

凍雨の形成機構と微物理過程に関する研究

(Formation mechanism and microphysics of ice pellets)

南雲 信宏

(NAGUMO, Nobuhiro)

名古屋大学大学院環境学研究科 博士 (理学)

2019 年

要旨

冬季に中緯度地域で発達した低気圧は、温暖前線面に融解層と再凍結層を構成して凍雨をもたらすことがある。凍雨は一般に雪片が融解したあと、氷点下の層で過冷却水滴の状態を経て、再び凍結して氷粒として降る現象である。そのため、凍雨の形成高度が低ければ、森林や送電線の倒壊、さらに陸空の交通網などの社会インフラに著しい着氷災害をもたらすことがある。凍雨は形成高度によって災害の範囲や特徴も異なるが、大気中の過冷却水滴がいつ凍結するかは依然として明らかになっていない。また大気中における凍結状態の有無を把握する手段も厳密には確立していない。氷点下の大気中における着氷危険域を把握するためには、凍雨の形成機構や微物理過程を解明し、リモートセンシング技術を用いて、凍雨の形成高度を検知する必要がある。

本研究では、初めに、2005 年 4 月 10 日に札幌市で 10 時間弱という記録的に長時間持続した凍雨事例を解析した。非静力学モデルで再現された前線構造を解析したところ、前線に沿って南北から収束する風に伴う二次循環によって、長時間にわたって上層の暖かく湿った層と下層の低温の層が持続し、また総観規模スケールの沈降性の乾燥環境場を形成していた。さらに降水域の南側に広がる乾燥域が強い地衡風で降水域に持続的に流入したことも明らかになった。融解した雪片は、乾燥した大気を通過すると急速に蒸発冷却する。この過程を一次元数値モデルで計算した結果、降水粒子は接触凍結核で凍結可能な過冷却度に達しえることが示された。また、下層大気水温の低い海上を長時間吹走し、中層から下層にかけて一様な低温の空気に変質し、持続的に流入する構造であったことも、接触凍結の温度条件を満たす上で重要な要素であった。

上記事例で観測した凍雨の微物理過程を、北海道大学低温科学研究所に設置した光学式降水粒子計 2D-Video-Distrometer (2DVD) と地上接写画像を用いて調べた。その結果、落下速度が大きく異なる 2 種類の粒子、すなわち“遅い粒子”と“速い粒子”が同時に降ってい

たことが分かった。“遅い粒子”は粒子の一部に鋭い突起など顕著に変形した粒子が多く、割れたり欠けたりした粒子もあった。一方、多くを占めていたのは“速い粒子”で、破損の痕跡はほとんどみられず、歪んだ球か涙型の小さなこぶへの変形が多く、雨滴の終端速度に近い落下速度の粒子だった。この形状と速度の違いから、“遅い粒子”は凍結中の大きな変形に伴って内部の液水が抜け出た軽い密度の粒子で変形に伴う非球形の影響も大きい粒子であったと示唆された。一方、“速い粒子”は液水を包含したままの凍結進行中の高密度の粒子で、比較的球に近い形状であったことがわかった。大きな変形の点から“遅い粒子”は表面からの急速な凍結が要因と考えられ、本事例では強い過冷却をもたらす乾燥空気層の昇華蒸発が重要な要素と示唆された。一方、“速い粒子”は、強い過冷却状態では凍結せず、その下の弱い過冷却の層で氷晶と接触しゆっくり凍結した結果として、変形や破損の少ない粒子が生じたと示唆された。

また本研究では、凍雨の形成域特定に、二重偏波レーダー情報が有効であることが示された。これまでの先行研究から、凍雨時に上空の氷点下の再凍結層で、二重偏波パラメータの反射因子差 (Z_{DR}) が局所的に大きい値を示すことが知られていたが、その理由は明らかではなかった。そこで、凍雨粒子の幾何学的特徴とレーダーの偏波情報の関係を明らかにするために、関東平野全体で 6 時間以上凍雨が降った 2016 年 1 月 29 日の事例を解析した。用いた観測データは、つくばの気象研究所に設置した二重偏波レーダーと 2DVD のデータ、さらに関東平野の地方気象台の目視記録である。

この事例も、2005 年 4 月 10 日の札幌事例と同様に、2 種類の異なる落下速度を有する凍雨粒子が同時に存在する時間帯があり、“遅い粒子”と“速い粒子”の形状や数の特徴も札幌事例と共通していた。すなわち、異なる形成段階の凍雨が生じる凍結機構であった。地上で凍雨が通報された時刻は、直上の氷点下の層内の Z_{DR} が相対的に大きい値を示していた。一方、 Z_{DR} が小さい領域では、雨または凍雨が混在する雨と通報された。2DVD データの解析から、大きい Z_{DR} 値の直下では“遅い粒子”と“速い粒子”が同時に降ったが、涙型のこぶや歪ん

だ形状の“速い粒子”が卓越していた。この“速い粒子”には長軸を横に向けた落下姿勢をとるものが多く、その結果、 Z_{DR} の増大に寄与していたことがわかった。一方、 Z_{DR} が小さいときには、目視では雨や氷粒の混ざった雨と判断されたが、実際にはほとんどが凍結初期の雨滴より丸い凍雨粒子であるとわかった。以上のことから、地上観測データを併用することで、二重偏波レーダーの偏波パラメータ Z_{DR} の大小が凍結の始まりのシグナルや凍結過程の形状変化の特徴を表していることが明らかになった。

本研究では、凍雨の持続性に起因する環境場の特徴を考察するとともに、凍雨の微物理過程、すなわち凍結中の粒子の落下速度や形状・落下挙動の変化の特徴を明らかにした。これらの凍雨の環境場と微物理過程の解明は、雪片が解けて氷点下で凍雨が形成されるまでの直接観測ができない上空の広範囲の降水粒子の状態と二重偏波レーダーのシグナルを関係づけ、着氷危険域を特定することに寄与するため、きわめて重要な成果である。

目次

要旨	1
目次	4
1. はじめに	7
1.1. 凍雨の研究の必要性	7
1.2. 凍雨の形成機構に関する研究	9
1.3. 二重偏波レーダーを用いた凍雨の微物理過程の研究	12
1.4. 研究の目的	13
2. 凍雨の形成機構に関する研究Ⅰ：凍結メカニズム	15
2.1. 使用データと解析手法	15
2.2. 解析	16
a) 総観場とレーダー	16
b) 地上観測	18
2.3. 考察	19
a) 凍雨の形成に必要な環境場の条件	19
b) 凍結メカニズム	21
3. 凍雨の形成機構に関する研究Ⅱ：環境場の形成・維持機構	25
3.1. 使用データと解析手法	25
3.2. 解析	26
a) 凍雨観測時の気温・湿度・風の鉛直分布	26
b) 凍雨観測時の総観場の水平分布	26
3.3. 考察	27
a) 蒸発冷却の環境の形成・維持機構	27
b) 低温な空気塊の形成・維持機構	29

4. 凍雨の形成機構に関する研究Ⅲ：微物理過程	3 0
4.1. 使用データと解析手法	3 0
4.2. 観測データ	3 1
4.3. 解析	3 3
a) 凍雨粒子の形状分類	3 3
b) 落下速度から導かれる凍雨粒子の性質	3 5
4.4. 考察	3 6
a) 形状と落下速度から推定される凍結過程	3 6
b) 粒子の形状変化と温度変化の関係	3 9
c) 異なる凍結機構が存在していたことの検証	4 0
5. 二重偏波レーダーを用いた凍雨の微物理過程の研究	4 2
5.1. 使用データと解析手法	4 2
5.2. 総観場	4 4
5.3. 解析	4 5
a) 二重偏波レーダーと地上観測通報の関係	4 5
b) 二重偏波情報の特徴別にみた粒子の特徴	4 7
5.4. 考察	5 0
a) Z_{DR} が大きいときの凍雨粒子の幾何学的特徴	5 0
b) Z_{DR} が小さいときの凍雨粒子の凍結状態	5 3
c) 凍雨形成過程の概念モデル	5 4
6. まとめと結論	5 6
謝辞	6 0
Appendix	6 1
Appendix A 降水粒子の融解および温度変化に関する 1 次元モデル	6 1

Appendix B 前線に直交した向きの二次循環モデル	6 6
参考文献	6 7
図・表	8 3

1 はじめに

1. 1 凍雨の研究の必要性

冬季には、雪結晶や併合した雪片、霰のような主要な降雪粒子のほかに、融解途中の霰や、融解した水滴が再び凍結して生じる凍雨と呼ばれる氷粒子も降る。凍雨は過冷却状態として降る雨が空中で凍結して氷粒として降る現象で、5 mm 以下の粒径を指す。地上に降ると音を立てて跳ねるのが特徴である。凍雨が地上付近まで凍結することなく降ることもあり、氷点下の物体表面に接触して凍結するものを着氷性の雨と呼ぶ (Brooks 1920; Stewart and King 1987; Crawford and Stewart 1995; Hanesiak and Stewart 1995; Stewart and Crawford 1995)。

凍雨は凍結高度によって被害の特徴が異なる。特に地上付近まで凍結しないまま降ると、地上では広範囲の着氷被害が発生する。例えば、1998 年 1 月 4~9 日に南ケベック地区及び東オンタリオ地区を襲った低気圧は、総降水 100 ミリの顕著な凍雨と着氷性の雨をもたらした (Milton and Bourque 1999)。この時、100 万本以上の木が倒れ、鉄塔倒壊によって広範囲の停電が起こり、さらには 12,000 km の通信網の断線が発生し、被害総額は 44 億ドルに達した。その結果、ケベック地区の人口のおよそ半分となる 350 万人、オンタリオ州の 100 万人、ニューブランズウィック州の 1 千人以上が厳寒の中、数週間の停電生活を余儀なくされ、21 名の犠牲者が出た (Regan 1998; Gyakum and Robber 2001; Ressler et al. 2012)。また、地上では氷粒でも上空では過冷却水滴として存在する凍雨は航空機にとって非常に危険な降水現象であり、1994 年 10 月 31 日の事例では、インディアナ州ローズローン近郊で航空機 ART72 が着氷によって墜落し、68 名もの犠牲者が出た (Marwitz et al. 1997)。2017 年 6 月 4 日に富山県の立山連峰で小型機が落下し搭乗した 4 名が死亡した事故も、航空機への着氷が原因であり、リモートセンシングによって着氷域を特定できていれば防げる可能性があった。着氷を伴う可能性がある凍雨は、降水量にかかわらず危険で、その危険域を検知・予測するためにも、過冷却水滴がどこで凍結し、どのようなシグナルを示すのか、

すなわち凍雨の形成機構や微物理過程を理解することが極めて重要である。

凍雨や着氷性の雨はこれまでに北米・カナダ地域を中心に、1950 年代以降多くの研究が行われてきている。例えば、アメリカでは、着氷の発生環境場と気圧配置の関係について体系的にまとめる研究 (Martner et al. 1993; Bernstein et al. 1997, 1998)、カナダでは、1995 年から 2000 年にかけて、航空機に着氷をもたらす環境場の解明にむけた野外観測プロジェクト Canadian Freezing Drizzle Experiment (CFDE) や Alliance Icing Research Study (AIRS) が行われた (Isaac et al. 2001)。これらの研究や調査の多くは、着氷域を診断的に予測するものであった (Martin 1998; Nicosia and Grumm 1999; Evans and Jurewicz 2009)。したがって、具体的な凍結高度などの推定には至っていない。具体的な着氷危険域を示すためには、凍雨の微物理過程を理解し、それをもとにレーダーなどのリモートセンシング技術を活用することが有効である。

1970 年代以降に実用化された二重偏波レーダーは、大気中の降水粒子のタイプを識別可能な観測機器として期待されている (e.g., Thompson et al. 2014; Kouketsu et al. 2015; 梅原ほか 2017)。二重偏波レーダーの中でも、水平偏波と垂直偏波の両方を同時に送受信できるタイプのものは、以下の観測パラメータが得られる：水平偏波によるレーダー反射強度 Z_H 、垂直偏波によるレーダー反射強度 Z_V 、水平偏波と垂直偏波による反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{hv} 、偏波間位相差 Φ_{DP} 、およびその微分値である非偏波間相関係数 K_{DP} 。

アメリカの NEXRAD が二重偏波レーダー観測網を整備し終えた 2013 年、Kumjian et al. (2013) は、凍雨が出現するときにブライトバンドよりも下の氷点下の高度で Z_{DR} が局所的に大きい値をとり、 ρ_{hv} が小さい値をとることを発見し、この現象を「refreezing signature」と命名した。彼らは、融解後の雨滴のうち小さな球形の雨滴が扁平な大雨滴よりも先に凍結して誘電率が下がったために、相対的に大きく扁平な雨滴の特徴が際立ち、 Z_{DR} の増大に繋がったと仮説を立てた。しかし、この仮説は大きな粒子の方が凍結確率が高く凍りやすい

という先行研究 (Bigg 1953; Pruppacher and Klett 1997) と矛盾するため、更なる調査・検証の必要性を残している。

気象庁でも、2017 年 3 月に中部国際空港レーダーが初めて二重偏波化され、それ以降、既存レーダーの二重偏波化の計画が進行している。一方で、現場の観測の効率化のため、地方気象台の目視観測が自動化に切り替わる予定であり、既に 2019 年 2 月 1 日から関東甲信地方の各地方気象台で自動化が実施されている。この自動化によって、今後は凍雨を含む一部の特殊な降水現象の記録がなくなる。凍雨の研究に限って言えば、将来の二重偏波レーダー単独運用における凍雨域の特定のためにも、既存のレーダー情報・降水粒子の微物理情報・広範囲の目視観測情報を活用し、二重偏波情報と降水粒子の微物理特性との関係を明らかにしておく必要がある。

1.2 凍雨の形成機構に関する研究

過冷却水滴の凍結をテーマにした研究は、これまで室内実験を中心に行われてきた。例えば過冷却水滴は、 -40°C よりも暖かい環境でも活性化したさまざまな氷晶核の働きによって凍結し、(Gokhale and Goold 1968; Edwards and Evans 1971; Joseph and Will 2015)、凍結前の過冷却度によって凍結速度や凍結形状に違いが生じ (Dorsey 1948; Blanchard 1957; Brownscombe and Thorndike 1968; Dye and Hobbs 1968; Takahashi and Yamashita 1970; Gokhale and Lewinter 1971; Iwabuchi and Magono 1975; Takahashi 1975; Kajikawa et al. 1988; Jung et al. 2012)、凍結後は自励回転(tumbling)などの特異な回転運動をとめないながら落下する (Spengler and Gokhale 1972; Bringi and Chandrasekar 2001; Anderson et al. 2011; Ryzhkov et al. 2011)。しかし、これらの室内実験は凍結施設等の制約上温度が $-5\sim-30^{\circ}\text{C}$ という、やや強い過冷却環境に温度をコントロールして行われていて、より暖かい気温で発生する現実の凍雨の形成機構・微物理過程の説明には不十分である。

一方、自然界で起こる凍雨は、雨滴や雪片と比べてはるかに研究例が少なく、形や粒径毎

の落下速度など微物理過程に関わる情報がほとんどない。その理由として、凍雨がどこで降っているのかが分からないため、観測に適した観測機器を設置準備することが困難なこと、さらに観測が出来たとしても、降水に伴う潜熱や気温の日変化で環境場の温度の持続が妨げられるため、一般に凍雨の持続期間は短く (Stewart 1985; Ressler et al. 2012)、そのために凍雨の微物理過程を把握するまでの十分な観測データの蓄積がないことが挙げられる (Zhang et al. 2011)。Canadian Atlantic Storms Program (CAPS) の屋外観測プロジェクトでさえも、凍雨の微物理過程に関する測定は限定的で、形状、粒径、落下速度の測定値に関する情報はほとんどない (Crawford and Stewart 1995)。Gibson and Stewart (2007) や Gibson et al. (2009) でも、地上で採取した凍結粒子の形状を単に分類しただけである。そのため、既存の数値モデルに組み込まれている凍結に関する雲物理過程は、密度が 0.91 g cm^{-3} の高密度の氷粒 (雹) を仮定し、それを小さい粒径まで内挿した単純な取り扱いとなっている (e.g., Ferrier 1994; Ferrier and Simpson 1995; Kumjian et al. 2012)。凍雨の形成機構を解明し、そのモデル化にまで発展させるためには、個々の凍雨粒子の形状や落下速度などの微物理過程、そして粒子の密度や形・落下挙動の特徴について、十分な情報量の観測データが必要で、長時間持続する稀有な凍雨事例をターゲットに、高精度な降水粒子計で観測を行う必要がある。

近年では、凍雨などの着氷被害をもたらす降水がアメリカ東部、カナダ東部だけでなく、中緯度に位置する日本や中国など、アジアの東側地域でも多いことがわかってきた (e.g., 山下ほか 1987; 牛山 1991; 牛山・宮崎 1993; 田所 1997; Ding et al. 2009; Gao et al. 2013)。それらの降水は局地的な気象現象や地形の影響を受けやすく、内陸の盆地で形成される冷氣湖や、山脈東側での冷氣流の堰き止めが融解層の下に生じることで起こることが多い。日本では、毎年 10 日程度は中部地方以北の内陸山間部や関東地方以北の太平洋側平野部で観測される (松下・西尾 2004)。中国でも世界最大級の広さと高さのチベット高原の東部、江西省・湖南省・安徽省・貴州省で毎年、凍雨と着氷性の雨が報告されている。ただし、中国

では数十年に 1 度は長期間（10 数日～1 か月）断続的に続く凍雨と着氷性の雨によって大規模着氷災害が起きている（Ding et al. 2009）。2008 年 1～2 月の事例では中国全土で 223 億ドルの経済的損失があった（Sun and Zhao 2010; Zhou et al. 2011）。日本国内でも 2003 年 1 月に関東で発生した数時間に及ぶ凍雨と着氷性の雨は、都心の交通機関を麻痺させ 4 万 8 千人に影響を及ぼした（Matsushita and Nishino 2008）。凍雨の形成機構を解明し、長時間持続する原因を明らかにするためには、従来のように地形の影響で現象を説明することが重要であるが、その背景にある持続性の高い総観規模場の特徴も解析によって明らかにする必要がある。

2005 年 4 月 10 日、北海道札幌市において、10 時間弱にも及ぶ凍雨が発生した。この事例は地上で一様に南東風が持続する環境下において長期間凍雨が降り続いた。しかも、本事例では地上気温が最高で約 $+3^{\circ}\text{C}$ 近い温度に達しており、一般的な凍雨の観測温度と比べても高温であった（Cortinas et al. 2004）。札幌では、過去にも同じような最大約 $+3^{\circ}\text{C}$ の環境下、一様な南東の地上風が吹く中、8 時間弱にわたって凍雨が持続する例が 100 年ほど前に報告されていた（Matsukawa 1923）。本事例の環境場を解析することは、長時間の凍結機構解明につながる。さらに我々は、降水粒子の形状や直径、落下速度等の特徴を測定できる光学式降水粒子計 2D-Video-Distrometer（以後、2DVD と略称を用いる）（Kruger Krajewski 2002; Schönhuber et al. 2007, 2008）によって、この事例の凍雨の形状・粒径毎の落下速度などの微物理要素を降り始めから終了まで連続して観測することに成功した。これまで落下中の個々の凍雨粒子を詳細に観測した例はなく、本事例は凍雨の微物理過程の解明につながる貴重な観測事例であった。過去には北米でも長時間の凍雨事例の形成機構の研究報告はあるが（Hanesiak and Stewart 1995）、その事例は、北米特有の海水上の強い冷氣と薄い融解層のもと、解けかけの雪片が凍結するという、地域・地形に固有の容易に凍結できる凍結機構であった。札幌の凍雨事例から、地上で約 $+3^{\circ}\text{C}$ という極めて暖かい環境下での長時間の凍結機構について、総観規模場の構造も考察する。

1.3 二重偏波レーダーを用いた凍雨の微物理過程の研究

降水粒子の形状を含む微物理過程を理解することは、二重偏波レーダーによる降水粒子判別において重要な研究のひとつである(e.g., Höller et al. 1994)。例えば、小さな雨滴は表面張力で球状だが、大粒なほどに扁平な特徴を示すこと、乾いた霰や小さい雹はだいたい球状か横長の姿勢をとるが、粒径が大きくなると落下時に後面に生じる気流場の乱れによって自励回転(tumbling)が生じ、二重偏波レーダーでみると縦横比は等方かわずかに縦長にみえる挙動をとり、解けかけの霰・雹は融解した液体が側面に集まり横長にみえる挙動となることが二重偏波レーダーによる決定論的な粒子判別において重要な要素になっている(List and Schemenauer 1971; Barge and Isaac 1973; Green et al. 1975; Heymsfield 1975; Matson and Huggins 1980; Knight 1986; Beard and Chuang 1987; Rasmussen and Heymsfield 1987; Beard et al. 1989; Straka et al. 2000)。すなわち二重偏波レーダーの場合、粒径分布と誘電率に加えて、降水粒子の平均的な幾何学的特徴を考慮することが必要となるのだが、雨粒、雪片、霰および雹に比べて、雪片が融けた後、再び凍結し始めて凍雨に至るまでの降水粒子の変化の過程の幾何学的特徴が全くわかっていない。

2016 年 1 月 29 日、関東平野北部において 6 時間以上の長時間の凍雨現象が発生した(図 1a)。この事例は、関東の山岳域では過冷却の雨が樹木を覆い尽くす雨氷現象も広く確認された(図 1b)。この日の東日本の山岳域は雨氷被害がひどく、長野県では 1989 年 2 月、1998 年 1 月の 2 回の雨氷被害に続く過去 4 番目の森林被害が報告され、その被害額だけで 6 億円を超えた。さらに重症者 1 名を出し、住宅一部損壊、地域住民や宿泊客の孤立(320 名)、停電(2400 戸)、断水(40 戸)、高速道路・国道・県道の通行止め、鉄道の運転見合わせなども報告された。この日の関東は南部に雨と山岳域の着氷性の雨が、そして北部では数時間の凍雨が報告された。この日の凍雨事例について、つくばの気象研究所(略称は MRI)建物屋上に設置した C バンド固体素子二重偏波レーダー(MACS-POL: 英語表記で MRI

advanced C-band solid-state polarization radar の略称) を用いて、二重偏波特性についての観測を行った。本レーダーは Adachi et al. (2013)にも用いられた水平偏波と垂直偏波の両方を同時に送信し受信できるタイプのレーダーで Z_{DR} の観測が可能である。また降水粒子の微物理特性については、気象研究所の露場に設置した 2DVD を用いて観測した。先行研究の二重偏波情報を用いた凍雨の研究は、二重偏波レーダーとシミュレーションの併用の研究だったが (Kumjian et al. 2013)、本事例は、凍結が進行する凍雨粒子の粒径と落下速度の関係や縦横比を調べることで、凍結に伴う凍雨の形状変化と偏波情報の関係、そして背景にある微物理過程を明らかにすることが可能である。

1.4 研究の目的

これまでの凍雨形成機構の研究は、温暖前線近傍で融解層と再凍結層があることだけで説明づけられ (Stewart and Macpherson 1989; Stewart 1991)、それらの現象の持続性、凍結過程の粒子の微物理過程に踏み込んだ研究はなく、遠隔で凍結の状態を判断するのに十分な理解には至ってない。また過去の研究事例は融解層の下に強い氷点下の層がある事例で議論されているため、粒子は急速に凍結することから、凍結の進行に伴う形状変化の特徴や、凍結高度に関する議論が一切考慮されていない。そのため氷点下の微物理過程は水滴か氷粒の単純な取扱いになっている。(Ferrier 1994; Ferrier et al. 1995; Thériault and Stewart 2007, 2010)。

第 2 章と第 3 章では、まず札幌で観測された凍雨事例をもとに凍雨の形成機構および長時間をもたらす環境場を、Nagumo and Fujiyoshi (2015, 2017)に基づいて考察する。次に、第 4 章では、札幌の凍雨事例で北大・低温科学研究所 (北緯 43 度 0 分、東経 141 度 3 分) における 2DVD 観測によって見出された凍結中の粒子の 2 種類の微物理的特徴を提示し、降水粒子の組成と環境場から考えられる凍雨の形成プロセスを Nagumo and Fujiyoshi (2015)に基づいて考察する。さらに第 5 章では、北関東の凍雨事例でつくば・気象研究所 (北

緯 36 度 03 分、東経 140 度 07 分) の 2DVD 観測で明らかになった凍結中の凍雨粒子の形状変化や落下姿勢・挙動の特徴と、二重偏波レーダーシグナルとの関係を明らかにする。そして、その凍雨形成過程の概念モデルを Nagumo et al. (2019)を基づき提案する。最後に、第 6 章でまとめと結論を述べる。

2. 凍雨の形成機構に関する研究 I：凍結メカニズム

2.1. 使用データと解析手法

一般的な凍雨の形成機構が温暖前線の融解層と再凍結層の構造によって抽象的に説明されるのに対し (Stewart and King 1987; 松下・西尾 2004)、本章ではこれまでに報告された凍雨事例にない暖かい温度環境下の 2005 年 4 月 10 日の札幌の事例の気温・相対湿度の解析に基づき、降水粒子の凍結に必要な具体的な気象要素を示し、凍雨の形成機構を考察する。

総観場の解析には、2005 年 4 月 10 日の気象庁の地上天気図と気象庁全国合成レーダー降水強度分布を用いた。凍雨の分布と地上気温の解析には、各地方気象台および特別地域気象観測所の目視観測・気温データを用いた。ただし、特別地域気象観測所の測器による識別は水滴と雪片、氷粒の判別のみなので、氷粒を凍雨とした。凍雨時の鉛直構造の解析には、札幌管区気象台 (北大・低温科学研究所から約 2km 南の位置) におけるゾンデ観測 (国際地点番号 No.47412) の気温・相対湿度・風向風速データおよびレーダーによる反射強度データを用いた。レーダーは低温科学研究所から南東 40km に位置する新千歳空港の空港気象ドップラーレーダー (C バンド) のデータで、札幌方向の方位角データから降水の鉛直分布と時空間変化の解析を行った。そのため水平断面走査 (以後、Plan Position Indicator の略で PPI とする) の方位角 315~325 度の反射強度データを用いた。これらの札幌上空やその付近の解析に加え、総観規模の南北鉛直断面構造を解析するため、秋田地方気象台 (北緯 39 度 43 分、東経 140 度 05 分、海拔高度 6m : No.47582)、三沢空港 (北緯 40 度 41 分、東経 141 度 23 分、海拔高度 39m : No.47580)、稚内地方気象台 (北緯 45 度 24 分、東経 141 度 40 分、海拔高度 3m : No.47401) のゾンデデータも用いた。時間分解能の高い地上気温 (1 分) と降水強度 (3 秒) の観測には、低温科学研究所に設置したデジタル気温計 HOBO-H8Pro (高度 2 m)、重量式雨量計を用いた。その他の札幌の地上気象要素 (相対湿度・風向風速) は札幌管区気象台の 10 分値データを用いた。

本章の考察点は室内実験の極端な凍結環境とは異なる、大気中における凍雨の形成機構である。そのために Matsuo and Sasyo (1981a, b) を基礎とした降水粒子の融解および温度変化の 1 次元モデルを利用し、凍雨形成における重要な環境場の特徴を見出すとともに、温かい環境場でも機能する凍結機構を考察する。本研究で用いたモデルは、より具体的な温度の考察を可能とするために、ゾンデの温度・相対湿度分布の変化に対応して雪片の融解や融解した後の雨滴の温度を計算可能な仕様に改良を施した。それを、融解層上端の環境場 0°C の高度から任意の粒径・密度の降雪粒子を降らせる実験を行った。ここでは融解後の氷晶核の影響がわからないため、融解後の雨滴が 0°C を下回ったら過冷却水滴になると仮定し、環境場に応じて変化する粒子の過冷却度に着目した。本研究で用いた 1 次元モデルの詳細は Appendix A に記す。このモデルの結果をもとに、先行研究の凍雨事例と着氷性の雨事例の融解層・再凍結層の層厚と温度を比較し、札幌の凍雨事例が凍結を説明するのに気温のみで十分か、相対湿度の要素も重要であったかを考察する。そして、様々な大きさの雪片の融解の有無や雨滴の過冷却度から考えられる凍雨の形成機構を考察する。

2.2. 解析

a) 総観場とレーダー

2005 年 4 月 10 日は、09 LST に日本海上に前線を伴った低気圧があり、18 LST にかけて低気圧はやや発達しながら毎時 56 キロで北東進した (図 2)。この期間の北海道は、温暖前線の北側に位置し、09 LST には北海道西部が降水域に入り、18 LST 頃には東部が降水域に覆われた。

この期間の北日本は広範囲に 30 分から 160 分の凍雨の観測報告があって、低温科学研究所の目視観測では 10 時間弱の凍雨の持続があった。広範囲の凍雨事例であったことから、凍結条件はある程度広範囲で満たされていたといえる。ただし、札幌付近だけが 10 時間弱

の記録的な長時間の凍雨であった。降水分布をみると札幌の中でも北大・低温科学研究所周辺は長時間にわたって降水域の南縁から数キロの位置にあった（図 3）。

図 4 は、札幌管区気象台の 09 LST のゾンデの気温と相対湿度、風速・風向の観測結果を鉛直分布で示している。札幌上空の 09 LST の温度は中層に 0°C 以上の層が厚く分布し（高度 700~2300 m）、強い逆転層の下に薄い氷点下の層が分布し（高度 300~700 m）、少なくとも融解層と再凍結層があったことを示している（図 4a）。ただし、最高温度は $+3.6^{\circ}\text{C}$ （高度 1100 m 付近）、最低温度は -2.5°C （高度 600 m 付近）と、どちらも高い温度である。図 4 において高度 3000 m 以上の情報を示していないが、上層は約 0°C の等温層を経て、それより上は上空ほど低温の一般的な対流圏の構造だった。札幌上空の相対湿度は、 0°C 以上の層の下部に極めて乾燥した層を形成し（700~1800 m）、最小相対湿度は 32%（高度 1400 m）まで低下していた（図 4b）。最小湿度における水蒸気混合比は 1.8 g kg^{-1} であった。札幌上空の風は、中層の乾燥域が南風で下層の湿潤域は南東風で、風速のピークはその境目にあった（図 4c）。図 3 の矢羽が示す通り、札幌の下層の南東風は事例を通して持続していた。

図 5 は、秋田、三沢、札幌および稚内の 09 LST のゾンデ観測データを基にした南北鉛直断面図である。4 地点とも高度 1000m から 2000 m の範囲内に乾燥した南風の層があって相対的に上下の高度より暖かい層を形成し、総観規模スケールの規模で乾燥域が形成されていることがわかる。降雨がなかった南部（秋田と三沢）は特に乾燥していて（最小は約 10%）、それが札幌側の降水域に向けて吹き込む構造となっていた。降水が持続した札幌と稚内にも中層に乾燥した層があるが、秋田・三沢と比べると湿潤であり、降水の影響があったといえる。札幌のすぐ南の三沢空港上空の最小相対湿度は 13%で水蒸気混合比は札幌の約半分の 0.9 g kg^{-1} だった。図 6 は凍雨が降った札幌近傍のレーダー反射強度の時間高度断

面図である。この事例は、08 LST から 18 LST 前にかけて、高度 2500~3000 m に融解の特徴を示す反射強度 25dBZ 以上のブライトバンドがみられる。09 LST のブライトバンドの下限は高度 2500 m 付近であるため、札幌上空の 09 LST のゾンデの 0°C以上の層内に対応するので、融解層で雪片が完全に融け、その後に雨滴が乾燥した層を通過したことを示している。また 09 LST 以降もブライトバンドが 09 LST とほぼ同じ高度にあり、その下の特徴も同じであることから、凍雨期間中は融解層内で雪片が完全に融解していたと考えられる。

b) 地上観測

図 7 は、低温科学研究所の地上気温と降水強度と、地上での降水種別を時系列で示している（●：雨、△：凍雨）。低温科学研究所では 08 LST に雨が降り、すぐに凍雨に変わった。凍雨は 10 時間弱続き、18 LST 前には再び雨となった。この期間の地上気温は降水量の変化に合わせて多少変化しているが、その変化は小さく、常に 0°C以上(+1.6°C~+2.7°C)を維持した。地上の相対湿度は 70~90%と湿潤で（図は省略）、図 4b と図 5 の鉛直分布の下層の特徴と一致して、凍雨期間中持続する共通の特徴だった。

図 8 は、気象庁の各観測地点（地方気象台・特別地域気象観測所）の 09 LST から 18 LST の平均気温を基にした空間分布と凍雨の記録の有無をあらわしている（△：凍雨あり、×：凍雨なし）。凍雨が通報された地域は平均気温が-1 から+1°Cの範囲であった。ここで示した地点は海拔高度 200m以下の地点のため、気温への標高の影響はほとんど含まれていない。また本事例の降水期間の気温変化は最大でも 1°C程度だったため、平均気温は概ね降水期間の気温といえる。この分布で平均気温が 2°C以上の地点には凍雨が観測されず、雨か霰だった。北端の稚内のみ地上から上層まで氷点下だったため雪だった。低温科学研究所の位置はちょうど 2°C線付近で、凍雨観測地点の中の地上気温の南限だった。

2.3. 考察

a) 凍雨の形成に必要な環境場の条件

雨滴の凍結は必ずしも 0°C を下回った直後に開始するのではなく、大気中や降水粒子内に存在する氷晶核の種類に依存した温度で凍結する。ただし融解中の雪片や氷晶との接触があれば 0°C からでも凍結が進む。本事例の凍雨形成が妥当であることを示し、その機構を明らかにするため、融解層内の粒子の融解状態および粒子温度と環境場（温度・相対湿度）の関係について調査した。はじめに Matsuo and Sasho (1981b) の改良版 1 次元モデルに 09 LST の温度・相対湿度プロファイルを適用し、雪片の融解と融解後の雨滴の温度変化に関する数値計算を実施した。

計算で設定した雪片の初期状態は Matsuo and Sasho (1981b) と同じで密度を 0.04 g cm^{-3} （重い）、 0.02 g cm^{-3} （中程度）および 0.005 g cm^{-3} （軽い）の 3 種類とし、0 度高度（2150 m）からの融解から計算を開始した。計算開始時の雪片の直径は、1.0 mm から 10.0 mm まで 0.5 mm 毎に用意し、密度と合わせて 57 パターンの設定で計算を行い、小雪片では昇華蒸発による消失、大雪片では未融解の雪片が地上に落下することも考慮に入れた。ここでゾンデの鉛直分布は降水粒子の蒸発による温度と湿度の変化の情報を既に含んでいることを理由に、数値計算の中に大気と粒子の相互作用は考慮していない。

