

降雪に関するレーダーと 数値モデルによる研究 (第9回)

降雪粒子の特徴とレーダー観測

講演Abstract集

2月22日(火) 13:10 - 17:30

13:10-15:15

主催者あいさつ、事務連絡

セッション1 降雪粒子とレーダー観測

石坂雅昭(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)
降雪の特徴把握とその記述について

小西啓之(大阪教育大学)
種々の降雪強度計を用いた降雪粒子観測

石元裕史(気象研究所気象衛星・観測システム研究部)
降雪粒子のモデリング

岩波 越(防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部)
Xバンド偏波レーダーによる降雪雲内の粒子判別

15:15-15:30 休憩

15:30-17:30

セッション1(続き)

西橋政秀(アルファ電子/気象研究所)
庄内平野で観測された冬季雷雲の特徴

幾田泰醇(気象庁予報部数値予報課)
地上レーダー反射強度データを利用した気象庁メソ解析における1D+4DVAR

セッション2 降雪検証観測

清水収司(JAXA/EORC)
Ka帯レーダーを用いたGPM打上げ前降雪観測計画

中井専人(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)
降水量検証のための地上降雪粒子観測

19:00- 懇親会

2月23日(水) 09:10 - 12:30

09:10-11:10

セッション3 ドップラー観測

川島正行(北海道大学低温科学研究所)

オホーツク海沿岸に発生する帯状・渦状降雪雲のドップラーレーダ観測と数値実験

荒木健太郎(気象庁銚子地方气象台)

2010年1月13日に新潟県に暴風雪をもたらしたメソ β スケールの渦状擾乱の事例解析

池田 靖(気象庁新潟地方气象台)

2010年2月4日新潟県海岸平野部の大雪の事例解析

藤原忠誠(北海道大学大学院環境科学院)

ドップラーライダーを用いて検出した都市域に発生するダストデビルの構造を持つ鉛直渦

11:10-11:30

総合討論

11:30-12:30

2mを超えた積雪時でも稼働していた雪氷防災研究センターの観測施設見学

降雪の特徴把握とその記述について

*石坂雅昭

(独) 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

1. はじめに

降雪粒子の多様性を反映し降雪の状況はその時々で異なる様相を示す。大きく分けると霰を中心とした降雪と雪片を中心とした降雪があるが、両者ではレーダー反射強度や視程、形成される積雪の質に与える影響も違う。当然、予想される雪氷災害の種類も変わる。したがって、降雪粒子の種類情報を含む降雪状況の特徴を知ることが、レーダーによる面的な降雪量把握をはじめ雪氷災害監視にとっても重要な課題である。

我々は多様な降雪粒子の種類と量を観測するため降雪粒子観測施設 (FSO: falling-Snow Observatory) を2001年から運用している。ここでは、さまざま手法を用いて降雪粒子の観測を行っているが、それぞれ短所と長所がある。連続して多量に降る雪を如何にしてとらえ、それをどのような科学の言葉で記述するかは、おそらく対象となる現象毎に異なるだろう。

ここでは、主にレーダー観測などに対応できる時間的に連続で空間的に広がりをもつ降雪粒子の特徴の記述について考えることにする。

2. 降雪粒子の特徴を把握する観測とその表現手法

降雪状況の特徴を表すのに、分類法 (Magono and Lee, 1966) が確立されている個々の降雪粒子に基づいて行うことも考えられるが、それには短時間に多数の粒子を顕微鏡レベルで把握しなければならない。現状ではそれを自動的に行うことは困難であり、また可能であっても、実際の降雪には分類におさまらないものも多く現実的とは言えない。レーダーなどの連続的な観測値との対照を行うには、細かい分類に立ち入らなくても刻々変化する降雪の状況を的確に知ることが重要であると考える。

筆者はこれまでの観測から、降雪粒子の粒径・速度分布が降雪粒子の種類の大まかな同定に有効であることを示した (石坂, 2004; Ishizaka, 2004)。そして、近年、我々の観測も含め降水粒子の粒径・速度を連続的に計測するいくつかの手法が開発されているので、それらの出力から粒子の粒径・速度分布を求めることは容易である。

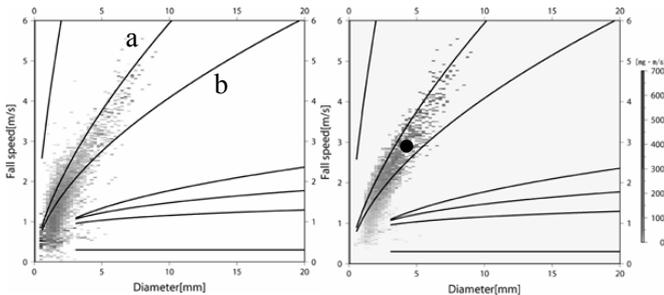


図1 1時間に観測された降雪粒子の粒径・速度分布。左: 数濃度, 右: フラックス。黒丸点はフラックスの中心。

ただ、得られた粒径・速度分布の特徴 (例えば図1の左側) からその間の降雪の特徴を読み取ることは一種のパターン認識であり、定量化するには何らかの指標が必要である。例えば、図1左の粒径・速度分布図では、観測粒子が霰の粒径・速度曲線 a, b 間とその周りに分布していることから「霰を主要粒子とした降雪」と特徴づけられる。しかし、粒子の個数 (濃淡) を見ると小さい粒子が多く、この場合の平均粒径は1.7mmであり、この程度の粒径で霰とは判断できない。先の特徴は数の多い平均付近の小さな粒子からではなく、大きな粒子の分布を考慮してなされたものである。我々が目視で認識する場合もやはり大きな粒子に注目している。すなわち、特徴は大きな粒子に現れるが、一般に粒径に対して指数関数的に粒子数が減少する降水粒子の場合は、粒子数は圧倒的に特徴をつかみづらい小粒子が多く、粒子数で平均するような見方では特徴は把握できない。

そこで、大小の粒子の役割を正当に評価できる量として、その粒子が単位時間に運ぶ降水の量、すなわち個々の粒子の質量 m (mg) と落下速度 v (m/s) の積 (フラックス) を考えた (石坂, 2008)。フラックスの決め方も重要な問題であるが、本文では触れずに先へ進むことにする。図1右は、左の粒子数表現をフラックスで表現したものであるが、その濃淡から大きな粒子の寄与が相対的に大きくなっていることがわかる。

3. フラックス中心の推移で見る降雪の動態

ここで導入したフラックスによる表現は降水量への寄与を表し、その意味する所も明瞭であるが、それでも図1右から主要な降雪粒子を指定することはパターン認識の領域である。そこで、対象期間のフラックス分布を1点で代表させることを考える。図1右の黒丸点がそれで、粒径・速度座標におけるフラックスの中心、すなわち質量中心 (重心) と同様の考えで次の式から求めたベクトル r_G の終点である。

$$\vec{r}_G = \frac{\sum_i f_i \vec{r}_i}{\sum_i f_i}$$

ここで、 f_i 、 r_i は粒径・速度座標上の各点のフラックスと位置ベクトルである。

このようにして任意の時間帯の降雪粒子情報を一点で表すと、その点の位置から降水に寄与した主要な粒子の種類と大きさの情報を得ることができる。

図2は10分間隔でフラックスの中心を求め、それに降水量を合わせて表現したものである。0, 10, 20等の数字はそれぞれ23時から24時の間の0分台, 10分台, 20分台を表し、GやF, Sなどで示されている模様は、ここでは便宜的に分けた霰 (G) や雪片 (F), 小粒子 (S) の領域を表している。これを見ると、0から10分台は

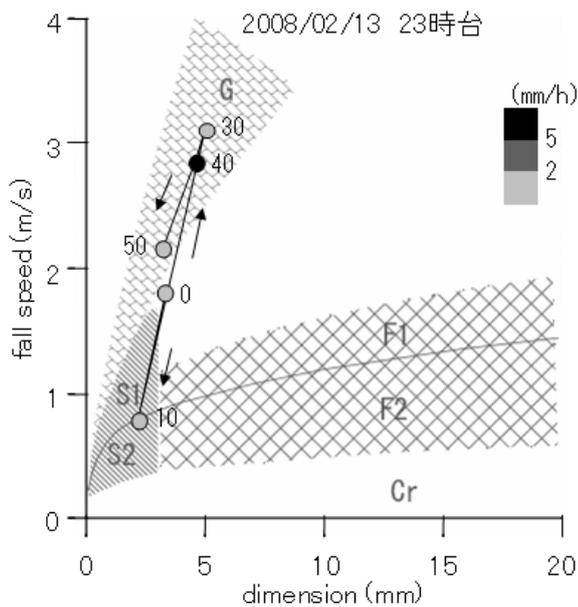


図2 10分間のフラックス中心の推移と降水量で表した降雪状況。

小粒子で降水量も小さいが、30分から40分にかけて大きな霰が降り、40分台には降水強度が最高に達して、50分台にやや弱まり霰の粒径も小さくなっていったことがわかる。このように、本手法を用いることによって、降雪の特徴の時間的推移を連続的かつ定量的に把握することができ、レーダー観測などの降雪観測との対照が可能となり降雪機構の解明にも役立つことが期待される。

4. 最近の観測機器について

前節で述べたフラックスを求めるためには、降雪粒子の粒径や落下速度情報を連続的に観測する必要がある。筆者らはこれまで CCD カメラによる連続記録から画像処理手法(村本・椎名, 1989)を用いてそれらの値を得ているが、最近では、降水降雪の粒子を正確に観測することを目指してさまざま観測機器が開発されてきている。例えば Hydrometeor Velocity and Shape Detector (HVS), 2-Dimensional Video Disdrometer (2DVD), Snowflake Video Imager (SVD), Particle Size and Velocity Disdrometer (PARSIVEL) などである。

我々も先の CCD と光学式ディストロメーター PARSIVEL と並行して観測を行っている。両者の観測がどれくらい合うかの比較例を図3に示した。図は霰、雪片、小粒子(霰状雪など)が観測された三つの典型的な事象の比較である。両者とも主要な粒子の種類を可能にする特徴あるパターンを示していることがわかる。ただし、CCD 観測に比べ、PARSIVEL の場合は、特に雪片での分布に表れているが、大きな粒子の分布が少なく小さい粒子が多い傾向がある(霰にもややその傾向はある)。そして、小さい粒子の領域で速度の大きい粒子が多い傾向も見てとれる。これらのことは、PARSIVEL では相対的に速い大きな粒子を小さな粒子として観測していると考えられる。PARSIVEL は幅 3cm 長さ 18cm のシート状のレーザー領域を粒子が通過する時のレーザー

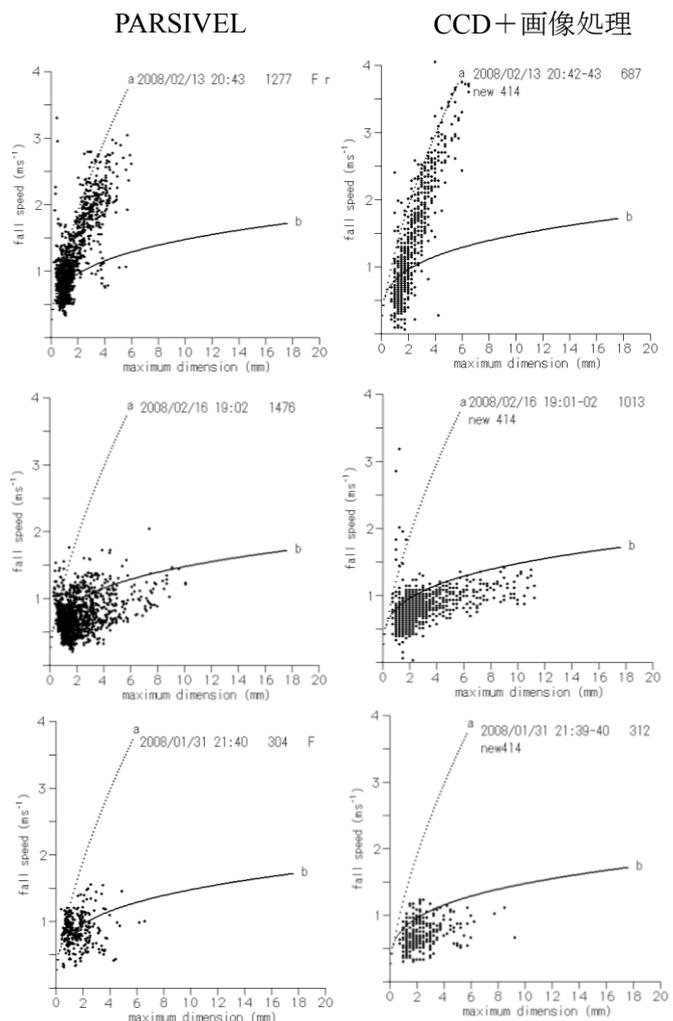


図3 同時刻、1分間に観測された降雪粒子の粒径-速度分布。典型的な霰(上段)、雪片(中段)、霰状雪などの小粒子(下段)の場合の比較。左側が PARSIVEL、右側は CCD 観測。

受光量の変化を電氣的に観測しているが、粒子が大きくなるとその縁を通過する確率も高くなり、速度は速いが小さい粒子として観測されることが起きると考えられる。また、水平方向に扁平した雪片も粒径の割に速い領域に分布することもそれに加わっている可能性もある。ただ、霰の場合は速度の大きなものが少なめであり、同じ理屈では説明できない。その他、粒径が大きくなると指数関数的に粒子数は少なくなるので、短時間の観測では観測機器のターゲット領域の違いも影響する。ちなみに、PARSIVEL は先述のシート状を通り抜ける粒子を対象にしているのに対して、CCD は 16cm×12cm×20cm(奥行き)の空間の粒子を見ている。これらについてもさらに検討する必要がある。

ただ、CCD では雪粒子のみをとらえるのに対して PARSIVEL では雨も含めて観測できる。このことは、雪から雨の曇状態も含めた降雪粒子が観測できる利点である。PARSIVEL も含めこの分野の観測機器の進歩は、降水粒子の理解に役立つことが期待される。

種々の降雪強度計を用いた降雪粒子観測

小西啓之(大阪教育大)

1. はじめに

降雪量は降雨量に比べ、測定が難しい。その理由は、降雪粒子は降雨粒子と異なり、液体でなく固体であること、形状が複雑で密度も一定でないこと、またその密度も非常に小さく風に流されやすいことなどがあげられる。近年、降雪量を測定する方法として、雪を直接受けるのではなく、降雪中の光の透過量や後方散乱量などの間接的な方法で降水量を推定する光学式の降雪量計が増加している。

ここでは、これら直接的あるいは間接的な降水量計を用いて降雪の比較同時観測を行った結果から、それぞれの測器の特性や、よりよい降水量推定のための方法について述べる。

2. 観測

2.1 観測測器

新潟県長岡市の雪氷防災研究センターの降雪粒子観測施設の防風ネットで囲まれた露場に、降雪量計や降雪粒子観測器を7種設置し、相互比較を行った。降雪を直接測定する方法として、田村式降雪強度計、天秤式降雪量計、を設置した。また、光学式雨量計として天気計(Vaisala社 PWD12)、光学式粒径測定器(Senecom社 SE-LP5411)、光学式粒径測定器(自作、センサーは keyence 社 LX2)、地吹雪計(新潟電機 SPC-S7)、シーロメーター(Vaisala 社 CT25K)を設置した。

2.2 観測期間

2008/2009年冬季と2009/2010年冬季に観測を行ったが、2008/2009年冬季は降雪日数が少なく、かつ機器の欠測期間も長いのでここでは、2009/2010年

