

雲解像モデルによる降雪予測

加藤輝之（気象研・予報）

1. はじめに

加藤（2007）は、水平分解能 5km の気象庁非静力学モデルによる冬季日本海側での降雪が山岳部で過大、平野部で過小に予想され、水平分解能を 1km にすると予想が改善されることを示した。本研究では、水平解像度(5km, 2km, 1km, 500m)、モデル最下層の高さ (20m, 10m)、鉛直層数 (50, 70)、乱流過程 (Mellor-Yamada レベル 3: M-Y3, Deardroff: DD) および計算領域の大小による差について、降雪予想の変化を調べた。降水過程としては、氷相についてのみ数密度を予想するバルクタイプの雲物理過程を用い、5km モデルについてのみ Kain-Fritsch の対流のパラメタリゼーションを併用した。対象期間は北陸・新潟地方に豪雪があった 2009 年 12 月 16~20 日とした。

2. 実験設定

まず、日本海を含む 2500×2000km を対象領域 (図 1 a) とした 5km モデルによる 1 日 4 回 12 時間予報を行った。その初期値・境界値は気象庁メソ解析 (水平分解能 5km, 3 時間毎) から作成した。次に、5km モデルの 3 時間予報値を初期値とし、日本海の中央部から北陸・新潟地方を含む 850×550km を対象領域 (図 1 b) に、2km/1km/500m のモデルによる 9 時間予報を行った。検証データとして、予報期間後半 6 時間の予報値を用い、5 日分のデータセットを作成した。標準実験 (モデル最下層の高さ: 20m, 鉛直層数: 50) とモデル最下層の高さを 10m とした場合、それぞれモデル上端 (21.8km と 21.3km) まで層厚を 40m と 20m から均等に大きくした。鉛直層数を 70 とした場合、41 層目が 100m になるように下層の層厚が薄くなるように設定した (モデル上端: 20.3km)。

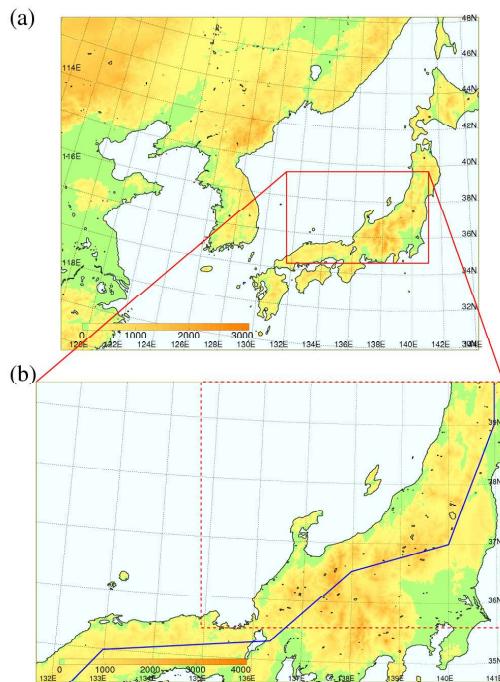


図 1 (a) 5km モデルと (b) 1km モデルの計算領域と地形。2km/500m モデルの計算領域は(b)と同じ。(b)の赤色の破線内と青の実線より北側の領域は、それぞれ 1km モデルで領域を狭くした場合と図 4・6 で比較検討した領域を示す。

3. 予測精度

1km モデルの結果 (図 2 b) は、アメダスが設置されていない山岳域を除いて、アメダスでの観測降水量分布 (図 2 a) を非常によく再現している。ただ、北陸地方の沿岸部で多少過小評価になっている。高度 100m 以下の平野部での平均降水量 (図 4 b) は、観測・予測結果ともに約 90mm であり、量的にも 1km モデルの予測精度が高いことを示している。5km モデルは、加藤 (2007) が示しているように、降水を山岳部で過大、平野部で過小に予想したが、2km モデルではかなり 1km モデルの結果に近づいていた (図略)。また、500m モデルの結果は 1km モデルの結果とあまり変わらなかった (図略)。

予想される降水物質については、水平分解能が高くなるほど降雪 (雪+霰) に対する霰の割合が大きくなり、特に沿岸部分で 5 割を超えるようになる (図 3)。このことは観測事実と整合している。

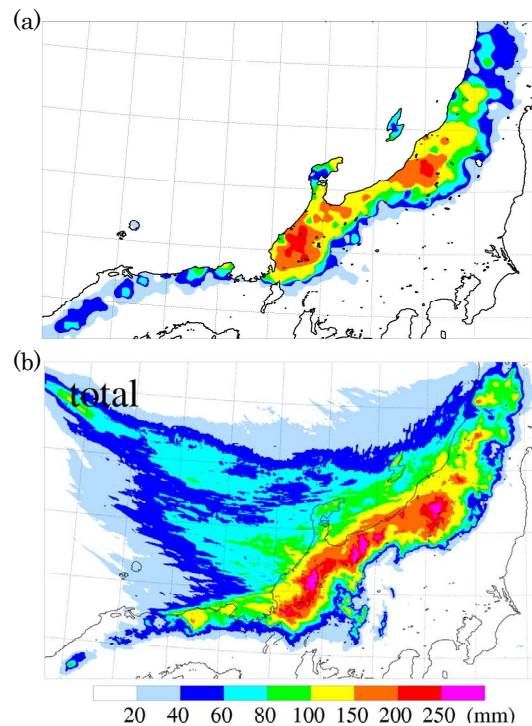


図 2 2009 年 12 月 16~20 日の (a) アメダスで観測された積算降水量分布と (b) 1km モデルの結果。

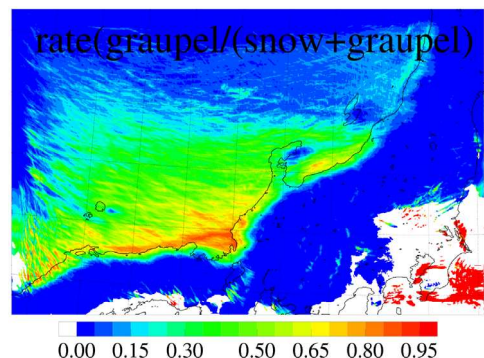


図 3 図 2 b と同じ、ただし、降雪 (雪+霰) に対する霰の割合。

4. 依存性

図1の青の実線より北側の領域を対象に、海上と高度100m以下の平野部での平均降水量について、モデル設定（水平解像度など）の依存性を調べた（図4）。DDの1km（dx01）と500m（dx005）モデルの結果の差は小さく、M-Y3の1kmモデル結果とともに平野部ではAMeDASから推定される降水量とほぼ一致している。5km（dx05）モデルでは、海上・平野部ともに1kmモデルに対してかなり過小評価になっている。また、5kmモデルに対する2km（dx02）モデルによる予測結果の改善は著しく、山岳部での過大予想もかなり抑制されていた（図略）。降水物質別にみると、5kmモデルでは霰がほとんど予測されていない一方、1kmモデルでは海上・平野部ともに霰が雪の30%強予想されている。また、5kmモデルに対する1kmモデルの降水と霰の増加量はほぼ一致している。平野部では霰による降水が多いことから、5kmモデルの平野部での降水の過小評価は霰がほとんど予想されないことによると推測される。

計算領域を図1の赤色の破線内に限定した場合の1kmモデルの結果（図略）をみると、北陸地方平野部での降水量が減っていた。これは、西側のモデル境界が近く、霰の生成量が減ったためである。このことから、平野部での降水を精度よく予測するためには、霰を十分予想できる水平分解能および風上側に十分な計算領域が必要であると結論付けられる。なお、風上に十分な計算領域があった新潟地方では、予想結果に違いはあまり見られなかった。

モデル最下層の高さを10mにすると、DDでは変化は小さいが、M-Y3では水平分解能に関係なく降水量が多くなる（図4細線）。このことを海上での潜熱・顕熱フラックスの違い（図5）から議論する。潜熱フラックスの最大値（図4破線）は約 500W s^{-1} であり、今までの観測結果と比較して、妥当な数値を示している。DDではモデル最下層の高さを低くしてもフラックス量に差はあまりないが、M-Y3ではかなり増加している。この増加が降水量の増加に結びついている。また、DDに比べて、M-Y3のフラックス量は大きく、これは鉛直拡散によって強制的に上空の強風が下層に輸送されているためである。

1kmモデルの標準実験（モデル最下層: 20m, M-Y3, 鉛直層数: 50）の平均降水量に対してモデル最下層を10mにした場合（図6の一番左）、どの領域でも降水量が増加している。その他のケースでは、海上での降水量を増加させ、陸上での降水を減少させる傾向にある。なお、鉛直層数を増加させた場合（L70）や雪と霰の蒸発割合を半分にした場合（fac0.5）では変化は小さい。このことは、海上での潜熱フラックスに変化がない一方、L70では海上での雪雲の発生・発達が可能となり、fac0.5では蒸発量が減ったために海上での降水量が増加したために陸上での降水が減少したためだと考えられる。DDでは海上でのフラックス量がM-Y3より減少する一方、海上での降水を増加させ、陸上での降水をかなり減少させている。M-Y3は強制的に海上での対流混合層を作るように働くために、大気的不安定度を減少させる。このために、DDではM-Y3よりも大気状態が不安定で、雪雲の発生・発達しやすく、海上での降水量が多くなる。

今後、降水物質の鉛直構造についての違いについても調査する予定である。

参考文献 加藤輝之, 2007: 雪雲の発達高度からみた2005年12月の豪雪～環境場からみた潜在的な発達高度と数値実験の結果から～, 気象研究ノート, 216, 61-70.

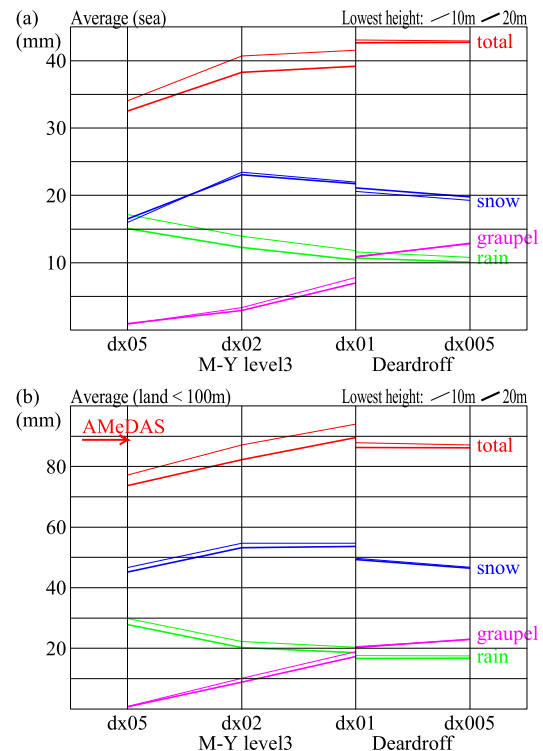


図4 2009年12月16日～20日の(a)海上と(b)高度100m以下の平野部での平均降水量。dx05, dx02, dx01, dx005は5km, 2km, 1km, 500mの結果、AMeDASは観測による推定値を示す。

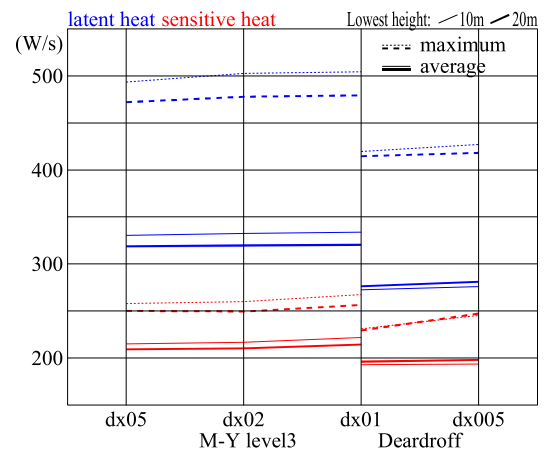


図5 図4aと同じ、ただし、潜熱・顕熱フラックス。

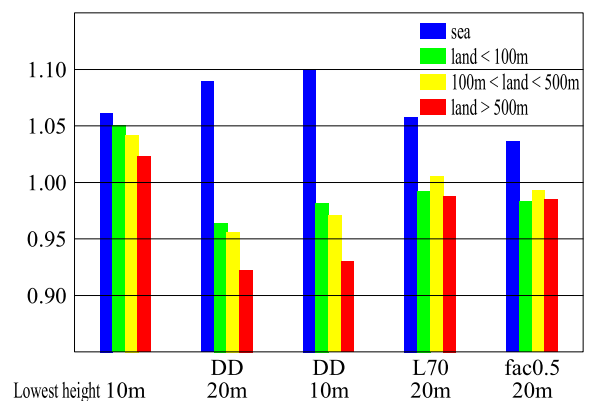


図6 1kmモデルの標準実験（Lowest height: 20m, M-Y3, L50, fac1.0）との比較。縦軸は平均降水量比。Lは鉛直層数、facは雪と霰の蒸発割合。

西風卓越時において北陸沿岸部に停滞する 線状降雪帯の形成・維持メカニズム

* 岡本 宏樹・大東 忠保・坪木 和久 (名古屋大学 地球水循環研究センター)

1. はじめに

冬季寒気吹き出し時、日本海上では海面から熱と水蒸気の供給が行われ、活発な対流が発生する。このとき、季節風の卓越する北陸地方西部沿岸では、しばしば西南西から東北東方向に伸びる線状降雪帯の停滞が観測される。このような線状降雪帯の停滞は、北陸地方西部沿岸のほか上越地方沿岸や山陰地方沿岸でもみられ、季節風と陸側からの風による収束によって形成されていることが知られている。しかし、北陸地方西部沿岸に発生する停滞性線状降雪帯については過去あまり研究されておらず、その実態についてよくわかっていない。また、陸側からの風の形成要因についても明確にはわかっていない。本研究では、北陸地方西部沿岸に発生する停滞性線状降雪帯を対象とし、2009年1月24日～26日に発生した事例について、雲解像モデルを用いたシミュレーションとレーダー観測により、線状降雪帯の形成・維持メカニズムを調べた。

2. 線状降雪帯の発生頻度及び環境場の特徴

2003年12月から2009年3月までの6冬季間の北陸西部において停滞する線状降雪帯の発生事例を気象庁レーダーデータから検出したところ、8事例の発生が確認された。JRA-25及びJCDAS再解析データから、事例発生時の環境場を調べたところ、いずれの事例においても北陸西部下層において強い西～西南西風が卓越しており、通常の寒気吹き出し時と季節風の風向や、気圧配置に違いがみられた(図1)。

3. 数値実験による事例解析

3.1 実験設定

2009年1月24日～26日に発生した事例について、雲解像モデルCReSS(Tsuboki and Sakakibara, 2002)のVer.3.2を用いて数値実験を行った。初期値・境界値には気象庁MSMを与え、水平解像度1km、格子数848×624×65に設定し、2009年1月24日12JSTから39時間計算を行った。雲物理過程には、氷相を含むバルク法を用いた。

3.2 再現実験によるシミュレーション結果

CReSSによる再現実験の計算結果は、気象庁レーダー・アメダス解析雨量と比較して、積算降水量、停滞位置ともによく現象を再現していた(図2)。また、再現された線状降雪帯の下層では、海上の西寄りの風と、陸側の南寄りの風との間で収束場が形成されており、この収束帯は、線状降雪帯の形成・維持と期間及び位置がよく対応していた。また、この線状降雪帯下層の収束は、石川県押水で行った名古屋大学Xバンドドップラーレーダーによる観測結果からも確認された。

