

科学研究費助成事業 研究成果報告書

平成 27 年 5 月 29 日現在

機関番号：13901

研究種目：若手研究(B)

研究期間：2012～2014

課題番号：24740319

研究課題名(和文) 活発化した日本海带状雲がもたらす豪雪の雲微物理過程の解明

研究課題名(英文) Cloud microphysical processes in heavy snowfalls caused by an intensified broad cloud band over the Sea of Japan

研究代表者

大東 忠保 (Ohigashi, Tadayasu)

名古屋大学・地球水循環研究センター・特任助教

研究者番号：80464155

交付決定額(研究期間全体)：(直接経費) 2,500,000円

研究成果の概要(和文)：冬季寒気吹き出し時には、広範囲で生じる筋状の降雪雲とは異なり一際太い雲バンドである带状雲が形成される。带状雲は外力によって大きく変動し、特に活発化した時間帯・場所においてしばしば大雪がもたらされる。本研究では2009年1月25日から27日にかけて形成された带状雲が特に活発化した上陸部周辺における降雪粒子の形成過程(雲微物理過程)を、主に偏波レーダーの観測データによって調べた。その結果、山岳における気流のブロックによって山岳の側方に定常的な収束域が生じ、この領域における霰降水の増加によって、多量の降雪がもたらされていたことがわかった。

研究成果の概要(英文)：Broad cloud bands, that are considerably thicker than cloud streaks covering over the sea, are formed over the Sea of Japan during cold-air outbreaks. Broad cloud bands largely vary with time and space. In especially intensified time and space, heavy snowfalls occur. An broad cloud band was formed for about 2 days from 25 January 2009 and was largely intensified in the landing part. In this study, formation processes of snowfall particles (cloud microphysical processes) in an intensified broad cloud band were studied mainly using a polarimetric radar. A local low-level stationary convergence region was caused on a flank of a mountain region by a mountain blocking effect. In the region, increase of graupel precipitation resulted in a heavy snowfall.

研究分野：気象学

キーワード：带状雲 雲微物理 降雪機構 霰 雪片 氷晶 偏波レーダー 日本海

1. 研究開始当初の背景

日本海上に形成される帯状雲は、冬季寒気吹き出し時において最も活発な降雪をもたらす雲システムの1つである。帯状雲は寒気吹き出し時において頻りに形成され、冬季日本海側の広い範囲で豪雪の原因の1つになっている。帯状雲による活発な降雪が継続することによって引き起こされる豪雪の形成機構を明らかにすることは、降水の集中化機構の解明のための重要な課題である。

これまでの帯状雲の研究は、その構造と形成メカニズムに焦点があてられてきたが、これらの先行研究では帯状雲はほとんど時間空間変動が無い定常なものとして扱われてきた。研究開始の少し以前において、申請者は帯状雲からもたらされる降雪が時間空間的に大きく変動することを明らかにしてきた。このような変動する帯状雲が特に発達する部分において、半日から1日の時間スケールで50cmから1mの積雪深の増加をもたらすことはまれではない。

このような特別に活発化した帯状雲の中で、どのようにして効率よく降雪粒子が成長し地上に落ちてくる(降雪となる)のか?冬季日本海側に降る主要な降雪粒子のタイプは霰(あられ)と雪片であるが、その形成のされ方(雲微物理過程)は異なっている。霰は多数の過冷却の雲粒が雪に接触した時に凍結し形成されるものである。一方、雪片は水蒸気の昇華により成長した多数の雪結晶が、互いに付着し合ったものである。上昇流の強さの微妙な違いによって卓越粒子とその成長過程がどのように変化するかの詳細はわかっておらず、この真実を解明するためには、これまでの時間・空間的に断片的な観測を補う手法によって粒子の分布と成長過程を調べる必要がある。

このような状況の中で、時間・空間的に密な雲内部の雲微物理構造と、その成長過程を観測でも数値モデルでも調べることが可能になってきた。観測手法では、偏波レーダーが近年日本に整備され、雲システムの粒子タイプの分布を三次元的に調べることが可能になってきた。一方、数値モデルについては、1つ1つの積乱雲を解像できる雲解像モデルの高度化と、計算機能力の向上、ストレージの大容量化によって、帯状雲を構成する小さな積乱雲を解像できる高解像度の実験を、数多く実施している研究環境が整ってきた。

2. 研究の目的

(1) 冬季寒気吹き出し時において形成される帯状雲は大きく時間空間的に変動し、特に活発化した時間帯や場所においてはしばしば大雪をもたらされる。この雲微物理過程を明らかにすることを最終目的とする。