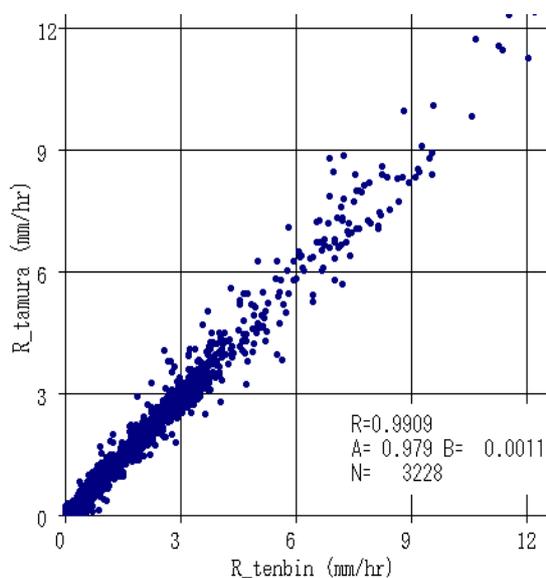


図1. 降雪強度の比較

横軸:天秤式、縦軸:田村式

冬季の結果を示す。

3. 結果

図1は降雪の直接測定である天秤式と田村式降雪量計の5分間平均降雪強度の比較である。天秤式は、降雪粒子の捕捉率さえ良ければほぼ正確な降雪強度を求めることができる長所があるが、受雪部のバケツに受けた雪があふれるようになると測定できない欠点がある。一方、田村式はヒーターで加熱し雪を融水にし、その水滴数を1分間隔で集計、記録するので、通常の転倒枡に比べはるかに細かい分解能があるが、加熱時に蒸発の可能性があり、正確な値が測定できるか不安がある。しかし、図1に示したように両者の観測値はほぼ等しく、右上がり45度の直線付近に各観測値が集中し、傾き0.98、相関係数0.99であった。長岡のように降雪地としては比較的暖かく降雪強度が強い場所では、田村式でほぼ正確な降雪量が測定できることがわかった。天秤式は、正確な測定ができるが、完全な連続測定ができず観測例が少ないので、以後は田村式雨量計の値を基準として他の測器の計測値との比較を示す。

光学式降雪強度計の代表として senecom 社の SE-LP5411 と田村式雨量計の比較を行った。この光学式雨量計は、赤外線的光束を横切る降水粒子の光の減衰量と時間から粒径と落下速度を計測し、降水強度も推定している。しかし、降水強度の推定法は明らかにはされておらず、降水粒子の密度を温度の関数として与え降水強度を推定しているようである。図2は、田村式との比較であるが、左図の3~4℃の降雨の場合は、相関係数は0.99傾き1.04で、ほぼ正確な測定が行われたと考えられるが、右図の-2~-1℃の降雪の場合は、相関係数0.84、傾き0.68で、降雪強度換算に大きな誤差があることがわかる。

そこで、より良い降水量を求めるため、個々の粒子の密度を粒径と落下速度の関数として与え、降水

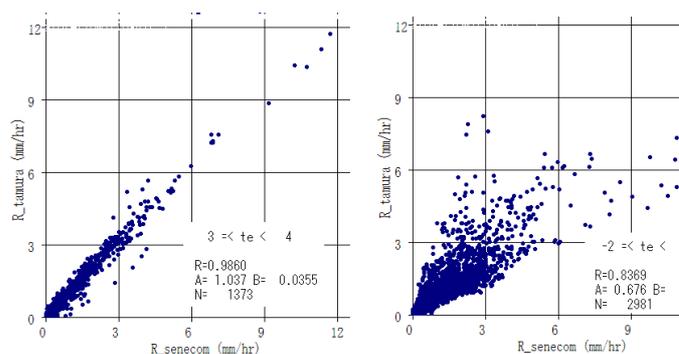


図2. 降雪強度の比較(左図:3~4℃、右図:-2~-1℃)

横軸:senecom社光学式雨量計 SE-LP5411、縦軸:田村式

強度を推定した。5°C以上の粒径と落下速度の関係は、雨の観測例にはほぼ等しかったことから、密度は1.0g/cm³とした。また、0°C以下の粒径と落下速度の関係は、雪片の観測例にはほぼ等しかったことから、密度は雪片の粒径と質量の関係式から推定した。また1~5°Cの場合は、雨滴と雪片の間と考え、雨と雪片の密度の値を補間して求めた。これらの密度を用いて個々の粒子について粒径と落下速度から密度を推定し、粒子毎の質量を求め降雪強度を求めた。図3はこの方法で求めた5分間降水強度(横軸)と田村式降雪量計(縦軸)との気温別の比較である。いずれの気温でも相関係数が0.9を越え、傾きもほぼ1.0で良い一致が見られ、図2に比べ、相関係数、傾きとも改善されることがわかった。

0°C以下の雪片の密度はほとんど0.1g/cm³以下と非常に小さいが、0°C以上になると1.0 g/cm³の雨に近づく。ただ、気温上昇とともに密度が徐々に増加すると言うことではなく、0.5から2°Cの範囲で急激に雪から雨への融解が進んでおり、この温度範囲では、融解した雨の場合と未融解のほとんど雪の場合が混在した。

図4は、計測した粒径と落下速度を、気温1°C相対湿度10%ごとに、各粒径での平均落下速度を示した図である。気温が5°C以上の場合や0°C以下の場合には落下速度は相対湿度によらず、それぞれ雨と雪片の落下速度を示したのに対し、1~2°Cや3~4°Cの場合は、落下速度は相対湿度により異なり、低湿度の場合は落下速度が小さく雪っぽいみぞれであり、高湿度の場合は落下速度が大きい雨っぽいみぞれであることがわかる。0°C以上で雨になるか雪のままかは、融解時の相対湿度によることがこれまでの研究で示されているが、本観測例でも、そのような差が示された。

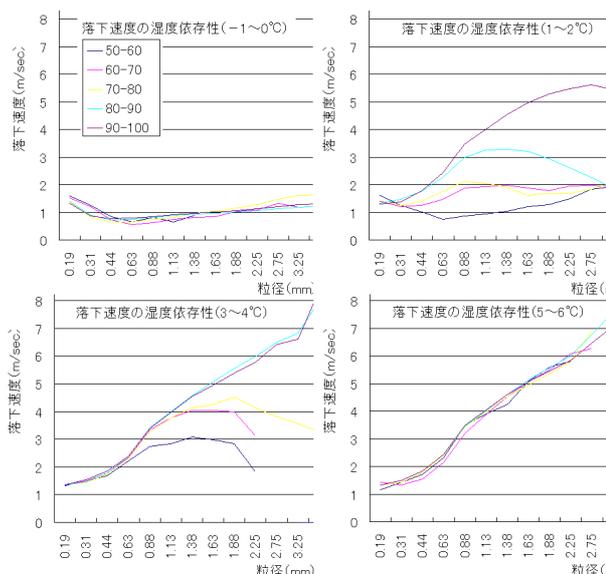


図4. 各気温ごと湿度ごとの粒径と落下速度の関係
左上: -1~0°C、右上: 1~2°C、左下: 3~4°C、右下: 5~6°C

4. まとめ

複数の降雪量計を用いて降雪観測を行い、降雪量のよりよい推定法について考察を行った。その結果、粒径と落下速度を測定できる光学式雨量計を用いて、各粒子の粒径と落下速度から密度を推定し降水量を求める方法が、より真値に近い降雪量を推定できることが分かった。また、気温プラス数度のみぞれの融解率は相対湿度に依存し、低湿度では融解率が小さく高湿度では融解率が高かった。

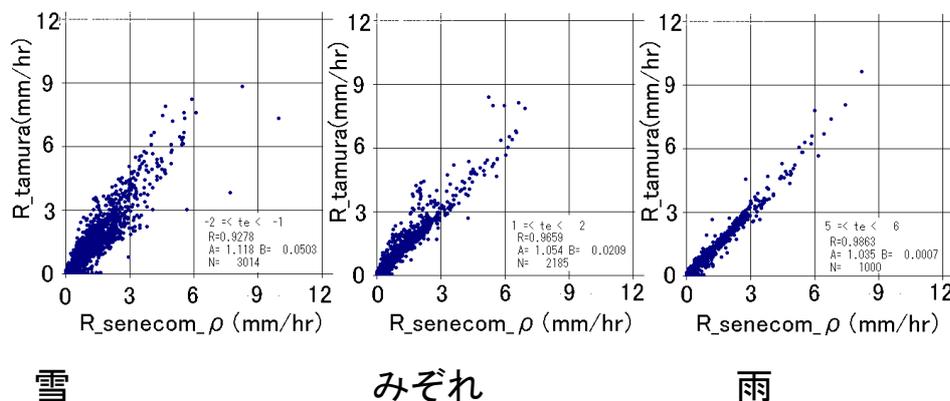


図3. 個々の粒子の密度を仮定し求めた降雪強度の比較(左図: -2~-1°C、中図: 1~2°C、右図: 5~6°C)

横軸: 光学式雨量計 SE-LP5411、縦軸: 田村式降雪量計

雪

みぞれ

雨

降雪粒子のモデリング

*石元裕史 (気象研究所)

1. はじめに

雪片のような比較的大きな降雪粒子の散乱特性は地上レーダー観測や衛星マイクロ波リモートセンシングにおける固体降水の降水量推定などにおいて解析結果に影響する重要なパラメータとされている。これら降雪粒子の形状や構造を再現するような粒子モデルがあれば DDA や FDTD など粒子形状に依存しない電磁波散乱計算手法を用い、その計算結果をデータベース化することでレーダーや衛星マイクロ波の観測データ解析をより高度化することが可能であると考えられる。ここでは雪片のモデル化をフラクタル形状で行った結果について報告する。

2. フラクタル粒子とフラクタル次元の推定

粒子が他の粒子との付着合体で成長したような凝集体である場合、その粒子はあるフラクタル次元を持つような形をとることが多い。そこでフラクタル次元 d_f を変数として雪片をモデル化することを考えた (Ishimoto 2008)。図 1 はいくつかのフラクタル次元について粒子を数値シミュレーションで作った例である。

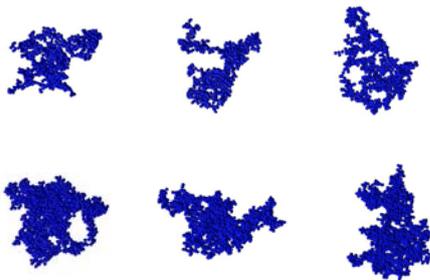


図 1.: シミュレーションで作成したフラクタル粒子 (上段: $d_f = 1.8$ 、下段: $d_f = 2.0$)。

このような粒子モデルを $d_f = 1.5$ から 2.4 まで 0.1 刻みでサイズ 10 段階に対しそれぞれ 500 個の計 50,000 個を作成した。モデル粒子は格子点上の離散的な点の集合として表現されている。

それらの中で最も現実の雪片をよく再現するような粒子のフラクタル次元を探し、そのフラクタル粒

子を雪片モデルと考える。比較対象としてまず、科振費「人工降雨」の航空機観測で取得した 2DP レーザープローブによる投影画像を用いた。モデル粒子の方向を変え 2DP の分解能に合わせて投影した疑似 2DP データを作成し、実データと 2 つの無次元量 α, β について比較した。

$$\alpha = \frac{4A}{\pi D^2}, \quad \beta = \frac{4\pi A}{L^2}$$

ここで A, D, L はそれぞれ投影図における面積、最大径、周囲長である。2DP データはその 1 次処理で不規則形状と判定され、また比較的大きな粒子 (等断面円の半径 1.2mm 以上) を選んで比較している (図 2)。

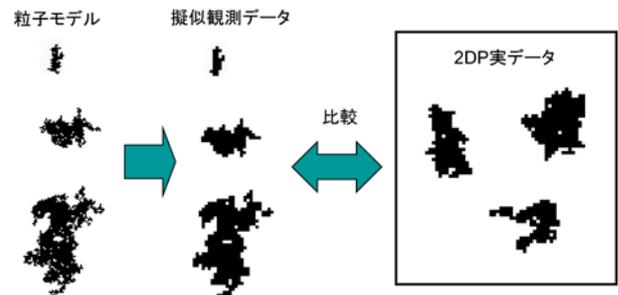


図 2: 2DP の疑似観測データによる形状の比較。

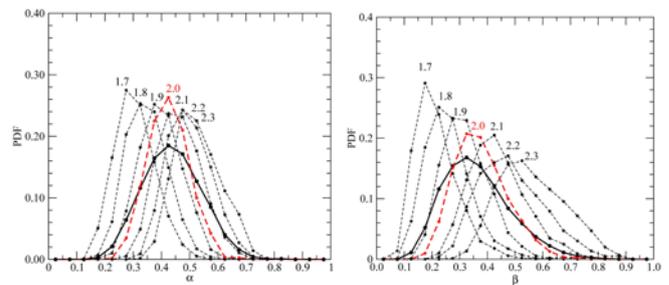


図 3: α (左図) と β (右図) の頻度分布の比較結果。黒太線が 2DP 実データによるもの。細線が各フラクタル次元でのモデル粒子で赤線が $d_f = 2.0$ のもの。

2007 年冬の新潟上空での観測データと、各フラクタル粒子について α, β の頻度分布を比較した例 (図 3) では、2DP で計測した降雪粒子は $\alpha \sim 0.4$ 、 $\beta \sim 0.3$ にピークを持つ特徴があった。一方、フラクタル粒子についてはそのフラクタル次元によって

α と β のピーク位置が異なっており、分布の形状が実際の雪粒子によるものより比較的急峻である傾向が見られた。また用いたフラクタル粒子の中で比較的よく実測の分布を再現する粒子は大まかに $d_f \sim 2.0$ のものであり、反応律速過程で成長する粒子の理論的なフラクタル次元に整合していることがわかった。ただし現実粒子の α, β が単一のフラクタル次元の粒子よりもなだらかな確率分布になっていることは、一つのフラクタル次元だけでは雪片の形態全てを表現できないことも同時に示している。

2. フラクタル粒子の落下速度

次にフラクタル粒子についての落下速度を Mitchell (1996) および Mitchell and Heymsfield (2005) の aggregate 粒子についての理論式を用いて計算した。これまでは散乱特性を計算する際にフラクタル粒子の1格子点に対応する体積を一片 $100\mu\text{m}$ の立方体とし、その密度が氷の密度と等しいと考えていた。しかしその粒子の落下速度を計算すると 2m/sec 以上となり、現実の雪片に比べてかなり重い粒子モデルであることがわかった。 $d_f \sim 2.0$ の粒子で比較的大きな濃密雲粒付雪片の落下速度 ($\sim 1.5\text{m/sec}$) を再現するためにはフラクタル粒子の構成粒子サイズはおおよそ $50\mu\text{m}$ 程度まで小さくとらなければならない。

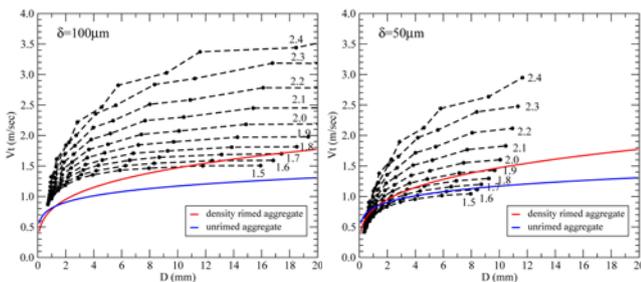


図 4：落下速度の計算結果。左図は構成粒子サイズ $100\mu\text{m}$ 、右図は構成粒子サイズ $50\mu\text{m}$ の場合。点線および数字は各フラクタル次元の粒子に対応している。赤線および青線は Licatelli and Hobbs(1974)による aggregate に対する落下速度モデル。