図 9 は、計算開始時 10.0 mm と 5.0 mm で密度 0.02 g cm^{-3} の雪片を降らせたときの結果である（10.0 mm：黒実線、5.0 mm：赤実線）。その他の計算結果は表 1 にまとめた。10.0 mm と 5.0 mm の雪片は計算開始直後だけ昇華蒸発で、 0°C 以下に冷却されるものの、落下後の相対的な昇温によって高度 2100 m から融解が開始した（図 9a）。融解時は粒子の温度は 0°C を維持しているが、粒子の直径は急速に減少している（図 9c）。直径 10.0 mm から始めた雪片は高度 1850 m で完全に融解し、5.0 mm から始めた雪片は 2000 m で完全に融解した。今回の解析では、密度 0.04 g cm^{-3} で 10.0 mm 以上の大きな雪片に限り、未融解の状態で氷点下の層に入ったが、それより小さい粒子は完全に融解する結果を示した（表 1）。

ただし、一部の微小な雪片だけは、昇華によって地上に到達する前に消失した。初期雪片の直径が 10.0 mm で密度 0.02 g cm^{-3} の計算では、地上において直径 2.5 mm に相当する雨滴が形成されることを示したが（図 9c）、この 2.5 mm の直径は、期間中に 2DVD が観測した最大粒径の凍雨粒子であった。したがって、計算上では粒子の多くが融解中に氷点下の層に入るとは考えられず、大多数の雪片が完全に融解したといえる。これは 09 LST のレーダー観測でブライトバンドが上層で終了していたこととも整合する。

雪片が完全に融解した後の雨滴は、すべての降水粒子がほぼ同じ温度で推移し、高度 120~1680 m の厚い層内に粒子が過冷却状態で存在しうることが示された。そして融解後の各高度の粒子温度は大きさに関わらず湿球温度（Adalberto 1994; Bohren and Albrecht 1998）に等しかった（図 9a：青実線）。つまり、このことは落下中の降水粒子は、相変化の過程を除けば、直ちに気温と相対湿度による蒸発冷却で決まる平衡温度に達することを意味している。本事例では、初期直径が 10.0 mm で初期密度が 0.02 g cm^{-3} の雪片の場合、粒子温度で融解層を判断した場合、融解層が最大温度 $+0.68^\circ\text{C}$ で、層厚 407 m の薄い層、氷点下（過冷却状態）の層は最小温度約 -4°C （高度約 650m）で層厚 1552 m の極めて厚い層であることがわかった。

従来の凍雨形成メカニズムは環境場の温度のみで説明されているが（Stewart and Crawford 1995; Zerr 1997; Zhang et al. 2011）、本事例の環境場では最低温度は -2.5°C と高い。例えば Zerr (1997) の凍雨事例の最低温度は -6°C から -10°C で、氷点下の層厚も本事例の 2~4 倍ある。そこで、本事例の解析結果の温度を先行研究の複数の凍雨・着氷性の雨の事例（凍結した事例としなかった事例）の温度と比べることで、本事例の凍結メカニズムに対する相対湿度の重要性を検証した。ここでは Zerr (1997) が定義した融解・再凍結パラメータを用い、彼らの凍雨・着氷性の雨事例の温度場（乾球温度）によるパラメータの値と、本事例のパラメータの値（乾球温度と湿球温度）を比較する。Zerr (1997) が定義した融解・再凍結パラメータとは融解層・再凍結層の層厚（単位は km）とその層の

最高気温・最低気温の温度（単位は℃）の積で、融解や凍結の際に受ける熱量を単純化したものである。ただし Zerr (1997) の事例はどれも湿潤な環境場であると言及していることから、温度（乾球温度）と湿球温度がほぼ同じだといえる。

図 10 は、Zerr (1997) が定義した融解・再凍結パラメータによる凍雨と着氷性の雨の分布に本事例の乾球温度・湿球温度から求めたパラメータを追加したものである。乾球温度のパラメータは、Zerr (1997) の凍雨事例の分布とは離れ、着氷性の雨の分布に近いが、湿球温度のパラメータは、Zerr (1997) の凍雨事例の分布に近かった。このことから、凍結には、湿球温度、すなわち粒子自体の温度の方が環境場の温度よりも重要で、本事例においては蒸発冷却の効果が必要不可欠だったことが示唆された。

b) 凍結メカニズム

粒子温度の計算結果を基に、大多数の粒子が凍雨として降り続けた凍結メカニズムを考察する。本事例では計算上ほぼすべての雪片が完全に融解し、その後の蒸発冷却によって -4°C 近くまで冷やされると示された。この温度では、 -40°C 以下の均質核形成による凍結では説明がつかないため、一部に不均質核形成による凍結があったと考えられる。ここでは水滴の凍結なので、接触凍結核か内部凍結核のどちらかの氷晶核である。氷晶核はその種類によって働く温度が異なり、一般に接触凍結核の方が高い温度でも凍結が起こりやすいとされている (Edwards and Evans 1971; Pruppacher and Klett 1997)。例えば葉に由来した核、細菌に由来した核、有機残留物に由来した核は -5°C 以上の暖かい過冷却度でも凍結すると報告されている。特殊な氷晶核でなくても、乾いた土壌鉱物粒子が接触した場合には凍結に必要なエネルギーが低く、砂粒子で -3°C 、粘土粒子で -4.5°C で確率的に凍結がはじまり、 -4°C と -6°C で半数程度が凍結を開始すると報告されている。そのほかにも乾燥大気下で蒸発した雲粒・降水粒子の残留物も凍結核としても働きやすい (Gokhale and Spengler 1972; Pitter and Pruppacher 1973; Beard et al. 1992)。実際、 -4°C から -5°C の暖かい環境下で氷

晶核が存在するという報告や凍雨が観測されたとする研究例が存在する (Vali and Stansbury 1966; Mossop et al. 1968; Stewart and Crawford 1995; Sassen et al. 2003)。本事例では、乾燥した空気が -4°C 近くまで降水粒子を冷やしたのと同時に、乾いた土壌鉱物粒子や降水粒子の残留物も存在しやすい環境なので、それらによる接触凍結の可能性が考えられる。

しかしながら、ゾンデの温度・相対湿度から計算された -4°C 以下の高度範囲は極めて狭く、その中で多数の粒子が瞬時に凍結したとは考えにくい。そこで実際には、低温研究所付近に降った凍雨粒子が、さらなる蒸発冷却を受けていた可能性がある。放球されたゾンデおよび落下する降水粒子は環境場の風によって北に流されている。そのため、気象研究所付近の地上に降った凍雨の経路とゾンデが上昇した経路は一致しない。低温科学研究所付近は多くの時間が降水域の南縁付近に位置しており (図 3)、したがって降水粒子はゾンデの値以上に南側の乾燥した空気の影響を受けた可能性がある (図 5)。一方、ゾンデは降水域内を北上していたので、蒸発に伴う加湿で相対的に湿潤だったといえる。例えば、ゾンデ放球直後の 0910 LST は、低温科学研究所から降水の南縁まで約 10 km あるが (図 3a)、ゾンデの上昇速度 (約 6 m s^{-1} : Seidel et al. 2011) で、乾いた層のある高度 600~1700 m まで平均風速約 15 m s^{-1} で北に流されたならば (図 4b、4c)、そして粒子が終端速度約 5 m s^{-1} で南寄りの風で流されたと仮定したならば、上層の降水粒子の位置とゾンデの位置には南北で 4~8 km ほどのズレがある。そこで、ゾンデ放球後の乾燥域に対して降水による加湿が少なかったという次の想定で、感度実験を行った。

降水による加湿の影響を受けた札幌上空が最小相対湿度 32%、水蒸気混合比 1.83 g kg^{-1} 、降水のなかった三沢上空が最小相対湿度 13%、最小水蒸気混合比 0.91 g kg^{-1} で、無降水域からの乾燥空気の流入の影響を考えるため、1 つ目の実験では、最小相対湿度・最小水蒸気混合比ともに札幌の半分の三沢の乾燥空気が流入したと考え相対湿度を一律に 15% 低下し

た。2つ目の実験では、蒸発冷却の影響の上限を把握するために乾燥した層の相対湿度を一律に30%低下した。図11は、初期粒径10.0 mm、密度 0.02 g cm^{-3} の雪片に対する実験結果である。乾燥域の相対湿度を15%から30%低下させると、降水粒子の温度は更に $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 低下し、最低温度は -5 から -6°C まで低下した(図11a)。これらの温度もここまで述べてきたように、接触凍結核が働くのに有力で、本実験で凍結核が働きうる高度に十分な厚みがあった可能性が示された。

しかし、それでも氷晶核で全ての凍結を説明するのは難しい。 -5°C の大気で働く氷晶核数濃度は一般に $0.01\sim 0.1 \text{ L}^{-1}$ と言われており、 -4°C だとさらに少ない(Berezinski et al. 1988; Beard et al. 1992)。本事例の2DVDによる集計では、 0.05 mm 以上の粒子が1時間で平均 $0.3\sim 1.1 \text{ L}^{-1}$ 存在したため、 -5°C で働く一般的な氷晶核の数濃度よりも約1桁多い。したがって、過冷却水滴の一部がはじめに接触凍結で凍結することは説明できるが、全ての凍結を示すには二次氷晶の発生が不可欠である。先行研究の室内実験では、 -5°C 付近の温度帯で水滴が凍結するとき、凍結した粒子の一部が割れて氷の破片(splinter)が無数に排出することを明らかにしている(Braham 1964; Pruppacher and Schlamp 1975; Choulaton et al. 1978; Mossop 1980)。近年では、さらに -5°C 付近の温度帯では、氷粒の凍結で氷殻上に生じた気泡が割れて無数の二次氷晶を生成すること(bubble bursting)、凍結に伴う破損(breaking)、氷間の亀裂から過冷却水滴が勢いよく飛び出す二次氷晶過程(jetting)が周辺の過冷却水滴を効率的に凍結させる現象として指摘されている(Lauber et al. 2018)。このような二次氷晶形成は、従来のHallet-Mossopの氷晶増殖とは異なり氷未飽和でも起こる。二次氷晶が形成されれば、他の一般的な接触凍結核よりもはるかに凍結効率が良く粒子温度が 0°C 以下ならば凍結が始まる(Gokhale and Spengler 1972)。

したがって、本事例のように極めて暖かい環境下でも、地上で多数の凍雨が観測された2005年4月10日の凍雨事例の凍結機構は、雪片が完全融解したあと、乾いた空気の流入

によって雨滴が -4°C 以下のやや強い過冷却度に蒸発冷却したことで、一部の粒子が接触凍結核で凍結し、その際に生じた二次氷晶との接触によっても残りの過冷却水滴が凍結したと示唆される (Braham 1964; Pruppacher and Schlamp 1975; Choulaton et al. 1978; Mossop 1980)。

3. 凍雨の形成機構に関する研究Ⅱ：環境場の形成・持続機構

3.1. 使用データと解析手法

本章では、札幌の北大・低温科学研究所で凍雨が 10 時間弱もの長時間観測された 2005 年 4 月 10 日の事例について、乾燥空気の流入が持続した点と、一定温度の空気の流入が持続した点の 2 つの観に着目し、前線構造近傍の力学構造の解析から凍雨発生環境場の形成・持続機構を示す。解析には、気象庁メソスケールモデル (MSM) のデータを使用した。2005 年の MSM の仕様は表 2 に示す。解析領域は緯度 22.4~47.6°N、経度 120~150°E とし、鉛直方向には 16 層の等圧面と 1 面の地表面データを用いた。等圧面と地表面の空間分解能はそれぞれ $0.1^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ 、 $0.05^{\circ} \times 0.0625^{\circ}$ である。データの時間分解能は、総観規模の時空間スケールの解析であることから、等圧面と地表面はそれぞれ既存の出力設定である 3 時間と 1 時間のデータを用いた。海面温度の解析には、MSM にも同化している JMA-MGDSST 日平均海面温度を用いた (Kurihara et al. 2006)。このデータは船舶・ブイなどの観測と衛星観測を統合した各日の代表値である。本事例の解析対象領域の JMA-MGDSST は、事例日の前後でほとんど変化していなかったため、海面水温の日変化が解析に与える影響は小さい。

本章でははじめに、解析に MSM データを用いることの妥当性を検討した。そして MSM の再現性の高さが認められた範囲において、長時間の凍雨に寄与した一様な温度・相対湿度の形成・維持機構について考察した。乾燥空気の流入については温暖前線面の循環場に生じる流れ（非地衡風）と地衡風の影響、降水域に流入する乾燥空気の流入経路を調査した。温暖前線周辺の循環の様子は Appendix B に記述する。ここでは降水を伴わない領域の循環の様について言及する。温度の持続については、降水域に流入する下層空気の流入経路と海上を長時間風送する間に生じる空気塊の温度変化を調査した。

3.2. 解析

a) 凍雨観測時の気温・湿度・風の鉛直分布

2005 年 4 月 10 日 09 LST の札幌のゾンデ観測は、高度 600~1600 m に気温の逆転層があり 0°C以上の層が 1500 m と厚く、その下の 0°C未満の層は 400 m 程度と薄い特徴を示した（図 12a）。また、相対湿度は最小が 32%（高度 1400 m）で、高度 600~1600 m までは顕著な乾燥域となっている（図 12b）。湿球温度は高度 600 m 付近で-4°C近くまで達している（図 12a）。風向風速は、下層の高度 600 m 付近までは南東風の風で高度とともに風速が増加、乾燥した高度 600~1600 m の層では南風で高度とともに風速が減少し、それより上では南西風で高度とともに風速が増加している（図 12c）。これらの特徴は、MSM の 09 LST の札幌の温度・湿度・風向風速の鉛直分布でも確認され、MSM の計算は凍雨をもたらす温暖前線の構造を再現していた。

b) 凍雨観測時の総観場の水平分布

MSM の相対湿度・温位の 700hPa 面と 850hPa 面の各時間（2005 年 4 月 10 日の 00、09、12、18 LST）の分布をそれぞれ図 13a~13d と図 13e~13h に示す。また各時間の前 1 時間積算降水量および海面更正気圧を図 13i~13l に示す。MSM が計算した低気圧中心の位置は 09 LST に日本海中央付近、18 LST には北海道の西部沿岸付近にあって、気象庁が解析した低気圧の位置と整合する（図 2、図 13j、13l）。そして 09 LST の降水域は北海道の西部まで広がり、18 LST には北海道全域に広がっていて、気象庁レーダーのエコー分布と整合する。MSM では温暖前線の進行方向前面に広く乾燥域を計算していて、850 hPa 面の乾燥域は等温位線の集中帯域に沿って広がっている（図 13e~13h）。09 LST~ 12 LST は 700 hPa 面が湿って（図 13b、13c）その下の 850 hPa 面が乾いた構造となっている。その間の 800 hPa で 0°C線が北海道北部を通過している（図 13f、13g）。このことから、MSM は、雪片形成と融解、そして乾燥空気による降水の蒸発冷却という、前節の凍結機構が数時間にわ

たって再現されていたことを示している。MSM では低気圧の東進によって、18 LST には乾燥域を北海道の東に移動させていて、札幌の凍雨が 18 LST 前に雨に変わっていたことも対応が良い（図 13d、13h および 13l）。

図 14 は、09 LST の 800 hPa 高度と 850 hPa 高度の温暖前線近傍の相対湿度と温位、地衡風と鉛直流速度の水平分布を示している。北西から南東にかけて広がる相対湿度 40%未満の乾いた領域の温位分布は、北に向かって負となる勾配をもち（図 14a、14b）、風は収束し前線強化における合流項（もしくは分岐項）の流れ場を示している（図 14c、14d の confluent、branching の流れ場）。次項では、この力学的構造を背景とした、中層の乾燥空気と下層の冷氣の形成起源と持続について考察する。

3.3. 考察

a) 蒸発冷却の環境の形成・維持機構

2005 年 4 月 10 日の北日本は、09 LST 頃から 18 LST 前まで、湿った融解層の下に南寄りの乾燥空気の流入が持続していた（図 13）。この乾燥空気の流入が蒸発冷却を促し、凍雨形成の要因の 1 つとなった（図 12a）。その乾燥空気の形成、流入および持続を環境場の力学構造から考察する。図 14 の A-A' 線上の温暖前線面に直交する向きの流線の構造を図 15 に示す。図 15a は合流項、図 15b はシア項、図 15c はその総和を示している。各図の等温位線と相対湿度は共通である。合流項とシア項は、Appendix の (B2) 式を基に計算している。図 15 の各図で中層 3000 m 以下の等温位線集中帯（北ほど高高度に傾斜）に沿った領域の循環と相対湿度の構造をみると、図 15a の合流項の流線は暖気側で上向きの気流場、寒気側で下向き気流場をとめない前線強化に寄与する循環を示している。図 15c の総和の流線が合流項の流線とほぼ同じであることから、図 15b のシア項の寄与が少ないことがわかる。合流項が支配的な総観規模場のため、温暖前線に沿って上向きの循環には上昇流に伴う湿潤域（図 15a、15c の濃灰色）、下向きの循環には下降流に伴う乾燥

域（図 5a、15c の灰白色）を形成している。このような循環構造は、一般的な温暖前線にみられる特徴で、広範囲に比較的弱い降水をもたらす（Novak et al. 2004; Han et al. 2007）。09 LST の断面図によれば、ちょうど凍雨が降った札幌付近の循環が強く（図 15c の北緯 41~42 度付近）、高度 2500 m 以上が湿潤域（濃灰色）、その下の 1000~2000 m に乾燥域（灰白色）を形成し、札幌付近の凍雨形成に好都合な環境を示していた。

ここまでは凍結を促す環境場の形成機構を説明した。次にその環境場が持続した要因を考察する。二次循環の流れの場合は寒気側の乾燥した冷気を南へ運び、暖気側は湿潤な暖気を北へ運ぶ役割を果たす（図 15c）。二次循環の流れのみを考えると、乾燥した北からの空気は南側上空で形成された降水の下を通るため、降水に伴う加湿で乾燥が相殺される構造になる。しかし、二次循環は全体の流れの非地衡風成分であり、地衡風と非地衡風を合わせたのが実際の気流構造となる。図 15d によれば地衡風と非地衡風の両方を考慮すると中層の乾燥した寒気を南から北へ移流させる構造となっている。すなわち、二次循環でも凝結して降水となった場所とならなかった場所があって、降水にならなかった北海道南部の乾燥空気が降水の降る北側に南風となって吹き込む構造となり、持続的に降水域の南縁の降水粒子の蒸発冷却に寄与することができた。したがって、本事例では温暖前線帯に沿った二次循環の構造に加えて、二次循環による北寄りの非地衡風の風速を超えた南寄りの地衡風の形成も重要な要素であった。

図 16 は、2005 年 4 月 10 日 09 LST と 12 LST を起点とした札幌上空の空気塊の後方流跡線解析の結果である。札幌の上層 700 hPa の空気は日本の南西遠方から移流してきたもので（図 16a：破線）、中層 850 hPa の空気は日本の北西の大気が移流していた（図 16a：実線）。それぞれの流跡線上の空気塊の気圧、温位、相対湿度の変化をみると、札幌へ向かって中層に移流する北側からの空気塊は徐々に 850 hPa まで沈降する一方（図 16b：実線）、札幌の上層に移流した空気塊は定常か上昇しながら 700 hPa に達している特徴だった（図 16b：破線）。どちらの空気塊もそれぞれの温位状態を保ったまま推移している（図

16c)。札幌の中層に向かって流入する空気塊は北から流入した後、一度も降水域を通過していないために、降水からの加湿もなく低い相対湿度（～30%）を維持していた（図 16d：実線）。その空気塊は下降しながら 10 日 00 LST 頃に北海道の南で反転して北向きに移流している。それまではまだ北海道付近に降水域が形成されておらず（図 13i）、降水の降り始めはその約 9 時間後なので（図 13j）、その 9 時間分の降水のない経路を通過した空気が移流の向きを北に変えて、温暖前線上の降水域の南縁に乾燥空気を持続的に流入し続ける構造となっていた。

b) 低温な空気塊の形成・維持機構

凍結に必要な過冷却度を維持するには、蒸発冷却が持続するとともに、気温も一定で持続していなければならない。図 16e は 4 月 10 日の 09、12、15、18 LST の札幌の下層 1000 hPa 高度の空気の後方流線解析の軌道を示している。札幌に流入した空気塊は 10 日 00 LST までは北から南に移流する軌跡をとり、南東の風になって流入する経路をとっている。空気塊の高度は、00 LST 以降は海面に近い約 1000 hPa の高さにある（図 16f）。この海上の風は CCB（Cold Conveyor Belt）の流れで（Carlson 1980）、850hPa の温位集中帯に平行し（図 16e）、地上の温暖前線の北側を流れる移流経路をとっている（図 2）。海上の CCB は海面からの気団変質を受けやすいが（Schultz 2001）、00 LST 以降、温位は一定の温度に漸近し（図 16g）、相対湿度が増加している（図 16h）。この海面付近の温度は MGD SST の海面温度（+ 3°C）と一致している（図 16e）。地上気温 + 3°C の空気塊を高度 600m まで乾燥断熱減率で持ち上げると -3°C に相当し、モデルもゾンデの観測とほぼ一致する（図 12a）。札幌付近の下層大気は風速 10~20 m s⁻¹ で顕著な鉛直シアーがあり（図 12c）、対流混合による中立大気の気温減率を形成している（図 12a）。したがって、海上で一様の温度になった空気塊が対流混合しながら札幌付近の降水に向かって長時間吹き込むことも、長時間の凍雨形成において重要な要素の 1 つであった。

4. 凍雨の形成機構に関する研究Ⅲ：微物理過程

4.1. 使用データと解析手法

本章では、2005 年 4 月 10 日に札幌の北大・低温科学研究所で採取された凍雨粒子の画像や地上で観測した個々の凍雨粒子のデータを解析し、観測された凍雨の形成機構における微物理過程、特にここでは粒径の落下速度や凍結に伴う形状変化の特徴を調べた。

凍雨の形状は、目視の記録・接写撮影、粒子の画像解析が可能な 2DVD のデータを用い解析した。接写撮影は、外気温で冷却した A3 サイズのベルベット素材貼付の木板で降水粒子を破損しないように採取し、高感度デジタルカメラに一眼レフカメラ対応ズームレンズを取り付けた状態で行った。ベルベット素材は粒子が鮮明に写るように黒色にした。凍雨粒子情報の取得に用いた 2DVD の観測概念図を図 17a に示す。2DVD は二方向のカメラから 10 cm×10 cm の観測範囲の全粒子の個々の形状、等価体積直径（以後、直径と扱う）を測定でき、そこから粒子の縦横比情報も得ることができる。粒子の落下速度は 2 つのカメラのわずかな高度差（6~7 mm）と観測時間差から計算できる。ここで 2DVD が観測する直径は等価体積直径を表し、2DVD の高頻度スキャン毎に得られるスライスされた粒子の影をもとに算出される（Schönhuber et al. 2008）。2 方向の各スキャンで得られた影は楕円柱であるとみなし、すべての楕円柱を積算して体積を出し、体積に等価な球の直径を与えている。概ね楕円体とみなせる雨滴や霰は精度の高い直径が計算されるし、凍雨や雹についても極端な形状でない限り高精度な結果が得られる。具体的な 2DVD の粒径分解能は 0.19 mm 未満、速度精度は落下速度 10 m s^{-1} 未満の範囲では誤差 4%である

（Schönhuber et al. 2007）。札幌の事例で用いた 2DVD は図 17b のスタンドタイプ（第 1 世代）で、後述のつくばの事例で用いた図 17c の 2DVD（第 3 世代）とは形状が異なる。スタンドタイプは風によって微小な粒子の補足率に影響があると指摘されているが

（Nešpor et al. 2000）、本観測では建物の構造を利用して風の影響を軽減していることに加え、対象の凍雨が雪片のように風の影響を受けることはないため、測器の影響はほとん

どない。むしろスタンドタイプの 2DVD の受口部は周囲に衝撃吸収シートを配した上、傾斜のある構造となっているので、周囲から跳ねて入ることもなく、凍雨の捕捉には適した設計である。

本章では、凍雨の微物理過程を明らかにするために、はじめに目視・接写・2DVD で観測した凍雨粒子を Gibson et al. (2009) の形の定義（表 3）に基づく分類を行い、先行研究の粒子の特徴と比較した。次に 2DVD から直径と落下速度の関係を調べ、落下速度と個々の粒子形状の関係を調べた。本事例の観測から、凍雨中には異なる 2 種類の落下速度の粒子（以後、“速い粒子”と“遅い粒子”）が存在したことから、分類した異なる落下速度の特徴を基に、理論的に導かれる降水粒子の密度・粒子の形状の特徴・組成（水・氷）について考察を行った。ここで速い粒子と遅い粒子の区分は、便宜上、直径を d （単位は mm）、落下速度を V （単位は m s^{-1} ）としたときに $V > 2d$ となる粒子を速い粒子とし、それ以下を遅い粒子とした。区分にあたっては、2DVD は低い確率で 2 つのカメラが降水粒子を誤検出してしまい、誤った落下速度を測定することもあるが、誤データの画像は極端に潰れた形や引き延ばされた状態など明らかな特徴があるので、目視で除外している。誤データの割合は 1 割未満だった。

これらの解析を基に、微物理過程が異なる凍雨粒子の形成機構と環境場の関係を考察する。最後に前章で考察した 2 種類の凍結機構の存在を裏付けるために、異なる落下速度の凍雨の数濃度のタイムラグを調べ、落下速度の差から凍結高度を推定し、異なる凍結過程を経たことの妥当性を検証する。

4.2. 観測データ

本事例の凍雨粒子の接写画像の代表例を図 18 に示す。観測された凍雨粒子の中には、ほとんど変形がない『球状 (Spherical)』粒子や、突起とまで表現されない小さな変形の『ほぼ球状 (Nearly spherical)』粒子もあったが（図 18a）、それ以外には多くの変形を伴う粒

子が観測された。特に多いのが短い突起をもつ『バルジ (Bulged)』で、バルジには太く短い突起の粒子と(図 18b~18d)、鋭く短い突起の粒子と大まかに 2 種類あった(図 18e~18i)。突起が粒径の 4 分の 1 以上になると凍雨粒子は『スパイク (Spicule)』に分類されるが、数が少なく接写は出来なかった(後述の 2DVD 観測では、確認している)。また一部や半分が欠けた、『破損 (Fractured)』した粒子も観察された(図 18e~18j)。屋外で観測した 1mm 以上の凍雨粒子を調べると、空洞 (Void) がみられる粒子 (図 18e)、亀裂 (Crack) がある粒子 (図 18f)、欠けた部分が鋭利な断面を形成し、その内側が空洞になっている粒子 (図 18g、18h)、平坦ではない一片が欠けた粒子 (図 18i) など、多様な破損状態があった。他の凍雨粒子との接合部が欠けて鋭い切断面を形成する破損もあった (図 18j)。『融合 (Fused)』している粒子 (図 18k) や『併合 (Aggregated)』している粒子 (図 18l~18o) もあった。地上の目視観測では、結合した粒子間に明瞭なくびれがあり、複数の粒子 (5 個以上) と併合を有しているものが多かった。興味深いことに、この併合の特徴は Stewart and Crawford (1995) の報告とも一致していて、併合を構成する凍雨粒子がほぼ同じ大きさだったケースが多かった。すなわち、雨滴の併合過程のように粒子間の速度差で併合するのは別の挙動による併合が凍雨発生時には起こっていることを示唆する、大変興味深い特徴であった。

接写を行った 14 LST ~15 LST においては、雪片が唯一 1 粒だけ撮影された (図 18p)。撮影には 1 秒程度かかったため、粒子の一部は濡れているが、先行研究と同じ針状結晶が集合した雪片だった (Stewart and Crawford 1995)。観測期間中は、目視で雨滴は確認されなかった。

図 19 は、2DVD で観測した凍雨期間中の降水粒子の直径と落下速度の関係を散布図で示している。本観測で、凍雨の観測時間には 2 種類の落下速度、すなわち速い粒子 (速い粒子) と遅い粒子 (遅い粒子) が同時に降っていることが明らかになった。速い粒子は雨滴の終端速度に近い (Atlas et al. 1973)。遅い粒子は Knight and Heymsfield (1983) が求め

た乾いた雹の抵抗係数・密度で計算した終端速度曲線に近い分布であった。ここで Knight and Heymsfield (1983)の事例では、採取した雹の形状は様々で密度を平均すると 0.44 g cm^{-3} のものを、冷凍室で乾いた状態にしてから実験的に落下させて計測している。次節では、凍雨中の異なる 2 種類の落下速度の降水粒子の幾何学的特徴を解析し、粒子の組成と微物理特性の関係を示す。

4.3. 解析

a) 凍雨粒子の形状分類

図 20 は、本事例の 2DVD で観測された降水粒子画像の代表例を示している。先行研究 (Gibson et al. 2009) と比較するために、凍雨粒子の形状を、球 (spherical)、ほぼ球 (nearly spherical)、バルジ (bulged)、スパイク (spicule)、不定形 (irregular)、破損 (fractured)、併合・融合 (aggregate・fused) の 7 つに分類した。また本事例では、雨滴のような上部が丸い形状で下部が平らな形状をした粒子を『雨滴状の形 (raindrop-like)』とした。球とほぼ球の間には先行研究でも厳密な定義がなく目視判断であることや、複雑度などの客観的指標 (e.g., Schmitt and Heymsfield 2014) で違いを表現できるほどの顕著な違いではないことから、Gibson and Stewart (2007)、Gibson et al. (2009) と同じ目視分類である。本研究では、内部から押されたように張りのある球形を球とし、バルジとまでは定義できない小さな膨らみや歪んだような球形をほぼ球と分類した。2DVD は小さい粒子ほど解像度の影響で分類が困難なため、統計値の抽出には直径 1.5 mm 以上の粒子を用いた(粒子総数 12405 個)。それ以下の大きさの粒子は多数確認された特徴的な形状のみを示す。

直径 1.5 mm 以上の全粒子の形状と数・割合を表 4 に示す。最も観測頻度の高い粒子はバルジで、全体の約半分が涙型のような瘤(膨らみ)や突起のある形状をしていた。その次に多かったのがほぼ球で球が歪んだような形状だった。各形状の割合は、スパイクと不定形の割合を除けば、概ね Gibson et al. (2009)の集計結果に類似している。また、雨滴状の形は

2%程度だった。すなわち、降っていた大多数の粒子に凍結の特徴がみられた。

一方、落下速度の特徴で頻度を分けると、速い粒子と遅い粒子の形状には特徴に違いがみられた（図 20）。球形であっても、速い粒子には歪みがあり（図 20a）、遅い粒子には歪みのない球が多かった（図 20f）。バルジも、速い粒子は涙型や太く短い突起が多く（図 20b）、遅い粒子はその突起が細く鋭い傾向にあった（図 20g）。スパイクもバルジと長さが異なるだけで、速い粒子の突起は太く（図 20c）、遅い粒子の突起は鋭い特徴だった（図 20h）。形状の定義にあてはまらない不定形の粒子の中には楕円体や弾丸のような形状もあったが、数は速い粒子、遅い粒子ともに少ない（図 20d）。また、一部に破損が生じた粒子は、多くが遅い粒子の中に見られ（図 20i~20l）、速い粒子の中にはほとんど存在しなかった。遅い粒子の破損の形状にもいくつかの種類があり、平らな切断面のような形状（図 20i）、割れてギザギザをもった形状（図 20j）、破れた部分がカールしたような形状（図 20k）、一部が欠けたような形状（図 20l）などがあり、その特徴は Pruppacher and Schlamp (1975) の報告とよく一致していた。先行研究では、最も多い破損粒子は半球とされていたが（Takahashi 1975）、半球状の割れ方は遅い粒子でも特に 1 mm 以下の粒径で確認され、大きさによって割れ方にも多少違いがあった（図 20o）。また、欠けた破片とみられる氷片(splinter)も遅い粒子の中に確認できた（図 20p）。速い粒子にはほぼ球状に分類される歪んだ球の粒子が多かったが、他の形に分類された粒子についても同様に表面が歪んでいた。それに対し、遅い落下速度の場合にはいびつに変形した粒子が多かったが、変形箇所以外が全体的に張りのある球の表面に近く、凍結状態の違いを示唆していた。

図 21 は、上述の 1.5 mm 以上の粒子の速度毎に分類した形状・割合のヒストグラムである。本事例では、異なる 2 種類の落下速度の内、速い粒子が全体の約 8 割を占めた。形状は速い粒子、遅い粒子ともにバルジが最も多く（それぞれ 49%、62%）、速い粒子の二番目がほぼ球（40%）、遅い粒子の二番目が破損（17%）だった。バルジ、スパイク、破損といった球・ほぼ球よりも大きな変形を伴う粒子の全体の割合は速い粒子は約 50%、遅い粒子は

約 80%であった。速い粒子は半分程度がほぼ球で、顕著な変形が少ない一方、大きな変形を伴う粒子は遅い粒子の方が多かった。興味深いことに、いびつな変形が多いはずの遅い粒子には、ほぼ球より球の方が 3~4 倍も多く、歪みのない表面と破損には因果関係がある。併合・融合は速い粒子と遅い粒子の中間付近に見られたが、割合が少なかった (1.5%)。

b) 落下速度から導かれる凍雨粒子の性質

凍雨時に 2 種類の落下速度の降水粒子が確認され、雨滴の形状をした粒子がほとんど確認されなかったことは、凍結段階の異なる氷粒が同時に存在していたことを意味する。速い粒子は、直径と落下速度の関係が Atlas et al. (1973) が示す雨滴の終端速度に近い (図 19: 青実線)。厳密には小さい粒子ほど雨滴の終端速度より遅く、大きい粒子ほど雨滴の終端速度より速い。ここでは凍雨の密度と抵抗係数から導かれるそれぞれの落下速度の粒子の性質を示す。

粒子の終端速度式は(A14)式で表される。この式は、同じ大気中に同じ大きさの粒子であれば、粒子の密度と空気抵抗の違いが終端速度の違いに寄与していることを示している。ここで、表面が滑らかな真球とみなした場合の終端速度の式と速い粒子の粒子の違いをみる (Mikhailov and Silva Freire 2013)。密度が 0.91 g cm^{-3} という純粋な氷の球を想定した終端速度 (図 19: 青破線) は雨滴の終端速度に近い (図 19: 青実線)。そして、速い粒子はこの球状の氷粒の終端速度の近傍に分布している。すなわち、速い粒子の変形の影響は小さく、概ね球と仮定できる凍雨粒子だったといえる。ただし、厳密には速い粒子の分布は粒径が大きいほど、終端速度より速いので、大きい粒子ほど平均密度が 0.91 g cm^{-3} より大きいことを意味している。普通、氷の密度より水の密度の方が大きい。そのため、速い粒子の内部は液体で表面だけが氷の薄い殻でできた、凍結中の凍雨粒子だったといえる (Thériault and Stewart 2007)。