3.3 感度実験

収束帯を生じさせている陸側の南寄りの風の形成要因を調べるために、地形・陸面粗度・陸面の熱的性質についての感度実験を行い、再現実験の結果と比較した。図3(上)に、地形の起伏を取り除き、標高1mでフラットにした感度実験の計算結果を示す。地形フラットの感度実験でも線状降雪帯は形成された。停滞位置は、山陰沖では再現実験とほぼ同じであったが、北陸西部では再現実験より内陸部に位置した。また山陰沖では再現実験と積算降水量があまり変わらなかったが、北陸西部では、積算降水量の最大値

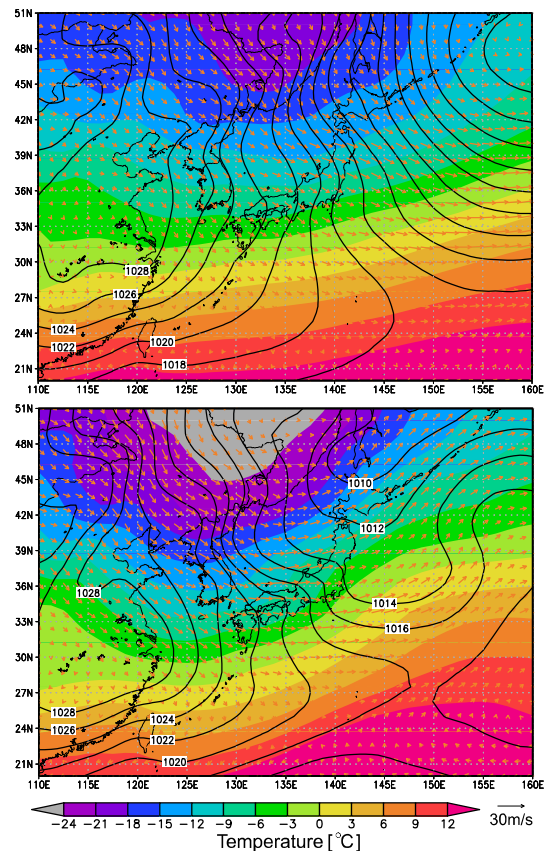


図1 上図は寒気南下全期間(全事例発生期間を含む)、下図は事例発生期間の平均場(JRA-25・JCDASより作成)。コンターが地上気圧(hPa)、シェードが850hPa面の気温(°C)、矢印が850hPa面の風向風速を示す。

が半分以下となった。これは、北陸西部で収束帯が地形による迂回効果によって強化されていることを示唆するものである。一方、陸面温度を海面温度と等しくすることで海陸差による下層気温の差をなくした感度実験では、北陸周辺では線状降雪帯や収束帯はまったく形成されなかった(図3:下)。これは、海上と陸上の気温差によって本州中部で発生する局地的な高気圧の効果が、線状降雪帯の形成に対して本質的であったことを示している。また、粗度の海陸差をなくした感度実験では、降水量の減少があったが、減少幅は小さかった。粗度の海陸差による効果は、線状降雪帯の形成に対して補助的な役割であったと考えられる。

3.4 流跡線解析

前述の各効果がどう陸側からの南寄りの風に影響しているかを調べるために、収束帯付近の空気塊に対しバックトラジェクトリー解析を行った。収束帯の南側に到達した空気塊は琵琶湖北部から白山山系にかけての山脈によって迂回したと思われる経路を通っており、地形迂回効果による風向の変化があったことを示している。次に、地形フラットの感度実験の結果に対して行ったバックトラジェクトリー解析の結果を図4に示す。収束帯付近の空気塊の経路は再現実験の結果と同様に、収束帯の南北で海上を吹走してきた西風と、陸上を吹走してきた南寄りの風に分かれていた。この陸側の南寄りの風の空気塊の経路とかかっている。

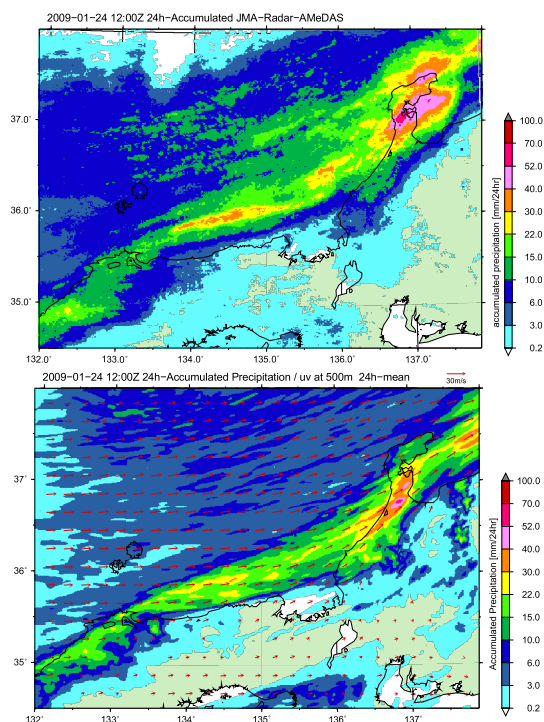


図2 上図は気象庁レーダー・アメダス解析雨量、下図はCReSS再現実験の計算結果を示す。シェードは2009年1月24日21JSTからの24時間積算降水量(mm)、矢印は高度500mの24時間平均風向風速を示す。

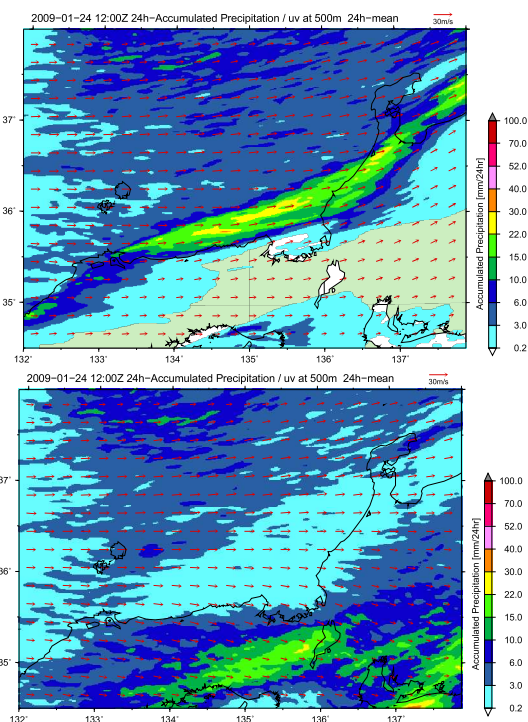


図3 上図はCReSS地形フラットの感度実験の計算結果、下図は地形フラットかつ地表温度海陸差なしの感度実験の計算結果を示す。シェード・矢印は図2と同じ。

た力の時間変化を運動方程式の各項毎に調べた。収束帯の南側下層に達していた空気塊は、日本海から島根県付近で上陸し、中国地方を吹走してきたものであった。空気塊にかかるコリオリ力及び摩擦力は、ほぼ一定であったため、この空気塊の北向き加速度は空気塊にかかる北向き気圧傾度力の変化とほぼ対応していた。収束帯の南側の空気塊について、運動方程式を変形した地衡風成分の時間変化を図5(上)に示す。収束帯の南側の空気塊は気圧傾度力の増加によって東西方向の非地衡風成分が大きくなっており、これが南北方向の加速度の増大につながったと考えられる。一方、収束帯の北側に到達した空気塊は、日本海上を吹走中、収束帯南側に達した空気塊より大きな北向き気圧傾度力を受けていたが、収束帯南側の空気塊とは異なり北陸に近づくにつれて空気塊にかかる北向き気圧傾度力は減少していた。また風の東西成分が場から見積もられた地衡風の東西成分とほぼ一致しており(図5:下)、北向き加速度の増加にはつながらなかったと考えられる。

4. 考察・まとめ

線状降雪帯を形成させる環境場の西風と陸側の南寄りの風との収束は、海陸の熱的性質の違いに起因する下層大気の温度によって生じた気圧傾度力によりもたらされており、海陸の粗度の差と地形による迂回効果は、その収束を補助的に強める役割を果たしていることがわかった。本事例での環境場は、長時間寒気が南下した状態が続き、下層から中層で南西～西風が卓越していた(図略)。下層の風向が海岸線に対して平行に近かったことが、前述の3つの効果(地形の迂回・粗度の海陸差・下層気温の海陸差による気圧傾度の加算)のいずれにおいても、陸側の南寄りの風の形成に重要であったと考えられる。この環境場下層の南西～西風が維持されたことによって、陸側の南寄りの風は形成され続け、寒気南下によって不安定となった下層において収束帯を長時間形成させることで、線状降雪帯が形成・維持したものと考えられる。

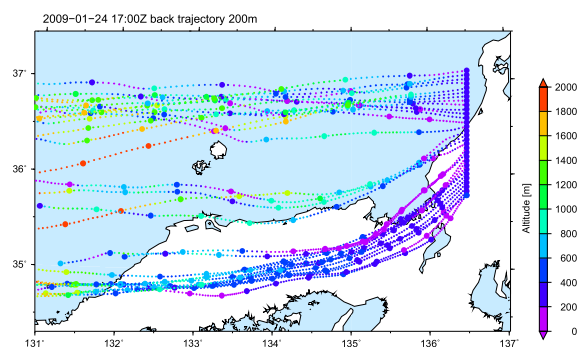


図4 CReSS地形フラット感度実験の計算結果を用いたバックトラジェクトリー解析結果。1月25日02JSTに高度200m、東経136.5°の北陸沿岸部周辺に到達した空気塊の経路を示す。小さい丸印は5分毎、大きい丸印は1時間毎の経過点を示す。丸印の色はその時点の空気塊の高度を示す。

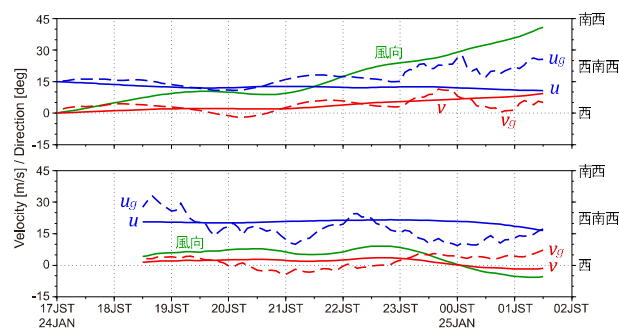


図5 図4のバックトラジェクトリー解析結果から収束帯南側(上段)及び北側(下段)の空気塊の風速を青・赤の実線、地衡風成分を青・赤の破線で示す(青:東西成分、赤:南北成分)。緑線は空気塊の風向を示す。

謝辞 本研究の計算には、国立環境研究所スーパーコンピュータシステム(NEC SX-8R/128M16)を使用させていただきました。

ポーラーロウの数値シミュレーション

* 柳瀬 亘・新野宏 (東京大学/海洋研究所)

1. はじめに

ポーラーロウは冬季高緯度の海洋上に発生する 200 ~ 1000km の小低気圧であり、ベーリング海・バレンツ海・ラブラドル海・南極大陸周辺海域など多くの海域で観測されている。ポーラーロウは冬季の日本海上でも発生し、日本海側の豪雪、6千トン級船舶の海難事故(1981年)、暴風による餘部鉄橋での列車転落事故(1986年)などの気象災害を引き起こしている。衛星画像で見られるポーラーロウの雲パターンは実に多様であり、台風のようなスパイラル状、温帯低気圧のようなコンマ状、そのどちらにも分類されない奇妙な形状などが報告されている。

先行研究で指摘されているポーラーロウの発達メカニズムは単一ではなく、積雲対流の凝結熱をエネルギー源とする熱的不安定であるとする説や、基本場の水平温度勾配をエネルギー源とする傾圧不安定とする説、さらに上層擾乱や地形の影響などを指摘する説もある。実際には複数のメカニズムが寄与の度合いを変えながら同時に働くと考えられる。特に熱的不安定と傾圧不安定とは多くの先行研究で指摘されている不安定メカニズムであり、両者の相互作用はポーラーロウの発達に重要な役割を果たしていると考えられる。しかしながら現実の事例は複雑であり、特定の効果だけを純粋に調べることは困難である。本研究の目的は、熱的不安定と傾圧不安定との相互作用に関して、東西一様の単純な環境場の中で発達するポーラーロウのメカニズムを調べることである。

2. 実験の設定

数値実験においては環境場はなるべく単純化するが、ポーラーロウ内部の構造や積雲対流は現実的に表現するため、雲水・雲氷・雨・雪・あられの雲微物理過程を考慮した解像度 5km の気象庁非静力学モデルを用いた。領域サイズと境界条件は東西 1000km(周期)、南北

1000km(摩擦のない壁)、高さ 10.42km とし、海面ではバルク法で顕熱・潜熱フラックスと地表面摩擦を与えた。

本研究での重要なパラメータである環境場の傾圧性は、温位の南北勾配と温度風バランスをする東西風の鉛直シアの値で定義する。鉛直シアを 0, 0.5, 1, 1.5, 2, 3, 4 ms^{-1}/km と変化させた 7 つの実験を行ない、それぞれ実験名を M0, M0.5, M1, M1.5, M2, M3, M4 とする。東西風は最下層で 0 ms^{-1} とし、高度とともに西風が大きくなる鉛直シアを与えている。環境場の成層は 5km 以下で 1K/km, 5km 以上で 10K/km と単純化している。初期場には半径 20km で最大風速 7 ms^{-1} を持つ下層で強い軸対称渦を置き、この渦の時間発展を調べた。

3. 結果

図 1 に M0~M4 の実験における擾乱場の運動エネルギーの時間発展を示す。傾圧場を全く与えていない M0 の実験でもポーラーロウは発達し、傾圧場を強くするほど発達率は大きくなった。エネルギー収支解析を行なったところ(図略)、M0 の実験では積雲対流の凝結熱だけがエネルギー源であるのに対し、傾圧場が強い実験ほど基本場の温位勾配からのエネルギー源が加わり、M3 の実験では 2 つのエネルギー源は同程度の寄与であった。雲パターンは M0~M4 で連続的に変化していたが、明らかに形状が異なる M0, M1, M3 の雲パターンを代表として示す。M0 の実験では軸対称構造を持つ小さなポーラーロウが発達した(図 2a)。水平解像度を 2km に細かくした追加実験での中心付近(図 2d)を見ると、台風の

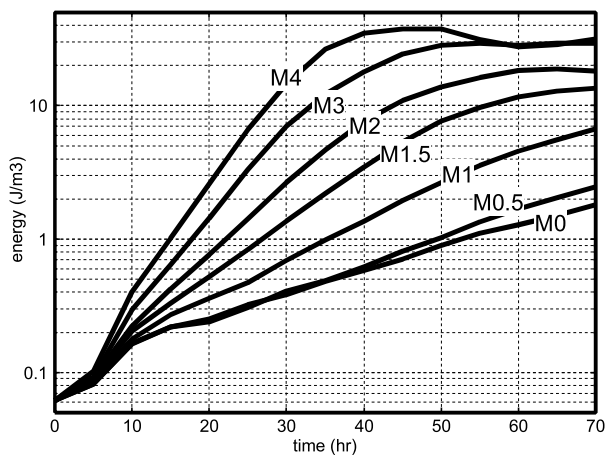


図 1: 擾乱場 (東西平均からの偏差) の運動エネルギーの時間変化。縦軸は対数座標なので、グラフの傾きが発達率を示す。

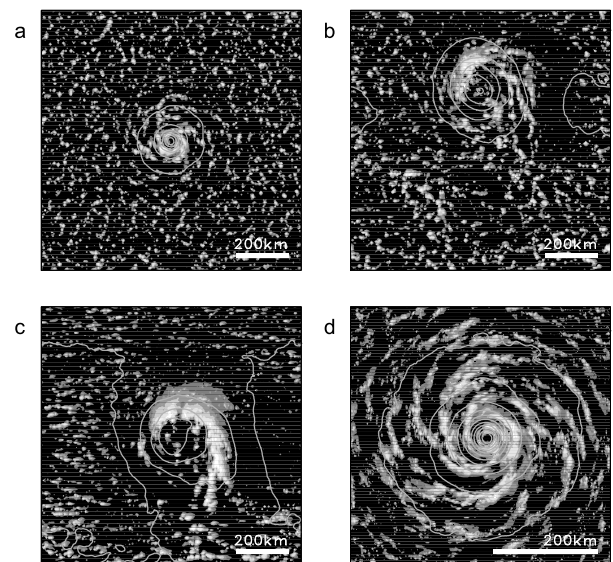


図 2: 代表的な実験の雲パターン (鉛直積算した凝結水の量; 影) と海面気圧 (コンター; 3hPa ごと)。(a) 実験 M0(60 時間後), (b) 実験 M1(60 時間後), (c) 実験 M3(30 時間後), (d) 水平解像度 2km の実験 M0 の中心付近 (60 時間後)。M1 と M3 ではポーラーロウは東に移動するが、東西方向に周期境界であることを利用して図の中心を低気圧中心に合わせている。