3. モデル粒子の散乱特性

ここまでの議論において、フラクタル次元 $d_f = 2.0$ 付近の粒子モデルが雪片の全体的な形状を比較的うまく再現し、構成粒子サイズがおおよそ $50\mu\text{m}$ 程度であれば大

まかに雪片の落下速度に整合する結果が得られることがわかった。

過去に FDTD 法を用いた構成粒子サイズ $100\mu\text{m}$ の場合のフラクタル粒子モデルに対するマイクロ波散乱特性の計算結果によれば、フラクタル粒子の散乱特性はレイリーの領域からミーの領域にかけてなだらかに変化し、球粒子の場合のようなレゾナンス・ピークを持たないという特徴を持っている。また全体および構成粒子のサイズと波長との関係やフラクタル次元によって特性が変わってくる。

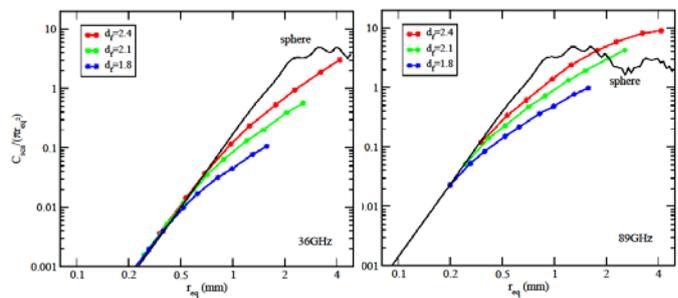


図 5：36GHz (左図) および 89GHz (右図) での粒子サイズ (等体積球半径) に対する散乱効率。黒線は球粒子、赤・緑・青はそれぞれフラクタル次元 2.4, 2.1, 1.8 の粒子モデル。フラクタル粒子の構成粒子サイズ $100\mu\text{m}$ の場合。

構成粒子を $50\mu\text{m}$ とした場合の $d_f \sim 2.0$ での散乱効率は、比較的大きな粒子において構成粒子 $100\mu\text{m}$ の場合に比べて低下することが予想される。現実の雪片の散乱特性が理論計算の結果に近いものになっているのかどうかは明らかではなく、観測結果に基づく検証が必要である。また今後モデルをより現実に近付けるために、雪の融解過程を考慮した形状と光学的特徴についての検討を行う予定である。

謝辞：本研究は、平成 18～22 年度科学技術振興調整費「渇水対策のための人工降雨・降雪に関する総合的研究」(研究代表者：村上正隆)、平成 20～22 年度 宇宙航空研究開発機構 GCOMW データ利用公募型共同研究「AMSR2 用のマイクロ波降水リトリーバルアルゴリズムの開発」(研究代表者：青梨和正)、平成 21～24 年度 宇宙航空研究開発機構 GCOM 第 2 回研究公募「リモートセンシングアルゴリズム改良のための非球形エーロゾル・雲粒子散乱データベースの構築」(研究代表者：真野裕三) の支援を受けた。

Xバンド偏波レーダーによる降雪雲内の粒子判別

*岩波 越・鈴木真一・前坂 剛・真木雅之・三隅良平 (防災科研)
 楠 研一・折笠成宏・村上正隆 (気象研), 吉田 翔 (筑波大院)

1. はじめに

降水雲内の粒子種別を知ることは、降水過程の研究に重要であるばかりでなく、降雪や雷の監視・予測、雨雪判別、データ同化を介した数値雲モデルによる降水予測精度の向上に役立つと期待される。また、降雪量の定量評価に利用できる可能性がある。偏波レーダー観測値は、降水粒子の形や向き、相などの特性に敏感なため、粒子判別に有効と考えられている。

降水粒子判別手法として、ディシジョンツリー、ファジーロジック、ニューラルネットワークなどが利用されてきた。本研究では重複や観測誤差を含む問題に適したファジーロジックのうち、ハイブリッド法を採用した (Lim et al. 2005)。

ファジーロジックの中で重要なメンバーシップ関数の設定に、気象研究所との共同観測で取得した防災科研Xバンド偏波ドップラーレーダー (MP-X) データと、雲粒子ゾンデ (HYVIS) の雲内直接観測データの比較により得られた粒子別の偏波パラメータ出現頻度を利用した。開発した手法により、偏波パラメータ観測値から降水粒子判別を行い、HYVIS データによる検証、航空機データとの比較を行った。

2. 判別手法

ファジーロジックは、メンバーシップ関数による入力ファジー化、ルールによる推論、出力の集積、非ファジー化の過程により、入力空間 (レーダーデータ等) を出力空間 (粒子種別) にマッピングする。

判別のための入力データとして、偏波パラメータの水平偏波の反射因子 Z_H 、反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{HV} と気温 T の4個を利用し、粒子種別は水滴 RZ、みぞれ S、あられ G、雪片 A、樹枝状・板状結晶 DP、角柱状・針状結晶 CN の6種類の分類とした。

レーダーと HYVIS の同期観測で求めた粒子種別ごとの偏波パラメータ及び気温の出現頻度から、各種別において、頻度の極大値を含み $P\%$ の積算頻度を持つ入力データの範囲を求めることができる。この範囲を元にメンバーシップ関数を設定した。入力データ種 X

のあるデータ x はこのメンバーシップ関数により、各粒子種別 j に対する $(0, 1)$ の間のメンバーシップ値 $\mu_j^X(x)$ に変換される。

次に各格子 (水平 250m × 鉛直 200m) で rule strength: R_j を次式で計算する。

$$R_j = \mu_j^{\rho_{HV}} (\rho_{HV}) \times \mu_j^T (T) \times [w_j^{Z_H} \times \mu_j^{Z_H} (Z_H) + w_j^{Z_{DR}} \times \mu_j^{Z_{DR}} (Z_{DR})] \quad (1)$$

ここで、 w は重み係数である。各粒子種別 j の R_j のうち、最大値をとる j をその格子の粒子種別と判定する。

なお、積の項と和の項では、メンバーシップ関数を設定するための積算頻度 $P\%$ に異なる値を利用した。

Iwanami et al. (2007) からの変更点は、 ρ_{HV} の S/N 比依存の補正を加えたこと、粒子種別の単結晶を DP と CN に分けたこと、(1)式の Z_H と ρ_{HV} の項を入れ替えたこと、重み係数 w の設定の際に Cho et al. (2006) を応用してメンバーシップ関数の重なりを考慮したこと等である。

3. 結果

結果の一例として、2001年12月16日16時57分、方位角 132° の RHI データによる粒子判別結果を図1に示す。図中の実線は HYVIS の航跡を表す。この日の HYVIS 検出粒子と12スキャンの RHI からの判別結果を比較した結果が図2である。

判別結果を、HYVIS (8台) の1画像に単独の粒子種別のみが存在した場合について比較したところ、平均正解率は判別側からは54%、検出側からは45%であった。極端に単独での観測数が少なかった雪片 A の低い正解率が平均値を下げている。

4. 今後の課題

観測と散乱計算両面からの研究により融解層における Z_H 、 Z_{DR} の減衰量評価手法を確立すること、メンバーシップ関数の設定及び手法の検証のために、偏波レーダー観測と同期したビデオゾンデ・航空機等による雲内直接観測データの蓄積・統合を図ること、偏波

間位相差観測値から導出される比偏波間位相差 K_{DP} 及び散乱項 δ の入力データへの追加等が、今後の課題として挙げられる。

(参考文献)

Cho et al., 2006: J. Atmos. Oceanic Tech., 23, 1206-1222.
 Iwanami et al., 2007: Preprints, 33rd International Conf. Radar Meteor., p10.11.
 Lim et al., 2005: IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 43, 792-801.

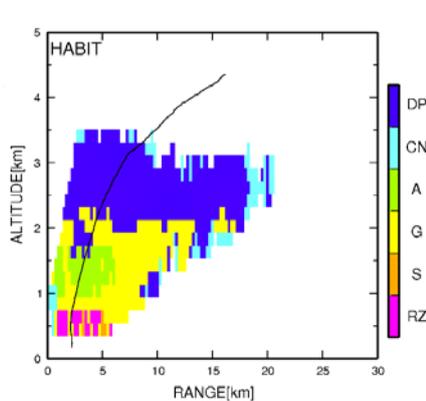


図1 2001年12月16日16:57, 方位角 132° の RHI の判別結果

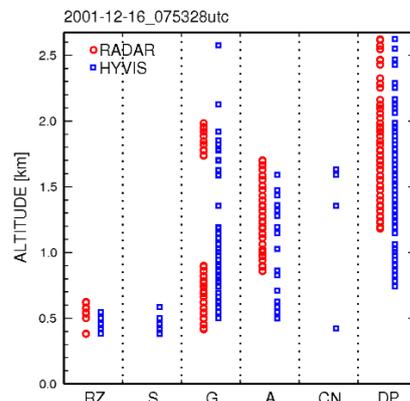


図2 2001年12月16日16:53から17:03の HYVIS と RHI 判別結果の比較

庄内平野で観測された冬季雷雲の特徴

*西橋政秀¹, 下瀬健一¹, 楠研一², 林修吾², 別所康太郎³, 星野俊介², 新井健一郎⁴, 保野聡裕⁴,
足立啓二⁴, 加藤亘⁴, 鈴木修², 中里真久², 益子渉², 山内洋², 猪上華子², 楠目雅子¹

(1: アルファ電子/気象研究所, 2: 気象研究所, 3: 気象庁観測部, 4: 東日本旅客鉄道)

1. はじめに

2009年4月にスタートした、気象研究所とJR東日本との共同研究プロジェクト「高精度センシング技術を用いた、列車運行判断のための災害気象の監視・予測手法の開発」では、雷放電、特に冬の日本海沿岸で発生する冬季雷の実態解明と、突風・落雷直前予測アルゴリズム開発を目的とした研究を実施している。雷放電と突風は積乱雲内の活発な上昇流のもとに発生すると考えられており、メカニズムは直接リンクしていないが、発生環境に強い共通点がある。そのため、突風直前予測の新たな指標として、雷放電活動の監視が有効であると考えられる。本研究では、雷放電から放射されるVHF帯電磁波パルスを観測して雷放電位置の標定を行う装置を開発し、2009年10月に庄内高密度地上気象観測網の北縁(酒田市大浜)に設置して観測を開始した(西橋ほか, 2010)。

本発表では、その観測結果の一例を示すとともに、これまでに観測されたデータを使用した冬季雷雲の特徴に関する解析結果を報告する。

2. 観測結果

これまでに得られた観測結果の一例として、2010年2月22日21時16分16秒(JST)に発生した雷放電の位置標定結果を図1に示す。雷放電位置標定点は観測点から方位角155~360°、仰角0~80°の範囲に分布している。つまり、この雷放電は観測点から北方向の地上付近から西の空を経て南へ進展したことが示されている。また、この雷放電は2つのステージに分かれている。それぞれの放電継続時間は、55ms、110msであり、その両ステージの間には116msの間隔がある。後半の放電は、前半の最後の放電域付近から枝分かれを生じながら進展している。この間、庄内空港に設置された気象研究所Xバンドドップラー気象レーダーでは、雷放電が観測された方向に対して、寒冷前線に伴う活発な積乱雲(約50dBZ)が観測されている(図2)。また、雷観測点とエコーとの距離から推定される雷放電の最高高度は、RHI観測によるエコー頂約4km(図3)とほぼ一致する。さらに、雷観測点に設置されているカメラにより、光学的にもこの雷放電が捉えられた。したがって、庄内平野沖合の積乱雲内の雷放電を詳細に観測できたものと考えられる。

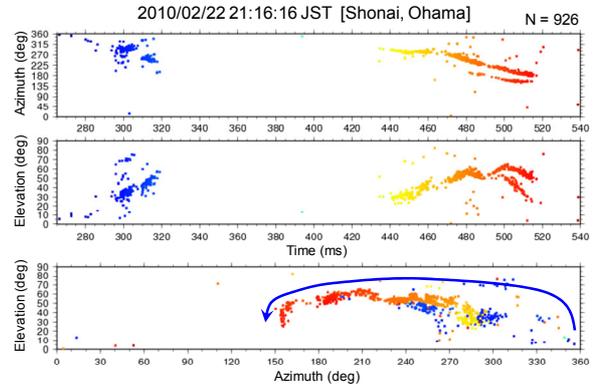


図1 2010/02/22 21:16:16 (JST) に観測された雷放電の位置標定結果 (方位角および仰角)

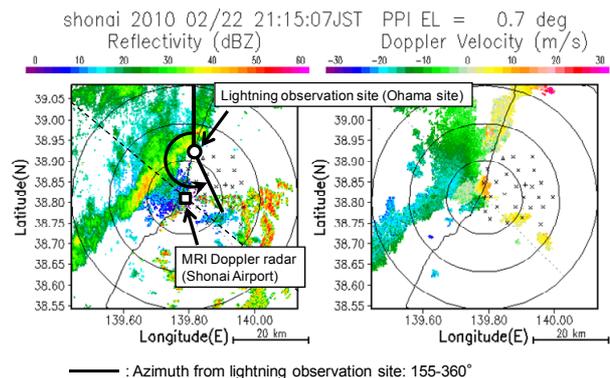


図2 図1の雷放電を発生させたと推定される積乱雲のレーダーエコー (庄内空港設置の気象研レーダーにより観測)

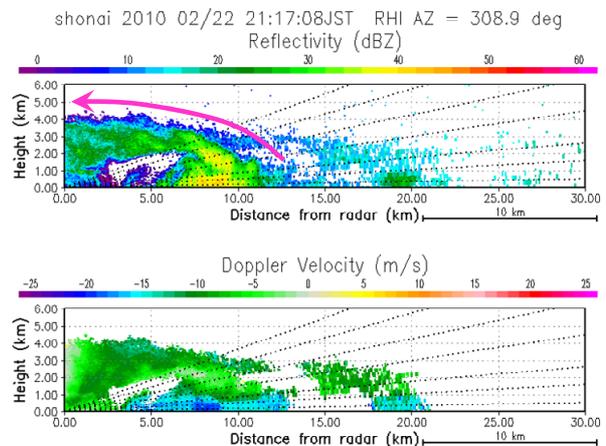


図3 図2とほぼ同時刻のRHI観測の結果 (気象研レーダーから方位角308.9°方向のレーダーエコー鉛直断面図)

3. 冬季雷雲の特徴に関する解析

本研究では、冬季雷雲の特徴を理解することで、発雷可能性判断のための効果的なパラメーターの導出、さらには突風・落雷直前予測アルゴリズムの開発に活かせるのではないかと考え、道本 (1989) により示されたダイアグラムに着目した。道本は雷放電方向探知システムと気象レーダーを用いて、北陸冬季雷時の積乱雲のエコー頂高度を観測した。また、輪島の高層気象データからエコー頂 (20dBZ) 気温と -10°C 温度層高度を調査し、レーダーエコーにより発雷の有無および一発雷か通常の雷活動かを判別するための基準をダイアグラムに表した。 -10°C 温度層が高度1.8kmより低ければ発雷しないか一発雷であり、また、エコー頂気温が -20°C より高くても発雷しないが、エコー頂気温が -20°C 以下かつ -10°C 温度層が1.8km以上の場合は通常の雷活動が発生することが示されている。本研究では庄内で観測された雷およびレーダーデータを用いて、同様のダイアグラムを作成し、比較検証を行った。

