

## 夏季積乱雲発達初期の雲レーダー観測

### Cloud Radar Observation for Initial Development Stage of Summer Cumulonimbus Clouds

大東忠保<sup>(1)</sup>・中北英一・山口弘誠・坪木和久<sup>(2)</sup>

Tadayasu OHIGASHI<sup>(1)</sup>, Eiichi NAKAKITA, Kosei YAMAGUCHI and Kazuhisa TSUBOKI<sup>(2)</sup>

(1) 防災科学技術研究所

(2) 名古屋大学宇宙地球環境研究所

(1) National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, Japan

(2) Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University, Japan

#### Synopsis

In summer season in Japan, cumulonimbus clouds frequently develop when solar insolation heats land surface. Some of cumulonimbus clouds are considerably intensified and short-term intense rainfalls occur. This short-term intense rainfalls cause abrupt rise of rivers and inflow of large amount of water into underground, which occasionally result in disasters. To detect clouds largely developing from the present time as much as earlier, we conducted an observation for initial development stage of summer cumulonimbus clouds using a cloud radar in the 2017 summer season in Kobe. The cloud radar is sensitive smaller particles than precipitation particles. Fine structures of the cumulonimbus clouds were shown using high-resolution cloud radar data. It was pointed out that horizontal scales of cumulonimbus clouds at initial development stage are important for development of convection with less entrainment and less buoyancy loss.

**キーワード:** 積乱雲, 短時間強雨, 雲レーダー

**Keywords:** cumulonimbus clouds, short-time intense rainfall, cloud radar

#### 1. はじめに

日本の夏季においては、強い日射によって地面が温められて大気不安定が増し、このことに起因してしばしば積乱雲が発生する。夏季積乱雲は、これまでの観測網や予報システムにおいて、発生する位置や時間の詳細を特定することが難しく、予期せずに発生して強雨をもたらすことが多い。また、初期に雲を発見したとしても、その雲がその後発達するのははよくわかっていない。同じような環境場の中で発達する雲とそうでない雲の違いがどのように生じるのかは興味深い問題である。さらに、強雨によ

って急激な川の増水や地下への水の流入が起こり、しばしば人命が失われる(例えば、Kawabata et al., 2007; Seko et al., 2007; 石原, 2012a; Nakakita et al., 2017)。雹や(例えば、菊池ら, 1989; 渡辺, 1995; 佐藤, 1998; 森・高谷, 2004; 出世・坪木, 2006; 山下, 2007; Shimizu et al., 2008)ダウンバースト(例えば、中山・青山, 1990; 岩下, 1992; Ohno et al., 1994; 岩下, 1995; 渡辺, 1995; 大野ら, 1996a, 1996b; 石原・田畑, 1996; Takayama et al., 1997; 花宮ら, 1998; 佐野・大野, 2001; 大久保ら, 2004; 森・高谷, 2004; 石原ら, 2009; 村松・川村, 2012)が生じ、住宅や農作物に被害をもたらしたり、航空機の運航に支障を与

えたりすることもある。これらのことから、夏季に発生する雲の早期探知と、早期探知した雲がその後発達するかどうかをできる限り早く見極めることは理学的にも、防災的にも重要な課題である。

積乱雲は雷を伴うことも多いことから、雷雨や雷雲、英語では *thunderstorm* などとよばれるが、その中で強い日射に起因し同一気団内で発生する積乱雲は熱雷とよばれる。一方で、寒冷前線など異なった気団の境界で発生するものは界雷、発達した低気圧や台風のまわりの強い上昇流で発生するものは渦雷とよばれる (吉崎, 1996)。熱雷においても、夏季の強い日射のある状況で、ローカルな場において海陸風や積乱雲からの冷氣外流などの力学的、熱力学的境界に生じることも多く、それらと区別することは難しいことから、明確に成因を特定して使用されているというわけではなくおおまかな分類である。

Sakurai et al. (2015) は、孤立積乱雲を含む雷雲内の上昇流と対地雷の関係を調べ、上昇流の強さに起因して作成されたパラメータが雷発生の指標として有効であることを示している。

アメリカ合衆国においては既に1940年代に *Thunderstorm Project* が実施され、孤立した積乱雲について航空機やレーダーを用いた総合的な観測が実施されていた (Braham, 1996)。このプロジェクトによって、孤立積乱雲は複数の対流セルとよばれる孤立した対流構造によって構成されていることが明らかにされた (Byers and Braham, 1948)。また、対流セルは、上昇流のみによって占められる発達期、上昇流と下降流が共存する成熟期、そして下降流のみによって占められる衰退期を経て消滅することがわかった。すなわち一つの積乱雲の中には様々なステージの対流セルが複数存在し、それぞれの対流セルは入れ替わることによって一定時間積乱雲が維持される。対流セルは必ず衰退するいわば自己破滅型であるが、雨粒に落下速度がなく、大気に与える荷重も無いような場合は雨が地上に落下することは無く、下降流が生じ対流セルが消滅することも無い (Ogura and Takahashi, 1971)。すなわち、雨などの大気中の水の凝結物が対流セルのステージ形成に重要な役割を果たしている。最近では、アメリカ合衆国のグレートプレーンズで実施された IHOP\_2002 (Weckwerth et al., 2004)、イギリス南部の海洋性環境で実施された CSIP (Browning et al., 2007)、ドイツ南西部とフランス東部の山岳域で実施された COPS (Wulfmeyer et al., 2008, 2011) などの大規模な国際プロジェクトが対流雲の発生と発達を調べるために実施されている。また、これらのプロジェクトと比較して対流雲の全ライフサイクルに主眼をおいた

COPE (Leon et al., 2016) がイギリス南部で実施されている。

同じ積乱雲でも、対流セルが準定常に維持されるスーパーセルとよばれる積乱雲が存在する。スーパーセルは竜巻を引き起こすことで知られ、日本でも同様の構造をもつスーパーセルが発生し竜巻をもたらすことがある (Suzuki et al., 2018)。対流セルが入れ替わるものの非常に近接して新しい対流セルが発達しスーパーセルに似た構造をもつものも報告されている (Shimizu et al., 2008)。ただし、スーパーセルについては竜巻被害の多いアメリカ合衆国で多くの研究があり、特別な特徴をもつためここではこれ以上は述べない。小規模なシングルセルや (例えば、田畑ら, 1989)、スーパーセルのような準定常な構造ではなくセルが入れ替わるマルチセル型積乱雲も長時間維持されることがある (例えば、Shusse et al., 2005)。

日本では、1980年代に気象研究所によって2台のドップラーレーダーによる気流場の解析が既になされている (石原ら, 1987; 田畑ら, 1989)。関東域の研究機関が主に既存の測器で観測をし、相互にデータを交換するなど協力して実施された「つくば域降雨観測実験」にて、ガストフロント、ダウンバースト、竜巻、降雹などの現象を伴った積乱雲の解析がなされている (Tsukuba Area Precipitation Studies : TAPS ; 吉崎ら, 1999)。その後、偏波レーダーが日本でも研究用に広く使用されるようになり、また国交省によるXバンド偏波レーダー網「X-RAIN」が整備され、これに独自の測器を展開することにより関東圏都市部では「気候変動に伴う極端気象に強い都市創り」(Tokyo Metropolitan Area Convection Study for Extreme Weather Resilient Cities : TOMACS ; Nakatani et al., 2015; 三隅ら, 2015) が、関西圏都市部では「COBRAプロジェクト」(中北ら, 2009) が実施されてきた。TOMACSについては日本気象学会発行の気象集誌 (Journal of the Meteorological Society of Japan) 特集号や (Misumi, 2018)、気象研究ノートにその成果がまとめられている (小司ら, 2018)。さらに、日本でも降水観測用のフェーズドアレーレーダーが開発され研究用に使用されるようになり時間的・空間的に密な積乱雲の構造を明らかにすることが可能になってきた (例えば、Adachi et al., 2016)。また、降水粒子ができるよりも前の雲の構造を観測するために新しい水蒸気観測機器が開発され (Kawamura et al., 2017)、ライダー (Iwai et al., 2018)、雲レーダー (Kobayashi et al., 2011 ; Kobayashi et al., 2012 ; Sakurai et al., 2012 ; Nishiwaki et al., 2013 ; Misumi et al., 2018a ; 中北ら, 2018) などの測器も充実し、積乱雲に付随して生じる雷放電の観測装置も展開されつつ



Photo 1 Nagoya University Ka-band polarimetric radar installed at Kobe International University in Rokko Island, Kobe.

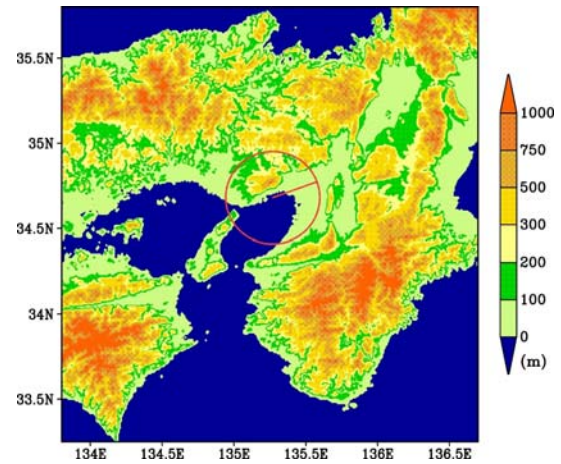


Fig. 1 Location and observation (red circle) range of the Nagoya University Ka-band polarimetric radar and topography (shadings).