様なスパイラルバンドや中心部の眼と壁雲の構造を持つことがわかる。傾圧場を少し強くした M1 では軸対称性が崩れたポーラーロウが形成し (図 2b)、傾圧場をさらに強くした M3 ではコンマ状の大きなポーラーロウが発達した (図 2c)。このように環境場の傾圧性を変化させるだけで、衛星観測で見られるような多様な形状のポーラーロウを説明できることが確認できた。

次に異なる雲パターンを示した実験 M0, M1, M3 の個々の特徴を調べた。実験 M0 では雲パターンが軸対称的であったため、気圧中心から等距離にある値を平均した場の動径鉛直断面を図 3 に示す。接線風の最大値は半径 40km 付近の下層にあり、これと温度風バランスして中心には暖気核構造が見られた (図 3a)。動径鉛直断面内の流れは、海面付近で中心へ向かい、壁雲の見られた半径 40~70km で上昇し、上層 (高度 5km) で外側に吹き出すという二次循環が見られた (図 3b)。また中心の眼の領域 (図 2d) では、下降流が上層の乾いた空気を運ぶため相対湿度は低かった (図 3b)。また、感度実験からは (図略)、M0 では地表面摩擦が積雲対流を組織化して中心気圧を深める役割があること、初期渦が弱いとポーラーロウが全く発達しないこともわかった。

実験 M3 では低気圧中心の東側に雲域があることから (図 2c)、基本的には傾圧不安定波に似た性質を持っていることが予想される。気圧中心を通る東西鉛直断面を図 4 に示す。まずメソ α スケール (200km 以上) のポーラーロウ全体の構造に着目すると、低気圧の軸は高度とともに西に傾き (図 5, コンター)、低気圧の東側に上昇流 (図 5a) と暖気 (図 5b) が存在するという傾圧不安定波の特徴がよく見られる。しかし、メソ β スケール (20~200km) の構造に着目すると、バンド状の対流

域 (図 2c) に対応して上昇流の幅が狭いこと (図 5a)、低気圧中心付近において低気圧の軸が直立していること (図 5, コンター)、下降流に伴う暖気核が形成していること (図 5b) などの特徴が見られた。すなわち、凝結熱はポーラーロウのメソ β スケールの構造を変形する影響があることがわかった。また、凝結熱はポーラーロウの発達率を大きくするという線形解析などの先行研究と整合的な結果も確認された (図略)。

4. まとめ

ポーラーロウの重要な発達メカニズムである熱的不安定と傾圧不安定との相互作用に関して、環境場を単純にした理想化実験を行なった。傾圧場の弱い実験 M0 では台風と良く似た構造のポーラーロウが発達し、傾圧場の強い実験 M3 では傾圧不安定波のメソ β スケール構造が凝結熱で変形した特徴を持つポーラーロウが発達した。また傾圧場が中間的な値を持つ実験 M1 では、発達率や構造も中間的な特徴を持っていたが、ポーラーロウが時間とともに北上するという特有の性質も見られた (図略)。このような熱的不安定と傾圧不安定との相互作用は、ポーラーロウだけでなく亜熱帯低気圧や梅雨前線上擾乱など多くのメソスケール低気圧、さらには熱帯低気圧の温帯低気圧化など、現実の様々な低気圧を理解するのに重要なメカニズムであると考えられる。

参考文献

Yanase and Niino (2004), Geophys. Res. Lett., 32, doi:10.1029/2005GL020469
(図 1~4 はこの論文から引用)。

Yanase and Niino (2007), J. Atmos. Sci., 64, 3044-3067.

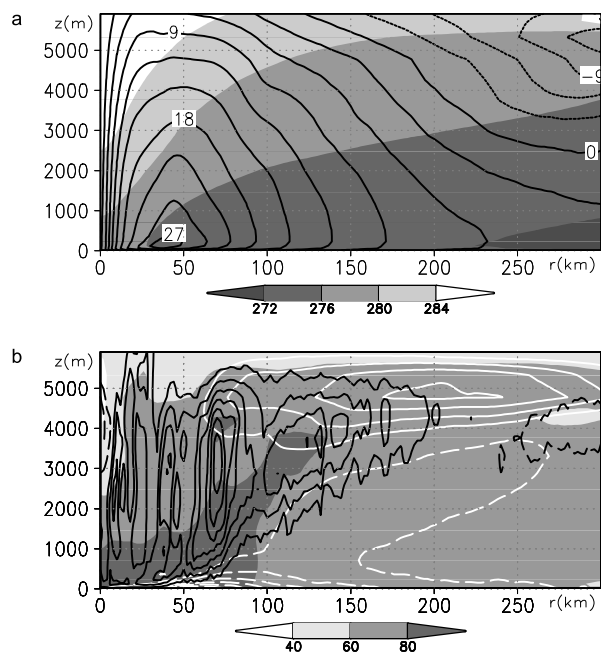


図 3: 実験 M0 で発達したポーラーロウの動径鉛直断面 (接線方向に値を平均した軸対称構造; 60~70 時間の平均). (a) 温位 (影) と接線風 (コンター; 3ms^{-1} ごと). (b) 相対湿度 (影; 単位は%) と動径風 (白コンター; 1ms^{-1} ごと) と鉛直風 (黒線; 0.03ms^{-1} ごと). コンターは正の値を実線で、負の値を破線で示す。ここでは格子間隔 2km の高解像度実験の結果を示すが、定性的な特徴は格子間隔 5km の実験でも同じである。

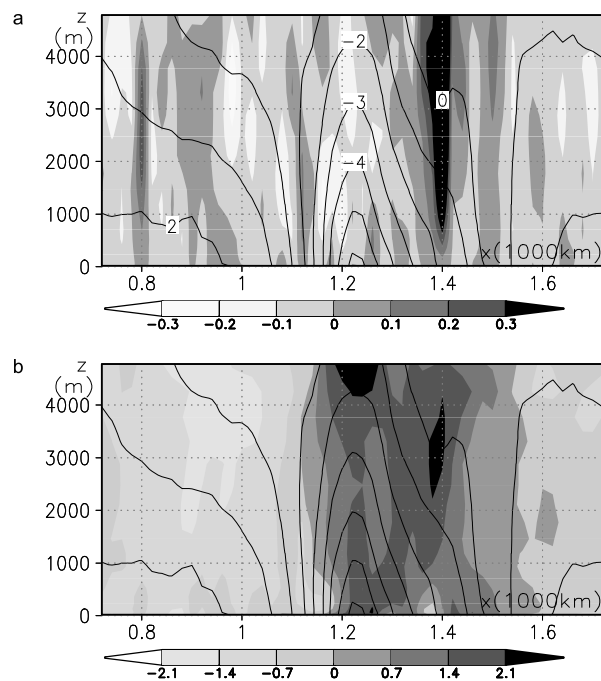


図 4: M3 の気圧中心を通る東西鉛直断面 (30 時間後). (a) 鉛直流 (影; ms^{-1}). (b) 温位偏差 (影; K). コンターは気圧偏差 (3hPa ごと).

気象庁における降雪量ガイダンス

古市豊、小泉友延、松澤直也(気象庁予報部数値予報課)

1. はじめに

気象庁では天気予報や防災気象情報の基礎資料とするために、数値予報結果に統計的な処理を施した「ガイダンス」を運用している。

以下では、各種ガイダンスのうち降雪量ガイダンスについて紹介する。降雪量ガイダンスは地点毎の精度の高い降雪量を予測するための降雪量地点ガイダンス、及び降雪量の面的な予測を支援する最大降雪量ガイダンスから構成される。本ワークショップでは降雪量ガイダンスの概要や作成手法等について、今冬季の大雪事例を交えながら紹介する。なお、最大降雪量ガイダンスは現用の降雪量予測のためのガイダンスに代えて、平成22年度から運用を開始する予定である。

2. 降雪量ガイダンス

2.1 降雪量地点ガイダンス

降雪量地点ガイダンスは北海道地方から中国地方の日本海側を中心に全国236のアメダスを対象地点として、24時間先から72時間先までの降雪量を予測するものである。予測方法は入力層のユニット数29個、中間層のユニット数9個、出力層のユニット数1個とした3層階層型ニューラルネットワークを使用している。入力因子には気象庁全球モデル(GSM)が予測した各物理量のうち降雪量と比較的關係があると考えられる気象要素を29個選択して用いている。出力関数には入力因子と降雪量の非線形効果を反映するためシグモイド型関数を使用している。また、地点毎の降雪特性に対応するために、各ユニット間の結合荷重を対象地点ごとに層別化し、かつGSMの改良に伴う予報特性の変化や降雪量の年変動等に対応するため、結合荷重を誤差逆伝播学習のひとつの最急降下法を用いて逐次更新している。誤差逆伝播学習とは教師データと出力値の誤差の2乗和を評価関数として、評価関数の最小値を探索しながら各ユニットの結合荷重を出力層から入力層に向かって逐次更新させる方法である。教師データには1時間の積雪深差の増分値を積算することによって求めた降雪量を使用している。

図1に津南地域気象観測所で2009年12月10日から2010年1月10日までに観測された24時間降雪量の時系列図及び予測値と観測値の散布図を示す。降雪量地点ガイダンスは2009年12月18、21日、31日の24時間降雪量が60cmを越える大雪を概ね予測できていることがわかる。一方で降雪量地点ガイダンスは統計手法を用いていることから、十分な標本数が得られる現象の予測精度は高くなるが、24時間降雪量が80cmを越える大雪や北海道、東北の太平洋側などの降雪の出現頻度が低い地域では予測精度が低くなるなどの問題点がある。

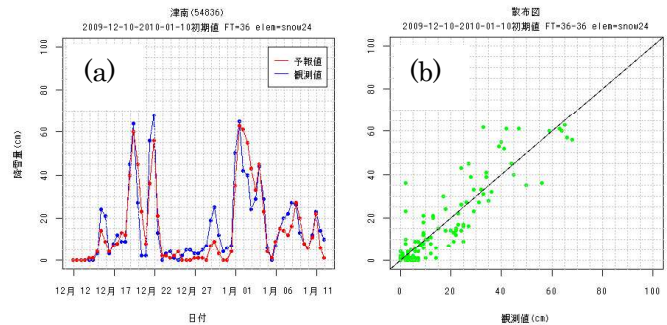


図1 2009年12月10日から2010年1月10日までの津南地域気象観測所の(a)降雪量時系列及び(b)散布図。
赤線：降雪量地点ガイダンスの予測値(cm/24h)、青線：観測値(cm/24h)を表す。

2.2 最大降雪量ガイダンス

最大降雪量ガイダンスは降雪量の面的な分布を予測するものである。2.1項で示した降雪量地点ガイダンスでは降雪量の面的な情報を得ることが困難であることや、降雪の出現頻度が低い地点では予測精度が低くなることなどの短所がある。このため最大降雪量ガイダンスは面的な情報及び降雪の出現頻度が低い地域に対しても適切な予測ができることを考慮して作成している。

作成手法は予め降水量と降雪量の変換比率(雪水比)を求めておき、数値予報モデル等で計算された降水量に雪水比を乗じることによって降雪量を予測する雪水変換法を用いている(式(1))。

$$SNOW = SWR \times RAIN \quad (1)$$

ここでSNOWは降雪量(cm)、SWRは雪水比(cm/mm)、RAINは降水量(mm)を表している。

まず、雪水比はByun *et al.*(2008)の統計的な調査を参考にしてロジスティック回帰分析を利用して求める。ロジスティック回帰分析は主に確率予測に用いられることが多いが、ここではロジスティック関数に観測された雪水比をフィッティングさせる非線形回帰分析を行った。雪水比を地上気温の関数として(2)式で定義し、かつ雪水比の降水量依存特性(図2(a))を考慮して降水量で回帰式を層別化した。

$$SWR = \frac{a}{1 + \exp\{(T - b)/c\}} \quad (2)$$

ここでTは地上気温(°C)、a,b,cは回帰係数を表す。図2(b)に降水量で層別化した地上気温と雪水比の散布図及びロジスティック回帰曲線の例を示す。雪水比は地上気温が+2°Cから-2°Cにかけて急激に上昇するが、-2°C以下ではおおそ一定値と見なすことができる。ただし、雪水比に

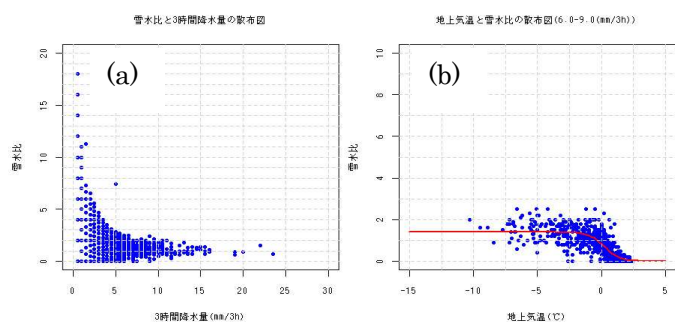


図 2 (a) 雪水比の降水量依存特性 (b) 降水量閾値 6.0-9.0(mm/3h)における地上気温と雪水比の散布図及びロジスティック回帰曲線。赤線：ロジスティック回帰曲線、青：雪水比の観測値(cm/mm)を表す。

は降水量の捕捉率の問題や、積雪の吹き払いや圧密・沈降過程、雪密度の違いなど地上気温や降水量といった気象要素から厳密に推定することが困難な要素も数多く含まれているため、雪水比の分散はかなり大きいことがわかる。予測では(2)式に地上気温を代入して雪水比を算出することになるが、ここではモデルの地上気温を直接用いるのではなく、気温ガイダンスを用いている。これはモデルの地上気温には、現実の地形とモデルの地形が異なることなどからくる系統誤差が含まれているためである。気温ガイダンスはカルマンフィルターを用いてこの系統誤差を軽減させている。図 3 に新潟におけるメソ数値予報モデル(MSM)と MSM 気温ガイダンスの平均誤差を示す。MSM は地上気温を実況よりもやや高く予測する傾向があり、そのまま使用するとモデルの系統誤差の影響を受けてしまう。降水量についても同様に降水量ガイダンスを用いている。

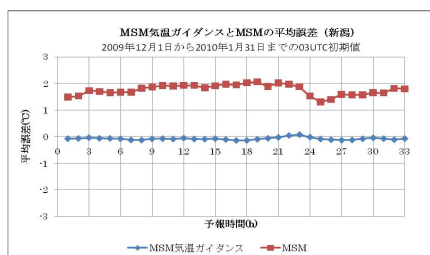


図 3 新潟における MSM 気温ガイダンスと MSM の地上気温の予報時間に対する平均誤差。2009 年 12 月 1 日から 2010 年 1 月 31 日までの 03UTC 初期値。青線:MSM 気温ガイダンス、赤線:MSM を表す。