4. 解析データ・解析方法

2009年10月30日～2010年3月9日に雷放電位置標定装置で観測された149の雷放電を解析対象とした。一方、庄内空港に設置された気象研レーダーで観測されたレーダーエコーデータ (PPIおよびRHIデータ) から発雷前後のデータを抽出し、雷放電が発生したと推定される積乱雲のレーダーエコー頂 (20dBZ) 高度を調査した。対象のエコーがRHI観測のレーダービームを横切っていない場合は、その周辺のエコーのうち、最大のエコー頂高度を使用した。併せて、このときの庄内付近の大気鉛直プロファイルを気象庁メソ客観解析データ (MANAL) を用いて算出した。庄内沖合の139.7E, 39.0Nの格子点を中心とした9格子点 (15km×15kmの領域) の平均値を求めた。時間解像度は3時間である。このプロファイルデータからエコー頂気温と -10°C 温度層高度を算出した。

5. 解析結果

発雷時のエコー頂気温と -10°C 温度層高度との関係を図4に示す。プロットの記号は3時間あたりの発雷数で区別している。3時間あたり5回以上の比較的活発な雷活動が観測された際のエコー頂気温は -20°C 以下、かつ、 -10°C 温度層高度は1.7km以上であった。一方、一発雷と呼ばれるような活動度の低い雷活動の場合、上記の分布を取り囲むようにプロットされる。つまり、エコー頂気温によらず -10°C 温度層高度が1.7km未満の場合、および、 -10°C 温度層高度によらずエコー頂気温が -20°C より高い場合に観測される雷活動は、活動度が低い傾向にあることが明らかになった。

本報告では道本 (1989) のように、非発雷エコーの解析は行っていないが、低活動度の雷活動と比較的活発な雷活動の場合の -10°C 温度層高度の境界はほぼ一致し、さらに、活動度の高い雷活動の場合はエコー頂気温が -20°C 以下であることも一致した。つまり、エコー頂気温が -10°C 温度層を大きく上回ることが発雷の条件であると考えられる。本研究で解析した発雷時のエコー頂気温は、 -10°C 温度層高度に対して平均で約2.1倍であった。Takahashi (1984) による着氷電荷分離機構の数値実験結果から指摘されているように、積乱雲の発雷には -10°C 温度層付近の電荷分離・蓄積過程が重要な要素であることが示唆される。図4において、エコー頂気温が -20°C より高い領域に低活動度の雷が多数プロットされているが、道本 (1989) のダイアグラムでは非発雷とされている。この違いは、センサーの感度向上により、弱い雷も検知可能となったことに起因すると考えられる。

本プロジェクトでは、2010年9月に同様の雷観測点を庄内平野に3ヶ所増設し、雷放電位置の3次元標定を実施することが可能となった。今後は、この雷放電位置3次元標定データを用いて、冬季雷雲の特徴および雷放電と突風との関連性について、発生大気環境を含め詳細に調査する計画である。

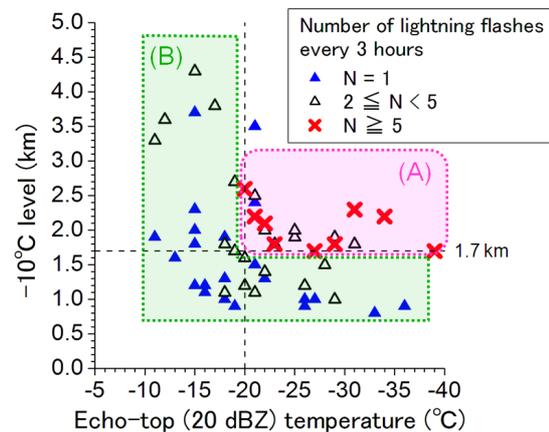


図4 発雷時のエコー頂 (20dBZ) 気温と -10°C 温度層高度との関係。(A) 比較的活発な雷活動 (エコー頂気温 $\leq -20^{\circ}\text{C}$ かつ -10°C 温度層高度 $\geq 1.7\text{km}$). (B) 活動度の低い雷活動 (エコー頂気温 $> -20^{\circ}\text{C}$ または -10°C 温度層高度 $< 1.7\text{km}$).

参考文献

- 道本光一郎, 小松周辺の冬季雷に関する一考察, 天気, 36, 1989.
- 西橋政秀ほか, 庄内高密度観測網による冬季雷発生メカニズムの解明—研究プロジェクト概要と初期観測結果—, 大気電気学会誌, 4, 1, 113–114, 2010.
- Takahashi, T., Thunderstorm Electrification—A Numerical Study, J. Atmos. Sci., 41, 2541–2558, 1984.

地上レーダー反射強度データを利用した気象庁メソ解析における 1D+4DVAR

*幾田泰醇・本田有機(気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

気象庁では防災情報提供支援を主な目的として、メソモデル(MSM)を現業運用している。気象庁メソ解析は、さまざまな観測データを4次元変分法(4DVAR)により同化し現実の大気の状態を推定しMSMの初期値を作成する。我々は、このメソ解析における初期値の水蒸気プロファイルの改善とMSMの予報精度の更なる向上を目指し地上レーダー反射強度を用いた1D+4DVARデータ同化手法の開発を行っている。

2. レーダー反射強度を利用した 1D+4DVAR

気象庁メソ解析では、2009年4月から非静力学メソ4次元変分法(JNoVA, 本田・澤田 2010)が現業運用されている。1D+4DVARは、ベイズ推定に基づく推定手法によりレーダー反射強度観測から相対湿度の疑似観測を推定し、その疑似観測を従来の観測データと同様にJNoVAによって同化する手法である。つまり、レーダー反射強度データそのものを同化するのではなく、レーダー観測で捉えられた降水系における相対湿度のプロファイルを推定しそれを同化する。Caumont et al. (2009)は、フランス気象局のメソ数値予報システムAROMEにおいて1D+3DVARを用いることで降水予報が改善すると報告している。

相対湿度の疑似観測はベイズ推定に基づく推定手法によって与えられる。観測 y_o が与えられた場合の推定値 x の条件付期待値 $E(x)$ は条件付確率密度 $p(x|y_o)$ を用いて次のように定義される。

$$E(x) = \int x \cdot p(x|y_o) dx$$

この積分範囲は取りうる全ての状態である。ここで $p(x|y_o)$ は、ベイズの定理によって

$$p(x|y_o) = \frac{p(y_o|x)p(x)}{p(y_o)}$$

と書ける。条件付確率密度が誤差の正規分布で表されると仮定し、取りうる全ての状態に対する積分を和の形式に置き換えると $E(x)$ は、次のように書ける。

$$E(x) = \frac{\int x \cdot p(y_o|x)p(x) dx}{\int p(y_o|x)p(x) dx} \\ = \frac{\sum_i x_i \exp\left(-\frac{1}{2}(y_o - y_{s,i})R_{Z,ii}^{-1}(y_o - y_{s,i})\right)}{\sum_i \exp\left(-\frac{1}{2}(y_o - y_{s,i})R_{Z,ii}^{-1}(y_o - y_{s,i})\right)}$$

R_Z はレーダー反射強度の観測誤差分散、 y_s はシミュ

レートされたレーダー反射強度を表す。以上から x の条件付期待値はレーダー反射強度で特徴付けられる重みを用いた重み付き平均で求められる。ただし、実際には y_o の観測点高度に近い高度における $y_{s,i}$ に対応する状態 x_i への荷重を選択的に大きくする拘束項を導入しているが、ここでは議論の簡単化のため省略している。

レーダーシミュレータは、相対湿度の疑似観測の推定において観測演算子としての重要な役割を果たす。例えば、地上レーダー観測において、ビームパスの地上に対する相対座標は、大気屈折率によって変化し一定ではない。また、反射強度は大気及び降水粒子による減衰の影響を受ける。このシミュレータはMSMによって予報された大気の状態を基に地上レーダー観測を再現する。そして、条件付き期待値 $E(x)$ の算出における重み付き平均に用いられる状態変数 y_s と x の組は、このレーダーシミュレータにより逐次的に作成されるデータベースによって与えられる(図1)。

レーダーシミュレータの入力データを提供するMSMにおいて、水物質は雨・雪・霰・雲水・雲氷の5つのクラスに分類されている。レーダーシミュレータの再現対象である気象庁の一般気象レーダーは周波数が5250MHz~5370MHzのCバンドレーダーである。そこでレーダーシミュレータでは、波長よりも十分に粒径の小さい雲水・雲氷は無視し、雨・雪・霰のみを扱うこととした。全散乱断面積および後方散乱断面積の算出にはレイリー散乱近似を用いた。また雨・雪・霰の形状は、MSMの雲物理過程と同様に球形とし、粒形分布についても、MSMの3-iceバルク法1モーメントスキームと同様に、関数形は指数関数として切片パラメータは固定とした。なお、 $T > 0^\circ\text{C}$ においては、降雪粒子の表面が液化した状態になることを仮定し氷の誘電率を水の誘電率に置き換えることとした。

ただし、MSMで利用されている3-iceバルク法1モーメントスキームでは、雪粒子の平均体積直径が過大となり、粒径の6次のモーメントである反射強度因子が過大評価される問題点が指摘されている(Eito and Aonashi 2009)。バイアスのあるデータの利用は、今回のような推定手法において適当ではない。そのため、次節における実験では液相のデータのみを利用することとした。

3. 1D+4DVARのインパクト実験

まず、2009年7月24日09UTC初期値の例を示す。

図 2(a)は、MSM の初期時刻(FT=0)に対応する第一推定値を利用してシミュレートされた反射強度である。反射強度のピークが観測(図 2(c))と比較して北に位置している。図 2(b)は、JNoVA による解析値を利用してシミュレートされた反射強度である。初期におけるピークの位置ずれが大きく改善していることが分かる。次に、1D+4DVAR の予報へのインパクトを調査するため、解析予報サイクル実験を実施した。実験対象期間は 2009 年 7 月 20 日 03UTC から 2009 年 7 月 26 日 21UTC である。利用したレーダーサイトは、全国の気象庁一般レーダーサイト(20 サイト)である。相対湿度の疑似観測データは、3 時間の同化窓(FT=-3 から FT=0)のうち FT=-2,-1,0 で同化される。Control はレーダー反射強度を利用していない解析からの予報実験を表し、Test は 1D+4DVAR による解析からの予報実験を表す。Test では、Control の予報初期における予報頻度の急激な低下が解消し(図 3(b))、降水予報精度が向上したことが分かる(図 3(a))。

4. まとめ

地上レーダー反射強度を用いた 1D+4DVAR データ同化手法の開発を行い、予報に対するインパクトを調査するため解析予報サイクル実験を行った。その結果は、反射強度から推定された相対湿度をメソ解析で利用することによって MSM の降水予報精度が向上することを示唆していた。今後の課題としては、固相の反射強度因子や偏波レーダーへの対応及び、高解像度モデルのための初期値作成手法への拡張などを行っていく予定である。

参考文献

- 本田有機・澤田謙 2010: 非静力学メソ 4 次元変分法, 数値予報課報告・別冊第 56 号, 7-37.
- Caumont, O., V. Ducrocq, É. Wattrelot, G. Jaubert, S. Pradier-Varvre, 2010: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept. *Tellus A*, Volume 62, 173-187.
- 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. *JMSJ*, Vol. 87A, 425-446.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze Jr., 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1941-1963.

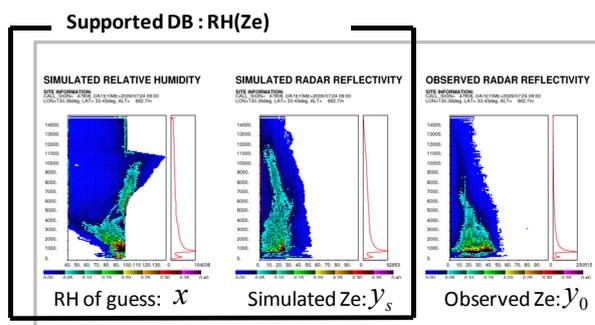


図 1 レーダーシミュレータの(左)相対湿度、(中央)反射強度、(右)観測された反射強度による CFADs (contour frequency by altitude diagram, Yuter and Houze 1995)。

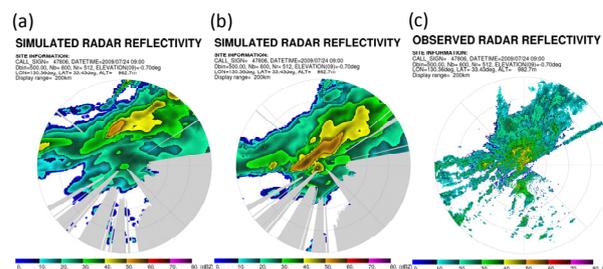


図 2 福岡レーダーの PPI (plan position indicator)。仰角は 0.7°。MSM の初期時刻における (a) 第一推定値、(b) 解析値によりシミュレートされた反射強度および (c) 観測された反射強度。

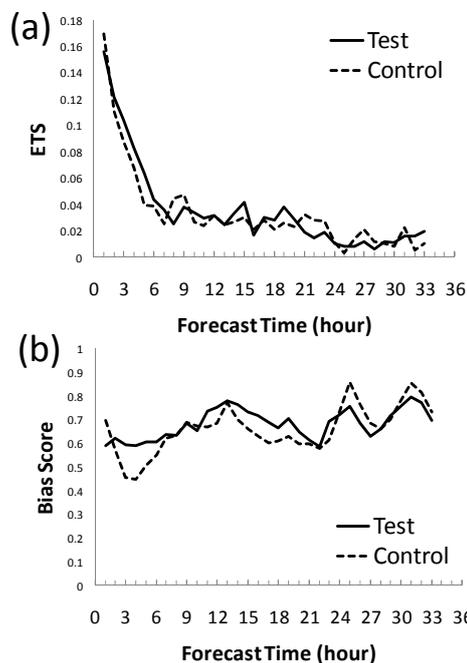


図 3 検証格子 20km の 1 時間積算降水量のスコア。検証対象は解析雨量。閾値は 10mm/h。 (a) Equitable Threat Score (ETS)、 (b) Bias Score。ただし検証対象は初期時刻 03, 09, 15, 21UTC の 33 時間予報のみである。

Ka 帯レーダを用いた GPM 打上げ前降雪観測計画

清水収司(宇宙航空研究開発機構 地球観測研究センター)

1. はじめに

全球降水観測(GPM)計画は、二周波降水レーダ(DPR)と GPM マイクロ波放射計(GMI)を搭載した GPM 主衛星(2013 年打上げ予定)とマイクロ波放射計(イメージャ/サウンダ)を搭載した複数の衛星群(constellation)により、衛星による全球の降水観測を行う計画である。このうち二周波降水レーダは、Ku 帯レーダ(以後 KuPR)と Ka 帯レーダ(以後 KaPR)により降水を同時観測し、弱い降水や降雪まで含めた高精度の降水プロダクトを導出する。また GMI 及び複数個の副衛星による観測データを組み合わせることにより、高頻度で全球合成降雨マッププロダクトを導出する。このようにして得られる全球の高精度・高頻度・定常的な降雨観測プロダクトを生成・提供し、全球水循環変動の把握や予測、及び現業利用への貢献を行うことが GPM 計画の目的である。そのために全球で正確な、かつ均一で長期間安定した精度を有するデータの生成が求められる。

2. 日本におけるGPM検証方針

降水は時間・空間的に変動が激しい物理量であり、観測体積において、その大きさ、形状に違いのある衛星搭載降水レーダと地上測器(地上設置レーダも含む)との瞬時値での単純な物理量同士の比較だけでは、アルゴリズムへの反映に不足する。このことから GPM における検証活動では、下記のような方針で行う。

- ・衛星降水量と地上降水量の比較検証だけでなく、アルゴリズム内で仮定されている物理モデルの検証も行うことにより地上検証実験の結果を有効に利用する。
- ・短期間の観測だけではなく、既存の観測測器と合わせ、長期間の物理モデルの検証データを取得する観測測器を集結させたサイトを用意する。

