

令和元年6月24日現在

機関番号：13901

研究種目：基盤研究(B) (一般)

研究期間：2016～2018

課題番号：16H04049

研究課題名(和文) Ka帯雲レーダと地上観測を用いた氷晶-雪片変化過程の解析

研究課題名(英文) Analysis on conversion processes from ice crystals to snowflakes using a Ka-band polarimetric cloud radar and ground-based instruments

研究代表者

篠田 太郎 (Shinoda, Taro)

名古屋大学・宇宙地球環境研究所・准教授

研究者番号：50335022

交付決定額(研究期間全体)：(直接経費) 11,500,000円

研究成果の概要(和文)：走査型Ka帯偏波レーダを用いて、固体降水粒子の新しい観測手法の検討を行った。Ka帯レーダは従来の降水レーダに比べて波長が短いため、粒径の小さな雲粒や氷晶の観測が可能になると期待される。一方で、大粒径の粒子(雪片・霰)などの観測には適していないため、当初想定していた粒子判別法の適用には適さないことを明らかにした。また、偏波間位相差変化率KDPの極大領域を検出することで、多数の氷晶粒子が存在する領域を3次元的に検出することが可能であることを示した。KDP極大領域を時空間的に追跡することで、降水システム内部の氷晶粒子の生成過程と移流過程を追跡することが可能となると期待できる。

研究成果の学術的意義や社会的意義

走査型Ka帯偏波レーダが出力する偏波間位相差変化率KDPを用いて、降水システム内部で氷晶粒子が数多く存在する領域を検出できることを明らかにした。この領域の時空間変化を追跡することで、氷晶粒子の生成領域やその後の移流過程の推定を行うことが可能である。最近、ジェット機が上層を飛行中に多量の氷晶粒子を吸い込んでエンジンが停止してしまう事故が発生した事例があり、レーダによってこのような領域の検出を行えば、安全運航に有効な手法となる可能性がある。また、多量の氷晶粒子の存在は雲解像数値モデルでは表現されておらず、氷晶粒子の生成過程や雪片への変換過程の改修に必要な情報となる。

研究成果の概要(英文)：We examined a new observation technique of solid hydrometeors using a scanning Ka-band polarimetric radar. The Ka-band radar whose wavelength is shorter than that of conventional meteorological radars, is expected to detect smaller ice crystals. On the other hand, it is not useful for observing heavy rainfall. As a result, we clarify that it is not suitable for the application of particle identification. The Ka-band radar can detect high number concentration of ice crystals above the melting level by using positive KDP peak regions. Using time-spatial series of the KDP peak regions, we expect to evaluate the formation and advection processes of high ice crystal regions in a mesoscale convective systems.

研究分野：気象学

キーワード：Ka帯レーダ 偏波パラメータ 氷晶粒子 粒子判別 雲解像数値モデル

様式 C - 19、F - 19 - 1、Z - 19、CK - 19 (共通)

1. 研究開始当初の背景

雲解像モデルを用いた降水量の定量評価 (Quantitative Precipitation Forecasting: QPF) が可能となってきた一方で、降水形成過程における上層雲の取り扱いには未だに不確実性が大きい。雲解像数値モデルの出力結果に衛星シミュレータ (Masunaga et al. 2010) を適用した結果と様々な地球観測衛星により観測された結果との比較を行ったところ、雲頂高度や反射強度の鉛直プロファイルなどで両者の間に大きな乖離があり、様々な降水現象を正確に表現するためには雲解像モデルの氷晶から雪や霰への変換過程の改良が不可欠であることが示されている。

雲解像数値モデルの改良のためには観測結果を用いた検証が必要である。固体凝結物 (氷晶・雪) を含む雲の観測は、地上で降雪粒子を捕捉する直接観測 (Ohigashi et al. 2005) や航空機に粒子の特徴を観測できるプローブを搭載しての直接観測 (村上 2005, 気象研究ノート) などが行われているが、いずれも事例解析的な研究となっている。この原因としては、固体凝結物の3次元分布を観測することのできる有効な観測機器が無かったためであると考えられる。