ある。

一方、数値モデルでは、一つ一つの積乱雲を現実と対応づけて再現することは難しいが、環境場による構造の違いについては議論されている。例えば、三隅・圓山 (2008)は梅雨期など下層が湿った時と夏季の積乱雲など下層が比較的乾いている時の積乱雲を比較し、梅雨期の積乱雲は下層雲が作られ降水が強化されるのに対して、夏季積乱雲では流入した水蒸気の多くが大気に加湿に使われると結論している。

夏季積乱雲の発生に関する研究では、山谷風循環に起因した水蒸気収束や (Kimura and Kuwagata, 1995 ; Iwasaki and Miki, 2001 ; Iwasaki, 2004) 海風前線 (Sano and Tsuboki, 2006 ; Iwai et al., 2018), 先行する積乱雲からの冷氣外出流などが積乱雲を発生させる下層収束を作り出していることが地上気象観測やレーダーによって確認されている。また、地上強雨に先立つ積乱雲の特徴についてもいくつかの研究で調べられている。石原 (2012b) は①上空における降水のコア, ②鉛直積算雨量, ③エコー頂高度, ④雷放電, ⑤降水セル強度と鉛直積算雨量の変化の5つの指標を用いた地上強雨の直前予測について検討し、いずれかの手法が有効にはたらくことを示した。Shusse et al. (2015) では、地上の強雨に先立って上空の降水コアが見られることを示している。一方で、Nakakita et al. (2017) は、レーダーのドップラー速度データを用い、地上の強雨に先行して一定程度大きな下層の渦度が観測されることを示している。下層渦度は、正・負両方の渦度が対となって観測されることから、鉛直シア流中に上昇流が生じ、渦度方程式の立ち上げ項 (tilting term) によって鉛直渦が生成されるためであると説明している。X帯レーダーで得られたこれらの結果を、中北ら (2018) ではKa帯レ

ーダーに拡張しその有効性を明らかにしている。近年ラピッドスキャンが可能になった静止気象衛星を利用した研究も進められている。齊藤ら (2013) は、一事例ではあるが孤立積乱雲を静止気象衛星 MTSATのラピッドスキャンデータを用いて調べ、積乱雲の発達と可視反射率が対応することを示した。Okabe et al. (2011) や Sumida et al. (2017) らは一時以内発雷を伴う積乱雲域を特定するために、衛星ラピッドスキャンを用いて積雲急発達域 (Rapidly Developing Cumulus Area: RDCA) を定義したが、Wendi et al. (2018) では、RDCAを降水レーダーと組み合わせ、発達する積乱雲の指標として使う試みを行っている。

降水レーダーや衛星ラピッドスキャンを用いた積乱雲の早期探知の試みも一定の成果を得ているが、指標は完全ではなく、同じような環境場において発達し積乱雲となる雲と発達しない雲が、どの時点で区別がつかかについてはまだよくわかっていない。また、現在より数分でも早く積乱雲の早期探知ができれば防災上も有用である。本研究では、従来用いられてきた降水レーダーよりも小さな粒の状態から観測可能な雲レーダーを用い、夏季積乱雲の観測を行った。積乱雲の早期探知に寄与することを目的として、積乱雲発達初期の特徴を調べた。

## 2. 雲レーダー観測

本研究では名古屋大学宇宙地球環境研究所のKa帯 (35GHz帯) の雲レーダー (以下、名古屋大雲レーダー) を用いて観測を行った。雲レーダーに関する説明を付録1に、名古屋大雲レーダーの詳細を付録2に、

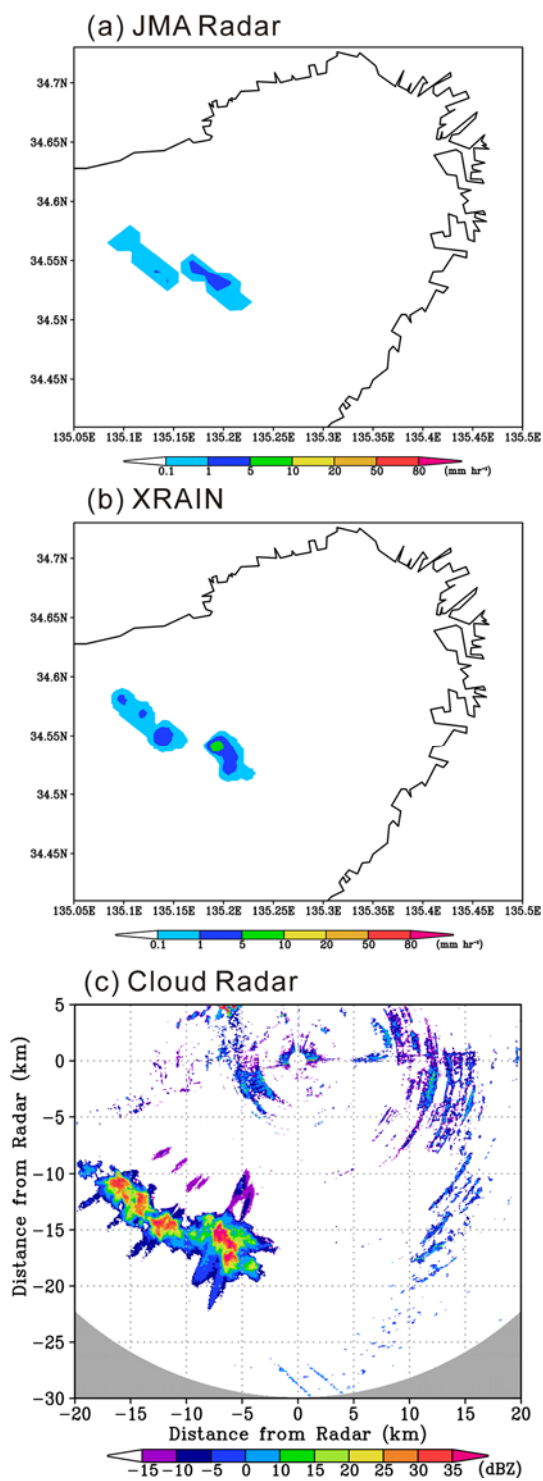


Fig. 2 Comparison of radar products at 2310 JST, 10 August 2017. (a) Precipitation intensity ( $\text{mm h}^{-1}$ ) of Japan Meteorological Agency radar products, (b) precipitation intensity ( $\text{mm h}^{-1}$ ) of XRAIN, and (c) radar reflectivity (dBZ) of the Nagoya University cloud radar.

諸元をTable 1に記述したので、ここでは必要最低限の説明を行う。名古屋大雲レーダーは、通常の降水

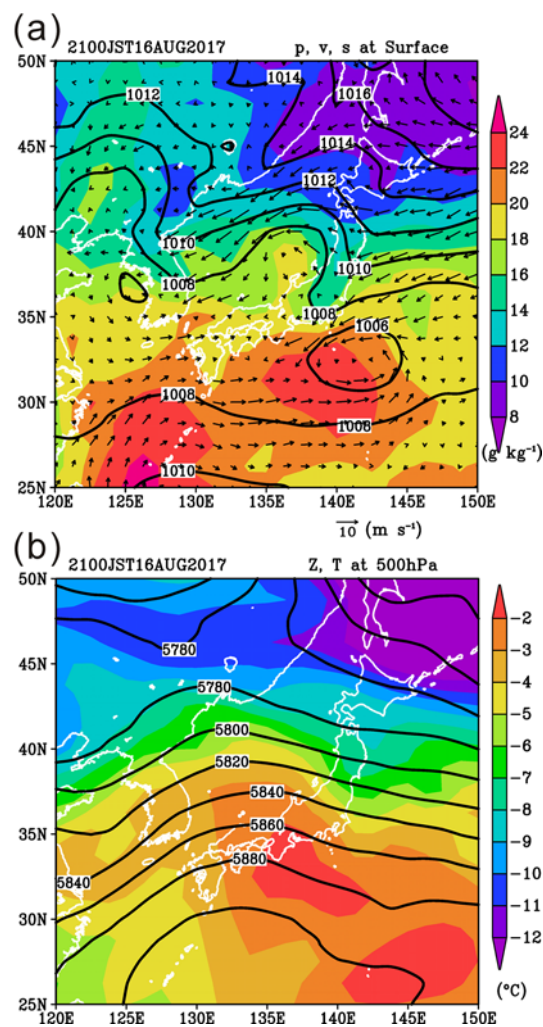


Fig. 3 Environmental field at 21 JST, 16 August 2017 obtained by JRA-55. (a) Pressure (hPa, contours), horizontal wind ( $\text{m s}^{-1}$ , vectors), and specific humidity ( $\text{g kg}^{-1}$ , shadings) at surface. (b) Height (m, contours) and temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , shadings) at 500 hPa.

観測に用いられる波長よりも短い8.6mmの波長を用いることで雲粒子の一部にも感度がある。ビーム幅 $0.31^{\circ}$ で動径方向の分解能も75mとすることができ、高い分解能でデータを得ることができる。水平 (Plan Position Indicator : PPI) 走査, 鉛直 (Range Height Indicator : RHI) 走査することが可能で, ドップラー機能はもちろんのこと世界でも数少ない偏波機能を有している。

名古屋大雲レーダーは2017年7月はじめに神戸市の六甲アイランド南端に位置する神戸国際大学 (北緯34度40分49秒, 東経135度16分12秒) の建物の屋上に設置した (Photo 1). 半径30kmの観測範囲においては大阪湾や大阪平野, 六甲山付近で発生, 発達する

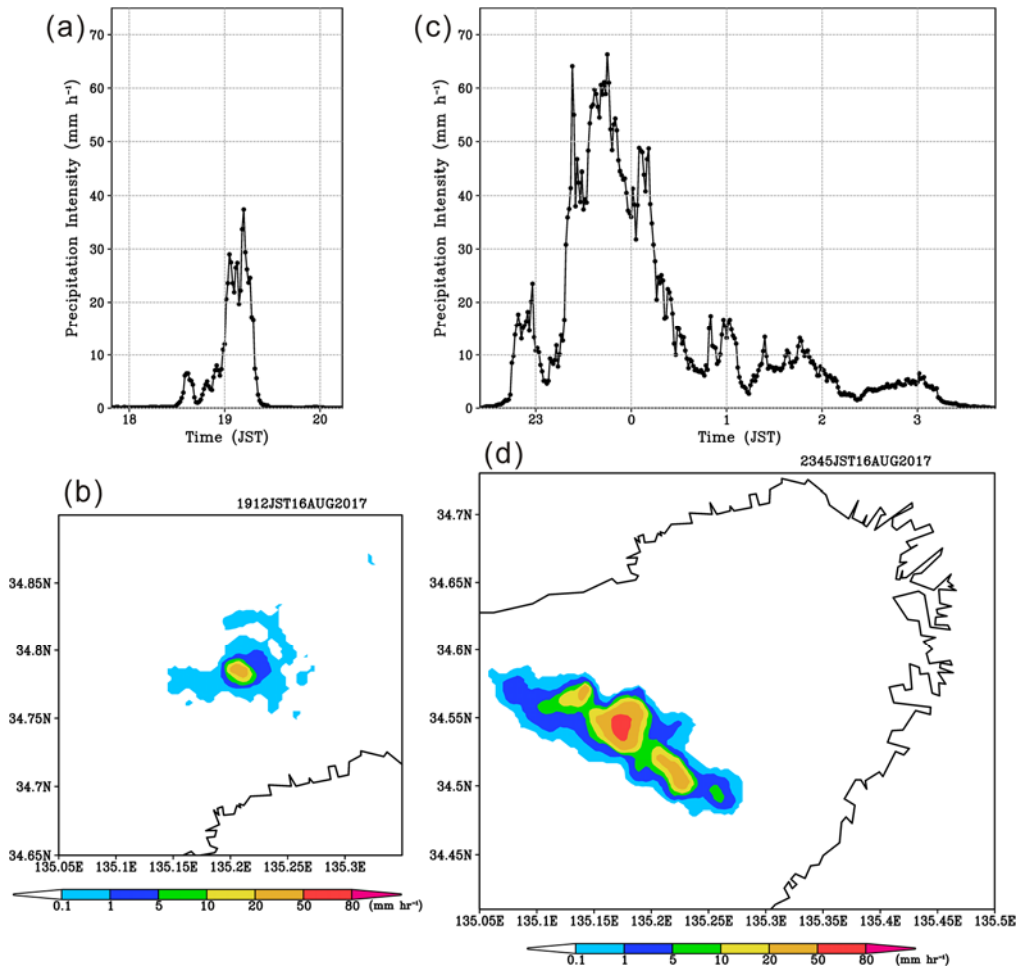


Fig. 4 Time series of maximum precipitation intensity ( $\text{mm h}^{-1}$ ) in (a) undeveloped and (c) developed clouds derived from XRAIN data. (b), (d) Horizontal patterns of precipitation intensity ( $\text{mm h}^{-1}$ ) at the time at which each cloud had maximum precipitation intensity in their lifetime. (b) 1912 JST, 16 August 2017. (d) 2345 JST, 16 August 2017.

