

## XRAINを用いた冬期の0°C高度の推定手法に関する検討

### Estimation Method of Freezing Level in Winter Season Using XRAIN

高見和弥<sup>(1)</sup>・佐藤亮太<sup>(1)</sup>・鈴木賢士<sup>(2)</sup>・山口弘誠・中北英一

Kazuya TAKAMII<sup>(1)</sup>, Ryota SATO<sup>(1)</sup>, Kenji SUZUKI<sup>(2)</sup>, Kosei YAMAGUCHI and Eiichi NAKAKITA

(1) (公財) 鉄道総合技術研究所

(2) 山口大学

(1) Railway Technical Research Institute, Japan

(2) Yamaguchi University, Japan

#### Synopsis

Freezing level in winter season is an important information for judgement of rain or snow about precipitation, and dry or wet about snowfall. We can get freezing level information directly using radio-sonde observation data, but it is not suitable for real-time operation such as railway. In this study, we developed a method to estimate freezing level using XRAIN observation data. In winter precipitation cases at Toyama prefecture, it is confirmed that our developed method can estimate freezing level in more cases and improve the accuracy than previous studies method. And we applied developed method to Niigata area and compared with ground observation data, and it was confirmed that developed method could improve the accuracy to determine the type of precipitation.

**キーワード:** 偏波レーダー, 0°C高度, 降雪

**Keywords:** Polarimetric radar, Freezing level, Snowfall

#### 1. 背景と目的

鉄道の車両や架線への着雪とその脱落は施設の損壊やそれに伴う運行障害を引き起こす雪害である。着雪の発生や成長には降雪の有無のほか、その性状が大きく影響するため、着雪の発生危険度を評価するためには降水の雨/雪及び降雪の乾/湿の推定が重要となる。雨雪を判別する方法として、降水粒子の温度に近い湿球温度を用いる方法がよいとされているが(近藤, 1994など)、実用上は観測点の多い気温のみを用いて雨雪を判別することが多い。しかしながら、地上での降水の形態には粒子が落下する過程での熱収支が影響するため、地上気温だけを用いた雨雪の判別精度はそれほど高くない。新潟アメ

ダスの2015~2019年度冬期の毎正時の観測データを例にすると、1時間に2cm以上の積雪深の増加があった時刻の99%では地上気温が1°C以下であった。一方で、気温1°C以下で降水があった時刻を全て抽出すると、4割以上の時刻では積雪深の増加がない(Fig. 1)。

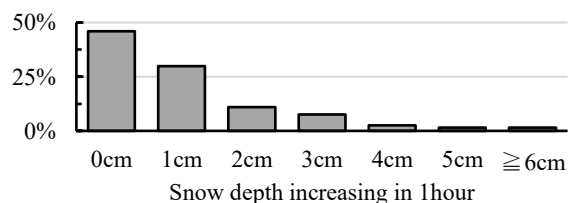


Fig. 1 Frequency distribution of snow depth increasing in 1 hour when the temperature is below 1°C (Niigata AMeDAS, 2015-2019 winter).

積雪の圧密や融解の影響もあるため、積雪深の増加が無い時刻全てが雨ではないと推察されるが、これを全て降雪とすることは安全側の考え方であるものの、着雪災害の発生リスクを過大評価する可能性がある。

地上気温に加えて上空での熱収支を考慮することで、地上での降水の形態（雨、雪、湿雪／みぞれ）の判別精度を向上させるためには、上空の0°C高度（融解層上端高度）の情報が重要となる。0°C高度を観測で直接取得する手段としては、ゾンデの観測データから直接取得するか、融解層内における偏波パラメータの特徴を利用して偏波レーダーのデータから推定する手法が考えられる。前者については気象庁の高層気象観測が12時間に1回であり、鉄道の運行管理に利用するには観測間隔が長い。よってリアルタイムでの観測データの利用が可能である後者の方法を用いることを検討することとし、本研究では国土交通省のXバンドレーダー（以下、XRAIN）の観測データを用いて0°C高度を推定する方法について検討した。

## 2. 融解層内での偏波パラメータの特徴

偏波レーダーによる観測では水平・垂直の偏波を送受信することで、粒子の形状や混在度合いによって異なる値を示すパラメータを観測することが可能である。本研究では偏波パラメータのうち、以下の3つを融解層の推定に利用する。

$Z_H$  : レーダー反射因子（水平偏波）

$Z_{DR}$  : レーダー反射因子差，水平及び垂直偏波に対する粒子形状に依存するパラメータ

$\rho_{HV}$  : 偏波間相関係数，粒子の不ぞろい度に対応するパラメータ

融解層内では雪片や氷晶の一部が融解することであたかも径の大きい、かつ縦横比の偏った水滴として捉えられるため、 $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ は大きな値を、 $\rho_{HV}$ は小さな値を観測する。特に層状性の降雨ではこのような特徴が明瞭に現れる。仰角を持ったPPI観測ではブライトバンドと呼ばれるレーダーを中心とする円環状の領域が観測される（Fig. 2 (a)の寒色系、(b)の暖色系の円環状の領域）。このとき各パラメータについて1方位角のレーダーの視線方向の分布に着目すると、観測高度が融解層内となる区間では、その前後（融解層の上下）に比べて $\rho_{HV}$ は小さな、 $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ は大きな値を取る。これを利用することで、偏波レーダーの観測値から融解層高度を推定することが可能となる。湿潤な条件下では融解層の上端高度と0°C