次に、遅い粒子は滑らかな球と仮定すると、2DVD で測定した落下速度から計算される

平均密度および標準偏差が $0.16 \pm 0.07 \text{ g cm}^{-3}$ と計算されてしまう。これは、凍雨内の 75~90% が空気で構成されていることに相当する (図 19: 赤破線)。凍結中の粒子から未凍結の液水が流出する例は過去にも報告されているので密度の低下は十分に考えられるが (Spengler and Gokhale 1972; Lauber 2018)、仮に 90% が空気だとすると、直径 1 mm の氷球は厚さ約 0.017 mm の薄い氷殻のみになり、落下したら割れてしまい、現実的には考えられない。2DVD の画像解析では遅い粒子には多くの破損した粒子が含まれており、その破損した粒子の接写画像をみると、空洞はあるが 75~90% もの空気は含まれていない (図 22)。

密度の低い氷球で落下速度を十分に説明できない点については、球以上の抵抗係数 (空気抵抗) となる粒子形状が要因として挙げられる。図 19 の赤実線は Rasmussen and Heymsfield (1987) の実験に基づく乾いた雹粒子の終端速度を表したもので、実際の雹の形状および密度 (平均密度 0.44 g cm^{-3}) から得られた平均の終端速度である。遅い粒子の分布は、この終端速度に近い。一方、遅い粒子は、密度を 0.91 g cm^{-3} にしたときの雹粒子の終端速度曲線 (図 19: 緑実線) よりも遅い (Rasmussen and Heymsfield 1987; Kumjian et al. 2012)。すなわち、遅い粒子は密度と空気抵抗の両方が、落下速度に影響していたことを示している。このことは遅い粒子の多くが変形を伴っていたことと整合する。2DVD はシルエット画像のみなので、球と判断された粒子が半球であったり、大きく凹んでいたり、大きくかけた部分があったとしてもシルエットが球状に見えていた可能性が考えられる。少なくとも遅い粒子の存在は、内部から半分程度の液体が抜けることによる密度の低下に加えて、粒子の変形および破損が生じた結果として大きく落下速度が低下したといえる。

4.4. 考察

a) 形状と落下速度から推定される凍結過程

凍雨期間中に 2 つの異なる落下速度の降水粒子が存在し、それらの形状に統計的にみて違いが存在することは、それらが異なる凍結過程を経たことを示唆する。遅い粒子の形状が

変形・破損した粒子も多かった一方で、速い粒子は変形があっても歪んだ球が多数で、そこに破損の特徴がみられなかった原因は、凍結速度、言い換えると凍結するときの粒子の過冷却度が異なっていた可能性が考えられる (Ludlam 1958; Yang and Good 1966; Pruppacher 1967; Johnson and Hallett 1968; Gokhale and Lewinter 1971; Pruppacher and Klett 1997)。ここでは、粒子の形状と前章までの環境場の特徴から、異なる落下速度の粒子の凍結過程を考察する。

先行研究では、水滴の凍結には2段階があることが明らかになっており、第1段階では凍結開始点から水滴表面への凍結が進む。そして、第2段階で内部への凍結がゆっくりと進む (Gokhale and Lewinter 1971; Pruppacher and Klett 1997; Jung et al. 2012)。第1段階ではまだほとんど水で、表面に広がる氷殻の厚みは過冷却度の大きさに依存する。第2段階では内部の水から氷への凍結が進むときに、氷の方が水より密度が低いことや凍結時の溶存空気の析出によって、氷殻内部の圧力が上昇する (Dorsey 1948; Blanchard 1951)。そのため極端に大きな粒子を除けば、はじめは球形となり、更なる凍結で氷の割合が増えくると一部に変形が生じ、内圧が解放できなければ破損を生じる (Koenig 1963; Stewart and Crowford 1995)。Takahashi (1975) の凍結温度をコントロールした実験によれば、ある程度までは過冷却度が大きいほど破損を生じやすい傾向にあるが (-7°C 未満)、実験で用いた約 0.3 mm の粒径の場合、 -4°C 付近にも破損が生じやすい傾向がみられていた。ここで -4°C は、本事例の観測から導かれた粒子の最低温度 (湿球温度) である。

遅い粒子には一部に鋭く大きく変形した粒子の割合が多かったことから、最も低温な高度で急速に凍結したものと考えられる。急速に凍結が進めば変形や破損とともに亀裂 (crack) も生じる。亀裂は破損よりも生じやすいことがわかっている (Takahashi and Yamashita 1969)。2 DVD はシルエット画像のため亀裂の有無まで確認できないが、凍結中に亀裂が生じればシルエットが球形であっても内部の液水が抜けて軽くなり、落下速度が遅くなり得る。その中でも変形が大きかった粒子が大きく減速したと考えられる。実際、接写画像の

破損した凍雨粒子にも亀裂(crack)は多くみられた (図 22)。

一方、速い粒子は、極端な変形や破損も少ないこと、表面の歪んだ特徴や雨滴に近い落下速度の特徴から、過冷却度の小さいところを緩慢な凍結速度で落下する凍結進行中の粒子であったと考えられる。過冷却度が小さい場合、凍結に伴って発生する潜熱で熱が相殺されて粒子は 0°C に上昇するので、凍結速度が極端に遅くなる (Yang and Good 1966)。凍結が遅ければ、内部の密度は水のままで高く、一方で氷の殻が丸みを帯びて生じた結果、雨滴のような扁平形状にはならないため、空気抵抗が小さく雨滴より速い落下速度になったといえる。

2つの異なる落下速度の凍雨粒子の形成は、形状の特徴に違いが大きいことから同じ温度場では起きることはなく、2.3 節 b 項の考察と同様に異なる高度で起こったと考えられる。このことは一般に氷晶核だけでは空気中の全ての粒子の凍結を説明できないことから言える。したがって、図 23 に示すように、先行した一部の凍結が、まず -4°C 付近で接触凍結に伴って、やや強い過冷却で急速に凍結し、変形・破損によって遅い粒子が生じたと考えられる。Yang and Good (1966) の凍結速度の実験においても -4°C 前後が潜熱の放出によって凍結速度が大きく変わる境目の温度となっている。そして、その後に残りの多くの粒子が -4°C 以上の弱い過冷却度の大気中をゆっくりと凍結しながら、大きく変形することなく速い落下速度で降ったと考えられる。この場合、雨滴が弱い過冷却度で生じるには、二次氷晶との接触凍結がなければ形成されないことから、先行して生じた遅い粒子の変形や破損に伴う氷片 (splinter)、過冷却水滴の噴出 (bubble bursting・breaking・jetting) が、弱い過冷却の層での、多数の凍雨形成に寄与していたと考えられる。破損を伴った図 22a~22c の凍雨粒子には、表面のめくれた空洞や丸みのとれた空洞(void)、裂け目(crack)があることから、それらが splinter や bubble bursting・breaking・jetting の痕跡と考えられる。

b) 粒子の形状変化と温度変化の関係

本事例で観測された凍雨粒子の形状を、2種類の落下速度で分けてみると、“速い粒子”と“遅い粒子”に明瞭な形の違いがみられたにもかかわらず、それらを合わせると、Gibson et al (2009)の3つの事例の特徴と概ね一致した(表4)。札幌の事例は他の事例よりも暖かい稀有な事例にもかかわらず同じような割合で変形した粒子が存在するということは、粒子の形状変化は、ある閾値の温度で大きく変わるが、それ以外ではあまり形状が変化しないことを示唆している。そこで、本事例は長時間で地上に約1°Cの温度変化(1.5~2.7°C)があったことから、わずかな温度変化に対する粒子形状の応答についても調べた。ここで下層の氷点下の温度は09 LSTのゾンデでしかわからないが、3.3節b項の数値モデルの結果から、下層大気はほぼ乾燥断熱減率が成り立っていて持続していたことを踏まえており、下層全体の温度変化は地上の温度変化とほぼ対応しているとみなしている。

図24は1時間ごとの代表的な凍雨形状の割合と気温の時系列である。速い粒子のうち、どの時刻も高頻度に観測されたのはバルジ(35~70%)とほぼ球(20~50%)の2種類であり、わずかな温度変化の中でそれ以外の形状の大幅な増減はなかった(図24a)。これら2つの形状は、気温が高いほどバルジの割合が増え、歪んだ形状(ほぼ球)の割合が減少する傾向にあった。ただし、気温のピーク時(12 LST~13 LST)のみバルジが減少し、その代わりにスパイクの割合が増加した(3%)。このとき、併合粒子も増加した(8%)。一方、遅い粒子で高頻度に観測されたのはバルジ(55~65%)で、どの温度でもあまり変化がなかった(図24b)。次に高頻度だったのは破損した粒子(8~28%)か球形粒子(5~30%)で、一方の増加と他方の減少の特徴が一致し、その総和は30~40%の範囲内だった。これらの変動に地上温度との関係はみられなかった。気温のピーク時(12 LST~13 LST)には、わずかにバルジが減少した分、スパイクと併合粒子の増加もみられ(5%と10%)、速い落下速度の特徴と共通だった。それ以外の粒子形状の割合に顕著な増減はなかった。

このことから、氷点下の大気中ではある一定の過冷却度を境に速い凍雨粒子と遅い凍雨

粒子にわかれ、その形状変化にも大きな差異が生じるが、それ以外の温度帯での微小な温度変化では、多少粒子の膨らみが変化する程度で形状やその割合に大きな変化が生じないといえる。これは Yang and Good (1966) の室内実験で得られた凍結速度の区分に対応していると考えられ、急速な凍結速度における形状割合と緩慢な凍結速度における形状割合はあるが、それ以外の要因では大きく変化しないといえる。速い粒子でバルジの割合が多少変化し、遅い粒子でバルジの割合に温度依存の傾向がなかったことは、緩慢な凍結速度ならば多少形状変化が起こるが、急速な凍結では表面の氷殻が瞬時に固まり形状変化が起こりにくくなったと考えられる。そして、更なる凍結は亀裂や破損を生じ、その確率はわずかな温度変化には左右されないと考えられる。そのために Gibson et al (2009) の事例と異なる環境場にもかかわらず、同様の粒子形状・割合の結果になったと考えられる。

c)異なる凍結機構が存在していたことの検証

環境場の過冷却度から 2 種類の凍雨の形成機構が示唆され (2.3 節 b 項)、観測データの解析から 2 種類の微物理特性 (粒子形状・密度) の凍雨が観測された (4.3 節 a 項)。2 種類の凍結機構が異なる落下速度の凍雨粒子を形成することに関係しているならば、同じ降水コアから降る凍雨粒子には、観測されるまでに時間差が生じるはずである。そこで 2DVD の観測データから、2 つの落下速度の粒子の単位時間当たりの粒濃度の時間変化を計算し、降水が降る時間差を調べた。ただし、落下速度は直径によって異なるので、解析には直径 1.5~2.0 mm の粒子を対象とした。

直径と落下速度の分布から、直径 1.5~2.0 mm の速い粒子の平均落下速度は 5.0 m s^{-1} で、遅い粒子の平均落下速度は 1.2 m s^{-1} であった (図 19)。これは平均期間が短時間でも長時間でも十分な粒子数があればほぼ同様だった。これらの異なる落下速度の粒子はほぼ同じ降水コアから落下したといえる。まず仮に高度 650 m の最も低温な高度で凍結を開始し、遅い落下速度の粒子が形成されたとするならば、09 LST 頃にゾンデで観測された高度 600

m 以下の平均風速は北に 15 m s^{-1} なので、落下地点に到達したときの移動距離の差は 1.2 km となる。図 3 の降水分布をみる限り、1 つ 1 つの降水雲はそれより大きく、同じ降水コアから落下してきたといえる。

図 25a は、直径 1.5~2.0 mm の範囲の粒子から求めた単位時間・単位空間の凍雨の粒子数フラックスである。ただし、5 秒ごとの粒子数に対して 75 秒の移動平均をかけることで小さな摂動を取り除き、降水コアの盛衰の特徴に着目した数濃度フラックスを計算している。凍雨期間の粒子数フラックスは、速い粒子と遅い粒子で同じような増減を示し、相関係数は 0.77 であった。そして多くの速い粒子と遅い粒子の粒子数フラックスの増加のピークや減少のピークには数 10 秒以上の時間差がみられ、速い粒子の方が先行した（図 25b~25f）。例えば、図 25 の A-A'、B-B'、C-C'、F-F'、H-H'、L-L'、M-M'、N-N'、O-O'、P-P' および Q-Q' は速い粒子と遅い粒子のフラックスのピーク間に 60 秒から 160 秒の時間差があった。ただし、各降水の盛衰の終盤には粒子数が減少するときに速い粒子、遅い粒子の両方が減少する特徴もあった（例えば、D-D'、E-E'、G-G'、I-I'、K-K'、S-S'）。

速い粒子と遅い粒子のピークの時間差が明瞭に表れていたことは、遅い粒子の発生が様々な高度で起こっているのではなく、一定の高さでまとまって起こっていることを意味している。そこで、ピークの時間差と平均落下速度の差から、速度が変化したおおよその高度を求めた。粒子数フラックスの最大は O-O' の時間（図 25e の 14:27:20LST ~ 14:30:00LST）は 160 秒なので、速度に差が表れたのは高度 608 m 付近となる。この高度は 09 LST の環境場において最も低い粒子温度（湿球温度）を示した高度 650 m の直下である（図 9a）。ピーク間の時間差の多くが 60~160 秒の範囲内だったので、最も低い温度で凍結が始まって後、10~100 秒以内に凍結の進行に伴う破損が生じ、遅い粒子が生じたものと考えられる。

5. 二重偏波レーダーを用いた凍雨の微物理過程の研究

5.1. 使用データと解析手法

地上で凍雨が降っているときの上空の氷点下の層を二重偏波レーダーで観測すると Z_{DR} が局所的に大きい値をとることが報告されているが (Kumjian et al. 2013)、凍雨形成時の微物理過程との直接的な関係が得られていない。両者の関係を明らかにすることを目的に、凍結中の凍雨粒子の形状や落下挙動とその変化についての地上観測と二重偏波レーダーによる観測を同時に行なった。

本章では 2016 年 1 月 29 日に北関東で長時間、凍雨と着氷性の雨が報告された事例の 15 LST ~ 24 LST の地上データおよび二重偏波レーダーのデータの解析を行った。解析期間の北関東の地上気温は $+3^{\circ}\text{C}$ よりも低く、一般に凍雨が観測可能な温度範囲であった (Cortinas et al. 2014)。

総観場の解析には、気象庁の地上天気図と気象庁全国合成レーダーによる降水強度分布を用いた。降水粒子の分布と気温分布は関東の各気象台の地上の目視観測データ・気温観測データを用いた。上空の気象場の解析には、高層気象台（館野）のゾンデデータ（北緯 36 度 03 分、東経 140 度 07 分、国際地点番号 No.47646）と筑波山（北緯 36 度 13 分、東経 140 度 06 分、標高 877m）の高度 870m の観測データを用いた。気象研究所は高層気象台と同じ敷地内にあり、筑波山から 20km の距離にある。

二重偏波レーダーデータの解析には気象研究所の MACS-POL を用いた。レーダーの仕様を表 5 に示す。本研究では MACS-POL の Z_H 、 Z_{DR} および ρ_{hv} の PPI データを用いて、関東平野で凍雨が降っている時間の時空間変動の解析を行った。 $Z_{DR} = 10 \log_{10}(Z_H/Z_V)$ は、レーダーパルス体積の中の全粒子の反射因子で重みづけされた縦横比の平均値を表し、大きい値の Z_{DR} は一般に横方向に長い粒子の卓越を示す。 ρ_{hv} は、レーダーパルス体

積の中の粒子粒径の均一性を示すパラメータである。例えば、誘電率や形状が異なる水滴と氷粒が混在している不均一な状態であれば ρ_{hv} の値が低下する。

各気象台の地上観測とレーダー観測を比較する際には、MACS-POL で利用可能な最も低い仰角（0.5°もしくは1.0°）のPPIのデータの内、各気象台上の4km四方のデータを用いた。本研究では Z_{DR} が平均値0.5dB、標準偏差0.4 dBを境に明瞭なバンド状構造がみられたことから、その値以上の Z_{DR} を大きい値とみなした。 ρ_{hv} も同様の理由から平均値0.95以下の場合を低い値とした。そして、凍雨の目視報告があった水戸地方気象台（北緯36度22分、東経140度28分）と熊谷地方気象台（北緯36度09分、東経139度22分）の地上気象観測データ・目視観測データの時間変化を調べるとともに、気象研究所では2DVD（図17c）と接写画像を用いて微物理過程の時間変化の特徴を調べた。ここで水戸地方気象台は気象研究所から45km北東の位置にあり、MACS-POLの仰角1.0°の高度約800 mの直上のレーダーデータを解析した。熊谷地方気象台は気象研究所から60 km北西の位置にあり、MACS-POLの仰角0.5°の高度約500 mの直上のレーダーデータを解析した。これらの気象台の海拔高度は30 mで、気象研の海拔高度と同じである。

また凍結中を含む凍雨粒子の幾何学的特徴の解析には2DVDの画像情報、特に、降水粒子の水平方向の最大長a、鉛直方向の最大長bから得られる縦横比b/aの値を調べた。

本研究では、Kumjian et al. (2013)がRefreezing signatureと呼ばれる氷点下の層における凍結の二重偏波のシグナルが2016年1月29日に北関東でも再現されたことを示すとともに、凍雨粒子の形状や落下速度などの微物理特性が2005年4月10日の札幌の事例と同様であったことを示し、先行研究や他の事例と同様の凍雨現象であったことを示す。そして4章の観測から明らかになった2種類の異なる落下速度の特徴と、それらの特徴をもつ降水粒子の形状・落下挙動の違いを解析し、再凍結層における局所的な Z_{DR} の変化の原因

を明らかにする。そして最後に、凍雨形成過程（再凍結過程）の降水粒子の幾何学的特徴を含む凍雨の微物理モデルを提案する。

5.2. 総観場

2016 年 1 月 29 日の関東地方には前線を持つ低気圧が接近し、09 LST に一部で降水が観測され、その後 21 LST に関東地方のほぼ全域が降水域で覆われ、関東地方には 4 mm h^{-1} 未満の降水が持続した（図 26a）。低気圧はそのまま北東進し、翌 30 日の 09 LST によりやうく日本の東海上に抜けた。この降水によって 29 日は水戸地方気象台で 6 時間の凍雨、熊谷地方気象台で 2 時間の凍雨を報告した。また気象研究所においても、約 2 時間にわたって凍雨の目撃や接写（図 1a）、観測情報が得られた（図 26b）。水戸で凍雨が報告された 21 LST の地上気温は 2°C を下回り、熊谷では、21 LST の気温は 2°C 以上で雨や曇が報告されたが、その 30 分後に 2°C 以下となり凍雨が報告された。気象研究所でも、熊谷とほぼ同じ時刻に凍雨が観測された。気象研究所より南では凍雨の報告がないが、関東南部の山岳域は広範囲で着氷性の雨の報告があった。着氷性の雨は筑波山でも観測され（図 1b）、気象研究所を含む北関東は、上空で過冷却水滴が凍結する時間と未凍結のまま過冷却水滴が降る時間があつたことがわかった。

図 27 は、気象研究所の敷地内で放球されたゾンデの 29 日 21 LST 頃の温度鉛直分布（乾球・湿球温度）を表している。乾球温度が湿球温度と重なっており、大気はほぼ水飽和状態だつたことがわかる。また、高度 2000~2500 m の範囲で気温がプラスで南西風、高度 400~2000 m が氷点下の層で北東風の場合だつた。凍雨が観測された時間の北関東の地上気温は $+0.5 \sim +2.5^{\circ}\text{C}$ で、札幌の事例と同様に長時間にわたって凍雨が観測可能な温度が続いた（図 28a）。この期間帯の筑波山山頂付近（高度 870 m）の温度は氷点下の温度（ $-2 \sim -4^{\circ}\text{C}$ ）を維持し、時間とともに低下した（図 28b）。21 LST のゾンデの温度とそれより少し北の筑

波山の同高度の温度（高度 870 m）を比較すると、筑波山の方が低温で、下層大気は北寄りの寒気移流の場であったことを示している。また凍雨直前の図 27 の温度鉛直分布では 21 LST の高度 2000 m 以下の最低気温は -3.3°C （高度 1300m 付近）だが、その後、筑波山の気温データがさらに 1°C 以上の低下を示し、その頃に気象研究所付近で凍雨が観測されていることから、本事例も札幌事例同様に接触凍結（約 -4°C ）が凍雨の要因のひとつと考えられる。地上で凍雨の報告があった水戸地方気象台と熊谷地方気象台も筑波山から数 10 km しか離れていない同じ緯度帯なので、ほぼ同様の気温条件下だったと考えられる。

5.3. 解析

a) 二重偏波レーダーと地上観測通報の関係

北関東で凍雨の目視報告があった時間の MACS-POL の観測結果の内、代表的な仰角 1.5° の関東域の PPI を図 29 に示す。レーダー反射因子 Z_H の特徴は、一様に中心から 60~100 km で最も強いエコー強度を示している（図 29a~29d）。この強いエコー強度の位置は仰角 1.5° から高度に換算すると 1.6~2.6 km の高さとなり、ゾンデの温度鉛直分布のプラス気温の層に相当する。このことから、強いエコーは融解層の偏波特性であるブライトバンドといえる。それより上層（外側）の Z_H は 20dB 以下の弱いエコー強度なので雪を示唆する。ブライトバンドより下（内側）の Z_H は 25dBZ 以上のやや強いエコー強度を示しているが、凍雨とそれ以外の降水（雨や着氷性の雨）を区別するような明瞭な違いはみられない。

一方、反射因子差 Z_{DR} と偏波間相関係数 ρ_{hv} は、レーダー観測点の南側と北側に顕著な違いがある。まずレーダー観測点の南側には高度 1.6~2.6 km の範囲に円形に Z_{DR} の平均が 0.5 dB 以上の明瞭なバンド構造と ρ_{hv} の平均が 0.95 以下の明瞭なバンド構造（図 29e~29l の arcuate の部分）が存在している。ブライトバンド付近では扁平な形をした湿雪が多いため Z_{DR} が大きく、また雨雪混在で降水粒子の一様性が低いために ρ_{hv} が小さいといえる（図

29i~29l)。この融解層内の偏波パラメータ特性は先行研究とも一致する (Zrnica et al. 1993; Blandes and Ikeda 2004; Baldini and Gorgucchi 2006; Kumjian et al. 2013)。そして円形の内側（融解層の下）の Z_{DR} が小さく、かつ ρ_{hv} が 1 に近い大きい領域では、湿雪が完全に融解したと考えられる。このことは南側では凍雨が報告されなかったことと一致する。

それに対して、レーダー観測点の北側には Z_{DR} が円形ではないバンド構造、言い換えると直線か V 字型の、単一あるいは二重に見えるバンド構造がある (図 29e~29h の non-arcuate の部分)。北側の Z_{DR} が大きい領域は、 ρ_{hv} が小さい領域がほぼ重なっているので、その領域が水と氷の混在した状態で、横方向に長い降水粒子が卓越していたと示唆される。このバンド構造は、2100 LST まで水戸地方気象台付近の上空を東西方向に単一の直線状に分布し (図 29e~29i)、それが 2124 LST ~ 2240 LST にかけて一度南下し、気象研究所・熊谷気象台付近に分布した (図 29f~29j)。そのあと 2240 LST (図 29g~29k) から 2330 LST (図 29h~29l) にかけて、バンドの二重構造が徐々に明瞭になり、その内側のバンドが 2330 LST 頃に気象研究所と熊谷地方気象台を通過して、最後に再び水戸地方気象台付近上空まで北上した。

図 30 は、二重のバンド構造が仰角 1.5° で確認された 2330 LST 前後の複数仰角の PPI 画像から作成した、 340° 方向 (図 29d、29h および 29l の直線 A-B に対応) の各偏波パラメータの鉛直断面図である。図 30 には、上空 (高度 1500~2000 m) の Z_H にブライトバンドの特徴の層があって、その高度の Z_{DR} が大きく ρ_{hv} が小さいが、さらに下の高度 (高度 800 m 以下) にも Z_{DR} が大きく ρ_{hv} が小さい層がレーダーから 10km 以内にのみ存在している。下の層の温度は近傍の筑波山の山頂データが常に -3°C 以下を示し、氷点下だった (図 28b)。また、厳密にはこの ρ_{hv} と大きい Z_{DR} の特徴の出現高度がずれており、 Z_{DR} の方が約 100 m 高い高度から特徴がみられるという、融解層との違いがあった。これらの特徴は、Kumjian et al. (2013) が報告した凍雨事例の特徴と一致する。本論文の最初に示した図 1a の凍雨粒

子の画像は、まさにこの時間帯に二重のバンド構造の下で撮影されたものである。

図 31 に、地方気象台の目視観測と上空の Z_{DR} 値の時系列を示す。図 31 の両矢印の期間は目視観測で凍雨のみが観測されたうえ、 Z_{DR} の平均値が大きく、ばらつきも大きい期間である。この Z_{DR} の大きい期間は、図 29 の PPI でレーダー北側に直線または V 字型の Z_{DR} バンド構造が、各気象台の上を通過していた時刻で、凍雨と Z_{DR} 増大のシグナルの対応が良いことを表している。一方で、 Z_{DR} の平均値が小さい時間には雨か凍雨混じりの雨が降る時間として報告される時間があった（図 31a、31b の 1700 LST ~ 1930 LST、2030 LST ~ 2110 LST）。図 29 の PPI では、北側の Z_{DR} のバンド構造に単一の時間と二重の時間があったが、二重バンド構造の下で凍雨が観測されたのは、Kumjian et al. (2013) の報告と同じで、上部が融解層のシグナル、下部が再凍結のシグナルであるといえる。単一のバンド構造の時は V 字型で融解層から氷点下の層まで Z_{DR} の大きい値が連続しているので（図 29j、29l の A-C 線上と A-C' 線上）、融解中のシグナルと再凍結のシグナルがつながっていて、未融解雪片が凍って凍雨となったものといえる。また、本論文では深く言及しないが、バンド状構造の北側の Z_{DR} が小さい領域は、雪の目視観測と概ね一致していた。

本節では、次に地上での粒子観測データの解析から本事例と札幌事例の凍雨の微物理的特性（変形と落下速度）との共通性を示し、上述の二重偏波レーダーシグナルに対応した凍雨の形状関係を示す。

b) 二重偏波情報の特徴別にみた粒子の特徴

2DVD による降水粒子の直径毎の落下速度分布を図 32a~32d に示す。これら 4 つの図は図 29 の 4 つの時刻に代表される時間帯を表し、気象研究所上空の Z_{DR} の平均値が大きかった時間帯（図 32b、32d）と小さかった時間帯（図 32a、32c）に分けたものである。気象研究所上空の Z_{DR} が大きい時間帯では、図 13b と図 13d に共通していて、異なる落下速度を有する降水粒子が同時に観測された。この落下速度の特徴は 2005 年 4 月 10 日の札幌の凍

雨観測事例と同じである。 Z_{DR} が小さかった時間帯は雨滴の終端速度に近い単一の落下速度分布であった。このように Z_{DR} の値の大小の時刻で分けると、落下速度の特徴に明瞭な違いがあった。次に、これら 4 つの時間帯の降水粒子の直径と縦横比の関係を図 32e~32h の 4 つの図に示す。ただし、単なる散布図では特徴が見出しにくいため、直径毎の縦横比の出現頻度(確率密度)で表した。 Z_{DR} が小さいときの縦横比は概ね 1 に集中し(図 32e、32g)、 Z_{DR} が大きいときは直径が大きいほど縦横比が小さく、横長な粒子の傾向であった(図 32f、32h)。すなわち、気象研究所上空で Z_{DR} が小さいときの扁平率(図 32a、32c)は、観測された粒子の落下速度は雨滴に近いものの、雨滴と違って粒径によらずほぼ 1 であった。一方、 Z_{DR} が大きいときの扁平率(図 32b、32d)は、札幌事例と類似して凍雨の落下速度の特徴だったが、雨滴の扁平率の特徴でもあった(e.g., Pruppacher and Beard 1970; Green 1975; Poiars Baptista 1992; Thurai and Bringi 2005)。凍雨が形成されときの微物理過程に関しては、これほど詳細に観測した例がないため、雨滴の特徴と凍雨の特徴の間に存在するこの矛盾点を説明できる先行研究はない。

次に、凍雨期間中に変化する微物理的特性と凍結状態の関係を理解するために、気象研究所で撮影された写真の情報や 2DVD の観測結果をもとに、 Z_{DR} の大小と落下速度の速い・遅いグループ毎に、降水粒子の形状や扁平率の平均値・標準偏差を解析した。気象研究所で撮影された凍雨粒子の接写画像をみると、凍結に伴う変形を示唆するバルジ(図 33a、33d)、ほぼ球(図 33b、33c)、部分的な破損(図 33e)や亀裂(図 33f)をもつ凍雨粒子が確認できた。これらの特徴も、2 種類の落下速度を有する凍雨が降った札幌の事例と共通している。図 34 は、気象研究所の 2DVD で観測した直径 1.5 mm 以上を有する代表的な降水粒子の画像及びそれらの粒子の直径、落下速度、縦横比を示したものである。さらに、表 6 には、直径 1.5 mm 以上の全粒子の形状毎の総数と割合をまとめた。表 6 から分かるように、 Z_{DR} の値が大きい時間帯には降水粒子の形状にバルジが多く、分類した全期間のバルジ粒子の 92% が Z_{DR} の大きい時間帯に観測され、 Z_{DR} の小さい時間帯ではバルジの割合が少なかった。特に、

バルジの割合は、速い落下速度より遅い落下速度の方が多かった。破損した粒子（図 34b）の大部分は、遅い落下速度の降水粒子にみられた。バルジに満たないわずかな変形（ほぼ球）の粒子（図 34a）は、速い落下速度の降水粒子に多くみられた。従って、この事例でも異なる 2 種類の落下速度の降水粒子というのは再凍結中の粒子と凍結して破損等を伴う凍雨粒子である。また、 Z_{DR} が小さい時間帯でも雨滴と判断できるような形状の粒子は 7% に満たず、多くがほぼ球の形をしていた（図 34c）。 Z_{DR} が大きい時間帯にもほぼ球の形状が観測されたが、 Z_{DR} が小さい時間帯の方が歪みはより小さく、より球に近かった（図 34a）。

これらの形状別の割合は、時間を分けても傾向は変わらず、2 種類の落下速度、 Z_{DR} の値の大・小毎に特徴が共通した。また、 Z_{DR} が大きい時間帯の粒子形状の割合は札幌の凍雨事例の特徴と一致した（表 7）。例えば、4.4 節 b 項で示したように、速い落下速度の降水粒子の主要な粒子形状はバルジとほぼ球で、遅い落下速度の降水粒子の主要な粒子形状はバルジと破損した粒子である。速い粒子は、観測温度がわずかにつくばの方が低いのでバルジよりほぼ球の割合の方が多く、札幌事例のバルジ・ほぼ球の割合と逆になっている。遅い粒子形状は破損・球の割合の和が 30~40% の範囲に収まっている。

図 35 は、気象研究所近傍の Z_{DR} 、2DVD で測定した降水粒子の落下速度の特徴、および特徴的な粒子形状を時系列で示したものである。水戸・熊谷地方気象台での凍雨観測で得られた Z_{DR} の基準（平均値 0.5 dB、標準偏差 0.4dB）を気象研究所近傍の Z_{DR} にも適用したところ（図 35a）、気象研究所の 2DVD 観測による粒子の落下速度の特徴の違いと時間の対応が良く（図 35b）、その期間の特徴的な粒子形状も Z_{DR} の値との対応がみられる（図 35c）。すなわち、上空の Z_{DR} が大きい時間帯で、気象台で凍雨と判定した基準を満たしているときは 2 種類の落下速度の粒子が観測され、上空の Z_{DR} が小さい時間帯で、気象台で雨か凍雨混じりの雨と判定した基準のときは単一の速い落下速度を持つ粒子群のみだった。さらに、 Z_{DR} が大きい時間帯に降った速い落下速度の降水粒子はバルジとほぼ球が

卓越、遅い落下速度の降水粒子はバルジと破損粒子が卓越し、 Z_{DR} が小さい時は球に近い形状が卓越した。

しかしながら、ここまでの解析で初めて得られた凍雨の微物理的特徴の知見は、つくばと札幌の観測が一致したが、従来の氷粒子の知見と矛盾しているのである。例えば、従来の知見では、氷粒子であれば雨滴に比べて丸いか変形した粒子が回転するため Z_{DR} が小さい値をとるはずである (e.g., Höller et al. 1994)。また、本事例では、雨や凍雨混じりの雨を観測した時間の方が、従来の知見の雨滴よりも丸く扁平でないという知見が得られたが、それが氷点下における雨滴の特徴なのか、それとも凍雨の特徴であるのか、2DVD のシルエット情報からはわからない。

そこで次節では、再凍結層で Z_{DR} が局所的に大きい値をとるときの凍結状態と、 Z_{DR} が小さい値をとるときの凍結状態について考察し、先行研究の理論や室内実験の情報の間を結びつける、凍雨の形状および落下姿勢・挙動の変化の特徴を組み込んだ再凍結層内の概念モデルを提案する。

5.4. 考察

a) Z_{DR} が大きいときの凍雨粒子の幾何学的特徴

図 36 は、図 32 の縦横比の直径別頻度分布から更に落下速度と Z_{DR} の大小で分けたものである。左側の図は確率分布を、右側は平均と標準偏差を示している。雨滴と類似した縦横比の直径依存性は、 Z_{DR} の値が大きい時間帯の中でも、速い粒子だけに確認された(図 36a、36d)。二重偏波レーダーと降水粒子の微物理特性のこれまでの理解では、雹などの氷粒子は球形や変形があっても回転しながら落下すると考えられていたので、平均すると縦横比は 1 に近い、縦長に近い姿勢をとると考えられていて、凍雨の形成過程において横長の姿勢が卓越する段階があることは本事例の観測で初めて明らかになった事実である。一方、遅

い粒子は長軸が様々な方向を向いて（図 36b）、平均の縦横比は 1 か若干 1 よりも大きい値をとり標準偏差も大きかった（図 36e）。この遅い粒子の特徴こそ、回転しながら落下すると説明する従来の氷粒子の落下挙動の特徴に近い（e.g., Holler et al. 1994）。また、 Z_{DR} が小さい時間帯の粒子も、平均の縦横比に直径依存性がなく 1 に近いが特徴だが、縦横比のばらつきは小さい点が、 Z_{DR} が大きい時間帯の遅い粒子の特徴とは異なる（図 36c、36f）。上記の縦横比の特徴から、再凍結層内で Z_{DR} が増大するのは、凍結の過程で速い落下速度に区別された降水粒子が横長な姿勢で落下していることに起因していることがわかった。

