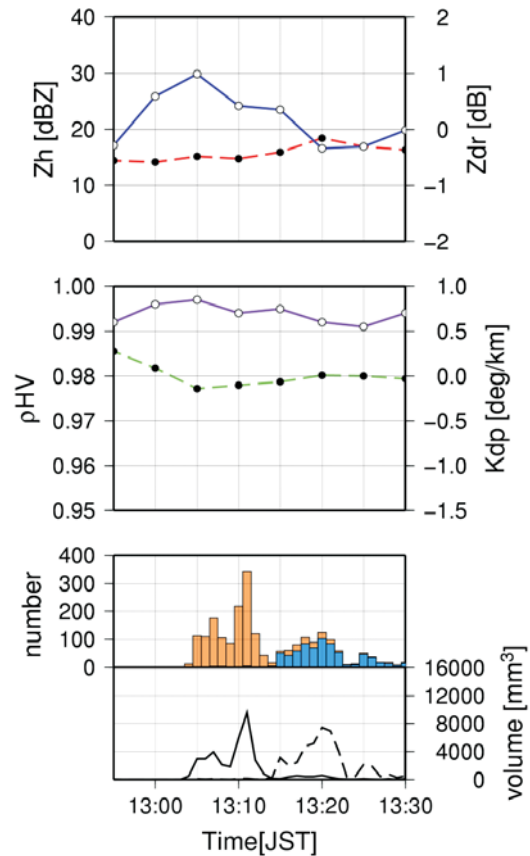


図 1 2009 年 1 月 15 日 12 時 55 分～13 時 30 分の偏波パラメータ (上図・中図) と地上観測結果 (下図) の時系列。上図の実線は Z_h 、破線は Z_{dr} 、中図の実線は ρ_{hv} 、破線は K_{dp} の 5 分毎の変化を示す。下図の橙色の棒グラフは霰の、青色棒グラフは雪の 1 分間積算粒子数の時間変化を示す。下図の実線は霰の、破線は雪の 1 分間積算体積の時間変化を示す。

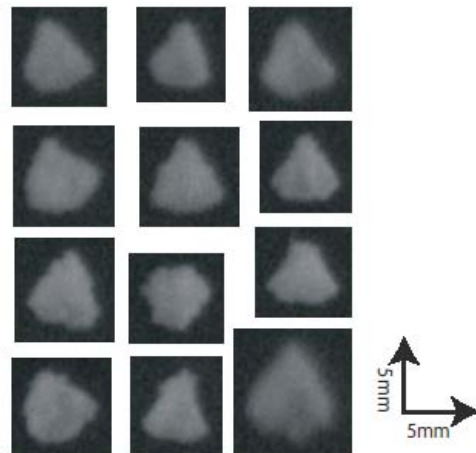


図 2 2009 年 1 月 15 日 13 時 05 分～13 時 14 分の間に観測された霰粒子の例。右側に粒子の大きさに対応する基準長を示す。

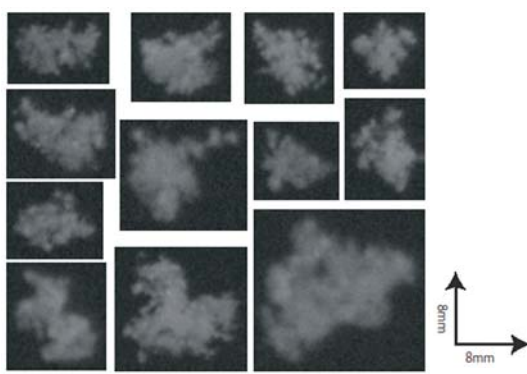


図3 2009年1月15日13時15分～13時22分の間に観測された雪片の例。

時)～21時00分、1月15日12時55分～15時00分、2月16日21時00分～21時30分である。この期間中に霰卓越期間として13事例、雪卓越期間として20事例が観測された。図1に1月15日12時55分～13時30分の偏波パラメータと降雪粒子観測の結果の時系列を示す。13時05分から13時14分の間、地上では粒径が3～5mmの縦長で紡錘形の霰が観測されていた(霰卓越期間: 図2)。霰粒子の落下速度を考慮した13時00分から13時10分の偏波パラメータの値の範囲は、 Z_h が24.2～30.0 dBZe、 Z_{dr} がほぼ-0.5 dB、 K_{dp} が $-0.2 \sim +0.1$ °/km、 ρ_{hv} が0.99以上であった。一方、13時15分から13時22分の間、地上では粒径が8～15mmの雪片が観測されていた(雪卓越期間: 図3)。雪片の落下速度を考慮した13時10分から13時15分の偏波パラメータの値の範囲は、 Z_h が23.5～24.2 dBZe、 Z_{dr} が $-0.5 \sim -0.4$ dB、 K_{dp} がほぼ -0.1 °/km、 ρ_{hv} が0.99以上であった。

図4に全ての霰卓越期間と雪卓越期間に観測された偏波パラメータの頻度分布を示す。霰卓越期間には、粒径が3～6mmの紡錘形ないし丸型の霰粒子が見られた。この時、各偏波パラメータの示した範囲は、 Z_h が19.9～31.2 dBZe、 Z_{dr} が $-0.6 \sim -0.1$ dB、 K_{dp} が $-0.3 \sim 0.1$ °/km、 ρ_{hv} が0.99以上であった。一方、雪卓越期間には粒径が6～15mmの雪片が観測された。各偏波パラメータの示した範囲は、 Z_h が14.9～27.2 dBZe、 Z_{dr} が $-0.5 \sim -0.2$ dB、 K_{dp} が $-0.2 \sim +0.3$ °/km、 ρ_{hv} が0.99以上であった。霰卓越期間中、地上で観測される霰粒子の粒径が大きく(小さく)なると Z_h の値は大きく(小さく)なり、数濃度が大きく(小さく)なると Z_h の値は大きく(小さく)なる傾向が見られた。また、大粒径の粒子が縦長(丸形)であると Z_{dr} の値は小さくなる(0 dBに近づく)ことも示された。これは Z_h 、 Z_{dr} の算出式に整合的な結果である。一方、霰卓越期間における Z_h の最小値は20 dBZe程度であった。また、雪卓越期間における Z_{dr} および K_{dp} が正の値ではなく、ほぼ0に近い値ないし負の値を示していた。

4. まとめ

2008～2009年冬季に石川県金沢市の金沢大学に設置

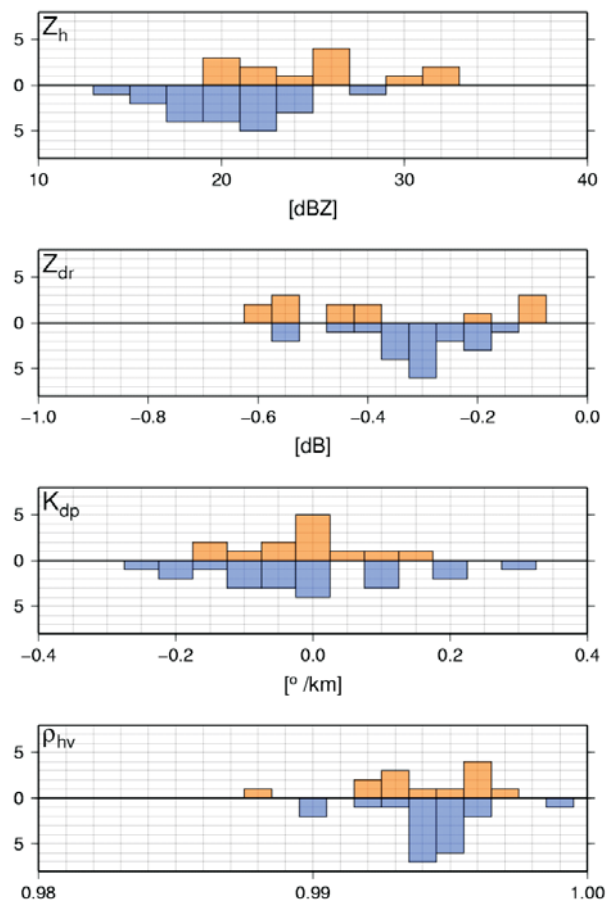


図4 霰卓越時と雪卓越時の各偏波パラメータ値の頻度分布。上から Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 、 ρ_{hv} を表す。各グラフにおいて上部は霰卓越時、下部は雪卓越時の頻度を示す。

された地上降雪粒子観測システムにより取得された粒子画像から霰と雪片の粒子の特性を求め、MPレーダにより観測された偏波パラメータとの比較を行った。霰卓越期間、雪卓越期間に観測された偏波パラメータの値は概ね先行研究の結果と整合的であった。しかしながら、以下に挙げる検討を要する結果も得られた。(1) 霰の Z_h の下限値は20 dBZe程度であり、これは先行研究(Liu and Chandrasekar (2000) など)で示された霰の下限値よりも小さな値であった。降水粒子の判別を行う場合、霰判別を行うための Z_h の下限値の見直しが必要であると考えられる。(2) 雪片の Z_{dr} の値は $-0.5 \sim -0.2$ dBと負の値を取っており、従来の正の値を取るとされてきた値よりも小さかった。 Z_{dr} のバイアス補正の問題も考えられるが、 K_{dp} も負の値を取る頻度が高いことから、雪片の形状は横長のものばかりではないことが示唆される。今後、落下中の雪片の形状について検討を行っていく必要があると考えられる。

Improvement of snow size parameters on vertical properties of cloud clusters in a cloud resolving simulation using satellite simulators and a snow growth model

Woosub Roh^{1*} and Masaki Satoh^{1,2}

(¹Center for Climate System Research, the University of Tokyo, ²JAMSTEC)

1. Introduction

Mesoscale convective systems in a tropical open ocean region play important roles for energy balance and precipitation. Cloud resolving models (CRMs) with a horizontal grid spacing of a few kilometers is one of useful tools to study mesoscale convective systems. CRMs has many uncertainties in physical schemes like microphysics. Satellite observations have been used to evaluate tropical cloud properties of CRMs. It is useful to compare simulated radiance with observed radiance, because it is possible to use same size distribution assumption for both of a numerical model and satellite simulator. One moment bulk microphysics schemes have used in high resolution experiments for efficiency of computation. One of well-known bias of 1 moment bulk is strong reflectivities in high altitude. We thought it was originated from setting of N_0 . There are many observations of N_0 about dependency of temperature and inverse of a mean diameter (λ), however our scheme's N_0 is constant. It is difficult to apply for only observation results to make a parameterization, because λ and temperature has also relationship. So we use simple physical model of snow in order to make a parameterization. A snow growth model could reproduce relationships with λ , temperature, and N_0 . It is based on combined moment conservation equations and a steady state height dependent model, which considered with advection, diffusion and aggregation term. In this study, we introduce the short evaluation results of NICAM using satellite simulator and investigate parameterizations of snow size distribution on vertical distribution of radar reflectivity in TRMM signals.

2. Experimental design

2.1 NICAM

NICAM simulations are performed from 00 UTC 1 January to 00 UTC 6 January 2007. The actual analysis was made for the period of from 00 UTC 2 to 00 UTC 6 January. The central point of the simulation is 180E on the equator and analysis domain is 10S-10N and 170E-170S. We used the stretched grid system, and the minimum horizontal grid is set to 3.5. Most of the horizontal grid spacing is under 5 km. vertical levels is 40. The one moment bulk microphysics scheme (NSW6) is used in this study.

2.2 Satellite data and satellite simulator

11 μ m infrared channel data of MTSAT geostationary satellite and TRMM PR 13.8 Ghz attenuation corrected reflectivity were used. We simulated corresponding infrared brightness temperature, radar reflectivity of NICAM using the Satellite Data Simulation Unit (SDSU, Masunaga et al. 2010).

2.3 A snow growth model

A snow growth model (SGM) developed by Mitchell et al., 2006 was used for evaluation of snow

parameterization. It is based on the conservation equation of number concentration and radar reflectivity. We did not consider the nucleation process in this study.

3. Results

NICAM has good agreement of cloud size distributions and propagation of cloud systems. However, there are schematic bias related joint diagram such as higher echo top height and lower cloud top temperature. We focus on improvement of the biases about higher echo top height in the joint diagram. We found the size distribution parameter for snow had some impact on the location of high frequency of echo top height. We developed the size snow distribution parameterization with N_0 based on the SGM (Figure). This parameterization could explain the aggregation term in same category. We could reduce frequency of higher echo top height. We also would investigate the impact of parameterization of N_0 in rain category on the distribution of reflectivity of warm cloud in CFADs.

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

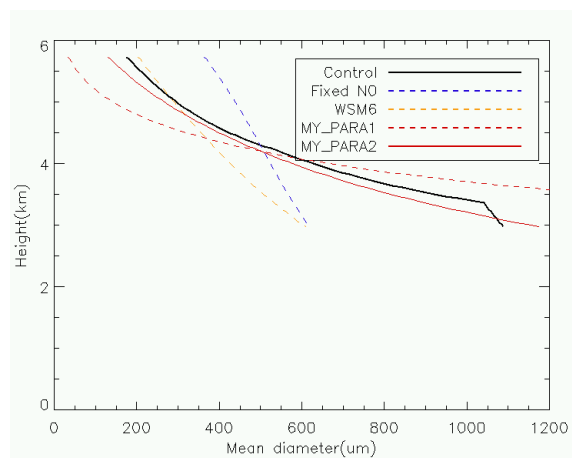


Figure. Comparizon of mean diameter for results by the SGM (Control). The blue dotted line is NSW6' mean diameter retrieved from SGM's IWC. (WSM6: $N_0=2.E5*\exp(-0.12*temc)$, MY_PARA1: $N_0=2*\exp(-0.12*temc)*\lambda^2$, MY_PARA2: $N_0=400*\exp(-0.12*temc)*\lambda$)

References

- Heymsfield, A. J. et al. 2002. "Observations and parameterizations of particle size distributions in deep tropical cirrus and stratiform precipitating clouds: Results from in situ observations in TRMM field campaigns". J. Atmos. Sci. 59 (24): 3457–3491.
- Masunaga, H. et al. 2010. "Satellite Data Simulator Unit (SDSU): A multi-sensor, multi-spectral satellite simulator package." Bul. Am. Meteorol. Soc.
- Mitchell, D.L. et al. 2006. "A new snow growth model with application to radar precipitation estimates" Atmos. Re. 82(2006): 2–18.
- Satoh, M. et al. 2008. "Nonhydrostatic icosahedral atmospheric model (NICAM) for global cloud resolving simulations." J. Compu. Phys. 227(7): 3486–3514.