2010年以降、日本でも波長3 cmのX帯偏波レーダ (国土交通省 XRAIN) が全国展開され、偏波パラメータの3次元分布を広い範囲で取得できるようになってきた。Kouketsu et al. (2015) は、X帯偏波レーダで取得される偏波パラメータを用いて、降水システム内部で降水粒子の分布を識別することのできる「粒子判別法」を開発した。粒子判別法は、偏波レーダによって観測されたある空間で取得される偏波パラメータの数値の組み合わせにより、その空間内に存在する主たる降水粒子 (雨、氷晶、雪片、霰など) を判定する手法である。Kouketsu et al. (2015) は、北陸地方における霰や雪片の地上観測の結果や沖縄県で実施した雲粒子ゾンデの直接観測の結果を用いて粒子判別法の検証を行い、実際の運用が可能であることを示した。しかしながら、X帯偏波レーダを用いた粒子判別法は霰粒子の存在の有無の検出が焦点であり、氷晶粒子と雪片の区別についての検証は不十分のまま残されている。

名古屋大学宇宙地球環境研究所は、2014年9月に可搬式の走査型Ka帯偏波レーダ (図1) を導入し、観測を行っている。Ka帯レーダは従来のX帯などの降水観測用のレーダに比べて波長が短い (Ka帯の波長は0.86 cm) ため、降水粒子よりも粒径の小さな雲粒や氷晶粒子に感度があることが期待されている。本研究課題において、最新型のKa帯偏波レーダによって取得される偏波パラメータ (反射強度 Z_H 、反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{HV} 、偏波間位相差変化率 K_{DP}) と対応する固体降水粒子 (特に氷晶粒子や雪片) との関連を明らかにするとともに、固体降水粒子の3次元分布の特性を示し、雲解像数値モデルの検証に資する情報の出力を目指す。



図1 名古屋大学 Ka 帯雲レーダの外観。

2. 研究の目的

本研究課題の目的は、名古屋大学のKa帯偏波レーダによって取得される偏波パラメータと対応する固体降水粒子 (特に氷晶粒子や雪片) の特徴との関連を明らかにすることである。Ka帯偏波レーダによって取得される偏波パラメータと固体降水粒子の特徴との関係を明らかにするためには、Ka帯レーダの観測範囲内で粒子の直接観測を行う必要がある。

梅雨期の沖縄では固体降水粒子は高度5 km (0 高度) よりも上層に位置している。2016年度にKa帯レーダを沖縄県内の琉球大学瀬底研究施設に設置した際に、上空の雲・降水粒子の特徴 (粒径・形状・数濃度) を直接観測することのできる粒子ゾンデ (ビデオゾンデ・雲粒子ゾンデ) との同期観測を行った。この梅雨期の観測は、別の研究費 (科学研究費補助金基盤研究S: 「ストームジェネシスを捉えるための先端フィールド観測と豪雨災害軽減に向けた総合研究 (研究代表者中北英一京都大学教授)」) で実施されたものであるが、先方の研究課題が激しい降水の形成過程の理解を目的としているのに対して、本研究では融解層よりも上層の固体降水粒子の特徴を明らかにするという点で異なる。先方の観測で実施された粒子ゾンデ観測のデータを使用させていただき、Ka帯偏波レーダで取得される偏波パラメータとの比較を行うことで、両者の関係を明らかにすることを本研究の目的の一つとする。

また、2016年度と2017年度の冬期に石川県内の石川県立大学にKa帯レーダを設置し、レーダの観測範囲内である金沢大学に地上で降水粒子の特徴 (粒径・形状・落下速度・数濃度) を直接観測することのできる観測機器 (PARSIVEL・LPM・2DVD・MSI・G-PIMMS) との同期観測を行った。これらのデータを用いて両者の関係を明らかにすることも本研究の目的である。冬期の観測では、固体降水粒子を地上で長時間にわたって連続観測を行えるという利点があり、多くの事例について偏波パラメータと粒子の特徴を照合したデータを取得できると期待される。

さらに、Ka帯レーダにより取得される偏波パラメータと固体降水粒子の特徴との比較の一環として、X帯レーダで実用化されている粒子判別法をKa帯レーダに適用することを試みる。具体的には、冬期の観測データを用いて、Ka帯偏波レーダで取得される偏波パラメータと地上