積乱雲を観測することができる (Fig. 1). また, 本研究では用いないが, 神戸市長田区の阪神高速道路蓮宮換気所には京都大の境界層レーダーが設置され, 今後, 観測範囲が重複するような位置にライダーも設置される計画もあり, 降水を形成する以前の気流や雲を連続的に捉える観測網を構築しつつある.

2017年7月はじめの設置以降は, 11仰角のPPI走査, 偏波パラメータの一つであるレーダー反射因子差 ( $Z_{DR}$ ) のバイアス補正值の測定のため仰角 $90^\circ$ のPPI観測を1回, 境界層レーダー方向のRHI観測1回を10分間で実施する観測を実施していた. この時は, パルス繰り返し周波数 (PRF) の比は2:3でナイキスト速度は $2.4 \text{ m s}^{-1}$ と $3.6 \text{ m s}^{-1}$ , 自動折り返しを実施した場合でも $7.2 \text{ m s}^{-1}$ 以上の速度では折り返しが発生していた.

しかしながら, 積乱雲の初期の特徴をなるべく早くとらえる目的のためには時間間隔が粗いため, 8

月はじめよりPPI走査のアンテナ回転数を増加させ, それまでの半分の5分間で観測する観測モードに変更した. 付録3とTable 2にその詳細を記述した. この際に, ナイキスト速度も増加させるよう設定の変更を行い, PRFの比が3:4, ナイキスト速度 $2.9 \text{ m s}^{-1}$ と $3.9 \text{ m s}^{-1}$ とし, 自動折り返しを使用すれば $11.6 \text{ m s}^{-1}$ までのドップラー速度を測定できるように変更した. この変更を実施するためにパルスのヒット数が約半分となっている. 本論文ではこの観測モードで取得したデータを使用した.

本論文では使用しないが, さらに高頻度の観測を実現させるために, 方位角 $90^\circ$ のみを観測するセクターPPIを用い2分間で立体的データを取得する観測も実施した.

主に格子解像度に伴う違いを示すために, 気象庁レーダー降水強度 (Fig. 2a, 格子間隔1km), XRAIN降水強度 (Fig. 2b, 格子間隔250m), 名古屋大雲レー

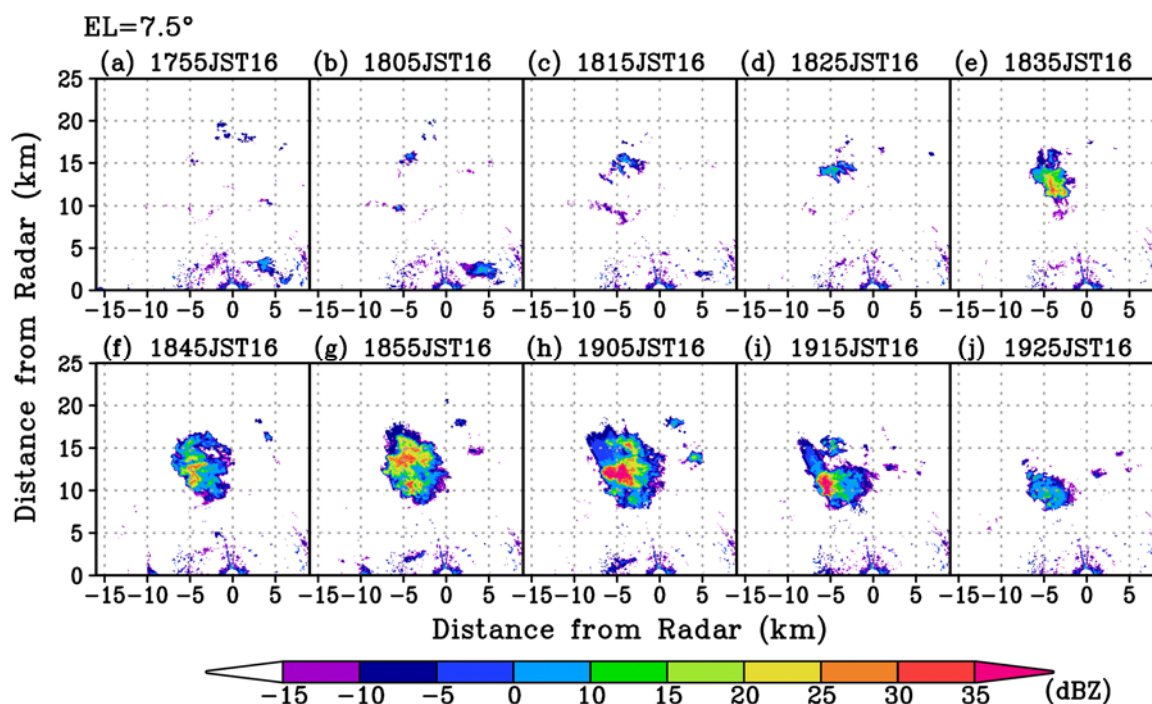


Fig. 5 PPI images of radar reflectivity (dBZ) at an elevation angle of 7.5° obtained by the Nagoya University cloud radar every 10 minutes from 1755 JST to 1925 JST on 16 August 2017.

ダーのレーダー反射強度 (Fig. 2c) を示す. 名古屋大雲レーダーについては, 本来の極座標データの解像度になるべく損なわれないように格子間隔50mに内挿したものを示している. また, 仰角3.0°のPPI画像であり, レーダー反射強度と他のプロダクトで完全に同じ量をみているわけではないことには注意が必要である. 気象庁レーダーでは0.1 mm h<sup>-1</sup>の降水域は2つ確認できる程度だが, XRAINでは西側の降水域中に1mm h<sup>-1</sup>のピークが3つ確認できる. 名古屋大雲レーダーでは, さらに細かな分布が確認でき, 気象庁レーダー, XRAINで見られる東側のエコーの中には, XRAINでも確認できない小さなピーク値が見られる. これらのことから, 名古屋大雲レーダーでは空間解像度が高いことについても特長がある.

### 3. 結果

本論文では2017年8月16日から17日にかけて名古屋大雲レーダーで観測された2つの積乱雲を対象とした. 発生した環境場を示すために, Fig. 3に8月16日21時 (日本時間) のJRA-55 (原田ら, 2014; Kobayashi et al., 2015) から得られた地上と500hPa面の場を示す. 地上 (Fig. 3a) では, 大阪湾付近の比湿は18~19g kg<sup>-1</sup>であり, 925hPa面で見ても16g kg<sup>-1</sup>程度存在した. これは, 線状降水帯が大雨をもたらすような事例と比較するとほぼ同じであった (例えば,

Ishihara et al., 1995; 吉崎・加藤, 2007; Morotomi et al., 2012). 関係するような地上の擾乱は無く, 風も弱かった. 夏季に広範囲で雷雨が観測される時には上空に寒冷渦が存在することが報告されているが (坪木・浅井, 1999), 本事例における500hPa面の高度場では, 大阪湾上空はリッジにあたり気温も周囲より大きかった (Fig. 3b). 同じ8月16日21時の潮岬のゾンデ観測における自由対流高度は926hPaと低かったが, 有効対流位置エネルギーCAPEは695m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>であり特別大きな値では無かった.

本論文では, あまり環境場の変動が無いと考えられる8月16日18時30分頃と22時30分頃から発生, 発達した2つの積乱雲を対象にした. XRAINの1分ごとの降水強度データを使用し, Fig. 4aとFig. 4cに対象とする積乱雲内の最も強い降水強度の時系列を示す. 比較的発達しなかった雲 (以降, 「発達しなかった雲」とよぶ) は, 最も強い降水強度37.4mm h<sup>-1</sup>で, 積乱雲内最大降水強度が20mm h<sup>-1</sup>を越えている時間が15分程度継続したのみであった (Fig. 4a). 最も強い降水強度を示した時間の水平分布を見ると, 降水強度の極大域は1つで, 1mm h<sup>-1</sup>を基準にすると5kmほどの水平の広がりを示した (Fig. 4b).

一方, 比較的発達した雲 (以降, 「発達した雲」とよぶ) は最も発達した時で66.3mm h<sup>-1</sup>の降水強度を示し, 積乱雲内のどこかで少なくとも30mm h<sup>-1</sup>の降水強度を示す状態が50分以上は継続した (Fig. 4c).