図 4(a)(b)に 2010 年 1 月 5 日に発生した北海道広尾町からえりも町付近での大雪事例を示す。この事例は低気圧が発達しながら東北から北海道の南海上を通過し、目黒地域気象観測所では 1 月 6 日 6 時 JST までの 24 時間降雪量が 77cm/24h に達した。特に、1 月 5 日 21 時 JST までの 6 時間には 41cm/6h の降雪量を観測した。MSM 最大降雪量ガイダンスは、33 時間前に北海道広尾町からえりも町付近に 6 時間 40cm から 50cm の降雪を予測していることがわかる。これは MSM の降水予測精度が高いことが理由のひとつであり、これまでの降雪量地点ガイダンスでは予

測が困難であった短時間の大雪に対する面的な把握が可能となっている。もう一つの事例として、新潟県新潟市に大雪をもたらした 2010 年 2 月 4 日から 5 日について取り上げる。新潟では 2 月 4 日から 5 日にかけての 2 日間の降雪量が 79cm に達する記録的な大雪となった。図 4(c)(d)に 2010 年 2 月 3 日 15UTC 初期値の 30 時間予報と観測値を示す。MSM 最大降雪量ガイダンスは沿岸部を中心に 24 時間降雪量が 50cm 以上の降雪を予測していることがわかる。ただし、実況と比較すると上越地方では降雪量が過大になっていることなど問題点も見受けられる。

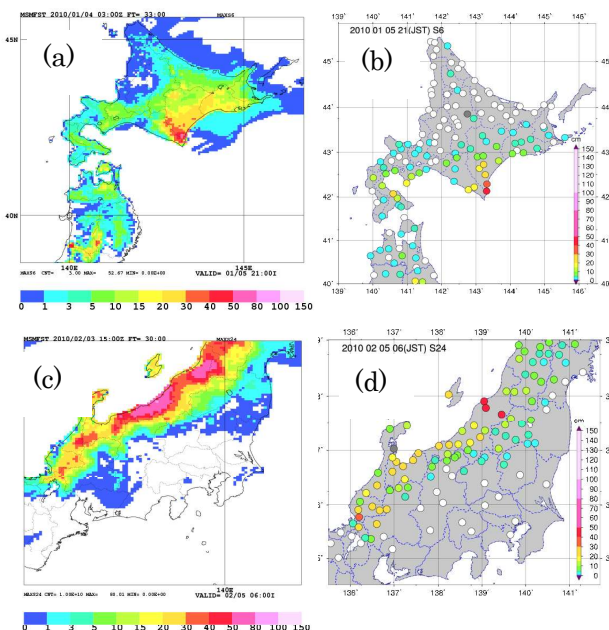


図 4 (a)(b)2010 年 1 月 4 日 03UTC 初期値の 33 時間予報 (予報対象時刻 2010 年 1 月 5 日 21JST)における MSM 最大降雪量ガイダンスの予測値 (6 時間降雪量) 及び観測値を表す。(c)(d)2010 年 2 月 3 日 15UTC 初期値の 30 時間予報 (予報対象時刻 2010 年 2 月 5 日 06JST)における MSM 最大降雪量ガイダンスの予測値 (24 時間降雪量) 及び観測値を表す。左: MSM 最大降雪量ガイダンス(cm)、右: 降雪量の観測値(cm)を表す。

3. まとめ

現在、気象庁では降雪量の予測を支援するために降雪量地点ガイダンスを運用しており、平成 22 年度からは面的な降雪量を予測する最大降雪量ガイダンスを新たに運用する予定である。これによって高解像度の MSM の情報を有効に利用した面的な降雪量予測が可能になり、これまで GSM を用いた降雪量地点ガイダンスでは予測が困難であった大雪事例についても適切な予測ができる可能性がある。今後は 2.2 項で示した問題点などを改良し、予測精度を向上させる予定である。

参考文献

Byun, K.-Y., J. Yang, and T.-Y. Lee, 2008: A Snow-Ratio Equation and Its Application to Numerical Snowfall Prediction. *Wea. Forecasting*, **23**, 644-658.

新潟県降雪量予報について

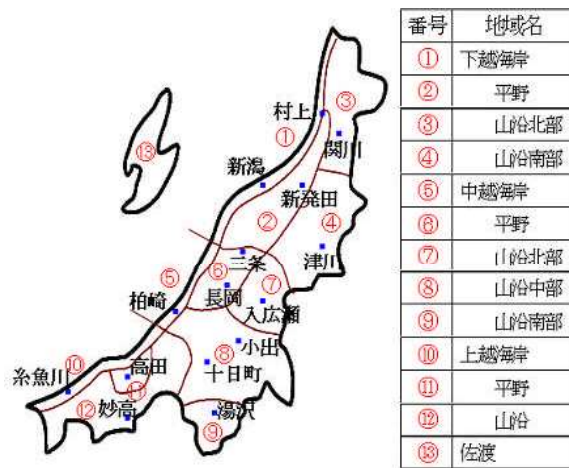
荒木健太郎(新潟地方気象台観測予報課)

1. はじめに

新潟地方気象台では、新潟県内を降雪の特性によって13地域に細分し(第1図)、それぞれの地域内における翌日9時までの降雪量の平均と最大の予想を新潟県降雪量予報として1日2回(8時・16時)発表している。

新潟地方気象台で発表している新潟県降雪量予報、大雪注意報・警報、天気予報などはGSM、MSMなどの数値予報モデルの資料の他に、新潟地方気象台で開発した降雪量予報ワークシート(高田(2004)、以下WS)を用いて作成している。

ここでは、2008年12月～2009年3月と2009年12月～2010年1月に発表した降雪量予報のうち、8時発表の当日9時から翌日9時までの向こう24時間の降雪量の最大値の予報について、気象庁以外の観測資料を含めた実況や持続予報と比較して、予測精度について考察した。



第1図 降雪量予報の細分図

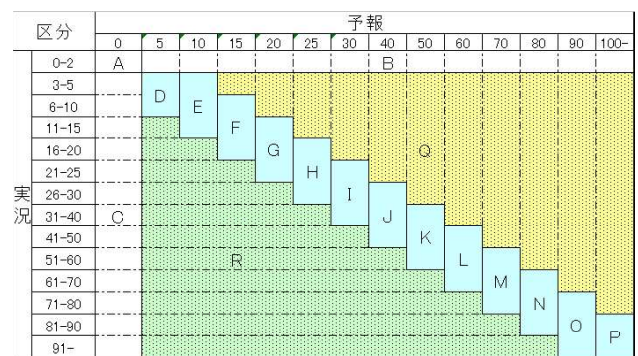
2. 検証

階級一致率などの検証スコアの定義を、第2図に示す。降雪量予報に対する実況の適中の階級は、予報値を中心に前後に幅を持った3階級として定義した(予報が30センチの場合、適中とした実況は21～40センチ)。

第3図に細分地域別の検証結果を示す。階級一

致率は、上越海岸で70%、上越山沿いや佐渡で約50%と細分地域によってばらつきが見られるが、全地域の平均は58%であった。

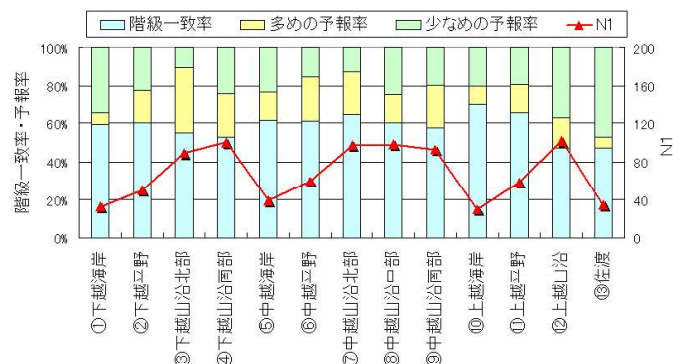
また、海岸平野部で10センチ以上、山沿いで20センチ以上の降雪があった日に対する降雪量予報の平均誤差は全体で約-5センチであった(図略)。



$$N1 = D + E + F + \dots + P + Q + R \quad (= \text{予報は5以上で実況が3以上})$$

$$\begin{aligned} \text{階級一致率} &= \frac{D + E + F + \dots + O + P}{N1} \times 100 \\ \text{多めの予報率} &= \frac{Q}{N1} \times 100 \\ \text{少なめの予報率} &= \frac{R}{N1} \times 100 \end{aligned}$$

第2図 階級一致率と予報率の定義



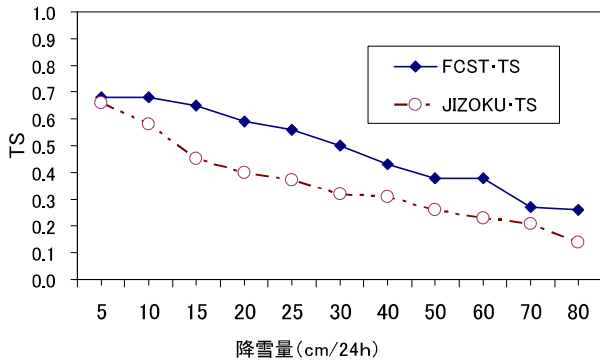
第3図 降雪量予報(8時発表の最大値)の

細分地域別の検証結果

期間:2008年12月1日～2009年3月31日、2009年12月1日～2010年1月31日。N1は降雪量予報が5センチ以上で実況が3センチ以上の資料数を示す。

第4図に降雪量予報と持続予報のスレットスコアを示す。降雪量予報は閾値が15センチを超えると次第

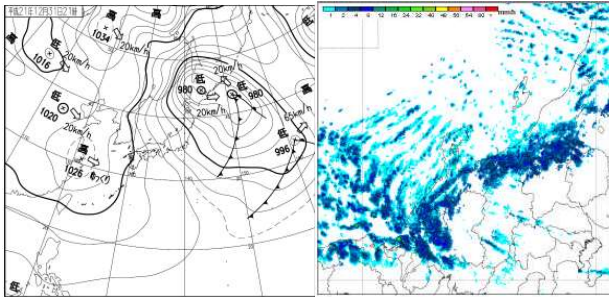
に小さくなるが持続予報より上回っている。



第4図 スレットスコア（全地域） 期間：2008年12月1日～2009年3月31日，2009年12月1日～2010年1月31日．FCST・TS：降雪量予報 JIZOKU-TS：持続予報

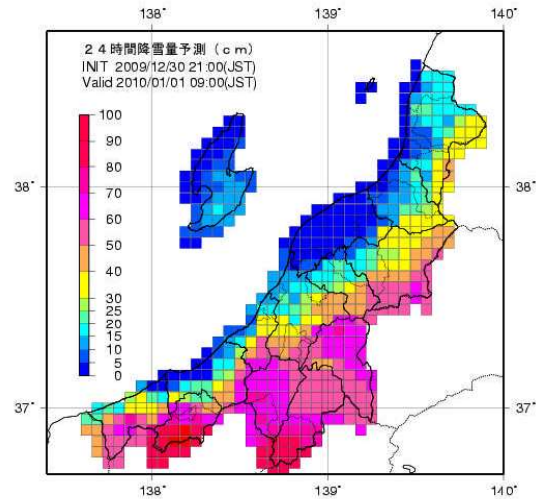
3. 事例

ここでは、2009年12月31日9時～2010年1月1日9時の事例について考察する。2009年12月31日21時の地上天気図（第5図）を見ると、冬型の気圧配置となっている。輪島の850hPa（約1500m上空）では西北西の35～40ktの風が吹いており（図略）、18時の気象レーダー（第6図）を見ても海上ではL-T-Lパターンが明瞭で新潟県中越から上越山沿いにかけては面状のエコーが広がっており、典型的な山雪型である。

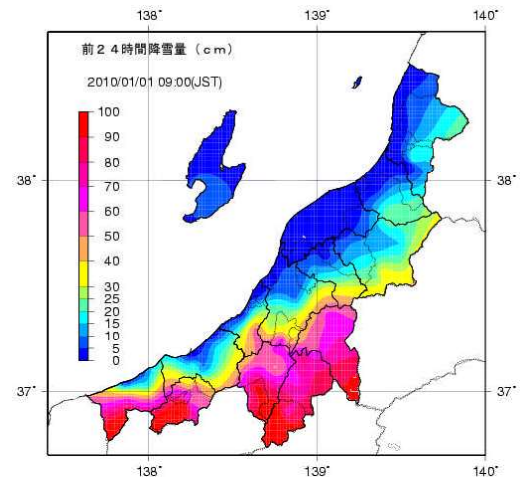


第5図 2009年12月31日 21時地上天気図 第6図 2009年12月31日 18時レーダー画像

31日朝の1日9時までの24時間降雪量予測は上越山沿い・中越山沿い南部ではWSで約90～110cmを予想しており、発表した降雪量予報も90～100cmである。1日9時までの実況では湯沢や妙高などで24時間降雪量が約100cmとなっており、31日8時発表の降雪量予報は他の地域も含めてほぼ適中していた。



第7図 2009年12月31日朝予報に用いた24時間降雪量予測資料（格子間隔5km）



第8図 2010年1月1日9時JSTの前24時間降雪量実況

4. まとめ

降雪量予報の階級一致率は細分した地域によりばらつきが見られるが、全体で58%であった。また、降雪があった日の平均誤差は約-5センチで、スレットスコアでの予測精度は持続予報を上回っていた。

山雪型の降雪は事例数が多く、WSでも大雪をうまく予想出来ることが多い。しかし、海岸平野部での大雪（里雪）については、山雪に比べて事例が少なくWSでも表現されにくい。里雪型の大雪の事例などでは、降雪特性に関する知見に基づいて修正し、予測精度の向上を図っている。

参考文献

高田伸一，2004：短時間大雪の面的監視・予測技術の開発．ワークショップ「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究（第2回）」．

雪氷災害発生予測システムにおける 非静力学モデルによる地上気象要素の予測とその利用について

本吉弘岐・中井専入・佐藤威・根本征樹・佐藤篤司
(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)

1. はじめに

防災科学技術研究所では、非静力学モデルにより降水現象の予測を行うとともに、地上気象要素の予測値を入力データとして、積雪変質、吹雪および道路雪氷モデルに渡すことで、雪氷災害現象やその危険度を予測する研究を行っている（図1）。後者の雪氷災害発生予測モデルはいずれも、地上付近の気象要素を入力データとするため、気象モデルによる地上気象要素の再現性は、雪氷災害発生の予測精度にとっても重要である。積雪変質モデルでは、降水と積雪表面および内部の熱収支・水収支から積雪の内部構造を予測するため、気象モデルからの入力パラメータとしては、降水量（降雪量）、気温、湿度、放射収支などが重要である。また、吹雪モデルでは、風速と気温が吹雪の発生に関して重要なパラメータであり、降雪量も視程悪化への寄与が大きい。道路雪氷モデルについても、地表面の熱収支に関わる要素が必要となる。本講演では、2009年12月から2010年2月まで期間について、気象モデルによる予測値と地上気象要素の観測値との比較を行った

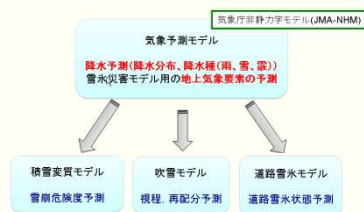


図1：雪氷災害発生予測システム概念図

結果を報告する。

2. 気象モデル計算および地上観測値

予測に用いた気象モデルは、気象庁非静力学モデル（JMA-NHM, 20090610版）である。09UT, 21UTを初期時刻とする気象庁メソ気象モデル（MSM, 気象業務支援センターから入手）と気象庁MGDSSTを初期値・境界値に用いて、FT09H~FT20Hの1時間毎のデータをつなげてデータセットを作成した。計算領域は図2に示した日本海を囲む領域について水平解像度10kmで計算したのち、雪氷防災研究センター（新潟県長岡市）を含む新潟領域を水平解像度1.2kmで計算する2重ネスティングを行った。鉛直座標として、z*座標による38層の鉛直グリッドを用い、大気最下層の高度は10mである。雲物理過程には氷相を含む2モーメントモデルを用い、外側10kmの計算には対流パラメタリゼーションとして