Xバンド 偏波レーダーおよび雲粒子ゾンデを用いた 梅雨期沖縄域における層状性降水域の氷粒子観測

* 尾上万里子・坪木和久・大東忠保・瀬戸丈晴・篠田太郎・上田博・民田晴也 (名大地球水循環)
中北英一 (京大防災研)

1. はじめに

梅雨期の沖縄域に代表されるような湿潤環境場では、レーダー反射強度が 40 dBZ を超えるような層状性降水が頻繁に観測されるが、上空にどのような氷粒子が存在し、強い層状性降水に寄与するかは明らかにされていない。層状性降水の形成過程を解明するためには、降水域内の降水粒子（雨滴や氷粒子）の空間分布を明らかにすることが重要である。しかし、梅雨期沖縄域における層状性降水域の氷粒子を対象とした観測・解析例は少ない。

梅雨前線に伴う降水システム上空に存在する氷粒子を観測するため、2011 年梅雨期の沖縄で X バンド 偏波レーダーおよび雲粒子ゾンデ (HYVIS) による観測を行った。本研究は、この観測データを用いて、層状性降水域の融解層上空の氷粒子タイプおよび偏波パラメータの特徴と、地上の雨滴粒径分布 (DSD) の特徴を明らかにすることを目的とする。

2. 観測・データ

2011 年 5 月 25 日から 6 月 15 日に沖縄県粟国村 (図 1; N26.582, E127.233) で X バンド 偏波レーダー、HYVIS、ディストロメータを用いた観測を行った。図 1 に観測場所を示す。レーダー、ディストロメータの設置場所および HYVIS 放球地点は同じ場所である。

HYVIS は接写カメラと顕微鏡カメラを搭載し、それぞれのカメラでフィルム上に付着した粒子を下から撮影する。7 μm から 2 cm の大きさの粒子の観測が可能である (Murakami and Matsuo, 1990)。ラジオゾンデを連結した HYVIS を放球することで、雲内の氷粒子の種

類や個数を調べることができる。本研究では、HYVIS による顕微鏡画像から、粒子の形状を柱状氷晶 (図 2a)、板状氷晶 (図 2b)、鼓型氷晶 (図 2c) に分類し、いくつかの氷晶が凝集した雪片状のものや、判別できない氷晶はその他 (図 2d) とした。また、顕微鏡画像から、粒子の大きさを表す長径を調べた (図 2)。

観測期間中、名古屋大学地球水循環研究センターの X バンド 偏波レーダー (MP レーダー) を用いた降水雲観測を行った。MP レーダーは 15 仰角の PPI 観測によるボリュームスキャンを 6 分毎に行った。HYVIS 放球中は、PPI 観測を 12–13 仰角にし、飛揚する HYVIS 方向の鉛直断面観測 (RHI 観測) を 6 分毎に行った。HYVIS データと比較するため、HYVIS の位置から 20 km 内の層状性降水域はほぼ水平一様と仮定し、RHI 観測による偏波パラメータ (レーダー反射強度, Z_h ; レーダー反射因子差, Z_{DR} ; 偏波間位相差変化率, K_{DP} ; 偏波間相関係数, ρ_{hv}) の鉛直分布と HYVIS データを比較した。

地上ではディストロメータによる DSD 観測を行った。得られた DSD データは、1 分積算してガンマ分布にフィッティングし、DSD の中央値 (D_0) および DSD 関数の切片 (N_w) を見積もった。

観測期間中に 6 台の HYVIS を放球した。中でも 6 月 1 日 15 時 40 分 (日本時間) に放球された HYVIS は、梅雨前線に伴う層状性降水域の融解層 (0°C 高度:4.5 km) より上空の氷粒子を観測することができた。この 6 月 1 日の観測データを用いて、層状性降水域内の融解層上空の氷粒子タイプおよび偏波パラメータの特徴と、地上の雨滴粒径分布 (DSD) の特徴を調べた。

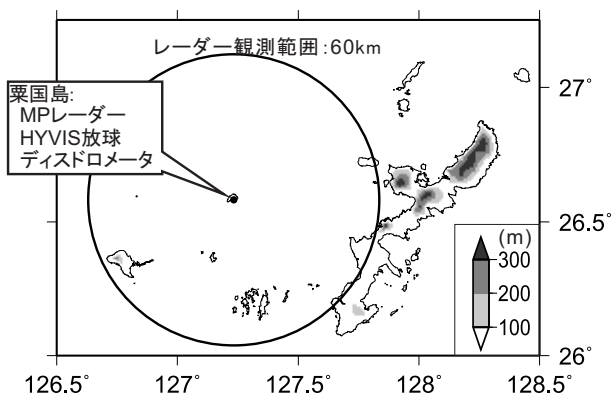


図 1. 観測サイトである沖縄県粟国島周辺図。大円は MP レーダー観測範囲である半径 60 km の円を示す。陰影は標高を表す。

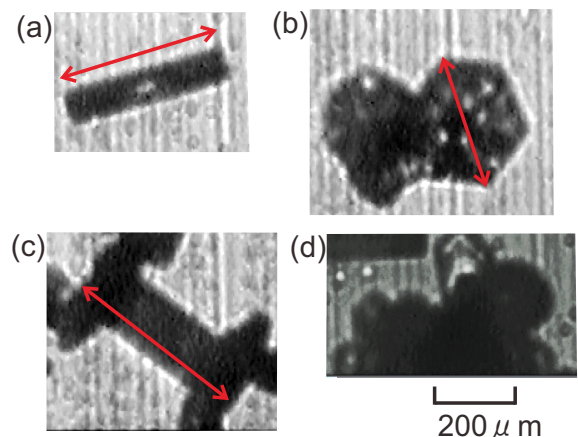


図 2. HYVIS の顕微鏡画像を用いた氷晶分類の例。(a) 柱状氷晶、(b) 板状氷晶、(c) 鼓型氷晶、(d) 雪片を示す。矢印は粒子の大きさを表す長径を示す。

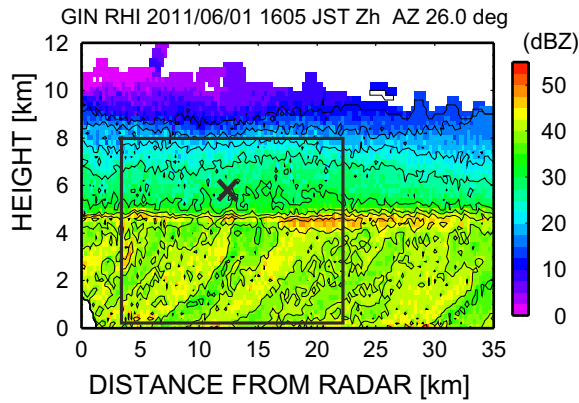


図3. RHI観測による、6月1日16時5分の Z_h の鉛直断面図。×印はRHI観測時のHYVISの位置を示す。コンターは10 dBZから5 dBごとに示す。長方形で示す領域は、図4に示す偏波パラメータのサンプル領域である。

3. 結果

図3に、6月1日16時5分頃に飛揚するHYVIS方向(6月1日15時40分放球)の、RHI観測による反射強度(Z_h)の鉛直断面図を示す。高度4.5–5 kmに融解層の存在が、また融解層以下で40 dBZ以上の層状性降水が確認できる。

図4は、図3に示す領域内の偏波パラメータの鉛直プロファイルである。融解層より上空(高度5–6 km)では、 Z_{DR} および K_{DP} は正の値を示し($Z_{DR} \approx 0.5$ dB、 $K_{DP} = 0.3–0.5$ °km⁻¹)、 ρ_{hv} は0.99以上であった。雨領域(高度3.5 km以下)では、 Z_h は40 dBZ以上を示し、 Z_{DR} はおおよそ1.5 dB、 ρ_{hv} は0.99以上であった。また、雨領域における偏波パラメータの高度方向の変化は小さかった。雨滴の蒸発や、衝突併合による雨滴の成長の効果は小さかったと考えられる。

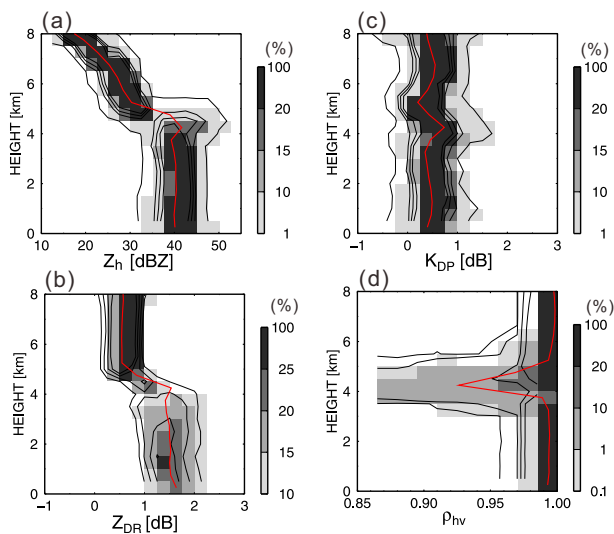


図4. 図3に示す長方形内のRHIレンジビンデータを用いた、0.5 kmごとの頻度分布(グレースケール)および0.5 kmごとの平均値(赤線)の鉛直プロファイル。(a) Z_h 、(b) Z_{DR} 、(c) K_{DP} 、および(d) ρ_{hv} を示す。頻度分布のビンサイズはそれぞれ、2.5 dBZ, 0.25 dB, 0.25 °km⁻¹, 0.015である。

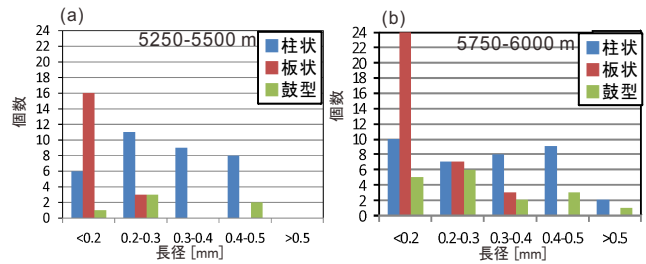


図5. (a) 高度5.25–5.5 kmおよび(b) 高度5.75–6.0 kmで観測された、柱状氷晶(青)、板状氷晶(赤)、鼓型結晶(緑)の長径ごとの個数。顕微鏡画像を用いた。長径が測定できなかった粒子は除いた。

図3のRHI観測とほぼ同時刻に、HYVISの顕微鏡カメラで観測された氷晶の個数を図5に示す。高度5.2–6 kmに長径200–500 μ mの氷晶が多かった。主に柱状結晶、板状結晶、鼓型結晶が観測され、樹枝状結晶や雲粒付きの氷晶は観測されなかった。高度5.25–5.5 kmでは柱状氷晶が卓越し(図5a)、高度5.75–6 kmでは板状氷晶および鼓型氷晶の割合が下層に比べて大きかった(図5b)。また、下層ほど雪片が多かった。200 μ m以上の柱状氷晶・板状氷晶・鼓型氷晶を含む雪片によって融解層が形成されたことが示唆される。

層状性降水域通過中には、地上で降水強度20 mmh⁻¹に達する降水が観測された。DSDの中央値 D_0 は1.4–1.8 mmを示し、DSD関数の切片 N_w は大きな値(10⁴ mm⁻¹ m⁻³)を示した(図略)。数濃度の大きな、小～中程度の粒径の雨滴が地上降水に寄与したと考えられる。

4. まとめ

2011年梅雨期沖縄において、Xバンド偏波レーダーおよび雲粒子ゾンデHYVISを用いて上空の氷粒子観測を行った。6月1日の梅雨前線に伴う層状性降水域の観測データを用いて、偏波パラメータの鉛直分布と、HYVISで観測された融解層上空の氷粒子および地上のDSDを比較した。

参考文献

Murakami, M., and T. Matsuo, 1990: Development of the hydrometeor videoprobe, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 613–620.

謝辞 本研究は基盤研究(S)、基盤研究(A)、基盤研究(B)、新学術領域研究によるサポートを受けて行われました。

鉛直降水レーダーと地上降水粒子観測との比較

*本吉弘岐、石坂雅昭、中井専人（防災科研 雪氷防災研究センター）

1. はじめに

鉛直固定降水レーダーは、降水粒子特性の情報を鉛直方向に測定することができるため、降水過程などの研究に有用である。マイクロレーンレーダー（Micro Rain Radar, METEK 社製、以下 MRR と呼ぶ）は、小型の鉛直固定ドップラーレーダーで、制御プログラムにはレーダー反射率から雨滴の粒径分布や降水強度を求めるアルゴリズムが組み込まれている。ただし、観測対象が固体降水粒子の場合には、雨滴用に関連された組み込みアルゴリズムをそのまま適用することかとはできず、固体降水に対する降水パラメータ推定方法の定式化が必要である。本発表では、定式化に必要な MRR によるレーダー反射率と地上降水粒子観測による降水形態や卓越降水粒子の種類（降水種）との比較について報告する。

2. 観測方法

観測は（独）防災科学技術研究所雪氷防災研究センター（新潟県長岡市、北緯 37° 53'、東経 138° 25'、海拔高度 97m）において行った。MRR は研究棟の屋上(地上約 10m)に設置し、観測高度間隔を 50m とし、地上 50m から 1550m までの鉛直データを 10 秒毎に取得している。ただし、今回の地上降水粒子観測と比較データとして高度 100m のデータを用いた。解析期間は雨、霰、霰、雪片などの様々な降水形態が見られた 2011 年 1 月 1 日から 1 月 31 日までの 1 か月間とした。地上における降水強度測定は 2 重の除風ネット内に設置した田村式降水強度計を用いて行った。降雪粒子観測による卓越降水種の判別およびフラックス中心の測定には、CCD カメラを用いた連続画像処理¹⁾および光学

式ディストロメータ(PARSIVEL) による粒径・落下速度分布の測定を併用した。その他、気象観測要素は露場に置ける自動気象観測装置による測定値を用いた。

3. 降雪粒子観測と卓越降水種の判別

降水粒子はその種類ごとに粒径と落下速度の関係がよく調べられており、個々の粒子を直接観察しなくても、粒径・落下速度を同時に測定することにより卓越降水粒子の種類を推定することが可能である。判別手法としては、石坂ら²⁾による質量フラックスで重み付けした粒径・落下速度分布の中心位置（粒径・落下速度分布の質量フラックス中心）を用いる方法を採用した。5 分平均の粒径・落下速度分布から、質量フラックス中心を求め、図 1 に示した分類図から 5 種類の降水種を決めた。測定データは CCD カメラを用いた測定結果を主に用いたが、雨滴や霰では感度が落ちるため、これらを測定可能な PARSIVEL を補助的に用いることで湿雪を含めた判別を行った。湿雪かどうかについては、気温や、CCD と PARSIVEL による検知粒子数の違いや、PARSIVEL による落下速度が乾雪の分類図に収まらない場合などから判断した。降水量比較のために、田村式降水強度計を用いて 5

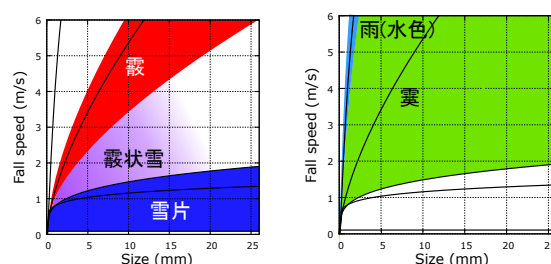


図 1：質量フラックス中心による分類図。左図は乾雪の場合、右図は湿雪または雨の場合。

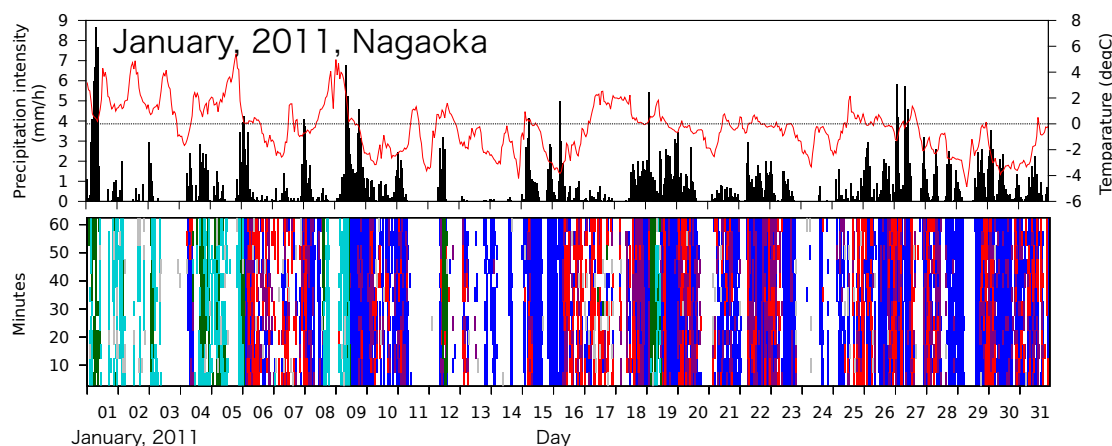


図 2：解析期間中の 1 時間毎の平均気温および降水量（上図）、5 分毎に判別した卓越降水種（下図）。卓越降水種の色は図 1 に示したものと同一。

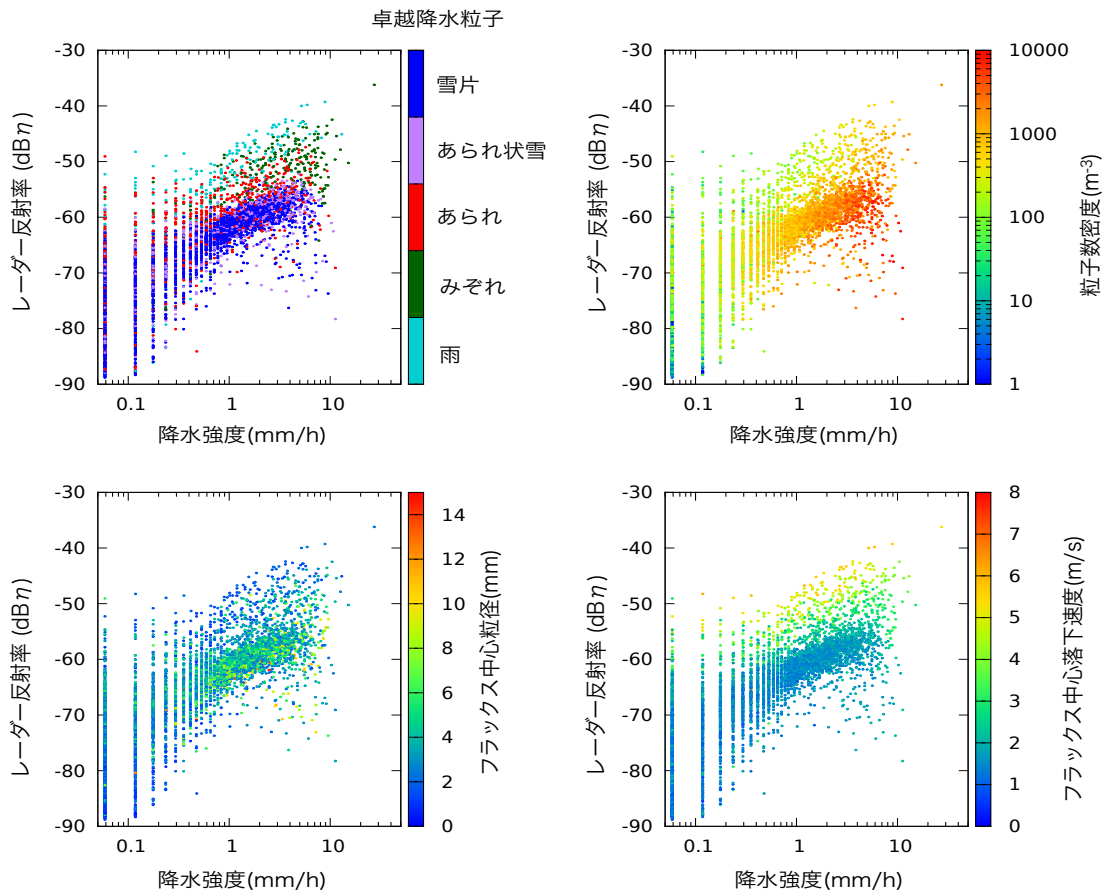


図 3：田村式降水強度計による 5 分毎の降水強度と MRR による高度 100m でのレーダー反射率の 5 分平均の散布図。(a)は地上降水粒子観測から判別した卓越降水種、(b)は PARSIVEL による空間数密度、(c)と(d)はフラックス中心の粒径と落下速度により色分けしている。