高度はおおむね一致するため、本研究では融解層上端高度を0°C高度としてその推定を目指す。

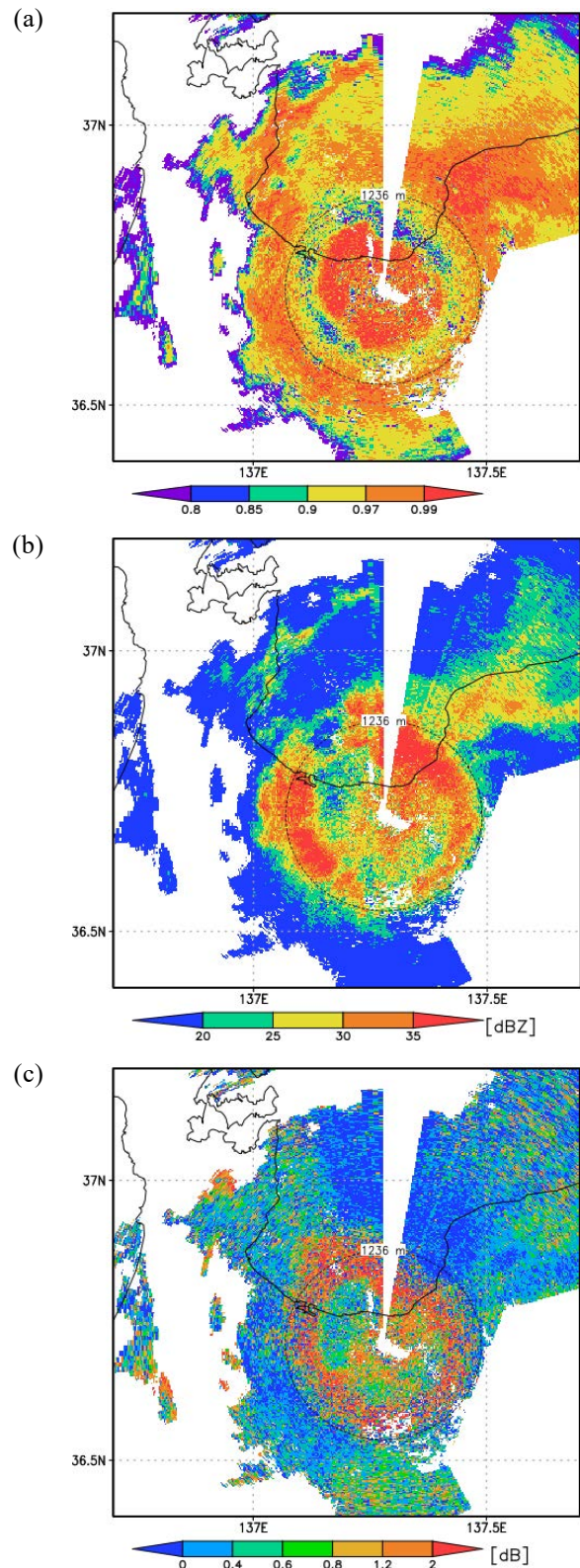


Fig. 2 Example of the “blight band” observation, (a)  $\rho_{HV}$ , (b)  $Z_H$ , (c)  $Z_{DR}$ . The dash lines show the freezing level observed by radiosonde (1236m).

### 3. 0°C高度推定手法の検討

#### 3.1 使用するデータ

本章では気象庁の輪島での高層気象観測データから内挿した0°C高度を真値と仮定して、富山県に設置されているXRAIN水橋局の観測データを用いて推定を行った。対象期間は2017/12/1～2018/3/31及び2018/12/1～2019/3/31の2冬期とした。対象事例は、気象庁の高層気象観測の観測時刻（JST9:00, 21:00, 以下時刻はJSTで表記）において富山アメダスで降水が観測された112事例とした。なお、対象事例のうち91事例は0°C高度が観測された事例、21事例は0°C高度が無い、地上気温が0°C以下の事例であった。気象庁の高層気象観測では、各観測時刻のおよそ30分前にゾンデの放球が行われるため、XRAINの観測データは8:31～8:35または20:31～20:35の5分間を用いることとした。XRAIN水橋局は12仰角（Fig. 3）でのボリュームスキャンを行っており、仰角1, 2が2分間隔で観測される雨量情報提供用の観測仰角、仰角3～12が5分間隔で観測されるCAPPI作成用の観測仰角である。XRAINのZDRの観測データにはバイアスがあるため、各冬期の前後、0°C高度が2km以上かつ層状性の雨が降った1時間（Table 1）を対象に、雨粒の扁平が少ないと考えられる弱い雨（ $10\text{dBZ} \leq Z_H \leq 20\text{dBZ}$ ）で $Z_{DR}$ を0と仮定してバイアスを計算した。Table 1に示したBiasのうち、各対象事例の時期に計算されたバイアスを平均した値を用いて補正を行った。

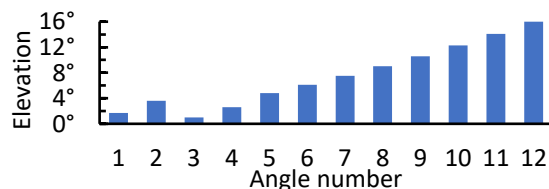


Fig. 3 Elevation angle of observation schedule at XRAIN MIZUHASHI1

Table 1  $Z_{DR}$  bias of XRAIN MIZUHASHI

Date	Time (JST)	Bias [dB]
2017/11/14	9:01 – 10:00	1.09
2018/04/06	13:01 – 14:00	0.72
2018/10/11	18:01 – 19:00	0.78
2019/04/30	4:00 – 5:00	1.06

#### 3.2 既往研究の手法の適用

Giangrande et al. (2006) は、Sバンド偏波レーダーの観測仰角が4°～10°の観測データを用いて、層状性の雨の事例で融解層内が湿雪、融解層より上層が乾いた雪、下層が雨と仮定することで、 $\rho_{HV}$ ,  $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ が、雨、湿雪、乾雪を観測したときに取りうる値の

範囲（ $0.90 < \rho_{HV} < 0.97$ ,  $30\text{dBZ} < Z_H < 47\text{dBZ}$ ,  $0.80\text{dB} < Z_{DR} < 2.5\text{dB}$ ）を条件として融解層を推定する手法を開発した。Fig. 4に $\rho_{HV}$ の分布を示す事例を例として、以下に融解層の推定の手順を述べる。

- ① 仰角、方位角ごとに $\rho_{HV}$ の視線方向のプロファイルから条件を満たす点を抽出する。
- ② 抽出した点を中心とする高度500mの範囲内における $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ の最大値が閾値を満たすとき、抽出した点をML（融解層, Melting Layer）pointとして抽出する（Fig. 5の灰色の点）。
- ③ 各方位角について $\pm 10^\circ$ の範囲にあるML pointを高度が低い順に並べた時、累計度数の80%、20%にあたるML pointの高度をそれぞれ融解層上端（0°C高度）、下端とする（Fig. 5の赤・緑の線）。