K-Fスキームを併用した。国土数値情報の土地利用データを用いて、土地利用ごとに粗度やアルベド、熱容量などの地表面パラメータを与えた。

気象モデル計算の結果と地上観測値の比較のため、2009年12月15日から2010年2月15日まで期間の気象庁アメダスデータと防災科学技術研究所で観測を行っている気象データを解析に用いた。

2. 結果と考察

図3から、気温の予測値は、解析期間中すべての地点で正バイアスであり、平均誤差MEが0.5K~2.2K、二乗平均誤差RRMSEが1.5K~3.6Kの範囲であった。これは、地表面パラメータの設定において、積雪の有無が十分に反映されていないことによる。

図4のアメダス風速に対するモデル風速の比較では、MEが-0.9m/s~2.1m/s、RMSEが1.2m/s~3.4m/sの範囲であった。巻と長岡のアメダス観測点における風速と風向の比較（図5）をみると、いずれの地点でも、風向は比較的良好に再現されていることがわかる。風速については、アメダス風速が4m以下の比較的弱い風速のデータが多く、図4でのMEやRMSEはこの範囲のデータを反映がある。一方、風速が大きいデータについては、大きく過小評価する傾向がみられた。

図6は雪氷防災研究センター（長岡）での日降水量と解析期間中の積算降水量である。12月の18日~19日にかけて、大きな過大評価を除くと、過小評価が目立つ。図7は代表的な観測地点の日降水量の散布図であるが、図6と同様に他の地点においても、日降水量は過小評価する傾向がみられた。中井ら

（2009）は、寒気の吹き出し時におけるレーダーと気象モデル計算の比較から降水量の過小評価について比較し、同様に気象モデルの過小評価を報告している。

気象モデルにおける地上気象要素の予測は地表面パラメータの設定に大きく影響を受けるため、雪氷災害発生予測モデルの予測精度向上という観点から、地表面パラメータに対する感度実験を行うことで、より予測精度を高めていく必要がある。また、降水域の予測の位置ずれの問題があり、降水量の定量的な地点比較は難しいが、降水系と降水量の誤差の関係や、降雪種と降雪観測装置による結果の比較など定性的な比較も行うことで、モデルの設定の改良を試みる必要がある。

参考文献

中井専入 他, 2009: 2009年2月12-18日の寒気吹き出し時における、数値実験とレーダー・地上降雪観測との比較, 第11回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集



図2：気象モデルの計算領域。外側が10km解像度(グリッド166x134x38)、内側が1.2km解像度(グリッド152x152x38)で計算を行う。

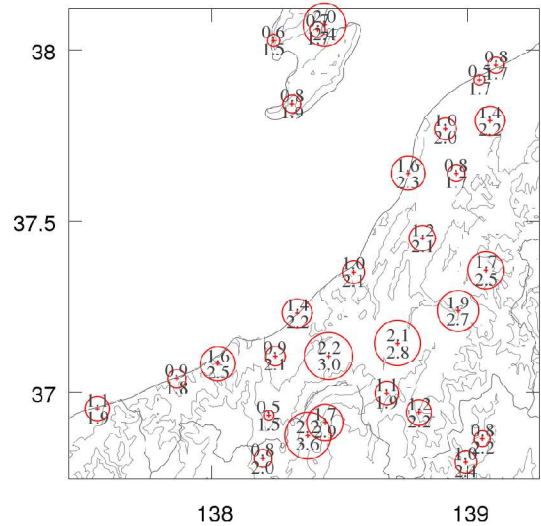


図3：気温の平均誤差MEと平方根二乗平均誤差RMSE。円の色でMEの正負(赤：正、青：負)を表し、円の大きさとMEの大きさを表す。数値は上側がME、下側がRMSEを表す。

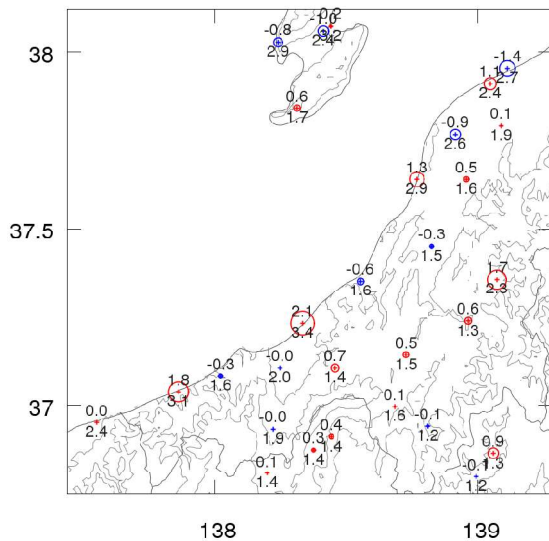


図4：風速の平均誤差MEと平方根二乗平均誤差RMSE。円の色でMEの正負(赤：正、青：負)を表し、円の大きさとMEの大きさを表す。数値は上側がME、下側がRMSEを表す。

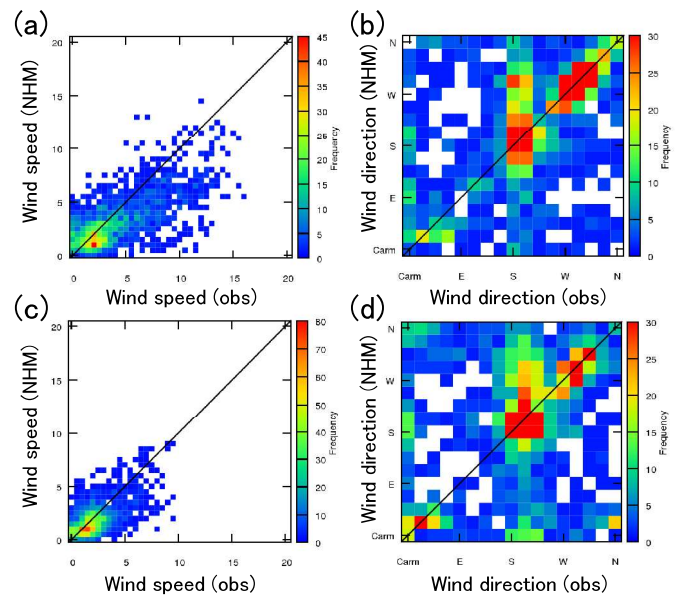


図5：アメダス観測点における風速および風向の、観測値とモデル予測値の散布図。巻における風速(a)、風向(b)および、長岡における風速(c)、風向(d)。

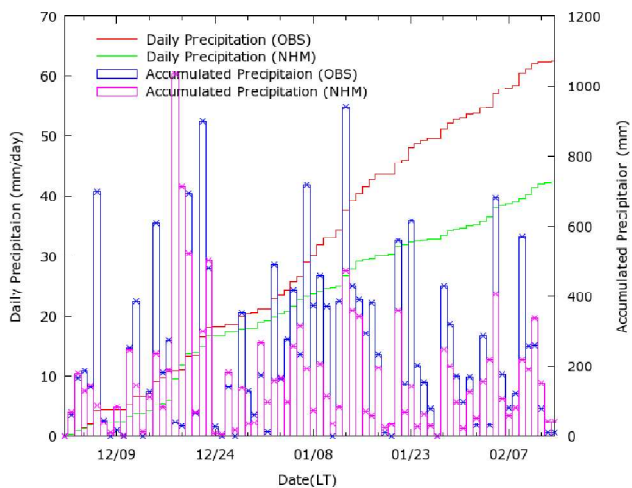


図6：雪氷防災研究センター(長岡)における、降水量の観測値と気象モデルによる予測値。棒グラフは日降水量で、線は期間のはじめからの積算降水量。

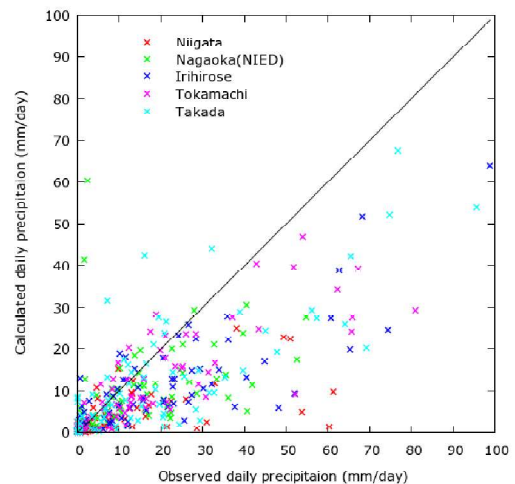


図7：アメダスおよび雪氷防災研究センター(長岡)における日降水量の観測値とモデル予測値の散布図。

庄内平野で観測された突風をもたらす気象擾乱

*猪上華子¹, 楠研一¹, 益子渉¹, 林修吾¹, 山内洋¹, 加藤巨², 荒木啓司³, 別所康太郎¹, 星野俊介¹
中里真久¹, 鈴木修¹, 今井俊昭³, 保野聡裕², 竹見哲也⁴, 福原隆彰³, 柴田徹³
(1:気象研究所, 2:東日本旅客鉄道防災研, 3:鉄道総合技術研究所, 4:京都大学)

1. はじめに

鉄道用突風探知システム開発に向けた研究(運輸分野における基礎的研究「小型ドップラー気象レーダーによる鉄道安全運行のための突風探知システムの基礎的研究」)の一環として、我々は2007年10月から山形県庄内平野一帯での突風の実態把握を目的として観測を実施している。

これまでの観測および解析結果から、2007年、2008年の冬季に観測された地上の突風の大部分が上空に数km以下のスケールの渦を伴っていたことが報告されている(楠他,2008; 下瀬他,2009)。また、レーダーで観測された上空の渦は、しばしば線状降雪雲内の渦列として観測されており、その発生環境場、構造や発生・発達過程を調べることは重要である。今回は、このような渦列の代表的な事例として、2007年12月31日に観測された事例について、突風をもたらした気象じょう乱とその環境場の特徴を中心に解析した結果を報告する。

2. 観測概要

図1に観測領域を示す。観測は、主に2台のXバンドドップラーレーダーと地上の自動気象観測装置を用いて行われた。JR 東日本レーダーは常時JR余目駅に設置されており、下層の降水と風の様子を高い時間分解能でとらえるため、仰角3度のPPI観測を30秒間隔で行っている。一方気象研究所の可搬型ドップラーレーダー(以下、MRIレーダー)は冬季集中観測期間中のみ庄内空港の屋上に設置された。MRIレーダーは擾乱の立体構造を調べるため、約3分間隔で複数仰角のPPI観測(仰角1.5,4.5,7.5,10.5,13.5,16.5度)とRHI観測(方位角135,315度)を行っていた。

地上付近での突風の構造を調べるために、庄内平野一帯に約4km間隔で地上気象観測装置が26台設置された。それぞれの装置は約5mの高さの鉄のポールの上に設置され、風向、風速は1秒毎に、気温、湿度、気圧は10秒毎に観測を行った。

3. 突風をもたらした気象じょう乱と環境場

2007年12月31日の突風発生時、日本付近は冬型の気圧配置下で日本海上空には寒冷渦があった。東北地方の日本海沿岸では、主風向に直交するSSWからNNEの走向をもつTモードのライン状エコーが観測されていた(図略)。このうち、特に活発なライン状エコーの通過に伴って、地上気象観測網のB1地点で0405:49-50JSTに 25.0ms^{-1} の突風が観測された(図2,ただし家屋等への被害は報告されていない)。この突風に伴い地上風向はWSWからNWへ変化しており、約1h~2Paの気圧降下が観測されたが、顕著な気温変化は見られな

かった。

酒田測候所のWPRによる観測では、Tモードエコー観測時、下層2km以下では北よりの風、上層では南よりの風が卓越していたが、突風をもたらした活発なライン状エコーが通過する直前の20~30分間は下層でも南よりの風が観測されていた(図略)。また、庄内地上観測網による地上の風の場合は、このライン状エコーの前面でWSWからSW風、後面でWNWからNW風を示しており(図3)、2台のレーダーのドップラー速度場からも、このライン状エコーに伴う風場が明瞭な風の水平シア($\sim 10^{-3}\text{s}^{-1}$)と強い収束($\sim 10^{-2}\text{s}^{-1}$)を伴っていたことが分かった。

4. ドップラーレーダーで観測された渦の特徴

JR 東日本レーダーの観測から、このライン状エコー内には、シアライン上に少なくとも5つの渦が同時に存在していたことが分かった。また、反射強度は、シアライン上の渦に対応した特徴的な弧状のパターンを示しており、水平シア不安定によって発達した渦によるシアラインの変形を示唆していた(図3)。

レーダーで観測された渦の特徴を調べるため、各PPIのデータからドップラー速度の極大・極小のパターンを手動で検出し、解析を行った。ここでは、極大・極小間の距離を渦の直径とし、極大・極小の差の半分の値を接線速度とした。解析された渦の特徴を表1に示す。これらの渦は、シアライン上に4~9km間隔で存在しており、寿命は長いものでも15分程度であった。ドップラー速度の極大/極小から見積もった渦の直径はいずれも数100mから2km、渦度は $10^{-1} \sim 10^{-2}\text{s}^{-1}$ のオーダー、回転方向はすべて低気圧性であり、ライン状エコーに伴う風の水平シアと対応していた。これらの渦はいずれも海上で発生し、その後東へ約 $12 \sim 17\text{ms}^{-1}$ で移動しており、このうち渦4の強風域側(移動速度と接線速度が強め合う側)がB1地点上空を通過した際、突風が観測されていた。

JR 東日本レーダーによる観測から推定された、B1地点上空通過時の渦4の接線風速は 8.6ms^{-1} 、移動速度 13.5ms^{-1} で、最大風速は 22.1ms^{-1} と見積もられた。これは地上で観測された最大瞬間風速を説明可能な値であり、B1地点で観測された突風はこの渦によりもたらされたものであると考えられる。

MRIレーダーで観測された擾乱および渦の鉛直構造を調べた結果、エコー頂は高度5~6kmまで達しており、特に強いエコーは2~3kmまで達していた。擾乱内で観測された渦は下層から少なくとも高度約2.5kmまで達しており、直径や接線速度の特性は鉛直方向にあま

表 1: JR レーダーで観測された渦 1-5 の特徴を示す。それぞれの渦の寿命 (T), 平均移動速度の東西成分、南北成分 (V_x, V_y) および直径、接線速度、鉛直渦度の最小値-最大値を示す。

	1	2	3	4	5
T (s)	350	903	670	1048	146
V_x (ms^{-1})	14.0	13.9	12.7	12.3	17.4
V_y (ms^{-1})	0.5	-1.0	-0.3	-0.6	2.3
D (m)	300- 2100	300- 2900	600- 2100	200- 1800	400- 1500
V_t (ms^{-1})	4.7-8.7	6.3-8.5	7.1-9.5	7.0- 10.9	6.7-8.5
Vor (s^{-1})	0.01- 0.09	0.01- 0.12	0.01- 0.06	0.02- 0.16	0.02- 0.07

り変化が見られなかった。渦中心は鉛直方向にほぼ直立していた。MRI レーダーの近くで観測された 2 つの渦 (渦 2,3) に着目したところ、どちらもはじめは下層でのみ渦が観測され、時間がたつにつれて高い高度でも渦が観測されていたことが分かった (図略)。このことは、これらの渦が下層から上層へ発達したことを示唆する。またそれぞれの渦は下層から上層にかけていずれも反射強度の強い領域のキンクに対応しており、発達した対流によって渦が引きのばされていたことが示唆される。今後は、下層の風の場合からより詳細な解析を行う予定である。