観測における固体降水粒子の特徴の比較を行うことで、粒子判別の可能性を検討する。

そのうえで、Ka 帯偏波レーダを用いた観測から固体降水粒子の 3 次元分布を明らかにし、雲解像数値モデルにおける固体粒子の分布の整合性や、カテゴリ間の変換過程の精度評価を行う。研究開始時には、雪片の存在領域を Ka 帯偏波レーダの結果から推定し、その水平方向の広がりや鉛直方向の厚みを雲解像数値モデルの出力結果と比較し、氷晶から雪片への変換過程の検証を行う予定であった。しかしながら、Ka 帯レーダを用いた雪片卓越領域の検出が困難である一方、氷晶数濃度が大きな領域の検出を行えることが明らかとなったため、氷晶粒子の分布の統計解析を実施し、氷晶の形成領域とその後の移流過程の推定を行った。

3. 研究の方法

●Ka 帯レーダと地上降雪粒子観測装置を用いた観測の実施

2016 年度と 2017 年度の冬期に石川県立大学に Ka 帯偏波レーダを設置し、連続観測を実施した。レーダから方位角 68.3 度（東北東）の方向、約 11 km 地点に位置している金沢大学角間キャンパスに固体降水粒子の形状、粒径、落下速度、数濃度を観測することのできる地上観測装置を設置し、同期観測を行った。2016 年度は 2016 年 12 月 19 日から 2017 年 3 月 1 日まで、10 分毎に 12 仰角の PPI ポリウムスキャン観測と金沢大学方向の RHI 観測を連続して実施した。金沢大学に設置した地上観測装置は、PARSIVEL、LPM、G-PIMMS である。2017 年度は 2017 年 12 月 5 日から 2018 年 3 月 11 日まで Ka 帯レーダの観測を行ったが、2018 年 1 月中旬以降レーダの調子が悪くなり、金沢大学を含む 120 度分の方位角のセクター PPI スキャンと金沢大学方向の RHI 観測のみを行うモードに変更した。金沢大学に設置した地上観測装置は、2DVD、LPM、MSI、G-PIMMS である。

2018 年度は最終年度であったが、気温が -5 ~ -20 という板状や柱状の氷晶粒子が成長しやすい温度範囲（後述の K_{DP} 極大領域が地上付近で観測されることが期待できる領域）において、地上近傍の偏波パラメータと地上で観測される降雪粒子の特徴との関連を検証するために、北海道札幌市周辺での観測を行った。札幌近郊の江別市内に位置する酪農学園大学に Ka 帯レーダを設置し、2018 年 12 月 6 日から 2019 年 4 月 18 日まで連続観測を実施した。レーダから方位角 277 度の方向、約 14 km に位置する北海道大学低温科学研究所に降水粒子観測装置（2DVD、MSI）を設置し、同期観測を行った。この間、10 分毎の 12 仰角の PPI ポリウムスキャンと北海道大学方向の RHI 観測を連続して実施した。この北海道観測により取得したデータは現在解析中である。

●Ka 帯偏波レーダにより取得される偏波パラメータと地上降雪粒子観測の照手法

解析には、10 分毎の仰角 1.8 度の PPI 観測のデータを使用する。Ka 帯レーダの観測範囲内に位置する金沢大学に設置された PARSIVEL と G-PIMMS は、固体降雪粒子の粒径・粒子数・落下速度・形状などのデータを 1 分毎に取得する。仰角 1.8 度の PPI 観測の結果から、エコーパターンの水平移動と落下速度を加味して、地上観測地点に降雪粒子が落下する可能性のある範囲として扇型の「対象領域」を設定し、その領域における偏波パラメータの値の頻度分布を求める。一方、上記の対象領域からの落下時間を考慮した時刻における PARSIVEL の観測結果に CMF 解析 (Ishizaka et al. 2013, JMSJ) を適用し、主たる固体降水粒子を特定する。CMF が 2 mm 以下、 2 m s^{-1} 以下に位置する場合には「氷晶卓越期間」、CMF の粒径・落下速度のいずれかがより大きな値をとり、雲粒付き雪片と霰の中央線よりも落下速度が小さい場合には「雪片卓越存在期間」、落下速度が大きな場合を「霰卓越期間」と分類することとした。