本手法を3章で述べた112事例を対象に、仰角4°～10°を満たすXRAINの4仰角の観測データに適用した結果をFig. 6に示す。

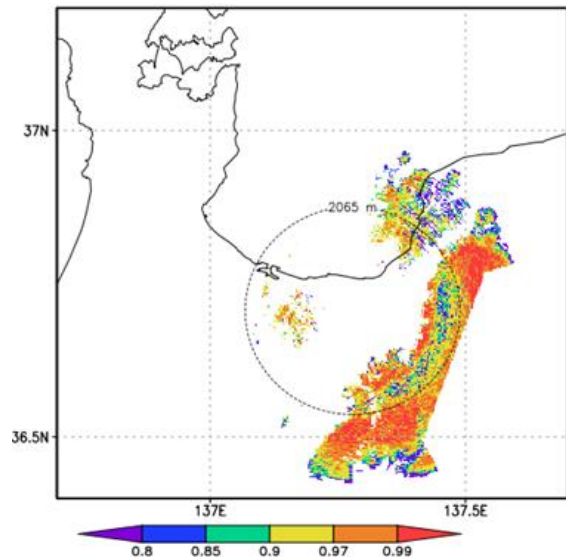


Fig. 4  $\rho_{HV}$  distribution of the example case. Freezing level is 2065m observed by radio sonde.

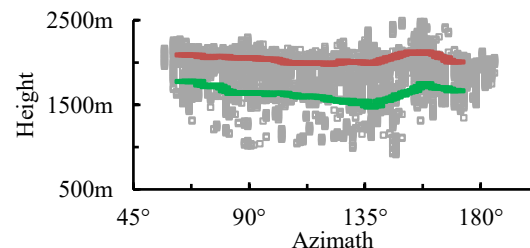


Fig. 5 Example of freezing level estimation using previous research method (Giangrande et al., 2006). Gray points are ML point, red line is top of ML, and green line is bottom of ML.

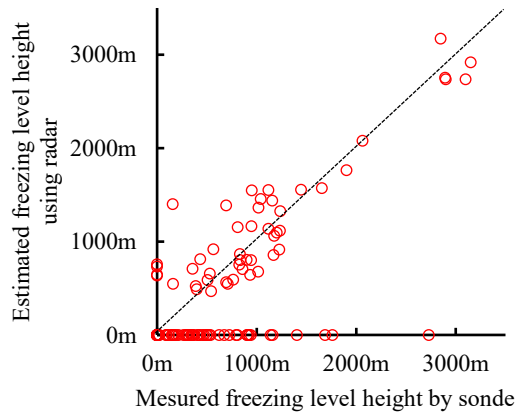


Fig. 6 The result of freezing level estimation using previous research method (Giangrande et al., 2006), only 4 elevation angle from 4° to 10°.

Fig. 6に示したように、既往研究の手法では0°C高度が地上に近い事例では推定ができないものが多く、ゾンデで0°C高度が観測された91事例中46事例で推定ができていない。仰角4°以上の観測では0°C高度が低い場合、融解層がある高度を観測できるレーダーからの距離が短いため、降水域の分布によっては融解層のある高度で十分な観測点数が取れないことが原因と考えられる。よって0°C高度が地上に近い事例でも推定可能な事例を増やすためには、4°以下の低仰角の観測データも使用することで低い高度を観測できる範囲を増やすことが必要であると考え、4°以下の4仰角を加えた8仰角での推定を行った (Fig. 7) その結果、Fig. 7に示すように、0°C高度が推定できない事例は4事例に減ったものの、ゾンデで観測した0°C高度が500m以下の54事例中22事例で0°C高度を1km以上と推定しており、明らかに誤まった推定を行っている事例が増加した。

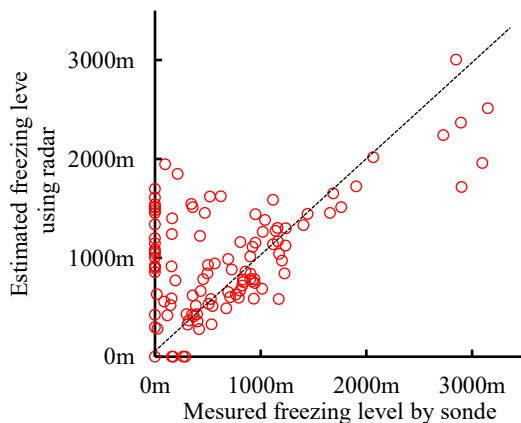


Fig. 7 The result of freezing level estimation using previous research method (Giangrande et al., 2006), added lower elevation angle ( $\leq 4^\circ$ ).

4°以下の仰角を使用することによって0°C高度が推定できるようになった事例 (Fig. 8) と、0°C高度が無い (地上気温が0°C以下) にも関わらず誤って0°C高度を推定している事例 (Fig. 9) について、例としてそれぞれ1事例ずつ仰角1.7°での1方位角におけるレーダーの視線方向の分布を示す。図の青点線は各パラメータの抽出条件の範囲、(a)  $\rho_{HV}$ の分布に示した赤点は判定されたML pointである。