5. まとめ

2007 年 3 月 31 日の午前 4 時過ぎ、活発な線状降雪雲の通過に伴い、地上で突風と気圧降下が観測された。線状降雪雲は顕著な水平収束を伴ったシアライン上で発達しており、エコー内には少なくとも 5 つの数 km 以下のスケールの渦が観測された。推定された渦の通過に伴う風速の最大値は地上で観測された最大瞬間風速と整合的であった。渦は反射強度の強い領域のキンクに対応して少なくとも高度 2.5km 程度まで達しており、発達した対流に伴って渦が引きのばされていたことが示唆される。渦の構造や時間変化について、今後より詳細に解析を行う予定である。

謝辞

本研究は独立行政法人鉄道建設・運輸施設整備支援機構の「運輸分野における基礎的研究推進制度」事業により研究助成を受けている。

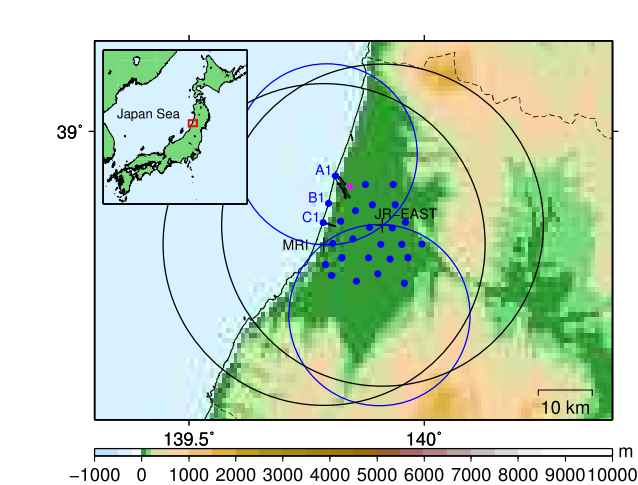


図 1: 観測領域を示す。JR-EAST,MRI と黒い円はそれぞれ JR 東日本レーダーと気象研レーダーの位置と領域を、青丸は地上気象観測装置の場所を示す。

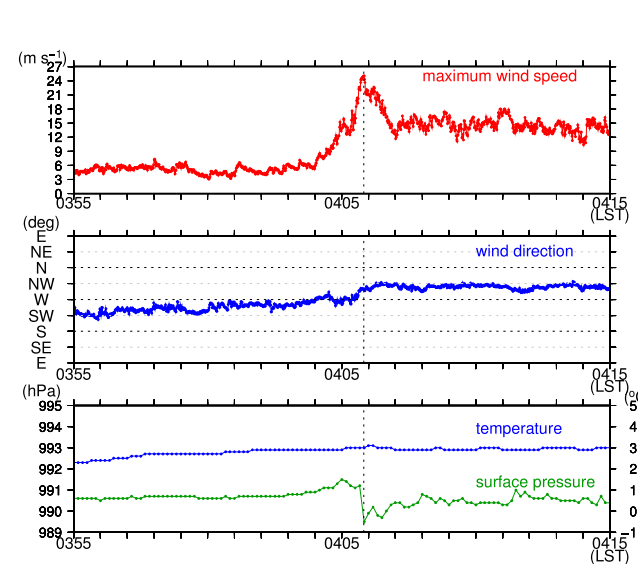


図 2: 庄内地上観測網 B1 地点 (図 1 参照) の地上気象観測データの時系列図。

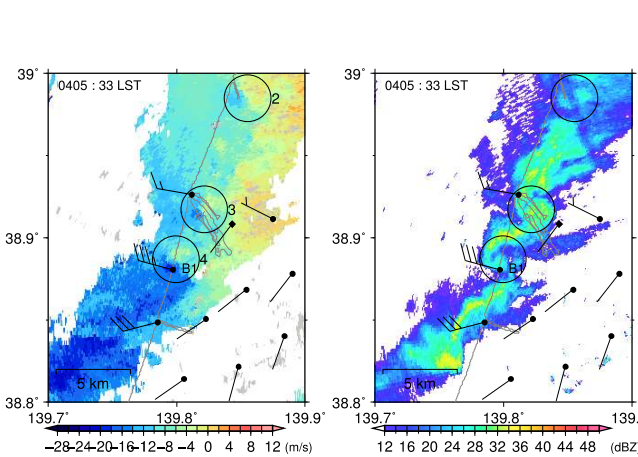


図 3: JR 東日本レーダー (領域の南東に位置) で観測されたライン状エコーとエコー内の渦 (円) に伴うドップラー速度 (左)、反射強度 (右) の分布。矢羽 (5ms^{-1}) は庄内地上気象観測網 (●) と酒田測候所 (■) による。

長岡で観測されたレーダー降雪分布と卓越降雪粒子の変動

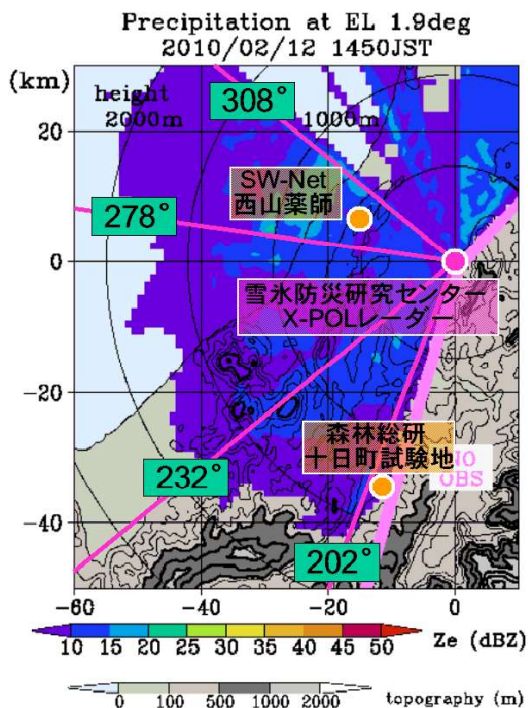
*中井専人・石坂雅昭・山口悟・本吉弘岐(防災科研・雪氷)

1. はじめに

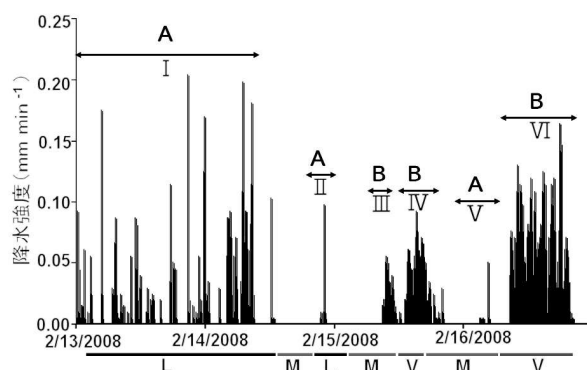
降雪粒子の種類や形状の変動は、実際の降水強度が変化しない場合でも、散乱の変化を通してレーダー観測による降水強度に大きな影響を与える(Rasmussen et al., 2003, JAM, 42, 20-36.)。降雨と異なりその形状は非常に複雑であり、粒径のみならず形状の特徴も考える必要がある。レーダーで観測されるのは目標体積中に分布する降雪粒子の後方散乱の重み付き平均であり、その特性を理解するためには粒子の大きさと形状、さらに降雪強度を推定するためには落下速度について、その分布特性を知る必要がある。本研究では、偏波パラメーターである反射因子差Zdrと降雪粒子の特徴が降水系の変化に伴いどう変わったかについて述べる。

2. 研究手法

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, SIRC)では、冬季に、Xバンド偏波ドップラーレーダー(X-POL)観測、降雪粒子観測施設(FSO)による粒子観測、レーダー視野内における高分解能降雪強度観測(SW-Net西山薬師: NY)を同時に行っている(第1図)。また、



第1図 観測地点の配置と使用したデータの方位。レーダー降雪分布は影領域を見やすくするため面状降水時のサンプルを使用したものであり、解析内容とは関係ない。



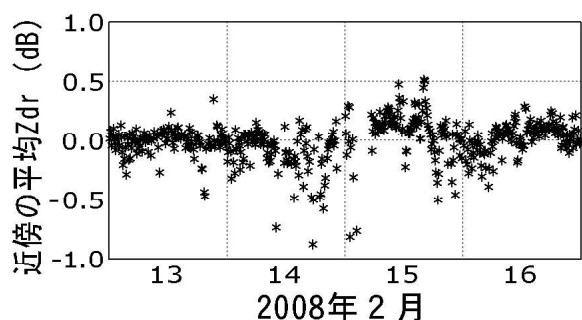
第2図 FSOで観測された2月13日から16日までの降雪強度変動と卓越降雪粒子。棒グラフが降雪強度(mm hour⁻¹)、水平矢印が卓越降雪粒子の種類を求めた期間(I~VI)であり、Aが霰、Bが雪片が卓越したことを表す。図下のバーが降水系の種類(L: Lモード、M: 山岳斜面降雪、V: 渦状降雪)を表す。

2007/2008冬季にはほぼレーダー視野内に入る森林総合研究所十日町試験地(TES)にFSOを小型化した観測設備を設置し、観測を行った。X-POLによる観測は約10分間隔のサイクル、それ以外の観測は時間分解能1分である。解析期間はまとまった降雪の見られた2008年2月13-16日とし、高度1500mのCAPPIをアニメーションにして雪雲の分類(Nakai et al., 2005, SOLA, 1, 161-164.)を行い、特徴的な降雪が持続した期間を抽出した。その後、仰角1.9度の水平偏波等価反射因子ZehとZdrについて、平均化処理を行ったものをFSO観測等と比較した。

3. 結果

解析期間の前半にはLモード線状降水系が多く現れ、後半には渦状降雪が多く見られた(第2図)。降水系の変化に対応して、降雪強度の変動も前半は~1時間の時間スケールで降ったり止んだりであったのが、後半は短時間の変動を含むものの降水が継続することが特徴であった。卓越降雪粒子は前半が霰、後半が雪片となる傾向があり、本研究の解析期間中では降水系および降雪強度変動と対応して変化する傾向が見られた(第2図)。

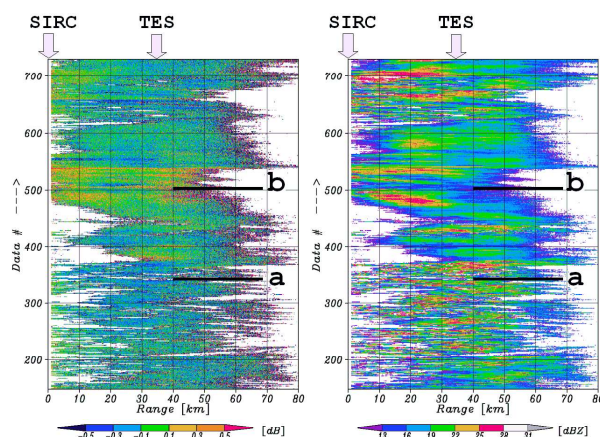
第3図は、レーダー近傍(レンジ2km以上12km以内)の卓越風向風上側方位(方位角279°と308°の間)における平均Zdrの時系列である。平均Zdrの算出時には $Zeh \geq 10$, $2 \geq Zdr \geq -2$ の値のみを使用するフィルターをかけてある。これは、観測



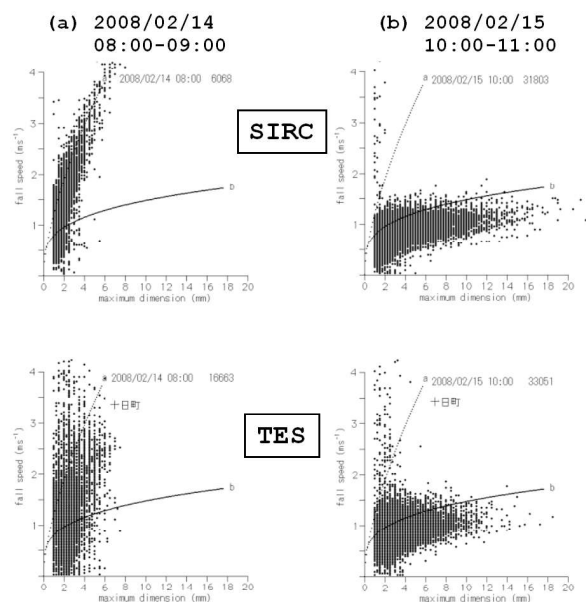
第3図 X-POLで観測されたレーダー近傍の平均Zdr(dB)の時系列。2月13日の平均値を0とし、そこからの差で表す。使用データ等については本文参照。

データにおいて弱いZehに対するZdrはばらつきが激しく、また絶対値の大きいZdrはサンプル数の少ない範囲に見られる傾向があり、ノイズが乗っていると考えられたからである。第3図と第2図の比較から、霰が卓越した期間には負または0.0に近いZdrが観測され、雪片が観測された期間は+0.1~0.2dBのZdrが観測される傾向のあったことがわかる。期間毎の平均で見ても雪片の期間と霰の期間では約0.1dBの差がある(第1表)。しかし値のばらつきがやや大きく、平均Zdrの各期間における変動は標準偏差でみて0.09dBから0.20dBに及ぶ。降水系の種類もしくは降雪分布のパターンとして同じ特徴が継続していても、その中でも降雪粒子の特徴は変化しており、さらに詳細な比較が必要と考えられる。

第4図はX-POLレーダーからTES方向(第1図の方角203度から232度の平均を求めた)のZdrとZehの時系列である。FSO、TES観測から特定された霰と雪片の卓越した代表的な期間(第5図)について、Zdrを見ると前者は~0、後者は~0.1付近の値を示し、Zehでは前者は25dBZを越える値を含みながら激しく変動し、後者は比較的变化が緩やかであったことがわかる。また、34.4km離れ



第4図 TES(距離34.4km)方向の観測値についての(左)Zdrと(右)Zehのホフメラー図。縦軸は2月13日0時から17日0時までを示す。a、bはそれぞれ第5図のa、bの時間帯を表す。



第5図 FSO(SIRC)とTESで得られた代表的な降雪粒子観測例。左が霰卓越期間、右が雪片卓越期間それぞれ1時間の観測値のプロット。上がFSO、下がTES。

第1表 期間別に平均したZdr

期間	卓越粒子	平均Zdr	データ数
I	霰	-0.0185	187
II	霰	-0.1056	17
III	雪片	0.2190	16
IV	雪片	0.0917	44
V	霰	-0.0389	49
VI	雪片	0.0804	73
霰期間全体		-0.0283	253
雪片期間全体		0.1008	153

たSIRCとTESで降雪粒子の明瞭な特徴が現れた時刻ではZdrの特徴も類似していた。

4. まとめ

冬季長岡のひと降りの降雪に対して、Zdr、降雪粒子観測、降水系分類とを比較した。その結果、雪片が卓越した期間は霰が卓越した期間より大きいZdrが観測され、かつ降水系の特徴やZehの変動特性の変化と対応していた。

本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究『雪氷災害発生予測システムの実用化とそれに基づく防災対策に関する研究』によるものです。解析にはdraft、GrADSを使用しました。

地上観測データを用いた雲解像モデル CReSS における雪と霰の割合の検証

* 篠田太郎⁽¹⁾・加藤雅也⁽¹⁾・久保 守⁽²⁾・瀬戸一希⁽²⁾・村本健一郎⁽²⁾・

藤吉康志⁽³⁾・大東忠保⁽¹⁾・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 ⁽³⁾ 北海道大学低温科学研究所

1. はじめに

名古屋大学地球水循環研究センターでは、2005 年より雲解像モデル Cloud Resolving Storm Simulator (CReSS) を用いて、日本周辺域を対象とした毎日のシミュレーション実験を実施している。また、CReSS における雲微物理過程の改良のために、これらの毎日のシミュレーション実験の結果を、定量的に検証する手法の開発も行っている。現在、我々の研究室で取り組んでいる検証方法は以下の 3 つである。