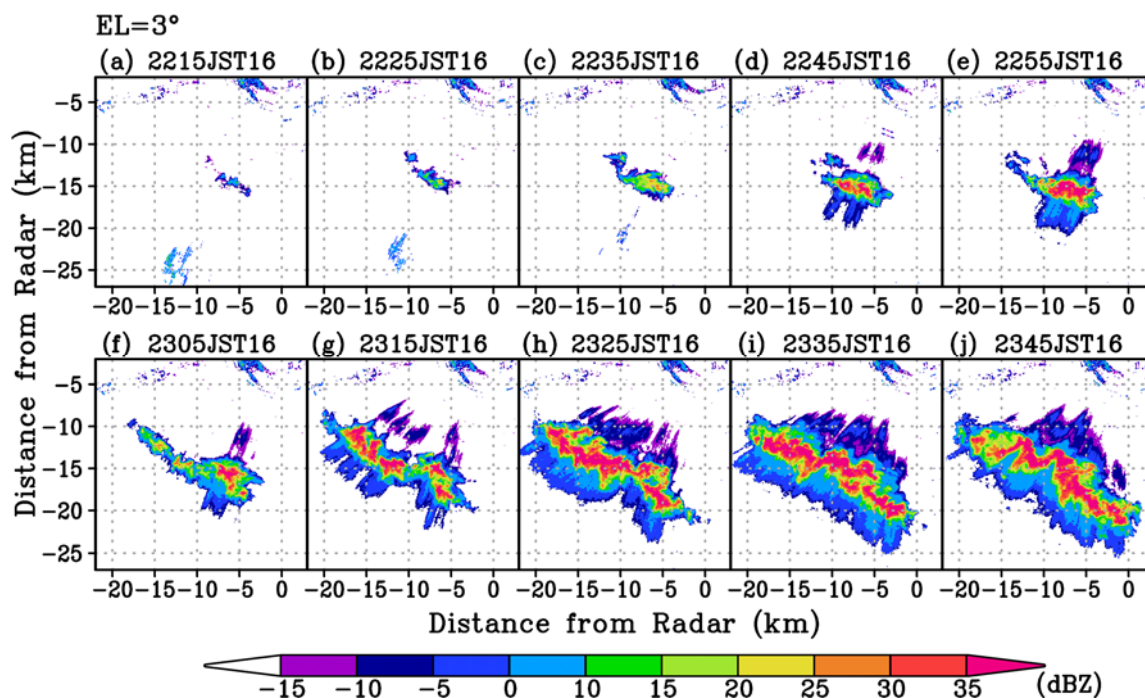


Fig. 6 Same as Fig. 5, except for at an elevation angle of 3.0° from 2215 JST to 2345 JST on 16 August 2017.

最も発達した8月16日23時45分の水平分布を見ると、数個程度の降水強度の極大域が存在し、発達しなかった雲と比較して水平スケールも大きく $1\text{mm h}^{-1}$ を基準にすると長軸が20kmの長さを有していた (Fig. 4d). 発達しなかった雲と比較すると、雲内の最大の降水強度が継続して強く、降水域の広がり、継続時間が長かった。

発達しなかった雲は名古屋大雲レーダーの仰角7.5°のPPI画像で17時55分までエコーを追跡してさかのぼることができる (Fig. 5). これはXRAINで確認された18時26分より30分程度早い、エコーをさかのぼってたどることができるだけで、その時点で将来発達するかどうかは判断できない。発達の最初の頃は雲内のレーダー反射強度のピークは1つのみであるが、18時55分頃には複数のピークが確認でき、19時05分頃にはエコーの広がりも最大となった。このときのエコーの最大長は10km程度であった。

一方、発達した雲は先に存在した雲が存在し、その雲と完全に区別をつけることができないが、仰角3.0°の22時10分のボリュームスキャンでエコー域は最小となり、レーダー反射強度も最も弱くなったことから22時15分頃より、対象とする雲が発達したと判断した (Fig. 6). XRAINの地上降水強度データでは22時27分にエコーが確認されたので、こちらの方は雲レーダーで10分程度早くエコーを発見できている。なお、Fig. 5 と Fig. 6 は同じ縮尺で描かれている。Fig. 4c では、23時より少し前にいったんピークを示したあと弱まっている。水平の広がりを見るとこの

時間を境に西側にエコー域が延びていくとともに、それまでのエコーはやや弱くなった (Fig. 6f). エコーの伸張の結果、西北西-東南東の走行をもつやや細長いエコー域となった。Ka帯レーダーではかなりの減衰を受けていると考えられるため、レーダーから見たエコーの後面には注意が必要であるが、XRAINでも細長い形状は確認できている。最大でエコーの長さは25km、幅10km程度にまで発達した。16日23時15分頃には複数のエコーのピークが明瞭であり、図には示されないが17日01時頃からは、エコーの南側で発達するエコーピークが見られた。発達しない雲と比較すると、レーダー反射強度が強くなる際に雲の水平スケールが大きく増加している特徴があった。

#### 4. 考察とまとめ

夏季には積乱雲が突然に発生、発達し強い降水をもたらす。何らかの観測手法によって早期に観測される雲が、この先強い降水をもたらすかどうかの特徴は十分にはわかっていない。そこで、本研究では従来の降水レーダーよりも早期に雲を検出可能な名古屋大のKa帯雲レーダーを用いて観測を行った。そして、発達度合いの異なる2つの雲を解析し、その発達初期における特徴を調べた。

名古屋大雲レーダーは、神戸市六甲アイランドの南端に位置する神戸国際大学屋上に設置され、2017年の夏期に観測が実施された。本論文では、2017年8

月16日から17日にかけて観測された2つの雲を解析した。16日21時の環境場は下層の風が弱くて水蒸気量は大きく、潮岬における自由対流高度は926hPaと低かった。一方で、上層に寒冷渦は存在せず、CAPEも700 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>に満たなかった。

17時頃から六甲山上で発達した雲は、最大降水強度37.4mm h<sup>-1</sup>でエコーの大きさは10km程度までしか成長せず積乱雲内最大降水強度が20mm h<sup>-1</sup>を越えている時間が15分程度継続したのみであった。一方、16日22時頃から大阪湾上で発達した雲は最大で66.3mm h<sup>-1</sup>の降水強度をもたらし30mm h<sup>-1</sup>の降水強度を示す状態が50分以上は継続した。最大径は25km程度と大きく、発達しない雲と比較して強い降水強度を長時間もたらしめていた。

大きな違いは水平スケールが異なることである。発達した雲の中で最も発達したエコーの周辺には、一定程度強い降水のピークが存在し、積乱雲全体が発達を開始する段階においても水平スケールが大きかった。Shusse and Tsuboki (2006) は中国大陸上で発達した積乱雲の中のセルの特徴を詳細に調べている。レーダー最下層で得られる10dBZ以上のエコーの面積の積乱雲の一生における最大値と、最大の降水強度には前者の面積が100km<sup>2</sup>以下の時には線形の関係があることを示している。一方で、100km<sup>2</sup>以上となると最大の降水強度は頭打ちとなっていた。エコー面積100km<sup>2</sup>以上となる積乱雲は、一生において降水セルが5~10個程度以上存在していた。また、100km<sup>2</sup>以下では降水効率も面積とともに大きくなっていった。2個以上の降水セルがほぼ同じ場所で発達する場合、あとから発達する降水セルは前に発達する降水セルの大気に加湿によって周囲の乾いた空気を取り込む割合が減少する。また、ある瞬間に2個以上の降水セルが近接して存在する場合も、降水セルが接している箇所は湿った空気となるため、乾いた空気を取り込む量が近接するセルが存在しない場合と比べて多くなると予想される。1個の降水セルの周囲が、多数のセルで囲まれていればさらに効率よく発達できると考えられる。これらのことから、積乱雲内に存在する降水セルが時間的・空間的に近接していることで、本来得ることができる浮力を失わずに発達することが可能になる。これらのことから、同じ環境場で発達するならば、一定程度の水平スケールをもつことが強い降水強度をもたらされるために必要であると考えられる。

一方で、メソスケール程度の水平スケールを考えた場合、雲の発達する環境場、特に水蒸気の分布にどの程度の違いがあるかについてはよくわかっていない。この詳細な大気の構造を明らかにするために

は、ゾンデやリモートセンシング機器を集中させた観測で、まずは実態を明らかにする必要があるだろう。高解像度の数値シミュレーションによって、発達する雲としない雲の詳細な環境場を調べることも有効と思われる。メソスケールの環境場が積乱雲の発達に有意に異なっているというのであれば、連続的に狭領域を観測し続ける必要があり、場所と機器を選択した上で新たな観測網を構築する必要性が出てくるであろう。

## 謝 辞

雲レーダーの設置に関しては、神戸国際大学に特別の配慮をいただき、同大学の中西和良氏、神戸大学都市安全研究センターの大石 哲教授には大変お世話になりました。また、名古屋大学の民田晴也氏、久島萌人氏には雲レーダーの設置、稼働に関して技術的なサポートを受けました。ここに感謝いたします。本研究で使用したXRAINのデータは、文部科学省の委託事業により開発・運用されているデータ統合・解析システム(DIAS)の下で、収集・提供されたものを使用しました。本研究は、日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究 (S) 15H05765、文部科学省教育特別経費事業「地球気候系の診断に関わるバーチャルラボラトリーの形成」より補助を受けて実施されました。

## 参考文献

- 石原正仁 (2012a): 2008年雑司が谷大雨当日における積乱雲群の振舞いと局地的大雨の直前予測I —3次元レーダーデータによる積乱雲群の統計解析—, 天気, 第59巻, 7号, pp. 549-561.
- 石原正仁 (2012b): 2008年雑司が谷大雨当日における積乱雲群の振舞いと局地的大雨の直前予測II —積乱雲に伴う局地的大雨の直前予測の試み—, 第59巻, 7号, pp. 563-577.
- 石原正仁・榊原 均・柳沢善次・松浦和夫・青柳二郎・今泉孝男 (1987): 2台のドップラーレーダーによって観測された関東地方の雷雲の内部構造, 天気, 第34巻, 5号, pp. 321-332.
- 石原正仁・田畑 明 (1996): 降水コアの降下によるダウンバーストの検出, 天気, 第43巻, 4号, pp. 215-226.
- 石原正仁・藤吉康志・新井健一郎・吉本直弘・小西啓之 (2009): 関西空港付近に発生したマイクロバーストの形態と構造—空港気象ドップラーレーダー単独による自動検出とデュアル解析の比較—,