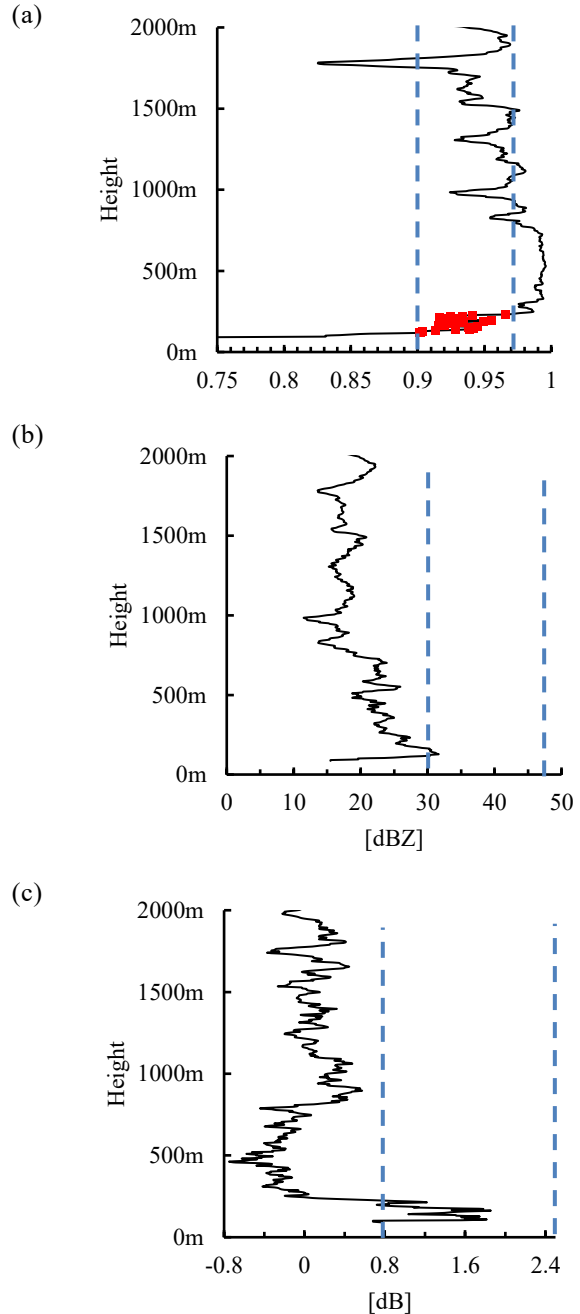


Fig. 8 Example of (a)  $\rho_{HV}$ , (b)  $Z_H$  and (c)  $Z_{DR}$  distribution in the radial direction at an azimuth. Freezing level is 405m observed by sonde. Red points of (a) are detected ML points. Blue dash lines are threshold values of each parameter.



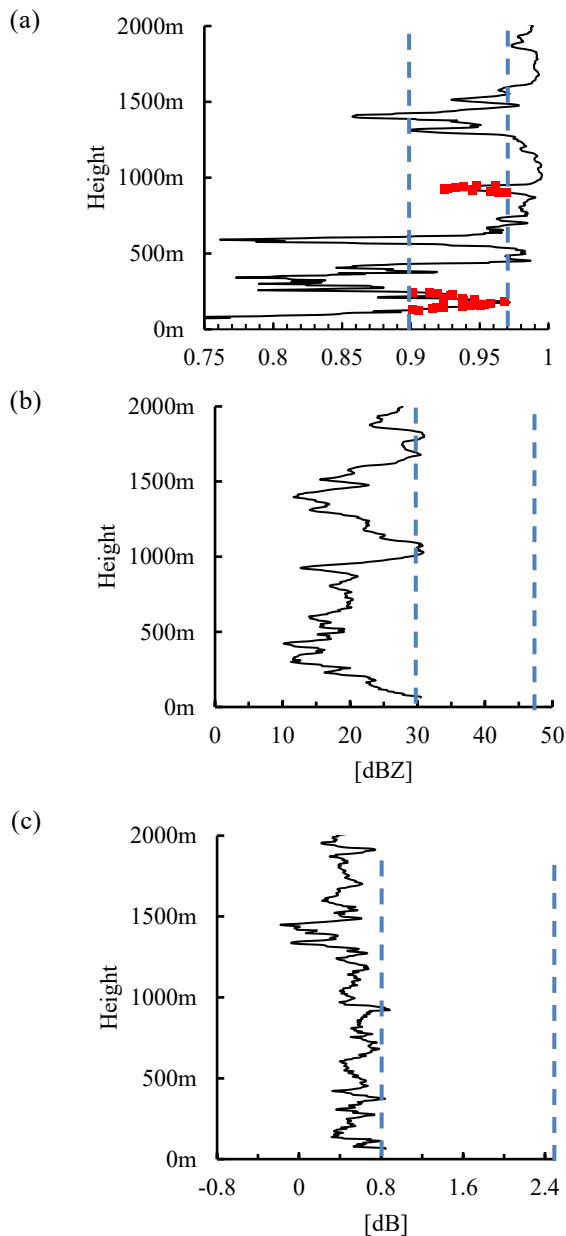


Fig. 9 Example of (a)  $\rho_{HV}$ , (b)  $Z_H$  and (c)  $Z_{DR}$  distribution in the radial direction at an azimuth, in the case of making an incorrect determination. Red points of (a) are mis-detected ML points. Blue dash lines are threshold values of each parameter.

融解層に関係のない高度で $\rho_{HV}$ の値が抽出条件の範囲内にあることはFig. 8, Fig. 9で共通しているが、Fig. 8ではゾンデで観測された0°C高度(405m)の下に $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ の比較的明瞭なピークが見られるのに対し、0°C高度が存在しない事例のFig. 9では、抽出条件の下限値付近での融解層とは関係のないパラメータの微小な増減によって誤った判定がされていることが確認できる。このように低仰角の観測を用いて融解層を判定するためには、融解層ではないパラメータの増減を採用しない手法とする必要がある。

### 3.3 推定手法の改良

3.2節で示したように、低仰角での観測データを用いて融解層の判定を行うためには、融解層ではないパラメータの増減と融解層による増減を区別する必要がある。そこで本研究では、各高度の値が抽出条件範囲に入っているかではなく、その前後の値も連続的にみて最大値( $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ )あるいは最小値( $\rho_{HV}$ )を挟む増減区間を抽出することを検討した。まず、最大値あるいは最小値の前後にある単調減少・単調増加の抽出を行う。このとき、ガストフロントに特徴づけられるドップラー速度が視線方向に単調増加するパターンを抽出する手法を参考とした。まず各偏波パラメータを方位角ごとに平滑化する。平滑化に用いる移動平均の範囲は試行錯誤的に視線方向に $\pm 500\text{m}$ 、方位角方向に $\pm 10^\circ$ とした。次に視線方向に単調増加、あるいは単調減少するパターンを抽出する。このとき、微小な変動を許容するために連続する2点ではなく、ある着目する点の値と、それに続く数点内の最小値(単調増加の場合)または最大値(単調減少の場合)を比較することで、対象とするパラメータが増加または減少しているかを判断する(Fig. 10)。ここでの数点とは高度50mのウィンドウを採用しているため、仰角によって点数は異なる。単調減少、単調増加区間が連続して抽出され、抽出した区間がTable 2の条件を満たすとき、 $\rho_{HV}$ の最小値の点に対し、高度 $\pm 100\text{m}$ 以内に $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ の最大値の点があればこれを融解層と判定する。

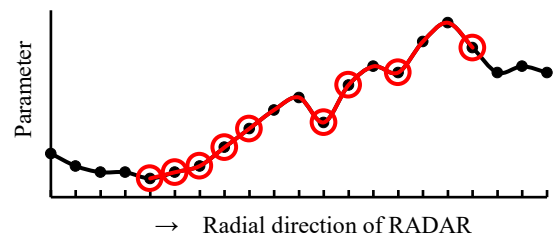


Fig. 10 Image of detection method of monotonically increasing/decreasing sections. Black dots are parameter value, red circles are comparing points, and red line is detected section.