(2) この最終的な目的を果たすためには、時間・空間的に密な雲内部の雲微物理構造を調べる必要がある。このための観測測器とし

て偏波レーダーが有効であるが、同測器から得られる偏波パラメータから粒子の判別を行う手法は完全には確立されていない。偏波レーダーを用いた粒子判別手法は、主に、雹被害と雹をもたらすような激しい雷雲の構造を調べるためにアメリカ合衆国で開発されたことから、特に霰や雪片とその両者の分離に関しては十分ではない。また、数値モデルに関しても雪や霰の元となる氷晶の発生の部分について特に未解明であり、この表現が十分にされているかを検討する必要がある。したがって、これらレーダー観測、数値シミュレーションから得られる粒子の量と分布に関して検証することも目的の一つとする。

3. 研究の方法

(1) 粒子判別手法の検証には、2008年から2009年の冬季にかけて名古屋大学のXバンド偏波レーダーを石川県に設置して観測したデータを使用した。この検証のために、実際の粒子タイプの直接観測データが必要であるが、これには金沢大学が同角間キャンパスにおいて二次元ビデオディスタンスドローメーターを用いて取得した画像データを使用した。

(2) 雲微物理過程、特に氷晶の量と分布の表現を検証する数値モデルとして名古屋大学で開発されている雲解像モデル Cloud Resolving Storm Simulator (CRSS) を用いた。専用の観測用航空機をもたない日本では利用できる氷晶の直接観測データは様々な雲システムを合わせてもほとんど存在しない。今回は、冬季日本海上のデータで利用できるデータが無かったため、2008年6月に沖縄で得られた降水システム上空の氷晶を、雲粒子ゾンデを用いて観測した。この雲粒子ゾンデ観測の画像データから、氷晶の数と氷水量の鉛直分布を算出したデータを検証に用いた。また、数値シミュレーション結果を疑似衛星画像にシミュレートできる SDSU を用いて、静止気象衛星 MTSAT と比較して検証した。シミュレーションの基本実験は水平解像度 1km で、雲微物理過程は液相、固相ともに混合比と数密度を予報するフル 2 モーメントスキームを用いた。氷晶は一定速度(10cm/s)で空気に対して落下させた。実験は 2008 年 6 月 12 日 06 時(日本時間)から 12 時間実施した。

(3) 特に活発化した帯状雲からもたらされる大雪の雲微物理過程を調べるために、2009年1月25日から27日にかけて石川県付近において特に発達した部分をもち多くの降雪をもたらした帯状雲の事例を調べた。データとして、石川県に設置した X バンド偏波レーダーを主に使用し、その他、気象庁の観測データや客観解析データを使用した。

4. 研究成果

(1) Xバンド偏波レーダー用に、ファジーロジックを利用した粒子識別法を開発しているが、本研究ではこの検証を実施した。同手法では、様々な粒子タイプが取り得る観測データ（偏波パラメータ）の範囲を組み合わせ、最も主要な粒子のタイプを各格子点（レーダーサンプリングボリューム）に対して1つ決定する。偏波パラメータの範囲についてはSバンドの偏波レーダー用に開発されたLiu and Chandrasekar (2000, J. Atmos. Oceanic Technol.)をもとに、KDPに対してはSバンドとXバンドの波長の違いによる修正を加えた他、他の論文も参考にして修正を加えている。また、新たに雪粒子が0以上に存在する場合には相対湿度が低いことから、湿度に関する情報を組み込み、雨、雪、ぬれ雪の判別の改善をはかっている。

金沢大の地上での粒子画像の解析から、霰（dry graupel）はレーダー反射強度（Zh）が25dBZ以上で、レーダー反射因子差（ZDR）と偏波間位相差変化率（KDP）が0か負を示すのに対して、雪（dry snow）はZDRとKDPが0か正を示すことが確かめられた。雪のZhは霰よりも低く、hvについてはわずかながら低い傾向がみられた。これらのパラメータ範囲を用いた粒子判別結果と現実の粒子の比較は、霰や雪の卓越領域（時間帯）とよく一致した。

本研究成果は、現在学術雑誌に投稿中であるが、同手法を適用させることによって、帯状雲の内部の積乱雲の詳細な時間変動などの解明が今後期待される。加えて、同手法は任意の降水雲に適用可能であり、特に変動の激しい積乱雲内部の雲微物理構造の解明に寄与すると考えられる。

(2) 2008年6月12日昼過ぎに沖縄本島をスコールライン状の降水システムが通過した。沖縄本島付近を通過する際は、降水システムの上空で氷晶によって形成される上層雲が広がっていた。また、その衛星輝度温度は最も低い時と比べてやや上昇しており、降水システムのステージとしては最盛期から衰退期に向かうステージと判断される。この状態の降水システムに放球された雲粒子ゾンデデータ等の観測データと数値シミュレーション結果を比較した。