- 天気, 第56巻, 9号, pp. 727-742.
- 岩下晴彦 (1992): 羽田で発生したダウンバースト (1987年7月25日), 天気, 第39巻, 5号, pp. 279-290.
- 岩下晴彦 (1995): 1988年8月24日伊丹付近で発生した2つのダウンバースト, 天気, 第42巻, 12号, pp. 833-842.
- 海霧研究グループ (1985): 釧路地方における海霧の観測, 天気, 第32巻, 2号, pp. 41-52.
- 大久保篤・柴田のり子・根口康太郎・辻本嘉大・橘田重延・大石喜仁・武井康郎・水野康隆・宮原寿夫・仲居史志 (2004): 2003年10月13日に千葉県, 茨城県で発生したダウンバーストについて, 天気, 第51巻, 5号, pp. 363-369.
- 大野久雄・楠 研一・鈴木 修 (1996a): 1995年8月10日に関東平野で発生した雷雨に伴うボウエコー, ガストフロントおよびダウンバースト, 天気, 第43巻, 3号, pp. 167-170.
- 大野久雄・鈴木 修・楠 研一 (1996b): 日本におけるダウンバーストの発生の実態, 天気, 第43巻, 3号, pp. 101-112.
- 菊地勝弘・上田 博・小林文明・岩波 越・城岡竜一・高橋暢宏・松浦 馨・金村直俊, (1989): 札幌付近に発生した降雹と竜巻, 天気, 第36巻, 4号, pp. 215-217.
- 楠 研一・村上正隆・折笠成宏・田中恵信・岩波 越・真木雅之・朴 相郡・三隅良平・浜津享助・入澤 寶 (2004): ミリ波レーダーで見た降雪雲の山越え, 天気, 第51巻, 1号, pp. 3-4.
- 齊藤洋一・小林文明・桂 啓仁・高村民雄・鷹野敏明・操野年之 (2013): 衛星(MTSAT-1R)ラピッドスキャンデータでみた孤立積乱雲の一生, 天気, 第60巻, 4号, pp. 247-260.
- 佐藤 昇 (1998): 近畿地方で観測された雹粒, 天気, 第45巻, 3号, pp. 187-197.
- 佐野 浩・大野久雄 (2001): 姫路・神戸ダウンバースト1999年6月27日, 天気, 第48巻, 12号, pp. 873-883.
- 出世ゆかり・坪木和久 (2006): 非定常で短寿命の対流セルもたらす降雹の水平規模と雹の大きさ: 2002年5月26日の阪神間の降ひょうの事例について, 天気, 第53巻, 11号, pp. 871-877.
- 小司禎教・三隅良平・中谷 剛 (編) (2018): 気象研究ノート第236号「都市における極端気象の観測・予測・情報伝達」, 日本気象学会, 408 pp.
- 鷹野敏明・高村民雄 (2014): ミリ波雲レーダFALCON-Iの開発-現状と展望-, 低温科学, 第72巻, pp. 219-224.
- 田畑 明・中澤 栄・安富裕二・榊原 均・石原正仁・赤枝健治, (1989): 寿命の長いシングルセル型対流雲の構造の解析, 天気, 第36巻, 8号, pp. 499-507.
- 坪木和久・小倉義光, (1999): 雷雨を伴った寒冷渦の渦位事例解析, 天気, 第46巻, 7号, pp. 453-459.
- 中北英一・新保友啓・佐藤悠人・山口弘誠・大東忠保 (2018): Kaバンドレーダーを利用した積乱雲生成段階に関する研究, 土木学会論文集B1(水工学), 第74巻, 4号, pp. 55-60.
- 中北英一・山口弘誠・隅田康彦・竹畑栄伸・鈴木賢士・中川勝広・大石 哲・出世ゆかり・坪木和久・大東忠保 (2009): 偏波レーダーとビデオゾンデの同期観測および降水粒子タイプ判別, 土木学会水工学論文集, 第53巻, pp. 361-366.
- 中山 章・青山雅典 (1990): 離陸滑走中に遭遇したマイクロ・バーストの解析, 天気, 第37巻, 6号, pp. 421-429.
- 花宮廣務・松浦健次・岩本博之 (1998): 1996年5月22日大分県玖珠町・九重町で深夜発生したダウンバースト, 天気, 第45巻, 7号, pp. 531-540.
- 原田やよい・古林慎哉・太田行哉・海老田綾貴・守谷昌己・小野田浩克・大野木和敏・釜塚弘隆・小林ちあき・遠藤洋和 (2014): 気象庁55年長期再解析(JRA-55), 天気, 第61巻, 4号, pp. 269-275.
- 深尾昌一郎・浜津享助 (2005): 気象と大気のレーダーリモートセンシング, 京都大学学術出版会, 492 pp.
- 三隅良平・中谷 剛・小司禎教・瀬古 弘・斉藤和雄・清野直子・鈴木真一・出世ゆかり・平野洪賓・足立アホロ・山内 洋 (2015): 第2回TOMACS国際ワークショップの報告—首都圏をフィールドとした極端気象に関する国際共同研究の進捗—, 天気, 第62巻, 6号, pp. 511-516.
- 三隅良平・圓山憲一 (2008): 下層空気の収束による積乱雲の降水強化—形成される下層雲の役割に注目した数値実験—, 天気, 第55巻, 7号, pp. 567-580.
- 村松貴有・川村隆一 (2012): 日本におけるダウンバースト発生の環境場と予測可能性, 天気, 第59巻, 9号, pp. 827-845.
- 森真理子・高谷美正 (2004): 関東地方で発生した降ひょう・ダウンバーストを伴ったスーパーセルの事例解析, 天気, 第51巻, 8号, pp. 567-581.
- 柳沢善次 (1964): 測雲用ミリ波レーダーエコーの解析, 天気, 第11巻, 5号, pp. 151-163.
- 柳沢善次 (1970): ミリ波レーダーによるエンジェルエコーの観測 (I), 天気, 第17巻, 9号, pp. 434-440.
- 柳沢善次・神林慶子 (1972): ミリ波レーダーによるエンジェルエコーの観測 (II), 天気, 第19巻, 8号, pp. 423-429.

- 柳沢善次・石原正仁・沢井哲滋 (1986): ミリ波レーダーによる海霧の観測, 天気, 第33巻, 11号, pp. 603-612.
- 山下浩史 (2007): 2005年5月15日東京都八王子市に降雹と突風をもたらした積乱雲の特徴について, 天気, 第54巻, 9号, pp. 781-796.
- 吉崎正憲 (1996): 雷雨の発生環境について, 天気, 第43巻, 11号, pp. 734-738.
- 吉崎正憲・加藤輝之 (2007): 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 187 pp.
- 吉崎正憲・中村 一・中村健治 (編) (1999): 気象研究ノート第193号「つくば域降雨観測実験」, 日本気象学会, 288 pp.
- 渡辺 明, (1995): 雹痕から求めたダウンバーストの風速, 天気, 第42巻, 9号, pp. 627-632.
- Adachi, T., Kusunoki, K., Yoshida, S., Arai, K.-I., and Ushio, T., (2016): High-speed volumetric observation of a wet microburst using X-band phased array weather radar in Japan, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 144, No. 10, pp. 3749-3765.
- Braham, R.R., Jr., (1996): The Thunderstorm Project, 18th conference on severe local storms luncheon speech, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 77, No. 8, pp. 1835-1846.
- Bringi, V.N., and Chandrasekar, V., (2001): *Polarimetric Doppler Weather Radar, Principles and Applications*, Cambridge University Press, 636 pp.
- Browning, K.A., Blyth, A.M., Clark, P.A., Corsmeier, U., Morcrette, C.J., Agnew, J.L., Ballard, S.P., Bamber, D., Barthlott, C., Bennett, L.J., Beswick, K.M., Bitter, M., Bozier, K.E., Brooks, B.J., Collier, C.G., Davies, F., Deny, B., Dixon, M.A., Feuerle, T., Forbes, R.M., Gaffard, C., Gray, M.D., Hankers, R., Hewison, T.J., Kalthoff, N., Khodayar, S., Kohler, M., Kottmeier, C., Kraut, S., Kunz, M., Ladd, D.N., Lean, H.W., Lenfant, J., Li, Z., Marsham, J., McGregor, J., Mobbs, S.D., Nicol, J., Norton, E., Parker, D.J., Perry, F., Ramatschi, M., Ricketts, H.M.A., Roberts, N.M., Russell, A., Schulz, H., Slack, E.C., Vaughan, G., Waight, J., Wareing, D.P., Watson, R.J., Webb, A.R., and Wieser, A., (2007): The Convective Storm Initiation Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 88, No. 12, pp. 1939-1956.
- Byers, H.R., and Braham, R.R., (1948): Thunderstorm structure and circulation, *J. Meteorol.*, Vol. 5, No. 3, pp. 71-86.
- Crosier, J., Choulaton, T.W., Westbrook, C.D., Blyth, A.M., Bower, K.N., Connolly, P.J., Dearden, C., Gallagher, M.W., Cui, Z., and Nicol, J.C., (2014): Microphysical properties of cold frontal rainbands, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 140, No. 681, pp. 1257-1268.
- Eito, H., Murakami, M., Muroi, C., Kato, T., Hayashi, S., Kuroiwa, H., and Yoshizaki, M., (2010): The structure and formation mechanism of transversal cloud bands associated with the Japan-Sea Polar-airmass Convergence Zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 88, No. 4, pp. 625-648.
- Fabry, F., (2015): *Radar Meteorology*, Cambridge University Press, 256 pp.
- Görsdorf, U., Lehmann, V., Bauer-Pfundstein, M., Peters, G., Vavriv, D., Vinogradov, V., and Volkov, V., (2015) A 35-GHz polarimetric Doppler radar for long-term observations of cloud parameters —description of system and data processing, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 32, No. 4, pp. 675-690.
- Hamazu, K., Hashiguchi, H., Wakayama, T., Matsuda, T., Doviak, R.J., and Fukao, S., (2003): A 35-GHz scanning Doppler radar for fog observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 20, No. 7, pp. 972-986.
- Horie, H., Iguchi, T., Hanado, H., Kuroiwa, H., Okamoto, H., and Kumagai, H., (2000): Development of a 95-GHz cloud profiling radar (SPIDER) -Technical aspects-, *The Transactions of the Institute of Electronics, Information and Communication Engineers*, Vol. E83-B, No. 9, pp. 2010-2020.
- Iwai, H., Ishii, S., Kawamura, S., Sato, E., and Kusunoki, K., (2018): Case study on convection initiation associated with an isolated convective storm developed over flat terrain during TOMACS, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 96A, pp. 3-23.
- Iwasaki, H., (2004): Diurnal variation of precipitable water and convective activity with dual maxima in summer season around Mt. Tanigawa in the northern Kanto district, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 82, No. 2, pp. 805-816.
- Iwasaki, H., and Miki, T., (2001): Observational study on the diurnal variation in precipitable water associated with the thermally induced local circulation over the “semi-basin” around Maebashi using GPS data, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 79, No. 5, pp. 1077-1091.
- Iwanami, K., Misumi, R., Maki, M., Wakayama, T., Hata, K., and Watanabe, S., (2001): Development of a multiparameter radar system on mobile platform, *Proc. of the 30th International Conference on Radar Meteorology*, American Meteorological Society, 3 pp.
- Ishihara, M., Fujiyoshi, Y., Tabata, A., Sakakibara, H.,