●氷晶数濃度極大領域に対応する K_{DP} 極大領域の検出

Ka 帯偏波レーダで観測される偏波パラメータと固体降水粒子の特徴との関係を明らかにするために、2016 年梅雨期に沖縄において Ka 帯レーダとビデオゾンデ、雲粒子ゾンデを用いた同期観測を行った。観測期間中の 2016 年 6 月 3 日 16 時 10 分に放球したビデオゾンデと雲粒子ゾンデの結合ゾンデの事例では、Ka 帯レーダで層状性降水域の高度 6.0 ~ 7.5 km の範囲に K_{DP} の極大領域（図 2、最大値 2.5 deg km^{-1} ）が観測された。 K_{DP} は偏波間位相差 Φ_{DP} の距離微分で定義されるが、氷晶に対する近似式として以下のように表現できる (Bringi and Chandrasekar, 2001)。

$$K_{DP} \approx \frac{\pi}{\lambda} C \int \rho_p^2 \frac{\pi}{6} N(D) D^3 (1-r) dD$$

この式における λ はレーダの波長 (8.6 mm)、 C は定数で 1.6、 ρ_p は氷晶の密度で 0.107 g cm^{-3} とする (Bringi and Chandrasekar, 2001)。他のパラメータである氷晶の粒子数 $N(D)$ 、氷晶の粒

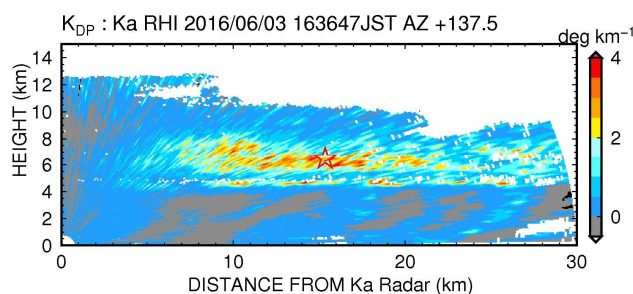


図 2 2016 年 6 月 3 日 16 時 36 分に琉球大学瀬底研究施設（沖縄県）に設置された Ka 帯偏波レーダにより取得された K_{DP} の鉛直断面観測の結果。粒子ゾンデと同期観測を行っており、粒子ゾンデの飛揚位置を赤い で示す。

径 D 、氷晶の扁平度 ($I-r$) はいずれもビデオゾンデの観測結果から氷晶粒子毎に算出することが可能であり、高度 250 m 毎に積算して K_{DP} の値に換算する。ここで、扁平度 ($I-r$) は、0 の場合には球形、1 に近い値ほど扁平な粒子であることを示す。この関係式を用いて、ビデオゾンデの解析結果から得られる K_{DP} の推定値が K_a 帯レーダによる観測値と合致するか、観測された K_{DP} の極大層は氷晶粒子の粒径、扁平度、数濃度のどの要素に依存するのかを示した。

● K_{DP} 極大領域の出現領域の統計解析

前述の K_{DP} 極大領域は、層状性降水域の高度 6.5 km 付近だけでなく、高度 6.0 km ~ 8.5 km の様々な高度帯 (-6 ~ -20 の温度帯) で観測されることを確認した。また、2016 年度の冬期の北陸地方における観測でも、同様の温度帯で K_{DP} 極大領域が観測されることを確認した。このため、2016 年梅雨期の K_a 帯レーダの連続観測の結果から、 K_{DP} 極大領域の統計的な特徴 (出現頻度・存在高度・継続時間・ K_{DP} の極大値・時間変化) を示し、その形成・維持過程の推定を試みる。

2016 年 5 月 15 日から 6 月 14 日の沖縄における K_a 帯レーダの連続観測の結果を使用する。10 分毎に実施される RHI 観測の結果を水平 50 m × 鉛直 50 m の格子データに変換し、レーダからの距離が 10 ~ 28 km の範囲において反射強度が -10 dBZ 以上の領域における K_{DP} 値を抽出する。このデータセットから各高度の K_{DP} 中央値の時間変化を解析する。ここで、融解層よりも上層で K_{DP} 中央値が 1.0 deg. km^{-1} 以上の値である領域が高度幅 200 m 以上にわたって存在する場合、 K_{DP} 極大領域が存在するとした。そして、 K_{DP} 中央値の時間高度断面図を作成して、統計的な特徴の抽出を行った。