- AMeDAS を用いて地上における降水量、気温、風向・風速、日射量についての検証を行う。
- 静止衛星や極軌道衛星から取得される赤外輝度温度を用いて雲頂高度の推定を行う。また、極軌道衛星から取得されるマイクロ波放射計の輝度温度を用いて、主に海上において推定される可降水量、積算液水量、積算氷水量についての検証を行う。CReSS の出力結果に対して、名古屋大学地球水循環研究センターで開発を進めている Satellite Data Simulator Unit (SDSU: <http://precip.hyarc.nagoya-u.ac.jp/sdsu/sdsu-main.html>) を適用して、衛星データと比較できる値に変換を行う。
- 地上における降雪粒子識別観測の結果を用いて雪と霰による降水量の比較・検討を行う。

このうち、特に 3 番目の手法は、CReSS における霰の形成過程や雪から霰への変換過程の検討を行う場合に有効であると考えられる。そこで、本研究では、金沢大学に設置されている降雪粒子観測システムにより取得された雪と霰の体積の割合を用いて、雲解像モデル CReSS により出力された固体降水における雪と霰の割合の検証を行った結果を報告する。。

2. 金沢大学降雪粒子観測システムと雪と霰の判別方法

金沢大学降雪粒子観測システムは降雪粒子を CCD ビデオカメラで撮影する。2008-2009 年のシステムでは、 128×96 mm の領域を 1280×960 ピクセルで表現するため、1 ピクセルが 0.1 mm に相当することとなる。シャッタースピードは 1/10000 秒、フレームレートは 1 秒当たり 7 枚である。なお、撮影領域の奥行きは 250 mm である。このようにして得られた画像データに対してデジタル化を行い、画像の濃淡から個々の粒子の特徴（形状、粒径、落下速度、空間数濃度）などをリアルタイムでデータベース化している (村本 2005)。

データベースに保存された粒子毎に雪と霰の判別は、1000 ピクセル以上の粒子を対象とした。各粒子に対して、複雑度 (粒子の周囲長と等価円の円周長の割合) と孔の数を計算した。複雑度は粒子の断面の形状が円形

に近いほど 1.0 に近い値を示す。また、孔がある粒子は結晶の集合体であると考えられる。本研究では、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」として分類した。そして、側面から撮影されている各粒子の面積より等価面積円を仮定して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総体積とした。この値を検証用データとして用いる。

3. CReSS を用いた毎日のシミュレーション実験

2008 年 12 月 24 日から 2009 年 4 月 7 日までの間、名古屋大学地球水循環研究センターでは北陸地方（石川県）におけるマルチパラメータレーダ観測に合わせて、中部日本海全域を対象とした水平解像度 5 km と、それにネストする形で石川県周辺の領域を水平解像度 1 km の毎日のシミュレーション実験を実施した。シミュレーション実験では、金沢大学角間キャンパス（北緯 36.55 度、東経 136.71 度）を含む格子点において 1 分間毎の雪と霰の降水量を出力した。雪と霰の降水量の比を体積比と考え、観測結果と比較を行う。降雪粒子観測システムを用いた体積比の観測結果が得られている 2009 年 1 月 13 日、1 月 15 日、1 月 24 日、2 月 16 日の計 4 日間について比較を行い、CReSS の出力結果における雪と霰の体積比の検証を行う。

4. 雪と霰の割合についての検証結果

シミュレーション実験の結果の例として、図 1 に 2009 年 1 月 13 日 15 時 (日本時: 計算開始 12 時間後) の水平解像度 1 km の地上降水量と地上風の水平分布を示す。併せて同時刻・同領域の気象庁レーダによる降水強度も示す。気象庁レーダによる観測結果と CReSS によるシミュレーションとも降水域の場所は異なるものの、日本海から数本の降水セル列が能登半島周辺に侵入している様子が見て取れる。

図 2 に 2009 年 1 月 13 日 00 時から 24 時に金沢大学降雪粒子観測システムで取得された雪と霰の 1 分毎の積算体積の時系列と、同期間の CReSS (水平解像度は 1 km) により計算された金沢大学の位置する格子点における雪と霰による 1 分毎の降水量の時系列を示す。単位面積を考慮することにより、数値実験における降水量は積算体積に相当すると考えられる。観測では間欠的に雪や霰の積算体積が増加しており、降水セルの通過により雪や霰粒子がもたらされたと考えられる。また、観測ではこの期間中しばしば、雪による固体降水が見られるが、数値実験の結果ではほとんど霰による降水の割合が大きい。また、観測されなかった雨による降水もあることが見て取れる。

比較を行った計 4 日間の 1 時間毎の雪と霰の割合を

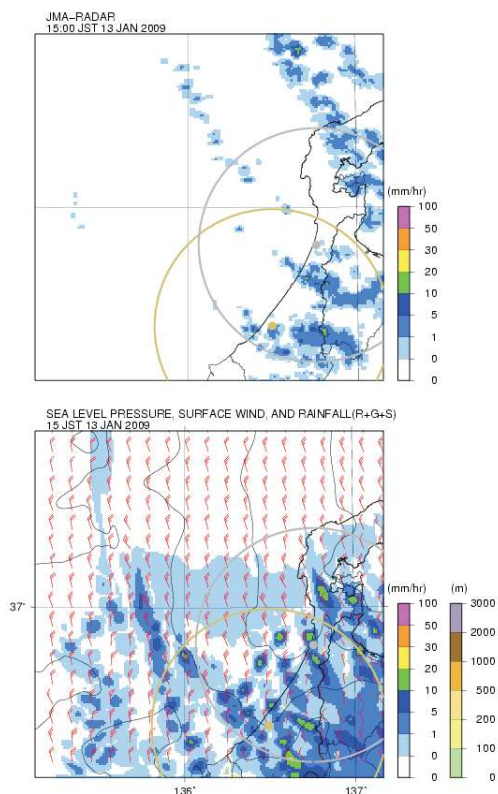


図1 (上图) 2009年1月13日15時00分の気象庁レーダにより取得された降水分布。(下图) 同時刻のCRaSSを用いた数値実験の結果から得られた降水分布(色)と地上風(矢羽根)。

散布図で示す(図3)。観測、数値実験の結果とも雪と霰の積算体積の和に対する霰の積算体積の割合を示している。分布が散布図の左上側に寄っていることから、数値実験の結果では雪に比べて霰の存在割合が過剰であることが見て取れる。すなわち、CRaSSで用いている冷たい雨過程では、霰を多く形成してしまう傾向があることが示唆される。

5. まとめ

CRaSSにおける冷たい雨過程の検証を行うために、金沢大学降雪粒子観測システムにより取得されたデータベースから雪と霰の積算体積比を出力し、CRaSSを用いた数値実験により取得された雪と霰の降水量(体積)の割合との比較を行った。その結果、CRaSSで用いている冷たい雨過程では、霰を過剰に形成してしまう傾向があることが示唆された。今後は比較を行う日数を増やすなどしてさらなる検証を行うとともに、他の手法を用いた検証結果との照合を行い、CRaSSの冷たい雨過程の特徴を示すとともに、その改良に着手する予定である。

参考文献

村本健一郎, 2005: 雪片の自動観測と画像処理技術, 気象研究ノート「雪片の形成と融解(藤吉康志編)」, **207**, 9–32.

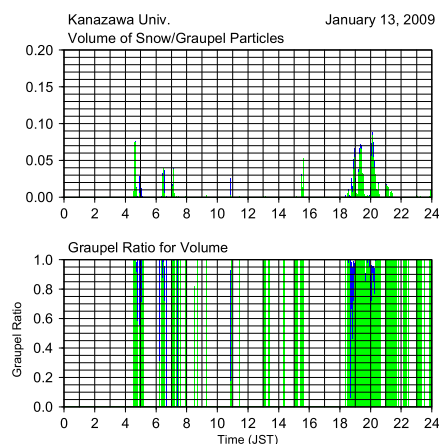


図2 2009年1月13日00時00分～24時00分に金沢大学降雪粒子観測システムにより取得された雪(青色)と霰(緑色)の1分間の積算体積の時系列(上图)および雪と霰の総体積に占める霰の体積の割合(下图)を示す。

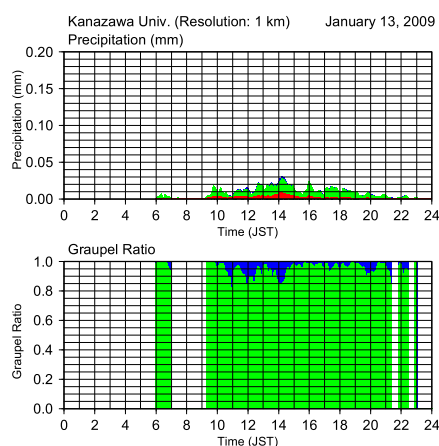


図3 図2に同じ。ただし、CRaSS-1kmの結果を示す。上图において赤は雨による降水量(体積)を示す。

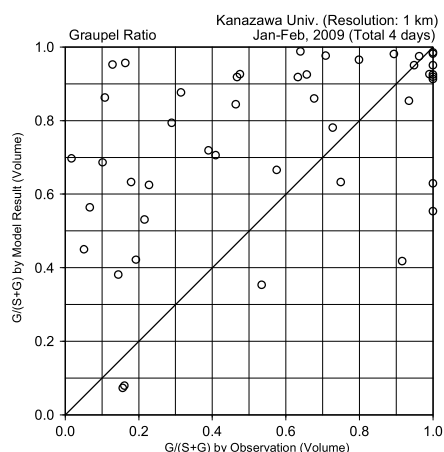


図4 対象とする4日間の雪と霰の積算体積の和に対する霰の割合の散布図。横軸は観測値、縦軸は数値実験の結果で、どちらの値も1時間積算値である。

4-ICE バルク法微物理過程の開発

*橋本明弘 (気象研究所)・三隅良平 (防災科学技術研究所)・村上正隆 (気象研究所)・

Richard D. Farley (South Dakota School of Mines and Technology)

1. はじめに

非静力学モデルを用いた予報精度向上と降水メカニズム解明のためのモデル高度化の一環として、気象庁非静力学モデル(JMANHM)の微物理過程の精緻化に取り組んでいる。JMANHMには、大気中の水粒子として雲水・雨・雲氷・雪・霰の5つのカテゴリを仮定したバルク法に基づく微物理スキームが組み込まれているが、さらに雹も予報する4-ICE微物理スキームを現在開発中である。開発中の4-ICEスキームの概要と初期結果を紹介する。

2. 4-ICEスキームの概要

粒径分布

従来からJMANHMに組み込まれていた3-ICEスキームは水粒子のクラス毎に異なる分布関数を用いていたのに対し、4-ICEスキームでは、これらを全てガンマ分布に置き換え、異なるクラスの間でパラメータや方程式を統一的に記述している。ガンマ分布を用いる利点は、パラメータの値に依って凸型から凹型まで様々な形状の粒径分布を表現できることであるが、この利点を全ての粒子クラスで活かせるようになった(図1)。これによって、雲・降水粒子の粒径分布に関する直接観測の結果等をモデルに反映させやすくなる。

微物理過程の詳細に関して、雲水・雨についてはCohard and Pinty (2000)、雲氷・雪・霰・雹については、概して、Ferrier (1994)に従っている。このため雲水・雨クラスを除き、JMANHM従来の3-ICEスキームとの整合性は考慮していない。

定式化の基礎

各粒子クラスの粒径分布 n_x を、3つのパラメータ

($N_{0x}, \lambda_x, \alpha_x$)のガンマ分布

$$n_x = N_{0x} D_x^{\alpha_x} \exp(-\lambda_x D_x) \quad (1)$$

で近似する。ここで、 D_x は粒子直径(m)、添字 x は雲水c, 雨r, 雲氷i, 雪s, あられg, ひょうhを表す。3つのパラメータの内 N_{0x} , λ_x は、(3.3.2)式、(3.3.3)式を用いて、2つの予報変数 Q_x (混合比 kg kg^{-1})と N_x (数濃度 kg^{-1})からタイムステップ毎に診断する。残りの α_x は定数とする。

$$N_{0x} = \rho_a N_x \frac{\lambda_x^{1+\alpha_x}}{\Gamma(1+\alpha_x)} \quad (2)$$

$$\lambda_x = \left[\frac{\pi \rho_x N_x}{6 Q_x} \frac{\Gamma(3+\alpha_x)}{\Gamma(\alpha_x)} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3)$$

雲水を除く粒子クラス $x(x \neq c)$ の直径 D_x の粒子の落下速度は、

$$U_x(D_x) = \left(\frac{\rho_0}{\rho_a} \right) a_x D_x^{b_x} \exp(-f_x D_x) \quad (4)$$

$$\rho_0 = 1.28 \text{ kg m}^{-3}$$

とおく。ここで、 ρ_a は湿潤空気密度である。粒子の質量 m_x については、粒子の形状に関する因子も考慮して、

$$m_x(D_x) = c_x D_x^{d_x} \quad (5)$$

とおく。4-ICEスキームにおける主要なパラメータを表1にまとめた。

表1. 4-ICEスキームにおける主要なパラメータの値

	cloud water	rain	cloud ice	snow	graupel	hail
α_x	4.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0
a_x	—	842.0	71.34	8.966	19.30	143.8
b_x	—	0.80	0.66	0.42	0.37	0.50
c_x	$\pi \rho_c / 6$	$\pi \rho_r / 6$	440	$\pi \rho_s / 6$	$\pi \rho_g / 6$	$\pi \rho_h / 6$
d_x	3	3	3	3	3	3
f_x	0	0	0	0	0	0
ρ_x	1.0	1.0	0.9	0.1	0.4	0.9

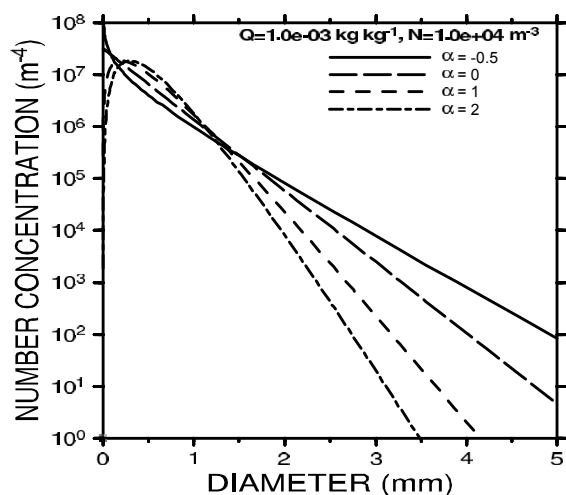


図1. シェイプパラメータ α と粒径分布の関係。

表2. 2007年5月10日つくばにおける降雹事例についてのモデル設定

計算領域	つくば市を中心とする 150 km × 150 km × 21.8 km
格子数	100 × 100 × 38
格子間隔	水平 1.5km、鉛直方向は最下層 40m–最上層 1240m の可変格子
時間間隔	5 秒
初期時刻	2007 年 5 月 10 日 5:00UTC
積分時間	4.5 時間
初期値・境界値	5km メッシュNHM(加藤 2007)
微物理過程	4-ICE

3. テスト

3次元モデル

JMANHM に導入した 4-ICE スキームの初歩的な性能評価のために、2007 年 5 月 10 日関東地方に農業被害をもたらした降雹事例の再現実験(表2)を行った。2007 年 5 月 10 日 17-18 時(JST) 頃、茨城県内では 10 分間降水量最大 12 mm(下館アメダス) に達する降水が観測され、つくば市では 17 時(JST) すぎから数 10 分の間、降雨と一時降雹にみまわれた。レーダー観測によると、つくば市付近で最大 80 mm h^{-1} 相当のエコーが認められた。

モデル結果では、茨城県内で所により降雹を再現していた(図2)。モデルが再現した降雹量を換算すると、直径 5 mm 大のひょうが 1 m^2 あたり高々 7-8 個降った程度だった。降雹量の観測値はないが、目視による推定に比べると 1-2 桁小さいオーダーであった。降水量・降雹量の定量的な予測を除けば、降雹をおおまかに再現できていた。