- Akaeda, K., and Okamura, H., (1995): Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the baiu front in 1988: Its kinematical structure and maintenance process, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 73, No. 2, pp. 139-163.
- Jorgensen, D.P., Shepherd, T.R., and Goldstein, A.S., (2000): A dual-pulse repetition frequency scheme for mitigating velocity ambiguities of the NOAA P-3 airborne Doppler radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 17, No. 5, pp. 585-594.
- Kawabata, T., Seko, H., Saito, K., Kuroda, T., Tamiya, K., Tsuyuki, T., Honda, Y., and Wakazuki, Y., (2007): An assimilation and forecasting experiment of the Nerima heavy rainfall with a cloud-resolving nonhydrostatic 4-dimensional variational data assimilation system, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 85, No. 3, pp. 255-276.
- Kawamura, S., Ohta, H., Hanado, H., Yamamoto, M.K., Shiga, N., Kido, K., Yasuda, S., Goto, T., Ichikawa, R., Amagai, J., Imamura, K., Fujieda, M., Iwai, H., Sugitani, S., and Iguchi, T., (2017): Water vapor estimation using digital terrestrial broadcasting waves, *Radio Sci.*, Vol. 52, No. 3, pp. 367-377.
- Kimura, F., and Kuwagata, T., (1995): Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, *J Appl. Meteorol.*, Vol. 34, No. 2, pp. 549-558.
- Kobayashi, F., Katsura, A., Saito, Y., Takamura, T., Takano, T., and Abe, D., (2012): Growing speed of cumulonimbus turrets, *J. Atmos. Electr.*, Vol. 32, No. 1, pp. 13-23.
- Kobayashi, F., Takano, T., and Takamura, T., (2011): Isolated cumulonimbus initiation observed by 95-GHz FM-CW radar, X-band radar, and photogrammetry in the Kanto region, Japan, *SOLA*, Vol. 7, pp. 125-128.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebita, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K., and Takahashi, K., (2015): The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 93, No. 1, pp. 5-48.
- Kollias, P., Clothiaux, E.E., Miller, M.A., Albrecht, B.A., Stephens, G.L., and Ackerman, T.P., (2007): Millimeter-wavelength radars -New frontier in atmospheric cloud and precipitation research, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 88, No. 10, pp. 1608-1624.
- Kusunoki, K., Murakami, M., Hoshimoto, M., Orikasa, N., Yamada, Y., Mizuno, H., Hamazu, and K., Watanabe, H., (2004): The characteristics and evolution of orographic snow clouds under weak cold advection, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 132, No. 1, pp. 174-191.
- Kusunoki, K., Murakami, M., Orikasa, N., Hoshimoto, M., Tanaka, Y., Yamada, Y., Mizuno, H., Hamazu, K., and Watanabe, H., (2005): Observations of quasi-stationary and shallow orographic snow clouds: Spatial distributions of supercooled liquid water and snow particles, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 133, No. 4, pp. 743-751.
- Leon, D.C., French, J.R., Lasher-Trapp, S., Blyth, A.M., Abel, S.J., Ballard, S., Barrett, A., Bennett, L.J., Bower, K., Brooks, B., Brown, P., Charlton-Perez, C., Choullarton, T., Clark, P., Collier, C., Crosier, J., Cui, Z., Dey, S., Dufton, D., Eagle, C., Flynn, M.J., Gallagher, M., Halliwell, C., Hanley, K., Hawkness-Smith, L., Huang, Y., Kelly, G., Kitchen, M., Korolev, A., Lean, H., Liu, Z., Marsham, J., Moser, D., Nicol, J., Norton, E.G., Plummer, D., Price, J., Ricketts, H., Roberts, N., Rosenberg, P.D., Simonin, D., Taylor, J.W., Warren, R., Williams, P.I., and Young, G., (2016): The Convective Precipitation Experiment (COPE): Investigating the origins of heavy precipitation in the southwestern United Kingdom, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 97, No. 6, pp. 1003-1020.
- Misumi, R., (2018): Preface, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 96A, pp. 1-2.
- Misumi, R., Sakurai, N., Maesaka, T., Suzuki, S.-I., Shimizu, S., and Iwanami, K., (2018a): Transition process from non-precipitating cumuli to precipitating convective clouds over mountains: Observation by Ka-band Doppler radar and stereo photogrammetry, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 96A, pp. 51-66.
- Misumi, R., Uji, Y., Tobo, Y., Miura, K., Uetake, J., Iwamoto, Y., Maesaka, T., and Iwanami, K., (2018b): Characteristics of droplet size distributions in low-level stratiform clouds observed from Tokyo Skytree, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 96. (受理済)
- Morotomi, K., Shinoda, T., Shusse, Y., Kouketsu, T., Ohigashi, T., Tsuboki, K., Uyeda, H., and Tamagawa, I., (2012): Maintenance mechanisms of a precipitation band formed along the Ibuki-Suzuka mountains on September 2-3, 2008, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 90, No. 5, pp. 737-753.
- Nakakita, E., Sato, H., Nishiwaki, R., Yamabe, H. and Yamaguchi, K. (2017): Early detection of baby-rain-cell aloft in a severe storm and risk projection for urban flash flood, *Adv. Meteorol.*, Article ID

- 5962356,15 pp.
- Nakatani, T., Misumi, R., Shoji, Y., Saito, K., Seko, H., Seino, N., Suzuki, S.-I., Shusse, Y., Maesaka, T., and Sugawara, H., (2015): Tokyo Metropolitan Area Convection Study for Extreme Weather Resilient Cities, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 96, No. 8, pp. 123-126.
- Nishiwaki, N., Misumi, R., Shimizu, S., Maesaka, T., Iwanami, K., Sakurai, N., Maki, M., Suzuki, S.-I., Kato, A., and Yamaji, A., (2013): Behavior and structure of convective clouds developing around a mountainous area observed by stereo photogrammetry and Ka-band and X-band radars: Case study of northern Kanto, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 91, No. 5, pp. 609-626.
- Ogura, Y., and Takahashi, T., (1971): Numerical simulation of life-cycle of a thunderstorm cell, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 99, No. 12, pp. 895-911.
- Ohno, H., Suzuki, O., Nirasawa, H., Yoshizaki, M., Hasegawa, N., Tanaka, Y., Muramatsu, Y., and Ogura, Y., (1994): Okayama downbursts on 27 June 1991 downburst identifications and environmental conditions, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 72, No. 2, pp. 197-222.
- Okabe, I., Imai, T., and Izumikawa, Y., (2011): Detection of rapidly developing cumulus areas through MTSAT rapid scan operation observation, *Meteorological Satellite Center Technical Note*, No. 55, pp. 69-92.
- Okamoto, H., Nishizawa, T., Takemura, T., Kumagai, H., Kuroiwa, H., Sugimoto, N., Matsui, I., Shimizu, A., Emori, S., Kamei, A., and Nakajima, T., (2007): Vertical cloud structure observed from shipborne radar and lidar: Midlatitude case study during the MR01/K02 cruise of the research vessel Mirai, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, Vol. 112, No. D8, D08216, 22 pp.
- Sakurai, N., Shimizu, S., Shusse, Y., Suzuki, S.-I., Maesaka, T., Kieda, K., and Iwanami, K., (2015): Relationships between updraft characteristics and cloud-to-ground lightning activity in warm-season convective storms in the Kanto region, Japan, *SOLA*, Vol. 11, pp. 177-180.
- Sakurai, N., Iwanami, K., Maesaka, T., Suzuki, S.-I., Shimizu, S., Misumi, R., Kim, D.-S., and Maki, M., (2012): Case study of mesoscale convective echo behavior associated with cumulonimbus development observed by Ka-band Doppler radar in the Kanto region, Japan, *SOLA*, Vol. 8, pp. 107-110.
- Sano, T., and Tsuboki, K., (2006): Structure and evolution of a cumulonimbus cloud developed over a mountain slope with the arrival of sea breeze in summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 84, No. 4, pp. 613-640.
- Seko, H., Shoji, Y., and Fujibe, F., (2007): Evolution and air flow structure of a Kanto thunderstorm on 21 July 1999 (the Nerima heavy rainfall event), *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 85, No. 4, pp. 455-477.
- Shimizu, S., Uyeda, H., Moteki, Q., Maesaka, T., Takaya, Y., Akaeda, K., Kato, T., and Yoshizaki, M. (2008): Structure and formation mechanism on the 24 May 2000 supercell-like storm developing in a moist environment over the Kanto Plain, Japan, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 136, No. 7, pp. 2389-2407.
- Shusse, Y., Maki, M., Shimizu, S., Iwanami, K., Maesaka, T., Suzuki, S.-I., Sakurai, N., and Misumi, R., (2015): Relationship between precipitation core behavior in cumulonimbus clouds and surface rainfall intensity on 18 August 2011 in the Kanto region, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 93, No 2, pp. 215-228.
- Shusse, Y., Tsuboki, K., Geng, B., Minda, H., and Takeda, T., (2005): Structure and evolution of deeply developed convective cells in a long-lived cumulonimbus cloud under a weak vertical wind-shear condition, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 83, No. 3, pp. 351-371.
- Shusse, Y., and Tsuboki, K., (2006): Dimension characteristics and precipitation efficiency of cumulonimbus clouds in the region far south from the mei-yu front over the eastern Asian continent, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 134, No. 7, pp. 1942-1953.
- Sumida, Y., Suzue, H., Imai, T., and Sobajima A., (2017): Convective cloud information derived from Himawari-8 data, *Meteorological Satellite Center Technical Note*, No. 62, pp. 19-37.
- Suzuki, S.-I., Maesaka, T., Iwanami, K., Shimizu, S., and Kieda, K., (2018): X-band dual-polarization radar observations of the supercell storm that generated an F3 tornado on 6 May 2012 in Ibaraki prefecture, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 96A, pp. 25-33.
- Takayama, H., Niino, H., Watanabe, S., Sugaya, J., and Members of Tsukuba Area Precipitation Studies, (1997): Downbursts in the northwestern part of Saitama prefecture on 8 September 1994, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 75, No. 4, pp. 885-905.
- Teshiba, M., Hashiguchi, H., Uematsu, A., Tanaka, H., Ohmori, Y., and Fukao, S., (2004): Fog observations with a millimeter-wave scanning radar at Miyoshi basin, Japan, *Earth, Planets and Space*, Vol. 56, No. 2, pp. 259-268.
- Uematsu, A., Hashiguchi, H., Teshiba, M., Tanaka, H., Hirashima, K., and Fukao, S., (2005a): Moving cellular