気象庁レーダーと比較すると、降水システムの盛衰は大まかには表現された。降水の分布を比較すると、シミュレーションでは北側に層状域が広がらなかった。水平解像度や雲微物理スキームのモーメント、warm rain等の実験を実施したが、この層状域の広がりについての改善はみられなかった。

また、数値シミュレーション結果に衛星シミュレータを適用させた結果と衛星を比較すると、実際には速やかに消散する氷晶の上層雲が数値シミュレーションでは残留した。この結果を氷晶を落下させない実験と比較

すると、残留の程度が改善されていたことがわかるが、実際と比較すると残留の程度は非常に大きかった。雲粒子ゾンデとの量的比較では、-40より低温域で数密度（ $1/m^3$ ）が1桁過大であり、混合比も過大であった。一方、-40よりも高温域では数密度は4桁程度、混合比は過小であった。これは、数値モデル-衛星シミュレータと衛星との比較の結果と整合的である。

これらの結果を総合的に考えると、用いた数値モデルCReSSでは、-40より低温で有効化される均質核形成過程による氷晶の多量の生成と、氷晶が降水粒子に成長せずに上空に長時間滞留することが、上空の氷晶の量の特徴づけていると推測される。一方で、この氷晶の量は雪の過剰をもたらしていないどころか、層状性降水域が広がらないことから雪は実際よりも少ないと考えられる。このことから、氷晶から雪への変換が少ないことが考えられる。また、対流域に降水が集中することから、霰となって降水がもたらされ、その分雪になる分が減っているとも考えられる。

雲微物理の過程は非常に多く、未解明の部分も多くある。その過程をほぼ完全に表現できることを待てば、豪雪などをもたらず雲全体の研究は全く進めることができない。モデルの特性を理解しつつも、同じモデルでの事例間の比較などによってモデルに依存しない結論を得る方法を考える必要がある。

また、これらの検証はもっと多くの事例でなされるべきであるが、雲微物理量の直接観測が非常に少ない点に問題がある。雲粒子ゾンデを用いた観測を今後も継続するとともに、航空機観測によって豊富なデータを得ることが今後必須である。

(3) 日本海上に寒気の吹き出しが起こっていた2009年1月25日から27日にかけて、山陰から北陸地方にかけて筋状雲よりも一際太い帯状雲が形成された。この帯状雲の上陸部においては、その他の部分と比較して2倍~3倍の降水量がもたらされ、最も多いところでは48時間で95mm程度の降水量がもたらされた。0程度の気温だったために降雪深の増加は降水量と比較すると大きくはなかったものの、最大で40cmを越えていた。この帯状雲の上陸部分の活発化の原因と、大雪をもたらした雲微物理過程を調べた。

環境場の特徴として、一般的な北西の季節風ではなく山陰-北陸地方の沖では西風が卓越していた。石川県の海岸付近では、帯状雲の活発化が見られた期間、下層では南から南西よりの風が卓越していた。この原因として西風の風下に位置する両白山地のブロッキング効果の可能性を調べた。山岳によるブロッキングは無次元の山の高さ（non-dimensional mountain height: フールド数の逆数）が1を越える場合にブロック

されることが理論的に示されている。そこで、帯上空上流の環境場を示すと考えられる輪島と米子のゾンデデータを使用して両白山地の最高峰である白山の山頂の高さに対する無次元の山の高さを計算した。この際、様々な高度から無次元の山の高さを計算させた。その結果、少なくともおよそ高度 900m 以下の高度から計算させた無次元の山の高さは 1 を上回った。このことは、高度 900m 以下の高度の気流は両白山地によってブロックされていたことを示す。

ブロックされた気流は同箇所相対的な高圧場を形成する。一般場が西風、すなわち南に高圧場、北に低圧場の中にこの高気圧の偏差が重なると、地衡風に近い風速で入り込んで来た風の場合はバランスを急に失って非地衡風成分が大きくなり、このことが起因して左向きの力を受けることになる。このことは、風を地衡風と非地衡風成分に分け、加速度を計算した解析により明らかになった。西風が左向きの力を受けて南 - 南西風となり、この風が元の西風と収束場を形成していた。そして、この収束場が帯上空の強化域に対応していた。これらの気流の変化を示す概念図を図 1 に示す。