Table 2 Threshold of developing method

$\rho_{HV}$	Minimum value $< 0.97$ and Diff. from terminate of extracted section $> 0.04$
$Z_H$	Maximum value $> 30\text{dBZ}$ or, Maximum value $> 20\text{dBZ}$ and corresponds to maximum value of the azimuth
$Z_{DR}$	Maximum value $> 0.8\text{dB}$ and Diff. from terminate of extracted section $> 0.5\text{dB}$

既往研究の手法では融解層高度の抽出条件として、各パラメータの上限及び下限値を用いていたが、本研究の対象事例では $\rho_{HV}$ の下限値を下回る値、または $Z_{DR}$ 、 $Z_H$ の上限値を超える値が融解層と考えられる高度に現れる事例が多くみられたため、 $\rho_{HV}$ の上限値、および $Z_{DR}$ 、 $Z_H$ の下限値のみを条件として用いた。また、 $Z_H$ については冬期の事例では明瞭なピークが見えない場合があるため、下限値の条件を緩和した。一方で、3.2節で述べた、融解層ではないパラメータの増減との区別を行う条件として、融解層として抽出した区間内の $\rho_{HV}$ 、 $Z_{DR}$ の値の差について経験的に与えた条件を新たに設定している。また、融解層が地上に接している事例を抽出するため、観測下端高度から単調減少( $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ )、あるいは単調増加( $\rho_{HV}$ )している場合も同様に抽出する。抽出例として、Fig. 11にゾンデ観測で観測した $0^\circ\text{C}$ 高度が1236m(黒線)及び405m(青線)の事例について、ある方位角における $\rho_{HV}$ 、 $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ の視線方向の分布を点線で、上記の手法で抽出した融解層区間を実線で示す。 $4^\circ$ 以下の低仰角は高度当たりのレーダーからの距離の増加率が大きく、融解層の途中で降水域の端部に達することで過小評価する可能性がある。よって、 $4^\circ$ より大きい仰角で融解層が見つからなかったときに $4^\circ$ 以下の仰角を使用する。また、抽出した方位角・仰角ごとの融解層区間は、高度が重なっているものでグループ分けを行い、最大数のグループに属さないものは無効値とする。

方位角、仰角ごとに推定された $0^\circ\text{C}$ 高度(融解層上端高度)を事例ごとに平均した値と、ゾンデ観測による $0^\circ\text{C}$ 高度の比較をFig. 12に示す。ゾンデ観測で $0^\circ\text{C}$ 高度が確認された91事例中、既往研究<sup>4)</sup>の手法では45事例で $0^\circ\text{C}$ 高度が推定可能であったのに対し、本研究で検討した手法では82事例で推定が可能となった。またゾンデ観測で $0^\circ\text{C}$ 高度が観測され、レーダーでも $0^\circ\text{C}$ 高度が推定できた事例についてRMSEを求めると、既往研究の手法では321mであったのに対し、本研究で検討した手法では264mであり推定精度が向上していることが確認できた。

Table 3 Comparison of estimation result between previous studies method and developing method

	Previous studies method	Developing method
Estimable number of cases / cases FL exists	45/91	82/91
RMSE between estimated and observed FL	321m	264m

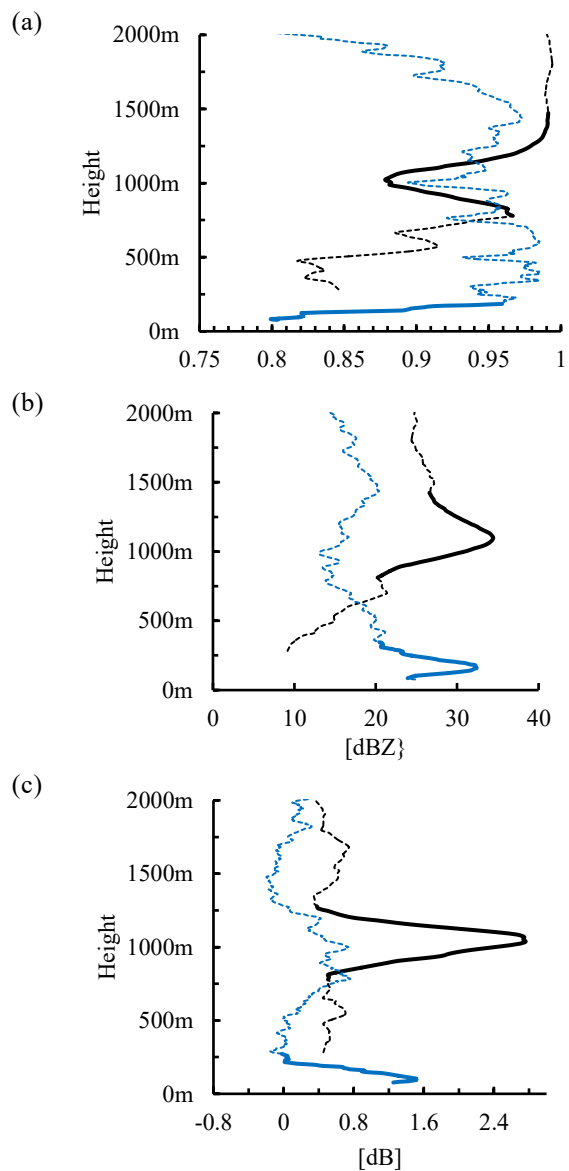


Fig. 11 Dash lines are (a)  $\rho_{HV}$ , (b)  $Z_H$  and (c)  $Z_{DR}$  distribution in the radial direction, and solid lines are detected ML section. Freezing level of black lines case is 1246m, and one of blue lines case is 405m.