分毎の降水強度を算出した。

4. 結果

図 2 に解析期間の 1 時間毎の平均気温と降水量、5 分毎に判別した卓越降水種を示す。解析期間中、毎日降水が見られ、1 月上旬には気温が高い期間が多く、雨、みぞれが頻繁にみられたが、中旬、下旬には気温が 0℃以下となる期間が多く、乾いた状態の霰や雪片による降水が支配的であった。この解析期間中の 5 分毎の降水強度と MRR の上空 100m でのレーダー反射率を比較したものが図 3 である。図 3(a)は卓越降水種別に色分けしたものである。0.5mm/h 以下の非常に弱い降水強度では田村式降水強度計ヒーターによる蒸発の効果や応答時間の影響が大きいため両者の比較は難しい。0.5mm/h 以上でみると、同じ降水強度に対して、卓越降水粒子による違いが顕著であることがわかる。雨、みぞれ、あられ、あられ状雪、雪片の順でレーダー反射率が減少する傾向がみられる。特に霰状雪と雪片の分布は非常によくにていることが分かった。図 3(b)は PARSIVEL による空間粒子数密度を色で表しているが、同じ降水強度に対して、レーダー反射率の高い雨やみぞれに比べて、

レーダー反射率の低い雪片や霰状雪では数密度が大きい。これは平均的な単一散乱断面積が雨やみぞれの方が大きいことを反映している。図 3(c)と図 3(d)はフラックス中心の粒径と落下速度を色で表したものである。降水種の判別はフラックス中心を元に行っており、降水種別には図 3(a)の色分けと同様な傾向がみられる一方、同じ降水種のなかでフラックス中心の違いによる顕著な傾向は見られなかった。

5. まとめと今後の課題

現状では MRR の観測のみから雨滴用のアルゴリズムと同様な方法で、固体降水の粒径分布を推定するのは困難であるが、ドップラースペクトルから、地上降水観測と同様な卓越降水種の判別を行う手法を開発することで、レーダー反射率から降水強度をある程度推定することは可能であると考えられる。

参考文献

- 1) 石坂雅昭ほか (2004)：画像処理手法を用いた自動観測による降雪粒子の同定について-その 2 長岡で観測された降雪粒子と自動観測による検出手法の検証-, 雪氷, **66**, p.647-659.
- 2) 石坂雅昭ほか (2011)：推定質量フラックスを用いた降雪粒子の連続的種類判別について, 雪氷研究大会(2011・長岡)講演要旨集, p.105.

雪片の含水率観測とモデル化

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

1. はじめに

融解する雪片の含水率の推定は、レーダを用いた降水量推定や、着雪氷による被害予測などにおいて重要である。スガ試験機のグループ (Sasyo et al. 1991) は雪片含水率計を開発したが、この測器は世界に1台しかなく、観測事例が不足している。本研究では雪片含水率計を新潟県長岡市に設置して観測を行い、融解する雪片の含水率に関していくつかの経験式を導くとともに、簡単なシミュレーションの結果との比較を行う。

2. 観測

雪片含水率計の測定原理は中村(1960)に基づくもので、①0℃に冷やした濾紙(染料付)で雪片を受け、シミの面積(A_1)を測定する、②濾紙を温めて雪片を融かし、再びシミの面積(A_2)を測定する、③ A_1/A_2 で含水率を計算する、というものである。スガ試験機の雪片含水率計はこの過程を自動化し、10分間隔で無人測定する。測定値から、降水強度に対する液体水、氷、雨滴の寄与なども計算可能である。雪片含水率計を雪氷防災研究センター(長岡市栖吉町)構内に設置し、表1に示す3つの降水事例の観測を行った。構内の露場で気温、湿度を10分間隔で観測するとともに、降水粒子の顕微鏡写真も撮影し、粒子のタイプも記録した。

表1. 観測事例

日付	擾乱	降水	サンプル数
2011. 3. 26	小低気圧	雨→雪片	21
2011. 12. 9	低気圧	雨→雪片	22
2011. 12. 22-23	低気圧	雨→霰	23

解析にあたって、以下の3つの変数を定義した。

○降水の液水率 (Liquid-water fraction)

$$L_{WF} = R_L/R \quad (1)$$

○降水の雨水率 (Rain-water fraction)

$$R_{WF} = R_R/R \quad (2)$$

○雪片の含水率 (Liquid-water ratio)

$$W = M_L/M \quad (3)$$

ここでRは降水強度、 R_L は液体水の降水強度、 R_R は雨滴の降水強度、 M_L は雪片に含まれる液体水の質量、Mは雪片の質量である。

この計測方法では、雪片に含まれる液体水は必ずしもすべて濾紙に浸み込まず、一部が雪片に残るため、雪片含水率が過少評価されると考えられる。そこでポリウレタンで模擬雪片を作製し、水に濡らした後、質量を電子天秤で測定して正確に含水率を求め、濾紙による測定値と比較してキャリブレーションを行った。その結果、以下のような較正曲線が得られた。

$$W = W_0^{0.41} \quad (4)$$

ここで W_0 は濾紙による雪片含水率の測定値を表す。

3. 観測結果

3.1 地上気温・湿度と液水率の関係

融解降雪(霰)の液水率は、降雪粒子の経路の気温や湿度、および滞留時間等によって決まると考えられ、必ずしも地上の気温や湿度には依存しないと思われる。しかし地上の気象データと液水率の関係式を作成することは、降水の液水率の大雑把な見積りに便利であると思われる。そこで液水率(L_{WF})を、気温(T ℃)、0℃に対する相対湿度(RH_0 %)、降水強度(R mm/h)を説明変数として、以下の式で近似することを試みた。

$$L_{WF} = \alpha T^\beta RH_0/R^\gamma \quad (4)$$

この式は気温が高いほど、また0℃に対する相対湿度が大きいほど、また降水強度が小さいほど(すなわち落下速度が小さいほど)液水率が大きくなると仮定している。測定値から係数を求めたところ、 $\alpha=8.0 \times 10^{-3}$ 、 $\beta=0.18$ 、 $\gamma=7.2 \times 10^{-2}$ のとき決定係数が最も大きくなった(図1)。

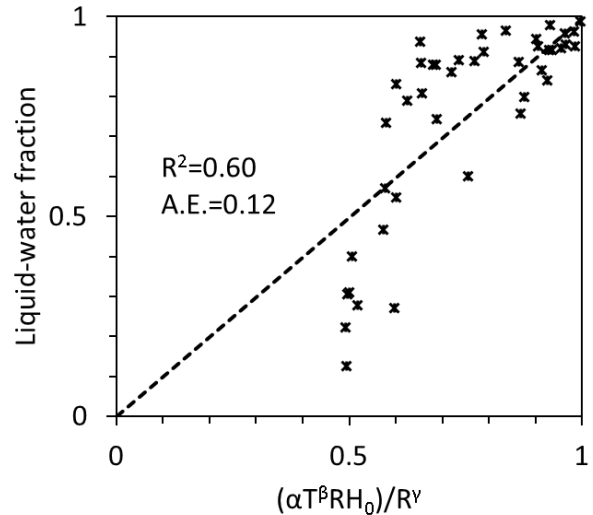


図1. 測定された液水率(L_{WF})と近似式(4)の関係。

3.2 液水率と雨水率の関係

液水率と雨水率の関係は、液体の水がどの程度雪片によって地上に運ばれるのか、あるいは雨滴として降るのかを知る上で興味深い。ここでは観測データを以下の式で近似した。

$$R_{WF} = \delta L_{WF}^\epsilon + (1 - \delta) L_{WF}^\theta \quad (5)$$

融解雪片について測定値をフィットさせたところ、 $\delta=0.69$ 、 $\epsilon=41$ 、 $\theta=3.4$ のとき決定係数が最大となった(図2)。この経験式によると、例えば降水の80%が液体の水であっても、雨水率は14%であり、大半の融解水は雪片に浸み込んだまま地上に達することを示している。

3.3 個々の雪片の含水率

各サンプルにおいて、雪片の含水率(W)はサイズが大きいほど小さくなる傾向が見られた。そこでWを融解直径(D_w)の関数として以下の式で近似した。

$$W = \mu D_w^\sigma \quad (6)$$

測定された W に式(6)をフィットさせたところ、 μ 、 σ はそれぞれ L_{WF} の1次関数で近似された (図省略)。

$$\mu = 0.58L_{WF} + 0.41 \quad (7)$$

$$\sigma = L_{WF} - 1.0 \quad (8)$$

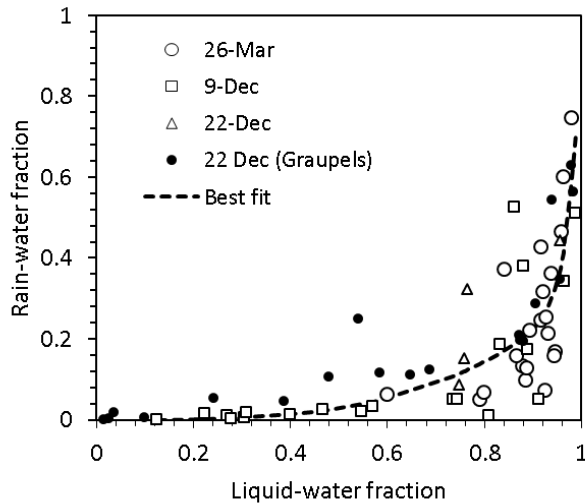


図2. 雨水率 (R_{WF}) と液水率 (L_{WF}) の関係。

4. 数値シミュレーション

上記のような観測結果が、どのような融解モデルによって説明できるかを考察するため、以下の仮定を置いて数値シミュレーションを行った。

- 雪片の形を球とし、氷の部分のバルク密度は石坂 (1995) の A-type 雪片の経験式に従う。
- 雪片の融解は表面から起こり、融解した水は内部に浸み込む。すなわち融解によって雪片の直径が小さくなっていくとする。
- 融解雪片の表面温度は常に 0°C とする。
- 融解は周囲の空気からの熱伝導で起こるとし、凝結・昇華の効果は考えない。
- 雪片の粒径分布は Gunn-Marshall 分布に従う。
- 落下速度は Bohm (1989) の式を仮定する

上記の仮定のもと、融解直径 $0.12\text{mm} \sim 4.8\text{mm}$ の雪片を 34 個のビンに区分し、気温減率 5°Ckm^{-1} の大気中を落下させる計算を行った。モデルは空間無次元であるが、一定の時間ステップを用いる代わりに時間ステップを可変として一定の落下距離 (0.1m) ごとに計算を行い、高度ごとに変数を出力した。

図3は液水率 (L_{WF}) と雨水率 (R_{WF}) の関係を示す。計算された L_{WF} - R_{WF} 関係は観測から導かれた経験式と極めて良く一致しており、上記のような単純な仮定が概ね実態と合致することを示唆している。

また図4は雪片含水率の融解直径依存性を、観測とシミュレーションで比較している。シミュレーション結果は粒径の大きな粒子で含水率を過少評価しているが、観測においても融解直径 2mm 以上の雪片はサンプルが多く、誤差が含まれていると考えられる。

4. まとめ

濾紙を用いた雪片含水率の測定から、いくつかの経験式を導くとともに、シミュレーション結果と比較した。比較的単純な仮定によるシミュレーション結果と経験式がよく合うことは、観測結果がある程度の一般性をもつことを裏付けるとともに、雪片融解過程のモデル化を比較的簡単に行えることを示唆する。ただし日本の多くの雲解像モデルは、融解水が雪片に浸み込むという基本的な過程を表現しておらず、早急な改良が望まれる。

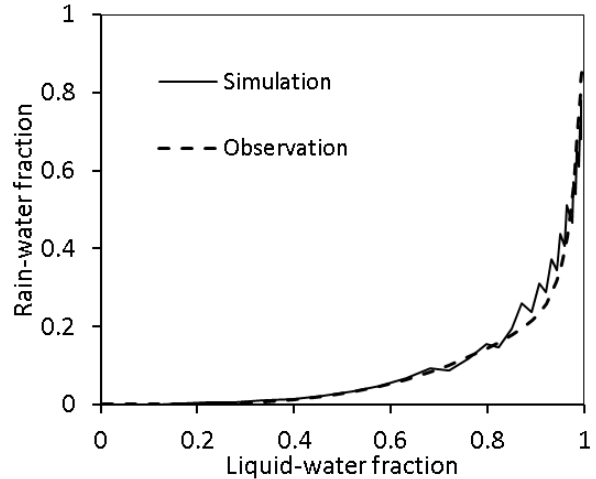


図3. 雨水率 (R_{WF}) と液水率 (L_{WF}) の関係。実線がシミュレーション、破線が観測に基づく経験式。

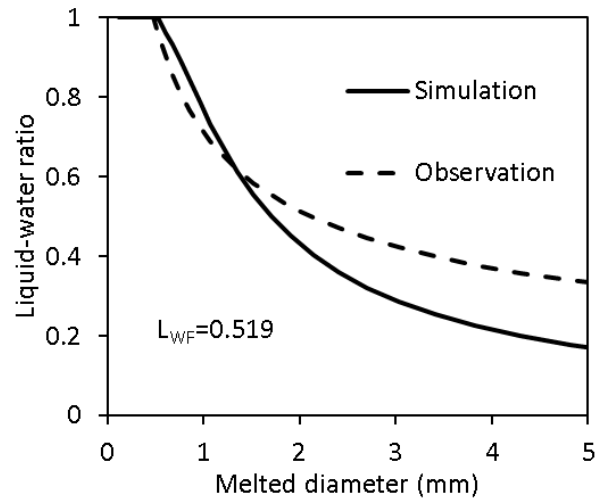


図4. $L_{WF}=0.519$ のときの、融解直径と雪片含水率の関係。実線がシミュレーション、破線が観測に基づく経験式。

謝辞

雪片含水率計は (株) スガ試験機からお借りしました。ご厚意に感謝いたします。

参考文献

- Bohm, H. P., 1989: A General Equation for the Terminal Fall Speed of Solid Hydrometeors. J. Atmos. Sci., 46, 2419-2427.
- 石坂雅昭, 1995: 雲粒付雪片の落下速度について. 雪氷, 57, 229-238.
- 中村勉 (1960): 雪片の含水率の測定法について. 雪氷 22, 145-146.
- Sasyo, Y., T. Mori and O. Onozaki, 1991: Observation of liquid water content of melting snowflakes with a new instrument. J. Meteor. Soc. Japan, 69, 83-90.