熱帯降雨観測衛星(TRMM)搭載の降雨レーダ(PR)に比べ、GPM/DPR ではより高精度・高感度に対応した検証を行う必要がある。そのため弱い降水や固体降水の検証が必要となる。固体降水に関しては、降水量推定アルゴリズムおよび検証手法については、まだ確立されていない。このためまず降雪に関する特性について、調査を行う必要があり、この意味でも主衛星打上げ前からアルゴリズムを対象とした検証を行うことは非常に重要である。

3. 地上観測による打上げ前検証

衛星降水推定アルゴリズムに含まれる降水粒子による減衰、雨滴粒径分布、雪の落下速度・密度等に関わる様々なパラメータの誤差を、地上観測を通じて検証することにより、DPR、DPR/GMI 複合、全球合成降水マップの各アルゴリズム開発・改良に資する。この目的のためには、現在の地上観測測器では対応が困難であるので、本アルゴリズム検証のために最適な地上検証用 Ka 帯レーダ(以下 Ka レーダ)を開発している。またアルゴリズムに必要な様々なパラメータを取得するために、観測測器を集中させた観測サイトを設定し運用する。以上のような地上観測は、アルゴリズムの開発時点で不可欠なものであるため、主衛星の打上げ前から地上観測を行う。



図 1 GPM 地上検証用 Ka 帯レーダ

4. GPM地上検証用Ka帯レーダ

KaPR は衛星搭載のレーダとしては世界初であり、その地上検証を重点的に行う必要がある。DPR では KuPR と KaPR の減衰特性の違いを利用して、降水粒子の粒径情報を得ることにより、TRMM/PR よりも高精度の降水観測を行うことを目的としている。そのために Ka 帯電波の散乱・減衰特性を把握することが DPR による降水推定アルゴリズムを開発する上で非常に重要である。Ka 帯(35 GHz) は降水(雨、雪、氷)による減衰が大きく、その補正が必要であるが、降雨のタイプ(層状性/対流性、小さな雨粒の霧雨/大きな雨粒の雨)や雪の性質の違いで、降水強度、散乱、減衰の関係が異なる。そのために2台の Ka 帯レーダを対向させて同じ線上の降水を観測することにより、総減衰量が同じになることを利用して、散乱(Ze)と減衰(k)を降水の固相/液相に関係なく直接的に測定する。これまでこの目的を達成するための Ka 帯レーダは存在

しなかったため、新たに2台のKaレーダの開発及び製作を行っている。図1に本レーダの空中線装置の写真を、主な仕様は表1に示す。

表1 GPM 地上検証用 Ka 帯レーダの主な仕様

レーダ方式	FM-CW 方式
周波数	35.25 GHz
感度	-20 dBZ (距離 10 km)
距離分解能	12.5 m
観測間隔	5 秒
ドップラー速度	±10 m/s
最短観測距離	500 m 以下
最大観測距離	15 km/30 km
アンテナビーム幅	0.6 度
アンテナサイドローブ	-23 dBZ 以下

5. 検証観測計画

図2はGPM/DPRの検証を目的とした観測サイトについてまとめたものである。アルゴリズム開発及び検証のために、液体降水、固体降水、及び融解層をターゲットとして、4カ所の観測サイトを設定した。降雨観測については沖縄、降雪観測に関しては札幌、湿雪観測に関しては長岡、及び高度方向に雨、融解層、雪による減衰特性を対象とした観測を富士山で行い、アルゴリズム検証に必要なパラメータを観測もしくは解析で求める。



図2 GPM/DPR 検証観測サイト

図3に長岡における降雪観測の概念図を示す。長岡では湿雪を対象として、平成23年度冬季に観測を行う予定である。2台のレーダのうち1台を防災科学技術研究所長岡雪氷防災研究センター(SIRC/NIED)に、もう1台を長岡技術科学大学に設置して対向観測を行う予定である。SIRC/NIEDではX帯ドップラーレーダ(XPOL)との同時観測を行うことにより、二周波による降雪観測を直接行うことが可能となる。また降雪粒子観測施設により、降雪強度推定アルゴリズム開発に必要な、多様な降雪粒子に対する粒径分布や落下速度、密度データが取得可能となる。また2台のKaレーダの中間地点に可搬型降雪観測システム(モバイルコンテナ)を設置し、2台のKaレーダによる対向観測で得られる散乱/減衰特性と、降雪粒子の各種物理量を同時に観測することが可能となる。

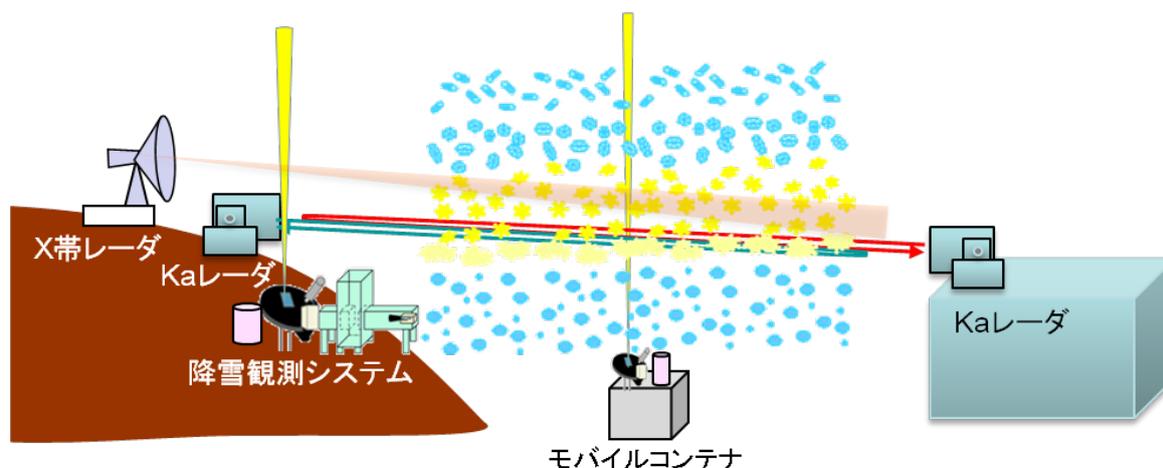


図3 長岡におけるKaレーダ対向観測概念図

降水量検証のための地上降雪粒子観測

*¹中井専人・²藤田学斗・²勝島隆史・¹本吉弘岐・²熊倉俊郎・¹石坂雅昭
³横山宏太郎・⁴村上茂樹・⁵Gyuwon Lee

(1:防災科研雪氷, 2:長岡技大, 3:農研北陸, 4:森林総研十日町, 5:Kyungpook National University)

1. はじめに

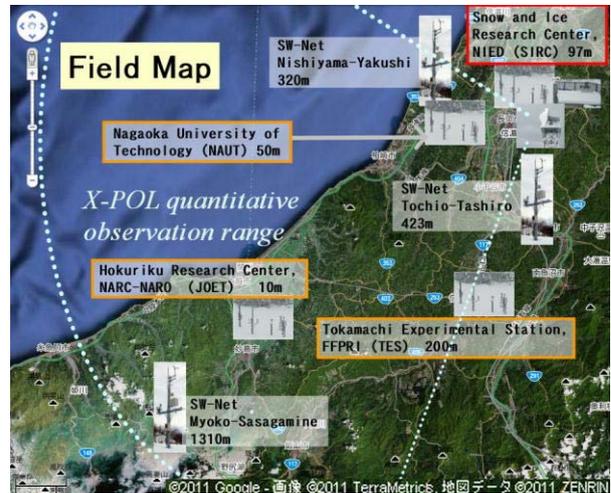
レーダー観測値からの定量的降水推定(QPE)について、降雨であれば偏波パラメータを用いて降水強度が正確に見積もられるようになってきている(例えば、Bringi and Chandrasekar 2001)。しかし降雪の場合、粒子の形状が極めて多様であり、その変動は、散乱の変化を通してレーダー観測による降水強度に大きな影響を与える(Rasmussen et al. 2003)。そのため、地上観測に基づくQPEといえども容易ではない。また、日本の豪雪地帯、特に新潟以南の地域では冬季降水量のうち気温0°C近辺でもたらされるものが多くあり(Yamaguchi et al. 2007)、降水量見積もりのためには固体、融解中、液体の降水の全てについて、降水過程と粒子形状、含水率の変化について理解しなければならない。これは、世界の広い地域において寒候期を含むQPEを行うため、また全球降水観測計画(Global Precipitation Measurement; GPM)において予定されている宇宙からの降雪観測においても、避けることのできない課題である。

平成22年度より、GPM標準アルゴリズム作成に向けた基礎データを作成するため、降雪粒子観測とレーダー観測を組み合わせた研究を新潟県域を中心とした複数の大学・試験研究機関の協力体制で開始した。本報告では、そのうちの地上観測を中心に発表する。

2. 観測体制と観測点の仕様

観測フィールドは、防災科学技術研究所雪氷防災研究センター(SIRC/NIED)設置の偏波ドップラーレーダー(X-POL)の観測範囲内で海岸から山地までをカバーする範囲とした。その中でSIRC/NIEDのほか、中央農業総合研究センター北陸研究センター(HRC)、長岡技術科学大学(NAUT)、森林総合研究所十日町試験地(TE)に降雪粒子観測点(Snow Particle Observation Station; SPOS)を設置した(第1図)。この領域内にはSIRC/NIEDの運用する積雪気象監視ネットワーク(SW-Net)の西山薬師(NY)、栃尾田代(TT)、妙高笹ヶ峰(MS)観測点がある。

十日町SPOS観測点設置状況を第2図に示す。SPOSには降雪粒子観測測器としてPARSIVEL(OTT Hydromet GmbH製)を採用し、雪氷研SPOS観測点においてSIRC/NIED降雪粒子観測施設(Falling Snow Observatory, FSO)と同時観測を行うことによりFSOによる校正も同時に行える体制に



第1図 観測フィールドマップ



第2図 TESの露場に設置された十日町SPOS観測点。PARSIVELとSR-2Aは高さ5mの風除けやぐらの内部に設置され(図左)、それらはLED電球で照らされてWebカメラで着雪状況をモニターされる(図右上)。これらの機器は観測小屋設置のPC(図右中)と保護管に入れた長さ50mのケーブルで接続される(図右下)。

した。また同時にSR-2A(Tamura Seppy Keisoku Laboratory製)による高分解能降雪強度観測を行い、SPOS単体で降雪粒子と降雪強度の連続的な変化を時間分解能1分で得られるようにした。風による捕捉損失を避けるため、測器全体を風除けやぐらの中に設置しており、さらに着雪による欠測を判定するため、Webカメラで上方から測器を10分

第1表 SPOS、SW-Net、各研究機関に設置された測器による地上降雪観測の特性

Facility / sampling volume	Element	Resolution or Range
SPOS		
PARSIVEL 30x180 mm ²	particle size fall speed	0.2-25mm, 32bin 0.2-20ms ⁻¹ , 32bin
SPOS, SW-Net		
SR-2A / 14000 mm ²	precipitation intensity	0.0052 mm
HRC, TES, NAUT, SIRC, SW-Net		
RT-4 / 38000 mm ²	precipitation amount	0.5 mm
SIRC		
FSO / 160x200 mm ²	particle size fall speed	0.25 mm, 0.03 ms ⁻¹

ごとに撮影している(第3図)。降雪時には昼間でも非常に暗くなることがあるので、連続撮影のためライトを装備した。ライトにLED電球を採用するなどにより、無停電電源装置によるバックアップ込みで100V/15AでSPOS全体が動作するようにした。各観測点に設置した降雪観測機器の特性を第1表に示す。SPOS以外にもSW-Net観測点にはSR-2Aが設置されており、また各観測機関には気象庁RT-4型の降水量計が設置されているほか、露場における気象観測が行われている。これらのデータも解析においては参照する予定である。

3. 2010/2011冬季の観測

2010/2011冬季観測においては、4箇所のSPOS観測点とX-POLレーダーが順調に稼働している。PARSIVEL生データプロットの例を第4図に示す。このような降雪粒子の粒径-落下速度空間上の頻度分布が1分間隔で得られている。石坂ほか(2010)は、PARSIVELには粒径分布に負バイアスがあることを指摘した。これはPARSIVELの測定面積が小さいことによると考えられ、現在FSOデータを用いた補正式を開発中である。SR-2AとRT-4との比較からは、SR-2Aの高い分解能が降雪強度の変動を良く捉えており(図略)、PARSIVELやレーダーとの比較(中井ほか, 2010)に適していることが確認できた。

4. おわりに

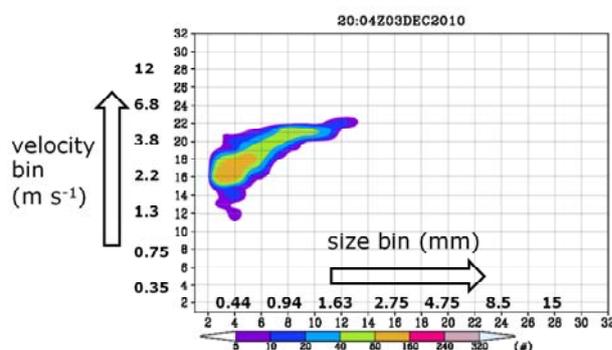
SPOSの多点観測により降雪粒子と降雪強度の詳細な変動のデータが得られる見込みであり、それを用いたX-POLとの比較解析により降雪QPEとGPM基礎データ作成を行っていく予定である。

謝辞

本研究の一部は宇宙航空研究開発機構降水観測ミッション(PMM)第6回研究公募課題PI213によ



第3図 WebカメラによるSPOS着雪モニタリング画像の例



第4図 PARSIVELによる1分間の粒径-落下速度分布の例

ります。FSOは防災科学技術研究所によって、また露場整備およびそこでの観測は各研究機関によってそれぞれ維持されているものです。観測インフラを使用させていただいた各機関に感謝します。

Bringi, V.N. and Chandrasekar V., 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar*. Cambridge Univ. Press, 636pp.

石坂雅昭・村上正隆・本吉弘岐・中井専入・折笠成宏・斎藤篤思・田尻拓也・椎名徹・村本健一郎, 2010: 光学的ディストロメーターによる降雪粒子観測-CCDカメラ画像観測との比較-. 日本気象学会2010年度秋季大会, 2010年10月27-29日, 京都, D207.

中井専入・山口悟・本吉弘岐・石坂雅昭・佐藤篤司・岩本勉之, 2010: 高分解能降雪強度観測によるZe変動の評価. 日本気象学会2010年度秋季大会, 2010年10月27-29日, 京都, P422.

Rasmussen, R., M. Dixon, S. Vasiloff, F. Hage, S. Knight, J. Vivekanandan and M. Xu, 2003: Snow nowcasting using a real-time correlation of radar reflectivity with snow gauge accumulation. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 20-36.

Yamaguchi, S., O. Abe, S. Nakai and A. Sato, 2007: Recent snow cover fluctuations in the mountainous areas of Japan. *Glacier Mass Balance Changes and meltwater Discharge*, IAHS Publ. 318, 116-125.