物体が横長の落下姿勢になることは、落下時の物体のレイノルズ数が低い状態では普遍的な現象である。図 34 のバルジのような涙型の固体粒子の場合、レイノルズ数が 500~600 よりも低ければ、安定した落下姿勢は横向きであることが室内実験で明らかになっている（List and Schemenauer 1971）。レイノルズ数が 700 を超えると、落下する粒子の後方で境界層が剥離し乱流が生じるため回転しながら落下しやすくなり、半分程度の粒子が回転する。図 37 は 2DVD の観測データから(A5)式によりレイノルズ数を求めたもので、List and Schemenauer (1971) の涙型粒子の落下挙動区分を重ねている。この結果は、直径にして約 1.5 mm までの小粒子はレイノルズ数が小さく、横向き姿勢で落下し、それ以上の大きさの粒子は、振動や回転の確率が高まることを示している。図 36a の粒子の縦横比確率分布でも、約 1.5 mm を境にそれより大きい粒子になると、縦横比のばらつきが大きくなり、横向き姿勢以外の様々な向きに長軸を向けた粒子が増加したことを示している。ただし、図 36d に示したように、平均的には観測で得られた最大直径の直径 2.5 mm までは横向き姿勢の粒子割合が多いので、 Z_{DR} の増大に寄与するといえる。

一方、遅い粒子はレイノルズ数（落下速度）が低いのに関わらず（図 37 の青点）、長軸をさまざまな方向に向けており、回転を示唆する落下挙動であった（図 36b）。遅い粒子の平均の縦横比は、 Z_{DR} の増大には寄与しておらず、縦横比の平均値は 1 より大きい（図 36e）。涙型に近いバルジ状の形状が多く、またレイノルズ数が低いのに関わらず安定した横向

きの落下姿勢を保てないのは、粒子の周囲に乱流が生じたことで、粒子の落下姿勢が不安定になったことに他ならない。一般に、非球形の粒子は落下速度が遅くレイノルズ数が低くければ安定した横長の落下姿勢を保つのだが、重心と空力中心が離れている場合には縦長の落下姿勢を取りやすくなる。さらに、非球形の粒子が高レイノルズ数で落下すると粒子周辺に生じる乱流（剥離流）と粒子自体の摂動が合わさることで、回転（tumbling）や振動（oscillation）が起こりはじめる（吉永・楯 1985）。このとき、非球形の粒子にくぼみ（dimple）や凹凸（roughness）があることで、粒子周辺の剥離および乱流形成が起こりやすくなり、回転や振動が起こるためのレイノルズ数の基準も下がる（e.g., Aoki et al. 2012）。このことから、遅い落下速度の凍雨は、大きな変形や破損、そして内部の液水が部分的に抜けたことによる密度の不均一によって、周囲に乱流を形成しやすくなり、List and Schemenauer (1971) の実験以下のレイノルズ数で回転が起こったものと考えられる。本研究では、凍雨粒子の一部に破損を伴うくぼみや凹凸、内部の液水が抜け出た痕跡が撮影で確認され（図 22、図 33）、2DVD で観測した遅い粒子にも、それを示唆する破損のシルエットが確認された（図 34b）。先行研究でも、水滴が氷粒子になるタイミングで回転運動が生じることは報告されている（Spengler and Gokhale 1972; Bringi and Chandrasekar 2001; Anderson et al. 2011; Ryzhkov et al. 2011; Graeber et al. 2017）。近年では、凍結に伴う、粒子の変形・破損の際、内部の過冷却水滴が勢いよく噴出して回転する様子も動画で報告されている（Sander et al. 2017; Lauber et al. 2018）。

落下する粒子の横長や縦長姿勢および回転の動態は、凍結の最終状態と考えられる。水滴は表面から凍り始め（Gokhale and Lewinter 1971; Pruppacher and Klett 1997; Jung et al. 2012）、氷の殻が表面に出来た後は、球形のまま内部に向って凍結が進み、体積の増加に伴って粒子は膨張する。ある程度膨張が進むと、バルジのような形状の変形が生じはじめる（Jacco and Philippe 2012; Jung et al. 2012; Marín et al. 2014）。強い過冷却に伴う急速な凍結は表面を瞬時に凍結し、その後の内部の液水の凍結および体積膨張によって表面に大き

な変形・破損が生じやすくなり、内部の液水が抜ける状況となりえる。その結果として、低密度で比重に偏りのある凍結状態となるから、遅い粒子は縦方向に長い落下姿勢や回転を伴う落下挙動になると考えられる。一方で、ゆっくりとした凍結だと、内部の液体の凍結も十分でなく、形状変化が遅く破損する段階にまで至らないため、表面がなめらかで内部の密度も均一な状態が維持される。そのため List and Schemenauer (1971) の涙型粒子の実験結果と同程度に、速い粒子のある程度小さい粒径（数ミリの大きさ）までは横長姿勢で落下すると説明できる。

b) Z_{DR} が小さいときの凍雨粒子の凍結状態

Z_{DR} が小さい時間帯の球形粒子の組成が、水であるか氷であるのかについて、水の表面張力の影響に着目した。Green (1975) は自由落下中の雨滴の定常状態の縦横比 (r) を、次式のような定数 B の関数であらわした。

$$r = \left[\left(\frac{4}{17} \right) \left(\frac{17}{4} B + 1 \right)^{\frac{1}{2}} + \frac{13}{17} \right]^{\frac{3}{2}} \quad (1)$$

定数 B は、大気密度 ρ_a 、重力加速度 g 、雨滴の直径 d 、表面張力 σ から、次式で求まる。

$$B = \frac{\rho_a g d^2}{4\sigma} \quad (2)$$

地上付近では、 ρ_a と g はほとんど変化しないので、(1)式は直径と表面張力のみの関数である。表面張力は、気温（単位は℃）と相対湿度（単位は%）で変化し、低温・低湿度の環境の方が表面張力はわずかに高い（e.g., Pérez-Díaz et al. 2017）。図 36a~36c に示した 2 本の曲線は、上式から計算した温度・相対湿度別の雨滴の扁平率曲線である。ただし、曲線は気温 20℃、相対湿度 100%の時の表面張力（黒実線）と気温 0℃、相対湿度 5%の時の表面張力（赤実線）の結果である。2 本の扁平率曲線は、気温や湿度の影響があっても違いは小さい。したがって、図 36b と 36c に示した球状の粒子は、少なくとも表面が水では説明がつ

かず、氷であるといえる。

Z_{DR} が小さい領域あるいは時間帯には、 Z_{DR} が大きいときと比べて、縦横比にばらつきがなく、おおきな変形もみられないことから、変形が生じる前の凍結初期の丸い粒子だと示唆される。 Z_{DR} が小さい時間帯では雨滴の報告もあったが、このときの凍雨粒子を融解中の凍雨として考えることはできない。凍結した氷粒子が融解するときには落下中の氷の側面に水がたまるので横長の縦横比となり、 Z_{DR} は増加するからである（Rasmussen and Heymsfield 1987; Höller et al. 1994）。したがって、目視観測で、雨と判断された時間帯の降水粒子の多くは、極めて薄い氷殻を持つ凍結初期の粒子であった可能性が考えられる。

ここから、図 29 の PPI において、凍雨とそれ以外の降水粒子の間に、 Z_H の値に大きな変化がみられなかったのは、雨と凍結中の水を多く含む凍雨では、ほとんど誘電率に差がなかったといえる。

そして、Kumjian et al. (2013) が Z_{DR} の増加を refreezing signature と命名し凍結のシグナルとしたことについて、凍結が開始すれば粒子温度が 0°C となり、着氷の可能性が低下することを踏まえると、凍結初期に球状になって Z_{DR} の低下することをシグナルとしてとらえることこそが、着氷可能性を判断する際には重要だと考えられる。

c) 凍雨形成過程の概念モデル

図 38 は、2DVD の凍雨観測にもとづく、降水粒子の融解層と再凍結過程の概念モデルで、降水粒子の形状の時間発展と二重偏波パラメータの特徴の変化を対応させた模式図である。氷点下で形成された雪片が融解層に入り湿雪になると、雪片同士の併合が進むため Z_{DR} が大きくなる（併合と融解で、 Z_H も増大、 ρ_{hv} は減少する）。その後、完全に雪片が融解するかほぼ融解した状態になると雨滴の扁平率に相応する Z_{DR} に低下する。その雨滴粒子が再度凍結層（湿球温度が 0°C 以下）に入って、凍結すると、薄い氷殻が形成され丸い形状となり、雨滴よりも Z_{DR} が低下する。このときは、殻が薄いので形状以外は雨滴に

近い性質を示しているため Z_H は高く、 ρ_{hv} も高いままである。凍結がさらに内部に進行すると、球は膨らみ、一部はバルジへと変形するが、変形した数ミリ程度の凍雨粒子は横向き姿勢で落下するため、相対的に Z_{DR} が大きくなり、完全に凍結が進むまでは横長の落下姿勢の粒子が卓越するために Z_{DR} が大きい領域（高度）が続く。この高度を Kumjian et al. (2013) は refreezing signature と命名し、凍雨粒子形成開始の高度としていた。はじめの内は遅い粒子で大きく変形・破損した粒子も存在するが割合は少なく、影響も少ない。十分な氷点下の層厚や強い氷点下の層で十分に粒子が冷却され凍結が進めば、変形や破損が顕著ないびつでかつ密度が不均一な凍雨粒子となる。そのため、容易に回転が起こり、平均の Z_{DR} が小さくなり、負の値をとることもありえる。そして、破損して水を含まない粒子が形成され始めるので、 Z_{DR} の値が増大する高度の少し下の高度で、 ρ_{hv} の低下が起こるといえる。

このように凍雨形成過程においては、雪片融解後、氷点下の層で完全に凍結する前に、凍結初期に先行して上空で球状の小さい縦横比（小さい Z_{DR} ）になり、凍結の進行に伴う変形で粒子が安定な横向き姿勢（大きい Z_{DR} ）を経て、最終的に十分に凍結すれば回転や縦長の落下姿勢が卓越するいびつな氷粒子（小さい Z_{DR} ）となるため、結果として上下の層（領域）に比べて大きい Z_{DR} の層（領域）が顕在化するとわかった。

6. まとめと結論

冬季に中緯度地域で発達する低気圧では、凍雨が降ることがあり、凍雨の凍結高度や持続時間によっては大きな着氷被害につながる。特に、地上まで凍結せずに過冷却水滴のまま降れば地上付近の被害は甚大である。しかし、過冷却水滴となった雨滴がどの高度で凍結するのか、未だ実大気では厳密には明らかになっていない。そのため凍雨が持続する環境場の特徴を理解し、凍雨の形成機構と微物理過程を解明することは気象学における凍結現象の理解に重要なだけでなく、リモートセンシング技術等による実大気の着氷被害域の特定においても重要である。近年では、二重偏波レーダーによる凍雨の検知可能性に関する報告はあるものの、大気中の降水粒子の形状や組成に関する観測的根拠がないために、二重偏波情報のもつシグナルの意味が未解明であった。そこで、凍雨が持続した事例をもとに、凍雨を持続させる環境場の特徴や温度・相対湿度の特徴を明らかにすること、そして降水粒子の微物理過程を解明し、二重偏波レーダーと落下する粒子の幾何学的特徴を結びつけることを目的とする観測的研究を行った。

広範囲の凍雨が 2005 年 4 月 10 日に北日本で発生した事例では、特に札幌で局所的に 10 時間弱もの長時間の凍雨が観測された。また 2016 年 1 月 29 日に関東各地で発生した凍雨の事例は、関東北部で最大 6 時間の凍雨が観測される一方、南部は大気中で凍結が起こらず山沿いでは着氷性の雨による雨氷が観測された。2005 年の北日本の凍雨事例は、札幌の低温科学研究所にて 2DVD で凍雨粒子の落下速度や形状などの微物理過程に関わるデータを長時間にわたって観測することに成功した。また 2016 年の北関東の凍雨事例は、つくばの気象研究所にて 2DVD による観測と共に二重偏波レーダーによる観測も実施し、氷点下の中で凍結が起こった領域と、起こらなかった領域の境で変化する降水粒子の落下速度や形状などの観測とその直上の二重偏波情報の観測に成功した。

降水粒子の融解後、再び凍結するまでの機構と、その持続性を明らかにするために、2005 年の北日本の凍雨事例の環境場データと鉛直 1 次元数値モデルから降水粒子の状態を

示すとともに、数値予報モデル MSM のデータ解析から、降水粒子の凍結環境を維持するのに必要な総観規模スケールの力学的・熱力学的構造を調べた。その結果、2005 年の北日本の凍雨事例では、札幌の上空に相対湿度が 30%程度まで低下した厚い乾燥空気の層があり、乾燥空気の流入が降水粒子に強い蒸発冷却をもたらしていたこと、強い乾燥空気の流入が融解後の雨滴の接触凍結に必要な温度（ -4°C 未満）を満たしていたこと、さらに凍結によって二次氷晶が発生する条件も満たしており、二次氷晶によって弱い過冷却度でも副次的に多数の粒子が凍結することができる十分な温度・湿度環境であったことが明らかになった。

局所的に札幌で凍雨が持続した要因には、凍結に必要な相対湿度と温度の両方の環境が持続していたことが明らかになった。凍雨をもたらした低気圧の温度場と風の場の解析の結果、温暖前線に直交する向きに暖気と寒気が収束することで顕著な二次循環が駆動され、循環の下降流が融解層下の強い乾燥域を形成する役割を果たしていたことがわかった。さらに、この二次循環は強い南寄りの地衡風によって降水域の南側の乾燥域を、降水域側に向けて持続的に流入する構造になっていたため、特に降水域の端だった札幌付近で局所的に蒸発冷却の効果が持続していた。また凍雨をもたらした低気圧の温暖前線に沿う下層の気流は、冷たい海面の上を風送する流入経路をとり、空気塊の温度を一様にしながら札幌付近に流入する場が持続していた。そのため、凝結や蒸発に伴う温度・相対湿度の変化が小さく、凍結条件を満たす環境場が乾燥高度の下部に局所的に長時間持続された。

凍雨の微物理過程を明らかにするために、2つの事例の凍雨粒子を 2DVD で観測した。そして、凍雨が形成される環境下では地上に 2 種類の落下速度の凍雨粒子、すなわち速い落下速度と遅い落下速度の降水粒子が同時に降っていることが明らかになった。凍雨粒子の数・形状について落下速度別に調べたところ、直径 1.5 mm 以上の粒子では速い落下速度の凍雨粒子の方が遅い落下速度の凍雨粒子の 4 倍以上多かった。また落下速度の数値的な考察から、速い粒子の表面は滑らかで変形が小さく球に近い形状であり、凍結が進行中

でまだ内部に液体がある粒子であること、一方、遅い降水の形は変形が大きくて球の仮定が成り立たない形状であり、かつ内部の水が抜けた低密度の氷粒子であることがわかった。2DVD が観測する粒子の輪郭を調べたところ、遅い粒子には、鋭い突起のバルジなどの変形とともに、変形に伴う多くの破損の痕跡がある粒子が確認された。この特徴は遅い粒子が先行して強い過冷却度の高度で急速に凍結が進んだ結果だと考えられる。一方、速い粒子は、 0°C に近い弱い過冷却の高度で、潜熱放出を伴いゆっくり凍結が進行している状態と考えられた。そして、弱い過冷却での凍結は、一般的な氷晶核では温度や数濃度の点から説明はできないことから、強い過冷却で先行して生じた凍雨粒子の破損等によって生じる二次氷晶の形成が必要であると示唆された。上記の凍結過程の妥当性を評価するために速い落下速度と遅い落下速度の凍雨粒子の粒子数の時間変化を調べたところ、両者の数濃度の増減には相関があり、また速い落下速度の凍雨粒子の方が数 10 秒先に観測される傾向にあった。数濃度の増減のタイムラグが最大で 160 秒で、粒子の落下速度差も考慮にいと、遅い粒子が形成され、減速した高度は、最低温度だった -4°C 高度か、凍結が進みつつある若干下の氷点下の高度であることが示され、遅い粒子が強い過冷却の高度から凍結が始まったことを支持する結果となった。

つくばの気象研究所で二重偏波レーダーと 2DVD の同時観測を行った 2016 年 1 月 29 日の凍雨の事例では、凍雨が通報されるときには融解層よりも下の氷点下の層に二重偏波情報の Z_{DR} が局所的に大きい値となる現象が見出され、先行研究の特徴と一致した。融解層の下の氷点下の層の Z_{DR} が小さいときには、目視では雨、または雨と凍雨の混在状態と通報する場合が多かった。2DVD の観測から大きい Z_{DR} (平均 0.5dB 以上、標準偏差 0.4dB 以上) のときに限って 2 種類の落下速度の凍雨粒子が確認できた。粒子の形状解析から、大きい Z_{DR} のときには、札幌の凍雨事例と同じ特徴の変形した凍雨粒子が観測された。そして、粒子全体では、大きい粒子ほど縦横比が小さい横長の落下姿勢を示す傾向が見出され、 Z_{DR} の値の増大とは整合した。また、 Z_{DR} が小さいときには雨滴よりも球形の粒子が多いことも観

測に矛盾はない。このように観測結果と二重偏波の特徴の間には矛盾はないが、前者は凍雨であることが確認出来ているのにも関わらず多くの粒子の落下速度が雨滴の終端速度に近いこと、後者では人の目には雨にみえる状態であると確認出来ているのにも関わらず扁平率が雨滴より球形であることが矛盾していて、これまでの知見にない観測結果であった。

Z_{DR} が大きい時間帯の降水粒子の形状を、速度別に分けて解析したところ、速い粒子はバルジや歪んだ球が横長の姿勢をとる傾向にあった。このことから、局所的に Z_{DR} が増加する原因は速い落下速度の凍雨粒子にあり、凍結が進行する過程で変形の結果凍雨粒子が、安定な横長の落下姿勢をとることがわかった。一方、遅い粒子は大きな変形や破損を伴ったいびつな形の氷粒子となった結果、回転が起こりやすくなって平均的には縦長の姿勢をとることがわかり、先行研究の氷粒子(雹など)の落下挙動の特徴と一致した。遅い粒子の挙動は Z_{DR} 増加の原因にはならないが、速い粒子の方が卓越したため、 Z_{DR} の増加が局所的に顕在化していたといえる。小さい Z_{DR} の期間の降水粒子についても、理論的な表面張力にもとづく雨滴の扁平率では雨滴であるとは説明がつかず、表面だけが凍結し、体積膨張で丸まった形状の凍結初期の形状であると示唆された。これらの一連の凍雨の幾何学的特徴の変化の解析と考察から、凍雨形成過程の二重偏波情報の鉛直分布には、凍結初期の Z_{DR} 減少と、凍結進行中の Z_{DR} 増大がみられることが明らかになり、そして最終的に全ての凍雨粒子が凍結すれば、従来の知見と同様に Z_{DR} 減少につながることを示された。

本研究で得られた凍雨の微物理過程の知見は、凍雨の存在域を明らかにする情報となり、上空に存在する着氷危険域を二重偏波レーダーで特定することにもつながる。本研究では、未解明だった凍雨の微物理過程の知見を深める成果を得られたとともに、着氷域の特定にかかる重要な発見を提示することが出来た。

謝辞

本論文をとりまとめるにあたり、名古屋大学宇宙地球環境研究所気象学研究室の坪木和久教授には、多大なるご指導を頂きましたことに感謝いたします。また、同研究室の村上正隆特任教授には、細部にわたりご指導を頂きました。同研究室の篠田太郎准教授には、貴重なコメントを頂きました。気象学研究室の金田幸恵博士には、様々なコメントを頂くとともに励まして頂きました。

気象研究所の気象観測研究部の小司禎教室長には、日頃から多大なご指導を頂くとともに、研究実施や成果発表のための様々な機会を与えて頂きました。また、台風・災害気象研究部の足立アホロ室長には、二重偏波レーダーに関する有意義な議論をして頂き、観測に際しても大変お世話になりました。また、同研究部の鈴木修部長には、貴重なコメントを頂くとともに激励頂きました。

本研究の一部は、気象庁観測部と意見交換をしながら行われました。気象庁観測部計画課、観測課、気象技術開発室の皆様には大変お世話になりました。特に、観測部計画課の山内洋観測技術研究官には日頃から二重偏波レーダー観測や地上観測に関する様々な助言を頂きました。

また北海道大学低温科学研究所の藤吉康志名誉教授には、私が北海道大学の学生だった頃に空から降る雨や雪への興味を抱くきっかけを与えてくださり、その後も、私が気象研究所で研究を継続して現在に至るまでの、この10数年間、研究に関するあらゆる面において多大なるご指導を頂きましたことを深く感謝します。

本研究の一部は、科学研究費補助金（15K01273：代表者 足立アホロ、17H00852：代表者小司禎教）の一環として行われました。二重偏波レーダーの解析には、気象研究所で開発されたソフト Draft を使用しました。

最後に、支え、応援してくれた家族に感謝します。

Appendix

Appendix A 降水粒子の融解および温度変化に関する 1 次元モデル

降水粒子の融解から過冷却状態に達するまでの過程について、Matsuo and Sasyo (1981a, b) を基にした 1 次元数値モデルを構築した。本計算においては凍結する粒子の凍結直前の過冷却温度 (T_p) に着目するため、温度が 0°C 以下となった以後も粒子が液水であると仮定した計算を行なっている。ここで、添え字の p は降水粒子と周囲の大気との間の熱輸送量 H は雪片と雨滴の状態については以下のようにあらわす

$$H = \varepsilon H' = 4\pi\varepsilon R(aK\Delta T + bLD\Delta\sigma), \quad (\text{A1})$$

ここで ε は Matsuo and Sasyo (1981a) で実験的に求められた雪片の熱伝導効率にかかわるこれらの特徴量をまとめた調整係数であり観測に基づく平均値として 1.75 とし、雨滴の場合には 1 とする。実際の雪片は、完全な球ではなく、また内部に空隙があるため、雪片そのものに伝わる熱量は H' で与えている。式(1)の R は粒子半径、 a (b) は熱 (水蒸気拡散) の通風係数、 K は熱伝導率、 L は潜熱の係数、 D は水蒸気分子拡散率、 ΔT は降水粒子と環境との間の温度差、 $\Delta\sigma$ は周辺の水蒸気密度と粒子の飽和水蒸気密度との差を表している。 L は雪片の場合には氷の昇華に伴う潜熱として L_v 、雨滴の場合には水の蒸発に伴う潜熱 L_s とする。右辺第 1 項は熱伝導による外気から球状の降水粒子への熱輸送量 (顕熱) を表し、第 2 項は水蒸気の輸送に伴う潜熱の輸送量を表している。 a と b は次式であらわされる。

$$a = 1 + 0.275 P_r^{\frac{1}{3}} \text{Re}^{\frac{1}{2}}, \quad (\text{A2})$$

$$b = 1 + 0.275 Sc^{\frac{1}{3}} \text{Re}^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A3}).$$

P_r はプラントル数、 Sc はシュミット数を表し、空気のプラントル数とシュミット数は通常 0.71 と 0.60 なので、 $P_r^{\frac{1}{3}}$ と $Sc^{\frac{1}{3}}$ は概ね 0.87 とほぼ同じ値になる。したがって、 a と b はほぼ同じ以下の式として与える。

$$a = b = 1 + 0.24 \text{Re}^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A4}).$$

ここで、レイノルズ数について、粒子は数ミリ程度の直径の球形で、 $1 \sim 10 \text{ m s}^{-1}$ の終端速度の粒子をみなし、次の式を与える。

$$\text{Re} = \frac{2RV}{\nu} \quad (\text{A5})$$

ν は動粘性係数、 V は落下速度である。これらの式を基に、(A1)の逐次計算を行うことで、各気温、相対湿度における降水粒子の粒子温度を求める。

融解中は、すべての熱が融解熱に使われ、氷が解けて小さくなるので、(A1)式は、以下の式に置き換える。

$$4\pi\epsilon aR(K\Delta T + LD\Delta\sigma) = -4\pi R^2 \rho L_f \Delta R \quad (\text{A6})$$

(A6)式の右辺は、 L_f は氷の融解潜熱、 ρ は粒子の（平均）密度である。この式から、粒子の粒径時間変化率の式が以下のように得られる。

$$\frac{dR}{dt} = -\frac{\epsilon a}{L_f \rho} \frac{1}{R} (K\Delta T + L_v D\Delta\sigma) \quad (\text{A7})$$

また、融解によって生成する水の質量を M とし、その時間変化率の式を以下のようにあらわす。

$$\frac{dM}{dt} = -\frac{\epsilon a R}{L_f} (K\Delta T + L_v D\Delta\sigma) \quad (\text{A8})$$

大気と粒子の温度差 ΔT と水蒸気密度差 $\Delta\sigma$ は、粒子の大きさや各高度の状況（気温、相対湿度）によって変わる。水蒸気密度差 $\Delta\sigma$ は、以下の式であらわす。

$$\Delta\sigma = \frac{M_0}{Ru} \left(\frac{e_a}{T_a} - \frac{e_p}{T_p} \right) \quad (\text{A9})$$

ここで、 M_0 は水の分子量、 Ru は一般気体定数をあらわす。水蒸気圧 e と温度 T の添え字の

a は粒子の周辺大気を意味し、 e_p は温度 T_p の降水粒子の飽和水蒸気圧である。外気による水蒸気圧は相対湿度によって変化するので、 $e_a = (RH / 100) \times e_{sat}(T_a)$ で与え、 RH は相対湿度（単位は%）、 $e_{sat}(T_a)$ は外気温 T_a における氷または水の飽和水蒸気圧を与える。飽和水蒸気圧は Tetens の公式から、水と氷の場合でそれぞれ次のように与える。

$$e_{sat}(T) = 6.11 \times 10^{\frac{7.5(T-273.15)}{T-35.9}} \quad (\text{A10})$$

$$e_{sat}(T) = 6.11 \times 10^{\frac{9.5(T-273.15)}{T-7.7}} \quad (\text{A11})$$

融解中は雪片の内部が液相と固相の混在状態で、 0°C （ 273.15K ）なので、(A10)、(A11)式のどちらも同じ値となる。

ここまでは、氷粒子の融解過程の基礎的な式(A6)に基づいて説明しているが、実際の融解が始まった直後は湿度が 100%に満たなければ、氷の表面の水蒸気圧が 0°C の水または氷の飽和水蒸気圧よりも小さいため、融解と昇華が同時におこるため、粒子自体が冷やされることも考慮する必要がある、(A7)式は以下の式に変形できる。

$$\frac{dR}{dt} = -\frac{\varepsilon a D M_0}{L_i \rho_p} \frac{1}{R} \left(K(T_a - T_0) - L_s \frac{D M_0}{R u} \left(\frac{e_p}{T_0} - \frac{e_a}{T_a} \right) \right) - \frac{a D M_0}{\rho_p R u} \frac{1}{R} \left(\frac{e_p}{T_0} - \frac{e_a}{T_a} \right) \quad (\text{A12})$$

(A12)式の右辺第 2 項目は昇華によって熱が奪われた分の顕熱が考慮された項である。粒子の温度は融解中のため、 0°C であり T_p を T_0 と表記している。ここで、Matsuo and Sasho (1981b)が取りあつかう粒子密度について融解初期は不変として扱っていたが、融解中の固体から液体への滑らかな変化を担保するため、粒子の密度 ρ_p は逐次計算の中で計算をしている。そのため、毎計算の氷の量と水の量はモニターしながら計算を行っている。また、融解初期は融解する液水が粒子内部に浸透するため、顕熱は L_f を用いる。Matsuo and Sasho (1981b)では、大気の気温減率が一様とした理想実験だったため、この過程の起きている高度は短くあまり影響がなく無視できるとしているが、極めて乾燥した空気の場合には、本過

程の期間は無視できない。

次に、ある程度融解が進み、氷の表面の水蒸気圧が 0℃の水または氷の飽和水蒸気圧を上回るステージに入ると、融解と同時に凝結が生じる。凝結熱が発生し、急速に融解が進み (A12)式は、次の式に置き換わる。

$$\frac{dR}{dt} = -\frac{\varepsilon a D M_0}{L \rho_p} \frac{1}{R} \left(K(T_a - T_0) - L_v \frac{D M_0}{R u} \left(\frac{e_p}{T_0} - \frac{e_a}{T_a} \right) \right) \quad (A13)$$

(A13)式は、(A12)式の第 1 項目の係数が変わっているだけのようにみえるが、水蒸気密度差の符号が客転していて、粒径の時間変化率も大きくなる。融解の潜熱にかかる係数 L は融解などで生じた水の体積が半分に満たなければ表面は氷とし、半分を超えたら毛細管現象の理論は成り立たないと考え、表面は水とみなした。融解中の雪片の液水量は、融解の分に加えて凝結による増加分も加わり、含水率は急速に増加する。

1 次元モデルで落下させる雪片と融解中の雪片の落下速度は、密度によって変わるため、球を仮定した粒子の重力と抗力、浮力の釣り合いの式から求められる終端速度とみなし、次の式を用いる。

$$V = \left\{ \frac{8gR(\rho_p - \rho_a)}{3\rho_a C_D} \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (A14)$$

厳密には、落下速度が小さい雪片にはストークス則は成り立たないが、Magono and Nakamura (1965)の観測的研究を基に、雪片の抵抗係数 C_D は 1.2~1.3 の範囲で概ね成り立つとして上式を利用した。融解中については、雪と雨の抵抗係数の中間の値をとると仮定した Matsuo and Sasho (1981b)に基づき、以下の式を用いた。

$$C_D = \frac{C_{D_snow} - C_{D_rain}}{R_0 - R_{rain}} \times (R - R_0) + C_{D_snow} \quad (A15)$$

ここで、 C_{D_snow} と C_{D_rain} は雪片と雨滴の抵抗係数で、本論文ではそれぞれ 1.2 と 0.6 とし

た。 R_0 は計算開始時の雪片の半径である。 R_{rain} は各計算時において、すべて溶かした場合

の液水量から推定される等価体積あたりの粒子半径を与えている。また融解後の雨滴となったときの落下速度は Atlas et al. (1973)の雨滴終端速度の式を用いた。

本事例での時間積分は単純な中央差分を用いており、計算が十分に安定するために 0.03 秒間隔で計算を行った。また、熱の移流は一瞬では起きないため、Matsuo (1984)や Watts (1971)に基づき、雪片は 0.3 秒、雨は 5 秒の緩和時間を与えた。

本数値モデルは、Matsuo and Sasho (1981a,b)を基にしているが、気温や湿度の鉛直分布を可変にし、また一部を精緻な式に置き換えている。本研究では、Matsuo and Sasho (1981a,b)と同じ設定での実験で、同等の再現性があることを確認したうえで調査を行った。

Appendix B 前線に直交した向きの二次循環モデル

温暖前線に直交する向きの流線関数に関し、その温暖前線断面方向（図 14 の A-A'線）の調査を行った。等圧面座標系での地衡風に起因する前線に直交する断面の循環の式は以下のようにあらわされる：

$$-\frac{R_d}{p} \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right) = S_0 \frac{\partial \omega}{\partial y} - f_0^2 \frac{\partial v_a}{\partial p}. \quad (\text{B1})$$

ここで、温暖前線に平行な線を x 軸とし、それに直交する向きを y 軸とする。本式は断熱加熱を仮定している。(B1) 式の左辺において、 xy 平面の各方向の地衡風を u_g と v_g で表している（単位は m s^{-1} ）。また、温度は T (K)、圧力は p (hPa)、気体定数は R_d ($\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$) である。また、右辺において、 ω は p 面座標における垂直速度成分 (hPa h^{-1})、 v_a は、 y 軸方向の非地衡風成分 (m s^{-1}) をあらわす。 S_0 は密度、温位、圧力の関数依存の静的安定性指数 ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{hPa}^{-1}$)、 f_0 はコリオリパラメータ (s^{-1}) である。式 (B1) は、流線関数の観点から次式に変形できる。

$$-\frac{R_d}{p} \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} \right) = S_0 \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + f_0^2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial p^2}, \quad (\text{B2})$$

ここで、流線関数 ψ は、 yp 平面で $v_a = -\partial \psi / \partial p$, $\omega = \partial \psi / \partial y$ で定義する。第 1 項目はシアー項、第 2 項は合流項を表し、非断熱項と傾斜項は、09 LST の数値計算結果（図 13j）で A-A'線上には降水がなかったことから、総観規模の循環への寄与が極めて小さいと考え、考慮しなかった。また、この 2 項はもともと一般的にも、逆符号のために相殺されると解析されていることから（Ballentin 1980; Locatelli et al. 2002, 2005; Han et al. 2007）、本論文においては、この 2 項は考慮せずに、シアー項と合流項から、循環に関する考察を行った。

参考文献

- Adachi, A., T. Kobayashi, H. Yamauchi, and S. Onogi, 2013: Detection of potentially hazardous convective clouds with a dual-polarized C-band radar. *Atmos. Meas. Tech.*, **6**, 2741–2760.
- Atlas, D., R. C. Srivastava, and, R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 1–35.
- Anderson, M. E., L. D. Carey, W. A. Petersen, and K. R. Knupp, 2011: C-band dual-polarimetric radar signatures of hail. *Electronic J. Operational Meteor.*, **12** (2), 1–30.
- Aoki, K., K. Muto, and H. Okanaga, 2012: Mechanism of Drag Reduction by dimple structures on a sphere, *J. Fluid Sic. Tech.*, **7**, 1–10.
- Atlas, D., R. C. Srivastava, and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 1–35.
- Baldini, L., and E. Gorgucchi, 2006: Identification of the melting layer through dual-polarization radar measurements at vertical incidence. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **23**, 829–839.
- Ballentine, R. J., 1980: A numerical investigation of New England coastal frontogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1479–1497.

- Beard, K. V., 1992: Ice initiation in warm-base convective clouds: An assessment of microphysical mechanisms, *Atmos. Res.*, **28**, 125–152.
- Berezinski, N. A., G. V. Stepanov, and V.G. Khorguani, 1988: Ice forming activity of atmospheric aerosol particles of different sizes. *Atmospheric Aerosols and Nucleation*, P. E. Wagner and G. Vali, Eds., Springer, New York, pp. 233–249.
- Bigg, E. K., 1953: The formation of atmospheric ice crystals by the freezing of droplets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **79**, 510–519.
- Blanchard, D. C., 1957: The supercooling, freezing and melting of giant waterdrops at terminal velocity in air. *Artificial Stimulation of Rain*, New York, Pergamon Press, 233–245.
- Bohren, C., and B. Albrecht, 1998: *Atmospheric Thermodynamics*. Oxford University Press, 403 pp
- Braham, R. R. Jr., 1964: What is the role of ice in summer rain-showers?. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 640–645.
- Brandes, E. A. and K. Ikeda, 2004: Freezing-level estimation with polarimetric radar. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1541–1553.