冬季山岳域のレーダー降水量をマイクロ波減衰の水平分布で補正する手法に関する研究

板戸昌子*1, 熊倉俊郎*1, 中井専人*2

*1 長岡技術科学大学, *2 防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター

1. はじめに

新潟県をはじめとする本州日本海側では、冬季の降水量が多く降雪の割合が大きいため、雪氷災害を考える上で降水量の把握は重要である。しかし山口ら(2010)で示されるように、山岳域でのレーダー・アメダス解析雨量は地上観測雨量と比べて少ない傾向がある。気象庁のレーダー観測では、図1, 2のように、地形条件等によりレーダー降水量が著しく小さい地域がある。レーダー降水量の減少の要因として、レーダーサイトから電波が伝播する際の降水による減衰やエコトップとレーダービーム高度の関係、レーダービームの異常伝播等が挙げられる。さらに、複数レーダーデータの合成で起きる誤差も考えられる。本研究では、山岳域の観測点での積雪重量から算出された地上降水量とレーダー降水量との比較を行い、レーダー観測降水量から計算可能なマイクロ波減衰の水平分布で補正する手法について検討した。

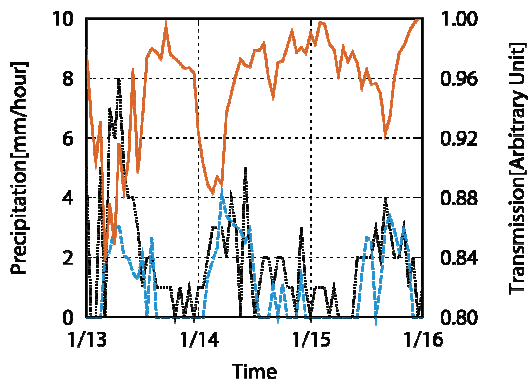


図1 2010/1/13 0:00UTC - 1/16 0:00UTC 奥只見丸山におけるマイクロ波の透過率(雨を仮定)および地上観測降水量、レーダー観測降水量の時系列変化(赤: 透過率, 黒: 地上観測降水量, 青: レーダー観測降水量)

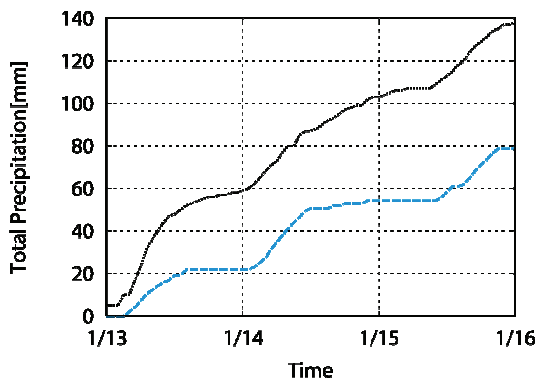


図2 2010/1/13 0:00UTC - 1/16 0:00UTC 奥只見丸山における地上観測降水積算量、レーダー観測降水積算量の時系列変化(黒: 地上観測降水積算量, 青: レーダー観測降水積算量)

2. 使用データ

対象期間は2010年1月とした。レーダー観測雨量は気象庁による1 km メッシュの全国合成レーダーで、毎正時から10分毎に時間雨量換算のデータがある。地上観測雨量は、防災科学技術研究所雪氷防災研究センターが山岳域に設置している積雪重量計のデータから1時間毎に求めた。また、地上観測された気温が0℃以下のデータのみを使用した。ここで地上観測雨量の積算時間と合わせるため、レーダー観測データは各正時とその前の5つ、合計6つの時刻のデータを平均して用いた。

3. 原理と手法

レーダー方程式は任意の距離 r [km] からかえってきたときの電力を $P(r)$ 、 C をレーダー定数、レーダー反射因子 Z [mm^6/m^3] とすると、以下の式で表される。

$$P(r) = C \cdot \frac{Z}{r^2} \quad (1)$$

ここでレーダー反射因子 Z [mm^6/m^3] は、降水強度 R [mm/hour] から、 $Z = BR^\beta$ で算定される。 B 、 β は定数であり、気象庁によれば、現在気象庁で運用されているレーダーの Z の係数は $B=200$ 、 $\beta=1.6$ が用いられている。

レーダー方程式や Z - R 関係の式には減衰を考慮に入れていないが、実際には降水による減衰や大気中のガスによる減衰を受けている。減衰量 K について、任意の距離 r_2 での電力 $P(r_2)$ は、次式で示される。

$$10 \log \frac{P(r_2)}{P(r_1)} = - \int_{r_1}^{r_2} K dr = K_s \quad (2)$$

ただし r_1 、 $P(r_1)$ はそれぞれ基準点の距離および電力であり、 K_s [dB] はレーダーサイトから観測点までの降水による減衰係数である。 K_s は粒径分布を含む式で計算されるが、簡単のため実際には降水強度 R [mm/hour] および波長 λ [cm] を用いた以下の式により算出される。

$$K_s = 3.5 \times 10^{-2} \frac{R^2}{\lambda^4} + 2.2 \times 10^{-3} \frac{R}{\lambda} \quad (3)$$

地上観測から求めたレーダー反射因子 Z_{obs} とレーダー観測から求めたレーダー反射因子 Z_{radar} の関係は、 F をレーダー観測に起因する誤差要因や合成処理に起因する誤差要因とすると、(4)式のように表される。

$$Z_{radar} = Z_{obs} \cdot F \quad (4)$$

さらに対数をとると、

$$\log\left(\frac{Z_{radar}}{Z_{obs}}\right) = \log F \quad (5)$$

となる。運用されているレーダーでも降水による補正は行われているが、ここではその妥当性を検討したいため、電波が観測点まで伝播する際の降水による減衰として、レーダーサイトから観測点まで 1 km 毎に区切り、それぞれの地点の K_s を求めた。これを積算した値を透過率 τ とすると、(2)式より

$$10 \log\left(\prod_{i=1}^{n-1} \frac{P(r_{i+1})}{P(r_i)}\right) = -\sum_{i=1}^n K_{si} \quad (6)$$

であるから、これを変形して

$$\tau = \frac{P(r_n)}{P(r_1)} = 10^{\left(-\frac{1}{10} \sum_{i=1}^n K_{si}\right)} \quad (7)$$

と表される。さらに、合成処理の際に既に補正済みの分を τ_s とおくと、 F から降水による減衰要素を分解し、以下の式で表される。

$$F = \tau \cdot \tau_s^{-1} \cdot F' \quad (8)$$

ここで F' は降水による減衰以外の誤差要因である。対数をとると、

$$\log\left(\frac{Z_{radar}}{Z_{obs}}\right) = \log \tau - \log \tau_s + \log F' \quad (9)$$

と表される。ここで F' を降水による減衰を除いた他の誤差要因とする。よって、 Z_{obs} と Z_{radar} の比 Z_{obs}/Z_{radar} は τ の関数として考えられる。

セクターデータを用いた場合、降水による減衰の補正が行われていないため、 $\tau_s=1$ となり、 $\log \tau \cdot \log(Z_{obs}/Z_{radar})$ のグラフは傾きが 1 となる。また、レーダー観測降水量は合成処理の際の補正が妥当であれば、 $\tau = \tau_s$ となり、地上観測から求めたレーダー反射因子 Z_{obs} とレーダー観測から求めたレーダー反射因子 Z_{radar} の比 Z_{obs}/Z_{radar} はマイクロ波の透過率 τ によらず一定となる。補正が妥当でない場合、すなわち $\tau \neq \tau_s$ の場合、傾きが降水による減衰

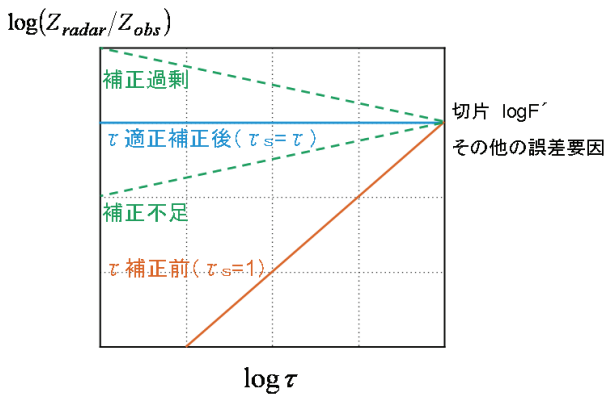


図3 マイクロ波の透過率 τ と Z_{obs}/Z_{radar} の関係の概念図

補正の影響を示しており、さらにその他の誤差要因である F' についてとり得る値の範囲を定めることができる。この手法の概念図を図3に示す。

4. 結果

図4にマイクロ波の透過率 τ と Z_{obs}/Z_{radar} との関係を示す。全体的に傾きが負であることから降水による減衰については過剰に補正されていることがわかる。全国合成レーダーはCバンドレーダーデータから作成されている。降雨の場合、例えば修正 M-P 分布の場合 $K_s = 0.0031R$ で表されるが、降水が降雪の場合には、これよりも値が小さいことが多い。

また、降水強度別に見ると地上観測降水量が 1 mm/hour 以上 2 mm/hour 未満の降水強度が弱い場合と 5 mm/hour 以上の降水強度が強い場合とでは切片が異なることから、降水による減衰以外の要因が異なることが考えられる。

現時点では地上観測降水量がわかっている場合であるため、 Z_{radar} のみから補正する条件式は導いていない。現在用いているレーダー観測降水量は、合成処理のプロセスにおいて様々な補正が行なわれており、分散が大きい理由の一つとしてその影響が考えられる。よって、セクターデータを用いて解析することで、合成処理に起因する分解しにくい誤差要因を考えなくてよいと考えられる。また、エコトップとレーダービーム高度の関係など、降水による減衰以外のレーダー観測に起因する誤差要素についても計算可能な範囲で分解し、補正していきたい。

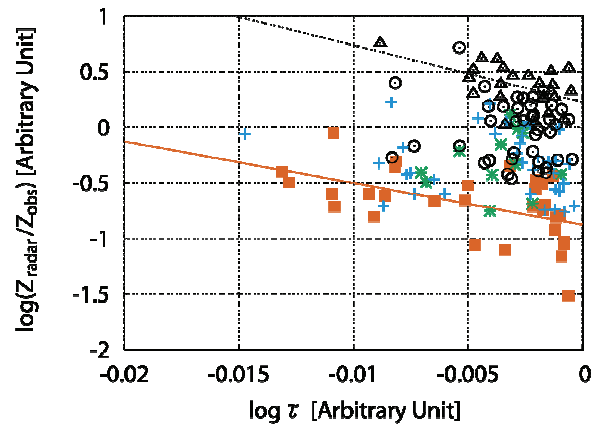


図4 マイクロ波の透過率 τ と Z_{obs}/Z_{radar} の関係。地上降水量が 5 mm/hour 以上を赤四角、4 mm/hour 以上 5 mm/hour 未満を緑アスタリスク、3 mm/hour 以上 4 mm/hour 未満を十字、2 mm/hour 以上 3 mm/hour 未満を白丸、1mm/hour 以上 2 mm/hour 未満を白三角で示した。赤実線は地上降水量が 5 mm/hour 以上の降水の近似曲線、黒点線は 1mm/hour 以上 2 mm/hour 未満の降水の近似曲線である。

データ同化のための反射強度シミュレーションと雲物理過程の特徴

幾田泰醇（気象庁予報部数値予報課）

1. はじめに

気象庁は、降水短時間予報などの防災気象情報作成支援や飛行場予報の高度化のためにメソ数値予報システムを現業運用しており、更に局地数値予報システムの開発を行っている(永戸他 2010)。メソ数値予報システムは、水平解像度 5km のメソモデル (MSM) と、その MSM に初期値を与えるメソ解析で構成され、局地数値予報システムは、水平解像度 2km の局地モデル (LFM) と、その LFM に初期値を与える局地解析で構成される。これらの予報モデルで降水短時間予報に資する降水予測を行うためには、現実大気の水蒸気プロファイルモデルの初期値に反映し、初期値を真の大気の状態に近づける必要がある。そのためには、水物質の情報をもつ観測を同化することが有用であることから、我々はレーダー反射強度データを利用する初期値作成手法の高度化に取り組んでいる。

初期値作成のためのデータ同化では、モデルの予報値を観測相当量に変換し、観測と第一推定値との誤差を算出する。そして、得られた誤差情報を基に第一推定値に対する修正量を見積もり、解析値を作成する。反射強度データを同化に利用するためには、観測相当量である反射強度をモデルの予報変数からシミュレートしなければならない。この反射強度のシミュレーションの確からしさは、水物質に対するモデルの予報精度と反射強度のシミュレーション精度に左右され、共に雲物理過程における水物質の取り扱い方に依存する。本報告では、データ同化のための反射強度シミュレーションと雲物理過程との関係について報告する。

2. 雲物理過程の粒径分布

現業 MSM の粒径分布は、雲水・雲氷で単分散、雨・雪・霰で逆指数分布が仮定されている。逆指数分布の形状は、傾きパラメータと切片パラメータにより決まる。これらのパラメータの一方を固定値とするスキームを 1 モーメントスキーム (以下、1M) と呼び、両者とも可変とするスキームを 2 モーメントスキーム (以下、2M) と呼ぶ。MSM における 1M は、混合比により傾きパラメータが診断され、切片パラメータは固定値となる。2M は、混合比と数濃度から傾きパラメータと切片パラメータを診断する。そのため、1M は、2M よりも自由度が低く粒径分布の表現が劣る。この粒径分布の表現は、反射強度の計算精度を左右し、1M の反射強度の予報誤差は、2M よりも大きくなる (Eito and Aonashi, 2009)。ただし、2M は、予報誤差は縮小するが計算量は増加する。予報モデルの現業運用を考えると、限られた時間内で解析予報サイクル行う必要があるため、計算時間の増加は可能な限り回避すべきであ

る。そこで、1M 相当の計算量で 2M 相当の粒径分布を再現するため、数濃度を予報変数とせず数濃度や切片パラメータを気温や混合比の関数として診断する手法の利用可能性の調査を行った。以下では、この診断スキームを 1.5 モーメントスキーム (以下、1.5M) と呼ぶ。

雪粒子の切片パラメータは、気温の関数として表せることが知られている (Thompson 2004)。例えば、WRF の雲物理過程の一つである WDM6 の雪の切片パラメータは気温により診断されている。ただし、この切片パラメータは、気温によって一意的に定まってしまうため、混合比の値によっては不自然な粒径分布となってしまう可能性がある。そこで、粒径分布の表現の更なる改善を図り、切片パラメータに気温だけでなく混合比依存性も追加した場合の水物質予報に与えるインパクトを調査した。まず、切片パラメータの気温依存性は WDM6 と同様に気温の指数関数として与え、混合比依存性は、混合比を底とするべき乗の関数に比例するように与える。また、自発的に凍結する気温の高度より上層では、気温に依存しないものとする。なお、以下の実験において用いた 1.5M の診断式は、2M の結果を真値として非線形最小二乗法によって求めたものである。

3. 感度実験

JMA-NHM を用いた 2 次元スコールライン実験を行い、1.5M の性能を調査した結果を示す。まず、雨と雲氷は 1M、雲氷は 2M とする。次に、雪と霰を 2M とした実験 (EXPD)、1M とした実験 (EXPS) と 1.5M とした実験 (EXPH) を行い、それぞれを比較する。図 1 は、水平方向に平均化した雲氷・雪・霰の混合比の鉛直プロファイルを示したものである。雲氷・雪・霰の混合比は、EXPS と EXPD の間の差が予報時間とともに拡大していく。それに対して、EXPH の各混合比は、EXPD とほぼ同程度となっていることが分かる。つまり、予報時間 3 時間程度は、1.5M と 2M の計算結果が同等とみなすことができる可能性を示している。

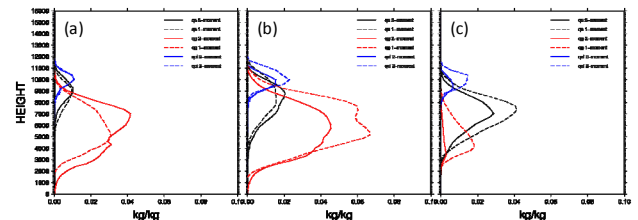


図 1 水平方向に平均化された雲氷 (青色)・雪 (黒色)・霰 (赤色) の鉛直分布。EXPD (実線) と EXPS (破線) との比較。予報時間(a)60 分、(b)120 分と(c)180 分。