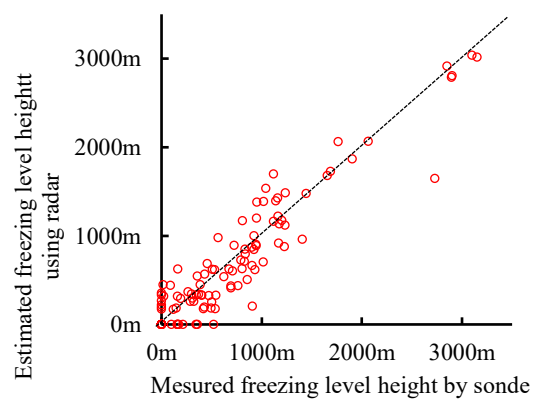


Fig. 12 The result of freezing level estimation using developing method.

#### 4. 新潟での地上観測データとの比較

本章では新潟のXRAIN京ヶ瀬の観測データに開発した手法を適用して推定した0°C高度と、新潟市内（新潟大学農場，37°51'22"N，138°57'37"E）で2018年度冬期に実施した地上降雪観測との比較を行う。地上観測地点には温湿度計，光学式ディストロメータ（OTT社製PARSIVEL），マイクロレインレーダー，地上設置型降水粒子撮像・質量計測システム（G-PIMMS, Suzuki et al., 2016）を設置した。このうち，本研究では光学式ディストロメータの観測データを用いて地上での降水の形態に対応する指標を計算し，推定した0°C高度との比較を行う。XRAINの観測データは3章と同様にTable 4に示す $Z_{DR}$ のバイアスを考慮して解析を行った。推定する0°C高度は，レーダーからみて地上観測地点の方向を中心に $\pm 90^\circ$ を対象として5分ごとに計算し，得られた12個の値を平均した。なお，当該の推定値を除く11個の値の平均値との差が $2\sigma$ 以上のものは外れ値として除外した。

Table 4  $Z_{DR}$  bias of XRAIN KYOUGASE

Date	Time (JST)	Bias [dB]
2018/10/23	21:01 – 22:00	0.157
2019/05/14	19:01 – 20:00	0.207

対象事例は，2018/12/1～2019/2/28の毎正時において，前1時間の平均気温が2°C以下かつ，マイクロレインレーダーで10dBZ以上の降水が30分以上連続して観測された41時刻とした。光学式ディストロメータによる観測では観測時間内における降水粒子の粒径・落下速度の度数分布のデータが得られる。Fig. 13に(a) 雨，(b) 雪，(c) 湿雪／みぞれを観測したときの1時間の度数分布の例を示す。図の曲線は，式(1)の雨滴（Atlas et al., 1977），式(2)の雲粒付雪片（石坂，1997）に関する経験的な粒径・落下速度関係の経験曲線である。なお $D$ ：粒径[mm]， $V$ ：落下速度[m/s]である。

$$V = 3.78D^{0.67} \quad (1)$$

$$V = 0.96D^{0.12} \quad (2)$$

降水が地上で湿雪またはみぞれであるとき，0°C高度上から落下する雪片は粒径の小さいものから融解を完了するため，地上での粒径・落下速度分布はFig. 13(c)に示したように粒径の小さい範囲では雨の経験曲線に近い値をとり，粒径が大きくなるにつれ雪（雲粒付雪片）の経験曲線に近づくような分布となる。

前1時間の降水の粒径・落下速度分布から，2つの近似曲線に近い範囲を除いて（粒径1mm以上または落下速度2m/s以上を対象とする），式(1)，式(2)に対するRMSE[m/s]をそれぞれ計算し，地上での降水の形態（雨，雪，湿雪／みぞれ）を簡易的に判別する指標とした。Table 5に各時刻の温湿度の前1時間平均及び計算したRMSEと推定0°C高度を示す。

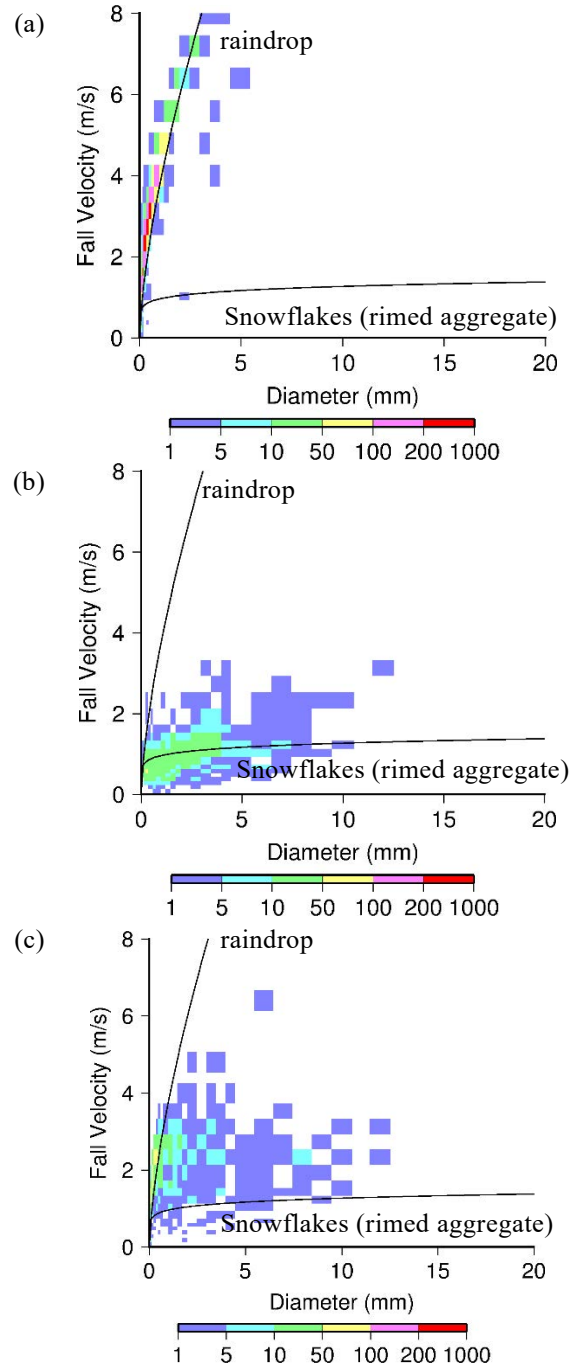


Fig. 13 Example of precipitation particle – fall velocity distribution about (a) rainfall, (b) snowflakes and (c) wet snow. Curves correspond to empirical relationships for raindrop (Atlas et al., 1977) and snowflakes (Ishizaka, 1995).

Table 5 1 hour averaged temperature, relative humidity, RMSE from empirical relationship between raindrop (Atlas et al., 1977) and snowflakes (rimed aggregate, Ishizaka, 1995) and estimated freezing level of target cases.