4. 研究成果

● K_a 帯レーダにより取得される偏波パラメータを用いた粒子判別法の可能性

粒子判別法の可能性の検討は、2017 年 1 月 24 日 04 時 (日本時) から 1 月 25 日 12 時までの観測結果を用いて行った。この間、寒気の吹き出しに伴う降雪により金沢市内では 12 cm の積雪を観測している。また、気温も一日中 2 以下であったことから、地上では乾いた降雪 (融解の始まっていない氷晶・雪片・霰) が観測されていることも確認した。この期間内の 10 分毎の偏波パラメータと地上観測装置の観測結果の照合から、霰卓越期間が 30 事例、雪片卓越期間が 33 事例、氷晶卓越期間が 15 事例あった。図 3 は、各卓越期間毎に対象領域内の偏波パラメータの頻度分布である。 Z_H の頻度分布では、霰卓越期間もしくは雪片卓越期間と氷晶卓越期間のピークや最大値が異なることから、これらの間の区別が可能である。一方、 Z_{DR} や K_{DP} については、霰卓越期間と雪片卓越期間では分布関数の裾の広がり方に若干の違いがあるものの、存在頻度の広がり方はほぼ同程度となっている。 K_a 帯レーダでは、粒径の小さな板状粒子などに感度があるために、霰卓越期間においても多数の氷晶粒子の効果が正の K_{DP} や Z_{DR} の値として顕在化したことと、相対的に大粒径の霰粒子や雪片の効果がミー散乱により小さくなることで、 K_{DP} や Z_{DR} の値の分布の相違が小さくなったと考えられる。 Z_{DR} と K_{DP} では、霰卓越期間、雪片卓越期間、氷晶卓越期間で大きな差異が無いために、 K_a 帯レーダの偏波パラメータを用いた統一的な粒

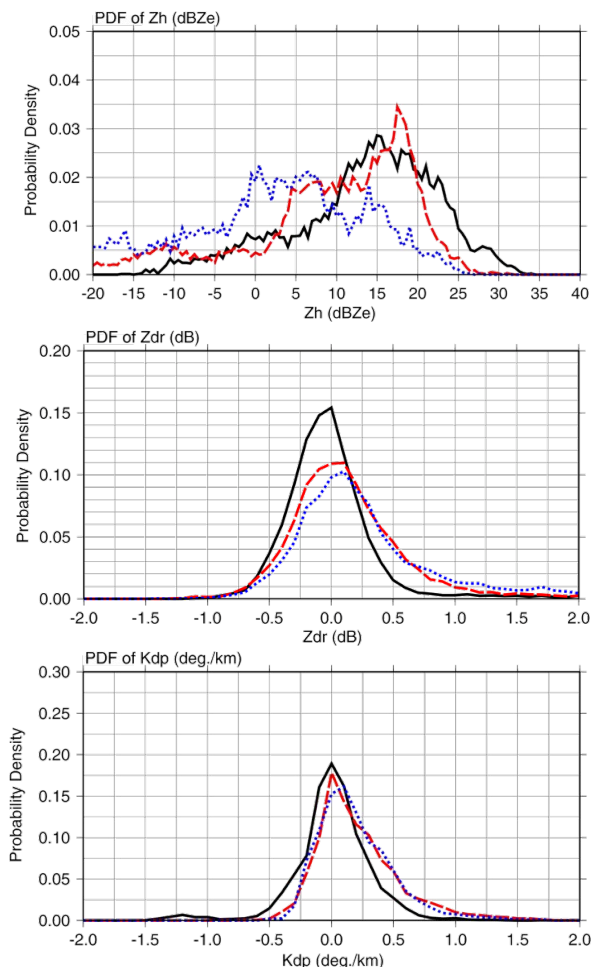


図 3 霰卓越期間 (黒実線) 雪片卓越期間 (赤破線) 氷晶卓越期間 (青点線) における Z_H (上図) Z_{DR} (中図) K_{DP} (下図) の頻度分布。

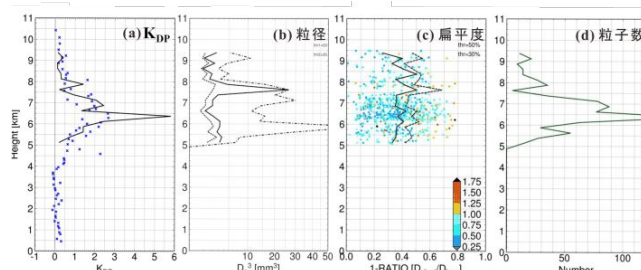


図 4 (a) ビデオゾンデの観測結果を K_{DP} の近似式に代入して得られた推定値 (黒実線) と K_a 帯レーダによる K_{DP} の観測値 (青 ×)、(b) ビデオゾンデの観測結果より得られた粒径の中央値 (点線) 上位 30 パーセンタイル値 (実線) 最大値 (一点鎖線)、(c) ビデオゾンデの観測結果より得られた各氷晶の扁平度 (粒径を色で示す) と扁平度の中央値 (実線) 上位 30 パーセンタイル値 (破線)、(d) ビデオゾンデの観測結果より得られた粒子数。