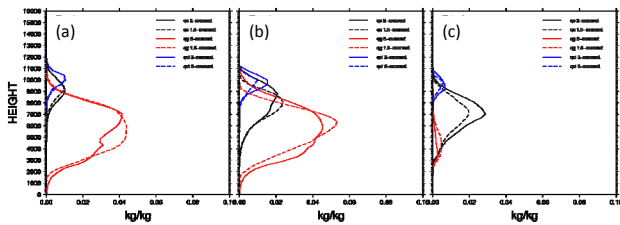


図2 図1と同じ。ただし、EXPH（破線）との比較。

4. 観測データとの比較

観測データとシミュレーションの比較を示す。比較するデータは、2010年10月29日15UTCを対象時刻とするTRMM PRの降水減衰補正済み反射強度データとJMA-NHMの3時間予報値である。予報の設定は、雲物理過程の設定以外は、現業MSMと同様である。JMA-NHMの反射強度は、Lorenz-Mie散乱に基づき計算した。ただし、降水減衰やビームの広がりには考慮していない。反射強度のCFADs (contour frequency by altitude diagram, Yuter and Houze 1995)を図3に示す。高度約5000mの融解層以下では30dBZ周辺にピークがあり観測とEXPHは概ね等しい。融解層より上層では、EXPHのピークはやや過剰表現となっている。図3(c)は、EXPHとEXPSとの差分である。EXPSの反射強度は、融解層より上層でEXPHよりも過剰表現となっており、EXPHの誤差はEXPSよりも縮小している。つまり、観測データとの比較は、1.5Mは1Mよりも固体降水の予報誤差が小さくなる傾向があることを示している。

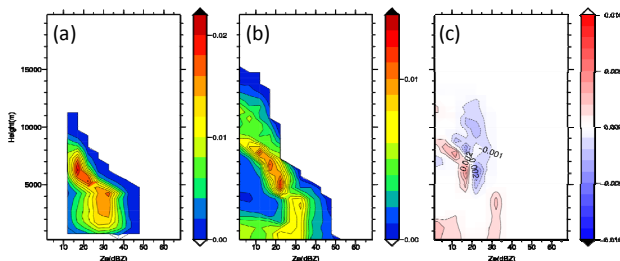


図3 (a)TRMM PRと(b)反射強度データのシミュレーション結果(EXPH)のCFADs。(c) EXPHとEXPSの差分(EXPH-EXPS)。

5. データ同化実験

局地数値予報システムの局地解析を利用し、同化実験を行った。局地解析は、解析と1時間予報を3回繰り返し予報の初期値となる解析値を作成するRUC(Rapid update cycle)により構成される。反射強度データの利用に関しては、観測された反射強度分布から相対湿度分布を推定し、その相対湿度を従来観測として3次元変分法(3DVAR)で同化する1D+3DVARデータ同化手法を用いた。なお、このデータ同化実験で利用した切片パラメータの診断手法は、混合比依存性は付加しておらず気温にのみ依存するものであり、反射強度のシミュレーションにのみ適用されている。

平成23年新潟・福島豪雨に対する反射強度データ利用の感度実験の結果を示す。現業MSMや試験運用中のLFMは、この豪雨の再現性が良く降水予報の精度も概ね高かった。しかし、幾つかの初期時刻からの予報は、予報初期における降水予報精度が不十分であった。そのような初期時刻のうちの一つである2010年7月29日03UTCを実験対象として選んだ。図4は、同化実験の結果である。反射強度データを利用した実験では降水系の表現が改善していることが分かる。

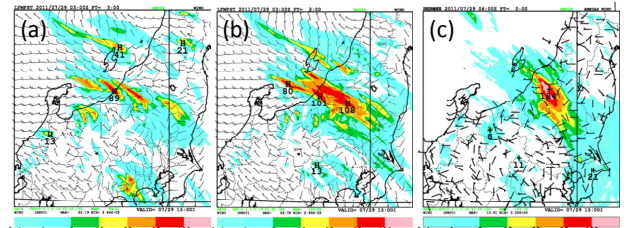


図4 2010年7月29日03UTCを初期時刻とするLFMの予報時間3時間(FT=3)の3時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)反射強度を利用しない場合と(c)反射強度を利用した場合の予想3時間積算降水量。

6. まとめ

データ同化における反射強度データの利用を目的に、雲物理過程の特徴を調査した。予報モデルを用いた感度実験では、1.5Mは、1M相当の計算量で2M相当の計算結果が得られた。また、観測データとの比較では、1Mの反射強度の予報誤差が、1.5Mでは軽減されることが示された。また、豪雨事例に対して、切片パラメータの診断スキームを用いてレーダー反射強度をシミュレートしデータ同化実験を行い、降水予報に改善が見られることを示した。今後は、様々な事例に対して1.5Mを用いた解析予報サイクル実験を行い、利用可能性を調査していきたいと考えている。

参考文献

- 永戸 久喜 他, 2010: 局地数値予報システムの概要. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Eito, H. and K. Aonashi, 2009: Verification of Hydrometeor Properties Simulated by a Cloud-Resolving Model Using a Passive Microwave Satellite and Ground-Based Radar Observations for a Rainfall System Associated with the Baiu Front, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 425–446.
- Thompson, G., R. M. Rasmussen, and K. Manning, 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 519–542.

秋田のレーダ観測

佐々木佳明（秋田県立大学）

1. はじめに

2010年3月に秋田大学が局地気象観測用ドップラーレーダを導入して以来、これまでメンテナンスなどによる欠測期間もあるが冬季レーダ観測を2シーズン行った。

この観測期間中、男鹿半島沖海上でメソ γ スケールの渦状降雪系が発生し、局地的に強いレーダ反射強度が短時間観測されるケースを数例観測した。このような急激に発達する渦状降雪系は、寒候期の突風災害や強い降雪による視程障害の引き金になるかもしれない。

本発表では、このメソ γ スケールの渦状降雪系のレーダ観測例を紹介するとともに、秋田大学が導入したドップラーレーダシステムを紹介する。

2. 秋田でのドップラーレーダ観測

2-1. 秋田大学のドップラーレーダシステム

2010年3月15日、秋田大学は三菱電機特機システム製局地観測用気象ドップラーレーダ（図1）を導入した。このレーダは、送信周波数9741MHz、ピーク送信電圧25kWのパルスドップラーレーダで、空中線部と送受信部から構成されている。最大観測距離は60kmで、空中線は仰角固定で



図1 秋田大学のドップラーレーダ

水平方向に2rpmで全周回転する。空間分解能は、距離方向に最小75m、水平方向に0.75°で、アウトプットとして反射強度、降水強度、ドップラー速度及び速度幅を出力する。主な諸元を表1に示す。

2-2. ドップラーレーダ観測

2012年3月現在観測は、秋田県立大学秋田キャンパス（北緯39度48分07秒、東経140度02分38秒）で、アンテナの仰角を2.2度に設定して観測を行っている（図2）。

観測範囲は秋田県立大学（白丸）を中心とした半径60kmで、大学内の施設によるレーダシャドー域が一部あるが、秋田県のほぼ全域と秋田沖日本海上をカバーしている。

3. 観測結果

3-1. 2011-2012の秋田の降雪雲のタイプ分類

2011年12月07日から2012年2月15日までのレーダ観測範囲内8カ所のアメダスサイトの平均日降雪深と降雪雲のタイプを、Nakai *et al.*(2005)を参考にLモード、Tモード、Sモード、Vモード、Mモード、Dモードに分類した。

平均日降雪深で10cmを越えた日のほとんどは季節風に伴うLモードもしくはTモードの降雪雲

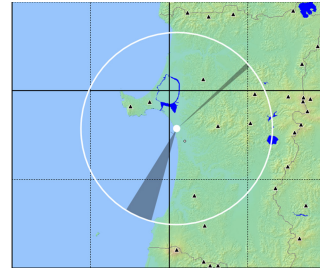


図2 レーダ設置場所（白丸）と観測範囲
陰になった部分はレーダシャドー

表1 秋田大学レーダの主要諸元

観測パラメータ	反射強度、降水強度、ドップラー速度及び速度幅
送信周波数	9741 MHz
ピーク送信電力	25 kW
送信パルス幅	0.2 μ s, 0.5 μ s および 1.0 μ s
パルス繰り返し周波数(Pulse Per Second)	シングルモード : 750PPS, 900PPS, 1000PPS, スタガモード : 750/1000PPS($V_{dmax}=23.1$ m/s), 900/1200PPS($V_{dmax}=27.7$ m/s)
送信管	マグネトロン
最小受信感度	-103 dBm
最大観測範囲	30 km (送信パルス幅 0.2 μ s または 0.5 μ s) 、または 60 km (送信パルス幅 1.0 μ s)
距離分解能	75 m (送信パルス幅 0.2 μ s または 0.5 μ s) 、または 150 m (送信パルス幅 1.0 μ s)
方位角分解能	0.75°
ドップラー検出方法	FFT
アンテナ形状	フロントフィードパラボラアンテナ、直径 1.2m
アンテナ利得	37.89 dB
ビーム幅	水平方向 1.89°、垂直方向 2.00°
走査方法	PPI (仰角固定)
アンテナ走査範囲 (速度)	水平角方向: 0 ~ 360° (2rpm)、仰角方向: -2° ~ 5°のいずれかに固定

のタイプである。一方 V モードの渦状降雪雲系は全部で 9 例あり、その累積継続時間は全体の約 4%、平均日降雪深で 10cm を越える日はなかった。しかし、次節で示す 2011 年 12 月 09 日の事例のようにアメダスサイトによって日降雪深 10cm を越え、地域によって降雪量に違いがみられた。また、これらはいずれもメソ β スケールの擾乱に伴うものだったが、中にはメソ γ スケールの渦を観測した事例もあった。

3-2. 2011 年 12 月 9 日の事例

メソ γ スケールの渦を観測した事例として、2011 年 12 月 09 日の例を示す。12 月 08 日に渡島半島沖で発生したメソ β スケールの小低気圧は、09 日 06 時頃秋田上空に達した。この時 01 時から 02 時 30 分にかけて秋田県能代沖でメソ γ スケールの渦状降雪雲が発生した。図 3 は、観測したレーダエ

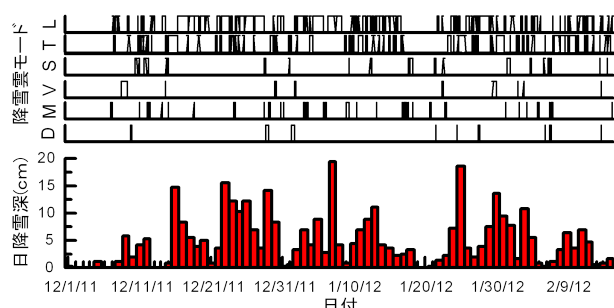


図 3 レーダ観測範囲内の平均日降雪深と各降雪雲モードの継続時間。各モードの継続時間は口の長さで示す。

コーの時間経過を示している。これによれば、01 時 20 分にレーダ観測範囲に入ったレーダエコーは、01 時 44 分には次第に低気圧性の回転を持つようになった。この時の渦の直径は約 5km、渦度はおよそ $3.0 \times 10^{-3}/s$ であった。その後、02 時 22 分には渦の中心がはっきりするが、02 時 36 分に上陸した後次第に渦が不鮮明になった。したがって、継続時間は約 1 時間程度であった。この渦状擾乱が観測されていた 02 時の秋田県内のアメダスサイトの中で能代市は時間降水量 2mm の降水を観測したのに対し、比較的距離の近い秋田市のサイトでは降水量を観測しないなど、降雪の分布、強さに地域的な違いが発生していた。

4. まとめ

秋田の降雪雲についてモードの分類を行った。その結果、Nakai *et al.* (2005) の例よりも V モードの発生数は多いが継続時間は短い傾向にあった。これは V モードに分類した中に、メソ γ スケールの事例を追加したため、個々の現象継続時間が短くなったためかもしれない。

また、メソ γ スケールの渦状降雪雲を観測し、その渦度、継続時間などを示した。

引用文献

Nakai, S., K., Iwanami, R. Misumi, Sang-Goon Park and F. Kobayashi, 2005: A Classification of Snow Clouds by Doppler Radar Observations at Nagaoka, Japan., SOLA, 1, 161-164.

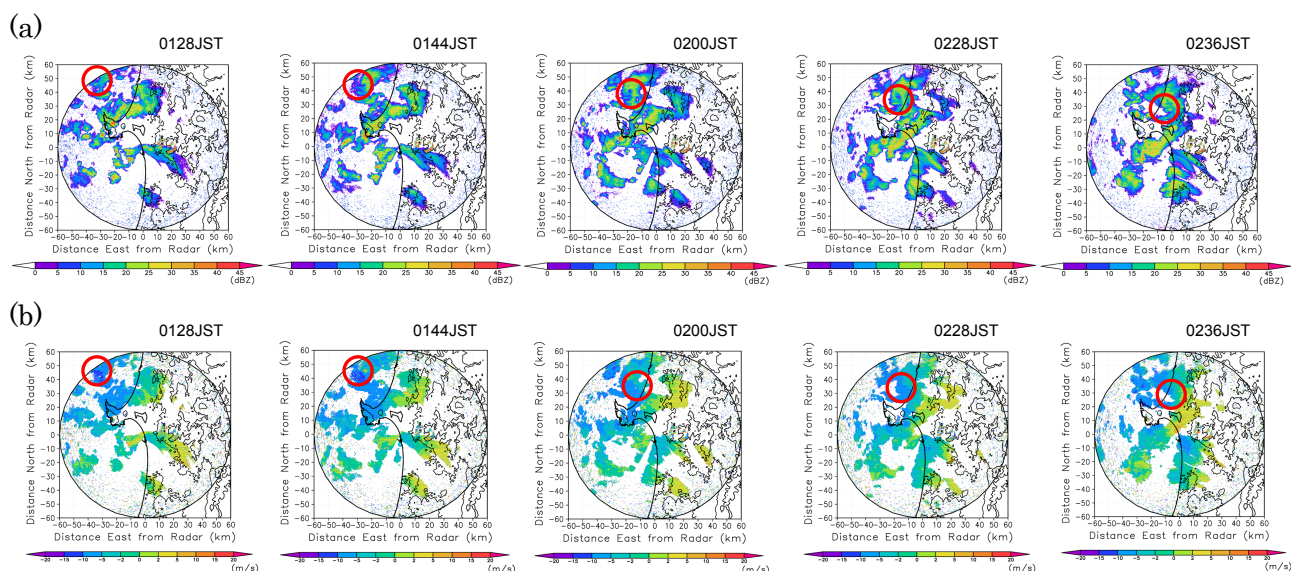


図 4 メソ γ スケールの渦状降雪雲系の発達過程 (2011 年 12 月 09 日 01 時 28 分–02 時 36 分)

図中赤丸の部分が問題としている渦状降雪系。(a)レーダ反射強度、(b)ドップラー速度

柏崎から入広瀬にかけての線状エコーによる降雪

*小林 正男、塩野 勉、高橋 英則(新潟地方気象台観測予報課)

1. はじめに

新潟県では、柏崎市から長岡市を通り旧入広瀬村に達するライン状の降雪雲が発生し、数時間以上停滞することがある。

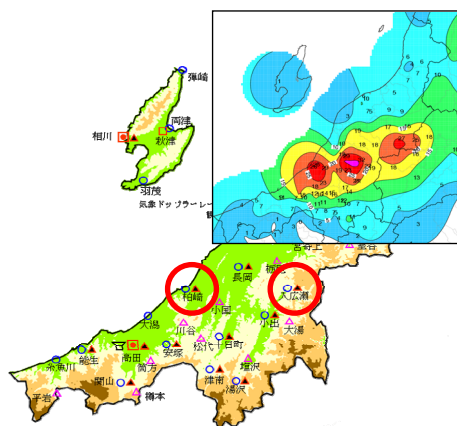
今回は、このライン状の降雪雲が発生しアメダス柏崎で24時間降雪量が40cm、6時間最大降雪量が26cmとなった2006年3月14日の事例を解析した。その結果、西から北西風の一般風と内陸の冷氣塊からの風の収束、または西～北西風の一般風と富山県境付近の地形によって変形された南西風の収束が、ライン状の降雪雲の発生と維持に関わっていることがわかった。