オホーツク海沿岸に発生する帯状・渦状降雪雲の ドップラーレーダ観測と数値実験

川島正行・藤吉康志・大井正行（北大低温研）・上庄拓哉・向笠康二郎（北大地球環境）

1. はじめに

北大低温研が紋別市と雄武町に設置した2台のXバンドドップラーレーダ（図1）を用いた観測によって、冬季の北海道オホーツク海沿岸には、長大で長時間持続する帯状雲（以下、オホーツク海沿岸帯状雲）や、渦状の降雪雲が頻繁に発生し、オホーツク海沿岸の気象・海象に大きな影響を与えていることが明らかとなった。本発表では、これらの降雪雲のドップラーレーダ観測の結果と、その成因について数値実験により調べた結果について紹介する。

2. オホーツク海沿岸帯状雲

観測期間中に明瞭なオホーツク海沿岸帯状雲が発生した事例について、その発生環境と出現頻度、レーダエコー構造と3次元気流場について調べた。解析の結果、寒気吹き出しの強さに関わらず、海岸に直交する風速成分が弱ければ長時間持続する帯状降雪雲が発生することがわかった。寒気吹き出しが弱い時に発生した帯状雲の衛星画像とレーダ画像を図2に示す。宗谷海峡付近から発生し、知床半島の付け根付近に延びる帯状雲が明瞭に見え、レーダから帯状雲は強い降雪を伴うことが分かる。図3は帯状雲に直交する断面での水平風速で、高度1km以下で陸から海に向かう風と海側からの風の収束が見て取れる。

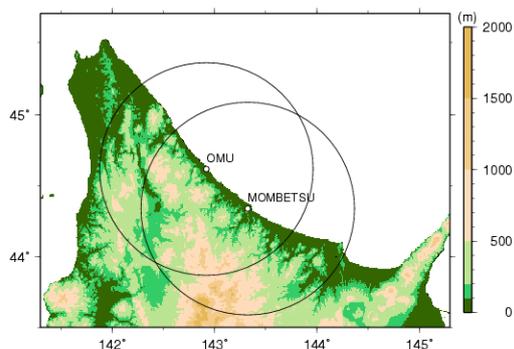


図1. 低温研ドップラーレーダの位置と観測範囲

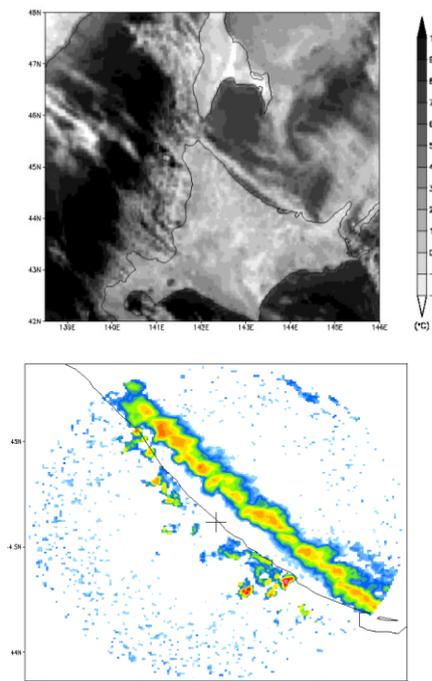


図2. 2009年2月6日2330JSTの衛星赤外画像と2300JSTの雄武レーダ画像。

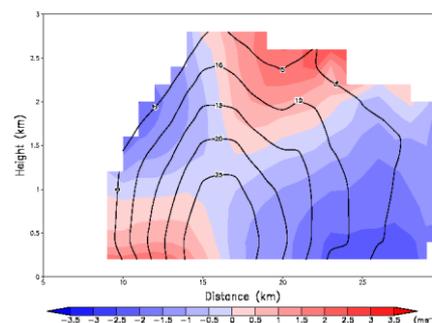


図3. 帯状雲と直交する断面内のドップラー速度（カラー）と反射強度（コンター）

この事例も含め、複数の帯状降雪雲の事例について非静力学モデル(WRF Ver.3.2)を用いた数値実験を行った。実験の設定の詳細は省略するが、水平格子間隔は18km, 6km, 2kmとして双方向のネスティングをし、初期値・境界値としてNCEP/NCAR再解析を用い

た. 図4は図2の事例についての実験結果で、現実的な地形を用いた標準実験と北海道の標高を0mにして行った実験について10時間積算降水量を示したものである. 標高が0mでもオホーツク海沿岸に降水が再現されていることから、地形の力学的な寄与は小さいことがわかる. いずれの場合も帯状雲は冷たい陸風と海上の風との間に形成しており、帯状雲の形成には海陸温度コントラストが最も重要であることが分かった. 同様の結果は他の事例についても得られた.

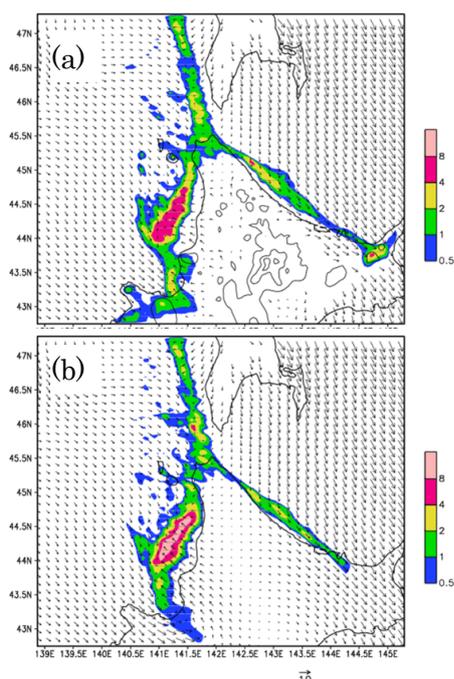


図4. 数値モデルによる10時間積算降水量(2009年2月6日1830JST~2月7日0430JST) (a)標準実験, (b)北海道の標高を0mにして行った実験.

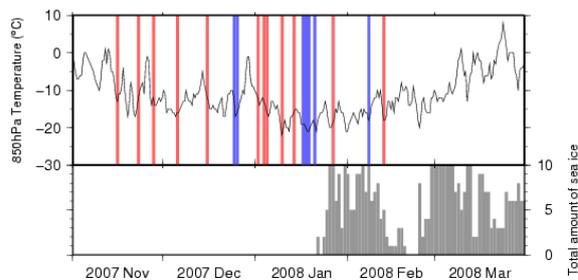


図5. 上図: 稚内 850 hPa の気温と帯状雲発生日 (赤: 弱い寒気吹き出し時、青: 強い寒気吹き出し時). 下図: 網走沖の海水量.

また、海水が北海道沿岸に接近している期間中は帯状雲の発生日数が減少していた(図5). これから、海水は海面から大気への熱の供給を減少させることによって、帯状雲の発生を抑制していると考えられる. なお、数値実験からも海水の分布が帯状雲の発生に強く影響することが確認できた.

3. 渦状降雪雲

2008年~2010年の3年分のレーダエコーを目で見て調べたところ、冬季の5日に1回は渦状のエコーパターンが確認できた(図6). 図7は一台のレーダから渦を検出するアルゴリズムで求めた3年間の渦の分布で、渦は前述のオホーツク海沿岸帯状雲内に伴って発生するが多い. その場合は陸からの吹き出す北寄りの風と海上の風との間に低気圧性のシアが形成され、水平シア不安定により渦状擾乱が生じると考えられる. その他にも移動性の帯状降雪雲内に発生する場合もあった.

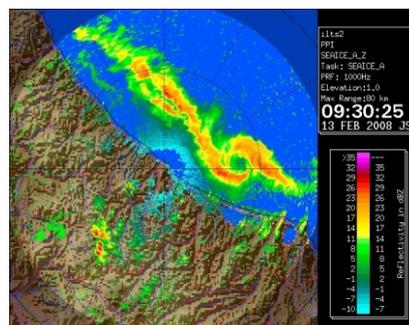


図6. 2008年2月13日のレーダ画像

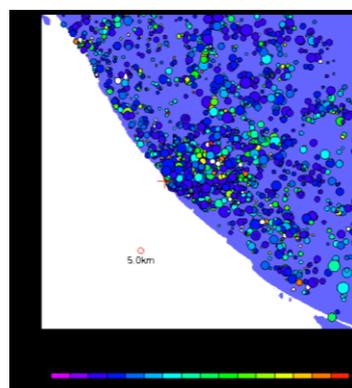


図7. 海上で検出された $3 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 以上の鉛直渦度を持つ渦 (色は渦度を示す)

謝辞: ドップラーレーダ解析にあたっては気象研究所の山田芳則さん、鈴木修さんからプログラムをご提供頂きました.

2010年1月13日に新潟県に暴風雪をもたらしたメソβスケールの渦状擾乱の事例解析

*荒木健太郎¹, 猪上華子², 林修吾², 中井専人³ (1:銚子地方気象台, 2:気象研, 3:雪氷研)

1. はじめに

2010年1月13日, 日本海で形成されていたJPCZ上で発生したメソβスケールの渦状擾乱(Meso-Beta-Scale vortical Disturbances: MBSD)が, 列を成して発達しながら北陸地方に接近・上陸した. 気象庁アメダスの佐渡市相川では13日8時7分(以下, 時刻はJST)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. 地上観測で最大瞬間風速が 40 m s^{-1} に達するMBSDの事例は報告がなく, 暴風雪を伴わない擾乱との構造の違いを理解する必要がある. 本研究では, 新潟県に暴風雪をもたらしたMBSDの発生環境場と発達機構, 三次元構造を把握することを目的とし, 事例解析を行った.

2. 気象概況

12日15時に関東東海上で温帯低気圧が発生し, 北東進した. 13日朝には低気圧後面の上層寒気トラフが北陸地方を通過し, 大気の安定度が低下していた. MBSDの発生環境場としては先行研究(加藤 2005 等)と一致する. 気象庁全国合成レーダーでは13日0時から12時までの間に熱帯低気圧的なスパイラル状のエコーを伴う5個のMBSDを確認でき, 先行する2個は東北東進し, 他は南東進した(第1図). ここでは, それぞれ先行して北陸地方に接近するものから順にMBSD-A~Eと呼ぶ. 気象衛星赤外面像では, 13日0時にはMBSD-A,C,Eに対応すると思われる渦が見られ, 温帯低気圧的なコマ状の対流雲を伴っていた(図略). 北陸地方に接近すると赤外面像で見られる対流雲はスパイラル状に遷移しており, MBSDの発達過程や内部構造が変化していることが示唆される.

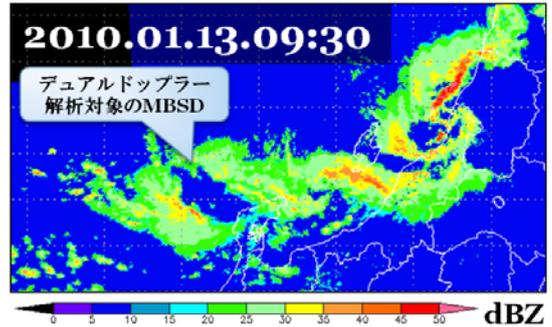
3. 地上観測

地上観測から, 東北東進したMBSD-A,Bの東から南側では気温が 5°C 以上の領域が見られ, 擾乱が持つWarm Core構造と思われる(図略). MBSD-Cが佐渡の東海上に位置する9時の地上観測では, MBSD-Cの中心付近から前面におけるWarm Coreは, 周囲に比べて 5°C 近く高温であった(第2図). 村上ほか(2005)や大久保(1995)で観測された南東進するMBSDのWarm Coreの周囲との温度差は $2\sim 3^\circ\text{C}$ であり, それらよりもWarm Core構造が強いといえる. また, 冒頭に述べた風観測から主に暴風雪をもたらしたのはMBSD-Cであったといえる. 東北東進したMBSD-A,Bが持つ暖気はMBSD-C,D,Eのものとは比べると強いが, 暴風雪は伴っていないかった. Warm Core構造の形成過程や擾乱発達過程への寄与が異なっていることが想像される.

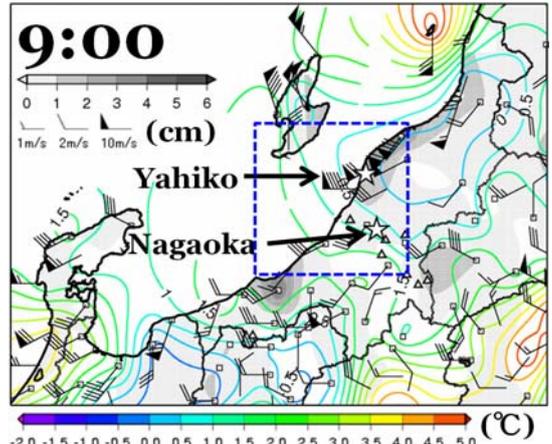
次に, 前1時間降雪量を前1時間積雪深差として降雪実況を確認する. 9時までの前1時間では降雪量が 4 cm を越える地点はなかったが, MBSD-Cが下越に上陸した10時では平野部も含めて $4\sim 6 \text{ cm}$ の降雪が観測されている. MBSD-D,Eの移動経路の南側にあたる中越の海岸平野部から山沿いにかけては局地的に降雪が多く, 海岸平野部でも $4\sim 5 \text{ cm}$, 山沿いでは 6 cm 以上の降雪を観測した(図略). これらの降雪特性はMBSDに伴う活発な対流性降雪雲に伴うものであるが, 地形による強制上昇で対流雲が活発化したことも想像できる. MBSDの移動経路では特に降雪量が多くなっていた.

4. デュアルドップラー解析

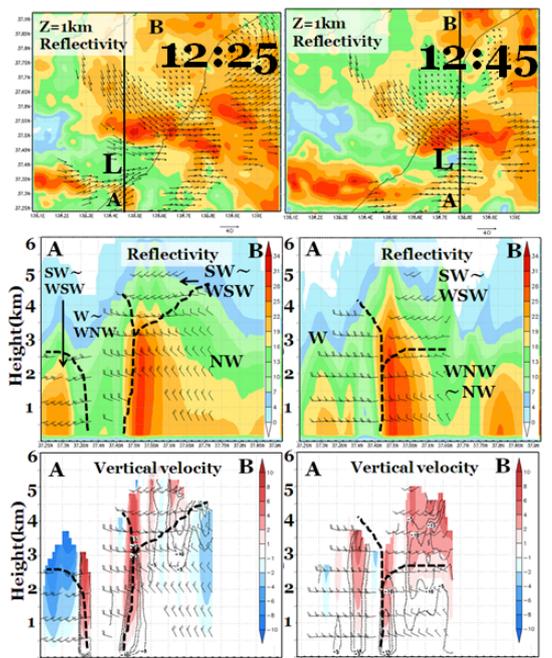
MBSDの内部構造を把握するため, 気象庁新潟レーダーと防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの長岡偏波ドップラーレーダーのデータを用い, 石原(2001)の方法でデュアルドップラー解析を行った. Yamauchi et al. (2006)のHMP法を用いてドップラー速度のデータを補正し, 上端高度は 6 km , 鉛直30層で計算した(第2図青枠). 両レーダーの観測範囲内を南東進したMBSD-D,Eを解析対象としたが, ここではMBSD-Eを取り上げる. 12時25分ではMBSD-Eの中心は中越の海岸付近に見られ, その北側と南側に反射強度の強い降雪雲を伴っているのがわかる(第3図). 高度 3 km 以下の水平収束もそれに対応しており(図



第1図 2010年1月13日9時30分の気象庁合成レーダーの反射強度(dBZ). 東のものからMBSD-C,D,Eである.



第2図 2010年1月13日9時の地上観測. 塗り分けは前1時間積雪深差(cm), 色分け等値線は高度補正した気温($^\circ\text{C}$). 星印はレーダーサイト, 四角は気象庁アメダス, 三角は防災科学技術研究所の観測点. 青実線で囲う領域はデュアルドップラー解析領域.



第3図 2010年1月13日12時25分(左段), 12時45分(右段)の新潟・長岡デュアルドップラー解析結果. 上から順に, 高度 1.0 km の水平風(ms^{-1})と新潟レーダーと長岡レーダーの加重平均をとった反射強度(dBZ), 線分AB鉛直断面の反射強度(dBZ), 同AB鉛直断面の鉛直流(塗り分け: ms^{-1})と水平収束(細破線: 10^{-1} s^{-1}). 黒破線は水平風の風向変化があるところを表す.