- Bringi, V. N., and V. Chandrasekar, 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*, Cambridge University Press, 636 pp.
- Brooks, C., 1920: The nature of sleet and how it is formed. *Mon. Wea. Rev.*, **48**, 69–72.
- Brownscombe, J. L., and N. S. C. Thorndike, 1968: Freezing and shattering of water droplets in free fall. *Nature, Lond.*, **220**, 687–689.
- Carlson, T. N., 1980: Airflow through midlatitude cyclones and the common cloud patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1498–1509.
- Choularton, T. W., K. Latham and B. J. Mason, 1978: A possible mechanisms of ice splinter production during riming, *Nature*, **274**, 791–792.
- Cortinas, J. V., Jr., 2000: A climatology of freezing rain in the Great Lakes region of North America. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3574–3588.
- Cortinas, J. V., Jr., B. C. Bernstein, C. C. Robbins, and J. W. Strapp, 2004: An analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada: 1976–90. *Wea. Forecasting*, **19**, 377–390.
- Crawford, R. W., and R. E. Stewart, 1995: Precipitation type characteristics at the surface in winter storms. *Cold Regions Sci. Tech.*, **23**, 215–229.

- Dorsey, N. E., 1948: The freezing of supercooled water. *Trans. Amer. Phil. Soc.*, **38**, 247–328.
- Deardorff, J. W., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Bound. -Layer Meteor.*, **18**, 495–527.
- Dye, J. E., and P. V. Hobbs, 1968: The influence of environmental parameters on the freezing and fragmentation of suspended water drops. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 82–96.
- Edwards, G.R., and L.F. Evans, 1971: Mechanism of activation of Ice Nuclei. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1443–1447.
- Evans, M and M. L. Jurewicz, 2009: Correlations between analyses and forecasts of banded heavy snow ingredients and observed snowfall. *Wea. Forecasting*, **24**, 337–350.
- Ferrier, B. S. 1994: A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I: Description. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 249–280.
- Ferrier, B. S., W. Tap, and J. Simpson 1995: A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part II: Simulations of convective storms in different large-scale environments and comparisons with other bulk parameterizations. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1001–1033.

- Gao, Y., T. W. Wu, B. D. Chen, J. Wang, and Y. Liu, 2013: A numerical simulation of microphysical structure of cloud associated with the 2008 winter freezing rain over Southern China. *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 101–117.
- Gibson, S., and R. E. Stewart, 2007: Observations of ice pellets during a winter storm. *Atmos. Res.*, **85**, 64–76.
- Gibson, S., R. E. Stewart, and W. Henson, 2009: On the variation of ice pellet characteristics. *J. Geophys. Res.*, **114**, D09207.
- Gokhale, N. R., and O. Lewinter, 1971: Microcinematographic studies of contact nucleation. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 469–473.
- Gokhale, N. R., and J. D. Spengler, 1972: Freezing of freely suspended, supercooled water drops by contact nucleation. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 157–160.
- Graeber, G., T. M. Schutzius, H. Eghlidi, and D. Poulikakos, 2017: Spontaneous self-dislodging of freezing water droplets and the role of wettability. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **114**, 11040–11045.
- Green, A. W., 1975: An approximation for the shapes of large raindrops. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1578–1583.
- Gyakum, J. R., and P. J. Roebber, 2001: The 1998 ice storm: Analysis of a planetary-scale

- event. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2983–2997.
- Han, M., R. M. Rauber, M. K. Ramamurthy, B. F. Jewett, and J. A. Grim, 2007: Mesoscale dynamics of the trowel and warm-frontal regions of two continental winter cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1647–1670.
- Hanesiak, J. M., and R. E. Stewart, 1995: The mesoscale and microscale structure of a severe ice pellet storm. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3144–3162.
- Höller, H., V. N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen, and P. F. Meischner, 1994: Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2500–2522.
- Jacco, H. S., and B. Philippe, 2012: Pointy ice-drops: How water freezes into a singular shape. *Am. J. Phys.* **80**, 764–771.
- Johnson, D. A., and J. Hallett, 1968: Freezing and shattering of supercooled water drops. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **94**, 468–482.
- Joseph, N., and C. Will, 2015: Contact freezing of water by salts. *J. Phys. Chem. Lett.*, **6**, 2390–2495.
- Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070–1096.

- Knight, C. A., and A. J. Heymsfield, 1983: Measurement and interpretation of hailstone density and terminal velocity. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1510–1516.
- Koenig, L. R., 1963: The glaciating behaviour of small cumulonimbus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 29–47.
- Kouketsu, T., H. Uyeda, T. Ohigashi, M. Oue, H. Takeushi, T. Shinoda, K. Tsuboki, M. Kubo, and K. Muramoto: A hydrometeor classification method for X-band polarimetric radar: Construction and validation focusing on solid hydrometeors under moist environments. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2052–2074.
- Kumjian, M. R., S. M. Ganson, and A. V. Ryzhkov, 2012: Freezing of raindrops in deep convective updrafts: A microphysical and polarimetric model. *J. Atmos. Soc.*, **69**, 3471–3490.
- Kumjian, M. R., A. V. Ryzhkov, J. D. Reeves, and T. J. Schuur, 2013: A dual-polarization radar signature of hydrometeor refreezing in winter storms. *J. Appl. Meteor. Clim.*, **52**, 2549–2566.
- Kurihara, Y., T. Sakurai, and T. Kuragano 2006: Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in-situ observations (in Japanese), *Weather Bull.*, **73**, s1–s18.

- Lauber, A., A. Kiselev, T. Pander, P. Handmann, and T. Leisner, 2018: Secondary ice formation during freezing of levitated droplets. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 2815–2826.
- List, R., and R. S. Schemenauer, 1971: Free-fall behavior of planar snow crystals, conical graupel and small hail. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 110–115.
- Locatelli, J. D., M. T. Stoelinga, and P. V. Hobbs, 2002: Organization and structure of clouds and precipitation on the mid-Atlantic coast of the United States. Part VII: Diagnosis of a nonconvective rainband associated with a cold front aloft. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 278–297.
- Locatelli, J. D., M. T. Stoelinga, M. F. Garvert, and P. V. Hobbs, 2005: The IMPROVE-1 storm of 1–2 February 2001. Part I: Development of a forward-tilted cold front and a warm occlusion. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3431–3455.
- Ludlam F. H., 1958: The hail problem. *Nublia* **1**, 12–99.
- Martin, J. E., 1999: The structure and evolution of a continental winter cyclone. Part II: Frontal forcing of an extreme snow event. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 329–348.
- Marín, A. G., O. R. Enríquez, P. Brunet, P. Colinet, and J. H. Snoeijer, 2014: Universality of tip singularity formation in freezing water drops. *Phys. Rev. Lett.*, **113**, 1–5.
- Matsukawa, T., 1923: Frozen rain drops at Sapporo. *J. Meteor. Soc. Japan*, **1**, 95–97.

Matsuo, T., and Y. Sasyo, 1981a: Empirical formula for the melting rate of snowflakes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 1–9.

Matsuo, T., and Y. Sasyo, 1981b: Melting of snowflakes below freezing level in the atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 10–25.

Matsuo, T., 1984: The study of melting of snowflakes in the atmosphere. *Tech. Meteorol. Res.*, **8**, 80pp.

Matsushita, H., and F. Nishino, 2008: A simple method of discriminating between occurrences of freezing rain and ice pellets in the Kanto plain, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 633–648.

Mikhailov, M. D., and A. P. Silva Freire, 2013: The drag coefficient of a sphere: An approximation using Shanks transform. *Powder Tech.*, **237**, 432–435.

Mossop, S. C., R. E. Ruskin, and K. J. Heffernan, 1968: Glaciation of a cumulus at approximately -4°C . *J. Atmos. Sci.*, **25**, 889–905.

Mossop, S. C., 1980: The mechanism of ice splinter production during riming. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 167–169.

Nagumo, N., and Y. Fujiyoshi, 2015: Microphysical properties of slow-falling and fast-

- falling ice pellets formed by freezing associated with evaporative cooling. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 4376–4392.
- Nagumo, N., and Y. Fujiyoshi, 2017: Synoptic-scale environmental features of the long-lasting ice-pellet event in northern Japan on 10 April 2005. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 899–907.
- Nagumo, N., and A. Adachi, and H. Yamauchi, 2019: Geometrical properties of hydrometeors during the refreezing process and their effects on dual-polarized radar signals. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 1753–1768.
- Nešpor, V., W. F. Krajewski, and A. Kruger, 2000: Wind-induced error of rain drop size distribution measurement using a two-dimensional video disdrometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1483–1492.
- Nicosia, D. J. and R. H. Grumm, 1999: Mesoscale band formation in three major northeastern United States snowstorms. *Wea. Forecasting*, **14**, 346–368.
- Novak, D. R., L. F. Bosart, D. Keyser, and J. S. Waldstreicher, 2004: An observational study of cold season-banded precipitation in northeast U.S. cyclones. *Wea. Forecasting*, **19**, 993–1010.
- Pérez-Díaz, J. L., O. Ivanov, Z. Peshev, M. A. Álvarez-Valenzuela, I. Valiente-Blanco, T. Evgenieva, T. Dreischuh, O. Gueorguiev, P. V. Todorov, and A. Vaseashta, 2017:

Fogs: Physical basis, characteristic properties, and impact on the environment and human health. *Water*, **9** (10), 807.

Pitter, R. L., and H. R. Pruppacher, 1973: A wind tunnel investigation of freezing of small water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 540–550.

Poiaries Baptista, J. V. P., 1992: “Minute of radar working group,” in “*Proc. Olympus Propagation Experimenters’17*”, 3–5 May 1992, Stockholm/Helsinki, NASA. pp. 36–40.

Pruppacher, H. R., and K. V. Beard, 1970: A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 247–256.

Pruppacher, H. R., 1967: Interpretation of experimentally determined growth rates of ice crystals in supercooled water. *J. Chem. Phys.*, **47**, 1807–1813.

Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic Publishers, 954 pp.

Pruppacher, H. R., and R. J. Schlamp, 1975: A wind tunnel investigation on ice multiplication by freezing of waterdrops falling at terminal velocity in air. *J. Geophys. Res.*, **80**, 380–386.

- Rasmussen, R. M., and A. J. Heymsfield, 1987: Melting and shedding of graupel and hail. Part I: Model Physics. *J. Atmos. Soc.*, **19**, 2754–2763.
- Ressler, G. M., S. M. Milrad, E. H. Atallah, and J. R. Gyakum, 2012: Synoptic-scale analysis of freezing rain events in Montreal, Quebec, Canada. *Wea. Forecasting*, **27**, 362–378.
- Ryzhkov, A. V., H. D. Reeves, T. J. Schuur, M. R. Kumjian, and D. S. Zrnica, 2011: Investigations of polarimetric radar signatures in winter storms and their relation to aircraft icing and freezing rain. 35th Conf. on Radar Meteorology, Pittsburgh, PA, Amer. Meteor. Soc., P13.197
- Sander, W., S. Sebastian, S. Chao, and L. Detlef, 2017: Fast dynamics of water droplets freezing from the outside in. *Phys. Rev. Lett.*, **118**, 084101.
- Sassen, K., P. J. DeMott, J. M. Prospero, and M. R. Poellot, 2003: Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (12), 1633.
- Schmitt, C. G., and A. J. Heymsfield, 2014: Observational quantification of the separation of simple and complex atmospheric ice particles, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1301–1307.

- Schönhuber, M., G. Lammer, and W. L. Randeu, 2007: One decade of imaging precipitation measurement by 2d-video-disdrometer. *Adv. Geosci.*, **10**, 85–90.
- Schönhuber, M., G. Lammer, and W. L. Randeu, 2008: The 2D-videodisdrometer. *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction*, S. Michaelides, Ed., Springer, 3–31.
- Schultz, D. M., 2001: Reexamining the cold conveyor belt. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2205–2225.
- Spengler, J. D., and N. R. Gokhale, 1972: Freezing of freely suspended supercooled water drops in a large vertical wind tunnel. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 1101–1107.
- Stewart, R. E., 1985: Precipitation types in winter storms. *Pure. Appl. Geophys.*, **123**, 597–609.
- Stewart, R. E., and R. W. Crawford, 1995: Some characteristics of the precipitation formed within winter storms over eastern Newfoundland. *Atmos. Res.*, **36**, 17–37.
- Stewart, R. E., and P. King, 1987: Freezing precipitation in winter storms. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 1270–1279.
- Straka, J. M., 2009: *Cloud and Precipitation Microphysics*. Cambridge University Press, 406 pp.

Sun, J. and S. Zhao, 2010: The impacts of multiscale weather systems on freezing rain and snowstorms over Southern China. *Wea. Forecasting*, **25**, 388–407.

田所 裕, 1997: 雨氷ギャロッピング現象事例解析, 北見工業大学地域共同研究センター研究成果報告書, **4**, 1–6.

Takahashi, C., 1975: Deformation of frozen drops and their frequencies. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 402–411.

Takahashi, C., and A. Yamashita, 1969: Deformation and fragmentation of freezing water drops in free fall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 431–436.

Takahashi, C., and A. Yamashita, 1970: Shattering of frozen water drops in a supercooled cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 373–376.

Thériault, J. M., and R. E. Stewart, 2007: On the effect of vertical air motion on winter precipitation types. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, **7**, 231–242.

Thériault, J. M., and R. E. Stewart, 2010: A parameterization of the microphysical processes forming many types of winter precipitation. *J. Atmos. Sci*, **67**, 1492–1508.

Thompson, E. J., S. A. Rutledge, B. Dolan, V. Chandrasekar, and B. L. Cheong, 2014: A dual-polarization radar hydrometeor classification algorithm for winter precipitation. *J. Atmos. Oceanic. Tech.*, **31**, 1457–1481.

Thurai, M., and V. N. Bringi, 2005: Drop axis ratios from a 2D video distrometer. *J. Atmos. Oceanic. Tech.*, **22**, 966–978.

牛山 素行, 宮崎 敏孝 1993: 1991 年 3 月 23 日長野県中部で発生した雨氷現象の特徴, *天気*, **40**, 47–54.

梅原章仁, 坂梨貴紀, 小池哲司, 梶原祐介, 山内洋, 塚本尚樹 2017: 二重偏波 DRAW による降水強度推定・種別判別技術の開発, 日本気象学会春季大会, P305.

Vali, G. and E. J. Stansbury, 1966: Time-dependent characteristics of the heterogeneous nucleation of ice. *Can. J. Phys.*, **44**, 477–502.

Watts, R. G., 1971: Relaxation time and steady evaporation rate of freely falling raindrops. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 219–225.

山下 昇, 小西啓之, 島田 互, 谷 圭祐, 平山礼子, 1987: 大阪の珍しい気象現象—1987 年 3 月 7 日の凍雨と春の大雪—, *年報長野県地理 (長野県地理学会誌)*, **9**, 18–27.

Yang, L. C., and W. B. Good, 1966: Crystallization rate of supercooled water in cylindrical tubes. *J. Geophys. Res.*, **71**, 2465–2469.

吉永 崇, 楯 篤志, 1985: 細長物体の自励回転, 日本航空宇宙学会誌, 33 (377), 367–374.

Zerr, R. J., 1997: Freezing Rain: An observational and theoretical study. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1647–1661.

Zhang, G., S. Luchs, A. Ryzhkov, M. Xue, L. Ryzhkova, and Q. Cao, 2011: Winter precipitation microphysics characterized by polarimetric radar and video disdrometer observations in central Oklahoma. *J. Appl. Meteor. Clim.*, **50**, 1558–1570.

Zhou, B., L. Gu, Y. Ding, L. Shao, Z. Wu, X. Yang, C. Li, Z. Li, X. Wang, Y. Cao, B. Zeng, M. Yu, M. Wang, S. W. H. Sun, A. Duan, Y. An, X. Wang, and W. Kong, 2010: The great 2008 Chinese ice storm: Its socioeconomic-ecological impact and sustainability lessons learned, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 47–60.

Zrnic, D. S., N. Balakrishnan, C. L. Ziegler, V. N. Bringi, K. Aydin, and T. Matejka, 1993: Polarimetric signatures in the stratiform region of a mesoscale convective system, *J. Apple. Meteor.*, **32**, 678–693.

図・表

表 1 2005 年 4 月 10 日 09 LST の札幌の環境場を想定した Matsuo and Sasho (1981b) の 1 次元モデルによる雪片の融解・温度変化の計算結果。初期の雪片の密度を 0.04,0.02,および 0.005 g cm⁻³ の 3 種類設定し、様々な大きさの雪片の設定で計算した時の、直径 1.0 から 10.0 mm までの 1 mm ごとの計算結果を示す。表中の warm (cold) layer は粒子温度を基準とした 0 度以上(未満)の暖かい(冷たい)層を意味している。また、表内の「昇華」は雪片が昇華して地上まで到達しなかったことを意味し、「未融」は雪片が完全融解せず地上に到達したことを意味する。

	初期直径 (mm)	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0
密度 0.04 g cm ⁻³ 重い	warm layer 層厚 (m)	—	360	398	400	404	396	397	402	405	—
	warm layer 最高温度 (°C)	—	0.63	0.7	0.7	0.69	0.65	0.64	0.59	0.32	—
	cold layer 層厚(m)	—	—	1550	1548	1552	1562	1560	1554	1554	—
	cold layer 最低温度 (°C)	—	—	-3.9	-3.8	-3.8	-3.9	-3.9	-3.8	-3.8	—
	融解完了高度 (m)	2075	2025	2010	1964	1919	1870	1824	1780	1736	—
	昇華完了高度 (m)	1894	1276	—	—	—	—	—	—	—	—
	地上での直径 (mm)	昇華.	昇華.	0.35	0.93	1.32	1.69	2.03	2.35	2.68	未融
	初期直径(mm)	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0
密度 0.02 g cm ⁻³ 中程度	warm layer 層厚 (m)	—	397	399	374	395	404	393	405	397	407
	warm layer 最高温度 (°C)	—	0.74	0.72	0.62	0.68	0.69	0.65	0.68	0.65	0.68
	cold layer 層厚(m)	—	—	—	1566	1552	1550	1557	1550	1560	1552
	cold layer 最低温度 (°C)	—	—	—	-3.9	-3.9	-3.8	-3.9	-3.8	-3.9	-3.8
	融解完了高度 (m)	—	2072	2052	2011	1994	1969	1934	1909	1877	1850
	昇華完了高度(m)	2110	1530	941	—	—	—	—	—	—	—
	地上での直径 (mm)	昇華.	昇華.	昇華.	0.56	0.98	1.31	1.61	1.90	2.18	2.46
	初期直径(mm)	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0	10.0
密度 0.005 g cm ⁻³ 軽い	warm layer 層厚(m)	—	—	—	390	394	375	400	402	396	382
	warm layer 最高温度(°C)	—	—	—	0.71	0.71	0.64	0.70	0.69	0.67	0.63
	cold layer 層厚(m)	—	—	—	—	—	—	1547	1552	1556	1567
	cold layer 最低温度(°C)	—	—	—	—	—	—	-3.9	-3.9	-3.9	-3.9
	融解完了高度(m)	—	—	—	2073	2068	2046	2051	2042	2028	2010
	昇華完了高度(m)	2158	2129	2085	1523	1108	270	—	—	—	—
	地上での直径(mm)	昇華.	昇華.	昇華.	昇華.	昇華.	昇華.	0.67	0.93	1.15	1.34

表 2 気象庁メソスケールモデル (MSM) の仕様 (2005 年度版)

要素	設定
基礎方程式	非静力学・弾性
鉛直座標	地形に直交のハイブリッド極座標系 (z^*)
移流項	4 次の運動量移流スキーム
格子点数	$361 \times 289 \times 40$
水平解像度	10 km
鉛直の出力高度	1000, 975, 950, 900, 859, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa, および地表面
初期時刻 (積分時間)	00, 06, 12, 18 UTC (18 時間積分)
モデルトップ	22060 m (~ 40 hPa)
乱流過程	渦拡散モデル (Klemp and Wilhelmson 1978) 非局地性を考慮 (Deardorff 1988)
降水過程	バルク: 混合比 (水蒸気, 雲水, 雨水, 雲氷, 雪, 霰を考慮)
積雲対流パラメタリゼーション	Kain and Fritsch の積雲パラメタリゼーション

表 3 凍結粒子の Gibson et al. (2009) に基づく形状分類。ただし、2DVD 観測でシルエットが雨滴と示唆される形状は、「Raindrop-like」とし、雨滴の可能性のあるものとして取り扱う。

粒子形状(英名)	和名	定義
Bulged	バルジ	直径の 4 分の 1 未満の瘤や突起（突起の側面が傾斜をもつ）
Spicule	スパイク	細くて長い突起（突起の側面が並行である） Takahashi (1975)では、直径の 4 分の 1 以上の突起を指す 半球、一部欠損、割れても繋ぎとめられた状態
Fractured	破損	Takahashi (1975)では「Shattering」と表記、Takahashi and Yamashita (1976)では、「Fragmentation」を「Shattering・Crack(亀裂)」の総称として表記している。
Spherical	球	球状
Nearly spherical	ほぼ球	バルジとまでは認められない小さな変形
Irregular	不定形	上記に当てはまらない形状、毬栗状の楕円体なども含まれる
Aggregates/Fused	併合/融合	個々の粒子が形状をはっきりと維持した状態で結合 / 粒子の一部がもう一方の粒子に取り込まれている状態で結合
Raindrop-like	雨滴状の形	（本論文で定義）雨滴を示唆する半球で下がやや平らな形状

表 4 2005 年 4 月 10 日 09 LST から 18 LST までに 2DVD が観測した凍雨の形状と総数・割合。ここでは比較として Gibson et al. (2009) の凍雨事例の形状と総数・割合。太字は、各事例の上位 2 位までの粒子形状を示している。

粒子形状	札幌の事例		Gibson et al. (2009)					
	2005/04/10		2003/11/04		2006/01/17		2006/02/16	
	No.	%	No.	%	No.	%	No.	%
バルジ	6300	51	477	47	463	57	1777	59.5
スパイク	108	0.9	36	3.5	76	9.5	142	5
破損	422	3.4	31	3	18	2	338	11
球	1057	8.5	75	7.5	12	1.5	86	3
ほぼ球	4025	32	296	29	40	5	493	16.5
不定形	22	0.17	57	5.5	125	15.5	109	3.5
併合・融合	193	1.5	87	8.5	74	9.5	39	1.5
雨滴状の形	278	2.2						

表 5 気象研究所 C 帯固体素子二重偏波レーダー (MACS-POL) の観測時の設定.

周波数	5370 MHz (C-band)
占有帯域幅	4.5 MHz 未満
ピーク電力	3.5 kW (水平・垂直同時発射)
仰角設定	0.5°, 1.0°, 1.5°, 2.1°, 2.8°, 3.6°, 4.8°, 6.2°, 8.0°, 10.4°, 14.0°, 18.0°
アンテナ形状	パラボラ (直径 4 m, ビーム幅 0.7°)
サンプリング間隔	150 m
観測要素	Z_H , Z_V , Z_{DR} , ρ_{hv} , Φ_{DP} , ドップラー速度 V
製造	東芝 (現在は東芝インフラシステムズ株式会社)
送信機	GaAs Power FET
超解像	線形周波数変調 (FM) チャープパルス圧縮 (長パルスのみ)
最小検出電力	-110 dBm 未満
【観測時間】 0900 LST~2221 LST および 2343 LST~2400 LST	
パルス幅	[仰角 8°未満] (距離 20 km 未満), 129 μ s (20 km 以上) [仰角 8°以上] 1 μ s (距離 10 km 未満), 67 μ s (10 km 以上)
アンテナ回転速度	4.0 rpm (仰角 8°未満) / 5.5 rpm (仰角 8°以上)
繰り返し周波数	624/780 Hz (仰角 8°未満), 888/1110 Hz (仰角 8°以上)
【観測時間】 2222 LST~2342 LST	
パルス幅	1 μ s (10 km 未満の範囲), 67 μ s (10 km 以上)
アンテナ回転速度	4.5 rpm (仰角 8°未満) / 7.0 rpm (仰角 8°以上)
繰り返し周波数	728/910 HZ (仰角 8°未満), 1088/1360 Hz (仰角 8°以上)

表 6 2016 年 1 月 29 日の 2DVD で観測した凍雨粒子の形状別の数および割合。各統計値は Z_{DR} が大きい時間と Z_{DR} が小さい時間で分類し、大きい Z_{DR} は、異なる落下速度別（速い/遅い）で分類している。太字は高頻度の 2 カテゴリーを意味する。1 粒子に 2 種類以上の特徴がある場合もあるため、総粒子数は各形状の数の和よりわずかに少ない。

粒子形状	Z _{DR} 小		Z _{DR} 大		Z _{DR} 小		Z _{DR} 大					
	1800~2126		2126~2240		2240~2314		2314~2344					
	-		速い	遅い	-		速い	遅い				
	No.	(%)	No.	(%)	No.	(%)	No.	(%)				
バルジ	61	(13)	176	(29.3)	113	(72.4)	42	(5.9)	683	(37.8)	217	(64.8)
スパイク	0	(0)	0	(0)	0	(0)	0	(0)	5	(0.3)	0	(0)
破損	3	(0.6)	8	(1.3)	35	(22.4)	5	(0.7)	7	(0.4)	79	(23.6)
球	83	(17.6)	39	(6.5)	20	(12.8)	210	(29.5)	80	(4.4)	31	(9.3)
ほぼ球	293	(62.2)	327	(54.5)	15	(9.6)	406	(57.0)	797	(43.9)	64	(19.1)
不定形	12	(2.5)	4	(0.7)	0	(0)	0	(0)	12	(0.7)	0	(0)
併合・融合	0	(0)	0	(0)	0	(0)	0	(0)	7	(0.4)	0	(0)
雨滴状の形	19	(4.0)	70	(11.7)	0	(0)	49	(6.9)	221	(12.2)	0	(0)
粒子総数	467		600		156		712		1817		335	

表 7 2DVD で観測した 2 種類の落下速度の凍雨粒子の形状毎の数と割合。統計は 1.5 mm 以上の等価体積直径の粒子について行っている。左は気象研究所(つくば市)で観測した 2016 年 1 月 29 日の凍雨事例。右は低温科学研究所(札幌市)で観測した 2005 年 4 月 10 日の凍雨事例。太字は各事例の上位 2 種類の形状をあらわす。

粒子形状	つくば市の事例 2016 年 1 月 29 日		札幌市の事例 2005 年 4 月 10 日	
	Z _{DR} 大 / 速い	Z _{DR} 大 / 遅い	速い	遅い
	No. (%)	No. (%)	No. (%)	No. (%)
バルジ	863 (35.7)	330 (67.2)	4899 (49.0)	1492 (62.0)
スパイク	5 (0.2)	0 (0)	80 (0.8)	31 (1.3)
破損	15 (0.6)	114 (23.2)	20 (0.2)	409 (17.0)
球	119 (4.9)	51 (10.4)	740 (7.4)	361 (15.0)
ほぼ球	1124 (46.5)	79 (16.1)	3999 (40.0)	99 (4.1)
不定形	16 (0.7)	0 (0)	20 (0.2)	7 (0.3)
併合・融合	7 (0.3)	0 (0)	150 (1.5)	43 (1.8)
雨滴状の形	291 (12.0)	0 (0)	300 (3.0)	0 (0)
粒子総数	2417	491	9998	2407

Figures

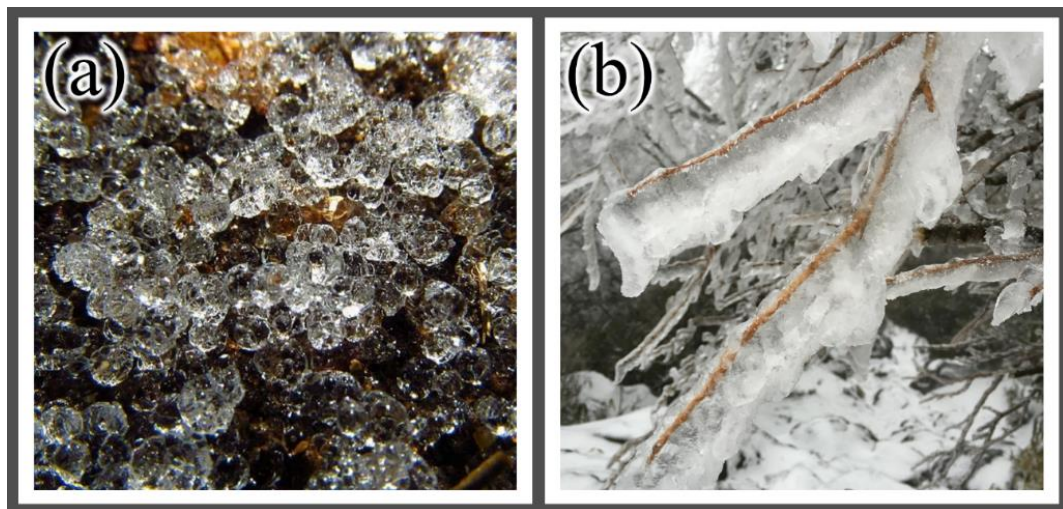


図 1. (a) 凍雨粒子画像。2016 年 1 月 29 日 24 LST 頃につくば市の気象研究所付近（北に 4 km の位置）で撮影された。写真内の凍雨の最大直径は約 2 mm。(b) 着氷性の雨により氷で覆われた枝の画像。2016 年 1 月 30 日午後筑波山の高度 770 m（海拔高度）付近で撮影された。図の枝の太さは約 5 mm で、この日は曇天で着氷は前日の降水によるものである。筑波山の標高は 877 m である。

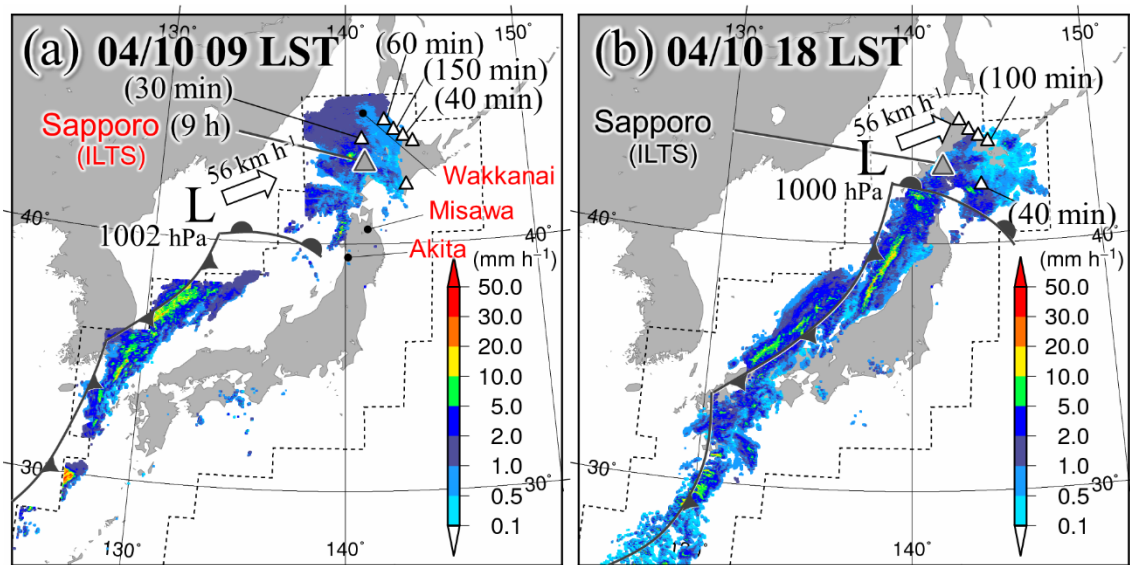


図 2 2005 年 4 月 10 日の気象庁全国合成レーダー雨量分布および関連する低気圧システム：(a) 09 LST および (b) 18 LST。図内の Sapporo (ILTS) は凍雨が持続した札幌（低温科学研究所）の位置を示している。△はこの日の 09 LST 時から 18 LST までの間に凍雨を観測した気象観測所（気象庁地方気象台・特別地域気象観測所）の位置、括弧内は凍雨の時間をあらわす。ゾンデ放球地点の秋田、三沢、札幌、稚内を赤文字で示す。

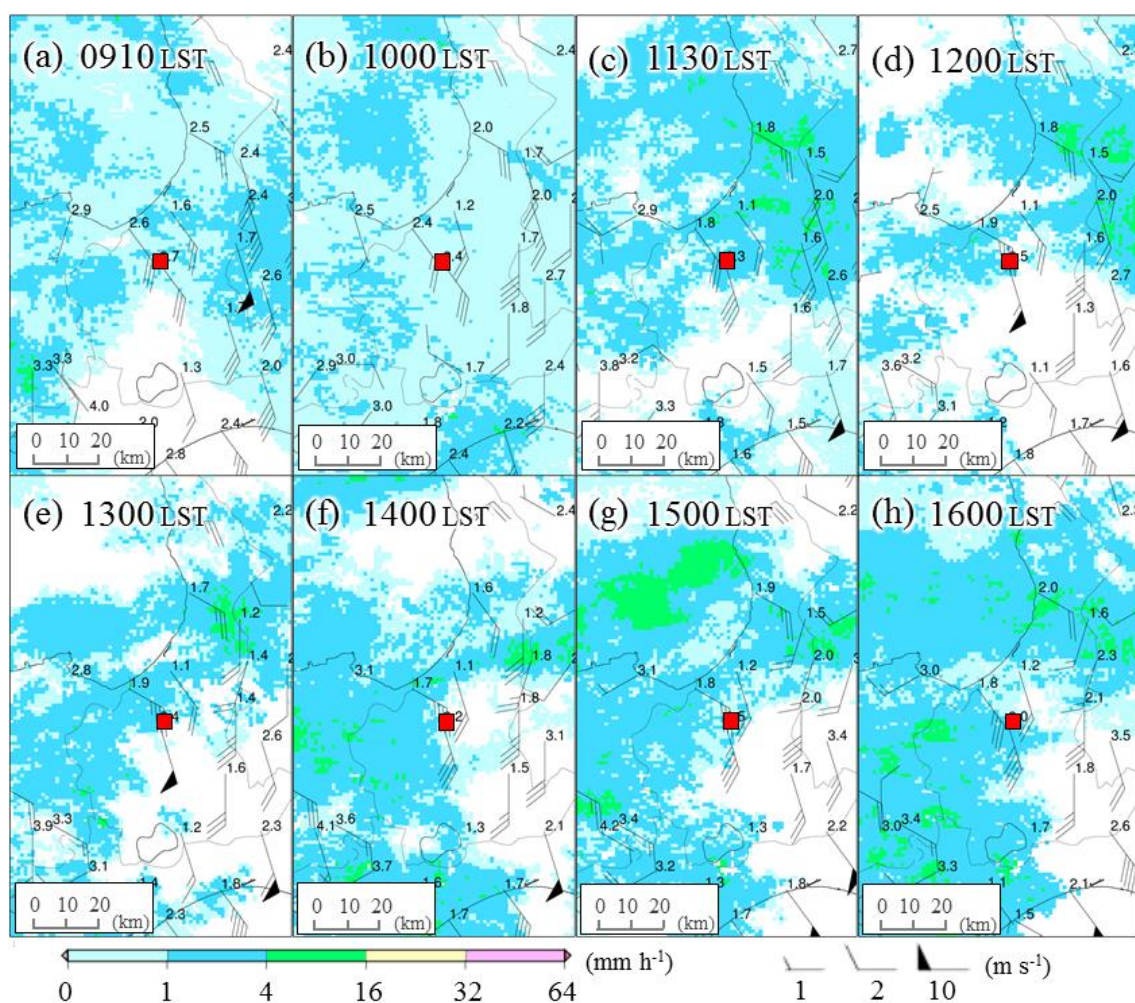


図 3 2005 年 4 月 10 日の気象庁レーダーによる約 1 時間毎の降水量分布およびアメダスの気温、風向・風速分布：(a) 0910 LST、(b) 1000 LST、(c) 1130 LST、(d) 1200 LST、(e) 1300 LST、(f) 1400 LST、(g) 1500 LST、(h) 1600 LST。低温科学研究所の位置を中心（赤色の■）に、札幌付近の降水エコーを示している。