TIME (JST)	Temperature [°C]	Relative humidity [%]	RMSE from empirical relationship curves [m/s]		Estimated freezing level [m]
			Raindrop	snow	
2018/12/10 15:00	1.86	92.9	0.60	1.21	264
2018/12/10 17:00	1.62	92.8	0.51	1.61	187
2018/12/19 9:00	1.94	93.7	0.52	1.73	411
2019/1/1 9:00	0.45	93.9	1.60	0.63	129
2019/1/1 11:00	0.49	94.3	1.80	0.40	24
2019/1/1 12:00	0.26	95.2	1.76	0.49	0
2019/1/1 13:00	0.95	95.2	0.62	1.14	30
2019/1/1 14:00	1.28	94.8	0.29	1.28	217
2019/1/1 22:00	0.97	95.1	0.38	1.53	285
2019/1/1 23:00	0.64	95.2	0.94	1.10	127
2019/1/2 0:00	0.20	95.4	1.34	0.83	75
2019/1/2 1:00	0.18	95.7	0.97	0.71	123
2019/1/2 2:00	0.11	95.8	1.94	0.56	0
2019/1/8 15:00	0.95	94.3	0.74	0.80	41
2019/1/8 16:00	0.59	95.1	1.20	0.45	75
2019/1/8 17:00	0.56	95.4	1.80	0.36	176
2019/1/8 18:00	0.21	95.4	1.92	0.37	159
2019/1/9 1:00	0.95	86.3	1.57	0.63	0
2019/1/9 3:00	1.06	79.1	1.83	0.48	0
2019/1/17 8:00	1.92	92.4	0.71	1.72	37
2019/1/20 8:00	1.68	92.4	0.46	1.92	797
2019/1/20 9:00	1.84	94.5	0.24	1.23	753
2019/1/23 2:00	0.58	93.3	1.56	0.53	202
2019/1/24 0:00	0.66	90.2	1.87	0.55	0
2019/1/26 0:00	0.70	87.9	2.60	0.66	0
2019/1/26 1:00	0.28	93.4	2.60	0.66	0
2019/1/26 10:00	0.52	93.4	2.03	0.72	0
2019/1/26 21:00	0.83	86.7	1.54	0.67	0
2019/1/26 23:00	0.19	91.7	1.85	0.54	0
2019/1/27 8:00	0.85	84.3	2.39	0.55	0
2019/1/28 20:00	0.38	94.4	1.16	0.96	0
2019/1/28 21:00	0.26	95.3	1.16	1.30	0
2019/1/28 22:00	1.87	92.0	0.49	1.21	139
2019/1/31 15:00	1.79	88.1	0.83	0.57	149
2019/1/31 16:00	1.86	88.2	0.75	0.89	202
2019/1/31 17:00	1.53	85.2	1.01	0.58	155
2019/1/31 20:00	0.05	89.9	2.65	0.68	0
2019/1/31 21:00	-0.21	94.8	2.51	0.71	0
2019/2/9 18:00	-0.30	90.9	2.41	0.47	0
2019/2/12 19:00	-0.83	92.3	2.93	0.74	522
2019/2/12 20:00	-0.97	93.8	2.55	0.33	286



Table 5に示した雨滴の経験曲線から求めたRMSEより、雪片の経験曲線から求めたRMSEを引いた差(以下、 $\Delta$ RMSE)をFig. 14に示す。横軸は各事例の平均気温、各時刻のプロットはXRAINの観測データから0°C高度が判定された事例(赤三角)と判定されなかった事例(0°C高度が無い、または判定に失敗した事例、青丸)を区別して示している。ディストロメータで観測された地上の降水粒子の粒径・落下速度分布は、 $\Delta$ RMSEが正に大きな値をとるものは雪片の、負に大きい値をとるものは雨滴の経験曲線に近い分布となる。Fig. 14の気温0°C~1°Cの範囲では、 $\Delta$ RMSEはおよそ-1~2m/sの範囲で分布しており、同じ地上気温でも地上での降水の形態は混在していることが確認できる。1章で述べたように気温1°C以下のみ条件として降水の雨雪判別を行う場合、これらは全て雪と判別される。一方でFig. 14に示したように気温0°C~1°Cの範囲では、XRAINの観測データから0°C高度を判定できた事例に比べて、0°C高度が判定されなかった事例がおおむね正に大きな値をとっている。よって地上気温に加えてレーダーの観測値から推定する0°C高度の情報を用いることで、地上気温だけでは降水の形態の判別が難しい事例についても判別ができるようになる可能性が示唆された。

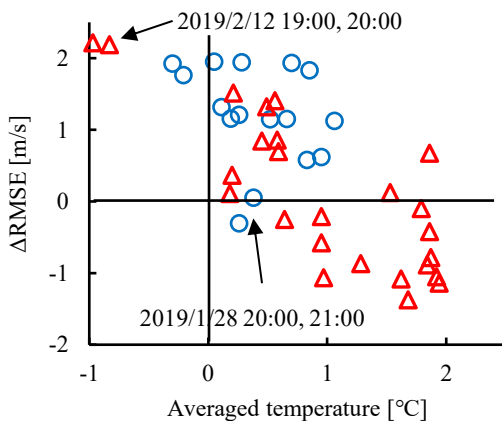


Fig. 14 Averaged temperature and  $\Delta$ RMSE (RMSE from rain curve – RMSE from snow curve) of target cases. Red triangles are cases that can be determined FL using developing method, and blue circles are that cannot be determined FL. The time of cases is annotated which FL estimation is erroneously estimated.

一方で、Fig. 14に注釈を入れた4時刻では誤った0°C高度の推定結果となっていると考えられる。まず、2019/1/28 20:00、21:00では、Table 5より0°C高度が推定できていないが、Fig. 14では気温0°C以上かつ $\Delta$ RMSEが0に近く、融解度合いの異なる粒子が混ざった湿雪/みぞれであったと考えられる。また、Fig.