略), MBSD-Eの中心付近では西から西北西風であった. それぞれの収束帯は, 南側ではこの西~西

北西風と南西～西南西風、北側では北西風とが収束して形成されているものであり、それに伴う顕著な上昇流も見られる。MBSD-D では中心付近に上昇流の補償流と考えられる下降流も見られた。MBSD-E に伴う降雪雲は北側で発達しており、10dBZ以上の反射強度のエコー頂は6kmを超え、25dBZ以上の反射強度は高度約3kmに達していた。南側の降雪雲では10dBZ以上のエコー頂は約3.5kmで、北側の降雪雲に対応する収束帯の上空では高度約3.5kmより上層は北西風から南西～西南西風に変化しており、MBSD-Eの鉛直スケールは約3.5kmであると考えられる。12時45分ではMBSD-Eは中越に上陸しており、北側の収束帯上空での風向変化は高度2.5～3kmに下がった。上陸したことによるMBSD-Eの衰弱を表していると考えられる。

5. JMANHMによる数値シミュレーション

MBSDの発生環境場と三次元的な構造、発達要因について議論するため、気象庁非静力学モデル(JMANHM)を用いて再現実験を行った。初期値・境界値には水平分解能20kmの気象庁全球解析(GANAL)と気象庁全球モデルの予想結果を用い、水平分解能20km(20km-NHM)、水平分解能5km(5km-NHM)、水平分解能2kmのNHM(2km-NHM)の順に単方向にネスティングして実行した。湿潤過程は氷相を含むバルク法の雲物理過程を用い、20km-NHMではKain-Fritschスキームの対流パラメタリゼーションを併用した。

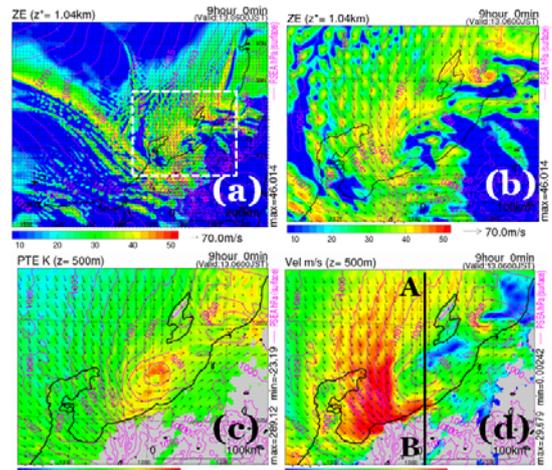
実験の結果、5km-NHMと2km-NHMともにJPCZや東北東進するMBSD、南東進するMBSDを再現していた。2km-NHMの9時間予想値(13日6時)では、スパイラル状の降雪雲の分布や海面気圧から、佐渡の東海上と上越沖にMBSDがあるのがわかる(第4図)。これらは南東進しており、上越沖のMBSDが暴風雪をもたらしたMBSD-Cに対応しているものと考えられる。やや反射強度が実況よりも過大なのは、モデル内で雨や雪の混合比を多めに計算しているためと考えられるが、強弱の分布は概ね実況と一致している。再現されたMBSD-Cが持つ降雪粒子の水平分布は、レーダー観測で得られた擾乱の水平スケールよりもやや大きかった。進路は実況よりもやや南を指向し、新潟県に上陸するタイミングも約2時間早かった。しかし、風速(第4図d)や気圧低下、Warm Coreの存在(第4図c)は観測事実と一致することから、概ね再現に成功していると考えられる。本実験では発生環境場とMBSD-A,C等の再現性は良かったが、MBSD-D,Eと思われる明瞭な渦は見られなかった。しかし、デュアルドップラー解析から、南東進するMBSDに伴う降雪雲分布や内部構造は似ていると考えられるので、JMANHMによる再現実験の結果をデュアルドップラー解析と比較しても良い。

水平分布ではMBSDの西側を中心に暴風となっていたが、その鉛直スケールは高度約2kmまでであった(図略)。また、MBSDの北側では寒気吹き出しの季節風である北西風の強風域が高度約1.5kmまであり、その上層は弱風となっている(第5図a)。この北西風はMBSDの北側で上昇し、それに伴い降雪雲が形成されている様子が伺える(第5図b)。この降雪雲の対流活動は高度2～4kmで顕著であり、MBSDの中心側では下降流も見られる。これらは、デュアルドップラー解析の結果と矛盾しない。また、MBSDのWarm Coreを表す高相当温位域は高度約3kmまで伸びており、中心付近の弱風域に形成されている(第5図c)。さらに、対流雲に対応して高度1～2kmに正渦位anomaly、高度4kmを中心に負渦位anomalyが確認できる(第5図d)。これは、対流活動の凝結による非断熱加熱で鉛直方向の温位勾配が生じたことにより励起されたものと考えられることができる。

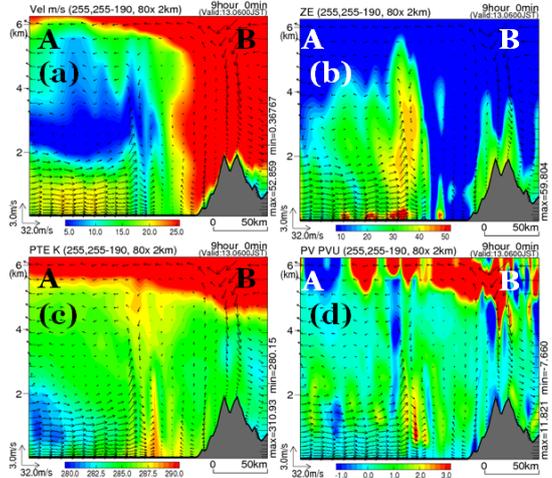
6. MBSDの発達過程

再現されたMBSDの発達過程へのWarm Coreの影響について議論する。再現実験では、Warm Coreは反射強度が強く顕著な上昇流を持った降雪雲に囲まれていることから(第4,5図)、凝結による非断熱加熱はMBSDの発達過程に影響しているものと想像できる。非断熱加熱のMBSD発達過程への寄与を確認するために、2km-NHMでドライモデルによる感度実験を行った。その結果、南東進するMBSDは再現されたが、Warm Coreの形成や擾乱に伴う風速の強まりは見られなかった(図略)。さらに、感度実験の初期場からWarm Coreの構造を持っていたMBSDは、その構造を維持したまま新潟県の海上で停滞し、MBSDがその

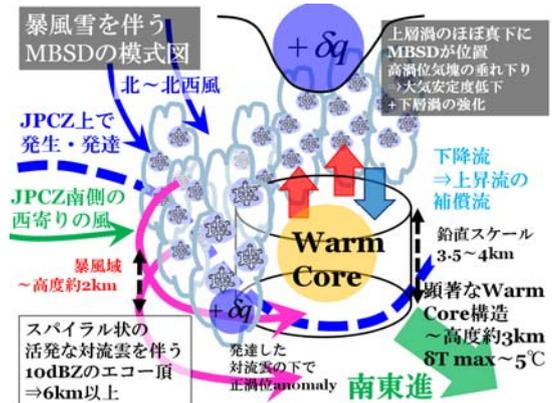
Warm Coreに接近することで風速の強まりがみられた。海面からの潜熱・顕熱フラックスを無くす感度実験では標準実験よりも中心気圧の大きいMBSDが再現されたが、暴風も再現されていた。これにより、本事例での暴風雪をもたらしたMBSDが持つWarm Coreの形成要因には凝結に伴う非断熱加熱が重要であり、MBSDの発達には非断熱加熱が大きな役割を果たしていることが示唆される。また、上層寒気トラフに対応する高渦位気塊の垂れ下りも確認でき(図略)、MBSDの発達過程に上層渦とのカップリングや凝結による非断熱加熱によって生じた下層渦位anomalyの強化が関係している可能性もある。



第4図 2km-NHMの9時間予想値(13日6時)。(a),(b)は雨と雪の混合比から推定した高度約1kmの反射強度(dBZ)、(c)は高度500mの相当温位(K)、(d)は高度500mの水平風速($m\ s^{-1}$)を表す。(a)の破線枠内が他の領域である。



第5図 2km-NHMの9時間予想値(13日6時)の鉛直断面図(第4図中AB線分)。(a)は水平風速($m\ s^{-1}$)、(b)は反射強度(dBZ)、(c)は相当温位(K)、(d)は渦位(PVU)を表す。



第6図 発達過程における暴風雪を伴うMBSDの概念図

2010年2月4日新潟県海岸平野部の大雪の事例解析

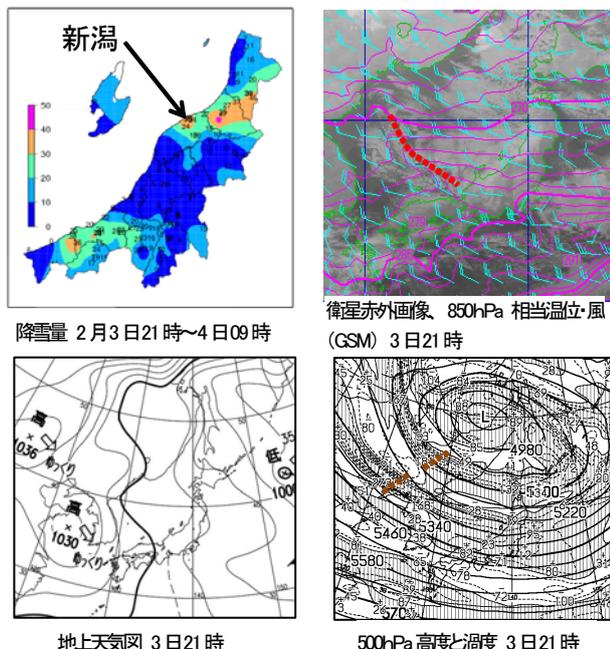
池田 靖(新潟地方気象台観測予報課)

1. はじめに

2010年2月4日未明から朝にかけて新潟県下越海岸平野部を中心に記録的な大雪となった。大雪をもたらした降水系の発生環境場の把握と内部構造の解明を目的として、各種観測データによる実況解析、新潟・長岡レーダーのデュアルドップラー解析、気象庁非静力学モデル(JMANHM)を用いた再現実験を行った。

2. 実況解析

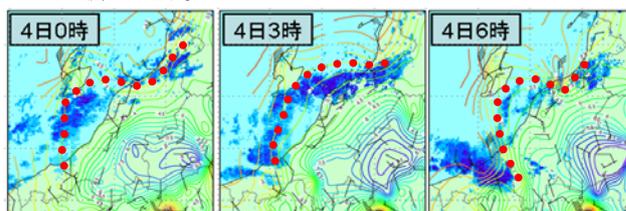
3日21時～4日09時の降雪量(前1時間積雪深差の和)は、新潟で33cmとなった。日本付近は弱い冬型の気圧配置となっており、日本海には等圧線の緩んだ領域が見られる。500hPaではアムール川下流域にカットオフローがあり、ほぼ停滞している。日本付近はこの周りを回る正渦度域が継続して入り、3日21時に中国東北区の北緯40°付近にあった寒気トラフが、4日09時に佐渡付近に進んだ。衛星赤外面像では、3日21時に日本海北西部から若狭湾沖にのびていたJPCZに対応する活発な対流雲域が、4日09時に能登半島の北海上に北上した(第1図)。



第1図 降雪量分布、衛星画像および天気図

アメダスの高度補正済み気温分布では、中越から福島県にかけて寒冷域が形成されていた。佐渡の風

向が継続して北西である一方、本州側はエコー帯の南側では南寄りの風、北側では北西の風となっており、寒冷域の先端に局地的なシアーが見られた。シアーラインは気温-2.5°Cから-3.0°C付近にあり、これに対応する帯状エコーは、4日03時頃に最も発達した(第2図)。

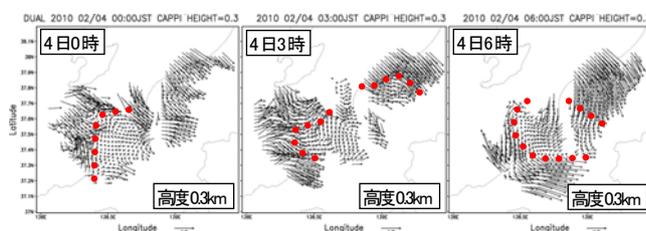


第2図 レーダー及びアメダス実況

3. デュアルドップラー解析

新潟・長岡レーダーのデュアルドップラー解析を行った、解析アルゴリズムは石原(2001)の方法を用いた。解析領域は160×160kmで、上端高度4.5kmとし、鉛直19層で計算した。新潟レーダーの最低仰角(-0.3°)はシークラッターが著しいので使用せず、ドップラー速度には折り返し補正を施した。

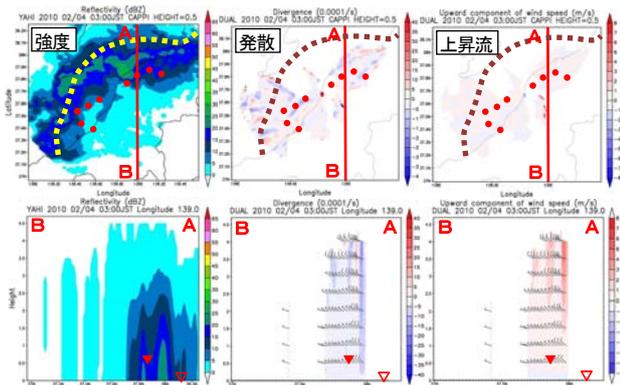
第3図に高度0.3kmの水平風ベクトルを示す。中越付近では、3日18時頃から佐渡との間の海上に北東-南西走向のシアーが形成された。4日00時頃からシアー西側の西寄りの風の領域が内陸部に拡大し、07時頃にシアーは不明瞭となった。新潟市付近では北西風が次第に強まり、4日02時頃から東西走向のシアーが形成された。06時頃からシアー北側の風が北寄りとなって強まり、シアーは南下し不明瞭となった。



第3図 デュアル解析による水平風ベクトル 高度0.3km

第4図にエコー強度、発散、上昇流の水平分布と鉛直分布(新潟市付近での南北断面)を示す。高度0.5kmにおけるシアーの位置(赤点線)は、エコー強度の強い領域の南側の縁に対応し、地上のシアー(点

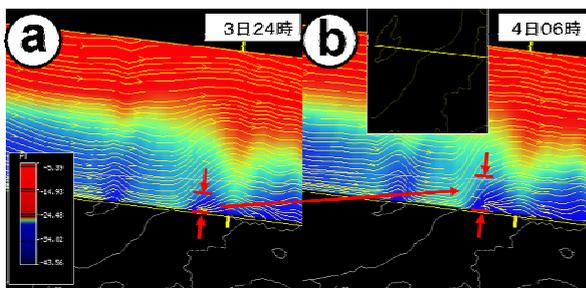
線)より陸地寄りに位置する。シアー付近は概ね収束場であり、かつ弱いながら上昇流場となっていた。



第4図 新潟レーダー強度と発散・上昇流 4日03時
上段: 高度0.5km、シアー位置(地上: 点線、0.5km: 赤点線)
下段: 南北断面、水平風矢羽、シアー位置(▼、▽)