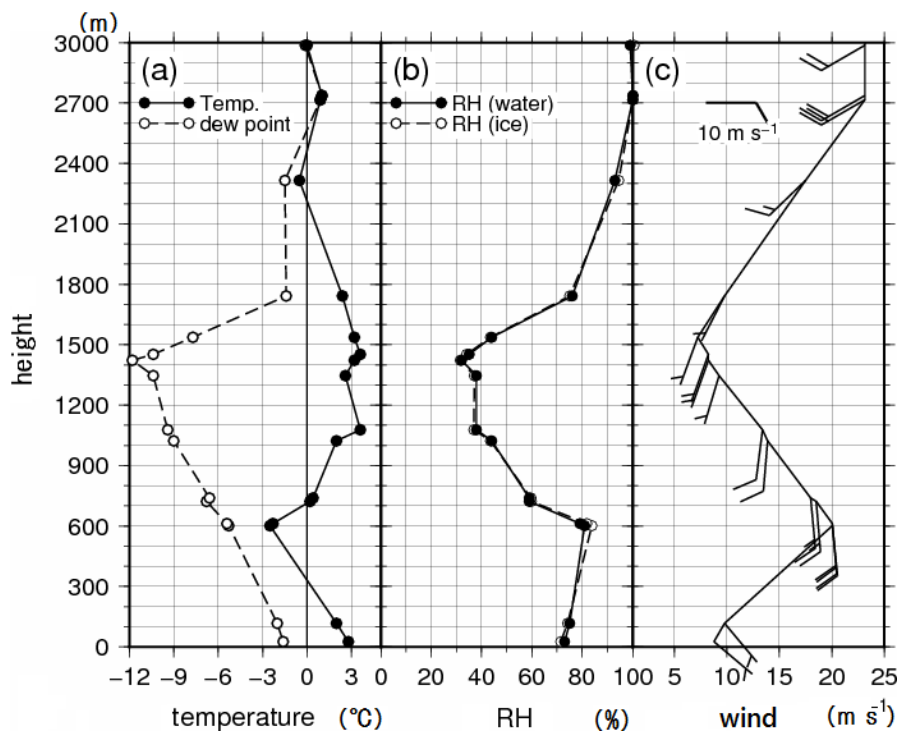


図 4 2005 年 4 月 10 日 09 LST のゾンデによる札幌の鉛直分布：(a) 乾球温度および露点温度、(b) 相対湿度、(c) 風向・風速。高さは地上からの高度。No. 47412 は放球地点の国際地点番号、SDMO は放球地点が札幌管区气象台であることをあらわす。

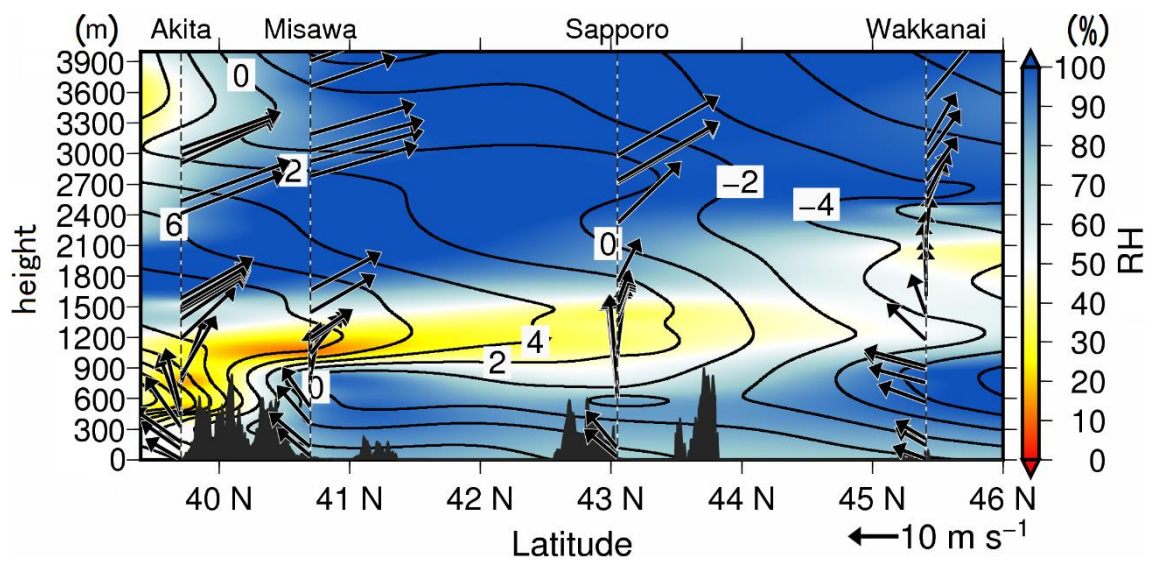


図 5 2005 年 4 月 10 日 09 LST の北緯 39 度から北緯 46 度までのゾンデ観測データによる緯度高度断面図。気温をコンターで単位は°C、相対湿度はシェードで単位は%、風向風速はベクトルであらわす。

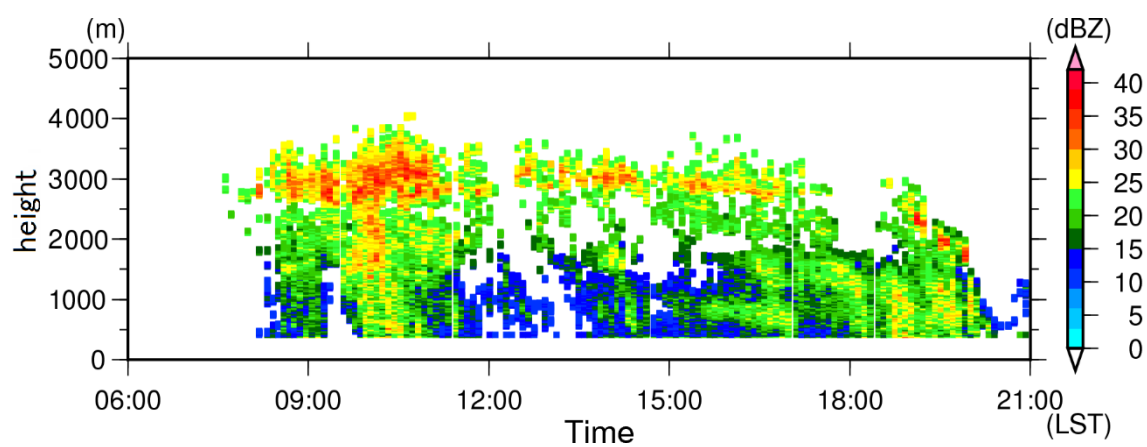


図 6 2005 年 4 月 10 日の札幌付近の上空のレーダー反射強度の時間高度断面図。

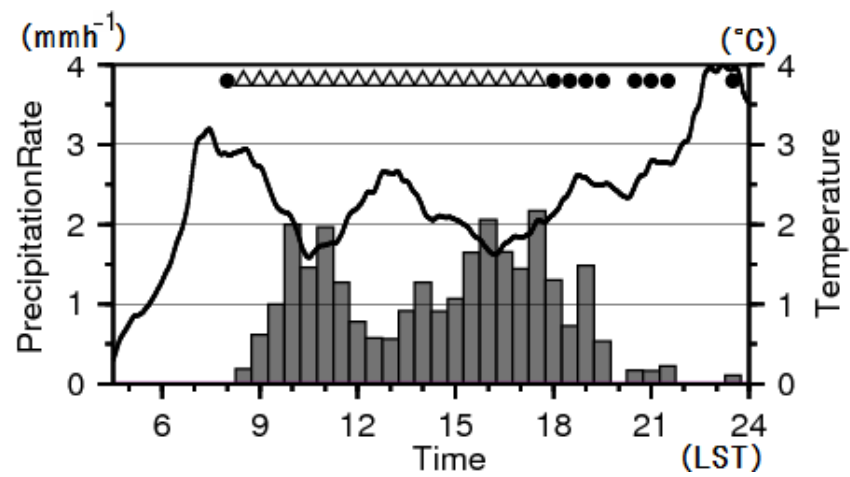


図 7 2005 年 4 月 10 日の低温科学研究所における地上気温（実線）と降水量（ヒストグラム）の時系列分布。●は目視による雨の時間、△は凍雨の時間をあらわす。

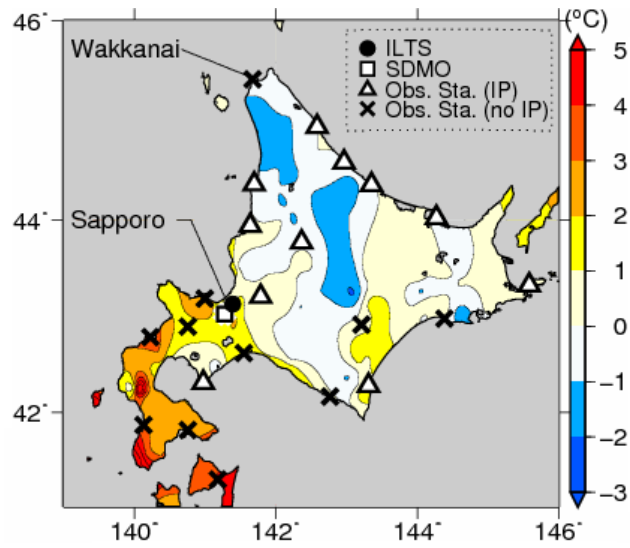


図 8 2005 年 4 月 10 日 09 LST から 18 LST にかけての平均地上気温分布および代表的な降水種別。●は低温科学研究所 (ILTS)、□は札幌管区气象台 (SDMO)、△は対象期間内に凍雨を観測した気象庁気象観測所 (地方气象台または特別地域気象観測所)、×は凍雨を観測しなかった気象観測所をあらわす (雨、雪またはその混合、未降水を含む)。

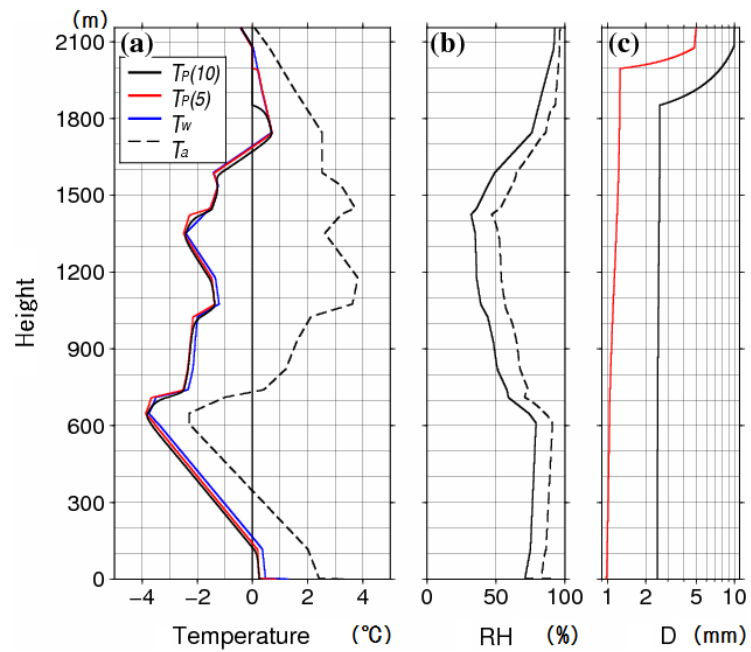


図 9 環境場の鉛直分布および数値計算による降水粒子の状態の鉛直分布：(a) 粒子温度 T_p , 大気温度 T_a 、湿球温度 T_w 。湿球温度をもとに相対湿度から計算、(b) 相対湿度（実線：水、破線：氷）、(c) 計算された粒子直径（黒線：初期直径 10.0 mm、赤線：初期直径 5.0 mm）

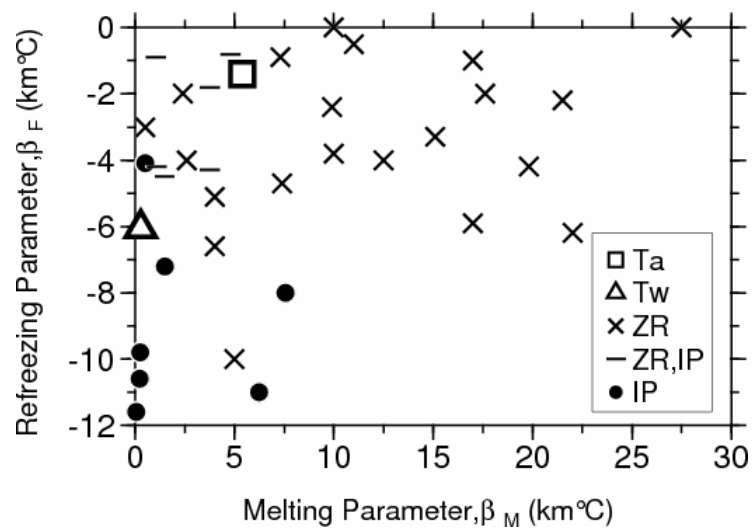


図 10 Zerr (1997)に基づく融解パラメータと再凍結パラメータの分布。□は 09 LST のゾ
ンデの乾球温度による融解・再凍結層の厚み (km) とその極値温度 (°C) の積から計算した
値の分布、△は湿球温度で計算した分布。×、-、●はそれぞれ Zerr (1997)の着氷性の雨の
事例、着氷性の雨と凍雨の混在の事例、凍雨の事例の分布をあらわす。

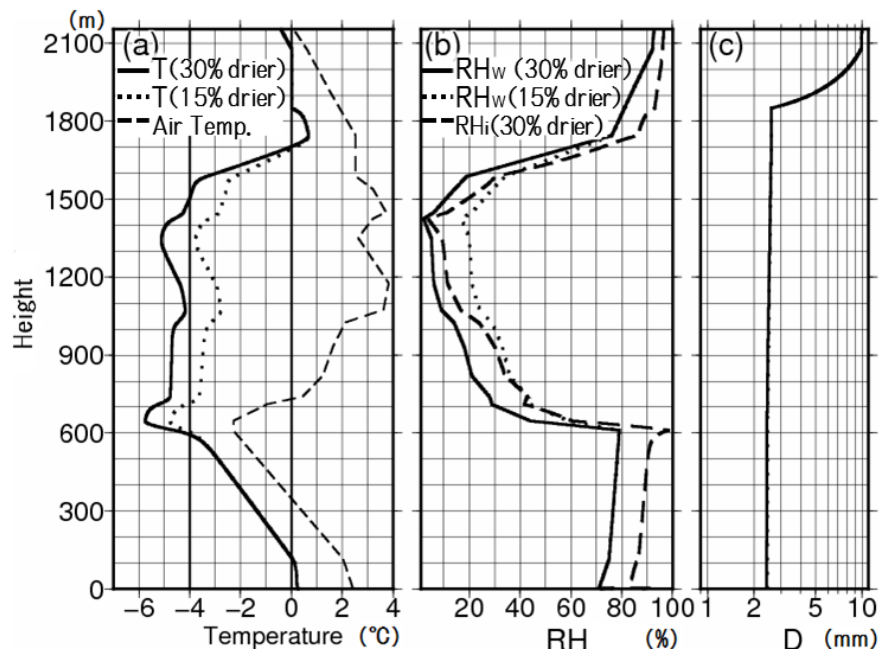


図 11 乾燥高度（600~1700 m）の相対湿度を変えた理想実験による降水粒子の状態の鉛直分布：(a) 粒子温度（実線は図 9 の相対湿度を 30%低下させた実験、点線は 15%低下させた実験）および大気温度（破線）、(b) 相対湿度。実線は 30%低下時の水に対する相対湿度、点線は 15%低下時の水に対する相対湿度、破線は 30%低下時の氷に対する相対湿度、(c) 計算された粒子直径。初期直径 10 mm、初期密度 0.02 g cm^{-3} で相対湿度 30%低下の実験を実線、相対湿度 15%低下の実験を点線であらわすが、ほぼ重なっている。

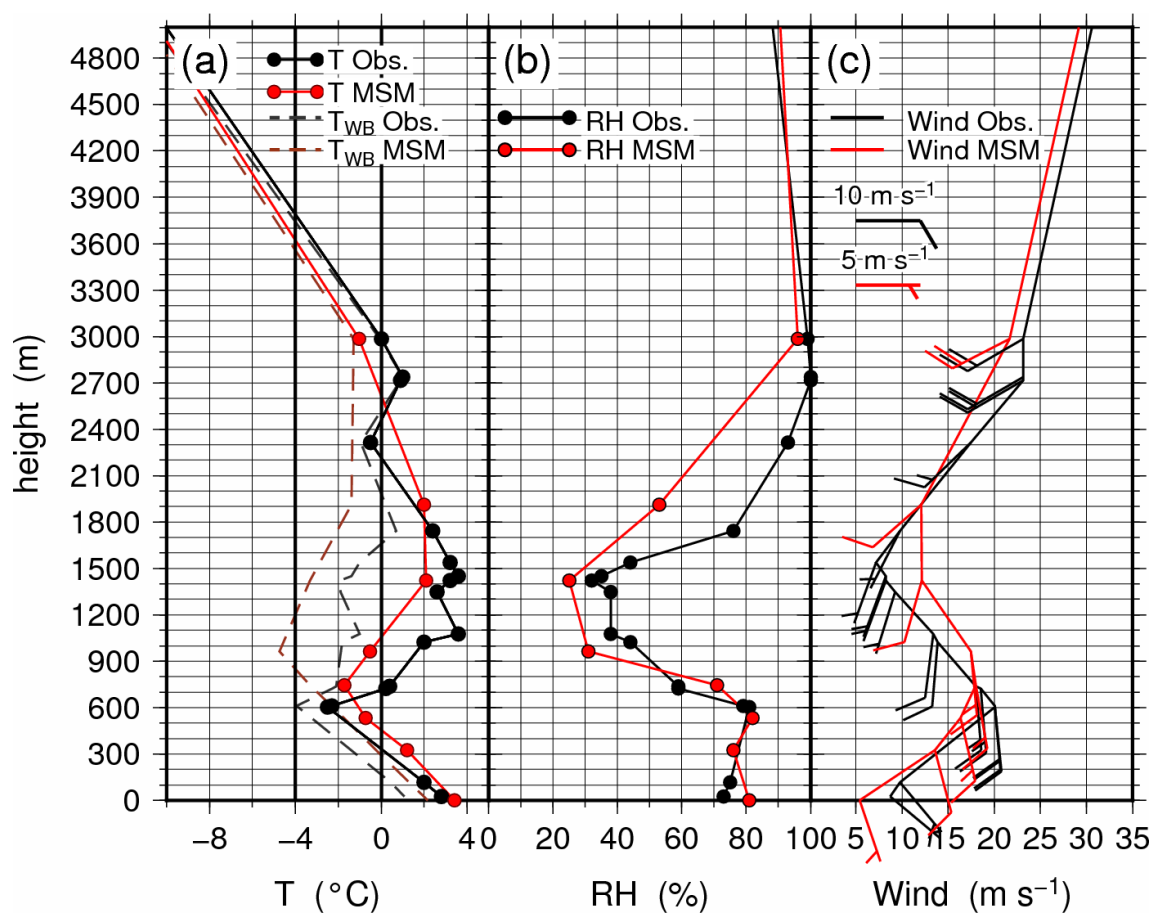


図 12 2005 年 4 月 10 日 09 LST のゾンデによる札幌の鉛直分布：(a) 温度、(b) 相対湿度、(c) 風向・風速。ここで黒は観測地、赤は気象庁メソスケールモデル (MSM) の同地点 (43.0°N、141.3°E) の値をあらわす。各点を結ぶ実線は、それぞれの観測点を線形内挿した直線を意味する。ただし、気温の点線は、温度・湿度から計算される湿球温度をあらわす。

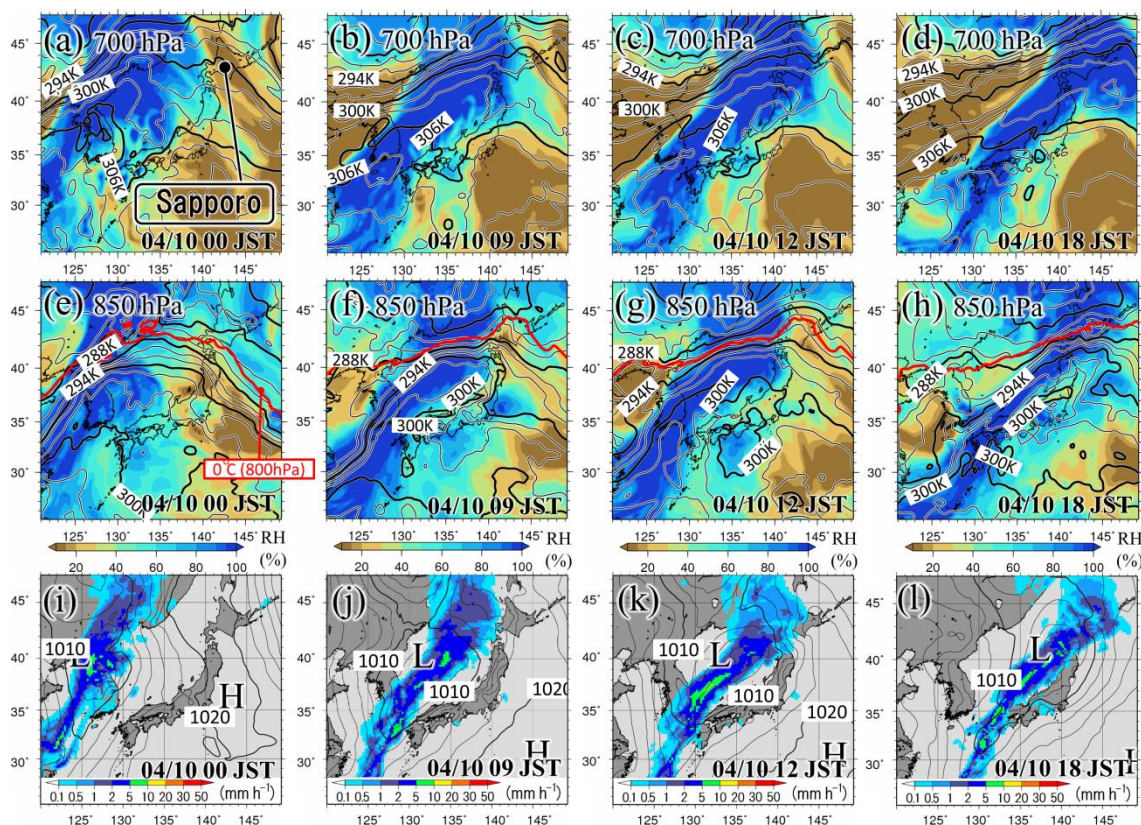


図 13 MSM による 2005 年 4 月 10 日 00、09、12 および 18 LST の気象要素の水平分布：(a–d) 700 hPa 面、(e–h) 850 hPa 面、(i–l) 地表面分布。上段・中段は、温位（実線）と相対湿度（カラー）を表し、赤実線は各時刻の 800hPa（700hPa と 850hPa の間の高度）の 0°C 線をあらわす。下段は、地上気圧（実線）と前 1 時間積算降水量（カラー）を示す。

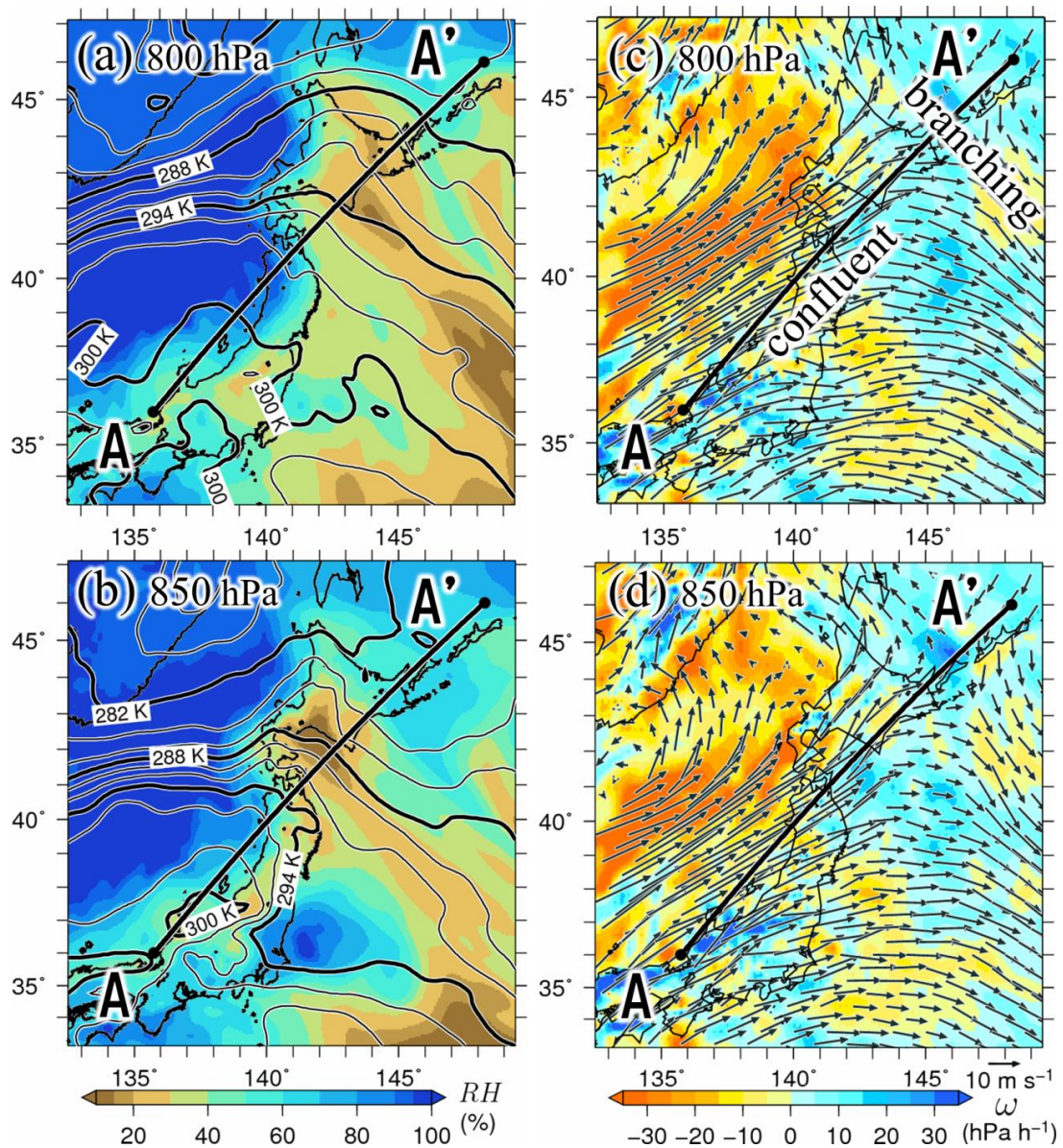


図 14 MSM の 2005 年 4 月 10 日の気象要素の水平分布：(上段) 800 hPa 面および（下段）850 hPa 面の（a）温位（実線）と相対湿度（カラー）、（b）風向（矢印）と気圧面に垂直な向きの鉛直速度（カラー）。（c）と（d）はそれぞれ 850 hPa 面の同じ要素をあらわす。

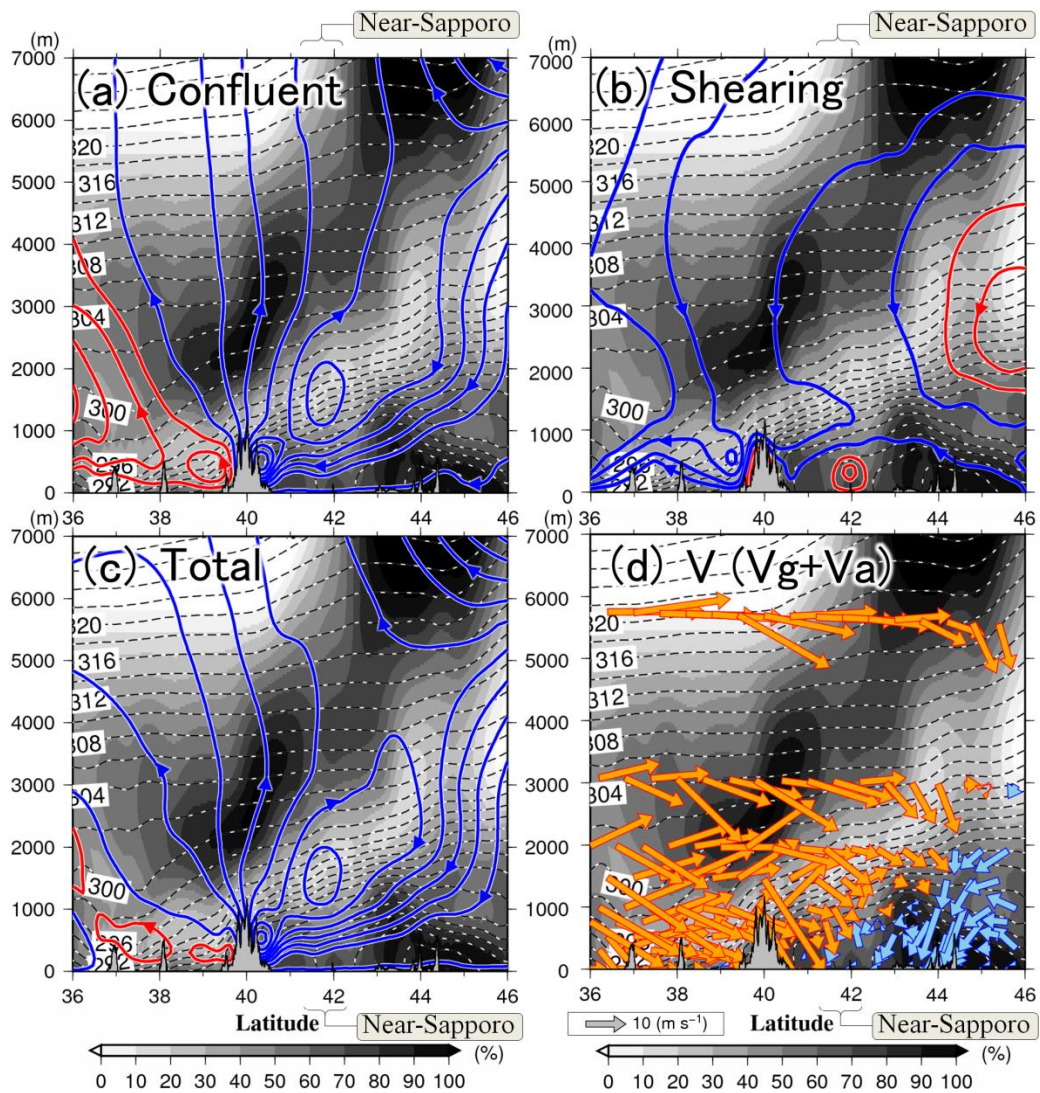


図 15 温暖前線面を交差する向きの鉛直断面 (図 14 の A-A'線上) における流線 (実線) および環境場を示すパラメータ: (a) 合流項、(b) シアー項、(c) 合流項およびシアー項の和。ここで青色 (赤色) 実線はそれぞれ負 (正) の流線を表し、破線は温位 (単位は K)、陰影は相対湿度をあらわす。(d) 風向・風速。橙は南風成分、青は北向き成分をあらわす。ここで風速は地衡風、非地衡風、鉛直風の和を指す。