- structure of fog echoes obtained with a millimeter-wave scanning Doppler radar at Kushiro, Japan, *J Appl. Meteorol.*, Vol. 44, No. 8, pp. 1260-1273.
- Uematsu, A., Hashiguchi, H., Yamamoto, M.K., Dhaka, S.K., and Fukao, S., (2007): Influence of gravity waves on fog structure revealed by a millimeter-wave scanning Doppler radar, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, Vol. 112, No. D7, D07207, 9 pp.
- Uematsu, A., Yamamoto, M.K., Hashiguchi, H., Hirashima, K., and Fukao, S., (2005b): Shear-induced roll structure of fog observed by a millimeter-wave scanning Doppler radar, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, No. 14, L14824, 4 pp.
- Wada, E., Hashiguchi, H., Yamamoto, M.K., Teshiba, M., and Fukao, S., (2005): Simultaneous observations of cirrus clouds with a millimeter-wave radar and the MU radar, *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 44, No. 3, pp. 313-323.
- Weckwerth, T.M., Parsons, D.B., Koch, S.E., Moore, J.A., LeMone, M.A., Demoz, B.B., Flamant, C., Geerts, B., Wang, J., and Feltz, W.F., (2004): An overview of the international H<sub>2</sub>O project (IHOP\_2002) and some preliminary highlights, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 85, No. 2, pp. 253-278.
- Wendi, H., Nakakita, E., Sumida, Y., and Yamaguchi, K., (2018): Fundamental investigation of generation of guerrilla-heavy rainfall using Himawari-8 and XRAIN information on Kinki region, *Journal of Japan Society of Civil Engineers, B1 (Hydraulic Engineering)*, Vol. 74, No. 4, pp. 283-288.
- Wulfmeyer, V., Behrendt, A., Bauer, H.-S., Kottmeier, C., Corsmeier, U., Blyth, A., Craig, G., Schumann, U., Hagen, M., Crewell, S., Di Girolamo, P., Flamant, C., Miller, M., Montani, A., Mobbs, S., Richard, E., Rotach, M.W., Arpagaus, M.R., H. Schlüssel, P., König, M., Gärtner, V., Steinacker, R., Dorninger, M., Turner, D.D., Weckwerth, T., Hense, A., and Simmer, C., (2008): The Convective and Orographically induced Precipitation Study: A research and development project of the World Weather Research Program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 89, No. 10, pp. 1477-1486,
- Wulfmeyer, V., Behrendt, A., Kottmeier, C., Corsmeier, U., Barthlott, C., Craig, G.C., Hagen, M., Althausen, D., Aoshima, F., Arpagaus, M., Bauer, H.S., Bennett, L., Blyth, A., Brandau, C., Champollion, C., Crewell, S., Dick, G., Di Girolamo, P., Dorninger, M., Dufournet, Y., Eigenmann, R., Engelmann, R., Flamant, C., Foken, T., Gorgas, T., Grzeschik, M., Handwerker, J., Hauck, C., Höller, H., Junkermann, W., Kalthoff, N., Kiemle, C., Klink, S., König, M., Krauss, L., Long, C.N., Madonna, F., Mobbs, S., Neining, B., Pal, S., Peters, G., Pigeon, G., Richard, E., Rotach, M.W., Russchenberg, H., Schmitalla, T., Smith, V., Steinacker, R., Trentmann, J., Turner, D.D., van Baelen, J., Vogt, S., Volkert, H., Weckwerth, T., Wernli, H., Wieser, A., and Wirth, M., (2011): The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): The scientific strategy, the field phase, and research highlights, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 137, No. S1, pp. 3-30.

## 付 録 1

大気中には水の凝結・凝固したのとして雲粒子、降水粒子が存在する。気象学においては、雲粒子と降水粒子は区別されており、有意な落下速度を持たない粒子を雲粒子、持つものを降水粒子とよぶ。雲粒子には液体の雲粒、固体の氷晶、降水粒子には液体の雨粒、固体の雪結晶、雪片、霰、雹、凍雨などが存在する。雲粒子と降水粒子は粒径がおおよそ100 $\mu\text{m}$ で区別されている。

これら雲・降水粒子の分布を測る測器の一つとしてレーダーが使用される。レーダーは発射した電波が対象となる標的に照射されて散乱したものを受信することによって標的を測定する機器であり、大きく分けて大気レーダーと気象レーダーに分類される。大気レーダーでは大気乱流などが標的になるのに対し、気象レーダーでは雲・降水粒子といった微小粒子が電波を反射させる。

気象レーダーによる散乱はミー公式とよばれる散乱の厳密解によって与えられる。しかしながら、粒径がレーダーの送信波長よりも十分小さい場合はレイリー近似が成り立ち、レーダー断面積が直径の6乗に比例し、送信波長の4乗に反比例する関係が得られる。レイリー近似において、受信電力を示すレーダー方程式は以下のように表すことができる (Fabry, 2015)。

$$P_r = \underbrace{\frac{1.22^2 0.55^2 10^{-18} \pi^7 c}{1024 \log_e(2)}}_{\text{定数}} \underbrace{\frac{P_t \tau D_a^2}{\lambda^4}}_{\text{レーダー}} \underbrace{\frac{T(0,r)^2}{r^2}}_{\text{経路}} \underbrace{|K|^2 Z}_{\text{ターゲットパラメータ}}$$

(1)

ここでZの定義は、

Table 1 Specifications of the Nagoya University Ka-band cloud radar.

Transmitting frequency	Short pulse: 34.866 GHz, Long pulse: 34.871 GHz
Transmitting wavelength	8.6 mm
Bandwidth	8 MHz for both short and long pulses
Power amplifier	Extended interaction Klystron (EIK)
Peak transmitting power	3 kW before distributor
Pulse compression	Chirp (linear frequency modulation), swept frequency 4 MHz
Pulse repetition frequency	Up to 2500 Hz
Staggered PRF function	available
Maximum range of data processing	30 km
Pulse width	Short pulse: 0.5, 1.0 $\mu$ s; Long pulse: 30, 55, 80, 100 $\mu$ s
Range gate width	75, 150 m
Date intervals in a radial direction	75, 150 m
Antenna type	parabola, Cassegrain type
Antenna diameter	2.1 m
Beam width	0.31°
Data intervals in an azimuth direction	360/512° (0.7°), 360/1024° (0.35°)
Survival wind speed	Operating: 30 m s <sup>-1</sup> Non-operating (el=90°): 60 m s <sup>-1</sup>
Temperature range	Operating: -20°C to 40°C, Non-operating: -20°C to 50°C
Size	3.8 m x 3.0 m, height : 5.3 m
Weight	< 4 ton
Scan	PPI, sector PPI, pointing, RHI
Scanning limit	Elevation direction: -10° to 182°
Maximum rotation speed	Azimuth direction: 6 rpm; Elevation direction: 2 rpm
Polarizations	Distributor; horizontal, vertical, slant 45/135°
Available parameters	$Z_h$ , $V$ , $W$ , $Z_{DR}$ , $\Phi_{DP}$ , $K_{DP}$ , $\rho_{hv}$ , LDR, etc.

$$Z = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD \quad (2)$$

であり、単位は慣例によって $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ で示される。また、 $c$ は光速、 $P_t$ は送信電力、 $\tau$ はパルス幅、 $D_a$ はアンテナ径、 $\lambda$ は送信波長、 $T(0,r)$ はレーダーから距離 $r$ までの大気透過率、 $|K|^2$ は複素屈折率に関係した量である。Z以外のパラメータはSI単位系であり、式(1)の定数はこの単位に合致するように調整されている。降水粒子と比較すると雲粒の場合は、数は多いものの、6乗がかかっている直径が小さい効果が上回るため降水粒子よりも小さなZを示す。有意となる最小の受信電力 $P_r$ が変わらない場合、式(1)においてレーダーパラメータの部分で決まる値を大きくし反射して返ってくる電力を大きくしなければ、雲粒子によって反射して返ってきた信号はノイズに埋もれてしまう。このため、4乗のかかるレーダーの波長 $\lambda$ を短くすることによって、雲粒子を観測可能にする。感度を増加させる他の方法として、アンテナ径 $D_a$ を大き

くする方法もある。例えば、イギリスの Chilbolton Advanced Meteorological Radar (CAMRa) は25mのアンテナ径をもち、600kWの大容量のピーク送信電力を有していることから、波長10cmのS帯レーダーでありながら-10dBZ以下のレーダー反射強度を受信することが可能である(例えば Crosier, 2013)。一方で、波長が長くなると乱流からのブラッグ散乱が相対的に大きくなることから、アンテナ径を大きくすれば必ず雲粒を観測できるというわけではないことには注意が必要である。

降水粒子を測定するレーダーには波長10cm (S帯, 3GHz帯), 5cm (C帯, 5GHz帯), 3cm (X帯, 9GHz帯) のレーダーが使用されるが、雲レーダーは1cmよりも短いミリメートルのオーダーの波長が使用される。この意味で、雲レーダーはミリ波レーダーともよばれる。ミリ波帯においては、水蒸気を含む大気による減衰が顕著に大きくなるため、比較的大気の減衰が少ない波長帯が選ばれてレーダーが実現されている(Kollias et al., 2007)。具体的には、Ka帯, W帯が使用

されている。日本においても古くは1960年代から気象研究所が鉛直観測用のKa帯レーダーを使用している(柳沢, 1964)。その後, 基礎的な研究を経て, 霧や巻雲, 降雪雲などの観測が国内でなされてきている(柳沢, 1970; 柳沢・神林, 1972; 海霧研究グループ, 1985; 柳沢ら, 1986; Iwanami et al., 2001; Hamazu et al., 2003; 楠ら, 2004; Kusunoki et al., 2004; Teshiba et al., 2004; Kusunoki et al., 2005; Uematsu et al., 2005a, 2005b; Wada et al., 2005; Uematsu et al., 2007; Sakurai et al., 2012; Nishiwaki et al., 2013; Misumi et al., 2018a; 中北ら, 2018)。W帯のレーダーについても開発され, 積乱雲, 降雪雲, 熱帯や極域の雲などの観測に使用されている(Horie et al., 2000; Iwanami et al., 2001; Okamoto et al., 2007; Eito et al., 2010; Kobayashi et al., 2011, 2012; 鷹野・高村, 2014)。

ミリ波レーダーの使用にあたっては原理上注意しなければいけないことがいくつか存在する。まず, 減衰が大きいことである。雲粒子や降水粒子による減衰は送信波長が短くなるほど大きくなるため, ミリ波レーダーはこれらから大きな減衰を受ける。さらに, 水蒸気による減衰も無視できない程度に大きくなり, また, その減衰量は水蒸気量によって大きく変動する。加えて波長が短いため, 粒径がレーダーの送信波長よりも十分小さければ成り立つというレイリー近似が, 降水粒子などの一部の粒子の大きさによっては成り立たなく場合がある。その際はミー散乱を考慮しなければならない。また, パルス繰り返し周波数が同じであれば, 長い波長を使う時よりも折り返し速度が小さくなる。

一方で有利となる点については, 微弱なレーダー反射強度を測定できる他に, 偏波機能を有する場合に $K_{DP}$ の感度がよい点があげられる。雲水量 $W$ と質量重み付き平均軸比を $\overline{r_m}$ とすると, レイリー散乱のもとで $K_{DP}$ は以下のように示すことができる(Bringi and Chandrasekar, 2001; 深尾・浜津, 2005)。

$$K_{DP} = \left(\frac{180}{\lambda}\right) 10^{-3} CW(1 - \overline{r_m}) \quad (3)$$

ここで,  $C \sim 3.75$ とする。式(3)より, 同じ平均軸比をもつ粒子群であっても波長が小さくなれば $K_{DP}$ の値は大きくなる。

## 付 録 2

本研究で使用した雲レーダーは, 名古屋大学宇宙地球環境研究所に2014年に導入された三菱電機製のKa帯雲レーダーである。Table 1 にこのレーダーの諸



Photo 2 Appearance of the Nagoya University Ka-band cloud radar.