4. JMANHM 再現実験

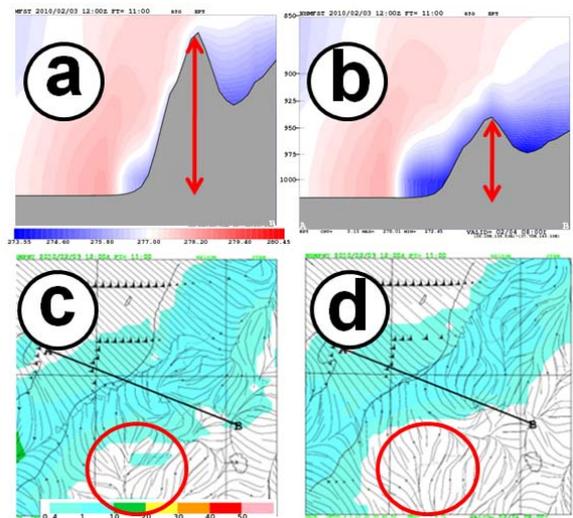
格子間隔 5 km、格子数 102×76、中心位置 38N、139.6E、初期時刻 2月3日 21時で、下越海岸平野での大雪の再現実験を行った。初期値は気象庁メソ解析、境界値には全球モデルの予想値を用いた。降水の強まりについては十分に再現できなかったが、内陸寒気の様子や地上風収束は良く再現された。内陸寒気は時間経過と共に海岸へ進みつつ厚みを増している。寒気の流出に伴って収束が強まり、シアーにおける上昇流が強化されている様子が判った(第5図)。



第5図 JMANHM(初期値3日21時 地形編集なし)
温位と鉛直断面の風流線。a:3日24時 b:4日6時。

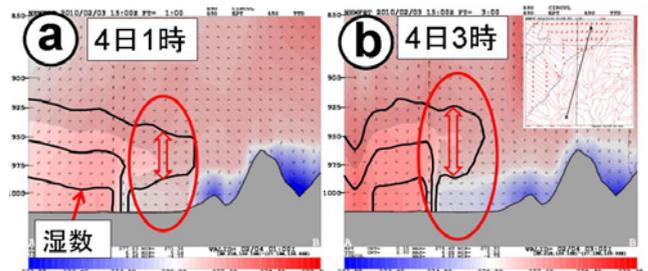
地形を低くすることにより、内陸寒気が強まる現象を利用して、寒気を強めた場合の降水表現の違いを調べた。地形の標高を 1/2 とすると、内陸寒気が強まり降水域が海岸へ移動していることから、内陸寒気が降水域の形成位置に強く関係していることが判った(第6図)。

格子間隔 5 kmの親モデルに 2km 格子間隔でネスティングし、格子数 102×102、中心位置 37.9N、139E で、親モデル初期時刻 2月3日 21時を用いて



第6図 JMANHM(初期値3日21時)FT=11.
a:相当温位(地形編集なし) b:相当温位(地形×1/2)
c:1時間降水量(地形編集なし) d:1時間降水量(地形×1/2)

再現実験を行った。湿りや相当温位で見ると、時間と共に下層寒気の厚みが増すと共に、その上の暖湿気層の厚みも増していた(第7図)。内陸寒気だけではなく、水蒸気の供給元となる暖湿気流入の状態も降水の状況に影響していることが判った。



第7図 JMANHM(初期値3日24時)の相当温位, 湿り。
a:FT=1, 4日1時。 b:FT=3, 4日3時。

5. まとめ

- ①内陸の滞留寒気と海上からの一般風とが収束してシアーラインを形成し、停滞したことが新潟市付近で大雪となった原因のひとつと考えられる。
- ②シアーライン近傍でエコーが強まった理由は、
 - ・JPCZ 近傍での西からの暖湿気移流
 - ・上空寒気トラフ接近による大気安定度の低下が可能性として考えられる。

参考文献

- 石原正仁, 2001: ドップラー気象レーダーの応用. 気象研究ノート, 200, 39-73.
- 池田靖子, 2011: ドップラーレーダーデータを用いた新潟県海岸平野部の大雪の事例調査. 東京管区調査研究会誌, 43.
- 北野芳子, 2011: 2010年2月4日から5日に発生した海岸平野部の大雪事例について(その1). 東京管区調査研究会誌, 43.

ドップラーライダーを用いて検出した都市域に発生する ダストデビルの構造を持つ鉛直渦

*藤原忠誠¹, 山下和也¹, 藤吉康志² (1: 北大院・環境科学, 2: 北大・低温研)

1. はじめに

晴天弱風日の対流混合層中には、ダストデビルと呼ばれる小スケール(直径10~100m、高さ100mのオーダー)の鉛直渦が発生することがある(e.g. Sinclair 1969)。ダストデビルの形成には、浮力と鉛直渦度が必要であり、(1)環境風に伴う水平シア(Barcilon and Drazin 1972)、(2)環境風の鉛直シアに伴う水平渦度のTilting(Maxworthy 1973)、(3)網目状構造が形成する水平渦度のTilting(Kanak et al. 2000)が鉛直渦度形成に寄与していると考えられている。

我々は、3次元走査型コヒーレントドップラーライダー(以下3D-CDL)を用いて、札幌でダストデビルの構造を持つ鉛直渦(Dust devil-like vortices; DDV)を観測した。今回は、都市域で発生するDDVの特性を明らかにし、鉛直渦の発生・発達過程を考察することを目的とする。

2. 観測概要と鉛直渦の検出

3D-CDLは、波長1.54 μ mのレーザー光を用い、繰り返し周波数4kHz、探知距離0.4~4.4km、視線方向分解能50m、方位角分解能1.2°(9~92m)である。地上高度28mの屋上に設置し、主に仰角2.2°のPPI走査(周囲の建物にほとんど阻害されない最低仰角、高度範囲地上高43~197m)、及び北北西-南南東断面(主風向)のRHI走査を行った。

ドップラーライダー用に開発されたメソサイクロン検出方法(Suzuki et al. 2008)を3D-CDL用に適用し、以下の手順でDDVを検出した。1. PP仰角2.2°のデータに対し、方位微分が閾値以上の領域を抽出。2. 近傍における極大値及び極小値の抽出。3. Rankine 複合渦を仮定し、フィッティング。4. 時間連続性を考慮し、ノイズを除去。5. 生データを用いて、極大値、極小値から直径(D)、速度差(ΔV)、鉛直渦度($2\Delta V/D$)を求めた。

3. 網目状構造中に発生したDDV

これまで砂漠や平坦地などで観測されてきた、ダストデビルと呼ばれる小スケールの鉛直渦に酷似した構造を有する鉛直渦(Dust devil-like vortices; DDV)を、都市域で初めて多数(合計50個)検出することに成功した(Fujiwara et al. 2010)。DDVの特性は、直径30~120m、最大鉛直渦度0.26 s⁻¹、反時計回りと時計回りの回転方向を持つDDVの個数比は2対1であった。DDVは、境界層高度が比較的高い日中の弱風時に観測され、網目状構造の収束線、また収束域の交差点で発生していた(図1)。都市域で検出されたDDVの特性、環境場及び発生時周辺の気流構造は、これまで砂漠や平坦地で観測されたダストデビル、及び、高頭熱輸送・地表面一様条件下でLESによって再現されたダストデビルの構造(e.g. Kanak et al. 2000)

と合致した。

4. 局地前線上に発生したDDV

海風前線に伴ったDDVの発生条件と海風前線の水平・鉛直構造を明らかにするため、発生環境場が大きく異なる2事例について詳細な解析を行った。鉛直渦が形成された事例は、検出されなかった事例よりも、前線先端部における水平シアが大きく、境界層高度が高いことが分かった。

図2に2事例の前線付近の詳細な水平構造を示す。鉛直渦が検出された事例については、前線の先端部の形状が「Kelvin-Helmholtz波状」である(図2c)のに対し、鉛直渦が検出されなかった事例に関してはその形状が平坦だった(図2d)。

図3に2事例の海風前線先端部の鉛直構造及び海風前線前方・後方それぞれの断面内の水平風の鉛直分布を示す。鉛直渦検出された事例は、前線の先端部の形状が直立に近いのに対し(図3a, b)、検出されなかった事例に関しては、比較的緩やかであった(図3d, f)。また鉛直プロファイルを見ると、鉛直渦が検出された事例に関しては、海風前線の前方下層の鉛直シアが、海風先端部の温度傾度により作られる水平渦度にバランスするような向きをもっていた(図3c)。

以上をまとめると、(1)前線の先端での水平シアが比較的大きいこと、(2)境界層高度が高いこと、(3)海風前線の前方下層の鉛直シアが、海風先端部の温度傾度により作られる水平渦度にバランスするような向きを持つこと、の3つの条件が海風先端部でのDDVの発生に重要であることが分かった。(1)の条件は、海風先端部での水平シア不安定による初期渦の発生において重要であり、(2)、(3)の条件は海風前線先端部における上昇流を強め、ストレッチングによる渦の強化を起す上で重要であると考えられる。これらの条件が満たされた場合、前線の先端部はほぼ直立して厚くなり、上昇流も強くなり、数100mスケールの「Kelvin-Helmholtz波」の水平構造が現れ、DDVが検出された。

4. まとめ

3D-CDLを用いて、都市域で初めてDDVを検出し、その特性を明らかにした。DDV発生時の気流構造は、網目状構造と局地前線上に発生することを観測によって明らかにした。

謝辞

気象研究所の鈴木修氏には、メソサイクロン検出プログラムを提供して頂きました。記して感謝致します。

参考文献

Barcilon A. I., and P. G. Drazin, 1972: Dust devil formation. *Geophys. Fluid Dyn.*, **4**, 147-158.

Fujiwara C., K. Yamashita, M. Nakanishi, and Y. Fujiyoshi, 2010: Dust devil-like vortices in an urban area detected by a 3-D scanning Doppler lidar, *J. Appl. Meteor. Climatol.* (accepted).

Kanak K. M., D. K. Lilly, and J. T. Snow, 2000: The formation of vertical vortices in the convective boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 2789-2810.

Maxworthy T., 1973: A vorticity source for large-scale dust devils and other comments on naturally occurring columnar vortices. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1717-1722.

Suzuki O. and H. Yamauchi, M. Nakazato, and H. Inoue, 2008: A preliminary result of statistics for meso-vortex-signatures in Japan detected by MRI-MDA, *24th Conference on Severe Local Storms.*, 27-31, October, 2008, Savannah, Georgia.

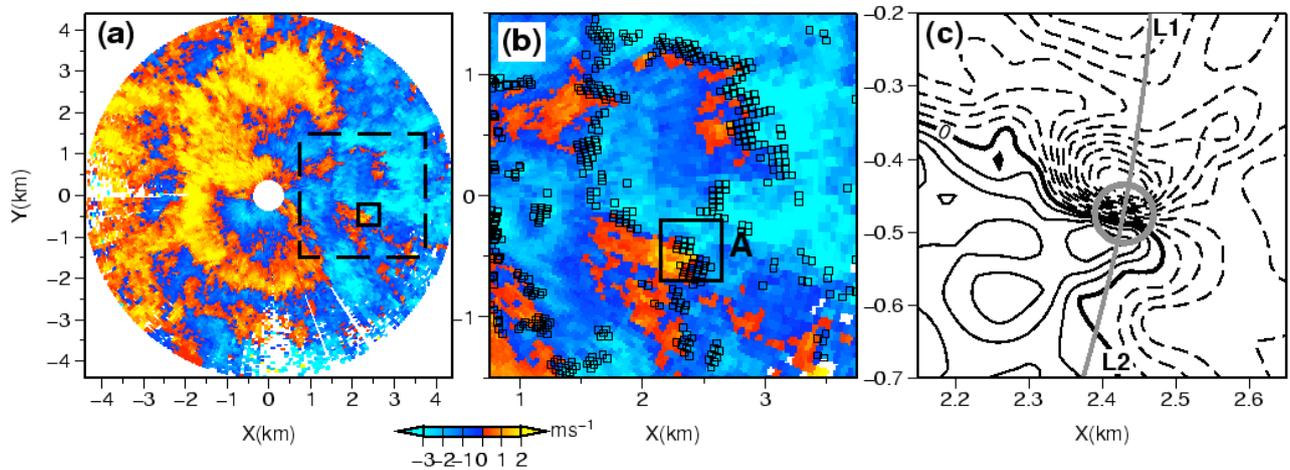


図1 2005年5月25日0932:01 JSTに観測された仰角2.2度のPPI走査の(a) ドップラー速度分布, (a) の破線の四角は, (b) の拡大部分を示している。DDV-A周辺の(b) ドップラー速度分布図を示す。(c) の灰色の丸は, 視線収束の大きさが大きい場所 ($0.6 \times 10^2 \text{ s}^{-1}$ 以上)を示している。(c) DDV-A周辺のドップラー速度の拡大図。(0.5 m s^{-1} ごとのコンターで, 太実線が0 m s^{-1} , 実線が正, 破線が負のドップラー速度の等値線を示す。) 見積られたDDV-Aのコア直径を, 灰色の円で示す。

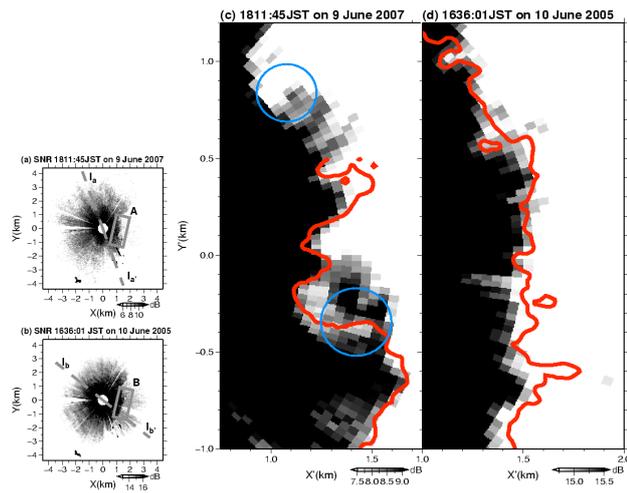


図2 (a) 2007年6月9日1811:45 JST と (b) 2005年6月10日1636:01 JST に観測された仰角2.2度のPPI走査の空間分布。(a) のA領域, (b) のB領域は, (c) と (d) にそれぞれ拡大した。青丸は, 検出されたDDVのコア直径を示す。(c) と (d) には, ドップラー速度の0 m s^{-1} 線を赤線で示す。

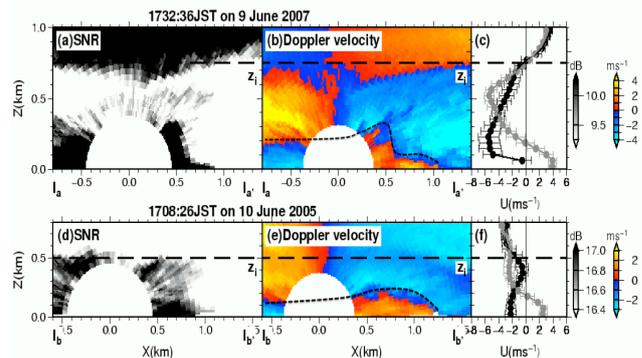


図3 2007年6月9日1732:36 JSTに観測された図2 (a) のラインla-la' 上での (a) SNR と (b) ドップラー速度の鉛直断面図 (点線で前線面を示す)。 (c) 1712:57 - 1734:42 JST のRHI観測から算出した Prefrontal 領域 (黒実線), Postfrontal 領域 (灰色実線) の風速の鉛直分布。2005年6月10日1708:26 JSTの図2 (b) のラインlb-lb' 上での (d) SNR と (e) ドップラー速度の鉛直断面図 (点線で前線面を示す)。 (f) 1706:19 - 1726:39 JST での RHI 観測から算出した Prefrontal 領域 (黒実線), Postfrontal 領域 (灰色実線) の鉛直分布。