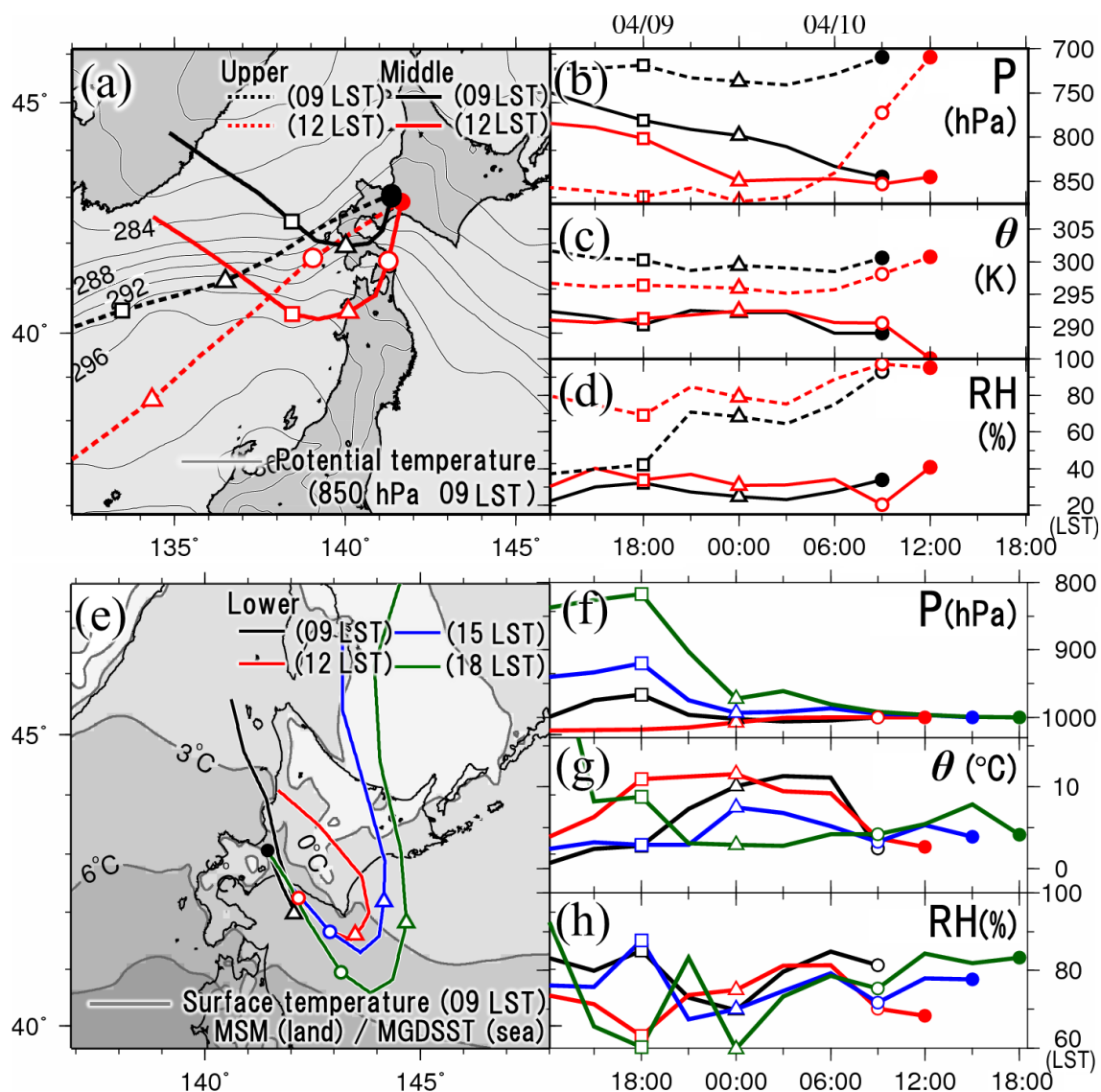


図 16 MSM による 2005 年 4 月 10 日の空気塊の後方流跡線解析。[上段] (a) 09、12 LST の札幌の上層 (700 hPa : 破線) と中層 (850 hPa : 実線) の空気塊の軌跡および 850 hPa 面の等温位線。黒は 09 LST、赤は 12 LST の空気塊の軌跡をあらわす。(b) 軌跡上の気圧; (c) 軌跡上の温位; (d) 軌跡上の相対湿度。[下段] (e) 09 (黒)、12 (赤)、15 (青)、18 LST (緑) の札幌の下層 (1000 hPa) の空気塊の軌跡および MGDST 海面温度データ。(f) 軌跡上の気圧; (g) 軌跡上の温位 (ただし、単位は K の代わりに°Cを用いる) ; (h) 軌跡上の相対湿度。●は各気圧面高度の後方流跡線解析の始点、○は 4 月 10 日 09 LST、△は 4 月 10 日 00 LST、□は 4 月 9 日 18 LST の位置および値をあらわす。

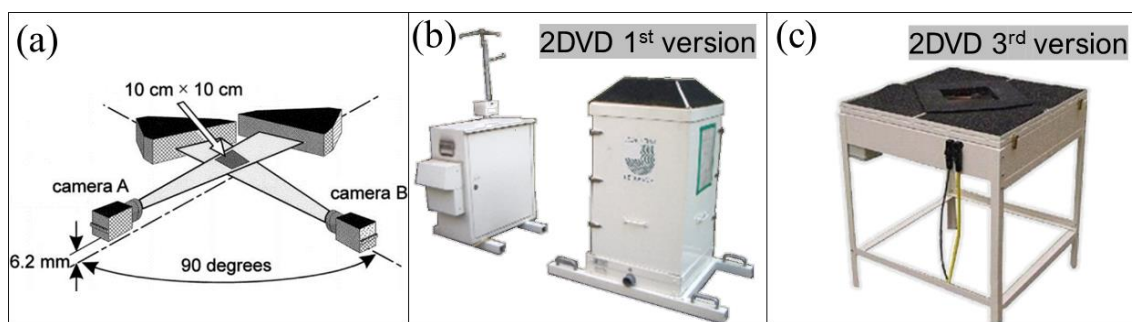


図 17 (a) 2DVD の観測概念図、(b) 2005 年 4 月 10 日の札幌の凍雨観測事例で用いた 2DVD の外観、(c) 2016 年 1 月 29 日のつくばの凍雨観測事例で用いた 2DVD の外観。

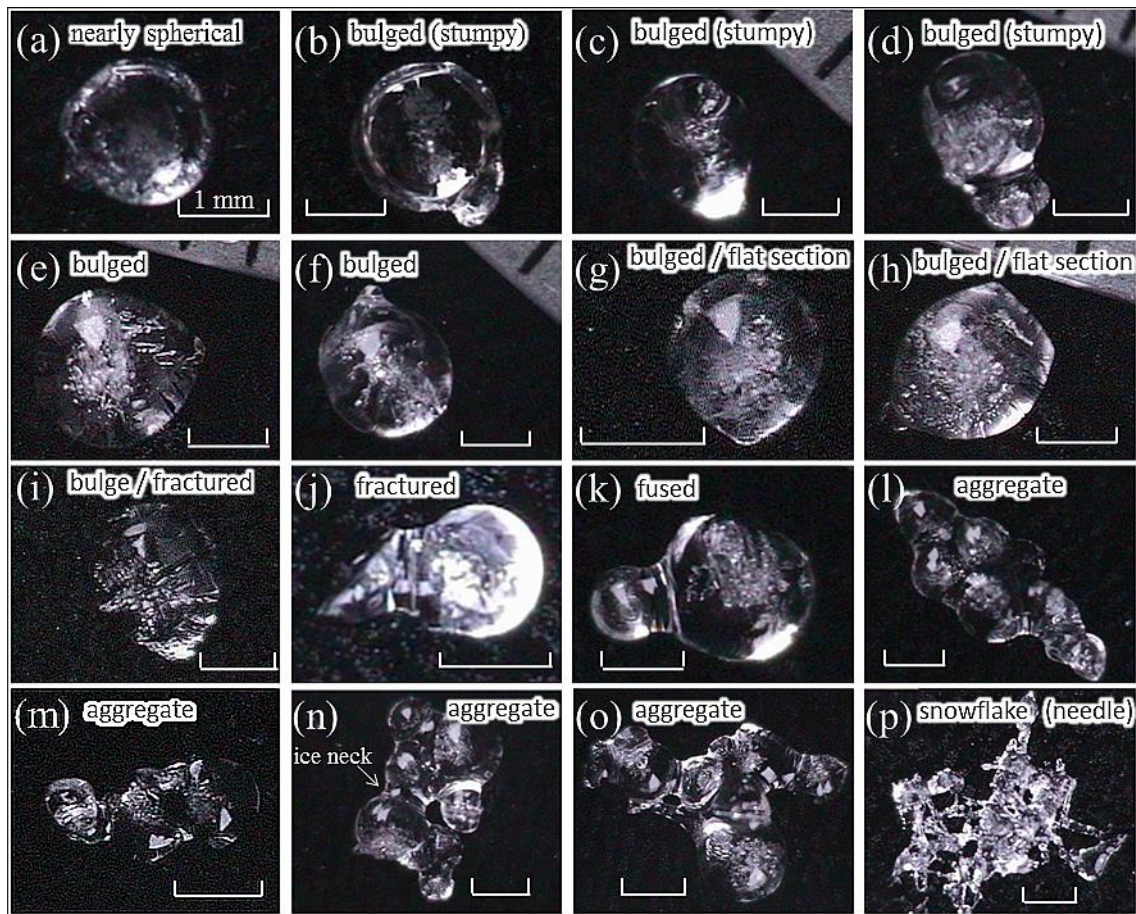


図 18 2005 年 4 月 10 日 14 LST から 15 LST にかけての降水粒子の接写画像。(a–o) 凍雨粒子、(p) 雪片。接写の合計枚数は 39 枚。

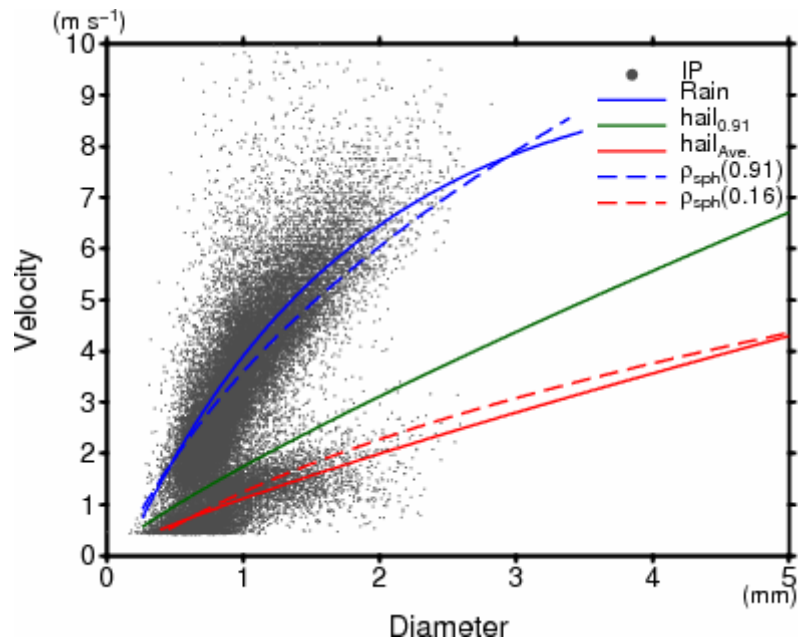


図 19 2005 年 4 月 10 日 09 LST から 10 LST にかけての 2DVD による凍雨粒子 (IP) の直径－落下速度分布。青実線：雨滴終端速度曲線 (Atlas et al. 1973)、緑実線 0.91 g cm^{-3} の雹の終端速度曲線 (Knight and Heymsfield 1983)、赤実線： 0.44 g cm^{-3} の雹の終端速度曲線、青破線： 0.91 g cm^{-3} の滑らかな球の終端速度曲線 (Mikhailov and Silva Freire 2013)、赤破線： 0.16 g cm^{-3} の滑らかな球の終端速度曲線。ここで、雹は 5 mm 以上を定義するため、雹の終端速度を外挿した曲線として凍雨の落下速度と比較している。

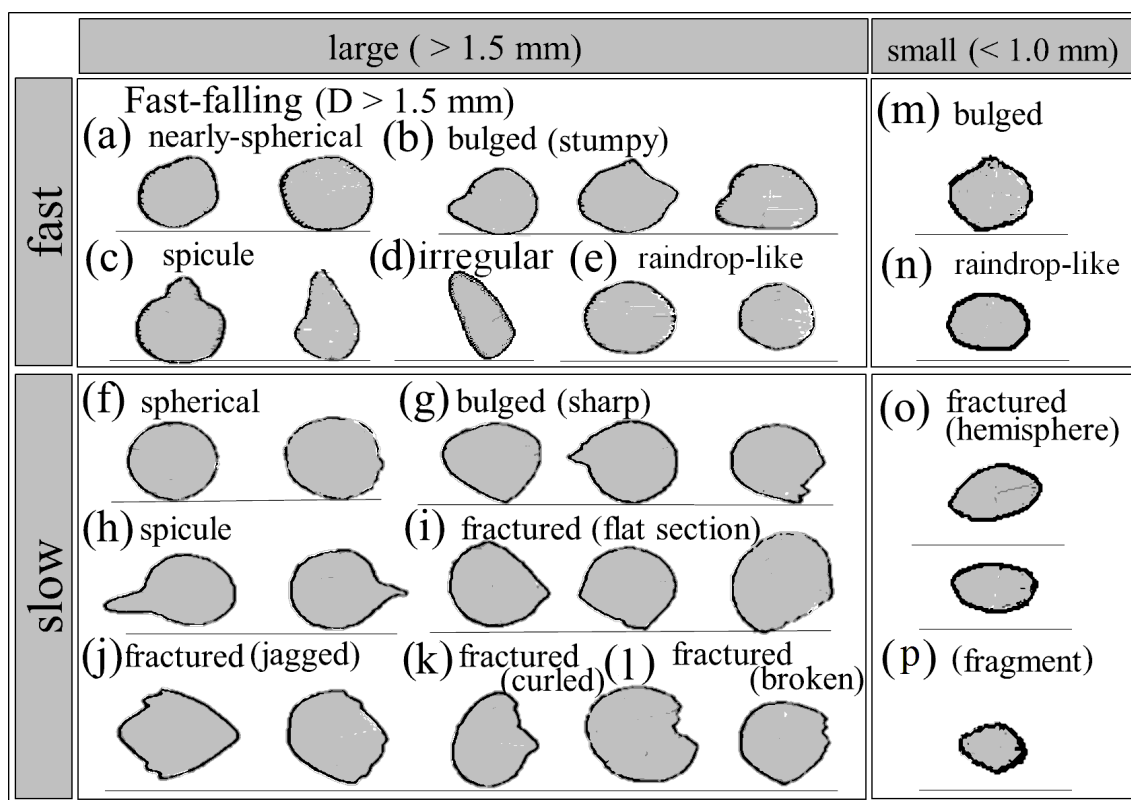


図 20 2DVD が観測した凍雨のシルエットの代表例：(a–e) 1.5 mm 以上で速い粒子、(f–l) 1.5 mm 以上で遅い粒子、(m–n) 約 1.0 mm の速い粒子、(o–p) 約 1.0 mm の遅い粒子

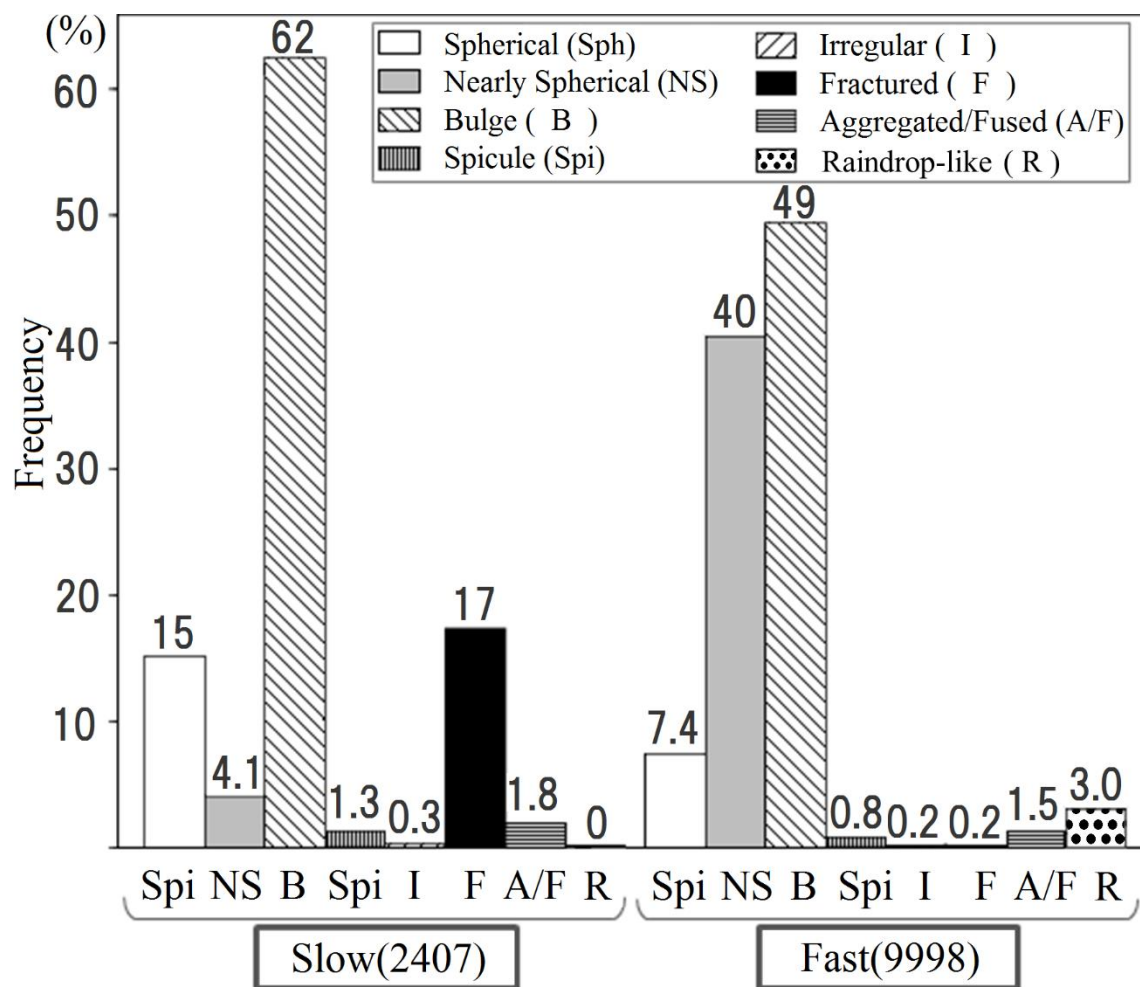


図 21 直径 1.5 mm 以上の降水粒子の速度別の粒子形状ヒストグラム。

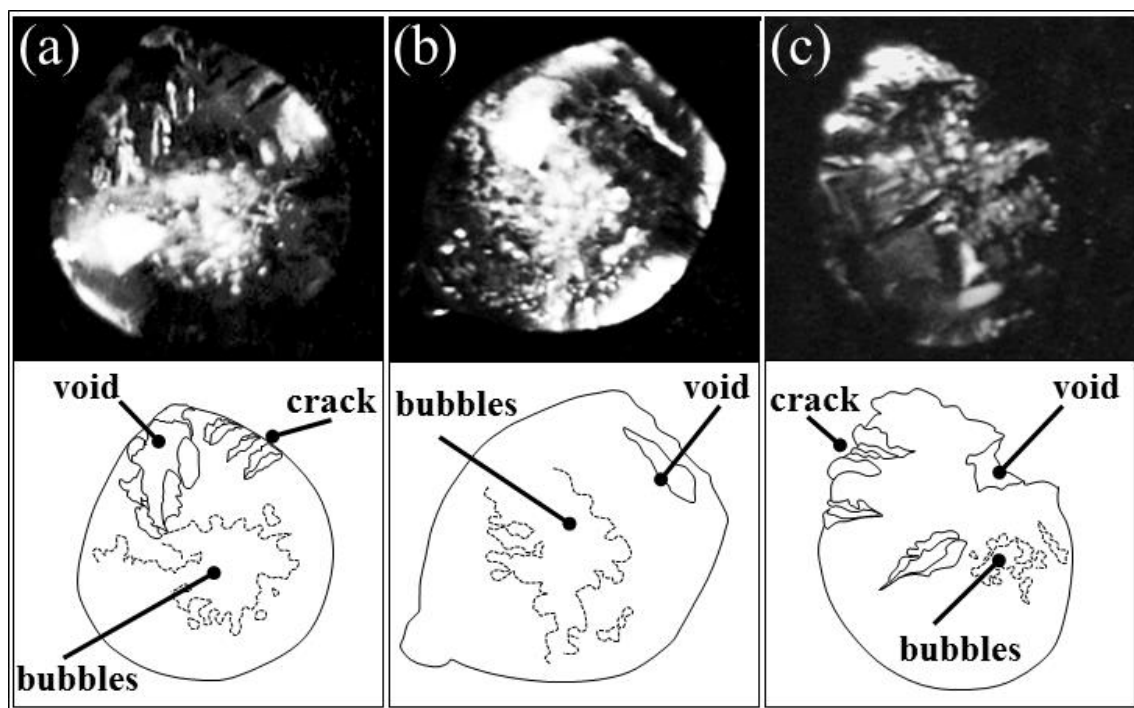


図 22 (上段) 欠けた部分がある凍雨粒子の拡大画像、画像はコントラスト強調しているだけで図 18 の画像の一部と同じものである。(下段) 凍雨粒子の輪郭。表面の輪郭および割れ目 (crack や void) を実線で、内部の気泡は破線で示す。

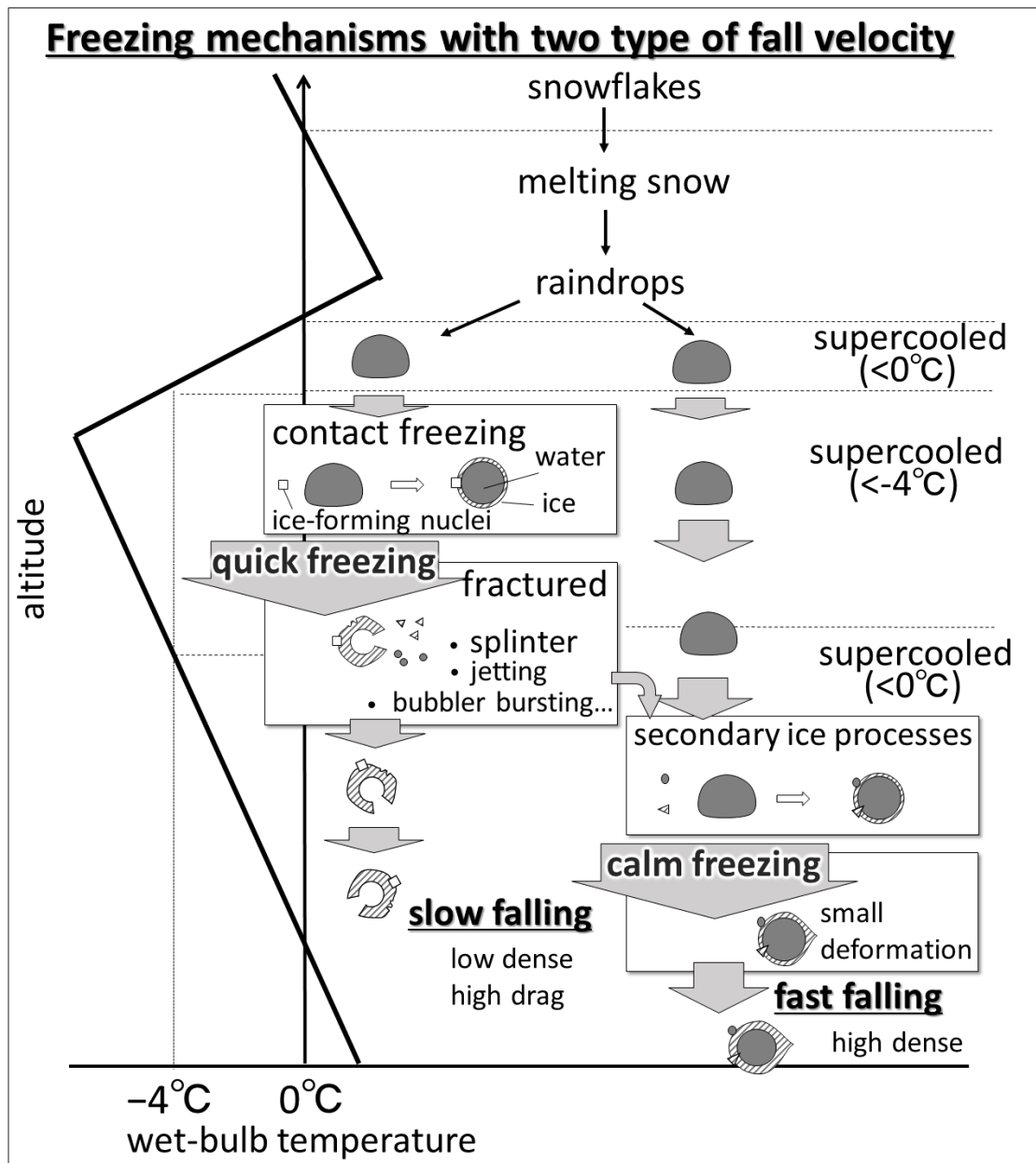


図 23 異なる 2 つの落下速度の凍雨粒子（速い粒子・遅い粒子）を形成した 2005 年 4 月 10 日の凍雨事例を基にした、弱い過冷却度の環境下で推察される再凍結機構の模式図。

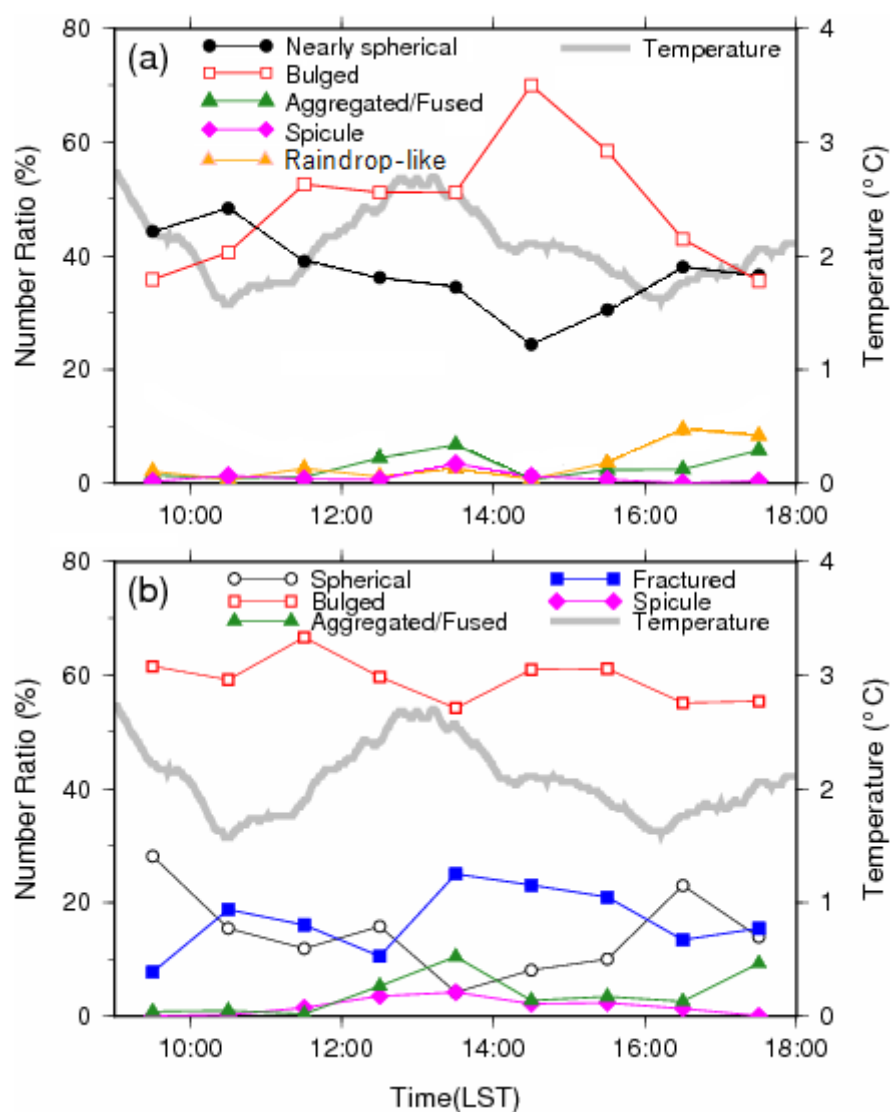


図 24 各粒子形状の1時間ごとの割合と地上気温：(a) 速い落下速度、(b) 遅い落下速度。

第1縦軸は粒子の割合、第2縦軸は地上気温をあらわす。粒子の割合が少なく、顕著な変動がみられない形状は省略している。各割合は直径 1.5 mm 以上の粒子から計算した。

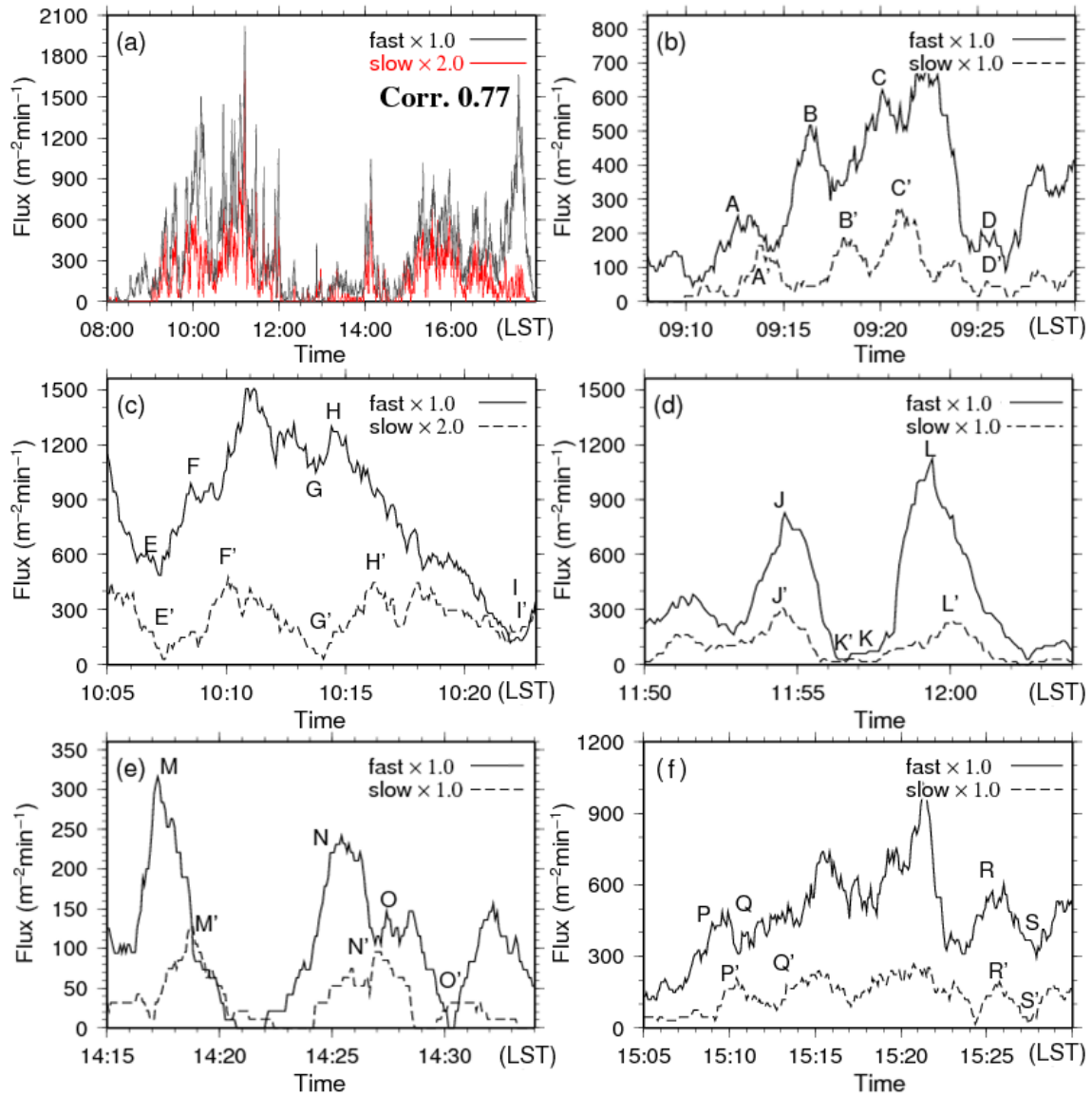


図 25 直径 1.5~2.0 mm の速い粒子と遅い粒子の粒子数フラックス時系列（単位は $\text{m}^{-2} \text{min}^{-1}$ ）。粒子数は 5 秒毎の数とし、75 秒で移動平均をかけている。(a) 凍雨事例全期間、(b) 0908~0930 LST、(c) 1005~1023 LST、(d) 1150~1204 LST、(e) 1415~1334 LST、(f) 1505~1530 LST。A から S は速い落下速度の極大や極小の時間を、A' から S' は遅い落下速度の極大や極小の時間を示す。

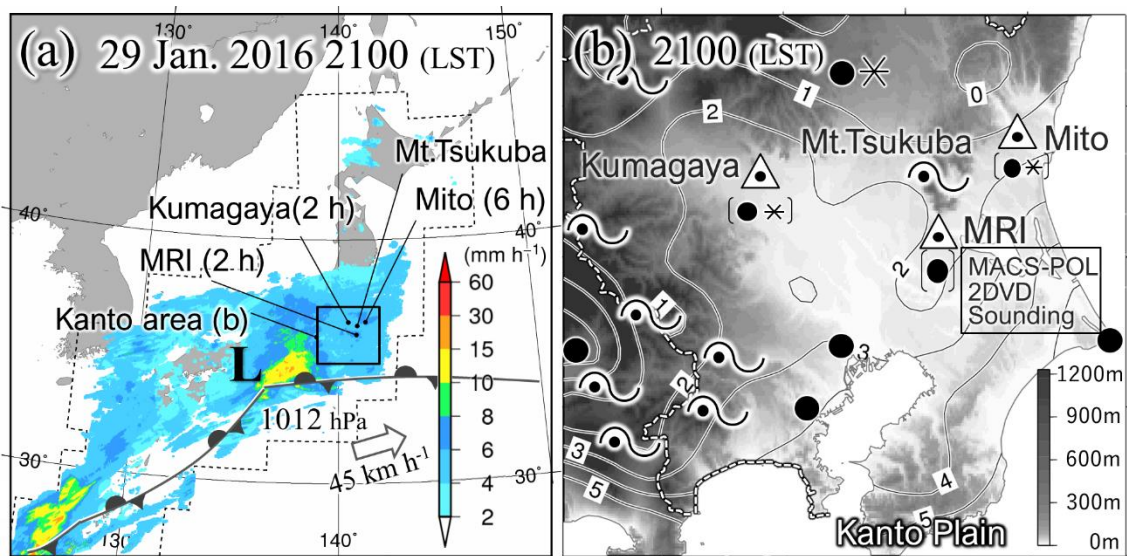


図 26 (a) 2016 年 1 月 29 日 21 LST の降水強度分布および各観測地点の位置（括弧内は凍雨の時間）。前線を伴う低気圧の分布を合成している。(b) 関東平野周辺の 21 LST の地上気温（実線）、高度（陰影）および観測や報告があった主要な降水の種類（●は雨、✕は雪、△は凍雨、☁は着氷性の雨を意味し、曇は雨と雪両方に含める）。括弧内は主要な降水以外の降水の種類をあらわす。破線の東側からが関東平野の領域である。