粒子判別法の可能性の検討は、2017 年 1 月 24 日 04 時 (日本時) から 1 月 25 日 12 時までの観測結果を用いて行った。この間、寒気の吹き出しに伴う降雪により金沢市内では 12 cm の積雪を観測している。また、気温も一日中 2 以下であったことから、地上では乾いた降雪 (融解の始まっていない氷晶・雪片・霰) が観測されていることも確認した。この期間内の 10 分毎の偏波パラメータと地上観測装置の観測結果の照合から、霰卓越期間が 30 事例、雪片卓越期間が 33 事例、氷晶卓越期間が 15 事例あった。図 3 は、各卓越期間毎に対象領域内の偏波パラメータの頻度分布である。 Z_H の頻度分布では、霰卓越期間もしくは雪片卓越期間と氷晶卓越期間のピークや最大値が異なることから、これらの間の区別が可能である。一方、 Z_{DR} や K_{DP} については、霰卓越期間と雪片卓越期間では分布関数の裾の広がり方に若干の違いがあるものの、存在頻度の広がり方はほぼ同程度となっている。 K_a 帯レーダでは、粒径の小さな板状粒子などに感度があるために、霰卓越期間においても多数の氷晶粒子の効果が正の K_{DP} や Z_{DR} の値として顕在化したことと、相対的に大粒径の霰粒子や雪片の効果がミー散乱により小さくなることで、 K_{DP} や Z_{DR} の値の分布の相違が小さくなったと考えられる。 Z_{DR} と K_{DP} では、霰卓越期間、雪片卓越期間、氷晶卓越期間で大きな差異が無いために、 K_a 帯レーダの偏波パラメータを用いた統一的な粒

子判別法の確立は困難であると判断できる。

●氷晶数濃度極大領域に対応する K_{DP}

極大領域の検出

図 4a にビデオゾンデで観測された氷晶粒子のみを用いて近似式から算出した K_{DP} と Ka 帯レーダにより観測された K_{DP} の鉛直プロファイルを示す。高度 6.5 km 付近の極大値を除けば、高度毎の変化傾向を良く再現できていることが見て取れる。このことから、ビデオゾンデの観測結果を用いて算出される K_{DP} の推定値は十分に評価が可能であると考えられる。そこで、ビデオゾンデの観測結果から氷晶の粒子数 N 、粒径 D (図では D^3)、扁平度 ($I-r$) の鉛直プロファイルを求めた。 D^3 は中央値、上位 30 パーセンタイル値、最大値の鉛直プロファイルを計算したが、 K_{DP} の極大領域である高度 6~7 km において粒径の統計値 (中央値など) に極大は見られない (図 4b)。扁平度 ($I-r$) は中央値、上位 30 パーセンタイルとも 0.3~0.5 を示しており、板状もしくは柱状の氷晶粒子の存在を示唆するが、 K_{DP} の極大領域で扁平度の統計値に極大は見られない (図 4c)。粒子数 N は、 K_{DP} の極大層で粒子数の極大値を示しており、鉛直方向の変化傾向も良く一致している (図 4d)。この結果から、 K_{DP} の極大領域は板状や柱状の氷晶粒子が多数存在することにより形成されると考えられる。実際に、 K_{DP} の極大領域付近で、連結して放球した雲粒子ゾンデにより板状結晶の存在が確認されている。

融解層と K_{DP} の極大領域の間 (高度 5~6 km) では、ビデオゾンデや雲粒子ゾンデで雪片の存在が少数ながら確認されており、 K_{DP} の極大領域よりも下層における K_{DP} 値の減少は氷晶粒子の凝集成長による雪片の形成を反映していると考えられる。