また、過去5年間の柏崎から入広瀬にかけて線状エコーとなっている4事例を解析し、合わせた5事例より、発生から解消までの実況監視を行う着目点もまとめた。

2. 2006年3月14日の事例

① 概要

2006年3月13日～14日にかけて冬型の気圧配置となった。柏崎から入広瀬にかけてライン状の降雪域が形成され、14日明け方から昼前にかけて、中越の平地を中心に大雪となった。第1図は、アメダスおよび新潟県の観測による13日21時～14日21時の6時間降雪量の最大値である。6時間



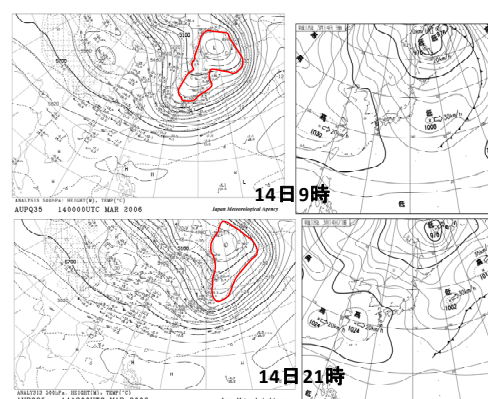
第1図 アメダスおよび新潟県の観測による13日21時～14日21時の6時間降雪量の最大値と新潟県のアメダス観測所（赤丸が柏崎と入広瀬）

て、中越の平地を中心に大雪となった。第1図は、アメダスおよび新潟県の観測による13日21時～14日21時の6時間降雪量の最大値である。6時間

降雪量は、中越の平地（標高200m未満）を中心に多く、アメダス柏崎（標高7m）で26cm、アメダス長岡（標高23m）では18cm、雪氷研長岡（標高97m）では30cm、雪氷研葎沢（むぐらさわ、標高165m）では26cm、雪氷研井口新田（標高110m）では20cmとなっている。

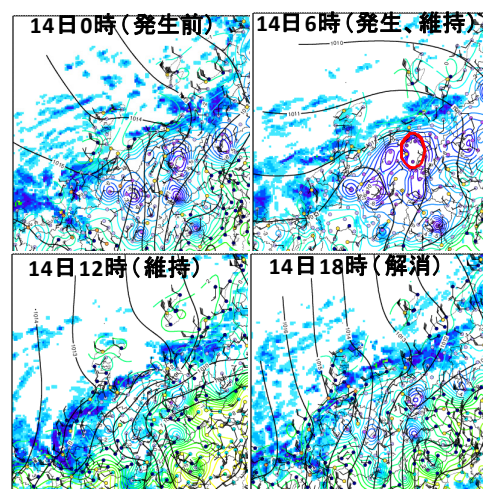
② 気圧配置（第2図）

地上では冬型の気圧配置の中を500hPaでは-36度以下の寒気を伴った気圧の谷が14日朝から夜にかけて北日本から新潟県付近にかけて通過した。



第2図 500hPa天気図（左側、赤線は-36度線）と地上天気図（右側）

③ 大雪の発生から解消のメカニズム（第3図及び第4図）



第3図 海面気圧、アメダス、レーダーエコー

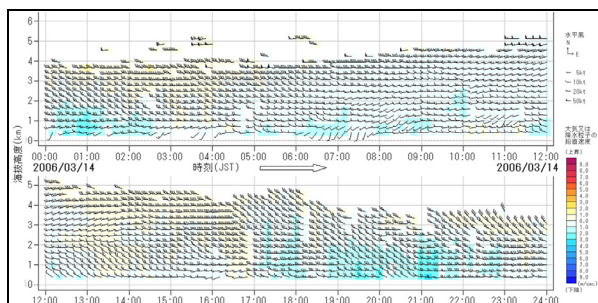
発生前から解消までの期間を通して、ライン状の降雪域の北側にあたる佐渡や下越の海上では西から北西風が吹き、富山平野や富山湾から中越の海岸にかけて南から西南西風が吹いていた。

発生前（13日18時頃から14日4時頃）

13日夜に500hPaトラフが通過して西風の一般風が強まり2本の東西走向のライン状エコーが発生していた。

発生と維持（14日5時頃から17時頃）

次のトラフの接近により高田ウインドプロファイラー（以下WPR）の高度約2000m以下の風が相対的に弱まった。地上では同じ頃に、妙高市から長野県北部にかけての内陸で気温が下がり、冷氣塊が発達していた（第3図14日6時赤丸）。この冷氣塊からの南～南西の陸風と北側の20～15ktの西北西風が収束し、収束域付近でライン状の降雪域が発達した。毎時風解析の地上から950hPaにかけて収束域となっていること（図省略）や、高田WPRで南寄りの弱い風が最下層の390mのみで観測されたことから、この収束域は地上から高度約500mにかけて形成されていると推定される。なお、ライン状の降雪域は、発生前の2本のライン状エコーが一体化する形で形成された。後半には、冷氣塊からの風がなくなり収束やライン状のエコーが一旦弱まったが再びライン状エコーが明瞭となった。これは、富山県境付近の地形の影響で変形された南～南西～西南西の風と北側の一般風が収束することで再びライン状の降雪域となったと考える。



第4図 高田ウインドプロファイラー

解消（14日17時以降）

解消は、トラフが17時頃通過したことで地上から上空まで北西風が卓越し、降水域が主に山沿いに吹き付けられる形でライン状の降雪域が解消することによる。

3. その他の4事例と合わせて検討した着目点

発生前

- ・上空には強い寒気が入っている。（500、700、850hPaが共に平年値よりも低い）
- ・輪島850hPaの風は西～西北西で20～25kt。
- ・地上の等圧線の間隔はやや緩んでいる。
- ・JPCZが若狭湾まで南下したときに発生する。

発生と維持

「高度約2000m～地上において、シアライン北側の北西風と南側の南～南西風との収束」で発生し、次の2種類が考えられる。

[タイプ1]

- ・北側の相対的に弱い西北西の一般風と南側の内陸からの陸風（2006/3/14前半のみ、そのため、他の事例より降雪が多かった）
- ・WPR最下層で弱い南～南西風（陸風）

[タイプ2]

- ・北側の北西の一般風と、南側の富山付近の地形により変形された南～南西風。（比較的多くみられるが、風速が強いことが多く、降雪量は少なめ。）
- ・富山県内のアメダス風向が南～南西。
- ・相川の風向が西北西～北で、7m/s以上が多い。
- ・高度2000m以下の風が西北西～西南西で20kt以下。

解消

「風の収束のバランスが崩れるか、シアライン自体が流される。」ことで終息または解消

[タイプ1]

- ・地上からの陸風がなくなって降水域の位置が変わる、または弱まる。

[タイプ2]

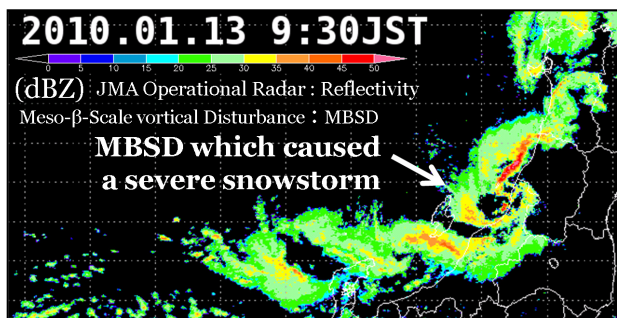
- ・上空の谷が通過し、北西一般風が吹き、山沿いへ吹き付けられる（山雪へ移行）。
- ・南側の一般風が強まり、ラインが北上する。
- ・寒冷低気圧や小擾乱の通過。

冬季日本海で発生する渦状擾乱の発達過程 一下部境界の影響の評価一

荒木健太郎(気象庁銚子地方气象台), 新野宏(東京大学大気海洋研究所)

1. はじめに

冬季北陸地方平野部での豪雪・突風の要因のひとつとして、日本海上で発生・発達するメソβスケールの渦状擾乱(MBSD: Meso-Beta-Scale vortical Disturbance)が知られている。2010年1月13日、発達したMBSDによって、気象庁アメダスの佐渡市相川では8時7分(以下、時刻は日本時間)に前10分平均最大風速 30.4 m s^{-1} 、7時45分に最大瞬間風速 40.0 m s^{-1} を観測し、新潟県では暴風雪による停電や交通事故が相次いだ。佐渡市相川では、このMBSDの中心示度として7時30分に995.2hPaを観測した。レーダー観測では、13日0時から12時までに5つのMBSD(A~E)を確認でき、先行する2つは東北東進、その他は南東進した。地上観測等によれば、南東進したMBSDのひとつが北陸地方に暴風雪をもたらした(第1図)。Araki et al.(2011, JpGU Meeting MIS021-02), 荒木ほか(2011, 日本気象学会春季大会 A301)はこのMBSDについて事例解析を行い、気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)による数値実験とドップラーレーダー解析により、MBSDの発生環境場や三次元構造を調べた。その結果、暴風雪をもたらしたMBSDは暖気核構造を持ち、その発達過程にはCISKやWISHEの不安定機構が重要であることが示唆された。本研究ではより定量的な評価を行うため、JMA-NHMを用いた数値実験を行い、凝結加熱や海面熱fluxがMBSDの発達過程に与える影響について調べた。



第1図 2010年1月13日9時30分の気象庁全国合成レーダーによる降水強度(mm/hr)を反射強度(dBZ)に戻したものの。

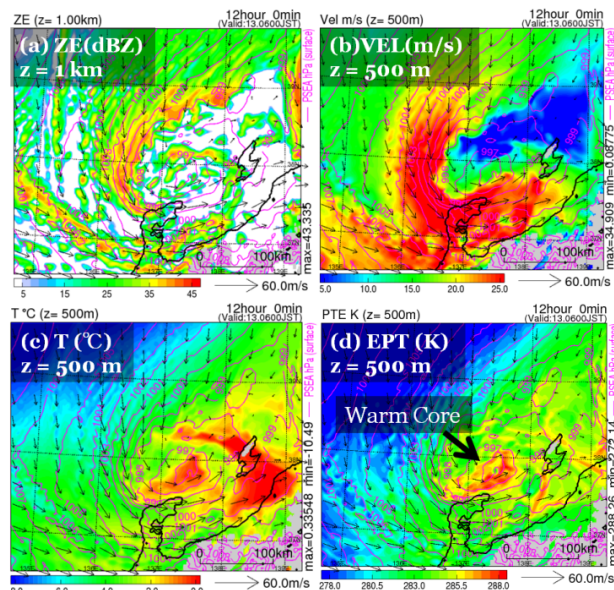
2. JMA-NHM による再現実験

まず、気象庁メソ客観解析と気象庁全球モデルの予報値からそれぞれ初期値・境界値を作成し、水平解像度5kmの実験を実行した。次に水平解像度2km(2km-NHM)に力学的ダウンスケーリングを行った。湿潤過程には氷相を含むパルク法の雲物理過程を用い、乱流過程にはMYNN Level 3スキームを用いた。

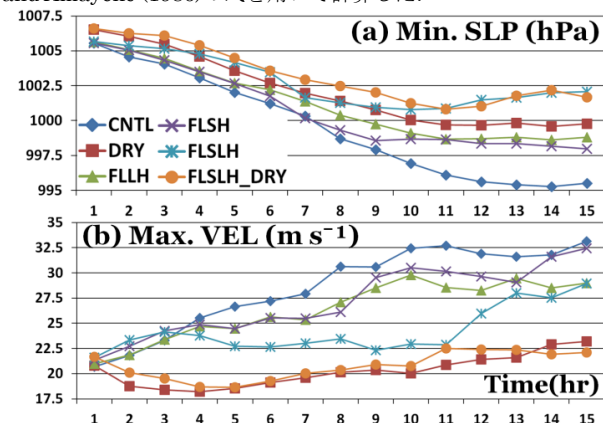
2km-NHMでは、MBSD-Cに対応する南東進するMBSDが再現され、レーダー観測と同様にスパイラル状の降水域を持っていた(第2図)。また、MBSDの中心付近の弱風域には顕著な暖気核構造がみられ、その南～西側で風速 25 m s^{-1} 以上の暴風域を伴っている。また、MBSDの南東側では下層で暖気移流もみられた。これらの特徴は、観測事実と時空間的に非常に良く一致している。

3. 凝結熱と熱 flux の影響の評価

凝結による非断熱加熱と、海面からの潜熱・顕熱fluxのMBSD発達過程への影響を把握するために、2km-NHMで次の感度実験を行う。物理過程を変更しない実験をCNTLとし、ドライモデルによる実験(DRY)と、



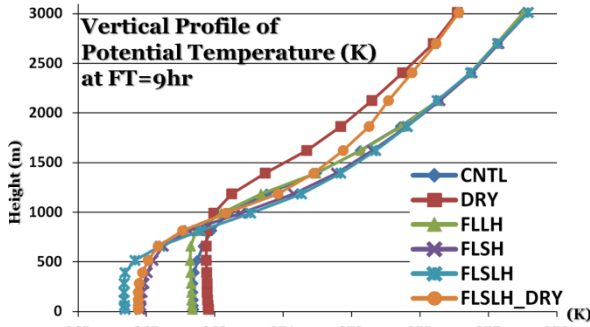
第2図 2km-NHMで再現されたMBSD(13日6時). (a) 高度1kmにおける反射強度(dBZ), (b) 高度500mにおける水平風速(m s^{-1}), (c) 高度500mにおける気温($^{\circ}\text{C}$), 高度500mにおける相当温位(K). ベクトルは各高度における水平風を表す. 反射強度は雨、雪、霰の混合比(kg/kg)をHauser et al.(1984)とHauser and Amayenc(1986)の式を用いて計算した。



第3図 各実験で計算されたMBSDの持つ(a)最低海面気圧(hPa)と(b)最大風速(m s^{-1}). 最大風速はMBSDを中心に200km四方の領域で 6×6 格子の移動平均をとった水平風速の最大値を、鉛直方向に0~1kmの平均をとったもの。

海面からの潜熱、顕熱flux、その両方を除去する実験(FLFH, FLSH, FLSLH)、ドライモデルで潜熱・顕熱fluxの両方を除去する実験(FLSLH_DRY)を行った。その結果、いずれの実験でも南東進するMBSDは再現されたが、DRY, FLSLH_DRYでは積分初期でも他の実験より中心示度が約1.5hPa高く、MBSDが発達しなかった(第3図)。また、DRY, FLSLH, FLSLH_DRYでは顕著な暖気核の形成や風速の強まりはみられなかった。これは、凝結熱が直接的にMBSDの発達に寄与していることを表している。FLSLHでは、中心示度はFT=9hrまでDRYと同程度に低下したが、それ以降はDRYよりも中心示度が高まった。これは、時間経過とともに海面からの熱fluxの影響が渦の環境場を変えることを示唆している。実際、各実験の大気下層の成層状態は、顕熱fluxを除去した実験では高度

1km 以下で温位が下がり、安定化していた(第 4 図). すなわち, 海面からの熱 flux は環境場の不安定成層を維持し, 間接的に MBSD の発達に寄与していると考えられる. これらは Polar Low を扱った Yanase et al. (2004)の結果と整合する.



第 4 図 各実験の環境場の大気下層における温位 (K) の鉛直プロファイル. 温位は JPCZ 北側の寒気移流場の領域 (131.5-134 °E, 38.85-40.15 °N) で, 高度毎に領域平均をとって算出した. なお, MBSD の影響を受けていない FT=9hr のものを示している.

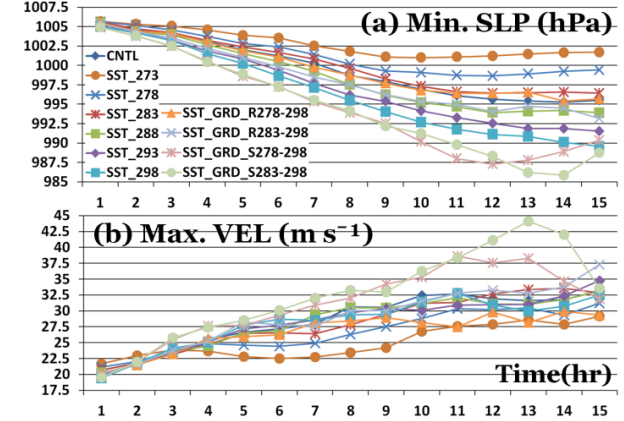
4. 海面水温の影響の評価

次に, 海面水温(SST)が MBSD の発達過程に与える影響を評価するため, SST を JMASST から作成した 2km-NHM を CNTL とし, 日本海海面格子の SST を一定(273~298K, 5K 毎)とする実験(SST_*)と, SST に南北勾配を与える実験(SST_GRD_*)を行った.