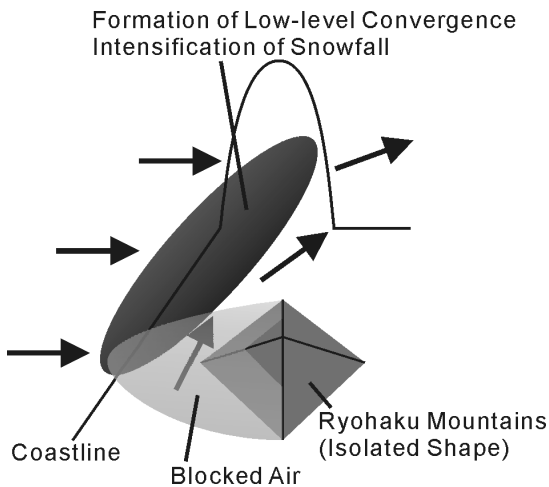


図 1 両白山地における気流のブロックとその後の気流の偏向、下層収束域の形成を示す概念図。矢印は下層の気流場を示す。

次に、帯上空の強化域における雲微物理学的構造を明らかにするために、偏波パラメータの特徴を調べた。図 2 a は帯上空の強化期間における低仰角 PPI (1.9°) のレーダー反射強度の時間平均値である。このうち図 2 b に見られるレーダー近傍の $h\nu$ が小さな領域はみぞれを含んでいることが推測され、このためにレーダー反射強度が大きくなっていると考えられる。これ以外の領域で、レーダー反射強度が高い部分では、KDP が 0°km^{-1} 以下の負になっていることがわかる。これは、縦長で落下する粒子が卓越していることを

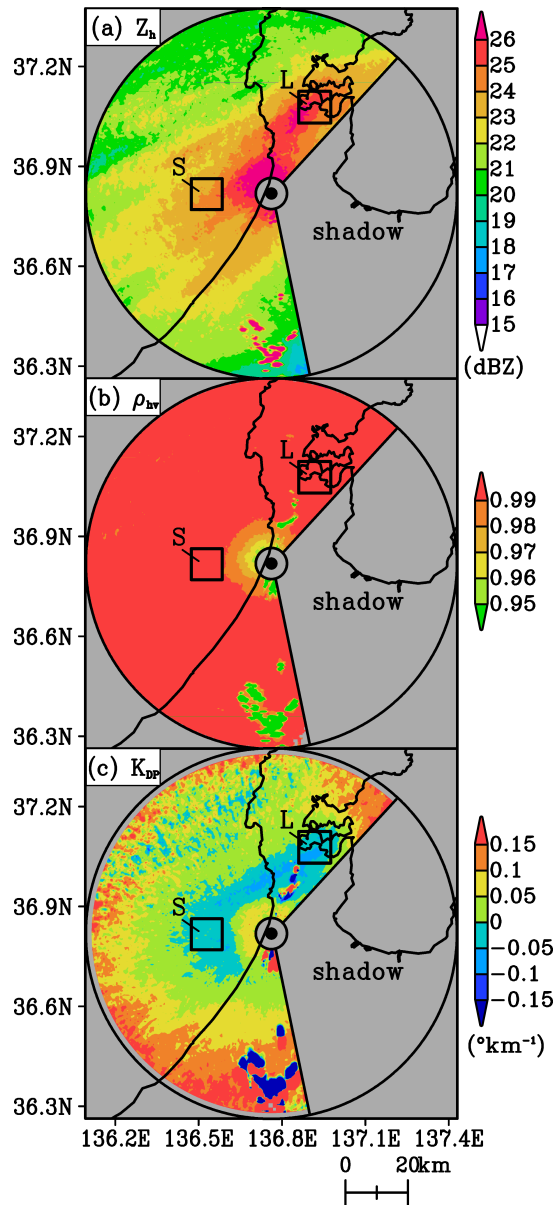


図 2 帯上空が停滞し強化を示した 2009 年 1 月 25 日 3 時から 27 日 3 時における仰角 1.9° における (a) レーダー反射強度 (Z_h) (b) 偏波間相関係数 ($h\nu$) (c) 偏波間位相差変化率 (KDP) の時間平均値。

示している。この領域に降る粒子を、雪結晶、雪片、霰に大別するとこの縦長で落下する卓越粒子は霰であると考えられる。狭い範囲ではあるが、これは海上 (図 2 中 S の領域) と陸上 (図 2 中 L の領域) の両地点において、KDP の各値の頻度分布を求めた。結果は、両地点において変化はなく、レーダー反射強度がおよそ 25 ~ 30 dBZ 以上になると KDP が負になっていることがわかった。現地での観測では霰が観測されており、同時に頻繁に雷が鳴っていた記録も残っている。