● K_{DP} 極大領域の出現領域の統計解析の結果

解析対象期間中に合計で 40 事例の K_{DP} 極大領域を検出した。この K_{DP} 極大領域は全て、気象庁レーダにより検出される降水システム近傍で観測されていることを確認した。図 5a は、6 月 3 日の高度毎の K_{DP} 中央値の時間変化を示す。10 時~12 時、16 時~17 時、19 時~21 時の高度 5.5 km~9.0 km の範囲内に K_{DP} 極大領域を見て取れる。いずれの事例でも、融解層周辺で観測される K_{DP} 極大領域とは離れて存在していることも見てとれる。16 時~17 時と 19 時~21 時の事例は、層状性降水域 (最も近い対流性降水域から 100 km 程度離れている) において観測されたもので、 K_{DP} 極大領域は 5.5~7.5 km の範囲内に層状に存在しており、極大値は 3.0 deg. km⁻¹ 程度であった。一方、図 5b で示される 6 月 12 日の例では、 K_{DP} 極大領域は対流性降水域の近傍で頻りに観測され、存在領域は 7.0 km~12.0 km、極大値も 5.7 deg. km⁻¹ と大きな値を示している。 K_{DP} 極大領域が存在する時間は 1~2 時間程度であり、 K_{DP} 極大領域の存在高度が 1 時間で 2 km 程度下降している様子が見られる事例もあった。

K_{DP} 極大領域が対流性降水域の 7.0 km~12.0 km (ラジオゾンデ観測から -15 ~ -40 と推定される) で観測されることから、同領域での活発な多数の氷晶粒子の形成が示唆される。形成された多数の氷晶粒子は沈降しながら層状性降水域に移流される。層状性降水域では、氷晶粒子の昇華凝結成長による弱い上昇気流が形成され、氷晶粒子の落下速度と相殺されることにより氷晶粒子の存在高度が維持される。対流性降水域から層状性降水域に氷晶粒子が移流されるにつれて、粒子が拡散され、数濃度が減少するために、 K_{DP} の極大値も徐々に小さな値となることが考えられる。

●まとめ

2014 年に名古屋大学宇宙地球環境研究所に導入された走査型 Ka 帯偏波レーダを用いて、梅雨期の降水雲の融解層よりも上層と冬期の雪雲を対象として、雲内の固体の雲・降水粒子の解析を行った。本研究課題において当初の目的であった、Ka 帯偏波レーダを用いた粒子判別法の確立は困難であることが示された。これは、霰卓越期間においても多数の氷晶粒子の効果が正の K_{DP} や Z_{DR} の値として顕在化したことと、相対的に大粒径の霰粒子や雪片の効果がミー散乱により小さくなることで、 K_{DP} や Z_{DR} の値の分布の相違が小さくなった結果、偏波パラメータ間での霰卓越期間、雪片卓越期間、氷晶卓越期間において大きな差異が検出されないためである。この結果から、固体降水粒子の粒子判別については、既存の S 帯、C 帯、X 帯の手法を用いることが適切であると考えられる。

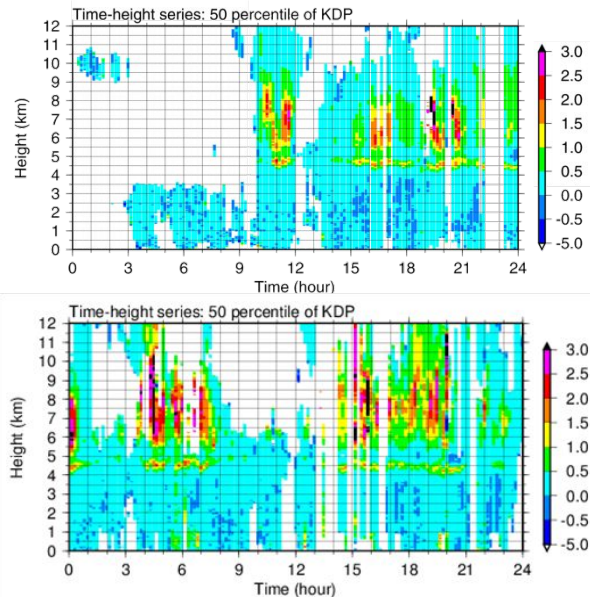


図 6 Ka 帯偏波レーダの RHI 観測から取得される長パルス領域の K_{DP} の高度毎の中央値の時間変化。(a) は 2016 年 6 月 3 日 0 時~24 時を、(b) は 2016 年 6 月 12 日 0 時~24 時を示す。どちらの日も融解層は高度 5 km 付近に位置している。