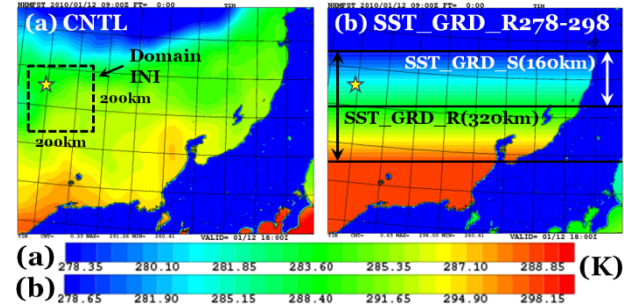
SST_*実験において, SST_273, 278, 283 では MBSD は CNTL に比べて発達しなかった(第 5 図). SST_288, 293, 298 では CNTL より中心示度は低くなり, スパイラル状の降水域も顕著となって MBSD の直径も大きくなった. SST が高いことで海面からの熱 flux がより多く供給され, 対流活動が活発化して MBSD が発達したと考えられる. また, SST が高いほど中心示度は低下したが, 最大風速は 32 m s^{-1} 前後で飽和し, それより大きくならなかった.

SST_GRD_*では, 初期場における MBSD を含む南北 320km (SST_GRD_R*)あるいは 160km (SST_GRD_S*)の領域で, 278-298K あるいは 283-298K の南北温度差を与える 4 通りを行った. 第 6 図に CNTL と SST_GRD_R278-298 の SST 分布を示す. これらの実験の SST の傾度はいずれも CNTL の傾度(SST_GRD_R*の領域で約 $6\text{ K}/160\text{ km}$)よりも大きい. 実験の結果, SST_GRD_S*は SST_298 よりも MBSD が発達した. SST_GRD_S283-298 では中心示度が 988hPa 以下に下がり, 最大風速も 40 m s^{-1} に達した. これより, 南北勾配を持つ SST 分布は傾圧性を通して, MBSD の発達に大きく関わることがわかった. また, SST_GRD_*のすべての実験で CNTL や SST_*よりも MBSD は大きく南下した(第 7 図). ここで, 伊藤・伊賀(2011, 日本気象学会春季大会 A411)は Polar Low の南下を, 同じ大きさで逆符号の点渦(渦対)があるとその渦は並走するという考え方を利用して説明している. SST_GRD_*では, MBSD 後面の相対的な寒気移流が明瞭化し, 高気圧が形成されることで, MBSD と渦対のような構造が形成されて南下したと考えられる. 一方, SST_GRD_R283-298は CNTL とほぼ同じで, SST_GRD_R278-298は CNTL よりわずかだが発達しなかった. これは MBSD が位置する領域の SST が CNTL では 284-285K であるため, MBSD がそれより低い SST の影響を受けて発達しなかったと推察される. このことを確認するため, MBSD を含む 200 km 四方の領域の SST を FT=3hr まで変更し, それ以降は CNTL と同じ SST を与える実験(SST_INI-3_*)を行った(第 8 図). その結果, SST_INI-3

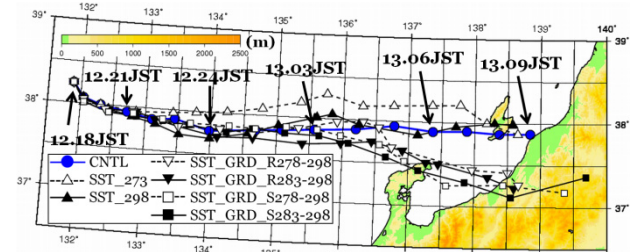
_273,278 では CNTL で発達した MBSD は衰弱し, その東側の別の MBSD と合流して CNTL と同程度まで発達した. また, SST_INI-3_288, 293 では CNTL より MBSD が発達した. これは, 発達初期の MBSD へ供給される熱 flux が増大したことで MBSD の振幅, 水平スケールが大きくなり, 上層渦の影響をより強く受けたためと考えられる. これより, MBSD が発達初期に位置する領域の SST 分布が, MBSD の発達には重要であるといえる.



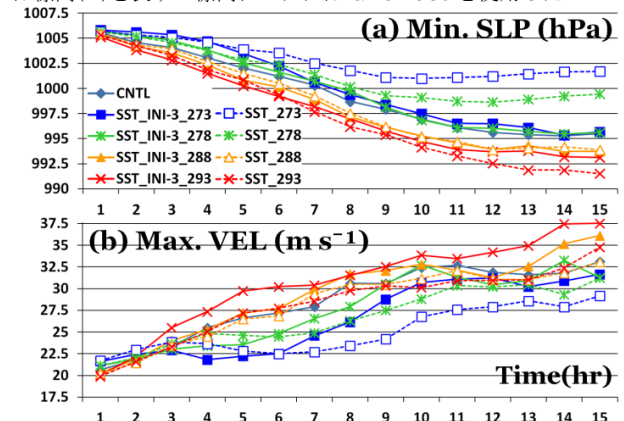
第 5 図 MBSD の持つ(a)最低海面気圧(hPa)と(b)最大風速(m s^{-1}). 最大風速の算出方法は第 1 図と同じ.



第 6 図 (a)CNTL と(b)SST_GRD_R278-298 における SST 分布 (K). (b)の黒矢印, 白矢印はそれぞれ SST_GRD_R, SST_GRD_S で海面水温に南北温度差を与えた領域を表す. 星印は初期場で MBSD が存在する位置, (a)の破線枠は領域 INI を表す.



第 7 図 各実験における FT=0~15hr の MBSD の進路. 塗り分けは標高 (m) を表す. 標高データには GTOPO30 を使用した.



第 8 図 MBSD の持つ(a) 最低海面気圧(hPa)と, (b) 最大風速(m s^{-1}). 最大風速の算出方法は第 1 図と同じ.

JPCZに伴う渦に関するNHMのシミュレーション解析

*渡邊 俊一・新野 宏・柳瀬 亘（東大大気海洋研）

1. はじめに

冬季の日本海上ではユーラシア大陸からの寒気が吹き出す際に様々なメソスケールの渦状擾乱が観測される。その中でも、日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)の周辺は渦状擾乱の発生頻度が高い領域として知られている(浅井 1988)。これらのJPCZに伴う渦状擾乱については多くの観測的研究(e.g. Asai and Miura 1981)や数値シミュレーション(e.g. Nagata 1993)が行われており、その主要な発生要因はJPCZの強い水平シアによるシア不安定が考えられている。しかし、これらの研究は発達したJPCZを対象としているものが多く、JPCZ形成過程も含めた渦状擾乱の発生初期については、十分調べられていない。

本研究では2010年12月30日に発生した渦状擾乱を非静力学モデルで再現し、その発生・発達過程について解析を行った。

2. 渦状擾乱と環境場の概要

渦状擾乱が発生した12月30日には日本海にある温帯低気圧が発達しながら、ゆっくりと東進しており、この低気圧の後面では寒気の吹き出しが起きていた。500hPa面では朝鮮半島の付け根付近に -42°C 以下の非常に強い寒気を伴った寒冷渦があり、その中を短波トラフが東進していた。このような環境場は先行研究でも渦状擾乱の発生環境場として指摘されている(e.g. Nagata 1993)。

衛星画像では北緯39度付近に形成された雲帯とともに東西に並んだ擾乱が南下していく様子が見られ、最終的に中心に雲のない目の構造をもった直径200km程度の渦状擾乱が日本海南部で形成された。

3. 数値実験

用いた数値モデルは気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)である。計算領域は $1500\text{km} \times 1500\text{km}$ で日本海を覆うようにとり、鉛直方向は 15.64km とした。水平解像度は2kmで、シア帯が形成される前の2010年12月29日09UTCから48時間積分を行った。初期値と境界値には気象庁メソ数値予報モデルの3時間ごとの初期値を用いている。積雲パラメタリゼーションは用いておらず、乱流クロージャーマodelにはMYNN-Level3を用いた。

4. 結果

(1) シミュレートされた渦状擾乱

図1に30日17UTCの気象庁レーダーによる降水強度分布とシミュレーションによる高度1.86kmの雪の混合比を示す。シミュレートされた渦状擾乱は観測と比較すると200km程度西に位置しているが、その大きさや中心に目を持つ形状はよく再現されている。

図2a、b、c、dにそれぞれ29日18UTC、23UTC、30日

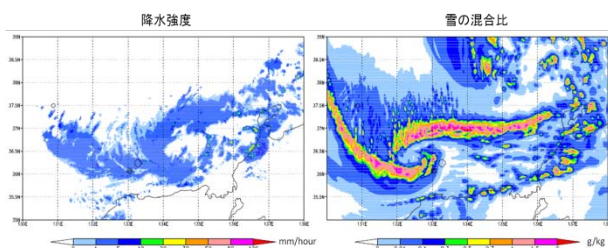


図1: (左) 2010年12月30日17UTCにおける気象庁現業レーダーによる降水強度分布。(右) JMA-NHMでシミュレートされた高度1.86kmにおける雪の混合比。

09UTC、17UTCにおける高度20mの風と鉛直渦度を示す。朝鮮半島北方の山岳の北から吹き出して、山岳を南へと回り込んだ寒気と日本海の西風との間に東西に伸びたシア帯が形成され(図2a)、南下していく。やがて、シア帯の上に渦列が形成され(図2b)、時間とともに併合しながら渦が強化されていく(図2c)。最終的には1つの渦となり(図2d)、山陰地方に上陸後、衰退する。この様子は衛星画像で見た雲の動きと良く一致している。

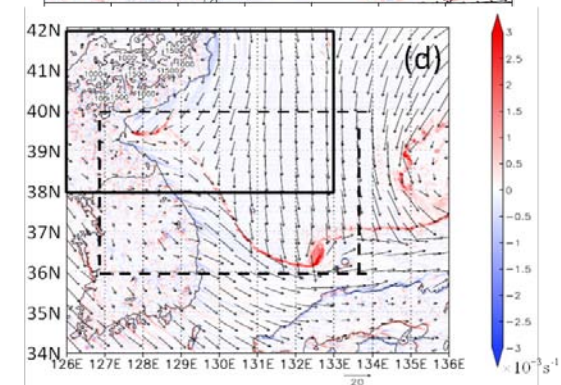
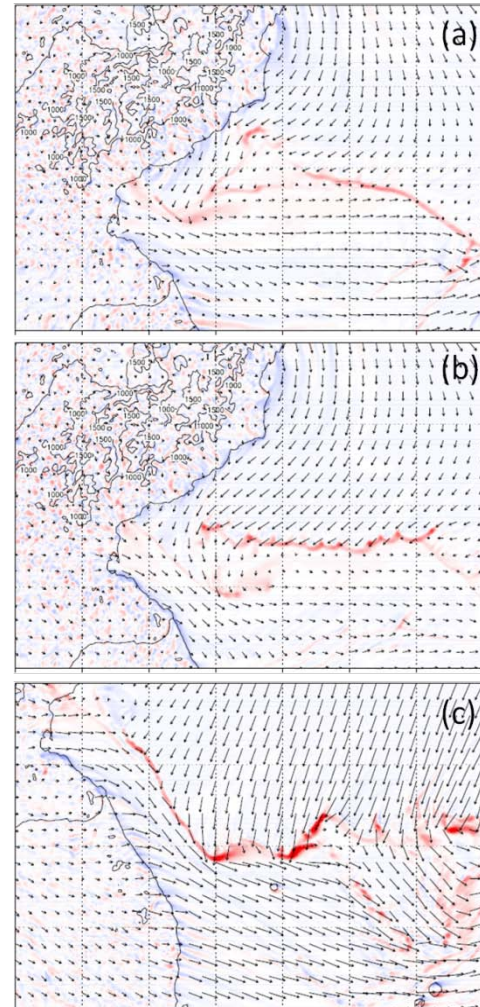


図2: 高度20mの風と鉛直渦度、等値線はモデルの地形。(a):29日18UTC (b):29日23UTC (c):30日09UTC (d):30日17UTC。(a)、(b)は(d)の実線内、(c)は(d)の破線内の拡大図。

(2) 渦状擾乱の構造と発達

図3に高度20mにおける鉛直渦度の最大値の時間変化を示す。シア帯が形成されるに伴い、29日16UTCまでは渦度が増加する（シア帯形成期）が、20UTC以降は増加が止まる（発達抑制期）。その後30日02UTCまではゆっくりと増加し（発達期）、03UTCから10UTCの間に急激に増加する（急発達期）。30日11UTC以降はほぼ定常状態になる（成熟期）。発達抑制期、発達期、急発達期、成熟期はそれぞれ図2のa、b、c、dに対応している。

発達抑制期には幅約8kmのシア帯上に30~40km間隔で渦度のピークが見られるが、あまり発達しない。この時刻の鉛直渦度・鉛直流と南北風・東西風の南北一鉛直断面を図4a、cに示す。渦度は高度1km以下にのみ存在し、上昇流も高度2km以下でのみ大きい（図4a）。雲水の分布は上昇流の分布と一致していないことから（図略）、この上昇流は下層の収束で強制されたものと考えられる。水平風の分布をみると、東西風の鉛直シアが高度500-1000mで大きくなっている（図4c）。Kawashima (2011)によれば、シア帯付近の局所的な鉛直シアが大きいとき、水平シア不安定波の発達は抑制され、波長も短くなる。発達抑制期にあまり渦が発達しなかったのは、東西風の鉛直シアによる水平シア不安定波の発達抑制によるものと考えられる。

発達期のシア帯の幅は発達抑制期とあまり変わらないが、渦の間隔は25km~30kmと短くなっている。この時刻の渦の南北一鉛直断面（図4b）をみると渦は高度3km以上にまで達している、上昇流も高度3km以上にまで達している。下層の収束のピークは渦の北に位置している（図略）、その上で上昇流が強い。また上昇流のピークは高温位偏差になっており、雲水の分布とも一致している（図略）。この上昇流は下層の収束に加えて、凝結による浮力で生じていると考えられる。渦度収支を見ると、この上昇流により高度1km以下ではstretching、1km以上ではtiltingによって渦が強化されている（図略）。このとき対流圏中層には寒気を伴うトラフが東進しており、成層が不安定となり、上昇流が強まったと考えられる。

急発達期には渦が併合しながら、大きくなり、渦度も強くなる。渦の間隔は約100kmとなっている。また、渦の軸は水平シアの向きと逆に傾いており、順圧的な発達が起きていると考えられる（図5a）。この時刻のシア帯付近の鉛直シアは高度1500m以下では弱くなっており、（図5b）、鉛直シアによる水平シア不安定波の発達抑制が弱まったため順圧的な発達が強まったと考えられる。

成熟期には直径150km程度で中心に目を持った1つの渦となる。この渦は図5aの渦Bに渦Aが併合して形成された。この時刻の渦の南北一鉛直断面図を図6に示す。渦中心の外側には強い上昇流域が存在し、中心部は弱い下降流域となり雲のない領域となっている。また中心部では下降流による断熱昇温によって暖気核が形成されている。この時間には順圧的な発達に加えて、CISKのような発達機構が働いている可能性がある。今後、これらの推論をエネルギー収支解析等により検証して行く必要がある。

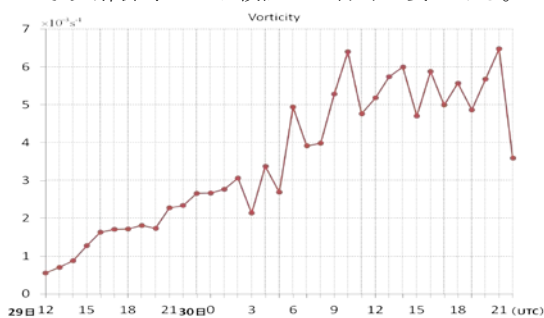


図3：図5aの渦Bの鉛直渦度の最大値の時間変化。

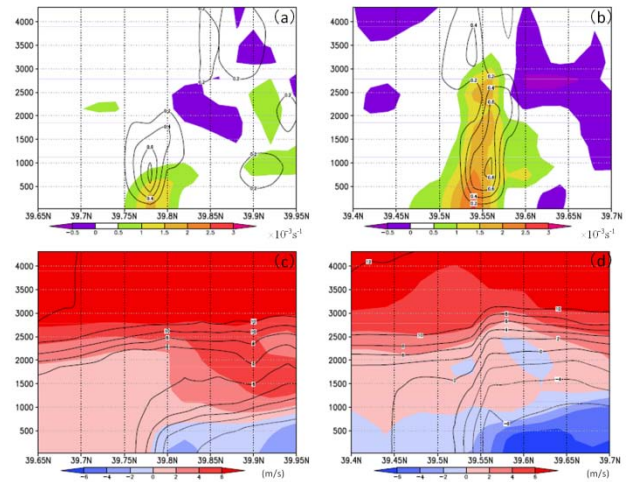


図4：発達抑制期（29日18UTC）（a）、（c）と発達期（29日23UTC）（b）、（d）の渦の中心の南北一高度断面。（a）、（b）色：鉛直渦度 等値線：鉛直風、（c）、（d）色：南北風 等値線：東西風。等値線の間隔は2m/s。