15に示すマイクロレインレーダーで観測した(a)レーダー反射因子(Z)及び(b)落下速度の時間・鉛直断面では、19:00-19:30及び20:25-21:00において高度250m以下で、Zがピーク値をとり、落下速度が増加する融解層の特徴が見られ、この時刻での0°C高度は250m付近であったことが分かる。よってこの時刻については判定されるべき0°C高度を見逃している。

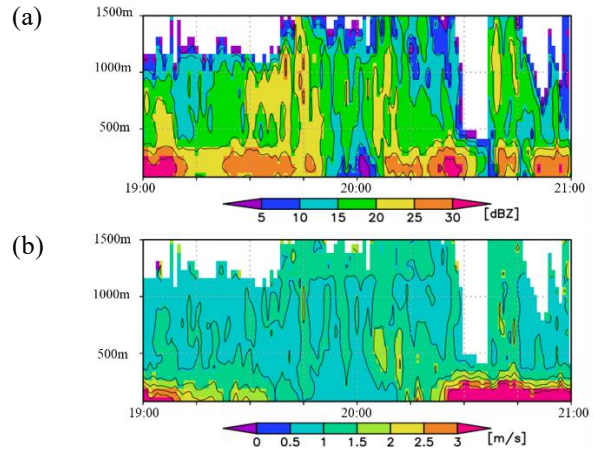


Fig. 15 2019/1/28 19:00-21:00. Vertical profile of (a) Z and (b) Fall velocity observed by micro rain radar installed ground observation point.

次に2019/2/12 19:00、20:00では、Table 5より0°C高度を468m、274mと推定しているが、Fig. 14に示したように地上気温は0°C未満でRMSEの差についても大きく正の値をとっているため地上では雪であったと考えられる。よってこの事例では、0°C高度は無いにも関わらず誤って推定を行っている。Fig. 16に示したマイクロレインレーダーによる時間・鉛直断面をみると、19:00頃に高度500m~1kmでZと落下速度が大きな値を取っており、対流性の降水であったことが推定結果に影響している可能性がある。

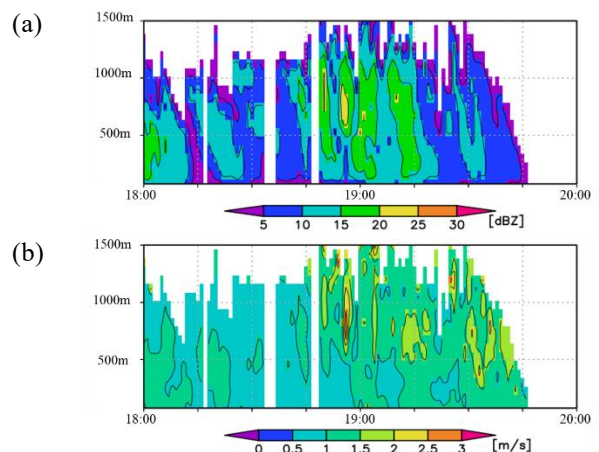


Fig. 16 2019/2/22 18:00-20:00. Vertical profile of (a) Z and (b) Fall velocity observed by micro rain radar installed ground observation point.

本研究では降水の形態が雨、雪または湿雪／みぞれのいずれかであると仮定しているが、降水が霰の時も粒径・落下速度の分布は雨と雪の間の値を取るため、ディストロメータの観測データだけでは、霰と湿雪／みぞれを明確に判別できない。よって対流性の降水に関して霰などの寄与を確認するためには降水粒子の撮像データなども解析を行う必要がある。上述した推定が誤っている事例について、今後地上での降水粒子の撮像データなども加えて解析を進め、推定手法の閾値などの再検討を行う予定である。

## 5. まとめと今後の課題

本研究では地上での降水形態の判別精度の向上を目的として、現状の地上気温のみを用いた判別に加え上空の0°C高度の情報を加えることを考え、0°C高度をXRAINの観測データから推定する手法について検討を行った。開発した手法はXRAIN水橋の観測データから推定する0°C高度と、輪島での気象庁の高層観測データから内挿した0°C高度の比較において、既往研究の手法に比べ、誤差を増やすことなく0°C高度が地上付近にある場合も判定可能な事例が増えることを確認した。

また、開発した手法を新潟のXRAIN京ヶ瀬の観測データに適用し、2018年度冬期に新潟市内で実施した降雪観測のデータとの比較を行った。光学式ディストロメータで観測した粒径・落下速度分布について雨滴および雪片の経験曲線からのRMSEを計算したところ、気温0°C~1°Cではそれぞれの近似曲線に対するRMSEの値にばらつきが大きく、地上気温だけでの判別が難しいことが確認された。これらの事例について開発した手法で0°C高度の推定を行ったところ、0°C高度無しと判定された事例では、おおむね0°C高度有りと判定された事例より、地上での降水が雪片の経験曲線に近い粒径・落下速度分布となっていることが分かった。よってXRAINの観測データを用いて推定する0°C高度の情報を用いることで、地上気温だけでの判別に比べより精度よく降水の形態を判別できる可能性が示唆された。一方で誤った0°C高度の推定を行っている事例が数事例確認されたため、今後の課題としてそれらの事例につ

いて解析を進め、手法の改良を行う予定である。

## 謝 辞

本研究で利用した観測データの一部は山口大学・日本気象協会・鉄道総研の共同研究にて収集したものである。また、利用したXMPレーダーデータは、国土交通省より提供されたものである。この利用したデータセットは、国家基幹技術「海洋地球観測探査システム」：データ統合・解析システム(DIAS)の枠組みの下で収集・提供されたものである。

## 参考文献

- 石坂雅昭 (1995): 雲粒付雪片の落下速度について, 雪氷, 57, pp-229-238.
- 近藤純正 (1994): 水環境の気象学, 朝倉書店, 348pp.
- Atlas, D., and C. W. Ulbrich (1997): Path-and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3cm band. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1322-1331.
- S. Giangrand, J. M. Krause, and A. V. R. Ryzhkov (2006): Automatic Designation of the Melting Layer with a Polarimetric Prototype of the WSR-99D RADAR, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 1354-136.
- Hermes, L. G., A. Witt, S. D. Smith, D. Klinge-Wilson, D. Morris, G. J. Stumpf, and M. D. Eilts (1993): The Gust-Front Detection and Wind-Shift Algorithms for the Terminal Doppler Weather Radar System, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, pp.693-709.
- Suzuki, K., K. Nakagawa, R. Oki, and K. Nakamura (2016): Micropysical features of solid/melting particles by ground-based direct observations for the GPM/DPR algorithm development, 2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), pp.3941-3944.

(論文受理日：2020年8月28日)