パーセルモデル

4-ICE スキームの特性をより基礎的な観点から把握するために、パーセルモデルを使ってテストを行った。初期条件を気圧 1000hPa、気温 20°C 、湿度 80%とした場合(Ex.I)と、気圧 850hPa、気温 4.7°C 、湿度 63%とした場合(Ex.II)の2通りの実験を行った。空気塊の上昇速度はいずれも 5 ms^{-1} とした。空気塊を 1000hPa から持ち上げる Ex.I(図3a)では、凍結水滴が雲粒捕捉を通じて霰(赤実線)や雹(赤破線)を形成していた。一方、空気塊を 850hPa から持ち上げる Ex.II(図3b)では雲水量(青実線)が比較的少なく、不均質核形成によって生成された雪結晶(緑実線・緑破線)の昇華成長が卓越し、霰(赤実線)・雹(赤破線)の生成量はわずかだった。

この結果の妥当性をチェックするために、詳細な微物理過程を組み込み降水粒子の密度変化まで再現できる多次元ビン法パーセルモデル(Misumi *et al.* 2010)を、ほぼ同じ条件で実行した。ビン法による計算結果と比較すると(図略)、Ex.I では霰・雹の形成に関して概ね妥当といえる結果を得ていた。一方 Ex.II では霰・雹の過小評価が顕著であり、雲水が比較的豊富でない場合の霰・雹形成について改善の余地があることが分った。

4. 今後の課題

実大気実験を行い、実際の降水粒子の多様さをどれだけ表現できるかをチェックするとともに、パーセルモデルや 2 次元モデル等を持ちいた理想実験を行い、4-ICEスキームの基礎的な特性を把握する必要がある。

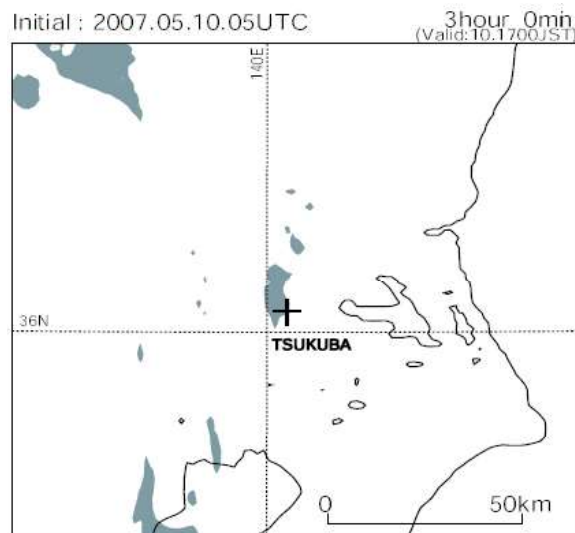


図2. 4-ICE 微物理スキームを組み込んだ JMANHM によって予想された降雹域。

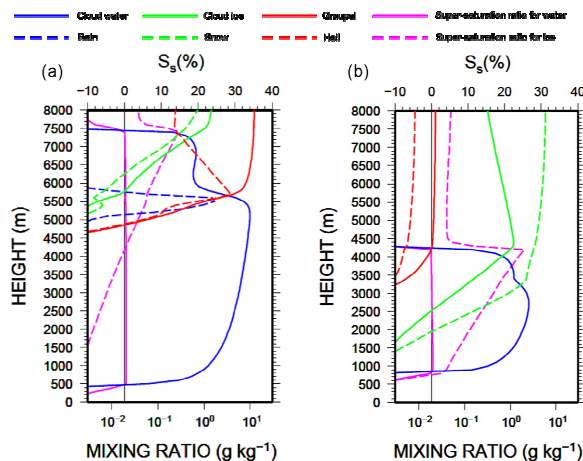


図3. 4-ICE スキームを用いたパーセルモデル実験の結果。5つの氷晶核パラメタリゼーションによる降水量予想値の分散。実線は分水嶺の位置。

多次元ビン法モデルによる雪雲のシミュレーション

*三隅良平（防災科研）・橋本明弘・村上正隆・折笠成宏・斎藤篤思・田尻拓也・山下克也（気象研）
久芳奈遠美（JAMSTEC）・J.-P.Chen（台湾大学）

1. はじめに

雲物理過程を数値モデルで適切に表現することは、豪雨・豪雪の予測、水循環過程の理解、および雲が気候変化に及ぼす影響を理解する上で極めて重要である。特に氷相の雲においては、晶癖やライミング度の異なる様々な氷晶が共存するため、その精密なモデル化が非常に困難である。

数値モデルにおける氷相の雲の表現には、いくつかの方法がある。代表的なものは、氷粒子を雲氷、雪、霰、雹などにカテゴリー分けし、それぞれの総量を別々の予報変数として計算するもので、一般にバルク・モデリングと呼ばれる。このうち混合比のみを予報するものを1モーメント・バルク法（e.g. Lin et al., 1983; Rutledge and Hobbs, 1984）、混合比と数濃度を予報するものを2モーメント・バルク法と呼んでいる（e.g. Murakami 1990; Ikawa and Saito 1991; Ferrier 1994）。この方式では、カテゴリーの中間的な性質をもつ粒子の存在が考慮されていないため、成長に従ってカテゴリー間を粒子が「ジャンプ」する。

最近、氷粒子のカテゴリー分けを行わず、バルク密度や落下速度が氷晶、雪片、霰の間で連続的に変化するバルク・モデルが提案されている。Morrison and Grabowski (2008)が提案するモデルは、氷粒子の混合比を「昇華成長による部分」と「雲粒捕捉による部分」に分けて予報し、その比率に応じて「雪」から「霰」への遷移が連続的に表現される。ただし通常のバルク法と同様に、粒径分布関数の仮定が必要となる。

粒径分布関数を仮定しない雲物理モデルは、ビン法モデルと呼ばれる。ビン法では個々の粒径ビンに対して混合比や粒径分布を予報する。液相の雲においては、雲粒の質量や形はその粒径にほぼ依存するため、かなり正確なモデリングが可能である。一方氷相の雲に対しては、バルク密度や形態の異なる氷晶について、バルク法と同様のカテゴリー分けを行うのが一般的である（Takahashi 1976; Khain et al. 2004; Reisin et al. 1996）。

氷粒子のカテゴリー分けを行わず、かつ粒径分布を仮定しないビン法モデルも開発されている。Hashino and Tripoli (2007)のモデルでは、様々な粒子特性（PPV）が粒子質量の関数で予報され、その連続的な変化が表現可能である。またChen and Lamb (1994b)のモデルは、氷のPPVが粒子質量のみならず、アスペクト比（ c 軸長と a 軸長の比）および溶質質量（付着した雲粒の量と関係する）の関数として表現される、「3次元の」ビンモデルである。彼らの方法では、粒径分布関数の仮定が不要であるのみならず、氷粒子の形体が連続的に変動するため、より多様な氷晶の成長が表現可能である。

本研究ではChen and Lamb (1994)のモデルに改良を加え、質量、アスペクト比、溶質質量および体積4つの次元をもつ多次元ビン法モデルを構築する。質量と体積が独立に変動することにより、氷粒子のバルク密度の変化を連続的に表現することが可能となる。ここでは、改良された多次元ビン法モデルをパーセルモデルに搭載し、孤立した対流性雪雲の発達期におけるシミュレーションを行う。シミュレーションの結果をMurakami et

al. (1994)のビデオゾンデ観測の結果と比較し、このモデルのパフォーマンスを評価する。

2. 数値モデル

雲物理モデルはChen & Lamb (1994)を改良した4次元ビン法モデルである。氷粒子の形状は回転楕円体を仮定し、氷粒子の質量、体積、アスペクト比、溶質質量が独立変数として変動する（図1）。空間0次元を仮定し、エントレインメントのないパーセルとして上昇させて雲粒子の挙動を調べる。初期条件を 0.5°C 、 1000 hPa 、相対湿度 50% とし、未飽和領域では 1 m/s 、飽和域では周囲との温度差を 1 K として浮力による加速度を加えて上昇させた。雲核として働くエアロゾルは硫酸アンモニウムのみを仮定し、海洋性の粒径分布を与えている。

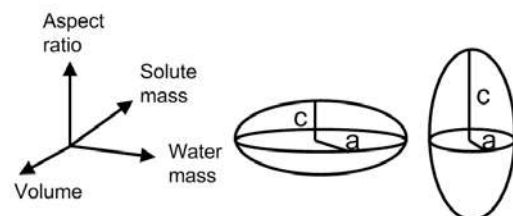


図1. 5つのビン・コンポーネントと、モデルで仮定されている氷粒子の形状。

3. 形成された氷晶の特性

上昇するパーセルにおいて、雲底付近（高度 1.35 km ）から雲頂（高度 2.5 km ）まで過冷却水滴と氷晶が共存する（図2）。過冷却水滴は $20\text{ }\mu\text{m}$ 付近に個数のピークをもち、その粒径分布はMurakami et al. (1994)のビデオゾンデ観測によるものと整合的であった（図省略）。雲底付近（高度 1.35 km ）では、 $95\text{ }\mu\text{m}$ 付近に個数のピークをもつ板状の氷晶が卓越している。これは昇華・凝結・凍結核形成によって発生した氷晶が、板状結晶の温度領域で昇華成長したものである。一方雲頂付近（高度 2.5 km ）では雲粒凍結に起源をもつ氷晶が形成され、 $30\text{ }\mu\text{m}$ 付近に第2の個数のピークを形成した。ただし先に形成された板状結晶の方が粒径がはるかに大きく、降水の開始には昇華・凝結・凍結核から成長する板状氷晶がより重要なのである。

4. 霰エンブリオについて

対流性降雪雲からはしばしば、直径数ミリの霰が降ることが知られている。モデルで形成された氷晶について、ライミングによる成長率と昇華成長率を比較することにより、霰エンブリオとして働き得る氷晶を検討した（図省略）。その結果形状が等方的な氷晶が霰エンブリオとしてより有効に働くこと、またこれらの氷晶では、ライミングによって粒子自体の温度が上昇し、昇華成長が抑制されていることがわかった。

5. まとめ

- 1) 上昇するパーセルの雲水量および過冷却雲粒の数濃度および粒径分布は、ビデオゾンデ観測をよく整合した。
- 2) 発達期の対流性雪雲に卓越する雪結晶の型は板状結晶で、観測と整合している。計算結果は板状結晶の

ほとんどが氷晶核（昇華・凍結-凝結核）に起源をもち、これらが対流性雪雲の中で最も早く成長し、凍結雲粒起源の氷晶の成長はやや遅れることを示唆した。

- 3) 霰エンブリオとして有効に働くのは、等方的な氷晶であり、これらはライミングによる氷粒子の加熱に

よって部分的な融解が起こり、昇華成長が抑制される。一方板状結晶は発達期の間、昇華成長を続ける。

現在、モデルを多層化して降雪粒子の落下の過程を表現できるように改良している。講演ではその結果にも言及したい。

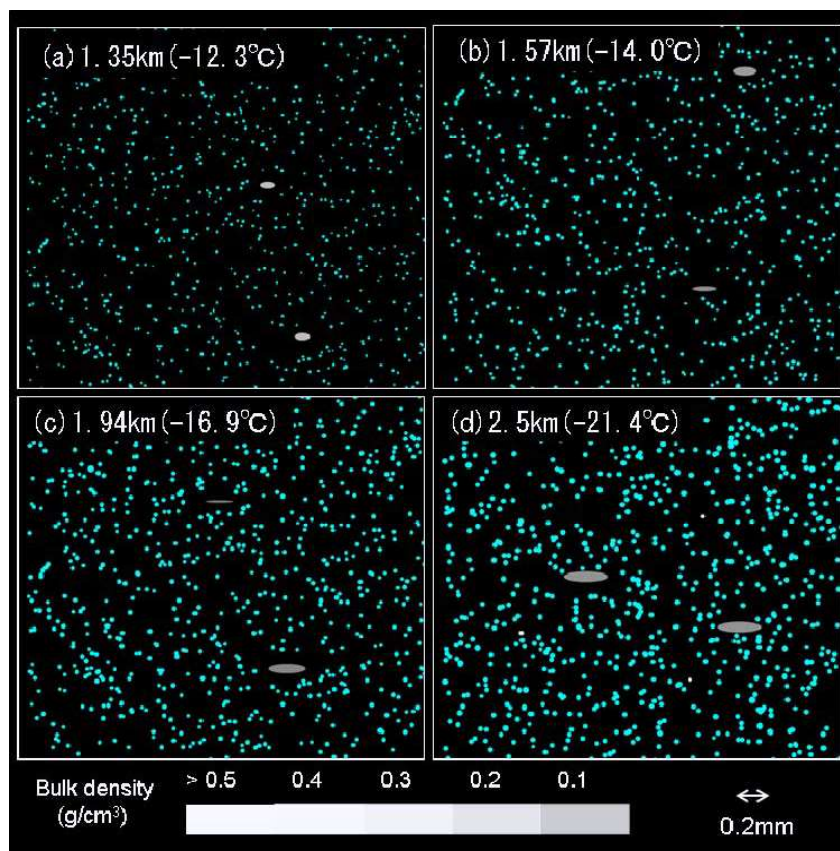


図2. 数値モデルで計算された雪雲内部の雲粒子の描画。水色は過冷却の雲粒、白～灰色は氷粒子を表し、その個数が濃度を、濃淡がバルク密度を、形が粒子の形状を表している（扁平な楕円体を横長の楕円で示している）。

参考文献

- Chen, J.-P. and D. Lamb (1994): Simulation of Cloud Microphysical and Chemical Processes Using a Multicomponent Framework. Part I: Description of the Microphysical Model. J. Atmos. Sci., 51, 2613-2630.
- Ferrier, B. S. (1994): A Double-Moment Multiple-Phase Four-Class Bulk Ice Scheme. Part I: Description. J. Atmos. Sci., 51, 249-280.
- Hashino, T. and G. J. Tripoli (2007): The Spectral Ice Habit Prediction System (SHIPS). Part I: Model Description and Simulation of the Vapor Deposition Process. J. Atmos. Sci., 64, 2210-2237.
- Ikawa, M and K. Saito (1991): Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. Tech. Rep. MRI, 28, 238 pp.
- Khain, A., A. Pokrovsky, M. Pinsky, A. Seifert and V. Phillips (2004): Simulation of Effects of Atmospheric Aerosols on Deep Turbulent Convective Clouds Using a Spectral Microphysics Mixed-Phase Cumulus Cloud Model. Part I: Model Description and Possible Applications. J. Atmos. Sci., 61, 2963-2982.
- Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Orville (1983): Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J. Appl. Meteor., 22, 1065-1092.
- Morrison, H. and W. W. Grabowski (2008): A Novel Approach for Representing Ice Microphysics in Models: Description and Tests Using a Kinematic Framework. J. Atmos. Sci., 65, 1528-1548.
- Murakami, M. (1990): Numerical Modeling of Dynamical and Microphysical Evolution of an Isolated Convective Cloud: The 19 July 1981 CCOPE Cloud. J. Meteor. Soc. Japan, 68, 107-128.
- Murakami, M., T. Matsuo, H. Mizuno and Y. Yamada (1994): Mesoscale and Microscale Structures of Snow Clouds over the Sea of Japan Part I: Evolution of Microphysical Structures in Short-lived Convective Snow Clouds. J. Meteor. Soc. Japan, 72, 671-694.
- Reisin, T., Z. Levin and S. Tzivion (1996): Rain Production in Convective Clouds as Simulated in an Axisymmetric Model with Detailed Microphysics. Part I: Description of the Model. J. Atmos. Sci., 53, 497-519.
- Rutledge, S. A. and P. V. Hobbs (1984): The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. XII: A Diagnostic Modeling Study of Precipitation Development in Narrow Cold-Frontal Rainbands. J. Atmos. Sci., 41, 2949-2972.
- Takahashi, T. (1976): Hail in an Axisymmetric Cloud Model. J. Atmos. Sci., 33, 1579-1601.