元を, Photo 2 に外観を示す。35GHz帯の周波数を用い, 波長は8.6mmである。送信装置としてクライストロン(EIK)を用いている。ピーク送信電力は3kWであるが, 水平・垂直両偏波用に分波されるため, 各偏波の実際の送信電力はその半分となる。処理距離範囲は30kmであるが, 遠方では感度が落ちるため長パルスを使用し, パルス圧縮によって感度を保っている。短パルスと, 長パルスが切り替わる距離は長パルスの長さによって異なっているが, たとえば, 短パルス $0.5\mu\text{s}$ と長パルス $55\mu\text{s}$ を使用する場合は, 9kmの距離で切り替わる。パルス繰り返し周波数PRFを, 例えば1980Hzに設定すると, 波長が短いためナイキスト速度は $4.3\text{m s}^{-1}$ となり水平風の測定には不十分である。そこで, 二種類のPRFをrayごとに切り替えるスタガ方式でデータを取得し, 自動折り返しすることで折り返し速度を拡張している。先ほどの例の場合, PRF比4:5にすれば $17.0\text{m s}^{-1}$ にまで拡張でき, 一定程度の水平風を測定可能となる。距離分解能は短パルス幅を基準に75mと150mとなっており, データサンプリング間隔もこれに合わせてある。ただし, 短パルス幅 $1\mu\text{s}$ で150mの距離分解能であっても, 75m間隔でオーバーサンプリングすることは可能である。Ka帯としては大きめのアンテナを使用しているため, ビーム幅は $0.31^\circ$ とシャープである。方

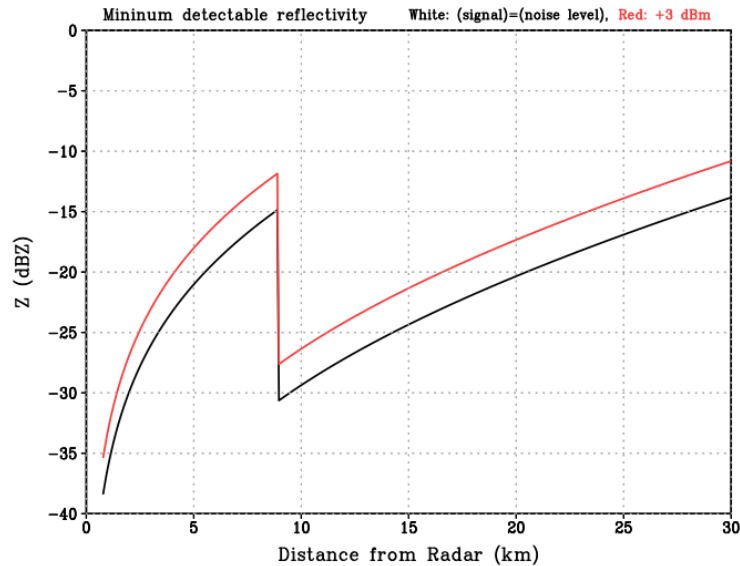


Fig. 7 Minimum detectable reflectivity (black line) calculated for the Nagoya University Ka-band cloud radar using a short pulse of  $0.5 \mu\text{s}$  and a long pulse of  $55 \mu\text{s}$ . A red line indicates the same value, but for having a margin with 3 dB because of variation of noise level. The attenuation of atmospheric gas containing water vapor is corrected at  $0.15 \text{ dB km}^{-1}$  (one way).

位角方向のサンプリング幅もこれとほぼ同様の幅 ( $0.35^\circ$ ) に設定できる。給電損失をなるべく減らすよう導波管を短くする必要があり、カセグレンアンテナが用いられている。カセグレンアンテナでは、パラボラアンテナ中心付近にある一次放射器から放射された電波が、副反射器で一度反射され、主反射器 (パラボラアンテナ) で再度反射されたのち遠方に射出される。また、同様の理由で送受信機等はすべてアンテナの後面のボックスに格納されている。このため重心位置が高く、下方のコンテナはやや大きく、重いつくりとなっている。PPIおよびRHI走査、およびセクターPPI走査することが可能である。RHIは $0^\circ \sim 180^\circ$ まで走査することができる。また、Ka帯レーダーとしてLDRを取得できるレーダーは他にも存在するが (Görsdorf, 2015), 同時二重偏波送受信によって $Z_{DR}$ ,  $K_{DP}$ ,  $\rho_{hv}$ などの偏波パラメータを取得できるレーダーは世界でも数少ない。導波管部位を物理的に組み替えることによって単偏波とすることができ、この場合は二重偏波時の各偏波と比較して送信電力が2倍となる。単偏波観測時にはLDRのパラメータを取得する事ができる。

Fig. 7 に、名古屋大学Ka帯レーダーの仕様から計算される、各距離で観測可能な最小のレーダー反射強度を示す。この計算では $0.5 \mu\text{s}$ の短パルスと、 $55 \mu\text{s}$ の長パルスを使用した場合を想定しており、パルスの切り替わりは9kmで生じる。水蒸気を含む大気ガスの減衰を片道 $0.15 \text{ dB km}^{-1}$ として補正している。距

離750mまでは通常の観測でもノイズとなり使用できないため表示していない。最も低いレーダー反射強度を観測できる可能性があるのは短パルス域で、レーダーのごく近傍であるが、この領域はどのように走査しても高高度の観測はできず、また面積的にも大きくない。式(1)から理解できるように、距離とともに観測できる最小のレーダー反射強度は増していくが、長パルス域に入った部分では再び $-20 \text{ dBZ}$ 以下のレーダー反射強度を観測することが可能となる。ただし、短パルス域にグラウンドクラッターなどによる強エコー域が存在する場合に、特に低い感度まで受信できる長パルス域に入った箇所においてレンジサイドローブが頻繁に観測されるため注意が必要である。

Misumi et al. (2018b) では東京スカイツリーで観測された液体の下層層状雲の粒径分布から式 (2) に示される直径の6乗の和に相当するレーダー反射因子を見積もっているが、 $-20 \text{ dBZ}$ を越えるものは無い。これは、液体の雲粒が $1 \text{ cm}^{-3}$ あたり100個程度と数は多いもののその粒径が $10 \mu\text{m}$ 程度と小さいことに起因する。一方で、 $50 \mu\text{m}$ のドリズル粒子が $1 \text{ cm}^{-3}$ あたり1個存在すればレーダー反射因子は $-18.1 \text{ dBZ}$ となる。したがって、雲レーダーとよばれるKa帯レーダーであっても液体の多くの雲は観測できず、雲粒が成長しやや大きなドリズル粒子になればKa帯レーダーで観測できるようになると考えられる。一方で、氷粒子は一般に粒径が大きいため、目視で見て青空



Table 2 Observation mode of the Nagoya University Ka-band cloud radar.

	old mode		new mode	
Obs. time interval (min.)	10		5	
Width of long pulse ( $\mu\text{s}$ )	55			
Width of short pulse ( $\mu\text{s}$ )	0.5			
Number of rays	1024			
Sampling interval ( $^{\circ}$ )	0.35			
Transmitting wavelength (m)	$8.6 \times 10^{-3}$			
PRF ratio	2:3		3:4	
PRF (Hz)	1120	1680	1350	1800
Antenna rotating speed (rpm)	1.5		3.0	
Number of integrated pulse	43	65	26	35
Duty cycle (%)	6.2	9.3	7.5	10.0
Maximum observation range (km)	134	89	111	83
Nyquist velocity ( $\text{m s}^{-1}$ )	2.4	3.6	2.9	3.9
Nyquist velocity extended using dual-PRF dealiasing technique ( $\text{m s}^{-1}$ )	7.2		11.6	
Scan	11-PPI		11-PPI	
	1-90 $^{\circ}$ PPI		1-90 $^{\circ}$ PPI	
	1-RHI (0 $^{\circ}$ to 180 $^{\circ}$ )		1-RHI (0 $^{\circ}$ to 90 $^{\circ}$ )	

が透けるような雲であってもKa帯レーダーで観測できることが多い。

(論文受理日：2018年6月13日)

### 付 録 3

Table 2 に今回使用した名古屋大学雲レーダーの観測モードの詳細を示す。2つのPRFを用いて拡張されたナイキスト速度をなるべく大きくするために、またアンテナ回転速度を大きくした時になるべく多くのパルス積分数を保つためにPRFを大きくする必要がある。しかしながら、PRFを大きくすると、デューティ比が大きくなり、加えて最大観測範囲が小さくなるので注意が必要である。現システムではデューティ比10%以下を目安としている。Ka帯レーダーの場合は感度よく観測を保てる範囲がそもそも狭いため(現レーダーでは半径30km)、最大観測範囲についてはあまり問題にならない。また、PRF比を4:5などとさらに小さくしていくと原理上のナイキスト速度は大きくなるが、一方で自動折り返しによる折り返し処理の失敗が増えることがわかっており(Jorgensen et al., 2000)、むやみに大きくはできない。この表よりもさらにナイキスト速度を大きくするためには、長パルスの長さを30 $\mu\text{s}$ にしてデューティ比を下げつつ、PRFを増大させる方法がある。しかしながら、その方法ではパルス幅の減少に起因してデータの質は悪化するので注意が必要である。