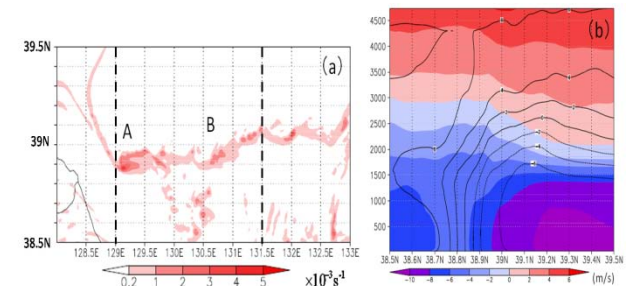


図5：急発達期（30日04UTC）の（a）：高度20mの鉛直渦度、（b）：129Eから131.5Eの間で東西平均した水平風。色：南北風、等値線：東西風。等値線の間隔は2m/s。

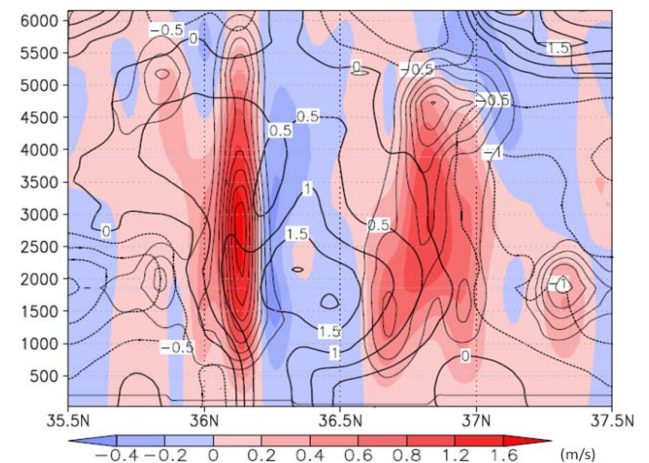


図6：成熟期（30日17UTC）の渦の中心の南北一鉛直断面。色：鉛直流、太線：温位の偏差（K）、細線：雲水、雲水の混合比。緯度・経度0.4度の領域で平滑化を行っている。

参考文献

- 浅井富雄, 1988: 日本海豪雪の中規模的様相. 天気, 35, 156-161.
- Asai, T. and Y. Miura, 1981: An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843.
- Kawashima, M., Numerical Study of Horizontal Shear Instability Waves along Narrow Cold Frontal Rainbands. J. Atmos. Sci., 68, 878-903

雲解像モデルが表現する日本海上の対流混合層の構造

加藤輝之（気象庁・数値予報/気象研）

1. はじめに

Kato (2011)では、グレーゾーン（水平分解能 500m～5km）での降雪予測に対する依存性について、気象庁非静力学モデルを用いて、下層の鉛直解像度を上げた場合や、境界層過程を Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino レベル 3(MYNN)と Deardorff(DD)にした場合を比較した。その中で、1km モデルで MYNN を用いた方が DD よりも、モデル最下層の風速が強まって潜熱・潜熱フラックスを増大させる一方、海上での降雪予想が少なくなることが示した。ここでは、その原因を大気の成層構造・上昇流や雲水の鉛直分布から明らかにするとともに日本海上の対流混合層の構造について考察する。

2. 実験設定

5km モデルによる 1 日 4 回 12 時間予報を図 1 a の領域を対象に行い、その 3 時間予報値を初期値とし、2km/1km/500m モデルによる 9 時間予報を図 1 b の領域を対象に行った。5km モデルの初期値・境界値は気象庁メソ解析（水平解像度：5km、時間間隔：3 時間）から作成した。検証データとして、予報時間後半 6 時間の 1 時間毎の予報値から 5 日分のデータセットを作成した。対象期間は北陸・新潟地方に豪雪があった 2009 年 12 月 16～20 日とし、北陸の西方海上 36～38N、134～136E の領域（図 1 b の赤の太線内）を対象に調査した。

降水過程としては、混合比（比湿）と数密度（氷相のみ）を予想するバルクタイプの雲物理過程を用い、5km モデルでは Kain-Fritsch の対流パラメタリゼーション (K-F) スキームを併用した。また、鉛直層数 70 のモデルでは下層 3km 以下で、層厚が鉛直層数 50 のモデルの約半分になるように設定した。

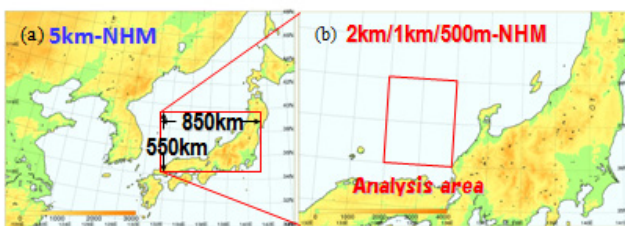


図 1 (a) 5km と (b) 1km モデルの領域と地形。2km と 500m モデルの領域は (b) と同じ。

3. モデル設定による降雪予測の違い

解析対象領域（図 1 b の赤の太線内）で領域・5 日間平均した雪の鉛直プロファイル（図 2 a）をみると、K-F スキームを用いた 5km モデルが大量に雪が生成されているものの地上付近での降雪量は他のモデル設定の場合とほとんど変わりはないことがわかる。このことは、気団変質によって不安定化された大気状態で生じる降水過程では第 1 近似的には結果として同程度の降水を生じられることによって不安定を解消していることを意味している。ただ、このように雪の鉛直プロファイルの違いはライミングによるあられの生成（図 2 b）の違いなどを生み出し、降水量の多少の違いや降水分布の違いをもたらすと考えられる。また、降水過程だけでなく、MYNN と DD の違いによ

っても雪のピーク高度やあられの生成量が異なり、それが降水量の違いをもたらしている。これについて、この後議論する。

3. 1km モデルにおける MYNN と DD の違い

解析対象領域で領域・5 日間平均した結果（表 1）をみると、1km モデルの MYNN (dx01) は DD (dx01_dd) に比べて潜熱フラックスが 20% も多い一方、降水量は 8% も少ない。まず、顕熱・潜熱フラックスが多くなる理由を考察してみると、MYNN の方が最大・平均風速とも 16% 大きく、これが主要因であることがわかる。最下層と海面との比湿差は MYNN の方が大きい、温位差は逆に MYNN の方が小さいので、顕熱フラックスの差 (11%) が潜熱フラックスほどの差になっていない。また、これらの差から MYNN では最下層に水蒸気を蓄積しないで、速やかに上層に輸送していることが示唆される。

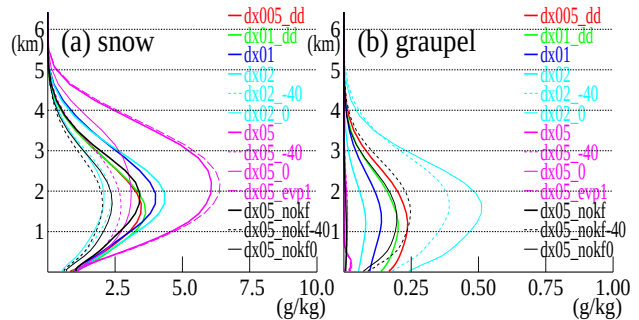


図 2 2009 年 12 月 16 日～20 日の 36～38N、134～136E の期間・領域平均の (a) 雪と (b) あられの鉛直プロファイル。dx05, dx02, dx01, dx005 は 5km, 2km, 1km, 500m の結果、dd は Deardorff (dd が付いていないものは MYNN)。-40, 0 は雲物理過程でそれぞれ数濃度を予報しない、雲氷だけを予報する場合（それ以外は雪とあられについても予報する）。dx05 (evpl を除く) のみ、雨とあられの蒸発率を 0.5、雪の蒸発率を 0.3 に抑制している。nokf は K-F スキームを用いない場合。

表 1 図 1 の解析領域内・5 日間平均の 1km モデルの MYNN (dx01) と DD (dx01_dd) の結果。ratio は dx01/dx01_dd の比。顕熱フラックス (SHflux)、潜熱フラックス (LHflux)、最大風速 (MaxWind)、平均風速 (MeanWind)、モデル最下層と海面との温位差 (ΔPT) と比湿差 (Δq_v)、降水量 (Precipitation)、雨 (Rain)、あられ (Graupel)、雪 (Snow)。

	dx01	dx01_dd	ratio
SHflux (W/s)	214.1	193.2	1.11
LHflux (W/s)	346.1	288.2	1.20
MaxWind (m/s)	20.93	18.83	1.11
MeanWind (m/s)	13.08	11.29	1.16
MeanWind (m/s)	13.08	11.29	1.16
ΔPT (K)	13.07	13.46	0.97
Δq_v (g/kg)	8.27	7.85	1.05
Precipitation (mm)	39.15	42.65	0.92
Rain (mm)	10.42	10.73	0.97
Snow (mm)	21.73	21.09	1.03
Graupel (mm)	7.00	10.83	0.65

降水量をみると、降水量の差のほとんどはあられの量の違いによることがわかる。あられの生成には強い上昇流と大量の雲水が必要であることから、MYNN の上昇流の方が小さく、強い上昇流域で雲水も少ないことが推測できる。

4. 大気の鉛直構造

領域・期間平均の仮温位の鉛直プロファイル(図3)を見ると、水平分解能ではなく、境界層スキームによって分けられる。DD グループでは下層 200m 以下に約 1 度の絶対不安定な成層が見られる一方、MYNN グループでは高度約 500m までほぼ中立な成層になっている。気象庁の観測船による冬期日本海での高層観測でも、下層約 100m に 1 度程度の絶対不安定な成層がよく観測されていることから、MYNN による鉛直混合が強すぎると思われる。また、両グループは高度約 1500m 以上ではほぼ同じ鉛直分布を持つが、MYNN グループの方が最下層 20m で約 0.3 度高くなっている。この温度差は顕熱フラックスの違い(表1)による。

1km モデルの MYNN と DD の仮温位の鉛直傾度の高度別出現頻度(図4)から鉛直成層を議論する。MYNN(図4a)では下層のピークが 0K/km 付近にあり、絶対不安定成層はほぼみられない。DD(図4b)では絶対不安定成層の高度別出現ピークが平均値(図4太線)よりも下層(～100m)にあり、また高度 4.5km まで不安定な成層がみられる。後者は凝結によるもので、湿潤対流を発生させるための浮力を生み出している。一方、MYNN では浮力を生み出す絶対不安定の強度は DD に比べて半分以下であり、MYNN によって不安定の多くが解消されていることが示唆される。ただし、湿潤対流によって作り出される対流混合層の出現高度(図4破線)にはほとんど差がみられない。また、これら傾向は水平分解能に依存しない(図略)。

対流混合層内の仮温位減率に着目すると、約 2K/km に出現ピークが存在している。この値は温位減率でもほぼ同じで、相当温位減率でみると約 1K/km になる(図略)。このような値が妥当かどうかについては、観測データや他の季節との比較を行う必要がある。

5. 鉛直流と雲水の鉛直分布

上位 1% に対応する上昇流の速度の鉛直分布(図5a)から強い上昇流の特徴を見てみる。ここでも、70 層を用いたものを除けば DD と MYNN によってグループ分けできる。DD グループの上位 1% の上昇流の最大は 1.1km 付近にみられる一方、MYNN グループでは約 500m 高くなっている。これらは絶対不安定性層の出現頻度のピーク高度(図4)に対応している。70 層にすると、上昇流の強さが弱くなり、強い上昇流の領域が鉛直方向に分散されている。

雲水の鉛直分布(図5b)には、上昇流が最大となる高度(図5a)に対応してピークがみられ、そのピークは 1km モデルの MYNN(dx01)に比べて DD(dx01_dd)の方が 20% 以上大きい。両者の上昇流の強さに大きな違いがみられないことから、下層ほど気温が高いことによって dx01_dd の方が大量の雲水を形成していることになる。この大量の雲水と強い上昇流により、あられが効率よく形成されて、あられの降雪量が多くなった(表1)と考えられる。このことが、DD の方が MYNN より潜熱・潜熱フラックスが小さいにもかかわらず、降雪量の多くなった要因だと考えられる。

参考文献

Kato, T., 2011: Dependency of horizontal and vertical resolutions, and turbulence schemes on snowfall forecasts. CAS/JSC WGN Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, 41, 3.03-3.04.

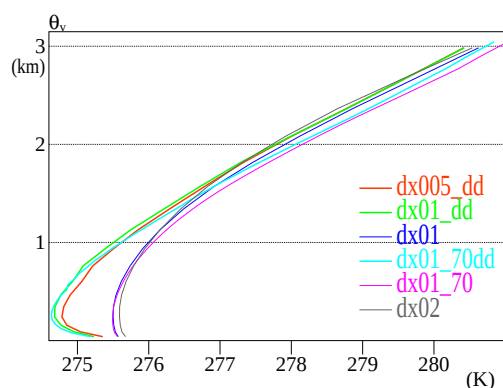


図3 図2と同じ、ただし、平均仮温位の鉛直プロファイル。70 は 70 層(下層層厚約 1/2)を用いた実験を示す。

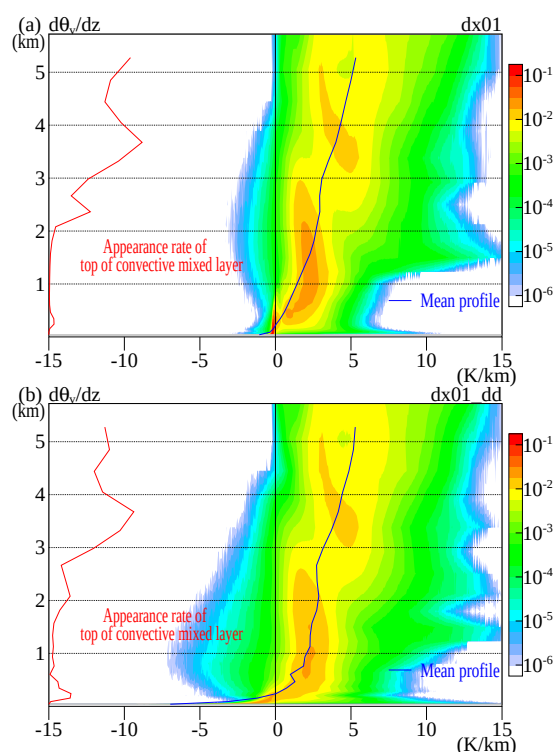


図4 図3と同じ、ただし、(a)dx01 と (b)dx01_dd の仮温位の鉛直傾度別出現頻度。太線で平均値、破線で対流混合層の出現頻度を示す。

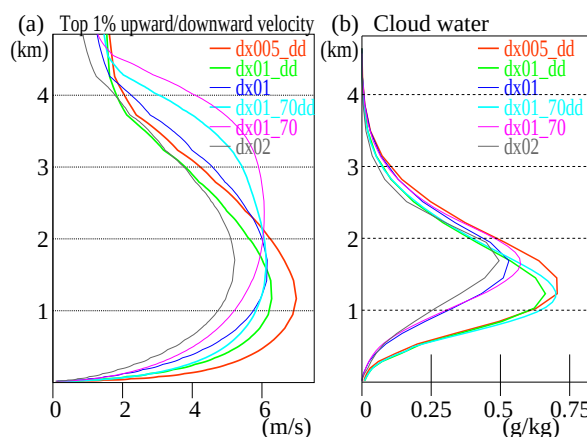


図5 図3と同じ、ただし、(a) 上位 1% の上昇流の大きさと (b) 雲水の混合比。