一方、従来の降水レーダに比べて波長の短い Ka 帯レーダを用いることにより、より粒径の小さい氷晶粒子の 3 次元分布の特徴を示すことができることを明らかにした。Ka 帯偏波レーダで取得可能な偏波パラメータの一つである K_{DP} を用いることにより、融解層よりも上層において板状や柱状の氷晶粒子が多数存在する領域を検出することが可能であることを示し、その領域の時間変化を検討することで、対流性降水域で形成された氷晶粒子が層状性降水域に沈降しながら移流していくことを推定した。

このような K_{DP} 極大層で示される氷晶粒子数濃度の極大領域が降水システム内部に存在するという事象は、これまでの雲解像数値モデルを用いた実験結果ではほとんど再現できておらず、氷晶粒子の形成過程の雲物理過程の再現性に大きな課題があることが示された。今後、雲解像数値モデルにおける氷晶粒子の生成過程、および氷晶粒子が凝集して雪片に変換される過程について、気温依存性や氷晶核の寄与を検討しつつ修正を行っていく必要がある。また、氷晶核数濃度の極大領域では反射強度 Z_H が大きな値を示しておらず、従来のレーダでは検出できないと考えられる。近年、ジェット機が上層を飛行している際に、エンジンが多量の氷晶を吸い込むことで損傷するという事故が報告されている。走査型 Ka 帯偏波レーダを用いて、このような事故の防止に繋がる知見が得られる可能性もある。

5. 主な発表論文等

〔雑誌論文〕(計 1 件)

- Suzuki, K., R. Kamamoto, K. Nakagawa, M. Nonaka, T. Shinoda, T. Ohigashi, Y. Minami, M. Kubo, and Y. Kaneko, 2019: Ground Validation of GPM DPR Precipitation Type Classification Algorithm by Precipitation Particle Measurements in Winter, *SOLA*, 15, 94-98.

〔学会発表〕(計 11 件)

- Shinoda, T., T. Ohigashi, K. Suzuki, M. Kubo, Y. Minami, H. Minda, M. Kyushima, N. Takahashi, K. Tsuboki: Possibility of particle identification for solid hydrometeors using a Ka-band polarimetric radar, Asia Oceania Geosciences Society (AOGS) 2018 Annual Meeting, Honolulu, USA, 03-08 June 2018.
- Shinoda, T., T. Ohigashi, M. Kubo, Y. Minami, K. Suzuki, H. Minda, M. Kyushima, N. Takahashi, and K. Tsuboki: Relationship between polarimetric parameters obtained by Ka-band radar and characteristics of solid hydrometeors in show clouds, 12th International Conference on Mesoscale Convective Systems and High-Impact Weather in East Asia (ICMCS-XII), Taipei, Taiwan, 17-20 October 2017. 他国内学会 5 件、国際学会 4 件

〔図書〕(計 1 件)

- 岩波越・篠田太郎, 2018: 走査型 Ka バンド雲レーダーの導入と初期解析結果, 気象研究ノート第 237 号「気象レーダー 60 年の歩みと将来展望 (石原正仁・藤吉康志・上田博・立平良三編) 第 4.10 節, 日本気象学会, p252-257.

〔産業財産権〕

○出願状況 (計 0 件)

○取得状況 (計 0 件)

〔その他〕

6. 研究組織

(1)研究分担者

研究分担者氏名: 高橋暢宏、大東忠保、坪木和久、久保守、皆巳幸也

ローマ字氏名: Nobuhiro Takahashi, Tadayasu Ohigashi, Mamoru Kubo, Yukiya, Minami, Kazuhisa Tsuboki,

所属研究機関名: 名古屋大学、防災科学技術研究所、名古屋大学、金沢大学、石川県立大学

部局名: 宇宙地球環境研究所、水・土砂防災研究部門、宇宙地球環境研究所、電子情報学系、生物資源環境学部

職名: 教授、主幹研究員、教授、助教、准教授

研究者番号 (8 桁): 60425767, 80464155, 90222140, 90249772, 90290080

(2)研究協力者

研究協力者氏名: 鈴木賢士・馬場賢治・川島正行

ローマ字氏名: Kenji Suzuki, Kenji Baba, Masayuki Kawashima

※科研費による研究は、研究者の自覚と責任において実施するものです。そのため、研究の実施や研究成果の公表等については、国の要請等に基づくものではなく、その研究成果に関する見解や責任は、研究者個人に帰属されます。