これらの結果から、今回の帯上空の強化

域においては、山岳のブロックにより山の側方部に下層収束域が生じ、この領域においては他の領域と比較して霰が多く形成されることによって多量の降水と積雪がもたらされていたと考えられる。

申請者は石川県の主に海岸近くにおいてこれまで三冬季間観測を実施しているが、霰が激しく降り地面に霰が数 cm 以上も積もることを何度も経験している。しかしながら、帯上雲の停滞時に大雪となる滋賀の北部地方では、経験的な卓越粒子は雪片である。海上から海岸を通過し、数 10km の間に卓越する雲微物理過程は劇的な変化をすることが予想されるが、これを引き起こしている上昇流、水蒸気量、雲水量、鉛直不安定度がどの程度変化しているのかは十分にはわかっていない。これらの変質のプロセスを数値シミュレーションで再現できるかどうか、人工密集部である海岸から数 10km 以内における冬季における降水量と積雪量の予測の改善につながると考えられるが、特に水蒸気量、雲水量、鉛直不安定度についてはこのメソスケールでの変化を示す観測も存在しない。X バンドの偏波レーダーを中心とし、より高周波の雲レーダー、鉛直雲水量を観測できるマイクロ波放射計、ゾンデなどを狭い地域に密集させた観測を実施すれば、この課題に答えることができるデータを得ることができるだろう。また、それらの数値シミュレーションによる再現性が十分であれば、海岸部における降雪の物理過程の全体は数値シミュレーションを信頼して解析を実施することが可能になるであろう。

5. 主な発表論文等

(研究代表者、研究分担者及び連携研究者には下線)

[雑誌論文](計 1 件)

Ohigashi, T., K. Tsuboki, Y. Shusse, and H. Uyeda, 2014: An intensification process of a winter broad cloud band on a flank of the mountain region along the Japan-Sea coast. *J. Meteor. Soc. Japan*, **92**, 71 - 93. (査読有)
DOI:10.2151/jmsj.2014-105

[学会発表](計 12 件)

大東忠保・坪木和久, 2014: 梅雨期に発生したクラウドクラスターに関する雲解像モデル CReSS と観測との雲物理量の比較. 日本気象学会, 横浜市開港記念会館・横浜情報文化センター(横浜市), 5月21日 - 24日.

大東忠保・坪木和久・宮井星児・中北英一, 2013: 雲粒子ゾンデ観測と CReSS シミュレーションにおける氷晶の微物理量の比較. HyARC 共同研究「偏波レーダと雲

解像モデルの高度利用による雲・降水・大気水循環研究」HyARC-NICT 研究会「大気海洋現象のリモートセンシング技術の開発」合同研究集会, 情報通信研究機構 沖縄電磁波研究センター(沖縄県恩納村), 12月5日 - 6日.

額綱丈晴・上田 博・篠田太郎・大東忠保・竹内裕人・久保 守・村本健一郎, 2013: 冬季北陸地方における固体降水粒子の地上観測と X バンド偏波レーダーによる降水粒子判別の比較. 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 12 回)”, 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター(長岡), 11月28日 - 29日.

Ohigashi, T., K. Tsuboki, Y. Shusse, and H. Uyeda, 2013: Intensification process of a broad snowband on a flank of a mountain region during a cold-air outbreak. *Davos Atmosphere and Cryosphere Assembly (DACA-13)*, Davos (Switzerland), 7月8日 - 12日.

Kouketsu, T., M. Oue, T. Ohigashi, K. Tsuboki, H. Minda, H. Uyeda, K. Suzuki, Y. Wakazuki, and E. Nakakita, 2013: Validation of hydrometeor classification method for X-band polarimetric radars using balloon-borne instruments. *ICMCS-IX*, Beijing (China), 3月27日 - 30日.

額綱丈晴・尾上万里子・大東忠保・坪木和久・民田晴也・上田 博・鈴木賢士・若月泰孝・中北英一, 2012: HYVIS・ビデオゾンデで観測された降水粒子と偏波レーダーによる降水粒子判別の比較. 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 11 回)”, 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター(長岡), 11月8日 - 9日.

Kouketsu, T., H. Uyeda, M. Oue, T. Ohigashi, T. Shinoda, H. Minda, K. Tsuboki and E. Nakakita, 2012: Validation of hydrometeor classification method for X-band polarimetric radars using in-situ observational data of hydrometeor videosonde. 7th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Toulouse (France), 6月25日 - 29日.

[その他]

ホームページ等
なし

6. 研究組織

(1)研究代表者

大東 忠保 (Ohigashi, Tadayasu)

名古屋大学・地球水循環研究センター・特
任助教

研究者番号：80464115