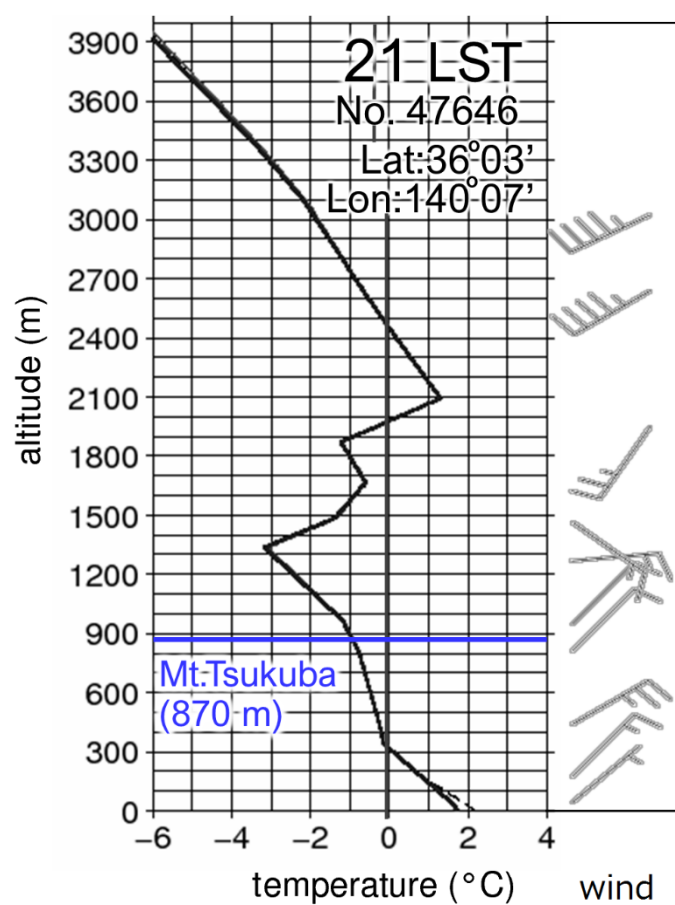


図 27 気象研究所（館野：No. 47646）における 21 LST の温度鉛直分布および風向風速分布。実線は湿球温度、破線は乾球温度を表しており、地上以外はほぼ重なっている。厳密な観測期間は 20:30:00 LST～21:54:12 LST。風の強さは、大きい矢羽が約 5 m s^{-1} 、小さい矢羽がその半分の風速をあらわす。青線は気象研究所の北に位置する筑波山の気温観測高度の位置を示している。

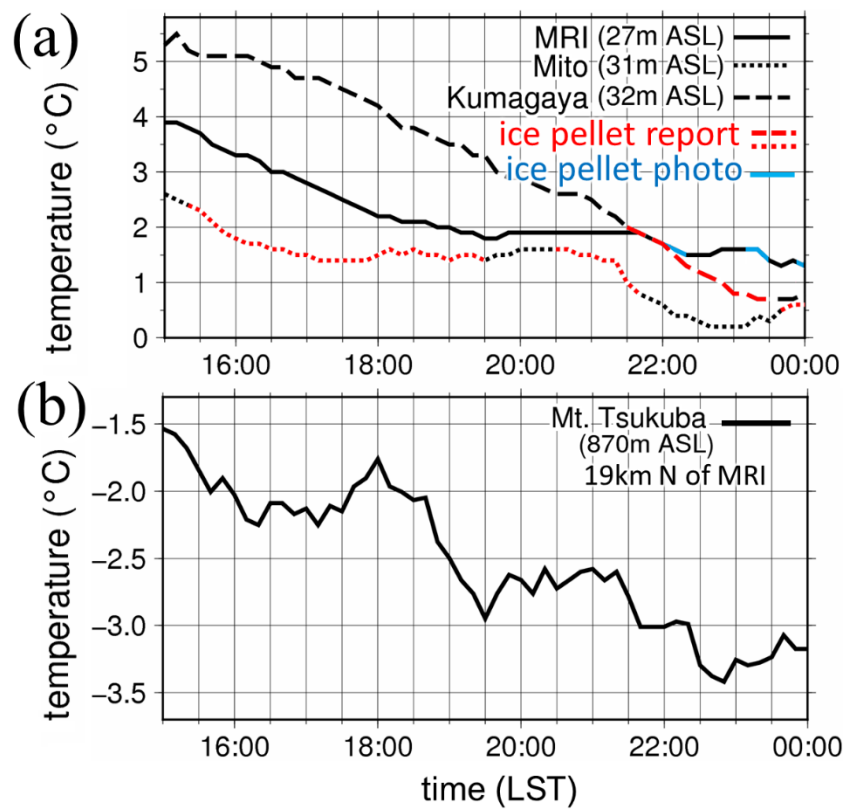


図 28 (a) 気象研究所、水戸地方気象台、熊谷地方気象台の地上温度時系列、(b) 筑波山の気温時系列。赤色の線は、該当の気象台で凍雨が報告された時間を示している。青色の線は気象研究所およびつくば市内で写真撮影があった時間を表している。

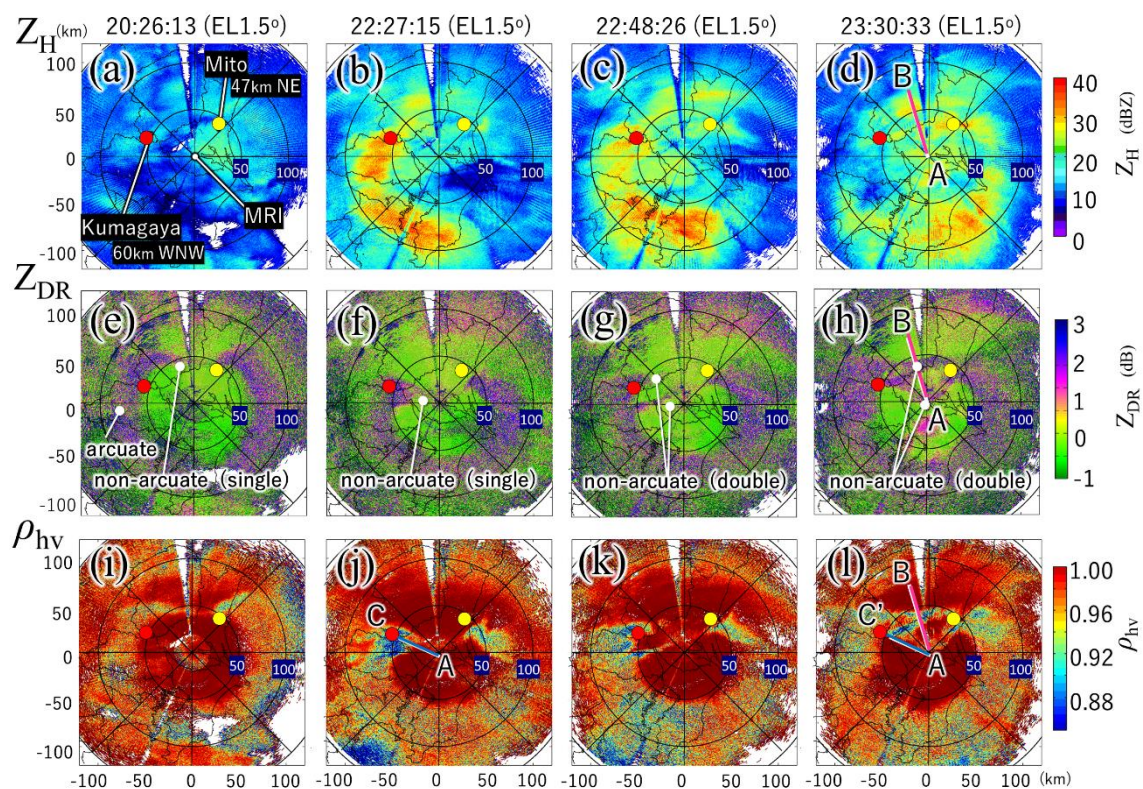


図 29 気象研究所 (MRI) の MACS-POL による仰角 1.5° の水平断面走査 (PPI) 観測結果:

(上段: a–d) 水平偏波の反射強度 Z_H 、(中段: e–h) 反射因子差 Z_{DR} 、(下段: i–l) 偏波間
 相関係数 ρ_{hv} 。図の中心にレーダーが設置され、補助円は 50 km 間隔の距離を表している。黄
 色点は水戸地方気象台の位置を、赤い点は熊谷地方気象台の位置を表している。

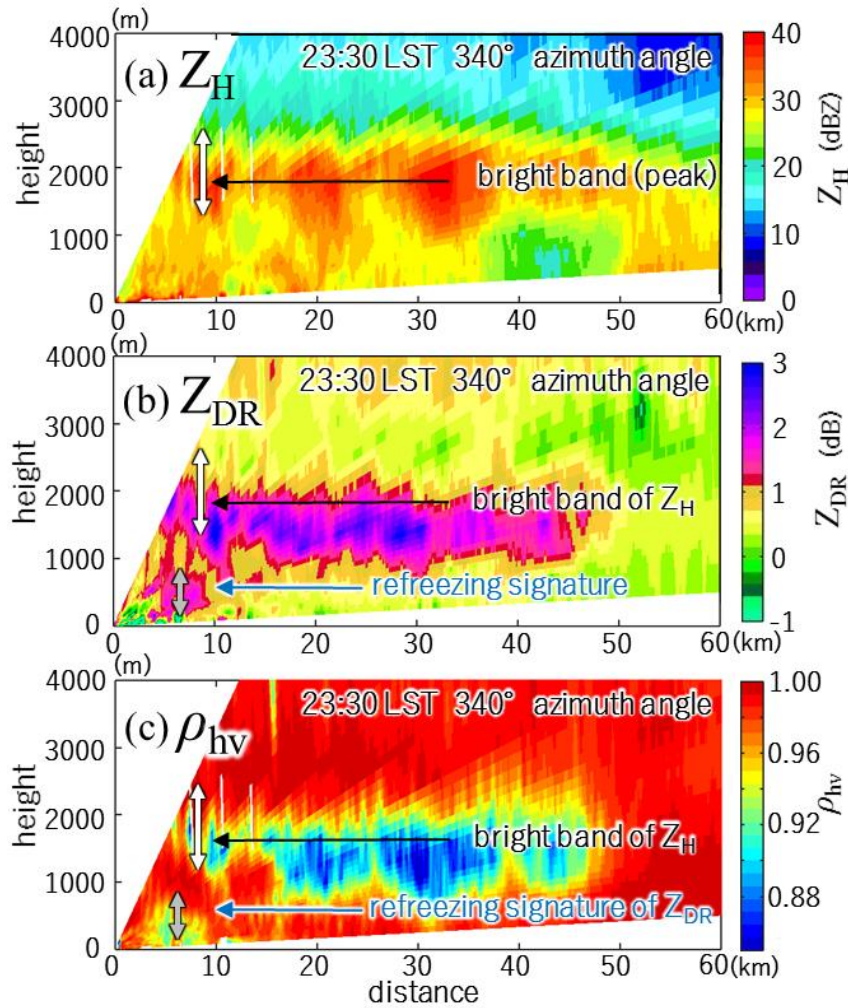


図 30 MACS-POL の観測による方位角 340° の 2330 LST 頃の鉛直断面図 (図 29d, 29h および 29l に記された A-B 線上)。(a) 水平偏波の反射強度 Z_H 、(b) 反射因子差 Z_{DR} 、(c) 偏波間相関係数 ρ_{hv} 。本図は該当時刻の PPI 観測データを積み上げて作成しており、 340° 方向を挟む 3 つの走査線の平均値を代あらわする値とし、仰角間には補間のため内挿処理をかけている。白矢印はブライトバンドの厚さを表し、灰色矢印は Z_{DR} の”freezing signature”の厚さを表している。

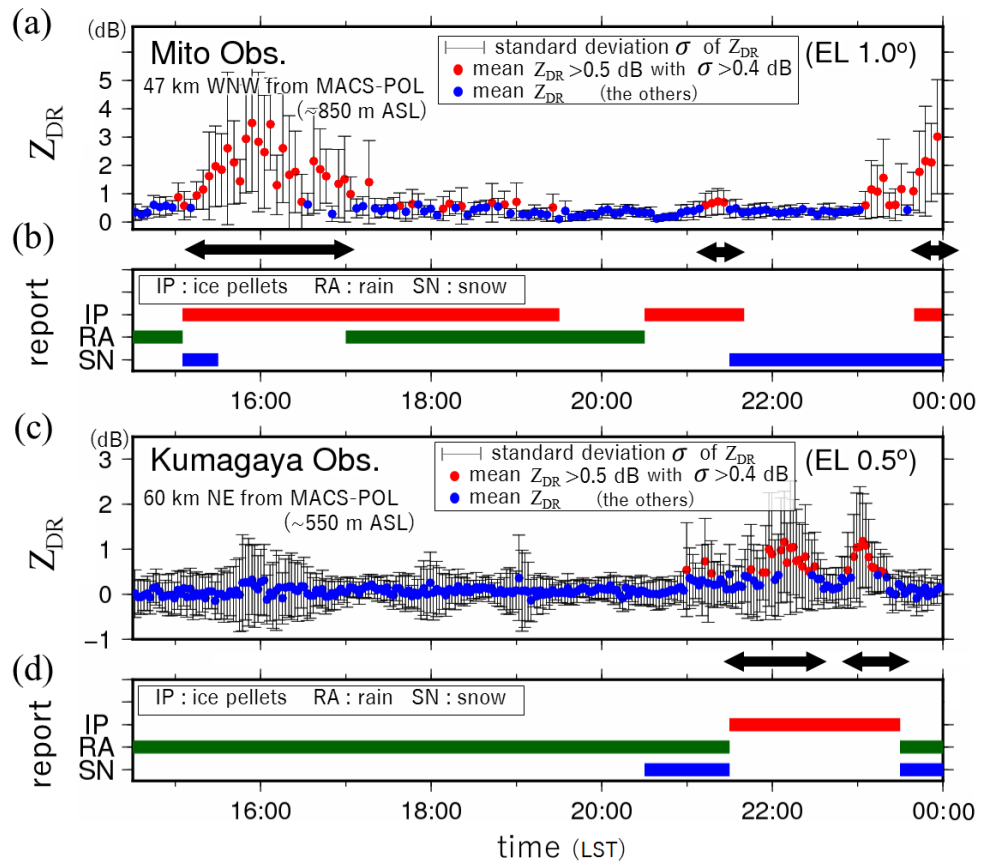


図 31 各地方気象台の下層の反射因子差 Z_{DR} の平均値、標準偏差の時系列および地上の降水種別の時系列：(a) 水戸地方気象台の Z_{DR} 、(b) 水戸地方気象台の降水種別、(c) 熊谷地方気象台の Z_{DR} 、(d) 熊谷地方気象台の降水種別。黒の両矢印は、平均の Z_{DR} と標準偏差が大きく (赤点)、かつ地上で凍雨が報告された時間 (赤線) を示している。

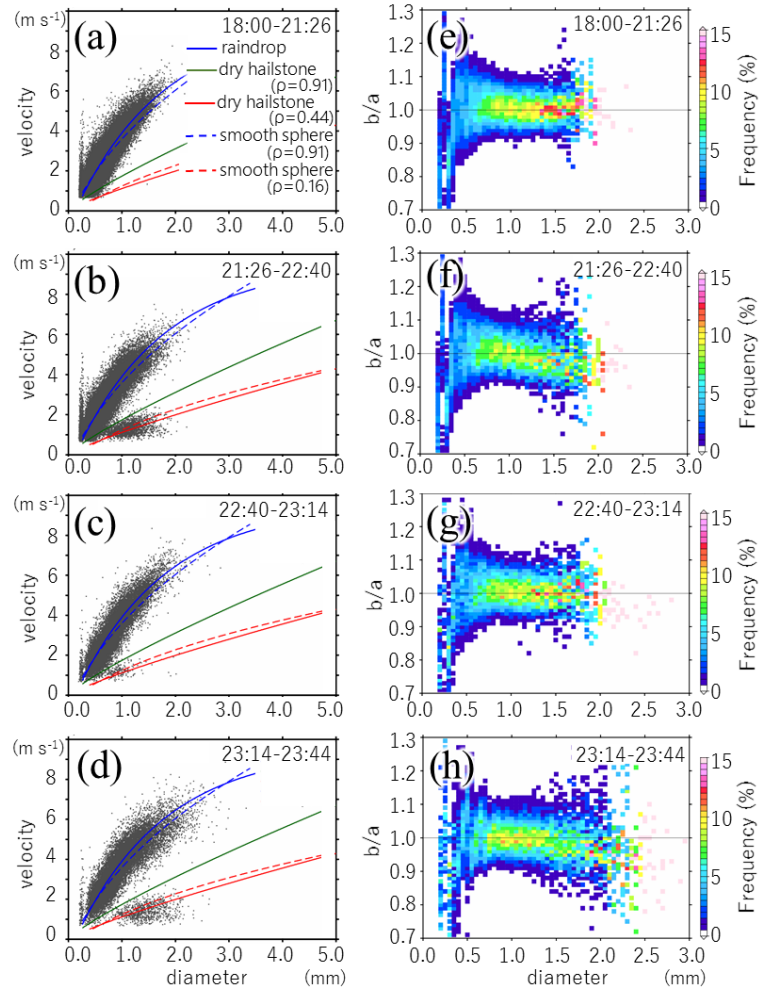


図 32 (左: a-d) 2DVD で観測した時間別の直径-落下速度関係。黒点: 観測値、青実線: 雨滴の終端速度曲線 (Atlas et al. 1973)、緑実線: 観測に基づく密度が 0.91 g cm^{-3} の雹の終端速度曲線 (Knight and Heymsfield 1983)、赤実線: 密度が 0.44 g cm^{-3} の雹の同様の曲線、青破線: 表面が滑らかな密度が 0.91 g cm^{-3} (Mikhailov and Silva Freire 2013)、赤破線: 密度が 0.16 g cm^{-3} の同様の球の曲線。(右: e-h) 各時間帯の等価体積直径別の縦横比 (b/a) 出現頻度分布 (確率密度)。頻度は直径別で規格化した値を表している。各図の時間帯は気象研究所上空の Z_{DR} の値の大小で区切っている。

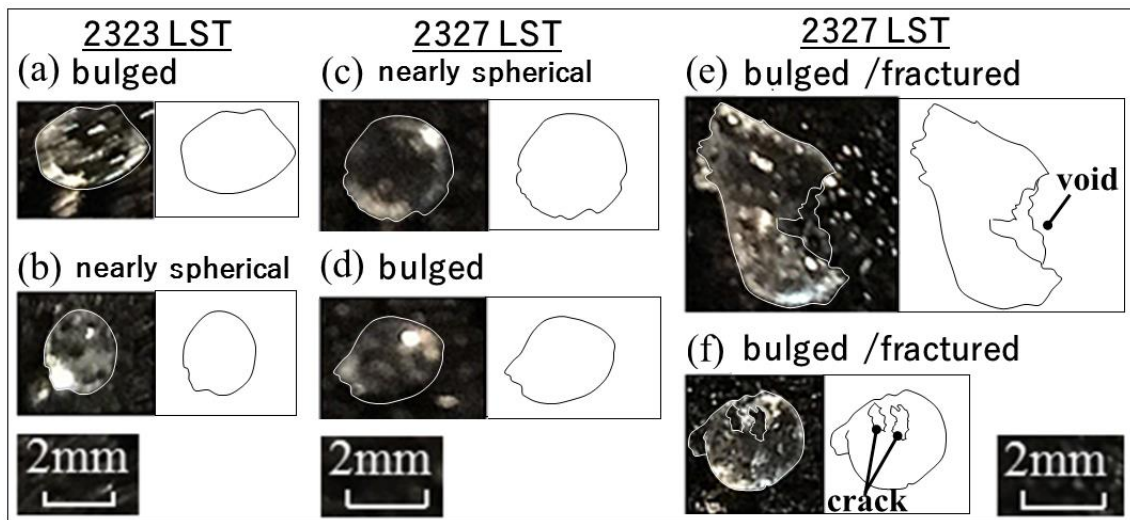


図 33 凍結粒子の接写画像および粒子のコントラスト：(a) 2323 LST のバルジ、(a) 2323 LST のほぼ球、(c) 2327 LST のほぼ球、(d) 2327 LST のバルジ、(e) 2327 LST のバルジのある破損した凍雨粒子、(f) 2327 LST のバルジと裂け目のある凍雨粒子。表面の輪郭および割れ目 (crack や void) を実線で示す。

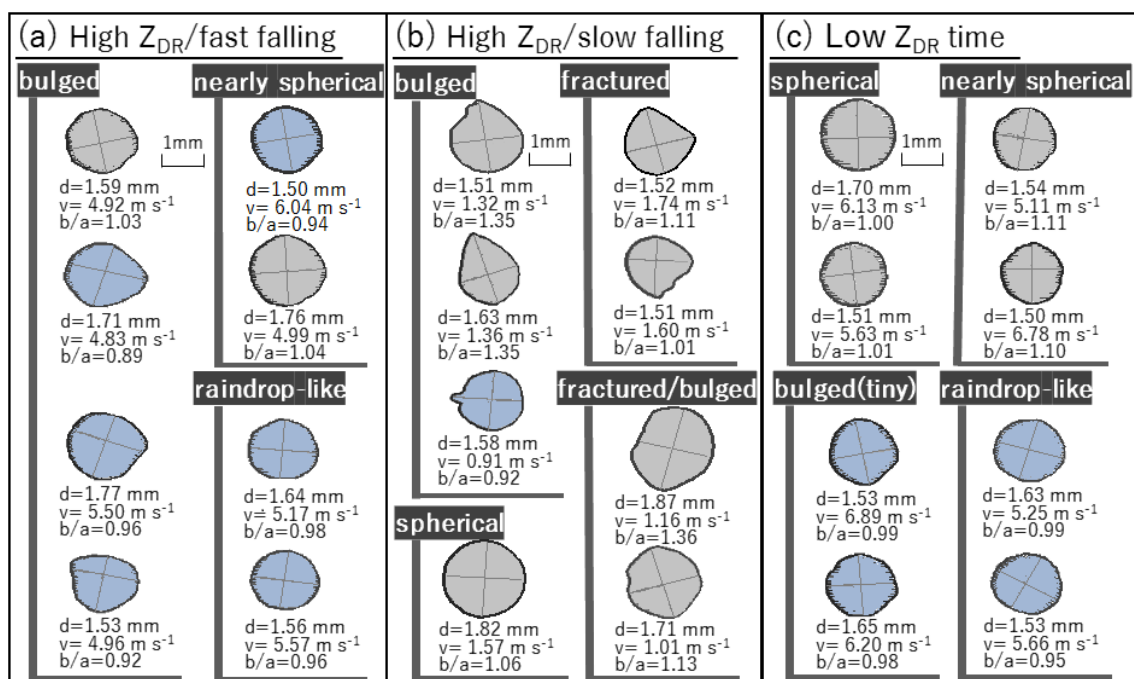


図 34 2016 年 1 月 29 日に気象研究所の 2DVD が捉えた直径 1.5 mm 以上の降水粒子の代表的なシルエット画像およびその微物理情報（直径、落下速度、縦横比）。(a) 上空の Z_{DR} が大きく且つ速い粒子、(b) 上空の Z_{DR} が大きく且つ遅い粒子、(c) 上空の Z_{DR} が小さいときの粒子。青色の粒子は、縦横比 1 未満の粒子を表し、灰色は縦横比 1 以上の粒子を表している。

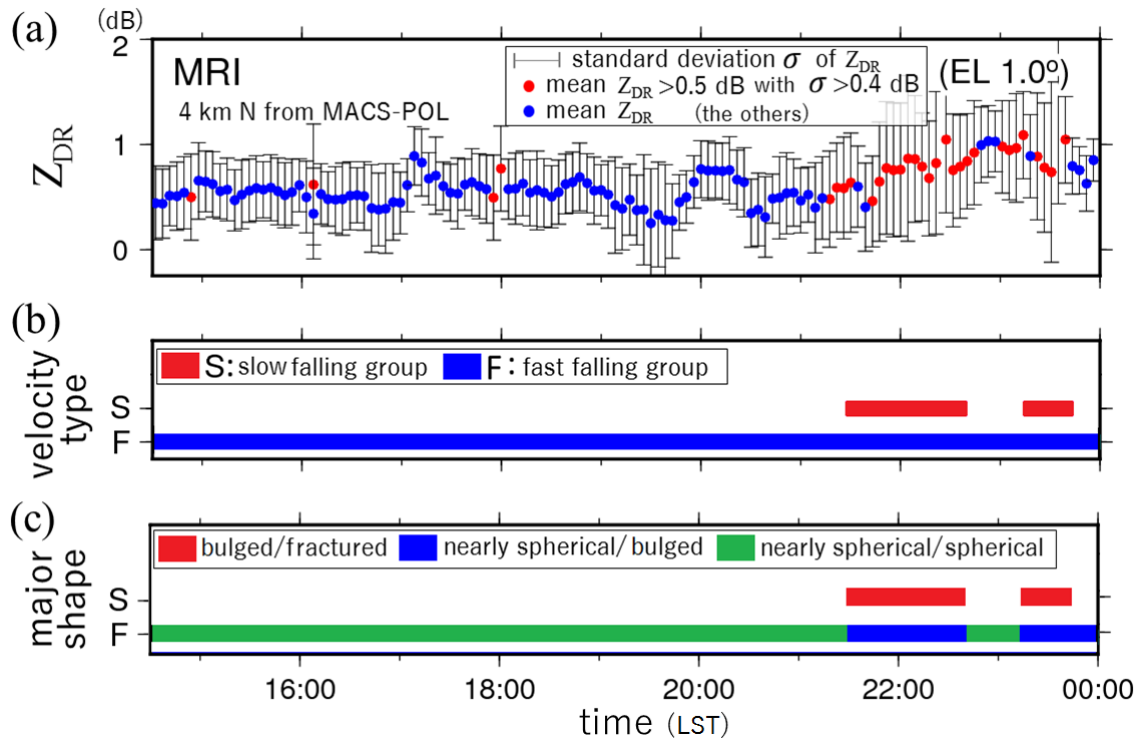


図 35 (a) 気象研究所上空の Z_{DR} の平均・標準偏差の時系列、(b) 2DVD で観測した降水粒子の異なる落下速度の粒子の出現時間の時系列 (赤：遅い、青：速い)、(c) Z_{DR} の値の大小および落下速度別に分類した主要な粒子形状の時系列。ここで、気象研究所上空の偏波情報は、レーダーから北に 4 km の位置を中心とした 4 km 四方の領域の結果に基づいている。

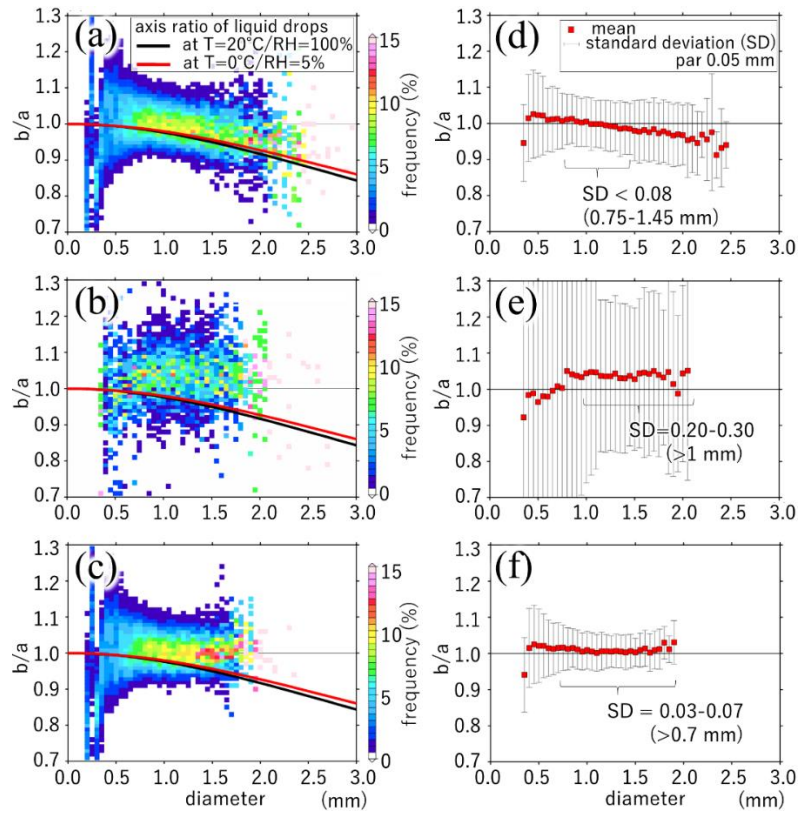


図 36 気象研究所上空の Z_{DR} の大小と降水粒子の落下速度別で分類した直径-縦横比 (b/a) 関係。[左] 直径 0.05 mm 毎の縦横比出現頻度分布：(a) Z_{DR} 大きく時間の速い粒子 (2127 LST ~ 2240 LST と 2314 LST ~ 2344 LST)、(b) Z_{DR} が大きい時間の遅い粒子、(c) Z_{DR} が小さい時間の粒子 (1800 LST ~ 2100 LST)。実線は気温と相対湿度が 20°C/100% (黒)・0°C/5% (赤) のときの理論的な雨滴の扁平率曲線。[右] 直径 0.05 mm 毎の縦横比の平均および標準偏差：(d) 図 29a と同じ区分の粒子、(e) 図 29b と同じ区分の粒子、(f) 図 29c と同じ区分の粒子。

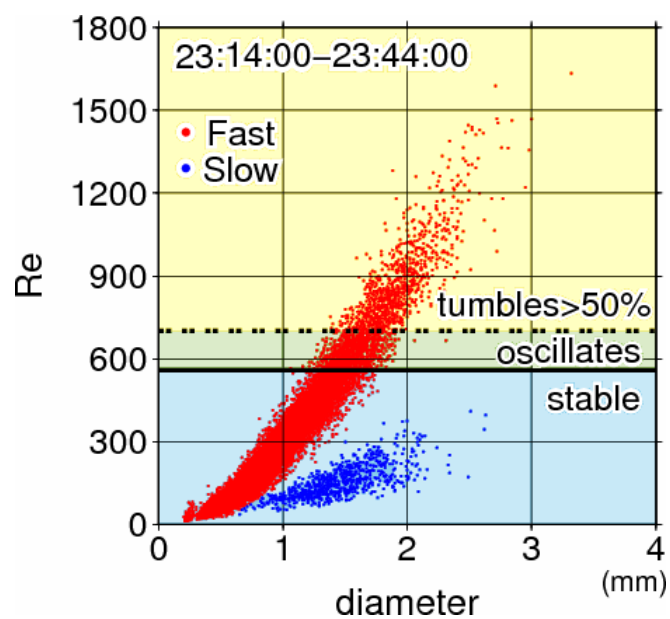


図 37 2DVD で観測した降水粒子の直径－レイノルズ数 (Re) 関係。赤点：速い粒子、青点：遅い粒子。図の各背景色の領域は List and Schemenauer (1971) のレイノルズ数と涙型粒子の落下挙動の関係を表している。「stable」は安定した横向きの落下姿勢、「oscillates」は落下軸を傾ける不安定な落下挙動、「tumbles」は回転しながらの不安定な落下挙動をあらわす。

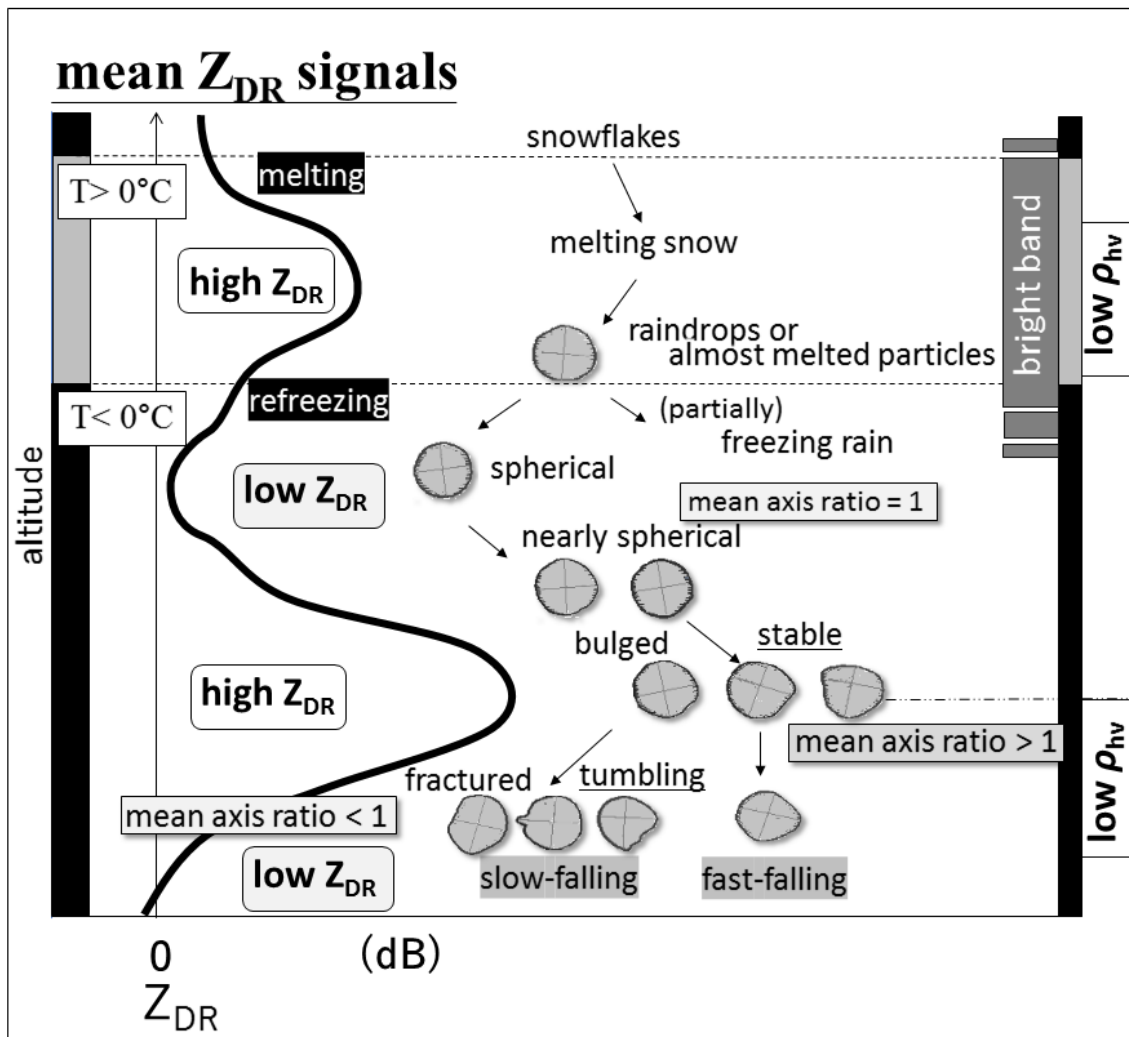


図 38 融解層と再凍結層をもつ鉛直分布の典型的な Z_{DR} の分布と、それに対応した融解・再凍結過程の粒子の形状と落下姿勢・幾何学的特徴の模式図。ただし、ここでは完全に融解したか、ほぼ融解した状態で再凍結層に入った状況を想定している。図の左右の黒太線は氷点下の高度を表し、灰色太線は 0°C 以上の暖かい高度を表している。